

第21輯

NGP 日本物理探鑛株式会社

季刊誌 地質工学 発刊の辞

我が日本物理探鑛株式会社は本年12月(1952年)を以て創立10周年を迎える ことになった。就いてはその記念事業の一つとして季刊誌地質工学を発刊するこ とにした。これは我々科学技術の仕事に携わるものとしては最も相応しいことだ と思ったからである。

記事の内容は物理探鉱(Geophysical Prospecting)と土質力学(Soil Mechanics) を主体とするが、地質工学(Geotechnics)という土木建築に関する応用地質とい う立場から地下水または水文学(Hydrology)、建造物の基礎工、隧道、堰堤の施 工法等も含めたい。また応用地質学という見地からいえば勿論、温泉、鉱床地質等 に関する諸問題も含んでくることになる。

兎に角本誌の内容は我々の事業の定期的な集積の里程標としたい考えである が,一面地質工学に興味と関心を持たれる諸氏に取って有意義な存在となるであ ろうことを確信する。

同好の士の投稿は大いに歓迎することになっているから別項投稿規定によって 活発な合流を期待する。知識と経験の交換によって斯界の進歩と発達に就いて大 いなる寄与をなすであろうことを我等はここに切に念願する次第である。

1952年10月

渡邊 貫

【創刊号より転載】

Where there is a will, there is a way.

(どんな困難な道でも、やり遂げる意志さえあれば必ず道は開ける。)

アメリカ合衆国第16代エイブラハム・リンカーン

地質工学 第21輯

目 次

 ペーパーディスク型地下水流向流速計の計測原理 山口大学大学院創成科学研究科 山本 浩一 ……1
 水中カメラを利用したケーソン内部の空洞調査事例 日本物理探鑛株式会社 北陸支店 北澤 龍之介 ……4
 トンネル調査での地質・土質モデル作成事例 日本物理探鑛株式会社 関東支店 東 浩太郎 ……13
 コムギにおける炭素同位体比と収量形質の相関解析 日本物理探鑛株式会社 九州支店 古賀 文晴 ……17
 蔵王火山 1895 年によるテフラ堆積物と輸送過程

日本物理探鑛株式会社 関東支店 南梨 愛奈 ………21

地質工学 第21輯

目 次

 ペーパーディスク型地下水流向流速計の計測原理 山口大学大学院創成科学研究科 山本 浩一 ……1
 水中カメラを利用したケーソン内部の空洞調査事例 日本物理探鑛株式会社 北陸支店 北澤 龍之介 ……4
 トンネル調査での地質・土質モデル作成事例 日本物理探鑛株式会社 関東支店 東 浩太郎 ……13
 コムギにおける炭素同位体比と収量形質の相関解析 日本物理探鑛株式会社 九州支店 古賀 文晴 ……17
 蔵王火山 1895 年によるテフラ堆積物と輸送過程

日本物理探鑛株式会社 関東支店 南梨 愛奈 ………21

ペーパーディスク型地下水流向流速計の計測原理

山本浩一¹⁾·小野文也²⁾

1) 山口大学大学院創成科学研究科

2) 株式会社大林組

1. 地下水流向流速計測方法

既存の地下水流向流速計測方法は、複数の観測井で 行う多孔式と、単一の観測井で測定を行う単孔式の2 種類に大別できる.多孔式の計測方法にはトレーサー 法や水位測定により水理水頭のコンターを作成して 流動方向を推定する方法がある. トレーサー法は電解 質や染料、同位体、環境 DNA などの人工の指標物を トレーサーとして地下水中に投入し,周囲に設置した 観測孔などでその濃度変化を検出して地下水の流向 および流速を推定する手法である (Drost, 1968). この 手法を用いる条件として,トレーサーが移動過程で吸 着・沈殿が少ないことに加え,ごく低濃度まで検出が 可能であり天然に存在量が少ないことが条件である. さらに毒性がない物質であることも必須条件である (地盤工学会, 2016). トレーサー法の利点は測定さ れる流速が実流速であるという点であるが、地形や地 質も考慮してトレーサーを選定する必要がある.しか し,多数の観測井が必要であり、一般的に観測に長期 間必要であるという欠点がある.

水位測定による地下水流向流速の推定は,3点以上 の観測井で同時刻に水位を測定し,水位等高線から流 向を推定する方法である.流速は水位差から動水勾配 を求め,ダルシー則に基づいて推定する.自記計測可 能な水位計を用いることで少人数でも計測が可能で ある.観測井は30m以下の間隔で配置された3本以 上が望ましく,観測地点を多くすることで高い流向精 度が得られる.周囲の地盤高や動水勾配,透水係数な どの情報を参考に適切な位置に観測井を設定するこ とが重要である.水位測定法は間接的に地下水の流速 を推定するものであり,透水層の広がりを把握してい ないと誤差が生じる恐れがある.透水係数は事前に把 握するか計測することが必要であり,一般的に室内試 験と現地試験の結果に差があるため注意が必要であ る.

一方単孔式の地下水流向流速測定方法は多くの種 類の流速計が開発されている.

熱量法を用いた地下水流向流速計(経澤,2004)は、 内蔵ヒーターで地下水を温め、円周上の温度センサで 温度を観測し、流向と流速を求める装置である.測定 には加熱と冷却で合計2時間が必要であり、適用でき る流速範囲は0.01~1.0 cm/min である.地下水温が急 激に変化する場では測定が難しい.2014年まで市販 され日本全国に普及していたが、2024年10月現在で 市販品の入手は不可能となっている.

電位差を用いた地下水流向流速計測法(平田ら, 1986)はセンサ部にガラスビーズを充填し,地下水と 比抵抗の異なる溶液を注入して電気抵抗を観測し,流 速と流向を求める方法である.低流速の測定が可能で 流向精度が良いが,装置が複雑であり,地下水の電気 伝導率によっては測定が難しい.

粒子追跡法(小林ら,2003)は赤外線カメラを内蔵 し,観測井内を移動する微粒子を撮影して流向流速を 求める方法である.小さい孔径から測定可能で高流速 にも対応できるが,地下水が懸濁していると使用でき ないため,事前に揚水洗浄が必要である.

電源を必要としない装置として著者らにより単ド ット式ペーパーディスク型地下水流向流速計(PDGV) が開発された(山本ら, 2016). PDGV は染料インク をトレーサーとして紙面上に記録できるようにした ものである.観測井への投入から 60 分以内で計測が 完了する. 2024 年現在日本で市販されている唯一の 地下水流向流速計である.本報では本流速測定方法の 基礎原理について述べる.

2. PDGVの概要

図1に PDGV のセンサ部を示す. センサはメラミン フォームと支持体(φ=50 mm) および染料インクが印 刷されたペーパーディスクで構成されている. 測定時 はペーパーディスクをセンサ内に挿入した後観測井に 挿入して一定時間後に取り出す. 観測孔内の地下水流 によりペーパーディスクの紙面上にテーリン グが発生する(図2). このテーリングの方位および 長さを解析して流向・流速を求めるものである. テー リングは目視あるいは画像解析によって求めること ができる. 本法はトレーサーとして染料インクを利用 し, 画用紙に軌跡を記録する手法であるといえる.



図1 PDGV センサ部 (*φ*=50 mm)



図 2 ペーパーディスク上のテーリングの発生状 況

3. PDGV の流向流速計測原理

PGDV は印刷された染料インクの溶出・輸送・紙へ の浸透・吸着を基礎計測原理としている.本測定で用 いている染料インクは市販品のインクジェットプリ ンタ用黒色染料インクである.インクは専用紙(マル マン製画用紙)に印刷されており,さらに画用紙はメ ラミンフォームで挟まれている.

図3はテーリングの発生状況を再現する実験結果 である.流速(0.29cm/min)を発生させ紙面に平行な 方向から観察した状況である.図上左から右に流れが 発生している.ドットから溶出したインクがスポンジ 内の流れに従って紙面とスポンジの間を這うように 伸びていることがわかる.

さらにドット印刷部にアクリル塗料を塗布してイ ンクの溶出を防いだ場合と画用紙の一部にアクリル 塗料を塗布して浸透を防いだ場合のテーリング発生 実験結果を図4に示す.画用紙にアクリル塗料を塗 布した場合(図4a)),その部分だけテーリングが薄 くなっている.インク印刷部にアクリル塗料を塗布し た場合(図4b))はテーリング自体が発生していない. これらのことから,インクは印刷部から溶出して画用 紙近傍のメラミンフォーム内部を移流・分散し,一部 が画用紙に浸透・吸着し,「描画」されることがわか る.移動したインクの分子は,画用紙に浸透・吸着さ れるのはインク分子のメラミン樹脂フォームと画用 紙に対する標準親和力の差によって画用紙に吸着さ れる傾向が生じるからであると考えられる. 図 5 に図 4 a)の拡大図を示している. インクが浸 透していない部分があるが,これは微細な気泡が混入 している部分であるとみられる. 通常の PDGV の観 測の際もスポンジ部に空気が残っていることがあり, その際はテーリングの発生不良を生じる. 従ってスポ ンジの空気を抜くことが重要である. また, アクリル 塗料塗布部は周辺よりも薄くなっており, 浸透が妨げ られていることがわかる.



10 mm

図 3 ペーパーディスクのテーリング発生実験(鉛 直断面, v = 0.29cm/min, 上段:0分後,中段:10 分後,下段:20分後)



図 4 ペーパーディスクのテーリング発生機構の 確認試験結果. A-A'に黒色インクを塗布. a) B-B' にアクリル塗料を塗布したもの, b)A-A' にアクリ ル塗料を塗布したもの, 流速 V=0.29 cm/min.



図 5 テーリング発生実験結果のペーパーの拡大 図(流向は図の右方向,インク印刷幅=3mm)



図 6 計測時間とインク輸送距離の関係(流速 V=0.29 cm/min)

図6にテーリング発生実験のインターバル画像から 取得したインクの輸送距離と時間の関係を示す.試 験紙Aでは溶出したインクの移動距離は計測時間に 比例し,かつ高い正の相関関係があった(R²=0.9958). したがってインクの移動距離と流速に比例関係が成 立することが示された.インターバル画像による染料 インクの輸送距離は計測時間 90 分で 6.67 cm となっ た.スポンジ内部で計測中に流速が一様であるとする と設定流速 0.29 cm/min で 90 分間計測した場合水塊 の実輸送距離は 26.1 cm となる.インクの移動距離に 対する水塊の移動距離の比を取ったものを遅延係数 と定義して式(1) で定義する.

$$\alpha = \frac{L_w}{L_{ink}} \tag{1}$$

ここで、 α :遅延係数、 L_{ink} : ある流速、計測時間 におけるインクの移動距離(cm)、 L_w : ある流速、 計測時間における水塊の移動距離(cm)である.

式(1)より遅延係数αは4.0となった. 遅延係数 αから想定される流速と計測時間から式(2)より発 生テーリング長を予測できる.

$$L_{ink} = \frac{Vt}{\alpha}$$
(2)

ここで、 L_{ink} : ある流速、計測時間におけるインクの移動距離(cm)、a:遅延係数、V: 想定流速(cm/min)、t: 計測時間(min)である.

なお,実際の紙面上のテーリング長は浸透・吸着 現象が介在するためこの輸送距離と同じとはならな い.

