

## 3.2 「リアルタイムの火山灰ハザード評価手法の開発」

### 目 次

#### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 10か年の年次実施計画
- (e) 平成31年度業務目的

#### (2) 平成31年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
  - 1) プロジェクトの総合推進
  - 2) リモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発
  - 3) 火山灰拡散予測の高速度化技術開発
  - 4) 火山灰拡散予測の高精度化技術開発
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献
- (f) 成果の論文発表・口頭発表等
- (g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

#### (3) 令和2年度業務計画案

## (1) 業務の内容

### (a) 業務題目

火山災害対策技術の開発

「リアルタイムの火山灰ハザード評価手法の開発」

### (b) 担当者

| 所属機関                    | 役職              | 氏名            | メールアドレス                        |
|-------------------------|-----------------|---------------|--------------------------------|
| 国立大学法人京都大学              | 教授              | 井口 正人         | iguchi.masato.8m@kyoto-u.ac.jp |
| 国立大学法人京都大学              | 准教授             | 中道 治久         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 准教授             | 為栗 健          |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 助教              | 山本 圭吾         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 助教              | 山田 大志         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 教授              | 石川 裕彦         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 准教授             | 竹見 哲也         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 特定研究員           | Alex Poulidis |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 教授              | 丸山 敬          |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 特定准教授           | 佐々木寛介         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 特定助教            | 志村 智也         |                                |
| 国立大学法人京都大学              | 助教              | 古本 淳一         |                                |
| 国立大学法人鹿児島大学             | 特任教授            | 真木 雅之         |                                |
| 国立大学法人鹿児島大学             | 特任研究員           | Kim Yura      |                                |
| 国立大学法人鹿児島大学             | 外来研究員<br>(釜慶大学) | Dong-In Lee   |                                |
| 国立大学法人鹿児島大学             | 外来研究員<br>(釜慶大学) | Suh Sun-Ho    |                                |
| 国立大学法人筑波大学              | 教授              | 田中 博          |                                |
| 国立大学法人神戸大学              | 教授              | 大石 哲          |                                |
| 国立大学法人東北大学              | 准教授             | 太田 雄策         |                                |
| 国立大学法人東京大学              | 准教授             | 鈴木雄治郎         |                                |
| 国立研究開発法人国立環境研究所         | 主任研究員           | 清水 厚          |                                |
| 一般財団法人日本気象協会            | 主任研究員           | 井上 実          |                                |
| メトロウエザー株式会社             | 代表取締役           | 東 邦昭          |                                |
| 三菱スペース・ソフトウェア(株)(鹿児島大学) | 博士課程学生          | 小堀 壮彦         |                                |

### (c) 業務の目的

火山灰に対して噴火前の予防的対策及び噴火後の迅速な防災対策のために、火山灰ハザ

ードの予報的及び即時的評価を可能とする技術の実現を目指し、地上観測および大気中その場観測に裏付けされるリモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発、地震及び地盤変動観測データとシミュレーションを統合した火山灰拡散予測の高速度化技術開発、空間分解能の高い風速場把握および落下粒子特性把握による火山灰拡散予測の高精度化技術開発、連続的な噴火を対象とした火山灰拡散予測のためのオンラインシステムの技術開発、噴火発生前の確率的降灰予測の技術開発を実施し、「課題D サブテーマ 3：火山災害対策のための情報ツールの開発」に解析結果を出力することを目的とする。

(d) 10か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成28年度：

リモートセンシングによる大気中の火山灰の検知及び地上の火山灰観測に着手するとともに、火山灰拡散予測の高速度化及び高精度化のための技術開発を開始した。

2) 平成29年度：

桜島、霧島、薩摩硫黄島、口永良部島、諏訪之瀬島火山においてレーダー観測を開始し既存のリモートセンシング観測を強化した。レーダーの反射強度と降灰量を比較し、両者の関係を検討した。火山灰拡散予測の高速度化のために桜島南部の観測点の傾斜計及び地震計を改修した上で、地盤変動や地震動のデータベースを整備した。また、高精度化のために、再現された風速場をドップラーライダーやドローンを用いた大気中のその場観測により検証した。噴煙の最上部に現れる傘雲の形成を考慮するように火山灰拡散モデルを改良した。

3) 平成30年度：

南九州5火山におけるレーダー観測を継続した。ディストロメータを火口から直線状に配置することにより、降灰量と粒径分布の距離依存性を明らかにした。XバンドMPレーダーにより観測される噴煙の反射強度と地上降灰量の経験的關係式の精度を向上させた。GNSSを桜島の北東側の大隅半島に設置し、桜島島外の火山灰観測を強化した。桜島東部の黒神観測井に設置されている地震計及び傾斜計を改修作業し、地盤変動及び火山性微動振幅データから火山灰噴出率を求める推定式を高精度化させた。また、噴火の発生を自動的に検知して、PUFFモデルを自動的に起動できるように改良した。ドローンやドップラーライダーを用いた大気中および地上における火山近傍での大気中の風向・風速観測と照合することにより、気象モデルの妥当性を検討して風の場の再現の高精度化を図った。また、FALL3Dによる桜島近傍の火山灰拡散シミュレーションを行い、地上降灰量と比較して、精度検証・高精度化を図った。ホノルルで開催される国際会議(Asia Oceania Geosciences Society)において、研究成果を発表するとともに研究に関する情報収集を行った。さらに、風洞実験装置を利用してレキの空力特性を把握した上で、瓦や壁材を対象にレキへの耐衝撃性能試験を行い、サブテーマD3に引き渡す基礎データを作成した。

4) 平成31年度：

リモートセンシング観測から推定される火山灰の3次元濃度分布を可視化し、サブテ

マ3 火山災害対策のための情報ツールの開発に解析結果を出力する。観測とモデルから推定される火山近傍の風速ベクトルを火山灰拡散シミュレーションに組み込むことにより、高精度化を図る。

5) 令和2年度：

令和2～4年度は、長時間継続する噴火に対応するために、火山灰拡散予測のためのオンラインシステムを開発する。当該年度は、システム設計を行う。火山近傍での風のデータ同化による予測を試みる。

6) 令和3年度：

引き続き、火山灰拡散予測のためのオンラインシステムの開発を進める。大規模噴火による火山灰の広域拡散に対応するために、レーダーデータの合成処理手法を開発するとともに、3次元火山灰濃度分布を多点GNSS観測から推定する手法の広域化を図る。移動用ライダー装置の運用について研究する。

7) 令和4年度：

地上火山灰データをオンラインで火山灰拡散シミュレーションに取り込み、火山灰の拡散予測のデータ同化を行うことにより、連続的噴火における火山灰予測精度を向上させ、オンラインシステムを完成させる。また、広域火山灰に対処するために、リモートセンシング観測から推定される3次元火山灰量分布の広域化をすすめる。

8) 令和5年度：

令和5～7年度は、噴火発生前の降灰確率の予測をめざす。過去の地盤変動データを整理し、前駆地盤変動継続時間および圧力源の前駆体積変化量をデータベース化して、発生時刻と規模の確率的予測を行う手法を開発する。また、気象庁により提供される風速ベクトル予測値から複雑な火山地形を考慮した高分解能の風速ベクトル場を予測する研究を行う。

9) 令和6年度：

発生時刻と規模の確率的予測をオンラインシステムとして稼働させるため、膨張開始時刻の高精度決定手法を開発し、高精度化を図る。また、時間関数として噴出率を与えられるように理論的な噴出率モデルを構築する。火山地形を考慮した詳細な予測風速ベクトルおよび予測降灰量を観測量と照合することにより、噴火発生前の予測精度を検証する。

10) 令和7年度：

前年度の予察的なシミュレーション結果と噴火発生後の観測量の照合に基づいて問題の所在を検討した上で、予測手法の改良を行い、高精度化を図る。

(e) 平成31年度業務目的

桜島においてXバンドMPレーダー、GNSS、ライダー光学観測によるリモートセンシ

グおよびディストロメータを用いた地上観測からなるマルチパラメータ観測を継続して、火山灰予測に必要なパラメータを高精度化する。特に、レーダーの反射強度と噴煙量の関係を経験的および理論的に検討する。その上で、火山灰拡散予測の高速化のために、噴火の発生、地震動や地盤変動データからの噴出率と噴煙高度の評価の高精度化を図ったのち、レーダー観測から得られる噴煙の外形情報を用いて、シミュレーションできるように、PUFF モデルを改良する。また、高精度化のために気象モデルを用いて高精細な風速場を再現する。ドローンやドップラーライダーを用いた大気中および地上における火山近傍での大気中の風向・風速観測と照合することにより、気象モデルの妥当性を検討して火山灰の拡散予測の高精度化を図る。さらに、レキの空力特性を明らかにした上で、レキの模型を用いた落下実験により、大気中のレキの動態を調べ、建築資材等を対象に耐衝撃性能試験を行い、サブテーマ D3 に引き渡す基礎データを作成する。

## (2) 平成31年度の成果

### (a) 業務の要約

平成31年度に実施した業務の柱は、「リモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発」、「火山灰拡散予測の高速化技術開発」、「火山灰拡散予測の高精度化技術開発」である。即時把握技術開発においては、XバンドMPレーダー、GNSS、ライダーによるリモートセンシング観測を継続することにより、このマルチパラメータ観測システムが噴煙高度や降灰量等の即時的把握と噴煙量の推定に有効であることが示された。予測の高速化技術においては、傾斜計及び地震計を改修することにより、噴火の発生、地震動や地盤変動データからの噴出率と噴煙高度の評価パラメータを高度化が図られた。予測の高精度化においては、火山体周辺の風速ベクトル分布を高分解能で把握することにより、降灰量の予測がさらに改善された。太陽光パネルの破壊実験のデータをサブテーマD3に引き渡した。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) プロジェクトの総合推進

当該プロジェクトと関連する「課題C サブテーマ3」および「課題D サブテーマ3」と連携を図りつつ、研究集会を開催した。

#### 2) リモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発

霧島、桜島、薩摩硫黄島（レーダー設置は三島村竹島）、口永良部島、諏訪之瀬島においてレーダー観測を継続した。前年度までの桜島を取り巻くディストロメータに加え、4台のディストロメータを火口から南東方向に直線状に配置したことにより、降灰量と粒径分布の距離依存性を明らかにした。また、噴火頻発期には火山灰採取のキャンペーン観測を実施した。その上で、XバンドMPレーダーにより観測される噴煙の反射強度と地上降灰量、また、ディストロメータの出力値と地上降灰量の関係を多くの噴火事例について調べ、その経験的關係式の精度を向上させた。さらに、ディストロメータにより取得された降灰粒子データベースを用い、理論的な降灰量推定式を導出し、過去の噴火事例に適用して理論的推定式の精度検証を行った。

これまでに設置した大隅半島側のGNSSに加え、大隅半島北東部のさらに桜島から離れた場所2か所にGNSSを追加設置し、桜島島外の火山灰観測の広域化を図った。GNSS観測から得られるLC搬送波位相残差及びSN比と地上降灰量との関係を調べ、関係式を提示した。また、地盤変動量から算出される火山灰放出量との関係について検討した。

桜島島内に設置した2台のライダーによる火山灰観測を継続した。ライダーで観測可能な火山灰消散係数の上限を決定した上で2014年以降の火山灰消散係数について気候学的解析を行い、大気環境常時監視局データとの照合を行った。火山灰の輸送拡散数値モデルを検証するためのデータセットを作成した。

なお、研究期間中に国内の火山で、噴火の予兆が把握された場合もしくは噴火が発生した場合において、次世代火山研究・人材育成総合プロジェクトのプロジェクト・リーダーが当該火山を対象とした緊急観測の実施を決定した際は、ここで実施する現地観測につい

て、その一部もしくはその全てに代えて緊急観測を実施することを可能とする。緊急観測等での機動的な活用を見据えてディストロメータを整備した。

### 3) 火山灰拡散予測の高速度化技術開発

桜島北東部の新島観測室の既設観測井に設置されている地震計及び傾斜計について、本研究への活用のために引き上げ及び改修作業を行った。このことにより、桜島北東部方面の地盤変動及び火山性微動振幅から求められるブルカノ式噴火発生に伴う噴出率見積もり方式を定式化し、これを降灰量分布から求めた噴出量と比較することにより、地盤変動及び火山性微動振幅データから過去に求めた噴出率推定式を高精度化した。

課題 C3 と連携し、噴煙柱形成・火山灰拡散を同時に再現する高精度シミュレーションを実行した。これにより、ブルカノ式噴火の噴火強度に対する噴煙高度と火山灰堆積分布の応答に関するデータベースを充実させた。

現在の PUFF モデルは噴煙の外径を高度に依存する関数で与えているが、レーダー観測から得られる噴煙の外形情報を用いて、シミュレーションできるように、PUFF モデルを改良した。

### 4) 火山灰拡散予測の高精度化技術開発

ドローンによる上空の火山ガス、火山灰の濃度を 10 月と 2 月に計測し、鉛直プロファイルを把握した。取得したデータにより、地上観測機器や気象データとの比較、モデルの妥当性評価等を実施した。

ライダーをスキャンモードにすることにより、火山灰移流状態から空間的な風の場合と 3 次元的な火山灰粒子の分布を把握した。

火山近傍の風の場合のデータを取り込むように火山灰拡散シミュレーション手法を改良し、ディストロメータによって得られた粒径分布や落下速度を考慮した入力条件を設定することにより、レーダーやディストロメータのデータ等との比較などを通して、火山灰の拡散予測の高精度化を図った。特に、地上降灰量の時間変化と比較して、精度検証・高精度化を図った。また、データ同化や高分解能シミュレーションにより、予測精度向上の可能性について検討した。研究成果を国際測地学および地球物理学連合 2019 年大会において発表した。

桜島など過去の噴火活動で落下したレキの落下速度等の空力特性を、防災研究所（宇治市）の風洞実験装置を利用して明らかにした。レキの大きさと落下速度を実験的に求めるが、実際のレキの模型を用いた落下実験により、大気中のレキの移動、回転、姿勢を明らかにした。また、屋根、窓ガラスを対象に耐衝撃性能試験を行い、サブテーマ D3 に引き渡す基礎データを作成した。

## (c) 業務の成果

### 1) プロジェクトの総合推進

令和 2 年 2 月 6 日に東京（防災科学技術研究所東京会議室）において課題 D 全体の打ち合わせを行った。また、地球惑星科学連合大会や日本火山学会などの研究集会の時に、随時、プロジェクトのサブテーマ間の連携について打ち合わせを行った。

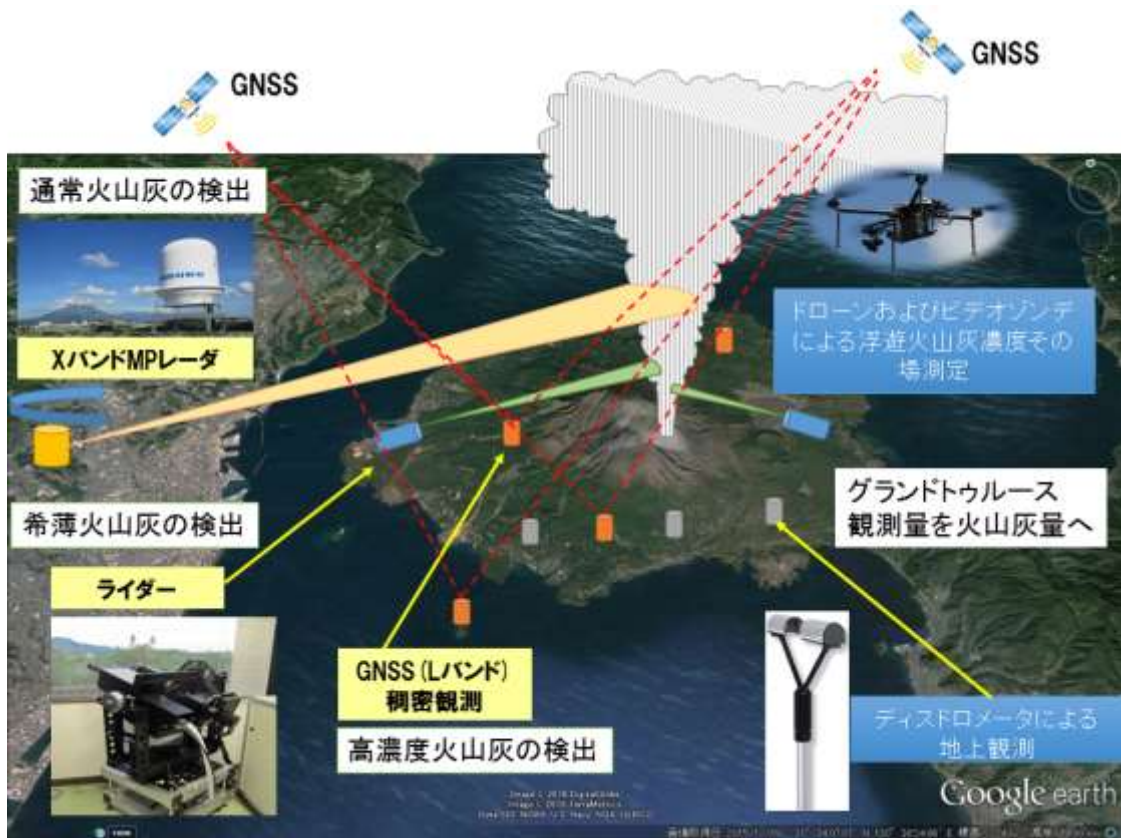


図1 火山灰のマルチパラメータ観測の概要。

東京での打ち合わせは課題D全体の連携、特に、課題Dサブテーマ3や課題Cサブテーマ3との連携について議論した。特に、レキを用いたソーラーパネルの破壊実験については課題Dサブテーマ3や課題Cサブテーマ3と実験計画等の詳細な情報共有を図った。

## 2) リモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発

桜島においてレーダー、GNSS、ライダー光学観測によるリモートセンシングおよびディストロメータを用いた地上観測からなる火山灰観測を継続した。図1にマルチパラメータ観測の概要を示す。平成31年度には桜島の北東方向の大隅半島にGNSSを2台、また、桜島島内にディストロメータ4台を増設した。

### a) レーダー観測

#### a1) 観測の概要

21世紀以降、噴火が発生した霧島山、桜島、薩摩硫黄島（レーダー設置は三島村竹島）、口永良部島、諏訪之瀬島を対象に、XバンドMPレーダーによる噴煙の連続観測を継続した。レーダーの設置場所は表1に示す通りである。また、走査の方位角等のパラメータは表2に示す。

表1 レーダー基地局の場所

| 対象火山名 | 施設名 | 住所 | レーダーの緯度、経度 |
|-------|-----|----|------------|
|-------|-----|----|------------|



|       |                     |                           | 標高                              |
|-------|---------------------|---------------------------|---------------------------------|
| 霧島山   | 霧島市立牧園中学校           | 鹿児島県霧島市牧園町宿窪田751-1        | 31.85784, 130.75134<br>標高225m   |
| 桜島    | 京都大学防災研究所火山活動研究センター | 鹿児島県鹿児島市桜島横山町 1722-19     | 31.58960, 130.60115<br>標高44m    |
| 桜島    | 鹿児島県立錦江湾高等学校        | 鹿児島県鹿児島市平川町4047           | 31.445607, 130.507227<br>標高105m |
| 薩摩硫黄島 | 三島村竹島焼却所            | 鹿児島県鹿児島郡三島村竹島             | 30.81314, 130.40938<br>標高65m    |
| 口永良部島 | 口永良部島避難所            | 鹿児島県熊毛郡屋久島町口永良部島番屋が峰207-4 | 30.470361, 30.176036<br>標高281m  |
| 諏訪之瀬島 | 諏訪之瀬島キャンプ場          | 鹿児島県鹿児島郡十島村諏訪之瀬島          | 29.61125, 129.70547<br>標高119m   |

表2 レーダーの走査モード及びパラメータ

| 火山名             | HSQ スキャン                   | セクターRHI スキャン |          |
|-----------------|----------------------------|--------------|----------|
|                 | 仰角 (°)                     | 方位角 (°)      | 仰角範囲 (°) |
| 霧島山             | 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 | 50~80        | 6~30     |
| 桜島 (火山活動研究センター) | 設定なし                       | 95~115       | 11~45    |
| 桜島 (錦江湾高等学校)    | 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30   | 設定なし         |          |
| 薩摩硫黄島           | 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60  | 設定なし         |          |
| 口永良部島           | 5, 10, 15, 20, 25, 35, 45  | 115~135*     | 4~60*    |
| 諏訪之瀬島           | 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60 | 設定なし         |          |

HSQ スキャンは、水平面での走査、セクターRHI スキャンは鉛直断面での走査である。

\*口永良部島は2018年8月以降、セクターRHI スキャンで観測を継続している。

レーダーの設置状況を図2及び図3に示す。



図2 レーダーの設置状況。鹿児島県立錦江湾高等学校に設置したもの。

使用したレーダーは古野電気（株）製 WR-2100 である。中心周波数は 9432.5MHz、空中線出力は 100W であり、およそ 30km の範囲を観測することが可能である。レーダーの観測範囲を図4に示す。データ収録装置（PC）により、制御され、生データはハードディスクに収録される。PCにより雨量データに変換され、雨量データは火山活動研究センターのサーバーに転送している。レーダーの生データはデータ量が大きいため、定期的にハードディスクを交換した。



図3 レーダーの設置状況。霧島市立牧園中学校に設置したもの。



図4 霧島山、桜島、薩摩硫黄島（レーダー設置は三島村竹島）、口永良部島、諏訪之瀬島における X バンド MP レーダーの観測範囲。

前年度までは霧島新燃岳、桜島火山、口永良部島火山の噴火のうち、主に監視カメラによる目視にて噴煙到達高度が測定されている噴火について、レーダー反射強度分布と噴煙高度の比較を行ってきた。この結果、目視測定による噴煙高度とレーダー反射強度分布の対応関係が明確化した。一方、噴火は天候に左右されずに発生しており、その間もレーダー観測は実施されている。そこで、今年度は、桜島については、気象庁の監視による噴煙高度測定が不明もしくは、噴煙が雲入りとなり最高到達高度が不明な噴火のレーダー反射強度について調べた。なお、噴火時は晴天で噴煙高度が判明しているが 2019 年の噴煙最高高度であった 11 月 8 日 17 時 24 分の噴火についても述べる。また、口永良部島については今年度では 2020 年 1 月から 2 月に噴火があったので、主に天候不良時の噴火について観測結果を述べる。

#### a2) 桜島噴火

2019 年に発生した桜島の噴火のうち、気象庁が噴煙高度不明もしくは、雲入りにより最高到達高度が不明な噴火を表 3 に示す。すべて南岳火口からの噴火であった。これらの噴火について、レーダー反射強度分布から噴煙を認識出来なかった噴火のみ表 3 にて「不明」とコメントした。また、太字で示した噴火についてはレーダー反射強度分布を図 5～図 14 に示す。図 5～図 14 はレーダー反射強度分布から噴煙が最高到達高度に達したと推定された時刻および方位での反射強度分布を示している。

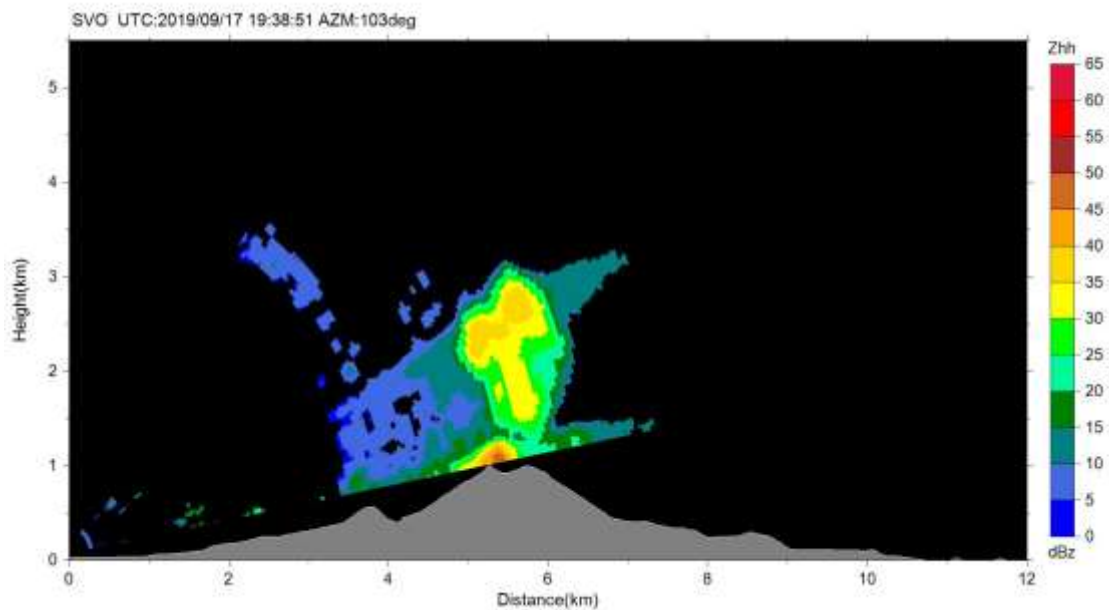


図5 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。9/18 4:35 の爆発の例。図記載の時刻は UTC 時刻。AZM は北から時計回り方位角を示す。

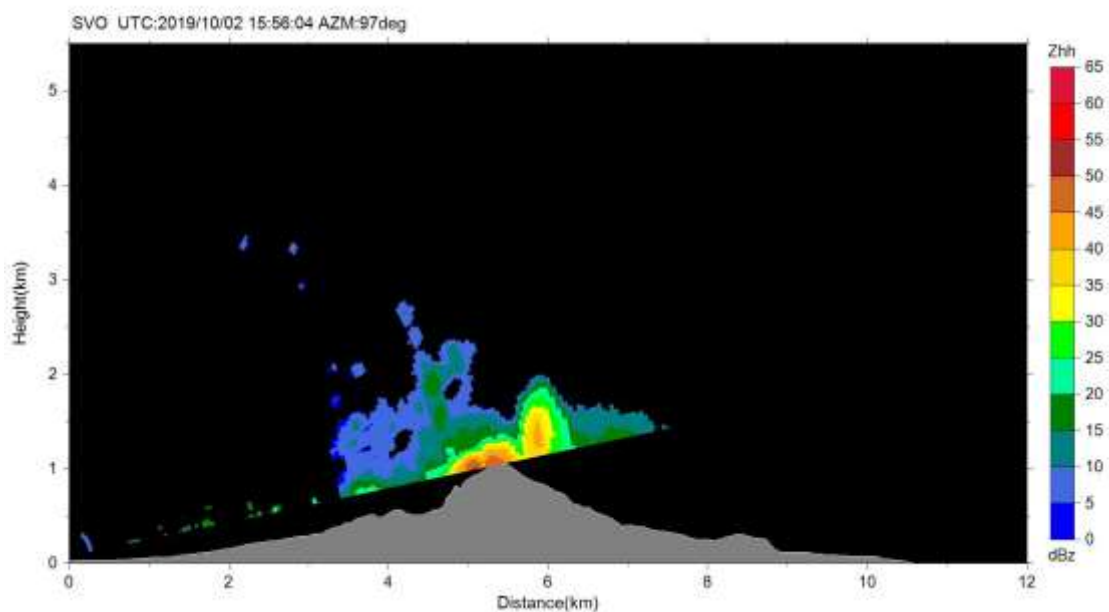


図6 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/3 0:55 の爆発の例。

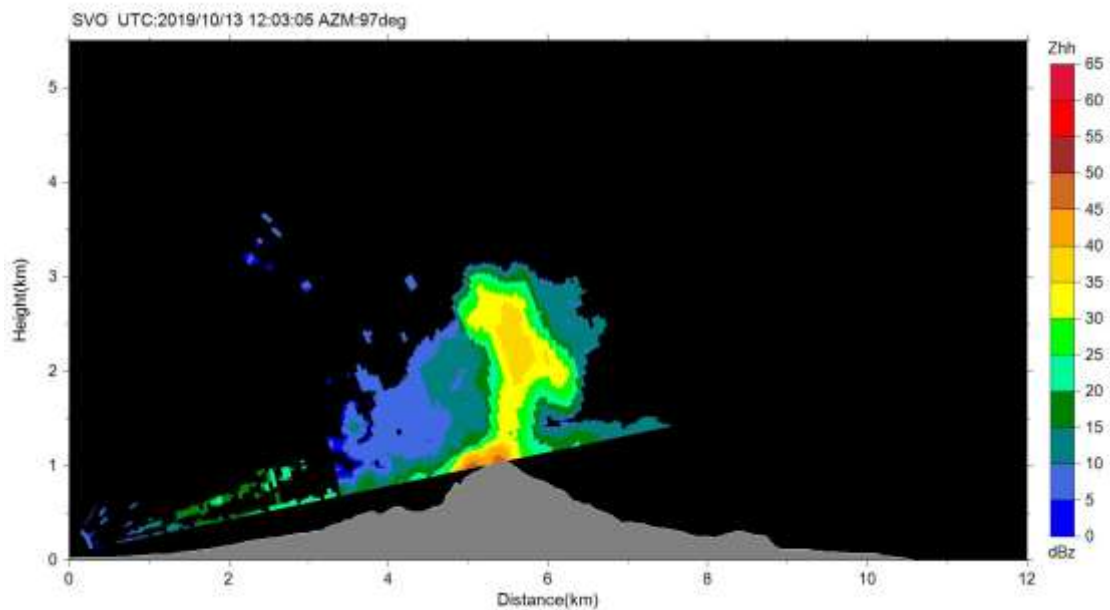


図7 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/13 21:00 の爆発の例。

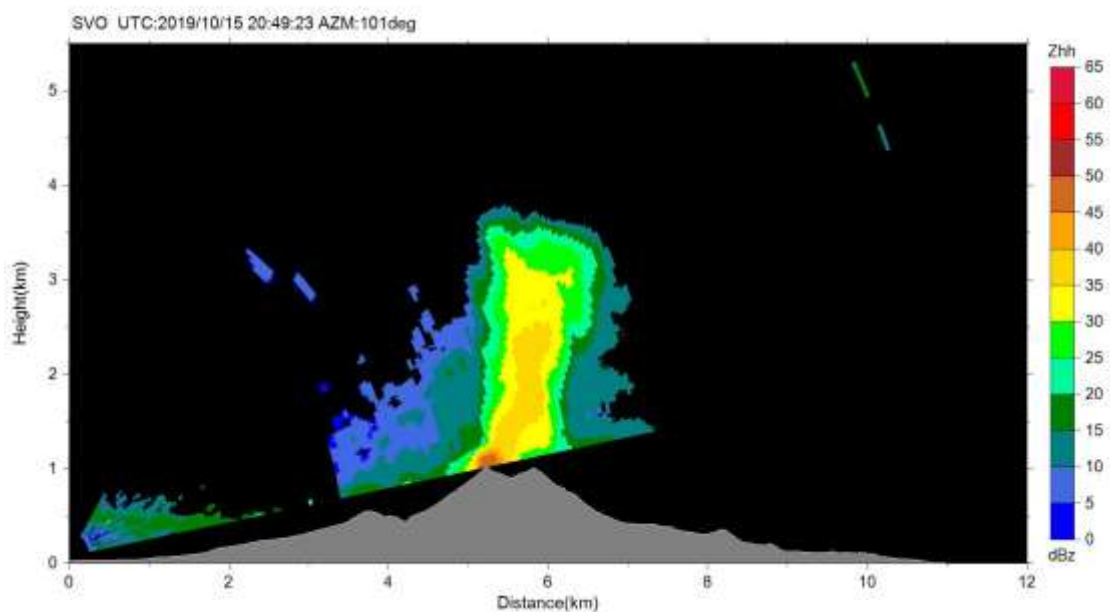


図8 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/16 5:46 の爆発の例。

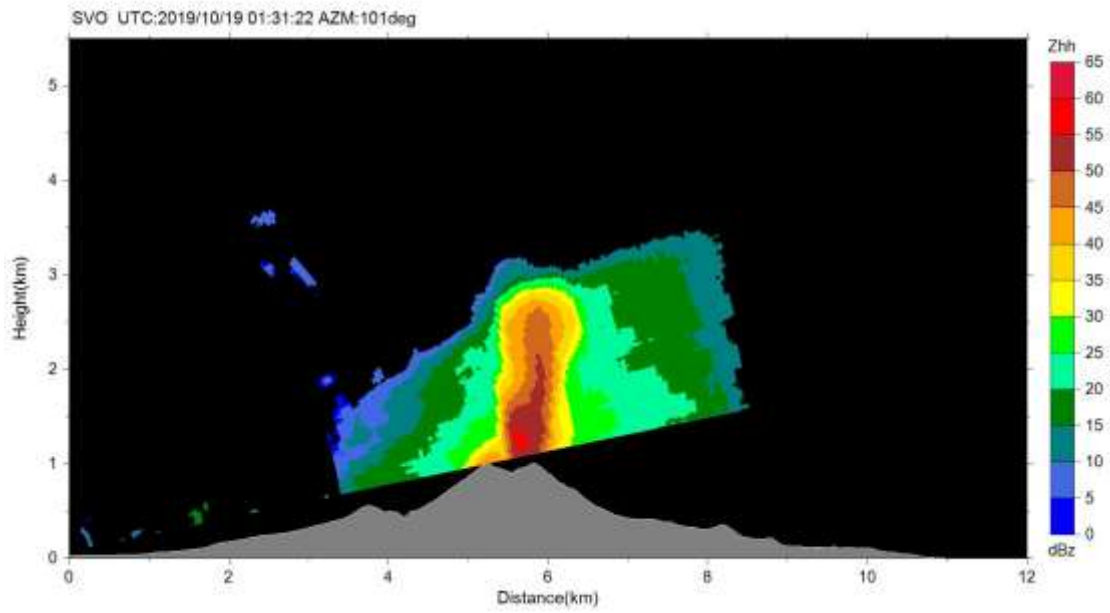


図9 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/19 10:29 の爆発の例。

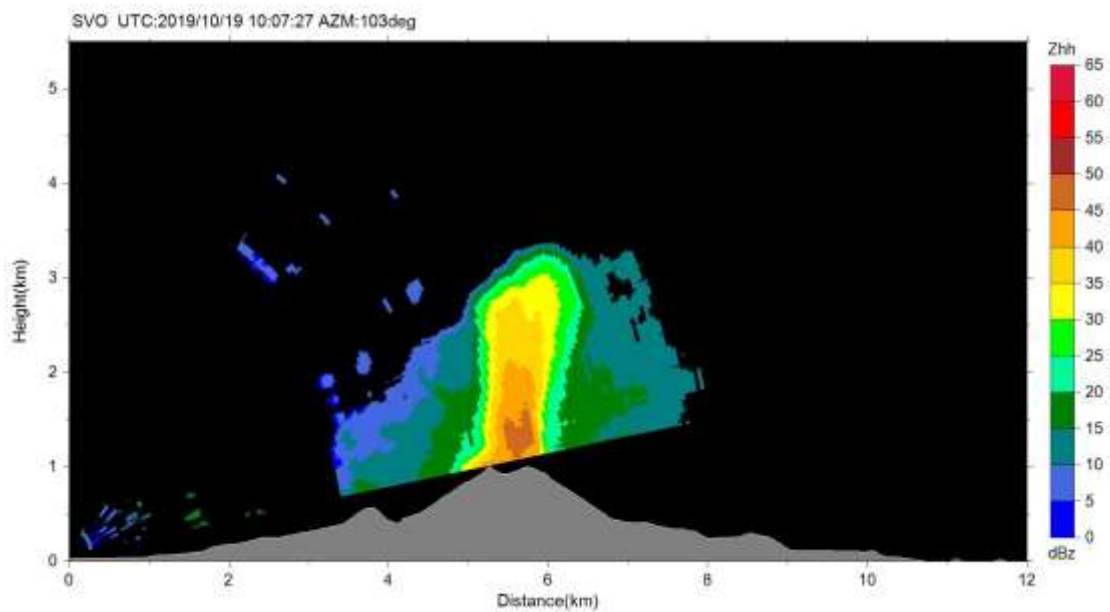


図10 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/19 19:05 の爆発の例。

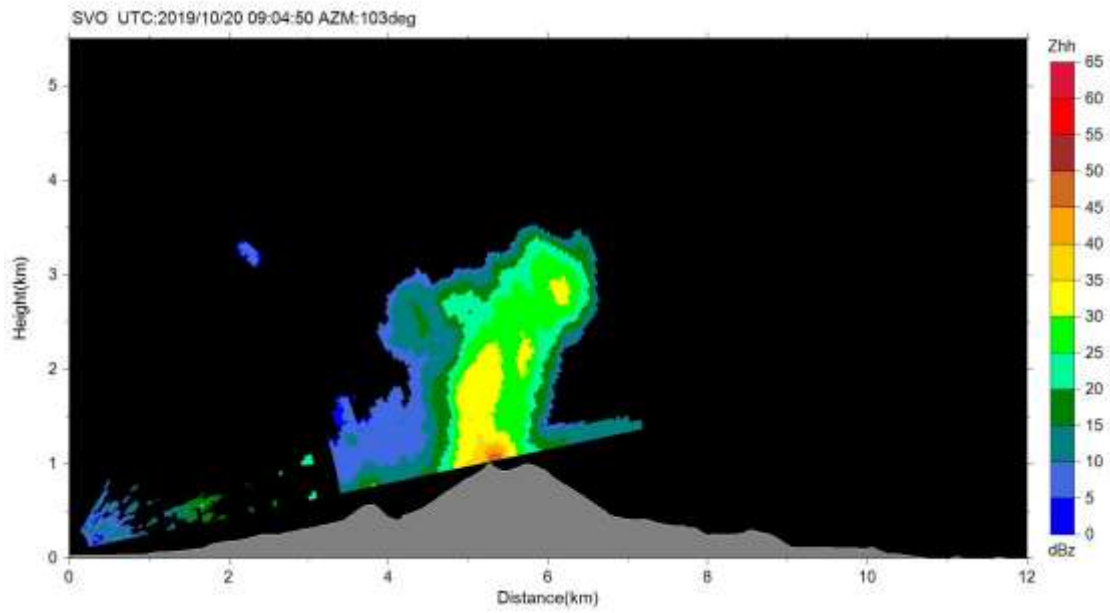


図 11 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/20 17:59 の爆発の例。

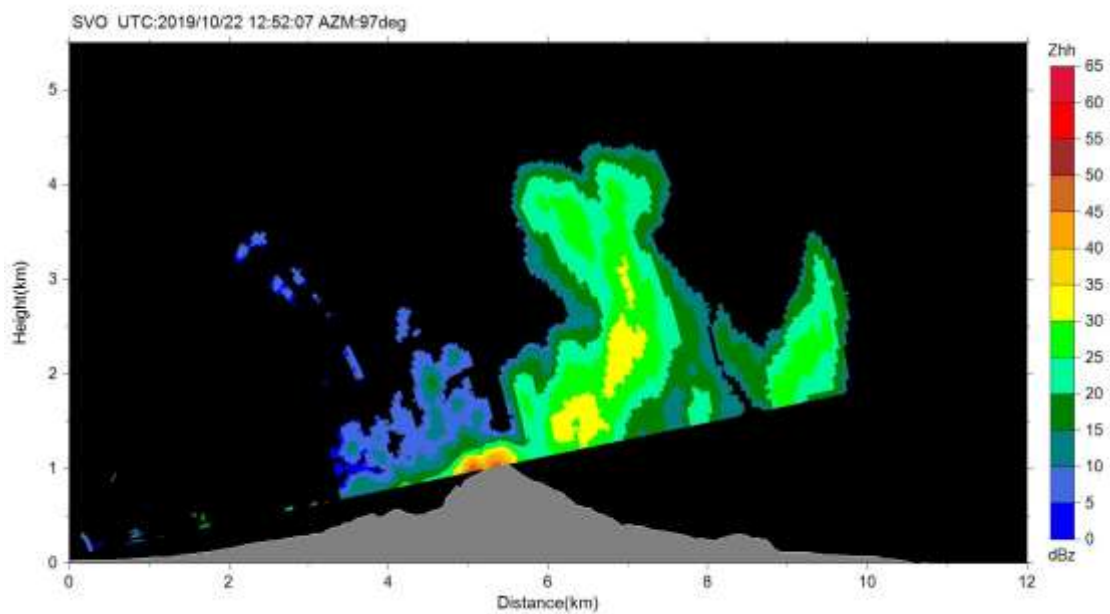


図 12 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。10/22 21:46 の爆発の例。

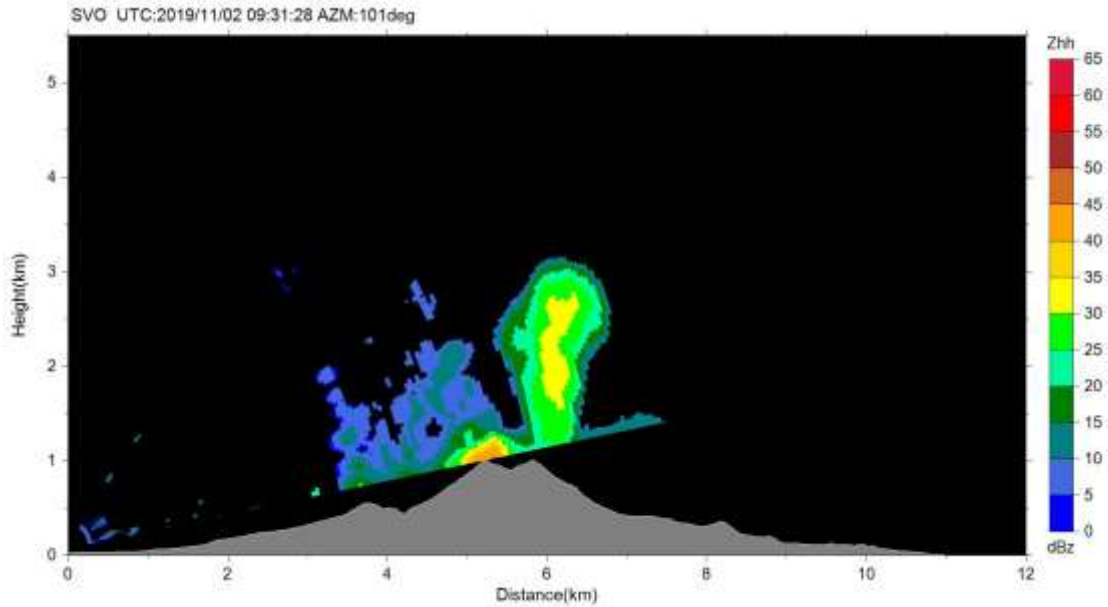


図 13 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。11/2 18:28 の爆発の例。

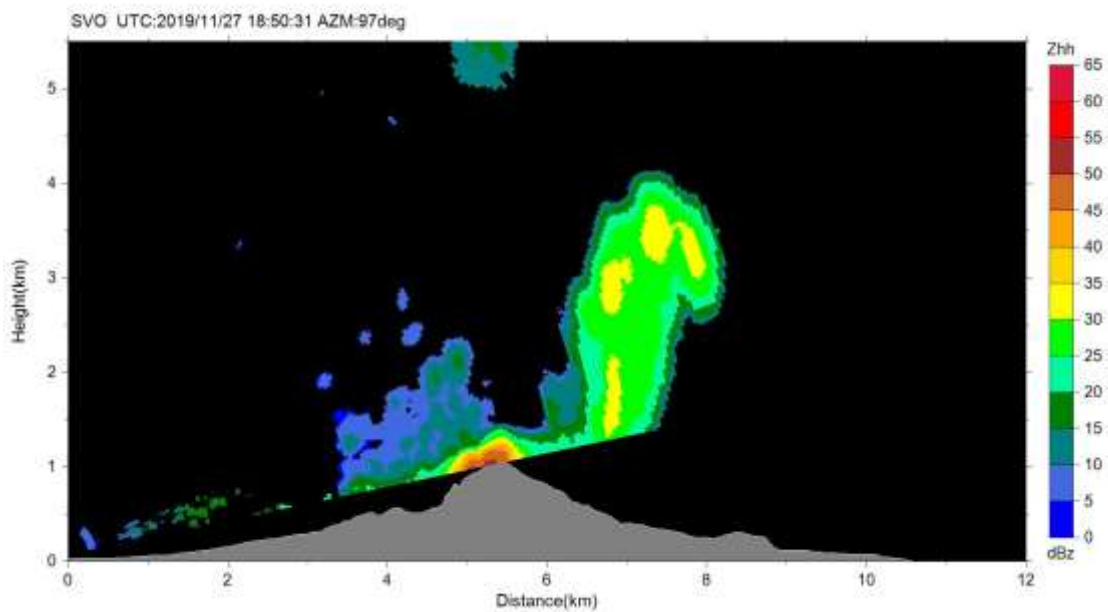


図 14 桜島火山観測所レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。11/28 3:46 の爆発の例。

