# 2018年度秋季大会講演予稿集

会期:2018年10月29日(月)~11月1日(木) 会場:仙台国際センター (仙台市青葉区青葉山無番地)

114

2018年10月

日本気象学会





# 気象庁型式証明取得! H29年度 気象庁殿納入! Pt アスマン通風型乾湿計 水銀レス、乾球と湿球の温度センサーに 白金測温抵抗体 (Pt100Ω)を使い、 乾球温度、湿球温度、相対湿度および

露点温度をデジタル表示

・検出部:白金測温抵抗体(Pt100Ω) ·測定範囲:温度、-30~50℃/湿度、0~100%RH ·測定精度:温度、±0.2℃ /maxching / mg、10.20 表示方式: 7 セグメントLED 5桁×2行 ・データ保存: mlcroSD カード(別途) ·通風速度:4~6m/s ·電源:単三乾電池4本 ·外形寸法: Φ120×304mm(取手含まず) ·質量:約1.4kg

## 現在天気計パーシベル2

[霧雨·雨·霙·霰·雹·雪] 全ての降水現象を帯状レーザを通過する状態から判別 判別した降水現象をWMO天気コードで出力可能

·水粒計測範囲:0.2mm~25.0mm 水粒速度範囲:0.2m~20m/秒 防庫防水規格:IP65 IE: BS-485 ・電源:DC10V~DC36V ・最大消費電力 50W/2A(DC24V、ヒーター使用時) ·慨寸等:H560×W400×D120mm/約4.0kg



## 重量式雨量計プルービオ2

時間 1000mmの豪雨も正確測定 霧雨、雨、霙、霰、雪など、降水の状態を 問わず高精度に測定 降雨強度 (毎分及び毎時)の出力可能

·最大測定雨量:1500mm 線へ面積: 200cm ・測定精度: ±0.1mm ・動作温度: -40°C~+60°C(無結露) ・防塵防水規格: IP65(ハウジング部) ・IF:RS-485 ・電源:DC9.6V~28V ・消費電力:12V時、最大15mA ·慨寸等:H750×W450Φ/約15.0kg



## 路面状態検知センサー

路面状態計と 放射温度計の一体型 路側に設置可能な斜方測定を実現

 ・測定温度範囲:-40℃~+70℃
 ・路面状態判別:乾燥・湿潤・危機的湿潤・濡れ・雪・他 ·路面測定項目:路面温度、膜厚、摩擦係数、塩分濃度(Nacl)他 ·防塵防水規格:IP65 ·IF:RS-485 ·電源 :DC24V±10% ·消費電力:約1.7A ·慨寸等:H425×W225×D285mm/約9.9kg



あ

È

Ø

る

営業本部 〒152-8508 東京都目黒区中央町1-5-12 TEL.03-5768-8251(代) FAX.03-5768-8261 東北営業所 〒380-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11 TEL.022-266-3909(代) FAX.02-2264-145 大阪営業所 〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 TEL.066-309-8251(代) FAX.06-309-8288 九州営業所 〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8 TEL.092-852-8051(代) FAX.092-833-3310

ClassNK 🎩 ISO 9001 MS ISO 14001 JAB 登録番号:00-209 登録番号:05-077E

# 日本気象学会 2018 年度秋季大会 出展・リクルートブース開設・協賛企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり、以下の企業・団体からご出展・リクルートブースご開設・ご協賛を頂きました(2018 年 8 月 21日現在;50 音順).厚く御礼申し上げます.

## 英弘精機株式会社

### 株式会社気象工学研究所+

## **気象情報通信株式会社**+

サイバネットシステム株式会社\*

#### 三興通商株式会社\*

- 東武タワースカイツリー株式会社\*
- 株式会社日本エレクトリック・インスルメント

## 日本気象株式会社\*+

一般財団法人日本気象協会\*+

## 株式会社ニューテック\*

## 株式会社日立パワーソリューションズ\*

### 株式会社プリード

## (五十音順)

\*は会場内に併設されるブースにて展示を行う予定の企業・団体です. +は会場内に併設されるリクルートブースを設ける予定の企業・団体です.

-1-

# 日本気象学会 2018 年度秋季大会

会期: 2018年10月29日(月)~11月1日(木)

会場:仙台国際センター

〒980-0856

仙台市青葉区青葉山無番地 http://www.aobayama.jp/

**大会実行委員会担当機関**:東北大学,仙台管区気象台,日本気象協会東北支社,日本気象予報士会東北支部 **大会委員長**: 大林 正典(気象庁 仙台管区気象台長)

当日の会場への連絡先: 大会実行委員会事務局(小会議室4) TEL: 080-2560-1543(大会期間中のみ有効) 取次ぎ等はいたしませんのでご了承ください. 仙台国際センター代表 TEL: 022-265-2211

### 交通の案内:

仙台空港より

仙台空港アクセス鉄道,仙台駅まで 快速17分 普通25分 タクシー 約50分

仙台駅より

仙台市地下鉄東西線5分「国際センター駅」下車,徒歩1分 徒歩30分 タクシー約7分

会場案内図



-2 -

## 大会行事予定

A 会場	: 大会議室「橘」	小倉特別講義 : 大会議室「橘」
B会場	: 大会議室「萩」	シンポジウム・授賞式会場 : 大ホール
C会場	: 展示・レセプションホール「桜2」	受付 : 大会議室「橘」の前
D 会場	:大会議室「白橿1」	大会事務局 : 小会議室 4
ポスター会場	:展示・レセプションホール「桜1」	懇親会 :展示・レセプションホール「桜1」

( )内は講演数と講演番号

		A会场	B会场	C 会 場	D会场
10月 29日 (月)	10:00~ 11:30	第一回小倉特別講義		-	
	13:00~ 17:00	<b>小倉特別講義連携セ ッション</b> 「メソ気象研究の現 状と今後」	<b>専門分科会</b> 「YMC:海大陸域におけ るマルチスケールな大気 -海洋-陸面相互作用研 究」 (19, B151~B169)	<b>専門分科会</b> 「短寿命気候汚染物質 (SLCP) による気候変動 および影響の評価」 (15, C151~C165)	<b>大気放射</b> (7, D151~D157) <b>専門分科会</b> (14:30~) 「気象観測・予測情報 の再生可能エネルギ ーなどの気象ビジネ ス・サービスへの利活 用」
					(11, D158~D168)
10月 30日 (火)	09:30~ 12:00	<b>熱帯大気</b> (12, A201~A212)	<b>気象予報・データ同化 I</b> (12, B201~B212)	中層大気 (11,C201~C211)	大気境界層 (11, D201~D211)
	13:00~ 15:00	シンポジウム「未来を	拓く気象観測のあり方」		
	15:15~ 15:45	堀内賞・正野賞・山本	賞・奨励賞授与		
	15:45~ 17:45	堀内賞・正野賞・山本	賞受賞記念講演		
	18:00~ 20:00	懇親会			
10月 31日 (水)	09:30~ 11:30	降水システム I (10, A301~A310)	気候システム I (10, B301~B310)	<b>専門分科会</b> 「雲微物理モデリングの 現状と可能性」 (10, C301~C310)	中高緯度大気 (8,D301~D308)
	11:30~ 12:30	ポスター・セッション	(108, P301~P3a8)		
	13:30~ 17:00	降水システム II (15, A351~A365)	気候システム II (17, B351~B367)	<b>専門分科会</b> 「理論・観測・数値シミ ュレーションによる惑星 大気研究の最前線と将来 展望」 (12, C351~C362)	<b>専門分科会</b> 「人工知能 (AI) は気象 学にブレイクスルーを もたらすか?」 (15, D351~D365)
11月 1日 (木)	09:30~ 11:30	降水システムIII (10, A401~A410)	<b>気候システムⅢ</b> (10, B401~B410)	気象予報・データ同化Ⅱ (10, C401~C410)	<b>大気力学</b> (7, D401~D407)
	11:30~ 12:30	ポスター・セッション	• (108, P401~P4a8)		
	13:30~ 17:00	<b>専門分科会</b> 「全球降水観測計画 「GPM」主衛星による 中高緯度降水観測の最 前線」	物質循環システム (17, B451~B467)	観測手法 (14, C451~C464)	<ul> <li>気象教育・環境気象 (4, D451~D454)</li> <li>専門分科会(14:30~)</li> <li>「局地気象とくらし」</li> </ul>
		(18, A451~A468)			(7, A455~A461)

発表件数:508件(専門分科会107,一般口頭発表185,ポスター216)

当大会予稿集に掲載された著作物については、以下の規程「日本気象学会の刊行物に掲載された著作物の利用について (http://www.metsoc.jp/teikan/MSJ\_kitei\_copyrightpolicy.pdf)」に準じます.

本プログラムの記載内容に関する問い合わせは,〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1気象研究所予報研究部内 講演企画委員会 (E-mail: kouenkikaku2018a@mri-jma.go.jp) まで

#### 一般口頭発表・専門分科会

- 一般口頭発表の講演1件あたりの持ち時間は<u>11分</u>(講 演9分・質疑2分)です。
- 専門分科会の発表時間については世話人からの指示に従ってください。
- 講演には PC プロジェクターを使用できます。
- ・ 講演にあたり、予め以下の点をご了承ください.
- ✓ パソコンは各自で準備して下さい、会場にはプロジェ クター, VGA ケーブルおよび HDMI-VGA 変換アダ プタを準備します. VGA (ミニ D-sub15 ピン), あ るいは HDMI (フルサイズ) コネクタを装備した PC が使用できます.
- ✓ セッション開始前の休憩時間などを利用して、必ず接続の確認を行っておいて下さい、また接続が不安な場合は、セッション開始前に会場係に申し出て下さい。
- ✓ 突然の故障や接続の際のトラブルが発生した場合,座 長の判断で発表順の繰り下げなどの対応をとること

があります.携帯用メディアによるバックアップファ イルの準備など、トラブルへの備えは講演者自身で行 って頂くようにお願いします.

#### ポスター発表

- ・ 講演者はポスターに表題と著者名を明記して下さい.
- ポスター発表の一人当たり使用可能面積は、縦180 cm× 横120 cm 程度となっています(ただし、足元からパネル が立ち上がる点に注意).
- ポスターの掲示には画鋲のみが使用できます。画鋲は会場に用意されています。
- ポスターの掲示可能時間は 9:30~13:00 です. 会場の都合 上時間厳守でお願いします.
  - ✓ 第3日の発表者は10月31日09:30~13:00
  - ✓ 第4日の発表者は11月1日09:30~13:00
- ポスター会場での機器の使用は、講演申し込み時に申し 出ていたもの以外は原則として認められません。

## 保育施設の紹介について

大会実行委員会では、大会期間中の保育施設の紹介と、施 設利用費用の一部補助を行います. 紹介する保育施設と補助 金額は下記の通りです.

保育施設 「こぐま保育園」

住所 〒980-0023 宮城県仙台市青葉区北目町4番7号 HSGビル

TEL: 022-262-1808

http://koguma-hoiku.info/

#### 地下鉄東西線「青葉通一番町駅」徒歩10分

補助金額

保育施設利用料の7割を補助しますが,1日あたり補助金額 の上限は10,000円です.また,交通費についても,上限を1 日700円として補助を行います.施設を利用される場合は, 利用者が直接お申込みのうえ,10月19日(金)までに下記担 当者までご連絡下さい.他の施設を利用される場合にも同様 の方法で補助を行います.保育施設の利用を検討されている 方は,お気軽に担当者にお問い合わせください. 連絡先 稲飯洋一(東北大学) E-mail: yoichi inai@m.tohoku.ac.jp

TEL: 022-795-5794

## 大会実行委員会からのお知らせ

・本大会では前納受付者には、事前に郵送で大会参加票と 大会案内冊子(含・シンポジウム予稿集)が届きます. 前納受付者は大会参加票を持参のうえ、そのまま会場へ お越しください.前納受付者で大会参加票を破損・紛失 した方および懇親会を当日新たに申し込まれる方、なら びに当日受付者は、大会総合受付までお越しください.

・仙台国際センター館内は全館禁煙となっています. 喫煙の 際は,屋外に設置されている喫煙コーナーをご利用ください.

## シンポジウム「未来を拓く気象観測のあり方」

日時:2018年10月30日(火) (大会第2日)13:00~15:00 会場:仙台国際センター 大ホール (会議棟2階) 司会:早坂 忠裕 (東北大学)

### ※シンポジウムの聴講は無料です.一般の方も参加できます.

#### 趣旨

気象学は観測と理論、数値モデルが密接に関係して発展してきました.最近では計算機の進歩により、気候の将来予測や

日々の天気予報の技術が大きく進みつつあります。一方で、観測は気象学において必要不可欠であるにもかかわらず、その 重要性が必ずしも十分評価されていません.気候の将来予測,天気予報,あるいは再解析の精度向上においても観測は極め て重要です.特に、最近では地球システムを統合的に理解することが重要になっています.観測の社会的意義、ビッグデー タとしての活用方法など、より広い視点も含めて、気象観測のあり方を気象学会および関連分野の方々と一緒に考えてみた いと思います.

## プログラム

2.

3

1. 「学術委員会における議論の紹介」 「地球衛星観測の現状と将来」

塩谷雅人 (京都大学 生存圈研究所)

佐藤薫(東京大学大学院理学系研究科) 「衛星データ同化/再解析」

岡本幸三 (気象庁気象研究所)

4 「航空機や大気球による観測(温室効果ガスの事例から)」

青木周司 (東北大学 大学院理学研究科)

5. 「オープンサイエンス時代の観測データとその科学的・社会的役割」

村山泰啓(情報诵信研究機構)

総合計論

## 第一回小倉特別講義

※聴講は無料です。一般の方も参加できます。

日時:2018年10月29日(月)(大会初日)10:00~11:30

会場:仙台国際センター 大会議室「橘」(大会A会場)

**趣旨**: 「天気」2018 年 5 月号でご案内した通り、小倉義光先生からのご寄付を基にして設立されました小倉義光・正子基金 を活用する一環として、本秋季大会より「小倉特別講義」を開催いたします。これは、年ごとに設定された研究分野におい て、国際的に著名な研究者を招聘して広く学会員向けに講演を行っていただくものです。第一回として、小倉先生に縁の深 いメソ気象学分野を選び、下記の通り実施いたします. 学会に出席されない方でも参加可能です.

講師: Prof. Robert Fovell (Atmospheric & Environmental Sciences, University at Albany – SUNY)

#### 講演題目: How Ice Crystals Steer Typhoons

備考:参加無料.講義は英語で行われます.同日午後に、関連する小倉特別講義連携セッション「メソ気象研究の現状と 今後課題」も開催されますので、併せてご参加ください.

## 小倉特別講義連携セッション

#### メソ気象研究の現状と今後の課題

日時:2018年10月29日(月)(大会第1日)13:00~17:00 場所:A会場

使用言語:英語(質疑は日本語も可)

- 主催:公益社団法人日本気象学会,小倉レクチャー実行委員 숲
- **趣旨**:近年,メソ気象学に関わる観測とモデリングは急速 に発展してきました. 我が国でもドップラーレーダー (フェーズドアレイも含む)と偏波レーダーにより常時, 高時空間分解能の監視が行われるようになり, 宇宙から はひまわり 8 号が驚異的解像度の画像を配信するよう になりました.しかし、わが国には観測専用の航空機が 未だ整備されていないという課題が残されています. 一 方,数値シミュレーションにおいては,超大型コンピュ ータの登場,数値モデルの高度化,JRA-55 などの客観 解析データの整備などにより,多様な現象の高精度シミ ュレーションが可能となりました.しかし,2017年に 発生した九州北部豪雨のような局地的豪雨の予報はい

まだに困難で、メソ気象における予測の大きな課題とな っています.本専門分科会では,第1回「小倉特別講義」 に合わせて、メソ気象学における現状と課題を、この分 野の専門家の方々に概観していただき,将来の課題を明 らかにすることを目指します.

#### プログラム:

13:00-13:10 Introduction

Kazuhisa Tsuboki (Nagoya Univ.)

13:10-13:40 Tornadoes: Our current understanding and future 

Hiroshi Niino (Univ. of Tokyo)

13:40-14:10 Big Data Assimilation: achievements and future directions (ビッグデータ同化:成果と今後の方向性) Takemasa Miyoshi (Riken)

14:10-14:40 Development and future prospects of cloud physics linked to mesoscale meteorology in East Asia (東アジアに おける、メソスケール気象学と関連した雲物理の発展と 将来展望)

Hiroshi Uyeda (Professor Emeritus, Nagoya Univ.)

14:40-15:00 Break

15:00-15:30 Toward a comprehensive understanding of diverse meso-α-scale cyclones (多様なメソαスケール低気圧の 包括的な理解に向けて)

Wataru Yanase (MRI, JMA)

15:30-16:00 Observation of mesoscale precipitation phenomena by radar from the space and the ground (宇宙・地上からの メソスケール降水現象の観測)

Nobuhiro Takahashi (Nagoya Univ.)

16:00-16:30 Quasi-stationary band-shaped precipitation

systems causing localized heavy rainfall (集中豪雨をもた らす線状降水帯)

Teruyuki Kato (JMA)

- 16:30-17:00 Typhoon observation with aircraft reconnaissance in the western North Pacific (台風の航空機観測) Hiroyuki Yamada (University of the Ryukyus)
- 世話人:坪木和久(名大宇地研),新野 宏(東大大気海洋研),吉崎正憲(立正大)

## 専門分科会の概要紹介

### YMC:海大陸域におけるマルチスケールな大気-海洋一陸面相互作用研究

日時:2018年10月29日(月)(大会第1日)13:00~17:00 場所: B 会場

- 趣旨: インド洋から太平洋にかけての暖水プール域に 広がる「海大陸」の気象・気候システムの理解と予 測技術の向上, さらには全球への影響の理解を目指 す国際プロジェクト YMC (Years of the Maritime Continent) が 2017 年 7 月より 2 年間の予定で始まっ ている.この間,テーマごとに集中観測を複数実施 する. 最初の集中観測が 2017 年 11 月-2018 年 1 月に インドネシア・スマトラ島西岸にて、日変化降水や MJO などを主対象として実施された.また,2018年 7-8 月にはベトナム~フィリピン~パラオに至る 海・陸域で夏季モンスーンに伴う降水現象や成層圏-対流圏相互作用などを対象にした集中観測も予定さ れている.本分科会では、これら集中観測の最新成 果を中心として,同域における様々な時空間スケー ルの大気-海洋-陸面相互作用に関する最新の研究成 果を持ち寄り,知見の共有を図る.
- 世話人:米山邦夫(海洋研究開発機構),竹見哲也(京都大学),安永数明(富山大学),那須野智江(海洋研究開発機構)

## 短寿命気候汚染物質(SLCP)による気候変動およ び影響の評価

日時:2018年10月29日(月)(大会第1日)13:00~17:00 場所:C会場

趣旨:エアロゾルおよびオゾンやメタンなどの微量気体は、大気汚染物質であるとともに、気候変動を引き起こす物質として知られており、短寿命気候汚染物質(SLCP)とも呼ばれる.SLCPは大気上端での放射強制力が正の物質と定義されることもあるが、本来は気候変動を引き起こす短寿命物質すべてを取り扱うべきである.微量気体は複雑な反応系、エアロゾルは「エアロゾル・放射相互作用」および「エアロゾル・雲相互作用」などの複雑なプロセスにより、それらの信頼度の高い定量的影響評価を行うことは困難な状況にある.この専門分科会では、SLCP

による気候変動の定量的評価に関して、研究の現状 を共有するとともに、SLCPによる健康・農作物等へ の影響についても考慮しつつ、今後取り組むべき課 題について議論する.

世話人:竹村俊彦(九州大学応用力学研究所),須藤健 悟(名古屋大学環境学研究科),鈴木健太郎(東京大 学大気海洋研究所),五藤大輔(国立環境研究所), 増富祐司(茨城大学農学部)

### 気象観測・予測情報の再生可能エネルギーなどの気 象ビジネス・サービスへの利活用

日時:2018年10月29日(月)(大会第1日)14:30~17:00 場所:D会場

- 趣旨: 気象観測・予測情報は、古くから水文・農業・ 雪氷分野において広く利用され、防災等に活用され てきた.また,保険・物流等の社会経済活動の中で も広く気象情報は利用されており、近年は太陽光・ 風力発電といった再生可能エネルギー分野でもその 利活用が期待されている. 2017 年に気象ビジネス推 進コンソーシアムが立ち上がり,今後も気象情報の 需要は増加することが考えられるが、多様な分野の 研究者・民間企業等の技術者が広く議論する場は少 ない. そこで本セッションは、気象情報の活用のた めの基礎的な研究から活用事例の紹介まで、再生可 能エネルギーだけでなく分野を問わず幅広く講演者 を募り、気象情報の今後の利活用方法について様々 な視点から議論することを目的とする.また、セッ ション終了後に意見交換を行うための場を設ける予 定である.興味のある方にはこちらにも積極的に参 加頂き、活発な議論・交流の機会として利用して頂 きたい.
- 世話人: 宇野史睦 (産業技術総合研究所),大竹秀明 (産 業技術総合研究所),島田照久(弘前大学),野原大 輔(電力中央研究所),吉田健二(伊藤忠テクノソリ ューションズ株式会社),宇田川佑介(構造計画研究 所/東京大学),山口浩司(日本気象協会),中島孝(東 海大学)

### 雲微物理モデリングの現状と可能性

日時:2018年10月31日(水)(大会第3日)09:30~11:30 場所:C会場

趣旨: 雲・降水粒子の生成・成長に関わる素過程は、水や熱の再分配を通して地球大気の循環に深く関与している.また、気候予測に不確実性を生み出す最大の要因とされる雲エアロゾル相互作用の解明という側面からも重要である.雲・降水粒子の粒径・形状・密度等の物理特性は、リモートセンシングによる地球環境監視のほか、気象災害リスク評価の観点からも重要な要素である.

雲・降水粒子に関わる素過程および粒子特性のモ デリングは、オイラー法(ビン法・バルク法)やラ グランジュ法による粒子成長方程式を基礎とする取 り組みが、半世紀にわたってなされるとともに、そ れらを応用した研究が進められている.これら異な るモデリング手法に関して、それぞれの特徴や現時 点での到達点を俯瞰し、今後のモデル間の連携、雲・ 降水粒子の直接・遠隔観測との連携の可能性につい て議論したい.

世話人:橋本明弘(気象研究所),佐藤陽祐(名古屋大学),端野典平(名古屋大学),大西領(海洋研究開 発機構),島伸一郎(兵庫県立大学)

### 理論・観測・数値シミュレーションによる惑星大気 研究の最前線と将来展望

日時:2018年10月31日(水)(大会第3日)13:30~17:00 場所:C会場

- 趣旨:20世紀後半から太陽系内惑星の大気に生じる諸 現象に関する理論的,観測的,数値的な研究がなさ れてきた.近年においては,系外惑星の発見が相次 いでおり,惑星大気科学の対象は広がりつつある. 現在は,我が国が主導的に関わる太陽系内惑星の探 査ミッションが進行中あるいは計画中であり,新た な宇宙望遠鏡を用いた系外惑星観測計画も諸外国に おいて進められている.観測面の今後の進展と理論 的研究・数値シミュレーションの発展,更にこれらの 結合により惑星大気諸現象に関する理解が深まるも のと期待される.この専門分科会では,観測,数値計 算,理論のあらゆる面で惑星大気の最新の研究成果 の発表を募集する.惑星大気に関する理解の現状を 概観し、将来の課題を展望する場としたい.
- 世話人:石渡正樹(北海道大学),高木征弘(京都産業 大学理学部),佐藤光輝(北海道大学),寺田直樹(東 北大学),高橋芳幸(神戸大学)

## 人工知能 (AI) は気象学にブレイクスルーをもたら すか?

日時:2018年10月31日(水)(大会第3日)13:30~17:00 場所:D会場

**趣旨**: 気象学では,これまでにデータ同化やガイダン ス等において,ベイズ推定や ニューラルネットワー クといった機械学習手法が用いられてきた.一方で, 近年 急速に発展してきた機械学習の一手法である ディープラーニング(深層学習)を初めとした人工 知能(AI)技術は、様々な分野において活用され、 成果を上げている.同時に、観測手法や計算機性能 の向上によって、高品質かつ膨大な量の気象データ の蓄積が進んでおり、AIの活用によって大きなブレ イクスルーを生み出すポテンシャルを秘めていると 言えよう.そこで本分科会では、古典的な機械学習 手法から最新のディープラーニングまでに関連した 研究事例を幅広く募集する.また、総合討論を通し て、気象学における AIの新しい利活用方法や利活用 に当たっての注意点等、将来展望について議論を行 いたい.

世話人: 松岡大祐(海洋研究開発機構), 筆保弘徳(横 浜国立大学), 伊藤耕介(琉球大学), 中野満寿男(海 洋研究開発機構), 楠研一(気象研究所), 大西領(海 洋研究開発機構)

### 全球降水観測計画「GPM」主衛星による中高緯度 降水観測の最前線-

日時:2018年11月1日(木)(大会第4日)13:30~17:00場所:A会場

- 趣旨: 2014年2月末に打上げられた日米共同開発の全 球降水観測計画「GPM」主衛星は、熱帯降雨観測衛 星 TRMM の観測範囲外であった中高緯度で、世界初 の衛星降水レーダ観測データを蓄積し続けている. GPM 主衛星搭載の二周波降水レーダ DPR により、二 周波観測に基づく降水粒子情報の推定が可能となり、 同じく GPM 主衛星搭載の GPM マイクロ波放射計 GMI と DPR の同時観測は、コンステレーション衛星 (GCOM-W/AMSR2 を含む) 搭載のマイクロ波放射 計からの降水推定を中高緯度も含めて高精度化する 役割を果たす.本専門分科会では、固体降水や潜熱 加熱のような GPM 主衛星による中高緯度降水観測の 最先端成果を集め,気象研究への有効利用を促進す る、CloudSat 衛星や CALIPSO 衛星、今後打上げ予定 の EarthCARE 衛星との複合利用, さらには DPR や AMSR2 の後継センサについて議論することも目的 とする.
- 世話人:高薮縁(東京大学大気海洋研究所),青梨和正 (気象庁気象研究所),高橋暢宏(名古屋大学),重 尚一(京都大学),久保田拓志(宇宙航空研究開発機 構)

#### 局地気象とくらし

日時:2018年11月1日(木)(大会第4日)14:30~17:00 場所:D会場

趣旨:2017年の夏は8月を中心に東北地方太平洋側でやませが吹き、農作物への影響が心配された.やませは東北地方太平洋側に凶作をもたらす風であるが、奥羽山脈を越えて吹き下ろす秋田の一部地域ではこの風を「宝風」と呼び、豊作をもたらす風を意味する.多様な地勢を持った日本では、特徴的な地形がもたらす局地気象が昔から数多く知られ、私たちのくらしに影響を与えてきた.その一方で近年数値モ

デルの高精度化や観測技術の向上により,局地気象のメカニズムの理解が進んでいる.

本分科会では、私たちのくらしに関わる全国の局地 気象について、昨今の研究手法に基づいた発表を気 象予報士、実務者、研究者等から幅広く募集したい. 具体的には、観測研究から数値モデルに至る様々な 手法に基づいた気象学的研究はもとより、防災、食、 農林水産、観光、都市気候などくらしを組み合わせ た調査研究を期待する.大学院生など若手の発表も 歓迎する. 世話人: 鈴木健斗(日本気象予報士会), 鈴木和明(元 福島地方気象台), 白川栄一(熊谷地方気象台), 杉 山公利(日本気象予報士会), 山下尭也(日本気象予 報士会), 大西晴夫(日本気象予報士会), 平松信昭 (日本気象協会), 岩田修(日本気象予報士会), 岡 田登志惠(日本気象予報士会), 荒川知子(田園調布 学園中等部・高等部)

## 研究会のお知らせ

大会期間中とその前後に以下の研究会が予定されています.興味のある方はご自由にご参加下さい.

#### 気象災害委員会・メソ気象研究会合同研究会

- 日時:2018年10月28日(日)大会前日 13:00~17:30
   場所:仙台国際センター 大会議室「萩」(宮城県仙台市青葉区青葉山)
- **コンビーナー**: 中村尚(異常気象分析検討会),竹見哲也 (気象災害委員会),坪木和久(メソ気象研究会)
- **テーマ**:「平成 30 年 7 月豪雨」に関する理解の現状と今後の課題
- 内容:気象庁が「平成30年7月豪雨」と命名した未曾有の豪 雨災害が,2018年7月上旬の梅雨末期に発生した.3日以上 に及ぶ大雨,最大1800mmの総降水量,九州から西日本, さらに岐阜県に至る広域で観測史上1位の降水量を観測す るなど,これらの特徴はこれまでの豪雨とは性格を異にす るきわめて特異なものであり,甚大な水害や土砂災害をも たらした.この豪雨については気象学的な意義だけでなく, 大災害という観点から社会的に大きな問題となっており, 気象学のコミュニティはこの現象についての社会に説明 する責任を負っている.その説明のためには,気象学・気 候学的に多様な角度からの調査・検討が必要である.その 一環として開催する本研究会では,遠隔影響など大規模循 環場,総観気象場,メソ降水系,水文学,地球温暖化との 関係,さらに予報の現場からの知見を集め,その理解と説 明を試みる.

#### プログラム:

- 13:00~13:10 趣旨説明 坪木和久(名古屋大学宇宙地球環 境研究所)
- 13:10~13:40 「広域豪雨をもたらした大規模大気循環の特 徴」中村 尚(東京大学先端科学技術研究センター)
- 13:40~14:10 「大雨をもたらした総観場における水蒸気輸送について」坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所)
- 14:10~14:40 「平成30年7月豪雨のメソスケール大気環境 場と降水系の発達」竹見哲也(京都大学防災研究所) 14:40~15:00 休憩
- 15:00~15:30 「気象レーダー等から読みとれる平成30年7 月豪雨の特徴とその将来頻度変化の解析」中北英一・ 山口弘誠・小坂田ゆかり(京都大学防災研究所)
- 15:30~16:00「平成30年7月豪雨に際して予報の現場が考え

たこと,行動したこと」(仮題)気象庁担当官

- 16:00~16:30「地球温暖化は平成30年7月の豪雨・猛暑にど う影響したか」渡部雅浩(東京大学大気海洋研究所)
- 16:30~17:00「2018年7月豪雨の降水特性と後方の上層トラ フの効果について」 高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所) 17:00-17:30 総合討論
- ※発表タイトルは、予告なく変更する場合があります. また、講演時間は若干前後することがあります.
- 世話人:中村 尚(東大),竹見哲也(京大),坪木和久(名 大宇地研),加藤輝之(気象庁),小倉義光(東大大気海 洋研)
- 連絡先:坪木和久(名大宇地研)

E-mail:tsuboki@nagoya-u.jp ※本研究会の開催に当たっては、日本学術振興会Belmont Forum国際共同研究「気候予測可能性と地域間連関」採択 課題「季節~10年規模の地域間連関が気候予測の改善へ 向けて持つ潜在的可能性(InterDec)」(代表:中村 尚) から支援を得た.

#### 統合的陸域圏研究連絡会

日時:2018年10月29日(月)(大会初日)17:00~19:00 場所:小会議室5(2F)

- テーマ:「気候変動に伴う陸面水循環の変化,及びそれが人間活動へ与える影響」
- 内容:気候変動が人間活動に及ぼす影響の大半は,陸域水循 環の変化(例えば,洪水リスク,河川の季節的な流況パタ ーン,潜在的に最大限利用可能な水資源量の変化)を通じ て生じると指摘されている.よって,気候変動予測を人間 社会の適応策に繋げるためには,気候変動に伴った陸域水 循環変化の予測が欠かせない.さらに,陸域水循環の変化 は,陸面の熱水収支を通じて気候変動に対してもフィード バックする.今回の研究会では,新田友子氏(東京大学生 産技研),横畠徳太氏(国立環境研),岡田将誌氏(国立 環境研)の3名を話題提供者に招き,気候変動に伴った陸 域水循環の変化,およびそれが人間社会に与える影響(主 に農業生産や土地利用)についての研究成果をご紹介頂き, このような予測研究の信頼性や利用可能性を高める上で の今後の課題について議論する.

問い合わせ先: 佐藤 永 (海洋研究開発機構) E-mail: hsato@jamstec.go.jp

#### 極域・寒冷域研究連絡会

日時:2018年10月29日(月)(大会初日)17:00~19:00 場所:中会議室 白橿2(3F)

- テーマ:「北極海の海氷減少の中緯度気候への影響は本当か?」 内容: 2000年代以降, 急激な北極海の海氷減少が観測されて います.この海氷減少が北極域のみならず、中緯度の気候 にも影響を与える可能性が指摘されています. 海氷減少と 時を同じくして観測されている冬季のユーラシア大陸の 気温低下傾向も、この海氷減少が原因であるとする主張が、 経年変動に見られる統計的関係や大気大循環モデル実験 に基づきなされています.しかし、ユーラシア大陸の気温 低下傾向は大気の内部変動(つまり偶然)によるものであ り海氷減少は原因ではない、という主張も最近されるよう になってきました.後者の主張は、少なくとも彼らのモデ ル実験では、海氷減少への気温応答がユーラシア大陸上で 得られないことに基づいています. 今回の研究会では本研 究課題に取り組んでいるお二方に講演いただき,これら相 反する主張について考える機会としたいと思います. 学会 参加者からの話題提供も歓迎しますので,ご希望の方は下 記連絡担当者またはお近くの当研究連絡会の世話人にお 声掛けください.
- プログラム:
- 1. 趣旨説明
- 「海氷-北極振動連関における成層圏過程・陸面過程・ 不確実性」 中村 哲(北海道大学)
- 「北極海氷変動に対する大気応答の同定と定量化」
   森正人(東京大学先端科学技術研究センター)

問い合わせ先:西井和晃(三重大学大学院生物資源学研究科) E-mail: nishii@bio.mie-u.ac.jp

#### オゾン研究連絡会

日時:2018年10月29日(月)(大会初日)17:00~19:00 場所:小会議室7(3F)

- テーマ:「オゾンに関する観測的研究の将来展望」
- 内容:今年2月に気象庁のオゾン観測の再編が行われ,札幌 と那覇のオゾンゾンデ観測が停止された.この停止は極め て残念ではあるが,この機会に,これまでの観測がもたら した,成層圏・対流圏におけるオゾンに関する科学的知見 をあらためてふりかえり,将来へ向けた議論を行いたい. とくに,これまでに蓄積された貴重なデータの活用,実測 データのない地点での情報の補完方法,継続されているつ くばと昭和基地におけるオゾンゾンデ観測やその他オゾ ン観測(全量観測,衛星観測等)の有用性などを議論した い.また,データ同化への活用などの数値モデルとの連携

や,官庁とコミュニティが一体となった長期観測の維持の 在り方などについても、広く参加者から意見をいただき、 共に考えてみたい.

プログラム: (全体で90~120分の予定)

「日本のオゾン観測について」 林田佐智子(奈良女子大学) 「気象庁のオゾン観測・解析に関する取り組み」 竹内綾子(気象庁) 「オゾンゾンデ観測に関する世界的動向」 藤原正智(北海道大学)

「ディスカッションとまとめ」 司会 林田佐智子 問い合わせ先:林田佐智子(奈良女子大学) E-mail: shayashida@cc.nara-wu.ac.jp

#### 第4回気象学史研究会

日時:2018年10月31日(水)(大会第3日)18:00~20:00 場所:小会議室1(1F)

テーマ:「わが国における大気放射学の草創と東北大学」

内容:わが国における大気放射学は,第二次世界大戦終戦の 1945年に東北帝国大学(1947年から東北大学)理学部教授 に就任した山本義一(1909~1980)によって草創され,山 本とその後継者たちによって世界的水準の研究に到達し ました.学生時代から長きにわたって山本と研究を続け, わが国の大気放射学の研究発展を担ってこられた田中氏 に,山本の創始した大気放射学研究の大気物理学における 重要性,その後の発展について貴重なご報告をいただきま す.

また,第二次世界大戦後の早い時期における日本の科 学研究活動の再構築という観点から当時の東北大学の特 に理学部における動向について加藤氏からご紹介いただ き,戦後わが国における大気物理学の発展過程について 考察を深めたいと思います.

本会合は気象学史研究に関心を持つ、より多くの方の 間の情報・意見交換をうながすため、学会員以外の方に も広く参加を呼びかけて開催いたします.

プログラム:

「わが国における大気放射学の草創」 田中正之(東北大学 名誉教授)

「第二次世界大戦時・戦後の東北大学と科学研究動向 〜理 学部の動向を中心に〜」 加藤 諭(東北大学史料館)

問い合わせ先:山本 哲 (気象研究所)

※メールでのお問い合わせは日本気象学会気象学史 研究連絡会ウェブサイトの問い合わせフォームをご 利用ください.

https://sites.google.com/site/meteorolhistoryjp/

## リクルートブースの設置について

ポスター発表が行われる場所に隣接して,会場内にリク ルートブースを設ける予定です.これは,民間企業から 適職に出会うための機会を提供して頂き,気象学会に所 属する大学院生や有期雇用研究者との間での情報交換 を通じて,彼らのキャリア形成をサポートすることが目 的です.参加予約手続きは不要です.ブースでは,ポス ター発表時間および昼休みをコアタイムとして、企業担日本気象株式会社(10月31日(水)開設) 当者が対応します.リクルートブースに出展予定の企業 は以下の通りです(2018年8月21日現在).

株式会社気象工学研究所(11月1日(木)開設) 気象情報通信株式会社(11月1日(木)開設)

一般財団法人日本気象協会(10月31日(水)開設)

## 2019年度春季大会の予告

2019 年度春季大会は、2019 年 5 月 15 日 (水) ~5 月 18 日 (土) に国立オリンピック記念青少年総合センターで開催され る予定です.大会告示は「天気」12月号に掲載予定です.なお、春季大会の講演申し込み締め切りは2019年2月頃となる予 定です.

## 大会第1日 〔10月29日(月)〕 13:00~17:00 口頭発表

## B 会場

### 専門分科会「YMC:海大陸域におけるマルチスケールな大気-海洋-陸面相互作用研究」

座長: 米山 邦夫 (JAMSTEC)

B151	安永	数明(富山大学)	赤道波擾乱における湿潤静的エネルギーの維持・減衰メカニズム の違い
B152	安永	数明 (富山大学)	赤道波擾乱における湿潤静的エネルギーに着目した伝搬メカニズムの違い
B153	飯田	大晴(富大院理)	熱帯域東インド洋における地域による水蒸気変動特性の違い
B154	清木	亜矢子(JAMSTEC)	海大陸における沿岸降水と大規模場との関係
B155	竹見	哲也(京大防災研)	寒侯期におけるマレー半島での降水の日変化と環境場との関係

#### 座長: 那須野 智江 (JAMSTEC)

B156	内木 詩歩(富山大院理工)	ひまわり8号高頻度観測から同定した熱帯域雲システムの日変化
B157	森 修一(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 集中観測におけるスマトラ南西沿岸陸域の対流 活動: Pre-YMC 2015 との比較
B158	横井 覚(JAMSTEC)	Pre-YMC 及び YMC-Sumatra2017 集中観測で見られた降水日変化の比較
B159	耿 驃(JAMSTEC)	2015 年と 2017 年にスマトラ島沖で観測された降水ステムの構造 の違い
B160	高須賀 大輔(東大 AORI・ JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 で観測された 4-6 日周期の大気擾乱と MJO との関係

#### 座長: 竹見 哲也 (京大防災研)

B161	伍 培明(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 期間中にスマトラ島で観測された地上の突風
B162	勝俣 昌己(JAMSTEC)	淡水フラックスによる海洋表層成層への影響の観測:YMC- Sumatra2017 集中観測の事例
B163	高野 雄紀(東大大気海洋 研)	YMC-Sumatra 2017 で観測された水の安定同位体比の変動
B164	奥川 椋介(富山大院理)	SCALE-RM を用いたスマトラ島西岸の沿岸降水帯に関する数値実 験
B165	那須野 智江(JAMSTEC)	YMC 期間中の季節内振動事例の全球非静力学モデルによる予測性 能

#### 座長: 安永 数明(富山大学)

B166	木下	武也(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 期間中のラジオゾンデ集中観測に基づく上部対 流圏の温度逆転領域に関する研究
B167	鈴木	順子(JAMSTEC)	YMC-Sumatra 2017 期間中に観測された水蒸気・オゾン変動
B168	城岡	竜一(JAMSTEC)	YMC-BSM2018 観測概要
B169	米山	邦夫(JAMSTEC)	YMC ラジオゾンデデータの品質管理

## 大会第1日 〔10月29日(月)〕 13:00~17:00 口頭発表

## C 会場

### 専門分科会「短寿命気候汚染物質(SLCP)による気候変動および影響の評価」

趣旨説明(5分) 竹村 俊彦(九大応力研)

#### 座長 : 鈴木 健太郎 (東大大気海洋研)

 C151
 黒川 純一 (ACAP)
 アジアにおける SLCP 関連物質排出量と長期トレンドの評価

 C152
 花岡 達也 (国立環境研究 所)
 温室効果ガス排出削減対策による共便益効果・相殺効果と短寿命 気候汚染物質削減シナリオの評価

 \*C153
 米川 大地 (千葉大学大学
 近年の千葉における NO2、VOC、対流圏オゾン濃度のトレンド解

院) 析 C154 須藤 健悟(名大院・環境 微量気体 SLCPs の長期変動と気候影響 学)

#### 座長 : 須藤 健悟 (名大院・環境学)

C155	大島	長(	長(気象研)		気象研究所地球システムモデルによる北極域におけるブラックカ ーボンの評価
C156	中田	真木	子(近大)		東アジア域における人為起源エアロゾルの影響
C157	五藤	大輔	(国環研)		全球高解像度シミュレーションによるエアロゾル物質収支と放射 強制力
*C158	本田	照裕	(九大総理]	E)	GOSAT TANSO-FTS TIR より導出された二酸化炭素濃度の 上部対流圏および下部成層圏の変動解析
*C159	外薗 理工学	健正 ≰府)	(九州大学	総合	気候モデルを用いたエアロゾルの上部対流圏・下部成層圏への輸送および大気放射・化学過程への影響

休憩(10分)

#### 座長 : 五藤 大輔 (国環研)

C160	竹村 俊彦(九大応力研)	大気海洋結合モデルを用いたエアロゾル排出量変化による気温変 化の解析
C161	鈴木 健太郎(東大大気海洋 研)	吸収性・散乱性エアロゾルの全球エネルギー収支への影響
C162	趙 樹雲(AORI)	The different impacts of black carbon and sulfate aerosols on global and tropical precipitation
C163	高橋 洋(首都大/JAM)	エアロゾルの大気水循環への影響 -プロセスによる分離-
C164	芳村 圭 (東大生研)	短寿命気候汚染物質による水ストレス・洪水暴露人口への影響
C165	増富 祐司 (茨大農)	大気エアロゾルによる日射量変化がアジア水稲生産に及ぼす影響 の評価

総合討論(15分) 竹村 俊彦(九大応力研)

各講演は15分、\*付きは10分

## 大会第1日 〔10月29日(月)〕 13:00~17:00

口頭発表

## D 会場

## 大気放射

### 座長 : 入江 仁士 (千葉大CEReS)

D157	Khatri Pradeep(CAOS)	Inferring surface PM2.5 from satellite observation
D156	Khatri Pradeep(CAOS)	Ice cloud vertical profiles and their roles on cloud retrievals using thermal infrared measurements
D155	林 昌宏(気象研)	ひまわり8号観測バンドにおける火山灰の放射特性
D154	石元 裕史 (気象研)	証 近赤外波長でのぬれ雪粒子の光散乱計算
D153	桃井 裕広 (東理大)	天空輝度を用いた水蒸気波長のセルフキャリブレーション法の検
D152	内山明博(環境研)	改造スカイラジオメーターによる月を光源としたエアロゾル光学 的厚さの推定(3)
D151	入江 仁士(千葉大 CEReS)	タイ中央部におけるバイオマスバーニングの特徴:スカイラジオ メーターと MAX-DOAS による同時観測
D151	1) たート (工 苗 十)	カノ由市がにわけてバノナーフバーーングの快渉・フカノラジナ

## 専門分科会「気象観測・予測情報の再生可能エネルギーなどの気象ビジネス・サービスへの利活用」 (14:30~)

#### 座長 : 宇野 史睦 (産総研)

D158	大竹	秀明	(産総研)	電力・エネルギー分野での気象情報の利用

D159 宇田川 佑介 (東大生研) 太陽光発電システム大量導入時における発電出力制御の必要性と 気象予測技術の影響

\*D160 吉野 純 (岐阜大工) WXBC 気象データ分析チャレンジ!の取り組み

- D161 堀尾 享司(千葉大学) 静止気象衛星ひまわり8号に基づく全天日射量データの想定外誤 差検知システムの構築 D162
  - 宇野 史睦 (産総研) 冬季における関東域の日射量予測大外し時の大気場の特徴
- 降水短時間予報を用いた力学系理論に基づくリアルタイム河川水 D163 熊井 暖陽((株)構造計 面) 位予測

#### 座長 : 野原 大輔 (電中研)

D164	東山	和寿	(早大)	気象学的解析の補助を目的とした深層畳み込みニューラルネット ワークに基づく特徴抽出
D165	吉田	健二	(CTC)	気象庁局地モデルを用いた風力発電出力予測について
D166	野原	大輔	(電中研)	風力発電出力急変事象(ランプ現象)のための確率的予測手法の 開発
D167	石崎	紀子	(筑波大)	風力発電予測における気圧パターンを考慮したモデル選択システ ムの構築
D168	永野	良紀	(日大・文理)	北海道と東北地方の発電量ランプの確率予測

#### 総合討論(15分) 宇野 史睦(産総研)

各講演は12分、\*付きは招待講演(16分)

## A 会場

## 熱帯大気

## 座長 : 柳瀬 亘 (気象研)

A201	森一正(高層台)	台風 Yancy (T9313)の形成・初期発達過程で組織された長続きす る強いメソ対流域 - 啓園丸 I レーダー観測と数値実験結果を用いた解析-
A202	藤原 圭太 (九大院・理)	秋季における台風の発達・構造変化に対する黒潮の遠隔影響: Chaba(2010)の事例
A203	金田 幸恵(名大 ISEE)	d4PDF でみられた日本東海上を北上する台風の将来変化
A204	柳瀬 亘(気象研)	台風の温帯低気圧化後の再発達に影響する要因の統計
A205	筆保 弘徳 (横浜国大)	急速発達する台風の気候学的特徴
A206	辻 和希 (横浜国大)	経路アンサンブルシミュレーションによる高潮ノモグラムの開発
A207	南出 将志(NASA JPL)	次世代静止気象衛星による全天赤外輝度温度観測の同化を通じた 台風予測の向上可能性
A208	佐藤 友徳(北大院地球環 境)	南アジアにおける移動性メソ対流系の気候学的特徴と年々変動
A209	内村 壮男 (九大院・理)	2017 年初冬にインド洋で発生したサイクロンによるロスビー波束 伝播の再強化
A210	中村 雄飛(東大大気海洋 研)	対流と結合した赤道 Kelvin 波・赤道 Rossby 波の構造と降水特性 に関する統計的研究
A211	高野 雄紀(東大大気海洋 研)	水の安定同位体比に反映される熱帯降水特性について
A212	柳瀬 友朗(京大院理)	数値実験による熱帯海洋上の対流雲の3次元構造の解析

## B 会場

## 気象予報・データ同化Ⅰ

## 座長 : 粟津 妙華 (理研計算科学)

B201	岡本	幸三 (気象研)	全天候赤外輝度温度同化に向けた、全球モデルシミュレーション と観測の比較
B202	計盛 報)	正博(気象庁数値予	マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの 評価 - 教帯域の積利雪の表現について-
B203	中川	雅之 (気象研)	気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善(第三報)
B204	吉田	聡(京大防災研白浜)	2018年7月豪雨の総観場予測可能性
B205	山口	宗彦(気象研)	GSMaPと1ヶ月予報を用いたインドネシアの干ばつの予測可能性
B206	粟津	妙華 (理研計算科学)	Fractions Skill Score を用いた降水データ同化
B207	小池 イ)	佳奈(エムティーア	ゲリラ豪雨検知アプリ「3D 雨雲ウォッチ」の全国展開について
B208	沼田	和臣(東京電力HD)	メソγスケールにおけるレーダーエコーデータを利用した突風発 生の事前判断基準の調査
B209	岡崎	淳史(理研計算科学)	台風を対象とした高密度降水レーダ反射強度の観測システムシミ ュレーション実験
B210	榎本	剛(京大防災研)	2013 年台風第 3 号 Yagi の高解像度予報実験
B211	大石	俊(名大 ISEE)	西部太平洋・東南アジア域における高解像度海洋同化システムの 構築
B212	大石	俊(名大 ISEE)	アガラス反転流域における水温前線の緩和過程

## C 会場

## 中層大気

## 座長 : 吉田 康平 (気象研)

澁谷 亮輔(JAMSTEC) 角 ゆかり(東大院理)	高解像度観測と数値モデルによる南極域中層大気重力波の力学 特性 成層圏突然昇温時の前線構造と重力波特性
安井 良輔(東大院理)	北極成層圏突然昇温に伴う赤道から南半球亜熱帯に及ぶ低温偏 差
吉田 康平 (気象研)	ー 大規模アンサンブル実験から見える成層圏突然昇温時の熱帯成 層圏対流圏結合
高麗 正史(東大院理)	Lapse-Rate Tropopause 高度の傾向方程式の導出とその適用
平野 創一朗 (東大院理)	南半球極域成層圏での波数1の準停滞性ロスビー波のクライマ トロジーと対流圏との関係
松下 優樹 (東大院理)	半球間結合を示唆する中層大気年々変動と太陽活動との関係
直江 寛明(気象研)	QBOi 実験において QBO が冬季成層圏中高緯度循環に与える影 響
小新大(東大院理)	中層大気のデータ同化におけるメンバー数の評価
中村 東奈(富士通 FIP)	オゾンを同化した化学気候モデルによる初期値を用いた南米 11 月のオゾン予測の試み
劉光宇(九大理院)	南極域におけるオゾン変動と力学場の関係
	<ul> <li>澁谷 亮輔 (JAMSTEC)</li> <li>角 ゆかり (東大院理)</li> <li>安井 良輔 (東大院理)</li> <li>吉田 康平 (気象研)</li> <li>高麗 正史 (東大院理)</li> <li>平野 創一朗 (東大院理)</li> <li>松下 優樹 (東大院理)</li> <li>直江 寛明 (気象研)</li> <li>小新 大 (東大院理)</li> <li>中村 東奈 (富士通 FIP)</li> <li>劉 光宇 (九大理院)</li> </ul>

## D 会場

## 大気境界層

#### 座長 : 山本 雄平 (京大院理)

D201	山本	雄平	(京大院理)	ひまわり8号にて観測された都市の空間構造と地表面温度との関係
D202	佐井	彩乃	(KUT)	北海道東部の冬季極値出現時における地域の日変動気候特性
D203	片野	陽登	(KUT)	気象庁長期再解析データ(DSJRA55)とウィンドプロファイラーの 比較
D204	橋口	浩之	(京大生存研)	Estimation of turbulence parameters in the lower troposphere from MU radar and UAV measurements
D205	小川	陽平	(防衛大)	都市域における CO2 フラックスの大気安定度依存性

#### 座長 : 西澤 誠也 (理研計算)

D206	中村	祐輔(立正大・院)	都市内外における境界層内の三次元風分布―ドップラーライダー
			を用いた移動観測―

- D207 矢野 雄大 (立正大) 立正大学・熊谷キャンパスのドップラーライダー観測によるスト リーク構造の調査
- 三浦 悠(岡山理大院・生物 肱川あらしの発達に谷筋の水平気圧傾度が及ぼす影響 D208
- D209 北村 祐二 (気象研) 大気境界層のグレーゾーンに対応した LES に基づく乱流スキーム の提案

D210 西澤 誠也 (理研計算) 強い降水に対するサブメソスケールの地形の影響

D211 西 暁史(筑波大・生命環 空っ風の風分布に対する地形の影響

地球)

日本気象学会 2018 年度秋季大会

## A 会場

## 降水システム I

## 座長 : 鈴木 真一(防災科研)

A301	上田	有佑(立正大学院地球	日本における海上竜巻の発生の特徴
	環境利	斗学研究科)	
A302	高増	厚司(北大院環境)	寒冷前線の上層雲に見られた時計回りの渦列の数値実験
A303	岩下	久人 (明星電気)	地上稠密気象観測により捉えられたダウンバースト発生時の風 向・風速変化
A304	櫻井	南海子 (防災科研)	2017年8月19日に東京で発生した雷雲の特徴
A305	鈴木	真一 (防災科研)	X バンド MP レーダーでとらえた 2013 年 9 月 2 日に埼玉県で発生 した竜巻の親雲の時間発展
A306	足立	透 (気象研)	茨城県行方市に突風被害をもたらした対流系の高速3次元観測
A307	岩井	宏徳(NICT)	ダウンバーストと関連する降水コアのドップラーライダー・レー ダ観測
A308	岩井	宏徳 (NICT)	台風に関連して発生したメソ渦
A309	益子	渉(気象研)	2018 年台風第6号の接近に伴い沖縄県伊江島で発生した竜巻の発 生過程
A310	益子	涉 (気象研)	2015 年台風第 15 号のコア域の風構造

## B 会場

## 気候システムI

座長 : 山根 正大 (先端研)

B301	堀之内	n 武(北大地球環境)	CMIP5 CGCM 群におけるジェットと降水の関係と梅雨の南北シフト
B302	尾瀬	智昭 (気象研)	気象研 60 km格子全球大気気候モデル温暖化実験における夏季東ア ジアの月別降水量変化の特徴
B303	谷田月 工)	县 亜紀代(弘前大理	極端降水評価のための APHRODITE アルゴリズムの改良
B304	山根	正大 (先端研)	相当温位に基づく梅雨前線の特定と大気循環場の解析
B305	松本	健吾(岡山大・院)	長期データに基づく東日本の梅雨最盛期の多降水年における日々 の降水特性と総観場に関する気候学的解析
B306	槌田	知恭(岡山大・院)	日本の梅雨期から盛夏期における大雨や短時間強雨での降水特性 や大気環境に関する気候学的解析
B307	川瀬	宏明 (気象研)	地球温暖化が近年の西日本の大雨発生頻度に及ぼす影響
B308	今田	由紀子 (気象研)	2017年7月九州北部豪雨に対する地球温暖化の寄与
B309	宮坂	貴文(JMBSC)	日本域の夏季降水量将来変化予測における大気海洋結合効果の影 響
B310	加藤 理科)	内藏進(岡大・教育・	暖候期を通した高知と岡山との降水量差形成に寄与する日々の降 水の特徴と大気場の総観気候学的解析

## C 会場

## 専門分科会「雲微物理モデリングの現状と可能性」

座長 : 佐藤 陽祐 (名大工)

C301	後藤 俊幸(名工大)	雲乱流と雲微物理
C302	齋藤泉(名工大院工)	乱流-雲粒相互作用に関する統計理論の DNS による検証
C303	野田 暁(JAMSTEC)	液滴を陽に考慮した境界層雲の3次元放射伝達モデルの開発
C304	大西 領(JAMSTEC)	粒子径解像・直接ラグランジアン雲粒子計算法
C305	島 伸一郎 (兵庫県大)	超水滴法の混相雲へ適用

#### 座長 : 大西 領 (JAMSTEC)

C306	端野 典	與平(名大 ISEE)	SHIPS を用いた北極混合相雲の研究
C307	橋本 明	月弘(気象研)	山岳性降雪雲における降水形成過程に関するバルク法雲微物理モ デルを用いた解析
C308	佐藤 陽	<b>湯祐(名大工)</b>	次世代気象気候ライブラリで利用可能な雷モデルの開発
C309	Roh W	oosub (AORI)	Evaluation of mixed-phase clouds over the Southern Ocean in NICAM using Joint simulator
C310	清木 诸	崔也(JAMSTEC)	全球・領域実験併用のすゝめ~普遍的な雲微物理の理解に向けて ~

総合討論(10分)

## D 会場

## 中高緯度大気

## 座長 : 木村 詞明 (東大・大気海洋研)

D301	木村 研)	詞明 (東大・大気海洋	近年の北極海氷動態の変化
D302	小山	朋子 (極地研)	ASR を利用したグリーンランドにおける月別降水量の解析
D303	大島 究所)	和裕(環境科学技術研	東シベリアの河氷融解に伴う急激な流量増加へ影響するオホーツ ク海高気圧
D304	平田	英隆(名大・宇地研)	メキシコ湾流からの潜熱/顕熱供給が爆弾低気圧へ与える影響
D305	佐藤	令於奈(福岡大院理)	冬季中緯度における雲量の季節内変動特性 -極東域における特徴-
D306	栃本 研)	英伍(東大大気海洋	日本付近で発達する温帯低気圧の構造と時間変化
D307	佐藤	尚毅(学芸大)	MJO の振幅の増加が関東地方の冬季の降水に与える影響
D308	本田	明治(新潟大理)	2018 年 1 月 11-12 日新潟市に大雪をもたらした循環場・総観場の 特徴

# 大会第3日 〔10月31日(水)〕 13:30~17:00 口頭発表

- - -

## A 会場

## 降水システムⅡ

## 座長 : 荒木 健太郎 (気象研)

A351	荒木	健太郎(気象研)	冬季首都圏降雪時におけるメソスケール環境場の時空間発展の 観測研究
A352	二宮 人))	洸三(無所属(個	1975年2月北西太平洋で二次的低気圧に発達した寒気内小低気圧 (PMC)
A353	山崎	一哉 (東大院理)	九州近海で爆発的対流域から発生した低気圧の解析
A354	高咲	良規 (立正大)	1982 年 7 月 23 日における長崎豪雨の数値解析
A355	田中	孝(那航・琉大)	2016年1月17日に先島諸島で発生した線状降水帯の形成要因
A356	川野	哲也 (九大院理)	平成29年7月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯の発雷特性
A357	高薮	縁(東大大気海洋研)	2018 西日本豪雨における亜熱帯ジェット蛇行の効果
A358	廣川	康隆(気象庁予報課)	線状降水帯発生条件の有効性についての客観的検証

## 座長 : 星野 俊介 (高層台)

A359	星野	俊介 (高層台)	GNSS 視線遅延量を用いた顕著現象の事例解析(2)
A360	酒井	哲 (気象研)	2017 年夏季の東京湾岸における水蒸気ライダー観測
A361	川村	誠治(NICT)	地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏観測展開とその初期結果
A362	清水	慎吾(防災科研)	地上デジタル放送波を用いた水蒸気遅延量の同化手法の開発 - 観測演算子の設計-
A363	寺村 学)	大輝(北大院環境科	北東アジア半乾燥地域におけるメソ対流系の発達に対する大気と 陸面の寄与
A364	川畑	拓矢 (気象研)	雲解像粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する確率分 布解析
A365	草薙	浩(京都ウェザー)	降水連続日数と一雨降水量の細分階級からみた日本の降水長期変 化

# 大会第3日 〔10月31日(水)〕 13:30~17:00 口

口頭発表

## B 会場

## 気候システムⅡ

座長 : 原田 やよい (MRI)

B351	林 オ	卡知也	(ハワイ大)	海洋亜表層における非線型力学加熱と ENSO 非対称性
B352	栗原	和夫	(無所属)	エルニーニョ現象に関わる 4.5 年周期大気変動の最近の状況
B353	直井 境)	萌香	(筑波大院生命環	ENSO の季節進行に伴う夏季北太平洋 Atmospheric Rivers の変調
B354	原田	やよい	ハ (MRI)	北半球夏季季節内振動明瞭時における大気大循環場の特徴
B355	小寺	邦彦	(気候研究部)	サヘルにおける近年の非常に深い対流の増加トレンドと 熱帯成層圏界面気温の低下との関係
B356	森下	秀城	(岡山大・教育)	11月初め頃における冬型気圧配置の季節的増加と広域場の背景 (1980~2016年の解析から)
B357	勝山	祐太	(北大院理)	北海道全域における積雪の地球温暖化影響評価
B358	高橋 (AO	千陽 RI))	(東大大気海洋研	2017年8月の北日本域の極端な寡照イベントに対する要因分析
B359	中村	知裕	(北大低温研)	オホーツク海海氷による広範囲の海面熱フラックス変動:ストー ムトラックと海洋混合層への影響の可能性

#### 座長 : 北野 慈和 (電中研)

- B360 桑名 佑典(岡山大・院) 低気圧活動からみるヨーロッパの季節サイクルに関する 比較気象学的研究(2000年を例に)
   B361 鬼頭 昭雄(気象業務支援セ 2010年代は北西太平洋における極端降水トレンドの変換点か?
- ンター)
- B362 釜堀 弘隆(気象研) 日本における台風降水量の変動
- B363
   村田 昭彦(気象研)
   地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測(その4)

   B364
   北野 慈和(電中研)
   日本列島を対象とした風向別風速極値の台風依存性
- B365 久保田 尚之(北大院理) ULAT: フィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの 開発プロジェクト
- B366
   久保田 尚之(北大院理)
   江戸時代後期に来航した外国船の航海日誌の気象データから復元 する日本周辺の気候

   B367
   牛山 朋來(土研
   ベトナム3都市圏における豪雨の温暖化影響

ICHARM)

# 大会第3日 〔10月31日(水)〕 13:30~17:00 口頭発表

## C 会場

## 専門分科会「理論・観測・数値シミュレーションによる惑星大気研究の最前線と将来展望」 座長 : 石渡 正樹(北大・理)

C351	杉本	憲彦	(慶大日吉物理)	現実的な東西平均加熱による金星スーパーローテーションの発生
C352	鈴木	杏那	(京産大理)	金星山岳波の励起・伝播過程と大気大循環に対する影響の解明
C353	高木	征弘	(京産大理)	金星上層大気の平均子午面循環について
C354	高橋	芳幸	(神戸大理)	放射伝達を陽に計算した金星大気大循環計算
C355	堀之内	可 武	(北大地球環境)	金星の雲層における角運動量収支と超回転
*C356	中川	雄太	(東大院理)	大気大循環モデルを用いた系外惑星の光度曲線解析による自転傾 斜角推定

## 座長 : 高橋 芳幸 (神戸大・理)

C357	佐藤	光輝	(北大・理)	惑星大気対流構造の解明にむけた雷放電探査観測計画
C358	中島	健介	(九大・理)	高解像度火星大気大循環モデル中の中小規模渦度擾乱
*C359	黒田	剛史	(NICT)	火星古気候の大気・水圏結合モデリング
*C360	中川	広務	(東北大学・理)	火星超高層大気中における大気重力波の特性
C361	吉田 究科)	奈央	(東北大学理学研	MAVEN/IUVS 観測による火星均質圏界面高度の季節変動
C362	寺田	直樹	(東北大理)	火星外圏における大気重力波の DSMC 計算

## 各講演は15分、\*付きは招待講演

## 大会第3日 〔10月31日(水)〕 13:30~17:00 口頭発表

## D 会場

## 専門分科会「人工知能(AI)は気象学にブレイクスルーをもたらすか?」

#### 趣旨説明

#### 座長 : 楠 研一 (気象研)

*D351	石川	宜広(気象庁)	気象庁天気予報ガイダンスにおける機戒学習の歴史と展望
D352	杉山	大祐(JAMSTEC)	深層ニューラルネットワークによるカメラ画像からの気象情報の 抽出
D353	増田	涼佑 (東北大院理)	深層学習とデジタルカメラを利用した雲光学的厚さ推定手法 の開発
D354	伊藤	純至 (東大大海研)	深層学習を利用した接地境界層パラメタリゼ−ションの構築
*D355	石津 気象研	尚喜(アルファ電子/ f)	突風防災のための CNN によるレーダー渦探知実験
D356	塚原	純(横浜国立大学院)	畳込みニューラルネットワークによる雲画像を用いた降雨および 短時間大雨の予測手法
D357	佐藤	晋介 (NICT)	深層学習によるフェーズドアレイ気象レーダーで観測された降水 エコー形態の分類
D358	北村	智文(JMA)	多層ニューラルネットを用いた衛星画像からの降水有無の推測に よる雨量計データの品質管理

#### 座長 : 筆保 弘徳 (横国大)

*D359	北本	朝展	(NII)	機械学習による台風雲パターンと温帯低気圧化の分析
D360	金崎	拓郎	(横浜国大)	機械学習を用いた台風検出器の開発と精度検証(第2報)
D361	嶋田	宇大	(気象研)	複数の SHIPS モデルとランダムフォレストを用いた台風強度予測
D362	大光寺 ウ)	▶ 岳	(キショウチョ	衛星画像を用いた深層学習による台風の強度推定
D363	棚原	慎也	(琉大院 理工)	Grad-CAM による台風強度予測の感度解析と水蒸気フラックスおよび角運動量との関連
D364	松岡	大祐	(JAMSTEC)	畳み込みニューラルネットワークを用いた熱帯低気圧の予兆検出 における性能評価
*D365	三好	建正	(理研計算科学)	気象学におけるAI活用を考える

### 総合討論

各講演は12分、\*付きは招待講演

## A 会場

## 降水システムⅢ

座長 : 當房 豊 (極地研)

A401	古家	正規 (金沢大学院)	原子間力顕微鏡を用いた個別雲凝結核の吸湿特性評価
A402	當房	豊(極地研)	黒い微粒子の氷核活性の評価
A403	田尻	拓也 (気象研)	Hybrid フレアー粒子の雲核・氷晶核能
A404	高橋	庸哉(北教大)	水飽和以下での雪結晶の成長条件を解明する鉛直過冷却雲 風洞実験
A405	石坂	雅昭(防災科研)	2018 北陸大雪時の降雪粒子の特徴
A406	中井 氷)	専人(防災科研・雪	2018年1月大雪時の新潟県における降水系と降雪時気温
A407	三隅	良平 (防災科研)	境界層の薄い層雲に検出された大きな雨滴 -Kaバンド偏波レー ダ観測および東京スカイツリーを利用した測定-
A408	篠田	太郎(名大 ISEE)	Ka帯偏波レーダとビデオゾンデにより観測された層状性降水固相 域の KDP 極大層
A409	瀬口	貴文(防衛大)	Jumping Cirrus の地上観測と衛星・ラジオゾンデ・地上レーダーに よる定量的解析
A410	玉井	健太郎(北大低温研)	2017 年台風 21 号(LAN)に伴う放射状巻雲バンドの数値実験

## B 会場

## 気候システムⅢ

## 座長 : 松村 伸治 (北大院地球環境)

B401	山中	大学(地球研)	海岸線地帯における大気水圏・生物圏・人類圏の「飽和」
B402	中村	哲(北大・地環研)	北極温暖化に伴うユーラシア陸面過程の気候メモリ効果
B403	松村 境)	伸治(北大院地球環	北太平洋と北大西洋温暖化に対する中緯度ジェットの応答
B404	遠藤	洋和(気象研)	温暖化に伴う平均降水量変化における海面水温パターン変化の 役割: 高解像度 MRI-AGCM と CMIP5 モデルの比較
B405	釜江 境)	陽一(筑波大生命環	複数の海面水温上昇分布を仮定した atmospheric river 発生頻度の 将来変化予測
B406	小玉	知央(JAMSTEC)	全球非静力学モデル NICAM 気候実験における水平解像度依存性
B407	筒井	純一(電中研)	気候モデルの CO2 濃度増加実験における有効放射強制力と 気候フィードバックパラメータの分析手法
B408	川合	秀明(気象研)	CMIP5 マルチモデルにおける温暖化時の北太平洋の海霧変化
B409	堀田	陽香(AORI)	気候モデル MIROC の雲微物理過程への格子内雲水変動の影響
B410	大石	龍太(東大大海研)	プロセスベースのグリーンランド氷床融解量推定 ~氷床結合 GCM に向けて

## C 会場

## 気象予報・データ同化Ⅱ

## 座長 : 黒澤 賢太 (理研計算科学)

C401	小槻	峻司(理研計算科学)	全球大気データ同化システム NICAM-LETKF を使った EFSO 観測 インパクト推定
C402	石橋	俊之(気象研)	航空機データの全球数値天気予報へのインパクトについて
C403	近藤	圭一 (気象研)	誤差分布の非ガウス性を考慮したデータ同化手法
C404	青梨	和正(気象研)	NEに基づく変分同化法への降水の混合対数正規分布の導入 (その2)
C405	斉藤	和雄(大気海洋研)	アンサンブルデータ同化のための摂動手法 (5)雲解像モデル LETKF の場合
C406	寺崎	康児 (理研計算科学)	GSMaP 降水データの観測誤差相関を考慮したデータ同化実験
C407	本田	匠 (理研計算科学)	ひまわり8号の輝度温度同化研究:台風に伴う降水予報の改善
C408	上清	直隆(気象研)	ひまわり8号雲域観測データの全球データ同化-高分解能情報を 利用した品質管理-
C409	前島 学)	康光(理研・計算科	高頻度・高分解能雷観測データと 100 m メッシュ SCALE-LETKF によるシミュレーションとの比較
C410	黒澤	賢太(理研計算科学)	数値天気予報とナウキャストを組み合わせた全球降水予測

## D 会場

## 大気力学

## 座長 : 宮本 佳明 (慶応大環境情報)

D401	吉﨑	正憲 (立正大学)	球座標系における浅水波(ラプラス潮汐方程式)の厳密解(2)
D402	板野 洋)	稔久(防衛大 地球海	目のある浅水渦上の軸対称擾乱の解析
D403	伊賀 研)	啓太(東大 大気海洋	円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流:速い流れと遅い流れの 比較
D404	宮本 報)	佳明(慶応大環境情	エクマンパンピングを介した不安定
D405	宮本 報)	佳明(慶応大環境情	第二の眼の壁雲の形成メカニズム
D406	山本	勝(九大応力研)	北太平洋西岸域の局所加熱に対する大気応答
D407	山中	大学 (地球研)	海岸線準拠の大気力学

## A 会場

## 専門分科会「全球降水観測計画「GPM」主衛星による中高緯度降水観測の最前線」

趣旨説明(2分) 高藪 縁(東大AORI)

## 座長 : 重 尚一 (京大院理)

A451	久保E	田拓志	全球降水観測計画「GPM」の進展と今後
	(JA)	KA/EORC)	
A452	山地	萌果(JAXA/EORC)	GPM/DPR で得られた全球雨滴粒径分布と降水特性の関係
A453	村田	文絵 (高知大理工)	高知・五台山における雨滴粒度分布の EOF 解析
A454	竃本	倫平(山口大院)	降雪粒子直接観測による GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズムの地上検証(その3)
A455	井口	俊夫 (NICT)	GPM/DPR による固体降水の検出
A456	黒澤	賢太 (理研計算科学)	GPM/DPR の固体降水フラグの初期検証:3.5km NICAM との比較
A457	秋山	静佳(京大院理)	GPM/DPR を用いた温帯低気圧に伴う激しい固体降水の解析
A458	辻 7	宏樹(東大大気海洋研)	GPM 潜熱加熱プロダクトを用いた北半球中緯度域の潜熱加熱分布の定量的調査
A459	広瀬	正史 (名城大)	GPM DPR データによる中高緯度域の降水気候値の抽出
A460	横山 研)	千恵(東大大気海洋	初夏の日本付近における降水特性の将来変化:GPM DPR 観測と CMIP5 大規模環境場予測とを用いた推定
A461	小槻	峻司 (理研計算科学)	NICAM-LETKF を用いた GPM/DPR 反射強度データ同化実験
休憩(10	)分)		

## 座長: 久保田 拓志 (JAXA/EORC)

A462	青梨 和正(気象研)	次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズム開発(その7):GPMの散乱アルゴリズムの誤差とJRA55環境変数の比較
A463	久保田 拓志	全球降水マップ GSMaP の降雪推定手法の開発
	(JAXA/EORC)	
A464	広瀬 民志(千葉大	アジアモンスーン域の主に暖かい雲からなる豪雨に対するひまわ
	CEReS)	り8号赤外マルチバンドの有効性
A465	谷田貝 亜紀代(弘前大理 工)	Preliminary evaluation of GPM IMERGE over three distinct climate regions with reference to APHRODITE
A466	岡本 創(九大応力研)	CloudSat-CALIPSO, Aeolus, EarthCARE と GPM による雲・降水解 析
A467	山本 宗尚(京大院理)	A-train データを用いた日本海上降雪雲の構造解析
A468	高橋 暢宏(名大 ISEE)	降水観測ミッションの将来像について

## B 会場

## 物質循環システム

座長 : 林 政彦(福大理)

B451 B452	鶴田 治雄(RESTEC) 渡邊 明(福島大・理工)	SPM テープろ紙の分析による福島第一原発事故直後の放射性物質 の長距離輸送現象 放射性物質を移行するナノ粒子の起源
B453	兼保 直樹 (産総研)	花粉センサー・データを利用した接地雲(霧)の検出 - 福島事故起源の放射性核種沈着メカニズムとして-
B454	林政彦(福大理)	1,11 月に Tarawa 上空で観測された熱帯対流圏界層巻雲の特性と起源
B455	山下 陽介(JAMSTEC)	<b>2016</b> 年9月にシベリア域で発生した森林火災に伴うエアロゾル輸送の NICAM-SPRINTARS と R/V「みらい」の観測結果を用いた解析
B456	安成 哲平(北大院工・北大 北極研セ)	Observed increased PM2.5 in Sapporo on April 27, 2018, due to smoke transports from East Eurasia
B457	程 炳沛(気象研究所)	Aerosol Mixing State Relevance to CCN Properties and Air Quality: Insights from Transmission Electronic Microscopy Observations in Japan
B458	黒崎 泰典 (鳥大・乾地研)	現地調査等によるダスト発生条件解明の試み
B459	河合 慶 (名大院環境)	2015 年 4 月 29~30 日にゴビ砂漠で発生したダストストームのシ ーロメーター観測:逆転層へのダストの取り込み

座長 : 出牛 真 (気象研)

B460	渡辺	幸一(富山県立大)	リアルタイム浮遊菌カウンタによる微生物粒子の計測
B461	梶野	瑞王(気象研)	衛星観測により対流圏下部オゾンに対する前駆物質排出量削減の 効果は検出できるのか
B462	出牛	真 (気象研)	都市キャノピーが関東域の夏季地上オキシダントに及ぼす影響
B463	中島	英彰(環境研)	南極昭和基地及び陸別における HCFC-22, HFC-23 の観測
B464	松井	仁志(名大環境学)	ブラックカーボンの放射強制力に対する混合状態の多様性と排出 時粒径の重要性
B465	眞木	貴史 (気象研)	衛星観測データの炭素循環逆解析への導入について
B466	阿保	真(首都大)	<b>CO2-DIAL</b> による境界層内 CO2 濃度の昼夜連続観測結果に対する source と sink の考察
B467	石戸谷	¥ 重之(産総研)	代々木における大気中酸素濃度の連続観測に基づく都市・大気間 の酸素/二酸化炭素交換比

C 会場

## 観測手法

## 座長 : 西澤 智明 (環境研)

C451	菅原	広史 (防大地球)	気温測定用強制通風管の吸い込み範囲
C452	山本	哲 (気象研究所)	地上気温観測における日射/放射影響評価のための基準観測方法 の検討
C453	山本	哲 (気象研究所)	露場地面付近の気温変動鉛直構造
C454	西澤	智明(環境研)	衛星搭載ライダーCALIOP データを用いた長期・全球エアロゾル コンポーネント解析
C455	萩原	雄一朗(JAXA)	NICAM/Joint-Simulator 出力を利用した EarthCARE/CPR ドップラ速 度誤差の評価
C456	大野	裕一(NICT)	WINDAS 鉛直速度観測を用いた高層雲の解析
C457	山本	真之(NICT)	次世代ウィンドプロファイラの研究開発

座長 : 民田 晴也 (名大宇地研)

C458	堀 康郎(安田電機暖房)	衛星放送電波を用いた降雨強度、雨量の測定
C459	西井 章 (高知大院理)	高知大学 MP レーダーネットワークによる合成降雨情報表示
C460	末澤 卓(首都大院システ ム)	マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダの初期精度評価
C461	真木 雅之 (鹿児島大)	船舶レーダによる噴石の検出実験
C462	民田 晴也(名大宇地研)	降雪粒子の立体形状とマイクロ波散乱特性
C463	山下 克也(防災科研)	降雪センサーを用いた降雪分布測定システム
C464	上條 賢一(東洋大)	伊豆半島周辺における海水温変動の複雑性解析 -外海と湾内の移動 LFD 比較のための一方法-

## D 会場

#### 気象教育・環境気象

#### 座長 : 藤部 文昭(首都大・都市環境)

D451	山本	晴彦	(山口大)	帝国日本における気象観測ネットワークの構築ー台湾総督府ー
D452	新井	直樹	(東海大学)	気象情報可視化ツール Wvis の開発と教育現場での活用
D453	名越	利幸	(岩手大教育)	理科教育用気象数値実験ソフト「Web-CReSS for Education」の開発
D454	藤部 境)	文昭	(首都大・都市環	日々の低温死亡率と気象条件との関係

## 専門分科会「局地気象とくらし」(14:30~)

#### 座長 : 白川 栄一(仙台航空測候所)

- D455 内山 常雄(予報士会) 自宅の気温の測定値で見る局地性と地域性
- D456 大西 晴夫(気象予報士会) 気象庁生活協同組合売店の来客数予想
- D457 伊藤 忠(予報士会東海支 暖湿流場における水蒸気収束/降雨バランスの揺らぎと周期的局地 部) 温度場との共鳴
- D458 関 陽平(三重大院生物資 最低気温前日差から見た冬季北海道の際立った気候

#### 座長 : 鈴木 和明 (元福島地方気象台)

- D459 中山 秀晃(予報士会) 関東地方の雨雪判別 -2018 年 1 月 22 日の降雪事例より-
- \*D460 小関 英明(東北能開大青森 青森県における積雪期の雪害による被災者数とその推測
- \*D461 高野 哲夫(気象予報士会) ニューラルネットワークを用いた新潟県内の冬期降水域の解析

各講演は12分、\*付きは招待講演

源)

校)

# 大会第3日 〔10月31日(水)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

P301	永井	政一	(京大院理)	動径方向にルジャンドル多項式展開を用いた球殻対流スペクトル モデルの構築
P302	盧 骛	黎媛(フ	九大総理工)	大気大循環の惑星半径依存性と Smagorinsky モデルの影響
P303	木下	仁(	気象庁予報課)	2015 年 12 月 12 日日本海で可視化された内部重力波について
P304	中島	翼(	九大院・理)	2016年4月12日に航空機が遭遇した低高度乱気流の発生メカニズム
P305	平野	洪賓	(防災科研)	大型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層高度推定
P306	何時	も卵(〕	東工大)	日本全域における地上水平風速の年間スペクトル特性
P307	春木 間学)	優杏	(兵県大院 環境人	領域気象モデルを用いたため池が周辺地域の気象に与える影響評 価
P308	鈴木	智恵	子(JAMSTEC)	近年の関東域における土地利用変化が地上気温とその変化に及ぼ す影響の評価
P309	池田	航一	(兵庫県立大)	海風が大阪湾沿岸都市域の暑熱環境に与える影響評価
P310	伊藤	智洸	(立正大院)	埼玉県熊谷市における都市と郊外の比湿差の特徴
P311	鈴木	健斗	(東北大院理)	乱流過程に着目した沿岸前線の数値シミュレーション
P312	渡来	靖 (1	立正大・地球環境)	長野市裾花川谷口ジェットの数値シミュレーション
P313	入山	拓斗	(兵庫県立大)	湖西線の列車運行に影響をもたらした比良おろしの事例解析
P314	関隆	を則(多	気象予報士会)	温室効果気体の実験教材
P315	飯泉	仁之ī	直(農研機構)	日別気象データを用いて推定された主要作物の全球栽培暦
P316	松下 研)	拓樹	(土木研・寒地土	降雪事例の発生頻度に関する簡易推定法について
P317	池田	翔(『	東北大院・理)	週間アンサンブルダウンスケーリング気象予報データの高度利用に関する研究
P318	渡邊	武志	(電中研)	-1 不いもら柄吉確半 ア 例 情報の 又 後に 同り しー コピュラを用いた数値気象モデルから得られた地表面風速の統計 的ダウンスケーリング 手法
P319	和田	章義	(気象研)	全球 7km 非静力学大気モデルによる 2016 年台風第 10 号の数値シ ミュレーション
P320	小司	禎教	(気象研)	3次元変分法による地上観測データ同化の対ゾンデ検証
P321	大塚	道子	(気象研)	ひまわり8号最適雲解析プロダクトの同化実験(その2)
P322	阿部	紫織	(MCC)	流域単位の気象予測による洪水予報精度向上の可能性
P323	大塚	成徳	(理研計算科学)	フェーズドアレイ気象レーダを用いた三次元降水ナウキャストの 精度評価
P324	山田	芳則	(気象研)	異なるバルク微物理モデルによる地上降水量の相互比較
P325	弘田	瑛士	(明治)	雲形の客観的判別に向けた雲の水平及び鉛直フラクタル次元計測
P326	南雲	信宏	(気象研)	凍雨の地上観測に基づく二重偏波レーダーによる凍結域・非凍結域 の調査
P327	當眞	嗣淳	(筑波大)	日本海の海面水温が北陸地方の降雪に及ぼす影響に関する研究
P328	松岡 源)	優輝	(三重大院生物資	寒気吹き出し中にみられる太平洋側の降雪
P329	野村	光春	(電中研)	冬季日本海降雪雲を対象とした雲粒子ゾンデ観測データと気象モ デル内の過冷却水滴の分布の比較
P330	岡田	靖子	(JAMSTEC)	大規模アンサンブルデータにおける地点別日降水量の将来変化
P331 P332	笠本 院) 末本	健士朗(大阪大学大学 健士(理研計算科学)	数値気象モデルを用いた都市の夏季降水に対する影響評価 - 京 阪神地域における長期解析- 台回 201318 号に伴う音巻の発生環境場に関する数値的研究	
--------------	----------------	--------------------------	---	
P333		ゆかり (防災利研)	□風 201510 ラにドノ电をジェニ朱光物に因り 3 数回時前几 略雲を伴う諸升重の V バンド厄油レーダー細測	
P334	工匠	健→(防災利研)	神色を行り頂に会の $A$ 、シー $m$ $k$ $\nu$ $r$ $m$ $k$ $\nu$ $m$ $n$ $h$ $\nu$ $m$	
P335	岩崎	速 (防火杆切) 博之 (群馬大教音学)	関東平野における対流雲に伴う渦の統計解析 全球規模で見た多重雷の出現特性	
P336	巣原	夢加(名古屋大学 環	全球衛星データ解析にもとづく積乱雲ライフサイクルの地域特性	
P337	現子切 折笠	成宏(気象研)	つくば地上モニタリング観測による実大気エアロゾルの雲核能・氷 晶核能の変動	
P338	岩崎	杉紀(防大)	Large-Sparse Cloud (粒径大きく個数密度少ない雲)の CPS ゾンデ とライダの同時観測結果	
P339	服部	充宏(日本気象協会)	XRAIN データの高速道路運転特性把握への応用	
P340	青木	誠(NICT)	航空機搭載 CO2DIAL の開発-CO2濃度計測地上試験-	
P341	谷川	朋範(気象研)	ISSW 法による積雪不純物濃度の推定	
P342	吉田 (株))	大紀(気象情報通信	通風量を制御した温度計の省電力型強制通風筒の開発	
P343	神质	<b>憂孝(環境研)</b>	走査型干渉計を用いた高スペクトル分解ライダーの開発	
P344	及川	栄治(九大応力研)	高スペクトル分解ライダーとラマンライダーで観測されるダスト の光学性性	
P345	花土	弘(NICT)	の元半村住 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 −マイクロ波放射計との同時観測−	
P346	大東	忠保(防災科研)	Ka帯偏波雲レーダーによって観測される晴天エコー	
P347	堀江	宏昭(NICT)	EarthCARE/CPR 検証用地上設置雲観測レーダの開発状況とテスト 観測結果	
P348	瀬古	弘 (気象研)	ドップラーレーダで得られた降水周辺の屈折率分布の特徴	
P349	小林	隆久(電中研)	不規則形状の雪散乱データベースを用いた降水減衰特性推定手法 の検証	
P350	佐野	哲也(NICT)	フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理-降雨減衰の影響範囲の推定-	
P351	中村 ム)	賢人(首都大 システ	X 帯気象用フェーズドアレイレーダを用いた 3 次元セルトラッキ ング手法の初期検討	
P352	長谷川	泰一(九州大学)	EarthCARE 衛星搭載高スペクトル分解ライダ ATLID を用いた氷粒 子タイプ識別解析	
P353	妻鹿 デザイ	友昭(首都大システム イン)	雨量計補正 GSMaP (GSMaP Gauge)への更なる地上観測データ利用 手法の開発	
P354	田島	知子(JAXA/EORC)	衛星全球降水マップ GSMaP による異常気象モニタリングの検討	
P355	山内	晃(東大大気海洋研)	CloudSat 衛星データから得られた黒潮上の雲の鉛直構造について	
P356	月原	健太郎(九大応力研)	CloudSat-CALIPSO 衛星を用いた海面散乱断面積と雲・降水特性抽 出	
P357	神澤	望(首都大院)	20 世紀における夏季アジアモンスーンの季節降水量の年々変動・ 極値の長期変化	
P358	局谷	h平(気家研)	夏学北四太平洋センメーンに対するインド洋海面水温の寄与	
P359 P360	杉本	志羅(JAMSTEC) 彩紀(引前大)	大規模アンサンブルテータによる南アジアモンスーン極端年の将 来変化 赤道付近における Dry Intrusion の検出と出租傾向	
P361	単1単 山田	注亚 (IAMSTEC)		
1 501	нч нч	T = (JAWOILC)	Menni Ami 主天族につける日本の移動还反の有不及上	

P362	長谷川 聡	:(東大 AORI)	比較 SPI 及び比較 SPEI を用いた 4℃昇温時の気象学的渇水の比較
P363	小倉 知夫	(国環研)	CO2濃度増加の瞬時放射強制力に起因する降水予測の不確実性
P364	伊東 瑠衣	(JMBSC)	CMIP5 マルチモデルアンサンブルとの比較による MRI-AGCM で 表現する降水の将来変化の不確実性の評価
P365	高橋 洋	(首都大/JAM)	CMIP5 モデルでの系統的な乾燥バイアス:水蒸気量と降水特性の関係
P366	大谷 和男	(テレビせとうち)	季節進行の中でみた7月前半頃における長崎・鹿児島での大雨日の 総観的特徴
P367	高橋 信人	.(宮城大学)	JRA-55 から作成した前線帯指数で表現した日本の気候変動
P368	末藤 菜保	: (弘前大)	Atmospheric River が日本の豪雨に与える影響
P369	若月 泰孝	:(茨城大理)	ハイブリッドダウンスケーリングにおける降水量補正法の検討
P370	南口 侑希	(大阪大学)	「平成26年8月豪雨」を対象とした疑似温暖化実験による降水量の感度解析
P371	福井 真	(東北大)	従来型観測のみを用いた領域再解析の冬季降水の再現性
P372	石川 一郎	(気象研)	気候監視・季節予報のための海洋データ同化システムの改良
P373	野坂 真也	(気象研)	海面水温の時空間解像度が地域気候モデルの再現性に与える影響
P374	藤原 正智	'(北大地球環境)	過去の大規模火山噴火にともなう全球地表気温の変化
P375	保坂 征宏	: (気象研)	光吸収性エアロゾルの監視と大気・雪氷系の放射収支への影響評価
P376	堀 正岳	(JAMSTEC / IACE)	d4pdf を用いた北極域における極端低気圧の発生頻度の長期的傾向と季節性に関する研究
P377	相澤 拓郎	5(東大 AORI)	地球システムモデル MRI-ESM2 の北極域における数十年規模変動
P378	星 亮輔 境)	(首都大院 都市環	冬季の AO と続く夏季の気候の関係性の長期変化
P379	杉田 考史	(NIES)	西シベリア上空 100 hPa の成層圏メタンの季節変動(その 2)
P380	林田 佐智	'子(奈良女大)	北インドで観測されるメタン季節変動の解析
P381	秋吉 英治	(環境研)	北半球中高緯度で低いオゾン全量を示す領域面積の温室効果ガス 濃度依存性
P382	渡辺 幸-	・ (富山県立大)	北陸地方における上空大気中の過酸化水素およびホルムアルデヒ ド濃度の測定
P383	佐藤 陽祐	i(名大工)	福島第1原子力発電所事故起源の放射性物質を対象とした大気拡 散モデルの特性評価
P384	川野 いち	子(奈良女子大)	奈良盆地における地上光学観測データ解析によるエアロゾルの特徴
P385	中辻 菜穂	〔(奈良女子大)	地上観測と衛星観測による奈良におけるエアロゾルの研究
P386	張 代洲 () 共生)	熊本県立大学・環境	Asian Dust Particles at Desert, Coastal and Offshore Areas
P387	田中 泰宙	(気象研)	データ同化手法を応用した鉱物ダスト発生量の定量的解析
P388	宮川 拓真	(JAMSTEC)	UAV を用いた大気組成計測のための小型装置の検討
P389	関口 美保	:(海洋大)	SGLIの観測バンドに特化した気体吸収テーブルの開発
P390	西澤慶一	· (電中研)	地球温暖化緩和シナリオを検討するための調節放射強制力の簡易 評価法
P391	名本 彩乃	,(九大)	海氷・海面水温が冬季成層圏循環に及ぼす影響
P392	磯田 総子	· (NICT)	オープンサイエンスを目指した大気科学研究データの共有
P393	柴田 清孝	(KUT)	オゾン QBO における化学と輸送の役割分担について
P394	塩崎 公大	:(京大院理)	NINO.3 インデックスと日本付近における冬の寒暖との関係

P395	山下	晃平(東工大 神田研)	気象・火災予測モデル WRF-Fire の市街地火災への適用
P396	鈴木	和良(JAMSTEC)	WRF-ARW を用いた陸面モデルの違いによるシベリア域の降雪・積 雪深予測の不確実性について
P397	村崎	万代 (気象研)	異なる SST データによる客観解析値が領域モデルの地上気温再現 性に及ぼす影響
P398	高橋	直也 (東北大院理)	夏季北太平洋の海洋前線帯における下層雲変動と温度移流の関係
P399	宮本 礎)	大輔(日大院・総合基	2017 年夏季に出現・停滞したオホーツク海高気圧に関する総観気 候学的解析
P3a0	春日	悟(新大院)	寒冷渦とトラフの波列構造の差異
P3a1	田村	健太(北大院環境科学)	北海道西岸沖に発生するポーラーローの感度実験に対する応答と その要因
P3a2	馬場	賢治(酪農大環境)	北海道における 2007/08~2017/18 の冬季落雷の傾向
P3a3	北畠	尚子(気象大)	SSMIS データを用いた台風構造と強度の関係についての研究
P3a4	片山	卓彦 (東京海上研究所)	大規模アンサンブル実験結果を用いた台風季節予報の可能性調査
P3a5	山崎	聖太 (京大院理)	対流圏内の鉛直温度分布が台風強度に及ぼす影響
P3a6	藤本	竜也(富山大)	大気追跡風データを用いた 2016 年台風 14 号の日周期変動に関す る研究
P3a7	西憲	、敬(福岡大理)	NICAM データにみられた大規模雲域の変形過程
P3a8	服部	美紀(JAMSTEC)	Pre-YMC2015 におけるインドネシア・スマトラ域ラジオゾンデ観 測のインパクト

# 大会第4日 〔11月1日(木)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

P401	伊藤	享洋 (気象庁海洋気象)	波数1の渦 Rossby 波の不安定成長と鉛直相互作用
P402	金子	航(東大大気海洋研)	亜熱帯ジェット気流の蛇行の定量化と解析
P403	西原	佑亮(九大院理)	西日本周辺域で航空機が遭遇した乱気流の発生メカニズム
P404	阿部	康一((公財)環境科学	シーロメーターの境界層高度と混合層・大気境界層高度の比較
P405	技術が 後藤	†究所) 和恭(電中研)	複雑地形上の自然風を対象とした風向変動特性の把握
P406	古田	充(同志社大学)	高層気象観測データに見られる福岡の下層大気の長期変化
P407	清野	直子 (気象研)	気温予測精度向上にむけた都市キャノピースキーム SPUC の高度
P408	山本	雄志 (兵庫県立大)	化 領域気象モデルを用いた琵琶湖がもたらす暑熱環境への影響の評 価
P409	明石	亮 (長野地台)	小型ドローンを用いたクールアイランドの気温鉛直分布の観測
P410	山根	省三(同志社大理工)	暖候期の京阪奈地域に発達する局地循環の解析
P411	佐井	彩乃(KUT)	北海道陸別の厳冬期における局地循環日変動の気候値
P412	井上	誠 (秋田県大)	秋田県生保内地方の局地風に関する研究
P413	川端	康弘 (気象研)	関東地方における視程について
P414	眞崎	良光(弘前大)	スキー場積雪深記録の活用に向けた検討
P415	吉田	龍平(福島大理工)	気候の不安定化が世界の食料安全保障に与える影響の評価
P416	川添	祥(JAMSTEC)	d4PDF を用いた日本周辺における突風発生環境場の将来変化
P417	池上	慶希(釧路地台)	MJ-SiB 積雪サブモデルへの霜ざらめ化の効果
P418	南出	将志(NASA JPL)	2017年12月にカリフォルニアで発生した山火事のエアロゾル予測
P419	横田	祥 (気象研)	に対する影響評価とその予測可能性 現業メソ同化システムを用いた 4DVar, En4DVar, 4DEnVar の比較
P420	多田	真嵩 (東大新領域)	水蒸気同位体データ同化による気象予測改善に向けて
P421	加藤	雅也(名大宇地研)	雲解像モデルと分布型降雨流出モデルを用いた日々の河川流量シ ミュレーシュン~その2~
P422	五十嵐	(大地(茨城大理)	選択的アンサンブルによる短時間降水予測実験
P423	加藤	亮平(防災科研)	局地的大雨に対するナウキャストと数値予測を併合させたブレン
P424	酒井	健人 (兵庫県立大学)	ラインラナ側=2016年8月24日事例= 超水滴法の氷相過程への適用とボックスモデルでの検証
P425	木下	直樹(九大院・理)	ice-ice collisions による二次氷晶生成過程の数値モデルへの導入と 軍季請判奪におけるその効果
P426	更科	孟 (富山大院理工)	富山における積雪深増加時の気象場・降水粒子特性に関する研究
P427	本吉	弘岐(防災科研)	南岸低気圧通過時の降雪結晶の連続観測と粒子の落下特性
P428	佐久間 合基磷	] 理絵(日本大学院・総 を)	九州地方における冬季降水の出現率
P429	長谷	健太郎 (京大防災研)	総観規模条件による日本域春季の降水の統計解析
P430	高橋	麗 (筑波大)	平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の事例解析 - 発生メカニズムとエ アロゾルー

P431	加藤	大輔(TMRI)	堤防決壊に伴う経済的被害の定量評価に向けたベトナム・レッドリ バー河川流出モデル構築
P432	岩下	久人 (明星電気)	地上稠密気象観測データにより推測されるダウンバーストの実ス
P433	佐野	哲也(NICT)	複数のリモートセンシング観測による大阪平野の局地的大雨の事 例解析
P434	山田	修稔(大電通大)	MU レーダー高時間分解能観測による台風 0918 号の内部構造
P435	鈴木	真一 (防災科研)	2017 年 7 月 4 日にドップラーライダーで観測された竜巻状の渦と それをもたらした積乱雲の Ka バンドレーダー及び X バンド MP レ ーダーによる観測
P436	櫻井	南海子 (防災科研)	X バンド MP レーダーを用いた発雷指標の検討
P437	吉田	智 (気象研)	観測システムシミュレーション実験(OSSE) による水蒸気ライダー
P438	高橋	暢宏(名大 ISEE)	の影響評価 「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) レジリエントな 防災・減災機能の強化」におけるマルチパラメータフェーズドアレ イ気象レーダ (MP-PAWR)の開発について (続報)
P439	松下 研)	拓樹(土木研・寒地土	X-MPを用いた地上吹雪の定量的把握の可能性
P440	安藤	大貴 (明大)	雲の三次元構造解析による幾何学的特徴量抽出手法の開発
P441	工藤	玲(気象研)	日射の輝度分布測定のための全天カメラの開発
P442	小司	禎教 (気象研)	1990 年代の GPS 可降水量再解析
P443	永井	智広 (気象研)	二酸化窒素観測用差分吸収法ライダー(DIAL)の開発(Ⅲ)
P444	白石	浩一(福大理)	ライダーと地上サンプリングによる大気エアロゾルの蛍光計測と 蛍光物質の同定
P445	佐藤	英一 (気象研)	気象レーダー位相による屈折率の推定について
P446	浅井	啓太郎 (神戸高専)	Ku帯広帯域二重偏波レーダによる降水観測-2017年6月1日の事例-
P447	滝澤	直也(首都大)	MMSE 法を用いたドップラースペクトル推定
P448	石井	昌憲(情通研)	コヒーレト方式と直接検波方式によるドップラー風ライダーによ る同期観測
P449	花土	弘(NICT)	マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)送信 波測定について
P450	菊池	博史(首都大)	気象用フェーズドアレイレーダネットワークにおける降雨強度推 定精度の向上に関する検討
P451	前坂	剛(防災科研)	マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)のスト
P452	菊池	麻紀(JAXA)	衛星搭載アクティブセンサによる雲・降水システムとその粒子構成 の海陸特性
P453	野津	雅人(首都大)	ヴェトナム北部における GSMaP 降水量パフォーマンスと鉛直雨量 ムエトロル時
P454	瀬戸	心太 (長大院工)	GPM/DPR アルゴリズムで推定された雨滴粒径分布パラメータの事 例検証
P455	須藤	佑実 (明治大)	地球照分光観測による地球放射フラックスのモニタリング
P456	酒井	省吾(東北大院理)	Himawari-8/AHI を用いた雲の光学的厚さと雲頂高度の簡易型導出 手法の開発
P457	神澤	望(首都大院)	d4PDFにおける夏季アジアモンスーン降水量の将来変化
P458	杉原 源)	直樹(三重大院生物資	ソマリジェットが及ぼす南半球から北半球への遠隔影響
P459	織茂	奈津美 (東工大)	インドシナ半島における長寿命台風をもたらす気象場の抽出

P460	松浦 果菜(首都大院)	北西太平洋における弱い熱帯擾乱を含めた熱帯低気圧の将来変化
P461	吉田 康平 (気象研)	大規模アンサンブル実験による熱帯低気圧の将来変化のシナリオ 依存性
P462	立入 郁(JAMSTEC)	2℃安定化シナリオと 1.5℃オーバーシュートシナリオ
P463	山本 園実(名城大)	アラビア半島における降雨の空間的特徴
P464	野坂 真也 (気象研)	将来の融雪期における安定層崩壊に伴う局地的な風速の強化と気温上星の加速
P465	中川 清隆(立正大・地球環境 科学)	最近 30 年間における我が国上空の対流圏気温減率の地域差
P466	西森 基貴 (農研機構・農環 研)	経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による日本域の気候・農業気象要素の将来変化
P467	村田 文絵(高知大理工)	四国の長期日降水量データを用いた経年変化傾向の解析
P468	渡邊 美幸(TU)	日本海側の冬季雷の経年変化とその要因
P469	杉野 伊吹 (茨城大学理)	高解像度領域気候実験による夏季関東域の都市効果の評価
P470	増田 南波(弘前大)	NHRCM を用いた日本域降水内挿手法の評価
P471	遠藤 伸彦(農研機構・農環 研)	NHRCM 地表面日射量の再現性評価 – 衛星観測・再解析・気候モデル  ル  れたの  の  位置づけ –
P472	佐々井 崇博(東北大院理)	地域気候モデルを用いた 5km 解像度大規模アンサンブル実験:豪 雪の将来予測
P473	新田 友子 (東大生研)	統合陸域シミュレータの開発と気候モデルとの結合に向けた検討
P474	吉田 奈津妃(東工大)	全球における気候と地下水位・土壌水分の平衡状態の関係
P475	井上 忠雄(JAMSTEC ICliP)	湿地メタン放出-気候フィードバック研究のための地球システム モデル開発
P476	大垣内 るみ (JAMSTEC)	氷河性ダストが氷期の気候に与える影響
P477	花戸 佑輔(日本大院・総合基 磁)	WNPIと ENPI の正負卓越年にみられる特徴
P478	小林ちあき(気象研)	対流圏 EP-Flux の ENSO 応答と予測可能性
P479	石戸谷 重之 (産総研)	南鳥島における大気中酸素濃度の連続観測-第2報-
P480	保科 優(環境研)	東京における人為起源 CO2 推定のための O2, CO2 連続観測
P481	齋藤 尚子(千葉大環境リモ セン)	GOSAT-2 と地上観測による全球のメタン放出量推定と評価手法の 包括的研究(その1)
P482	吉田 幸生 (環境研)	GOSAT および GOSAT-2 の短波長赤外プロダクトの検討状況
P483	山口 小雪 (奈良女子大学)	那覇で観測された対流圏オゾンの増大現象について
P484	呂 曉萍(奈良女子大学)	中国の農業残渣焼却が与える大気汚染への影響分析
P485	黒﨑 豊(北大環科院)	グリーンランド氷床北西部 SIGMA-A サイトにおける積雪表層の水 安定同位体と大気循環場の関係
P486	黒田 剛史(NICT)	ひまわり 8 号データと大気モデルを用いた PM2.5 同化予測システ 人の構築
P487	財前 祐二 (気象研)	エアロゾルモデルを用いた非降水時の視程予測の試み
P488	柴田 隆(名大院環境)	ニーオルスンライダーによる高緯度北極対流圏エアロゾルの季節 変化
P489	山内 晃(東大大気海洋研)	EarthCARE 衛星に向けた放射プロダクトの開発
P490	木本 絢子 (気象工学)	日射量短時間予測システムの気象衛星ひまわり8号を用いた改良
P491	村上 英世(いいエコ研)	人工放射冷却に関する基礎検討
P492	松山 裕矢(九大院理)	成層圏におけるプラネタリー波の反射について(Ⅱ)

P493	菅原	敏(宮教大)	熱帯成層圏大気の重力分離とその数値シミュレーション
P494	渡邊	武志 (電中研)	衛星観測から得られる雲特徴量を用いた地表面日射量時系列パタ ーンの推定
P495	荒川	隆 (RIST)	非同期結合ソフトウェアの設計と開発
P496	渡邉	俊一(JMBSC)	高解像度海洋モデルによる海面水温高解像度化が地域気候モデル 再現に与える影響の評価
P497	永田 源)	桃子(三重大院生物資	東シベリアの森林の消失が北半球の大気循環に及ぼす影響
P498	大島 究所)	和裕(環境科学技術研	北極と南極へ流入する水蒸気輸送の近年変化の地域的特徴
P499	入江	健太 (学芸大)	2016 年台風 10 号と上層寒冷低気圧のカップリングについて
P4a0	山口	純平(東北大院理)	2016 年 1 月の大寒波におけるシベリア高気圧発達の QGPV inversion による解析
P4a1	紀平	旭範(富山大院理工)	冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯の変動に関する研究
P4a2	久保川	陽呂鎮 (AORI)	全球非静力学大気海洋結合モデルを用いた 2012 年の Arctic Cyclone の研究
P4a3	小山	亮(気象研)	TRMM/GPM から得られた台風内部の潜熱加熱プロファイルの特徴ーシミュレーションとの比較-
P4a4	高村	奈央 (気象庁)	2016年8月から9月にみられた台風の温帯低気圧化の特徴
P4a5	福田	航平 (富山大院)	大気追跡風を用いた台風の日周期に関する研究
P4a6	テリー 学院・	- アタリフォ(東北大 理)	Influence of El Nino Southern Oscillation on Tropical Cyclone Activity in the Southwest Pacific.
P4a7	豊嶋	紘一(千葉大 CEReS)	GPM/KuR を用いた anvil 検出と孤立積乱雲のライフサイクルについて
P4a8	松﨑 境)	祐太(首都大 都市環	北半球冬季における海洋大陸の風系分布

### 講演者索引

< A >	
Abe Koichi(阿部 康一)	P404
Abe Shiori(阿部 紫織)	P322
Abo Makoto(阿保 真)	B466
Adachi Toru(足立 透)	A306
Aizawa Takuro(相澤 拓郎)	P377
Akashi Tasuku(明石 亮)	P409
Akiyama Shizuka(秋山 静佳)	A457
Akiyoshi Hideharu(秋吉 英治)	P381
Ando Daiki(安藤 大貴)	P440
Aoki Makoto(青木 誠)	P340
Aonashi Kazumasa(青梨 和正)	A462
Aonashi Kazumasa(青梨 和正)	C404
Arai Naoki(新井 直樹)	D452
Arakawa Takashi(荒川 隆)	P495
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	A351
Asai Keitaro(浅井 啓太郎)	P446
Awazu Taeka (粟津 妙華)	B206
< B >	
Baba Kenii(馬場 賢治)	P3a2
< C >	
Ching Pingpui(程 炳沛)	B457
< D >	
Daikoji Gaku(大光寺 岳)	D362
Deushi Makoto(出牛 真)	B462
< E >	
Endo Hirokazu(遠藤 洋和)	B404
Endo Nobuhiko(遠藤 伸彦)	P471
Enomoto Takeshi(榎本 剛)	B210
< F >	
Fudeyasu Hironori(筆保 弘徳)	A205
Fujibe Fumiaki(藤部 文昭)	D454
Fujimoto Tatsuva(藤本 竜也)	P3a6
Fujiwara Keita(藤原 圭太)	A202
Fujiwara Masatomo(藤原 正智)	P374
Fukuda Kohei (福田 航平)	P4a5
Fukui Shin(福井 真)	P371
Furuta Mitsuru (古田 充)	P406
Furuya Masaki(古家 正規)	A401
,	
< G >	
Geng Biao(耿 驃)	B159
	/

Goto Daisuke(五藤 大輔)	C157
Goto Kazutaka(後藤 和恭)	P405
Gotoh Toshiyuki(後藤 俊幸)	C301
< H >	
Hagihara Yuichiro(萩原 雄一朗)	C455
- Hanado Hiroshi(花土 弘)	P345
Hanado Hiroshi(花土 弘)	P449
Hanaoka Tatsuva(花岡 達也)	C152
Hanato Yusuke(花戸 佑輔)	P477
Harada Yavoi(原田 やよい)	B354
Haruki Ukyo (春太 優杏)	P307
Hase Kentaro(長公 健大郎)	P429
Hasegawa Akira (長公川 聆)	D362
Hasegawa Akira (及日川 地)	P362
Hasegawa Talein(夜台川 來 )	P352
Hashiguchi Hiroyuki (橋口 浩之)	D204
Hashimoto Akihiro(橋本 明弘)	C307
Hashino Tempei( 靖野 典平)	C306
Hattori Miki(服部 美紀)	P3a8
Hattori Mitsuhiro(服部 充宏)	P339
Hayashi Masahiko(林 政彦)	B454
Hayashi Masahiro(林 昌宏)	D155
Hayashi Michiya(林 未知也)	B351
Hayashida Sachiko(林田 佐智子)	P380
He Xiaoqing(何 暁卿)	P306
Higashiyama Kazutoshi(東山 和寿)	D164
Hirano Kohin(平野 洪賓)	P305
Hirano Soichiro(平野 創一朗)	C206
Hirata Hidetaka(平田 英隆)	D304
Hirockawa Yasutaka(廣川 康隆)	A358
Hirose Hitoshi (広瀬 民志)	A464
Hirose Masafumi(広瀬 正史)	A459
Hirota Eiji( <b>弘田</b> 瑛士)	P325
Hokazono Kensei(外薗 健正)	C159
Honda Akihiro(本田 照裕)	C158
Honda Meiji(本田 明治)	D308
Honda Takumi(本田 匠)	C407
Hori Masatake(堀 正岳)	P376
Hori Yasuro (堀 康郎)	C458
Horie Hiroaki(堀江 宏昭)	P347
Horinouchi Takeshi (握之内 武)	D201
Horinouchi Takeshi (堀之内 計)	C255
Horio Takashi(堀尼 宣司)	C355
Hono lakasiii (加尼 子可)	D101
nosaka Masaniro(保収 位本)	P375
Hosni Kyosuke( 生 売 開)	P378
Hosnina Yu(保科 傻)	P480
Hosnino Snunsuke( 至野 俊介)	A359

57	Hotta Haruka(堀田 陽香)	B409
405		
801	<1>	
	Ibuki Sugino(杉野 伊吹)	P469
	Iga Keita(伊賀 啓太)	D403
155	Igarashi Daichi (五十嵐 大地)	P422
345	Iguchi Toshio(井口 俊夫)	A455
49	Iida Taisei(飯田 大晴)	B153
52	Iizumi Toshichika(飯泉 仁之直)	P315
77	Ikeda Kouichi(池田 航一)	P309
354	Ikeda Shou(池田 翔)	P317
307	Ikegami Yoshiki(池上 慶希)	P417
29	Imada Yukiko(今田 由紀子)	B308
862	Inoue Makoto(井上 誠)	P412
352	Inoue Tadao(井上 忠雄)	P475
204	Irie Hitoshi (入江 仁士)	D151
807	Irie Kenta(入江 健太)	P499
806	Iriyama Takuto(入山 拓斗)	P313
3a8	Ishibashi Toshiyuki(石橋 俊之)	C402
39	Ishidoya Shigeyuki(石戸谷 重之)	B467
154	Ishidoya Shigeyuki(石戸谷 重之)	P479
55	Ishii Shoken(石井 昌憲)	P448
351	Ishikawa Ichiro(石川 一郎)	P372
880	Ishikawa Yoshihiro(石川 宜広)	D351
306	Ishimoto Hiroshi(石元 裕史)	D154
64	Ishitsu Naoki(石津 尚喜)	D355
805	Ishizaka Masaaki(石坂 雅昭)	A405
206	Ishizaki Noriko(石崎 紀子)	D167
304	Isoda Fusako(磯田 総子)	P392
58	Itano Toshihisa(板野 稔久)	D402
64	Ito Junshi(伊藤 純至)	D354
59	Ito Rui(伊東 瑠衣)	P364
325	Ito Tadashi(伊藤 忠)	D457
59	Ito Takahiro(伊藤 享洋)	P401
58	Ito Tomohiro(伊藤 智洸)	P310
808	Iwai Hironori(岩井 宏徳)	A307
407	Iwai Hironori(岩井 宏徳)	A308
376	Iwasaki Hiroyuki(岩崎 博之)	P335
158	Iwasaki Suginori(岩崎 杉紀)	P338
347	Iwashita Hisato(岩下 久人)	A303
301	Iwashita Hisato(岩下 久人)	P432
355		
61	< J >	
375	Jin Yoshitaka(神 慶孝)	P343
378		
180	< K >	
59	Kajino Mizuo(梶野 瑞王)	B461

Kamae Youichi(釜江 陽一)	B405
Kamahori Hirotaka(釜堀 弘隆)	B362
Kamamoto Rimpei(竃本 倫平)	A454
Kamijo Kenichi(上條 賢一)	C464
Kamizawa Nozomi (神澤 望)	P357
Kamizawa Nozomi (神澤 望)	P457
Kanada Sachie(金田 幸恵)	A203
Kanasaki Takuro(金崎 拓郎)	D360
Kaneko Wataru(金子 航)	P402
Kaneyasu Naoki(兼保 直樹)	B453
Kasamoto Kenshiro(笠本 健士朗)	P331
Kasuga Satoru(春日 悟)	P3a0
Katano Yoto(片野 陽登)	D203
Katayama Takuhiko(片山 卓彦)	P3a4
Kato Daisuke(加藤 大輔)	P431
Kato Kuranosin(加藤 内藏進)	B310
Kato Masaya(加藤 雅也)	P421
Kato Ryohei(加藤 亮平)	P423
Katsumata Masaki(勝俣 昌己)	B162
Katsuyama Yuta(勝山 祐太)	B357
Kawabata Takuya(川畑 拓矢)	A364
Kawabata Yasuhiro(川端 康弘)	P413
Kawai Hideaki(川合 秀明)	B408
Kawai Kei(河合 慶)	B459
Kawamura Seiji(川村 誠治)	A361
Kawano Ichiko(川野 いち子)	P384
Kawano Tetsuya(川野 哲也)	A356
Kawase Hiroaki(川瀬 宏明)	B307
Kawazoe Sho(川添 祥)	P416
Kazumori Masahiro(計盛 正博)	B202
Khatri Pradeep (Khatri Pradeep)	D156
Khatri Pradeep (Khatri Pradeep)	D157
Kihira Akinori(紀平 旭範)	P4a1
Kikuchi Hiroshi (菊池 博史)	P450
Kikuchi Maki(菊池 麻紀)	P452
Kimoto Ayako(木本 絢子)	P490
Kimura Noriaki(木村 詞明)	D301
Kinoshita Masashi(木下 仁)	P303
Kinoshita Takenari(木下 武也)	B166
Kishita Naoki(木下 直樹)	P425
Kitabatake Naoko(北畠 尚子)	P3a3
Kitamoto Asanobu(北本 朝展)	D359
Kitamura Tomofumi(北村 智文)	D358
Kitamura Yuji(北村 祐二)	D209
Kitano Yoshikazu(北野 慈和)	B364
Kitoh Akio(鬼頭 昭雄)	B361
Kobayashi Chiaki(小林 ちあき)	P478
Kobayashi Takahisa(小林 隆久)	P349
Kodama Chihiro(小玉 知央)	B406

Kodera Kunihiko(小寺 邦彦)	B355
Kohma Masashi(高麗 正史)	C205
Koike Kana(小池 佳奈)	B207
Kondo Keiichi(近藤 圭一)	C403
Koseki Hideaki(小関 英明)	D460
Koshin Dai(小新 大)	C209
Kotsuki Shunji(小槻 峻司)	A461
Kotsuki Shunji(小槻 峻司)	C401
Koyama Tomoko(小山 朋子)	D302
Kubokawa Hiroyasu (久保川 陽呂	D4 0
	P4a2
Kubota Hisayuki (久保田 同之)	B365
Kubota Hisayuki (久保田 同之)	B366
Kubota Takuji(久保田 拓志)	A451
Kubota Takuji(久保田 拓志)	A463
Kudo Rei(工藤 玲)	P441
Kumai Atsuki(熊井 暖陽)	D163
Kurihara Kazuo(栗原 和夫)	B352
Kuroda Takeshi(黒田 剛史)	C359
Kuroda Takeshi(黒田 剛史)	P486
Kurokawa Junichi(黒川 純一)	C151
Kurosaki Yasunori(黒崎 泰典)	B458
Kurosaki Yutaka (黒崎 豊)	P485
Kurosawa Kenta (黒澤 賢太)	A456
Kurosawa Kenta (黒澤 賢太)	C410
Kusanagi Horoshi(草薙 浩)	A365
Kuwana Yusuke(桑名 佑典)	B360
< L >	

Liu Guangyu(劉	光宇)	C211
Lu Xiaoping(呂	曉萍)	P484

### < M >

Maejima Yasumitsu(前島 康光)	C409
Maesaka Takeshi(前坂 剛)	P451
Maki Masayuki (真木 雅之)	C461
Maki Takashi (眞木 貴史)	B465
Masaki Yoshimitsu(眞崎 良光)	P414
Mashiko Wataru(益子 涉)	A309
Mashiko Wataru(益子 涉)	A310
Masuda Minami(増田 南波)	P470
Masuda Ryosuke(增田 凉佑)	D353
Masutomi Yuji(増冨祐司)	C165
Matsui Hitoshi (松井 仁志)	B464
Matsumoto Kengo(松本 健吾)	B305
Matsumura Shinji(松村 伸治)	B403
Matsuoka Daisuke(松岡 大祐)	D364
Matsuoka Yuki(松岡 優輝)	P328
Matsushita Hiroki(松下 拓樹)	P316
Matsushita Hiroki(松下 拓樹)	P439

Matsushita Yuki(松下 優樹)	C207
Matsuura Kana (松浦 果菜)	P460
Matsuyama Yuya(松山 裕矢)	P492
Matsuzaki Yuta(松﨑 祐太)	P4a8
Minamide Masashi(南出 将志)	A207
Minamide Masashi(南出 将志)	P418
Minamiguchi Yuki(南口 侑希)	P370
Minda Haruya (民田 晴也)	C462
Misumi Ryohei (三隅 良平)	A407
Miura Haruka(三浦 悠)	D208
Miyakawa Takuma(宮川 拓真)	P388
Miyamoto Daisuke(宮本 大輔)	P399
Miyamoto Yoshiaki(宮本 佳明)	D404
Miyamoto Yoshiaki(宮本 佳明)	D405
Miyasaka Takafumi(宮坂 貴文)	B309
Miyoshi Takemasa(三好 建正)	D365
Momoi Masahiro(桃井 裕広)	D153
Momoko Nagata(永田 桃子)	P497
Mori Kazumasa(森 一正)	A201
Mori Shuichi(森 修一)	B157
Morishita Hideki(森下 秀城)	B356
Motoyoshi Hiroki(本吉 弘岐)	P427
Murakami Hideyo(村上 英世)	P491
Murata Akihiko(村田 昭彦)	B363
Murata Fumie(村田 文絵)	A453
Murata Fumie(村田 文絵)	P467
Murazaki Kazuyo(村崎 万代)	P397

### < N >

Nagai Masakkazu(永井 政一)	P301
Nagai Tomohiro(永井 智広)	P443
Nagano Yoshinori(永野 良紀)	D168
Nagoshi Toshiyuki(名越 利幸)	D453
Nagumo Nobuhiro(南雲 信宏)	P326
Naiki Shiho(内木 詩歩)	B156
Nakagawa Hiromu(中川 広務)	C360
Nakagawa Kiyotaka(中川 清隆)	P465
Nakagawa Masayuki(中川 雅之)	B203
Nakagawa Yuta(中川 雄太)	C356
Nakai Sento(中井 専人)	A406
Nakajima Hideaki(中島 英彰)	B463
Nakajima Kensuke(中島 健介)	C358
Nakajima Tsubasa(中島 翼)	P304
Nakamura Haruna(中村 東奈)	C210
Nakamura Kento(中村 賢人)	P351
Nakamura Tetsu(中村 哲)	B402
Nakamura Tomohiro(中村 知裕)	B359
Nakamura Yuhi(中村 雄飛)	A210
Nakamura Yusuke(中村 祐輔)	D206

Nakata Makiko(中田 真木子)
Nakatsuji Naho(中辻 菜穂)
Nakayama Hideaki(中山 秀晃)
Namoto Ayano(名本 彩乃)
Naoe Hiroaki(直江 寛明)
Naoi Moeka(直井 萌香)
Nasuno Tomoe(那須野 智江)
Ninomiya Kozo(二宮 洸三)
Nishi Akifumi(西 暁史)
Nishi Noriyuki(西 憲敬)
Nishihara Yusuke(西原 佑亮)
Nishii Akira(西井 章)
Nishimori Motoki (西森 基貴)
Nishizawa Keiichi(西澤 慶一)
Nishizawa Seiya(西澤 誠也)
Nishizawa Tomoaki(西澤 智明)
Nitta Tomoko(新田 友子)
Nobutoshi Yamada(山田 修稔)
Noda Akira(野田 暁)
Nodzu Masato(野津 雅人)
Nohara Daisuke(野原 大輔)
Nomura Mitsuharu (野村 光春)
Nosaka Masaya(野坂 真也)
Nosaka Masaya(野坂 真也)
Numata Kazuomi(沼田 和臣)
< 0 >
Ogawa Yohei(小川 陽平)
Ogura Tomoo(小倉 知夫)
Ohgaito Rumi(大垣内 るみ)

Ohigashi Tadayasu(大東 忠保)

Ohishi Shun(大石 俊)

Ohishi Shun(大石 俊)

Ohnishi Haruo(大西 晴夫)

Ohno Yuichi(大野 裕一)

Oikawa Eiji(及川 栄治)

Oishi Ryouta(大石 龍太)

Okada Yasuko(岡田 靖子)

Okamoto Hajime(岡本 創)

Okamoto Kozo(岡本 幸三)

Okazaki Atsushi(岡崎 淳史)

Onishi Ryo(大西 領)

Okugawa Ryosuke(奥川 椋介)

Orikasa Narihiro(折笠 成宏)

Orimo Natsumi(織茂 奈津美)

Oshima Kazuhiro(大島 和裕)

Oshima Kazuhiro(大島 和裕)

Ose Tomoaki(尾瀬 智昭)

Ohtake Hideaki(大竹 秀明)

C156

P385

D459

Oshima Naga(大島 長)

Otani Kazuo(大谷 和男)

Otsuka Michiko(大塚 道子)

C155

P366

P321

P323 P4a3

P302 C309

D202 P411 C302 C405 P481 P424 P456 A360 P428

A304

P436 P350 P433 P426

P472 P445 C357 D307

A208

C308

P383

D305

D357

A409

B154

C310

P407

P314

D458

P389

P348

P454

P393

P488

C201

C305

D361

A362

P391	Otsuka Shigenori(大塚 成徳)
C208	Oyama Ryo(小山 亮)
B353	
B165	< R >
A352	Ro Reien(盧 黎媛)
D211	Roh Woosub(Roh Woosub)
P3a7	
P403	< S >
C459	Sai Ayano(佐井 彩乃)
P466	Sai Ayano(佐井 彩乃)
P390	Saito Izumi(齋藤 泉)
D210	Saito Kazuo(斉藤 和雄)
C454	Saitoh Naoko(齋藤 尚子)
P473	Sakai Kento(酒井 健人)
P434	Sakai Shogo(酒井 省吾)
C303	Sakai Tetsu(酒井 哲)
P453	Sakuma Rie(佐久間 理絵)
D166	Sakurai Namiko(櫻井 南海子)
P329	Sakurai Namiko(櫻井 南海子)
P373	Sano Tetsuya(佐野 哲也)
P464	Sano Tetsuya(佐野 哲也)
B208	Sarashina Hajime(更科 孟)
	Sasai Takahiro(佐々井 崇博)
	Sato Eiichi(佐藤 英一)
D205	Sato Mitsuteru(佐藤 光輝)
P363	Sato Naoki(佐藤 尚毅)
P476	Sato Tomonori(佐藤 友徳)
P346	Sato Yousuke(佐藤 陽祐)
B211	Sato Yousuke(佐藤 陽祐)
B212	Satoh Reona(佐藤 令於奈)
D456	Satoh Shinsuke(佐藤 晋介)
C456	Seguchi Takafumi(瀬口 貴文)
D158	Seiki Ayako(清木 亜矢子)
P344	Seiki Tatsuya(清木 達也)
B410	Seino Naoko(清野 直子)
P330	Seki Takanori(関 隆則)
A466	Seki Yohei(関 陽平)
B201	Sekiguchi Miho(関口 美保)
B209	Seko Hiromu(瀬古 弘)
B164	Seto Shinta (瀬戸 心太)
C304	Shibata Kiyotaka(柴田 清孝)
P337	Shibata Takashi(柴田 隆)
P459	Shibuya Ryosuke(澁谷 亮輔)
B302	Shima Shinichiro(島 伸一郎)
D303	Shimada Udai(嶋田 宇大)
P498	Shimizu Shingo(清水 慎吾)

Shimose Kenichi(下瀬 健一)	P334
Shinichi Suzuki(鈴木 真一)	A305
Shinichi Suzuki(鈴木 真一)	P435
Shinoda Taro(篠田 太郎)	A408
Shiozaki Masahiro(塩崎 公大)	P394
Shiraishi Koichi (白石 浩一)	P444
Shirooka Ryuichi(城岡 竜一)	B168
Shoji Yoshinori(小司 禎教)	P320
Shoji Yoshinori(小司 禎教)	P442
Shusse Yukari(出世 ゆかり)	P333
Sudo Kengo(須藤 健悟)	C154
Sudo Yumi(須藤 佑実)	P455
Sueki Kenta(末木 健太)	P332
Suetou Naho(末藤 菜保)	P368
Suezawa Taku(末澤 卓)	C460
Sugawara Hirofumi(菅原 広史)	C451
Sugawara Satoshi(菅原 敏)	P493
Sugihara Naoki(杉原 直樹)	P458
Sugimoto Norihiko(杉本 憲彦)	C351
Sugimoto Shiori(杉本 志織)	P359
Sugita Takafumi(杉田 考史)	P379
Sugiyama Daisuke(杉山 大祐)	D352
Suhara Yumeka(巣原 夢加)	P336
Sumi Yukari(角 ゆかり)	C202
Suzuki Anna(鈴木 杏那)	C352
Suzuki Chieko(鈴木 智恵子)	P308
Suzuki Junko(鈴木 順子)	B167
Suzuki Kazuyoshi(鈴木 和良)	P396
Suzuki Kentaroh(鈴木 健太郎)	C161
Suzuki Kento(鈴木 健斗)	P311
< T >	
Tachiiri Kaoru(立入 郁)	P462
Tada Masataka(多田 真嵩)	P420
Tajiri Takuya(田尻 拓也)	A403
Takagi Masahiro(高木 征弘)	C353
Takahashi Chiharu (高橋 千陽)	B358
Takahashi Hiroshi(高橋 洋)	C163
Takahashi Hiroshi(高橋 洋)	P365
Takahashi Naoya(高橋 直也)	P398
Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	A468
Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	P438
Takahashi Nobuto(高橋 信人)	P367
Takahashi Rei (高橋 麗)	P430
Takahashi Tsuneya(高橋 庸哉)	A404

Takahashi Yoshiyuki(高橋 芳幸)

Takamasu Atsushi(高増 厚司)

Takamura Nao(高村 奈央)

Takano Tetsuo(高野 哲夫)

C354

A302

P4a4

D461

Takano Yuki(高野 雄紀)	A211
Takano Yuki(高野 雄紀)	B163
Takasaki Yoshinori(高咲 良規)	A354
Takasuka Daisuke(高須賀 大輔)	B160
Takaya Yuhei(高谷 祐平)	P358
Takayabu Yukari(高薮 縁)	A357
Takemi Tetsuya(竹見 哲也)	B155
Takemura Toshihiko(竹村 俊彦)	C160
Takizawa Naoya(滝澤 直也)	P447
Tamai Kentaro(玉井 健太郎)	A410
Tamura Kenta(田村 健太)	P3a1
Tanahara Shinya(棚原 慎也)	D363
Tanaka Taichu(田中 泰宙)	P387
Tanaka Takashi(田中 孝)	A355
Tanikawa Tomonori(谷川 朋範)	P341
Tashima Tomoko(田島 知子)	P354
Terada Naoki(寺田 直樹)	C362
Teramura Hiroki(寺村 大輝)	A363
Terasaki Koji(寺崎 康児)	C406
Terry Atalifo(テリー アタリフォ)	P4a6
Tobo Yutaka(當房 豊)	A402
Tochimoto Eigo(栃本 英伍)	D306
Toma Tsuguyoshi(當眞 嗣淳)	P327
Tomoaki Mega(妻鹿 友昭)	P353
Toyoshima Koichi(豊嶋 紘一)	P4a7
Tsuchida Tomoyasu(槌田 知恭)	B306
Tsuji Hiroki(辻 宏樹)	A458
Tsuji Kazuki(辻 和希)	A206
Tsukahara Jun(塚原 純)	D356
Tsukihara Kentaro(月原 健太郎)	P356
Tsuruta Haruo(鶴田 治雄)	B451
Tsutsui Junichi(筒井 純一)	B407
< U >	
Uchimura Takeo(内村 壮男)	A209
Uchiyama Akihiro(内山 明博)	D152
Uchiyama Tsuneo(内山 常雄)	D455
Udagawa Yusuke(宇田川 佑介)	D159
Ueda Yusuke(上田 有佑)	A301
Uekiyo Naotaka(上清 直隆)	C408
Uno Fumichika(宇野 史睦)	D162
Ushiyama Tomoki(牛山 朋來)	B367
< W >	
Wada Akiyoshi(和田 章義)	P319

Wakazuki Yasutaka(若月 泰孝)

Watanabe Akira(渡邊 明)

Watanabe Koichi(渡辺 幸一)

Watanabe Koichi(渡辺 幸一)

P369

B452

B460

P382

Watanabe Miyuki(渡邊 美幸)	P468
Watanabe Shunichi (渡邉 俊一)	P496
Watanabe Takeshi(渡邊 武志)	P318
Watanabe Takeshi(渡邊 武志)	P494
Watarai Yasushi(渡来 靖)	P312
Wu Peiming(伍 培明)	B161

### < Y >

Yamada Yohei(山田 洋平)	P361
Yamada Yoshinori(山田 芳則)	P324
Yamaguchi Junpei(山口 純平)	P4a0
Yamaguchi Koyuki(山口 小雪)	P483
Yamaguchi Munehiko(山口 宗彦)	B205
Yamaji Moeka(山地 萌果)	A452
Yamamoto Akira(山本 哲)	C452
Yamamoto Akira(山本 哲)	C453
Yamamoto Haruhiko(山本 晴彦)	D451
Yamamoto Masaru(山本 勝)	D406
Yamamoto Masayuki(山本 真之)	C457
Yamamoto Munehisa(山本 宗尚)	A467
Yamamoto Sonomi(山本 園実)	P463
Yamamoto Yuhei(山本 雄平)	D201
Yamamoto Yushi(山本 雄志)	P408
Yamanaka Manabu(山中 大学)	B401
Yamanaka Manabu(山中 大学)	D407
Yamane Masahiro(山根 正大)	B304
Yamane Shozo(山根 省三)	P410
Yamasaki Shota(山崎 聖太)	P3a5
Yamashita Katsuya(山下 克也)	C463
Yamashita Kohei(山下 晃平)	P395
Yamashita Yousuke(山下 陽介)	B455
Yamauchi Akira(山内 晃)	P355
Yamauchi Akira(山内 晃)	P489
Yamazaki Kazuya (山崎 一哉)	A353
Yanagisawa Saki(柳澤 彩紀)	P360
Yanase Tomoro(柳瀬 友朗)	A212
Yanase Wataru(柳瀬 亘)	A204
Yano Yudai(矢野 雄大)	D207
Yasui Ryosuke(安井 良輔)	C203
Yasunaga Kazuaki(安永 数明)	B151
Yasunaga Kazuaki(安永 数明)	B152
Yasunari Teppeij(安成 哲平)	B456
Yatagai Akiyo(谷田貝 亜紀代)	A465
Yatagai Akiyo(谷田貝 亜紀代)	B303
Yokoi Satoru(横井 覚)	B158
Yokota Sho(横田 祥)	P419
Yokoyama Chie(横山 千恵)	A460
Yonekawa Daichi(米川 大地)	C153
Yoneyaam Kunio(米山 邦夫)	B169

Yoshida Akira(吉田 聡)	B204
Yoshida Daiki(吉田 大紀)	P342
Yoshida Kenji(吉田 健二)	D165
Yoshida Kohei(吉田 康平)	C204
Yoshida Kohei(吉田 康平)	P461
Yoshida Nao(吉田 奈央)	C361
Yoshida Natsuki(吉田 奈津妃)	P474
Yoshida Ryuhei(吉田 龍平)	P415
Yoshida Satoru(吉田 智)	P437
Yoshida Yukio(吉田 幸生)	P482
Yoshimura Kei(芳村 圭)	C164
Yoshino Jun(吉野 純)	D160
Yoshizaki Masanori(吉﨑 正憲)	D401
< Z >	

Zaizen Yuji(財前 祐二)	P487
Zhang Daizhou(張 代洲)	P386
Zhao Shuyun(趙 樹雲)	C162

# 大会第1日

### 赤道波擾乱における湿潤静的エネルギーの維持・減衰メカニズムの違い

### 安永数明(富山大学理工学研究部)・Brian Mapes (Univ. of Miami)

### 1. 研究概要

$$\langle \frac{\partial m}{\partial t} \rangle = -\langle \mathbf{v}_{\mathbf{h}} \cdot \nabla_{\mathbf{h}} m \rangle - \langle \omega \frac{\partial m}{\partial p} \rangle + \langle Q_R \rangle + (H + LE)$$

と書ける。様々な研究によって、この MSE の収支 式を基に、MJO や赤道波擾乱に伴う水蒸気変動メ カニズムが調べられてきた(例えばKiranmayi and Maloney 2011, Sumi and Masunaga 2015, Inoue and Back 2015 等)。こうした先行研究では、スペクト ル展開(波数・周波数空間へ展開)された降水デ ータに、「各波に対応したフィルタリング」を適 用し、それを実空間に戻すことで赤道波擾乱に伴 う降水偏差を得て、その降水偏差に対する回帰分 析やコンポジット解析が行われている。一方で、 「各波に対応したフィルタリング」は、やや場当 たり的なものであり、フィルタリングの違いが結 果に及ぼす影響は良く分かっていない。しかし、 フィルタリングの細かい違いを全て網羅しなが ら、それらを定量的に調べることは、ほぼ不可能 である。また回帰分析やコンポジット解析では、 様々な赤道波擾乱の特徴の違いを、一目で容易に 認識することが難しい。以上から本研究では、フ ーリエ変換が線型操作であることを利用して、 MSE の収支式における各項の寄与を、スペクトル 空間において評価することを試みた。

#### 2. 解析手法

本研究では、波数・周波数空間において MSE の時間変化に対する各項の寄与を、

Re	$\frac{\frac{P_{k,\omega}^* \langle \frac{\partial m}{\partial t} \rangle_{k,\omega}}{L \left  P_{k,\omega}^* P_{k,\omega} \right }}{$	$= \operatorname{Re}\left[\frac{-P_{k,\omega}^{*}\langle \mathbf{v}_{h} \cdot \nabla_{h}m \rangle_{k,\omega}}{L P_{k,\omega}^{*}P_{k,\omega} }\right] + \operatorname{Re}$	$\frac{\frac{-P_{k,\omega}^* \left\langle \omega \frac{\partial m}{\partial p} \right\rangle_{k,\omega}}{L \left  P_{k,\omega}^* P_{k,\omega} \right }$				
+ Re $\left[\frac{P_{k,\omega}^*(Q_R)_{k,\omega}}{L P_{k,\omega}^*P_{k,\omega} }\right]$ + Re $\left[\frac{P_{k,\omega}^*(H+LE)_{k,\omega}}{L P_{k,\omega}^*P_{k,\omega} }\right]$							

で評価した。ここでkは東西方向の波数、 $\omega$ は周波 数である。降水に同期した変動成分に着目するた めに、降水も波数・周波数空間へと変換して、そ の複素共役 ( $P_{k,\omega}$ )を各項に掛けて(即ち、クロ ススペクトルを計算し)、その実部(コスペクト ル)を取り出している。また大気は低周波数・低 波数で大きな変動成分を持つ性質があるので、降 水のパワースペクトルで正規化している(この操 作により、単位は( $W \cdot m^{-2}$ )・( $W \cdot m^{-2}$ )<sup>-1</sup>となる)。

使用データは、ERA-Interim(降水以外)であ るが、放射加熱と地表面フラックスは、解析値で はなく6 or 12 時間の予報値を用いた。降水に関 しては、TRMM-3B42 (Ver.7)を用いた。

#### 3. <u>解析結果</u>

図1より、MJO と TD-Type の擾乱に関しては、 (符号は逆であるが)水平移流が発達・減衰に一 定の影響を持っていることが分かる。一方で、赤 道波擾乱に相当する領域では、水平移流の影響は 殆どなく、鉛直移流が大きく減衰に働いている (図1,2)。また図3より、放射加熱に関して は、どの擾乱に関しても維持に働いていることが 分かる(特に低波数・低周波数の擾乱において重 要)。地表面熱フラックスに関しては、どの擾乱

においても殆ど影響がない(図4)。



図1:水平移流の降水に同期した成分の大きさ (左図は赤道対称成分、右図は非対称成分)。コ ンター間隔は0.04。正の領域が暖色系、負の領域 が寒色系で塗り分けられている。なお降水とのコ ヒーレンスが0.01以上の領域のみ示されている。



### 赤道波擾乱における湿潤静的エネルギーに着目した伝搬メカニズムの違い

### 安永数明(富山大学理工学研究部)・Brian Mapes (Univ. of Miami)

### 1. 研究概要

鉛直積算した湿潤静的エネルギー ( $m \equiv c_p T + gz+Lq$ )の時間変化 (MSE の収支式) は、

$$\langle \frac{\partial m}{\partial t} \rangle = -\langle \mathbf{v}_{\mathrm{h}} \cdot \nabla_{\mathrm{h}} m \rangle - \langle \omega \frac{\partial m}{\partial p} \rangle + \langle Q_R \rangle + (H + LE)$$

と書ける。低緯度域ではコリオリパラメータが小 さいため、気温やジオポテンシャルの時間変化は 相対的に無視できる。そのため上式は、近似的に 大気中の水蒸気量(可降水量)の時間変化とみな すことができる。MJOやTD-typeの擾乱を含めた 赤道波擾乱の伝搬において、水蒸気の蓄積は本質 的に重要と考えられている。先行研究において、 (Kelvin 波を含む)重力波に関して鉛直流による

(Kelvin 版を含む)重力版に関して知道加による 水蒸気輸送の重要性が指摘されていたり(Kuang 2008 等)、MJO に関して水平移流の重要性が指摘 されていたり(Kiranmayi and Maloney 2011 等) しているが、様々な種類の赤道波擾乱において、 そうしたメカニズムの違いが整理されていると は言えない。以上から本研究では、MSE の収支式 を用いて、伝搬過程における各項の寄与を、スペ クトル空間において評価することを試みた。

#### 2. 解析手法

本研究では、波数・周波数空間において MSE の時間変化に対する各項の寄与を、

$\operatorname{Img}\left[\frac{P_{k,\omega}^{*}\left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_{k,\omega}}{L\left P_{k,\omega}^{*}P_{k,\omega}\right }\right] = \operatorname{Img}\left[\frac{-1}{2}\right]$	$\frac{-P_{k,\omega}^{*}\langle \mathbf{v}_{\mathrm{h}}\cdot\mathbf{\nabla}_{\mathrm{h}}m\rangle_{k,\omega}}{L\left P_{k,\omega}^{*}P_{k,\omega}\right } + \mathrm{Img}$	$\frac{\left[-P_{k,\omega}^{*}\langle\omega\frac{\partial m}{\partial p}\rangle_{k,\omega}\right]}{L\left P_{k,\omega}^{*}P_{k,\omega}\right }$
	+ Img $\left[\frac{P_{k,\omega}^* \langle Q_R \rangle_{k,\omega}}{L   P_k^* \cup P_{k,\omega}  }\right]$ + Im	$g\left[\frac{P_{k,\omega}^{*}(H + LE)_{k,\omega}}{L P_{k,\omega}^{*}P_{k,\omega} }\right]$

で評価した。ここでkは東西方向の波数、 $\omega$ は周波 数である。降水に関係した変動成分に着目するた めに、降水も波数・周波数空間へと変換して、そ の複素共役 ( $P_{k,\omega}$ )を各項に掛けて(即ち、クロ ススペクトルを計算し)、その虚部(クオドラチ ャスペクトル)を取り出している。また大気は低 周波数・低波数で大きな変動成分を持つ性質があ るので、降水のパワースペクトルで正規化してい る (この操作により、単位は( $W \cdot m^{-2}$ )・ ( $W \cdot m^{-2}$ )<sup>-1</sup>となる)。使用データは、ERA-Interim (降水以外)であるが、放射加熱と地表面フラッ クスは、6 or 12 時間の予報値を用いた。降水に 関しては、TRMM-3B42 (Ver.7)を用いた。

#### 3. <u>解析結果</u>

図1より、MJOとTD-Type、赤道ロスビー波擾 乱に関しては、水平移流が伝搬に大きな影響を持 っていることが分かる。特に、TD-Typeでは水蒸 気の変動の40%近くが水平移流で説明される。一 方で、Kelvin波を含む重力波では、鉛直移流が最 も重要である(図2)。また放射加熱や地表面フ ラックスに関しては、いずれの擾乱においても2 次的である(図3,4)。なお本解析で用いたデ ータにおいて、MSEの収支式は完全に閉じておら

ず、残差が存在している。この残差項に関しても、 降水に関係した変動成分を調べてみると、比較的 な大きな値が全体的に見られていた(図略)。



図1:水平移流の降水と90度位相異なる成分(左 図は赤道対称成分、右図は非対称成分)。コンタ ー間隔は0.04。正の領域が暖色系、負の領域が寒 色系で塗り分けられている。なお降水とのコヒー レンスが0.01以上の領域のみ示されている。











図4:図1と同様。ただし地表面フラックス。

### 熱帯域東インド洋における地域による水蒸気変動特性の違い

### \*飯田大晴<sup>1</sup>·安永数明<sup>2</sup>

1) 富山大学大学院 理工学教育部, 2) 富山大学理工学研究部

#### 1. 研究概要

熱帯域東インド洋において、降水分布の極大は 赤 道 か ら 南 側 に 位 置 し て い る . Back and Bretherton (2009)では、線形化した MLM を用い て、降水帯の形成における海面温度(SST)の重 要性を指摘している.しかし、MLM で診断され る下層の水平風の収束帯と降水帯の位置を詳細 に比較すると、熱帯域東インド洋においては、収 束帯は降水帯よりも若干南側に位置する。また Bretherton (2004)では、「降水量は大気中の水蒸 気量の増加に伴って指数関数的に増大する」事を 指摘している.しかし気候学的な可降水量を調べ ると、熱帯域東インド洋において、その分布と降 水の分布は非常に良い一致とはいえなかった. 一 方で, 高可降水量 (ここでは可降水量が 60mm 以 上で定義)の頻度分布を調べると、降水の極大と 良く一致した(下図 a).以上から、本研究では、 熱帯域東インド洋の降水分布を説明することを 目的に,赤道上で高可降水量の頻度が極小となる メカニズムを詳細に調べた.

### 2. 使用データ・解析手法

本研究では、可降水量、比湿、気圧、風のデータ として ERA-Interim (0.75 度格子・6 時間間隔) を使用した.解析期間は、1998年1月-2012年 12月とした.解析対象としたのは、東経 84~93 度における、南緯9度~南緯3度(S領域)、南緯 3度~北緯3度(E領域)、北緯3度~北緯9度(N領域)の3領域である(下図aのN, E, S領域).

#### 3. 結果・考察

N・S領域は、E領域に比べて、可降水量の値は 分散が大きく、時間変動も大きいことが分かった (例えば下図 b).また可降水量のビンごとに正規 化すると、赤道帯ではその南北と比べて可降水量 の減少傾向が強いことが分かった(例えば下図 c). この結果はE領域では高可降水量時において、N・ S領域と比べて、そこから更に増加する割合は減 少する割合よりも少ないことを意味し、赤道上で 高可降水量が観測され難いことと矛盾がない.

より細かく水蒸気の変動を調べるために、下記 の水蒸気の収支式を用いて各項の寄与を比較し た.なお降水に関しては、乾燥静的エネルギーを 用いて間接的に評価した.

$$L\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t} = -\frac{\partial \langle s \rangle}{\partial t} - \langle \boldsymbol{v}_{\boldsymbol{\lambda}} \cdot \boldsymbol{\nabla}_{\boldsymbol{h}} h \rangle - \omega \frac{\partial h}{\partial p} + \langle Q_{\boldsymbol{R}} \rangle + H + LE$$

ここでLは潜熱,qは比湿, $v_{i}$ は水平風, $\omega$ は鉛 直風, E は蒸発量, P は降水量,sは乾燥静的エ ネルギー, $Q_{R}$ は放射加熱, H は顕熱,hは湿潤静 的エネルギー(MSE)(h = s + Lq)である.この式の 各項について,同様に二次元頻度分布を計算し, どの項がどのように効き,緯度によりどのような 違いがあるのかを調べた.その結果,特に赤道上 では,南側に比べて水平移流や鉛直移流による MSE の減少傾向が強い(例えば下図 d  $\geq$  e).一 方放射加熱に関しては,E 領域はS 領域に比べて MSE の増加傾向が強く,地表面フラックスも高 可降水量時において増加傾向が強かった(図略).



図:(a)ERA-Interim での高可降水量(可降水量が 60mm 以上)の頻度分布.(b)横軸に可降水量(mm),縦軸に可降水量 の時間変化量(mm・L(2.5×10<sup>6</sup>)/1day)をとった二次元頻度分布の緯度による違い(例として S 領域-E 領域の頻度の差). (c)(b)と同じ.ただし二次元頻度分布を各可降水量のビン毎に正規化してから差をとったもの.(d)(c)と同様.ただし,縦 軸に MSE の水平移流量をとったもの.(e)(c)と同様.ただし,縦軸に MSE の鉛直移流量をとったもの.(b)(c)(d)(e)にお いて,負の箇所にハッチが施されている.

### 海大陸における沿岸降水と大規模場との関係

\*清木亜矢子1•横井覚1•勝俣昌己1•米山邦夫1

(1. 海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

暖水プールに位置しているインドネシア海大陸域は、 ウォーカー・ハドレー循環の上昇流域でもあり、活発な 対流活動が観測されている。これまでの研究により、そ の降水には日変化の寄与が大きく、分布は沿岸域に集 中していることが指摘されている。その中でも陸上では 夕方の、海上では朝方の降水が支配的であり、陸上か ら沖合に向けて降水域が伝播する傾向がみられている。 各地点でメソスケールの研究がなされる一方で、沿岸降 水と大規模場の状態、また総観規模擾乱との関係につ いては統一された見解が出されていない。

本研究では、日変化も含めた海大陸沿岸域における 降水特性と大規模場との関係について調査した結果を 報告する。

### 2. データ

本研究では、降水量データとしてJAXAのGlobal Satellite Mapping of precipitation (GSMaP)再解析版 (RNL) における一時間降水量を用いた。

また、大規模場の海洋・気象データとして、日平均海 面水温データ(Reynolds high-resolution OI SST)と、気 象庁の客観解析データ(JRA-55)を用いた。解析期間 は、2000年3月~2014年の2月とした。本研究では特に、 インドネシアの雨季にあたるSONとDJFに着目する。

### 3. 結果と考察

図1(左)は季節平均降水量を示す。スマトラ島に着 目すると、過去に指摘されているように、強い降水域は 西岸に集中している。また、雨季の中でも SON 平均降 水のほうが DJF 平均よりも強く、インド洋南東部の沖合 にまで広がっている。熱帯域において支配的な変動で ある熱帯季節内振動(MJO)は、北半球冬季に活動のピ ークを迎えることが知られているため、MJO が寄与した とは考えにくい。日変化の指標の一つとして午前と午後 の降水量の差を見ると(図1中央)、やはり SON の方が 強い日変化振幅を示しており、沖合への広がりも大きい。 海岸線からの距離で見た降水量の日変化においても (図略)、沿岸陸上域から沖合へ伝播する特徴はどちら の季節でもみられたが、その振幅は SON の方が大きく、 より沖合まで到達していた。

大規模場の指標の一つとしてSSTを見ると(図1右)、 南緯5度より南ではSONで見られた冷水域がDJFでは 見られないなど違いがあるが、赤道付近では差は小さく、 DJFの方が広範囲に高SST域が広がっている。一般的 には高いSSTほど活発な降水活動を伴うことが知られて いるが、この結果からは高SSTほど降水量が増える特 徴はみられない。最後に下層の循環場を見ると、SON では赤道付近の水平風が弱く、南緯5度より南には岸 に沿った南東風が吹いている。一方 DJFでは、モンス ーンとみられる西風が赤道南側に入り込んでいる。水蒸 気フラックス収束を計算すると(図略)、SONではスマトラ 島沿岸や赤道南側により強い収束域がみられた。これ らの結果から、高SSTよりも大規模場における水蒸気収 束が総降水量や日変化振幅に寄与していることが推測 される。

発表では、インド洋南東部における総観規模擾乱の 活動度と日変化振幅との関係についても議論する。



図1 GSMaP\_RNLの季節平均降水量(左図)と午後(12-23LT)平均から午前(00-11LT)平均を引いた降水量の差(中央図)。単位は mm/year。中央図における陰影は正の偏差(午後>午前)を、コンターは負の偏差(午前>午後)を示す。右図は季節平均 SST(℃)と1000hPa における循環場を示す。上図は SON 平均、下図は DJF 平均。

### 寒候期におけるマレー半島での降水の日変化と環境場との関係

### \*竹見 哲也・橋本 佳貴 (京大防災研)

### 1. はじめに

海大陸は、世界で最も湿潤で対流活動の活発な地 域のひとつであり、海大陸西部では11月~2月にあ たる寒候期を中心に降水が多い.大雨によって時に は大規模な災害が発生することもあり、降水の実態 を理解することは重要である.これまでの海大陸域 での降水現象に関する研究では、モンスーンやマッ デン・ジュリアン振動などの大規模の現象と熱的局 地循環などの局地規模の現象との相互作用にも着目 され、海大陸における降水の発生や特徴に重要な役 割を持つとされている.しかし、海大陸の地形や対 流活動を適切に表現できるほど十分な解像度での解 析は進んでいない.そこで本研究では、高解像度の 領域規模の数値実験を行い、大規模場の状況別に大 気環境場を条件分けし、各条件による降水の日変化 特性と発生環境場について調べた.

### 2. 数値シミュレーションの設定

本研究では、海大陸西部に位置するマレー半島お よび周辺域を解析対象とした.インド洋熱帯域での 季節内振動の国際集中観測プロジェクト CINDY2011/DYNAMO が行われた期間(2011年10 月~2012年3月)を大規模場の状況(マッデン・ジ ュリアン振動: MJO,コールドサージ: CS)に応じて 環境場を分類し、降水と環境場との関係を調べる.

本研究では WRF を用いた領域計算を実施した. 初期値・境界値には ERA-I を用い,計算期間は 2011 年 11 月~2012 年 2 月とした.大規模場の状況と日 周期をもつ降水現象との関係を考慮するため,双方 向ネスティングにより 3 段階の計算領域を設定し, 解析対象領域を 1 km 格子で分解することとした.第 1 領域 (9 km 格子)として CS や MJO などの大規模 場の影響を考慮するためマレー半島を中心にスマト ラ島・ボルネオ島を含んだ領域を設定し,第 2 領域 (3 km 格子),第 3 領域 (1 km 格子)として計算領 域をマレー半島および周辺域に焦点を当てた.第 1 領域にスペクトルナッジングを課し,大規模場の変 動を考慮した.数値モデルに使用する標高データと して GTOPO30 データを用いた.

#### 3. 結果

数値モデルの計算結果を現地観測値と比較すると, 計算結果は現実に表れた環境場の特徴をよく再現し ていたことが分かった.また,GSMaPやPERSIANN といった衛星による降水データともモデル計算結果 を比較し,両者の間の降水の日変化特性の整合性を 示した.

大規模条件別に海大陸西部での降水特性と環境場 をみると、全ての条件で、陸域に降水のピークが午 後から夕方にかけて現れ、深夜から明け方にかけて 海上で降水のピークが現れた(図1).このとき,相 対湿度・相当温位は降水に対応するように日変化す ることが示された.また,降水のピークは,対流有 効位置エネルギー(CAPE)のピークの発生 1~2 時 間後に現れることがわかった.

条件別の特徴として、MJO が活発な場合、広範囲 に湿潤な環境場が形成され、降水は主に海上や山岳 部で強くなる傾向があることが分かった. CS が活 発な場合には、925 hPa の下層風が湿潤空気を輸送 し、地形効果によって内陸の降水が局所的に長続き するという特徴が見られた. MJO・CS が共に活発で ある時には、共に不活発な場合と比べ、海陸の広い 領域で降水が増加し、より明瞭な日変化が見られた.

これらの結果より、海大陸西部の環境場は大規模 場の状況に応じて異なる特徴を示し、降水の日変化 に異なる影響を及ぼすことが分かった.本研究の結 果から、MJOの活動度が高い場合には、海大陸西部 の環境場を湿潤・対流不安定化することでマレー半 島西沿岸部の降水を増加させること、CSの活動度が 高い場合には、陸域の東側で地形効果が顕著に現れ ることで降水が増加することが分かった.



図1:時刻別の降水量 (mm/h) の大規模場の条件別の時間 -経度断面図.マレー半島南部をカバーする緯度帯の南北 平均した降水量について示した. (a) MJO・CS ともに不活 発期, (b) MJO 活発期・CS 不活発期, (c) MJO 不活発期・ CS 活発期, (d) MJO・CS ともに活発期の場合を示す.

### ひまわり8号高頻度観測から同定した 熱帯域雲システムの日変化

\*内木詩歩<sup>1)</sup>, 安永数明<sup>2)</sup>, 濱田篤<sup>2)</sup> <sup>1)</sup>富山大院理工学教育部, <sup>2)</sup>富山大院理工学研究部

### 1. <u>はじめに</u>

熱帯域の対流活動は、地球の大気大循環に極めて大 きな影響を与える.熱帯対流の時間変化は様々なスケ ールで起こり、太陽による放射強制から生じる日周期 は最も基本的な周期の1つである.海上の日周期は昔 からの研究課題であるが、まだメカニズムについては 分かっていないことが多い.

2015年7月から運用を開始している静止気象衛星ひ まわり8号は、従来の気象衛星から大幅に観測機能が 向上し、より高解像度で高頻度な観測を行うことが可 能となった.そこで、雲のより詳細な変動特性を明らか にすることを目的に、ひまわり8号のデータを用いて 雲システムを認識し、その数の日変化を調べた.

### 2. 使用データ・解析手法

ひまわり 8 号の赤外バンド 13 (中心波長 10.4µm) の 輝度温度を使用した.水平解像度約 2km, 観測間隔 10 分のフルディスク観測より,東経 110 度から 170 度, 南緯 20 度から北緯 20 度の西太平洋熱帯域において雲 システムの認識を行った.解析期間は, 2015 年 11 月か ら 2016 年 12 月である.

具体的な解析手法は以下の通りである. 1. 輝度温度 の観測値が 250K 以下のピクセルを「雲」として抽出す る. 2. 抽出した「雲」ピクセルが東西または南北方向 に連続しているものを 1 つの同じ雲システムとして認 識する. 3. それぞれの雲システムについて,重心の緯 度・経度,面積,輝度温度(最小・平均)を計算する.

ここでは、認識された雲システムのうち、重心が東経 130 度から 165 度,北緯 5 度から 15 度の領域に含まれ るものを海上,同経度の南緯 10 度から 0 度の領域に含 まれるものを陸上の雲システムとした。

### 3. <u>結果・考察</u>

図1は、面積でカテゴリ分けした雲システム数の日 周変化である.ここでは、1時間ごとに求めたシステム 数の24時間平均からの偏差を示す(a:海上,b:陸上). 海上において、面積が100km<sup>2</sup>より小さいシステム数は、 12-15LT に極大を持つ日周期を示し、面積が100km<sup>2</sup>か ら10,000km<sup>2</sup>のシステム数は、00-03LT と12-15LT に2 つの極大を持つ半日周期を示していた.面積が 10,000km<sup>2</sup>より大きくなると、システム数が少なくなる ので、大きな変化は見られないものの、再び日周期を示 す.陸上では、日周期の傾向が面積の大きな雲システム まで拡がり、半日周期は海上に比べて不明瞭になって いた.

海上での場合の,面積が100km<sup>2</sup>から10,000km<sup>2</sup>のシ ステム数に見られる半日周期については,先行研究か ら,対流抑制期の日中に発達する雲システム(例えば, Johnson et al. 1999)と,対流活発期の夜半に発達する雲 システム(例えば, Chen and Houze 1997)の重ね合わせ から得られたものと考えることができる.しかし,時系 列を調べてみると,実際に半日周期が卓越する期間が 見られることから,大気潮汐に伴う変動の可能性があ る.今後,ラジオゾンデのデータなどを活用しながら, 半日周期のメカニズムについて詳細に調べていく予定 である.





### YMC-Sumatra 2017 集中観測におけるスマトラ南西沿岸陸域の対流活動: Pre-YMC 2015 との比較

\*森 修一<sup>1</sup>, 伍 培明<sup>1</sup>, 城岡竜一<sup>1</sup>, 横井 覚<sup>1</sup>, 米山邦夫<sup>1</sup>, Urip Haryoko<sup>2</sup>, Reni Sulistyowati<sup>3</sup>, Fadli Syamsudin<sup>3</sup> (1 海洋研究開発機構, 2 インドネシア気象気候地球物理庁/BMKG, 3 インドネシア技術評価応用庁/BPPT)

### <u>1. はじめに</u>

海大陸研究強化年(YMC:2017-2019年)観測キャン ペーンとして、2017年11月16日-2018年1月15日 (海洋地球研究船みらいによる定点観測期間は2017年 12月05-31日)の間,インドネシア・スマトラ島南西ベンク ル沿岸域(図1)においてYMC-Sumatra 2017が実施 された.2017年末はラニーニャ発生期に対応すると共に、 同観測期間のMJO対流活動中心は、11月下旬にスマト ラ島に到達した後、(みらい定点観測開始前に)海大陸 域を通過し、西部太平洋へ進んだ.その後、再びインド 洋で対流活動が活発化し、(みらい定点離脱後である) 集中観測期間の終了直前にスマトラ島へ再到達した. (米山ほか2018年度気象学会春季大会C201).



図1 YMC-Sumatra 2017 集中観測地点配置図. 図中の円はベンクル(半径120km),メスペンダ(半 径 50km),および「みらい」(半径100km)からの各 レーダー観測範囲(半径),陰影は標高を示す.

同地域ではYMC 先行研究として Pre-YMC2015キャンペーン観測が 2015年11月09日-12月25日(みらい定点観測期間:11月24日-12月17日)に実施されている(Yokoi et al. 2017 *MWR*, Wu et al. 2017 *SOLA*). 同期間はエルニーニョ発生期にあたり,集中観測期間の前半は MJO 対流活動の抑制期であるものの毎日の雷雨が激しく,後半12月半ばからMJO 対流中心がスマトラ島を通過するに伴い雷雨が終息したことが報告されている(森ほか 2016 ブルーアースシンポジウムBE16-P72,浜田ほか 2017 年度気象学会秋季大会P248).本報告では YMC-Sumatra 2017 におけるスマトラ島南西沿岸陸域における対流活動の特徴およびPre-YMC 2015 との比較結果を紹介する.

### 2. 結果概要

ベンクル観測所に設置された自動気象ステーション (AWS)降水量(図 2)によると、同じくほぼ MJO 対流抑 制期であったにも関わらず、今回(2017年)の期間平均 降水量は前回(2015 年)に対して約 2 割少なく、日周期 変化が著しく不明瞭、かつ緩やかな降水ピーク時刻も数 時間遅れている.また、前回観測では MJO 対流域到達 までの間は毎日長時間の雷雨が報告されていた(31 日 /49 日間)ものの、今回観測では極めて少ない日数(9 日 /61 日間)かつ短時間であった(図略).この差異の背景と して、今回観測では東インド洋に中心をもつ大きな循環 に伴う総観規模の北西風が沿岸付近にあり、前回観測で 卓越していた「沿岸陸域に侵入する日周期南西風」の出 現が稀であったことを指摘できる(図略).



図2 (a) YMC-Sumatra 2017 および (b) Pre-YMC2015 におけるベンクル観測所の AWS 降水量比較. 各パ ネルは日降水量時系列 (上図),時間降水量日変化時 系列 (下図),および期間平均日変化 (右図) を示す.

#### <u>3. 今後の予定</u>

引き続き各集中観測データ(特に両期間共に同条件 で運用されていたメスペンダXバンドレーダー)の相互比 較,沿岸陸域対流活動の差異や雷雨発生条件の違い等 に注目した解析を進める予定である.

### Pre-YMC 及び YMC-Sumatra2017 集中観測で見られた降水日変化の比較

\*横井 覚、森 修一、勝俣 昌己、耿 驃(海洋研究開発機構)、Fadli Syamsudin (BPPT)、 Nurhayati、Urip Haryoko (BMKG)、米山 邦夫(海洋研究開発機構)

### <u>1. はじめに</u>

Pre-YMC、YMC-Sumatra2017集中観測が行われたスマトラ島南西沿岸域では、夕方から夜間にかけて降水 域が沿岸陸域から沖合へと伝播するという特徴的な降 水日変化が存在する。興味深いことに、両集中観測で 観測された日変化は、定性的には上記の特性を帯びて いたものの、詳細な特徴は2期間で大きく異なっていた。 本発表では、海洋地球研究船「みらい」が定点(図1)で 観測を行った期間(Pre-YMCでは2015/11/23–12/16の 24日間、YMC-Sumatra2017では2017/12/5–12/31の 27日間)について、日変化特性の差異とその原因につ いて検討した結果について報告する。

### 2. 日変化特性の比較

特に伝播速度が大きく異なっていた。どちらの期間で も 14 時頃に海岸から約 40km 内陸で降水域が広がり、 時間と共に海岸方向に伝播したが、その速度は Pre-YMC の方が大きかった。Pre-YMC では 18 時頃に海岸 を通過したのに対し、YMC-Sumatra2017 ではその時刻 は22 時頃であった。海上での平均速度は、Pre-YMCで は約 8m/s、YMC-Sumatra2017 では 2-3m/s であった。

また、伝播の発生頻度も両集中観測で異なっていた。 Pre-YMC では、マッデン・ジュリアン振動(MJO)の対流 活発位相がスマトラ島に到達する12/12までは毎日のよ うに伝播が観測された一方、その後は全く見られなくな った。一方で YMC-Sumatra2017では、日によって伝播 が見られたり見られなかったりした。

### 3. 水平風平均プロファイル

図2に、「みらい」及び沿岸都市ベンクル(図1)におけ る高層気象観測で得られた、海岸線と直交する水平風 成分(正値は南西風、負値は北東風)の平均プロファイ ルを示す。なお、Pre-YMC に関しては MJO 到達前の 20日の平均を、YMC-Sumatra2017 に関しては、顕著な 伝播が観測された 9日(DC日)とそれ以外の18日 (NoDC日)で別々に平均を求めた。

900hPa 面より上空の自由対流圏では、Pre-YMC では 北東風、YMC-Sumatra2017 では南西風の背景場とな っていた。背景風による降水システムの移流効果を考え ると、背景風の差は伝播速度の差と整合的である。なお、 背景風の差は ENSO の位相 (Pre-MC ではエルニーニ ョ、YMC-Sumatra2017 ではラニーニャ)や MJO の位相 (それぞれ、対流活発位相がインド洋上、西太平洋上) の違いで説明できる。

また、毎日のように伝播がみられた Pre-YMC と、 YMC-Sumatra2017 のうち DC 日には、沿岸海域(「みらい」上空)の地表付近(950-800hPa)で沖向き鉛直シア が見られる一方で、NoDC 日には逆の陸向きシアだった。 この結果は、降水セルの沖側での自己増殖により沖合 伝播の少なくとも一部がなされていることを示唆する。

Pre-YMC の沖向き鉛直シアは ENSO と MJO の位相 で説明できる。一方、YMC-Sumatra2017 の ENSO と MJO の位相は陸向きシアをもたらす傾向にある。それ にも拘らず DC 日に沖向きシアとなった原因は、北半球 側の南シナ海で北東風サージが強化されたことと関係 があると考えている。再解析データを解析したところ、サ ージ強化に伴う水平風偏差は、800hPa 付近ではスマト ラ島の南西まで及ぶのに対し、地表面付近では地形で 遮られていたことが見て取れた。

### <u>4. まとめ</u>

Pre-YMC と YMC-Sumatra2017 集中観測で見られた 降水日変化は、伝播速度や伝播の発生頻度といった特 徴が両期間で異なっていた。その原因を対流圏下層の 水平風環境場に求めることができた。



図 1:観測点(☆:ベンクル、○:Pre-YMC での「みらい」定点、△:YMC-Sumatra2017での「みらい」定点)。円 は観測点から100kmの範囲。



図 2:(実線)「みらい」及び(点線) ベンクルにおける海岸線に直交する水平風成分の平 均プロファイル(m/s、正値:南西風、負値:北東風)。(a) Pre-YMC の 2015/11/23-12/12 平均、(b) YMC-Sumatra2017 のうち、降水域沖合伝播が顕著な9日(DC日)の平均、 (c) 同じく顕著でない18日(NoDC日)の平均。

### B159

### 2015年と2017年にスマトラ島沖で観測された降水ステムの構造の違い

### \*耿 驃・勝俣 昌己(海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

インドネシア・スマトラ島周辺の降水メカニズムを 解明するために、2015年と2017年にスマトラ島沖 の沿岸部において海洋地球研究船「みらい」によ る定点観測が実施された。両年の定点観測期間 中に、「みらい」偏波ドップラーレーダーにより多様 な降水システムが観測された。本研究は、スマトラ 島周辺の降水システムの構造と組織化過程の違 いに着目し、2015年と2017年のレーダー観測結 果の比較を行った。

### 2. 解析結果

図 1 にはレーダーにより観測されたエコー(≧ 10dBZ)面積の時間高度断面図を示す。両年にお いて、降水が顕著な日変化を示している。また、3-7日の周期で降水システムの強化も見られ、これは 西進する大規模な擾乱と密接に関連している。

一方、降水システムの広さと高さには明確な違いが存在していた。2015年に観測された降水システムはより広く、高くなる傾向があった。50%を超えるエコー面積を記録した日数は、2015年には14日はあったが、2017年は6日であった。エコーの最大高度は、2015年にはほぼ毎日15kmを超えていったが、2017年には15kmに達することはめったになかった。

図 2 には偏波間位相差変化率 KDP が 0.5 deg/km 以上の面積の時間高度断面図を示す。こ ちらにも両年で顕著な違いが存在していた。地上 から高度 6km にかけて、2017 年よりも 2015 年によ り広い領域で大きな KDP が観測されていた。これ は 2017 年に比べ 2015 年で降水粒子がより大きく、 上昇気流がより強くなっていたことを示唆する。ま た、高度 6km~12kmの間でも、KDPが 0.5 deg/km を超える領域は 2015 年により頻繁に見られていた。 即ち、2015 年では雲の微物理過程はより活発し、 中層と上層での雪や氷粒子の成長は降水システ ムの発達により寄与していたと考えられる。

### 3. まとめ

2015年と2017年にスマトラ島沖で行われた「みらい」 偏波ドップラーレーダー観測の結果を比較した。2015年に観測された降水システムは2017年に比べるとより組織化され発達しやすくなっていた。このような降水システムの構造と組織過程の違いは両年の観測期間中に大規模な循環場が異なることに関係している。



**図1** 反射強度が 10dBZ を超える面積の時間高度 断面図。上は 2015 年、下は 2017 年の観測結果を 示す。



**図2** 偏波間位相差変化率 KDP が0.5 deg/kmを 超える面積の時間高度断面図。上は 2015 年、下 は 2017 年の観測結果を示す。

### YMC-Sumatra 2017 で観測された 4-6 日周期の大気擾乱と MJO との関係

\*高須賀大輔<sup>1,2</sup>、佐藤正樹<sup>1</sup>、横井覚<sup>2</sup>(1. 東京大学大気海洋研究所, 2. 海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (MJO) は海大陸域を含む 暖水プール上で大規模な対流活動を伴う季節内擾乱で あり、2017年11月から2018年1月にかけて実施され た集中観測 "YMC-Sumatra 2017" の期間中には2つの MJO の発生・東進が顕在化した (以下、MJO1, 2)。特 に海洋地球研究船 「みらい」によるスマトラ島西岸沖 での定点観測期間 (4.24°S, 101.52°E; 12 月 5 日-31 日) は、MJO1の通過後およびMJO2の発生前後に対応し、 MJO の対流活発/抑制位相間の遷移を捉えていると考 えられる。一方、全球大気モデル NICAM による水惑 星実験の結果から、Takasuka et al. (2018, JAMES) は MJO の発生に混合ロスビー重力波に伴う力学・水蒸気 変動が重要な役割を果たすことを指摘した。そこで、 この知見の観測に基づいた考察を目的として、本発表 では「みらい」の観測期間前半に見られた 4-6 日程度 の短周期擾乱の特性を報告するとともに、12月下旬に インド洋で発生したMJO2との関係について議論する。

### 2. 結果と考察

図1(a) に「みらい」での3時間毎のラジオゾンデ観 測による南北風の定点観測期間平均および偏差の時間 高度断面を示す。観測開始前後に MJO1 が定点を通過 し、対流抑制位相に遷移していた 12 月 20 日頃にかけ て、南風偏差が対流圏上層から下方に伝播する様子が 認められ、特に中層 (600-400 hPa) で数日周期の変動が 顕著である。実際、東西風・南北風のスペクトル解析 では同高度帯で4-6日の周期にピークが存在し、3.5-7 日周期でフィルターした南北風偏差では上記の特徴が 強調されている (図1(b))。また、観測された混合比か ら求めた対流圏の水蒸気量偏差の変動は、20日頃まで は3.5-7日周期の成分で概ね説明されていた (図1(c))。 南北風偏差の3.5-7日周期成分の5°N/S平均Hovmöller 図 (図 2) より、MJO1 の対流活発位相から西進する擾 乱を観測したとみられ、水平構造も検討した結果、混 合ロスビー重力波に伴う変動であると考えられる。

水蒸気量偏差のピークと南北風偏差の鉛直分布との 関係を見ると、7日頃のピークは中層まで深く直立した 北風偏差に対応しているのに対し、12日・17日頃のピ ークは下層では北風偏差、中層では節であり、中層に かけて等位相線は東に傾いている。この差異は、2006 年10月-12月に行われたインド洋での観測 (MISMO) でも報告されており (Yasunaga et al. 2010, MWR)、 MJO1 の対流活発位相の影響を強く受けたか否かを反 映している可能性がある。

観測された混合ロスビー重力波はインド洋を伝播し、 うち1つは位相速度の低下とともに22日頃に西インド 洋に到達している。同時に、降水域は遅い東進を開始 し (MJO2 の発生)、南北風の波束伝播と非常に対応が 良い。このことは、混合ロスビー重力波がインド洋で の水蒸気蓄積および波動振幅の増大を通して MJO2 の 発生・東進開始に寄与したことを示唆している。



図 1 「みらい」のラジオゾンテ観測による (a) 南北風偏差の 24 時間移動平均 (2.5 m s<sup>-1</sup>毎) と (b) 3.5-7 日周期成分 (1.5 m s<sup>-1</sup> 毎) の時間高度断面。陰影は南風偏差を表す。(c) 混合比から求め た地上から 100 hPa までの積算水蒸気量偏差の時間変動 (黒: 24 時間移動平均、グレー: 3.5-7 日周期成分)。



図2 5<sup>°</sup>NS 平均した 3.5–7 日周期成分の南北風偏差 (1.0 m s<sup>-1</sup> 毎; 陰影は南風偏差) と降水量 (0.8 mm/hr に太黒線) の時間経度 断面。 白楕円はそれぞれ時系列順に MJO1, MJO2 を表す。

YMC-Sumatra 期間中にスマトラ島で観測された地上の突風 \*伍培明 (JAMSTEC), Dodi Ardiansyah (BMKG),森修一 (JAMSTEC), 米山邦夫 (JAMSTEC)

### 1. はじめに

赤道付近に位置しているスマトラ島では、発達した 積乱雲が激しい突風を引き起こし、さまざまな被害を もたらすことがある。我々は2018年度春季大会(C203) で、YMC-Sumatra 2017集中観測期間中に観測されたMJO に伴う対流活発な位相の海洋大陸通過に伴ってスマト ラ島で発生した地上の突風を報告した。観測期間中に MJOの対流不活発期にも突風が発生していたので、本発 表ではそれについて調べた結果を報告する。

### 2. 観測

YMC (Years of the Maritime Continent=海大陸研 究強化年)における集中観測の一つとして、2017年11 月 16 日から 2018年1月15日にかけて『YMC-Sumatra 2017』と名付けた集中観測を実施した。スマトラ島西 岸のベンクル (Bengkulu, 3°51'30"S 102°20'11"E) で、地上気象観測、Cバンド・ドップラーレーダーによ る降雨観測、61日間連続して3時間毎のGPSレーウィ ンゾンデによる高層気象観測を行い、気温、湿度、風 向・風速の高度時間変化などのデータを取得した。

### 3. 結果

観測期間中、MJO が対流不活発期の2018年1月5日 と12日に地上突風 (squall) が観測された。一例とし て、2018年1月5日ベンクルで観測された風速(1分 平均)、降水(1分間積算)の変化を図1に示す。19:21 LST から西北西よりの突風が発生し、10 m/s 以上の強 風が21分間継続し、その間急激に気温が2.5℃低下し た。気温の低下と共に、湿度(比湿)も低下した(図 略)。しかしながら、突風の発生に伴い、地上気圧の大 きな変化は見られない(図2)。

レーダー画像からは、スマトラ島西の海上で広範囲 に積乱雲が発達し、東南東に進んでおり(図略)、積乱 雲がベンクルを通過することに伴い地上強風が発生し ていた。突風発生直前の高層気象観測(図3)から、 高度1~4キロで強い西北西風が観測された。これに 対し、対流圏中下層の風が弱い時には、発達した積乱 雲が地上気温の大きな低下をもたらした場合でも突風 (squall)は発生しない(図略)ことから、スマトラ島 で観測された地上の突風は、上層から地面への運動量 輸送が主な成因と考えられる。



図1 2018年1月5日ベンクルで観測された風速(1 分平均)、降水(1分間積算)の時間変化。



図2 2018 年 1 月 5 日ベンクルで観測された気圧(1 分間隔)、降水(1 分間積算)の時間変化。



図3 2018年1月5日18:30 LST ベンクルで高層気 象観測で得られた風向(点)、風速(実線)の高度分布。

### 淡水フラックスによる海洋表層成層への影響の観測: YMC-Sumatra2017 集中観測の事例

\*勝俣昌己・耿驃・植木巌・森修一・横井覚(海洋研究開発機構)

### [はじめに]

海洋表層の状態は海洋-大気間の熱・水・運動量フ ラックスを介した相互作用を考える上で重要である。 その海洋表層状態を左右するパラメータのうち、降 水即ち淡水フラックスは、塩分低下を介して海洋密 度成層に影響する。例えばバリアーレイヤーの形成 は、海面からの熱フラックスを浅い混合層に留め置 くことで、海面水温の上昇をもたらす。しかし、熱 帯降水を左右するメソスケール現象と、それに対応 する海洋表層成層との同時観測例は少ない。

そこで我々は、YMC(海洋大陸研究強化年)集中 観測の一環として、海洋上の降水システムを面的に 観測可能な船舶搭載レーダーと、その観測範囲下で の各種海洋表層成層の同時観測を行い、両者を対応 付けることを試みた。

### [観測とデータ処理]

YMC-Sumatra2017 集中観測(以下 YMC 集中 観測)において、Cバンド偏波レーダーを搭載した研 究船「みらい」は定点観測を実施した。場所はスマ トラ島西岸ベンクル沖約 100km、期間は 12月5 日~1月1日である。この間、レーダーは6分毎ボ リュームスキャンを実施した。

レーダーデータは、KDP(偏波間位相差変化率)及 び ZH(水平偏波反射強度)を用いて降水強度に変換 した。変換式は、陸上観測点で実測した雨量及び雨 滴粒径分布から求め、更にレーダーと雨量計の積算 降水量が合致するように調整を行った。

一方、海洋表層成層の観測には、無人自律型舟艇 である WaveGlider(以下 WG)を用いた。WG には 水深 0.2m 及び 6m に水温・塩分(・深度)計測用 センサー(CTD)を取り付けて自律航行させた。う ち 12月 14日~12月 29日には「みらい」から 距離 25~30km を保つ測線上を往復航行させた。 加えて「みらい」では、5m 以深を観測する通常の クレーン使用 CTD 観測に加え、0~10m を観測す る手下げ式の CTD 観測を共に3時間毎に実施し、 更に極表層(数 cm)水温と 5m 深の水温・塩分を連 続観測した。

なお、WGと対応させるレーダー観測雨量は、面 的分布が観測可能なレーダーの利点を活かし、WG 位置を中心とした直径 10km の範囲内の直近 1 時 間の雨量の積算値とした。

### [結果]

WG で観測された水深 6m と 0.2m での塩分差 (以後 dSal = 塩分(6m)-塩分(0.2m))が 1 日以下ス ケールで発生するイベントが複数回観測され、その 多くは降雨を伴っていた。うち、12月15日~17 日の時系列を図1に示す。数時間スケールの降水イ ベントが3回観測され、各イベント毎の積算降水量 はほぼ同じだった。しかし dSal の現れ方はイベン ト毎に異なっており、より海面風速の弱いイベント でdSal が大きくなっていた。これら3パラメータ の関係は Drushka et al. (2016)のモデル計算結 果と定性的には一致していた。加えて、この2日間 の降雨の影響は、深度数十mまでの低塩分層として 数日間「みらい」CTDで観測され続けた。

### <u>[まとめ]</u>

WGで観測された海洋表層塩分成層(dSal)変動は、 レーダーから求めた雨量及び海面風速と関係付けら れた。dSalは降雨イベントの時間スケールと対応し ていたが、深度数十mまでの範囲では影響が数日に 及ぶことが確認された。

なお、ほぼ同構成の機材での観測を2018年夏に 熱帯西太平洋で実施を予定しており(2018年7月 現在)、可能ならばその初期結果も報告予定である。

### [謝辞]

YMC 集中観測にご参加・ご支援いただいた皆様 に感謝します。本研究の一部は、JAXA 降水観測ミ ッション(PMM)として実施しました。



図1: 12月 15日 12Z から 48 時間の観測時系列。 (上)WG での 0.2m 及び 6m の塩分、(中)WG 上のレーダ ー観測雨量(細線:時間雨量、太線:積算)、(下)「みらい」で の海上風速。A,B,C はそれぞれ一連の降雨イベントを示す。

### YMC-Sumatra 2017 で観測された水の安定同位体比の変動

\*高野雄紀 (東大大気海洋研究所), 芳村圭 (東大生産技術研究所), 一柳錦平 (熊本大学), 高薮縁 (東大大気海洋研究所)

### 1. はじめに

水の安定同位体比 (δ<sup>18</sup>O と δD) は水の相変化に 対して感度を持つトレーサーであり,水循環過程の 理解にこれまで利用されてきた.気象学分野でも, 熱帯域特有のメソ降水システムへの組織化の度合 いが,月平均降水同位体比に反映されていることが 近年指摘されている[1].こうした熱帯降水の組織化 の度合いと同位体比が数日スケールでも関係する ことは,熱帯での直接観測から既に報告されている [2][3][4].しかし,これら観測研究における水蒸気 同位体比の観測頻度は6時間ごとや日ごとであり, メソスケール降水システムのライフサイクルと同 位体比の時間変化とを詳細に対応させることはで きなかった.

そこで、降水システムの詳細な時間発展の理解を 目的として、熱帯の観測キャンペーン YMC-Sumatra 2017 で水蒸気と降水の高頻度観測を行った。

#### 2. 観測概要

スマトラ島沖合約 100 km (4-14.4S, 101-31.2E) で の定点観測は, 2017 年 12 月 4 日から 2018 年 1 月 2 日まで行われた.その間,継続して水蒸気と降水の 同位体比を観測した.観測装置は文献[5]と同等のも のを研究船「みらい」に搭載した.

降水は約3時間ごとにオートサンプラーにより採 取した.サンプルの分析には Picarro 社製 L2120-i を用いた. $\delta^{18}$ O と  $\delta$ D の測定誤差はそれぞれ 0.1‰と 1‰である.

水蒸気同位体比は Picarro 社製 L2120-i を用いて, テフロンチューブから外気を吸入することで測定 した.測定は約1秒ごとに行われるが,サンプリン グ誤差を減らすため,15分平均値を解析に用いる.

### 3. 観測結果

観測期間中は数日おきに組織化した降水システムが定点周辺で観測された (e.g. 12 月 12-13 日, 16-17 日). これに伴い,水蒸気・降水 δD は 50 ‰ 程度減少した. こうした降水イベントに伴う同位体比

比の詳細な時間変動を観測する事ができた.

当日は降水レーダーの観測データを用いた解析 結果や,陸上サイトで同時期に行われた降水同位体 観測の結果についてもあわせて報告する予定であ る.



図1 定点での観測結果.上段:降水 δD (+)と降水 量 (バー). 下段:水蒸気 δD (raw).時刻は UTC で 示した.

### 参考文献

- [1] Aggarwal et al. (2016) doi:10.1038/ngeo2739.
- [2] Kurita et al. (2011) J. Geophys. Res., 116, D24101.
- [3] Kurita (2013) J. Geophys. Res., 118, 10376-10390.
- [4] Chakraborty et al. (2016) Sci. Rep., 6, 19555.
- [5] Wei et al. (2015) Water. Resour. Res., 51, 3716-3729.

### SCALE-RM を用いたスマトラ島西岸の

### 沿岸降水帯に関する数値実験

\*奥川椋介(富山大院理工学教育部),安永数明,濱田篤(富山大院理工学研究部)

#### 1. はじめに

スマトラ島を含む海大陸は、世界で最も降水量の多 い地域の1つであり、大気の大循環にとって重要な役 割を果たしている.この地域の降水は顕著な日周期を 示し、気候学的な降水の分布は海岸線に極大を持つこ とが知られている.特にスマトラ島の西岸はその特徴 が顕著にみられる(例えば Ogino et al. 2016).しか し、このような熱帯の沿岸域で降水量が集中するメカ ニズムはよく分かっていない.本研究では、領域モデ ルを用いて、スマトラ島西岸を対象に様々な数値実験 をおこない、沿岸降水帯の再現性について調べた. 2.実験設定・使用データ

使用したモデルは、SCALE-RM (ver 5.2.5)で、NCEP-FNL を初期値・境界値に使用し、水平解像度 17.5 km (d01)と 3.5 km (d02)のネスト計算 (ただし One-way) をおこなった. 鉛直層数は 80 層,計算期間は,2015 年 11 月 23 日から 12 月 13 日の 21 日間とした. 17.5 km 格 子計算では,積雲パラメタリゼーション (KF スキーム) と雲微物理スキーム NSW6 (Tomita 2008)を併用し, 3.5 km 格子計算では,後者のみを使用した.計算期間 のうち 11 月 28 日から 12 月 1 日の 3 日間について,沿 岸降水帯の再現を目的とした雲微物理過程に関する感 度実験をおこなった.また,降水分布の比較 (正解) と して GSMaP を使用した.

#### 3. 結果

GSMaP(観測値)における計算期間平均の降水分布 は、気候学的な降水分布と同様に海岸線の海側で極大 であった(図略).しかし、3.5km格子計算(CTL実験) では、計算期間平均の降水分布は海岸線の陸側で極大 で、陸上での降水量が海上よりも多かった(例えば図 la 実線).また、計算期間後半になるにつれ、全計算領域 での可降水量の顕著な減少傾向がみられ(例えば図 lb 実線)、計算期間平均の OLR は、NOAAOLR に比べ過 大評価されていた(図略).

感度実験においては、はじめに、雨、雪、霰の粒径分 布の切片パラメータ、衝突効率を変更した感度実験を 複数おこなった.しかし、これらのパラメータを 1/10~10倍程度のファクターで変更しても、降水分布に ついてほとんど変化は無く、可降水量の減少傾向も全 く改善がみられなかった(図略).即ち、直接的に降水 に関わる雲微物理過程は、(少なくとも線型的な範囲内 では)沿岸降水帯に影響を及ぼさないことが示唆され た.

次に、直接的に降水には関わらない氷雲に関する感

度実験を3通りおこなった.S1では,Zeng et al. (2008) を参考に、NSW6では考慮されていないBergeronプロ セスによる雲水から雲氷への変換の過程を追加し、雲 氷の量を増やす方向に複数のパラメータ(衝突効率等) を変更した.S2では、雲氷の落下速度の計算式を Heymsfield et al. (2009)の経験式に変更した.S3では、 S1とS2を共に加えた.いずれの実験においても、CTL 実験に比べ海上(陸上)で、降水量が増加(減少)し(図 la)、可降水量の減少傾向も緩和された(図 lb).

以上の感度実験の結果は、(しばしばチューニングパ ラメータとして参照される) 直接的に降水に関わる雲 微物理過程というよりは、直接的には降水に関わらな い氷雲が、沿岸に降水が集中する鍵の1つであること を示唆する.

しかし,今回の感度実験は,CTL 実験の途中から開始したため,CTL 実験の影響を引きずっている可能性があることや,短期間(3日間のみ)のRunであったため,長期的な影響も不明であること,更に,d02の境界付近に数値的な計算不安定が生じている様子もみられたことから,パラメータを再度整理し,これらの実験の長期的なRunをおこなっていく予定である.

**謝辞** 本研究の計算は,東京大学大気海洋研究所気候 系共同研究として,東京大学情報基盤センターの大型 計算機を利用しました.



図1 (a)スマトラ島南部において,海岸線に平行な方向に 平均した3日間積算降水量. 横軸は海岸線からの距離で,陸 側を正とした. (b)感度実験期間中における,全計算領域平均 の可降水量の時系列. 実線が CTL 実験,破線が S1, 点線が S2, 一点鎖線が S3 を示す.

### YMC 期間中の季節内振動事例の全球非静力学モデルによる予測性能

\*那須野智江(海洋研究開発機構), 中野満寿男(海洋研究開発機構), 菊地一佳(IPRC), Tim Li(IPRC)

### 1. はじめに

海大陸(MC)の降水現象は、多様なスケール・プロセス 間の相互作用によって特徴づけられる.気象予測の観点 では、これらを受けた季節内振動(ISO)の変調の理解が 大きな課題とされている[1].YMC プロジェクトでは、現場 観測や高解像度数値計算によって現象に肉薄することに よりこの課題に取り組む[2]。本研究では、2015 年および 2017年冬季に実施された集中観測期間に発生したISO事 例に着目し、全球非静力学モデルによる準実時間予測計 算データを活用して、ISO の予測性能の評価とその原因 の究明を行う.

### 2. データ・解析手法

全球非静力学モデル NICAM による予測計算データを 用いる.2015年(計算期間:11月1日-12月24日)は14 km 格子を用いた30日計算(週2-7回、28ケース)、2017 年(11月16日-1月15日)は7km 格子を用いた14日計 算(1日1回、61ケース)を行った.計算結果の検証には、 NOAA による外向き長波放射(OLR)データおよび NCEP 客観解析等を用いた.ISO 予測性能評価は、Realtime Multivariate MJO (RMM) Index[3]および、OLRの ISO スケ ール(7日移動平均値と90日移動平均値の差)の経度— 時間変化により行った.前者は主に力学場、後者は対流 の変動を反映する.ここでは後者の結果について示す.



図1 ISO 成分の NOAA OLR 経度—時間図(15S-5N 平均値). (a) 2015 年 (b) 2017 年.

謝辞:数値実験は「地球シミュレータ」を用いて行った.

### 3. ISO に伴う対流の予測性能の評価

図1にNOAA OLRのISO 成分を示す。2015年には12 月半ばに ISO が MC で発達し、強度を保ちつつ日付変更 線を越えて東進した. 2017年には11月下旬にISOがMC 発達し、MC 上を通過したが 2015 年の事例ほど強くはなら なかった. この違いは、RMM でも同様に見られた. 全ての 予測計算について、前後に NOAA のデータを繋げて ISO 成分の経度―時間断面を抽出し、対応する期間について 図1との相関を取った(図2).予測スキルの計算初期日に 対する依存性は、2017 年では目立たないが 2015 年では 30 日予測の前半(図 2a,実線)特に顕著である. 計算初期 日が ISO の発達前の計算ではスコアが低く、約10日前以 降の計算ではスコアが高い.対流と下層循環の分布のコ ンポジット解析も行い、高スコアの計算では、大規模な東 西収束場の形成・維持や、MC の南側を迂回する対流域 の経路などの再現性がよいことを確認した(図略).2015 年と2017年の ISO の強度や伝播特性、予測計算のスコア の特徴の違いについては、ENSO に関連する海面水温分 布の影響が示唆される. 今後、議論を深めたい. 参考文献

- [1] Vitart, F., et al., 2017, BAMS, 98, 163-173.
- [2] YMC web (http://www.jamstec.go.jp/ymc/index.html)
- [3] Wheeler, M. and Hendon, H., 2004, Mon. Wea. Rev., 132, 1917-1932.



図 2 ISO 成分の OLR の観測との相関に基づく予測 性能スコア. (a) 2015 年 (b) 2017 年. 横軸は計算初期日. 横線はそれぞれの平均値. 縦線は ISO 事例発達日.

### YMC-Sumatra 2017 期間中のラジオゾンデ集中観測に基づく上部対流圏の温度逆転 領域に関する研究

木下武也 (JAMSTEC)・城岡竜一 (JAMSTEC)・鈴木順子 (JAMSTEC) 荻野慎也 (JAMSTEC)・岩崎杉紀 (防衛大)・米山邦夫 (JAMSTEC)

### 1. はじめに

インドネシアを含む海大陸域は、対流活動の活 発な領域であり、対流活動や山岳起源の大気擾乱 が数多く発生している。この領域では 2017 年か ら、沿岸で発達する日周期降水と Madden-Julian Oscillation (MJO)の理解を目的とした Years of Maritime Continent-Sumatra (YMC-Sumatra)キャン ペーンが行われている。発表者らは 2017 年 12 月 にスマトラ島ベンクル市に滞在し、現地のスタッ フとともに3時間間隔のラジオゾンデ観測、不定 期の特殊ゾンデ観測を行い、風速・温度・オゾン 及び水蒸気などを高頻度に計測した。本発表では 2017 年 12 月の集中観測で見られた上部対流圏の 温度逆転領域について解析した結果を報告する。

### 2. 使用データの概要

2017 年 12 月 1 日から 31 日にインドネシア・ ベンクル (102.2E, 3.52S) にて 3 時間間隔で行わ れたラジオゾンデ観測データの風速、温度、気圧 を使用する。データの鉛直分解能は約 10m だが、 本研究では 50m 間隔に線形内挿している。

### 3. 解析結果

図1に2017月12月1日から31日までの東西 風速(上)、南北風速(中)、温度の鉛直勾配(下) の時間高度断面を示す。1日から5日の東西風速 の下層に見られる大きな西風はMJO 通過時に対 応する。次に高度約16~22kmの西風およびそれ



図1:2017年12月1日から31日における東西 風速(上)、南北風速(中)と温度の鉛直勾配(下) の時間高度断面図。等値線は5m/sまたは5K/km。 陰影は正値を表す。

より上部の東風は準2年周期振動の一部である。 続いて温度の鉛直勾配に着目すると、高度15~ 20kmの間で、鉛直勾配が正となる温度逆転領域 が、10日から20日にかけて時間とともに下がり、 20日から27日にかけて上昇する様子が見られる。 この温度逆転領域を高度0kmとして12月10日 から31日における東西風速と南北風速の時間高 度断面を図2に示す。右側のラインプロットはこ の期間における平均風速分布である。これより、 温度逆転領域は東風の最大高度と対応し、その上 層では約60m/s/kmの非常に大きな風速シアが存 在することがわかる。また南風も弱いながらも最 大高度となっている。この領域のリチャードソン 数を調べたところ0.25以下となる箇所が見られ たため不安定が生じている可能性が考えられる。

### 4. 議論と今後の課題

本研究では YMC-Sumatra 2017 キャンペーン 中のラジオゾンデ集中観測データを用いて上部 対流圏に見られた温度逆転領域を解析した。こ の現象はベンクルから約 200km はなれた海洋地 球研究船「みらい」でも同時期・同高度で観測 されている。従ってこの温度逆転領域は、局所 的なものではなく赤道 Kelvin 波の様な大きな擾 乱により形成された可能性が高い。今後は赤道 Kelvin 波の存在を特定した上で、その特性を明 らかにするとともに、Kelvin 波の上層で見られ る重力波との関係について調べる予定である。



図 2:2017 年 12 月 10 日から 31 日における温度 逆転領域を中心とした東西・南北風速の時間高度 断面図。右側はこの期間において平均した東西・ 南北風速を示している。等値線は 5m/s。陰影は正 値を表す。

### YMC-Sumatra 2017 期間中に観測された水蒸気・オゾン変動

\*鈴木順子'、荻野慎也'、木下武也'、城岡竜一'、岩崎杉紀<sup>2</sup>、米山邦夫<sup>1</sup>

(1:JAMSTEC DCOP、2:防衛大)

### 1. はじめに

インドネシア海大陸気候に関する国際共同研究プロ ジェクト Years of the Maritime Continent (YMC、2017 年 ~2019 年)期間中の 2017 年 12 月、インドネシア・スマ トラ島のベンクル気象台にて特殊ゾンデ(水蒸気ゾンデ、 オゾンゾンデ、および雲粒子ゾンデ)を搭載したラジオ ゾンデ飛揚観測を実施した。オゾン日周期の変動量を 見積もること、上層雲の雲粒子性質や気象場との関係 を明らかにすることを目指した。本発表では、観測時の オゾン量および水蒸気量と力学場の変動について調査 した結果を報告する。

### 2. 使用したデータ

集中観測期間の 2017 年 12 月 4~24 日におこなわ れた、ECC オゾンゾンデ(計 25 回、うち 14 回は 4 時間 ごとの頻回オゾン観測を実施)、CFH 水蒸気ゾンデ(計 11 回)、CPS 雲粒子ゾンデ(計 4 回)の各観測と現地気 象台による 3 時間ごとのラジオゾンデ観測によるデータ をもちいた。以下、時間は UTC(現地時間は UTC+07) で記す。

### 3. 解析結果

頻回オゾン観測期間中、オゾン混合比の鉛直プロファイル(図1、左)は、対流圏では鉛直にほぼ一様であった。空気塊が鉛直方向に混合していたとみられることから、対流活動が活発であったことが示唆される。また高度4km付近には、約半日間に渡って低オゾン層が存在しており、オゾン消失過程の存在が示唆される。いっぽう頻回観測期間後には、対流活動は非活発であり、オゾン混合比の一様性は乏しかった。

下部成層圏(図 1、右)では、高度 21-22.5km 付近に 重力波による混合による等オゾン混合比層がみられた。 また、頻回オゾン観測期間中の高度25-30km付近には



図 1: オゾン混合比[ppbv] の鉛直プロファイル。対流圏(左 図)の値には 1.2<sup>obenumber-1</sup>、下部成層圏(右図)の値には 2.0<sup>obenumber-1</sup>の係数をそれぞれ掛けてある。濃い線は、頻回 オゾン観測期間中のプロファイルを示す(4 時間ごと、計 14 回)。



### 図 2: 2017 年 12 月 7 日 18UTC 放球の(a) CFH 水蒸気ゾンデ の相対湿度(太線)とラジオゾンデ温度から計算した氷飽和の 相対湿度(細線)、(b) 雲粒子ゾンデの粒子数密度[cm<sup>-3</sup>]と (c) 雲粒子ゾンデの粒子偏光度の鉛直プロファイル。

オゾン混合比値が小さくなる時間帯があった。Sakazaki et al. (2015, ACP) で報告されている、オゾンの日周期 変動が存在していることが示唆される。

図2は、2017年12月7日18時の相対湿度と雲粒 子の鉛直プロファイルである。対流圏には、高度5-15kmに水蒸気の飽和層が存在していた(a)。このとき、 雲の数密度(b)では、高度5-6km、高度7-10kmおよび 高度11-15kmの3つの雲層に分かれていた。それぞれ の雲層では、下辺から上辺に向かって数密度が減少し ており、雲のトップ付近では薄い。粒子の偏光度(c)では、 3層の雲とも0付近をピークとして-1から+1の値を示し、 いずれも氷粒子で構成された雲層であったことを示して いる。

### 4. まとめ

特殊ゾンデ観測を実施し、オゾンの日周期のシグナ ルと、氷雲の粒子数密度や偏光度を検出することがで きた。今後は、力学場とオゾン・雲の関係を明らかにす るため、ラジオゾンデや ECMWF の ERA-interim 再解 析データ(東西風、南北風および温度場)をもちいて解 析する予定である。

なお 2018 年7月には、インドネシア・スマトラ島のコト タバンにて、同じく特殊ゾンデ観測を実施する。講演当 日はその速報も合わせて紹介したい。

**謝辞:**本観測は、インドネシア BMKG(気象気候地球物 理庁)協力のもとでおこなわれた。

### YMC-BSM 2018 観測概要

\*城岡竜一・横井 覚・鈴木順子・荻野慎也・那須野智江・米山邦夫 (JAMSTEC)

### 1. <u>はじめに</u>

海大陸研究強化年(YMC)の一環として、2018年7 ~8月を集中観測期間とした YMC-BSM 2018 (YMC Boreal Summer Monsoon study in 2018)が実施された。 北半球夏季のモンスーンを対象として、海大陸周辺域 では YMC 参加国による独自の集中観測が各地で行わ れているが、ここでは、海洋研究開発機構が主導的に 関わっている活動を中心に紹介する。

#### 2. <u>観測の概要</u>

フィリピンでは、フィリピン大気地球物理宇宙庁 (PAGASA)の協力を得て、7~8月の2か月間ルソ ン島北部のラワーグ気象台の現業高層観測を1日2回 から4回に強化すると共に、8月にはPAGASA所有の 可搬型Xバンドレーダーをラワーグ近郊に設置して1 か月間の連続運用を行う。また、ラワーグではVaisala・ Graw・LMSの3種類の高層ゾンデの同時比較観測や GNSS 可降水量観測等を実施する。

パラオでは、米国大気海洋庁(NOAA)管轄のコロ ール気象台の高層観測を1日4回に強化すると共に、 アイメリーク観測サイトに設置したミー散乱ライダー を改造し、水蒸気ラマンの連続無人観測を試行する。 また、自律型海洋プラットフォーム(Wave Glider) 3 台をパラオから投入し、東経132 度線・北緯 8, 10, 12 度のフィリピン海において海上気象・GNSS 可降水量・ ADCP 等の観測を行う。

インドネシアでは、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN)と京大の協力のもと、コトタバンの赤道大 気観測所において水蒸気・オゾン・雲粒子ゾンデ等の 観測を2週間で10回程度、集中的に実施する。ベトナ ムのハノイとホーチミンでは、ベトナム水文気象局 (VMHA)の協力を得て、1か月間で各地点15回程度 のオゾンゾンデ観測を行う。

また、集中観測期間中は全球雲解像モデル (NICAM) の準リアルタイム予測実験等も実施される。

### 3. <u>まとめ</u>

今回の YMC-BSM 2018 は、各国の現業気象機関や研 究機関との連携のもとで実施されており、集中観測の 実施に加え、各地のレーダーや地上気象・高層ゾンデ 等の現業観測データを組織的に収集することが可能と なっている。

フィリピンやパラオでは、高層ゾンデやレーダー・ ライダー・GNSS 等を用いて降水や水蒸気の観測を強 化し、北進する季節内振動の影響を受けた降水の日変 化等に注目する。また、インドネシアからインドシナ 半島の特殊ゾンデ観測では、オゾンの広域輸送や重力 波変動を含む成層圏-対流圏相互作用の解明を目指す。



### 図1 YMC-BSM 2018 観測網

### YMCラジオゾンデデータの品質管理

\*米山邦夫・鈴木順子・藤田実季子・城岡竜一・横井覚・木下武也(JAMSTEC), Urip Haryoko(BMKG, Indonesia), Esperanza O. Cayanan (PAGASA, Philippines)

### <u>1. はじめに</u>

海大陸域の気象と気候の理解を目指した国際プロジェ クト YMC では、2017 年 7 月~2020 年 2 月のキャンペ ーン期間中に、いくつかの集中観測を行うとともに、現 地現業機関による各種オリジナルデータの提供がなされ る点が、従来にない特徴の1つとなっている。しかしそ の一方で、基本観測データの1つであるラジオゾンデは、 国別だけでなく、同じ国内でもサイトによって使用して いる機種が異なる。各種収支解析や同域の統一的な理解 のためには、全点で高精度かつ均質であることが不可欠 である.JAMSTEC では、現地機関と協力して、比較観 測を実施し、均質なデータ取得に向けた取り組みをして いるので、現状を紹介する.

### 2. YMC-Sumatra 2017 キャンペーン中の比較実験

インドネシアの現業機関BMKGは、2018年7月現在、 22 の観測サイトで Meisei (iMS100)もしくは Modem (M10)を採用している. 一方、集中観測 YMC-Sumatra 2017 の「みらい」船上ではVaisala (RS41) を使用した. その際、陸上サイトのベンクルにて 18 回の RS41 と iMS100 の同時飛揚を行い、そのうち 7 回は高精度で湿 度 計 測 が 可 能 な CFH (Cryogenic Frost-point Hygrometer) を同時飛揚した. また、同サイトでは GNSS 受信機により、可降水量を連続観測した.

図1上は iMS と RS41 の相対湿度の比較結果を,時間 帯で分けて示したものである. iMS は RS41 に比べ,対 流圏下層で乾燥,上層で湿潤となるバイアスを日中の観 測時だけ示す.またその差は 13LT で最大となり,日射 の影響を示唆する.可降水量に換算して比較した結果(図 2)から, iMS の対流圏下層乾燥が疑われる.そこで,RS41 を基準として CDF マッチング法に基づき補正を iMS に 適用した(図1下).図2 も合わせ,3者がよく一致する 結果となっている.

### <u>3. おわりに</u>

現時点では、対流圏下層の状況で主に決まる可降水量 との比較結果から、Vaisala RS41 に合わせる形でバイア ス補正を実施している.しかし、CFH との比較(図略) では対流圏上部では RS41 に乾燥バイアスも確認されて いることから、さらなる確認が必要である.2018 年 7~ 8月に実施される別の集中観測 YMC-BSM 2018 では、 その観測サイトの1つフィリピン・ラワーグにて、RS41, LMS-6, Graw/DFM-09の比較観測も予定されており、発 表当日はそれらの結果も含めて報告する.



図1. iMS100とRS41 の相対湿度の差(横線は標準偏 差).上:補正前,下:CDFマッチング法適用後. 左:13 LT,中:10/16 LT,右:夜間放球.



図2. ラジオゾンデと GNSS から求めた可降水量の差の 日変化. 日中データのみ補正が適用されている.

謝辞

比較観測実施に当たっては, BMKG と PAGASA, そ して日本海洋事業(株)の観測技術員にお世話になりま した。また,明星電気(株)の清水氏, 杉立氏からは貴 重な助言をいただきました. 感謝致します. アジアにおける SLCP 関連物質排出量と長期トレンドの評価 \*黒川純一 (アジア大気汚染研究センター), 弓本桂也 (九州大学応用力学研究所), 板橋秀一 (電力中央研究所), 眞木貴史(気象研究所),

永島達也・大原利眞(国立環境研究所)

### 1. はじめに

気候変動は我々が直面する深刻な地球規模の問題で ある.一方,多くのアジア諸国においては、大気汚染 による健康、農作物等への影響がより差し迫った問題 として存在する.それぞれの対策のためには、原因物 質の排出量・排出構造を把握する必要があるが、気候 変動、大気汚染、両者に強く作用する短寿命気候汚染 物質(SLCP)に着目することは、特にアジア地域にお いてその意義は大きい.ここでは、アジアにおける SLCP 関連物質の排出実態を議論する.

### 2. アジア域排出インベントリ

本研究では、Regional Emission inventory in ASia (REAS) v2[1]の手法をベースに、1950-2015年の長期ヒ ストリカル排出インベントリ(REASv3)を開発してい る[2]. その暫定結果を用い、アジアにおける SLCP 関 連物質の排出構造とトレンドについて評価する.

### 3. アジアにおける SLCP 関連物質の排出状況

本稿では、オゾンの前駆物質である NOx に着目する. アジア全域における NO<sub>x</sub>の排出量は、この 65 年で約 30 倍に増加した. 図1, は日本(上), 中国(下)にお ける NO<sub>x</sub>排出量と対策による削減効果を示したもので ある. 1960年代後半以降,当時の経済状況を反映し, 日本の排出量は大幅に増加した. その後, 自動車に対 する排出規制が進められ、1970年代後半にピークとな るが,自動車台数も増加傾向が続き,また,発電所等 への脱硝装置の導入が進んだのは1990年代に入ってか らのため、排出量の減少速度は比較的緩やかであった. 中国の NO<sub>x</sub> 排出量は、2000 年代初頭から急増するが、 2011 年をピークに減少に転じている. これは, 第 12 次五ヵ年計画(2011-2015)に基づき、大規模発電所へ の脱硝装置の導入が進んだこと等による. アジア最大 の排出国である中国の排出量が減少傾向にある一方, インドを筆頭に、東南・南アジアの相対的な重要性が 増してきている. 実際, 1980年に約0.25 だった全アジ アに対する割合は、2015年には約0.4に増加している. 当日はNOx以外の物質についても議論する.

### 4. 排出量逆推計による排出インベントリの評価

排出量逆推計は,排出インベントリの不確実性を評価する有用な手段の一つである. REASv3 開発初期段階においては、弓本ら[3]による NO<sub>x</sub>排出量逆推計結果との比較を参考に、中国発電所における脱硝装置導入率設定の見直しを行った.逆推計モデリンググループは、NO<sub>x</sub>逆推計モデルの改訂、BC 逆推計モデルの開発を進めており、それらの結果に基づく REASv3 の再評価についても報告する予定である.



図1 日本(上)及び中国(下)における NO<sub>x</sub> 排出 量と対策効果(網掛け部は対策効果による削減量)

#### 参考文献

- Kurokawa, J., et al., 2013, Atmos. Chem. Phys., 13, 11019-11058.
- [2] Kurokawa, J., et al., 2017, *GEIA Conference 2017*, Hamburg, Germany.
- [3] 弓本ら,2015, *大気環境学会誌*,**50**,199-206. 謝辞

本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進 費(S-12-1)により実施された.

### 温室効果ガス排出削減対策による共便益効果・相殺効果と 短寿命気候汚染物質削減シナリオの評価

\*花岡達也 (国立環境研究所), 增井利彦 (国立環境研究所)

### 1. はじめに

第21回気候変動枠組条約(UNFCCC)締約国会議において「産業革命前と比べて地球全体の平均気温上昇を2°C未満に抑える」(本研究では「2度目標」と呼ぶ)ことがUNFCCC加盟国によって合意された.本研究では、2度目標に向けた低炭素対策(=CO<sub>2</sub>大幅削減)と短寿命気候汚染物質(SLCP)対策や大気汚染対策との組合せによるSLCPs(BC,CH4,対流圏O<sub>3</sub>)や大気汚染物質(SO<sub>2</sub>,NOx,PM<sub>25</sub>,PM<sub>10</sub>,CO,NMVOC)の排出削減の相殺効果・相乗効果を評価し,排出削減シナリオの差異を評価する.

#### 2. 推計手法および将来シナリオ

本研究では、地域別・部門別の排出削減量や削減費 用を比較するために、主要な排出国に注目して世界を 32 地域に分類した多地域多部門の世界技術積み上げモ デル (AIM/Enduse[Global]モデル)を用いた.本モデル では温室効果ガスである CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, HFCs, PFCs, SF<sub>6</sub> だけでなく、SLCPs である BC と CH<sub>4</sub>, 大気汚染物質 である SO<sub>2</sub>, NOx, PM<sub>25</sub>, PM<sub>10</sub>, OC, CO, NMVOC, NH<sub>3</sub>の 排出量・削減量を推計した.また、対象部門はエネル ギー供給部門、エネルギー需要部門、非エネルギー部 門の主要な部門を網羅し、部門を統合してシミュレー ションを行う.

ガス種別に主要な排出発生源が異なるため,発生源 の特徴に応じて適切な気候変動緩和策を評価する必要 がある.本研究では数百種類の様々な技術対策を考慮 しているが,2℃目標の達成に向けて様々な対策および 排出経路が考えられる.特に,2度目標の達成に向けた 技術選択の中でも、1)除去装置の導入・排出ガス規制 の効果、2)エネルギー供給側のエネルギー政策の選択 の効果、3)民生・業務・運輸部門の電化・ガス化の効 果、の3点注目をして将来シナリオの差異を検討した. 本研究で評価したシナリオマトリックスを表1に示す.

#### 3. 結果と考察

本研究の Reference および2度目標対策シナリオ群の CO<sub>2</sub>排出経路とIPCC 第五次評価報告書で用いられた代 表濃度経路シナリオ(RCP)を比較すると, Reference は RCP6.0相当,2度目標対策シナリオ群はRCP2.6相当(約 2℃上昇相当)である.複数の2度目標対策シナリオの CO<sub>2</sub>排出経路はいずれも類似しているが,低炭素対策・ 大気汚染対策・SLCP 対策の組合せが異なるため,SO<sub>2</sub>, NOx, BC, OC, PM<sub>2.5</sub>, CO, NMVOC の排出経路は大きく 異なる結果となった.特に,SLCP 削減シナリオを検討 するためには,直接的な削減対策の効果(BC, CH<sub>4</sub>の削 減)と間接的な削減対策の効果(NOx, CO, NMVOC の削 減による対流圏 O<sub>3</sub>の生成や大気中 CH<sub>4</sub>の増加の抑制) の考慮が重要である.

各ガス種の削減によるメリット・デメリットを考慮 し、特に SO<sub>2</sub>, NOx, NMVOC 削減による地域的な冷却 効果の低減(=温暖化影響の増加)による相殺効果も考え ると、総合的に SLCP 削減シナリオとして、再生可能 エネルギーの大幅促進、民生・業務・運輸部門の電化、 運輸部門のバイオ燃料の促進、大気汚染物質の除去対 策(排ガス規制の強化)の組合せ(表 1 の 2D-EoPmid-RESBLDTRT シナリオ)が効果的であると 考えられる.

シナリオ	シナリオコード	主な低炭素対策・大気汚染対策・SLCP 対策の組合せ						
		除去対策	除去対策	2 度目標	CO <sub>2</sub> 回収	再生エネ	民生業務	運輸
		強化	最大	対策	強化	強化	電化強化	電化強化
なりゆき	Ref							
大気対策	EoPmid	~				-	-	
大気対策	EoPmax		~					
2 度対策	2D-EoPmid-CCSBLD	~		~	~		~	
2 度対策	2D-EoPmax-CCSBLD		~	~	~		~	
2 度対策	2D-EoPmid-RESTRT	~		~		~		~
2 度対策	2D-EoPmax-RESTRT		~	~		~		~
2 度対策	2D-EoPmid-RESBLDTRT	~		~		~	~	~
2 度対策	2D-EoPmax-RESBLDTRT		~	~		~	~	~

#### 表1 本研究のシナリオマトリックス

## 近年の千葉における NO<sup>2</sup>、VOC、対流圏オゾン濃度のトレンド解析

\*米川大地、入江仁士(千葉大学)

### 1. はじめに

大気中において二酸化窒素(NO<sub>2</sub>)や揮発性有機化 合物(Volatile Organic Compound; VOC)は光化学ス モッグの重要な前駆物質の一つであるなど、大気中 の光化学反応において中心的な役割を果たしている。 また、NO<sub>2</sub>や VOC はそれ自体が人体に悪影響を及 ぼす上、第三の温室効果ガスである対流圏オゾンの 前駆物質でもある。このように、それらの大気中濃 度の変動を理解することは極めて重要である。

先行研究は、衛星観測により得られたデータの解 析により、日本全体の NO2濃度が 2013 年まで減少 傾向、2013 年から 2015 年までは増加傾向を示した [1]。また、富士山の八方尾根で観測された対流圏オ ゾンの濃度は 2006 年まで緩やかな増加傾向を示し た[2]。最近の対流圏オゾンの増加の要因として、中 国からの越境汚染が重要[3]であるが、中国の大気汚 染の改善傾向が報告される中、濃度トレンドとその 要因について詳細に調べることは大変興味深い。

本研究では、都市域で頻繁に発生する光化学スモ ッグに関連する NO<sub>2</sub>や VOC、主原因となる対流圏 オゾンに着目する。これまで報告された NO<sub>2</sub>、VOC、 対流圏オゾンの濃度トレンドが十分に理解されてい ない中、本研究では 2016,2017 年も含めたトレンド 解析を行いつつ、その要因について議論する。

### 2. 方法

本研究では、アメリカ航空宇宙局(NASA)の大気 観測衛星 Aura に搭載されている OMI(Ozone Monitoring Instrument)センサーによって観測された データ、SKYNET 千葉サイトの多軸差分吸収分光装 置 (Multi Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy; MAXDOAS)によって東西南北の4方 向で観測された高度0~1 kmのデータ、環境省大 気汚染物質広域監視システム(そらまめくん)によっ て観測されたデータを使用した。SKYNET 千葉サイ トの北は交通が活発であり、東は住宅街、西は海、 南は工場がある。そのため、MAXDOASの4方向の 観測データを比較することでトレンドの要因解析に 役立つことが期待される。

解析対象期間は OMI が 2007 年から 2017 年まで の 11 年間、MAXDOAS が 2013 年から 2017 年まで の5年間、そらまめくんでは2010年から2017年ま での8年間である。

### 3. 結果

本研究において、OMI、MAXDOAS、そらまめく んのデータを解析したところ、いずれも NO₂と VOC の濃度は減少傾向を示した。しかし、対流圏オゾン については系統的に減少する傾向は確認されなかっ た。解析結果の一例として、2013 年から 2017 年の 期間において SKYNET 千葉サイトで北向きに設置 された MAXDOAS によって得られたデータの解析 結果を図1に示す。同期間、可視域で導出された NO ₂(NO₂vis)は約 26%、紫外域で導出された NO₂(NO ₂uv)は約 28%それぞれ減少、HCHO は約 32%の減 少が見られた。また、対流圏オゾン(O₃)は約 29%増 加していることが分かった。これらの結果はこれま での報告と矛盾しない。本講演では、他方向の MAXDOAS や OMI、そらまめくんも含めた解析結果 を総合的に評価し、トレンドとその要因を議論する。



図1.2013 年から 2017 年までの期間において千葉 で北向きに設置された MAXDOAS により観測され た NO<sub>2</sub>(左上、右上)、O<sub>3</sub>(左下)、HCHO(右下)の濃度 の時系列プロット。7 時から 18 時までのデータを利 用した。

#### 参考文献

[1] Irie et al., 2016, Scientific Online Letters on the Atmosphere, 12, 170–174

[2] Tanimoto et al., 2009, Atmos. Environ., 43, 1358–1363.
[3] Nagashima et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 8231–8246.
# 微量気体 SLCPs の長期変動と気候影響

\*須藤 健悟<sup>1,2</sup>、長谷川 晃一<sup>3</sup>、竹村 俊彦<sup>4</sup> (<sup>1</sup>名大・大学院環境学、<sup>2</sup>海洋研究開発機構、<sup>3</sup>中電 CTI、<sup>4</sup>九大・応力研)

#### 1. はじめに

オゾン (O<sub>3</sub>)、黒色炭素 (BC) や吸湿性エアロゾル (OC, SO<sub>4</sub><sup>2</sup>/NO<sub>5</sub>) などの短寿命成分は、二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) や亜 酸化窒素 (N<sub>2</sub>O) などの長寿命温室効果気体と同様に、気 候に大きな影響を及ぼす (IPCC,2007,2013)。特に今後数十 年を対象とした地球温暖化の近末来予測や温暖化低減に向 けた議論においては、これらの短寿命成分が中心的な役割 を果たす。上述の短寿命成分は、短期的気候影響物質

(NTCF)と呼ばれ、このうち BC や対流圏 O<sub>3</sub>は、それらの大気中での発生が基本的には大気汚染に端を発しているため、とくに短寿命気候汚染物質 (SLCPs) とも呼ばれる。

SLCPs は加熱性物質であり、大気汚染と地球温暖化の同時 低減のための削減ターゲットとなっている<sup>10</sup>、メタン(CH<sub>4</sub>) については、長寿命温室効果気体とみなされることもある が、その大気中寿命は10年程度であり、対流圏 O<sub>3</sub> との相 互作用も強いため、実質的には SLCPs の一種として扱われ るのが通常である。

本研究では、IPCC に関連したモデル間相互比較実験 (CCMI)<sup>2)</sup>や環境省・推進費 S12 プロジェクトで実施した エミッション感度実験について、とくに O<sub>3</sub>や CH<sub>4</sub>等の気 体成分の SLCPs に着目して全球変動および気候影響を考 察した。

#### 2. 大気化学・エアロゾル気候モデル

本研究で使用するモデルは、大気化学モデル CHASER<sup>35)</sup> およびエアロゾルモデル SPRINTARS<sup>9</sup>の結合による化学気 候モデルであり、地球システムモデル MIROC-ESM<sup>5</sup>と基本 構造を共有する。本モデルでは対流圏・成層圏化学と各種エ アロゾルの同時シミュレーションが可能であり、

O<sub>3</sub>-NO<sub>4</sub>-CO-CH<sub>4</sub>-NMVOCs-NH<sub>4</sub>の化学反応過程と、硫酸塩 (SO<sub>4</sub>-)・硝酸塩(NO<sub>3</sub>)エアロゾルの計算を扱い、ハロゲ ン化学も含まれている<sup>9</sup>。硝酸塩および NH<sub>3</sub>/NH<sub>4</sub><sup>+</sup>の計算 は ISORROPIA モデルを土台としている。オゾン前駆気体等 のエミッションデータについては、CCMI 実験では MACCity<sup>7</sup>) (将来については、RCP シナリオ)、S12 実験では EDGAR-HTAP の各インヴェントリを主に使用した。

#### 3. 過去 50 年間の変動再現

CCMI 実験のうち、客観解析データ(Era-I)による実際の気 象場を用いた再現計算を用い、O3、CH4等の長期変動を解析 した。この結果、対流圏におけるO3は、NOX等の前駆気体エ ミッションの増加等を受け、1960年以降の50年間で約55 Tg (20%)増加し、この増加のうち、40%程度はCH4増加によるも のであることが示された。一方、CH4についても、同様に長期 的な増加傾向が確認されたが、この増加にはCH4エミッション の増加に加え、温暖化やオゾン層減少に伴う対流圏 OH ラジ カルの増加による CH4寿命の減少も大きく影響していることが 示唆された(図1)。

#### 4. 将来変動予測

CCMI将来予測実験では、今後50-100年間について、対流 圏 O3量や放射強制力が、CH4増加や気候変動の影響を受け、 エミッション減少を想定したシナリオであっても、2000年代の 高い値を維持する傾向にあることが示された(エアロゾルの放 射強制力についても同様の傾向)。CH4については、NOX エ ミッションの変化(とくに2050年以前)や気候変動に伴うOH変 化(とくに 2050年以降)が CH4寿命に影響し、重要な CH4変 動要因となることが示唆された。

#### 5. SLCPs エミッション削減とその効果

SLCPs 削減策の一環として、地表 O<sub>3</sub>汚染の低減を意図した NOx 等の削減を行った場合の効果を検討した。全球で一律 に NOx 削減を実施した場合、とくに東アジア域で顕著なオゾ ン濃度抑制が期待できる一方で、その削減幅を 50%以上とし た場合、上述の CCMI 実験でも確認されたように OH 濃度減 少による CH<sub>4</sub> 増加となり、O<sub>3</sub> 減少による温暖化抑制効果を打 ち消し、正の気候影響となることが示された。SLCPs 削減策の 検討にあたっては、このような OH 等の大気化学過程にも十 分留意することが重要である。



図 1. 1960-2010 年の 50 年間の全球平均メタン濃度変化に 対する各要因の寄与。上から順に、CH4 エミッション増 加(E)、温室効果気体による温暖化(GHGs)、成層圏オ ゾン減少(ODSs)、オゾン前駆気体エミッション (NOx,CO,VOCs)増加の各影響を示す(E以外の影響は、 OH ラジカル・大気酸化能の増加に伴うメタン寿命の減 少によるもの)。

Shindell et al. (2012) Science, doi: 10.1126/science.1210026.
 Morgenstern et al. (2017) Geosci. Model Dev., 10, 639-671.
 Sudo et al (2002) J. Geophs. Res., 10.1029/2001.JD001113.
 Sudo et al. (2007) J. Geophys. Res., 10.1029/2006JD007992.
 Watanabe et al. (2011) Geosci. Model Dev., 4, 845-872.
 Takemura et al. (2005) J.Geophys. Res., 10.1029/2004JD005029.
 Hollingsworth et al. (2008) B. Am. Meteorol. Soc., 89, 1147–1164.