4. まとめ

ペーパーディスク型地下水流向流速計(PDGV) の計測原理について解説した.PGDVは印刷され た染料インクの溶出・輸送・紙への浸透・吸着を基 礎計測原理としている.従ってPDGVの計測の際 は紙とスポンジの間の密着度合いやスポンジへの 空気の混入に注意する必要がある.

参考文献

- Drost, W., Klotz, D., Koch, A., Moser, H., Neumaier, F. and Rauert, W. : 1968, Point dilution methods of investigating groundwater flow by means of radioisotopes, Water Resources Research, Vol. 4, No. 1, pp. 125-146.
- 経澤正和,2004, 地下水の流向流速測定「熱量法」による「単孔式」 地下水流向流速計 GFD3 による測定,環境浄化技術, Vol. 3, No. 9, pp. 36-39.
- 小林薫,近久博志,松本和伸,熊谷幸樹,2003,CCD カメラを利用し た単孔法による三次元流向流速測定に関する基礎的研究,地下水 学会誌, Vol. 45, No. 1, pp. 41-48.

平田洋一 ・河西基 ・小松田精吉, 1986, 電位差方式連続地下水流 速流向計の開発.土 木学会第 30 回 水理講演会論文集.土木 学会.pp. 337-pp. 343

- 山本浩一,小野文也,神野有生,関根雅彦,2016,単ドット式ペー パーディスク型地下水流向流速計の開発,土木学会論文集B1,
 - Vol. 72, No. 4, pp. I_907-I_912, 2016.

水中カメラを利用したケーソン内部の空洞調査事例

北澤龍之介¹⁾ 1) 日本物理探鑛株式会社 北陸支店

1. はじめに

港湾施設は,高度経済成長期に集中的に整備さ れたことから,建設後50年以上となる施設が増加 し,老朽化が急速に進行する状況にある.

そこで、平成25年度に国土交通省各地方整備局 等は、老朽化が進展した港湾施設等を対象に集中 点検を実施した.集中点検は、ダイバーによる目 視確認や超音波厚み計を用いた肉厚測定による鋼 材などの状態確認、レーダ探査による岸壁の空洞 確認、ナローマルチビーム測量による防波堤基礎 マウンドの状態確認等が実施された(写真1.1).¹⁾



写真 1.1 集中点検状況

集中点検の結果,810施設のうち306施設(国有施設)で、岸壁の空洞化、桟橋下面のコンクリート剥離、鋼管杭や鋼矢板の肉厚不足などの不具合が確認された(平成25年12月報告時点).平成25年6月には港湾法の改正に伴い、「港湾の施設の点検診断ガイドライン」を策定し、港湾施設の点検診断を定期的に実施することが定められた.2)

様々な点検方法が確立・実施されているが,点 検方法が全ての港湾施設に対応できない場合もあ るため,臨機応変に対応する必要がある.本報告 では,空洞化が確認されたケーソン内部において, 水中カメラを利用して空洞の大きさを把握するこ とを目的とした調査事例を紹介する.

2. 調査概要

令和2年(R2年)の構造物調査で空洞が確認 されたケーソンについて、本調査(令和4年)は ケーソン内部の空洞の大きさに変化が有るかを 確認することが目的である.

内部調査方法は, R2 年調査時に実施した手法 を用いて,比較検討を行った.なお,内部調査実 施箇所の選定については,不明である.

調査箇所は,新潟県内の防波堤である.港外側 に消波ブロックが設置されており,空洞化の要因 は波浪による消波ブロックの移動・衝突によりケ ーソン側壁が損傷し,中詰砂流出が考えられる (写真 2.1).本調査では,空洞調査の他にケーソ ン側壁の損傷状況を確認するため,カメラで側壁 調査を行っており,消波ブロックがケーソンを貫 通していることが確認された(写真 2.2).空洞箇 所は,貫通箇所からの流出入により海水で満たさ れている.



写真 2.1 調査位置



写真 2.2 ケーソン損傷状況

ケーソンは,鉄筋コンクリート製の函であり,防波堤として港湾施設保全のために設置される. 調査対象のケーソンは,3×3桝の鉄筋コンクリートで構成されている(図2.1).



図 2.1 ケーソン概要図

(左図:ケーソン平面図,右図:ケーソン側面図) 調査孔の削孔位置は,隔室中央部,上部工の港 外側端部から 1.0m の位置であり,削孔径はφ 110mm である (図 2.2).



3. 調査方法

3.1 使用機器

主要な使用機器は,カメラ (GoPro: Hero7 black),防水ケース,水中ライト,水中 Wi-Fi ケ ーブル (Bi Wireless Line),タブレット (iPad) である (写真 3.1).水中 Wi-Fi ケーブルは,水中



写真 3.1 主要な使用機器 で遮断されるカメラとタブレットのWi-Fi接続を 可能にするケーブルである.これにより,地上か ら水中を確認しながら手元でのリモート撮影が 可能となる.ただし,水中Wi-Fiケーブルはカメ ラとの相性があるため,使用可能機種が限られる ことに留意する必要がある. 測定機器は、水中カメラの他に加えて塩ビ管 (VP25) とコンベックス(10m)を組み合わせ た機器を作成した.先端部はコンベックスが塩ビ 管内に戻らないように留め具加工を施している (写真 3.2).



写真 3.2 測定機器(上:全景 下:先端部) 3.2 **測定方法**

測定は、イメージ図を用いて説明する(図 3.1). 左図が測定前、右図が測定後のイメージである. 塩ビ管を任意の深度(イメージ図は空洞底面)ま で挿入し、塩ビ管端部のコンベックス数値が測定 前(初期値)となり、初期値を読み取る.初期値 確認後、タブレットでカメラの映像を確認しなが らコンベックスを内壁又は中詰砂に接触するま で押しこんでいき、接触した時点の塩ビ管端部の コンベックス数値が測定後(終了値)となり、終 了値を読み取る.初期値と終了値を差し引いて奥 行値となる.



3.3 測定方向·間隔

ケーソン内部の空洞の大きさを把握するため に,垂直方向,平面方向を測定する必要がある. 空洞の垂直方向は,空洞底面から栗石底面までを 測定する.平面方向の測定間隔は,空洞底面を基 準に0.5m 毎で測定を行う(図3.2).測定間隔は, 底面,底面+0.5m,底面+1.0m…となる.



平面方向の測定について,①港外側,②始点側, ③港内側,④終点側の4方向で測定する(図3.3).



図 3.3 測定方向(平面)

3.4 内部空洞範囲の平面図まとめ方

平面図まとめ方は、縦の長さ(始点側と終点側 の奥行値を加算した数値)、横の長さ(港外側と 港内側の奥行値を加算した数値)から長方形を作 成し、平面的な広がりとした.平面図まとめ方に ついて、イメージ図を用いて説明する(図 3.4). 底面において①港外側 0.7m, ②始点側 0.5m, ③ 港内側 0.2m, ④終点側 0.4m であった場合、縦の 長さは②始点側 0.5m+④終点側 0.4m=0.9m、横 の長さは①港外側 0.7m+③港内側 0.2m=0.9m と なり、底面の内部空洞範囲の平面図は縦 0.9m×横 0.9m となる.

3.5 内部空洞範囲の側面図まとめ方

側面図まとめ方は、港外側と港内側の奥行値を 加算した数値を側面の広がりとした.側面図まと め方について、イメージ図を用いて説明する(図 3.5).底面において①港外側0.7m+③港内側0.2m =0.9m、底面+0.5mにおいて①港外側0.7m+③ 港内側0.4m=1.1m、底面+1.0mにおいて①港外 側0.7m+③港内側0.6m=1.3mであった場合、内 部空洞範囲の側面図は図3.5のように着色範囲で 現せる.

4. 調査結果

本報告では,調査孔 E13-3 の調査結果を述べる. E13-3 の垂直方向を測定した結果,2.11m であっ たため,平面方向の測定深度は底面,底面+0.5m, 底面+1.0m,底面+1.5m,底面+2.0m の計5深度 とした.各測定深度の結果を一覧表にまとめた (表 4.1).表4.1より,底面から底面+2.0m にか けて,奥行値が概ね増加している(終点側底面 +1.0m を除いて).このことから,底面から上方に かけて空洞が大きく発達していることが分かる.

各測定深度において,測定略図と水中カメラに よる内部状況写真と測定状況写真をまとめたデ ータシートを作成した(図 4.1~図 4.5).内部状 況写真からいくつか特徴的な点を述べる.図 4.1 では4方向で中詰砂,港外側に調査孔削孔時のコ ンクリートコアが確認できる.図 4.2~図 4.4 で は港外側にケーソン内壁が確認できる.図 4.5 で は4方向の写真上部に栗石が確認できる.

表4.1を基に平面図および側面図を作成し,結 果図としてまとめた(図4.6).右上に調査箇所の 位置を示し,左側図には各測定深度の内部空洞範 囲の平面図,右下には内部空洞範囲の側面図を示 している.着色範囲が本調査結果,破線範囲が R2年調査結果である.以下に,空洞の大きさ・ 形状について,R2年と比較した結果考察を述べ る.

空洞の大きさについて, R2 年と比較して大き く変化していないと考えられる.空洞の垂直方向 は, R2 年より 0.12m 深い程度であることから, 空洞の大きさはあまり変化していないと考えら れる.

空洞の形状について, R2 年と比較して上方か ら下方にかけて空洞範囲は狭まっている.上方に ある中詰砂が海水の流出入により崩れたことで 下方の空洞範囲が狭まったことが考えられる.以 上のことから上方の空洞範囲は大きくなること が考えられるが,結果として R2 年よりも狭まっ



図 3.4 内部空洞範囲の平面図まとめ方イメージ

削孔箇所底面からの深度	①港外側(m)	③港内側(m)	合計(m)
底面	0.7	0.2	0.9
底面+0.5m	0.7	0.4	1.1
底面+1.0m	0.7	0.6	1.3



図 3.5 内部空洞範囲の側面図まとめ方イメージ

表 4.1 E13-3 測定結果一覧表

	如期荷	①港	外側	②始	点側	③港	内側	④終	·点側
削孔箇所底面からの深度	初知恒	終了値	空洞奥行	終了値	空洞奥行	終了値	空洞奥行	終了値	空洞奥行
底面(6.25m)	7.32	8.04	0.72	7.63	0.31	7.53	0.21	8.23	0.91
底面+0.5m(5.75m)	7.32	8.15	0.83	8.14	0.82	7.96	0.64	8.67	1.35
底面+1.0m(5.25m)	6.18	7.01	0.83	7.70	1.52	7.12	0.94	7.05	0.87
底面+1.5m(4.75m)	6.18	6.98	0.80	8.21	2.03	7.80	1.62	7.70	1.52
底面+2.0m(4.25m)	6.18	7.00	0.82	8.29	2.11	8.14	1.96	7.63	1.45

単位:m



図 4.1 測定深度:底面の測定略図および水中カメラによる内部状況写真と測定状況写真

スパン番号: E13-3



図 4.2 測定深度:底面+0.5mの測定略図および水中カメラによる内部状況写真と測定状況写真



図 4.3 測定深度:底面+1.0mの測定略図および水中カメラによる内部状況写真と測定状況写真

スパン番号 : E13-3



図 4.4 測定深度:底面+1.5mの測定略図および水中カメラによる内部状況写真と測定状況写真



図 4.5 測定深度:底面+2.0mの測定略図および水中カメラによる内部状況写真と測定状況写真





11

ている.要因として,測定者の技量やコンベック スのテープの撓みが考えられる.水中カメラで内 部状況を確認しているが,照明が届く範囲も限ら れており,コンベックスを押し込む測定者の技量 にも依存する.また,コンベックスのテープは浮 力により測定途中で折れることは無かったが,測 定距離が延びるほどテープが撓むため,測定誤差 も大きくなると考えられる.