図 5 は 9/18 4:35 の爆発で噴煙高度は 600 m にて雲に入って最高到達高度不明であるが、反射強度分布から到達高度は 2000 m 程度と認識できた。図 6 は 10/30 0:55 の爆発で目視では噴煙が把握出来ていないが、反射強度分布から噴煙到達高度を火口上 700 m 程度と推定した。図 7 は 10/13 21:00 の爆発で噴煙高度 300m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、反射強度分布から火口上 2000m 程度と推定した。図 8 は 10/16 5:46 の爆発であるが、噴煙高度 1500 m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、反射強度分



布から火口上 2500 m と推定した。図 9 は 10/19 10:29 の爆発で噴煙高度 500m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、レーダー反射強度分布から火口上 1800m と推定した。図 10 は 10/19 19:05 の爆発で噴煙高度 1200m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、レーダー反射強度分布から火口上 2000m と推定した。図 11 は 10/20 17:59 の爆発で噴煙高度 800m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、反射強度分布から火口上 2000m と推定した。図 12 は 10/22 21:46 の爆発で目視では噴煙が把握出来ていないが、反射強度分布から火口上 3000 m 程度と推定した。図 13 は 11/2 18:28 の爆発で噴煙高度 800m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、反射強度分布から火口上 2000m 程度と推定した。図 14 は 11/28 3:46 の噴火は噴煙高度 200 m にて雲に入ったため最高到達高度が不明であったが、火口上 3000m 程度と推定した。

表 3 桜島の 2019 年の雲入りとされた噴火のリスト

| 年/月/日 時:分               | タイプ       | 噴煙高度 (m)        | 空振 (Pa)     | 図番号 or 確認結果 | レーダー高度 (m)  |
|-------------------------|-----------|-----------------|-------------|-------------|-------------|
| 2019/2/3 2:28           | Ex        | >1000           | 61.6        |             | -           |
| 2019/2/10 15:18         | Ex        | >600            | 57.7        |             | -           |
| 2019/2/27 13:39         | Ex        | >1200           | 69.8        |             | -           |
| 2019/3/10 10:32         | Ex        | X               | 28.9        | 不明          | -           |
| 2019/3/18 18:23         | Ex        | >1700           | 49.5        |             | -           |
| 2019/4/7 2:51           | Ex        | >500            | 114.3       |             | -           |
| 2019/4/25 6:38          | Ex        | >200            | 29.9        |             | -           |
| 2019/5/1 13:00          | Ex        | >700            | 28.4        | 不明          | -           |
| 2019/5/14 10:26         | Er        | >1600           | 7.8         |             | -           |
| 2019/6/24 0:34          | Ex        | X               | 12.9        | 不明          | -           |
| 2019/7/22 9:47          | Ex        | >1500           | 32.7        |             | -           |
| <b>2019/9/18 4:35</b>   | <b>Ex</b> | <b>&gt;600</b>  | <b>68.2</b> | <b>図 5</b>  | <b>2000</b> |
| 2019/9/18 15:09         | Er        | >1600           | 3.2         |             | -           |
| 2019/9/18 15:57         | Er        | >1200           | X           | 不明          | -           |
| 2019/9/20 16:04         | Ex        | >3400           | 39.6        |             | -           |
| <b>2019/10/3 0:55</b>   | <b>Ex</b> | <b>X</b>        | <b>53.5</b> | <b>図 6</b>  | <b>700</b>  |
| 2019/10/7 14:01         | Ex        | >600            | 18.5        |             | -           |
| 2019/10/13 17:29        | Ex        | >700            | 25.4        |             | -           |
| <b>2019/10/13 21:00</b> | <b>Ex</b> | <b>&gt;300</b>  | <b>84.2</b> | <b>図 7</b>  | <b>2000</b> |
| 2019/10/14 19:44        | Ex        | >600            | 21.7        | 不明          | -           |
| <b>2019/10/16 5:46</b>  | <b>Ex</b> | <b>&gt;1500</b> | <b>57.4</b> | <b>図 8</b>  | <b>2500</b> |
| 2019/10/17 22:18        | Er        | >1500           | 4.6         | 不明          | -           |
| 2019/10/18 2:23         | Er        | >1200           | 4.1         | 不明          | -           |
| 2019/10/18 14:25        | Ex        | >1800           | 25.5        |             | -           |

| 年/月/日 時:分 | タイプ | 噴煙高度 (m) | 空振 (Pa) | 図番号 or 確認結果 | レーダー高度 (m) |
|-----------|-----|----------|---------|-------------|------------|
|-----------|-----|----------|---------|-------------|------------|

|                         |           |                 |             |             |             |
|-------------------------|-----------|-----------------|-------------|-------------|-------------|
| 2019/10/18 20:29        | Er        | >1400           | X           | 不明          | -           |
| <b>2019/10/19 10:29</b> | <b>Ex</b> | <b>&gt;500</b>  | <b>55.7</b> | <b>図 9</b>  | <b>1800</b> |
| <b>2019/10/19 19:05</b> | <b>Ex</b> | <b>&gt;1200</b> | <b>44.6</b> | <b>図 10</b> | <b>2000</b> |
| 2019/10/20 0:42         | Er        | >1200           | 1.5         |             | -           |
| 2019/10/20 4:56         | Er        | >1500           | X           |             | -           |
| <b>2019/10/20 17:59</b> | <b>Ex</b> | <b>&gt;800</b>  | <b>46.4</b> | <b>図 11</b> | <b>2000</b> |
| <b>2019/10/22 21:46</b> | <b>Ex</b> | <b>X</b>        | <b>41.7</b> | <b>図 12</b> | <b>3000</b> |
| 2019/11/2 17:51         | Ex        | >1500           | 53.7        |             | -           |
| <b>2019/11/2 18:28</b>  | <b>Ex</b> | <b>&gt;800</b>  | <b>40.2</b> | <b>図 13</b> | <b>2000</b> |
| 2019/11/5 20:24         | Ex        | >100            | 4.9         |             | -           |
| 2019/11/7 15:57         | Ex        | >3800           | 45.8        |             | -           |
| 2019/11/18 23:31        | Ex        | >1300           | 21.4        | 不明          | -           |
| <b>2019/11/28 3:46</b>  | <b>Ex</b> | <b>&gt;200</b>  | <b>X</b>    | <b>図 14</b> | <b>3000</b> |
| 2019/12/2 4:40          | Ex        | >1400           | X           |             | -           |
| 2019/12/2 10:05         | Er        | >1600           | X           |             | -           |
| 2019/12/6 22:53         | Ex        | X               | X           | 不明          | -           |
| 2019/12/9 14:08         | Ex        | >500            | X           |             | -           |
| 2019/12/14 14:24        | Ex        | >500            | X           |             | -           |
| 2019/12/17 4:46         | Ex        | X               | X           |             | -           |
| 2019/12/17 6:57         | Ex        | X               | X           | 不明          | -           |
| 2019/12/17 9:31         | Ex        | >2000           | X           |             | -           |
| 2019/12/17 18:08        | Er        | >1300           | 11.9        |             | -           |
| 2019/12/17 19:41        | Ex        | >1500           | 34.9        |             | -           |
| 2019/12/18 7:08         | Er        | >1000           | 13          |             | -           |
| 2019/12/19 13:00        | Ex        | >200            | 34.4        |             | -           |
| 2019/12/19 18:15        | Ex        | >800            | 79.3        |             | -           |
| 2019/12/21 10:10        | Ex        | >400            | 20.9        |             | -           |
| 2019/12/21 10:35        | Er        | >1200           | 1           |             | -           |
| 2019/12/21 11:05        | Er        | >1200           | X           |             | -           |
| 2019/12/21 11:23        | Er        | >1100           | X           | 不明          | -           |
| 2019/12/21 13:45        | Ex        | X               | 20.9        | 不明          | -           |
| 2019/12/22 0:20         | Ex        | >800            | 25.8        |             | -           |
| 2019/12/22 10:39        | Ex        | X               | 15.9        | 不明          | -           |

Type において Ex は気象庁の定義の爆発を示し、Ex ではない噴火は Er としている。X は値が不明。>は噴煙高度が記載値以上と推定される場合。レーダー確認において「不明」は反射強度の高まりの分布が噴煙形状として認識出来なかったケールを示す。レーダー高度の「-」は反射強度の有無の確認はしたが、噴煙到達高度を推定しなかったことを示す。

### a3) 口永良部島噴火

口永良部島は 2019 年 2 月 2 日の噴火から約 1 年ぶりに 2020 年 1 月 11 日～12 日、1 月

17日～20日、1月23日、1月24日、1月27日、2月1日、2月3日、2月4日～5日、2月9日、2月13日、2月20日～21日に噴火した。表2に気象庁が発表した口永良部島の噴火に関する火山観測報を示す。2020年1月18日11:25までHSQスキャンモードで運用していたため、噴煙高度の議論は難しい。同年1月18日11:26以降はRHIスキャンモードで運用していたので、ここではRHIスキャンモードでのレーダー反射強度分布を表4記載の噴火から選択した図15～図28で示す噴火について述べる。

図15(1/23 7:34、噴煙高度不明)、図16(1/23、噴煙高度200m)、図18(1/24 4:23、噴煙高度100m)、図19(1/24 6:23、噴煙高度500m)、図21(2/1 11:10、噴煙高度200m)、図23(2/3 6:01、噴煙高度不明)、図24(2/4 9:40、噴煙高度200m)、図25(2/9 9:50、噴煙高度500m)、図26(2/13 12:11、噴煙高度300m)、図27(2/20 10:20、噴煙高度100m)、図28(2/21 10:58、噴煙高度200m)に噴火時のレーダー反射強度分布を示す。これらの噴火時の反射強度は山頂付近からのグラウンドクラッターの影響による反射強度の高まりを除いて、顕著な反射強度の高まりは見られない。また、反射強度の高まりから噴煙形状を認識出来なかった。この原因は、噴煙の中の火砕物の濃度が反射強度を高めるに不十分であったためと推察される。図17は1/23 7:34の連続噴火継続時のレーダー反射強度分布を示しており、噴煙高度は200mにて雲に入って最高到達高度不明であった。この噴火の噴煙の到達高度は、反射強度分布から2200m程度と推定した。図20は1/27 1:47に噴火したもようにされる噴火の時の反射強度分布を示す。気象庁により噴火したもようにされ天候不良とコメントされ、当然目視による噴煙高度は不明である。反射強度分布を見ると25dBz以上の領域がレーダースキャンの範囲の海拔4000mまで広く横たわっていて、厚い雨雲がこの時に口永良部島周辺を覆っていたと思われる。その中でも、45dBz以上の領域を見ると、火口から情報に噴煙状に分布しているのが分かり、これが少なくとも噴煙の中の火砕物の濃度が比較的高い領域に対応していると思われる。よって、反射強度分布からは噴煙到達高度は少なくとも火口上800mであると推定されるが、雨雲の反射強度にマスクされているため最高到達高度の推定は困難である。図22は2/3 5:31の噴火のレーダー反射強度分布を示す。この噴火は天候不良のため噴煙高度は不明とされているが、反射強度分布から噴煙の最高到達高度を火口上6100mと推定した。