## 気象研究所地球システムモデルによる北極域における

## ブラックカーボンの評価

\*大島 長<sup>1</sup>,田中泰宙<sup>1</sup>,神代 剛<sup>1</sup>,保坂征宏<sup>1</sup>,吉村裕正<sup>1</sup>,出牛 真<sup>1</sup>,川合秀明<sup>1</sup>, 行本誠史<sup>1</sup>,青木輝夫<sup>2</sup>,飯塚芳徳<sup>3</sup>,東久美子<sup>4</sup>,近藤 豊<sup>4</sup>,小池 真<sup>5</sup> (1気象研究所,2岡山大学,3北大・低温研,4国立極地研究所,5東大・院理)

#### 1. はじめに

ブラックカーボンは太陽放射を効率的に吸収し、大 気を加熱する。また雪氷上に沈着すると、雪氷面のア ルベドを低下させ、その融解を促進させる効果も指摘 されている。このためブラックカーボンが気候システ ムに果たす役割は非常に重要であると認識されている。 しかしながら、従来の気候モデルによる北極域におけ るブラックカーボンの空間分布や放射影響評価には、 大きな不確定性が含まれていた。

#### 2. 気象研究所地球システムモデル MRI-ESM2

気象研究所では、気象研究所地球システムモデル MRI-ESM1 (Yukimoto et al., 2012) に数多くの改良を実 施することで、第6期結合モデル比較計画 CMIP6 に向 けた新しいバージョンのモデル MRI-ESM2 を開発した。 MRI-ESM2 は大気モデル(水平解像度約110km)、海洋 モデル、エアロゾルモデル(水平解像度約180km)、大 気化学気候モデル(水平解像度約280km)が結合して 構成される。鉛直解像度は80層(上端0.01 hPa)であ る。従来の気候モデルが含む問題点を克服するために、 ブラックカーボンに関する表現については、ブラック カーボンが疎水性から親水性へと変換される変質過程 (aging) に物理化学法則に基づくパラメタリゼーショ ンの導入 (Oshima and Koike, 2013)、積雲対流によるエ アロゾル湿性沈着過程の高度化、硫酸塩エアロゾルと の内部混合によるブラックカーボンの光吸収の増大効 果 (レンズ効果)の導入 (Oshima et al., 2009) などの改 良を実施した。

#### 3. 近年のブラックカーボンのモデルでの再現性

MRI-ESM2 でのエアロゾル過程によるブラックカー ボンの再現性を確認するために、観測が充実する 2008-2015年の期間について、現実的な気象場と海面水 温を与える再現計算を実施した。北極域の地上におい ては、従来のモデル計算では、観測された大気中ブラ ックカーボン濃度を過小評価し、季節変化を再現する ことができなかったのに対し、MRI-ESM2 では、ブラ ックカーボン濃度の季節変化の再現性が向上した。従 来は、上部・中部対流圏中でブラックカーボン濃度を 大幅に過大評価したのに対し、MRI-ESM2 では、高度 分布の再現性が向上した。また、MRI-ESM2 の積雪中 ブラックカーボン濃度の広域的分布は、観測から得ら れた分布と整合的であったが、定量的には約2 倍の過 大評価であった。

#### 4. 産業革命前から現在までの歴史実験計算

MRI-ESM2 を用いて、CMIP6 で提供されている排出 量データや境界条件を与えて、CMIP6 歴史実験計算 (1850-2014年)を実施した。MRI-ESM2の地上気温変 化は、全球平均・北極圏平均ともに観測された気温変 化と近い再現性を示し、従来の気候モデルよりも再現 性が向上した。グリーンランドにおけるアイスコア観 測と気候モデル計算結果との比較を行った。この比較 では、CMIP6 排出量データと従来の CMIP5 排出量デー タのそれぞれを用いた MRI-ESM2 モデル計算、CMIP5 排出量データを用いた従来モデル計算の計 3 種類を用 いた。SE-Dome でのアイスコア中の硫酸塩エアロゾル と比較したところ、従来の気候モデルは観測を大幅に 過小評価したが、MRI-ESM2 は良い再現性を示した。 D4 サイトでのアイスコア中のブラックカーボンと比 較したところ、CMIP6 排出量を用いた MRI-ESM2 計算 は20世紀前半の濃度増大を再現できなかった。一方、 CMIP5 排出量を用いた MRI-ESM2 計算は、期間全体で は過大評価するものの、20世紀前半の濃度増大を再現 した。これは、CMIP6 で提供されているブラックカー ボンの排出量が、CMIP5 で提供された排出量に比べ、 19 世紀後半から 20 世紀前半にかけて北米域とヨーロ ッパ域で大きく減少していたことが原因と考えられる。 これらの結果は、ブラックカーボンの排出量データに は未だ大きな不確定性が含まれていることを示唆して おり、高精度・高時間分解能のアイスコア観測・分析 などの必要性を示している。

## 東アジア域における人為起源エアロゾルの影響 中田真木子(近畿大学総合社会学部)

Nakata M. (Kindai University)

#### 1. はじめに

エアロゾル濃度変化の影響は放射収支を変えるのみ ならず、雲や降水の変化、および、そのフィードバッ クに伴う循環場変動を引き起こす。そのため、エアロ ゾル濃度の変化に伴い複雑な気候変動が起こる事が予 測される。また、エアロゾルはその寿命が短いため局 所性の強い時間空間分布を持つことから、全球規模で の解析と共に領域ごとの変化についても知見を得る必 要がある。本研究では、代表的な人為起源エアロゾル である硫酸塩エアロゾルや黒色炭素エアロゾルなど粒 子状物質の気候への影響調査を中心に、これらの物質 の排出量が多い東アジア域に注目した解析を行った。

#### 2. 方法

エアロゾルが太陽光を散乱・吸収するエアロゾル-放 射相互作用や,エアロゾルが雲の発生過程に関与する ことから,エアロゾルの変化により雲の光学特性が変 化するエアロゾル-雲相互作用などで,エアロゾルはエ ネルギー収支変化を通し気候へ影響を及ぼす.このよ うなエアロゾルの働きを組み込んだ大気海洋結合モデ ル MIROC-ESM[1]を用いたシミュレーションを実施し エアロゾルの影響による気候変動を調査する.

#### 3. 経年変化の傾向

全ての放射強制力を考慮した過去の再現シミュレー ションにおいて、シミュレーション開始の19世紀中頃 から全球平均エアロゾル量には増加傾向がみられたが、 1980年頃からゆるやかな減少に転じてきている。その 一方で、東アジア域平均エアロゾル量は20世紀後半に 急激な増加がみられた。人為起源の硫酸塩エアロゾル, 黒色炭素エアロゾルの排出量を変化させずに同様の期 間について過去の再現シミュレーションを行うと、エ アロゾル量には顕著な経年変化がみられないことから、 エアロゾル量変化は人為起源エアロゾルの排出量変化 によってもたらされていたことがわかる。

#### 気候への影響

エアロゾルは地表に入射する太陽放射量を変化させ ることで気候へ影響を及ぼす.地表付近の下向き太陽 放射の変化量のうち, 晴天時の変化量をエアロゾル直 接効果とし、残りをエアロゾル間接効果とみなして解 析を行った.図1に気候再現シミュレーションと人為 起源エアロゾル排出量固定シミュレーションとの差か ら求めた東アジア域でのエアロゾル効果と気温の年変 化を示す、エアロゾル直接効果はエアロゾル量増加の 影響で強まっており、エアロゾル間接効果は下層雲の 変化に対応した変動を示していた。また、直接効果と 間接効果を合わせたエアロゾルの効果により地表に入 射する太陽放射が減少し、それに伴い気温が低下して いることがわかる。降水量はエアロゾル増加により気 温が低下すると減少していく傾向を示した. 大気汚染 対策により排出量が削減されてきていることでエアロ ゾル量は減少してきており,東アジア域においても今 後、人為起源のエアロゾル量は減少していくことが予 想される.東アジア域でも人為起源エアロゾルが減少 するという設定でシミュレーションを行うと、人為起 源エアロゾル減少の効果で気温に上昇がみられ、人為 起源エアロゾル排出削減は温暖化の促進につながる可 能性を示唆する結果となった.



図1 東アジア平均(20°-50°N, 100°E-150°E)のエアロ ゾル直接効果(濃灰色棒グラフ), 間接効果(薄灰色棒グ ラフ)と人為起源エアロゾルの影響による気温変化(黒 色線グラフ)の年平均

参考文献

[1] Watanabe, S., et al., 2011, *Geosci. Model Dev.*, **4**, 845-872.

#### 五藤大輔(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

近年の著しい計算機資源の発展によって,従来では計算す ることができなかったモデル解像度で,全球規模の大気汚 染物質をシミュレーションすることが可能になってきた. 高解像度シミュレーションによって、大気汚染物質の分布 の再現性が向上することが期待できる.また,エアロゾル と雲の相互作用が陽に取り扱えるようになり、その相互作 用における気候影響評価の不確実性を軽減することも期 待できる、そこで本研究では、非静力学正 20 面体格子大 気モデル NICAM<sup>1,2,3)</sup>による全球高解像度での大気汚染物 質シミュレーションによってエアロゾル分布の再現性が どの程度向上するのかを調べることを目的とした.モデル 解像度は、全球大気汚染物質シミュレーションとしては世 界最高レベルである14kmとし、従来よりも長期間である 3年間の積分を行った.これにより、気候場としてのエア ロゾル再現性を議論することが可能である. その上で、エ アロゾル各種の放射強制力も見積もった.

#### 2. 実験設定

用いたモデルは、NICAM<sup>1,2,3)</sup>が母体で、エアロゾルの取り 扱いは SPRINTARS<sup>4,5)</sup>をベースとしている. 実験対象は全 球で,水平解像度は 14km,積分は 3 年間 (スピンアップ 約1ヶ月)とした.力学場の初期値には NCEP-FNL を用い, エアロゾル場の初期値は水平解像度56kmの設定で2年間 計算した場を用いた.エアロゾルおよび前駆気体の排出イ ンベントリは、人為起源物質が HTAP v2.2<sup>6</sup>, バイオマス 燃焼が GFEDv3.17), 硫酸化学に必要な酸化物質が MIROC -CHASER<sup>8)</sup>の低解像度(2.8°×2.8°)で計算された気候値 をそれぞれ用いた. なお、大気場はナッジングしていない が、海面水温はナッジングしている.また、雲微物理モデ ルは 1-moment バルク法 9を用いたが、積雲パラメタリゼ ーションは用いていない. 放射コードは MSTRN-X<sup>10)</sup>を用 いており、1度の計算で放射計算を2回行うことで、エア ロゾル各種の放射強制力を計算した.モデル解像度14km の高解像度計算との比較のために、全球解像度 220km の 低解像度計算もほぼ同条件で行った.

#### 3. 結果とまとめ

短寿命物質のシミュレーションにおいて,高解像度で計算

することによる利点は、これまで数多く報告されてきた 11.12). そのような報告結果を加味すると、例えば、高解像 度によって中緯度の低気圧性の渦の再現性が向上したこ とで、エアロゾルの北極輸送再現性が向上したといえる. 一方で,高解像度で計算した場合でもモデル再現性が特に 向上しなかった点も確認できた。 例えば、エアロゾルの地 表面濃度は、月平均値の比較においては、低解像度と同程 度の再現性であった.以上のようなモデル検証を重ねた後、 エアロゾル物質収支および放射強制力を推定した(表). 例えば BC と硫酸塩エアロゾル (SU) に注目すると、全 球存在量は 0.13Tg (BC) 及び 1.56Tg (SU) であった. な お、同じプログラムを用いて全球低解像度では 0.15Tg(BC) 及び 1.08Tg (SU) であった. この違いは、解像度の違い によって主に雲降水過程が異なることに起因すると考え られる. さらに, 大気上端での放射強制力(自然起源+人 為起源)は、+0.09 Wm<sup>-2</sup>と-0.48 Wm<sup>-2</sup>となり、低解像度で は+0.15 Wm<sup>-2</sup> (BC) 及び-0.32 Wm<sup>-2</sup> (SU) と見積もられた. 本発表では特に,解像度の差による物質収支と放射強制力 の違いに注目したい.

表. 高解像度(14km)と低解像度(220km)を用いて計算をしたブラックカーボン(BC)と硫酸塩エアロゾル(SU)の存在量(Burden)と大気上端(TOA)および地表面(SFC)における直接効果放射強制力(DARF)の全球年平均値.

		14km	220km
BC	Burden [Tg]	0.13	0.15
	DARF (TOA) [Wm <sup>-2</sup> ]	0.09	0.15
	DARF (SFC) [Wm <sup>-2</sup> ]	-0.21	-0.32
SU	Burden [Tg]	1.56	1.08
	DARF (TOA) [Wm <sup>-2</sup> ]	-0.48	-0.32
	DARF (SFC) [Wm <sup>-2</sup> ]	-0.47	-0.31

#### 参考文献

1) Tomita and Satoh (2004), Fluid. Dyn. Res.. 2) Satoh et al. (2008), J. Comput. Phys. 3) Satoh et al. (2014), PEPS. 4) Takemura et al. (2005), JGR. 5) Goto et al. (2015), GMD. 6) Janssens-Maenhout et al. (2015) ACP. 7) Randerson et al. (2015), 8) Sudo et al., (2002) JGR, 8) Tomita (2008), 9) Sekiguchi and Nakajima (2008), JQSRT. 10) Sato et al. (2016), Sci. Rep. 11) Yamashita et al. (2017), SOLA.

#### 謝辞

本研究は,環境省戦略推進費 S-12,スーパーコンピュー タ「京」の一般利用課題(170017,180012),科研費若手研 究(17H04711)などのプロジェクトで行われています.

## GOSAT TANSO-FTS TIR より導出された二酸化炭素濃度の 上部対流圏および下部成層圏の変動解析

\*本田照裕(九大・総合理工学府), 江口菜穂 (九大・応力研), 齋藤尚子(千葉大・CEReS), 丹羽洋介(国環研・CGER)

#### 1. はじめに

現在,成層圏の寒冷化が問題となっており,その原因として温室効果ガスの一つである二酸化炭素 CO2 濃度の上昇だと言われている.しかし成層圏における CO2 濃度の全球規模での詳細はわかっておらず,また CO2の成層圏への流入口である上部対流圏及び下部成層圏(Upper Troposphere/Lower Stratosphere;以後 UT/LS)の濃度及び流入量や流入過程の詳細は明らかにされていない.本研究では、UT/LS における CO2 濃度及び流入量の季節・経年変化や季節内変動について詳細に調べることを目的とする.

本研究では、温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite;通称「いぶき」) 搭載のフーリエ分光 計 TANSO-FTS (Thermal And Near-infrared Sensor for carbon Observation – Fourier Transform Spectrometer) の 熱赤外域 (Thermal InfraRed: TIR (Band 4:5.5~14.3µm)) より導出された CO<sub>2</sub> の鉛直プロファイルデータを用いて、特に UT/LS (300~ 70 hPa) の CO<sub>2</sub> 濃度の季節・季節内変動について解析した結 果を示す.

#### 2. 解析データ

解析に使用したデータは Level 2 (version01.xx,最新版) で あり,解析期間は 2010 年 1 月から 2013 年 12 月までの 4 年間 である. [1] は CONTRAIL[2] による CO<sub>2</sub>データを UT/LS に おける TIR CO<sub>2</sub>プロファイルデータの検証に用いた.その結 果,UT/LS 域では,それぞれ夏期に緯度 0-40N で 2.3ppmv, 春期に緯度 20-40N で 2.4ppmv の最大バイアスがあることが 判明している.しかしながらこの結果は CONTRAIL 観測がな されている経度緯度帯に限定されているため,特に下部成層 圏への主要な流入口である熱帯域の CO<sub>2</sub>濃度の検証をさらに 詳細に行う必要がある.

また本研究では比較のため、リトリーバル時に a prior として使用した国立環境研の大気輸送モデル (NIES-TM;

Transport Model ver.5) と準一様格子全球モデル Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM)-based Transport Model (TM) [3,4]から得られた CO<sub>2</sub>の全球鉛直プロファイルデータ を使用した.

#### 3. 解析結果

図1にUT (250hPa) おける CO<sub>2</sub>濃度の季節変化を示す.こ れから,UT の CO<sub>2</sub> 濃度は先行研究および数値モデルで示さ れている季節進行,空間分布 (緯度分布,半球間の違い)とよ く一致していた.但し,熱帯の対流活動域において,CO<sub>2</sub>は年 を通して UT に極大を持つ鉛直方向に不連続な分布となって いた.また 250hPa の CO<sub>2</sub> は熱帯域でも a prior と比べて,下 部成層圏的な経度一様な分布となっていた.CO<sub>2</sub>は a prior と 似ていた.しかし,UT/LS の CO<sub>2</sub> 濃度はリトリーバル値と CONTRAIL データは年々差が増していることが指摘されて いる [5].

発表では力学的な観点から,下部対流圏からのUT/LSへの 輸送過程に注目した季節内変動の解析結果についても詳しく 紹介する予定である.



#### 4. 参考文献

- [1] N. Saitoh et al., Atomos. Meas. Tech., 9, 2119-2134, 2016
- [2] T. Machida et al., JAOT., 10, 1744-1754, 2008
- [3] Y. Niwa et al., JMSJ, Vol. 89, No.3, pp. 255-268, 2011
- [4] Y. Niwa et al., GMD., 10, 1157-1174, 2017
- [5] Kimoto et al., JpSAC Annual Meeting, 2015

謝辞:本研究は GOSAT Research Announcement (RA) および 千葉大 CEReS の共同利用研究の助成を受けている.

# 気候モデルを用いたエアロゾルの上部対流圏・下部成層圏への輸送 および大気放射・化学過程への影響

外薗健正(九州大学総合理工学府)、竹村俊彦、江口菜穂(九州大学応用力学研究所)

#### 1. はじめに

エアロゾルは、大気の放射収支および化学組成に 影響を与えている。エアロゾル濃度の高い対流圏に 着目される場合が多いが、上部対流圏及び下部成層 圏(UTLS)のエアロゾルも、成層圏の放射・化学・力 学過程に影響を与えるため、気候変動を考察する上 で重要である。最近の衛星観測より、UTLSのエア ロゾル量の増加が示されている。この主な原因とし て、北半球夏季アジアモンスーンにおける深い対流 や火山噴火によるもの、および大規模な森林火災に よる影響が考えられているが、エアロゾルの発生源 からの輸送過程およびその気候への影響は定量的に 調べられていない。

本研究では、全球エアロゾル気候モデル MIROC-SPRINTARS を用いて、UTLS 領域へのエアロゾル およびその前駆気体の輸送経路について調査する。 さらに、火山、森林火災、化石燃料起源のエアロゾ ルを増減させた感度実験を実施し、UTLS への影響 について調べる。

#### 2. モデル概要

本研究では、全球エアロゾル気候モデル MIROC-SPRINTARS[Takemura et al., 2000, 2002, 2005, 2009]を使用する。これは東京大学海洋研究所 (AORI)、国立環境研究所(NIES)、海洋研究開発機構 (JAMSTEC)で共同に開発した大気海洋大循環モデ ル MIROCと結合している。対流圏主要エアロゾル である黒色炭素(BC)、有機物(OM)、硫酸塩、土壌 粒子(ダスト)、海塩と、硫酸塩の前駆物質である二 酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)、硫化ジメチル(DMS)をトレーサー とし、エアロゾルの輸送過程や光学特性、エアロゾ ル・放射相互作用およびエアロゾル・雲相互作用な どの気候影響が計算されている。解像度は水平方向 が T85(約 1.4°×約 1.4°)、鉛直方向が 81 層である。 モデルのエアロゾル輸送過程には、発生・移流・拡 散・化学反応・湿性沈着(雨滴との衝突や雲水による 取り込み)・乾性沈着(地表面付近の乱流)・重力落下 の過程が含まれている。

#### 3. 使用するデータと実験設定

エアロゾルの排出源データベースとして、人為起 源および森林火災起源は CMIP6 で利用されるデー タを使用する。つまり、人為起源は CEDS、森林火 災起源は GFEDv4 である。火山起源は突発的なもの は Carn et al. [2015] 、継続的なものは Andres and Kasgnoc [1998]を使用する。また、土壌粒子と海塩 の発生はモデル内で計算して用いる。

- 1) BASE:標準実験
- 2) VOL0:火山起源を off
- 3) FIR0:森林火災起源を off
- 4) ANT0: 化石・バイオ燃料燃焼起源を off

の4つの実験を行い、各発生源のUTLSへの影響を 解析する。実験はそれぞれ 1997 年から 2012 年の 16 年間積分し、spin up のため最初の1年間は解析 に用いない。講演時には、これらの実験結果を示し、 UTLS のエアロゾル濃度の発生源別影響度およびそ れらによる気候影響評価について考察する。なお、 この実験は、エアロゾルモデル相互比較プロジェク ト AeroCom 第 3 期実験の1つに対応しており、国 際共同研究に貢献する。

## 大気海洋結合モデルを用いたエアロゾル排出量変化による気温変化の解析

竹村 俊彦(九州大学 応用力学研究所) ・ 鈴木 健太郎(東京大学 大気海洋研究所)

#### 1.専門分科会の背景

気候変動と大気汚染の両者の対策を同時進行させ るための政策決定者と専門家による国際パートナー シップである Climate and Clean Air Coalition (CCAC)の活動が進められている。CCACが対象と している短寿命気候汚染物質 (Short-Lived Climate Pollutants (SLCP))は、排出量削減により大気汚染 と地球温暖化の両者を緩和させることが可能である 物質に限定されており、大気上端で正の放射強制力 を持つ黒色炭素(ブラックカーボン,BC)・オゾン・ メタン・ハイドロフルオロカーボンである。しかし、 大気上端で負の放射強制力を持つ硫酸塩・硝酸塩・ 有機エアロゾルなども主要な大気汚染物質であり、 気候影響も大きい。したがって、実社会を考えると、 放射強制力の正負にかかわらず検討することが必須 であり、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) で は、それらをSLCPと区別する意味でも、短寿命気 候強制因子 (Short-Lived Climate Forcers (SLCF)) という用語を使用している。2021年公表予定のIPCC 第1作業部会第6次評価報告書では、SLCFが名称に 利用される独立した章が設けられる。CCACやIPCC などの動向から理解できるとおり、SLCP/SLCFの重 要性の認識は国際的に高まっている。なお、この専 門分科会の名称としてSLCPを使用しているものの、 内容としてはSLCFを取り扱う。

上述したCCACの定義におけるSLCPのうち、BC は、大気上端で正の放射強制力を持つ一方、地表面 での放射強制力が負であるという特殊な特徴を持つ。 つまり、大気内の鉛直方向のエネルギー収支を変化 させる。したがって、大気上端では正の放射強制力 であるものの、大気の応答は温室効果気体の場合と は異なると考えられる。気候モデル相互比較プロジェ クトの1つである Precipitation Driver and **Response Model Intercomparison Project** (PDRMIP) では、主要な気候強制因子の変化に伴う 降水量・気温・エネルギー収支などの変化を解析し ているが、その中で、CO2濃度や太陽放射量の変化 のほか、BC濃度(もしくは排出量)の変化に対する 気候応答ついても解析している(我々の研究グルー プはPDRMIPに参画している)。その結果は、大気 上端での正の放射強制力の大きさから期待されるBC による地上気温の上昇よりも、かなり小さいという ものである (Samset et al. 2016, Stjern et al. 2017)。しかし、PDRMIPでは、BCの濃度(もしく は排出量)を現在の10倍という非現実的な設定とし ている。したがって、現象の線形性が保証されてい

ない以上、実社会でシミュレーション結果を科学的 に活用するためには、今後実際に起こり得るBC排出 量変化の範囲内(特に減少した場合)における気象 場の変化を定量的に示す必要がある。

#### 2. 実験概要

そこで、我々の研究グループが開発した全球エア ロゾル気候モデルMIROC-SPRINTARS (Takemura et al. 2005, 2009) を用いて、BCおよび硫酸塩の前 駆気体である二酸化硫黄 (SO2)の排出量を現実の範 囲内(0,0.1,0.3,0.5,0.8,1.5,2倍)で増減させ る実験を行った。大気海洋結合モデルおよび海面水 温・海氷量に気候値を与えた大気モデルの両者で実 験を行うことにより、排出量変化に伴う速い応答お よび遅い応答を別けて解析を行う。大気海洋結合モ デルでは100年積分の後半50年、大気モデルでは15 年積分の後半10年を解析対象とした。標準実験の排 出量データは、Hemispheric Transport of Air Pollution Phase 2 (HTAP2) 実験に準拠する。大気 モデルの水平分解能はT85(約1.4°)、鉛直40層で ある。

#### 3. 結果

計算結果から、SO2もしくはBCの発生量の増減に 伴い、エアロゾル・放射相互作用の放射収支変化は、 想定通りにほぼ線形に変化していることを確認でき る。一方、地上気温の変化は、SO2の発生量変化 (つまり硫酸塩濃度の変化) に対してはほぼ線形で あるものの、BCの発生量変化に対しては明確な関係 性が見られないという結果が得られた。大気上端と 地表面での放射強制力の差がほとんどなく、大気内 の鉛直方向のエネルギー収支の変化が非常に小さい 硫酸塩の濃度変化に対する気候変化は、遅い応答が 卓越している一方、BC濃度変化に対しては速い応答 が卓越していることが示された。講演では、より詳 細な解析結果を報告する。

#### 謝辞

国立環境研究所スーパーコンピュータシステムを利用して 計算を行っています。本研究の内容は環境研究総合推進費 S-12-3およびJSPS科研費15H01728の支援を受けていま す。

#### 参考文献

Samset et al., 2016: doi:10.1002/2016GL068064. Stjern et al., 2017: doi:10.1002/2017JD027326. Takemura et al., 2005: doi:10.1029/2004JD005029. Takemura et al., 2009: doi:10.5194/acp-9-3061-2009.

## 吸収性・散乱性エアロゾルの全球エネルギー収支への影響 \*鈴木健太郎(東大大気海洋研), 竹村俊彦(九大応力研)

#### 1. はじめに

エアロゾルには、その光学特性によって加熱効果を 持つものと冷却効果を持つものとが存在する。前者の 代表例である黒色炭素は、短寿命気候汚染物質の代表 格として近年注目されている[1]。すなわち、黒色炭素 は太陽光を吸収して大気を加熱するはたらきを持つた め、その排出を削減すれば有効な温暖化対策となり得 る可能性が指摘されている。一方、太陽光を散乱する エアロゾルの代表例である硫酸塩は、地球を冷却して 温室効果ガスによる温暖化を部分的に相殺している可 能性が長い間認識されてきた。このように異なる光学 特性を持つエアロゾルがもたらす気候影響を分離して 定量化することは、エアロゾルが全体としてもたらす 気候変化を理解し予測する上で重要である。本研究で は数値気候モデルを用いた系統的な感度実験により、 これら二種類のエアロゾルがもたらす気候影響をエネ ルギー収支の観点から定量化することを目的とする。

#### 2. 数値モデルと実験設定

全球エアロゾル気候モデル MIROC-SPRINTARS[2] を用いて、人為起源の二酸化硫黄・黒色炭素の排出量 を標準的なものから全球一様な倍率でそれぞれ系統的 に変化させた平衡気候応答実験を行った。倍率は10倍, 5倍,2倍,1.5倍,0.8倍,0.5倍,0.3倍,0.1倍,0倍(排出な し)の9通りに変化させた。これは、SPRINTARS も参 加している国際相互比較プロジェクト PDRMIP[3]の実 験プロトコルを拡張したものである。

エアロゾルに対する気候応答を、大気の短い時間ス ケールで起こる「速い応答」と、海洋も含む長い時間 スケールで起こる「遅い応答」に分けて定量化するた めに、各排出量の仮定に対して、海面水温を与えた実 験(15年間積分)と大気海洋結合実験(100年間積分)の二 通りの実験を行った。前者によって「速い応答」のみ を分離して定量化し、それを後者で得られる全応答か ら差し引くことで「遅い応答」を定量化した。水平解 像度はT85, 鉛直解像度は40層で全ての実験を行った。

#### モデル結果の解析

数値実験の結果から、全球エネルギー収支の要素で ある各種フラックス(放射および潜熱・顕熱)の全球 平均値を大気上端・大気層・地表面において算出し、 それらが排出量変化に伴ってどのように変化するかを 調べた。このような解析によって、気候系への外力の 変化に対する各エネルギー要素の応答を定量化でき、 気温や降水量の応答を定量的に理解することができる。

解析の結果、気候応答の様子は外力である瞬時放射 強制力の鉛直構造に大きく左右されることがわかった。 図1に示すように、吸収性エアロゾルである黒色炭素 による放射強制力は、大気層の顕著な加熱と地表面で の冷却で特徴づけられる鉛直分布を持つのに対し、散 乱性エアロゾルである硫酸塩による放射強制力は、大 気層への影響は小さく、地表面を直接冷却する鉛直構 造をしている。この違いは大気層と地表面へのエネル ギーの再配分に違いをもたらし、大気の「速い応答」 と海洋結合系の「遅い応答」の起こり方を顕著に変え る。本講演では二種類のエアロゾルに対するこうした 気候応答の違いを全球エネルギー収支の枠組で整理し、 気温・降水量変化を定量的に解釈した結果を報告する。



図 1 黒色炭素(BC)および硫酸塩(SF)による瞬時放射強 制力の鉛直構造。大気層(ATM),地表面(SFC)での値を 大気上端(TOA)での値で規格化して示す。

- Bond, T. C., et al. 2013, J. Geophys. Res., 118, 5380-5552.
- [2] Takemura, T., et al. 2005, J. Geophys. Res., 110, D02202.
- [3] Myhre, G., et al. 2017, Bull. Am. Meteorol. Soc., 98, 1185-1198.

## A modeling study of differing impacts of black carbon and sulfate aerosols

## on global and tropical precipitation

\*Shuyun Zhao and Kentaroh Suzuki (AORI, University of Tokyo)

#### 1. Introduction

Aerosols are important forcing agents on climate change, which are suggested to be responsible for the southward shift of the ITCZ in the latter half of the twentieth century (e.g., Hwang et al., 2013; Chung and Soden, 2017). Here we used a climate model to explore the impacts of black carbon (BC) and sulfate (SF) aerosols on global precipitation and the ITCZ latitudinal position.

#### 2. Method

The Model for Interdisciplinary Research on Climate version 5.2 (MIROC5.2) was used in simulations. The emission data of aerosols (BC, SF, and organic carbon) or their precursors were obtained from the RCPs. For each of BC and SF, three emission levels with homogeneous factors multiplied to the standard emission rate were assumed. We used prescribed SST and fully coupled ocean to separate fast and slow precipitation responses ( $\Delta P_{fast}$  and  $\Delta P_{slow}$  hereafer). Besides, we also conducted slab ocean simulation to compare with fully coupled ocean simulation.

#### 3. Results

BC and SF cause positive and negative radiative forcings (RFs) at the top of the atmosphere, respectively. For BC, rapid adjustment plays the primary role in adapting to the RF, whereas for SF, the slow response plays the primary role.

The total precipitation response ( $\Delta P_{total}$ ) caused by BC is dominated by  $\Delta P_{fast}$ , which scales with instantaneous atmospheric absorption approximately at the rate of -0.5%/(W/m<sup>2</sup>). Whereas the  $\Delta P_{total}$  caused by SF is dominated by  $\Delta P_{slow}$ , which scales with surface temperature change at the rate of 3%/K.

The ITCZ displacement caused by BC and SF are linearly correlated with the corresponding atmospheric cross-equatorial heat transport (CEHT) change, with regression coefficient of about -3°/PW. BC causes southward atmospheric CEHT anomaly and northward shift of the ITCZ. In contrast, SF causes northward atmospheric CEHT anomaly and southward shift of the ITCZ (Fig. 1).

When the fully coupled ocean is replaced with a slab ocean, the CEHT anomaly in the ocean is hampered and the atmospheric CEHT anomaly is pronounced, which consequently amplifies the ITCZ shifts. This underscores the importance of using fully coupled ocean in accurately predicting the aerosol effects on the ITCZ position.

#### 4. Discussions

SF can cause northward CEHT anomalies both in the atmosphere and ocean. But greenhouse gases only cause a small southward CEHT anomaly in the ocean and almost no CEHT anomaly in the atmosphere (Ocko et al., 2014). What determines the allocation of CEHT between atmosphere and ocean? The answer may lay in the ways of forcing agents interacting with clouds.



Figure 1 Schematic diagrams of the anomalous hemispheric energy (orange arrows) and moisture (green arrows) transports caused by BC and SF.

#### Reference

Chung E.-S. and Soden B. J., 2017, *Nature Geoscience*, 10, 566–572.

Hwang Y.-T., et al., 2013, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2845–2850.

Ocko I. B., et al., 2014, J. Climate, 27, 5329-5345.

エアロゾルの大気水循環への影響 -プロセスによる分離-

高橋 洋 (首都大/JAMSTEC) 渡辺 真吾(JAMSTEC) 鈴木健太郎(東京大) 竹村俊彦(九州大)

#### 1. はじめに

エアロゾルは、いくつかのプロセス通して、大気 の水循環に影響を及ぼすと考えられる。IPCC-AR5(IPCC 2013)などでも指摘されている通り、雲を 介する間接効果はその評価が難しく、プロセスその ものの理解も十分ではない。大気水循環への影響と して、全球規模のエネルギー収支の変化に伴う変化、 エアロゾルの間接効果を介した雲・雨の発達を介す る変化、循環場の変化などが考えられる。本研究で は、全球平均での影響を考え、循環場による変化は 考えない。エネルギー収支の変化に伴う気温変化単 独でも水循環を変えるため、気温変化と間接効果に よる寄与をそれぞれ見積もる必要がある。この2つ の効果の分離を本研究の目的とする。

#### 2. 使用した実験データと手法

本研究では、IPCC-AR5 のいくつかの気候モデル の歴史実験データを解析した。解析する際に、各気 候モデルのエアロゾルの扱いにも考慮し、気候モデ ルを選定した。エアロゾルモジュールが"Fully interactive"なモデルとして MIROC-ESM、MIROC5、 GFDL-CM3、"semi interactive"なモデルとして、 GFDL-ESM2G、IPSL-CM5A-LR を使用した。1905年 から 2004 年の 100 年間のデータを使用した。気候 モデルの選択は、ダウンロード可能かどうかという 点で決定した。大気の水循環を考える上で、降水量 PR と可降水量 PW を用いた。温暖化などの気温変 化に対する水循環変化を調べるために、地上気温 TAS を用いた。さらにエアロゾル量として、エアロ ゾルの光学的な厚さ TAU を用いた。エアロゾルは 空間的に非一様なため空間分布を考えることの意 義は大きいが(e.g., Takahashi et al. 2018, PEPS)、本研 究では、大雑把な全球的規模での応答を定量化する ために、すべて全球平均値により解析を行った。

3. 結果と議論

水蒸気量 PW は、基本的に気温 TAS に対して応答 する。よく知られているように、相対湿度一定の条 件下では、Clausius-Clapeyron(CC)の式により決まる。 各 GCM でも、PW は CC により説明できる。よっ て、水循環の変化は降水量変化に因る。PR の変化に ついて、AOD と TAS によりどのように説明される かを理解するために、図 1 を作成した。図 1 では、 これまでによく知られているように、AOD の増加に より雲の発達が遅れることなどにより PR が減少す る。また、SAT が高くなると、PR が増加する。これ らの関係を、大雑把に見積もることができる。

今後は、エアロゾル間接効果の表現の違いによる 全球や地域規模のエネルギー収支への応答の違い を検討する。例えば、エアロゾル間接効果による冷 却が強いモデルは、気候感度が強めに調整されてい るなどのモデル間の違いが考えられる。



図 1:エアロゾルの光学的厚さ TAU(X 軸)と地上気
 温 TAS[K](Y 軸)の関数としての降水量 PR [mm/day]
 (色)。一つの点は季節変化を除去した月平均値を示し、100 年分のデータをプロットしている。

## 短寿命気候汚染物質による水ストレス・洪水暴露人口への影響

芳村圭\*1,2 · 新田友子<sup>1</sup> <sup>1</sup>:東京大学生産技術研究所<sup>2</sup>:東京大学大気海洋研究所

#### 1. 本研究の背景と目的

短寿命気候汚染物質(Short-Lived Climate Pollutants; SLCP)とは、大気中での化学的な寿命が数日から数十 年程度と比較的短く、気候を温暖化する作用を持つ物質 と定義される.SLCP削減を通じた地球温暖化緩和策は 世界的に注目されている反面、その気候影響は未だ未解 明な部分が多い.降水量や気温の変化に伴う水資源の変 化や洪水・渇水といった水災害への影響まで見積もった 研究は未だかつてない.本研究では、SLCPのひとつで ある黒色炭素BCの陸域水循環への影響を調べることを 目的とする.比較のためにBCとは対照的な光学特性を 持ち、短寿命の大気汚染物質である硫酸塩エアロゾルの 影響についても調べる.水資源及び水災害への影響評価 として、それぞれ水ストレス人口の変化及び洪水規模や 影響人口の変化についても評価する.

#### 2. 研究手法

陸域水循環への影響を調べるために、全球エアロゾル 気候モデルMIROC-SPRINTARSによる現在気候実験と、 BCの排出量と、硫酸塩の前駆気体であるSO2の排出量を をそれぞれ0.5, 2, 5, 10倍に変化させた実験の結果を 用いる(それぞれBC実験・SL実験と名付ける)。BC排 出が増加することで全球規模での温暖化が進む一方、少 雨化が進行する、本研究では、将来の旱魃変化に関する 研究で用いられた手法に倣い、バイアス補正した気象強 制力データを作成し、地表面モデルMATSIRO及び河川 モデルCaMa-Floodを用いた陸域オフライン実験を行う. モデルに入力する変数は、風速、気温、比湿、地表面気 圧,下向き短波・長波放射,雲量,降水量,ダスト・ BCの沈着量である.水平解像度はMATSIROが緯度経度 1度間隔, CaMa-Floodでは0.25度間隔, 計算対象は1981-2000年の20年間とし、全部で9種類の実験(BC実験・SL 実験それぞれ4種類及びコントロール実験)を行った. 得られたシミュレーション結果から、水ストレス人口 (水資源賦存量が一定値以下の人口) と洪水暴露人口 (CTL実験における再起確率100年に1度の河川流量を超 えたグリッドの人口)を求め、その変化を分析した.

#### 3. 結果

BC実験・SL実験について,高い水ストレス下(水資 源賦存量<1000 m<sup>3</sup>/year/cと定義)にある人口の変化を見 積もった(図1).BC半減実験の場合には,1000万人 (0.5%)程度減少し,倍増,5倍では同程度増加,10倍実 験では5500万人(2%)程度増加するという結果となっ た. 概ね降水量の変化と線形な関係となっている. 一方 SL実験に関しては、半減の場合に2000万人(1%)程度 が減少するが、倍増にしても半減の場合と同程度の水ス トレス人口の減少が見られた.5倍実験において、CTL 実験と同程度のストレスとなり、10倍実験だと8000万人 (3%)程度増大する.BC実験の結果とは、降水量変化 との関係において大きく異なる結果となった.洪水によ る暴露人口(図2)については、CTL実験で推計した100 年に一度の規模の洪水によって影響を受ける人口に比し て、全ての実験で洪水に暴露する人口が増加する結果と なった.一方、降水量変化に対する暴露人口変化の関係 性はBC実験とSL実験である程度共通していた.

結果をまとめると、水ストレス人口については、人口 分布の強い偏在性の影響を受けやすいが、BCについて は概ね線形であり、BC排出を制限することで水資源の ストレスは緩和する可能性があること、そして洪水暴露 人口については、同じく人口分布の偏在性の影響により、 BCとSO2共に排出を抑制しても推進しても暴露人口が増 えるということがわかった。







図2 洪水暴露人口変化と全球降水量変化の関係(赤い 〇がBC実験,青の〇がSL実験)

## 大気エアロゾルによる日射量変化が アジア水稲生産に及ぼす影響の評価

\* 增富祐司 (茨城大学農学部), 竹村俊彦 (九州大学応用力学研究所)

#### 1. はじめに

大気エアロゾルは日射を遮り、これが増加すると、 日射エネルギーを利用して光合成を行なっている作物 の収量は一般に低下すると考えられる.しかしながら、 実際には作物は直達日射より散乱日射のほうが日射利 用効率が高く、仮にエアロゾルによって全天日射量が 低下したとしても、エアロゾルによって散乱された散 乱日射量が増加すれば、収量は逆に増加する可能性が ある. このように大気エアロゾルが日射量の変化を通 して作物収量に及ぼす影響は単純ではなく,科学的に も興味深いが、これまでのところほとんど研究されて いない、特に経済発展著しいアジアの途上国では大気 エアロゾル濃度が高く,その作物収量への影響を評価 すること, また対策の効果を評価することが求められ ている. そこで本研究ではアジアにおける主要作物の 一つである水稲に着目し、大気エアロゾルの主要な原 因物質であるブラックカーボン(以下 BC)と二酸化硫 黄(以下 SO2)の排出量を変化させた時に収量がどのよ うに変化するかを定量的に評価することを目的とする.

#### 2. 手法

本研究ではBC及びSO2の排出量を広く変化させて、 それぞれについて直達及び散乱日射量を計算し、これ をもとに水稲収量を計算することにより、大気エアロ ゾルによる日射量変化がアジア水稲生産に及ぼす影響 を評価した.具体的には、まず地表面からの BC 及び SO2の排出量を現状から9通り変化(0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.8, 1.5, 2, 5, 10 倍) させ, これを SPRINTARS(Takemura et al., 2000)の境界条件として入力し, それぞれの場合に ついて直達及び散乱日射量を計算した.次に計算され た直達および散乱日射量を作物成長シミュレーション モデル MATCRO(Masutomi et al., 2016)に入力し、アジア を対象に水稲収量を計算した. なお本研究ではエアロ ゾルによる日射量変化が水稲収量に及ぼす影響にのみ 着目しているため、その他の気象変数(気温・降水量・ 風速・比湿・長波・気圧) については現状と同じもの を用いた.ただし、ここで用いた日射量については大 気場の変化に伴う変化も含まれている. また収量計算 は4年分の気象データを用いて行なった.

#### 3. 結果と考察

図1にBC(上)およびSO2(下)の排出量を現状から0.5 倍(左),1.5倍(右)した場合の収量変化率(4年平均)[%] を示す.これによるとBC及びSO2排出量を減少させ た時には、中国の広い範囲で収量が増加することがわ かる.一方、インドの東部ではBC及びSO2排出量を 減少させると、逆に収量が減少することがわかる.ま たBC及びSO2排出量を増大させたとしても、多くの 地域で収量が増加する結果となった.

これらの結果は、事前に予測した通り、全天日射量 低減が収量低減をもたらすとは限らないということを 示しているともに、大気エアロゾルの増大あるいは低 減が水稲収量に与える影響は地域的に大きく異なると いうことを示唆するものである.今回は4年分の気象 データを用いた解析であったが、影響の年々変動が大 きいことも分かっているので、今後はより長期のデー タを用いて解析することが望ましいと考えられる.



図 1 BC(上)および SO2(下)の排出量を現状から 0.5 倍 (左), 1.5 倍(右) した場合の収量変化率[%]

#### 参考文献

- Takemura, T., et al., 2000, J. Geophys. Res., 105, 17853-17873.
- [2] Masutomi, Y., et al., 2016, Geosci, Model Dev., 9, 4133-4154.

#### 謝辞

本研究は,環境省の環境研究総合推進費(S-12)の支援 を受けて実施された.

# タイ中央部におけるバイオマスバーニングの特徴: スカイラジオメーターと MAX-DOAS による同時観測

\*入江仁士、H.M.S. Hoque、A. Damiani、岡本浩、A.M. Fatmi、高村民雄(千葉大学) P. Khatri (東北大学)、T. Jarupongsakul (チュラロンコン大学)

#### 1. はじめに

大気中のエアロゾルは地球のエネルギー収支の変化 の見積もりやその解釈において、最も大きな不確実性 をもたらしている。将来の気候変動予測の精度を向上 させるためにエアロゾルの光学特性の理解は鍵である。 近年では正の放射強制力をもたらすブラックカーボン に関する研究が推進され知見が蓄積されつつあるが、 依然としてエアロゾルの放射強制力の見積もりの不確 実性は大きい。他方、主要なエアロゾルのひとつであ る有機エアロゾルは光吸収性をほとんどもたないと考 えれ、その放射強制力はほとんどの気候モデルで負と されてきた。しかしながら、近年の室内実験や観測か ら、特に紫外から可視域において光吸収性を有す有機 炭素成分を含むブラウンカーボン(BrC)が存在すること が分かってきている。BrC を大量に含む一次有機エア ロゾルのおよそ約3分の2はバイオマスバーニングに 由来する。このように、バイオマスバーニング由来の BrC の潜在的な気候への影響が最近注目されている[1]。 さらに、紫外域の吸収特性の結果として、対流圏の光 化学が著しく影響を受ける可能性が指摘されている[2]。 しかしながら、BrC はその物理化学特性の複雑さゆえ に、吸収特性の理解は乏しい。さらには、BrC は一次 有機エアロゾル(POA)として放出されるだけでなく、揮 発性有機化合物(VOC)から二次有機エアロゾル(SOA) としても生成されるため、BrC の役割の評価は困難と なっている。

#### 2. 手法

本研究は 2016 年 1-4 月の乾期にタイ中央部で起きた 大規模なバイオマスバーニング[3]に着目する。この期 間、タイ中央部に位置する SKYNET/Phimai サイト (15.18°N, 102.56°E)において、スカイラジオメーターと 多軸差分吸収分光法(MAX-DOAS)による同時観測を初 めて実施した。このバイオマスバーニングについて、 スカイラジオメーターによる観測からはエアロゾルの 光学特性(エアロゾル光吸収の光学的厚さ AAOD や光 吸収のオングストローム指数 AAE)を、多軸差分吸収分 光法(MAX-DOAS)による観測からは有機ガス(ホルム アルデヒド HCHO やグリオキサール CHOCHO)の濃度 を導出した。

#### 3. 結果

図には、CHOCHOの濃度、CHOCHOとHCHOの濃 度比( $R_{GF}$ )、NO2濃度、AAODが、HCHO濃度に対して プロットされている。いずれもコンパクトな相関が得 られたことから、HCHO濃度はバイオマスバーニング の良いトレーサーであることが分かった。HCHO濃度 が3から9ppbvへと3倍増加すると、 $R_{GF}$ は0.04から 0.03へと低下した。これは、全VOC濃度に対するバイ オマスバーニング起源 VOC の寄与の増加を反映して いると考えられる。また、AAODはHCHOとともに増 加した。HCHOが9ppbvのとき、AAOD(340 nm)は0.15 ±0.03という非常に高い値まで増大した。AAE (340-870 nm)は1.5±0.2であり、BrCが存在することが 明確となった。これらの観測結果はバイオマスバーニ ング由来のプルームの物理/化学/光学特性の理解の 重要な拘束条件となることが期待される。



図 2016年1-4月の乾期にSKYNET/Phimai サイトで観 測された CHOCHO, *R*<sub>GF</sub>, NO<sub>2</sub>, AAOD と HCHOの相関図。

- [1] Myhre, G., et al., 2013, ACP., 13, 1853–1877.
- [2] Hammer, M. S., et al., 2016, ACP, 16, 2507–2523.
- [3] Hoque, H. M. S., et al., 2018, JGR, submitted.

## 改造スカイラジオメーターによる月を光源とした エアロゾル光学的厚さの推定(3)

内山明博(環境研),塩原匡貴(極地研),小林拓,菱田晃介(山梨大),山崎明宏(気象研),神慶孝,西澤智明(環境研),江井和則,河井和弘,渡部義明(プリード),松永恒雄(環境研)

#### 1. はじめに

エアロゾルは、気候変動、大気汚染(大気質) に関係するため、その分布、時間変動、特性を明 らかにすることは重要で、地上観測網による太陽 を光源した観測、衛星から太陽光の反射光を利用 した観測が行われている。能動型の測器では昼夜 を問わず観測できるが、太陽光を使う観測では、 日中に限られ、夜間のエアロゾルの観測データは ない。本研究では、月を光源にして夜間にエアロ ゾルの光学特性を測定する装置の開発を目指す。 その際、日本の研究者がよく利用しているプリ ード製POM-02を改良する。また月反射率の高精 度化を図りGOSAT-2の月校正での利用を目指す。 スカイラジオメーターの観測では大気圏外の 入射エネルギーに相対的な出力が必要である。 月からの太陽光の反射強度は、太陽、月、観測 者の位置関係で変わり、月を光源に使う場合に は考慮しなければならない。2000年代になってN ASAにより、人工衛星搭載の可視・近赤外セン サーの校正を目的に月の反射光強度のデータが 整備され、ROLO (Robotic Lunar Observatory) と言う経験的なモデルが構築された(Kieffer and Stone, 2005)。また、日本の月探査衛星「かぐ や(SELENE)」(2007年9月~2009年6月)に搭載さ れた放射計スペクトルプロファイラー(SP)によ る観測で波長域500~2600nm(分解能6~8nm)の 詳細な反射率データが得られた(Yokota et al. 2011)。これらにより、月を光源に使う測器の校 正の問題が大きく進展している。

装置の開発は、ほぼ終わり、満月の前後±10 日の間が測定できる。また、昨年、9月から11月 にNOAAマウナ・ロア観測所でLanglay検定用の データを取得し、検定を行った。その結果、RO LOのIrradianceモデルの反射率は、低い傾向にあ り、また、位相角(太陽、月、観測者の角度) に依存していることが分かった。この結果は、 GOSAT-2の月校正で利用でき、衛星プロダクト の精度向上につながる。

検定観測の後、気象研に設置し、連続観測を 行っている。連続観測データを処理して、エア ロゾルの光学的厚さを出し、環境研の高スペク トル分解ライダー(HSRL)と比較した。

#### 2. 方法

マウナ・ロアでの検定観測の結果を用いて、 ROLOモデルの誤差を位相角の2次式で近似して 補正した。補正した ROLOモデルの反射率、検定 定数を用いて、直達光の透過率を求め、サンフォ トメーターと同様に処理をして、エアロゾルの光 学的厚さ(AOT)、可降水量(PWV)を推定した。 HSRLライダー(波長532nm)の波長に合わせるた め、500nmと675nmのAOTから内挿した。HSRL ライダーのデータが、15 分毎であるので、 POM-02の値は、15分内のデータを平均した。 3. 結果

連続観測は、2017 年 12 月から実施しているが、 比較は、HSRL ライダーのデータがある 2018 年 1 月から 5 月の期間のデータを比較した。 図 1 に夜間の、図 2 の昼間の HSRL ライダーの AOT と POM-02 の AOT の散布図を示した。夜間、 昼間とも POM-02 の AOT が大きい傾向にある。 HSRL は、高度 500m 以下が測定できず、500m の値を使い下層の AOT を推定している。夜間に 安定成層ができ地上付近のエアロゾルが拡散しな い場合、両者の間に差が生じる可能性がある。

両者の AOT に系統的な差がある時があるが、 散布図は似ており、夜間も昼間と同等のデータが 推定できていると思われる。



Optical depth (HSRL)

図 1 夜間の HSRL ライダーの光学的厚さ(532nm)と POM·02 の光学的厚さ(532nm へ内挿)の散布図。データ 期間は 2018 年 1 月~5 月。



図2 図1と同様、但し昼間。

天空輝度を用いた水蒸気波長のセルフキャリブレーション法の検証

\*桃井裕広(東理大),工藤玲(気象研),青木一真(富山大), 三浦和彦(東理大),岡本浩,入江仁士(千葉大),小司禎教(気象研)

#### 1. はじめに

大気放射は気体による吸収とエアロゾル・雲による 散乱・吸収が主な支配要因として挙げられ、時間・空 間依存性が強いため、多地点での長期観測を必要とし ている。

SKYNET はスカイラジオメータの国際的な地上観測 網で、東アジア、ヨーロッパを中心に約百箇所で放射 観測を実施している。スカイラジオメータはオゾンの 吸収波長(315 nm)とエアロゾルの波長(340,380,400, 500,675,870,1020 nm)、水蒸気の吸収波長(940 nm)、 雲の波長(1225,1627,2200 nm)について直達光強度と 天空輝度を測定している。そのうち、エアロゾルの波 長については天空輝度を用いたセルフキャリブレーシ ョン法(改良ラングレー法[1])が考案されているが、 気体の吸収による光学的厚さを既知として扱っている ため、気体吸収の水蒸気およびオゾンの波長には適用 できない。桃井ら[2]は散乱輝度分布を用いた水蒸気の 吸収波長のセルフキャリブレーション法を開発した。

本研究ではSKYNETの観測データを用いて手法の検 証を行った。

#### 2. 手法

水蒸気の吸収波長(940 nm)のキャリブレーション は桃井らの手法[2]を用いた。この手法はエアロゾルの 粒径分布や屈折率などの光学特性をエアロゾルの波長

(340, 380, 400, 500, 675, 870, 1020 nm)から算出し、940 nm の散乱輝度分布に水蒸気の影響があらわれることを利用して水蒸気量をリトリーバルするものである。 940 nm の散乱輝度分布は水蒸気量が小さいときに変化が顕著に現れるため、乾季のデータを用いてキャリブレーションを実施し、他の月は内挿した。

本手法を東京理科大学神楽坂キャンパス (35.70°N, 139.74°N: 2015~2017 年) と千葉大学西千葉キャンパ ス (35.63°N, 140.10°E: 2017 年) で観測されたデータに 適用した。また、神楽坂のデータは北西に 10.9 km 離れ た練馬の GPS 受信機と、西千葉のデータは同キャンパ ス内に設置されたマイクロ波放射計で観測された可降 水量と比較した。エアロゾルの光学特性を算出する際 に、雲の影響がないエアロゾルのみを解析対象とする ために工藤らの雲除去法[3]を用いた。

#### 3. 結果·考察

西千葉でのスカイラジオメータとマイクロ波放射計 の比較では良い一致が見られた。また、神楽坂で観測 されたスカイラジオメータによる可降水量と練馬に設 置された GPS 受信機による可降水量は可降水量が 3 g/cm<sup>2</sup>以下で一致が見られ、可降水量が 3 g/cm<sup>2</sup>より大 きいときにスカイラジオメータの可降水量が過小評価 していた。これは練馬と神楽坂が離れていることに起 因するものであると考えられる。

#### 4. まとめ

桃井ら(2017)が考案したスカイラジオメータの水 蒸気波長のセルフキャリブレーション法をSKYNETの 観測データに適用した。また、その結果得られた可降 水量をGPS受信機やマイクロ波放射計などの他の装置 で観測された可降水量と比較した。今後、観測点・観 測期間を増やしていく。

#### 参考文献

- [1] Tanaka et al., 1986, Appl. Opt., 25, 1170-1176
- [2] 桃井ら, 2018, 2018 年度気象学会春季大会講演予稿 集, 113, 58
- [3] 工藤ら, 2017, 2017 年度気象学会秋季大会講演予稿 集, 112, 499



量と GPS 受信機やマイクロ波放射計で観測 された可降水量の比較

## 近赤外波長でのぬれ雪粒子の光散乱計算 \*石元裕史, 増田一彦, 谷川朋範 (気象研究所)

#### 1. はじめに

ぬれ雪など部分的に融解が進行した積雪面の光学モ デルは雪氷の衛星リモートセンシングにおける重要な 課題の一つである.図1に示すように近赤外域では氷 と水の吸収特性に明瞭な違いがあり、ぬれ雪による積 雪の双方向反射率やアルベドへの効果を無視すること で、可視・近赤外チャンネルを用いた積雪アルゴリズム での物理量推定に誤差を与える可能性がある.また積 雪の偏光特性における融解の影響など、部分的な融解 によって積雪粒子および積雪面の光学特性がどのよう に変わるかを調べることは、高度な積雪リモセンを実 現するための有用な情報を提供することになる.



図1 可視-近赤外波長における氷と水の複素屈折率 虚数部k

可視・近赤外波長における積雪面の光散乱特性は積 雪粒子の単散乱特性を使った多重散乱計算によって求 められる.ここでは雪面融解の初期段階における部分 的に融解した積雪粒子を考え,それによって積雪面の 光散乱特性がどのように変化するかを調べる.融解中 における積雪粒子の散乱特性を精度よく再現するため には、1)融解過程による氷粒子の形態変化とその形状 のモデル化、2)モデル化した2成分系粒子の光散乱特 性を計算する手法,の2つの開発要素がある.

#### 2. 積雪粒子の形状モデル

2018 年気象学会春季大会 C405 において、レーダー による降雪物理量推定を目的として、X線マイクロ CT を利用した雪片形状の抽出とMPS法を用いた落下中雪 片の融解シミュレーションについて報告した.この時 に用いた融解雪片の形状モデルを融解中の積雪粒子モ デルとして利用することを考える.



図2 X線マイクロ CT データから抽出した雪片形状を, MPS 法を用いた数値シミュレーションで融解させた結果. 粒子半径 0.33mm (等体積球),数字は全体に対する融解した液相の割合.

#### 3. 幾何光学近似法 (GOM) による計算

可視・近赤外において積雪粒子の構造サイズは波長 より大きいため、粒子の散乱特性計算にはフレネルの 式を使ってフォトンの光路を追跡する幾何光学近似法 (GOM) が用いられる. GOM の計算では粒子の表面 を厳密に定義する必要があり、我々はレンダリング処 理で表面を定義した複雑な雪片形状に対応可能な GOM コードを開発している[1]. 但し, 図2の様な形状 粒子では,構成される面の数が数万に及び,次にフォト ンが到達する面を探す部分で計算時間を消費する難点 がある.またこのコードは単成分粒子を想定しており、 複数の複素屈折率による多成分系の粒子には対応して いない. これら問題点の改良のため新しい GOM プロ グラムを現在開発中である.複雑形状粒子の2成分系 GOM 計算が実現すれば、より現実に近い積雪の光学モ デル開発が可能になる.また同時に、2成分系で正しく 計算した粒子散乱特性と Bruggeman や Maxwell-Garnett など有効媒質近似での計算結果とが幾何光学領域でど の程度整合するか、また近似の適用範囲などを明らか にすることができる. 本発表では新しい GOM コード を用いた予備的な計算結果について紹介する.

#### 参考文献

[1] Ishimoto et al. 2018, doi:10.1016/j.jqsrt.2018.01.021.

謝辞:本研究は JSPS 科研費 15K01273, 15H01733, JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

#### ひまわり8号観測バンドにおける火山灰の放射特性

\*林昌宏、石元裕史(気象庁気象研究所)

#### <u>1. はじめに</u>

火山灰は航空機へ付着すると機器に損傷を与える危険が あるため、その運行に重大な影響を与える。航空機の運航 計画の参考にするためには火山灰を海上など通常の観測が 難しい地域でも把握する必要があるが、それには気象衛星 による広範囲かつ定常的な観測が有効であると考えられ る。気象庁では、気象衛星ひまわり8号による火山灰把握 のため欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)や米国海洋 大気庁 (NOAA) の協力により火山灰プロダクトを導入 し、火山灰の監視を行っている。それらの火山灰プロダク トでは、火山灰の組成に安山岩等を仮定し、火山灰の高 さ・有効半径(粒径分布)やマスローディング(鉛直積算 した質量)などの火山灰物理量を推定している。しかし、 火山灰の組成は噴火した火山の地質や噴火の過程などによ り様々であることが知られており(Vogel et al. 2017)、正 確な火山灰情報の推定にはその組成を適切に考慮すること が重要である。一方、大気中に浮遊する火山灰はその観測 が難しいことが知られている。気象研究所では、赤外域を 観測する極軌道衛星搭載のハイパースペクトルサウンダか ら火山灰の光学特性を推定するアルゴリズムを開発してお り (Ishimoto et al. 2016)、当アルゴリズムを元に適切な 火山灰の組成を選択してひまわり8号観測からより正確な 火山灰物理量を推定する試みを行っている。

#### 2. ひまわり8号観測バンドにおける火山灰の放射特性

気象研究所では、安山岩・流紋岩・玄武岩を混合した火 山灰粒子モデルを開発している。火山灰の粒径分布には対 数正規分布を仮定し、粒子形状は回転楕円体を仮定してそ の単散乱特性を計算した。図1は安山岩・流紋岩の複素屈 折率虚部の波長依存性を、混合割合(る)を変えて描画し た例である。まず、火山灰の組成・混合割合は極起動衛星 に搭載された AIRS などのハイパースペクトルサウンダで 推定される。その結果をひまわり8号による火山灰物理量 推定に用いるため、上記火山灰モデルをひまわり8号赤外 観測バンドに適用してその放射特性を調べた。その例とし て、図2はひまわり8号の赤外バンドにおける単散乱アル べドの混合割合依存性を、図3にはひまわり8号のバンド 13(10.4 µ m)・バンド15(12.4 µ m)の多重散乱計算 (林, 2018)による観測シミュレーション結果を示した。

#### 3. 今後の開発計画

これら火山灰の放射特性をさらに調査して理論的にその 情報量を解析し、その結果をひまわり8号による火山灰物 理量推定アルゴリズムの開発に反映させる予定である。

今学会では、ひまわり8号観測バンドにおける火山灰放 射特性の詳細とプロダクト開発状況について紹介したい。











図 3. 火山灰組成として安山岩を仮定したひまわり 8 号バンド 13, バンド 15 観測輝度温度差分の安山岩のシミュレーション結果の例。米国標準大気中の 300hPaの高度に火山灰が存在すると仮定し、衛星天頂角 25 度で計算した

#### 参考文献:

- 林昌宏 2018: ひまわり 8 号観測バンドにおける雲放射特性の計算方法とそ の応用, 気象衛星センター技術報告, 63, 1-38
- Ishimoto H. et al., 2016: Estimation of the refractive index of volcanic ash from satellite infrared sounder data, *Remote Sensing of Environment*, 174, 165-180
- Vogel. A., et al. 2017: Reference data set of volcanic ash physicochemical and optical properties. J. Geophys. Res. Atmos, 122

\*本研究はJAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

# Ice cloud vertical profiles and their roles on cloud retrievals using thermal infrared measurements

Pradeep Khatri<sup>1)</sup>, Hironobu Iwabuchi<sup>1)</sup>, and Masanori Saito<sup>2)</sup> <sup>1)</sup>CAOS, Tohoku University, Sendai, Japan <sup>2)</sup>Texas A&M University, College Station, TX, USA

#### 1. Introduction

Ice clouds are known to have vertically inhomogeneous (VIH) structure; however, it is a common practice to assume clouds as plane-parallel homogenous (PPH) layers in passive remote sensing methods. It is primarily due to the fact that the characteristics of high-level ice clouds are relatively less understood than low-level water clouds. As a number of past studies reported the important effects of cloud vertical inhomogeneity in passive remote sensing, it is required to take into account the cloud vertical inhomogeneity in cloud retrievals. This recognition motivated us to model the vertical profiles of ice cloud microphysical properties using global observation with CALIPSO and CloudSat and then implement such information in cloud retrievals using thermal measurements.

#### 2. Data and Study Method

In this study, CloudSat and CALIPSO measurements on a global scale for 1-year period of 2007 were analyzed to model cloud vertical inhomogeneity and cloud geometrical thickness (CGT). After that radiative transfer simulations were performed by implementing thus modeled VIH cloud properties in Integrated Cloud Analysis System ICAS (Iwabuchi et al., 2016) by using thermal measurements of Advanced Himawari Imager (AHI) onboard Himawari-8 as input data. We compared cloud property retrievals based on VIH assumption and those based on PPH assumption, which allows us to understand the impacts of cloud vertical inhomogeneity on retrieved cloud properties. We further evaluated the retrieval errors and compared the results with DARDAR cloud products. More detail can be found in Khatri et al. (2018).

#### 3. Results and Discussion

The vertical profiles of ice water content (IWC) derived for different classes of ice water path (IWP) revealed the fact that the peak IWC located around the cloud vertical mid-point moved toward the cloud base as the IWP increased in clouds with small IWP values; thicker clouds exhibited a gradual shift in IWC peak location toward the cloud top as IWP increased (see Figure 1). The vertical profiles of both cloud-particle effective radius (CER) and modified particle number concentration (MNC), a proxy of cloud-particle number concentration, showed close associations with the vertical IWC profile. We further developed a statistical model to link CGT with IWP and columnar CER as a function of cloud top temperature (CTT). This model was noted to effectively capture the geometric characteristics of ice clouds over the globe by including the regional dependence of the relationship between CTT and CGT (e.g., a large CGT for low CTT may reflect ice clouds over the tropics, and a small CGT for relatively high CTT may represent ice clouds over the polar regions). The VIH assumption was found to improve

the performance of cloud retrieval method (algorithm) compared to those with PPH assumption. As described in detail by Khatri et al. (2018), CTH from VIH was generally larger than that from PPH when clouds were at high altitudes. The difference in COT between PPH and VIH was very small. On the other hand, a relatively larger difference could be seen in the retrieved CER between PPH and VIH; CER corresponding to VIH was generally larger than that from PPH. Further, by considering DARDAR data as a reference, we demonstrated that the retrievals of CTH and CER using thermal infrared observation data could be improved by allowing cloud vertical inhomogeneity model in the retrieval algorithm. though such cloud vertical inhomogeneity model was noted to be have negligible influence on retrieved COT values.



Figure 1. Vertical profiles of normalized IWC for normalized cloud heights for different classes of IWP. The statistical analysis was performed using CloudSat and CALIPSO measurements on a global scale for 1-year period of 2007.

#### 4. Acknowledgements

This work was supported by the 1<sup>st</sup> Research Announcement of JAXA (PI No.: RA1R306).

#### References

Iwabuchi et al. (2016), Retrieval of radiative and microphysical properties from of clouds from multispectral infrared measurements, *PEPS*, https://doi.org/10.1186/s40645-016-0108-3.

Khatri et al. (2018), Vertical profiles of ice cloud microphysical properties and their impacts on cloud retrieval using thermal infrared measurements, *J. Geophys. Res.*, https://doi.org/10.1029/2017JD028165.

#### Inferring surface PM<sub>2.5</sub> from satellite observation

Pradeep Khatri and Tadahiro Hayasaka CAOS, Tohoku University, Japan

#### 1. Introduction

Aerosols are known to have profound impacts on climate system, agriculture, human health, and so on. The fine mode aerosols with aerodynamics diameter less than 2.5 µm, i.e., PM2.5 poses the greatest health risk. As the PM2.5 concentration near the surface can directly impact human society in a number of ways, it needs to be monitored regularly by covering sufficiently large area. Unfortunately, traditional approaches to monitor PM2.5 can cover only a limited area. One of the effective approaches to derive the information of surface PM2 5 for sufficiently large areas is to use satellite remote sensing data. Though aerosol optical thickness (AOT) data are available from a number of satellite sensors for last several years, the lack of enough knowledge regarding aerosol vertical profile has made it difficult to link such AOTs with surface PM2.5 values. Thanks to the deployment of active sensor, such as CALIPSO, it has now possible to derive aerosol vertical profile as well. This helps one to infer surface PM25 from satellite observed AOT data. This study attempts to make use of such satellite data to infer surface PM<sub>25</sub>. We used aerosol data observed by AHI sensor onboard Himawari 8 as well as aerosol vertical profiles observed by CALIPSO to infer surface PM<sub>25</sub> over Fukuoka prefecture of Japan, which is largely affected by long-ranged transported air pollutants from the urban and desert regions of the East Asia.

#### 2. Data and Study Method

We used AOT  $(0.5 \ \mu m)$ and Ångström exponent (ALPHA) data retrieved from visible and near infrared channels of AHI. Those data made public through P-tree system (http://www.eorc.jaxa.jp/ptree/index.html) have temporal resolution of 10 minutes and spatial resolution of 5 km. As ALPHA data were not quality assured, they were used carefully by rejecting some data that were likely to be unrealistic. Firstly, the columnar volume size distribution was derived from AOT (0.5  $\mu$ m) and ALPHA by assuming aerosol size distribution parameters similar to Higurashi et al. (2000). The derived volume size distribution was integrated for diameter (d)  $\leq 2.5 \ \mu m$  to derive columnar volume of aerosols, which was then converted to columnar mass concentration by assuming dry aerosol density of 1.7 g/cm<sup>3</sup> (Khatri et al., 2009). Secondly, we analyzed CALISPO aerosol vertical profiles observed within 1°x1° region that included the study area. This vertical profile information was then used to infer surface PM25 (PM25 within 1 km from the surface) from columnar PM25. As a part of quality control, analysis was performed by discarding AOT (0.5  $\mu m$ ) less than 0.05 and greater than 1. Thus retrieved surface PM2.5 values were validated using PM<sub>25</sub> measured at the surface (http://soramame.taiki.go.jp). The retrieved values were qualified for validation only if the distance between AHI pixel center and validation site was less than 1 km. We analyzed data from December 2016 to Feburary 2017.

#### 3. Result and Discussion

Figure 1 shows the comparison of retrieved PM2.5 with surface observation data at three locations. As the retrieval was possible for only clear sky days, and we put some strict criteria to select data for comparison, the retrieved samples shown in Figure 1 were relatively few in number. Despite it, it is important to note that the retrieved values could reasonably capture the temporal variation similar to surface observation data. This suggests the potential implication of satellite observed aerosol data to infer surface PM<sub>2.5</sub>. The correlation coefficient  $(R^2)$  values derived by forcing the v-intercept to be 0 were higher than 0.65 at all sites. Furthermore, on average, AHI based PM2.5 values differed from surface measured values by less than 10% at all sites. This fairly good agreement between satellite and surface observation is encouraging, though a number of issues are still left to address in the future. At the most fundamental level, the quality of satellite data is very important to maintain the quality of retrieved PM2.5. Considering AOT and ALPHA from sky radiometer are relatively accurate, one may derive correction factors for satellite based AOT and ALHA by referring sky radiometer data. Furthermore, surface based lidar observations may help one to quantity the accuracy of CALIPSO observed aerosol profile. Those information may be then effectively used in the retrieval process. At the same time, the effect of relative humidity may be considered to improve the retrieval quality.



Figure 1. Comparison of AHI based surface  $PM_{2.5}$  with surface observation data over three ground sites located at Fukuoka prefecture.

#### 4. Acknowledgements

We are grateful to JAXA/EORC for AHI data, Ministry of Environment for surface measured PM<sub>25</sub>data, and NASA and CNES for CALIPSO data.

#### References

Higurashi et al. (2000), A study of global aerosol optical climatology with two channel AVHRR remote sensing, *J. Climate*, **13**, 2011-2027.

Khatri et al. (2009), A study on aerosol optical properties in an urban atmosphere of Nagoya, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 189-204.

## 電力・エネルギー分野での気象情報の利用 \*大竹秀明 (産業技術総合研究所), 大関崇 (産業技術総合研究所), 井村順一 (東京工業大学)

#### 1. はじめに

再生可能エネルギーが大量に導入されつつあるが, 天候によって変動する太陽光発電や風力発電の利用に は気象予報技術の活用が求められている.本稿では, JST CREST 事業 HARPS [1]で取り組んでいる事例と 気象データの活用例と課題について整理する.

#### 2. 太陽光発電推定

現状では住宅・工場などの屋根,架台設置型の太陽電 池には徐々にスマートメータなどのモニタリング装置 が導入されているものの完全に電力事業者がデータを 集約している状況ではなく,推定して情報を得ている [2]. ここでも日射計や気象衛星データを活用した推定 手法が考案されている [3].

#### 3. 電力需給運用

電力エリア内で翌日どの程度太陽光・風力発電が生 じるのかを把握することが出来れば、どの程度予備力 として準備する火力発電機を準備しておけば良いか検 討可能である[4]. 実際には、予測誤差が過大側にも過 小側に存在する.予測が大きく外れる場合は、電力需 給の運用に大きな負担をかけてしまうため、その対策 も必要となる.最近では、電力会社が管理する中央給 電指令所に気象予測データや太陽光発電予測データを 表示するシステムが導入され、再生可能エネルギーの 出力予測を加味した運用がなされ始めてきている.

#### 4. 送電線の温度管理

送電線の温度管理にも気象データは重要となる.温 度が適切でなければ、電線(銅)が高温のために伸張し てしまう恐れも生じる.現状では想定される最高気温, 風向・風速などを想定して送電線の設備設計がなされ ている[5].太陽光発電が多く系統に接続されると電線 温度も上昇するため、送電線管理にも気象データの活 用が必要である.出力予測の誤差が生じる場合にも送 電線の温度管理に与える影響も評価する必要がある.

#### 5. 蓄電池

電力の需給運用の安定には蓄電池の導入もなされて

いる. 太陽光・風力発電が余剰になる場合は充電し, 必 要な場合は放電することになる. 蓄電池の残量 (State of Charge (SOC) と呼ばれる) を把握しながら, 計画的な 運用が望まれる[6][7].

#### 6. EV·電力市場取引

今後,電気自動車(EV)の導入も進んだ場合にはEV の充電やその時の価格の調整にも予測を活用するシー ンも想定される.最近では電力の市場調達にも2日前 からの予測の活用が必要とされている.しかし,予測 誤差がどの程度あるのかを把握しながら市場調達に役 立てる必要がある[8].

#### 7. まとめ

以上のように、気象情報の利用先は再生可能エネル ギー、電力エネルギーが関わる分野を見ただけでも、 電力需給、送電線管理、EV・蓄電池運用、電力市場調 達など様々な分野で利用が進められ、今後気象データ の利用の発展が見込まれる.当日の講演では JST CREST HARPS(グラント番号 JPMJCR15K1)での気象デ ータを活用した分析結果を紹介する予定である.

参考文献

- 太陽光発電予測に基づく調和型電力系統制御のためのシステム理論構築 HARPS, http://harps-crest.jpn.org/ (2018/7 閲覧)
- [2] 電力広域的運営推進機関,調整力等に関する 委員会,第6回調整力等に関する委員会 資料5(平 成27年12月17日)
- [3] Ohtake, H., et al., 2018, Energy. Science. &. Engenering, (under revision).
- [4] 益田ら, 2016, 気象学会秋季大会予稿集, C111.
- [5] Sugihara et al., 2018, Energies, 10(4), 503.
- [6] Sasaki et al., 2017, PVSEC-27, 9TuO8.7.
- [7] Cui et al., 2017, PVSEC-27, 9ThPo.259.

[8] 電力・ガス取引監視等委員会「一般送配電事業者の 需給調整業務における太陽光の発電量予測外れの影響 について」(平成 29 年 12 月 26 日)

#### 太陽光発電システム大量導入時における発電出力制御の必要性と気象予測技術の影響

\*宇田川佑介<sup>1,2</sup>・西辻裕紀<sup>1,2</sup>・荻本和彦<sup>1</sup>・Joao Gari da Silva Fonseca Jr<sup>1</sup>・

#### 海崎光宏<sup>3</sup>·大関崇<sup>3</sup>·宇野史睦<sup>3</sup>·請川克之<sup>2</sup>·福留潔<sup>4</sup>

1. 東京大学生産技術研究所, 2. (株)構造計画研究所,

3. 産業技術総合研究所, 4.(株) J P ビジネスサービス

再生可能エネルギー電源としての太陽光発電 (Photovoltaic、以下 PV) や風力発電は、一般に出力 が天候に依存するため、電力の安定供給に大きな影 響を与えることが課題として認識され、そのための 取り組みが多くなされてきている。PV や風力発電出 力は短時間に大きく変動するため、例えば、LNG 火 力発電機などの従来電源による柔軟性の向上に向け た機器自体の改良、もしくは運用手法の変更がなさ えている。また、電力システムにおける発電機運用 の都合上、現状では、PV や風力発電出力は前日段階 での予測値に基づいて、電力系統全体での発電機運 用計画が立案させる。そのため、日射量予測、風速 予測が予測誤差を持つため、電力システム運用にそ の不確実性が内包されることになる。従って、PV や 風力発電出力の予測精度向上に向けて、日射量予測、 風速予測技術の向上が図られている。さらには、PV や風力発電出力の予測誤差、短時間変動にも対応可 能な電力システム運用を行うための発電機の運用計 画モデルの改良も行われている<sup>(1)</sup>。

一方、再生可能エネルギー電源の導入促進に大き く貢献した固定価格買取制度(Feed in Tariff、以下 FIT) は 2012 年 7 月の開始以降、6 年が経過した。FIT は その高い買取価格のため、再生は可能エネルギー電 源、特にPV(メガソーラー)の系統接続申込と導入 が特定の地域に集中する結果を生んでいる。2018年 3月末でPVの系統導入量<sup>(2)</sup>は33.5GW、認定容量は 84.5GW と 2014 年春に設定された政府の目標値 (64GW、2015年の長期エネルギー需給見通し<sup>(3)</sup>)を 大きく超過しており、全国で 80GW を超えるペース となっている。FIT の買取価格は全国で一律である ため、電力需要(以下、需要)が比較的小さく、事 業者の費用の削減のため比較的土地価格の安い、都 市部を離れたエリアにメガソーラーが大量に設置さ れるという需給運用の観点からはいびつな導入状況 を生んでいる(図1)。想定を大きく上回る PV シス テムの急速・急激かつ偏った導入量の増加により、 相対的に需要の小さい電力システムにおいて、PV の 短時間変動や予測誤差に対応する需給調整力の限界 が近づいている。その結果、PV システムの導入量の 増大は、近い将来において、冷暖房需要が少なく PV 出力の大きい春・秋の晴天時などをはじめとし、PV 出力を加えた供給力が昼間の需要の中でより大きな 割合を占め、負荷配分可能な電源の運用を含めた需 給均衡の維持が難しくなる可能性を示している。こ の問題は、従来から議論されてきた PV や風力など

の再生可能エネルギー電源の不確実性とは異なる、 再生可能エネルギー電源の余剰という新しい問題で ある。PVの大きな出力により、需給調整力を担って きた従来電源(火力、水力発電)の負荷配分量を低 下させる。それに伴い、それらによる需給調整力も 低下する。そして同時に、電力システムの信頼性を 維持するために、ある程度の従来電源からの出力を 確保する必要性から PV 出力の余剰が発生すること を意味する<sup>(4)</sup>。従って、PV システムの大量導入から 生じているこの現状は、PV の出力制御技術が必要で あることを示しており、本報では、PV 出力の余剰、 制御問題に対する、需給運用シミュレーションとそ の入力となる気象予測技術(予報モデル)が果たす 役割と期待について報告する。本報告を通じて、電 カシステム運用の視点から求められている気象予測 技術に対して議論を行いたい。



図1 各電力エリアでの PV システム認定容量(概算)

#### 謝辞:

この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業 技術総合開発機構(NEDO)の委託業務の結果得 られたものです。

#### <u>参考論文:</u>

- 宇田川佑介・荻本和彦・Joao Gari da Silva Fonseca Jr・大竹秀 明・福留潔:「電力系統における需給運用における発電量予 測の使用方法」,2017 年度気象学会秋季大会予稿集(2017)
- 経済産業省資源エネルギー庁:「なっとく!再生可能エネル ギー」,(2018年7月9日アクセス確認)(2016) http://www.enecho.meti.go.jp/category/saving\_andnew/saiene/sta
- tistics/past.html 3) 経済産業省 資源エネルギー庁:「長期エネルギー需給見通 し」, (2015) (2016/1/14 アクセス確認) http://www.meti.go.jp/press/2015/07/20150716004/20150716004. html
- 4) 宇田川佑介・西辻裕紀・荻本和彦・Joao Gari da Silva Fonseca Junior・大竹秀明・大関崇・池上貴志・福留潔:「出力予測を 考慮した発電機起動停止計画モデルによる太陽光発電出力 制御必要量の分析」,電学論 B, Vol.137, No.7, pp.1-10 (2017)

## WXBC 気象データ分析チャレンジ!の取り組み \*吉野純(岐阜大工),田原春美(AITC),WXBC人材育成WG

#### 1. はじめに

気象データは、近年めざましい発展を見せる IoT, AI, ビッグデータといった先端的な ICT と親和性が高 く,社会・経済活動の様々な意思決定に活用できる基 盤が整いつつある.そのような背景の中,気象データ を用いた先進的なビジネスモデルの創出や,気象ビジ ネスを推進するためのデータ提供や人材育成といった 環境整備を組織的に実施するために平成29年3月に気 象ビジネス推進コンソーシアム(WXBC)が設立され た[1].本稿では、WXBC人材育成 WG の活動内容を紹 介するとともに、その一環として実施された気象デー タ分析チャレンジ!について紹介する.

#### 2. WXBC 人材育成 WG の活動内容

WXBC 人材育成 WG では、新規気象ビジネスの創出 のために、「気象データ理解力」「IT 活用力」「ビジネス 発想力」の3つの力が必要になると考えている(図1). これらの3つの力を育てるために、人材育成WGでは セミナーや勉強会といった学びの場を提供している. シラバスを作成し、イベント毎に学習到達目標を明記 することで、参加者自身が受講計画を立てやすくなる よう配慮に努めている. セミナーでは、平成 30 年度は 気象データの利用の啓発に注力して、「気象衛星」「長 期予報|「ナウキャスト」などのデータ形式やビジネス 利用について紹介する. 勉強会では、AMeDAS の過去 気象データを表計算ソフト Excel や統計分析ソフト R で分析する「気象データ分析チャレンジ!」を実施す る. 今後も、「メッシュ気象データ分析チャレンジ!」、 「確率予報データ分析チャレンジ!」,「AI チャレン ジ!」,「IoT チャレンジ!」等の新企画を予定している.

#### 3. 気象データ分析チャレンジ!の取り組み

「気象データ分析チャレンジ!」では、グループワ ークの形式で、AMeDASの過去気象データを様々なオ ープンデータ(POSデータ等)と掛け合わせることに より、それらの関係性について分析する.まず、デー タをぼんやり眺めて気象との因果関係に関して仮説を 立てて、その仮説に基づいてデータを整形して、散布 図・相関係数・重回帰分析等の分析を行うことで、デ ータの中に潜む本質にせまる.図2は、過去の気温デ ータ[2]と電力消費量データ[3]との関係性を示す分析の 一例である. 誰でも使ったことのある Excel を共通のツ ールとして用いてグループワークを行うことで,デー タ分析や気象データに明るくない様々な業種・職種の 人でも気軽にデータ分析を体験してもらえる. このよ うなグループワークを通じて,一人では得がたい新た な「気づき」が生まれる可能性があり,そこから新規 気象ビジネスの芽生えに繋がってゆくと期待している.



図1 気象ビジネスに必要な3つの力とそれらを育む ためのWXBC 主催の各種の勉強会.



図 2 気象データ分析チャレンジ! で分析した気温 (気象庁[2]) と電力消費量(東京電力[3])の相関関係.

- 気象ビジネス推進コンソーシアム, https://www. wxbc.jp/, (2018/07 閲覧)
- [2] 気象庁, https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/, (2018/07 閲覧)
- [3] 東京電力, http://www.tepco.co.jp/forecast/, (2018/07 閲 覧)

## 静止気象衛星ひまわり8号に基づく全天日射量データの 想定外誤差検知システムの構築

\*堀尾享司,入江仁士, Alessandro Damiani(千葉大学) 中島孝(東海大学),竹中栄晶(JAXA), Pradeep Khatri(東北大学)

#### 1. はじめに

2011 年3月に発生した東日本大震災とそれに伴う福 島原子力発電所の事故の結果生じた深刻なエネルギー 需給の逼迫を経験した後、より高度なエネルギーマネ ジメントシステム (Energy Management System; EMS) への社会的要請が高まっている. 高度な EMS を構築す る上で、最重要な再生可能エネルギーのひとつである 太陽光発電の利用は欠かせない. しかしながら,太陽 光発電は気象状況により発電量が大きく変動する. そ のため、太陽光発電量の高速かつ高空間・高時間分解 能の予測を可能とする気象静止衛星ひまわり8号を利 用した準リアルタイム解析アルゴリズム (EXAM[1]) の開発が進められており、次世代の EMS 構築に貢献し ている.しかし、EXAM システムによる全天日射量デ ータは放射伝達モデルを利用した推定値であるため、 その精度評価が重要である。そこで本研究では、まず、 国際地上リモートセンシング観測網(SKYNET)の千葉 サイト(35.63°N, 140.10°E)の地上観測機器による全 天日射量と,全天日射量に影響を与えるエアロゾルの データを使用して, EXAM システムによる全天日射量 データの精度評価を行った.次にその結果を用いて, 全天日射量データをリアルタイムで評価する想定外誤 差検知システムの構築を行った.

#### 2. 観測データ

EXAM システムで利用されている放射伝達モデルは, 全天日射量の主な変動要因とされる雲や水蒸気のデー タを利用して全天日射量を計算している.雲について は,ひまわり 8 号による観測を基に, CAPCOM

(Comprehensive Analysis Program for Cloud Optical Measurement) アルゴリズム[2]を用いて雲の光学的厚さ や粒径に関する各種物理量をリトリーバルし, EXAM に取り入れている.また,水蒸気については気象庁客 観解析データが利用されている.他方,エアロゾルに ついては考慮されていない状況である.地上観測デー タとして SKYNET の全天日射計(CM21)による全天日 射量データ,スカイラジオメータによる波長 500 nm の エアロゾル光学的厚さのデータ (AOT500)を使用した. 観測期間は2016年1月から12月までの1年間である.

#### 3. 結果

通年観測データの比較から、ひまわり 8 号と CM21 の全天日射量の間に強い相関があることが分かった. しかしながら、雲による全天日射量への影響が強いこ とも判明したため、晴天時におけるデータのみを比較 したところ、ひまわり8号に基づく全天日射量がCM21 の全天日射量より系統的に過大であることが分かった. そこでひまわり 8 号と CM21 の全天日射量の差と AOT500 との関係を調べたところ両者の間に相関があ ることが分かった(図).また、SBDART 放射伝達モ デルを用いて、AOT500の関数として全天日射量を計 算したところ、ひまわり8号とCM21の全天日射量の 差が、ひまわり8号のデータに考慮されていないエア ロゾルの効果で定量的に説明できることが分かった. この誤差を想定内誤差とし、図の相関関係を使ってひ まわり8号のデータを補正すると、ほとんどのデータ は地上観測値と20 W/m<sup>2</sup>以内で一致することが分かっ te.

これらの結果に基づき、系統誤差を補正したひまわ り8号のデータと地上の全天日射計のデータの差が20 W/m<sup>2</sup>を上回った場合を想定外誤差の基準とした.本研 究ではさらに、家庭を含め社会に広く実装できる想定 外誤差検知システムとして、上記の判定を全天日射計 に接続したラズベリーパイでリアルタイムに行うシス



テムを構築した.

図 晴天時における,ひまわり 8 号に基づく全天日 射量と CM21 の全天日射量の差と AOT500 との相関図

- [1] Takenaka, H., et al., 2011, JGR, 116, D08215
- [2] Nakajima, T.Y., et al., 1995, JAS, 52, 4043-4059

## 冬季における関東域の日射量予測大外し時の大気場の特徴 \*宇野史睦,大竹秀明,大関崇(産業技術総合研究所), 松枝未遠(筑波大学), 山田芳則(気象研究所),

#### 1. はじめに

太陽光発電の大量導入に伴い,安定した需給運用の ための日射量・太陽光発電予測の必要性が高まってい る.より安定した需給運用のために,需給運用に支障 をきたすような極端な予測誤差(予測大外し)の低減 は重要である.気象庁メソモデル(MSM)による関東 域の日射量予測の大外しの事前検出手法<sup>III</sup>が提案され たが,予測大外し事例の誤差要因の議論は少ない.

先行研究<sup>II</sup>は全球アンサンブル予測を用いた MSM 予測値の大外しは冬季により検出力が高いことから, 冬季の循環場と関東域の MSM 日射量予測誤差に関係 がある可能性がある.そこで,2014年11月から2017年 3月の3冬季(11月から3月を冬季とする)の関東域 を解析対象とし, MSMの日射量予測大外し時の循環場 の特徴を評価した.

#### 2. 使用データを解析手法

日射量予測値は前日 03UTC 初期値の MSM を, 循環 場の解析には ERA-interim を利用した.予測誤差評価の ため気象庁の全天日射量観測地点 6 地点を利用した. 本研究は日平均日射量の予測誤差の上位 5, 10, 15, 20% (それぞれ, 27,54,, 81, 108 事例)を予測大外しとする. 循環場の分類は、先行研究<sup>[2]</sup>が提案する 500hPa 面の

ジオポテンシャル高度 (HGT) を用いた 5 パターン (1, WM: Winter Monsoon, 2, WP: Western Pacific, 3, HP: High Pressure, 4, LP: Low Pressure, 5, SP: Southerly Flow) を用 い,海面更正気圧 (SLP) についても解析に用いた.

#### 3. 結果

冬季の 5 パターンと大外しの出現頻度を比較した (Fig.1).特に LP,において大外しが多く発生し,LP は解析期間内のLPの出現頻度よりも、大外し時の出現 頻度がどの大外しの閾値においても高い.一方、WMや WP時は関東域が晴れになることが多いため、大外し の発生数は少ない.またHPはより上位の大外しになる ほど発生頻度は少なくなる.

次に、各パターンの 500hPa 面の HGT と風、SLP と地 上風のコンポジットの差を評価した.上位 5%の大外し 時の LP の SLP.地上風を見ると (Fig.2),大外し時は 北海道の東海上に高気圧偏差になっており(Fig.2c),相 対的に弱い低気圧が存在、または低気圧の位置が南に 位置するとき、関東域で大外しが発生している.その 他4つのパターンでは大外し時は、各パターンの気圧 傾度が弱まる傾向が見られた.つまり、LP は低気圧の 位置,その他4つのパターンは気圧傾度が弱まる(また は、弱い)事例において大外し時が発生していることが 示唆される.



Fig.1 冬季の循環場のパターン毎の出現頻度. All cases: 3 冬季の出現頻度, Top 5(15)%: MSM の上位 5(15)%大外しの事例における各パターン出現頻度.

#### 参考文献

Uno et al., 2018, *Sol. Energy* 162, 196-204.
 Matsueda, and Kyouda., 2016, *SOLA*, 12, 121-126.



Fig.2 LP パターン時の循環場 (SLP, 地上風) のコンポジット. a)3 冬季に おける全事例, b) 予測の大外し上位 5%の事例, c) b-c を示し, コンターは 実線が正, 点線が負の値を示す.

## 降水短時間予報を用いた

力学系理論に基づくリアルタイム河川水位予測 \*熊井 暖陽((株) 構造計画研究所)、奥野 峻也(東京大学生産技術研究所)、 戸井 隆((株) 構造計画研究所)

#### 1. はじめに

平成29年の九州北部豪雨で発生した洪水による被害 を契機に、中小河川に対する水防体制の強化が自治体 の課題となっている。現在、避難勧告等の発令の目安は 各基準水位観測所における「氾濫危険水位」の超過とさ れている。しかし、近年は短時間強雨の増加に伴い、急 激な水位上昇が観測されており、水位が上昇した危険 な状況での避難や、逃げ遅れるケースも発生している。 一方で、空振りを恐れず避難勧告等が頻繁に発令され る状況が続けば、住民の避難行動の減少に結びつく可 能性も指摘されている[1]。そこで、我々は水防体制の 的確な判断支援として、力学系理論に基づく水位予測 [2][3]の活用を目指している。本手法は、河川水位と雨 量履歴および予報雨量のみから簡便に河川水位を予測 可能であり、水文情報に乏しい中小河川を含む多くの 河川への適用が考えられる。本研究では、現在試験運用 中であるリアルタイム河川水位予測手法の精度検証を 目的とし、予測誤差の要因を検討した。

#### 水位予測モデルの構築 2.

本手法は、時系列データが決定論的な力学系から生 成されると仮定し、その解の軌道の構造的特徴を利用 して予測を行う。本研究では陣内水位観測所(熊本県白 川) を対象とし、2006 年以降の水位上昇期間 (22 事例) の水位・雨量を用いて予測を行った。図1に水位予測地 点および雨量計位置を示す。水位は水文水質データベ ース[4]より取得した1時間値を用い、雨量は気象庁1km メッシュ解析雨量を、地上雨量計(10 箇所)位置を中 心とした9格子で平均し当該地点の1時間雨量値とし て用いた。地上での雨量観測は欠測期間が存在するた め解析雨量を用いているが、過去洪水の再現予測にお いて、地上雨量計による観測値を用いた場合と同等の 予測精度であることが確認されている。

#### 3 2018 年 6 月 19~20 日における水位予測結果

降水短時間予報の配信に合わせ 30 分間隔で、6 時間 先まで1時間ごとの水位予測を実施した。19日19時半 の時点(図2下黒実線)で水防団待機水位の超過を予 測出来たが、実際の水位超過時刻は2時間早かった(図 2下 白丸)。ここで、6時間後までの雨量の実績値(解)

析雨量)を予報値として入力した場合、水位変動が良好 に再現された(図2上)。したがって今回の予測誤差は、 予報雨量の量的・時間的ずれが大きな要因と考えられ る。特に19日18~22時は、流域内の予報雨量が実績 雨量の半分程度だったため、水位上昇が緩やかに予測 された。

#### 4. 結論

熊本県白川を対象に降水短時間予報を用いたリアル タイム河川水位予測を実施し、数時間前に基準水位の 超過を予測することが出来た。実運用に向けた今後の 課題として、レーダーデータの併用等、予報雨量の不確 実性を踏まえた水位予測手法の確立が挙げられる。



- 及川, 片田, 2016, 災害情報, 14, 93-104. F11
- [2] Ye, H. & Sugihara, G., 2016, *Science* **353**, 922–925.
  [3] Okuno, S. et al., 2017, *Math. Eng. Tech. Reports*.
- [4] 国土交通省. 水文水質データベース. Available at: http://www1.river.go.jp/. (Accessed: 23th March 2018) [5] 国土地理院.基盤地図情報ダウンロードサービス.
- Available at: https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php. (Accessed: 23th March 2018)

気象学的解析の補助を目的とした 深層畳み込みニューラルネットワークに基づく特徴抽出 \*東山和寿,藤本悠,林泰弘(早稲田大学)

#### 1. はじめに

風力発電は環境配慮や経済性の観点から,各国で導 入が進められ,我が国においても将来の「主力電源」の 一つとして開発が進められている。一方で,短時間にお ける急峻な変動(以下,ランプ現象)が発生すると,電力 系統内の需給バランスに悪影響を及ぼす[1]。このよう な問題に対し,ランプ現象の発生タイミングと規模を 適切に予測できれば,電力系統側の調整力を計画的に 運用することができる。

一般的に、風力発電出力は風況に大きく依存するた め、ランプ現象の気象学的要因を把握することは極め て重要であり、例えば気象場に対し、クラスタリング手 法である自己組織化マップを用いたパターン分類結果 と、ランプ現象との関連付け[2]がこれまでにも試みら れている。一方で、一見気象場が極めて類似しているに も関わらず、ランプ現象の発生有無が異なるケースが 実際には存在することから、対象となるイベント(本稿 ではランプ現象)に着目した際、過去のどのような気象 場と状況が近いのかを適切に判断することが重要だと 考えられる。我々は図1に示すような「気象場からラ ンプに関する重要な特徴量」を抽出する特徴抽出器を 導入することで、必ずしも自明ではない高度な気象要 因分析を補助する枠組みを提案する。

#### 2. 畳み込みニューラルネットワーク特徴抽出器

畳み込みニューラルネットワーク(Convolutional neural network; CNN)は,近年画像認識分野で注目を集めているモデルである。畳み込み層とプーリング層と呼ばれる特殊な層を多層に重ね,入力情報からラベリングされた情報を出力するような教師あり学習の枠組みでモデルが構築される。学習によって得られたモデルは,各層の非線形変換によって,高次元の入力情報から出力に関する本質的に重要な特徴量を抽出する。ここでは,入力を風況場,出力をランプ現象発生の有無(二値変数)とするようなモデルを学習し,入力情報の変換過程で得られる途中の層の出力マップ(図1の下図)を気象場から抽出されたランプに関する低次元の特徴量とみなし,CNN特徴抽出器を構築する[3]。従来のような,気象場に対して直接パターン分類を行うのでは



図1 従来アプローチと提案アプローチの比較.

なく、CNN 特徴抽出器によって得られた特徴量に対し てパターン分類を行うことで、ランプ現象の観点を踏 まえた気象学的要因解析を実現できる。

#### 3. まとめ

本稿では、ランプ現象の気象学的要因解析の高度化 を目的とした CNN 特徴抽出器の枠組みを提案した。 CNN 特徴抽出器によって得られた特徴量を活用するこ とで、気象場だけでは把握できなかったランプ現象等 のイベントにおける気象学的解析の一助になると期待 される。また、学習時のラベルを変えることで、ランプ 現象以外のイベント(例えば異常気象)にも応用でき、興 味のある現象と気象場との非自明な関係をより詳細に 把握するための補助ツールとして期待できる。

#### 謝辞

本成果は、国立研究開発法人エネルギー・産業技術総合 開発機構(NEDO)「電力系統出力変動対応技術研究開発 事業」の支援により得られたものである。

- Fujimoto, Y., et al., 2018, *IEEE Transactions on Sustainable Energy*, PP (99), in press.
- [2] Ohba, M., et al., 2016, Renewable Energy, 96, 591-602.
- [3] Higashiyama, K., et al., 2017, Proc. ISGT Europe, 1-6.

## 気象庁局地モデルを用いた風力発電出力予測について \*吉田健二,早崎宣之(伊藤忠テクノソリューションズ株式会社) 坂本将造,松本光裕(東北電力株式会社)

#### 1. はじめに

気象条件によって出力が変動する風力・太陽光発電 等の自然変動電源は、大量に電力系統に連系された場 合、電力供給が需要を上回るおそれがある。2015年1 月に施行された再生可能エネルギー固定価格買取制度 の改正省令に基づき,電力供給が需要を上回るおそれ が生じる場合は、一定の基準を超えて連系した再エネ の発電設備に対して、時間単位できめ細かな出力制御 が必要となる.筆者らは、国立研究開発法人新エネルギ ー・産業技術総合開発機構の事業である、電力系統出力 変動対応技術研究開発事業/再生可能エネルギー連係 拡大対策高度化(以降、本事業と略す)において、自 然変動電源の出力制御に向けて,既存の風力発電出力 予測モデル[1]の高度化を実施しており、時間的にきめ 細かな出力制御のために、気象庁の局地モデル (LFM) を用いて、高頻度に発表する予測の開発を実施してい る[2]. 本発表では、LFM を用いた風力発電出力予測の 予測精度やその特徴について紹介する.

#### 2. 風力発電出力予測モデルの概要

まず,数値気象予報データから風況予測を作成し, 風力発電機の出力曲線を用いて出力予測を計算する. その後,発電出力実績データを用いて統計処理を施す ことで発電出力予測の誤差補正を実施し,最終的な発 電出力予測を算出している.詳細は当日の発表にて紹 介する予定である.

#### 3. 使用したデータと予測の概要

検証に用いた実績データは、本事業で収集中の東北 電力管内の13箇所の風力発電所のモニタリングデータ であり、風力発電機のナセル風速・風向・発電出力、 風力発電所全体の総発電出力等の実績データを用いた. 予測・検証期間は2017年6月1日から2018年3月31 日の10か月間とした.予測対象は13箇所の風力発電 所の合計値とした.

本事業では3日先までを予測する短期予測と,6時間 先までを予測する短時間予測の2種類の予測を開発し ている. 短期予測はGSM・MSMを併用して1日4回 の発表,短時間予測ではLFMを使用して1日24回の 発表となっている.なお,発電出力は総定格設備容量 で規格化した値を用いる.

#### 4. 結果

図1に、2時、8時、14時、20時発表の短期予測と 短時間予測について、予測発表時刻から6時間後まで の絶対誤差(MAE)を示す.GSM・MSMを使用して いる短期予測と比較して、LFMを使用している短時間 予測はMAEが小さく、予測精度が良いことがわかる.

LFM を用いることで,予測時間は6時間と短いもの の,予測を高頻度に更新することができ,かつ精度が 高い予測を発表することができることがわかる.当日 の発表では,事例解析等を含めたさらに詳細な結果を 報告する予定である.



図1 予測発表から6時間後までのMAE

#### 【謝辞】

この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業 技術総合開発機構 (NEDO)の委託業務の結果得られた ものです.

- [1] 青木他, 2013: 風力発電出力予測システムの開発と 運用状況. 電気学会論文誌 B(電力・エネルギー部 門誌),133,366-372.
- [2] 吉田・早崎、2018: 遠隔出力制御のための風力発電 出力予測モデルの高度化とその予測精度検証,平成 30年電気学会全国大会講演論文集,524-525.

## 風力発電出力急変事象(ランプ現象)のための 確率的予測手法の開発

\*野原大輔,渡邊武志,大庭雅道,門倉真二 (電力中央研究所)

#### 1. はじめに

天候によって出力が変動する風力や太陽光発電などの 自然変動電源は、大きな出力変動によって電力の安定供給 に悪影響を及ぼす可能性がある。今後の自然変動電源の大 量導入を見据え、発電出力予測技術や出力変動制御技術を 確立し、その活用によって電力系統の安定運用に寄与する ことが求められている。中でも、安定供給に特に影響の大 きい急変化現象(ランプ現象)については、発生時刻や振 幅での大きな誤差(大外し)を生じる場合があり、予測の 利用の課題となっている。本研究では、このランプ現象に ついて、アンサンブル予測を用いた力学的影響による予測 の不確実性及び風速から出力への変換による不確実性の 二つを考慮した確率的な予測手法について提案する。

#### 2. アンサンブル予測

気象庁全球数値予報値(GSM-GPV)を, WRFの初期 値・境界値とした予測をコントロールとする. アンサンブ ルに用いる摂動は, GSM-GPV と週間アンサンブル予報

(WEP-GPV) との差として算出する.この摂動を GSM-GPV に線形結合させて,WRFの初期値・境界値と する.予測は、水平解像度 15km,予測値の出力間隔 30 分,75時間先まで行う.WEP-GPVの27メンバーの中か ら日本域で摂動の特徴的な成長パターンを持つ11メンバ ーを選択している.

#### 3. 発電出力変換の不確実性

東北地方にある主要なウインドファームの合計量を対 象とすて風力発電エリア出力量を予測する.出力量は, WRF出力のエリア平均風速(WF定格出力による重みを 考慮)よりエリア合計発電出力に変換して得る.変換では, 1. 過去の両者のデータよりその関係を確率分布(β分布) で表現, 2. アンサンブルメンバーと分布のパーセンタイ ル値をモンテカルロ法にて発電出力量予測を 100 メンバ ーへ拡張,というのが本手法の特徴である.各メンバーに てランプ現象(6時間で定格容量の 30%の変化)を抽出し, ランプ現象発生確率を算出する.

#### 4. 結果

東北地方でランプアップ現象が発生した2018年2月11 日を対象に、2月10日9時を初期値としたアンサンブル 予測による風力発電出力予測を実施した(図1).風力発 電出力量は午前6時から15時にかけて上昇した.図1a) にアンサンブル予測のみを考慮した出力予測の例を示す. 風速から出力への変換は、β分布の50パーセンタイル値 で表現するパワーカーブを用いる. ランプアップの位相は, アンサンブルメンバーそれぞれ異なり,約5時間の位相の 不確実性が確認できる.次に変換の不確実性を加味する (図1b).力学的及び変換に伴う不確実性の効果を持つ 100メンバーの予測結果を得る.変換誤差が加わる分ラン プアップの位相の不確実性が拡がり,約10時間の位相の 不確実性を生じている.この予測より得られるランプ発生 確率を図1c)に示す.本事例のランプアップの発生確率 予測は90%を超えている.信頼度曲線を用いた確率的ラ ンプ予測の精度を検証したところ過小評価傾向がみられ たものの,概ね良好な結果を示した.一方,パワーカーブ の不確実性に力学的な不確実性も含まれており,出力予測 の信頼幅は過大に予測する傾向も見られる.

#### 5. まとめ

本研究では、ランプ現象発生予測の不確実性の要因とな る力学的な影響や風速から出力への変換に伴う影響を考 慮して確率的なランプ予測手法を開発した.出力予測の信 頼幅は不確実性の重複が見られ過大傾向であるが、確率的 ランプ予測は比較的精度よい頻度分布を表現した.

【謝辞】本成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業 技術総合開発機構(NEDO)委託業務「電力系統出力変動 対応技術研究開発事業」において得られた.



図1 a) アンサンブル予測のみを考慮した風力発電出 カ予測, b) パワーカーブの不確実性を考慮した 100 メン バーによる予測, c) 100 メンバーアンサンブルより算出し たランプ現象確率的予測.

風力発電予測における気圧パターンを考慮したモデル選択システムの構築 \*石崎 紀子<sup>1</sup>・日下 博幸<sup>1</sup>・荒木 貴光<sup>1</sup>・Quang-Van Doan<sup>1†</sup>・池田 亮作<sup>1‡</sup>・永野 良紀<sup>2</sup>・加藤 央之<sup>2</sup> 1:筑波大学,2:日本大学,†現所属:CCRS,‡現所属:東京都環境研究所

#### 1. はじめに

地球温暖化の進行に伴い、各国・各地域で温暖 化に対する取り組みが盛んに行われている。日本でも 気候変動の影響による被害を最小化し、持続可能な 社会を構築することを目的として、地域での気候変動 適応の強化が進められている。また、温暖化抑制の 観点から、太陽光発電や風力発電などの再生可能エ ネルギーの導入も拡大している。一方、再生可能エネ ルギーは出力が不安定であるということが課題となっ ている。風力発電においては、電力の安定供給のた めに風速の急激な変化(ramp)を予測することが重要 である。ramp は台風の接近や前線の通過、境界層の 発達など気象場と関連しているが、数値モデルを用 いた風力予測を行う際には計算時間が限られている ため、如何に効率的に気象場に応じたモデル設定を するかが鍵となる。そこで、東北・東京電力管内(以下 東北エリア・東京エリア)を対象に、複数のモデル設 定を準備し、地上気圧パターンと関連付けたモデル 選択を行う試みを行った。

#### 2. 手法とデータ

使用した数値モデルは WRF 3.5.1 である。標準設 定として水平解像度 5kmの実験と、NCEP-GEFSを用 いて水平解像度 10kmのアンサンブル実験を行った。 それぞれ東北・東京エリアを含む領域で 75 時間の積 分を行い、予測時間は標準 WRF が 06-12 時×1 日 4 回、アンサンブル WRF では 06-18 時×1 日 2 回を用 いた(表 1)。ただしアンサンブル実験ではアンサンブ ルメンバーの広がりを考慮して 21 本のうち 5 本を選択 して実験を行い、風力発電所ごとに ramp を最も多く 予測しているメンバーの結果を使用する。

	標準	アンサンブル
水平解像度	5km	10km
境界値	JMA-GSM	NCEP-GEFS
予測窓	06-12	06-18

表 1: モデル設定の概要

#### 3. 結果

70m 高度の風速の変化が6時間以内に閾値を超 えた場合に風 ramp として定義した。対象とする風力 発電所は立地が分散しているため、サブエリア(東北 エリアを3つ、東京エリアを3つ)に分けて、サブエリ アごとの観測の ramp 回数を基準にして風速の閾値を 設定した。観測による ramp 開始時刻の前後6時間以 内にモデルでも ramp が観測されていれば適中として 精度を検証した。

ramp 発生時の気圧パターンはエリアによって異な る。2011年4月から2014年3月までの解析結果によ れば、例えば東北エリアの日本海側では、風が急激 に増加する ramp up のうち 62%が低気圧通過時に発 生しており、30%が西高東低型、8%が移動性高気圧 型で発生していた。同地域で風が急激に弱くなる ramp down は西高東低型の時に発生していた事例が 69%で、低気圧通過時に発生したものが 31%を占め ていた。一方、銚子周辺での ramp up は西高東低型 が 42%、低気圧通過型が 48%、移動性高気圧型が 9%、ramp down は西高東低型が 25%、低気圧通過 型が 75%を占めていた。近傍の気象官署及びアメダ スの風速データを使って各地域におけるrampの再現 性を調べたところ、標準 WRF の方がアンサンブル WRF よりも平均的な性能は良かった。一方、東北エリ ア日本海沿岸の移動性高気圧型で発生するrampup など、特定の気圧パターン分類についてアンサンブ ル WRF の捕捉率が高い傾向が見られた。気圧パタ ーン分類ごとに使用するモデルを変えることにより、よ り精度よく ramp が再現できることが示された(図 1)。 今後、再現性の差異をもたらす原因を探ると同時に、 PBL スキームの感度や鉛直解像度についても調査を 行い、最適な WRF 選択システムの構築を進める予定 である。



図 1:東北エリア日本海沿岸地域における ramp の Probability of Detection (POD)-Success ratio (SR)ダイアグラム。黒いマークは ramp up、白抜 きのマークは ramp down を示す。期間は 2011 年 4月1日から 2013 年 3 月 31 日。

**謝辞**:この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の委託業務の結果得られたものです。

北海道と東北地方の発電量ランプの確率予測

\* 赤野良紀,加藤央之,池田亮作,ドアン・クアン・ヴァン,日下博幸,岡田牧,小笠原範光 1:日本大学・文理学部,2:筑波大学(現都環研),3:筑波大学(現 CCRS), 4:筑波大学,5:一財)日本気象協会

1. はじめに

風力発電は現在,北海道や東北地方で盛んに行われ ている.しかし,風力発電は風速の急激な変動により 発電量の急変動(ランプ)が引き起こされ,電力の安 定供給に影響を及ぼすことが知られている.そこで, 風速の急激な変動のタイミングを適切に予測すること が非常に重要であり,これまで統計的手法を使って北 海道と東北地方の発電量の予測を行ってきた(加藤ほ か,2016 永野ほか,2017).本研究では北海道と東 北地方の発電量の急変動予測(以下,ランプアラート) に関する比較検証を行った.

#### 2. 研究方法

北海道,東北エリアそれぞれについて,2011年度の 学習期間において気象官署の海面補正気圧(SLP)を 用いた主成分分析を行い、主成分空間を構築した.次 にこの学習期間における発電量データ(池上ほか、 2014) をこの空間内の位置に対応させたベースデータ を作成した。2012年の予測期間について、WRFを用 いて気象官署の SLP を計算し、このデータから主成 分空間内の位置(予測位置)を1時間ごとに決めた. この予測位置に対して、近隣の30個の発電量データ から平均と標準偏差を求めた。本研究では6時間の予 測位置の変化に対応したそれぞれの平均値と標準偏差 を用いて発電量の変化がある閾値を超える確率(以下, 発電量ランプ発生確率)を計算した. ランプアラート の精度を検証するに当たり、次の3段階で評価を行っ た. 評価A:6時間先の<del>発電量</del>ランプ発生確率が20% 以上で、かつ実際のランプが生じた時刻と3時間以内 の誤差で予測できれば精度が良い,評価B:6時間先 の発電量ランプ発生確率が 20%以上あるものの実際 のランプが起こっている時刻と3時間以上6時間以内 で予測にずれが生じたケース,評価C:まったく予測 できないとした.

#### 3. 結果

北海道エリア,東北エリアともに評価Aとなるケー スは発電量の急降下(以下,ランプダウン)の全事例 の6割を占めた.しかし,北海道エリアと比べて東北 エリアのほうが発電量ランプ発生確率の数値は高い.

例えば北海道エリアで評価Aとされたランプダウン事 例(45 事例)のうち、<del>発電量</del>ランプ発生確率が 50% を超えている事例は8事例のみであった(図左).東 北エリアで評価 A とされたランプダウン事例 (36 事 例)のうち、おおよそ7割に相当する26事例の発電 量ランプ発生確率が 50%を超えている。このように、 評価Aの占める割合は北海道エリア,東北エリアとも に大きく変わらないものの. その発電量ランプ発生確 率は東北エリアのほうが大きな数値を示している。ま た、 ランプアラートのタイミングがずれる評価 B とな る割合は東北エリアのほうが大きいが、反対にランプ をまったく予測できない評価Cは北海道エリアのほう が大きくなっている. 発電量ランプダウンが発生する 気象学的要因は日本付近の低気圧の通過、西高東低の 冬型気圧配置の弱まり、移動性高気圧の張り出しの3 つに大別できる(永野ほか、2017). 北海道エリアに ついては発達した低気圧が北海道付近を通過したとき のランプアラートの評価はAになるものの、規模の小 さい低気圧が北海道付近を通過したときにランプアラ ートの評価がCになった。一方、東北エリアでは東北 地方を移動性高気圧が覆ったときにランプアラートの 評価はAでランプ発生確率も50%を超えやすく、高気 圧の中心が東北地方からずれているときのランプアラ ートの精度は悪かった.



図: ランプダウンで評価Aとされた事例の発電量ランプ発生確率の割合 (左:北海道エリア 右:東北エリア)。

参考文献:池上ほか(2014) 電力需給解析のための風力発電デー タの整備と風力発電の長周期出力変動の分析, IEEJ 論文誌 B 謝辞:この成果は,国立研究開発法人新エネルギー・産業技術 総合開発機構(NEDO)の委託業務の結果得られたものです.ま た,発電量データは日本風力発電協会と東京大学荻本研究室と の共同研究によるものであり東京大学荻本研究室より提供を受 けました。

# 大会第2日

## 台風 Yancy (T9313)の形成・初期発達過程で組織された長続きする強いメソ対流域 - 啓風丸 I レーダー観測と数値実験結果を用いた解析-

森一正(高層気象台)、村田昭彦(気象研究所)、竹内仁(東京管区気象台)

#### 1. はじめに

台風発生過程の理解のために、メソ対流システム(MCS)の振る 舞いを理解することは重要である(Ooyama、1982,山岬、2013 等)。Mori他(1999)は、啓風丸Iレーダー観測の結果から、台 風 Yancy(T9313)(以下Y)の形成・初期発達過程で、長続きする強 いメソ対流域(MICA)が組織されたこと、MICAが組織された後台 風規模の下層低気圧性循環(LLCC)が強化されたようであったこ とを指摘し、MICAのような対流域を数値モデルにより再現する ことを次のステップとした。

15年秋の学会で、Yの形成・初期発達事例に、Murata(2013) の手法を適用し気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いて数値実 験を行い、①強度(中心気圧、最大風速)と雲降水系の形状及 びその時間変化がYと類似した擾乱ModelYancy(MY)が再現され、 ②数時間持続する強いメソ対流システム(MKS)が形成され、その 後、擾乱スケールのLLCCが強まったこと、③MKSは、下層で気 圧低下・吹き込み、上層で気圧増加・吹き出し、中〜上層で上 昇流・昇温、という構造であったことを示した。16年秋の学会 で、④MY中心域(半径100km)平均渦度と上昇流の鉛直分布の時 間変化(1993年8月31日002~122)から、この過程は、種、 発芽、軸対象構造遷移、初期発達、の4つのステージに分けら れることを示した。今回は、MY中心域の接線風速の変化傾向の 収支解析を行った。(本報告では、MY中心域の構造の特徴から 発生初期発達過程をステージ分けしたが、Mori他(1999)では Yに対して、気象庁解析によるTS発生時間を参照している。)

#### 2. 発生過程における MY の構造とその時間変化

図1に、062~092の MY 中心域の海面気圧、海上風、前1時 間降水量分布(mm/h)を示す。中心の東側の降水域から、その北 西側にメソ低圧域を伴う最大100mm/hを超える強い降水をもた らす MKS が形成され(062~072)、082~092にそのメソ低圧域が MY 気圧中心となりその後軸対象化が進んだ(図略)。図2に MY 中心域(半径 60km 以内)で平均した接線風速と上昇流の高度時 間断面図を示す。強い接線風速増加が072頃(発生前後)の中上 層と軸対象構造遷移、初期発達段階(082~122)下層に見られる。

#### 3. 接線風速の時間変化

Murata (2013)の手法により、移動する MY の気圧中心に中心を 持つ半径 60km の円筒座標で方位角方向に平均した接線風速の 傾向方程式(1)から、MY 中心域での接線風速の増加をもたらす 右辺各項の寄与を調べた。図3にその高度時間断面図を示す。

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\bar{u}\bar{\eta} - \overline{u'\eta'} - \bar{w}\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \overline{w'}\frac{\partial v'}{\partial z} + \underline{\mathcal{RE}}$$
(1)  
(f) (a) (b) (c) (d) (e)

2. で指摘した二つの接線風速強化(図3f)は、それぞれ、鉛 直方向絶対渦度の平均からの偏差と動径方向偏差の積の平均 (図3b)と、平均鉛直方向絶対渦度の平均流による内側への移流 (図3a)が主に寄与していた。

#### <u>4. 議論とまとめ</u>

MYの発生過程で長続きする強いメソ対流 (MKS) が形成され、

MY 中上層で接線風速(低気圧性循環)が強まり、その後下層接線風強化が見られた。MY 発生過程の段階的進行とMKS の振る舞いは、Y の形成・初期発達過程が4つのサブステージで段階的に進行し、第2サブステージでMICA が形成された(Mori 他 1999) ことと整合的であった。レーダー観測されモデルでその特徴が概ね再現されたと思われる、Y の形成・初期発達過程でのMCS の 振る舞いは「確率論的に振舞うMCSを決定論的な環境の制御下 に置く過程(Ooyana、1982)」と解釈できることを示唆している。 謝辞:貴重な観測データを取得・提供頂いた啓風丸I の谷口船長、 前平気象長はじめ乗組員、観測員の方々、海洋気象部(現地球 環境・海洋部)の関係官の皆様に感謝致します。



図 1. MY 中心域水平構造時間変化 06Z(左)、07Z(中)、08Z(右)と09Z(右下)。 点線は MY 中心から半径 60km の円。 座標系は MY の移動に合わせて移動。

図 2.. 平均した接線風速と上昇流の高度 時間断面図 風速(m/s)は等値線、上昇流 (10<sup>2</sup>m/s)はカラーバーで示す。





-32-38-34-38-16-12-6-4 6 4 6 12 16 20 24 28 32

#### 秋季における台風の発達・構造変化に対する黒潮の遠隔影響: Chaba (2010)の事例

\*藤原圭太,川村隆一,川野哲也(九大院・理)

#### 1. はじめに

近年の台風強度予測精度に顕著な向上が見られない要因の一つに、大気海洋相互作用のプロセスが充分に解明されていないことが挙げられている (e.g., [1] Wang and Wu, 2004). 特に黒潮は、台風の発達や再発達過程, 温低化に影響を与えるため、台風の予測可能性における障壁の一つとなっている.

藤原ほか ([2], [3])では, 2004 年 10 月の Tokage に 注目し, 秋季において, 水平スケール 1,500 km を超 える黒潮から台風への長距離水蒸気輸送が, 台風の 発達や台風内部コア構造に影響を与えるという新し い仮説 (黒潮の遠隔影響)を報告した. しかし仮説の 信頼性を高めるためには, 他の台風事例の解析が不 可欠である. そこで本発表では, 2010 年台風 14 号 (Chaba)の解析結果を示す.

#### 2. 実験設定

台風の数値計算には領域雲解像モデル CReSS を 使用し,計算領域は110 °E - 165.2 °E,5 °N - 52.5 °N とした.水平解像度は緯度・経度方向ともに0.04°で ある.大気の初期値・境界値データは JMA GSM デ ータ,海面水温は OISST V2 を与えた.計算期間は 2010 年 10 月 24 日 12 UTC - 31 日 00 UTC である. 現実台風シミュレーション (CNTL)に加えて,黒潮 の潜熱フラックスを 100 %除去する感度実験 (LH50)も併せて実施した.

#### <u>3. 結果と考察</u>

Chaba の発達期・最盛期にかけて,日本付近を移動性高気圧が東進しており,Chaba と移動性高気圧の間で気圧傾度が強まることで,黒潮から台風へ向う下層風が形成される.最大発達率を示す28日07 UTCにおける後方流跡線解析の結果から,その下層風に沿って台風へ流入する黒潮起源の水蒸気が,台風内部コア領域における凝結加熱形成に部分的に寄与していることが示唆された(図略).

そこで、黒潮から流入する水蒸気が台風の発達に 与える影響を評価するために、九州南方から千葉県 沖にかけて黒潮域の潜熱フラックスを除去する感度 実験(LH00, LH50)を実施した. CNTL との台風強度 の差は、CNTL の台風発達期頃から顕在化し始め、 LH00 では約 30 hPa, LH50 では約 10 hPa の発達抑 制が見られた(図 1). 台風強度の違いは風速分布に も現れている. CNTL では強風域が同心円状に分布 しているのに対して、LH00 では非軸対称構造が顕著 であり、風速 40 ms<sup>-1</sup>以上の領域も縮小している (図 2). また、台風強化に対応する接線風速や2次循 環の発達に関しても、系統的な差が見られた(図略).

黒潮域に注目すると,LH00において大気境界層内 が非常に安定な成層を形成しており,台風周辺にま で広がっている (図3b).鉛直安定度の増加は,水蒸 気流入量の減少と同様に,台風内部における対流活 動を抑制する効果があるため、台風の発達を妨げる 原因の一つになった可能性がある.一連の結果は Tokage の結果と整合的であり、黒潮における潜熱 フラックスの予測不確実性が遠隔影響を介して、台 風の発達や構造変化に影響する可能性があることを 強く示唆する.

#### <u>4. まとめ</u>

黒潮の遠隔影響が, 秋季の少なくとも複数の台風 に作用していることが本解析から明らかとなった. 学会当日では, Chaba に関するより詳細な解析結果 を報告する予定である.



 図1. 発達期から最盛期にかけての中心気圧の推移. CNTL (灰実線:右軸), LH50 (黒破線:左軸)および LH00 (黒 実線:左軸). ただし, LH50 と LH00 は CNTL からの 差で示している.



図 2. 2010 年 10 月 28 日 13 UTC の高度 500m における 風速分布図. 陰影の間隔は10 m s<sup>-1</sup>である.



引用文献

Y. Wang and C.-C. Wu., 2004, Metrol. Atmos. Phys. 87, 257 - 278
 藤原ほか, 2017:日本気象学会 2017 年度秋季大会予稿集, D457
 藤原ほか, 2018:日本気象学会 2018年度春季大会予稿集, C159

## d4PDF でみられた日本東海上を北上する台風の将来変化

\*\*金田幸恵<sup>1),2)</sup>・坪木和久<sup>1)</sup> <sup>1)</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所、<sup>2)</sup>気象研究所

#### 1. はじめに

近年、地球温暖化による台風や豪雨といった気象現 象の極端化が懸念されている。特に、温暖化による海 面水温 (SST)の上昇幅は中高緯度で大きく、21世紀末、 日本付近では、台風の発達に好都合とされる SST が 26℃以上の海域が北緯 40度まで広がり(Kanada et al. 2017)、より強い台風の頻度が増大する可能性がある。 しかしながら、中高緯度を北上する台風といった比較 的低頻度の現象に着目した将来変化予測研究は、まだ 限られている。「地球温暖化対策に資するアンサンブル 気候予測データベース(d4PDF)」は、台風といった顕著 現象やその変化の議論を可能とする大規模データセッ トである。そこで、d4PDF を用いて、日本の東海上を 北上する台風の将来変化を調査した。

#### 2. 使用データと事例抽出

d4PDF は、多数のアンサンブルメンバで気候変動実 験を実施した大規模データセットである。この中から、 水平解像度約 60km の気象研究所全球大気モデル (AGCM, Mizuta et al. 2012)実験の経路データにおける 日本の東海上を北上する台風を調査した。台風に対す る地形効果をできるだけ避けるため、北海道東部(図 1 太枠内)を通過するまで太平洋上を北上し、その間 上陸経験のない台風を対象とした。その結果、過去実 験(HPB:総年数 3000 年)及び4℃上昇実験(4K:総 年数 5400 年)において、それぞれ 98 例及び 125 例と 各 100 例前後が抽出された(表 1)。

#### 3. 結果と議論

抽出された全台風の経路を図1に示す。HPB 実験で 中心気圧910hPa以下(図中●)の非常に強い台風は北 緯 35 度以南に限られる。一方、4K 実験ではそれら非 常に強い台風が北緯 35 度以北にも多数例みられる。抽 出された事例の平均特性を表2にまとめた。なお、本 研究では、中緯度の台風に着目しているため、抽出さ れた台風が北緯 30 度~北緯 46 度間にある期間を解析 対象とする。

まず、平均最低中心気圧(MCP)は、HPB 実験から 4K 実験で955hPaから945hPaと低下した。最低中心気 圧到達緯度(LATmcp)は、北緯34度から35度と北上 する。ただし、AGCM は大気モデルであり海洋の影響 を考慮していないため、海洋の効果を考慮したダウン スケール実験を実施する等、さらなる精査が必要であ る。Kossin (2018) は、1949 年から 2016 年までの全球 の熱帯低気圧の経路を調査し、それらの移動速度に低 下傾向がみられることを示し、沿岸域への大雨と関連 付けた。そこで、d4PDF から抽出された日本の東海上 を北上する台風の平均北上速度 (Vn) を調査したとこ ろ、HPB 実験から 4K 実験で1時間あたり 0.30 度から 0.26 度と統計的有意 (95%以上) な低下傾向がみられ ることが明らかになった。

表1 過去・4℃実験のメンバ・年数と事例数。BT は気象庁 ベストトラックデータにおける事例数。

	メンバ数	各年数	総年数	事例数
BT	N/A	1951-2017	67	8
HPB	50	60	3000	98
4K	90 (6x15)	60	5400	125



図1 全対象台風の経路(HPB: 左、4K:右)。●は中心気圧 910hPa以下。

表2 対象台風の平均最低中心気圧 (MCP)、最低中心気圧到 達緯度 (LATmen) 北上速度 (Vn)(北緯30度---北緯46度間)

/王//平/文	10样10皮间/。		
	MCP (hPA)	LATmcp (度)	Vn (Deg./h)
HPB	955	34	0.30
4K	945**	35*	0.26**

\*\*: t 検定で 95%以上、\*: 90%以上の有意性

参考文献: Kanada et al. 2017, SOLA. Kossin 2018, Nature. Mizuta et al. 2012, JSMJ

謝辞:本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究 プログラムの支援及び住友財団の助成を受けた。

### 台風の温帯低気圧化後の再発達に影響する要因の統計

\* 柳瀬 亘・嶋田 宇大 (気象庁気象研究所)

#### 1. はじめに

台風は中緯度で温帯低気圧化 (温低化) した後に、再 び発達する場合がある。再発達がどのような要因で起き るのかという問題に関しては、中緯度擾乱の影響 (Klein et al. 2002)、上層の西風ジェットとの位置関係 (Agustí-Panareda et al. 2005)、海面水温 (Thorncroft and Jones 2000) など複数の要因が指摘されている。しかしながら、 多くの先行研究は事例解析に基づいており、各要因が再 発達をどの程度説明しうるのかは明らかではない。そ こで、本研究では過去 38 年間の温低化後の再発達に関 し、異なる要因が低気圧に対してどの場所にどのタイミ ングで有意に現れるか、それらが事例ごとにどの程度ば らつくかを解析した。

#### 2. 方法

温低化の事例の抽出には 1980~2017 年の 38 年分の 気象庁ベストトラックを利用した。温低化後 0~24 時間 を 6 時間ごとに調べ、6hPa/6 時間以上の気圧の低下 (上 昇)を示した事例を発達(衰弱)事例とし、変化が最大と なる直前の時刻を基準時刻(T=0h)とした。この定義で は発達は 43 事例、衰弱は 49 事例が検出された。以下で は表現を統一するため温低化後の低気圧も台風と呼ぶ。

各要因の解析には JRA-55 再解析データを利用した。 先行研究で指摘された要因には、長い時間スケールの 環境場 (海面温度など)と総観スケールの擾乱とがある ため、必要に応じて 20 日移動平均 (平均場)とその偏差 (擾乱場)で現象の切り分けを行った。

#### 3. 結果

各要因の影響が台風のどの位置に現れやすいかを把握 するため、台風中心に合わせたコンポジット解析を行っ た。発達事例と衰弱事例の有意な差は T=-12~0h で明 瞭に見られた。図1に T=-12h の特徴を示す。700hPa 面の鉛直流では台風中心の北北東象限に上昇流偏差 (図 la)、500hPa 面の擾乱場の高度では北北西象限に低気圧 偏差 (図 1b)が現れている。これらの特徴は水平スケー ルが大きく台風中心からも離れていることから、台風と は異なる中緯度の擾乱の影響を示している。T=0h には 上昇流の偏差は低気圧中心に近づき (図略)、低気圧の 発達に寄与したと考えられる。

平均場では 500hPa 面の東西風に有意な正と負の偏差 (図 1c)、その中間の台風の北東側では相対渦度の正偏 差(図 1d) が見られ、発達事例では上層の西風ジェット が相対的に南に位置していることを示している。T=0h には台風はこの正渦度偏差の位置に北東進し(図略)、発 達事例では台風がジェットの北側に位置している点で Agustí-Panareda et al. (2005)と整合的であった。一方 で、海面水温は発達事例の方が低く(図略)、Thorncroft and Jones (2000)とは異なる結果が得られた。

コンポジット解析で有意な偏差が現れた場所(図1の 太枠)の平均値を指標として、個々の事例のはらつきを 調べた(図2)。中緯度援乱の上昇流や上層トラフはあ る程度の発達の目安になりそうであるが(図2a)、上層 ジェットの位置と関係する平均場の渦度は衰弱事例との 区別が難しい (図 2b)。

また、これらの特徴が同じ要因の異なる側面を見て いるのか、あるいは、異なる要因の独立した影響を見て いるのかの手がかりとして、発達事例の回帰直線に着目 した。例えば図 2a では上層トラフが深いと上昇流も強 くなっており、単純に中緯度擾乱の異なる側面を示して いる。一方で、図 2b では平均場の上層の渦度が負で発 達に不利な環境場であっても、中緯度擾乱の上昇流が強 ければ発達できるという相補的な関係を示唆している。



図 1: T=-12h における発達事例と衰弱事例のコンポジット の差. (a)700hPa 面の鉛直流 (2hPah<sup>-1</sup> ごと;影は上昇流). (b)500hPa 面の擾乱場の高度 (20m ごと;影は低気圧). (c)500hPa 面の平均場の東西風 (2ms<sup>-1</sup> ごと;影は西風). (d)500hPa 面 の平均場の相対渦度 ( $10^{-5}s^{-5}$  ごと;影は正渦度). ドットは 5%水準で有意な偏差. 太枠は図 2 で使用.



図 2:物理量を図 1 の太枠内で領域平均した指標の散布図. (a)500hPa面の擾乱場の高度と700hPa面の鉛直流.(b)500hPa 面の平均場の相対渦度と700hPa面の鉛直流.黒丸は発達事 例,白丸は衰弱事例,線分は発達事例の回帰直線を示す.
# 急速発達する台風の気候学的特徴

\* 筆保 弘徳 (横浜国大)・伊藤 耕介 (琉球大)・宮本 佳明 (慶応大)

### 1. はじめに

台風のうちいくつかは、一般的な発達と比べて急速に 発達する rapid intensification (RI) が起きる。Kaplan and DeMaria (2003; KD03)の研究以降、RIの統計 的研究が行われている。しかし、その多くは北大西洋 でRIを経験する台風(以後、RI 台風)が対象であり、 北西太平洋での RI 台風の統計的研究は少ない。2003 - 2008 年のみを扱う Hendricks et al. (2010)や 10 年 規模の変動に着目した Wang et al. (2015)などはあ るが、北西太平洋における RI 台風の気候学的特徴の 理解は進んでいない。そこで本研究は、近年の再解析 データや台風トラックデータを用いて、北西太平洋に おける RI 台風を検出し、RI 台風発生の経年変化とそ の要因を調べる。また、RI をしない台風(NR 台風) と比較して、RI 台風の特徴や環境場について明らかに する。

# 2. 手法

RIの定義は、気象庁ベストトラックを用いて、台風 の最大風速が24時間で30knot以上の増加とする。本 研究での統計期間は1979年~2015年とし、台風の特 徴の抽出にはIBTrACSも用いる。環境場として、同 期間の長期再解析(JRA55)と1982年~2015年の海 洋長期再解析(FORA-WNP30)を用いる。

# 3. 結果

本研究の定義により、37年間の900事例の台風のうち、201事例(約22%)がRI台風であった。RI台風の発生数は夏季に多いが、月別RI台風発生割合(台風発生数で割る)は10-30%で、どの季節でもRI台風は比較的発生する。RI台風の経年変化をみると、2015年が10事例と最も多く、1982年と2004年で10事例が次ぐ。一方、1988年、1990年と1999年でRI台風が1事例と最小であり、図1の年別RI発生割合のように、5%から50%と大きな経年変化がある。ENSOで比べると、エル・ニーニョ年で平均6.7事例(RI台風発生割合は28%)で、ラ・ニーニャ年の平均3.4事例(15%)の約2倍となっている。

Ito (2016)の報告と同様で、近年の RI 台風発生数 が増加しており、1990年代の約10%の発生割合は、 2000年代以降は20~30%となっている。その増加傾 向には、海洋変化が影響していて、フィリピン東部の 海水温上昇が一つの要因と考えられる(図1)。

台風発生時と成熟期における RI 台風と NR 台風の 環境場を比較すると、海洋(SST や TCHP)・大気(鉛 直シアや CAPE)の周囲環境場で差が顕著に表れた。 図 2 で示すように、RI 台風の発生位置は北西太平洋南 東部で多い。そして、台風発生後は北西進して、フィ リピンより東の海域(121-143°E, 9-21°N)で RI を する傾向がある。エル・ニーニョ(ラ・ニーニャ)年で RI 台風発生割合の増加(減少)するのは、エル・ニー ニョ年は北西太平洋南東域で台風発生が多くなる傾向 があることが要因の一つと考えられる。

RI 台風の特徴は、台風発生時の水平スケール (30knot 平均半径) では、NR 台風と比較して有意な 差を持って小さい。最盛期での最大風速や中心気圧で みる強度は RI 台風の方が強い。メジャー台風(カテゴ リー3~5)の発生割合は、RI 台風で50%であるが、 NR 台風は15%で3倍も差がある。水平スケールは RI 台風が大きくなるが、最大風速半径は RI 台風(15.4 km)が NR 台風(28.3 km)より小さい。RI 台風の発達 時間(3.6 日)は、NR 台風(2.8 日)よりも有意な差 で長い。国別の上陸割合で比較すると、RI 台風が日本 (33%)やフィリピン(31%)で高く、中国(22%)や ベトナム(17%)で低い。

### 4. まとめ

台風トラックデータの長期的な精度検証も必要とな る。しかし、本研究で示すように、RI 台風の近年の増 加傾向に加えて、日本に上陸しやすい特徴があること から、RI 台風の気候学的な理解は防災上でも重要と なる。



図 1: 年別 RI 発生割合(左軸)。エル・ニーニョ年を 黒、ラ・ニーニャ年を灰色で示す。海域(120-150°E、 10-20°N)での水深 0 - 100m 平均海水の年変化(右 軸)。太線は5年移動平均。



経路アンサンブルシミュレーションによる高潮ノモグラムの開発 \*辻和希<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>12</sup>・宮崎駿<sup>1</sup>・山内隆介<sup>2</sup>・高野洋雄<sup>3</sup> 山崎聖太<sup>4</sup>・竹見哲也<sup>4</sup>・坪木和久<sup>5</sup>・加藤雅也<sup>5</sup> (1:横浜国立大学大学院、2:横浜国立大学、3:気象研究所、4:京都大学、5:名古屋大学)

### 1. はじめに

台風がもたらす高潮は、発生頻度は稀だが、ひとたび発 生すれば沿岸地域に甚大な被害をもたらす。興味深いのは、 高潮偏差は、沿岸・海底地形の影響を強く受けるために、 台風経路に強く依存することである。これまでの研究によ り、台風がどのように通過すると高潮偏差がどの程度にな るかを調べている研究はあるが、特定の沿岸点に限られて いる。また、計算機能力などの問題で、台風の構造は軸対 称を仮定するなど単純化している。しかし、北上している 時の台風は変質を受けて非軸対称性が大きくなる。そこで 本研究は、大気モデルと高潮モデルを組み合わせた経路ア ンサンブルシミュレーションを行い、台風経路ごとの高潮 偏差を全沿岸点で求める。そして、高潮ハザードマップ「高 潮ノモグラム」を開発することを目的とする。

## 2. 実験設定

本研究で実験対象とした台風は、T5915(VERA)、 T5822(IDA)、T9512(OSCAR)である。大気の数値モデル としてWeather Research and Forecasting(WRF-ARW)モ デルVersion3.6.1を用いた。初期・境界値に利用した格子 点値データセットは、気象庁55年長期再解析(The Japanese 55-year Reanalysis: JRA-55)である。それぞれの 台風事例において、水平解像度15 kmの親領域(Domain1) を計算し、水平解像度5 kmの子領域(Domain2)へネストダ ウンする。現実のそれぞれの台風をコントロールランとし、 初期時刻での台風の位置と周囲の大気場を経度方向に 0.2°間隔で東西にシフトさせた88~100事例の経路アン サンブルシミュレーション(山崎ほか、2017)を行った。

高潮モデルは気象研のPC版モデルを用いた。九州から 関東までを含む緯度30.0-36.0度、経度128.0-141.5度の 領域をとり、解像度は1分(約1.7km)に設定した。WRFで 計算された海面気圧と海上風を外力とする。なお、高潮の 規模を評価することを目的とするため、天文潮位は含めず 高潮偏差のみを計算した。また、浸水は考慮していない。

# 3. 結果

図1は、横浜港における台風事例別の高潮ノモグラム@ 横浜港である。どの台風事例で作成した高潮ノモグラムで も、高潮偏差の値に差はあるものの、横浜港の北西側に台 風が位置する時に高潮偏差が大きいという結果が得られ た。この高潮ノモグラム@横浜港で事例によって分布の差 が小さいことは、他の海岸地点でも確認した。図2は、 IDA で作成した各海岸地点での高潮ノモグラムである。 高潮偏差が高くなる台風の位置は、地形の効果や海岸の向 きが異なるために、各海岸地点によって違う傾向が得られ た。大きくみて、北向きの海岸(博多湾)は東象限に台風 がある時に、高潮偏差が大きくなる傾向がある。

図3は、和歌山から牧ノ原までの海岸線に沿って、台風 が300km圏内に位置した時の高潮偏差平均を示す。知多 半島で高潮偏差が高く、その東の浜松付近まで高くなって いる。西象限に台風がある時に限ってみると、東象限と比 べて高潮偏差が高くなるが、白浜(135度)から熊野付近 (136度)では東西象限での差が小さくなる。

## 4.まとめ

開発した高潮/モグラムにより、それぞれの沿岸点にお いて、台風の位置に応じて高潮偏差に差が現れることを示 すことができた。この研究成果は、高潮に対する有効な防 災情報になり得ると考えられる。







図 2:高潮ノモグラム@(左上)博多湾(右上)伊勢湾(左下)大阪湾(右下)志度湾。



図 3:東経約 135 度から東経約 138 度の太平洋側南岸に 沿った沿岸点(0.1 度間隔)における、300km 圏内に台風 が位置した時の高潮偏差平均。東(西)象限は、東(西) 半円に台風が入った時を指す。

# 次世代静止気象衛星による全天赤外輝度温度観測の同化を 通じた台風予測の向上可能性

\*南出将志 (NASA Jet Propulsion Laboratory),

Fuqing Zhang (The Pennsylvania State University, Department of Meteorology)

## 1. 背景

台風の強度予測向上のためには、台風の内部構造に ついて精緻な初期条件を準備することの必要性が知ら れている.台風を含む熱帯低気圧のほとんどは陸上に 根差した観測網の及ばない熱帯域の海上で生じ、発達 するため、気象衛星による観測データの効果的な利用 は、台風の強度予測向上に大きく貢献することが期待 される.特に、近年打ち上げられ、オペレーションを開 始した次世代静止軌道観測衛星であるひまわり8号や GOES-16は、時間的、空間的に高い解像度から、従来 には得られなかった多くの観測情報をもたらしている. しかし、赤外画像は鉛直気象プロファイルに対する非 線形性が強く、数値予報への利用は著しく制限されて きた.本研究では、次世代静止軌道観測衛星観測を用い た、台風の強度予測向上の可能性について検証を行う.

## 2. 手法

本研究ではアンサンブルカルマンフィルターを用い た全天赤外輝度温度の直接同化実験を行った.予測モ デルとして 3-km メッシュに設定した対流をシミュレ ート可能な Weather Research and Forecast Model (WRF) を,観測モデルとして非線形の Community Radiative Transfer Model (CRTM)を用いた.モデルやデータ同化手 法に関する設定は Zhang et al. (2016), Minamide and Zhang (2018)に従うが,特に赤外輝度温度の非線形性に 対処するため, Minamide and Zhang (2017)により提案さ れた観測誤差モデルを用いている.全天赤外輝度温度 を同化した実験(BT),及び同化していない実験(noBT) を行い,両者の比較から同化の影響を検証する.

#### 3. 結果, 結論

第一に,全天赤外輝度温度の同化による赤外輝度温 度場への影響を比較する (Fig.1a-c). ひまわり8号観測 (Fig.1a) に見られる対流活動や大気の乾湿について、 BT 実験(Fig.1b) は noBT 実験(Fig.1c) に較べ,劇的 に改善されていることが見てとれる. Fig.1d は台風強度 予測への影響について比較する. 全天赤外輝度温度を 同化していない noBT 実験では台風の急速な発達を捉 えられなかったが、BT実験では発達開始のタイミング、 発達の速度などの点において大幅に向上した.このよ うな解析,予測結果の向上が,2015年最大強度を記録 した Super-Typhoon Soudelor (2015)や、米国に多大な被 害をもたらした Hurricane Harvey (2017)など複数の事例 で同様に確認された.本講演では、上記の複数の事例に おける検証結果に加えて、さらなる感度実験の結果を 通じて, 全天赤外輝度温度の同化が台風の内部構造を 風速場,及び水蒸気場の双方を改善し,両者が強度予測 の改善に貢献したことが示されたことを発表する.

### 参考文献

Minamide & Zhang, 2017, *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 1063-1081. Minamide & Zhang, 2018, *Mon. Wea. Rev.*, accepted Zhang et al., 2016, *Geophys. Res. Lett*, **43**, 2954-2963.





南アジアにおける移動性メソ対流系の気候学的特徴と年々変動 \*佐藤友徳<sup>1</sup>, Ahsan SM Habib<sup>2</sup>,初塚大輔<sup>1</sup>(<sup>1</sup>北大院地球環境<sup>2</sup>北大院環境科学)

## 1. はじめに

ベンガル湾北部からバングラデシュやインド北東部 にかけての地域では、しばしばメソ対流系(MCS)が発生 し、南進することが知られている(Kataoka and Satomura, 2005; Miyakawa and Satomura, 2006 など). しかし、これ らの MCS の発生場所や日変化特性などの気候学的特 徴には不明な点が多い. また、MCS 発生数の年々変動 と降水量変動との関係は未解明である. そこで、本研 究では客観的に検出した MCS データに基づいて、上記 の課題を明らかにすることを目的とした.

### 2. 方法

3 時間間隔の降水量データ TRMM3B42 ver.7 を用い て MCS の検出を行った. 解析期間は, 1998 年から 2015 年の 3 月~11 月である. Carbone et al. (2002)の手法にな らい, 87°E から 93°E を東西平均した時間-緯度断面図 において,北向きまたは南向きの移動を示し,降水強 度が予め設定した閾値を上回る降水事例を抽出し,こ れを MCS と定義した.また,MCS 発生時の環境場を 調べるために,JRA55 を用いた総観場の解析も実施し た.

### 3. 結果

はじめに,検出された MCS の気候学的特徴を述べる. 平均発生数は1年あたり52事例であった.そのうち37 事例が南進,15事例が北進している.陸上(バングラ デシュおよびインド北東部)および海上(ベンガル湾 北部)に共通して,南進する MCS が多いことが分かっ た.また,発生数は概ね降水量の多い時期に対応して 多くなるが,陸上では5月~7月,海上では6月~8月 に多く,海陸で若干の違いが見られた.

MCS の発生には顕著な日周期性があった. 海上で発生する MCS は深夜から午前中(0 時~9時)に極大を持ち,陸上では夕方から 夜中(18時~3時)を極大とする日変化を示 した.図1に MCS の発生場所の緯度分布を 示す.陸上の主要な発生場所は25-26°Nであ る.この緯度帯はヒマラヤの山麓やメガラヤ に対応していることから,斜面近傍の局地循 環が MCS の発生に関与していることが示唆 される.

図2に解析を行った1998年から2015年までの,MCS 発生数の経年変化を示す.年々の変動はあるものの, MCSの発生数は対象期間において有意な減少傾向を示 している.これは主要な発生時期であるモンスーン期 のMCS数が減少していることに起因する.MCS発生 時の大気場は,下層の南西風強化が特徴であるため, 近年の発生数の減少は,南西風の弱化傾向と整合して いる.また,対象地域周辺では,強い降水事例の減少 が先行研究で指摘されており,図2と矛盾しない.以 上の結果は,MCSの年々変動が降水量の年々変動を説 明するうえで重要な要因であることを示唆している.

#### 参考文献

Miyakawa, T. and T. Satomura, 2006: SOLA, 2, 88-91.
 Kataoka A., T. Satomura, 2005: SOLA, 2005, 1, 205-208.

謝辞:本研究は科学研究費補助金(15H05464)により実施された.



破線は 3-11 月の合計を表す.

PMCSs number

# 2017年初冬にインド洋で発生したサイクロンによる ロスビー波束伝播の再強化

\*内村壮男、川村隆一、川野哲也(九大院・理)、平田英隆(名大・宇地研)

### 1. はじめに

ベンガル湾で初冬に発生する熱帯低気圧(サイクロ ン)は、アジアジェットと相互作用することで定常ロス ビー波束を下流方向の日本まで伝播させ、日本の天候 に遠隔影響を及ばすことが指摘されている[1].本研究 では、2017年の初冬のサイクロンを対象とした事例解 析によってインド洋のサイクロンが励起する波動の力 学的構造の理解とその定量的な影響を調査することを 目的とする.

### 2. 使用データと解析手法

使用データは大気再解析データに気象庁55年長期再 解析[2]、サイクロンの経路および中心気圧の情報に RSMC New Delhiのベストトラックデータを用いた.今 回は2017年の初冬に発生した1つのサイクロンと2つ の熱帯低気圧について、中心気圧が最低となる日を day 0 と定義した key day 解析を行った.平均場の計算には 31 日移動平均を用いた.

## 3. 結果

図1では、対流圏上層 200hPa 面にロスビー波束によ る波列パターンが見られ、これは Hirata and Kawamura (2013)の合成図解析の典型事例と言える.また、波列パ ターンに対応して東西に伸びる渦位(PV)偏差が明瞭で ある.図2は最も勢力の強かった事例で、サイクロンが インド亜大陸の西側のアラビア海上を北進したことで、 波列パターンもこれに応答するように他の2 事例に比 べて位相が西偏した.しかし、サイクロンの北上につれ て波束が東にシフトすることが確認された.対流圏上層 に誘起された発散偏差に着目すると、図3のようにサ イクロンに伴う発散偏差が北東方向に伸びることが確 認でき、高気圧性循環および PV 偏差と対応しているこ とから、サイクロン起源の強い上層発散がインド亜大 陸より下流側の波束伝播に大きな影響を与えていたと 考えられる.

### 4. 終わりに

2017 年初冬はベンガル湾とアラビア海でサイクロン を含む 3 つの熱帯低気圧が北進し、アジアジェットに 沿う定常ロスビー波束伝播の再強化をもたらしたと考 えられるが、その定量的評価は不十分である.サイクロ ンに伴う潜熱加熱がロスビー波ソースの生成に寄与し ていると考えられるので、発表では Piecewise PV Inversion を用いてサイクロンの波束伝播に果たす役割 も定量的に議論する予定である.



図1 2017年11月16日の200hPa流線関数偏差(等値線;1× 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>s<sup>1</sup>)と渦位偏差(陰影; PVU)および波の活動度フラック ス(ベクトル;m<sup>2</sup>s<sup>2</sup>). ●は熱帯低気圧の位置.



図2 図1と同様ただし2017年12月3日.●はサイクロン の位置.



図3 2017年12月3日の200 hPa 流線関数偏差(陰影; 1×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)と水平発散偏差(等値線; 1×10<sup>5</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>).●はサイクロンの位置.

# 参考文献

[1] Hirata and Kawamura, 2013, SOLA, 9, 27-31.

[2] Kobayashi et al., 2015, J.Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48

# 対流と結合した赤道 Kelvin 波・赤道 Rossby 波の構造と 降水特性に関する統計的研究

\*中村雄飛、高薮縁 (東京大学大気海洋研)

# 1. はじめに

熱帯域における積雲対流は、その発達高度によって 浅い積雲、雄大積雲、深い積乱雲の3種類に大別され る。深い対流は水平方向に広がる層状性(stratiform) の降水域を伴い、組織化したシステムを形成する。こ のような対流活動は、赤道波と結合していることが既 に示されている。対流結合赤道波の位相速度は非常に 遅く、各モード間で等価深度はほとんど共通している ことが指摘されている。しかし、赤道波と対流の結び つきは一定でないことが近年示唆されている。本研究 では、赤道 Kelvin 波と赤道 Rossby 波に着目し、この擾 乱場の特徴と、衛星レーダ観測を用いた対流特性の関 連を調査する。また、背景場が対流結合赤道波に及ぼ す影響についても考察する。

# 2. 使用データ、手法

赤道波の検出には、全球赤外輝度温度データを利用 したスペクトル解析を用いた。擾乱場の解析には ERA-interim 再解析データを用いた。TRMM PR 2A25, 2H25 プロダクトを利用し、一続きの降水領域データを 作成し解析に用いた。本研究では、西~中央太平洋に おける、夏(6,7,8月)の事例のみを抽出し、擾乱場と 降水特性の合成図を作成して解析を行った。

# 3. 解析結果

Kelvin 波擾乱の偏差場では、前方(東)において下

層で収束かつ湿潤、中心部では収束場 が中層に移り全層にわたって湿潤化 する、いわゆるtilting構造が見られた。 これに対し、Rossby 波擾乱の偏差場 においては、前方(西)では下層発散 上層収束の下降流場、中心部では下層 収束上層発散の上昇流場であり、鉛直 に直立する構造が見られた。

降水量の空間分布では、どちらの波

においても、北緯6度に降水のピークが見られて いる。これは ITCZ とも対応する結果である。降 水量の東西振幅は、Kelvin 波で大きく、Rossby 波 で小さい。降水量を、雨域の層状性降水量比でビ ンに分けることを考える。これによると、Kelvin 波の 前方(東)では層状性降水比の比較的小さいシステム が卓越するのに対し、中心部では層状性降水比の高い 降水システムが卓越している。一方 Rossby 波では、こ のような傾向は見られず、対流性の降水と降水システ ムが混在している。また東西変化も小さい。

### 4. 考察と展望

層状性降水比の特徴は、西~中央太平洋における背 景場の特徴によく対応する。この領域では、西ほど高 海面水温、高可降水量であり、総観規模に上昇流が卓 越している。このような場は積乱雲が発達し組織化す るのに有利である。東西傾度のある背景場からの影響 は、それぞれの波の同じ位相においても、伝播方向に よって異なると考えられる。一方で、降水量の東西変 化の大きさは、赤道波のもつ擾乱場の特徴に依存して いると考えられる。Kelvin 波の持つ直接収束の場と、 Rossby 波の持つ渦収束の場では、対流の励起・抑制に 与える影響は異なると考えられる。

今回の結果は、赤道波擾乱と対流システムの結合過 程がモード間で一定でないこと、この結合過程には背 景場の影響が無視できないことを示唆している。今後 は、他の領域における同様な解析を行うことで、背景 場・擾乱場と降水特性の結びつきを詳細に調査し、ま た降水による赤道波擾乱への非断熱加熱強制を考察す ることで、結合過程を明らかにすることを目標とする。



図:TRMM 2H25 プロダクトによって推定されるQ<sub>1</sub>-Q<sub>R</sub>。 雨域内で平均した値の合成図。縦軸は鉛直高度、横軸は 擾乱中心からの相対経度。上部に背景場の模式図を付す。

# 水の安定同位体比に反映される熱帯降水特性について

\*高野雄紀 (東大大気海洋研究所), 芳村圭 (東大生産技術研究所), 高薮縁 (東大大気海洋研究所)

## 1. はじめに

熱帯域の月平均降水同位体比は、古くから月降水量 との関係性が指摘されてきたが[1],層状性・対流性の 違い[2]や対流に伴う鉛直流の構造[3]といった降水特 性の関係が近年注目されている.気候モデル間での降 水特性の表現の違いは、気候感度の不確実性と関係す る[4].したがって、水の安定同位体比と降水特性の統 計的な関係が分かれば、水同位体情報を用いた気候予 測の不確実性の低減につながる可能性がある。

これまで水同位体比の全球データは、衛星から推定 される水蒸気同位体比、あるいは気候モデルでの計算 に限られており、全球的に詳細な解析を行うことが難 しかった.そこで本研究では、水安定同位体比を含ん だ全球雲解像実験を行い、降水特性ごとの降水安定同 位体比の鉛直構造を調べた.

# 2. モデルと実験設定

全球非静力学モデル NICAM で用いられるシング ルモーメントバルク雲微物理 NSW6 [5]に対して,水の 安定同位体を組み込んだ. 積雲対流過程は用いていな い.水平解像度は 3.5 km で,12 時間先まで 3 時間ご とに主力した. 解像度 14 km で 26 日,7 km で 5 日計 算することで水安定同位体をスピンアップした.

## 3. 解析方法

解析は 10N-10S の海上を対象とした.まず,文献[6] と同じ方法で,降水を層状性と対流性に分類し,降水 頂高度を決定した.次に,層状性・対流性降水それぞ れについて,降水頂高度ごとに,降水同位体比の鉛直 プロファイルを加重平均した.

### 4. 結果

対流性降水と層状性降水の面積比は 46:54 であった. 層状性降水が TRMM 衛星観測[7]と比べて少ない一因 として、モデル解像度や雲微物理過程が考えられる.

深い対流 (降水頂>融解層) は降水頂高度が高いほ ど下層の同位体比は低い(図 1a). 一方で, 浅い対流 (降 水頂<融解層) による降水は, 降水強度や雲頂高度が異 なるにもかかわらず, 同位体比の違いは小さい. 同じ降水頂高度で対流性(図 1a)と層状性(図 1b)を比 較すると、上空では層状性のほうが降水同位体比は低 い.この結果は、層状性降水は上空の低い同位体比の 水蒸気を起源とする一方、対流性降水は下層の高い同 位体比の水蒸気を起源とするという解釈(文献[2])と整 合的である.



図1 (a)対流性降水および(b)層状性降水に対する 降水同位体比(陰影)と降水強度(等値線)の鉛直プロフ ァイル.降水頂高度の順に並べて示した.等値線の値 は (a) 0.3, 1, 2, 5, 10, 20 (b) 0.3, 0.7, 1, 1.5, 2, 3 mm/h. 参考文献

- [1] Dansgaard (1964) Tellus, 16(4) 436-468.
- [2] Aggarwal et al. (2016) doi:10.1038/ngeo2739.
- [3] Torri et al. (2017) J. Geophys. Res., 122, 3703-3717.
- [4] Sharwood et al. (2014) Nature, 505, 37-42.
- [5] Tomita (2008) J. Meteor. Soc. Japan, 86A, 121-142.
- [6] Nasuno and Satoh (2011) J. Meteor. Soc. Japan, 89(5), 413-439.
- [7] Takayabu (2002) Geophys. Res. Lett., 29(12), 1584.

# 数値実験による熱帯海洋上の対流雲の3次元構造の解析

\*柳瀬友朗 (京都大学大学院理学研究科), 竹見哲也 (京都大学防災研究所)

### 1. はじめに

熱帯海洋上の積雲対流は様々な時空間スケールで組 織化する.積雲対流の集団的振舞いについて,雲解像 モデルを用いた放射対流平衡実験による研究が行われ て,水平解像度依存性や乱流スキーム依存性があるこ とが知られている[1],[2].また,解像度が低くなるほど, 下層雲が多くなることや間欠的な強い積乱雲による降 水の寄与率が大きくなることが示されたが[3],[4], 個々の対流雲の表現性については,詳しくはわかって いない.一方,大気境界層から自由大気に至る上昇流 のサイズによって,対流雲の発達に関わるエントレイ ンメント率は変化することが示唆される.そこで本研 究では,雲解像モデルを用いた高解像度な放射対流平 衡実験において,雲抽出アルゴリズム[5]を用いて対流 雲の3次元構造を調べた.

### 2. 数値モデル・実験設定

数値モデル WRF-ARW Ver.3.8.1 を用いて実験を行っ た.実験設定は以下の通りである[4]. 雲微物理は WSM6, 接地層は Monin-Obukhov, 乱流は Smagorinsky モデル、また短波・長波放射は RRTMG を用いた(短波 放射は日変化を含む). コリオリ力は含めず, SST は 301.5K に固定した. 計算領域は、鉛直サイズ 25 km, 水 平サイズ(200km)<sup>2</sup>, 側面は周期境界条件とした. 鉛直層 数は 123 層で、鉛直格子間隔は低高度ほど小さくなる ようにストレッチさせた. 水平格子間隔は, 解像度依 存性を調べるために、200 m (H200)・400 m (H400)・800 m(H800)・1600m(H1600)の4通りで実験を行った.初 期時刻の基本場の水平風速はゼロとし、モデル下端に 0.1K のランダムな温位擾乱を与えた後に、20 日間積分 した. なお、計算資源の制約により、H200 に関しては、 水平サイズ(100km)2で14日間計算した後、(200km)2に 展開し6日間積分した.

### 3. 結果

雲水と雲氷の合計混合比が  $10^5 \text{ kg kg}^{-1}$ より大きいグ リッドを雲域と判別し、3 次元的に連続する雲域を独立 した雲として抽出した.更に、雲底高度が 1 km より低 く、雲の深さ(雲頂高度 – 雲底高度)が 1 km よりも大き い雲を、活発な対流雲として抽出した[5].

図1はH1600でのある時間における活発な対流雲の

分布を示しており,個々の対流雲の立体的な描像が得 られることがわかる.次に,図2は雲の体積のヒストグ ラムを示しており,実験間での分布が大きく異なり, 低解像度ほど小さな雲が表現されないこと,また,活 発な対流雲の最頻値が大きくなることがわかる.

### 4. 考察・まとめ

放射対流平衡実験における対流雲を、3 次元アルゴリ ズムによって調べたところ、対流雲の体積が解像度に 大きく依存することがわかった.特に、解像度が低く なるほど、活発な対流雲の代表的な空間スケールが大 きくなることは、先行研究[4]によって得られた間欠的 な強い積乱雲の寄与率が大きくなることに対する裏付 けとなった.



図1.H1600の活発な対流雲の分布. 色は雲の体積.



図 2. 雲の体積のヒストグラム. 横軸は雲の体積(km<sup>3</sup>) を 10 の冪指数で表記している. 上段は全ての雲, 下段 は活発な対流雲.

# [参考文献]

[1]Muller and Held(2012), [2]Tompkins and Semie(2017),
[3]Khairoutdinov et al.(2009), [4]Yanase and Takemi(2018),
[5]Tsai and Wu(2017)

# 全天候赤外輝度温度同化に向けた、 全球モデルシミュレーションと観測の比較

岡本幸三<sup>1</sup>、端野典平<sup>2</sup>、入口武史<sup>1</sup>、中川雅之<sup>1</sup>、林昌宏<sup>1</sup> 1∶気象研究所、2∶名古屋大学 ISEE

# 1. 全天候赤外輝度温度同化について

衛星が観測する赤外輝度温度データは、今日 の数値予報において最も影響の大きなデータ の一つである。例えば、ひまわり8号搭載イメ ージャは、水蒸気バンドの輝度温度が主に晴天 域で同化されている。しかし晴天域だけのデー タ利用は観測領域が限られ、また予報精度に影 響を与える大気擾乱域では雲が存在すること が多いため同化できない。そのため雲域も含む 全天候域の輝度温度(ASR: all-sky radiance) を同化することにより、予報精度をさらに改善 することが期待される。

著者らはこれまで、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)と局所アンサンブル変換カルマ ンフィルタ(LETKF)に基づく領域メソスケー ルの同化システムを用いて、ASRを有効に同化 するための研究を行ってきた(岡本ら,2018, 気象学会春季大会)。さらに気象庁全球モデル GSMと全球4次元変分法に基づく、全球デー タ同化システムを用いた研究開発も開始した。 同化研究を行う上で、数値予報モデル、及び観 測演算子である放射伝達モデルを用いたシミ ュレーション結果が、観測輝度温度をどの程度 再現できるかを調査し、観測・モデルの特性を 把握する必要がある。

そこで本研究では、気象庁全球データ同化シ ステムで用いられている高速放射伝達モデル RTTOV (Hocking et al. 2011, NWP-SAF) や 衛星シミュレータ Joint-Simulator (Hashino et al. 2013, JGR) と GSM を用いて、ひまわり 8 号の ASR 観測との比較調査を行った。

# 2. RTTOV による比較結果

図は、RTTOV (v10.2) と GSM (v1705) か らシミュレーションしたバンド 8 (6.2µm) と バンド 13 (10.4µm) の輝度温度の頻度分布で ある。RTTOV は、気象庁を含め多くの数値予 報センターにおいて、輝度温度同化目的で用い られている。シミュレーション結果は観測と概 ね整合しており、特に同化で用いられているバ ンド 8 の高温域(晴天域)での再現性は高い。 一方、雲の影響を受けた低温域(例えばバンド 13 では 260K 以下) は、シミュレーションでほ とんど再現されていない。これは、上層雲が過 小であることを示唆しており、GSM では外向 き長波放射が過大という過去の調査とも整合 的である。

しかし Okamoto (2017, QJRMS) で指摘し ているように、RTTOV 自体が雲の吸収効果を 過小に計算する可能性がある。そこで別の衛星 シミュレータを用いて、より詳細に調査するこ とを試みている。ここでは Joint-Simulator を 用いて相互検証を行っている。Joint-Simulator は、RTTOV と比較して、光学パラメータや放 射伝達計算をより精緻に行っているため、不整 合の原因を調査するのに有用な情報を得るこ とが期待される。大会においては、これら相互 比較の結果などについて紹介する。

**謝辞**:本研究は、本研究はJAXA「第1回地球 観測研究公募共同研究」の支援を受けました。



図:2017年9月9日12UTCのひまわり8号フ ルディスク観測の、バンド8(上)とバンド13 (下)の観測(OB:黒線もしくは赤線)とGSM シミュレーション(FG:灰線もしくは青線)の 輝度温度の頻度分布。観測は16×16ピクセルの 平均。シミュレーションは、20km分解能の GSM1705から、9月9日06UTCを初期値とす る6時間予報を計算し、これを入力として RTTOV v10.2を用いて作成した。

# マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの評価

一熱帯域の積乱雲の表現について 計盛正博(気象庁予報部数値予報課)

# 1. はじめに

衛星観測のマイクロ波輝度温度データは、曇天域に おいても大気の気温や水蒸気の情報が得られ、雲・降 水を捉えることができるため、数値予報の初期値作成 で用いられる予測精度の維持・向上に必要不可欠の観 測データである.近年、雲・降水域を含むマイクロ波 輝度温度データを数値予報の初期値解析のために利用 する研究・開発が世界の数値予報センターで行われて いる[1]. 気象庁の全球数値予報システムにおいてもマ イクロ波輝度温度データを雲・降水域を含め全天同化 するための研究・開発を行っている[2].数値予報モデ ルが持つバイアスを把握することは、観測データの同 化において適切な品質管理や観測誤差設定を行うため に必要である.本研究では、衛星観測マイクロ波輝度 温度データと気象庁全球数値予報モデルの大気プロフ ァイルから計算された計算輝度温度を比較し、数値予 報モデルのバイアスを明らかにする. これまでに全球 モデルには、熱帯域の大陸西岸沖の層積雲の日変化の 表現[3]や中高緯度の寒気吹き出し域の下層雲雲頂上付 近の過冷却水の表現[4]にバイアスがあることを示した. 今回は、熱帯域における積乱雲の表現に着目した.熱 帯で深い対流が発生した状況下のマイクロ波 183 GHz チャンネルの観測輝度温度と計算輝度温度を比較した.

### 2. マイクロ波放射計データと放射伝達計算

熱帯域を観測するフランス・インド共同による地球 観測衛星 Megha-Tropiques 搭載のマイクロ波放射計 SAPHIR のデータを用いた. SAPHIR は 183 GHz の水蒸 気吸収付近に 6 個の観測チャンネルを持ち、水蒸気の 鉛直探査や雲・降水の観測が可能である. 放射伝達計 算は、気象庁の現業全球数値予報システムで輝度温度 データ同化に用いられている高速放射伝達モデル RTTOV-10 の雲・降水の影響を考慮する RTTOV-SCATT を用いた.入力大気プロファイルは、気象庁全球モデ ル(GSM1705)の予報時間 3~9 時間のものを用いた.

#### 3. 結果

図1は観測輝度温度、計算輝度温度の水平分布である.積乱雲域の計算値には、観測値のような輝度温度が低いものがなかった.また、雲域の水平方向の広がりは、計算輝度温度の方がより広いことがわかった.

### 4. まとめ

熱帯域の積乱雲について183 GHzのマイクロ波輝度 温度の観測値と計算値の比較から、全球モデルが表現 する積乱雲の雲頂が現実より低く、水平方向に雲域が 広がり過ぎであることが示唆された.深い対流が立っ て雲頂が高い状況下で、全球モデルによって積乱雲の 中の雲氷・固体降水が適切に表現されていれば、下層 からのマイクロ波放射は散乱され輝度温度は低くなる はずである。しかし、全球モデルの大気プロファイル を入力とした計算輝度温度には、雲域での著しい輝度 温度の低下が表現されないことから、全球モデルの深 い対流を表現するスキームには、表現する積乱雲に雲 頂が低い、雲氷や固体降水が少ない、雲自体が薄いな どの問題がある可能性がある。今後、183 GHz 輝度温 度データの全天同化に向けて、モデルバイアスのある 状況下の観測データの品質管理についても検討する.



図1 SAPHIR 183+7 GHz チャンネルの(a)観測輝度 温度と(b)計算輝度温度. 2016 年 8 月 14 日のデータ. データは、水平方向に約 180 km 間隔で表示。

謝辞 本研究は JAXA PMM RA8 の支援を受けた. 参考文献

- Geer, A. J., et al., All-sky satellite data assimilation at operational weather forecasting centres. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*. Accepted. 14 November 2017.
- [2] 計盛正博, 門脇隆志, 気象庁全球解析における全天 マイクロ波放射輝度温度同化の開発. 日本気象学会 2017 年秋季大会講演予稿集.
- [3] 計盛正博,マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの評価-大陸西岸沖の層積 雲の日変化について-日本気象学会 2016 年秋季大 会講演予稿集.
- [4] 計盛正博,マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの評価 -寒気吹き出し域の 雲水表現について-日本気象学会 2018 年春季大会 講演予稿集.

### <u>1. はじめに</u>

亜熱帯の大陸西岸沖に形成される層積雲は放射収 支に与える影響が大きいことから、気象庁全球モデル (GSM)においても層積雲の表現とその改善は重要な 課題となっている。本研究では、気候モデルにおける改 良の知見(Kawai 2012;川合ほか 2017)に基づき、 短期から一週間程度を予測対象とする GSM に Kawai et al.(2017)の ECTEI による層積雲スキーム を導入し、予測への影響を調査している。これまでに、 亜熱帯大陸西岸沖について、下層雲や放射フラックス の表現が改善することを報告してきた(中川 2017;中 川・川合 2018)。今回の発表では、冬季の日本付近で 冬型の気圧配置となっていたときの GSM による雲の表 現と層積雲スキームの挙動について報告する。

#### 2. 実験の設定

本研究で使用したモデルは概ね現在の現業全球数 値予報モデルの低解像度版で、水平解像度は TL479 としている(現業のシステムは TL959)。2018 年 1 月 2 日 12UTC を初期時刻とする単発の予測実験を行い、 予報初期における挙動の変化を調査した。以下では、 Kawai et al. (2017)の層積雲スキームを導入した GSM を用いた実験を TEST と呼ぶ。

# 3. 結果

図 1 に TEST の 12 時間予報における下層雲量 (680hPa より下層とする)を示す。このとき日本付近は 冬型の気圧配置となり、日本海上の広範囲に雲が発生 していた。ひまわり 8 号高解像度雲プロダクト(以下



図 1. 2018 年 1 月 2 日 12UTC 初期時刻 の TEST の下層雲量 12 時間予報値。



図 2. 38°N, 135°E における TEST の気温
 (左) と雲量(右黒線)・積雲の雲量
 (右灰色線)の鉛直分布。

HCAI; Suzue et al. 2016) によると、 日本海中部の雲 型は層雲や層積 雲であった。 日本海中部の 38°N. 135°E に おける TEST の モデル面で見た 気温と雲量・積雲 の雲量の鉛直分 布を図 2 に示す。 地表面気圧が 1000hPa の時、 モデル面第 10、 20、30 層はそれ

ぞれ約 950、800、

570hPa に対応する。モデル面第 16 層(約 850hPa) 付近には安定層があり、その下に雲スキームによる雲が 存在する。またモデル面第 13 層を雲底とし安定層の上 のモデル面第 18 層を雲頂とする積雲が発生している。

日本海の寒気吹き出し時には、混合層上端に安定 層があり、その下で温位等が混合により一様に近くなる こと、安定層の下に積雲が存在することがあることが知ら れている。TEST は最下層付近を除きほぼ一様な温位 を表現しているものの、図 2 の地点に限らず日本海中 部の広範囲で積雲の上端が安定層より上にあり(図略)、 現実大気とは異なる構造となっている可能性がある。一 方で HCAI によるとこの地点での雲頂高度は 1900m で、モデル面第 20 層に相当することから、安定層よりも 積雲の雲頂に近い値と言える。

TEST の層積雲スキームは逆転の強度に基づき混 合層上端での雲頂エントレインメント(CTE)の起こりや すさを評価するものであり、図2の地点ではCTEは起 きないと判別している。しかしながらモデル大気では、 安定層より上に雲頂がある積雲により混合が起きている 可能性がある。発表では関連する物理過程による加熱 率・加湿率等の挙動について報告する。

### <u>4. 今後の展望</u>

新しいスキームを現業数値予報モデルに導入するこ とを目指す際には、想定した挙動が見られることの確認 に加え、想定外の動作が起きていないことの確認が必 要である。引き続き新しい層積雲スキームの特性を調査 するとともに、境界層スキーム・浅い対流スキームにつ いても検討を行う。

### 参考文献

- Kawai, H., 2012: Results of ASTEX and Composite model intercomparison cases using two versions of JMA-GSM SCM. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.
- Kawai, H., T. Koshiro, and M. J. Webb, 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. J. Climate, 30, 9119–9131.
- 川合秀明, 行本誠史, 神代剛, 大島長, 田中泰宙, 2017:気象研究 所気候モデルにおける雲表現の改善. 日本気象学会 2017 年度 春季大会予稿集, A205.
- 中川雅之,2017:気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善 (序報).日本気象学会2017年度秋季大会予稿集,C309.
- 中川雅之,川合秀明,2018:気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善(第二報).日本気象学会 2018 年度春季大会予稿集, D402.
- Suzue, H., T. Imai, and K. Mouri, 2016: High-resolution Cloud Analysis Information derived from Himawari-8 data. *Meteorological Satellite Center Technical Note*, 61, 43-51.

# 2018年7月豪雨の総観場予測可能性

\*吉田 聪 (京都大学防災研究所白浜海象観測所)

### 1. はじめに

2018年7月5日から8日にかけて,西日本を中心に 広範囲で豪雨が発生し大きな被害をもたらした.この 事例では気象庁から事前に予測情報が発表されていた. 本研究では、気象庁週間アンサンブル数値予報データ を用いて、本事例の予測可能性の時間変化を解析した.

### 2. データと手法

使用したデータは京都大学生存圏研究所にアーカイ ブされている気象庁週間アンサンブル予報 GPV データ である.出力の時空間解像度は日本付近が水平解像度 1.25°で6時間毎,全球データが2.5°で12時間毎,初 期値は00UTC,12UTCで27のアンサンブルメンバー がある.予報精度評価のため,気象庁長期再解析デー タJRA-55を比較データとして用いた.

本研究では梅雨前線の形成に重要な対流圏中層ジェ ットと対流圏下層の水蒸気流入の位置を解析対象とした. 500hPa 面の西風の各経度における南北極大位置と 925hPa 面の水蒸気フラックスの各緯度における東西極 大位置を指標として,降水帯位置の予測可能性を解析 した.

### 3. 結果

図1は7月5日00UTCの西風ジェット軸の南北位置 予測の確率分布である.6月29日12UTC初期値では南 北のばらつきが大きかったが,7月1日12UTC初期値 では,西日本の日本海沿岸上空に位置する確率が高く なっていた.一方,下層水蒸気フラックスの東西位置 の確率分布を見ると,7月1日12UTC初期値でも南か らの水蒸気フラックスの軸は東シナ海に予測され(図 2),西日本に向かう水蒸気フラックスは7月2日12UTC 初期値になって初めて確率が上昇していた(図示せず).

## 4. まとめ

2018年7月の豪雨事例に対して,対流圏中層ジェット南北位置と対流圏下層水蒸気フラックス東西位置の 予測可能性について気象庁週間アンサンブルデータを 用いて解析した.発表時には両者の予測可能性を変化 させた要因についても考察を行う.



図 1. 2018 年 7 月 5 日 00UTC の 500 hPa 西風ジェット 軸の南北位置確率(陰影,%)とアンサンブル平均 (実線, m/s).(上)2018 年 6 月 29 日 12UTC,(下) 7 月 1 日 12UTC 初期値.

QUV925MAX PROB(%):IT=2018070112,FT=84h(00Z05JUL2018)



図2.7月1日12UTC初期値から予測した7月5日 00UTCの925hPa水蒸気フラックス軸の東西位置確 率(陰影,%)とアンサンブル平均(kg/kg m/s).

# GSMaP と1ヶ月予報を用いたインドネシアの干ばつの予測可能性

山口 宗彦<sup>1</sup>、高谷 祐平<sup>2</sup>、青梨 和正<sup>1</sup> (1:気象研台風研究部、2:気象研気候研究部)

### 1. はじめに

大雨や洪水、また干ばつ等の顕著な現象は、われ われの生命や財産を脅かすだけでなく、その土地の 経済や環境にも多大な影響を与える。また、近年の 気候変動に関連する研究によると、このような顕著 な大気現象は地球温暖化とともにより顕在化するこ とが予測されている。このような背景の中、顕著現 象に対するより正確な監視・予測情報の提供が求め られている。

本研究では、JAXA 地球観測研究センター(EORC) が作成する複数の衛星を利用した世界の雨分布のデ ータセットである GSMaP(衛星全球降水マップ)と 世界気象機関(WMO)が提供する各国の現業数値予報 センターが運用する1か月予報のデータセットを用 いて、1か月先までのインドネシアにおける干ばつ 予測の利用可能性を調査する。また、エルニーニョ やインド洋ダイポールによる予測精度の変化につい ても検証を行う。

### 2. 手法

干ばつの予測には、干ばつインデックスの1つで、 インドネシア気象局で監視目的に利用されている Keetch-Byram Drought Index (KBDI, Keetch and Byram 2016)を用いる。KBDIは、値が大きいほど干 ばつのリスクが高いことを示す。GSMaPによる降水 データは、KBDIの解析値、及び気候値の作成に利 用する。1ヶ月予報には、ECMWFの予報結果を用い た。ECMWFの予報結果は、コントロール予報と10メ ンバーのアンサンブル予報からなる。GSMaP、及び予 報データの水平解像度はともに1.5度×1.5度で、 検証の期間は2001~2015年の15年間である。

## 3. 検証結果

図1の実線は、ジャワ島のインドラマユ(南緯8 度、東経108度)におけるKBDIの気候値である。11 ~3月頃が雨季、4月~10月頃が乾季で、雨期には KBDIが小さく、乾季にはKBDIが高くなる。まず、 全予報事例を用いて、1ヶ月予報の利用可能性を調 査した。その結果、1)コントロール予報は、気候値 予報と比較して、KBDIの予測値のRMSEが1ヶ月先 まで小さい、2)アンサンブルスプレッドは、KBDIの 予測値の信頼度情報に利用可能である(スプレッド・ エラーの関係が見られる)、3)アンサンブル平均に よるKBDIの予測値は、コントロール予報よりもRMSE が10%程度小さくなる、ことがわかった。また、月 ごとに RMSE を見ると、乾季から雨季に遷移する11 月、12月の精度が特に悪いことがわかった(図1の 棒グラフ)。



図 1. ジャワ島のインドラマユ (南緯 8 度、東経 108 度) における KBDI の気候値 (実線, y 軸左) と、KBDI の予測 値の RMSE(y 軸右)で、赤棒が ECMWF アンサンブル平均予 報, 黒棒が気候値予報。予報時間は 21 日。横軸は日で 1/1 ~12/31 を表す。

次に、エルニーニョ、インド洋ダイポールによる 予測精度の変化を見ると(図 2)、1)エルニーニョ時 は平年よりも降水量が減り、予測精度が高くなる (2002, 2009年、2015年)、2) エルニーニョ時でな くても、ダイポールモードインデックス (DMI) が正 のときは平年よりも降水量が減り、予測精度が高く なる(2006, 2011, 2012年)ことがわかった。



図 2. NIN03 (赤、y 軸左)、DMI (青、y 軸左)と KBDI の予測 値の RMSE (y 軸右)の関係。緑が ECMWF アンサンブル平均予 報, 黒が気候値予報。予報時間は 21 日。 横軸は 2001/01 ~2015/12。

# 謝辞

本研究は、JAXA PMM RA8 の支援を受けた。

# Fractions Skill Score を用いた降水データ同化

\*粟津妙華,大塚成徳,三好建正 (理研計算科学)

# 1. はじめに

本研究は、降水領域の面積を基にした特徴量を 用いたデータ同化を行い、気象場全体の改善をも たらし、トータルな予測を改善することを目的と する.一般に降水量のデータ同化は、降水量の非 ガウス性などから、降水予測の改善が難しいこと が知られている. Lien et al. (2016, MWR) は局所 アンサンブルカルマンフィルタ LETKF (Hunt et al. 2007)を用い、降水量にガウス分布変換を適用す ることで、数値予報精度の改善に成功している. 本研究では降水面積に着目し、Fractions Skill Score (FSS, Roberts and Lean 2008)で使われる降雨領域 の割合を特徴量とし、データ同化を行う.

## 2. FSS を用いた特徴量による降水データ同化

FSS は、ある領域内における降雨領域の割合で ある.本研究では、FSS を降雨領域の特徴量と考 え、同化する.図1は降雨領域の割合(FSS)を示 している.ここで 5×5 としている領域の広さは ユーザが決定するパラメータである.FSS 特徴量 のパラメータは、上記の領域の広さを決める辺の長さ と降水量の閾値の2つである.

データ同化を行う地点は,辺の長さによって決められた領域の中心である.実験では,降水のFSS 特徴量の他,通常のラジオゾンデ観測に対応する 風,気温,気圧,水蒸気量を同化する.

### 3. 実験と結果

低解像度全球大気モデル SPEEDY (T30/L7, Molteni 2003) に LETKF を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005) を使用した. アン サンブル数は 20 である. 実験期間はスピンアップ期 間を除いた4ヶ月間とした.

コントロール実験として, ラジオゾンデを模し た風, 気温, 気圧, 水蒸気量を同化した実験を行 った.

次に、コントロール実験の観測に加えて、降水の FSS 特徴量の同化を行った.パラメータである辺の長 さを 1~11 pixels に変化させ、降水量の閾値を 0.5 [mm/6h] として実験した.辺の長さが 1 pixel では、 降水の有無を 0,1 で表した特徴量となる. FSS 特徴 量の同化地点は、全アンサンブルメンバーが同じ予 報値となる地点を除いた全格子点である.

さらに、コントロール実験の観測に加えて、降水量 を直接同化した実験を行った.降水の閾値は 0.1 と1 [mm/6h] である.降水量の同化地点は、全アンサン ブルメンバーのうち少なくとも1メンバーに降水のある 地点全てである.

図 2 は水蒸気量の解析値の RMSE の結果であ る. ここでは FSS 特徴量のうち,辺の長さを1と 3 pixels とした場合の結果を示す.降水量をそのま ま同化する実験は,既往研究と同様に悪化するこ とがわかった. FSS 特徴量の辺の長さを1 pixel と した実験では,同化サイクルが長くなるほど悪化 する傾向がある.それに対し,辺の長さを3 pixels とした実験では,大幅に改善した.

発表では、データ同化における局所化パラメー タやインフレーション法を変えた場合の結果や 長期サイクル実験など最新の結果を報告する.



図 1. 降雨領域の割合を表す, FSS を用いた特徴量.



Analysis RMSE (水蒸気量,~925hPa, [g/kg])

図2. 各実験の水蒸気量のRMSEを示した.2ヶ月間はスピンアップ期間,同化実験はその後の4ヶ月間である.

# ゲリラ豪雨検知アプリ「3D雨雲ウォッチ」の全国展開について

\*小池佳奈,芦川謙吾((株)エムティーアイ),佐藤晋介(NICT),三好建正,大塚成徳(理研), 岩本裕之,三浦裕司,相村淑未(いであ(株)),諸富和臣(日本無線(株))

## 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(以下、PAWR)では、世界でも類を 見ない 10~30 秒毎の詳細な 3 次元観測を実現している。この PAWR を活用し、情報通信研究機構(NICT)と(株)エムティーアイ は、2015 年 7 月よりゲリラ豪雨検知のためのスマートフォン向け 無料アプリ『3D 雨雲ウォッチ』を開始した。さらに 2017 年より理 化学研究所との共同研究も開始し、日本初となる 3D での 10 分 先のゲリラ豪雨の予測も導入した。2018 年は、サービスを全国 に拡大させる。本研究では、今年の取り組みとその結果を紹介 し、過去 3 年間と今年の利用者より得られた意見を合わせ、これ までの比較検証と今後の将来展望についても言及したい。

## 2. サービスエリアを全国に拡大

スマートフォン端末に、30秒毎のリアルタイムな動画で雨雲の 中や上空から地上に雨粒の落ちてくる様子を 3D 描画で見せる 技術は、本アプリで初めて成功した(意匠権取得済)。 過去3年間 は、大阪大学に設置された吹田 PAWR と NICT 未来 ICT 研究所 (神戸市西区岩岡町)の神戸 PAWR、そして日本無線(株)が千葉 市の日清紡中央研究所に設置している PAWR を活用し、関西・ 関東南部地域に限定し、サービスを展開した。しかし、サービス 範囲外の地域の皆様からも、「自分の地域でも 3D ウォッチを見 られるようにほしい」という声を多く頂いたため、2018年は3D雨 雲レーダのサービスを全国に拡大し、3D グラフィックもさらにリ アル感を追求する。PAWR に加えて気象庁の C バンドレーダー (以下、Cバンドレーダー)の極座標レーダーデータを Z-R解析を 行った上で降水強度に変換し、全国の3次元の降水データとし て可視化した。これにより、全国の利用者が 3D で雨雲を見る事 ができ、「危機感が本当に自分に迫っている」ことを自分事として リアルに感じて頂き、豪雨からの回避行動につながることを期 待する。(3D 雨雲ウォッチ利用者の豪雨回避成功率推移:2015 年 55%、2016 年 56%、2017 年 72%)



図 1. スマートフォン上で表示される雨雲の 3D 描画の例

### 3. 豪雨の可能性情報と PUSH 通知

過去3年間は、PAWRの30秒ごとの3次元データの長所を生かし、VILや高度2km面での降水強度の観測データを活用し、 豪雨の可能性情報を配信し、過去3年間では適中率80%以上 を維持した(表1)。

表1過去3年間の PUSH 通知適中率と利用者ハズレ感の推移

	2015年	2016年	2017年
適中率(吹田)	80.1%	83.0%	81.1%
適中率(神戸)	未対応	80.8%	82.9%
適中率(千葉)	未対応	未対応	82.0%
利用者ハズレ感(関西)	24.0%	19.0%	11.0%
利用者ハズレ感(関東)	未対応	未対応	17.0%

ー方、課題となっていたリードタイム(利用者に PUSH 通知が 届いてから実際に豪雨となるまでの時間)を延伸するために、理 化学研究所より吹田 PAWR の 3D ナウキャストの予測データ提 供を受け、ゲリラ豪雨の 10 分前には予測が届くようにした。結果、 30 mm/h のフラクションスキルスコアは、5.25 km スケールにお いて、持続予報の場合よりも明確に高くなる結果となった(図 2)。 2018 年は神戸 PAWR での実験を行う。



#### 図2 フラクションスキルスコア検証結果(提供元:理研)

さらに、C バンドレーダーを活用する地域への PUSH 通知は、 いであ(株)より、すでに配信実績のある降水ナウキャストや降水 短時間予報を活用した予測データの提供を受け、豪雨の可能性 情報を全国の利用者に提供する。

#### 4. 今後の展望

本発表時には、2018年の利用者の意見収集結果も発表する 予定である。また、本アプリは伝統のある隅田川花火大会の公 認天気アプリにもなっており、今後はこのように利用者を特定事 業者にも広げご活用頂けるよう、応用発展をさせていきたい。

# メソγスケールにおけるレーダーエコーデータを利用した 突風発生の事前判断基準の調査

\*沼田和臣 (東京電力柏崎刈羽原子力発電所), 板東謙一 (東京電力柏崎刈羽原子力 発電所),日置江桂.(ウェザーニューズ)

1. はじめに

日本における原子力発電所は、原子力規制委員会の 定める「実用発電炉及びその附属施設の位置、構造及 び設備の基準に関する規則」において、外部からの衝 撃による損傷の防止として、安全施設は、想定する自 然現象が発生した場合においても安全機能を損なわな いものでなければならないとしている。突風において は、局所的な気象現象ではあるが、被災するとその影 響は甚大である。そのため、突風の発生を事前に予測 し、予測にあわせて自動車や作業用物品を固縛/移動す る必要がある。そこで、柏崎刈羽原子力発電所(以下、 発電所と記載)においても突風の発生を事前に予測す るための判断基準を設ける必要がある。突風の襲来を 精緻に予測するためには、気象庁の配信する突風発生 に関連する気象情報を利用する場合、発電所の規模は 数 km<sup>2</sup>のため、広域に渡って突風の発生を予測する雷 注意報(突風、竜巻)や竜巻注意情報ではなく、局所 的な予測結果が得られる竜巻発生確度ナウキャストを 利用することが適切だと考えている。しかし、竜巻発 牛確度ナウキャストは捕捉対象としている竜巻の規模 は一般市民の防災を網羅するために閾値が低く設定し てある。そのため、発電所として想定すべき竜巻の規 模に合わせた予測を出来るようにする必要がある。

突風は一般的に発達した積乱雲によってもたらされ る。そこで、突風発生の起因となる雲の発生時に確認 出来る気象データを竜巻発生確度ナウキャストに組み 合わせることで適中率が向上するか、調査を行った。 なお、突風発生の起因となる積乱雲の発生予測には鈴 木他(2009)[1]で構築されたレーダーエコーを用いた突 風に対する警戒基準で利用された気象データを利用す る。

2. 調査内容

本調査では、発電所において突風の発生を予測する ために、大きく分けて2つの調査を行った。一つは、 突風発生の30分前に突風の起因となる雲(以下、親雲 と記載)を判断する基準の作成に利用する、気象予測 データおよび気象観測データの調査。もう一つは親雲 が突風発生地点まで移動する方向と移動距離を確認し 移動する可能性がある範囲の調査である。

突風発生の30分前に親雲を判断する基準作成に利用 する気象データとしては、竜巻発生確度ナウキャスト と降水強度、雲頂高度、雷ナウキャストを利用して、 過去に発生した突風の親雲毎に周辺の発令状況を確認 した。また、親雲が突風発生地点まで移動する方向と 移動距離については、過去の突風発生実績より、親雲 の位置と突風発生地点位置を調査した(図1参照)。



図1 気象情報と突風に起因する親雲の移動する可 能性がある範囲を基にした突風警戒範囲.

3. 結果

本調査で得られた結果を基に親雲を判断するための 気象情報の閾値と親雲が移動する可能性がある範囲を 決定した。以下、表1にその結果を示す。

季節区分		夏	冬				
降水強度		56.5mm/h	50mm/h				
降水強度の	) 30mm/h	32 メッシュ	3メッシュ				
塊の格子数	50mm/h	1メッシュ	1メッシュ				
雲頂高度		7km	3km				
竜巻発生確度 ナウキャスト		発生確度1	発生確度1				
雷ナウキャスト		活動度 2	活動度1				
牧動始囲	角度	土13 度	土21 度				
初期电团	距離	58.0km	110.2km				

表1 親雲の発生判断基準

参考文献

[1] 鈴木博人他, 2009, 天気, 56, 353-365...

# 台風を対象とした高密度降水レーダ反射強度の 観測システムシミュレーション実験

\*岡﨑淳史,本田匠,小槻峻司,三好建正 (理研計算科学)

# 1. はじめに

レーダによる降水観測は気象予報において重要な役 割を果たしており、その観測範囲および頻度は今後ま すます拡充していくことが予想される。実際 JAXA で は次世代降水観測衛星として、低緯度から中緯度の集 中的な観測を可能にする大型フェーズドアレイアンテ ナを搭載した静止衛星の打ち上げを検討している。こ の新しい観測をうまく使うことで、数値天気予報の精 度向上が期待される。一方、観測誤差相関や観測演算 子等に自明でない問題をはらむため、降水レーダ観測 により得られる反射強度の同化は一般に難しい。衛星 計画段階において、反射強度を有効に活用するデータ 同化手法を開発し、数値天気予報における衛星観測の 有用性を明らかにしておくことは重要である。

本研究では、この問題に取り組むため、仮に全モデ ル格子点において降水レーダ反射強度が観測された場 合、数値天気予報にどのようなインパクトをもたらす のかを完全モデルの観測システムシミュレーション実 験により調査する。本研究では、対象事例として 2015 年最強の台風 Soudelor(平成 27 年 13 号)を選んだ。

### 2. 実験設定

本研究では、理化学研究所計算科学研究センターを 中心に開発が進められている次世代気象気候科学基盤 ライブラリーを用いた領域非静力学モデル SCALE-RM[1,2]に、局所アンサンブル変換カルマンフ ィルタ(LETKF[3])を適用した SCALE-LETKF[4]を用 いた。モデルの水平解像度は外側領域では15km、内側 領域では3kmとした。アンサンブルサイズは50メンバ ーとした。

同化する観測は同モデルを用いて別途行った実験を 真値と仮定し、それから計算される降水レーダ反射強 度に観測誤差(5dBZ)を加えることで作成した。観測 の空間解像度は内側領域と同じで、毎正時に入手可能 であると仮定した。レーダ反射強度は、Joint-Simulator[5] を用いて計算した。

### 3. 結果

はじめに、既往研究にならい局所化半径を10 km と

してレーダ反射強度を同化する実験(TEST1)を行っ た。この結果、レーダ反射強度の空間分布を良好に解 析し、何も同化しない実験(NoDA)に比べて、気圧を 除くすべてのモデル予報変数について誤差が低下した。 一方、インバランスに起因する音波ノイズの影響が大 きく、台風の構造が壊れてしまった。観測値と予報値 の差の統計を調べると、バイアスや非ガウス性といっ た、アンサンブルカルマンフィルタに望ましくない性 質が表れていた。

これらの問題を緩和するため、観測の空間平均化と、 比湿を同化する手法を導入し、新たな実験(TEST2) を行ったところ、台風の再現性を大幅に改善した(図 1)。 発表では、これらの改善方法の具体的な説明と、詳細 な結果を報告する。



図 1 真値 (太実線)、NoDA (細実線)、TEST1 (点線)、 TEST2 (破線) の台風中心気圧 (hPa)

### 参考文献

- [1] Nishizawa et al., 2015, GMD., 8, 3393-34419.
- [2] Sato et al., 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.
- [3] Hunt et al., 2007, Physica D., 230, 112-126.
- [4] Lien et al., 2017, SOLA, 13, 1-6.
- [5] Hashino et al., 2013, JGR-Atmos., 118, 7273-7292.

謝辞 本研究は JAXA 委託研究「次世代衛星搭載降水 レーダデータの気象予報データ同化手法の開発」の一 環として行われた。

# 2013年台風第3号 Yagi の高解像度予報実験

\* 榎本剛 (京大防災研/海洋機構),吉田聡 (京大防災研), 山崎哲,中野満寿男 (海洋機構),山根省三 (同志社大),山口宗彦 (気象研), 松枝未遠 (筑波大/オクスフォード大), Glenn Carver, Jean-Raymond Bidlot (ECMWF)

# 1 はじめに

気象庁現業予報に見られた 2013 年台風第 3 号 Yagi の西進バイアスは,主として気象庁の解析値に起因す るが,ECMWF 現業解析を用いても解像度が低い場合 に現れる [1]。今回は,ECMWF の当時の現業解像度 (TL1279L91)を含む高解像度で予報実験を行い,現業 の予想進路の再現を試みた。

### 2 実験設定

用いたモデルは ECMWF OpenIFS Cy40r1v1 TL1023L60(水平解像度 20 km, 鉛直 60 層), TL1279L60(15 km, 60 層), TL1297L91(15 km, 91 層)である。初期値は6月9日12 UTCのECMWFの 現業解析である。

### 3 結果

進路は以前行った T511L60 (39 km, 60 層) よりも ECMWF の現業予報の経路に近づいたが,今回用いた解 像度の間での差異は認められなかった。T1279L91 (現 業解像度) では,梅雨前線上のメソ低気圧の再現性が向 上し,太平洋高気圧との間で北東向きの流れが強化され ている(図1)ものの,現業の進路は再現できなかった。 現業予報には上述の実験とは異なり,波浪モデルが結合 されている。そこで波浪モデルを結合した実験を行なっ たところ,現業の進路を再現することができた(図2)。

### 4 まとめ

高解像度を用いると,2013 年台風第3号 Yagi の予 報進路の精度が高まる傾向が確認されたが,TL1023 と T1279 との差はほとんど見られなかった。波浪モデルの 結合で現業の進路が再現できたことは,海洋からの影響 が強い事例であったことを示唆している。

# 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP26282111 の助成を受けた。 ECMWF 解析値は Glenn Carver 氏提供。



図 1 700 hPa 流線函数 TL1279L91(上) TL1279L91-TL511L60(下)



図 2 2013 年台風第 3 号の気象庁ベストトラック (●),6月9日12 UTC を初期時刻とする気象庁 (」), ECMWF (E) の現業予報, OpenIFS TL1279L91 波 浪なし (×),あり (○) による予測実験の経路

## 参考文献

 榎本剛, 2016: 日本気象学会 2016 年度秋季大会講演予稿 集, B202.

# 西部太平洋・東南アジア域における 高解像度海洋同化システムの構築

\*大石俊<sup>1</sup>, 日原勉<sup>2</sup>, 相木秀則<sup>1</sup>, 石坂丞二<sup>1</sup>, 宮澤泰正<sup>2</sup>, 可知美佐子<sup>3</sup> 1:名古屋大学/宇宙地球環境研究所, 2:JAMSTEC/APL, 3:JAXA/EORC

# 1. はじめに

静止衛星「ひまわり8号」は2014年10月に打ち上 げられ、2015年7月から西部太平洋域の観測を開始し た[1][2]. ひまわり8号は赤外放射計で観測を行ってい るため、沿岸近くの海面水温の観測が可能である一方、 雲域の観測が不可能である.しかし、その高い時空間解 像度によって、日合成した海面水温の観測域は雲域の 観測が可能なマイクロ波放射計を搭載した GCOM-W を上回っている.

近年の Argo フロートの水温・塩分観測の蓄積や海洋 モデルの高解像度化に伴い,海洋同化システムの構築 が急速に進んだ.しかし,既存の高解像度海洋同化シス テムの領域は,北太平洋の10°N以北に限られている. そのため,太平洋域の台風研究に使用される海面境界 条件に適していない場合がある.また,漁業が盛んな東 南アジア域での海洋環境監視も,未だ行われていない. そこで,本研究では,西部太平洋域・東南アジア域にお いて,ひまわり8号の海面水温を同化に使用する,高 解像度の海洋同化システムを作成することを目的とす る.

#### 2. 高解像度海洋同化システム

表1に実験に使用した海洋同化システムの概要をま とめた.西部太平洋域では、ひまわり8号とGCOM-Wの海面水温をそれぞれ同化に与えた実験(H8ラ ン・GCOMラン)を行い、同化に使用する海面水温

	西部太平洋	東南アジア			
海洋モデル	sbPOM				
目的	台風研究	海洋環境監視			
領域	$95^{\circ}E-165^{\circ}W, 50^{\circ}S-50^{\circ}N$	98°-115°E, 0°-22°N			
空間解像度	1/12°×1/12°×47層	1/36°×1/36°×47層			
積分期間	2015.08-2016.07				
大気強制	NCEP-NCAR Reanalysis 1	JRA55ラン:JRA55海上風 衛星風ラン:J-OFURO3海上風 +JRA55大気場			
同化手法	LETKF				
アンサンブルメンバー	20				
同化海面水温	H8ラン:ひまわり8号† GCOMラン:GCOM-W	ひまわり8号†			
同化海面高度	CMEMS				
同化水温・塩分	GTSPP GTSPP+AQC Argo				

表1. 高解像度同化システムの概要. †はバイアス補正したことを意味する. の影響を調べた.一方,季節風の影響が顕著な東南ア ジア域では,大気強制場にJRA55[5],J-OFURO3[6] を与えた実験(JRA55 ラン・衛星風ラン)を行い, その重要性を確認した.なお,各格子点において周囲 10°×10°の領域でひまわり8号とGCOM-Wの海面水 温の差分からバイアスを見積もり,バイアス補正を行 っている.

### 3. 結果

西部太平洋広域システムの H8 ラン, GCOM ランと もに現実的な海面水温・塩分・高度場を示した.また, 両実験で海面塩分・高度に大きな差は見られなかった が,海面水温は沿岸域で H8 ランが GCOM ランより低 かった.これはひまわり 8 号が沿岸付近の海面水温を 観測しているためだと示唆される.

一方,東南アジア領域システムでは,夏季南西モンス ーン時において,ベトナム沿岸の沿岸湧昇を引き起こ す強風域がJRA55 ランより衛星風ランで強かった.そ のため,ベトナム沖の局所的な冷水域の再現性が衛星 風ランで高い傾向にあった(図1).

#### 4. 参考文献

Bessho, K. et al. (2016) J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151–183.
 Kurihara, Y. et al. (2016) Geophys. Re. Lett., 43, 1234–1240.
 Hunt, B. R. et al. (2007) Physica D, 230, 112–126.
 Miyoshi, T. et al. (2010) Mon. Wea. Rev., 138, 2846–2866.
 Kobayashi, S. et al. (2015) J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5–48.



(a) JRA55 ラン, (b) 衛星風ランの2015 年 8 月における月平均海面水温

# アガラス反転流域における水温前線の緩和過程

\*大石俊 1, 東塚知己 2,3, 小守信正 3

1:名古屋大学/ISEE, 2:東京大学大学院理学系研究科, 3: JAMSTEC/APL

## 1. はじめに

中緯度では、以前は、大気が海洋に影響を与え、海 洋から大気への影響は無視できるほど小さいと認識さ れていた[1].しかし、衛星観測の発展や数値モデルの 高解像度化に伴い、中緯度西岸境界流域の水温前線が 大気場に影響を与えることが明らかになった[2].その ため、中緯度大気相互作用の一端を担う水温前線の強 化・緩和過程を定量的に理解することは重要である.

近年, Argo フロートによる水温・塩分観測値が蓄 積されたことや海洋モデルの高解像度化がさらに進ん だことで,高解像度の海洋内部のデータが得られ,水 温前線域での海洋混合層の熱収支解析が可能になっ た.そこで,本研究は,水温前線が単一で安定した位 置をとり,季節風の影響が小さい南インド洋南西部の アガラス反転流域に着目し,水温前線の強化・緩和過 程を定量的に調べることを目的とした.

# 2. データ・方法

水温・塩分の月気候値として MIMOC[3]を使用した.また,海面水温として OISST – AVHRR + AMSR[4],海面熱フラックスおよび関係する変数として OA Flux[5]を使用した.期間は 2003–2008 年である.また,観測データには海洋内部の観測値が十分でないことや期間が一致していないなどの問題があるため,大気海洋結合モデル CFES[6]を使用して結果を確かめたが,定性的に同様の結果が得られた.

水温前線の強化・緩和過程を定量的に調べるため に,混合層の熱収支式を南北微分して得られる水温前 線の時間変化式

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial T_{mix}}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q}{\rho_0 c_p H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} (oceanic term)$$
(1)

を使用した. さらに, 右辺第1項は

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q}{\rho_0 c_p H} \right) = \frac{1}{\rho_0 c_p H} \frac{\partial Q}{\partial y} - \frac{Q}{\rho_0 c_p H^2} \frac{\partial H}{\partial y}$$
(2)

のように海面熱フラックス・混合層深度の勾配からの

寄与に分解できる。この2種類の勾配項の形成要因は、バルク式や混合層深度の診断式[7]から調べた。

#### 3. 結果

アガラス反転流域の水温前線は、海洋項によって強 化、海面熱フラックスによって緩和され、これらが釣 り合うことで維持されていた.一年を通して、水温前 線に伴い形成される強い海面比湿勾配により、赤道側 で潜熱放出がより大きかった(図1).そのため、南半 球夏季では、赤道側で海面加熱がより弱くなり、水温 前線を緩和していた.さらに、赤道側の弱い加熱によ って形成された深い混合層は、海面加熱への感度が低 いために、混合層深度勾配が上記の緩和過程を強化す る働きをしていた.このように、本研究は、水温前線 が混合層過程を通すことで夏季に強く水温前線を緩和 する過程を明らかにし、水温前線の維持過程を理解す る際に混合層深度を考慮することの重要性を示した.



### 4. 参考文献

[1] Frankignoul, C., et al. (1985) Rev. Geophys., 23, 357-390.

[2] Minobe, S., et al. (2008) Nature, 452, 206-209.

[3] Schmidtko, S., et al. (2013) J. Geophys. Res. Ocean, 118, 5473-5496.

[4] Reynolds, R. W., et al. (2007) J. Clim., 20, 5473–5496.

[5] Yu, L. and R. A. Weller (2007) Bull. Am. Meteorol. Soc., 88, 527-539.

[6] Komori, N., et al. (2008) Geophys. Res. Lett., 35, L04610.

[7] Qiu, B. and K. A. Kelly (1993) J. Phys. Oceanogr., 36,1365–1380.

# 高解像度観測と数値モデルによる南極域中層大気重力波の力学特性

\*澁谷亮輔<sup>1</sup>·佐藤薫<sup>2</sup> (<sup>1</sup>JAMSTEC,<sup>2</sup>東大院理)

#### <u>1. はじめに</u>

大気重力波は浮力を復元力とする波動であり、大 気下層から上方へ熱や運動量を輸送する性質を持つ。 近年の中層大気重力波の研究により、冬季南極域に は大きな重力波活動度が分布することが明らかにな った。しかし観測とパラメタリゼーションによる再 現には乖離が大きく、この領域の重力波の力学特性 を調べることは喫緊の課題である。しかし南極域中 間圏は観測の難しさから、重力波の仔細なパラメー タ解析や発生・伝播過程の研究は限定的であった。

そこで、本研究は2つの最新の手法を用いて南極 域中間圏重力波の力学特性を調べる。1つは2011年 に昭和基地に設置された大型大気レーダー(PANSY レーダー)である。もう1つは非静力学正二十面体 モデル NICAM である。本研究ではNICAMのモデ ルトップを中間圏まで拡張し、世界初の非静力学モ デルによる中間圏長期再現実験を行った。このモデ ルデータを PANSY レーダーの観測データと比較検 証しつつ解析することで、南極域重力波の統計的力 学特性の解明を試みる。

# <u>2. データ・モデル設定・手法</u> <u>2.1. PANSY レーダー</u>

PANSY レーダーは対流圏から中間圏までの3次 元風速を高分解能・高精度で連続観測することがで きる南極最大の大気レーダーである。オリジナルデ ータの鉛直分解能は約600m、時間分解能は約3分 である。時間方向に10点平均した時間分解能約30 分のデータを解析に用いた。

### <u>2.2. 中層大気 NICAM</u>

従来の NICAM のモデルトップを 87 km まで拡 張した中層大気 NICAM を用いた。実験期間は PANSY フルシステムによる連続観測が行われた 2016年4月から8月の5ヶ月間である。水平格子 にはShibuya et al. (2017)の格子点を南極域付近に 寄せて水平解像度を高めたグリッドを用いた。水平 格子間隔は南緯30°以南でほぼ一様均一であり、そ の解像度は約17 kmとした。現実大気に十分近い場 から外的強制力なしに発生する重力波を長期間解析 するため、MERRA 再解析データを初期値として7 日間のシミュレーションを複数行った。この時、次 に行う実験の期間は前の実験期間と2日分重なるよ うにした。このように作成した複数のデータのうち、 それぞれのデータの後半の5日間を繋げることで一 連の疑似的な連続的なデータを作成した。

### <u>3. 結果</u>

NICAM によって再現された中間圏の風速場を統 計的に調べたところ、PANSY レーダーによる観測 と比べて擾乱の振幅が約 1.5 倍大きいものの、位相 構造を良く再現していた。振幅、位相構造の再現性 については Shibuya et al. (2017)の事例解析研究に よって確認されていたが、中間圏の風速擾乱の統計 的性質を観測とモデルデータで比較した研究は本研 究が初めてである。

続いて南北風擾乱の周波数パワースペクトルの緯 度構造を調べたところ、高度 70 km において各緯度 の慣性周波数付近にエネルギーピークが存在するこ とが分かった(下図)。鉛直運動量フラックスの東西 成分のパワースペクトルについても調べたところ、 同様に慣性周波数付近に負のピークが存在した。故 に、Shibuva et al. (2017)で昭和基地において見ら れた周期約12時間の大振幅擾乱は、慣性周期(昭和 基地で約 12.7 時間)付近のエネルギーピークとして 解釈することが出来る。モデル内の擾乱を空間構造 1000 km よりも大きい大規模な擾乱と 1000 km よ りも小さい擾乱に分けて解析したところ、大規模な 空間構造を持つ擾乱は慣性周期付近のエネルギーピ ークの約半分を担っていることが分かった。さらに、 この大スケール重力波によるエネルギーピークの存 在は背景風勾配による重力波の波数の変化によって 力学的に解釈出来た。

極域中間圏における周期 12 時間前後の大振幅擾 乱は、今まで潮汐波としてのみ議論されてきた。本 研究はこの擾乱が 1000 km 以上の水平波長を持つ 準慣性周期の慣性重力波である可能性があることを 明らかにした。またレーダー・ライダーによる過去 の中間圏の高解像度観測データと比較し、NICAM は中間圏擾乱の統計的振る舞いを良く再現すること が分かった。



図 1: NICAM によって再現された 2016 年 6 月~8 月の高 度 70km における南北風周波数スペクトルの緯度分布。 図中の黒破線は周期 12 時間, 24 時間に対応する周波数を 示し、黒曲線は各緯度における慣性周波数を示す。

# 成層圏突然昇温時の前線構造と重力波特性

\*角ゆかり (東大院理), 佐藤薫 (東大院理)

## 1. はじめに

突然昇温 (SSW)時の成層圏において、大規模な前線 構造 (気温の水平勾配の大きい領域)が見られることが 報告されている。前線は高さと共に西に傾いた構造を 持ち、極渦の縁近傍に形成されることが指摘されてい る (Fairlie et al. 1988; Manney et al. 1994, 2005)。数値シ ミュレーションによって、このような前線近傍で上方 伝搬する重力波が発生することも報告されている (Fairlie et al. 1990)。しかし、前線の形成メカニズムや 重力波との関係性はまだ十分に理解されておらず、観 測による知見が必要である。本研究では 2016 年 1~2 月の SSW 期間中に見られる前線構造に着目し、その形 成過程について再解析データを用いて調べた。さらに、 前線近傍にみられる重力波 (鉛直波長の短い気温擾乱) の特性について衛星観測データを用いて調べた。

### 2. 解析データ

SSW 時の成層圏の総観規模構造を調べるために、 MERRA2 再解析データを使用した。データは 3 時間 間隔、鉛直 42 層、水平方向には 1.25 度間隔でグリッ ド化したものを用いた。成層圏の重力波の解析には、高 い鉛直分解能を有する FORMOSAT-3/COSMIC 衛星の 気温データ (atmPrf)を用いた。本研究では、衛星の各 軌道データを鉛直 100 m の等間隔で内挿し、高度 10 ~40 km の範囲を解析に使用した。解析期間は 2016 年 1~2 月であり、2月9日にSSWのピーク(10 hPa 面 の東西平均気温が最大)が生じた。

#### 3. 結果

前線的な構造は SSW ピークの数日前に強められ、 気温の最大値と水平勾配が最大になることが分かった。 この前線強化の様子を波の構造と結びつけて議論する ために、前線付近の準地衡流渦位の構造を調べた。図1 に示すように、高渦位と低渦位のピークが前線付近の 狭い領域に隣接して存在する。低渦位域は上部成層圏 に存在し、その下層側ではジオポテンシャル高度の鉛 直勾配が極大、すなわち高温のピークとなっている。こ れが今着目している前線構造に対応している。発表当 日は、前線形成過程における渦位の構造変化について より詳しく述べる予定である。

一方、FORMOSAT-3/COSMIC 衛星のデータにカット

オフ波長 6 km のハイパスフィルタを用いて抽出した 気温擾乱の二乗振幅は、前線の近傍で大きく、SSW 時 に急激に増大することが分かった。このような気温擾 乱の特性を議論するために、擾乱の鉛直・水平波長を推 定した (e.g., Alexander et al. 2008)。そのために、平均場 を取り除いた気温の偏差場に 1 次元の Stockwell 変換 (S変換)を適用した。平均場は、オリジナルの気温プ ロファイルを4次の多項式フィッテングで近似したも のである。S変換とは Wavelet 変換を拡張したものであ り、そのスペクトルから各高度で卓越する鉛直波長を 推定できる。図2に、前線近傍の気温の偏差場のプロ ファイルとその S 変換スペクトルを示す。約 4~7 km の鉛直波長をもつ波成分が高度 25~35 km の範囲にあ ることが分かる。水平波長は、隣り合うプロファイルの クロススペクトルの位相差から見積もることができる。 発表当日は擾乱の水平波長についても述べ、前線との 関係を議論する。



図1:前線を垂直に横切るラインに沿った鉛直断面図 (SSW ピークの2日前)。横軸は前線中心からの相対 距離。(色)渦位偏差、(等値線)正と負のジオポテン シャル高度偏差を赤と青でそれぞれ示す



図2: SSW ピークの2日前に前線近傍に存在する COSMIC 衛星の(左)気温の偏差場と(右)その S 変換スペクトル

# 北極成層圏突然昇温に伴う赤道から南半球亜熱帯に及ぶ低温偏差

# \*安井 良輔、佐藤 薫 (東大院理)

### <u>1. はじめに</u>

北半球冬季成層圏では、成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW)がしばしは発生 する。これは、北半球成層圏において定在ロスビー 波が砕波することで、子午面循環を形成し、その下 降流域に断熱圧縮に伴って北極成層圏が昇温する現 象である(Matsuno 1971)。ロスビー波が砕波して西向 きの波強制を与える緯度幅は、SSW のそれぞれのイ ベントで異なるが、中に赤道近くまで及ぶものもあ る。この時赤道付近では、波強制がつくる子午面循 環は上昇流となり、断熱膨張によって低温偏差が形 成される。このような赤道付近まで波強制を受ける SSW イベントでは、しばしば赤道を越えて南半球亜 熱帯域まで、低温偏差が見られる。本研究では、こ の赤道を越えて低温偏差を示す SSW イベントに注 目し、その発生要因についての解析を行なった。

## 2. データと解析方法

本研究では、再解析データ MERRA2 を用いた。解 析期間は 1990 年 12 月から 2018 年 3 月までの 28 シ ーズンである。MERRA2 には、自然発生のトレンド に加えて、同化に伴うトレンドも見られたため、気 候値からの偏差から 90 日の移動平均を取り除いた 成分について解析を行なった(以下、偏差と呼ぶ)。

### <u>3. 結果</u>

図1(上)は、1998年12月~1999年3月、高度5 hPaの気温の偏差である。この高度5hPaは、北半球 の高温偏差の緯度幅が最も大きくなる高度である。 このシーズンでは、Charlton and Polvani (2007)の SSW 判定法によると、1998年12月15日と1999年2月 26日にそれぞれディスプレイスメント型、スプリッ ト型の SSW が起こっており、いずれもその時に北 半球高緯度の高温偏差が最大になっている。しかし、 北半球中緯度では、高緯度に比べて約10日ほど早く 高温偏差が見られ、時間とともに高緯度に移動して いる。一方赤道域をみると、SSW が起こる 15 日程 度前から低温偏差がみられ、この低温偏差が南緯30° 付近まで伸びていることがわかる。このような赤道 を越える低温偏差は、すべての SSW で見られるわ けではなく、2007年2月24日のディスプレイスメ ント型 SSW では、赤道や南半球亜熱帯に大きな低 温偏差は見られない(図1(下))。

この赤道の低温偏差は、北半球側での TEM 系残 差平均鉛直流 w<sup>\*</sup>の時間変化とよく対応しているこ とがわかる(図 2)。南半球側においても、非常に小さ な値であるが、**w**\*の時間変化と対応している。しか し、北半球側のロスビー波は赤道に向かっているが 南半球側には及んでいない。

### <u>4. 今後の予定</u>

南半球側で見られた低温偏差の要因については不 明である。南半球側で北半球 SSW の前に、ノーマル モードロスビー波の活動が急激に活発になっている ことや、南半球側で低温偏差が見られる少し下の領 域で短波加熱の正の偏差が見られることなどとの関 連が考えられる。今後詳しく解析する。



図1:(上)1998年12月~1999年3月、(下)2006年12 月~2007年3月の高度5hPaの気温の偏差。等値線 間隔は5.0K。-2.5K に補助線を引いている。破線は 負の値を示す。



図 2:1998 年 12 月~1999 年 3 月、高度 5 hPa の残 差平均鉛直流w<sup>\*</sup>の偏差。3 日の移動平均をかけてい る。等値線間隔は 0.3mm/s。破線は負の値を示す。

### <u>5. 参考文献</u>

Matsuno, T. (1971), J. Atmos. Sci., 28, 1479–1494.
 Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), J. Climate, 20, 449–469.