港外側(各測定深度)および始点側(底面+1.5m, 底面+2.0m)の空洞範囲がケーソンよりも大きい 結果となった要因は,図面と実際の寸法が異なる ことやテープの撓みによる測定誤差が考えられ る.

5. まとめ

本調査では、ケーソン内部の空洞の大きさに変 化が有るか確認するため、R2 年調査時と同様の 手法を用いて、比較検討を行った.R2 年と比較 した結果、空洞の形状は変わっていると考えられ るが、空洞の大きさは大きく変化していないと考 えられる.

本調査方法の課題は、測定者の技量に依存する こととテープの撓みによる測定誤差である.その ため、測定機器をコンベックスなどによるアナロ グ式からナローマルチビーム、3D スキャナ等を 利用したデジタル式に実現できれば、測定者の技 量に依存されず、空洞の大きさ・形状を正確に把 握することが可能であると考えられる.

参考文献

1)国土交通省港湾局,平成25年,資料1 国有港湾施設の集中 点検結果,

https://www.mlit.go.jp/common/001023006.pdf

2)国土交通省港湾局,平成26年,港湾の施設の点検診断ガイド ライン【第1部総論】。

https://www.mlit.go.jp/common/001395791.pdf

トンネル調査での地質・土質モデル作成事例

東 浩太郎¹⁾ 1) 日本物理探鑛株式会社 関東支店

1. はじめに

国土交通省ではデータ活用・共有による受 発注者の生産性向上を意義として令和5年度 より BIM/CIM 原則適用を行っている.地質 調査においても,発注者や設計・施工段階に おいて地質データを活用・共有するため,よ り分かりやすく地質・土質モデルを作成する 必要がある.

本稿ではトンネル施工に伴う土質ボーリ ングを行った調査を基に地質・土質モデルを 作成し、トンネルと地質の位置関係や設計・ 施工上の留意点を視覚化した事例を紹介す る.

2. 地質・土質モデル

初めに BIM/CIM および地形・土質モデル について, 概説する.

BIM/CIM は、測量・調査、設計、施工、維 持管理・更新の各段階において、情報を充実 させながら BIM/CIM モデルを連携・発展さ せ,併せて事業全体にわたる関係者間の情報 共有を容易にすることで,一連の建設生産・ 管理システム全体の効率化・高度化を図るこ とを目的としている. ¹⁾BIM/CIM モデルには、 「地形モデル」、「地質・土質モデル」、「線形 モデル」,「土工形状モデル」,「構造物モデル」, 「統合モデル」がある1)が、本稿では今回作 成した地形・土質モデルについて「BIM/CIM モデル等電子納品要領(案)及び同解説 令和 4年3月 国土交通省 をもとに詳細を記す. 地形・土質モデルは大きく分けて, ボーリン グモデル,準3次元地盤モデル,3次元地盤 モデルの3種類がある.

ボーリングモデルは、ボーリング柱状図や 土性図等から作成される BIM/CIM モデルで ある.ボーリング柱状図に記載された工学的 地質区分名・現場土質名といった地質・土質 情報そのものを BIM/CIM モデルにした調査 結果モデルや、地質学的・地盤工学的解釈を 加えた 地層 区分に 基づいて作成される BIM/CIM モデルである推定・解釈モデルが ある. 準3次元地盤モデルは、地質平面図や地質 断面図等を3次元空間に配置した BIM/CIM モデルである.3次元地形サーフェスに地質 平面図やオルソ空中写真を張り付けて作成 するテクスチャモデル(準3次元地質平面図) や2次元図面である地質断面図等を平面図上 の断面線に沿って3次元空間に配置した準3 次元地質断面図がある.

3次元地盤モデルは、地質・土質調査結果 を基に、様々な情報を地質学的な解釈を加え て総合的に表現したモデルである.地層や岩 盤分類、土軟硬区分などの境界面を表現した サーフェスモデルや、地層そのものを立体と して表現するソリッドモデルがある.

地質・土質モデルを作成・活用する上での 留意事項として,不確実性が挙げられる.地 形や構造物等のモデルは実際の形状を表現 したものであるのに対し,地質・土質モデル は地質・土質調査の成果から推定された分布 や性状を表現しているものであることから, 地質・土質情報の種類や数量,またモデル製 作者の考え方など様々な条件に依存し、不確 実性を含んでいる.1)そのため,不確実性の程 度やその影響について,関係者間で共有・引 継ぎを行う必要があり,後工程で新たな情報 が得られて場合に,不確実性の検証作業がで きる状態にしておく必要がある。2)また、地 質

・土質モデルの品質は、モデル作成時点に おける地質・土質調査の質と量に依存するも のであり、事業の進捗に応じて地質・土質モ デルの品質を必ずしも確保できないため、構 造物等で適用する「詳細度」と同様の考え方 を適用することに無理があることから、地 質・土質モデルに対しては「詳細度」を適用 しないこと 1)としている.

次項より今回作成した地質・土質モデルに ついて説明する.

3. 調査方法

本調査ではトンネル下部1D 区間の下端を 掘止深度とし8本のボーリング調査を行っ た.本調査8本のボーリング結果と既往調査 16本のボーリング結果を基に縦断方向に地 質断面図を作成した.

地質調査結果を基に,トンネル施工位置を 中心とした東西方向1200m,南北方向5000m の範囲で地質・土質モデルを作成した.

作成したモデルは地形モデルと地質・土質 モデルである.地形モデルは国土地理院数値 標高データ(5m メッシュ)を用いてサーフェ スモデルを作成した.地質・土質モデルはボ ーリングモデル,準3次元地盤モデルのうち 準3次元地質断面図,3次元地盤モデルのう ちサーフェスモデルとソリッドモデルを作 成した.ソフトウェアは Autodesk Civil3d と GEORAMA for Civil3D を使用した.

4. 地形地質概要

(1) 地形概要

本調査地は台地に位置する.起伏の少ない 平坦な地形であり比較的安定した台地が形 成されている.調査区間内の河川や旧河道に は谷底低地が形成されている.

(2) 地質概要

本調査地の地質層序表を表-1に示す.また 図-1に推定地質断面図を示す.本調査では前 期更新世に堆積した海成層が最下位に見ら れた.この海成層は固結シルトを主体とする 地層(洪積層5層)と締まった砂を主体とする 地層(洪積層4層)に区分される.調査地北側に は洪積層4層,調査地南側には洪積層5層が堆 積していた.この上位に中期更新世~後期更 新世前半に堆積した浅海~汽水~陸成の堆 積物からなる地層が見られた(洪積層3層). こ の層はやや締まった砂層を主体とし、礫層・ 粘土層を伴う.この上位に後期更新世に堆積 した段丘礫層が見られた(洪積層2層). この上 位に降下火山灰が堆積した地層が見られた (洪積層1層). 河川や旧河道による谷底低地沿 いには軟弱な沖積粘性土層が堆積していた (沖積層).

5. 地質・土質モデル及び視覚化資料 (1) 地質・土質モデル

図・2に作成した地質・土質モデル(ボーリン グモデル(左上),準3次元地質地盤モデルのう ちの準3次元地質断面図(右上),3次元地盤モ デルのうちのサーフェスモデル(左下),ソリ ッドモデル(右下)を示す.作成モデルは水平 方向に対して垂直方向を20倍にして表現し ている.



図-1 推定地質断面図

表-1 地質層序表

時	代	記号	地質区分	地層名
	現世	В	表層土	盛土層
	完新世	Ac	沖積層	粘性土層
<i>দ</i> দ		Dv1	洪積層1層	火山灰層
弔		Dg2	洪積層2層	礫質土層
	更	Dc3		粘性土層
		Ds3	洪積層3層	砂質土層
四		Dg3		礫質土層
	新	Dc4		粘性土層
		Ds4	洪積層4層	砂質土層
% ⊐		Dg4		礫質土層
不亡	世	Dc5		粘性土層
		Ds5	洪積層5層	砂質土層
		Dg5		礫質土層

(2) トンネルと地質の重ね合わせ

ソリッドモデルをトンネル計画線で分割し, トンネル施工位置を示したものが図・3 であ る.また横断方向の地質とトンネルの関係を 図・4 に示す.

トンネル施工区間およびトンネル上位1D, 下位1D 区間のうち,南側は粘性土層を主体 とする洪積層5層区間(図・3左側,図・4左上・右 上)が確認された.洪積層5層の粘性土は,N 値50以上の固結シルトであった.北側は砂質 土層を主体とする洪積層4層区間(図・3右側, 図・4左下・右下)が確認された.洪積層4層の 砂質土はN値50以上の締まった地盤であっ たが,土質性状によっては掘削時に空洞・陥 没や地下水による湧水について注意が必要 である.

またこの区間において、洪積層4層区間で

は礫質土のレンズ層(図-4右下 Dg4層)が確認 された.地層中に含まれる礫が大礫径の場合 スクリューコンベアの閉塞の恐れがあるた め注意が必要である.洪積層5層区間では砂 質土のレンズ層(図-4右上 Ds5層)が確認され た.不透水層に挟まれた透水層であり,被圧 地下水に注意が必要である.

トンネルと地質の重ね合わせにより留意 点として挙げられた砂質土の空洞・陥没お よび被圧地下水について検討する.

(3) 空洞・陥没

表-2にトンネル掘削による空洞・陥没の 恐れのある土質をまとめた表を示す.トン ネル上位1D 区間およびトンネル施工面に おいて,粘性土では N 値5以下,砂質土で は均等係数 Uc5以下,細粒分含有率15%以 下,礫質土では200mm 以上が対象となる. 今回調査地北側で確認された洪積層4層の 砂質土層および礫質土層が室内土質試験 の結果、対象となるため,空洞・陥没に注 意が必要である.

(4) 被圧地下水

ソリッドモデルをトンネル計画線に沿って切断したものに本調査ボーリングモ デルと現場透水試験箇所を示したものが 図-5 である.全試験において被圧地下水が



図-3トンネルと地質の重ね合わせ(水平方向:垂直方向=1:20)



図-4 南北距離1000m(左上)・3000m(右上)・4000m(左 下)・4200m(右下)での横断方向の地質とトンネルの 関係



左上:ボーリングモデル(赤:本調査,緑:既往調査),右上:準3次元地質断面図

左下:サーフェスモデル,右下:ソリッドモデル

表-2 トンネル掘削時,空洞・陥没の恐れのある土質

区間	土質	特徴	対象地質
上位	粘性土	N值5以下 ³⁾	-
1D 区間	砂質土	均等係数Uc5以下 ⁴⁾ 細粒分含有率15%以下 ⁴⁾	Ds4•Dg4
	粘性土	N值5以下 ³⁾	-
トンネル 施工面	砂質土	均等係数Uc5以下 ⁴⁾ 細粒分含有率15%以下 ⁴⁾	Ds4
	礫質土	礫径200mm以上 ³⁾	_



図-5 現場透水試験実施箇所(水平方向:垂直方向=1:20)



図-6 洪積層4層砂質土層の平衡水位面(青緑面)とト ンネルの関係(水平方向:垂直方向=1:1)

確認された. 試験を実施した地層のうち, 影響区間で実施した砂質土層の平衡水位結果より推定した平衡水位面とトンネル施工位置の関係を図-6に示す. 洪積層4層砂質土層においてトンネル施工位置より高い平衡水位を持つ被圧地下水が確認されたため, 湧水や掘削に伴う地山のゆるみなどへの対策が必要となる.