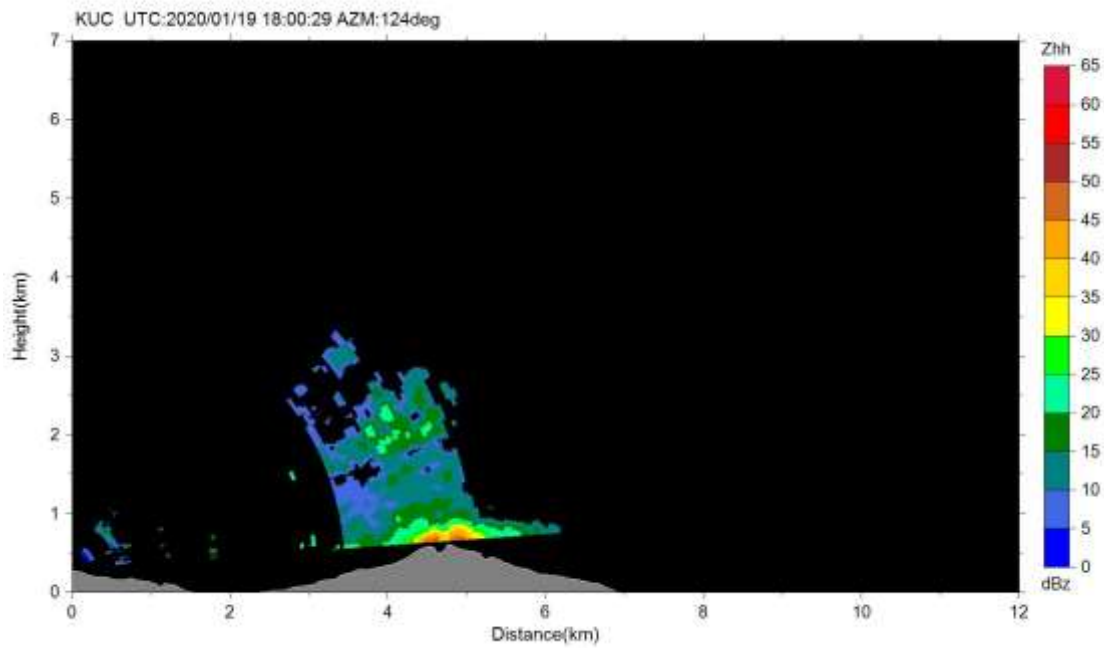


図 15 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/20 3:00 の連続噴火継続時の例。

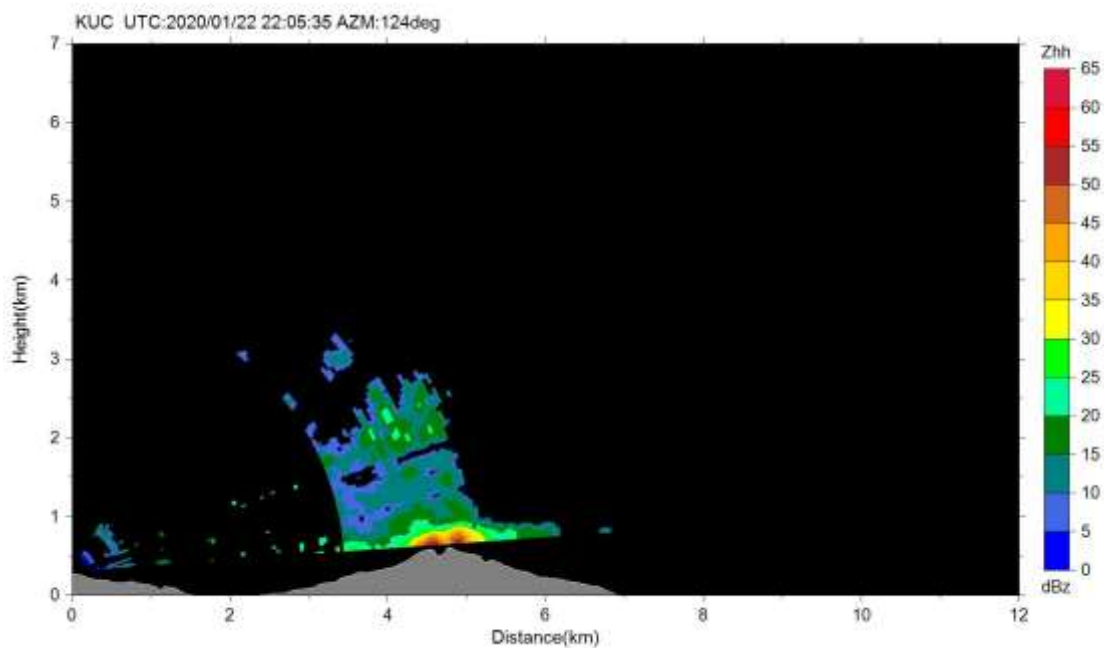


図 16 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/23 7:04 の噴火の例。

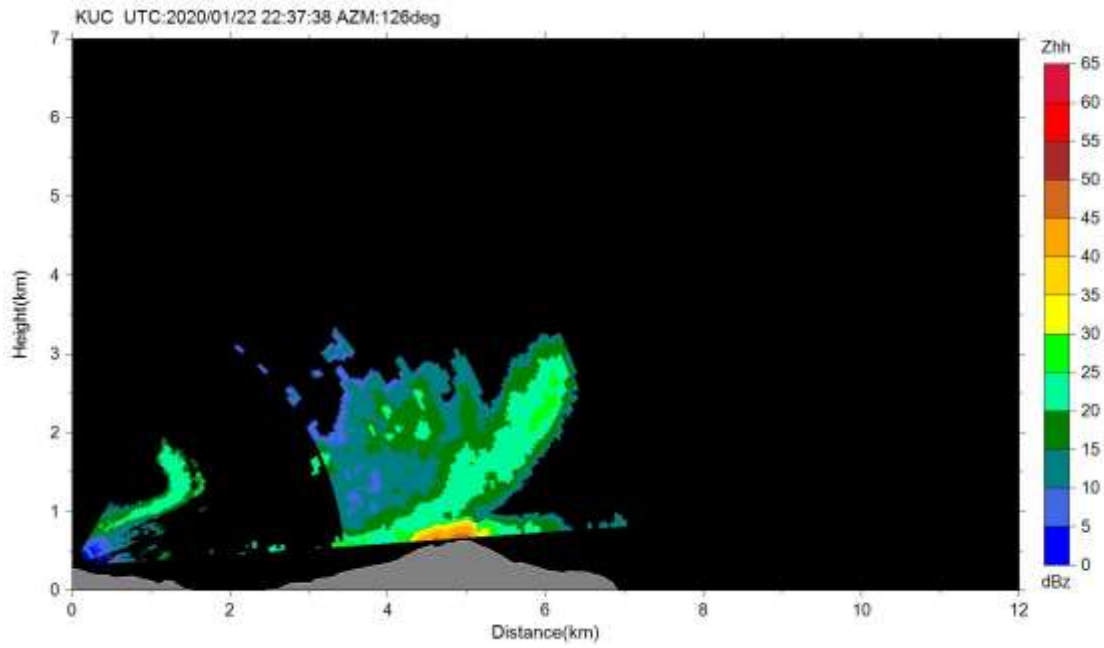


図 17 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/23 7:34 の連続噴火継続時の例。

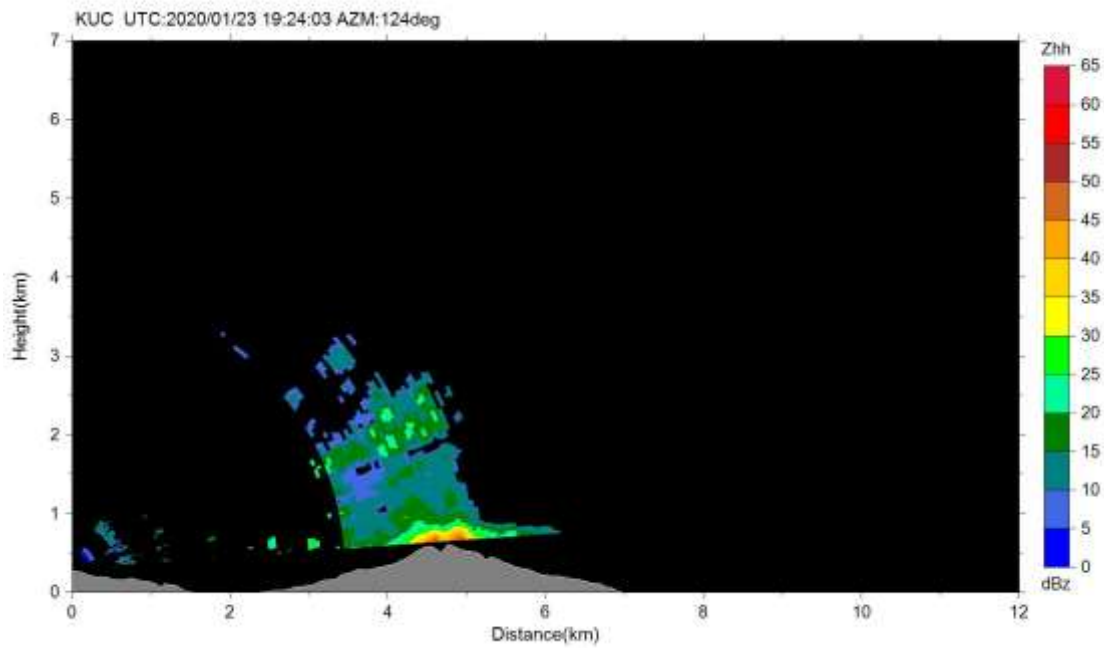


図 18 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/24 4:23 の噴火の例。

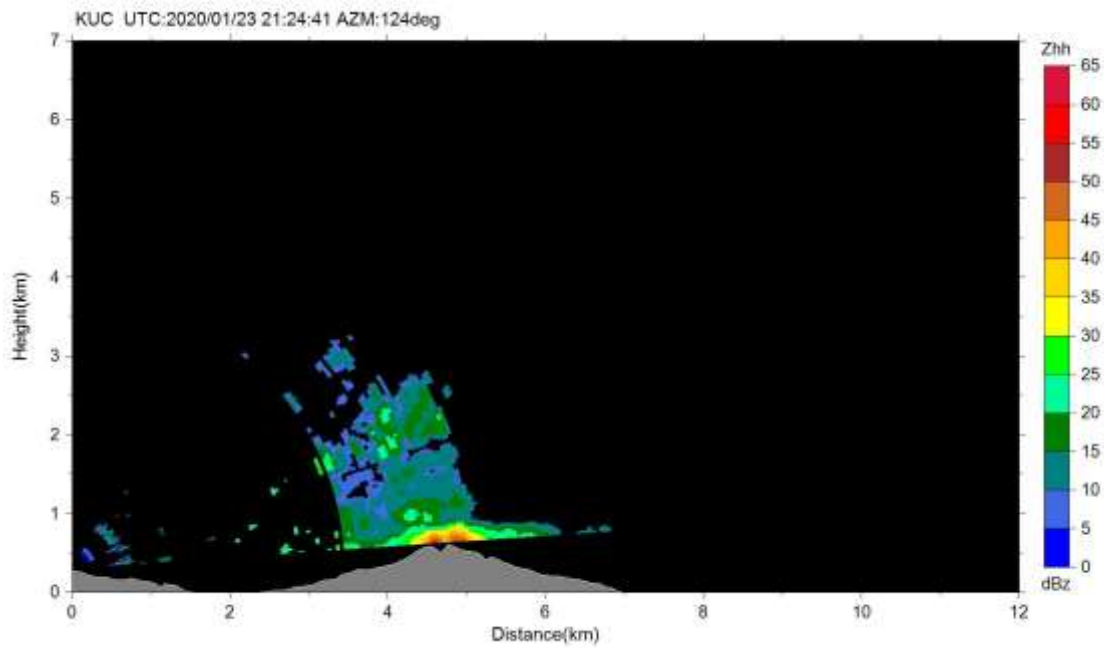


図 19 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/24 6:23 の噴火の例。

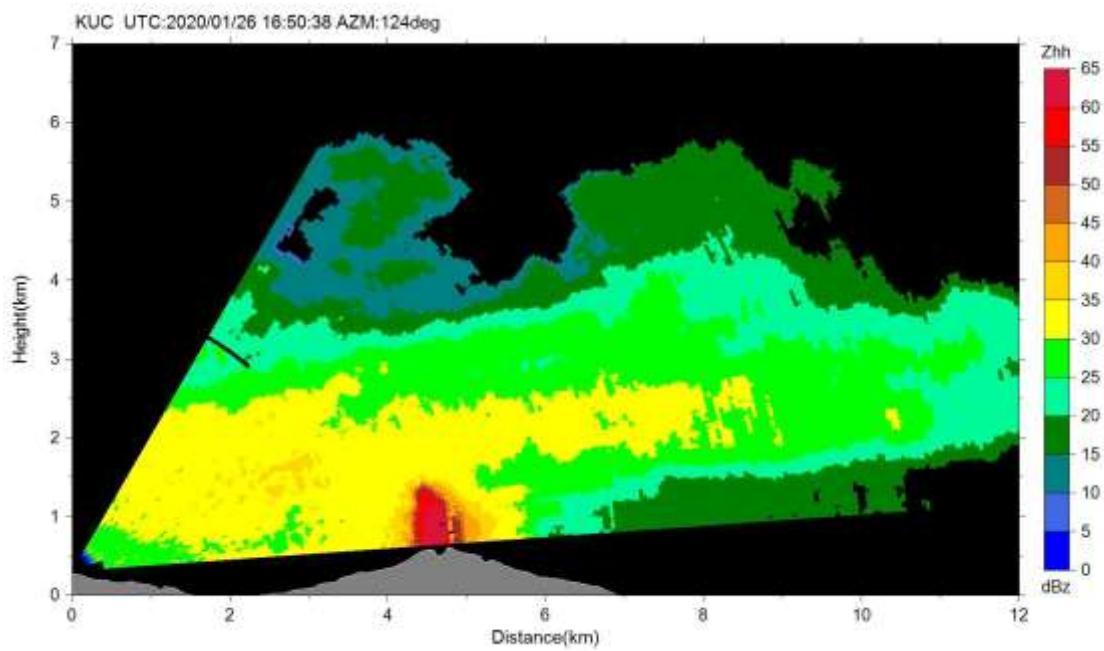


図 20 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。1/27 1:47 の噴火の例。

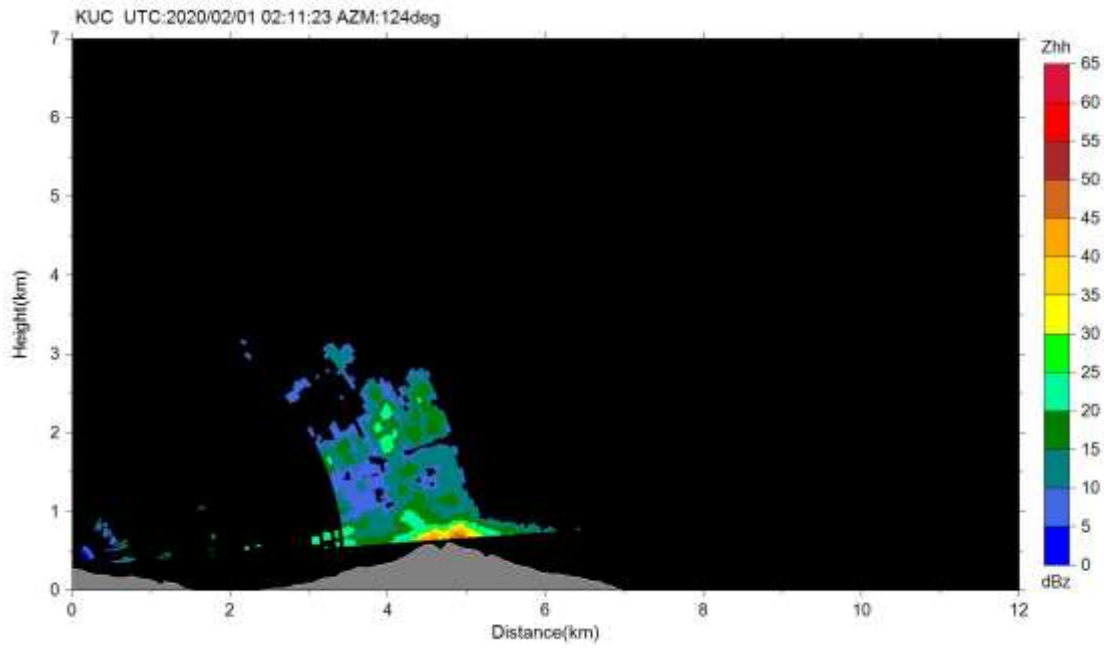


図 21 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/1 11:10 の噴火の例。

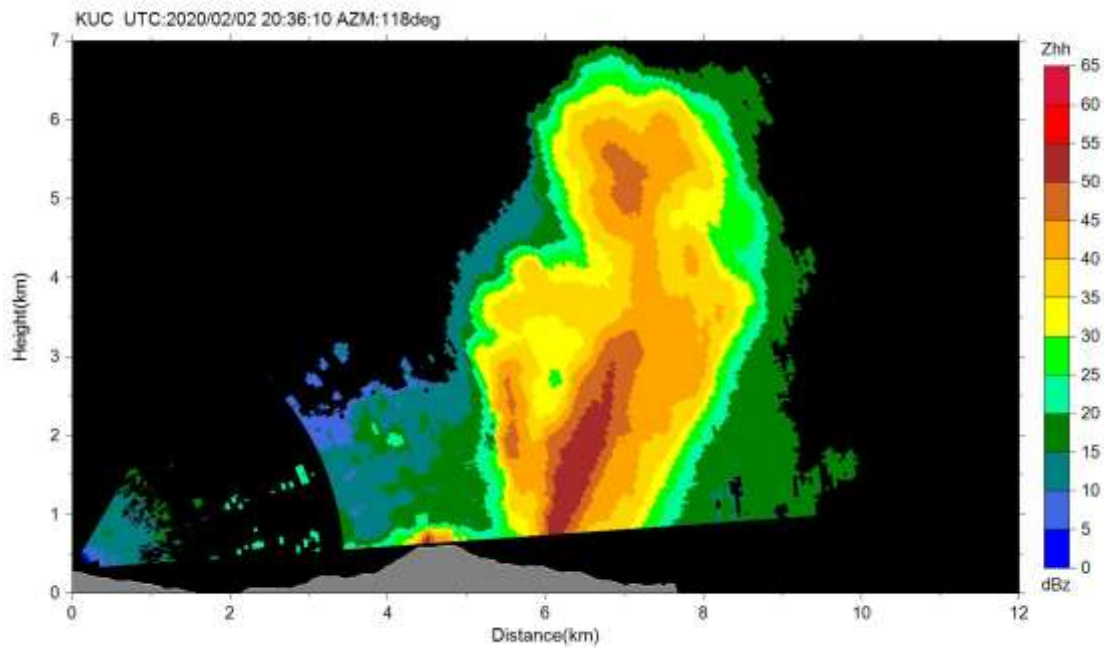


図 22 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/3 5:31 の噴火の例。

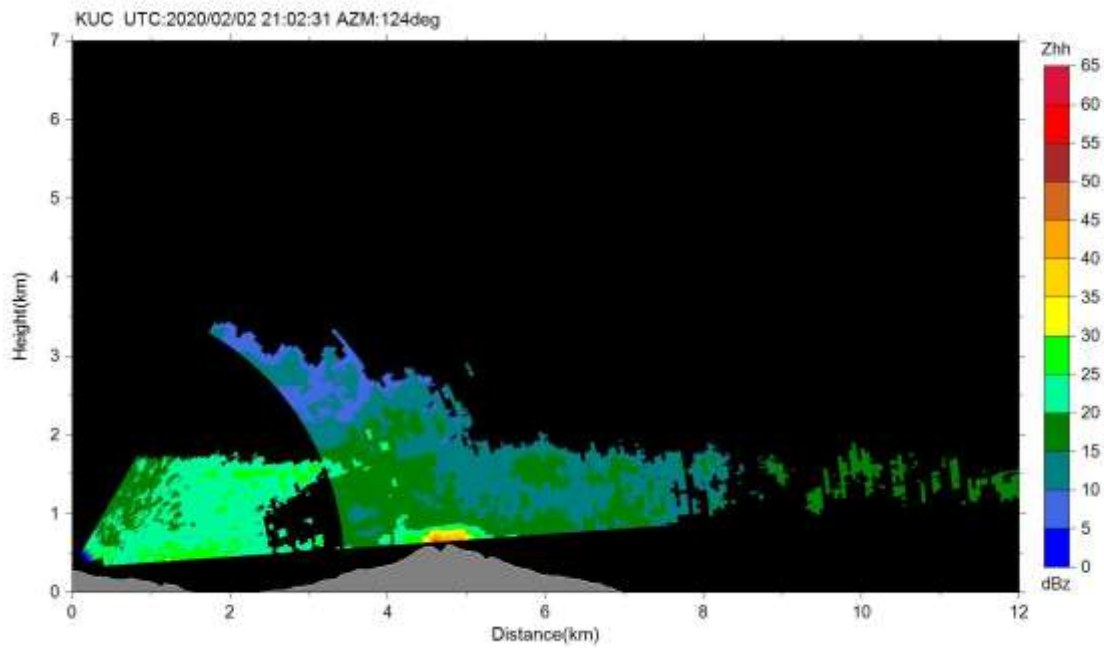


図 23 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/3 6:01 の噴火継続時の例。

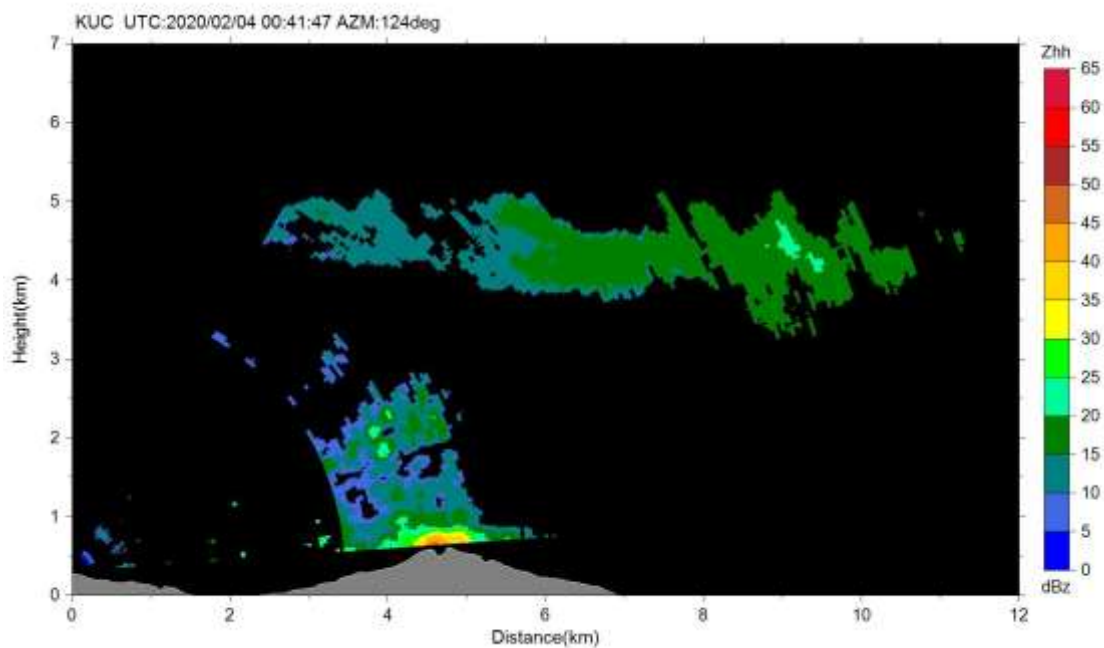


図 24 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/4 9:40 の噴火継続時の例。



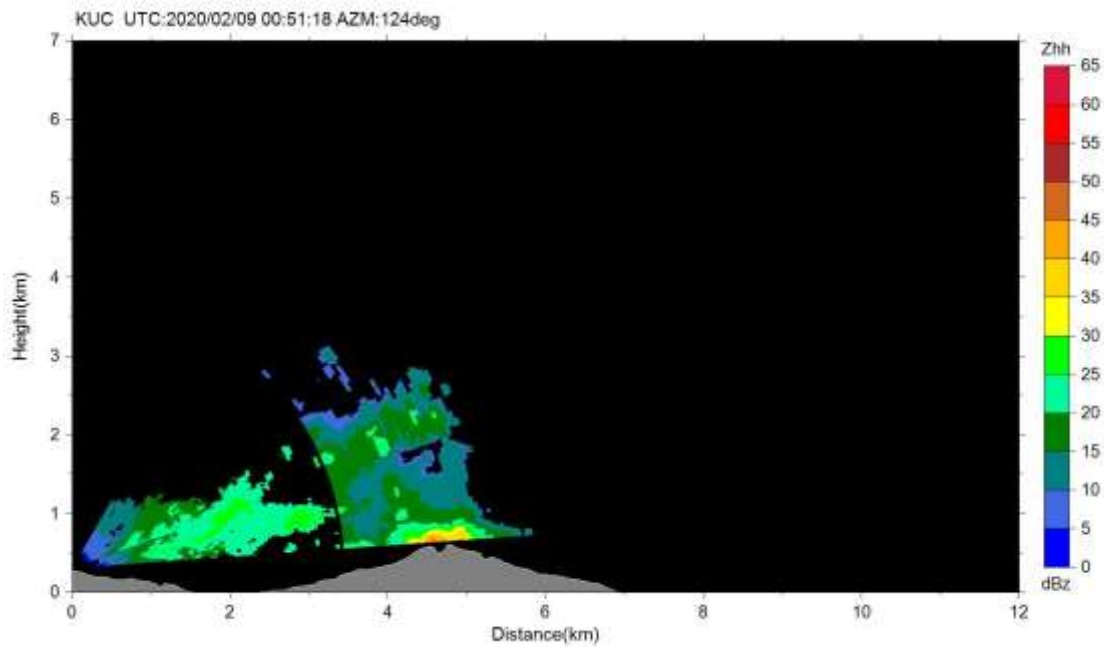


図 25 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/9 9:50 の噴火継続時の例。

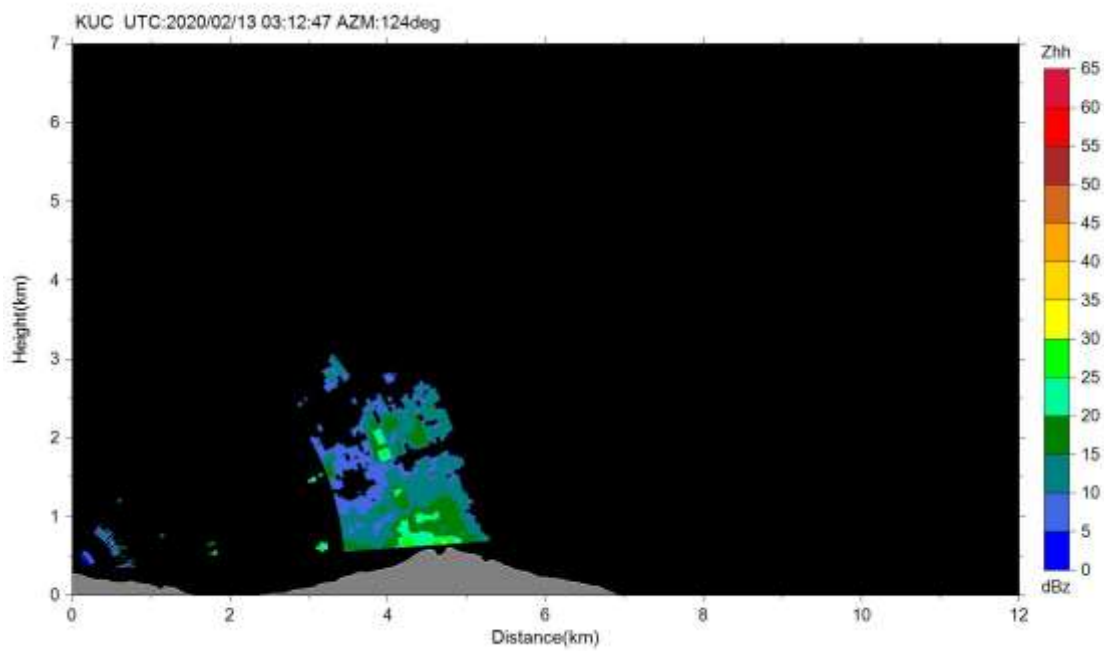


図 26 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/13 12:11 の噴火の例。

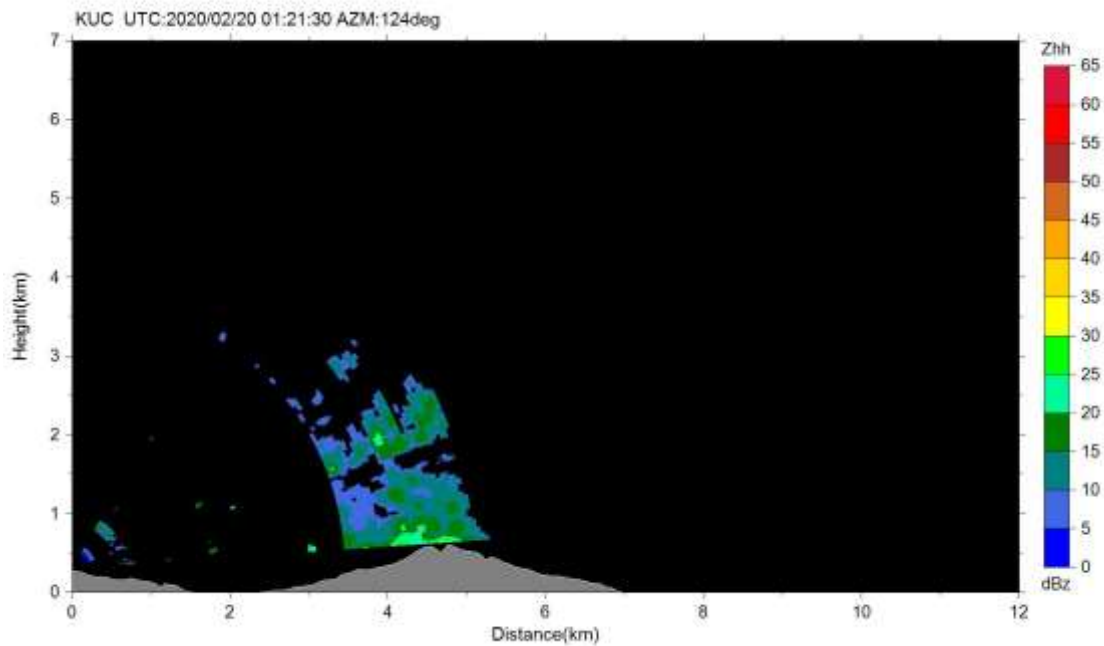


図 27 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/20 10:20 の噴火の例。

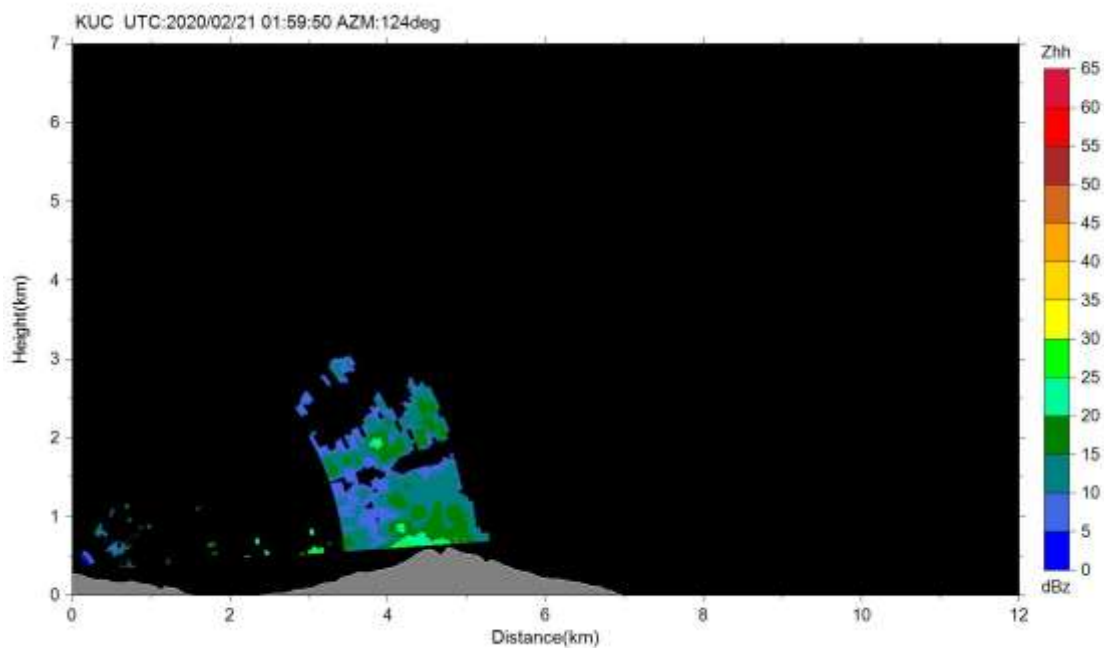


図 28 口永良部島レーダーによる RHI スキャンによる反射強度分布。2/21 10:58 の噴火の例。

表 4 2020 年 1 月～2 月の口永良部島の噴火に関する火山観測報

| 日時              | 現象                 | 噴煙<br>高度<br>(m) | レーダー<br>噴煙高度<br>(m) | 備考   | 流向 | 図    |
|-----------------|--------------------|-----------------|---------------------|------|----|------|
| 2020/1/11 15:05 | 噴火                 | 2000            |                     | 雲に入る | 東  |      |
| 2020/1/11 15:35 | 連続噴火継続             | 1000            |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/11 21:00 | 連続噴火継続             | 600             |                     |      | 北東 |      |
| 2020/1/12 03:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     | 雲に入る | 南西 |      |
| 2020/1/12 07:30 | 連続噴火停止             | 不明              |                     |      | 不明 |      |
| 2020/1/17 16:59 | 噴火                 | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/17 17:29 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/17 21:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/18 03:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/18 09:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/18 15:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/18 21:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南  |      |
| 2020/1/18 21:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南  |      |
| 2020/1/19 03:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/19 09:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南  |      |
| 2020/1/19 15:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南  |      |
| 2020/1/19 21:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南  |      |
| 2020/1/20 03:00 | 連続噴火が継続<br>しているもよう | 不明              |                     |      | 不明 | 図 15 |
| 2020/1/20 09:00 | 連続噴火継続             | 100             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/1/20 10:30 | 連続噴火停止             | 不明              |                     |      | 不明 |      |
| 2020/1/23 07:04 | 噴火                 | 200             |                     |      | 北東 | 図 16 |
| 2020/1/23 07:34 | 連続噴火継続             | 200             | 2200                | 雲に入る | 北東 | 図 17 |
| 2020/1/23 17:05 | 連続噴火停止             | 不明              |                     |      | 不明 |      |
| 2020/1/24 04:23 | 噴火                 | 100             |                     |      | 南  | 図 18 |
| 2020/1/24 06:23 | 噴火                 | 500             |                     |      | 北東 | 図 19 |
| 2020/1/27 01:47 | 噴火したもよう            | 不明              | >800                | 天候不良 | 不明 | 図 20 |
| 2020/2/1 11:10  | 噴火                 | 200             |                     |      | 南東 | 図 21 |
| 2020/2/1 11:40  | 連続噴火継続             | 200             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/2/1 15:00  | 連続噴火継続             | 200             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/2/1 21:00  | 連続噴火継続             | 300             |                     |      | 南東 |      |
| 2020/2/1 23:20  | 連続噴火停止             | 不明              |                     |      | 不明 |      |

| 日時 | 現象 | 噴煙 | レーダー | 備考 | 流向 | 図 |
|----|----|----|------|----|----|---|
|----|----|----|------|----|----|---|

|                 |                | 高度<br>(m) | 噴煙高度<br>(m) |  |    |      |
|-----------------|----------------|-----------|-------------|--|----|------|
| 2020/2/3 05:31  | 噴火             | 不明        | 6100        | 大きな噴石が火口から600 m 到達、火砕流が火口の南西側へ900 m 流下 | 不明 | 図 22 |
| 2020/2/3 06:01  | 連続噴火が継続しているもよう | 不明        |             | 天候不良                                   | 不明 | 図 23 |
| 2020/2/3 09:00  | 連続噴火継続         | 300       |             |  | 南東 |      |
| 2020/2/3 15:00  | 連続噴火継続         | 200       |             |  | 南東 |      |
| 2020/2/3 21:00  | 連続噴火継続         | 300       |             |  | 南東 |      |
| 2020/2/4 03:00  | 連続噴火継続         | 200       |             |  | 南西 |      |
| 2020/2/4 08:00  | 連続噴火停止         | 不明        |             |  | 不明 |      |
| 2020/2/4 09:40  | 噴火             | 200       |             |  | 南西 | 図 24 |
| 2020/2/4 10:10  | 連続噴火継続         | 100       |             |  | 南西 |      |
| 2020/2/4 15:00  | 連続噴火継続         | 200       |             |  | 南西 |      |
| 2020/2/4 21:00  | 連続噴火継続         | 100       |             |  | 南西 |      |
| 2020/2/5 03:00  | 連続噴火継続         | 100       |             |  | 南西 |      |
| 2020/2/5 06:30  | 連続噴火停止         | 不明        |             |  | 不明 |      |
| 2020/2/9 09:50  | 噴火             | 500       |             |  | 南東 | 図 25 |
| 2020/2/13 12:11 | 噴火             | 300       |             |  | 北東 | 図 26 |
| 2020/2/20 10:20 | 噴火             | 100       |             |  | 南  | 図 27 |
| 2020/2/21 10:58 | 噴火             | 200       |             |  | 直上 | 図 28 |

噴煙到達高度は火口上からの高度で、雲入りの場合は実際の噴煙到達高度は表記の高度よりも高いと思われるが、不明である。

## b) ライダー観測

ライダーとは LIDAR = Light Detection and Ranging、Laser Radar の略であり、紫外から近赤外のレーザー光を用いて、エアロゾル観測を行う技術である。桜島では、Nd:YAG レーザー(30mJ、10Hz)から発射される波長 532nm と 1064nm の光を火山噴煙に直接照射し、その後方散乱波を観測している。火山灰粒子(サブミクロン~数十  $\mu\text{m}$  程度)からのミー散乱を観測しているので、得られるパラメータは粒子の消散係数と偏光解消度である。

ライダーは桜島島内の火山活動研究センター桜島火山観測所(西)及び黒神観測室(東)に設置してある(図 38 参照)。方位角は南岳火口方向に固定し、桜島火山観測所では仰角  $11^\circ$ 、黒神観測室では仰角  $15^\circ$  で観測を行っている。データを国立環境研究所へ毎時転送し、自動初期解析とグラフ化を開始した。結果を 1 日単位の図として以下のサイトで公開している。

<http://www-lidar.nies.go.jp/Sakurajima/fig>

### b1) ライダー観測状況

2019 年 1 月から 12 月まで、桜島火山観測所本館および黒神観測室の 2 箇所において、ライダーによる噴煙の連続観測を行った。両ライダーは同一の仕様で、共に 532nm、1064nm の 2 波長レーザー光を繰り返し周波数 20Hz で照射する。運用パターンは 2 秒照射+8 秒休止の 10 秒サイクルで、照射 2 秒間(40 パルス)に積算した後方散乱光強度を距離分解能 6m で最長 24km まで記録している。これにより、トラブル等がない限り時間分解能 10 秒(1 日 8640 観測)の連続自動観測が実現されている。両ライダーについて、2019 年の日別の観測時間を図 29 に示す。両地点ともほぼ通年で観測が行われているが、本館では 11 月に、黒神では 1-3 月にまとまった欠測期間がある点には注意が必要である。

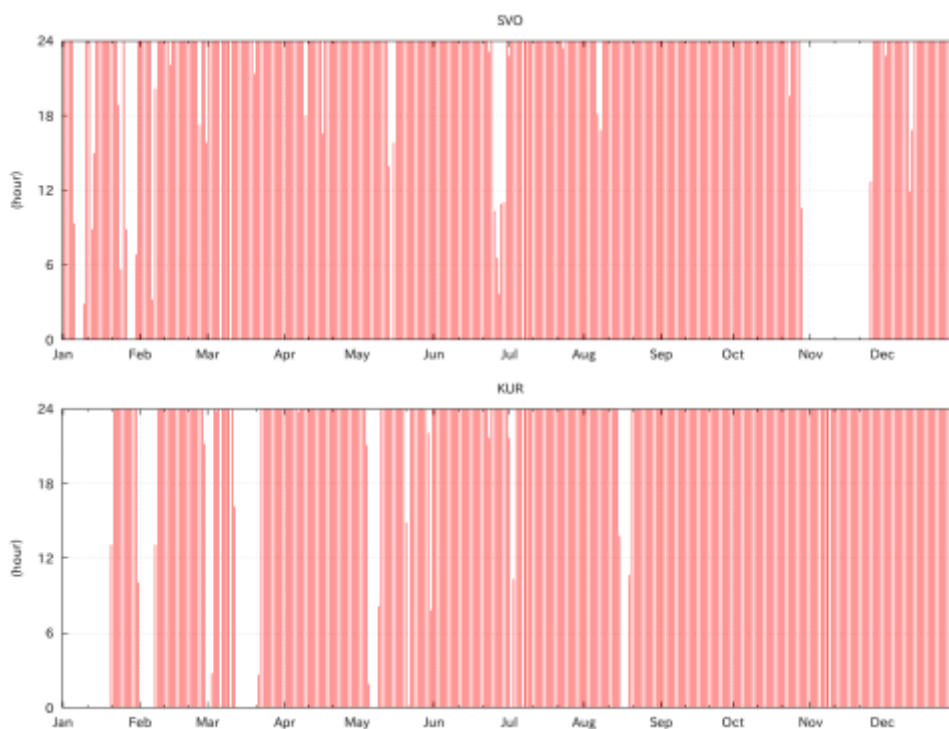


図 29 2019 年の日毎のライダー観測時間。上:本館、下:黒神。

### b2) エアロゾル消散係数の季節変動

ライダーでは、観測対象の空気塊に含まれるエアロゾル全体からの後方散乱光を計測しており、一定の仮定のもとでその空気塊の消散係数を推定することが出来る。消散係数は、観測波長の光が単位距離を進む間にその強度が減衰する割合を表す量で、地上においては視程の逆数に比例する(消散係数の大きい大気では視程が短い、つまり水平の見通しが悪い)。ライダーで観測される消散係数には噴煙由来の粒子のみならず大気汚染など全ての粒子からの寄与が含まれるが、以下では高濃度イベントでは噴煙に含まれるエアロゾルが卓越するものとしてそれ以外のエアロゾルによる寄与は考慮していない。両地点のライダーは南岳火口直上を指向して観測が行われており、測器から火口上までの距離は本館ライダーからが約 5.5km、黒神ライダーからが約 4.5km である。両ライダーから距離 6km までの 532nm 消散係数を月毎に平均し、12 ヶ月分を表示したものを図 30 および図 31 に示す。本館/黒神とも、火口直上にあたる距離において最も高い消散係数が見られ、それより手前側では絶対値は小さい。月平均の消散係数プロファイルは噴煙の平均粒子濃度とその後の移流によって決定されると考えられるため、これらに関する指標として気象庁の火山活動解説資料<sup>24)</sup>から桜島の月別噴火・爆発回数と鹿児島地方気象台における月別降灰量・降灰日数データ、および同じく過去気象データから鹿児島地方気象台における月別風向分布データを取得し、噴火・降灰に関する情報をライダー観測結果と比較のため図 30 および図 31 下部に表示した。また風向のデータとして図 32 に月別風向出現頻度の風配図を示した(この際風速は考慮していない)。これによると、鹿児島では主に北西風を中心とした西寄りの風が年間を通じて卓越しているが、暖候期(6-9 月)には東寄りの風が出現しており、特に 7 月には南西風がよく見られた。上空 1000m 付近でも同様の風向が卓越していれば、暖候期には噴煙は火口から西側へ移流され、その他の季節には東側へ移流されやすいと考えられる。本館のライダーでは年間を通じて月平均消散係数が 0.25/km を超えるケースは見られず、季節変動の幅は比較的小さい。手前側(低高度)の消散係数は 9-10 月に大きく、これは本館ライダーと同様に桜島の西側に位置する鹿児島地方気象台における降灰量(図中の赤線)のピークと対応している。一方、黒神のライダーの結果では 4 月から 9 月にかけて消散係数が低く、それ以外の季節には 0.3/km 近い値が観測されている。特に距離 4km 付近では 7-9 月に低い値が得られており、東寄りの風が卓越している期間と一致している。また、鹿児島地方気象台における降灰量変動と黒神ライダー消散係数との関連性は弱く、異なる方角への輸送量に差があることが 2 地点ライダーの対比からも確認された。

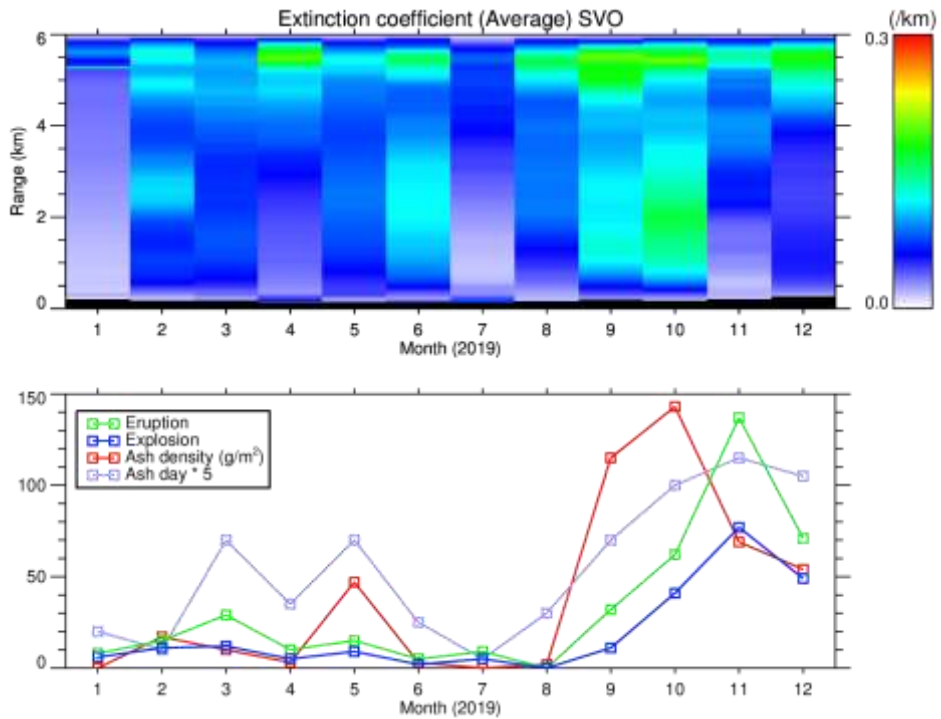


図 30 本館ライダーで観測された 2019 年の月平均エアロゾル消散係数の時間・距離分布。下段は鹿児島地方気象台による噴火回数(緑)・爆発回数(青)・降灰量(赤)・降灰日(紫、5倍してある)の月毎の値。

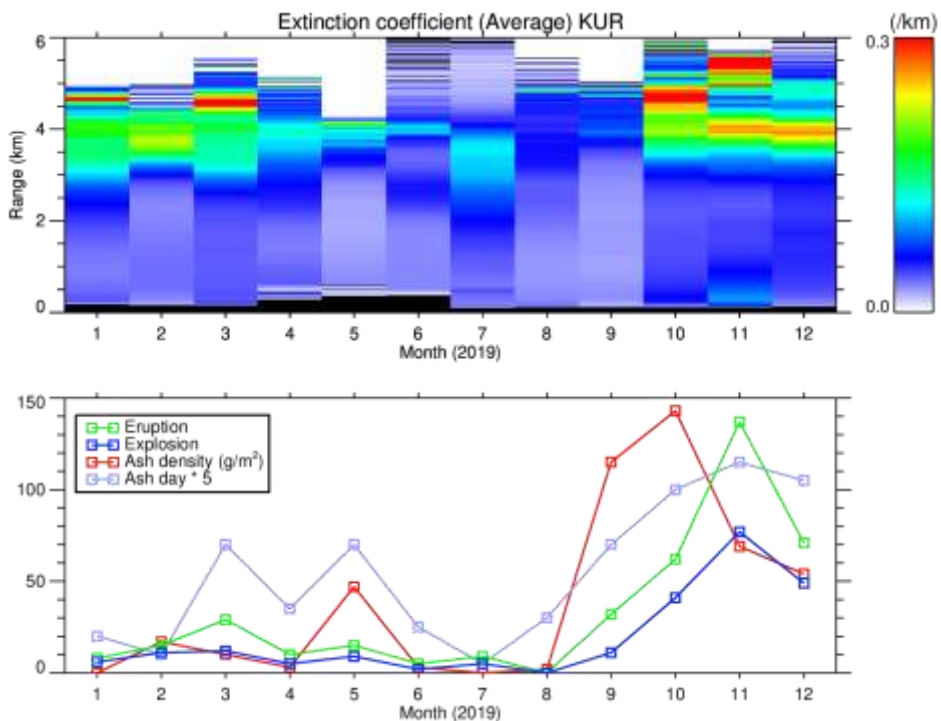


図 31 図 30 に同じ。ただし上段は黒神ライダーによる観測結果。

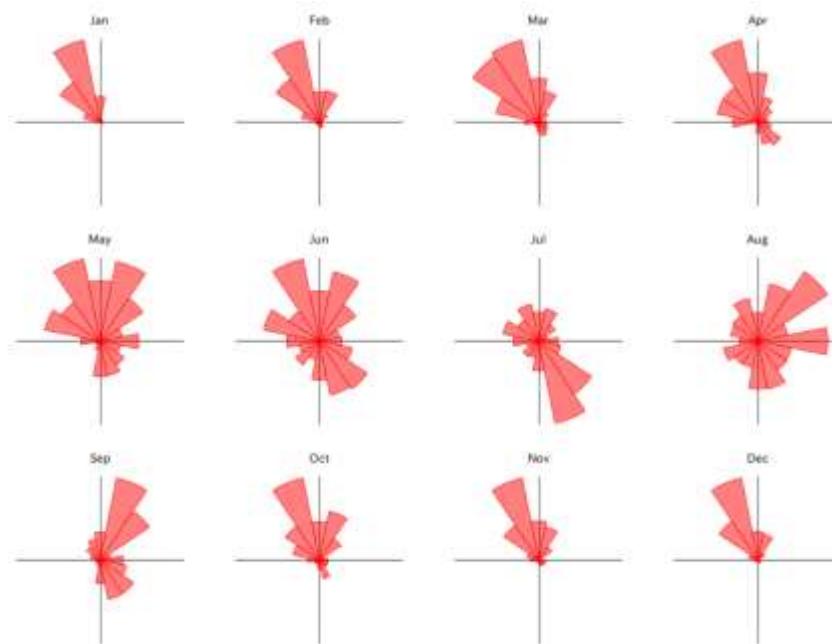


図 32 鹿児島地方気象台による月毎の風向出現頻度分布図。扇の半径が出現頻度に比例。

### b3) 高濃度噴煙の時空間変動の検証に関する検討

輸送モデルによる噴煙の拡散シミュレーションをライダー観測により検証するためには、数値計算と観測とでデータの時間・空間分解能を揃えて評価を行う必要がある。ライダー観測は高時空間分解能が特徴であり、結果の分解能をどのように落とすかによって噴煙の移流・拡散状況をオリジナル通り再現できる場合とそうでない場合が生じる可能性がある。そこで、以下ではライダーデータの平均化幅を時空間方向に様々に変動させた結果から、オリジナルデータとの差異について考察した。モデルケースとして、2019年9月20日の16:04に発生した爆発的噴火を取り上げる。この時噴煙は北方向に流れ、本館ライダーではその移流の様子が観測されている。図33の左上がオリジナル(距離分解能 $\delta H=6\text{m}$ 、時間分解能 $\delta T=10$ 秒)の観測結果を示し、高濃度領域の移動をオレンジ矢印で示した。これによると高濃度領域(奥行き300m程度)は視線手前方向に6分間で900m(時速9km)で接近している。このデータについて、輸送モデルを想定して時空間分解能を300分の1に3パターンで落とす計算を行った。図33右上・左下・右下がそれぞれ( $\delta H=300\text{m}$ 、 $\delta T=60$ 秒)( $\delta H=600\text{m}$ 、 $\delta T=30$ 秒)( $\delta H=150\text{m}$ 、 $\delta T=120$ 秒)で平均した場合の表示である。これによれば、空間分解能を落としすぎると(左下)、噴煙先端を連続的に表現することが難しい。逆に時間分解能を落としても空間分解能を上げられれば(右下)、中庸のケース(右上)よりも噴煙内部の濃淡まで確認でき、拡散度合いの検証などにも有用となる可能性がある。実際の数値モデルにおいてはCFL条件の制約などから時空間の分解能は必ずしも自由に決められるものではないが、数値シミュレーションの目的をライダー観測との対比に特化するような場合には、このような考察を踏まえて分解能を決定する必要があると考えられる。



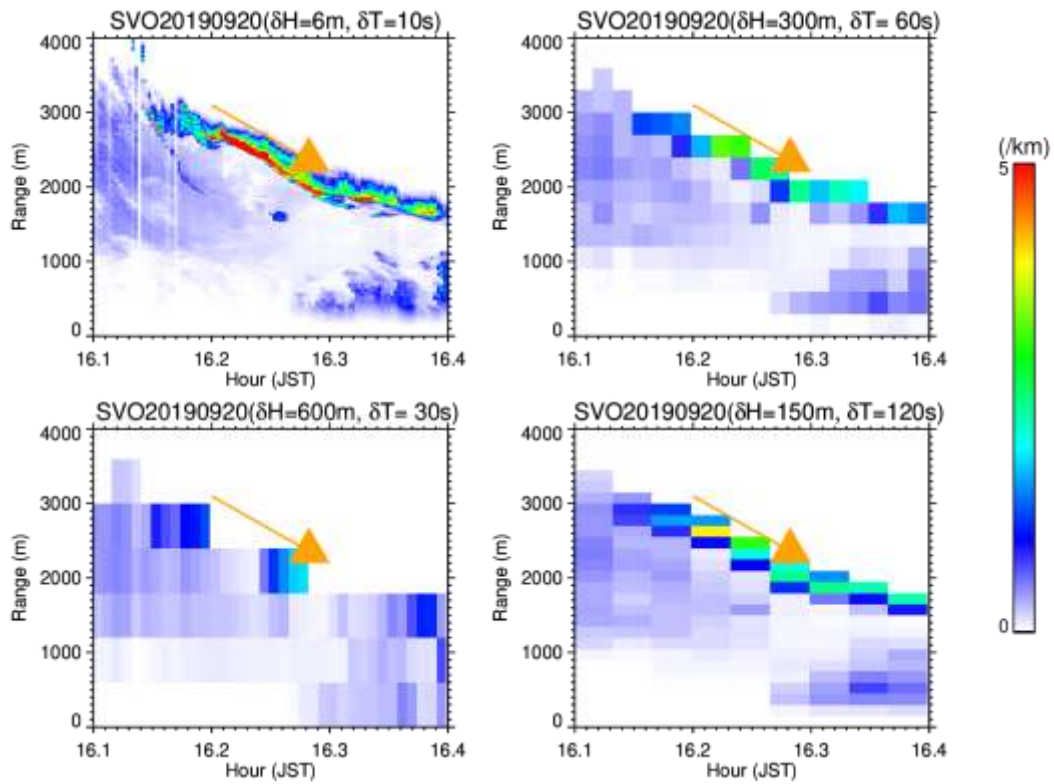


図 33 2019 年 9 月 20 日 16 時 06 分から同 24 分までの本館ライダーによって推定されたエアロゾル消散係数の時間・距離分布。(左上)オリジナル分解能(距離分解能  $\delta H=6\text{m}$ 、時間分解能  $\delta T=10$  秒)、(右上)データ量を 300 分の 1 にした場合( $\delta H=300\text{m}$ 、 $\delta T=60$  秒)、(左下)時間分解能を優先した場合( $\delta H=600\text{m}$ 、 $\delta T=30$  秒)、(右下)空間分解能を優先した場合( $\delta H=150\text{m}$ 、 $\delta T=120$  秒)。オレンジ矢印は  $9\text{km/h}$  で手前に進行する速度を示す。

### c) GNSS 観測

GNSS 衛星からの電波は噴煙を通過すると伝播遅延が生じ、位相残差として検知されること (Ohta and Iguchi, 2015)<sup>1)</sup>や SN 比が低下することが知られている (Larson, 2013)<sup>2)</sup>。桜島において発生する噴火についても噴煙高度が 4000m 以上に達する比較的規模の大きい噴火については、位相残差や SN 比の低下が観測されている。また、位相残差と SN 比にそれぞれ特徴的な変化が確認され、これらのデータに反映される物性が異なる可能性が明らかになった (Ohta and Iguchi, 2015)<sup>1)</sup>。このように、GNSS 観測は噴煙の検知にも活用可能である。

桜島および桜島南岳からおよそ 50km の範囲における GNSS 観測点の配置を図 34 に示す。日本列島では西風が卓越するので、火山灰は東方向に移流することが多い。平成 29 年度には桜島の東方の大隅半島側に 4 点の、平成 30 年度には 2 点の GNSS 観測点を設置した。平成 31 年度は、大隅半島側にさらに 2 点の GNSS 観測点を増設した。令和 2 年 4 月時点において京都大学において管理する GNSS が 11 点大隅半島側において稼働している。

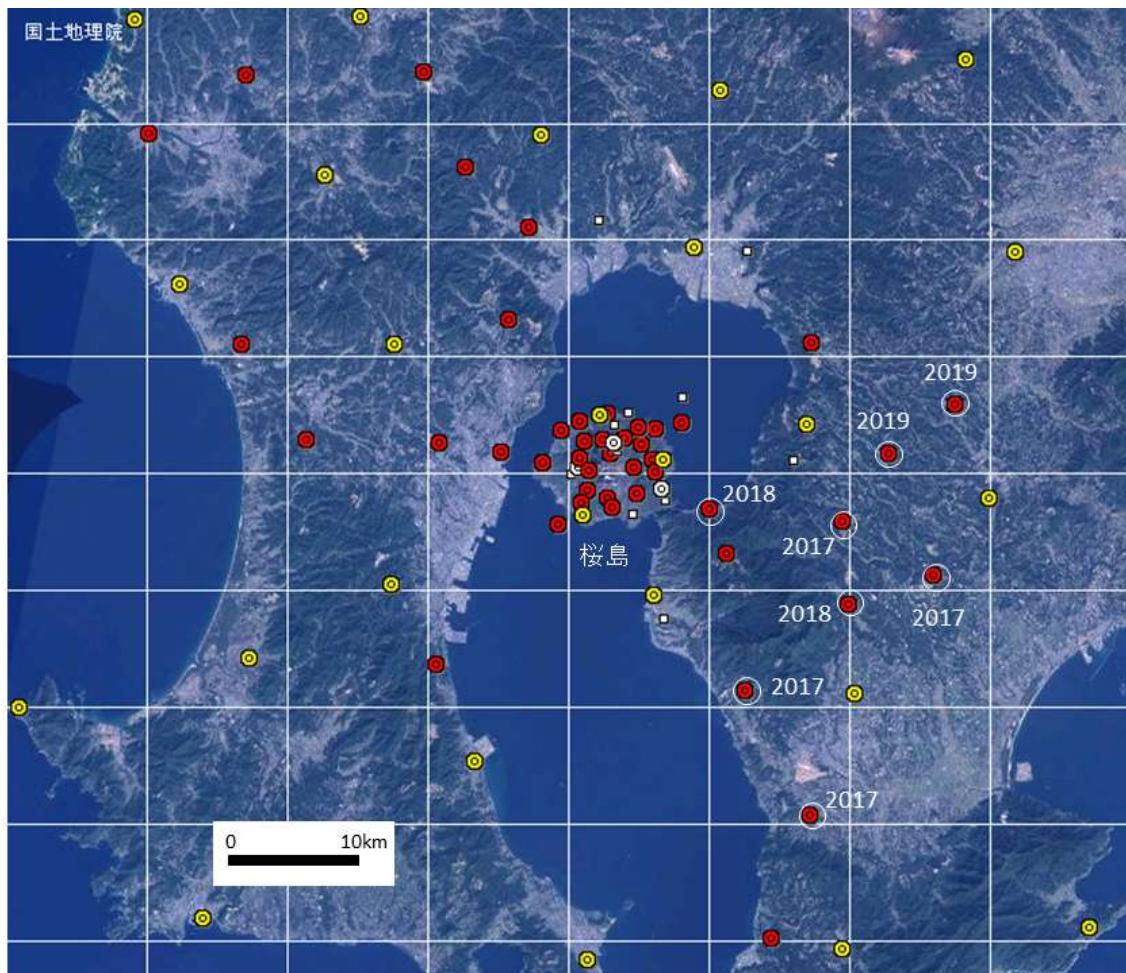


図 34 桜島およびその周辺における GNSS 観測点の配置図。黄丸は国土地理院の電子基準点。赤丸は京都大学防災研究所が設置した観測点。赤丸を白円で囲んだものが本プロジェクトで設置した観測点で、“2017”、“2018”、“2019”はそれぞれ、平成 29、30、31 年度に設置したものを示す。

GNSS 観測による噴煙の検知を桜島以外の火山に適用した。インドネシアのシナブン火山

はスマトラ島北部にある成層火山である。2010年8月に水蒸気噴火がおよそ1000年ぶりに発生した (Kasbani et al., 2019)<sup>3)</sup>。2010年には7回の水蒸気噴火が発生し、2013年9月には3年ぶりに水蒸気噴火が再開した。その後、12月には山頂に溶岩ドームが出現し、本格的なマグマ性噴火に移行した。2014年から2017年までは、山頂に溶岩ドームを形成しながらドームの崩落による火砕流が発生した。2018年2月になり、噴火活動は一時的に停止したが、2月19日 現地時間08時53分に発生した噴火は、2010年以降において最大規模の噴火となった。火山地質災害軽減センター (CVGHM) によると、噴煙は火口上5000mの高度に達し (図34)、火砕流は山頂から4900m距離まで流下した。また、衛星観測 (MODIS) からは高度16.8km以上に達したとされる (Global Volcanism Program, 2018)<sup>4)</sup>。本研究では、噴煙および火砕流をGNSSデータの位相残差データから検出することに成功した。

データは、シナブン山周辺のGNSS観測点4点 (LKWR, KBYK, MRDG, SNBG) で収録された2周波の搬送波位相データを用いた。解析ソフトウェアにはGIPSY-OASIS Ver. 6.4の精密単独測位法 (PPP) を用いた。今回の解析ではGPS衛星のみを用い、観測量としては2周波の線形結合であるLCを用いた。GPS衛星の軌道情報および時計情報にはNASA JPL (ジェ



図35 シナブン火山における2019年2月19日の爆発的噴火。

ット推進研究所) による最終暦を用いた。解析ではPPPによって日毎の観測点座標値を求めつつ、合わせて各GPS衛星と観測点間のLC位相残差 (LC Post-fit Phase Residual、以下PPR) を計算した。PPRには、観測点と衛星間の情報が幅広く含まれる。特にマルチパスノイズは衛星配置に依存して日々繰り返しLC位相残差に現れる。そのため噴火が発生していない前日のデータも同様に解析を行い、その値を噴火当日の値から差し引くことでS/N比を向上させた。

図36に得られたPPRの時系列を観測点配置とともに示す。図36には、得られた各観測点とGPS衛星間のPPR値のうち、明瞭な変化が認められたパスのみを示している。合わせて各観測点におけるPPRをスカイプロット上に表示したものを図37に示す。まず、山麓北側に位置するLKWR観測点では、62番衛星との間で噴火後すぐに16cmにおよぶインパルス的な位相残差が生じていることが確認できる。また、山麓西側に位置するMRDG観測点でも同じく62番衛星との間で噴火発生後5分程度経過後にPPRが8cm程度立ち上がり、その後1時間程度掛けてその値が徐々に減少してい

く傾向が確認できる。同様のゆっくりとした PPR 減少は山体から東側に離れた SNBG (シナブン火山観測所) 観測点と 41 番衛星との間でも確認できる。同観測点における PPR 値の立ち上がりは MRDG 観測点よりも早く、これは SNBG 観測点と 41 番衛星の間のパスが火口直上を通っていることと整合的である。また、SNBG、MRDG 両観測点で見られるゆっくりと減少する PPR 値の減少が山麓北部の観測点では確認できない。同噴火では噴火後に火砕流が主として山麓南側で生じたことが現地でのビデオ映像等から確認されている。SNBG および MRDG 観測点における PPR 値のゆっくりとした減少は、こうした火砕流によって巻き上げられた噴煙が長く同地域に滞留しつつ、拡散していったことを反映する結果と考えられる。

一方、山体から北側に離れた KBYK 観測点と 52 番衛星の間のパスでは、噴火後に PPR がわずかに立ち上がった後、PPR 値が得られない状態が続き、噴火後 40 分程度経過した後にそれが復帰していることが分かる (図 36, 図 37)。この時の KBYK 観測点の収録データを確認すると、同時刻の間、すべての周波数における搬送波位相データのみならず、信号強度の強いコード擬似距離データすら全て欠測していることが明らかになった。これはきわめて濃度が強い噴煙によって GNSS シグナルが完全に遮蔽され、衛星信号を追尾できなくなった可能性を強く示唆する結果である。

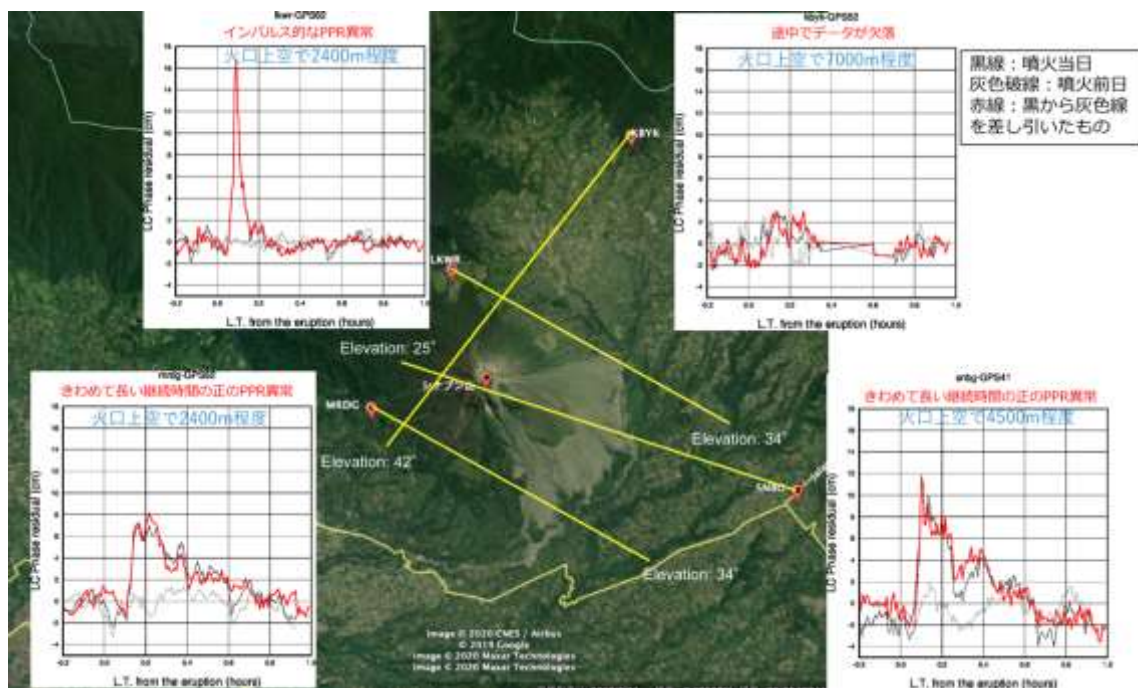


図 36 2018 年 2 月 19 日のインドネシアシナブン山噴火の GNSS による噴煙検知。図中の赤シンボルが観測点位置、黄色線が、PPR 異常が認められた衛星に対するパスの方位を示す。それらの仰角については図中に付記した。また図中の時系列の横軸は噴火発生からの時間を、縦軸は LC-PPR の値を示す。図中の黒線が噴火当日の時系列、灰色が噴火前日の時系列、赤色がそれらを GPS 衛星の周回間隔に合わせて 4 分ずらして差し引いた時系列をそれぞれ示す。