# 大規模アンサンブル実験から見える成層圏突然昇温時の熱帯成層圏対流圏結合

# 吉田康平1,水田亮1

### 1: **気象研究**所

### 1. 序論

成層圏大気が対流圏に与える影響については、科学 的・長期予測的な重要性から古くから研究が行われて いるテーマである。Baldwin & Dunkerton (Science. 2001)など、中高緯度を中心とした成層圏対流圏結合は 広く認知されてきているが、その一方で熱帯における 成層圏対流圏結合についても研究が進められてきたが、 近年の発展が特に目覚ましいトピックである。例えば 成層圏準二年周期振動(QBO)が熱帯大規模循環に影 響を与えるとする研究は Yoo & Son (GRL, 2016)を皮 切りに近年、精力的に行われてきている。また成層圏 突然昇温(SSW)が熱帯対流圏に与える影響について も Kodera (GRL. 2006)で示された対流への影響をはじ め、様々な研究が行われてきている。ただし長周期変 動である QBO に比べ SSW は対流圏内の変動との影響 の切り分けが難しく、発生頻度も大規模な SSW では2 ~3年に一回程度とサンプル数が少ないため統計的に 信頼できる解析が困難であった。そこで本研究では高 解像度全球大気モデルによる大規模アンサンブルデー タセットd4PDFを用いて、これまでサンプル数不足で 適切な調査が難しかった SSW が熱帯対流圏に与える 影響について詳細な調査を行うことを目的とする。

### 2. 実験設定と使用データ

d4PDFで使用したモデルは気象研究所全球大気モデルMRI-AGCM3.2H(水平 60km 格子 64 層)である。 解析に使用したのは現在気候実験(1951-2010 年)で、 海面水温データに COBE-SST2(Hirahara et al., JC, 2014)をベースに時空間的に摂動を加えた 100 メンバ ーアンサンブルを行っている。SSW イベントの抽出は モデルの極渦変動が小さいため、北緯 60 度 10hPaの 西風の時間変化で行い、そのうち熱帯成層圏で十分に 気温低下が起きているもの(アンサンブル平均から 10 hPaで-2Kかつ70 hPaで-2K)を選び 6000 年中、490 イベントが抽出された。モデル出力からの熱帯低気圧 の抽出は Murakami et al (CD, 2012)の手法を用いた。

### <u>3. 結果</u>

熱帯 70 hPa 気温の低温偏差のピークを基準にして コンポジット解析を行った結果を図1に示す。SSW に 応じて熱帯成層圏の上部から下部にかけて低温偏差が 下方伝播しているのがわかる(図1a)。残差鉛直流の緯 度分布は、day -30 で既に上昇流偏差が赤道付近で現れ 始め、時間の経過とともに熱帯全域に広がり、特に南 半球側で偏差が大きくなるのが分かる(図 1b)。この結 果は Kodera (2006)と整合的である。それに応じて降水 偏差と OLR の低い領域が赤道から南半球側にシフト し同領域で対流活動が強まっているのが分かる(図 1c)。 さらに対流活動の強化に伴い同領域での熱帯低気圧の 存在頻度が増加している(図 1d)。また他の熱帯的圧指 標としては、発生頻度や熱帯低気圧積算エネルギー

(ACE)でも有意な増加が見られた。このように様々 な指標で熱帯南半球域での対流活動の強まりを見るこ とができた。ただし対流活動の強まりは70 hPaの低温 偏差ピークに先行している傾向があり、広く支持され ている安定度の弱化に伴う対流活動の変調以外の寄与 の重要性を示唆する結果となった。発表ではより詳細 な議論を行う予定である。

謝辞:本研究は文部科学省の統合的気候モデル高度化 研究プログラムならびに地球情報統融合プログラム、 JSPS 科研費 JP17H01159 の支援により実施された。



図 1. SSW 発生時の熱帯域における (a) 気温 [K] (b) 100 hPa 残差鉛直流 [mm/s] (c) 降水 (0.1 mm/day 以上に陰 影) と外向き長波放射 (等値線) d) 熱帯低気圧存在頻度 のコンポジット偏差。70 hPa 気温が最低となる日を day 0 としている。(c)を除き陰影とマークは 99%有意な領域を示 す。

### Lapse-Rate Tropopause 高度の傾向方程式の導出とその適用

\*高麗正史、佐藤薫(東大院理)

## 1. はじめに

対流圏界面は、対流圏と成層圏の境界であり、通常、 気温減率で定義される(Lapse-Rate Tropopause; LRT)。 そこでは、大気微量成分量の鉛直勾配が大きく、成層 圏-対流圏間混合の観点で研究がなされてきた。基本 LRT 高度は、熱帯で放射対流平衡、中高緯度で傾圧 擾乱の調節過程により主に維持される(Held, 1982)。 加えて、傾圧不安定などの総観規模擾乱や成層圏突 然昇温(SSW)などの惑星規模擾乱に伴い、数日〜数 ヶ月のスケールで変動することが指摘されている。

本研究では、LRT 高度を温位勾配 (N<sup>2</sup>)の不連続 点が存在する高度であると単純化 (Juckes, 1994; 1997)することで、LRT 高度の傾向方程式を導出す る。導出された方程式を傾圧不安定の数値実験や再 解析データに適用し、その妥当性を検証する。

# 2. LRT 高度の傾向方程式の導出

LRT 高度 *z*<sub>TP</sub> において、温位は連続、温位勾配は 不連続と仮定する。詳しい導出は省略するが、LRT に おいて Rankine-Hugoniot 条件を適用すると、

$$\partial z_{\mathrm{TP}} / \partial t = -[\theta_t]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} / [\theta_z]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} \dots (1)$$

が得られる。ここで、添字は変数での偏微分を表し、  $[f(z)]_{T}^{S} \equiv f(z_{TP} + 0) - f(z_{TP} - 0)$ で、LRTの上下間 の差を表す。右辺は、熱力学方程式を用いて、各項(水 平移流や鉛直移流(断熱加熱)、非断熱加熱)の解析 が可能である(例えば、3次元移流項は $[v \cdot \nabla \theta]_{T}^{S}/$   $[\theta_{z}]_{T}^{S}$ )。また、時間・空間平均した方程式系や変形オ イラー平均系(TEM系)にも同様に適用可能である。

### 3. 導出された傾向方程式の適用

#### 3.1 理想化した傾圧不安定の数値実験

物理過程を含まない理想的な傾圧不安定の数値実 験 (Polvani et al., 2004)の出力結果に、式(1)を適用 した。数値計算には DCPAM5 (Takahashi et al., 2018) を用い、解像度は T85L40 とした。図1にt = 11 day での $z_{TP}$ の水平分布と、45°N での実際の $\partial z_{TP}/\partial t$ 、 及び、式(1)で推定される3次元移流( $v \cdot \nabla \theta$ )によ る変化率を示す。ここでは、 $[f(z)]_T^S \approx [f(z)]_{300hPa}^{200hPa}$ と 近似する。図1(b)で、それら2つがよく一致するこ とが分かる。これは、本実験設定で、LRT を不連続点 とする単純化が、妥当であることを意味している。 3.2 2008/2009 年冬季の北半球極域の LRT 変動

TEM 系に対して式 (1) を適用し、2008 年 12 月~ 2009 年 2 月の北半球極域 (70~90°N) の東西平均 LRT 変動を解析した。解析には JRA-55 を用いた。解 析領域の LRT 高度の変動を考慮して、  $[f(z)]_{T}^{S} \approx$  $[f(z)]_{350hPa}^{350hPa}$  と近似した。図 2 に東西平均した  $\partial z_{TP}/\partial t$  の時系列 (実線)を示した。2009 年 1 月 22 日に SSW が発生しており、この時 LRT の低下 (負の 傾向) が見られる。3 次元移流と放射加熱の和から推 定された LRT 高度の変化率 (破線) は、昇温後の負 値を含め、東西平均  $\partial z_{TP}/\partial t$  を定量的によく説明す る。さらに、力学的加熱の一成分である残差平均鉛直 流 ( $\overline{w}$ \*) による寄与を一点鎖線で示す。 $\overline{w}$ \* の変動に よって、1 月 22 日ごろの LRT 高度の低下が説明でき ることが分かった。



図 2:10 日移動平均した 70~90°N における東 西平均  $\partial_{Z_{TP}}/\partial t$  (実線)、3 次元移流と放射加熱 の和から推定された  $\partial_{Z_{TP}}/\partial t$  (破線)、及び、 $\overline{w}^*$ による加熱から推定された  $\partial_{Z_{TP}}/\partial t$  (一点鎖 線) の時系列。

#### 4. まとめ

LRT を温位勾配の不連続点として単純化すること で、LRT 高度の傾向方程式を導出した。そして数値 実験で得られた傾圧不安定波、及び冬季北極域の再 解析データに適用した。いずれの場合も傾向方程式 が機能することが確かめられた。また、SSW 後の LRT 付近の下向き  $\overline{w}^*$  に伴い、LRT が低下することが先 行研究 (例えば、Kohma and Sato (2014)) で指摘され ている。本解析は、SSW 後の LRT 高度変化が  $\overline{w}^*$  で 説明できることを定量的に確かめたことになる。



図 1:(a) t= 11 day での  $z_{TP}$ の水平分布。等値 線間隔は 250 m。(b) 同 時 刻 の 45°N での  $\partial z_{TP}/\partial t$  (実線) と 3 次元移流から推定さ れた  $\partial z_{TP}/\partial t$  (破線) の経度分布。

# 南半球極域成層圏における波数1の準停滞性ロスビー波の クライマトロジーと対流圏との関係

\*平野創一朗 • 高麗正史 • 佐藤薫 (東大院理)

## <u>1. はじめに</u>

南半球極域成層圏における波数 1 の準停滞性ロ スビー波 (quasi-stationary waves with zonal wavenumber 1; OS wave-1)の振幅は、冬の初めに極 大、冬の中頃に極小、冬の終わりから春にかけて最 大となる。この季節進行は、refractive index  $(n^2)$  と の関連が調べられてきたが、その対応関係について は議論が分かれている (Scott and Haynes 2002)。例 えば、Randel (1988) は、8年分の客観解析データを 使って、OS wave-1 の振幅と $n^2$ の増減が対応しない ことを示している。一方、Wirth (1991)は、現実的 な背景風の下で、下部境界に現実的な波数1の強制 を与えて、定常線形準地衡方程式を南半球で解いた。 冬の初めの極大は再現できなかったものの、QS wave-1 の振幅とn<sup>2</sup>の季節進行はほぼ整合的であっ た。本研究では、解析期間を38年間に拡張し、南 半球極域成層圏における QS wave-1 の振幅の季節 進行を、n<sup>2</sup>及び対流圏における QS wave-1 の振幅の 季節進行と関係づけて調べることにした。

## <u>2. データと解析手法</u>

解析期間は 1980 年から 2017 年である。解析には、 the Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2; Gelaro et al. 2017)を用いた。水平方向のデータ間隔は 1.25°、 鉛直方向には 0.1 から 1000 hPa まで 42 層ある。時 間間隔は 3 時間である。また、QS wave-1 は、ジオ ポテンシャルハイトの周期 30 日以上の成分を 75.625°S~46.875°S で平均し、さらに波数 1 成分を 取り出して求めた。

## <u>3. 結果</u>

3 hPa より上層において、QS wave-1 の振幅は、4 月に極大、6 月に極小、9 月~10 月に最大となる(図 1)。 $60^{\circ}$ S 付近の $n^{2}$ は、4 月に正、6 月に負、10 月に 正となる(図 2)。一方、3 hPa より下層における振 幅は、4 月から7 月にかけて徐々に増え、9 月~10 月で最大となる(図 1)。Randel (1988)で指摘され た6月の極大は、38 年間のクライマトロジーでは 見られなかった。また、 $n^{2}$ も季節が進むにつれて 徐々に増えている(図 2)。すなわち、成層圏全層 で QS wave-1 の振幅とn<sup>2</sup>の季節進行は定性的には 整合しているように見える。

しかし、振幅が春に最大となる時の振幅の大きさ  $in^2$ だけでは説明できない。そこで、対流圏におけ る QS wave-1 の振幅の季節進行を調べたところ、春 に最大となることが分かった (図 3)。この結果は、  $n^2$ の増大に加えて、対流圏における QS wave-1 の増 幅が、成層圏における QS wave-1 の振幅の最大に寄 与していることを示唆する。

### <u>4. 今後の展望</u>

南半球の最終昇温日の年々変動は、春における成 層圏の波活動と関係していることが知られている (Sun et al. 2014; Hirano et al 2016)。そこで、最終昇温 日に着目して、成層圏のQS wave-1と対流圏のQS wave-1の年々変動の関係を調べる。さらに、対流 圏のQS wave-1の起源が主に熱帯であることが指 摘されている(Quintanar and Mechoso 1995; Inatsu and Hoskins 2004)ことから、熱帯の対流活動の年々 変動との関係も調べる。







図 3:250 hPa における QS wave-1 の振幅の時系列。

# 半球間結合を示唆する中層大気年々変動と太陽活動との関係

\*松下優樹、佐藤薫、高麗正史(東大院理)

### 1. はじめに

前回、冬半球成層圏界面でのロスビー波強制と東西 平均場の年々変動の関係を解析したところ、有意な相 関が夏半球成層圏にも存在する事を報告した(図1)。 夏半球での相関は、赤道の角運動量的障壁が小さい領 域を通って残差平均南北流 (v\*) が夏半球まで及ぶこと で生じた可能性を議論した。一方で、11 年周期の太陽 活動変動に起因する東西平均場の変動が波強制の年々 変動を生み出している可能性もある。Kodera and Kuroda (2002、以下 KK02) は、太陽活動極大期に夏半 球・赤道の成層圏界面付近で正の温度偏差が生じ、温度 風関係を満たすように冬半球の西風ジェットが強化さ れること、また、これによって中緯度成層圏界面付近へ のロスビー波の伝播が阻害され、波強制が弱くなるこ とを示している。本発表は、この冬半球波活動と夏半球 平均場に見られた相関の成因として、太陽活動に着目 し、解析を行った。

2. 解析方法

MERRA-2 を用いて東西平均場および波の場の 37 年 間 (1980~2016) の時系列を作成した。南半球冬期 (6~8 月) に着目し、EP flux 発散 (∇・F) を、その絶対値が この期間に冬半球中層大気で極大となる領域 A (0.3~1hPa, 30~50°S) で平均した値を波強制の指標とし て用いた。また、太陽活動の指標として F10.7 index を 用いた。

# 3. 結果

図2に太陽活動と東西平均東西風( $\overline{U}$ )の時系列の相関係数(左)、波強制と $\overline{U}$ の時系列の相関係数(右)を示す。30°S 成層圏界面(50km)付近において太陽活動と $\overline{U}$ の間に有意な正の相関が見られる(左図)。これはKK02の結果と一致している。しかし、その相関は波強制と $\overline{U}$ の相関(右図)と比べて小さく、有意な相関が見られる領域も狭く限定的である。

図 3 は、KK02 と同じ期間 (1980~1998, 左図) および それ以降の期間 (1999~2016, 右図) に分けて行った太 陽活動と辺の相関解析の結果である。前半においては、 30~60°S, 20~60km に有意な強い正の相関が見られる。 これは KK02 の結果と一致している。しかしながら、 後半 (右図) では、同様の相関はほぼ見られないことが わかる。

#### 4. まとめ

冬半球中緯度成層圏界面付近の波強制と夏半球成層 圏東西平均場との間に有意な相関をもたらす原因のひ とつとして、太陽活動に着目した解析を行った。先行研 究と同期間の解析では太陽活動による半球間結合を示 唆する相関が見られたが、解析期間を延長するとその 相関は弱くなった。1999年以降のデータを用いた解析 ではシグナルがほとんど見られなかった。以上のこと から、波強制と東西平均場の相関で見られた半球間結 合において、太陽活動の影響は支配的ではないのでは ないかと考えらえる。



図1: JJAにおける領域Aでの平均波強制と東西平均 気温の相関係数(期間は1980~2016年)。斜線はA領域 を示し、有意水準0.05で相関が有意な領域に着色。



図2:図1と同じ。ただし、太陽活動と $\overline{U}$ の相関(左) および領域Aでの平均波強制と $\overline{U}$ の相関(右)。



図3:図2左と同じ。ただし、1980~1998年(左)、 1999~2016年(右)についての結果。

# QBOi 実験において QBO が冬季成層圏中高緯度循環に与える影響

直江寛明・吉田康平 (気象研)

### 1. はじめに

赤道準二年周期変動 (OBO) が冬季北半球極 渦変動に与える影響 (Holton and Tan, 1980) は、 観測研究・モデル研究から robust であるとされ ている。提唱されているメカニズム (HT メカニ ズム)は、惑星波が西風中でしか伝播できない 特性があるため、OBO が惑星波の導波管に影響 を与えるはずでそれが極渦変動を引き起こす、 とされてきた。例えば、熱帯下部成層圏が東風 のとき、critical line (u=0) は NH 側の亜熱帯に 位置し、導波管として緯度幅が狭くなり、中緯 度から赤道に向かう惑星波が屈折して極側に 向い、そこで波活動度が収束することで極渦の 弱化・極渦内の気温上昇、という説明である。 近年、Naoe and Shibata (2010) は、EP flux の向 きが中緯度下部成層圏で、HT メカニズムが提 唱していたことと逆であると指摘して以来、HT メカニズムの議論は活発になってきた (White et al., 2015).

より現実的な QBO を気候モデルで再現する ためには未だに多くの困難があるため、QBO を 駆動する諸過程の改善を目的として QBO 国際 相互比較 (QBOi: Butchart et al., 2018) が行われ、 我々はそこで推奨された実験を行った。QBO を 再現できるモデルの多くは、非地形性重力波 parameterization (NOGW) を採用しているが、 NOGW の設定によって温暖化実験での QBO の 振幅や周期は大きく変化する (Shirber et al., 2015)。本発表では、気象研で開発された地球シ ステムモデル (MRI-ESM2) を用いて QBO 再現 性の改良前、改良後の実験結果と再解析データ について、北半球冬季に QBO が成層圏中高緯 度循環に与える影響を解析したので報告する。 2. 方法

MRI-ESM2 を用いて長期積分を行った。解像 度は大気モデル TL159L80、モデルトップは 0.01hPa である。NOGW は Hines (1997) を使用 した。QBO に関する改良点は、1) 鉛直高解像 度化に伴う上部対流圏-成層圏の鉛直拡散の弱 化、2) Hines スキームの射出高度を地表から 600 hPa への変更、3) Hines スキームのソース強 度の弱化、である。QBOi 実験は、現実的な外部 境界条件を与えた時の 1979-2009 過去再現実 験 (Exp1)、現在気候の平均値を年周期境界条件 とした時の 30 年理想実験 (Exp 2)、Exp3-4 は温 暖化実験 (Exp2 と同じ実験設定)で、 2xCO2(+2K SST)、4xCO2(+4K SST)を与える。 3. 結果

図 1 は、渦位南北勾配 (Qy =  $\beta - \overline{u}_{yy} - \rho_0^{-1}(\rho_0 \varepsilon \overline{u}_z)_z$ ) ( $\varepsilon = f'/N^2$ ) と EP flux について QBO 位相差合成図を示す。Qy は、正の領域で は波動伝播が可能、負の領域では砕波する。赤 道領域では、西風と同じパターンがみられる。 熱帯下部成層圏 QBO が東風偏差のとき、30-40N の下部成層圏では Qy が正偏差の領域があり、 亜熱帯ジェットの極側から上向き・赤道向きの 波活動度が強化されている。極域では負偏差の 領域があり、EP flux が北向き偏差で極域で収束 し、波伝播が祖塞されやすい状況と対応してい る。



図 1. 改良後の MRI-ESM2/QBOiExp2 における、 渦位の南北勾配 (Qy; 陰影) と EP flux につい て QBO 位相差の合成図 (QBO-E minus QBO-W)。 QBO 位相は DJF 平均した 50 hPa 赤道における 東西風で定義。Qy は  $\Omega/a=1.14x10^{-11}$  m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> で 無次元化、統計的有意な領域は斜線。EP flux は、 鉛直方向に 100 倍、係数 sqrt(pressure/1000 hPa) で除してスケーリング。南北、鉛直どちらかの 成分が 90%以上有意であれば黒ベクトル、どち らも 90%以下であれば灰色、大きさが小さいベ クトルは無視。

# 中層大気のデータ同化におけるメンバー数の評価 \*小新大, 佐藤薫 (東大院理), 宮崎和幸, 渡辺真吾 (JAMSTEC)

### 1. はじめに

アンサンブルを用いて誤差共分散を推定するデータ 同化手法では、メンバー数をなるべく多くとる必要が あるが、計算資源には限りがある.本研究で目指す中 間圏全体を含む大気のデータ同化はまだ一般的ではな く、必要なメンバー数についての検討はなされていな い.200 メンバーにより行った地上から下部熱圏までを 対象としたデータ同化の結果は衛星データや再解析デ ータと整合的だったため、その結果を用いて、メンバ ー数を変えたときの空間相関や、度数分布の違いを調 べ、適切なメンバー数に関する考察を行うことにした. 対象期間は2017 年 1 月である.

#### 2. 相関係数

まず、ある点に対して、同じ緯度、高度における各 経度の点との相関を計算した.メンバー数を変えたと きの結果を図1に示す.基本的に相関は離れたところ で小さくなるはずだが、メンバー数が50以下の場合に はサンプリング誤差によると思われる偽の高い相関が 現れている.100以上の十分なメンバー数では離れた点 での相関は0.2程度に収束している.また、図には示さ ないが低い高度ほど、基準点附近の高い相関領域が狭 いため、局所化がより有効であることがわかった.

### 3. 相関係数から推定される最適なメンバー数

次に,200 メンバーを用いたときの相関が最初に0.1 未満になる経度の外側の領域に着目し,この領域での 標準偏差(RMS)を各メンバー数について計算し,経 度平均した.RMSはメンバー数の増加とともに減少す るが,0.1を下回るときに偽の相関が見られなくなった と判断し,そのときのメンバー数を最低必要メンバー 数と定義し求めた.40°N,40°S,赤道での最低必要メン バー数の鉛直プロファイルを図2に示す.緯度依存性 は小さく,成層圏及び中間圏の高度80km以下では鉛直 方向にもほぼ一定で,110程度であることがわかる.こ のことから,中層大気での誤差共分散の構造を適切に 推定するためには100以上のメンバーがあれば十分だ と考えられる.

### 4. 度数分布から推定される最適なメンバー数

アンサンブルはその地点での誤差分布を適切に表現 できるメンバー数でなければならない. 各メンバー数 における頻度分布の例を図3に示す.ビン幅はScottの 選択法により決めた.200メンバーでは分布の細かい形 状が確認され,100メンバーでも分布の非対称性がみら れる.50メンバーでは分布の形が明瞭ではない.図に は示さないが他の地点でも同様の傾向が見られること がわかった.よって,頻度分布の表現可能性の視点か らも,100メンバー程度あれば十分であることがわかる.

# 5. まとめ

200 アンサンブルによるデータ同化の結果を用いて、 相関や度数分布の視点から必要な最低メンバー数を推 定した.その結果、中層大気では 100 程度のメンバー 数が必要であるとわかった.







[1] Miyoshi and Yamane (2007, MWR)

[2] Watanabe and Miyahara (2009, JGR)

-135-

# オゾンを同化した化学気候モデルによる初期値を用いた 南米 11 月のオゾン予測の試み

\*中村東奈 (富士通 FIP), 秋吉英治 (国立環境研究所), 杉田考史 (国立環境研究所),水野亮 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

### 1. 背景と目的

2009 年 11 月にアルゼンチンのリオ・ガジェゴス (51.6S, 69.3W)において,約3週間にわたってオゾン 全量が低い状態が続き,それに伴い紫外線の増加も確 認された[1]. 国立環境研究所では名古屋大学との共同 でこのような紫外線リスクの高いイベントを事前に予 測し,リスク情報として公開するため,化学輸送モデ ルの開発を行っている.

過去の南米のオゾン全量の再現として MIROC3.2 CTM に ERA Interim の東西風,南北風,気温をナッジ ングした計算を行い,OMI の観測のオゾン全量とよく 一致することを示した[2].

また、南米のオゾン予測に向けて、以前の報告(中 村ほか、2017年春季大会)において予報値をナッジン グする方法を用いた予測の検討を行った.予報値が公 開されている複数の再解析データを用いたナッジング を行い、結果を比較した. MERRA2(予報値はGEOS-5 FP)の東西風、南北風のみ(UV)をナッジングした場 合に ERA Interim の東西風、南北風、気温(UVT)を ナッジングした場合のオゾン全量の分布に近く、これ らは OMI の観測とも近いことを確認した.

実際の予測の際には上記のように予報値をナッジン グする方法と、同化処理によって得られた初期値から 同化・ナッジングなしのフリーランを行う方法とが考 えられる.本報告では後者について試験的に処理した 結果と ERA Interim 再解析データをナッジングした結 果との比較を行い、予測されたオゾン全量との違いと、 その原因について考察を行う.

#### 2. 実験概要

初期値作成のための同化処理には、同化版 MIROC 3.2 CCM [3]を用いた.水平解像度 T42,鉛直 34 層で、 6 時間毎に同化処理を行った.同化手法はアンサンブル カルマンフィルタでメンバ数は 32 である.同化に用い たデータは MERRA2 の東西風、南北風、気温、OMI オゾン全量,Aura/MLS オゾンプロファイルである. 2009 年 10 月 1 日から約 1 ヵ月同化処理を行い、11 月 6 日、7 日、8 日の各メンバをそれぞれ初期値として 10 日間のフリーランのアンサンブル実験を行った.

### 3. 結果

はじめに、前述のオゾン全量低下イベントをターゲ ットとしてリオ・ガジェゴスの位置でのオゾン全量の 比較を行った(図1). OMI 観測値(灰色実線)でオゾ ン全量の低下が始まった 2009 年 11 月 9 日頃はいずれ の初期値のフリーランのアンサンブル平均もオゾン全 量の低下がみられた.しかし、10 日以降になると7 日 初期値(破線)、8 日初期値(点線)のランでは観測ほ どオゾン全量の低下がみられず、280DU 程度で推移し た.6 日初期値(一点破線)のランでは観測と同様に 230DU 近くまでオゾン全量が低下した.

これらの違いについて原因を考察するため、予測実 験期間のリオ・ガジェゴス付近の緯度における等圧面 高度場の波数解析を行った.その結果、波数1成分の 変動について6日初期値のランはERA Interimをナッジ ングした結果と似ていたが、7日、8日初期値のランは 異なる変動を示した.



図1 リオ・ガジェゴス(51.6S, 69.3W)におけるオゾ ン全量の変動(単位: DU). 灰色実線が OMI 観測値、 破線が各フリーランのアンサンブル平均.

参考文献

- [1] de Laat, A. T. J., et al., 2010, *Geophysical Research Letters*, 37, L14805.
- [2] Akiyoshi, H., et al., 2018, J. Geophysical Research Atmosphere, in revision.
- [3] Nakamura, T., et al., 2013, J. Geophysical Research Atmosphere, 118, 3848-3868.
- 謝辞: This research was supported by JST/JICA, SATREPS (2012-2017). 計算には国立環境研究所のスパコンを使用した.

# 南極域におけるオゾン変動と力学場の関係

劉光宇・廣岡俊彦(九大院・理)・江口菜穂(九大・応力研)

# はじめに

前回の発表(2018年度春季大会 D461) においては、21世紀でオゾンホールが最 小規模となった2012年と2017年の事例 に対し、力学過程によるオゾン輸送によ って小規模な南極オゾンホールをもたら すメカニズムについて検討した。その結 果、2012年と2017年の冬季は大規模波 動の活動度が高く、残差子午面循環によ るオゾン輸送に加え、大規模波動による 渦輸送が寄与する可能性を指摘した。そ こで今回は、大規模波動の活動度が他の 年と比べてどの程度高いのかについて解 析を行った。

# <u>使用データと解析手法</u>

本研究で用いるオゾンデータは、アメ リカ航空宇宙局(NASA)作成の、Aura衛 星搭載のMLSに基づくオゾン体積混合比 データで、衛星軌道上で与えられている 値を経度緯度方向に5.0°×5.0°の格子点 値へ変換した。力学場データは、気象庁55 年長期再解析(JRA-55)データの日平均値 を使用した。解析期間は2005年から2017 年の13年間である。

力学場の解析は変形オイラー平均 (TEM)方程式系(Andrews他1987)を用いて 行った。

# <u>結果</u>

冬季成層圏の大規模波動活動度の指標 として 10hPa における EP フラックス鉛 直成分を日々計算し、南緯 60~80 度の日 平均値を 8~10 月について期間平均した。 図1は、2005 年から 2017 年の、上記



図12005年から2017年の、8月から10月につい て期間平均した、南緯60~80度、10hPaにおける EPフラックス鉛直成分の年々変動の図。上図は全 波数、下図は波数1(実線)と波数2(点線)成分 の変動を示す。

EP フラックス鉛直成分の年々変動を示 す。上図は全波数、下図の実線と点線はそ れぞれ鉛直成分の波数1と波数2成分を 示す。この図より、2017年冬季高緯度の EP フラックス鉛直成分は、他の年と比べ て大きく、大規模波動が活発であったこ とがわかる。一方、2012年の同成分は平 均並みで、特段に活動度が高かったとは 言えない。また、2005年、2006年も活動 度が高かったこともわかるが、これらの 年のオゾンホールは小さいものではなか った(図は省略)。

発表では、他の高度や緯度帯について も解析を進め、大規模活動度の詳細な議 論を行う。

# ひまわり8号にて観測された都市の空間構造と地表面温度との関係



山本 雄平 (京大院理)

# 1. はじめに

地表面温度(Land Surface Temperature,以下「LST」) は、都市の熱環境形成に大きく寄与する物理量であ る。都市では多様な熱的性質をもつ人工被覆材が用 いられており、LST はそれに反映して時間・空間的 に複雑に変化する。さらに、近年の極軌道衛星や航 空機を用いた広域観測により、LST は地表面材質だ けでなく、建物の高度や密集度によっても影響を受 けることが報告されている。しかしながら、極軌道 衛星・航空機観測は時間分解能に乏しいことから、 LST の日変化特性と都市の空間構造との関係にまで 踏み込んだ議論が行えないという問題があった。

そこで本研究では、時間分解能の高い静止軌道衛 星「ひまわり8号」の赤外観測データからLSTを推 定し、大阪平野と関東平野の都市域におけるLSTの 時空間特性を調べた。ひまわり8号は高頻度(全球: 10分)かつ高解像度(約2km)でLSTの推定が可 能であり、これは大都市における気温の地上観測網 (2-5km)とも遜色ない解像度である。そのため、 都市観測に適用することで、LSTの日変化特性と都

市の空間構造との関係についての新たな知見獲得が 期待される。

# 2. データ・解析方法

LST は、静止軌道衛星ひまわり 8 号の熱赤外観測 値から推定した(Yamamoto et al., 2018)。ただし、雲 域は地表面からの熱赤外放射が遮られてしまうため、 適用範囲は晴天域に限られる。ひまわり 8 号の観測 データは、千葉大学環境リモートセンシング研究セ ンターで緯度経度直交座標系に幾何補正されたもの を利用した。LST データの空間解像度は 0.02°格子、 観測頻度は 10 分間隔である。

30-

25

20<u>+</u>

03

06

09 12 15 18 21

多地点で観測された気温の時系列データから主要 な時間変化パターンを抽出し、そのパターンの特徴 を把握するための手法として、先行研究では主成分 分析が多く用いられてきた。本研究もこれに倣い、 主成分分析を行うことで LST の時空間変化特性を 調べた。対象地域は大阪平野と関東平野の都市部と し、対象日は夏の晴天日(大阪:2016年8月12日、 関東:2015年8月5日)とした。前処理として、水 面被覆率が高い画素と雲が混入していると考えられ る画素を解析対象から除外した。

### 3. 結果·考察

表1に、両都市における第5主成分までの固有値 と寄与率、累積寄与率を示す。第3主成分までは大 阪と関東で大きさの近い固有値が得られ、LST 日変 化の約90%以上が第1から第3主成分で説明可能で あることが分かる。図1は、高層建物の密集地(HB)、 低層建物の高密度地域(LBHD)、低層建物がまとま って分布する地域(LBLD)で占められるピクセルと、 植生被覆率が高いピクセル(Veg.)の第1から第3 主成分の各平均スコアを反映させた LST 日変化であ る。LBHD で占められるピクセルは、都市の活性度 としては HB と LBLD との間にあたるものの、日中 はそれに対応した中間的な時間変化が見られず、昇 温・降温速度が大きい。これは建物の密集度が増加 することによる放射率の増大と、都市キャノピーの 流れ場が skimming flow となる環境が増えることに よる対流熱伝達率の減少が原因ではないかと考えら れる。

#### 参考文献

Y. Yamamoto, H. Ishikawa, Y. Oku, and Z. Hu, 2018: An algorithm for land surface temperature retrieval using three thermal infrared bands of Himawari-8. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96B, 59-76.

表 1. 主成分分析により得られた固有値と寄与率。							
主成分 —	大阪		関東				
	固有値	寄与率	累積寄与率	固有値	寄与率	累積寄与率	
第1主成分	107.22	84.68 %	84.68 %	116.36	83.04 %	83.04 %	
第2主成分	9.05	7.15 %	91.83 %	9.05	6.46 %	89.50 %	
第3主成分	5.01	3.96 %	95.79 %	4.43	3.16 %	92.66 %	
第4主成分	1.77	1.39 %	97.18 %	2.54	1.81 %	94.47 %	
第5主成分	0.89	0.70 %	97.88 %	1.77	1.27 %	95.74 %	

30

25

20

03

09 12 15 18 21

06

 
 Time (local hour)
 Time (local hour)

 図 1. HB, LBHD, LBLD が 60%以上を占めるピクセルと NDVI が 0.45 以上のピクセルの 第 1 から第 3 主成分の各平均スコアを反映させた LST 日変化。左図は大阪、右図は関東域。

# 北海道東部の冬季極値出現時における地域の日変動気候特性

\*佐井 彩乃, 柴田 清孝(高知工科大学)

#### 1. はじめに

北海道足寄郡陸別町が「日本一寒い町」と呼ばれる所以 は、寒さランキング全国一位の回数や、1月~2月の平均 気温、平均日最低気温などを寒さを計る指標としたとき、 陸別が他地点を圧倒しているところにある(空井ほか 2016).このような冬季極値出現時の特性を、北海道東部 のアメダス11地点のデータを用いて時別値で表現可能な 日変動の時間スケールで気候的に解析した.この場合気候 的特性とは、地形や局地循環風も含めた特性である.

#### 2. 地形と風の流れ

陸別周辺は山が連なっており(図1), 盆地の中に陸別 があるような形になっている. 陸別を囲む山の斜面に沿っ て冷気が下降し, 陸別, 足寄を結ぶ川に沿って主に南西方 向に風が流れていると考えられる. 反対の北東側は分水嶺 の鹿の子峠から津別を結ぶ川に沿って冷気が流れる. 陸別 で極低温が出現したとき, この十勝地方と網走地方の分水 嶺の峠で風が南北方向に分かれる.



図1 陸別周辺の地形とアメダス地点(〇). A は足寄, R は陸別, T は津別を示す. 足寄と陸別間の距離は約30km.

- 3. 解析結果
- 3.1 日最低気温の頻度

観測開始の 1977 年頃から 2017 年までのアメダスデ ータを用い閾値を-29℃と設定したとき,上記のアメダス 11 地点で閾値以下の日最低気温観測があったのは7地点 のみであった.陸別は閾値以下の気温観測日数が63日で, 他地点を圧倒していた(図略).また,陸別は低温頻度が 高い分だけテールが伸び,-32℃以下を観測しているのは 陸別のみであった.

### 3.2 日変動のコンポジット

陸別で観測された日最低気温の上位9例(-31.4℃以下) を用いてセルフコンポジットした(図2). 昼過ぎ頃から 徐々に気温が下がり始め,緩やかな気温下降が見られた. 最低気温が出現するのは日をまたいで太陽が昇る直前の 午前7時であった.その後は太陽の位置が高くなるにつ れ気温も急激に上昇する.このときの天気図を見ると,道 東の気圧傾度が小さいため風が非常に弱く,放射冷却の効 果によって寒くなる条件を満たしていると言える.また, 風向が定まっていないように見えるのは陸別自体の風が



図2 陸別の日最低気温上位9例を用いたセルフコンボジットの日変化(矢羽根は1本0.2m/s).

弱いためであるが,後述するように気温の下降中,分水嶺 を境に十勝側では主に北成分の風が吹いている.

### 3.3 温度と流れの場

図 3 は陸別コンポジットの最低気温出現時である午前 7 時の温度と流れの場を示したものである.このとき陸別 は風が非常に弱いため顕熱の輸送も非常に小さく,赤外放 射で気温が下がっていると考えられる.このように陸別を 中心に同心円状に気温が下がるのは夕方19時以降であっ た.また,流れの場では南北方向の分水嶺である鹿の子峠 を境に,北側は南成分を持った風,南側では北成分を持っ た風が吹いている.



図3 陸別周辺の温度と流れの場(等温線は1℃間隔,矢羽根は1本0.2m/s).

参考文献

 空井猛寿,浜田始,亀田貴雄,高橋修平,2016:日本 一寒い町,北海道陸別 — 気象庁による2007年から 2016年までの10年間の観測データに基づく —.天 気,63,27-35. 気象庁長期再解析データ(DSJRA55)とウィンドプロファイラーの比較

\*片野陽登,柴田清孝 (高知工科大学)

### 1. はじめに

気象庁の長期再解析データ(DSJRA-55)とウィン ドプロファイラーのデータを比較し、観測値で現れ ていた気候特性が長期再解析データにおいても存在 しているか確認するとともに長期再解析データの気 温から温位を算出することで境界層の日変化が表現 されているか探った。本報告では中四国と近辺の観 測点のデータを使い、四国上空を解析したものであ る。

## 2. データ

ウィンドプロファイラーは高知・土佐清水、高松、 美浜、鳥取、浜田の6箇所のデータを使用した。 DSJRA-55は等圧面予報値(fcst\_p)から各観測点と 対応した緯度経度のデータを取り出した。

データ期間はウィンドプロファイラーは 2003 年 1 月 1 日-2017 年 12 月 31 日の 15 年、DSJRA-55 は 風の u,v 成分(ugrd,vgrd)は 2002 年 1 月 1 日-2005 年 12 月 31 日、気温(tmp)は 2002 年を使用した。

## 3. 解析手法

ウィンドプロファイラーの 10 分間隔の観測値か ら1時間値を作り、トレンド除去を行い、月・日・ 時間・高度ごとに全年数間の平均を求め、ゆっくり とした季節変動を取り出すため、同一時刻の日々デ ータに4週間カットオフのローパスフィルターをか けた。最後に、このデータから各日の日平均風の値 を引いた値を月ごとに平均することで月ごとの日変 動を解析した。DSJRA-55 の u,v 成分も同様の処理 を行った。また、DSJRA の気温データから温位を算 出した。

# 4. 解析結果

図 1, 2 からウィンドプロファイラーと DSJRA-55 では同様の日変化が現れており、海陸風の影響が及 ぶ高度から境界層の存在が現れていたが、図3の温 位では境界層の存在とその日変化は現れていなかっ た。



図 1. 高知と DSJRA55 の 7 月の偏差風の気候値.縦軸は高度 (hPa)、横軸は時間(h)、細線が高知、太線が DSIRA-55



図 2. 高知と DSJRA55 の 7 月の 950hPa 付近の偏差風の気候値. 縦軸は風速(m/s)、横軸は時間(h)、細線が東西成分、太線が 南北成分



図3. DSJRA55 による7月の温位.縦軸は高度(hPa)、横軸は気 温(K) D204

# Estimation of turbulence parameters in the lower troposphere from MU radar and UAV measurements

橋口浩之(京都大学生存圈研究所), \*Luce Hubert (Toulon University, MIO), Kantha Lakshmi, (University of Colorado, DAES)

1. Introduction

Small-scale turbulence is ubiquitous in geophysical flows and contributes to transfer energy to small scales, where it is converted into heat due to viscous dissipation. Many studies have been carried out to characterize its properties from in situ and remote sensing observations. However, there are a lot of conflicting results and much work remains to gain a full understanding of turbulent processes [1]. In 2015, 2016 and 2017, several field campaigns (called ShUREX) were carried out with instrumented Unmanned Aerial Vehicles (UAV) at the Shigaraki MU Observatory (Japan) in order to get new insights on small-scale turbulence in the lower troposphere [2].

2. Instrumental set-up

During the campaigns, the so-called DataHawk UAVs, developed at the University of Colorado (Boulder, USA) were equipped with high-frequency response cold wire and pitot tube sensors (800 Hz) [2]. There were flown near and over the VHF-band Middle and Upper atmosphere (MU) radar for simultaneous and nearly collocated measurements (see example, Figure 1).

**3.**Description of the studies

first carried out statistical We comparisons between various estimations of turbulent kinetic energy dissipation rates  $\varepsilon$  from UAV and radar measurements. 0n the one hand,  $\varepsilon$  was directly estimated from air speed measurements from Pitot sensors and indirectly retrieved from  $\mathcal{C}_T^2$ , estimated from highresolution temperature sensors. On the other hand, various models were tested for estimating  $\varepsilon$  from the radar Doppler spectral width [1]. Figure 2 shows some statistical results of comparisons.

4. Summary

The talk will focus on two major results shown by Figure 2. (1)  $\varepsilon$  is found to be



Figure 1. High resolution time-height cross-section of MU radar echo power at vertical incidence during ShUREX2017 on 18 June 2017. The green and red lines show the UAV distance from the radar antenna and its altitude, respectively.



**Figure 2.** (top)  $\varepsilon$  derived from Pitot data vs  $\varepsilon$  retrieved from radar measurements (Bottom)  $\varepsilon$  derived from Pitot data vs  $\varepsilon$  retrieved from  $C_T^2$ .

proportional to  $\sigma^3$  (where  $\sigma$  is the radar Doppler variance). (2) The relationship between  $\varepsilon$  and  $C_T^2$  in stratified conditions is governed by a mixing efficiency coefficient close to 0.2, consistent with values commonly found for oceanic turbulence.

# References

 H. Luce, L. Kantha, H. Hashiguchi, D. Lawrence and A. Doddi, submitted to EPS, 2018

[2] L. Kantha, D. Lawrence, H. Luce, H. Hashiguchi, T. Tsuda, R. Wilson, T. Mixa, and M. Yabuki, PEPS, 4:19, 2017.

# 都市域における CO2 フラックスの大気安定度依存性

\*小川陽平(防衛大学校理工学研究科), 菅原広史(防衛大学校), 石戸谷重之(産業技術総合研究所), 寺尾有希夫(国立環境研究所)

## 1. <u>はじめに</u>

気候変動を考える上で、大気中の CO<sub>2</sub>収支の推定が重要で ある.大気輸送モデルがその推定には必要となるが、まだモ デルは完成の域に達しているというわけではない.その最大 の課題の一つが鉛直輸送過程である[1]. London における CO<sub>2</sub> フラックスのタワー観測(地上約190m)の先行研究[2]におい て、CO<sub>2</sub>フラックスと大気安定度の依存関係(安定:CO<sub>2</sub>フラ ックス小、不安定:CO<sub>2</sub>フラックス大)が示された.これは 気象条件である大気安定度が、都市の人為排出源から排出さ れた CO<sub>2</sub>の鉛直輸送に影響を与えている可能性を示唆してい る.そこで我々は代々木における約5年の CO<sub>2</sub>フラックス、 顕熱フラックスの観測から、CO<sub>2</sub>フラックスと大気安定度の 関係を考察した.

### 2. <u>観測概要</u>

2012 年 10 月より東海大学代々木キャンパス内の鉄塔(地 上約 52m)において、渦相関法を用いた CO<sub>2</sub> フラックスの観 測を行っている. 観測サイト周辺は主に住宅地であり、南東 から西の方角には東京大学駒場キャンパス(緑地を含む)が 位置している.

### 3. <u>結果</u>

Fig.1 に代々木における大気安定度の日変化を示す. この図 から大気不安定な時間帯は日中であり、人間活動が活発であ ると考えられる時間帯とほぼ一致する. ここで CO<sub>2</sub> フラック スの大気安定度への一義的な依存度合いを見るべく、解析時 間を CO<sub>2</sub> フラックスの日変化が小さく、人間活動が不活発と 考えられる"3~6時"とした.

Fig.2.に風向別顕熱フラックス(3~6時)を示す.風向180 ~225°で負の顕熱フラックスが多く観測されており,緑地か らの冷気外出の影響と考えられる.これは緑地からの比較的 小さい CO<sub>2</sub> フラックスが安定側に偏ってしまう可能性を示し ている.したがって,この風向のデータを除くこととした.

Fig.3.に風向180~225°を除く3~6時のデータによる大気 安定度((z-d)/L)とCO2フラックスの関係を示す. 統計的検 定(Z検定:信頼度95%)より,夏季は各プロットに有意差 がないこと,冬季には安定側のプロットと不安定側のプロッ トに有意差があることがわかった. 地表面付近が冷えるに従 い暖房需要が増すことから,冬季に見られるこの有意差は暖 房使用に伴う天然ガス消費によるものであると推察される. 本サイトでは London 事例で示された依存関係は見られなか った. これは観測高さの影響を受けている可能性がある.



 

 Fig.3.
 3~6 時における大気安定度と CO2 フラックスの関係 (風向 180~225°を除く).

 上図:夏,下図:冬

#### 参考文献

[1] 眞木ら., 2014, 天気., 61, 938-942.

[2] Helfter et al., 2011, Atmos. Chem. Phys., 11, 1913-1928.

\*本研究は JSPS 科研費 JP18K01129, JP24241008 の支援を受けた. サイトの立ち上げ・保守に際して中島孝氏(東海大)にご協力頂いた.
# 都市内外における境界層内の三次元風分布 —ドップラーライダーを用いた移動観測—

### \*中村祐輔(立正大·院)·渡来 靖·中川清隆(立正大)

#### <u>1.はじめに</u>

都市境界層は最も複雑で,最も理解されていない微気候 の一つである(Barlow, 2014).これまで,都市境界層構 造の実態把握のために,様々なリモートセンシング機器が 用いられてきた(Emeis, 2010).Pal et al. (2012)は, パリにおいてライダー/シーロメーターおよび自動車を用 いた移動観測を実施した.その結果,境界層高度が郊外よ りも都市で高いことを示唆した.ただし,彼らが観測を行 なったのは境界層高度のみであり,都市内における境界層 構造を,3次元風速を含めて空間高密度に観測した事例は 皆無である.そこで本研究は,関東平野内陸部に位置する 埼玉県熊谷市を対象に,都市境界層内における3次元風速 の空間分布の把握を目的としたドップラーライダー(DL) の移動観測を実施した.本稿では4月20~21日の観測に よって得られた結果について報告する.

#### <u>2.研究概要</u>

DL(LR-S1D2GA: 三菱電機社製)を軽トラックの荷台 に設置し移動観測を実施した。DLは視線方向風速および 信号対雑音比(以降, SNR)を測定した. その他に, 気温 (RTR-502:T&D 社製), 位置情報(eTrex-Vista-C: GARMIN 社製)、DL の傾斜角(DWL-3000XY: Digi-Pas 社製)を, それぞれ 1 秒間隔で測定した. 第 1 図は, DL の移動観測ルートを示す、本研究では、熊谷市街地を南北 方向へ縦断するルートを設定した. P1(北緯 36.108, 東 経139.364)を始点・終点とした、観測は夜間の都市境界 層構造の把握を主な目的として実施され、2018年4月20 日 21 時~21 日 6 時の期間に同ルートを計 4 回走行した. DL の観測範囲は 60~630m であり、距離分解能は 30m に設定した. また, DL は仰角 69° および 90° における VPPIスキャンに設定した.ただし、移動中の3次元風速 の計測が困難であるため、P1~P11において各地点2分間 停車し計測した.データのサンプリング間隔は約20秒で ある.なお、小学校の屋上に設置されている POTEKAの 観測データを、水平風の比較のために使用した.



第1図 DLの移動観測ルート. 灰色は都市域,●は停車 地点,□はJR 熊谷駅,★は熊谷地方気象台,矢 印は21日1時における POTEKAの水平風を示す

#### 3.結果および考察

第2図は、4月21日0~1時のDL移動観測における水 平風速の緯度-高度断面図を示す.矢印は風向、×は地上 気温を示す.ここでは、P1から北へ走行した際の結果を 示す. 概ねすべての地点において、風速は地上から約 200mまでが弱い(0.2~3.0m/s程度).さらに、地上から 約150mにおけるルート中央部の風速は周辺領域よりも 0.5~1.0m/s程度小さい.また、地上から約200mまでの 風向は、ルートの南部が西寄り、北部が東寄りを示す一方、 中央部は各地点におけるばらつきが大きいことが示され た. 観測値の比較のため、第1図に21日1時における POTEKAの水平風分布(前1時間平均値)を示す.水平風 は概ね、観測領域南側で西寄り、北側で東寄りの傾向を示 し、DLによる移動観測結果と整合的であった.

ルート中央部の風速が周辺よりも小さかった点に着目 し、各高度における風速の平均偏差を議論する(第3図). ここでは、計4回の移動観測結果を平均化し、(a)中央部 P4~P8と(b)その他の地点の結果を比較する。その結果、 中央部は地上から約200mまで風速が小さい、特に高度約 120mより下層では、周辺と比較して約1.0m/s風速が小 さいことが示唆された。この要因の一つには、都市内にお ける地表面知知りなりも大きい点が挙げられる。

発表当日は,傾斜によって生じる誤差の補正方法や鉛直 風の分布に関しても議論する予定である.

[謝辞] 明星電気(株)より熊谷市を通じて POTEKA の実 証実験データをご提供頂いた.



第2図 21日0~1時における水平風速の緯度-高度断面 図.矢印は風向,×は気温を示す



第3図 各高度おける風速の平均偏差.計4回の移動観 測結果の平均値を示す.(a)はP4~P8,(b)はP1 ~P3 および P9~P11の結果を示す

# 立正大学・熊谷キャンパスのドップラーライダー観測による ストリーク構造の調査

\*矢野雄大・髙咲良規・西盛努・吉崎正憲・中川清隆・渡来靖(立正大)

## 1. <u>はじめに</u>

風観測においてドップラーライダー(DL)は遠方場をリモ ートで行うことができる.大気境界層は一つの観測対象で あり,その中の対流・乱流は,運動量・熱・物質輸送を直 接的に担っているため,その特性を把握することは重要で ある(小田ほか 2011).八木ほか(2014)では,DL 画像の目 視分類を行い,6つに分類し,それぞれの解析を行った. これから,風向と平行に強風と弱風が交互に並んだ筋状構 造をしたストリーク構造は季節問わず発生しやすいことが 分かった.一方,立正大学・熊谷キャンパスにおけるDL を用いた研究では,ストリーク構造やロール状の対流が発 生したことが報告されている.

しかしながら、ストリーク構造に関する長期観測や季節 変化に関する研究は少なく、ストリーク構造といった筋状 構造の発生機構の全容解明はできていない.本研究では、 DLのデータを用いてストリークの特徴を調べ、北関東域 の大気境界層内の構造を明らかにすることを目的とした.

#### 2. 方法

解析対象期間は,2015 年 6~7 月,11~12 月と2016 年 1~7 月までの11 か月間である.

八木ほか(2014)を参考に、DL(海抜高度 95 m)で観測され たデータを主風向に沿って視線方向の風速分布が筋状になっているものをストリークと分類した.ここでは、ストリ ーク構造とロール渦の区別はしない.DL近傍の地上観測サ イトとして、熊谷キャンパス内の気象観測露場(海抜高度 55 m)のデータを使用した.

# 3. <u>ストリークの時間帯発生回数と風向・風速分</u> 布

ストリークの発生回数は解析対象期間に 955 回見られ, うち 9.7%は 17 時の時間帯に見られた. 16 時に 9.1%, 18 時には 8.4%と 16 時から 18 時の時間帯は他の時間帯と比 べ比較的多く見られ, 80 回以上見られることが分かった. この時間帯は夕方であるから,その際の大気場と関係があ ると考えられる.

ストリークが観測された時の風向・風速分布(図1)を見る と、主に90度から180度の領域と、270度から360度の 領域の風向が卓越した.すなわち,南東方向と北西方向の2 方向で見られることが分かった.

# 4. 2016 年 5 月 24 の事例解析

より詳細な特徴をみるために南東方向の風の事例から 2016年5月24日の解析を行った.当日,関東地方は,風 は弱く高気圧の圏内にあった.DL画像を見ると,ストリー クは13時頃から21時頃まで見られていた.17時の画像 (図2)では,風速がおよそ11ms<sup>-1</sup>の強風域とおよそ6ms<sup>-1</sup>の弱風域が交互に並んでいた.熊谷アメダス点の風速と風 向の時系列(図略)を見ると,11時前から21時前にかけて, 風向が南東もしくは南南東で安定している時間帯があった. これはストリークが見られていた時間と概ね対応する.風 速は,10時ごろは1ms<sup>-1</sup>ほどだったが,12時ごろには4 ms<sup>-1</sup>と大きくなり,その後5ms<sup>-1</sup>前後の風が20時ごろま で吹いていた.

次に, DL の高度角を変えた風速の高度変化を図 3 に示 す. DL から南の方向(図 2 破線)のデータを用いて,風速は DL の設置高度を高度 0 m とし,水平距離 390 m(図 2 丸)の 地点が対応するように高度角 10°(68.7 m), 20°(152.8 m), 30°(259.8 m)の観測値を用いた.高度0mにおける風速の うち,ストリークが見られなかった 12時ではおよそ2ms<sup>-1</sup>,22時ではおよそ3ms<sup>-1</sup>であった.その時間の高度0m から高度100mの鉛直シアはほとんどなかった.一方,ス トリークが見られた16時ではおよそ7ms<sup>-1</sup>となっており, 風速の鉛直シアは,2.5ms<sup>-1</sup>から5ms<sup>-1</sup>程度あった.この ことから,ストリークの発生・維持には,風向がある一定の 幅で安定しており,風速が高度0m地点で5ms<sup>-1</sup>程度ある こと,風速の鉛直シアが2.5ms<sup>-1</sup>~5ms<sup>-1</sup>程度必要である, と考えられる.しかしながら,このことが一般的に言える のか不明であり,今後その他の事例の解析を行いたい.



図1 ストリーク発生時における露場の風向・風速の散布図.



図2 2016年5月24日17時の高度角0度のDL画像.破線 は、DLの高度角を変えた際の各高度角の風速の値を取得 する際のDLからの方向を表す.丸はDLの中心から水平 距離390m地点を表す.左上の矢印と値は露場の同時刻 の風向と風速を示す.



図3 2016 年 5 月 24 日の(a)12 時, (b)16 時, (c)22 時の風速の 高度変化.

# 肱川あらしの発達に谷筋の水平気圧傾度が及ぼす影響

\*三浦悠<sup>1</sup>•大橋唯太<sup>2</sup>•名越利幸<sup>3</sup>•那須川徳博<sup>4</sup>•黒坂優<sup>3</sup>•寺尾徹<sup>5</sup> 1:岡山理科大学大学院生物地球科学研究科 2:岡山理科大学生物地球学部 3:岩手大学教育学部 4:岩手大学理工学系技術部 5:香川大学教育学部

# 1. はじめに

瀬戸内海西部の伊予灘に面した愛媛県大洲市長浜 地区では、秋から冬にかけて「肱川あらし」という 局地風が発生する。肱川あらしとは、内陸の大洲盆 地と長浜地区(伊予灘)における夜間温度の差によ って吹く陸風の一種であり、盆地から流れる肱川が 峡谷地形となっていることで、陸風が顕著に増強さ れた現象といわれる(たとえば、中田,1982)。しば しば盆地から放射霧や肱川で発生した蒸気霧を伴っ て吹く。本研究は、愛媛県大洲市で長期間にわたる 地上気象観測を実施し、肱川あらしが発生する谷筋 の水平気圧傾度の大きさが肱川あらしの発達にどの ような影響を及ぼしているか調べた。

#### 2. 観測概要

2017年10月25日~2018年3月25日に愛媛県大 洲市内4箇所(大洲盆地から肱川河口までの谷筋に 沿った順に、「大洲」・「白滝」・「大和」・「長浜」)で 実施した。測定した項目は、大気圧・気温・風向・ 風速・相対湿度である。公共施設の敷地内や屋上(地 上高2~12m)にWXT520(VAISARA社)を設置し た。大気圧は動圧変動の影響を避けるため屋内で測 定し、白滝を除く3地点で微気圧計61302V(YOUNG 社)、白滝ではTR-73U(T&D社)を使用した。測 定した気圧は気象庁(1998)の方法に従って海面気 圧に補正した。機器の不具合による欠測もあり、観 測期間152日中135日が解析対象となった。

#### 3. 結果と考察

肱川あらしが発生した 55 日間に長浜で観測され た南北成分の風速 V と、大洲-長浜間の $\Delta P \cdot \Delta T$ の時間変化を図1に示す。日没以降、翌日の明け方 にかけて南よりの風 (V>0) が強くなっている様子 がわかる (図 1a)。このとき  $\Delta P$ も同様に、大洲が高 圧となる  $\Delta P>0$ の数値が徐々に大きくなっている (図 1b)。Vの中央値は4時25分に最大値6.4m/s(4.4 ~7.8)を記録しており、一般的な陸風と比べても強 い。一方、 $\Delta T$ の中央値は22時30分に最小値-1.9 $\mathbb{C}$ (-2.3~-1.4)を記録していることから、大洲盆地が 最も冷え込む明け方よりも早い時間帯に大洲と長浜 の気温差は最大となっていた (図 1c)。

次に、谷筋に沿った気圧変動をみるため、大洲-大和間(距離 11,500m)、大和-長浜間(距離 1,600m) の水平気圧傾度 dp/dx(hPa/m)と、長浜で観測され る風速の関係を調べた(図 2)。日最大値をプロット してあるが、肱川あらしが夜間から明け方にかけて 発生する現象のため、ここで示した日最大値は 20 時から翌朝9時までの時間帯とした。肱川あらしの 発生日に相当するグラフ第1象限をみると、大洲-大和間の dp/dx(×印)のほうがかなり小さいとわか る。ここでは谷地形の影響を受けず、熱的な気圧差 によって盆地の冷気が谷に向かって流出していると 考えられる。一方で大和-長浜間(●印)の dp/dx の変化から、肱川あらしの強風がほぼこの2地点間 の気圧傾度で説明できそうである。大和-長浜間の dp/dx>0の数値が大きいほど、長浜の最大風速 Vmax も大きくなっており、この dp/dx が 0.9×10<sup>-3</sup>hPa/m 付近で肱川あらしの Vmax は 12m/s のピークとなっ ていた。



因2. 入州一入和間、入和一長浜間の小牛気圧限度 dp/dx と、長浜で観測された南北成分の最大風速 Vmax の関係。グラフ第1象限内が肱川あらしの発 生日にあたる。3/5(2018年3月5日)は南寄りの 一般風が強かった日。

# 大気境界層のグレーゾーンに対応した LES に基づく乱流スキームの提案

\* 北村 祐二 (気象研究所)

# 1.序

不安定な大気境界層では、典型的な境界層高度は1-2 km 程度であり、水平格子間隔が1kmより小さくなる と境界層内の個々の対流が解像されうることが指摘され ている.一方、水平格子間隔が数百メートル程度の数値 モデルはしばしば大気境界層のグレーゾーンと呼ばれて おり、このような空間解像度に適した乱流スキームが確 立しているとは言えないのが現状である。近年、グレー ゾーンに適した乱流スキームの研究が精力的になされ ており、従来型の鉛直一次元モデルに基づく定式化がい くつか提案されている。しかしながら、グレーゾーンで は乱流の水平非一様性が解像されるようになるため、水 平シアーの乱流生成項が無視できなくなることが指摘さ れている (Honnert and Masson 2014). したがって、グ レーゾーンでは3次元の乱流モデルを基礎として乱流ス キームを設計することがより適切と考えられる.

Kitamura (2016) では、グレーゾーンに対応した乱流 スキームを構築する目的で、LES モデルの一つである Deardorff モデル (Deardorff 1980) に乱流輸送の非等方性 を考慮して、乱流特性長の解像度依存性として Kitamura (2015) から得られた結果を経験的関数として与えること を提案した. 通常の Deardorff モデルでは. グレーゾー ンに対応する解像度では SGS 成分の輸送が適切に表現さ れず、GS成分が過剰となる一方で、提案したモデルでは 乱流運動エネルギー (TKE) や熱フラックスの GS/SGS 成 分の分配が, Honnert et al. (2011) で示された結果と概ね 整合的であることが確認されている. しかし, Kitamura (2016)では、水平格子間隔が大きくなるほど最下層での 平均風速・温位の勾配が弱まることや、水平格子間隔が 大きいときに混合層上部に見られる弱成層領域が再現 できない問題が残されていた.本講演では、Kitamura (2016) で用いた定式化を見直すことで、これらの問題点 が解消されうるかを検討した結果について報告する.

# 2. モデルと数値実験の概要

Kitamura (2016) で提案された定式化からの主な変更 点は以下である:

- 水平輸送については Scotti et al. (1993)の長さを 用いる.つまり、モデル格子間隔の非等方性のみ を考慮する.
- ・鉛直輸送についての混合長は Nakanishi and Niino (2009) で提案された長さを RANS の極限とみ なし、これを上限値として設定する点は Kitmaura (2016) と同様だが、接地層に関する長さについて は解像度依存性を持たせずに制限を与えた、接地 層での混合長は地表面からの高度が制約条件と なっており、水平解像度とは独立であると考えら れるためである。
- 混合層上部の弱成層領域での上向きの熱フラック

スをパラメタライズするために, 逆勾配項を導入 した. 逆勾配項は Troen and Mahrt (1986)の定式 化を採用した.

気象庁数値予報課で開発された非静力学モデル asuca を用いて、不安定境界層の理想実験を実施した. 地表面 温度を強制として与え、地表面温度の振幅が 10,20 K の 2 通りについて、それぞれ地衡風風速を 0,4,8 ms<sup>-1</sup> と した計 6 通りの数値実験を設定した. 水平解像度が 125, 250,500,1000 m のそれぞれについて数値実験を行った. また、鉛直解像度は全ての場合で一律に 20 m とした.

#### 3. 結果

図1にTKEと温位の鉛直輸送について、SGS 成分が占 める割合を示した. Honnert et al. (2011) では、これら の割合が境界層高度で規格化した水平解像度とよく対応 することを指摘しており、経験的関数を提案している. 従来型の MYNN level 3 モデルでは, SGS 成分の比率は 空間解像度とは対応しておらず、特に解像度が高くなっ た時に SGS 比率が過大となっている. これは、解像度が 高くなっても対流が解像されるようにはならないことと 対応している.一方で本研究で提案した乱流スキームで は、 $\Delta_h/z_i \ge 1$  で SGS 比率が過大となっているものの、 概ね Honnert et al. (2011) で提案された経験式と一致し ており、格子間隔に応じて適切に乱流を解像できている といえる. また. 本スキームでは Kitamura (2016) で見 られた問題点についても改善が見られることを確認し ており、これらの結果については講演で報告する予定で ある.



図1 乱流運動エネルギー (左図) と温位の鉛直フラッ クス(右図)の SGS 成分の比率. 横軸は境界層高度で 規格化した水平格子間隔. 丸と三角のマーカーはそれ ぞれ,本研究で提案したモデルの結果と MYNN level 3を用いた結果を示している.実線は Honnert et al. (2011)で提案された SGS 成分の比率の経験式を表し, Honnert et al. (2011) は破線の範囲に 90% が含まれる としている.

強い降水に対するサブメソスケールの地形の影響 \*西澤誠也,足立幸穂,富田浩文(理化学研究所計算科学研究センター)

# 1. はじめに

気象シミュレーションにおいて、再現性向上に高解 像度化が大きく寄与することが多くの過去研究におい て示されている。しかしながら、シミュレーションに おいては、解像度が異なると下端境界条件や物理スキ ームなど様々な要素が異なってくるため、再現性向上 にとってどの要素がどのようにどの程度寄与している のかは明らかでない。また、地形の影響として、地形 強制による風や水蒸気の収束が重要であることが指摘 されているが、積雲対流スケールよりも小さな地形の 影響についてはほとんど明らかになっていない。そこ で本研究では、サブメソスケールの地形が降水に対す る影響を調べる。

#### 2. 実験設定

本研究で利用した数値モデルは、Scalable Computing for Advanced Library and Environment-Regional Model (SCALE-RM) [1,2] である。4 段オンラインネスティン グ設定で、最内ドメインの解像度は 100 m で紀伊半島 をカバーしている。地形の影響を評価するため、第 4 ドメインの地形を 100m 相当および 1km 相当の地形 とする 2 種類の実験を行った。地形の効果に注目する ため、粗度などの土地利用情報は一定とした。積分は 2008/07/13, 2010/07/24, 2011/08/08 の 12:00UTC からそ れぞれ 48 時間行い、第 4 ドメインのナッジング領域を 除いた最後の 36 時間のデータを解析に利用した。

#### 3. 結果

図1 は各格子点、各時刻における高強度の頻度分布 である。1 km 地形実験の方が総降水量は 1.4 倍程度多 く、強い降水も多い。

100 m 地形と 1 km 地形の差の粗視化格子 (5 x 5 km<sup>2</sup>) 内での標準偏差をサブメソスケール地形の振幅 とし、各物理量の関係を評価した。サブメソスケール 地形の振幅が大きなところほど高度 1 km 以下の平均 風速が小さく、これは地形性抵抗の影響であると考え られる。一方、高度 1 km 以下の乱流エネルギーをみ ると、サブメソスケールの地形成分が大きなところで 大きくなっていることが分かる (図 2)。

### 4. まとめと議論

サブメソスケールの地形成分は強い降水を抑制する 効果があることが分かった。また、サブメソスケール 地形成分が大きなところでは下層の乱流エネルギーが 大きい。このことは、サブメソスケールの地形成分が 境界層内の乱流を励起し、これがトリガリングとなり 対流の頻度を高めることで、強い降水を抑制すること が推測される。



図1. 陸上格子における日中の10分降水強度の頻度分布と累 積降水量。実線および点線はそれぞれ 100 m および 1 km 地 形実験の結果を示している。



図2.5x5km<sup>2</sup> 粗視化格子内における (横軸) サブメソスケー ルの地形成分と(縦軸) 1 km 高度以下の乱流エネルギーの頻 度分布。点線は線形回帰線。

#### 謝辞

本研究は、CREST (JPMJCR1312), RIKEN Incentive Research Project fund の支援をいただきました。また結果は、理化学研 究所のスーパーコンピューター「京」を利用して得られまし た (hp160119)。

#### 参考文献

Nishizawa, S., et al., 2015, *GMD*, **8**, 3393-3419.
 Sato, Y., et al., 2015, *PEPS*, 2:23.

空っ風の風分布に対する地形の影響 \*西暁史(筑波大学生命環境研究科),日下博幸(筑波大学計算科学研究センター),

### 1. はじめに

関東地方の冬季の強風は、「空っ風」と呼ばれ、北西 風時に関東で局地的な強風をもたらす.空っ風は強風 域が前橋を基点としつくばと東京を結んだ扇形に広が るという特徴を持っている.既存の研究は、空っ風の 形成に対して、碓氷峠や三国峠などの脊梁山脈の鞍部 の効果[1]、もしくは、前橋周辺の半盆地の効果[2]が重 要であることを指摘している.しかしながら.現実的 な地形を考慮して、空っ風に対する半盆地と鞍部双方 の効果を示した研究はない.そこで、本研究では、現 実的な地形と大気場を持った数値モデルを用いて、空 っ風の事例解析を行い、現実場における空っ風の形成 に対する半盆地・鞍部の影響を明らかにする.

#### 2. 手法

本研究は、気象庁 AMeDAS データ、ウィンドプロフ ァイラーデータ、ラジオゾンデデータを用いて空っ風 の事例解析 (2016年12月6日)を行った.さらに、領 域気象モデル WRF (Whether Research and Forecast) V3.5.1 を用いて、空っ風事例の再現実験を行った.計 算に使用する領域は496 km×496 km (248×248 格子) ×58 層である.水平格子間隔は2 km,鉛直の格子間隔 は下層ほど細かくなるように設定した.本研究は、数 値実験の地形として、国土地理院・数値地図50m グリ ッドデータを用いた.さらに、本研究は、数値実験の 土地利用として、国土地理院・国土数値情報・2006 年 度土地利用 3 次メッシュデータを用いた.計算の初期 値と境界値として、気象庁 MSM の解析値を用いた.

#### 3. 事例解析

2016年12月6日は、3時から9時にかけて低気圧が 日本海から太平洋に向けて通過した.この低気圧の通 過に伴い空っ風が吹き始めた.空っ風は11時から15 時の間で特によく発達していた.

空っ風発達時には、半盆地内とその風下では周囲に 比べて強風である領域が形成された(第1図のA).こ の時、半盆地の斜面でハイドロリックジャンプは発生 しない(第1図のB).一方で、半盆地に沿わない山岳 の風下斜面ではハイドロリックジャンプが形成され、 山脈風下平野部で弱風域が形成される(第1図のC).

#### 4. 感度実験

空っ風に対する半盆地と鞍部の影響を明らかにする ため、以下の3種の地形改変実験を行った、① ローパ スフィルターを用いて、水平波長15km以下の尾根や谷 を除去した実験;②育梁山脈の鞍部(碓氷峠,三国峠) を埋めた実験;③前橋周辺の半盆地を埋めた実験.

感度実験の結果から,前橋周辺の半盆地は,風上(日本海側)から流入してきた空気を風下斜面(すなわち半盆地の斜面)で吹き降りやすくし,かつ関東平野で風を広がりやすくする効果をもつことが分かった.一方で,碓氷峠や三国峠は空っ風の風分布に対して影響を持たないが,空っ風の強さには影響を持つことが分かった.さらに,水平波長15km以下の尾根や谷は,空っ風の形成とは無関係であることが分かった.



第1図 南東方向から見た関東平野の地上風と地形 の3D図. ベクトルは地上風を意味する. U-S, M-S は それぞれ碓氷峠と三国峠の位置を示している. A, B, C は本文を参照.

 渡来ほか,2015,地球環境研究,17,131-137.
 西暁史,日下博幸,2014,日本気象学会2014年秋季 大会講演予稿集,P108.

謝辞:本研究は,戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)(次世代農林水産業創造技術)の支援を受けま した.

大会第3日 午前

# 日本における海上竜巻の発生の特徴

\*上田 有佑(立正大院)•渡来 靖(立正大)

# 1. はじめに

竜巻は,積乱雲や積雲に伴って大気中に発生す る激しい渦状擾乱である.大きく区分すると陸上 にて発生する陸上竜巻,海上にて発生する海上竜 巻に分けられる.顕著な竜巻による被害事例の多 くが陸上竜巻であるが,海上竜巻(本研究では上 陸したものも含む)においても海上にて漁船が襲 われ航行不能になった事例や海上で発生した竜巻 が上陸し倒木や神社等が被害を受けていることが 報告されている.また,日本の竜巻の多くは海岸 沿いおよび海上にて発生していることが報告され ている(Niino et al. 1997).したがって,日本に おける竜巻の被害を考える上で海上竜巻について 議論を深めていくことは重要であると考えられ

る.そこで本研究では、海上竜巻に着目し、海上 で発生し消滅した竜巻および海上で発生し上陸し た竜巻に区分し、それぞれの発生の特徴および頻 度分布について調査を試みた.なお、対象期間は 1961 年から 2015 年とした.

# 2. 使用データおよび解析手法

# 2.1 使用データ

海上竜巻のデータとして 1961 年から 1993 年に ついては Niino et al. (1997)のデータを使用し, それ以降の 1994 年から 2015 年ついては気象庁の 「竜巻等の突風データベース」を使用した.

## 2.2 解析手法

使用したデータでは、取得できた竜巻情報に応 じて、狭い領域で短時間に複数の竜巻が観測され た際に、1 竜巻 1 データとする場合と、全部で 1 データとする場合とが混在している。そこで本研 究では、同一親雲により発生したと考えられる竜 巻をまとめて1事例として扱うように前処理を行 った.同一親雲と判断した定義は、発生地点の距 離 5km 未満かつ発生時間差 20 分未満とした。

上記のように前処理したデータをもとに,全て の海上竜巻,海上で発生し消滅した竜巻,海上で 発生し上陸した竜巻の3種類についてそれぞれの 発生の特徴を調べた.また,2.5度経緯度格子の メッシュに基づく発生頻度についても解析を行った.

# 3. 結果

本研究による 1961 年から 2015 年の解析の結 果,全体で 630 事例の海上竜巻が検出された(図 1).季節ごとの事例数はそれぞれ,春(MAM): 57,夏(JJA):126,秋(SON):343,冬

(DJF): 104 であった. 秋の事例数が多い

(54%)結果については、既往研究で述べられて いるように台風の影響が示唆されるが、他の要因 も含めてさらに調査する必要がある。発生頻度に ついてもメッシュにより作成した頻度分布図(図 省略)から季節ごと、月ごとに発生位置等に特徴 が見られた。



## 謝辞

東京大学大気海洋研究所の新野宏先生には、デ ータの提供および解析を進める上で様々なアドバ イスやご指摘等をいただきました.記して、厚く お礼申し上げます.

# 寒冷前線の上層雲に見られた時計回りの渦列の数値実験

\*高增厚司 (北海道大学 環境科学院), 川島正行 (北海道大学 低温科学研究所)

# 1. はじめに

地上付近の寒冷前線やシアライン,収束帯など, 大気下層に強い水平シアを伴う擾乱に伴い,しばし ばメソスケールの渦列が衛星雲画像やレーダーによ り観測される。一方,対流圏中・上層のメソスケール の渦列の観測例は少ない。Toyoda et al. (1999, *J. Atmos. Sci.*)は,寒冷前線に伴う中~上層雲に現れ た時計回りのメソβスケールの渦列の発生メカニズ ムについて,JSM を用いた渦列の発生環境場の再現 と線形安定性解析により調べ,対流雲の鉛直運動量 輸送により弱風域ができ,順圧不安定により渦列が 発生することを示した。

本研究では,寒冷前線に伴う上層雲中に見られた 時計回りの渦列を領域気象モデルで再現し,渦列の 構造と形成メカニズムについて調べた。

#### 2. 対象事例と実験の設定

対象とした渦列は2017年8月24日~25日に日本 海上を通過した寒冷前線に伴い発生した(図1a)。 朝鮮半島上には活発な積乱雲があり、そこから東北 東に延びる雲に、約120 kmの波長の渦列状構造が確 認できる。この雲の雲頂高度は11 km程度と見積も られ、雲は時計回りの回転をしていた。

数値実験には WRF-ARW Version3.7.1を用いた。水 平格子間隔が18 km,6 km,2 kmの領域を設定し,8月 23 日 06 UTC を初期値として双方向ネスティングを 用いて計算を行った。初期値・境界値には NCEP-FNL を用い,鉛直層数は75 層,上端は50 hPa とした。 3 微物理スキームは WSM6,境界層スキームは Mellor-Yamada-Janjic, 18 km,6 km 格子では Kain-Fritschの積雲スキームを用いた。

## 3. 結果

図 1b にモデルの出力から求めた雲頂温度を示す。 位置や時刻に多少の違いはあるが,朝鮮半島上の深 い積乱雲や,日本海上の曲率をもった複数の雲群が 再現されている。高度9kmの鉛直渦度(図2)を見 ると,曲率を持った雲に対応し負渦度(高気圧性回 転)の渦列が確認できる。南側には正渦度の列もあ るが,この高度では正渦度の渦は弱い。

前線に沿った風速の鉛直断面図を見ると,朝鮮半 島付近(図 3a)では,活発な積乱雲により下層の運動 量が上空に運ばれ,深い弱風域が作られている。上層 の弱風域は風下に延び、渦列が見られた領域(図 3b) では高度 6~9 kmに,北側に傾いた弱風域と上層雲が 確認できる。弱風域の北端の高度 9 km 付近で高気圧 性シアは最大となるが,渦列はこの水平シア流の不 安定により生じたと考えられる。低気圧性シアは弱 風域の南端(高度 6 km 付近)で強く,低気圧性回転の 渦はその高度で顕著になるが,雲は伴わない。



図1. (a) MTSAT 輝度温度 (2017 年 8 月 24 日 15 UTC), (b) モ デル結果から求めた雲頂温度 (8 月 24 日 13 UTC).



図 2. 図 1b の四角で囲んだ領域の,高度9 km における鉛 直渦度(2×10<sup>-4</sup> s<sup>-1</sup>間隔)と渦に相対的な水平風ベクトル.



図 3. 前線に直交する鉛直断面(前線に沿う方向 80 km の 平均を取ったもの). 前線に沿う風速(等値線)と雲氷混 合比(陰影). (a)経度 128 度付近, (b)経度 132 度付近.

# 地上稠密気象観測により捉えられたダウンバースト発生時の風向・風速変化

岩下久人/森田敏明/柴田耕志 (明星電気),小林文明 (防大地球)

## <u>1. はじめに</u>

POTEKA 小型気象計により構成された群馬県・埼玉県平野 部の地上稠密気象観測網(約150地点,約2km間隔)は、2015 年6月15日のF1ダウンバーストを初めとする複数の突風事例 観測に成功し、ダウンバースト発生時における気温や気圧等の 気象観測要素の局地的な変化特性の詳細を明らかにした<sup>(2)</sup>.本 稿では、これまで細かく言及していなかった風向・風速の局地 的な変化について、被害地域周辺の複数観測点の面的なデータ や最大被害地点の最近傍観測点データを紹介することで、その 詳細な気象変化特性を報告する.

# 2. 被害地域周辺の面的な風向・風速変化

図 2-1~2-4 は、POTEKA の地上稠密気象観測網における風 向・風速場の変化を時系列に並べたものである. 図中の⇒は風 向・風速を示しており、濃いほど風速が強い. また、背景色は 気温を示している. 図中の X が最大被害地点であり、それを囲 む太枠の範囲(幅約8km×長さ約18km)がおおよその被害地 域である. 観測領域全般に、東南東方向からの風が卓越する中 で、被害地域周辺の領域に関しては、実被害が発生した16:05 前後の約10分間に局所的な風向・風速の変化が見られた.



図 2-4 16:30 風向・風速変化

## 3. 最大被害地点の最近傍観測点における風向・風速変化

図 3・1 及び図 3・2 に示す通り、ダウンバーストの最大被害地 点 X の最近傍観測点では、実被害が発生した 16:05 の約 10 分前に、急激な(平均及び最大瞬間)風速の増加と共に、東南 東方向から北方向への急激な(平均及び最大瞬間)風向の転向 が発生していた.更に、その転向後、北方向成分は約 15 分間 持続していた.



図 3-1 最大被害地点の西約 2 kmの観測点の風向・風速変化



図 3·2 最大被害地点の西約1kmの観測点の風向・風速変化

#### <u>4. まとめ</u>

群馬県・埼玉県平野部の POTEKA 地上稠密気象観測網が捉 えた 11 件の突風事例の中でも,特に顕著な F1 ダウンバースト であった 2015 年 6 月 15 日事例の風向・風速変化について詳細 解析を行った. 観測領域全般に東南東からの風が卓越する中で, 被害地域周辺では,実被害発生の時間帯に局所的な風向・風速 の変化が見られた.また,最大被害地点の最近傍観測点では, 実被害発生の約 10 分前に,ダウンバーストを引き起こしたと 思われる事象(積乱雲)の接近に伴い,急激な風速増加と東南 東方向から北方向への急激な風向転向が発生し,その転向後, 約 15 分間にわたり北方向成分が持続していた.

#### 参考文献

Norose, K., et al., 2016 J. Atmos. Electr., 35, 31-41.
 岩下i 动, 2017:日本気象学会秋季大会講演予稿集(112), A209.

# 2017 年 8 月 19 日に東京で発生した雷雲の特徴

\*櫻井 南海子<sup>1</sup>・Paul R.Krehbiel<sup>2</sup>・清水 慎吾<sup>1</sup>・岩波 越<sup>1</sup>・ 前坂 剛<sup>1</sup>・木枝 香織<sup>1</sup>・宇治 靖<sup>1</sup>・William Rison<sup>2</sup>・Daniel Rodeheffer<sup>2</sup> (1:防災科学技術研究所・2:ニューメキシコ工科大学)

## 1. はじめに

防災科研では、雷の3次元的な放電経路とMPレーダー で得られる偏波パラメタ(降水粒子情報)の空間分布を対 応付けて雷現象の理解を進めるため、2017年3月に雷3 次元観測装置(Tokyo LMA)を首都圏に導入し連続観測を 行っている。2017年8月19日に東京都で非常に雷活動度 の高い雷雲が発生した。櫻井他(2017年秋季大会)では、 この雷雲はスーパーセルの特徴を有していたこと、最盛期 には Lightning hole と呼ばれる雷放射源の位置標定点が リング状に分布する現象が観測されたことを報告した。本 研究では、雷活動と雷雲構造の時間変化を調べた結果を報 告する。

# 2. データ

解析に使用したデータは、Tokyo LMA で観測された雷放 射源の位置標定点と日本無線が開発したフェーズドアレ イレーダー (PAWR)のレーダー反射強度である。PAWRの 観測範囲は半径 80km、1 ボリュームスキャンにかかる時間 は 30 秒、CAPPI データの空間分解能は 250m である。

#### 3. 初期観測結果

図1は、2017年8月19日東京都で発生した雷雲に伴う 雷放射源の位置標定点数の密度の高度-時間断面図と3 次元分布を示す。雷放射源の位置標定点密度が大きい領域 が高度約10kmから上昇している現象が観測された。この 雷放射源の高密度域の上昇は、Ushio et al. (2003)で Lightning bubble (LB) と呼ばれている。2017年8月19 日に観測した雷雲では、LB は約1時間半の間に5から10 分おきに周期的に発生していた。16時20分頃に最初のLB が発生し、LB の到達高度は雷雲の発達に伴って上昇した。 また、雷放射源の密度も雷雲の発達に伴って増加した。LB の発生は、雷雲の西端で水平スケール約10kmの新しい対 流域が発生し、その対流域の発達高度の上昇に伴って観測 された。LB を伴った対流域は、徐々に東へ移動し、また 西側に新たに対流域が発生するサイクルを繰り返してい た。

#### 4. まとめ

2017年8月19日に東京都で発生した雷雲の雷放電の特 徴について、PAWR と Tokyo LMA を用いて調べた。雷雲内 では、LB が5分から10分おきに発生した。高時空間分解 能な PAWR を用いて、LB 発生時の雷雲構造を調べた結果、 雷雲の西端に生成した新しい対流域の発達に伴い、LB が 発生していた。対流域は東へ移動し、また新しい対流域が 西側に生成された。LB と上昇流との対応関係は Yoshida et al. (2017)等で報告されている。今後は鉛直流解析を行い、 上昇流とLB との対応を調べる予定である。また、雷雲内 の電荷構造も調べる予定である。

**謝辞** 本研究で使用したフェーズドアレイレーダーデー タ (PAWR) は、日本無線(株)より提供されました。ここ に謝意を表します。



図1 上図は、2017年8月19日に東京都で発生した雷雲内で観測された雷放射源の位置標定点密度の高度-時間断面図を示す。下図は、日本無線の PAWR で観測された雷雲と LMA で観測された雷放射源の位置標定点密度の3次元分布図。図中の三角印は、新たに発生した対流域の位置を示す。

# Xバンド MP レーダーでとらえた 2013 年9月2日に埼玉県で発生した竜巻の親雲の時間発展

#### \*鈴木 真一・清水 慎吾・前坂 剛 ・出世 ゆかり・櫻井 南海子・岩波 越(国立研究開発法人 防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

2013年9月2日14時頃(日本時間,以下同様)に埼玉県 さいたま市で竜巻が発生し、さいたま市から茨城県坂東市に かけて約19kmにわたり被害が気象庁により確認され、竜巻 の強さはF2と推定されている.

防災科学技術研究所(防災科研)では2013年8月から9 月にかけて、神奈川県海老名市と千葉県木更津市に設置した 2台のXバンドMPレーダー(以下,海老名レーダー,木更 津レーダー)による積乱雲の特別観測を実施中で、竜巻が発 生した時間帯には竜巻をもたらした積乱雲の3次元構造を1 分または2分間隔で観測した.本発表ではこのMPレーダー の高時間分解能観測で得られた積乱雲の時間変化について報 告する.特に、メソサイクロンが発生してスーパーセル的な 構造が現れる13時40分頃の変化と、メソサイクロンが出現 してからの時間変化に分けて注目する.



図 1: 2 台の MP レーダで解析された 13 時 32 分 (a) と 13 時 40 分 (b) および 13 時 50 分 (c) の高度 5 km における  $Z_{\rm H}$  (実線, dBZ) と w (陰影) 及び水平風ベクトル (矢印, m/s).  $Z_{\rm H}$  については 30, 40, 50 dBZ について等値線をひいている.

### 2. レーダー観測とデータ処理

海老名レーダー及び木更津レーダーのスキャンと減衰補正 については 2014 年秋季大会 B102 と同様である. 鉛直風速 は水平発散の上端及び下端からの積算 (Protat and Zawadzki, 1999)で求めた.

## 3. 結果

図1は高度5kmにおける13時32分,13時40分および 13時50分の反射強度Z<sub>H</sub>,鉛直速度wおよび水平風(u,v) である.13時32分の時点(図1(a))では、エコーは南西か ら北東へ伸びた形をしており、水平風も環境場とほぼ同じで、 エコーの形に沿った北東を向いている.また、上昇流はほぼ エコーの中心部で強くなっている.これが13時40分になる と(図1(b))、エコーは東側へ膨らみ、上昇流も東側で強く なっている.高さ5kmでの一般風は南西から北東で、この日 の多くのエコーはこの一般風の向きに動いていたが、この竜 巻をもたらした積乱雲はこの時点から東北東へ移動し始めた. 13時50分になると(図1(c))、反射強度が50 dBZ を越え るエコーの最も強い領域の東側に上昇流の大きな領域があり、 ここが Weak Echo Reagin となっている.

図 2 は高さ 3 km の鉛直渦度と 8 km の  $Z_{\rm H}$  について, 13 時 30 分から 14 時 28 分までに観測された最大値を図示した ものである. 鉛直渦度 0.02 s<sup>-1</sup> 以上の領域が西南西から東北 東へほぼ直線状に伸び,メソサイクロンが維持されながら通 過していったことがわかる.  $Z_{\rm H}$  の分布をみると,はじめは 139.43°E 付近にあったエコーは北東に向かうが,図 1 で示し たように,13 時 40 分頃エコーの東側で強いエコーが発達し, そこから進路を東北東へ変えている.40 dBZ や 50 dBZ の等 値線をみると,139.65°E や 139.7°E にも南側への膨らみがあ る.これは,既存の Vault 構造の南東側にエコーが成長する ことが繰り返されながら,エコーが東進していたことを示し ている.

#### 4. まとめ

埼玉県で2013年9月2日に竜巻を発生させた積乱雲を防 災科研の2台のXバンドMPレーダーで高頻度観測し、その 観測データを解析した.積乱雲がメソサイクロンを伴い進路 を右寄りに変えていく過程や、スーパーセルが繰り返し発達 しながら移動していく様子を捉えることができた.



図 2:13 時 30 分から 14 時 28 分までの高さ 3 km における鉛 直渦度の最大値 (陰影, 1/s) と高さ 8 km における Z<sub>H</sub> の最大 値. Z<sub>H</sub> については, 30, 40, 50 dBZ について,鉛直渦度につ いては 0.005, 0.01, 0.02 1/s の等値線をひいている. 点線は竜 巻の被害域を示す.

# 茨城県行方市に突風被害をもたらした対流系の高速3次元観測

\*足立透(気象研究所)

## 1. はじめに

2018年3月1日7時40分時頃、茨城県行方市におい て竜巻と推定される突風が発生し、住家の半壊(一部 損壊を含む)が108軒に上るなど、甚大な被害をもた らした。本研究では、竜巻発生メカニズムの解明を目 的として、気象研究所フェーズドアレイレーダーによ って観測された当該事例の解析を行う。

### 2. 現象の概要

当日は日本海及び関東地方に位置する低気圧が前線 を伴いながら北上するなか、南北に細長く伸びる準線 状の対流系が北東に向けて移動ながら行方市付近に突 風被害をもたらした。気象庁の現地調査によれば、被 害の痕跡は長さ約3.0km、幅約350mに渡って帯状に分 布し、移動する渦の目撃証言が複数得られた。この突 風をもたらした現象は竜巻と推定され、被害の状況か ら風速は約40m/s、日本版改良藤田スケールJEF1と推 定された。

# 3. 高速3次元レーダー観測

被害域から西に約 30km の距離に位置する気象研究 所(つくば市)のフェーズドアレイレーダーは、半径 60kmの立体空間を 30 秒毎に高速スキャンする機能を 有し、積乱雲の 3 次元的な動態を捉える。図1 は当該 レーダーで 07 時 40 分に観測された対流系の 3 次元構 造を表す。対流領域を示す準線状の強いエコー領域 (40dBZ)の後方には、比較的に弱いエコー領域 (25dBZ)が層状に広がる様子が分かる

図 2 はフェーズドアレイレーダーによって仰角 0 度 において観測された渦の様子である。ドップラー速度 データのパターンから、渦は対流領域の東側(進行前 面)に存在し、7 時 39 分における渦の半径は 1.22km、 渦度は  $2.9 \times 10^2$  s<sup>-1</sup> と見積もられ、反時計回りの回転を 有することがわかる。この渦パターンは7 時 40 分に被 害域の東端にまで移動し、半径が 0.96km へと収縮しつ つ渦度は  $4.5 \times 10^2$  s<sup>-1</sup> に高まり、ドップラー速度の極 大・極小値の位置関係から明瞭な収束を伴ったことが 考えられる。これは強い上昇流を伴って短時間に渦が 発達したことを示唆する特長であり、被害域との時空 間的な対応関係から、竜巻と推定される被害発生の原 因となったことが考えられる。

### 4. まとめ

本研究では、行方市における竜巻と推定される突風 被害について、フェーズドアレイレーダーを用いてそ の原因と考えられる渦の時空間変化を捉えることに成 功した。講演では現象の詳細構造を明らかにするとと もに、発生メカニズムを考察する。

**謝辞** 本研究は JSPS 科研費(15H03728, 17K13007)の 助成を受けたものです。



図1 行方市に竜巻と推定される被害をもたらした対 流系の3次元構造



図2 仰角0度で観測された被害域に差しかかる積乱 雲の対流領域とその前面に位置する渦の発達の様子

ダウンバーストと関連する降水コアの

ドップラーライダー・レーダ観測

\*岩井宏徳,青木誠,佐藤晋介,纐纈丈晴 (情報通信研究機構; NICT),山田広幸 (琉球 大学),大東忠保(防災科学技術研究所),篠田太郎,坪木和久(名古屋大学)

### 1. はじめに

NICT 沖縄電磁波技術センターに設置されているフ ェーズドアレイ気象レーダ (PAWR) とドップラーライ ダー,琉球大学千原キャンパスに設置されている X バ ンド偏波レーダ (KIN レーダ;名古屋大学),瀬底研究 施設に設置されている Ka バンド偏波レーダ (名古屋大 学)により,2016年7月28日に沖縄本島中部の東シナ 海沿岸で観測されたダウンバーストとそれに関連する 降水コアについて報告する.

#### 2. 観測結果

7月28日は終日,沖縄本島周辺で小規模な積乱雲が 発生する状態であった. 16 時頃に PAWR とドップラー ライダーから北北西に約 11km の東シナ海海上で積乱 雲が発生し、16時5分に PAWR で高度3km の位置でフ ァーストエコーを検出した. 降水コアは急激に発達し, 16時13分30秒にはPAWRのレーダ反射因子は65dBZ を超えた. その後, 降水コアは降下し始め, 16 時 18 分に50 dBZを超えるレーダ反射因子の領域が海面に達 した. 降水コア発達時 (図 1a), KIN レーダのレーダ反 射因子差(ZDR)の顕著な極小域は確認できない.一方, 降水コア降下時(図1b)には降水コア内に局所的に ZDR の値が小さい領域(約1.5dB)があり、雹の存在が示唆 される. 降水コアが海面に達した後、ドップラーライ ダーの水平スキャンにより,16時18分から背景風によ り南に移流しながら同心円状に拡大していくドップラ ー速度(図2左),速度幅および CNR のパターンが観 測された. PAWR ではダウンバースト発生初期の発散 を捉えている (図2右上)が、ガストフロントでのド ップラー速度は観測できていない(図2右下).

# 3. まとめ

PAWR と KIN レーダの観測結果から,ダウンバース トは急激に発達した小規模な積乱雲内の雹を含む降水 コアの降下により発生したと考えられる.ドップラー ライダーでは 16 時 30 分以降に別のダウンバーストも 観測されており,関連する降水コアの発達と降下につ いて PAWR の観測データのより詳細な解析を行う.ま た,Kaレーダの偏波パラメータを用いた解析も行う予 定である.



図1 KIN レーダにより観測されたレーダ反射因子 (コンター)と反射因子差(カラースケール)の鉛直 断面(図2右上に示す点線に沿った断面).



図2 ダウンバーストの水平断面(仰角0度).カラー スケールはドップラーライダー(右図)と PAWR(左 図)のドップラー速度,コンターは PAWR のレーダ反 射因子.

# 台風に関連して発生したメソ渦

\*岩井宏徳(情報通信研究機構; NICT), 山田広幸 (琉球大学)

#### 1. はじめに

2018年6月16日9時30分ごろに伊江島中央部で突 風が発生し、2名の方がけが、自動車の横転、窓ガラス の破損などの被害があった.気象庁機動調査班による 現地調査の結果、この突風は竜巻によるものであり、 突風の強さは風速約70 m/s(日本版改良藤田スケール でJFE3に該当)と推定された.突風発生時、台風第6 号が沖縄本島に接近中であった.本研究では、COBRA と気象庁糸数レーダのデュアル解析結果からメソ渦の 構造について報告する.

## 2. 観測方法と観測結果

COBRA (26.50°N,127.84°E) は 2.5 分間隔で 10 仰角 のボリュームスキャンを実施していた. 垂直偏波の故 障により,水平偏波のみでの観測であった. COBRA と 気象庁糸数レーダ (26.15°N,127.76°E) の観測データを 用い,3 次元変分法によるデュアル解析 (水平・鉛直格 子間隔 lkm) を実施した.

琉球大学瀬底研究施設(突風発生域から南東に約 12km)に設置されている気圧計(Vaisala PTB330)では, 6月16日8時15分から気圧が低下し始め,11時20分 に987.6 hPaまで低下した.気象庁の速報解析では,9 時における台風の目の位置は久米島付近であり,突風 発生域は台風の進行方向前方であったと考えられる.

図1に示す高度1kmでの水平風分布から、伊江島の 南側では南西風が吹き込む一方、北西側では北東風と なっており、強い水平シアが存在している.この水平 シア領域内でメソ渦と考えられるドップラー速度のパ ターンが COBRA により観測された(図1a-g).メソ渦 は伊江島付近を反時計回りに移動した(図1h).図2 に示す9時34分30秒における鉛直断面から、突風発 生域上空約2kmまで強い渦度(>1×10<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)がおよび 上昇流(~3 m/s)が存在している.また、突風発生域 の北東10kmの地点においても強い渦度および非常に 強い上昇流(>10 m/s)が存在している.

## 3. まとめ

伊江島で突風被害をもたらし竜巻は,台風通過前に 伊江島付近で形成された水平シア領域内で発生したメ ソ渦に関連するものと考えられる.メソ渦は上昇流に より引き延ばされ,渦度が増大し,下層の水平風が強 化されたと考えられる.しかし,下層の水平風の強化 と竜巻と直接的な関係は不明であり,フェーズドアレ イ気象レーダの観測データを用いて,より小さい空間 スケールでの解析を行う予定である.



図1 (a-g)各時刻における高度 1km での水平風 (矢印) と COBRA の仰角 0.5 度でのドップラー速度. (h)各時 刻におけるメソ渦の中心位置(黒丸).



図2 9時34分30秒における図1eに示す線に沿った 鉛直断面. COBRA のレーダ反射因子(カラースケール), 風ベクトル(矢印), 渦度(コンター;×10<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)

# 2018年台風第6号の接近に伴い沖縄県伊江島で発生した竜巻の発生過程

# 益子 渉 (気象研)

#### 1. はじめに

2018年6月16日09:30JST頃、沖縄県国頭郡伊江村で JEF3の竜巻が発生した(気象庁報道発表資料 2018)。竜 巻は台風第6号の中心近傍の進行方向前方側で発生した

(図1)。今回、竜巻の発生環境場と竜巻の発生過程について、観測データと数値シミュレーションの結果を用いて解析したので報告する。

### 2. 概況

台風は沖縄県接近時、傾圧帯に入り温帯低気圧化が進 行中であった。このため、活発な対流域は台風中心の前 面に位置し、後面からは乾燥域が台風中心へ向けて強く 進入してきている状況にあった。しかし、台風の中心気 圧は伊江島付近で低下し、台風循環が強まっていたこと が観測から明らかになっている (図1)。レーダーによる 反射強度やドップラー速度の分布から台風前面の活発な 対流域は顕著なシアラインを伴っており、低気圧性循環 が強まっていったことが分かる(図2)。伊江島で発生し た竜巻は図2左において、2つのシアラインの交点(閉 寒点)近傍で発生したと推測される。上空にはメソサイ クロンのような強い渦の存在は確認されていない。アメ ダスによるとシアライン付近では1~2℃の温度傾度が存 在していた。現地調査による報告から、伊江島で発生し た竜巻は東西方向に伸びるシアライン北側の東風の寒気 場の中を西進していったと考えられる。南西へ延びるシ アラインは乾燥空気流入の先端付近に位置すると考えら れ、時間とともに活発な対流域よりも徐々に先行してい った (図2右)。

#### 3. 数値シミュレーション結果

気象庁 NHM を用いて、気象庁メソ解析値を初期値・ 境界値にして、水平解像度1kmから250mへのダウンス ケール実験を行った。その結果、台風後面から乾燥した 低相当温位の気塊が台風中心に向けて徐々に進行し、台 風中心近傍から南西に延びる顕著なシアラインが形成さ れていった(図3)。台風の循環中心は東側に移り、中心 気圧も低下していった。そして、2 つのシアラインの交 点近傍において地表付近の鉛直渦度が約0.2 s<sup>-1</sup>、約8 hPa の気圧低下を伴う強い渦が発生した (図3右)。この渦は 下層ほど強く、上端は約1.5km と背が低い構造をしてお り、その上空にメソサイクロンのような構造は有してい なかった。この渦は地表付近の東風によって西進し、数 分で消滅したが、現実の伊江島で発生した竜巻と特徴が 似ていたといえる。その後、台風循環はシアラインから 切り離されてさらに強まっていった。循環中心付近では 複雑なメソ構造を有しており、名護で観測された 10 分程 度の顕著な気圧低下(図1)を説明できるものなのか今 後検討を要する。

本事例のシアラインや竜巻渦の構造に関して、2004 年 台風第 22 号のコア域で発生した横浜市の突風や 2009 年 台風第 18 号の接近に伴い発生した龍ヶ崎・土浦竜巻と多 くの点で共通の特徴をもっていたと考えられ、今後比較 検討する必要がある。



図1. 気象庁速報解析による台風第6号のトラック(左図). 左図中の各地点において観測された最低気圧と1時間移動 平均からの気圧偏差の最低値(hPa)(右表).



図2.沖縄レーダーによる9:30(左図)と9:50(右図)の仰角 0.2度の反射強度の分布.左図の矢印はドップラー速度から 推測される風の向き、破線は推測されるシアラインの位置を 示す.



図3. 水平解像度 250m のモデルによって再現された 09:08 (左
 図) と 09:38 (右図)の高度 150m の相当温位(シェイド)と
 風ベクトルの分布. コンターは海面気圧、右図中の矢印は下
 層で発生した強い渦の位置を示す.

謝辞:本研究の一部は科学研究費助成事業・基盤研究 C (15K05295),基盤研 究B (18H01277)の助成による.

# 2015年台風第15号のコア域の風構造

# 益子 渉 (気象研)

#### 1. はじめに

気象官署の地上データを用いた突風の統計解析により、 突風の約半数は台風に伴って発生し、台風のコア域にお いて強い突風が高頻度で発生することが明らかになった (2017 年春季大会予稿集 B307)。しかし、発達した台風の コア域における地表付近の風構造については観測するの が難しく、突風の実態は未だ十分に明らかにされていな い。最近になってようやくドップラーレーダーと1台の 地上風速計による観測結果を対応させることによって、 発達した台風の壁雲付近における "evewall mesovortices" や "tornado-scale vortices" によって地上の突風や暴風がも たらされることが示され、台風に伴う風災害においてこ のような突風が大きく影響していることが指摘されてい る (Wurman and Kosiba 2018)。今回、西表島で顕著な突 風を観測した 2015 年台風第 15 号のコア域の風構造につ いて、高密度の地上気象データ(7地点,図1)とレーダ ーデータを用いて解析したので報告する。

#### 2. 概況

台風は発達を続けながらほぼ最盛期に八重山諸島を通 過し(図1)、八重山諸島に記録的な暴風や突風をもたら した(気象研究所報道発表資料,2015)。西表島では最大 瞬間風速 54.1 m/s、突風率 2.1 の突風が発生し、石垣島で は71.0 m/s の最大瞬間風速が観測されている。台風は八 重山諸島通過時、半径約 25 km の眼の壁雲と無降水域の 眼が明瞭に確認できる(図2)。また、多角形状の眼の壁 雲やそれに伴い壁雲の対流が局所的に活発化する時間帯 がみられた。波照間島の2 つの観測点と西表島大原では 台風の眼の中に入り、その他の観測点では眼の壁雲の直 下に長時間位置し、これら7 地点の観測によって台風コ ア域の地表の風構造を空間的に詳細に捉えることができ た。これらの観測点では、風については3秒値または10 秒値、気圧については6秒値または10秒値という高頻度 でデータが得られている。

### 3. 解析結果

石垣島空港で観測された風と気圧の時系列を図 3a に 示す。石垣島空港は長時間眼の壁雲の直下に位置し、特 に21から23時にかけて強く影響を受けていた。その間、 風速や気圧の変動が他の時間帯よりも大きくなっている のが分かる。また 22:33頃には最大瞬間風速 64.3 m/s の 突風性の強風が観測されている。図 3bに壁雲の影響を強 く受けた時間帯の1分平均風速と気圧と風向の偏差の時 系列を示す。風速、風向、気圧共に周期的に変動してお り、スペクトル解析を行うと約17分周期にピークがみら れた。台風のコア域のおける突風では、台風基本場の強 風に、このような数十分スケール強風、そして1分スケ ール以下の突風性の擾乱成分が加わることで極端に大き な風速となっているといえる。また、台風の眼の中に入 った波照間島や大原の観測によって、眼の中にも約10m/s の風速変動と気圧変動を伴った複数の渦が存在すること が示された(図略)。今後はレーダーの反射強度やドップ ラー速度場と地上観測を対応させて壁雲付近のメソ構造 を明らかにしていく予定である。



図1. 気象庁ベストトラックによる台風第15号のトラックと 中心気圧. 図中に地上気象観測点を示す.



図 2. 石垣島レーダーによる 17:00 JST の仰角 1.1 度の反射強度. 矢羽で観測された地上風を示す.



図3. (a)石垣島空港で観測された3秒平均風速と気圧の時系列. (b) 1 分平均風速と、風向と気圧の 30 分移動平均からの偏 差の時系列.風向の正値は時計回りの偏差を示す.

謝辞:本研究の一部は科学研究費助成事業・基盤研究 C (15K05295),基盤研 究B (18H01277)の助成による.

CMIP5 CGCM 群におけるジェットと降水の関係と梅雨の南北シフト 堀之内武・松村伸治(北大・地球環境)・尾瀬智昭(気象研)・高薮縁(東大・大気海洋研)

## はじめに

亜熱帯ジェットと降水の関係は広く知られ ている(Kodama 1992,1993, Sampe et al 2010 など)。最近では, 渦位に着目した力学的な解 析が行われおり(Horinouchi 2014, Horinouchi and Hayashi, 2017), 日々の降水帯から気候学 的な降水の分布まで, 力学的な理解が深まりつ つある。

本研究は、CMIP5 プロジェクトによって提 供されている、大気海洋結合モデルの出力群を 対象とする。日・月平均データを用い、幅広い 時間スケールについて、ジェットと降水の対応 関係を定量的に調べ、モデル相互に、また観測 的データと比較する。その上で、将来変化を、 モデルアンサンブル平均および個々のモデル における諸量の関係性に着目して評価する。

本研究では梅雨期に着目する。様々な研究から、将来の降水量の気候値は増大するという予 測が示されている。しかし、分布の変化につい てはコンセンサスが得られていない。そこで、 本研究では特に分布に着目する。

# データ

本研究では CMIP5 の歴史的気候再現実験の 1979 年から 1999 年の 21 年間(以下,現在気 候と称する)ならびに RCP8.5, RCP4.5 シナ リオの 2079 年から 2099 年の 21 年間(将来気 候と称する)の 6,7 月のデータを使用した。月 平均データについては 31 モデル,日平均デー タについては約 20 モデルの出力を利用した。 いずれも 2.5°×2.5°格子に補間したもの(環 境研究推進費 S-5-2 などによる)を用いた。

#### 結果と結論

ジェットと降水の位置関係を調べるため, 250 hPaの東西風より定義したジェット軸に相 対的に南北にずらした上で時間平均するコン ポジット解析を行った。日平均データを用いた 降水アノマリ(モデル毎の各月の気候値からの 偏差)のコンポジット結果は、いずれのモデル でも概ね観測的な関係が再現された。すなわち, ジェット軸の数 100 km 南に降水アノマリの正 のピークがあり(Yokoyama et al. 2014 の TRMM PR の結果と一致), さらに 1000~2000 km 南では平均的に負の偏差となる。ジェット 軸の代わりに Horinouchi (2014)などと同様に 等温位等渦位線を用いた結果も同様である。

同様な解析を月平均の東西風と降水アノマ リについて行ったところ、日平均値を用いた場 合と同様な結果が得られた。分布の特徴も、モ デル毎に日平均の場合と似ている。大きさは数 分の一となるが、これは、力学場の変化に対す る降水の応答が速いため、ジェット軸と降水帯 は日々対応するのが、月平均をとることで「ぼ やける」ことに対応する。

さらに、各モデルの気候値について、同様な コンポジットをマルチモデルで行ったところ、 やはりジェット軸と降水ピークの位置が、上と 同様に対応することが明らかになった。ジェッ ト軸位置のモデル間の違いは、中緯度の SST フロントの位置と正の相関をもち、さらに将来 予測では熱帯の SST (全球平均気温変化の大き さと対応)と負の相関を持つことも明らかにな った。この関係は大気海洋相互作用を通して形 成されると考えられるが、それが気候学的な梅 雨降水帯の位置を左右することが示唆される。

マルチモデル平均の降水気候値の分布から は、現在気候から将来気候にかけて、ジェット 軸と梅雨降水ピークの緯度が南下することが 示唆される。個々のモデルの予測では北上する ものもあるが、両変化の間にはモデル間で正の 相関がある。

以上より,梅雨降雨帯の位置の将来変化の予 測には、中緯度 SST フロントの位置と熱帯の SST(全球気温)の予測が重要であることが示 唆される。これは現在の気候学の知見から容易 に予想されることではあるが、多数のモデルの データから定量的に示されたことに意義があ ると考えられる。(本研究の内容は J. Climate に投稿中である。)

謝辞 本研究は環境研究総合推進費 2·1503 等に より支援を受けた。

# 気象研 60 km格子全球大気気候モデル温暖化実験における

# 夏季東アジアの月別降水量変化の特徴

尾瀬 智昭 (気象研究所)

## 1. はじめに

0se(HRL 2017)は、Sampe and Xie(2010)にもとづ いて気象研究所 60 km格子全球大気気候モデル温暖 化実験(Kitoh et al. 2016)おける夏季東アジアの 降水量変化の分布について解析し、500hPaの大気循 環の変化に対応する断熱的な鉛直流分布と水蒸気増 加による「wet-get-wetter 効果」から定性的に理解 できることを示した。今回は、月別の降水量変化に ついて同様の方法により解析し、その特徴を調べた。

### 2.実験データ

解析したモデル実験は、60 km格子全球大気気候モ デル(MRI-AGCM3.2H)の現在気候(1980-2004年) 実験と RCP8.5 シナリオの21世紀末(2075-2099年) 実験であり、6-8月の25年間月平均値を対象として 解析した。YS、AS、KFの3つの積雲スキームを使っ た実験によるアンサンブル平均の結果を示す。

# 3.結果

図1は、6月の降水量将来変化(陰影)と500hPa 流線関数の将来変化(等値線)を示す。図2と図3 は、7月と8月である。いずれの月もC1とC2の2 つの低気圧性の循環変化が大陸東部と日本の東に存 在し、C1とC2の南風域は断熱的な上昇流域、北風 域は下降流域に概ね対応する(図略)。C2は、西風 ジェットの北上の遅れ(南偏)に対応するが、その 位置は季節とともに北上する。C1は季節ともに南に 位置し、下層の大気循環の変化の影響が大きい。

夏季東アジアでは、基本的に水蒸気増加による 「wet-get-wetter 効果」によって降水量の増加が将 来的に予想される。夏季を通して C1 の南風域になる 大陸東部では、大気循環の変化に伴う降水量増加が 加わって将来の降水量増加の不確実性が小さい。一 方、日本域は季節を通して概ね C2 の北風域にあたっ て降水量減少の効果が加わり、全降水量の将来変化 は不確実性が大きい。その中で C2 によって梅雨の北 上が遅れる 6 月の南西諸島から九州南部や、C2 の影 響が小さく水蒸気増加の効果が大きい 8 月の九州西 部から本州の日本海側では、降水量の増加が予測さ れる。一方、本州では6月、8月を中心に地域によ っては降水量が減少する可能性がある。



図1 陰影は、温暖化実験における25年6月平均値 の降水量将来変化(薄い影は1mm/日以上増加、濃い 影は減少)。等値線は、500hPa 流線関数の将来変化 (10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)。C1、C2は、低気圧性の循環変化を示す。



図2 7月であることを除いて図1と同じ。



図3 8月であることを除いて図1と同じ。

# 極端降水評価のための APHRODITE アルゴリズムの改良

\*谷田貝 亜紀代・Sunilkumar Khadgarai (弘前大理工)・安富 奈津子 (京大防災研) 増田 南波・末藤 菜保・前田 未央 (弘前大理工)

## 1. <u>はじめに</u>

アジアの日降水量グリッドデータ Asian Precipitation -- Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of water resources (APHRODITE, Yatagai et al, 2012)は, 日本域グリッド降水(APHRO\_JP, Kamiguchi et al., 2010),日平均気温と雨雪判別(Yasutomi et al., 2011)と共に広く用いられてきた.現在「極 端降水評価と気象解析のための APHRODITE ア ルゴリズムの改良」(APHRODITE-2 プロジェク ト)によりプロダクトの更新と改良を行っている.

主な改良点として、1)現地から入手したデータの日付のまま解析していたが、少なくとも日界の 異なるものを混ぜない、2)0.05度解析格子内に観 測点がある場合その値をグリッド値が保存する、 3)品質管理(QC)の精緻化として衛星等により本 当の極端降水と異常値を識別の努力を行ってい る.これらにより、まずV1801アジアモンスーン 域(MA)版を1998-2015年について作成公開の 予定であるが、1)と2)について感度実験を行った ので報告する.

### 2. <u>感度実験と結果</u>

2005 年 1 年間について、中国と日本それぞれ に、複数の内挿方法をテストした.対象項目は、 Ratio:気候値からの割合を内挿する(Y)か、降水量 の値を内挿する(N)か

SVC: 地点の値をグリッド値に保存するか(Y), 相 関距離内に含まれるデータを解析(N)するか

EOD:日界(End of Day)を区別するか(Y), 混在(N) か

の3点で,これらを表1に示すように組み合わせ, RSEを基準にして,各影響を調査した.なお,既 存のデータ(V1101)そのものではないが,新版 (V1801)との主な違いを想定したものがRSEと RATの違いとなる.

なお,異なる日界を混在させた例として,中国 は,EOD=Yは12UTCのみ,EOD=Nは,それ と12時間ずれた24UTCが区切りであるデータ を,同地点数解析した.日本は,EOD=Yは日本 の24時間(15UTC区切り)のみ解析し,EOD=N は,それに加えNOAA編集のGlobal Summary of Day から日本のデータをすべて使用した. これらの結果,両地域とも,平均降水量は5つ の実験でほとんど同じであった(図略).50 mm/day以上の日降水量の検出数(図)は,中国 では,EODを混在させた効果による減少が著し く,一方日本では,EOD混在(GSODの併用) の極端降水への影響が最大であるが,割合内挿の 適用や地点保存の影響も大きく,SVCとEODの 2点とも考慮しない場合,50 mm/day以上の検出 数は,半分以下となった.これらは日界判定と混 在させない努力が極端降水評価に極めて重要で あることを示唆している.

#### 謝辞

本研究には,(独)環境再生保全機構「環境研究 総合推進費(2-1602代表:谷田貝)」を使用した.

表1 地点保存,日界の区別,気候値(割合) 内挿のインパクト(感度)実験まとめ

	RSE	RE	SS	RS	RAT
	(V1801)	0	Е	V	(V1101)
Ratio	Y	Y	Ν	Y	Y
SVC	Y	Ν	Y	Y	Ν
EOD	Y	Y	Y	Ν	Ν



# 相当温位に基づく梅雨前線の特定と大気循環場の解析

\*山根正大,小坂優 (東大先端研)

# 1. はじめに

Meiyu/Baiu(日本における梅雨)は、東アジア~北西太 平洋域において初夏に卓越する雨季である.Meiyu/Baiu 前線(以降「梅雨前線」)は、日本付近及びその東海上で は太平洋高気圧に伴う湿潤・高温な気団と大陸からオ ホーツク海にかけての湿潤・冷涼な気団との境界とし て解析されるが,130℃ 以西では気温よりも水蒸気の勾 配で特徴付けられることが多い.そこで本研究では,温 度と湿度を同時に表現する物理量である相当温位θ。 を用い,対流圏下層平均場におけるその南北勾配を用い て梅雨前線を同定し,前線周辺の場を解析した.

#### 2. 解析手法

JRA-55 再解析データに基づき,相当温位を Bolton et al.(1980)の手法により求めた. 25°N-45°N において 925-700hPa 平均相当温位の南北勾配が負の極大をとる緯度 を東西に繋げることで前線の候補を抽出した.解析され る前線の急激な南北ジャンプを避けるよう連続性を持 たせた前線候補を複数回抽出し,各経度において候補が 抽出される回数の最も多い緯度を梅雨前線の緯度とし た.さらに前線近傍の平均場の可視化のため,前線から の相対緯度に基づくコンポジット解析を 1975-2014 年 のデータを用いて行った.

# 3. 結果

1990年6月15日-6月24日の10日間で平均した相当 温位南北勾配により解析された梅雨前線と,同じ10日 間平均での CMAP 降水量の分布を図1に示す.前線と 降水域とがよく対応していることが見て取れる.この対 応は,前線に対する相対緯度に基づくコンポジット解析 (図2)からも確認できる.Sampe and Xie(2010)に基づ き,500hPa 水平温度移流についても同様のコンポジッ ト解析を行ったところ(図3),前線に沿った暖気移流の 極大が確認できる.この結果は対流圏中層の暖気移流が もたらす断熱上昇流による梅雨前線の形成メカニズム (Sampe and Xie 2010)と整合する.

今後,定義した梅雨前線指数を用いて,梅雨前線の季

節的推移の経年変動の特徴と,付随する大気海洋変動に ついて調査する予定である.



図 1.1990 年 6 月 15 日~24 日の 10 日間平均降水量(陰 影, mm/day)と, 本研究で同定した梅雨前線(黒線).



図 2.6月23日を中心とする15日平均降水量の相対緯度に 基づくコンポジット図(mm/day).EQが梅雨前線の緯度に対応



図 3. 図2と同様.ただし500hPa水平温度移流(K/day)に基づく.

#### 参考文献

Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.

Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, 23, 113–134.

# 長期データに基づく東日本の梅雨最盛期の多降水年における 日々の降水特性と総観場に関する気候学的解析

\*松本健吾 (岡山大学大学院自然科学研究科),

加藤内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科), 大谷和男 (テレビせとうち)

#### 1. はじめに

梅雨最盛期の東日本では、50 mm/日を超えるような 「大雨日」の出現頻度は西日本ほど高くないが、梅雨 降水の将来予測などの際には、東日本のように大雨の 少ない地域についても知見を整理する必要がある.そ こで、東京を例とする東日本の大雨日について、解析 を行い(2016年秋の全国大会,他)、また、1950年以 前も含めた長期解析にも着手し、限られた過去の地上 データや天気図等から、どの程度、日々の減少の傾向 を記述する気候学に迫れるかの検討も行ってきた (2017年秋の全国大会,他).

東京と長崎の1901年~2010年の梅雨最盛期(6月16日~7月15日)について,各年の総降水量と大雨日降水量の寄与率をみると,第1表に示すような,標準的な気候学的な出現頻度や変動パターンとは異なるような年もある程度みられた.

第1表 各年の梅雨最盛期における,総降水量と大雨日降水 量の寄与率のパターンごとの特徴と,東京と長崎でそれぞれ 出現した年数(1901年~2010年の6月16日~7月15日).

パターン名	パターンの特徴	年数
(a)	大雨日降水量の寄与率は小 さい(25%以下)が,総降水	東京…14
	量はそこそこ大きい(7 mm/ 日以上)	長崎…8
(b)	大雨日降水量の寄与率が大	東京…7
	さく (30%以上), 総陣小重も 大きい (10 mm/日以上)	長崎…45

さらに東京(a)の各年における梅雨最盛期で平均した 925 hPa 気温の 1951~2010 年平均からの偏差場を参照 し(図は略),関東付近より北方で帯状に気温の負偏差 がみられた年を東京(a)1 (4年),その他の年を東京(a)2 とした(1951 年以降の東京(b)は4年).前回までの発 表で、東京(a)1 は関東付近の南北の気温差,東京(b) は関東南方の東西の気圧配置に注目することで古い観 測データでも活用できそうであるということを報告し たが,地上観測点以外の情報(海上に引かれた等圧線 等)の信頼性はまだわかっていない.

そこで本報では、より正確に利用できそうな過去の データ(地上の観測点におけるデータ等)の利用でき る可能性について検討を行うため、まずは1951年以降 の降水量データや総観気候学的解析を進めて、さらに 古い制約の多いデータでも、どのような点まで言及で きる解析が出来そうか検討する.

#### 2. 降水日を含めた数日間ずつの解析

先述のパターンの年で,それぞれを特徴づける降水 がどのような大気場で起こっているか,より詳しく調 べるために,東京(a)1では数10 mm/日の降水が持続し た期間,東京(b)では大雨日の前3日間に注目して解析 を行った.



第1図 (左)東京(a)1の年において、数10mm/日の降水が 持続したイベント全体期間で平均した気温分布. 梅雨最盛期 (6/16~7/15)気候的平均場(1951~2010)との偏差(°C) で示す,詳細は本文参照.

(右) 左図と同様. 但し, SLP 偏差(hPa)の合成場.

1999 slp(hPa) 30N	1999 sip(hPa) 25N
UN 1008 1016	17JUN 19JUN 1008
	21JUN 23JUN 25JUN
	27JUN 1008
	7.0L 9.0L 9.0L
NUL 1004 1000	
<sup>NO</sup> TIOE 120E 130E 140E 150E 160E 170E	1300L10E 120E 130E 140E 150E 160E 17

第2図 1999年(東京(b))梅雨最盛期(6/16~7/15)におけるSLP(hPa)の(左)30N,(右)25Nの時間経度断面.

第1図に、SLPと気温についての、東京(a)1を特徴 づける数10 mm/日の降水が、2日以上持続するか、も しくは1日までの止み間を含めて3日以上持続するイ ベント全体の合成について、その梅雨最盛期の季節平 均場からの偏差場を示す.関東付近より北方での負の 気温偏差を反映して、西日本から関東以東に伸びる傾 圧性が気候学的な平均よりも大きくなっていた.そこ では、平均場の南北の高気圧に挟まれるだけでなく、 そのような平均よりも強い下層の傾圧性の中で、実際 に多くのメソα低気圧が通過していることも反映して、 SLPの負偏差が東西に伸びているようであった.

第2図は、東京(b)の年である1999年を例に、30Nや25Nに沿う日平均のSLP時間経度断面である。台風が関東に接近して東京で大雨日となった7月13,14日には、東西の気圧傾度が関東に近い30N付近で大きかっただけでなく、その数日前の7月9日頃から、より南方の25N付近で138E以西の低圧部が形成され、当日まで持続することで、関東へ吹き込む下層の南風が、より長時間維持されていた可能性が示唆される。

これらのような解析結果をふまえ,限られた過去デ ータをより有効に活用する方法も検討予定である.

# 日本の梅雨期から盛夏期における大雨や短時間強雨での 隆水特性や大気環境に関する気候学的解析

\*槌田知恭 (岡山大学大学院教育学研究科), 加藤内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科)

# 1. はじめに

日本付近季節進行の中で降水量のピークとなる梅雨 期には、特に西日本では、比較的頻繁に出現する大雨 日の寄与が大きい(本稿では、50mm/day以上の日を「大 雨日」と呼ぶことにする)。盛夏期は総降水量が減少す るが、気候学的な平均降水量自体は必ずしも小さくな く、また、松本他(2014)が指摘したように、東日本 の東京でも、総降水量に対する大雨日の寄与は大きい。

ところで、盛夏期の日本列島付近は、小笠原気団に 覆われて、平均的には高温多湿で不安定な大気状態で もあるため、高気圧域の下降流による対流の抑制が弱 ければ、活発な対流活動で激しい雨も降りうる。盛夏 期でも、年々変動や季節内変動に伴って、梅雨前線あ るいは秋雨前線が日本列島付近に南下して降水をもた らしうるが、上述の状況の中で明瞭な前線がなくても、 あるいは、台風本体の近くでなくても、ある程度の降 水が起きうる。例えば、盛夏期における降水の特徴や 関連する総観場を解析し、台風や前線がなくても強雨 の寄与で領域平均降水量も小さくない事例がしばしば 出現する。しかも、一日の中で連続的な降水というよ りは、短時間の強雨が間欠的に起きる特徴があり示唆 され、また、大規模場で流入する水蒸気フラックスに 対するその収束の割合でみる水蒸気の消費効率が良い 事例(下層の南東風)でも、悪い事例(下層の南西風) でも、盛夏期の平均場の特徴の一端を反映したためで あることを示した(2017秋の全国大会などで報告)。

ところで、近年は、日本付近の7月後半頃には、日 本海側を中心に平均降水量が増加し、また、年々の降 水量の変動幅も増加傾向にあるという(Endo 2011)。ま た、記録的な降水量や、短時間強雨の観測回数も増加 傾向にある(気象庁:異常気象レポート2014)。しかし、 平均的な降水特性の季節的変化がそれなりに大きい梅 雨期から盛夏期にかけて、極端な降水イベントの生じ 方がどう長期的に変化するかを把握、理解するために は、まず、この期間の中の季節進行に伴って、平均的 に大雨もしくは短時間の強雨の起こり方が、どのよう に季節変化するのか、実態を明らかにする必要がある。

そこで、本研究では、まずは6月~8月について、ある程度の大雨や強雨の起こり方、それらの組み合わさり方、関連する大気場等の季節進行や地域的特徴など

の解析を開始した。本講演は、その第一報である。使 用したデータは、2000~2017年の6~8月における、各 気象官署の日降水量、一時間最大降水量(日本の年降水 量偏差の算出に使用される全国51地点分), JRA-55(気 象庁55年長期再解析データ)等である.

### 2. 梅雨期~盛夏期における降水特性の季節的変化

全国 51 地点における領域平均降水量は、月のトータ ルでどの月も 150mm は超えていた。また、どの月も月 降水量の年々の変動は大きく、6 月や7 月よりも8 月の 方が、領域平均降水量が大きい年も見られた。

また、第1表に示されるように、2000年~2017年の 6月~8月全体の1656日中、50mm/day以上となる大雨 日となったのが少なくとも1地点はあった日は792日 だった。さらに、その事例の内一時間最大降水量が 50mm/h以上(これに該当する日を「短時間強雨日」と 呼ぶことにする)を記録した日は、163日だった。興味 深いことに、大雨を観測した日は6月が一番多かった が、短時間強雨を観測した日は、8月が6月の3倍近く あった。30mm/h以上を少なくとも1地点で記録した日 でも、8月は6月の約1.5倍あった。つまり、6月頃に は短時間の降水強度は8月ほど強くなくても大雨とな った日が多いことがわかる。つまり、梅雨から盛夏へ と季節が進むにつれて、短時間でもより激しい雨も伴 う大雨日が季節的に増加していく可能性を示唆してお り、イベントごとの大雨や短時間強雨が観測された地 点数やその分布などにも注目して、より具体的に詳細 な解析を行う予定である。また、比較的極端な降水イ ベントの特徴の、そのような季節的変化に関わる大気 場の因子についても、今後は解析を進めたい。

第1表 2000~2017年の6~8月における,全国51 地点のうち、大雨や短時間強雨を観測した地点が1地 点でもあった日数,および領域平均降水量.

	6月	7月	8月	全体
50mm/day以上	273日	266日	253日	792日
100mm/day以上	102日	96日	83日	281日
200mm/day以上	11日	9日	19日	39日
	6月	7月	8月	全体
30mm/h以上	135日	211日	211日	557日
50mm/h以上	28日	57日	78日	163日
80mm/h以上	4日	2日	7日	13日
	6月	7月	8月	全体
領域平均降水量	189mm	190mm	163mm	542mm

# 地球温暖化が近年の西日本の大雨発生頻度に及ぼす影響

\*川瀬宏明,今田由紀子,村田昭彦,野坂真也,仲江川敏之,

佐々木秀孝, 高薮出(気象研)

# 1. はじめに

平成29年九州北部豪雨では福岡県朝倉市を中心に大雨となり,大きな被害が出た.また,平成30年7月豪雨では東日本から西日本の広い範囲で記録的な大雨に見舞われ,11府県に大雨特別警報が発表された.近年,観測データの蓄積により,日本では日降水量100mm以上の日数や1時間に50mm以上の非常に激しい雨の増加が指摘されている(気象庁,2017).この要因に関しては地球温暖化の影響も指摘されているが,発生頻度が低く,自然変動の影響を大きく受ける大雨に対して,地球温暖化の寄与を見積もることは容易ではない.

20世紀以降の地球温暖化の影響を調べるために、大 気大循環モデル(AGCM)に20世紀以降の地球温暖化の増 分を除いた海面水温(SST)に与える非温暖化実験が行 われている.非温暖化実験を多量のアンサンブル数を 用いて実施することで、過去の異常気象に対する地球 温暖化の寄与を確率的に評価することができる(イベ ントアトリビューション).一方、日本の降雨は地形に 大きく依存し、地域によって豪雨の発生要因が異なる ため、高解像度で日本付近を計算する必要がある.そ こで本研究では、「地球温暖化対策に資するアンサンブ ル気候予測データベース(d4PDF)」の非温暖化(NAT) 実験(Mizuta et al., 2017)に対して領域モデルを用 いてダウンスケーリングすることで、地球温暖化が近 年の西日本の大雨発生頻度に及ぼす影響を調査する.

#### 2. 実験概要

d4PDF の NAT 実験は水平解像度約 60km の気象研究所 大気大循環モデル (MRI-AGCM3.2)を用いて実施された. これを非静力学地域気候モデル (NHRCM) (Sasaki et al. 2008)を用いて格子間隔 20km でダウンスケーリングす る.また,気候再現 (HIST)実験についても d4PDF に 含まれない50メンバーのダウンスケーリングを実施し, HIST 実験と NAT 実験ともに 100 メンバー(計 6100 年) のデータセットを作成した.本研究ではこれらのデー タを用いて,7月の大雨に着目した解析を行う.

## 3. 結果と考察

図1にHIST 実験の7月の日降水量100mm 以上の日数 及びHIST 実験とNAT 実験の差を示す.大雨は東海や紀 伊半島,四国,九州で多く,現実に近い分布を示して いる.一方,HIST 実験とNAT 実験の差を見ると,全体 的には HIST 実験で大雨の多い地域で増加するものの, 必ずしも対応していないことが分かる.特に,九州で は西部で明瞭な増加が見えるが,東部では変化がほと んど見られなかった.NHRCM の境界値として用いた MRI-AGCM3.2の結果を解析し,九州西部と東部と大雨の 発生要因を調査すると,西部では南西からの水蒸気移 流と収束(いわゆる梅雨前線に伴う大雨),東部では台 風が主要因であることが分かった.梅雨期の水蒸気移 流及び収束が重要な九州西部では,地球温暖化に伴う 可降水量の増加と大雨との相関が高く,近年の温暖化 の進行により大雨が増加したと考えられる.一方,台 風の寄与が大きい九州西部では,台風の接近数が HIST 実験と NAT 実験にほとんど差がなかったことから,大 雨の変化も小さかったとみられる.





図1 (a) HIST 実験における7月の日降水量100mm 以上の日数と(b) HIST 実験とNAT 実験の差. 斜線は信頼度水 準95%で統計的に有意な場所.

#### 謝辞

本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プロ グラム(領域テーマC)の支援を受けました.

- [1] 気象庁, 2017, 気候変動監視レポート 2016.
- [2] Mizuta, R. et al., 2017, *BAMS*, 98, 1383-1398.
- [3] Sasaki, H. et al. 2008, SOLA, 4, 25-28.

2017 年 7 月九州北部豪雨に対する地球温暖化の寄与 \*今田由紀子(気象研),川瀬宏明(気象研),荒井美紀(東大 AORI),渡部雅浩(東大 AORI), 仲江川敏之(気象研),高薮 出(気象研)

# 1. はじめに

2017年7月の九州北部豪雨では、福岡県朝倉市 を中心に大雨となり、甚大な被害がもたらされた。 このような豪雨イベントに地球温暖化がどの程度影 響を与えているかを知りたいという社会からの要望 は高まる一方だが、観測された豪雨イベントは事例 数が少ない上に自然の内部変動に左右されるため、 長期的な豪雨頻度の変化を検出することは容易では ない。近年、全球気候モデルを用いて多数アンサン ブルの気候再現実験を実施することで極端現象の事 例数を増やし、地球温暖化などの気候変動による寄 与を定量的に見積もるイベント・アトリビューショ ンが注目されているが、解像度やパラメタリゼーシ ョンの性能等の問題から、細かな地形などに影響を 受ける豪雨イベントを全球規模の気候モデルで再現 することは困難であった。

本研究では、高解像度の大規模アンサンブル実験 の出力が過去60年(1951~2010年)に渡って利 用可能な「地球温暖化対策に資するアンサンブル気 候予測データベース(d4PDF)」の気候再現

(HIST)実験と非温暖化(NAT)実験を2017年 まで延長して整備し、60km 解像度の全球モデル MRI-AGCM と20km 解像度のダウンスケーリング モデル NHRCM の両方の結果を統合的に解析し て、2017年7月の九州北部豪雨とその背景となっ た総観スケールの循環場に対する地球温暖化の寄与 を定量的に見積もることを試みた。

## 2. 結果

本研究では、NHRCM が出力した7月の日降水 量が100mm以上になる頻度を大雨の起こりやすさ の指標として用いた。NHRCMとMRI-AGCMの 組み合わせは、日本各地の地形等に応じて、大雨を もたらす総観場の現象に地域差がある様子を妥当に 再現していた。

2017年7月に九州北部が大雨に見舞われた原因 の一つとして、フィリピン付近の活発な対流活動に 伴って太平洋高気圧が日本列島の南で強化し、水蒸 気が九州山地の西側で収束したことが挙げられる (図1上)。同様の特徴は、HIST実験のアンサン ブル平均場でも妥当に再現されており(図1下)、 これらを境界条件として計算された NHRCM の出 力では、2017年に九州山地の西側の大雨頻度が平 年よりも増加する傾向が現れていた(図2)。2017 年の NAT 実験ではそのような頻度増加は見られ ず、地球温暖化が九州山地西側の大雨の頻度増加に 寄与している可能性を示唆している。発表では、そ の要因について分析した結果を報告する。

# 謝辞

本研究は文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラムの協力を得た。



図 1. 2017 年 7 月の 500hPa 高度(陰影)と鉛直積算 水蒸気フラックス(矢印)の偏差場。(上)JRA-55(7/1 ~7/15 平均)、(下)HIST 実験。



図 2. 九州西部において 7月に 100mm/day を超えた日 数の確率密度分布(横軸は 1 グリッド・1 メンバー当た り)。黒: 2017 年 HIST 実験、灰色: 2017 年 NAT 実 験、白: HIST 実験の過去 30 年(1981~2010 年)。

# 日本域の夏季降水量将来変化予測における 大気海洋結合効果の影響

\*宮坂貴文 (気象業務支援センター), 仲江川敏之 (気象研)

#### 1. はじめに

地球温暖化に伴う将来変化予測を行う際、結合モデ ル国際比較計画(CMIP)で用いられるような地球シス テムモデルを使うのが望ましいが、計算資源の制約等 により、その解像度は地域スケールの予測をするのに 十分であるとは言い難い。そのため、CMIP のモデルに よって予測された海面水温将来変化を境界条件に加え て駆動した大気大循環モデル (AGCM) によるタイム スライス実験を高解像度で実施されることがある。し かし、こうした実験では大気海洋結合過程が含まれて いないため、相互作用が過小評価されていると考えら れる。そこで、AGCM ではなく、大気海洋結合モデル (AOGCM)をフラックス調節を用いて駆動するタイム スライス実験を行うことで、現在気候再現性と将来変 化予測の信憑性を向上させる試みがなされている。実 際、熱帯低気圧について再現性の向上が確認されてい る[1]。そこで、本研究では、上記の AOGCM 実験結果 を解析し、日本付近の夏季降水の将来変化に対する大 気海洋結合効果の影響を評価することを目指す。

# 2. 手法

気象研で開発された MRI-AGCM3.2[2]を用いた AGCM タイムスライス実験と、MRI-AGCM3.2 と MRI.COM3[3]を結合した AOGCM タイムスライス実験 の結果を解析した。現在気候再現実験(1979~2003 年) では HadISST 月平均場を時間内挿した海面水温を下方 境界条件とし、将来予測実験(2075~2099 年)はそこ に CMIP5 のモデルアンサンブル平均の月平均海面水温 の将来変化を加えた海面水温を境界条件としている。 フラックス調節により、AOGCM 実験の海面水温は HadISST、そして CMIP5 昇温を加えた場に近い分布と なっている。

日本付近の夏季(6~8月)の降水量と海面気圧、850 hPa水蒸気フラックスを解析した。極端降水の指標として、年最大5日降水量と、年95パーセンタイル日降水 量を用いた。

#### 3. 結果

夏季の日本付近の降水量将来変化(25年平均の差)

に対する大気海洋結合の影響は、季節平均でみると弱 いが、これは、6月と7~8月で傾向が部分的に相殺して しまうためであることが分かった(図1)。6月は梅雨 前線域にあたる九州から東に伸びる降水域において、 大気海洋結合効果は降水将来変化を減少させるように 働く。これは結合効果が沖縄南方海上の低気圧性の海 面気圧将来変化を低減させ、月平均水蒸気フラックス を低減させることと整合的であった。一方、7~8月も九 州南方の低気圧性の海面気圧将来変化予測を結合効果 は低減させるが、九州およびその西方沖では降水将来 変化を増やすように働いていた。そのため月平均場に よる水蒸気フラックスの将来変化予測の違いでは説明 できなかった。なお、極端降水に対する大気海洋結合 の影響を見ると、九州西方沖で年最大5日降水量や年 95パーセンタイル日降水量を強めることが分かった。

但し、こうした結果は1メンバーのみの実験のため、 統計的有意性が低いものである。今後はメカニズム解 析を進めて結果の妥当性を評価し、結合効果がもたら す影響の定量的な評価を目指す。

## 4. 謝辞

本研究は、文部科学省委託事業統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援を受けて実施されました。



図1:6月(左)と7月(右)の月平均降水量の将来変 化予測における AOGCM と AGCM の差。正値に陰影。 等値線は零線を描かず。単位は mm/day。

- [1] Ogata, T., et al., 2016, Sci. Rep., 6, 29800.
- [2] Mizuta et al. 2012, JMSJ, 90A, 233-258.
- [3] Tsujino et al. 2010, Tech. Rep. of MRI, 59, 241pp.

# 暖候期を通した高知と岡山との降水量差形成に寄与する 日々の降水の特徴と大気場の総観気候学的解析

\*加藤内藏進・杉村裕貴(岡山大学大学院・教育学研究科(理科)), 松本健吾(岡山大学大学院・自然科学研究科),大谷和男(テレビせとうち(株))

# 1. はじめに

- 瀬戸内では、季節的な卓越風と地域との位置関係か ら,冬季には山陰に比べて,夏季には四国太平洋側に 比べて降水量が少なく, 瀬戸内式気候として知られて いる(福井 1933)。しかし、例えば、日本列島での梅雨期 の総降水量の東西差は大雨日の頻度の違いを大きく反 映するなど (Ninomiya and Mizuno 1987), 日々の特徴的 現象の出現状況にも目を向ける必要がある。また、日々 の総観場の中での地形の役割や、総観場自体の生み出 す降水コントラスト等の,季節的違いも大きい。加藤 (2007、地域地理研究, 12, 1-16) は、そのような観点か ら高知と岡山との降水量差(以下、ΔPR と呼ぶ)に関 する気候学的解析を行い、8月から9月にかけての気候 学的な $\Delta PR$ は、 $\Delta PR \ge 50$  mm/day の日の寄与を大きく 反映する一方,4月から5月にかけては,0~50mm/day の日の寄与も大きい事を示した。しかし、加藤(2007) は、それらに関わる日々の現象の気候学的特徴や季節 性に関する吟味が不十分であった。

- そこで、本研究では、加藤(2007)と同様に四国太平洋 側の高知と瀬戸内の岡山との差に着目した解析を行い、 ΔPR の大きい日の大気場の特徴やその季節的違いに 関する解析を行った。解析には、1985-2015 年における 各気象官署の日降水量と時間降水量データ(気象庁本庁 の HP), NCEP/NCAE 再解析データ(2.5°×2.5°の格子 点間隔)、気省庁作成のミニチュア天気図(各日 09JST) 等を使用した。





- 第1図 高知から岡山を引いたトータルのΔPR, 及び, そ れに対する階級別値の寄与の季節変化(mm/day)。1985-2015 の同じ日付で平均し, 更に11日移動平均して平滑化した。 - 第1図に示されるように、ほぼ暖候期を通じて大き なトータル $\Delta$ PRを示したが、それに対する日々の $\Delta$ PR  $\geq$ 50mm/dayや $\Delta$ PR $\geq$ 100 mm/dayの寄与が8.9月には特 に大きかったが、4,5月でも決して小さくなく、 $\Delta$ PR $\geq$ 30 mm/dayの日による寄与は4,5月でも気候学的な $\Delta$ PR の8割程度を占めていた。なお、図は略すが、これらの 日々の大きな $\Delta$ PRは、高知側で日降水量50mmを越える ような日の出現を、かなり反映していた。-

# ΔPR≥30mm/dayの日における時間降水量の寄与や大 気場の特徴(8月、9月と4月、5月)

- ΔPR≥30mm/dayの日を抽出し、高知や岡山での降水の特徴を1時間降水量の統計に基づき記述するとともに、類似した状況における大気場の合成解析を行った。
 - 盛夏期である8月のΔPRの大きい日には、高温多湿で大変不安定な空気が四国の山を越える総観規模場が多かった。但し、台風が中四国付近にある時以外には、対流不安定度が強くても、地形による強制上昇がなければ中四国付近に自由対流高度に持ち上げるきっかけとなる上昇流が広域的に形成されうる状況ではない中での現象であった。しかし、秋雨前線が平均的に日本列島へ南下している9月には、地形の影響以外に、大規模場の前線との位置関係も、高知側とその北方との日々のΔPR>0を生じさせる重要な因子の一つになりうる可能性が示唆された。

- 一方,基本場の傾圧性が強い4,5月でも,対流圏下 層全体での南風域が低気圧前面で中四国よりもかなり 北方まで伸びる状況において,8,9月と同様に10mm/h を超える激しい降水時間帯の大きな寄与により,高知 側で降水量が大きくなる日も少なくなかった。しかし, 九州西方の低気圧から南東に地上前線が伸びる状況に おいては,地上前線の北東側で,「安定な前線面よりも 下方での,この低気圧の構造としての南東風が卓越」 することにより(恐らく,安定成層下で900hPa前後の 高度を中心に,山に気流がぶつかる状況),5mm/h以下 の「普通の雨」が高知側を中心に持続し,少なからぬ 日降水量差が形成されていた点も,興味深い。-

# 雲乱流と雲微物理

\*後藤俊幸,齋藤泉,渡邊威,安田達哉(名工大大学院物理工学専攻)

#### 1. はじめに

雲中では水蒸気と温度の雰囲気中で雲粒子がエアロ ゾルを核として生成し、凝結・衝突併合により成長す ると同時にこれらを輸送・混合する乱流と複雑に相互 作用をしている.運動エネルギーが巨視的スケールで 注入されカスケードプロセスによりコルモゴロフスケ ールにまで輸送される一方、サブコルモゴロフスケー ルおよびその近傍スケールでは雲粒子と熱・運動量交 換を通して速度揺らぎが励起されこれが乱流の移流及 び非線形性により巨視的スケールにまで拡大される. このように雲粒子集団と乱流は様々な時空間スケール で相互作用しており、リチャードソンやコルモゴロフ の古典的乱流描像には取り込まれていない特徴を備え ている.我々はこのような乱流を雲乱流と呼んでかね てよりその挙動の解明を進めてきた(図1).本講演で は研究の概要と成果および今後について述べる.

### 2. 微視的視点からの第1原理計算

雲成長に関するバルク法,ビン法,超粒子法などの 巨視的,準巨視的な方法で導入されたさまざまな仮説 の検証やサブグリッドスケール以下の消去された自由 度の詳細を知ることは極めて重要である[1].そこで微 視的視点に立ち,雲粒子と乱流のすべての自由度の動 力学を直接数値計算(DNS)により追跡するという第1 原理的計算が有望な手段となる[2-4].もとより,雲全 体の計算は不可能であるので,雲中の微小領域内(パ ーセル)における雲乱流と雲粒子集団が対象となる. その際,巨視的計算と第1原理計算には時空間に大き なスケールギャップが存在するので,両階層を接続す ることが重要となる.

#### 3. 雲微物理シミュレータ

我々は、乱流混合の世界最大規模の直接数値計算を これまで行ってきた.この経験をもとに、与えられた 環境場の中を上昇するパーセル内において、温度・水 蒸気混合比の乱流混合、雲粒子のラグランジュ動力学、 エアロゾル効果・核生成・凝結・衝突・併合・流体力 学的相互作用の微物理プロセスを導入した雲微物理シ ミュレータ Cloud Microphysics Simulator (CMS)を開 発した[3-5].エアロゾル効果・核生成を除いた長時間 計算では雲粒子質量スペクトルの第1ピークから第2 ピークの出現の計算に成功した.また、図2に見るよ うに雲粒子により雲乱流スペクトルが大きく変形され ることを見出し乱流統計理論によりその説明がなされ た.より高いレイノルズ数で雲粒子の効果による水蒸 気混合比と温度の揺らぎのスペクトルの変形を調べて おり、理論的説明と合致する結果を得ている.



図2 水蒸気混合比揺らぎのスペクトル[4]. R<sub>□</sub> =167, 初期 には低波数側で $k^{-5/3}$ であったものが、水蒸気の凝結によりや がて $k^{-1/3}$ と $k^{-2}$ に変化する.時刻は下からt=10,120,240, 300,480,600s.

現在,エアロゾル効果・核生成を CMS に取りいれる 作業を行っている.核生成と凝結成長における乱流揺 らぎの効果について理論・室内実験・CMS の比較検証, 非慣性粒子の衝突による雲粒径分布関数の時間発展に ついての理論解析と CMS の比較検証を行い,いずれも 満足のいく結果を得た.さらにエアロゾル効果の実装 もほぼ完成し,今後長時間計算を行う予定である.

#### 謝辞

本研究はJSPS 科研費 15H02218 の助成を受けています.

### 参考文献

[1] Shima S-I, Kusano K, Kawano A, Sugiyama T and Kawahara S 2009 Q. J. R. Meteorol. Soc.135 1307–20

[2] Onishi R, Matsuda K, and Takahashi K 2015 J. Atmos. Sci. 72 2591–607

[3] Gotoh T., Suehiro T. and Saito I. 2016 New J. Phys. 18 043042

[4] Saito I. and Gotoh T. 2018 New J. Phys. 20 023001

[5] Saito I., Gotoh T. and Watanabe T. 2018 Phys. Rev. E 97 053108

# 乱流-雲粒相互作用に関する統計理論の DNS による検証

# 齋藤泉·後藤俊幸(名工大院工)

### 1. はじめに

DNS(直接数値シミュレーション)によって雲乱流中の雲 粒子の成長を第一原理的に計算することで,雲粒の凝縮およ び衝突成長に対する乱流揺らぎの影響を明らかにし,雲パラ メタリゼーションの精緻化を目指す研究が行われてきた.当 研究グループにおいても,これまで雲乱流のためのDNSモ デル「雲マイクロ物理シミュレータ」を開発し,凝縮・衝突 による雲粒から雨粒への成長の再現等に成功している [1].

2018 年度春季大会では、Chandrakar ら [2](以下 C16) に よって提案された雲粒と乱流の相互作用に関する統計理論の 再検討および修正, また単純なランジュバンモデルによる検 証について報告した. ここでは DNS と比較した結果につい て報告する.

# 2. C16の統計理論とDNSの比較

C16の統計理論では、平衡状態の乱流中における過飽和度の揺らぎと雲粒の相互作用を考える. 雲粒は一定割合で系内に導入され、凝縮/蒸発によって成長/減衰し、特徴的時間 $\tau_{res}$ (滞留時間スケール)で除去される. これにより雲粒の数密度も平衡状態が保たれる.相互作用は、雲粒が過飽和度揺らぎに及ぼす影響と、過飽和度揺らぎが雲粒に及ぼす影響に分けて考えることができる.

まず, 雲粒が過飽和度揺らぎに及ぼす影響について考える. 雲粒の凝縮/蒸発を通じた水質量と潜熱の交換により, 雲粒が 無い場合よりも, 過飽和度揺らぎの分散は小さくなる. C16 は過飽和度揺らぎと雲粒の相互作用をランジュバンモデルで 表すことで, 過飽和度揺らぎの分散 σ<sub>52</sub> が, 雲粒が無い場合 (σ<sup>2</sup><sub>6</sub>)と比較して以下のように表せることを示した.

$$\sigma_{S^2} = \sigma_{S_0}^2(\tau_s/\tau_t) \tag{1}$$

ただし  $\tau_t$  は乱流混合の時間スケール,  $\tau_s = (\tau_t^{-1} + \tau_c^{-1})^{-1}$ はシステム時間スケールと呼ばれ,  $\tau_c$  は相変化の時間スケー ルである. 定義より  $\tau_s \leq \tau_t$  なので,  $\sigma_{S^2} \leq \sigma_{S_0}^2$  である.

乱流中には様々な時空間スケールの渦が存在するため, 乱 流混合の時間スケール<sub>τ</sub>として何を選ぶかは自明の問題で はない.そこで, 上式を n について解いた以下の関係式:

$$\tau_{\rm t} = \tau_{\rm c} (\sigma_{S_{\rm c}^2} - \sigma_{S^2}) / \sigma_{S^2} \tag{2}$$

の右辺に DNS の結果を代入し,  $\pi$  を見積もった.図1は, 速 度場の乱流の特徴は同じにした状態で, 異なる雲粒数密度と 半径を用いた 10 種類の DNS について, その実験の  $\tau_c$  と, 式 (2) から見積もられる  $\tau_t$  を比較したものである.  $\tau_c$  が二桁に 亘って変化しているにも係わらず,  $\pi$  の見積もりはほぼ一定 の値を指している.これは, C16 のモデルにおいて乱流混合 の時間スケールとして一つの値  $\tau_t$  を用いることの妥当性を 支持する結果である.一方で,図1の結果を平均することで,  $\pi = 0.74s$  を得た.これは DNS における乱流の大渦回転時 間  $T_L = 0.58s$  よりも 25%ほど大きい.

次に、過飽和度揺らぎが雲粒に及ぼす影響について考える. 時空間的に不均一な過飽和度の分布は、雲粒の成長に差を生 じさせ、それにより雲粒の粒径分布は広がる. C16 は、この広 がりが以下の拡散係数を持つ拡散過程で表せることを示した.

$$D = \left[4K_{\rm s}^2 \left(\sigma_{S_0}^2 \tau_{\rm s}/\tau_{\rm t}\right)\right] \tau_1 \tag{3}$$

 $K_s$ はここでは定数とし,  $\tau_1$ は拡散係数に対応する時間スケールである. C16 では  $\tau_1 = \tau_s$ としたが,前回の発表におい

て、 雲粒が感じる過飽和度揺らぎのラグランジュ的自己相関 時間  $\tau_{cor}$  を  $\tau_1$  として用いるのがより適当であることを示し た. この拡散係数を用いて、 雲粒粒径分布の二乗半径の分散 は  $\sigma_{R^2}^2 \propto D\tau_{res}$  となる.前回の発表で示した通り、比例係数 はエアロゾル効果無しの場合は 2、 有りの場合は (反射壁ブラ ウン運動に対応する境界条件の導入により)1 となる.

図 2 は,  $\sigma_{R^2}$  を理論予測と DNS の結果で比較している. 両者は良い精度で一致しており, C16 の統計理論が, 彼等の 行った室内実験だけでなく DNS に対しても有用であること を支持している ( $\tau_{cor}$  の代わりに  $\tau_s$  を使うと最大で一割程度 の誤差が生じる).

ラグランジュ的自己相関時間  $\tau_{cor}$  は粒子の軌道の特徴に 依存するため,重力や慣性の影響を受けることが予想される. これらの要素の導入によって  $\tau_{cor}$  がどのように変化するか, 今後明らかにする必要がある.

### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 15H02218 の助成を受けたものです.

- [1] Saito I and Gotoh T 2018 New J. Phys. 20 023001
- [2] Chandrakar K K and coauhtors 2016 Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113 14243–14248



図1 各実験での相変化の時間スケール r<sub>c</sub>(横軸)と,式 (2)から見積もられた乱流混合の時間スケール r<sub>t</sub>(縦軸).



図 2 雲粒の粒径分布の二乗半径の標準偏差 $\sigma_{R^2}$ を理論 予測 (横軸) と DNS(縦軸) で比較した図.

# 液滴を陽に考慮した境界層雲の3次元放射伝達モデルの開発

\*野田暁1, 松田景吾1, 岩渕弘信2, 大西領1, 宮本佳明3 1海洋研究開発機構。2東北大学大学院理学研究科。 3慶應義塾大学環境情報学部

# 1. はじめに

年間を通じて組織的に発生する洋上層積雲は 高いアルベドと被覆率を伴うため地球の気候シ ステムに重要である。層積雲の発達や減衰には 雲放射過程が重要な要素の1つである。従来の放 射伝達計算では雲は連続体と仮定されてきた。 しかし、微細な計算格子を用いる場合、格子に含 まれる雲粒数が少なくなるためこの仮定は適切 でない。Matsuda et al. (2012, PRL, M12)は液滴を 陽に考慮した3次元放射伝達モデルを開発し、乱 流渦に伴う雲粒の凝集が放射特性に与える影響 を論じた。本研究では彼らのモデルを基にして 境界層雲を対象としたより現実的な放射伝達計 算を行うことのできるモデルへと拡張する。

# 2. モデル概要と予備試験

計算の流れを図1に示す。モデル光子の輸送 にはモンテカルロ法を用いた。従来のモンテカ ルロ法による3次元放射伝達モデルとの主な違 いは液滴についても散乱判定を行うことであ る。この判定は確率論的にではなく決定論的 に行う。気体による吸収計算はk分布法(Fu and



放射伝達モ デルのフロ ーチャー ト。*w* は光 子の重みを 表し、
ε =10<sup>-9</sup> を用 Liou 1992, JAS)に基づき行う。このときに用い る気体吸収係数は境界層の典型的な化学組成を 考慮し、LBLRTM (Clough et al. 1992, JGR, 2005. JOSRT)を用いてデータベース化した。液 滴に伴う散乱はM12に倣いモデル光子の飛行経 路と液滴中心との距離の最小値がr。以下となる ときに起こるものとする。ここで、 $r_e =$ 

 $(\sigma_e/\pi)^{1/2}$ であり $\sigma_e$ は液滴の消散断面積である。

図2は計算領域上端に置かれたモデル光子が 計算領域内の液滴中を飛行する軌跡を示してい る。液滴や気体に散乱されながら飛行する様子 が計算されている。発表では更に雲場の光学的 特性の計算条件への依存性等の議論を行う。

謝辞:本研究は文部科学省フラグシップ2020(ポス ト「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した 気象と地球環境の予測の高度化」と文部科学省委 託事業統合的気候モデル高度化研究プログラムの 支援を受けて行った。



図2.計算領域上端にランダムに置き、下向き に飛行させた光子が数濃度55cm3で置かれた 液滴(黒丸)の中を飛行する様子(線)。領域は 0.1 m<sup>3</sup>、計算格子間隔は 1mm。

# 粒子径解像・直接ラグランジアン雲粒子計算法

大西 領(海洋研究開発機構),竹内伸太郎(大阪大学)

# はじめに

個々の雲粒子の運動と成長をラグランジアン法 によって追跡計算できるようになり,新たな気象 計算ツールとして注目されている.例えば, Onishi et al. (2015)<sup>10</sup>は定常等方性乱流場をオイ ラー法によって計算しながら,それに含まれる微 小慣性粒子の運動,粒子周り流れを介した流体力 学的粒子間相互作用および粒子間衝突をラグラ ンジアン追跡法によって計算する Lagrangian Cloud Simulator (LCS)を開発した.LCSを鉛 直方向に極端に長い計算領域に適用し,鉛直方向 に発達する雲とその中での雲粒子の再現にも成 功した<sup>20</sup>.

しかし、それらのラグランジアン計算では、粒 子径が流体格子に比して十分に小さいと仮定す る質点近似が用いられている.しかし、質点近似 は大水滴には適用できない.そこで、本研究では、 粒子解像計算法として埋込境界法(Immersed Boundary Method<sup>3,4)</sup>)に基づく粒子解像計算法 を LCS に組み込み、粒子解像計算によってラグ ラジアン追跡計算が可能な手法を開発した.

## 埋込境界法を用いた粒子径解像計算法

固体が存在する計算格子において,流体と固体の 界面での運動量交換を体積力型埋込境界法で表現 する.ある計算格子の代表速度 u を以下のように定 義する.

$$\boldsymbol{u} = (1 - \alpha_s)\boldsymbol{u}_f + \alpha_s \boldsymbol{u}_s \tag{1}$$

 $u_f$ は流体の速度,  $u_s$ は固体の速度である.  $a_s$ は計算 格子における物体の体積率である. 各時間ステップ において, u に対する流体方程式を解いた後, 得ら れたuと物体(本研究の場合, 粒子)の運動方程式か ら得られる $u_s$ から, 式(1)を使って $u_f$ を求める. さらに, 流体と物体の速度差 $u_f - u_s$ に基づく流体一物体間の 体積力を算出し, 流体と物体の運動方程式に反映さ せる. これにより, 流体と物体の相互作用を考慮した 流体と物体の運動計算を行う.

# 数値計算結果

計算結果の一例を図1に示す.大きな慣性を持っ

た粒子によって、局所的に非常に大きいエネルギー散逸率を持った領域が見られる. 乱流のエネル ギーカスケードによる散逸と、粒子による散逸が 共存する乱流中での粒子間衝突現象の解明は始 まったばかりである.

**謝辞** 文科省科研費・基盤研究(B)(16H04271)の援 助を受けて行われた.数値計算は(国研)海洋研究開 発機構の地球シミュレータを用いて行われた.



図 1: 512<sup>3</sup> 計算格子による粒子径解像結果の可視 化図.計算格子の5倍の直径を持つ粒子4096 個 の運動が追跡された. Re<sub>4</sub>=220,粒子の質量分率 は4%, St=80 であった.カラーコンターは流れ 場のエネルギー散逸率 (log スケール).

- (1) Onishi, R., Matsuda, K., and Takahashi, K., J. *Atmos. Sci.*, 72 (2015), pp.2591-2607.
- (2) Kunishima, Y. and Onishi, R., *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, (2018) doi:10.5194/acp-2018-328
- (3) Kajishima, T., Takiguchi, S., Hamasaki, H. and Miyake, Y., *JSME International Journal, Ser.B*, 44 (2001), pp.526-535.
- (4) Takeuchi, S., Yuki, Y., Ueyama, A. and Kajishima, T., *Int. J. Numeri. Methods in Fluids*, 64 (2010), pp.1084-1101.

# 超水滴法の混相雲へ適用

\*島 伸一郎(兵庫県大/理研計算科学研究センター), 佐藤 陽祐 (名古屋大学/理研計 算科学研究センター), 橋本 明弘(気象研究所), 三隅 良平(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

超水滴法は粒子ベースの確率的な雲微物理過程の数 値解法である[1]。ビン法はオイラー的解法であるのに 対し、超水滴法は実粒子集団を超水滴あるいは超粒子 と呼ぶ仮想的な計算粒子で代表させるラグランジュ的 解法となる。

ビン法には様々な課題がある。まず、数値拡散により粒径分布が離散化のアーチファクトで広がる問題が 指摘されている[2]。粒子属性の数を増やすと計算コストが急激に増大する「次元の呪い」の問題もある[1]。 また、ビン法が基礎方程式とする Smoluchowski 方程式 は、状況によって成立しないことも知られている[3]。 超水滴法を初めとする粒子法に基づく雲微物理モデル により、これらの問題を解決あるいは低減できると考 えられることから、その将来性が期待されている[4]。

温かい雲に関しては超水滴法の応用が進んでいるが、 氷相過程への適用はまだ少ない[5,6]。そして、いずれ の場合でも氷粒子の形状は診断的に扱われている。そ こで我々は、氷粒子の形態変化を陽に予報できるより 精緻なモデルに対して超水滴法を適用した。これによ り氷晶が生成・成長し霰・雹・雪片を形成していく様 をより正確に再現できるようになると期待される。

#### 2. 粒子の表現と考慮した雲微物理過程

氷粒子を多孔性の回転楕円体で近似し、その形態を 表現した。つまり、各氷粒子はその赤道半径と極半径、 見かけ上の密度を属性変数として持つ。これらに加え、 ライミングにより得られた氷の質量、氷粒子に含まれ る一次氷晶の数も属性変数とした。また、粒子に含ま れる不溶性成分の氷晶核能を表す凍結温度と、水溶性 成分の質量も属性変数である。

考慮した雲微物理過程は次の通りである:氷晶の生 成(凝結/内部/均質凍結)、融解、昇華、凝結・蒸発(CCN 活性化を含む)。粒子の落下、氷粒子と過冷却液滴のラ イミング、氷粒子の凝集、水滴の衝突併合。なお、粒 子の自発的あるいは衝突による分裂過程は、混相雲を 考える上で重要であるものの、今回は考慮されてない。

#### 3. 動作検証実験の概要と結果

Khain et al. (2004)[7]の実験設定に従って孤立した積 乱雲の2次元LES計算を行い、開発したモデルの性能 検証を行った。結果の一例を図1に示す。氷粒子の大 きさと質量の関係を調べた所、得られた計算結果が経 験則とよく整合していることが分かる。より詳細な性 能検証と素過程の精緻化が必要であるが、今後のさら なる発展と応用が期待できる結果である。



図1 数値計算により得られた氷粒子の大きさと質量の関係(シェード)と経験則(線)の比較。

- Shima, S., et al., 2009, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 135, 1307–1320.
- [2] Morrison, H., et al., 2018, J. Atmos. Sci. (in review).
- [3] Dziekan P., and H. Pawlowska, 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 13509-13520.
- [4] Grabowski, W. W., et al., 2018, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* (in review).
- [5] Sölch, I., and B. Kärcher, 2010, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 136, 2074–2093.
- [6] Brdar, S., and A. Seifert, 2018, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 10, 187–206.
- [7] Khain, A., et al., 2004, J. Atmos. Sci., 61, 2963-2982.

# SHIPS を用いた北極混合相雲の研究

\*端野典平(名古屋大学宇宙地球環境研究所), Gijs de Boer (University of Colorado at Boulder), 岡本創(九州大学応用力学研究所)

# 1. はじめに

近年、北極では急激な地表面気温の上昇と海氷の減 少が観測されている.冬の温度上昇の要因として、温 暖化した気候平衡状態では、水蒸気や雲の放射効果が、 海からの熱の放出の次に重要である[1].北極の雲は過 冷却状態の雲水を雲頂に含む状態で、長時間存在する ことが知られており、地表面を長波放射により暖める。 気候予測の不確実性の低減には、その放射効果を精度 良く再現する必要がある.

氷と水粒子が共存する混合相下層雲の持続時間は、 氷の数密度に大きく依存するが、氷晶の核形成過程に ついての理解はまだ十分ではない.昇華凝結成長や落 下速度は、氷晶の形状(晶癖)に依存するため、晶癖 は混合相雲の持続時間に影響を与える.晶癖および氷 晶核形成は温度と水蒸気量に依存するため、観測され る晶癖には、核形成の情報が含まれると考えられる. 本研究では、晶癖予測モデル SHIPS[2]を用いて、この 関係性と雲水浸水凍結の役割を調査することを目的と している.

## 2. 実験設定

過去の大規模観測 SHEBA と ISDAC から混合相雲の 事例を選び、SHIPS を用いた 3 D-LES 実験を行う. SHEBA の対象事例では雲頂温度が-20 度で多結晶が卓 越し、ISDAC の対象事例では樹枝状結晶の雪片による 降雪が観測された. 氷晶核形成のスキームとして 3 つ の雲水浸水凍結スキームを考慮する。1)気温と体積に 依存する Bigg スキーム、2)古典核形成理論に基づく活 性化した雲水の凍結スキーム C-AC、3)同理論に基づ く粗いエアロゾル粒子を対象とした凍結スキーム C-CM である。力学モデルに UWNMS を用い、実験設 定は先行研究を参考にした.

# 3. 結果

SHEBA の事例では、3 つのスキームともに定性的に 観測と一致する晶癖の空間分布を再現したが、混合相 雲の下では六角平板が卓越する.スキームの違いは、 六角平板結晶の軸比に明瞭に現れた(図1). Bigg では 大きめの雲水  $(30 \mu m)$  が混合相内で凍結した後、軸比 0.12、最大粒径 560  $\mu$  m ほどまで成長し、雲の下のレー ダー反射因子に大きく寄与する.一方、C-AC では 10  $\mu$  m ほどの雲水が雲頂付近で凍結した後、軸比 0.04、 1mm ほどの薄い結晶がレーダー反射因子に寄与してい る.また、最大粒径を固定したときに、平均の軸比が 凍結した雲水直径とともに大きくなることが示された。 つまり、六角平板の軸比は初期値依存性があり、凍結 した雲水の情報をもっていることが示唆される. C-CM は Bigg に近い結果となり、その妥当性が支持される結 果となった.

現在、ISDAC の事例の実験に取り組んでおり、樹枝 状結晶と雪片が形成されることを確認した. 今後は、 地上レーダーのドップラー速度スペクトラムと再現実 験結果を比較する予定である.



図1. 氷粒子の最大粒径と凍結雲粒直径の空間におけ る六角平板の軸比の平均値(単位は常用対数). 実線は レーダー反射因子への寄与度を示す. 混合相雲の下に おける統計.

- Yoshimori, M., Abe-Ouchi, A., & Laine, A. (2017). The role of atmospheric heat transport and regional feedbacks in the Arctic warming at equilibrium. *Clim Dyn*, 49, 3457-3472.
- [2] Hashino, T., & Tripoli, G. J. (2007). The Spectral Ice Habit Prediction System (SHIPS). Part I: Model description and simulation of vapor deposition process. J. Atmos. Sci., 64, 2210-2237.

# 山岳性降雪雲における降水形成過程に関する バルク法雲微物理モデルを用いた解析

\*橋本明弘, 折笠成宏 (気象研究所), 本吉弘岐, 三隅良平 (防災科学技術研究所)

### 1. はじめに

大気の水・熱循環や,リモートセンシングによる地 球環境監視等において重要な因子となる雲・降水粒子 の粒子特性に関連する複数のパラメータを新たな予報 変数としてバルク法雲微物理モデルに組み込み,粒子 特性を従来よりもはるかに精緻化できる手法の開発を 進めている.本稿では,冬季山岳性降雪雲内で雲粒子 ゾンデが捉えた粒子特性とモデルが再現した粒子特性 を比較し,観測結果と素過程との関係を議論する.

## 2. 雲粒子観測データ

雲粒子データは、新潟県十日町、または、六日町で9 冬季(1994~2002年)に渡って実施された雲粒子ゾン デ観測によって得られた.雲粒子画像から読み取った 雲粒の粒径をもとに雲水量を算出し、氷晶や降雪粒子 については最大径を読み取り、最大径と質量のべき乗 型の経験式をもとに粒子タイプ別の氷水量を算出した.

# 数値モデル・数値実験

既存のバルク法雲微物理モデルに氷粒子の温度・湿 度別昇華成長量と雲粒捕捉成長量を予報変数として加 え、粒子特性を診断できるようにした.昇華成長量は、 Nakaya (1954)に従い、温度と湿度に応じてクラス分け され、角柱、樹枝、角板成長の寄与を追跡できる.こ のモデルを用いて、計算領域 600 km x 12.6 km、水平 1 km・鉛直 200 m 格子間隔の鉛直 2 次元大気・ベル状山 岳地形における冬季季節風下での山岳性降雪雲の再現 実験を行った.実験対象は、新潟県三国川ダムで観測 された 1995 年 1 月の降雪日 7 事例(Harimaya and Nakai, 1999) である.温度・湿度の初期条件として、気象庁 55 年長期再解析データをもとにして求めた日本海海上 の地点(40 °N, 135 °E) 上空のプロファイルを用いた.

#### 4. 結果

図 la, lb, lc は, 雲粒子観測データから求めた粒子タ イプ別の混合比と気温との関係である. 角柱の(図 la, ●)は, -13℃付近の温度層で極小を示し, それより高 温域と低温域で大きな値を示した. 樹枝(図 lb, ●) は, -10 から-15℃で極大を示した. 角板(図 lc, ●) は樹枝に比べ温度による変化が小さかった. 図 ld, le,



図1 気温と粒子タイプ別混合比の関係. (a)角柱, (b) 樹枝, (c)角板に関する観測結果. ●は観測 79 事例のデ ータ,●は温度別平均値. (d), (e), (f)は,それぞれ,角 柱,樹枝,角板に関する実験結果.●は数値実験対象 7 事例の 30 分毎の出力データ,●は温度別平均値.

If は, それぞれ, 図 la, lb, lc に対応する数値実験結果 である.角柱(図 ld, ●)は, 観測結果と同様に, -13℃ 付近で極小を示し,その高温側と低温側で大きな値を 示した。低温側は-36~-20℃,高温側は-10~-4℃の,と もに昇華過程による C 軸成長の寄与を表している.樹 枝(図 le, ●)と角板(図 lf, ●)についても,雲頂 付近を除いて,観測と似た傾向を示した.このことは, 雲粒子の輸送や重力沈降など様々な因子が同時に作用 する雲内の環境下で行われた観測によって,温度・湿 度条件に応じた晶癖形成の効果が捉えられたことを示 している.

#### 謝辞

本研究の一部は <u>JSPS 科研費 16K05557, 16K01340</u>の 助成を受けたものです.

- Nakaya, U., 1954: Snow crystals. Harvard University Press, 246.
- Harimaya, T. and Y. Nakai, 1999: J. Meteor. Soc. Japan, 77, 101-115. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1 101

# 次世代気象気候ライブラリで利用可能な雷モデルの開発

\*佐藤陽祐(名大工), 富田浩文 (理研計算科学),

### 1. はじめに

積乱雲に伴って発生する雷は、人間の生活に大きな 被害をもたらす。また、近年では積乱雲内で発生する雷 が光核反応を引き起こすことが明らかになり(Enoto et al.2017)、積乱雲内部の電気的特性を詳細に明らかにす ることがこれまで以上に求められている.積乱雲内で 霰が氷粒や雪片と衝突して生じる電荷分離機構(着氷電 荷分離機構: Takahashi 1978)が雲内の電荷分離を説明す る有力な説であり、雲内の電気的特性を理解するには 雲粒の微物理特性を詳細に理解する必要がある.

これらの微物理特性と電気的な特性を理解するため に, 雲の電気的特性を直接扱う数値モデルが開発され てきたが(Takahashi 1978; MacGorman et al. 2001; Mansell et al. 2005; Hayashi 2006; Fierro et al. 2013),数値モデル内 で雲粒の電荷を計算する部分(コンポーネント)の計算 コストが非常に高い.そのため,雷を直接扱った計算に は,大型計算機が必要となる.しかしながら,一般的に 数値気象モデルは計算効率が必ずしも高くないため, ポスト京のような次世代の大型計算機で利用するには, 計算効率の高い数値気象モデルが必要となる.本研究 では雷を扱うコンポーネントを,次世代の大型計算機 を使うことを想定して開発されている次世代気象気候 ライブラリ (SCALE: Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015) に実装し,その妥当性を評価した.

#### 2. 雷コンポーネントと実験設定

本研究で用いた気象モデルは SCALE である. 雷コン ボーネントを導入するにあたり、雲粒の電荷を予報変 数として追加し、雷に関連する物理プロセスは電荷分 離,電場の計算,中和の3つを考慮した.電荷分離は着 氷電荷分離機構 (Takahashi 1978),中和過程は (MacGorman et al. 2001 と Fierro et al. 2013)のパラメタリ ゼーションを導入した.また電場(E)は各グリッドの電 荷密度( $\rho_e$ )と大気の誘電率( $\epsilon_0$ )を用いてポアソン方程式

$$E = -\nabla \phi, \qquad \nabla^2 \phi = -\rho_e / \varepsilon_{0}$$

を解くことで計算した(φは電位).

ベンチマークテストとして, Mansell et al. (2005:以下 M05 と表記)と同様の実験設定で数値実験を行い,本研 究で開発された数値モデルの結果と M05 の結果を比較

することで開発したモデルの妥当性を評価した.

## 3. 結果と今後の発展

図1は SCALE で計算された電荷密度の鉛直分布で ある. M05 で計算された下層から正→負→正という3 極構造が再現されている.表1は計算期間中に発生し た電と対地雷の数である. SCALE で計算された放電数 と雷の数は M05 で計算された雷の数の範囲内に収まっ ており,本研究で開発され SCALE に実装された雷モデ ルの妥当性を確認できた.

今後はこのモデルを用いて台風や冬季に日本海側で 発生する積乱雲内の雷を対象とした数値実験を行う.



図1:SCALE で計算された電荷分布の鉛直構造

表1: M05, SCALE で計算された落雷数

	M05	SCALE
発雷数	181~3325	709
対地雷数	0~37	0

# 4. 参考文献

Enoto et al., 2017, *Nature*, **551**, doi:10.1038/nature24630. Fierro et al., 2013, *Mon. Weather Rev.*, **141**, 2390–2415.

Hayashi, 2006, Sola, 2, 124–127, doi:10.2151/sola.2006.

MacGorman et al., 2001, J. Appl. Meteorol., 40, 459-478.

- Mansell et al., 2005, *J. Geophys. Res.*, **110**, D12101, doi:10.1029/2004JD005287.
- Nishizawa et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, doi:10.5194/gmd-8-3393-2015.
- Sato et al. 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23, doi:10.1186/s40645-015-0053-6.
- Takahashi, 1978, J. Atmos. Sci., 35, 1536-1548.
# Evaluation of microphysics in mixed-phase clouds over the Southern Ocean in NICAM using Joint simulator

Woosub Roh<sup>1</sup>\*, Tatsuya Seiki<sup>2</sup>, Masaki Satoh<sup>1</sup> and Tempei Hashino<sup>3</sup> (<sup>1</sup>AORI, the University of Tokyo, <sup>2</sup>JAMSTEC, <sup>3</sup>Nagoya University)

### 1. Introduction

It is difficult to represent mixed-phase clouds using weather prediction models and climate models because of their poor understanding of cloud physics and dynamics. The mixed-phase clouds consist of water vapor, Super-Cooled liquid Water (SCW), and ice particles. They are found at temperatures from 0 to -40°C over the globe. The cloud albedo increases because of SCW clouds. The amount of mixed-phase clouds affects climate change. Tan et al. (2016) showed that an underestimation of mixed-phase cloud leads to negative cloud phase feedback in global warming.

We evaluate simulations of SCW clouds over the Southern Ocean by two different microphysics schemes like a single moment scheme and a double-moment scheme in NICAM using Joint simulator. We investigate and improve mixed phase clouds in the boundary layer using a single column model.

#### 2. Experimental design and data

For our simulations, we used a regional version of NICAM with a stretched grid (Tomita 2008a), where the minimum resolution was 2.4 km horizontal resolution and most of the resolutions were under 5 km. The integration time was from 00 UTC on 1 January to 00 UTC on 3 January 2007. The first day was used for the spin-up time. The NICAM simulations were initialized with National Centers for Environmental Prediction (NECP) data with one-degree resolution for wind, temperature, relative humidity, and geopotential data. The sea surface temperature was fixed. We tested two kinds of bulk microphysics schemes, the NICAM Single-moment Water 6-categories (Tomita 2008b; Roh and Satoh 2014, herein NSW6), and the NICAM Double-moment scheme of 6-Water categories (Seiki and Nakajima 2014, herein NDW6). The sensor simulator used was the EarthCARE Active Sensor Simulator (EASE, Okamoto et al. 2007, 2008; Nishizawa et al. 2008) in Jointsimulator.

We used a merged dataset for CloudSat CPR radar and CALIPSO lidar (Hagihara et al. 2010) (hereafter, KU data) as observation data. In order to increase the sample size, the CSCA-MD for the month of January 2007 was compared to the simulation. These data have a 240-m vertical and 1.1-km horizontal resolution grid.

#### 3. Results

We investigated the vertical structure of ice water contents (IWC) and liquid water contents (LWC) in order to investigate the mixed-phase clouds (Fig.). NSW6 had larger deficits of SCW clouds than NDW6. In addition, it underestimated the backscatters in the boundary layer clouds (not shown). NDW6 showed good agreement with the observation with regard to SCW clouds in the top layer of clouds (not shown). The simulated prognostic number concentrations of ice particles were lower in the boundary layer clouds than NSW6, and it decreases the deposition process of ice particles. According to Forbes and Ahlgrimm (2014), the deposition process on the cloud top is important

to reproduce the SCW clouds, and it is related to the size distribution of ice and liquid particles. We speculate that the NDW6 improves the simulation of the size distribution of boundary layer cloud tops.



Figure. Latitude-height distributions of ice water contents (upper) and liquid water contents (bottom). The left figures are from NSW6 simulations and the right figures are from NDW6 simulations. The unit of the color bar is logarithm of g  $m^{-3}$ .

We investigate the difference using a single column model and discuss about how to improve the NSW6 using the analysis of the NDW6 results.

we evaluate and discuss thermodynamic phases of clouds of two microphysics schemes using the depolarization ratio and Joint-simulator following the methodology of Yoshida et al. (2010).

# 全球・領域実験併用のすゝめ ~ 普遍的な雲微物理の理解に向けて~

\*清木達也 (海洋研究開発機構), Woosub Roh (東京大学大気海洋研究所),

#### 1. はじめに

雲微物理モデルはおおよそすべての大気シミュレー ションモデルに組み込まれており、雲・降水システム の再現性を左右する重要な要素である。数100m程度の 小さい孤立積雲から大洋を伝播する 1000km 程度のク ラウドクラスターに至るまで、雲システムは様々な時 空間スケールを持つことから、大気モデルの必用に応 じて段階的に簡易化またはパラメタライズされた雲微 物理モデルが個別に利用され、独自に発展を遂げてき た。例えば、気候モデルの強い台風の再現性は非常に 雲モデルに敏感である (Stan, 2012)。他にも、データ同 化を用いたゲリラ豪雨の事例実験においても、(実験間 の主な差として) 雲微物理モデルの性能によって予測 可能性が大幅に向上する事が分かった(Miyoshi et al., 2016)。気候研究から予報研究まで、各研究コミュニテ ィの知見を統合する事が出来れば分野間の連携といっ た研究の幅が広がる事が期待できる。これらを踏まえ、 本講演では同一の雲微物理モデルを用いた全球実験と 領域実験を提案し、普遍的な雲微物理モデルの構築を 目指す。

全球モデルに組み込まれている雲微物理モデルは全 球観測データ(主に衛星観測)に、領域モデルに組み 込まれている雲微物理モデルは領域観測データにより、 それぞれが別々に検証されて信頼性が担保されてきて いる。全球観測と領域観測はサンプル数と観測精度に おいて相補的な関係であるため、雲微物理モデルの検 証に両者を共に用いる事は合理的である。

#### 2. 実験概要

本研究では詳細な雲微物理過程を網羅している2モ ーメントバルク法モデル(Seiki and Nakajima, 2014; Seiki et al., 2014)および1モーメントバルク法モデル(Roh and Satoh, 2014)を利用した。サブグリッドの雲パラメタリ ゼーションは利用していない。大気モデルには NICAM(Satoh et al., 2014)を用い、14kmの水平解像度を 用いた全球実験、局地的に格子を高解像度化した領域 実験、および鉛直一次元化した理想化実験を行った。 全球実験および、領域実験の詳細な設定については Seiki et al. (2015a)、Seiki et al. (2014)を参照されたい。 雲微物理は主に核形成・相変化・衝突過程・重力落 下の四つのプロセスからなり、水蒸気、雲水、雨水、 雲氷、雪、あられ、ひょうといった様々な水物質間の 相互作用を理論的、半経験的に計算している。各雲微 物理過程の数値モデル化自体は Pruppacher and Klett (1997)によって網羅されているが、観測・室内実験事例 ごとに提案される多種多様な半経験式が、雲システム や気候場にどの程度影響を与えるかの実証例は多くな い。そこで、本研究では氷晶核形成、氷晶の固着効率 (sticking efficiency)、過冷却水滴の凍結に関して感度実 験を行った。

#### 3. 実験結果

氷晶核形成過程については領域実験で最適化を行う 事で全球実験結果も一様に良くなる事が分かった。こ れは、氷晶の雲微物理性質が領域に大きく依存しない 事からも確かめられた。

過冷却水滴の凍結に関しては、鉛直一次元実験では 改善が見られるものの、全球実験では着目外の領域に おいて大幅なバイアスを生じる事が分かった。

固着効率の感度実験に関しては全球実験では氷晶の 雲微物理特性に大幅な改善が見られた。しかし、再現 性に限度があり、領域実験にて更なる高解像度化を行 い、雲力学を解像する事が必要である。

これらを参考例として、全球実験だから理解が進む ことと、領域実験だから理解が進むことを紹介する。

#### 4. 参考文献

[1] Stan, C., 2012, GRL, 39, doi:10.1029/2012GL053449.

[2] Miyoshi, T., et al., 2016, IEEE, 106, 2155-2179.

[3] Seiki, T., and Nakajima, T., 2014, JAS, 71, 833-853.

[4] Seiki, T., et al., 2014, JGR, 119, doi:10.1002/2013JD021086.

[5] Roh, W., and Satoh, M., 2014, JAS, 71, 2654-2673.

[6] Satoh, M., et al., 2014, PEPS, 1. 18.

[7] Seiki, T., et al., 2015a, JCLI, 28, 2405-2419.

[8] Seiki, T., et al., 2015b, GRL, 42, doi:10.1002/2015GL064282

[9] Pruppacher, H., and Klett, J., 1997, Kluwer Academic Publishers.

# 近年の北極海氷動態の変化

\*木村詞明(東大・大気海洋研),前田健(東大・工), 山口一(東大・新領域),羽角博康(東大・大気海洋研)

# 1. はじめに

夏季北極海の海氷面積は1970年代から大きく縮小し てきたが、最近10年ほどは減少傾向が明瞭ではない。 海氷変化の現状を把握し将来を予測するためには、そ のプロセスを解明する必要がある。本研究では主に海 氷の動きに注目し、海氷状況変化の解析を行った。

## 2. 使用データ

解析にはマイクロ波放射計 AMSR-E および AMSR2 によ る観測データから導出した毎日の海氷漂流速度および 密接度を用いた。漂流速度は面相関法により独自に計 算した 60km グリッドのものを、密接度は国立極地研究 所の ADS[1]により配布されている 10km グリッドのも のを使用した。また、毎日の地衡風を ECMWF の ERA-interimによる海面気圧から算出して用いた。

解析対象期間は 2003 年 1 月から 2018 年 5 月まで (2011 年から 2012 年にかけての AMSR 欠測期間を除く) である。



図1:2014年9月1日と2017年9月1日の多年氷分布

#### 3. 多年氷の分布

夏を越えて翌年まで残った海氷を多年氷と呼ぶ。そ の分布を明らかにするために、各年9月の面積最小時 の海氷域上に10km間隔で粒子を配置し、毎日の漂流速 度を用いて翌年10月末までその動きを追跡した。得ら れた多年氷分布から、冬季、夏季ともにその分布に大 きな年変化が見られる(図1)こと、2008年以降は面 積に目立った減少傾向が見られないことがわかった。 また、多年氷の分布は、夏季の海氷分布にも影響を及 ぼしていた。

#### 4. 海氷の動きと風の関係

海氷の動きは風向の一定比率(風力係数)での風向 から一定方向(偏角)への動きに海流を足したものと して近似できる[2]。ここでは、毎日の海氷漂流速と風 速を用いて、各月の風力係数と偏角を最小自乗法によ り算出し、その経年変化の解析を行った。その結果、 シベリアからアラスカの沿岸に近い海域では、期間を 通して風力係数が増加傾向にあるが、より高緯度の海 域では、冬季は2007年頃、夏季は2012年頃を境にそ の増加傾向が見られなくなっている(図2)ことがわ かった。また、風力係数の変化と多年氷分布との関係 は明瞭ではなかった。



参考文献

[1] https://ads.nipr.ac.jp

[2] Thorndike and Colony, 1982, J. Geophys. Res., 87.

ASR を利用したグリーンランドにおける月別降水量の解析 \*小山朋子(国立極地研究所), Julienne Stroeve (UCL/NSIDC),

#### 1. はじめに

グリーンランド氷床変動を評価する上で正確な降水 観測を行うことが重要であるが,厳しい自然条件のた めに直接観測は沿岸地域の一部に限られてきた. 北極 域再解析データ Arctic System Reanalysis (ASR)が近年開 発されたが,その降水量データが北極域での不十分な 降水観測の補完に有効かどうか調査を行った.

- 2. 使用データ
  - 実況データとして、デンマーク気象研究所 (Danish Meteorological Institute, DMI) が提供す る降水量データを補正し加算した月別データ.
  - ② 内陸高地の実況データとして POSS の積雪デ ータから導出した月別降水量データ.
  - ③ ASR バージョン1の降水量データを加算した
     月別データ.時間・空間分解能はそれぞれ3時
     間,30 km.

ASR による月別降水量を2つの実況データと比較した.



図 1: 対象とした DMI 観測地点と POSS が設置されて いる Summit.

### 3. 結果

ASR による月別降水量は,内陸高地で観測値に比べ 過大な降水量が算出されている.東および南側の沿岸 部では,2つの降水量はおおよそ一致している.



図 2: ASR 月別降水量と実況データの散布図. 左上の数 字は相関係数. 実線, 点線はそれぞれ線形回帰線と y=x の直線.

ただし西側にある Nuuk (04250)では降水量が 100 mm を超えるときに負のバイアスを示し, Ikerasassuaq (04390)の不確かさは他の地点に比べ大きくなった.

グリーンランド南部では強風になることが多く,降水量もその影響を受けていると考えられる.そうした 強風は地形効果によるところが大きく,ASR の水平分 解能では風による降水量への局地的効果をきちんと再 現出来ていない可能性が高い.

また,北部グリーンランド域,北大西洋域,およびグ リーンランド海域のASR 降水量と北大西洋振動指数の 間に弱い相関関係(0.32-0.49)があることを確認した.

#### 参考文献

Koyama, T., and Stroeve, J., 2018, Polar Sci, submitted.

# 東シベリアの河氷融解に伴う急激な流量増加へ影響する

# オホーツク海高気圧

\*大島和裕 (環境科学技術研究所), 朴 昊澤 (海洋研究開発機構), 堀 正岳 (海洋研究開発機構), 吉川泰弘 (北見工業大学)

#### 1. はじめに

シベリアの河川は秋に凍結し、その河氷は春に融解 する。この地域の河川は住民にとって重要は役割を果 たしており、夏の船舶や冬の河氷上のアイスロードに よる交通、また漁場として利用される一方で、春に河 氷と雪の融解に伴うアイスジャム洪水を引き起こし、 住民生活へ大きな影響を及ぼすこともある。アイスジ ャムは、春の気温上昇によって河氷が融解、破壊する ことで蛇行部や川幅の狭い場所で氷が詰まる現象で、 これに伴って水位が急激に上昇する。本研究では東シ ベリアのレナ川における河氷融解とそれに伴う急激な 流量増加に影響を及ぼす気象場について調査を行った。

#### 2. データと解析

解析対象地域では5月に気温がプラスになり,積雪 と河氷の融解が始まるため,5月を解析対象とした。

河川流量データとしてレナ川中流域に位置するタバ ガで観測された 1950 年から 2011 年までの日流量デー タ,また気温データとして近接するヤクーツクで観測 された 1955 年から 2011 年までの月平均気温データを 使用した。気象場の解析には、気象庁 55 年長期再解析 データ(JRA-55)を使用した。また、河氷融解に伴う 急激な流量増加のタイミングを決めるため、タバガの 流量が 5000 m<sup>3</sup>/sを超える日にちをインデックスとして 定義した(以下,流量増加インデックス)。

### 3. 河氷融解に伴う流量増加のタイミング

レナ川中流域の気温の平年値は4月までマイナスで、 5月にプラスとなって雪解けと河氷の融解が進む。これ に伴って河川流量は急激に増加する。河川流量は11月 から4月までほぼゼロであるが、5月から流れ始め、5 月から6月にかけて急激に増加して6月に最大値とな る。夏は降水量も多いが蒸発散量もそれに匹敵する大 きさであるために大気から流域へ入る正味の水のイン プットはゼロに近く、凍土融解に伴う流出はあるが、 流量はそれほど大きくならない。 過去 60 年間のタバガの流量データでは、流量増加の タイミングにばらつきがみられ、早い年で 5 月 5 日 (DOY125)、遅い年で 5 月 29 日 (DOY149)、平年で 5 月 17 日 (DOY137) であった (図 1)。このような流量 増加は気温の影響を受ける。流量増加インデックスと ヤクーツクの気温を比べると、両者が負相関であるこ とが確認できた (図 1、相関係数-0.54)。

### 4. 河氷融解と流量増加に影響を及ぼす気象場

次に気象場を調べた。流量増加インデックスに回帰 した海面気圧偏差はオホーツク海上で正偏差となり, すなわちオホーツク海高気圧が関係する結果であった。 同インデックスに対する地表面気温偏差は,レナ川中 流域を中心に強い正偏差を示した。これらの結果は, オホーツク海高気圧に伴う南東風の暖気移流によって 気温が上昇したことを示す。

#### 5. まとめ

日本ではヤマセをもたらす気象場として知られてい るオホーツク海高気圧は、東シベリアでは春の気温上 昇を招き、積雪と河氷の融解を促進することがわかっ た。5月にオホーツク海高気圧が発生するとレナ川中流 域では気温が高くなり、流量の増加が平年よりも早ま る傾向がある。しかし、積雪・河氷融解には暖気移流 による気温変化のみならず、日射などの他の要因も考 えられるため、それらの調査は今後の課題である。



図1 タバガ流量の急激な増加のタイミングを示す 流量増加インデックス(丸印,左軸)とヤクーツク の5月の気温(黒線,右軸)。

# メキシコ湾流からの潜熱/顕熱供給が爆弾低気圧へ与える影響

\*平田英隆(名大・宇地研),川村隆一(九大院・理), 野中正見(JAMSTEC), 坪木和久(名大・宇地研)

#### <u>1. はじめに</u>

2018 年1月3日から4日にかけて、温帯低気圧がメ キシコ湾流域を北上しながら急発達した。爆弾低気圧 の基準 (Sanders and Gyakum 1980)を優に超える急発 達を伴ったこの低気圧はアメリカやカナダに暴風雪を もたらし、人的被害・交通機関の混乱等を誘発した。 この低気圧の急発達の原因はなんであろうか?

暖流域における低気圧発達を促進する一因として、 暖流域からの潜熱/顕熱供給の効果が挙げられる。近年、 Hirata et al. (2018)は、黒潮/黒潮続流域からの潜熱/顕熱 供給が、cold conveyor belt (CCB)と後屈前線近傍の latent heating (LH)との間の正のフィードバック (CCB-LH フィードバック)を介して低気圧の急発達 を導くことを示した。CCB-LH フィードバックが 2018 年1月上旬のメキシコ湾流域における爆弾低気圧の急 発達に関与した可能性があるが、このフィードバック 過程がメキシコ湾流域の低気圧へ適用可能かは不明で ある。そこで、本研究は、領域雲解像モデルを用いて CCB-LH フィードバックがその低気圧の急発達へ作用 したのかどうかについて調査した。

### 2. 雲解像数値シミュレーションの設定

爆弾低気圧の数値実験には、CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002)を用いた。実験領域は 90°W-35°W、 20°N-54°N、水平解像度は緯度 0.02° ×経度 0.02°、鉛 直層数は 57 層、モデルトップ高度は 22.8 km とした。 初期値・境界値には気象庁 GSM の解析値、海面水温に は NOAA OI SST (Reynolds et al. 2007)を使用した。積 分期間は 2018年1月3日12UTC から5日 00UTC とし た。再現実験 (control: CNTL)に加えて、CCB-LH フ ィードバック過程を検証するために、メキシコ湾流域 周辺 からの潜熱/顕熱供給を除く感度実験 (No latent/sensible heat flux:NLSH)を行った。

### 3. 注目する爆弾低気圧の特徴

NCEP CFSv2 (Saha et al. 2014) を用いて、低気圧の中 心気圧の時間発展と経路を調べた(図1)。4日00UTC から12UTCの間に、中心気圧が急激に低下した(図1a)。 この時、低気圧中心は暖流の南縁を北東進した(図1b)。

GPM-GMI が、低気圧が急発達した時刻(05:46UTC)の低気圧中心周辺を観測した(図 2a)。低気圧中心北側の後屈前線の西端で、地上降水が局所的に強まっている。これは、後屈前線付近で多量の水蒸気が凝結し、潜熱が解放されたことを示唆している。さらに、WindSat が急発達期後半(11:48UTC)の低気圧中心近傍を捉えた(図 3a)。CCB が位置する低気圧中心の西、北側では、25 m/s を超える強風域が観測されている。

#### 4. 暖流からの潜熱/顕熱供給に対する低気圧の応答

CNTL は、低気圧の急発達や経路を良く再現した(図 1)。さらに、CNTL では、低気圧急発達期に CCB 周辺 でメキシコ湾流からの潜熱/顕熱供給が増大した(図略)。

暖流が低気圧へ与える影響について調査するために、 CNTL と NLSH を比較する。CNTL に比べ NLSH では、 中心気圧の低下が抑制された(図 la)。加えて、CNTL よりも NLSH において発達期の低気圧経路が東側へシ フトした(図 lb)。急発達時の降水分布に注目すると、 CNTL は後屈前線付近の降水強化を再現しているが(図 2b)、NLSH ではこれが生じない(図 2c)。降水量の差 に対応して、NLSH において後屈前線付近の潜熱加熱 も弱化した(図略)。さらに、CNTL は CCB 付近の強 風域をシミュレートしたが(図 3b)、NLSH では CCB の発達が顕著に抑えられている(図 3c)。これらの結果 は、CCB-LH フィードバックが本低気圧の急発達に関 与したことを強く示唆している。また、2 つの実験の経 路の差は、後屈前線付近の潜熱加熱が強制する地表気 圧の降下量の差に起因すると解釈できる。



図1 CFSv2 (□)、CNTL (○)、NLSH (△) の (a) 低気圧 中心気圧の時系列と(b)低気圧経路。(b)には1月4日の OI SST も描いている。相対的に大きなシンボルは最も急発達 した位置を示す。CNTL、NLSH のデータは CFSv2 の水平 解像度 (0.5°)に変換し、低気圧中心の特定を行った。



76w 75w 72w 69w 76w 75w 75w 75w 75w 75w 75w 72w 69w (m/m) 図 2 (a) GPM GMI レベル 2 の 1 月 4 日 5:44-5:48UTC の地上降 水強度 (陰影; mm/h) と 6UTC の CFSv2 の SLP (等値線; hPa)。 (b) CNTL と (c) NLSH の 6UTC の地上降水強度と SLP。



78w 75w 72w 63w 66w 75w 72w 63w 66w 75w 72w 63w 66w 75w 72w 63w 65w<sup>m/m/</sup> 図 3 (a) WindSat の 1 月 4 日 11:48UTC の海上 10 m 高度の水平 風ベクトル (矢印; mm/s) とその大きさ(陰影)。(b) CNTL と (c) NLSH の 12UTC の 10 m 高度の水平風ベクトル、その大 きさと SLP。

# 冬季中緯度における雲量の季節内変動特性

### - 極東域における特徴 -

# \*佐藤 令於奈(福岡大院理), 西 憲敬(福岡大理), 向川 均(京大院理)

#### 1. はじめに

冬季北半球における高度場の季節内変動は、亜 熱帯ジェット気流に捕捉されて半球規模の拡が りを持つ東西方向の波列パターン(Branstator and Teng, 2017)などで特徴づけられる。一方、北緯35 度付近における雲量の季節内変動についての 我々の解析(2018年度春季大会, A105)から、上層 雲量の極大域は気圧の峰の西側に存在し、中層雲 量の極大域は気圧の谷付近に存在することが明 らかになった。また、このとき中層雲量は降水量 とも非常に良い対応が認められることを示した。 加えて、上記の上層雲量および中層雲量と高度場 との東西位相関係は、極東域を除き、経度にほぼ 依存せず存在する。

一方、極東域では、高度場変動と上層雲量変動 との間に、それとは異なる特異な位相関係が存在 することが示唆された。そこで、本研究では、極 東域で生ずるこのような特異な上層雲量変動に 着目し、詳細な解析を行う。

#### 2. 使用データ

European Centre for Medium-Range Weather Forecastsによる再解析データERA-Interim (Dee et al., 2011)を使用して、1984年から2008年の期間に ついて、周期が15-30日の季節内変動を解析した。

#### 3. 解析結果

ここでは、冬季北半球の極東域のみで認められる、300hPa等圧面高度におけるジオポテンシャル ハイト(Z300)と、ERA-Interim上層雲量との間の特異な東西位相関係について解析した結果を示す。

一般に、冬季中緯度域は傾圧帯である。従って、 Z300 のリッジの西側に存在する南風は上昇流を 伴うため、そこで上層雲量も極大になると考えら れる。実際に、極東域以外の経度域では、Z300 の リッジ西方に上層雲量の極大域が存在する東西 位相関係は統計的に有意である。一方、極東域で は、上層雲量とZ300 の東西位相関係はこれとは 異なる。

図1に、日本付近(130°E-140°E, 30°N-40°N)で領 域平均した Z300 の値が極大値をとったとき(偏 差の大きさは1標準偏差以上)の、Z300と上層雲 量の合成図を示す。ユーラシア大陸東端から日本 付近にかけての領域には、高気圧性偏差が存在し、 上層雲量は 70°E-140°E までの広い経度域で正偏 差となる。また、上層雲量の正偏差は 40°N 付近 を中心に存在する。この雲域の中心緯度は、合成 図の基準となる Z300 の平均領域を多少南北に移動させても、同じ 40°N 付近に存在する。

また、図1で行った合成図解析を、基準となる Z300の領域平均値が極大となる2~10日前の期間 についても行った(図2)。この図から、80°E-140°E の経度域では、lag=-6 day 付近以降、一斉に上層 雲量が負偏差から正偏差へと入れ替わる。従って、 極東域で高気圧性偏差が出現すると、40°Nを中心 とした狭い緯度域では、70°E-140°Eの広い経度域 でほぼ同時に、上層雲量が正偏差となることが明 らかになった。

発表では、極東域における、この特異な上層雲 量変動のメカニズムについて解析した結果も示 す予定である。



図 1: 300hPa 等圧面高度におけるジオポテンシャル ハイト(Z300)を,130°E~140°E,30°N~40°N の領域で平 均した値が 1 標準偏差を超えたときの極大値を基準 とした,Z300 および上層雲量の合成図解析結果.太 実線(正値)・太破線(負値)がZ300 を示し,等値線間隔 は 20m である.細実線は上層雲量を示し,等値線間 隔は 0.03 である.また,上層雲量が正値となる領域 を色塗りした.



図 2: 図 1 は Z300 の領域平均値が 1 標準偏差を超え たときの極大値を基準とした合成図であるが,本図版 はその極大期の 2~10 日前までの日付で同様の合成図 解析を行ったさいの,40°N における経度-ラグ日断面. 縦軸が Z300 の領域平均値の極大値からのラグ日を, 横軸が経度を示す.細実線(正値)・細破線(負値)は Z300 を示しており等値線間隔は 30mである.太実線 は上層雲量を示しており.等値線間隔および陰影は図 1 と同じである.

# 日本付近で発達する温帯低気圧の構造と時間変化

\*栃本英伍<sup>1</sup> ·新野宏<sup>1</sup>

(1:東京大学大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

温帯低気圧は中緯度の傾圧帯で発達する水平スケー ル数千 km,時間スケール数日~1 週間程度の総観規模 擾乱である。温帯低気圧のライフサイクルにおける低 気圧および前線構造の時間発展の概念モデルは、20 世 紀前半にノルウェー学派によって提唱され(Bjerknes and Solberg 1922)、低気圧に伴う寒冷前線が最盛期に温 暖前線に追いつき、閉塞前線を形成するというもので あった。一方、1980-90 年代には、急発達する温帯低気 圧に関する大型プロジェクトや集中観測が行われ、

Shapiro and Keyser (1990)によって異なる低気圧モデル (以後、シャピロモデルと呼ぶ)が提案された。この モデルによると、低気圧の最盛期において閉塞前線は 形成されず、低気圧の後面に延伸しながら巻き込む後 屈温暖前線が形成され、それとは分離して寒冷前線が 発達し、全体としてTボーン模様を描くというもので ある。しかし、このモデルは主に大西洋や北東太平洋 で発達する低気圧を対象とした研究によって提唱され たものである。日本海や北西太平洋においてもシャピ ロモデルに似た構造を持つ低気圧が解析されている

(Takano 2002; 津村・山崎 2005)が、北西大西洋と比 べて寒冷前線が弱いなどの異なる特徴も指摘されてお り、日本付近で発達する低気圧特有の構造を持つ可能 性が示唆される。

そこで本研究では、JRA-55を用いて、日本付近で発 達する温帯低気圧の構造と時間変化を調べた。

#### 2. 解析期間と解析方法

解析期間は1978年12月~2016年11月の春季(MAM)、 秋季(SON)、冬期(DJF)である。使用したデータは JRA-55で、水平格子間隔は1.25度、時間間隔は6時間 である。温帯低気圧の客観的抽出には Hodges (1994, 1995, 1999)の手法を用いた。ある程度発達する低気圧の 特徴を調べるために発達率が0.5 Bergeron (Sanders and Gyakum 1980)以上の低気圧を対象とした。また、北西 太平洋で発達する低気圧を Pacific Ocean Cyclone (POC), 日本海およびオホーツク海で発達する低気圧を Okhotsk-Japan Sea Cyclone (OJC)とした。

低気圧に伴う前線の特徴を調べるために、thermal front parameter (TFP; Hewson 1998)を用いた。本研究では Schemm et al. (2015) と同様に850hPaの相当温位を採用 し、TFP=0 の場所が4格子点以上連続していれば前線 また、低気圧の構造を調べるために、POC, OJC それ ぞれのカテゴリーにおいて、各低気圧の中心を重ね合 わせたコンポジット解析を行った。ここで、Key Time (KT)は発達率最大の時刻とし、その前後 48 時間(KT-48 ~KT+48)の時間発展を調べた。

#### 3. 結果

と定義した。

コンポジット解析を行った結果、OJCとPOCで前線 構造に異なる特徴が見られた。KTにおいて、OJCは寒 冷前線の発達が温暖前線よりも顕著であり、特にMAM において寒冷前線の発達が顕著である(図1)。また、 寒冷前線は他の季節と比較してより南に拡大している。 一方、POC は温暖前線の発達が季節全体を通して顕著 である。寒冷前線は冬季に出現頻度が低くなるが、春 季には活発となり(図1)、大西洋の低気圧と比較して も出現頻度が高い(図略)。Takano (2002)や津村・山崎

(2005)の解析した事例は冬季の事例であったため、 寒冷前線が不明瞭であったことが示唆される。KT の 12時間後、OJC は寒冷前線が低気圧の南東領域に移り、 温暖前線の発達は見られない。一方、POC は活発な温 暖前線が維持され、後屈温暖前線の構造を持つ。これ らのことから、日本付近の低気圧に伴う前線構造とそ の時間発展は、発達する領域によって異なることを示 している。

今後は、地域や季節によって異なる特徴が見られる 原因について調べる予定である。



図 1 MAM における低気圧の中心(0,0) に相対的な前線の 出現頻度(色)と850 hPaの相当温位勾配(K/100 km)。

# MJOの振幅の増加が関東地方の冬季の降水に与える影響

\* 佐藤尚毅 (東京学芸大学), 城岡竜一 (JAMSTEC)

# 1 はじめに

佐藤・城岡 (2018) で示した通り, MJO がインド洋 で対流活発な位相にあるときには,本州南岸において 低気圧活動が活発になり,関東地方南部で大雨や大雪 の頻度が増えることが分かっている.一方で,地球温 暖化によって MJO の振幅が増加する可能性が指摘さ れている.本研究では,将来気候において MJO の振 幅の増加が関東地方での冬季の大雨や大雪の頻度にど のように影響するか解析する.

# 2 MJOの位相と降水との関係

はじめに, MJO の位相と, 東京での日降水量, 降水 頻度との関係を確かめた. インド洋で対流活動が活発 な位相のときに平均日降水量が多く, また, 降水日数, 特に日降水量 30 mm 以上の事例の発生頻度も多くなっ ている. 積雪の発生頻度に関しても同様の傾向が見ら れる (図は省略). このような大雨, 大雪の増加は東京 を含む関東地方の南部でのみ見られる局地性の高い変 動である.

#### 3 将来気候における MJO の振幅の変化

ー般に、気候モデルによって MJO を再現すること は容易ではない.そこで、CMIP5 気候モデルにおい て、日降水量データに対して Sato et al. (2009)の 方法を適用して MJO の再現性を評価し、再現性の高 い 8 個のモデルを抽出した.これらのモデルについ て、historical run における MJO の振幅と rcp4.5 シナ リオの 2091~2100 年における MJO の振幅を比較し た.その結果、7 個のモデルで MJO の振幅の増加が 予測された.振幅増加率の最大値は +47.9%、最小値 は ~5.3%であり、8 個のモデルの平均値は +14.3%で あった.

#### 4 MJOの振幅と降水との関係

気候モデルの空間解像度は,関東地方南部の局地的 な降水の将来変化を直接予測するためには十分とはい えない.そこで,現在気候において,MJOの振幅と関 東地方の降水との関係を求め,CMIP5気候モデルで 予測された MJO振幅の増加を当てはめた.図1に現 在気候における MJOの振幅と,東京での降水との関 係を示す.MJO振幅が2σ程度よりも小さいときに は,MJOの位相に対応して降水特性は変動するもの の、インド洋で対流活発な場合と不活発な場合が相殺 され、全体では大きな変化は生じない.むしろ、振幅が 増えるにつれて、降水量や強い降水の発生頻度はやや 減少する傾向がある.しかし、振幅が2σを超えると、 日平均降水量、大雨発生頻度とも急激に増加している.

図1に示されたような MJO 振幅と日降水量 30 mm 以上の大雨発生頻度の関係を3 次関数で近似した. MJO 位相空間は2次元であり、原点での微分可能性を 考慮して、1次の項は除外した、結果を図1に点線で 示す. MJO 振幅の増加とともに大雨発生頻度が急激 に増加することが分かる. ここで, MJO 振幅の確率分 布が2次のガウス分布にしたがうと仮定し、ガウス分 布と3次関数の積を積分することによって、大雨の発 生頻度を計算することにする. その上で, MJO 振幅が 全体に一定割合変化したときに、大雨の発生頻度がど の程度大きくなるか評価した. その結果, MJO 振幅の 増加率が+5%,+10%,+20%,+50%の場合,日降水 量 30 mm 以上の大雨の発生頻度の変化量はそれぞれ +13%, +28%, +68%, +245%と計算された. 大雨の 発生頻度の増加率は MJO 振幅の増加率よりもずっと 大きな値をとることが分かる.

一般に,温暖化すると大気中に含まれる水蒸気が増 えるため,降水量が増加し,大雨の発生頻度も増えると 考えられている.本研究での結果は,そのような一般 的な傾向とは別に,MJOの振幅の増加が大雨や大雪事 例の発生頻度の増加につながる可能性を示している.



図1: MJOの振幅と東京での平均日降水量(折れ線),日降 水量1mm(影),30mm(黒)以上の降水事例の発生頻度(棒). 点線は3次関数で近似した日降水量30mm以上の事例の発 生頻度.

# 2018 年 1 月 11-12 日新潟市に大雪をもたらした循環場・総観場の特徴 \*本田明治<sup>1</sup>、春日悟<sup>2</sup>、伊豫部勉<sup>3</sup>

1: 新潟大学理学部 2: 新潟大学大学院自然科学研究科 3: 京都大学大学院工学研究科

#### 1. はじめに

2017/18年冬季は全国的に寒冬多雪傾向で、2012/13年 冬季以来の5冬振りの寒い冬であった。この冬の特徴とし ては本州日本海側の海岸平野部にしばしば降雪が集中し たことで、福井、金沢、新潟など各県庁所在地でも記録的 な大雪となった。循環場をみると、顕著な偏西風の蛇行で 分裂した極渦の一つが極東上空に冬季の間ほぼ留まって おり、また亜寒帯・亜熱帯の両ジェットに沿う波列がしば しば強化され、寒気が日本付近に南下しやすい状況であっ た。また西回りで寒気が入りやすく日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ)がしばしば発達したことも、本州日本海側の海 岸平野部で記録的大雪となった一因と考えられる。

#### 2. 1月11日~12日の新潟市の降雪の特徴

2018年1月11日昼頃~12日午前にかけて新潟市一帯 では降雪が継続し、最深積雪は80 cm (12日10時までの 24時間降雪量80 cm)に達した。新潟市の積雪深が80 cm を超えた冬は過去50冬で今冬を含めて5冬のみで、最近 では2010年2月5日に81 cmを記録している。2010年 の事例では2晩かけての降雪であったが、今回の事例はほ ぼ24時間降雪が継続したことが特徴である。新潟大学災 害・復興科学研究所が運用する準リアルタイム積雪深分布 図によれば(図1左上)、1月11日~12日にかけての積 雪深の増加は越後平野から阿賀野川沿いにかけてみられ、 新潟市域を中心とした海岸部で特に多い。

#### 3. 循環場・総観場の特徴

大陸上では1月第2半旬に亜寒帯ジェットが明瞭になり、 日本付近で亜熱帯ジェットと合流して気圧の谷を強化し、 軸は日本海上を南西方向の延びる形となった(図1左下)。 9日に上空の寒冷渦を伴った低気圧が日本付近を抜けて冬 型の気圧配置となり、10日~11日にかけて日本海の西側 で南北に走る等圧線は次第に「くの字状」になって(図1 右上)、JPCZが形成され始めた。対流圏中上層では、本州 上空では西南西の風が卓越し (図1左下)。これにより JPCZは山陰沖~北陸・新潟の走向となり、新潟県方面に 雪雲が入りやすい状況となった。500hPa面のポテンシャ ル渦度(渦位: Potential Vorticity以下PV)の高い領域は、 ほぼ西南西~東北東に延びて概ねJPCZにも対応している。 PV値の高い領域は、上空の寒気により大気の状態が不安 定かつ低気圧性渦度の大きい領域に対応するので、JPCZ との対応も整合的である。このような循環場・総観場の状 況は新潟市域の降雪が継続した11日午前~12日昼頃まで みられ、対流圏上空には寒冷渦も確認されている。

JPCZの持続は今回の新潟市域の大雪の主要因のひとつ と考えられるが、他の要因として北海道西部にみられる低 気圧(図1右上)にも着目したい。この低気圧は10日夜に 北海道留萌沖で発生して南西に移動し、11日は後志沖に停 滞し、12日に東方に移動して昼頃には襟裳岬付近に達し ている。この低気圧の南方に当たる東北日本海側〜新潟県 では等圧線は、「逆くの字状」となり、高気圧性循環が形 成されていた。この北北東風に伴って山形県〜新潟県の沿 岸部では次第に収束線が形成され、雪雲が新潟市域に流れ 込みやすい状況となった。新潟市域への雪雲の侵入は11日 の昼~夕方は主にJPCZによるものであったが、11日夕方 ~12日午前にかけては山形県~新潟県の沖合海上を北北 東~南南西に延びる雪雲が主体であった(図1右下)。日 本海上の大気場の3次元構造に着目すると、JPCZ及び北 海道沖の低気圧に伴う上昇流は600 hPa付近で発散域を 形成し、その間の日本海上空では収束域となっていた。こ の上空の収束域の下の海上付近では高気圧性渦度場及び 発散域となっていた。従って上空の収束域に伴う下降流が 海上付近でメソ高気圧を形成していたと推測される。東北 沿岸に吹き出した風は海岸線に沿って収束線を形成し、雪 雲を新潟市付近に継続的に侵入させたと考えられる。

#### 4. 終わりに

JPCZによる西南西からの雪雲と、高気圧性循環による 北北東からの雪雲が合流することで、新潟市域で集中降雪 となった可能性が高い。このような、新潟県の海岸線に沿 って侵入する収束雲は、しばしば海岸平野部にまとまった 降雪をもたらし、最近では2013年1月9日に柏崎市で約40 センチ、2012年2月17日に新潟市で48センチ、2017年1月 13日に新潟市で約30センチなどが該当し、いずれも北海 道西部の低圧部、東北日本海側の高圧部が確認されている。 当日は、高圧部の発生に伴う収束雲の形成過程について、 メソ気象モデルなどによる再現実験の結果も含め、今回の 大雪の発生・持続プロセスの詳細を明らかにしていきたい。

本研究は、京都大学防災研究所重点推進型共同研究、新潟大学災害・復興 科学研究所共同研究、科学研究費補助金17H02067の助成を受けている。



図1. (左上) 2018年1月12日9時と11日9時の積雪深差 (cm)、(右上)1月11日15時の地上天気図(気象庁)、(左 下)気象庁全球スペクトルモデル(GSM)解析値に基づく1月 11日21時の500-hPa高度(m、実線)500-hPa高度におけ るボテンシャル渦度(渦位)(PVU)、(右下)1月11日20時 30分のレーダー降雨強度(気象庁)。

# 動径方向にルジャンドル多項式展開を用いた 球殻対流スペクトルモデルの構築

\*永井政一・石岡圭一(京大院理)

#### 1. はじめに

回転球殻内の対流の数値計算は惑星ダイナモや惑星 大気に関する研究で広範に行われており[1, 2]、数値モ デルの精度向上や、計算コストの削減は必要不可欠で ある。Christensen et al.[3]では6つの数値モデルの精度 比較が行われている。そこで比較されている数値モデ ルは水平方向には球面調和関数を用いたスペクトル法 を、動径方向には差分法またはチェビシェフ多項式展 開を使っている。この比較において、動径方向に差分法 を用いたモデルよりチェビシェフ多項式展開を用いた モデルの方が同じ自由度でより高精度の解を与えるこ とが示されている。本研究では、より少ない自由度で高 精度を与える手法の探求として、動径方向の展開にル ジャンドル多項式を用いた球殻対流モデルの構築を試 みる。

#### 2. 数値モデルの概要

#### 2.1 モデルの設定

内外を球殻によって挟まれた空間内の流体運動を考 える。重力は流体の重さによる自己重力を考え、対流は 内外殻の温度差で維持されているとする。支配方程式 系としてブシネスク近似の方程式系を用いた。境界条 件は[3]と同じ粘着条件としている。

#### 2.2 スペクトル展開

流速場をトロイダル・ポロイダルポテンシャルに分 解し、トロイダル・ポロイダルポテンシャル(w, v)と温 度場 Tをスペクトル展開した。水平方向の展開には球 面調和関数を、鉛直方向の展開には境界条件を満たす ようにルジャンドル多項式を重ね合わせた関数  $\psi_n, \zeta_n$ を用いた。

$$(w,T) = \sum_{l=1}^{L} \sum_{m=-l}^{l} \sum_{n=1}^{N-2} (W_{l,n}^{m}(t), T_{l,n}^{m}(t)) Y_{l}^{m}(\varphi, \theta) \psi_{n}(r)$$
$$v = \sum_{l=1}^{L} \sum_{m=-l}^{l} \sum_{n=2}^{N-4} V_{l,n}^{m}(t) Y_{l}^{m}(\varphi, \theta) \zeta_{n}(r)$$

ここで $r, \theta, \varphi$ はそれぞれ中心からの距離、余緯度、経度、  $Y_l^m(\varphi, \theta)$ は球面調和関数、l, m, nはそれぞれ水平全波数、 東西波数、鉛直波数であり、L, M, Nはそれぞれ南北・東 西・鉛直の切断波数である。

#### 3. 計算設定

Christensen et al.[3]における case0 の設定(静止解に初 期温度擾乱を与え、磁場は考慮しない実験)で時間発展 を行った。時間発展スキームとして粘性項にクランク・ ニコルソン法をその他の項にはアダムズ・バッシュフ ォース法を用いた。

#### 4. 計算結果

3の計算設定では最終的に定常対流の解に収束する。 この状態の全運動エネルギーと本研究で開発された数 値モデルの自由度との関係を図1に示す。自由度を示 すパラメーターとして[3]で導入された $R = \sqrt[3]{N_r \{L(2M+1) - M^2 + M - 1\}}$ を用いた。ここで $N_r$ は 鉛直方向の格子点数である。図1には、[3]で比較され ている中で一番収束の速い Christensen, Wicht, and Glatzmaier(CWG)のモデルの結果も比較のため表示し ており、本研究で開発されたモデルの方が収束が速い ことがわかる。講演では計算精度だけでなく取りうる 時間ステップの長さなど計算効率に関する比較結果も 紹介する予定である。



図1 定常対流状態の全運動エネルギーと、数値モ デルの自由度(*R*)との関係。白丸(LG):本研究で開発さ れたモデル、黒四角(CWG): CWG の数値モデル。

### 5. 参考文献

- Wicht, J., and A. Tilgner, 2010: Theory and modeling of planetary dynamos. *Space Sci. Rev.*, 152, 501-542
- [2] Heimpel, M., J. Aurnou, and J. Wicht, 2005: Simulation of equatorial and high-latitude jets on Jupiter in a deep convection model. *Nature*, 438, 193-196

[3] Christensen, U. R., et al., 2001: A Numerical dynamo benchmark, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **128**, 25-34.

# 大気大循環の惑星半径依存性と Smagorinsky モデルの影響

山本

\*盧 黎媛(九大総理工),

#### 1. はじめに

Dias Pinto & Mitchell (2014) によると,遅い自転およ び小さい惑星サイズの条件では,地球大気と異なるス ーパーローテーション状態が現れる. Lebonnois et al. (2013) の金星大気大循環モデル(GCM) の相互比較実 験によると,ほぼ同じ条件であっても,長時間積分に よって得られたスーパーローテーション構造はモデル ごとに大きく異なる. この要因の1つとして,我々は, 水平拡散パラメタリゼーションが大気大循環構造に与 える影響に着目した.本研究は,簡略化された全球モ デルの惑星半径を変えて,大気大循環の惑星半径依存 性を明らかにする.そして,2D Smagorinsky 1st order closure モデルが,その循環構造や長期変動に与える影響を解明する.

# 2. モデル

Held & Suarez (1994) の計算設定を用いた Dias Pinto & Mitchell (2014) の研究を拡張し,全球 WRF モデル(3°×3°, 32 層)の惑星半径を地球の1倍, 1/3倍, 1/8倍, 1/20倍にした条件で, 2D Smagorinsky 1st order closure モデルが有る実験と無い実験をそれぞれ行った.静止 大気から開始し, 10年間の計算を行い,最後の3年間の時間平均した帯状平均場を解析した.

# 3. 結果

惑星半径が小さい条件(地球の1/3と1/8)では、帯状 平均西風が中緯度で強くなる. 惑星半径が地球の1/20 の条件では、西風の最大値が小さくなるが、惑星全体 でスーパーローテーション状態が現れる. ハドレー循 環とフェレル循環の質量流線関数は、惑星半径を小さ くするにつれて、減少する. 極循環は、1/3 およびそ れ以下の条件では出現しない.

渦による運動量輸送については、1/3の条件では、地 球半径の実験と比較して、中高緯度で極向きの水平渦 運動量フラックスが弱く、低緯度で赤道向きの渦運動 量フラックスが生成される. さらに惑星半径を小さく すると、極向きの水平渦運動量フラックスが弱くなり、 赤道向きの渦運動量フラックスが強くなる.

惑星半径が地球の 1/20 にした実験の帯状平均東西風の時系列では(図 1a-b), Smagorinsky model が無しの場

合,10 m s<sup>-1</sup>程度の振幅をもつ年々変動が明瞭にみられ る.帯状平均東西風の緯度一気圧分布では(図 1c-d), Smagorinsky model が有る場合,西風ジェットが低緯度 域に集中している.ところが,Smagorinsky model が無 い場合,有る場合と比較して,西風のジェットが相対 的に弱く,高緯度ジェットが下層まで伸びている.こ のように,惑星半径が小さくなると,Smagorinsky model の有無による西風ジェットの差異が顕著に現れ る.

勝(九大応力研)

#### 4. まとめ

本研究では、Held & Suarez (1994)の簡略化されたモデルの帯状平均場について、惑星半径依存性とSmagorinskyモデルの影響を調べた.今後、波の構造についても詳しく調べなければならない.



図1 惑星半径は地球半径の1/20の時の結果.

下段:帯状平均東西風の緯度-気圧分布.

#### 参考文献

- Held & Suarez (1994), Bulletin of the American Meteorological Society, 75, p1825-1930.
- [2] Lebonnois et al. (2013), Towards Understanding the Climate of Venus, ISSI Scientific Report Series, 11, p129-156.
- [3] Dias Pinto & Mitchell (2014), Icarus, 238, p93-109.

上段:緯度5°の帯状平均流の時間-気圧分布.

# 2015 年 12 月 12 日日本海で可視化された内部重力波について

#### 1 内部重力波の推移

第1図は2015年12月12日10時,12時(日本時間)の山陰沖付近の可視画像である.散在しているセル状の下 層雲(TBB(等価黒体温度)によると雲頂高度は約4km)の中に波長数 kmの波動(図中の矢印の先端付近)が存在 し,アーク状を呈しながら北方へ約25~30kt(約45~ 55km/h)の速度で伝播していく状況を把握できる.この 内部重力波は,同日朝,若狭湾付近から確認でき,夜には 700km以上離れた北海道付近にまで伝播していた.また 重力波の先端は可視画像のみならず水蒸気画像,赤外画像 及び赤外差分画像でもシャープな境界線として可視化されており,比較的高い高度まで重力波が励起されていた状況が伺える.

#### 2 環境場

前日(11日),低気圧が本州付近を発達しながら通過した後,日本海の下層には強い寒気が北から流れ込み,厚い 混合層が形成されていた.12日には,対流圏中上層の顕 著なリッジに対応した比較的背の高い高気圧が日本海を 東南東進し,同日09時の輪島,松江の高層観測データで は,明瞭な沈降性逆転層がそれぞれ高度1.8~2.1km,2.2 ~2.5km付近に形成されていた(第2図参照).両地点の これより上の対流圏中部には,いくつかの安定層が存在し ていたが,温位の変化は比較的小さく,全体としてはほぼ 中立な層となっていた.



第1図 2015年12月12日10時,12時の山陰沖付近の 可視画像(記号については本文参照(木下 2016)).

木下 仁 (気象庁予報部予報課)

#### 3 考察

内部重力波が安定して広範囲に伝播しやすい環境場と しては、逆転層、その上方における中立層、臨界高度の存 在などがあげられる.今回、内部重力波が通過したタイミ ングに高層観測データは得られていないが、12日09時の 輪島では沈降性逆転層付近の風の鉛直シアーが比較的顕 著で、リチャードソン数は 0.25以下まで小さくなってお り、内部重力波の伝播に好都合な成層条件が揃っていたと 推察される.

この内部重力波の発生原因については、十分特定するまでには至っていないが、前日から本州南岸付近の下層には中上層のトラフに対応した収束域が形成されていた(第3図).この収束域のほぼ西端にあたる本州中部の850hPa面付近には衛星画像で明瞭な循環を伴う擾乱(等温位面290Kの高渦位域に対応)が発生して、ゆっくり西進しており(図略)、重力波の発生に関与していた可能性がある.

#### 文献

木下 仁, 2016:日本海で可視化された内部重力波と航
 跡. 天気, 63, 118.



第2図 12日09時の輪島における(a)温位θ(実線)、相 当温位θe(破線)、飽和相当温位θe\*(点線)と (b)水平風(実線)、リチャードソン数(点線)の 鉛直プロファイル(ハッチ域は明瞭な安定層).



 第3図 12日08時の本州中部付近における気象庁メソ数 値予報モデル MSM (初期値:同日06時)による 850hPa 面の等温位線 (1K毎, ハッチ域は285K 以下,記号W,Cはそれぞれ高温位域,低温位域) 及び風 (10kt 以上を表示)).