6. まとめ

今回トンネルと地質の位置関係の把握や 設計・施工上の留意点の視覚化を目的として 3次元地質モデルを作成した.説明にあたっ ては,画像や動画とともにタブレットを使用 して実際にモデルを動かしながら説明を行 った. 普段から2次元の図面を使用している 方には,準3次元地質断面図が分かりやすい と判断した.サーフェスやソリッドモデルの 説明を行う際に,準3次元地質断面図も併せ て使用したところ客先や設計・施工技術者等 への理解を得やすいと感じられた.またトン ネルの3次元モデルと地質モデルを併せて表 示することにより,施工位置と地質の関係や 原位置試験結果,地質リスクの把握がしやす くなった.

今回は地質調査結果の共有を目的として BIM/CIM モデルの作成を行った.令和6年7 月に行われた国土交通省の第12回 BIM/CIM 推進委員会において,今後の BIM/CIM の進 め方について,3次元モデルと2次元図面の連 動や積算・データ連携・出来形管理・情報共 有を BIM/CIM モデルによって効率化できる よう進める方針が示された.併せて令和5年 原則適用により変更した内容等が各種基準 に反映できていないことから,BIM/CIM 取 扱について整理した要領を検討されていた.

BIM/CIM モデルの活用は順次拡大,高度 化されている. BIM/CIM モデルを目的に沿 って作成し,活用・効率化できるよう,情報 収集を行っていきたい.

参考文献

- 国土交通省,2022年,BIM/CIMモデル等電子納品要領 (案)及び同解説
- 一般財団法人 国土地盤情報センター,2022年,3次元 地質・土質モデルガイドブック
- 3) 国土交通省近畿地方整備局道路部,2007年,シールド 工事占用許可条件と解説(案)
- 4) 土木学会トンネル工学委員会,2016年,2016制定トン ネル標準示方書[山岳工法編]・同解説

コムギにおける炭素同位体比と収量形質の相関解析

古賀文晴¹⁾ 1) 日本物理探鑛株式会社 九州支店

1. 序論

近年,気候変動に伴う作物の栽培環境の悪化(干 ばつ,洪水,熱波,低温など)が局所的に発生し, 従来の栽培環境と異なる状況が多数発生してい る.例えば,干ばつを例にすると,オーストラリ アの東部では,2018 年から 2019 年に起きた干 ばつの影響により,2017 年度比で小麦生産量 18%減少し,1792 万トンと収量が大きく減少し た¹⁾.また,将来的に起こる水不足に関しても危惧 されている. Aditi Gupta らの予測によると, 2050 年までに,人口の増加により,必要な耕作 地の量が増加するが,実際に耕作地の増加はほと んど見込めないこと,および利用可能な淡水の量 は減少することが予測されている²⁾.

以上のことから、コムギの耐乾性の向上は早急 に解決すべき問題であるといえる. 乾燥による収 量減少は, 乾燥環境での気孔閉鎖による光合成活 性の低下によってもたらされる. 乾燥ストレスは アブシシン酸(ABA)の合成を誘導し、その応答に よって気孔閉鎖が起こる.気孔閉鎖によって蒸散 が抑制され、植物体内の水が保持される一方で、 二酸化炭素の取り込み量が減少し、光合成活性に 悪影響を与える. このガス交換の阻害による同化 産物の合成量の低下によって, 収量減少につなが ることが懸念される.この気孔開度をコントロー ルすることによる耐乾性の強化は、水の損失とガ ス交換の間でトレードオフの影響を包含してい るが、先行研究において、ABA 受容体を高蓄積 するコムギ系統は気孔を閉じ気味に保ちつつも, 光合成活性を低下させず, 生育に悪影響を与えな いことが知られている³⁾.

そこで、パンコムギに対し化学的変異源エチル メタルスルホン酸(EMS)によって、ABA 受容体 遺伝子を含むすべての遺伝子にランダムに自然 突 然 変 異 誘 導 された系統群(TILLING, Targeting Induced Local Lesions in Genomes) から、気孔が閉じ気味であっても収量に影響を与 えないような特徴を持った系統を探索するため、 気孔開度と収量性形質の相関関係を解析し、有力 系統の選抜を試みた.生育期間を通した気孔開度 の簡便な評価方法として、登熟を終え、枯死した 植物組織の炭素安定同位体比(12C と 13C の割合, δ¹³C)を調べる方法が知られている.植物が生育期 間中に同化した CO₂ に含まれる 2 つの炭素同位 体を調べることで、その期間の気孔開度を評価することが可能である⁴⁾.

本研究では、上記のδ¹³C を耐乾性の指標として 127 の TILLING 系統を用いて収量形質との相関 を調べた.

2. 材料と方法

供試植物パンコムギに対し化学的変異源エチ ルメタルスルホン酸(EMS)によって,ABA 受容 体遺伝子を含むすべての遺伝子にランダムに自 然 突 然 変 異 誘 導 された 系 統 群 (TILLING, Targeting Induced Local Lesions in Genomes), 第4世代 127 系統を収量解析の対象とした

学名 Triticum aestivum cv.

(品種)Cadenza The UK Germplasm Resources Unit

(<u>https://www.seedstor.ac.uk/shopping</u> cart-tilling.php)より購入.

栽培地

鳥取大学乾燥地研究センター 実験圃場

収量調査

TILLING コムギ 127 系統の穂数, 穂重を計 測した後, コムギを脱穀し種子重, 種子数を計測 した.

炭素同位体比分析サンプルの調製

標準試料

Alanine 1.000mg(C 含有量 400μg, δ 13C =-25.549) Glycine 1.264mg (C 含有量 400μg, δ 13C =-33.249)

サンプル

上記コムギを乾燥させた止め葉(1~2mg)

これらを錫カプセル(76981126,昭光サイエン ス)に包み,供試した. 標準試料は機器の性能評価に使用した.

炭素同位体比分析

分析機器 安定同位体比質量分析装置 (EA/IR-MS, Thermo Fisher Scientific) δ 13C 算出方法

次式を用いて算出し,得られた6反復の数値か ら最小二乗平均を算出した.

δ13C(‰)=(R サンプル/R 標準物質-1)×1000

R=13C/12C

標準物質

(米国サウスカロライナ州の PeeDee 層から出土 したヤイシ類の化石(Pee Dee Belemnite: PDB).

錫カプセルに包んだサンプルを安定同位体比質 量分析装置に供試した.

3. 結果

収量評価と気孔開度の評価の基準を,親系統である C0000 として,有力系統の選抜を行った.

3.1 穂数と 8130 の相関

δ¹³C の値と穂数について R=0.3548 で弱い相 関が見られた(図 1a).また, C0207, C1289, は穂 数が非常に少なくなっていた. これは生育段階で 発生した病虫害の問題だと考察した.

また、穂数のヒストグラムに関しては、右裾ひ き型の分布となった(図 1b).また、基準とした C0000と、穂数の収量性形質が同様の系統が多い 傾向があった.

3.2 穂重と 8130 の相関

δ¹³C の値と穂重について R=0.4198 でやや相 関が見られた(図 2a). また,穂重と穂数の散布図 が似ているが,これは穂数と穂重の相関が強いこ とが原因だと考えられた.

また, 穂重のヒストグラムに関しては, 一般形 の分布となった. (図 2b) 基準とした C0000 よ りも, 穂重の収量性が低い系統が多い傾向があっ た.

3.3 種子重と 8130 の相関

δ¹³C の値と種子重の値について R=0.4485 でや や相関が見られた(図 3a). 今回検証した項目の 中では,最も相関が強く出ていた.

また,種子重のヒストグラムに関しては,右裾 引き型の分布となった(図 3b).種子重に関しては, 基準とした C0000 系統よりも収量性が低い系 統が多い傾向があった.

3.4 種子数と 8130 の相関

δ¹³C の値と種子数の値について R=0.3052 で弱 い相関が見られた(図 4a). 今回検証した項目の 中では,相関が最も弱かったが,C0000 よりも δ¹³C が高く,種子数の多い系統は C0024 だけで なく,C0266,C1648,C0589,C1709 と,多く の系統が選抜できた.

また,種子数のヒストグラムに関しては,一般 形の分布となった(図 4b). 種子数に関しては, 基準とした C0000 系統と収量性形質が同様の系 統が多い傾向があった.



図 1. (a) δ¹³C と穂数の散布図.縦軸は穂数, 横軸 はδ¹³C の値. 各点は6個体の平均を示す. (b)穂 数のヒストグラム. 赤矢印の部分は C0000 が属 する分布を示す.



図 2. (a) δ¹³C と穂重の散布図. 縦軸は穂重, 横 軸はδ¹³C の値を示す. 各点は6個体の平均を示 す. (b) 穂重のヒストグラム. 赤矢印の部分は C0000 が属する分布を示す.



図 3. (a) δ¹³C と種子重の散布図. 縦軸は種子重, 横軸はδ¹³C の値を表す. 各点は6 個体の平均を示 す. (b) 種子重のヒストグラム. 赤三角で示す部 分は C0000 が属する分布を示す.



図 4. (a) δ¹³C と種子数の散布図. 縦軸は種子数, 横軸はδ¹³C の値を表す. 各点は6 個体の平均を示 す. (b) 種子数のヒストグラム. 赤三角で示す部 分は C0000 が属する分布を示す.

4. 考察

図 4 に示したように、 δ^{13} C と分げつ期、生殖 成長期,種子成熟期との関係について言及するこ とができると考える. 穂数を決定する要因は栄養 成長期での分げつ形成数に依存するため, 穂数と δ¹³C の相関関係は栄養成長期時点での光合成活 性の強さと分げつ形成の関係を説明できる.同様 に考えると, 穂重, 種子数は穂に形成する小花の 数に依存することから、とδ¹³Cの相関関係は、生 殖成長期での光合成活性の強さと小花の数との 関係を説明できる. 種子重は, 種子の成熟度を示 す指標であるから,種子形成期での光合成活性の 強さと種子成熟度の関係を説明できる. このこと から,図1において、収量形質の中で種子 (R=0.4486), 穂重(R=0.4199)の順でδ¹³Cと相関が 強かったという結果は、コムギの成長期のうち、 種子成熟期でδ¹³C と光合成活性の相関が最も強 く表れていると考えられる.このことは、今回用 いたサンプルが止葉であることから、そこでの同 化産物が主に種子の肥大化に使われ、種子重との 相関が強く出たためであると考えられる.