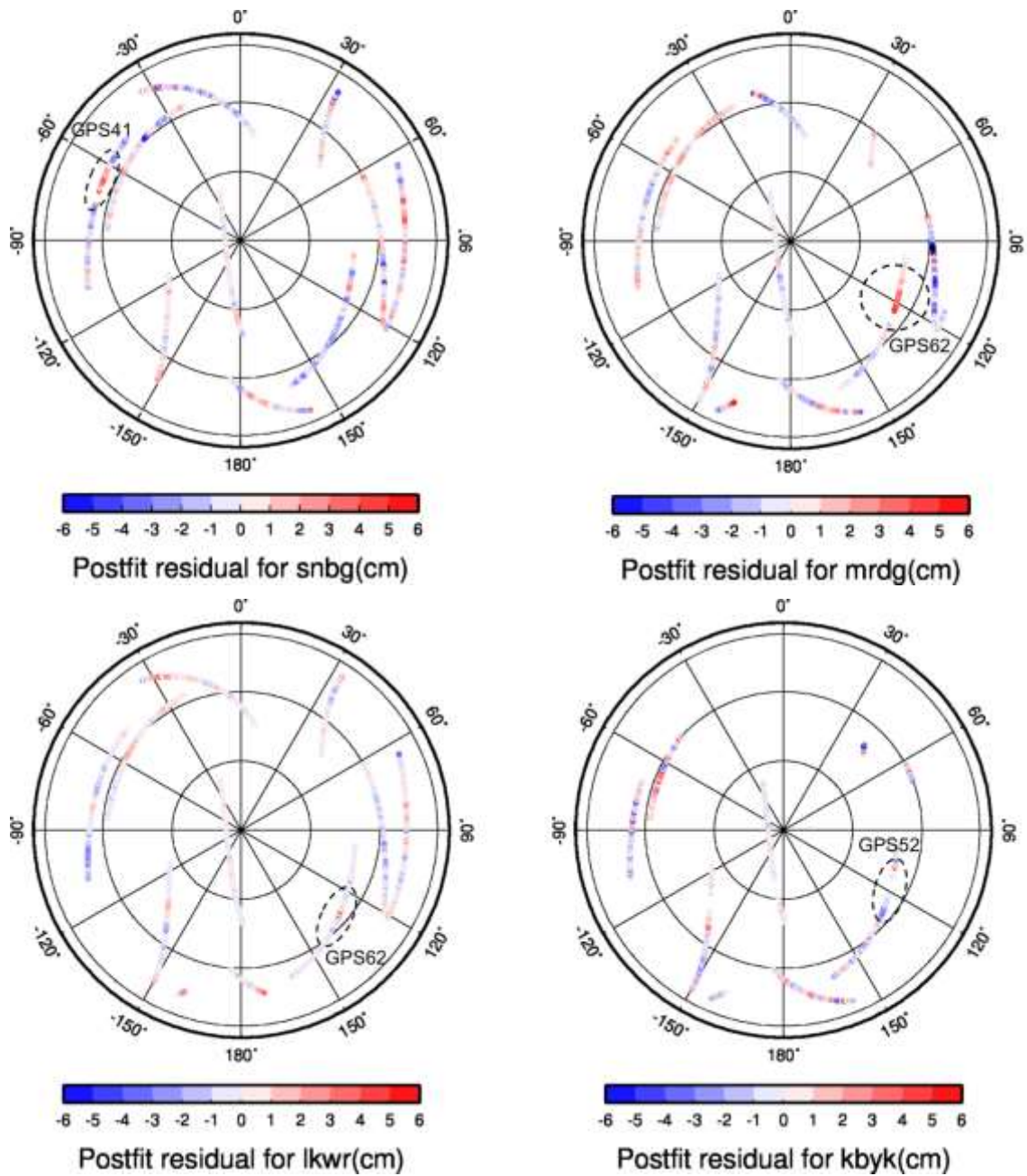


図 37 LC-PPR をスカイプロット上に表示した結果。色で LC-PPR の値を示す。各図中の破線で囲んだ領域内に明瞭な PPR 異常が認められる。KBYK 観測点については、GPS52 衛星のデータが途中で欠落していることが分かる。

d) ディスドロメータによる地上観測

d1) ディスドロメータによる地上観測の概要

ディスドロメータによる地上降灰量観測を開始した。降雨観測に開発された1次元の光学式ディスドロメータ（PARSIVEL2、ドイツOTT Hydromet社製）を用いた。本装置は落下粒子によってさえぎられる光を計測することによって、粒径ごとに粒子を観測するパーティクルカウンターであり、粒径および落下速度ごとの粒子数と記録する。粒径の測定範囲は0.2mm～25mm、落下速度の測定範囲は0.2m/s～20m/sである。

ディスドロメータの桜島における位置図を図38に示す。各観測点では、時間雨量相当量、粒子数、センサーの温度、電源電圧に加え、粒径毎の32クラスと落下速度毎の32クラス、合計1024クラスに分けた粒子数が1分毎に記録される。いずれの観測点もオンラインによるデータ取得が可能である。平成28年度は6台、平成29年度および30年度にはそれぞれ4台のディスドロメータを設置した。ディスドロメータは粒径0.2mm以上の粒子を検知するので、噴火規模が小さい場合は、火山灰粒子を検知できない場合も多い。そこで、平成31年度は、火山灰粒子の検知数を向上させるために、これまで設置した観測点よりも南岳火口により近い、持木、古里2、地獄河原、北岳の4カ所に、ディスドロメータを設置した。他のプロジェクトにより設置したものを合わせて21台のディスドロメータが桜島において稼働している。

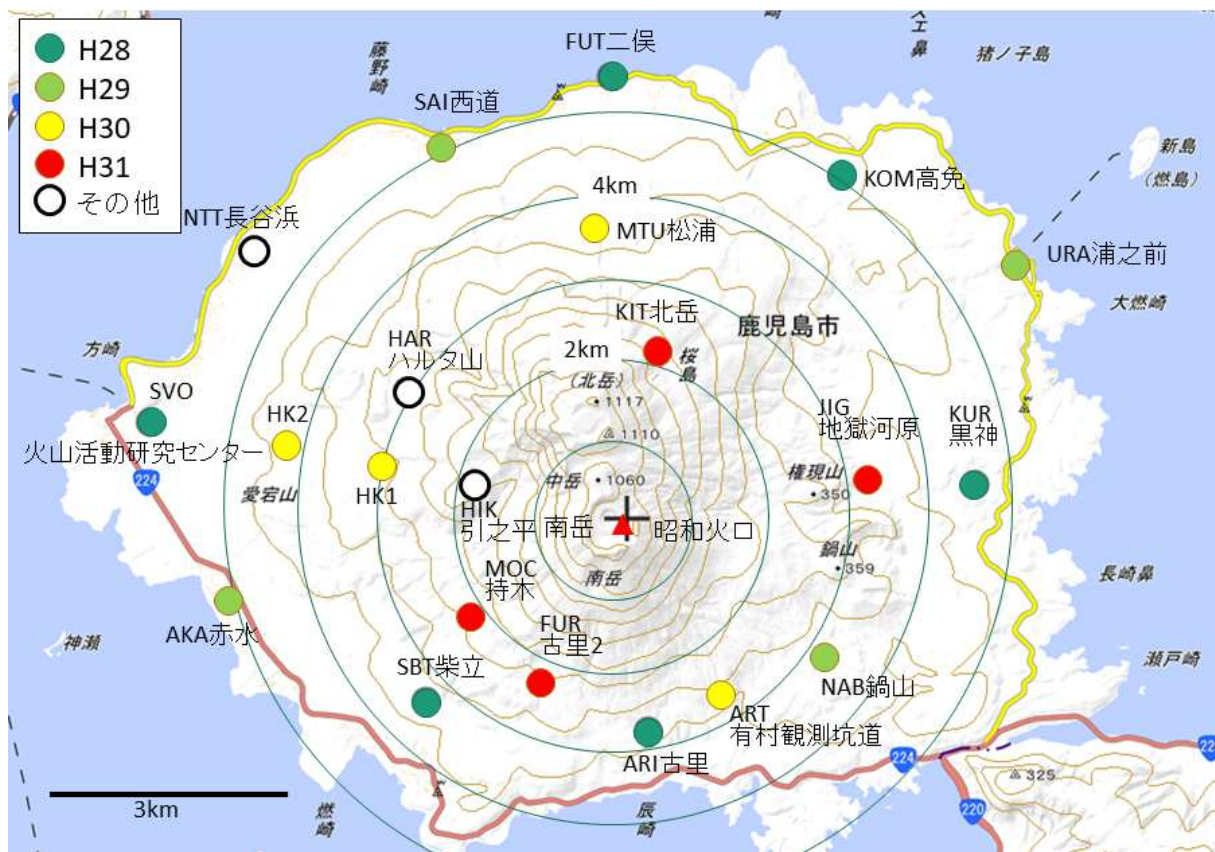


図38 桜島におけるディスドロメータの位置図。緑丸：28年度設置、黄緑丸：29年度設置、黄丸：30年度設置、赤丸31年度設置。白丸は他のプロジェクト。赤三角は南岳B火口の位置を示す。

## d2) ディストロメータ観測による降灰量の時間変化

ディストロメータで観測される粒子の多くは、雨滴であるので、その中から降灰によるイベントを抽出した。ディストロメータの全出力から降雨によるものを除き、さらに、明らかにノイズと考えられるものを除去した。2019年4月から2020年3月にまでに発生した噴火のうち、噴煙高度3000m以上に達したものについて、ディストロメータの時間雨量相当量と地震動のRMS振幅を比較して、図39～図49に示す。いずれの噴火も南岳山頂火口において発生したものであるが、これらの噴火は空気振動や弾道岩塊の放出を伴うブルカノ式噴火と噴煙の上昇のみを伴う非ブルカノ式噴火に分けられる。ここでは、ブルカノ式噴火を「爆発」とし、非ブルカノ式噴火は単に噴火とする。また、稀に発生するストロンボリ式噴火については、そのように明示した。

水平一様な風速場において火口から火山灰粒子が移流するとすれば、火山灰は風下においてのみ検知される。1回の単発の噴火に対応して、1つの観測点のみで検知される場合が最も多い。例えば、2019年7月4日10:44の爆発(図39)では、噴煙高度は3200mに達したが、NAB観測点のみで火山灰粒子が検知された。噴煙高度3000mに達した11月6日15:38の爆発(図43)では、北に位置するMAT観測点のみで火山灰粒子が検知された。2019年12月12日21:09の爆発(図49)でも噴煙高度は3000mに達したが、火山灰粒子が検知されたのは、南南東に位置するARTのみであった。

1回の噴煙放出に対して、隣接する2つの観測点において火山灰が検知されることもよくある。2019年11月8日17:24に発生した爆発(図45)の噴煙高度は、2017年11月以降の南岳噴火活動期において最高の5500mに達した。南岳南東山麓の観測点ARTおよびNABにおいて観測された。特に、ARTにおいては3mm/hに達しており、多いといえる。また、噴煙高度が3000mに達した2019年12月10日1:15の爆発(図48)でもARTおよびNABにおいて観測された。

観測点HIK、HKU、HKD、SV0は南岳火口から西北西方向に直線状に配置されている(図38)。この方向に噴煙が移流するときは、火山灰量を火口からの距離によって比較できる。例を図42に示す。2019年9月20日16:04に爆発が発生し、火口上3400mの高度において雲に入った。この爆発以降、19時ごろまで、ほぼ連続的に火山灰の放出が続いた。噴煙が繰り返し放出されているので、1時間程度にわたって火山灰が検知された。単発の爆発であれば、火山灰検知の継続時間は5分程度、長くても15分(例えば、図45)なので、2019年9月20日16:04の爆発から19時ごろまでの噴煙活動による降灰は長いといえる。降灰量を時間雨量相当量により比較すると、HIK( $\Delta=1.7\text{km}$ )で4.6mm/h、HKU( $\Delta=3.0\text{km}$ )で1.3mm/h、HKD( $\Delta=4.4\text{km}$ )において0.5mm/hであり、SV0( $\Delta=5.6\text{km}$ )では検知できなかった。火口からの距離が大きくなるにつれて、降灰量が小さくなる。

このように、噴火が連続的に発生すると降灰検知時間が長くなる。他の事例を図41に示す。2019年9月16日7:46に始まった噴火の噴煙の最高到達高度は2800mであったが、噴煙の放出は継続し、9時ごろからはストロンボリ式噴火に移行した。火山灰が検知された観測点はSBTだけであったが、8:04から8:35まで火山灰が観測された。9時ごろから始まったストロンボリ式噴火に対応する火山灰粒子は検知されていない。

一方、火山灰の噴出をdiscreteなイベントとして識別できる場合は、各観測点における火山灰粒子も異なる降灰イベントとして認識できる場合が多い。図40は2019年7月28

日の噴火の事例である。28日には17:25に爆発が発生し、噴煙は3800mの高度に達した。続いて17:54には噴火（17:25の爆発に比べて空気振動の振幅が小さい）が発生し、噴煙は3500mの高度に達した。この日は南風であったため火山灰は桜島北方の鹿児島空港にも達し、27便の航空便が欠航した。30分の時間差ではあるが、桜島島内における降灰域は異なっており、17:25の爆発（0728A）の火山灰はKOMに、17:54の噴火（0728B）の火山灰は、火口からみて真北に近いMATに降下したことがわかる。

頻繁に噴火が繰り返される場合でも、火口における噴火事象と、観測点における降灰事象を対応付けることができる。2019年11月7日の例を図44に示す。11月7日の14時から20時までに8回の噴出イベント（1107A～1107H）が識別できる。RMS振幅が一番大きい1107A（噴煙高度>3800m）の降灰はARTに加え、NABでも検知された。1107Aよりも噴煙高度は低いものの3500mに達した1107Bの火山灰はARTのみで観測され、時間雨量相当量も1107Aよりは少なかった。それ以降の噴出に対応する火山灰は、規模の小さい1107Gを除いて、観測点ARTで検知されている。

火山灰の噴出と降灰の対応関係が複雑な事例を図46に示す。2019年11月12日19時から翌日3時までに、RMS振幅から5回の噴火イベントが識別できる。このうち、1112Aと1112Dでは観測点NABにおいて火山灰粒子が検知された。一方、1112Bでは、NABでは降灰は検知されず、南岳からの方位では逆方向にあるHIKで火山灰粒子が観測された。降灰イベント1112Cには、対応する顕著なRMS振幅の増加がなかった。1112Eおよび1112Fについては、火山灰粒子が検知されていない。図47に示した2019年11月28日も複雑な対応関係の事例である。爆発イベント1128Bでは、噴煙高度3300mに達し、観測点ARTとARIで火山灰が検知された。1128D（噴煙高度2600m）ではARIのみで火山灰が検知された。ARTにおける降灰イベント1128Aは小規模なRMS振幅の増加に対応するが、1128Cに対応する顕著なRMS振幅の増加はなかった。



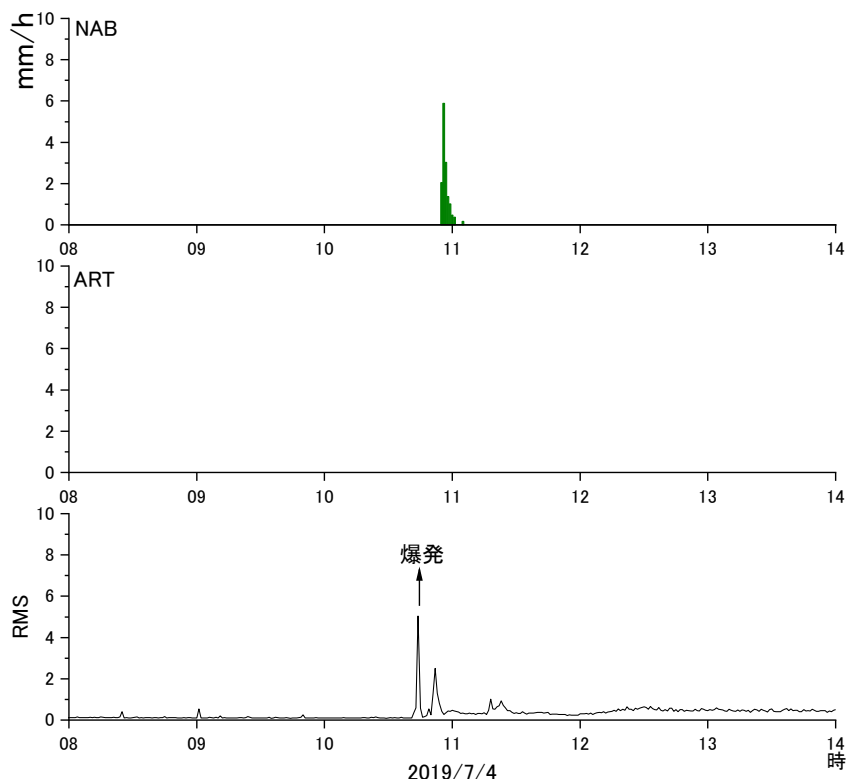


図 39 2019 年 7 月 4 日の噴火による降灰時の鍋山 (NAB) および有村観測坑道 (ART) における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。RMS 振幅は有村観測坑道で計測された。

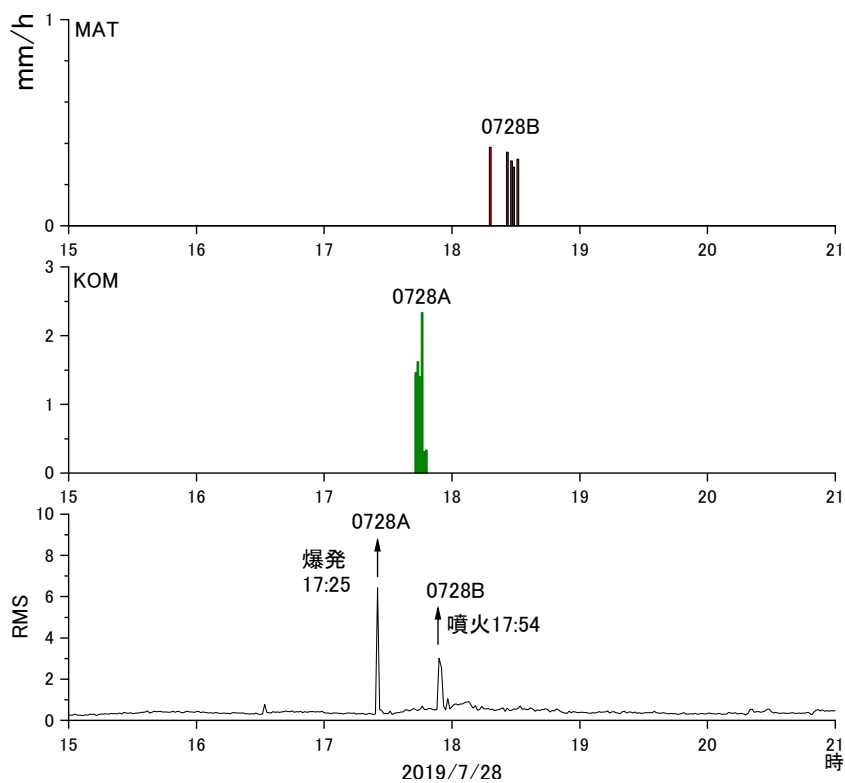


図 40 2019 年 7 月 28 日の噴火による降灰時の松浦 (MAT) および高免 (KOM) における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。RMS 振幅は有村観測坑道で計測された。

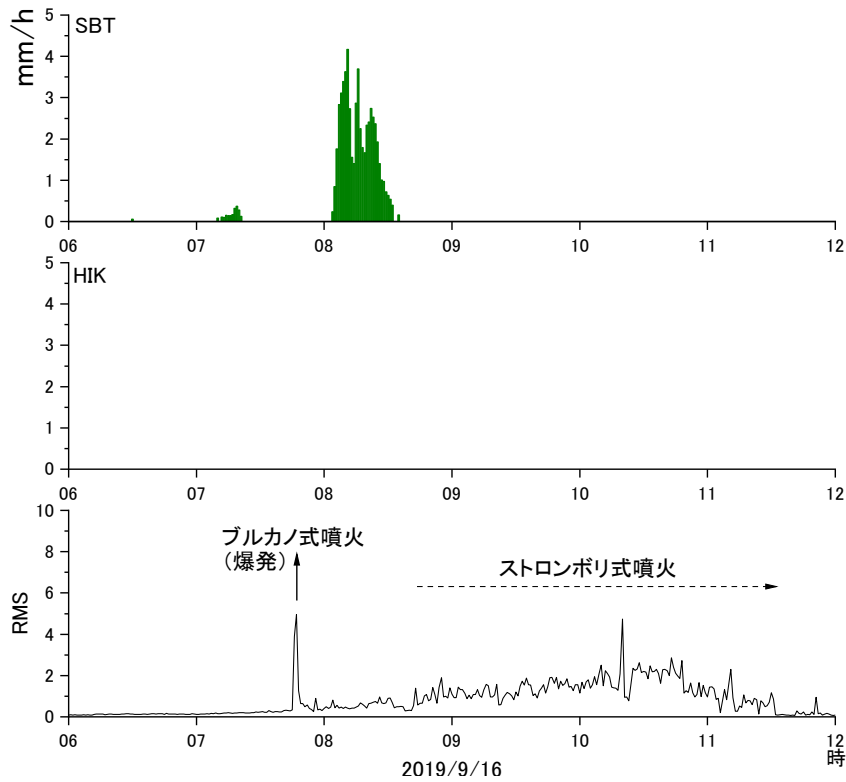


図 41 2019 年 9 月 16 日の噴火による降灰時の柴立 (SBT) における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。RMS 振幅は有村観測坑道で計測された。

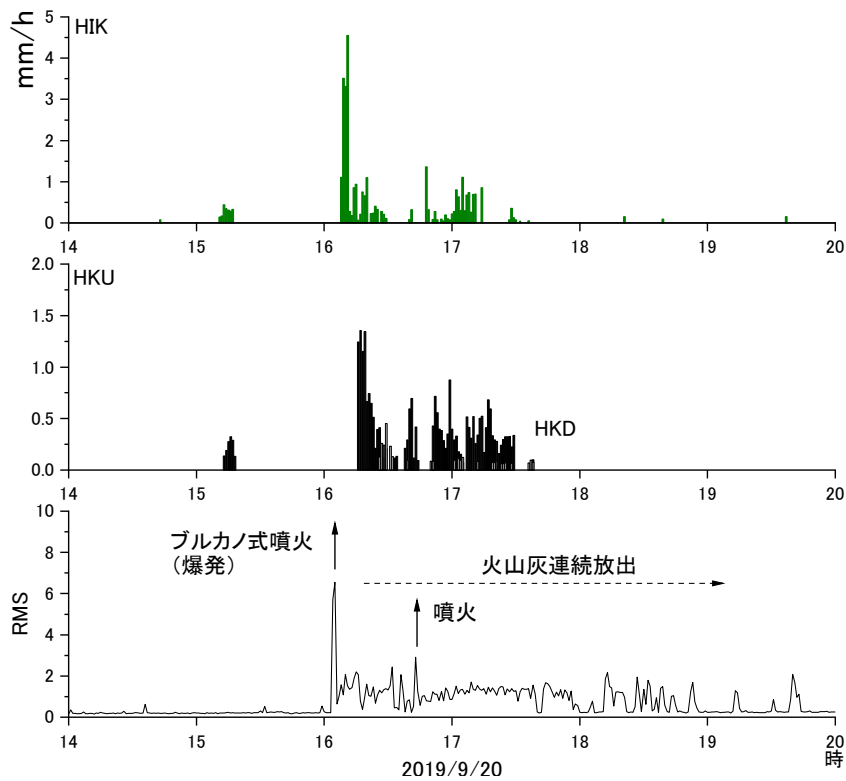


図 42 2019 年 9 月 20 日のブルカノ式噴火とそれに続く連続的な噴火による降灰時の引之平 (HIK) およびその西方 (HKU、HKD) における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。RMS 振幅は有村観測坑道で計測された。

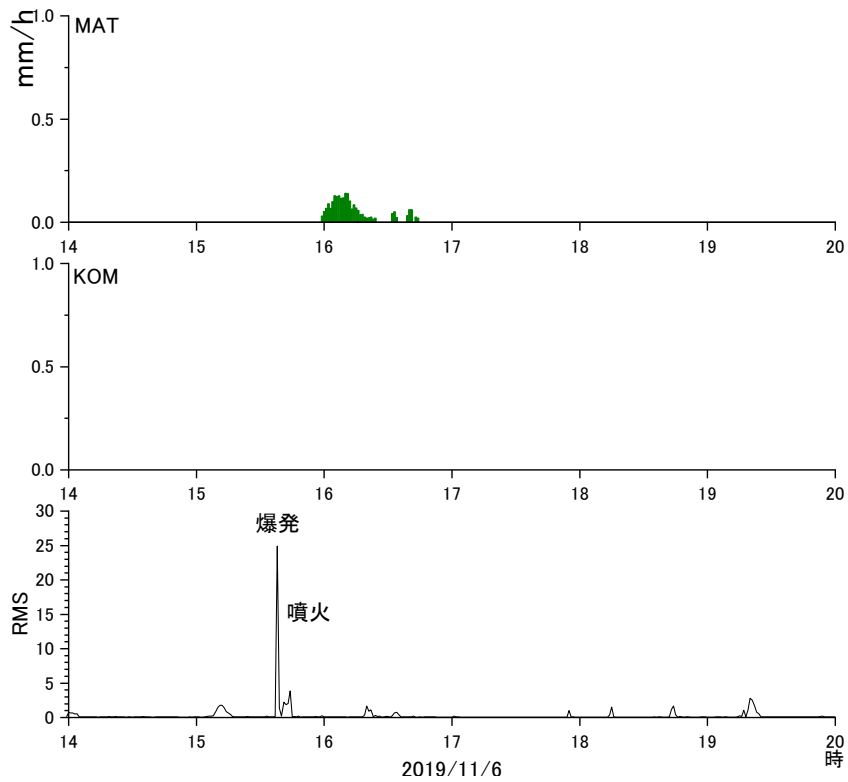


図 43 2019年11月6日の噴火による降灰時の松浦（MAT）および高免（KOM）における時間雨量相当量と地震動のRMS振幅。RMS振幅は有村観測坑道で計測された。

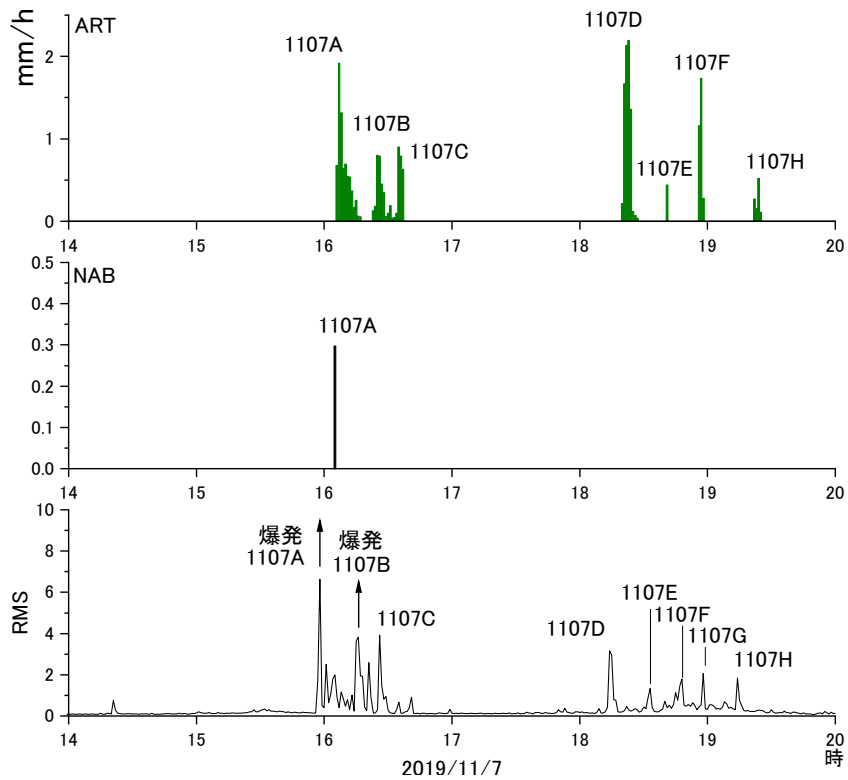


図 44 2019年11月7日の噴火による降灰時の有村観測坑道（ART）および鍋山（NAB）における時間雨量相当量と地震動のRMS振幅。

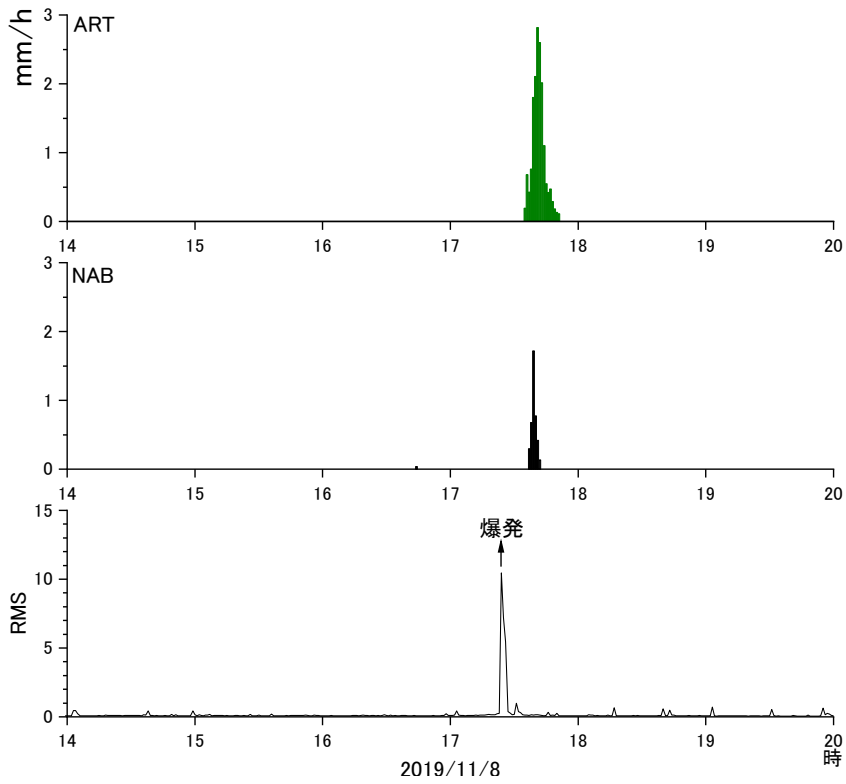


図 45 2019 年 11 月 8 日の噴火による降灰時の有村観測坑道（ART）および鍋山（NAB）における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。

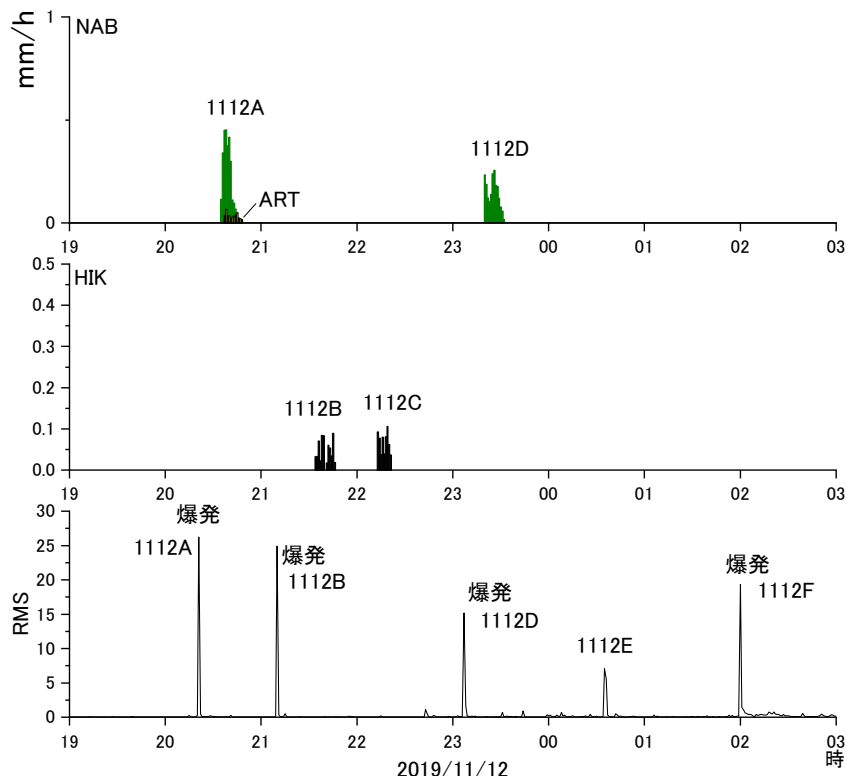


図 46 2019 年 11 月 12 日の噴火による降灰時の鍋山（NAB）および引之平（HIK）における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。

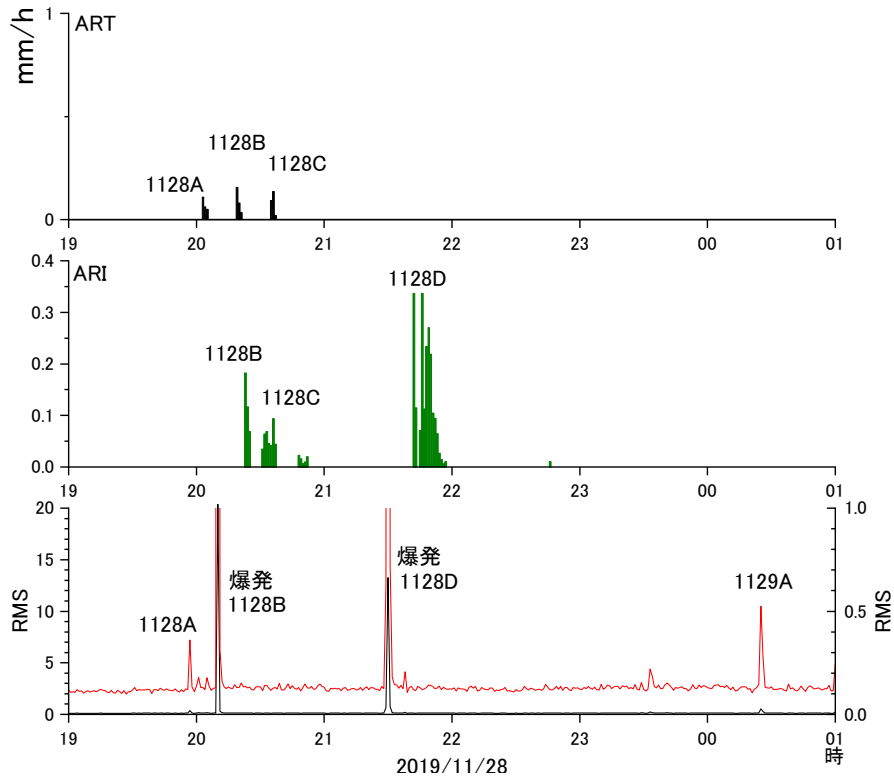


図 47 2019 年 11 月 28 日の噴火による降灰時の有村観測坑道（ART）および有村（ARI）における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。RMS（赤線）は振幅を 20 倍に拡大したものである。

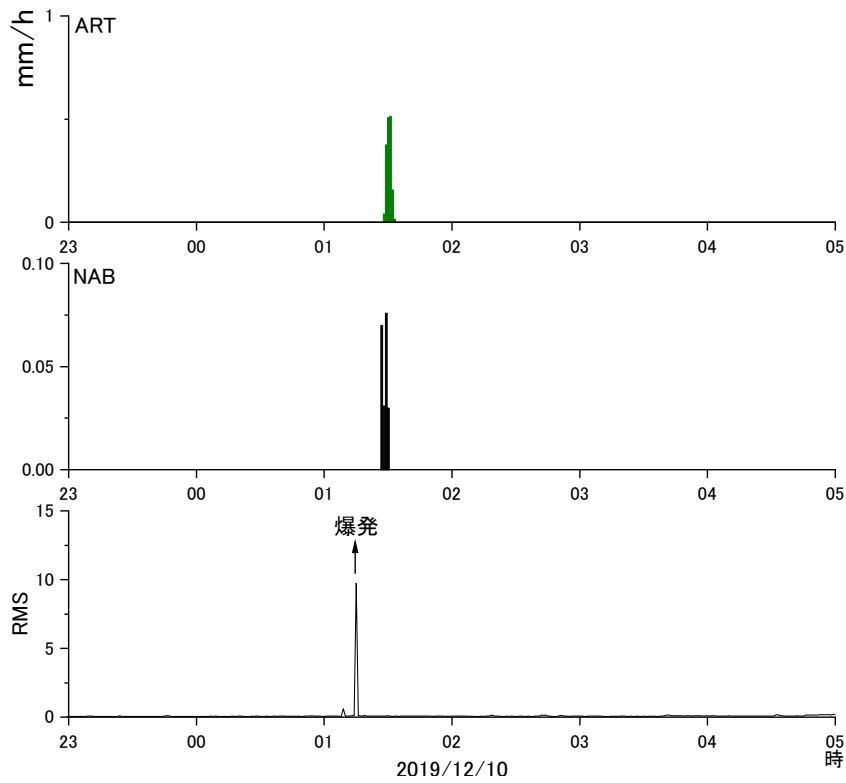


図 48 2019 年 12 月 10 日の噴火による降灰時の有村観測坑道（ART）および鍋山（NAB）における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅。

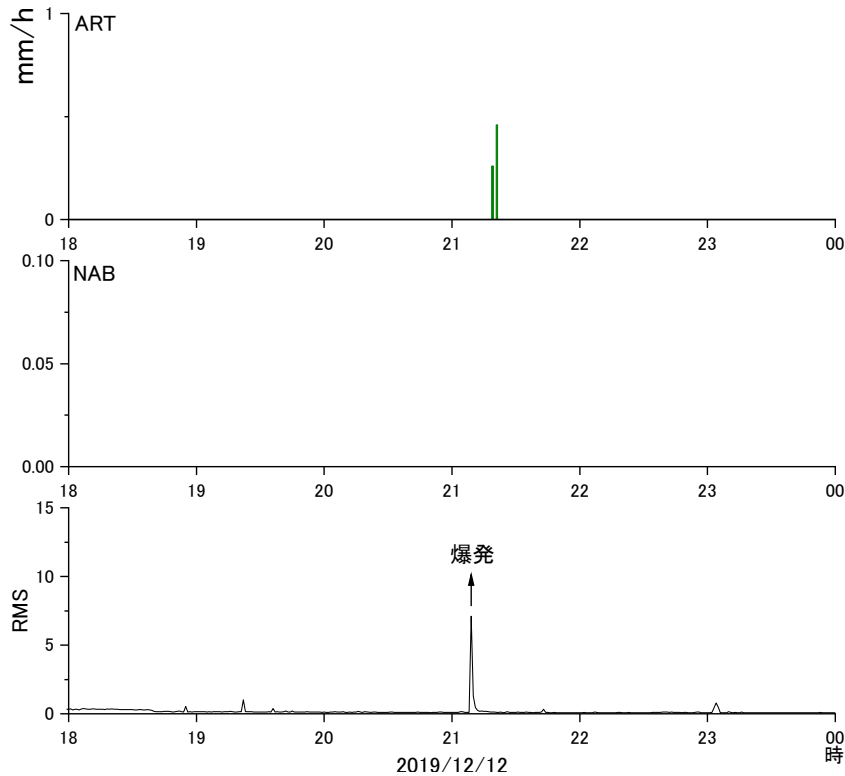


図 49 2019 年 12 月 12 日の噴火による降灰時の有村観測坑道（ART）および鍋山（NAB）における時間雨量相当量と地震動の RMS 振幅

d3) ディスドロメータによる降灰量の見積もり

平成 29 年度の報告書において、単位面積当たりの火山灰重量 ( $W$ ) の単位を  $g/m^2$ 、ディスドロメータの時間雨量相当量の積算値 ( $I_p$ ) の単位を  $mm/h$  とすれば、両者は以下のよ

$$W = 24I_p \quad (1)$$

本年度は、ディスドロメータの近傍で採取された単位面積当たりの火山灰の重量と比較することにより、降灰開始から火山灰を採取した時間までにディスドロメータが検知した粒径ごとの粒子数を火山灰重量へ換算する経験式を求めた。

ディスドロメータにより観測された粒径ごとの粒子数から算出される降灰量  $w_{dis}$  は、粒径と落下速度のクラスごとに計算される粒子ごとの重量と検知された粒子数の積の総和に、検知されない細粒な粒子の重量を加えることにより求まると考えられる。

$$w_{dis} = c_{correct} \sum_{i=1} \sum_{j=1} \rho_{i,j} V_i \frac{N_{i,j}}{0.18 \times 0.03} + \gamma \quad (2)$$

ただし、 $c_{correct}$  は補正係数、 $\rho_{ij}$ 、 $N_{ij}$  は粒径と落下速度のクラスに対応する粒子の実効的な密度とその粒子数、 $V_i$  は粒径クラスに対応する粒子の体積、 $\gamma$  はディスドロメータにより検知されない、粒径  $0.25mm$  未満の粒子の重量である。観測により得られる  $N_{ij}$  を入力条件とする (2) 式に対して、採取した火山灰の単位面積当たりの降灰量を拘束条件とすることにより、(2) 式の係数を求めることができる。

同じ粒径における落下速度の違いは粒子の形状や凝集の程度による実効的な密度の違いに対応すると考え、 $\rho_{ij}$  を終端速度の理論式から求める。火山灰粒子の形状を回転楕円体と仮定すると、終端速度  $v_t$  と火山灰粒子の密度  $\rho_p$  の関係は、抗力係数  $C_D$  とレイノルズ数  $R_a$  によって接続される以下の連立方程式 (Suzuki, 1983)<sup>5)</sup> により表される。

$$\begin{aligned} v_t &= \sqrt{\frac{4gd\rho_p}{3C_D\rho_a}} \\ C_D &= \frac{24}{R_a} F^{-0.32} + 2\sqrt{1.07 - F} \\ R_a &= \frac{\rho_a v_t d}{\eta_a} \end{aligned} \quad (3)$$

ただし、 $g$  は重力加速度、 $\eta_a$ 、 $\rho_a$  は大気粘性率と密度、 $a$ 、 $b$ 、 $c$  は粒子の最長軸、中間軸、最短軸の長さで  $F$  は粒子の長短比  $(b+c)/2a$ 、 $d$  は代表径  $(a+b+c)/3$  である。(3)式は(4)式に変形できる。

$$v_t = \frac{\rho_p g d^2}{9\eta_a F^{-0.32} + \sqrt{81\eta_a^2 F^{-0.64} + \frac{3}{2}\rho_a \rho_p g d^3 \sqrt{1.07 - F}}} \quad (4)$$