# 2016 年 4 月 12 日に航空機が遭遇した低高度乱気流の 発生メカニズム

\*中島翼、川野哲也、川村隆一(九大院・理)

#### 1. はじめに

航空機は離着陸時には低高度を低速度で飛行する。 その際に乱気流に遭遇すると、航空機の運航に重大な 影響を及ぼす可能性がある。そのため、乱気流の正確 な発生予測は非常に重要である。乱気流予測の向上の ためには、乱気流の発生要因を特定し,詳細な発生過 程を理解する必要がある。

また、強い鉛直シアに伴うKelvin・Helmholtz(K-H) 不安定によって乱気流が発生することはよく知られて おり、乱気流の発生環境場を示す指数を用いて予測さ れている。しかし、柴田(1968)では高度5000 m以下 の中・下層で発生する乱気流は、K-H不安定だけでな く様々な原因が複合的に関係して起こる場合が多いと 指摘している。

そこで本研究では、2016年4月12日12UTCごろに航空 機が低高度を飛行中に遭遇した乱気流事例について調 査を行なった。

#### 2. 使用データ・数値モデル

乱気流の情報は、運航中の航空機が実際に遭遇した 気象情報のデータであるPilot Report (PIREP)を使用 した。本研究では、2015年10月~2016年6月における 国土交通省福岡航空交通管制部が管轄している地域の PIREPを用いた。乱気流の予測指数の計算には気象庁 MSMの初期値を用いた。本研究では、PIREPに報告され た全乱気流の中で高度5000 m以下での事例を低高度乱 気流とした。それら低高度乱気流のうち、風の鉛直シ アが小さい環境において、2016年4月12日の福岡県南 部上空で発生した乱気流の発生メカニズムを解明する ため、鉛直高解像度WRFシミュレーションを行った。 紙面の都合上、数値実験設定は省略する。

#### 3. 結果

2016年4月12日12UTC頃に福岡県南部の高度約3000 mでmoderateの乱気流が報告された。前述のように、 風の鉛直シア(VWS)は発生地点付近では小さかった。一 方で衛星画像では福岡県地方に中層雲が見られること から、Kudo(2013)によって報告された中層雲の雲底下 で発生する乱気流(MCT: Midlevel Cloud-base Turbulence)の可能性が考えられる。Kudo (2013)は理想 化シミュレーションを実施し、MCT は中層雲からの地上 に達しない降雪が雲底下の乾燥層を昇華冷却すること によって生じる絶対不安定層内の対流による乱気流で あることを示した。

本事例での WRF のシミュレーションでは、乱気流発 生高度は乾燥層内に在り、その上空の 550 hPa 付近の 湿潤層には中層雲が存在していた(図 1)。600hPa から 550hPa 付近の乱気流発生高度で鉛直温位勾配が非常に 小さい中立層となっており(図 1 右)、鉛直温位勾配の 時間発展から,この中立層はその上方の中層雲の発生・ 発達に伴って生じたと考えられる。中層雲内のほとん どの水物質は雲氷と雪であり,その雪は雲底下の乾燥 層に落下していることが確認され(図 1 左)、これは地 上に達しない降雪と考えられる。以上のことから,2016 年4月12日の低高度乱気流は中層雲底下での MCT プ ロセスによる乱気流であると考えられる。

#### 謝辞

本研究で使用した PIREP データは国土交通省福岡航 空交通管制部より提供していただきました



図 1(左), 乱気流発生地点を通る 2016 年4月 12 日 1200UTC における相対湿度(陰影)と雲氷混合比 g/kg(黒実線)、雲雪混合 比 g/kg(白実線)の経度高度断面図。★は乱気流遭遇地点を示 す。(右), 乱気流発生地点における温位の鉛直プロファイル。

# 大型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層高度推定

\* 平野洪賓・鈴木真一・前坂剛(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

大気境界層は地表面からの熱,物質,水蒸気などを自由 大気へ輸送するため,大気汚染や都市型豪雨など社会に 密着する現象に大きな役割を果たす.大気境界層高度 (BLH)の観測は一般的にラジオゾンデから求められる が,観測時間や場所が限られている.一方,近年のリモー トセンシング技術の発展によって,ソーダーやシーロメ ーター、ドップラーライダーなどを利用した多様な手法 が提案されるようになった.本講演では,防災科学技術研 究所が東京とつくばに設置した大型コピーレントドップ ラーライダー (LCDL)による実時間観測に向けた大気境 界層高度推定手法の開発を報告する.

#### 2. 観測と手法

LCDL は目黒区にある東京工業大学大岡山キャンパス の屋上 (35.61°N.139.68°E) およびつくばにある防災科 学技術研究所の敷地内(36.13°N, 140.09°E)に設置され ている. 観測期間は2016年7月における典型的な夏日二 日間と2018年1月から2月にかけての連続観測に分かれ ている. LCDL の設定諸元は表 1 に示す. 既存研究で提 案された手法として、エアロゾルの後方散乱や SNR を利 用した推定法と鉛直風速の分散のプロファイルから推定 する手法に大別できる.しかし両方の手法から推定した BLH は必ずしも一致しないことや、検出不可能な場合も 多いなどの問題を抱え、実時間の推定には課題が残る.本 研究は LCDL の出力パラメータである SNR, ドップラー 速度および速度幅の3種類全てを用いて、 各パラメータ の分布特性を調べ、複数パラメータの組み合わせによる 対流境界層と夜間安定境界層の高度を継続的に検出する 手法を開発する. 推定結果の検証として冬季観測期間中 に得られたゾンデデータから推定した結果と比較する.

#### 3. 結果と考察

2016 年夏季に実施した観測結果から LCDL で観測され たドップラー速度にバイアスが存在する可能性が示唆さ れた(図1).このバイアスを補正するため、日の出前, 混合層がまだ発達していない時間帯における平均鉛直風 速がゼロとなるとみなし、データ補正を行った.

補正後のデータを用い、3種類のパラメータにそれぞ れ変形した「勾配法」を適用させ、プロファイルが急激的 に変化する高度を検出した. SNR から推定した結果は混 合層が発達している時間帯における BLHの変動を捉える が,午後から夜間において結果が不安定となり,雲などの 影響で検出できない時間帯もあった.速度幅から推定し た高度が SNR を用いた場合と比較的一致する結果となる が, SNR から検出できなかった時間帯においても結果が 得られたケースはある. 2016 年夏季観測から抽出した境 界層高度は日の出と共に成長し始め,正午から午後の早 い時間帯にかけて最高高度(1500~1600 m)に達する.こ の結果は既存研究と整合する.一方,鉛直風速の分散から 求めた高度は他の両パラメータに比べ変動が大きく,値 も低い傾向にあるが,夜間においては最も安定的な結果 を示した.複数パラメータを用いることによって境界層 高度推定精度の改善が見られた.また,観測結果が夜間の 大気境界層に複数の層が存在していることも示唆した.



波長	1.55 μm					
パルス幅	0.5 μs					
繰返周波数	4000 Hz					
ビーム径	0.11 m					
距離分解能	30m					
観測モード	DBS, RHI (夏季), PPI (冬季)					
観測仰角	$90^\circ$ , $75^\circ$ , $30^\circ$					
観測間隔	2分(夏季), 30分(冬季)					
出力パラメータ	SNR, ドップラー速度, 速度幅					



図1 LCDL 真上向きモード鉛直風速観測結果



# 日本全域における地上水平風速の年間スペクトル特性

何暁卿, 稲垣厚至, 神田学(東京工業大学)

### 1. はじめに

スペクトル解析は様々な気象現象のスケールの特 性を知るには役に立つ。地表面近傍の気象観測にお いて、Kaimal らはカンザスの実験を元に、接地境 界層における乱流スペクトルが Monin-Obukhov 相 似則に基づく普遍式従うことを示した[1]。一方近年 の観測結果より、スペクトルギャップより低周波側 のスペクトル形状に関して、慣性小領域同様の普遍 的な勾配があることが指摘されている[2]。これにつ いて、本研究では気象官署の長期観測データを元に 検証を行った。

#### 2. データと手法

全国 155 箇所の気象官署および特別地域気象観測 所において観測された、2014 年から 2016 年の 3 年 間のデータを用いた。1 分間の最大瞬間風速と平均 風速データについて、FFT を用いてスペクトルを計 算した。

#### 3. 結果と考察

図1は、2015年に観測された平均風速データか ら求めた155地点の年間スペクトルと平均したもの である。同時に、最大瞬間風速データを元に計算し た平均スペクトルも示している。まず、スペクトル ギャップが周期約30分の位置にあることが確認で きる。それより低周波側において、スペクトル強度 は周波数約-2/3乗の傾きで直線的に減少しているこ とが確認できる。途中で日周期及び半日周期のピー クが見られるが、地上近傍風速においては、これら は他の周波数帯にはほとんど影響していないように 見受けられる。

図2は局所的な年間平均風速と、スペクトル低周 波側の傾きに関する散布図を示す。風速の増大に伴 い傾きが減少する傾向が見てとれる。測定高度に対 する依存性を見たところ、それほど強い相関が見ら れなかったことから、観測高度のような局所的な影響ではなく、地形などの局地的な特徴を表わしてい るものと考えられる。

#### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 17H01292 の助成を受けたものです。

#### 参考文献

[1] Kaimal, J. C. et al.(1972), Q. J. R. Met. Soc. 98, 563–589.

[2] Larsen X. G. et al.(2016), Boundary-Layer Meteorol. 159, 349–371.









# 領域気象モデルを用いたため池が周辺地域の気象に与える影響評価

○春木 優杏・奥 勇一郎 兵庫県立大学大学院 環境人間学研究科

#### 1. はじめに

兵庫県は全国でも有数のため池が存在している 地域で、その数は約38,000面と、2017年現在日本 一である。印南野台地では周辺地域からの灌漑用水 の引水が困難であることから、特に印南野台地には ため池が集中している。

近年、ため池の暑熱環境における高温抑制作用で ある気象緩和効果が注目を集めている。気象緩和効 果は能登と瀬川(2005)や吉見ら(2013)などの実地 調査によって評価されてきたが、一つのため池を対 象とした調査が多く、これまで複数のため池が存在 する地域全体の暑熱環境における気象緩和効果は 評価されていない。本研究ではため池が集中してい る印南野台地に着目し、ため池の持つ気象緩和効果 について評価することを目的とした。

#### 2. 数値実験と使用データ

領域気象モデルはWRF-ARW Ver3.7.1を使用した。 総観規模擾乱等による降水がなく晴天が続いた 8 月3日を除く2010年8月1日00JSTから8日00JST までを計算対象期間とした。ため池をモデル内で解 像するために、水平解像度 1km の領域 1 の中に同 0.2kmの領域2を設定した(図1、図2)。初期値・境 界値には気象庁メソ客観解析データ(MSM)を使用し た。現在の土地利用区分を下部境界条件として再現 実験(CTRL)を行い、観測データと比較して数値計算 の妥当性を検証した。また印南野台地の全てのため 池の土地利用区分を耕作地とした実験と市街地と した感度実験(それぞれ CRP、URB)を実施し、CTRL と 比較して気象緩和効果を評価した。気象緩和効果を 評価するために、本研究では CTRL と CRP と URB の 気温差/ITの日中(7時から19時までと定義)の積分 値の1日平均 (ΣΔT) を気象緩和効果量(式1)と定 義した。nは日数、tは時間を表す。

$$\overline{\sum \Delta T} = \frac{1}{n} \int_{t=7}^{t=19} (T - T_{\text{CTRL}}) dt \tag{1}$$

#### 3. 実験結果

印南野台地において最も面積の大きいため池で ある加古大池の風下の格子点における気象緩和効 果量は CRP と CTRL の差で求めた場合 1.8℃・h/day となった。また URB との差で求めた場合、3.3℃・ h/day となった。このことから、ため池を市街地に した場合はため池を耕作地にした場合より暑熱環 境が悪化することが分かる。

次に 4 格子以上で再現されているため池の大き さと気象緩和効果量の関係を図 3 に示す。図 3 よ り、ため池の気象緩和効果量はため池の大きさに応 じて大きくなることがわかった。

#### 謝辞

MSM データは京都大学生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたものです。



図 1: WRF の計算領域



図 2: 領域 2 での陸域・水域の空間分布 (黒が陸域、白が水域)、白い実線は土地利用区分 を改変した領域(印南野台地)を示す



# 近年の関東域における土地利用変化が地上気温とその変化に及ぼす影響の評価 \*鈴木智恵子<sup>1</sup>,渡辺真吾<sup>1</sup>,丸山篤志<sup>2</sup>,根岸もも子<sup>2</sup>,大野宏之<sup>2</sup> (1海洋研究開発機構,2農研機構 農業業環境変動研究センター)

# 1. はじめに

空間解像度の高い気象情報は、高温障害や凍霜害な どの気象災害リスク低減に対して重要な役割を持って いる。気候値の作成を目的とした長期実験では実験期 間中に土地利用が変化しないことを仮定しているが、 例えば埼玉、群馬、神奈川各県では過去30年間に耕地 面積が約30%減少している(農水省,2017)。領域気象 モデルでは土地利用に応じたアルベドや蒸発効率、粗 度長等のパラメタを与えており、土地利用の変化によ る熱収支への寄与分を見積もることも重要である。そ こで、本発表では関東域における最近約30年間の土地 利用の変化による影響の把握を目的として、領域気象 モデルを用いた高解像度実験による再現性の検証を行 うとともに、土地利用と大気データの年代を変更した 感度実験を行った。

#### 2. 使用したデータと数値実験

土地利用データは、国土交通省による国土数値情報 の土地利用細分メッシュの1976年版と2009年版を使 用した。領域気象モデルWRF-ARW V3.6.1を使用し、 夏季の関東域を対象とした数値実験を行った。数値実 験は三重ネスティングを行い、解析対象とした第3領 域は水平格子間隔1kmである。降水過程は第1領域と 第2領域で積雲対流パラメタリゼーションと雲微物理 スキームを併用、第3領域では雲微物理スキームのみ 使用した。陸面過程は地表面スキームとしてNoah-LSM を使用し、都市キャノピースキーム(Kusaka et al., 2002) を適用した。FNL とJRA-55から初期値境界値を作成し、 土地利用データの年代だけ変更した場合と大気データ の年代だけ変更した場合の2通りの感度実験を実施し た。地上観測データは気象庁 AMeDASの気温、降水量、 風向、風速を使用した。

#### 3. 結果と考察

対象地域における土地利用の変化を図1に示す。1976 年から 2009 年の約 30 年間で都市(黒)が大きく拡大 している。都市への改変は、おもに水田と水田以外の 農地でみられるが、東京都と神奈川県の一部では森林 の縁辺部でもみられる。熊谷周辺における月平均気温 の日変化を図 2 に示す。2009 年の土地利用を用いた 2010 年 8 月の再現実験では、夕方から夜間にかけて観 測値に対し約 0.5℃の低温バイアスがみられるものの、 概ね再現されている。土地利用の年代を 2009 年から 1976 年に変更した結果、夜間は最大約 1.0℃、日平均で 約 0.5℃気温が低下した。地上風速は午前の海風侵入時 に若干弱化がみられた。

### 4. まとめ

関東域を対象として最近約30年間の土地利用変化の 地上気温に対する影響を調べた。対象地域における土 地利用の変化は夏季の月平均気温に対し 0.5℃程度の 影響を与えていることがわかった。発表では、大気デ ータを過去に変更した場合の変化についても言及する。





図 2. 熊谷における月平均気温の日変化 [℃] (2010 年 8 月) LU\_1976、LU\_2009 はそれぞれ 1976,2009 年の土地利用 謝辞:本研究は、戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)の 支援により実施されました。

# 図1. 対象領域における土地利用分類の変化(a:1976年,b:2009年)

# 海風が大阪湾沿岸都市域の暑熱環境に与える影響評価

○池田 航一・奥 勇一郎 兵庫県立大学 環境人間学部

# 1. はじめに

近年、日本の主要都市ではヒートアイランド現 象が確認でき、大阪とその周辺地域でも顕著に現 れている(奥と桝元、2014)。特に、夏季の日中に おける気温上昇が、都市生活の快適性を損なうだ けでなく、熱中症によるとみられる救急搬送者数 増加の一因となっている。大阪湾沿岸に面した大 阪市とその周辺の都市域は、湾からの海風による 気温低下、すなわち暑熱環境の緩和効果があると 考えられている(十二村と渡辺、2008)。一方で、 海上の空気は陸上のそれと比べて相対的に多くの 水分を含んでおり、気温低下は見込まれてもそれ が体感的な涼しさにつながるのかどうかは疑問で ある。本研究の目的は海風がもたらす体感的な暑 熱環境への影響について評価することである。

#### 2. 研究手法

本研究では領域気象モデル WRF/ARW Ver.3.7.1 (Skamarock et al. 2008)を用いて図1を対象領域 とした数値実験を行った。領域1を水平格子点間 隔4km、領域2を1km、領域3を500mとし、最 も内側の領域3を解析対象とした。初期値および 境界値として、大気は気象庁メソ数値予報モデル

(MSM)、海水面温度は気象庁 55 年長期再解析デ ータ(JRA-55)、土壌は NCEP\_FNL 客観解析デー タを使用した。計算期間は 2013 年 8 月 17 日 21 時から同年 8 月 22 日 21 時までとし、19 日 8 時か ら 22 日 18 時までを解析対象とした。なおこの期 間は、大阪で 8 月 7 日から 17 日間猛暑日が続いた 期間の終盤であり、降水は観測されなかった。

#### 3. 結果

図2で示す地上2m高さの気温の分布をみると、 例えば、豊中から八尾を結ぶようにして35℃の等 温線があり、沿岸部は内陸部に比べて気温が低く なっていることが確認できる。一方、風向風速の 分布から海風の進入によって沿岸部より気温が低 下しているものと推察される。図には示さないが、 相当温位や水蒸気混合比の分布から水蒸気を多く 含んだ空気が海風によって内陸側へ運ばれている 様子が確認できる。

海風が暑熱環境に与える影響を評価するために は、人が感じる暑さが単に気温だけでなく湿度に も依存することから、たとえばWBGTのような暑 さ指数の時空間変化と海風の進入のそれとを比較、 解析する必要がある。これらの結果についても発 表する予定である。

#### 謝辞

本研究で使用した MSM のデータは京都大学生 存圏研究所が運営する生存圏データベースによっ て収集・配布されたものである

(http://database.rish.kyoto-u.ac.jp)



図1: 本研究における計算対象領域。



図 2:2013 年 8 月 19 日 14 時における地上 2m 高さの 気温および地上 10m 高さの風向風速。

参考文献

- [1] 奥 勇一郎, 桝元 慶子, 2014: 大阪市における夏と冬のヒートアイランド現象の違いに関する観測的研究. 日本ヒートア イランド学会論文集 9,1-12.
- [2] 十二村 佳樹、渡辺 浩文,2008: 海風の夏季都市気温緩和効果に関する研究-気温の長期多点同時測定と観測風データに基づく分析-. 日本建築学会環境系論文集,73,93-99.
- [3] Skamarock et al, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, doi:10.5065/D68S4MVH.

# 埼玉県熊谷市における都市と郊外の比湿差の特徴

# \*伊藤智洸・中村祐輔(立正大院),渡来靖(立正大),重田祥範(公立鳥取環境大)

#### 1. はじめに

世界各地の都市において、都市内外で湿度差が生じ ているとする報告がいくつかある(例えば、Kopec 1973, 榊原 1995 など).湿度は都市の気候を構成する重要な 要素であり、都市で暮らす人々の体感温度や感染症の 発症などにも少なからず影響を与えており、その実態 を把握することは重要である.しかしながら、都市内 外における湿度についての研究は、研究事例数が少な い上に結果も様々であり、更なる研究の蓄積が必要で ある.そこで本研究では、埼玉県熊谷市を対象に都市 と郊外の比湿差について調査し、その特徴を明らかに する.

#### 2. 観測概要

本研究では、熊谷市における都市と郊外の比湿差の 特徴を示すために、定点型の連続地上観測をおこなっ ている. 観測は都市中心部に3地点、郊外に2地点、 大規模公園に2地点の計7地点とし、気温、相対湿度、 地上気圧の3要素を5分値で測定している.気温、相 対湿度の測定には onset 社製の HOBO Prov2,気圧に は T&D 社製のおんどとり TR-73U をそれぞれ用いた.こ れらの機器を、重田(2012)を参考に製作した自然通風 式シェルターの内部に組み込み、街灯に固定する形で 地表面から2.5mの高さに設置した. 観測期間は2017 年6月から2018年9月末までを予定している.

#### 3. 結果

2017年6月1日から2018年5月31日までの1年間 について解析をおこなった.図1(a)および図1(b)は, 解析期間のうち6時間以上の日照を有した日において、 都市と郊外の気温差および比湿差を1時間平均値で示 したものである.都市と郊外の気温差は23時に最大 1.4℃, 11時に最小-0.0℃であり, 夜間に大きく日中 に小さい傾向を示した,一方で,都市と郊外の比湿差 は 14 時に最大-0.4g/kg, 5 時に最小-0.1g/kg であ り、日中に大きく夜間に小さい傾向を示し、1年を通じ て都市は郊外よりも乾燥傾向であった.図2(a)および 図 2(b)は、熊谷地方気象台の風速値を用いて、6 時間 以上の日照を有する日を対象に,都市と郊外の気温差 および比湿差と風速との関係を1時間値で示したもの である.両者とも、風速が強い時は都市と郊外の気温 差および比湿差は小さくなり,都市と郊外の気温と比 湿は一様になりやすいことが示された. これに対し風 速が弱い時は、都市と郊外の気温差および比湿差のば らつきが大きくなり、都市と郊外間において特に大き な差が生じやすいことが示された.これは、中川(2010) の熊谷市において南風が吹走し,都市混合層が形成さ れている時の風速と都市ヒートアイランド強度の関係 と類似している.また、都市が郊外より低温となる時 の比湿差は、概ね都市が郊外より乾燥することを示し たが、都市が郊外より高温である時と傾向に差はみら れない.従って、都市の乾燥傾向は都市と郊外の気温 差にはあまり依存しないことが示唆される.

#### 参考文献

福岡義隆・中川清隆 編著, 2010: 内陸都市はなぜ暑く なるか~メカニズム. 内陸都市はなぜ暑いか, 24-48.

- Kopec, R.J., 1973: Daily spatial and secular variations of atmospheric humidity in a small city. *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 639-648.
- 榊原保志, 1995: 越谷市南東部における市街地と水田 域の水蒸気圧差の特徴. 天気, 42, 355-361.
- 重田祥範, 2012: 自然通風式シェルターと小型グロー ブ温度計の開発-熱中症指標 WBGT 観測への適用 性について-. 日本生気象学会雑誌, 49, 83.

#### 謝辞

観測場所を提供して頂いた熊谷市役所,熊谷さくら 運動公園,熊谷スポーツ文化公園の皆様に感謝致しま す.



図 1 (a):都市 U と郊外 R の気温差[℃]の日変化. (b):都市 U と郊外 R の比湿差[g/kg]の日変化. それ ぞれ,日照時間が 6 時間以上を有する日を対象とし, 太実線は平均値を示し,エラーバーは標準偏差を示す.



図 2 (a):都市 U と郊外 R の気温差[℃]と風速[m/s]. U-R が 0[℃]以上のものを黒,0[℃]以下のものを灰色 で示す.(b):都市 U と郊外 R の比湿差[g/kg]と風速. U-R が(a)において 0[℃]以上のものを黒,0[℃]以下 のものを灰色で示す.

# 乱流過程に着目した沿岸前線の数値シミュレーション \*鈴木健斗,山崎剛,岩崎俊樹 (東北大院理)

### 1. はじめに

沿岸前線は海岸付近に形成されるメソスケールの前線であり、温かい海からの風と陸側に滞留した薄い寒気層の間で形成される<sup>[1]</sup>。関東平野や仙台平野では温帯低気圧接近時などに沿岸前線が発生するが、数値予報では陸側の寒気層を過小評価し沿岸前線の位置を内陸側に予想することがある。<sup>[2]</sup>沿岸前線の位置の正確な予報は気温をはじめ天気予報において重要である。

沿岸前線付近では風のシアに伴う乱流の鉛直熱輸送 が大きく、モデルにおける乱流の効果を表現する境界 層過程は沿岸前線の再現において重要である。本研究 では 2018 年 4 月 14~15 日に仙台平野に発生した沿岸 前線について、MYNN level3<sup>[3]</sup>と渦拡散モデルである Deardorff<sup>[4]</sup>の二種類の境界層スキームを使用したモデ ルを用いて沿岸前線の再現性をアメダスの観測値とそ れぞれ比較した。

#### 2. 事例解析をした沿岸前線の概要

14日~15日は温帯低気圧が発達しながら日本海北部 を通過した。総観場は強い南寄りの風だが、仙台平野 では滞留寒気により西~北風が卓越したため両者の間 に沿岸前線が形成された。14日夕方に形成された沿岸 前線は、寒冷前線が通過した15日9時頃まで持続した。 当時の気象庁 MSM 予報では、滞留寒気と沿岸前線は 南風が強まった14日24時までに消失した。

#### 3. 計算設定

本研究では非静力学モデル JMA-NHM(saito, et.al 2006) を用いた。親モデルとして初期値境界値にメソ客観解 析を用い水平解像度 1.5km、13 日 21 時~15 日 9 時で東 日本を対象にした計算を行った。その結果を初期値境 界値にして、仙台を含む 125km 四方の領域で(1)境界層 スキームに Deardorff を用いた水平解像度 100m、(2)境界 層スキームに MYNN を用いた水平解像度 100m、の二 つの実験を行った。 Deardorff の設定は MSM0603<sup>[4]</sup>に 基づくが、混合長は完全な等方性を仮定した。

#### 4. 結果

**Deardorff**と MYNN モデル共に、沿岸前線をほぼ同じ 位置に再現した。図1に14日21時における Deardorff モデルの結果(MYNN は図略)とアメダス地上風の結 果を示した。 14日21時において両モデルとも、沿岸 前線はアメダスによる観測値よりも内陸側に再現され ていた。21時における仙台を通る東西鉛直断面図(図 略)では、両モデルとも厚さ300m程の滞留寒気と南か らの暖気の間に沿岸前線が発生し、沿岸前線付近では 大きな鉛直下向き熱フラックス(~100Wm<sup>2</sup>)が生じて いたことが分かった。この後、両モデルで再現された 沿岸前線は滞留寒気の消滅により、気象庁 MSM 予報 と同様に14日24時までに消失した。沿岸前線近傍の 乱流熱フラックスが過大なために、地表面付近に形成 された滞留寒気を破壊した可能性がある。

#### 考察と今後の方針

乱流熱フラックスの大きさは熱拡散係数に強く依存 するが、両モデルとも沿岸前線近傍では熱拡散係数と 渦粘性係数の比(乱流プラントル数)がほぼ一定値(Pr<sup>1</sup> =3)であることが分かった。この値が熱フラックスを 過大評価する原因の可能性がある<sup>[5]</sup>。今後は1次のクロ ージャーで取り扱いがしやすいDeardorffモデルに着目 し、沿岸前線をより良く再現するように安定成層にお ける乱流プラントル数をはじめ、運動量粗度、混合長 などに注目して研究を進める。



左図 : Deardorff モデル、右図 : 気象庁アメダス

### 参考文献

- [1] 荒木健太郎, 2015, 沿岸前線. 新用語解説
- [2] 東京航空地方気象台予報課 羽田空港 WEATHER TOPICS 第 38 号
- [3] Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: Bound.-Layer Meteor., 119, 397-407
- [4] 気象庁予報部, 数値予報課報告·別冊第54号第4章
- [5] 近藤純正, 1982, 大気境界層の科学, 東京堂出版 p137~140

# 長野市裾花川谷ロジェットの数値シミュレーション

\*渡来 靖(立正大)・中村祐輔(立正大・院)・鈴木パーカー明日香・中川清隆・吉﨑正憲(立正大)・ 榊原保志(信州大)・浜田 崇(長野県環境保全研)

#### <u>1. はじめに</u>

長野市街地は長野盆地西縁部に位置し、その北西端は 裾花川が刻む V 字谷の谷口となっている.条件の良い夜 間に谷口から市街地に向けてしばしば山風が吹き、風速 は強い時で 6~7 m/s に達する.我々の研究グループでは、 裾花川山風の全容解明を目的として、2017 年 10 月 8 日~ 9 日にかけて集中観測を実施した.春の気象学会では、主 に GPS ゾンデの観測結果を紹介した(中村ほか 2018). 今回は、集中観測時に発生した山風の形成要因を調べる ため、領域モデルによる数値シミュレーションを試みた ので、その結果を紹介する.

# 2. 数値モデル概要

本研究では領域気象モデルWRFのVersion 3.4を用いた. 水平分解能が 2.5 km, 500 m, 100 m の 3 段階ネスティン グ計算を行い, 第 3 領域は裾花川谷口付近を中心とする 東西 9.6 km,南北 7.6 km の範囲とした(図 2 参照). 鉛直 層数は 64 層,上部境界は 100 hPa とした.初期・境界値 として,大気データは気象庁 MSM,地温・土壌水分量デ ータは NCEP/GDAS FNL を与えた.初期時刻を 2017 年 10 月 7 日 21 時とし,9日 9 時までの 36 時間計算を行った. 3. 結果

図1は、長野地方気象台における2017年10月8日~9 日の観測値と、最も近い格子点における数値モデル計算 値との比較である.地上気温については、8日日中につい てはモデル値が2℃以上過小であるが、8日夕方から9日 朝にかけては両者の差は小さく、比較的良く再現されて いる.山風のピークとなった時間帯(8日21時~22時) については、風向・風速や湿度についても観測とモデル で良く一致しており、モデル結果は山風ピーク時の大気 場を良く表現しているものと思われる.しかし、22時以 降9日早朝まで、モデルでは観測の3倍近い風速の西風 が吹いており、この影響でモデル値は観測値に比べて乾 燥する結果となった.

図2は、第3領域のモデル計算結果に基づく、8日22 時における地上付近の水平風および相当温位の水平分布 であり,図3は同時刻における測線 AB に沿った温位・ 風・相当温位の鉛直断面を示す.図3の断面図を見ると, 最下層に谷から盆地へ向かう風が示されており、この山 風層は地上から 300 m 程度の厚さを持つ。また相当温位 は地上付近でやや低く(329 K 以下),約100 m より上空 には相当温位のやや高い(329K以上)層が見られる。こ れらの特徴は、中村ほか(2018)で報告されたゾンデ観 測結果と良く一致する。<br />
高度1km付近の水平風は南南西 風を示し、これに伴い湿った空気が侵入していると見ら れる. 上空の風の影響を受けた地上付近の水平風は, 富 土ノ塔山の地形により南北に迂回し,北側の気流が裾花 川の谷を通って長野盆地に吹き出しているように見える (図 2). 本研究の山風事例は,熱的局地循環ではなく, 地形の力学的効果による風であることを示唆する.

#### 参考文献

中村祐輔ほか,2018: GPS ゾンデにより観測された長野市裾花川 谷口ジェットの立体構造.日本気象学会講演予稿集,113,147.



図 1 長野地方気象台における観測値とモデル計算値と の比較.上段が風速(モデル:太実線,観測:細実線) および風向(モデル:〇,観測:×),下段が気温(モデ ル:太実線,観測:細実線)および相対湿度(モデル: 太破線,観測:細破線)を示す



図 2 2017 年 10 月 8 日 22 時のモデル計算結果.地上付 近(モデル最下層)における相当温位(陰影)および水 平風(矢印)を示す



図 3 測線 AB に沿った 2017 年 10 月 8 日 22 時のモデル 計算結果の鉛直断面.等値線は温位(1K 間隔),矢印は 風であり,陰影は相当温位 329K 以上の領域を示す

# 湖西線の列車運行に影響をもたらした比良おろしの事例解析

## ○入山 拓斗 · 奥 勇一郎 兵庫県立大学 環境人間学部

# 1. はじめに

滋賀県の比良山系の南東斜面を琵琶湖側に駆け 降りる強風は「比良おろし」と呼ばれ、家屋損壊 などの被害が毎年出ている(古本と東、2014)。

1974年に開業した湖西線は、その一部区間が比 良山系と琵琶湖の間に位置し、比良おろしによる 輸送障害がたびたび発生している。1997年に比良 駅構内で貨物列車が転覆するなど、脱線の事例も 複数存在する。強風の影響を低減するため、湖西 線を所有・運営する西日本旅客鉄道は、沿線に防 風柵を設置する等の対策を行っている。また、沿 線に設置されている風速計により、防風柵のない ところでは瞬間風速 20m/s 以上で徐行運転、25m/s 以上で運転見合わせとすることが公表されている。 防風柵のあるところでは同 25m/s 以上で徐行運転、 30m/s 以上で運転見合わせとなる。

本研究では、領域気象モデルWRFを用いて、 湖西線の輸送障害を引き起こした過去の強風につ いて再現実験を行った。鉄道運行に影響する比良 おろしの特徴を解明するため、以下の事例につい て解析を行う。

# 2. 解析対象事例の概要

本研究では2016年12月27日午後の、寒冷前線 通過によるものと見られる強風事例を対象とする。 気象庁の南小松アメダスでは、当日17:00ごろか ら北西の風が強まり、18:50に最大瞬間風速 24.7m/sを記録している。その後も24時ごろまで 平均風速10m/s前後の状態が続いた(図2)。

湖西線では、当日 18:34 から終日列車の運転を 見合わせた。別経路での迂回運転の判断が遅れ、 湖西線内を走行中の複数の特急列車が長時間運転 見合わせとなった。

### 3. 計算デザインと結果

WRF により 2016 年 12 月 26 日 15 時から 12 月 29 日 21 時までの気象場の再現実験を行った。図1 に計算領域、表1 に主な計算設定を示す。

図には示さないが27日の前線通過後に気温が 下がり北西寄りの風となったので、低気圧および 寒冷前線の通過は再現されていると判断した。図 2は南小松における風の観測値と計算値の比較図 であり、27日の強風が再現できている。大気の鉛 直断面図を示すことなどにより、この強風がどの ようなメカニズムでもたらされたのかを報告する 予定である。

#### 謝辞

本研究で使用した MSM のデータは京都大学生存圏研 究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布 されたものです(http://database.rish.kyoto-u.ac.jp)。

#### 参考文献

古本 淳一,東 邦昭,2014: 災害に立ち向かう先端大気 観測とその社会還元. *生存圏研究*, 10,23-27.



図 1: WRF での計算領域

表 1: 数値実験の主な計算設定

領域気象モデル	WRF/ARW 3.7.1			
格子点数	(D1)	121×121×51		
	(D2)	121×121×51		
	(D3)	81× 81 ×51		
水平解像度	4km, 1km, 500m			
時間間隔	24 秒,6 秒,2 秒			
初期值,境界值	気象庁メソ数値予報モデル			
(大気)	(MSM)			
(海水面温度)	気象庁 55 年長期再解析データ			
	(JRA-55)			
(土壤)	NCEP_FNL 客観解析データ			
地形データ	国土地理院 50m メッシュ標高			
	データ			



図2:南小松アメダス観測値(灰色)と計算値(黒色)の比較

# 温室効果気体の実験教材

関隆則(日本気象予報士会)

#### 1. はじめに

温室効果の原理や働きの理解を深める教材として、温室効 果気体の赤外線吸収・放射についての実験教材について報 告する。特徴としては、実験は光音響効果を使うことで明 瞭な実験結果が得られるようにした他、講義用の資料とし て、生徒の主体的な参加に役立つクイズ、ワークシートな どを提案する。

# 2. 実験装置

図1に実験装置の構成を示します。赤外線を比較的透過す るポリエチレン容器は予めシリカゲルで除湿し、実験時点 で注射器で二酸化炭素などを計量して注入する。赤外線吸 収実験ではヒータからの赤外線をシャッタで断続して照 射すると容器内の気圧がシャッタに同期して変化する事 から吸収を確認できる。また赤外線放射実験では熱源を氷 水に替えることで、容器内から放射される赤外線がシャッ タで断続された時の気圧変化から放射を確認できる。シャ ッタの開閉角度を違えることで波形とシャッタの関係が 解る。断続した光で気圧が変化することは光音響効果とし て知られている。図2はヒータを熱源にした外観である。



図1 実験装置の構成



図2 実験装置の外観

#### 実験の結果

図 3、図 4 は二酸化炭素 10%での赤外線吸収と放射伴う気 圧変化波形である。

#### 4. 実験教室の進行、ワークシートなど

項目と時間配分を図5に示す。生徒にも説明する。

- (1) 当日の教室進行のお願いを説明
- (2) 講義・・・温室効果、熱力学の解説
- (3) 生徒同士のコミュニケーション (図 6)

- (4) 実験の説明、生徒の課題役割決定
- (5) 実験
- (6) 結果の集計、生徒の検討
- (7) まとめ (Q&A)







図4 熱源を氷水にした時の放射を示す気圧波形



日うじてとい。うまい証明に関い「しましよう。
 Q1:温室効果気体にはどんなものがあるか。
 Q2:温室効果気体の働きはなにか。
 Q3:大気中の二酸化炭素はどんな時に増えるか。
 Q4:空気は暖めると気圧、温度はどう変化するか。
 Q5:空気を暖めるのに、どんな方法があるか。
 自分の説明(QCICONT)のメモ

#### 図6 班における話合いの材料

#### 5. まとめと今後の課題

試行する中で、解説方法などについて改善に取り組む。

### 6. 参考文献

日本気象学会 2015 秋季大会 P102 関隆則 日本気象学会 2016 春季大会 D106 関隆則

# 日別気象データを用いて推定された主要作物の全球栽培暦 \*飯泉仁之直(農研機構)

#### 1. はじめに

播種日や収穫日などに代表される栽培暦は作物の生 育期間を特定するうえで重要である.作物の生長や収 量形成に対する気象条件の影響は生育ステージにより 大きく異なるため、異常天候による生産影響を監視・ 予測するうえで栽培暦は不可欠である.

現在、SAGE [1]や MIRCA2000 [2]といった全球栽培 暦データセットが利用可能だが、それぞれに利点・欠 点があるが、いずれのデータセットも paint-by-number 手法で作成されており、中国のような広大な地域でも 同じ日付の播種日が報告されており、空間詳細なデー タが得られない点が共通の欠点である.このため、大 陸から全球規模では信頼性の高い栽培暦データが得ら れないことが、広域での食料生産を監視・予測するう えで大きな不確実性要因となっている.

本研究では、作物別に熱、低温、水分についての生 理的な要求量を考慮した播種期・収穫期モデルを構築 した. 圃場作業性に関する気象要件(積雪、強い雨) もモデルに考慮した.そのモデルに10年間の日別気象 データを入力し、主要穀物(トウモロコシ、コメ、コ ムギ、ダイズ)の2000年頃の播種日と収穫日を全球で 推定した.栽培暦の推定では天水と灌漑を区分した.

### 2. 播種期・収穫期モデル

本研究で使用したモデルを図1に示す.このモデル は与えられた場所・作物の潜在播種日を推定する.潜 在播種日は、その日に播種した場合に、対象とする一 年生作物のライフサイクルを完結するために必要な気 象要件すべてを満たすことができる可能性がある日で ある.モデル内では作物の日々の発育を数値的に解き、 与えられた播種日の下での収穫日も推定する.

気象データは JRA-55 再解析値をグリッド観測デー タでバイアス補正したS14FD気象外力データセット[3] を使用した.使用した気象変数は、日平均2m気温、降 水量、基準作物の実蒸発散量、根圏土壌水分量、積雪 相当水量である.1年間365日のそれぞれの日について、 潜在播種日と認められたケースが10年間(1996-2005 年)で何回あったかを計算した.得られた日別の潜在 播種日データは5日移動平均して解析に用いた.

#### 3. 結果

主要生産国におけるトウモロコシの播種期・収穫期 の推定値と既存データセットの報告値を比較した結果、 米国と中国では天水、灌漑のいずれでも報告値と良い 対応を示した(図2。括弧内の数値はHeidkeスキルス コア).一方、ブラジルでは推定された播種期・収穫期 は報告値に比べてかなり長期間に渡り、播種日の決定 要因が気象条件だけではないことが示唆された。



図1 本研究で使用した播種期・収穫期モデル.



図2 本研究で推定した播種期・収穫期と既存の栽 培暦データセット(SAGE、MIRCA2000)との比較

参考文献

- [1] Sacks, W.J., et al., 2010, Glob Ecol Biogeogr, 19, 607-620.
- [2] Portmann, F.T., 2010, Glob Biogeochem Cycles, 24, GB1011, doi:10.1029/2008GB003435.
- [3] Iizumi, T., et al., 2017, J Geophys Res Atmos, 122, 7800-7819.

# 降雪事例の発生頻度に関する簡易推定法について \*松下拓樹,高橋 渉,高橋丞二(土木研・寒地土研)

### 1. はじめに

災害に関わる現象の発生頻度を把握することは,防 災対策を行うにあたり重要である.現象の発生頻度は, 一般的に確率分布を用いた手法により推定されるが, 各種パラメータの設定などデータの確率分布への適合 性評価等が必要となる[1].一方,ある閾値以上の自然 現象の規模と発生数は,べき乗則や指数分布に従うこ とが知られており[2][3],これを活用することで現象の 発生頻度を簡便に把握できる可能性がある.本稿では, 降雪事例の発生頻度を簡便に推定する手法を試みた.

#### 2. 方法

気象庁アメダスの群馬県みなかみ(北緯36度48.0分, 東経138度59.5分,標高531m)の積雪深の観測値(1989 年11月1日~2017年4月30日の28年(冬季))を使用 した.降雪深S(cm)は、1時間間隔の積雪深差の正値を 累積して求め,降雪中断が5時間未満であれば一つの 降雪事例とした.ここでは降雪深30cm以上を対象とし て,降雪深の5cmおよび10cm毎の事例数を求め,そ れを観測年数で除した値を発生率N(S)(数/年)とした.

#### 3. 結果

図1より,降雪事例数 n は 227,降雪深 S が 100cm 以上の事例の発生率は 0.25(4 年に1回程度)であった.

図2(a)は、降雪深がS以上となる事例の発生率 $N(S \le 10 \text{ cm}$ ごとに求め、その対数と降雪深Sの関係をみたものである。図中の実線は回帰直線、 $R^2$ は決定係数である。両者の間には直線関係があり、指数分布に従っているといえる。回帰直線から推定される降雪深100 cm以上の事例発生率は0.28で、観測値に基づく発生率と同程度の値が得られた。図2(b)は、降雪事例の発生率 $N(S \le 5 \text{ cm}$ ごとに求めた場合の関係である。降雪深の区分を細かくしても、図2(a)と同様、両者の間に直線関係がみられる。回帰直線から推定される降雪深100 cm以上の事例発生率は0.28 であり、より細かい区分で降雪深の発生頻度を推定できると考えられる。

図2(c)は、図2(a)の降雪深Sと発生率N(SS)の常用 対数をとって両者のべき乗則の関係をみたものである. プロットが曲線的となり、回帰直線から求めた降雪深 100cm以上の事例の発生率は0.33で、観測値から得た 発生率と差が生じる結果となった.降雪事例にべき乗 則を用いる場合は、今後さらなる検討が必要である.



図2 降雪事例の降雪深Sと発生率N(S)の関係.

図2(d)は、降雪深の階級幅を10cmとしたときの各階級の発生率 $N(S-5\leq, <S+5)$ の対数と、各階級の降雪深の中間値Sの関係である、階級によって事例数に差があり、図2(a)よりデータにばらつきがみられるが、両者の間に直線関係が成り立ち、決定係数( $R^2$ )も有意である、よって、降雪深Sがある値となる事例の発生率の推定も行うことができると考えられる。

#### 4. おわりに

上記手法により, 簡便に降雪事例の発生頻度を推定 することができると考えられる.特に, 事例の発生率 の対数と降雪深(規模)に関係があるということは, 指 数分布を含む一般 Pareto 分布に従うといえる.

#### 参考文献

- [1] 藤部文昭, 2011, 天気, 58, 765-775.
- [2] Peters, O., et al., 2002, Phys. Rev. Lett., 88, 018701-1-4.
- [3] Hergarten, S., 2003, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **3**, 505 -514.

P317 週間アンサンブルダウンスケーリング気象予報データの高度利用に関する研究 ーイネいもち病害確率予測情報の支援に向けてー \*池田翔(気象庁/東北大)、山崎剛(東北大)、菅野洋光・大久保さゆり(農研機構)

#### 1. はじめに

気象庁は気象ビジネス推進コンソーシアム等におい て産業分野への気象データの利活用に取り組んでいる。 本研究における気象予報データの葉面濡れへの活用は、 温暖化による気候リスク回避のための作物病害管理へ の応用という点でも農業利用上期待される。例えば、 ヤマセ・梅雨が遅延するという将来予測[1]もされてお り、引き続き病害発生リスクには注意が必要と考えら れる。イネいもち病は、ヤマセ・梅雨前線による降水 の持続や夜間の葉面結露により、葉面が長時間湿潤状 態となることで感染に好適条件となる[2]。現行のイネ 葉いもち発生予察モデル(BLASTAM)[3]では、降水以外 の要因(結露)による葉面濡れを推定できないため、 その解決策として気象モデルを用いて物理的に葉面濡

れを推定することが挙げられる。農業利用のための気 象予報データとして力学的アンサンブルダウンスケー リング(以下 DS と表記)データを用いることで、全球 モデルの単純内挿では得られない、高解像度の信頼度 付き予測情報が得られるため[4]、地形性降水や中山間 地・内陸盆地における相対湿度について圃場ごとに精 度の高い確率予報が可能になる。

### 2. 予報データと気象モデル

気象庁週間アンサンブル予報システム(JMA-WEPS) の27メンバー予報データを初期値・境界値として、気 象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて7日先まで水 平格子5kmの力学的DSを行い、対象水田ポイントへは 最近隣接4格子データを空間内挿し気象データを抽出 した。それらの気象データ(降水量・湿度・気温・風 速・下向き短波放射量・下向き長波放射量)を葉面水 熱収支モデル[5]に入力し、葉面濡れの確率予報を行っ た。比較として湿度法[6](相対湿度89%以上で葉面濡 れと判定)による確率予報も行った。

# 3. 実況データ

宮城県内の試験圃場(古川農業試験場、川渡、鹿島 台、名取)において、葉面水熱収支モデルの入力値と しての数値予報データの検証に必要な気象データと、 葉面濡れセンサーによりイネの葉面濡れ状態とを観測 した。

#### 4. 結果

全球解析値DSにより抽出した気象データを用いて葉

面濡れを再現し、統計的に(2015 年 6-8 月)スコアを比 較したところ、経験的手法である湿度法よりも、物理 的な葉面水熱収支モデルを用いた方が再現性は良かっ た(図略)。なお、BLASTAMの濡れ判定は結露に対応で きないため、前2手法よりもスコアが低いのは自明と 考えられる。

2015 年 8 月 1 日初期値の予報事例(太平洋高気圧の ちオホーツク海高気圧)において、決定論的予報では 葉面濡れを捕捉できない日もあったが、アンサンブル 予報では確率的に捕捉できていた。さらに、期間終わ り(8月7日、8日)のヤマセ(オホーツク海高気圧: 図略)と葉面濡れ(図1)も確率的に捕捉できていた。

#### 5. まとめと今後の予定

物理的な葉面水熱収支モデルを用いることで、高度 に葉面濡れの再現ができた。アンサンブル予報により、 ヤマセや葉面濡れを確率的に予測できており、決定論 的予報よりも利用価値が高いと考えられる。今後は、 統計的にDS気象要素や葉面濡れ予報について確率的な 評価を行っていく予定である。



図1 DSアンサンブル気象予報データをもとに葉面水熱収 支モデルで計算した、2015年8月1日初期値の葉面濡れ確率 予報時系列(バー:確率、ドット:1/0は濡れセンサー実況あ り/なしを示す).

(謝辞)

「本研究の一部は、内閣府戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)「次世代 農林水産業創造技術」(管理法人:生研支援センター)によって実施されました」 (参考文献)

- [1] Endo, 2012, J. Meteor. Soc. Japan.
- [2] 大久保ほか, 2015, 天気.
- [3] 越水, 1988, 東北農業試験場研究報告.
- [4] Fukui et al., 2014, J. Meteor. Soc. Japan.
- [5] Yamazaki et al., 2004, J. Hydrometeor.
- [6] 菅野ほか、2018、日本地理学会発表要旨集.

# コピュラを用いた数値気象モデルから得られた地表面風速の

# 統計的ダウンスケーリング手法

\*渡邊 武志、野原 大輔 (電力中央研究所)

#### 1. はじめに

風力発電は、風力を電気エネルギーへ変換するシ ステムである。現在の日本における風力発電の導入 量は全電力供給量に対しては大きくはないが、今後 は風力発電の導入量の増加が予測されており、将来 の重要な電源の1つとなり得る。

風力発電所からの出力の把握および予測には、風 車タービン位置での風データが必要である。気象予 測モデルからの出力データをある地点での物理量と して用いる場合、対象とする空間スケールの違いの ために、十分な精度が得られない場合がある。この 問題を解消するための手法の1つとして、観測値と の統計的な関係をもとにしてモデル出力値を補正

(統計的ダウンスケーリング) する手法がある。

本研究では、コピュラ関数を用いた気象モデル出 力風速のダウンスケーリング手法について、地上風 速を対象に考察する。

# 2. データ

2.1. メソ数値予報モデル (MSM) GPV

MSM データプロダクトから得られる地上高 10m 風速データを用いた。出力値の空間解像度は約 5km ×5km、時間間隔は 1 時間である。地上観測所にお ける値は、地上観測所位置に最も近いグリッド点で の値を用いる。解析対象期間は 2008 年から 2017 年 の 10 年間である。初期時刻 00 時(UTC)の予測デ ータプロダクトの 1 時間先から 24 時間先予測値を 用いて 1 日時系列を作成する。

2.2. アメダス地上風データ

気象庁により運用されている AMeDAS により得 られた1時間平均風速データを使用した。使用デー タ期間は MSM-GPV と同じである。日本国内の観測 地点でのデータを使用した。

#### 3. 手法

接合分布関数コピュラ (Copula) C は、各変量の 1 次元周辺分布 F<sub>i</sub>(x<sub>i</sub>) {i=1,,,n} を接合して多変量同 時多次元分布関数 F を構成する関数である。

F(x1,,,xn) = C(F1(x1),,,Fn(xn)) 本研究では、2 変量 Copula 関数を用いて、AMeDAS と MSM の風速データの間の依存関係を構築する。 コピュラ関数の推定のために、複数の接合関数族を 比較し、最も当てはまりの良い関数を選択する。接 合関数は、各地点の月ごと、時間ごとに推定を行う。

推定された接合関数を用いて、MSM 風速データ が与えられた場合の観測風速の条件付き確率密度分 布を推定し、得られる期待値を補正された MSM 風 速とする。

#### 4. 結 果

図1は、コピュラを用いたダウンスケーリングの 結果の例である。MSM 風速が与えられた場合の補 正された風速(影)は、MSM 風速と AMeDAS 風速 の間の関係(点)に良い一致を示していることから、 提案したダウンスケーリング手法が有効であること が分かる。時刻ごとに補正することでダウンスケー リングされた1日時系列を得ることができる(図2)。 14時前後に見られる風速の増加傾向が、MSM グ リッドデータでは過大に見積もられていたものが観 測に近くなるように補正されていることが分かる。



図1 MSM 風速のダウンスケーリングの結果 単位は両 軸ともに m/s。影は MSM 風速の補正値の推定範囲を第1 及び第3四分位点によって表したもの。点は MSM 風速と 観測風速を描いたもの。



図2 風速時系列の比較 黒線はダウンスケーリング、青 丸印は AMeDAS、赤三角印は MSM 時系列。

# 全球 7km 非静力学大気モデルによる 2016 年台風第 10 号の数値シミュレーション 〇和田 章義, 吉村 裕正, 中川 雅之 (気象研)

# 1. 概要と目的

気象庁気象研究所は海洋研究開発機構 (JAMSTEC) と連携 し、JAMSTEC「地球シミュレータ(ES)公募課題」で与えら れた計算資源を利用して、水平解像度7kmの3種類の全 球モデルにより台風予測実験を実施している.本課題に 参加している全球モデルは非静力学・二重フーリエ級数 のカ学コアを気象庁現業モデル GSM に導入した DFSM (気 象研究所),20面体格子のNICAM (JAMSTEC/AORI/AICS), 陰陽格子のMSSG (JAMSTEC)である.本課題におけるこれ までの研究成果から、DFSM は台風を過発達させる傾向に あることが知られている.この過発達傾向の原因を理解 し、過発達を改善する目的で、DFSM の接地境界層,雲物 理過程に関する感度実験を実施した.

#### 2. 方法

台風予測実験を実施するための事例として、ここでは 2016 年台風第 10 号を取り上げる. 初期値は 2016 年 8 月 23 日 00 時 (UTC) のものを使用した. 気象庁全球大気解析 値及び海面水温解析値を初期値として与えた.

接地境界層, 雲物理過程に関する感度実験について,

- DFSMの接地境界層スキームに導入されている GUST (突風)効果をなくす.
- 海面からの潜熱の値に対し,顕熱が大きい特徴がある ことから,顕熱の上限を潜熱の 0.1 倍(ボーエン比の 上限を 0.1) にする.
- GUST 効果による潜熱・顕熱の減少を緩和するため, Bao et al. (2000)の海面飛沫スキーム簡易版を導入する.

上記 1~3 について、大規模凝結スキームのパラメータ を変更した感度実験も実施している(Wada et al., 2018a). また DFSM の物理過程のバージョンを GSM1403 から GSM1705 に変更した実験については Wada et al. (2018b)でも紹介 している.

# 3. 結果

DFSM については、降水の蒸発に関わるしきい値を考慮していないことから、以下 DFSM\_nolimevpと表記する.また DFSM\_nolimevp\_Modify は2節1~3を考慮した感度実験、 DFSM\_GSM1705 は DFSM\_nolimevp の物理過程を GSM1403 から GSM1705 に変更した感度実験である.

図1に示す台風中心気圧の時間変化から、2節1~3に 示した地表面過程の変更により、予測された台風中心気圧 は気象庁ベストトラック解析値と整合するようになった. しかしながら領域非静力学大気波浪海洋結合モデルによ る数値シミュレーション結果によると、8月27-29日は海 面水温の低下が大きくなり台風発達が抑制された期間で あったことから、本研究における感度実験の設定は、台風 発達を過度に抑制した可能性がある.この観点で言えば, DFSM\_GSM1705の結果はこの期間,過発達傾向となっており, 海洋結合により中心気圧の予測が改善される可能性があ る.図2は台風経路予測結果とベストトラックの経路を示 す.感度実験結果による台風経路の違いは台風が進路を北 東に変えて以降,顕著となる.DFSM\_GSM1705はベストトラ ックの経路と整合的ではあるものの、移動速度は遅い.

以上の結果から、パラメータ変更を含む大気物理過程の 変更は、台風の強度・進路予測に大きなインパクトを与え る.水平解像度7kmの全球大気モデルを用いた台風予報を 実現する上では、そのモデルの性能に見合った大気物理過 程の最適化が必要である.なお、本実験はベストトラック 解析の比較のみであり、観測データに基づいた検証は実施 していないことに注意されたい.



図 1 予報実験及び感度実験から得られた中心気圧とベストトラ ック解析値 (Best track).



図 2 予報実験及び感度実験から得られた台風中心位置とベスト トラック解析値 (Best track).

# 謝辞

本研究の一部は文部科学省科学研究費補助金基盤研究 C[JP15K05292]の支援を受けた.

#### 参考文献

- Bao, J., J. M. Wilczak, J. Choi, and L. H. Kantha (2000) Mon. Wea. Rev., 128, 2190-2210,
- Wada, A., H.Yoshimura, and M. Nakagawa(2018a) CAS/JSC WGNE Res. Activities in Atm. And. Oceanic Modelling.**48**, 4-11.

Wada, A., H. Yoshimura, and M. Nakagawa (2018b) CAS/JSC WGNE Res. Activities in Atm. And. Oceanic Modelling. 48, 4–13

# 3次元変分法による地上観測データ同化の対ゾンデ検証 小司禎教 (気象研究所)

#### 1. はじめに

小司(2018 年度気象学会春季大会予稿 B164)は、 WRFDA3 次元変分法同化システムを用いた地上気象観 測と GNSS 可降水量(PWV)の同化実験を行い、地上気 象観測との比較を行った。今回、気象庁のウィンドプ ロファイラ (WPR) データも加え、また背景誤差の計 算に湿度と気温・風との相関を考慮する CV6 オプショ ンを用いた同化実験を、2017 年 8 月、関東地方を対象 として実施した。舘野(47646)の高層ゾンデとの比較を 行った結果、背景場(NHM2.5 時間予測)と比較し、0.5km より低高度で気温と湿度、0.3km 以下で風向・風速の一 致度の向上が見られた。GNSS PWV の同化が 0.5-1.5km 高度の湿度、WPR 同化が 1.3-2km 高度の風の、各々ゾ ンデとの一致度向上をもたらしていた。

#### 2. 同化実験

舘野のゾンデ放球2.5 時間前のメソ解析(09 と 21UT) を初期値に、水平1km 格子のNHM を実行し、2.5 時間 予測を背景場とする。WRFDA による 3DVAR により、 気象庁の地上気象観測(P、Rh、T、U、V)、地域気象 観測(T、U、V)、ウィンドプロファイラ(U、V)、及び GNSS(PWV)を同化した。観測誤差、GNSS がデフォル トである以外、1/5~1/10 程度に設定した(**表**1)。

地上気象観測・地域気象観測		WPR		GNSS			
Р	Т	U,V	Rh	Alt.	U,V	PWV	
0.05	0.4	0.4	1.	1~10	0.4~0.6	2.0	
hPa	°C	m/s	0%	m	m/s	mm	

表1. 設定した観測誤差

#### 3. 結果(図1)

Rh:地上湿度を同化することで 0.5km より下層で一致 度が向上、高層気象台の地上観測を同化しないと改善 が小さくなった。0.5-1.5km では GNSS PWV の同化に より RMS が小さくなっている。

T:最下層で RMS を 1/2 に低減し、高度 0.6km 程度ま で効果がみられる。

Wdir: 0.3km 以下の最下層を中心に RMS を小さくして いる。また WPR を同化することで 1.3-2km 高度で RMS が小さくなっている。

Wspd:極最下層で RMS が若干小さくなり、また WPR を同化することで 1.3-2km 高度の RMS が小さくなって いる。

総じて、今回同化に用いた、現業観測データを活用

することで、大気安定度の解析や、下層(高度 0.5km 程 度まで)水蒸気フラックス解析精度の改善が期待できる。 4 今後

関東地方の豪雨事例を対象に、当手法による機構解 明の可能性を検討する。



図 1. 2017 年 8 月における各要素の高度 2km までの 高層気象台ゾンデとの比較結果 (RMS)。NHM (背景場)、 3VAR\_ALL (全要素を同化)、wo47646 (高層気象台の地上 気象観測値を同化せず)、woGNSS (GNSS 可降水量を同化 せず)、woWPR (WPR を同化せず)

\*本研究はJSPS科研費(17H00852)の支援を受けました。

# ひまわり8号最適雲解析プロダクトの同化実験(その2)

\*大塚道子 (気象研), 瀬古 弘 (気象研・JAMSTEC), 林 昌宏 (気象研), 小泉 耕 (気象研)

#### 1. はじめに

本研究では、ひまわり8号による最適雲解析(Optimal Cloud Analysis: OCA) データを同化することで数値モ デルの初期値を改善し、集中豪雨などの現象の予測精 度を向上させることを目標にしている. これまでにも 雲解析データを初期値の改善に用いた結果が報告され ているが[1]、雲域の赤外・可視チャンネルの輝度温度・ 反射率の直接同化が各国の数値予報センターで未だ現 業化されていない状況[2]も鑑みると、雲解析データの 同化は現在も全天域衛星データ同化の一つの有効な手 段と考えられる. ひまわり 8 号は多バンド化、高解像 度化されたことで高品質の観測データが高密度・高頻 度に得られ、OCA プロダクトは比較的良い精度で算出 されており[3]、今後の同化への利用が期待できる、大 塚ほかは 2018 年春季大会において、OCA データから 推定した雲の3次元分布に高度に応じた湿度[4]を与え、 平成27年関東・東北豪雨に適用した同化実験の初期的 な結果を得た.今回は、より詳細な解析を元に、疑似 湿度作成と同化手法を改善する方向性を議論する.

### 2. 疑似湿度作成と同化実験の概要

平成27年9月関東・東北豪雨の事例を対象に、気象 庁非静力学モデルに基づく4次元変分法同化システム を用いて同化実験を行った.疑似湿度データは、OCA の雲頂高度と鉛直積算雲水量から、雲層内の雲水量は 一定と仮定して雲底高度を推定し、雲底と雲頂の間の 湿度を[4]の雲層判定に用いられる値で与えた. 深い対 流雲や多層構造の場合に不確実性が大きいと考えられ るため、光学的厚さが 50 以下で雲頂高度が 440 hPa よ り下のあまり発達していない中・下層雲を同化の対象 として選択した.同化期間は、2015年9月8日21 UTC ~9日09UTCで、同化窓を3時間とする4サイクルで 疑似湿度データを1時間毎に同化し、得られた09UTC の解析値を初期値として 39 時間予報を行った. OCA の同化あり (TEST)、同化なし (CNTL) で、解析値と 予報値を比較した.期間中は、本州の南の海上から台 風18号への流入に伴って次々と北上していく下層雲群 がひまわり可視・赤外合成画像で確認できた.

### 3. 疑似湿度同化のインパクトと今後の課題

4 サイクル後の09 UTC の解析値で比較すると、TEST では、本州の南の海上や台風周辺などで下層から中層 の水蒸気混合比の増加がみられた、実際のひまわり赤 外画像と比較してみても、TEST の方が CNTL より実況 の中・下層雲域を良く表現していた(図略).予報開始 3時間後の相対湿度は、日本域の高層ゾンデ観測との差 の平均でみると、TEST は CNTL より 500 hPa より下層 で湿っており、正バイアスとなっている一方、気温場 や高度場では、CNTL との差はほとんどない(図1). 予報開始15時間後でも同様の傾向だった.降水予報の スコアで検証してみると、3時間降水量各しきい値のス レットスコアの全予報時刻平均では、TEST は CNTL を大きく上回って改善したが、バイアススコアでは1 をより大きく越えて、過剰な降水をもたらしていた (図 略). 今後は、雲がある場合の「加湿」だけでなく、雲 量に応じて湿度を増減させる処理を行う. 雲解析とゾ ンデ観測による湿度の統計的関係から疑似湿度プロフ ァイルを得る手法[5]も試す予定である.



図1 予報開始3時間後のゾンデ観測による検証.
 黒・グレーは TEST と CNTL を表し、実線・破線は平均誤差と RMSE を表す.

謝辞: JST CREST (JPMJCR1312)の支援を受けました.

#### 参考文献

[1]Renshaw and Francis 2011, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137.
[2] Geer et al. 2017, doi: 10.1002/qj.3202.

[3] 林 昌宏 2018, 気象衛星センター技術報告, 第63号.

[4] Zhang et al. 2010, doi: 10.1029/2010JD014030.

[5] Baba 1987, JMA/NPD Technical Report, No.16.

流域単位の気象予測による洪水予報精度向上の可能性 \*阿部紫織 (三井共同建設コンサルタント(株)), 中村要介 (土木研究所 ICHARM), 浅野裕樹 (筑波大・院), 日下博幸(筑波大計算科学研究センター)

#### 1. はじめに

近年,局地的大雨や集中豪雨による災害が毎年のように日本各地で発生している.本研究で対象とする平成29年7月九州北部豪雨では九州北部を中心に,河川の氾濫,浸水害,土砂災害等が発生し,甚大な人的・物的被害が発生した.このような状況から,河川の洪水予測を精度よく行うことは,洪水による人的被害を防止・軽減する観点から重要である.近年では局地的大雨の影響で短時間の急な増水による被害が発生していることから,できるだけ早いタイミングでの氾濫発生の予測を行うことは,避難のリードタイム確保のため必要とされている.

洪水予測の精度は入力データとなる降雨予測の精度 に強く依存する.そのため,流域単位での降雨量を精 度良く予測することは,洪水予測の精度向上につなが ると考えられる.

#### 2. 目的

本研究では、平成29年7月九州北部豪雨時の筑後川 水系花月川流域(流域面積:136.1km<sup>2</sup>)を対象として、気 象モデルを用いて気象予測を行い、洪水予測に資する 流域単位の気象予測の可能性について検討を行うこと を目的とする.

#### 3. 検討概要

本研究では、局地気象モデル WRF を用いて平成 29 年7月九州北部豪雨の気象予測を行った.境界条件と して, ECMWF の ERA-Interim, NCEP の FNL,気象庁 の MSM の初期値の3種類を用い,それぞれ水平格子 間隔1km の領域までネスティングを行った.計算期間 は7月5日9時~7月7日6時までとし,3種類の気象 予測結果から地上降雨量の結果を抽出し,水文モデル に与えて水位の再現計算を行った.ここで,水文モデ ルには河道流量から洪水氾濫までを流域スケールで一 体的に解析できる降雨流出氾濫モデル<sup>II</sup>(以下, RRI モ デル)を使用した.RRIモデルの再現性を検証するため, 気象庁解析雨量を用いた再現計算を行った.その結果, 誤差指標である Nash 係数は 0.97 となり,非常に精度よ く再現できていることが示された.

#### 4. 結果

異なる境界条件での降雨を用いた RRI モデルによる 河川水位の再現性の確認を行った結果,それぞれの計 算水位は図1のようになった.これを見ると,FNLの 結果ではピーク時刻が解析雨量のピーク時刻と概ねー 致しているが,水位は再現できていない.これは,ピ ーク時の降雨分布が北側にずれており,流域外となっ ているためである.一方で,ピーク水位が解析雨量と 近かったのは ERA-Interim の結果であったが,ピーク時 刻が12時間以上ずれている.しかし,流域内のピーク 雨量を確認すると,解析雨量と同程度であった.

#### 5. まとめ

本研究では、流域単位の気象予測の可能性を検討す るため、異なる3種類の境界条件での気象予測を用い て、水位の再現計算を行った.本研究で対象とした花 月川流域のような小さな流域においては数 km の位置 のズレが発生すると、河道への流出量・タイミングが 大きく変化する.これにより、洪水予測の精度が左右 される.気象予測においては、計算領域内の降雨量で はある程度の精度を確認できたが、流域スケールで対 応する降雨の発生位置や時間の予測が困難であること がわかった.今後、流域単位の気象予測の精度を更に 向上させるため、観測値とのデータ同化や、アンサン ブル予測等の検討を進めていく.



#### 参考文献

 佐山敬洋,岩見洋一:降雨流出氾濫(RRI)モデルの 開発と応用、土木技術資料 56-6, pp1-4, 2014.

# フェーズドアレイ気象レーダを用いた 三次元降水ナウキャストの精度評価

\*大塚成徳,大東真利茂,三好建正,石川裕 (理研計算科学) 佐藤晋介 (NICT),牛尾知雄 (首都大),小池佳奈 ((株)エムティーアイ)

#### 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)は高速に三次 元ボリュームスキャンを行うことが出来る高性能な降 水レーダである。NICT・大阪大学・東芝によって開発 された PAWR が2012 年に大阪大学吹田キャンパスに設 置され、その後、神戸・沖縄・つくば・千葉・埼玉に も同様のレーダが設置されている。その高頻度・高密 度観測を生かして、理化学研究所では吹田・神戸の PAWR を用いた 30 秒毎に更新する三次元降水ナウキャ ストを 2017 年 7 月よりリアルタイムで運用しており、 予測結果はウェブページ(https://weather.riken.jp)及び株 式会社エムティーアイのスマートフォン向けアプリで 公開している。本発表では 2017 年および 2018 年の予 測結果に関する精度評価結果を示す。

### 2. ナウキャスト手法

本研究では大阪大学吹田キャンパス及び NICT 未来 ICT 研究所(神戸)に設置された PAWR を用いる。観 測頻度 30 秒毎、観測範囲 60km、110 仰角、300 方位角、 レンジ方向に 100m 解像度のデータを、水平・鉛直共に 250m メッシュの直交格子に変換して用いる。レーダ反 射因子と、NICT において算出した品質管理フラグを、 理化学研究所で開発した Just-In-Time Data Transfer (JIT-DT)ライブラリを用いて理化学研究所にリアルタ イム転送する。ノイズを除去するために、球面座標系 において品質管理フラグを適用した後、連続的な降雨 域を Lanczos フィルタで平滑化してから共一次内挿を 用いて直交格子系に変換する。

ナウキャスト手法は時空間補外であり、観測された 三次元降水場を、移流方程式を用いて三次元的に移動 させる。移動ベクトル場は相互相関法を用いて算出し [1]、それを各格子点で独立に時間方向に平滑化する。 30 秒毎に 10 分先までの予測を行う。ただし前半5分は 三次元移流、後半5分は水平二次元移流を行う。

#### 3. 検証方法

予測精度の評価は PAWR の観測とナウキャストを比較することで行う。Lanczos フィルタでノイズを除去し

た後、250m メッシュの直交格子に変換した観測を用い る。ここでは対流性降水に着目するために、1 mm/h 以 上の降水面積が計算領域の 10%以下、30 mm/h 以上の 降水面積が 10 格子点以上の場合を抽出する。得られた 事例についてスレットスコア及びフラクションズスキ ルスコアを算出し、持続予測の場合と比較する。

#### 4. 結果

図1は2017年8月の対流性降水に対する平均スレットスコア(1,10,30 mm/h)を示す。実線がナウキャスト、破線が持続予報を示す。いずれの閾値においてもナウキャストは持続予報に比べて良いスコアを示している。 本発表においては他の期間についても精度評価を行い、今後の課題について議論する予定である。



図1 2017 年 8 月の対流性降水に対する平均スレットスコア(吹田 PAWR)。閾値:1,10,30 mm/h、実線: ナウキャスト、破線:持続予報。

#### 参考文献

[1] Otsuka et al., 2016: Wea. Forecasting, 31, 329-340.

異なるバルク微物理モデルによる地上降水量の相互比較 \*山田芳則,橋本明弘 (気象庁気象研究所)

### 1. はじめに

バルク微物理モデルの違いが、地上降水量や降水量 分布に及ぼす影響を調べるために、異なるバルク微物 理モデルによる地上降水量を相互に比較した.このた めに、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) のバルク微 物理モデルの他に、JMA-NHM に新たに組み込んだ 2 つの微物理モデルを用いて試験的な実験を行った結果 について報告する.

#### 2. 実験に用いた微物理モデルの概要

相互比較に用いたバルク微物理モデルは下記の3つである.a) JMA-NHMのモデル、b) Yamada (2016)のモデル、c) 氷相を雪結晶とあられの2つに分類するモデル.新しいモデル (b と c) には、2つの warm rain モデル (Cohard and Pinty 2000 (CP); Seifert and Beheng 2001 (SB)) を組み込んではいるが、雨滴の併合・分裂には厳密式と分裂のパラメタリゼーションを採用している (e.g., Verlind and Cotton 2003).c 以外は氷相カテゴリーを雲氷と雪、あられの3タイプに分類するモデルである.今回は、warm rain と氷相の全ての粒子をtwo-moment (数濃度と混合比とを予測する) とするモデルを用いた.また、モデル a において warm rain をone-moment で行った実験結果についても示す.

#### 3. 数値実験の概要と結果

2015 年 9 月の関東・東北豪雨を対象として、水平 解像度 0.5 km (鉛直層の数は 60) で東京付近を中心 とする 300 km x 300 km の領域について実験を行った (予報時間は6時間). 粒子の粒径分布(逆指数分布) と特性は JMA-NHM と同じとした.境界層モデルは、 グレーゾーン対応モデル (Ito et al. 2015) を採用した. 初期時刻は9月9日09UTC、初期値と境界値にはメソ 解析を用いた. レーダー観測では南北に延びるバンド 状の降水域が存在し、1時間降水量は最大で 50 - 60 mm である (図 a). 図 b – f はモデル結果で、図 a に 対応する前1時間積算降水量の空間分布(降水量の階 調は 10 mm ごと. 陰影は1 mm 以上の降水量.) で ある. Warm rain が two-moment の場合には one-moment よりも降水量が少なくなる傾向があり、特に図 d-f で は降水量は最大で 20-30 mm である。一方、図 bd ではバンド状の降水域が観測とは異なって分岐し ているような構造を呈しているのに対し、図 e と f では観測と同様に南北方向の走向をもつバンド状降 水域が再現されている。モデル b と c において warm rain を one-moment とすると図 b と同様な降 水域と降水量が再現された (not shown). Warm rain の one-, two- moment の違いは、地上降水の量や空間



図 a: 気象庁レーダーによる前 1 時間積算降水量(日本時間:9日21時). b: JMA-NHM で warm rain を one-moment. c:b と同じ.ただしwarm rainをtwo-moment (CP). d: モデル b で warm rain は CP. e: モデル c で warm rain は CP. f: e と同じであるが warm rain は SB.

分布に大きな影響を及ぼすことが示唆された.

# 雲形の客観的判別に向けた雲の水平及び鉛直フラクタル次元計測

\*弘田瑛士,安藤大貴,山崎未紗,鈴木秀彦(明治大学理工学研究科)

雲の形態はその発生メカニズムと、背景大気の状況 および運動効果(拡散、移流)の履歴を反映している。 また、特定の気象現象の予兆として発生する雲なども 知られていることから、雲の種類(十種雲形:巻雲, 巻積雲,巻層雲,高積雲,高層雲,積雲,層積雲,層 雲,乱層雲,積乱雲)を特定することは、ローカルな 気象を把握・予報するうえで重要である。雲の種類の 特定・記録は有人の気象台において熟練された観測者 による目視で行われている。この判別を雲の写真デー タに基づき自動化するアルゴリズムを完成できれば、 雲に関する専門知識を有しない一般の人でも、例えば 写真を撮るだけで、その場で雲形を知ることができ、 その後の天気の推移予測などの情報を得ることが可能 となるなど、防災の観点からも有用である。

本研究では、単独の雲画像から様々な特徴量を抽出 し、それらを軸にしたクラスタリング操作を行うこと で雲の客観的分類を行うことを目指している。雲画像 はカメラの視線方向に垂直な平面に雲の立体形状を投 影した平面図形であり、一般には雲の水平方向の凹凸 と鉛直方向の凹凸の情報を両方含んでいる。一方、積 雲などで顕著であるが、雲底部は比較的平ら(凹凸が 少ない)であるのに、水平方向には大きく入り組んで いるといったように、その形状の複雑性には空間的な 非等方性がみられる。したがって、雲種ごとにこの複 雑性の空間非等方性が異なれば、これを画像から抽出 し雲分類の指標にすることができると考えた。そこで、 本研究では、雲の輪郭形状の水平方向の入り組み具合 と、鉛直方向の入り組み具合をそれぞれ、天頂方向を 向けたカラーカメラと、ライダーを用いて計測し、雲 種ごとの複雑性(入り組み具合)の空間非等方性を調 査した。

本研究で輪郭形状の複雑性の指標として用いたのが フラクタル次元である。先行研究により雲の輪郭形状 は特徴的なスケールを持たないフラクタル構造である ことが知られている[1]。フラクタル形状に対しては、 特徴的なスケールを定義できないが、その形状の複雑 さの指標となるフラクタル次元を定義することができ る。これまでにも雲のフラクタル次元に着目し、雲の 分類を試みた先行研究[2][3]はあるが、いずれもイメー ジデータに基づいた水平断面構造のみの解析に留まっ ており、鉛直方向に対する非等方性については考慮さ れていない。

本稿では、明治大学生田キャンパス(神奈川県川崎市)で2017年6月から2018年7月の期間に実施した ライダーおよびイメージ観測によって得られた、高度 1km~12kmの各種雲形の水平および鉛直フラクタル次 元の空間非等方性について報告し、これらの雲分類の 新たな指標としての有用性について考察する。

#### 参考文献

[1] S.Lovejoy,"Area-Perimeter Relation for Rain and Cloud Areas", American Association for the Advancement of Science, Vol.216, No.4542, 185-187, 1982

[2] A.R.Batista-Tomas,"Classification and dynamics of tropical clouds by their fractal dimension", Q. J. R. Meterological Soc, 142, 983-988, 2016

[3] H.G.E.Hentchel and Itamar Procaccia, "Relative diffusion in turbulent media: The fractal dimension of clouds", The American Physical Society, Vol29, No3, 1461-1470, 1984

# 凍雨の地上観測に基づく二重偏波レーダーによる凍結域・非凍結域の調査

\*1南雲信宏・1足立アホロ・21山内洋(1気象研、2気象庁観測暗に「画課)

### <u>1. はじめに</u>

過冷却の雨は、着氷の恐れがあることから、航 空機等の交通機関や送電線、農林業等に重大な影 響を及ぼす.2016年1月29日の北関東の凍雨・雨 氷事例は、つくば・水戸・熊谷は凍雨(上空で凍 結して降る氷粒)だったが、長野県や筑波山など で雨氷(上空で凍結せず降る過冷却の雨)による 着氷が確認され、6億円以上の被害も報告された. 室内実験では様々な条件で凍結プロセスの研究 がなされているが、依然として氷点下の実大気に おいて過冷却水滴の凍結域、非凍結域を特定する ことは困難であり、二重偏波レーダーによる凍結 のシグナルの探知に期待が寄せされている (Kumjian et al. 2013).

著者らはこれまで2016年1月29日の凍雨事例を 気象研究所二重偏波レーダー(MACS-POL)及び 2D-Video-Distrometer (2DVD)で観測し,融解 層と再凍結層の偏波情報の時間変化や雨滴の凍 結過程(南雲ほか 2016, 2017)を調査した.その 結果,実大気では,凍雨形成時にある程度の広さ で微物理特性が一斉に変化し(例えば凍結に伴う 形状変化),それが二重偏波レーダーの反射因子 差Z<sub>DR</sub>等にも表れることが明らかになった.

今回は、地上観測で得られた微物理過程の知見 を基に、大気中の凍結域・非凍結域について MACS-POLのZ<sub>DR</sub>等の偏波パラメータを用いた 判別の可能性を議論する.

# <u>2. データ</u>

■MACS-POL(気象研屋上) 波長:Cバンド(波長 5.4cm) 観測要素:Ze,Z<sub>DR</sub>, ρ<sub>hv</sub>, Φ<sub>DP</sub>,Ve 解像度:接線方向 150m,ビーム幅1度 仰角:0.5-18度(PPI)1ボリュームスキャン約4分. ■2DVD(気象研露場) 観測要素:粒子の粒径,落下速度,扁平率,形状

# 3. 観測と解析

2DVD による凍雨粒子の形状観測および目視 観測と MACS-POL の比較から,融解層高度下の Z<sub>DR</sub>が周辺より高い領域(図1(a)付近)では,凍 雨が降っていることがわかった.これは幾何学的 に横長の粒子が多いことを示唆し,2DVD データ の解析から,(1)多数の粒子が変形してバルジ(瘤) 等により横長の姿勢をとること,(2)平均縦横比 に粒径依存性があることが分かった(図2a).一方, 低い Z<sub>DR</sub>領域(図1(b)付近)においては,目視 観測では雨と通報されていたが,2DVDで降水粒 子の縦横比を調べたところ,雨滴では説明がつか ないほど球形の粒子が多かった(図2b).ここか ら目視観測では雨と見分けがつきにくいが,凍結 初期段階の粒子がをまれていたととがわかった.

この結果をもとに発表では、MACS-POLのZ<sub>DR</sub> 等の偏波パラメータを用いて、大気中の凍結域・ 非凍結域の判別の可能性を議論する.



100 (km) -50 0 50 -100MACS-POL による 2016 年 1 月 29 日 23 時 図 1 30 分頃の仰角 1.5 度 PPI の反射因子差 ZDR. ZDR は 0 が縦横比の1を表し、本図では白色に近い色を示 す. Z<sub>DR</sub> は高い Z<sub>DR</sub> (黒色) ほど横に長い特徴を表 す. つくば(図中央)より南は融解層高度に対応し た高い Z<sub>DR</sub> が分布するが(高度 1.5-2km に相当),北 側は融解層高度の他に下層にも高 Z<sub>DR</sub> が分布し、 そ の分布域の位置(例えば熊谷・水戸地方気象台)と 凍雨の通報が良く対応した.



図2 2DVD による 2016 年 1 月 29 日の降水粒子の 直径-縦横比関係. (a)21 時 27 分~23 時 44 分の平 均値および標準偏差. (b)18 時 00 分~21 時 00 分 の平均値および標準偏差. 各図の右上に代表的な 2DVD の粒径約 1.5mm の粒子画像を記す. 平均と 標準偏差は 0.05mm 毎の計算結果.

参考文献:

Kumjian, M. R., et al. 2013: *J. Appl. Meteor. Clim.*, **52**, 2549-2566.

南雲ほか 2016: *2016 年度気象学会秋季大会予稿集*, P342. 南雲ほか 2017: *2017 年度気象学会秋季大会予稿集*, B159.
# 日本海の海面水温が北陸地方の降雪に及ぼす影響に関する研究

\*當眞嗣淳, (筑波大院生命環境), 川瀬宏明, 石井正好, (気象研究所)

## 1. はじめに

冬季になると北陸地方で降雪が発生し、まれに 交通網や住宅施設に被害を与える大雪となる。近 隣国では個別の大雪事例を対象に降雪と海面水温 の重要性について調査されてきたが[1]、国内では 行われていない。そこで本研究では、北陸地方の 平野または沿岸部における降雪事例を対象として、 日本海の海面水温の変化が降雪に及ぼす影響につ いて調査する。

### 2. 使用データ・手法

本研究では、気象庁地域観測システム AMeDAS の日降雪量、気象庁による JRA-55 の 850 hPa 面 気温 9 時、NOAA による OISST の日平均の海面 水温を使用した。

北陸地方の降雪に対して海面水温および下層の 寒気の強さの影響に着目して統計解析を行った。 解析地点は北陸地方の積雪観測地点のうち、平野 または沿岸部に位置し、観測データ数がより多い 地点とした。今回は北陸沖の海面水温を東経 134°~140°、北緯35°~39°の領域として解 析を進めた。850hPa 面気温は観測地点から最近 傍の値を使用した。解析期間は1981年11月1日 ~2017年3月31日までの期間とした。

#### 3. 結果と考察

日本海の海面水温は 12 月から 2 月にかけて次 第に低下していく(図略)。北陸沖の海面水温で領 域平均した値は年々変動している(図 1)。その年々 変動は新潟県高田において冬季積算した日降雪量 の年々変動と一致しないことから、海面水温の 年々変動は北陸上空に流入する寒気の強さや北陸 沖を流れる暖流の影響を受けていると考えられる。 新潟県高田の解析の結果(図 2)、まず北陸沖の海面 水温と 850hPa 面気温の温度差が大きいほど日降 雪量は増加傾向だった。また、海面水温が 10~ 14℃付近であり、かつ 850hPa 面気温が-12℃付 近の寒気が流入する時により日降雪量 60 cm以上 の日が出現していた。 今後は解析地点における冬型の多降雪事例を抽 出し、より詳しく解析を行う。さらに海面水温が 降雪量を増加または減少させる影響について非静 力学雲解像モデルで日本海の海面水温を変化させ た感度実験を行う予定である。

#### 謝辞

本研究は筑波大学大学院と気象庁気象研究所に おける連携大学院制度の下で行われました。



図 1, 北陸沖(134°~140°E,35°~39°N)で領域平均した 月々の海面水温および高田の冬季積算降雪量の年々変動.



図 2,高田における日降雪量と 850hPa 面気温および北陸沖 (134°~140°E,35°~39°N)で領域平均した海面水温.

### 参考文献

[1] Lee and Ryu, 2010, International Journal of Remote Sensing, **31**, 2853-2883.

# 寒気吹き出し中にみられる太平洋側の降雪

\*松岡 優輝, 立花 義裕 (三重大院生物資源)

### 1. 導入

冬季において寒気吹き出し中には太平洋側では晴 れる事が多いが、寒気の吹き出しがより強力な時は 太平洋側でも降雪がある。その代表的な地域が三重 県北部である.三重県北部は伊勢湾と若狭湾の間に 位置し、日本海までの距離が非常に近い太平洋側で ある.その為太平洋側の中では比較的多く降雪が見 られる地域である.

三重県北部に降雪が見られる時の総観場の条件は 藤吉(1991)<sup>1</sup>,河村(1964)<sup>2</sup>などにより850hPa面 の,風向風速,気温が重要であると言われている.本 研究では条件に当てはまる中で降雪のある時と降雪 のない時を比較して,より詳細な要素を検討するこ とを目的とする.

### 2. 使用データ・解析手法

本研究では. 降雪量データはアメダスデータ,SST データは OISST, その他の変数は DSJRA-55 を使用 した. 解析期間は 1982 年から 1995 年の 1,2,12 月である.

本研究は合成図解析を主に行った.事例の抽出定 義は藤吉(1991),河村(1964)を参考に次の2つと した.若狭湾上の850hPa面の風向が北北西かつ風 速が10m/s以上,三重県四日市市の上空850hPa面 の気温が-9℃以下の条件に当てはまる日を抽出した. 抽出した事例を降雪有りと降雪無しに分けて解析を 行う.また,降雪無しの中に含まれる雨の事例は除い た.

### 3. 結果と考察

抽出した事例が降雪の有無でどの程度違いを持っ ているかを確認する為,850hPa総観規模の大気場の 偏差を算出したところ,日本海上には大きな偏差は 見られないことがわかった(図略).SSTの偏差を算 出すると,日本海全域で正偏差である事がわかった (図 1). ゆえに多くの熱が海から大気に放出されて いると示唆された(図 2). 以上から総観規模で同じ 条件の下比較すると降雪有りの事例では SST が高く, 熱フラックスが多く放出されていることがわかった. これにより太平洋側に降雪をもたらす要因の一つと して SST が重要であることが示唆される.



図 1. 降雪有りから降雪無しの偏差図. 色は SST[℃]を示す.



図2. 降雪有りから降雪無しの偏差図. 色は熱フラ ックス(潜熱と顕熱の和)[W/m<sup>2</sup>]を示す.

#### 参考文献

1,藤吉康志,藤田岳人,小尻利治,寳馨,武田喬男,池 田繁樹,1991:複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす 効果-濃尾平野を例として-*天気*,43,391-408 2,河村武,1964:日本における冬の天候分布の総観気候 学的解析,**地理学評論,37**,No.2 64-78

## 冬季日本海降雪雲を対象とした雲粒子ゾンデ観測データと気象モデル内の過冷却水滴の分布の比較 \*野村光春<sup>1</sup>,杉本聡一郎<sup>1</sup>,川野哲也<sup>2</sup>,吉住蓉子<sup>2</sup>,鈴木賢士<sup>3</sup> (1:電力中央研究所,2:九州大学,3:山口大学)

#### 1. はじめに

冬季の日本海上の降雪雲内には、過冷却水滴が多 く存在しており、降水粒子との衝突併合による効率 的な降水粒子の成長に大きな役割をしている。雲内 の降水粒子の分布や地上降水量に対して影響がある と考えられ、その詳細な分布を把握することは重要 である。気象モデルによる計算により、高精度な降 水の結果を得るためにも、雲微物理パラメタリゼー ションによる雲水の分布の再現性は重要である。雲 水を生成する凝結過程は、バルク法では飽和湿潤調 節法が広く用いられているが、得られた結果と観測 データを比較した研究はそれほど多くはない。気象 モデルにより再現された降雪雲内の雲水の分布が、 実際の降雪雲内の雲水の分布との整合性を知るため、 2012 年 12 月に柏崎市において実施した雲粒子ゾン デ (HYVIS) による観測結果と比較を行った。

#### 2. 数値実験の概要

使用したモデルは WRF-ARW Ver.3.7.1、初期値 には JMA-MANAL を用いて数値実験を実施した。 なお、本予稿では、2012 年 12 月 25 日 16:38JST に 観測した事例を示す。計算領域は、日本海とその沿 岸域を含む領域を水平解像度 2km の領域と、能登半 島から新潟にかけての地域を水平解像度 666m の領 域とした。

#### 3. 結果と考察

日本付近は、12月22日から冬型の気圧配置となり、25日は非常に強い寒気が流入していた。また、 日本海上に低気圧が発生し、北陸地方には図1aに見られるようなおおよそ東西に延びる降水帯が見られた。15JST 頃から柏崎付近にこの降水帯が停滞し、 柏崎上空を強い降水エコー(降水セル)が通過した。 HYVIS 観測は、この降水帯内の降水セルの一つを対象に実施された。

観測時、地上では雨が降っており、取得したデータ より 0°C 高度は 402.6m であった。HYVIS にて得ら れた画像より雲粒子が最後に確認された高度を雲頂と すると、高度は 2680m ほどであり、気温は-14.4°C、 相対湿度は 95.1%であった。相対湿度は、高度 2740m より下層では 95%より高く、それより高い高度では 低下していき、高度 4000m では 23.6%であった。過 冷却水滴が多く存在していた高度は、797.3m 以下、 939.3~1649m、2330m 付近、2640m 付近であり、気 温はそれぞれ-2.0°C 以上、-2.8~-7.3°C、-11.8°C、-14.1°C であった。

モデルでは、0°C 高度と相対湿度が飽和に近い値 の高度は、観測と概ね一致していたが、高度4km付 近まで雲水を含む水物質が存在しており、雲頂高度は 観測より高くなっていた(図2)。雲水は、高度500m 付近から存在し、高度 2800m 付近のピークまで増加した。雲水の生成は高度 1000m 付近に極大があり、高度 2200m より上層では蒸発となり、蒸発の極大は相対湿度が大きく下がり始める高度 3000m にあった。雲水の生成量の多い高度の気温は-5°C 前後であった。このことより、高度 2000m 程度より下層にて雲水は生成され、上層の雲水は上昇流により下層から持ち上げられたと考えられる。

観測とモデルの結果を比較すると、モデルにて雲 水の生成量が極大となる高度と、観測において下2 層の過冷却水滴が多く存在した高度は概ね一致して おり、気温も一致していた。一方、観測において過 冷却水滴が多く存在した上2層においては、モデル の雲水のピークと概ね一致したが、観測では下2層 と上2層の間では過冷却水滴は少なかったため、モ デルのような上昇流によって持ち上げられたのとは 異なる過程により存在していたと考えられる。







図 2: 2012 年 12 月 25 日 16:30JST における図 1b 内の 領域 A における (a) 気温 (黒) と露点温度 (灰)、(b) 鉛 直流速度、(c) 雲水混合比、(d) 雲水の凝結・蒸発過程の 平均プロファイル。

## 大規模アンサンブルデータにおける地点別日降水量の将来変化

\*岡田靖子<sup>1</sup>·石井正好<sup>2</sup>·遠藤洋和<sup>2</sup>·川瀬宏明<sup>2</sup>·佐々木秀孝<sup>2</sup>·高薮出<sup>2</sup>·

渡辺真吾<sup>1</sup>•藤田実季子<sup>1</sup>•杉本志織<sup>1</sup>•川添祥<sup>1</sup>

(1:JAMSTEC, 2:気象研究所)

#### 1. はじめに

近年頻発する夏季の極端降水は我々の生活 に甚大な被害を及ぼしている.これまでの地球 温暖化予測ではアンサンブル数の問題から低 頻度事象に伴う不確実性を十分に評価するこ とができなかった.本研究では、「地球温暖化 対策に資する気候予測データベース(d4PDF)」 の領域気候モデルの出力データ、過去実験およ び4℃昇温実験を用いて、また、気候変動適応 社会実装プログラム(SI-CAT)で同様の気候モ デルを用いて 実施された2℃昇温実験(Fujita et al., in prep)の降水量データセットを用いて 日本列島の日降水量の極端事象について解析 を行った.

## 2. データ

使用した d4PDF の領域実験は、日本全域を 対象として、水平解像度約20kmの気象庁気象 研究所非静力学地域気候モデル (NHRCM20) を用いて行われた.境界値には、d4PDFの水平 解像度60km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2の結果を使用した.過去実験は 1951~2010年、将来実験は産業革命以前より全 球気温が2℃および4℃昇温した場合を想定し ている.将来の海面水温 (SST) は CMIP5の6 種 SST 将来変化の空間パターンを与えている (Mizuta et al. 2016).本研究では、それぞれ60 年×54メンバー(2℃および4℃昇温実験:6種 SST×9メンバー)を使用する.

NHRCM20の再現性を確認するため,全国気象官署152地点の日降水量データを使用する. 本研究では,20km 格子点データを気象官署の 観測地点に対応する観測点に内挿した.

#### 3. 結果

地点別のデータセットは観測データと比較 すると無視できないほどのバイアスを有する. このバイアスを軽減するために地球温暖化予 測情報第8巻(2013)の方法に則って各地点, 月別に日降水量について補正を行った.ただし, 極端降水における補正に関して,地球温暖化予 測情報第8巻(2013)の方法とは異なり補正係 数の算出には非常に低頻度である上位1位の降 水は含めなかった.

8月の日降水量の過去実験と2℃および4℃昇 温実験の将来変化を図に示す.夏季降水の将来 変化の増減は多少の地域差がみられる.その他 の地点では減少傾向を示す.4℃昇温した将来 は、九州西部で40%以上の増加,関東・近畿地 方では-40%以下の減少を示す.2℃昇温した将 来においてその傾向は4℃昇温とほぼ同様であ るが、その程度は4℃昇温に比べ小さい.99.9パ ーセンタイルのような極端な降水については、 ほぼ全ての地点で増加がみられる.

これらの極端降水に対して SST 昇温パター ンの寄与を調べるために、分散分析を行った. 夏季の日降水量100mm 以上の降水について、 4℃昇温実験では九州を中心に西日本の多くの 地点で SST の影響が大きい.2℃昇温実験では SST の影響は九州西部に集中する.その他日本 列島の多くの地点で内部変動の影響が大きい.

発表では,地点別にみる極端事象やその将来 変化について詳細に紹介する.



## 謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会 実装プログラム(SI-CAT)」のもとで実施され た.本研究では、文部科学省「気候変動リスク 情報創生プログラム」のもと作成された d4PDF を使用した.

# 数値気象モデルを用いた都市の夏季降水に対する影響評価 一京阪神地域における長期解析—

\*笠本健士朗, 嶋寺光, 松尾智仁, 近藤明 (大阪大学)

#### 1. はじめに

ヒートアイランド現象は、猛暑や熱帯夜の原因とな るだけでなく、局地的降雨にも影響していると言われ ている.また、日本の主要都市におけるヒートアイラ ンド現象と降雨の関係およびその降雨強度への影響に ついては明確になっていない.ここで、数値モデルに よる解析では、広域的な気候変動をはじめとする様々 な要因による影響を排除し、都市化の影響だけを切り 出して評価することができる.したがって、本研究で は、都市化の降雨に対する影響を評価するために、日 本の主要都市の一つである大阪市を含む京阪神地域を 対象に、気象モデルによる解析を行った.

#### 2. 計算方法

数値気象モデルにはWRFバージョン3.5.1を用いた. WRF への入力データとして、側面境界値に気象庁 GPV MSM, 海面温度に RTG SST HR, 土地利用に国土数値 情報利用細分メッシュデータ(平成21年度)を用いた. 計算領域は近畿地方を対象とする3km格子領域(D01) および京阪神地域を対象とする1km格子領域(D02) とした. ネスティングは、D01からD02への単方向と し、解析値ナッジングは使用していない. 各計算領域 におけるヒートアイランド現象が降雨現象に及ぼす影 響を評価するために、現況土地利用を用いた URBAN ケースと、D02の都市を草地に変更した NOURB ケー スで計算を行った. また, 両ケースにおいて, D01 の 計算条件は共通であり、単方向ネスティングであるた め、D02 の側面境界条件は同一である.対象期間は、 2006年から2015年の10年間の各7~9月とし、それぞ れ7日間の助走計算を行った.本研究では、局地的な 降雨および台風・前線による降雨、それぞれの降雨に 対する都市の影響を評価した.評価のため、対象期間 全 920 日から台風・前線が D01 に接近した日の 333 日 を台風・前線による降雨,他の587日を局地的な降雨 の解析対象日とした.

#### 3. 計算結果

局地的な降雨,台風・前線による降雨,それぞれの 評価対象期間中の D02 における平均月降水量について, URBAN と NOURB の差分を図1に示す. どちらの降 雨についても,降水量は,都市域において増加したが, 都市化は台風・前線による降雨よりも,局地的な降雨 に強く影響していることがわかる.都市域について, それぞれの解析対象日で平均した地上気温,PBL高さ, 降水量の日内変動を図2に示す.台風・前線による降 雨では,降水量の日内変動に対する都市化の影響が明 確には見られないのに対し,局地的な降雨では,鉛直 対流の強化によって夕方以降に降水量が増加した.



図1 月降水量の差分(URBAN-NOURB)



図2 地上気温, PBL 高さ, 降水量の平均日内変動 (URBAN – NOURB)

台風 201318 号に伴う竜巻の発生環境場に関する数値的研究

\*末木健太 (理化学研究所計算科学研究センター)

#### 1. はじめに

日本で発生する竜巻の約 20%は台風に伴って発生す る[1].日本で竜巻を発生させた台風の構造的特徴を, 客観解析データの統計解析により調べた研究[2]による と,竜巻を伴う台風はそうでない台風に比べ, Storm-Relative Environmental Helicity (SREH)と,エン トレインメントを考慮した CAPE (E-CAPE)が大きい. しかしながら[2]は、台風周辺で SREH や E-CAPE が大 きくなるメカニズムや,SREH・E-CAPE の増大と竜巻 発生との因果関係を明らかにしたわけではない.そこ で本研究では、2013年9月15日から16日にかけて, 日本で少なくとも11個の竜巻を発生させた台風18号 の数値シミュレーションを行い、台風の接近と竜巻の 発生環境場との関係を調べている.

#### 2. 実験設定

本研究では、理化学研究所で開発中の領域気象・気 候モデル SCALE-RM[3][4]を用いた.シミュレーション ではまず、NCEP-FNL を初期値・境界値とする水平解 像度 20 km の積分 ( $\Delta$ 20) を行い、その計算結果を初期 値・境界値とする水平解像度 4 km の積分 ( $\Delta$ 04) を行 った. $\Delta$ 20 の初期時刻は 9/12/00:00UTC、 $\Delta$ 04 の初期時 刻は 9/14/06:00UTC とし、海面温度は 9/12/00:00 UTC の値で固定した. $\Delta$ 20 の鉛直層数は 40 層(モデルトッ プ 30 km)、 $\Delta$ 04 の鉛直層数は 60 層(モデルトップ 27 km)である. $\Delta$ 20、 $\Delta$ 04 共に、雲微物理過程には 1 モ ーメントバルクスキーム[5],惑星境界層スキームには MYNN lev. 2.5[6]、放射スキームには mstrnX[7]を用いた.

#### 3. 結果

Δ04 における台風の経路図を図1 に示す.シミュレ ーション結果(黒実線)は、ベストトラックの経路(灰 色破線)と良く一致しており、台風18号の日本列島へ の接近とその後の転向を再現できている.台風接近時 の SREH は、近畿地方から東北地方にかけて大きな値 を示し(図2)、竜巻を伴う回転積乱雲スーパーセルの 発生に適した環境場が生じていたことが示唆された.

発表ではさらに、E-CAPE や, SREH と E-CAPE を掛け合わせた指標 E-EHI の分布についても示す. さらに、 これらの指標と、積乱雲の上昇流が持つ回転の強さと の関係についても示し、北東進する台風に伴う竜巻の 発生環境場について議論を行う予定である.



図1 ベストトラックと再現実験との台風経路の比較. 各日の00:00UTCの中心位置を三角印で示した.



図2 計算結果に基づく,9月15-16日のSREHの平均 値(陸上のみ). バツ印は,実際の竜巻の発生位置.

#### 参考文献

[1] Niino, H., et al., 1997, J. Climate, 10, 1730-1752.

[2] Sueki, K. and H. Niino, 2016, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 12597–12604.

[3] Nishizawa, S., et al., 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393-3419.

[4] Sato, Y., et al., 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.

[5] Tomita, H., 2008, J. Meteor. Soc. Japan, 86A, 121-142.

[6] Nakanishi, M. and H. Niino, 2004, *Bound-Lay. Meteor.*, **112**,1–31.

[7] Sekiguchi, M. and T. Nakajima., 2008, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 109, 2779–2793.

謝辞:本研究は, JSPS 科研費 JP18H01277 の助成を受けたものです.

降雹を伴う積乱雲の X バンド偏波レーダー観測 \*出世ゆかり,鈴木真一,横山仁,前坂剛,木枝香織,岩波越(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

電は激しく発達した積乱雲で形成される.地上に落下する と地上の構造物や農作物に大きな損傷を与え,人的な被害も 発生し得る.降電は局所的に発生するため,地上の観測網で 捉えることは難しく,これまでにも主にCバンドやSバンド の偏波レーダーを用いた雹の検出技術に関する研究が進めら れてきた.一方,Xバンド偏波レーダーによる雹雲の観測事 例は少なく[1][2],偏波パラメータを地上の詳細な降電分布と 対応づけて調査した研究はほとんどない.2017年7月18日, 東京都において非常に激しい降雹が発生した.本発表では, 国土交通省XRAIN(さいたま,新横浜,八斗島,船橋)のデ ータと地上の詳細な降雹分布情報を用いて,降雹を伴う積乱 雲の偏波パラメータの特徴を示す.

#### 2. 降雹分布と積乱雲の概要

本研究では、東京都と周辺地域の高校を対象としたアンケ ートと、防災科研地上気象リポートシステム「ふるリポ!」

(https://fururipo.bosai.go.jp/fururipo/) に寄せられた情報と現地 調査から雹の最大直径の分布図を作成した(図1). 主な降雹 域は東京都練馬区から江東区にかけて,西北西から東南東の 走向を持つ長さ約25km,幅7kmの領域(図1の点線で囲ん だ領域)であった.最大で直径5 cmを超える雹も確認され, 3 cm以上の雹の報告も多数あった.調査では雹の写真も入手 することができた.大きい雹の表面には突起があり,その外 殻部分は比較的厚い透明な氷で覆われていることが特徴的で あった(図省略).降雹をもたらした積乱雲は,14時30分頃 までに埼玉県入間市付近で発生し,東南東に進み14時50分 頃から15時25分頃にかけて降雹域上空を通過した.40 dBZ の強いエコー頂は最大で高度14kmに達し,降雹期間中には 積乱雲の北側にヴォールト構造が断続的に確認された.

#### 3. 偏波パラメータの特徴

図2に、積乱雲が非常に発達していた15時における偏波パ ラメータの分布を示す. Z<sub>h</sub>は 0°C高度(約4.4 km)より上空 でも50 dBZ を超えており,地上付近では降雹域周辺で55 dBZ 以上の強いエコーが観測された(図 2(a)(b)).下層では正の Z<sub>DR</sub> 領域が,強い上昇気流の近傍と推測されるエコーの北部 に位置していた.上空の強いエコー域では $p_{hv}$ が著しく低く(< 0.8)(図 2(d)),上空での雹のウェットグロースを示唆してい る.高度1 km以下では強いエコーの中心付近で周囲よりも低 い $p_{hv}$ が観測された.降雹域の強いエコーの内部では 0°C高度 以下で正の K<sub>DP</sub>値(>5° km<sup>-1</sup>)が観測されており,融解中の 雹から剥離した水滴が多数存在していたと考えられる.降雹 域の南側にも 50 dBZ を超えるエコーが存在するが、この領域 では地上で雹が確認されておらず、K<sub>DP</sub>の値は降雹域よりも 大きかった(>8° km<sup>-1</sup>).

#### 4. まとめ

2017 年 7 月 18 日に東京都内で発生した降雹について、X バンド偏波レーダーパラメータを地上の詳細な降雹分布と対 応づけて調査し、雹の存在を示唆する特徴が観測された.今後はXバンド偏波レーダーによる雹検出の指標について検討を進める.



図1 2017年7月18日の降雹分布.



図27月18日15時の(a)Zhの高度1kmの水平分布と降電 分布,(b)Zh,(c)ZDR,(d)phv,(e)KDPの鉛直断面.鉛直断面の 位置は(a)に示す.鉛直断面下の矢印は、断面の位置で降雹の 報告があった範囲を示す.

参考文献

- Suzuki, S., et al., 2012, Weather Radar and Hydrology, IAHA Publ. 351, 415-420.
- [2] Figueras I Ventura, J., et al., 2013, J. Atmos. Oceanic Technol., 30, 2143-2151.

謝辞:降雹に関する情報をご提供いただいた学校教職員の皆様,市民 の皆様に感謝いたします.国土交通省 XRAIN のデータセットは,国 家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システ ムの枠組みの下で収集・提供されたものです.

## マルチドップラー解析による高度1kmの水平風速場を利用した

関東平野における対流雲に伴う渦の統計解析

\*下瀬健一・加藤亮平・清水慎吾・前坂剛・木枝香織・岩波越

国立研究開発法人 防災科学技術研究所

## 1. はじめに

リモートセンシングにより降水域において面的に風 速場の情報が得られるドップラーレーダー観測は、竜 巻などの突風を監視する上で非常に有用である。竜巻 監視のために、メソサイクロンの渦のシグナルをレー ダーにより探知するシステムが日本や米国で現業運用 されているが、レーダーにより広く風速場が求まるの は高度1kmよりも上であり、地上の竜巻被害と上空 の渦シグナルとの関係を把握するとこが、上空の渦を 基にした竜巻監視において重要である。Trappet al. (2005)は、高度1kmにあらわれるメソサイクロンと竜 巻の関係を調査し、高度1kmのメソサイクロンの約 40%が竜巻を伴うことを示した。

本研究では、X バンドドップラーレーダーが非常に 密に設置されており、日本での竜巻発生頻度が比較的 高い関東平野において、高度1kmにおける対流雲に 伴う渦をマルチドップラー解析により統計的に調査し た結果を報告する。

## 2. 観測データと解析手法

解析に用いた観測データは、国交省が運用している 5 台の X バンド MP (X·MP) レーダーと X·NET の 4 台の X·MP レーダーの動径風と反射強度である。マル チドップラー解析には変分法が用いられており、コス トファンクションには連続の式と推定風速のラプラシ アンによる拘束が加えられている。詳しくは Maesaka et al. (2008)を参照のこと。解析高度は高度 1 km であ り、水平格子間隔は 500 m で、5 分毎に解析が行われ ている。図 1 にマルチドップラー解析の高度 1 km に おける解析範囲を示す。関東平野のほぼすべてが解析 範囲となっている。

本研究では,解析対象を 2015 年の暖候期(4~9月 の6ヶ月間)で低気圧性渦のみとした。以下に高度1 kmでの渦の抽出条件を示す。

1. 高度 1 km での鉛直渦度が 2 つの連続する解析時刻 において 1×10<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>を超える

2. 条件 1 の渦の周囲 5 km 以内に降水強度 10 mm h<sup>-1</sup> 以上の領域が存在する

3. 条件1と2を満たす渦のうち,高度1kmでの鉛直 渦度が20分以上にわたって0.5×10<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>を超える

このような条件にしたがって,関東平野での高度 1 kmにおける対流雲に伴う渦の統計解析を行った。抽出 例を図2に示す。

## 3. 結果

2015年の暖候期では、関東平野において11日間に 28個の渦が抽出され、1日の最大発生個数は7個であった。渦の平均寿命は1時間7分であり、最も寿命が 長い渦は約3時間持続した。

高度 1 km の渦と地上突風の関係を調査するため, 気象庁 竜巻等の突風データベース (https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/to **rnado/index.html**) に記載されている突風被害と本研 究で抽出された渦の対応関係を調査したところ,海上 の渦を除く 25 個のうち 5 個,つまり高度 1 km の渦の 20%が突風と関係していた。一方で,2015 年の暖候期 では,関東平野において 12 件の突風被害が報告されて いるが,そのうち高度 1 km の渦と関係していた突風 は 8 件であった。突風の種別を竜巻に絞った場合,6 件 中 5 件が高度 1 km の渦と関係していた。

今後,解析期間を延ばし,上空渦と地上突風の関係 をより詳細に調査する予定である。

謝辞:本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。利用した国交省X-MPデータは国交省より提供されたものである。利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム):データ統合・解析システム(DIAS)の枠組みのもとで収集・提供されたものである。



図1:マルチドップラー解析の高度1kmにおける解析範囲



図 2:2015 年 9 月 6 日 1900 から 2300JST における高度 1 km での 鉛直渦度の最大値。矢印付線は本研究の渦の抽出条件を満たした 渦の存在を示す。×は地上の突風被害が発生した位置を示す。本事 例では 3 つの渦が 5 件の突風被害と関係していた。

# 全球規模で見た多重雷の出現特性

\*岩崎博之(群馬大学教育学部)

#### <u>1. はじめに</u>

多重雷は複数の雷撃(stroke)から構成され,第1 雷撃により形成された放電路に沿って複数の後続 雷撃が繰り返えされる雷放電である.個々の多重 雷に伴う放電過程の研究は多いが,観測データの 制限があるため,多重雷の出現特性の地理的特徴 を論じた研究はあまりない.

春期大会において岩崎(B404)は、日本周辺にお ける多重雷の出現特性について示した.ここでは、 解析領域を広げて、全球規模の多重雷の出現特性 を示す.

#### <u>2. データ</u>

解析には、Washington大学から提供された全球 落雷観測網(WWLLN: World Wide Lightning Location Network)データを用いた. 落雷地点の位置推定精 度は5kmである. 個々の落雷地点における-10℃高 度を推定するために, 気象庁再解析データ(JRA55) を利用した. 解析期間は2009年4月~2016年12月, 解析領域は全球とした.

#### 3. 多重雷の検出

多重雷に伴う後続雷撃は、基本的には、第1雷撃 と同じ放電路を通る.そのため、評定された各雷 撃の落雷地点は、WWLLENの位置推定誤差(~5km)の 範囲内で、一致する筈である.そこで、連続する2 つの落雷地点の距離が5km以内の場合には、落雷地 点は同じと見なした.また、文献値を参考に、多 重雷の電撃時間間隔を10-200msとした.

つまり、次の2つの基準を満たす連続した雷撃を 多重雷とした。

基準1. 距離間隔が5km以内 基準2. 連続した雷撃の時間間隔が10-200 ms

#### 4. 結果

多重雷の電撃間隔は-10℃高度と高い正の相関が ある. 電撃間隔以外の特性も同じように相関が高 い可能性があるため, -10℃高度が8km±1kmの条件 下で発生した落雷について解析を行った.

#### 1) 多重雷の占める割合:

全球規模で見ると落雷頻度のダイナミック・レ ンジは40dB(1万倍)に達するため、多重雷の頻度分 布は、落雷頻度に似た分布になる.しかし、多重 雷が全落雷に対して占める割合には明瞭な地域特 性が認められる.第1図は、-10℃高度が8km±1km の条件下で発生した落雷について、多重雷が占め る割合(多重雷率)を示したものである.多重雷率 は、海洋上で大きく、陸域で小さいという海陸コ ントラストが認められる.一般に、陸域に比べて、 電気伝導度が高い海洋上では、落雷エネルギーが 高い傾向にある.この多重雷率の海陸コントラス トも電気伝導度が関係している可能性はある、し かし、同じ海洋上でも領域によって、多重率は10-25%と変動しているので、積乱雲の雲物理的・大気 電気的な構造の差異も影響していると考えられる.

陸域の多重率も、領域によって、5-15%の範囲で 変動しているが、標高や落雷頻度との対応は見られない。

また,第1図の海陸コントラストに似た傾向は, 電撃間隔が長い多重雷の割合や第1電撃と第2電撃 のエネルギー比の分布などにも認められる.



第1図: 多重雷率の全球分布. -10℃高度が8km±1kmの条 件下で発生した落雷を対象としている.

#### 2) 第1 電撃と第2 電撃の 電撃間隔:

日本周辺における多重雷の第1電撃と第2電撃の 電撃時間間隔の最頻値は、負電荷が蓄積する-10℃ 高度と強い正の相関がある.-10℃高度が高くなれ ば、負電荷域と地上との電界強度(V/m)が小さくな るため、第2電撃が発生するときに、電界強度が絶 縁破壊電圧に達するまでの時間間隔が長くなると 期待される.このことが、正の相関の原因と考え られる.

この仮説が正しければ、大規模山岳などの標高 が高い領域では、-10℃高度と地上との距離が短く なるので、第1電撃と第2電撃の電撃間隔も短くな る筈である.第2図の電撃間隔の全球分布を見ると、 チベット高原、アンデス山脈やロッキー山脈では、 電撃間隔が短く、この仮説に矛盾しない.しかし、 サハラ砂漠の南側では、標高が1km未満の領域でも、 電撃間隔が短くなっている.この理由は、仮説か らでは説明できない.





全球衛星データ解析にもとづく積乱雲ライフサイクルの地域特性 巣原夢加(名古屋大学環境学研究科)・増永浩彦(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

#### 1. はじめに

強い雨を伴う熱帯の積乱雲は、一般に発達、成熟、 衰退のライフサイクルをたどるが、環境場や地形の影響でその様態が異なることが知られている。近年では 低軌道衛星と静止気象衛星などのデータを組み合わせ ることで、低軌道衛星の時間変化を捉えきれない性質 を補い、雲の変化を時間的に追跡する研究が行われて いる(例えば[1])。本研究では、2つの低軌道衛星データ を工夫して用いることで、詳細な内部構造の進化に着 目した積乱雲の時間的発達を統計的に解析することを 試みる。

#### 2. 使用データと解析手法

使用した2つの低軌道衛星はTRMM と CloudSat であ る。TRMM(熱帯降雨観測衛星)は、2A25 データの降雨 強度(Ver.7)を用いる(分解能は水平 4.3km、鉛直 250m)。 また、CloudSatは2B-GEOPROF P R04 データのレーダ 反射強度と、CPR Cloud Mask を使用する(分解能は水平 1.3km、鉛直 240m)。確実に雲が存在するデータのみを 解析に使用するため、レーダ反射強度は、CPR Cloud Mask の値が 30 以上のデータを扱った。これらのデー タを用いて積乱雲を伴う降水システムを解析するため、 格子点間隔を 0.25°×0.25°に統一して、解析に使用し た。また解析手法は、先行研究[2]を参考に行う。TRMM の降雨強度データが 10mm/hr 以上の強い雨を観測し、 かつ、その周辺を±30分のずれで CloudSat が通過した ときを考える。この条件を満たす事例を集め、TRMM が観測した強い雨をt=0として、CloudSat データを時間 でコンポジットする。すると、強い雨を伴う雲の内部 構造の時間変化を、気候学的に解析することができる (引用図1)。

## 3. 解析とまとめ

まず初めに、強い雨を記録した TRMM 観測点と、周 辺を通過する CloudSat 軌道との距離の関数として雲鉛 直構造を調査し、統計的に降水システムの特徴を捉え られる水平スケールの目安を決定した。縦軸を高度、 横軸を TRMM が強い雨を記録した地点と CloudSat 軌道 との距離として、コンポジット解析を行った(図2;2010 年、範囲は全球)。これを見るとおよそ 600 km 付近ま で明確な水平構造の変化が捉えられているが、600 km 程度を越えると特徴的な空間構造は失われており、 この水平スケールを上限としてコンポジット解析 が有効であると判断される。本講演では、上記の方 法によるコンポジット時系列解析に基づき、降水シス テムの地域的な諸特徴の違いを議論する。



図1 解析手法図、本研究では雲マークが TRMM を 表し、 グラフが CloudSat を表す([2]より引用)。





図2 2010 年全球範囲でのコンポジット図。縦軸は 高度(km)、横軸は TRMM と CloudSat の距離(km)。 参考文献

[1] Takahashi, H., and Z. J. Luo, 2014, J. Geophys. Res. Atmos., 119, 112–121.

[2] Masunaga, H., 2012, J. Atmos. Sci., 69, 150-167.

## つくば地上モニタリング観測による実大気エアロゾルの・雲核能・氷晶核能の変動

\*折笠成宏<sup>1</sup>·斎藤篤思<sup>2</sup>·山下克也<sup>3</sup>·田尻拓也<sup>1</sup>·財前祐二<sup>1</sup>·Tzu-Hsien Kuo<sup>1</sup>·村上正隆<sup>4,1</sup> <sup>1</sup>気象研究所,<sup>2</sup>気象庁,<sup>3</sup>防災科学技術研究所,<sup>4</sup>名古屋大学

#### 1. はじめに

気象研究所では、実大気エアロゾル粒子の地上モニ タリング観測をつくばにて2012年より連続して実施し ている。この連続観測では、エアロゾルの粒径分布の ほか、雲核計と氷晶核計による活性化スペクトルを同 時測定していることが大きな特徴である。

これまで、春季におけるエアロゾル濃度の変動(山下2012秋)、氷晶核活性化特性の変動等(斎藤2013秋・2014春・2014秋)、数濃度の季節変化等(折笠2017春)等が報告された。今回は、季節変化・日変化に関してより詳細な議論を可能にするため、実大気エアロゾルの数濃度だけでなく雲核(CCN)能・氷晶核(IN)能からみた変動の特徴を主に報告する。

#### 2. 観測データ

地上モニタリング観測は、気象研究所の低温実験棟 別棟で実施している。屋根からの高さ2m(地上高11m) に取り付けた直径10µm粒子カットインレットを通し て小型ブロアーで外気を吸引、試料空気は配管途中を 分岐し各測器に接続される。測定機器は過去報告と同 様であるが、氷晶核計によるサンプリングは、2016年 4月から通常時と濃縮器を用いた比較、カットオフ径を 変えた比較を測定している(折笠2016秋・2017秋)。

各測器から得られた粒子数濃度について月別平均、 時間平均の統計処理を行った。雲核計では5段階設定 の水過飽和度 SSw 毎の CCN 数濃度、氷晶核計では設 定温度(さらに水過飽和度 SSw5%範囲毎)毎の IN 数 濃度で平均処理を行った。また得られたデータより、 実大気エアロゾルの CCN 能・IN 能を定式化すること を目標として、吸湿度(κ)及び乾燥粒子総表面積当たり の IN active site(INAS)数密度などを解析した。

#### 3. 解析結果

雲核計から測定された月別平均の臨界直径及びκを 図1に示す。SSw=0.1, 0.5, 1.0%での臨界直径の中央値 はそれぞれ約160, 70, 60nm となり、過飽和度の増大に つれて個々の月別平均も順調に減少しているのがわか る。季節別平均を比較すると夏に大となり、低過飽和 度での変動が大きかった。一方でκは、SSw=0.1, 0.5, 1.0%での中央値はそれぞれ約0.38, 0.18, 0.11 となり、過 飽和度が増えるにつれ順調に減少傾向であるが個々の 月別平均では例外も見られる。季節別では秋に大、春 に小であった。

氷晶核計から測定された月別平均の活性化率及び INASを図2に示す。両者とも温度依存性は弱いものの 設定温度の低下につれて増加傾向は見られる。季節別 平均を比較すると活性化率は夏に大、冬に小、一方で INAS は秋に大の傾向が見られた。

解析結果が示す変動の要因を明らかにすることを目 標として、降水や新粒子生成イベント、起源となる気 塊との関連性をさらに調査する予定である。

謝辞:本研究はJSPS 科研費 23244095,16K05558, 17H00787 の助成を受けたものである。



図1 月別平均された5段階の各設定過飽和度に対する(a)臨界直径 及び(b)吸湿度。太線で結ばれる正方形(灰色)は中央値を表す。凡例 の数字は、西暦年末尾二桁と月二桁の組合せを示す。



図2月別平均された5段階の各設定温度に対する(a)活性化率及び (b) INAS。但しSSW=0~5%過飽和度のみ。それ以外は図1と同じ。

## Large-Sparse Cloud (粒径大きく個数密度少ない雲)の CPS ゾンデとライダの同時観測結果

岩崎杉紀(防衛大)、藤原正智(北大)、柴田隆(名大)、内野修(環境研)、森野勇(環境研) 岡本創(九大)、佐藤可織(九大)、片桐 秀一郎(九大) 坪木和久(名大)、小野貴司(北大)、杉立卓治(明星電気)

### 1 はじめに

先行研究 (Hughes 1960, MWR; Hagihara et al., 2014, JGR) によって、目に見えないがレーダでは感知 できる雲や、衛星搭載ライダでは検知できないが衛星 搭載雲レーダでは検知できる雲があることが示された。 Iwasaki et al. (submitted)では、このような現象が起き るには雲粒の個数が少なく(<10×10<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)粒径が大 きい ( $r > 50 \mu$ m) 必要があるので、この雲を Large-Sparse Cloud (LSC、粒径大きく個数密度少ない雲)と 名づけた。また、LSC は北極海の春先に発生しやすい、 LSC の雲粒は落下することにより過冷却の水雲を解 消することを示した。

本研究は、北海道の陸別町で行った Cloud Particle Sensor (CPS、雲粒子センサ)ゾンデとライダの同時観 測結果を示し、LSC の生成消滅過程を明らかにするこ とを目的としている。

#### 2 結果

CPS ゾンデとライダの同時観測は、2018年3月22 日にりくべつ宇宙地球科学館の陸別総合観測室(標 高360m)で行った。CPS ゾンデは00:45 放球、ライダ は放球前日(3月21日)の20時から観測開始した。

当日の陸別の天気は、20時から22時ころまでは多数の星が広がり肉眼では快晴に感じた。その後は全体にもやがかかったように見えたが、明るい星は見えた。ライダのレーザ光は雲に当たると雲底が光って見えるが、そのような光は目視できなかった。このため22時以降は薄い雲が上空を覆っていた可能性があった。ただライダで見ると、20-23時はあまり落下しない

巻雲が常に存在し、それ以降は落下している巻雲が 観測されていた。地上気温はおおむね-1度であった。

図に CPS ゾンデとライダのデータを示す。CPS から、 高度 5-6 km 付近に N が 0.1-0.4×10<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> で r が 1-5  $\mu$ m (r のグラフは割愛)、水に対する相対湿度 RHw が 10%以下の層があった。ライダでもそれに対応する層 の後方散乱係数  $\beta$  は 10<sup>-6</sup> m<sup>-1</sup> str<sup>-1</sup>と観測された。そこ にはダストの層があり、乾燥しているので上から落ち てきた氷粒子がそこで昇華していたと思われる。

その層から続いて高度 6-10 km に r が 40-70  $\mu$  m以 上で N が 10×10<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> 前後、 $\beta$  が 0.1-10×10<sup>-6</sup> m<sup>-1</sup> str<sup>-1</sup>の 層が観測された。ライダでは CPS 観測の時間を含む 7 時間以上(21日23時から22日6時まで)、高度 8-10 km から粒子が落下速度 5 km h<sup>-1</sup>で断続的に落下 しているように見えた。これは r が 134  $\mu$ m に相当する。 r と N から、これは LSC の可能性がある。CPS では高 度 10 km より上では雲粒はほぼ観測されなくなるが、 湿度は高度 11 km までほぼ一定である。LSC は高度 6-10 km 全体に一様に生成されたのではなく、8-10 km に発生した氷粒子が落下していたと思われる。

発表当日は10km付近でどのように氷粒子が生成 されると観測と整合的な結果が得られるか考察する。

#### 謝辞

本研究の一部は、名古屋大学宇宙地球環境研究 所の共同利用研究の助成を受けたものです。CPS の データ解析に関し、神栄テクノロジー株式会社の林真 由美氏と相良一生氏にご助言を頂きました。

> 図 (左)粒子の100mごとに平均し た個数密度(実線)、気温(点線)、湿 度(破線)の鉛直分布。個数密度はパ ルス幅で補正している(詳細は Fujiwara et al. (2016, AMT) 参照)。 ただし、今後の解析次第で修正する可 能性はある。(右)ライダの減衰補正し ていない後方散乱係数β。r の鉛直 分布は図示していないが、5km 付近 が5 um 以下、それより上が40-70 um 以上であった。右図の斜めの破線 は、CPS の時刻ごとの高度である。ただ し、CPS とライダは同じ場所を観測して いるわけではない。5 km h<sup>-1</sup> で一様に 落下していると、矢印に平行な信号と なる。ライダの連続する等β は、おおよそ 矢印に沿っている。



XRAIN データの高速道路運転特性把握への応用 \*服部充宏 (一般財団法人日本気象協会), 稲村肇 (政策研究大学院大学),

#### 背景と研究の目的

全国都市域へのXバンド MP レーダーの設置とそれ を利用した XRAIN の運用により,都市域の降水につい てより高精度で時空間解像度の高い観測が可能となっ た.一方,高速道路上の自動車は降雨の影響を受けて 低速で走行することが知られている.

本研究では、高速道路における降雨時の自動車の運転走行速度特性を把握するために、XRAIN 降水強度と 車両感知器から得られる 5 分間平均速度を用いて分析 を行った.

#### 2. 研究の位置づけ

これまで、高速道路上の走行速度と雨量の関係を分析した研究の多くはアメダスなどの雨量計による分析 が多く、雨量にレーダーデータを用いた研究はほとん どない、そのため、本研究は車両感知器の設置点の雨 量としてレーダーデータを利用することで、降雨時の 自動車の走行特性について理解を深めるものとした.

#### 3. 分析に利用したデータ

本研究では、「車両感知器設置データ」「車両感知器 データ(平均速度,交通量,大型車混入率,時間占有 率)」「アメダス雨量データ」「XRAIN 雨量データ」を 利用した.分析対象期間は 2015 年 4 月から 2016 年 3 月まで,分析対象路線は首都高速道路 3 号渋谷線及び 4 号新宿線とした.

#### 4. 分析と結果

アメダスと XRAIN による高速道路上の雨量比較を 行った後に、高速道路上の雨量と車両の平均速度の関 係を分析した。ここでは、高速道路車両感知器上のア メダスによる降水強度と XRAIN による降水強度を求 め、降水強度と高速道路上の車両の平均速度との関係 を求めた。アメダスによる分析では、降水強度の増加 に応じて高速道路上の車両の平均速度の低下が示唆さ れたが、詳細な把握は難しかった.一方、XRAIN によ る分析では降水強度の増加に応じた平均速度の低下を 詳しく把握することができた.

XRAIN で強雨が示されている地点のアメダスの降水強度を確認すると、アメダスの降水強度が極端に少

ない。このことから、アメダスでは高速道路上の降水 強度が説明できていないことが示唆される。

XRAIN 降水強度と車両感知器による平均速度のう ち,85%tile 値および50%tile 値の関係について分析し た結果、線形の回帰式と比較してべき関数の回帰式が より平均速度と XRAIN 降水強度の関係を説明できて いた。

$$V = \alpha_1 e^{\alpha_2 \log R}$$
$$V = \beta_1 + \beta_2 R$$

V:平均速度, R:降水強度 とする.

表1 XRAIN と5分間平均速度の関係式の内容

回帰式		決定	$\alpha_1$	α2	t-値	データ
		係数	$\beta_{1}$	$\beta_2$		数
85%tile	きべ	0.87	80.07	-0.015	14.21	31
85%tile	線形	0.75	80.65	-0.116	-9.56	31
50%tile	べき	0.87	73.13	-0.018	14.09	31
50%tile	線形	0.83	73.83	-0.13	-12.02	31



図1 XRAIN 降水強度と5分間平均速度

上記分析は、降雨の影響を調査するため、渋滞流や 線形の影響が大きい場合のデータを取り除いた.条件 は、交通量を360~2400 台/h,平均速度を50km/h以上, 有効平面曲率を0,有効縦断勾配を-1~1%で固定した.

#### 5. 今後の課題

降水強度と高速道路上の自動車走行速度特性に関す る今後の課題は、「都市間高速道路への分析対象の拡 大」、「最高速度引き上げ区間での分析」、「プローブデ ータの利用による自動車毎のデータ分析」などが考え られる. 航空機搭載 CO<sub>2</sub>DIAL の開発 -CO<sub>2</sub> 濃度計測地上試験-青木誠,石井昌憲,水谷耕平(情通研),今奥貴志,椎名哲男(NECPF), 菱沼孝穂(NAS),加瀬貞二,川原章裕(NEC)

#### 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、衛星搭載ドップラ ー風ライダー(Doppler wind lidar: DWL)の実現を目指 し、その基盤研究として、コヒーレント方式(Coherent) による地上型や航空機搭載型のドップラー風ライダー

(Coherent Doppler wind lidar: CDWL)の研究開発を実施してきた.特に,航空機搭載型のCDWLは,地上設置型のCO<sub>2</sub>差分吸収・風ライダー[1,2]をベースに開発されており,別途CO<sub>2</sub>計測用のシード光源部を用いる事で,CDWLにCO<sub>2</sub>濃度計測機能を付与することが可能である(航空機搭載CO<sub>2</sub>DIAL).

2018 年 1 月には、NICT 本部(東京都小金井市)に 設置されている航空機搭載型 CDWL と CO<sub>2</sub>計測用のシ ード光源部の結合試験を実施した.本研究では、航空 機搭載 CO<sub>2</sub>DIAL の初期実験結果を報告する.

#### 2. 装置概要

CO<sub>2</sub>DIAL は、パルスエネルギー80mJ, 繰り返し周波 数 30 Hz、パルス幅 150 ns であり、NICT 本部の 6 号館 研究棟の屋上(地上高: 20 m)に地上設置されている. レーザ波長は、CO<sub>2</sub> の吸収が少ない Off 波長  $\lambda_{off}$  であ る 2051.250 nm とCO<sub>2</sub> の吸収が大きいOn 波長  $\lambda_{off}$  のシ ードレーザを、1 ショット毎に切り換えて使用してい る.  $\lambda_{off}$  は、CO<sub>2</sub> の吸収線 R30 の中心波長  $\lambda_{center}$  であ る 2050.967 nm から複数のオフセット値が選択可能で ある.本研究では、2051.034 nm ( $\lambda_{center}$  から 4.8 GHz の周波数シフトに対応)を $\lambda_{off}$ として選択した.

CO<sub>2</sub>濃度は、Slope 法を用いて導出した. Slope 法は、 観測点  $R_1$ から  $R_2$ までにおいて、 $\lambda_{on} \geq \lambda_{off}$ の受信電力 比から光学的厚さ(DAOD)  $\tau(R_1, R_2)$ を求め、距離に対 する光学的厚さから CO<sub>2</sub>濃度を導出する方法である[3].  $\lambda_{on} \geq \lambda_{off}$ の受信電力は、大気からの散乱信号を光ヘテ ロダイン検波によって電気信号に変換後、AD 変換され たディジタル信号から決定した[4].また、CO<sub>2</sub>濃度は、 気温・気圧・湿度に依存する.本研究では、NICT 小金 井本部に設置されている地上測器の値を用いた.

#### 3. 観測結果

試験観測は,2018年1月19日19時52分の夜間晴天

時に実施した. 方位角と仰角を, それぞれ 181 度およ び 2 度に固定して, 積算時間は 10 分 ( $\lambda_{on} \ge \lambda_{off}$ , 各 9,000 shot) とした. 図 1 に, 航空機搭載 CO<sub>2</sub>DIAL によ って観測された  $\lambda_{on} \ge \lambda_{off}$ のレンジ毎の受信電力と, そ こから導出された CO<sub>2</sub>の DAOD を示す. 受信電力は, 距離の二乗に比例して減少する. 観測距離が 4 km 以上 になると, 吸収量が大きい  $\lambda_{on}$  の受信信号が小さくなる ために, DAOD の誤差が大きくなる. 0.58 から 3.9 km の範囲の DAOD の計算値にフィッティングを行い, 得 られた DAOD の傾きから CO<sub>2</sub> 濃度を求めると 382.6 ppm となった.



図 1 (a) 航空機搭載 CO<sub>2</sub>DIAL によって計測されたレ ンジ毎の受信電力, (b)  $\lambda_{on} \ge \lambda_{off}$ 波長の受信電力比か ら計算された CO<sub>2</sub>の DAOD.

#### 4. まとめ

航空機搭載 CO<sub>2</sub>DIALの CO<sub>2</sub>濃度計測機能の地上試験 を実施した. 今後は,地上設置型のセンサーとの比較 検証を実施し,測定精度についての議論を行う.

#### 参考文献

- [1] Ishii, S, et al., 2010, Appl. Opt, 49, 1809-1817.
- [2] Iwai, H, et al., 2014, JTECH, 30, 429-449.
- [3] Ishii, S, et al., 2012, JTECH 29, 1169-1181.
- [4] Frehlish, R., et al., 1997, Appl. Opt, 36, 3491-3499.

# ISSW法による積雪不純物濃度の推定

\*谷川朋範 (気象研究所),青木輝夫 (岡山大学,気象研究所),庭野匡思, 保坂征宏(気象研究所),的場澄人(北大低温研)

#### 1. はじめに

積雪中に含まれる黒色炭素や鉱物性ダストなどの光 吸収性エアロゾル(以後,積雪不純物と呼称)は主に 可視域の積雪アルベドを低下させ,雪氷面を加熱する 働きをもつ.気象研究所ではこれまで積雪不純物濃度 を熱光学法によるカーボン分析装置とNucleporeフィ ルターに捕集した全不純物重量濃度により,積雪中の ダスト,元素状炭素(EC),有機炭素(OC)濃度を求 めてきた[1][2].しかし,カーボン分析装置による積雪 不純物測定の場合,粒径の小さな不純物が石英フィル ターを透過し,補足率が低下するためECの過小評価が 指摘されている[1].札幌における結果によると,凝集 剤の添加により比較的高い捕捉率を確保することが可 能になったが,ダスト等の混合状態によっては捕捉率 が大きく変化することがわかっている[2].一方,近年,

Nuclepore フィルター上に捕集しその分光透過率から濃 度を決定する Integrating-sphere & Integrating-sandwich

(ISSW)法[3]やレーザー誘起白熱法を用いた Single Particle Soot Photometer (SP2)装置[4]など、様々な手法 で測定する技術開発が進んできている.本研究では ISSW 法による Nuclepore フィルターの分光透過率から 濃度を決定する方法を試みた.本手法は捕捉率の検証 や正確な捕捉率の決定のみならず、カーボン分析装置 を導入する前の、過去に使用した Nuclepore フィルタ ーに適用することで、全重量濃度の他に積雪不純物成 分の濃度推定が可能になる.またカーボン分析装置に 比べて測定効率が高いなどのメリットがある.

#### 2. ISSW法

ISSW 法は Nuclepore フィルターの分光透過率を測定 することで、単位面積当たりの不純物量と濾過量から 重量濃度を推定する手法である.透過率の測定にはハ ロゲン光源を用い、積分球に取り付けることで試料に 拡散光を入射させた.試料は積分球の開口部上部に置 き、それを拡散板で上から挟んで試料の透過光を測定 した.分光器は米国 ASD 社製の FieldSpec 3 を用いた. 測定原理は、予め波長 525 nm の黒色炭素(BC)と非 黒色炭素(ブラウンカーボンなど)のオングストロー ム指数を求め、測定試料のオングストローム指数が両 者の線形結合で表現できるとして、その割合から不純 物量に変換する. この割合は試料の光学的厚さと BC の光学的厚さの関数(比)であり,試料の光学的厚さ は分光透過率から,BCの光学的厚さは,波長 650-700 nmにおける光吸収はすべて BCによるものと仮定し, 予め作成した波長 650-700 nmにおける BC 濃度と透過 率の検量線から BC 等価濃度を算出し,BC の吸収係数 との積から求める.

#### 3. 結果と考察

図1に2015年12月から2016年3月まで北大低温研 露場で採取された積雪に対し、ISSWシステムと比較の ためにカーボン分析装置から求めた不純物(凝集剤あ り)の散布図を示す. ISSW から推定された値は全体的 に過小評価しており、濃度が高くなるにつれ両者の差 が大きくなった. この要因としては BC 濃度と透過率 の検量線の精度が不十分、また今回の分析で用いた非 黒色炭素のオングストローム指数が実測を反映してい ないことなどの可能性が考えられる. 今後の課題とし て検量線の精度を高めるとともに、最適な光学パラメ ータの調整を行う予定である. なお本発表においては ISSW システムの概要他、測定原理の詳細についても報 告する予定である.



図1 ISSW システムから求めた BC 等価濃度とカーボン分析装置から求めた EC 濃度.決定係数 0.52.

## 参考文献

- [1] Aoki, T., et al., 2014, Bull. Glaciol. Res., 32, 21-31.
- [2] Kuchiki, K., et al., 2015, J. Geophys. Res., 120, 868-882.
- [3] Grenfell, T.C., et al., 2011, Appl. Optcs, 50, 2037-2048.
- [4] Mori, T., et al., 2016, Aerosol Sci. Technol., 50, 242-254.

# 通風量を制御した温度計の省電力型強制通風筒の開発

\*吉田大紀 (気象情報通信株式会社), 林泰一 (京都大学東南アジア地域研究研究所), 太田行俊 (東洋電子工業株式会社), 伊藤芳樹 (株式会社ソニック), 小松亮介 (株式会社小松製作所), 渡邉好弘 (気象情報通信株式会社), 橋波伸治 (気象情報通信株式会社), 山本哲 (気象庁気象研究所)

地上付近の気温を正確に観測するために、一般に、 商用電源で駆動される強制通風筒が使用される. 商 用電源の確保が困難な場合は、自然通風筒を使用す る事例や、太陽電池と蓄電池による電源を使用する 事例が多い.しかし前者は、日中晴天時に強制通風 筒に比べて気温が数℃高く観測されることが報告さ れている.後者は、通風ファンを駆動する電力の確 保が問題となる.ここでは、通風筒に真空パイプを 採用し、また通風ファンの回転数を可変にして通風 量を制御することで、消費電力を低減した強制通風 筒を開発し、比較観測を実施した.

比較観測は、京都大学防災研究所附属潮岬風力実 験所において、2017年4月より開始した.試作した 強制通風筒(以下、「新型」と呼ぶ)の他に、2台の 既存の強制通風筒(PVC-04, TH-500)、および1台 の自然通風筒を使用し、いずれも標準の白金抵抗温 度計を内包して気温を観測した.新型の強制通風筒 は、通風ファンの基本回転数を日中と夜間で切り替 え、さらに10分間隔で6段階に変化させた.大気環 境の評価のために、気温と同時に、気圧、雨量、風 向風速、湿度、全天日射量の各気象要素を観測した. 各要素は1分平均値(雨量と日射量は1分積算値) を10秒毎に算出し、比較を行った.

日射の影響に着目し、2017年7月の1か月間につ いて、3 台の強制通風筒による日最高気温を比較し たところ、TH-500 が最も低く、PVC-04(気温差+0.5℃ 未満)、新型(気温差+1.0℃未満)の順であった.な お、日平均気温、日最低気温は、気温差約0.2℃未満 と、よく一致した.

2017年4月から2018年3月までの日中における, 新型と TH-500 の気温差について,全天日射量との 関係を図1に示す.縦軸に気温差(数値は100倍) を示し,横軸に積算日射量をとり100 W/m<sup>2</sup>相当毎に 分類した.6枚の図は,新型の通風ファン回転数の6 段階に該当していて,左上から右に行くほど回転数 が大きくなり,右下が最も回転数が大きい.ファン の回転数が小さい場合は,日射量の増加に伴い,気 温差の平均は+1℃近くまで上昇したが,ファンの回 転数が大きくなるにつれて気温差は小さくなり,平 均は+0.2℃未満まで抑えられた.

観測期間中,新型強制通風筒の平均電力消費量は TH-500 の約 50%であり,夜間に限ると約 15%まで 抑えられた.通風ファンの回転数を適切に制御する ことで,日射の影響による気温の上昇を抑え,低消 費電力で精度良い観測を行うことができると考えら れる.



図1 通風ファン回転数6段階で分類した,日中の 新型強制通風筒とTH-500の気温差(前1分平均値, 縦軸)と全天日射量(前1分積算値,横軸)の関係.

## 走査型干渉計を用いた高スペクトル分解ライダーの開発

#### \*神慶孝、杉本伸夫、西澤智明(環境研)、岡本創(九大応力研)

#### 1. はじめに

高スペクトル分解ライダー(HSRL)は、エアロ ゾルの消散係数と後方散乱係数を独立的に高感度 で測定できるライダー手法である。日欧共同衛星 計画 EarthCARE ミッションにも搭載されるなど、 次世代のライダーとして期待されている。

HSRLは、レーザーとほぼ同じスペクトル幅を 持つミー散乱(半値幅は約 100MHz)と、より広い スペクトル幅を持つレイリー散乱(半値幅は波長 532nmで約 2.5GHz)を分離して測定する。分光素 子には、干渉計や吸収フィルターが用いられる。 通常、レーザー(ないし干渉計)を制御することで、 レーザーの波長と分光素子のスペクトルの相対位 置を最適化する。波長制御は、装置が複雑になる だけでなく、精度よく制御することは容易ではな い。これが HSRLによる連続測定を難しくする。 よって、よりシンプルな測定手法が望まれる。

本研究の目的は、エアロゾルの消散係数と後方 散乱係数を長期的に連続観測できるシンプルな HSRLを開発することである。波長制御の問題を 解決するため、干渉計を周期的に掃引する手法を 導入する。本発表では、測定手法のコンセプトを 説明する。また、試作したライダーによる大気観 測結果について報告する。

#### 2. ライダーシステムと測定手法

ライダーのブロック図を図1に示す。単一縦モ ードのNd:YAGレーザーの第二高調波(532nm)を 光源とする。受信部では2.4GHzの自由スペクト ル領域を持つマイケルソン干渉計を用いる。干渉 計の片方のアームにガラスロッドを挿入して、角 度依存性を補償している。送信光の一部をリファ レンス信号として測定し、レーザーに対する干渉 計の応答特性をモニターする。

干渉計は1フリンジ分だけ周期的に掃引される。 掃引速度はレーザー波長の変化よりも速くなるように決定される(ここでは1Hz)。掃引測定により、 リファレンス光に対する干渉信号の変化が観測される。これを、余弦関数を含む関数でフィッティ ングする。レーザー波長はフィッティング関数の 位相としてモニターし、スキャン毎に位相のズレ を補正してライダー信号を積算する。この補正機 能によって、レーザーや干渉計の制御は不要となる。これはマルチ縦モードレーザーを用いた HSRL システムに導入された手法である[1]。

#### 3. 観測結果

ライダーを試作し、大気観測実験を実施した。 大気散乱光のスキャン信号は、リファレンス光と 同様にフィッティング処理される。スキャン信号 の最小値(ミー散乱を最もカット)から、ミー散 乱のバイアス(クロストーク)成分を引くことで、 レイリー散乱信号が得られる。レイリー散乱信号 は、エアロゾルによる消散の情報を含むため、信 号の傾きを解析することによって、消散係数を取 り出すことができる。また、全散乱(ミー+レイリ ー散乱)信号とレイリー散乱信号との比を取るこ とによって、後方散乱係数が得られる(図 2)。

[謝辞]本研究は JSPS 科研費基盤研究(S) JP17H06139 の助成を受けたものです。

## [参考文献]

[1] Jin et al., Appl. Opt., 56, 5990-5995, 2017.



図1 走査型干渉計を用いた HSRL のブロック図



図 2 HSRL で観測された粒子後方散乱係数の時 間高度断面図

## 高スペクトル分解ライダーとラマンライダーで観測される ダストの光学特性

\*及川栄治<sup>1</sup>, 西澤智明<sup>2</sup>, 工藤玲<sup>3</sup>, 岡本創<sup>1</sup> 1)九州大学応用力学研究所, 2)国立環境研究所, 3)気象研究所

#### 1. はじめに

波長 355nm の高スペクトル分解ライダー (HSRL) を搭載した EarthCARE 衛星が 2021 年に打ち上げ予定 である. HSRL やラマンライダーは, 2006 年に打ち上 げられた CALIPSO 衛星搭載ミーライダーとは異なり, 粒子のライダー比と偏光解消度を直接的に導出でき, これらの情報が雲やエアロゾルの種類の判別するため のパラメータとなる. しかしながら, ラマンライダー や HSRL による全球的な観測データは得られていない ため, 領域ごとに異なるエアロゾルの光学特性を把握 するまでには至っていない. そこで本研究では, NASA のキャンペーン観測の航空機搭載 HSRL の観測データ やヨーロッパのライダー観測網 EARLINET のラマンラ イダーの観測データを用いて, ダストのライダー比と 偏光解消度の調査を行った.

### 2. 方法

NASA の航空機キャンペーン DISCOVER-AQ の HSRL の観測データと EARLINET のポーランド・ワル シャワサイトにおけるラマンライダーの観測データを 用いて,サハラ砂漠起源のダストの光学特性の調査を 先行研究を参照しながら行った. Burton et al. [1] によ ると,サハラ砂漠を発生源としたダストが 14 日間輸送 されて,2014年7月13日にアメリカ・コロラド州の上 空で観測された.また,Janicka et al. [2] によると,サ ハラ砂漠起源のダストが 13 日間輸送されて,2013年7 月10日にワルシャワサイトで観測されており,本研究 では,これらのダストイベントのデータのデータ解析 を行った.

図1. サハラ砂漠起源のダストのライダー 比と偏光解消度(波長 355 nm (左図), 波長 532 nm (右図)). アメリカにおけ る航空機搭載 HSRL の観測値(赤色), ポーランドにおける地上ラマンライダ ーの観測値(青色), モロッコにおける 地上ラマンライダーの観測値(緑色)[3].

#### 3. 結果

図1は、アメリカ上空における航空機搭載 HSRL と ポーランドにおける地上ラマンライダーで観測された 波長 355 nm, 532 nm におけるダストのライダー比と偏 光解消度を示している.また、サハラ砂漠のダストの 発生源付近であるモロッコ・ワルザザートにおける地 上ラマンライダーによる観測値[3]を参照のため、図1 に載せた.アメリカで観測されたダストの偏光解消度 は発生源と近い値を示しているので、サハラ砂漠で巻 き上げられたダストの多くがアメリカまで運ばれたと 考えられるが、波長 532nm のライダー比は45 sr であり、 発生源のダストと比べると10 sr 程度小さい値であった. 一方、ポーランドには 2 µm を超えるような大粒子が届 かなかったため、ダストの偏光解消度は発生源より 0.08 程度小さい値であったと推測される[2].

日本においては、つくばの国立環境研究所で HSRL の観測が行われており、現在開発中の多波長 HSRL が 今年度中に東京都小金井市の情報通信研究機構に設置 され観測を開始する予定である. 今後、日本の HSRL のデータ解析を行い、アジアンダストの光学特性を調 査する予定である.

#### 参考文献

- Burton, S. P., et al., 2015, Atmos. Chem. Phys., 15, 13453-13473.
- [2] Janicka, L., at al., 2017, Atmos. Environ., 169, 162-174.
- [3] Tesche, M., et al., 2009, Tellus B, 61, 144-164.



# 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 —マイクロ波放射計との同時観測—

花土弘・川村誠治・纐纈丈晴・岩井宏徳・佐藤晋介・中川勝広(情報通信研究機構)、 田尻拓也・折笠成宏・小司禎教・荒木健太郎・瀬古弘(気象研究所)

1.はじめに

NICT では、水蒸気を広範囲で効率的に観測でき る手法の開発を行っている。水蒸気は、気象現象 の予測において、風速・温度と並んで重要な量で あるが、気体状態の水でレーダでは観測できず、 広範囲で観測可能となる方法が限られている。現 在、気象数値モデルで水蒸気データとして利用さ れている GPS/GNSS 可降水量観測は、衛星から のLバンドの電波の遅延量を利用しているが、地 デジ放送波(UHF 帯)で同様の測定が可能である ことを実証した<sup>[1]</sup>。その手法は地デジ放送波に含 まれている基準信号から遅延プロファイルを復 号し、送信局から直接伝わる波(直達波)と周囲 の反射体から反射され伝わる波(反射波)を時間 的に分離、それらの位相差を使うことで、放送局・ 受信点での基準信号の位相雑音の影響をキャン セルし、UHF 帯の電波の伝搬遅延をピコ秒レベル の精度で測定する。

2. マイクロ放射計との同時観測について 2017年2月に気象研究所屋上にマイクロ波放射 計と地デジ放送波受信装置を設置し、長期観測を 継続中で、図1に観測装置の設置状況を示す。地 デジ放送波受信装置は、東京スカイツリーからの 直達波受信用の平面アンテナと、反射波受信用に 東京スカイツリーと反対方向を指向した八木ア ンテナの信号を合成し記録する。マイクロ波放射 計は Radiometrics 社製の MP-3000Aである。



図 1 地デジ放送波受信装置アンテナと マイクロ波放射計の設置状況

3. 測定された遅延プロファイル

測定された遅延プロファイルを図2に示す。横軸 が遅延時刻に対応し、地デジ受信装置では長時間 記録時は容量節約のため、観測対象となりそうな 反射波複数個(図2では8個)と直達波付近を遅 延時刻から切り出して記録している。強度の色付けは直達波は反射波に比べて強度が大きく、アンテナからの信号の合成時に減衰器を利用してレベル調整し、図2作成時にも色を調整しているので参考程度である。縦軸は時間を意味し、図の下から上へ、1日分の遅延プロファイルの変化を示している。水蒸気量推定に利用する伝搬遅延は、この遅延プロファイルの直達波と反射波のピーク付近の位相の差をもとめることで得られる。地デジ受信装置で利用しているソフトウエア無線の地デジ受信ボードでは、自動利得補正(AGC)が解除できない欠点があるが、安定している直達波のピークレベルとの比較で反射波のピークの強度変化を調べることができると考えられる。



図2 測定された遅延プロファイルの例 (2017年4月15日 周波数 527 MHz)

謝辞:本観測実験は,総合科学技術・イノベーション会 議の SIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レ ジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST) (2)豪雨・竜巻予測技術の研究開発「マルチパラメー タフェーズドアレイレーダ等の開発・活用による豪雨・ 竜巻予測情報の高度化と利活用に関する研究」(代表: 高橋暢宏)、及び科研費「水蒸気稠密観測システムの構 築による首都圏シビアストームの機構解明」(代表:小 司禎教)によって実施されています。

## 参考文献

[1] Kawamura et al., "Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves", Radio Science, Vol. 52, 367-377, 8 March 2017,

DOI:10.1002/2016RS006191.

# Ka帯偏波雲レーダーによって観測される晴天エコー

\*大東忠保・前坂 剛・鈴木真一・出世ゆかり・櫻井南海子 (防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

夏季には強い日射を受けた地表面からの加熱によっ て大気が不安定となり、大規模な大気擾乱を伴わない ような孤立した積乱雲が頻繁に発生する。孤立積乱雲 を発達初期段階から観測するためには、ミリ波帯の周 波数の雲レーダーが有効である。防災科研では走査型 のKa(35GHz)帯雲レーダー5台を関東圏に設置し観測 を行っているが、しばしば発達初期の雲と同程度のレ ーダー反射強度をもつ晴天エコーが観測される。これ らの晴天エコーは雲が発生する以前や、雲周辺の大気 を可視化できる可能性がある反面、観測対象である雲 とは区別をつける必要がある。本研究では、Ka帯レー ダーの二重偏波機能を含めた観測によって得られたデ ータを用いて晴天エコーの特徴を調べた。

#### 2. 使用データ

防災科研のKa帯レーダーのうち、最低仰角を低く設定し二重偏波機能を有する東京都大田区に設置したレ ーダーで得られたデータを用いた。使用したデータの 期間は2016年5~11月と2017年6月~11月で、最低 仰角の1.6°にておよそ陸側のみ(205°~15°)をセク ターPPI 観測したデータを主に使用した。観測半径は 30kmで、動径方向には150m、方位角方向には0.35° 間隔でデータが取得された。それ以外の主な諸元は岩 波ら(2015、春季大会)にまとめられている。その他、 晴天エコーが出現する大気下層における雲しとひまわり の可視画像を利用した。

#### 3. 偏波観測による特徴

レーダー反射強度 Z のパターンは、組織化が顕著で はなく一面に現れるもの、筋状や蜂の巣状に組織化し たもの、海風前線やガストフロントに沿って線状にな ったものが観測された。広範囲にわたって晴天エコー が観測された 2016 年 5 月 21 日の事例を用いて、晴天 エコーの特徴を示す。12JST の東京における雲量は 0+ であり、ひまわりの可視画像ではレーダー観測範囲内 で雲は確認できなかった。この事例の晴天エコーは日 変化があり、明け方頃にはほとんどエコーが無かった (ノイズレベルの強度しかなかった)が (図 la)、正午前 後に最もZが大きくなり (図 1b)、日没から夜にかけて 速やかに衰退していった (図 lc)。図 lc のレーダー北北 東、距離15~30kmの0dBZを越える強いレーダー反射 強度は雲・降水によるものである。晴天エコーの Z は 大部分で-15dBZ 以下であるが、最大-10dBZ 程度の 比較的強い線状エコー域も形成された。鉛直走査 (RHI) 観測では、晴天エコーは高度 1.5km 以下に存在 した。18JST においてレーダー南西方向に残されている 晴天エコーに対応するレーダー反射因子差 ZDR は、レ ーダー北縁の雲・降水域の ZDR (~0.5dB) と比較する と平均的には大きい特徴を示し、大きなところでは3dB 以上の値を示した (図 2a)。また、雲・降水エコーが無

い昼頃では、ドップラー速度から予想される北東風に 沿った方向でのみ ZDR が大きい特徴を示した。偏波間 相関係数 ρ hv はノイズ域よりは大きな値を示すものの、 0.7 以下と雲・降水エコーと比較して非常に小さかった (図 2b)。

先行研究から晴天エコーの起源として鳥や昆虫などの生物、大気屈折率の非一様性(ブラッグ散乱)の可能性を挙げることができる。S(3GHz)帯レーダーによる偏波観測では、ブラッグ散乱はZDRが0dB付近で、 $\rho$ hvは大きなSN比でサイドローブ等の混入が無い場合には0.99程度になり、今回の事例とは特徴が異なる(例えば、Hubbert et al., 2018, BAMS)。また、鳥の場合は観測範囲全域にわたるほど広範囲で観測されるとは考えにくい。一方で、風向きに応じて一定方向のみでZDRが大きくなる場合があること、大きなZDR、小さな $\rho$ hvという特徴を示すことは、昆虫が反射体となる晴天エコーの特徴と一致する。

今後は、多くの事例からレーダーの各パラメータの 取り得る範囲をまとめ、晴天エコー域と雲を自動で区 別する方法を作成するとともに、晴天エコーを雲発生 前や雲周辺の情報として利用したい。



図1 仰角 1.6°の PPI 観測によって得られた 2016 年5月21日の (a) 0600JST、(b) 1200JST、(c) 1800JST におけるレーダー反射強度 (dBZ)。



図2 仰角 1.6°の PPI 観測によって得られた 2016 年5月 21日 1800JST における (a)ZDR (dB)、 (b) ρ hv。

# EarthCARE/CPR 検証用地上設置雲観測レーダの開発状況 とテスト観測結果

\*堀江宏昭、大野裕一、花土 弘、久保田 実(情報通信研究機構)

## 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)は、これまでのW帯(ミリ波; 94GHz帯)雲レーダ(SPIDER)の開発経験を生かし、 EarthCARE 衛星搭載雲観測レーダ(CPR)を宇宙航空研 究開発機構(JAXA)と共同で開発している。また、 EarthCARE/CPRの校正・検証用として、W帯地上設置 型雲観測レーダ開発を行っている。校正検証用地上設置型 雲レーダへの要求は大きく2つあり、EarthCARE/CPR の最小検出感度-35dBZよりも良い感度であること、ド ップラ速度計測の誤差要因となるアンテナビーム内の雲 の不均一を測定できること、である。前者の目的のために 感度-40dBZ を有する高感度雲観測レーダ (HG-SPIDER)を開発し、後者の目的のために電子走査雲観測 レーダ (ES-SPIDER)を開発している。ここではその開発 状況と、開発に際して実施したテスト観測の結果を紹介す る。

2. 高感度雲観測レーダ(HG-SPIDER)の状況

HG-SPIDER は、感度-40dBZ(15km, 1 秒積分時)の鉛 直上向きを観測するレーダである。

レーダのハードウェアとしては、安定運用のための改修 を実施し、開発を完了している(図1左)。データ取得につ いては、暫定システムで運用しているが、一部不具合があ るため、更新を計画している。

レーダの送信管は真空管であり、使用時間に対応する寿 命がある。既に寿命の 1/4 程度の使用時間があると考え ており、残りの寿命時間を考慮した運用計画の策定が必要 である。

#### 3.電子走査雲観測レーダ(ES-SPIDER)の状況

ES-SPIDER は、上方の±4.5 度の範囲を 1 次元走査し 観測するレーダで、鉛直方向の感度は-27dBZ、走査端で の感度は-21dBZ (いずれも 1 秒積分時)である。

レーダシステムとしては、送信はファンビームアンテナ、



図1 HG-SPIDER(左)、ES-SPIDER(右)

受信はフェーズドアレイアンテナによる構成としている (図1右)。受信ビームの合成は、位相器制御による逐次 走査方式であるが、受信ビームの数だけ切り替えが必要で あり、データ取得時間が問題となる。このため、各アンテ ナ素子を独立して受信できるデジタル受信器を用意し、計 算処理により受信ビームの合成を行うデジタルビームフ ォーミング(DBF) 化を実施している。DBF 化により、同 時に全受信ビームのデータ取得が可能となる。現在、デジ タル受信器の調整を実施している。

## 4. テスト観測の状況

先に示した通り、EarthCARE 衛星の打ち上げ時期に対 し、HG-SPIDER に使用している送信管の寿命は残り少 なく、打上げ後の検証実験の実施までを考慮した運用計画 の策定が必要である。また、機器開発に伴う動作確認・検 証のための運用時間も確保する必要がある。

これまで、ES-SPIDER の機器開発に同期させて、本年 2回の HG-SPIDER によるテスト運用を実施した。1回 目は3月中旬に1週間程度、2回目は7月上旬に1週間程 度の運用を実施した。観測例を図2に示す。これまで観測 出来なかった高度10km付近で薄い雲が観測できている。 5. 今後の予定

ES-SPIDERのDBF化を進める。また、EarthCARE/ CPRのアルゴリズム検証のために必要な観測計画を立案 し、他の測器とも共同して、観測を実施する。



図2 HG-SPIDER 観測例

ドップラーレーダで得られた降水周辺の屈折率分布の特徴 \*瀬古弘(気象研究所・JAMSTEC),

佐藤英一・南雲信宏(気象研究所),山内 洋(気象庁観測部)

1. はじめに 夏季に発生する雷雨を精度よ く予測するためには、下層の水蒸気の収束を 正しく再現することが重要である。下層の水 平風はアメダス等で観測できるが、水蒸気量 は気象官署に限られるため、積乱雲を解像す る分布を得ることができない。近年、地デジ を用いた水蒸気量推定やデータ同化実験が 取り組まれている。地デジでは、受信機で観 測されたスカイツリーからの電波が経路上 の水蒸気等によって遅れることを利用し、そ の遅れから水蒸気量を算出する。しかし、受 信機とスカイツリーまでの線上の情報であ り、面的分布を得るには多くの観測点の展開 が必要になる。

これらの他に、面的分布を得られる手法と して、ビル等の固定物から反射してきたドッ プラーレーダの電波から屈折率の時間変化 を求める手法も開発されている。これまでに、 気象研究所のドップラーレーダの IQデータ

から千葉県から茨城県に雲列が観測された事例の屈折 率の時間変化の分布が示され、東京レーダについても 屈折率の時間変化を同化した実験の結果が報告されて いる。しかし、これまでに調べられた事例は数事例し かなく、積乱雲等の発生時の特徴も十分に調べられて いない。本報告では、気象研究所や空港レーダを用い て遅延量の時間変化量を求め、そこから得られた積乱 雲の発生との関係を報告する。

2. 屈折率の時間変化量の推定 屈折率の大きな時間 変化が期待できる「関東平野を発達した積乱雲が通過 した事例」について、気象研究所のドップラーレーダ で得られた位相データを用いて解析した。位相データ は仰角 0.5 度で、ほぼ2 分毎に得られている。位相は レーダで射出した電波の位相からの差にし、更にある 時刻からの増分を求める。この時、固定物から反射さ れた電波であることを識別するために、その点周辺で の狭い領域で分散を計算し、分散が大きいものは非固 定物からの反射として除外した。こうして得られた遅 延量の時間変化量を動径方向に差を取って、その点で



図 1 2015 年 8 月 14 日に気象研究所のレーダで観測され た(a)降水分布、(b)15 時からの遅延量の増加量、(c)約 2 分前から遅延量の増加量、(d)約 2 分前からの屈折率の変 化量。破線は海岸線を示す。

の屈折率の時間変化量を求めた。今回のデータではそ のままの値を使うと非現実的な値になったため、遅延 量の時間変化量の段階でスムージングを施した。

3. 結果と今後 前節の方法で求めた屈折率の時間変化 量分布を図に示す。降水域が発達しながら関東平野を 南東方向に進んでいる(図 la)。その降水域の進行前面 では屈折率が増加しており、その一方で東京都付近で は減少していることがわかる(図 ld)。この減少の理由 として都心での温度の上昇が示唆される。今後は時間 分解能をより細かくするために同じレーダの異なる仰 角で観測された値との比較や、得られた分布が大気起 源であることを確認するために複数のレーダで得られ た屈折率の時間変化量に矛盾がないことを確認する。

謝辞:本研究の成果の一部は、 科研費「首都圏の突発 的・局地的豪雨の解明に向けた次世代都市気象予測シ ステムの開発」とポスト「京」重点課題4「観測ビッグ データを活用した気象と地球環境の予測の高度化」に よるものです。

# 不規則形状の雪散乱データベースを用いた降水減衰特性推定手法の検証

小林 隆久、野村光春、杉本聡一郎、平口博丸(電力中央研究所)、

足立アホロ、南雲 信宏(気研衛星)

《序》 降水タイプ判別は、レーダーによる降水強 度観測の高精度化のみならず降水過程の研究にお いても重要であり、Zdr、Kdp等の複数の偏波パラ メータを用いた判別手法の研究が成されている。 筆者らは、降水タイプ判別を目指してGlobal Precipitation Mission (GPM)搭載2周波レーダー (DPR)や偏波レーダーによる降水減衰特性のrange variationを推定する手法を開発してきた(第1図)。 またシミュレーションや観測による検証を行い、 手法が有効なことを確認してきた。雪のシミュレ ーションでは、粒子形状をoblateと仮定、T-matrix 法およびMaxwell-Garnet法でレーダー受信特性を 求めてきた。この手法は、広く用いられているが、 雪は複雑な形状であり、高周波では必ずしも適切 とは言えない。このため最近、複雑形状の雪の散 乱特性データベースがいくつか構築されている。 ここでは、Lu et.al. (2016)による雪散乱データ ベースを用い、aggregate snow (第2図)について 減衰推定手法を検証した結果について報告する。

#### 《検証》

データベースの雪は乾雪のため減衰が小さい (第3図)。このため、偏波レーダーを用いる方法で は、減衰の大きいKa-bandに適用、検証した。降雪 強度がradar range と共にガウス関数で変化する 場で、range 10kmで最大強度10mm/h と大きな降雪 強度とした。このような雪は、散乱が大きく、減 衰が小さいため減衰推定手法においては厳しい条 件といえる。

第4図は、Ka、Kuバンドの2周波レーダーによる 減衰特性のrange variation 推定値(実線)と理 論的に計算した値(点線)をプロットしたもので、 大きな傾向としてよく合っていることが分かる。 第5図は、偏波レーダーを用いる方法(MAP)によ る減衰特性推定値および理論値の比較結果を示す。 大きな傾向はよく合っているが、降雪強度が小さ い、rangeで減衰が増加する傾向がある。MAPでは、 有効反射因子とKdpの関係をZe=aKdp<sup>b</sup>と仮定してい る。係数a、bの値の選択は通常の降水では任意の 値でも推定結果にあまり影響しないが、今回の雪 のような減衰小、後方散乱大と減衰推定には厳し い条件の降水では、値の選択に注意が必要である。



第1図 降水減衰のrange変化と降水タイプの模式図



第2図 aggregate snow 第3図 雪の減衰特性



第4図 2周波レーダーによる減衰特性推定 値と理論値のrange variation



## フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ・降雨減衰の影響範囲の推定・

佐野哲也、佐藤晋介、花土弘、岩井宏徳(NICT) 牛尾知雄(都立大) 三好建正 (理研 R-CCS)

### 1. はじめに

局地的短時間大雨の形成過程の解明と早期検出手法の 開発を目的として、フェーズドアレイ気象レーダー(以下, PAWR)による高時空間分解能の3次元降水観測が実施さ れている(佐藤ほか2014春季大会, Mizutani et al. 2018, *TGRS*)。PAWRはX帯の電磁波を用いるため、強い降雨 が存在すると観測される反射強度は降雨減衰の影響を受 ける。データ同化への利用などに用いられるPAWR 観測 データ品質管理(QC)において、有効な降雨データの判別 のため、降雨減衰の影響範囲の推定は必須である。

佐野ほか (2017, 春季大会) は、吹田 PAWR で観測され た反射強度(Zm)について、国土交通省 XRAIN の X-バン ド二重偏波ドップラーレーダー (MP-X)の観測データを 終端条件とした、Hitschfeld and Bordan (1954, J. Meteo.) の方法(HB 法)により降雨減衰を評価した。そして佐野ほ か (2017, 秋季大会)、HB 法による経路積算降雨減衰量 (PIA)から推定した降雨減衰の大きい範囲での Zm の変動 を調べた。本研究では、吹田 PAWR で観測された Zm に ついて、Zm と HB 法から得る PIA による降雨減衰の影 響範囲の推定手法とその適用結果を示す。

#### <u>2. 推定方法と結果</u>

降雨減衰の影響範囲の推定方法について、対流性降水 システムの観測事例の、あるビーム方向のZmを例として 図1に示す。吹田 PAWR 周囲の4台の MP-X 観測で得ら れた反射強度ZH(KDPで降雨減衰補正済)と比べると、距離 15km 付近からの強い降雨を観測したZHに対し、Zm は 降雨減衰の影響を強く受け減少した。

推定の手順を以下の通りに示す。手順番号は図1の番号 と対応している。

- Zm を1kmの移動平均により平滑化する。
- 平滑化した Zm から、HB 法により PIA を

$$PIA = -10\log\left[1 - 0.46\alpha\beta \int_{-r}^{r} Zm^{\beta} ds\right]^{\overline{\beta}} \quad (1)$$

から算出する。 $a \ge \beta$ は、減衰係数( $k=aZ^{\beta},Z$ :真の反射 因子)のパラメータであり、降雨の状況ごとに設定さ れる。ここでは、Park et al.(2005, *JAOT*)が示した値 と複数の降雨事例を元に、 $a \ge \beta$ はそれぞれ 1.1×10<sup>4</sup>、0.780 とした。

- はじめて PIA > PIA<sub>THR</sub> となる距離 r<sub>m1</sub> を探索する。PIA<sub>THR</sub> は、降雨減衰の影響が強くなり始めると考えられる PIA の閾値である。ここでは、複数の降雨事例を元に 7.5 dB という値を設定した。
- 距離 rm1 以遠で、平滑化した Zmが連続して減少する1kmの 区間 rm2~rm2+10 を探索する。 そして、距離 rm2+10 と2km先 の距離 rm2+30 の平滑化した Zm の差が負であることを確認する。 ここでは、Zmの連続した減少が 開始する距離 rm2を探索する。
- 距離 rm+10 から最大探知距離 (60km)まで平滑化された Zm は ZTHR より小さいことを確認す る。降雨減衰の影響の強い範囲で

は、強い降雨であっても Z<sub>THR</sub> より大きい Zm は観測 されないことを示す。ここでは、複数の降雨事例を元 に 40 dBZ という値を設定した。

⑥ ③から⑤を満たす場合、距離 rm2から最大探知距離までを、降雨減衰の影響を強く受け、降雨強度の情報としての品質の維持が困難として、フラグをたてる。以上の手順により、図1の例では距離15.1kmから最大

採知距離 60 km まで降雨減衰のフラグがたてられる。

この手法を、設定したパラメータをそのまま用いて層状 性降水システムでの弱い降雨に適用させた。ある方位角の Z<sub>H</sub>と Zm の鉛直断面図を見ると、吹田 PAWR からの距離 35km 以遠で、弱い降雨として有効なデータが得られると 考えられる(図 2a)が、降雨減衰フラグがたてられた(図 2b)。 層状性降水と対流性降雨とでは雨滴粒径分布が大きく異 なるため、PIA の推定に用いる減衰係数のパラメータがこ の事例に対しては適切でなかったことが、このような判別 になったと考える。すなわち、降雨減衰の影響範囲の推定 には、降雨のタイプによる場合分けが必要であると考えら れる。

#### <u>3. 今後の方針</u>

今後は、事例解析を重ねることで、層状性降水と対流性 降水の複数の事例に対して降雨減衰の影響範囲の推定に おける PIA 推定のパラメータや判別に用いる閾値をチュ ーニングしていく。そして、降雨のタイプを考慮した推定 方法に発展させ、NICT で開発しているリアルタイム定常 処理して外部機関に配布している PAWR 観測データの QC フラグ作成ルーチンへの組み込みを行う。

謝辞:本研究は、JST CRESTの支援を受けています。利用した 国土交通省 XRAIN のデータセットは、国家基幹技術「海洋地球 観測探査システム」:データ統合・解析システム(DIAS)の枠組みの 下で収集・提供されました。







図2 層状性降水システムの方位角方向の鉛直断面図。シェードは反射強度で、黒色のコン ターは 35 d BZ を示す。(a)は 4 台の MP-X による PPI スキャンデータから作成した ZH の鉛直断面図(解像度 500m)、(b)は吹田 PAWR で観測された Zm の RHI 図(解像度 250m)である。(b)の白抜き線は、降雨減衰フラグの境界を示す。

X帯気象用フェーズドアレイレーダを用いた 3次元セルトラッキング手法の初期検討 \*中村賢人,菊池博史,妻鹿智昭(首都大),牛尾知雄(首都大院)

#### 1. はじめに

フェーズドアレイレーダ(以下, PAWR)は上空の降雨 を高密度に観測できることや,ディジタルビームフォ ーミングと呼ばれる電子走査を利用した高速スキャニ ングが特徴として挙げられる. PAWR は 30 秒毎に 60 ㎞圏内をボリュームスキャンすることが可能であり, 上空の降雨をより速く詳細にとらえることが出来る. PAWR の観測で得られる3次元のボリュームデータは, 積乱雲中の降水コアを明確にとらえることが出来,高 時間分解能であることから,降水コアの鉛直・水平分 布,発達・衰退といったものが観測できる.

この降水コアの分布や時間的変化を定量的及び定性 的に評価するために本研究では新たな3次元セルトラ ッキング手法の開発を行う.本稿ではその初期検討に ついて降水コアのクラスタリングについて述べる.

#### 2. 観測データ

本研究では、大阪大学吹田キャンパスに設置されて いる PAWR で観測されたデータ及び埼玉大学に新たに 設置されたマルチパラメータフェーズドアレイ気象レ ーダ(MP-PAWR)のデータを利用する. MP-PAWR は 水平垂直の二重偏波を用いることで、降雨の粒径に関 するパラメータを得られることから、高強度推定精度 の向上が期待されている. 各レーダの通常運用モード におけるスペックを表1に示す.本稿では、提案手法 の検討のため、レーダ反射因子に着目して解析を進め る.

#### 3. 降水コアのクラスタリング手法

PAWR で得られた 3 次元降雨分布に対して機械学習 で用いられる k 平均法を用いてコアの判別を行った. 例として,降水コアを 30 d BZ の範囲と定義した場合, クラスタリングの手順は以下のようになる.(1) 30 d BZ の降水コアを構成する観測データ点を抽出する.(2) 該 当するコアの数(k)を設定する.(3)抽出したデータ をランダムにクラスタリングする.(4)クラスタリング されたデータをもとに各クラスタの中心を計算する. (5) 観測データ点を最も近い中心のクラスタに割り当 て直す.(6)変化量が事前に設定した一定の閾値を下回 った場合は処理を終了する.降水セルは空間的に密で あるから,k平均法を用いることで,観測範囲内の降水 コアが複数存在する場合でも,各々判別できる.

表1. 各フェーズドアレイレーダの諸元

	PAWR	MP-PAWR
Frequency [GHz]	9.4	
Obs. Range [km]	60	80
Range Resolution [m]	100	150
Temporal Resolution [s]	30	60
Polarization	Single	Dual



図1 クラスタリングされた3次元降水コア

#### 4. 3次元降水コアのクラスタリング結果

図1に2018年5月3日07時00分17秒にMP-PAWR で観測されたレーダ反射因子を示す.赤で示されるの が降水コア(30dBZ)が存在する地点である.更にk平 均法によってクラスタリングされた結果を+印で示し ている.カラーでクラスタリングされた結果を+印で示し ている.カラーでクラスタリングされた結果を示す. 最も大きいセル①から100km程度の範囲に7つのコア が水平に分布し,それぞれがクラスタリングされ別々 のラベルがついていることが分かる.このことから,3 次元降水セルのk平均法を用いたクラスタリングが機 能していることが分かる.

#### 5. おわりに

本研究によって期待されることは、移流予測を用い た降雨量推定精度の向上や積乱雲の発達・衰退を判定 するアルゴリズムの開発などの応用を考えている。 今 後移動ベクトルの導出を含むトラッキング手法の開発 やクラスタリングの精度向上に関する検討を行う。

#### 謝辞

本研究は「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)」の課題のひとつである「レジリエントな防災・ 減災機能の強化」達成の一環として実施された。

## EarthCARE 衛星搭載高スペクトル分解ライダ ATLID を用いた氷粒子タイプ識 別解析

## 長谷川秦一, 岡本 創, 佐藤可織, 及川栄治(九大応力研), 石元裕史(気象研), 西澤智明, 神慶孝, 杉本伸夫(環境研)

## 1. はじめに

2006年打ち上げの波長 532nm と 1064nm の 2 波長偏 光ライダを搭載した CALIPSO によって、雲・降水の 相や氷粒子の配向状態に関する情報が取得可能とな った。2018 年 8 月には ESA によって波長 355nm の高 スペクトル分解ドップラーライダを搭載した Aeolus 衛星の打ち上げが、さらに 2021 年には日欧 共同の雲・エアロゾル・放射ミッション EarthCARE 衛星の打ち上げがそれぞれ予定されている。CALIPSO 衛星では減衰後方散乱係数から消散係数を推定する 手法を用いたのに対し、Aeolus 衛星では高スペクト ル分解機能によって波長355nmで消散係数と後方散 乱係数の独立した観測が可能になる点が大きな前進 となる。また EarthCARE 衛星には、波長 355nm で高 スペクトル分解・偏光ライダ(ATLID)とドップラー機 能を持つ 94GHz 雲レーダ(CPR)という 2 つの次世代 型アクティブセンサの搭載が計画されている。 Aeolus と EarthCARE 衛星観測により、CloudSat や CALIPSO 衛星を含む A-Train とのデータの連続性と、 さらに Aeolus 衛星搭載ライダと ATLID からは後方 散乱係数と消散係数の情報が独立に求められる事か ら、新たな展開が期待できる。

#### 2. 高スペクトル分解機能の利用

通常のミー散乱ライダでは、減衰の影響を受けた後 方散乱係数が観測から求まる。消散係数や粒子後方 散乱係数を求めるためには仮定が必要となる。これ に対して高スペクトル分解ライダでは、大気分子と 雲やエアロゾルのドップラー速度の違いから、狭帯 域のフィルターを用いる事で、消散係数と粒子後方 散乱係数を独立に求める事ができる。ラマンライダ でも同様の観測が可能であり、簡便さから観測例は 多いが夜間に限定される。一方、高スペクトル分解 ライダでは24時間連続観測データが取得できる。

CALIPSO の波長 532nm、1064nm と Aeolus 及び EarthCARE-ATLID の波長 355nm では、粒子の散乱特 性にも違いがあると考えられる。これらの異なる機 能を持つライダを利用して得られた観測に含まれる 粒子の物理情報を解析するには、粒子の散乱特性の 理論的・観測的理解が不可欠である。

CALIPSO ライダを用いた雲の相状態や粒子タイプ の検出は、連続した2つの鉛直ビンの減衰後方散乱 係数の比と偏光解消度を組み合わせたアルゴリズム (KU-Type) を用いて行ってきた[Yoshida et al., 2010]。高スペクトル分解ライダでは、消散係数と粒 子後方散乱係数の比であるライダ比と、偏光解消度 の情報を組み合わせる事で、氷粒子の形状や配向に 関するより詳細な情報が得られると期待できる。 図は北米において実施された NASA DISCOVER-AQ フ ィールドキャンペーン観測で 2014 年 8 月 6 日に航 空機搭載多波長高スペクトル分解ライダから得られ た高度 6.5-8km に存在した氷粒子の波長 355nm のラ イダ比と偏光解消度の関係を示したものである。

Lidar ratio (355nm) [sr]



図:航空機搭載高スペクトル分解ライダ NASA HSRL2 によって得られた氷粒子のライダ比と偏光解消度の関係。

波長 532nm の同様な解析ではライダ比が 10sr 程度 大きくなっており、偏光解消度は 0.4 を超えるもの のみ 355nm で大きい値を示していた。理論計算から は Droxtal 形状の氷粒子か Voronoi 形状の氷粒子は ライダ比と偏光解消度が大きくなる事、水平面に配 向した六角柱形状の氷粒子ではある程度小さい偏光 解消度とやや小さいライダ比が、水平面に配向した 板状氷粒子では両方の値がともに小さい事がわかっ ている。

本大会では地上高スペクトル分解ライダで取得さ れたデータ解析や理論計算による解析結果、さらに 現在開発中の多波長高スペクトル分解ライダを用い た観測計画についても紹介する。

謝辞:本研究は科研費 JP17H06139, JP18K03745, お よび JAXA EarthCARE プロジェクトの助成を受けた ものです。

## 雨量計補正 GSMaP (GSMaP Gauge) への更なる地上観測データ利用手法の開発

\* 妻鹿友昭、牛尾知雄 (首都大システムデザイン)、

久保田拓志、可知美佐子 (宇宙航空研究開発機構)、重尚一 (京大理)、青梨和正 (気象庁気象研究所)

#### 1 はじめに

定量的な全球降水分布は全球の気候の理解や監視等に 役立つデータである。しかし、地上の観測網は先進国以 外では十分に存在しない。衛星観測は連続性や精度など は地上観測に劣るが、陸海を問わない一様な観測データ を定期的に得ることができる。複数の衛星観測データを 利用し全球降水を推定する降水マップとして JAXA の 全球合成降水マッププロダクト (Global Satellite Mapping of Precipitation; GSMaP), NASA O Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) 等の開 発が行なわれている。GSMaP は衛星搭載放射計デー タを元にいくつかの降雨マップを作成している。その 一つに陸上雨量を雨量計を用いて補正する雨量計補 正 GSMaP (GSMaP Gauge) プロダクトがある。現在 の GSMaP Gauge の降雨推定は日雨量の雨量計デー タである NOAA の CPC UNIFIED GAUGE-BASED ANALYSIS OF GLOBAL DAILY PRECIPITATION (CPC)の日雨量を利用している。しかし、CPC の処 理開始までに集められた雨量計データから作られるた め観測点が限られ、雨量計以外の地上観測データも利 用しないため精度に疑問がある。そこで、本研究では GSMaP Gauge に過去の地上観測データを利用する手 法の開発を行なう。過去の発表では Radar AMeDAS を 用いて GSMaP Gauge 補正式のパラメータを求めると、 GSMaP Gauge の降雨推定が改善することを示した。 そこで、今回は北アメリカ大陸の Multi Radar Multi Sensor (MRMS) の雨量データを用いて、パラメータ推 定により広い領域でパラメータを求める手法の開発と検 証を行なった。

### 2 GSMaP Gauge

GSMaP Gauge の補正は観測と時間変化のモデルを 用いて GSaMaP MVK 雨量を地上雨量計の 24 時間雨 量にあわせる。この降雨モデルと観測モデルは

$$\boldsymbol{x}_{n+1} = \boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\boldsymbol{\mu}_w, \sigma_w^2) \tag{1}$$

$$\boldsymbol{y}_n = c\boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\mu_v, \sigma_v^2) \tag{2}$$

である。 $x_n$  は n 時の真の降雨強度,N は正規分布、 $\mu_w$ と $\sigma_w$  はその平均と分散である。 $y_n$  は n 時に推定され た雨量、 $\mu_v, \sigma_v$  は観測ノイズの平均と分散、c は比例定 数である。式(1) は降雨の時間変化は予想不可能緩やか であることを表す。式(2) は観測雨量は真の雨量と比例 し正規分布のノイズを持つことを表わす。本研究では推 定値と雨量との差異を表す式(2) の差の平均  $\mu_v$  は 0 で ある。その他のc と $\sigma_v$  を MVK の推定値  $y_n$ 、MRMS の雨量を $y_n$  として推定する。本研究では 2.5 度格子・



図1 2015 年各月の MRMS に対する GSMaP Gauge 一時間雨量の相関係数、RMSE、雨量比。GSMaP Gauge0(破線)が現在の GSMaP Gauge、GSMaP Gauge1 (実線)が MRMS から求めたパラメータを 用いた推定結果。

一月毎にパラメータを算出し、GSMaP Gauge 降雨推定 が改善するか確認した。

#### 3 検証結果

図1は上から相関係数、根二乗平均誤差(RMSE)、 MRMSの雨量を1とする雨量比を示す。本図はMRMS の観測とGSMaP Gaugeの推定値を一時間毎0.2 度格 子に平均した雨量から求めた。一時間値の降雨を最大 0.020--0.018の間でありほぼ同等である。一方、RMSE はおおむね約0.2-0.3 mm/h、最大0.69 mm/h 程度低 下した。雨量はどちらも過大評価であるが、0.17-0.74 程度過大評価の比率が減少した。

#### 4 おわりに

本研究では地上レーダ雨量と GSMaP MVK 推定値 を用いて緯経度グリッド毎にパラメータを求めることに より GSMaP Gauge 推定雨量が改善することが示せた。 発表ではさらに、パラメータ推定範囲の検証や時間変化 なども検討し、効果的なパラメータ推定手法を示し、実 際の GSMaP Gauge アルゴリズムへの導入を検討につ いても発表する予定である。

## 衛星全球降水マップ GSMaP による異常気象モニタリングの検討

\*田島知子, 久保田拓志, 沖理子 (JAXA/EORC)

#### 1. はじめに

極端な気象現象が増加傾向にある近年,世界気象機 関が"Operational Space-based Monitoring of Weather and Climate Extremes (SWCEM) "の実施に向けて動 きだすなど,宇宙基盤の異常気象モニタリングへの期 待が高まっている.中でも,雨にかかわる異常気象 (多雨/少雨)のモニタリングは,洪水や旱魃地域を 把握し対策を講じるために非常に重要である.

JAXAとNASAを中心に国際的な協力のもと進められ ている全球降水観測(GPM)計画において、JAXAは 複数のマイクロ波放射計・静止気象衛星IR情報を統合 した全球合成降水マップ(GSMaP)プロダクトを開 発・公開している.GSMaPは、1時間、0.1度格子と高 い時間・空間分解能をもち、全球データは観測から約4 時間後に提供されている.また、2000年3月以降の18 年分データが揃う衛星降水プロダクトとしては長期間 データセットであり、雨にかかわる異常気象モニタリ ングには最適である.

本発表では、SWCEM Demonstration Project で検証 領域に指定された東南アジアと太平洋地域を対象に、 GSMaP による半旬からひと月にわたる異常多雨/少 雨検出の試みについて報告する.

### 2. データと手法

現在 GSMaP は、Version6 (V6) と V7 が運用され ている.本研究では 18 年分のデータが揃う V6 を使用 した.定常処理データには、提供時間を重視した準リ アルタイムプロダクトと、精度を重視した標準プロダ クトがある.異常気象モニタリングには、レイテンシ が早く、精度の高いプロダクトが求められるため、準 リアルタイムプロダクトの雨量計補正した降水データ

(NRT-Gauge)が最適であるが、このデータは現在V7 でしか提供されていない. そこで今回、V7 の準リアル タイム版雨量計補正アルゴリズムを適用し、V6 の NRT-Gauge を作成した. 作成したデータは、対象領 域内の 9 地域について、 気象庁が品質管理した CLIMAT 報の月降水量により精度検証を行った.

本研究では、「GSMaP の降水量が、2000 年 3 月か ら2018 年 2 月までの統計期間の平均より著しく偏る降 水」を異常多雨/少雨とする.気象庁が公開している 世界の異常気象 Web ページ [1] を参考に、半旬、週、 旬、月の異常気象をそれぞれ定義し、平年値やパーセ ンタイル値をもとに各期間の異常多雨/少雨を検出し た.

#### 3. 結果と課題

CLIMAT 報の月降水量による精度検証では、地域差 はあるものの、雨量計補正前より補正後の方が精度が 向上していることを確認した.オーストラリアなどの 乾燥地域に比べ、島嶼部東南アジアなどの湿潤地域で は精度が落ちる傾向にある.しかし、統計期間内の月 降水量の時間相関係数は 0.69 から 0.85 とどの地域も 高く、月別平年値の時系列は、絶対値が多少違っても 月変動をきちんと表現できていることから、月単位で の V6 NRT-Gauge は有用であるといえる.

この V6 NRT-Gauge により,気象庁が発表している 過去の異常多雨/少雨事例の検出を試みた.2007 年 7-10 月にオーストラリア南部で発生した干ばつや, 2010 年 12 月のオーストラリアの多雨(図 1)をはじ め,異常多雨/少雨と報じられた地域を概ね検出でき た.今後は,2018 年 8 月から開始する異常気象モニタ リングの運用,現地評価を経て,地域ごとに最適な検 出条件を模索する必要がある.



図1 (左) 2007 年 8 月オーストラリア南部の干ばつ, (右) 2010 年 12 月オーストラリアの多雨. 濃い灰色 が多雨域,薄い灰色が少雨域.

参考文献

[1] 気象庁 世界の異常気象, http://www.data.jma. go.jp/gmd/cpd/monitor/extreme\_world, (2018/7/9 閲覧) CloudSat衛星データから得られた
黒潮上の雲の鉛直構造について
\*山内晃(東京大学),河本和明(長崎大学),
万田敦昌(三重大学), Jiming Li (Lanzhou University)

### 1. はじめに

黒潮の暖かい海面水温(SST)によって東シナ海の大気 にさまざまな影響を与えることが知られている。例えば, Sasaki et al. (2012)では梅雨前線による降水量が,黒潮上 または SST フロント上で増加することを示した。また, Miyama et al. 2012 では黒潮に沿って梅雨前線とは異なる 降水帯の発生を指摘している。このように黒潮の影響は 黒潮上の降水現象に対して影響を及ぼすことが明らかに なっている。また、Koike et al. (2012)では4月における黒 潮上の強い上昇流によって,雲の鉛直構造または雲内 部の微物理量に影響を与えることを示した。しかしながら, 詳細な黒潮上の雲の鉛直特性についてはまだ明らかに なっていない。本研究は CloudSat 衛星データを使用し, 初夏における黒潮上の雲の内部特性の把握を行った。

## 2. 解析方法

本研究では CloudSat の鉛直 240m 毎の雲マスク・レー ダ反射は 2B-GEOPROF (Mace et al. 2007, Marchand et al. 2008), 雲内部の水・氷量は 2C-RAIN-PROFILE (Mitrescu et al., 2010, Lebsock et al., 2011), 雲 内部の放射加熱率は 2B-FLXHR (L'Ecuyer et al., 2008), 気象場の鉛直プロファイルは ECMWF-AUX (Partain 2007)の CloudSat プロダクトをそれぞれ使用 した。また, 水と氷の雲粒径と光学的厚さは Aqua/MODIS, 降水量は TRM/TMPA (Huffman, 1997; Huffman et al., 2007), 大気上端と地表面の短波・長 波フラックスは CERES/EBAF (Loeb et al., 2009), 上 昇流などの CloudSat プロダクトからは得られてない気 象場は気象庁メソスケールモデル(Meso Scale Model: MSM, 0.125°×0.1°, 16 levels)をそれぞれ使用した。対象期間は2007年から2016年の5月15日から6月15日の計10カ月分の解析を行った。対象領域は東シナ海(25°N-34°N, 120°E-131°E)とし、SSTが各月の対象領域平均温度(5月:23.08℃,6月:24.70℃)よりも1℃高い領域を0N Kuroshio,その他の領域を0FF Kuroshioと定義した。対流圏下層の安定度の指標として700hPaと1000hPaの温位の差を求める手法Lower-tropospheric stability (LTS)を使用した(Klein and Hartmann 1993)。

#### 3. 結果と考察

非降水雲では ON と OFF の差はあまり存在しな いが、ドリズル雲では幾何学的に薄い(0.5-2km)と厚 い雲(5-8km)の発生頻度が ON Kuroshio で高くなる ことを明らかにした。また、降水雲では明らかに幾何 学的に厚い雲(5-8km)の発生頻度が ON Kuroshio で 高くなっている。これらの結果は降雨の成長段階で ある幾何学的に薄いドリズル雲の降水強度の強化 や、幾何学的に厚い降水雲が ON Kuroshio では発 生しやすいことを示しており、これらの幾何学的に厚 い降水雲は Miyama et al. (2012)で観測された、黒潮 上の対流性雲と同等の雲が頻繁に発生していること を衛星データから観測することができた。

大会当日は他の鉛直特性の影響や黒潮の雲が大 気放射特性に与える影響を含めて議論を行いたい。



図 1. 雲内部の最大レーダ反射率(MaxZe)によって分類された降水カテゴリー毎の雲の幾何学的厚さの頻度分布差 (ON-OFF Kuroshio),(a)非降水雲,(b)ドリズル雲,(c)降水雲。

## CloudSat-CALIPSO 衛星を用いた海面散乱断面積と雲・降水特性抽出

### \*月原健太郎、岡本 創、佐藤可織、及川栄治(九大応力研)

#### 1. はじめに

2006 年打ち上げの 94GHz 帯雲レーダを搭載した CloudSat 衛星と、波長 532nm と 1064nm の 2 波長偏 光ライダを搭載した CALIPSO 衛星によって雲特性の 研究に進展があった。降水観測としては 13.8GHz の 周波数の降雨レーダ PR を搭載した熱帯降雨観測衛 星 TRMM 衛星が 1997 年に観測を開始し、さらに後継 の GPM 衛星では 13.6GHz の Ku バンドレーダ KuPR と 35.5GHzのKaPRを搭載して 2014 年より観測を行っ ており、大きな成果を挙げている。CloudSat 衛星の レーダは波長が短いため霧雨や雲域に感度を持ち、 雲・降水相互作用の解析には適していると考えられ る。CloudSat 衛星による降水量推定法として、 Haynes ら[2009]は CloudSat 衛星の信号と鉛直積算 した減衰量である経路積分値(PIA: Path Integral Attenuation)を用いている。PIA の見積もりには晴 天域の海面散乱断面積と降雨の減衰を受けたものの 差を利用している。CloudSat 衛星のみを利用する場 合、降水を伴わない下層雲を検出できない場合があ り、真の晴天判定ができていない可能性がある事が 問題となりえる。このような場合は PIA を過小評価 してしまうため、PIA を拘束条件とする降水量推定 手法では過小評価につながる。

本研究では CloudSat と CALIPSO 衛星を同時に用い た解析を行うことで、PIA を求め、それを利用した 雲・降水微物理特性・雲降水フラックスの抽出を行 うことを目的とする。

## 2. 衛星データと解析手法

ここでは CloudSat 衛星の 2B-GEOPROF、 CALIPSO ラ イダ L1B、ECMWF-AUX、また CloudSat、 CALIPSO 衛星 データを同じ水平・鉛直解像度にした KU merged data set を解析に用いた [Hagihara et al., 2010]。 微物理特性解析には、雲レーダのレーダ反射因子と 海面散乱断面積を利用し、TRMM 衛星で開発・利用さ れている表面参照法と Hitschefeld-Bordan 法を組 み合わせて用いるハイブリッド法を CloudSat 衛星 解析用に改良して適用する [Iguchi et al., 2000, Hiyschefeld and Bordan 1954]。

PIA の算出には、CloudSat 衛星による雲マスクの結 果(C1 mask)と CALIPSO 衛星による雲マスクの結果 (C2 mask)を用いて晴天域と雲・降水域の判定を行っ てから実施する。晴天域は雲域から 5km 以内の領域 のもので最も近い距離のものを採用する。CloudSat 衛星用の Hitschefeld-Bordan 法では、粒子モデルの 仮定から 94GHz における減衰係数とレーダ反射因子 の間にべき乗の関係を求めて利用する。

#### 3. 解析結果

事例解析では、CloudSat 衛星で検出できない水雲 が存在し、CALIPSO 衛星を利用することでその水雲 が検出できること、CloudSat 衛星のみを利用した PIA 推定値はCloudSat と CALIPSO 衛星の同時推定結 果よりも小さい値となること等が示された。

この PIA 推定手法を用いて 2010 年の衛星データに ついて全球解析を実施した。まず CloudSat 衛星のみ による結果と CloudSat と CALIPSO 衛星の同時解析 による結果を比較したところ、CloudSat 衛星を単独 で利用する場合、高緯度では PIA を 10dB 程度、赤道 付近でも 8-12dB 程度、海上では平均的に 8dB 程度 過小評価している事がわかった。



図: CloudSat 衛星と CALIPSO 衛星の同時利用による 2010年の PIA の全球解析結果

本大会では、雲降水フラックスの全球解析について も紹介する。また、PR と CloudSat 衛星搭載レーダ の同時利用からより詳細な微物理特性解析が期待で きる。

EarthCARE 衛星には、ドップラー機能を持つ94GHz 雲レーダ(CPR)と波長 355nm で高スペクトル分解・偏 光ライダ(ATLID)の2 つの次世代型アクティブセン サと、多波長分光放射計(MSI)、広帯域放射計(BBR) の搭載が計画されている。EarthCARE 衛星で計画し ている雲・降水抽出アルゴリズムと、地上次世代型 アクティブセンサ解析システムによる検証計画につ いても紹介する予定である。

謝辞:本研究は科研費 JP17H06139、JP18K03745、お よび JAXA EarthCARE プロジェクトの助成を受けた ものです.

# 20 世紀における夏季アジアモンスーンの季節降水量の 年々変動・極値の長期変化

## \*神澤 望<sup>1</sup>·高橋 洋<sup>1,2</sup>

1: 首都大学東京大学院 都市環境科学研究科, 2: 海洋研究開発機構 (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

夏季アジアモンスーン (ASM) の季節降水量は年 降水量の大きな割合を占め、その変動は洪水や干ば つなどの災害をもたらすなど、地域の生活や経済活 動に大きな影響を与える. ASM 域では年々変動には 地域性があるが[1]、気候モデルの温暖化実験による と、ASM 域は全体的に温暖化によって年々変動は激 化すると予測される[2]. CMIP5 RCP4.5 実験のマル チモデル解析においても、夏季降水量の年々変動は 温暖化に伴い激化傾向を示し、wet/dry 極値の拡大傾 向が予測されたが、その空間分布には極値間で違い が見られた[3].

そこで本研究では、観測データを用いて 20 世紀に おける ASM 降水量の年々変動・極値の長期変化を 調べた.

#### 2. 使用データ

降水量の観測データとして GPCC ([4], 2.5x2.5) と を用いた. 月平均値から 6-9 月平均 (JJAS) を算出 し, 1901-1925 年と 1981-2005 年の 2 期間の標準偏 差及び wet/dry 極値(を比較することで 20 世紀にお ける年々変動及び極値の長期変化を調べた. 極値に 関しては, JJAS 降水量を各期間における偏差にして から解析することで,気候値からの差について調べ た.

### 3. 解析結果

1901–1925年と1981–2005年のJJAS降水量の標準 偏差を比べると、インド中央部やインドシナ半島、 海洋大陸、梅雨前線では標準偏差は増加していた、 つまり年々変動は激化していた(図1).一方、イン ド北部・南西部、マレー半島、フィリピンなどでは 標準偏差は減少、つまり年々変動が鈍化していた.

極値の長期変化に関しては,wet 極値では全体的 に気候値からの幅は拡大傾向が多かったが,年々変 動が鈍化したところは縮小傾向の結果となった.一 方,dry 極値の長期変化に関しては,インドシナ半島 や海洋大陸,北西太平洋は wet 同様気候値からの幅 は拡大傾向だった.反対にインド亜大陸は全体的に 極値の幅が縮小傾向だった.

今後は観測データとして CRU[5] を追加する.また ENSO との関連を調べたり, CMIP5 の historical run と比較したりする予定である.また観測データに関しては数種類の解像度でデータが公開されているので,解像度による違いの有無を確認する.



図1 1901-1925 年と 1981-2005 年の JJAS 降水量の 標準偏差の差(後者—前者;・は増加を示したグリッド).

### 参考文献

- [1] Wang, B., et al., 2001, J. Climate, 14, 4073-4090.
- [2] Turner, A. G., and H. Annamalai, 2012, Nat. Climate Change, 2, 587-595.
- [3] Kamizawa, N., and H. G. Takahashi, 2018, *J. Climate* (in revision)
- [4] Schneider, U., et al., 2018, doi: 10.5676/DWD\_GPCC/FD\_M\_V2018\_250
- [5] University of East Anglia Climatic Research Unit, et al., 2017, Centre for Environmental Data Analysis, doi:10.5285/58a8802721c94c66ae45c3baa4d814d0

<謝辞>本研究は JAXA-PMM8(#309)のサポートを 受けて実施された. 夏季北西太平洋モンスーンに対するインド洋海面水温の寄与

\*高谷祐平 (気象研究所)

#### 1. はじめに

夏季アジアモンスーンは、インド洋・太平洋における 海盆間相互作用を伴う大気海洋結合変動の影響を受け る.特に ENSO イベント後にはインド洋が昇温し、翌 夏の北西太平洋および東アジアモンスーンに顕著な影 響を与えることが指摘されている.気象庁の季節予測 システム (JMA/MRI-CPS2 [1])では、夏季3か月平均 のインド洋 (20N-20S, 40E-100E) SST (IOBW 指数)を 4か月前から相関スコア 0.7 を超える精度で予測でき るため (10 メンバーアンサンブル平均)、北西太平洋モ ンスーンおよび東アジア域には、インド洋を起源とす る予測可能性の寄与が予測に現れていると期待される.

ENSO イベント,および,それに関係するインド洋, 西太平洋の経過は多様であり,インド洋の寄与はイベ ント毎に異なると考えられる.これを定量的に調べ,そ の違いの要因を分析するには,数値モデルを用いた感 度実験が有効である.そこで,本研究では気象庁季節予 報システムを用いてインド洋 SST の感度実験を長期間 にわたり実施し,ENSO イベント毎の北西太平洋への 影響を定量的に推定することを試みた.

#### 2. 実験方法

本研究では JMA/MRI-CPS2 を用いて、インド洋 SST の影響を調べた.実験方法は発表者らの先行研究 [2] で用いた方法と同様であり、通常の予測実験(以下 EXP-CTRL)とインド洋 SST をモデル平年値に緩和す る実験(以下 EXP-IOCL)を行った.両実験ともに 30 年間(1981年から2010年)の4月末を予測初期日とす る10メンバーのアンサンブルの実験を行った.両実験 を比較することで、インド洋 SST の夏季アジアモンス ーン変動への寄与を調べた.

## 3. 結果とまとめ

図1に両実験の北西太平洋モンスーン指数 (WNPM 指数), IOBW 指数の時系列を示す. 全期間を通してみ ると,予測と観測との相関係数は, EXP-CTRL の0.73 から EXP-IOCL では 0.42 に低下しており, インド洋 が予測精度に寄与していたことを示す. また, エルニ ーニョ現象の翌年の 1983 年, 1998 年, 2010 年には, WNPM 指数は負になる傾向がある. EXP-IOCL と EXP-CTRL の各年の差をみると, それらの年は, WNPM 指数の偏差が小さくなる傾向がみられ, イン ド洋の高い SST が不活発な北西太平洋モンスーンの 要因となっていることが示唆される. さらに詳しくみ ると, インド洋の影響はイベント毎に異なり. これは インド洋の直接影響のみならず, ENSO の影響, さら にインド洋の ENSO への影響が異なることが要因で あると推察される. 発表では各イベントの違いも含め て議論する.

#### 謝辞

本研究は科研費 (JP17K14395, JP17K01223) の助成を 受けたものである。

#### 参考文献

[1] Takaya et al. (2018) Clim. Dyn.3-4, 751-765

[2] Takaya et al. (2017) Atmos. Sci. Letts. 18, 330-335



図 1 IOBW 指数 (上段),北西太平洋モンスーン指数 (下段)の予測時系列.黒丸: EXP-CTRL,白丸: EXP-IOCL,菱形(実線): JRA-55 解析値. EXP-CTRL および EXP-IOCL の予測の変数は EXP-CTRL の平年値と標準 偏差,JRA-55 解析値は解析値の平年値と標準偏差でそ れぞれ規格化した.

## 大規模アンサンブルデータによる南アジアモンスーン極端年の将来変化

\*杉本志織<sup>1</sup>、神澤望<sup>2</sup>、高橋洋<sup>2,1</sup>、藤田実季子<sup>1</sup>、岡田靖子<sup>1</sup>、川添祥<sup>1</sup>、石原浩二<sup>1</sup>、渡辺真吾<sup>1</sup> (1 JAMSTEC; 2 首都大学東京)

## 1. はじめに

全球的な気温上昇に応じた大気中の水蒸気量 の増加に伴い、南アジアモンスーン域の降水量は 将来増加すると示唆されている。一方、南アジア モンスーンの年々変動が将来激化する、すなわち 極端に降水量が多い年だけでなく少ない年の発 生頻度も増加する可能性が示されており(Turner and Annamalai 2012; Brown et al. 2017)、循環 場の変化も含めた総合的な解析が必要と考えら れる。ところが、数値実験のアンサンブル数があ まり多くない場合、低頻度で発生する極端年につ いて十分に解析することは難しい。

そこで本研究では、大規模アンサンブル気候実 験データを用い、まず、現在気候実験および2℃・ 4℃昇温実験にて再現される南アジアモンスーン 域での夏季(6-8月)平均降水量の発生確率分布 を示す。次に2℃・4℃昇温実験から極端な多雨 年・少雨年を抽出し、それぞれの大気総観場を現 在気候実験の標準年におけるそれと比較する。最 後に東アジアへの影響を考察する。

2. データ

解析には、MRI-AGCM にて計算された大規模 アンサンブル気候実験データ (Mizuta et al. 2017, BAMS; Fujita et al., submitted) を用いる。現在 実験については 60 年×100 メンバー、2℃昇温実 験については 60 年×54 メンバー、4℃昇温実験 については 60 年×90 メンバーを解析に使用する。 降水量の観測データとしては APHRODITE (Yatagai et al. 2009, SOLA)を用いる。それぞれ の観測および数値実験データに対して、日降水量 から算出された夏季平均降水量をインド亜大陸 上(北緯 7~27 度、東経 60~90 度;陸上のみ)で 平均し、南アジアモンスーン域における各年の夏 季降水量とした。また、現在気候実験における 夏季降水量の標準偏差(σ<sub>past</sub>)を基準とし、現在 気候において±0.5 σ past 以内の年を標準年とす るとともに、2℃および 4℃昇温実験において +2 σ past 以上の年を多雨年、-2 σ past 以下の年を 少雨年とし合成解析に用いた。

### 3. 南アジアモンスーンの極端年

夏季降水量の発生頻度確率を実験毎に気候 値からの偏差として示す(図1)。現在気候実験 で再現された降水量の発生確率は、観測と比較 して、気候値付近で低く両極端年でやや高い傾 向がある。各実験の気候値付近をみると、過去、 2℃、4℃昇温実験の順に発生頻度が低下する。 一方、+1.5 mm day-1以上、-1.0mm day-1以 下となる平均降水量偏差の発生頻度は、過去実 験よりも2℃、4℃昇温実験で多い。気温上昇に 伴い極端な多雨・少雨年の発生頻度が大きくな ることが示唆される。

多雨・少雨年と標準年の大気環境場を比較す る。気温上昇に伴い、可降水量は多雨年および 少雨年ともに同程度増加するが、その水平分布 には差異がみられる。また、850hPa 面の循環 場の変化は南アジアでの多雨・少雨の発生と対 応するが、多雨年よりも少雨年の方が著しい。 つまり、多雨年においては可降水量の増加と循 環場の変化の両方が、少雨年においては著しい 循環場の変化がそれぞれ関与していると考え られる。

多雨年にはインド亜大陸上にて地上気温の 増加が抑制されるのに対し、少雨年では主にイ ンド中部北部で昇温幅が大きくなる。また、イ ンドモンスーンの変化はシルクロードパター ンを介して東アジア域の循環場を左右するた め、日本域の昇温幅や降水量の変化にも影響を 及ぼす可能性が示された。



図 1. 南アジア域の夏季平均降水量(気候値からの偏差)の発生確率分布。

謝辞:本研究は、文部科学省の気候変動適応技術社会実装プ ログラム (SI-CAT)の支援で実施された。計算には JAMSTECの地球シミュレータを用いた。 赤道付近における Dry Intrusion の検出と出現傾向 \*柳澤彩紀(弘前大),谷田貝亜紀代(弘前大)

## 1. <u>はじめに</u>

非常に乾燥した空気塊が湿った領域へと侵入する Dry intrusion は、その場の積雲対流活動に大きく影響 するとされる. Numaguti et al. (1995) は TOGA-COARE IOP 期間中に warm pool 上で観測された Dry intrusion について解析し、乾燥空気が対流圏下層で4 日間程度持続したこと、その構造が衛星可降水量デ ータから捉えられ,三日月型で約1,000kmの東西ス ケールを持つことを示した.このように、Drv intrusion のラージスケールでの特徴を明らかにする ことは熱帯地域と亜熱帯地域の相互作用を理解する 上で非常に重要である.谷田貝・住 (1998) は, 1988-1993 年について Drv intrusion の検出を行ったが、未 だラージスケールでその検出を行った例は少なく、 Drv intrusion の全体出現傾向やその形態は十分に明 らかとなっていない. そこで本研究では、再解析デ ータを用いて赤道付近における近年の Dry intrusion の検出を行い、その出現傾向を明らかにすることを 目的とする.

## 2. データと解析方法

本研究では、TOGA-COARE IOP 期間中の Dry intrusion 観測事例の特徴がよく再現されており、将 来的にも一貫した大気場での解析が可能であるため、 ERA-Interim 再解析を使用した. 2000-2016 年の可降 水量を日平均して図化し、以下の条件に基づいて検 出を行い、経度 20°毎に記録した. 1)10°S-10°N の領 域に侵入し、2 日から 10 日程度持続する、2)可降水 量 40 mm 以下の部分で三日月型を形成する、3)可 降水量 30 mm 以下の領域を含む、4) 全体が水平ス ケール約 2,000 km に収まる.

## 3. 結果

上記の17年間で, Dry intrusion は北半球 (36%) よ り南半球 (64%) で多く出現し,全球としては825回 出現した. その数は北半球で2007年に、南半球では 2008年に最小であった、夏半球で出現回数は少なく、 冬半球の出現回数は多く数えられ,北半球では1月 に、南半球では4月と10月に出現回数が特に多かっ た. また、今回検出された Dry intrusion の約9割が インド洋や赤道西太平洋で出現するが、大西洋では 極めて少ない. 同じ出現場所には似た形をしたもの がよく見られる. 上記の検出条件により, 強い熱帯 低気圧に伴って出現した Dry intrusion (78 ケース)も 数えられた. さらに、侵入高度や侵入経路について 特に北西インド洋で出現した Drv intrusion について 解析したところ、乾燥した空気塊は平均的に北緯8° 上で対流圏下層から侵入し、約890hPa まで高度を 下げた.

## 4. 今後の課題

ー貫した条件で検出を行うため、自動検出プログ ラムの開発と検出条件の見直しを現在実施している. 詳しくは当日示す予定である.また、MJOとの関係 や乾燥空気の侵入経路についての解析は今後の課題 である.

### 参考文献

Numaguti, A., R. Oki, K. Nakamura, K. Tsuboki, N. Misawa, T. Asai, Y.-M. Kodama, 1995, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 2B, 267-290.

[2] 谷田貝・住、日本気象学会 1998 年度秋季大会講演 予稿集, P109.



図1 季節毎の Dry intrusion の出現回数の経度分布. 陰影は期間中の季節平均可降水量および破線は可降水量40 mm を表す.

\*山田 洋平<sup>1</sup>・小玉 知央<sup>1</sup>・佐藤 正樹<sup>2,1</sup> 1:海洋研究開発機構、2:東京大学大気海洋研究所

はじめに:台風(本研究ではハリケーン等の熱帯低 気圧の総称とする)は豪雨を伴い、甚大な被害をも たらす。台風の移動速度は積算雨量の多寡に影響を 及ぼすため、科学的だけでなく防災という観点から も重要なパタメータと考えられる。Kossin (2018) はベストトラックのデータを用いて 1949 年から 2016年までの間に、海盆や緯度帯毎に応答の違いは あるものの、全球平均で 10%程度台風の移動速度が 遅くなったことを示した。本研究では気候モデルの 結果を用いて台風の移動速度の将来変化を調べる。

<u>手法</u>:本研究では全球非静力学モデル NICAM の AMIP 型実験の現在(1979–2008; PD 実験)と地球温暖 化を想定した将来(2075–2104; GW 実験)各 30 年分の 結果を用いた(Kodama et al., 2015; Satoh et al., 2015; Yamada et al., 2017)。モデルの水平格子間隔は 14km である。台風の抽出方法は Yamada et al. (2017)を参 照のこと。比較のために PD 実験と同じ期間のベス トトラック(IBTrACS; Knapp et al., 2010)を用いた。サ ンプル数は PD 実験が 57932 個、GW 実験が 46993 個、IBTrACS が 43973 個だった。

台風の移動距離Dは、単純にモデル出力およびベ ストトラックから得た6時間間隔の2点の緯度経度 情報から地球を球体として、式(A)から見積もった。

$$D = R\Delta\sigma \dots (A)$$

Rは地球の半径、 $\Delta\sigma$ は2点間の中心角である。

<u>結果</u>:図1に移動速度の箱ひげ図を示す。移動速度 の中央値はIBTrACSで14.8 [km h<sup>-1</sup>]、PD 実験で15.8 [km h<sup>-1</sup>]、GW 実験で16.5 [km h<sup>-1</sup>]だった。PD 実験は 観測に比べて約 1[km h<sup>-1</sup>]移動速度速かった。また NICAMの結果では地球温暖化時に移動速度が約4% 増加した。Kossin (2018)では移動速度の変化は地域 性があることを指摘している。移動速度の将来変化 の水平分布を図2に示す。本実験結果からも移動速 度変化の地域性が確認でき、赤道付近(10S-10N)では 移動速度の低下が示された。全球での移動速度の増 加はサンプル数の多い日本の南海上(120-160E;10-30N; 図省略)の増加の影響が大きかったと考えられ る。今後詳細に解析を実施する予定である。

<u>謝辞</u>:本研究の一部は文部科学省フラグシップ 2020(ポスト京)重 点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の 高度化」および環境再生保全機構の環境研究推進費(2RF-1701)の 支援を受けた。



図1.508-50N 内の台風の移動速度の箱ひげ図。箱の内の直線 は中央値、箱上端と下端はそれぞれ上位25%値と下位25%を示 す。ひげの上端と下端は95%値を示す。上位95%値を超える値 は外れ値とし、作図から除外した。



図2.台風の移動速度[km h<sup>-1</sup>]の将来変化(GW-PD)の水平分布(左図)とその帯状平均値(右図)。東西-南北 20°の矩形領域の平均値 を示す。色の濃い領域は変化が大きいことを示し、内部の数字は変化量を示す。GW でサンプル数が 100 未満の領域は除外した。

## 比較 SPI 及び比較 SPEI を用いた 4°C 昇温時の気象学的渇水の比較

\*長谷川 聪<sup>1</sup> · Maksym Gusyev<sup>2</sup> · 渡部 雅浩<sup>1</sup>

1: 東大大気海洋研, 2: 土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター

## 1 はじめに

SPI (Standardized Precipitation Index)は,水文条件や 農業・社会経済活動を考慮しない気象条件による渇水(気 象学的渇水)の指標の一つで,降水量のみで計算される.

気候変動実験などの同一地点の異なる気候状態の比較 を可能とした比較 SPI (comparative SPI; cSPI) を提案し, 創生プログラムや d4PDF などの気候予測データを用い て幾つかの河川流域 (Hasegawa et al, 2015; 日本気象学 会 2015 秋 P197), 日本 (日本気象学会 2017 秋 D163), ア ジア (日本気象学会 2016 春 A303; Hasegawa et al, 2016; Iwami et al, 2017) や全球 (ICWRER2016; 日本気象学会 2016 秋 A205; JpGU-AGU2017; 日本気象学会 2018 春 A152) の気象学的渇水の動向を調べた.

一方 SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index)は、降水量と可能または実蒸発散量の差を標準化して求めた気象学的渇水の指標である。一般に –1 以下で気象学的渇水とみなす点は SPI など他の標準化を 用いた渇水指標と同様である。蒸発散の観測の問題から か SPI ほど普及していないが、気候予測実験では実蒸発 散量は出力されており SPEI 計算のハードルは低い、降 水の変化だけでなく蒸発散の変化を考慮することができ るために、温暖化が進んだ将来の気象学的渇水のより現 実的な評価にも有用と考えられる。

本研究では、比較 SPI 同様の拡張を SPEI に施した比 較 SPEI も用いて、工業化以前から全球平均気温が 4°C 昇温した将来気候の気象学的渇水について解析し、両指 標の結果を比較する.

## 2 データと解析手法

全球版 d4PDF データから,100 アンサンブルの過去 実験 (1951-2010) 及び 90 アンサンブルの 4°C 昇温実験 の月降水量及び実蒸発散量データを用いた.本稿では 12 ヶ月スケールの解析結果について紹介する.比較 SPI 計算では降水量を入力にピアソン III 型分布関数を用い たが,比較 SPEI 計算では降水量と実蒸発散量の差を入 力に対数ロジスティック分布関数を用いた.

## 3 結果

100 アンサンブル過去実験を一括に参照データとして 分布関数のパラメータを推定し、4°C 昇温実験の各ラン の比較 SPI 及び比較 SPEI を求め、その中央値の 90 ア ンサンブル平均を図1に示した.過去実験の各ランの比 較 SPI 及び比較 SPEI の中央値の 100 アンサンブル平均 はほぼ0となるので、図1は4°C 昇温時の平均的な状 態がどれだけ乾燥・湿潤側にシフトするかを表す.

図1左の比較 SPI では、陸上は地中海沿岸やアフリカ 南部や南北アメリカの低緯度地域などで乾燥化が進む一 方,ユーラシア大陸やオーストラリア中央では湿潤化す る.しかし図1右の比較 SPEI では、実蒸発散量の増加 が降水量の増加に拮抗し、オーストラリアなどを含む低 中緯度帯の陸上で乾燥傾向の地域が大きく広がった.

島嶼部の参考のために海上でも指標を求めたが、比較 SPEIではより広い海域で乾燥化が進むことが示された.

■謝辞 本研究は、文部科学省「統合的気候モデル高度 化研究プログラム」の支援により実施された.



図1:過去実験 (1951-2010) を基準とした 4°C 昇温将来実験の 12 ヶ月規模の比較 SPI(左) と比較 SPEI(右) の中央値の変化.中央値が示す平均的な状態が将来気候で乾燥側 (負・実線)・湿潤側 (正・点線) にシフトする度合を表す.
# CO2 濃度増加の瞬時放射強制力に起因する降水予測の不確実性

\*小倉知夫(国立環境研), M. J. Webb(英国気象局), 渡部雅浩(東大大気海洋研), F. Hugo Lambert(エクセター大学), 對馬洋子(英国気象局)

### 1. はじめに

気候変化が自然や人間社会へ及ぼす影響を見積も る際、降水量の変化は重要な指標となる。しかし、 大気中のCO2濃度増加による降水変化を複数の気候 モデル(GCM)で計算した結果は、特にその地理的分 布においては、大きな不確実性(モデル間のばらつ き)が見られる。こうした不確実性が生じる原因は まだ十分に特定されていない。

GCM の物理過程における降水変化の計算は以下 の3つの段階に大別できる。第一に、CO2 濃度変化 から瞬時放射強制力を診断する段階、第二に、瞬時 放射強制力によって大気と陸面に生じる変化(速い 調節)を計算する段階、第三に、海面水温の上昇に よって大気と陸面に生じる変化(気候フィードバッ ク)を計算する段階である。既往研究によると、第 一段階の瞬時放射強制力の診断結果において、既に 大きなばらつきがモデル間に生じている。こうした ばらつきは降水の速い調節にどの程度の影響を及ぼ すのか、本研究で議論した。

なお、CO2 増加によって引き起こされる降水変化 では第三段階の気候フィードバックの寄与も重要で ある。しかし、本研究では簡単のため第二段階の速 い調節に注目しており、第三段階は考察の対象外と した。

#### 2. 数值実験設定

本研究ではまず、大気 GCM(AGCM)を用いて降水 の速い調節を計算した。具体的には、観測データに 基づく海面水温と海氷分布を境界条件として与える AMIP 実験(1979-2008 年)、および、AMIP 実験と同 様の設定で CO2 濃度のみ 4 倍増する AMIP4xCO2 実 験の出力データを用い、「AMIP4xCO2 実験 minus AMIP 実験」として降水の速い応答を求めた。出力 データを使用した AGCM は MIROC3, MIROC5, HadGEM2-A, CanAM4, IPSL-CM5A-LR である。これ ら5つの AGCM の出力を相互に比較することで降水 の速い応答のばらつきを評価した(1)。

次に、MIROC3 を用いた AMIP 実験において、CO2 濃度4倍増の瞬時放射強制力を外部境界条件の熱源 として与えて降水の変化を計算した。使用した熱源 は、上記5つのAGCMから診断された瞬時放射強制 力、合計5種類である。この5種類の熱源を1つず つMIROC3に与えて加熱実験を実施し、出力を相互 に比較することで降水変化のばらつきを評価した

#### (2)。

(1)のばらつきは、5 つの AGCM における計算方法 の違いによって生じる。一方、(2)のばらつきは、瞬時放射強制力の違いによってのみ生じる。そこで、 (1)のばらつきと(2)のばらつきを比較して両者の間 に相関が見られれば、降水の速い調節のばらつき(1) に対して瞬時放射強制力のばらつき(2)が寄与して いると考える。

### 3. 結果

2 種類のアンサンブル実験における降水応答のば らつき、すなわち(1)と(2)を比較したところ、両者の 間で相関の高い領域が亜熱帯太平洋、亜熱帯大西洋、 西アジア、ノルウェー海、東南極の一部に見られた (図 1)。従って、限られた領域ではあるものの、 瞬時放射強制力が降水予測の不確実性に寄与してい ることが分かった。

さらに、瞬時放射強制力がどのような仕組みで降 水応答に影響を及ぼしているかを調べた。その結果、 亜熱帯太平洋において瞬時放射強制力に駆動された 大気循環が境界層における水蒸気収束を通して降水 に影響を及ぼしている様子が見られた。

以上のことから、将来、AGCMの放射パラメタリ ゼーションの精度を向上できれば降水予測の信頼性 改善を見込めることが示唆された。



図1 CO2濃度4倍増による降水変化。縦軸は5つのAGCM で計算した結果を示し、横軸は1つのAGCMに5つのAGCM から求めた瞬時放射強制力を境界条件として与えた結果 を示す。亜熱帯太平洋の(157.5°E-185.6°E, 9.7°N-15.3°N) における年平均値, mm/day。 CMIP5 マルチモデルアンサンブルとの比較による MRI-AGCM で表現する降水の将来変化の不確実性の評価 \*伊東瑠衣(気象業務支援センター/気象研),仲江川敏之(気象研),高薮出(気象研)

#### 1. はじめに

気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM (Mizuta et al., 2012, JMSJ) で作成した気候情報は、その高い水平解像 度から、全球から地域まで含んだ気候研究、また気候 変化の影響評価で利用が進んでいる.利用に伴い、こ の MRI-AGCM による将来予測情報の、世界標準の気 候情報との一致度を明らかにすることは、予測情報を 用いた知見の信頼性を確保する上で重要である.本研 究では、MRI-AGCM による、特に降水の再現精度およ び将来変化について、全球と地域ごとに CMIP5 による 結果と比較し、MRI-AGCM が示す将来変化の特性やそ の不確実性、さらに CMIP5 との関係性を明らかにした.