一般に水が十分に利用できる生育環境の場合, δ¹³C の値が低い個体は光合成 活性が高く,他の 系統に比べより多くの収量を期待することがで きる.実際に大西らはコムギの多収品種はδ¹³C が 低いことを報告している5).しかし、今回の結果 では、C0024 のように大西らの見解と矛盾する 系統が見られた. そこで, 水の供給が十分でない 乾燥条件での場合を考えると、δ¹³Cの値が低い個 体 は乾燥に弱く、乾燥ストレスを受けて減収す る可能性がある.逆に、δ¹³Cの値が高い系統は乾 燥ストレスを受けにくいがガス交換効率が悪く, 収量が抑えられる可能性がある. つまり, C0024 は「気孔が閉じ気味であっても収量に影響を与え ない」ような特徴を持った系統であると考えられ る. このような系統が 選抜された理由としては, 先行研究の実験圃場は北見農試の湿潤な土壌で 行われたことに対し、今回の実験は鳥取砂丘の砂 地圃場で行われたため,土壌水分量が低くなった ことでそこで栽培されたコムギに乾燥ストレス がかかり, δ¹³Cの値が低いものに対してわずかば かりの収量被害が出たためと考えられる.

参考文献

 Aditi Gupta, Andrés Rico-Medina, Ana I. Caño-Delgado, The physiology of plant responses to drought (2020) Science 368, 266–269

 Farquhar, G. D., Ehleringer, J. R. and Hubick, K. T. (1989) Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol. 40, 503–537.

3. Mega R, Abe F, Kim JS, Tsuboi Y, Tanaka K, Kobayashi H, Sakata Y, Hanada K, Tsujimoto H, Kikuchi J, Cutler SR, and Okamoto M*. (2019) Tuning water use efficiency and drought tolerance using ABA receptors. Nature Plants 5, 153-9

4. 大西志全(2021)葉面温度,イオノームおよび炭素同位体比により明らかになった北海道の小麦多収品種・系統の特徴.日本育種学会第 139 回講演会

5. 松本史豪,12 年ぶり小麦輸入へ干ばつで不作」日本経済新聞 (nikkei.com) 2019 年 5 月 16 日 日本経済新聞

蔵王火山 1895 年によるテフラ堆積物と輸送過程

南梨 愛奈¹⁾ 1) 日本物理探鑛株式会社 関東支店

1. はじめに

テフラとは、大きさ、形状、化学組成を問わず火 山から噴出される全ての火砕物の総称である (Fagents et al., 1991). 火山が噴火すると、ガスと 共にテフラが噴出し、火口上に噴煙柱が形成され る. 噴出したテフラは、噴煙柱から降下し、地面に 堆積する. テフラは火山の周辺に住んでいる人々 に大きな危険をもたらす.水,電気の供給や交通 等のインフラの混乱,火山岩塊による建物の倒壊, 呼吸器官への影響等の被害がある. 例えば, アイ スランドのエイヤフィヤトラヨークトゥル山2010 年噴火では、火山灰は南東部に範囲を広げてヨー ロッパのほぼ全域を覆い、約30カ国で空港が閉鎖 し、6万便強が欠航した被害があった(『日本経済新 間』2010. 4.19). このことから、テフラ堆積物の 理解を深めることは公共の安全を確保する上で重 要である.

テフラの粒度は様々であり粒径は、64 mm 以上 の火山岩塊、32~64 mmの火山礫、2~1/16 mmの 火山灰, 1/16~1/256 mm のシルト, 1/256 以下の粘 土に分類される. テフラの粒度は、火口からの距 離,水蒸気噴火やプリニー式噴火といった噴火の 様式から変化する.このことから、テフラの輸送 過程を考える上で粒度分布が重要である.また、粒 度分布は, 噴煙柱の形, 高さといった噴煙柱の様 子からも変化する. 噴煙柱の形は, 風速と大きく 関係している. 噴煙柱の上昇速度が風速より大き い場合, 噴煙柱は strong plume, 噴煙柱の上昇速 度が風速より小さい場合, 噴煙柱は weak plume として発達する(図 1). Strong plume は、噴火時の 推進力により上昇するガス推進域、大気を取り込 むことにより膨張し浮力が支配する対流域,大気 と噴煙柱の密度がつりあうことにより水平方向の 広がりを特徴とする傘型域の3 つの領域に分けら れる. Weak plume は、噴火すると風により噴煙柱 が風向に大きく曲げられる.本研究の対象である 蔵王火山 1895 年噴火の噴煙柱は、巨智部 (1896) のスケッチ(図 2)より strong plume であったと考 えられる. Miura et al. (2012) では、スケッチから 噴煙柱の高さを約 350 m と推定した. スケッチの 正確性が低く、同規模の噴火である御嶽山 2014年 噴火の噴煙柱の高さは 7.8 km(Oikawa et al.,

2016)であることから, 噴煙柱の高さの再考が必要 であると考えられる.



破線は大気と噴煙柱の密度がつり合う高さ

蔵王火山 1895 年噴火のテフラの到達範囲は図 3 の範囲であり、火口から東北方向に大きく堆積し ている(巨智部, 1896). テフラの輸送過程を考える うえで、さまざまな地点のテフラ堆積物を採取す る必要がある.以上より、野外調査で得たテフラ 堆積物の粒度分布と層厚をもとに、蔵王火山 1895 年噴火のテフラの輸送過程を解明することを本研 究の目的とする.



図2 蔵王火山 1895 年 9 月 27 日噴火の噴煙の様子 (Miura et al., 2012)



図3 1895 年噴火噴出物の到達範囲(巨智部, 1896)

1.1. 蔵王火山の概要

蔵王火山は宮城県と山形県の県境に位置する活 火山であり,熊野岳,刈田岳,五色岳などからなる 山体である(図4).蔵王火山の活動開始時期は約 100万年前であり,何度かの休止期間を経て現在 まで活動が続いている.活動期は,伴ほか(2015) より6ステージに分けられる.ステージIは,約 100万年前の活動期であり,玄武岩質マグマの水 中噴火で特徴づけられる.ステージII〜ステージ Vは,安山岩質マグマの活動で特徴づけられる. ステージIIは約50万年前,ステージIIは約35〜 25万年前,ステージIVは約25〜20万年前,ステ ージVは約13〜4万年前の活動期である.ステー ジVIは約3.5万年前以降の活動期であり,玄武岩 質安山岩〜安山岩質マグマの爆発的噴火で特徴づ けられる.



<u>https://maps.gsi.go.jp/#15/38.137161/140.451894/&base=</u> <u>std&ls=std&disp=1&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0f1</u>, 11 月 3 日閲覧, 一部加筆)

1.2. 蔵王火山 1895 年噴火

1895年噴火は最新活動期であるステージVIに 含まれる.1894~97年にかけての一連の噴火であ る. その中でも 1895 年噴火は、1895 年 2 月 15 日,2月19日,8月22日に小規模な水蒸気噴火が 発生し,9月27日~28日に1895年噴火の中で最 も規模が大きい水蒸気噴火が発生した.火口は御 釜(巨智部, 1896)であり, 1895 年噴出物は主に熱 水により変質したテフラで構成されている. 1895 年10月に行われた調査では、1895年噴火の降灰 範囲は火口から北東約20kmまで覆っていた. 1895年噴火の噴出量は、約0.00023 km^3 である (杉下 2019MS). Miura et al. (2012)では, 1895 年 噴火の堆積物を火山地質学的に6層(Layer 1~ Layer 6)に分類した. Layer 1 は 2 月 15 日噴火, Laver 2 は 2 月 19 日噴火, Laver 3, Laver 4 は 8 月 22 日噴火, Layer 5, Layer 6 は 9 月 27 日~28 日噴火で堆積したものである.

Layer 6 は, 1895 年噴火の中で最も体積が大き

い層であり、1895年噴火以降、規模の大きい噴火 が蔵王火山で発生していないことから、Layer 6 はテフラの輸送過程を考えるうえで重要な層であ る.よって本研究では、Layer 6 を対象とする.

2. 野外調査と1895年堆積物

蔵王火山の 1895 年噴出物が堆積した範囲にお いて、野外調査を行った.調査は、火口より東側 1 ~2 km 地点と馬の背を中心に行い、その調査地点 を図 5 に示す(全 23 地点).火口周辺では Layer 6 を観察できた地点が多かったが、火口 1 km 以上 離れた地点では、1895 年噴火の層を観察できた地 点が 2 地点のみであった.野外調査では、地層を 観察し、Layer 6 の採取を行った.観察した層の柱 状図を図 6 に示す.

Layer 6 は熱水により変質した灰色の火山灰(図 7)に支配されていて、Layer 5 の上にシャープな 境界をもって重なる層である.灰色の層には、1 cm以下の変質した類質岩片が含まれていたほか、 礫サイズのスコリア、変質していない安山岩片が 含まれていた.地点1では、Layer 6 の下に Layer 5 を観察することができた.

Layer 5 は, layer 6 と同様に灰色の火山灰に支 配されている層であり, 1 cm 以下の変質した類質 岩片, 礫サイズのスコリア, 変質していない安山 岩片が含まれていた. Layer 6 と異なる点は, 火山 灰層の色調が Layer 6 に比べ黒色が強い灰色であ ったことである. 地点 3, 12, 14, 17, 18, 19, 20, 21, 22 に関しては, Layer 6 の上に Layer 6 とは色 調が異なるテフラ層が観察された. この層につい て, 本研究では表層とする. 1895 年噴火以降, 蔵 王火山で大きな噴火がないことから, 表層は 1895 年噴火で堆積したものであると考える.



図5 調査を行った地点 ●は, Layer 6 が確認できた地点, ●は, Layer 6 が確認で きなかった地点 黄色の範囲は 1895 年噴出物が堆積したと考えられる範囲 (巨智部 (1896)より作成)



図6 観察した層の柱状図. 柱状図上の番号は調査地点.



図7 採取した Layer 6 のテフラ

2.1.層厚

野外調査では, Layer 6 の採取と供に, Layer 6 の層厚を測り(図 8), 単位体積当たりの質量を求めた(表 1).



図 8 観察した Layer 6 を含むテフラ層状

	表1	本研究の各調査地点と各層の	
単位す	面積あ	たりの質量 [g/m²] . []は単位を表 [、]	す

調査地点	$MPA[g/m^2]$
1	150000
3	60000
9	10000
12	40000
13	170000
14	230000
15	250000
16	20000
17	100000
18	70000
19	80000
20	150000
21	60000
22	120000
23	200000

図9AはMiura et al. (2012)において作成され た等層厚線図である.本研究の各地点の層厚と Miura et al. (2012)の層厚から,新たに等層厚線図 を作成した(図9B).今回の調査では,Miura et al. (2012)の調査では比較的少ない火口西側の馬の背 付近を重点的に調査した.Miura et al. (2012)の等 層厚線図と比較して変化したところは,火口西側 の馬の背付近でも20cmの層厚を確認できたこと により,等層厚線が西側に伸びた形をしているこ とである.この図から,Layer 6の等層厚線図の特 徴としては,20 cm 以上の層厚は同心円状に堆積 し,5cm 以下の層厚は東北側に開いた形をしてい るといえる.

また,図9Bの水色の直線に対して火口からの 距離と層厚の関係を表したものが図10である.こ れより,火口から600m付近までは600m以遠よ り層厚の減少幅が大きいことがわかる.

以上より、Layer 6は、火口中心付近の層は厚く 同心円状に堆積しているが、中心から少し離れる と層が急激に薄くなるという特徴があるといえる. ここで、Strong plume と weak plume のそれぞれ の層厚の特徴として、strong plume は火口から離 れると層が同心円状に急激に薄くなるが、weak plume は風下側に層が伸び、火口から近い部分の テフラ堆積物の薄さが顕著ということが挙げられ る(Fagents et al., 1991). この層厚の結果のみから は、蔵王火山 1895 年噴火の噴煙柱は strong plume の特徴がよく見えるといえる.