$v_t$  と  $d$  がそれぞれディストロメータにより観測された落下速度と粒径に等しく、 $\eta_a$ 、 $\rho_a$  が 20°C での大気値である  $1.6 \times 10^{-5}$  Pas、 $1.205 \text{ kg/m}^3$  とし、Freret-Lorgeril et al. (2019)<sup>6)</sup> が計測したストロンボリ火山の火山灰粒子の粒径と長短比の相関図より長短比を

$$F = 0.81 + 0.03 \log_2(d/1000) \quad (5)$$

とすると、粒径および終端速度に依存する火山灰粒子の密度は図 50(a) のように計算される。さらに、ディストロメータにより観測された落下速度および粒径が、それぞれ、(3)式の終端速度および粒子の代表径に等しいとして、それらのクラス毎の粒子数をプロットしたものが図 50(b) である。

2019 年 3 月～9 月に発生した噴火のうち 11 のイベントについて、求められた  $\rho_{ij}$  と暫定的な補正係数を(2)式に代入して  $w_{dis}$  を計算し、採取した火山灰の単位面積当たりの降灰量  $w_{sam}$  と比較した。両者の関係を図 51 に示す。なお、ディストロメータの検出限界を考慮した 0.25mm 以上の粒径を考慮しない方の相関が強い。これは、0.25mm 未満の粒子であっても、大気中を降下する過程では凝集して、0.25mm 以上の粒子として振る舞っている可能性や細粒粒子の高密度降下による遮蔽効果により、見かけ上粗粒粒子として検知される一次元ディストロメータの原理上の問題に起因していると考えられる。

図 50(b) に示すように、粒子が検知された粒径および落下速度に対応する実効密度は、 $0.7 \sim 5040 \text{ kg/m}^3$  の範囲に得られたが、実効密度の最小値は James et al. (2003)<sup>7)</sup> が採取して測定した凝集粒子の密度  $83 \sim 200 \text{ kg/m}^3$  を下回り、最大値は火山灰粒子単体の密度  $2640 \text{ kg/m}^3$  を上回るなど、現実的でない値も得られている。下限値については 500 とした場合が、最も強い相関関係を示したので、実効密度の下限値を  $500 \text{ kg/m}^3$  とした。

以上の検討から、ディストロメータにより観測される粒径及び落下速度の組み合わせクラスごとの粒子数から、単位面積当たりの降灰量  $w_{obs}$  は以下の式を用いて求められる。

$$w_{obs} = 2.15 \sum_{i=1} \sum_{j=1} \rho'_{i,j} \pi d_i^3 V_i \frac{N_{i,j}}{0.0324} \quad (6)$$

上式により計算された単位面積あたりの降灰量と、同時時間帯に採取された、2017年5月から2019年10月に採取された59のイベントにおける火山灰重量から求めた降灰量の相関を図52に示す。計算値は実測値の約0.1~2.3倍と推定される。

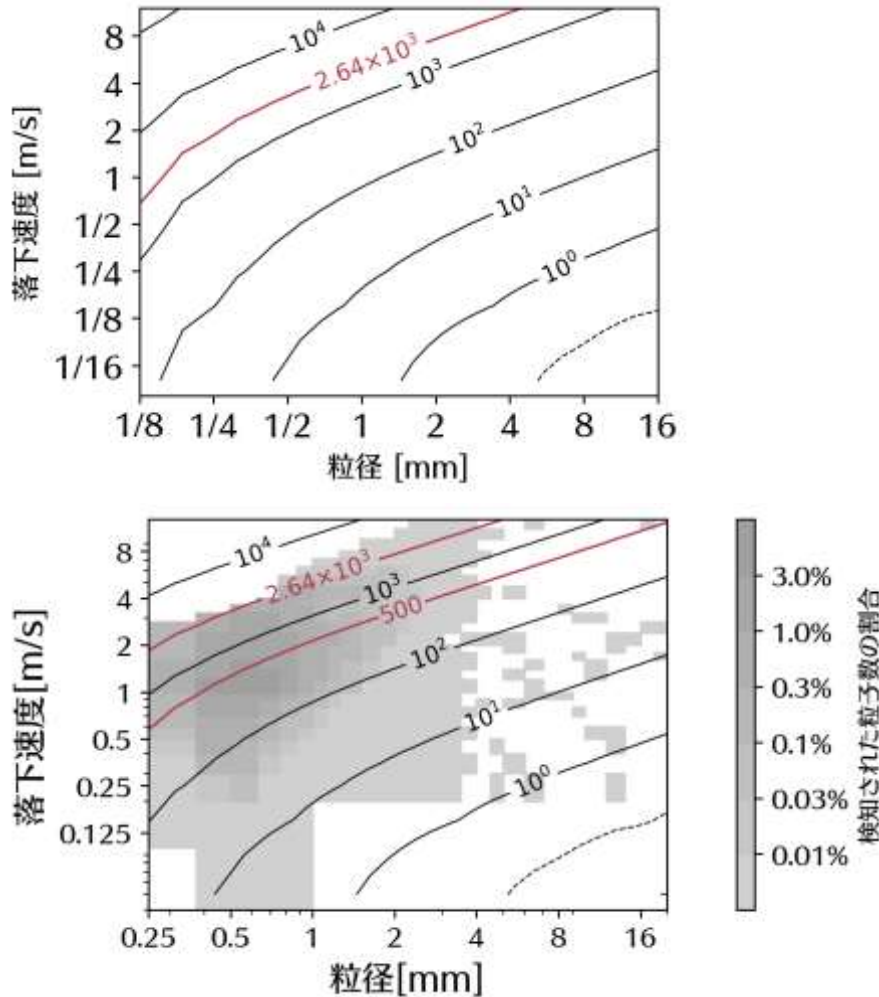


図50 (a) 計算された火山灰粒子の密度の分布。(b) (a)に実際に検知された粒子数の分布を重ねた分布。等値線が計算された粒子密度 $[\text{kg}/\text{m}^3]$ を、青いプロットが実際に検知された粒径、速度区間を表す。赤い等値線は粒子の実効密度が $500\text{kg}/\text{m}^3$ および $2.64 \times 10^3\text{kg}/\text{m}^3$ となる粒子の粒径と落下速度の関係を表す。



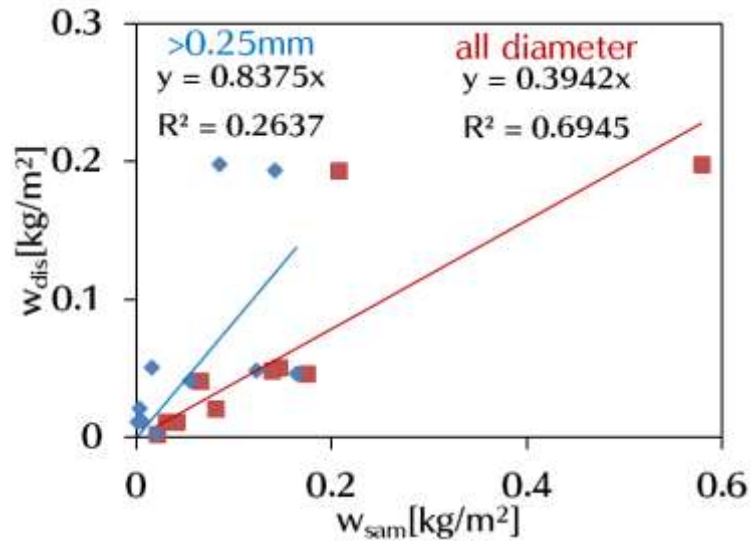


図 51 火山灰の実地観測から求められた降灰量とディストロメータから求められた降灰量の関係。赤い四角と近似直線が全ての粒径の降灰量とディストロメータ降灰量の関係、青い菱形と近似直線が粒径 0.25mm 未満の降灰量とディストロメータ観測から計算された降灰量の関係を表す。

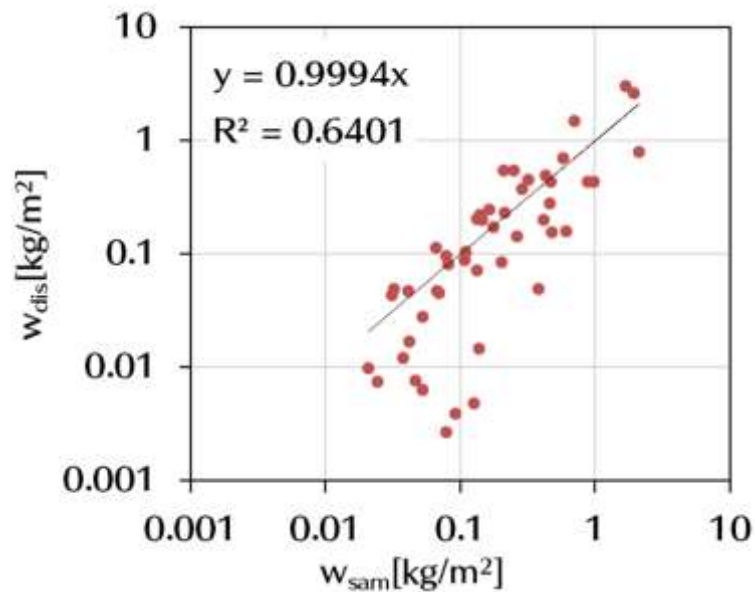


図 52 採取された火山灰重量から求めた降灰量と、同時間帯に観測されたディストロメータの観測値から経験的な式により計算された降灰量の相関。

#### d4) 降灰量のキャンペーン観測

比較的規模の大きい噴火により多量の降灰があった時は、現地におけるサンプリングによる降灰量の観測を行った。図 53 は 2019 年 7 月 28 日の噴火の事例である。28 日には 17:25 に爆発が発生し、噴煙は 3800m の高度に達した。続いて 17:54 には噴火（17:25 の爆発に比べて空気振動の振幅が小さい）が発生し、噴煙は 3500m の高度に達した。この日は南風であったため火山灰は桜島北方の鹿児島空港にも達し、27 便の航空便が欠航した。鹿

児島空港付近の降灰量は、 $50\text{g}/\text{m}^2$ 程度であり、桜島北部の多い場所に比べると  $1/5$  程度であった。

図 54 は 2019 年 9 月 16 日 7:46 に始まった噴火の事例である。この噴火では噴煙頂部の高度は最大で 2800m まで達したが、長時間にわたって火山灰を放出した。9 時ごろに移行したストロンボリ式噴火での噴煙高度は 1000m 程度と低い。降下火山灰は桜島の南西部から南東部の広い範囲で観測された。最も多いのは、桜島南西部の東桜島町観音崎の山手側である。多いところでは降灰量が  $2000\text{g}/\text{m}^2$  を超えており、広い範囲で  $1000\text{g}/\text{m}^2$  以上となっている。7:46 から 9 時ごろまでの移流方向は南西であり、多くの火山灰は、8:30 ごろまでに降下した(図 41)。9 時以降のストロンボリ式噴火のフェーズでは移流方向が南となり、降灰域が南東に広がったものと考えられる。



図 53 2019 年 7 月 28 日 17:25 の爆発及び 17:54 の噴火による降灰分布。図中の数字は現地でのサンプリング調査による単位面積当たりの降灰量。



図 54 2019年9月16日7:46に始まったブルカノ式噴火とその後のストロンボリ式噴火によって放出された火山灰の降灰分布。太い破線は降灰の主軸方向。赤丸は2000g/m<sup>2</sup>以上、オレンジの丸は1000~2000g/m<sup>2</sup>、黄色は500~1000g/m<sup>2</sup>、緑色は100~500g/m<sup>2</sup>、青丸は100g/m<sup>2</sup>、未満の降灰観測点を示す。現地におけるサンプリング調査による。

d5) 降灰量の空間分布

図 55 に示すように、いくつかの噴火については火口から同じ方向で異なる距離にある HIK、HKU、HKD、SVO において降灰が観測されている。異なる距離における時間雨量相当量を比較して図 56 に示す。爆発は 17:44 に発生し、噴煙は高度 1400m に達した。観測点 HIK（火口からの距離 1.7km）では 17:54 には火山灰粒子が検知されているが、降灰量が急増したのは 17:57 である。火口からの距離 3.0km にある HKU では 18:00 から降灰が検知されている。さらに、距離 4.4km にある HKD では 18:14 に降灰が検知された。火山灰粒子を感知した時間はいずれの観測点でも 5~8 分程度である。

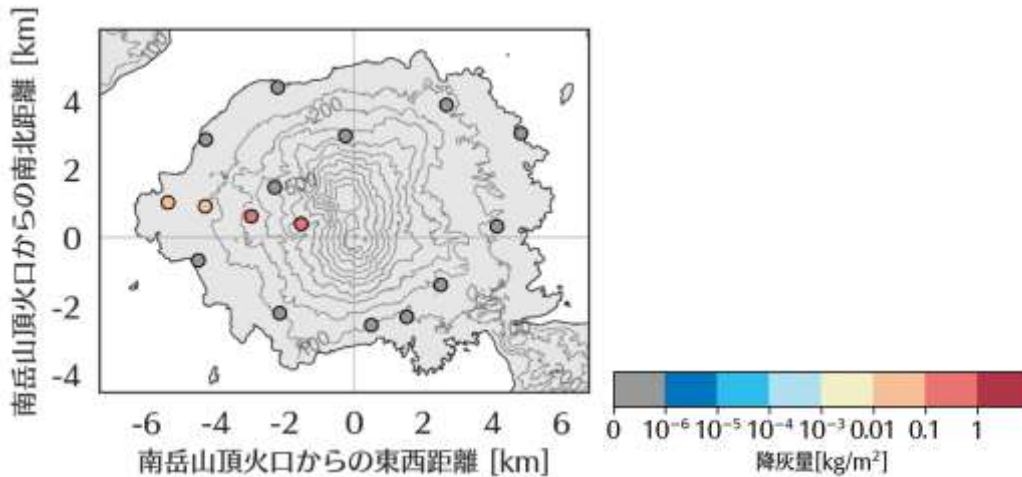


図 55 2019 年 9 月 17 日 17:44 の爆発に伴う降灰量の空間分布。降灰量は X 式により見積もった。

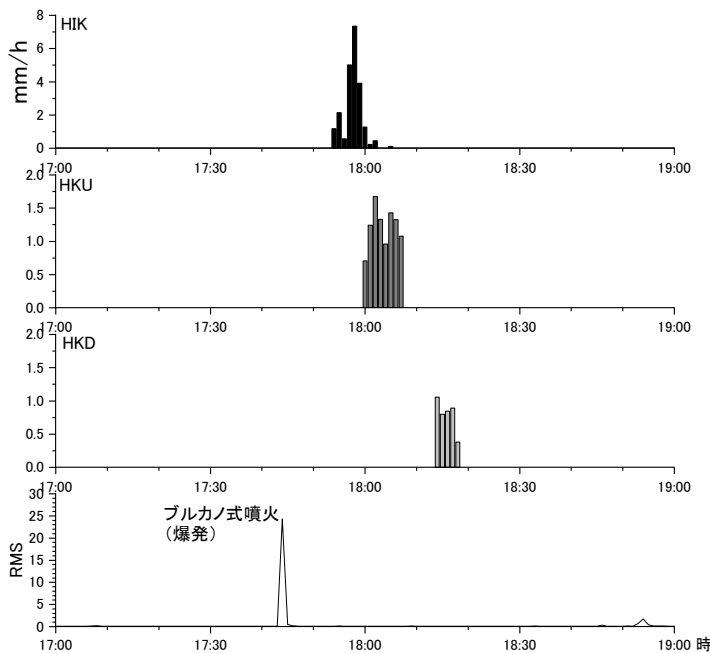


図 56 2019 年 9 月 17 日 17:44 の爆発に伴う時間雨量相当量の時間変化。南岳火口からの距離は 1.7km (HIK)、3.0km (HKU)、4.4km (HKD) である。

次にこれらの観測点における火山灰粒子の落下速度の頻度分布を比較する (図 57)。HIK

では 17:57 から粒子数が急増しているが、落下速度は最大で 8m/s となっている。また、粒子数のピークは 5m/s にある。その後、時間の経過とともに、落下速度の最大値及び最頻値とも低下し、18:00 以降の最頻値は 1.5m/s 程度にある。落下速度が低下する時間変化は HKU および HKD でも見られるが、火口から遠方になるほど、落下速度が小さくなる傾向がある。落下速度の大きい粒子は火口近傍に落下し、速度の小さい粒子は遠方まで到達することが観測から確認できた。

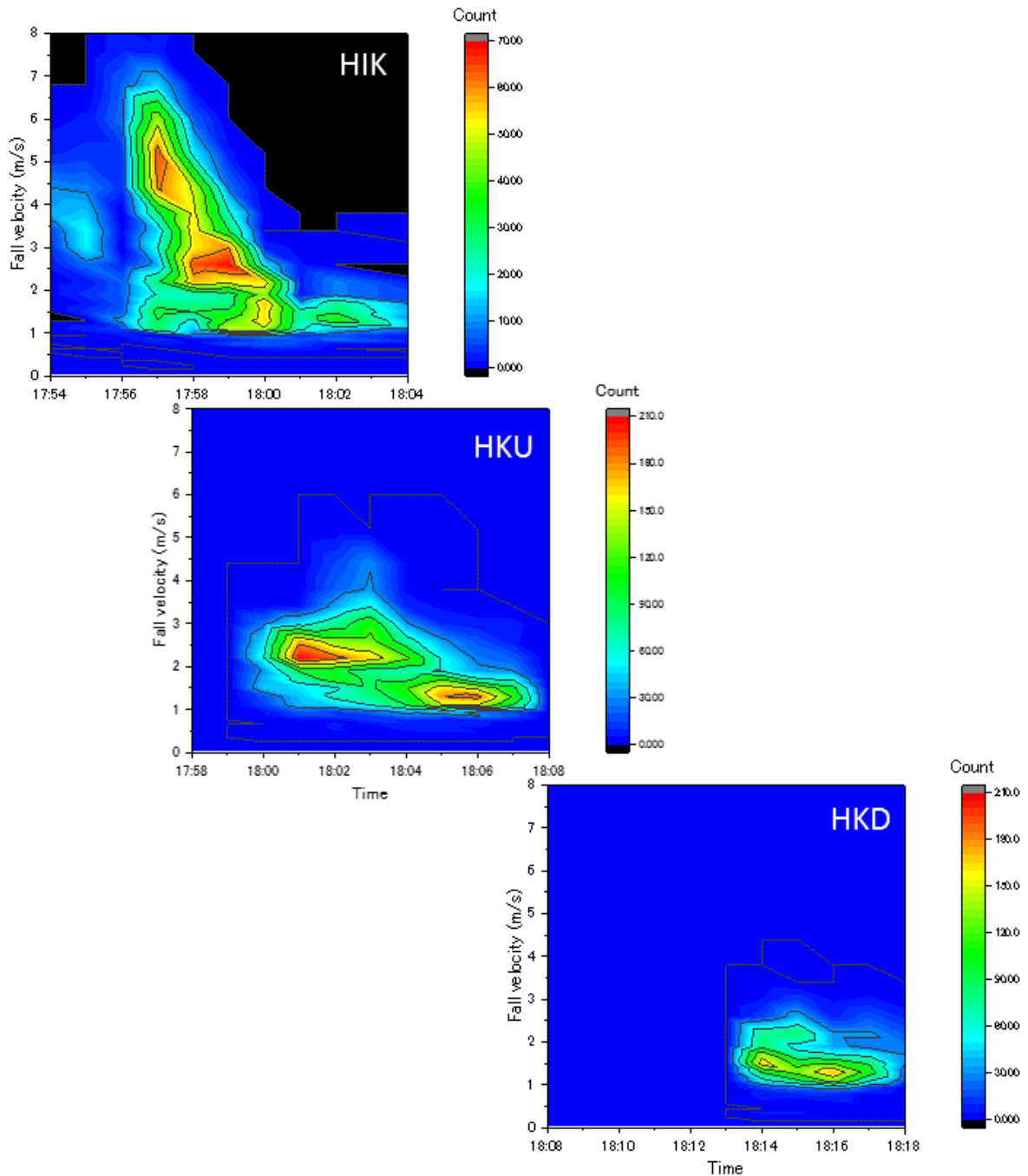


図 57 HIK、HKU、HKD におけるディストロメータにより観測された火山灰粒子の落下速度の頻度分布の比較。

#### e) レーダー観測による火山灰推定の高度化

気象レーダによる定量的降灰量推定手法の研究について、本年度の研究成果を含むこれまでの研究の総括をおこなった。以下、気象レーダデータの品質管理 (QC)、降灰量推定式 (工学的手法)、降灰量推定式 (理学的手法)、解析例、まとめと今後の課題の順に説明する。

##### e1) 気象レーダデータの品質管理 (QC)

気象レーダにより推定される降灰量には様々な理由により誤差が生じる。それらの誤差は、気象レーダシステムに起因する測定誤差と降灰現象に起因する誤差に大別できる。表 5 に気象レーダシステムに起因する測定誤差とその処理方法についてまとめた。処理の多くはレーダ気象学の降水量推定手法において用いられているものである。表にあげた「バイアス誤差」はレーダ受信機のキャリブレーションに起因する誤差で、降灰からの受信信号 (電力値) の過大評価あるいは過小評価につながる。バイアス誤差の最も単純な補正方法は、散乱断面積が既知のターゲット (例えば、アルミ球やコーナリフレクタなど) をレーダで観測し、その観測値と理論値を比較する方法である。本研究では、降水量推定手法の研究に用いられる手法を用いた。すなわち、ディストロメータにより測定された雨滴粒子の粒径分布から計算されるレーダ反射因子をグランドトゥルースデータとして、気象レーダにより観測されたレーダ反射因子を補正する方法である。「ビーム遮蔽誤差」は、レーダビームが山岳などの地形によりその一部あるいは全部が遮蔽されることにより生じる誤差である。遮蔽率が大きくない場合には、ビームの地形による幾何学的な遮蔽率を計算することでレーダ反射因子の補正が可能である (Shakti et al. 2013)<sup>8)</sup>。「降灰・降雨減衰誤差」はレーダビームの伝搬経路にある降灰や降雨が送信電波および受信電波を減衰させることによって生じる誤差で、降灰強度の過小評価をもたらす。降雨減衰の補正方法に関してはこれまで数多くの方法が提案されている。古典的な方法は観測された反射因子と減衰量の経験式から繰り返し法により減衰を補正する方法である (Hildebrand 1978)<sup>9)</sup>。より洗練された方法として、偏波パラメータを用いた自己無撞着法 (Bringi et al., 2001)<sup>10)</sup> が降雨減衰の補正に用いられている。降灰による電波の減衰は降灰粒子の誘電率が小さく降雨による減衰に比べて小さいので波長が 5cm のレーダではほぼ無視して良いであろう。降灰量の推定精度をどこまで求めるかによるが、波長が 3cm のレーダでも第一近似として無視できるであろう。「レンジサイドロブエコー誤差」は、パルス圧縮レーダで発生する現象である。特に、噴火直後の噴煙柱を観測するとき、噴煙柱の強いエコーを中心にレーダビーム方向に放射状の疑似エコーが発生する場合がある。レンジサイドロブエコーは真のエコーと混在し、降灰量と降灰域の過大評価をもたらす。2013 年の桜島噴火を調べたところ、高度 3000m を超す噴火の全ての場合にレンジサイドロブが発生していた。補正方法としては、信号処理機に組み込まれたフィルターにより、ハード的にレンジサイドロブを低減する方法もあるが、本研究で使用した国交省の XMP レーダにはその機能がないために、ソフト的に補正を試みた (本年度実施)。具体的にはメジアンフィルター、オープン・クローズフィルター、窓関数フィルターを用いてレンジサイドロブを除去した。図 58 にその結果を示す。なお、窓関数としてはベル型窓関数を用いた。噴火直後のエコーを見ると、下降直上の強いエコーとそのエコーを中心にレーダからレンジ方向に放射線状に伸びるエコー (レンジサイドロブエコー) が現れている。また、エコーの分布の特徴として空隙や斑

点状のエコーが特徴的である。メジアンフィルター、オープン・クローズフィルターを施した後の図を見ると、これらの空隙や斑点状のエコーが除去され滑らかなエコーパターンとなっている。しかしながら、レンジサイドロブエコーは処理し切れていない。窓関数フィルターによりレンジサイドロブエコーが除去されたことがわかる。「グラウンドクラッターエコー誤差」は、降灰エコーが山地や海面からのエコーに隠されてしまうために生じる誤差である。単純な補正方法としてはマスキング処理が用いられる。信号処理に組み込まれた MTI (moving target indicator) が使用される場合もある。

表 5 気象レーダシステムに起因する測定誤差要因と処理方法

| 誤差要因          | 説明                          | 処理方法  |
|---------------|-----------------------------|---|
| バイアス          | 受信機のキャリブレーション不良による受信電力の測定誤差 | <ul style="list-style-type: none"> <li>・基準ターゲットの観測</li> <li>・ディストロメータを利用した方法</li> </ul> |
| ビーム遮蔽         | 地形によるビーム遮蔽による受信電力の低下        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・遮蔽率を考慮した補正</li> </ul>                           |
| 降灰・降雨減衰       | ビーム伝搬途中の降灰や降雨による受信電力の減衰     | <ul style="list-style-type: none"> <li>・古典的方法</li> <li>・自己無撞着法</li> </ul>               |
| レンジサイドロブエコー   | パルス圧縮レーダで発生する放射状のエコーによる誤差   | <ul style="list-style-type: none"> <li>・画像処理</li> <li>・レンジサイドロブフィルター</li> </ul>         |
| グラウンドクラッターエコー | 山地斜面や海面から帰ってくる強い反射エコーによる誤差  | <ul style="list-style-type: none"> <li>・画像処理 (マスキング)</li> <li>・MTI フィルター</li> </ul>     |

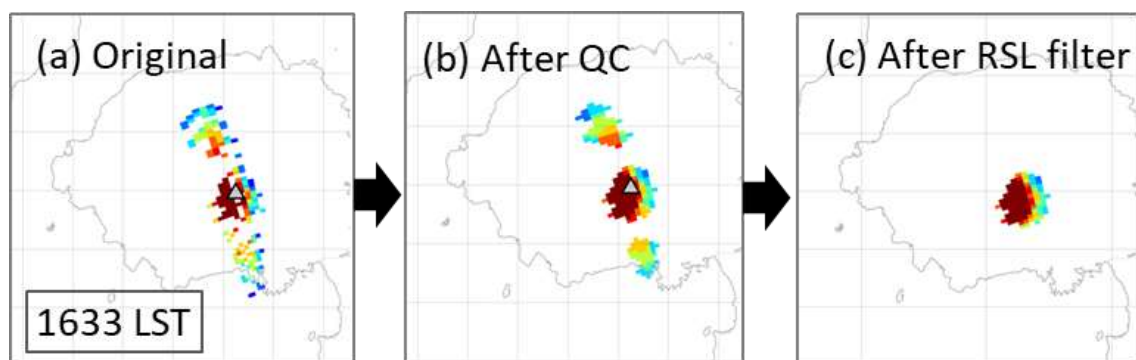


図 58 レーダデータの品質管理とレンジサイドロブの除去結果。

もう一つの誤差要因である降灰現象に起因する誤差とその処理方法について表 6 にまとめた。「降灰量推定式」による誤差は降灰粒子の粒径分布の変動に起因する誤差である。詳細は省くが、これは、降灰強度  $R_A$  が粒径の 3.5 乗に比例するのに対してレーダ反射因子  $Z$  は粒径分布の 6 乗に比例するためである。補正方法としては、地上のグラントゥールスデータ、例えばディストロメータで測定された降灰強度を用いる方法がある。レーダ気象学では、降雨強度推定式に雨滴の粒径分布の変動に敏感ではない偏波レーダパラメータ

(偏波間位相差や反射因子差)を用いる方法が提案されている。しかしながら、降灰強度に関しては偏波レーダパラメータを用いる方法は確立されていない。「微物理学的誤差」は、降灰粒子の凝集や雲粒や雨粒との合併などに起因する散乱特性の変化による誤差で、通常、降灰強度が過大評価される。補正方法として、レーダ気象学で用いられている粒子判別の手法が利用できるかも知れない。Kim et al. (2019)<sup>11)</sup>は、降灰粒子と降水粒子の偏波レーダパラメータの統計的特徴を調べ、メンバーシップ関数を用いた粒子判別を試みている。現時点では、降灰エコーと離れた場所にある強い降水エコーの区別には成功しているが、弱い降水エコーや降雨と混在した降灰との区別には成功していない。「不検出降灰」は降灰の鉛直分布が時間によって変化するために発生する。レーダビームの高度が噴煙高度よりも高い時(例えば、噴火直後の噴煙柱の発達段階や噴煙の衰弱期)にしばしばみられる。補正方法としては、3次元スキャンデータの利用がある。「不検出降灰」の例については、本報の結果で紹介している。地上付近の降灰をリアルタイムで観測したい場合には、低仰角の2仰角PPIデータを合成する方法がある。

表6 降灰現象に起因する誤差と処理方法

| 誤差要因    | 説明                         | 処理方法   |
|---------|----------------------------|--|
| 降灰量推定式  | 降灰粒子の粒径分布の変動に起因する誤差        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ ディスドロメータによる調節</li> <li>・ 偏波パラメータの利用?</li> </ul> |
| 微物理学的誤差 | 凝集、湿った降灰粒子などに起因する受信電力の増加   | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 偏波パラメータを利用した粒子判別(未確立)</li> </ul>                |
| 不検出降灰   | 降灰の高度変化によりレーダで検出できない領域が生じる | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 3次元データの作成</li> <li>・ 2仰角法による地表近くの降灰量</li> </ul> |

#### e2) 降灰量推定式(工学的手法)

工学的降灰量推定式は、地上の降灰量の測定値とレーダで観測されたレーダ反射因子を比較することによって求められる経験式である。これまで、2013年8月18日の桜島噴火、2016年10月8日の阿蘇中岳噴火について時間積算降灰量と時間積算反射因子の関係式を報告した。しかしながら、瞬間瞬間の降灰強度  $R_A$  と反射因子  $Z$  の関係式、いわゆる  $R_A$ - $Z$  関係式については精度良い関係式は求められなかった。その理由は、従来の人手による降灰量サンプリング方法では  $R_A$  のデータが得られないためである。そこで、1分間毎の  $R_A$  を測定できるディスドロメータと1分間毎の  $Z$  を測定できる国交省 XMP レーダを用いて  $R_A$ - $Z$  関係式を求めた。 $R_A$ - $Z$  関係式は噴火のタイプや規模に依存すると考えられるので、計6事例の桜島噴火について  $R_A$ - $Z$  関係式を求めた。その結果を表7に示す。表の  $R_A$  と  $Z$  の単位はそれぞれ  $[\text{kg m}^{-2}\text{h}^{-1}]$ 、 $[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$  であることに注意。

表7 桜島噴火6事例の  $R_A$ - $Z$  関係式



| 事例<br>No. | 噴火発生時刻<br>yyyy/mm/dd hh:mm | 噴煙高<br>(m) | 流向 | 火口 | RA-Z関係式                               |
|-----------|----------------------------|------------|----|----|---------------------------------------|
| 1         | 2018/5/15 08:08            | 2500       | T  | 南岳 | $R_A = 5.64 \times 10^{-2} Z^{0.837}$ |
| 2-1       | 2018/5/22 19:48            | 不明         | 不明 | 南岳 | $R_A = 6.90 \times 10^{-3} Z^{0.847}$ |
| 2-2       | "                          | "          | "  | "  | $R_A = 2.67 \times 10^{-2} Z^{0.704}$ |
| 3         | 2018/5/30 08:01            | 2500       | E  | 南岳 | $R_A = 8.45 \times 10^{-2} Z^{0.520}$ |
| 4         | 2018/6/10 11:35            | 3500       | T  | 南岳 | $R_A = 4.02 \times 10^{-2} Z^{0.638}$ |
| 5         | 2018/6/16 07:19            | 4700       | W  | 南岳 | $R_A = 3.90 \times 10^{-2} Z^{0.670}$ |
| 6         | 2018/7/16 15:38            | 4600       | W  | 南岳 | $R_A = 3.74 \times 10^{-2} Z^{0.731}$ |
| All       | —                          | —          | —  | —  | $R_A = 4.97 \times 10^{-2} Z^{0.629}$ |

e3) 降灰量推定式（理学的手法）

理学的降灰量推定式は、降灰粒子の粒径分布と形状から理論的に導き出される  $R_A$ - $Z$  関係式である（平成 30 年度報告書）。降灰粒子の平均的な粒径分布は次の指数分布で表すことができる。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D), \quad 0 \leq D \leq D_{\max} \quad (7)$$

Takaoka et al. (2019)<sup>12)</sup> はパーシベルで観測された 6 事例の桜島噴火に伴う降灰のデータから、

$$N_0 = 1.39 \times 10^4 \quad (8)$$

$$\Lambda = 4.64 R_A^{-0.143} \quad (9)$$

と表されることを示した。ここで、 $N_0$  [ $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ ]、 $\Lambda$  [ $\text{mm}^{-1}$ ] はそれぞれ、指数粒径分布の切片パラメータ、傾きパラメータと呼ばれる。なお、(3) の降灰強度  $R_A$  の単位は [ $\text{kg m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ] であることに注意。詳細は省略するが、粒径分布が (7)、(8)、(9) 式で表されるとき、次式の理論的な降灰強度の式が求められる。

$$R_A = 1.36 \times 10^{-5} Z^{0.739}; \quad R_A [\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}], Z [\text{mm}^6 \text{m}^{-3}] \quad (10)$$

図 59 は、理学的手法で求めた降灰強度推定式 (4) と工学的手法で求めた降灰強度推定式 (表 7) を比較した図である。図の Exponential PSD は指数分布の粒径分布を仮定して求めた理論的  $R_A$ - $Z$  関係式である。Average of 6 eruptions は 6 つの噴火事例の平均的な工学的  $R_A$ - $Z$  関係式である。そのほかの日付を付した曲線は噴火事例毎に求めた工学的  $R_A$ - $Z$  関係式である。理学的  $R_A$ - $Z$  関係式はほかの  $R_A$ - $Z$  関係式と比べて  $R_A$  を過大評価することがわかる。これは指数分布を仮定しているためと考えられる。一方、工学的  $R_A$ - $Z$  関係式は、噴火事例によっては平均的な  $R_A$ - $Z$  関係式から大きく外れる場合がある。例えば 5 月 15 日の噴火や 7 月 16 日の噴火事例である。これは降灰粒子の粒径分布が各事例によって異なっ

ているためと考えられる。

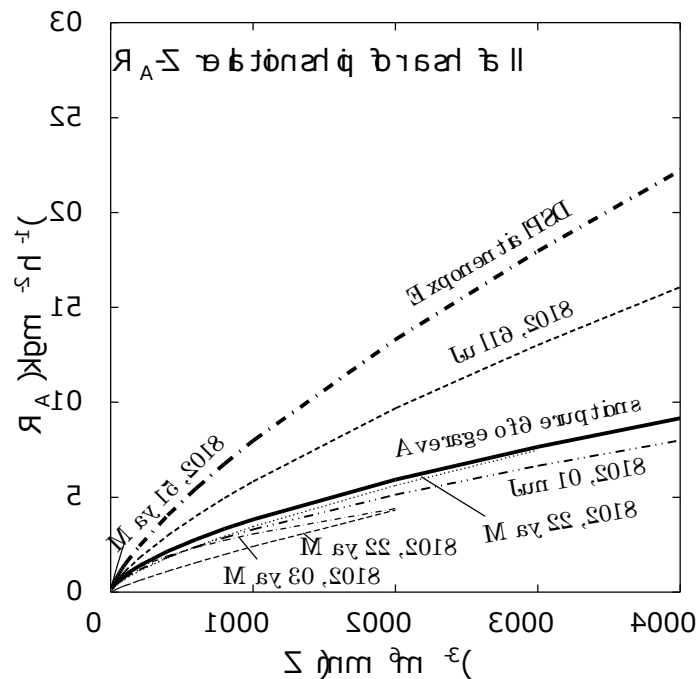


図 59 様々な  $R_A$ - $Z$  関係式の比較。

#### e4) 解析例

前節したように、降灰の鉛直分布は時間によって変化するために、単一仰角の PPI 観測では降灰分布を捉えられない場合がある。ここでは、三次元解析結果の例を紹介する。図 58 は 2013 年 8 月 18 日の桜島昭和火口の噴火事例のレーダ解析結果である。垂水に設置された国交省 XMP レーダの三次元データを処理して求めた、高度 500m から 3000m までの時間積算降灰量分布が示されている。図中の No data area1 および No data area2 はそれぞれ、ビーム高度が噴煙高度よりも低いために生じたエリア、地形によるビーム遮蔽エリアである。図中の黒点は国交省などが噴火の翌日に実施した地上降灰量のサンプリング点である。時間積算降灰量分布の計算に用いた式は工学的な手法に基づく SA-SZ 関係式(真木・他、2019)<sup>13)</sup>である。各高度の降灰量分布を比較すると、高度 500m では No data area のために一部の降灰量分布しか求められていない。高度 750m から高度 1000m では、桜島火口の西側に分布する降灰域に大きな違いはない。高度が高くなるに従って鹿児島市内の降灰域が小さくなっている。これは、噴煙高度の時間変化によるものであろう。図 61 に各高度における総降灰量と総降灰面積の時間変化を示す。図 60 で述べた降灰面積と総降灰量の高度毎の時間変化が明瞭に表れている。

#### e5) まとめと今後の展望

本報告では、本年度の成果を含むこれまで実施した定量的降灰量推定に関する研究成果をまとめた。特に、レーダによる降灰量推定に及ぼす誤差要因を整理し、その解決方法についても触れた。降灰量推定手法に関する研究は当初の計画通り進められ、本年度、実用に耐えうる推定式の提案ができたと考える。現時点での推定式の精度は 100%程度である

う。今後も引き続き、降灰量の推定精度を向上させる必要がある。例えば、桜島の場合、レーダデータとディストロメータデータとの調節による精度向上が期待される。また、これまで取り組んできたがまだ成功していない偏波レーダパラメータの利用がある。さらに、これまで対象としていなかった連続的噴火に伴う降灰量の推定や降水時の降灰量推定などの研究を進めていく必要がある。

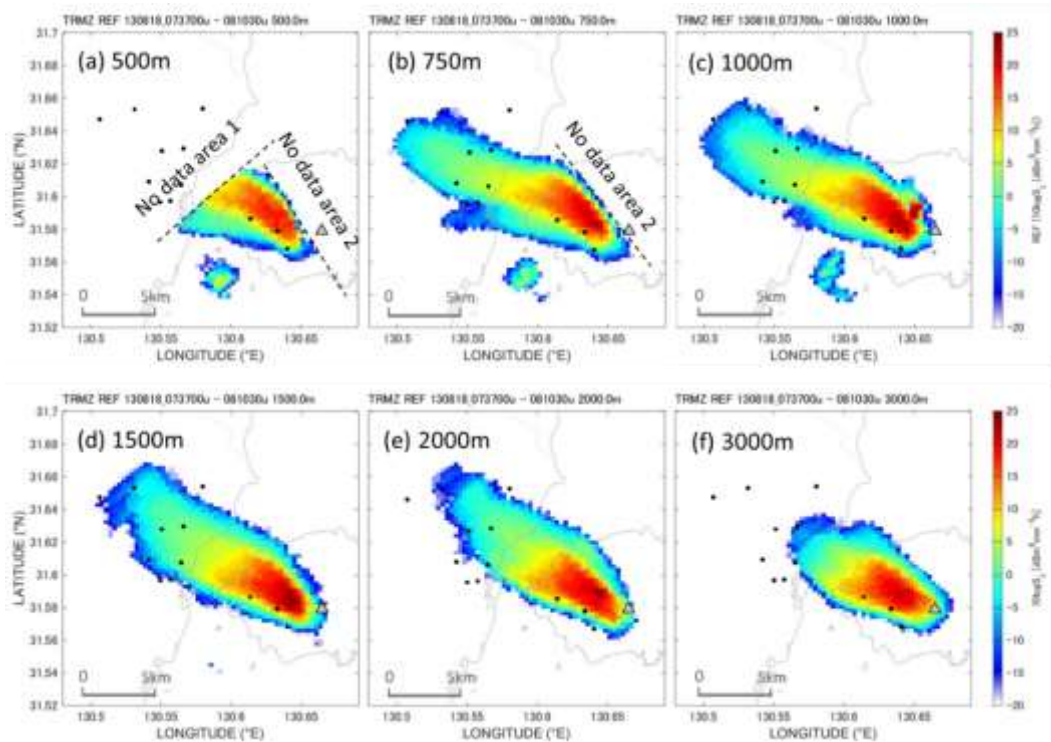


図 60 時間積算降灰量分布の高度による違い (真木・他、2019)。

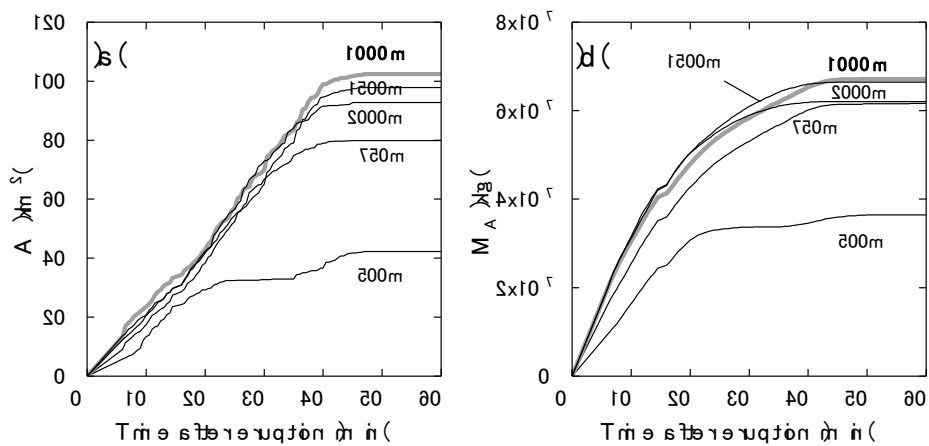


図 61 高度毎の (a) 降灰面積の時間変化と (b) 総降灰量の時間変化 (真木・他、2019)。

### 3) 火山灰拡散予測の高速度化技術開発

#### a) 火山灰拡散シミュレーションにおける火山灰粒子の初期座標の設定

本サブテーマでは火山灰拡散予測の高速度化技術開発に PUFF モデル (Tanaka et al., 2002) <sup>14)</sup>を用いてきた。PUFF モデルは、火口直上に火山灰粒子を多数配置し、風速場に沿う移流、拡散、重力による降下を考慮して、粒子の移動を追跡するものであるが、火山灰粒子の初期値は、火口上の噴煙の最高到達高度まで均質に配置して、計算されている。また、2014年2月にインドネシアのケルト火山で発生した噴火を踏まえ、傘雲の形成を考慮した火山灰拡散シミュレーションに改良し、噴煙高度の増加とともに水平方向の拡散係数 ( $C_h$ ) が、増加するような次式を提案した (平成 29 年度報告書)。

$$C'_h = C_h \times \left[ 1 + \frac{z}{z_0} \exp \left\{ - \left( \frac{r}{r_0} \right)^2 \right\} \right] \quad (11)$$