#### 2. 解析データ

解析対象は,水平解像度 60 km / 20 km の MRI-AGCM3.2H/S で作成した現在気候値(1984-2003年) と RCP8.5 シナリオの将来気候値(2080-2099年)の 20 年分の降水データである. MRI-AGCM3.2 によるこ れら気候値の不確実性の幅は,3 つの異なる物理スキー ム (AS, KF, YS)(20km モデルは YS のみ)と,3 つの SST 昇温パターン(dSST, cl-c3)とそれらの平均値(c0) とで作成した.比較した CMIP5 の大気海洋結合モデル (CMIP モデル)は現在気候で49 モデル,将来気候で 41 モデルである.さらに,MRI-AGCMと同様の大気 モデル(AMIP モデル)も29 モデルを用いた.現在気 候の再現精度の検証は,8 つの観測データ(GPCC・ CPC・CRU・PRECL・CMAP・GPCP・GPCP1dd・MSWEP) を用いて行ない,観測データ間の不一致による精度検 証への影響を軽減させた.

降水の将来変化の比較は、全球陸域(60°S以北)と IPCC AR5の SREX で定義された全球陸域を 26 領域に 区切ったそれぞれで行なった.

### 3. 現在気候値の再現精度

全球陸域での年降水量の空間パターンについて, 観 測した SST を境界条件としているため, AS スキームを 用いた 60 km モデル (HAS), HYS, HKF と順に観測 値との相関は高く, その標準偏差は, 観測データ間の 標準偏差と同等であった (図1). モデル解像度の違い (HYS と SYS の比較) は,物理スキームの違いより小 さい.これら空間相関や標準偏差は、AMIPおよびCMIP モデルのアンサンブル平均(MME)と同程度であり、 AMIPやCMIPの個々のモデルと比べるとMRI-AGCM は高い再現精度を示すモデルであった.季節別・領域 別での平均降水量でも、個々のモデルに比べて、精度 は比較的高い.

#### 4. CMIP モデルとの比較による将来変化の特徴

MRI-AGCM による全球と東アジアの降水の将来変 化率は、CMIP MME と同じ正の変化率で、CMIP の中 央値から最大値の範囲に多くは分布した(図2).よっ て、MRI-AGCM は CMIP モデルの半数で予測するの と同等の増加率を予測する一方、中央値より小さい変 化率や全球の JJA で見られる減少傾向は予測していな いことが分かった.モデル選択によっては、どの dSST でも CMIP より過大な増加率を示すこともある(図2a). モデル解像度を上げると、特に DJF では HYS での予測 以上の変化率を示すようになった.本解析から、MRI-AGCM による全球 26 地域それぞれの将来変化の特性 が明らかとなり、CMIP が示す将来変化との関係付けが 可能になった.





謝辞 本研究は、文科省統合プログラムの支援を得た.

-15

HAS HYS

### CMIP5 モデルでの系統的な乾燥バイアス:水蒸気量と降水特性の関係

高橋 洋 (首都大/JAMSTEC)

### 1. はじめに

水蒸気量は、雲と降水のもととなるため、気候シ ステムにおいて極めて重要である。本研究では、第 5期大気海洋結合モデル相互比較計画(CMIP5)で の鉛直積分した水蒸気量(可降水量)の絶対値につ いて、可降水量と降水特性の関係に着目して調べた。

#### 2. 使用した実験データと手法

本研究では、CMIP5 のいくつかの CGCM の歴史 実験データを解析した。全球規模の水蒸気量と比較 するために、1989 年から 2005 年までのデータを使 用した。

観測データとしては、NVAP-M(Vonder Haar et al., 2012)の NVAP-C と NVAP-O を使用した。これらの データは、気候研究のために長期的に安定したプロ ダクトを目指して作成されている。水蒸気量データ として、他のデータも使用し、観測データ間での誤 差の大きさも考慮した。

CGCM の SST の再現性の問題を議論するために 大気モデル相互比較計画(AMIP)実験のデータも合 わせて使用した。

#### 3. 結果と議論

本研究において、CMIP5モデルにおける全球平均の 可降水量が、観測値に比べて、系統的に低いことを 見出した。この乾燥バイアスは、熱帯の海洋上にお いてもっとも顕著である(図1、2)。この乾燥バイ アスは、CMIP5の結合モデルの海面水温バイアスに 部分的に起因する。しかしながら、乾燥バイアスは、 AMIP実験でも見られることから、別の要因も寄与 していることが示唆される。可降水量と降水特性の 関係を調べると、観測よりも低い水蒸気量の時に降 水が発生しており、この傾向は乾燥バイアスの強い モデルでより顕著である。これは、降水特性の再現 性と乾燥バイアスが関連していることを示してい るかもしれない。



図1:各モデルの熱帯海洋平均の可降水量。MMM は モデルアンサンブル平均。RSS,NVAP-O, NVAP-C は それぞれ観測の降水量データ。水平な破線は、上か ら、観測平均、観測平均の95%、観測平均の90% を示す。

(c) Diff (MMM prw - NVC pw) 1989-2005 Ann CMIP5 n=21



図 2:モデルアンサンブル平均と観測値(NVAP-C)の 可降水量の差。

論文: Takahashi, H. G., 2018: A systematic tropospheric dry bias in the tropics in CMIP5 models: Relationship between water vapor and rainfall characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 96, doi:10.2151/jmsj.2018-046, in press.

# 季節進行の中でみた7月前半頃における長崎・鹿児島での 大雨日の総観的特徴

\*大谷和男 (テレビせとうち・日本気象予報士会),加藤内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科)

#### 1. はじめに

「梅雨」と一口に言っても、東アジア夏季モンスー ンの季節進行等に伴って盛夏期への移行はもちろん、 梅雨期の中でも総観場の特徴は大きく遷移する。また、 梅雨期の東・西日本での降水量差も他の季節と比較し て大変大きい。

Otani and Kato (2015, SOLA)によれば、1971~2000 年 と 2001~2010 年 6 月の月平均降水量について、降水量 がとりわけ多くなる九州地方では、~32N 以南では降 水量が増加、それ以北では減少(長崎では、95%の信 頼水準で有意に減少)という南北九州で6 月の降水量 差が対照的であった(第 1 表も参照)。また、6 月後半 頃について、冷夏・長雨が顕著だった 1993 年の第 34 ~37 半旬の解析例では、地上の梅雨前線が長崎付近の 緯度帯にあっても、長崎での大雨日(ここでは、50mm/ 日以上)には、水蒸気フラックスが、地上の梅雨前線 を通過してさらに北へ抜ける成分も少なくなかったが、 小雨日(日降水量 10mm/日未満)には、長崎付近では 前線に沿った向きとなっていた(大谷・加藤 2015、『生 きる力を育む学校防災Ⅲ』)。

一方,7月後半頃になると蔵田ほか(2012,岡山大 学教師教育開発センター紀要)が気象教育のための教 材開発として行った解析では,7月後半は無降水日の 割合が6月後半と比較して多いが,顕著な大雨日 (100mm/日以上)の出現頻度は,両期間でそこまで大 きな差はなく,しかも,7月後半の顕著な大雨日の平

均降水量は, 6月後半のそれよりも多かったという (1971~2000 年の解析)。

そこで、本研究では季節進行の中で、気候学的には 梅雨最盛期にあたるが年によっては梅雨が明けてしま う7月前半に注目し、この時期に長崎や鹿児島で大雨 日となった際の総観場について、NCEP/NCAR 再解析 データ、気象庁の地上天気図(09JST)・日降水量デー タに基づき、大雨日にみられる雨域の南北の拡がり方 との違いにも注目して気候学的解析を行った。

# 梅雨期の中でみた7月前半の長崎・鹿児島での降水量の位置づけ

1章で述べた梅雨期の各ステージにおける大雨日の 総観的特徴と総降水量への寄与を調べるために,第1 表に半月毎に集計した6~7月の長崎での総降水量と 大雨日のみでの総降水量(大雨日の寄与)を示す。ど の各期間や年代においても,長崎・鹿児島(後者は表 略)における総降水量の約半分は,大雨日の寄与であ った。なお,表中のAの期間に比べ,Bの期間の7月 後半は,長崎・鹿児島の両地点とも大雨日の寄与の減 少を反映して,総降水量が減少した。しかし,7月前 半は,6月後半とも7月後半とも異なり,A,Bの両期 間での,大雨日の寄与や総降水量の大きな差はみられ なかった。このように,総降水量や大雨日の関わり方 の季節進行の中で,7月前半も1つの独特な特徴を示 すステージとして興味深い。

第1表 6・7月の前半・後半における長崎での降水量と大雨日(mm)。

巨屹	6/1~6/15		6/16~6/30		7/1~7/15		7/16~7/31	
天呵 -	合計	大雨日	合計	大雨日	合計	大雨日	合計	大雨日
A 1971~2000	125.9	62.2	234.8	152.0	160.7	88.9	169.0	121.6
B 2001~2010	59.9	14.4	178.1	70.1	162.0	83.5	108.9	66.2
B – A	-66.0	-47.8	-56.7	-82.0	1.3	-5.4	-60.1	-55.4

### 7月前半における長崎や鹿児島で大雨日となる総 観場の特徴

長崎・鹿児島の両方で大雨日 (Case K&N) となった 場合,6月前半は,総観規模擾乱の東進による一時的 な前線の北上していた事例が多かった(大谷・加藤,『天 気』投稿中)。一方,7月前半の Case K&N の平均場(第 1図)は,太平洋高気圧北西縁辺の梅雨前線に向かう 多量の水蒸気フラックスの一部は,すでに地上前線の 暖域で高気圧性の曲率を持ちつつ収束していた。なお, 6月後半を中心とする Case K&N の合成では,九州全 体がメソαスケールの低気圧性渦度域での収束のよう であり,種々の場の合成解析の比較や季節進行の違い が,どう反映されているか,更に吟味する必要がある。



第1図 1971~2010年の Case K&N で平均した 925hPa の水蒸気フラックスとその発散場。点描は、-4×10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>以下の収束域。

### 高橋信人 (宮城大学)

### 1. 研究目的

日本付近に現れる前線帯は、日本を冬季から夏季に かけて北上、夏季から冬季にかけて南下し、日本の四 季を大きく特徴づけている。Takahashi(2015, SOLA)では、 NCEP/NCAR 再解析値(Reanalysis 1)から算出した 850hPa 面の温位および相当温位に基づいて、6時間ご との前線位置をデータベース化し、さらに各半旬の日 本付近の前線分布に主成分分析を施して、主成分得点 の時系列(前線帯指数)で気候変動を捉えることを試 みた。一方、気象庁は2014年に気象庁55年長期再解 析 (JRA-55) を公開した。これは NCEP/NCAR 再解析 に比べて高精度で、水平方向の空間分解能は 1.25 度× 1.25 度と高い。本研究では、この JRA-55 から前線帯デ ータおよび前線帯指数を求める手法と、NCEP/NCAR 再解析値から求めた前線帯指数との比較の結果を示し、 JRA-55 から作成した前線帯指数で 1958~2016 年の日 本の気候変動を表現することを目指した。

#### 2. データと方法

前線帯データおよび前線帯指数の作成には、データ を NCEP/NCAR 再解析値から JRA-55 に替えて Takahashi(2015)と同様の手法を用いる。まず、850hPa 面の相当温位( $\theta e$ )を算出し、その南北方向の変化量 ( $\delta \theta e$ )とThermal Front Parameter (*TFP*)を求める。次 に、気象庁天気図から読み取った日本付近の前線位置 (1996~2005年の4月~11月、12時間ごとのデータ) との類似度(Jaccard 係数)が最も高くなる $\delta \theta e$ と*TFP* の閾値を求め、この閾値を超えるグリッドに前線が存 在すると判断する。こうして得たデータを各半旬(3 半旬移動平均値)、各グリッドで集計して前線頻度(%) を求めた後に、日本付近(北緯 20~50度、東経 120~ 150度)の前線頻度分布の平年偏差に主成分分析を施し、 得られた主成分得点を前線帯指数として用いる。

### 3. 結果

Takahashi(2015)と同様の手法をそのまま JRA-55 に適 用した場合、気象庁天気図から求めた前線帯データと の最大類似度は NCEP/NCAR 再解析値を使った場合に 比べて悪くなった。事例解析より、これは NCEP/NCAR 再解析値よりも高解像度のデータであることに伴って 局地的に多数の前線が現れたことによるものと考えら れた。そこで、①前線の不連続の問題の改良(東西方 向に伸びる前線は1グリッドまでの断絶を許す)、②局 地的に現れる前線の排除(便宜的に 1,200km の長さに 満たない前線を削除する)、③南北に近接・並行して伸 びる前線を1つの前線として扱う(*TFP*の値が低い方 の前線を削除する)、という3つの空間フィルタを施す ことで、NCEP/NCAR 再解析値の類似度(0.467)より も高い類似度(0.491)を示す前線帯データを得ること ができた。このときの閾値は $\delta \theta e \ge 0.85 \text{K}/100 \text{km}, TFP}$  $\ge 2.21 \text{K}/(100 \text{km})^2$ であった。

主成分分析で得られた負荷量分布をみると、JRA-55 と NCEP/NCAR 再解析のいずれのデータを用いたもの であっても、第1主成分は前線帯の南北変動、第2主 成分は前線帯の平年位置における前線頻度の多寡を表 していた。ただし、両再解析データから得た主成分得 点の相関関係を半旬ごとにみると、3月中旬から10月 までは高い相関係数(0.8, n=56)を示したものの、冬季 は0.6 程度と低く、両データに若干の違いが認められた。

図1の上図は第1主成分の得点(正が前線帯の南偏、 負が北偏を表す)、図1の下図は第2主成分の得点(正 が高頻度、負が低頻度を表す)であり、それぞれ7年 移動平均を施して示している。このような時系列は、 前線帯の振る舞いで日本の気候変動を表現したものと いえる。今後は気象庁の観測データと前線帯指数との 統計的関係に基づいて1900年前後からの前線帯指数の 復元し、前線帯の振る舞いから日本の気候変動を捉え ることを目指したい。



図 前線帯指数のカレンダー。上図が第1主成分、下図が第2主成分 の得点。7年×3半旬のフィルタを施して示している。等値線の 間隔は0.2。0は太線で、-0.2以下は破線で表現しており、灰色が 濃いほど値が高く、薄いほど低いことを示す。

# Atmospheric River が日本の豪雨に与える影響

\*末藤菜保(弘前大)、谷田貝亜紀代(弘前大)、高薮縁(東大大気海洋研)

#### 1. <u>はじめに</u>

Atmospheric River (以下 AR)は、湿潤な熱帯域 から中緯度にかけて生じ、水蒸気を輸送する細長い 川のような流れのことである(Newell et al., 1992)。 AR は日本付近にも出現すると言われているが、日 本付近については少なく、豪雨への影響も十分に理 解されていない。そこで本研究では、豪雨日の抽出、 AR の検出結果から、AR が日本の豪雨にどのくらい 影響を与えるのか調査することを目的とする。また、 AR の初期解析を行ったので報告する。

### 2. 使用データ・解析手法

豪雨の抽出、ARの検出のどちらも、1980年から 2014年までの35年間について行った。

豪雨日の抽出は、一年を暖候期(4-10月)と寒候 期(11-3月)に分け、APHRO\_JP(Kamiguchi et al., 2010)の日降水量データ(0.05 度格子)に雨量計デ ータの値を保存したものを使用した。豪雨は夜中の 発生数が多いことから2日間降水量を計算し、使用 した。抽出する閾値として、35年間での各地点にお ける99パーセンタイル値を算出し、2日間降水量が その値または150mmを超えた日を豪雨日として抽 出した。

AR の検出は、ERA-Interim 再解析データ (Dee et al., 2011)の可降水量 (IWV) データ (0.75 度格 子)を用いて谷田貝・高藪 (2016)の方法を用いて 抽出した。抽出の閾値として、可降水量の偏差が 10mm 以上の領域のグリッド数が 50 個以上、短軸 平均距離が 1000km 以下、短軸距離の最大値が 1500km 以下、短軸距離平均と長軸距離が 0.3 以下 を満たすものを AR として検出した。

### 3. <u>結果</u>

豪雨抽出の結果、35年間で2415日(暖候期)と なり、主要な豪雨が抽出できた。AR 検出の結果、 7491事例(全ての期間)を検出し、出現数について 直線型ARよりも合流・蛇行型ARの方が経年変動 への影響が大きいことがわかった。

AR の豪雨への影響の調査について、日本全域で の研究は豪雨が発生したが、豪雨に影響しない場所 への AR の出現があることは物理的解釈に限界があ るため、日本を13の地域に分けて調査した。ここで はその中で、四国・紀伊半島地域について記述する。 この地域での豪雨日(暖候期)は257日、そのうち 豪雨がありARが出現したのは111日であった。こ の111日について、ARの出現頻度のコンポジット 図を図1に示す。出現頻度が最も高い領域は四国よ り南西側に存在する。この地点と豪雨日中で最も降 水量の多かった地点について後方流跡線解析を行っ た。その結果、この地域に出現したARのうち、特 に6月に出現するものは東南アジアの熱帯域が起源 となっているものが他の月に比べ多く見られた。詳 細は当日述べる。

### 4. <u>まとめ</u>

本研究では豪雨の抽出と AR 検出を行い、それら の結果から、日本の豪雨への影響を調査した。AR 検 出結果から合流・蛇行型 AR が AR 出現数の経年変 動に影響を与えることがわかった。

地域分けをした結果として、四国・紀伊半島地域 では6月に出現するARが東南アジアの熱帯域が起 源となっているものが多く見られた。



図1 四国・紀伊半島地域において、豪雨が発生しARが 出現した111日のARの頻度分布のコンポジット図。

#### 謝辞

本研究の一部に(独)環境再生保全機構「環境研究総合推進 費」(2-1602 代表:谷田貝)を使用した。

### 参考文献

[1] Kamiguchi et al., Hydrological Research Letters, 4, 60-64, 2010.

[2] Newell et al., Geophysical research letters, 19(24), 2401-2404, 1992.

[3] 谷田貝高薮 (2016), 2016 年気象学会春季大予稿集 A304

### ハイブリッドダウンスケーリングにおける降水量補正法の検討

若月泰孝 茨城大学理工学研究科(理学野),海洋研究開発機構

#### 1. はじめに

近年,複数の GCM の情報をダウンスケーリング (DS)することで,確率論的予測情報を創出する研究 が実施されている.その中で,領域気候モデル(RCM) による力学的 DS は,観測の少ない地域にも適応で き,高解像実験であれば降水現象に対しても物理的 整合性のとれた結果を導き出すことができる.しか し,計算負荷が大きく,不確実性をカバーするだけの 数の高解像気候実験を実施することは困難である.

若月(2017)は、少ない数の高解像 RCM 実験の結果 を利用して、統計的 DS を行うハイブリッド DS を検 討した.この際、降水量の補正では、fine メッシュに 空間内挿した coarse メッシュ降水量と高解像 RCM の降水量の統計的な比を補正に使う単純な方法を適 用していた.この方法では、極端な降水に対して負バ イアスをもつ.一方、降水量に対するバイアス補正で 多用されている Quantile-Mapping 法(QM)は観測値に 対する補正は良好である.しかし、観測値に対して作 成された QM を気候実験に適用する場合の誤差や, 実験年数が不十分な場合の誤差を考慮しなければな らない.渡部ほか(2017)は上位1パーセンタイル値に 対する推定誤差は 20~30%もあり、無視できないと 指摘している.本研究では、ハイブリッド DS の高度 化の中でも、降水量に関する補正について示す.

#### 2. 降水量の補正

降水量の補正には,(i)平均量の補正(従来法),(ii)確 率密度分布関数を適用した補正を行う.(i)では,平均 降水強度の低解像度モデル(L)の平均値と高解像度モ デル(H)の平均値の比を補正比として用い,全時刻に この補正比を適用する(季節毎に補正比を変える).一 方,(ii)では,短時間降水量の確率分布関数を考える. Wakazuki (2011)は,短時間降水量は,弱い雨で指数分 布,強い雨でWeibull分布に近似すると極端な降水の 頻度についても再現性がよいことを示した(以下 W 分布).W分布の関数は、3~5つのパラメータで表現 され,複雑な形状をしている.降水時間割合µと分布 関数の傾きえ以外は,分布関数の形状を決める高次 のパラメータである.まず,低次パラメータのみを考 慮し,分布関数を指数分布に近似し,2つのパラメー タだけを推定する.降水強度(r)の確率密度関数fは,

 $f_L(r) = \mu_L \lambda_L \exp(-\lambda_L r), f_H(r) = \mu_H \lambda_H \exp(-\lambda_H r)$ この時, 超過確率値 F に対して降水強度の補正比は,

$$\frac{r_H}{r_L} = \frac{\lambda_L \ln(F/\mu_H)}{\lambda_H \ln(F/\mu_L)} \qquad (1)$$

となる. 図は超過確率分布の例を示す. 低解像モデル の方が, 弱雨が多いケース(a, c)が一般的で, この場 合は弱雨を弱め, 強雨を強める. 一方, 高解像モデル の方が,弱雨が多いケース(b, d)は少し工夫が必要で ある.雨の降っていないところに弱い雨を生成しな ければならないが,それは難しい.そこで,その格子 において,低解像モデルの降水量をさらにスムージ ングした降水データを作成し,これと高解像データ の比較から補正を施す.この時,式(1)によって補正 するが,なお弱雨域の大きな補正比が出る場合には, 弱雨の増幅を抑えた上で,補正法(i)を適用する.この 方法で強雨の過小評価が改善することが示された (図略).W分布関数では,強雨域でWeibull分布 ( $f(r) = \mu\lambda\kappa r^{\kappa-1}\exp(-\lambda r^{\kappa})$ )に近似される.補正比は

$$\frac{r_{H}}{r_{L}} = \frac{\left\{-\lambda_{H}^{-1}\ln\left(F/\mu_{H}\right)\right\}^{1/\kappa_{H}}}{\left\{-\lambda_{L}^{-1}\ln\left(F/\mu_{L}\right)\right\}^{1/\kappa_{L}}}$$
(2)

となる. 同様の補正を実施すると, 良好な精度で補正 できる. また, W 分布そのものを用いた場合,式(2) のように補正比を記述することは困難だが,補正比 を F の関数として求めることができ,極値側の精度 はさらに良好となるはずである(現時点では未確認). なお, W 分布ではφまでは求めるが,αとθは固定値 でよい(詳細は Wakazuki, 2011).補正比推定において, φやκなどの比較的高次のパラメータの推定誤差が 降水量補正に及ぼす影響は検討する必要がある.





#### 謝辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)の支援 を受けた.

- Wakazuki, Y., 2011: New distribution functions for hourly and daily precipitation intensities during snowless season in Japan. Journal of the Meteorological Society of Japan, 89, 29-45, doi: 10.2151/jmsj.2011-103.
- 若月泰孝,2017:高解像 RCM 実験情報を利用した統計的ダウン スケーリング(続). 日本気象学会 2017 年度春季大会予稿集
- 渡部哲史,鼎信次郎,平林由希子,2017: クオンタイルマッピン グ型補正を用いた気候変化影響評価に関する考察.土木学会 論文集 B1(水工学),73 (4), I\_121-I\_126

# 「平成26年8月豪雨」を対象とした 疑似温暖化実験による降水量の感度解析

\*南口侑希, 嶋寺光, 松尾智仁, 近藤明 (大阪大学)

### 1. はじめに

IPCC 第5次評価報告書によると、地球温暖化に伴う 気候変動として極端な降水がより強くより頻繁となる 可能性が非常に高く、また強い熱帯低気圧の活動度が 増加する可能性もあることが示唆されている[1].本研 究では、地球温暖化が将来夏季の大雨事象に与える影 響を評価することを目的とし、「平成26年8月豪雨」 を対象に疑似温暖化条件における降水量の感度評価を 行った.なお「平成26年8月豪雨」は、2014年7月 30日から8月26日にかけて日本の広範囲で発生した豪 雨である.

### 2. 計算方法

本研究では気象モデル WRF v3.7 を用いて,日本列島 を含む領域において,記録的豪雨が観測された 2014 年 8月を対象に計算を実施した.計算領域は格子数 450× 450 の 5km 格子領域とし,鉛直方向は地表面から上空 100hPa までを 40 層に分割した.評価対象とする 2014 年 8月1日~31日の各日について,4日前~前日を助 走期間とする 5日間の計算を実施した.なお助走期間 中は,風速の東西・南北成分についてナッジングを行 った.再現計算に用いた客観解析データは,NCEP FNL, RTG-SST-HR,MSM-GPV である.疑似温暖化条件の作 成には,これらに加えて,CESM1.0 (20THC, RCP4.5, RCP8.5)出力に ERA-Interim によるバイアス補正が施 されたデータセットを用いた.

本研究では3条件 (Baseline, RCP4.5, RCP8.5)を設 定して計算結果を比較した.Baseline では事象をよりよ く再現するよう条件を設定し計算を行った.RCP4.5と RCP8.5 の疑似温暖化条件は,Baseline を基準に CESM1.0を用いて作成した.疑似温暖化条件について, まず過去 (20THC, 1971~2000)と将来 (RCP4.5, RCP8.5, 2071~2100)それぞれの7,8月の30年平均値 を求め,さらに将来と過去の両平均値から差分を求め た.この差分をBaselineで用いた2014年7,8月の元 の初期・境界条件に足し合わせた.なおこの差分には, 気温,湿度,海面水温,海面更生気圧,風速などの気 象要素が含まれる.地上気温および海面水温の差分の 領域内平均値はRCP4.5 でそれぞれ+1.4Kおよび+1.3K, RCP8.5 で+3.2K および+2.7K であった.

#### 3. 計算結果

2014年8月7日~11日について、図1にBaselineに おける計算領域全体及び西日本における平均日降水量 の空間分布を、図2に日本全域及び日本の各地域にお ける平均日降水量を示す.なおこの期間は台風11号が 日本に接近した影響により、対象期間中特に降水量が 多かった.このことは、図1において、日本の南海上 および南岸で台風進路に沿って降水量が多いことにも 表れている.また日本の陸域における平均日降水量は Baseline, RCP4.5, RCP8.5 でそれぞれ 24.8, 27.9, 30.4mm となった.図2に示す通り、降水量の増加は、台風に よる降水量の多かった近畿地方及び四国地方で特に大 きかった.これらの変化は将来条件における気温上昇 によって、可降水量が増加したことによると考えられ る.







図2 日本全域及び各地域における平均日降水量. (期間:2014年8月7日~11日)

参考文献

 Intergovernmental Panel on Climate Change, CLIMATE CHANGE 2014 Synthesis Report, 2014. 従来型観測のみを用いた領域再解析の冬季降水の再現性

\*福井真\*1, 岩崎俊樹\*1, 斉藤和雄\*2,3, 瀬古弘\*4,3

(1 東北大学理学研究科, 2 東京大学大気海洋研究所, 3 気象研究所, 4 海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

我々はラジオゾンデ観測網が整備された約60年前ま で遡り、日本域を対象とした高解像度長期領域再解析 を目指している。長期領域再解析により得られるデー タは、メソスケール極端現象を対象とした解析、気候 変動に対するリージョナルな応答に関する研究、さら に、産業支援などのための気象情報の活用方法の開発 など、広範な分野での利用が期待される。これまで我々 は、長期間の均質性を保つため、地上気圧観測やラジ オゾンデによる高層観測といった従来型観測のみを同 化する領域再解析システムを提案し、長期再解析実施 に向けて、夏季の降水再現性に着目した事前のシステ ム性能調査を行ってきた[1]。本発表では、領域再解析 の冬季の降水再現性について、2016年1月を対象とし た実験を行い、気象庁 55年長期再解析(JRA-55)と比較 しながら、検討した結果を紹介する。

### 2. 実験設定

領域再解析システムには、側面境界にJRA-55を与え、 予報モデルに気象庁非静力学モデル、解析スキームに 局所アンサンブル変換カルマンフィルタを用いた。こ こで、解析の際に第一推定値として摂動を与えない決 定論的予報を用いた。水平格子間隔は5kmとし、メン バー数は30とした。従来型観測である地上気圧とラジ オゾンデ観測を同化した実験を行った。

### 3. 結果

本実験の海面更正気圧について、衛星やレーダなど

による観測も含めて同化している気象庁メソ解析に対 する根平均二乗誤差は、一カ月平均でおよそ 0.9 hPa で あった。これは、夏季を対象にした領域再解析実験の 結果[1]やJRA-55 と同程度であり、冬季においても、従 来型観測のみを同化する領域再解析が良好な精度で安 定して行われていることが確認できた。

日本列島における降水量について、気象庁解析雨量 と比較した。2016年1月の積算降水量は、日本海側の 地域や沖縄周辺で降水量が多い点など領域再解析で再 現された降水分布は解析雨量とよく対応していた。解 析雨量では、月積算降水量200mm以上の地域が山陰地 方から東北地方にかけて日本海に沿って伸びている。 JRA-55では、月積算降水量200mm以上の地域は北陸 地方に限定されるが、領域再解析では山陰・東北地方 にもかかるようになる(図1)。脊梁山脈の影響を大きく 受ける冬季の降水推定における高解像度再解析の有効 性を示している。

#### 謝辞

本研究は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト「京」) 重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球 環境予測の高度化」(hp150289,hp160229,hp170246, hp180194) 及び JSPS 科研費「16H04054」の助成を受 けた。海洋研究開発機構の地球シミュレータ及び東北 大学サイバーサイエンスセンター大規模科学計算シス テムを利用した。

参考文献

[1] Fukui et al. (in revision)



# 気候監視・季節予報のための海洋データ同化システムの改良 \*石川-郎,藤井陽介(気象研究所),

### 1. はじめに

気象庁では、気候監視や季節予測システムの海洋部 分の初期値作成のため、全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G2)を運用している[1][2]。近い将来 の改善に向けて、気象研究所では、新しい全球海洋デ ータ同化システムを開発している[3]。高度化のインパ クトを調べるため、比較実験を行ったので、その結果 を報告する。

### 2. モデルと実験設定

現行システムでは0.3-0.5 度×1 度のモデル(渦なしモ デル)を用いているが、ここで用いたモデルは気象研究 所共用海洋モデル(MRI.COM v4.4)基づいて気象庁気候 情報課で開発されている 0.25 度×0.25 度の渦許容モデ ルである。同化システムとしては、気象研究所で開発 された MOVE v4 を用い、現行の 3 次元変分法(3DVar) から 4 次元変分法(4DVar)に高度化する計画である。

ただし、現業システムとして計算コストの制約があ り、4DVarによる同化計算は渦なしモデルで行ない、 その結果を Incremental Analysis Update (IAU) で渦許容 モデルに反映するという手法を想定している。こうし た手法で品質の高い解析値が得られるかは明らかでな く、検証の必要がある。ここでは、渦許容モデルに3DVar の同化を適用した結果と比較して、上記の手法による 結果が改善しているかを調べることとした。

### 3. 結果

図1に、3DVarによる同化結果(g3f-3dvar)、4DVarの 同化結果を IAU で渦許容モデルに反映した結果 (g3f-iau)、および、気象庁の海面水温解析(MGDSST)の 比較図を示す(MGDSST はいずれのデータ同化におい ても、観測値として入力されており、独立検証データ ではない)。

これを見るとg3f-3dvarのほうが細かい構造がよく見 られ、g3f-iau はそれに比べるとぼやけた分布となって いることが分かる。後者では渦なしモデルを同化に用 いているため、細かい構造が現れにくいということが 一つには考えられる。しかし、MGDSST でもそれほど 細かい構造は解析されておらず、g3f-3dvar のモデルが 観測と無関係に細かい構造を作っている可能性があり、 必ずしも現実をよりよく反映しているかは明確でない。 実際、空間分布が MGDSST に合っているか簡単な指標 (相関係数や RMSD)で検証すると、g3f-iau の方が概ね 良いという結果になる(図略)。

### 4. 今後の課題

今後、同化手法の高度化が解析結果の改善にどのように寄与するのか、より詳しく調べる予定である。また、気象庁気候情報課と協力して、結合モデルによる 予測に同化結果の違いがどのように影響するか調べる 予定である。

参考文献

[1] 高谷,石川, 2015, 平成 27 年度季節予報研修テキス ト,5-19

[2] Toyoda et al, 2013, *Theor. Appl. Mech. Japan*, 61, 31-48
[3] Fujii et al, 2018, *JPGU2018 Abstract*, MGI22-06



図1 西部~中部太平洋熱帯域の SST の解析値 (2012/01/01)の比較;上からg3f-3dvar、g3f-iau および、 MGDSST

# 海面水温の時空間解像度が 地域気候モデルの再現性に与える影響 \*野坂真也 (気象研究所),川瀬宏明 (気象研究所), 佐々木秀孝 (気象研究所),村田昭彦 (気象研究所)

### 1. はじめに

海面水温が大気に与える影響についてはこれまで多 く議論されてきており,SST の空間的に小さいスケー ルの分布が大気現象に影響を与えることがわかってい る(lizuka et al, 2013; Nonaka et al. 2009). 一方で,海面水 温の時間解像度の影響が大気にどの程度影響を与える かははっきりしていない.そこで,今研究では海面水 温の時間解像度が大気モデルの再現性にどのような影 響を与えるか調査した.

### 2. 使用データ、モデル

大気モデルには気象研究所の NHRCM (Sasaki et al. 2008)を用いた.境界条件に JRA-55 を利用し,解像度 20km で計算した後,解像度 5km にダウンスケールした.下部境界条件のうち,海面水温データは気象研究所で作成された海洋再解析データ FORA-WNP30(Usui et al. 2017)の海面水温データを用いた.2011 年から 2015 年の 6 月から 8 月の降水量を比較した.

海面水温データの時間解像度,空間解像度の影響を 調べるために,空間スムージングと時間スムージング を行った.空間スムージングは100km スケールのガウ シアンフィルターを用いた.時間スムージングは前後7 日の移動平均フィルターを用いた.

### 3. 結果

時間スムージングでは日々の海面水温に影響が見ら れるが、3か月平均の海面水温には影響しない.一方、 空間スムージングでは3か月平均の海面水温にも差が 見られ、黒潮や対馬暖流の流れる地域で海面水温が低 くなっている(図1).降水への影響もこの差が表れてお り、空間スムージング実験では特に日本海側の沿岸部 の海面水温が低くなっている地域で降水が減少してい る(図2).

日降水への影響を調べるため,8月の降水について,図1の矩形領域でSSTの差が0.1度以上あり,日降水量の領域最大値が20mm/day以上ある日を選び,降水量の合成図を作成した.

降水を合成すると,時間スムージング実験の海面水

温がコントロール実験より高い場合,降水量が領域内 で4.5%増加、低い場合は降水量が5.6%減少した.空間 スムージング実験の海面水温がコントロール実験より 低い場合は36%降水量が減少した.高い場合は事例数 が少ないため除外した.時間スムージング実験では空 間スムージング実験と比べ影響が小さいことが確認さ れた.降水量の変化はどちらの実験でも海上が中心で あった.

今後,日本周辺において,海面水温の影響が大きい 地域や季節の傾向について調査を行う.



図1 海面水温の差(℃) (左:時間スムージング実験-コントロール実験、右: 空間スムージング実験-コントロール実験)



図2 3か月積算降水量の差(mm)
 (左:時間スムージング実験-コントロール実験、
 右:空間スムージング実験-コントロール実験)

謝辞:本研究は科研費(16H01844)の助成を受けたもの である。

## 過去の大規模火山噴火にともなう全球地表気温の変化 \*藤原正智(北海道大学地球環境科学研究院), Martineau P. (東京大学), Wright J. (精華大学)

### 1. はじめに

大規模な火山噴火にともない硫黄化合物が成層圏に まで注入されると、化学反応により硫酸エアロゾルが 生成し、成層圏内に数年にわたり滞留する.これによ り、成層圏は太陽近赤外線と上向き地球放射の吸収量 増加により昇温するいっぽう、地表気温は太陽放射量 の減少により低温化するとされている[1].20世紀半ば 以降、全球気候に大きな影響を与えた大規模火山噴火 は3事例あった.1963年のインドネシアのアグン山、 1982年のメキシコのエル・チチョン山、1991年のフィ リピンのピナトゥボ山の噴火である.

大気観測データから火山噴火の影響を見積もるには, 他の要因(ENSO等の熱帯海面水温変動,QBO,Solar Cycle,トレンド,およびそれぞれの季節変動成分)に よる影響を重回帰分析により評価し引き去った上で, 残差時系列データが火山シグナルとランダム変動のみ からなると仮定する方法がある[2].

本研究では、全球大気再解析データの地表(2m)気 温の月平均データに重回帰分析の手法を適用して、火 山噴火の影響を評価する.ただし、3つの火山噴火直後 に生じた El Niño イベントによる熱帯東太平洋の昇温 の空間パターンはそれぞれ異なっていること、および、 熱帯インド洋と熱帯大西洋にも独自の海面水温変動が あることから、熱帯海面水温インデックスの取り扱い には工夫が必要である.

### 2. データと手法

使用する全球大気再解析データは、現在利用可能な ものすべて[3]、すなわち ERA40, ERA-Interim, JRA-25, JRA-55, MERRA, MERRA-2, NCEP-NCAR R1, NCEP-DOE R2, CFSR (以上,高層観測も同化), 20CRv2c, ERA-20C, CERA-20C (以上,地表観測のみ同化)とし、 異なる再解析データ間の比較もおこなう.これらのう ち、アグン山が噴火した 1963 年をカバーしているもの は、ERA40、JRA-55、NCEP-NCAR R1、20CRv2c, ERA-20C, CERA-20C の 6 種である.

火山噴火のシグナルを取り出すには,[2]と同様に 1958~2001年もしくは1980~2010年の期間について, 前節にて説明した重回帰分析の手法を用いる.熱帯海 面水温変動については、ENSO のインデックスである Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4, Modoki, および, イ ンド洋 basin モード, インド洋ダイポールモード, 大西 洋 Niño, 熱帯北大西洋インデックス, を考慮すること とする. これらと QBO と Solar Cycle のインデックスと を合わせて EOF 解析をおこなうことにより, 直交化さ れたインデックス群を得て重回帰計算に用いる.

### 3. 結果と議論

図1に, JRA-55による,ピナトゥボ山噴火直後の北 半球冬季の地表気温変化分布を示す.低緯度では主に 負偏差だが,高緯度には正偏差も見られる.[4]ではR1 を用い,15年平均からの偏差を同時期について示して いるが,よく似た空間パターンを示している.



図1 JRA-55 による 1991 年 12 月~1992 年 2 月の3 ヶ月平均の気温偏差.等値線間隔は 0.4 K, 点線は負値. 灰色は 1 σ を超える領域. 右パネルに東西平均値を示す.

- [1] Robock, A., 2000, Rev. Geophys., 38, 191–219.
- [2] Fujiwara, M., et al., 2015, Atmos. Chem. Phys., 15, 13507-13518.
- [3] Fujiwara, M., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 1417-1452.
- [4] Kirchner, I., et al., 1999, J. Geophys. Res., 104, 19039-19055.

光吸収性エアロゾルの監視と大気・雪氷系の放射収支への影響評価 \*保坂征宏'、谷川朋範'、庭野匡思'、足立光司'、石元裕史'、大島長'、 梶野瑞王'、的場澄人<sup>2</sup>(1気象研究所、2北大低温研)

#### 1. はじめに

北極圏を中心に、温暖化に伴う急速な融解が進んで いる。このように気候変動に対して最も脆弱な地域で ある雪氷圏変動において、大気中の光吸収性エアロゾ ルとそれに由来する積雪不純物(以下、これらを合わ せて LAA と記す)の変化は、アイスアルベドフィー ドバックの存在のもと、温暖化への進行を加速する役 割を果たすため、大きな不確定要素となっている。こ こでアルベドの減少には地球温暖化に伴う積雪粒径の 変化も大きな影響を与えている。

そこで LAA の主要な発生源である東アジアと最も 影響を受けやすい雪氷圏に注目して、LAA の動態と積 雪粒径をモニタリングし、大気・雪氷系の放射収支や 融雪過程に与える影響を評価するべく、地球環境保全 試験研究費「光吸収性エアロゾルの監視と大気・雪氷 系の放射収支への影響評価」(平成 29 ~ 33 年度)を 開始した。なおこの研究は、SIGMA プロジェクト(平 成 23 ~ 27 年度、研究代表者:青木輝夫(岡山大、 当時気象研究所))[1]を起点とするいくつかの研究課 題等と協力・連携する形で進めている。

#### 2. 研究計画概要

この課題は、現地地上観測・衛星リモートセンシン グによる監視と、数値モデルによる監視・影響評価か らなる。

研究の基盤となる観測データを取得するため、地上 気象・積雪の観測を行い、LAA の物理・化学・光学特 性と積雪粒径を監視する。国内協力機関と連携して札 幌・北見・長岡での連続観測を行うほか、国内、国外

(グリーンランド、ニーオルスン) での連続観測・機 動観測によるモニタリングを行う。詳細な積雪アルベ ド・変質モデル(SMAP) の検証・改良も進め、SMAP に よる分析も実施する。

衛星リモートセンシング技術を用いて、大気・積雪 中の LAA 濃度および積雪粒径について時空間的に広 がりのある監視を行う。そのアルゴリズムでは、降積 雪粒子、LAA の形状を精緻化した開発を行い、より高 品質の情報を作成する。

数値モデルとしては、NHM にエアロゾルの濃度・ 混合状態等を陽に扱う化学輸送モデルと SMAP を結 合した NHM-CHEM-SMAP、さらには SMAP を含む 地球システムモデルである MRI-ESM を用い、東アジ ア域及び北極域において LAA の濃度や積雪粒径が大 気・雪氷系の放射収支や融雪量等に与える影響を評価 する。

### 3. これまでの取り組みと成果

初年度である平成 29 年度はこれまで継続的に実施 してきたモニタリングやモデル開発の継続の他、新規 の取り組みを多数行った。ここでは新たな取り組みを 中心に紹介する。

国内での積雪観測で得られた積雪サンプルについて、 昇華装置を用いることで積雪を融かすことなく顕微鏡 で観察することに成功し、大気中では見られない LAA の混合状態を見出した。今後の観察結果は LAA 粒子 形状の作成に活かされる予定である。また、国内外で 海氷・海氷上積雪の放射機動観測を実施した。得られ た光学特性をもとに、詳細モデルの開発に着手した。 これは衛星リモートセンシング並びに数値モデルへの 導入につなげていく。

リモートセンシングアルゴリズムの高精度化に向け、 積雪粒子としてボロノイ粒子の活用を進めているが、 実際の積雪粒子の観察・分析を行い、その比較の結果 として整合性が見られることが示された[2]。また、高 い時間・空間分解能、多バンドを持つひまわり 8 号を 用い、陸上積雪・海氷分布等の検知アルゴリズムの改 良を行った[3]。

NHM-Chem のエアロゾル表現の精緻化を進め、 NHM-Chem-SMAP の結合に成功した。精度検証の上、 監視・影響評価につなげていく。また地球システムモ デル MRI-ESM での黒色炭素の表現等の改良を進め、 放射効果を調べた。

発表では平成 30 年度に進めた研究成果も含めて発 表予定である。

### 4. 参考文献

- [1] Aoki T. (2013), Bull. Glaciol. Res., 32, 1-2.
- [2] Ishimoto H. et al. (2018), Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 209, 113-128.
- [3] 谷川ら (2018), 気象研究ノート, 印刷中.

# d4pdf を用いた北極域における極端低気圧の発生頻度 の長期的傾向と季節性に関する研究

\* 堀 正岳<sup>1</sup> 1: 海洋研究開発機構・北極環境変動総合研究センター

### <u>1. はじめに</u>

急速に進む北極域の温暖化にともない、極端に強い低気圧の 発生頻度の変化にも注目が集まっている。2012年にユーラ シア大陸側で発生し、北極海中央において成長したグレート・ サイクロンのように海氷分布に大きな影響を与えた例や、冬 季北極域に強力な暖気移流を発生させた低気圧イベントの事 例といったように、極端現象の頻度とより長周期の場に対す る影響は無視できなくなっている。

観測データはこうした極端低気圧の頻度について定量的な 解析は難しいことから、本研究では気象庁 d4pdf データ・セッ トを用いて非温暖化実験、ならびに再現実験、4K 温暖化実験 下における低気圧頻度の変化傾向について調査を行った。

### 2. データおよび結果

用いたデータは、d4pdfの日平均海面更正気圧データセット ならびに月平均データセットのうち、海面更正気圧、地表面 気温、海氷分布などである。d4pdf データセットは再現実験 (HPB)と非温暖化実験(HPB-NAT)をそれぞれ 100 メンバー、 および 4 K 温暖化実験(HFB-4K) 6 種類それぞれ 15 メンバー を用いている。

本研究ではそれぞれのグリッドにおける  $P_{1\%}$ の SLP の値 をその場所における極端低気圧の強さと定義し、それぞれ HPB、HPB-NAT、HFB-4K 実験相互での比較を行った。図1 は各季節における  $P_{1\%}$ の値(等値線)と HFB-4K と HPB 間 の差(シェード)を示している。



図l:a) DJF、b)MAM、c)JJA、d)SON について各季節における P<sub>1%</sub> の値(等値線)と HFB-4K と HPB 間の差(シェード)。



図2:a) ベーリング海峡領域、b) 北極海領域における P1% の季節変化。

冬季においてはベーリング海峡において温暖化に伴う極端 低気圧の大きな低圧下がみられ、それが夏季では北極中央部 へと遷移している様子がわかる。冬季ベーリング海峡の極端 低気圧の変調は上流である大西洋側からより北極海東側に低 気圧が到達するケースが増えているとともに、太平洋側から の低気圧の侵入が増えていることを示唆している。夏季にお いてはユーラシア大陸沿岸の北極低気圧の発生源からカナダ 多島海側により強い低気圧が侵入する傾向が増えていること がわかる。

図2においては、こうした極端低気圧の変化にベーリング 海峡では秋季から冬季における季節性があるとともに、北極 低気圧の変化傾向は年を通してみられることがわかった。

本発表ではさらに各メンバー間における応答の違いがそれ ぞれの境界条件としている SST と海氷分布とどこまで整合的 かについて紹介する。

### 地球システムモデル MRI-ESM2 の北極域における数十年規模変動

\*相澤拓郎<sup>1,2</sup> · 石井正好<sup>2</sup> · 行本誠史<sup>2</sup> · 羽角博康<sup>1</sup> 1. 東京大学大気海洋研究所 2. 気象研究所

### 1. はじめに

北極域は、その他の地域と比較して温暖化が特 に著しい地域である。近年の北極温暖化増幅に対 応して、夏期の海氷は急速に減少している。気候 が急変している北極域において、海氷を通した北 極域プロセスを解明することは喫緊の課題とな っており、またそれを精緻化することは気候変動 予測研究に対してとても重要である。

観測データによっては、北極域では 20 世紀前 半に顕著な温暖化が見られ、20 世紀中頃は現在の 北極温暖化と比べられるほど暖かかったことが 指摘されている(e.g., Johannessen 2004)。北極域 の気温と海氷の変動には高い相関があるため、20 世紀中頃における北極域の海氷は少なかった可 能性がある。歴史的な気温変動・海氷変動、また 両者の関係を明らかにするには、それらに対する 自然変動の役割を理解する必要がある。本研究は 地球システムモデルを用いた産業化前実験、歴史 実験、様々な強制力実験を通して、北極域の気候 変動に対する内部変動の影響、あるいは外部強制 力の影響を明らかにしていくことを目的とする。

### 2. 北極域の自然変動

北極域には 50~80 年周期の非常に長 周期の自然変動があり(e.g, Polyakov and Johnson 2000)、それは 20 世紀初めの北 極域温暖化に対して大きく影響したと指 摘されている(Polyakov et al. 2003)。ま た Tokinaga et al. (2017) は、大西洋数十 年規模変動(AMV)と太平洋十年規模振動 (PDO)の重ね合わせで 20 世紀初めの北極 域温暖化をかなり説明できることを示し た。

### 3. 研究手法

CMIP6 向けに開発された地球システ ムモデル MRI-ESM2 を用いて十分にス ピンアップを行い、1850 年 1 月を初期値 として歴史実験(historical)と産業化前実 験(pi-Control)を行った。また DAMIP に 関係する実験を行っている。大気モデル の解像度は、水平 1.125 度、鉛直 80 層 (TL159L80)。海洋モデルは MRI-COM4.4 を用いており、解像度は東西 1 度、南北 0.3-0.5 度、鉛直 61 層である。強制力データは CMIP6 の プロトコルに従っている。

### 4. 解析結果

図1の上図は、産業化前実験における10年移 動平均した地上気温の偏差を帯状平均して時間 緯度断面にしたものである。図1の下図は、10年 移動平均した北極域(北緯60度以北)の気温偏差 と9月の海氷面積偏差を示している。北極域では 数十年以上の長周期の時間スケールで気温変動 が生じていて、その強度は1℃程度であることが 分かる。9月の海氷も数十年~百年以上の時間ス ケールの変動が見られ、概ね気温変動と逆のセン スの変動であり、振幅は約100万kmであることが 分かる。

### 5. 結論

MRI-ESM2 において北極域では数十年スケー ルの気候の内部変動があり、概ねそれに対応して 9月の海氷が長期的に変動する。



図1:帯状平均した年平均地上気温偏差(℃)の時間緯度断面(上図) と、10年移動平均した北極域の気温偏差(破線、℃)と9月の北極域 海氷面積偏差(実線、10<sup>6</sup>kd)の時系列(下図)。上の図においてコンタ ーは0.2℃間隔で、実線は正偏差、破線は負偏差。長周期変動を見る ために年平均値を10年移動平均している。気候値は1901~2000年 の平均値。

# 冬季の AO と続く夏季の気候の関係性の長期変化 \*星 亮輔 (首都大院都市環境), 高橋 洋 (首都大、JAMSTEC)

### 1. はじめに

北極振動(AO)とは、北極域と北半球中緯度地域の気 圧が相反して変動する北半球における大気変動の統計 的第一モードである。Ogi et al. (2004) では、冬季の AO と続く夏季の大気循環場との関係性について調査して おり、冬季の AO 指数と同符号のパターンが続く夏季 に再度出現する傾向があることを明らかにした。さら に Ogi et al. (2003) では、AO が冬季と夏季の間で自己 相関がないことを示しており、冬季の AO シグナルが 大気よりも時定数が長い過程(海氷や SST など)に数か 月記録され、そのシグナルが季節を超えて再度出現し、 続く夏季の大気循環場に影響を与えると推察している。

一方で、1980年代後半には冬季の AO を含めた北半 球の気候ジャンプが指摘されている。また、近年は北 極域の海氷が急激に減少している。本研究では、これ らの長期気候変化により、近年において冬季の AO と 続く夏季の気候との関係性にどのような変化が生じた のかを明らかにする。

#### 2. 使用データ・解析手法

AO の持続性を調べるために、AO 指数、500hPa 面の ジオポテンシャル高度、海氷、SST のデータをそれぞ れ使用した。AO 指数は、より正確に AO の季節変化を 考慮するために、Ogi et al. (2004) によって定義された AO 指数(SV NAM index)を使用した。500hPa 面のジオ ポテンシャル高度は、The Japanese 55-year Reanalysis (JRA55)を使用し、海氷と SST は HadISST を使用した。

解析を行う際には、それぞれのデータの値から11年 移動平均値を引くことで、長周期成分を除去し、年々 変動を抽出して使用した。

#### 3. 結果

冬季の AO 指数と夏季の AO 指数における 25 年移動 ラグ相関係数を計算した結果、気候ジャンプが発生し た1980 年代後半を境にして大きく相関が弱くなってい た。気候ジャンプの前後それぞれに分けて、冬季の AO 指数と続く夏季の 500hPa 高度場に対するラグ相関係数 を計算した結果、ジャンプ前後で両者の結果が大きく 異なっていた(図)。ジャンプ前は、冬季の AO 指数が正 のとき、続く夏季の 500hPa 面のジオポテンシャル高度 場が平年に比べて、中緯度の地域では高く、高緯度の 地域では低くなるシーソーパターンを形成し、夏季の AO 指数の符号も正となりやすい傾向がある。一方で、 ジャンプ後には、シーソーパターンが逆転しており、 冬季の AO 指数の符号が夏季に再度現れなくなった。

この AO シグナルの持続性の長期的な変化の要因を 探るため、冬季の AO と続く季節の SST との関係性の 変化に注目した。バレンツ海付近では、ジャンプ前に 冬季の AO 指数と続く夏季の SST とは有意な正の相関 がみられたが、ジャンプ後には、有意な相関がみられ なくなった。また、熱帯大西洋では、ジャンプ前に有 意な相関がみられなかったが、ジャンプ後には有意な 負の相関が夏季まで持続して残るようになった。これ らの冬季の AO が海氷や SST にメモリを残す作用に変 化が生じたことで、冬季の AO と夏季の気候との関係 性も変化した可能性がある。

今後は、冬季の AO と続く夏季の気候との関係性が 変化した要因とその具体的なプロセスについて考察を 進めていく。



図:冬季(12~2 月)の AO 指数と続く夏季(6~8 月)の北半球における 500hPa 高度場との相関係数分布図。影はそれぞれ、90%、95%、99% で有意水準が高いほど影が濃い。(上)1963-1987 年、(下)1990-2010 年。 本研究は JSPS 科研費 JP16K16349 の助成を受けたものである。

# 西シベリア上空 100 hPa の成層圏メタンの季節変動(その 2)

\*杉田考史 (国立環境研究所), 齋藤尚子 (千葉大学), 林田佐智子 (奈良女子大学) 大山博史 (国立環境研究所)

### 1. はじめに

GOSAT/TANSO-FTS の熱赤外 (TIR) バンドからのメ タン高度分布の導出結果を定量的に評価する目的で、 西シベリアで行われている航空機観測[1]の領域に焦点 をあて、直接測定によるデータが不足している下部成 層圏での衛星観測からのメタン測定結果を調べる。最 近の研究では、メタンのカラム平均混合比(XCH4)を 化学輸送モデルにより計算した結果は、モデル間の成 層圏フィールドの違いにより、30 ppb 以上の XCH4の 違いが生じると報告されている[2]。また、異なる衛星 センサ間によっても高度 10-15km でメタン混合比に 100-150 ppb の違いがあることが示されている[2]。航空 機観測からの XCH4 の検証の際に観測より上のメタン プロファイルをいかに精度良く "拡張" するかについ て興味深い解析結果[3]も示されている。このような背 景のもと、現在入手可能ないくつかの成層圏メタンデ ータセットを解析する。

### 西シベリア 2 地点でのメタン季節変動(100 hPa レベル)

国立環境研究所が行っている西シベリアでの観測は、 Novosibirsk (55°N, 83°E) と Surgut (61°N, 73°E) であ る。これらの観測緯度範囲におけるリム観測の衛星デ ータを解析し、北半球中・高緯度での季節変動および データのバラツキについて調べた。用いたデータは、 MLS と MIPAS の2つである。MLS は直接にメタンの 測定は無いが、N2Oの測定からメタンを導出した結果 ("derived CH4" とよぶ) が得られる[4]。このデータセ ットは100hPa レベルより上で適切であるため、そのレ ベルのみを解析した。MIPAS は独 IMK のデータ版 V5R CH4 224(2011年4月まで)とV5R CH4 225(2011 年5月から運用停止の2012年4月まで)を解析した[7]。 解析期間は 2010 年から 2012 年の 3 年間とした。例と して Surgut での結果を図1に示す。図には参考までに HALOE 観測の気候値[5] (1991 年から 2002 年の範囲) と、ACE-FTS 観測の気候値[6] (2004 年から 2013 年の 範囲)も示す。これら全てのデータセットに共通する

定性的な振る舞いとしては、メタン濃度は春に低く秋

に高い季節変動を呈している。特に2011年4月に見ら れる低濃度は、この年の北極極渦との関係から解釈で きる[4]。このことをより詳細に調べる意味でも各デー タに対する渦位の情報を MERRA-2 による気象データ からを抽出した[8]。以上の解析から西シベリア上空で の成層圏メタンの一般的な季節変動を渦位の観点から 定量的に特徴付ける。このことで GOSAT 観測時の渦位 情報からより確度の高いメタンの推定が可能となるこ とが期待される。また、データ検証やリトリーバル初 期値としても利用したい。



図1 Surgut (61°N, 73°E) の気圧 100 hPa (高度 16 km 付近) におけ る 2010 年から 2012 年までの MLS からの devived メタンと MIPAS の リトリーバルメタンの時間変化 (Surgut から距離差 300 km のスキャ ンのみを抽出)。参考値として HALOE および ACE-FTS による気候値 (月平均、緯度範囲 5 度, 60-65°N) も示す。

- [1] Sasakawa, M., et al., 2017, JGR, 122, 11261–11273.
- [2] Ostler, A., et al., 2016, Atmos. Meas. Tech., 9, 4843-4859.
- [3] Verma, S., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys., 17, 6663–6678.
- [4] Minschwaner, K. and Manney, G L., 2014, J. Atmos. Chem., 71, 253–267.
- [5] Grooß, J.-U. and Russell III, J. M., 2005, Atmos. Chem. Phys., 5, 2797–2807.
- [6] Koo, J.-H., et al., 2017, JQSRT, 186, 52-62.
- [7] Plieninger, J., et al., 2016, Atmos. Meas. Tech., 9, 765-779.
- [8] MERRA-2; https://doi.org/10.5067/WWQSXQ8IVFW8

北インドで観測されるメタン季節変動の解析 \*林田佐智子・椙村淑未\*・白井玖実・新田佳歩 (奈良女子大学), 寺尾有希夫・野村渉平(国立環境研究所), Prabir K. Patra (JAMSTEC), 松見豊(名古屋大学),今須良一(東京大学大気海洋研), S.K. Dhaka (デリー大学) \*現在所属:いであ(株)

### 1. はじめに

AMASA プロジェクト(2015-17)<sup>(注)</sup>では、南アジア上 空のメタン鉛直分布と GOSAT の短波長赤外チャンネ ルで観測される気柱平均混合比(XCH4)の関係を解明す るため、北インドでの空気採集を行ってきた。Chandra et al (2017)<sup>[1]</sup> が JAMSTEC の ACTM を活用した解析で 示した通り、インドガンジス河平原(IGP:緯度 20-25 度付近)では、XCH4はモンスーン期に最大値をとるが、 その時期にはメタン分布は中・上部対流圏で高濃度で あり、地上付近での季節変動を反映していない。一方、 モデルシミュレーションからは、IGP において地上付 近でメタン濃度が最大となるのは冬季であると予想さ れる。本研究では、ガンジス川平原北西で実施した大 気採集の分析結果によって、冬季にメタン濃度が最大 となることを実証できた。本発表では、地上観測の結 果と共に、高濃度メタンの起源を流跡線解析によって 検討した結果を示す。

### 2. 方法

大気採集は、2014 年に Karnal (29.7N, 76.9E) で国際稲 研究所インドオフィスの協力で実施され、2015 年から 2017 年は Sonepat (29.0N, 77.2E) でデリー大学・東京大 学の協力で実施された。採集されたフラスコは国立環 境研究所においてガスクロマトグラフ (GC-FID) で、 NIES 94 CH<sub>4</sub> スケールに基づいて分析された。

流跡線解析には奈良女子大学が開発したツール SPIRALを活用した。

#### 3. 結果

サンプリングされた空気塊のメタン濃度データのう ち Karnal の 28 例と Sonepat 102 例の計 130 の事例すべ てについて、3 日間の後方流跡線解析を行った。その うち、2015 年 1 月~2016 年 12 月の 1 年間に Sonepat で得られた 63 例のデータについて空気塊の起源を北 西・北東・南東・南西の 4 方向について分類した結果 を以下に述べる。すべての期間の平均濃度は 2133ppb であった。南西モンスーンの時期には南西方向からの 空気の流入が明瞭に示されていた。この時期には、海 洋や半乾燥地域を通って Sonepat に到達している空気 塊が多く、メタン濃度は 2200ppb を下回った。同時期 には Sonepat 周辺では稲作期間中であり、最もメタンの 放出量が多いと推定される時期であるが、予想に反し て大気中濃度は低めであった。一方、南東からの空気 の流入例は極めて少なく、南西モンスーン時期以外(1 ~6月と10~12月)では、空気の流入は北西もしくは 北東からであった(図参照)。北東からの流入の場合は 風速が弱く、3日間の流跡線は北西からの例に比べると 短いのが特徴である。高濃度が得られる事例では多く が北東から、一部は北西からの流入であった。

特に冬季に高濃度メタンが観測された事例として、 2014年12月21日(メタン濃度2470 ppb)、2015年1月 18日(同2595 ppb)の事例では、流跡線を調べると空気 塊の強い下降が明瞭であった。また空気サンプリング で同時に得られたCOは、2014年12月21日に717ppb、 2015年1月18日は651ppbで共に高濃度であり、CO とCH4の間の正相関も確認された。



図:Sonepat に北西から流入する事例。(左)月毎の事 例数の分布。(右)3日間の後方流跡線。

#### 参考文献

[1] Chandra, N. et al., 2017, Atmos. Chem. Phys. 17, 12633–12643.

(注) 環境研究総合推進費(2-1502)「GOSAT 等を応 用した南アジア域におけるメタンの放出量推定の精緻 化と削減手法の評価」

### 北半球中高緯度で低いオゾン全量を示す領域面積の温室効果ガス濃度依存性

\*秋吉英治<sup>1</sup>•門脇正尚<sup>2</sup>•山下陽介<sup>3</sup>•長友利晴<sup>1</sup> (国立環境研究所<sup>1</sup>•日本原子力研究開発機構<sup>2</sup>•海洋研究開発機構<sup>3</sup>)

### 1. はじめに

オゾン量の温室効果ガス (GHG) 濃度依存性は緯 度・高度により複雑な様相を示す。オゾン破壊物質 (ODS) 濃度がピークを過ぎた 2011 年の春季に突 然北極で起こった大規模なオゾン破壊はこの年の安 定な北極渦によるものだが、それがどのような理由 でもたらされたのかを説明することは容易ではない。 過去の観測データからは、北極域春季のオゾン量の ODS および GHG 濃度依存性は、その大きな年々変 動により 有意性が低い。そこで本研究では、 MIROC3.2 化学気候モデルを用いて ODS 濃度と GHG 濃度を複数の組み合わせで設定した 500 アン サンブルメンバー実験を行って、北半球中高緯度域 について個々のアンサンブルメンバーの 220DU 以 下を示す領域面積がどのような ODS および GHG 濃度依存性を示すかについて調べた。

#### 2. 結果

図に、ODS 濃度・GHG 濃度の23 ケースによる

500アンサンブルメンバー実験で得られた北緯45 度-90 度の領域のオゾン全量が 220DU 以下を示 す面積の時系列を色で示す。GHG 濃度が増加す るに従って(上から下へ)、アンサンブル全体と しては 220DU 以下を示す領域面積は少なくなっ ていくが (図で、白色で示される部分が多くなる)、 ODS 濃度が 1985 年レベル以上では(左3列)、 GHG 濃度が 2095 年レベルまで高くなっても消滅 しない。特に ODS 濃度が 2000 年、1990 年レベル のように高い場合、220DU以下の面積が大きく長 続きするアンサンブルメンバーが GHG 濃度 2095 年レベルでもいくつか見受けられ、このようなア ンサンブルメンバーが 2011 年に観測された北極 域春季における大規模オゾン破壊に対応するも のと考えられる。近年 CFC11 の減少率が小さく なり間題となっているが<sup>1)</sup>、今後 GHG 濃度が増 加する中で ODS 濃度を減らすことは北極域で極 端なオゾン破壊を避けるためにも必須である。



図:北緯45度-90度の領域について、2月-6月の期間にオゾン全量が220DU以下になる面積を色で表したもの。複数(23ケース)の ODS 濃度・GHG 濃度の組み合わせによる結果をパネル毎に示す。右に色のスケールを表す。単位は10<sup>6</sup>km<sup>2</sup>。横軸は日付(左端が2月1日、右端が7月1日)、各パネルの縦軸はアンサンブルメンバーを表す。いちばん下がアンサンブルメンバー1、いちばん上がアンサンブルメンバー500となっている。色のついていない白色領域はオゾン全量が220DUより多いことを示す。GHG濃度の年との対応はRCP6.0シナリオによる。

# 北陸地方における上空大気中の過酸化水素および ホルムアルデヒド濃度の測定

\*渡辺幸一 (富山県立大学), 金美佳 (富山県立大学), 津田貴之(富山県立大学), 源本楓 (富山県立大学), 宋笑晶(富山県立大学), 市川夢子(富山県立大学)

### 1. はじめに

大気中の過酸化水素(H2O2)は、主にオゾン(O3)を介 した光化学反応によって生成され、二酸化硫黄(SO) の液相酸化を促進させ、大気中への PM25の主成分でも ある硫酸エアロゾルの供給に大きく寄与している。ホ ルムアルデヒド (HCHO) は、化石燃料の不完全燃焼 により直接的に放出されたり、メタン等の酸化過程に おいて O<sub>3</sub>と共に生成されたりする。一方で、HCHO は SO2の液相酸化を抑制する。また、HCHO は光解離す ることによりH-O2の前駆物質を生成することなどから、 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>と HCHO は相互に関連しあっている。 大気化学反 応系や硫酸エアロゾル生成過程を理解するために両者 の測定データの蓄積が重要であるが、国内での同時測 定例は非常に少なく、紫外線が強い上空での H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> と HCHO の観測はほとんどなされていない。本研究では、 富山県の地上および小型ヘリコプターを利用して上空 大気中における HoO および HCHO の測定を行い、環 境大気中の濃度変化や SO,の液相酸化などについて考 察した。

### 2. 方法

本研究では、富山県立大学内(富山県射水市)およ びR44型ヘリコプターを利用して射水市上空の大気観 測を行った。目的高度毎に10分間旋回水平飛行し、ミ ストチャンバー法により大気中の過酸化物やアルデヒ ド類を採取した。試料採取終了後、直ちに富山県立大 学構内へ下降し、捕集液が入ったポリ瓶を超低空で投 下させ実験室へ運び、速やかに HPLC 法により分析を 行った。学内ヘサンプルを輸送後、次の高度へ上昇し、 再び試料採取を行った。この方法により、試料採取後 10分以内に分析することができ、精度の良い過酸化物 やアルデヒド類の測定を行うことが可能となった。O3 およびSO2濃度については高度毎に自動計測を行った。

#### 3. 結果と考察

地上大気中における HCHO および H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 濃度には夏 季に極大となる明瞭な季節変化が観測され、光化学反 応による二次生成の寄与が大きいものと考えられる。 特に、越境汚染の影響を大きく受けていた夏季(2013 年8月など)にH2O2濃度が非常に高かった。

図1に、2017年3月17日および2018年3月28日の 富山県射水市上空におけるH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HCHO, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>濃度の 鉛直プロファイルを示す。2018年3月の観測日は(中 部日本が大陸由来の帯状高気圧圏内であり)アジア大 陸由来の越境汚染の影響が大きかったと考えられ、O<sub>3</sub>, や SO<sub>2</sub>が高濃度であった(HCHO および H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度も比 較的高かった)。H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>は地上付近よりも(紫外線が強い) 上空で高濃度となる傾向がみられたが、HCHO は地上 付近で高かった。なお、両観測日の H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度は、夏季 に実施した観測結果<sup>11</sup>と比べると十分に低濃度であり、 SO<sub>2</sub>濃度よりも H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度が低く、雲内での SO<sub>2</sub>の液相 酸化が抑制されているものと考えられる。寒候期では H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度の増加が、雲水・降雪の酸性化や硫酸エアロ ゾル生成を促進させるものと考えられる。



図1 2017年3月17日および2018年3月28日の射水 市上空におけるH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HCHO, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>濃度の鉛直プロフ アイル.

# 福島第1原子力発電所事故起源の放射性物質を対象とした

大気拡散モデルの特性評価

\*佐藤陽祐,山澤弘実,足立振一郎(名大工)

### 1. はじめに

2011 年3月に起こった東京電力福島第一原子力発電 所(1F)の事故によって大気中に放出された放射性物質 を対象として,世界の複数機関の数値モデルが参加し てモデル間比較が行われたが(日本学術会議:2014),数 値モデル間で結果に大きなばらつきがあり,数値モデ ルの計算結果は大きな不確かさを伴うことが明らかに なった.Sato et al. (2018:以下S18と表記)は気象場と放 出源情報を統一したモデル間比較を行ったが,統一気 象場と放出源情報を用いても,モデル間でばらつきを 生じ,気象場や放出源情報以外の不確かさが(物理プロ セス)大きいことが明らかになった.

これらの数値モデルの計算結果に含まれる不確かさ は、例えば、1F事故起源のI-131吸入による内部被ば くの評価での主要誤差要因の一つであり、原子力防災 を含めた大気拡散モデルの原子力環境影響評価への利 用範囲を制約する.

本研究では、複数の先端的な大気拡散モデルの1F事 故対象の計算結果の相互比較及び実測値との比較によ り、モデルの持つ不確かさの特徴を明らかにすること、 S18 では十分に行っていない各モデルと地上での観測 結果との比較を行うことを目的とする.

### 2. データと解析方法

本研究で用いた解析データは S18 によって行なわれ たモデル間比較の計算結果である.国内外の11の機関 から12のモデルが参加し,全てのモデルが同一の気象 場(Sekiyama et al. 2017)と放出源情報(Katata et al. 2015)を 用いて,約3kmの水平解像度(鉛直解像度はモデルごと に異なる)で計算を行った.本発表ではS18で行われた 2011年3月11日から3月31日までの計算結果のうち, 比較的単純な気象条件下の2011年3月15日から16日 に関東地方で観測されたCs-137の高濃度イベントを対 象として解析を行った.また利用した観測データは Suspended Particulate Matter (SPM)観測局で観測された Cs-137の大気濃度(Oura et al. 2015)である.

### 3. 結果

図1下はモデル間比較に参加したそれぞれのモデル で計算された、図1上の黒線で示した断面のCs-137の 大気濃度である.統一気象場・放出源情報を用いている のも関わらず、モデル間でCs-137の水平方向の広がり 幅に大きなばらつきがある.このばらつきについて、 S18では大気第1層のCs-137の濃度のみを議論したが、 本発表では鉛直方向の拡散や水平拡散の大きさ、各観 測局の地上大気中濃度の再現性に関して議論を行う.





(下)上図の A-B 断面での規格化した Cs-137 の濃度 4. 参考文献

Katata et al., 2015: D. Atmos. Chem. Phys., **15**, 1029–1070 Oura et al., 2015: J. Nucl. Radiochem. Sci., **15**, 2\_1-2\_12. Sato et al., 2018: J. Geophys. Res., Submitted.

日本学術会議, 2014: http://www.scj.go.jp/en/report/index.html. Sekiyama et al., 2017: J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II, 95, 447-

454

### 奈良盆地における地上光学観測データ解析によるエアロゾルの特徴

久慈 誠、\*川野 いち子、中辻 菜穂、山野 沙織(奈良女子大学)

### 1. はじめに

エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することによって 直接的に、また雲の凝結核となることによって間接的に、 地球の放射エネルギー収支に影響を及ぼす。また、エア ロゾルは大気環境に影響を与える要因の一つである。近 年、東アジア域では急速な経済発展に伴う大気汚染が深 刻化しており、エアロゾルによる大気環境への影響が懸 念されている。その為、エアロゾルの動態を把握するこ と、特に人間の住む大気下層のエアロゾルの動態を把握 することは重要である。

そこで、本発表では空気サンプリング、リモートセン シング、並びに目視観測によって得られた、奈良盆地に おけるエアロゾルの経年変化について報告する。

### 2. 観測データと解析方法

本研究では、Optical Particle Counter (OPC)、サン フォトメータ (MICROTOPS)、並びに視程観測データ を使用した。

【OPC】光散乱によってエアロゾルの粒子数濃度を粒径 毎に測定する。観測粒径は、0.3 µm 以上、0.5 µm 以上、 1.0 µm 以上、2.0 µm 以上、5.0 µm 以上である。観測 場所は奈良女子大学、観測時刻は 14:00 JST である。観 測期間は 2013 年 9 月から現在も継続中である。

【MICROTOPS】太陽直達光の波長別の測定から、エア ロゾル量に相当する光学的厚さを推定することができ る。観測波長は 380、440、675、870、936 nm である。 観測場所は奈良女子大学、観測時刻は 14:00 JST であ る。観測期間は 2014 年 2 月から現在も継続中である。

【視程】視程とは、地表面付近の大気の混濁具合を見通 しの距離で表したものである。奈良地方気象台での視程 観測は 9:00、15:00、21:00 JST の1日3回行われてお り、本研究では OPC と MICROTOPS の観測時刻に最 も近い 15:00 JST の観測値を使用した。

尚、OPC と視程の比較については非降水時のみの データを、OPC と MICROTOPS の比較については快 晴時のみのデータを使用した。

### 3. 結果

図1に2013年9月から2018年3月における粒径区 間毎の粒子数濃度と視程の月平均値の時系列を示す。こ の図から、0.3~0.5 µm(×)と0.5~1.0 µm(+)の 2つの粒径区間の粒子数濃度と視程に同様の変動が見て 取れる。9月から翌8月までの1年度毎の平均値を調べ たところ、開始から3年間、視程は単調増加しており、 粒径 0.3~1.0 μm の粒子数濃度が単調減少していた。一 方、2017 年度は視程、粒子数濃度共に、変化の傾向が若 干反転していた。このことから、奈良盆地では大気の清 浄化の傾向が緩くなってきている事が示唆される。



図1 2013 年 9 月から 2018 年 3 月における粒径毎の 粒子数濃度と視程の月平均値の時系列。左縦軸は粒子 数濃度 (Particles L<sup>-1</sup>)、右縦軸は視程 (km)、横軸 は年を示す。尚、粒子数濃度は常用対数で表している。 ×は 0.3~0.5  $\mu$ m、+は 0.5~1.0  $\mu$ m、□は 1.0~2.0  $\mu$ m、▽は 2.0~5.0  $\mu$ m、◇は 5.0  $\mu$ m 以上の粒子数濃 度、●は視程を表す。

さらに、波長 440 nm におけるエアロゾルの光学的厚 さと、波長 440 nm と 870 nm の光学的厚さから推定さ れたオングストローム指数の経年変動を調べてみたとこ ろ、光学的厚さ、オングストローム指数ともに単調減少 となったが、2017 年度はいずれも増加に転じていた。こ れは大気下層と同様に、全層でもエアロゾルの変動の傾 向が変化していることを示す。

### 4. まとめと今後の課題

OPC、MICROTOPS、並びに視程観測データの解析 を行い、4年間にわたる奈良盆地におけるエアロゾルの 特徴について調べた。その結果、地表面付近のエアロゾ ル量が減少し、視程が増加傾向にある事がわかった。さ らに、大気全層のエアロゾル量も減少し、大粒子の割合 が相対的に大きくなっている傾向が見られた。

今後は微小粒子状物質 Particulate Matter 2.5 (PM2.5) との比較を行うことで、より詳細に奈良盆地におけるエアロゾルの動態把握を進める予定である。

謝辞 視程観測データは気象庁より提供を受けました。 御礼申し上げます。奈良女子大学の山本咲さんにはデー タ解析でご協力頂きました。

### 地上観測と衛星観測による奈良におけるエアロゾルの研究

久慈 誠、\*中辻 菜穂、川野 いち子 (奈良女子大)

### 1. 背景と目的

近年、アジア域では急速な経済発展に伴い、エアロゾ ルによる大気汚染が顕在化してきている。広域の大気 汚染を監視するには、衛星観測が有効な手段の一つで ある。特に静止軌道衛星は、同じ地点を高頻度で観測す ることができる。ここで日本付近では、気象衛星ひまわ り8号によって観測されたエアロゾルのプロダクトが JAXAによって公開されており<sup>[1]</sup>、広域の監視に貢献し ている。その一方で、観測センサーの経年劣化等による 誤差を評価するため、地上観測等による検証が必要とな る。そこで本発表では、約2年間の奈良における太陽直 達光観測と、ひまわり8号のエアロゾルプロダクトの比 較結果について報告する。

### 2. 観測データと解析方法

本研究では、サンフォトメータ (MICROTOPS) と静 止気象衛星 (Himawari) によって観測されたエアロゾル の光学的厚さを使用した。

【MICROTOPS】太陽直達光の波長別の測定から、エア ロゾル量に相当する光学的厚さを推定する。観測波長は 380、440、675、870、936 nm である。観測場所は奈良 女子大学、観測時刻は 14:00 JST である。観測期間は 2014 年 2 月から現在も継続中である。

【Himawari】ひまわり8号の可視赤外放射計<sup>[2]</sup>による 観測データから、波長500 nmにおける光学的厚さが推 定されている<sup>[3]</sup>。このエアロゾルの光学的厚さは、2015 年7月から継続して、10分間隔で提供されている<sup>[1]</sup>。

地上観測と衛星観測によって奈良におけるエアロゾル の特徴を調べるにあたり、まず、快晴時におけるエアロ ゾルの光学的厚さの比較検証を行った。

その際、サンフォトメータの 440 nm と 870 nm の 2 波長の光学的厚さから、エアロゾルの粒径の指標となるオングストローム指数を評価し、それを用いて波長 500 nm の光学的厚さを導出して、衛星観測との比較を行った。

### 3. 結果

図1に、波長 500 nm におけるエアロゾルの光学的 厚さの比較結果を示す。回帰直線の傾きが0.698 となっ たことから、ひまわり8号の方がサンフォトメータより も、過小評価傾向である事が分かる。

また、RMSE は 0.101 となった。これは 2015 年 7 月 の富山におけるひまわり 8 号と AERONET との比較 0.11<sup>[3]</sup> と同程度の値である。

今回の比較結果より、奈良における直達光観測と衛星 観測によるエアロゾルの光学的厚さの推定はおおむね整 合的であると考えられる。



図 1 2015 年 10 月から 2017 年 5 月の、奈良におけ るエアロゾルの光学的厚さの散布図。縦軸は衛星観測、 横軸は直達光観測。直線は最小二乗法によって当ては められている。RMSE、MB、R、Nは、それぞれ二乗 平均平方根誤差、平均偏差、相関係数、データ数。

### 4. まとめと今後の課題

本研究では、奈良における太陽直達光観測とひまわり 8号から得られたエアロゾルの光学的厚さの比較検証を 行った。その結果、過去2年間の快晴時に両者はおおむ ね整合的であることがわかった。今後は、黄砂などの大 気現象が観測された事例について、地上での空気サンプ ル観測や気象要素を含めた解析を行う予定である。

謝辞 ひまわりのエアロゾルプロダクトの利用にあたり、 JAXA P-Tree 事務局のサポートを受けました。また、 奈良における観測を継続された皆様に感謝します。

- [1] JAXA ひまわりモニタ, http://www.eorc.jaxa.jp/ ptree/index\_j.html (2018/07/02 閲覧).
- [2] 別所, 2016, 天気, 63, 1015-1023.
- [3] Kikuchi et al., 2018, TGRS, 56, 3442-3455.

### Asian Dust Particles at Desert, Coastal and Offshore Areas

○張代洲・長沼歩(熊本県立大学環境共生学部) 小島知子(熊本大学理学部)呉楓・曹軍驥(中国科学院地球環境研究所) 高会旺・石金輝 周楊(中国海洋大学)

### 1. Introduction

Asian dust particles collected at Chinese deserts, coastal areas, and Japanese islands were identified and quantified by their size, shape and composition through the use of electron microscopes. Knowledge of salt formation, sea salt mixing and bacterial transportation associated with the particles, and the subsequence of these processes and phenomena were investigated and discussed in this study.

### 2. Method

The observations were carried out at Taklimakan desert, Tengeri desert, Beijing, Xi'an, Qingdao, and Kumamoto, in the past several years, under dust and non-dust conditions. Samples were collected for the analyses of ionic composition, elemental composition, water-soluble and waterinsoluble components with filters, and for analyses of morphology, elemental composition, the contents of nitrate, sulfate and sea salt of individual particles with EM grids. The major approaches used for the analyses include ionchromatgraphy, electron microscopy, and XRF.

### 3. Results

(1) Sulfate and nitrate were efficiently produced on dust particles in marine air but the production of the salts in the upwind continental air was very weak. Some studies reported substantial sulfate and nitrate in mineral particles in the urban air of Chinese cities. However, the reported mineral particles were more likely from anthropogenic activities rather than desert dust. The formation of sulfate on Ca-rich particles did not enhance the hygroscopicity of the particles. In contrast, nitrate produced on dust particles changed the particles from hydrophobic to hydrophilic to deliquesce at ~30% RH or less.

(2) Evidence for HCl deposition on dust particles in marine air was obtained. In the absence of substantial sulfate and nitrate, chloride formation on dust particles could be a major process capable of converting the particles into aqueous droplets.

(3) Dust particles frequently became mixture of mineral dust and sea salt in marine air, causing the change of particles in size, hygroscopicity and other properties. Estimates showed significant enhancement of dust particle gravitational settling by sea salt adherence, resulting in more efficient gravitational removal of the dust particles than without sea salt adherence. Thus the settling of dust particles to sea surface is fundamentally different from that in continental atmosphere.

(4) A close relation between bacteria and long-range transported Asian dust was confirmed in dust plumes and their concentrations were proportional and comparable.

謝辞:この研究は,科学研究補助金基盤研究 と学術振興会二国間共同研究の支援で実 施した。

# データ同化手法を応用した鉱物ダスト発生量の定量的解析

\*田中泰宙 (気象庁気象研究所), 弓本桂也 (九州大学応用力学研究所)

### 1. はじめに

鉱物ダストエーロゾルは大気の放射収支に直接的・ 間接的に作用する.また、ダスト発生の要因である乾燥 地域における砂塵嵐は発生地域において甚大な被害を もたらす.砂塵嵐の脅威は国連決議,UNEP決議でも採 り上げられ、WMO では砂塵嵐早期警戒監視システム (SDS-WAS)が推進されるなど、数値モデルによるダス ト予測の重要性は大きい.

ダストの発生量は気象と地表面の状態に依存するた め変動が大きく,定量的な評価は非常に難しい.砂塵は 乾燥した地表面上での強風によって放出される.ダス ト予測モデルでは,気象モデルによって計算された風 速や地表面の状態を基に,実験式(地上風速や摩擦速度 の3~4 乗に比例するなど)によってダストの放出量を 計算する.その計算には風速などの気象条件とともに, 地表面がどれだけ砂塵を放出しやすいか (erodibility) に関する正確な情報が必要となる.地表面の条件とし ては,土壌水分量,積雪量,植生量の他,地形,土地の 利用状態,土壌の粒径分布の他,塩分や有機物などの土 壌の含有物組成など,様々な要因がある.これらを地球 上の陸面全てに渡って知ることは困難である.

このため, ダスト放出量の計算では, ダストの放出さ れやすい地点の分布を "dust source function" として与 える方法が用いられており, いくつかの方法が提案さ れている[e.g., 1, 2]. 最もよく用いられているものとし て, 地形の凹みの部分からはダストが放出されやすい とするものがある[1]. dust source function は観測との比 較検証によって妥当なものが用いられている.

本研究では, erodibilityの分布に関するより客観的な 推定方法として,エーロゾルのデータ同化手法を応用 した手法を検討した.

### 2. 方法

ダストが発生する乾燥・半乾燥地域の地表近傍にお いては、砂塵嵐が発生した際にはエーロゾル濃度は発 生したダストでほぼ占められると考えられる.また、粒 径が非常に大きいダスト粒子(約10 µm 以上)は重力 落下速度が卓越し、水平方向の移流は少ないと考える ことができる。そのため、地表近傍のダスト濃度を Cdust.surf、ダスト発生量を Edust とすると、ダスト発生時に は粒径の大きいダスト粒子はダスト発生量と近似的に 比例する関係にあると見なすことができる。

#### $C_{\text{dust. surf}} \propto E_{\text{dust}}$ (where $E_{\text{dust}} > 0$ )

エーロゾルのデータ同化では数値モデルによる推定 値と観測値との間のエーロゾル分布最尤値を求める. データ同化によって得られるダスト濃度を C'dust,surf と すると,データ同化前の濃度 Cdust,surf との比から修正さ れたダスト発生量 E'dust を推定することができる.

# $\frac{C'_{\rm dust,surf}}{C_{\rm dust,surf}} \propto \frac{E'_{\rm dust}}{E_{\rm dust}}$

雲などによって1回のデータ同化でエーロゾルの解析 値が得られる領域は限られたものとなるが、ダスト放 出量の修正値を時間方向に集積し統計的に扱うことに よって、広域にわたるダスト放出量の修正値から気候 値的な dust source function を得ることが可能となる.

本研究では気象庁気象研究所で開発されたエーロゾ ルモデル MASINGAR を用いる.気象研究所では, LETKF [e.g., 3] および二次元変分法 (2D-Var) [4] を用 いたエーロゾル同化システムを開発しており,気象庁 黄砂予測情報への利用を計画している.衛星観測を用 いたデータ同化ではエーロゾルの光学的厚さを用いた 2D-Var 手法によるデータ同化システム[4]を用いてい る.大会では解析されたダスト放出関数および全球ダ スト放出量について報告する.

#### 謝辞

本研究の一部は JAXA 第一回地球観測研究公募 (RA1R305) によって行われたものである.

- [1] Ginoux, P., et al., 2001, JGR, 106 (D17): 20255-20273.
- [2] Zender, C.S., et al. 2003, JGR. 108 (D17).
- [3] Yumimoto, K., et al., 2016, Particuology, 28, 121-130.
- [4] Yumimoto, K., et al., 2017. GMD., 10 (9): 3225-3253.

## UAV を用いた大気組成計測のための小型装置の検討 \*宮川拓真<sup>1</sup>, Petr Mordovskoi<sup>12</sup>,金谷有剛<sup>1</sup>

(<sup>1</sup> JAMSTEC, <sup>2</sup> 現在 North Eastern Federal University)

#### 1. はじめに

地球大気環境研究のための大気組成計測を行う際、 地表面近傍に加え、上空を対象とした観測も重要とな る。航空機はペイロードや航行可能高度などの観点で 多様な可能性を持っている一方で、高コストであるこ とから費用対効果の面で問題もある。近年、無人航空 機(Unmanned Aerial Vehicle; UAV)の開発が急速に進 み、専門家でなくても民間レベルでの運用が可能とな った。UAV は航行時間・高度、ペイロードの観点では 航空機に劣るものの地球表層の大気に特化すれば、強 力な観測プラットフォームと成り得る。新しい可能性 を模索するため、UAV での運用を志向した大気組成計 測のための小型センサの選定や整備を行っている。

#### 小型装置と評価実験

化石燃料の不完全燃焼に由来する2成分、ブラック カーボン(BC)と一酸化炭素(CO)に関して、小型センサ を選定し、評価を行った。BC は光吸収法をもとにした マイクロエサロメータ (AE51、AethLabs) を採用した。 (図1左) AE51 のような光吸収法に関する不確定性は、 フィルター上にろ過した不純物の累積による過剰な光 減衰や非 BC 成分の干渉などに起因し、それらを評価 するために、より高精度な二つ計測装置(単一すす粒子 計測装置 (SP2、DMT)とブラックカーボンモニター (3130、カノマックス)) との相互比較試験を行った。CO は電気化学的な検出法をもとにした小型センサ (B4、 Alphasense) を採用した。(図1右) より高感度な CO 計 (48 i-TLE、Thermo Fisher Scientific)を比較対象とした。 工業地帯に位置する JAMSTEC 横須賀本部の実験室に 各装置を設置し、比較実験を行った。(BCは2017年6 月、COは2018年3-7月)



図1(左)AE51。(右)B4。参照に単3乾電池を置いた。

【BC】 AE51 に対する非 BC 成分の影響を考慮するため、その熱的な弱さに着目し、AE51 の大気採取口の直前に 300℃に加熱した配管 (Hモード)と室温のままの 配管 (Rモード)の2種を用意し、PC 制御の電磁弁で 交互に流路を切り替えた。H モード時の比較結果を解 析することで、非 BC 成分の影響を最小化させて、フ ィルターの不純物の累積効果を調べた。H と R のモー ド切替えの比較から非 BC 成分の効果を調べた。

【CO】粒子フィルターを通した試料空気を流量1 リッ トル毎分で B4 に導入し、出力として用意されている作 用電極と参照電極の2 つのアナログ信号を USB DAQ ボード (National Instruments) にて収集した。小型セン サの感度の安定性や個体差を調べるために、5 台のセン サを用意して比較実験を行っている。(現在も継続中) センサの検出器部分の温度依存性に着目し、大気の 温・湿度の同時計測(TR-72wf、T&D)も実施した。

### 3. 結果

【BC】フィルターへの不純物累積効果を表現する指標 として、光吸収の程度を示す ATN (=100×ln(参照光強度 /サンプル光強度))を用いて、AE51 が示す BC 濃度 (BC<sub>AE51</sub>) と比較対象のBC濃度 (BC<sub>ref</sub>) の比の変化を調 べた。装置感度 BC<sub>AE51</sub>/BC<sub>ref</sub>は ATN の増大に対して線 形に減少した。(ATN+10→感度 4.4%減) この感度減少 の補正後、非 BC 成分に起因するバイアスは平均で 1.49 (±0.38) であったが、BC 濃度に対する非 BC 成分濃度 の比率に強く依存する。これらすべての効果を補正す る補正関数を作成したので、発表で示す。

10

ε

2

【CO】 B4 によ る作用電極出力 値 (I<sub>B4,WE</sub>) と独 立な CO 濃度 (CO<sub>ref</sub>)の比較の 一例を示す。(図 2) 通電後一定期 間を設ければ、良 好な関係が得ら



図 2 I<sub>B4,WE</sub> と CO<sub>ref</sub>の相関図。B4 通電 後の経過時間でマーカーを変えた。

れることがわかった。発表では参照電極や温・湿度の データを用いた感度補正や個体差に関しても示す。

#### 謝辞

本研究は、公益信託エスペック地球環境研究・技術基金(エスペック環境研究奨励賞)、JSPS 科研費 JP18K11635の助成を受けたものです。

### SGLI の観測バンドに特化した気体吸収テーブルの開発

関口 美保(東京海洋大学大学院)、\*佐藤 拓也(東京海洋大学大学院)

### 1. 研究目的

2017 年 12 月に打ち上げられた気候変動観測衛 星しきさい (GCOM-C) には最先端の観測技術を 有する多波長光学放射計 Second generation GLobal Imager(SGLI)が搭載されている。導出できる標準 プロダクトが 29 個に増加するなど、エアロゾル・ 雲や陸域植生の観測機能が強化され、将来の気候 変動を予測する数値モデルの改良に役立つこと から、大きく注目されている。

狭帯域放射伝達モデル *Rstar*[Nakajima and Tanaka 1986,1998]は主に衛星解析に用いられているが、様々な用途に対応できるように汎用性をもたせている。このため、ある一つの目的に多数回使用する際には計算時間がかかる恐れがある。著者らは Rstar 衛星センサ特化版を開発し、AHI を初めとする複数のセンサに対応を行ってきた[日本気象学会 2015 年度春季大会; Sekiguchi et al.,JMSJ, 2018]。本研究では、SGLI のバンドに特化した気体吸収テーブルを作成することで、SGLIのプロダクトの精度と計算効率両面の向上を目指す。

### 2. 使用モデルとデータ

本研究で使用する気体吸収のデータは HITRAN2012[Rothman et al.,2013]を用いる。これ と LBLRTM ver. 12.7 [Clough et al., 2005] と MT\_CKD ver3.2 [Mlawer et al.,2012]を用いて気体 吸収数を計算した。

本研究は東京大学大気海洋研究所で開発された 狭帯域放射伝達モデル*Rstar*7をベースとして研究 を進めている。このバージョンでは氷粒子や土壌 性粒子などに代表される非球形粒子の散乱が扱 えるようになった。現状では氷粒子は六角柱のみ 使用可能であるが、MTSAT-2の再較正にも使用さ れ[Kosaka et al.,2011]、定評がある。

### 3. 解像度依存性

センサ特化版では、相関 *k*-分布と最適化手法を 用いて、少ない点数で精度の良い放射計算を可能 にするべく、以下のように開発を行っている。ま ず各バンドの波長領域での放射輝度を LBL 計算 し、これに応答関数をかけて波長積分を行う。こ れを真値とし、各バンドにおける(中心波長)± (半値半幅)の領域をそのバンドの波長領域と定 め、相関 k-分布法の積分点の位置と重みを、最適 化手法を用いて計算した放射輝度にスペクトル 平均した応答関数を掛けることで、尤もらしい気 体吸収計算が可能となる。

最適化の目的関数には大気上端から地表面まで の放射輝度のLBL計算からの差を用いている。大 気の鉛直分布はAGFL標準大気6種類を用いた。 これまでは太陽天頂角を1通り、衛星天頂角を2 通り用いていたが、本研究では天頂角依存性を考 慮し、太陽天頂角を4通り、衛星天頂角を3通り 用いることとした。また、温度依存性について、 *Rstar*で用いられている Zhang et al. [2003]の方 式ではなく、10 点内挿に変更を行った

表1に各バンドで考慮すべき気体吸収帯を示す。 バンド VN10 においては、酸素の強い吸収帯がバ ンドの内に含まれるため、酸素を考慮する波長帯 と考慮しない波長帯の二つに分割している。

表:SGLI のバンドにおける気体吸収帯

center band waveleng [μm]		half width [µm]	gases implemented in band	
VN01	380	10	$O_2$	
VN02	412	10	$O_{3},O_{2}$	
VN03	443	10	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub>	
VN04	490	10	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub>	
VN05	530	20	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub>	
VN06	565	20	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub>	
VN07	673.5	20	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,	
VN09	763	12	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub>	
VN10	868.5	20	H <sub>2</sub> O,O <sub>3</sub> ,O <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O,CO <sub>2</sub> ,O <sub>3</sub> ,CH <sub>4</sub>	
SW01	1050	20	H <sub>2</sub> O,CO <sub>2</sub> ,O <sub>2</sub>	
SW02	1380	20	$H_2O$	
SW03	1630	200	H <sub>2</sub> O,CO <sub>2</sub> ,CH <sub>4</sub>	
SW04	2210	50	$H_2O,CH_4$	
TI01	10800	740	H <sub>2</sub> O,CO <sub>2</sub>	
TI02	12000	740	H <sub>2</sub> O,CO <sub>2</sub> ,O <sub>3</sub>	

本大会にて、SGLI の衛星バンド特化版とオリ ジナルの Rstar の精度比較を行う予定である。

### 地球温暖化緩和シナリオを検討するための調節放射強制力の簡易評価法

#### 西澤慶一(電力中央研究所)

#### 1. <u>はじめに</u>

人為要因による全球気候変化に関して政策的な議論を したいとき、例えば2100年頃の温度上昇を現実的に予測 することが求められる。人為的な気候変化要因としては、 二酸化炭素などの赤外放射効果(温室効果)だけでなく、 各種エアロゾルの太陽放射効果も考慮する必要がある。

地球温暖化緩和シナリオを評価するために用いられる エネルギー収支モデル(熱力学的モデル)を駆動する際に は、適切な強制力をその不確実性の幅とともに与えること が肝要である。そこで、気候システムの強制-応答関係を 現実的に表現できる『調節放射強制力』を適用し、多様な 気候変化要因が地球に与える強制力を、総合的に見積もる 方法を考案した。

#### 2. 調節放射強制力の簡易評価法

エネルギー収支モデルに与える強制力が、以下のような 特性をもつならば、実用上、非常に便利である。

(1) 様々な要因による強制力を加算可能

(2) 強制力の合計と地表面温度の応答が概ね比例

大気の組成などが変化して、放射エネルギーの不均衡が 生じるとき、瞬間的な放射強制力を $\Delta F$ 、大気による放射 吸収量の変化を $\Delta Q$ とする。放射吸収量の変化によって、 大気温度などが変わるので、大気からの赤外放射射出量も 変化する。この変化量を $\Delta Q$ のa倍と仮定して、上向きと 下向きの射出量の変化が同程度と見なす。この場合、大気 上端(TOA)と地表面(sfc)での調節放射強制力 $\Delta F_{adj}$ は、それぞれ、つぎように表される。

$$\Delta F_{adj} (TOA) \cong \Delta F (TOA) - \frac{a}{2} \Delta Q$$
$$\Delta F_{adj} (sfc) \cong \Delta F (sfc) + \frac{a}{2} \Delta Q$$

ただし、係数 a の値は、様々な大気海洋結合モデル実験の 結果に基づき、それらのばらつきを考慮して決める。

#### 3. エアロゾルの調節放射強制力

デルタ2ストリーム近似の簡易な太陽放射伝達モデルを 用いて、雲がない大気条件で、エアロゾルの放射強制力を 評価した(図1)。ここでは、a=0.4に設定した。

瞬間的な放射強制力に関しては、エアロゾルが太陽光を 強く吸収する場合に、大気上端と地表面で評価された値が 大きく異なる。大気上端で正の強制力が得られていても、 地表面では負の強制力になる。なお、両者の差に相当する 太陽放射エネルギーは、大気中で吸収されている。

一方、大気上端で評価された調節放射強制力は、大気に よる赤外放射射出量の変化を考慮した結果、瞬間的な放射 強制力(太陽光の強い吸収がある場合)と比べて、下方に 修正されている。さらに、放射強制力の単一散乱アルベド への依存性が、かなり弱められることも分かる。

#### 4. <u>まとめ</u>

エネルギー収支モデルを適切に駆動するために、エアロ ゾルの調節放射強制力を簡易評価した。エアロゾル以外の 放射強制力も同様に評価できることから、多様な気候変化 要因による強制力を、統一的に取り扱える利点がある。



図1 晴天域におけるエアロゾル放射強制力の見積もり。 太陽天頂角を 60°、地表面アルベドを 0.15 と仮定して、 エアロゾルの光学的厚さと単一散乱アルベドへの依存性 を評価した。散乱の非対称因子は、0.7 に固定した。

# 海氷・海面水温が冬季成層圏循環に及ぼす影響

\*名本彩乃<sup>1</sup>, 三好勉信<sup>1</sup>, 中村哲<sup>2</sup>, 山崎孝治<sup>2</sup>, 浮田甚郎<sup>3</sup> (<sup>1</sup>九州大学、<sup>2</sup>北海道大学、<sup>3</sup>新潟大学)

#### <u>1. はじめに</u>

近年の海氷減少や海面水温の変動が、対流圏のみな らず成層圏にも影響していることが次第に明らかにな っている。中村ら[1]では、海氷減少に伴う対流圏循環 の変動により、成層圏突然昇温の発生回数が増加し、海 氷減少により極渦が弱くなることが報告されている。 そこで本研究では、近年の海氷減少に加え、海面水温の 変動も考慮に入れた数値実験を行うことで、海氷減少・ 海面水温変動が、対流圏循環の変動を通じて、成層圏循 環にどのような影響を及ぼすのかを調べることとした。 2. 使用データと解析手法

本研究では、大気大循環モデル AFES(AGCM for Earth Simulator)の結果を用いた[2]。このモデルは T79L96 で、 モデル上端は高度 60km である。以下に示す 2 つの実 験を行い、その差を調べることで、海氷・海面水温に対 する大気循環の応答を調べた。また、先行研究[1]と比 較することで、海面水温変動が及ぼす影響についても 明らかにする。

表1	AFES で用いた境界条件				
		積分期間	海面水温		

	積分期間	海面水温	海氷の厚さ
CNTL	60年	Early	Early
GLBL	60年	Late	Late

ここで Early(1979-1983)、Late(2005-2009)は、 それぞれ5年平均の値を用いている。

### 3. 結果と考察

両実験における成層圏突然昇温の発生回数や、冬季 における極渦の時間変化に注目して解析を行った。成 層圏突然昇温の発生頻度は GLBL の方が多く、特に 1 月における成層圏突然昇温の発生回数に明瞭な増加が 見られた。東西平均東西風の差について見てみると、 12月下旬の上部成層圏において正の偏差が見られるが、 1月上旬から負の偏差が見られ、2月上旬にかけて対流 圏まで下降している。このような特徴は、海氷のみを変 化(NICE)させた実験[1]の結果と定性的には同じである。 しかし、突然昇温の発生回数や極渦の弱まり方は、 NICE に比べ GLBL の方が小さい。つまり海氷減少に加 えて海面水温変動を加えたことにより、極渦の弱化が 小さくなったことになる。また、対流圏から成層圏への EP フラックスの鉛直成分を調べてみると、GLBL の方 が CNTL よりも EP フラックスが大きくなっているも のの、増加量は NICE に比べて小さくなっていた。つま り、GLBL では海氷減少による成層圏へ伝播するプラ ネタリー波の活動が増加する傾向と、海面水温変動に 伴うプラネタリー波の活動が減少する傾向とが重なり 合った結果であると考えられる。

このような成層圏の変化は、海氷減少・海面水温変動 が対流圏循環の変化を引き起こし、対流圏から成層圏 へのプラネタリー波の変動を通じて成層圏に影響した ものと考えられる。今後は、対流圏から成層圏へのプラ ネタリー波の変動に注目し、解析を行っていきたい。



図1 (上)CNTL 実験における 10hPa の北緯 60 度東西 平均東西風の季節変化。細線一本一本が各年の東西風 変化に対応している。(下)GLBL 実験における同様の図。





[1] Nakamura, T., et al., 2015, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 3209-3227

[2] Ofuchi, W., et al., 2004, J. Earth Simul., 1, 8-34

オープンサイエンスを目指した大気科学研究データの共有 \*磯田総子、村山泰啓、國武学、今井弘二(NICT)

1. はじめに

科学研究データをコミュニティ、あるいは広く 一般に開示して共有する、という考え方が、いわ ゆるオープンサイエンスの議論の中で検討され ている。我々はこれの具体的事例に基づく考察を すすめ実験的な試みを行うことが重要と考え、中 間圏下部熱圏を観測している MF(中波)レーダ ー (MFR)の風速データを共有できるよう、デ ータの整備、システムの準備などを行っている。 共有するデータは表1のとおりである。

表1:MFR のデータ名称、期間、緯度経度

	期間 (年)	緯度	経度
稚内 MFR	1998~現在	45.1N	141.5E
山川MFR	$1998 \sim 2009$	31.1N	130.4E
ポーカー	$1998 \sim 2012$	65.1N	147.5W
フラット			
MFR			

これらのデータはこれまで登録されたユーザー に対して FTP、HTTP で提供されてきた。

こうしたデータや利用条件(ライセンス)を適 切に保存、管理し、利用へ供するための仕組みを 作り、長期間あるいは将来的な複数分野にわたる 利活用をすすめるためのコンセプト、手法、技術、 技術基盤などの整備に寄与することが本研究の 目的である。

### 2. オープンサイエンスと研究データ共有

科学、およびそれ以外であっても、様々な機関 が持つ専門性の高い・知的価値の高いデータは科 学研究の成果としてみなす、また、社会での共有、 利用に供される事が今後重要になると言われて いる(内閣府、我が国におけるオープンサイエン ス推進のあり方について、2015)。研究者の視点 からは、論文で著述された知見や発見の根拠が参 照可能となり、論文の追証で有用性が期待されて いる。さらには、別分野の専門家による新たな知 見の創出等の有用性がある。

気象分野において、気象官署の公表データや気 象支援センターからのデータ供給以外にも、過去 のプロジェクトのデータやルーチン的な測定デ ータ等を研究者の自助努力により公開・共有する ことは行われてきたことから、データを研究活動 の成果ととらえて重視すること、これを互いに利 用すること、といったオープンサイエンスの実践 の一部は相性がよいように思われる。こうした新 たな評価軸の導入は、研究者にとっても有益なも のとなるよう、考えていく必要がある。一方、他 者によるデータ使用、保有、優先権の問題など議 論すべき課題は数多い。

#### 3. データへの DOI 付与とデータ引用

データ生成・提供を論文と同様に評価すること は現状では容易でないが、こうした業態の実現へ むけて、例えば研究者が生成したデータを公開し た場合、その利用時に引用する(データ引用、 Data Citation)という試みがある(例えば、Force 11 Data Citation Principle, 2014, https://doi.org/10.25490/a97f-egyk)。論文と同 様に「出版」されたデータが引用されて業績とさ れるならば、研究者はデータを死蔵するのではな く、データを世に出すインセンティブが生まれる 可能性がある。

これを支援する取り組みの1つとしてデータ に DOI (Digital Object Identifier)を付与する こと、またこのデータを解析して結果を出したと きに、このデータを DOI と共に論文中で引用す る、という取組みがある (データ引用)。論文の DOI と同様に簡便で正確な参照・引用が可能に なり、被引用数の算出など客観的評価が容易にな ると考えられている。今後 DOI とデータ生成者 の評価の方法論について議論が進むと思われる (例えば、Make Data Count, 2015, http://mdc.lagotto.io/)。

気象分野についてどのような DOI 付与実施形 態が望ましいのかは、今後も検討が必要であり、 データ整備やデータ利用の形態に応じてベスト なやり方をコミュニティとして模索することが 重要と考えられる(例えば、武田・村山・中島、 2016, 10.11502/rd\_guideline\_ja)。特に、多くの 論文に指標として用いられるような高層気象観 測データや、分野の基礎的データとして機能して いる再解析データなどは、学術へも行政へも貢献 が大きく、データ生成・整備への貢献者だけでな く、またそれが気象学の健全な発展に資する上で も、今後議論が必要になっていくと考えられる。

### 1. 大気レーダーデータにおける DOI の付与お よびデータ共有へ向けた試み

1. で述べた通り我々は大気レーダー観測結果 のデータ共有に向けて取り組んでいる。公開予定 のデータのうち、ポーカーフラット MFR にはす でに DOI が割り振られ、科学論文でも引用され ている(例えば、Kinoshita. et al, JGR, 2015, doi:10.1002/2014JD022647)。このレーダーは現 在観測を中止しているが、稼働時には30分に一 度データが準リアルタイムで追加されていた。す なわち 「動的な」 データセットであり、 Dynamic data citation として国際的な課題の一つとされ ている(例えば、 RDA Data Citation Working 2015,https://www.rd-alliance.org/ Group, groups/data-citation-wg.html)。我々はそれぞれ の時刻のデータそれぞれに DOI を付与すること は現実的ではないと考えて、今回は時間的に増大 する時系列データ全体について1つのDOIを登 録することとした。稚内、山川 MFR についても、 同様な方法をとることを想定している。

#### 5. まとめ

オープンサイエンスと呼ばれる新しい科学研 究や、とくに専門的研究データの新しい取扱いの 議論、研究者やコミュニティ、社会の全体におい てできるだけそれぞれがメリットのある方法を 目指すこと、そのための試行錯誤・検討段階であ る現在、自分たちの取得した観測データによる実 験をすすめていることを報告した。

# オゾン QB0 における化学と輸送の役割分担について

### 柴田 清孝(高知工科大学)

### 1. はじめに

熱帯成層圏の準二年振動(QBO)を再現でき る化学・気候モデル(CCM)を使ってオゾンQBO における化学と力学(輸送)の役割を調べた。 日平均データを使った化学フォーシングと輸送 フォーシングのずらし相関の評価から以下のこ とがわかった。10hPaでは化学で生成されたオ ゾン(QBO 成分)を約2週間の遅れで輸送が解 消し、20hPaでは輸送によるオゾンを約20日の 遅れで化学が解消していた。

#### 2. モデル・シミュレーション

気象研究所の CCM の旧版(水平は T42、鉛直 は 68 層(L68))の 10hPaより上層にさらに 13 層加え鉛直分解能を改良した L81 を使い、 CCMVal2の REF2 シナリオで CCM を走らせた。 解析期間は 1970-2020 年の約 50 年である。

#### 3. QBO



図2. 図1と同じ、ただし、オゾン濃度. 負の領域は灰色、等 値線間隔は 0.2 ppmv.

図1に帯状平均東西風のアノマリー(各月の 気候値からの偏差)の時間-高度断面の例を示 す。QBOの周期は約28ヶ月であり、最大振幅 は20 hPaで15~20 m/sである。一方、オゾン (図2)は20 hPaの上下で位相が反転しており、 上層10 hPaで振幅は約0.4 ppmv(~6%)、下層の 30 hPaでも約0.4 ppmv(~10%)である。これら の値はほぼ観測値を再現していると言える。

### 4. 化学と輸送の役割分担

化学フォーシング(以下、化学)と輸送フォ ーシング(以下、輸送)は全高度でほぼ逆位相 (out-of-phase)の打ち消しあいの関係であり、ソ



図3.10 hPa での QBO 成分(15-60 月)のオゾン (ppmv) と化学(ppmv/10day)の時系列. 実線はオ ゾン、破線は化学.

ース/レスポンスの関係の同定が難しい。オゾン との関係をみると、オゾンよりほぼ 1/4 周期進ん でいるのが明瞭なのは、10 hPa の化学(図3)、 30 hPa の輸送(図略)であり、これらがソース であることを示している。



図4. QBO 成分の輸送と化学のすらし相関係数の高度分布. 右の縦軸はおおよその高度(km).

日平均データを使った輸送と化学のずらし相関 係数の高度分布(図4)の極小値の軸の位置か ら化学コントロール域は 7~15 hPa であり、それ より下層が輸送コントロール域であることがわ かる。位相差は 10 hPa で約 2 週間、20 hPa (30 hPa)で約 20 日(70 日)である。

### 5. 謝辞

CCM のシミュレーションは国立環境研究所のス ーパコンピュータを使って行った。

### NINO.3 インデックスと日本付近における冬の寒暖との関係

\*塩崎公大 (京大院理)、榎本剛 (京大防災研/JAMSTEC APL)、高谷康太郎 (京産大理)

#### 1 はじめに

日本付近の冬の気候は統計的に、El Niño 時には暖冬 に、La Niña 時には寒冬になる傾向がある。また、El Niño や La Niña 時にはテレコネクションパターンが現 れることが知られており、特に Pacific/North American (PNA) パターンが現れやすいと言われている。しかし、 上記の傾向に当てはまらない El Niño や La Niña の事 例も一定程度ある(塩崎ら, 2017)。

一方で、Takaya and Nakamura (2013) は冬季極東域 の天候には Western Pacific (WP) パターンと Eurasian (EU) パターンが関係し、これらのテレコネクションパ ターンが冬季東アジアモンスーンの活動度に影響を及ぼ していることを指摘した。しかし、この先行研究ではテ レコネクションが El Niño や La Niña によるものかは 明らかにされていない。

そこで本研究では、El Niño 時、La Niña 時及び NINO.3 インデックス中立時の対流圏上層の循環変動と 対流圏下層の日本付近の寒暖との関係から、日本付近の 冬の天候を決定づける要因について明らかにすることで ある。

#### 2 解析方法

ERSSTv5 データと NCAR Reanalysis データから、 1948 年以降の冬を NINO.3 インデックスと日本付近 (25°-40°N, 100°-140°E)の寒暖(気温偏差の符号)を 用いて、El Niño 時の暖冬事例と寒冬事例、La Niña 時 の暖冬事例と寒冬事例、及び中立時の暖冬事例と寒冬事 例に分類し、それぞれでコンポジット解析を行った。解 析の際には温暖化トレンドを考慮している。

#### 3 結果

以下、El Niňo 時について述べる。El Niňo 時の暖冬 時と寒冬時の間に、以下のような差異が見られた。北半 球の高度場に注目すると、暖冬時では PNA パターンが 不明瞭であるが、北西太平洋上に WP-like パターンが 卓越している(図1(a))。日本付近の中緯度域は、この 領域における暖冬傾向に一致する WP-like パターンに 伴う正偏差に覆われている。フィリピン海上の高気圧性 の循環偏差と共に日本付近に向かって南風偏差を卓越さ せる。寒冬時では WP-like パターンが見られず中国東部 に負偏差が位置しており、PNA パターンは明瞭である (図1(b))。一方で、NINO.3 インデックス中立時の暖 冬(寒冬)事例には EU パターンのような波列が卓越し ており、中国東部から日本上に正(負)の偏差、シベリ アに負(正)の偏差が位置している(図1(c)、(d))。ま た、波の活動度フラックスを見ると、図1に見られる中 国東部から日本にかけて卓越しているそれぞれの高度偏 差に対応するフラックスは異なる方向から伝播している (図略)。

本研究の結果から、日本付近の冬の天候とテレコネク ションパターンとの対応が分かった。まず、El Niño 時 の暖冬事例では WP-like パターンが卓越し、寒冬事例 では PNA パターンが卓越している。次に、中立時には EU-like パターンが卓越しており、寒暖によってその正 負のパターンが逆転する。このことから、WP パター ンは El Niño、La Niña に関係している可能性が示唆さ れる。

発表時には発散風による渦度強制など力学的要因につ いての解析結果も発表する予定である。



図1:高度偏差(m)を示す。(a)はEl Niñoの暖冬事例、(b) は El Niñoの寒冬事例、(c)は中立の暖冬事例、(d)は中立の 寒冬事例。ハッチは 90%で有意な高度偏差の領域を示す。La Niña は省略。

- 塩崎公大・榎本剛・高谷康太郎,2017: ENSO 時の熱 帯海面水温偏差と日本の冬の天候.京都大学防災研 究所年報,60,486-490.
- [2] Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. J. Climate, 26, 9445–9461.

# 気象・火災予測モデル WRF-Fire の市街地火災への適用

\*山下晃平(東京工業大学), Alvin C.G. Varquez(東京工業大学), 神田学(東京工業大学), 室崎益輝(兵庫県立大学), 岩見達也(建築研究所), 坂本朗一(防災&情報研究所)

#### 1. はじめに

日本では巨大地震に伴う都市部における大規模火 災の発生が想定されており、これまで多くの市街地 火災モデルが提案されてきたが、国内における予測 手法やシミュレーションモデルでは火災建物周辺の ミクロな風環境による火災性状の変化が十分考慮さ れていないのが現状である。本研究では、4 次元デ ータ同化法技術やネスティングによる局所・広域の 相互接続技術が確立されている汎用気象モデル Weather Research and Forecasting (WRF)と山林火災を 対象とした火災モジュールとのオンライン結合モデ ル WRF-Fire を、市街地火災に拡張・適用するための 検討を行った。

#### 2. モデル改良

WRF-Fire の市街地火災への適用に際して、延焼速 度、燃料消費の計算を改良した。まず、延焼速度計 算に市街地火災モデルの濱田式[1]を導入する。過去 の市街地火災事例や実大火災実験の結果から統計的 に求められた式で、地域防災計画を策定する際の被 害想定において現在でも広く利用されている。濵田 式を用いることで、延焼速度を建物長さと建物間隔、 建物構造比により決定する。燃料消費計算には、国 十交通省総合技術開発プロジェクト「まちづくりに おける防災評価・対策技術の開発」モデル[2](以下 総プロモデル)の火災モデルを分析した。これは個 別建築物の火災性状と建物間の延焼を予測し精密な 市街地火災シミュレーションを可能としたモデルで あり、燃料消費を考慮する際に必要なパラメータで ある燃料重量および燃料減衰度を総プロモデルにお ける最大燃料消費時間により決定する。

#### 3. 結果

本研究では WRF-Fire の市街地火災への適用事例 として、2016年に新潟県糸魚川市で発生した市街地 火災を対象として延焼シミュレーションを行った。 2016年12月22日午前10時20分頃に発生した火災 では、強い南風の影響を受け延焼し、およそ4万m<sup>2</sup> が焼失した。本研究では出火地点をおよそ中心とし てWRFの4重ネスティングをし、領域、日時、建物 分布の設定を基に計算を行った(図1)。WRFで扱う 気象条件の初期値・境界値には National Center for Environment Prediction (NCEP)で公開されている Final Analysis Data (FNL)を用いた。各建物構造を裸 木造、防火造、準耐火造、耐火造に分類して燃料特 性を設定し、グリッド内の建物割合から代表建物構 造と長さ・間隔等を決定した。

延焼シミュレーションでは、出火地点から風に影響され北へ延焼する様子が再現された(図2)。建物 構造による延焼速度及び燃料消費の違いや、発生熱 による風の挙動変化も確認された。

#### 謝辞

本研究は,消防防災科学技術研究推進制度の助成 を受けた。



図1 糸魚川市火災シミュレーション領域設定



図2 糸魚川市火災シミュレーション延焼結果

- [1] 濱田稔 (1951)
- [2] 国土交通省総合技術開発プロジェクト (2003)

WRF-ARW を用いた陸面モデルの違いによるシベリア域の 降雪・積雪深予測の不確実性について

\*鈴木和良 (JAMSTEC), Milija Zupanski (Colorado State University)

### 1. はじめに

陸域雪氷は、大気陸面相互作用を通して気候システ ムに大きな影響を与える.しかしながら、陸域での雪氷 表現の高度化が、大気(降雪イベント等)にどの様な影 響を与えかについては不明な点が多い.

本研究では、2つの異なる陸面モデルと結合された 領域気候モデルを用いる事で、降雪・積雪深の24時間 予測の不確実性がどの様に変化するのか、32メンバー のアンサンブル予報によって評価した.

#### 2. 方法

#### 2.1 実験概要

陸面過程の影響を評価するため,2 つの陸面モデル (LSM)を一つの気候モデル(WRF)に結合して用いた.単 純なLSM として Noah LSM,もう一つはより洗練され た Noah-MPLSM である.アンサンブル予測は、不確実 性評価のため,WRF のアンサンブルスプレッドを生成 する.ここで,Suzuki et al. [1]と同様の Maximum Likelihood Ensemble Filter のデータ同化システムを使用 した.本研究では、32 メンバーのアンサンブル予測を 行った.側方境界条件は、ERA-INT 再解析データを適 用した.モデルは 水平分解能 27 km,大気鉛直 28 層, 土壌4層により構成させる.

#### 2.2 モデル予測の誤差と不確実性の評価

24 時間予測誤差を評価するために、Xo で示される観測 として、GPCP1度格子日降水量、CMC 25km 格子日積 雪深、ERA-INT 再解析データセットを用いた。24 時間 予測に対する誤差を評価するため、二乗誤差平方根 (RSE)を使用した。

$$RSE = \sqrt{\left(X_f - X_o\right)^2} \tag{1}$$

Xiは24時間予測値、Xiは観測値です。以下では、予測 スキルの指標として RSE を使用する.アンサンブル予 測の不確実性は、予測誤差共分散の標準偏差(σ)によ って表せる.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} P_i^2} \qquad (2)$$

piは、平方根アンサンブル予測誤差共分散のi番目の列 を示す.

不確実性と誤差との間の相関は、アンサンブル予測が 現実的であるかどうかを確認するためにしばしば使用 され,以下で示される.

$$\rho = \frac{X^T Y}{||X|| \cdot ||Y||} \qquad (3)$$

ここで、XおよびYはそれぞれRSEおよび標準偏差ベクトルを表し、上付き文字Tは転置を表す。不確定性の推定値が現実的であるためには、pが0.5を超える相関を持つことが一般に認められている(例えば、[2])

#### 3. 結果と考察

陸面モデルが固体降水にどのように影響するかにつ いて示す. Noah-MPLSM によって計算された固体降水 量の不確実性は、中央南部で Noah LSM よりも小さく なった. Noah および Noah-MP LSM の領域平均 RSE 値は、それぞれ 1.0 mm および 1.1 mm であった. した がって、24時間の固体降水量予測のRSEにおける明確 な改善は見られない.同じLSMのRSE と $\sigma$ の相関は、 Noah LSM では 0.67, Noah-MP LSM では 0.60 だった. このことから,両LSMの不確実性は,スキル - スプレ ッド関係を満たす.また、領域平均σは、それぞれ 0.9mm と 0.8mm であり, RSE と同様に両者にほとんど 差がなかった. さらに RSE とσの領域平均値はほぼ等 しい.従って、両LSM モデルを用いた不確実性推定が 現実的であると考えられた.従って.高度化したLSM の利用は、極端に大きな不確実性を小さくする効果を 持つ可能性がある. 詳細は Suzuki and Zupanski [3]を参 照して頂きたい.

### 参考文献

[1] Suzuki, K. et al. 2017, Atmos Sci Lett, 18, 106-111.

[2] Du J, 2007, Science & Technology Infusion Lecture Series, 42 pp
[3] Suzuki, K. and Zupanski, M. 2018, Front. Earth Sci., doi: 10.1007/s11707-018-0691-2

### 異なる SST データによる客観解析値が領域モデルの地上気温再現性に及ぼす影響

村崎万代\*、釜堀弘隆、行本誠史、小林ちあき(気象研究所)

#### はじめに

近年、日本域における大気場は周辺域のSST分布 と密接に関係していることが、観測・モデルによる 研究から明らかになりつつある。領域モデルによる 気候再現実験や将来実験において、海流など詳細な SSTを加味した境界条件を用いることは、データの 信頼性向上のためにも、また、中緯度大気海洋相互 作用の理解のためにも重要である。

本研究では、SST及び境界条件が領域モデルの気 候再現性へ及ぼす影響について調査することを目的 とする。そのために、異なるSSTデータを使って作 成された2種類の客観解析データを境界条件として 5km分解能NHMをネスティングし、結果を比較する ことで、日本域の気候再現性への影響を調査した。 今回の報告では6,7月の関東地方の地上気温への影 響について解析結果を示す。

#### 実験の設定

- ・実験期間:2001~2010年の6/1-7/31
- ・計算:タイムスライス(18UTC初期値の30時間積 分で最初の6時間をスピンアップとし、その後の24 時間について解析)

・領域モデル:JMA-NHM水平分解能5km **CNTLrun (コントロールラン)**:側面条件は JRA-55C、SSTは分解能約1°のCOBE-SSTを使用。 **CHSrun (高分解能SSTラン)**:側面条件は JRA-55CHS(高解像度SST版客観解析)、SSTは 分解能0.25°の黒潮など海流をある程度表現できる MGDSSTを使用。

#### 結果

図1は6.7月の10年平均地上気温差(CHS-CNTL) を示している。地上気温差はSST差を反映しており、 高解像度SSTを使用することで黒潮上や日本海側沿 岸で上昇していることがわかる。一方で、日本列島 上での気温の変化は周囲の海上に比べ非常に小さい。 しかしながら、daily scaleで見てみると、この地上 気温差がSST差と同符号で内陸まで広がるケースも ある。そこで、今回は関東地方と周辺海上の日平均 気温差( $\Delta$ Tsrf)に着目して、次の4種類のコンポジ ットをとった。**Case1**: $\Delta$ Tsrfが関東上も周辺海上も 強い負、**Case2**: 同強い正、**Case3**: $\Delta$ Tsrf小かつ、 周辺海上の $\Delta$ Tsrf(負)と連動しない、**Case4**: $\Delta$ Tsrf 小かつ、周辺海上 $\Delta$ Tsrf(正)と連動しない。

図2(a)はCase1に該当する事例のコンポジットを 示したものである。関東近海上の $\Delta$ Tsrfが強い負を 示す原因は、与えるSST分布の表現の違いによると 考えられる。この差が内陸の地上気温にまで影響を 与えていることがわかる。一方で、図2(b)のように 関東近海上の $\Delta$ Tsrfが明瞭に変化しているのにも関 わらず、陸域の $\Delta$ Tsrfが0.2 °C以内になった事例 (Case3)も存在する。

どのような条件下でこのような違いが現れるのか、

各caseについて大気場を調査した。Case1とCase3 で卓越風向については大きな違いは見られないが(図 2矢印)、水蒸気量については明瞭な違いが見られた (図3)。海上ΔTsrf(負差)と連動して関東陸域上の 負変化が大きいCase1では、水蒸気量も負変化が顕 著に現れた(図3a)。一方、Case3の条件下では、 水蒸気量の変化が比較的小さい(図3b)。この結果 は、日スケールで見ると、大気場の条件によっては SSTの表現の違いが内陸部の気温の再現性にまで影 響を及ぼす可能性があることを示唆している。





図2 6,7 月の地上気温差 (CHSrun-CNTLrun) 陰影は負。 コンターは正のみ 0.2℃間隔。 (a)Case1 コンポジット、 (b) Case3 コンポジット。矢印は Chsrun における風(m/s)。



図 3 6,7月の 950hPa 水蒸気量の差 (CHSrun-CNTLrun) 陰影は負。コンターは正のみ 0.1g/kg 間隔。 (a)Case1 コ ンポジット、(b) Case3 コンポジット。

# 夏季北太平洋の海洋前線帯における下層雲変動と温度移流の関係

\*高橋 直也,早坂 忠裕(東北大院理)

### 1 はじめに

夏季北太平洋中高緯度に広く出現する下層雲は卓越し た負の放射強制力をもたらし、全球エネルギー収支を決 定するだけでなく,海洋混合層の熱収支を通して海洋内 部へ重大な影響を与える.一方で,北緯 40 度付近に存 在する急な海面水温緯度勾配で特徴付けられる海面水温 前線 (SSTF) は、ストームトラックの維持など海洋から 能動的に大気へ影響を及ぼすことも知られている<sup>1</sup>.し かしながら、上記の海洋前線帯における大気-雲-海洋の 相互作用の理解は未だ不十分であり、下層雲の生成・消 滅などの雲物理過程の理解が求められている. 前回大会 では夏季北太平洋における SSTF と下層雲の出現領域の 関係を調査し、下層雲量変動が SSTF 変動よりも先行す ることを示したが、先行する下層雲量変動の要因は明ら かとなっていない. 下層雲量を決定する重要なパラメー タとして,暖気および寒気移流があげられる.暖気移流 は湿潤な大気が凝結することで霧や層雲を形成し、寒気 移流は下層大気の不安定化をもたらすことで層積雲を形 成する.本研究では、海洋前線帯における温度移流と下 層雲量変動の関係を明らかにすることを目的とした.

#### 2 解析手法

雲プロダクトとして、A-train に所属する Aqua 衛星搭載の MODIS から得られた 8 日平均データ <sup>2</sup>(MYD08\_E3, Collection 6), 海面水温プロダクトと して, OISST 日平均データ (AVHRR-only product<sup>3</sup>) を用いた. さらに、大気再解析データ ERA-Interim の 日平均データ4より風および地上気圧データを解析し た.水平解像度はそれぞれ 1.0 度, 0.25 度, 0.75 度であ り,解析期間は 2003 年から 2016 年の 6-8 月 (JJA) で ある. OISST および ERA-Interim データは、MODIS と同じ時空間分解能となるように内挿を施した.対象 の海洋前線帯は北緯 37.5 度から北緯 42.5 度および東 経 160 度から西経 160 度とした.本研究では,強 SSTF 域 (東経 165 度から 170 度),弱 SSTF 域 (西経 160 度 から165度)を定義し、領域間の結果を比較した.下層 雲は 680hPa 以下の雲頂高度を持つ雲と定義し, 雲量を Random overlap 法で求める. 温度移流 (T<sub>adv</sub>) は海面水 温および地上10mの東西・南北風速を用いて,以下のよ うに計算した  $(T_{adv} = -u_{10}\partial SST/\partial x - v_{10}\partial SST/\partial y)$ .

#### 3 結果と考察

まず,季節変化を除いた下層雲量偏差と温度移流偏差 の時系列データから各領域における両者の相関関係を明 らかにした.図1に弱 SSTF 域の時系列を示す.下層雲 量偏差は温度移流と負の相関を持ち,暖気移流偏差が強 まる時に下層雲量が減少することがわかった.領域間の 夏季 (JJA)における相関係数は強 SSTF 域で-0.36,弱 SSTF 域で-0.44 であり,弱 SSTF 域での下層雲量と温 度移流の負の相関関係が相対的に強いことがわかった. また,相関係数の水平分布を確認すると,海面水温前線 帯およびカリフォルニア沖の亜熱帯東部で有意な負相関 が見られた.以上より,相関の強さは領域毎に異なるが, 海洋前線帯全域で下層雲量偏差と温度移流偏差の間に負 の相関関係があることがわかった.

次に,温度移流(南北風)偏差を生み出す気象場を明 らかにするために、各領域の下層雲量偏差を基準とし、 地上気圧に対してコンポジット解析を行った. 下層雲 量の正/負偏差が1標準偏差を超えるケースは各領域で 19/31(強 SSTF 域)・21/25(弱 SSTF 域) ケースあった. 解析結果より、海洋前線帯における南北風の変動は北緯 40 度以北での移動性擾乱に伴って生じ、下層雲量偏差が 正の時に生じる寒気移流偏差は低気圧西側での北風偏差 によって生じることが示唆された. さらに,下層雲形成 の物理的メカニズムを考えるために、比湿・相対湿度・ 温度の鉛直分布に対してもコンポジット解析を行った. 寒気移流偏差は乾燥しているが,低温化による 900hPa 付近での高い相対湿度および大気境界層の安定化をもた らすことで、下層雲形成に好ましい環境場を生み出すこ とがわかった、今後の課題として、雲変動の時間スケー ル考慮した高時間分解能データの解析・雲微物理過程を 含めた下層雲の形成・消滅プロセスの解明があげられる.



図 1 弱 SSTF 域における季節変化を取り除いた下層 雲量偏差(棒線)と温度移流偏差(実線)の時系列.

- 1. Nakamura et al. 2008, GRL, 35, L15709.
- 2. Platnick et al. 2003, *IEEE*, **41**, 459-473.
- 3. Reynolds et al. 2007, *JC*, **20**, 5473-5496.
- 4. Dee et al. 2011, QJRMS, **137**, 553-597.
2017 年夏季に出現・停滞したオホーツク海高気圧に関する 総観気候学的解析 \*宮本大輔(日大院・総合基礎),山川修治(日大文理・地球)

### 1. はじめに

2017 年 8 月前半は北日本太平洋側で日照不足と低温, 東日本では日照不足となった。このような不順な天候をも たらした要因はオホーツク海高気圧が出現・停滞したこと が大きい。本研究の目的は、2017 年夏季の総観気候場を解 析し、オホーツク海高気圧が出現・停滞した要因を明らか にすることである。

### 2. データ

使用したデータは NCEP/NCAR 再解析データ(2.5°× 2.5°) (Kalnay *et al.*, 1997), NOAA の ERSST V5 (2.0°× ×2.0°) (Huang *et al.*, 2017), 宮古の平均気温, 高知大 学の気象衛星赤外画像である。

### 3. 結果と考察

宮古における平均気温の平年偏差の時系列を図 1 に示 す。6月と7月は気温が平年よりも高く、7月12日には平 年よりも8℃高かった。しかし、7月末には負偏差に転じ、 8月上~中旬は平年より低い日が続いた。8月10日は平 年よりも4.9℃低かった。この平年よりも低温の期間は、 オホーツク海高気圧が出現・停滞していた期間と対応して いた。

この期間において、半旬平均とその平年偏差図を作成 して、総観気候場を解析した。その結果、第 43 半旬でオ ホーツク海における SLP が正偏差を示し、出現時期と対 応している。第 45~46 半旬では正偏差の値も増大し、半 旬平均図でもオホーツク海高気圧が明瞭に認められ、こ の時ピークに達したことがわかる。第 47 半旬になると負 偏差となり、オホーツク海高気圧の衰弱した時期と対応 している。

第43~44半旬はユーラシア北部で寒帯前線ジェット気 流が強化され,ユーラシア大陸と北極海沿岸で傾圧性が 帯状に高くなった。また,第45~46半旬ではユーラシア 上空でロシア西縁部を波源とする準定常ロスビー波の東 方伝播がみられ(図2),数日間停滞する要因となったと みられる。ユーラシア大陸で気温が平年よりも高く,かつ, 北極海では気温が平年よりも低かったため,寒帯前線ジ ェット気流が強化された。しかし,不安定性が増大したこ とにより,寒帯前線ジェット気流が南北に蛇行し,オホー ツク海高気圧が停滞することになったと考えられる。

また,SST 平年偏差図をみると,熱帯太平洋西部では正 偏差となっていたが,フィリピン東方では,速度ポテンシ ャルの解析によれば対流活動が平年よりも不活発となり, 高気圧性偏差を形成し,夏の PJ パターンを引き起こした。 その結果,下層のオホーツク海高気圧が強化されたと考 えられる。



図1 宮古の平均気温平年偏差の時系列(2017年6月1日~8月31日)

300hPa wave activity flux (09Aug.2017-13Aug.2017)



図 2 300hPa 波活動度フラックス (2017 年 8 月 9 日~8 月 13 日)

## 寒冷渦とトラフの波列構造の差異

\*春日悟(新潟大学大学院自然科学研究科),本田明治(新潟大学理学部), 山崎哲(海洋研究開発機構),川瀬宏明(気象研究所), 山根省三(同志社大学理工学部),浮田甚郎(新潟大学理学部)

### 1. はじめに

災害をもたらす竜巻などの突風現象の発現時には、 対流圏上層に偏西風蛇行に伴う低圧部の張り出しで ある「トラフ」やその張り出しが偏西風蛇行から切 離して低気圧となった「寒冷渦」がしばしば確認さ れる. しかしながら、これまで竜巻の発生環境に関 し、寒冷渦やトラフなど対流圏上層の擾乱との関係 について着目された例は少ない. 筆者らは上記の点 に着目して解析をした結果[1]、竜巻を伴った寒冷 渦・トラフと竜巻を伴わなかった寒冷渦・トラフの 構造に有意な差は表れないことが分かった. しかし ながら、寒冷渦とトラフの違いに関しては、 偏西風 蛇行から切離したか否かだけでは説明できないよう な特徴を得た、これまで寒冷渦とトラフの生成・発 達過程や力学的な構造の差異について研究された例 は少なく,加えて、将来的に偏西風蛇行から竜巻に 至る多重スケール的な力学的相互作用を議論するた めにもそれらの中間的なスケールであるトラフや寒 冷渦の理解を深めることは重要である. 以上のこと から、本研究ではまず寒冷渦・トラフの基本場の差 異を理解することを目的とし、それぞれにコンポジ ット解析を行い、得られた結果を比較した.

### 2. データと手法

大気データは気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)を用 いた.寒冷渦とトラフの抽出には去年度の秋季学会 と同じく Nieto らの客観的な手法[2]を参考にしたも のを用いた[1].また去年度の秋季学会と同様に、気 象庁竜巻等突風データベースに基づき、東日本 (137.5E-142.5E)に竜巻発生時(時刻は JRA-55 の 6 時 間間隔に修正)に最も寒冷渦・トラフの出現頻度の大 きな領域を"東日本に接近した領域"と定義し、2007-2015 年の9年間に東日本に接近した全ての寒冷渦と トラフのデータセットを作成した.更に各々のタイ ムステップに対して9年平均・30 日移動平均を施し たものとの差をとることで偏差とした.今回は春季 (3-5 月)の結果のみ示す.

### 3. 結果

図 1b よりトラフの基本構造は波動であることが よく分かる.一方,寒冷渦の構造はトラフと似た波 列構造に加えて,寒冷渦の北の正偏差が特徴的である(図 1a). これはオメガ型のブロッキングがその南部に寒冷渦を伴うことと整合的である.図 1aから36時間遡った図 1c によると寒冷渦の北西には北欧からの波列と,更には西太平洋からオホーツク海へも波列のようなものが見られる. この両者は時間発展とともに寒冷渦北方の正偏差を強めていったようにみえた. しかし,トラフの T=-36 には上記のような波列構造は弱く,むしろトラフ自体の波列構造が卓越していた(図 1d).

### 4. おわりに

上記の差異の原因は現在調査中である.また今回 は春の結果のみ示したが、当日は他の季節のトラフ・ 寒冷渦の基本場およびそれらの差異について解析・ 考察をした結果を発表する予定である.



図 1,東日本に接近した寒冷渦(a, c),トラフ(b, d)の 500hPa 高度偏差[m](実線は正,破線は負)と99%有意 差(影). a,b は最も東日本に接近した時刻(T=0), c,d は T=0 から 36 時間遡った時刻(T=-36).

- [1]春日悟、本田明治、山崎哲、川瀬宏明、山根省三、2017、竜巻・突風 現象発現をもたらす寒冷渦の客観的抽出システムの確立へ向けて、 日本気象学会秋季大会講演予稿集,112, P324.
- [2] Nieto et al., 2005, Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere, *Journal of Climate*, 18(16), 3085-3103.

# 北海道西岸沖に発生するポーラーローの感度実験に対する 応答とその要因

\*田村健太 (北大院環境科学), 佐藤友徳 (北大院地球環境)

### 1. はじめに

冬季の北海道西岸沖では、しばしば小低気圧が発生 し、石狩平野を中心に突風や大雪をもたらすことが古 くから知られている.これらは、冬季の高緯度海上で 発達するメソスケールの低気圧である、ポーラーロー

(以下 PL)の一種であることが多い.これまでに同海 域で PL の発生メカニズムに関する様々な事例研究が 行われてきたが、PL は事例毎に多様な形態をとること から、多くの事例について調査が必要である.

本研究では、領域気象モデルによる冬季気候の再現 実験と、海氷や陸面などの下部境界条件を改変した感 度実験を行い、PLの発生に対する下部境界条件の影響 について考察した.

### 2. 方法

領域気象モデル WRF の長期積分を行い,その結果を 用いて PL の抽出と解析を行った.実験・解析期間は 1982年12月から2012年3月の冬季(DJFM)であり,初 期値・境界値として大気にJRA-25を,海面水温にOISST を用いて現実気候の再現実験(以降,再現実験と表記) を行った.PLの発生に対する下部境界条件の影響を調 査するために,海氷を取り除いた実験(海氷除去実験) や極東の山脈を取り除いた実験(山脈除去実験)など の感度実験を,再現実験と同じ期間行った.

数値実験の出力データに対して以下の手順を適用す ることで PL を抽出した.はじめに各格子点の 850hPa ジオポテンシャル高度が周囲の 8 格子点より小さい低 圧部を判定する.次に低圧部中心における 900hPa 高度 の渦度が閾値(10<sup>-5</sup>s<sup>-1</sup>)を超えた場合に PL が存在して いるとみなした.ただし,PL の水平スケールを考慮す るため,20km 格子のモデル出力を 200km の格子に平 滑化したデータについても同様に低圧部の抽出を行い, 総観規模の低気圧を除外する等の工夫を施した.

### 3. 結果

抽出した PL は北海道西岸沖に集中して発生することが分かった.これは先行研究[1]と整合的である.

再現実験と感度実験における PL 発生数の季節変化 を図1に示す.再現実験では1月下旬に発生数が最大 となり、3月上旬にも発生数の極大が見られる.それに 対して山脈除去実験では12月から2月中旬にかけての 発生数が減少しており,発生数の季節変化が不明瞭と なった.また、山脈除去実験におけるPL発生数は2月 下旬から3月にかけては再現実験と同程度であるが、 海氷除去実験では、3月上旬の発生数極大が見られなく なった.これより、PLの発生に影響する下部境界条件 が月ごとに異なると考えられる.海氷除去実験におけ る2-3月のPL発生数分布の偏差(海氷除去実験-再現 実験)を図2に示す.海氷除去実験では樺太西側のPL 発生数の増加が顕著であることから、2-3月の海氷の存 在がPLの発生を抑制していることが示唆される.



図2 海氷除去実験における2-3月のPL発生数分布 の再現実験からの差(増加:+ 減少:-)破線は再現 実験での平均海氷密接度 参考文献

[1] Yanase, W., H. Niino, S. I. I. Watanabe, K. Hodges, M. Zahn, T. Spengler, and I. A. Gurvich, 2016: Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis. J. Climate, 29, 419-437.

謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト (ArCS)、科 学研究費補助金(15H05464)の支援で実施された.

### 北海道における 2007/08~2017/18 の冬季落雷の傾向

馬場賢治 12 野田真由 2 上田博 3

1: 酪農学園大学大学院 酪農学研究科 2: 酪農学園大学農食環境学群 3: 名古屋大学

### <u>1. はじめに</u>

日本における冬季雷は、北陸地方を中心とした本州日本海側で多く観測されることから、これらの地域の研究が数多く行われている. Kitagawa (1989)は、100年間の雷日数を調査し、日本海側の落雷数の増加を示した.北海道においても冬季雷は観測されており、青山ら(1999)は1993年以降のデータを用いて落雷数と雷事故数を調べている.本研究では、北海道における冬季雷の最近の傾向を調査した.

### 2. 解析とデータ

本研究では北海道付近を対象としているため, 寒気の 流入する 11 月から 3 月を冬季と定義し, この期間の解析 を行った.対象範囲は, 北緯 41~46 度・東経 139~146.5 度である.

データは、北海道電力が道内に7個所(奥尻,室蘭, 積丹,富良野,羽幌,興部,池田)に展開している電磁波 検出装置を用いた落雷評定システム(Lightning Location system: LLS)の2007~2017年を使用した.また、気 象庁がまとめた北海道全域と同日本海側領域の月別気温 偏差、降水量、日射量、および降雪量データを用いた.

### 3. 結果と考察

北海道域における対象期間 11 月~3 月までの各月につ いて 10 年間の冬季雷日数を表に示す. 11 月に落雷件数 は最も多く,次いで 12 月,3 月の順になる.一般的に雷 活動には,積乱雲内の電荷分離が必要であり,霰粒子が重 要である. 霰の形成は,-10℃程度の層内で活発に行われ る.よって,厳冬期では、既に地上付近の気温が-10℃程 度であるため,雲内ではさらに低温であり,電荷分離は不 活発であることが推察できる.今回の事例の傾向では、厳 冬期には落雷件数が少ないので,一般的な理論で説明で きる.しかしながら,経年的にみると、厳冬期と言われる 1 月から 2 月において、増加傾向である.

北陸地方の夏季の落雷は 90%以上が負極性である (Takeuti and Nkano, 1977) に対し、冬季雷は 41%

(Takeuti et al., 1978) や 33% (Suzuki, 1964) と正極 性の割合が多い報告が行われている.本研究においても 正極性落雷の割合が対象機関全体で 43% と比較的大きく, 北陸地方で観測された冬季雷と同様の傾向が示された.

冬季間の落雷数(全体・正極性)に対して、北海道全体 の気温偏差、および降水量と降雪量の平年比との間の相 関を求めたが.期間全体では目立った結果は得られなかった.月別にみると,12月の降水量と有意な正の関係が 見られ,正極性落雷では降雪とも正の相関が得られた.また,西高東低時の落雷数(正極性含)と降雪量には負の有 意な関係が示された.同様に北海道日本海側の前述の偏 差等と落雷数を比較した結果,期間全体では降水量と有 意な関係が示された.月別では,11には降水量との間で 正の相関が示された.12月は有意ではないが北海道全体 と同様の結果が得られた.1月の落雷数は降水量および降 雪量との間で負の関係が示された.

	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Total
0708	2473	23	7	163	0	2666
	(1252)	(8)	(4)	(80)	(0)	(1344)
0809	6007	975	98	8	0	7088
	(2082)	(412)	(76)	(6)	(0)	(2576)
0910	1631	1457	68	42	767	3965
	(735)	(770)	(25)	(11)	(176)	(1717)
1011	32813	12996	592	663	311	47375
	(12203)	(5247)	(245)	(286)	(100)	(18081)
1112	3337	3381	131	397	316	7562
	(1731)	(1561)	(54)	(141)	(129)	(3616)
1010	31402	11637	592	312	618	44561
1213	(12927)	(5884)	(268)	(99)	(264)	(19442)
1314	40996	1983	844	33	465	44321
	(18366)	(1021)	(416)	(14)	(213)	(20030)
1415	17504	550	111	496	820	19481
	(8176)	(187)	(41)	(203)	(281)	(8888)
1516	2480	1575	790	454	1404	6703
	(1276)	(653)	(394)	(128)	(624)	(3075)
1617	12221	3520	5649	72	3877	25339
	(5115)	(1909)	(2770)	(39)	(1657)	(11490)

### 表 LLS による 2007-2017 年冬季落雷件数。括弧内は正極性雷 件数を示す。

参考文献)

Kitagawa, 1989, Long - term variations in thunder - day frequencies in Japan. J. Geophys. Res. 94(D11): 13183–13189.

Takeuti and Nakano, 1977, On lightning discharges in winter thunderstorm,

Electrical Processes in Atmospheres, edited by H. Dolezalek, and R. Reiter, Steinkopff, Darmstdt, Germany, 614-617.

Takeuti, Nakano, Brook, Raymond, and Krehbiel, 1978, The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku Coast, J.GeoPhys.

Suzuki,T. 1992, Long term observation of winter lightning on Japan Sea Coast. Res. Lett. Atmos. Electr. 12: 53-56.

謝辞:本研究は北海道電力のLLSデータ提供を頂き行われました.

# SSMIS データを用いた

台風構造と強度の関係についての研究

佐々木康気(気象大学校、現所属:青森地方気象台)·\*北畠尚子(気象大学校)

### 1. はじめに

台風は海上で発生するため直接観測データが少なく、 台風の強度解析には主に静止気象衛星による衛星観測 が使われている、しかし、上層雲に覆われるとその下 の雲分布の判断がしにくい。そこで、近年では軌道衛 星搭載のマイクロ波センサーによる観測データを用い た強度推定の開発が行われている。本研究では、櫻木・ 北畠(2015、日本気象学会春季大会)の強度推定法に 使われているパラメータが表す台風の構造を調査し、 強度との関係を明らかにすることを目指す。

### 2. 研究手法

櫻木らは、2007~2014年の台風について、台風中心 から半径2度以内(緯度換算)のDMSP/SSMIS輝度温 度データ(周波数は19,22,37,91GHz)を用いて同心円 状の領域の平均輝度温度等のパラメータを計算した。 本研究ではそれを使用し、ただし気象庁ベストトラッ クで最大風速32m/s以上に発達した台風のみを対象と して、発達期・衰弱期に分けて調査を行った。まずパ ラメータごとに台風強度との相関を調べた。次にパラ メータを主成分分析し、上位の主成分と台風強度との 関係について調べた。

### 3. 結果と考察

発達期・衰弱期ともに 19GHz の半径 1 度以内で台風 強度と相関が良かった。逆に、22GHz では発達期・衰 弱期ともに相関が悪い。全周波数帯で相対的に発達期 のほうが衰弱期より相関が悪かったが、発達初期では 対流の分布が組織化しておらず、輝度温度分布ではっ きりと捉えられないことが原因と考えられる。

相関が悪い22GHzのパラメータを除き、発達期・衰 弱期別にパラメータを主成分分析し、各主成分の主成 分得点と最大風速の相関を求めたところ、相関がある と言えるのは第1主成分のみであった(図1)。また、 累積寄与率は、発達期は第5主成分、衰弱期は第4主 成分までで0.8程度となり、ある程度最大風速に寄与し ているとみなせる。よってそれらの主成分得点を用い た回帰式を作成した。図2に発達期・衰弱期でのベス トトラック最大風速と推定最大風速の関係を示す。こ れらを比較すると、特に最大風速が弱い事例で、発達 期と比較して衰弱期はばらつきが小さく、相関係数や RMSE も相対的によい。 主成分分析にはパラメータを用いており各主成分の 特徴を直感的に捉えるのが難しいので、輝度温度分布 の特徴を示すために、各主成分で得点の高い上位 10% の事例をコンポジットした。発達期 19GHz コンポジッ ト(図3)を見ると、第1主成分はインナーコア領域 の雲・降水分布の組織化が反映されており、台風強度 との関係が強かった。第2主成分は眼の大きさが反映 されている。第3~第5主成分では非対称性が現れてい た。特に、第5主成分は Dvorak 法で発達初期の台風に 特徴的な curved band pattern が表れているように見える。

結論として、台風強度と相関がよいのは第1主成分 だけであった(図1)が、台風の多様な構造を表す他 の主成分も用いることにより、図2に示した台風強度 との関係が向上することが分かった。

### 4. 謝辞

本研究を進めるにあたり、SSMIS 輝度温度パラメー タを提供してくださった気象研究所(当時)の櫻木智 明氏に深く感謝いたします。



図1 最大風速と各主成分(横軸)の相関係数(縦軸)。 左は発達期、右は衰弱期。



図2 ベストトラック最大風速(横軸)と推定最大風 速(縦軸)。左は発達期第1~第5主成分、右は衰弱期 第1~第4主成分を使用。実線が回帰直線。



図3 発達期で主成分得点が高い事例のコンポジット 図中の円は中心から半径1度と2度の同心円。 大規模アンサンブル実験結果を用いた台風季節予報の可能性調査 \*片山卓彦<sup>1</sup>,水島佳緒<sup>1</sup>,千葉丈太郎<sup>2</sup>,吉田康平<sup>3</sup>,宮川知己<sup>4</sup>,木本昌秀<sup>4</sup> (<sup>1</sup>㈱東京海上研究所,<sup>2</sup>気象庁,<sup>3</sup>気象研究所,<sup>4</sup>東京大学大気海洋研究所)

### 1. はじめに

台風は、アジアを中心に大きな被害を及ぼす気象現象 であり、その予測精度向上に向けて多くの取組がなされて いる。当研究所では、確率台風モデルを用いた台風季節 予報可能性を調査しており、JRA55 を入力データとした場 合、当モデルには一定の精度で台風活動の再現性がある との結果を得た(2017 年秋季大会)。今回は、大規模アン サンブル実験結果「d4PDF」<sup>III</sup>を用いて、北西太平洋の台 風を対象に、台風活動度を示す「ACE」と、日本への影響 を測るうえで重要な「接近数」の年間傾向について、外部 境界条件に基づく予測可能性の有無について検討した。

### 2. 使用データと調査項目

台風データは、気象研において d4PDF 過去実験(以下、 d4PDF という)から抽出した台風トラックデータ<sup>(2)</sup>と JMA ベ ストトラックを利用した。台風トラックデータは、観測の台風 発生数と大きな差異が生じないことを優先に閾値が設定さ れており、弱い台風の割合が多いという特徴がある。 ENSO に伴う SST 変動の指標として、夏季(JASO)の NINO.3.4 偏差を用いた。

調査項目は、ACE (Accumulated Cyclone Energy)<sup>38</sup>と日本への接近数とした。ACE は台風の最大風速の二乗を積算したもので、台風発生数、台風強度、台風寿命の要素を含む台風活動度を示す指標である。数値は各時刻の台風の風速から各年のWNP(100E~180E、0~60N)内のACEを求めた。ACE を細分化して台風強度と台風寿命も調査することとし、観測・d4PDFともに強度は台風中心気圧と問囲との気圧差(hPa)の年平均値、寿命は台風として存在した期間(hour)の年平均値を用いた。接近数は気象官署から300 km以内に進入した台風とし、d4PDF は台風トラックデータから該当の台風を抽出、観測は JMA の HP で公表されている数値を用いた。調査期間は、ベストトラックでACEの計算が可能な1977年(NINO.3.4SSTに関する調査は1981年)からとした。

### 3. 結果

### (1)ACE

ACE の年々変動は、d4PDF アンサンブル平均と観測で、 相関係数 0.82 と非常に高い相関があり(図1)、観測の境 界条件を与えているとはいえ、ACE には高い潜在的な予 測可能性があることが示された。さらに、ACE(観測:0.83、 d4PDF:0.84)、台風寿命(同:0.81、0.80)、台風強度 (同:0.75、0.87)の年々変動は、NINO.3.4SST とも高い相 関が見られた。

また、各年の台風発生位置は、d4PDF において、観測 (Wang and Chan 2002)<sup>[4]</sup>同様、NINO.3.4SST が高い(低 い)年は台風発生が南東(西)に偏移する傾向が見られた (図3)。このSST 偏差に伴う台風発生位置の偏移が寿命、 強度ひいては ACE の大小に影響を与えているものと推測 する。これらの結果から、ACE、台風寿命、台風強度の年 間傾向に関して、夏季の NINO.3.4SST に基づく予測可能 性が示唆された。

### (2)接近数

接近数の年々変動は、d4PDFと観測で0.49の相関を示 した(図2)。接近数とNINO.3.4SSTの相関は、観測で0.43、 d4PDFで0.73と傾向に差異が見られた一方で、台風発生 位置に着目すると、ともに接近数が多い年は南東領域で の発生が多い傾向が見られた(図略)。実際に日本に接近 するか否かは、指向流や中緯度循環場の影響も大きいと 考えられるため、台風接近数と大気場の関係についての 分析を進める。



図3 【44PDF】夏季 NINO.3.4SST の高低による台風発生位置の平年偏差(単位:個) 左図:夏季 NINO.3.4SST が特に高い5か年平均と61 年平均との偏差。右図:同じく特に低い5か年 平均と61 年平均との偏差。ともに縁取りが正偏差。

- [1] Mizuta et al. 2017 : Bulletin of American Meteorological Society, 98, 1383-1398
- [2] Yoshida et al. 2017 : Geophysical Research Letters, 44, 9910-9917
- [3] 気象庁異常気象分析検討会 2016 年 3 月 7 日資料
- [4] Wang and Chan. 2002 : Journal of Climate, 15, 1643–1658

対流圏内の鉛直温度分布が台風強度に及ぼす影響 \*山崎聖太(京大院理)・竹見哲也(京大学防災研)

### <u>1. 研究目的</u>

擬似温暖化条件下で再現した伊勢湾台風は,海面 温度[*T*,]の上昇と大気中の水蒸気量の増加,対流圏 界面高度[*H*<sub>t</sub>]の上昇に伴い,現在気候条件下に比べ て背の高い壁雲を形成し,強度も大幅に増加した (Kanada et al. 2017)。

台風の到達可能最大強度の理論式によれば, $T_s$ が 高いほど,台風の流出温度[ $T_a$ ]が低いほど,海上の 空気塊を持ち上げた時の対流有効位置エネルギー [CAPE\*]が大きいほど増加する(Bister and Emanuel, 2002)。擬似温暖化気候では,熱帯域の $T_s \ge CAPE*$ が増加しており,先に述べた伊勢湾台風の強化もそ の応答と解釈できる。一方で,温暖化時には,大気 が安定化する(気温減率[ $\Gamma$ ]が減少する)傾向にあり, これは台風の強化を抑える方向に働く(Shen and Tuleya 2000)。

本研究では、伊勢湾台風の環境場をベースに、大気パラメータ( $H, \Gamma$ )と海面パラメータ( $T_s$ )を系統的に変えた数値実験を行い、各環境条件と台風の強度・構造との関係を調べることを目的とする。

### 2. 実験設定

本研究では, Bryan and Fritsch(2002)により開発さ れた非静力学モデル Cloud Model Version 1, release19 (CM1)を用いる。本実験では, CM1の軸対 称モードを利用した。

モデル解像度は半径方向を1km,鉛直方向を250 mとし,モデル外端を1500km,上端を25kmに設定した。初期渦は,最大風速半径を100km,最大風速を12m/sとした。単純化のため,微物理過程には Kesslerスキームを,放射過程にはニュートン冷却を 採用した。初期・境界条件にはJRA55を利用し,伊 勢湾台風の急発達開始時(1959/09/22 [UTC])の環 境場を,台風を取り囲む領域(10°×10°)で平均して水 平一様に与えた。以下,この環境を入力とする実験 を標準実験(CTL)と称する。次に,過去の台風発生 時の $H_t \ge \Gamma$ を調べた上で, $H_t \ge \Gamma$ を系統的に変え た 81 ケースの感度実験用プロファイルを作成した (図1)。なお,全実験の相対湿度はCTL と同様に している。以上の大気プロファイルと,8ケースの  $T_s$ を用いて,合計 648 の実験を実施した。

### <u>3. 結果</u>

計算後半 100 時間で平均した台風の最大強度 $[V_m]$ と各パラメータの関係を示す(図 2)。図 2 から,環 境の $\Gamma$ が増加するほど, $H_t$ が大きくなるほど,最大 強度が増加する傾向を見て取れる。台風強度の感度 に着目すると,CTL(現在気候条件)の $T_s$ (303.5 K) では, $\Gamma$ に対する感度の方が, $H_t$ よりも大きいこと がわかる(図 2 左)。一方,擬似温暖化条件を想定し た $T_s$ (306.5 K)では, $\Gamma$ に比べて $H_t$ に対する感度の 方が大きくなっていることがわかる。これの結果か ら、海面温度が高く、海面からの熱フラックスが十 分に大きい条件では、安定な大気であっても台風は 発達でき、圏界面が高く鉛直方向に対流が成長でき る条件が台風の発達に好都合であることがわかる。

### <u>4. まとめ</u>

現在気候条件の $T_s$ では、 $\Gamma$ が台風の最大強度に対 してよりインパクトを持つが、擬似温暖化条件の $T_s$ では $H_i$ の増加がより強度変化に重要であることが 示唆された。発表時は台風の構造変化についても注 目する。今後は、大気の温度を操作することで、大 気中の水蒸気量や海面フラックスの影響を調べた い。また、微物理過程に氷相を含めるなど、より現 実的な条件設定で、各パラメータの影響を調べたい。



図1:実験に用いた81ケースの温度プロファイル。 黒線は伊勢湾台風の周囲で平均した温度プロファ イルを示し,灰色線は実験に入力した温度プロファ イルを示す。プロットは設定した*H*<sub>t</sub>ならびに*T*<sub>o</sub>を 意味する。



図 2:最大強度と各パラメータの関係図。陰影とマ ス内の数値は  $V_m$ を示す。左の縦軸は $\Gamma$ ,下の横軸 は $H_t$ を意味する。右の縦軸は各 $\Gamma$ の設定における, 台風強度の $H_t$ に対する相対感度( $ms^{-1}$ %<sup>-1</sup>)を,上の横 軸は各 $H_t$ の設定における,台風強度の $\Gamma$ に対する相 対感度( $ms^{-1}$ %<sup>-1</sup>)を表す。左図は CTL の $T_s$  (303.5K), 右図は擬似温暖化条件に相当する $T_s$ (306.5K)を用い て行った結果である。

### 大気追跡風データを用いた2016年台風14号の日周期変動に関する研究

\*藤本竜也1 福田航平1 安永数明2 濱田篤2 小山亮3

1:富山大学大学院 理工学教育部 2:富山大学大学院 理工学研究部 3:気象研究所

### 1.はじめに

Dunion et al.(2014)は、GOES衛星の赤外等価黒 体温度(TBB)を用いて熱帯低気圧の日周期変動につ いて調べ、中心付近では早朝にTBBが極小となり、 その極小域が日没にかけて外側へ放射状に伝播する ことを示した。しかし、この日周期変動が台風の発 達にどのように関係しているのかはまだ明らかには なっていない。本研究では、従来よりも観測機能が 大幅に向上し、より高解像度で観測時間間隔の短い ひまわり8号の大気追跡風データを用いて、台風上 層の風という観点から、2016年台風14号の日周期変 動を詳細に調べた。

### <u>2.使用データ・解析手法</u> 2-1.使用データ

台風周辺の風データとして、10分間の連続した TBBの分布から見積もられた大気追跡風(AMV)を 用いた。時間解像度は10分、水平解像度は最も細か いところで2km程度であり、本解析ではデータが最 も豊富な100~200hPaの上層風を用いた。解析対象 は2016年台風14号で、解析期間はこの台風の発生か ら消滅までの間の2016年9月10日6時00分から2016 年9月15日6時00分までである。

### 2-2.手法

まず、大気追跡風を動径風、接線風に分解した。 大気追跡風は等間隔のデータではないので、台風中 心に対して距離20km、角度10°ごとの極座標にデ ータを内挿した。ただし観測点が近くにない場合に は、不定値とした。これを各観測時間で行い、36格 子×25格子の10分毎のデータセットを作成した。ま た、中心からの距離ごとに、動径風、接線風の時系 列に対してパワースペクトルを計算し、どのような 周期にピークが見られるのか調べた。

### 3.結果

図1は、台風の中心からの距離ごとの動径風、接線風の時間変化である。図の見やすさを考慮して、 24時間移動平均からの偏差として表示している。動 径風に関しては、台風の中心から外側に向かって、 値の大きな部分が時間とともに外側へ伝播していく 様子や、その日周期のようなものが見える。この伝 播速度は6~10m/s程度で、Dunion et al.(2014)で述 べられているTBB極小域の伝播速度とほぼ一致して いた。また同様に接線風についても外側への伝播が 確認できた。

この日周期の様子を詳細に調べるため、4日間の 同じ時刻だけを足し合わせたコンポジット解析を行 った(図2)。動径風に関しては、06:00頃に現れた 強風域が中心付近から外側へ伝播していることが分 かる。また200km以内では1日周期、400-500kmで は半日周期の変動が見られる。一方で、接線風に関 しては、動径風ほど顕著ではないが、日周期と外側 への伝播が確認できる。

動径風の時系列のパワースペクトルを計算する と、100-200kmの範囲で顕著な1日周期のピークが 見られた(図略)。一方200km以遠では、伝播の様 子が不明瞭になることを反映して、日周期のピーク は不明瞭であった。接線風には、発達期に500km付 近で1日周期のピークが見られたが、他の距離や時間ではピークは不明瞭であった。今後はこれらの風の変化とTBBの変化の関係性について詳しく調べていく予定である。



図1:上層風の24時間移動平均からの偏差の時間変化 (上:動径風 下:接線風) 正の領域にハッチがかけられている。 実線は台風の中心気圧を表している。



正の領域にハッチがかけられている。

# NICAM データにみられた大規模雲域の変形過程

\*西 憲敬<sup>1</sup>・濱田 篤<sup>2</sup>・山田洋平<sup>3</sup>・佐藤令於奈<sup>4</sup>・佐藤正樹<sup>5</sup> (1:福岡大理 2: 富山大院理工 3:JAMSTEC 4:福岡大院理 5: 東京大・大気海洋)

中東部熱帯太平洋では、北半球側に熱帯収束帯 (ITCZ)がみられる。この収束帯の中に、ときおり東西 数千 km におよぶ帯状の雲域が形成され、それが一気 に変形して南北 2-3 本の主に巻雲から構成される雲帯 に変形する様子が観察される(Hamada et al, 2013, JMSJ)。春学会では、帯状雲域の形成および分割の発生 場所の全熱帯での分布について等価黒体温度データ (Tb)を用いて報告した。長期平均で東西に細い ITCZ がみられる場所であればおよそどこでも帯状雲は検出 され、また南北分割も一定の割合で起きているようで あるが、日付変更線付近では分割発生頻度がやや大き いようにみえた。

これらの帯状雲および分割現象の機構を調べたい のだが、現実大気の客観解析データでは分割進行にと もなう循環場がほとんど表現されていないため、力学 的な解析が困難である。そこで、全球雲解像モデル NICAM の出力の中に類似の現象を探し、その解析を 行うことによって、実現象へのアプローチのヒントを 探ることにした。今回は 2004 年 6 月からの 1 年分の 解像度 3.5km の計算出力(3.5km 通年積分)を中心に巻 雲が大規模に生成するときの様子を観察した。現実大 気では日付変更線付近で雲帯分離の卓越がよく見られ ることから、まずこの地域の一年間の現象発生を探し た。現実大気でみられるような、積乱雲活動が衰弱し たあとに 2 本の帯に分離していくような事例は今のと ころみつかっていないが、活発な積乱雲活動が続く ITCZ 内の長い雲帯からほぼ平行な東西 1000km スケ



図1: シミュレーション時間06Z15May2005 における雲氷量(着色、 対数表示)および水平風ベクトル(左)高度12km,(右)高度14km. 12km高度では積乱雲を中心とする雲帯(4N付近)からの水平発散風 が明瞭分離した巻雲帯は14kmで8-9N付近で明瞭.



\*\* (着色、対数表示)、南北風および鉛直風 (m/s,鉛直風は20倍表示)、および雲水量(等値

ールの巻雲が分離していく様子は数例観察されたため、 その事例について巻雲帯のライフサイクルを調べた。 以下に典型的な事例についての所見を紹介する。

シミュレーション時間 2005 年 5 月 14 日 18Z 頃か ら ITCZ より北側に巻雲が生成して、15 日 06Z 頃に かけて約 300km 離れた 8-9N 付近に明瞭な雲帯を形 成した(図 1)。この帯は ITCZ 内の帯(4N)と違って中 下層に雲水をもたない(図は示さず)ことから巻雲だと 判断される。興味深いのは、この巻雲を移流させたと 思われる南風は高度 13km 以下にしか認められない (図 2)にもかかわらず、分離した巻雲のうち最も雲氷 の多い高度は南風のない高度 14-15km 付近だという

ことである。鉛直流の精密分布図では、高度14km 付近はITCZの北側で上昇流の卓越がみられ、と くに雲氷の多い場所ははっきりした上昇流域と の一致を見る。12km 付近を移流してきた巻雲付 近で何かの原因によって上昇流が起き、さらに上 方に新たな雲氷を形成したようにみえる。このよ うな上昇流の卓越は現実大気での大規模雲帯分 割時の特徴である北側の雲帯の長い寿命を説明 するヒントになる可能性がある。

巻雲帯が広域同時に分離する要因、分離したあ との巻雲の再発達を促す原因について力学的・雲 物理からの解析をさらに行うとともに、全熱帯に 解析を広げて十分な数の巻雲形成事例を解析する 予定である。 Pre-YMC2015 におけるインドネシア・スマトラ域ラジオゾンデ観測のインパクト

\*服部 美紀, 勝俣 昌己, 森 修一(海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

2015年11月から12月にかけて、インドネシア・ スマトラ島西岸のベンクル気象台、および沖合約 50kmにおける海洋地球研究船「みらい」による MR15-04航海を中心とした、Pre-YMC2015集中観 測が行われた。インドネシア海大陸域では日周期を 伴う活発な対流活動が卓越するが、MJOの通過に伴 う日周期活動の強弱や変調が見られることが指摘さ れている。本研究では、ベンクルおよび「みらい」 で観測された高頻度のラジオゾンデ観測データ等を 用いて、集中観測データの同化による海大陸域周辺 の解析場への影響について評価を行う。

### 2. データおよび実験設定

「みらい」MR15-04 航海において、2015 年 11 月 21 日から 12 月 26 日にかけて 3 時間毎に 1 日 8 回のラジオゾンデ観測が行われた。観測位置を図 2 に示す。本研究では AFES と LETKF を使ったアン サンブルデータ同化システム ALEDAS2 (Enomoto et al. 2013)を用いて観測の影響を評価した。「みら い」のゾンデデータを同化したものを CTL、同化し ていないものを MR としてアンサンブル平均および アンサンブルスプレッド (解析誤差)を用いた比較 を行った。ベンクルのラジオゾンデについては、 CTL、MR ともに 1 日 2 回の現業観測のみを同化し ている。

### 3. 結果

図1に2015年11月22日18UTCから12月14 日00UTCまでの「みらい」の定点観測点を含むグ リッド上空における東西風、南北風、気温のCTL とMRの差、比湿についてはMRで規格化した変化 率の鉛直分布を示す。どの要素も下層での変化が目 立った。この期間においては「みらい」のラジオゾ ンデ同化により、下層の東風が強まり、比湿は 900-300hPaにおいて増加する傾向が見られた。

図2に12月23日から12月14日で平均した南北 風のアンサンブルスプレッドの減少率(%)を示す。本 研究では、各グリッドにおいて CTL と MR の解析 誤差の差に対して、解析誤差を分散とみなした検定 によって 95%有意水準を満たすデータの数による 重みをつけ、解析誤差の大きさで正規化された減少 率を求めている。観測データの同化による解析誤差 の減少は「みらい」周辺で大きい値を示しているが、 シンガポール周辺および中部インド洋で最も大きく、 中部インド洋では熱帯低気圧の発達がみられている ことから、対流活発域を介した観測情報の伝播が示 唆された。

以上の結果は前半の MJO オンセット前に相当す る期間を対象としているが、後半についても同様の 実験を続け、観測に対する応答の違いについて比較 を行う予定である。また、ベンクルにおける3時間 毎の追加観測を同化した場合についても比較を行う。



図1. 2015 年 11 月 22 日 18UTC から 12 月 14 日 00UTC にかけて 1 日移動平均した「みらい」上空 における東西風(m/s)、南北風(m/s)、気温(℃)、比湿 (g/kg)の CTL と MR の差の鉛直分布(1000-150hPa)。 ただし、比湿は MR で規格化した変化率(%)を示す。



図2.2015年11月22から12月14日にかけて,1000 -100hPaで平均したMRに対するCTLの南北風の アンサンブルスプレッドの減少率(%)について、各グ リッドにおいて解析誤差の差が有意なデータの数に より重みをつけた値。十字はベンクルと「みらい」 の観測点、白丸は熱帯低気圧の位置を示す。

**謝辞** 本研究の一部は科研費基盤研究 C(18K03751) の助成を受けて実施しています。

大 会 第 3 日 午 後

### 冬季首都圏降雪時におけるメソスケール環境場の時空間発展の観測研究

### 荒木健太郎\*, 清野直子(気象庁気象研究所)

### 1. はじめに

冬季首都圏では、南岸低気圧に伴い降雪がもたら される.そのメソスケール環境場として、下層の冷 気層形成や Cold-Air Damming (CAD)、沿岸前線が 重要と指摘されている.CAD は元来アメリカ東海岸 で議論されているもので、山地に沿って U 字型に海 面気圧の等値線が南偏する特徴を持つ、山地東側平 野部で冷たい北寄りの風が吹く現象である.冬季関 東平野での沿岸前線発現時には CAD も発生してい るといわれているが、これらの時空間発展について は観測研究例が多くはなく、理解が進んでいない. そこで本研究では、首都圏降雪時のメソスケール環 境場の実態解明を目的に、2018 年 1 月 22 日の大雪 事例を対象に、館野(つくば)と東京でゾンデ観測 を行うとともに、各種観測データを用いてメソスケ ール環境場の事例解析を行った.

### 2. データと手法

まず気象庁や環境省「そらまめ君」等の地上気象 観測,気象庁メソ客観解析,レーダーデータなどか らメソ環境場の解析を行う.また,Bailey et al. (2003) を参考に CAD を客観的に抽出して時間発展を確認 する.海面気圧(p)と地上温位(θ)を変数 x として,ラ プラシアン $\nabla^2 x = ((x_3-x_2)/d_{2,3}-(x_2-x_1)/d_{1,2})/((d_{2,3}+d_{1,2})/2)$ を求める.添え字は気象官署の1:銚子,2:秩父, 3:高田で,dは地点間の距離を表す. $\nabla^2 p$ が負, $\nabla$ <sup>2</sup>0 が正であり,かつ静岡,秩父,福島の順に海面気 圧が高いときに CAD が存在していると判断し, $\nabla^2 p$ が負に大きいほど CAD が強いと解釈した.

当日は9時(日本時間)と21時に館野で放球される現業の高層気象観測に加え,館野では15時,東京都の石神井公園で9,12,15時にゾンデ観測(放球は約30分前)を行い,これらのデータを用いてメソスケール環境場の鉛直構造の時間発展を調べた.

### 3. メソスケール環境場の時空間発展

2018年1月22日は、500hPaで-30℃以下の寒 気を伴うトラフの東側で南岸低気圧が急速に発達し, 本州南海上を東北東進して 21 時には関東の南海上 に達していた. レーダー観測では温帯低気圧北側の 典型的な層状性降水の特徴が見られ, 昼頃から館 野・東京ともに積雪深が大きくなった(第1図 a). 降雪開始直前に館野では急激に高湿化・低温化して おり、東京でも緩やかながら高湿化・低温化が起こ っていた(第1図b).地上気象観測では,12時頃 から典型的なU字型の海面気圧の等値線が首都圏で 見られ始め、12時頃から CAD が発生・発達し、21 時前にピークを迎えた(第1図 c の矢印が CAD 存 在期間). CAD の発生は降水による非断熱冷却,発 達は力学的要因が重要であることが考えられる. な お、CAD の強まりと館野地上気温の低下はほぼ対応 しており、メソ客観解析からは CAD の発達した昼 頃~夕方に関東南海上で沿岸前線が形成された.

館野と東京でのゾンデ観測の結果,9時はいずれ も高度1km以下は乾燥していたが,降水の始まった 昼以降は飽和に近くなり,昼までに高度 2km 以下 での低温化が顕著に見られた(第2図a,b). 館野 では朝は高度3km以下に複数逆転層が見られたが、 昼過ぎには高度 1.5~2km, 夜には高度 1~1.5km に逆転層が見られた.一方、夕方にかけて高度約 500mに北東風の下層ジェットの軸があり、東京で も高度 500m~1km に同様のジェット軸が見られ た(第2図 c). ジェットの強さは CAD 強化に対 応して強まっていた。15時の館野では、風向が一 定となっている高度約 1km 以下が CAD に伴う冷 気層であり、層上端が沿岸前線面に対応すると考 えられる(第2図a,d). 冬季首都圏における沿岸 前線面の下部での下層ジェットの存在は本例で初 めて観測されたものだが、冬季アメリカ東海岸の 事例でも報告されており、降雪時のメソスケール 環境場との共通性が示唆される. 今後, これらの 構造が降雪に与える影響の議論をする予定である.



第1図(a)館野と東京の前1時間降雪深と積雪深、(b) 気温と相対湿度、(c)  $\nabla^2 p (10^4 \text{ hPa km}^2) \geq \nabla^2 \theta (10^4 \text{ K} \text{ km}^2)$ ,福島と秩父、秩父と静岡の海面気圧差(hPa).





### 1975年2月北西太平洋で二次的低気圧に発達した寒気内小低気圧 (PMC)

### 1. 報告の背景

北西太平洋における温帯低気圧については急 激発達事例が関心を集めているが、二次的低気圧 発達に関する報告は少ない。

主低気圧の閉塞前線や寒冷前線上の二次的低 気圧発生、「低気圧家族的な発達」のケースが見 られる他、寒気内小低気圧 (PMC)からの二次的 低気圧へ発達する事例もある。

### 2. 本事例の概況

本事例は 19752 月 13 日に南西諸島域で発生し た主低気圧が北西太平洋で急発達した後、その後 面で発達した PMC である。主低気圧と PMC の経 路・気圧を図1に示す。

この期間の大規模場を 500hPa 高度 5400mと 5100mの等高線の重ね書きで示す(図 2)。大きな停 滞性のトラフが~140E にある。その内部に二つの 寒冷低気圧(~140E,~180 E)がある。

### 3. 主低気圧の発達と PMC の発生

主低気圧は停滞性トラフから遠い亜熱帯ジェ ット域の短波トラフの前面で発生し、停滞性トラ フの南側に沿って東北進し、寒冷渦(~140E)の近傍 で急発達した。これに伴い寒気渦も南東に移動し、 その内部で PMC が発生した。その後主低気圧は 寒冷渦(~180E)の東側を早い速度で東北進した(図 3)。

### 4. PMC の発達

寒冷渦(~140E)のなかで発生した PMC は~2 日間 停滞した後、寒冷渦(~180E)の南東辺を移動しつつ 二次的低気圧に発達した (図 4)。

### 5. 検討

この事例に関連した循環系とその変化過程は、

- 二つの寒冷渦を含む大きな停滞性トラフ
- 亜熱帯ジェット域の短波トラフ
- 主低気圧の発生と発達
- 主低気圧の発達が引き起こした寒冷渦の変化
- 寒冷渦内の PMC の発生
- 寒冷渦南東縁に沿う PMC の移動と二次低気 圧への発達

### などである。

北西太平洋の低気圧活動を理解するためには このような多種スケール複合的過程(Ninomiya et al 1996)を含めて検討する必要がある。また本事 例とNinomiya (2017)との間には差異が見られる。 さらに定量的な解析が望まれる。





160 E

図 4

図 1

120 E

### 九州近海で爆発的対流域から発生した低気圧の解析

\*山崎 一哉<sup>1</sup>・三浦 裕亮<sup>1</sup> (1: 東京大学大学院 理学系研究科)

### 1. はじめに

2017年7月19日頃と9月5日頃に、九州近海で発生 した低気圧(以下、低気圧A・低気圧Bと記す)について 発生過程を調べた。これらの低気圧は発生初期に前線を 伴っておらず、メソ対流系の特徴である非常に強い対流 活動が起こっていた。特に、低気圧Bは、2017年9月 5日4時~5時(JST)に屋久島で約120mm/hの短時間 強雨をもたらした。このように典型的な温帯低気圧とは 異なる特徴を持った両低気圧について、客観解析値、衛 星画像や数値実験を用いて調べた。

### 2. データと数値実験の手法

NCEP Final Operational Model Global Tropospheric Analyses(全球、0.25 度間隔)と、気象庁メソ モデルの解析値(日本域、南北 0.1 度間隔・東西 0.125 度間隔)を用いて低気圧発生前後の環境場の解析を行っ た。さらに、これらの客観解析を初期値・境界値として、 SCALE Regional Model(水平 5km 格子、鉛直 29 層)を 用いた再現実験を行った。モデル再現実験においては、 積雲対流スキームは低気圧の過剰な発達をもたらしたた め利用せず、それ以外の物理スキームを標準設定で使用 した標準実験と、水の相変化による潜熱解放をゼロに設 定した潜熱ゼロ実験の 2 通りを行った。

これに加え、ひまわり 8 号のバンド 13(波長 10.4µm) の1時間毎の画像を用いて、輝度温度 208K 以下の活発 な対流雲域を抽出し、その面積の時間発展を計算し、対 流域面積の日変化の違いについても調べた。

### 3. 潜熱加熱の寄与と、熱帯の対流との類似点

標準再現実験で再現された低気圧 A・B において、擾 乱の有効位置エネルギーの収支解析を行ったところ、傾 圧性による寄与がほとんど見られず、潜熱加熱による寄 与が支配的であった。また、凝結・凝固が起きても潜熱 加熱を与えない潜熱ゼロ実験では、両低気圧ともに発生 しなくなり、これらの低気圧において潜熱加熱が必要不 可欠であったことが示された。

また、特に低気圧 A においては、未明から朝に対流雲 の面積が極大になる日変化が見られ、これは熱帯におけ る対流雲の特徴と整合的である。

低気圧 A においては、低気圧発生初期に活発な対流 雲が発生した時刻に、対流圏下層と中層の高渦位域が重 なっていた。一方、低気圧 B は、活発な対流雲域が低気 圧として発達を開始するのに合わせて、対流圏中層にお ける高渦位の移流が見られた。また、低気圧 B の初期の 対流活動に先行して、下層に収束帯が存在した。これら の要因が対流活動をトリガーしていた可能性がある。

### 4. まとめ

2017 年7月・9月に九州近海で、極めて活発な対流域 から発生した低気圧を解析し、これらの低気圧において 潜熱加熱が必要不可欠な重要性を持っていたことを示し た。さらに、低気圧 A の発生に先行した対流活動にお いて、熱帯の対流活動と類似した日変動が見られ、九州 近海で発生した低気圧でありながら、熱帯海洋上の擾乱 との類似性が示唆された。また、対流圏中層の渦位移流 や、下層の収束帯が活発な対流活動のトリガーとなって いた可能性がある。



図1 左:モデル再現実験における、擾乱有効位置エネルギー収支の時間変化。実線が非断熱加熱の寄与、破線が 傾圧性の寄与、二点鎖線が運動エネルギーへの変換を表す。

右:衛星観測による、輝度温度 208K 以下の領域の面積の時間変化。

# 1982 年 7 月 23 日における長崎豪雨の数値解析

\*高咲良規・吉崎正憲・渡辺洋平・矢野雄大(立正大)

### 1. <u>はじめに</u>

1982 年7月23日から24日にかけて、長崎市を中心に 北九州地方をおそった豪雨(以下長崎豪雨と呼ぶ)は、洪 水・浸水・土砂災害が多発し、多くの死者・行方不明者を 出した.この豪雨は梅雨前線に沿って発達し、長崎市とそ の周辺地域に災害をもたらした.

Ogura et al. (1985)では長崎豪雨の一連の流れを3 段階 (流入・停滞・移動)の特徴に分類されており,第1段階の 特徴は降雨帯が南東から北九州地方に流入したこと,第2 段階では長崎市周辺に停滞したことである.さらに,第3 段階では,停滞の間に九州西方の海で形成された雲が長崎 上空で合流し,停滞をやめて再び移動したことが指摘され ている.また,長崎市周辺で降水を持続できたのは長崎半 島の地形によるシーダー・フィーダー効果ではないかと示 唆されている.

一方,荒生(1986)では複数の強雨域により長崎市周辺の 上空で停滞し多くの雨を降らせ,甚大な被害を及ぼしたと 考えられている.長崎県周辺に発生した複数の強雨域にお いて,2つ目に発達した強雨帯からの下降流が水平収束を 引き起こし,3つ目の強雨帯の対流雲を形成することで降 雨帯を持続させたと示唆している.さらに、1982年7月 23日から24日の九州豪雨をもたらした梅雨前線における 低気圧については長谷川・二宮(1984),二宮(2018)などで 解析されている.

しかしながら、長崎豪雨の発生や停滞の原因についての 報告はあるが、長崎市周辺で形成された降水システムの詳 細については不明な点が多く残る.そのため、本研究では 長崎豪雨の維持機構を明らかにすることを目的にする.

### 2. モデルの設定

本研究では気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて 数値実験を行った. Domain 1 を 5km, Domain 2 を 2km とし, 2 段階の計算を実行した. 鉛直層は Domain 1, Domain 2 のそれぞれを 40 層と設定し,初期・境界値には JRA-55 (気象庁長期再解析データ)を使用した. 積分時 間は 1982 年 7 月 23 日 03 JST から 24 日 00 JST までの 21 時間である.

### 3. 長崎市に豪雨をもたらした降水帯について

1982年7月23日に朝鮮半島の南端にあった低気圧は南 東方向に移動し、それに伴って九州の西海上にあった梅雨 前線面は東進した.九州沖の海上では低気圧に向かって南 から暖かく湿った空気が流入していた.長崎豪雨の基とな る降水域は、1800 JST に五島列島の近海で発生した.そ の後、降水域は徐々に発達しながら前線面に向かって東南 東方面に移動し、2000 JST に長崎半島に停滞すると、そ の後は東方向に移動した.さらに、2040 JST になると風 上側では新たに降水域が形成された.この降水域は 2150 JST なると長崎市を通過し、2310 JST になると有明海上 付近で消滅していた.

降水域が見られた領域の地上付近では、約3~4.5℃の温 度勾配が存在し、降水域は発達していたことがわかった. さらに、風上側ではその前線面に向かって南西方向から 355K以上の湿潤な空気塊が断続的に流入していた (図2b).

図3に23日2040 JST における鉛直流と雲水量の鉛直断 面図を示す. 長崎半島上空では10 m s<sup>-1</sup>以上の強い上昇 流が高度8 km まで達しており,その時の地上付近を見る と前線に吹く南西風と南風によって収束していたことが 確認できた. また,強い上昇流が見られた領域の雲水量は 約8~9g kg<sup>-1</sup>増加していたことから,降水域は長崎半島側 で発達・停滞していたと考えられる.

今後の方針としては地形を変えた感度実験を行い,地形 による降水の影響について調査する.



図 1 1982 年 7 月 23 日 19UTC~22UTC の 3 時間降 水量.



図 2 1982 年 7 月 23 日 2040JST における(a)前 10 分 間降水量と(b)高度 520m の相当温位と水平風.



(a)鉛直流と(b) 雲水量の鉛直断面図.

## 2016年1月17日に先島諸島で発生した 線状降水帯の形成要因 \*田中孝(那覇航空測候所・琉球大学),山田広幸(琉球大学), 坪木和久(名古屋大学)

### 1. はじめに

2016年1月17日12-14JSTにかけて、寒冷前線の暖 域に位置していた先島諸島で線状降水帯が発生し、多 良間空港で1時間降水量79.5mmを観測するなど、冬 季としては珍しい大雨となった(図1).大雨の要因は暖 域内で収束が起こり線状降水帯が形成されたことであ るが、収束を起こす要因についてはよくわかっていな い.要因の一つとしては、先島諸島の西方にある台湾の 地形の影響が考えられる.また、2015-2016年冬季はエ ルニーニョ現象最盛期であり、南西諸島周辺の海面水 温は平年より2℃程度高い状態であった.JRA-55の 925hPaでは平年より約8K高い相当温位が南西諸島に 流入しており、前述の海面水温との関係が示唆される. 本研究では雲解像モデル CReSSを用いてシミュレーシ ョンを行い、大雨発生の詳細な要因を調べた.

### 2. データと解析手法

本研究では日本付近を含む広い領域の水平解像度 5km 実験を行い、その結果を用いて台湾と先島諸島を 含む領域の水平解像度 1km 実験を行った (CTL).また 台湾地形の影響を調べるために台湾地形を除去した実 験も行った(NoTW).初期値には 2016年1月17日03JST の GSM を使用し、18 時間の積分を行った.

### 3. 結果

図 2 に 1kmCTL の結果を示す。1 時間ほどの時間ズ レ・位置ズレはあるものの、図 1 と良く似た前線前面 の降水帯を再現している. CTL 実験が実況をよく再現 していると判断し、続いて 5km の CTL と NoTW の結 果を比較して、環境場における台湾地形の影響を調べ た.図 3 に 12JST における CTL と NoTW の地上気温 差(陰影)を示す.この時間には NoTW では前線性の降 水のみを予想する一方で、CTL では暖域内収束による 降水も予想していた.顕著な気温差は先島諸島から台 湾の東海上に集中しており、台湾の北海上で差はほと んどない.これは CTL では台湾地形によって寒冷前線 の進行に遅れが生じているからであり、この遅れが暖 域内での収束発生に寄与していると考えられる.



図1 レーダー降水強度 2016年1月17日13JST



図2 1kmCTL 降水強度 2016年1月17日14JST



図 3 5kmCTL と NoTW の地上気温差(陰影)、水平 風速差(ベクトル) 2016 年 1 月 17 日 12JST

# 平成29年7月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯の発雷特性

川野 哲也 (九大院・理)・鈴木 賢士 (山口大院・創成科学)・川村 隆一 (九大院・理)

### 1 はじめに

雷雨やメソ対流系などの激しいストームからの落雷特 性を知ることは、人的被害の軽減だけでなく、至る所に 精密電子機器が設置された現代社会においては、それら の物的被害および経済的損失の軽減の観点からも大変重 要である。

典型的な孤立積乱雲の電荷分布は,鉛直方向に下層 から正・負・正の3極構造を持つことがSimpson and Scrase (1937)による電場ゾンデ観測から初めて明らか にされた。一般的に最下層の正電荷は小さいため,それ より上の負正電荷2極構造を反映して,孤立積乱雲から のほとんどの対地放電(落雷)は負極性雷(-CG)である ことはよく知られている。積乱雲の縁辺部では,負極性 雷に加えて,上層の正電荷の影響による正極性雷(+CG) が観測され,環境風に鉛直シアがあり鉛直方向に傾斜し た構造の積乱雲の場合には,+CGの頻度が増加する傾 向にある。

複数の積乱雲が組織化したメソ対流系は,孤立積乱雲 より長寿命となり落雷数も多くなるため,メソ対流系 の雷活動は古くから研究対象となっている。たとえば, Rutledge and MacGorman (1988)は後方層状域をもつ 線状メソ対流系の落雷分布を調査し,対流域での多数の -CG に加え,層状域から多くの+CG が発生したこと を示した。メソ対流系の落雷分布は,対流域での電荷分 離メカニズムとそのシステム自身が作り出す循環によ る帯電粒子の輸送に大きく影響を受けることから,線状 メソ対流系の後方層状域における+CG は,対流域上層 で正に帯電した氷晶が front-to-rear flow で後方層状域 に輸送されることで説明される。Parker et al. (2001) は,同様の観点から前方層状域をもつ線状メソ対流系と 平行な層状域をもつ線状メソ対流系の+CG 特性を説明 した。

本研究は、大雨をもたらす線状降水帯の発雷特性を明 らかにすることを目的とし、1つのケーススタディとし て平成29年7月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯 の発雷特性を調査した。

### 2 使用データ

本研究で用いた発雷データは九州電力提供のものであ る。発雷分布を調査するため,10分間隔の気象庁1km メッシュ全国合成レーダーデータを使用した。気象庁 MSM 初期値および NCEP FNL を用いて線状降水帯の 発生・発達環境場を調査した。

### 3 結果

九州北部豪雨をもたらした線状降水帯は2017年7月 5日11JST 過ぎに形成し始め,その後10時間以上も持 続した。アメダス朝倉では12JST 以降の降水量の急激 な増加が観測され,猛烈な降水は16JST まで持続し,そ の後 21 時まで強い降水が観測されている (図省略)。

図1は線状降水帯を囲む130.2°E-131.5°E, 33.2°N-33.65°N領域内の10分間落雷数の時系列を示している。 線状降水帯からの落雷数の急激な増加は降水量の増加 に対して遅れており,12~13JSTの朝倉での猛烈な降 水時の落雷は比較的少ない。1420JST に落雷数が急激 に増加し,1610JST まで10分間落雷数は250回前後 を記録した。この落雷数が非常に多い時間帯は線状降水 帯が最も発達した期間に一致している。その後1620~ 2100JST頃まで10分間落雷数は100~200回の間で増 減を繰り返した。また,落雷数のうち-CGの占める割 合はほぼ全期間にわたり90%以上であった。

落雷分布に関しては, -CG は東西走向をもつ線状降 水帯の中央部に集中し,線状降水帯の前面・後面では非 常に少ない特徴を示している (図 2)。一方, +CG は強 い降水域の側面部で観測されていた。

当日の発表では,より詳細な解析結果を発表する予定 である。



図1: 130.2°E-131.5°E, 33.2°N-33.65°N 領域内の10分間 落雷数の時系列。青柱は-CG,赤柱は+CGを示す。





図 2: 2017 年 7 月 5 日 15JST の降水強度 (mm h<sup>-1</sup>) と 15JST を中心とした 10 分間の落雷分布。○は -CG 地点, + は +CG 地点を示す。

### 謝辞

本研究で用いた発雷データは,九州電力から提供して 頂きました。この場を借りて感謝の意を表します。

# 2018 西日本豪雨における亜熱帯ジェット蛇行の効果 高薮縁・横山千恵・辻宏樹・金子航(東大大気海洋研)

### 1. はじめに

2018 年 7 月 6-7 日を中心に西日本の広域に起こった 豪雨は未曾有の災害をもたらした。

今回の豪雨に関しては、海面水温、太平洋高気圧の 効果、ユーラシア大陸からの Rossby 波伝播など多くの 要因が重なり、長時間にわたって線状降水帯が発達し たものと速報されている。本発表では、豪雨の重要な 要因のひとつとして、亜熱帯ジェットの蛇行の局所的 な深まりの観測結果とその効果について焦点を当てて 議論する。

### 2018 西日本豪雨の総観場と 2017 北九州豪雨との 比較

図1の水蒸気画像から、豪雨域の西方朝鮮半島上空 に暗域を伴い細く折れ曲がったトラフの存在が確認で きる。このトラフは6日から7日にかけて持続的に西 日本の豪雨域の後面に存在した。図2の200hPaの東西 風および500hPaのQベクトルの発散場からは、ジェッ トの加速域の前面の対流圏中層に総観規模の上昇流が 診断される。Yokoyama et al. (2017)では、梅雨期の亜熱 帯ジェットに伴う中層の上昇流に伴って対流圏が深く 湿ることを示し、この状態がメソスケールに組織化し た対流を励起することを示唆した。図2に示された状 況も同様に対流圏中~下層に大きな比湿が観測される (図略)。このような環境は組織化した降水システムの 形成に有利であり、今回観測されている線状降水帯の 持続的な発現をもたらしたと考えられる。

2017年の九州北部豪雨においても同様な状況が見られたので図3に比較する。この時も朝鮮半島上に細く 蛇行したトラフが観測され、前面の九州北部に豪雨が 発生し、範囲は限られていたが、西日本豪雨と類似の 状況であった。トラフ前面の自由対流圏の加湿とトラ フ上空の寒気に伴う不安定化が観測されている。

### 3. まとめ

ジェットの蛇行に伴う総観場の効果が持続的にメソ システムを励起しやすい状況を作り出した点に絞って 予稿を作成した。講演では、この総観場をもたらした 大規模状況および他の要因との関係についても議論し たい。

文献: Yokoyama et al. 2017: Precipitation Characteristics over East Asia in Early Summer: Effects of the Subtropical Jet and Lower-Tropospheric Convective Instability, J. Climate



図1:2018/07/06/1710JSTの水蒸気画像



図 2 : 2018/7/6、03,09JST の 500hPa Q ベク トル発散場(陰影:負値に細破線等値線)お よび 200hPa 東西風(太線)。

# 平成29年九州北部豪雨 2017年7月5日 15時 (豪雨時)

図3:2017年九州北 部豪雨時の総観場。 陰影(赤青)は350K 面渦位、虹色は7時 間平均降水量、赤コ ンターは鉛直積算 可降水量(40 mm以上 のみ示す)。

謝辞:本研究は、JSPS 科研費 15H02132、(独)環境再生保全機 構の環境研究総合推進費(2-1503)、JAXA PMM 8<sup>th</sup> RA の支援によ り実施された。

### 線状降水帯発生条件の有効性についての客観的検証

廣川 康隆<sup>1,3</sup>·加藤 輝之<sup>2</sup>·津口 裕茂<sup>3</sup>·清野 直子<sup>3</sup>(1気象庁予報部,<sup>2</sup>気象庁観測部,<sup>3</sup>気象研究所予報研究部)

### 目的

線状降水帯による集中豪雨は大きな災害(たとえば平成29年7月九 州北部豪雨)をもたらすことが多く、その発生を診断する予報技術の向 上は重要な課題である.加藤(2015,2016)は、対流圏下層の水蒸気供 給、積乱雲の発生・発達や組織化等に関する環境場をもとにした指標 「線状降水帯発生条件(第1表,以下BANDと略記)」を提案し、2016年 より気象庁の予報現業で活用されている.このBANDを客観的に検証 し、その有効性を調査することを本研究の目的とする.

### 資料と検証手法

検証期間は 2009~2017 年の暖候期(4~11 月)とし、水平格子間隔 5km に統一した解析雨量(津口・加藤 2014)の3時間積算値(R3)から 線状降水帯事例を抽出する.ここで線状降水帯は、「R3≧100mm を含 むR3=50mmの閉曲線で囲まれる降水域のうち、長軸・短軸比2.5以上 かつ面積 500km<sup>2</sup>以上」の条件を満たす事例と定義する.抽出した線状 降水帯 1087 事例に対して、3時間毎の水平解像度 5km の気象庁メソ 解析(MA)から算出した BAND の水平分布を比較して検証する.

BAND は線状降水帯の発生域を直接予測するのではなく、その発 生可能性を予測するものであるため、Fractions Skill Score (Roberts and Lean 2008)のように格子対格子で比較・検証するのは妥当でない、 そこで海岸を含む日本列島を任意の領域に分類(第 2 表)し、その領 域内での予想(BAND  $\geq$ 1,2,3)と実況(線状降水帯)の有無を2×2分 割表に当てはめ、捕捉率と空振り率を算出した.なお検証には、線状 降水帯発生直前の MA 時刻(この時刻を T=0 とする、単位は時間)の BAND だけでなく、複数の MA 時刻(T=-3,0 および T=-6,-3,0,+3) の BAND 最大値を用いて、予想の時間誤差による影響も調べた。

### 検証結果

第 1 図に BAND 値別(BAND≧1, 2, 3)および複数 MA 時刻 (T=[0], [-3, 0], [-6, -3, 0, +3])の BAND 最大値別に算出した, 捕 捉率と空振り率の箱ひげ図を示す. BAND は下限値を小さく,参照 MA 時刻数を多くするほど、線状降水帯の捕捉率は大きくなるが、 空振り率はあまり変化しない.また分類数の少ない領域ほど捕捉率 は大きく,空振り率は小さいが,これは大きな位置誤差を許容して 線状降水帯の発生有無を評価していることを意味する. したがって BAND が線状降水帯発生を診断する目安として有効と考えられるの は、分類数が多い領域において捕捉率が大きく、空振り率が小さい 検証結果を得られる場合である. 都府県単位で 55 分類した「官署 別」の場合,西日本では捕捉率が0.8を超える領域が多い一方,線 状降水帯事例が少ない北日本を中心に捕捉率が小さく(たとえば 釧路・根室地方では0.0, 図略), 領域間の差が大きい. 次いで分類 数が多い「情報細分別(28 分類, 官署別より大きな領域)」では, 0.5 以上の捕捉率があり、領域間の差も官署別に比べて小さい. 空振り 率についても情報細分別のほうが官署別より小さい.これらの結果 から, BAND を用いて全国的に線状降水帯の発生を診断する際は, 情報細分別のように複数の都府県単位を位置誤差として考慮する ことが,より有効な運用につながると考えられる. さらに 3~9 時間の 時間誤差を考慮した BAND を用いると,線状降水帯の発生はより捕 捉しやすくなる(たとえば第1図aとgの情報細分別の捕捉率の変 化). ただし空振りも多いため, BAND 単独ではなく, 別の環境場も 参照し,複合的に線状降水帯発生を診断することが必要であろう.

BAND 算出に用いる環境場のしきい値は、地域や季節を問わず 一定としている.時空間的により適したしきい値を設定することで BAND の有効性はより向上する可能性があるため、今後は線状降 水帯発生時の環境場に着目した調査を行う予定である. 第1表線状降水帯発生条件(BAND = 1, 2, 3)の環境 場を示す要素とそのしきい値. RH(相対湿度)とW(鉛 直速度)の添字は気圧面データ, FLWV(水蒸気フラ ックス量)と DLFC(LFC までの距離), EL(平衡高度) は 500m 高度データ(Kato 2018)をそれぞれ示す.

環境場	要素	6 条件緩和 (BAND=1)	6 条件 RH (BAND=2)	6 条件 (BAND=3)
鉛直シア	SREH	70 以上 100m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> 以上		s <sup>2</sup> 以上
対流発生	DLFC	1000m 未満		
水蒸気供給	FLWV	100 以上	100 以上 150gm²/s 以上	
「月~日日	RH500	20 以上	20~60	60 以上
上空の湿度	RH700	60%以上		
上昇流域	W700	-1.0 以上 0.0cm/s 以上		′s 以上
対流発達	EL	3000m 以上		

第	2	表	気象庁が発表する情報等で用いられる領域を
ŧ	٤Ł	:121	た分類

分類名	分類数	分類領域の例	
官署	55	札幌,鹿児島(奄美含む)	
情報細分 28		関東地方南部	
中枢 11		東北地方, 九州北部地方	
気候中細分	7	東日本太平洋側	
気候大細分	4	東日本, 沖縄·奄美	



第1図 BAND 値別(a,d,g:1以上,b,e,h:2以上,c,f,i:3以上) および複数 MA 時刻(a,b,c:T=[-6,-3,0,+3],d,e,f:T=[-3, 0],g,h,i:T=[0])の最大値別の,官署(55)・情報細分(28)・中 枢(11)・気候中細分(7)・気候大細分(4)別の捕捉率(太線)と 空振り率(細線)の箱ひげ図.ひげの上(下)端線は最大(最 小)値を,箱の線は上から順に75・50・25パーセンタイル値を, 箱内部の●は平均値をそれぞれ示す.

# GNSS 視線遅延量を用いた顕著現象の事例解析(2)

\*星野俊介 (高層気象台)・小司禎教(気象研・衛星)

### 1. はじめに

GNSS 視線遅延量を用いたメソ現象の解析について は、水平傾度成分から求めた可降水量の収束・発散の 推定(WVC index)や観測点の周辺における可降水量の 非一様性のインデックス化(WVI index; 以下 WVI)[1], 高水平分解能の可降水量分布の推定[2]などさまざまな 手法が提案されている。2018年春季学会においては、 これらの手法を利用して 2017 年 6 月 16 日に茨城県で 観測された雷や降雹を伴う降水現象の解析を行い, WVI index の増加に注目した強い降水の前兆把握の可 能性や、高水平分解能可降水量分布の利用可能性につ いて報告した一方、引き続き事例の積み重ねによる検 証が必要であると指摘した[3]. これをふまえ, 2017年 8月19日に関東地方で見られた降水現象について GNSS 視線遅延量を用いた事例解析を行ったので報告 する.この事例では 09 時の館野の高層観測で CAPE=1472J/kg と不安定な大気状態にあり、東京で16 時15分ごろから雷を伴う最大強度約40mm/hの降水が 観測されたのをはじめ、千葉県成田市、茨城県水戸市、 茨城県坂東市など関東地方の各地でそれぞれ別個のシ ステムによりアメダスで 10mm/10min 以上となる局地 的に激しい降水が観測された.

### 2. 手法

遅延量解析には RTKLIB 2.4.3b29 を用いた. モデル関 数は GMF, GNSS 衛星の暦は GFZ を用い, GNSS 衛星 としては GPS に加え GLONASS のデータも利用した. GNSS 観測点は高層気象台,および茨城県南部から東 京都東部にかけての領域を含む GEONET 観測点を対象 とした. 地上値は 300km 以内にある気象庁の観測点の 1 分値データから距離による重み付けを行い内挿した データを用いた.

RTKLIB を用いて求めた GNSS 信号の全天遅延量 (ZTD),遅延量の水平傾度成分(Zgrd)ならびに残差成分 (Zres,アンテナ特性と衛星の時計誤差を修正済みのも の)と地上気圧から求めた静水圧遅延量(ZHD)・地上気 温から求めた係数 II を用いると、WVI はそれぞれ以下 の式で求められる.

WVI = 
$$\sigma(Z_{res}) \times \Pi$$

また,スケールハイトを2kmとして視線がこの高度を 横切る地点を擬似観測点とみなし,

 $PWV_{p,i} = (ZTD + Z_{grd} + Z_{res,i}) \times \Pi$ から水平高分解能の可降水量分布を推定した.

### 3. 解析結果

図1にGEONET#1171(練馬)の可降水量(一様性成分; 細線)およびWVI(太線),アメダスの10分値雨量(棒), 半径5km以内で距離に応じて加重平均したレーダー雨 量強度(点線)の時間変化を示す.15時ごろ東京都中部 で発生し発達しながら東に広がった降水システムが練 馬に到達し,レーダー雨量強度が1mmを超えたのは 16時15分ごろなのに対して,WVIの増加は15時15 分ごろに始まっており約1時間のリードタイムで前兆 が捕捉できたと考えられる.

発表ではWVIのほかに高分解能可降水量分布などを 用いた降水システムの解析結果についても報告したい.



図 1 練馬における PWV(細線), WVI(太線), アメダス 10 分 間雨量(棒), 平均レーダー降水強度(点線)の時間変化

### 謝辞

本研究は JSPS 科研費(17H00852, 「水蒸気稠密観測 システムの構築による首都圏シビアストームの機構解 明」)の支援を受けました.

### 参考文献

Shoji, Y. 2013, *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 43-62.
Shoji, Y. et al. 2015, *SOLA*, **11**, 31-35.

[3]星野・小司・森川 2018, 気象学会春季大会,P313

# 2017 年夏季の東京湾岸における水蒸気ライダー観測 \*酒井哲,永井智広,吉田智,小司禎教(気象研究所)

### 1. はじめに

首都圏で災害をもたらす局地的大雨の発生機構を明 らかにし、その予測精度とリードタイムを向上させる ためには、積乱雲が発生する前に、その源となる水蒸 気の流入を風上で捉えることが重要である. 首都圏へ 流入する水蒸気の主要な流入経路として、鹿島灘沿岸 から吹く東寄りの風、相模湾から吹く南寄りの風、東 京湾から吹く南東風の3つが報告されている[1]. そこ で気象研究所では、東京湾から吹く南東風をターゲッ トとして、東京湾岸に機動観測用水蒸気ラマンライダ ーを設置し、2017 年 6-11 月に水蒸気鉛直分布の連続観 測を行った. 今回はその観測結果を紹介する.

### 2. 水蒸気ラマンライダー

水蒸気ラマンライダーは気象研究所で開発されたも ので[2]、波長 355 nm の Nd:YAG レーザーと口径 35 cm の受信望遠鏡、分光・信号検出部、データ処理部等か らなる.装置は幅 1.7 m、長さ 4.2 m、高さ 2.1 m のト レイラーに格納されおり、普通乗用車でけん引するこ とができる. 観測高度範囲は、高度分解能 75~150 m, 時間分解能20分の場合、夜間は約0.15 km~4 km以上、 昼間は 0.15~約 1 km である. 2016 年 8-12 月には、気 象研究所でラジオゾンデとの比較検証観測を行い、良 好な一致結果を得ている.

### 3. 観測の概要

観測場所は川崎市浮島 (35.52°N, 139.78℃, 標高 4 m) で、2017 年 6 月 22 日~11 月 9 日の期間、連続観測を 行った. 首都圏では 7~8 月に、数回の雷雨や短時間強 雨が観測された.

### 4. 観測結果

図1に2017年7月1日から8月31日にライダーで 観測した水蒸気混合比の時間-高度断面図を示す.また、 図下には首都圏における大雨や雷雨等の経緯の概要を 示す.この図から、大雨等に先行して下層水蒸気量が増 大していることが分かる.しかし、先行時間には幅があ る.また、水蒸気量の増加が常に大雨に先行していたわ けではない.

### 5. まとめと今後の課題

首都圏に大雨をもたらす要因の一つである、東京湾 から流入する水蒸気の高度分布を明らかにするため、 2017年夏季に東京湾岸で水蒸気ライダー観測を行った. 今後は、水蒸気ライダー観測の利点を活かして、高度 別に見た水蒸気量の時間変動等を調べる予定である. また、それらの大雨との対応を明らかにし、水蒸気ラ イダーデータの大雨予測への有効利用方法を考える.

謝辞:本研究の一部は、JSPS 科研費(17H00852)の助成 を受けた.

### 参考文献

[1] 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩, 2002, 天気, 49, 395-405.

[2] Sakai, T., T. Nagai, T. Izumi, S. Yoshida, and Y. Shoji, 2018, *Atmos. Meas. Tech.*, In Review.



図1 2017年7月1日~8月31日川崎市浮島において水蒸気ライダーで観測した水蒸気混合比の高度-時間断面図. 図下に首都圏における大雨や雷雨等の経緯の概要を示す.

# 地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏観測展開とその初期結果-

\*川村 誠治、花土 弘、纐纈 丈晴(情報通信研究機構)

清水 慎吾 (防災科学研究所)

### 1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、現状予測が困難な局 地的大雨等の局所的で激しい気象現象の予測を目標に、地 上デジタル放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 に取り組んでいる[1]。電波の伝搬遅延をピコ秒レベルで 精密に測定することで水蒸気量の情報を得ることが可能 になる。これまでに水蒸気量推定のための観測配置として 同期法と反射法の2つを提案し、このうち反射法により水 蒸気遅延の相対変動が妥当に観測できていることを示し ている[2]。現在この手法を用いた観測の展開を、戦略的 イノベーション創造プログラム(SIP)と科研費の支援を 受けて首都圏で進めているところである。本発表では、観 測展開の現状とその初期結果を報告する。

### 2. 手法 (反射法) 概要

地デジ放送波の伝搬遅延は位相を用いて計測されるが、 ピコ秒レベルの測定をする上では、放送局や受信点の局部 発振器の位相雑音が大きな誤差要因となる。反射法では、 電波塔と受信点を含む直線上で、受信点から電波塔と反対 方向にある反射体を用い、受信点において直達波と反射波 を同時に受信する。直達波、反射波ともに放送局と受信点 の局部発振器の位相雑音が乗っているが、これらの位相雑 音は全く同じものなので、両者の差を取るだけで位相雑音 を相殺でき、受信点と反射体の間の往復分の伝搬遅延が測 定される。

### 3. 首都圏観測展開の現状

図1に2018年6月現在の観測展開の現状を示す。丸 印が観測(候補)地点である。SIPによって開発されたマ ルチパラメータ・フェーズドアレイレーダー(MP-PAWR) が2017年12月に埼玉大学に設置され、本年3月から稼働 し始めている。このレーダーによる降雨観測エリア内に水 蒸気観測を目的として本観測の展開を進めている。2018 年6月現在5地点で観測を開始しており、5地点で試験観 測が終わっている。基本的に全ての地点で東京スカイツリ ーからの電波を受信するが、反射法を用いているため観測 ターゲットとなるエリアは観測地点からスカイツリーに



図 1: 地デジを用いた水蒸気量観測の首都圏展開状況 (2018 年 6 月現在)。

対して後方となる(図中の太実線)。埼玉大学の近くには テレビ埼玉の電波塔があり、板橋区役所、日本アンテナ蕨 工場、田無タワーなどではこれらの電波を利用して東京ス カイツリーとは別の基線を観測ターゲットとして取るこ とも可能である。

### 4. 観測データの一例

図2に示すのはNICT小金井で観測されたデータの一例 である。2017年8月19日における伝搬距離1 km あたり に換算した伝搬遅延量の時間変化を示している。観測エリ アは図3に示すように、3つの反射体を利用して約7 km のエリアを3分割したものとなっている。このように多く の観測地点で複数の反射体からの信号を得ることが可能 である。時間分解能は原理的には4.5 ms であるが、1秒 値として保存し、データ収集には携帯回線を利用する。本 発表では、各観測地点の観測初期結果を報告する。





図 3: NICT 小金井における水蒸気量観測の 観測エリア。

### 5. 今後の展望

今後試験観測の終わっている地点で順次本観測を開始 していく予定である。また、今年度はFPGAを用いた小型・ 低消費電力の装置試作も行う予定になっている。

謝辞:本観測実験は、SIP(戦略的イノベーション創造プ ログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(2) 豪雨・竜巻予測技術の研究開発「マルチパラメータフェー ズドアレイレーダ等の開発・活用による豪雨・竜巻予測情 報の高度化と利活用に関する研究」、及び科研費「水蒸気 稠密観測システムの構築による首都圏シビアストームの 機構解明」によって実施されています。

- [1] 川村他,地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の 研究開発-首都圏展開の現状と今後の展望-,日本気 象学会 2018 年度春季大会.
- [2] Kawamura, S. et al., Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, vol. 52, pp. 367-377, DOI:10.1002/2016RS006191, 2017.

### 地上デジタル放送波を用いた水蒸気遅延量の同化手法の開発-観測演算子の設計-

清水 慎吾(防災科研)・川村誠治・花土弘・纐纈丈晴(NICT)

### 1 本研究の目的

地上デジタル放送波を用いた水蒸気量推定手法が開発 され(Kawamura et al., 2017)、低コストでリアルタイム 性の高い推定手法として期待されている。本研究では放送 波の伝搬遅延量を雲解像数値モデル CReSS に同化する手 法を開発し、その初期解析結果を報告する。

### 2. 観測演算子の設計

放送波の伝搬遅延は、乾燥大気による遅延と湿潤大気によ る遅延で説明される(式1)。

$$\tau = k_1 \frac{\bar{P}}{\bar{T}} + k_2 \frac{\bar{RH} E(\bar{T})}{100\bar{T}^2} \tag{1}$$

)

ここで、τは2点間における放送波の総遅延量(ピコ秒)を 表し、観測量である。2点間の平均の気圧(hPa)、気温(K)、 相対湿度(%)を $\overline{P}$ ,  $\overline{T}$ ,  $\overline{RH}$ とした。 $E(\overline{T})$ は飽和水蒸気圧を求 める気温の関数であり、本研究ではテテンの実験式を用い た。k1, k2は定数で、それぞれ2.56×10<sup>2</sup>(KhPa<sup>-1</sup>), 1.23×  $10^{6}(K^{2} hPa^{-1})$ である。乾燥遅延量は式1の右辺第一項で、 湿潤遅延量は右辺第二項となる。GPS 観測と同様に乾燥遅 延量を適切に推定し、総遅延量から引くことで湿潤遅延量 を得ることができる。本研究は以下の2つの仮定に基づき、 データ同化手法を設計した.(1)2点間内の気象場の変動 は小さいとして、2 点間で平均した気圧、気温、相対湿度 を用いる。(2) PとTは数値モデルの第一推定値を用いる ことで、RHを式1から求め、観測値としてデータ同化を 行う。観測演算子は2点間の相対湿度の平均値を CReSS から求める演算となり、そのアジョイントは観測値とモデ ルの相対湿度の平均値の差を、2 点間の平均を求めたモデ ル点に分配する演算となる。本手法には、仮定(2)により、 第一推定値の気圧や気温の推定誤差が相対湿度の観測誤 差となる問題がある。初期解析として、気圧と気温の推定 誤差の影響評価を行い、本同化手法の有効性を調べた。

### 3. 湿潤遅延量の推定誤差解析の結果

図1に地デジ観測体制を示す。遅延量の観測方法について はKawamura et al., 2017の方法を用いた。気圧と気温の 第一推定値を得るために格子解像度1kmのCReSSの予測実 験(300km×256km×70層)を行った。初期値に気象庁MSM の06UTCの出力を用いて、09UTCまで積分した。



図1スカイツリー からの直達波と反 射体R1,R2,R3の反 射波の位相差を NICTで測定し、 R1-NICT間、R2-R1 間、R3-R2間の遅延 量を求めた。遅延 量を同化する格子 点を丸で示す。



図 2 2018 年 8 月 19 日 06-08UTC における NICT-R1 間で観測され た総遅延量(total\_delay)と推定した乾燥遅延量(dry\_delay)の 時間変化。2 者の差が湿潤遅延量となる。



図 3 2018 年 8 月 19 日 06-08UTC に NICT-R1 間で観測された平均 相対湿度 (OBS) と同化なし (CNTL) と同化あり (3DVAR+IAU)の場合 の平均相対湿度の時間変化。

図 2 に総遅延量と推定された乾燥遅延量の時間変化を示 す。乾燥遅延量の時間変化は小さく 860ps 程度で一定であ ったのに対して、湿潤遅延量は 340-440ps の変動幅を示し た。式1の乾燥遅延量推定の際に気圧を10hPaの誤差を与 えると10ps以内の誤差となり、また気温10Kの誤差では 20ps 以内の誤差となり、湿潤遅延量の変動幅を説明でき ない。湿潤遅延量の推定において、気温と気圧の推定誤差 の影響は小さいと考えらえる。しかし、湿潤遅延量から RHを求める際(式1右辺第2項)の気温の寄与は大きく、 気温 5Kの誤差によって、RHの推定誤差は 10%程度となる ことが分かった。従って、地デジ遅延量から相対湿度まで 推定する場合には、気温の第一推定精度の誤差を小さくす るか、気温観測データを同時に同化する必要があると考え られる。また、本研究の定式化では相対湿度の観測誤差分 散は気温誤差の関数であるので、CReSS の気温誤差を 5K と仮定し、RH=10%の観測誤差分散を設定した。

### 4. 同化実験の初期結果

同化なし実験を行い、気温と気圧の第一推定を用いて、観 測値としての $\overline{RH}$ を算出し、次に観測値を 3DVAR-IAU 法 (Shimose et al., 2017) で 06UTC 以降 5 分毎に連続同化さ せる実験を行った。図 3 に NICT-R1 間で観測された $\overline{RH}$ と 同化なし実験および同化実験における $\overline{RH}$ の時間変化を示 す。観測の $\overline{RH}$ は 60 分以降で上昇し、それに伴い同化実験 の $\overline{RH}$ も上昇した。紙面の都合で、同化結果を示すことが できないが、上記の手法を用いた 3DVAR-IAU による連続同 化の結果、降雨予測精度の改善が見られた。

### 北東アジア半乾燥地域におけるメソ対流系の発達に対する大気と陸面の寄与 \*寺村大輝(北大院環境科学),佐藤友徳(北大院地球環境)

### 1. <u>はじめに</u>

北東アジア半乾燥地域では、夏季の降水日変化が明 瞭であり(Iwasaki et al., 2008),降雹などの激しい大気現 象が確認されている(佐藤, 2004).このような夏季の降 水は、午後に発生するメソ対流系(MCS)によるものと考 えられるが、この地域では対流雲に関する研究は少な い、中国北部では、MCSの発生日には特徴的な大気総 観場が存在することが確認されている(Xia et al., 2008). また、半乾燥地域のサヘルでは、地温分布が不均一で あるほど MCS の発生数が増加することが示されてい る(Taylor et al., 2011).したがって、大気と陸面の両方が 対流雲に影響を与える可能性が考えられる.そこで、 本研究は北東アジア半乾燥地域における対流雲の発達 に対する大気と陸面の寄与を調べた.

### 2. <u>方法</u>

気象衛星ひまわり5号のデータを用いて対流雲の抽 出を行った。赤外輝度温度-40℃以下の領域を発達した 対流雲として、対流雲の日変化を調べた.解析期間は 1998-2002年の6-8月である.また、対象地域(40°-50°N、 100°-120°E)を図1の枠線で示した.この地域では午後 に対流雲面積の明瞭なピークが確認される.そこで、 この時間帯4時間の平均対流雲面積と午前中の4時間 の平均対流雲面積の差を対流活動度とした.対流活動 度が大きいほど、対流雲が午後に広く発達することを 表す.大気総観場の解析には、JRA55 再解析を用いた.

地温分布の解析には、ひまわり5号の赤外及び可視 データ(空間分解能0.05°)を用いて、対流雲の出現頻度 が最も少ない午前10時の地温分布を調べた.可視反射 率0.2以下の領域の赤外輝度温度を地温の代替(LST)と し、LSTが0℃以下の領域を除くことで、分解能より小 さな雲によるLSTへの影響を最小限にしている.その 上で、前後10日平均からのLST 偏差(LSTA)を求め、 0.4°格子内でのLSTA分布の標準偏差を算出し、対象地 域内の平均値を求めた.

### 3. <u>結果</u>

図1に対流活動度が解析期間中で上位10%となった 日の500hPa高度偏差を示す.対象地域の東側では有意 な正の高度偏差が見られ、リッジが位置していること が分かる.また、西側では有意でないものの、負の高 度偏差が見られる.下層では、対象地域の温位および 比湿が有意に高く,南東側で南西風が強まっている. したがって,下層の暖湿流により対流不安定が強まり, 午後に対流雲が発達しやすい条件であると考えられる.

図2にLSTA分布の標準偏差と対流活動度上位20%の日数との関係を示す.LSTA分布の不均一性が大きい ほど、午後に対流が活発な日が増えることが分かる. その要因としては、Taylor et al. (2011)が示すように、 地温分布の不均一性により水平対流が強化されて収束 域での上昇流が強まることが考えられる.しかし、本 解析方法では分解能より小さな小積雲の影響を除去で きない場合があり、LSTAの標準偏差が部分的に大き くなることがある.したがって、午前中に小積雲が多 く存在するほど、午後に対流雲が発達しやすいという 要因も考えられる.

### 謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト(ArCS)、科学 研究費補助金(15H05464)の支援で実施された.



図1:対流活動度上位10%抽出日の500hPa高度(等値線,m) と前後10日平均値からの高度偏差(陰影,m). Hは正の高度 偏差,Lは負の高度偏差を表す.ハッチは信頼区間95%で有 意差があることを示す.