図 10 図 9 B の水色の直線部分に対する 火口からの距離と層厚の関係

2.2. 粒度分布

採取した Layer 6 のテフラは 100 $^{\circ}$ Cのオーブ ンで乾燥させた後, 乾式によるふるいを用いた粒 度分析を行い, テフラを-5~4 φ (φ = $-\log_2 d$, d はテフラの直径 [mm])の大きさに分けた. 乾式に よるふるいを用いた粒度分析を行った後,さらに 湿式によるふるいを用いて各粒径の重さを測定し, 粒度分析を行った.4 φ以下のテフラは、レーザー を用いた粒度分析装置(山形県工業技術センター, 日機装(株)製マイクロトラック MT3300EX II (湿式/乾式仕様))を用いて,さらに細かく分析 した.

粒度分析の結果, -5~10 φの範囲の粒度分布を 得た.各地点の粒度分布の平均値と淘汰度(標準 偏差)を表2に示す.また,粒度分析の結果をヒ ストグラムにまとめたものを図11に示す.

表 2 本研究の各調査地点の Layer 6 の平均値, 淘汰度(標 準偏差), 各地点の火口からの距離. []は単位を表す.

調査地点	平均值	淘汰度	火口からの
	[φ]	[φ]	距離 [m]
1	1.33	4.12	486.3
3	3.18	3.22	755.6
9	-0.79	1.68	3269.6
12	2.99	3.02	1520.0
13	1.79	3.28	586.2
14	2.12	3.58	585.5
15	1.96	3.03	686.8
16	1.54	2.15	723.8
17	1.67	3.57	792.8
18	0.52	3.29	650.9
19	1.35	3.12	829.6
20	2.99	3.24	629.7
21	1.98	2.59	848.1
22	2.87	3.34	537.3
23	2.07	3.59	667.5









図 11 各地点の粒度分布. 縦軸は Weight [%], 横軸は粒径[φ], グラフ左上の数字は調査地点

 ら離れると層が急激に薄くなるという特徴があったため、堆積したテフラが少なく、層が侵食された可能性が高いと考えられる.地点9は、採取できたLayer6が少量であったことから、4.0 ¢以下の粒度分析を行うことが不可能であった.

一般的に、テフラ堆積物の粒度分布は、凝集の 有無によって特徴が変わる.凝集がない噴火の場 合は、ヒストグラムのピークが明瞭であるが、凝 集が頻繁に起こる噴火は、ヒストグラムのピーク が不明瞭である.これは、粒径が小さいテフラが 凝集により、より大きな集合体となって予想より も火口近くに堆積するためである.水蒸気噴火で は、凝集が頻繁に起こる.

本研究の粒度分布の結果は、全体的に淘汰度が 悪く、ヒストグラムのピークが不明瞭であったこ とから、水蒸気噴火の特徴が強く見られ、頻繁に 凝集が起こったといえる.

2.3.野外調査結果としてのテフラ輸送過程

以上の野外調査結果(層厚、粒度分布)より、テフ ラの輸送過程について考察する. 火山が噴火する と、さまざまの粒度のテフラが火口より噴出され、 噴煙柱の上昇とともにテフラが輸送される. 輸送 されたテフラは傘型域に到達するものと到達しな いものがある. 傘型域に到達しないテフラは、テ フラの重力が噴煙柱の上昇より大きいものであり、 粒径が大きいまたは重いテフラである. 傘型域に 到達したテフラは、水平方向に広がっていくが、 風の影響を大きく受ける. 粒径が大きいテフラは, 風の影響が小さく、傘型域に到達しても火口近く に堆積するものが多いが、 粒径が小さいテフラは 風の影響を大きく受け、 粒径が大きいテフラに比 べて遠くまで運ばれるものが多い. ただ, 極めて 粒径が小さいテフラでも水蒸気噴火により凝集が 起こることにより、本来受ける風の影響が小さく なり、予想よりも火口付近に落下し壊れるものも ある. このことから、傘型域に到達したテフラは 分級の効果が大きく、粒度の淘汰度が良くなる. 一方で、傘型域に到達しないテフラは、 噴煙柱の 様々な高さから様々な粒径のテフラが降下するこ とから、分級が起きにくく淘汰が悪くなる傾向が ある.

Layer 6 の粒度分布の特徴はヒストグラムの傾向より,火口より 800 m 以内の地点,火口から 800 m 以内の地点、火口から 800 m 以内の地点では、淘汰が悪いという特徴が あったことから,テフラが傘型域に到達する前に 降下し,堆積したものであると考えられる.火口 から 800 m より遠い地点は、火口から 800 m 以

内の地点に比べて淘汰が良いという特徴があるこ とから、テフラが傘型域に到達し、分級が起こり 降下、堆積したものであると考えられる.

2.4. 総粒径分布

総粒径分布は、火口から噴出した粒度の割合が 分かる.各地点の粒度分布とMiura et al. (2012) で求められた粒度分布を用いて総粒径分布を求め た.このとき用いた方法は、ボロノイ分割を用いた 総粒径分布であり、これは各粒度分布をボロノイ セルの面積の重みづけ平均で求められる (Bonadonna and Houghton, 2005).ボロノイ分割

を用いて求めた総粒径分布(図 12)をヒストグラム にまとめたものを図 13 に示す.総粒径分布の平均 値は 2.6 φ,淘汰度は 5.0 φであった.



図 12 ボロノイ分割を用いた総粒径分布. 縦軸,横軸は座標(JGD2011/UTMzone54N EPSG6691).





3. シミュレーション

粒度分布からテフラ輸送過程について考察した が,実際に数値シミュレーションで確認する必要 がある.ここでは,Tsunematsu (2012)の三次元移 流拡散モデルを使用し,蔵王火山 1895 年噴火の シミュレーションを行う.三次元移流拡散モデル は、テフラの輸送過程やテフラの降下位置を三次 元でシミュレーションするプログラムである. Tsunematsu (2012)の三次元移流拡散モデルは一 次元の噴煙柱のパラメータを求めるシミュレーシ ョンとテフラ輸送のシミュレーションの二段階に 分けられる.

3.1. 一次元の噴煙柱のパラメータ

一次元の噴煙柱の火口中心から鉛直方向の速度 分布と火口半径をWoods, (1988)より求める.これ は、一次元定常噴煙モデルであり、一定の比率で 半径が増加する円錐状の噴煙について、以下の質 量保存、運動量保存、エネルギー保存の3つの式 (小屋口 2008)で支配される(1)(2)(3).

$$\frac{d}{dz}(\rho r^2 v) = 2rv_e \rho_a = 2k_e rv \rho_a \qquad (1)$$
$$\frac{d}{dz}(\rho r^2 v^2) = r^2(\rho_a - \rho)g \qquad (2)$$
$$\frac{d}{dz}\left\{\rho r^2 v \left(\mathcal{C}_p T + \frac{v^2}{2} + gz\right)\right\} = \left(\mathcal{C}_{pa} T_a + gz\right) \frac{d}{dz}(\rho r^2 v) \qquad (3)$$

rは噴煙柱の半径, vは噴煙柱の平均上昇速度,v_eは乱流によって取り込まれる空気の流入速度, $<math>k_e$ はエントレインメント係数, ρ , ρ_a はそれぞれ噴 煙と大気の密度, gは重力加速度, C_p , C_{pa} はそれぞ れ噴煙と大気の定圧比熱, zは高さである.

この計算を行うにあたって必要なパラメータは、 噴煙柱の初速度、ガスの質量分率、マグマの温度、 火口半径であり、値はそれぞれ表3の通りである. ガスの質量分率は、Tsunematsu (2012)で用いられ ている値が 0.01~0.05 であるが、本研究では 0.005~0.1 とする. これは、蔵王火山 1895 年噴火 は、Tsunematsu (2012)の対象火山であるエクアド ルのコトパクシ山プリニー式噴火に比べ、規模が 小さくガスの量が少ないと考えられるためである. マグマの温度は、一般的な地表付近のマグマの温 度は1000~1300 ℃であるが、蔵王火山1895年噴 火は水蒸気噴火でありマグマの温度が低下すると 考えられるため,600~1300 ℃の範囲を用いる. 火口半径は、Miura et al. (2012)により御釜火口の 半径は20~30mであるが、 噴煙柱の高さと火口半 径の関係を確かめるために 20~200 m の範囲を用 いる.

パラメータ	入力値			
初速度 [m/s]	50 - 200			
マグマ中のガスの質量分率	0.005 - 0.1			
マグマの温度 [K]	873 - 1573			
火口の半径 [m]	20 - 200			

表3 一次元噴煙柱モデルの入力パラメータと 値の範囲.[]は単位を表す.

3.1.1. 噴煙柱の高さ

噴煙柱のパラメータを求めるにおいて, 噴煙柱 の高さは重要である. Miura et al. (2012)で巨智部 (1896)のスケッチ(図 2)より求められた噴煙柱の高 さは 350 m であった.本研究では, Google Earth(<u>https://www.google.co.jp/intl/ja/earth/</u>) を 用いて比率から噴煙柱の高さを求めた. Google Earthで図 2 のスケッチと熊野岳, 刈田岳, 五色岳 の配置が同じになる画面上に図 2 のスケッチの噴 煙柱の高さをプロットする. 熊野岳の標高は 1841 m, 御釜の標高は 1584 m であり, その差は 257 m である. Google Earth にプロットした噴煙柱の高 さは, 熊野岳と御釜の標高の差である 257 m の 2.285 倍であったことから, 噴煙柱の高さは, 257 に 2.285 をかけることによって求めた結果, 587 m であった(図 14).



図 14 蔵王火山 1895 年噴火の噴煙柱の高さの求め方. 1841 m は熊野岳の標高, 1584 m は御釜火口の標高を示す.

Miura et al. (2012)と本研究で噴煙柱の高さの差 が 250 m であったこと、スケッチの正確性が低い ということから噴煙柱の高さを再検討する必要が ある. 蔵王火山 1895 年噴火は、御嶽山 2014 年噴 火と同規模だとされ、その噴煙柱の高さは、7.8 km であること、スケッチからの噴煙柱の高さの予測 は、1000 m 以下であるということから、500 m、 1000 m、2000 m、3000 m、4000 m、5000m、6000 m、7000 m、8000 m、9000 m、10000 m それぞれの 噴煙柱の高さになるパラメータの組み合わせを一 次元の噴煙柱のパラメータのシミュレーションよ り求める.

3.1.2. 噴煙柱の速度分布と火口半径

噴煙柱の高さがそれぞれ 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m, 6000 m, 7000 m, 8000 m, 9000 m, 10000 m になる速度分布と火口 半径をシミュレーションにより求めた結果を表 4 に示す. 噴煙柱の高さは, 設定した噴煙柱の高さ の±1000 m の範囲で求められる.

火口半径が御釜火口の半径と一致する噴煙柱の 高さは、6000~9000 m であった.ただし、噴煙柱の 高さが 6000 m になるパラメータの組み合わせを 計算した結果、噴煙柱の高さは 6940 m とほぼ 7000 m に近いことから、7000~9000 m の範囲で あると言える.噴煙柱の高さが 500~5000 m の時 の火口半径は全て 100 m を超過していた.噴煙柱 の高さが 10000 m の時の火口半径は、約 45 m で あり、御釜火口より大きい.このから、蔵王火山 1895 年噴火の噴煙柱の高さは 7000~9000 m の範 囲であると考えられる.また、火口半径が小さい ほど初速度が小さくなる傾向が見られた.