一方、噴煙は風に流されながら上昇し、大気を取り込みなどにより複雑な形状をとる。より正確に火山灰粒子を追跡するためには、火山灰粒子の初期座標を噴煙の形状に沿って配置する必要がある。噴煙の形状自体は可視画像により把握することは容易であるが、噴煙柱の中の火山灰粒子の密度は可視画像からはわからない。そこで、XバンドMPレーダーにより観測される反射強度から推定してみる。レーダーの反射強度は、以下のように記述され、粒径の6乗に粒子数を乗じた値を粒径に沿った積分値によりあらわすことができるので、反射強度は火山灰粒子の密度を反映していると考えられる。

真木・他 (2019) <sup>13)</sup>の降灰速度 ( $R_A$ ) と反射強度 ( $Z$ ) の関係を以下のように定式化した。

$$R_A = \alpha Z^\beta; R_A[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}], Z[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}] \quad (12)$$

$\beta$ は 真木・他 (2019) <sup>13)</sup>に従い 0.35 とした。 $\alpha$ は、レーダーに捕捉された噴煙の総重量と反射強度の総和が整合するように決定した。

2019年11月8日17:24の爆発により噴出した噴煙は図62のように、桜島火山観測所に設置されたレーダーのセクターRHI スキャンにより方位角を変えながら観測されているので、反射強度の分布を3次的に得ることができる。図62に示したレーダー観測のスキャン期間 (17:24:36~17:25:41、噴火直後の約1分) に対応する有村観測坑道のひずみ変化から噴煙の総重量を10,000トンと見積もられ、上式に従って反射強度に応じた重量を空間的に配分した。火山灰を含む噴煙の反射強度の閾値を10dBz、20dBz、30dBz、40dBzの4種類に設定し、火山灰の噴煙を反映したものを図63~図65に示した。これを火山灰粒子の初期座標としてPUFFモデルによるシミュレーションを行った。

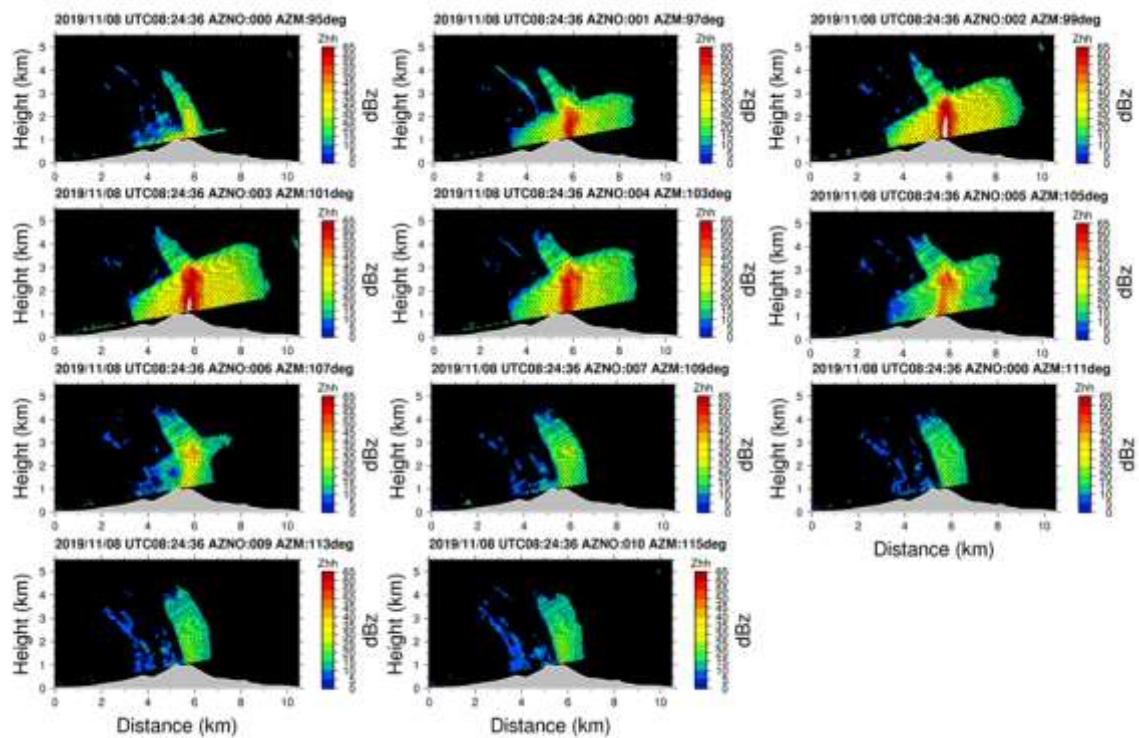


図 62 2019 年 11 月 8 日 17:24 の桜島の爆発による噴煙の RHI スキャン画像。スキャンする方位角毎 (95 度から 155 度) に示す。

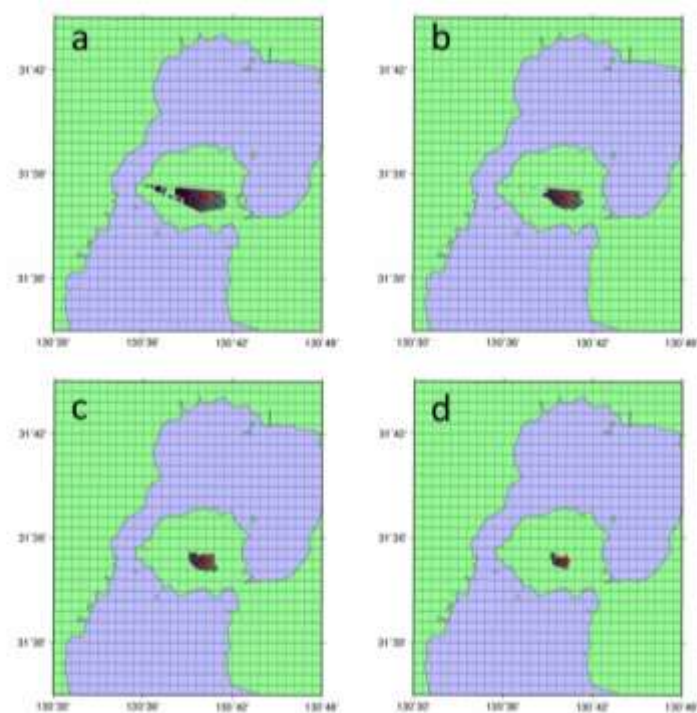


図 63 レーダーの反射強度分布から決定した PUFF モデルにおける火山灰粒子の初期座標 (水平位置)。反射強度の閾値を 10dBz (a)、20dBz (b)、30dBz (c)、40dBz (d) にした場合。

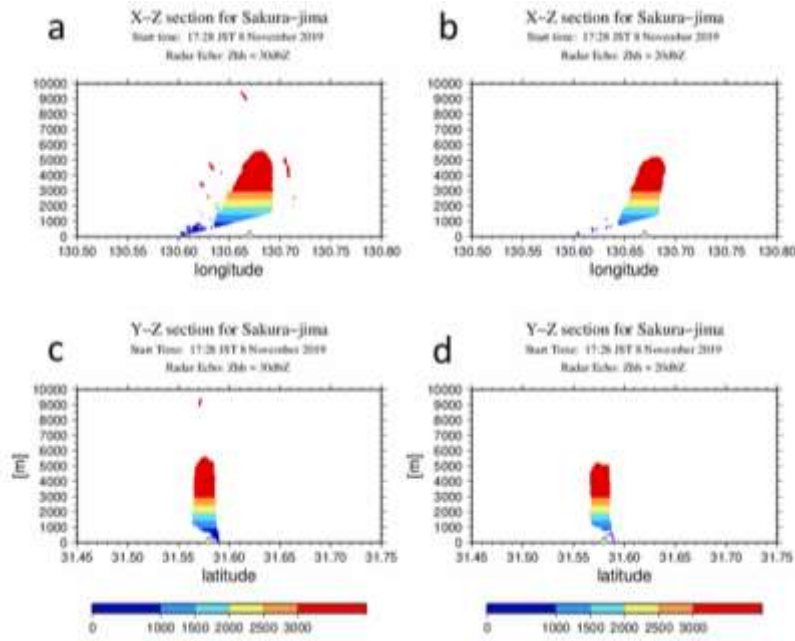


図 64 レーダーの反射強度分布から決定した PUFF モデルにおける火山灰粒子の初期座標 (鉛直断面)。反射強度の閾値を 10dBz (a)、20dBz (b) とした東西断面、10dBz (c)、20dBz (d) にした南北断面を示す。

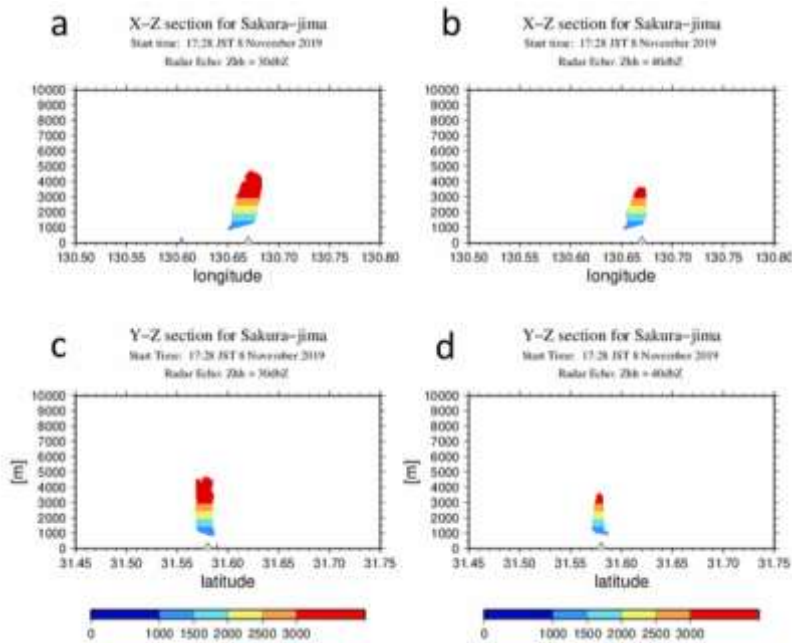


図 65 レーダーの反射強度分布から決定した PUFF モデルにおける火山灰粒子の初期座標 (鉛直断面)。反射強度の閾値を 30dBz (a)、40dBz (b) とした東西断面、30dBz (c)、40dBz (d) にした南北断面を示す。

b) 地盤変動量と火山性地震・微動のエネルギーを用いた火山灰放出量推定の高精度化

火山灰放出量は地盤変動量と火山性地震・微動のエネルギーと相関があることが知られており、火山灰放出重量 ( $W$ ) は、2-3Hz の周波数帯のスペクトル ( $A$ ) と地盤変動を励起する圧力源の体積変化 ( $\Delta V$ ) に対して以下の関係がある。

$$W_e = \alpha A + \beta \Delta V + \gamma \quad (13)$$

2009 年 2013 年までの昭和火口の噴火活動では、 $\alpha = 3.8 \times 10^{-5}$ 、 $\beta = 2.6$ 、 $\gamma = -1.03 \times 10^5$  と近似されている (Iguchi, 2016)<sup>15)</sup>。ここで、 $\gamma$  は常時微動を考慮した補正項である。昭和火口の噴火活動は 2015 年 6 月までは、頻繁に発生したが、7 月以降は噴火活動が低下し、2016 年 7 月 27 日から 2017 年 3 月 24 日までは噴火が発生していない。2017 年 4 月以降、噴火は頻繁に発生したが、10 月 31 日の噴火からは南岳において噴火が頻発するようになり、この火山活動は現在 (2019 年 3 月) に至るまで続いている。そこで、噴火活動期の違いにおける火山灰放出量と地盤変動量－火山性地震・微動のエネルギーの関係を検討した。

図 66 に 2009 年 1 月から 2019 年 12 月までの 11 年間の月ごとの火山灰放出量と地盤変動量－火山性地震・微動のエネルギーから推定した火山灰放出量の関係を示す。月ごとの火山灰放出量は、鹿児島県内 62 点における降灰量の実測値から推定されたものである (Iguchi, 2016)<sup>15)</sup>。

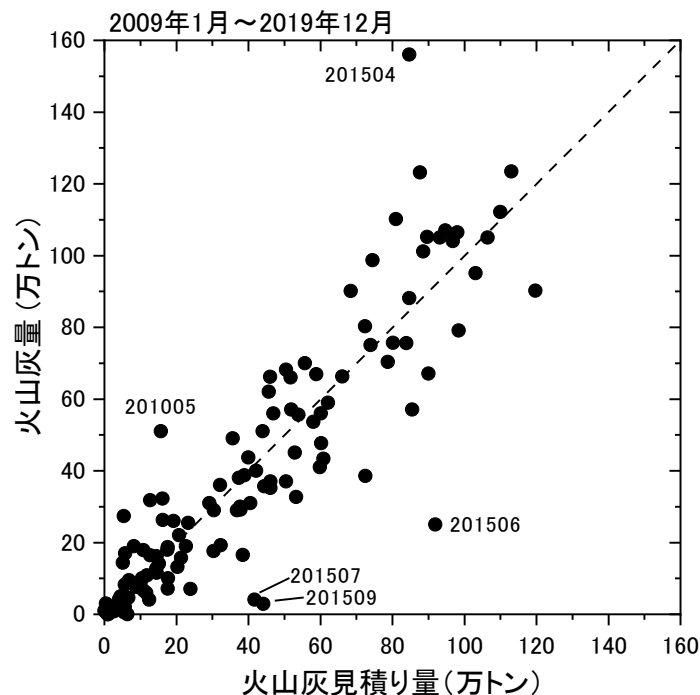


図 66 2009 年 1 月から 2019 年 12 月までの 11 年間の月ごとの火山灰放出量と地盤変動量－火山性地震・微動のエネルギーから推定した火山灰放出量の関係。

係数については、 $\alpha = 3.8 \times 10^{-5}$ 、 $\beta = 2.6$ 、 $\gamma = -0.5 \times 10^5$  とした。噴火活動期に依存せず、同じ経験式で火山灰放出量を推定できることがわかる。ただし、2015 年 4 月、6 月、7 月、9 月は経験式からずれが大きい。2015 年 1 月から 6 月までは昭和火口における噴

火活動が活発で、4月には昭和火口噴火活動期において最大となる156万トンの火山灰が放出された。経験式からの見積もりが過小評価となっている。一方、2015年6月の火山灰放出量は25万トンと見積もられている。2015年6月の鹿児島市における月間降水量は1300mmに達しており最大の月間降水量になっている。降灰観測点における火山灰が部分的に降雨により流されて少なく評価された可能性もある。

b) 圧力源の体積変化と噴煙高度との関係の検討

上記の経験式(13)は、桜島の個々のブルカノ式噴火にも適用可能である。この場合、(13)式の第2項の地盤変動による寄与が大きいので、火山灰放出重量は、地盤変動を励起する圧力源の体積変化に対して以下のように近似できる。

$$W_e = \beta \Delta V \tag{14}$$

噴煙高度が推定できれば、火山灰拡散シミュレーションを行うことができるので、噴火に伴うひずみ及び傾斜変化と噴煙高度の関係を2009年2月～2020年3月に発生した噴火について検討した。このうち、噴煙高度が明らかになっており、鹿児島地方気象台が噴煙高度を発表し（雲入りを除く）、5ナノストレイン以上のひずみ変化が有村観測坑道において検知され、かつひずみ変化の継続時間が5分以上続いた噴火は4225回発生している。南岳火口方向とそれに直交する方向のひずみ変化から微小球状圧力源を仮定して、圧力源の深さと体積変化量を求め、ひずみ変化の継続時間で体積変化量を割ったものを噴出率とした。噴煙高度と噴出率の関係を図67に示す。

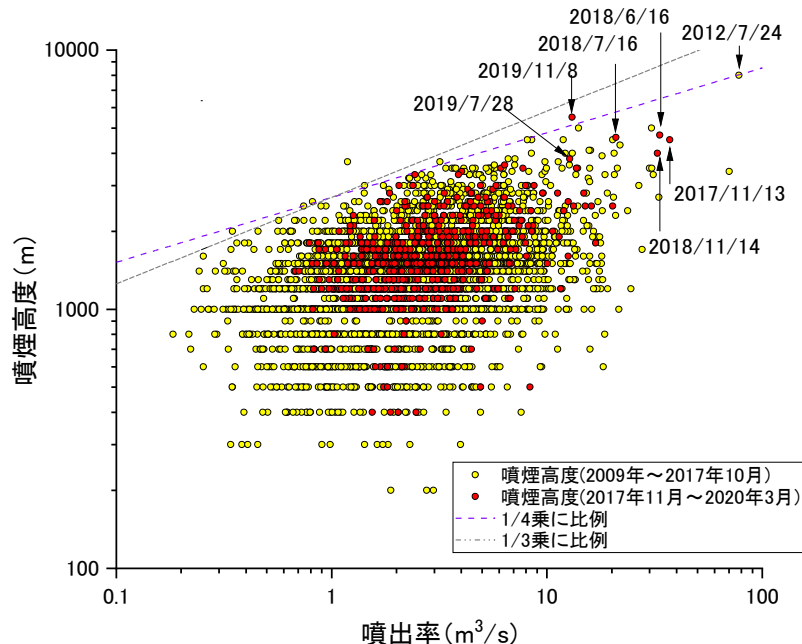


図 67 噴煙高度と噴出率の関係。2009年2月～2017年10月までの噴火を黄丸、2017年11月から2020年3月までの噴火を赤丸で示した。概ね黄丸が昭和火口における噴火、赤丸が南岳の噴火を表す。

2012年7月24日に南岳において発生した爆発の噴出率が最大であり、78m³/sに達している。この噴火について気象庁は噴煙高度を発表していないが、YouTubeにアップロードされた桜島遠方からの画像により噴煙高度は8000mとされている（井口・他、2014）<sup>16)</sup>。噴



煙高度が 5000m に達した 2013 年 8 月 18 日および 2016 年 7 月 26 日の噴火の噴出率は大きい。噴出率は  $10\text{m}^3/\text{s}$  以下のものが圧倒的に多いが、噴煙高度との間に相関が認められる。噴煙高度 ( $H$ ) には噴出率 ( $\dot{V}$ ) に依存する上限が認められ、上限の直線を以下のように決定されている。

$$H = 2700\dot{V}^{1/4} \quad (15)$$

2019 年 4 月から 2020 年 3 月までの南岳の噴火の中では、11 月 8 日の噴火において噴煙高度は 5500m に達しており、噴出率は  $13\text{m}^3/\text{s}$  と見積もられた。これらの値は、ほぼ、(15) 式の直線状にあり、噴煙高度は (15) 式を超えることがないことが確認できた。したがって、期待される噴煙高度の最大値として (6) 式から得られる噴煙高度を用いて火山灰拡散シミュレーションを行うことが可能である。本プロジェクトにおいて使用する PUFF モデルにおいては、以下の経験式を用いて噴出率から噴煙高度 ( $z_2$ ) を決定し、PUFF モデルにより火山灰の移流・拡散をシミュレーションしている (Tanaka and Iguchi, 2019)<sup>24)</sup>。

$$z_2 = z_1 + bW_e^{1/4} \quad (16)$$

なお、 $z_1$  は火口の標高であり、 $b$  は経験的に 400 が与えられている。

### c) 噴出率評価の高精度化

図 67 に示した噴出率は、有村観測坑道の火口方向および直交方向のひずみ変化の比から圧力源 (茂木モデル) の深さを決めたのち、圧力源の体積変化量を求め、さらにひずみ変化時間で割ったものである。ひずみ記録は強く潮汐の影響を受けるので、経験的に決められた潮汐定数をもとに潮汐変化を計算する BAYTAP-G (Tamura et al., 1991)<sup>17)</sup> に海洋潮汐の効果を考慮したハイブリッド潮汐補正法により、潮汐補正を行っている。そのため、補正後データの間隔は 1 分である。一方、多くのひずみ変化は 1 分程度でその変化は終わっている (例えば、図 68)。したがって、高精度に噴出率を求めるためには 1 分サンプリングデータでは、時間分解能が不足している。

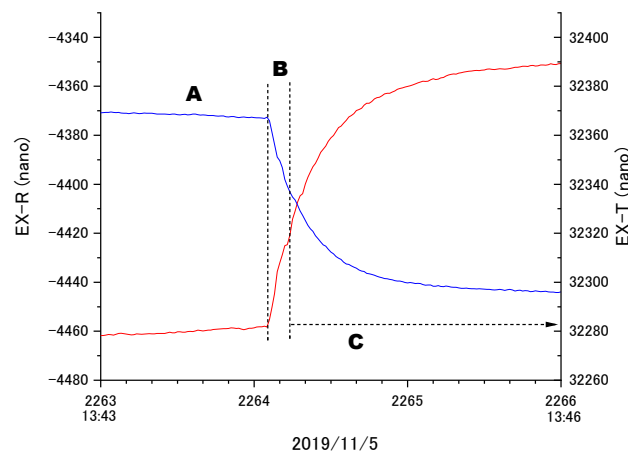


図 68 1 秒サンプリングによるひずみ変化 (有村観測坑道)。2019 年 11 月 5 日 13 : 44 の爆発に伴うひずみ変化。ハイブリッド潮汐補正済みのデータを示す。

1 秒間隔でサンプリングされたひずみ変化を詳細に見てみると、図 68 に示すように、噴火発生直後のひずみ変化は、直線的にひずみ変化が進行する部分 (図 68 の区間 B) と指数関数的に変化が減少する部分 (区間 C) に分けられる。指数関数的に変化が小さくなる部分は粘弾性効果によるものと推測できるが、噴火開始直後の直線的な変化は噴出率に関係

すると考えられる。そこで等速でひずみが進行する区間 B におけるひずみ速度から圧力源の体積変化速度を求め、それを噴出率とした。

図 69 に噴煙高度と噴出率の関係を示す。ここでは、気象条件が大きく変わっていない、2019 年 11 月 5 日～8 日に発生した噴火について示す。噴出率が大きいほど、噴煙高度が高くなる傾向が認められる。図 67 に示した分値データに基づく噴出率の評価と最も異なる点は、噴出率が 1 桁ほど大きく見積もられることである。噴出量との噴煙高度の関係を図 70 に示す。噴出量が大きいほど、噴煙高度が高くなる傾向が認められる。

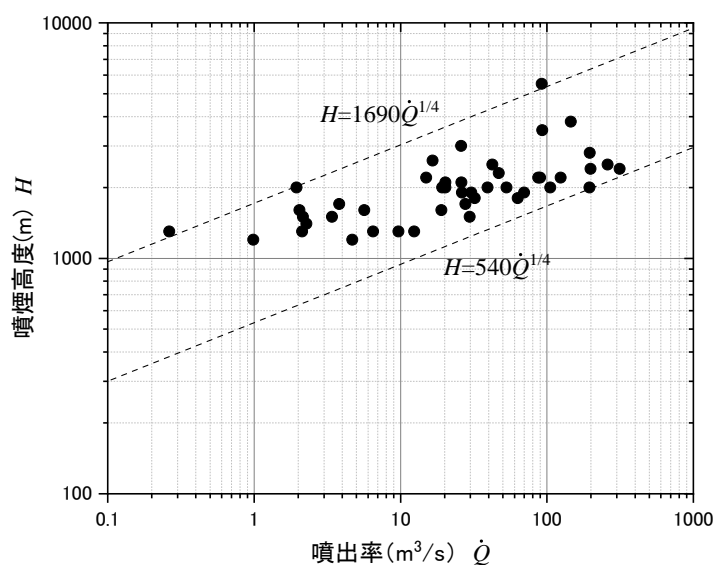


図 69 噴煙高度と噴出率の関係。2019 年 11 月 5 日～8 日に発生した噴火について示す。

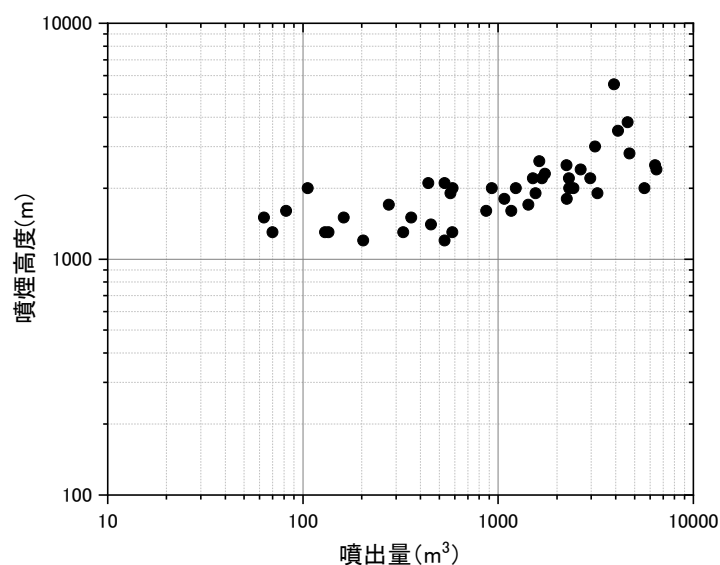


図 70 噴煙高度と噴出量の関係。

d) 地震及び地盤変動観測の高精度化

(13)式は有村観測坑道のひずみ変化から決定した式であるが、今後、それ以外の観測点の地震及び地盤変動データを用いて、火山灰放出重量の見積もりを高精度化させるための検討を行う必要がある。

平成31年度は桜島北東部の新島において埋設型地震計・傾斜計の改修を行った(図71)。

改修のための旧機器の引き上げ作業は2019年10月30日から開始し11月4日に完了した。11月5日～9日にかけて孔内の洗浄を行った。11月10日にダミー通し試験を行ったが深度200m付近からダミーを垂直に下ろすことができなかった。そこで、深度200m付近に固定具を使って埋設型地震計・傾斜計を固定することとした。再設置作業は2020年1月13日～17日に行い、深度200.88mにおいて機器を固定した(図72)。固定具はPeek管に圧力をかけることでケーシング壁面と機器を固定するものであるが、Peek管の圧力抜けがあるため傾斜計の記録はいまだ不安定な動きが多い。Peek管の圧力を維持する再調整を行う必要がある。なお、設置時に傾斜計の機器としての性能は正常であることが確認されている。



図71 新島観測井の位置図。



図 72 固定具を使った埋設型地震計・傾斜計の再設置作業状況。

埋設型地震計の記録の例を示す。図 73 に 2020 年 2 月 1 日に発生した桜島南岳の爆発的噴火に伴う爆発地震の波形を示す。左が今回設置した新島観測井の地震計記録で、右が平成 30 年度に設置した黒神観測井の記録である。新島観測井は黒神観測井と比較すると南岳火口からの距離が 2 倍以上あるため初動付近は不明瞭であるが、爆発過程の重要な情報を含む主要動については記録がなされている（黒神観測井の 10 秒前後および新島観測井の 15 秒前後）。図 74 に新島、黒神（平成 30 年度機器改修）、有村（平成 29 年度機器改修）観測井における 2 月 1 日に発生した爆発地震の上下動成分のスペクトルを示す。3 観測井ともに爆発地震の特徴である 0.5~3Hz 付近の低周波にピークを持つ。前述のとおり新島観測井は南岳火口から距離があるためスペクトル全体で振幅が小さいが、黒神、有村観測井と同様な周波数の記録がなされている。図 75 に錦江湾若尊近傍で 2020 年 1 月 29 日に発生した火山構造成地震の波形記録を示す。M1.5 の微小地震であるが新島観測井では P 波、S 波が明瞭に記録されている。今回の新島観測井の地震計更新作業により始良カルデラのマグマ溜まり周辺における詳細な地震活動の把握、始良カルデラから桜島へのマグマ供給に関する研究が進展すると考えられる。

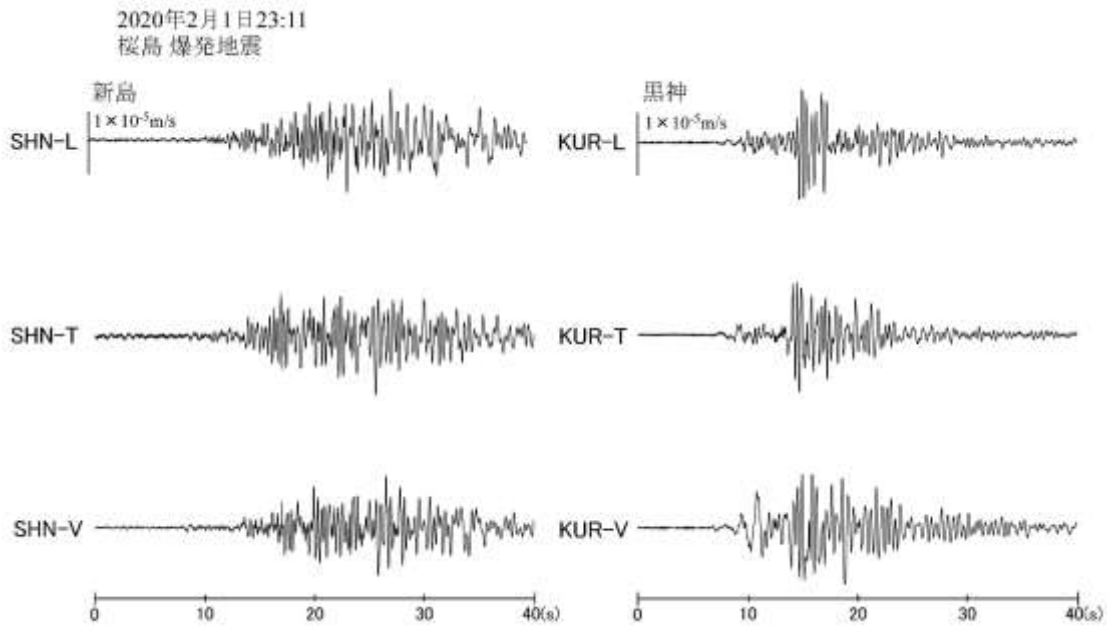


図 73 桜島南岳の爆発的噴火に伴う爆発地震の波形。

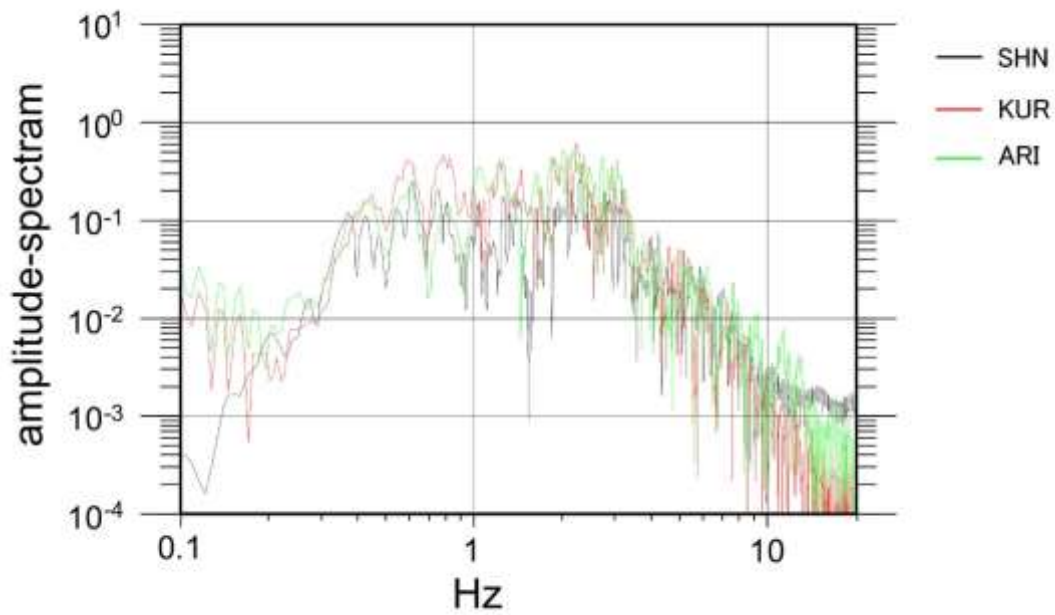


図 74 新島 (SHN)、黒神 (KUR)、有村 (ARI) における爆発地震 (図 73 のイベント) のスペクトル。

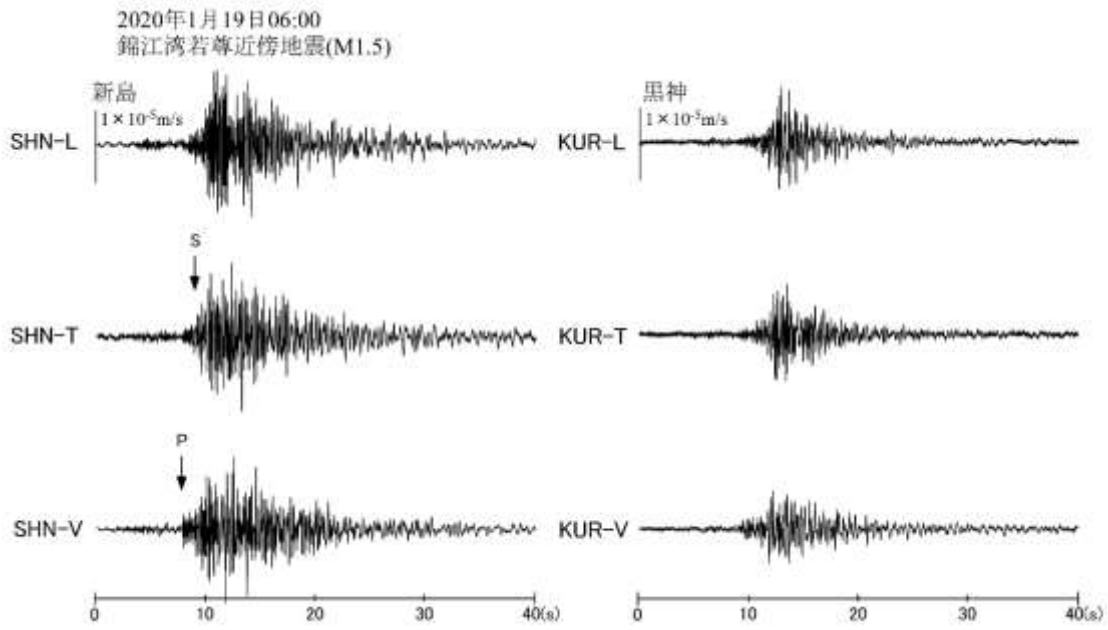


図 75 鹿児島湾北部海域の若尊火山近傍において発生した火山構造的な地震の波形。

d) 噴煙シミュレーションによる噴煙高度の検討

噴煙ダイナミクスが火山灰拡散に与える影響を調べるため、グループ C3 と連携し、ブルカノ式噴火を対象とした噴煙シミュレーションを実施し、引き続き計算例を蓄積した。プリニー式噴火では噴出率が噴煙高度を決定する主なパラメータであるが、シミュレーションの結果、ブルカノ式噴火では同じ噴出率でも噴火継続時間が異なると噴煙高度が異なる様子を捉えることができた (図 76)。また、噴出率・噴出速度・火口半径を変えたパラメータスタディを行ったところ、無次元噴煙高度が無次元噴火継続時間で決まるという予備的な結果を得た(図 77)。無次元継続時間が 0.1 より短い場合にはブルカノ式噴火、1 より長い場合はプリニー式噴火の噴煙高度で説明でき、0.1~1 では遷移状態を示した。

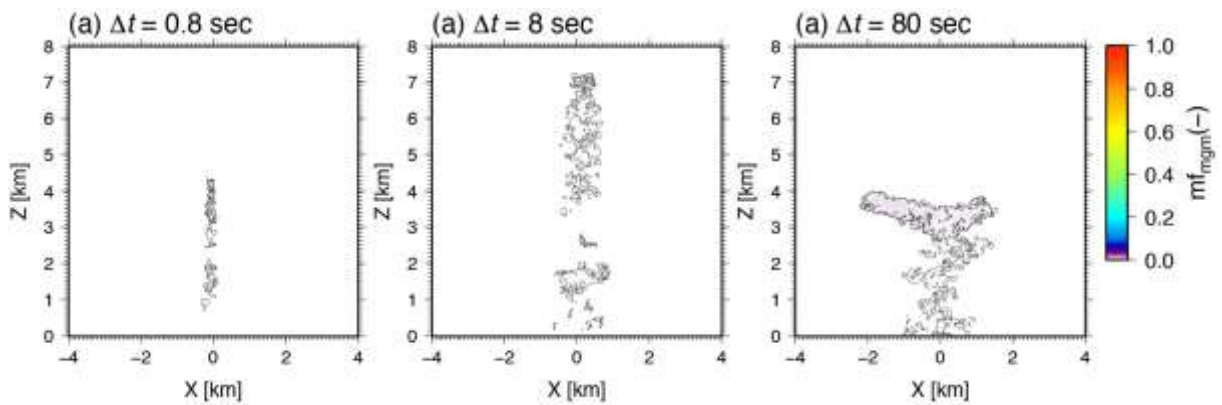


図 76 ブルカノ式火山噴煙の 3 次元数値シミュレーション結果。噴出率を  $1.25 \times 10^5$  kg/s を共通の値とし、噴火継続時間を 0.8, 8, 80 秒と変化させた場合の、噴火開始から 10 分後の噴煙断面。

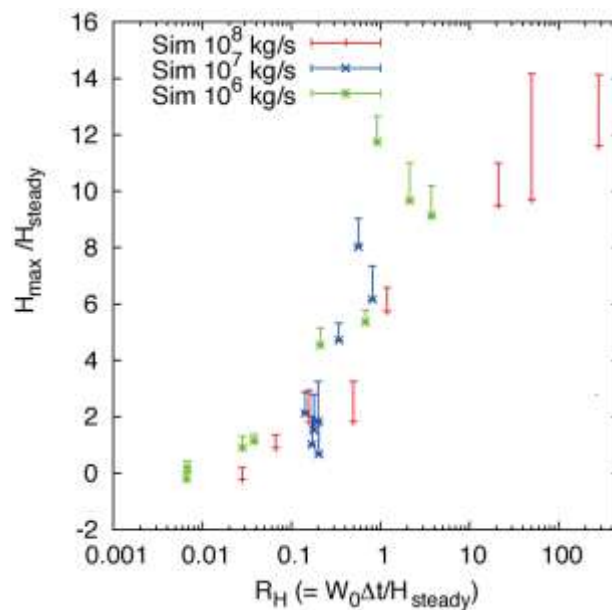


図 77 ブルカノ式火山噴煙のパラメータスタディ結果。無次元化した噴煙継続時間と噴煙高度の関係。

#### 4) 火山灰拡散予測の高精度化技術開発

##### a) 風速ベクトルのその場観測

##### a1) 調査期間・地点

調査は図 78 に示す、桜島地獄河原 (Site A および Site B)、有村局舎 (Site C) で実施した。調査期間は以下の通りである。

① 2019 年 10 月 30 日～31 日

② 2020 年 2 月 26 日～27 日

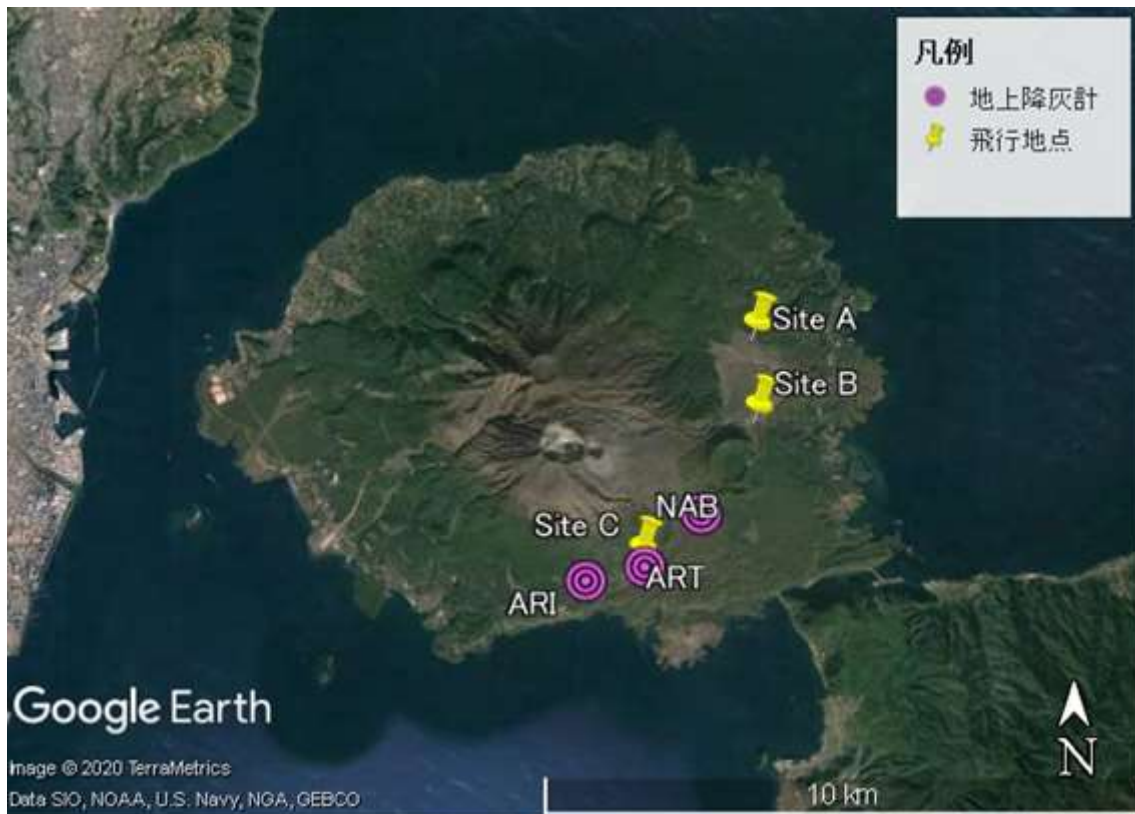


図 78 調査地点 (Site A～Site C: ドローンによる観測地点 ARI, ART, NAB: 地上降灰計観測地点)。

##### a2) ドローンとドップラーライダーによる上空の風速ベクトルの並行観測

##### a2.1) 調査方法

##### a2.1.1) ドローンによる計測

ドローンは、6 ローターのマルチコプター (SPIDER-CS6; ルーチェサーチ株式会社) を使用。機体中心に 40 cm のポールを立て、先端に 2 次元超音波風向風速計 (FT702; FT-Technologies) を搭載した。データは 1 Hz でデータロガーに収録し、フライト終了後に回収した。