図 2: LSTA 分布の標準偏差と対流活動度上位 20%の日数との 関係. LSTA 標準偏差の 10%ile 値ごと (バー)の日数を示す. バーの横幅は 10%ごとの値の範囲を,点はその平均値を表す.

雲解像粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する確率分布解析 \*川畑 拓矢 (気象研究所), 上野玄太 (統計数理研究所)

### 1. <u>はじめに</u>

積乱雲が発達するためには、まず積雲が発生する必 要があり、さらにはその領域で凝結が起こる必要があ る。このプロセスをアンサンブル予報を用いて観察す るとき、これらの過程における確率分布が非ガウス分 布となっていることが予想される。なぜなら相変化は 本質的にステップファンクション的であり、滑らかに 遷移しないからである。このような非ガウス分布を観 察するために、非静力学モデルを用いた粒子フィルタ (NHM-PF)を開発した。本稿においては、NHM-PF の概要と、OSSEによる実験の概要について述べ、観察 された確率分布について議論したい。

### 2. <u>NHM-PF</u>

フィルタは Sampling Importance Resampling (SIR) Filter で、モデルは気象庁非静力学モデル(JMANHM: Saito et al. 2016)である。NHM-4DVAR より観測演算子 を移植した(例えば Kawabata et al. 2014)。さらに IO を削 減するために MPI 並列によるアンサンブル実行を行い、 気候学的ノイズをインフレーションとして与えている。

### 3. 0SSE

観測システムシミュレーション実験(OSSE)を行った。まず、適当な日に対して50メンバーによるLETKF(水平解像度2km、斉藤他2018)を実施した。この中から積乱雲が発達するメンバーを選び、これを真値とした。さらに真値にガウス分布するノイズを与えて観測値とした。観測値は、第1図に示した青丸(モデル最



下層の風、温位、水蒸気 混合比)、赤丸(鉛直10, 15,20層の雨水混合比) である。

真値を除いたメンバー とアンサンブル平均を合 わせて 50 メンバーとし、 さらに LAF アンサンブ ルとして次の時刻の解析 アンサンブルを合わせて、

100 メンバーの初期アンサンブルを得た。ここから共分 散を構成し、その中からランダムな摂動を取り出して 平均場に加えることで、新しい初期値を作成した。こ のようにして、1000 メンバーの初期アンサンブルと同 時に側面境界値を得た。さらにこの1000 メンバーのア ンサンブルに対して、8 種類の異なったモデルスイッチ、 パラメータを設定し、モデルアンサンブルとした。

このように用意したデータおよびモデルのセットを 用いて NHM-PF を、10 分ごとの同化ステップ、90 分の 同化期間に対して実行した。さらに比較として同化を 行わないアンサンブル(NoDA)を実行した。その結果、 真値に対する RMSE, Spread がともに NoDA と比べて小 さく、NHM-PF が良いパフォーマンスを示したことを 表している(図略)。

### 4. <u>確率分布</u>

真値場およびアンサンブル平均図で積雲が発生した グリッドにおける確率密度を示す(第2図)

まだ降水の発生しない時間帯では(上段)、温位、水 蒸気混合比ともガウス分布を示し、雲水、雨水は0g/kg へ確率が集中している。これらは時間の経過とともに、 凝結を表す非ガウス分布へ変化し、まず雲水が(中段)、 そして雨水に関する確率が(下段)高混合比領域へ確率 推移する様子が分かる。これらはさらに0g/kgの領域と 数g/kgの領域との多重構造をしている。今後、これら の確率分布をさらに解析していく予定である。



#### 謝辞

本研究は科研費「粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関す る不確実性の解明」(JP17H02962)によるサポートを受けた。 降水連続日数と一雨降水量の細分階級からみた日本の降水長期変化

草薙 浩(京都ウェザー研究会)

1. はじめに

降水連続日数と降水継続期間の総降水量(以下、-雨降水量という)を組み合わせた解析(草薙 2018) を行って、60-200 mm 階級の 1-2 日連続降水は 34.7 mm/100 年の割合で増加する一方、3-13 日連続降水は -47.5 mm/100 年減少するという、同じ降水階級に関 して時間スケールに よる違いを明らかにした。

しかし、一雨降水量の階級区分には任意性があるた め、降水量階級区分に任意性を排除した規則的な区分 方法(草薙 2017)を用いて日本の降水特性の長期変 化を調べた。

なお、本研究の降水連続日数は、気候変動の研究で 使われる降水の継続性の定義 CWD (Consecutive wet days:日降水量が連続して 1mm 以上になる日数)と同 じものである。

2. 日降水量データと解析方法

解析に用いる日降水量データは、草薙(2018)と同 じ気象庁51観測地点の1901年から2016年までの116 年間の 42369 日 (Q:: i=1~42369) とした。一雨降水 量のm番目の階級の範囲d<sub>m</sub>は式(1)で表される規則 に従って大きくなる。

> $d_{-} = (m+1)^2 - m^2$ (1)

3. 降水の細分階級からみた降水長期変化傾向

草薙(2018)の方法で計算した 51 観測地点平均の 階級別連続日数別の年降水量の累年平均値 f\_\_ (m は 一雨降水量の m 番目の階級、k は降水連続日数:k=1 ~42) を、縦軸は降水量の 1/2 乗に、横軸は日数にと った細分階級図にして第1図に示す。

図 1a の降水量細分階級図は右上方向に分布が広が っており、日本では、一雨降水量 16 mm 以上 25mm 未 満、連続日数2日の降水の頻度が最も高いことが分る。

第1図bのトレンドの細分階級図は、トレンドの正 値と負値を示す部分がほとんど交じり合わずに2つの 領域に分かれて分布しているので図中に示す直線式 で2領域分割した。2領域の経年変化を第2図b、c に示す。領域(1)と領域(2)のトレンドは回帰直 線から 94.1 mm/100 年と-134.1mm/100 年と計算され、 いずれも5%水準で有意であった。

発表では、第2図を手がかりにして2領域分割の意 味について考察する。

草薙 浩,2017:降水連続日数と一雨降水量から見た日本 の降水特性の地域性. 天気, 64, 513-517.

草薙 浩,2018:降水連続日数と一雨降水量から見た日本 の降水特性の長期変化. 天気, 65, 25-34.



 図1 降水量の累年平均値とトレンドの細分階級図
(縦軸:一雨降水量、横軸:降水連続日数).
(a) 累年平均値、(b) トレンド、2 領域分割の直線 を赤線で示す



降水量の経年変化. 図 2

(b)



# 海洋亜表層における 非線型力学加熱と ENSO 非対称性

\*林未知也(ハワイ大), Fei-Fei Jin (ハワイ大)

### 1. はじめに

エルニーニョ南方振動(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)は、熱帯太平洋における大気海洋結合系の卓越 した年々変動である.線型理論によりその基本的な仕 組みは理解されるが、その時空間的な非対称性はENSO に伴う全球規模の気候変動に影響するため重要である. ENSO 非対称性の要因は様々であるが、海洋混合層に おける非線型力学加熱(Nonlinear Dynamical Heating, NDH)、つまり非線型温度移流は強いエルニーニョをよ り強め、一方で強いラニーニャを弱めることが指摘さ れた[1].混合層のNDHは主に鉛直成分に由来し、次い で東西成分が寄与する.その役割の重要性は低次ENSO モデルなどで確かめられているが、NDHの鉛直成分は 使用する海洋データに敏感だという指摘もある.

ENSO の非線型性が混合層だけでなく温度躍層付近 (亜表層)でも卓越することは,強いエルニーニョにより 温度躍層が平坦になり,赤道潜流(Equatorial Undercurrent, EUC)が停止してしまうことから明らかで ある[1]. そこで本研究は,亜表層のNDHについて海洋 客観解析データから調査することで,その統計的特徴 および ENSO の振幅および構造の非対称性への役割を 明らかにする[2].

### 2. データと手法

解析には ORAS3 の海水温度と海流の月平均データ (1959-2011 年)を主に用いる. 結果は SODA 3.3.1 および GODAS と比較される(図示せず). データの全期間から 気候値を定め, 偏差を求める. 海水温度方程式の線型移 流と非線型移流の赤道平均値(南北 1°)を計算する. 亜 表層値は深さ 50-150 m の平均とする.

### 3. 結果と考察

まず,東部太平洋亜表層(西経 100-180°)で平均した NDHの時系列は常に正の値を取り,強い正の歪度を示 した(図示せず). その長期平均は約 0.15 ℃/month で, 正の温度整流は温度躍層付近に集中する.強いエルニ ーニョ事例(1982 年と 1997 年)の最盛期直後, NDH は 1 ℃/monthを超える強い亜表層加熱となる(主に東西成 分による).東部太平洋亜表層で水温の歪度が正に広が るが,これに NDH が貢献したことが示唆される.また NDH の長期変化は太平洋十年規模変動の位相と一致 していることは興味深い.

次に,強いエルニーニョ事例を平均することでENSO に対する NDH の役割を調査した(図 1). エルニーニョ の減衰期に線型移流は6 ℃/month の冷却傾向にあるの に対して,非線型移流(NDH)は3 ℃/month の加熱傾向 にある.この加熱傾向は,エルニーニョに伴う温度躍層 の平坦化と EUC の停止に起因しており,ラニーニャへ の遷移を弱める.また,正の NDH は太平洋東端で半年 以上継続するので,冷水偏差が太平洋東端に到達する ことを妨げる.このように,亜表層における ENSO の 遷移過程には強い非線型性があり,そこでの NDH は ENSO の振幅および構造の非対称性に貢献する.



図 1 強いエルニーニョで平均した赤道亜表層での (a) 温度偏差,(b) 東西流偏差,(c) 線型移流,(d) 非線 型移流の時間発展.事例は1982年と1997年.

### 謝辞

本研究は JSPS 海外特別研究員(201860671)の助成を 受けたものです.

- [1] Jin, F.-F., et al., 2003, Geophys. Res. Lett., 30(3), 1120.
- [2] Hayashi, M., and F.-F. Jin, 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 12427-12435.

# エルニーニョ現象に関わる 4.5 年周期大気変動の最近の状況

\*栗原和夫 (無所属·元気象研究所)

### 1. はじめに

エルニーニョ現象の発生と、これに関連する赤道上 を東進する大気の 4.5 年周期変動の可能性について栗 原(2002)[1]にすでに述べた.これによれば、4.5 年周期 変動に伴う西風偏差領域が赤道上を東進し、その東端 の収束域が西部太平洋赤道域に達すると、西風バース トが何度も形成されるようになり、海洋のケルビン波 が頻繁に発生して太平洋を東進する.連続的に発生す る海洋のケルビン波により、太平洋東部赤道域で海面 水温が上昇してエルニーニョ現象が発生する.

栗原(2002) [1]に用いた解析は, 1980 年から 1990 年代 初め程度の期間であった.この期間で, ECMWF の再 解析データや,気象庁のエルニーニョ現象の発生期間 のデータなどを用いたが,より明確な結果を得るため にはさらに長期間の解析が求められていた.栗原(2002) 以降,エルニーニョ現象が何回か発生し,その間の詳 細なデータが得られるとともに,気象庁の再解析デー タ(JRA-55)も整備された.今回はこれらにより,赤道上 の 4.5 年周期変動の東進とこれにより引き起こされた と考えられるエルニーニョ現象の最近の状況について 報告する.

### 2. 使用したデータ

使用したデータは、気象庁が公表している、エルニ ーニョ監視指数(Nino3の海域の海面水温の平年偏差の 5か月移動平均)[2]と、気象庁再解析[3]の地上の東西 風と海面水温のデータである.東西風や海面水温は、 平年からの偏差の値を、北緯5度~南緯5度で平均し、 時間的には13か月平均を行ったものを用いた.

解析の対象は, 1980 年から 2017 年で, この間に 7 回のエルニーニョ現象が発生した.

### 3. 解析の結果

赤道上の東西風の,東西一時間断面図(図1)で見る と、4.5年周期で東進する西風偏差領域が見られ(図の 直線),西風偏差域の東西スケールは,栗原(2002)[1] とほぼ同じ,1万km程度である.解析期間中に,4.5年 周期変動の3つのモードがあり,2回のモードの入れ替 わりが見られた。それぞれのモードに含まれるエルニ ーニョ現象の数は、それぞれ3、2、2である。

赤道を1周する時間が整数年でないために,西風偏 差域の東端の収束域が,太平洋西部赤道域に到達する 時期が整数の場合と端数を持つ場合が交互に起こり, 整数の冬季に到達する場合は,気候的な西風バースト の発生と強めあうことにより,強いエルニーニョ現象 が起き,端数を持つ夏に到達する場合は,比較的弱い が,長い期間継続するエルニーニョ現象が起きること

を栗原 (2002) [1]で述 1980 べた. 今回の解析期間 では,長い期間継続す 1985 る弱いエルニーニョ 現象の場合に、エルニ 1990 ーニョ監視指数の時 間変化にピークが2つ ある現象が見られた. 1995 これについては今後 さらに検討する必要 2000 がある.

### 謝辞

本研究では、気象庁が 公表するエルニーニ ョ監視指数と、再解析 データ(JRA-55)を使用 しました.また再解析 データの使用につき ましては気象研究所 の小林主任研究官に ご指導いただきました。



- [1] 栗原和夫, 2002, エルニーニョ現象に関連する 4.5 年周期変動. グロースベッター, 40, 112-119.
- [2]http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/index/datt ab.html
- [3] Kobayashi, S., et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

# ENSO の季節進行に伴う 夏季北太平洋 Atmospheric Rivers の変調

\*直井萌香 (筑波大学大学院生命環境科学研究科), 釜江陽一 (筑波大学生命環境系), 植田宏昭 (筑波大学生命環境系), Wei Mei (ノースカロライナ大学)

### 1. はじめに

中緯度で発達する Atmospheric Rivers (ARs) と呼ばれ る組織化した水蒸気フラックスの帯は、平成 30 年西日 本豪雨のような極端降水の原因となることがあり、水 資源の観点からも注目されている現象である。ARs は 欧州やアメリカ大陸西岸に上陸する事例が注目される ことが多いが、東アジアでも夏季を中心に多く発生す る (Kamae et al. 2017)。

ARs 発生頻度の経年変動を規定する要素として、 NAOをはじめとする大気の内部変動や、ENSOを含む 広域の海面水温変動が挙げられる。東アジア域では、夏 季 ARs の存在頻度が先行する冬季エルニーニョと引き 続くインド洋全域昇温により変動していることが指摘 されている (Kamae et al. 2017)。一方で、夏季の赤道太 平洋海面水温偏差の影響 (Mundhenk et al. 2016) も指摘 されている。

ENSO は典型的には夏季に発現し、冬季に最盛期を 迎えたのち春季にかけて衰退するが、事例によって発 達時期や最盛期の季節は異なる。さらに、ENSO の遷移 には明瞭な非対称性が存在し、先行する季節を含めた ENSO の持続と遷移に応じた影響を系統的に検証する 必要がある。

本研究では、東アジア域の夏季 ARs 発生頻度の年々 変動の規定要因を ENSO の季節進行に着目して明らか にする。

### 2. 使用データ・手法

海洋からの強制と大気の内部変動の影響の両者を考 慮するために、アンサンブル気候予測データベース (d4PDF; Mizuta et al. 2017)の過去実験10メンバと気象 庁55年長期再解析データ(JRA55)を併用した。ARsの 抽出方法はMundhenk et al. (2016)に基づき、解析期間 は d4PDF が1951年から2010年、JRA55 が1958年か ら2010年までの夏季とした。

### 3. 結果

1951 年からの 60 年を、冬季、 夏季の ENSO 位相 (エ

ルニーニョ・中立・ラニーニャ)の組み合わせにより9 種類に分類すると、夏季エルニーニョ年の15事例のう ち大半は冬季には中立であり、夏季ラニーニャ年は、冬 季エルニーニョから遷移する事例が多い。

図1に冬季、夏季ENSO位相でコンポジットしたARs と循環場の偏差を示す。冬季、または夏季にENSOが 発現していると、循環場の偏差に対応してARs頻度が 大きく変動している。冬季にエルニーニョが発現して いた場合、夏季 ENSO の位相によらずフィリピン海に 形成された高気圧偏差により東アジアでARsが増加し ている。一方、夏季にラニーニャが発現している場合、 冬季の位相によらず北太平洋高気圧が強化しており、 ARs頻度分布が北偏している。このように、冬季 ENSO と夏季 ENSO の両者が夏季の北太平洋循環場に影響を 与えており、夏季に発生するARsによる豪雨リスクを 予測するには、ENSO の季節進行に注目する必要があ る。

当日は d4PDF と JRA55 を比較した結果も紹介する。



図1 冬季/夏季 ENSO 位相で分類した d4PDF の夏 季 ARs 発生頻度と循環場の偏差。陰影は ARs の発生頻 度偏差 (%)、等値線は 850hPa での流線関数偏差、ベク トルは 850hPa での風偏差を示す。左上の数字はそれぞ れの事例数。

- [1] Kamae, Y. et al., 2017, J. Clim., 30, 5605-5619.
- [2] Mizuta, R. et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383-1398.
- [3] Mundhenk, B. et al. 2016, J. Clim, 29, 4885-4903.

### 北半球夏季季節内振動明瞭時における大気大循環場の特徴

### 原田やよい\*(気象研究所)

### 1. はじめに

北半球夏季季節内振動 (BSIS0) は、インド洋 から西部太平洋にかけての広範囲にわたる対流 活動活発域が30~90日の周期で北進する現象で ある.本研究では、BSIS0明瞭時に見られる大気 大循環場の特徴について明らかにすることを目 的とした統計解析を行う.特に本稿では、BSIS0 の北進が明瞭となった後の対流圏における3次元 的な循環場変動に着目する.

### 2. 使用データおよび手法

BSISOの振幅やphase については、Kikuchi et al. (2012)に基づいて作成・提供された BSISO 指数 を指標として用いる.同指数は NOAA 提供の OLR daily CDR のみを使用しており、特定の再解析デ ータセットに依存していない.彼らは BSISO の 8 つの phase に分けて定義しており、phase3~5 (phase7~1)において対流活動活発域(対流活 動不活発域)の北進が明瞭となるタイミングとな っている.

大気循環場のデータとして気象庁 55 年長期 再解析 (JRA-55, Kobayashi et al, 2015) を使用 し, 統計期間は 1979~2017 年とする. JRA-55 の 1.25 度等緯度経度格子プロダクト (温位面および 地表面プロダクト) を用いて,基本的な要素の変 動特性を示すほか,更に,本稿では,新たに角運 動量収支における強制項の3次元的な分布が表現 可能な質量荷重付等温位時間平均 (mass-weighted isentropic time mean, T-MIM) 法 (Kanno and Iwasaki, 2018) を JRA-55 等緯度 経度格子プロダクトに適用する.

Kanno and Iwasaki (2018) は, T-MIM 法で得ら れた平均速度は単純な時間平均(停滞性成分)と ボーラス速度(非定常成分)に分離可能であるこ とを示したほか,北半球夏季にはハドレー循環の 上端部分でボーラス速度が顕著であることを示 した.本稿では質量荷重付 31 日平均場を定常場 として扱う.

### 3. 結果

BSIS0の振幅が明瞭(標準偏差1.5以上)かつ ENS0中立な事例について同周期帯の大気大循環 場の変動に着目して合成図解析を行ったところ, 対流活動活発域の北偏ピーク(phase5)から6日後 には,対流圏上層熱帯域は全体的にモンゴメリ流 線関数の正偏差が卓越し,広範囲で統計的に有意 となっている(図1a).特に北アフリカからインド 亜大陸にかけては,統計的に有意な領域が30°N付 近に達している.

一方,対流活動活発域の赤道域からの北進開始 (phase3)から16日後には(図1b),正偏差の分布は みられるものの,偏差値は弱く,ほとんど統計的 に有意な領域はみられない.このことは,インド 洋赤道域で対流活動が活発だったとしても,必ず しもその振幅を保ったまま北進するとは限らないことを示唆しているほか,BSISOの振幅が保たれたまま対流活動活発域が北進することが、北半球夏季対流圏上層の循環場において重要であることを示唆している.

発表当日には,T-MIM法で求めた風速場の特徴 と単純な時間平均場で求めた場合に得られる特 徴との違いや強制項等の3次元的な特徴について 示す.





(b) BSISO1.5  $\sigma$  (NE ENSO), phase 3, lag +16 days



図1 BSIS0(振幅1.5 $\sigma$ 以上, ENS0中立時)における 360K面モンゴメリ流線関数の合成図. (a)は対流 活動活発域の北偏ピーク時 (phase5)の6日後, (b) は赤道域からの対流活動活発域の北進開始時 (phase3)の16日後に対応. 図中の赤 (青)線は, 正もしくは右回り (負もしくは左回り) 偏差をそ れぞれ表す. また図中の濃い桃色 (水色) 陰影は 信頼度95%,薄い桃色 (水色) 陰影は信頼度90% で統計的に有意なことを示す.

### 参考文献

Kanno, Y., and T. Iwasaki, 2018: Three-dimensional Structure of Mass-weighted Isentropic Time Mean Meridional Circulations. J. Atmos. Sci. doi:10.1175/JAS-D-17-0154.1, in press.

Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. Clim. Dyn., 38, 1989–2000.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5–48.

# サヘルにおける近年の非常に深い対流の増加トレンドと 熱帯成層圏界面気温の低下との関係

\*小寺邦彦 (気候研究所・気候)

### 1. はじめに

1980年代の後半からそれまで旱魃状況にあったアフ リカのサヘル地方に降水の増加がみられた.これが自 然変動の一部か、あるいは温室効果ガス増加の影響の 現れか議論のあるところである.ところで、最近の Taylor et al. (2017)の研究によると、サヘル地方の変化と しては、降水量の変化よりメソ対流系(MCS)、特に雲 頂高度が摂氏-70度より低い非常に深い対流の増加が 著しい.ここではJRA55の鉛直流データを用いてサヘ ル地方の非常に深い対流活動と熱帯対流圏界面気温と の関係を調べる.

### 2. 結果

図1の上段に、GPCPに依る7-9月平均地上降水量 の(a)気候値と(b)1979年~2016年間のトレンド(線形関 数との相関)を示す.降水は北緯10度より低緯度の沿 岸部で多いが、この領域では近年降水量の減少トレン ドになっている.これに反しサヘル域では増加の傾向 が見られる.図1cの上段と下段にそれぞれサヘルと沿 岸域で平均した7-9月平均気圧座標系鉛直流の気圧高 度一時間断面を示す.サヘル域では深い対流が立つが、 最近はさらにそれが増加している.沿岸部では浅い対 流が逆に抑制されている.

図 2a に Taylor et al. (2017)によ、雲頂気温摂氏-70 度 以下の MCS の年間発生頻度の増加トレンドと四角で 示した領域の平均値の時系列を左に示す.また図 2b に は 2a と同範囲で平均した 7-9 月平均 150hPa 気圧座標 系鉛直流の時系列を示す.ちなみに摂氏-70 度は、ほ ぼ 150hPa 高度の気温に相当する.図 2b の右列は 150hPa 気圧座標系鉛直流の 1999 から 2017 年の気候値からの 平均偏差を示している.偏差の大きい領域は MCS の増 加トレンドの著しい場所と良く一致している.

図3にサヘル域における(a)7-9月平均気温偏差の高 度一時間断面、(b)100 hPaと200 hPaの気温差、(c)発散、 (d)標準化気圧座標系偏差を示す.対流圏で気温が増加 する一方、熱帯下部成層圏の気温は減少するので、対 流圏界面付近の気温の鉛直勾配は減少する.これに対 応して対流圏界面付近まで達する非常に深い対流が増 加し、上昇流が強まり、大気の発散が増加している. この事から、最近のサヘル地方の非常に深い対流の増加には対流圏界面付近の気温の低下が関連している事が示唆される.



図1 西アフリカ域の7-9月平均降水量の(a)気候 値、(b)トレンド.(c)サヘル(上)、沿岸部(下) での鉛直流の高度時間断面(1979-2017)



図2 (a)-70 度以下の MCS の頻度、およびトレンド の分布. (Taylor et al., より). (b) 150hPas 気圧座標系鉛 直流の年々の変化と近年の偏差.



図 3 サヘル域の 7-9 月平均:気温偏差の鉛直分布、 100-200hPa 気温差、発散、鉛直流の高度-時間断面 (1979-2017).

参考文献: Taylor et al., (Nature, 2017)

# 11 月初め頃における冬型気圧配置の季節的増加と 広域場の背景(1980~2016 年の解析から)

\*森下秀城 (岡山大・教育), 加藤 内藏進 (岡山大)

### 1. はじめに

西高東低の冬型気圧配置の出現頻度は11月頃から急速 に増大することが知られているものの(吉野・甲斐1977), そのような平均場の季節進行と,日々で見た日本付近の冬 型の出現頻度の増大との詳細な関連については必ずしも 明らかではない。そこで加藤・阿部(2001 全国気象学会 春季大会)が行った 1995/96 年の事例解析を発展させる ことで,これまでに西側のシベリア高気圧の発達だけでな く,平均場の傾圧性の変化に伴って北日本付近での低気圧 の東進・発達がこの時期から顕著になることが上述の冬型 頻出への季節的遷移に大きく関わっていることを指摘し た(森下・加藤 2018 日本地理学会春季大会口頭発表)。 そこで今回は、年々の変動性も意識して、このようなプロ セスに関するさらなる吟味を行った。

### 2. 1980 年~2016 年における解析

まず 1980 年から 2016 年の 37 年間で平均した南風成 分 v<sub>850</sub>(m/s)の時間緯度断面によれば,11月頃になると平 均場の北風領域が日本列島付近まで南下するが(第1図・ 左),平均風の北風成分はまだそれほど強くない。しかし 1995/96 年の日々の時系列によれば,冬型の出現に伴う下 層の北風の強まりは,季節平均ではなく,短周期的な変動 として生じており(第1図・右),その大きな北風領域は本 州南方の北緯 30 度まで達している(図略)。このような11 月に見られるイベントは,大陸側から東進する低気圧が, 北日本付近で発達し,その後面のシベリア高気圧との間で 強まる冬型の気圧配置の周期的な強化に対応していた。

また,37年間で平均した850hPa 温度場の季節進行に よれば,11月頃から次第に水平温度傾度の強い領域 (10K/1000km以上)の南北幅が拡大しながら南縁が日本 列島南岸付近に達するようになり,北緯40度付近の緯度 帯が極大値となる(第2図)。1995/96年冬についても, ほぼ第2図と同様な|∇T<sub>80</sub>|の季節経過を示した(図略)。

1995/96年には、すでに10月にはバイカル湖付近から 東に伸びる傾圧帯に沿って低気圧が東進していたが(図 略),11月になると、その傾圧帯がバイカル湖付近から東 南東方向に、日本海北部付近にまで伸びる傾圧帯上を東進 した低気圧は、まさに前述の日本付近の南北に幅広い傾圧 帯に達することになり、そこで、11月には大きな振幅の 構造(強い北風域)をより南方まで持つような低気圧とし てさらに発達することが可能になったものと考えられる。

以上のように、11 月頃から冬型が頻出するのは、季節 平均的にも南北温度傾度の強い領域が日本付近の緯度帯 で拡大・南下し、シベリア南東部のストームトラックの上 を東南東進する低気圧がさらに南北に勢力を広げつつ発 達するのに好都合な環境へと遷移する季節的背景を反映 している可能性が示唆された。今後は、このようなメカニ ズムの年による違いや、季節進行のタイミングの違いなど を考察していきたい。



第1図 1980年~2016年の37年間で平均した11日移動 平均の北風成分 v<sub>850</sub>(m/s, 負値が北風)を135E に沿う時 間緯度断面(左)。1995/96 年の日平均の v<sub>850</sub>(m/s)とその 11日移動平均の時系列(40N, 135E)(右)。



第2図 1980~2016 年平均の 850hPa 気温の|∇T<sub>850</sub>| (K/1000km)の135E に沿う時間緯度断面図。



第3図 1995年11月1~20日において、09JST での地上 高気圧(白丸),低気圧(黒丸)と前線(実線)の位置を それぞれ重ねた図(左),および気温 T<sub>80</sub>(℃)の平均場(右)。

# 北海道全域における積雪の地球温暖化影響評価 \*勝山祐太・稲津將(北大院理), 白川龍生(北見工大)

### 1. はじめに

水資源やウィンタースポーツをはじめとする観光資 源などとして重要な積雪は、地球温暖化に伴い、今後 大きく変化していくことが予想される.積雪の温暖化 影響評価は、全球気候モデル(GCM)の出力をダウン スケーリングした気象場の将来予測を積雪変質モデル や陸面モデルに入力とすることにより実現される[1,2]. しかし、GCMによる将来予測には、気温変化や温室効 果ガス排出の不確実性だけでなく、低気圧経路や冬季 モンスーンの将来変化などにも不確実性が含まれる. 本研究では、低気圧経路や冬季モンスーンなどの将来 変化に含まれる不確実性に注目して、北海道全域にお ける積雪の温暖化影響評価を行った.

### 2. 方法

本研究では、気象場の将来予測として、3 種類の GCM (MIROC, ECHAM, CCSM)出力のうち、現在気候(1990 年代)と将来気候(全球平均気温 2K 上昇年代)をそれ ぞれ北海道域に対して力学的ダウンスケーリングを施 した 10km の解像度のデータを使用した[3].これを積 雪変質モデル SNOWPACK[4]に入力することで、北海 道全域における積雪の温暖化影響評価を行った.また、 SNOWPACK の再現性検証のために、全道 28 ヶ所にお ける 2013/14年から4冬季分の広域積雪観測とアメダス 観測データを SNOWPACK の入力値とした計算結果と を比較した.

### 3. 結果と考察

アメダス観測データを SNOWPACK に入力した計算 結果と広域積雪観測との比較により、北海道における 積雪深と積雪水当量を SNOWPACK は再現できること を確認した.

将来気候における年最大積雪深と年最大積雪水当量 は、現在気候のそれらと比較して、渡島・檜山・胆振・ 後志地方と釧路・根室・網走地方で30-40%の大きな減 少を示した(図1).また、積雪水当量が年最大となる までの期間における降雪量と融雪量の将来変化を比べ たところ、降雪量の減少の方が明らかに多かった.し たがって、降雪量の減少が年最大積雪深と年最大水当 量の大きな減少の原因と考えられる.

さらに、入力値に使われた3種類のGCMごとに結果 を比べることで予測の不確実性を見積もった.その結 果、上川・宗谷地方と釧路・根室・網走地方でGCM間 のばらつきが特に大きかった.これらばらつきをもた らした原因を考察するために、自己組織化マップを用 いた解析により、降雪量の将来変化を低気圧通過時と 冬型の気圧配置の時のものに分けた.その結果、上川・ 宗谷地方における将来予測のGCM間のばらつきは、主 に冬型の気圧配置の時の降雪量の将来変化がGCM間 でばらついていることが原因と示唆された.釧路・根 室・網走地方では、低気圧通過時と冬型の気圧配置の 時の降雪のどちらの将来変化もGCM間でばらついて おり、この地方における大きな不確実性の原因は分か らなかった.



図1 CCSMにおける年最大積雪深の将来変化(%). 斜線部は、5%水準で有意な変化となった場所を示す.

- Katsuyama, Y., et al., 2017, Cold Reg. Sci. Technol., 136, 62-71.
- [2] Kawase, H., et al., 2013, J. Geophys. Res. Atmos., 118, 12,444-12,457.
- [3] Inatsu, M., et al., 2015, Atmos. Sci. Lett., 16, 297-304.
- [4] Bartelt and Lehning, 2002, Cold Reg. Sci. Technol., 35, 123-145.

### 2017 年 8 月の北日本域の極端な寡照イベントに対する要因分析

\*高橋千陽<sup>1</sup>, 塩竈秀夫<sup>2</sup>, 今田由紀子<sup>3</sup>, 小坂優<sup>4</sup>, 森正人<sup>4</sup>, 荒井美紀<sup>1</sup>, 釜江陽一<sup>5</sup>, 渡部雅浩<sup>1</sup> 1: 東大大気海洋研, 2: 国立環境研, 3: 気象研, 4: 東大先端研, 5:筑波大

### 1. はじめに

2017年8月上旬、北日本では、連続日照不足日を記録 した。北日本沿岸部の数観測地点平均の日照時間は1週間 連続してゼロであり(図1a)、この寡照は日本への持続し た冷たい北東風が、長期間続く曇天日を引き起こした事に よる。観測データの解析から(図1b)この北東風は、2つ の要因と関係しており、1つは東シベリアの強いブロッキ ングと関係するオホーツク high であり、もう1つは、北 進季節内振動に起因するフィリピン海の対流不活発に励 起された PJ テレコネクションパターンである。これらの 同時発生が tripolar 循環パターンを形成して日本付近に低 気圧偏差をもたらし、極端な寡照イベントをもたらした。 また先行研究によれば、人為起源の温暖化により、東シベ リアやオホーツク海を含む極東において高気圧性循環が 強化される。従って、温暖化が寡照イベントと関係する強 いブロッキングとオホーツク high の発生に寄与した可能 性がある。さらに、2017 年 8 月は La Niña 発達期であっ たが、7月の SST 偏差は弱い El Niño 的パターンを示し ていた(図略)。本研究では、気候モデルを用いて、この 寡照イベントにたいする自然変動と人為起源温暖化の寄 与について調べた。

### 2. モデル実験と解析手法

MIROC5-AGCM を用いて 4 つの 100 メンバアンサン ブル実験を 2017 年 1 月-12 月の期間で実施した。 Historical 実験(ALL), 2 つの非温暖化実験(NAT1, NAT2)、2017年の ENSO 除去実験(ALLnoENSO)。統 計解析の為に、ALL と同じ 10 メンバアンサンブル実験 (ALL-LNG) も 1961-2016 年期間で実施した。観測、 モデル共に 1981-2010 年を気候値とした日平均偏差を解 析した。解析期間は 1961~2017 年 7、8 月である。観測 された日照時間の指標の代わりに地表面下向き短波量 (DSW)を用いた。イベント期間 P(図 1a)は、低日照期 間のうち DSW と雲量が過去 57 年 7-8 月の 5th パーセ ンタイルタイルを下回った 5 日間とした。

### 3. 結果と考察

観測された期間 P 平均の DSW 偏差は、過去 57 年 7-8 月で 2nd パーセンタイルを下回る。従って 2017 年の extreme DSW 値が ALL-LNG から決定した閾 値を下回る発生確率は、100 メンバアンサンブルを用 いた確率密度関数(PDF)の解析から、ALL は 2.4%、NAT1 は 0.39%、NAT2 は 0.64%、ALLnoENSO は 0.51%と見 積もられる (図 2a)。またブロッキングに関係したオホー ツク海 high の指標として、500hPaZ の東西平均偏差の南 北勾配 (Z'diff 500 index) と定義すると、2017 年の観測 値から決定した閾値が 97th パーセンタイルを上回る確率 は、ALL は 5.6%、NAT1 は 2.3%、NAT2 は 1.7%、 ALLnoENSO は 3.4%であった。これらの結果は、人為起 源温暖化が、寡照イベント発生確率を 3.7-6.2 倍増加させ た事を示し、これはオホーツク海上の extreme high の発 生確率が温暖化により 2.4·3.0 倍増加した事に関係すると 示唆される。ENSO の寄与については発表の際に議論す る予定である。

謝辞:本研究は、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」 の補助を受けて実施された。



図 1: (a) 北日本太平洋沿岸のアメダス観測地点5カ所平均の 日照時間(長破線),北日本域(35-45N,135-145E)の DSW(短 破線), Z'500 index (55·70N, 130·170E と 35·50N, 130·170E) の Z'500 の差,図 1b 参照,実線)の5日平均時系列。P は解析 した寡照イベント期間(2017 年 8 月 8 日・12 日)。Z'diff 500 index の 95<sup>th</sup> と DSW の 1961-2017 年 7,8月の5thパーセン タイル値を横点線で示す。(b)期間 P で平均した OLR(陰影), 500hPa 流線関数(コンター,2 x 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> 間隔,実線正),地 上風。



図 2: (a) DSW, (b) Z'500 index の期間 P 平均 PDF。ALL(実線), NAT1(短破線), NAT2(長破線), ALLnoENSO(灰色破線), ALL-LNG(陰影)。2017 観測値(黒縦線)と ALL-LNG より求 めた閾値(灰色縦破線)を示す。

# オホーツク海海氷による広範囲の海面熱フラックス変動:

ストームトラックと海洋混合層への影響の可能性 高橋祐輔(北大院環境)、\*中村知裕(北大低温研)、中野渡拓也(極地研)

### 1. はじめに

オホーツク海は季節海氷域であり、その海氷域面積 は経年変動が大きい。多氷年は少氷年の倍近くになる。 この海氷域面積の変動は、海面熱フラックスの変動を 引き起こし、その影響は大気ロスビー波で広く北米ま で及ぶと指摘されている[1]。しかし、現実的なデータ における海氷による海面熱フラックスの変動は、オホ ーツク海内を除き、よく分かっていない。そこで、再 解析データを用いて、海氷域面積の変動に伴う海面熱 フラックスの変動およびそれに関連した大気海洋の変 動、特にストームトラックと海洋混合層深を調べた。

### 2. データと方法

大気再解析 JRA-55[2]と海洋再解析 FOR A-WNP30[3] を用いた。2月平均の海氷域面積が平均値より1標準 偏差以上(以下)の年を多氷年(少氷年)とし、それ ぞれのコンポジットを計算して比較した。解析期間は 大気が1980-2016 年とした。

### 3. 結果

海面熱フラックスの多氷年と少氷年の差は、驚くほ ど東に広がっていた。最大値はオホーツク海にあるが、 潜熱と顕熱合わせて 50 W/m<sup>2</sup>近くの有意な差が日付変 更線手前まで伸びている(図1)。バルク式を用いて要 因を分析すると、気温と比湿の変化によっていた。つ まり、海氷域が広がったため、大陸由来の冷たく乾い た気塊がより変質されないまま北太平洋に運ばれ、海 面熱フラックスを増大させる。実際、海面気温(T2m) の差は2℃以上あり、磯ロジェット(親潮続流と呼ぶ 人もいる)の SST 経年変動の振幅が 0.2-0.3 ℃程度[4] なのを考えると、海氷による海面熱フラックス経年変 動への影響は有意であろう。

面白いことに、ストームトラック(擾乱による南北 熱輸送)を多氷年と少氷年で比較すると、大きく異な っていた(図2)。多氷年は本州から概ね東へ伸びるが、 少氷年はベーリング海へ向かい、オホーツク海でも強 くなる。また、海洋でも多氷年は少氷年に比べて、海 面水温が広い範囲で低下し、混合層も深まっていた。 参考文献

- [1] Honda M., et al., 1999, J. Clim., 12, 33473358.
- [2] Kobayashi S., et al., 2015, J. Metor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [3] Usui N., et al., 2017, J. Oceanogr., 73, 205-233.
- [4] Mitsudera H., et al., 2018, Nature Comm., 9, 1190.





図 1. 海面乱流熱フラックスの差(多氷年-少氷年)。 上: 顕熱、下: 潜熱。



図 2. ストームトラック (擾乱南北温度移流(850hPa))。 上:多氷年、下:少氷年。
### 低気圧活動からみるヨーロッパの季節サイクルに関する比較気象学的研究(2000年を例に)

\*桑名佑典(岡山大学大学院教育学研究科(理科)) 加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

### 1. はじめに

傾圧不安定波としての温帯低気圧は、中緯度地域 における日々の気象現象が主要なシステムの一つで あるが、その活動は基本的な季節サイクルや地域的 違いに大きな影響を受ける。また、中高緯度地域に おける低気圧自体も、傾圧不安定波だけでなく、寒 気団内低気圧、寒冷渦といった多様性が大きい。そ れらに関連して本グループは、東アジアとの比較の 視点も交えて、ヨーロッパ付近の日々の低気圧活動 に関する 2000 年の事例解析に基づき、ヨーロッパ 北西方に中心を持つ準定常的なアイスランド低気圧 が卓越する寒候期とそれが消失した暖候期では、季 節平均的な大規模場と日々の低気圧活動域との対応 関係もかなり異なっているが、季節内変動も大きい ことを指摘した。(2017 年秋の全国大会)。

本講演では、特に夏の季節内変動スケールの低気 圧や、冬の前半と後半でのアイスランド低気圧の特 徴の違いにも注目した解析結果を報告する。なお本 研究では、主に NCEP/NCAR 再解析データ (2.5°×2.5°緯度経度格子)を用いた。

### 2. 2000年に関する解析結果

冬を通して北大西洋からヨーロッパ北部にかけて 持続するアイスランド低気圧は、季節内変動も大き い一方、季節平均場のアイスランド低気圧が消失す る4月~10月前半でも、季節内変動の振幅が大きか った。しかも季節内変動成分は冬よりも等価順圧的 な特徴を示し、また短周期変動の振幅が冬よりも小 さくなる分、季節内変動が相対的に際立った(図1)。



(図 1) 2000 年 1-12 月における, 10E, 55-70N に沿う平均 場の Z500 (gpm) と Z925 (gpm)の時間緯度断面図。それぞれ, 11 日移動平均値から 45 日移動平均値を引いたデータを示 す。なお前回までの発表で区分した期間も示す。

### <寒候期>

アイスランド低気圧の半月~1ヶ月程度の周期で の季節内変動に伴って、ドイツ~北欧の気圧変 動は冬の前半(期間5)と後半(期間1)双方で大 きかったが、その変動の特徴には差異も目立った。 つまり期間1ではアイスランド低気圧の強さだけで なく、中心域自体も東西に大きく変動していたのに 対し、期間5では季節内変動としての中心位置や中 心気圧の差異は小さいが、両期間における低圧部全 体がより北東方まで延びるという変動で特徴付けら れていた。このようにアイスランド低気圧の季節内 変動について、冬の前半と後半という季節進行での 非対称性が明らかになった点は興味深い。

また夏に向かう 4~5 月中旬頃(期間 2)と,夏が 終わる 9~10 月中旬頃(期間 4)では、季節内変動 と短周期変動との重なり方の季節進行としての非対 称性があった。期間 2 では冬のアイスランド低気圧 に比べてかなり空間スケールの小さい季節内変動と して高低気圧の交代が見られた。一方、期間 4 では 季節的な定常性は見られないながら、アイスランド 低気圧もどきに見える低気圧もしばしば出現した。

ところでシベリア高気圧は、季節的成長を始める 10月頃と衰退を始める3月頃では、卓越する日々の 変動の時間スケールが異なるなど(Kato et al. 2016,MAHASRI国際シンポ)、季節進行の非対称性 は小さくない。本研究は種々の地域間の季節進行の 共通性や違いを整理する際の興味深い事実の一つを 提示しているものと考える。

#### <暖候期>

6~9月頃には、50N以北では等価順圧的な低気 圧・高気圧の季節内変動スケールでの交代が明瞭で あった。特に6~8月頃には、季節平均場としての地 上の等圧線は大変まばらであり、季節内変動スケー ルのシステムが卓越していた。この時期にドイツ北 方でみられた等価順圧的な構造を持つ気圧場の季節 内変動は、アイスランドへ北欧付近に広がる高低気 圧の交代で特徴付けられ(図2)、SLPやZ500負偏 差時には、季節内変動スケールの低圧部の中心~南 縁付近に、日々の強い低気圧の中心が出現していた。





### 鬼頭昭雄(気象業務支援センター)

### 1 モデルと実験

極端降水に対する台風の役割は北西太平洋で大きい。Kitoh and Endo (2016 SOLA)は、全球 20km 格子気象研究所大気大循環モデル(MRI-AGCM3.2) による将来予測実験から、北西太平洋域には年最大 日降水量(Rx1d)は台風の存在頻度が減少するため 平均として減少する地域が出る可能性を示した。ま た鬼頭・遠藤(2016年秋季大会)は 60km 格子の d4PDF大規模アンサンブル実験から、日本付近の台 風由来の Rx1dは、台風頻度の減少により平均的に 減少するものの、10年に1回といった低頻度のRx1d はむしろ増加することを示した。

上記は現在と 21 世紀末のタイムスライス実験で あり、過去や将来への経過についてはわからない。 また CMIP モデルでは台風の再現性に疑問が残る。 そのため、ここでは60km格子 MRI-AGCM3.2で1872 年~2099年の228年積分結果から Rx1d の過去から 将来への変化を調べる。歴史実験部分は観測海面水 温 (SST)を与え、将来実験部分は SRES A1B シナ リオの下で実施された CMIP3 モデルの平均 SST 偏 差を観測 SST に上乗せした。初期値の異なる3アン サンブル実験結果を使う。台風中心から 500km 以 内の降水を台風由来とした。

#### 2 結果

Rx1d は世界のほとんどで全 228 年期間に渡り増 加トレンドを示すが、北西太平洋では例外的に台風 由来の降水が減少し、Rx1d が減少トレンドを示す 地域がある。20年に一度のRx1dを、3ケース30 年移動窓(計90年)の95パーセンタイル値として 求めた。図1に全Rx1d、台風由来のRx1d、台風非 由来の Rx1d のそれぞれの 95 パーセンタイル値を 120°E~150°E で平均し、時間緯度断面として示す。 7°N~33°N では台風由来の Rx1d の全 Rx1d に対す る寄与が大きい。全 Rx1d および台風由来の Rx1d ともに、20世紀中は減少するものの、2010年代に 転換点を迎え、その後の 21 世紀中は増加トレンド を示す。台風由来の Rx1d は、そもそもの台風発生・ 存在頻度と気温上昇による水蒸気量変化の相反する 効果に大きく依存するため、20世紀中は台風頻度の 減少が、21世紀には気温上昇による水蒸気量増加の 効果が、それぞれ勝るためと考えられる。

#### 3 まとめ

台風発生・存在頻度の減少と気温上昇の相反効果 により、北西太平洋の極端に激しい降水量の20世紀 中の減少から21世紀は増加へと2010年代に転機を 迎える結果を得た。このことは、これまでの傾向が 逆転して、今後は稀に起こる極端降水が増加する可 能性が高いことを示唆している。本研究は台風の再 現性の良い高解像度モデルによる実験であるが、単 ーモデル結果であり、HiResMIP など他の高解像度 モデル実験との比較が重要である。いつが転換点に なるかということについてはモデル依存性があるだ ろう。また過去の観測からの研究も望まれる。

本研究は、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プ ログラム」領域テーマ Cにより実施した



図1 30 年移動窓における Rx1d の 95 パーセンタイル値 (mm)の時間緯度断面図. 120°E~150°E 平均. 横軸は 30 年 窓の終了年. (a)全 Rx1d, (b)台風由来の Rx1d, (c)台風非由来 の Rx1d. 右端の X 印は各緯度で全期間のトレンドが正ま たは負で有意を示す.

# 日本における台風降水量の変動

\*釜堀弘隆 (気象研究所)

### 1. はじめに

中国では1957年以降の地点データを用いて、台風降水量が減少している地点が多いことが示されている(Ren et al. 2006)。同様の事が日本についても言えるか、1951年以降の気象台/測候所の日降水量観測データを用いて調べた。

### 2. データと方法論

降水量観測データとしては、1951-2014年の64年間 の気象台/測候所(51地点)の日降水量データを用いた。 台風の位置データをしては、気象庁のベストトラック データを用い、06UTC(15JST)における位置を当日の台 風中心位置と仮定した。ここでは、台風中心から5度 以内の地点で観測された降水量を台風降水量と定義し て、その年間積算台風降水量および年最大の台風日降 水量の変動を調べた。

#### 3. 台風降水量の変動

図1に年積算台風降水量の50年あたりのトレンド (%/50yr)を示す。陰影はAPHRO\_JPによる年積算台風 降水量の気候値(1981-2010年の平均)である(2017 年春季大会で報告A309)。全国的に増加トレンドの地 点が多く、特に関東〜東北地方には50年間で60%以上 の増加を示す地点が多数ある。Renetal(2006)によれば、 中国では減少トレンドの地点が多いが、これは影響す る台風の個数が減少しているためである。一方、日本 では近畿〜関東地方では影響台風数は増加トレンド、 その他の地域では減少トレンドが見られる(図省略)。 九州〜四国地方では影響数が減少しているにもかかわ

Trend in annual TCP(%) 1951–2014 45N 40N 35N 30N 25N 125E 130E 135E 140E 145E

図1 年積算台風降水量のトレンド(%/50yr)。●は増加トレンド、▲は減少トレンドを示す。陰影は APHRO\_JP による年積算台風降水量の気候値 (mm/yr)を示す。

らず年積算台風降水量は増加している。このことは、 これらの地域では個々の台風がもたらす降水量が増加 している事を示している。また、東北地方でも影響数 は減少しているが、年積算台風降水量は増加している。

図2に台風日降水量の年最大値の50年あたりのトレ ンド(%/50yr)を示す。陰影は APHRO JP による年最大 台風降水量の気候値である。年積算値と同様に、関東 ~東北地方に増加トレンドの地点が多く存在し、特に 東北地方では 60%/50vr 以上の増加地点が見られる。こ のことは、図1における年積算値の増加や影響台風数 の減少と整合的である。すなわち、東北地方では台風 降水量に伴うリスクが高まっていると同時に、水資源 としての重要性も増しているとがわかる。また、九州 ~四国地方でもトレンドは小さいが増加地点が多い。 これもまた、年積算値の増加トレンド・影響数の減少 トレンドと整合的である。九州~四国地方では年最大 値の気候値も大きいため(大きい地点では約 160mm/day)、20%/50yr 程度でも無視できない増加トレ ンドである。一方、近畿~中部地方では年最大台風降 水量に減少トレンドが見られる。これらの地域では影 響数は増加トレンドであり、そのため年積算台風降水 量は増加トレンド・減少トレンドとまちまちの地点が ともに分布する結果となっている。 参考文献

Ren, F., G. Wu, W. Dong, X. Wang, Y. Wang, W,Ai, and W. Li, 2006: Changes in tropical cyclone precipitation in China. GRL, 33, L20702. doi:10.1029/2006GL027951.



図2 年最大台風日降水量のトレンド(%/50yr)。●は 増加トレンド、▲は減少トレンドを示す。陰影は APHRO\_JP による年最大台風降水量の気候値 (mm/day)を示す。

地域気候モデルを用いた台風及び非台風降水の将来変化予測 (その4) - 非台風降水の統計分布 -

\*村田昭彦<sup>1</sup>, 渡邉俊一<sup>2</sup>, 佐々木秀孝<sup>1</sup>, 川瀬宏明<sup>1</sup>, 野坂真也<sup>1</sup>
1: 気象研究所, 2: 気象業務支援センター

### 1. はじめに

地球温暖化に伴う気候予測には不確実性があるが, 日本域を対象とした降水量予測の場合には,要因の一 つとして台風に伴う降水の不確実性が挙げられる.こ れは,台風に伴う降水が量的に多いが比較的低頻度で あることと関係している.さらに,台風進路に不確実性 があることも,降水量予測の不確実性に影響する.

そこで、降水全体(全降水)を台風に伴う降水(台風 降水)とそうでない降水(非台風降水)とに区別して議 論することを考える.本発表では、全降水と非台風降水 の統計分布を比較し、後者が前者よりも不確実性の程 度が低減されているかどうか調べた結果を報告する.

### 2. データと解析方法

まず、気象庁アメダスの各地点において、日降水量の ヒストグラムを作成する.得られたヒストグラムがガ ンマ分布で近似可能であると仮定する(先行研究によ ると、このような場合にガンマ分布が使用されること が多い).ガンマ分布の確率密度関数(PDF)は以下の ように表される.

$$f(x) = \frac{\left(\frac{x}{\theta}\right)^{k-1} \exp(-\frac{x}{\theta})}{\theta \Pi(k)}, \ x, k, \theta > 0$$

ここで, *Γ*はガンマ関数, *k*, *θ*はパラメーターである. 次に, アメダスデータからガンマ分布の二つのパラ メーターの値を推定する. パラメーター推定について は様々な方法が提案されているが, ここでは積率法を 用いる. この方法では, *k*, *θ*を以下のように推定する.

$$k = \frac{m_1^2}{m_2}, \ \theta = \frac{m_2}{m_1}$$

ここで, *m*<sub>1</sub>, *m*<sub>2</sub>はそれぞれ1次の積率(平均), 平均値 に関する2次の積率(分散)である.

得られたパラメーターからガンマ分布の累積分布関数 (CDF) を求めて,アメダスデータから作成した分布

との適合度を計算する.これらの結果を全降水と非台 風降水とで比較し,不確実性の程度が変化したかどう か検討する.

### 3. 結果

2 乗平均平方根誤差(RMSE)を指標として、ガンマ 分布の CDF とアメダスデータから求めた分布との適合 度の度合いを評価した.非台風降水と全降水の RMSE の比が、台風降水量の割合(月降水量に占める台風降水 量で定義)によってどのように変化するか示したのが 図1である.台風に伴う降水量の割合が多い(概ね0.3 以上)場合,RMSE 比が1以下となっている地点が多 い.これは、不確実性の大きい台風に伴う降水を除外す ることで、日降水の累積度数分布が本来あるべき CDF に近づいていくことを示している.今後、地域気候モデ ルを用いたシミュレーション結果についても、同様な 解析を行う予定である.



図1 9月における,月降水量比(台風降水量/全降水量)と, 非台風降水及び全降水のガンマ分布適合度比(RMSE 比で定 義)との関係.サンプルは各アメダス地点のデータ.

謝辞: 本研究は JSPS 科研費 JP16K00526 の助成を受けたものである.また,データの一部は文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム (テーマ C)」から提供された.

# 日本列島を対象とした風向別風速極値の台風依存性

\*北野慈和 (電力中央研究所), 服部康男 (電力中央研究所), 早田直広 (電力中央研究所), 野村光春 (電力中央研究所), 橋本篤(電力中央研究所), 石川智巳 (電力中央研究所)

### 1. はじめに

送電用鉄塔や橋梁等は風荷重に対する応答が風向に よって異なるため、風向別風速極値に基づく風外力の 設定が建設の合理化を導く。強風の再現期間値を設定 する際に、強風成因毎に極値統計を行うことで精度向 上が見込まれる (Gomes, Vickery, 1977) ことから、風向 別風速極値の成因分析は重要である。日本全国の気象 官署を対象に強風の風向・成因特性を議論した藤部 (1997)によると、全国的に既往最大級の風速は台風期に 多く、その風向は主として南である。一方、他の風向の 強風成因に関する検討が十分でないことから、本研究 では風向別風速極値の台風依存性を調査した。

### 2. データと手法

測器・粗度・設置高度の補正・均質化を行った気象官 署の10分間平均風向・風速値(1961-2016.風向は8風 向に集約)と、台風のベストトラックデータを用いた。 中心気圧が 985hPa 以下の台風が 500km 圏内に位置し た場合、観測された風は台風起因であると定義した。

#### 結果・考察 3.

図1は、既往最大風速が台風起因である気象官署地 点を示す。(a)全風向や(b)南風の結果では、関東以南の ほとんどの地点で、北日本においても半数近い地点で 既往最大風速が台風起因である。一方、(c)西風や(d)北 西風の場合、比較的低緯度においても既往最大風速が 台風起因でない地点が散見される。他の風向も調査し た(図略)ところ、全国的に西・北西風の既往最大風速 が台風起因でない地点が多い。図2は、緯度帯毎に分 けた((a)-(c))、台風中心に対する台風起因の平均風向

と、同風向の平均風速の分布図である。(a)より、台風が 日本列島に対し低緯度側に位置する場合、(離島を除く) 日本本十が位置する台風中心北側では、西・北西風の強 風が発生しにくい。(b)より、九州・四国・本州に台風が 接近・上陸している場合、南風や南西風が強いことがわ かる。この傾向は台風の移動速度によるものと推察さ れる。(c)より、台風が北日本の周辺に到達した場合、台 風周辺の比較的広範囲に強風が発生することがわかる。 ただし、この緯度帯においては、急速に発達する低気圧 など他の強風要因が支配的になると推察される。(a)-(c) の組み合わせにより、台風起因の西・北西の強風は日本 列島上では発生しにくいものと考えられる。



図 1 既往最大風速が台風起因の気象官署地点 (●)。(a) 全風向、(b)南風、(c)西風、(d)北西風を対象とした場合。



図2 台風中心が(a) 北緯28-32 度、(b) 北緯32-38 度、北緯38-46 度に位置した事例を対象とした、台風起因の平 均風向(鏃、西・北西は灰色)と、同風向の平均風速(灰色太線,10m/s)の分布図。

### ULAT: フィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの開発プロジェクト

高橋幸弘<sup>1</sup>,\*久保田尚之<sup>1</sup>,佐藤光輝<sup>1</sup>,松本淳<sup>2</sup>,山下幸三<sup>3</sup>,吉田和哉<sup>4</sup>,濱田純一<sup>2</sup>

Joel S. Marciano<sup>5</sup>, Gay J. Perez<sup>6</sup>, Landrico U. Dalida Jr.<sup>7</sup>

1:北海道大学,2:首都大学東京,3:サレジオ高専,4:東北大学,

5:フィリピン先端科学技術研究所, 6:フィリピン大学ディリマン校, 7:フィリピン気象庁

### 1. はじめに

雨季に発生する個々の集中豪雨や台風による大雨 は、その直前予測が困難であり東南アジア地域を中 心に、毎年多くの被害が報告されている。特に、フ ィリピンでは台風の直撃を受けると 1000 人単位の 犠牲者を出すこともあり、積乱雲の高精度監視とそ れに基づく予測手法の確立は急務である。また気候 変動に伴い日本でもそうした被害の拡大が懸念され ており、フィリピンでの観測経験やデータの蓄積は 日本にとっても極めて重要な意味を持つ。私たちは、 JST と JICA のマッチングファンドである地球規模 課題対応国際科学技術協力プログラム SATREPS の 研究課題「フィリピンにおける極端気象の監視・情 報提供システムの開発(通称 ULAT: understanding of lightning and thunderstorm)」を 2017 年 4 月よ り 5 か年の計画として実施している。

### 2. プロジェクトの概要

本プロジェクトの特徴は、AWS や気象レーダー、 気象衛星、気象ゾンデなど従来の気象観測に加え、 雷放電観測やインフラサウンドなどの新規制の高い 地上観測網を世界最大級の数と密度で展開し、さら にそれらに基づき、リアルタイムで超小型衛星を使 った雲の立体観測を実施することで、これまでにな い高精度で台風や積乱雲の活動を把握する点にある。 また、名古屋大学の航空機によるドロップゾンデキ ャンペーンとの連携やビデオゾンデの活用もプロジ ェクトに含まれている。将来的には、これらのデー タを活用した、予測手法の開発につなげたいと考え ている。

雷放電活動と降雨や上昇気流との間に定量的な関 係があることはこの 15 年くらいの間に相次いで報 告されている。また、雷放電活動と台風強度の間に 強い相関があることが知られており、将来、1,2 日の リードタイムで、台風強度を推定する道がひらける 可能性がある。雷放電は地上観測網だけでなく、欧 米及び中国の打ち上げる静止軌道気象衛星には、雷 放電発光センサーが標準的に搭載されるようになっ ている。しかし、東南アジア領域の雷放電を、位置 だけでなくその規模(電荷モーメント変化)まで記 録するシステムは本研究グループが研究用に構築し たもの(AVON)のみであり、気象監視に供する実 運用システムは、今回のULATで初めて実現される。 超小型衛星は近年宇宙開発の常識を覆す目覚ましい 発展をみせているが、リアルタイムでの気象や災害 の監視という点では発展途上にある。ULATでは、 世界に先駆け、災害発生対象地域に絞った、オンデ ィマンド運用による詳細な雲撮像に挑戦する。

### 3. 進行状況

これまでに、フィリピン全土をカバーする観測シ ステム 10 機のうち 4 機、マニラ首都圏に約 4km 間 隔で配置する 50 機のうち 20 機が製造されフィリピ ンに搬送された。今後 2 年間の間に、全 60 機を、フ ィリピン科学技術省先端科学技術研究所 ASTI など の協力のもとに設置を完了する計画である。日本国 内では、フィリピン人留学生によって、雷放電やイ ンフラサウンドデータの解析手法の開発が開始され ており、1 年以内には、実運用に耐える解析システ ムを整える予定である。

これまでに、フィリピンが本研究グループととも に開発、打ち上げた超小型衛星 DIWATA-1 衛星によ る雲撮像が行われてきた。その画像解析から、雲の 3 次元構造の推定に成功している。解像度は 10-100m であり、雲の構造推定としては世界最高クラスの精 度を達成している。2018 年度は、地上雷放電観測な どの先見情報に基づき、衛星搭載カメラで特定の積 乱雲を指向して 3D 撮像を行い、それによって積乱 雲の発達速度を推定することを試みる。

2018 年度は、条件が整えば、名古屋大学との協力 で航空機によるドロップゾンデ観測を実施し、雷放 電観測や衛星データとの比較を行う予定にしている。

謝辞:本研究は、地球規模課題対応国際科学技術協力プログラム SATREPSの研究課題「フィリピンにおける極端気象の監視・情報 提供システムの開発」により実施されている。

### 江戸時代後期に来航した外国船の航海日誌の気象データから復元する日本周辺の気候

\*久保田尚之 (北大院理), Rob Allan (Met Office), Clive Wilkinson (Univ. of East Anglia), Philip Brohan (Met Office), Kevin Wood (NOAA), Mark Mollan (National Archive)

### 1. はじめに

日本の過去の気候を明らかにするには、長期の気 象観測データが欠かせない。現在、世界中で過去の 気象データを復元する「データレスキュー」が取り 組まれている。日本での気象観測は1872年に函館で はじまった。それ以前も気象測器を用いた観測はあ るが、個人が短期間実施してきたものが多い(Zaiki et al. 2006)。このため、江戸時代の気候は主に古 文書の記録に頼った調査がほとんどであった(山川 1993)

一方で欧米に目を向けると、17世紀に気圧計が発 明され、気象観測が行われていた。江戸時代日本は 鎖国をしていたが、欧米各国は大航海時代であり、 多くの艦船がアジアに進出していた。19世紀になる と気象測器を積んだ艦船が日本近海にも数多く航行 するようになった。航海日誌は各国の図書館に保管 されており、航海日誌から気象データを復元する試 みが行われている(Brohan et al. 2009)。本研究は 欧米の艦船が航海日誌に記録した気象観測データに 着目し、江戸時代に欧米の艦船が日本周辺で観測し た気象データを用いて過去の台風活動を明らかにす ることにある。

### 2. データと解析手法

18世紀末から19世紀にかけて東アジアを航行し た外国船は10か国以上知られている。例えばイギリ スだけでも、この期間 9000 以上の航海日誌が図書館 などに保管されている。まずはイギリス海軍とアメ リカ海軍の艦船に絞り、18世紀末から日本近海を航 行した航海及び、日本に来航した航海の航海日誌を 調査対象とした。

### 3. 結果

日本で最も知られた外国船はアメリカのペリー艦 隊であろう。東京湾に現れた1853年7月8日のミシ シッピ号の航海日誌を図1に示す。1時間ごとに気 象観測を行なわれたことがわかる。ミシシッピ号は 1852年にアメリカ東海岸を出港し東回りに航海し、 1853年7月に日本に来航した(図2)。その後香港で 年を越し、1854年2月に再び来航し、その後は東回 りでアメリカ東海岸へ帰港した。ミシシッピ号の航

された気象デ ータはデジタ ルデータに入 力した。下田沖 に停泊中の 1854年6月6-8 日の気圧・ 風・雨の有無を 図3に示す。6-7 日に雨を伴っ て気圧が低下 し、北風の強化 しており、低気 圧したことが わかる。今後は



他の航海日誌の気 図1:Mississippi 号の1853 年7月8日 象資料をデジタル の航海日誌。 化し、江戸時代の台風の襲来を中心に調べる予定で

ある。



図3:1854年6月6-8日のミシシッピ号の気圧(黒点)、風(ベクト ル)、雨の有無(雨の場合R)。

謝辞:本研究は、JSPS科研費(18H05307, 15KK0030, 16H03116, 16H04053, 26220202)の支援により実施した。

# ベトナム3都市圏における豪雨の温暖化影響

\*牛山朋來<sup>1</sup>、Maksym Gusyev<sup>1</sup>、玉川勝徳<sup>1</sup>、長谷川聡<sup>2</sup>、小池俊雄<sup>1</sup> (1:土木研究所 ICHARM、2:東大大気海洋研究所)

1. **はじめに** 地球温暖化により豪雨の強度が増 大し、洪水や土砂災害の規模が増加する傾向にあ る。東南アジアでは豪雨強度が大きいのに対し、 災害対策インフラが脆弱な地域が多い。そのため、 温暖化影響調査による早期対策立案の効果は大 きい。今回は、ベトナムの3都市圏を対象に、温 暖化影響を調査した。

2. 手法 ベトナム中部のHue市と北部のVinh Yen 市およびHa Giang市を対象に、それぞれ近傍を流 れる河川流域(図1)の降水量の温暖化影響を調 査した。MRI-AGCM3.2Sの20世紀末実験(1979 ~2003年)と21世紀末 RCP8.5 MME SST 実験

(2075~2099 年)を WRF ver.3.7.1 を用いて downscaling した。モデル解像度は、外側 18km、 内側 6km の 2 重ネスティングとし、積雲パラメタ リゼーションは Grell3D+shallow convection option を用いた。さらに、地上雨量計を基に quantile mapping 法によりバイアス補正を行った。

3. 結果と考察 の季節変動を示す。中国国境付近の Ha Giang では、 温暖化前後の降水量変化は小さかったが、Vinh Yen では 6~7 月の雨季にやや減少した。一方、中 部の Hue では 10~11 月の雨季に増加した。

図3に、24時間最大降水量の頻度解析の結果を 示す。Ha Giangでは温暖化後極端降水は減少した が、Vinh Yen と Hue では温暖化後に増加した。

ベトナム中部の Hue では、温暖化後冬季に北東 モンスーンの北風成分が強化され、ベトナム中部 で下層収束が強化されるために、月降水量が増え、 極端降水も増加するものと考えられた。ベトナム 北部トンキン湾に近い Vinh Yen では、温暖化後の 極端降水は増加した。これは、温暖化後夏季の南 西モンスーンの南風成分が強化され、トンキン湾 からの水蒸気移流が増えたことによる影響と考 えられた。一方、中国国境に近い Ha Giang では、 チベット高原の東端付近(図1の標高が高い地域) で地上気圧が高圧化し、発散場となったため極端 降水が減少したものと推測された。

4. まとめ ベトナムの都市を対象に、力学的ダ ウンスケーリングを用いて、降水量の温暖化影響 を調査した。中部 Hue と北部 Vinh Yen では温暖化 後に極端降水が増加したが、北部国境付近の Ha Giang では温暖化後に極端降水が減少した。これ らは、温暖化後のモンスーンの強化と地上気圧の 高圧化により、理解することができた。

<u>謝辞</u>:本研究は,アジア開発銀行プロジェクト 「Climate Change and Flood Hazard Simulations Tools for ADB Spatial Application Facility (SC 109094 REG)」 の研究の一環として,DIAS(データ統合・解析シス テム)を用いて,地球環境情報プラットフォーム(水 課題アプリケーションの開発)のもとで実施した.深 く謝意を表す.



図1. 対象3都市と近傍河川流域(濃灰色)。影は標高(m)。



図 2. 対象 3 都市(a) Ha Giang, (b) Vinh Yen, (c) Hue の月降 水量。実線は観測、短破線は 20 世紀末、長破線は 21 世紀 末。(Hue の縦軸は異なる)



図 3. 対象 3 都市近傍河川流域平均の 24 時間最大降水量 の頻度解析。実線は観測、短破線は 20 世紀末、長破線は 21 世紀末。(Hue の横軸は異なる)

### 現実的な東西平均加熱による金星スーパーローテーションの発生 \*杉本憲彦 (慶大)、高木征弘 (京産大)、松田佳久 (東京学芸大)

### 1. はじめに

金星の大気では、自転を追い越す東西風「スーパーロ ーテーション」が卓越している.スーパーローテーショ ンの発生メカニズムとして、平均子午面循環による「ギ ーラッシュメカニズム」と、波と平均流の相互作用によ る「熱潮汐波メカニズム」がある.これまで、金星の大 気大循環モデルでは、現実的な設定の東西平均加熱の みでは、ギーラッシュメカニズムによるスーパーロー テーションの再現は不可能であった.本研究では、金 星 AFES(Atmospheric general circulation model For the Earth Simulator)[1]を用い、従来より鉛直渦粘性を小さ くして長時間積分を実行することで、静止状態から高 速スーパーローテーションの発現に成功した.

### 2. 金星 AFES の設定

金星 AFES の基礎方程式は、シグマ座標系における 乾燥大気の球面プリミティブ方程式である.物理パラ メータは金星の観測値に基づき,格子点数は 128×64 ×60(T42L60)である.観測に基づく太陽加熱を与え, 熱潮汐波を励起する日変化成分を含めない東西平均成 分のみの加熱設定(Qz)で計算を行った.放射過程はニ ュートン冷却で簡略化し、係数に先行研究の値を用い た.これにより、温度場は水平一様な場に緩和される. モデルは水平と鉛直の渦粘性を含む.本研究では、鉛 直の渦粘性を走査パラメータとし、0.0015 m<sup>2</sup>/s から 0.15 m<sup>2</sup>/s まで 8 種類の値で感度実験を行った.

初期値に静止状態を課し, 温度場は観測値を模擬し た静的安定度で設定した.この初期値を用いて, 最長 2500 地球年のスピンアップを行った.また, 収束性を 確認するため, 初期に理想化したスーパーローテーシ ョンを課し, 温度場は東西風とバランス(傾度風平衡) する設定[2]でも, 長時間積分を行った.

#### 3. 結果

鉛直渦粘性が0.015 m<sup>2</sup>/s以下では、高速なスーパーロ ーテーション(図 1)が発生した.これより渦粘性が大き いと、低速なスーパーローテーションしか得られなか った.初期にスーパーローテーションを課した場合も、 長時間積分すると静止状態から時間積分したものと同 じ状態に収束し、本研究の調査範囲では多重平衡状態 は見られなかった.初期の時間発展では,東西平均子 午面循環は高度方向に3つのセルに分離する.鉛直渦 粘性が小さい場合には,最下層からの角運動量の汲み 上げが蓄積され,上層のセルと次第に結合していった. 一方,鉛直渦粘性が大きい場合には,最下層からの角 運動量の汲み上げと,渦粘性による拡散がバランスし, 高速なスーパーローテーションには発達できなかった.

### 4. まとめ

鉛直渦粘性が小さければ,現実的な東西平均加熱の みで,ギーラッシュメカニズムにより,静止状態から 高速のスーパーローテーションが発生しうる.

金星 AFES は、局所アンサンブル変換カルマンフィ ルタ(LETKF; Local Ensemble Transform Kalman Filter)に よるデータ同化システム(VALEDAS; Venus AFES LETKF Data Assimilation System)[3]を備えており、観測 インパクトを自動的に評価(EFSO; Ensemble Forecast Sensitivity Observation)する手法も構築されている.

今後は、日変化太陽加熱を含めた、熱潮汐波入りの 数値実験でスーパーローテーションを再現し、あかつ きの観測データを同化することで、より現実的なスー パーローテーションの発生と維持機構を調査していく.



図1.帯状平均東西風の緯度高度断面(2400地球年)

#### 参考文献

- [1] Sugimoto, N., et al., 2014, JGR Planets, 119, 1950-1968.
- [2] Sugimoto, N., et al., 2014, GRL, 41, 7461-7467.
- [3] Sugimoto, N., et al., 2017, Sci. Rep., 7, 9321(9pp).

# 金星山岳波の励起・伝播過程と大気大循環に対する影響の解明

\*鈴木杏那・高木征弘(京都産業大学),前島康光(理化学研究所), 安藤紘基(京都産業大学),杉本憲彦(慶應義塾大学),松田佳久(東京学芸大学)

### 1. 研究の背景

金星探査機「あかつき」に搭載された中間赤外カメ ラ(LIR)によって、雲層上部(高度約60-70 km)の 温度分布に、南北方向に約10,000 kmにおよぶ弓状の 模様が発見された(Fukuhara et al., 2017)。この弓状模 様は、4日間にわたる観測期間中、スーパーローテーシ ョンの影響を受けずにほぼ同じ場所にとどまっていた。 この弓状模様の直下にはアフロディーテ大陸と呼ばれ る高い標高をもつ大規模山岳地形が存在したことから、 この模様は下層大気の東風と地形によって励起される 山岳波であると考えられている。アフロディーテ上空 では東風が顕著に遅くなっているといわれ、山岳波が 上空のスーパーローテーションに与える影響も指摘さ れている(Bertaux et al., 2016)。

Young et al. (1987, 1994) は東西鉛直断面内の2次 元モデルを用いて, 雲層中の中立成層(高度 50-55 km) を考慮した金星山岳波の励起・伝播に関する研究を行 った。これは Vega 気球観測との比較を念頭に置いて いたために、水平スケールの小さな山岳波(水平波長 10-1000 km 程度) を対象としていた。Navarro et al. (2018) は大気大循環モデルを用いた金星山岳波の数 値シミュレーションを行い、観測された弓状模様が山 岳波によってよく説明できることや、金星山岳波は午 後の領域で励起されることなどを示した。しかしなが ら、山岳波の励起と高度 35 km までの鉛直伝播をサブ グリッドスケールのパラメタリゼーションによって表 現し、グリッドスケール以上の波を 35 km の高度にお いて強制している。また、雲層中の中立層が鉛直伝播 に与える影響や、上空の大気大循環に与える影響など は調べられていない。

そこで、本研究では雲解像モデル CReSS (*Tsuboki* and Sakakibara, 2002) を金星大気に適用し、山岳波の 励起・伝播過程や、雲層の中立成層の影響、上層での 減衰過程などを明らかにしたい。

### 2. モデル

計算領域は東西・鉛直の2次元である。鉛直方向は 地面から高度90kmとし,70kmより上をスポンジ層 とした。平均東風と温度(成層度)分布は観測値に基 づいて与えた (Schubert et al., 1984; Seiff et al., 1985)。 ただし,最下層の風速や安定度については不明な点が 多いので,高度 0-5 km での風速と安定度の値を 1-10 m/s, 0-0.5 K/km の範囲で変化させて数値実験を行っ た。地形はベル型の山とし,標高の半値幅を 10-1000 km の範囲で変化させた。山は東西領域の中央におき, 東西領域の広さは山の半値幅の少なくとも 10 倍にな るように設定した。時間積分は風速などが準定常状態 になるまで行った。

### 3. 結果

図1に標高5 km, 半値幅 100 km の山を与えた場合 に得られた鉛直流分布を示す。下端で励起された山岳 波が雲層上端高度まで伝播している。これは, 地表面 で励起された山岳波が, 中立層を超えて上方に伝播す る可能性を示唆している。また, 雲層中の中立層(高 度 50–55 km)の直下に鉛直速度の極大が見られる。今 後は山の大きさや下端の風速・安定度に対する波の変 化を詳しく調べ, 金星山岳波の励起・伝播について明 らかにしていきたい。



図1 基本場を差し引いた鉛直流の高度分布。横軸は 東西領域(km),縦軸は高度(km)である。地上付 近での風速 1.0 m/s,安定度 0.1 K/km,山の半値幅 100 km,山の高さ5 kmの場合について,風速が準 定常状態になるまで計算を行った。基本場の東西風 は左から右に吹くように与えた。

### 金星上層大気の平均子午面循環について

\* 高木征弘 (京産大),杉本憲彦 (慶應大),樫村博基 (CPS/神戸大),安藤紘基 (京産大),松田佳久 (学芸大)

### 1. はじめに

子午面循環は大気中の角運動量や熱の南北輸送の主要な 担い手であり,金星大気スーパーローテーションの有力な 生成メカニズムのひとつである (Gierasch, 1975; Matsuda, 1980)。金星雲頂で観測される Y 字模様や極渦の形成にも 子午面循環の重要性が指摘されており (Suomi and Limaye, 1978),金星探査機あかつきなどの観測結果の解釈に子午 面循環の理解が必要である。

しかしながら、 金星に子午面循環が存在する直接的な 証拠はこれまでのところ得られていない。Schubert et al. (1980) は Pioneer Venus とそれ以前の観測結果をまとめ, 次のように報告している。(1) 高度 40 km 以下では子午面 循環の存在を示唆する観測事実はない。(2) 高度 50-55 km には子午面循環の赤道向きのブランチが存在する可能性 がある。この高度の子午面循環は高度 40 km 付近に存在 する成層度の極大によって下層大気の循環と分離してい るかもしれない。(3) 雲追跡の結果から、昼面の雲層上端 (65-70 km)には赤道から極向きの南北風が存在している (Limave and Suomi, 1980: Rossow et al., 1980 など)。そし て, 雲層付近(高度 50-70 km)の平均子午面循環は赤道・ 低緯度(高緯度・極)で上昇(下降),70(50)km付近で極(赤 道)向きの構造を持つと予想した。ただし、VIRTIS/Venus Expressの観測結果によると、高度47km付近に赤道向き の南北風は検出されていない (Sanchez-Lavega et al, 2008; Hueso et al, 2012)。また,昼面雲頂付近の極向き南北風 は主に熱潮汐波に伴うものであり、子午面循環成分はか なり小さい (数 m/s 以下) という指摘がある (Newman and Leovy, 1992; Smith and Gierasch, 1996)。東西風の緯度分 布(中緯度ジェットの有無)と子午面循環を結びつけた議 論もあるが、はっきりした結果は得られていないようで ある。

大気大循環モデル (GCM) を利用した最近の数値的研究 では,高度 0-80 km および赤道から極に広がる 1 セルの 大きな子午面循環によって大気スーパーローテーション が生成・維持される可能性が示されている (Yamamoto and Takahashi, 2003a, b)。一方で,現実的な太陽加熱強度では 子午面循環が鉛直方向にいくつかのセルに分離してしま い,速い大気スーパーローテーションが作られないという 結果も報告されている (Hollingsworth et al., 2007)。Takagi et al. (2018) は雲頂付近 (70 km)の直接循環 (ハドレー循 環) は赤道から緯度 30° 付近までしか到達せず,中高緯 度には傾圧不安定波に起因するとみられる間接循環 (フェ レル循環) が卓越する可能性を示した。この結果は,自転 速度に対する子午面循環の変化を調べた Williams (1988) の結果と整合的である。

以上のように、金星の子午面循環についてはっきりしたことはわかっていない。本研究では、成層度や太陽加熱強度など、いくつかのパラメータに対する感度実験を行い、金星 GCM に現れる雲層高度の子午面循環(直接循環と間接循環)の構造とその形成メカニズムを明らかに

することで,現実の金星子午面循環の理解に向けた第一 歩としたい。

### 2. モデル

本研究で用いる金星 GCM AFES-Venus (Sugimoto et al., 2014a, b; Ando et al., 2016) は地球の大気大循環モデル として開発された AFES (AGCM for the Earth Simulator) (Ohfuchi et al., 2004: Enomoto et al., 2008)の物理過程を 金星用に変更したものである。空間解像度は T63L120, 鉛直領域は 0-120 km とし、ほぼ等間隔に 120 層に分割 した。鉛直渦粘性は 0.015 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> (定数) とした。水平渦 粘性はラプラシアンの2次の超粘性で表現し、最大波数 成分の緩和時間を0.05地球日とした。地面摩擦は最下層 のレーリー摩擦(緩和時間10地球日)で表現し、高度80 km 以上は渦成分にのみ作用するスポンジ層とした。太 陽加熱は観測に基づく現実的な分布を 0-80 km の範囲で 与えた (Tomasko et al., 1980)。赤外線による放射輸送過 程はニュートン冷却で簡単化した。初期場は赤道の高度 70 km で 100 m/s の剛体回転する東西風およびそれとバ ランスする温度場とした。

### 3. 初期結果と今後

図1に積分開始から8地球年目に2金星日平均して得 られた平均東西風(白線,10 m/s 毎)と平均南北風(風速を カラーバーで示す),平均子午面循環の質量流線関数(に 1/√大気密度の重みをかけたもの)(黒線)の緯度-高度分 布を示す。高度55-75 kmの低緯度0°-30°に直接循環が 存在する。中緯度30°-60°の55-65 kmには間接循環が存 在するが,その直下に直接循環が低緯度(赤道,55 km付 近)から延びている。さらに高緯度側60°-90°には45-65 kmの範囲に間接循環が存在する。また,雲頂より上の高 度70-85 km付近には赤道から極に達する子午面循環が 存在する。このように,GCMに現れた雲層付近の子午 面循環は非常に複雑な構造をしている。今後はパラメー タ実験を行い,こうした構造の成因を明らかにしていく 予定である。



図1:東西・時間平均した東西風(白線,10 m/s 毎)と南北風(カ ラーシェード),子午面循環の質量流線関数 / √大気密度(黒線)

# 放射伝達を陽に計算した金星大気大循環計算

\* 高橋芳幸 (神戸大理), 石渡正樹 (北大理), 中島健介 (九大理), 竹広真一 (京大数理研), はしもとじょーじ (岡山大自然), 樫村博基, 林祥介 (神戸大理)

### はじめに

金星大気は、「あかつき」や Venus Express といった 探査機による観測的研究と並行して、数値モデルを用 いた研究によっても様々に調べられてきている. 金星 大気についての数値モデルを用いた研究のうち、大気 大循環モデルを用いた研究では、放射過程として長波 に対してニュートン冷却を課したものが複数行われて きた (e.g., Yamamoto and Takahashi, 2003) が, モデ ルの中で放射伝達方程式を解きつつ大循環を計算する 数値実験も行われるようになってきた (e.g., Lebonnois et al., 2010; 池田, 2010). 他方, 我々は様々な惑星の表 層環境を調べるための大気大循環モデルの構築に取り 組んできており、その一環として金星大気の放射モデ ルを構築してきた. 今回は、その放射モデルの実装実 験も兼ねて、構築した金星大気放射モデルを惑星大気 大循環モデル DCPAM に導入し、金星大気の大気大循 環を計算することを試みる.

### モデルと実験設定

本研究で用いたモデルは、我々が構築を進めてい る惑星大気大循環モデル DCPAM (http://www.gfddennou.org/library/dcpam/) である.このモデルは、 プリミティブ方程式系に基づくスペクトルモデルであ り,地球、火星といった惑星大気を計算するための物理 過程が導入されている.それらの物理過程のうち、今 回の金星大気の計算では、乱流混合過程 (Mellor and Yamada, 1982, level 2.5; Beljaars and Holtslag, 1991; 乾燥対流調節),熱伝導方程式と惑星表面の熱収支式に 基づく土壌モデル、金星大気放射モデルを用いる.放 射モデルは相関 k 分布法に基づく.放射場の計算にお いては、Crisp (1986) および Pollack et al. (1993) に 基づく大気組成,および Crisp (1986) に基づく雲の鉛 直分布を仮定している.

このモデルを用いて,惑星半径,自転速度,重力加速 度,定圧比熱,太陽定数などに金星の値を与えて実験を 行った.また,地形には Magellan によって観測され た分布 (Ford and Pettengill, 1992) を平滑化したもの を与えるが,比較実験として起伏のない地面での実験 も行った.初期条件は, Venus International Reference Atmosphere (VIRA, Seiff et al., 1985)の鉛直温度分 布を持つ,静止した大気である.この初期条件から, T15L52 解像度の解像度で 100000 地球日間積分した.

### 結果

実験から得られた東西平均・時間平均東西風は,地面 付近を除いて惑星の自転方向となっている(スーパー ローテーション)(図 1). この特徴は,モデルに与えた 地形の起伏の有無に依らない.その風速は,高度約 70 km で約 50 m/s の最大値を持つ.この高度での東西 風は,中低緯度では大きく変わらないが,両半球の緯度 40°付近で最大となっている.この高度の風速は実際 の金星大気の雲層高度における値よりも小さいが,雲 層高度でスーパーローテーションになっている意味で, 実際の金星大気の東西風構造と整合的である.ただし, これまでに行われてきた放射モデルを導入した大気大 循環モデル実験においても見られたように,雲層以下 の高度における東西風速度は小さく,東西風が高度に 対してほぼ線形に増加する観測の結果とは異なる.

計算から得られた温度の鉛直分布は, 実際の金星大 気の温度分布の大まかな特徴を表現しており, VIRA と比べて±20 K 程度の差に収まっている.また, 実際 の金星大気と同様に, 雲層高度に中立層も形成される. これらの特徴も, モデルに与えた地形の起伏の有無に あまり依らない.しかしながら, 地形の起伏のない計 算から得られた地面温度は地形の起伏を考慮した場合 の計算から得られた地面温度に比べて約 30 K 程度高 い.地面での熱収支を調べたところ, この地面温度の 差の最も大きな原因は顕熱フラックスの差である.こ の結果は, 観測的にはほとんどよくわかっていない金 星大気境界層の運動が熱収支に大きな影響を与えてい ることを示唆する.



図 1: 東西平均・時間平均した東西風分布

### 金星の雲層における角運動量収支と超回転

堀之内武(北大・地球環境/宇宙研)・「あかつき」雲追跡研究WG

### はじめに

金星は自転周期が243日と遅く,赤道上でも 地表の速度は2m/sにも満たないにも関わらず, 自転に沿う向きの風が定常的に存在し,高度約 70kmにある雲層上端付近では100m/sにも達 することはよく知られている。この,金星大気 の「超回転」については,これまで多くの理論 的研究がなされており,複数の成因が提案され ている。最近では,数値モデルによる再現例も 増えており,その出力の診断から,潮汐等の波 による運動量輸送の重要性が指摘されるよう になってきた。

しかし、これまで、観測にもとづく制約はほ とんど得られていない。20世紀のパイオニア・ ビーナス・オービター(PVO)の撮像観測に基づ く雲追跡より、運動量フラックスを推定した研 究はあるが(Rossow et al., 1990)、手法および 結果を検討すると、角運動量収支の制約にはな らないことがわかる。2006 年から運用された Venus Express は金星大気に関する様々な新知 見をもたらしたが、角運動量収支の制約に関わ る研究はこれまで一つも出版されてない。

本研究は、金星探査機「あかつき」の撮像デ ータにもとづく雲追跡により、超回転の成因研 究に役立つ制約をもたらすことを目的とする。 あかつきでは、中・低緯度で高品質の追跡が行 えている。今のところ雲頂の観測結果のみを用 いているが、良い制約が得られつつあるので報 告する。

### データと手法

本研究では、紫外カメラ UVI による 2016 年 2 月から 2018 年 3 月までの輝度データを利用 した。紫外カメラは、金星の昼面の雲頂を撮像 する。それを追跡することで風速を求める。手 法の詳細や結果の評価、得られた平均風の時空 間構造は、Horinouchi et al.(2018, *EPS*)に記載 されている。

水平風速(*u*, *v*)を帯状平均成分,(*U*<sub>0</sub>, *V*<sub>0</sub>),潮 汐(太陽潮)成分(*U*<sub>1</sub>, *V*<sub>1</sub>),擾乱成分(前者の和 からのずれ)(*u*', *v*')の三項にわけて考える。  $(U \equiv U_0 + U_1, V \equiv V_0 + V_1)$ は、太陽地方時と緯度の関数として表した風速を時間平均することで見積もられる。(u',v')はこれからのずれである。それが長期変動をあまり含まないよう,(U,V)はある程度短い期間から求める(また、複数の平均期間を試す)。UVIの観測は昼面のみを対象とするので、帯状平均は導出できない。そこで、最近の数値モデルの知見を参考に、UのLT 分布から各緯度での $U_0$ を数例見積もり、結果を比較する。 $V_0$ は、潮汐による角運動量輸送を見積もる際には、無視できる。

### 結果と結論

緯度 40°S—40°N の範囲で潮汐および擾乱に よる角運動量の南北フラックスを見積もった。 潮汐は、定性定期には、西向き(超回転と同 じ向き)の角運動量を中緯度から低緯度に向か って輸送するセンスである。定量的には、30° までの角運動量を数 10 日で 10%程度減ずる程 度である。ただし、定量的な見積もりには幅が あるので、オーダーの議論となる。

擾乱成分は,数日周期の変動が卓越する。それによる角運動量輸送は潮汐のそれと逆向き で大きさはより小さいが,オーダーでは異ならない。

潮汐や擾乱による鉛直の角運動量輸送は直接には見積もることができない。これを仮に水 平と同程度とみなすと、金星の雲層の角運動量 収支から中緯度での平均南北流V<sub>0</sub>の大きさは O(1) m/s であることが示せる。これは、潮汐の 存在を考慮せずに昼面の観測のみから求めた PVO 時代の見積もりよりは 1 桁小さいが、最 近の数値モデルの結果とは整合的である。さら に、それ以外の点についても、あかつきから得 られる結果は金星版 AFES 等の結果と整合す る点が多くみられる。このことから、あかつき による観測的な知見と数値モデリング結果を 組み合わせることの有効性が示唆される。それ をもとに、超回転の新しい理解の形を提示した い。

# 大気大循環モデルを用いた系外惑星の光度曲線解析による

## 自転傾斜角推定

\*中川雄太(東大院理),小玉貴則(東大大気海洋),石渡正樹(北大院理), 河原創,須藤靖(東大院理),高橋芳幸(神戸大院理),はしもとじょーじ(岡大院理), 倉本圭(北大院理),中島健介(九大院理),竹広真一(京大数理研),林祥介(神戸大院理)

1. はじめに

本研究は、将来の系外地球型惑星観測を想定し、惑 星表層情報を読み取る方法について検討するものであ る.地球の設定から自転傾斜角などを変更した大気大 循環モデル計算で得られる結果を「ありえる系外惑星」 のデータと考え、これの模擬的な観測を行なう.

### 2. コンセプトと本研究の目的

地球のように海陸の分布などによって表層の不均一 性をもつ惑星を遠方から観測すると、自転と公転に伴 って観測される散乱光が変動する.この時間変動を解 析すれば地表面に関する情報や惑星の自転情報を取り 出すことができる.観測で角度分解できない太陽系外 惑星の場合,表層情報を取り出す手段はこの光度曲線 解析に限られる.Kawahara (2016) [1] は、惑星の光度曲 線の周波数変調からその自転軸傾斜角と自転周期を推 定する手法を提案し、地球のデータから雲の影響を取 り除いた光度曲線を解析することでその有用性を示し た.

しかしながら, 雲が地表の大部分を覆う地球のよう な惑星では, 雲はその高い反射率で光度曲線に強く影 響する. さらに雲は生まれ, 流れ, 消えるので自転情報 を乱しうる. 本研究の目的は, 雲の効果を考慮しても Kawahara (2016) の手法によって自転傾斜角を推定で きるかどうか, シミュレーションで調べることである. 本研究は

- 大気大循環モデルを用いて「自転軸傾斜角のみ 異なる地球」=「ありえる系外惑星」の雲量分布 とその時間変化を計算,
- 1 で得た雲データを用いて別途「ありえる系外惑 星」の散乱光度曲線を計算,
- 2 で得た光度曲線を Kawahara (2016)の手法で解 析し自転情報を推定,

の3ステップで進める.

### 3. モデルと実験設定

本研究で用いた大気大循環モデルは DCPAM (http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/)である. このモ デルを用いて、0°から180°までの自転軸傾斜角を与 えて実験を行い、それぞれの雲量分布とその時間変化 を求めた.それ以外の惑星表層環境は地球と揃えた.

散乱光の計算には地球大気輻射輸送モデルlibRadtran (http://www.libradtran.org/)を用いた.このモデルに DCPAM で得た雲量分布と時間変化データを与え,観 測される散乱光の時間変動を計算した.本研究では単 純な例として,公転面から垂直に10 pc (~30 光年)離れ た位置に,20 m 口径望遠鏡を用いた観測者を仮定する.

光度曲線解析には Kawahara (2016) の公開コード juwvid(<u>https:/github.com/HajimeKawahara/juwvid</u>)を使う. 用いた波長域は可視~近赤外の複数バンドであり,これ らを組み合わせて解析することで雲による影響の抑制 が期待される.

### 4. 結果

異なる自転軸傾斜角の惑星を観測した場合の解析結果 を調べたところ,惑星の北半球を見る観測者からは自 転軸傾斜角と自転周期をよく推定できたが,一方,南 半球を見る観測者には推定が困難であった.これは南 北の海陸分布の差が影響していると考えられる.



図1 大気大循環モデルで計算した惑星散乱光の時間-周波数解析(自転軸傾斜角 30 度の例). 横軸は時間, 縦軸は散乱光変動の周波数である.

### 参考文献

[1] Kawahara, H., 2016, ApJ, 822, 112.

# 惑星大気対流構造の解明にむけた雷放電探査観測計画

\*佐藤光輝 (北海道大学理学部), 高橋幸弘 (北海道大学理学部), 春山純一 (宇宙科学研究所), 今井正尭 (産業技術総合研究所)

### 1. はじめに

地球の大気では雷放電は普遍的に発生しており,そ の頻度は毎秒約44±5発であることが明らかになって いる[1]。雷放電は活発な積乱雲で発生するが,その積 乱雲内部では,急激に冷却されることで生成した霰や 氷晶が衝突し,多量の電荷が生じている。この電荷領 域間あるいは電荷領域と地表面との間で放電路が形成 されると,雷放電が発生する。雷放電の頻度は積乱雲 を形成する鉛直対流強度と高い相関があることから[2], 雷放電を観測することによってその場所での鉛直対流 の度合いや,さらにそれらが水平方向の大気の動きと どのようにリンクしているのかを調べることができる。

### 金星の雷放電

金星には高度 45-70 km 付近に硫酸を主成分とする雲が 存在するが、そこにはH2Oも存在するとされている。 地球と同じ電荷分離機構を考えるならば、雲内におけ る対流によってH2Oが電荷分離を起こし、雲内の放電 が発生していると考えられる。金星大気における雷放 電存在の有無は長らく議論されているが、未だに結論 に達していない。この原因の一つは、探査機による電 波観測や、地上望遠鏡を用いた撮像観測などがこれま で行われているが, 金星雷放電存在の証左となる発光 の時間変化を捉えていないことにある。金星大気で発 生する, 雷放電を含む過渡発光の時間変化を捉える機 器として、我々は金星探査機あかつきに搭載する LAC (Lightning and Airglow Camera)を開発した(図1)[3]。 金星探査機あかつきは 2015 年に金星周回軌道に入り, LAC はその後現在に至るまで継続した観測を続けてお り、雷放電発光の世界初検出を目指している。



図1 金星探査機あかつきに搭載された LAC。

### 木星の雷放電

これまでの Galileo 探査機, Cassini 探査機, New Horizons 探査機, JUNO 探査機などによる木星大気光学 観測によって,木星には間違いなく雷放電が存在する ことが確かめられている。木星大気の 2-8 bar の高度に は H<sub>2</sub>O<sub>ICE</sub> が存在すると理論的には予測されており[4], 地球との相似性から,雷放電が発生している付近では 鉛直対流が卓越し電荷分離が生じていると考えられる。

欧州宇宙機関 (ESA) が開発を進める JUICE (Jupiter Icy Moon Explorer) 探査機は、ガニメデ、カリスト、エ ウロパを主な観測対象とした木星探査計画であり、 2022 年の打上げ、2030 年の木星到達を目指している。 この探査機には可視望遠鏡カメラ JANUS (Jovis, Amorum ac Natorum Undique Scrutator) (図 2) [5] を搭載 するが、複数回予定されている木星スイングバイの時 に木星雷放電の観測を行う予定である。特に、どのよ うな水平対流部で雷放電が発生しているのかを詳細に 調べることで、そこで期待される鉛直対流と、縞模様 や大赤班などの楕円回転状の大気の動きとがどのよう にリンクしているのかを調べダイナミクスを明らかに することにしている。



図2 木星衛星探査機 JUICE に搭載される JANUS。

参考文献

- [1] Christian, H., et al., 2003, J. Geophys. Res., 108, D1, 4005.
- [2] Deierling, W., and W. Petersen, 2008, J. Geophys. Res., 113, D16210.
- [3] Takahashi, Y., et al., 2008, Space Sci. Rev., 137, 317-334.
- [4] Atreya, S., et al., 1999, Planetary and Space Sci., 47, 1243-1262.
- [5] Palumbo, P., et al., 2013, EPSC Abstracts, 8, EPSC2013-506.

# 高解像度火星大気大循環モデル中の中小規模渦度擾乱

\* 中島健介<sup>1</sup>, 高橋芳幸<sup>2,3</sup>, 樫村博基<sup>2,3</sup>, 大淵済<sup>3</sup>, 石渡正樹<sup>4</sup>, 竹広真一<sup>5</sup>, 林祥介<sup>2,3</sup> <sup>1</sup>九大・理,<sup>2</sup>神戸大・理, <sup>3</sup>CPS, <sup>4</sup>北大・宇宙理学, <sup>5</sup>京大・数理解析研

### はじめに

火星大気には、数十mスケールの境界層乱流から惑 星規模の大気潮汐まで、様々な規模の擾乱が階層的に 存在しており、大気の熱収支やダスト巻き上げに様々 に寄与していると考えられる. これら擾乱の階層構造 全体を陽に計算するには非現実的な計算機資源が必要 であり、当面は粗い解像度の大気大循環モデルと狭領 域の高解像度モデルの階層的組み合わせが必要である. 我々もそのような試みとして、これまで(1) LES によ るダストデビルの統計的性質の解明 (Nishizawa et al. 2016), (2) 低解像度全球大気大循環モデル DCPAM に よるダストサイクルの検討、および、(3) 高解像度全球 大気大循環モデル AFES を用いた大気擾乱特性調査と ダスト巻き上げ効率の解像度依存性調査を行ってきた. このうち (3) において, 約 20 km 規模の渦度擾乱が広 域に渡り極めて多数発生することが見出され,日変化 の様相から下層大気熱対流との関連が示唆されたが、 解像度の限界に近いスケールでもあり, 生成機構の調 査は手付かずであった. この発表では、AFES による 計算結果を見直し、小規模擾乱の生成機構を特定する とともに、新たに見出された擾乱を記述する.

### モデルと実験設定

本研究で用いたモデルは、地球大気大循環モデル AFES (Ohfuchi et al. 2004)の力学過程に、我々が 開発してきた火星大気大循環モデルの放射過程、乱流 過程、地表面過程、ダストの巻き上げと重力沈降を導入 したものである.水平解像度は T639 と T319 (格子点 間隔約 11 km と 22 km)の2 種類、鉛直層数は 96 で ある.計算は北半球の秋の条件で行った.本発表では 主に、地面高度その他の地表面条件を一様にした理想 化実験の結果を吟味する.

### 結果

小規模渦度擾乱の振幅が最も大きい地方時 15:40 前 後における混合層下部 ( $\sigma = 0.75$ )の渦度分布と鉛直 p速度,および水平風の鉛直シアー ( $\sigma = 0.98 \ge \sigma = 0.4$ の風速差)を図 1ab に示す.この領域全体として,北西 向きの鉛直シアーが卓越しており,対流は鉛直シアー に平行なロール状の形態で生じ,このロール状対流の 上昇流・下降流により水平風が鉛直輸送されることに より渦度擾乱が生じることがわかった.

また今回あらたに、夏半球熱帯域に ITCZ 的構造が

存在し、その南北の波打ちに伴い、300 km 程度のサイ ズの中規模渦度擾乱が生じることがわかった(図2). こ の擾乱の成因、および解像度等への依存性については 今後、検討する予定である.

### 謝辞

数値計算は海洋研究開発機構の公募課題「AFESを 用いた地球型惑星大気大循環シミュレーション」の支援を受け,地球シミュレータで行った.



図 1: (a) 小規模渦度擾乱に伴う渦度水平分布. (b) 鉛直 p 速度 (トーン) と水平風の鉛直シアー (矢印).



図 2: 南半球熱帯域の低緯度擾乱. 地表面気圧(トーン)と 下層 (σ = 0.98) の水平風(矢印).

火星古気候の大気・水圏結合モデリング \*黒田剛史(1,2),鎌田有紘(1),鳥海克成(1),笠羽康正(1),寺田直樹(1),中川広務(1) (1)東北大学大学院理学研究科,(2)情報通信研究機構

### 1. はじめに

火星地表面には多くの流水地形が発見されており, 古火星の地表面に水が潤沢に存在したことを示唆して いる.実際に火星隕石の同位体比を調べた研究からは, 41億年前の火星には0.5気圧以上の大気が存在し[1], 平均550mの水が表面に存在したことが示唆されてい る[2]が,大気大循環モデルでそのような環境を再現す ることは,当時の太陽光度が現在の75%と考えられる ことから二酸化炭素と水蒸気の放射効果のみでは困難 とされてきた[3].本研究では先行研究で考慮されてい なかった液体の海の存在を仮定した上で,そのような 環境が再現されるかどうかを大気大循環モデルで計算 し,また得られた降水量分布と観測されている流水地 形の分布との整合性を調べた[4].

### 2. モデルの概要

MIROCの力学コアをベースに火星古気候モデルを構築した.水平分解能T21(グリッド間隔約330km),鉛直分解能はσレベルで49層,上端高度を約90kmに設定し,太陽光度は先行研究[3]と同様に現在の75%,96%二酸化炭素大気を仮定して二酸化炭素と水の気体及び雲の放射効果を導入,二酸化炭素の雲生成は現在火星大気モデルのスキーム[5]を用い,水雲生成と降水はMIROC標準の地球大気の積雲対流と大規模凝結スキームから求めた.また図1のように現在の火星地形における標高-2.54kmを海面と定めてそれより低地の部分は海あるいは湖とし,海面の凍結と海氷の融解,二酸化炭素/水の降雪・積雪と融解,またこれらに伴う地表面のアルベド・熱慣性の変化を考慮した.さらに地表面における降水と積雪の融解に伴う流量の計算も行った.

### 3. 結果

地表面気圧 0.5~2bar について計算を行ったが, 0.5bar では先行研究[6]でも示唆されている大気コラプスが発 生した. 図 2 及び 3 に地表面気圧 2bar における年平均 地表面温度と年間降水量(雨と雪の合計)の計算結果を それぞれ示す. 海の高い熱慣性により, 先行研究では再 現できなかった 273K を上回る地表面温度が地表面気 圧 1.5bar 以上で春から秋にかけて達成され, また冬の 間にできる積雪が春に融解する気候を再現した. 流量 分布については観測されている流水地形と整合してい ない部分もあるが[7 も参照], その原因については発表 の中で議論する.



図1:モデルで仮定した地表面.白い部分が海/湖にあたる.







図3:地表面気圧2barにおける年間降水量(雨と雪の合計) [log<sub>10</sub> of mm MarsYear<sup>-1</sup>].

### 参考文献

- [1] Kurokawa et al., Icarus 299, 443-459. 2018.
- [2] Kurokawa et al., Geochem. J. 50, 67-79, 2016.
- [3] Wordsworth et al., Icarus 222, 1-19, 2013.
- [4] Kamada et al., Icarus, under revision.
- [5] Kuroda et al., Geophys. Res. Lett. 40, 1484–1488, 2013.
- [6] Forget et al., Icarus 222, 81-99, 2013.
- [7] 鳥海他, 気象学会 2018 年度秋季大会, 予稿提出.

# 火星超高層大気中における大気重力波の特性

\*中川広務,寺田直樹,吉田奈央 (東北大学・理),

青木翔平(ベルギー王立宇宙科学研究所), 笠羽康正(東北大学・理)

### 1. はじめに

大気重力波とは、重力による復元力で規定される中 規模の大気波動で、地球超高層大気中において普遍的 に存在し、中間圏・熱圏の大循環・大気組成・温度構造 に大きな影響を及ぼすことが広く知られている.一方、 地球よりも希薄な火星大気中においても, 飛翔体観測 により大気重力波と考えられる波状擾乱が確認されて いる. その振幅強度は背景場の 50%に達し、熱圏上部 において地球のそれよりも約10倍大きい[1]. 背景場へ の影響が強く示唆されるが、これまでの観測は限定的 であるために、超高層大気中(高度 100km 以上)で観測 されている大気波動の励起・伝搬・減衰過程が解明さ れておらず、特に下層大気中(高度 40km 以下)で観測さ れている大気重力波との関連性も不明である.本研究 では、NASA 火星探査衛星 MAVEN 搭載紫外線分光撮像 装置 IUVS を用いて、超高層大気中に見られる波状擾 乱のグローバルな特性を明らかにし、数値モデルと比 較することによって下層大気中で励起される大気重力 波との関連性を議論する、大気組成やエアロゾルデー タと比較することで背景場への影響を検証する.

### 2. 観測

MAVEN 搭載 IUVS は, 波長 110-190nm の紫外光を分 光し, 大気光スペクトルから大気組成や温度を導出す る. 本研究では, 2015 年から 2017 年にかけて星掩蔽観 測で得られた温度・CO2 密度・O2 密度・エアロゾルの 鉛直プロファイルを解析した[2]. 高度 40km から 140km にかけて, 鉛直波長 10-20km・振幅 10-20%程度 の波状構造が確認できる.

### 3. 結果と考察

温度擾乱データから下部熱圏(高度 100-130km)にお ける大気波動のグローバル特性とその季節変化を調べ た結果,南半球夏の時期に中低緯度において大きな活 動がみられるなど特徴的な緯度非一様性が明らかにな った.大気重力波を考慮にいれた火星大気大循環モデ ル[3,4]を用いて結果の解釈を試みたところ,モデルが 再現する大気重力波によって生じる下部熱圏の温度擾 乱は 1σの範囲内で観測される温度擾乱と合致するこ とがわかった.これは観測された擾乱が下層から鉛直 伝搬した大気重力波によって生じたものである可能性 を示唆する.

一方,これら大気波動が超高層大気の組成や大循環, 物質鉛直輸送にどのように影響を及ぼすのかを明ら かにするため,均質圏界面・対流不安定層・エアロゾ ル分布を解析した.その結果,大気波動が活発であっ た南半球夏の時期において,均質圏界面が上昇し,対 流不安定層が高度 20-120km の広い範囲で検出され, 対流不安定層に対応する高度域でエアロゾルの増大 が確認された.太陽フラックスが増大したことによる 大気膨張および大気重力波がもたらす対流不安定と それによる波の砕破などが超高層大気組成・鉛直物質 輸送に影響を及ぼしている可能性を示唆する興味深 い結果である.今後はより詳細な解析により具体的な 輸送メカニズムに迫る必要がある.

### 4. 結びと将来探査計画への展望

最新の MAVEN 観測により,下層大気現象の影響が 数週間~数ヶ月の短期間の内に超高層大気に及び,大 気散逸にまで影響を及ぼしうるというこれまでの我々 の理解を超えた大気の上下結合が明らかになりつつあ る.今年春から本格運用に突入した欧州火星探査衛星 TGO の中層大気集中観測により更に理解が進むものと 期待される[5].一方で,これまでの飛翔体はその全て が太陽同期極軌道衛星であり,水蒸気やダストが大気 へ供給される高い時間分解能でのモニタリングが不可 能である.日本の火星衛星探査計画(MMX)において, フォボス偽周回軌道つまり火星に対して赤道軌道から 火星全球を連続観測する絶好の機会となる.これによ り,大気散逸にまで影響を及ぼしうる源の大気現象と その発達過程の理解につながるものと期待される.

### 参考文献

- [1] Terada, et al., 2017, J. Geophys. Res., 122, 2374-2397.
- [2] Groller, et al., 2018, J. Geophys. Res., 123, doi:10.1029/2017JE005466.
- [3] Kuroda, et al., 2015, Geophys. Res. Lett., 42, 9213-9222.
- [4] Medvedev, et al., 2013, J. Geophys. Res., 118, 2234-2246
- [5] Vandaele, et al., 2018, Space Sci. Rev., 214, 80.

MAVEN/IUVS 観測による火星均質圏界面高度の季節変動 \*吉田奈央(東北大学理学研究科),中川広務(東北大学理学研究科),寺田直樹(東北大学 理学研究科),今村剛(東京大学新領域創成科学研究科),藤原均(成蹊大学理工学部)

1. はじめに

惑星上層大気は、組成により均質圏と不均質圏に分 類することができ、その境界を均質圏界面と呼ぶ。地 表面から均質圏界面までは乱流拡散により大気組成比 は一定になるが、不均質圏では分子拡散の影響が卓越 するため、化学変化を起こさない分子種は上空に行く ほど質量数の軽い気体の割合が高くなる。均質圏界面 の高度を決定することができれば、熱圏の大気組成比 を推定することができ、宇宙空間へ散逸する分子種や 量の推定、惑星大気進化の解明に貢献できる[1]。これ までの数値実験から、均質圏界面は大気大循環の季節 変動[2]や重力波の砕波による乱流強度[3]によって変動 すると予測されている。一方でこれまでの火星におけ る均質圏界面の直接観測は数例に限られており、地表 面付近から上層大気まで大気組成を連続的に観測した 例はない。Viking の probe 観測では上空から高度 120km まで質量分析を行い、大気組成比の分布から均質圏界 面が高度 120-130km に存在することを示唆した[4]。近 年では火星周回機 MAVEN に搭載されている質量分析 器 NGIMS の観測結果から約1火星年の期間で均質圏 界面高度が変動する可能性が示された[5]。しかし、 NGIMS の観測領域は主に高度 150km 以上に限られて いるため、この結果は等温大気の仮定のもとで均質圏 界面高度を外挿して得られたものである。また、軌道 による制約から過去の観測では変動要因を切り分けて 議論することができなかった。

2. 観測

火星周回機 MAVEN に搭載されている紫外線分光器 (IUVS)では Limb 観測により大気密度・気温を導出でき る[6]。また、高度 130km から約 200km を鉛直分解能 10-23km で観測できるため、NGIMS による観測に比べ てより低い高度、つまり Viking の観測で示された均質 圏界面付近を観測することが可能になる。そこで本研 究では IUVS の Limb 観測からリトリーバルされた CO<sub>2</sub> および N<sub>2</sub> の鉛直密度プロファイルを用いた N<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub> の 鉛直分布から均質圏界面を検出し、その季節変動を捉 えることを目的とする。ここでは特に、季節変動を解 析し、変動要因として太陽フラックス・EUV との関連 性について議論する。 3. 結果

密度分布の解析結果から、N<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>の鉛直分布は、均 質圏で値が一定になり、不均質圏では高度が高くなる につれて値が上昇する傾向があった。そこで、1 軌道ご とにN<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>プロファイルに3次多項式曲線をあてはめ、 その一次導関数の値から均質圏界面を検出する解析を 行った。約2火星年に渡って解析を行ったところ、得 られた均質圏界面は130-180kmに存在し、近日点付近 で上昇、遠日点付近で下降する傾向があるとわかった。 また、全体の傾向とは別に解析期間後半ほど高度が 5km 程度低くなる傾向も存在した。また、解析期間に おける均質圏界面高度のCO<sub>2</sub>,N<sub>2</sub>の数密度はほぼ一定で あり、気圧変動も10<sup>5</sup>~5×10<sup>4</sup>[Pa]程度であった。

4. まとめ

火星と太陽間距離の変化によって均質圏界面の高度 に変動があることは、太陽フラックスの変動による下 層大気の膨張・収縮の影響が大きいと考えられる。ま た、均質圏界面高度における気圧変動の要因は、観測 期間中の EUV 強度の減少の影響であると考えられる。 これらの結果から、火星の均質圏界面は下層大気と上 層大気の作用が相互作用した複雑な現象のもとで変動 していると結論付けられる。今後はより鉛直分解能の 高い火星の大気分光データを同様の手法で解析するこ とで、より詳細に均質圏界面高度と大気重力波の関係 について議論する予定である。また、先行研究による モデル結果との比較を行う。

- 参考文献
- [1] Imamura, T., et al., 2016, Icarus, 267, 51-63
- [2] González-Galindo et al., 2009a, J. Geophys. Res. 114, E04001
- [3] Leovy C. B., 1982, Icarus, 50, 311-321
- [4] Nier A. O. et al., 1977, J. Geophys. Res. 82, 4342-4349
- [5] Jakosky B. M. et al., 2017, Science, 355, 1408-1410

[6] Evans J. S. et al., 2015, Geophys. Res. Lett., 42, 9040-9049

# 火星外圏における大気重力波の DSMC 計算 \*寺田直樹 (東北大学理学研究科), 寺田香織 (東北大学理学研究科), 中川広務 (東北大学理学研究科), 黒田剛史 (情報通信研究機構/東北大学理学研究科)

### 1. はじめに

外圏は、大気が希薄なために分子間の衝突頻度が小 さく、流体近似が成り立たない領域である。外圏では分 子拡散が強く働き、スケールハイト程度の小さな構造 は直ぐに拡散する。しかしながら、近年の火星周回衛星 MAVEN 搭載の中性ガス・イオン質量分析器 NGIMS の 観測によって、平均振幅が 10~20%程度の大振幅の小 スケール密度擾乱(衛星軌道沿いの波長が数 10~数 100km の擾乱)が、火星の外圏や上部熱圏でほぼ常時 存在していることが明らかになった[1,2].本研究では、 衝突大気領域(熱圏)から無衝突大気領域(外圏)への 遷移を自己無撞着に解く、火星熱圏・外圏のフルパーテ ィクル DSMC(直接シミュレーション・モンテカルロ) モデル[3]を用いて、火星熱圏・外圏における大気重力 波の励起・伝搬・散逸過程を調べた。

### 2. モデルの概要

DSMC 法は、流体として扱えるほど衝突頻度が高く ないが、分子間の衝突を無視できない希薄気体(0.01< Kn < 10; Kn はクヌーセン数)の解法として発展してき た計算手法である. 我々は, 流体近似が破れる Kn>0.01 の領域, すなわち上部熱圏と外圏において variable sphere model に基づく粒子衝突アルゴリズムを導入し、 光化学反応によって生成される非熱的成分と熱的成分 の間のエネルギー輸送・分配や放射冷却過程などを含 めて自己無撞着に解く,火星熱圏・外圏のフルパーティ クル DSMC モデルを開発した[3]. 本研究では2 次元版 のDSMC モデルの下側境界に大気重力波を印加し、火 星熱圏・外圏における大気重力波の伝搬・散逸過程を調 べた.また、MAVEN が観測した密度擾乱の励起過程を 明らかにすべく、下側境界からの大気重力波の印加に 加えて、磁気圏側(上側)からのピックアップイオンの 降り込みによる大気波動の励起についても調査した.

### 3. 結果

様々な波長・周波数の大気重力波を下側境界から与 え,その伝搬・散逸特性を調べたところ,MAVEN が観 測した火星外圏(高度~190km 以上)における大振幅の 密度擾乱を再現するためには、少なくとも 200km 以上 の鉛直波長が必要であることが明らかになった(図 1). 外圏底より上側では分子は弾道軌道を描き、大気の鉛 直構造が均されるので、外圏における衛星のその場観 測は大気重力波の水平波長を直接導出できることを示 した.これは、衛星軌道沿いのその場観測では、大気重 力波の鉛直波長と水平波長を切り分けることが出来な かったという従来の問題を解決し、観測された大気波 動の波長や周波数の同定に寄与する重要な発見である. また、降り込みイオンによって励起された大気波動は、 N<sub>2</sub> と CO<sub>2</sub> の密度変動の振幅比が NGIMS の観測と逆傾 向になる領域が多く、イオン降り込みでは観測された 外圏の密度擾乱を説明することは難しいことを示した.



図1 火星熱圏・外圏における大気重力波の DSMC 計算結果. 下側境界で与えた鉛直波長は 30km (左図) と 215km (右図).

参考文献

- Terada, N., et al., 2017, J. Geophys. Res., 122, doi:10.1002/2016JA023476.
- [2] England, S. L., 2016, J. Geophys. Res., 122, doi:10.1002/ 2016JA023475.
- [3] Terada, K. et al., 2016, J. Geophys. Res., 121, doi:10.1002/2015JE004961.

# 気象庁天気予報ガイダンスにおける機戒学習の歴史と展望 石川宜広 (気象庁予報部数値予報課)

### 1. はじめに

気象庁では、国民の安全かつ安心な生活を支えるため、 社会活動に影響を及ぼす様々な気象の予測情報を発表 している。この予測情報は精度が高いことはもとより、社会 に有用な内容であることが重要である。こうした要請を受け、 気象庁では天気予報ガイダンスに機械学習を約 40 年に 渡り活用し、予測精度の維持向上及び気象情報の発表を 行ってきた。近年、ディープラーニングという最新の機械 学習技術が画像認識や音声認識等の分野で大きな成果 が出たのをきっかけに、様々な機械学習が今後各方面で 利用されてゆくと考えられる。本講演では、気象庁の天気 予報ガイダンスにおける機械学習を利用した約 40 年の取 組みを紹介し、その後に次世代ガイダンス構想について 発表する。

### 2. ガイダンスへ機械学習導入のきっかけ(1970年代)

気象庁は 1959 年に世界トップクラスの性能を持つ計算 機を導入し、数値予報を運用開始した。数値予報モデル で表現された地球大気は、計算機資源の制限により簡略 化されており、実際の大気の動きの複雑さ、細かさを表現 することが困難である。さらに天気予報で求められる天気、 雷、霧などは数値予報では直接予測していないため、予 報官は長年の経験と知識を基に作成または数値予報モデ ルの結果を修正し、天気予報や防災情報を発表していた。 このような中、気象庁では、米国の例を参考にして、1970 年代から数値予報と機械学習 当時は線形重回帰)を用い てより高い予測精度を持った資料、かつ降水確率などの 新たな気象情報の発表を支援する資料の開発が行われ、 1977 年から運用を開始した。この数値予報と機械学習を 使った予測資料のことを、ガイダンス」と呼んでおり、天気 予報や防災情報で使われる天気、最高 最低気温、降水 確率、降水量、最大風速などを直接予測する資料である。 このガイダンスはその後も継続して改良が行われながら現 在まで約40年間続いており、数値予報の発展と共に、予 報精度の向上及び気象庁の予報業務の発展に寄与して きた。

### 3. バッチ学習型からオンライン学習型へ (1990年代)

運用開始からガイダンスの作成には、過去数年分の数 値予報と観測データによって、線形重回帰の予測式を作 成し、その予測式を用いて最新の予測値を作成するバッ チ学習型が主流であったが、この方法では、予測式は固 定のため、利用する数値予報が大きく改良され特性が変 化した場合、数年間のデータ蓄積を待って予測式を再作 成する必要がある。このため、この間のガイダンスの予測 精度には劣化を招き、大きな問題であった。そこで数値予 報が変更になった場合にも速やかに変化に適合できるよう、1996年からカルマンフィルタ及びニューラルネットを用いたオンライン学習型を現業に取り入れた。これにより、多くのガイダンスがバッチ学習型からオンライン学習型に移行し、数値予報の特性の変化及び季節や年変化にも日々の学習で追随できるようになったが、一方で、予測式が不適切に変化するなどの問題が生じる場合もあった。

ガイガト	ゴへ、	,フー覧	以下は天気予報・	防災情報、	航空気象用で、	この他に
カイン	ワノヘ り	晃	週間天気予報用、	季節予報用	などのガイダン	ノスがある

	些III)人文( ]· #0/#	1 + co 1 + co 0 - 1 - 2 -	~13.00.00	
要素	形式	機械学習	型	
平均降水量・降水確率	格子			
<b>気温(時系列、最高、最低)</b>	地点	1		
風(最大風、定時風、ガスト)	地点	カルマンフィルタ		
視程	地点	1	オンラ イン	
時系列湿度	地点	1		
天気(日照率)	格子		学習型	
降雪量	地点	ニューラルネットワー		
最小湿度	地点	ク (NN)		
雲(3層の雲底高度・雲量)	地点	1		
最大降水量	格子	NN(1,3時間)、 線形重回帰(24時間)		
発雷確率	格子		1	
乱気流指数	格子	ロジスティック回帰	バッチ 学習型	
ガスト発生確率	地点			
雲底確率	地点	1		
降水種別・最大降雪量	格子		1	
視程	格子	診断法		
着氷指数、積乱雲量・雲頂高度	格子	1		

### 4. 次世代ガイダンス構想

気象庁では近年、タイムライン 防災行動計画)による防 災対応の支援に力をいれており、翌朝及び数日先までの 警報級の可能性」の提供を昨年開始したほか、5 日先ま でのシームレスで高精度な量的予測資料の開発に取り組 んでいる。一方で昨今、様々な社会経済分野において人 工知能技術 (A)が導入されてきており、気象分野において も、英国、ドイツ、中国 香港)等の諸外国ではAI等の最新 技術による防災用気象予測資料の高度化が進められてい る。我が国においても防災情報先進国として最新 AI を利 用することによる防災気象情報のさらなる精度向上を図る 必要がある。

気象庁では、台風、集中豪雨、暴風・大雪等の対策のた め、積乱雲、台風等の気象現象の各スケールに応じた予 報時間・解像度が異なる数値予報モデルを多数開発・運 用しており、これら全ての過去に予測した気象予測。合アン サンブル予測)のビッグデータと、レーダーによる高解像度 降水量の実況、アメダスや気象衛星等の過去の気象実況 データを組み合わせることにより、過去の様々な予測と実 況の関連パターンを学習した基盤AIを構築することできる。 この基盤 AI に日々作成される数値予報モデルの結果及 び最新の気象実況データを入力することにより、面的及び 任意の地点における目先から5日先までのシームレスで 高精度な降水量、降雪量、風速等の量的気象予測及びそ の予測誤差情報(統合型ガイダンス」)を提供することが 可能となり、タイムラインの防災対応をより的確に支援する ことができると考えている。

# 深層ニューラルネットワークによるカメラ画像からの

# 気象情報の抽出

\*杉山大祐 (海洋研究開発機構), 大西領 (海洋研究開発機構), 筆保弘徳 (横浜国立大学)

### 1. 概要

数値予報のさらなる高精度化のため、インターネッ トを通じたリアルタイム取得が可能な各種 IoT (Internet of the Thing) センサー機器網による高密度気象情報の 活用が期待されている。一方で、安価な loT センサー は地上に設置されるため、IoT センサー網を通常活用し ただけでは上空のリモート気象情報を収集できない。 そこで本研究では、近年発展が目覚ましい人工知能技 術を用いた画像認識を応用し、インターネットに接続 可能な安価なコンシューマーカメラの画像から気象情 報の抽出を行うシステムの開発に取り組んだ。抽出す る気象情報として、雲量と日射量を対象とした。これ らは、数値予測シミュレーションの入力値となるだけ でなく、例えば、農業分野での活用も期待される。本 研究の手法を用いることで、高価な観測機器を使わな くとも、安価なカメラ付きデバイスをリモートセンシ ング機器として運用することが可能になる。

### 2. 雲量推定のための深層ニューラルネットワーク

画像学習における多くの分野で高精度を実現してい る畳込みニューラルネットワーク[1] (CNN)のモデル をベースとし、図1のような、5層からなるモデルを 構成した。このネットワークを訓練するデータとして、 インターネットより自動収集した雲の写っている画像 約2,000枚に著者らが雲量のラベル付したもの(図2) を用いた。本研究の雲量は、カメラ画像に写り込んで いる空領域のうち雲に覆われている割合を0から10 の11段階で表す。一方、気象庁は全天に対する雲領 域の割合を雲量と定義する。この定義の違いには注意 が必要である。訓練データのうち 80%に対して機械学 習を行い、残り 20%を推定させて交差検証を行った。



図1 畳込みニューラルネットワーク.



図2 訓練データと雲量ラベルの例.

### 3. 結果とまとめ

既存のセグメンテーション法の平均自乗誤差 12.7 に 比べて、本 CNN は 3.0 という圧倒的に小さな誤差で雲 量を推定できることが明らかになった[2]。現在、横浜 国立大学における気象観測データを利用し、カメラ画 像からの日射量の推定法の開発に取り組んでいる。

### 参考文献

 LeCun Y., Haffner P., Bottou L., Bengio Y.: Object Recognition with Gradient-Based Learning. In: Shape, Contour and Grouping in Computer Vision. Lecture Notes in Computer Science, Vol. 1681. Springer, Berlin, Heidelberg, 1999.

[2] Onishi, R., Sugiyama D.: Deep Convolutional Neural Network for Cloud Coverage Estimation from Snapshot Camera Images, Vol. 13, 235-239, 2017.

深層学習とデジタルカメラを利用した雲光学的厚さ推定手法の開発

\* 增田涼佑、岩渕弘信(東北大院理)、工藤玲(気象研究所)

### 1. はじめに

デジタルカメラを利用した全天の雲域推定手法の開発が盛 んに進められている一方、全天の雲光学的厚さ(COT)分布の推 定手法に関しては開発事例が少ない。地上での放射収支を考 える上での重要因子である全天の COT を求めることは非常 に重要であるにも関わらず、開発事例が少ないのには理由が 二つ存在する。一つ目は、地上観測において、観測放射輝度 と COT の関係が全単射にならない'Ambiguity Problem' が存 在することである。二つ目は、地上観測は三次元放射伝達の 影響が大きく、推定難易度が高いことである。本研究では深 層学習を用いて'Ambiguity Problem'と三次元放射伝達の影響 を効率よく学習させ、デジタルカメラの画像から全天の COT を推定する手法の開発に取り組む。

### 2. 推定手法

### A)教師データ作成

三次元放射伝達モデル MCARaTS と SCALE-LES を用いて 再現された高解像度の雲データを利用して教師データを作 成する。入力はデジタルカメラ画像を模した RGB の3 チャ ンネル放射輝度画像とその画像上の太陽の位置を表現する 1 チャンネル画像の合計 4 チャンネルとし、出力は入力画 像に対応した全天の COT(視線方向で積算した光学的厚さ) 分布画像とし、この入力と出力のペアを教師データとして いる。テストデータに関しても教師データと同様の手法で 作成する。

B)深層学習モデルでの学習

本研究では画像認識の分野で広く活用されている Fully Convolutional Network[1]と Dilated Convolution[2]を組み合わ せて深いネットワーク構造を有するモデルを作成した。A) で作成した教師データを用いて、このモデルを学習させる。 C)テストデータでの検証

学習させたモデルの精度をテストデータで検証する。

#### D) デジタルカメラ画像からの COT 推定

学習済みモデルを利用して、実際に全天を撮影したデジタ ルカメラ画像(RAWデータ)から全天のCOTを推定する。

### 3. 検証結果

本稿では C)の検証に関しての結果を示す。図1はテストデ ータを学習済みモデルに入力して出力された結果と正解デー タを比較したものである。多くの結果が1対1に対応する直 線付近にあり、本研究手法では'Ambiguity Problem'を大きく解 消していることが確認出来る。次に、各 COT の値での相対誤 差を確認するために図2を作成した。COT が小さくなるにつ れて、相対誤差の標準偏差が大きくなり、特に COT が1以下 の場合はこの傾向が顕著に現れている。また、COT が1以下 の場合はこの傾向はどちらも教師データのバリエーション不足に 起因すると考えられる。現状では、図2 で相対誤差の平均値 が0付近の場合の COT の教師データ数に比べて COT が小さ い・大きい場合の教師データ数は少ないので、このデータ数 の差を埋めるように新たに教師データを作成することで本研 究手法の結果は大きく改善されると考えられる。



図1. テストデータセットでの検証結果の二次元ヒストグラム



図2. テストデータセットでの検証結果から得られた相対誤差のプロット図

謝辞: 本研究では東京大学情報基盤センターが所有するスーパーコンピ ユータ Reedbush を利用して教師データ作成を行いました。教師データ作成 の際に SCALE-LES を用いた計算結果データを利用しており、このデータ は理化学研究所 SCALE チームから提供を受けました。本研究は科研費(課 題番号17H02963)による支援を受けて行いました。

### 参考文献:

 Long et al., (2015), In Proceedings of the IEEE conference on computer vision and pattern recognition (pp. 3431-3440).

[2] Yu et al., (2015), arXiv preprint arXiv:1511.07122.

# 深層学習を利用した 接地境界層パラメタリゼ-ションの構築

\*伊藤純至<sup>1,2</sup>・毛利英明<sup>2</sup> <sup>1</sup>東京大学大気海洋研究所、<sup>2</sup>気象研究所

### 1. はじめに

大気の最下層にあたる接地境界層において、大気と 地表面の間で運動量や熱の交換が行われる。接地境界 層内の輸送過程は解像不可能であるため、何らかのパ ラメタリゼショーンが必須である。

数値気象モデルでは、モニン・オブコフ則に基づく接 地境界層のパラメタリゼ-ションが一般的に利用され てきた。そのような経験則は、ある程度長い時空間平均 を行った物理量の間の関係として見い出される。中立 成層の場合、地表面摩擦による運動量フッラクスは平 均水平風速症の関数として、

 $\overline{u'w'} = -C_d |\overline{u}| \overline{u} \tag{1}$ 

のように与えられる。ここでCaはバルク係数である。

数値気象モデルが高解像度化し、乱流変動が顕在化 した場合、平均風速ではなく風速の瞬時値uにより、(1) 式を通して運動量フラックスが診断されようになる。 しかし、風洞実験やDNSによって、境界層内の短時間変 動する風速と運動量フラックスの関係を調べたところ、 (1)式で表される関係はまったくみられなかった(伊藤 ら、気象学会2017秋)。ある一定の平均風下では、運動 量フラックスは風速が弱い方がむしろ大きくなる傾向 がみられた。

地表面付近のみの高解像度化や運動量フラックスの 予報変数化といった高度化が提案されている。しかし、 いずれの場合も接地境界条件や予報方程式中の高次項 のパラメタリゼ-ションの構築が困難である上に、計算 負荷も増大してしまう。

伊藤ら (気象学会 2017 秋) は風洞実験で得られた長時間の時系列データを利用し、接地境界条件を検討した。本研究では、風洞実験データを教師データとして与え、深層学習により風速の時系列から運動量フラックスを与えるパラメタリゼ-ションの構築を試みた。

### 2. 教師データと学習

気象研究所の大型風洞で得られた2種類の一様風 (1m/sと3m/s)で得られたuとwの4時間分のデータを 利用する。運動量フラックスは0.6秒で時間フィルタ ーした uと wの偏差の相関として求める。0.2 秒毎に間 引いたデータを教師データとして与える。Google 社が 提供する Tensor flowの Recurrent Neural Network ラ イブラリを利用し学習を行った。

### 3. 検証と考察

検証のために平均風速 lm/s と 3m/s のそれぞれ 30 分間の、独立した 0.2 秒毎の時系列データを利用した。 (1)式に基づく従来のフラックス(図上)と学習済みモ デル(図下)の診断(縦軸)と正解(横軸)を示した。

時間フィルターが短いため、運動量フラックスは大 きく変動する。従来の手法では、運動量フラックスは各 一様風速の場合の平均的な値の周りに分布するが、偏 差はまったく捉えていない。一方学習を行った多層ニ ューラルネットにより、偏差も含めより精度が高い診 断が実現できた。このように従来の手法が適用困難で ある場合のパラメタリゼ-ションの構築のため、深層学 習が有用である可能性が示された。



図 運動量フラックスの正解(横軸)と診断(縦軸)。 上図は従来のバルク法(1式)に基づく診断、下図は深 層学習を行ったモデルに基づく診断。単位はm²/s²。

# 突風防災のための CNN によるレーダー渦探知実験

\*石津尚喜<sup>1</sup>, 楠研一<sup>2</sup>, 足立透<sup>2</sup>, 猪上華子<sup>2</sup>, 藤原忠誠<sup>3</sup>, 新井健一郎<sup>1</sup> (1:アルファ電子/気象研究所,2: 気象研究所,3: 東日本旅客鉄道)

### <u>1. はじめに</u>

竜巻は局地的かつ急激に発生し、甚大な突風被害をもたら す現象である。このような時空間スケールの小さな現象を捉え、 速やかな防災行動につなげるためには、気象レーダーによる ドップラー速度データから竜巻に伴う渦のパターンを人間の判 断を介さずリアルタイムに正確に発見し、その進路を把握する 技術が必要である。

近年、深層学習によるパターン認識の技術が飛躍的に向上 し、医療や自動運転など、様々な分野における応用が進めら れている。そこで本研究では、突風に対する防災・減災技術 の高度化を目的とし、深層学習モデルの一つで、パターン認 識に広く使われている畳み込みニューラルネットワーク(CNN) による渦パターン(図1)の探知実験を行った。

### <u>2. 手法</u>

CNN に学習を行わせるためには大量のデータセットが必要 である。そこで我々は、庄内平野のJR東日本レーダーで2016 年度冬季に観測された降水システム中の渦に対応するドップ ラー速度パターンを竜巻パターンとみなし、目視により渦の真 偽を判定してラベリングを行い、37,000 点のデータセットを用 意した。さらにこれらを36,000 点の訓練データと1,000 点のデ ストデータに割り当てて、畳み込み層3層、全結合層2層から なる CNN に学習させ、学習済みのネットワークを用いて渦の 存在する領域の判定を行った。

### 3. 結果

図 2 はCNNの学習による正解率の推移である。テストデー タによる正解率は約 96%に達した。過学習が生じているため、 学習の繰り返し回数を100 エポックで打ち切ったものを学習済 みネットワークとし、結果の考察を行った。図 3 は、2017 年 12 月 11 日に寒冷前線の水平シアーに伴う渦列が発生した事例 における CNN による渦パターンの探知結果である。CNN によ って渦を探知した場所に黒点を印し、目視で渦の存在を判断 した場所を白円で囲った。目視による結果と比較すると、一部 に誤認識や見逃しがみられるものの、CNN は精度よく渦を探 知していることが分かる。

### <u>4. まとめと今後</u>

気象レーダーによるドップラー速度データから CNN による 渦パターンの探知実験を行ったところ、目視による結果と同程 度の精度で検出可能であることが明らかになった。今後、結果 の多角的な検証を行うとともに、ネットワークの最適化と学習デ ータの拡充を図り、さらなる精度向上を目指す予定である。



図 1. レーダーによって観測された渦パターンを示すドップ ラー速度データ。



図2. エポック(学習の繰り返し)ごとの正解率(実線:テスト データ、灰色点:訓練データ)。



図 3. 寒冷前線通過時の降水強度(左図)とドップラー速度(右図)。CNNにより渦と判定された場所は黒点で、目視で渦を確認 した場所は白円で示した。誤認識を右からの矢印、見逃しを左 からの矢印で示した。

### 畳込みニューラルネットワークによる雲画像の差分情報を用いた降雨予測手法

塚原純<sup>1)</sup>·藤本康孝<sup>1)</sup>·筆保弘徳<sup>1)</sup>

1)横浜国立大学

### <u>1. はじめに</u>

近年、少子高齢化に伴い下水道施設においてポンプ運転 を行う熟練者の減少が問題となっている。ポンプ運転は降 雨量が大きく関わるため、降雨予測をアシストすることで 経験の浅い者でもあっても同様の運転を可能にするシス テムを提案した。人が雲の様子から降雨を予想するように、 雲の画像をディープラーニングによって解析し降雨を予 測するシステムを考えた。ディープラーニング技術の1つ に畳込みニューラルネットワークと呼ばれるものがあり、 画像認識においてよい精度であることが確認されている。 そこで本研究ではこの畳込みニューラルネットワークに よって雲画像から現在の降雨の判断及び30、60分後の降 雨の予測を行うシミュレーションを行った。

### 2. 使用データとシミュレーション設定

本研究で使用するデータは横浜国立大学の気象学研究 室で収集しているものを用いた。図1のような雲画像及び 降雨量が2012年から2015年まで1分単位で収集されている。

本研究ではネットワークに入力するデータとして、ある 時刻の雲画像の他に差分画像を導入した。差分画像とは、 一定時間間隔の 2 枚の雲画像の各ピクセル値を減算して 得られた 3 次元(縦横色)行列である。空の様子から得られ る情報として時間変化の要素を加えることでより精度が 向上すると考えたためである。図 2 に示したように差分画 像は弱い雨よりも強い雨が降る前の方が差分が大きくな るため、今回のシミュレーションでは降雨の有無を予測す る他に短時間大雨を予測対象とした。降雨の有無に関して は現在の降雨強度 0.5mm/h を境に 2 クラス分類した。短 時間大雨に関しては降雨強度の閾値を 0.3mm/min とし、 今後 10 分間以内に降雨強度が閾値を超えるかどうかで 2 クラス分類を行った。これにより 10 分以内に大雨が降り 始めるものを識別するシミュレーションとなっている。

これらの設定の元、畳込みニューラルネットワークに雲 画像を入力することで降雨を予測できるかシミュレーシ ョンを行った。条件比較として、カラー画像のみ(降雨有無)、 カラー画像+差分画像(降雨有無)、差分画像のみ(短時間大 雨)の3つの条件で実験を行った。

### 3. シミュレーション結果

表1はそれぞれのシミュレーションを行った結果をま とめたものである。降雨判断は画像撮影時での降雨の有無 の判断、30分後、60分後はその時間後の降雨の予測とな る。カラー画像のみでの最終的な正答率は85.62%と高い 精度を記録できた。また、降雨判断よりも困難である30 分後、60分後の降雨予測についても84.22%、83.59%と 精度を保つことができた。

カラー画像と差分画像を共に用いたシミュレーション では正答率が78.26%とカラー画像のみのものよりも8% 程度悪化した。また、総数に対する雨の予測比率がカラー のみのものと比べて50%から9%程度離れてしまってい る。これは予測全体が雨に偏っていることを示しており、 今回の予測悪化に繋がっていると考えられる。今回雨の画 像として約8000枚の雲画像を使用したが、その多くは弱 い雨であり差分画像が有効ではなかったと考えられる。

最後に表 1 最下段が差分画像のみを用いた短時間大雨 のシミュレーションの結果である。最終的な正答率は 87.69%と高い精度を記録できた。短時間大雨は表1の雨 総数の欄を比べると分かるように降雨予測と比べて画像 枚数が非常に少ない。図3は横軸の学習回数が増えていく 過程で縦軸の精度がどのように推移するか示したもので あるが、データの少なさ故学習に対する正答率推移が80 から100%と大きくブレて不安定な推移となった。

#### 4. 結論・今後の課題

降雨判断また 30、60 分後の予測ではカラー画像のみの 場合に高い精度を実現できたものの、差分を用いることで 精度が悪化した。10 分後の短時大雨予測では差分画像を 用いることで高い精度を実現できたが、学習推移の不安定 さが課題として挙げられる。これを解決するため、より多 くの学習画像データを確保する必要があると思われる。



図 1. 雲画像例 (左:晴 / 右:雨)



図 2. 差分画像例 (左:弱い雨 / 右:強い雨)

表 1. シミュレーション結果まとめ								
	雨予測比率	雨総数						
カラー(降雨判断)	85.6%	51.8%						
カラー(30 分後)	84.2%	50.8%	0 700					
カラー(60 分後)	83.6%	52.5%	8,522 */r					
カラー+差分(判断)	78.3%	58.3%	12					
カラー+差分(60 分)	76.9%	59.2%						
短時間大雨	87.7%		801 枚					



## 深層学習によるフェーズドアレイ気象レーダーで観測された降水エコー形態の分類

\*佐藤晋介、佐野哲也、花土弘、横田悠右、梅原広明、紺野友彦、岩爪道昭(NICT)、三好建正(理研)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)は、局地的大 雨など突発的気象災害の早期探知や予測を行うことを 目標として開発された。吹田・神戸・沖縄 PAWR では、 定常的な3次元観測を 30 秒毎に行っており、これまで に 2PB を超える観測ビッグデータが蓄積されている。リ アルタイムデータはスマホアプリ「3D 雨雲ウォッチ」や 理研天気予報で利用されており、顕著事例については データ解析され様々な研究成果が出ているが、ほとん どの過去データは有効に利用されていない。PAWR の 観測データと気象災害を有意に結びつけるには、デー タ分類・関連性の探索・発生確率の予測などいわゆる データマイニングにより有用な情報を発掘する必要が あるが、大量の観測データを扱うのは容易ではない。 ー方、近年の深層学習の発展により、人間が脳を使っ て行う判断を計算機が実現できる時代となった。深層 学習では大量のデータを用いて学習する必要があるが 無尽蔵のデータ処理を行うことが可能であり、人間が 処理するデータ解析では得られないような成果も期待 される。そこで本研究では、PAWR で観測された降水エ コーの形態の分類を、画像認識分野で顕著な成果を出 している畳み込みニューラルネットワーク(CNN)という深 層学習技術を用いて試みる。降水エコーの形態とは、 孤立積乱雲(群)、線状降水帯、団塊状降水、スーパー セル、スコールライン、渦状擾乱エコーなど色々と考え られ、典型的サンプルであれば知識と経験のある人が 見れば直ちに判断できると思われる。ただし、限られた レーダー観測範囲内のデータでは分類が困難なものも 多く、深層学習による分類結果に興味が持たれる。ま た、エコーの形態は降水メカニズムを反映しているはず であり、ガイダンス情報としても重要と考えられる。

### 2. PAWR 観測ビッグデータ

PAWR のオリジナル観測データは極座標のバイナリ データとして保管しているが、大量データ処理には相当 の時間を要するため、今回の深層学習には Web でリア ルタイム公開しているクイックルック(QL)画像を用いる。 Web 上では Google Maps や海岸線と合わせてエコー分 布を表示しているが、QL 画像自体は透過 PNG であり 前処理や規格化処理が容易である。深層学習では大 量の学習データが必要となるため、今回用いる神戸 PAWR の蓄積された QL 画像の数を調べたところ、2014 年が24万枚(稼働率90%)、2015年が102万枚(97%)、 2016年が101万枚(96%)、2017年が78万枚(75%)、2018 年が 55 万枚(190 日分)であり 360 万枚の QL 画像が存 在することが分かった。吹田および沖縄 PAWR も同等 数の QL 画像が存在する。しかし 7~8 割は直径 120 km のレーダー観測範囲に降雨が存在しない QL 画像であ り、クラッタ判別などの学習には使えるが、降水エコー 形態の分類には不適なデータであると考えられる。幸 いなことに、QL 画像作成と同時に降雨サマリーグラフ 作成のために時刻・平均降雨量・最大降雨量・降雨面 積をテキストファイルとして出力しているので、その数 値データを用いた前処理が可能である。

### 3. 深層学習

本研究では将来計画も含めて以下の3段階の実験 を予定している。(1)教師付き学習による特定の降水エ コー形態の抽出、(2)教師なし学習による降水エコー形 態のクラスタリング(分類とグループ化)、(3)3次元フィ ルタを用いた CNN による3次元降水エコー分類。今回 は前述の QL 画像から線状降水帯を抽出する実験を行 う。図1は神戸 PAWR で観測された線状降水帯の例と して5つの事例を 30 分毎に示したものであり、実際に は1時間当たり 120 枚の QL 画像が存在する。各事例 ともに 30, 60, 90 分後にはエコー形態が大きく変化して おり、どこまでを線状降水帯と呼ぶべきなのかは判断 に迷うところである。典型的な線状降水帯というとバッ クビルディングで次々と新しい降水セルが発生して線 状に組織化される降水システムを考えるが、そのような 理想的な観測事例を沢山探すのは困難であるため、と りあえずは対流性で線状または帯状に組織化されてい る事例を抽出することを最初の目標とする。

#### 4. まとめ

深層学習(CNN)を使用した画像認識には多くの学習 済みモデルが公開されているが、降水エコー形態とい う特種な目的のためには、深層学習ネットワークをゼロ から学習させなければならない。また、大量のラベル付 けの作業が必要であり、ネットワーク学習にも数日以上 の時間が必要であるため、まだ結果は出ていない。し かしながら、CNN による画像認識はツールを使えば誰 でも実施可能な環境が整っており、線状降水帯の抽出 自体は容易だと思われる。さらに、CNN は手作業で特 徴抽出する必要がなく画像から自動的に特徴抽出を行 うため、降水エコー分類において新しい知見が得られ る可能性も期待される。



図1 深層学習に用いる神戸 PAWRのQL画像の例(直径120 km 観測範囲の高度2 kmの反射強度)。線状降水帯の教師データ として用いる幾つかの事例において30分毎の時間変化を示す。

# 多層ニューラルネットを用いた衛星画像からの 降水有無の推測による雨量計データの品質管理 \*北村智文・小林健二(気象庁気象技術開発室)

### 1 はじめに

気象庁では、観測極値や大雨の実況監視など社会に 与える影響の大きさを鑑み、測器の保守、観測環境の 維持とともに地上気象観測データの品質管理に最大限 の労力を払っている.異常値の検出は、アメダスセン ターシステムにおいて即時的に行われているアルゴリ ズムによる自動品質管理(AQC)のほか、非即時的に は人の総合的な判断で行われている[1].気象庁が利用 している雨量観測地点は、アメダスのほかに国交省や 都道府県観測分も含め全国に10,666 地点(2018年7月 現在)ある.本調査では、より効率的かつ高度な品質 管理の一助としてひまわり8号の衛星観測データとAI 技術を使った方法を試みた.

### 2 手法の概要

ニューラルネットは神経回路を模倣したモデルであ り、ガイダンスや画像判別,音声合成,翻訳など広く 使われている.本調査では畳み込み層を中間層に持つ 多層ニューラルネット(CNN)を用いて,静止気象衛 星画像から地上の降水の有無を学習させた.

### 3 アメダスにおける雨の有無の推測モデルの構築 3.1 対象データ

訓練及びテストデータの出力には、アメダス 1 時間 降水量(データ品質確認済)が 1.0mm/h 以上を条件と した雨有り・無し情報を与えた.入力には夜間の運用も 想定し可視バンドは用いず、ひまわり 8 号の赤外バン ド B13, B15 と水蒸気バンド B08(解像度:約2km)[2] からアメダス地点が中心となる 11×11 ピクセルの画像 を用いた.

### 3.2 モデル

本調査では中間層に畳み込み層を用いているが、通 常の各フィルタの出力の和を出力チャネルの値とする Convolutional レイヤでなく、すべてのフィルタの出力 について異なる重みを乗算して和をとる Separable Convolutional レイヤを用い、入力画像の各チャネルの 意味が異なることを考慮した.

### 3.3 学習結果と推測結果

訓練データは 1.5 万件, テストデータは 7,500 件を, 雨有り・無しがほぼ同数となるよう 2016 年のデータか らランダムで作成した.結果は表 1 のようになり Accuracy は 79%であった.また 2017 年の1 シーンで降 水を推測した結果を図1に示す. 20%以上の確率で降 水ありと推測された地点は、実際に降水ありとなった 地点を含むように分布し、それ以外の 80%以上の確率 で降水なしと推測された地点(点線で囲んだ領域)で は、ほとんどの地点で実際に降水がなく、もしこの領 域で降水があれば異常値の可能性が高いと判定するこ とができる(正常値を異常と誤検出しないことを優先).

表1 テストデータでの推測結果

	推測・雨有り	推測・雨無し
実測・雨有り	2478	837
実測・雨無し	709	3396

### 4 まとめ

本調査では, CNN を用いて大量の衛星赤外画像から 地上の降水有無の推定を行った. 今後は雨量 AQC に取 り込める精度を目指して改良を続けたい.



## **図1** (a) 2017 年 10 月 11 日 12UTC の推測結果 (b) 同時刻の雲画像(赤外 B13 バンド)

### 参考文献

[1] 観測部計画課情報管理室,2015, 測候時報,82,55-79.

[2] Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.

機械学習による台風雲パターンと温帯低気圧化の分析

\*北本朝展 (国立情報学研究所),

Kitamoto A. (National Institute of Informatics),

### 1. はじめに

「デジタル台風」は台風に関する様々なデータを統合し、リアルタイムにデータベースを更新し、シームレスに検索可能とする台風データベースである[1]. 2003年に本格公開して以来、気象研究者に加え仕事や趣味で台風に関心を持つ人々が活用するウェブサイトに成長し、年間ページビューは2000万以上に達する.

このデータベースが生み出すデータセットを活用した機械学習の研究が現在の課題である.基本的なテーマとして,(1)台風階級の分類,(2)台風中心気圧の回帰,(3)台風から温帯低気圧への遷移,などに関する研究を進めているが,本発表では特に台風から温帯低気圧への遷移に関する結果を中心に述べる.

#### 2. 台風から温帯低気圧への遷移

台風から温帯低気圧への遷移は連続的な構造変化の プロセスであるが、気象庁ではベストトラックにおい て台風と温帯低気圧を分類して記録しており、これを ひとまず正解データとする。そして(台風強度の)熱 帯低気圧は0,温帯低気圧は1を出力する2クラス分類 の問題に帰着させ、過去のデータを用いて学習させる。

この問題設定では、気象庁のベストトラックのよう に熱帯低気圧から温帯低気圧への遷移が一瞬で完了す るステップ関数が正解データとなる.しかしステップ 関数という人為的な関数を完璧に再現するように学習 することは明らかな過学習であり、むしろ熱帯低気圧 と温帯低気圧を接続する連続的かつ滑らかな遷移曲線 を得ることの方に興味がある.そこで畳み込み層と全 結合層を備えたニューラルネットワーク (CNN)を用 いて2クラス分類問題を学習させ、学習に使用してい ないテストデータに対する出力を検証した.

### 3. 実験結果

図1 に熱帯低気圧から温帯低気圧への遷移を示す. 赤線は気象庁が記録した温帯低気圧への遷移(グラウ ンドトゥルース),青線はモデルの出力値を示したもの である.青線は赤線よりも複雑な変化を示すが,遷移 の大まかな傾向はきちんと捉えている.青線の上昇は





赤線よりも早く始まり、最後に赤線が非連続的に遷移 して気象庁の発表と機械学習の出力が一致する.

ここで興味深いのは, 温帯低気圧への遷移に関する 青線と赤線の時間差である.気象庁ベストトラックと CNN 出力による温帯低気圧化の時間差を調査するため に, CNN 出力が 0.75 に達したタイミングを温帯低気圧 化と定義し,赤線が1 に遷移するタイミングとの時間 差の分布を調査した.その結果,機械学習による温帯 低気圧化の判定は,気象庁よりも平均して11時間先行 することがわかった.

温帯低気圧化とは連続体を人為的なしきい値で分割 する行為であるため、根拠を明示することが難しいが、 機械学習の出力を温帯低気圧(温低)化への遷移の程 度を示す「温低遷移指数」とみなせば、機械学習に基 づく客観的な新しい指数として価値が大きいと考えら れる.ただし本研究の結果はまだ初歩的なものであり、 今後はさらなる精度向上のための研究が必要である.

謝辞 本発表の成果は,国立情報学研究所インターン シップ生 Danlan CHEN 氏,Lucas RODES GUIRAO 氏, Alexander GRISHIN 氏との共同研究に基づく.

参考文献

[1] 北本 朝展, 2018, "「デジタル台風」気象衛星画像
データセットと機械学習", 日本気象学会 2018 年度
春季大会.

機械学習を用いた台風検出器の開発と精度検証(第2報) \*金崎拓郎<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>12</sup>・加瀬紘熙<sup>2</sup>・松岡大祐<sup>3</sup>・吉田龍二<sup>4</sup> (1:横浜国立大学、2:横浜国立大学大学院、3:海洋開発研究機構、4:理化学研究所)

### 1. はじめに

近年、機械学習技術は向上し、台風の強度推定や予報に 適用する研究も出てきた(加瀬他 2018,棚原他 2018,柴田 他 2017)。本研究は、機械学習を用いた台風検出器の開発 について 2018 年度日本気象学会春季大会(P220)で報告 した際、学習データセットの質的向上を課題として挙げた。 そこで本発表は、最新の静止気象衛星ひまわり8号にデー タセットを置き換えて台風検出器を開発し、精度検証を行 った。どのような設定・学習で作成された検出器だと、検 出精度が良くなるかを検討した。

### 2. 実験設定

本研究は、ソフトウェア OpenCV のカスケード型 AdaBoost 識別器を基にした台風検出器を作成した。学習・ 検証データはひまわり8号(2015年7月~2017年12月) の赤外画像(IR13)と水蒸気画像(IR9)を用いて2種類 のデータでそれぞれ実験を行った。使用画像は、3000km 四方とした。台風画像(positive 画像)は、気象庁ベストト ラック(BT)を10分間隔に線形内挿して得た緯度経度を 中心として作成した約4万枚を使用した。また、非台風画 像(negative 画像)は、BT 以外からランダムに作成した約 12万枚を使用した。学習は2015・2016年、検証は2017 年とした。台風を識別する特徴量は、LBP 特徴量(輝度分 布)と HAAR-LIKE 特徴量(明暗差)の2 種類を用いた。 検証には 6 時間毎の衛星画像(図1の領域:東経 100° ~180°、南緯 10°~北緯 50°)から台風の検出を行う。 minNeighbors(最低近傍矩形数)や Size(検出枠のピクセル 数)を数段階に調整して感度を調べた。検証方法は、BTの 台風位置から 600km 圏内にある時を正検出、それ以外を 誤検出と定義し、誤検出は空振りと見逃しも検証した。

### 3. 結果

図 1 は、L10-S200 検出器(L は LBP 特徴量、05 が minNeighbors、S100 が Size を表す)による検出結果の一 例である。3 つの擾乱が検出されているが、左の検出結果 は 2017 年第 3 号(T1703)を検出しているが、中央と右上 の検出は、台風ではなく空振りをしている事例である。

図2は、L10-S200検出器によって得られた(左)良い 結果の事例(T1718)と(右)悪い事例(T1705)である。 T1718では、BT位置と多少の誤差はあるものの、台風発 生前から発達、衰弱通してほとんど検出をすることができ ている。一方で、T1705は、台風発生時や北進時など所々 では、検出できているものの、全体を通して見逃しが目立 つ結果が得られた。他の事例も、T1705のように、検出が できる時と、そうでない時が混在する場合が多い。

表1は、作成した検出器ごとの検出数、正検出数、検出 率、見逃し率、適合率、正検出の平均誤差を表にまとめた ものである。L05-S150が検出率83%と良い結果となった。 しかし、適合率を見るとL20-S200、L05-S200の順に良い 結果が出ており、全体的に見るとSizeが大きい検出器ほど ど適合率は良くなっていて、Sizeが小さい検出器ほど正検 出時のBT 位置との誤差が小さくなっている。

### 4. まとめ

本研究では、ひまわり8号を学習データとした機械学習 を基にした台風検出器の開発を行った。精度検証の結果、 minNeighbors や Size の値を調整することで、検出率や適 合率が大きく変わることがわかった。また、同じ検出器で も検出しやすい台風と検出しにくい台風があることがわ かった。発表では、水蒸気画像を学習データとした検出器 の精度や、HAAR-LIKE 特徴量の結果も示す。



図1 検出器による検出の様子(2017年7月2日06時)



図 2 L10-S200 による精度の高い事例 T0718 (左) と精度の低い事例 T1705 (右)

表1 作成したモデルの検出数と精度検証の結果

Model	検出数	正検出数	検出率(%)	見逃し率(%)	適合率(%)	平均誤差(km)
L05-S150	4354	571	83	17	13	278
L05-S170	3763	524	76	24	14	279
L05-S200	2606	488	71	29	19	305
L10-S150	3965	370	54	46	9	268
L10-S170	3431	357	52	48	10	277
L10-S200	2438	349	51	49	14	296
L20-S150	775	116	17	83	15	279
L20-S170	738	124	18	82	17	292
L20-S200	625	141	20	80	23	315

# 複数の SHIPS モデルとランダムフォレスト

を用いた台風強度予測

\*嶋田宇大 (気象研台風)

### 1. はじめに

気象研究所では、全球数値モデルが予想する台風周 辺の環境場情報等から重線形回帰で統計的に台風の強 度を予測する SHIPS と呼ばれるモデルを構築し、気象 庁では平成 28 年度途中から試験的に利用を開始した。 SHIPS の詳細は別所 (2018)をご覧いただきたい。

SHIPS は、i) 初期値変わりが小さい、ii) 領域数値モ デルと同程度の予測精度、iii) 説明変数の寄与度から予 測の解釈が容易、等の理由で世界的に広く使われてい る。一方、統計的な手法のため、急発達のような統計 的に極端な強度変化の予測は不得手で、発達事例は弱 めに、定常事例は強めに予測する傾向がある。

本研究では、従来の SHIPS の利点を残しつつ、発達・ 定常・衰弱それぞれに対応した複数の SHIPS を構築す ることで、各カテゴリーの予測精度を高めることを目 指した新しい台風強度予測手法を開発した。

### 2. 新しい予測手法の概要とその精度

この手法では、発達・定常・衰弱別の3つのSHIPS モデルが予測する強度変化量を、強度変化予測の不確 実性に応じて重み付け平均する。強度変化予測の不確 実性は、ランダムフォレストという機械学習アルゴリ ズムにより決定する。ランダムフォレストは、ランダ ムに構築された多数の決定木から多数決により分類を 決定するアルゴリズムである。ただし本手法では、多 数決の結果は利用せず、多数の決定木による選択(発 達・定常・衰弱)のばらつき具合を強度変化予測の不 確実性と見なし、重み付け平均に用いる。

図1に手法の概要を示す。まず100本の決定木からな るランダムフォレストを構築し、発達・定常・衰弱を 予想する決定木がそれぞれ何本かカウントする。これ に基づき、重み付けの比率を決定する(図1a)。次に発 達・定常・衰弱の3つのSHIPSモデルを計算し、重み 付き平均を最終的な予報値とする(図1b)。なお、この 手法に必要な統計データ及び入力データはSHIPSと同 じであるため、ここでは説明を割愛する。

図2にこの手法の精度が従来のSHIPSからどの程度 良いかを、絶対誤差の改善率で示す。中心気圧の予想 は、36時間予報以降5%以上、84時間予報以降は10% 以上の改善率だった。最大風速の予想は、中心気圧の それに比べて小さいものの、48時間から108時間予報 までは5%前後の改善率だった。また、定常事例では過 発達を抑えることができ、大きな改善につながった(図 略)。さらにこの手法の精度は、世界で最も良い精度と される HWRF と比べ、最大風速は一般にそれ以上の精 度、中心気圧も42時間から78時間予報以外でそれ以 上の精度を出すことがわかった(図略)。



図 1: 強度予測の概要. (a) ランダムフォレストで重みを決定す る例. (b) 重み付け平均の例 (ここでは発達例を示す).



図 2: 従来手法と比較した絶対誤差の改善率. 横軸は予報時刻 6 時間から 120 時間までを示す. 太線は統計的有意を示す.

謝辞;HWRFの精度検証にあたり、気象庁予報部アジ ア太平洋気象防災センターのご協力に感謝いたします。

参考文献

別所 康太郎, 2018: 台風強度予報ガイダンスの開発. 量的予報技術資料, 23, 43-55.

# 衛星画像を用いた深層学習による台風の強度推定

大光寺 岳<sup>1)</sup>, 鎌倉 智之<sup>2)</sup>, 北畠 尚子 (気象大学校)

1) 現:福井地方気象台, 2) 現:気象庁総務部

### 1. はじめに

近年,機械学習技術のうち画像認識の分野では,深 層学習モデルの台頭により飛躍的に性能が向上し, 様々な分野への応用も行われるようになっている.一 方,台風の現業強度解析はドボラック法への依存が大 きいが,客観化と省力化が課題となっている.

本研究では深層学習モデルを構築し、大量の衛星赤 外画像を用いて、台風の強度分類を試みるとともに、 気象データに深層学習モデルを適用する際の課題を抽 出することを目的とする.

### 2. 実験設定

本研究では、Simoyan and Zisserman(2014)の VGG を 参考にし、11 層の畳み込みニューラルネットワーク (CNN;8層の畳み込み層、5層のプーリング層、3層の 全結合層からなる)を構築した.対象としたデータは気 象庁ベストトラックデータに記録された1981年第1号 ~2017年第14号までの37年分で、最大風速に基づく 熱帯低気圧の強度を6のカテゴリ(表1)に層別化した. 衛星画像はこの期間のひまわり及び GOES によって観 測された赤外画像131,344枚を用いた.このデータを構 築した CNN に適用し、ベストトラック解析値との比較 を行うことで、学習とテストを実施した.

ここで、学習とテストにあたってはデータセットを 訓練・検証・テストデータの3つに分ける必要がある. 訓練データと検証データを用いて CNN の学習を行い、 テストデータを用いて CNN の精度を確認する.本研究 では、データセットAとして一般的な画像認識問題同 様にランダムに分割した場合と、データセットBとし て年別に分割した場合とで学習・テストを行った.

#### 3. 結果

表 2(a), (b)にそれぞれデータセット A・B における モデルのテスト結果を示した.データセット A での分 類精度は 82%と高い値になり, CNN モデルを用いて北 大西洋及び北東太平洋の熱帯低気圧の強度推定を行っ た Pradhan et al(2018)[1]で示された精度と同程度であっ た.一方,ドボラック法に関連する研究からは、衛星 画像と台風強度の対応関係にはある程度の誤差がある ことが知られている[2][3]ので,これらの精度は高すぎ るのではないかという疑いが残る.

データセット B での分類精度は 52%となり, データ セット A から大きく低下した. しかしながら, 強度カ テゴリのズレを強弱それぞれ 1 段ずつ許容すると精度 は 91%となることから, モデルが赤外画像と強度の対 応関係は捉えられていることが分かる. さらに, 5 割と いう値は前述の誤差を考えると妥当な値であることか ら, Pradhan et al.(2018)とデータセット A のテスト結果 の精度は, 各データ間に存在する自己相関が影響した のではないかと疑われる.

#### 4. まとめ

本研究では、深層学習モデルを構築し、大量の衛星 赤外画像に適用して台風の強度分類を行い、妥当と考 えられる分類結果が得られた.一方、時系列データを 使用する際の課題も抽出された.今後は、ほかの波長 帯の画像の利用も試みるなどして精度の向上を図りたい.

#### 第1表 本研究における台風の強度カテゴリ

強度カテゴリ	最大風速 (kt)
TD (tropical depression)	$V_{max} < 34$
TS (tropical storm)	$34\!\leq\!V_{max}\!<\!48$
STS (severe tropical storm)	$48\!\leq\!V_{max}\!<\!64$
TY (typhoon)	$64 \leq V_{max} < 85$
VST (very strong typhoon)	$85\!\le\!V_{max}\!<\!105$
VT (violent typhoon)	$105 \leq V_{max}$

第2表 CNNによる分類の混同行列

太字は真値と推定値が同じカテゴリ、下線はカテゴリの推定 のずれが1段階以内の事例数.

(a)データセットAによる実験

		推定値						
		TD	TS	STS	TY	VST	VT	
真	TD	<u>5780</u>	<u>618</u>	72	22	15	0	
値	TS	861	<u>4845</u>	407	124	19	0	
	STS	203	624	<u>3402</u>	<u>588</u>	34	0	
	TY	49	101	<u>287</u>	<u>4404</u>	<u>303</u>	3	
	VST	14	21	28	<u>340</u>	2668	8	
	VT	3	0	4	8	100	313	

(b)データセットBによる実験

		推定値						
		TD	TS	STS	TY	VST	VT	
真	TD	2288	745	28	10	1	0	
値	TS	870	1395	290	151	0	0	
	STS	342	830	<u>386</u>	356	12	0	
	TY	43	344	262	<u>903</u>	170	0	
	VST	15	39	0	416	<u>778</u>	0	
	VT	0	11	0	20	<u>429</u>	<u>170</u>	

参考文献

 Pradhan et al., 2018: Tropical cyclone intensity estimation using a deep convolutional neural network, IEEE Transactions on Image Processing, 27, 692-702.

[2] 木場ほか,1990: 台風のCI数と中心気圧および最大風速の 関係、気象庁研究時報,42,59-67.

[3] 北畠ほか、2018: 1980 年代の航空機観測を用いた北西太平 洋の台風の中心気圧とドボラック法 CI 数の関係に関する再 調査、気象庁研究時報、62、59-67.

# Grad-CAM による台風強度予測の感度解析と

# 水蒸気フラックスおよび角運動量との関連

棚原慎也<sup>1</sup>,田盛智翔也<sup>2</sup>,藤井駿人<sup>3</sup>,柴田大河<sup>1</sup>,伊藤耕介<sup>1</sup>,山田広幸<sup>1</sup>,宮田龍太<sup>1</sup> (<sup>1</sup>琉球大学大学院理工学研究科,<sup>2</sup>那覇航空測候所,<sup>3</sup>名古屋大学大学院環境学研究科)

### 1 <u>はじめに</u>

現在気象庁は台風の強度予報について、全球モデルの結果に補正をかけて行っているが、急発達する台風が増加したことが原因で、中心気圧、および最大風速の予報が困難になってきていると指摘されている(Ito, 2016). そのため、台風強度予測にとって重要な領域を特定する手法を開発することは非常に重要である.

本研究では、画像認識の分野で高い識別精度を示す convolutional neural network (CNN)に、Gradient-weighted Class Activation Mapping (Grad-CAM)を適用することで 台風の予測に重要な領域を可視化し、気象学の物理法 則で構築される数値予報解析システムとの関係性を見 ることで、人工知能が出した需要な領域が気象学的に どういった意味があるかを検証した。

### 2 <u>データと手法</u>

2.1 <u>データ</u> ここではデジタル台風で収集した 2010~2016 年に発生した台風の衛星画像および気象庁ベスト トラックデータを用いた. 台風の画像はベストトラッ クから得た緯度・経度を座標の中心とし,一辺約 2,600km となるように切り出した.これらを用いて台風 の強度について気象庁が最大風速を基に定義した"表 現しない", "強い", "非常に強い", "猛烈な"の4 段階 に分類した.

2.2 <u>手法</u> CNN は, LeNet (LeCun et al., 1998)の改良 版を使用した. 検証にあたっては, 24 時間後予測を 2010 ~2016 年に発生した台風の衛星画像で CNN のトレー ニングし, トレーニング時に使用した同様の台風の衛 星画像でテストした.

また CNN の予測に重要な領域を可視化する手法と して, Grad-CAM (Selvaraju et al., 2017) を使用した. ここではトレーニング後の CNN が衛星画像で台風の 強度クラスの24 時間後予測を行う際に適用し,気象学

強度クラスの24 時間後ア側を行う際に適用し、気象子の物理法則で構築される数値予報解析システムとの関係性があるかを検証した.



図 1: (左) Grad-CAM が出力した画像,(右) JRA-55 を 用いて解析した水蒸気フラックスの画像.



図 2: (左) Grad-CAM が出力した画像,(右) JRA-55 で 解析した角運動量の画像.

### 3 <u>結果と考察</u>

図1はGrad-CAMが出力したCNNによる24時間後の 台風強度予測に重要な領域と水蒸気フラックスの状態 を比較したものである.Grad-CAMが示した重要な領域 とJRA-55で解析した水蒸気フラックスが活発な領域 が類似する箇所が存在することがわかる.CNNが台風 強度の24時間後予測を行う際に衛星画像から雲の形状 の特徴を読み取るが、それにより水蒸気フラックスの 状態を部分的に考慮することに繋がると言える.図2 は、Grad-CAMの出力画像と角運動量の輸送状態を比較 したものである.Grad-CAMが示した重要な領域と JRA-55で解析した角運動量の輸送が活発な領域とで類 似している箇所が存在することがわかる.発表時には、 これらの類似点について議論を深めたいと考えている.

# 畳み込みニューラルネットワークを用いた 熱帯低気圧の予兆検出における性能評価 \*松岡大祐<sup>1,2</sup>,中野満寿男<sup>1</sup>,杉山大祐<sup>1</sup>,内田誠一<sup>3</sup> '海洋研究開発機構,<sup>2</sup>科学技術振興機構,<sup>3</sup>九州大学

### 1. はじめに

近年、多層化されたニューラルネットワークを用い た機械学習の一手法であるディープラーニングによる 画像認識が、手書き文字の認識や自動運転、医療診断 におけるガン細胞の検出、工場生産における異常検知 等、様々な分野において応用されている。本研究では、 ディープラーニングの一手法である畳み込みニューラ ルネットワーク (CNN)を用い、熱帯低気圧に発達す る前の状態の検出を行った。

### 2. 手法

本研究では、雲解像モデル NICAM による全球シミ ュレーションデータ[1]に対して熱帯低気圧のトラッキ ング[2]を行い、入力値となる外向き長波放射量の矩形 領域(1000km 四方)データへのラベル付けを行った。 ここで、発生前の熱帯低気圧(pre-TCs)および発達中 の熱帯低気圧(TCs)を同一クラスとして扱い、それ以 外の低気圧の雲(non-TCs)との2クラス分類を行った。 学習データとして、ラベル付けされた 50,000 個の TCs および pre-TCs データ、500,000 個の non-TCs データを 用いた。



図1 畳み込みニューラルネットワークによる識別器。 (a)学習時、(b)テスト時

本研究において用いた CNN による識別器の構成を 図1に示す。学習時においては、独立したデータの学 習によって10台の識別器を生成し、未学習のデータに 対するテスト時においては、各識別器による予測結果 のアンサンブル平均を最終的な存在確率の出力とした。

### 3. 結果

生成された識別器を未学習のデータに適用した。適 用結果のうち、Best case および Worst case の一例を図 2(a)および(b)に示す。Best case では、9 個の TCs および pre-TCs のうち、8 個を正しく検出できた(POD=88.9%)。 また、82 個の検出領域のうち、74 個は TCs または pre-TCs を捉えることができた(FAR=9.8%)。一方、 Worst case の図では、POD=20.0%、FAR=72.7%となって いる。





図2 熱帯低気圧および予兆の検出結果。(a)2006年10 月21日18時UTC、(b)2006年8月17日18時UTC

### 4. おわりに

本研究では、CNN を用いた熱帯低気圧の予兆検出を 試みた。本発表では、海域毎、季節毎およびリードタ イム毎の検出性能の評価についても報告する。

### 参考文献

- Kodama, C., et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 393-424.
- [2] Sugi, M., et al., 2002, J. Meteor. Soc. Japan, 80, 249-272.

# 気象学における AI 活用を考える

\*三好建正 (理研計算科学)

### 1. はじめに

AI ブームが華やかである。しかし、エーアイ、エー アイ、といってそれが何を指すかは明快ではない。素 人の目から見て、AI はコンピュータが自ら考えている かのように入出力をすることを指すのではないかと思 う。知能とは何か、ということから考えると話が難し くなってくるため、ここでは立ち入らない。素人の単 純な視点で見ると、数値天気予報そのものが AI の一種 である、という広義解釈も成り立つ。コンピュータに 観測データをつっこんだら、将来予測をしてくれる。 人間をはるかに凌駕した AI だ。

AI というと通常はデータ駆動型の学習機械を指す。 これらは、大量のデータで学習させることで、入力デ ータに対して適切な出力データを出す。根本的に内挿 的であるため学習するデータに含まれていないことは 経験できず、未経験の入力データに対して適切な出力 を返すことは難しい。このことは災害を相手にする際 には致命的である。というのも、未経験の顕著現象こ そが大災害を引き起こすからだ。

そこで、物理法則に基づく数値モデルを使ったプロ セス駆動型のシミュレーションが役立つ。これを行う には、モデルを構築する科学者の「知能」が必要だ。 物理法則を理解しモデル化して、アルゴリズムに落と し込み、実際にプログラミングしてソフトウェアとし て動作する。このどの部分が AI で置き換えることがで きるか。科学者の「知能」を AI で置き換えられれば、 モデル化からソフトウェア構築のプロセスすべてが自 動化できるかもしれない。今の AI にそれを求めるのは 少し飛躍がある。

本発表は、専門分科会の招待講演として、筆者の立 場から何でも好きなことを話して欲しい、という依頼 を受けた。大変光栄なことで、発起人に感謝する。し かし「立場」というよりも、筆者の「視点」から、今 のAIブームを生かして気象学が発展する可能性はある のか、考えてみたい。AIが衆目を集め、大きな投資を 受けて、急激に発展している。気象学でも今発展して いる AI が活用できる場面は多いと思う。AI を活用す ることで、急速に発展する AI の恩恵を受け、それを気 象学という科学の発展に生かすことができれば、AI 研 究に対する投資に対して一石二鳥になるだろう。

### 2. 気象学における AI 活用可能性

データ同化は、気象学の花形にのし上がったと言え る。アメリカ気象学会の Monthly Weather Review 誌や、 英国王立気象学会の Quarterly Journal など、気象学の世 界一流誌で、データ同化に関する論文数は飛躍的に増 えた。データ同化は、観測データと数値モデルをつな ぎ、数値モデルと現実世界を同期する。これにより、 現実の数値天気予報が可能となる。

データ同化の方法は、変分法やアンサンブルデータ 同化手法、そのハイブリッド手法などがあるが、どれ もベイズ推定に基づき、変分法の手続きはAIにおける 機械学習手法における最適化解法と数学的に同等であ る。この点は最近よく知られており、データ同化の変 分法の大自由度最適化解法が、根本的に多層ニューラ ルネットワーク(ディープラーニング)の最適化解法 と似ている(あるいは同等とさえ言える)ことは、H. Abarbanel(私信)やS. Reich(私信)らも指摘している。 この類似性(あるいは同等性)を突き詰めることで、 両者の発展の良いところを融合できる可能性はある。

このほか、数値天気予報におけるいわゆるガイダン ス、あるいは Model Output Statistics (MOS) におけるニ ューラルネットワークの活用は古くから行われてきた が、これを高度化することは、直接的である。この延 長上に、「AI気象予報士」が考えられる。あらゆるイン プットを生かし、ユーザーが欲しい情報を作り出す。 今や30 秒ごとに更新する気象予測(Miyoshi et al. 2016a; 2016b) が視野に入ってきた。これを生かすには、AI 気象予報士が必要となる。

ほかにも、モデル誤差の推定にディープラーニング 手法を活用するなど、様々な活用法が考えられる。

### 3. 結語

AI の発展は、近年まれに見る規模と注目度がある。 この専門分科会が開かれるのも、そのような世の動き に気象学も真剣に対峙すべきという懸念からかもしれ ない。筆者の視点で、以下で本発表を締めくくる。

気象学は、AIを使ってきた。これからも使い続ける。 数値天気予報でさえ AIと呼べると思う。同士たる気象 学者よ、自信を持て。我々は、ビッグデータを時代に 先んじて切り拓き、AIも切り拓いてきた先駆者だ。
大会第4日 午前

原子間力顕微鏡を用いた個別雲凝結核の吸湿特性評価 \*古家正規(金沢大学自然科学研究科),岩田歩(慶応義塾大学理工学部), 松木篤(金沢大学環日本海域環境研究センター)

1. はじめに

大気エアロゾルの多くは水蒸気を取り込み、雲凝結核 (CCN)として働くため、その吸湿特性を正確に評価 することが気候への影響を理解する上で重要である。 大気エアロゾルの雲凝結核としての活性はその粒径 だけでなく、粒子に含まれる様々な物質の化学組成、 物性にも依存するため、それらを考慮して吸湿特性を 表現する単一のパラメータκが提唱されている[1]。

水蒸気未飽和の条件においてκを求めるためには、 乾燥粒径・吸湿成長因子(gf)・気相液相界面の表面 張力の正確な測定が必要である。先行研究では、吸湿 性タンデム微分型静電分級装置(HTDMA)や雲凝結 核カウンター(CCNC)を用いてκを求める方法が一 般的にとられてきた。また、近年ではCCNCやHTDMA などのバルク測定だけでなく個別粒子レベルでCCN活 性を測定する手法が開発されている。特に原子間力顕 微鏡(AFM)での測定では3次元的に個別粒子のgfが測 定できる点[2]や表面張力を測定できる点[3]で優れて おり、バルク測定では得ることができない粒子そのも のの表面張力などの情報を得ることができ、注目され つつある手法である。本研究ではAFMを用いることで gfと表面張力の両方を直接測定し、個別粒子のκを求 める手法の確立を目指している。

## 2. 実験手法

本実験に用いたモデル物質として、塩化ナトリウム (NaCl)、硫酸アンモニウム((NH<sub>4</sub>)<sub>s</sub>SO<sub>4</sub>)、マロン酸 を使用した。アトマイザーで発生させた粒子はインパ クターで基盤上に捕集した。基盤には、カバーガラス に撥水剤をコーティングしたものを使用した。

本研究では AFM (Nanofinder HE (TOKYO INSTRUMENTS))測定部の湿度を調整する湿度制御 システムを新たに開発した。本実験では、乾燥状態 (RH=23-24%)における固体粒子の形態、および湿 潤状態(RH=77~78%)における液滴の形態と表面張 力を測定した。表面張力を導出するために、保持力と いう探針が液滴から離れる際の力を求める必要がある。 保持力はサンプルを上下させることによって、カンチ レバーにかかる力とサンプルとカンチレバー間の距離 の関係を示すフォースカーブから導出することができ る。形態測定、表面張力時における AFM のカンチレバ ーには、OMCL-AC240TS (Olympus)、および NN-HAR-FM60 (NaugaNeedles)をそれぞれ使用し た。

3. 結果と考察

本実験では、個別粒子の吸湿特性を直接的に求めるこ とを目的として、AFM による粒子の形態とフォースカ ーブの測定を行った。形態測定から求めた gf の結果を 表 1 に示す。いずれのモデル物質についても、先行研 究でHTDMA により導出された値と標準偏差内で一致 した[2][4]。Gf に関しては HTDMA のような従来の手 法と近い値が得られたことから、本測定手法が HTDMA や CCNC を補完する技術として発展する可 能性を示した。

一方、表面張力については、現状、保持力から表面張 力を導出する際に課題を残すものの、潮解させた粒子 からのフォースカーブの取得には成功している。今後 は、正確な表面張力を導出するためのさらなる手法の 改良を行うとともに、内部混合粒子も含めたより現実 に近い試料に応用する予定である。

表1gfの結果

system (RH(%))	NaCl (77~83%)	(NH4)2SO4 (80~88%)	マロン酸(77~83%)
gf	$1.73 \pm 0.35$	$1.59 \pm 0.32$	$1.33 \pm 0.19$

#### 参考文献

- Petters, M, D., and Kreidenweis, S, M., 2007. *Atmos. Chem. Phys.* 7, 1961-1971.
- [2] Morris, H, S., et al., 2016. *Analytical Chemistry.* 88, 3647-3654.

[3] Morris, H, S., et al., 2015. *Chemical science*. 6, 3242-3247.

[4] Koehler, K, A., et al., 2006. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 795-809.

## 黒い微粒子の氷核活性の評価

\*當房豊 (極地研), 茂木信宏 (東大・理), 足立光司 (気象研), 大畑祥 (東大・理), 吉田淳 (東大・理), 近藤豊 (極地研), 小池真 (東大・理)

## 1. はじめに

大気中に浮遊するエアロゾル粒子のうち,黒い物質 からなる粒子は、太陽放射を強く吸収することにより、 大気を加熱する効果をもたらすといわれている.また、 黒い粒子が雪面に沈着した場合は、雪面の太陽放射の 反射率を下げることにより、氷の融解を誘発する効果 があると考えられている.

上記のような効果を持つ黒いエアロゾル粒子として は、化石・バイオ燃料の燃焼時などに放出されるブラ ックカーボン (BC) などの炭素質粒子がよく知られて いる[1]. その他にも、最近の研究では、人間活動に伴 う燃焼時には、BC だけではなく、黒色の酸化鉄粒子も 大気中に放出されることが指摘されている[2-4].

黒いエアロゾル粒子の氷晶核としての能力(氷核活 性)を理解することは、それらの粒子が雲微物理に及 ぼす影響や雪面への沈着過程を評価する上で、非常に 重要である.しかしながら、混相雲が形成される温度・ 湿度条件(温度が約-36℃~0℃、相対湿度が100%以 上)での BC の氷核活性については、鉱物ダスト粒子 と同程度であることを示した先行研究がある一方で、 ほとんど氷核活性がないことを示した報告事例もあり、 未だによくわかっていないというのが現状である[5]. また、黒色酸化鉄粒子の氷核活性については、現時点 では、先行研究がほとんどない状況である.

そこで本研究では、様々な黒い微粒子の氷核活性に ついて、極地研の水滴凍結実験用の実験系(CRAFT [6]) を用いて調べた結果について報告する.

#### 2. 実験方法

水滴凍結実験用には、数種類の BC 試料と酸化鉄試料(黒色,赤色,黄色のもの)を用意し,各々の試料を含む懸濁液から 5  $\mu$ Lの水滴を作成した.水滴は疎水性油脂を表面に塗ってあるステージ上に並べた後に、CRAFTを用いて1°C/minで冷却し、各温度で凍結した水滴の割合を 0.5°C毎に記録した.そして、水滴凍結実験の結果を元に、各々の試料に関して、-30°C以上の温度での単位質量および単位表面積あたりに含まれる氷晶核数 ( $n_m$ および $n_s$ )を算出した.

#### 3. 初期結果

CRAFT によって計測された BC 試料の1つであるフ ラーレン煤(Alfa Aesar 社製)の $n_m$ 値を図1に示す. Vergara-Temprado らの最新の研究[5]では、BC 粒子の氷 核活性は、他の先行研究で報告されている結果よりも かなり低いことが示されているが、本研究で得られた $n_m$ 値は、Vergara-Temprado らの値よりもさらに低いと いう結果になった(図1).その理由としては、BC 試 料の違い(製法や純度など)や計測手法の違いなどが 関係していると考えられる.本発表では、それ以外の BC 試料や酸化鉄試料の氷核活性について調べた結果 についても報告する予定である.



図1 CRAFT を用いて計測された BC 試料(フラーレン煤)の氷核活性(nm)の評価.エラーバーは,95% 信頼区間.比較対象用に,リーズ大学の水滴凍結実験 用の実験系(NIPI)を用いて計測された2種類の BC 標準試料の氷核活性の計測値も示している.

- Bond, T. C., et al., 2013, J. Geophys. Res. Atmos., 118, 5380-5552.
- [2] Yoshida, A., et al., 2016, Aerosol Sci. Technol., 50(3), 1-4.
- [3] Moteki, N., et al., 2017, Nat. Commun., 8, 15329.
- [4] Matsui, H., et al., 2018, Nat. Commun., 9, 1593.
- [5] Vergara-Temprado, J., et al., J. Geophys. Res. Atmos., 123, 4273-4283.
- [6] Tobo, Y., Sci. Rep., 6, 32930.

# Hybrid フレアー粒子の雲核・氷晶核能

\*田尻拓也・Tzu-Hsien KUO・折笠成宏・財前祐二 (気象研), 村上正隆 (名大宇地研),

## 1. はじめに

UAE研究プロジェクト「乾燥・半乾燥地域における 降水強化に関する先端的研究」の一環として、室内実 験に取り組んでいる.前回大会では、地上ヨウ化銀 (Agl)発煙装置とAglフレアーの雲核能・氷晶核能の 比較を中心に議論した.引き続き、Hybridフレアー(Agl +吸湿性粒子)の評価実験を進めており、進捗状況を報 告する.Hybridフレアーは、吸湿性フレアーの内容物 にAglを加えたものであり、それらが内部混合した粒 子を大気中に散布することを意図している、吸湿性成 分による雲核としての働きと、Aglによる氷晶核として の働きが共に発揮されることにより、散布対象となる 有効雲が、より多様なものとなる.

### 2. Hybrid フレアー粒子の物理化学特性

室内実験における粒子発生には、高速風洞と希釈シ ステムを用い、各種粒子計測装置を接続したエアロゾ ルバッファータンクへと試料粒子を導入した.

電子顕微鏡による Hybrid フレアー粒子の形態および 化学組成分析から, AgI 単体として存在するものはほと んどなく, KCI が卓越しており,数十 nm と非常に小さ な粒子領域まで付加的に AgI が含まれていた(図1). この他,吸湿性フレアー同様に CaCl<sub>2</sub>およびサブミクロ ンサイズの粒子については Mg を含むことが判った. 粒径分布計測からモード径は,およそ 140-170nm であ り, AgI フレアーと菜異なり,吸湿性フレアーとほぼ同 等な分布を示した(図2).

KCl や CaCl<sub>2</sub> などの吸湿性の高い物質が含まれることから推測されるように、CCN としての働きとして吸湿度  $\kappa$  値は大きく(概ね>0.3,図省略),過飽和度 0.2-0.3%程度の雲発生環境下において過半数の粒子が 雲核として働くことを示唆された.

## 3. Hybrid フレアー粒子の氷晶核特性

氷晶核計データを用いて、INAS の過飽和度依存性を 算出した(図3). 温度が低いほど INAS が大きく,-15℃ 以下では水未飽和でも  $10^{10}$  m<sup>2</sup>超える INAS 値となって おり、吸湿性物質と内部混合した状態にあっても、AgI が氷晶核として有効に働くことが示唆される,

## 4. 今後の予定

個別粒子の組成分析から内部混合粒子の様態に多少 サイズ依存性が認められることから, IN 能への影響に ついて分級した粒子の計測を進めていきたい.また, 雲生成チェンバー実験を今後実施する予定である,



図1 Hybrid フレアーの電子顕微鏡画像(矢印は Agl).



## 水飽和以下での雪結晶の成長条件を解明する鉛直過冷却雲風洞実験

高橋庸哉(北教大)

1. はじめに

樹枝状と呼ばれる雪結晶の形は羊歯六花や樹 枝六花、星六花など主枝の形態や副枝の密度に より多様である。これらの結晶は大気中でどの ような成長条件で成長するのだろうか?

Takahashi(2014)は気温と雲水量を変えなが ら水飽和条件下でより詳細な実験を行い、樹枝 状結晶の多様性は気温に主に依存し、12.4°C~ -16.3°Cでは気温の低下につれて、扇六花、広 幅六花、星六花、樹枝六花、羊歯六花、樹枝六 花、星六花、扇六花と変わることなどを見出し た。ここでは、水飽和以下(氷飽和以上)での 実験結果について報告する。

水飽和以下では Kobayashi(1961)や Rottner & Vali (1974)により静的チェンバーによる実 験が行われており、角板成長領域では無垢また は骸晶の薄い角板(h/2a<0.2)、無垢または骸 晶の厚角板(0.2<h/2a<1.0)、厚角板(h/2a→ 0.8)が成長するとされ、雪結晶成長ダイヤグ ラムとして、膾炙している。しかし、これらの 実験は支持物の上に雪結晶を成長させたもの で、天然雲内で自由落下しながら成長する雪結 晶とは成長環境条件(温度場及び水蒸気場)を 異にする。

#### <u>2. 実験</u>

雪結晶は雲の中を落下しているため、雪結晶 回りの流れで水蒸気と熱の輸送が促進される。 大気中での雪結晶の成長を調べるためには、自 由落下させながら雪結晶を成長させることが不 可欠である。発表者等はこれに沿った鉛直過冷 却雲風洞を開発し、実験を継続してきた。今回 もこれを用いて実験を行った。

実験は等温及び水に対する飽和比が1以下の条件で成長時間10分、成長温度-12.5℃~ -16.5℃で行った。

3. 結果と考察

- 1) Fig.1 に得られた雪結晶の例を示す。角 板,扇六花、広幅六花、星六花、樹枝六 花、羊歯六花が見られた。
- 2) 樹枝六花、羊歯六花にみられる副枝の成 長に雲粒は必要条件ではないことがわか る。
- 3) Fig. 2 は気温と過飽和水蒸気量による結 晶形の変化を示したものである。水飽和条 件での実験と同様に、気温の低下につれ て、扇六花、広幅六花、星六花、樹枝六花、 羊歯六花、樹枝六花、星六花、扇六花と変わ った。また、−14.3℃付近では飽和水蒸気量 の増加と共に、扇六花から広幅六花、星六 花、樹枝六花、羊歯六花へと変化した。
- 4) 上記の静的チェンバー実験の結果とは大き な違いが認められた。即ち、樹枝状結晶が成

長し、実験温度範囲では厚角板は見られなかった。結晶表面に常に新たな環境をもたら通風の存在が関係していると考えられる。

## <u>引用文献</u>

- Takahashi, T., 2014: Influence of liquid water content and temperature on the form and growth of branched planar snow crystals in a cloud. J. Atmos. Sci., 71, 4127-4142.
- ※本研究は科研費基盤研究(16K05551)の助 成を受け行った。



Fig. 1. -14.3℃で得られた雪結晶の例:(a)羊 歯六花(過飽和水蒸気量 0.17g m<sup>-3</sup>, 直径 1.35mm),(b)樹枝六花(0.15, 1.35), (c)広幅六花(0.09, 0.99),(d)扇六花 (0.03, 0.26)。





2018 北陸大雪時の降雪粒子の特徴 \*石坂雅昭(防災科研・客員),本吉弘岐(防災科研・雪氷),中井専人(防災科研・雪氷)

### 1. はじめに

2018 年冬季,北陸地方の平野部は各所で数度にわた る集中豪雪[1]による大雪に見舞われた.集中豪雪時の 降雪環境とその経過,とりわけ降雪粒子の種類はどの ようなものか,ここでは雪氷研(防災科研・長岡市) での今冬大雪時の観測からその特徴について述べる.

### 2. 大雪時の降雪様態 降水量・降雪量 (積雪増加量)

図1は雪氷研における集中豪雪時(2018年2月5日, 6日)の積雪深と降水量(5分,1時間,期間平均)の 推移である.5日午前6時頃からほぼ切れ目のない降雪 が続き積雪深が次第に増加している.降雪の強度を降 水量でみると,5分という短時間の降水強度は10mm h<sup>-1</sup> を超えるが,1時間平均では10mm h<sup>-1</sup>以下となる.ま た数時間を超える増加期間平均では,激しい場合でも5 mm h<sup>-1</sup>程度で,1mm 当たり約1cmの割合で積雪深が 増加している.降水量当たりの積雪増は気温にも左右 される面があるが,上記の大雪時の諸特徴は他の集中 豪雪事例にもほぼ同様の傾向がみられる.なお,この 期間の上空の大気環境は輪島の500hPaで-35℃以下, 寒気中心の南下の様相と継続時間とから里雪型と判断 された[2].

### 3. 降雪粒子の特徴 空間密度・降雪の種類

図1に見られるように降雪は2月5日,6日と続いた が,6日は夜半の激しい降雪によって降雪粒子観測が不 能になった.図2には2月5日の各5分平均の降水量, 粒子の空間数密度Nと主要降雪種の落下速度CMF [3] を示す.降水量は粒子の空間密度に対応して変動して おり,23時頃の降水強度最大での空間密度は1m<sup>3</sup>当た り1万個を超えた.積雪増加が緩い前半9時頃までは 落下速度が大きく変化しているが,後半は粒子の落下 速度はほぼ一定で推移した.一方,合成レーダーによ る雪雲を見ると(図なし),前半の午前6時頃まではT mode,その後は海岸線に沿うような形や福井沖のJPCZ から流れるようなものに変わった.降雪粒子について は図3に前半と後半の主要降雪の粒径・落下速度分布

(CMF)を示した.前半は霰の割合が多いのに対して, 後半は霰状雪とほぼ同等の粒径・落下速度をもつ降雪 種であった.実際粒子の写真観測からも,最大時をは じめ数度の降水量のピークには霰状雪が見られた.す なわち大雪の主役は高い空間密度の霰状雪であった.



空間密度が大きくなると一粒子当たりの雲粒数は減少 するので、霰から霰状雪が主になることは理解できる.

#### まとめ 若干の考察と今後の課題

観測からは、多量の雪粒子の生成、それら多量の粒 子が日本海の多量の水蒸気供給を背景に雲粒捕捉し

(霰状雪の形成),結果,落下速度の増加を得て大きな 降雪(水)フラックスを獲得し,かつそれが継続する 所に大雪が生じたことが推測される.多量の粒子の生 成には、上空の強い寒気の存在や降雪雲の形態の違い にあらわれた気流の収束などが関係したと考えられる が、その解析は今後の課題である.

- [1] 中井専人, 2007, 気象研究ノート(216), 45-59.
- [2] Akiyama, 1981, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 591-601.
- [3]Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91,747-762.

## 2018年1月大雪時の新潟県における降水系と降雪時気温

<sup>\*1</sup>中井専人・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>1</sup>山下克也・<sup>1</sup>山口 悟 (1: 防災科研・雪氷)

## 1. はじめに

2017/2018冬季は1月から2月にかけてしばしば大 雪となった.防災科学技術研究所雪氷防災研究セ ンター(以後雪氷研と記載;新潟県長岡市)における 積雪観測では,まとまった降雪とともに積雪深が一 気に増加した期間が4回あった.このとき,例えば 信越本線の列車立ち往生,新潟県全域の交通障害, 福井県における最大約1500台に及ぶ自動車の立ち 往生のように,大雪が社会活動に大きな影響をもたら した降水系の特徴と降雪時気温について報告する.

## 2. 解析方法

降水強度分布には10分毎の気象庁全国合成レー ダーエコー強度(mm hour<sup>-1</sup>)を使用した.また,瞬 時値であるエコー強度がそのまま10分間継続したと 仮定して積算した降水量を求めた.解析期間は, 期間I: 1月9日18時から14日9時,期間II: 1月23日0 時から28日0時である.期間の区切りは降雪の開始 及び終了をエコー強度やアメダスを参照して決めた.

降水時の気温については、雪氷研及び気象庁観 測点の毎正時気温及び転倒ます前1時間降水量を 使用し、各期間における気温別の積算降水量を0.5 ℃きざみで求めた. なお、これまでの解析では風 速を用いた降水量の補足損失補正は行っていない.

### 3. 結果

期間Iにおいて、11日12時ごろまでの強い降雪は 海岸沿いと沖合の降雪バンドに分かれており、ひま わり雲画像と対応させると、沖合のバンドが日本海 寒帯気団収束帯(JPCZ)によるものであり、海岸沿い のバンドはJPCZ西側の寒気内の筋雲から発達した ものであった.後者はその後わずかに北上、さらに 前者と合流する形で5-6時間停滞し、局地的に強い 降雪をもたらした(図1).JR信越本線の列車を立ち 往生させた(新潟県三条市)積雪は主にこの降雪によ るものと考えられる.これらのバンドの南北で大き な気温勾配があり(図2)、新潟-長岡間で0℃をまた ぐ気温差が大きく(図略)、ひいては積雪の特性(乾 雪・湿雪,密度)の差異になっていたと考えられる.

期間IIにおいては西南西-東北東に移動する降 雪バンドやJPCZに伴う渦状降雪の上陸,南下後, Tモード,Lモードの筋雲による降雪の時間が長か った.長岡においては0℃前後の気温が多い通常の 降雪と異なり,-1℃以下の低温の降雪が多く(図3), 融雪などの雪処理に影響した可能性が考えられる.

#### 4. まとめ

大雪時2期間の解析から,降雪を集中させる降水 系の動きと降雪時の気温が特徴として解析された.





## 境界層の薄い層雲に検出された大きな雨滴 -Kaバンド偏波レーダ観測および東京スカイツリーを利用した測定-

\* 三隅良平・宇治靖・前坂剛・木枝香織(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

「暖かい雨」による雨滴形成過程において、大気中の 巨大エアロゾルが雲粒核として働き、それが雨滴に成長 するという考え方が古くから提示されてきた.一時期こ のような巨大雲粒核の働きは雨滴形成においてあまり重 要ではないとされたが、近年になってその効果が再評価 され、雲粒数濃度が高い雲の降水形成においては重要な 働きをするとの指摘もなされている.本講演では、境界 層に形成された極めて薄い(厚さ 500 m 程度)の層雲の 中に大きな雨滴(直径 2 mm 以上)が検出された事例を 示し、「暖かい雨」の過程を考察する.

#### 2. 観測

東京スカイツリー高度 458 m 地点において, 雲・エア ロゾル観測を継続的に行っている. 雲粒粒径分布の観測 には,前方散乱式スペクトロメータの一種である Fog Monitor (FM-120)を用いている.また直径 50 µm 以上の ドリズルおよび雨滴の計測のため,光学式ディスドロメ ータの一種である Meteorological Particle Spectrometer (MPS)を設置している.東京スカイツリーの約 15 km 南 (35.58°N, 139.78°E)および約 9 km 北東 (35.77° N, 139.89°E) には防災科学技術研究所の Ka バンドレー ダが設置されている. これらのレーダは波長 8.6 mm, ビ ーム幅 0.3°のスキャン型ドップラーレーダで,うちの 1 台は偏波機能をもつ.なお偏波間反射因子差 (Z<sub>DR</sub>)は, MPSのデータを用いてバイアス補正を行っている.

#### 3. 結果と考察

解析事例は 2017 年 8 月 31 日未明に関東地方を覆った 下層雲である. この日関東地方は前線帯の北側にあり, 大気下層は湿った北東気流が卓越していた.図1はKa バンド偏波レーダで観測されたレーダ反射因子 (Z) およ びZDRの時間・高度断面図を示している.6時以前は、エ コー頂は高度400~600mの範囲にある.興味深いことは, Zの値が-10 dBZ 未満であるにもかかわらず,正の ZDB が 観測されていることである、散乱計算によると、均一の 雨滴粒径を仮定するとき Z<sub>DR</sub> = 0.6 dB の値は概ね直径 1.8 mm の雨滴に相当する. 図 2 は東京スカイツリーに設置 された MPS で計測された雨滴直径のヒストグラムを示す. 直径2mmを超える雨滴が検出されており、Kaバンド偏 波レーダによる正の ZDR と矛盾しない. 図3は1:18にお ける雲粒粒径分布を示す.過去に東京スカイツリーで観 測された下層雲に比較して,幅の広い粒径分布が観測さ れた.

直径 2 mm の雨滴の落下速度は 6.5 m/s であり,薄い層 状雲に長時間保持されることは考えにくく,何か効率的 な雨滴形成が起こったものと考えられる.そのプロセス について考察を進める.

謝辞 本研究は、東京理科大学・国立極地研究所・防災科学技 術研究所の共同研究の一環として行われた. 観測の一部は総合 科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創 造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理 法人:JST)として実施された.

#### 文献

Misumi et al. (2018), JMSJ, 96, (in press).



図 1 Ka バンド偏波レーダで観測された,東京スカイツリー周 辺の 2017 年 8 月 31 日における (a) Zと (b) Z<sub>R</sub>の時間・高度断 面図. 方位角 10°の RHI スキャンデータのレンジ幅 0.5 km を平均して作成した.









## Ka 帯偏波レーダとビデオゾンデにより観測された層状性降水固相域の KDP 極大層

篠田太郎\*<sup>1</sup>·長屋智大<sup>1</sup>·大東忠保<sup>2</sup>·鈴木賢士<sup>3</sup>·山口弘誠<sup>4</sup>·

山田広幸<sup>5</sup>·川村誠治<sup>6</sup>·坪木和久<sup>1</sup>·中北英一<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所,<sup>2</sup>防災科学技術研究所,<sup>3</sup>山口大学大学院創成科学研究科,

4京都大学防災研究所,5琉球大学理学部,6情報通信研究機構)

## <u>1. はじめに</u>

走査型 Ka 帯偏波レーダで観測される偏波パラメ ータと固体降水粒子の特徴との関係を明らかにする ために、2016 年梅雨期に沖縄において Ka 帯レーダ とビデオゾンデ (VS)、雲粒子ゾンデ (HYVIS) を 用いた集中観測を行った。集中観測期間中の 2016 年6月3日16時10分に放球したVSとHYVISの結 合ゾンデの事例では、Ka帯レーダで層状性降水域の 高度 6.0~7.5 km の範囲に Kpp の極大層(最大値 2.5 deg./km) が観測され、VS との比較から扁平な氷晶 粒子(板状結晶)が多数存在することが原因である と推察した[1]。本研究では、Kpp の近似式に基づい てこの事例の追加解析を行い、VS の解析結果から得 られる Knpの推定値が Ka 帯レーダによる観測値と 合致するか、観測された Kppの極大層は氷晶粒子の 粒径、扁平度、数濃度のどの要素に依存するか、を 明らかにすることを目的とする。

#### <u>2. 解析手法</u>

偏波間位相差変化率 K<sub>DP</sub>は偏波間位相差Φ<sub>DP</sub>の距 離微分で定義されるが、氷晶に対する近似式として 以下のように表現できる[2]。

$$K_{DP} \approx \frac{\pi}{\lambda} C \int \rho_p^2 \frac{\pi}{6} N(D) D^3 (1-r) dD$$

この式における 2はレーダの波長 (8.6 mm)、Cは 定数で[2]から 1.6、 $\rho_p$  は氷晶の密度で[2]から 0.107 g/cm<sup>3</sup> とする。他のパラメータである氷晶の粒子数 N(D)、氷晶の粒径 D、氷晶の扁平度 (1-r) はいずれ も VS の観測結果から氷晶粒子毎に算出し、高度 250 m 毎に積算して  $K_{DP}$ の値を算出する。ここで、扁平 度(1-r) は、0 の場合には球形、1 に近い値ほど扁平 な粒子であることを示す。

### <u>3. 結果と考察</u>

図 1a に VS で観測された氷晶粒子のみを用いて 近似式から算出した  $K_{DP}$  と Ka 帯レーダにより観測 された  $K_{DP}$  の鉛直プロファイルを示す。高度 6.5 km 付近の極大値を除けば、高度毎の変化傾向を良く再 現できていることが見て取れる。このことから、VS の観測結果を用いて算出される  $K_{DP}$ の推定値は十分 に評価が可能であると考えられる。

そこで、VS の観測結果から氷晶の粒子数 N、粒径 D(図では  $D^3$ )、扁平度 (1-r)の鉛直プロファイル を求めた。 $D^3$ は中央値、上位 30 パーセンタイル値、 最大値の鉛直プロファイルを計算したが、 $K_{DP}$ の極 大層である高度 6~7 km において粒径の統計値(中 央値など)に極大は見られない(図 lb)。扁平度 (*l-r*) は中央値、上位 30 パーセンタイルとも 0.3~0.5 を示 しており、板状もしくは柱状の氷晶粒子の存在を示 唆するが、 $K_{DP}$ の極大層で扁平度の統計値に極大は 見られない(図 lc)。粒子数Nは、 $K_{DP}$ の極大層で 粒子数の極大値を示しており、鉛直方向の変化傾向 も良く一致している(図 ld)。この結果から、 $K_{DP}$ の極大層は板状や柱状の氷晶粒子が多数存在するこ とにより形成されることを確認できたと考えられる。 実際に、 $K_{DP}$ の極大層付近で、HYVIS により板状結 晶の存在が確認されている。

融解層と $K_{DP}$ の極大層の間(高度 5~6 km)では、 VSやHYVISで雪片の存在が少数ながら確認されて おり、 $K_{DP}$ の極大層よりも下層における $K_{DP}$ 値の減 少は氷晶粒子の凝集成長による雪片の形成を反映し ていると考えられる。

 $K_{DP}$ の極大層は、本事例の高度 6.5 km 付近の他に、 高度 6.0 km や 8.0 km 付近で観測される事例も見ら れた。これは、-6°C~-20°Cの気温の範囲であり、こ の温度帯で形成・成長する板状もしくは柱状の氷晶 粒子数の鉛直プロファイルが  $K_{DP}$ の極大層の高度と 極大値に反映されると考えられる。

**謝辞** 本研究は科学研究費補助金基盤研究 S (15H05765)、 基盤研究 B (16H04049)の援助を受けて実施している。



図1 (a) VS の観測結果を KDP の近似式に代入して 得られた推定値(黒実線)とKa帯レーダによる KDP の観測値(青×)。(b) VS の観測結果より得 られた粒径の中央値(点線)、上位 30 パーセン タイル値(実線)、最大値(一点鎖線)。(c) VS の観測結果より得られた各氷晶の扁平度(粒径 を色で示す)と扁平度の中央値(実線)、上位 30 パーセンタイル値(破線)。(d) VS の観測結果よ り得られた粒子数。

- [1] 長屋ほか, 2017, 気象学会春季大会予稿集, D457.
- Bringi and Chandrasekar, 2001, Polarimetric Doppler weather radar, Cambridge Univ. Press, 636pp.

# Jumping Cirrus の地上観測と衛星・ラジオゾンデ・地上レーダーによる定量的解析

\*瀬口貴文 (防衛大), 岩崎杉紀 (防衛大), 鴨川仁 (学芸大), 岡本創 (九大応力研), 石元裕史 (気象研), 牛山朋來 (土木研)

## 1 はじめに

Jumping Cirrus (JC)とは、オーバーシュートが沈んだ後、積乱雲 の anvil から 1-2km ジャンプする雲のことであり、Fujita (1982)の 飛行機観測により命名された。

Wang et al. (2011)は、3D 非静力学雲モデルを使用し、米国で発生した大規模積乱雲を再現し、非断熱過程(重力波の砕波)により JC が発生することを示した。さらに、衛星や地上レーダー観測 を併用し、対流雲やオーバーシュート、anvil 上部に広がる巻雲と の関係が示唆されている。しかし、可視観測に基づく実例の定量 的解析がないため、発生条件や規模、頻度、働きといった基本的 な性質は未だ推定の域を出ない。Setvåk et al. (2008)は、JC の雲粒 の昇華によりオーバーシュートの上の成層圏が加湿される可能 性を衛星データによって示し、この現象の解明が対流圏一成層圏 間の物質輸送や下部成層圏の水蒸気量の推定に寄与することが 期待される。

本研究は、カメラ撮影により JC を観測し、その形態・特徴を 定量的に理解し、成層圏への物質輸送の態様を明らかにすること を目的とする。

## 2 観 測

2016・2017年の7・8月の間、富士山頂と防衛大学校の屋上神 奈川県横須賀市)に複数台カメラを設置して、15秒間隔で定点撮 影を続けた。解析を終えた2016年では、合計で19件のJCが撮 影出来た。図1はその一例である。

2018年は防衛大学校のみで7月から観測を開始している。

#### 3 解 析

まず、夜間撮影した星の位置から、ピクセル毎の方位角と仰角 を導出する。次に、JCに近い時刻の赤外輝度温度分布(ひまわり 8号13ch.)から、該当方向に存在する積乱雲を特定して直線距離 を求める。この距離と仰角からJCの高度を見積る。また、時間 発展、ひまわり8号3chの可視画像や8ch(水蒸気吸収帯)と13ch の輝度温度差分画像、茨城県館野市のラジオゾンデのデータ(図 2)を用いて、JC発生時付近の特徴を調査した。なお、差分画像で は、圏界面付近まで発達した雲上部の成層圏に水蒸気が存在して いる場合、正の値となる。



図1 栃木県鹿沼付近で発生した積乱雲とJC。2016年8月4日18 時18分、防衛大学校で撮影。この事例ではJC 到達高度16.8 km で、図2に示すCPTを越え、成層圏到達の可能性がある。

## 4 結果・考察

2016年の19件のJCは、平均すると到達高度が14.6km、ジャ ンプの高さは anvil から 1.2km、飛び出してから最高高度に達する までの鉛直速度は11.5 m/s となった。事後はいずれも anvil 上空 の東風に従って流れ、沈むことなく約10分間で消失した。これ らの時空間スケールは、数値モデルによる米国の事例の再現結果 とよく一致する。また、形態的特徴から、対流圏で発達した積乱 雲から anvil 上部へ雲物質を輸送していると思われる。しかし、 差分画像で正の値は検出されず、上部加湿の証拠は得られなかっ た。館野のゾンデの気温の鉛直分布と比較すると、3件が対流圏 界面(DT: Dynamic Tropopause または CPT: Cold Point Tropopause の いずれか)に達しており、成層圏貫入を示唆している。重力波の 砕波を促す要因の1つとして、anvil とその上部の風速の鉛直シ アーがあげられる。高度15から20kmにおけるシアーは平均1.2 m/s/km で、anvil 付近の高度の風速に比べて、その上部の風速の 方が大きい傾向が見られた。衛星の可視画像では JC に関わる特 徴は検出できなかった。これは、対流規模や空間スケールが小さ いことに起因する。しかし、米国の事例に比べて弱い対流でも、 発生する JC のスケールは同程度であり、対流の規模の差は JC の 発生頻度に影響する。大規模対流から発生する頻繁な JC が anvil 上部に広がる巻雲の生成に影響すると考えられる。



図2 館野における気温(左)と風速(右)の鉛直分布。2016 年 8 月 4 日 21 時。実線・破線は DT と CPT の高度をそれぞれ示す。

#### 5 謝辞

本研究の一部に、九州大学応用力学研究所の共同利用研究の助成を頂いた。

#### 6 参考文献

Fujita, 1982, Journal of the Meteorological Society of Japan, 60, 1, 355-368.

Setvák et al., 2008, Atmospheric Research, 89, 170-180.

Wang et al., 2011, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 22, 5, 447-462.

# A410

## 2017年台風 21 号(LAN)に伴う放射状巻雲バンドの数値実験

\*玉井健太郎 (北海道大学 環境科学院) 川島正行(北海道大学 低温科学研究所)

## <u>1. はじめに</u>

巻雲バンド(cirrus band)とは対流圏界面付近で見られ るコントラストがはっきりしたバンド状の巻雲であり,低 気圧やジェット気流,メソ対流システム,台風など様々な 擾乱に伴い発生する(Knox et al. 2010, Weather)。巻雲バ ンドに伴う乱気流による航空機事故は古くから多数報告 されている。Trier et al. (2010, J. Atmos. Sci.), Kim et al. (2014, Mon. Wea. Rev.)では乱気流を伴う巻雲バンド の発生の主要因として水平風の鉛直シア,不安定な成層状 態の2つが挙げられおり,巻雲バンドは水平ロール状対 流と似た構造をしていると述べられている。

本研究では 2017 年 10 月 16 日に発生した台風 21 号 (LAN)の成熟期~衰退期に広範囲に現れた放射状の巻 雲バンド(図1)に着目し、その構造と発生メカニズムを 調べるために数値実験を行った。

## 2. 実験手法

数値実験には WRF-ARW Ver. 3.7.1 を用いた。水平格 子間隔が 18 km,6 km,2 km の領域を設定し,10月18 日 00UTC を初期値として双方向ネスティングで計 算を行った。6 km,2 km 格子の領域はそれぞれ24 時間後,48 時間後に積分を開始した。初期値・境界 値には NCEP-FNL を用いた。鉛直層数は98 層とし, 対流圏中層~下部成層圏の鉛直格子間隔は約250 mとし た。雲微物理スキームには WSM6 を用い,18 km と 6 km 格子にはKain-Fritschの積雲スキームを用いた。 長波,短波放射スキームは RRTMG を用い,放射にお ける雲の効果をなくした実験も行った。

### <u>3. 結果</u>

衛星では台風が弱まりつつ進行方向を東寄りに変える 時間帯(21日18UTC~22日04UTC)に台風中心の北~ 東側に,放射状に広がる巻雲バンドが観測された。間隔は 最初10~20km程度で,時間とともに広がっていった。

再現された台風は10月21日10 UTC過ぎに最盛期を迎 え、中心気圧が920hPaまで低下した。目の大きさが観測 に比べ大きいなどの違いはあるが、台風の経路や中心気 圧の変化など、ベストトラックと整合的な結果が得られた。

数値実験でも観測と近い時刻に、15~17 kmの高度に放 射状に広がるバンドが生じた(図 2)。この時間帯には台 風の上層アウトフローの顕著な強化が見られ、巻雲バン ドはアウトフローの上面で発生した。巻雲バンドの高度で の鉛直シアベクトルは台風中心向きとなり、バンドの走 向はシアベクトルにほぼ平行であることが分かる(図 2 右)。巻雲バンドが生じている領域の成層は中立〜弱い不 安定で,先行研究で指摘されているように,対流が鉛直シ アの影響を受けバンド状になったと考えられる。

長波・短波放射スキームにおいて雲の効果をなくした実 験では、全体の雲の分布は変わらないが、雲頂付近の静的 安定度が増加し、バンド構造は殆ど見られなくなった(図 略)。これから、雲放射フィードバックの効果(下層から の長波放射による雲底での加熱、雲頂における放射冷却) により成層の不安定状態が維持されることが、巻雲バン ドの形成・維持に必要であると考えられる。

## 4. まとめ・今後の課題

モデル中の巻雲バンドは、上層アウトフローの強化に 伴う鉛直シアの強化と、放射による成層の不安定化の効 果により生じたと考えられる。実験では格子間隔を2km としたが、観測されたバンドの表現に十分な解像度とは 言えないので、さらに高解像度の実験を行う必要がある。

この事例では、台風が傾圧帯に入り軸対称構造が崩れ 始める際に巻雲バンドが広範囲に生じた。また、他の多く の台風と比較して巻雲バンドがより顕著に現れた。今後は 台風の構造の変化と巻雲バンド発生の関係性について詳 細に調べる予定である。



図1. 2017年10月21日23UTCのひまわりの輝度温度(°C).





## 海岸線地帯における大気水圏・生物圏・人類圏の「飽和」

山中 大学(総合地球環境学研究所,神戸大学名誉教授)

## 1. はじめに

地球上の大気圏はかなり球対称に分布するが,水圏 は固体圏の微妙な凹部(地球表面積の7割)に分布す る.生物圏は、固体圏・水圏と大気圏との境界面である 陸面・海面(ほぼ常温・常圧・等重力ポテンシャルな準 球殻)領域内でも、陸海空3圏の境界である海岸線を 中心に局在し、さらに人類圏は生物圏内でも極めて不 均質に分布する.地球上での生物や人類の生存を考え るには、圧力・温度等のみならず、このような局在特性 の決定要因や制限条件を考えなければならない.

### 2. 陸海空3相の境界領域としての海岸線地帯

海岸線は、地球全体の熱・水収支に依存する海水量 とプレート運動・造山・浸食などで決まるが、本稿では海 岸線そのものの決定には深入りせず、平衡な海岸線が 与えられた場合の生物圏・人類圏の条件を考える.

海岸線で接する陸海,海空,陸空の間では,温度・ 圧力等の物理量は連続であっても,その勾配量は不連 続となり,これを緩和する種々の過程が現れる境界領域 (「海岸線地帯」と呼ぶことにする)が形成される.

海岸線地帯の大気境界層内には,日射加熱や放 射・降水冷却に対する海陸の熱容量・熱輸送差から日・ 年周期の循環(海陸・季節風)が生じる.氷点以上の陸 面・海面には生物圏が形成され,勾配を抑制する.

## 3. 大気水圏の飽和

大気は熱帯でも条件付不安定で、何らかの強制で水 蒸気を飽和させねば対流は生じない. 陸付近では雨量 分布は海岸線に鋭い極大をもち、海岸線地帯の雨量 は日・年周期の海陸・季節風循環強度を通じて海陸間 温度差ΔTに比例すると考えられる:

$$R = a\Delta T \tag{1}$$

係数は観測からa = 130 mm/年/K程度である.現在 の海岸線上の極大値は $R \approx 1,300 \text{ mm}/\text{年程度}$ である (Ogino et al, 2016, *JC*; 2017, *GRL*)が, エルニーニョに よる海水温変動のほか,人間活動による陸面変化に より $\Delta T$ が変わればRは変わる.

海岸線地帯の幅がd,長さがl,水の密度がρ,潜熱

がLとすると地上に供給される水の質量はpdlR, 凝結に より大気に与えられた熱量はLpdlRである.この加熱が, 正味放射過不足の一部ΔQとバランスするとき,(1)から

$$\Delta Q = aL\rho dl\Delta T. \tag{2}$$

水に関する定数 $L = 2.5 \times 10^6$  J/kg,  $\rho = 10^3$  kg/m<sup>3</sup>, 観 測から $d = 6 \times 10^2$  km, 海岸線長はフラクタル特性を 持ち(地球15周=60万 kmと言われることもあるが) d程 度の分解能では $l = 1.5 \times 10^5$  km で,  $\Delta Q$  は全球熱収 支で要請される(全球平均年雨量1,000 mm に対応した) 潜熱加熱 80 W/m<sup>2</sup>×地球表面積の1/3 程度である (Yamanaka et al., 2018).(河川流量や地下水が「飽和」 すると洪水が起きるが,本稿では踏み込まない.)

## 4. 生物圏・人類圏の「飽和」

地球上の生物量は,生息面積も質量も陸上植物が 大部分(10<sup>15</sup> kg 程度)である.ここでは海岸線地帯単位 面積当りの生物量Bは雨量Rに比例すると考える:

$$B = bR \tag{3}$$

係数はb = 10<sup>1</sup> kg/m 程度である. これが最大生物量と して「飽和」(超えるとどれかの種が絶滅)しているかど うかは議論があろう. 植生やプランクトンなど生物圏が 生じると熱的特性が変わり, 海陸間循環が変わり, 雨量 も変わるが, 当面はそれらが平衡しているとする.

人類圏は生物圏内に形成され、人類自身とその生存 に必要な食糧や家畜・木材・紙など生物資源から成る:

$$A = cB, \quad 0 < c \ll 1/2$$
 (4)

人口は特に過去2世紀間に激増しつつあるが,総質量 4×10<sup>11</sup>kg は生物圏(植物)に比べ遥かに小さく,まだ 「飽和」(超えると飢餓・戦争で減る)せず,また人類によ る陸面・海面の生物的(農林水産業)・非生物的(舗装・ 埋立等)改変もまだ平衡に達していないと考えられる.

## 5. おわりに

生物も人類も海岸線地帯以外にも分布しているが, そのような人類も今や殆どは海岸線地帯の生産物や経 済活動がないと生存できず,従ってまずは海岸線地帯 について概略の見通しを得ることが肝要と考えている.

# 北極温暖化に伴うユーラシア陸面過程の気候メモリ効果

\*中村哲 (北大地球環境), 山崎孝治 (北大地球環境), 佐藤友徳 (北大地球環境)

## 1. はじめに

近年の地球温暖化に伴い,北極域では他地域よりも 大きな昇温傾向を示しており(極域増幅),それに伴い 特に北極海の海氷は急速に減少している事が報告され ている.北極海の海氷減少は北極近辺のローカルな大 気応答のみならず,波動活動を通して冬季北極振動の 負位相傾向をもたらす事がわかってきた(Nakamura et al, 2015, JGR).北極振動の負位相は極から中緯度への 寒気流出を強めるとともに,極への大気熱輸送を強め る事で極域増幅を加速する.

一方で、海氷減少が気候に与える影響については、 気候モデルで再現される大気応答の不確実性が大きく、 その頑強性が問題となっている(Barnes and Screen, 2015, WIREs).現実の海氷変動と関係して現れる負の 北極振動的偏差パターンはそれ自体が極域増幅を強め る正のフィードバック構造を持っていること、及び北半 球の地理特性を考えると、極域での昇温が海洋に、中 緯度での冷却が大陸に蓄積され気候メモリとして長期 的な傾向に影響している可能性が考えられる.

大気大循環モデルでは通常,陸面モデルが導入され, 積雪や土壌温度・水分は予報変数であり大気と相互作 用する.本研究では,北極温暖化に伴う大気-陸面相互 作用を通した気候メモリ効果を検証し,モデルで再現 される極域増幅におけるその役割を評価する.

#### 2. 実験設定

モデル上端高度を上部成層圏(60km)まで延伸した AFES (解像度: T79L56) を用いた, 境界条件として 1981-2010 平均の気候値 SST,および 1979-1983 平均の 海氷 (多氷ラン, H), または 2005-2009 平均の海氷 (少 氷ラン、L)を与えた2タイプの実験の100年積分を行 った. さらに、Lの境界条件かつHの毎積分年の7月 1日を初期値とした実験を $L^{\dagger}$ , Hの境界条件かつLの 毎積分年の7月1日を初期値とした実験を**H**<sup>†</sup>として行 った.これにより、海氷減少に対する全応答(Tot, L-H) は,海氷減少に対する即時応答(Ins, ((L<sup>†</sup>-H)+(L-H<sup>†</sup>))/2),および初期化される夏以前の応答が蓄積され たメモリ効果 (Mem, ((L-L<sup>†</sup>)+(H<sup>†</sup>-H))/2) に分解する ことができる. ここではメモリ効果は陸面過程を通し てのみ起こると仮定し、100年積分平均から得られた即 時応答・メモリ効果の比較から、海氷減少が冬季気候 に与える影響について、陸面過程の役割を評価する.