表4 一次元噴煙モデルの計算結果.[]は単位を表す. 設定した噴煙柱の高さとは、シミュレーションを行う際に 設定する値.噴煙柱の高さ(計算結果)は、シミュレーシ ョンにより各パラメータの組み合わせから求められた噴煙

	柱の高さの結果.					
設定した噴	噴煙柱の	火口半径	噴煙柱の			
煙柱の高さ	高さ(計算	[m]	初速度			
[m]	結果) [m]		[m/s]			
500	500	130.37	64.70			
1000	1025	101.4	120.78			
2000	2025	234.97	157.92			
3000	2925	208.5	196.69			
4000	3425	153.65	199.84			
5000	4720	149.62	199.32			
6000	6940	25.57	57.24			
7000	7740	25.46	59.22			
8000	8110	25.96	98.40			
9000	9155	27.71	121.68			
10000	10020	45.52	67.31			

27

3.2. テフラ輸送

プルーム計算より求めた噴煙柱のパラメータ を用いてテフラ輸送のシミュレーションを行う. ここで必要なパラメータは、テフラの粒度分布, 密度、テフラを放出する地点の座標であり、値は それぞれ表 5 の通りである. テフラの粒度分布は 2.4 で求めた総粒径分布を用い、火口からテフラ を噴出させる時に用いる. テフラを放出させる地 点の座標は御釜火口の座標である.

表 5 テフラ輸送入力パラメータ. []は単位を表す. 放出地点の座標系は, JGD2011/UTMzone54N EPSG6691.

粒度 [φ]	総粒径分布 [%]	密度 [kg/m ³]
-8	0.123349	600
-7	1.494337	600
-6	1.411716	600
-5	2.055205	600
-4	3.948353	600
-3	6.354338	600
-2	7.659182	600
-1	7.556154	600
0	7.978198	850
1	8.093844	1100
2	8.07997	1350
3	6.846763	1600
4	5.744793	1850
5	4.691338	2100
6	3.456297	2350
7	4.399942	2600
8	4.12895	2600
9	3.448906	2600
10	2.947772	2600
11	3.572962	2600
12	2.896168	2600
13	3.111465	2600

テフラ輸送を三次元でシミュレーションするために、3.1.2.で求めた噴煙柱の速度分布、火口半径について、火口の中心から鉛直方向の速度分布をガウス分布で水平方向に広げる.これを火口中心から鉛直方向の軸に沿って回転させる.これにより噴煙柱の三次元の速度分布を得る(図 15).この三次元の噴煙柱と風速を考慮してテフラを噴出させる.テフラの個数については、-8 から 13 ¢それぞれ 5000 個である.この時、速度にランダム数を与えることによって乱流の影響を考慮する.

(451734, 4221095, 1500)

放出地点の座標



図 15 テフラ輸送のシミュレーションイメージ図

3.2.1.風速

テフラの輸送は、風速に大きく左右される.しかし、蔵王火山1895年噴火は、今から100年以上前の噴火であり、当時の風速についてのデータがない.そこで、現在から過去20年間で1895年9月27日の天気図の気圧配置と類似した2002年9月25日の天気図(図16)を用い、その日の宮城県の風速を1895年9月27日の風速とした.これをグラフにまとめたのが図17である.

風速は, x 軸方向の風速の近似曲線, y 軸方向の近 似曲線をシミュレーションに用いる. x 軸方向の風 速の近似曲線の傾きは0.0027, 切片は2.2492 であ った.高度1363 m 以下の y 軸方向の風速の近似曲 線の傾きは-0.0088, 切片は2.2492 であった.高度 1363 m 以上の y 軸方向の風速の近似曲線の傾きは 0.0012, 切片は-12.282 であった.



図 16 A: 1895年9月27日の天気図(北本 朝展 @ 国立 情報学研究所 (NII), デジタル台風:アジア太平洋地上天 気図 [18950927_1] (nii.ac.jp), 10月7日閲覧, 一部加筆), B: 2002年9月25日の天気図(気象庁, https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/upper/index.p

<u>hp</u>, 10月7日閲覧)



図 17 宮城県上空の鉛直方向の風速の速度分布. 縦軸は高度 [m], 横軸は風速 [m/s].

4. シミュレーション結果

ー次元噴煙柱のパラメータを求めるシミュレー ションにおいて、御釜火口半径と一致する設定し た噴煙柱の高さは、6000~9000 m であった. こ のことから、噴煙柱の高さが 6000~9000 m の計 算結果の値である 6940 m、7740 m、8110 m、9155 mのパラメータを用いてテフラ輸送のシミュレー ションを行った結果を以下に示す.

4.1. 噴煙柱内の速度分布

噴煙柱の高さが 6940 m, 7740 m, 8110 m, 9155 mの噴煙柱内の速度分布を図 18 に示す. それぞれ 噴火から 1 時間後の噴煙柱の様子である. この図 18からわかるように, 噴煙柱の高さが高くなる につれ噴煙柱内の速度分布は大きくなる. これ は, 噴煙柱の高さが高くなるにつれ噴煙柱が周 りの大気を取り込み膨張していくため, 浮力によ る上昇が大きくなるためであると考えられる.



カラースケールは速度分布 [m/s]を表す.

4.2. テフラの堆積分布

6940 m, 7740 m, 8110 m, 9155 m それぞれの噴 火から 1 時間後の噴煙柱の高さのテフラの分布を 図 19 に示す. どの噴煙柱の高さにおいても、噴火 から約1時間後には図19のようなテフラの堆積が みられた. オレンジの丸はテフラを放出する地点 である火口中心付近を表す. 噴煙柱の高さが 6690 m, 7740 m の場合、火口中心付近に堆積したテフ ラの個数が 6000 個以下であったが, 8110 m, 9155 m の場合は中心付近に堆積したテフラの個数は 6000 個以上であった. 噴煙柱の高さが高い方が 火口周辺に降下するテフラが多い.これは、噴煙 柱の高さが高いほど傘型域に到達するまでの時間 が大きく、 噴煙柱の上昇速度よりテフラにはたら く重力の方が大きくなったためであると考えられ る. 火口中心付近以外では、どの噴煙柱の高さに おいてもテフラの堆積個数が 1000 個以下であっ た. 蔵王火山 1895 年噴火は火口中心付近の層が厚 いが中心から離れると層が急激に薄くなるという 特徴があったが、シミュレーションによるテフラ の堆積分布の結果はこの特徴をよく表していると 考えられる.

テフラの堆積分布範囲は、北東に大きく分布している結果が得られ、どの噴煙柱の高さでも大きな変化が見られなかった.これは、風速をx軸方向

1000

と y 軸方向の近似曲線で入力しているため,約 2000 m の噴煙柱の高さの違いのみでは大きな変 化がないためだと考えられる. 巨智部 (1896)の10 月に行われた調査範囲(図 3)では,テフラは火口付 近ではほぼ東側に堆積していたが,今回のシミュ レーション結果では,火口付近でも北東へ堆積し ているような分布となっている. シミュレーショ ンにおいて,テフラの分布方向を理想的な方向に するためには,当時の天気図とほぼ同様な天気図 のデータを探す必要がある.

テフラの最大到達点は噴煙柱の高さが高くなる ほど遠くなる.これは、噴煙柱の高さが高いため、 降下するための時間と距離が大きくなり、鉛直方 向にも水平方向にも広い範囲で風の影響を受ける からであると考えられる.また、テフラの堆積 がなくなった後に少量のテフラが図19の白い丸

で囲われた部分に堆積している.この理由については今後検討していく必要がある. 白い丸の部分について,噴煙柱の高さが 6940 m,7740 m の時,噴煙柱の高さが 8110 m,9155 m の時と比べてテフラの堆積した個数が多い.噴煙柱の高さが低い方が火

ロから遠くまでテフラが多く輸送されているとい うことである. 蔵王火山 1895 年噴火は水蒸気噴火 であり、 テフラは水分が多いと凝集して火山豆 石となるが,噴煙柱の高さが高いほど,傘型域ま で

に運ばれる時間や地面に堆積するまでの時間が長 いため、 テフラが火山豆石になる確率が高くな ると考えられる. テフラが凝集すると粒径、 質 量が大きくなるため、 凝集していないものに比 べて火口近くに堆積するものが多くなる. このこ とから、 噴煙柱の高さが高いほどテフラの凝集 が起こり、噴煙柱の高さが低い時の方が火口より 遠くに到達

するテフラが多くなると考えられる.







 図 19 6940 m, 7740 m, 8110 m, 9155 m の 噴煙柱の高さのテフラの到達範囲.
 カラースケールはテフラの個数 [個]を表す.
 オレンジの丸は火口中心付近を表す.

5. 蔵王火山 1895 年噴火のテフラ輸送過程の考察

以上の結果から、蔵王火山 1895 年噴火のテフラ の輸送過程について考察する.火山が噴火すると、 さまざまの粒度のテフラが火口より噴出し、噴煙 柱の上昇とともにテフラが輸送される.この時の 蔵王火山 1895 年噴火の噴煙柱の高さは約 7000~ 9000 m の範囲であると考えられ,火口半径は 25~30 m である.約 7000~9000 mの噴煙柱の範囲 でもテフラ輸送のシミュレーションより,火口中 心に堆積したテフラの個数,テフラの火口からの 最大到達点,火口から遠く離れた場所に到達した テフラの個数の違いから,噴煙柱の高さが 6940 m, 7740 m の場合と 8110,9155 m の場合に分けられ る.6940 m,7740 m の場合(以下 7000~8000 m) と 8110 m,9155 m の場合(以下 8000~9000 m) を,火口中心付近に堆積したテフラの個数,テフ ラの最大到達点,火口から遠く離れた場所に到達 したテフラの個数の違いの点から考察していく.

5.1.火口中心付近に堆積したテフラ

噴煙柱の高さが 7000~8000 m の場合,火口中 心付近に堆積したテフラの個数は 6000 個以下, 噴煙柱の高さが 8000~9000 m の場合,火口中心 付近に堆積したテフラの個数は 6000 個以上であ った.テフラ輸送のシミュレーションにおいて, 噴出させるテフラの粒子数は全て同じ個数である ため,噴煙柱の高さが 7000~8000 m の場合は 8000~9000 m の場合に比べてテフラの個数が少 ない.蔵王火山 1895 年噴火は火口から離れた場所 で層が急激に薄くなることを特徴としているが, これはテフラの個数だけではなく,テフラの粒径 にも依存する.よって火口中心付近に堆積したテ フラの個数だけでは、噴煙柱の高さが 7000~8000 m の場合と 8000~9000 m の場合とどちらが整合 性がとれているかは判断できない.

5.2. テフラの最大到達点

テフラの最大到達点は、噴煙柱の高さが 8000~ 9000 m の方が 7000~8000 m の場合に比べて大 きい. 蔵王火山 1895 年噴火は、テフラが北東約 20 km 以上と広い範囲に降下している(図 3)、太平洋 にもテフラが到達した(Miura et al., 2012)ことか ら、噴煙柱の高さは 8000~9000 m なのではない かと考えられる.