フライト方法は、指定高度\*1 で 1 分間ホバリング、または指定速度\*2 で上昇・下降しながら計測の 2 通りで行った。

\*1 指定高度 (地上高) 100m, 200m, 300m, 400m, 500m

\*2 指定速度 3m/s, 2m/s, 1m/s

##### a2.1.2) ドップラーライダーによる計測



ドップラーライダーは三菱電機製 DIABREZZA\_W (図 79) を使用した。ドローンの離着陸地点から約 30m 離れた位置に設置し、3 秒毎にデータを取得した。



図 79 ドップラーライダー外観(三菱電機株)HP より)

## a2.2) 調査結果

### a2.2.1) 調査概要

調査は 2019 年 10 月 30 日に桜島地獄河原 (Site A) で実施した。本調査にかかるドローンのフライト概要は表 8 のとおりである。

表 8 フライト概要

| Run | 観測日時       | 離陸時刻     | 着陸時刻     | 指定高度  | 備考               |
|-----|------------|----------|----------|---|------------------|
| 17  | 2019/10/30 | 14:00:20 | 14:07:32 | 500m(14:03:23-14:07:32)   | 3m/s で 500m まで往復 |
| 18  | 2019/10/30 | 14:10:10 | 14:20:04 | 500m(14:14:34-14:20:04)   | 2m/s で 500m まで往復 |
| 19  | 2019/10/30 | 14:24:15 | 14:41:45 | 500m(14:32:34-14:33:34)   | 1m/s で 500m まで往復 |
| 20  | 2019/10/30 | 14:44:00 | 14:55:00 | 500m(14:46:33-14:47:33)<br>400m(14:48:17-14:49:17)<br>300m(14:50:01-14:51:01)<br>200m(14:51:38-14:52:38)<br>100m(14:53:15-14:54:15) | 指定高度で 1 分間ホバリング  |

### a2.2.2) 風速ベクトルのホバリング計測

図 80 に、ドローンにより指定高度でホバリングして取得した風向風速データとドップラーライダーによる測定結果を比較した。各高度のデータは、ドローンについては 1 分間、ライダーについては、フライト時間中の平均値および標準偏差 (エラーバー) を表している。なお、ドローンによる風速値にはプロペラ旋回風の影響により、+0.5 m/s のバイアスが生じることが判明しているため、この補正を行っている。

この結果より、海拔 520 m のドローンによる風速がやや大きいことを除くと、風向風速の計測結果はライダーの結果とよく一致していることがわかる。

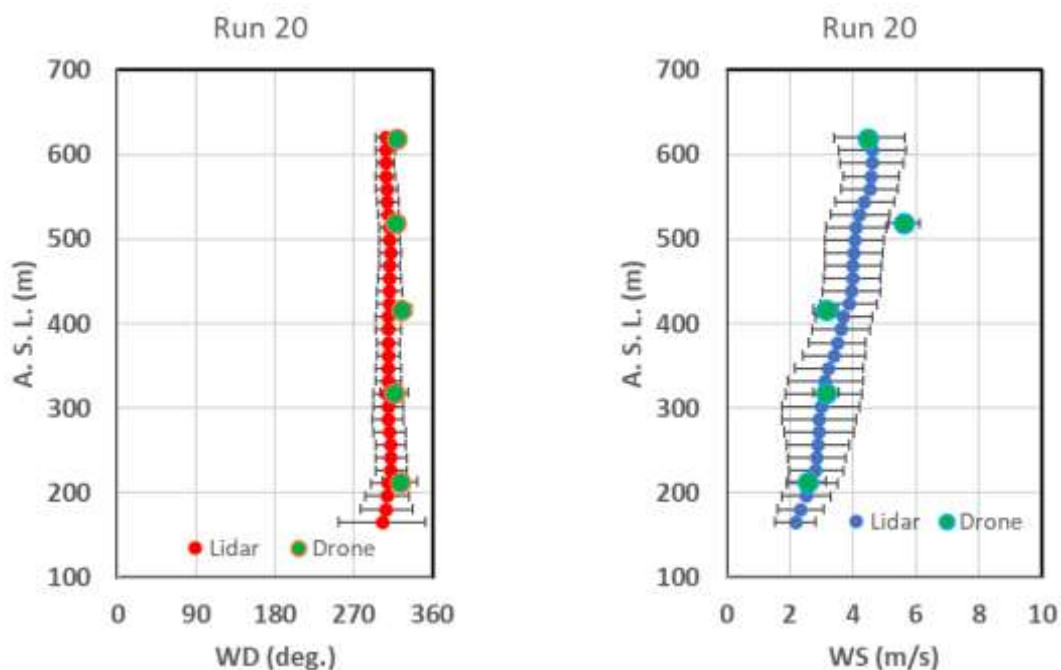


図 80 ドローン(ホバリング)とライダーによる風観測結果の比較 (左図: 風向 右図: 風速)

### a2.2.3) 風速ベクトルの移動観測

ドローンにより指定速度で上昇・下降しながら計測した風向風速をドップラーライダーの観測結果と比較した (図 81)。ライダーについては、フライト時間中の平均値および標準偏差、ドローンの測定値については 1 秒毎のデータをプロットしたものである。なお、図中の(↑)のプロットはドローンが上昇中、(↓)のプロットは下降中に計測したデータであることを示す

図 81 より、移動速度が 1 m/s の場合 (Run 19) では風向風速ともにライダーの観測値とよく一致していることがわかる。移動速度が 3 m/s の場合 (Run 17) は、風向についてはライダーと良く一致しているが、風速については、上昇時と下降時に差が見られ、特に下降時に測定された風速が過大となる傾向が見られた。移動速度が 2 m/s の場合 (Run 18) は、海拔 400 m より上層で、風向・風速ともライダーとの乖離が顕著であった。ただし、この Run では 400 m 以上の風が弱く、ライダーの風向も大きくバラついている点に留意する必要がある。

### a3) ドローンによる上空の火山灰観測

#### a3.1) 調査方法

マルチコプター (SPIDER-CS6; ルーチェサーチ株式会社) に PM センサー (ヤグチ電子工業株式会社) を搭載し、地上から上空 1000 m までの PM 濃度を 1 Hz で計測した。Site B では指定高度でホバリングしながらデータを取得 (2019 年 10 月 31 日および 2020 年 2 月 26 日)、Site C ではホバリング計測に加え、一定速度で上昇・下降しながら時系列データを計測した (2020 年 2 月 27 日)。

上昇(下降)速度 3 m/s

上昇(下降)速度 2 m/s

上昇(下降)速度 1 m/s

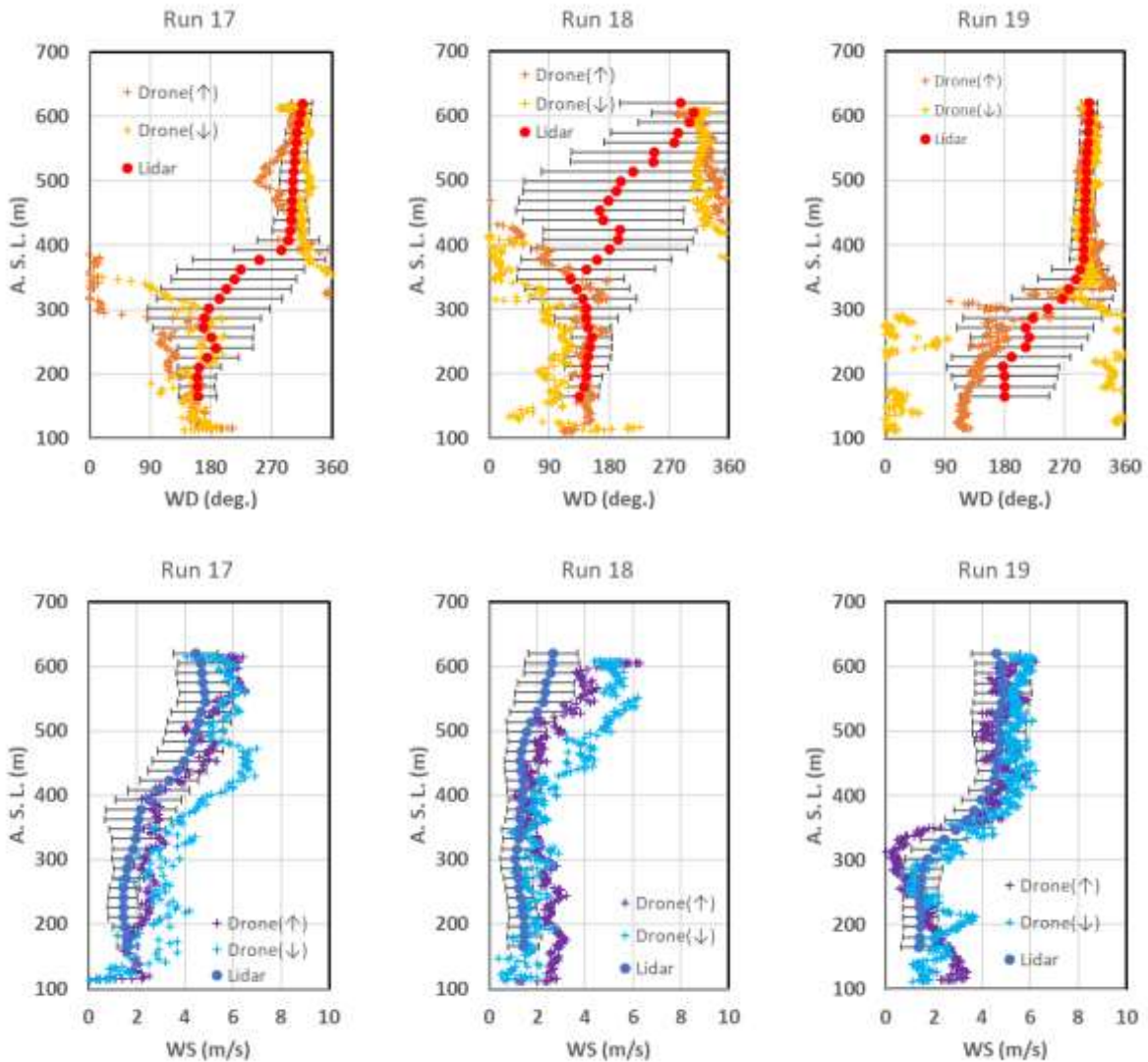


図 81 ドローン(移動計測)とライダーによる風観測結果の比較(上図: 風向、下図: 風速)

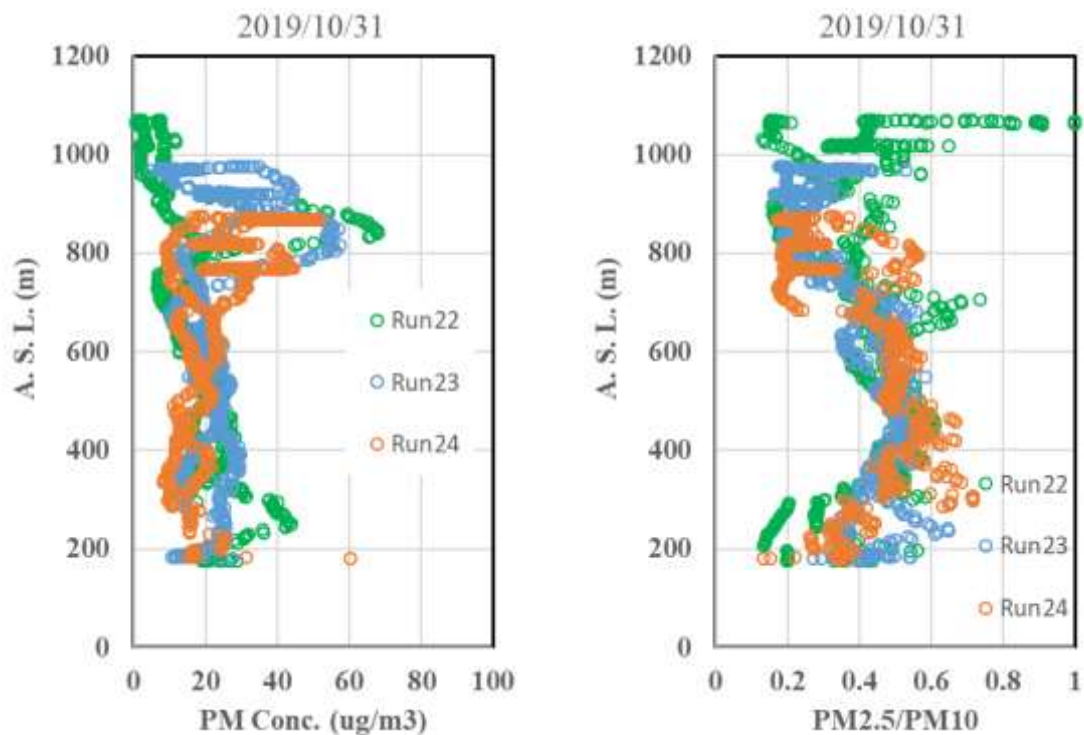
### a3.2) 観測結果

#### a3.2.1) 鉛直プロファイル

図 82 に、Site B で観測した PM 濃度 ( $PM_{10}$ ) と微小粒子の割合 ( $PM_{2.5}/PM_{10}$  比) の鉛直プロファイルを整理した。ここでは、指定高度への往復過程で計測されたデータも含まれている。なお、離陸後 30 秒間および着陸前 10 秒間のデータは地表の巻き上げ粉じんの影響を受けている可能性があるため除外した。

図 82 より、2019 年 10 月 31 日の観測事例では高度 800 m~1000 m で PM 濃度が高い層が見られた。微小粒子の割合 ( $PM_{2.5}/PM_{10}$  比) に着目すると、上下の層よりも微小粒子割合がやや低いことから、この高濃度帯は粗大粒子である火山灰を捉えているものと推測される。

2019 年 10 月 31 日 (Site B)



2020年2月26日 (Site B)

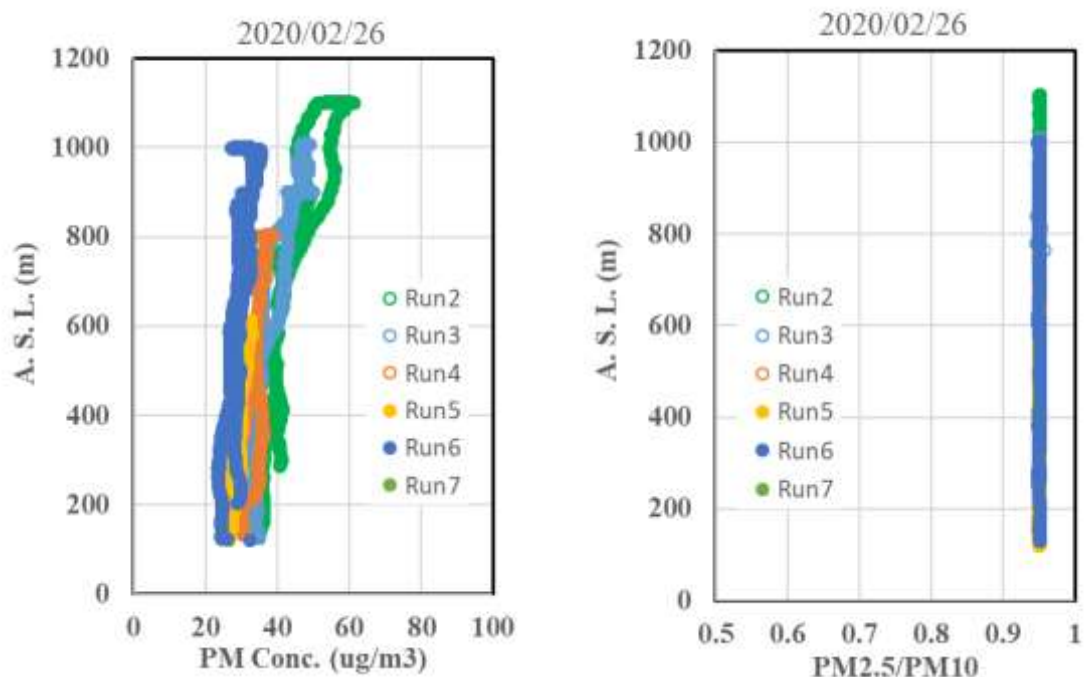


図 82 ドローンによる上空の PM<sub>10</sub> 濃度(左図)と微小粒子割合(右図)の観測結果(Site B)。

一方で 2020 年 2 月 26 日の事例では以下の特徴が見られることから、計測された PM は火山灰ではなく、大気汚染物質としての PM(≒PM<sub>2.5</sub>)であったと考えられる。

- ・各 Run において、鉛直方向の PM<sub>10</sub> 濃度勾配は小さく全層でほぼ一様の濃度になっている。
- ・Run 間の PM<sub>10</sub> 濃度の差が小さく、20~60  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  の範囲に収まっている。
- ・PM<sub>2.5</sub>/PM<sub>10</sub> 比が 0.9 を超えており、微小粒子がほとんどである。

### a3.3) 時系列濃度変化

2020年2月27日に実施した観測では観測中に比較的大規模な噴火が発生し、風下地点に該当する Site C 周辺では上空を噴煙プルームが通過し降灰が確認された (図 83)

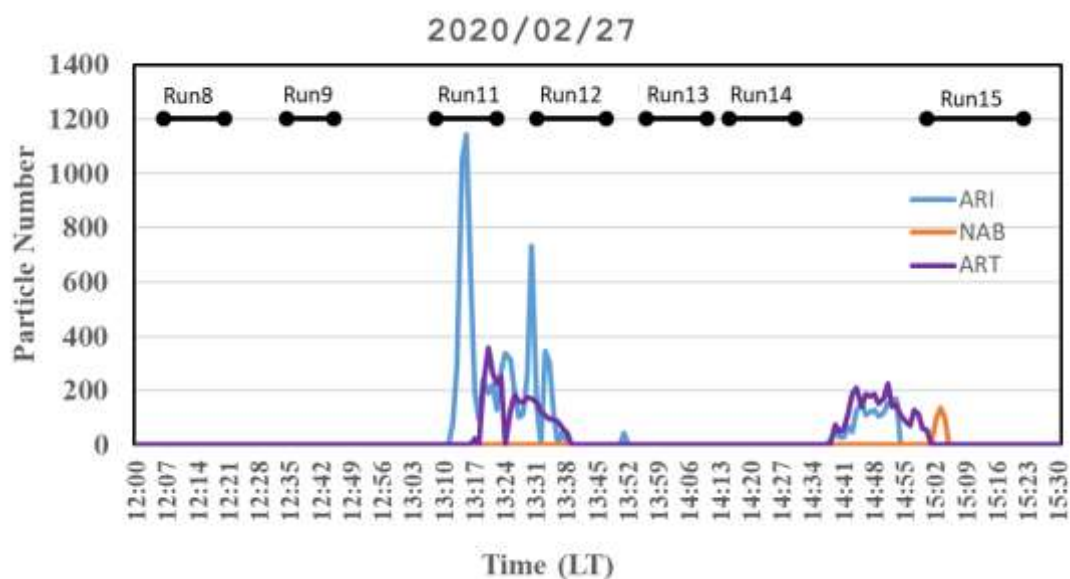


図 83 降灰計による地上の粒子個数濃度観測データ。Run 番号は Site C で実施したドローン観測のフライト時間帯を表す。

図 83 より、降灰量は数分程度の短い時間で大きく変動していることから、ここでは Site C で実施した Run 11, Run 12, Run 15 で観測された PM 濃度を時系列データとして整理した (図 84)。Run 11 は地上高度 700 m, 500 m, Run 12 は地上高度 900 m, 800 m, Run 15 は 1.5 m/s で上昇・下降しながら観測を行った。なお目視によると、地上高度 1000m のフライトでも噴煙そのものはドローンより上空にあった。

図 84 より各 Run ともにいくつかの高度で PM の高濃度ピークが見られるが、いずれも継続時間は短く半減期は数分程度であった。このことから、噴煙プルーム直下の PM 濃度は時間変動が非常に大きいことがわかる。また、PM 高濃度ピーク時は  $PM_{2.5}$  の変動は小さく、 $PM_{10}$  の上昇が顕著であることから、計測されている粒子は火山灰由来であるものと判断される。

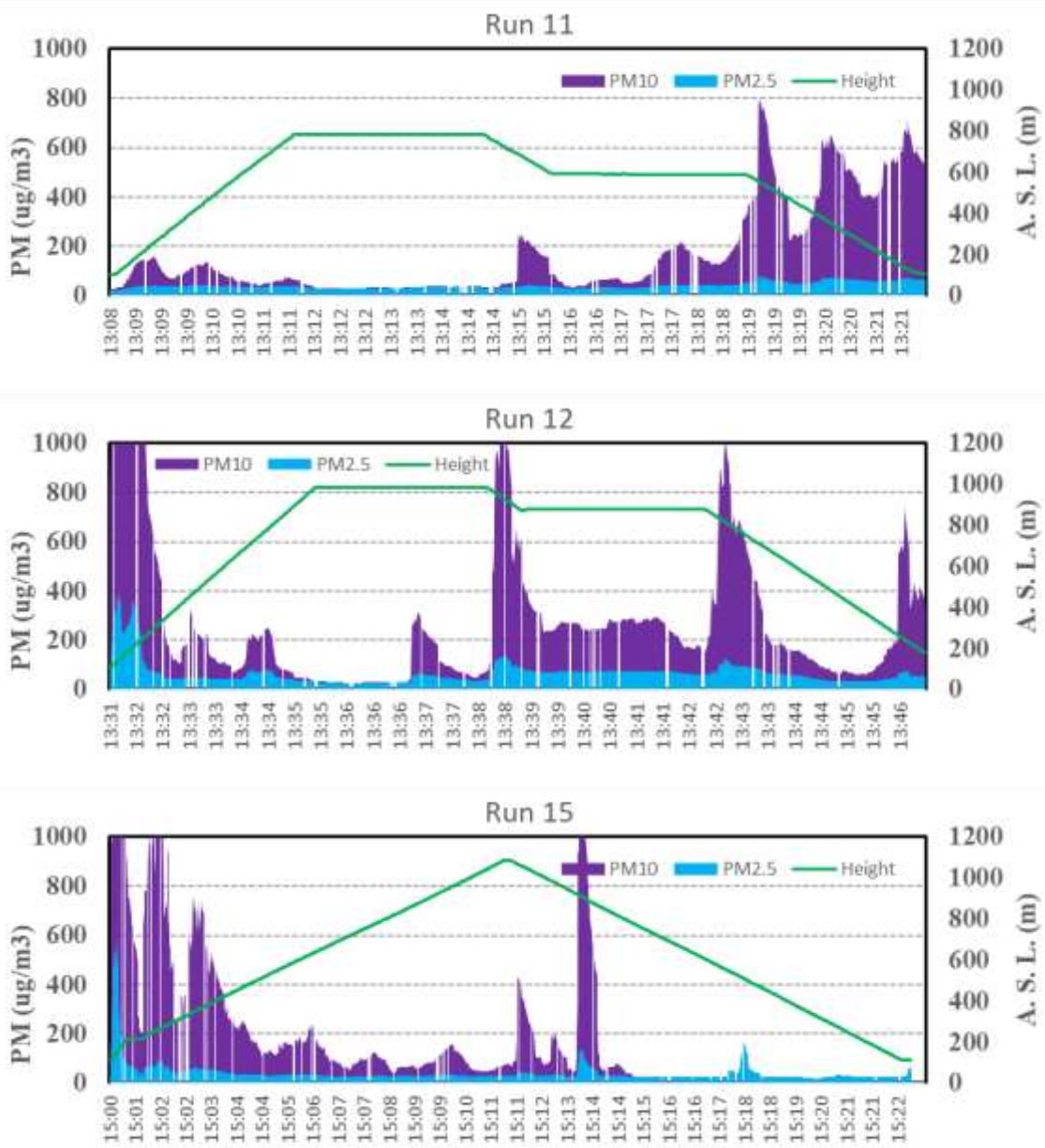


図 84 ドローンによる上空の PM 濃度時系列観測結果 (2020 年 02 月 27 日 Site C)。

## b) 桜島火山周辺域の高分解能気象シミュレーション

メソ気象モデル Weather Research and Forecasting (WRF) モデルを用いて、桜島火山および周辺の複雑地形を高解像度で表現することで、地形の微細構造に起因した火山近傍の詳細な風速場を数値シミュレーションにより再現する。また、火山灰拡散モデルを用いて、気象モデル WRF のシミュレーションで得られた風速場を入力条件とし、桜島噴火特性のパラメータを設定し、火山灰拡散の再現・予測シミュレーションを行う。

2018 年度において、水平格子幅 70 m での高分解能シミュレーションにより、降灰の再現性について検討し、解像度依存性を明らかにした。また、この高分解能シミュレーションの結果を受け、火山灰拡散および降灰の予測実験を行い、定量的な予測に要する解像度について調査した。2019 年度においては、複雑地形周りの風速場の再現性によって降灰量の再現性がどのように影響を受けるのかを調べる。特に、降灰の再現・予測シミュレーションを定量的に表現するため、適切な噴煙モデル変数の条件設定について調べた。

### b1) 数値モデルの設定

本研究では、気象場の再現には領域気象モデル WRF Version 4 (Skamarock et al. 2019)<sup>18)</sup> を用いる。WRF モデルの計算領域の設定を 86 に示す。一番外側の領域を Domain 1 とし、内側に Domain 2, Domain 3, Domain 4 をネストさせて領域設定した。Domain 1 と 2 の水平格子幅は、それぞれ 3150 m および 1050 m とし、これらの計算領域での乱流混合のパラメタリゼーションには境界層スキームを用いた。さらに内側の Domain 3 と 4 では、格子幅を 150 m および 50 m とし、乱流混合には LES モデルで用いる乱流スキームを用いた。また、鉛直方向には、格子間隔を下層ほど細かくし、上層ほど粗くするような伸縮型の鉛直レベルを設定した。WRF による領域シミュレーションで必要とされる気象場の初期条件・境界条件は、ヨーロッパ中期気象予報センター (ECMWF) の解析値 ERA5 を用いた。

火山灰の拡散・沈着のシミュレーションには、火山灰輸送・沈着モデル FALL3D (Folch et al. 2009)<sup>19)</sup> を用いた。また、噴煙プルームのモデルには 1 次元定常モデルの FPLUME (Folch et al., 2016<sup>20)</sup>; Macedonio et al., 2016<sup>21)</sup>) を用いた。FALL3D および FPLUME の設定は、Poulidis et al. (2019a<sup>22)</sup>; 2019b<sup>23)</sup>) と同様とした。

解析対象としたのは、2017 年 6 月 6 日の桜島噴火の事例とした (図 86)。この噴火は、6 月 6 日 7:56 (日本時間、以下時刻は同様) に昭和火口から発生した。

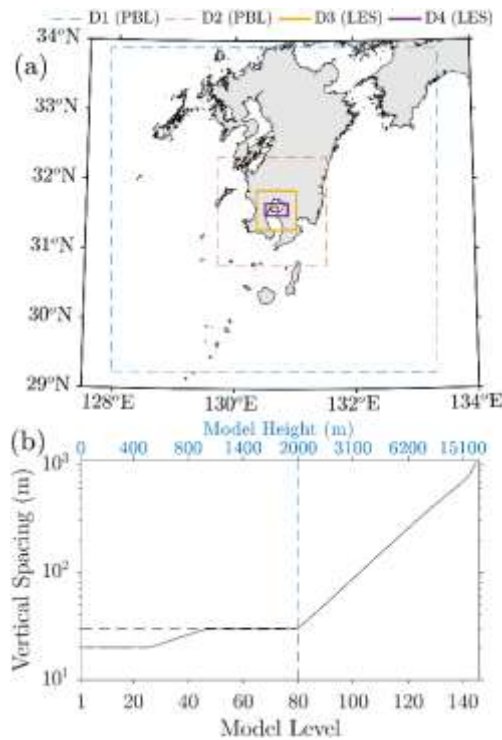


図 85 (a) WRF モデルの計算領域、および (b) モデルの鉛直レベル毎の鉛直格子間隔

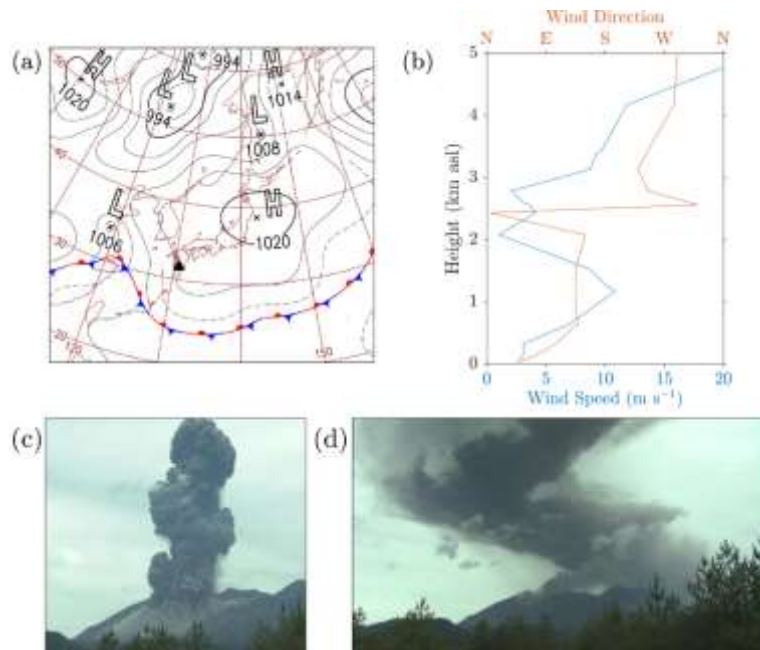


図 86 解析対象とした 2017 年 6 月 6 日の桜島噴火の気象状況 ((a) 天気図、(b) 風速・風向の鉛直分布) および噴煙プリューム ((c) 噴火 1 分後、(d) 噴火 10 分後)

## b2) 結果

まず、WRF モデルでシミュレートされた気象場を示す。図 87 は、噴火開始時刻 6 月 6 日



7:56 を含む 6~9 時の 3 時間で時間平均した風速場および乱流場を示す。この日の総観規模の気象状況は、南海上に梅雨前線が停滞しており、日本列島は高気圧に覆われていた。大気下層 2 km では南東風、2 km より上空では西風が卓越する状況であった。図より、南東風が桜島火山に接近すると、火山を迂回したり乗り越えたりする気流や、乗り越えた気流が火山下流側で鉛直方向上下に変動する状況が再現されていることがわかる。また、山を迂回したり上下方向に変動したりする状況において、気流の乱れが大きいこともわかる。こういった複雑な風速場や乱流場は、火山灰の拡散に大きな影響を及ぼすため、いかにして精緻に表現できるかが鍵となる。

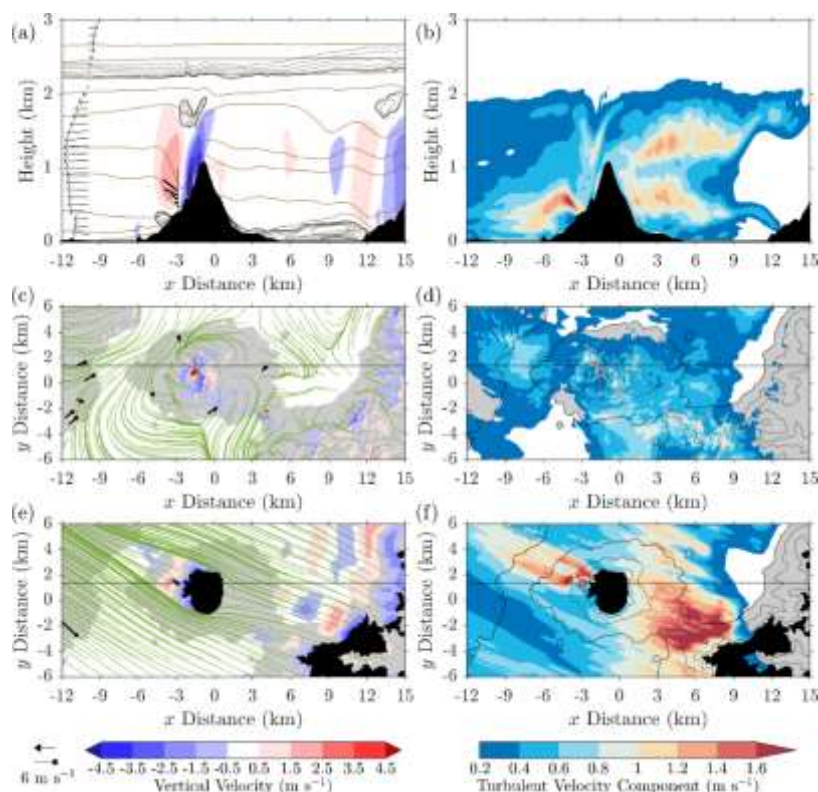


図 87 シミュレーションおよび観測で得られた気象場(2017年6月6日6~9時の3時間の平均場)。1列目:ハルタ山ライダー観測サイトの位置に沿った東西鉛直断面図。(a) WRF 鉛直速度 (カラー陰影)・WRF 温位 (等値線)・風 (ベクトル: WRF; 黒実線: ライダー)、(b) WRF による乱流強度。2列目:最下層での水平断面図。(c) WRF 鉛直速度 (カラー陰影)・WRF 流線 (緑実線)・観測風 (地上観測) (ベクトル)、(d) WRF 乱流強度。3列目: 海拔高度 600 m での水平断面図。(e) (c) と同様、ただし観測風はライダーおよび高層気象観測による、(f) (d) と同様、ただし色付き丸印はライダー観測による。

次に、WRF による風速場データを入力条件として FALL3D/FPLUME により火山灰拡散シミュレーションをした結果を示す。図 88 は、パラメータ設定の違いによるプルーム特性の違い、および異なる解像度でシミュレートされた降灰量を示す。まず、パラメータの調整により、最適なプルーム特性を検討し、拡散モデルに入力した。その後、異なる解像度の WRF モデル/FALL3D モデルにより拡散シミュレーションを実行し、その結果を図示して

いる。WRF が 1050 m・FALL3D が 600 m 解像度の場合、降灰量はなめらかに分布しており、詳細な濃淡は認められない。また、観測と比べると、火山周辺のコントラストは再現されていないことが分かる。WRF・FALL3D の解像度を上げていき、最も高解像度の組み合わせである WRF が 50 m・FALL3D が 50 m の場合になると、降灰量のコントラストが明瞭になり、火口周辺での分布の細かさも明瞭となっていることが分かる。降灰観測と比べても、場所によるコントラストが良く再現されていることが分かる。

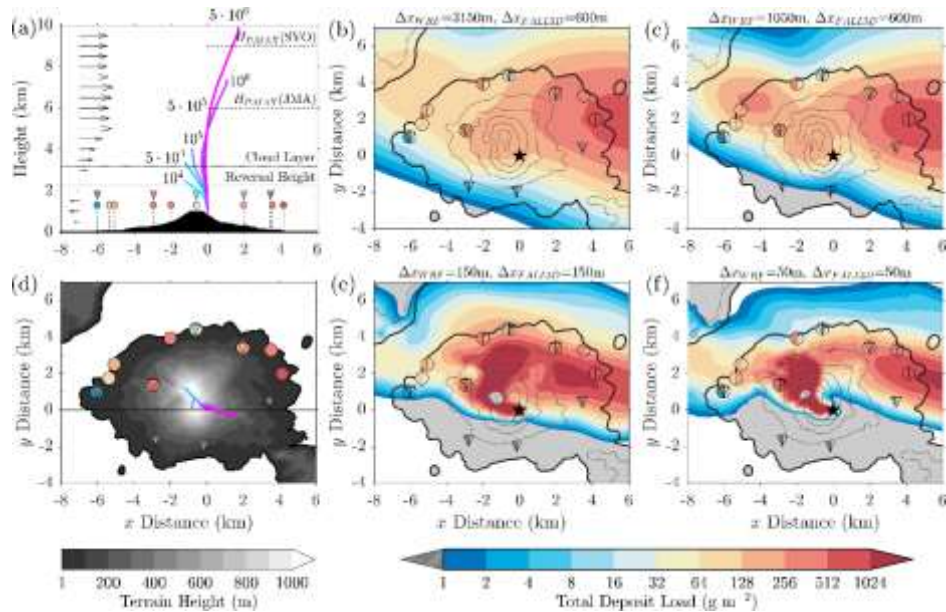


図 88 異なる噴出率を仮定した場合のプルーム特性：(a) 鉛直断面、(d) 水平分布。(a) のベクトルは、鹿児島高層気象観測による風速。(d) のカラーの印は、観測による積算降灰量（カラースケールは右下の凡例）。異なるモデル解像度によりシミュレートされた降灰量：(b) WRF 解像度 3150 m、FALL3D 解像度 600 m、(c) WRF 解像度 1050 m、FALL3D 解像度 600 m、(e) WRF 解像度 150 m、FALL3D 解像度 150 m、(f) WRF 解像度 50 m、FALL3D 解像度 50 m。

最も高い解像度の組み合わせ（WRF 50 m・FALL3D 50 m）で得られた火山灰拡散シミュレーションの結果を示す。図 89 は、噴火開始後 5 分から 60 分までの降灰量の経過を示す。大気下層 2 km での南東風、2 km より上空での西風に影響を受け、火山灰が高度別に異なる気流で移流されることにより、降灰量が時間毎に異なるパターンを示すことが分かる。このように時間毎に大きく降灰パターンが変化するのは、図 87 で示したような火山周りの複雑な風速場・乱流場の影響を強く受けることで、火口から複雑なパターンで降灰が生じるためである。

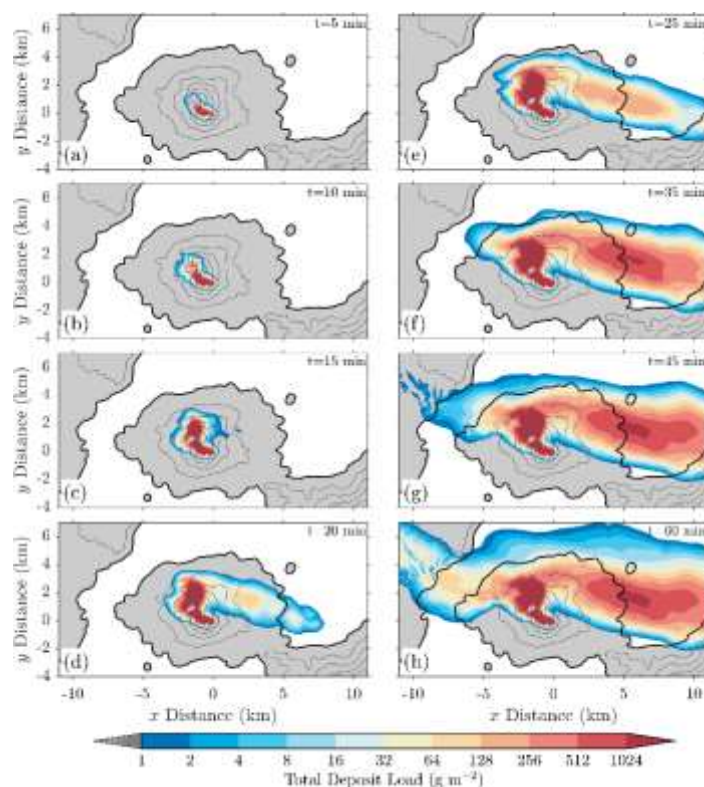


図 89 WRF 50 m・FALL3D 50 m の解像度の場合に得られた降灰量の時間推移。初期時刻からの経過時刻を各パネルの右上に表示。

最後に、降灰の時間推移を観測地点別に観測値と計算値を比較した結果を図 90 に示す。ハルタ山、高免、二股の 3 地点でのディストロメータによる観測時系列により、モデル計算値を比較した。WRF 3150 m・FALL3D 600 m の低解像度の場合には、観測値に比べると、モデル計算では立ち上がり早く、時間による降灰量の変動も小さい。解像度が上がるにつれて、立ち上がり時刻が遅くなり、時間的な変動幅も大きくなる。最も解像度が高い WRF 50 m・FALL3D 50 m の場合には、立ち上がり時刻は時間変動幅が、ハルタ山・高免において大きく改善されていることが分かる。ただし、二股地点での再現性は、解像度を上げることによる向上は認められない。地点による局所的な風況や乱流特性が微妙に異なることが影響しているものと考えられる。