#### 3. 結果と考察

海氷減少に対する冬季大気場の応答(全応答)は負 の北極振動的パターンとなる.全応答を即時応答(Ins) とメモリ効果(Mem)に分解したところ,大気循環場 はどちらも負の北極振動的パターンとなり(第1図, 等値線),全応答に対するそれぞれの寄与はおおよそ 60:40であった.この時の地表面付近気温偏差(第1 図,陰影)は,Insでは北極海の高温・東アジア域の低 温偏差を示し,いわゆる Warm Arctic Cold Siberia (WACS)パターンである.一方,Memでは定義から 明らかなように北極海の高温偏差は生じないが,北ユ ーラシア全域で低温偏差となっており,陸面に蓄積さ れた低温偏差がメモリとなり,大気循環を駆動し,北 極振動的偏差パターンを作ることが示唆される.

AFES は比較的簡易かつ浅い(4m 深)土壌モデルを 有するのみであり、本研究の結果が即ち現実をよく表 現しているか、ここでの評価は難しい.しかし、大気 大循環モデルの陸面過程はモデル間のバラつきが大き いことが予想される.本研究で示されたような陸面の メモリ効果のプロセスにおける不確実性が北極温暖化 増幅のシミュレーション不確実性に影響していること が強く示唆される.

#### 謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト(ArCS)の 支援で実施された.



図1 冬季(12-1-2月平均)の即時応答(Ins, 左) およびメモリ効果(Mem, 右).実線(破線)は正(負) の300hPa高度場偏差を示し,等値線間隔は3mである. 陰影は地上2m気温偏差を示す.

# 北太平洋と北大西洋温暖化に対する 中緯度ジェットの応答

\*松村 伸治・植木 聡明・堀之内 武 (北大院地球環境)

#### 1. はじめに

将来の中緯度ジェットは極側にシフトすると予測さ れているが,北半球では明瞭に現れていない.将来の ジェットの位置や強さは南北温度勾配を変化させるプ ロセスに依存しており,北極海の海氷減少による北極 温暖化が北半球ジェットの極向きシフトを抑制してい ると指摘されている.一方,熱帯温暖化は極向きシフ トに寄与するとされ,これらの相反する効果が共存す ることで将来予測の不確実性を生み出すと理解されて いる.しかし,本研究では,温暖化に伴った中緯度 SST 前線帯の変化が重要であり,結果として熱帯と中緯度 温暖化の競合が将来の北半球ジェットに本質的な役割 を果たしていることを示す.

### 2. データと実験手法

データは CMIP5 モデルによる 20 世紀再現実験およ び RCP8.5 シナリオ実験の出力データを使用し,過去 (1970-1999)と将来(2070-2099) に関して 30 モデルのア ンサンブル平均の差を将来変化とした.

また, T85, 鉛直 26 層の大気大循環モデル(DCPAM5) を用いて, 4 種類の境界条件の下実験を行った. 1) 過 去の全球 SST・海氷, 2) 将来の全球 SST・海氷, 3) 将 来の北極海海氷, 4) 将来の中緯度 SST(35°N 以北)と北 極海海氷. これらの実験から, ジェットの変化に対す る北極温暖化, 中緯度温暖化, 熱帯温暖化の影響を評 価した. 但し, ジェットの変化は SST 強制力が支配的 であるため, 放射強制力は固定している.

### 3. 結果

中緯度ジェットの極向きシフトは北半球では明瞭に 現れていないが、実際には両大洋間で大きく異なって いる.年平均東西風速において、北大西洋では対流圏 下層から中層にかけて極へのシフトが顕著となってい る(図1).一方、北太平洋ではジェットは北大西洋より 強いにも拘らず、変化幅は小さく極向きシフトは不明 瞭であり、モデル間の一致も乏しい.

このような両大洋間の相違は SST でも見ることがで きる(図2). 北太平洋では高緯度ほど SST の上昇が大 きくなっており,最大南北勾配および勾配の山は全体 的に縮小し,SST 勾配が弱化している.それに対し, 北大西洋では子午面循環の弱化に伴ってSST 前線帯に 昇温のピークがあり,SST 前線は弱まるものの極への シフトを引き起こしている.この対照的な中緯度SST の変化はジェットの変化とよく対応しており,北大西 洋ではほぼ季節を問わず,北太平洋では特に夏季で SST 勾配とジェットの弱化が顕著となっている.

実際に中緯度 SST の変化がジェットを強制している かモデル実験で検証を行ったところ,北大西洋ジェッ トシフトと北太平洋ジェットの弱化が良く再現され, 北極海の海氷減少の影響は限定的であった.従って, 北大西洋では中緯度温暖化がジェットシフトに支配的 であると言える.一方,北太平洋では,熱帯温暖化に よる亜熱帯ジェット強化と中緯度温暖化によるジェッ ト弱化の相反する効果が共存することで,ジェットの 変化に不明瞭さをもたらしていると考えられる.



図1:北太平洋と北大西洋上における年平均東西風速の 将来変化(陰影).実線は過去の平均値で,北太平洋は10m/s, 北大西洋は5m/s間隔で表示.斜線はモデルの80%以上が 同符号の変化であることを示す.



図2:北太平洋と北大西洋の年平均 SST 変化(℃)と南北 SST 勾配の変化(陰影:℃/LAT).実線は過去,破線は将来 の SST 勾配を示す.

## 温暖化に伴う平均降水量変化における海面水温パターン変化の役割: 高解像度 MRI-AGCM と CMIP5 モデルの比較

## 遠藤洋和(気象研)・鬼頭昭雄(気象業務支援センター)・水田亮(気象研)

## 1. はじめに

温暖化に伴う熱帯域の平均降水量変化は、現在気 候降水分布の振幅強化:Wet-get-wetter(WeGW)(Held and Soden 2006)および海面水温変化(ΔSST)の相 対値と同位相の降水変化:Warmer-get-wetter(WaGW)

(Xie et al. 2010) を伴うことが良く知られている。  $\Delta$ SST 分布は気候モデル (AOGCM) 間の予測ばらつき が大きいことから、降水量予測の大きな不確実性要 因となっている (Chadwick 2016)。

気象研ではこれまでに、高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM)を用いたタイムスライス温暖化予測お よび領域気候モデルによるダウンスケーリングを行 ってきた。また複数のΔSST 分布をモデルに与えて 予測不確実性評価も行ってきた。本研究では、 MRI-AGCMの平均降水量予測におけるSSTパターン変 化の役割を理解するとともに、CMIP5 モデル(AGCM、 AOGCM)との比較からMRI-AGCMの予測特性を理解す る。

### 2. モデル実験

60km 格子 MRI-AGCM3.2 の Yoshimura 積雲対流 (Yoshimura, 2015)版を用いて、CMIP5 で実施され た AGCM 理想実験(表1)と同様の実験を行った。 amipFuture 実験で与えた $\Delta$ SST は、CMIP3 モデル予 測平均で全球平均 $\Delta$ SST=4Cである。太平洋赤道域、 インド洋西部、大西洋赤道域などで相対的に昇温量 が大きい(図1)。

#### 3. 結果

6~8月平均における SST パターン変化に関連す る降水量偏差は(図1)、MRI-AGCM では赤道太平洋 やインド洋で増加、海洋大陸付近や熱帯北西太平洋 で減少傾向を示し、おおむね WaGW 関係と整合してい る。CMIP5-AGCM についても同様の応答を示す(図略)。

次に、WaGW 関係の強さと amip 実験の年々変動に おけるローカル SST-降水相関の強さの関係につい て図2に示す。年々変動の SST-降水関係が強いモ デルは WaGW 関係が強い傾向が見られる。MRI-AGCM は CMIP5-AGCM アンサンブル内に位置している。年々 変動の SST-降水関係の強さを観測値と比較すると、 AGCM は全般的に過大バイアスである。このようなバ イアスは大気海洋結合過程の欠如に起因するとして 季節予報研究で以前から指摘されている(例えば Wang et al., 2005)。実際、CMIP5-AOGCM の年々変動 の SST-降水相関は、CMIP5-AGCM よりも小さく観測 値に近い (図略)。 これら結果は、MRI-AGCM 温暖化実験における WaGW 関係は過大であることを示唆する。温暖化実験にお ける熱帯北西太平洋の降水量は、MRI-AGCM は減少、 CMIP5-AOGCM は増加の傾向を予測する(図略)。熱帯 北西太平洋の SST 昇温量は相対的に小さいため(図 1)、MRI-AGCM 温暖化実験ではその付近の降水量が 過度に抑制されている可能性がある。

謝辞:本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化 研究プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。

表1 実験設定

実験名	CO₂濃度	海面水温	期間
amip	観測	観測	1979-2008
amip4xCO2	観測×4倍	観測	1979-2008
amip4K	観測	観測+4°C(一様)	1979-2008
amipFuture	観測	観測+4℃(空間パターン)	1979-2008



【図 I ampfuture 実験においる SST 偏差(除) 2
 MRI-AGCM の降水量偏差(陰影、mm/day) (amipFuture - amip4K)。SST 偏差は熱帯平均からの偏差を表示。
 実(破)線が正(負)偏差で0.3℃間隔。SST 偏差は30°S~30°Nのみ表示。6~8月平均。





## B405

# 複数の海面水温上昇分布を仮定した atmospheric river 発生頻度の将来変化予測

\*釜江陽一 (筑波大学生命環境系), Wei Mei (ノースカロライナ大学), Shang-Ping Xie (UCSD スクリプス海洋研究所)

## 1. はじめに

温帯低気圧に伴う寒冷前線前面で発達する水蒸気輸 送帯は、atmospheric river(AR)と呼ばれ、東アジアを 含めた世界各地で注目されている[1]。2018 年西日本豪 雨のような甚大な自然災害と直結することから、その 将来変化を予測し、さらにその不確実性要因を特定す ることは極めて重要な課題である。CMIP5 マルチモデ ルを用いた将来予測では、解像度が十分でないことに 加えて、予測のばらつきの要因を特定することは容易 ではない。本研究では、全球的な AR 分布の気候値、 季節変化、年々変動をよく再現する、高解像度大気大 循環モデルを用いて、北太平洋夏季 AR 発生頻度の将 来変化とその不確実性要因を探る。

## 2. 手法

気象研究所 60km 解像度大気大循環モデル MRI-AGCM3.2 を用いた巨大アンサンブル実験 d4PDF [2] の過去実験・4℃上昇実験の結果を使用した。過去 実験は AGCM に歴史的な海面水温 (SST)、海氷、放射 強制を与えた60年間 (1951-2010年)の AMIP 型実験で ある。4℃上昇実験は、過去実験に用いた海面水温を4℃ 上昇させ、RCP8.5 シナリオの 2090 年相当の放射強制 力を与えている。上昇させる海面水温のパターンは、 CMIP5 マルチモデルによる RCP8.5 シナリオ実験の主 要6パターンを用いる。上昇パターンのクラスター解 析により、熱帯太平洋のエルニーニョ・ラニーニャ的 昇温分布や、低緯度と高緯度の昇温差が異なる6パタ ーンが抽出されている。それぞれ60年間で平均した気 候値を比較し、過去実験と比較した偏差分布の海面水 温上昇パターン依存性を検証する。

## 3. 結果と議論

図1に6種類全ての実験を平均した夏季の将来変化 を示す。6種類の実験を平均すると、北半球全体で海面 水温が上昇し、熱帯ではややエルニーニョ的な昇温が 仮定されている。北太平洋高気圧は弱化し、北インド 洋からフィリピン付近に高気圧性偏差が確認できる。 AR 頻度は北太平洋で全体的に増加する。温暖化時には 大気中の水蒸気量が増加し、AR の定義に用いられる水 蒸気フラックスが閾値を超えやすくなるためである。 一方で明瞭な空間分布も存在し、東アジアに上陸する AR は顕著に増加している。

6 種類の海面水温上昇を仮定した実験結果を比較す ると、フィリピン付近の高気圧偏差と北太平洋高気圧 偏差には実験間で大きなばらつきが存在する。北イン ド洋から南シナ海にかけての海面水温上昇が相対的に 大きい実験では、フィリピン付近により強い高気圧性 偏差が生じ、南西風の強まりによって東アジアに上陸 する AR の頻度が大きく増加する。これは年々変動に 内在する主要変動パターンとよく類似している。



図1 d4PDF による6種類の海面水温上昇実験の過去 実験からの偏差を平均した、夏季における全球平均気 温1度上昇当たりの(a) SLP(等値線:実線が正、破線 が負)、(b) AR 頻度の変化(陰影)。aの陰影は海面水温 上昇値。bの等値線は過去実験 AR 頻度の気候値。

- [1] Kamae, Y., et al., 2017, J. Climate, 30, 5605-5619.
- [2] Mizura, R. et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383-1398

全球非静力学モデル NICAM 気候実験における水平解像度依存性 \*小玉知央<sup>1</sup>, 佐藤正樹<sup>2,1</sup>, 大野知己<sup>1</sup>, 野田暁<sup>1</sup>, 八代尚<sup>3</sup>, 山田洋平<sup>1</sup>, 中野満寿男<sup>1</sup>, 清 木達也<sup>1</sup>, 那須野智江<sup>1</sup>, Ying-Wen Chen<sup>2</sup>, 宮川知己<sup>2</sup>, 杉正人<sup>4</sup>, Woosub Roh<sup>2</sup> 1:海洋研究開発機構 2:東京大学 3:理化学研究所 4:気象研究所

### 1. はじめに

気候モデルの高解像度化は対流や台風、豪雨など多 くの現象の再現と予測にとってメリットが大きい[1]。 我々はこれまで全球非静力学モデル NICAM[2]を用い て AMIP 的実験[3]を実施し、台風構造の温暖化変化[4] など高解像度のメリットを活かした解析を行ってきた。

この経験をもとに、CMIP6(第6期結合モデル比較 プロジェクト)のHighResMIP(高解像度モデル比較プ ロジェクト[5])に向け、現在新たな気候実験を実施し ている。HighResMIPは水平解像度50km以下の全球モ デルを解像度依存性も含めて比較するプロジェクトで ある。ここでは初期解析として台風および温帯低気圧 の水平解像度依存性について示す。

#### 2. 実験設定と解析手法

HighResMIP Tier 1 プロトコルに従って 1950 年を初期 値とする過去気候再現実験を実施している。56 km, 28 km, 14 km メッシュの NICAM をそれぞれ 65 年, 65 年, 10 年間積分する予定である。積雲スキームはどの解像 度でも用いていない。データは DIAS を通じて CMIP6 の枠組みで公開されることになっている。

本発表では計算が終了した最初の1-10年分の解析結 果を示す。台風および温帯低気圧の検知はそれぞれ渦 度[4]および海面気圧[6]に基づく手法を用いた。

## 3. 結果

図1は全球の台風発生数である。水平解像度を高め ることで台風発生数は減少する傾向があり、一般的な GCMとは逆の結果である。解像度を高めることで中心 気圧と風速の関係がよりよく再現されるというこれま での結果も確認した(図省略)。台風の全球分布につい てはどの水平解像度を用いてもよく再現されているよ うに見える(図省略)が、今後積分年数を増やして確 認を進める必要がある。

図2は温帯低気圧に伴う強風の頻度分布である。水 平解像度を高めることで、より強い風を伴う温帯低気 圧の割合が増加する。温帯低気圧の発生数や中心気圧 についてはあまり依存性が見られなかった(図省略)。 本研究では降水や極端現象にも着目し、高解像度気候モデルのメリットと課題を議論する。

#### 4. 謝辞

計算には地球シミュレータを利用した。本研究は環 境再生保全機構の環境研究推進費(2RF-1701)、文部科 学省委託事業統合的気候モデル高度化研究プログラム および科学研究費補助金(17H04856)の支援を受けて 実施した。



図1 NICAM および観測(IBTrACS)に基づく全球の 台風発生数(箱ひげ図)。ひげは年々変動を表す。



 Kinter III, J. L., et al., 2013, Bull. Am. Meteorol. Soc., 94, 231-245

- [2] Satoh, M., et al., 2014, Prog. Earth Planet. Sci., 1, 18.
- [3] Kodama, C., et al., 2015, J. Meteorol. Soc. Japan, 93, 393-424.
- [4] Yamada, Y., et al., 2017, J. Clim., 30, 9703-9724.
- [5] Haarsma, R. J., et al., 2016, Geosci. Model Dev., 9, 4185-4208.
- [6] Kodama, C., et al., 2014, *Geophys. Res. Lett..*, **41**, 3545-3552.

# 気候モデルの CO<sub>2</sub> 濃度増加実験における有効放射強制力と 気候フィードバックパラメータの分析手法

\*筒井純一(電力中央研究所)

### 1. はじめに

CO<sub>2</sub>等の排出削減シナリオが所定の温度目標に適合 するかどうかは、多数の大気海洋結合モデル(AOGCM) の予測情報が基盤となる.そこでは、AOGCM の強制 力・応答特性が「エミュレータ」(簡易気候モデル)に 反映され、任意の排出削減シナリオの温度上昇が、エ ミュレータによって確率論的に評価される.AOGCM の強制力・応答特性は、有効放射強制力と気候フィー ドバックパラメータを基本量として、通常、大気 CO<sub>2</sub> 濃度を4倍にした150年の気候実験から分析される. 2. 手法

AOGCM の分析では,濃度4倍増実験の年別値から 大気上端のエネルギー不均衡を地表温度偏差に線形回 帰する手法[1]が用いられてきた.CO2などの強制力に 対する AOGCM の応答は,線形理論の仮定の下,イン パルス応答モデルで表される.本研究では,エネルギ ー不均衡と温度偏差の時系列をインパルス応答モデル で近似する手法を開発した.これは,従来法と異なり, 海洋の熱吸収を明示的に表現するもので,エミュレー タのパラメータを直接決定することに相当する.さら に本手法では,CO2強制力のパラメタリゼーションを 導入して,年1%漸増実験の時系列も同時に近似してい る.この結果,CO2強制力のスケーリングの情報も得 られ,気候感度の適切な評価につながる.開発した手 法は文献[2]で提案した手法の改良版に当たる.

## 3. 結果

第5期結合モデル相互比較(CMIP5)のAOGCMの 一つであるMIROC-ESMに対し、4倍増と1%漸増の時 系列を近似した結果を図1に示す.CMIP5の他のモデ ルも含めて近似は良好で、海洋熱吸収の近似精度も良 いことを確認している.有効放射強制力と気候フィー ドバックパラメータは従来法の推定値と同様であるが、 新手法では任意の強制力変化に対する温度応答を定量 化するパラメータも導出される.この情報は、排出削 減シナリオの評価だけでなく、AOGCMの応答特性の 診断にも活用できる.

[1] Gregory et al., 2004, Geophys. Res. Lett., 31, L03205.

[2] Tsutsui, 2017, Climatic Change, 140, 287-305.

謝辞:本研究は文科省「統合的気候モデル高度化研究 プログラム」の支援のもとに実施した.



図1 MIROC-ESM の CO<sub>2</sub> 濃度 4 倍増と年 1%漸増 (GCM 4x, 1%)の近似結果(IRM 4x, 1%). エネルギ 一不均衡と温度偏差の時系列(a, b)および両者の関係 (c). ECS と TCR は平衡気候感度と過渡気候応答.

## CMIP5 マルチモデルにおける温暖化時の北太平洋の海霧変化

## \*川合秀明、神代 剛、遠藤洋和(気象研究所)、荒川 理(海洋研究開発機構)

## 1. 背景

海面水温 (SST) を上昇させた場合、また、二酸化炭素を 増加させた場合の海霧の応答を、CMIP5 マルチモデルデータ を用いて調査した結果について、2017年秋季大会において発 表した。使用したデータは、amip (観測された SST を与え る)、amip4K(SSTを全球一様に4K上昇)、amipFuture(SST を CMIP3 マルチモデル平均の予測空間パターンをもたせて 全球平均で 4K 上昇)、amip4xCO2 (SST は変化させずに二 酸化炭素濃度を4倍)実験の結果である。SST のみを上昇さ せた場合には、北太平洋高気圧が弱まる結果、北太平洋西部 では暖気移流が弱まるために霧が減少し、東部では暖気移流 が強まるために霧は増加する。また、二酸化炭素のみを増加 させた場合には、北太平洋高気圧が強まる結果、海霧はその 逆の応答を示す。これは、Kawai et al. (2016)で示された MRI-CGCM3 (Yukimoto et al. 2012)の結果と同様であり、 CMIP5 マルチモデルデータでもその結論が支持されたと言 えろ

これらの結果は、北太平洋における海霧の発生が最も多く 船舶の運航等の観点からも重要な7月を対象としたものであ ったが、今回は、6月、8月の解析も行い、結果の一般性を吟 味すると共に、海霧の発生頻度の気候値がモデルによって異 なることを考慮し、それぞれのモデルの発生頻度を規格化し



図1:北太平洋高気圧の変化(北太平洋中部(160-210°E, 30-50°N)で平均)と、北太平洋の海霧の変化の東西コントラスト(西部(145-195°E, 38-55°N)の変化から東部(195-235°E, 38-55°N)の変化を引いたもの)。7月を対象。amip4K(●)、amipFuture(▲)、amip4xCO2(■)の、amip実験を基準にした差。それぞれ、10個のCMIP5モデルの結果。いずれも1979-2008年(30年)のデータを使用している。

た結果についても示す。さらに、北太平洋高気圧と海霧の気 候変化の関係を定量的に議論すると共に、年々変動における 両者の関係についても議論する(Kawai et al. 2018)。

## 2. 結果

6月、8月の結果は7月の結果とほぼ同等であった。さらに、 各モデルの海霧の発生頻度を観測頻度で規格化した場合もほ とんど同一の結果であった。このため、これまで示してきた 結果の信頼性は高いと結論付けられる。

北太平洋高気圧の変化と北太平洋の霧の変化の東西コント ラストの関係を図1に示す。北太平洋高気圧の変化は、SST を上げる実験 amip4K、amipFuture では全てのモデルで弱 化する。また、全てのモデルにおいて、amipFuture の方が amip4K よりもその弱まりは大きい。一方、二酸化炭素濃度 のみを増加させた実験 amip4xCO2 では、全てのモデルで太 平洋高気圧は強化する。そして、図1から、海霧の変化の東 西コントラストは、北太平洋高気圧の変化と高い相関がある ことがわかる。また、気候変化に伴う両者の関係を過去の観 測の年々変動(高気圧の変動は JRA55、海霧の発生頻度は EECRA 船舶観測データを用いて求めた) における両者の関 係と比較したところ、その傾きは定量的にもほぼ一致してい ることが分かった。これらの結果は、北太平洋の海霧の変化 が北太平洋高気圧の変化に伴う暖気移流の変化によってほぼ 支配されており、北太平洋高気圧の変化がわかれば、海霧の 変化も定量的に推測できることを示唆する。

#### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援により実施された。

- Kawai, H., T. Koshiro, H. Endo, O. Arakawa, and Y. Hagihara, 2016: Changes in marine fog in a warmer climate. *Atmos. Sci. Let.*, **17**, 548-555.
- Kawai, H., T. Koshiro, H. Endo, and O. Arakawa, 2018: Changes in Marine Fog over the North Pacific under Different Climates in CMIP5 Multi-Model Simulations. Submitted
- Yukimoto, S., et al, 2012: A new global climate model of Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 -- model description and basic performance --. J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 23-64.

## 気候モデル MIROC の雲微物理過程への 格子内雲水変動の影響

\* 堀田陽香, 鈴木健太郎(東京大学大気海洋研究所) Matthew Lebsock(NASA/JPL), 五藤大輔(国立環境研究所)

## 1. はじめに

現在の気候モデルは雲に関わる過程を解像できてい ないという本質的な問題を抱えており、このことは多 くの気候モデルが共通して持つ雲の放射効果や降水特 性のバイアスの要因となっている。特に、雲スケール (~1km)で起こる雲物理過程を格子スケール(~100km)で 表現する際に、両スケール間のギャップに起因する不 確実性が生じる。

雲粒同士が衝突併合し雨水に遷移する autoconversion 過程はこのような雲物理過程の代表例であり、モデル 内での表現が低層雲の放射特性や降水特性に大きく影 響する。autoconversion 過程による雲水変換率は雲水量 に対して強い非線形性をもつ。そのため、変換率の算定 において気候モデル格子内スケールでの雲水量変動を 無視することは、降雨生成及び雲の放射影響に系統的 なバイアスをもたらす。

本研究では気候モデル MIROC の autoconversion 過程 において格子内の雲水量変動を考慮し、それが変換率 に与える効果を導入した。また、この効果を衛星観測と 全球雲解像モデルを用いて検証するとともに、このよ うな高度化による気候場への影響を評価した。

#### 2. 方法

格子内の雲水量変動を考慮した変換率は、雲水量xの 格子内変動を表す確率密度関数P(x)をスキームの変換 率R(x)にかけて積分することで求まる[1]。この積分計 算の結果は、格子平均の雲水量をスキームに代入した 値に補正ファクター(Fと呼ぶ)を乗じた形になる(式 1)。 FはスキームR(x)の雲水量に対する非線形性と、格子 内の雲水量分布P(x)に依存して決まる。

#### 3. 実験に使用したモデル・観測データ

気候モデル MIROC5[2]において、雲量・雲水量を予 報するために仮定している三角形の雲水量確率密度関



数[3]を用いて(式1)を計算することで、autoconversion 過程にファクターFを導入した。非線形性が異なる3種 類のスキームに対して control 実験とF導入実験を行な った。

MIROC に導入した F の再現性を評価するために、格 子間隔 14km の全球雲解像モデル NICAM[4]と衛星の全 球観測データ[5]を用いた解析を行った。さらに F 導入 による雲水量・雲量や放射場への影響を対応する衛星 観測データとの比較を通して評価した。

#### 4. 結果と考察

MIROC に導入した補正ファクターFと、NICAM 及び衛 星観測データから算出したFの全球分布を図1に示す。 衛星観測や雲解像モデルと比較して、MIROC は高緯度で の低い Fを再現している一方、大陸西岸での低い Fや 熱帯海上の比較的高い Fを十分表現できていない。Fの 再現性を向上させるためには、雲水分布関数 P(x)に三 角形を仮定していることによる制約についてより詳細 に調べる必要がある。

講演では、Fの導入による降雨生成過程や気候場への 影響を評価した結果や、異なる autoconversion スキー ムを用いた感度実験の結果について報告する予定であ る。

#### 5. 参考文献

[1] Morrison, H. and Gettelman, A., 2008, J. Clim, 21(15), 3642–3659.

[2] Watanabe, M., et al., 2010, *J. Clim*, 23(23), 6312-6335.
[3] Watanabe, M., et al., 2009, *Clim. Dynam*, 33(6), 795-816.
[4] Satoh et al. (2014) *Progress Earth Planet. Sci.*, 1, 18.
[5] Lebsock, M. D., et al. 2013, *J. Geophys. Res.*, 118, 6521-6533.

 $\overline{R(x)} = \int R(x) \cdot P(x) dx = F \cdot R(\overline{x}) \quad (式 1)$ - は格子内平均量を表す。



図1:ファクターFの地域分布

## プロセスベースのグリーンランド氷床融解量推定 ~氷床結合 GCM に向けて

\*大石龍太(東京大学大気海洋研究所), 阿部彩子(東京大学大気海洋研究所), 齋藤冬樹(海洋開発研究機構)

## 1. はじめに

将来の温暖化に伴う氷床の融解と海水面上昇の予測 精度向上は社会的急務である。過去の温暖期には氷床 融解により数mの海面上昇がおきていたことが地質学 的証拠から示されており、大気海洋結合モデル、およ び3次元氷床モデルを用いた研究によってその再現が 試みられている。この際、氷床の上端境界条件として の融解量の推定には、経験則に基づく PDD (Positive-Degree-Days)という簡易な方式が長く用いら れてきた。本研究では、大気海洋大循環モデル MIROC の陸面部分である MATSIROを比較的高解像度の領域 モデルとして用いることでグリーンランドの融解量推 定を物理プロセスベースで行い、従来のPDD方式によ る結果と比較する。

## 2. モデル

本研究は、大気海洋モデルを用いた温暖気候実験と、 その結果を入力として用いるオフライン地表面実験の 2 段階からなる。大気海洋大循環モデルは植生分布を予 報可能な MIROC-LPJ [1]を用いる。大気解像度は約 2.8°格子で鉛直は20層、海洋は slab ocean を採用して いる。地表面モデルは MIROC の陸面部分である MATSIRO[2]を独立したオフラインモデルとして用い る。領域はグリーンランドに限定し、水平解像度は 1 度格子である。PDD 方式の計算は、将来的に MIROC と結合する予定の3次元氷床モデルIcIES[3]で採用して いる、Reeh (1991)に基づく方式を採用する。

### 3. 実験設定

大気海洋モデルを用いた実験は基準となる産業革命 前設定(CTL)、127,000 年前の最終間氷期(127ka)、大気 二酸化炭素倍増(2xCO2)の3 通り行う。気候と植生分布 が平衡状態に達した状態で、オフライン MATSIRO に 与えるための変数を月平均の気候値として用意する。 オフライン MATSIRO の基準実験は Kim et al. (2009) で整備された1 度格子の入力値を用いて行う。オフラ イン MATSIRO の 127ka 実験と 2xCO2 実験は、 MIROC-LPJ 出力の温暖化実験と CTL 実験の月平均気 候値の差分を daily に内挿して Kim et al. (2009)の6時間 値に加算した値を用いて行う。PDD の計算は上記の方 法で作成した MATSIRO の入力値を月平均に直して入 力とする。

### 4. 結果

PDD 方式と MATSIRO の結果では、グリーンランド 北部での融解量に系統的な差が見られた。当日はより 詳細な解析結果を示す予定である。



図 1:127ka における融解量(m/年)。PDD 方式(左)と MATSIRO(右)。

#### 参考文献

- O'ishi, R., and A. Abe-Ouchi (2011), Polar amplification in the mid-Holocene derived from dynamical vegetation change with a GCM, Geophysical Research Letters, 38, L14702, doi: 10.1029/2011GL048001.
- [2] Takata, K., S. Emori and T. Watanabe (2003), Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, Global and Planetary Change, 38, 209-222, 2003.
- [3] Saito, F., A. Abe-Ouchi, K. Takahashi, and H. Blatter (2016), SeaRISE experiments revisited: potential sources of spread in multi-model projections of the Greenland ice sheet, The Cryosphere, 10, 43–63.

[4] N. Reeh (1991), Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland lee Sheet. Polarforschung, 59(3), 113-128.

## 全球大気データ同化システム NICAM-LETKF を使った EFSO 観測インパクト推定

\*小槻峻司,黒澤賢太,三好建正(理研計算科学)

### 1. はじめに

現在の天気予報システムは数多くの観測を同化して おり、より良い同化システムの設計には、個々の観測 データがどの程度天気予報の改善に寄与しているのか 定量化することが重要である。観測データが予報をど の程度改善したかを測る手法に Forecast Sensitivity to Observation (FSO; Langland and Baker 2004)がある。従来、 FSO は随伴モデルを要したが、Kalnay et al. (2012)によ り EnKF に拡張された(Ensemble FSO; EFSO)。EFSO は、 アンサンブル予報を使って、個別の観測データを抜い たデータ同化実験を行わずに、それぞれの観測が予報 に与えるインパクトを推定する。本研究では、この EFSO を理化学研究所で開発されている全球大気デー タ同化システムNICAM-LETKF(Terasaki et al. 2015)に実 装し、観測のインパクトを推定する。

### 2. 実験設定

モデル解像度は112 km とし、アンサンブルメンバー 数は40とした。観測値として、NCEPの提供する PREPBUFRのほか、AMSU-A輝度温度や、JAXAによ る衛星観測全球降水マップ(GSMaP)を同化する。本研 究では、将来時刻のデータ同化解析値を真値とみなし た場合のEFSO(対解析 EFSO)と、観測を真値とみな した場合のEFSO(対観測 EFSO)の両方を実装した。 2014年7月から1ヶ月間実験を行い、後半4週間の結 果から各観測種別の平均的なインパクトを推定した。

## 3. 結果と今後の方針

図-1に、EFSOにより見積もられた各観測種別のイン パクトを示す。ここでは対解析 EFSO の結果を示して おり、NICAM-LETKF と ERA Interim を真値として計算 した結果を示している。本研究の工夫として、水蒸気・ 内部エネルギー・運動エネルギーの予報誤差を別に推 定している。NICAM-LETKF では、ラジオゾンデ (ADPUPA)、衛星風(SATWND)、衛星散乱計測風 (ASCATW),マイクロ波サウンダー(AMSU-A)が大き なインパクトを持っていることが分かった。運動エネ ルギーに最も大きな予報改善が見られる。 NICAM-LETKF システムの特色である GSMaP の同化 は、水蒸気の場を改善している。対観測 EFSO からは、 観測のインパクトが主に自身の観測変数の予報改善と して得られる一方、他の観測変数の予報改善としての 寄与は限定的と分かった。

上述したように、EFSO は個々の観測データが予報の 改善(改悪)した程度を定量化する。NICAM-LETKF で同化された観測のうち、予報を改善する観測の割合 は 55%程だった。つまり、約半分の観測は予報を改悪 している。今後、EFSO を応用した同化手法改善や、予 報を改悪すると診断された観測を同化しない「観測選 択手法」について、さらに研究を進める方針である。 謝辞

本研究は JAXA-PMM の支援を受けた。



図-1 EFSO によって見積もった NICAM-LETKF の各観測種別のインパクト(Jkg<sup>-1</sup>)。棒グラフは上から順に、水蒸気・内部・運動エネルギーの予報誤差を示しており、負値は 6 時間予報が改善されていることを示す。左右の パネルはそれぞれ、(a)対 NICAM-LETKF、(b)対 ERA-Interim の解析値を真値として推定された観測インパクト を示している。2014 年 7 月 4-31 日(4 週間)の平均を示している。Kotsuki et al. (2018, in prep.)から引用。

## 航空機データの全球数値天気予報へのインパクトについて \*石橋俊之(気象研究所)

## 1. はじめに

全球大気を対象とする数値天気予報は、日々の天気予 報や防災情報の基礎情報を提供するともに、気候解析や 予測の基盤技術にもなっている。予報精度は初期値の精 度に大きく依存するため、その生成には 4 次元変分法な どのデータ同化手法を用い、一日あたり数 100 万の観測 データが同化されている。このような膨大なデータの中で も、航空機の観測データ(気温、風、(比湿))は主要な観 測の一つとなっている。初期値の精度を向上させるため には、個々の観測データが予報精度に与える影響を評価 することが重要である。本発表では、数値予報モデルや データ同化システムの随伴コードを用いて、個々の観測 の予報精度等への寄与を評価する。航空機観測データの そのほかの側面や今後の課題についても考えたい。

#### 2. インパクト評価手法

同化された個々の観測データが予報誤差をどれだけ減 らしたかによって、個々の観測データのインパクトを定義 し、予報モデル及び同化システムの随伴コードを用いて 評価する(Langland and Baker 2004, Tellus A)。評価は MRI-NAPEX(気象研究所計算機上に構築している実験用 の気象庁現業全球数値予報システム)で行った。インパク ト評価は、予報誤差評価時間は 24 時間、ノルムは湿潤ト ータルエネルギーを用いた(Ishibashi 2018, MWR)。

## 3. 結果とまとめ

図 1 に航空機観測のインパクトの空間分布を示す。空 港付近のプロファイル観測だけでなく、巡航高度での観測 も明瞭に予報誤差を減らす寄与が見られる。図 2 は緯度 帯ごとの相対インパクトと観測数である。北半球中高緯度 での寄与が 50%以上を占め、熱帯、南半球では、ともに 20%程度程度の寄与である。図 3 はインパクトの高度分布 である。300hPa 付近の観測が 50%以上の寄与を持つ。

発表では、航空機観測インパクトのこの他の側面や今 後の課題についても述べたい。

#### 4. 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP17K05658 の助成を受けたも のです。



図 1 航空機観測のインパクト。青(赤)点の 観測は予報誤差を減らす(増やす)のに貢 献。(電子版はカラー図。以下同様。)



図 2 航空機観測の領域別インパクトと観測 数。



図 3 航空機観測の高度別インパクトと観測 数。

## 誤差分布の非ガウス性を考慮したデータ同化手法

\*近藤圭一 (気象研究所)、三好建正 (理研 計算科学)

## 1. はじめに

数値天気予報においてよく使用されている変 分法やアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF) 等のデータ同化手法では、背景誤差分布はガウス 分布を仮定している。しかし、Miyoshi et al. (2014, GRL; 2015, Computer),近藤・三好(2016,春季 大会)は、通常より二桁以上大きい10240メンバ ーからなる巨大アンサンブルデータ同化実験の 結果を用いることで、大気における背景誤差の確 率分布を陽に検証した。その結果、大気中の多く の地点で背景誤差分布はガウス分布に近いが、熱 帯やストームトラック付近のような非線形性が 強い領域で明確な非ガウス性が確認され、そのよ うな場所で解析誤差が大きくなっていた。

本研究では、データ同化の際に誤差分布の非ガ ウス性を考慮することで、積雲対流や大気化学過 程を含む強非線形システムにおいて、データ同化 の精度向上を図ることを目的としている。

## 2. 手法

非ガウス性を考慮したデータ同化手法には粒 子フィルタ (PF, Gordon et al. 1993)を用いるが、 一般的に PF は膨大なアンサンブル数(粒子数) を必要とするため、そのまま自由度の大きな大気 モデルへ適用することは一般に困難である。そこ で、上述のように大気モデルでは多くの格子点で 背景誤差分布がガウス分布で近似できることに 着目し、非ガウス性が小さい格子点では従来通り EnKF を適用し、非ガウス性が強い格子点に限り PF を導入する。このように限定的に PF を適用す ることで、少ないアンサンブル数でも効果的に動 作する PF の実装法を検討・実証する。非ガウス 性の強さの指標には、KL divergence (Kullback and Leibler 1951)を用いる。

しかし、少ないアンサンブル数ではサンプリン グ誤差により非ガウス性を評価することが難し い。そこで10240メンバーのデータ同化実験の結 果から、少ないアンサンブル数を使ったときの KL divergence のサンプル誤差を推定し、KL divergence がある閾値を超えた場合に非ガウスな 誤差分布と判定する。

#### 3. 実験設定

本研究では、低解像度の全球大気モデル SPEEDY (T30/L7, Molteni 2003) に LETKF (Hunt et al. 2007)を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005)をベースとして使用す る。アンサンブル数は320である。ラジオゾンデ、 ブイを模した観測を6時間毎に同化し、実験期間 は9カ月間とした。

モデル誤差のない完全モデル実験のほかに、よ り現実的な状況を想定し、SPEEDYの各種パラメ ータを変更した不完全モデル実験も行う。

LETKF に PF を組み合わせた実験を"Hybrid" として LETKF と比較する。

## 4. 結果

完全モデル実験では、非ガウス性の出現頻度が 高い気温場や水蒸気場において、Hybrid 実験は LETKF よりも解析誤差がわずかに減少傾向とな るものの、基本的にはほぼ等々の性能となった。 不完全モデル実験では、Hybrid 実験は水蒸気場で 解析誤差を大きく低減させ、10%以上の性能改善 を示している(図1)。今大会発表時には、本手法 の具体的な手法や課題等も含め最新の結果を発 表する予定である。



図 LETKF と Hybrid (LETKF+PF) 実験における モデル最下層 Q の RMSE 時系列。

NEに基づく変分同化法への降水の混合対数正規分布の導入(その2) <u>青梨和正</u>・岡本幸三・山口宗彦(気象研究所)、野牧知之(リモートセンシング技術センター)

### <u>1. はじめに</u>

我々は、今まで、JMANHM用のNeighboring Ensemble (NE) に基づく変分同化法(EnVAR: Aonashi et al 2016)を用い たMWI TBのデータ同化システムを開発してきた。

前回の報告では、Aonashi (2016)の NE 法を用いて、 JMANHM の降水予報誤差確率分布 (PDF)を調べた結果、 混合対数正規分布に良く適合することを報告した。今回 は、これに基づき、all-sky マイクロ波イメージャ(NWI) TB を雲解像モデル (CRM)へ同化するスキームを開発し、 台風 1518 の事例に適用して、all-sky MWI TB を同化する 実験を行なったので報告する。

#### 2. 同化スキームの概略

(1) NE に基づく EnVar スキーム

アンサンブルに基づく変分法(EnVar)スキームは、解 析変数に関するコストファンクションを最小値化するこ とで、解析値を求める。このときに、解析インクレメン トがアンサンブル予報摂動の張る空間に属すると仮定す ることで、予報誤差の流れ依存性を考慮する。

EnVar スキームを雲解像モデル(CRM)に適用すると、 降水物理量のサンプリング誤差が深刻である。これを軽 減するため、Aonashi et al (2016)は、ある格子点の予 報誤差相関を推定するのに周囲の格子点のアンサンブル メンバーを使う Neighboring Ensemble (NE)法を開発した。 (2)観測降水分布に対応した降水のレジームの選択

本研究では、降水についての解析変数として降水強度 Prの函数 In(Pr+1)を用いた。そして、降水の有り・なし のNE から各々のレジームの CRM 予報値の誤差の PDF を求 めた。

降水の混合対数正規分布モデルを導入すると、降水の 有り・なしを表す、2つのPDFのレジームを導入すること になる。但し複数のPDFレジームを使うEnVARは、複雑 になり計算コストも増加する。

これを避けるため、本研究では、降水に感度が高い WI TB を利用して、観測降水分布を推定した。そして、この 推定に基づき、各格子点の PDF レジームを選択した。具 体的には、各粗格子点について降水なしのレジームの NE 予報誤差を用いて、TB のアンサンブル平均  $TB^{c}(\overline{X}^{f,0})$ と標準偏差  $\sigma(\overline{X}^{f,0})$  を求め、観測値 (?) との差  $|Y - TB^{c}(\overline{X}^{f,0})| > 3 * \sigma(\overline{X}^{f,0})$  のときに降水ありと 判定した。

各粗格子点の解析変数の第1推定値 $(\bar{X}^f)$ を、各レジームのコンポジットで近似する。

(3) Desroziers (2005) 法の MVI TB 観測誤差推定

Desroziers (2005)の手法を使うと、EnVAR の第1推定値と、解析値を使って以下のように観測誤差を推定できる:

$$E(Y - H\overline{X}_{a}, Y - H\overline{X}_{f})$$

$$= E\{(I - HK)(Y - H\overline{X}_{f}, Y - H\overline{X}_{f})\}$$

$$= E\{R(HP_{f}H + R)^{-1}(Y - H\overline{X}_{f}, Y - H\overline{X}_{f})\}$$

$$= R$$
(1)

具体的には、適当な観測誤差 R の初期値から EnVAR での解析値の計算と(1)式による R の推定を繰り 返した。

#### 3. 同化実験の結果

我々は、2015/9/8/17UTC のAMSR2のTBの同化実験を行 なった。その結果、非降水域のTB同化が、広範囲の相対 湿度(RH)を改変すること、一方、降水域のTBの同化が、 台風周辺で、RHや降水だけで無く、風速、地上気圧を大 きく改変することが分かった。

図1:2015/9/8/17UTC の AMSR2 の TB を同化したときの解 析インクレメントと地上気圧(実線): シェードは高度 1460m の RH、矢羽根は高度 1460m の風速

(上)非降水域のTBを同化



(下)All-skyのTBを同化



謝辞:本研究は、気象研究所とJAXAの共同研究「衛星雲・ 降水観測データのデータ同化システムの構築に関する 研究」及び、JSPS科研費基盤研究C(15K05294)の助成を 受けました.

## アンサンブルデータ同化のための摂動手法 (5) 雲解像モデル LETKF の場合

\* 斉藤 和雄<sup>1,2</sup>、Le Duc<sup>32</sup>、横田 祥<sup>2</sup>、川畑拓矢<sup>2</sup>、松信 匠<sup>4</sup> (<sup>1</sup>東京大学大気海洋研究所、<sup>2</sup>気象研究所、<sup>3</sup>海洋研究開発機構、<sup>4</sup>筑波大学)

#### 1. はじめに

アンサンブルデータ同化ではデータ同化に必要な予報誤差 をアンサンブル予報摂動から見積もるが、アンサンブル予報 場の特性はどのようにアンサンブルメンバーを生成させるかに 強く依存する。LETKF やアンサンブル変分同化法などでは、 初期値摂動手法として、アンサンブル変換(Bishop, 2000; Wang et al. 2003)が広く用いられている。これまでの講演(2016年秋、 2017年春、秋)では、アンサンブル変換の問題点を確認するた め、SPEEDY-LETKF による OSSE 解析について、変換行列の 係数を実際に出力して確認するとともに、変換行列非対角成 分の重ね合わせによる摂動ベクトルを示し、摂動ベクトルの空 間構造の不整合や対角成分と非対角成分による摂動のパワ ースペクトルの局所化スケール依存性について調べた。また 前回の講演(2018 春)では、より現実的な同化システムとして 数値予報モデル(気象庁非静力学モデル)で実データを同化 する NHM-LETKF で同様な調査を行い、上昇流の場の鉛直 構造や予報場への影響について報告した。また Duc らによ る講演(2018春)では、変換行列をそのトレース(固有値) の平均値に単位行列を掛けたもの(λl)と残差(P)に分解 し、前者のみで構成される摂動によるアンサンブル予報に ついて、水平格子間隔 15km の NHM-LETKF での精度検証を 行った。局所化に伴う変換行列の係数不整合の影響は深い 対流を含む雲解像モデルでより深刻となる可能性もある。 今回水平格子間隔2kmのNHM-LETKFで首都圏に強い降水が 見られた事例について同化サイクルによる実験を行い、降 水予報を検証した。

### 2. 実験の仕様と事例

2km NHM-LETKF の主な諸元は以下のようなものである。 (15kmLETKF は 2016 年 8 月 1 日 00UTC からの 6 時間デー タ同化サイクル)

- 関東周辺 240kmx240km
- 水平格子間隔2 km 鉛直50 層、20 メンバー
- 2016年8月1日18UTCから15km LETKFアンサンブルに ネスト、3時間データ同化サイクルを8回実行
- 15km LETKF 予報による境界摂動
- 積雲パラメタリゼーションなし
- RTPS (Relaxation to prior spread)によるインフレーション

対象とする事例は、東京付近で局地的な強雨が観測された 2016 年 8 月 3 日で当日の 03 JST, 06JST の前 3 積算降水 量を 1 図に示す。



1 図 左) 2016 年 8 月 3 日 03 JST (2 日 18UTC) の前 3 積 算降水量。右)同じく 06 JST (2 日 21UTC)。

#### 3. 結果

1 図に対応する 3 時間降水量について、変換行列をそのま ま用いる LETKF (Full)と固有値の平均値に単位行列を掛け たもの(λ1)からの解析に対する予報を 2 図に示す。



2 図 左)通常の変換行列(Full)を用いる解析からの予報による3時間雨量 右)(λ)の場合。上段は15UTC解析からの予報、下段は18UTC解析からの予報。

上記はコントロール解析に対する予報であるが、全 20 メン バーの予報の同化サイクル期間中の 1 時間降水強度に対す る Fraction Skill Score を図3に示す。通常の変換行列を用い る解析からの予報(左)に対し、非対角成分を除く同化サイク ルの予報(右)はスコアを大きく改善している。



3 図 左)通常の変換行列(Full)を用いる解析からの予報による1時間降水強度のFSS 右)(*λ*1)の場合。

謝辞:本研究の一部は、科研費基盤研究(B)「アンサンブル データ同化のための最適摂動手法に関する研究(16H04054)」、 及びポスト「京」重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象 と地球環境の予測の高度化」の助成を受けた。

## GSMaP 降水データの観測誤差相関を考慮したデータ同化実験 \*寺崎康児,小槻峻司,三好建正(理研計算科学)

## 1. はじめに

データ同化において、非対角な観測誤差共分散行 列をどのように扱うかは大きな問題の1つである。 一般的に同一測器での観測データには観測誤差相関 があることが知られており (Bormann et al. 2010, QJRMS)、近年では衛星データのチャンネル間の誤 差相関を考慮したデータ同化の研究が活発に進めら れている。しかし、水平方向の観測誤差相関を考慮 するデータ同化は、誤差相関を見積もる研究は行わ れているものの、それを陽に考慮するデータ同化研 究はあまり進んでいない。現在、多くの現業機関で は水平方向の観測誤差相関を考慮していないため、 観測データを間引いて同化している。水平方向の観 測誤差相関を陽に考慮することで、間引きをせず観 測データが持つ情報をより多く利用できる可能性が ある。

Kotsuki et al. (2017) は GSMaP 降水量データに ガウス分布変換を適用し同化する手法を開発した。 さらに、GSMaP 降水量データの観測誤差相関を推 定し、誤差相関の影響を受けないように間引きを適 用し同化実験を行った。本研究では、全球大気デー タ同化システム NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2017)を用いて、GSMaP 降水量データの観測誤差 相関を考慮するシステム開発及び実験を行い、解析 及び予報精度の向上を目指す。

## 2. 実験設定

NICAM-LETKF システムにおいて、GSMaP 観測 誤差相関を考慮するために、観測誤差共分散行列を 陽に扱うことができるよう改良した。GSMaP の観 測誤差はKotsuki et al. (2017)で得られた推定値を5 次関数にフィッティングし、観測間の距離を計算し 観測誤差共分散行列を作成した。アンサンブル数は 40 とし、共分散膨張手法は Relaxation To Prior Spread (RTPS)を用いた ( $\alpha = 0.95$ )。GSMaP 降水 量データは高度 850 hPa で観測されたものと仮定し て通常の観測と同様の鉛直局所化を適用した。

#### 3. 結果

図1は GSMaP 降水量の同化において、観測デー タを間引かず観測誤差相関を考慮した実験と、観測 データを間引いて観測誤差相関を考慮しない実験の ERA-Interim に対する二乗平均平方根誤差(RMSD) の違いを表す。ジオポテンシャル高度、水蒸気量及 び東西風は対流圏において、観測誤差相関を考慮す ることで若干の改善が見られた。気温は、下部対流 圏では目立った改善は見られなかったが、対流圏界 面付近(150 hPa)では大きな改善が見られた。

## 4. まとめ

本研究では、NICAM-LETKF システムにおいて、 水平方向の観測誤差相関を陽に考慮するシステムを 開発した。実際の GSMaP 降水量データを用いた実 験を行い、解析精度の向上が見られた。発表では、 予報精度の検証についても報告する。



図1 観測誤差相関を考慮した場合としない場合 の、気温、ジオポテンシャル高度、水蒸気量及び東 西風の RMSD の差。負は観測誤差相関を考慮するこ とで改善したことを示す。

- [1] Bormann, N., and P. Bauer, 2010: Estimates of spatial and interchannel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. I: Methods and application to ATOVS data. Q. J. R. Metorol. Soc., 136, 1036-1050.
- [2] Kotsuki S., Miyoshi T., Terasaki K., Lien G.Y. and Kalnay E. 2017: Assimilating the Global Satellite Mapping of Precipitation Data with the Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model NICAM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 1-20. doi:10.1002/2016JD025355
- [3] Terasaki, K., and T., Miyoshi, 2017: Assimilating AMSU-A radiances with the NICAM-LETKF. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 433-446.

# ひまわり 8 号の輝度温度同化研究: 台風に伴う降水予報の改善 \*本田匠 (理研計算科学), 滝野晶平(東京電力 HD),

三好建正 (理研計算科学)

## 1. はじめに

台風とそれに伴う大雨は、ときおり甚大な被害をも たらす。特に、夏季から秋季にかけて、日本に接近する 台風に伴う洪水は水力発電用ダムの操作において、警 戒する必要がある。実際、2016年9月に日本南岸を通 過した台風 Malakas は、多数の水力発電ダムが運用さ れている中部日本に多量の降水をもたらした。安全か つ効率的な水力発電用ダムの操作のためには台風に伴 う降水の高精度な予測が不可欠となる。

高精度な台風予測のためには、静止気象衛星の観測 をデータ同化することによる初期値の改善が有効な手 段となる。台風は多くの時間を従来型観測の少ない海 洋上を移動するが、近年運用が開始されたひまわり8号 [1]や GOES-16[2]は高時空間分解能で海洋上の台風を 含む広域を観測することが可能である。

実際、Honda et al. [3,4]は、台風本体の強度予測や台風 通過後の降水予報がひまわり8号の10分毎の輝度温度 同化によって改善されることを示した。しかし、これら の先行研究では、台風本体に伴う降水予測の改善には 注目していなかった。そこで、本研究ではひまわり8号 の10分毎の輝度温度観測を台風 Malakas 事例について 同化し、台風 Malakas 本体によってもたらされた降水 の予測改善を試みる。

## 2. 実験手法

実験には、先行研究[4]と同様に SCALE-LETKF シス テム[5]を用い、18-km mesh の親領域(D1)内に 6-km mesh の子領域 (D2) をネストした。D1 では従来型観 測のみを6時間毎に同化した。D2 では従来型観測と台 風 vital (ベストトラックの位置と強度)に加え、ひまわ り8号のバンド9を10分間隔で同化する実験(Him8)と しない実験(NoHim8)を行い両者の比較を行った。アン サンブルサイズは50とした。

## 3. 結果

D2 についてひまわり 8 号の輝度温度観測を同化した ところ、先行研究[3,4]と同様に台風本体や周辺の雲パ ターンの解析が改善された(図省略)。図は、解析アンサ ンブル平均からの降水予報結果を示している。気象庁 レーダーでは中部地方全域で台風に伴う降水が観測さ れているが、NoHim8 実験では中部地方南部で降水が見 逃されている。一方、Him8 実験では中部地方の降水も 予測されていた。同じ初期時刻からアンサンブル予報 を行ったところ、Him8 実験の方が NoHim8 実験と比べ て観測と近い領域に高い降水確率を予測していた(図省 略)。発表では結果の詳細な比較も含めて報告する。

- [1] Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.
- [2] Schmit, T. J., et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 681-698.
- [3] Honda, T., et al., 2018a, Mon. Wea. Rev., 146, 213-229.
- [4] Honda, T., et al., 2018b, J. Geophys. Res. Atmos., 122.
- [5] Lien, G.-Y., et al. 2017, SOLA, 13.



実験とNoHim8実験の解析アンサンブル平均をそれぞれ初期値とした。

ひまわり8号雲域データの全球データ同化 -高分解能情報を利用した品質管理-\*上清直隆(気象研究所)

## 1. はじめに

赤外放射を観測する衛星搭載のイメージャやサウン ダは、衛星風や輝度温度のデータ同化を通じて数値予 報の予測精度向上に貢献している。しかし、赤外域の 輝度温度は晴天域のデータの利用が主流であり、雲の 影響を受けた赤外観測データは、気象庁含め世界の数 値予報センターでの現業利用は限定的である。ひまわ り8号の雲域観測データの全球モデル同化に取り組ん でおり、本稿ではひまわり8号の持つ高分解能情報の 品質管理への利用ついて報告する。

#### 2. 単純雲による雲域観測データの利用

雲域データは単純雲(simple cloud)の仮定に基づき 処理する。格子内の雲は高度 Po にある単層一様で光学 的に厚い雲として表現し、次式で放射輝度を計算する。

R = (1-Ne) Rc + Ne Ro

ただし、R:格子の放射輝度、Rc:晴天域の放射輝度、 Ro:高度 Po の雲の放射輝度、Ne:有効雲量である。 この手法は導入が容易である反面、適用範囲が限定的 であり、品質管理でいかにこの条件に適合するデータ を選択するかが重要である。

#### 3. ひまわり8号の雲域観測データの利用

同化に使用する観測データとしては、気象衛星セン ターで開発中の全天放射輝度プロダクト (ASR、All Sky Radiance)を使用する。これはひまわり8号の観測デー タから毎時作成するプロダクトで、輝度温度は16×16 ピクセル (水平解像度 32km に相当)を単位セグメント として、セグメント内の全ピクセル、雲ピクセル、晴 天ピクセルの平均輝度温度のほか、雲量や雲高度に関 する情報を格納している

#### 4. 同化実験

実験は、気象研究所に本庁から移植した数値予報実 験システム MRI-NAPEX を使用し、数値モデルやデー タ同化手法など、同化対象に雲域データを含む以外は、 同化に使用する観測バンド(水蒸気に感度のある3つ のバンド)や実験の環境、設定は基本的に現業に準じ た。対象期間は2016年6,7月で、実験は、ひまわり8 号の晴域データ同化の参照実験(CNTL)に対して、雲 域データ同化実験(TEST)を行った。観測-第一推定 値(OMG=obs minus guess)には全体的に負のバイアス があるが、バイアス補正により解消され、観測-解析 (OMA)の標準偏差はOMGより小さくなっていた。

### 5. 高分解能情報の品質管理への利用

第1図はセグメントの雲量を横軸、水雲の割合を縦 軸にとった OMG (バイアス補正前後)、OMA の分布で ある。4. 項で書いた通り、全体では、バイアス補正に よって大きな負バイアスが解消され(左図→中図)、さ らにデータ同化の結果、観測との差の標準偏差が小さ くなり (中図→右図)、バイアス補正を含めた同化する データの品質管理は適正に行われているように見えた が、水雲の割合が小さいほど負のバイアスが大きく、 また雲量が大きいほど負のバイアスの傾向がある。そ の結果、バイアス補正後も、水雲の割合、雲量に応じ てバイアスの偏りが残り、この偏りはデータ同化後も 完全には解消しない。したがって、雲量ならびに水雲 の割合にも応じた品質管理やバイアス補正を行うこと でよりバランスのとれたデータ同化ができるのではな いかと考えられる。口頭発表では、より多くのサンプ ルを使って統計処理を行い、水雲の割合に加えて、雲 頂高度やその標準偏差、雲格子と晴格子の混合度など のその他のパラメータとの関係についても調査した結 果と、それに基づいた品質管理を適用した実験結果に ついて報告する予定である。



図1 左:輝度温度のOMG (バイアス補正前)、OMG (補正後)、OMA。観測バンド9。赤色が正値で青色 が負値。縦軸は上が1、横軸は右が1。

## 高頻度・高分解能雷観測データと

## 100 m メッシュ SCALE-LETKF によるシミュレーションとの比較

\*前島 康光<sup>1</sup>, 牛尾 知雄<sup>2,3</sup>, 三好 建正<sup>1,4</sup>

(1. 理研・計算科学研究センター, 2. 首都大学東京, 3. 大阪大学大学院, 4. メリーランド大学)

#### 1. はじめに

豪雨をもたらす発達した積乱雲には、しばしば活 発な雷活動が見られる。雷観測は、米国の静止気象 衛星 GOES-R による Geostationary Lightning Mapper (Goodman et al. 2013, *Atmos. Res.*) や、Worldwide Lightning Location Network (WWLLN, Abarca et al. 2010, *J. Geophys. Res.*)、気象庁雷監視システムなど が運用されている。近年では、Dixson et al. (2016, *J. Atmos. Oceanic Technol.*)が、モデル格子点の近傍で 雷が観測された場合に、ナッジングによってモデル の水蒸気量を増加させるという手法を用いて、雷観 測を対流スケールの気象シミュレーションに生かす 先駆的な取り組みを行っている。

本研究では、先行研究では扱われなかったような 高頻度・高分解能の雷観測データを、個々の積乱雲 を解像する100mメッシュの高解像度モデルに同化 することを目指す。雷観測データの観測演算子を検 討するための第一歩として、実際の雷観測データと 領域数値天気予報システム SCALE-LETKF (Miyoshi et al. 2016, *Proc. IEEE*; Lien et al. 2017, *SOLA*) による シミュレーションとの比較を行う。

#### 2. 雷観測データの概要

本研究では、大阪大学で観測が続けられている雷 観測データを用いる。観測範囲は大阪大学吹田キャンパスを中心とした約 120 km 四方、高度 20 km 以 下の領域であり、水平・鉛直分解能 100 m、時間分 解能 1×10<sup>-6</sup>秒で雷が発光した位置と時刻を記録す る。

# 3. 雷観測データと SCALE-LETKF のシミュレーションの比較

比較の手順を以下に述べる。

- (1) 2015 年 8 月 13 日に関西地方で発生した雷雨事 例を対象に、大阪大学吹田キャンパスのフェー ズドアレイ気象レーダー(PAWR)を同化する実 験を行い、高精度な解析値を得る。SCALE-LETKFの水平解像度は 100 m、鉛直 96 層、ア ンサンブルメンバーは 50、同化サイクルは 30 秒、実験期間は 2015 年 8 月 13 日 00 JST~02 JST である。
- (2) SCALE の各格子空間内において、LETKF 1 サ イクルの間(30 秒間)に観測された雷の発光回数

をカウントする。

(3) SCALE-LETKF の解析値のうち、発雷と関連性の高い霰の混合比(QG)、雪の混合比(QS)、鉛直風(W)と、雷の発光頻度とを比較する。

### 4. 結果と今後の課題

霰の混合比と、30 秒当たりの雷の発光頻度の散布 図を図1に示す。雷の発光頻度が100回/30 秒を超 える場合は、10gkg<sup>-1</sup>程度の豊富な霰が存在し、発 光頻度が少ないほど、霰が少ない傾向が見られる。 一方、雷の発光頻度の多寡にかかわらず、10gkg<sup>-1</sup>程 度の豊富な霰が存在する場合も多くみられる。

以上は全モデル格子点の解析値に対して雷観測と の比較を行ったものだが、今後、発雷の起源となる 部分に対象を絞って比較を進めるなどして、両者の 有用な関係性を探り、発表時には最新の結果を紹介 する。



図 1: 2015 年 8 月 13 日 00JST~02JST における霰の混 合比(解析値)と雷の発光頻度の散布図。縦軸は霰の混 合比[gkg<sup>-1</sup>]、横軸は 30 秒当たりの雷の発光頻度[回/30 秒]をそれぞれ示す。

#### 謝辞

本研究は、JSPS 科学研究費補助金・若手研究「『ゲ リラ豪雨』予報高精度化に向けた超高頻度・高解像 度雷発光データ同化」(研究代表者:前島康光)、JST・ CREST「ゲリラ豪雨予測を可能にする次世代ビッグ データ同化アプリケーションの EBD コデザイン」 (研究代表者:松岡聡)、および「『ビッグデータ同化』 の技術革新の創出によるゲリラ降雨予測の実証」(研 究代表者:三好建正)の一環として行われた。

## 数値天気予報とナウキャストを組み合わせた全球降水予測

黒澤賢太\*,小槻峻司,大塚成徳,寺崎康児,三好建正(理研計算科学)

## 1. はじめに

数値天気予報(NWP)モデルを用いた降水予測精度は, モデル性能の向上,観測数の増加,データ同化手法の 発展により大きく向上してきた.他方で,ナウキャスト手法 による降水予測も,高速かつ計算コストが低い手法として 知られている.ナウキャスト手法は,最新の降水パターン から雨域の移動ベクトルを算出し,その移動ベクトルを用 いた外挿により雨雲の将来位置を予測する.ナウキャスト 手法は短時間の予測精度で NWP を上回る一方,時間 経過と共に急速に予測精度が悪化する.気象庁の降水 短時間予測システムでは,NWP とナウキャスト手法を組 み合わせた降水予測が実施されている.組み合わせ降 水予測は一般に,レーダー観測と領域気象モデルを用 いて3時間程度先までの領域スケールで実施されている。

本研究では新たに、この組み合わせ降水予測を全球 スケールで実施する.理化学研究所で開発されている全 球天気予報システム NICAM-LETKF[1]と、JAXA の全 球降水マップを基にしたナウキャスト GSMaP\_RNC[2]を 組み合わせた、新しい全球降水予測システムを開発する. ここでは 112km 解像度で計算した NICAM の降水予 測を GSMaP の格子に内挿し、その上で GSMaP\_RNC の予測と組み合わせる.

## 2. 実験設定

組み合わせ降水予測は、NWP とナウキャストの重 みづけ平均から得る.この重みは時間依存の関数であ り、NWP とナウキャストの降水予測精度によって決 定される.領域スケールの予測では、重みは領域一様 に与えられる.しかし全球スケールの予測では、支配 する気候システムの違いにより、領域ごとに最適な重 みが異なりうる.NWPとナウキャストの局所的な予 測精度を比較するため,新たに局所スレットスコア (LTS)を導入する.LTSは,各グリッドの周囲10°×10° の領域で統計をとりスレットスコアを計算する. このLTSが最大化される様に,GSMaPの各格子で重 みを求めた.スレットスコア閾値は0.5mm/hrとし, 検証データにはGSMaP\_MVKを用いた.重みは0か ら1までの0.1刻みの値とし,最適な重みをトレー ニング期間の結果から数値的に求めた.2014年9月 からの1年間をトレーニング期間,次の1年間を検 証期間として実験を行った.

### 3. 結果

図-1 は、テスト期間1年間のLTS と平均絶対誤差 (MAD)の全球平均値を示している.LTS を見ると、7 時間先までの予測精度でGSMaP\_RNC が NICAM を 上回るが、それ以降では逆転している.両者を組みわ せることで、LTS と MAD の両指標で予測精度が向上 する結果を得た.発表では、詳細な実験設定や他の検 証結果も含めて報告する.

#### 参考文献

[1] Terasaki et al., 2015, SOLA, 11, 23-26

[2] Otsuka et al., 2016, Wea. Forecasting, 31, 1409-1416

謝辞 本研究は JAXA-PMM の支援を受けた.



図-1 テスト期間 1 年間の予報時間(hr)毎の(a)局所スレットスコア(閾値; 0,5 mm/hr), (b) 平均絶対誤差 (MAD; mm/hr)の全球平均値。実線、点線、丸付き線はそれぞれ、NICAM、GSMaP\_RNC、本研究の組合わせ予 測を示す。Kotsuki et al. (2018, in prep.)より転載。

球座標系における浅水波(ラプラス潮汐方程式)の厳密解(2) \*吉﨑正憲・渡来靖・鈴木パーカー明日香(立正大学)

1. はじめに: 地球の自転がある中で安 定成層した流体の運動は Laplace 潮汐方 程式 (LTE) で記述され, LTE の分散関係 は東西波数 s (0 か正整数), 振動数  $\lambda$ , Lamb パラメータ  $\epsilon$  (=4  $\Omega^2$ /gH) で表され る. ここで  $\Omega$  は自転の角速度, g は重力 加速度の大きさ, H は流体の深さを表す. 前回と同様, LTE の厳密な解析解を目指す ため, 今回は LTE (0 <  $\epsilon$  < $\infty$ ) の標準形で ある関数 F<sub>n</sub> の導出を試みる. ここで  $\mu$  =cos θ (θは余緯度), 1 階微分は()' とする.

2. LTE と赤道  $\beta$  面近似の微分方程式 (ODE): 赤道  $\beta$  面近似の場合,  $\epsilon \rightarrow \infty$ として,南北風 v に関して標準形である 放物柱関数 D<sub>n</sub>で表現される.図1を見る と,LTE との違いは $1-\mu^2$  が1となるだ けなので,これを出発点とする.

図1:東西風,南北風,自由表面の鉛直変位に関するLTEと赤道β面近似の式.  

$$a = \varepsilon^{1/2}/2, \quad \alpha, \gamma, \eta = const$$
  
 $(1-\mu^2)F'_n - a\mu F_n = \sqrt{2a} \alpha_n (1-\mu^2)F_{n+1} + 2a\gamma_n \mu F_n$   
 $(1-\mu^2)F'_n + a\mu F_n = \sqrt{2a} \eta_n (1-\mu^2)F_{n-1} + (2-2a\gamma_{n-1})\mu F$   $D'_n + \frac{y}{2}D_n = nD_{n-1}$   
 $(1-\mu^2)F''_n - 2\mu F'_n + \left[-\frac{N_n^2}{1-\mu^2} - N_n + N_n^2 + l_n(1-\mu^2)\right]F_n = 0$   
 $D'_n + \left(n + \frac{1}{2} - \frac{y^2}{4}\right)D_n = 0$   
 $N_n = 2a\gamma_n + a, \quad l_n = -2a\alpha_n\eta_{n+1}$ 

図 2:LTE の ODE と赤道 β 面近似の ODE との対応関係.

図 2 の赤道  $\beta$  面近似では, n に関して演算 子は昇降しているので, LTE でも成り立つ と仮定する.そうすると,右辺第 2 項を 補正項,  $\alpha$ ,  $\gamma$ ,  $\eta$  を未知数の定数とす ると, LTE の標準形である関数  $F_n$ が得ら れる,

赤道β面近似でvに関して関数 D<sub>n</sub>で展

開する.例えば、
$$v = \sum_{n=0}^{\infty} v_n D_n(y)$$
と置く

と、 $\omega^2 - k^2 - k/(2\omega) = n + 1/2$ の分散関係 が得られる.この場合 F<sub>n</sub>は、  $\gamma_n \rightarrow 0, \alpha_n \rightarrow -1, \eta_{n+1} \rightarrow n+1$ とするこ とによって、赤道  $\beta$  面近似の分散関係が 得られる.詳細は学会当日に紹介する.

## 目のある浅水渦上の軸対称擾乱の解析

\*板野 稔久(防衛大・地球)

(7)

#### 1. はじめに

台風や竜巻あるいは陣旋風などの渦上で存在しうる摂動の形 態を探るのは、非常に興味深いテーマである。Montgomery & Lu (1997)は線形化した浅水方程式系を用い、渦度が半径とともに単 調減少する安定な渦上で存在し得る自由振動を調べて、「慣性重力 波」に対応する高周波のモードと「ロスビー渡」に対応する低周 波のモードに加え、赤道上の「混合ロスビー重力波」を思わせる モードを突き止め、それらの振動数と振動パターンを導出してい る。但し、彼らの取り扱ったのは"目"(すなわち渦の中心部に涸 れた領域)のない渦である。本研究ではそれに対し、浅水方程式 系を用いて"目のある"軸対称渦を基本場とし、その上で存在しう る振動の形態について調査することを試みた。特に、今回は話を 単純にするため、系は「非回転」(i.e. f=0)、基本場は「ポテンシ ャル渦」とし、振動パターンも軸対称なものに限定した。

#### 2. 定式化

接線流速Vで旋回する軸対称渦の周りで線形化した浅水方程式

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - \frac{2V}{r}v' = -g\frac{\partial h'}{\partial r},$$
(1a)

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + \left(\frac{dV}{dr} + \frac{V}{r}\right)u' = 0, \qquad (1b)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} + u' \frac{dH}{dr} + H(\frac{\partial u'}{\partial r} + \frac{u'}{r}) = 0.$$
 (1c)

を支配方程式として採用した。ここで1は時間、rは半径、gは重 力加速度、u,v は半径および接線方向の流速、H, H は基本場お よび摂動の層厚である。最大風速 Vmax を持つ「ポテンシャル渦」

$$V(r) = V_{max} (R_{max}/r) (=V_{max} \sqrt{1-z}) \qquad (r \ge R_{max})$$
(2)

を基本場として仮定し、最大風速半径  $R_{nax}$ で水面が接地(i.e. H=0) しているとすると(図1)、「旋衡風の関係」( $P^{2}r=g dH/dr$ )より、

$$gH(r) = V_{max}^2 \left[1 - (R_{max}/r)^2\right]/2 \quad (=V_{max}^2 z/2) \tag{3}$$

となることがわかる。

ここで、摂動の形として、角振動数ωで振動する解

$$(u',v',h') = [\hat{u}(r),\hat{v}(r),\hat{h}(r)]\exp(-i\,\omega t) \tag{4}$$

を仮定する。ポテンシャル渦の下では(1b)式の左辺第2項がゼロ [i.e.(1b)式が縮退]となることに注意し、(4)式を(1)式に代入すると

$$\begin{pmatrix} 0 & g \frac{d}{dr} \\ -(\frac{dH}{dr} + \frac{H}{r} + H \frac{d}{dr}) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} i\hat{u} \\ \hat{h} \end{pmatrix} = \omega \begin{pmatrix} i\hat{u} \\ \hat{h} \end{pmatrix}$$
(5)

が得られる。これより、格子間隔△rで半径 r を離散化 (i.e. r=Rmax + ∠r·j)し、数値的に固有値と固有ベクトルを導出した (図2)。

#### 3. 級数解

その一方、級数解を仮定することで、(5)式を解析的に解くこと を試みた。(5)式より h を消去すると

$$gH\frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial r^2} + (2\frac{V^2}{r} + \frac{gH}{r})\frac{\partial \hat{u}}{\partial r} + [\omega^2 - (2\frac{V^2}{r^2} + \frac{gH}{r^2})]\hat{u} = 0 \quad (6)$$



が得られる。ここで(6)式の座標変換を実施する。半径 r から

$$z = 1 - (R_{max}/r)^2 \iff r = R_{max} / \sqrt{1 - z}$$

へと独立変数を交換すると、(6)式は次のように導かれる:

$$\begin{split} z(1-z)^3 \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial z^2} + 2(1-z)^2 \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} + \frac{1}{2} [\frac{R_{\max}^2}{V_{\max}^2} \omega^2 + (\frac{3}{2}z-2)(1-z)] \hat{u} &= 0\\ \\ この形になると、級数解を求めることが可能である。 (8) \end{split}$$

$$u = z^{k} (a_{0} + a_{1}z + a_{2}z^{2} + a_{3}z^{3} + \dots + a_{n}z^{n} + \dots) = \sum_{n=0}^{\infty} a_{n}z^{n+k}$$

(但し、au, au, az, .....および k は定数) (9) の形の級数解を仮定し、(6)式に代入して整理すると、k の決定方 程式と3 つの漸化式が以下のように導出される:

$$k(k+1)a_0 = 0, (10)$$

$$(k+1)(k+2)a_1 = [k(3k+1)+1-\varpi^2/2]a_0$$
, (11a)

$$(k+2)(k+3)a_{2} = [(k+1)(3k+4) + 1 - \overline{\varpi}^{2}/2]a_{1}, \qquad (11b)$$
$$-[k(3k-1) + \frac{7}{4}]a_{0}$$

$$n + k + 1)(n + k + 2)a_{n+1}$$

$$= [(n + k) \{3(n + k) + 1\} + 1 - \varpi^{2} / 2]a_{n}$$

$$- [(n + k - 1) \{3(n + k) - 4\} + \frac{7}{4}]a_{n-1}$$

$$+ [(n + k - 2)(n + k - 3) + \frac{3}{4}]a_{n-2}$$
(11c)

但し、 $\boldsymbol{\sigma} \equiv (R_{\text{max}} / V_{\text{max}}) \boldsymbol{\omega}$ と置いた。(10)式より k=0, -1 と求ま

るが、k=-1の場合、(11a)式より ar=0 となり、結果として k=0 の場合と同じ解に帰着する。すなわち、今回採用した一般的な解 法により、(8)式で与えられる2階常微分方程式の一次独立な2つ の解のうち1つだけであるが、級数解が求められたことになる。



(

# 円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流: 速い流れと遅い流れの比較

伊賀 啓太 (東大大気海洋研)

#### 1. はじめに

地球の大気や惑星の大気の中で、周囲の環境が軸対 称であっても対称性が破れて波打った多角形の渦が生 じる現象はよく見られる。このような非軸対称な流れ は、円筒容器に水を入れて底の円盤を高速に回転させ るという簡単な室内実験でも観察される。

これまでに、室内実験を実施して様々な興味深い非 軸対称な現象が見られたことを報告し (2010 春 D403, 2011 春 D202, 2012 春 C101, 2014 秋 A216)、それら の結果は、初期水深と円盤の回転数をさまざまに変え て調べたダイアグラムとしてまとめている (Iga et al. 2014)。

また、このような軸対称性を破る現象が生じるメカ ニズムを調べるためにその基本場となる軸対称な流れ を把握しておく必要がある。これに関して、Tophøj et al. (2013)が乱流境界層を前提とした簡易的な見積もり によって推定していたが、我々はもとの基本方程式に 立ち戻って境界層の構造を解くことによって軸対称流 を理論的に求めた (2012 秋 D301, 2013 秋 D106)。理論 的に得た軸対称流の理論解を、鈴木ら (2006), Suzuki et al. (2006), Bergmann et al. (2011), Bach et al. (2014)によって示されている実験測定や、我々が行っ た室内実験の測定結果と比較して、実験結果を非常に 正確に説明することを報告し (2015 秋 C202, 2016 秋 D167)、その理論をまとめている (Iga 2017, Iga et al. 2017)。

このような円筒容器に水を入れて底の円盤を回転さ せた時の軸対称流は、Spohn et al. (1993)による実験 以来、もうひとつ別の流れとして多くの研究がなされ てきている。ただし、こちらの研究はパラメータ範囲・ 解析手法・興味の対象などの点で違いがあり、我々が 必要としている情報とは別の角度から研究が行われて きた。しかし、計算機能力の向上とともにその対象と するパラメータ範囲が近づいてきており、両者を比較 した議論が可能となってきた。そこで、それぞれのパ ラメータ範囲による軸対称流の移行の様子を比較して みた。

#### 2. 速い流れの軸対称流

我々のこれまでの研究も含めて、軸対称性の破れた現 象に注目した研究は、底の円盤の回転が速く、低エクマ ン数 ( $E \equiv \nu/(\Omega H^2)$ ) あるいは高レイノルズ数 ( $Re \equiv$  $\Omega R^2/\nu$ ) で特徴付けられる ( $E = 10^{-5} \sim 10^{-6}$ )。この 一連の研究では、興味の主眼は非軸対称な現象の説明 にあるため、軸対称流はそのメカニズムを議論するた めに必要な基本流の位置づけとして調べられている。 そのため、軸対称流の中でも主流となる周回流の分布 が最も重要な情報で、鉛直循環はそれを作る 2 次的循 環としての位置づけにされていることが多い。

数値計算によって解を求めるのは、低エクマン数/ 高レイノルズ数であるため、軸対称流に限っても膨大 な計算機資源を要し、これまでは実行が困難であった。 一方、内部領域では非粘性の完全流体で近似すること ができ、境界層理論を用いた理論的な解析が有効に用 いられてきた。

#### 3. 遅い流れの軸対称流

一方、もうひとつの一連の研究の流れでは、主に、 軸対称流の鉛直循環内にできる渦が分離する「Vortex Breakdown」と呼ばれる現象に注目が集まっていた。 こちらの研究では、軸対称がよく保たれるような、エ クマン数がそれほど小さくない (レイノルズ数がそれ ほど大きくない) 適度なパラメータ範囲で実験が行わ れている。軸対称流の中でも Vortex Breakdown を含 めた鉛直循環そのものが大きな興味の対象で、周回流 の分布はそれに伴って現れる副次的な流れという位置 づけになる。

粘性が流体層全体に効くため、粘性流体しての取り 扱いとなって理論的な解析は難しいが、数値計算によっ て軸対称流解を求めることが可能で、その手法による 議論が多く行われてきた。

#### 4. 速い軸対称流の数値計算

最近になって、ある程度高レイノルズ数の計算も行 われるようになってきた (Yang et al. 2017)。示され ている数値計算は  $Re = 10^4$  程度のもので、これまで の「速い軸対称流」の実験・理論研究と比較してパラ メータにはまだ 1 桁程度の差があるが、周回流の分布 にも注目し、中心に剛体回転する核ができることが指 摘されている。また、鉛直循環においても内部領域と その周囲の境界層の構造が再現されている。

ただし、この境界層の構造は、「速い軸対称流」の 理論研究のそれと比較して、底面境界層および側壁境 界層は非常によい対応が見られるのに対して、内側内 部領域との境界にできる境界層との対応は不明で、ま た、これまでの速い軸対称流では想定されていなかっ た水面での境界層が形成されるものになっている。ま た、内部領域の構造も必ずしも自然と移行するような ものとはなっていない。





## エクマンパンピングを介した不安定

宮本 佳明<sup>1,2</sup>, David S. Nolan<sup>3</sup>, 杉本 憲彦<sup>1</sup> 1: 慶應義塾大学, 2:理研, 3: University of Miami

## 1 背景

地表面の摩擦により形成されるエクマン層内では、 水平の質量収束・発散によって層上端で鉛直流が存在 する(エクマンパンピング速度)。この上昇流による 流れが角運動量を輸送し、渦を効率的に減衰させる (Holton 2004)。エクマン理論で重要な点が、層上端 の鉛直速度 w が相対渦度 $\zeta$ (= $\partial_r v$ )に比例し、

$$w' \propto \zeta'$$
 (1)

となることである。ここで、' は摂動成分、x, y は空間、u, v はx, y 方向速度を表す。この理論は多くの知見を提供する一方、簡易な系を取扱っているため、仮定が成り立たない場への拡張の余地がある。本研究では、特に自由大気下層で風速が速い時に、w が相対渦度に反比例し、上とは逆に擾乱が指数関数的に成長し得る、という仮説を立て、これを検証する。

#### 2 速い流速下での 1.5 層浅水モデル(直交座標系)

簡単のために 1.5 層浅水系を考える。無次元化・線 形化した自由大気の質量・運動量保存式は、

$$\frac{1}{\operatorname{Ro}G_1}\frac{\partial h'}{\partial t} = -\bar{h}\frac{\partial u'}{\partial x} - u'\frac{\partial\bar{h}}{\partial x} + w' \qquad (2)$$

$$\frac{\operatorname{Ro}}{\operatorname{Fr}^2} \frac{\partial h'}{\partial x} = -v' \tag{3}$$

$$\frac{1}{G_1}\frac{\partial v'}{\partial t} = -\bar{\zeta}_a u' \tag{4}$$

であり、ここで<sup>-</sup>は基本場成分、tは時間、hは流体厚 さ、Ro= V/fLは Rossby 数、Fr=  $V/\sqrt{gH}$ は Froude 数、 $G_1 = C_D V T/L$ である。境界層の各式は、

$$-\frac{\partial u_b'}{\partial r} = \frac{w'}{h_b} \tag{5}$$

$$-u'_b \bar{\zeta}_a - \operatorname{Ro}\bar{u}_b \frac{\partial v'}{\partial x} = \frac{2|\bar{v}|}{h_b} v' \tag{6}$$

であり、ここで $\zeta_a = \operatorname{Ro}\partial_x v + 1$ は絶対渦度、下付き 文字bは境界層内の値を示す。境界層内でも地衡流が 成立ち、境界層厚さ $h_b$ は一定と仮定した。w'は、

$$w' = -\frac{2}{\Xi^2} \frac{\partial \hat{\Xi}}{\partial x} v' + \frac{2}{\Xi^2} \left( \hat{\Xi} + \frac{\mathrm{Ro}}{\hat{\Xi}} \frac{\partial \Xi}{\partial x} \right) \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\mathrm{Ro}}{\Xi \hat{\Xi}} \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2}$$

となり、ここで  $\Xi = \overline{\zeta_a}/\overline{v}$ 、  $\hat{\Xi} = \overline{\zeta_a}/|\overline{v}|$  である。v'の一 階微分の係数が負であれば、本仮説のフィードバック がかかると考える。エクマン理論ではこの係数の括弧 内第一項のみのため常に正であったが( $w' \propto \zeta'$ )、今 回の拡張によって $\partial_x \Xi$ が負にもなり得ることから係数 が負になるという状態も可能となることがわかった。



図 1: (a, b) 固有値解析の基本場。v (黒)・渦度  $\zeta_a$  (灰) と Ro $\Upsilon$ 、(c, d) 固有モード。 $v \ge u$  (黒)・w (灰)。陰影 は不安定条件を満たす領域を表す。

#### 3 固有値解析

上の式をまとめ、波動解  $v' = \tilde{v} \exp(\sigma t)$  (ここで  $\sigma$  は成長率)を代入すると固有値方程式が得られる。 そして基本場として  $v(x) = v_c \exp[(x_c - x)^2/\Delta_L^2]$ の 分布 (図 1)を与え、 $V = 20 \text{ m s}^{-1}$ 、 $f = 5 \times 10^{-5}$   $\mathrm{s}^{-1}$ 、 $H = 5 \times 10^3 \text{ m}$ 、 $\Delta_L = 650 \times 10^3 \text{ m}$  (Ro =  $V(f\Delta_L)^{-1} = 0.62$ 、 $\mathrm{Fr} \equiv V(gH)^{-1/2} = 0.09$ )とし て、側面境界を周期境界として固有値解析を行った。 ここで計算領域は  $x \in \{0,8\}$ 、格子幅 0.04 とした。 不安定解が存在し(最大の固有値  $\mathrm{Re}(\sigma) > 0$ )、その モードは v が極大・極小を持ち、その両側に u、wの 極値が存在する。

## 4 まとめ

速い流速下においてエクマンパンピングを介した 不安定が存在することを示した。線形1.5 層浅水モデ ルを用いて固有値解析を行ったところ、仮説通りの モードの存在が示された。発表では不安定条件の導 出や、非線形方程式の数値計算結果も紹介する。
# 第二の眼の壁雲の形成メカニズム

宮本 佳明<sup>1,2</sup>, David S. Nolan<sup>3</sup>, 杉本 憲彦<sup>1</sup> 1: 慶應義塾大学, 2:理研, 3: University of Miami

#### 1 背景

発達した熱帯低気圧(Tropical Cyclone: TC)にて、眼の壁雲の外側に新しい壁雲が形成することがある。一度外側壁雲が形成すると、内側まで水蒸気が輸送されず元の壁雲が維持できなくなりTCの強度に大きく影響する。この形成機構として、これまでに慣性不安定や渦ロスビー波、βスカート、超傾度風などの仮説が提唱されてきたが、根本的な疑問である"いつ・どこで"形成されるのかは未解明である。そこで本研究は、外側の壁雲の形成メカニズムとしてエクマンパンピングを介した不安定(宮本ら本学会予稿)が働いているという仮説を立て、それを検証する。

#### 2 速い流速下での 1.5 層浅水モデル

宮本らは、1.5 層浅水系での固有値解析・数値計算 から、自由大気の流速が速いときエクマンパンピング を介した不安定現象が存在することを示した。本研 究では円筒形に拡張した無次元化・線形化した 1.5 層 浅水系を考える。自由大気の質量・運動量保存式は、

$$\frac{1}{\operatorname{Ro}G_1}\frac{\partial h'}{\partial t} = -\frac{1}{r}\frac{\partial ru'h}{\partial r} + w' \qquad (1)$$

$$\frac{\mathrm{Fr}^{2}}{\mathrm{Ro}}\frac{\partial h'}{\partial r} = -\bar{\xi}v' \qquad (2)$$

$$\frac{1}{G_1}\frac{\partial v}{\partial t} = -\bar{\zeta}_a u' \tag{3}$$

であり、境界層の各式は、

$$-\frac{1}{r}\frac{\partial r u_b' h_b}{\partial r} = w' \tag{4}$$

$$-u_b'\bar{\zeta}_a - \operatorname{Ro}\bar{u}_b\left(\frac{\partial v'}{\partial r} + \frac{v'}{r}\right) = \frac{2|\bar{v}|}{h_b}v' \quad (5)$$

である。ここでt,h,u,v,w は時間、流体深さ、動径、 接線、鉛直方向流速、 $\bar{\zeta}_a = \operatorname{Ro}(\partial_r \bar{v} + \bar{v}/r) + 1$  は絶対 渦度、 $\bar{\xi} = 2\bar{v}/r + 1$ 、Ro=V/(fR)、Fr= $V/\sqrt{gH}$  は Froude 数、 $G_1 = C_D VT/R$  で、T, R, H, V はそれぞ れ時間、半径、深さ、速度スケール、 $C_D$  は抵抗係数 である。<sup>-</sup>と ' は基本場と摂動成分、下付き文字 b は 境界層内の値を示す。w' は、

$$w' = 2\hat{\Xi} \left( E_1 v' + E_2 r \frac{\partial v'}{\partial r} + E_3 r^2 \frac{\partial^2 v'}{\partial r^2} \right), \quad (6)$$

$$E_1 = 2 - \operatorname{Ro}\left(r\frac{\partial\Xi}{\partial r} + \Xi\right) + \frac{r}{\Xi}\frac{\partial\Xi}{\partial r},$$
 (7)

$$E_2 = 1 - \operatorname{Ro}\left(r\frac{\partial\Xi}{\partial r} + 2\Xi\right), \text{ and}$$
 (8)

$$E_3 = -\operatorname{Ro}\frac{\Xi}{2},\tag{9}$$

となり、ここで $\Xi = \overline{\zeta}_a/\overline{v}/r$ 、 $\hat{\Xi} = \overline{\zeta}_a/(|\overline{v}|/r)$ で、絶対 渦度と角速度の比である。直交座標系の時と同様に、 v'の一階微分の係数が負であれば仮説の正のフィー ドバックがかかると考える。



図 1: (a, b) 固有値解析の基本場。(a) 黒線が v、灰色線が  $\zeta$ 、(b) 黒線が  $\Xi$ 、灰色線が  $Ro\gamma$  を示す。(c, d) 固有モード。(c)v と (d)u 及び w。陰影は不安定条件を満たす領域。

#### 3 固有値解析

上の式に波動解  $v' = \tilde{v}(r) \exp(\sigma t)$  ( $\sigma$  は成長率)を 代入して固有値方程式を得る。基本場として Kepert (2013)の渦分布を与え、計算領域は  $r \in \{0,80\}$ 、格 子幅を 0.04、Ro = 50、Fr = 0.3、 $C_1 = 1.0$  (R = 20km、V = 50 m s<sup>-1</sup>、 $f = 5 \times 10^{-5}$  s<sup>-1</sup>、 $H = 2.8 \times 10^3$ m、 $C_D = 1.5 \times 10^{-3}$ )として固有値解析を行った。境 界条件は回転軸・外側境界で流速が 0、空間方向に 4 次精度の中心差分で離散化した。その結果、不安定解 が存在し(最大の固有値  $\text{Re}(\sigma) > 0$ )、仮説と整合的 な分布の風速の固有ベクトルが得られた(図 1)。

#### 4 まとめ

第二壁雲の形成メカニズムとして、エクマンパン ピングを介した不安定が働くことを提案した。この 不安定の条件は、観測で得られる壁雲形成前の性質 を良く表している。発表では、不安定の数学的条件や 非静力学モデルによる計算結果でのテスト結果も紹 介する。

# 北太平洋西岸域の局所加熱に対する大気応答

# 1. はじめに

冬季の海洋から大気への熱供給は,北太平 洋西岸の縁辺海域に集中している.これま で,日本海が北太平洋域の気象に与える影 響については(e.g., Hirose et al. 2009),領域 モデルを用いて研究してきた (e.g., Yamamoto & Hirose 2011; Yamamoto 2013; Zhao et al. 2018).また,北太平洋西岸縁辺 海域の局所加熱に対する大気大循環の応答 は水惑星モデルで研究されており,大陸東 岸の温度低下や太平洋の低気圧活動の強化 について議論されている(e.g., Kaspi & Schneider, 2011).

本研究では、北太平洋西岸海域の局所加 熱に対する大気応答を再考し、縁辺海によ る境界層加熱が日本付近の低気圧活動域の 分岐や上部対流圏に与える影響を明らかに することを目的とする.

# 2. 理想化実験

定常的で局所的な加熱を北太平洋西岸で与 え、この加熱域の位置や厚みを変えた感度 実験を行った. Held & Suarez (1994)の設 定を、全球 Weather Research and Forecasting model に適用した.本稿では、図1の三角 で示した領域(25N-45N, 120E-140E)の 500 W m<sup>-2</sup>による下層大気( $\sigma$  = 0.7-1.0)加 熱に対する大気応答について述べる.

# 3. 結果

本研究の理想化実験によると、図1の三角 で示した加熱域が、上層の西風を強化し、 その領域を挟んで南北の気圧のダイポール 構造を生み出す.これは、縁辺海による境 界層加熱が West Pacific パターンを変調し うることを期待させる.下層では、傾圧不 安定が起こる緯度帯で短周期擾乱活動が強 まる.北太平洋西岸では気圧の谷が南北に 延び、低気圧活動域が分岐する.これは、 縁辺海による境界層加熱も日本付近の低気 圧活動域の分岐(日本海経路と南岸経路) を形成する重要なファクターであることを 示唆する.

# \*山本 勝(九大応力研)

# 4. まとめ

本研究では、「北太平洋西岸の縁辺海域の 熱フラックスによる境界層加熱に対する大 気応答」を簡単な枠組みで調査した.大陸 や日本列島を除いても、縁辺海域の局所加 熱によって、南北に分岐する低気圧活動域 やダイポール構造が形成される.今後、感 度実験を整理し、縁辺海域の局所加熱に対 する大気応答を整理する予定である.



図1 北太平洋西岸域の下層大気の局所加 熱に対する大気応答の模式図.

# 海岸線準拠の大気力学

山中 大学(総合地球環境学研究所,神戸大学名誉教授)

## 1. はじめに

大気力学は、小規模な局地循環を除いて、一般に自転する惑星に準拠した座標系(経度・緯度・高度)で既述される.しかるに最近 Ogino et al. (2016, JC; 2017, GRL) は 13 年間の TRMM 観測および 30 年間の気象 庁客観再解析から、降雨分布や水循環が海岸線距離(DFC)の関数になることを見出した.このことは、対流性降水雲の生成が、年周期季節風(モンスーン)や日周期海陸風により、特に熱帯域の DFC <数百 km の海岸線地帯に集中することを意味する.そこでそのような DFC とそれに局所直角な沿海岸線方向とを水平座標と する系での大気力学を考えてみる.

#### 2. 海陸間成分と沿海岸線成分

地球本体が完全な球なら全球水深2,700 mの水惑星 になるが、内部流動・変形で地球表面には凹凸があり、 水圏(殆ど海洋)は多重連結な領域に分布する.この領 域の境界である海岸(あるいは湖岸・河岸)では、地球・ 水圏・大気圏の3相が接する(もしH<sub>2</sub>Oのみなら三重点 0℃、6 hPaの海氷縁となる;但し海氷は海水上に浮か ぶ).海洋力学の場合は、海岸において海岸を横切る DFC成分は0、沿海岸線成分の流量は例えば赤道と海 岸とで閉じた境界上を一周積分すると0となる.

大気力学の場合は、海陸間の熱的コントラストが最大 となる海岸線上において DFC 成分が最大となり得る.こ の熱的コントラストと DFC 成分は、自転(日)・公転(年) 周期で逆転する(前者の熱的自転効果は、力学的自転 効果(Coriolis 力)と異なり赤道域で最大となる).また大 気では、中緯度域偏西風や赤道域貿易(偏東)風のよう な海陸によらず地球を一周する帯状流成分は、各陸地 の東西で逆の DFC 成分を持ち海岸線沿いに平均する と0となる.それらの間の亜熱帯高気圧帯(下部対流圏) では、海洋上に海流 gyre のような沿海岸線的な流れが 現れ、低緯度側が大きい熱や水蒸気の輸送は海洋西 岸(大陸東沖)の高緯度向きの方が、東岸(西沖)の低 緯度向きより強く、全体として極向き輸送となる.

## 3. いくつかの極限的な場合に関する考察

最も簡単な,水惑星あるいは陸惑星に小円状の海岸 を持つ陸(島)あるいは海(湖)が1個だけ存在する場合 を考える.陸中心を極とした球面極座標系での渦度は, 鉛直成分は緯経度系と同じ水平渦(沿海岸線循環)で, 水平2成分は海岸線直交(DFC-鉛直面)と平行な循環 に対応する.陸中心が南極(海中心が北極,海岸は緯 線)にあれば,南極大陸だけが水惑星上にある場合に 似る.逆に北極中心の陸半球が赤道沿い海岸線を挟 み南極中心の水半球と接する場合はインド洋セクタを 模し(例えばWebster & Fasullo, 2003),鉛直渦度は帯 状(赤道東西風)循環,水平渦度は子午面(Hadley-モ ンスーン)循環と東西(Walker)循環に対応する.

一方, 水惑星でCoriolis 力が無視できるほど小さな島 (あるいは陸惑星で同様に小さな湖)の岸に沿う循環を 渦点として表すことができ, これと直交する海陸(湖陸) 風循環の鉛直・水平(DFC 方向)スケールは基本的に 赤道波あるいは重力波の構造(分散関係)で規定される. このことから, 洋上に複数あるいは多数の小島が存在す る場合の効果を表すことが可能である.

赤道域の海大陸の大島嶼は数百 km の水平規模お よび水平間隔をもっており,対流圏の高さを鉛直スケー ルに持つような赤道波・重力波の水平スケールであると 同時に,これらの島嶼沿岸に沿った(島嶼上あるいは島 嶼間の内海上の)渦をも強制する.緯度が高くかつ時間 的・空間的規模が大きくなると(モンスーンなど)海陸間 気圧・温度差は海岸線に平行に地衡風・温度風平衡し ようとするので,摩擦力があって初めて海岸線を横切る DFC 成分が形成される.

### 4. おわりに

本稿は序論であり、今後この方針で大気力学全体を 再構築していく計画である.本稿では主に低緯度域を 念頭に置いたが、中緯度の例えば大陸東岸(大洋西岸) の前線帯や中間規模低気圧あるいは熱帯低気圧のスト ームトラック問題にも応用できると考えている.

# 波数1の渦 Rossby 波の不安定成長と鉛直相互作用

伊藤 享洋<sup>1</sup> 西本 秀祐<sup>2</sup> 金久 博忠<sup>3</sup> 1:気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室 2:気象庁予報部数値予報課 3:茨城県龍ヶ崎市

# 1 はじめに

波数1の渦 Rossby 波の指数関数的成長は、 順圧系では不可能だが準地衡風系では鉛直方 向の相互作用により可能となることを、これま で動径方向に区間一様なモデルで実例を交え て示した (2015 年春季/2017 年秋季大会)。本 発表では、その数学的な証明を示すとともに波 数1の渦 Rossby 波の不安定成長に鉛直相互作 用がどのような役割を果たすかを考察する。

# 2 環境場の設定

鉛直方向  $(0 \le z \le H)$  に一様で軸対称な基本渦位 Q を考える。基本渦位 Q は動径方向に 区間一様とし半径  $r = r_n (n = 1, \dots, N)$  における飛びを  $Q_n (\boxtimes 1)$ 、角速度を  $\Omega_n$  とする。

# 3 鉛直相互作用による解の複素化

鉛直相互作用のない順圧系では、固有モー ドの位相角速度  $\lambda_n (n = 1, \dots, N)$  は基本渦に よる移流角速度  $\Omega_{n+1}$  (但し  $\Omega_{N+1} = 0$ ) に等 しくなる。重根  $\lambda_1 = \lambda_2$  (すなわち  $\Omega_2 = \Omega_3$ ) の場合を考えると、この時  $Q_1 \ge Q_2$  は異符 号で  $r_1 \ge r_2$  の擾乱は互いに逆方向伝播とな り Rayleigh 条件を満たす。しかし順圧系では 縮退モードが時間の線形関数で成長する (Ito and Kanehisa 2013) ものの、互いに逆方向の 伝播角速度が大きすぎて位相固定は起こらず Fjørtoft 条件を満たせない。一方、準地衡風系 では鉛直方向の相互作用により伝播角速度が 抑えられ位相固定が起こる。鉛直相互作用に より重根  $\lambda_1 = \lambda_2$  は共役複素根となり (図 2)、 線形成長解は指数関数的成長解となる (図 3)。

# 4 今後の課題

鉛直相互作用がさらに強くなると上下層の 擾乱の伝播を互いに打ち消し合い、その結果擾 乱は単純に基本渦に流されるような形になる。 すなわち鉛直相互作用が大き過ぎても擾乱は 成長しなくなる。擾乱の成長を可能にするよ うな鉛直相互作用の大きさの範囲を見極める ことが今後の課題である。



図1 動径方向に区間一様な基本渦位の模式図



図 2 N = 5、順圧系の場合 (緑線) と準地衡 風系の場合 (赤線) における固有方程式  $D(\lambda)$ について、 $\operatorname{sgn}(D)|D|^{\frac{1}{3}}$ のグラフ ( $\Omega_2 = \Omega_3$ の重解条件近傍を拡大)。横軸との交点の数 が実数固有値の個数を表す。



図 3 自由渦 Rossby 波が発達する様子 (1→ 2→3→4の順に時間が経過)

# 亜熱帯ジェット気流の蛇行の定量化と解析 \*金子航, 高薮縁 (東京大学大気海洋研究所)

### 1. はじめに

ジェット気流の蛇行は各地の気象に大きな影響を与 える。例えば、ジェットの蛇行による太平洋東部のロ スビー砕波と ENSO の関係性[1]、亜熱帯ジェット気流 の南への蛇行やそれが切離された Cut off low と豪雨発 生の関連性の研究[2]などがなされている。

本研究では、渦位を用いて北半球の対流圏上部亜熱 帯ジェット気流の蛇行度を定量化し、季節変化、ENSO との関係とその地域性を解析することを目的とする。

#### 2. 解析手法

対流圏中層の偏西風の蛇行を定量化する手法[3]を参 考に、亜熱帯ジェット気流の軸の全長をその平均緯度 の緯線の長さで割った比を「蛇行度(Sinuosity)」と定義 した。亜熱帯ジェット気流は亜熱帯の圏界面付近に卓 越することから、その軸を350K 等温位面における渦位 2PVUの等値線と近似した[4]。Cut off low などの影響も 取り入れるため、切離された領域も全長に含めた。

等温位面上の渦位データは気象庁 JRA55 を用い、 1958-2016年について各日ごとに蛇行度を求めた。全球 のほか、東経 45度,120度,180度,西経 105度,15度で 分け(アジア/西太平洋/東太平洋/大西洋/ヨーロッ パ・アフリカ)、蛇行度の地域性についても考察した。

#### 3. 蛇行度の季節変化と地域性

日ごとの平均蛇行度は6月から10月の夏季に大きく 冬から春にかけて小さくなる(図1)。夏の蛇行度は大西 洋や太平洋でとくに大きい一方、大陸域では蛇行度が 小さいことがわかる。このことから、亜熱帯ジェット の蛇行と海陸分布に関連性があることが推測できる。

### 4. ENSO と蛇行度の関連性

日ごとの(59 年)気候値からの偏差を全期間でとり月 平均したデータ(12 ヶ月×59 年分)と Nino3.4 指数の相 関性を分析した。蛇行度と ENSO の間に負の相関が秋 から冬にかけてみられた。この傾向は東太平洋の強い 負の相関によるもので(表 1,図 2)、他の地域での相関は 小さかった。エルニーニョのときジェットの蛇行は抑 えられ、ラニーニャのときは蛇行が大きくなりやすい という傾向をここで適切に定量化できたといえる。



表1 蛇行度の偏差と nino3.4 指数の相関係数

地域	通年	12-2 月	3-5 月	6-8月	9-11月
全球	-0.324	-0.433	-0.237	-0.184	-0.314
東太平洋	-0.497	-0.694	-0.379	-0.175	-0.574



#### 5. まとめ・今後の展望

本研究では亜熱帯ジェットの蛇行度を数値化し、季 節や ENSO 指数という気候の基本的な要素について定 量的に解析することができた。今後の展望としては、 ジェット気流のトラフの降水への影響など、具体的な 気象・気候との関連性を解析する際に、本研究の手法 を応用して定量的な解析を行えるのではないかと期待 する。

#### 参考文献

- [1] Ryoo, J., Y., et al., 2013, J. Climate, 26, 6360-6382.
- [2] Hirota, N., et al., 2016, Mon. Wea. Rev., 144, 1145-1160
- [3] Cattiaux, J., Y., et al., 2016, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 8259–8268
- [4] Hoskins, B. J., et al., 1985, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111, 877-946.

# 西日本周辺域で航空機が遭遇した乱気流の発生メカニズム

\*西原佑亮,川野哲也,川村隆一(九大院・理)

## 1. <u>はじめに</u>

航空機の乱気流への遭遇は、機体破損や燃料損失な どの経済的な影響だけでなく、人的被害も引き起こす ため、その正確な発生予測は安全な航空機運航に大変 重要である。しかしながら、乱気流の発生要因・メカニ ズムは複雑であり、正確な予測は現在でも難しいとさ れる。

宮腰 (2003) は、急激な温度移流による成層の不安 定化を考慮した乱気流予測指数 TSI (Turbulence Source Index または Turbulence Stability Index) を提 案した。しかし、実際に TSI が大きな環境で発生した 乱気流に関して詳細なメカニズムはほとんど議論され ていない。

そこで本研究では、西日本周辺域を運航中の航空機 が実際に遭遇した乱気流のうち、TSI が大きな場所で発 生した事例に着目し、その発生メカニズムを詳細に調 査することを目的とする。

#### 2. 使用データ

乱気流の情報は、運航中の航空機パイロットからの 報告(Pilot Report: PIREP)から収集した。対象期間は 2015 年 10 月から 2016 年 6 月である。乱気流の発生 環境場を示す指数の計算には MSM 初期値、大規模場 の解析には JRA55 を使用した。

対象期間内で、大型の航空機が遭遇した SEVERE 乱 気流のうち、TSI が大きな領域で遭遇していた事例が5 事例あった。そのうち水平風の鉛直シア (VWS) が小 さい値を示した 2016 年 2 月 11 日に遭遇した事例に着 目し、詳細な解析を行った。

# 3. 結果(2016年2月11日)

#### 3-1. データ解析

乱気流遭遇地点付近は、地上高気圧の後面にあたり、 下層から中層にかけて湿度が高く、雲が発生しやすい 状況であった。一方、乱気流遭遇高度(≈ 10 km)付近 は相対湿度が小さく、乾燥していた。このことから、こ の事例では雲が直接関与していない乱気流であったと 考えられる。

## 3-2. 数値シミュレーション

乱気流の発生メカニズムについて詳細な解析を行う ために WRF を用いた数値シミュレーションを実施し た。乱気流の解析では鉛直解像度も重要になる(及川ら, 2003) ことから、本研究では鉛直層数を 120 層 ( $\Delta z \approx$ 200 m) に設定した。

鉛直高解像度 WRF モデルによって、JRA55、MSM 初期値では見られなかった局所的な強 VWS 層が高度 8~9 km 付近でシミュレートされた。乱気流が報告さ れた時間帯には、この強 VWS 層周辺でケルビン・ヘル ムホルツ不安定によって生じたと考えられる乱気流が 発生していた(図 1)。この強 VWS 層の下に存在する 湿潤層では対流が生じていた。したがって対流によっ て生じた内部重力波が強 VWS 層に伝播したことによ り、ケルビン・ヘルムホルツ波を励起させた可能性があ る。この乱気流発生メカニズムは Trier et al. (2012) で 調査された乱気流の事例においても報告されている。

上述した事例と同様に TSI が大きな場所で大型の航 空機が SEVERE 乱気流に遭遇した 2015 年 10 月 9 日 の事例についても解析を行った。当日はその結果につ いても紹介する予定である。

#### 謝辞

本研究で使用した PIREP データは国土交通省福岡航空 交通管制部より提供していただきました。



図 1. WRF でシミュレートされた 2016 年 2 月 11 日 0925UTC における VWS (陰影) と温位(コンター)の鉛 直断面図 (北緯 26.7°)。

# シーロメーターの境界層高度と混合層・大気境界層高度の比較

## 阿部 康一 (公益財団法人環境科学技術研究所)

## 1. 目的

青森県六ヶ所村に立地する大型再処理施設 が稼動すると、微量の放射性物質が排出口(標 高 205 m)から大気へ排出される.メソγス ケールで移流・拡散過程を計算する際には、 排出された放射性物質が拡散する層の高度と して、混合層や大気境界層の高度等を与える.

先行研究では,積分日射量から推定した混 合層高度や,シーロメーター (Vaisala CL31)から出力される境界層高度の利用を検 討した.両者の月間平均値をとり季節変化を 比較すると,積分日射量から推定した混合層 高度は冬季に低く夏季に高いが,シーロメー ターの境界層高度は逆の傾向を示した.一方, 南に約 40 km 離れた三沢基地のラジオゾンデ 観測結果から混合層高度を推定すると,シー ロメーターの境界層高度と同様の傾向を示し た.従って、シーロメーターの境界層高度を 利用する事が有効であると判断した。

しかしながら、1 時間毎に出力するシーロ メーターの境界層高度には、夜間安定境界層 やエアロゾルの移流層等の高度が含まれる. 月毎に平均した境界層高度は、これらの影響 は小さいと考えられるが、シーロメーターの1 時間値を放射性物質の拡散高度としてそのま ま設定値とすることは適切ではない.

そこで、WRF による混合層と大気境界層の高 度推定値との比較により、シーロメーターの 境界層高度から適切な値を抽出し、設定値と する方法を検討した.

# 2. 方法

シーロメーターにより、16 秒毎に上空へ照 射したレーザー光の散乱光強度変化から、最 大3つの境界層高度を求めた.WRFの計算は、 境界層スキームとして MYNN レベル 2.5 を用い て、鉛直 46 層(高度約 3500 m まで 32 層)と し、水平間隔 5 km のドメインに 1 km のドメ インをネストした.混合層と大気境界層の高 度はそれぞれ、温位の鉛直傾度が 1.0 × 10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>未満、となった高度とした.

#### 3. 結果と考察

図に、2015~2016 年月毎のシーロメーター の境界層高度の最小値と、混合層・大気境界 層の高度の計算値を示す.

シーロメーターの境界層高度は、概ね混合 層と大気境界層の高度の間にあるが、一部の 月で大気境界層高度より高く、2016年10月に はその差が最大の150mとなった.一方、混 合層高度より小さい月は無かった.

以上から、計算により得られた混合層高度 と大気境界層高度+150 mの間にあるシーロ メーターの境界層高度を,放射性物質の拡散 高度範囲として設定する事とした.

本記載事項は青森県からの受託事業により 得られた成果の一部である.



図 2015~2016 年月毎のシーロメーターの境界層高度と解析した混合層・大気境界層の高度との比較

複雑地形上の自然風を対象とした風向変動特性の把握

\*後藤和恭 (電力中央研究所), 瀧本浩史(電力中央研究所) 岸田岳士(電力中央研究所), 小野浩己 (電力中央研究所), 佐藤歩(電力中央研究所) \*Central Research Institute of Electric Power Industry

#### 1. はじめに

発電所等の煙源から放出された大気汚染物質の環境 影響は、1時間の平均濃度で評価されることが多いが、 風洞実験や数値モデルを用いた大気拡散予測から得ら れる濃度は、ほとんどがより短時間(例えば3分間) の平均濃度に相当する。自然風には、低周波数域の風 向変動が含まれているため、3分間の平均化時間では、 汚染物質の拡散幅を過小評価している可能性がある。 そのため、1時間平均濃度を精度良く予測するためには 低周波数域の風向変動を考慮する必要がある。風向変 動特性に関する研究はいくつか挙げられるが(例えば Maitani[1])、低周波数域の風向変動が生じる原因は様々 であり、1時間平均濃度の予測のために十分な知見が整 理されているとは言い難い。

そこで、本報では地形影響も含めて平均化時間と風 向変動の関連性を明らかにするため、3分間と1時間の 平均化時間における風向変動標準偏差 σθを比較した。

#### 2. 測定データ

電力中央研究所赤城試験センターの鉄塔の地上 100mに設置された3次元超音波風速計の測定データを 対象とした。測定地の周辺地形を図1に示す。測定地 の北には赤城山があり、その他の周辺地形も比較的起 伏の大きい地形である。測定期間は2017年3月1日 ~2018年2月28日で、測定間隔は10Hzである。

#### 3. 解析結果

平均風速 1.0 m/s 毎に階級分けし,それぞれの階級内 における  $\sigma_{\theta}$ の平均値を算出した結果を図 2 に示す。ま た,図中の白抜きは,風向が赤城山の山頂を 0°(360°) として 350°~10°のデータのみを抽出し,平均化した結 果である。 $\sigma_{\theta}$  は風速が小さいほど大きくなる傾向がみ られ, $\sigma_{\theta}$ の 3 分間平均値と1時間平均値を比較すると, 風速が小さいほど差異が大きい結果となった。一方, 赤城山のある方角のデータを抽出した結果においても 風速が小さいほど  $\sigma_{\theta}$ が大きくなる傾向がみられたが, 全データから算出した  $\sigma_{\theta}$ と比べると, $\sigma_{\theta}$ の値が大きく, 特に1時間平均値でこの傾向が顕著である。

ここで、風向 10°毎に階級分けし、 $\sigma_{\theta}$ の平均値を算 出した結果を図 3 に示す。また、図中の白抜きは、風 速 5 m/s 以上のデータのみ抽出し、 $\sigma_{\theta}$ の平均値を算出し た結果である。平均風速 5 m/s 以上のデータのみを抽出 した結果において、 $\sigma_{\theta}$ の 3 分間平均値と1時間平均値





を比較すると、全データの結果よりも差異が小さいが、 赤城山のある方角でのみ、数倍程度と差異が大きい。 以上より、低周波数域の風向変動の生成には風速だけ でなく、風上側の地形が影響していると考えられる。

#### 4. まとめ

本研究では、風向変動特性の把握を目的に、まず風 向と風速ごとに、 $\sigma_0$ の3分間平均値と1時間平均値の 比較を行った。その結果、 $\sigma_0$ の1時間平均値には風上 の地形が影響している可能性が示唆された。今後は、 多変量解析を行い、低周波数域の風向変動が生じる各 要因の寄与を明らかにする予定である。

#### 参考文献

- [1] T. Maitani, 1983, Boundary-Layer Meteorology 26, 15-24.
- [2] Google Earth, https://earth.google.com//. (2018/7 閲覧)

# 高層気象観測データに見られる福岡の下層大気の長期変化

\*古田 充 (同志社大学理工学研究科), 山根 省三 (同志社大学理工学部)

### 1. はじめに

地球温暖化や都市化などにより気温は長期変化する ことが知られている. 1931 年から 2017 年までの地上観 測データをもとにした気象庁の調査[1]によると、福岡 の夏季平均気温は100年あたり2.3℃、冬季平均気温は 3.0℃上昇している. 日本の上空の気温の長期変化につ いては、中島[2]が1951年から2003年の高層気象観測 データを用いて、対流圏下部で昇温化(+0.05~0.12 ℃ /10 年), 成層圏下部で低温化 (-0.36~-0.07 ℃/10 年)し ていることを示した.一般に,成層圏下部の低温化は 地球温暖化と関係した現象と考えられている.一方, 地上付近の気温の長期変化においては、都市化の影響 が大きいことが知られている。地上付近の都市化の影 響が及ぶ高度は、季節や1日の中の時刻に依存すると 考えられる、本研究では、福岡の40年分の高層気象観 測データを用いて、8月と2月の晴天日における下層大 気の温位鉛直分布の長期変化の特徴を調べた.

# 2. 方法

ワイオミング大学が公開している期間 1975-2014 年 (40 年間)の福岡の高層気象観測データを用いた.2 月と8月のそれぞれについて,9時と21時のデータを 分けて解析した.福岡管区気象台で観測された日積算 全天日射量が,8月では18 MJ以上,2月では10 MJ以 上の日を晴天日とした.1000 hPa から500 hPa までの間 を5 hPaごとに線形補間した温位のデータを作成し,40 年間を前半20年(期間1975-1994年)と後半20年(期 間1995-2014年)の2つの期間に分けて,それぞれの期 間における晴天日の温位の平均値を気圧ごとに求めた. これらの平均値の鉛直分布を比較することで,下層大 気の長期変化の特徴を調べた.

#### 3. 結果

8月では、前半20年間に晴天日は306日、後半20 年間に晴天日は331日あった。後半20年間の8月の晴 天日で平均した温位から前半20年間で同様に平均した 温位を差し引いた温位上昇量の鉛直分布を図1に示す。 9時と21時のどちらにおいても地表面付近で温位上昇 量が最も大きく、高さとともに上昇量が減少する傾向 が見られた. 1000 hPa から 900 hPa の間では,9時の温 位上昇がほぼ一様で0.5 K 程度であったのに対して,21 時の温位上昇は地表面付近で大きく,高度とともに急 激に小さくなっていた.9時の温位上昇量は900 hPa か ら 800 hPa にかけて単調に減少し,800 hPa から 700 hPa にかけてほぼゼロの値で一定となっていた.

2月では、前半20年間に晴天日は274日、後半20 年間に晴天日は302日あった.2月は8月に比べて経年 変動が大きいため、上空の長期変化の特徴は明瞭では なかった.地表面に近い下層では、9時と21時ともに、 地表面付近で温位上昇が大きく、高度とともに急激に 小さくなっていた.

#### 4. おわりに

高層気象観測データを用いて,福岡の晴天日の下層 大気の長期変化を調べた結果,8月の1000hPaから900 hPaの間では、9時の温位はほぼ一様に0.5K程度上昇 していたのに対して、21時の温位の上昇は地表面付近 で大きく、高度とともに急激に小さくなっていた.



図 1.8月の晴天日における期間 1995-2014 年と期間 1975-1994 年の平均の温位鉛直分布の差

(●:9時のデータ、▲:21時のデータ)

参考文献

[1] 気象庁, 2018, ヒートアイランド監視報告 2017, 66pp.

[2] 中島 浩一, 2005, 高層気象台彙報, 65, 1-8

# 気温予測精度向上にむけた都市キャノピースキーム SPUCの高度化

清野直子・新藤永樹・津口裕茂 (気象研究所)

#### 1. はじめに

都市化に伴って形成されるヒートアイランドは 都市気象の大きな特徴であり、居住環境を大きく 左右するだけでなく、降水量にも影響を及ぼす可 能性が指摘されている。都市ヒートアイランドの 形成には建物群が放射伝達や熱輸送に与える効果 が重要である。数値モデルにおいて、こうした素 過程を考慮し、都市域の現実的な地表面熱収支を するため、単層都市キャノピーモデル SPUC が開 発され(Aoyagi and Seino 2011)、領域気候計算に 利用されるとともに、気象庁のヒートアイランド 監視業務にも活用されてきた。また、SPUC を用い た計算と、都市化の少ない状況を仮定した計算と の比較から、約1℃の東京都心部の高温化で、都心 付近の夏季の月平均降水量は 10%程度増加するこ とも示唆される(Seino et al. 2018)。

短時間気象予測においては、観測で捉えられた 様々な物理量を解析・同化し、数値モデルに反映 させる手法が取り入れられている。特に局地的大 雨など降水域が限定される場合の予測では、降水 の発生になるべく近い時間での様々な観測データ を反映することが降水の精度向上にも有用と考え られる。一方、こうした用途に利用な建物温度の 観測情報は現状では取得困難であり、都市キャノ ピー物体の計算初期温度には、客観解析値におけ る地表面温度を与えている。しかし、この方法で は、都市キャノピー物体内部の温度が周囲の環境 になじみ、現実的な熱収支計算ができるようにな るまでに時間を要する。そこで、SPUC による先行 計算結果が既にある場合、その予報結果を次の計 算初期値として利用可能とする予報サイクル化を 導入し、その効果を調べた。

#### 2. 数値シミュレーションと考察

実験は、水平格子間隔 2 km の気象庁非静力学モ デル (NHM) と SPUC を用い、関東域を対象に行 った。新藤・清野の既報(2016 年秋季大会予稿集) C155)と同じく、東京(大手町)における最低気 温が 30℃を上回った 2013 年 8 月 11 日の早朝の気 温再現性を中心に調べた。8月10日09時(日本 時)を初期時刻とする通常の SPUC による計算に 加え、8月10日21時を初期時刻として、通常の SPUC 計算と、8月 10日 09時の都市キャノピー予 報結果を初期値に取り込んだサイクル計算の2通 りの実験を行った。図1に示すように、東京と練 馬のいずれの観測地点においても、予測された8 月 11 日早朝の地上気温は、サイクル計算の結果が 最も観測値に近く、気温予測の改善が見られた。 ただし、8月11日の日中になると気温の予測結果 において実験間の違いは小さく、サイクル化のイ

ンパクトが見られたのは初期時刻から 15 時間程度 までだった。なお、既報でも示されているように、 都市キャノピーを想定せず、建物用地をコンクリ ート相当の平板に置き換えた実験では最低気温の 低下が過大となる。これらの計算で初期値として 用いたメソ解析はアメダスの気温を解析に使用し ていないことから都心部では気温を過少評価する 傾向がある。都市における予測の再現性向上を図 るためには、SPUC のサイクル化だけなく、局地解 析の利用などにも取り組む必要がある



図1(a)東京、および(b)練馬における地上気温の観測値
 (●)と2013.8.11.09時初期値のSPUC実験(破線)、
 8.11.21時初期値のSPUC実験(□)、サイクル実験
 (■)、平板実験(○)による予測結果。

#### 参考文献

Aoyagi, T., and Seino, N., 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 1476-1496. Seino, N. T. Aoyagi, and H. Tsuguti, 2018: Numerical simulation of urban impact on precipitation in Tokyo: How does urban temperature rise affect precipitation?, *Urban Climate*, 23, 8-35.

謝辞 本研究は科学研究費補助金(17H02964)の支援を受けて 実施されました。

# 領域気象モデルを用いた琵琶湖がもたらす暑熱環境への影響の評価

# 〇山本 雄志・奥 勇一郎兵庫県立大学 環境人間学部

#### 1. はじめに

琵琶湖は滋賀県にある日本最大の面積と貯水量 を持つ湖である。県の面積の約6分の1を占める 琵琶湖は周辺の気候にも大きな影響を与えている と考えられる。藤野・浅枝(1999)は湖岸の都市部 の気温を観測し、夏季に湖岸と約4km内陸の観測 点の日中の気温差が最大3℃以上に達することを 示している。一方で、領域気象モデルを用いたた め池がもたらす暑熱環境への影響の評価が行われ ており(春木・奥,2017)、ため池が周辺地域に高温 抑制作用をもたらしていることが確認されている。 本研究では琵琶湖がもたらす暑熱環境への影響の 評価を目的として領域気象モデルを用いた数値実 験を行った。

## 2. 研究手法

本研究では領域気象モデルWRF-ARW Ver3.7.1(Skamarock et al, 2008)を使用し、初期値・ 境界値の大気データには気象庁メソ数値予報モデ ル(MSM)、海水面温度は気象庁 55 年長期再解析 データ(JRA-55)、土壌データはNCEP\_FNL 客観解 析データを使用した。図1に計算領域を示す。最 も内側の領域(d03)の水平解像度を 500mとして この領域を解析対象とした。2013 年 8 月 9 日 09 JST から 8 月 16 日 03 JST を計算期間とし、降水が なく晴天が続いた 8 月 10 日 00 JST から 8 月 15 日 00JST を解析対象期間とした。対象期間における 再現実験(ctrl)、琵琶湖の水域を Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture とした実験 (nolake)を実施し、ctrl と nolakeの気温差をもって 琵琶湖がもたらす暑熱環境への影響評価を試みた。

#### 3. 結果

図2は2013年8月14日13JSTにおける nolake と ctrlの2m高さの気温差と標高を示したものであ る。ctrlと nolake 両者の間で日射や風に大きな差 はみられなかった。図2から琵琶湖を埋め立てた ことにより湖岸周辺地域の気温が2℃程度上昇し ている様子がわかる。水域は陸地よりも比熱が大 きいため日中の表面温度が低くなる。水域を陸地 に変えたことにより表面温度が高くなり、それに 伴う琵琶湖直上の気温の上昇が周辺地域の気温に 波及したためと考えられる。このことから琵琶湖 によって湖岸周辺地域を中心に高温抑制作用がも たらされていると考えられる。今後は琵琶湖の存 在の有無と気温変化、湖岸からの距離、風との関 係を合わせて検討する。

#### 謝辞

本研究で使用した MSM のデータは京都大学生 存圏研究所が運営する生存圏データベースによっ て収集・配布されたものです。

(http://database.rish.kyoto-u.ac.jp)



図1: モデルの計算領域



図2:2013年8月14日13JSTの2m高さにおける気温差(nolake - ctrl, 琵琶湖を除く)と領域3における標高

- 参考文献
- [1] 春木 優杏奥 勇一郎,2017:領域気象モデルによるため池が 周辺地域の気候に与える影響評価の試み.日本気象学会 2017 年度秋季大会,P232.
- [2] 藤野 毅,浅枝 隆,1999,盆地内における湖岸の小都市ヒート アイランド特性について.天気46(5),317-326
- [3] Skamarock et al, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, doi:10.5065/D68S4MVH.

# 小型ドローンを用いたクールアイランドの気温鉛直分布の観測

### \* 木下 宣幸 明石 亮 (気象大学校)

## 1. はじめに

都市域はその周囲の郊外に比べ気温が高いヒートアイラン ドを形成する。一方、都市域内の公園等の緑地は周囲より気 温が低いクールアイランドと呼ばれる領域を形成し、都市気 候の特徴を明らかにするためや都市環境改善のために研究が 進められている。今までの観測的研究の多くは気温の水平分 布の観測に基づいており、鉛直分布を調べた研究は観測が容 易でないことからわずかしかない。木下と明石 (2017) は気 温センサと気圧センサを取り付けた小型ドローンにより都市 域の気温鉛直分布を測定できることを示した。本研究では、 木下と明石 (2017)の方法で、都市域と都市域内の緑地で気 温鉛直分布の観測を行い、更に数値実験を行うことで、クー ルアイランドの特性や形成メカニズムについて調べた。

#### 2. 機材と方法

使用したドローンは HUBSAN 社製 H502E で、気温セン サは YMATIC 社製 SHTDL4-716 を、気圧センサは ATR-Promotions 製 TSND121 を使用した。気温センサは 2 秒間 隔、気圧センサは1秒間隔で測定し、気温センサ感部とケー ブルは日射の影響を抑えるため高熱伝導粘着層が付いた熱拡 散シート (北川工業) で包み、ローターの上に配置すること で常に通風を確保した。観測は、はじめドローンを 50~80m 程度上昇させ約1分間ホバリングさせた後、1~1.2m/sのほ ぼ一定速度で降下させることを2度繰り返し、降下時のデー タを平均して利用した。観測場所は千葉県柏市内の気象大学 校 (以下、気大) 構内とそこから南西に直線で約 300m 離れ た旭小学校(以下、旭小)のグラウンドである。気象大学校 構内は、高橋 (2012) の自転車観測によりクールアイランド が形成されることが分かっている。ドローンは1機しか用意 できなかったため、同時刻に二地点で観測することが出来な い。そこで、旭小の観測と同時刻の気大の気温鉛直分布 (気 大時間内挿)を推定するため、観測順は気大→旭小→気大と し、短時間なら気温が線形に変化すると仮定して、2回行う 気大での観測結果から時間内挿した。

#### 3. 観測結果

以下に観測結果の一例を示す。図1は、2017年8月23 日 11~12時にかけての観測結果である。この日、午前中は 概ね晴れていて、観測期間中は西北西の風約2~3m/s(高さ 26m)であった。図1より、地上付近から高さ約40mまで クールアイランドが広がっていることが確認できる。本研究 での観測結果と先行研究(桐原・三上,1999、菅原他,2011)結 果と合わせると、クールアイランド高さ(CIH)は日中の気 温差の平方根に比例し、夜間は気温差に対する依存性がみら れないことが分かった(図2)。これは、日中と夜間のクール アイランド形成のメカニズムが異なることによると考えられ る。

#### 4. 数値実験

日中と夜間の形成メカニズムの違いについて調べるため、 数値実験を行った。使用モデルは ENVI-met3.1 で、気大と 旭小を含む東西 500m、南北 600m の領域で、水平 4m 格子、 鉛直 30 層、風向は WNW、高さ 10m の風速 1m/s で固定 とした。モデルから得られた CIH と、気大と旭小の領域平 均気温差の時間変化を図 3 に示した。日中の CIH は気温差 とほぼ同位相で変化するが、夕方に急速に高くなった後ほぼ 一定となり、観測結果とよく似ていた。また、夜間のクール アイランド発達には、日没後すぐに植生葉面の温度が急激に 低下することが関連していることが分かった (図 4)。

## 5. まとめと今後の課題

本研究では、小型ドローンを用いた気温鉛直分布の観測に より CIH について測定した。CIH は、日中は気温差の平方 根に比例するが、夜間は気温差に依存せずほぼ一定となるこ とが分かった。また、夜間の CIH については数値実験から も同様な結果が得られた。このことから、日中と夜間では、 クールアイランド形成のメカニズムが異なることが分かる。 今後は、植生の有り無しや風などの条件を変えた数値実験を 行い、夜間のクールアイランド形成に植生が寄与する仕組み を明らかにしていく。



図1:2017 年8月23日11 時~12 時の観測結果(破線は気 大1回目、点線は気大2回目、一点鎖線は旭小での観測を、 実線は気大時間内挿を表し、×は1度目、△は2度目の降下 で得られたデータを表す)



図 2:地表から高さ 5m での気温差 (ΔT) とクールアイラン ド高さ (H) の関係 (■:気大夏季、□:気大冬季、▲:夏季 の代々木公園 (桐原・三上,1999)、●:夏季の新宿御苑 (菅原 他,2011)



図3:数値計算結果 (Cool Island Intensity は高さ 3.5m で の旭小と気大の領域平均気温差、Cool Island Height は旭小 と気大の領域平均気温差が 0.1 ℃以下となる最低高度)



図4:モデルで計算された気大構内での気温東西断面図 (時 刻は 1900JST、白抜きは建物、破線内は植生を表す)

# 暖候期の京阪奈地域に発達する局地循環の解析

\*山根 省三 (同志社大学理工学部)

# 1. はじめに

京阪奈地域は、京都府(京田辺、精華、木津)、大阪 府(枚方,四条畷,交野),奈良県(奈良,生駒)にま たがる地域であり、1990年頃から関西文化学術研究都 市として開発が進められている. 暖候期における京阪 奈地域の日最低気温は京都や大阪の大都市に比べて低 いが、日最高気温は京都と同程度に高いことが知られ ている. 暖候期の晴天日には、大阪湾からの海風が京 阪奈地域に到達する日があり, また, 京阪奈周辺地域 では盆地による谷風や琵琶湖からの湖風、周辺都市の ヒートアイランド循環などの局地風が卓越する. Ohashi and Kida (2002; 2004) は、大阪と京都の2つのヒート アイランド循環が連結することにより、都市域の空気 が効率的に内陸に運ばれる可能性があることを指摘し ている. また, Takane et al. (2013) は, 2007 年 8 月 前半の京都府南部の猛暑に、紀伊山地を越えて運ばれ た顕熱が寄与したことを指摘している.本研究は、長 期の地上気象観測データを用いて, 暖候期晴天日に京 阪奈地域で発達する局地循環の特徴を調べた。

### 2. 方法

暖候期を5月1日から9月30日までとし、10地点の アメダス(大津,信楽,京田辺,枚方,生駒山,堺, 能勢,針,大宇陀,五條)の8時から16時までの平均 日照時間の割合が82%以上の日を晴天日とした.この 定義による晴天日は、1988年から2005年までの18年 間において454日あった.晴天日の京阪奈地域では、 16時頃に風速が最大となり、そのときの風向が、西風、 東風、北風のいずれかとなることが多かった.大気環 境測定局の精華の16時の風速と16方位の風向をもと に、晴天日を次の4タイプに分けた.

タイプ0:風速2.5 m/s 未満

タイプ1:風速2.5 m/s以上,風向W,WSW,SW タイプ2:風速2.5 m/s以上,風向E,ESE

タイプ3:風速2.5 m/s以上,風向NNW,N,NNE そして,12地点のアメダスと175地点の大気環境測定 局の地上風データを用いて,各タイプの日における京 阪奈地域周辺の風と気温の日変化の特徴を調べた.ま た,各タイプと潮岬,輪島,米子の9時と21時の850hPa の風との関係を調べた.

表1 各月,各タイプの晴天日の日数

		-				
	type0	type1	type2	type3	他	計
5月	28	56	12	22	12	130
6月	20	22	8	7	5	62
7月	13	32	11	2	3	61
8月	38	39	14	7	2	100
9月	41	13	12	18	9	93
計	140	162	57	56	31	446

#### 3. 結果

表1に各タイプの晴天日の日数を月ごとに示す.た だし,精華の風データの欠損のため,この表の晴天日 の総日数は8日少ない.精華の16時の風速が2.5 m/s 以上となる日では,大阪湾からの海風の風向きに相当 するタイプ1の日が多かった.風の弱いタイプ0の日 は8月と9月に多かった.

タイプ1の日は、10時頃に大阪湾沿岸で内陸に向か う風、京都盆地で南南西の風が吹き、12時頃までに京 阪奈地域を含む広範囲で大阪湾から内陸に向かう風が 吹いていた.午後になって風が強まり、16時頃に最大 となったのちに奈良盆地、京都盆地、大阪平野の順で 弱まっていった.タイプ0の日は、午前中の京都盆地 と奈良盆地の風が弱く、夕方の時間帯に大阪湾からの 海風が大和川沿いに奈良盆地に侵入するが、京阪奈地 域に海風が到達する日は多くなかった.

京都盆地や奈良盆地,大阪平野内陸の都市域で10時 頃から卓越してくる地上風の風向は,潮岬,輪島,米 子の850hPaの風向と対応が見られた.

タイプ1の日に比べてタイプ0の日では気温の日較 差が大きく、日最高気温の時刻が遅れる傾向が見られ た.タイプ2の日最高気温はタイプ0やタイプ1と同 程度であったが、5月と9月のタイプ3の日最高気温は 他のタイプよりも低くなる傾向が見られた.

#### 4. おわりに

暖候期晴天日の京阪奈地域周辺では,10 時頃から上空の風の影響を受けた風が地上で吹きはじめ,その後 に大阪湾からの海風の影響が重なる。夕方に西寄りの 風が吹く海風日よりも弱風日の方が日最高気温の時刻 が遅くなる傾向があることが分かった。

# 北海道陸別の厳冬期における局地循環日変動の気候値

\*佐井 彩乃、柴田 清孝 (高知工科大学)

## 1. はじめに

北海道東部の十勝地方の最深部に位置する陸 別町は厳冬期に-30℃以下の日最低気温の出現頻 度が高い地点として有名である.この背景の下、 本研究は陸別の厳冬季 1月下旬~2月上旬の極端 低温出現時における周辺地域(網走・釧路・十勝 地方のそれぞれ一部を含む)の局地循環の気候値 を、気象庁アメダスデータを使って解析したもの である.

# 2. データと解析方法

2.1 アメダスデータ

緩やかに変る日変動(diurnal variation)を解析 するため、アメダスは各地点の観測開始からの約 40年間(ほぼ 1978-2017年)の1時間値を使った. アメダス地点は網走側には留辺蕊・境野・北見・ 津別・美幌、十勝側には陸別・足寄・本別・上士 幌、釧路側には阿寒湖畔・中徹別があり、総数は 11である.

#### 2.2 日変動気候値の抽出

欠測値の線形的な補間をした後、月・日・時間 ごとに年を通したトレンド除去(at 2000年)を行 い、月・日・時間ごとに全年数間にわたる平均と 偏差を求め、1時間間隔の1年間データを作る. このままではまだ日々変動が充分に小さくないの で、月の長さ程度で推移する季節変化を抽出する ため同一時刻の日々データに4週間カットオフの ローパス(ランチョス)フィルターをかけた.

## 3. 日変動

3.1 各地点の日変動

気候値の最低気温は陸別では 2 月上旬の夜明け



変動気候値. 矢羽根は1本0.2 m/s.

前の 7 時に現われ、約 -17℃となっている.日最 低気温の季節内変化は 1 月中旬~2 月上旬にかけ 殆どフラットに推移する鍋底型になっている.

陸別の気候値の最低気温出現時の日変動は図1 に示すように前日の14時に最高気温になり、それから温度が下がり始め、夜明けまで降温は継続 し、降温量は約13℃である.この降温の間、風 はほとんど変動がなく、風向は北、風速は0.5 m/s となっている.この間の風速は前日の最高気温出 現時までの風速や当日の7時以降の昇温時の風速



図2.図1と同じ、ただし、津別.

より大きく、いわば、夜間の方が昼間より風が強くなっている.

陸別の北東約 10 kmの分水嶺を超えた網走側にあ る(陸別から北東約 40 km)の津別でも図2に 示すように降温量は約 10℃と陸別より小さい が経過はほとんど陸別と同じである.一方、風 の日変動は陸別と異なり降温期間は風向が反転 して南風になり、風速は非常に小さくなってい る.

#### 3.2 局地循環の日変動

最低気温日の日変化で陸別が周辺地域の極小値 になるのは夕方からであり、時間進行と共に極小 温度は深くなり明け方に最も低温になる.この期



図3. 陸別が最低気温になる7時(2月5日頃) の温度と風の場(矢羽根は1本0.2 m/s). 中心が 陸別.等値線間隔は1℃.

間中は網走側では南成分を持った風、十勝と釧路 側では北成分を持った風が吹き、斜面に沿って冷 気が下降し低地側へと流れていることを示してい る(図3).

# 秋田県生保内地方の局地風に関する研究

\*井上 誠<sup>1</sup>・伊藤瞭平<sup>1</sup>・芳賀ゆうみ<sup>2</sup>・木口 倫<sup>1</sup>・堀江好文<sup>1</sup> (1: 秋田県立大学 生物資源科学部、2: 秋田県立大学大学院 生物資源科学研究科)

#### 1. はじめに

日本各地で局地風による農作物や建造物への 被害が報告されており(下田,1982)、被害対策のた めの事前予測が求められている。秋田県の田沢湖 東部に位置する生保内地方でも「生保内だし」と 呼ばれる局地的な東寄りの風が吹くことが知ら れており、作物の生育を助ける宝風と呼ばれる一 方、立ち木や建造物を破壊する風とも言い伝えら れている(富木編,1959)。生保内地方で気温と風 の観測が行われた事例はあるものの(新田沢湖町 史編集委員会編,1997)、局地風が吹く要因につい ては明らかになっていない。そこで本研究では、 生保内地方で気象観測を実施し、この地域におけ る局地風の実態を明らかにする。

### 2. 観測・解析方法

秋田県仙北市生保内地区の3地点を観測地点と して選定し(図1;北から順にA、B、C地点)、2017 年7~9月に5回の観測を実施した。風向風速計 とアスマン乾湿計を用いて、風向・風速・気温・ 湿度の4項目を10分おきに計測し、その結果か ら生保内地方における気象の特徴を調べ、風と地 形の関係を考察した。各月の風系の時間的特徴を 調べるため、田沢湖のアメダスデータ(1時間毎の 風向・風速・気温)の解析を行った。昼間と夜間の 卓越風向を調べ、風系の特徴を考察した。広域の 気象との関連を検討するため、角館や雫石などの アメダスデータ解析も行った。

#### 3. 気象観測結果

図2は8月21日午前の気象観測結果である。3 地点を比較すると B、C、A 地点の順に低温・湿 潤であることが分かる。この日のA地点の卓越風 向(平均風速)は西(1.1m/s)、B地点では東(2.8m/s)、 C 地点では北北東(2.5m/s)であった。2017年8月 1~21 日の平均気温は、過去 30 年間の同期間の アメダスデータと比べて宮古では 3.0℃、雫石で は 1.5℃低く、オホーツク海高気圧が発達してい たことから(図省略)、太平洋側でやませが吹いて いたと考えられる。通常やませは奥羽山脈に堰き 止められるが、B地点では周囲に比べ標高の低い 仙岩峠の谷地形に沿って岩手県側から低温・湿潤 なやませが侵入し、東風として観測された可能性 がある。この日はB、C地点で東寄りの風が観測 されたが、A 地点では概ね西寄りの風であった。 なお 8~9 月の他の観測日においても東寄りの

なわ 8~9 月の他の観測日においても東奇りの 風が観測された。しかし、7月 11 日の昼間の観測 では終始西寄りの風となっていた。

# 4. アメダスデータの解析結果

7月における田沢湖のアメダスデータを解析す ると、昼は西寄りの風、夜間は東寄りの風が卓越 しており、昼夜で風向が交代していた。昼の卓越 風は7月11日の現地観測結果と一致していた。

昼夜の風の交代現象は、田沢湖のアメダス地点 から南西に約20km離れた角館アメダスでも確認 でき、昼は南側の平地から北側の山に向かう風(谷 風)が吹いており、夜間は山から平地に向かう風 (山風)が吹いていた。このことから、生保内周辺 でも昼に谷風、夜に山風が吹いたことが示唆され る。他方、8月の田沢湖では昼夜ともに東寄りの 風が卓越しており、8月2、3、21日の観測結果 と一致した。7月とは異なり、8月の風系はやま せによる影響を強く受けていたと考えられる。

#### 参考文献

- 下田英雄, 1982:山形県農業試験場研究報告, 17, 27-43.
- ・富木友治編, 1959: 田沢湖, 端木の会, 333pp.
- ・新田沢湖町史編集委員会編, 1997: 新田沢湖町史, 田沢湖町, 1057pp.



# 関東地方における視程について \*川端康弘,田中泰宙,村田昭彦(気象研究所)

## 1. はじめに

視程は大気汚染の監視や航空機の運航など交通機関 に欠かせない情報である.低視程状態は霧や煙霧,黄 砂などによってもたらされ,水蒸気だけでなくエアロ ゾル粒子も関与している[1].視程は都市化とも関連し ており,都市による大気汚染は視程を悪化させる.ま た,ヒートアイランドは風の循環を変化させ,大気汚 染物質の輸送に影響を与える[2].東京の霧日数は年々 減少している[3]と報告されているが,未解明な点も多 い.そこで本研究では都市化が進んでいる関東平野に ついて,視程の気候学的特徴を調査した.

#### 2. 解析データ

本研究では気象庁の官署で観測された定時(0時を除く1日7回)の目視観測データを用いた.期間は1931年~2017年である. 視程現象として,霧は微小な浮遊 水滴により視程が1km未満である. もやは視程1km 以上10km未満で,相対湿度が一般的に75%以上であ る. 煙霧は視程10km未満で,相対湿度が75%未満で ある. 降水現象は除いて解析を行った.また,参考比 較のため,空港の観測データとして2011年~2015年の 統計値である航空気候表も使用した.

#### 3. 結果

関東地方の主な都市で観測された霧日数の経年変化 を図1に示す.1950年頃以前は東京首都圏の郊外に位 置する熊谷では、東京よりも霧日数が少ない.2000年 以降は東京や熊谷では霧がほとんど観測されていない が、水戸では近年でも年20日程度は観測されている. 東京と比較すると、霧日数の減少傾向は小さい.

東京における視程の季節変化を調べるため、月別積 算日数を図2に示す.ここでは2011年~2015年の定時 観測の日最低視程を各月の統計に用いた.視程5km未 満が観測された積算日数は各月10日以下となっており、 1年あたり2日以下である.視程10km未満では季節変 化が明瞭に見られ、夏季に日数が最も多く、7月では1 年あたり11日となっている.図1より東京の霧日数は 5年間で1日であることから、夏季には煙霧もしくはも やの寄与が大きい.

さらに、東京における視程の時間変化を調べるため、

時刻別積算日数を図3に示す.ここでは2011年~2015年の各定時観測時刻の視程を統計に用いた.視程5km 未満および10km未満となる日数が最も多い時間帯はともに6時である.この傾向は東京国際空港で観測された卓越視程においても同様に見られ、5km未満となる頻度は6時前後に最も多い.

今後,気象条件や都市化との関係も含めて解析を進 める予定である.





図 3: 東京における時刻別低視程日数.

参考文献

- [1] 菅原広史ほか,2008, 天気,55,637-649.
- [2] 吉門洋, 2007, 大気環境学会誌, 42(2), 63-74.
- [3] 藤部文昭, 2012, 気象研究ノート, 224, 1-23.

スキー場積雪深記録の活用に向けた検討 \*眞崎良光(弘前大学理工学研究科),野尻幸宏(弘前大学理工学研究科)

### 1. はじめに

過去の気象記録は、気象災害や今後の気候変動影響 を解析する上で不可欠である。積雪事象では、積雪深 が広域に多数の地点で観測されており、気象庁アメダ スの積雪深観測では、積雪地域を中心に 320 地点程度 配置されている。アメダス展開前は委託観測が行なわ れていたが、不規則に欠測のある地点もあるなど、時 系列の連続性に課題がある事例もある。過去の記録の 観測点密度を上げるためには、国鉄駅[1]など気象庁以 外の観測記録の活用が考えられる。しかし、全般的に は平野部や谷沿いを中心に分布するため、山岳部や山 間地ではデータが乏しいことが多い。本研究では、過 去のスキー場の積雪深記録をもとに、積雪データとし て活用する場合の利点と問題点とを報告する。

## 2. 解析手法

1989年12月から1990年3月の冬季におけるスキー 場の積雪記録を使用した。日本経済新聞(東京版)縮 刷版に掲載された、掲載日前日のスキー場積雪深を収 集した。気象観測の積雪深記録に対するスキー場積雪 深記録の特徴を分析するため、気象庁のアメダスおよ び地域気象観測委託積雪観測の日最深積雪深も収集し、 比較検証した。今回、気象観測地点とスキー場の観測 位置が近接している長野県麻績(はみ)村の聖高原を例に 解析した。聖高原スキー場との距離は数百メートル、 標高差はほとんどなく、比較対象として適していると 考えられる。

#### 3. 結果と解釈

聖高原におけるスキー場と委託観測点の積雪深時系 列は、降雪のタイミングがほぼ同期しており、同じ降 雪イベントが捉えられているものと考えられるが、両 者の積雪深変化の時系列には以下のような差異がある。 ①シーズン初期には、スキー場のみ積雪深がステップ 状に急増している。周辺の観測点でも積雪が観測され ていないことから、開業に合わせて造雪等によるゲレ ンデ整備を実施したものと推測される。②降雪時のス キー場積雪深増加量は、委託観測点の増加量に比べて 少ない。③降雪後の数日間、続く降雪がない場合、委 託観測点の積雪深は日数の経過とともに曲線を描いて 減少するのに対し、スキー場の積雪深は一定値を保つ 傾向がある。②③については、新雪を圧雪するゲレン デ整備を行なったためと考えられる。一般に新雪は密 度が小さく、圧密により沈降しやすい。雪の層厚は時 間とともに指数関数的に減少する粘性圧縮モデルで近 似できるため、委託観測点での積雪深の曲線的減少は 圧密によるものと解釈できる。一方、スキー場は降雪 時にゲレンデ整備により既に圧雪されているため、時 間が経過しても圧密による沈降が起こりづらくなって いるものと解釈できる。

#### 4. まとめ

スキー場の積雪深情報は、気象観測として自然状態 のもとで取得された積雪深ではないため、多くのスキ ー場では、ゲレンデ整備等に伴なう一定の人為的改変 を受けた積雪深を報告していると考えられる。人為的 圧雪については、降雪イベント後の積雪深の時間変動 形状からある程度判別可能と考えられ、スクリーニン グ手法を開発することでデータ活用につながるものと 期待される。過去の気象事象を再現することは不可能 であるため、既存のスキー場積雪深情報には、人為的 改変を受けていたとしても、一定の歴史的積雪深アー カイブとして、またはスキー場運営の基礎資料として の利点と有効性があると考えられる。

## 文献

[1] 鈴木博人、2006、天気、53、185-196

謝辞:本研究は、弘前大学戦略1プロジェクトにより 実施された。スキー場積雪深のデータは、地域適応コ ンソーシアム北海道・東北地域事業において整備され た気象データの一部を使用した。

ymasaki@hirosaki-u.ac.jp

# 気候の不安定化が世界の食料安全保障に与える影響の評価

\* 吉田 龍平 (福島大理工) · 横沢 正幸 (早大人科)

# 1 はじめに

今後の世界の食糧安全保障は、進行する温暖化と増 加する世界人口の両面に対応することが求められる。 熱波や干ばつといった極端現象の発生による生産量の 低下が懸念される一方で、食料需要は人口増加やバイ オエタノールの関心の高まりで増加しており、気候変 動下での食料生産の安定性の見通しが急務である。

その際、平均値の変化だけでなく年々の変動幅の変 化に対しても着目する必要がある。1972年や2002年 に発生した「世界同時不作」は、主な生産地の収量が 同時に低下し、食料不足と価格の高騰を引き起こし た。今後、温暖化の進行に伴って年々の気候の変動幅 が拡大し、主要作物(トウモロコシ、ダイズ)の生産 が不安定化するリスクが危惧される。そこで本研究は 大規模アンサンブル作物生育シミュレーションに基づ き、世界各地で主要作物の不作が同時に発生する確率 の将来見通しを明らかにする。

# 2 使用データ

気象データには全球版 d4PDF(水平解像度 60km×60km)を用いた。のべ年数は現在気候 6000 年(60年×100メンバー)、将来気候5400年(60年 × 90 メンバー) である。d4PDF から得られる気象 変数(気温と相対湿度の日最高・最低値、降水量、雲 量)を作物シミュレーションモデル DSSAT (農業 技術移転意思決定支援システム、Jones et al. 2003; Hoogenboom et al. 2017) に入力し、各作物の収量 を算出した。DSSAT モデルに必要な作物データ(作 付日、作付面積、土壌水分)は、d4PDFの60kmメッ シュへ空間内挿して計算に用いた。作付日(Sacks et al. 2010)は現在と将来で同じ日とし、60kmメッ シュ内で作付面積(Monfreda et al. 2008)が10%以 上の地点を解析対象とした。さらに、生産国は2017 年10月時点で生産量が1-3位の国とした(農林水産 省.2018)。

# 3 結果と考察

全球平均した収量の将来変化率はトウモロコシ -30.0%、ダイズ35.1%で、ダイズは今後の増収が期 待される一方、トウモロコシでは減収であった(図 略)。収量変化率は作物ごとに同様の空間分布で、ト ウモロコシの減収は全解析地点の90.6%、ダイズの増 収は85.3%の地点で推定された。

次いで主要国別に収量を集計すると、トウモロコ シは主要三カ国いずれにおいても減収したが(アメリ カ:-39.8%、中国:-32.3%、ブラジル:-26.6%)(図 1a-c)、ダイズは南米での変化が大きく(ブラジル: 71.7%、アルゼンチン:89.1%)、アメリカにおける収 量の変化は小さかった(8.8%)。

主要3カ国におけるトウモロコシの同時不作の発生 確率を算出すると、何割の減収を不作とするかによっ て気候変動の影響は異なり、気候値からわずかでも減 少した場合を不作と定義すると現在気候と将来気候の 発生率の差は小さく(1%以下の減収の同時発生率:現 在11.3%、将来14.5%)、一方で10%以上の大きな減 収が発生する確率は将来気候の方が高くなった(現在 0.6%、将来5.4%)(図1d)。この傾向はダイズでも見 られ、温暖化の進行に伴う同時不作の発生確率の増加 が推定された。このことは今後の世界の食料安全保障 に対するリスクの増加を示しており、移植日の変更や 作付品種の変更といった対策が求められる。



図1 現在気候(灰)、将来気候(黒)の(a)アメリカ、 (b)中国、(c)ブラジルにおけるトウモロコシの収量のヒス トグラム。(d)(a)-(c)の3カ国の収量が同時に増減する確 率。現在気候および将来気候の平年値を100とし、各年の 収量が横軸で示された値以下となる確率を表す。基準の収 量は将来気候の方が小さいことに注意が必要である。

# 謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会実装プロ グラム」の支援により実施された。気候データは創生プロ グラムのもとで作成された、地球温暖化施策決定に資する 気候再現・予測実験データベース (d4PDF)を使用した。解 析には福井眞氏(早稲田大学)の助言をいただいた。

# d4PDFを用いた日本周辺における突風発生環境場の将来変化

\*川添祥、藤田実季子、岡田靖子、杉本志織、渡辺真吾(海洋研究開発機構)

# 1. <u>はじめに</u>

地球温暖化の影響により、突風・竜巻等の発生要因 となる非常に発達した積乱雲の発生頻度は将来増加 する可能性が他国の先行研究にて報告されている (Diffenbaugh et al. 2013; Allen et al. 2014)。しかし、 日本・東アジアを対象とした将来変化の検証は様々な 理由で少ない。理由の一つとして、強力な竜巻・突風の 発生は低頻度の事象であるため、数メンバーのアンサ ンブル実験ではその再現性および将来変化の評価が 困難である事が挙げられる。そこで本研究では、大規 模アンサンブル気候実験データを用いて、温暖化時の 大気環境場が突風発生の頻度にどのような影響をもた らすかを考察した。

# 2. <u>データ</u>

本研究では、「地球温暖化対策に資するアンサンブ ル気候予測データベース(d4PDF)」の 20km 領域版 (Mizuta et al. 2017; Fujita et al. in prep)を利用す る。 d4PDF については、過去実験及び産業革命以前 から 2°C (RCP8.5 シナリオ 2030 年相当)、4°C (同、 2090 年相当)昇温プロダクトを各 30 年 x 54 アンサン ブルメンバー分を使用する。突風発生環境場は、 Brooks et al. (2003) 等で広く使われている対流有効 位置エネルギー (CAPE)と下層 0-6km 高度の鉛直シ アー(Shear)の共変量を用いて定義する。非常に発達 した積乱雲発生の閾値は CAPE x Shear > 10000 m<sup>3</sup> s<sup>-3</sup> とする。再現性の評価は気象庁の高層気象観測及 び JRA-55 領域ダウンスケーリングデータ(DSJRA-55) を利用した。

# 3. <u>結果</u>

CAPE、Shear 及び突風発生の閾値を越えた日数 の将来変化を図1に示す。2°C、4°C昇温実験では、対 流圏下層での気温上昇と比湿増加に伴う CAPE の増 加がみられた。一方、6km 付近での風速の低下により、 Shear は弱化した。両者の結果から、昇温実験では、 CAPE の増加が Shear 弱化を上回ったことで、突風・ 竜巻等を引き起こすような非常に発達した積乱雲の発 生頻度が増加したと考えられる。

しかし、これらの解析には米国での観測を基準とした 閾値を用いており、必ずしも日本領域の解析に適して いるとは限らない。今後は気象庁の竜巻等突風データ ベース等を使用し、日本領域での発生事例をもとに検 証する。また、先行研究のほとんどは低解像度のモデ ル結果を用いて報告されているが、複雑な地形を含む 地域では高解像度のプロダクトを利用することが望まし い。DSJRA-55やNHRCMの活用によって突風発生 環境場がより詳細に評価できることが期待される。また、 より極端な突風発生環境場の解析も d4PDF では可能 なため、着目していきたい。これらの解析結果および観 測との比較を当日発表する予定である。



図1:5-8 月で平均した 06UTC の(上)0-6km Shear[m s<sup>·1</sup>] (中)CAPE[J kg<sup>·1</sup>] (下)非常に発達した積乱雲 発生の閾値を越えた [days year<sup>·1</sup>]の将来変化 (2℃、 4℃昇温実験-過去実験)。

#### <u>謝辞</u>

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)」のもとで 実施された.本研究では、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」のもと作 成された d4PDF を使用した。JRA55・ds は、文部科学省の委託事業により開発・運 用されているデータ統合・解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものである。 MJ-SiB 積雪サブモデルへのしもざらめ化による効果 \*池上慶希 (釧路地方気象台), 大泉三津夫 (気象大学校)

### 1. はじめに

積雪が強い温度勾配に晒されると、やがて雪粒子は 霜結晶へと成長する。この現象はしもざらめ化と呼ば れる。しもざらめ化は降雪量の少ない厳寒地で生じ、 日本でも北海道などで生じる場合がある。しもざらめ 雪は低熱伝導率・高圧縮粘性係数という性質があり、 鉛直方向と水平方向では熱伝導と圧縮性に異方性を有 する。そのため、大気との熱・水交換において、等方 性であるしまり雪とは異なる影響を及ぼすことが予想 される。しかし、気象庁現在使用されている陸面モデ ル MJ-SiB ではしもざらめ化は考慮されていない。そこ で、本研究では MJ-SiB にしもざらめ化による効果を組 み入れ、その影響を検証する。

## 2. モデル

山崎(1998) [1]の手法を用い、しもざらめ化の効果を デフォルトの3層及び土田(2013) [2]で多層化された積 雪サブモデルに組み入れた。変更箇所を以下に記す。

### 2.1 有効温度勾配の導入

積雪のしもざらめ化の程度を評価するため、有効温 度勾配 $g_t$ を導入した。 $g_t$ は温度勾配 $\Gamma$ と積雪温度の関数 f(T)の積であり、しもざらめ化の早さを意味する。し もざらめ化の進行は $g_t$ を時間積分した積算有効温度勾 配 $G_t$ で評価する。ただし、しもざらめ化が進むのは $\Gamma$ が 大きい場合のみで、 $\Gamma < 10^{\circ}$ C/mでは $g_t = 0$ とする。ま た、最大含水率の 90%以上の水を含むと $G_t = 0$ とする。

## 2.2 熱伝導率、圧縮粘性係数の補正

しもざらめ化による熱伝導率kと圧縮粘性係数 $\eta$ の変 化を、等方性の雪のそれらに $G_t$ に依存する関数を掛け ることで表現した。山崎(1998)に従って、最もしもざら め化が進んだ場合、kは等方性の雪の熱伝導率 $k_0$ の 0.3 倍、 $\eta$ は $\eta_0$ の 10 倍となるようにした。しもざらめ化の 効果が現れ始めるのは $G_t$ が1.0×10<sup>7</sup>を超えたときで、 kは最小まで、 $\eta$ は最大まで線形的に変化させる。

#### 3. 実験

3層及び多層化された MJ-SiB の計算をオフラインで 行い、しもざらめ化の効果を入れた場合(test)と、入れ ない場合(cntr)のパフォーマンスを比較する。大気強制 力として北海道大学低温科学研究所での地上気象デー タを与えた。計算期間は 2006 年 10 月~2007 年 4 月及 び 2007 年 10 月~2008 年 4 月とした。

## 4. 結果·考察

ここでは、しもざらめ化がより進んでいた 2007-8 年 冬の結果について述べる。

#### 4.1 3層モデルについて

積雪を最大3層でしか表現できないため、積雪の温 度勾配を適当に与えられず、しもざらめ化を適切には 表現できなかった。

## 4.2 多層化モデルについて

この冬、多層化モデルでは最大 26 層であった。図1 に2007-8年冬における積算有効温度勾配 $G_t$ の推移を示 す。しもざらめ化は積雪下部ほど進行しており、 $G_t$ は 地面から少し上の場所で最も大きくなっていた。この ことは観測とも合致しており、しもざらめ化を適切に 表現できたと考える。また、cntr では積雪温度を過大 に計算する問題があったが、test では積雪温度を適切 に計算し、観測に近づけることができた。しかし、test では融雪が進み過ぎ、積雪水量を過少に計算してしま った。また、圧縮が足りず、積雪深を過大に計算して しまった。今後、積雪水量と積雪深が観測に近づくよ う、現行のパラメータを調整していく必要がある。



図 1 多層化モデル(test)での積算有効温度勾配 *G<sub>t</sub>*[K·s/m]の積雪深・時間断面図(2007-8 年冬). 縦軸 は積雪深[cm],横軸は日付.

参考文献

- [1] 山崎剛,1998: 厳寒地に適用可能な積雪多層熱収支
  モデル.雪氷 60 巻 2 号,131-141.
- [2] 土田尚侑,2013: MJ-SiB 積雪サブモデルの多層化.
  気象大学校平成 25 年度卒業論文.

2017 年 12 月にカリフォルニアで発生した山火事の エアロゾル予測に対する影響評価とその予測可能性 \*南出将志, Jonathan Jiang, Hui Su (NASA Jet Propulsion Laboratory)

### 1. 背景

エアロゾルは、大気汚染の指標となるだけではなく、 雨粒の生成を通じた対流現象や気候システムなど, 様々なスケールの現象に影響を与えており、正確な予 測が求められている.しかしながら,エアロゾルの予測 は、数値気象予測に誤差を生じる要因である大気場の 初期条件や大気モデルに加えて、境界条件からのソー ス・シンクや化学的な現象に関するスキームなどの影 響を受けるため、数値気象予報に比べ不確実性が高く なる可能性がある.こういった不確実性を適切に評価 し、より精緻な予測を行うため、エアロゾルの混合比の 直接観測や、衛星を通じたエアロゾル光学特性の観測 が行われてきた. 観測網の発達に伴い, 特に全球モデル を中心として、エアロゾルのデータ同化システムの開 発が進み、解析精度や予測精度の向上が報告されてい る (Benedetti et al. 2009, Yumimoto et al. 2016). 一方で, 領域モデルを用いた総観スケールから対流スケールに おけるエアロゾルの予測可能性については、計算資源 の限界や、時間発展における非線形な影響が大きいこ となどから、より多くの乗り越えるべき困難が存在し ている.

Lorenz (1969)などにより, 誤差が非線形に時間発展す る大気場においては, 予測可能性に限界があることが 知られている. 例えば, Judt and Chen (2010)や Ying and Zhang (2018)は誤差の時間発展について空間スケール に応じた分離を行い, "予測可能性のある期間"につい ての議論を展開すると共に, それらが現象の空間スケ ールに応じて異なることを示した.本研究では,米国カ リフォルニアに多大な被害を及ぼした 2017 年 12 月の 山火事を題材として,数値気象予測分野における予測 可能性に関する議論をエアロゾルに適用し,極端事象 におけるエアロゾルの予測可能性について検証する.

## 2. 手法,予測される結果

本研究では、領域気象化学モデルである Weather Research and Forecast Model – Chemistry (WRF-Chem)を 用いて、エアロゾルシミュレーションの不確実性評価 を行う.第一に、予報モデルにおける複数のパラメータ リゼーションに対する感度実験を実施し、本ケースに 適したモデル設定を明らかにする.次に、それらのモデ ル設定を用いて、様々な不確実性のソースについて、相 対的な重要性を検証する.特に、山火事からのエアロゾ ルの排出量に関する不確実性、及び気象現象のシミュ レーションにおける不確実性について注目し、両者を 別々に/同時に撹乱させたメンバーを用いたアンサンブ ル予報を用いて、流れ場に即した共分散の時間・空間発 展について示す、本研究を通じて、

- 領域モデルによる短期間 (i.e. 数日から数週間程度)のエアロゾル予測においては,排出源と移送のいずれの不確実性がより大きく寄与しているか.また,それらの相対的な重要性は、時間・空間スケールに応じてどのように変化するか.
- 2017 年 12 月にカリフォルニアで生じた山火事のような、極端事象によるエアロゾルへの影響は、どの程度の予測可能性があるか.
- 3. それらの予測可能性は、データ同化を通じてど の程度改善が可能か.

などが明らかになることが期待される.本講演では、より詳細な研究プランと共に、暫定的な感度実験における結果について報告する.

#### 参考文献

Benedetti et al., 2009, *J. Geophys. Res. – Atmos.*, **114**,D13205 Judt & Chen, 2015, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **142**, 43-57 Lorenz, 1969, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 636–646. Ying & Zhang, 2018, *J. Atmos. Sci.*, **75**,1675-1698

Yumimoto et al., 2016, Geophys. Res. Lett, 43, 5886-5894

# 現業メソ同化システムを用いた 4DVar, En4DVar, 4DEnVar の比較

<sup>\*1</sup> 横田 祥,<sup>1</sup> 小泉 耕,<sup>2,1</sup> 国井 勝,<sup>3,1</sup> 伊藤耕介 (<sup>1</sup> 気象研究所,<sup>2</sup> 気象庁予報部数値予報課,<sup>3</sup> 琉球大学)

#### 1. はじめに

気象庁の現業メソ同化システム (INoVA<sup>[1]</sup>) の同化手法 (4DVar) では、気候値の背景誤差共分散行列 **B=UU**<sup>*T*</sup> を接線形モデル **M**<sub>*t*</sub> で時間発展させた **M**<sub>*t*</sub> **M**<sub>*t*</sub> を用いて 評価関数 *J* を最小化し、解析値を得る.[2]は、この **B** を、メンバー数 *N* のアンサンブル予報の摂動 **X**<sub>0</sub>=[ $\delta x_0^{(1)}$ ... $\delta x_0^{(N)}$ ]/(*N*-1)<sup>12</sup> で計算される予報誤差共分散 行列 **X**<sub>0</sub>**X**<sub>0</sub><sup>*T*</sup> で置き換えて同化すること (En4DVar) により、台風や豪雨の予測精度が向上し得ることを示した.

4DVar や En4DVar では、Jの最小化の際、 $M_t^T$ を計算 する必要があるが、観測時刻 t のアンサンブル摂動  $X_t$ を用いて  $M_t X_0 X_0^T M_t^T$  を  $X_t X_t^T$  で置き換えること (4DEnVar)により、 $M_t^T$ の計算が不要になり、 $X_0 X_0^T$ の 非線形時間発展も考慮した解析値が得られると考えら れる<sup>[3]</sup>. そこで本研究では、En4DVar と 4DEnVar を JNoVA 上に実装し、これらの手法の比較を試みた.

#### 2. 定式化

JNoVA では、下式を用いて  $J(\mathbf{v})$ が最小となる  $\mathbf{v}$  を求め、 $\mathbf{x}_t = M_t(\mathbf{x}_0^f + \mathbf{U}\mathbf{v})$ を用いて解析値  $\mathbf{x}_t$ を得る.

$$J(\mathbf{v}) = \frac{1}{2}\mathbf{v}^{T}\mathbf{v} + \frac{1}{2}\sum_{t} [H(\mathbf{x}_{t}) - \mathbf{y}_{t}]^{T}\mathbf{R}_{t}^{-1}[H(\mathbf{x}_{t}) - \mathbf{y}_{t}]$$
$$\nabla J(\mathbf{v}) = \mathbf{v} + \sum_{t} \mathbf{U}^{T}\mathbf{M}_{t}^{T}\mathbf{H}^{T}\mathbf{R}_{t}^{-1}[H(\mathbf{x}_{t}) - \mathbf{y}_{t}]$$

ここで、 $\mathbf{x}_0$ は同化ウインドウ初期時刻の第一推定値,  $M_t \ge \mathbf{M}_t$ は水平格子間隔 15 km のモデルによる時刻 tま での時間推進演算子とその接線形,  $H \ge \mathbf{H}$  は観測演算 子とその接線形,  $\mathbf{y}_t \ge \mathbf{R}_t$ は時刻 t の観測値と観測誤差 共分散行列である.

本研究では、上式の**U**を [ $\beta_{elm}$ **U**  $\beta_{ens}$ **X**<sub>0</sub>] で置き換え ることで En4DVar を実現し、さらに [ $\beta_{elm}$ **U**  $\beta_{ens}$ **X**<sub>0</sub>]<sup>T</sup>**M**<sub>i</sub><sup>T</sup> を [ $\beta_{elm}$ **U**  $\beta_{ens}$ **X**<sub>i</sub>]<sup>T</sup> で置き換えることで 4DEnVar を実 現した. なお、En4DVar において( $\beta_{elm}$ ,  $\beta_{ens}$ ) = (1, 0)とし たものは古典的な 4DVar に相当し、4DEnVar において ( $\beta_{clm}$ ,  $\beta_{ens}$ ) = (1, 0)としたものは 3DVar-FGAT (観測時刻の 予報値でイノベーションを求める 3DVar)に相当する.

#### 3. 1 点観測同化実験

2015 年台風 18 号が太平洋上に存在する 9 月 8 日 00– 03UTC を同化ウインドウとして、03UTC の (138.3E, 27.7N)の高度 1180 m に、台風を弱める方向の東風 ( $u^{obs}$ =-30.0 m s<sup>-1</sup>)を、4DVar, En4DVar, 3DVar-FGAT, 4DEnVar の 4 つの手法で同化した(この点の第一推定値は  $u^{f}$  = +17.7 m s<sup>-1</sup>). En4DVar と 4DEnVar では、( $\beta_{clm}, \beta_{cns}$ ) = (0, 1)とし、アンサンブル予報の初期摂動は、8 日 00UTC の 気象庁週間アンサンブル予報から作成した.

#### 4. 結果

8日 03UTC の解析インクリメントを図 a-d に示す. **B** や  $X_0 X_0^T$ の時間発展が考慮されない 3DVar-FGAT 以 外の手法では、いずれも適切に台風を弱めることがで きた. 4DVar と En4DVar の解析インクリメントの分布 の違いは、**B** と  $X_0 X_0^T$ の分布の違いによるものであり、 En4DVar と 4DEnVar の分布の違いは、 $X_0 X_0^T$ の非線形時 間発展によるものと考えられる.

## 5. まとめと今後の予定

JNoVA 上に En4DVar と 4DEnVar を実装し, 観測が適 切に同化されることを確認した. 今後, **B** の局所化な どを実装し, 現業同化システムと同等以上の解析精度 を持つ 4DEnVar の実現を目指す.



図:8日 03UTC における,各手法の高度 1180 m の水平風 (矢印, ms<sup>-1</sup>) と海面気圧(カラー, hPa)の解析インクリメ ントと海面気圧の第一推定値(コンター, hPa).

#### 謝辞

本研究の一部は,文部科学省フラグシップ2020(ポスト「京」) 重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の 予測の高度化」(課題 ID: hp180194),及び JSPS 科研費 JP16K17804, JP16H04054 より支援を受けました.

#### 参考文献

- [1] Honda et al., 2005, Q. J. R. Meteor. Soc., 131, 3465-3475.
- [2] Ito et al., 2016, Mon. Wea. Rev., 144, 3417-3439.
- [3] 横田ほか, 2017, 気象学会 2017 年度秋季大会, P127.

水蒸気同位体データ同化による気象予測改善に向けて \*多田真嵩 (東京大学新領域創成科学研究科), 芳村圭 (東京大学生産技術研究所)

#### 1. はじめに

海、陸域、大気中の水の蒸発、凝結といった相転移の 際に水は同位体分別を生じる。一般的に HDO、H2<sup>18</sup>O の ような重い水の安定同位体は凝結しやすく、蒸発しづ らい性質を持っている。地球の水蒸気同位体の分布は 相転移に強く依存していて、これは大気循環に依存し ていることを示している。その性質を利用し、古気候研 究や水循環など様々な研究がなされている。

その中でも Yoshimura et al. (2014) は水蒸気同位体が 大気循環場を拘束できるポテンシャルを秘めているこ とを理想化実験によって示した[1]。具体的には人工衛 星に載せた赤外線分光計である大気柱、対流圏中層の δDと地上の観測機器から得た地表面のδD、δ<sup>18</sup>0をデー タ同化し1ヶ月間シミュレーションすることによって 水蒸気同位体以外の予報変数の予測精度も向上した。 またここ近年で赤外線分光計の技術が向上しているた め、観測点数や精度が上がってきている。

そうした背景の中で本研究では水蒸気同位体が長期 間拘束できる能力があるのかを理想化実験を行い、確 かめた。また現在は人工衛星 MetOp に搭載した the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI)の実 測データを使用し、対流圏中層の水蒸気同位体のデー 夕同化を試みている。

#### 2. 研究手法

理想化実験は大気柱と対流圏中層の2006年1月1日 から2006年4月1日までの計算と2013年にIASIが実 測した観測 pointを使用したものを行った。実測データ を使用したデータ同化実験は2013年4月のみを予定し ている。また本研究では数値モデルとして水蒸気同位 体を組み込んだ中長期数値予報用大気大循環モデル

(IsoGSM)、データ同化システムとして局地アンサン ブル変換カルマンフィルタ(LETKF)を用いた。実測 データでの実験は MetOp に搭載している IASI から得 たものを使用する。

## 3. 解析方法、結果

精度向上をどのくらい見込めたかを確認するため、 行った理想化実験について、前述の期間で真値に対す る RMSD の全球平均の時系列や RMSD の全球期間平 均の鉛直プロファイル等を確認した。水蒸気同位体を 同化することによって何も同化しないケースと比較し て長期間でも精度が向上することが確認できた。図1 にも見られるようにまた何も同化しないケースと比べ ると鉛直方向においても全体的に RMSD の低減がみら れたが、上層付近になると何も同化しない実験と同程 度の精度になってしまうことが確認できた。

上記の事から水蒸気同位体をデータ同化することに よって長期間、大気循環場を拘束できたことにより水 の同位体と大気循環場が非常に強く結びついているこ とを改めて実証できた。一方で高層ではあまり精度の 向上が確認できなかったが、これは同化している水蒸 気同位体が対流圏中層なためモデル上層である成層圏 にはポジティブな影響を与えなかった可能性がある。

また気象予測の改善は防災や交通など社会に大きく 影響を与えることから、赤外線分光計の技術の進展に 伴う水蒸気同位体の観測数や観測精度の向上は社会的 に大きな意義が見出されると考える。

#### 4. 今後の課題

理想化実験にて水蒸気同位体には長期間、大気循環 場を拘束できることが示された。今後は実測データを 使用して実験を行うが、グリッド毎の観測点数や同化 する高度についても評価を行って行く予定である。



 図1 気温の RMSD の鉛直プロファイル。SCIA、IASI は対流圏中層の&Dだが後者のほうが観測点が多い。TES は大気柱の&Dを示している。

参考文献

 Yoshimura, K., T.Miyoshi, andM. Kanamitsu(2014), Observation system simulation experiments using water vapor isotope information, J. Geophys. Res. Atmos., 119, 7842–7862, doi:10.1002/2014JD021662.

# 雲解像モデルと分布型降雨流出モデルを用いた 日々の河川流量シミュレーション~その2~

\*加藤雅也<sup>1</sup>·田中智大<sup>2</sup>·立川康人<sup>2</sup>·篠原瑞生<sup>3</sup>·加藤大輔<sup>3</sup>·坪木和久<sup>1</sup> (<sup>1</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所·<sup>2</sup>京都大学工学研究科·<sup>3</sup>東京海上研究所)

## 1. はじめに

大雨とそれに伴う河川流量を精度よく計算を行うこと は、現在における災害予測だけでなく、将来気候時におけ る社会基盤の整備計画等に有用な情報を与える。現在の河 川流出モデルにおけるパラメータの多くは過去の事例を基 に経験的に決められる。名古屋大学宇宙地球環境研究所で は同研究所開発の雲解像モデル CReSS と、京都大学工学 研究科開発の河川流量シミュレーションモデル 1K-DHM を用いた日々の結合シミュレーションシステムを構築し、 精度検証及び適切なパラメータ決定方法の検討を行なって いる (加藤他、2017 年秋季大会)。本研究では 1K-DHM に おけるパラメータ決定の手法について検討を行った。

### 2. 新しい 1K-DHM のパラメータ推定方法

従来の 1K-DHM は透水係数や粗度などのパラメータは 計算領域全体に対してそれぞれ 1 つの値を用いていたた め、複数河川流域の流量計算を同時に行うことが困難で あった。加藤他 (2017 秋季大会) においてそれぞれのパラ メータを 2 次元に拡張し、各河川の支流単位でパラメータ を決定することにより複数河川流域の流量計算をより精度 よく実施できることを確認した。

本研究では各河川の支流単位ではなく土地利用情報を 基に、それぞれの土地利用に対するパラメータを決定する ように改良を行った。土地利用情報は国土交通省国土数値 情報土地利用細分メッシュデータを使用した。図1に中 部領域における土地利用分布を示す。全10分類に対する 1K-DHM の各パラメータは、2011年台風15号に伴う大 雨の事例(2011年9月18日から24日)における、庄内川 水系全6地点の観測流量に合うようにSCE-UA法を用い て決定した。

## 3. 結果と考察

図2に1K-DHMによる計算流量(破線)と観測流量(実 線)の時系列を示す。従来の手法を用いて庄内川水系でパ ラメータ決定を行った場合、庄内川水系内の枇杷島(図2a) では観測をよく再現しているが、木曽川水系内の笠松(図 2c)では流量を大きく過小評価していた。これに対して、 本研究で開発した手法を用いた結果(図2b、d)ではどち らの地点においても比較的精度良く観測流量変化を再現し た。2013年18号台風に伴う大雨(2013年9月13日から 19日)における関西地方の大和川水系王寺における流量変 化を図2(e)、(f)に示す。淀川水系の観測結果から従来の 手法を用いて計算を行った結果(図2e)も比較的よい結果 を示したが、本手法により庄内川水系の観測を用いて決定 したパラメータを用いた結果(図2f)の方がより精度良く 計算された。

本研究では土地利用情報を利用した1K-DHMのパラメー タ決定手法を開発した。土地利用に応じてパラメータが決 まるため、さまざまな地域への流量計算の実施が容易にな るだけでなく、都市開発や将来気候時に伴う土地利用変更 時における流量の変化を推定出来ることが期待される。



図1 中部地方領域における土地利用分布。図中太枠の領域はそ れぞれ木曽川水系 (赤線) および庄内川水系 (黄線) を表す。



図2 庄内川水系枇杷島 (a、b)、木曽川水系笠松 (c、d) および大 和川水系王寺 (e、f) における観測流量 (実線) と 1K-DHM による 流量 (破線)の時間変化。(a)、(c)、(e) は従来手法による結果を表 し、(b)、(d)、(f) は本研究による手法による結果を表す。

# 選択的アンサンブルによる短時間降水予測実験

\*五十嵐大地 (茨城大学大学院理工学研究科), 若月泰孝 (茨城大学理工学研究科(理学野))

#### 1. はじめに

積乱雲を含む降水システムの挙動は短時間で急激に 変化するため、20分~2時間程度先の降水予測では、 短時間間隔で予測を更新する必要がある(rapid-update). このような直近の予測は、レーダエコーの移動ベクト ルの外挿予測(気象庁高解像度降水ナウキャスト(以下 HRNC)など)で実施されている.また、時間変化の激 しい積乱雲に伴う降水予測には、雲解像大気モデルシ ミュレーションが有効である.そのため、2時間程度先 の降水予測では、両者のブレンディングが重要となる. 本研究では、選択的アンサンブルによる10分毎に2時 間先を予測する短時間降水予測システムを導入した.

#### 2. 手法

本研究で開発した選択的アンサンブル (Selective-Ensemble-Nowcast; 以下 SEN) は,複数の予測に対して 過去の予測精度の情報から診断されたより適切なアン サンブルメンバーを選択し,その予測結果の重み付け により予測する方法である.SEN は時間の経過に伴い, 選択される予測パターンが更新され,降水域の形状や 強度の変化に高い応答性がある点が特徴である.

外挿予測には、対流性降水域を抽出し予測する手法 (高田他, 2013), 直近の過去の予測の系統的誤差から 予測を補正するスキーム,統計的リアルタイムバイア ス補正手法(中北他, 2012)を採用した.これらの手法 を組み合わせ, 12の予測パターンを用意した.モデル 予測には、若月(2015)により提案された上流下層加湿 法(以下 ULH 法)による予測を採用した.ULH 法は、

レーダによる強雨の情報を簡便に同化することができ るため,rapid-update を念頭に置いた予測システムに適 している.ULH 法による予測では,偽物の降水域を弱 めるスキームを導入し(若月と五十嵐, 2017),そのス キームのパラメータなどを変えることで 6 の予測パタ ーンを用意した.外挿予測は 60 分先,モデル予測のブレン ディングは 60 分先まで実行される.本実験では名古屋 大学で開発された雲解像非静力学大気モデル CReSS を用いた.本実験では,平成 29 年 7 月九州北部豪雨を 対象として予測実験を実施した.対象期間と領域は,図 -2 のタイトルに示す.

#### 3. 結果・考察と今後の課題

図-1 は,SEN と HRNC と Guess (MSM12JST を初期 値とした CReSS による予測値)を比較した結果である. FSS では,予測時間(以下 FT)60 分までは HRNC と同程 度,RMSE 値は,HRNC より有意に低い値を示した. 図-2 より FT60 分の積算降水量では,SEN は HRNC に 比べより観測に近い降水域を示し,FT120 分において 200mm を超える積算降水量を示した.これらの結果か ら SEN は,60 分先までは HRNC と同程度の予測精度 を保ちつつ,線状降水帯の 200mm を超えるような強雨 域を 2 時間程度先まで予測できる可能性を示した.

なお, FT70 分以降は予測精度に大きなギャップが生 じている点に対して,改良の余地がある.今後さらに, 線状降水帯を形成した事例だけでなく,突発的な強雨 のような降水に対しても検証を行い, SEN の有効性を 明らかにする必要がある.

**謝辞:**本研究は, JSPS 科研費 JP18H01673 と JP15H05765 の支援を 受けた.

#### 参考文献

- [1] 高田望,田中裕介,池淵周一,中北英一:局地的な大雨の予測精度
  向上を目指した降水ナウキャスト手法の開発.土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 69, pp. 349-354, 2013.
- [2] 中北英一,吉開朋弘,キムスンミン:地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入(II).京都大学防災研究所年報,第52号 B,pp.305-317,2012.
- [3] 若月泰孝,2015:上流下層加湿による積雲対流の予測実験.土木学会 論文集 B1(水工学),71(4), I 505-I 510.
- [4] 若月泰孝,五十嵐大地 2017:上流下層加湿法による短時間降水予 測実験.日本気象学会 2017 年度秋季大会予稿, p 262.



図-1 対象期間における予測精度評価, FSS の検証設 定は,検証格子 5[km]・閾値 10[mm/h]である.



図-2 対象期間積算降水量(期間:2017年9月5日17時40分~21時50分,領域lat:33~34,lon:129.9~131.6), (a) 実況解析値,(b) HRNC 予測値(FT60分),(c) SEN 予測値(FT60分),(d) SEN 予測値(FT120分)

## 局地的大雨に対するナウキャストと数値予測を併合させたブレンディング予測 --2016年8月24日事例--

\*加藤亮平,清水慎吾,下瀬健一,岩波越(防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

防災科学技術研究所(以下,防災科研)ではSIP(謝辞 参照)の一環として、時間補外を基本としたナウキャス トと積乱雲スケールのデータ同化を行った数値予測を併 合させたブレンディング予測による局地的大雨の予測手 法を開発している。Kato et al. (2017, OJRMS) は,時間補 外を基本としたナウキャストである気象庁高解像度降水 ナウキャストの予測精度を局地的大雨23事例に対して検 証し、強雨域に対する有用な予測時間は約10kmの位置ず れを許容しても約30分までであることを示した。一方, Kato et al. (2017, JDR; K17J) は2015年7月24日に渋谷駅が 冠水した局地的大雨事例に対して、積乱雲スケールの データ同化を行った数値予測の精度が、45分から1時間先 においてナウキャストの精度を上回りうることを示し た。これらの結果は、局地的大雨に対する1時間先までの 予測に対して、ナウキャストと数値予測を併合させたブ レンディング手法の有効性を示唆する結果である。ただ し、K17Jでは発達した積乱雲が大きく形を変えないまま 移動した時間を対象としたため、時間補外を基本とする ナウキャストの得意とする時間であり、積乱雲の発生予 測を得意とする数値予測の利点を十分には活かせていな かった。したがって、対象領域において積乱雲が発生す る事例に対して,数値予測およびブレンディング手法の 有効性を検討する必要がある。本研究では、防災科研が 所有する首都圏の高密度な観測網内で積乱雲が発生した2 016年8月24日の局地的大雨事例に対し、数値予測および ブレンディング予測の有効性を検討する。

#### 2. 予測手法

時間補外を基本としたナウキャストとして気象庁高解 像度降水ナウキャスト(EXT),数値予測として雲解像数値 モデルCReSSによる予測を用いた。CReSSによる予測は、 まず,2016年8月24日12時(日本標準時;以下同様)を計 算開始時刻とする気象庁メソモデルを初期値・境界値と 関東周辺の広域予測を水平格子間隔1kmで12時から 14時まで行った。この広域予測の結果を初期値・境界値 とし、関東南部を中心とした狭域予測 (NWP) を水平格 子間隔0.7kmで13時から14時まで行った。広域予測,狭域 予測ともにCReSS-3DVAR(K17J)によりデータ同化を行い, レーダーとライダーの動径風、マイクロ波放射計からリ トリーブした可降水量、レーダー反射強度の同化を行っ た。反射強度の同化には国交省が運用しているXRAINの5 台のXバンドMPレーダー(新横浜,船橋,さいたま,八 斗島,氏家)のデータを用いた。動径風の同化には,上 述の5台のレーダーに加え、X-NETの3台のレーダー(我 孫子,海老名,木更津)と防災科研の2台のドップラーラ イダー(大岡山、都筑)のデータを用いた。可降水量の 同化には防災科研の10台のマイクロ波放射計のデータを 用いた。

上述したEXTとNWPの降水強度を等価な割合で合成したブレンド予測(BLEND)を5分毎に作成した。

#### 3. 結果

図1に13時50分における降水強度を観測(a)と13時を初期 時刻とする3種の予測(b-d)に対して示す。観測(図1a)では 初期に存在した強雨域Iの北西への伝播と新たな2つの強 雨域(II, III)の発生が見られた。ナウキャスト(図1b)で は、初期に存在した強雨域Iの伝播は予測できた。このよ うに計算の初期に既に存在する強雨域の移動予測は時間 外挿を基本とするナウキャストの得意とするところであ る。しかし、ナウキャストでは強雨域IIとIIIの生成は予測 できていない。一方、数値予測(図1c)では強雨域IIの発 生を予測できた。このような強雨域の発生予測は数値予 測の得意とするところである。しかし、数値予測では強 雨域IとIIIは予測できなかった。プレンド予測(図1d)で はナウキャストで予測された強雨域Iと、数値予測による 強雨域Ⅱの2つが予測されている。このようにブレンド予 測によりナウキャストと数値予測の長所を組み合わせる ことができた。

強雨域(10 mm h<sup>-1</sup>)の予測精度をFractions Skill Score (F SS)を用い11km四方での位置ずれを許容して定量的に評 価した(図2)。ナウキャストの精度が下がった45分以降 に数値予測の精度がナウキャストの精度を上回っている ことがわかる。さらに、ナウキャストと数値予測を組み 合わせたブレンディング予測は45分以降でナウキャスト の精度を大きく上回っていた。この結果から、局地的大 雨の1時間先までの予測に対してブレンディング予測が有 効であることが示唆される。発表ではブレンディングに おける合成係数の決め方についても議論する予定である。



図1 2016年8月24日13時50分における降水強度。(a)は観測(高解像 度降水ナウキャストの解析値),(b-d)は13時を初期時刻とする50分 後の予測値であり,それぞれ(b)高解像度降水ナウキャストの予測, (c)数値予測,(d)ブレンド予測を示す。(a)の円は強雨域が観測され た領域を示し,(b)~(d)の実(破)線の円は強雨域が予測できた (できなかった)領域を示す。



図2 2016年8月24日13時を初期時刻とする高解像度降水ナウキャスト (EXT)、数値予測(NWP)、ブレンド予測(BLEND)に対する予測精度(FSS) と予測時間の関係。FSSの計算は、図1で示した領域に対し、降水強度 の閾値10 mm h<sup>-1</sup>,位置ずれ許容のスケール11kmで行った。

<u>謝辞</u>:本研究の一部は,総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・滅災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。利用したXRAIN データは国土交通省より提供されたものである。利用したデータセッ トは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解 析システム (DIAS)の枠組みのもとで収集・提供されたものである。 超水滴法の氷相過程への適用とボックスモデルでの検証

\*酒井 健人 (兵庫県立大学大学院シミュレーション学研究科),

島 伸一郎(兵庫県立大学大学院シミュレーション学研究科)

## 1. はじめに

混相雲内での氷粒子の成長には、昇華成長やライミ ング、凝集等の沢山の素過程が関与している。昇華成長 では、気温や湿度によって成長する形状が変化する。形 状によって落下速度が異なるため、ライミングや凝集 の頻度が変わる。また、ライミングや凝集が起こった際 に、どのような氷粒子が形成されるかによって、落下速 度や成長の様子も変わってくる。以上のように混相雲 の雲微物理過程は氷粒子の形態の変化を伴う複雑なも のであるが、これをどのように数学的モデルとして表 現したら良いか、未だよく分かっていないことが多い。

超水滴法は粒子ベースの確率的な雲微物理過程の数 値解法である。これにより、LES シミュレーションの 中で、混相雲の雲微物理過程の直接計算ができるよう になると期待される。

そこで我々は、まずはボックスモデルを使い超水滴 法を使ったモデルの性能検証を行う。そして、既往の数 値実験や室内実験の結果との比較を行う。これにより、 超水滴法を使った場合の数値的収束性と、雲微物理素 過程のモデルの妥当性を評価することが本研究の目的 である。今回は特に Jensen and Harrington (2015)[1]の追 試実験を行った結果を紹介する。

#### 2. 計算条件

まずは氷晶 1 個がライミングすることなく昇華成長 していく様子を調べた。常に水飽和しているとし、粒子 同士の衝突は起きない様に設定した。気温は-14.4℃で 一定とする。すると、30 分程度の昇華成長で数 mm の 薄い樹状氷晶が形成される。

### 3. 結果

Jensen and Harrington (2015)[1]と Chen and Lamb (1994)[2]では異なる昇華成長密度の公式が提示されて いる。この2つを用いて密度と落下速度の計算を行っ た所、どちらのモデルでも風洞データと近い結果を得 ることができた(図1,2)。30分間の昇華成長による最大 軸長の成長がJensen らよりも1mm 程度大きいのは、潜 熱や速度の式が異なるものだからだと考えている。今 後は、昇華成長と同時に氷粒子が過冷却液滴と衝突併 合するライミングや氷粒子同士が衝突併合する凝集に ついても検証を行う予定をしている。



図1 30分間昇華成長させた時の最大軸長と密度の 成長[1]の Fig.3(a)に加筆。黒の実線が Jensen らの結果 [1] ©2015 AMS



図 2 30 分間昇華成長させた時の最大軸長と落下速 度の成長[1]の Fig.3(b)に加筆。黒の実線が Jensen らの 結果[1] ©2015 AMS

# 参考文献

[1] A, A, Jensen. and J, Y, Harrington., 2015, *J. Atmospheric. Sciences*, 72, 2569-2590

[2] J, P, Chen. and D, Lamb., 1994, J. Atmospheric. Sciences, 51, 1206-1221

# ice-ice collisions による二次氷晶生成過程の数値モデルへの導入と 夏季積乱雲におけるその効果

\*木下直樹,川野哲也,川村隆一(九大院・理)

## 1 はじめに

活発な積乱雲内では氷晶核よりも 2–3 桁も大きな 氷晶数が観測されることがある。これは通常の氷晶 核形成では説明できない。そのため、既存の氷粒子か ら新たな氷晶を生成する過程(二次氷晶生成)がいく つか提案されている。これまで最も有力視されてき た二次氷晶生成過程は、雪や霰などの氷粒子に水滴が 衝突合体する際、特定の温度( $-8 \sim -3$ °C)で氷晶芽 が放出される過程: Hallett-Mossop process (Hallett and Mossop, 1974, 以下 H-M process)であり、多く の雲解像数値モデルに導入されている。しかし、近 年の雪雲の直接観測(Takahashi et al., 2017)によ り、H-M process が有効に働く温度領域以外でも多 くの氷晶が確認され、氷粒子どうしの衝突で氷晶芽が 生成される過程: ice-ice collisions (Takahashi et al., 1995)が注目されている。

本研究では、ice-ice collisions を数値モデル CM1 に導入し、そのテストとして夏季積乱雲において iceice collisions がその微物理構造に与える影響を調べ た。本稿では主に降水量への影響について示す。

#### 2 研究手法

雲微物理スキームには、氷粒子として氷晶、雪、霰を 扱う Morrison double-moment スキーム (Morrison et al., 2005; 2009) を用いた。このスキームに ice-ice collisions を導入するため、Phillips et al. (2017a) の式を用いた。計算コストを削減するため、ice-ice collisions に関するパラメータの様々な値に対する 1 秒あたりの二次氷晶生成数を lookup table として 事前に保存し、実際のシミュレーションでは lookup table から ice-ice collisions による二次氷晶生成率を 計算させるように設計した。

数値モデル CM1 (Bryan, 2002; Bryan and Fritsch, 2002, release 19.3)を用いて、夏季積乱雲 を模した理想的な単一降水セルに関する数値実験を 行った。初期時刻の環境場には Weisman and Klemp (1982)の analytic soundingを用いた。初期時刻の 風速は0とし、地表相対湿度は90%とした。また、 対流を発生させるため、高度 1.4 km で最大 1 K の 温位上昇を与えた。ice-ice collisionsの効果を H-M processの効果と比較しつつ調べるため、これらの過 程を考慮する場合としない場合のシミュレーション (2×2=4つ)を行った。

#### 3 結果

シミュレーション時間は4つの実験間で大きくは 変化せず、lookup table を用いて計算コストを削減 することに成功した。シミュレートされた単一降水 セルの大きさや鉛直風速の構造は各二次氷晶生成過 程の on/off でほとんど変わらなかった。鉛直風速の 時間変化から、降水セルの成熟期は35~65 分頃でそ



図1 降水強度のドメイン中央における平均値 (mm/h)。(a): H-M process off, ice-ice collisions off run。(b): (a) との差。 白丸: H-M process on, ice-ice collisions off 黒丸: H-M process off, ice-ice collisions on 三角: H-M process on, ice-ice collisions on

れ以降が減衰期と判断した。

各二次氷晶生成過程によって降水強度は減少する 傾向を示した (図 1)。2018 年春季大会において、H-M process によって降水セルの成熟期の降水量が減 少し、減衰期の降水量が増加した(図1(b)の白丸)こ とに言及したが、その一方で ice-ice collisions によっ て減衰期の降水量が減少した(図1(b)の黒丸)。開始 から3時間後までの積算降水量のドメイン中央での 平均値は、ice-ice collisions を考慮した場合では考慮 しない場合に比べて 6.5% 減少した。この減少率は夏 季のマルチセル型対流雲に関する現実場実験の結果 (Phillips et al., 2017b, 20%~40% の減少) よりも少 ない。また、2018 年春季大会で示した H-M process による降水の減少量とほぼ同等である。また、ice-ice collisions によって成熟期における氷晶の数濃度は最 大 20 倍程度に増大した。雨滴の生成消滅項に注目 すると、H-M process によって雨滴と氷晶の衝突に よる霰生成が活発になり霰の融解量が増えた一方で、 ice-ice collisions によって霰の融解による雨滴の生成 量が減少していた。

### 4 今後の課題

今回の理想実験では、夏季積乱雲における ice-ice collisions の効果を調べた。今後は、まず冬季の雪雲 を理想実験で再現して ice-ice collisions の効果を調べ る。その後、冬季北陸の雪雲のビデオゾンデ・HYVIS 観測データと本スキームを導入した WRF によるシ ミュレーションの結果とを比較し、ice-ice collisions による二次氷晶生成過程を検討する予定である。

# 富山における積雪深増加時の気象場・降水粒子特性に関する研究

\*更科 孟1 安永 数明2 濱田 篤2

1 富山大学大学院 理工学教育部 2 富山大学大学院 理工学研究部

# 1. はじめに

冬季の北陸地方は大陸からの北西季節風の影響に より山間部を中心に雪が降る。そのため北陸地方は 全域が豪雪地帯の指定を受けているが、東北地方な どと比べて気温が高いこともあり、雨と雪とが混じ って降るケースも多く、降雪の予想は難しい。相対 的に人口が密集している平野部で積雪となれば、交 通機関をはじめ人々の暮らしに大きな影響を与える。 そこで、富山において積雪深が増加しやすい状況に ついて、気温や湿度といった気象要素と降雪粒子の 特性といった2点から調べた。

#### 2. 観測機器・使用データ

#### ·降水粒子特性(降水量、粒径、落下速度、粒子数)

富山大学理学部建屋の屋上に設置した LPM(Laser Precipitation Monitor)の観測値を使 用した。観測にあたっては4m程度の直径の防風 柵でLPMを囲い、風の影響を低減させた。また本 研究で用いる「降水量」はLPMが出力する「降水 強度」を基にしている。

### ·気象要素(気温、湿度、風速・風向)

富山大学理学部建屋の屋上に設置した複合気象計 を使用した。ただし、風の観測に欠損が生じた場合 は、そこから北東に 1.8km 離れた富山地方気象台 のデータを使用している。

### ・積雪深

富山地方気象台における積雪深データを使用した。

# 3. 解析期間·解析手法

解析期間はデータが得られた 2016 年 12 月~ 2018 年 2 月の 2 年分の冬季(12~2 月)とした。解 析にあたっては、まず 1 時間ごとのデータに分けて、 降水量を説明変数、積雪深変化を被説明変数として 単回帰分析を行い、降水量のわりに雪が「積もった」 「積もらなかった」の 2 グループに分けた。

次に、その結果を基に降水粒子を3つのタイプ

(群;図1参照)に分けて、それぞれの降水粒子群 からの降水量と気温の4変数を説明変数として、積 雪深変化に対する重回帰分析を行った。各粒子群か らの降水量の推定にあたっては、CMF法(石坂 (2013))と同様の手法を用いて各粒子の質量フラッ クスを仮定し、その値によって重みづけして LPM の合計降水強度を分配した。

### 4. 解析結果

降水量を基準とした単回帰分析では、「積もった」 事例の方が、粒径が大きく、落下速度が遅いことが 分かった(図1)。

また、降水粒子を3つのタイプ(群)に分けて行った解析から、γ群の降水量が全体の降水量の多く を占める一方で、β群の降水量が積雪深変化に最も 強い影響を与えることが分かった。



- 図1 降水強度のわりに雪が「積もった」場合と「積もらなかった」場合の粒子の観測頻度の差。ここでは た険率 5 %で統計的に有意な差があったものだけ 示す。円の大きさで差の絶対値を、前者が多い場合 を黒丸●、後者が多い場合を白丸○で示している。
- 図2 積雪深変化を被説明変数に、α群・β群・γ群の 降水強度と気温を説明変数としたときの、重回帰分 析の結果。各偏回帰係数のほか、95%での信頼区間 をエラーバーとして示している。

南岸低気圧通過時の降雪結晶の連続観測と粒子の落下特性 \*本吉弘岐,山下克也,山口悟,中井専人(防災科研雪米防災研究部門)

## 1. はじめに

低気圧通過時の降雪結晶形の変化を捉えることは, 降雪現象の実態把握のほか,降雪結晶起因の表層雪崩 の予測という観点からも重要である.降雪現象に伴う 降雪結晶形の連続観測,および,ディスドロメータを 用いた雪片の構成結晶形の把握についての可能性につ いて調べる目的で,2018年1月22日~23日にかけて 通過した南岸低気圧を対象とし,雪氷防災研究センタ ー(新潟県長岡市)で実施した詳細な降雪観測の結果 について報告する.

### 2. 観測の方法

観測は降雪粒子観測施設(FSO)の低温室(-5℃)に おいて実施した.低温室の天井窓から自然状態で取り 込んだ降雪粒子をベルトコンベア装置で受け、マクロ レンズを装着した一眼レフカメラを用いて、1分毎に、 流れてくる降雪結晶を撮影した.また、同施設に設置 された CCD 連続画像を用いたディスドロメータから 降雪粒子の落下特性を計測した.

#### 3. 結果と考察

22 日 14 時ごろから細かい降雪結晶が降り始め,低気 圧の通過に伴い結晶形が入れ替わりながら,23 日 2 時 には雨へと変化した.図 la は,この間,1 分毎の撮影 画像の中で,1 つでも結晶形として確認できたものを1 つの点として時系列で表したものである.結晶形の分 類には、グローバル分類[1]における中分類を用いた. 図中に示した期間 I-IV で、結晶形は大きく変化していた.期間 I では交差角板状および柱状・板状の不規則形状(CP4,5)、角柱状(C3)など低温下で成長する結晶形のほか、鼓状(CP1)、角板状(P1)などの雲粒なし結晶が卓越していた.期間 II では、樹枝状(P3)、霰状雪(R3)を中心に雲粒が付いた結晶や、扇状(P2)が多く観察された.期間 III では、再び雲粒なし結晶となり、結晶形が様々に入れ替わっている様子がみられた. 23 時台には鼓状が、0時前後には放射状(P7)が卓越する時間帯があった.0時を過ぎると降雪は弱くなり、期間 IVの時間帯には凍雨(H3)を経て雨へと変わった.

梶川らは、雪片の落下速度は、粒径、質量、地上気 温に加えて、卓越構成結晶にも強く依存すると述べて いる[2]. ここでは、数個の結晶からなる小さな雪片(数 mm 程度)では、より落下速度に対する構成結晶形の 影響が大きいものと考え、ディスドロメータで得られ たデータのうち、粒径が1~2mmの範囲に限った場合の、 規格化した落下速度分布の時系列をプロットした(図 lb).低温型の結晶が卓越した期間Iでは、平均落下速 度が1.2m/s 程度、樹枝状などが卓越した期間 II では lm/s 程度と、明確に落下速度分布に違いが表れた.発 表では、より詳細な解析結果を示す予定である. 参考文献

第地勝弘ほか, 2012, 雪氷, 74, 223-241.
 梶川正弘, 1989, 雪氷, 51, 178-183.



図1 (a) 2018 年1月22日12時~23日03時に画像から確認された結晶形の時系列.(b) 粒径が1~2mmの範囲の, 落下速度分布の時系列.太線は平均値,上下の細線はそれぞれ5%と95%のパーセンタイル値.

九州地方における冬季降水の出現率 \*佐久間理絵<sup>1</sup>, 加藤央之<sup>2</sup> (1:日本大学院・総合基礎, 2:日本大学文理)

## <u>1.はじめに</u>

地球温暖化時の降水パターンを明らかにする事 を最終目的とし、気圧パターンと降水率との統計 ダウンスケーリングについて検討を行ってきた。 本研究では、東アジア地域における冬季の海面気 圧パターンの客観分類を行い、分類されたそれぞ れのグループを対象に、気象官署、アメダスの各 地点の降水出現率を求め、九州地方の地域特性に ついて検討した。

## 2.解析期間と使用データ

1994~2016 年の冬季 (12~2 月) を解析対象と した。ここでは、NCEP/NCAR 再解析データ(以 下 SLP)の北緯 20~47.5°,東経 110~155°の領 域で、00,06,12,18UTCの海面気圧補正データを 使用した。また、南西諸島を除く九州地方のアメ ダス、気象官署、合計 105 地点の時別降水量デー タを使用した。

# <u>3. 解析手法</u>

1日4回のSLPデータに主成分分析を行い、得 られた第1~第6主成分までの主成分スコアに対 する6次元空間内でクラスター分析を行う(加藤 ほか,2013)。クラスター分析により分けられた各 グループ(気圧場)毎に、アメダス、気象官署デー タの6時間積算値から、各地点の閾値別(1~5mm 以上、1mm毎)の降水の出現率を求めた。また、 各グループの降水出現日数を用いてクラスター分 析を行い、地点を分類することで、各地点で降水 が生じる気圧パターンの特徴を考察した。

# <u>4. 結果</u>

九州地方で冬季に降水が出現しやすい気圧パタ ーンが抽出され、全体として、九州付近で低圧部 となるパターンと弱い西高東低の気圧配置時に降 水が生じやすいことが分かった。一方で、西高東 低が強い場合には、九州地方で強い降水はあまり 見られない。各地点、各気圧場に対し求めた降水 の出現日数を用いてクラスター分析を行った結果、 区分された地域により、降水が生じやすい気圧場 と生じにくい気圧場がある事が分かった。以下に、 一例として、1 mm以上の降水の出現日数で求めた クラスター分析結果の地域区分図(図1)を示す。

・Gp.A: 低気圧が九州地方を通過し、西高東低に 変化する時と弱い西高東低時に降水が見られる。

・Gp.B: 北西季節風に対して、山かげに当たるため、強い西高東低の影響を受けない。

・Gp.C,E:大陸の高気圧張り出し時、通過後の弱い低気圧影響、並みの強さの西高東低の影響を受ける。

・Gp.D,F: 地形影響により、強い西高東低のによ り降水が生じるが、低気圧の影響による降水はほ とんどない。

・Gp.G: 低気圧、西高東低など、様々な気圧場の 影響で降水を生じ、降水出現日数も多い。



## <u>参考文献</u>

加藤央之・永野良紀・田中誠二(2013):東アジア 地域における海面気圧パターンの客観分類,地理 学評論。

# 総観規模条件による日本域春季の降水の統計解析

\*長谷健太郎, 竹見哲也(京都大学防災研究所)

### 1. はじめに

東アジアでは春季(3月~5月)において低気圧の発 生頻度が他の季節と比べて最も多い(Chen et al. 1991)。 さらに,春季において大雨をもたらす低気圧の特性が 明らかとなっている(Hayasaki and Kawamura 2012)。 しかし,低気圧以外の要因を含めた包括的な春季の降 水の特性については明らかとなっていない。一方,津 ロ・加藤(2014)は,集中豪雨事例を総観規模擾乱別 に統計解析している。しかし,これは4月~11月での 解析であり,春季のみを着目した解析は行われていな い。そこで,本研究では統計解析により日本域におけ る春季の降水と総観規模条件との関係を調査する。

#### 2. 使用データと解析手法

降水強度の解析に気象庁 1 km メッシュ解析雨量 GPV を,低気圧・前線の抽出に気象庁 55 年長期再解 析 (JRA-55) を,海岸線の位置決定に地球地図全球版 標高 (Geospatial Information Authority of Japan) を使用 した。解析期間は2006年~2017年の3月~5月である。 解析雨量のデータは、アメダス雨量を解析雨量に利用 しているのは毎正時のみである(新保 2001)ことから、 毎正時のデータを使用した。また、陸上における精度 検証 (草川 2013) はされているものの海上での精度が 不明瞭であるため、海上のデータは海岸線からの距離 が 10 km 以下の領域のみ使用した。さらに、1 mm/h 以 上の場合を降水と判定した。

津ロ・加藤(2014)を参考に、低気圧中心・温暖前 線から500km以内であれば「低気圧」、寒冷前線から 200km以内であれば「寒冷前線」,該当しない領域を 「その他」と定義した。この総観規模条件の分類の為 に低気圧と前線の客観的に抽出した。「爆弾低気圧情報 データベース」のアルゴリズムを参考に作成した、低 気圧の抽出手順は次のとおりである。まず、海面更正 気圧 30 年分の平均値と標準偏差から信頼係数を 90 % として、各グリッドの6時間毎の下方信頼限界を算出 し、その値を基準値とする。次に、20°N~55°N、 120°E~155°Eの範囲内の各グリッドについて、海 面更正気圧が対象グリッドから 300 km 以内の領域で 最小、かつ基準値を下回る場合、対象グリッドを低気 圧の中心と定義した。そして、6 時間前の低気圧を探 索し、その中で最も距離が小さく 700 km 以内の低気 圧を同一の低気圧とし、24 時間以上持続したものを低 気圧として抽出した。前線の抽出には Schemm et al. (2015)の thermal method を使用した。

## 3. 結果

解析期間における降水量の条件別の割合を図1に示 す。低気圧の割合は太平洋側で高く、寒冷前線の割合 とその他の割合は日本海側で高い傾向となった。それ ぞれの上位5%、下位5%の地域を除いた割合は、低 気圧が20%~42%、寒冷前線が3%~12%、その他が 52%~71%となった。

一方,条件別の降水頻度は、全条件において日本海 側で高く、太平洋側で低い傾向となった(図示せず)。 降水量と同様に解析すると、低気圧が31%~58%,寒 冷前線が21%~51%,その他が8%~21%となった。

以上のことから,低気圧・寒冷前線付近での降水頻 度が高いものの,その他の要因による降水が半分以上 占めていることが分かった。また,太平洋側では低気 圧による降水量の割合が高く,日本海側では寒冷前 線・その他の降水量の割合と全条件の降水頻度が高い ことが分かった。



# 平成27年9月関東・東北豪雨の事例解析

# - 発生メカニズムとエアロゾル-

\*高橋麗<sup>1</sup>, 梶野瑞王<sup>2,3</sup>, 津口裕茂<sup>2</sup>, 林修吾<sup>2</sup> (1:筑波大学生命環境科学研究科, 2:気象研究所, 3:筑波大学生命環境系)

# 1. はじめに

大気エアロゾルは、対流性と層状性とでは雲や降 水に与える影響が異なる可能性が示唆されており、 対流性の場合エアロゾルが多いと対流が活発化し、 多降水をもたらすと考えられている[1,2]。これまで 層状性降水に着目した研究はいくつか行われてきた が[3]、日本国内の大雨事例を対象に、エアロゾルの 影響を定量的に調べた実験はまだない。そこで本研 究では、日本国内における豪雨事例に着目し、エア ロゾルの感度実験を行った。

#### 2. 実験設定

平成27年9月関東・東北豪雨を対象に、気象庁 非静力学モデルNHMを用いた初期計算を実施し、 エアロゾルの感度実験を行った。現在NHMにおい て一定値として計算されている活性化スペクトル (過飽和度と活性化する雲粒数濃度の関係式)

 $C = aS^b$ 

(C: 初期雲粒数濃度、S: 過飽和度、a, b: 一定値 (a=30, b=0.63))の係数について、aの値を 30 から 日本の都市大気の代表的値 3,000 [4]に変更した感 度実験を行った。計算は、水平解像度 *d*x = 2km、 境界条件は気象庁メソ解析(*d*x =5km)、積分時間は 9 月 8 日 00UTC から 60 時間で、6 カテゴリ 2 モーメ ント法雲微物理モデルを用いて行った。

# 3. 実験結果

日本時間9月8日21時からの48時間積算降水量 で、レーダーアメダス解析雨量(RA)の降水量が特 に大きかった領域(栃木県内;図略)において結果 を比較したところ、表1に示すとおり、NHM計算 結果はRAに対して、領域平均値で10%程度、最大 値で20%程度過小評価していた。またエアロゾル数 濃度の違いによって領域平均値はほとんど変化せず、 最大値は5%程度変化した。

表1 領域降水量(48時間積算値)の比較

	平均值(mm)	最大値(mm)
RA	177.7	641.2
NHM(a=30/cc)	158.7	499.8
NHM(a=3,000/cc)	158.5	522.8

## 4. まとめと課題

エアロゾルは総降水量を変えず降水強度を多少変 化させ得ることが示唆されたが、その差はモデルと 観測の差よりも小さかった。エアロゾルがもたらす 変化の原因を理解するためには、現象自体の力学的 なメカニズムの解明が必要不可欠である。今後はモ デル再現性の向上を試みるとともに、当該豪雨事例 の発生メカニズムの詳細な解析を進めていく。

参考文献

(1)

- [1] Li et al., 2011, Nature Geoscience, 4, 888-894.
- [2] Rosenfeld et al., 2008, Science, 321, 1309-1313.
- [3] 島ほか, 低温科学, 72, 249-264.
- [4] Kajino et al., 2018, Geosci. Model Dev. Discuss, in review, doi:10.5194/gmd-2018-128.

### 将来気候下の洪水リスクの定量評価に向けたベトナム・レッドリバー河川流出モデル構築

<sup>1</sup>加藤大輔,<sup>1</sup>永野隆士,<sup>1</sup>篠原瑞生,<sup>3</sup>田中智大,<sup>2</sup>加藤雅也,<sup>3</sup>立川康人,<sup>2</sup>坪木和久,<sup>4</sup>中北英一 (<sup>1</sup>㈱東京海上研究所,<sup>2</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所,<sup>3</sup>京都大学大学院工学研究科,<sup>4</sup>京都大学防災研究所)

#### 1. 研究の背景および目的

気候変動により、大災害をもたらす強い雨の発生回数 が増え、堤防決壊に伴う経済的被害が増加する可能性が ある。本研究は、気候変動が堤防決壊に伴う経済的被害に 与える影響を定量的に評価し、リスクマネジメントや防 災情報に役立てることを最終目的とする。そのために本 稿では、雨量データから降雨流出過程を計算するモデル を構築する。

対象河川は、今後水災リスクが高まることが予想され る地域の中から、2011年にタイで発生した洪水被害や日 本企業の進出動向を踏まえ、東南アジア地域のベトナム・ レッドリバーを対象とした。モデル構築にあたり、国内河 川研究と比較した海外河川研究における課題や留意事項 を抽出し、必要なデータ(雨、流量、等)を収集し、河川流 出モデルの構築、検証を実施した。

#### 2. 方法

#### (1) 降雨データの選定

レッドリバー流域の観測雨量データは、ベトナム域で は6地点(Son Tay、Hoa Binh、Lao Cai、Lai Chau、Yen Bai、Bao Lac)の地点雨量データを用いた。上流域にあた る中国域では観測雨量データが入手できないため、 APHRODITE(約25kmメッシュ)および JRA-55(約60kmメッ シュ)の利用可能性を検討した。1971年7月の豪雨事例 を対象に、中国域の雨量データに APHRODITE と JRA-55の 日雨量、月雨量を使用した計4ケースを比較した。

(2) 流出モデルの構築

流量計算にあたっては、京都大学で開発された分布型 降水流出モデル1K-DHMを用いた。なお、レッドリバーは 国内河川と異なり流域面積が大きく、長期間の降雨流出 を表現するためには蒸発量を考慮する必要があるため、 異なる蒸発量を与えて流量計算を行うことで最適な蒸発 量を検証した。

#### 3. 結果

#### (1) 降雨データの選定

比較の結果、APHRODITE と JRA-55 の日雨量を用いた場 合の相関係数がそれぞれ 0.74、0.49、月雨量を用いた場 合がそれぞれ 0.75、0.55 であったため、日雨量、月雨量 の両方で共通して相関係数が高い APHRODITE を中国域の 補完用雨量データとして採用した。これとベトナム域の 地点観測雨量データをもとに流域内の雨量分布データを 作成し使用した。期間は 1971 年 7 月~8 月の2か月間を 対象とした。

(2) 流出モデルの構築

蒸発量を考慮するとピーク流量が約 5,000m<sup>3</sup>/s 小さく なった(年950 mmと 0 mmとの比較)。(1)の降雨データを 使用し、複数の蒸発量(年950 mm~年 0 mmの間で 9 通り) を与えて Son Tay 地点における観測流量を対象に同定し た結果、年間蒸発量は Nash 指標が最も高く、物理的にも 適切な値と考えられる 900mm を採用することとした。採 用した年間蒸発量 900mm および同定したパラメータを用 いて算出した Son Tay 地点における河川流量と観測流量 を比較した結果を図 1 に示す。ピーク流量はやや過少評 価しているが、全体的な流量の形状は再現できた。



図 1: Nash 指標が最大となったパラメータによる計算 流量と観測流量との比較 (Son Tay 地点)

他の地点にて再現性を確認するため、(2)で設定した年 間蒸発量、パラメータをもとに、1971年7~8月の豪雨事 例における Tuyen Quang 地点の流量を算出し、観測流量 との比較を行った結果を図2に示す。ピーク流量の水準 やピーク流量前後の流量分布の形状はほぼ再現できてい ることが確認できた。



図 2:流出モデルにて算出した流量と観測流量との比 較 (Tuyen Quang 地点)

#### 4. 今後の方針

今後は気候変動による将来のリスク変化を評価するため、1971年当時に建設されていなかったダムの操作を流 出モデルに反映し、大規模アンサンブル気候予測データ である d4PDF の予測雨量データを用いて降雨流出・氾濫 解析を行う予定である。

# 地上稠密気象観測データにより推測されるダウンバーストの実スケールサイズ

岩下久人/森田敏明/柴田耕志 (明星電気),小林文明 (防大地球)

### <u>1. はじめに</u>

POTEKA 小型気象計により構成された群馬県・埼玉県平野 部の地上稠密気象観測網(約150地点,約2km間隔)は,2015 年6月15日のF1ダウンバーストを初めとする複数の突風事例 観測に成功し,ダウンバースト発生時における気温や気圧等の 気象観測要素の局地的な変化特性の詳細を明らかにした<sup>(2)</sup>.本 稿では,2015年6月15日の観測事例を利用し,これまでダウ ンバースト本体の下降気流によって生じていると推測してきた 気温急降下(-2℃/min以下)と気圧急上昇(+0.8hPa/min 以上)の観測地点分布をきめ細かく見極めることで,地上付近に おけるダウンバーストの実スケールサイズの見積もりを行った 結果を報告する.

#### 2. ダウンバースト事象中心の進行経路の見積もり

ダウンバースト発生時の地上稠密気象観測データにより、気 温急降下の観測点、もしくは気圧急上昇の観測点を追跡するこ とで、ダウンバーストを引き起こしたと思われる事象(積乱雲) 中心の進行経路を見積もることができた<sup>(2)</sup>. 図2は、群馬県・ 埼玉県平野部の地上稠密気象観測網の北西部を示しており、 2015年6月15日のF1ダウンバースト発生時におけるその事 象中心の進行経路を見積もったものである. 図上の破線がその 進行経路であり、観測網の北西から進入して来た事象が、南東 に進行して行く過程でダウンバーストによる実被害が発生した ものであった. なお、X は最大被害地点を示す.



図2 2015年6月15日ダウンバースト事象中心の進行経路 3. 気温急降下と気圧急上昇の観測地点分布

図2において、A1~A5で示される観測点はダウンバースト 事象中心の進行経路のほぼ線上に存在し、A3、A4、A5におい てはダウンバーストによる実被害も発生している.一方で、B1 ~B5で示される観測点は事象中心進行経路からおおよそ 5 km 以上離れた地点に存在し、被害報告はなされていない.それぞ れの地点の気温及び気圧の観測データについて、A1~A5 を図 3·1のグラフに示し、B1~B5を図 3·2 のグラフに示す.実線が 気温で、破線が気圧であり、横軸の時間スケール(15:20~16:40)、 左縦軸の気温スケール (15~35℃)、右縦軸の気圧スケール (1004~1010hPa)は全てのグラフで共通である.事象中心の 進行経路から5km以内のA1~A5の観測点では、気温急降下と 気圧急上昇が共に観測されているのに対し、進行経路から5km 以上離れたB1~B5の観測点では、気温急降下も気圧急上昇も 観測されていないことが判明した。



図3 各観測点の気温及び気圧観測データ

#### <u>4. まとめ</u>

群馬県・埼玉県平野部の POTEKA 地上稠密気象観測網によ るダウンバースト発生時における気温及び気圧の観測データを 確認した.ダウンバースト本体の下降気流に起因すると推測さ れる気温急降下と気圧急上昇は、事象中心の進行経路から5km 以上離れた地点では観測されていないことが判明した.群馬 県・埼玉県平野部におけるダウンバーストの実スケールサイズ はおおよそ半径5km以内と推測することができる.

#### 多与人称

(1)Norose, K., et al., 2016-J. Atmos. Electr., 35, 31-41.
 (2) 岩下(払), 2017:日本気象学会秋季大会講演了稿集(112), A209.