5.3. 火口から遠く離れた場所に到達したテフラの 違い

火山から遠く離れた場所(図 19 の白い丸部分)は、 噴煙柱の高さが 8000~9000 m の場合の方が 7000 ~8000 m の場合に比べて堆積した個数が少なか った.野外調査の結果、御釜火口から 3 km 以上離 れた地点では Layer 6 を観察することが困難であ り、Layer 6 がパッチ状にしか見えなかった.噴火 から 100 年以上経過しており層が侵食された可能 性が高いが,層が見えないほど侵食されたという ことは,元々堆積した量が少なかったからである と考えられる.よって,噴煙柱の高さは 8000~ 9000 m なのではないかと考えられる.

5.4. 蔵王火山 1895 年噴火のテフラの輸送過程

以上より、テフラ輸送について考察する. 1895 年9月27日、御釜火口から火山が爆発的に噴火し、 噴煙柱は strong plume として 8000~9000 m の 高さまで発達する.この噴火は、水蒸気噴火であ る. この時の風速は, 1895年9月27日の天気図と 2002 年 9 月 25 日の天気図が類似していたことか ら,2002年9月25日の風速で南西の風が吹いてい たと考えられる. テフラは噴煙柱の上昇速度にの って輸送される. 傘型域に到達しなかったテフラ は、 噴煙柱の対流域やガス推進域から降下し地面 に堆積するものや、火口から弾道軌道を描いて飛 翔し、地面に堆積するものがある. 粒度分布の傾 向から、火口から約800m以内の地点のテフラ堆 積物は、対流域やガス推進域から降下したものや、 弾道軌道を描いて降下したものであると考えられ る. 一方で、傘型域に到達したテフラは、大気と噴 煙柱の密度がつり合う高さで水平方向へ広がって いく.この時、噴煙柱の上昇速度は0ではないため 垂直方向へ輸送されるテフラもある. 大きいテフ ラは、風の影響が少なく、火口近くに堆積する.小 さいテフラは、風の影響により、火口より遠く離 れた場所に堆積する. 北東約 20 km 以上離れた場 所で、1895 年噴出物が確認されていることから、 この噴火は、北東方向への風の影響が大きかった と考えられる. 粒度分布の傾向より、火口から約 800 m 以上離れた地点は傘型域からの降下テフラ であると考えられる.シミュレーション結果より, 噴火から一時間後には、広い範囲にテフラが降下 したと考えられる. このテフラの輸送過程を模式 的に表したものを図 20 に示す.



6. まとめ

蔵王火山 1895 年水蒸気噴火の中でも9月27,28 日噴火の噴煙柱に着目し, 粒度分析や層厚からテ フラの輸送過程について考察した.また,シミュ レーションにより噴煙柱の高さを推定した.野外 調査は, Miura et al. (2012)で分類された 1895 年 噴火の噴出物の層のうち,最上位の層である Layer 6 を対象として馬の背と火口東側 1~2 km の地点 を行い, 層厚を測り, 粒度分析を行った.

層厚の結果は、strong plume の層厚の特徴と一 致していることから、蔵王火山 1895 年噴火の噴煙 粒は strong plume であると考えられる. 粒度分析 の結果は、全体的に淘汰が悪く、水蒸気噴火の特 徴が見られた.火口から 800 m 以内の地点と 800 m 以上離れた地点で粒度分布に違いが見られたこ とから、800 m 地点でテフラの輸送過程の違いがあ ると考えられる.火口から 800 m 以内の地点は粒 度分析の結果から、テフラが傘型域に到達する前 に降下し、堆積したものであると考えられる.火口 から 800 m 以上離れた地点の地点は粒度分析の結 果から、傘型域に到達したテフラが風速の影響を 受けたことで分級がおき、降下したものであると 考えられる.

噴煙柱の高さは、シミュレーションの結果より 8000~9000 m であると考えられる.この時の火 口半径は、25~30 m であり、蔵王火山の御釜の火 口半径と一致している.風速は、1895 年 9 月 27 日 の天気図の気圧配置と似ている 2002 年 9 月 25 日 の宮城県の風速と同じような風速であると考えら れる.噴火から一時間後には、テフラは広い範囲 に堆積していると考えられる.

7. 謝辞

本研究を進めるにあたり,指導教員である山形 大学理学部理学科地球科学コースの常松佳恵准教 授には,野外調査やシミュレーション,論文執筆 など多岐にわたりご指導いただいた.また,伴雅 雄教授,井村匠助教には,野外調査においてご教 授いただき,大変お世話になった.

参考文献

- 伴 雅雄・及川 輝樹・山崎 誠子・後藤 章夫・山本 希・三浦 哲 (2019) 近代的噴火観測事例のない火山での噴火 推移予測:蔵王火山の例.火山,64(2),131-138.
- Bonadonna C. and Houghton B.F. (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposit. Bull Volcano ,67 ,441—456.

Kae Tsunematsu (2012) New numerical solutions for the description of volcanic particle dispersal. Université de Genève. Thèse.

- Kae Tsunematsu, Jean-Luc Falcone, Costanza Bonadonna & Bastien Chopard (2008) Applying a Cellular Automata Method for the Study of Transport and Deposition of Volcanic Particles. Cellular Automata, pp 393–400
- 北本 朝展 @ 国立情報学研究所 (NII), デジタル台風:アジア太平 洋地上天気図 [18950927_1], デジタル台風:アジア太平洋地 上天気図 [18950927_1] (nii.ac.jp).
- 気象庁,過去の気象データ検索(高層)

<u>https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/upper/index.php</u> 巨智部 忠承 (1896) 蔵王火山爆裂調查外報, 地学

雑誌, 8, 183-189.

- 小屋口 剛博 (2008) 火山現象のモデリング 東京大学出版学 pp.432-433.
- Miura K, Ban M, Ohba T, Fujinawa A (2012) Sequence of the 1895 eruption of the Zao volcano, Tohoku Japan. Journal of volcanology and geothermal research, 247-248, 139-157.
- Oikawa T, Yoshimoto M, Nakada S, Maeno F, Komori J, Shimano T, IshizukaY, Takeshita Y, Ishimine Y (2016) Reconstruction of the 2014 eruptionsequence of Ontake volcano (Ontakesan) from recorded images and interviews. Earth Planets Space. pp.9. doi:10.1186/s40623-016-0458-5

欧州空路「9・11」超す混乱,日本経済新聞,2022年

2月1日閲覧.

https://www.nikkei.com/article/DGXNASGM1801B_Y0A 410C1MM8000/?dg=1

- Sarah A. Fagents, Tracy K. P. Gregg, Rosaly M. C. Lopes (1991) Modeling Volcanic Processes. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, pp.173-176.
- 杉下 七海 (2019MS) 蔵王火山 1895 年噴火の火山弾・火山岩塊の 分布調査と噴出角・噴出速度の推定.山形大学理学部地球環境 学科卒業論文, 5p.
- Woods, A. W. (1988) The dynamics and thermodynamics of volcanic eruption column, Bull. Volcanol., 50, 169-193.



当社は2024年12月にホームページをリニューアルいたしました。手前味噌で恐縮ではございますが、トップページに探査動画を用いたり、実際の調査画像を多く使用することにより、当社のオリジナリティ溢れるホームページに仕上がったと好評をいただいております。

本 21 輯は、山口大学大学院創成科学研究科の山本先生に「ペーパーディスク型 地下水流向流速計の計測原理」について執筆していただきました。ご寄稿いただき ありがとうございました。

皆様にお目通しいただけますと幸いです。

企画本部 篠田 里子

地質工学 第21輯 令和7年1月23日発行 編 集 日本物理探鑛株式会社 企画本部 印刷所 前田印刷株式会社



にほんぶつりたんこう NGP日本物理探鑛株式会社

本 社

〒143-0027 東京都大田区中馬込二丁目2番12号 TEL 03(3774)3211 FAX 03(3774)3180 URL : http://www.n-buturi.co.jp E-mail : gijutsu@n-buturi.co.jp

東	関東支店	〒310-0804	茨城県水戸市白梅 3-10-5 コーラルトップ 108
関	東支店	〒143-0027	東京都大田区中馬込 2-2-12
	札幌営業所	〒060-0061	北海道札幌市中央区南一条西 16-1-323 春野ビル 3F
	東北営業所	〒980-0021	宫城県仙台市青葉区中央 4-8-15
北	埼玉営業所 千葉営業所 横浜営業所 陸 支 店	$\overline{+}$ 336-0021 $\overline{+}$ 273-0011 $\overline{+}$ 246-0022 $\overline{+}$ 950-0983	埼玉県さいたま市南区別所 5-15-2 千葉県船橋市湊町 2-12-24 湊町日本橋ビル 6F 神奈川県横浜市瀬谷区三ツ境 14-5 新潟県新潟市中央区神道寺 3-11-19
中	中越営業所 部 支 店	〒940-2033 〒465-0094	新潟県長岡市上除町 1128-3 愛知県名古屋市名東区亀の井 2-134
関	三重営業所 西 支 店	〒511-0041 〒543-0033	三重県桑名市外堀 22 番地 ITO ビル 102 大阪市天王寺区堂ケ芝 1-3-24 LN 堂ヶ芝ビル 2F
	四国営業所	〒760-0012	香川県高松市瀬戸内町 19-25
中	国支店	〒731-0138	広島県広島市安佐南区祇園 3-48-13
九	山口営業所 州 支 店	〒751-0875 〒803-0814	山口県下関市秋根本町 2-10-10 トワムール 2 1 409 号室 福岡県北九州市小倉北区大手町 7-38 大手町ビル 3F
	福岡営業所 沖縄事務所	〒812-0016 〒904-2155	福岡県福岡市博多区博多駅南 3-13-17 沖縄県沖縄市美原 4-7-1 春マンション 103



TEL 029 (231) 7315	FAX 029(231)73	16
E-mail : mito@n-bu	turi.co.jp	
TEL 03 (3774) 3161	FAX 03(3774)93	53
E-mail : kanto@n-b	uturi.co.jp	
TEL 011 (558) 3121	FAX 011(558)09	00
E-mail : sapporo@n	-buturi.co.jp	
TEL 022 (393) 4155	FAX 022(393)41	56
E-mail : tohoku@n-	buturi.co.jp	
TEL 048 (700) 3184	FAX 048(700)31	00
TEL 050(6861)3024	FAX 050 (6865) 68	843
TEL 045 (520) 4890	FAX 045(520)48	391
TEL 025(241)2960	FAX 025(241)29	959
E-mail : hokuriku@	n-buturi.co.jp	
TEL 0258 (94) 4420	FAX 0258(94)44	21
TEL 052 (753) 9662	FAX 052(753)96	64
E-mail : chubu@n-b	uturi.co.jp	
TEL 0594 (27) 2720	FAX 0594(24)27	32
TEL 06 (6777) 3517	FAX 06(6773)54	88
E-mail : kansai@n-	buturi.co.jp	
TEL 087 (863) 6191	FAX 087 (863) 61	92
E-mail : shikoku@n	-buturi.co.jp	
TEL 082 (850) 0073	FAX 082(850)00	80
E-mail : cyugoku@n	-buturi.co.jp	
TEL 083 (242) 2980	FAX 083(242)29	81
TEL 093 (581) 8281	FAX 093(581)82	67
E-mail : kyushu@n-	buturi.co.jp	
TEL 092 (474) 3087	FAX 092(474)31	07
TEL 098 (923) 1915	FAX 098(923)19	16