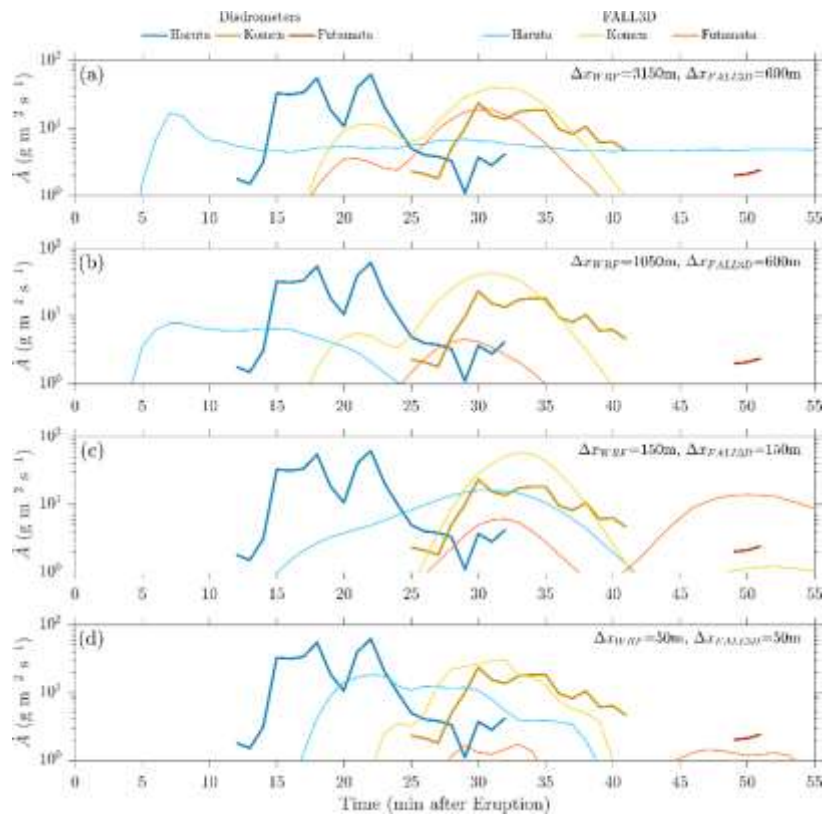


図 90 ハルタ山（青）、高免（黄）、二股（赤）における降灰量の時系列。太い実線はディストロメータによる観測値、細い実線は計算値を示す。計算値は、異なる解像度の結果をパネル毎に示す。

### b3) まとめ

本研究では、水平格子幅 50 m という高解像度での気象モデル・火山灰拡散モデルによるシミュレーションを実行し、低解像度の計算結果と比較することにより、高解像度シミュレーションの価値を明らかにした。その結果、高解像度シミュレーションにより、空間的にコントラストを持った降灰分布、地形や気流の微細構造に対応した拡散形態、時間的な降灰変化などが、より精緻に表現されることが分かった。ただし、定量的にどの程度改善できるかどうかについては、残された課題である。2018 年度に実施した予測実験の結果も含めて考慮すると、観測データを逐次同化しながら、高解像度モデルにより、定量的な表現の改善を図ることが大事である。この問題意識のもと、データ同化による予測実験を検討中である。

### c) 噴石の風力特性

平成 31 年度には、落下した噴石が衝突した際の衝撃により太陽光パネルに生じる被害状況を明らかにするため、防災研究所所有の衝撃試験装置を使って衝撃実験を行った。実験は実物の太陽光パネルに噴石を衝突させ、噴石の種類・質量・速度などの変化により、破壊性状がどのように変化するかを明らかにした。次に、ドローンを用いてセンサーを組み込んだ噴石模型を自然風中で持ち上げて落下実験を行い、噴石の落下性状を明らかにして空力特性を求めた。また、非定常な乱流場を計算することのできるラージエディシミュレーションを用いた数値解析により火山周囲の変動風速場の再現を行った。

#### c1) 噴石の衝撃実験（太陽光パネルの噴石に対する耐衝撃性能試験）

昨年度行った屋根に対する噴石の衝撃試験に引き続き、本年度は太陽光パネルに対する衝撃試験を行った。太陽光パネルは住宅の屋根や地面上に設置されており、噴火に際しては噴石の直撃を受けて被害が発生しやすい設備である。衝撃試験には桜島で採取された噴石（図 91）を用い、衝撃試験装置（図 92）を用いて太陽光パネル（図 92, 93）に衝突させた。太陽光パネルは、設置位置の緯度により設置角度が異なるが、今回の実験では衝撃力が最も大きくなると考えられるパネル面に対して噴石が垂直に当たるように、衝撃試験装置の前方に垂直に太陽光パネルを設置した（図 92）。試験に用いる噴石は桜島の黒髪地獄河原付近で採取した直径約 5 mm～10 mm 程度のものを用いている。採取された噴石は、黒色で硬く密度も大きな「溶岩片」と、主に気泡があり、柔らかくて密度の小さい褐色の「軽石」の 2 種類に大別できるので、この 2 種類の噴石を用いて質量と衝突速度を変化させて太陽光パネルの破壊の様子を明らかにした。衝撃試験に際して溶岩片は、衝突速度が小さい場合は太陽光パネルへの衝突によっても砕けることはなく、砕けなかった場合には、同じ噴石を用い、衝突速度を上げていって異なる速度で試験を行った。ただし、形状は不整形なため、同じ噴石を用いても衝突姿勢は異なる結果となった。一方、軽石は今回行った衝突条件の範囲で、全ての場合で衝突の際に砕けたため、毎回異なる噴石を衝突させて試験を行った。太陽光パネルの表面は強化ガラスで覆われており、1 か所でも割れると全面にひびが入るため（図 94）、その時点で異なる健全なパネルに取り換えて衝突試験を行った。また、ひびが入らない限り衝突位置を変え、前回衝突した位置から約 15 cm（1 セル）程度離れた異なる位置に衝突させて試験を行った（図 93 参照）。

#### c2) 試験結果

軽石を衝突させた場合には、今回試験では質量 3～19g、体積 3～25cm<sup>3</sup>、速度 13～54m/s の範囲で行ったが、運動エネルギー、運動量ともに最大の値を持つ場合（質量 18g、体積 23cm<sup>3</sup>、速度 38m/s）あるいは、最大の速度を持つ場合（質量 8g、体積：6cm<sup>3</sup>、速度 54m/s）でも、太陽光パネルは表面を覆うカバーガラスの表面に小さな傷がつくものの、割れなかった。溶岩片を衝突させた場合には、今回試験では質量 10～22g、体積 4～9cm<sup>3</sup>、速度 8～33m/s の範囲で行ったが割れる場合があった。その際、運動エネルギー、運動量ともに最小の値を持つ場合、質量 10g、体積 4cm<sup>3</sup>、速度 13m/s でカバーガラスが割れた。



a. 軽石



b. 溶岩片

図 91 衝撃試験に用いた噴石

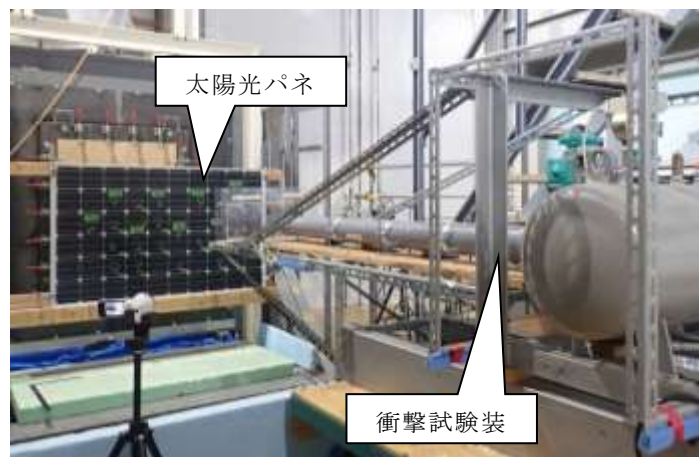


図 92 衝撃試験装置を用いた衝撃実験の様子

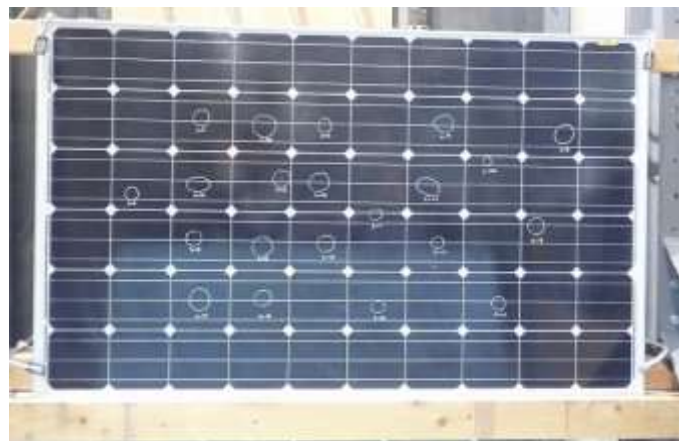


図 93 衝突試験に用いた太陽光パネル。噴石を衝突させてもカバーガラスが割れなかった場合、位置を変えて（白丸で示している中央部に衝突させた）衝突試験を行った。



a. ひびの入り方



b. 衝突位置付近の拡大図

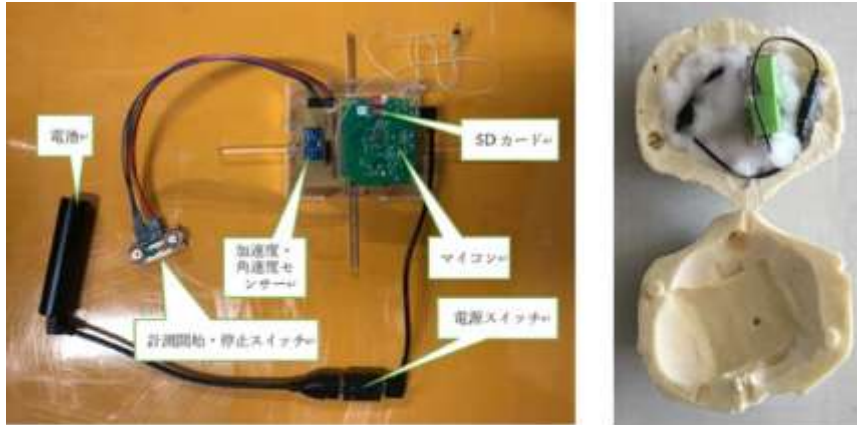
図 94 噴石の衝撃後の状況(カバーガラスが割れた状態)。衝突位置では放射状のひびと、少し離れた位置に円周状のひびが見られる。その他、パネル全面に細かなひびが入る。

### C3) 噴石の落下性状の直接測定と風速場の再現計算

噴石の落下性状を調べるために、加速度センサーと角速度センサー、気圧計を組み込んだ発泡ウレタン製の噴石模型を作成し(図 95, 96)、ドローンに吊り下げて約 150m 上空まで持ち上げ(図 97)、落下実験を行った。マイクロコンピューターを使って模型の落下時の加速度と角速度、気圧の変化を SD カードに記録し(図 98)、模型の地面への落下後に回収して解析した。落下の様子は周囲に配置した 4 台のビデオカメラを使って撮影し、画像解析ソフトにより落下時の動きを 3 次元的に求めた(図 99)。当日の天気は快晴で風が弱く実験地点が桜島の風下側になる風向で、ドップラーライダーの観測結果によると付近では風速数 m/s の風が吹いていた。噴石の運動を解析するためには、噴石が落下する際の周囲の風速場の情報が必要となるが、ドップラーライダーによる観測は鉛直上方、線上にしか観測データが得られない。そこで、落下運動の予測にも用いることができるように、非定常な乱流場を計算することのできるラージエディシミュレーションを用いた数値解析により桜島周辺の変動風速場の再現計算(図 100)も行った。



図 95 落下実験に用いた噴石模型。



センサ（加速度・角速度、および、気圧計）を模型内部に組み込む

- ・加速度計 (MPU-9250: 9軸センサモジュール)  
 加速度:  $\pm 8G$ 、角速度:  $\pm 1000^\circ/\text{sec}$
- ・気圧計 (GY-BMP280-3.3: 高精度大気圧センサーモジュール)  
 気圧: 300 ~ 1100hPa、温度:  $-40 \sim 85^\circ\text{C}$

図 96 噴石模型に組み込まれたセンサー類。

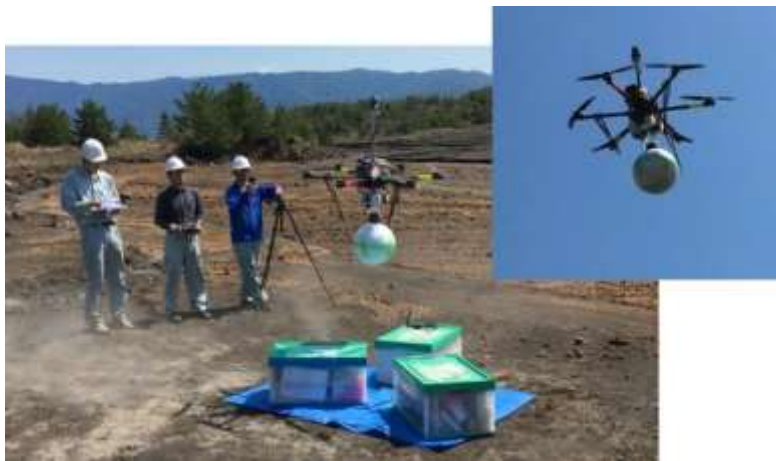


図 97 ドローンによる模型のつり上げ。

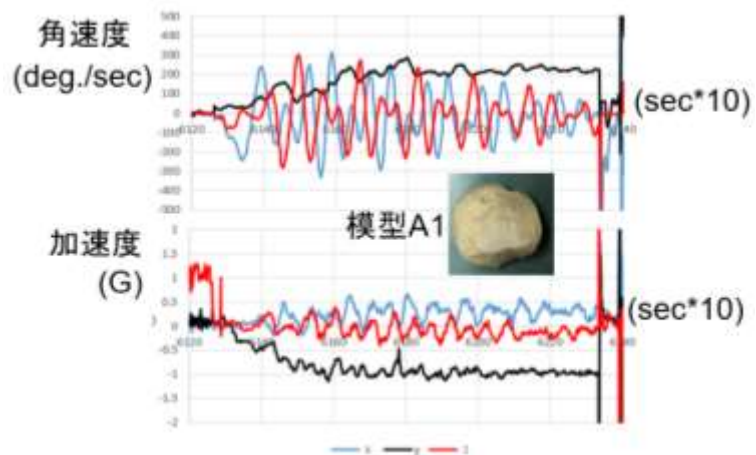
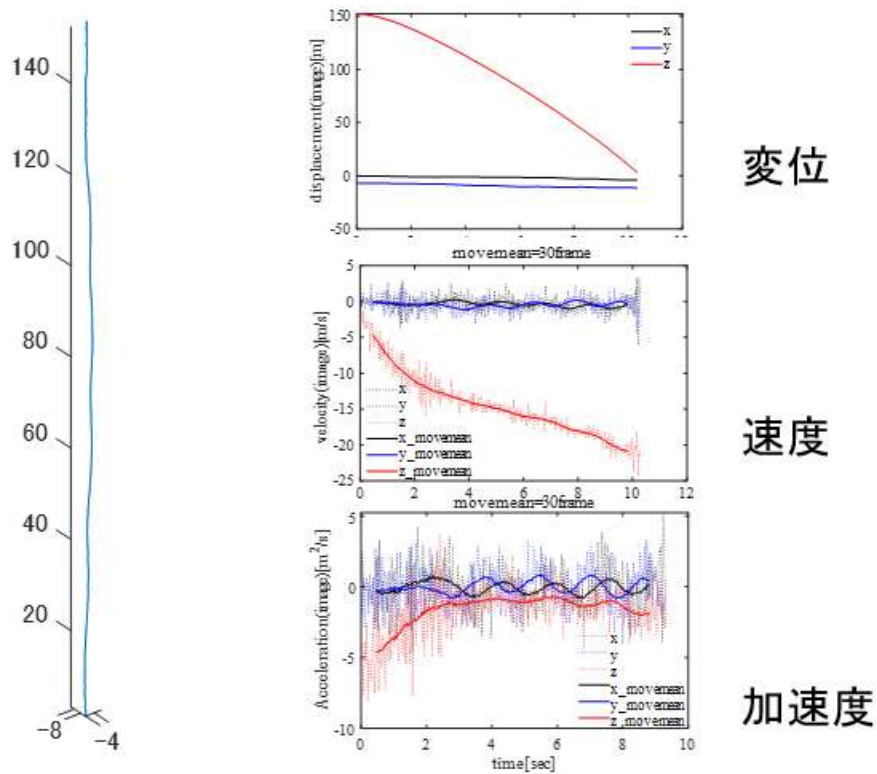


図 98 センサーの記録。





落下の軌跡 軌跡から求めた値  
 図 99 ビデオ画像の解析結果（重心の運動）。

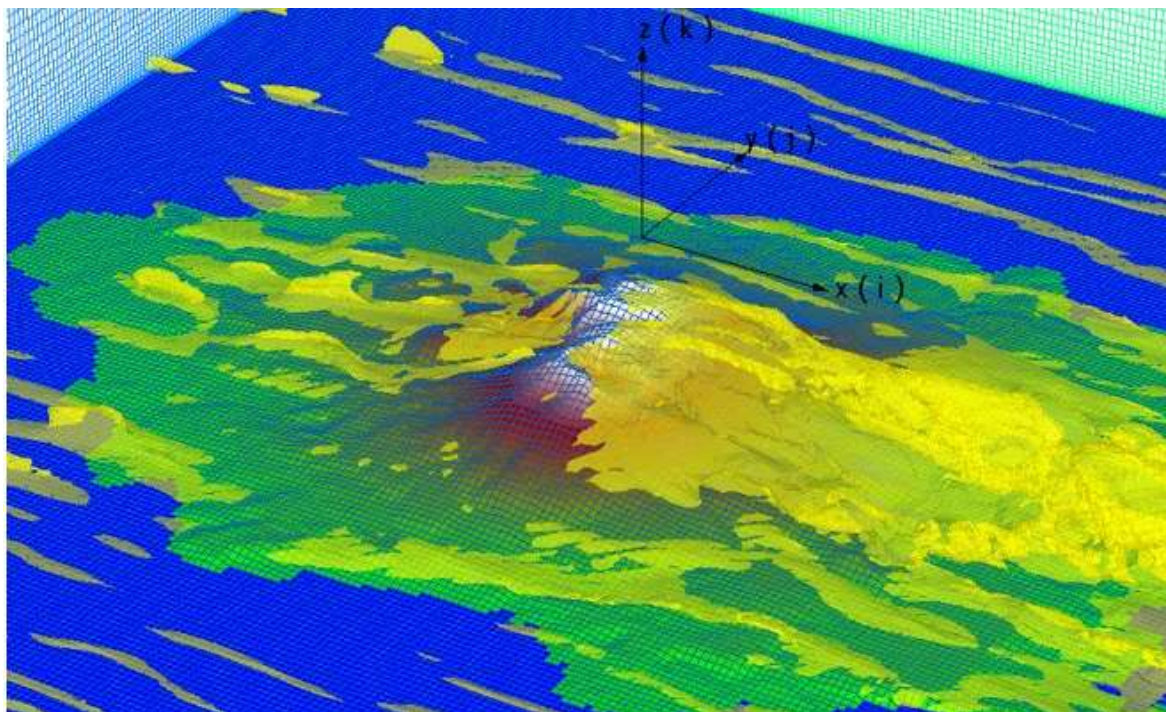


図 100 数値シミュレーションにより再現された桜島周辺の変動風速場（西風の場合、瞬間値）

(d) 結論ならびに今後の課題

桜島など多くの火山において観測することにより、XバンドMPレーダーによる噴煙観測が信頼できる観測手法として実用的であることが示された。とくに、冠雲により噴煙が目視できない状態においては極めて有効であり、人工衛星による観測よりもはるかに即時性に優れる。また、地上降灰量とレーダー反射強度を比較することにより両者をつなぐ経験式を提示できた。これは、気象観測におけるレーダー雨量の評価に相当する技術であり、今後、事例を積み重ねることにより、火山観測におけるレーダー降灰量の評価技術として実用化が期待できる。

ライダー、レーダー、GNSSの異なる波長を用いたリモートセンシング観測を統合した観測システムにより、様々な火山灰濃度を想定した火山灰観測が可能となった。先に述べたように、レーダー観測は桜島でよく発生する規模の噴火において実用的である。また、ライダーはきわめて希薄な火山灰に対しても有効であることが示された。これまでのところXバンドのレーダー波が噴煙を透過できないような大規模な噴火は発生していないが、大規模噴火の発生時にはXバンドより長い波長(Lバンド)を用いたGNSSが有効となる。

本課題で提案する火山灰拡散予測システムは、これまでの火山観測において長い間培われてきた地震観測及び地盤変動観測データをもとに噴出率、さらに噴煙高度を推定し、火山灰拡散シミュレーションを行うことに最大の特徴があり、世界でも唯一のシステムである。噴煙高度の観測をベースにする予測手法に比べ、地震観測及び地盤変動観測データをもとに噴出率と噴煙高度を推定するメリットは、1)処理を高速化できること、2)観測量が必ず得られること、3)噴煙高度と噴出率の関係がMortonの提示した噴出率の1/4乗則に従うとすれば、噴煙高度から噴出率を推定する場合に比べ、誤差を圧倒的に小さく抑えられることである。

WRFシミュレーションにより、風速ベクトルなどの既存気象モデルを空間的に高精細化し、火山灰拡散シミュレーションを行った。山頂を超えた風下側の鉛直運動や鉛直シアを高分解能の風速ベクトル場で表現することにより、火山灰の降下域と降灰量を高精度で予測することに成功している。さらに、ハザード予測から被害予測までに研究を拡大できた。火山灰の降下では、建物や設備の破壊のような直接的な被害は想定しにくい、レキの場合は破壊による被害が定量化できた。この実験結果はサブテーマ3に共有してある。

本研究プロジェクトにおいては、5年目から7年目の第2期において、火山灰拡散予測のためのオンラインシステムを開発し、風速ベクトルと降灰量についてデータ同化を行いながら火山灰拡散シミュレーションを行う。短時間で終息するブルカノ式噴火では、平均的な噴出率をもとにそれに関連するリモートセンシングのデータを考慮して、火山灰拡散シミュレーションを行えばよいが、長時間継続する噴火では、噴出率が変化し、噴出率の時間関数の評価が重要となる。噴出率の変化により、レーダー等の観測データや地上降灰量に時間変化が現れる。長時間になれば、風の間も変化していくことになる。オンラインシステムに取り込む主たるデータは、火山灰の噴出率及び噴煙高度を推定するための地震動及び地盤変動データと、風データの同化のために新規に導入する上空の風観測のためのドップラーライダーおよび降灰量データの同化のためのディストロメータから出力されるデータである。高分解能の風速ベクトル場を得るためのシミュレーションには一定の時間を要するのは避けられない。よって、高空間分解能風速ベクトル場は、過去の多数の風速

場に基づいて WRF によりそれぞれの高分解能風速場を計算して、プレアナリシス・データベースを作成した上で、ドップラーライダーによる上空風向・風速観測値や地上風向・風速観測値あるいは気象庁 GPV から予測される風速場にもとづいて最適な高分解能風速場をプレアナリシス・データベースから抽出し、データ同化も活用しながら、高分解能での風速予測場を得る。さらに、連続噴火に伴う地盤変動速度や火山性微動振幅を地上降灰量の時間変化と比較して、噴出率を決定するパラメータの調整を行うことにより降灰量のデータ同化を行う。プレアナリシス・データベースの量によるが、抽出においては AI の活用を検討する。

(e) 引用文献

- 1) Ohta, Y., Iguchi, M.: Advective diffusion of volcanic plume captured by dense GNSS network around Sakurajima volcano: A case study of the Vulcanian eruption on July 24, 2012, *Earth Planets, Space*, Vol.67, 157, DOI 10.1186/s40623-015-0324-x, 2015.
- 2) Larson, K. M.: A new way to detect volcanic plumes, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 40, 11, pp.2657-2660, 2013.
- 3) Kasbani, Gunawan, H., McCausland, W., Pallister, J., Iguchi, M., Nakada, S., The eruptions of Sinabung and Kelud volcanoes, Indonesia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.382, 1-5, 2019.
- 4) Global Volcanism Program, Report on Sinabung (Indonesia) (Crafford, A.E., and Venzke, E., eds.). *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 43:4. Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN201804-261080>, 2018.
- 5) Suzuki, T., A theoretical models for dispersion of tephra. *Arc volcanism: Phys. Tectonics*. In: Shimozuru, D., Yokoyama, I. (Eds.), pp. 95-113, 1983.
- 6) Freret-Lorgeril, V., Donnadieu, F., Eychenne, J., Soriaux, C., Latchimy, T., In situ terminal settling velocity measurements at Stromboli volcano: Input from physical characterization of ash. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Nol. 374, pp. 62-79, 2019.
- 7) James, M. R., Lane, S. J., Gilbert, J. S., Density, construction, and drag coefficient of electrostatic volcanic ash aggregates. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, p. 2435, 2003.
- 8) Shakti, P. C., M. Maki, S. Shimizu, T. Maesaka, D.-S. Kim, D.-I. Lee, H. Iida, Correction of Reflectivity in the Presence of Partial Beam Blockage over a Mountainous Region Using X-Band Dual Polarization Radar. *J. Hydrometeor.*, 14, 744-764, 2013.
- 9) Hildebrand, P. H., Iterative correction for attenuation of 5 cm radar in rain. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 17, 508-514, 1978.
- 10) Bringi, V. N., T. D. Keenan, and V. Chandrasekar: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation, A self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol. 39, 1906-1915, 2001.
- 11) Kim, Y., M. Maki and M. Iguchi, and D.-I. Lee, Classification of precipitation and volcanic clouds using operational X-band polarimetric radar parameters, Extended abstract, 39th Conf. Radar Meteorology, 5pp, 2019.
- 12) Takaoka, R., M. Maki, S. Fukushima, M. Iguchi, D. Miki, T. Kozono, T., Characteristics of particle size distribution of falling ash particles from Sakurajima, 39th Conf. Radar Meteorology, 6pp, 2019.
- 13) 真木雅之・鈴木郁子・井口正人・Shakti P. C., 気象レーダによる降灰量推定—2013年8月18日桜島噴火のZ-RA関係式—, 火山, 第64巻, pp.219-241, 2019.

- 14) Tanaka, H. L., Yamamoto, K., Numerical simulation of volcanic plume dispersal from Usu volcano in Japan on 31 March 2000 using PUFF model, *Earth Planets Space*, Vol. 54, pp.743-752, 2002.
- 15) 井口正人, 桜島火山の噴火活動—2012年7月～2013年6月—, 桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究, 平成24年度分報告書, pp.1-8, 2013.
- 16) Iguchi, M.: Method for real-time evaluation of discharge rate of volcanic ash - case study on intermittent eruptions at the Sakurajima volcano, Japan -, *Jour. Disast. Res.*, Vol. 11, pp.4-14, 2016.
- 17) Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M. and Ishiguro, M. (1991) A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, 104, 507-516.
- 18) Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Power, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., Huang, X. Y., A model description of the advanced research WRF model version 4 (No. 980 NCAR/TN-556+STR). Technical Report. National Center for Atmospheric Research. Boulder. doi:10.5065/1dfh-6p97, 2019.
- 19) Folch, A., A. Costa, and G. Macedonio, FALL3D: A computational model for transport and deposition of volcanic ash, *Comput. Geosci.*, 35, 1334-1342, 2009.
- 20) Folch, A., A. Costa, and G. Macedonio, FPLUME-1.0: An integral volcanic plume model accounting for ash aggregation, *Geosci. Model Dev.*, 9, 431-450, 2016.
- 21) Macedonio, G., Costa, A., Folch, A. (2016) Uncertainties in volcanic plume modeling: A parametric study using FPLUME. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 326, 92-102. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.03.016.
- 22) Poulidis, A. P., T. Takemi, and M. Iguchi, Experimental high-resolution forecasting of volcanic ash hazard at Sakurajima, Japan, *Journal of Disaster Research*, 14, 5, 786-797, doi:10.20965/jdr.2019.p0786, 2019.
- 23) Poulidis, A. P., T. Takemi, and M. Iguchi, The effect of wind and atmospheric stability on the morphology of volcanic plumes from vulcanian eruptions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, Vol. 124, pp. 8013-8029, doi:10.1029/2018JB016958, 2019.
- 24) Tanaka, H., Iguchi, M.: Simulations of volcanic ash plume dispersal for Sakura-jima using real-time emission rate estimation, *Jour. Disast. Res*, 14, 160-172, 2019.
- 25) 気象庁, 桜島の火山活動解説資料(令和元年12月)  
[http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly\\_v-act\\_doc/fukuoka/19m12/506\\_19m12.pdf](http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly_v-act_doc/fukuoka/19m12/506_19m12.pdf)

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

| 著者 | 題名 | 発表先 | 発表年<br>月日 |
|----|----|-----|-----------|
|    |    |     |           |

|   |  |   |             |
|---|--|---|-------------|
| Iguchi, M.,<br>Nakamichi, H.,<br>Tanaka, H., Ohta, Y.,<br>Shimizu, A., Miki, D. | Integrated monitoring of volcanic ash and forecasting at Sakurajima volcano, Japan   | Journal of Disaster Research, 14, 5, 798-809,<br>doi: 10.20965/jdr.2019.p0798                     | 2019年<br>6月 |
| Poulidis, A. P., T.<br>Takemi, and M. Iguchi                                    | Experimental high-resolution forecasting of volcanic ash hazard at Sakurajima, Japan   | Journal of Disaster Research, 14, 5, 786-797,<br>doi:10.20965/jdr.2019.p0786                      | 2019年<br>6月 |
| Poulidis, A. P., T.<br>Takemi, and M. Iguchi                                    | The effect of wind and atmospheric stability on the morphology of volcanic plumes from vulcanian eruptions                                 | Journal of Geophysical Research-Solid Earth, Vol. 124, pp. 8013-8029,<br>doi:10.1029/2018JB016958 | 2019年<br>4月 |
| Suzuki, Y. J.,<br>Iguchi, M.  | Determination of the mass eruption rate for the 2014 Mount Kelud eruption using three-dimensional numerical simulations of volcanic plumes | Journal of Volcanology and Geothermal Research, 382, 42-49  | 2019年<br>9月 |
| Shimizu, H. A.,<br>Koyaguchi, T.,<br>Suzuki, Y. J.                              | The run-out distance of large-scale pyroclastic density currents: A two-layer depth-averaged model   | Journal of Volcanology and Geothermal Research, 381, 168-184                                      | 2019年<br>9月 |
| Suzuki, Y. J., Costa, A.,<br>Koyaguchi, T.                                      | Control of vent geometry on the fluid dynamics of volcanic plumes: insights from numerical simulations                                     | Geophysical Research Letters, accepted  | 2020年       |

|   |   |   |               |
|---|---|---|---------------|
| 真木雅之・鈴木郁子・井口正人・Shakti P. C.   | 気象レーダによる降灰量推定—2013年8月18日桜島噴火のZ-RA関係式—   | 火山, 64, 219-241   | 2019年12月      |
| Kim, Y., M. Maki, and D.-I. Lee                                       | Data that effectively demonstrate the benefits of a 3D CAPPI algorithm  | Data in Brief, doi: 10.1016/j.dib.2019.104116                   | 2019年9月       |
| Suh, S.-H., M. Maki, M. Iguchi, D.-I. Lee, A. Yamaji, and T. Momotani | Free-fall experiments of volcanic ash particles using a 2-D video disdrometer   | Atmos. Meas. Tech., 12, 5363-5379, doi:10.5194/amt-12-5363-2019 | 2019年10月      |
| Poulidis, A. P., T. Takemi, and M. Iguchi                             | An experimental forecasting technique for the ash hazard from Sakurajima volcano, Japan   | 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, MZZ50-04                                   | 2019年5月26～30日 |
| Poulidis, A. P., T. Takemi, and M. Iguchi                             | A case of experimental deterministic forecasting for the ash hazard from Sakurajima volcano, Japan                                | 27th IUGG General Assembly, Montreal, Canada, IUGG19-0354.      | 2019年7月8日～18日 |
| Poulidis, A. P., T. Takemi, and M. Iguchi                             | Morphological characteristics of volcanic plumes from Sakurajima volcano, Japan, and the effect of wind and atmospheric stability | 27th IUGG General Assembly, Montreal, Canada, V04p-158.         | 2019年7月8日～18日 |
| 中道治久・清水厚・下村誠・Syarifuddin Magfira・井口正人                                 | 桜島における Xバンド MP レーダーとライダー同時噴火観測と   | 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, MIS16-02                                   | 2019年5月26～30日 |

|   |  |  |                               |
|---|--|--|-------------------------------|
|   | 口永良部島噴火のレーダー観測   |  |                               |
| 瀧下恒星・井口正人・園田忠臣                                | 落下速度観測から推定された桜島ブルカノ式噴火の噴煙からの火山灰粒子分離高度と粒径分布                                 | 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, MIS16-P04                       | 2019 年<br>5 月 26<br>～30 日     |
| Suzuki, Y. J., Costa, A., Koyaguchi, T.       | The control of vent geometry on the dynamics of volcanic plumes            | EGU General Assembly 2019, EGU 2019-4372, ポスター発表     | 2019 年<br>4 月                 |
| Suzuki, Y. J., Costa, A., Koyaguchi, T.       | Simulating dynamics of explosive very large eruptions                      | 27 <sup>th</sup> IUGG General Assembly, V04 p-16     | 2019 年<br>7 月                 |
| 新堀敏基・鈴木雄治郎・入山宙・石井憲介・佐藤英一・藤田英輔                 | 移流拡散モデルによる大規模噴火を想定した降下火砕物予測の課題(その3)噴煙ダイナミクスモデルに基づく初期条件                     | 日本火山学会 2019 年秋季大会, P117                              | 2019 年<br>9 月                 |
| 西條祥・小屋口剛博・鈴木雄治郎                               | 降下火砕物インバージョンに向けた火砕物供給源モデルの開発   | 日本地球惑星科学連合 2019 年大会                                  | 2019 年<br>5 月                 |
| 佐々木寛介・井口正人・井上 実・依田隆志                          | ドローンを活用した火山観測手法の実証志  | 第 60 回大気環境学会年会                                       | 2019 年<br>9 月 18<br>日～20<br>日 |
| 丸山 敬・劉美 智・佐々木寛介・井上 実・井口正人・藤田英輔・西村宏昭           | 噴石模型を用いた噴石の落下性状の観測   | 2019 年度京都大学防災研究所研究発表講演会                              | 2020 年<br>2 月 20<br>日～21<br>日 |
| Kim, Y., M. Maki and M. Iguchi, and D.-I. Lee | Characteristics of polarimetric radar parameters of dry volcanic ash cloud | 日本地球惑星科学連合 2019 年大会予稿集, MIS16-P07                    | 2019 年<br>5 月                 |
| Kim, Y., M. Maki and M. Iguchi, and D.-I. Lee | Classification of precipitation and volcanic clouds                        | Extended abstract, 39th Conf. Radar Meteorology, 5pp | 2019 年<br>9 月                 |



|  |  |  |                |
|--|--|--|----------------|
|  | using operational X-band polarimetric radar parameters   |  |                |
| Takaoka, R., M. Maki, S. Fukushima, M. Iguchi, D. Miki, T. Kozono, T. Miwa, and T. Maesaka | Characteristics of particle size distribution of falling ash particles from Sakurajima obtained from laser-optical particle size velocity disdrometer observation data | Extended abstract, 39th Conf. Radar Meteorology, 6pp | 2019年9月        |
| Poulidis, A., Takemi, T., Iguchi, M.   | The Role of Atmospheric Vertical Velocity in the Transport and Deposition of Volcanic Ash  | 2019年度京都大学防災研究所研究発表講演会                               | 2020年2月20日～21日 |
| 井口正人   | 桜島南岳第3活動期の特徴   | 2019年度京都大学防災研究所研究発表講演会                               | 2020年2月20日～21日 |
| 瀧下恒星・井口正人・Poulidis, A.・園田忠臣  | 落下速度観測による桜島ブルカノ式噴火の降下火山灰の噴煙分離高度分布推定の試み   | 2019年度京都大学防災研究所研究発表講演会                               | 2020年2月20日～21日 |

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

### (3) 令和2年度業務計画案

#### ①プロジェクトの総合推進

本委託業務に関連する、次世代火山研究・人材育成総合プロジェクトにおける次世代火山研究推進事業の「課題C サブテーマ3 シミュレーションによる噴火ハザード予測手法の開発」およびサブテーマ3と連携を図りつつ、研究集会を開催する。

#### ②リモートセンシングによる火山灰放出量の即時把握技術開発

霧島、桜島、薩摩硫黄島（レーダー設置は三島村竹島）、口永良部島、諏訪之瀬島においてレーダー観測を継続し、必要なメンテナンス作業も併せて行う。前年度までに桜島を取り巻くように設置したディストロメータによる降灰観測を継続することにより、降灰量と粒径分布の距離依存性を明らかにする。また、噴火頻発期や規模の大きい噴火が発生したときには火山灰採取のキャンペーン観測も実施する。その上で、XバンドMPレーダーにより観測される噴煙の反射強度と地上降灰量、また、ディストロメータの出力値と地上降灰量の関係について、さらに多くの噴火事例を得ることにより、その経験的関係式の精度を上げる。

これまでに設置したGNSSによって得られるLC搬送波位相残差及びSN比と比較的規模の大きい噴火による地上降灰量との関係を調べ、関係式を提示する。

桜島島内に設置した2台のライダーによる火山灰観測を継続する。ライダーで観測可能な火山灰消散係数の上限を決定した上で火山灰消散係数について気候学的解析を行い、大気環境常時監視局データとの照合を行う。火山灰の輸送拡散数値モデルを検証するためのデータセットを作成する。

なお、研究期間中に国内の火山で、噴火の予兆が把握された場合もしくは噴火が発生した場合において、次世代火山研究・人材育成総合プロジェクトのプロジェクト・リーダーが当該火山を対象とした緊急観測の実施を決定した際は、ここで実施する現地観測について、その一部もしくはその全てに代えて緊急観測を実施することを可能とする。

#### ③火山灰拡散予測の高速化技術開発

桜島南西部にある沖小島観測室の既設観測井に設置されている地震計及び傾斜計について、本研究への活用のために引き上げ及び改修作業を行う。このことにより、桜島南西部方面の地盤変動及び火山性微動振幅から求められるブルカノ式噴火発生に伴う噴出率見積もり方式を定式化し、これを降灰量分布から求めた噴出量と比較することにより、地盤変動及び火山性微動振幅データから過去に求めた噴出率推定式を高精度化する。

これまで用いてきたシミュレーション手法においては火山灰粒子の粒径から落下速度を計算していたが、ディストロメータにより観測される落下速度を直接反映できるようにシミュレーション手法を改良する。

課題C3と連携し、噴煙柱形成・火山灰拡散を同時に再現する高精度シミュレーションを実行する。これにより、ブルカノ式噴火の噴火強度に対する噴煙高度と火山灰堆積分布の応答に関するデータベースを充実させる。

#### ④火山灰拡散予測の高精度化技術開発

火山近傍の風速場は気象モデルから WRF により、高分解能しているが、用いる気象モデルと高分解能化の程度によって大きく異なるので、気象モデルと高分解能化の程度を変えて、火山灰拡散シミュレーションを行い、地上降灰量と比較することにより、最適な気象モデルと分解能を決定する。また、鉛直風を入れたシミュレーションを行い、その効果を検証する。さらに、シミュレーションにより、火山地形の影響を踏まえた火山噴煙の大気中への注入による風等の気象場への影響を評価する。

ドローンによる上空の火山ガス、火山灰の濃度を計測(年 2 回程度)し、鉛直プロファイルを把握する。取得したデータにより、地上観測機器や気象データとの比較、気象モデルの妥当性評価等を実施する。

ディストロメータは火山灰粒子の落下速度も計測できるので、観測された落下速度から見かけの粒子比重を求めることにより、火山灰粒子の凝集の程度を評価する、

太陽光パネルへの衝撃試験で用いた噴石は、桜島の火口から 5km 程度離れたところで見られる程度の大きさであり、桜島の大きさを考えると、海岸付近の人家のある所まで飛来する噴石の大きさと考えられる。今後、今回の研究で得られた風速場および噴石の空力特性等を用いた飛散の再現計算を行い、噴石の到達範囲と衝撃力を求め、ハザード予測に活用したい。必要となる噴石の空力特性の把握に関しては、今年度の噴石落下実験では周囲の風速が数 m/s 程度と弱い風であったために、噴石モデルの落下時の相対風速は、噴石の落下速度だけから求めても大きな誤差は生じないと考えられる。しかしながら、強風時の噴石の落下運動を予測するためには、風速場も同時に知る必要があり、山の大きさに比べて小さなスケールの変動を再現する必要がある。これは噴石の落下運動だけではなく、火山灰等の飛散分布も予測にも必要なものであり、風速場の再現計算に関して、次年度以降にも引き続き研究を進める予定である

これらの研究成果を第 11 回火山都市会議および火山学及び地球内部化学協会学術総会 2021 年大会(2 月)において発表する。

#### ⑤火山灰拡散予測のためのオンラインシステムの開発

まず、地震及び地盤変動データから噴出率の、また、レーダー観測により火口直上の反射強度の時系列データを作成する。ディストロメータ観測は地上降灰量を与えるので、地上降灰量の時系列データを作成する。その上で、連続噴火に伴う地盤変動速度や火山性微動振幅やレーダーの反射強度の時間変化と地上降灰量の時間変化を比較して、3 者の関係を明らかにする。

風速場は常に変わるが、WRF を用いた高分解能の風速場の計算には時間を要するため、逐次得ることができない、そこで、過去 1～2 年の気象場に遡り、高分解能風速場データベースを作成し、気象モデルや地上気象観測から得られる現在の気象場に類似した気象場に対応する高分解能風速場をデータベースから抽出する手法を開発する。