### 複数のリモートセンシング観測による大阪平野の局地的大雨の事例解析

佐野哲也、佐藤晋介 (NICT)

#### 1. はじめに

夏季の積乱雲の急激な発達に伴う局地的大雨がしばし ば発生するが、その発生場所や降雨分布は様々であり、監 視も予測も容易ではない。このような局地的大雨の形成過 程を捉えるため、全地球測位航法衛星システム(GNSS)の 観測データから推定される可降水量(GNSS-PWV)や気象 衛星ひまわり8号の2.5分毎のラピッドスキャンによる 雲観測、雲物理学的構造を考慮したX・バンド二重偏波ド ップラーレーダー(MP-X)の降水観測、そしてフェーズド アレイ気象レーダー(PAWR)の30秒毎の3次元降水観測 という、水の状態変化に応じた多くのリモートセンシング 観測ネットワークが展開されている。

本研究では、局地的大雨の形成過程の解明を目的として、 局地的大雨が発生する場所のひとつである大阪平野での 2016 年 8 月 16 日の降雨事例について、複数のリモート センシング観測データを解析した。

#### 2. 解析範囲

大阪平野は、西を大阪湾、北、東、南を山地に接してお り、降水形成過程に影響を及ぼすと考えられるが、本研究 では、大阪平野上で発生し局地的大雨をもたらす降水域に 着目するため、図1の四角内を解析範囲とする。解析範囲 では、大阪大学吹田キャンパスに設置された PAWR に加 えて、国土交通省 XRAIN の3台の MP-X (六甲山、葛城 山、田口)の観測域にあたり、3ヶ所の GNSS 受信機(大 阪、堺、八尾)が設置されている。

本研究では、まず、ひまわり8号の可視バンドで観測されたアルベド0.3以上の領域雲域と定義する。降水域は、 MP-Xで推定される地上付近の降雨量1mm以上となるもので定義し、PAWRの3次元データから反射強度20dBZ の降水エコーが出現した時刻と地表へ到達した時刻、そして消滅した時刻を調べ、出現から消滅までの時間を寿命とする。

#### 3. 解析結果

2016 年 8 月 16 日は、本州の東側沿岸を台風 7 号が通 過していたが、大阪平野周辺に前線などの大規模場の擾乱 は見られなかった。そのような環境場で 12 個の独立した 降水域が発生した(図 1)。降水域は、いくつかは東側の地 形近くで出現しているが、ほぼ平野上で出現していた。ま た、出現順に規則性は見られなかった。

図 2 は、解析範囲内の GNSS 受信機設置点の GNSS-PWV の時間変化、解析範囲内における雲域の面積の時間 変化、そして出現した降水域の出現時刻と寿命、時間積算 降雨量を並べて示す。09:20 JST から 13:10 JST までの GNSS-PWV は、56~60mm であった。雲域の面積は、 09:30 JST から 12:30 JST まで増加し、13:10 JST まで面 積の大きい状態を維持した。解析領域内の雲域の急激な面 積の増加は、平野上の雲域の発生に加えて、平野の南側か らの雲の移流によるものも含まれる(図略)。このような状 況にて、降水域 A~E が発生した。

13:10 JST 以降、雲域の北東への移流により、雲域の面 積は急激に減少した。その後、13:50 JST に雲域がわずか に増加し、その 15~20 分後に降水域 F~H が発生した。 そして、14:40 JST の雲域の面積の増加とその直後での降 水域 I と J の発生、15:50 JST の雲域の面積の増加とそれ に続く降水域 K と L の発生が見られた。降水域 F~L が 出現した間、GNSS-PWV は急激な増減を繰り返したが、 可降水量の変動と降水域の関係ははっきりとしなかった。 発生した降水域について、上空の降水エコーの発生から 地上への到達までの時間は 6~11 分と短かったが、それ ぞれの寿命は 17~103 分と大きな差があり、降水域内の 時間積算降雨量も 2.3~57.7 mm と異なった。

#### 4. まとめ

午前中に大阪平野上空が湿潤であったことと、平野上で の積雲形成や平野への雲の移流によって、局地的大雨の発 生しやすい環境が形成された。そのような場において降水 域A~Eがランダムに発生した。その後、雲域が大阪平野 から抜けた後、降水域F~Lが新たに出現した積乱雲に伴 って発生した。そして、降水域の独立した発生と降水の発 達の違いにより、平野上に非一様な降雨域を形成し、局地 で大雨となった。

謝辞:本研究は、国立研究開発法人情報通信研究機構平成29年 度研究開発推進ファンド「TRIAL」より支援されました。ひまわ り8号観測データはNICT サイエンスクラウドひまわり衛星プ ロジェクトより提供されました。国土交通省XRAINのMP-X観 測データは国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統 合・解析システム(DIAS)の枠組みの下で収集・提供されました。 GNSS・PWVデータは㈱日立造船より提供されました。研究実施 にあたりJST CREST の支援を受けています。



図1 大阪平野周辺の地形と2016年8月16日の降水域の出現分布(灰色の丸印。出現順にアルファベットを付す)。黒色の等値線は等高線(標高0m以上,100m毎)である。図中の四角は解析範囲を示す。



図2(a)各受信機上空のGNSS-PWVの時間変化。(b)解析範囲内での雲域の面積の時間変化。(c)降水域の寿命(灰色と黒色のバー)。灰色のバーは、寿命のうち上空のエコーの出現から地表への到達までの時間を示す。数値は降水域内の時間 積算降雨量(単位:mm)を示す。数値は降水域内の時間
### MU レーダー高時間分解能観測による台風 0918 号の内部構造

\*山田修稔・柴垣佳明(大阪電通大),橋口浩之(京大 RISH), H. Luce (Toulon 大),山本真之(NICT),山中大学(地球研)

#### 1. はじめに

台風は、様々なスケールの対流システムから構成 され、それらの形成・発達・維持は台風の環境場に 強く影響を受けている。本研究では、2009年10 月7~8日に実施された MU レーダーの高時間分解 能観測の際に、レーダー周辺を通過した台風 0918 号の風速場とそれに伴い発達した対流システムの微 細構造を明らかにすることを目的とする。

#### 2. MU レーダー観測

MU レーダーは、対流圏高度の風速を全天候で観 測できる VHF 帯ドップラーレーダーである。MU レーダーの標準観測では、時間分解能約 120 秒、 高度分解能 150 m でデータが取得される。今回の 特別観測では、観測パラメータ設定の変更やオーバ ーサンプリング処理により、時間分解能 8 秒の風 速 3 成分のデータが取得されている。

#### 3. 台風風速場の解析結果

本研究では、2009 年 10 月 8 日に MU レーダー で観測された台風 0918 号の風速場とそれに伴う鉛 直流の振る舞いについて調べた。今回の台風の中心 は、MU レーダーから南西に約 80 km の地点を通 過し、その際の中心気圧は 955 hPa と非常に強い 勢力を保っていた。

解析では、台風の準定常性を仮定し、MU レーダ ーと台風中心との相対的位置関係から時系列データ を距離データに置き換えた。また、東西・南北風を 台風の移動速度から差し引き、接線方向と動径方向 の成分に分離を行った。

図1は、5分平均を行った台風前面の距離80~200kmの鉛直流分布である。高度2km以下で台 風中心に吹き込む風、それ以上の高度で外側に吹き 出す風が観測された。鉛直流では、動径成分の吹き 込み・吹き出し成分の間で高度方向に延びた 2 m/s 以上の上昇流領域が距離 110~130 km と 160~ 180 km に分布し、メソ $\beta$ スケールの降水システム に伴う鉛直方向の循環構造を示していた。

また、動径成分や接線成分が弱まった台風中心か ら距離 90 km 付近では、メソγスケールの対流シ ステムが観測され、高度 6~11 km で 2 m/s を超え る顕著な上昇流域やその周辺の鉛直流変動を示すこ とができた(図 2)。





図2 距離 80~100 km の鉛直流の距離・高度分布

#### 4. まとめ

本研究では、MU レーダーによる高度 13 km ま での連続的な風速 3 成分のデータを用いて、台風 0918 号前面の風速場やそれに伴う鉛直流分布を示 した。今後は、気象レーダーデータとの比較によ り、対流システムの鉛直循環とその空間変化との対 応等を明らかにする。

### 2017 年 7 月 4 日にドップラーライダーで観測された竜巻状の渦と それをもたらした積乱雲の Ka バンドレーダー及び X バンド MP レーダーによる観測

#### \*鈴木 真一 ・前坂 剛 ・岩波 越・木枝 香織・宇治 靖(国立研究開発法人 防災科学技術研究所)

#### 1. はじめに

防災科研では積乱雲の一生を観測で捉え,発生や発達のメカ ニズムを解析し,また,予測の向上を目指すために,首都圏で リモートセンシング機器を設置して観測を行っている.

2017 年7月4日午後6時頃,東京都世田谷付近で積乱雲の 発達に伴って、竜巻のような渦が防災科研が目黒区と横浜市都 筑区に設置している2台のドップラーライダーで観測された. この渦をもたらしていると考えられる積乱雲は、防災科研が大 田区に設置しているKaバンドレーダーでも観測され、防災科 研や国交省のXバンドMPレーダーでも観測されている.この 事例は突風被害や竜巻の報告はなかったが、明瞭な渦をもつ積 乱雲を多くの様々なリモートセンシング機器で観測したもので、 渦をもつ積乱雲の発生のメカニズムを解析する上で重要である. 本報告ではその観測結果を紹介する.

#### 2. ライダーとレーダーの観測について

ドップラーライダーは三菱電機の大型タイプのもので,視線 方向には 150 m 分解能で 200 の観測ビンをもつ.スキャンは方 位角方向に 3 度の分解能で,5 分毎に 2 度と 4 度の仰角で PPI スキャンを行っていた.

Ka バンドレーダーは 3 分毎のボリュームスキャン (5 枚の PPI と 2 枚の RHI スキャン) を行っていた.

解析に用いた X バンド MP レーダーの観測データは国土交 通省の XRAIN の新横浜のレーダーで,2分毎の低仰角の2枚 の PPI スキャンと5分毎のボリュームスキャンを組み合わせた スキャンモードであった.



図 1: 東工大屋上に設置されたドップラーライダーの仰角 2 度 の PPI スキャンで 2017 年 7 月 4 日 18:05JST に観測されたドッ プラー速度 (m/s).

#### 3. 観測結果

図1の灰色の濃淡は、2017年7月4日18時05分における東 エ大ライダーの仰角2度のPPIスキャンで得られたドップラー 速度である.この日の夕方の関東地方は、南西から北東に伸び る降雨帯が西から東へ進んできている状況で、地面近くの風は 南風であった.積乱雲の発生前には埼玉県での降水が作り出し たと思われる北風の南進がライダーで観測され、その末端が世 田谷区付近にあるときにそこで積乱雲が発生ていた.図1では ライダーの南でドップラー速度が負値、すぐ北で正値であり、ラ イダー付近では南風になっていることがわかる.ライダー北側 の正値の北西に負値の領域があり、これが北の降雨帯からの外 出流になるが、その南端の南風との境界に、ドップラー速度の 正値と負値の大きな部分が隣あっている,渦に特徴的なパターンが観測されている.この渦は18時00分頃から急激に発達して顕著になり,積乱雲と一緒に北東に移動しながら,10分程度みられた.

図 2 は図 1 とほぼ同じ時刻の Ka バンドレーダーの仰角 7.4 度の PPI スキャンで得られた反射強度 ( $Z_{\rm H}$ ),図 3 は国土交通省 が新横浜に設置している X バンド MP レーダーの仰角 2.6 度の PPI スキャンで得られた ( $Z_{\rm H}$ )である.どちらでも南西から北東 へ伸びるエコーが見られ,渦はその南西端に位置している.

Ka バンドレーダーではエコーは 17 時 31 分に狛江市で最初 に捉えられ,急激に発達していくつかのエコー群として北東へ 広がった.Xバンドレーダーでは 17 時 37 分にエコーが狛江市 で現れ,狛江市でエコーが現れては北東へ発達しながら移動す る様子が見えた.

#### 4. まとめ

2017年7月4日に世田谷区で観測された竜巻状の渦を伴う積 乱雲をドップラーライダー、Kaバンド及びXバンドのレーダー で観測した. 雲は南風と他の降水からの冷気外出流とのシアー を伴う合流域で発生し, 雲の発達と共に渦が形成されていた.



図 2: 大田区に設置された Ka バンドレーダーで 2017 年 7 月 4 日 09:04Z に仰角 7.4 度で観測された反射強度 (Z<sub>H</sub>, dBZ).



図 3: 新横浜の国土交通省 X バンド MP レーダーで 2017 年7月 4日 09:05Z に仰角 2.6 度で観測された反射強度 (Z<sub>H</sub>, dBZ). 謝辞:利用した XRAIN データは、国土交通省より提供されたものである。利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システム (DIAS), 地球 環境情報統融合プログラム (DIAS-P)、並びに地球環境情報ブラットフォーム構築推進プログラ ムの枠組みの下で収集・提供されたものである。

#### Xバンド MP レーダを用いた発雷指標の検討

\*櫻井 南海子<sup>1</sup>・清水 慎吾<sup>1</sup>・岩波 越<sup>1</sup>・前坂 剛<sup>1</sup>・木枝 香織<sup>1</sup>・ 宇治 靖<sup>1</sup>・Paul R.Krehbiel<sup>2</sup>・William Rison<sup>2</sup>・Daniel Rodeheffer<sup>2</sup> (1:防災科学技術研究所・2:ニューメキシコ工科大学)

#### 1. はじめに

雷の監視および危険度予測の精度向上には、落雷および 雲放電を見逃しなく観測すること、また、降水粒子情報が 得られる MP レーダの偏波パラメタを用いた発雷指標の高 度化が求められている。防災科研では、雷の3次元的な放 電経路を可視化する雷3次元観測装置(Tokyo LMA)を2017 年3月に首都圏に導入し、Xバンド MP レーダを用いた発 雷指標の高度化を行っている。本発表では、偏波間位相差 変化率(K<sub>DP</sub>)を用いた発雷指標の検討結果について報告 する。

#### 2. 観測データ

解析事例は、2017 年 7 月 25 日、8 月 19 日、9 月 25 日 に首都圏で発生した雷雲 7 事例である。8 月 19 日に観測 した雷雲はスーパーセル、その他 6 事例はマルチセル型の 雷雲であった。

用いたデータは、海老名に設置している防災科研の X バンド MP レーダと 2017 年 4 月から連続観測を開始した Tokyo LMA (Lightning Mapping Array)である。Tokyo LMA は、2018 年 3 月までに 4 台のセンサーを追加配備し、2018 年 4 月からは計 12 台のセンサーで連続観測を行っている。 また、偏波パラメタの解析には、海老名に設置している防 災科研の X バンド MP レーダを用いた。解析期間中は、5 分毎に仰角 0.7°から 24°までの計 14 仰角のボリューム スキャンを行った。

#### 3. 解析方法

本研究では、発達した積乱雲で観測される正の K<sub>DP</sub>領域 が柱状に現れる K<sub>DP</sub>カラムを発雷指標[1]として用いた。 K<sub>DP</sub>カラムのうち、0℃高度より上空の K<sub>DP</sub>カラムの体積(K<sub>DP</sub> 体積と呼ぶ)が発雷指標として有用かを検討するため、K<sub>DP</sub> カラムを定義する  $K_{DP}$ の閾値と 0°C高度上空何 km の  $K_{DP}$ カ ラムの体積を発雷指標として用いるのが適当かを調べる ため、雷放射源の位置標定点数の時間変化と  $K_{DP}$ 体積の時 間変化の相関関係を調べた。

#### 4. 結果

2017年8月19日に東京都で観測された雷雲における $K_{\rm DP}$ 体積の時間変化とTokyo LMAで観測された雷放射源の位置 標定点数の時間変化を図1に示す。 $K_{\rm DP}$ 体積は16時10分 から急激に増加を開始し、17時00分にピークを迎えた後、 17時15分にかけて急激に減少し、その後緩やかに減少し た。 $K_{\rm DP}$ 体積と雷放射源の位置標定点数の時間変化傾向は 良く対応していた。図1の場合のラグ相関係数は0.88で、  $K_{\rm DP}$ 体積が5分先行していた。他7事例についても同様の 解析を行った結果、ラグ相関係数は0.6から0.9であった。 また、全ての事例において、 $K_{\rm DP}$ 体積が5分から15分雷放 射源の位置標定点数より先行する結果が得られた。

#### 5. まとめ

X バンド MP レーダと Tokyo LMA を用いて、偏波パラメ タを用いた発雷指標の検討を行った。 $K_{\rm DP}$ カラムに注目し、  $K_{\rm DP}$ カラムのうち 0℃高度より上空の体積を発雷指標とし、 雷放射源の位置標定点数との相関関係を調べた結果、中程 度から強い相関関係があることが分かった。また、 $K_{\rm DP}$ 体 積は雷放射源の位置標定点数の時間変化に対して 5 分か ら 15 分先行することが分かった。今後は、解析事例を増 やして、汎用性のある  $K_{\rm DP}$ 体積の閾値を調べていく予定で ある。

#### 参考文献

[1] Lier-Walqui et al., Mon. Wea. Rev. (2016)



図1 2017 年 8 月 19 日に東京都で観測されたスーパーセル内の  $K_{DP}$  体積(上図) と VHF 帯電磁波源の位置標定点数 (下図)の時間変化。この図の  $K_{DP}$  体積は、 $K_{DP}$  カラム領域のうち、0<sup>°</sup>C高度から上空 3km の範囲で  $K_{DP}$  > 3 deg/km 以上の条件を満たした体積を示している。

### 観測システムシミュレーション実験(OSSE)による水蒸気ライダーの影響評価

\*吉田智,酒井哲,永井智広,横田祥,瀬古弘

(気象研究所)

### 1. はじめに

気象研究所では、降水量予測の高度化を目的として、 水蒸気ライダーによる鉛直水蒸気観測データを用いたデ ータ同化手法の開発を進めている.水蒸気ライダーデー タを用いた同化実験を行い、データ同化により水蒸気場 の推定精度が向上することを示した(吉田、気象学会 2018春).本発表では、2014年8月20日未明に広島県 で発生した豪雨の例を用いて水蒸気ライダーの観測シス テムシミュレーション実験(Observing System Simulation Experiment; OSSE)を行う.

#### 2. OSSE の概要及び結果

先行研究では 20 メンバーの NHM-LETKF を用いて 8 月 19 日 18JST における解析摂動(水平格子間隔:5km)を 作成し,気象庁メソ解析にこの解析摂動を加えたものを 初期値として,18 時間予報(水平格子間隔:2km)を行っ た(津口ら,2015,天気,第1図e).20メンバーのうち再現の 良いメンバーを仮想真値(Nature Run; NR)として,OSSE を行う.本稿では,NHM-LEKFを用い8/19 09JST から1 時間ごとにデータ同化を行い,21JST での解析値を求め る.なお,18JST までは実観測データ,18JST 以降は NR から作成した疑似観測データを同化する.さらに 21JST の同化では愛媛県佐田岬に水蒸気ライダー観測が仮想 的に存在した場合(TEST)と存在しない場合(CNTL)の 解析値をそれぞれ求める.それぞれの解析値を初期値と して12 時間予報(水平格子間隔:5km)を行う.

最もNRに近い降水量を再現したものと同じメンバーの 地上可降水量の差分(TEST-CNTL)を示す(図). 仮想水 蒸気ライダーデータが同化された 21JST では, 佐田岬を 中心として可降水量の増加が確認できる. この可降水量 の増加は下層の南西から南よりの風によって北東方向に 移動し, NR で最大積算雨量となった地点付近に可降水 量の増加をもたらしている. このメンバーでは鉛直水蒸気 データの同化により, 広島市周辺の積算雨量の増加, 及 び絶対量としては少ないものの NR の積算雨量に近づく こととなった. この傾向は他のメンバーでも同様で, 同化 により降水量の増加が確認された.

#### 3. まとめ

本稿では OSSE を用いて、仮想的な水蒸気ライダー観 測のデータ同化により風下側である水蒸気量が増加し、 降水量が NR に近づくことを確認した. 今後は、ダウンス ケーリングを行いより詳細に降水を再現し、ライダー観測



図:最も降水量が多かったメンバーの21JSTから23JSTまで の地上の可降水量の TEST と CNTL の差分. TEST が CNTL よりも可降水量が多い場合に等高線表示. □印は TEST で仮想的に設置された水蒸気ライダーの設置場所を 示す. ×印は NR で積算最大雨量を記録した地点を示す.

の降水量に対するインパクトを検証する.

謝辞 本研究の一部は JSPS 科研費(17H00852)の助成を受けた.

「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) レジリエントな防災・減災機能の強化」における マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR) の開発について (続報)

\*高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所・情報通信研究機構)、花土 弘(情報通信研究機構)、 牛尾知雄(首都大学東京)、水谷文彦(東芝インフラシステムズ)、岩波越(防災科学技術研究所)、 川崎将生(国土技術政策総合研究所)

#### 1. はじめに

SIP レジリエントな防災・減災機能の強化プログラムにおける MP-PAWR の開発状況については 2017 年春季大会で報告した。MP-PAWR は 2017 年 11 月に埼玉大に設置され、現地での調整を経て 2018 年 3 月から本格稼働を開始した。本報告では、SIP 防災における MP-PAWRを活用した実証実験と初期データについて報告する。

#### 2. SIP 防災における研究開発

MP-PAWRはSIP防災の研究開発課題の1つである「豪 雨・竜巻予測技術の研究開発」の中心的な機器として開発 され、特に局地的短時間強雨をもたらす積乱雲の立体構造 を高速に観測することに期待されている。SIPでは MP-PAWRを中心した短時間予測技術開発研究を行い、 予測データを様々な利用者に的確に伝達することを目標 としている(図1)。なお、本研究課題は、レーダ開発を 担当する情報通信研究機構・首都大学東京・東芝を含む 10機関(民間を含む)が参画している。



図1. SIP 豪雨竜巻予測技術の研究開発の全体像

#### 3. MP-PAWR の特徴

MP-PAWR の特徴は二重偏波を有するとともに高速 3 次元観測を実現させるためにフェーズドアレイレーダ技 術を用いたことである。フェーズドアレイレーダ技術とし ては、2012 年から観測を開始した X 帯の単偏波のフェー ズドアレイ気象レーダ(例えば、水谷ほか、2012)と同 様の方式を採用することにより、高速 3 次元観測を実現し ている。即ち、1 次元のフェーズドアレイアンテナを基本 としたデジタルビームフォーミング(Digital Beam Forming, DBF)技術を用いて、ファンビームによる送 信とペンシルビームの受信を組み合わせて、仰角方向の高 速観測を実現し、方位角方向の機械駆動させることによる 3 次元観測として、半径 60 km の範囲を高度約 15km ま で 30 秒で観測できる性能を有している。

MP-PAWR の仕様は、既存の現業用の X 帯マルチパラ メータ気象レーダ(XRAIN)を念頭に置いて、その性能 を保持しつつ高速 3 次元観測を目指しており、パッチアン テナを 2 次元配置した平面アンテナによる二重偏波・1 次 元フェーズドアレイとしている。観測は、半径 80(60) km の 2 つのモードを持ち、最大仰角は 60(90)度とし て、1 分(30 秒)で 3 次元データを取得する。

#### 4. MP-PAWR 開発

MP-PAWR は 2014 年秋から約 2.5 年間の設計期間を経 て製造に着手し、2017 年 11 月に埼玉大学に設置した。レ ーダ設置後は、現地での試験調整を行い無線局免許の取得 を行い、2018 年 3 月より本格運用に移行した。MP-PAWR は、2018 年夏の SIP での実証実験に供される。

#### 5. SIP 防災における MP-PAWR 活用

SIP では MP-PAWR を活用した予測技術の開発とその 活用(社会実装)にむけた実証実験を行う。特に、SIP の 最終目標として社会実装が掲げられており、単なる予測技 術の開発と情報の発信という一方通行の研究ではなく、ユ ーザ(一般市民、自治体関係者、事業者等)と連携した実 証実験を通じて、予測技術の改良のみならず予測情報の内 容・表示方法などの改良を行うことにより、汎用性の高い システムとすることが求められている(図2)。



図2.実証実験のサイクル

#### 6. MP-PAWR 観測データ

**MP-PAWR** が観測した 2018 年 5 月 4 日 16:24 のエコー の立体図を示す。Z やドップラー速度および  $\phi$  DP や  $\rho$  hv などの偏波パラメータともに、初期解析では良好であり、 実証実験と平行してデータの評価も継続する。



図3. MP-PAWR 観測例(Z, 2018年5月4日16:24)

謝辞:本研究は,総合科学技術・イノベーション会議の SIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエ ントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によっ て実施されました。

#### 参考文献

水谷ほか,2012:フェーズドアレイ気象レーダの開発,日 本気象学会2012 年秋季大会,B116.

### X-MPを用いた地上吹雪の定量的把握の可能性 大宮哲,國分 徹哉,\*松下拓樹,高橋丞二(土木研・寒地土研)

#### 1. はじめに

本研究では、高い時空間分解能を有するXバンドMP レーダ(以下, X-MP)によって得られる上空のデータ を用い、地上における吹雪状況を定量的に把握するこ とができるか、その可能性について検討した.

本研究では、石狩市と北広島市に配備されている 2 基の X-MP による観測データを使用した.使用した X-MP データは、データ統合・解析システム(DIAS)より ダウンロードした.地上観測は、寒地土木研究所の石 狩吹雪実験場(北緯 43°12'、東経 141°23')にて行った. 本研究では、X-MP データ(レーダ雨量・ドップラー速 度)から上空における飛雪流量を推定し、地上における 実測値との比較を行い、X-MP による吹雪観測の可能性 について検討した.ここで、飛雪流量とは吹雪の激し さを示す指標の1つであり、「風向に直交する単位面積 を単位時間に通過する雪の質量(g/m²/s)」のことを指す. なお、本研究の対象は降雪による吹雪であり、地吹雪 は対象にしていない.

#### 2. 飛雪流量の推定と実測

飛雪流量は、降雪粒子の空間密度 n (g/m<sup>3</sup>) と風向風 速 V (m/s) の積で与えられることから、まず始めに X-MP データから n と V を推定した. 具体的な算出方法 の記載については割愛するが、大宮ら[1] による X-MP レーダ雨量と地上降雪強度の比較結果から求められた 補正係数等を用いて n を、石原[2] に示されているデュ アルドップラー解析に基づいて V をそれぞれ求めた.

このnとVから 算出した上空 における飛雪 流量の何を1 に示す.おける 飛声には Snow Particle Counter を使用した.



#### 3. 飛雪流量の比較

降雪粒子は雨滴に比べ,上空風によって移流されや すい.したがって,図1に示す飛雪流量の面分布をその まま地上に適用することはできない可能性が高い. そ こで、上空と地上の飛雪流量を比較するにあたり、上 空風による降雪粒子の移流効果を考慮した. ここでは、 風の鉛直分布が対数則に従うと仮定し、上空風 V を用 い、上空から地上までの間における水平風の鉛直分布 を求めた(地面粗度長は0.05と仮定). 次に、石狩吹雪 実験場に到達した降雪粒子を、SPCの設置地点から時 間を遡って上空に向かって逆移流させ、その移流距離 と方角について計算し、落下開始地点を推定した. こ こでは、降雪粒子が落下を開始してから 5 分で地上に 達すると決め、比較時にはその時間差も考慮に入れた. 本研究では、3 冬期間(2014~2016年度)において発生 した吹雪事例の中から、典型的な冬型気圧配置時の吹 雪 24 イベントについて検討した.

落下開始推定地点における上空の推定飛雪流量と, SPC による実測飛雪流量の比較結果を図 2 に示す. 図 中には,移流効果を加味しない場合,すなわち石狩吹 雪実験場の直上メッシュにおける推定飛雪流量との比 較結果についても付記してある. この結果より,移流 効果を加味しなかった場合,両者の間に明瞭な相関は 確認されず,バラツキが大きいことが確認される. 一 方,移流効果を加味した場合には,X-MP データから推 定した飛雪流量は地上での実測飛雪流量よりも大きい 傾向があるものの,両者には正の相関があることが認 められる. 上記結果は,X-MP 観測によって得られる上 空データから推定した飛雪流量に対し,風による移流

効果等を考慮 7 ●移流加味 (v=0.62x. R^2=0.47) に入れること 6 ×移流加味せず (v=0.42x.R^2=-0.3) (g/m²/s で、X-MP デー 5 タのみから地 4 飛雪流量 . 上における吹 3 雪発生状況を ё Ч 2 • x,¥∙ 定量的に把握 Ð × できる可能性 <u>م</u> があることを 1 2 3 4 5 6 X-MPから推定した上空の飛雪流量 (g/m<sup>2</sup>/s) 示すものであ 図2 飛雪流量の比較 る.

#### 参考文献

- 1) 大宮ら: 寒地土木研究所月報, 777, pp.17-21, 2017.
- 2) 石原: 気象研究ノート, 200, pp. 1-38, 2001.

### 雲の三次元構造解析による幾何学的特徴量抽出手法の開発 \*安藤大貴, 弘田瑛士, 山崎未紗, 鈴木秀彦(明治大学理工学研究科)

雲の分類には国際基準で定められた十種雲形が存在 する。十種雲形の分類は観天望気の重要な観測要素で あり、誰でも簡単に現在地に出現している雲種の判別 ができれば、減災・防災の観点からも有益である。 当 研究グループでは画像におよる雲形の客観的自動分類 手法の開発を目指しており、雲の輪郭形状の複雑性を フラクタル次元で定義することにより雲種の分類を行 う手法の検証を行っている[弘田ほか、本大会]。 弘田 らによるアプローチでは、ライダー観測により雲の雲 底の輪郭形状を計測し、イメージ観測により雲の水平 断面の輪郭形状を測定することで、両者から独立に得 られる2種類のフラクタル次元を組み合わせることに より各雲形を分類することを試みている。ライダー観 測は観測地点の直上を雲が通過した場合に、雲底形状 の精密測定ができるが、ターゲットの雲が天頂方向を 横切る機会を待つ必要があることから、データの取得 率が低いという問題点がある。さらにライダー観測で は雲自身が水平方向に移動することにより、雲底形状 の走査を行っているという原理上の制約から、1つの雲 について雲底形状をトレースするために数分から数十 分の時間を要するという問題もある。

一方、雲の形状からフラクタル次元を抽出し、雲形と フラクタル次元の関係を見出すためには、大量の雲の サンプルに対して、フラクタル次元を測定する必要が ある。そこで、本研究では弘田らのアプローチを補強 するためにステレオカメラを用いた雲形状の三次元計 測による幾何学的特徴量の抽出を試みた。

本研究では2台の定点カメラを用いた。2台のカメラは 明治大学生田キャンパス(神奈川県川崎市)内に20m 程度の間隔をおいて設置し、視野の大部分が重なるよ うに視野角を設定した。2台のカメラで同時刻に星野像 を得る事で、それぞれのカメラで得られる画像の各画 素に対応する赤道座標(赤経、赤緯)を決定すること ができる。星は無限遠方にあるとみなせるため、どち らのカメラで撮影しても同一の赤道座標上に撮影され るが、雲など有限の距離に存在する構造に対しては、2 台のカメラで同時撮像した場合でも、その視線距離に 応じた視差(赤道座標上でのズレ)を生じる。この視 差を同時撮像された雲画像の各部分について求めるこ とで、雲の表面の視線方向に沿った凹凸情報、すなわ ち3次元構造が得られる。ここで得られた表面構造は、 任意の鉛直断面に沿った輪郭形状に変換することが可 能であることから、ライダー観測による雲底形状の測 定結果と直接比較が可能である。

本講演では、この手法によって測定した積雲表面の3 次元構造から、フラクタル次元などの幾何学的特徴量 を抽出した結果とその妥当性について、ライダー観測 との比較結果に基づき報告する。

### 日射の輝度分布測定のための全天カメラの開発

\*工藤玲(気象研), 岩渕弘信(東北大学), 鷹野敏明(千葉大), 居島修(高層台),高野松美(高層台)

#### 1. はじめに

雲は、大気の放射収支に対して最も大きな影響をも つ.本研究では、この影響を明らかにするため、雲の分 布と光学特性を観測する地上リモートセンシングのシ ステム構築を目標にしている.これまでに、太陽も飽和 せずに撮影できる広いダイナミックレンジの全天カメ ラによって、輝度の全天分布を測定する手法を開発し てきた(2015年度気象学会秋季大会).今回、画像セン サーをより性能の高いものに変更し、連続観測を開始 した.

#### 2. 新型全天カメラの構成

画像センサーは、フランスの New Imaging Technology 社(代理店 CHRONIX 社)の広ダイナミックレンジ CMOS センサーを使用した.サイズ 2/3 インチ,横縦 1280×1024 ピクセル、ベイヤー配置の RGB カラー、ダ イナミックレンジ 140dB(約7桁)、データ記録 14bit, USB3.0 接続.これに、魚眼レンズ(画角 180 度,等立 体角射影方式、フィット社)を搭載した.円周が取れる イメージサイズのレンズを選択した.

以上のカメラを全天候対応の筐体(プリード社製作) に入れた、レンズは、日射計にも使われるガラスドーム

(SCHOTT 社) で保護されている. このカメラを日射 計で使われる通風ファン付きの筐体に入れ,太陽追尾 装置 (プリード社製) に搭載した.太陽を含めた撮影は, 迷光を発生させる.このため,太陽直達光を遮蔽した観 測を行っている.

全天カメラは、デバイスサーバ(silex 社, USB 機器 をネットワークに接続する装置)に接続され、ネットワ ーク経由で PC から制御・記録を行う.ネットワーク経 由の構成にしたことで、複数台のカメラを単一の PC で 制御することが可能になる.カメラの制御・記録用のソ フトウェアは、New Imaging Technology 社の SDK (Visual C++)を元に自作した.出力ファイルは、png 画像と GrADS 形式のバイナリデータ.以上の全体構成で、毎 日、5分毎の観測を行っている.

#### 3. 輝度測定のための校正

輝度分布を測定するためには、画素ごとの視線方向 (天頂角と方位角)を特定する必要がある.このために は、カメラの内部パラメータ(中心画素,単位距離当た りの縦横画素比, 焦点距離) と外部パラメータ(設置時 のセンサーの姿勢. ピッチ, ロール, ヨー角.) が必要 になる.内部パラメータは縞模様の撮影に基づく手法 (中野, 2007, 電子情報通信学会論文誌)によって, 外 部パラメータは太陽の位置とのずれを同定する手法に って決定した(工藤, 2015 年度気象学会秋季大会).

一般に,撮影画像は,中心から離れるほど光量が低下 する特性がある(口径食,コサイン4乗則).等立体角 射影方式の魚眼レンズも同様である.これを補正する ため,日射計の入射角特性試験装置(気象庁測器センタ ー)を使用し,ランプ光源の撮影によって入射角特性を 特定した.天頂角0度の輝度と比べて,天頂角90度で は概ね5%程度低下することが分かった.

カメラが記録する値は、14bitの階調値である.これ 輝度に変換するため、全天カメラと同時に、スカイラジ オメータ(分光放射計)による空間スキャン観測を行っ た.両者のデータを比較することで、階調値を輝度値に 換算する関係式を得た.図1は、得られた輝度分布の例 である.

#### 4. まとめ

全天カメラによって輝度分布を測定するための体制 を整え、継続観測を開始した.今後は、常時運用への耐 性、得られた輝度分布の確かさなどを調べていく.



図1 2018年6月19日10時55分の波長500nmの 全天輝度分布 (Wm<sup>2</sup>µm<sup>-1</sup>sr<sup>-1</sup>). 実線は天頂角と太陽に相 対的な方位角.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP17H02963 の助成を受けたものです.

### 1990年代の GPS 可降水量再解析

小司禎教 (気象研究所)

#### 1. はじめに

全球航法衛星測位システム(GNSS)は、1993 年 12 月 の米国による GPS 運用開始宣言以後約 25 年の歴史を 持つ。90 年代 GPS による可降水量(PWV)の精度を評価 し、気象や気候の研究への利用可能性を調べるため、 国際 GNSS サービス(IGS)による衛星軌道・時計情報の 第 2 次再解析(REPRO2: http://acc.igs.org/reprocess2.html) データを用いた全球 GPS 観測点の再解析を開始した。

茨城県つくば市に設置された IGS 観測点 TSKB の解 析結果からは、GPS PWV の誤差は測位解析による鉛 直位置の誤差と関連し、鉛直位置の解析誤差やばらつ きを基準とした品質管理がある程度可能であることが わかった。

#### 2. 使用データ

地上 GPS 観測データ及び衛星軌道情報: IGS サーバ (ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/data/daily/)

(ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gnss/products/repro2/)。

アンテナ位相 (PCV) モデル (igs08): ftp://ftp.igs.org/pub/station/general/igs08\_1930.atx 海洋潮汐荷重係数: GOTIC2(Matsumoto et al. 2001)により計算。

#### 3. 解析

RTKLIB 2.4.2 (p13)(Takasu 2013)を利用し、精密単独 測位手法による static 測位を実施。GPS 観測データは連 続した2日分を利用し、後半24時間分のみを PWV 解 析に利用した。大気遅延量、位置解析は5分間隔。マ ッピング関数は GMF(Boehm et al. 2006)で遅延量の一次 勾配を推定した。

TSKBによるPWVと、TSKBから約7km南東に位置 する高層気象台の高層ゾンデ観測の結果を比較した。 GPS PWV はゾンデ放球時刻から15分間の平均値。

#### 4. 結果

図1に1994-1999年のTSKBの標高差(月別中央値 に対する各時刻の解析標高)とGPS PWVのゾンデ観 測に対する差、図2には前6時間標高のばらつきと PWV差を示す。解析された標高が高いほど、GPS PWV は過小評価の傾向にあり、月中央値からの差が大きい ほど、ばらつき(標準偏差)が大きい傾向にある。ま た、前6時間の解析標高のばらつきが大きいほど、GPS PWV のゾンデに対する差が大きい傾向にある。 そこで、月中央値に対する標高差 1cm 未満、前6時 間標高の標準偏差 1cm 未満を基準値とした品質管理を 試行した。図3に品質管理を適用した場合としない場 合のゾンデとの比較を示す。品質管理を行った場合、 バイアス-0.35mm、RMS3.17mmの一致度を得た。

今後は海外観測点も含め、上記品質管理手法の効果 を評価する。



図1. 解析された各時刻の標高の、その月の標高中央値 からの差と、PWVの差(バイアスと標準偏差)



図 2. 解析された各時刻の標高の、前6時間のばらつき (標準偏差)と、PWV の差(バイアスと標準偏差)



図 3. 高層気象台ゾンデ観測と TSKB の解析による PWV の比較(1994-1999 年)。7,659 事例

### 二酸化窒素観測用差分吸収法ライダー(DIAL)の開発(Ⅲ)

\*永井 智広、酒井 哲 (気象研、衛星・観測)、眞木 貴史 (気象研、環境・応用)

#### 1. はじめに

大気中の二酸化窒素(NO2)は、局地的には、 工業化による化石燃料の燃焼や、自動車などの排 気ガス中の一酸化窒素から生成される人為的な NO2が増加し、環境問題の一つとなっている。こ のNO2は、強い酸化作用により、粘膜の刺激、気 管支炎、肺水腫などの原因として健康に影響を与 える大気汚染物質であり、その詳細な観測が望ま れている。

我々は、オゾンなどの大気微量気体成分の分布 を、長期間安定的して観測することを可能とする ため、これまでに、対流圏オゾン、二酸化硫黄の 鉛直分布を従来に比べて高頻度かつ高精度で観 測できる差分吸収法ライダー (Differential Absorption Lidar: DIAL)を開発した (Nakazato et al., 2007)。本研究では、このDIAL技術を応用し、 NO2観測のための新しいライダーを開発したので 報告する。

#### 2. 措置の開発

NO2の観測に適した波長をオゾン DIAL と同様 に十分な使用実績のある固体(Nd:YAG)レーザー と誘導ラマン散乱を用いた波長変換で生成する 方法を検討し、Nd:YAG レーザーの第3高調波 (THG, 354.71nm)をメタンと重水素で波長変換 して得られる395.64nmと396.86nmを使用するこ とが最適との結果を得た。重水素を用いた波長変 換については、Nd:YAG レーザーの第4高調波 (FHG, 266.04nm)と組み合わせて生成できる

289.1nm などがオゾン観測に利用されるなどの実 績があるが、メタンについては実績がない。ラマ ン活性気体としてメタンを使用した場合、波長の 変換効率は十分であったが、ラマンセルのウイン

ドウの焼き付きや損傷、出射光ビームの不安定 さなど、ラマンセルの中央付近で励起光を集光さ せる通常の方法は、DIAL 送信光の生成には適し ていないことが分かった。このため、ラマンセル 内部でレーザー光を集光させない場合の特性を 調べたところ、メタンの充填圧力を十分に加圧す ることで、ラマンセル内での集光を行うことなく、 観測に必要な誘導ラマン光が得られることが分 かった。

開発した装置の諸元を表1に、ブロック図と写 真をそれぞれ図1と図2に示す。装置には、吸収 波長用と非吸収波長用にそれぞれ1台づつレー ザーとラマンセルを使用して、観測に必要な波長 を生成している。受信部には、口径35.5cmの受 信望遠鏡と透過率高い干渉フィルターなどを使 用している。

#### 3. まとめ

安定して使用できる Nd:YAG レーザーと波長変 換にラマンセルを用いた NO2 観測用 DIAL を開発 した。これから観測を通じた観測精度の検証や、 対流圏オゾンとの同時・連続観測を行う事を予定 している。

表1 製作した装置の諸元

送信部			
励起用レーザー	Nd:YAG		
励起波長	354.71nm (THG)		
励起出力	200mJ/pulse	140mJ/pulse	
ラマン活性気体	メタン	重水素	
生成波長	395.64nm	396.86nm	
	(吸収波長)	(非吸収波長)	
受信部			
望遠鏡型式	シュミッ	トカセグレン	
望遠鏡口径	35.5cm		
受信帯域幅	0.28nm	0.27nm	
透過率	68%	80%	
帯域外透過率	$< 1 \times 10^{-6}$		



図1 NO2 観測用 DIAL のブロック図。2 台のレーザーと 2本のラマンセルを、それぞれ吸収波長用と非吸収 波長用に使用。



図2 製作した NO2 観測用 DIAL。左側に2 台のレー ザー、中央に2 本のラマンセル、中央奥に受信部 を設置している。

<参考文献>

M. Nakazato et al., (2007). Tropospheric ozone differentialabsorption lidar using stimulated Raman scattering in carbon dioxide. Appl. Opt., <u>46</u>, 2269--2279, doi: 10.1364/AO.46.002269.

### ライダーと地上サンプリングによる大気エアロゾルの蛍光計測と蛍光物質の同定

\*白石浩一(福岡大)、久保田光(福岡大)、北島彩加(福岡大)、原圭一郎(福岡大)、林政彦(福岡大)、 齊藤保典(信州大)、冨田孝幸(信州大)、水谷耕平(NICT)、石井昌憲(NICT)、

五十嵐康弘(茨城大)

#### 1. はじめに

バイオエアロゾルや人為汚染大気に含まれる芳香 族の炭化水素などの有機化合物は、蛍光を発するこ とが室内実験により報告されている。そのため、ラ イダーによる大気エアロゾルの蛍光計測は、黄砂や 汚染大気と一緒に飛来する有機エアロゾルの検出・ 時空間分布の情報を得られる可能性がある。

我々は、蛍光ラマンライダーを用いて、2014年5 月から夜間晴天時の観測を実施している。これまで 黄砂や越境汚染大気エアロゾルの蛍光特性が異なる ことが分かっているが、観測される蛍光の物質の特 定までは至っていない。

そこで、蛍光ライダーで観測されたエアロゾルの 蛍光特性と組成の関係を調べるために、2017 年春 季と 2018 年春季にライダー計測と同時に地上での エアロゾルサンプリングを行った。ESEM や分光光 度計を用いて、捕集したエアロゾルの組成分析と蛍 光の計測を行った。本発表では、蛍光ライダーと地 上サンプリングで得られた蛍光スペクトルの比較、 粒子組成と蛍光特性の関係について検討した結果に ついて報告する。

#### 2. 観測装置

蛍光ライダーは、励起光として Nd:YAG レーザー の第3高調波(355nm)を利用した。受信は、28cm 望 遠鏡で大気からの後方散乱光を集光し、Licel の Multispectral Lidar Detector(分光器+検出器)を使 用し計測した。得られた信号は、フォトンカウンタ ーにより、地上~30km の高度域(高度分解能 30m) で、374.5-530.6nm の波長域を波長分解 4.88nm で 32 チャンネルに分けて計測した。蛍光計測以外の 532nm, 1064nm, 355nm のような弾性散乱信号も また、オシロスコープによるアナログ計測を行った。

フィルターサンプリングは、2017 年 5 月 16~29 日に理学部棟屋上のライダー用天窓から 10m 離れ た位置で実施した。約 1 日大気をポンプで吸引し、 フィルター(ADVANTEC C045G047A)に粒子を付 着させた。試料の蛍光分析には、信州大学に設置し ている分光光度計(日立 F-7000)を使用した。組成分 析には、福岡大学に設置している ESEM-EDX(FEI Quanta200FEG、EDAX XL-30)を使用した。

#### 3. 結果と考察

図に 2017 年 5 月 19 日にライダーと地上サンプ リングで得られた大気エアロゾルの蛍光スペクトル を示す。ライダーで得られた蛍光スペクトルは、 450nm の波長でのサンプリングにより得られた蛍 光強度で規格化してプロットした。ライダー(高度 0.15-0.45km)と地上サンプリングと両者の比較は、 高度 430nm から 530nm にかけて、非常に良い対応 が見られた。観測された蛍光スペクトルは、400-440nm、460nm、470-510nm で強い蛍光を示した。

5月19日のサンプリング試料のSEM-EDXによ る元素組成分析は、粗大粒子ではSi、Mg、Feを含 む鉱物粒子と推定される粒子が多く、微小粒子では S、Ca、Kを含む人為起源と思われる硫黄化合物粒 子を多かった。それらが混在した状態で観測された ことを示していた。近年の室内実験では、ケイ酸塩 や硫酸カルシウムなどの鉱物は、355nmの励起光に 対して420nmよりも短い紫外域で蛍光を示すこと が報告されており(Bozlee et al.,2005)、それらの粒 子が観測され、蛍光を発した可能性が示唆された。 発表では、2018年春季に実施した同時観測の結果

についても報告する予定である。

#### 参考文献

Bozlee et al., Spectroc. Acta Pt. A-Molec. Biomolec. Spectr., 61, 2342–2348, 2005.





### 気象レーダー位相による屈折率の推定について \*佐藤 英一、瀬古弘、南雲信宏(気象研)

#### 1. はじめに

豪雨や突風の発生にとって重要な大気下層の気温や 水蒸気量に関する情報を得るため、Fabry et al.(1994)以 降、気象レーダーに映るグランドクラッタを利用して、 屈折率を求める手法が行われてきた(例えば Cheong et al.(2008)、Seko et al.(2009)、Bodine et al.(2011))。レーダ 一位相は(定性的な)drylineの監視としては有効であ るが、屈折率の鉛直勾配が主な理由となり、レーダー位 相から得られた屈折率には不確定性が残る(Bodine et al.(2011))。

一方、近年、大気の屈折率(水蒸気量)を求める手法 が発展してきている。主な手法として、GNSSを用いた 手法(Shoji(2009)、Shoji et al.(2015))や地上デジタル放 送の搬送波を使った手法(Kawamura et al.(2017))があ るが、それぞれのデータに特徴があり(表 1)、比較手 法についても検討が必要である。

事例解析を行うと共に、ツールの開発も併せて行った。

	地上 気象観測	GNSS	地デジ	気象 レーダー
データ種別	気温・湿 度・気圧 など	位相(光速)	位相(光速)	位相(光速)
データ次元 (空間)	1地点	1次元 (~鉛直)	1次元 (~水平)	2次元 (~水平)
メリット	高精度· 局所的	ネットワーク	ネットワーク	カバレッジ (2次元)
デメリット	局地的	パス積算量	パス積算量	パス積算量・ 時間分解能

表 1	大気屈折率の観測手法の比較
1X I	

#### 2. 理論

気温*T*(*K*)、気圧*p*(*hPa*)、水蒸気圧*e*(*hPa*)とする と、屈折指数(Nユニット)と屈折率*n*は

$$N = (n-1) \times 10^6 = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}$$

と表すことが出来る。また、距離r(m)における気象レ ーダーの位相は

$$\phi(r) = -\frac{4\pi f}{c} \int_0^r n(\gamma) d\gamma$$

である。ここでf(Hz)は周波数、 $c(\sim 3 \times 10^8 \text{ m/s})$ は光速を表す。 $\phi(r)$ の絶対値を知ることは難しいが、位相の時間差(の動径方向微分)から、屈折率(指数)の変化を求めることが出来る。

$$\Delta N = -10^6 [n(r, t_1) - n(r, t_0)]$$
  
=  $-10^6 \frac{c}{4\pi f} \frac{\partial}{\partial r} [\phi(r, t_1) - \phi(r, t_0)]$ 

3. 観測例

東京湾付近で収束線が発生し、局地的な降水が強ま った 2015 年 8 月 14 日の例を示す。レーダー位相(15 時からの時間差分)を見ると、同心円状のパターン(全 体的な屈折率の変化)と、東京都と千葉県の県境付近の エコーに伴う(局所的な変化の)パターンが変化してい る様子などが確認出来た。



図1 2015年8月14日16時10分(左上)と16時 21分(右上)の位相の時間差分、レーダーエコー強度 と気象衛星ひまわりの可視画像(共に16時10分)。

#### 4. まとめ

今回の解析ではパターンがはっきりとは確認出来ない時間もあった。データの品質・処理方法を確認するとともに、必要な品質管理手法についても検討したい。最終的には定量性を高め、他の大気屈折率の観測手法と比較・マージすることで、高精度に屈折率の場をリトリーブすることを目標としたい。

#### 謝辞

この研究は、本研究は JSPS 科研費 17H00852 の助成を 受けたものです

## Ku帯広帯域二重偏波レーダによる降水観測

### - 2017年6月1日の事例 -

\*浅井啓太郎, 中村佳敬(神戸高専), 吉川栄一(JAXA), 菊池博史, 妻鹿友昭, 牛尾知雄(首都大), 森本健志(近畿大)

#### 1. はじめに

世界的に発生している豪雨, 突風といったシビア現 象は局地的に発達した積乱雲によって引き起こされて いる.刻一刻と変化するシビア現象の理解には高時空 間分解能を有するKu帯(15.75GHz)の広帯域気象レーダ による観測が有効と考える. 一方で、Ku 帯では降雨 減衰の影響が強いこと, 単一偏波観測では降水粒子の 粒径や空間分布の変化が降水強度推定に影響を与える 凹ことが知られている. 偏波パラメタのうち2 偏波間の 位相差 ø du のレンジ方向の変化率 K du を用いた降雨強度 推定は、実際の降雨強度と良く対応することが知られ ているため、二重偏波観測による降水強度推定が期待 されており、Ku帯広帯域レーダ(BBR)の二重偏波化を 実現した<sup>[2]</sup>. BBR は二重偏波観測時では距離分解能約 9.6m,時間分解能約1分である. X帯レーダでの二重 偏波観測の報告は多くなされているが、Ku帯での報告 は少ないため、観測事例の蓄積のため、本研究では BBR による降水観測及びKacによる降雨強度推定を行う.

#### Ku 帯広帯域二重偏波レーダによる降水観測 2.

2017年6月1日の観測事例における Zh、 φ<sub>m</sub>の水平 分布の一例を図1に示す.本観測時のBBRの送信パル スは64パルスである.中央付近から南東方向に強い降 水域が、その周辺では比較的弱い降水域が存在した. BBR から約 6.47km 離れた地点に設置された光学式デ ィスドロメータによる降水強度(図中青線)と、その地 点におけるK<sub>t</sub>から推定した降水強度(図中赤線)を同 時に示す. 図2より降水強度が 3mm/h 程度より大きい 場合,傾向が一致している.これは,非常に弱い降雨で は Kap を利用する雨量推定が困難であると結論づけた 2016年12月22日の事例2を支持する結果である.

#### おわりに 3.

BBR による二重偏波を用いた降水観測及び,Kapを用 いた降水強度推定を行なった. 今後も事例の蓄積およ び,他周波数帯気象レーダとの比較を行い,降水強度推 定方法について検討を行っていく.

#### 参考文献

[1] 深尾, 浜津: 気象と大気のリモートセンシング, 京都

大学学術出版, 2005.

[2] 藤原, 菊池, 嶋村, 牛尾, Ku 帯広帯域レーダによる 比偏波間位相差を用いた降雨強度推定精度の評価, B106, 日本気象学会 2017 年度春季大会, 2017.



Time[min] 図 2. Kapを用いた降水強度推定と実際の降水強度

80



### MMSE 法を用いたドップラースペクトル推定

\*滝澤直也, 菊池博史, 妻鹿智昭(首都大),

吉川栄一(JAXA),牛尾智雄(首都大院)

#### 1. 序論

レーダによる低高度(500m 以下)のドップラー速度観 測は、航空機の離着陸の安全性を確保する上で重要で ある.しかし、低高度のレーダ観測では建築物からの 地表面クラッタが強く影響し、従来の高速フーリエ変 換(FFT)法を用いたスペクトル推定では降水エコーが クラッタに埋没してしまう.

そこで本研究では、アダプティブビームフォーミン グ技術で用いられる最小二乗誤差(MMSE)法を新たに スペクトル推定に適用し、クラッタと降水エコーの分 離を行った.

#### 2. 手法(MMSE法)

MMSE 法はアダプティブビームフォーミング技術で 用いられる技術で,サイドローブが良く抑圧されるこ とが知られている. MMSE 法はコスト関数(2.1)を最小 化する重み係数を算出する.

$$J_{k} = E[|x_{k} - \mathbf{w}_{MMSE_{k}}^{H}\mathbf{y}|^{2}] + \operatorname{Re}\left\{\lambda\left(\mathbf{w}_{MMSE_{k}}^{H}\mathbf{s}(\theta_{k}) - 1\right)\right\}$$
  
... (2.1)  
$$\mathbf{s}(\theta_{k}) = [1 \exp(-j\omega 1(\theta_{k})) \dots \exp(-j\omega_{M-1}(\theta_{k}))]T \qquad (2.2)$$

(2.1)式において  $x_k(k=0 \sim M-1)$ は所望の参照係数,  $w_{MMSE}^H$ は MMSE 法による重み係数, y は離散信号複素ベクト ルであり, *E[]* は括弧内の期待値を表す. (2.2)式で $\theta_k$ は所望の仰角であり,  $\omega_{M-l}(\theta_k)$ は仰角及びアンテナ素子 間隔と波長によって決まる値である.  $s(\theta_k)$ は各アンテナ 素子における入射波の位相差を示す. (2.1)式の第一項 は MMSE 法から得られた出力応答と参照係数の二乗平 均誤差を意味する. 第二項はラグランジュの未定乗数 法によるメインローブの利得を確保する拘束条件であ る.

本研究では、アンテナ素子間隔で決まる入射波の位 相差を、レーダが送受信した各パルスの時間間隔で決 まる位相差に置き換えることで、新たに MMSE 法をス ペクトル推定に適用した. MMSE 法によるスペクトル 推定では、FFT 法で得られたフーリエ係数を参照係数 の初期値とし(2.1)式から新たな重み係数を算出、参照 係数の更新を行う.

#### 3. 結果と考察

2017 年 8 月 6 日,大阪に台風が上陸した際の観測結 果を示す. 観測には大阪大学吹田キャンパスに設置さ れている,フェーズドアレイ気象レーダを用いた.

仰角 0[deg], クラッタの強い方向で横軸に距離, 縦軸 にドップラー速度をとり, FFT 法及び MMSE 法を適用 したスペクトログラムを図 1, 図 2 に示す. FFT 法を用 いた図 1 では, クラッタの強い 15[km]までの地点でサ イドローブが高くなっており, 降水エコーの識別は困 難である.

一方 MMSE 法を用いた図2の結果ではどの地点においてもクラッタサイドローブは良く抑圧され,速度0[m/s]近辺のクラッタと 15[m/s]近辺の降水エコーが明瞭に現れていることがわかる.結論として, MMSE 法によるドップラースペクトル上でのクラッタと降水エコーの分離は可能である.



コヒーレト方式と直接検波方式による ドップラー風ライダーによる同期観測 <sup>石井昌憲,青木誠 (情通研), 佐藤篤 (東北工大・情通研), 西澤智明,神慶孝,杉本伸夫 (国環研), 佐藤可織,岡本創 (九大) Ishii S., M. Aoki (NICT), Sato A. (TIT, NICT), Nishizawa T., Jin Y., Sugimoto N. (NIES), Sato K., and Okamoto H, (Kyushu University)</sup>

#### 1. はじめに

風の高度分布が得られるセンサーとしてドップラー 風ライダー (Doppler Wind Lidar: DWL)が注目されてい る。欧州宇宙機関 (ESA) は、2018 年 8 月に世界初と なる直接検波方式の衛星搭載ドップラー風ライダー Aeolusの打上を予定している。情報通信研究機構 (NICT) は、コヒーレント方式 (Coherent) による地上型や航空 気搭載型の CDWL を開発してきており、Aeolus の打上 後の比較検証実験に参加を予定している。

雲微物理特性・質量フラックス・鉛直流の全球分布と 水平風鉛直シア相互作用の風観測による観測的研究、 衛星観測を包含する次世代型地上観測システム構築、 衛星観測の地上検証を目的として、平成29年度の科学 研究費助成事業基盤研究(S)課題の一つとして「次世 代アクティブセンサ搭載衛星の複合解析による雲微物 理特性・鉛直流解析研究(研究代表者:九大・岡本)」 が採択された。

コヒーレント方式による CDWL 風観測はエアロゾル 濃度に依存するため、エアロゾル濃度が高い境界層か ら中部対流圏、薄い雲などが存在する層の風観測に適 している。エアロゾル濃度が低い上部対流圏や下部成 層圏の風観測には適していないことから、NICT は、地 上付近から上部対流圏までの風観測を実現するために、 九州大学、国立環境研究所とともに直接検波方式

(Direct-detection) DWL の開発に着手した。本発表で は、NICT にて開発した CDWL 観測、開発を進める DDWL について報告をする。

#### 2. 直接検波方式ドップラー風ライダー

NICT で開発すすめる DDWL はエタロンフィルター を二つ使用するダブルエッジ方式ト呼ばれる DWL で ある。第1回に概略図を示す。レーザは、Nd:YAG の第 三高調波である波長 0.355µm、パルスエネルギー70 mJ/pulse, 繰返し周波数 10Hz で動作する。レーザパル スは、拡大率 5 倍のエキスパンダーを通して大気中に 射出される。大気中から散乱された光は口径 35cm φの 望遠鏡によって受光される。集光された光は、エタロン



図1 直接検波方式ドッ プラー風ライダー概略図

図 2 PMT からの 出力信号

を通り光電子増倍管 (PMT) によって光から電気信号 へ変換される。第2回に二つのPMT からの出力される 信号の周波数スペクトルを示す。横軸は、レーザの発振 周波数からの偏移周波数を表しておりドップラー周波 数 $\Delta f$ に相当する、また、周波数ゼロはレーザの発振周 波数に相当する。DDWL による風速推定は、二つの PMT からの信号電力 (SPMTI、SPMT2) から視線方向風速  $v = (SPMTI - SPMT2) / (SPMTI + SPMT2) · \Delta f/2 として与えられ$ る[1-2]。

#### 3. まとめ

NICT は、地上型 CDWL による Aeolus の打上後の比 較検証実験に参加しつつ、地上から対流圏上部までの 風観測を目指して DDWL の研究開発を推進している。 早期に DDWL を完成させて、CDWL 同時風観測実験 の実現する。

#### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 17H06139 の助成を受けておりま す、ここに感謝致します。

#### 参考文献

Flesia, C. and Korb, C. L., 1999, *Appl. Opt.* 38, 432.
 McGill, M. J. et al., 1999, *Appl. Opt.* 38, 6388.

#### マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)送信波測定について

\*花土 弘・川村誠治・堀江宏昭・中川勝広(情報通信研究機構)、 高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)、 牛尾知雄(首都大学東京)、水谷文彦(東芝インフラシステムズ)、 岩波 越・前坂 剛(防災科学技術研究所)、長田昌彦・大朝由美子(埼玉大学)

#### 1. はじめに

偏波化されたフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR) は 2018 年 3 月から降水観測を開始している。本報告で は、MP-PAWR の性能確認等の目的で実施された送信波 測定に関して説明する。

#### 2. MP-PAWR 開発

MP-PAWR は SIP 防災の研究開発課題の 1 つである 「豪雨・竜巻予測技術の研究開発」(注)の中心的な機器と して、2014 年秋から約 2.5 年間の設計期間を経て製造に 着手、2017 年 11 月に埼玉大学に設置された。高速三次 元観測可能なフェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)<sup>(1)[2]</sup>に 二重偏波(水平・垂直)観測による高精度化を付加するこ とで、局地的短時間強雨をもたらす積乱雲の立体構造を高 速に観測することが期待されている。

#### 3. MP-PAWR の概要

PAWR の二重偏波化では、多数の降水粒子からの散乱 波を水平・垂直の偏波で相関を維持し観測するために、両 偏波でのアンテナ位相中心を一致させる必要がある。その ため、PAWR で採用されていた導波管スロットアンテナ ではなく、偏波共用パッチアンテナを平面的に配置する方 法が採用された<sup>13</sup>。高速三次元観測を実現するためのアン テナビーム走査はPAWRと同様の手法が用いられている。 仰角方向は、広い送信ビームを高速に電子走査することと 鋭い受信ビームをデジタルビームフォーミング(Digital Beam Forming, DBF) で複数、同時に形成することを 組み合わせ、仰角方向の高速観測を実現し、方位角方向は 従来のパラボラ型のレーダと同じアンテナ面の機械駆動 を利用している(方位角方向の一周 30 秒または 1 分と 従来のレーダよりもゆっくり回転)。MP-PAWR の観測モ ードのひとつは、既存の現業用の X バンドマルチパラメ ータ気象レーダ (XRAIN) を念頭に置き、その偏波観測性 能を維持し、レーダを中心とした半径 80km の範囲での 稠密な三次元データを1分間隔で観測可能である。

#### 4. 送信波測定

MP-PAWR の送信波測定の目的は、製造工場での測定結 果に基づき調整済みの送信アンテナパターンが、埼玉大学 に設置後も維持されていることの確認に加え、埼玉大学教 育学部で使用されている電波望遠鏡への干渉影響の評価 がある。後者を目的とした測定結果の一例を図に示す。測 定地点は MP-PAWR から西北西約 300 m 離れた教育学 部 H 棟屋上で、MP-PAWR との間には樹木があり、見通 しではない。樹木による散乱の影響、付近の建物での反射 などの効果を考え、屋上の 3 地点で受信アンテナの方向 を変え測定を実施した。地点 A は屋上の南端中央付近の 電波望遠鏡の設置地点付近、地点 B は屋上東端中央付近 で MP-PAWR に距離的には一番近く、地点 C は MP-PAWR からの送信波が、北側の高層の建物(総合研究棟) に反射して受信されることが想定される地点である。



地点 A と B の水平偏波での受信電力は、MP-PAWR が 教育学部 H 棟方向を指向する方角(282~293 度)で、一 番大きくなる傾向があるが、MP-PAWR との間の樹木の 遮蔽の影響で電力的にはかなり低減し、明瞭なアンテナメ インビームの方位パターン(ビーム幅約 1 度)とは異な る。あと、方位角 310-312 度でのわずかな上昇は、北側 にある高層の総合研究棟での反射の影響と考えられ、これ は受信アンテナを総合研究棟に指向した地点 C の結果で の傾向と一致している。受信アンテナを垂直偏波での結果 も類似の傾向を示しているが、多少の違いがあり、その差 異が送信アンテナで発生しているか、樹木の遮蔽、付近の 建物の影響なのかについては今後検討する予定である。

謝辞:本研究は,総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエント な防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施 されました。

#### 参考文献

[1] 水谷ほか,フェーズドアレイ気象レーダの開発,日本 気象学会 2012 年秋季大会, B116.

[2] Mizutani et. al." Fast-Scanning Phased-Array Weather Radar With Angular Imaging Technique", IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, vol. 56, No.5, 2664-2673, 2018:

[3] 菊池ほか、2014: 二次元フェーズドアレイを用いた 偏波観測精度の評価, 日本気象学会 2014 年秋季大会, B116.

(注) レーダ開発を担当する情報通信研究機構・首都大学 東京・東芝を含む 10 機関(民間を含む)が参画

### 気象用フェーズドアレイレーダネットワークにおける 降雨強度推定精度の向上に関する検討 \*菊池博史, 牛尾知雄(首都大院), 水谷文彦(東芝),

1. はじめに

X 帯を用いるフェーズドアレイレーダ(PAWR)では, 降水粒子による電波の減衰の影響が大きく,また単一 偏波であるため降雨強度の推定誤差が大きいという問 題がある.この問題に対処するには,複数レーダによ るネットワーク観測が有効であると考えられる.本論 では,本学吹田キャンパスと神戸市に設置された PAWR のネットワーク観測領域における降雨減衰補正 手法および降雨強度推定手法を提案し,地上雨量計の 実観測データと比較検証を行うことで提案手法の評価 を行う.

#### 2. 降雨減衰手法と降雨強度推定手法

ネットワーク領域における降雨減衰補正手法は,各 PAWR に既存手法である Hitschfeld-Bordan(HB)法を適 用して減衰補正を行い[1],得られた HB 解を HB 解の 分散を用いて重み付けする手法である[2].これにより HB 解が発散した PAWR の観測値の重みを下げること ができ安定的な減衰補正が可能となる.また,降雨強 度推定手法は,二重偏波観測により高精度に降雨強度 を推定可能な XRAIN を用いて,レーダ反射因子 Z と降 雨強度Rの関係式である Z-R 関係を求める手法である.

本手法により、これまで既存の Z-R 関係を用いて推定していた PAWR においても、その時々の降雨状況に応じて Z-R 関係を流動的に変化させることができXRAIN と同等の推定精度が期待できる.

さらに、減衰係数 k と降雨強度の関係式である k-R 関係を用いて、PAWR ネットワークにおける減衰係数 から降雨強度を推定する手法を提案する.提案手法の 検証として地上雨量計の実観測データとの比較を行い、 平均誤差および RMSE の目標値をそれぞれ±20[%], 30[%]とした[3].

#### 3. 結果

比較に用いた事例は、2016年6月29日14:00~16:00 であり、雨量計は豊中、西宮および神戸空港に設置さ れたものを用いた。また比較の際、PAWRの時間分解 能を雨量計の時間分解能である10分に合わせた。図1 に西宮の雨量計との比較結果を示す。図1より、3つの 手法を用いて推定した PAWR の降雨強度と雨量計の観 測値は相関が高いことがわかる。しかし、積算雨量が 20[mm]を超える強降雨時に着目すると、既存手法を用



図1雨量計@西宮における比較結果

いた場合雨量計に比し大きく過小評価しているが,提 案手法を用いた場合は誤差が小さいことがわかる.また,提案手法の平均誤差は約-11[%],RMSEは約19[%] となり,ともに目標値以下となった.

#### 4. おわりに

PAWR ネットワークにおける減衰補正手法および降雨 強度推定手法を提案し、地上雨量計との比較検証を行った.その結果誤差は目標値以下となり、二重偏波の XRAIN を用いることで単一偏波の PAWR においても高時 空間分解能を維持しつつ、高精度に降雨強度を推定で きることを示した.また、XRAIN との観測重複エリアが 存在しない所では、PAWR のネットワーク観測により減 衰係数から降雨強度を既存手法に比し精度良く推定で きる可能性について示した

#### 謝辞

本研究は「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP)」の課題のひとつである「レジリエントな防災・ 減災機能の強化」達成の一環として実施された。

NICT、佐藤晋介氏及び気象工学、吉田翔氏には PAWR 神戸及び XRAIN のデータ提供をしていただき感謝いた します.また,データ解析を行った大阪大学、藤田秀平 君に感謝する.

#### 参考文献

 W. Hitschfeld et. al., "Errors Inherent in the Radar Measurement of Rainfall at Attenuating Wavelengths", 1954
 S. Shimamura, et. al., "Probabilistic Attenuation Correction in a Networked Radar Environment," 2016.
 A. Ryzhkov et. al., "Assessment of Rainfall Measurement That Uses Specific Differential Phase", 1996

### マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)の ストリームデータ処理について

\*前坂 剛・木枝 香織・岩波 越 (防災科研), 高橋 暢宏 (名大 ISEE/NICT), 花土 弘・中川 勝広 (NICT), 水谷 文彦 (東芝インフラシステムズ), 牛尾 知雄 (首都大), 長田 昌彦 (埼玉大院・理工)

#### 1. はじめに

「戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)レジリ エントな防災・減災機能の強化」の研究開発課題の1つ である「豪雨・竜巻予測技術の研究開発」の一環として, 降水システムの三次元構造を高速に観測することが可 能な MP-PAWR の開発が情報通信研究機構・首都大学 東京・東芝インフラシステムズ等により進められてい る.本課題では, MP-PAWR の観測データを用いた降水 の短時間予測技術の研究開発を行い,その情報を様々 な利用者に伝達し,どのような利活用が可能であるか の調査を行う.そのためには, MP-PAWR の膨大な三次 元観測データを短時間で解析処理する必要がある.本 発表では MP-PAWR の観測データをリアルタイム処理 するために開発したストリームデータ処理について報 告する.

#### 2. データ通信とデータ量

MP-PAWR は埼玉大学 (埼玉県さいたま市)の建物屋 上に設置され, 観測データは国立情報学研究所が運用 する学術情報ネットワーク(SINET5)を経由して防災科 研まで転送される、観測距離 80 km、仰角数 77、レン ジ分解能150m,1分間で方位角方向に1周する観測モ ード(mode 1)では約 260 MB, 観測距離 60 km, 仰角数 114, レンジ分解能 75 m, 30 秒で方位角方向に 1 周す る観測モード(mode 2)では約 500 MB の観測データが出 力される、通常のレーダではアンテナ1回転分の PPI 観測が終了した後にデータファイルの作成・転送が行 われるが、少しでも早く解析結果をリアルタイムに伝 達するために、観測されたレイデータは直ちに TCP ソ ケット通信により防災科研へ転送される. データ転送 に必要な転送速度は mode 1 で 4.3 MB/sec, mode 2 で 16.6 MB/sec 程度であるが、現在用いている回線では 70 MB/sec 程度の転送速度がでており、安定したデータ 転送が実現されている.

#### 3. ストリームデータ処理

防災科研の Linux サーバで稼働する受信プログラム は、TCP ソケット通信で観測データを受信すると、観 測データを共有メモリ上のリングバッファに格納する. 同サーバで稼働するデータ処理プログラムは最新の観 測データをリングバッファから読み込み、レイデータ 単位でデータの品質管理、比偏波間位相差(KDP)の算出、 レーダ反射因子・反射因子差の減衰補正、電波消散領域 の推定、降雨強度・雨水量の推定等を行う.処理に用い るアルゴリズムは国土交通省 XRAIN とほぼ同等のア ルゴリズムを用いており、処理の高速化のために並列 計算を行っている.データ処理の結果は同様に共有メ モリ上のリングバッファに保存される.

さらに同サーバで稼働する三次元データ作成プログ ラムは、最新の処理済みデータをリングバッファから 読み取り、水平・鉛直解像度 250 m 相当のレーダ反射 因子、反射因子差、偏波間相関係数、比偏波間位相差、 降雨強度、雨水量の三次元データを、mode 1 観測の場 合は 1 分、mode 2 観測の場合は 30 秒毎に出力する.同時に地上降雨強度および鉛直積算雨水量(VIL)の計算を 行い、このデータは VIL を用いたナウキャスト実験に 使用される.以上の処理により、観測後 10 秒程度で三 次元データ(図 1) や地上降雨強度、VIL の提供が可能 となった.

#### 4. まとめ

MP-PAWR の開発により三次元の偏波観測データが 短時間に取得できるようになったが、その特性を生か すためには解析処理も高速化を行う必要があり、観測 データをファイル化せずにメモリ上で処理するストリ ームデータ処理システムを作成した.このシステムに より観測終了後10秒程度で三次元プロダクトやVILプ ロダクトの提供が可能になった.

謝辞:本研究は,総合科学技術・イノベーション会議の SIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエ ントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によっ て実施されました.



図1 2018年4月15日1251 JST に MP-PAWR で観測 されたレーダ反射因子の三次元分布(等値面:18 dBZ, 26 dBZ, 36 dBZ).

# 衛星搭載アクティブセンサによる 雲・降水システムとその粒子構成の海陸特性 \*菊池麻紀(JAXA/EORC),鈴木健太郎(東大/AORI),岡本創(九大/RIAM)

#### 1. 背景

土壌は海水よりも熱容量が小さいため、陸面温度は 海面水温よりも日変動が大きく,これにより,陸は海 よりも大気場が不安定となり、強い上昇流を伴うと推 察されている. さらに, 陸上では雲凝結核となるエア ロゾルが多いため、Twomey 効果により、水雲の粒径が 小さくなり、降雨を抑制し、より多くの雲水が混合相 域に達することが可能になる. 液相の雲が凍結過程を 経て氷雲に変化すると、潜熱が放出されるため、対流 雲の発達を促進する.氷晶核となるエアロゾルも陸上 で多いため、混合相雲に氷晶核が増加すると、やはり 凍結過程により潜熱が放出され、陸上での対流運動を 加速させる.ただし、雲・降水システムに海陸の差を もたらすメカニズムは十分に解明されていない、本研 究では、CloudSat 衛星搭載雲レーダ (CPR) と CALIPSO 衛星搭載ミー散乱ライダ (CALIOP) から,降水雲レジ ームや雲・降水システムを構成する粒子タイプの海陸 特性を観測的に導出した.

#### 2. 手法

本研究では、2007 年 1 月~12 月における CPR と CALIOP の全球観測から巨視的な降水雲システムのレ ジームを識別した.これまで、降水雲レジームは、 TRMM 衛星に搭載されている可視赤外イメージャ (VIRS) と降水レーダ (PR) のそれぞれから得られる 雲頂高度と降水頂高度から識別する手法が開発されて きた (Masunaga et al. 2005; Matsui et al. 2016). 本研究で は、これらの手法を基に、CloudSat・CALIPSO の雲マ スク(Hagihara et al. 2010) と後述する降水粒子タイプ から得られる雲頂高度と降水頂高度情報から、次の降 水雲のレジームを分類した;①Shallow Warm, ②Shallow Cold, ③Mid Warm, ④Mid Cold, ⑤Deep. TRMM 衛星 による従来手法では、雲頂高度はイメージャである VIRS を利用していたのに対し、本研究では、CPR・ CALIOP に応用することで、より直接的に雲頂の推定 が可能となり,課題となっていた多層構造の降水雲を 適切に検知できる点が特徴である. さらに、本研究で 利用した雲・降水粒子タイプ識別には、CPR のレーダ 反射因子と気温および CALIOP の後方散乱係数と偏光 解消度を複合的に用いて,水雲 (warm water, supercooled water),氷雲 (3次元に配向した氷晶 3D-ice,プレート型氷晶 2D-plate),降水 (rain, snow)等の粒子タイプ を推定する手法を利用した (Kikuchi et al. 2017).

#### 3. 結果

図1に5つの降水雲レジームの2007年における年平 均出現頻度を示す. 雲頂・降水頂ともに低い(4km 未 満)Shallow Warm は主に海上で卓越し,特にインド洋 南部,太平洋・大西洋の東部で90%以上の高い雲量と なっている.一方,雲頂高度が高いShallow Cold にな ると,海陸によらず高緯度で卓越した.降水頂高度が 中程度(4km以上7km未満)で雲頂高度が比較的低い (8km 未満)のMid Warmで50%以上の雲量となるの は,主に陸域に集中し,特に中国内陸やオーストラリ ア西部,チリ北部などで発生していた.雲頂・降水頂 ともに高いDeepでは,極端降水量をもたらす地理的分 布(Zipser et al. 2006)と同じ傾向の分布がみられた.

今回の発表では、粒子タイプの鉛直構造の海陸特性 に関する解析結果についても報告する予定である.



図1 2007年における降水雲タイプ毎の年平均雲量

#### 参考文献

- [1] Masunaga et al. 2005, J. Climate, 18, 823-840.
- [2] Matsui et al., 2016, J. Hydrometeor, 17, 1425-1445.
- [3] Hagihara et al. 2010, J. Geophys. Res., 115, D00H33.
- [4] Kikuchi et al. 2017, J. Geophys. Res., 122, 11022-11044.
- [5] Zipser et al. 2006, BAMS, 87, 1057-1072.

ヴェトナム北部における GSMaP 降水量パフォーマンスと鉛直雨量分布との比較 \*野津雅人<sup>1</sup>, 松本淳<sup>1,2</sup>, Long Trinh-Tuan<sup>1</sup>, Thanh Ngo-Duc<sup>3</sup>, Truong Duc-Tri<sup>4</sup> (1: 首都大学東京, 2: 海洋研究開発機構, 3: ハノイ科技大, 4: ヴェトナム天然資源環境省)

#### 1. イントロダクション

ヴェトナム北部のほとんどがその流域に属する Red River は首都ハノイを貫流する重要な河川である. Red River は平野部でデルタを形成し,しばしば洪水を起こ す.またその上流域は複数の山脈が数十 km スケール で走る複雑な地形である.したがって,この地域でのリ アルタイムかつ時空間分解能の高い降水観測は,洪水予 測に決定的な役割を果たす.この地域では数十年後の将 来に時間的な降水分布がより集中し,無降水の長期化や 大雨時の降水量増加が予測されている(Trinh-Tuan et al.,投稿中).このような将来予測の精度向上のために も上記のような観測データは必須である.本研究は上 記条件を満たす有力候補である衛星降水データセット GSMaP の検証を目的として,地上雨量計データとの比 較を行う.

#### 2. データと手法

ヴェトナム気象水文局による現地観測地上雨量計データ(以下,地上雨量), GSMaP RNL version 6 衛星降水 データ(以下,GSMaP)を用いた.地上雨量はヴェトナ ム北部の 6 観測点を用いた.両データの時間解像度は 1 時間,GSMaP の水平解像度は 0.1°である.解析対象期 間は 2010 年の 1 年間である.地上雨量および GSMaP の比較は RMSE,バイアス,予報カテゴリー検証で用い られる POD, FAR の 4 指標を用いた. 0.5 mm h<sup>-1</sup> お よび 3 時間積算雨量 10 mm (以下, 10 mm (3h)<sup>-1</sup>)を 基準雨量とし, RMSE,バイアスは両データのいずれか で基準を超えた場合のみで算出した. POD, FAR の基 準も同じ値を採用した.

#### 3. 結果

地上雨量ピーク時刻前後の GSMaP 降水量分布をみ ると、雨量計位置と GSMaP の水平ピークがずれる不 自然な例が多く見られた. そのため、まず雨量計を含 む 7 × 7 グリッドについて、比較 4 指標が最も高いス キルを示すグリッドを調べた. その結果、最高スキルグ リッドは各観測点・指標・カテゴリーに共通して 7 × 7 グリッドの北東側を中心に散布した. POD, FAR は 0.5 mm h<sup>-1</sup> 以上のカテゴリーで, それぞれ 0.38–0.51, 0.46–0.69, 10 mm (3h)<sup>-1</sup> 以上のカテゴリーでは、それ ぞれ 0.18–0.37, 0.47–0.78 の範囲である. このように、 10 mm (3h)<sup>-1</sup> 以上の降水の再現性はかなり低い.

#### 4. まとめと今後

現状の GSMaP の最高分解能である 0.1°, 1 時間で の降水再現は実用性を欠くものと言わざるを得ない. 今 Sin Ho (22.37°N, 103.23°E) 100512 07LT 100512 07LT 100512 07LT 100801 02LT 100801 02LT 100801 02LT 0 20 40 60 80 Precipitation [mm hr<sup>-1</sup>]

TRMM2A25 vertical rain profiles

図 1: 地上雨量計で 20 mm / 3 hr を超える雨が観測された 際に TRMM 衛星が近くを通ったケースでの, TRMM 2A25 雨量鉛直分布. 雨量計の周囲 0.3°× 0.3°の範囲内のすべての ビームについての各高度ごとの統計値を示す. 破線, 太実線が それぞれ最大値と平均値, 細い実線が平均値 ± 1 標準偏差の 値を示す. (上) 5 月 12 日 7 時の Sin Ho 付近, (下) 8 月 1 日 2 時の Bac Quang 付近. 時刻は現地時刻.

後の研究では時空間幅をより大きく設定し, 実用的に堪 える時空間分解能を探る必要がある.

GSMaP は従前の研究で指摘されたように過小バイア スを示した.1年間・6地点の地上雨量データでの補足 チャンスは非常に小さいが,TRMM 2A25 データによ る過小バイアスと雲頂分布との関係を示すことを計画 している.典型的な例として,GSMaP と地上雨量の3 時間降水量の比が0.04(図1上),1.27(図1下)であっ たケースを示す.前者は後者に比べて雨量がより地表 付近に集中した.これは,雲頂高度が低くても豪雨をも たらす地形性豪雨で衛星降水量が過小評価を示す(e.g. Kubota et al. 2009) 典型的な例である.鉛直降水分布 が得られる事例を増やし統計的な解析を行いたい.その ために,より多数地点・長期間のデータが得られる日雨 量データと GSMaP の日内降水時間分布を組み合わせ た解析を行うつもりである.

謝辞 本研究は, JAXA 第 8 次降水観測ミッションの 支援のもとで行われた. GSMaP データは JST-CREST の支援の GSMaP プロジェクトのもとで JAXA/EORC により制作・提供されたものである.

### GPM/DPR アルゴリズムで推定された雨滴粒径分布パラメータの事例検証

\*瀬戸心太・Panya Na Chiangmai (長崎大学)

#### はじめに

GPM 主衛星に搭載された二周波降水レーダ(DPR) は、KuPRとKaPR の2つのレーダから構成される。降水 強度等の推定アルゴリズムには、一方のレーダのみを使 う一周波アルゴリズムと、両方のレーダを使う二周波アル ゴリズムがあり、総称が DPR アルゴリズムである。DPR ア ルゴリズムでは、降水強度 R(mm/h)と質量重み付き平均 粒径  $D_m(mm)$ の関係式として  $R-D_m$ 関係を、  $R=0.401e^{4.649}D_m^{6.131}$ (層状性)、 $R=1.370e^{4.258}D_m^{5.420}$ (対流性) と設定している。 $\varepsilon$ の事前確率分布は、対数正規分布に 従うと仮定する。

ー周波アルゴリズムでは、表面参照法を用いて&を観 測ピクセルごとに修正するが、弱い雨については、ほと んど修正できず、&の最尤値がそのまま使われる。一方、 二周波アルゴリズムでは、二周波のレーダ反射因子から、 &の修正を行うため、弱い雨でも修正が可能である。各ア ルゴリズムから推定された&について、長崎大学文教キャ ンパス(32.8N,129.9E)に設置したディスドロメータ RD-80 による雨滴粒径分布観測を用いて検証した。

#### 対象事例

2017年において、長崎大学上空をDPR(二周波観測 が可能な narrow swath)が観測し、一定の降水があった4 事例を選択した(表-1)。事例①~③については、KuPR アルゴリズム・二周波アルゴリズムともに層状性と判定し、 事例④については、両アルゴリズムともに対流性と判定 した。雨滴粒径分布から*e*の計算をする際には、アルゴリ ズムの判定した降水タイプの*R-D*m関係式を用いた。

表-2に、4つの事例における*ε*, *R*, *D*<sub>m</sub>を示す。アルゴ リズムにおける*R* および*D*<sub>m</sub>は高度約2kmでの推定値で ある。雨滴が地上に落下するまでの時間も考慮して、雨 滴粒径分布については、DPR の観測と同時刻、10分後、 観測から10分間の平均を示す。事例①および④につい ては、二周波アルゴリズムの*ε*が雨滴粒径分布の観測結 果に近いが、事例③については KuPR アルゴリズムの*ε* の方が観測結果に近い。事例②については、両アルゴリ ズムの*ε*の差が大きく、観測結果はその中間付近である。 *s*は減衰補正にも影響するため、*R*の値でみると、二周波 アルゴリズムの方が観測結果に近い。

表-1 選択したマッチアップ事例の観測日時(日本時 問)、軌道・スキャン・アングルビン乗号

间に、戦迫・スイヤン・ノングルビン番号						
	日付	時刻	Orbit#	Scan#	Angle#	
1	05/08	23:42	18139	5146	26	
2	07/04	07:13	19015	5146	26	
3	08/21	17:03	19768	5142	20	
4	10/16	15:00	20638	2783	17	

**表-2** マッチアップ事例における*ɛ*, *R*, *D*<sub>m</sub>の推定結 果と観測結果の比較(*R*, *D*<sub>m</sub>の推定は 2km 高度、*R*の

単位は mm/h、 D<sub>m</sub>の単位は mm)

		アルゴリズム		ディスドロメータ		
		KuPR	二周波	同時	10分	平均
	ε	0.98	0.92	0.74	0.97	0.75
1	R	1.06	0.97	0.19	0.04	0.27
	$D_{\rm m}$	1.19	1.23	1.11	0.71	1.16
2	ε	0.72	1.28	1.05	0.94	1.06
	R	4.63	13.78	20.24	14.62	17.86
	$D_{\rm m}$	1.91	1.48	1.82	1.89	1.78
	ε	0.79	0.91	0.76	0.83	0.80
3	R	2.56	3.26	1.87	1.71	2.79
	$D_{\rm m}$	1.62	1.51	1.59	1.46	1.62
4	ε	0.88	1.01	1.17	1.10	1.00
	R	0.66	0.78	0.38	0.50	0.71
	$D_{\rm m}$	0.97	0.90	0.70	0.77	0.88

#### 課題

今回の検証結果からは、必ずしも、二周波アルゴリズ ムの方が*e*の推定に適しているとは結論できない。事前 確率分布における*e*の最尤値、*e*の修正における KaPR の レーダ反射因子の利用、*e*の鉛直変化など、アルゴリズム の改良が引き続き必要である。

謝辞:本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)および JAXA/PMM/RA7の成果の一部である。

### 地球照分光観測による地球放射フラックスのモニタリング \*須藤佑実,鈴木秀彦(明治大学理工学研究科)

地球照とは、新月の前後に月の日陰面が地球からの 放射によりうっすらと照らされる現象のことである。 この現象は、地球で反射された太陽光が月面で反射さ れることによりおこる。したがって、月面の反射率(ア ルベド)、太陽放射フラックス、月から見た地球の日照 部分のジオメトリが既知であれば、地球照の地上分光 観測結果から地球の平均アルベドを推定することがで きる。地球照自体は肉眼でも見える他、近年普及して いるデジタルカメラで誰でも容易に撮像できる現象で あるため、地上からの地球照観測による地球放射フラ ックスの変動モニタリング手法を確立することで、世 界中の多くの人がスマートフォンやデジタルカメラで 気軽に地球放射フラックスをモニタリングすることが 可能になり、将来、市民参加型の地球環境モニタリン グキャンペーンへ発展させることができる可能性もあ る。地球照観測による地球アルベドのモニタリングの 先行研究[1]によれば 1984 年から 2001 年にかけて地球 アルベドが弱まり、2001年から2003年の間にはこの傾 向が逆転したことが報告されている。その原因のひと つとして考えられたのが、地球を覆う雲量の変動であ る。地球アルベドの変動は、地球へ入力されるエネル ギー総量を直接変化させるため、グローバルな環境変 動を引き起こす要因として、温室効果ガスの増加など の内的要因と並び重要である。

そこで本研究では、地球アルベド変動に比例してい る地球照フラックスの変動に着目し、2017年1月より 地球照の地上分光観測による地球放射フラックスのモ ニタリングを開始した。この観測のために開発した地 球照観測用の分光装置は、任意の天体望遠鏡と接続が 可能であり、視野確認用のCCDカメラと回折格子分光 器で構成されている。本装置ではイメージ情報と分光 情報を同時に取得でき、月面イメージ中の任意の領域 からのスペクトルを取得することが可能である。さら に分光装置に対しては、国立極地研究所の積分球標準 光源システムを用いた波長感度較正を実施した。

これまで、2017年1月から2018年6月までに神奈川 県川崎市、山梨県北杜市において地球照観測を計20晩 (上弦期12晩、下弦期8晩)実施した。地球照スペク トルは、上述の感度較正データにより絶対輝度に変換

され、大気減光による補正を経たのち、既知の月面ア ルベドで除することで、月面における地球日照面から の照度に換算した。この照度は地球日照面が月面を照 らす強度に相当するため、この値の変動をモニターす る事で地球反射光(地球放射)フラックスの変動を知 ることができる。実際には地球には様々な反射特性を もつ表面が混在しており、地表面における太陽天頂角 と月天頂角および太陽―地表面―月がなす角(位相角) により地表面の反射特性は大きく変化する[2]。そのた め、地球照フラックスは月から見た地球の日照面にお ける地表面の反射特性によっても大きく変動する。し たがって、地球照フラックスに見られる変動には、雲 量や雪面の増減によって引き起こされる変動と、地表 面反射特性による見かけの変動が含まれる。そこで、 本研究では地表面の反射特性[2]を考慮した地球照フラ ックスのシミュレーションを行い、観測値との比較を 行った。本講演ではこれまでに観測された地球照フラ ックスの時間変動の要因について、シミュレーション との比較に基づいて考察した結果を報告する。 また、現在、上述の分光観測とは別に、将来の市民科 学へ繋げる可能性を探るため、地球照フラックスを一 般デジタルカメラによって得られる画像データから導 出方法を開発中である。本講演では、この画像処理手

参考文献

ついても報告する。

[1] E. Palle et al., 2004, Science, 304, 1299-1301

順とこれにより得られた地球照フラックスの推定値に

[2] V. Taylor et al., 1984, JGR, 89, 4987-4996

# Himawari-8/AHI を用いた雲の光学的厚さと雲頂高度の簡易型 導出手法の開発

\* 酒井 省吾, 岩渕 弘信(東北大院理)

#### 1 はじめに

静止気象衛星ひまわり8号に搭載されているAdvanced Himawari Imager (AHI)は、広域において空間 解像度2km、時間解像度10分と非常に高い解像度を持 つ。この高解像度のAHIから雲特性を求めることで雲 の時空間的変化をより詳しく捉えることができる。その ため、AHIから雲の光学的厚さおよび雲頂高度を求め るアルゴリズム (Simplified Cloud Retrieval, SCR)の 開発を行なっている。SCR は経験的に雲特性を求める 簡易型アルゴリズムで高速計算が可能である。当日は SCRのアルゴリズムの概要と、ICAS(Iwabuchi et al. 2016)の雲物理を考慮したアルゴリズム (Physic-based Cloud Retrieval, PCR)による結果と比較検証を行う。

### 2 データ、手法

入力データとして、AHI のバンド 13、15 の輝度温度、 地表面温度、水蒸気量、晴天を仮定したバンド 13、15 の 輝度温度を使用する。晴天を仮定した輝度温度は、地表 面温度と射出率、水蒸気、二酸化炭素、オゾンの鉛直分 布を考慮し放射伝達方程式を解くことで求める。

ICAS のフォワードモデルは、雲の特性 (雲頂気圧、 光学的厚さ、有効半径、雲相など)を入力として AHI 赤 外バンドの輝度温度を出力する。このモデルを用いて雲 の光学的厚さを変え計算すると、バンド 13 の輝度温度



図 1 雲頂気圧を 150hPa に固定し、光学的厚さを 0-10 としたときのバンド 13 の輝度温度、バンド 13、15 の輝度温度差の関係

とバンド 13、15の輝度温度差の関係は図1のような曲線で描ける。これは、バンド 13、15では水の吸光係数が 異なることによる。この曲線の両端はそれぞれ晴天(光 学的厚さが 0)と雲頂付近に相当している。また、雲頂が 高いほどバンド 13の輝度温度は低くバンド 13、15の輝 度温度差は大きくなり曲線は相似的に大きくなる。SCR ではこの曲線の特性を利用して、雲頂気圧、光学的厚さ、 水蒸気量、地表面温度など様々な条件でモデル計算を行 い、曲線を近似式等を用いて経験的に定式化する。そこ に入力データを代入することで雲の光学的厚さ、雲頂高 度を求める。定式化の詳細については当日の発表で説明 する。

#### 3 結果と今後の課題

SCR では雲相を仮定し水雲、氷雲それぞれの雲特性 を求める。図2は、PCR で水雲と判定されたピクセル に関する雲頂温度の比較結果を示している。水雲に関し ては SCR と PCR では近い雲頂温度が得られた。また、 ここでは示していないが氷雲に関して PCR に比べて、 SCR の雲頂温度の過大評価が見られた。今後の課題と して、SCR における雲相判定や過大評価部分を含む問 題点の修正、誤差評価、詳細な検証を行う。



図 2 2016 年 1 月 1 日 00:00 の 90°-160° E、15° N-15° S おける SCR と PCR との雲の雲頂高度の比較。

#### 4 参考文献

1. Iwabuchi et al.2016, Prog. Earth. Planet. Sci. 3.1 32.

# d4PDF における夏季アジアモンスーン降水量の将来変化

\*神澤 望<sup>1</sup>·高橋 洋<sup>1,2</sup>

1: 首都大学東京大学院 都市環境科学研究科, 2: 海洋研究開発機構 (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

夏季アジアモンスーン (ASM) における季節降水 量は地域の重要な水資源であり,その年々変動は洪 水や干ばつなどの災害をもたらすことから,将来温 暖化によるその長期変化への理解が求められる.季 節降水量の年々変動は激化すると予測されている [1]が,その要因として大気中の飽和水蒸寮の増加や 循環場の長期変化など複数の因子が考えられる.そ の一つとして全球規模で年々変動スケールに影響を 及ぼす ENSO が考えられるが,その長期変化は気候 モデル間でばらつきがあるので不確実性を有する [2].また,海面水温 (SST)の長期変化に関しても 気候モデル間でばらつきがあるので,予測結果が SST の分布の違いから来るものなのか,判断し づらい.

本研究では、単一気候モデルによる大規模アンサ ンブル実験結果である d4PDF における ASM の将来 変化を調べた.また、複数の SST 将来変化の空間パ ターンを用いたアンサンブル実験結果をパターンご とに解析することで、SST の分布の違いが ASM 降 水量の将来変化に与える影響も調べた.

#### 2. 使用データ

本研究では、高解像度大気モデルを使用した高精 度モデル実験出力データ d4PDF を使用した。d4PDF は水平解像度約 60km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2[3]を用いたデータセットであり、本 研究では過去実験の 100 メンバー、4℃上昇実験の 90 メンバー(SST 空間パターン6種類 x15 メンバー) を降水量と 850hPa 循環場について解析した.月平均 値から 6-8 月平均 (JJA)を算出している. 観測デー タに関しては降水量は GPCP[4],循環場は JRA55[5] を用いた.

#### 3. 解析結果

気候値の長期変化に関しては、過去実験・4K 実 験それぞれの全アンサンブル平均で見ると、将来モ ンスーントラフで降水量の減少が予測されていた. この結果は CMIP5 マルチモデル平均の予測(i.e.,モ ンスーントラフを中心に増加傾向)とは一致しなか った. SST パターン別に確認するとこの結果は気候 モデル MIROC5 の予測に基づく SST 空間パターン (MI パターン)の結果が強く反映されていた.

MI パターンが他の 5 パターンと逆符号の強いシ グナルを予測する傾向は,インドシナ半島の降水量 の年々変動の空間パターンに関しても確認できた. インドシナ半島に関して[wet年-dry年]のコンポジッ ト解析を行うと、全ての SST パターンで観測と同じ ようにモンスーントラフ沿いに降水量の正偏差のシ グナルが現れたが,wet/dry 年それぞれの長期変化を 調べると MI パターンはモンスーントラフ沿いに他 のパターンと逆符号のシグナルが現れることを予測 した.

今後はSST パターン間の年々変動の空間パターン や将来変化予測のばらつきにも着目し,SST の長期 変化の影響を受けやすい・受けにくい地域を調べる 予定である.

参考文献

- Turner, A. G., and H. Annamalai, 2012, *Nat. Climate Change*, 2, 587-595.
- [2] Cai, W., et al., 2015, Nat. Climate Change, 5, 849-859.
- [3] Mizuta, R., et al., 2012, J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 233-258.
- [4] Adler, R. F., et al., 2003, J. Hydrometeor., 4, 1147-1167.
- [5] Kobayashi, S., et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.

<謝辞>本研究は JAXA-PMM8 (#309) のサポートを 受けて実施された.

### ソマリジェットが及ぼす南半球から北半球への遠隔影響

杉原直樹\*、立花義裕(三重大院生物資源)

#### 1. 序論

熱帯域の対流圏下層では貿易風が卓越している がソマリア沖でのみ南北に風が卓越している. この風はソマリジェット(SMJ)と呼ばれる.

SMJ はインド周辺やアジア各地の降水や大気 循環などに影響がある(Wang et al., 2003).ま た,前冬の南極振動(AAO)が正の時 SMJ が強 化されるという研究もある(Shi et al., 2015).さら に SMJ を強化するのに重要な役割を担うであろ うインド洋南部のマスカリン高気圧(MH)は AAO によって強められることも知られており

(Gao et al., 2013), SMJ は南半球の中高緯度の 大規模な場とのつながりが深い.しかし, SMJ は赤道をまたいで顕著に吹くことから,南半球 と北半球をつなぐ大きな役割を果たしていると 予想されるが,南北半球の両方の関係を考察し た研究は少なく対流圏下層の SMJ に言及した研 究例は存在しない.

そこで本研究では赤道をまたいで吹き,AAOや 南半球中高緯度の影響を受ける SMJ が北半球へ 及ぼす影響を考察し,SMJ が南半球中高緯度と北 半球をつなぐ重要な現象かを検討する.

#### 2. 使用データと解析手法

本研究では気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55 を使用した. SMJ が顕著に発達する, 6 月の月 平均データを 1958 年から 2016 年までの 59 年分 使用した.本研究で使用する SMJ の指標は (Wang et al., 2003)をもとに,850hPa 面の絶対風速を領 域平均して求め,それを標準化し SMJ インデック スとした.その後,インデックスを大気場に回帰 計算を行った.熱帯域の影響を除くためインデッ クスは ENSO の変動を除いた残差インデックスに している。また、インドモンスーンによる SMJ の 強化の影響は本研究では望ましくない.そのため 海陸の熱コントラストによって定めたインドモ ンスーンインデックスを作成し,SMJ インデクス からインドモンスーンの変動の残差をとった.

#### 3. 再解析結果

#### 3-1. 南極振動とマスカリン高気圧

SMJを強める条件としてマダガスカル付近の MH とアラビア海の低気圧との気圧傾度が大きいこ とが知られている.そこで初めに,MHを強める 場を見るために前章で作成した指標と,ジオポテ ンシャル高度との回帰計算を施し,南極中心の図 を描いた.結果,AAO が正のパターンと MH 偏 差がみられた.SMJ は AAO とは 0.28, MH は 0.34 の相関があり,どちらも有意水準 95%以上の相関 があり関係性があることが分かった。AAO によっ て MH が強められるのは知られている (Gao et al., 2013).その MH は SMJ インデックスを風に回帰 した場を見ると押し出すような形で SMJ を強化 していることが考えられる.

#### 3-2. インド周辺の降水との関係

850hPa 面のジオポテンシャル高度と SMJ との回

帰図では低気圧偏差がインド周辺で見られ,降水 量との回帰では低気圧偏差と降水量偏差が一致 していた。この降水により凝結熱が増加し,熱源 となるため300hPa面では高気圧偏差がみられた.

#### 3-3. 北半球亜熱帯ジェットへの影響

SMJ インデックスを波活動度フラックス (Takaya and Nakamura 2001)に回帰した.波活動 度フラックスの結果より,対流活動による高気圧 偏差から日本の北付近の高気圧偏差まで波が伝 播していることが確認された(図1).また,この 高気圧から日本へ北寄りの風をもたらし,日本に 冷夏をもたらす可能性も示唆される.

#### 4. 線形傾圧モデル(LBM)実験

LBM (Watanabe and Kimoto 2003)線形傾圧モデ ルを使い、これらの現象の因果関係を考察した. MH 偏差の場に渦度強制を、降水個所に熱源を置 いた.結果、MH は SMJ を強め降水の熱源は日本 付近まで高気圧偏差を伝えた(図 2).

#### 5. まとめ

結果から、AAOと南半球の中高緯度の大気場か らソマリジェットを介しての北半球への影響の 可能性を示した.このことから SMJ は AAO の影 響を北半球に伝える重要な現象であることが示 唆された.



図5 6月の300hPa面ジオポテンシャル高度とソマリジェッ トインデックスとの回帰 線:ジオポテンシャル高度回帰係数(m)色:有意水準90% 以上 矢印:波活動度フラックス(10<sup>-6</sup>m<sup>2</sup>・s<sup>2</sup>)



図 2 .LBM 実験  $(1 \sim i^2 n^{-1} n^{-1$ 

# インドシナ半島における 長寿命台風をもたらす気象場の抽出

\*織茂奈津美 (東京工業大学 土木環境工学系),鼎信次郎 (東京工業大学),

#### 1. はじめに

インドシナ半島には数年に一度,「長寿命台風」と呼 ばれる衰退の遅い台風が上陸し広範な災害を引き起こ すため,衰退が遅れるメカニズムの解明が求められる. Sugino and Satomura [1]は,インドシナ半島に上陸した 長寿命台風 2 ケースを対象とした解析から,半島上に 存在した豊富な水蒸気場の影響を受けて衰退が遅くな った可能性を示した.しかしながら,2ケースかつ1変 数(水蒸気)のみの議論に限られている.

そこで本研究では、台風事例数を増やし、水蒸気だけ でなく複数の物理変数(水蒸気、風速、気圧)を対象と して、長寿命台風の要因となる物理変数とその空間分 布の抽出を行うことを目的とする.

#### 2. 手法

1958 年から 2016 年における各 6 月~11 月にインド シナ半島へ上陸した台風について, Sugino and Satomura [1]の手法を応用し,台風寿命の分類と長寿命台風の抽 出を行った.台風寿命の分類には,上陸時台風強度から 計算される台風寿命の理論値に対する,実際の台風寿 命の比率として定義する「補正値」を用いて行った.更 に,Self-organizing maps (SOM)[2]を用い,複数の物理変 数(海面更正気圧,水蒸気フラックス)について,イン ドシナ半島周辺の気象場を分類し,台風寿命による台 風上陸時の気象場の違いを分析した.

#### 3. 結果と考察

対象期間において抽出された台風は 108 個で,約 40%が長寿命台風である.図1は北緯 17.5 度以南に上陸した台風を対象に,SOMを用いて台風上陸時気象場 を分類し,台風寿命分類ごとの頻度を調べた結果であ る.これらの内,右上9個のノードには,上陸する全 43個の台風のうち 30個(約70%)が含まれており,台 風上陸時には特有の気象場が存在する可能性がある. 北緯 17.5 度以南に上陸する台風のうち約28%を占め

<b>X</b> (Chiefe) /	
データ	使用内容
GADM	陸海判定
気象庁ベストトラック, 700hPa 相対渦度 (JRA55)	台風経路
海面更正気圧,水蒸気フラックス (JRA55)	SOM

表1 使用したデータ



図1 SOM を用いたインドシナ半島南に上陸する台風の上陸時 気象場の分類.25 個の図は各ノードに対応する.棒グラフは、各 ノードに配属された台風について台風寿命分類ごとに頻度を調べ た結果である.凡例は補正値を用いた台風寿命分類に対応する.補 正値1以上を長寿命台風、補正値1.5 以上を超長寿命台風とする.

る補正値1.5以上の超長寿命台風に注目すると、これら が配属されたノードは6つのみ(ノード1,13,18,19, 22,25)であり、各ノード中の超長寿命台風の占める割 合は平均して約71%である.これは、上陸台風の中で 超長寿命台風の占める割合である28%よりも非常に大 きい値である.また特に5つのノードは距離の近いノ ードであり、似た特徴をもつノードであると推測され る.これらは、超長寿命台風がより特定の気象場で引き 起こされる可能性があることを示唆している.

#### 4. 結論

本研究では、インドシナ半島に上陸する長寿命台風 に特有な気象場の存在を検証するために、インドシナ 半島周辺の海面更正気圧場と水蒸気フラックス場を対 象に、SOMを用いて台風上陸時気象場の分類を行った. その結果、長寿命台風は特定のノード群に配属され、似 通った気象場で引き起こされる可能性が示唆された. 参考文献

- Sugino, M. Satomura, T., 2010, Journal of Research in Engineering and Technology, 97-104.
- [2] Kohonen, T., 1998, Neurocomputing, 21(1-3), 1-6.

北西太平洋における弱い熱帯擾乱を含めた熱帯低気圧の将来変化 松浦 果菜 (首都大院都市環境), 高橋 洋 (首都大・JAMSTEC),

#### 1. はじめに

熱帯低気圧(特に台風)の将来予測は、力学的な気 候モデル実験に基づいて、温暖化により熱帯低気圧の 数が減ること、熱帯低気圧の平均的な強さが強まるこ とが知られており、定性的には多くのモデルで共通の 結果が得られている(Knutson. el. al. 2010a, b).しか しながら定量的にどの程度数が減りどの程度強くなる かという点ではモデル間の差が大きい.地域的な熱帯 低気圧の活動の変化については、モデル実験間の差は さらに大きく、予測される将来変化の符号さえも不確 実である.過去の研究は、台風などの強い熱帯低気圧 を主な対象にしており、弱い熱帯低気圧を含めた研究 は少ない.

そこで本研究は CMIP5 の実験結果を解析して, 地球 温暖化による将来の熱帯低気圧の傾向について弱い熱 帯擾乱も考慮して調べる.

#### 2. データと解析方法

本研究では,第5期結合モデル相互比較計画 (CMIP5)の結果を解析した.MRI-CGCM3, MPI-ESM-MR, MIROC5の3つのモデルのhistorical run (1979-2005), RCP4.5 (2006-2100)の 850hPa の東西風と南北風を用いた.モデルの再現性を比較す るために,JRA-55 (気象庁 55 年長期再解析)データ (解像度 1.25°×1.25°)を使用した.解析期間は, 1979-2003年の平均値を現在値,2075-2099年の平均 値を将来値とした.熱帯低気圧の活動が活発な 6~10 月 (JJASO)を対象とし,6-8月 (JJA)と9-10月 (SO) に分けた.

ACE (Accumulated Cyclone Energy) を参考にして弱 い熱帯擾乱を含む熱帯低気圧の活動度を表す指標とし て PKE (Perturbation Kinetic Energy: 擾乱運動エネル ギー)を使用した. PKE は次のように定義した.

$$PKE = \sqrt{u'^2 + v'^2}$$
 (1)

ここで、 $u' = u \cdot \bar{u}, v' = v \cdot \bar{v}$ で、 $\bar{u}$ ( $\bar{v}$ ) はu(v) の 21 日移動平均とした.

#### 3. 結果

3 つのモデルについて, 帯状平均した PKE の将来変 化は, 赤道~20°N にかけて増加していることが共通し て確認できた. その上で, 3 つのモデルの PKE の現在 値と将来値を北西太平洋(80°E-180°E・20°S-30° N)において領域平均し,比較した. その結果, MRI-CGCM3, MPI-ESM-MR (JJA) は増加, MPI-ESM-MR (SO), MIROC5 は減少していた. 北西 太平洋の PKE の将来変化は各モデルでかなり違ってお り, 共通の結果は得られなかった.

今後は,使用するモデルの数を増やした上で,弱い 熱帯擾乱を含めた熱帯低気圧の強度や頻度の変化につ いて解析を行う.さらに降水量変化との対応も議論す る.



図 1: MRI-CGCM3 の JJA における PKE の現在値に対 する将来値の変化を百分率で表示したもの.

#### 参考文献

- [1] Knutson, T., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava, and M. Sugi. 2010a: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, 3, 157-163
- [2] Knutson, T., C. Landses, and K. Emanuel. 2010b: Tropical cyclones and climate change: A review. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, J. C. L. Chan and J. D. Kepert, Eds., World Scientific, 243-284

#### (謝辞)

本研究は JAXA-PMM-RA(PMM-#309)の支援を受け ています.

### 大規模アンサンブル実験による熱帯低気圧の将来変化のシナリオ依存性

吉田 康平<sup>1</sup>, 杉 正人<sup>1</sup>, 水田 亮<sup>1</sup>, 藤田 実季子<sup>2</sup>, 村上 裕之<sup>3,1</sup>, 石井 正好<sup>1</sup> 1: 気象研究所. 2: JAMSTEC. 3: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

#### 1. 序論

地球温暖化が熱帯低気圧活動に与える影響について は科学的な関心はもとより、その人間社会への影響の 大きさから社会的関心も高い。Yoshida et al. (GRL, 2017)では高解像度大規模アンサンブル実験データセ ット d4PDF を用いて、全球地表気温が4℃上昇する将 来気候予測において、熱帯低気圧が地球全体で3割程 度減少すること、日本の南からメキシコの西などにか けて Saffir Simpson hurricane scale カテゴリー4.5

(最大地表風速 Vsfc≥59 m/s) に相当する熱帯低気圧 の存在頻度が増加する可能性が高いことが示された。 これらの変化は先行研究と概ね整合的であったが、地 球全体でカテゴリー4,5 の熱帯低気圧の数が減少する という結果は先行研究(例えば Knutson et al., JC, 2015)と異なるものであった。気候モデルの違いの影 響が考えられる一方で、d4PDFの将来予測は先行研究 より温暖化のレベルが高く、温暖化シナリオの違いが 先行研究との違いに影響していることが考えられる。 そこで本研究では、d4PDFの複数の温暖化シナリオ実 験を用いて、熱帯低気圧の将来変化の温暖化シナリオ 依存性の評価を行うことを目的とする。

#### 2. 実験設定と使用データ

d4PDFで使用したモデルは気象研究所60km格子全 球大気モデル MRI-AGCM3.2Hである。過去実験 (1951-2010年)については、海面水温データに COBE-SST2 (Hirahara et al., JC, 2014)をベースに時 空間的に摂動を加えた 100 メンバーアンサンブルを行 った。また過去実験の海面水温等から温暖化シグナル を除去した非温暖化実験も行っている。将来実験につ いては、全球平均地表気温が産業革命前気候から約4℃ と2℃上昇している4℃昇温実験と2℃昇温実験がある。 それぞれ6種の大気海洋結合モデルの海面水温上昇を 過去実験の温暖化シグナルを除去した海面水温に与え、 それぞれ54、90 メンバーアンサンブルを行っている。 モデル出力からの熱帯低気圧の抽出は Murakami et al (CD, 2012)の手法を用いた。最大地表風速のバイアス補 正に Sugi et al. (CD, 2016)

#### <u>3. 結果</u>

平均の熱帯低気圧発生数は非温暖化で15%の増加、 2℃昇温、4℃昇温でそれぞれ・14%と・33%と減少した。 ピーク時の最大地表風速は、非温暖化で+2%、2℃昇温 で+3%、4℃昇温で+9%となった。カテゴリー4,5の熱 帯低気圧の数は非温暖化実験で26%の増加、2℃昇温で 4%の減少、4℃昇温で13%の減少となった。ただしカ テゴリー5(Vste≥70 m/s)に限定すると、非温暖化、2℃ 昇温、4℃昇温でそれぞれ、+29%、+9%、変化なしと なり、温暖化とともに強い熱帯低気圧の数が単調増加 あるいは減少するとは限らないことを示唆する結果を 得た。領域別の存在頻度の変化(図)は、4℃昇温実験 で見られた日本の南からメキシコの西にかけてのカテ ゴリー4,5の存在頻度は2℃昇温でも有意に増加する領 域があるものの値は小さくなっていることがわかる。

謝辞:本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が 実施する「地球シミュレータ特別推進課題」の一つと して実施し、文部科学省の統合的気候モデル高度化研 究プログラムならびに気候変動適応技術社会実装プロ グラム、地球情報統融合プログラムの協力を得た。



図. カテゴリー4,5の熱帯低気圧の10年あたりの存在 頻度の過去実験との差。陰影は95%有意な領域。

### 2℃安定化シナリオと1.5℃オーバーシュートシナリオ

<sup>\*</sup>立入 郁<sup>1</sup>, Diego Silva Herran<sup>2</sup>

1海洋研究開発機構、2地球環境戦略研究機関

#### はじめに

2015年12月に採択された「パリ協定」では、産業革命前と比較して気温上昇を2℃より十分低く抑えるとともに、1.5℃目標の可能性を検討する、と決められた(UNFCCC)。これに対応し、IPCCでは1.5℃に関する特別報告書の出版準備が進んでいる。

2℃ではなく1.5℃を目指すべきか、を検討するため には、両者を達成した際の気候システムの応答の違い を明らかにし、その大きさとコストの違いに鑑みて、 判断する必要がある。

本研究では、2℃安定化を目指す場合と、オーバーシ ユートさせて 1.5℃に安定化する場合との気候システ ムの応答の違いについて比較する。

#### 手法

まず、社会経済モデル (GCAM-SOUSEI:GCAM をアレンジ したもの) で排出シナリオ・土地利用シナリオを作成 し、これを地球システムモデル (MIROC-ESM) に入力し た。出力比較にあたっては、特に1.5℃か2℃か、を論 じる際にしばしば比較される変数に注目した。

#### 結果

図1は、1.5度と2度のシナリオに対する全球平均気 温上昇の時系列を示す。両シナリオが分かれる2050年 以後、2℃シナリオの気温はしばらくの間、2.1℃(産 業革命前から。以降同じ)にとどまり、2250年までは 約2℃までゆっくりと減少した。一方、1.5のシナリオ では、1.7℃に達した後23世紀には1.5℃近くに達し た。

図2は海氷の密度を示す。1.5℃シナリオでは、年間 最小値は2100年以降に回復の兆しを示したが、2℃シ ナリオではみられなかった。平均値にも、2100年以降、 両シナリオの間に違いがみられた。

次に、太平洋島嶼地域(150E-165W、23S-0)の海面 上昇(SLR)を調べた(図省略)。ここでは、熱膨張お よび局所性(局所値と全球平均値の差)のみに注目し た。熱膨張は、体積の変化、密度の逆数を積分するこ とによって計算される。温度と塩分に依存する海水の 密度は、UNESCO(1981)の状態方程式から計算した。 温度がオーバーシュートすると、局所値と全球平均 SLR の差は温度変化に追随するが、それはより重要な成分 である熱膨張にはあてはまらなかった。シナリオの違 いは2100年では小さいが、徐々に拡大する。2100年、 2200年時点では両シナリオの差は1.5cmと5.7cmであ った。



生態系への影響としては、サンゴの白化に対する影響を調べた。指標としては Donner (2009) および Frieler ら (2012) の方法と同様の Degree Heating Months (DHM、単位:  $\mathbb{C} \cdot \mathbb{P}$ ) 」を用いた。DHM 値は、 基準期間の最大月間気温 (MMM) の平均値を上回る累積 (4か月間)海面温度である。 $\geq 1$  ( $\mathbb{C} \cdot \mathbb{P}$ ) の累積 DHM は白化開始の兆候であり、 $\geq 2$  ( $\mathbb{C} \cdot \mathbb{P}$ ) は重度のサン ゴ白化につながる熱ストレスがあることを示す。この ように評価した結果、2091-2110 時点で、2 つのシナリ オの間の差異は無視できないものであった(図省略)。

#### 引用文献

- UNFCCC (2015) Adoption of the Paris Agreement, Proposal by the President (1/CP21), in: UNFCCC (Ed.). United Nations Office, Geneva, Switzerland, pp. 1-16.
- [2] Donner SD (2009) Coping with commitment: Projected thermal stress on coral reefs under different future scenarios. PLoS ONE 4:e5712.
- [3] Frieler K, Meinshausen M, Golly A et al (2013) Limiting global warming to 2°C is unlikely to save most coral reefs. Nat Clim Change 3:165-170.
- [4] UNESCO (1981) Background papers and supporting data on International Equation of State of Seawater 1980. UNESCO technical papers in marine science 38.

### アラビア半島における降雨の空間的特徴 \*山本園実, 広瀬正史 (名城大学)

#### 1. はじめに

乾燥域での降雨分布に関する研究の事例は少ないが, 貴重な水資源の確保のため,降雨の実態を知ることは 重要である.本研究では,砂漠気候が卓越するアラビ ア半島周辺の降雨に着目した.周辺の山脈や乾燥域で は地上での観測数密度が小さく,測器による地上観測 は蒸発の影響を受けるため,地表付近のデータには不 確実性がある.そこで,今回は長期間蓄積された熱帯 降雨観測衛星搭載降雨レーダ(TRM PR)のデータを使 用した.1km 規模の地形との対応,降水システムとい う構成要素に基づく降雨の実態を調査する.

#### 2. データ・手法

TRMM PR 2A25 v.7 による 16 年分 (1998-2013) の降 水量データ (Hirose and Okada 2018, Hirose et al. 2017) を使用した.降水気候値は 0.01°,降水システムは 0.1° の空間解像度である.連続した降水域の円等価直径 10km, 100kmを閾値とし,小・中・大規模の降水シス テムを判別している.さらに,層状性・対流性に分け て高度別の降雨強度の比較を行った.

#### 3. アラビア半島での降雨の特徴

年間降水量 0.1mm/day を下回る地域が多く,南西部 に連なる山脈の標高 2000m 付近には 1.5mm/day 以上の 降水域が見られた(図 1). なお,海岸線に沿った降雨 は少ない.全降雨量に対する大・中規模な雨の割合は それぞれ半島北東部の付け根周辺,半島沿岸部・紅海 で 80%以上を占めていた(図 2).小規模な雨の割合は 大・中規模な雨が卓越していたことにより,2-3%が平 均的であったが,ルブアルハリ砂漠や周辺の海域で 10%以上を示した.

#### 4. 降雨の鉛直構造

図3はブライトバンドを持つ層状性の雨の鉛直勾配 を示す. 乾燥域内陸部において,地表面高度1kmの降 水強度を基準とすると,2kmで50%以上増加し,山脈 のある地域と地中海では50%以上減少していた.また, 図中の白色の部分はデータがないことを示しており, 15°-30°Nにかけてのアフリカ大陸,紅海,半島の南東 海上では層状性の雨が滅多に発生しないことがわかる.



図3 層状性降雨の下層における降雨強度の傾き

### 将来の融雪期における安定層崩壊に伴う 局地的な風速の強化と気温上昇の加速 \*野坂真也(気象研究所),川瀬宏明(気象研究所), 佐々木秀孝(気象研究所)、村田昭彦(気象研究所)

#### 1. はじめに

地球温暖化は地上気温の上昇のみならず、強い降水 の増加、積雪の減少、大気循環の変化に伴う風の変化 などを引き起こすと考えられている。風の将来変化に ついてこれまで様々な研究があり、東アジアにおいて は海陸の温度変化の差により冬季モンスーンが弱まる と考えられている。風は地形や地表面状態といった局 地的なシステムの影響も受けることが知られており、 循環場の変化だけでなく、局地的なシステムの影響で 将来変化する可能性がある。今研究では高解像度地域 気候モデルを用いて、冬季モンスーン弱化の中で局地 的な風の変化について調査を行った。

#### 2. 使用データ、モデル

創生プログラムにより実施された解像度 2km の高解 像度地域気候モデル(NHRCM02)の結果を使用した。 計算は現在気候 20 年行い、将来気候は RCP8.5 シナリ オに基づいた 20 年の計算を4 種類の異なる SST を用い て行った。今回の結果で将来気候は 4 実験の平均を用 いている。

#### 3. 結果

東北地方における3月の平均日最大風速は冬季モン スーンの弱化に従い概ね弱まっているが、一部地域で 強化されている(図1)。

風速の将来変化と積雪日数の変化を見ると、積雪日 数が少なくなっている地点で風速が強化されている。 また、気温の上昇度合いが大きくなっている地点も見 られる(図2)。

雪面上では安定層の形成が考えられる。安定度の指標として 50hPa 高い空気との温位差をとりその東西断面と将来変化を見る。現在気候においては平野や盆地において安定度が高くなっている。将来変化では平野や盆地において安定度が悪化している(図3)。

#### 4. 考察

東北地方においては、現在気候における安定度が高い地域で安定度の悪化が見られた。温暖化により積雪

が少なくなることで局所的に気温の上昇度合いが大き くなるため、雪面上に存在していた安定層が破壊され る。安定層がなくなることで上部の空気との運動量交 換による風速強化や局地的な気温上昇の加速が起きた と考えられる。一方で、現在気候において安定層が存 在していない場合は、安定層の崩壊は起こらないため、 風速強化やさらなる気温上昇は発生しない。

積雪地域の融雪期においては現在気候におけるの安 定層の存在の有無により、将来気候における風速の変 化や気温上昇の度合いが変わってくる。



図1 3月の平均日最大風速の将来変化(m/s)







図3 現在気候の安定度(左)と将来変化(右) 謝辞:本研究は文部科学省「統合的気候モデル高度化 研究プログラム(テーマC)」の結果を使用したもので ある。

### 最近 30 年間における我が国上空の対流圏気温減率の地域差

#### \*中川清隆·渡来 靖(立正大·地球環境科学)

#### I. はじめに

昨年秋の学会において筆者ら(中川・渡来 2017)は、館野 における 1988年1月~2017年6月の対流圏気温減率の地上 気温依存性について予備的な解析を行ない、対流圏気温減率の 平均値は5.92K/km(最大値8.66K/km,最小値2.46K/km)であ り、周知の臨界気温減率6.50K/kmより小さく、6.50 K/km近 傍に臨界値が存在するようには見えないが、地上気温と同期し た綺麗な年変化を示し、暖候季には比較的綺麗な地上気温な存 性が認められるものの、寒候季には明瞭な対応関係を認め難い ことなど、興味ある傾向の存在を明らかにした。今回、解析対 象期間を半年延長して 2017年12月までとするとともに、我 が国の全高層気象官署における最近 30 年間における対流圏気 温減率の地域差を調査したので、その結果の概要を報告する.

#### Ⅱ.対流圏気温減率の地上気温依存性の地域差

気象庁 HP には南極・昭和基地を含む 16 地点における 1988 年元日以降毎日 09 時と 21 時のゾンデ観測結果(高度気圧気 温,相対湿度)がアーカイブされており(図 1),同データには 識別符が付されており,圏界面が明示されている. 1988 年元 日 09 時から 2018 年元日 09 時まで欠測なしに毎日 09 時と 21 時にゾンデが飛揚されていればデータ総数は 21917 組に達する.

対象期間の総ての観測プロファイルにおいて地上〜第1圏 界面の全データに基づく高度から気温への回帰直線を求めそ の勾配として対流圏気温減率を求めた.図2は,稚内21891 組,札幌21776組,秋田21873組,館野21888組,八丈島 21220組,父島21322組,南鳥島21123組の対流圏気温減率 の地上気温依存性(左)と切片温度依存性(右)を示す. 欠測 だけでなく圏界面が出現しないプロファイルが存在するため プロット数は21917より少なくなっている.

暖候季の対流圏気温減率はほぼ6.5K/kmに収束するが,寒 候季には様々な対流圏気温減率が出現するため,プロット領域 は疑似三角形をなす.接地気象の影響を受け易い地上気温の代 わりに回帰直線の切片温度を用いると,温度範囲が暖候季には 高温側に寒候季には低温側に広がり,決定係数は若干向上する. 平均的には対流圏気温減率には正の地上気温依存性が認めら れ,低緯度ほど勾配,決定係数は大きくなり,切片は小さくな る.地上気温や切片温度の範囲が低緯度ほど狭くなるのは気温 の年較差が低緯度ほど小さいことに対応しているが,高緯度ほ ど暖候季に出現する対流圏気温減率のバラつきが大きい傾向 がある.館野より低緯度の地点では暖候季を中心にプロット領域 の上限がほぼ6.5K/kmで水平に近くなる傾向が伺われ臨界気温

減率が存在する可能性を否定 できないが、八丈島より高緯 度では寒候季を中心に6.5K/km を大きく上回る対流圏気温減 率が頻出する.上述の地域差 が緯度に起因するのか大陸海 洋間の距離に起因するのか検 討を要するように思われる.

当日は西南日本の7地点に ついても解析結果を提示する 予定である.種々ご検討・ご 助言賜れると幸甚である.



図1 気象庁高層気象観測網



# 経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による 日本域の気候・農業気象要素の将来変化

\*西森基貴・遠藤伸彦(農研機構・農環研)

#### 1. はじめに

気候変動適応法の成立により、地方地域における適 応策立案がますます急務となる中、高精度な影響評価 のためには、全球モデル予測の精度改善とともに、力 学的・統計的ダウンスケールにおける不確実性評価も さらに重要となる。筆頭著者はこれまで、統合地域ダ ウンスケーリング計画(CORDEX)経験的手法(ESD) グループに登録された、正準相関解析による多変量線 形重回帰法(Nishimori and Kitoh, 2006)を用い、日本へ の適用とJRA25 力学ダウンスケール結果との比較 (2016 年秋季大会 P394)および境界条件のJRA55 へ の更新(2017 年秋季大会 P150)を行ってきた。その結 果、単純な比較では、その ESD の精度は力学ダウンス ケーリングと同等であったことから、今回は CMIP5 モ デルの大気循環場を入力した将来予測を試行した。

#### 2. データと手法

将来予測のための大気循環場を利用した GCM は、
CSIRO-mk3-6-0、GFDL-ESM2M(RCP4.5/8.5)、Nor-ESM1
(RCP4.5) GFDL-CM3 (RCP8.5)の計4モデル6シナリオである。それぞれ現在(historical ランの 1981-2000年)および将来(各 RCP ランの 2081-2100年)における、
各大気循環要素のGPVを、それぞれ用いた。それ以外、
ESD で用いる変数や手法は、2017年版を踏襲している。
○予報変数(predictands):アメダス128地点、日単位の平均・最高・最低気温、降水量、日射量、相対湿度、
地上風速(農環研 MeteoCrop-DBより)

 ○説明変数 (predictor): アジア域 289 グリッド、地上 気圧、700hPa 面気温、850hP 面風ベクトル・比湿 (JRA55)
 ○ESD 手法:

①predictors と predictands の各 EOF 解析場を正準相関解 析 (CCA) で結合し、各成分の時系列を説明変数とする 線形重回帰から predictors を推定。

②統計式作成は降水の有無を起点とし、降水以外の要素は降水日・無降水日で異なる回帰推定式を用いる。

③ESD 現在推定値は、降水量は観測の月間降水日と降水強度で、他の要素は推定値の平均と分散を観測値に 合致させるスケーリング法で補正した。また新たに行った気候モデルの現在大気要素からの推定では、観測 統計値の最大最小を越えないように補正した。

#### 3. 結果と考察

図1は、JRA55を大気循環の境界条件として得られ た重回帰式の説明変数となる CCA の空間パターンに、 CMIP5 各モデルの現在値および将来値(それぞれ現在 期間平均からの偏差)を入力して推定された地上気象 値の差を、GCM 直接出力値のそれ比較した結果を示す。 その結果、地上気温に関しては、ESD 推定値は GCM 出力値を下回る気候モデルが多い結果となった。これ は温室効果が、ここで用いた大気循環要素には充分に 反映されていないことから、大気要素の加除や SST を 説明変数に加える等、手法改良の余地を示している。 また降水量と日射量に関しては、太平洋側または関東 地方を除く日本の広い範囲で、ESD 値が GCM 値に対 し、多雨・寡照となった。これは過去の統計関係で、 高温年にはむしろ梅雨前線が日本海側で活発化するこ とを反映していると考えられる。また冬季では、多く の気候モデルに見られる北西季節風の弱まりから、日 本海側で少雨、太平洋側で多雨の傾向が見られ、いず れも GCM では表現できない日本の中の地域性を。

元来、GCM 大気循環場の将来変化を地上要素に反映 させるためには GCM において、少なくとも日本付近の 大気循環の作用中心である北太平洋高気圧の位置や勢 力が実際と一致していることが必要であり、GCM 大気 循環場も何らかの補正を行う必要がある。



図1 CMIP5モデルの大気循環場を入力した今世紀末におけ る夏季の平均気温(太線)、総降水量(棒)および日射量(細 線)に関する ESD 推定結果(実線/淡色)とモデル直接出力 (破線/濃色)との比較.

#### \*本研究は主に文部科学省 SI-CAT の支援を受けた。また CORDEX-ESD の共通実験プロトコルを参照した。

参考文献: Nishimori, M. and A. Kitoh, 2006, Proceedings of the International Symposium on Disaster Management, Mar. 2006, Kochi University of Technology, Japan, 8p.

# 四国の長期日降水量データを用いた 経年変化傾向の解析

○村田 文絵, 栗山 匡一朗, 井上 達斗, 松山 沙紀, 山崎 理子(高知大理), 釜堀 弘隆(気象研究所), 松本 淳(首都大学東京)

### 1. はじめに

「過去120年間におけるアジアモンスーン 変動の解明」(科研費基盤S・代表:松本淳)の 研究の一環として,四国の明治・大正期の区内 観測による日降水量のデータレスキューを行っ ている。ここでは四国4県の気象官署にある紙 媒体の主に気象月報をデジタル化した。地点名 で勘定した区内観測の地点数は高知102地点, 愛媛191地点,徳島88地点,香川96地点に及 ぶ。本研究では,現在アメダスがある地点につ いてデータを接続して100年スケールのデータ セットを作成し,日降水量の経年変化傾向を解 析する。区内観測の場所は地点名以外の情報が 現在ないため,地点名から観測位置が近いと判 断した地点を接続した。

### 2. 用いたデータ

本稿では気象官署高知と高知県中部の須崎, 梼原の解析結果を示す。高知は気象官署のデー タを用いており,解析期間は 1886–2017 年であ る。須崎の解析期間は 1897–2017 年で, 1897 年 と 1929 年のみ 2ヶ月以上の欠測がある。梼原の 解析期間は 1896–2017 年で, 1896 年 9ヶ月分と 1976 年 1 年間の欠測がある。

### 3. 結果

図1はR99p値(平年(1981-2010年)の99 パーセンタイル値を超えた日雨量の合計)につ いて高知,須崎,梼原における経年変化を示す。 高知・須崎は1970年代以降のR99p値が多く増 加傾向を示すのに対し,梼原には減少傾向を示 す。日降水量1ミリ以上の日の年総雨量につい ては高知・梼原で減少傾向,須崎で増加傾向だ が3地点共1980年代以降変動周期と振幅がそ れ以前に比べて大きかった。上記の年総雨量を 1mm以上の降水日数で割った指標 SDII につい ては,高知と須崎で増加傾向,梼原で減少傾向 であった。



図 1: 高知, 須崎, 梼原の R99p 値の経年変化。 太実線は線形トレンドを表す。

### 日本海側の冬季雷の経年変化とその要因 \*渡邊美幸・境田清隆・村田功(東北大学大学院環境科学研究科)

#### 1. はじめに

日本海側では冷たい季節風と対馬暖流により冬も積 乱雲ができ,落雷が発生する.吉田(2002)など 2000 年 代前半の報告では,冬季雷日数の経年増加が日本海側 の多くの官署で指摘されている[1].その要因は地球温 暖化による大気の不安定化ではないかと考えられるが, 未だ明確な要因は分かっていない.そのため,2000 年 以降の最近の雷日数の傾向を調べた上で,冬季雷増加 の明確な要因を見つけることが本研究の目的である.

#### 2. 使用データ

本研究の使用データはすべて気象庁の観測データで ある. 雷データは発生回数ではなく、日数を使用する. 対象年は 1961 年度から 2017 年度であり、対象月は 10 月から 3 月とする. また、地上気温データ、海面水温 データ、高層気温データも使用する.

#### 3. 結果

#### 3.1 冬季雷日数経年変化

冬季雷日数の経年変化を見ると、日本海側のすべて の地点で、図1に示す金沢のように2000年頃までは増 加傾向だったが、2000年過ぎから増加傾向が見られな い、または減少傾向が見られた.また、多くの地点で 10年~20年程度の単位で見ると雷日数の増加、減少、 増加の変動が見られた.一方、太平洋側の八丈島や種 子島では長期的な経年変動は見られなかった.さらに 雷日数のピークとなる時期に変化は見られなかった.

#### 3.2 冬季雷日数増加の要因

大気下層(900hPa または 850hPa),大気上層(600hPa または 500hPa)の気温差と雷日数を比較すると,雷日数 の長期的な増加傾向に対し,気温差の長期的経年変動 はあまり見られず,長期的には明確な相関が見られな かった.

また,10年~20年程度の変動を比較しても明確な相関は見られなかった.

大気上下層気温差の要因を調べたところ, 雷日数が 増加傾向である 1961~2006 年は,地上,下層,上層全 てで気温は経年上昇していたが,900hPa,850hPaより さらに下の高度を見てみると、地上付近の経年気温上 昇量が上層の上昇量よりも大きいため、差が生じ、大 気下層の気温上昇が大気不安定化に影響を及ぼしてい ると考えた.一方増加が止まった2006年以降は上層ほ ど気温が上昇しており、大気は安定化していた.

また、大気上下層気温差と雷日数の年々変動は必ず しも一致していなかった.

#### 4. 今後の予定

海面水温上昇や大気上下層の気温差の拡大により, 水蒸気量が増加していることも冬季雷増加の原因では ないかと考えた.そのため、単なる大気上下層の気温 差ではなく,水蒸気量も考慮した「安定度」を確認す る必要がある.

また,現在は月別,年別でのデータしか見ることが できていないため,実際に雷が発生した日ごとの気象 状況を調べる.

雷の発生原因は寒気移流によるものだけでなく,低 気圧活動によるものもあるため,それぞれの割合,経 年変化,低気圧の経路など細かく要因も見る.

さらに雷日数増加の要因のみならず,2000年以降の 増加が止まった要因も明らかにする.



参考文献

#### [1] 吉田弘, 2002, 天気, 49, 279-285

# 高解像度領域気候実験による夏季関東域の都市効果の評価

\*杉野伊吹<sup>1</sup>,若月泰孝<sup>1,2</sup>,清野直子<sup>3</sup>,川端康弘<sup>3</sup>

1)茨城大学大学院理工学研究科,2)海洋研究開発機構,3)気象研究所

#### 1. はじめに

都市域における気候変化を考えるとき,温室効果に よる地球温暖化だけでなく,都市ヒートアイランドに よる気温の変化も重要な要素である.

都市ヒートアイランドの研究は以前より行われてお り、Fujibe et al.(2009)では、観測データから、暖候期の 午後、東京の降水域が周辺より多くなっていることを 指摘した.また、Seino et al.(2018)では 2km 解像度の単 層キャノピーモデル (SPUC)を使用した領域気候実験 において、都市効果によって都心で降水量が増加する ことを示した.本研究では、都市域の土地利用を再現 し、積雲を精緻に再現することのできる 1km 解像度に よってこれらのことを確かめ、そのメカニズムを探る ことを目的としている.

#### 2. 領域気候実験

本研究での領域気候シミュレーションは、気象庁非 静力学地域気候モデル NHRCM を用いる.水平解像度 は 1km とし、側面境界条件は MANAL のモデル面デー タを用いた.初期時刻は7月27日で、5日間のスピン アップを取って8月の1ヶ月間の連続計算を実施した. 計算した年は2010-2017である.都市効果として単層キ ャノピーモデル (SPUC)を用い、建物の高さが 10m, 建物幅 20m 建ペい率は60%と現在の都市に近いパラメ ーターを与えた.計算領域は中部山岳域を含む関東域 の 300×360 格子で計算した(図 1).

#### 3. 結果と考察

図 2 はそれぞれ a)中層雲量, b)海面更正気圧と地上 風,を示しておりi)SPUC ありから都市なし, ii)SPUC ありから粗度あり, iii)粗度ありから粗度なし,を引い た 3 時間平均差分(時刻は図上に記載, すべて JST)を示 している. つまりi)都市効果, ii)都市の熱的効果, iii) 都市の凹凸による力学的効果 を示している. なお,低

気圧などの大規模な降水システムの影響を取り除くた め、雲量が領域平均 65%以上の日程は取り除いて解析 を行った.図2より都市効果によって15時-中層雲量の 増加がみられる. また,都市効果によって都市域で低 圧となり, 海風に逆らうようにして地上風が吹いてい るため、海風を遮断するような働きがあると考えられ る. 都市の熱的効果では、15時-中層雲量の増加がみら れ,都市域で低圧になり、収束が発生していることが 示唆された.都市の力学的効果では、中層雲量の増加 が12時と増加する時間が早まること、地上風では海風 を遮断する作用があることが示唆された.都市効果に よる混合層高度の上昇もみられ、主に都市の熱的効果 によって混合層高度が上昇すること、都市の力学的効 果によって混合層高度の上昇する時間が早まることが 示唆された(結果図省略).また、都市効果による降水量 の増加はわずかながらにシグナルがあるものの、都市 効果,都市の熱的効果,力学的効果のどの効果におい ても統計的有意性は見られなかった(結果図省略).

#### 謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム(Si-CAT)として 支援を受けた.また、JSPS 科研費 JP18H01673の支援も受けた.気象 研究コンソーシアムを通じて MANAL のモデル面データを利用させ ていただいた.

#### 参考文献

- Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. J. Appl. Meteorol .Climatol., 50: p. 1476-1496.
- Fujibe, F., H. Togawa, and M. Sakata, 2009: Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. SOLA, 5 :p.17-20.
- Seino, N., T. Aoyagi, and T. Hiroshige, 2018: Numerical simulation of urban impact on precipitation in Tokyo: How does urban temperature rise affect precipitation? Urban Climate ,23:p.8-35.



図1 実験領域

図 2 a) 中層雲量 b) 海面更正気圧と地上風の i) SPUC ありから都市なし, ii) SPUC ありから粗度あり, iii) 粗度ありから粗度なし, を引いた 3 時間平均差分を示す.
### NHRCM を用いた日本域降水内挿手法の評価

\*増田 南波 (弘前大), 谷田貝 亜紀代 (弘前大), 仲江川 敏之 (気象研究所)

#### 1. <u>はじめに</u>

本研究では北日本の降水量定量評価を目的 として、雨量計観測値に基づく 0.05°日降水グ リッドデータである APHRO\_JP (Kamiguchi et al., 2010)の内挿誤差を調べた。APHRO\_JP は 定量性に優れ、幅広い研究に使われているが、河 川流入量と蒸発散量から推定される降水量と比 べると、APHRO\_JP はダム集水域からのダムへ の河川流入量の 70%しか表すことが出来ない。 過小評価の最大の原因と考えられる冬季降水量

(降雪)の風による捕捉損失などの系統誤差を 補正したが、ダム流入量と比較し、真値の 20% 近くをまだ過小評価していると考えられる。そ こで本研究では、AMeDAS 観測点の不均一さを 含む APHRO\_JP の内挿誤差について、気象研究 所の非静力学気候モデル NHRCM の降水量 (Sasaki et al., 2011)を用いて調べる。

### 2. <u>AMeDAS\_NHRCM の作成と解析値の検証</u>

本研究では、AMeDAS 降水観測地点にもっと も近い NHRCM のグリッド(水平解像度 5km) の日降水量を雨量計降水量として APHRO\_JP の スキームで内挿する。ここでは、これを AMeDAS\_NHRCM と呼ぶ。雨量計の分布は 2009 年時のものを適用し、日本域で 1300 地点 である。NHRCM の過去実験は 1980-1999 年 の 20 年間を用いた。

解析は APHRO\_JP (Kamiguchi et al., 2010) と 同様に、日降水量気候値に対する「割合」を内 挿した。

作成した AMeDAS\_NHRCM と NHRCM の 比較を、北日本の 4 つのダム集水域上の降水 量を用いて行った。

#### 3. 結果

北日本の4つのダム集水域でのNHRCMと AMeDAS\_NHRCMの面積平均降水量の比較を 行ったところ、寒河江ダムではNHRCMモデル 降水量を内挿するとNHRCMに比べて AMeDAS\_NHRCMが年間で18%過小評価した。 季節別にみると、寒河江ダムでは AMeDAS\_NHRCMが12-2月に28%NHRCMよ りも過小評価し、6-8月は6%NHRCMよりも過 大評価していた。



図 1 NHRCM (A) と AMeDAS\_NHRCM (B) の差 (A-B)。左が暖候期 (5-10 月)、右が寒候期 (11-4 月)。単位は mm/6month。AMeDAS\_NHRCM が過小 評価する部分(正の値)に色が塗られている。点は 雨量計。太い黒線はダムの集水域。北から寒河江、 白川、大川ダム。

図1から、暖候期よりも寒候期で雨量計が設置されていない高標高地域で内挿誤差が目立つ。 APHRO\_JP は気象庁メッシュ気候値(季節変化を考慮している)からの「割合」を内挿外挿しており当該地域の気候値が影響していると考えられた。これらのことから、現在の雨量計の分布と気候値では、APHRO\_JP の内挿誤差によって4つのダム集水域における年間降水量を 5~26% 過小評価することが分かった。

#### 4. <u>まとめ</u>

本研究の方法によって APHRO\_JP の冬季降水 量には内挿手法による内挿誤差が他の季節に比 べて大きく、気候値の改良により、より定量性に 優れる可能性が示唆された。

#### 5. <u>参考文献</u>

[1] Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada, and N.Yasutomi (2010): Development of APHRO\_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years, *Hydrological Research Letters*. 4. 60-64
[2] Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara. 2011: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model. SOLA, 7, 173-176, doi: 10.2151/sola.2011-044.

#### 6. <u>謝辞</u>

本研究の一部に(独) 環境再生保全機構「環境 研究総合推進費」(2-1602 代表:谷田貝)を使 用した。NHRCM は統合的気候モデル高度化研 究プログラムより提供された。

### NHRCM 地表面日射量の再現性評価 -衛星観測・再解析・気候モデル群内での位置づけ-

\*遠藤伸彦, 西森基貴 (農研機構·農環研)

#### 1. はじめに

d4PDF 領域実験の日射量出力の再現性評価を農研機 構・メッシュ農業気象データを基準として行い、2017 年秋季大会にて報告した.本報では、衛星観測データ を基準として NHRCM 日射量の再現性を評価し、また 再解析・CMIP5 データ・CORDEX データ等のデータ群 内での NHRCM の位置を明確にすることを目的とする.

#### 2. データ

使用した衛星データは CERES EBAF Surface (Ed.4)と NOAA SRB データである. d4PDF 領域実験とともに比 較したデータは, d4PDF 全球実験,環境省地域気候変 動予測データ ADAPT2013(3本),再解析データ(7本), CMIP5 出力(historical 31 本, AMIP 25 本), CORDEX-EAS 出力(5本)である.

#### 3. 結果

年平均でみると日本の陸上部から日本海・朝鮮半島 付近では CERES に対して正のバイアスが卓越する(図 1). 一方で日本の南方海上では負のバイアスが顕著で ある.図1の領域で平均した月平均日射量の CERES か らの偏差の季節変化を図2に示す.再解析は通年で CERES よりも日射量が多い.また,d4PDF全球実験と CMIP5 モデルの多くも CERES より日射量が多い傾向 にあった.一方で,d4PDF 領域実験は冬季を除いて, 日射量は過小評価で,特に夏季に著しい過小評価とな っていた.

CERESを使用できる期間が短いため,NOAA SRBを 基準としてより長期間を対象としての評価を行ったが, 上述した結果とほぼ同様の評価結果を得た.

日本南方海上での日射量の顕著な負バイアスは, NHRCM に異なる積雲対流パラメタリゼーションを採 用した実験(2種)と CORDEX の CCLM にも共通して 存在する.そして,それぞれの領域モデルに境界値を 供した全球モデルには日本南方海上の負バイアスは存 在しない.これかのことから,領域モデル内での海面 蒸発・水蒸気輸送・水蒸気収束などの大気水収支に関 わる過程が観測と大きく異なる可能性が示唆される.



図1 年平均日射量の d4PDF 領域実験と CERES の 差の空間分布.シェードは正偏差,斜線域は負偏差の 領域を示す.



図2 CERES を基準とした日本付近の領域の日射量 偏差の季節変化.

謝辞

本研究は, 文科省 SI-CAT のもと実施された. 環境省地 域気候変動予測データ ADAPT2013 は DIAS より提供さ れた. 地域気候モデルを用いた 5km 解像度大規模アンサンブル実験:豪雪の将来予測

佐々井崇博、山口純平、山崎剛、岩崎俊樹(東北大院理)、杉本志織(JAMSTEC)、 川瀬宏明、佐々木秀孝(気象研)、菅野湧貴(ベルゲン大 GFI・名大 ISEE)

#### 1. はじめに

温暖化の進行に伴い、雪被覆率や降雪頻度は全球 規模で有意に減少しており、全球気候モデルによる 将来予測でも同様の傾向が指摘されている。一方、 メソスケールの極端現象である豪雪は降雪と同様に 平均的には減少するが、山岳地帯の一部では増える とも指摘される<sup>1)</sup>。日本の降雪パターンは日本海側 と太平洋側で異なるため、気圧配置型を考慮して将 来変化を捉える必要がある。また、確率論的に稀な 現象であるため、十分なサンプル数を確保して解析 する必要がある。しかし、既存のアンサンブル温暖 化実験では日本を対象に高解像度、且つ十分なサン プル数を確保できておらず、豪雪の頻度や気象場と の関係を十分議論するには至っていない。

そこで、本研究では、5km 解像度力学ダウンスケ ーリングによる 742 年分の大規模アンサンブル実験 を新たに実施し、日本海側の豪雪メカニズムの将来 変化を調べた。「過去」と「産業革命前から4度昇 温した将来」の気象場での極値統計解析や寒気流 出・熱フラックスのコンポジット解析を行った。

#### 2. 手法

20km 解像度 d4PDF データセット<sup>2)</sup>を側面境界値す る大規模アンサンブル温暖化実験を実施した。5km 解像度の力学的ダウンスケーリングには、 Non-Hydrostatic Regional Climate Model (NHRCM)<sup>3)</sup>を用いた。本実験は、372年分(1981-2010 年 x12 メンバ)の過去実験(HPB-DS5)、および 372 年分(12メンバ)の将来4度上昇実験(4K-DS5)で構成 される。4K-DS5 のシナリオは、d4PDF の6種類の SST パターンから2メンバずつ選定した。タイム ステップは20秒間隔、計算領域は日本の中心部 (N26.0-N46.05, E123.5-E147.55)、水平格子 321x301、鉛直50層で、各年とも7月24日から 計算を開始し、翌年8月末日までとした(spin-up を含む)。寒気流出は、850hPa 面での気温差から 過去と将来での特定温位面を変えて質量フラッ クスを計算した。極端現象は対象項目が年間最大 値となる日の現象と定義し、一般化極値分布 (GEV)を用いて極値統計解析を行った。

#### 3. 結果と考察

将来、日本は温暖化によって水が相変化する閾値 を跨ぐほど昇温した気象場が増え、平均的には降雪 が減る。この傾向に沿って太平洋側の豪雪は減るが 、一方で日本海側ではあまり減らないことがわかっ た(図1)。日本海側の豪雪に注目して将来変化を調 べたところ、主に山岳域で増加、その他で減少して おり、これは既存研究と整合的であった。日本海上 での豪雪日の寒気質量フラックスや潜熱は、温暖化 によって増加していた。日本海側での豪雪の時は、 大陸から吹き出す寒気の質量は増えて、同時に日本 海からの水・熱供給が増すことで不安定対流が強化 され、豪雪頻度の減少が抑制されたと考えられる。 寒気と降雪の強い関係性が指摘されているアメリカ 五大湖周辺やノルウェーなどでも同様の解析を行う ことで、豪雪に対する温暖化の影響をより正しく理 解することができるであろう。



図1 気圧配置別の豪雪の確率密度分布(GEV 分布)

引用文献: 1)Kawase et al., 2016, *Climatic Change*, 265-278. 2) Mizuta et al., 2016, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1383-1398. 3) Sasaki et al., 2008, *SOLA*, 25-28.

**謝辞**:文科省気候変動適応技術社会実装プログラムの一 環で実施した。

### 統合陸域シミュレータの開発と気候モデルとの結合に向けた検討

\*新田友子<sup>1</sup>,荒川隆<sup>2</sup>,竹島滉<sup>3</sup>,鳩野美佐子<sup>4</sup>,八代尚<sup>5</sup>,山崎大<sup>1</sup>,芳村圭<sup>1</sup> (1:東京大学生産技術研究所,2:高度情報科学技術研究機構,3:東京大学大学院工学系研究科, 4:東北大学工学研究科,5:理化学研究所計算科学研究センター)

#### 1. 背景と目的

陸モデルは、気候モデルに地表面水文過程を取り 入れた約 50 年前の最初の試みに始まり、現在まで 開発が続けられてきた.現在解決すべき課題のひと つとして、長期に渡って解決されていないバイアス の改善が挙げられる. モデルの精緻化のためには, 適切な物理過程を導入する必要があり,また陸は大 気と海洋に比べて本質的に複雑で不均一であるた め、より高解像度に表現することが望ましい. しか しながら、これまでの気候モデルでは、陸域は大気 と同じ空間解像度で計算されることが多く、パラメ タリゼーションとして必要以上に単純化されてい る可能性もある.これらの課題を解決するためには, 新しい物理過程を組み込みやすく異なる格子系を 用いることが可能な、陸を独立させた新しいフレー ムワークの方が望ましいと考えられる.一方で、空 間解像度および時間ステップが大気モデルのそれ らと同一であることを基本とする強固な結合手法 と、なるべく同じ精度で変数をやり取りしなければ ならない、そこで、(1) 適切な格子系による高解像 度化の実現.(2)よく検証された要素モデルの簡素 な導入の実現.(3)大気・海洋モデルやその他のモ デルと物理的に整合した形での結合の実現を目指 して, 統合陸域シミュレータ (Integrated Land Simulator; ILS)の開発を進めている.本研究では、 ILS のフレームワークを用いて陸面モデル MATSIRO と河川氾濫モデル CaMa-Flood を結合し たオフライン実験と計算性能評価, MIROC6 AGCM との結合に向けた検討について報告する.

#### 2. モデル構造

ILS は複数の陸域コンポーネントから成り,これ らを汎用カップラーJcup によって結合し,MPMD (Multiple Program - Multiple Data) 方式で実行する. 個々のコンポーネントの候補として,陸域の物理過 程を計算する MATSIRO,河川氾濫モデル CaMa-Flood,人間活動を表現した全球水文モデル H08,またハザードを計算するモデル等が挙げられ る. MATSIRO は可読性を向上させ新スキームを実 装しやすくするために MIROC から独立させ, Fortran90 で書き換えた. I/O は独立したコンポーネ ントとした.これにより I/O と大気モデルを入れ替 える形での大気モデルとの結合や,複数のコンポー ネントで同じフォーマットの入出力が可能になる. 開発と検証を進めた最新版のILSを大気・海洋モデ ルと結合することで,気候モデル全体の精緻化・性 能向上に貢献することも狙いのひとつである.

#### 3. 結果

I/O コンポーネント, MATSIRO, CaMa-Flood を 結合して、オフライン実験を行った. 書き換えたコ ードの再現性は、1 地点を対象にした MATSIRO の みのサイト実験で結果が完全に同じになることを 確認している、気象フォーシングデータとして GSWP3 を用い, 1901 年から 2010 年までの 110 年間 の計算を行った.計算結果は複数の観測データと比 較した.次に、計算性能を調べるために、東大のク ラスタマシン、京、Oakforest-PACS、地球シミュレ ータで PE 数を倍増させてテスト実験を行った. 簡 単のため、MATSIRO と I/O コンポーネントの 2 コ ンポーネントのみでテストした結果、 クラスタマシ ン, 京, Oakforest-PACS では似たような結果となり, PE 数を増やしていくと、ファイルへの書き込みが 全体の律速になることがわかった.一方、地球シミ ュレータでは MATSIRO の計算が律速になっており、 今後の課題としてベクトル機向けのチューニング が必要になることがわかった.最後に,MIROC6 AGCM との結合に向けた検討を行った.オフライン 実験で I/O コンポーネントから読み込んでいた気象 要素を Jcup を通して AGCM から受け取るように変 更し、6ヶ月間のテスト実験を行った結果、図1 に示すように、気象場や水熱収支に問題なく計算で きることがわかった.



図 1: MIROC6 AGCM とILS の結合実験 1979 年 6 月の 2m 気温(℃)

全球における気候と地下水位・土壌水分の平衡状態の関係 \* 吉田奈津妃(東京工業大学), 沖大幹(東京大学), 鼎信次郎(東京工業大学)

#### 1. 背景·研究目的

大気一陸面の相互作用において、土壌水分および地 下水は重要な一要素であり、陸域水循環で果たす役割 (降水、蒸発散への影響など)への理解が進んでいる. 近年、陸面水文モデルにおける地下水位の平衡状態の 議論が行われ<sup>[1]2]</sup>、土壌水分も含めた全球での議論が課 題となっている.そこで、本研究では長期の平均的な 気候(降水、蒸発散など)から地下水位・土壌水分の 平衡状態がどのように説明できるのかを明らかにする ことを目的とし、地下水位の動態を考慮した陸面水文 モデル MAT-GW<sup>[3]</sup>を用いた計算と解析から考察を行う. 2. 研究手法

同じような気候が長らく続いたと仮定した場合に, 水文量の気候値がある一定の範囲内に収まる状態を気 候学的平衡状態として概念を提案し,判定基準

(RCC:Relative change of climatology) を考案した.陸面 水文モデル MAT-GW を用いて,30年間(1981年から 2010年)の気候外力(雨量,雪量,風速,下向き長波 放射,雲量,下向き短波放射,気温,表層大気圧,比 湿)を繰り返し,1020年間与えてオフライン計算した 地下水位および土壌水分について,全球および地域に 関する解析と考察を行った.

#### 3. 結果および考察

図 1 に地下水位[m]の気候学的平衡状態 (RCC<0.01[%])の空間分布を示す.RCC<0.01[%]を 満たさない場合は-999の値を入れ,白色で表示).全陸 域 15238 グリッド中の 11836 グリッド(77.67%)が気 候学的平衡状態となっている.一方,アフリカ北部や チベットなどの乾燥・半乾燥域では今回の 1020 年間の 計算からは気候学的平衡状態に達していないことも読 み取れる.そこで,気候学的平衡状態に達するまでの







図2 気候学的平衡時間のボックスプロット 計算時間を気候学的平衡時間(年)と定義して、水文 的な意味を考察した.図2に Budyko 気候区分に基づい た気候学的平衡時間のボックスプロットを示す.分類 番号は1乾燥域,2半乾燥域,3半湿潤域,4湿潤域,5 熱帯湿潤域,6寒湿潤域,7氷域に対応する,気候学的 平衡時間は乾燥域で長く、湿潤域で短いという傾向が みられる.この長短は気候システムに対する地下水位 の気候学的平衡状態の反応感度を表していると推察さ れる. 仮定した 30 年間の気候に対して、気候学的平衡 時間が1オーダー大きい(数百年)乾燥域では気候に 対する陸面水文過程の反応が緩慢で、地下水の時定数 が長く、過去の気候を反映していると考えられる.現 実には気候学的平衡状態に達する前に、気候が変動す るために、乾燥・半乾燥域においては、そもそも水文 システムは現在気候下では遷移的な状態であり、気候 学的平衡状態にはならないのではないかということを 本研究の結果は示している.

#### 4. 結論

陸面水文モデル MAT-GW を用いた気候(降水,蒸発 散など)と地下水位および土壌水分に関する解析より, 陸域の約 80[%]は気候学的平衡状態に達する一方で, 乾燥・半乾燥域においては,現在気候下では水文過程 は遷移的である.今後の展望として,気候モデルのオ ンライン計算での議論が期待される.

謝辞:本研究は、科研費特別研究員奨励費[16J01150] および特別推進研究[16H06291]の成果の一部です. 参考文献

[1] Ajami, H., et al., 2014, W.R.R., 50, 2636-2656.

- [2] Fan, Y., et al., 2013, Science, 339(6122), 940-943.
- [3] Koirala, S., et al., 2014, J.G.R., Atomos., 119, 75-89.

### 湿地メタン放出-気候フィードバック研究のための 地球システムモデル開発

\*井上忠雄 (海洋研究開発機構), 羽島知洋 (海洋研究開発機構), 伊藤昭彦(国立環 境研究所,海洋研究開発機構)

Inoue T. (JAMSTEC), Hajima T. (JAMSTEC), Ito A.(NIES, JAMSTEC)

#### 1. はじめに

パリ協定で定める厳しい温暖化目標を達成するため には、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)に加え主要な温室効果ガスの一 つであるメタン(CH<sub>4</sub>)の排出管理も重要となる。長期温 暖化予測に用いられてきた地球システムモデル(Earth System Model, ESM)は長らく、CO<sub>2</sub>に関する過程の充実 が図られてきたが、CH<sub>4</sub>の動態の扱いは未だ不完全で ある。特に、湿地メタン放出と気候変動とのフィード バック関係が近年示唆されているが、温暖化予測等で 用いる温室効果ガスシナリオ等にはその効果が考慮さ れていない。本研究は、準備段階として、地球システ ムモデルの一つである MIROC-ES2 に陸域メタン放出 スキームを組み込んだ陸域生態系モデル VISIT を結合 し、気候-メタン放出フィードバックを調査するため のモデル開発およびテスト数値実験を実施した。

#### 2. モデルおよび結果

用いた地球システムモデルは MIROC-ES2 (Hajima et al., in prep.)である。本モデルは大気海洋結合モデル MIROC5.2(大気 128x64x40, 海洋 360x256x62)を核に、 陸域生態系モデル VISIT および海洋生態系・物質循環 モデル OECO を結合したものである。メタンの大気中 動態の再現には大気化学モデルが必要であるが、本研 究では主として陸域からの湿地メタン放出一気候フィ ードバックと陸域メタン放出量変化の診断を主目的と するため、計算コスト節約のため大気化学モデルが入 っていないバージョンを使用した。

陸域のメタン放出速度を決めるスキームは Walter and Heimann (2000)に基づいており、地下水位面以下の 嫌気環境にある土壌層でのメタン生成速度が求まる。 土壌層間の拡散移動を解くとともに、地下水位面以上 では酸化による一部消失が生じる。また、大気へのメ タン放出過程は、土壌表面からの拡散、植物を介した 放出、突発的放出の三経路を扱っている。放出量の診 断では、陸面グリッドにおいて湿地が占める面積割合 を仮定(case 1. 陸面物理モデルによって診断される飽 和面積, case 2. Global Lakes and Wetland Database の固定 された湿地面積割合)した。

図1は湿地CH4生成放出スキームを導入した地球シ ステムモデル(case 1)による、年間の湿地 CH4 放出量の 空間分布である(産業革命以前の定常状態)。湿地が広が る 60 度以北のユーラシア大陸および北米に強い CH4 放出源がモデルによって示されるとともに、南米およ び東南アジアにも強い放出源が示された。全球積算値 では約180 Tg yr-1と、既存研究(Saunois et al., 2016)で示 される 185 Tg vr-1 (2003-2012 年: ボトムアップ推定)お よび231 Tg vr-1(同年平均: トップダウン推定)と比較し ても妥当な値を示した。ただし空間分布について Saunois et al. (2016)のマルチモデル(陸面モデル単体に 湿地CH4放出スキームを導入したモデル)の計算結果と 比較すると、Saunois et al.(2016)ではハドソン湾南部に 強い CH₄放出源が広く存在している一方、本結果では ハドソン湾の東部に集中するなど、いくつか不一致が 見られた。そのため、湿地の与え方については case 2 や衛星によるマイクロ波観測データの使用など、今後 さらに検討する必要がある。



図1 湿地 CH4 生成放出スキームを導入した地球システムモデルによる CH4 排出速度(mg CH4 m<sup>2</sup> day<sup>1</sup>:気候値)。ここでは陸面物理モデル によって診断されるグリッド内の土壌水分飽和面積割合を使用している。

#### 3. 参考文献

- Walter and Heimann, 2000, Global Biogeochemical Cycles, 14(3), 745-765.
- [2] Saunois et al., 2016, Earth System Science Data, doi:10.5194/essd-2016-25

### 氷河性ダストが氷期の気候に与える影響

\*大垣内るみ (海洋研究開発機構), 阿部彩子 (東大大気海洋研究所), 竹村俊彦(九大応力研), 伊藤彰記(海洋研究開発機構), 大石龍太(東大大気海洋研), 渡辺真吾(海洋研究開発機構), 羽島知洋(海洋研究開発機構),

河 宮 未 知 生 (海 洋 研 究 開 発 機 構)

# Ohgaito R. (JAMSTEC), Abe-Ouchi A. (AORI, U. Tokyo, JAMSTEC), Takemura T. (RIAM, Kyushu U.), Ito A. (JAMSTEC), O'ishi R. (AORI, U, Tokyo), Watanabe S. (JAMSTEC), Hajima T. (JAMSTEC), Kawamiya M. (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

21,000 年前の最終氷期最大期(LGM)は直近の最も地 球が寒冷化した特徴的な時代として注目され,気候モ デルによる気候再現,気候変動のメカニズム解明に重 要である.気候モデルの高度化に伴って扱える内容も 多岐にわたってきているが,将来予測において最も不 確定性が高いのがエアロゾルである.エアロゾルの中で も,自然起源のエアロゾル,ダストは過去の気候を用 いた検証が可能である.将来予測に使われる地球シス テムモデル(ESM)によるLGMの再現とLGM時代にお けるダストの気候場への影響を評価した.

#### 2. 実験設定

ESM, MIROC-ESM を用い, PMIP3 のプロトコルに従って行った LGM 標準実験を LGM.e と呼ぶ. LGM.e と同じ設定で, MIROC-ESM の大気モジュールを用いた実験を LGM.a, これに追加して Mahowald et al. (2016) によって見積もられた氷河性のダストを発生させた実験を LGMglac.a と呼ぶ. これらの実験の海面の境界条件は LGM.e の PMIP3 提出期間の気候値を使用した.Mahowald et al. (2006)の氷河性ダストは LGM 時代に氷河が進退したであろう様々な地域からのダスト発生を想定しているが,特にフラックスの大きい発生源は,パンパ,北米中央,東シベリア域である.

#### 3. 結果

LGM.a に比べ Mahowald et al. (2006)のダストを加味 すると、氷期のダスト分布が明らかに改善した.特に高 緯度のダスト沈着量がデータと整合的になる. その結 果、LGMglac.a 実験は LGM.a 実験と比べ高緯度で暖ま る(現在と比べて寒冷化が弱まる)効果がみられた(図 1).解析の結果、南極周辺と北半球では原因が異なっ た.南極周辺の1℃以下の暖まりは長波帯のエアロゾ ル-雲相互作用によるものであった.一方北半球高緯度 の暖まりはダストが多く発生したことによる積雪汚れ 効果の影響が大きかった.これらの結論は海洋を結合 しても定性的に確からしいと言える.

#### 4. 考察

ダストエアロゾルの気候への影響は不確実性が大き いが、冷却に効く可能性が高いといわれている(IPCC 2015). しかし、高緯度に大量のダストが存在した氷期に おいては、氷河性ダストは地表面を暖める効果がある 可能性が示唆された. 南北半球で暖まりの原因が異な る理由として、南北の氷河性ダスト発生域の環境の違 いが考えられる. パンパ源のダストは風下に南大洋が あり、対流圏の高高度まで巻き上げられ、雲氷を増や し、高層雲を増加させる.一方北半球での氷河性ダス ト発生源である北米中部や東シベリアでは、周辺は大 陸で、年間を通じほぼ積雪面である.このため、強いダ スト発生源近傍では積雪汚れ効果が働いたと考えられ る. 地球温暖化した場合のダストの増減は議論の分か れるところであるが、増加するとしても中低緯度であ ろうことと積雪期間が短縮するであろうことから、氷 期の場合と同様な影響があるとは考えにくい. 本研究 結果は Ohgaito et al. (2018)にまとめられている.





# WNPIと ENPI の 正 自 卓 越 年 に み ら れ る 特 徴

花戸佑輔(日本大院・総合基礎),山川修治(日本大学・文理学部)

#### 1.はじめに

北太平洋指数(NPI)は 11~3 月における 30N~ 65N,160E~140W の海面更正気圧(SLP)を領域平均し、 規格化した指数(Trenberth and Hurrel, 1994)で,ア リューシャン低気圧(AL)の強弱を決める指数として 知られている.NPI は数十年変動での研究は数多く 行われているが、短い周期の変動の研究は数が少な い. また, Sugimoto and Hanawa (2009) によると, ALの 中心が東偏するときに強まり, 西偏するときに弱ま る傾向にある.AL の特性を NPI だけで理解すること は難しいと推測される.

そこで本研究では、図1のように WNPIと ENPI を対 象とする領域を分割し、それぞれ上位と下位5事例 にコンポジット解析を行い,北半球の循環場や気圧 配置に着目して総観気候学的に解析した.

#### 2. 調查方法

解析期間は1981~2017年の1月で、使用データは NCEP/NCAR の再解析データの月平均データを使用し た、WNPIと ENPI を求め、指数の上位5事例と下位5 事例を抽出(表 1)し,気候値(1981~2017 年の平均 値)からの偏差図を作成し、比較研究を行った.

### 3. 結果

WNPI の正〔負〕卓越年では、日本付近の冬型の気 圧配置が弱〔強〕まっている.また,赤道太平洋東部 では低 [高] 気圧偏差となっており, 積雲対流活動が 平年より活発〔不活発〕になっている.500hPa にお ける正卓越年のとき,中東と北米東岸で低温傾向で あり,日本と欧州で高温傾向になっていることが分 かった. 負卓越年では, 日本・北米・欧州で低温傾向 であり、3波循環の分布を示していた.

ENPI における SST 偏差パターンは,正〔負〕卓越 年のとき、ペルー沖で負〔正〕の偏差となっており、 エルニーニョ年には ENPI 域で低気圧が発達すると いう密接な関係があることが判明した.また,可降水 量は正〔負〕卓越年のとき、パイナップル・エクスプ レス(山川, 2005)と呼ばれる南西の暖湿流の強〔弱〕

化によって北米西岸地域とアラスカで増加〔減少〕 傾向であり,対称性がみられた.



図 1:WNPI と ENPI の領域

	正卓越年	負卓越年
WNPI	1989,1993,2000 2006,2009	1981,1985,1992 2011,2016
ENPI	1982,1989,1996 2000,2008	1981,1983,2003 2010,2016

表1:抽出結果



図 2:WNPI における (a) 正卓越年と (b) 負卓越年における SIP 偏差図

偏差について t 検定を行い有意水準 95%に太実線を施した.

#### 参考文献

- Sugimoto, S. and Hanawa, K. (2009): Decadal and Interdecadal Variations of the Aleutian Low Activity and Their Relation to Upper Oceanic Variations over the North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan. 87, 601-614.
- Trenberth and Hurrell (1994): Decadal atmosphereocean variations in the Pacific. Climate Dynamics. 9, 303-319.
- 山川修治(2005):季節~数十年スケールからみた気候 システム変動. 地学雑誌, 114, 460-484.

### 対流圏 EP-Flux の ENSO 応答と予測可能性

\*小林ちあき (気象研究所気候研究部),前田修平(気象庁気候情報課)

#### 1. はじめに

ENSO は季節変化から年々変動の時間スケールの気 温や循環の変動において、もっとも卓越する変動であ り、熱帯域のみならず中高緯度の年々変動の主要な要 因である。この影響は帯状平均した循環場にもみられ、 エルニーニョ現象時には、熱帯域の気温上昇、Hadley 循環強化と南北幅の縮小、亜熱帯ジェットの赤道側へ のシフトの応答がみられることが知られている。また、 中緯度の循環の変化と擾乱による運動量輸送の変化と の関係については、小林と前田(2016年、気象学会秋季 大会)が、中緯度対流圏下層で EP-Flux が上向き偏差、 対流圏上層で極向き偏差を示すような応答となること、 EP-Flux 発散収束偏差に対応した子午面循環偏差応答 がみられることを指摘した。本研究では、気象庁現業 季節予報モデル JMA/MRI-CPS2 (Takaya et al, 2017)の EP-Flux の ENSO 応答の様子を示し、予測可能性につい ての考察を行う。

#### 2. データと方法

解析に使用したデータは1979年から2012年の10月 28日を初期値とした CPS2 モデルによるハインドキャ スト実験であり、大気海洋結合モデルによる5アンサ ンブルの6か月予測である。これらの6時間出力値か ら、平均子午面循環、EP-Fluxなどを質量重み付き帯状 平均(MIM, Iwasaki, 2001)により診断し、北半球冬季 (JFM)平均について調べた。ENSO応答は、CPS2が予 測したSSTのNINO3領域の平年偏差に対する回帰分布 として抽出しており、個々のメンバを用いた回帰と、 アンサンブル平均の回帰を求めた。比較対象として、 JRA-55 再解析(Kobayashi et al, 2015)の COBESST(Ishii et al, 2005)の NINO3 領域との回帰を示す。

#### 3. 結果と考察

CPS2 における北半球冬季の EP-Flux および EP-Flux 発散収束の ENSO 応答(図左)は、JRA-55の ENSO 応 答の特徴(図中)を大まかに再現しており、エルニー ニョ時に中緯度対流圏下層で EP-Flux が上向き偏差、 上層で極向き偏差である。ただし、中緯度下層での上 向き偏差や発散偏差の中心位置は、JRA-55 より 10 度 程度北偏しており、その緯度幅も広い。また、関連し て 30-40N の対流圏中層での EP-Flux 収束偏差となる ENSO 応答も JRA-55 と比べ弱いことがわかる。一方、 CPS2 のアンサンブル平均の回帰をみると(図右)、対 流圏中高緯度域で有意な EP-Flux 収束偏差を示す領域 が広がる。また、EP-Flux 発散偏差を示す領域も広がり、 アンサンブル平均ではENSO応答をJRA-55 より過剰に 示す領域が多くなっている。

以上から、EP-Flux とその発散収束の ENSO 応答が CPS2 である程度予測されていることが分かった。これ は、波平均流相互作用を通して中高緯度域で予測可能 性があることを示している。ただし、傾圧的な波平均 流相互作用の緯度分布は現実より北編している。今後 は、モデルバイアスとの関係をきちんと調べたい。ま た、アンサンブル平均の ENSO 応答は、対流圏中高緯 度域などで過剰であることが分かった。アンサンブル 平均なので過剰となるのは期待されることであるが、 これが過剰すぎるのかどうか、S / N比を予測精度と 比較しつつ調べたい。



図 北半球冬季(JFM) 平均 EP-Flux(矢印)および EP-Flux 発散収束(コンター)の ENSO 応答。(左から)JRA-55 の回帰, CPS2 実験個々メンバでの回帰、CPS2 のアンサンブル平均での回帰。EP-Flux 発散収束偏差が有意なと ころにシェード。細線コンターは EP-Flux 収束発散の気候値。統計期間は 1979 年-2012 年、ただし JRA-55 は 1979 年-2017 年。

#### 南島島における大気中酸素濃度の連続観測 - 第2報 -石戸谷重之<sup>1</sup>、坪井一寛<sup>2</sup>、丹羽洋介<sup>2,3</sup>、村山昌平<sup>1</sup>、松枝秀和<sup>2</sup>、青木伸行<sup>1</sup>、澤庸介<sup>2</sup>、古積健太郎<sup>4</sup>、 梅澤研太<sup>4</sup>、雪田一弥<sup>4</sup>、西田重晴<sup>4</sup>、山本めぐみ<sup>4</sup> <sup>1</sup>産業技術総合研究所、<sup>2</sup>気象研究所、<sup>3</sup>国立環境研究所、<sup>4</sup>気象庁 地球環境・海洋部

#### 1. はじめに

酸素(0<sub>2</sub>)と二酸化炭素(C0<sub>2</sub>)は化石燃料消費や陸 上生物活動により表裏の関係で交換されるが、各過程 の 0<sub>2</sub>/C0<sub>2</sub>交換比はそれぞれ異なり、また海水への溶解 時のふるまいにも違い(C0<sub>2</sub>の炭酸解離反応)が存する ため、両者の濃度を高精度で観測し組合わせて解析す ることで、陸上生物圏と海洋による人為起源CO<sub>2</sub>の正味 吸収量等の炭素循環に関する情報が得られる。本研究 では、世界気象機関(WMO)全球大気監視(GAW)計画 の全球観測所として国内で唯一選定されている南鳥島 気象観測所において、気象庁の協力の下で2015年末よ り大気中δ(0<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>)の連続観測を開始・継続しており、 2016年度秋季大会ではその速報を行った。今回は第2 報として、2018年前半までに得られた観測結果と、大 気輸送モデルを用いた解析結果について報告する。 2. 観測

気象庁南鳥島気象観測所(24.28°N, 153.98°E)に おいて、大気中  $0_2$ 濃度( $\delta(0_2/N_2)^*$ )および  $C0_2$ 濃度を、 磁気式酸素分析計(POM-6E、Air Liquid Japan)およ び非分散型赤外分析計(Li-820、Licor)を用いて観測 した。測定精度は、標準ガス分析における分析計出力 の 2 分および 30 分移動平均値の標準偏差が $\delta(0_2/N_2)$ で 約±5 per meg および±2.5 per meg であり、 $C0_2$ 濃度 では±0.06 および±0.04 ppm であった(Ishidoya et al., 2017)。

\* $\delta(0_2/N_2) = [(0_2/N_2)_{sa}/(0_2/N_2)_{st}-1]x10^6$  (per meg)、sa および st は測定試料と標準試料を示す。1 mol の空気 から、1  $\mu$  mol の  $0_2$ 分子が増減する際に $\delta(0_2/N_2)$ が4.8 per meg 増減する。

#### 3. 結果と考察

南鳥島において現在までに得られた大気中 $\delta(0_2/N_2)$ と CO<sub>2</sub> 濃度の連続観測結果を図1に示す。 $\delta(0_2/N_2)$ は、数日から季節、年の時間スケールにおいて、いずれも CO<sub>2</sub>濃度と逆位相の変動を示した。季節変動については、陸上生物の呼吸・光合成のバランスにより夏季に  $\delta(0_2/N_2)$ が増加、CO<sub>2</sub>濃度が減少し、 $\delta(0_2/N_2)$ には大気海 洋間 O<sub>2</sub> 交換の季節変動も寄与している。平均的な  $\delta(0_2/N_2)$ および CO<sub>2</sub>濃度の振幅は 82 per meg および 8.4 ppm と、過去の研究による西太平洋上の同緯度帯の観測結果 (Tohjima et al., 2005) と整合的であった。

図1に見られる数日スケールの短周期変動について、 大気輸送モデル (NICAM-TM) (e.g. Niwa et al., 2012) を用いた計算結果と比較した。図2はその一例として 2017年1月から6月までの比較結果であり、陸上生物 活動に対する保存量である大気ポテンシャル酸素 (APO =  $0_2$  + 1.1xCO<sub>2</sub>)の変動も併せて図示した。モデル計算 には、過去の研究に基づく、化石燃料消費・陸上生物 活動・大気海洋間ガス交換に関する  $0_2$ および CO<sub>2</sub>フラ ックスを与えている。2016-2017年の観測期間を通じ た観測値とモデル値の相関係数は CO<sub>2</sub> 濃度で 0.61、  $\delta(0_2/N_2)$ で 0.51と有意な正の相関が見られ、短周期変 動の平均振幅についてもモデル値は観測の 99% (CO<sub>2</sub> 濃度)および 90% ( $\delta(0_2/N_2)$ )と観測結果と同等の変 動を示した。しかしながら APO の短周期変動では、観 測値とモデル値の相関係数は 0.30 と低く、モデル値の 変動の振幅は観測の 72 %と、観測された短周期変動に 対して過小評価になっていた。このことは、モデルに 与えた大気海洋間 02 フラックス (Garcia & Keeling, 2001) が monthly の気候値であるため APO の短周期変 動の再現には不十分であり、高時空間分解能の大気海 洋間 02 交換の評価の上で APO の連続観測が有用である ことを示唆している。発表ではフラックス毎の $\delta(0_2/N_2)$ 、 C02濃度および APO への寄与や、気象庁の定常観測成分 の一部も含めた解析結果も示す予定である。

<u>謝辞</u>:本研究は環境省地球環境保全試験研究費等によ り実施された。



図1:南鳥島における大気中δ(0<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>)とC0<sub>2</sub>濃度の変動。 灰点および黒実線は分析計出力の1時間および24時間 の移動平均値を示す。



図2:南鳥島における大気中δ(0<sub>2</sub>/№)、CO<sub>2</sub> 濃度および APO の短周期変動。図1に示した24時間平均値につい て、観測値へのベストフィットカーブからの偏差であ り、2017年前半の結果を例として示す。赤は大気輸送 モデル(NICAM-TM)による計算結果について同様の処 理により導出した変動である。

### 東京における人為起源 CO<sub>2</sub> 推定のための O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> 連続観測 \*保科優,遠嶋康徳,寺尾有希夫,町田敏暢 (国立環境研究所)

#### 1. はじめに

大都市圏での大気 CO, 濃度の高精度観測は、温暖化 の要因である化石燃料起源 CO<sub>2</sub>の排出量インベントリ の検証に有用である. さらに、観測される CO2 濃度変 化から化石燃料起源と生物起源に分離することができ れば、インベントリの検証精度を高めることができる と期待される. CO2 の起源分離には、放射性同位体比 (Δ<sup>14</sup>C)を用いる手法[1]が最も不確かさが小さいとさ れているが,分析の手間とコストにより,高時間分解 能での観測は困難である.一方,酸素は化石燃料の燃 焼時に CO2 と交換し、その交換比(-O2/CO2) は燃料の 元素組成によって異なる. 例えば, 石炭では 1.17, 石 油では1.44, 天然ガスでは1.95 といった交換比をとり [2], 一般に化石燃料燃焼の際の交換比は陸域での生物 活動による交換比(1.10)[3]よりも大きい.そこで、 化石燃料と生物活動による交換比の差を用いることで, 化石燃料起源の CO2 濃度変化を分離することができる. 本研究では、東京スカイツリーで観測された大気中酸 素および CO2濃度変動から化石燃料起源 CO2の推定を 行うとともに、化石燃料起源 CO2 の季節、空間的特徴 を調べた.

#### 2. 観測と化石燃料 CO<sub>2</sub> 推定手法

2017年2月から東京スカイツリーの250m地点で大 気中酸素および CO2濃度の連続観測を,燃料式酸素計 (Oxzilla II)および非分散型赤外線分析装置(LI840A) をそれぞれ使用して開始した.

モデル計算により,海洋の酸素, CO<sub>2</sub> フラックスは CO<sub>2</sub> の短時間変化には寄与率が非常に小さいと推定さ れることから,酸素と CO<sub>2</sub> 濃度の短時間変化は主に化 石燃料起源と陸上生物起源の排出・吸収の変化によっ て説明できる.また,生物活動による-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>は,1.10 であり,化石燃料-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>については,東京都のエネル ギー消費統計(資源エネルギー庁)から1.68と推定で きる.これらの関係から1時間ごとの-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>と CO<sub>2</sub> 濃度変化に対する化石燃料 CO<sub>2</sub>濃度変化を求めた.

#### 3. 結果

観測された大気 CO<sub>2</sub>および酸素濃度は、季節変化に 加えて、数日周期で数十 ppm の CO<sub>2</sub>濃度上昇および酸

素濃度減少するイベントが数多く観測された. この短 期変動イベントでは COっと酸素濃度の変動との間に負 の相関関係が見られた.-O,/CO,の月平均値を調べると、 夏季に1.35と低く、冬季に1.63と高い季節変動が認め られた(図1). これは夏季に植物起源の影響が大きく なるためと考えされる.また、つくばの国立環境研究 所(大気採取口の高さはおよそ5m(~2017年6月), 15m(2017年6月~))で観測される-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>と比較す ると、東京の方が-O/CO,が 0.2 大きく、季節変化が小 さい. これはつくばの方が植物の影響が大きいこと、 また、消費される化石燃料の種類が異なるためである と推測される、観測しているスカイツリーの高さ250m 地点でのバックトラジェクトリから風向, 風速を推定 し、-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>との関係を調べた.風向ごとに-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>を 見ると、北西、南西の風の時は、1年を通して-O2/CO2 が高く、季節変化も小さいことから、西からの化石燃 料 CO2 の寄与が大きく、-O2/CO2 が高い天然ガスの消 費が多い可能性が示唆された.



図1 東京スカイツリー (TST) とつくば (TKB) で 観測された月ごとの-O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>. 期間は 2017 年 2 月から 2018 年 2 月まで.

参考文献

- Turnbull J. C., et al., 2006, J. Geophys. Res. Atmos., 114, D22302.
- [2] Keeling, R. F., 1988, Ph D. thesis, Harvard Univ., U.S.A.
- [3] Severinghaus, J. P., 1995, Ph D. thesis, Columbia Univ, U.S.A.

### GOSAT-2 と地上観測による全球のメタン放出量推定と 評価手法の包括的研究(その1)

\*齋藤尚子(千葉大環境リモセン), 犬伏和之(千葉大園芸), 林田佐智子(奈良女子大), Prabir Patra (海洋研究開発機構), 山本昭範(東京学芸大), 寺尾有希夫(国立環境研究所)

#### 1. はじめに

大気中のメタンは、放射強制力において二酸化炭素 に次ぐ主要な温室効果ガスであり、アジア域はメタン の一大発生地であることが明らかになっている. イン ド等の南アジア域の水田からは膨大な量のメタンが放 出されているという報告があるが、メタン放出源の多 くはメタン菌等の生物由来であり、気温や十壌成分及 び水田の湛水状況によって放出量が異なるなど、メタ ンの放出量推定には未だ不確定要素が多い. さらに、 この領域はアジアモンスーン循環に伴う強い上昇流の ため、地上で発生した物質が容易に上空に輸送される 特異的な領域であり,水田等で放出された高濃度メタ ンがどの程度上空に運ばれ、またその影響がどの程度 の範囲に及ぶのかについて、観測に基づく確かな知見 は得られていない. このことは、大気輸送モデルによ るメタン放出量の推定において大きな誤差要因になり 得る. 日本の温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT は、全 球の温室効果ガス濃度の高精度モニタリングを実現し, 温室効果ガス排出量推定の高度化に大いに貢献してい る. 今年度には GOSAT の後継機である GOSAT-2 の打 ち上げが予定されており、GOSAT-2 データを用いた温 室効果ガス排出量推定のさらなる精緻化が期待される.

環境研究総合推進費 2-1802 課題「GOSAT-2 と地上観 測による全球のメタン放出量推定と評価手法の包括的 研究」では、GOSAT-2 の最大の特徴である、多成分観 測(メタン、CO、N<sub>2</sub>O)かつ気柱平均濃度及び鉛直濃 度分布の同時・同視野観測を活かして、全球のメタン 放出量推定の精緻化を目指している、本発表では、本 研究の研究計画の概要と進捗状況を報告する.

#### 2. 研究の概要

本研究では、GOSAT および GOSAT-2 の短波長 (SWIR) バンド及び熱赤外(TIR) バンドから得られ るメタンの 3 次元濃度分布データを活用し、トップダ ウン手法に基づいた全球のメタン放出量の推定確度及 び精度を改善することを目的として、5 つの研究課題を 実施する(図1).

(1) GOSAT, GOSAT-2の SWIR バンド及び TIR バン

ドを複合利用し、地上の発生源の情報をより反映した 下層メタン濃度の高精度導出を試みる.さらに、TIR バンドのメタン鉛直濃度分布をもとに、大気輸送モデ ルの輸送過程の評価を行う.

(2)メタン濃度の地域別特性の抽出を行い,時空間 スケールの異なる地上観測データ,GOSAT,GOSAT-2 等の衛星データ,大気輸送モデルのメタンデータの比 較・検証方法を確立する.

(3) 大気輸送モデルの改良を行い,地上観測および GOSAT, GOSAT-2 のデータを投入して,メタン放出量 のインバース解析を実施する.計算されたフラックス 及び大気メタン濃度を地上観測データによる検証に基 づいて評価し,メタン放出量の推定精度の向上を図る.

(4)南アジアで、レーザー分光計による地上メタン 濃度の連続観測を実施し、メタンの濃度の日内変動及 び日々変動を理解し、レーザー分光計で得られる時空 間分解能の極めて高いポイントデータの濃度の時空間 代表性の評価を行う.

(5)南アジアで、フラスコサンプリング観測を実施 し、メタンと CO 濃度ならびにメタン安定炭素同位体 比の高精度計測を行う.両者の関係性から、メタン発 生源の特定を図り、モデルによるメタン放出量推定の 精緻化に向けたプロセスの理解を進める.



謝辞:本研究は、(独)環境再生保全機構「環境研究総 合推進費」(2-1802 課題)により実施しております.

#### GOSAT および GOSAT-2 の短波長赤外プロダクトの検討状況

\*吉田幸生、押尾晴樹、染谷有、大山博史、 亀井秋秀、森野勇、内野修、齊藤誠、野田響、松永恒雄(国立環境研究所)、TCCON partners

#### 1.はじめに

2009/01/23 に打上げられた温室効果ガス観測技術衛 星 GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) は、二 酸化炭素 (CO2)、メタン (CH4) の全球分布を観測すること を目的とした衛星であり、そのプロジェクトは環境省・宇宙 航空研究開発機構 (JAXA)・国立環境研究所 (NIES) が共 同で推進している。GOSAT は 2014/01 に 5 年間の定常 運用を終え後期利用運用期間へと移行し、現在も観測を 継続している。また、後継機である GOSAT-2 は 2018 年 度内の打上を目標に、現在開発が進められている。 GOSAT、GOSAT-2 ともに主センサはフーリエ変換分光計 (FTS: Fourier Transform Spectrometer) で、短波長赤外 (SWIR; Short-Wavelength InfraRed) から熱赤外 (TIR; Thermal InfraRed) にかけて複数のバンドを有している(表)。 TIR スペクトルは中部対流圏~下部成層圏にかけての気 体濃度プロファイルに比較的高い感度を示す一方で、地 表付近の濃度に対する感度は低い。他方、SWIR スペクト ルは地表面を含む大気全層 (カラム量) に対して感度を持 つものの、高度分解能は悪い。

#### 2. GOSAT 短波長赤外プロダクトの公開状況・改訂計画

NIES は SWIR スペクトルから CO2, CH4 のカラム平均 濃度(XCO2, XCH4)を導出するアルゴリズムの開発と処理、 導出結果の検証を担当している。SWIR スペクトルから XCO2, XCH4を導出する際の最大の誤差要因として、エア ロソルの散乱等による光路長変動が挙げられる。NES で 開発したアルゴリズムは、エアロソル等の特徴を記述する 物理量を用いて光路長変動の影響を含む理論スペクトル を計算し、導出に利用する Full-Physics 法と呼ばれる手法 に分類され、XCO2 XCH4 と同時にエアロソル物理量等を 同時推定することで光路長変動の影響低減を図る。得ら れた結果は、TCCON (Total Carbon Column Observing Network) による地上設置高分解能 FTS から得られる XCO2, XCH4 を用いて検証されており、2018/07/01 時点で 公開中の SWIR L2 V02.72 (2009/04/23~2018/05/31、陸 域、Gain-H)とTCCON (GGG2014)との比較から、XCO2 のバイアス・ばらつきはそれぞれ -0.38 ppm ・2.18 ppm、 XCH4 に対しては -3.4 ppb ·13.0 ppb と誤差 1% 以下を実 現している。なお、カラム平均濃度のバイアスと同時推定 物理量の間に本来見られないはずの相関関係が確認さ れており、逆にこれを利用した経験的なバイアス補正を適 用したプロダクトも一部観測期間について公開を始めた。

地表面反射率の高い領域を観測した際に FTS の観測 信号が飽和しないよう検出器のゲインを切り替える運用 がなされているが (ノミナル: Gain-H、高反射率領域: Gain-M)、ゲイン間でアナログ回路の特性が異なるため、 SWIR スペクトル形状に系統的な差異が生じ、XCO2, XCH4 のバイアスの差異の原因となっている。また、SWIR 解析アルゴリズムにおける陸面と水面の地表面反射の扱 いの違いもバイアスの差異を生じている。加えて、TCCON データとの比較から、バイアスが時間とともに緩やかに変 化していることも分かっている。これらバイアスの時空間変 動の低減を目的とした検討を進めている。

#### 3. GOSAT-2 短波長赤外プロダクトの準備状況

GOSAT-2 では、GOSAT において実施してきた観測の 発展・継続を目的としており、搭載センサや観測対象気体 といった基本コンセプトには大きな違いはないが(表)、有 効データ取得率向上のための軌道上における観測視野 内の雲識別・回避機能の追加や、カラム平均濃度導出精 度向上のための信号対雑音比(SNR)向上、一酸化炭素 (CO)観測のためのバンド幅拡張、等が実施される。

SWIR プロダクトとしては GOSAT 同様、Full Physics 法 に基づくカラム平均気体濃度プロダクトの他に、Proxy 法 に基づく XCH4、および、太陽光誘導クロロフィル蛍光 (SIF; Solar-Induced chlorophyll Fluorescence) についてもプ ロダクトに加える準備を進めている。これらは雲・エアロソ ルの影響を比較的受けにくいため、Full Physics 法による カラム平均気体濃度プロダクトよりも多くのデータを提供で きる見込みである。

	GOSAT	GOSAT-2		
観測対象	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> O, CO		
波数範囲 [cm <sup>-1</sup> ] (S): SWIR (T): TIR	(S) 12900 ~ 13200 (S) 5800 ~ 6400 (S) 4800 ~ 5200 (T) 700 ~ 1800	<ul> <li>(S) 12950~13250</li> <li>(S) 5900~6400</li> <li>(S) 4200~5200</li> <li>(T) 1188~1800</li> <li>(T) 700~1188</li> </ul>		
瞬時視野	約 10.5 km Ф	約9.7 kmΦ		
視野	直下点を中心に AT: ±20°, CT: ±35°	直下点を中心に AT: ±40°, CT: ±35°		

#### 表. GOSATとGOSAT-2に搭載されるFTSの仕様。

AT: Along Track, CT: Cross Track GOSAT データ公開サイト: https://data2.gosat.nies.go.jp/

### 那覇で観測された対流圏オゾンの増大現象について \*山口小雪 <sup>1</sup> 林田佐智子 <sup>1</sup> 1.奈良女子大学

#### 1. はじめに

対流圏オゾンは短寿命気候汚染物質の1つであ る。対流圏オゾンの起源は、成層圏からの流入と、 境界層内でオゾン前駆物質の光化学反応による生成 に分類される。亜熱帯ジェット気流付近での成層圏 からのオゾンの流入は、対流圏オゾンの分布に強く 影響している[1,2]。東アジア域における対流圏オ ゾンの起源については、成層圏からの流入と対流圏 での生成が同じ緯度で極大となることが[3]で示さ れている。したがって、成層圏からのオゾンの流入 はカラム量では判断しにくく、高度分布ごとに解析 する必要があるため、オゾンゾンデ観測の活用が重 要である。

我々は、28年間の那覇におけるオゾンゾンデの観 測データを解析し、近年、4月頃に対流圏オゾンが 極めて顕著に増大する現象を確認した。このオゾン 増大現象について、対流圏成層圏交換過程に着目し て解明する。

#### 2. 観測データ

【オゾンゾンデデータ】解析したデータは WOUDC の IP で公開されているデータである。解析期間は 1989 年 9 月から 2018 年 1 月までである。

#### 3. 解析手法とその結果

那覇では2008 年 11 月からオゾンゾンデの測器が 変わっているため、[4]を参照してバイアス補正を 行なった。各高度で比較しやすいようにオゾンゾン デデータを150m 毎にグリッド化し、高度分布の時 間的変化を調べた[5]。その結果、近年、那覇で4 月頃に特異的な値が観測されていたことを発見し

た。図1に28年間のデ ータの統計を高度毎に示 す。Meを中央値、Q<sub>1</sub>,Q<sub>3</sub> を全データの中で順位的 にそれぞれ25%,75%に位 置する値、L<sub>3</sub>=Q<sub>1</sub>-1.5× (Q<sub>3</sub>-Q<sub>1</sub>)、U<sub>5</sub>=Q<sub>3</sub>+1.5×(Q<sub>3</sub>-Q<sub>1</sub>)、L<sub>3</sub>未満またはU<sub>5</sub>を 超えるデータの値を外れ 値0とした。図1では0 をドットで示している。 那覇の特徴は外れ値が上部対流圏から下部対流圏に かけて一様に分布していることである。図2は対流 圏オゾンの月平均値[ppb]がQsよりも高い時の高度 とその月を示している。また、矢印は4月を示す。 全ての期間について解析したところ、特に、2006年 以降、4月頃に高い濃度が頻繁に観測されている。 今後は、後方流跡線解析や、気象場の解析などを

行う予定である。

#### 4. 参考文献

- [1] Holton, J. R. et al., 1995, Rev Geophys, 33, 403-439.
- [2] Hsu J., et al., 2005, J. Geophys. Res., 110, 19305-19317.
- [3] Nakatani A., et al., 2012, JMSJ, 90(2), 207– 222, doi:10.2151/jmsj.2012-204.
- [4] WMO, 2004, JOSIE-2000. WMO/GAW, 158, 147.
- [5] 黒川歌夕,林田佐智子,日本気象学会 2013 年度秋季大 会予稿集,386.



図1.対流圏オゾンの高度毎の統計値



### 中国の農業残渣焼却が与える大気汚染への影響分析

\*呂曉萍<sup>1</sup>,林田佐智子<sup>1</sup>,山地一代<sup>2</sup>

1:奈良女子大学 2:神戸大学

#### 1.研究背景と目的

中国において、近年都市化・工業化が急速に発展してい る。それに伴い、中国では大気環境の悪化が深刻化して いる。また中国は農業大国で、食糧生産は年々増加して いる。そのため、作物のトウモロコシや麦の収穫後に残 る残渣の量も経済発展に伴って増加し、その多くが廃 棄物として現地で焼却されている。6月、10月には耕 作地で火災検知数が多い。このまま農業残渣焼却が進 むと、窒素酸化物(NOx)や PM2.5 などの大気汚染物質 が大量に発生し、健康被害や視程悪化による交通への 影響も懸念される。[文献 1~4]

上記のような背景から、本研究では、農業残渣焼却に よる大気汚染物質の排出量の経年変化を推定し、大気 汚染への影響を分析することを目的とする。そのため、 まず人工衛星データを用いて中国中東部の火災検知数 と NO2 やエアロゾル等について、時空間分布の比較を 行う。

#### 2.解析に用いたデータ

### [1] NO<sub>2</sub>データ

Aura 衛星搭載の OMI<sup>\*1</sup> センサの紫外・可視スペク トルから導出された、対流圏 NO<sub>2</sub> 濃度を利用する。 解析期間は 2007~2018 年である。

[2]火災検知数データ

Terra/Aqua 衛星搭載の MODIS<sup>\*2</sup> センサの熱異常値 データに火災検知アルゴリズム[文献 5]を適用して作 成された火災プロダクト(0.1°×0.1°)を用いた。 [3]GIS データ

中国のサイトで中国全国の行政区データを利用する。

#### 3.解析方法

中国の中東部の安徽省、江蘇省、河南省、河北省、山東 省の5つの省に対して、MODIS で得られた 2007-2017 年の火災検知数を、GIS を使って抽出した。また OMI のデータを利用して中東部の NO<sub>2</sub> カラム濃度を調べ、 GIS で地理分布を調べた。

#### 4.分析結果

中国中東部の領域において、主要農産物の収穫時期で ある6月、10月に、火災検知数が非常に多く検出され た(図1)。6月の火災検知数は、2012年をピークに、 それ以降は減少傾向あり、2016年に大幅に減少した。 その後2017年にはやや増加した。他方、10月の火災 検知数は、2015年まで増加傾向を示し、2017年には急 激に減少し、2007-2008年と同レベルとなった。NO<sub>2</sub> カラム濃度との対応の詳細を含めた議論は当日の発表 で述べる。



図 1:2007-2017 年中国中東部 6 月(上)、10 月(下)の 火災検知数 横軸:年 縦軸:火災検知数

#### 5.参考文献

[1] 付乐, 王姗姗, 武志立,等. 2017, 农业环境科学学 报,36(4):808-816.

[2] 曹国良, 张小曳, 王亚强,等. 2007,科学通报, 52(15):1826-1831.

[3] K. Yamaji, J. Li, .et al.Atmos. 2010,Chem. Phys., 10, 7353–7368.

[4] Leishi Zhang, et al.2017, Atm. Environ. 154, Pages 151-166

[5] Giglio et al.2003,RES.

\*1. Ozone Monitoring Instrument

\*2.MODerare resolution Imaging Spectroradiometer

### グリーンランド氷床北西部 SIGMA-A サイトにおける 積雪表層の水安定同位体と大気循環場の関係 \*黒崎豊(北海道大学環境科学院・低温科学研究所), 的場 澄人,飯塚 芳徳(北海道大学低温科学研究所), 庭野 匡思,谷川 朋範(気象庁気象研究所), 青木 輝夫(岡山大学大学院自然科学研究科)

#### 1. はじめに

降雪をなす水分子の安定同位体比(δ<sup>18</sup>O, δD)から 算出される d-excess は海面から大気に水蒸気が蒸発す るときの相対湿度,風速,水温によって決定付けられ, 大気中の水蒸気の輸送過程では保存される[1]. そのた め d-excess は水蒸気の起源を推定するための有用なツ ールである[2]. グリーンランド氷床北西部 SIGMA-A

(N78°3'6", W67°37'42", 標高 1490 m, 図 1) において 2017 年 5 月 25 日から 6 月 6 日に気象・雪氷観測が行わ れた[3]. その観測において,表面雪の d-excess と降雪 をもたらす水蒸気の起源,輸送経路との関係を明らか にすることを目的として,表面雪を採取した.

#### 2. 同位体分析

積雪試料中の $\delta^{18}$ O と  $\delta$ D は、レーザーキャビティリン グダウン分光法を用いた同位体比分析装置 (Picarro CRDS L2130-i) に高速蒸気化装置 (Picarro 社 A0212) にて蒸気化させた試料を導入して測定した.分析精度 は  $\delta^{18}$ O が±0.8 ‰,  $\delta$ D が±0.8 ‰ である.

#### 3. 結果と考察

図2にSIGMA-Aで採取した表面雪のd-excessの日変 化を示す. d-excess は5月29日から5月30日にかけて 12.1 ‰から24.4 ‰まで増加し、5月30日にピークが見 られた. その後、6月4日までに15.7 ‰まで減少した が、6月5日に23.3 ‰まで増加し、6月5日に2度目 のピークが見られた.

降雪をもたらす空気塊の輸送経路を明らかにするため,毎日 00 時に SIGMA-A の高度 1500 m a.g.l.に到達す



図1 グリーンランド北西部 SIGMA-A サイト

る空気塊の後方流跡線解析を行った(図3). d-excess がピークに達した日に SIGMA-A に輸送された空気塊 は、バッフィン湾を経由して南から輸送されたもので あった.また、NCEP/NCAR 再解析データから、それ らの空気塊は、バッフィン湾北部の低気圧性循環の風 によりバッフィン湾上空1500 mの開水面上を経由した ことが分かった.このときにバッフィン湾海面上から 高度 850 hPa より上空まで上昇流が確認できた.したが って、SIGMA-A で観測された高い d-excess を持つ降雪 は、高緯度から寒気がバッフィン湾の開水面を通過す る際に生じた比較的激しい水蒸気の蒸発によってもた らされたと考えられる.

#### 参考文献

- [1] Merlivat L., and Jouzel J., 1979, *J. Geophys. Res.* **84**, 5029-5033.
- [2] Yamanaka, T., et al., 2002, J. Geophys. Res. Atmos., 107 (D22), 4624.

[3] Matoba, S., et al., 2018, Bull. Glaciol. Res., 36, 15-22.





図2 SIGMA-A サイトで採取された表面雪の d-excess.

図3 SIGMA-A 付近高度 1500 m a.g.l.を起点とする, NOAA-HYPLIT model による7日間の後方流跡線. ひまわり 8 号データと大気モデルを用いた PM2.5 同化予測システムの構築 \*黒田剛史(1), Pradeep Khatri(2), 早坂忠裕(2), 五藤大輔(3), 笠井康子(1), 是津耕司(1)

(1)情報通信研究機構,(2)東北大学大学院理学研究科,(3)国立環境研究所

#### 1. 背景

大気中の PM2.5,対流圏オゾン,NOx,SOx などが引き起こす肺疾患・脳血管疾患などの健康被害は世界的にも深刻である.世界保健機関(WHO)は2012年における世界でのこのような大気汚染による死亡数を約370万人と推定したが[1],これは交通事故よりも多い値となる.日本国内,特に西日本においては国外からこれらの物質が輸送される「越境汚染」が特徴的で,国内で観測される PM2.5 と対流圏オゾンの約50%が国外を起源としているという報告がある[2.3].

そこで我々は、ヘルスケア等への活用を見据えて、東 アジア領域のエアロゾル分布を高い時空間分解能で観 測するひまわり 8 号のデータと大気モデルを用いた大 気質予測システムの構築に着手した.本発表では PM2.5 に焦点を当てた予測システムについて、その進 捗を紹介する.

#### 2. 概要

ひまわり8号の可視赤外放射系(AHI)は、エアロゾル の光学的厚さとオングストロームパラメータを水平分 解能約5km,時間分解能10分で測定し、ほぼリアルタイ ムでそれらのデータを公開している.このデータを用 いて、二峰性の粒径分布を仮定したアルゴリズム[4]と CALIPSOの観測データを参照した鉛直分布により、地 上付近のPM2.5量が導出できる.

図1に上記のアルゴリズムにより求めた2018年3月に おける西日本~東シナ海にかけての地上付近PM2.5量 のマッピングの例,及び福岡市中心部(東経130.4°,北緯 33.6°)の昼間のPM2.5量についての環境省「そらまめ君」 との相関を示す.ひまわり8号によるエアロゾルの観測 は晴天時の昼間に限られるため欠損領域が多いものの, これにより観測から地上PM2.5量を広範囲に求めるこ とが可能となる.

次にこれを大気モデルに同化することにより,欠損 領域の補完及び未来予測に用いる.図2は全球エアロゾ ルモデルNICAM-SPRINTARS[5]にひまわり8号のエア ロゾル光学的厚さをナッジング同化した例である.ま た都市道路レベルでの予測を目指して領域モデル WRF-CMAQを用いた水平1km分解能での計算にも着 手しており,発表ではこれらのモデル計算に観測を同 化することによる予測精度の改善について議論する.



図1:ひまわり8号AHI観測データから導出した地上 PM2.5量(µgm<sup>3</sup>) について,(a)2018年3月10日(清浄時)及 び(b)3月25日(越境汚染時)の日本時間16時における九州 周辺の分布(白い部分は欠損),(c)2018年3月における環 境省「そらまめ君」 福岡市役所測定局での観測との相関.



図2:NICAM-SPRINTARS(全球一様約56km分解能)で 行ったエアロゾル同化計算の例.

#### 参考文献

[1] http://www.who.int/mediacentre/news/releases/2014/air-pollution/en/

- [2] 金谷, 日経サイエンス 2013 年 5 月号.
- [3] Nagashima et al., ACP 10, 11305–11322, 2010.
- [4] Higurashi and Nakajima, JAS 56, 924-941, 1999.
- [5] Goto et al., Geosci. Model Dev. 8, 235–259, 2015.

#### 財前祐二、梶野瑞王、足立光司、折笠成宏、田尻拓也(気象研究所)

#### 1. はじめに

視程は、航空機、船舶などの運航や社会生活に影響する。 視程低下の要因としては、降水や霧など空気中の水滴の他、 靄、黄砂、煙霧などエアロゾル粒子の影響によるものがある。 近年、越境汚染などにより、硫酸塩などの吸湿性粒子が増加 している。エアロゾルによる可視光の消散係数は、相対湿度 と明瞭な関係があることが知られている(Iwakura and Okada, 1999)が、それは吸湿性粒子が膨張するためである。このため、 視程の予測精度を向上するためには、エアロゾルの予測情報 を取り入れることが有効であると考えられる。この研究では、 2018年5月に福岡において視程を観測し、エアロゾルモデル で計算された視程との比較を試みた。

#### 2. 方法

視程は、2018年5月9日から6月1日までの約20日間に 福岡大学(福岡市)において5階建ての校舎の屋上で、バイ サラPWD-20(方式;45°前方散乱方式、光源;875nm近赤外 線発光ダイオード、測定範囲;10-2000m)を用いて、1分毎 に行った。POPC(偏光 OPC)を始め、各種エアロゾル濃度、サイ ズ分布測定、気象観測、透過型電子顕微鏡用サンプル粒子採 取も同時に行った。

エアロゾル濃度は、領域気象化学モデル(NHM-Chem v1.0) を用いて求めた。グリッドは、東アジア(水平 200×140、 $\Delta$ x=30km、鉛直 38 層、22055m(NHM)、40 層、18000m(CTM)であり、 エアロゾル種は非平衡 3 カテゴリーを選択した(Kajino ら、 2018)。消散係数はエアロゾル種別に、水蒸気との平衡からサ イズ分布を求め、仮定された複素屈折率を用いて、ミー散乱 により求めた。

#### 3. 結果

図1に、観測された消散係数とモデルから求められた消散 係数の時系列を示す。観測とモデルはあまりよく合っていな い。観測のみに見られるピークがいくつかあるが、これは降 水等によるものが、モデルでは除かれているためである。反 対にモデルのみに見られるピークは、モデルの相対湿度が大 きく過大評価になっているのが主原因である。



図1. 観測とモデルによる消散係数の比較



図2. モデルで計算されたエアロゾル形状別の消散係数 図2に、モデルで計算されたエアロゾル形状(球形・非球 形)別の消散係数を示す。18日の球形粒子の増加と25-26日 の黄砂は、POPCによる観測とよく一致しており、エアロゾ ル濃度の再現性は悪くない。

#### 4. まとめと今後

近い将来の実用化を目指すが課題は多い。当面は、相対湿 度の精度改善が本質的である。

#### 参考文献

Iwakura, S., and Okada, K., Papers in Met. and Geophys., 50,81-90, 1999

Kajino et al., Geosci. Model Dev. Discuss., http://doi.org/10.5194/gmd-2018-128, 2018

### ニーオルスンライダーによる高緯度北極対流圏エアロゾルの季節変化

\*柴田隆(名古屋大)、白石浩一(福岡大)、岩崎杉紀(防衛大)、 塩原匡貴(極地研)、鷹野敏明(千葉大)

#### 1. はじめに

北極域のエアロゾルおよび雲の高度分布とその 時間変化の測定は、極域という制約から、地上設置 の装置による通年連続観測の例はごく限られてい る。我々は2014年3月より対流圏・下部成層圏の ライダー連続観測を実施しこれまで4年間超のデー タを取得している。昨年の秋季大会では昨年まで の観測で得られた、対流圏エアロゾル濃度・粒子偏 光解消度・後方散乱波長依存性の高度分布と季節変 化についての結果を報告した。本発表はその後1年 間の観測を加えた続報である。

#### 2. 北極ライダー観測

我々はスバールバル、ニーオルスン国立極地研 究所北極基地に、2波長ミー散乱偏光ライダーを設 置し連続観測を実施している。観測開始後約4年半 の期間、測定を継続し現在もデータを蓄積し続けて いる。

ニーオルスンライダーは Nd: YAG レーザの二波 長(1064nm と 532 nm)を用い、それぞれの波長の後 方散乱係数、および 532nm の偏光解消度を測定し ている。エアロゾルの季節変化の解析には晴天時だ けの信号を用いている。エアロゾルの光学的な濃 度が低くかつ変化の程度が小さい成層圏高度におい て、ラジオゾンデデータから計算されたレーリー後 方散乱係数を用いて信号を校正する。成層圏エアロ ゾルの後方散乱は、成層圏データの解析[1]や中低 緯度での観測[2]を参照し、後方散乱比を 532 nm で 1.10 と設定した。また偏光解消度については、境界 層内で、偏光ライダー信号がエアロゾル粒子の潮解 の効果と推測される球形粒子の特徴を示す例が多 く、逆にこの高度での球形粒子の存在を仮定して信 号の較正[3]を行った。

#### 3. 結果

上記の解析が可能であるような晴天時間を含む 観測日の日数は、観測を開始した 2014 年 3 月から 2018 年 6 月までで約 598 日であった。 図 1 は高度 ごとに月平均した後方散乱係数を、図 2 は同じく粒 子偏光解消度をプロットしたものである。いずれも 2~10km で明確な 1 年周期の変化を示し、それぞ れ、夏季と春季に極大を示して、異なった季節変化 を示している。また偏光解消度では 2017 年 9 月か ら 2018 年 1 月にかけて上記の季節変化の周期とは 明らかにずれた極大が見られる。これはカナダ、ブ リティッシュコロンビアで発生した大規模な山火事 により増加したバイオマス燃焼期限のエアロゾルに よる。

#### 参考文献

- [1] 白石他, (2017), 2017年日本気象学会秋季大会
- [2] Sakai, T. et al., (2016), J. Geophys. Res., 121, 10283-10293.
- [3] Adachi, H. et al., (2001), Appl. Opt., 40, 6587-6595.



図1 月平均後方散乱係数



図2 月平均粒子偏光解消度

### EarthCARE 衛星に向けた放射プロダクトの開発 \*山内晃、鈴木健太郎(東京大学)、及川栄治(九州大学)

#### 1. はじめに

雲とエアロゾルは地球の放射収支に大きな影響を与 えており、雲・エアロゾルの相互作用は気候変動を理 解・予測する上での不確実性を含む重要な要素として 認識されている(e.g., <sup>1</sup>Stephens 2005, <sup>2</sup>Dufresne and Bony 2008)。これらの理解を深めるために、本研究はA-Train 衛星群に搭載されたセンサーから導出された雲・エア ロゾル情報をもとに大気の放射フラックスと加熱率を 計算するアルゴリズム開発を行った。

#### 2. 使用データと対象期間

本研究は放射伝達モデル MSTRANX(<sup>3</sup>Sekiguchi and Nakajima 2008)を用いて大気の短波・長波の放射フラ ックスと放射加熱率の計算を行う。放射計算の入力 値となる雲・エアロゾルは CloudSat/2B-CWC-RO, CALIPSO/Cloud and Aerosol Layer Products, MODIS/ MAC06S0, 気象場は GEOS-4,5, 地表面アルベドは MODIS/MCD43C3, 海氷分布は HadISST をそれぞれ使 用した。また放射計算結果との比較する観測値として CERES の観測データを使用した。

本研究は2007年1月から12月までの1年間を解析の 対象とした。

#### 3. 結果と考察

図1は大気上端における上向き短波放射フラックス の放射計算結果とCERES 観測値の2次元頻度分布,バ イアス(計算値 - CERES),二乗平均誤差(RMSE)を示し ている。瞬間値の比較(図1(a))ではバイアスが-13.6 であ り,計算値は観測値に比べて過小評価している。また, バイアスと RMSE は,時空間スケールを増加させるに つれて減少する(図1(b)-(e))。また,短波放射だけでは なく,大気上端の上向き長波放射フラックスのバイア スも観測値に比べて過小評価している。

本稿には示していないが、大気上端における上向き短 波放射フラックスのバイアスと RMSE の全球分布を比 較した場合、低層雲が卓越して発生しているペルー沖 やカリフォルニア沖などでは計算値が過大評価されて おり、対照的に東南アジア周辺では計算値が過少評価 されている。計算値と観測値とのバイアスには各領域 で系統的な誤差が生じており、各領域で発生する雲特 性を正しく理解することで補正等を行うことが可能で あると考えている。放射計算を行う際の入力値とする 雲タイプ(水・氷相,多層構造,雲形)によっても生じる バイアスの大きさが異なることが予想されるため、今 後は雲タイプごとのバイアスの推定を行いたいと考え ている。

2021 年には A-Train 衛星群の後継機である \*EarthCARE 衛星が打ち上げ予定であり、この衛星によ ってより高精度な雲・エアロゾルの観測を行い、雲特性 の理解が進むことで、観測値と放射計算のバイアスも 減少することが期待できる。

大会当日は長波放射の比較結果,対象期間を3年に伸 ばした場合の検証,雲タイプで分類した場合の比較結 果などを含めて議論を行いたい。



図 1. 大気上端における短波放射線フラックスの計 算値と CERESE 観測値の比較図, 各時空間スケールは, (a)瞬間値, (b)月平均値(3°×3°), (c)年平均値(3°×3°), (d)月 平均値(5°×5°), (e)年平均値(5°×5°)を示す。

参考文献

- [1] Stephens (2005), Bull. Am. Meteor. Soc., 83, 1771-1790.
- [2] Dufresne and Bony (2008), J. Clim., 21, 5135-5144.
- [3] Sekiguchi, and Nakajima (2008), J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 109, 2779–2793.
- [4] Illingworth et al. (2015), Bull. Amer, Meteor. Soc., 96, 1311-1332

日射量短時間予測システムの気象衛星ひまわり8号を用いた改良 \*木本絢子<sup>1</sup>、澤崎正明<sup>2</sup>、古謝健子<sup>2</sup>

1: 株式会社気象工学研究所, 2: 関西電力株式会社

#### 1. はじめに

平成 24 年の固定価格買取制度導入以降,太陽光発電 (以下, PV)の普及が急速に進んでいる. PV は天候 による日射の変化で出力が大きく変動するため,電力 の需要と供給を一致させ周波数を一定に維持する需給 制御に影響を及ぼすことが懸念されており,需給制御 をより正確に実施するためには,広域の PV 出力の把握 や数時間先の出力予測が可能なシステムが必要である. このような背景から日射量短時間予測システム「アポ ロン」(Apollon: <u>A</u>real solar <u>power</u> forecasting system using satellite imagery estimation)<sup>[1]</sup>を開発し,平成 28 年 3 月 に関西電力(株)中央給電指令所に導入されている<sup>[2]</sup>.

アポロンは、平成27年の気象衛星「ひまわり8号」 の運用開始に伴い、平成28年10月に従来のひまわり7 号から8号対応となった.本稿では、アポロンの8号 対応に関する改良内容および精度について紹介する.

#### 2. 日射量短時間予測システム「アポロン」

ひまわり8号対応アポロンでは、2.5分間隔で連続的 に配信される衛星画像を用いて210分先までの日射量 を予測する.図1にひまわり8号対応アポロンの仕組 みを示す.まず気象衛星から配信される可視画像およ び赤外画像を用いて雲の特性を把握し、衛星画像の撮 影時刻における地表面の日射量を推定する.次に、図 形の類似性を調べる手法であるパターンマッチング

(TRED 法を採用)により複数の衛星画像から雲の移 動ベクトルを推定し、衛星画像の撮影時刻より先の雲 分布を予測することで地表面の日射量を予測する.

ひまわり 8 号は従来の7 号と比べて全球観測の時間 間隔が30分から10分(日本域は2.5分)へと短縮され たことに加え,可視画像の水平解像度が1.0kmから 0.5kmメッシュへと大幅に機能強化された.パターンマ ッチングは,数分間の雲の移動を複数の衛星画像で捉 える必要があり,ひまわり8号の高頻度・高分解能な 特徴を最大限に活かせる手法である.

#### 3. 日射量の推定・予測精度の定量的評価

図2にひまわり7号対応のアポロン(従来),ひまわ り8号対応後のアポロンの精度を示す.両図の横軸は リードタイムである.真値は実測日射量\*\*であり,各デ ータは関西56地点の平均値で,対象期間は平成27年7 月8日~平成28年6月30日,30分毎の瞬時値を用いた.

従来のアポロンに比べて 8 号対応後は, 210 分先予測 でも RMSE が 50W/m<sup>2</sup>程度小さく,相関係数は従来が 0.8 程度であるのに対し, 8 号対応後は 0.9 以上である.

#### 4. まとめ

広域の PV 出力の把握や数時間先の出力予測を目的 としたアポロンはひまわり 8 号対応後,従来のひまわ り7 号対応アポロンと比べて大幅に精度が向上した. これは,雲の反射率すなわち雲アルベドの移流予測を 2.5 分毎に得られる衛星画像からパターンマッチング で予測する手法への改良が大きく寄与している.



図1 ひまわり8号対応後のアポロンの仕組み



※実測日射量は,経済産業省補助事業「分散型新エネルギー大量 導入促進系統安定対策事業」により取得した日射量データ

#### 参考文献

 山川直敏・篠崎孝一・佐藤悠・高田望:平成27年 電気学会全国大会,No.6-088 (2015)
 三宅翔太・児山篤紘・篠崎孝一・吉田翔・高田望: 平成28年電気学会全国大会,No.6-182 (2016)

### 人工放射冷却に関する基礎検討 (A Fundamental Consideration on Artificial Radiation Cooling)

村上 英世(いいエコ研究所、E-mail:muroku@oregano.ocn.ne.jp)

#### 1. はじめに

近年、地球平均温度は0.85℃上昇している。 将来温室効果ガスの増大によって更に温度上昇 が生起すると、現在の技術では不可逆で、数世 紀間の継続することが想定されている。その 間、自然災害は継続して発生することになる。

現時点では、この温度を下げて地球温暖化を 防止するための有効な方法は提案・確立されて いない。

そこで、本文では、人工的に放射冷却を強化 することで、地球を冷却し、温暖化を防止する 方法について基本的な考察を行っている。

#### 人工放射冷却の原理

水蒸気は、温室効果ガスである。低緯度の海 の上空には、海面に沿って水蒸気を多く含んだ 海面大気層とその上に上空大気層がある。この 海面大気層は、海水から放射される遠赤外線エネル ギーを吸収して、海面大気層の温度に対応した熱 エネルギーを放射している(図1参照)。

従って、この海面大気層の円筒状の形の大気 部分を振り払って、上空大気層を海面に直接に 接続すれば、海面大気層に海面からの遠赤外線ェ ネルギーを吸収されることなく、海面から放射され る遠赤外線ェネルギーを直接上空大気に放射でき、 海面が放射冷却される(図2参照)。

この海面大気層の円筒状の形の大気部分を振り払うには、既に発表されている「人工対流に よる地球冷却化」の中で記述された Solar Boiler(SB)(図3参照)を用いる[1]。

SB は、直径 1440mの巨大な空気袋を持ったビニ ールウスのような構成(面積は約 1km<sup>2</sup>)で海上に浮遊 して設置されており、透明な屋根下の内部に、 太陽光(太陽光エネリギーは約 1000W/m<sup>2</sup>)を受け て内部の大気を加熱する黒色の布でできたヒー タが張り巡らせてある。SB は、複数の大気入口 から海面周囲の大気を SB 内部に取り入れて、ヒ ータで 3.6℃加熱して、中央の大気出口から加熱 した  $10^{9}$ kg/hの大気を放出する。従って、SB で、10 $^{9}$ kg/hの海上の水蒸気(20g/kg)を含む大気 を 3.6℃加熱して、上空に上昇する気流を生起さ せることができる。

つまり、SBを用いれば、海面周囲の大気を海 上から上空に移動させる可能性があることを示 している。このとき、海面の特定の範囲の円柱 状(0.86 x6 x10<sup>9</sup>m<sup>3</sup>体積)の大気を日中6時間で 上空に放出すれば、2.6x10<sup>7m<sup>2</sup></sup>の海面面積(=0.86 x6x10<sup>3</sup>/200)である円柱状の領域は、直接に海面 から上空の大気層に熱エネルギーを放射でき、海面 はより多くの人工放射冷却できる。

#### 考察

海面大気層の厚さが 20m の場合は、円柱の円 の面積は 26x10<sup>7</sup>m<sup>2</sup>で、海面大気層の広さが 200m の場合の 10 倍となり、直接海面から人工 放射冷却する量も10倍となる。このように、 人工放射冷却する面積は、実施場所の風、海 流、温度・日射量に依存して、運用効果は変化 する。

円柱内の水蒸気量が周囲の大気と比較して少 なければ、人工放射冷却の効果はあり、一定の 効果は得られる。その特性は実験で確認する必 要がある。

#### 4. 結論

本文で、人工放射冷却の考え方・可能性を検討し た。人工放射冷却は、将来の地球温暖化防止に必須 なものと考える。早急に研究体制を構築し、大規模 な実験による確認と実現法の確立が望まれる。

#### 参考文献

[1]H. Murakami,"A Global Cooling System by means of Artificial Convection", AMOS-ICSHM2018, P025, 2018



図1 海面、大気層、宇宙間の熱エネルギー遷移



図2 海面から直接上空大気への放射イメージ



### 成層圏におけるプラネタリー波の反射について(Ⅱ) \*松山裕矢(九大院理)、廣岡俊彦(九大院理)

#### 1. 序論

惑星規模の大規模波動であるプラネタリー波は、通常は対流圏内で励起されたものが成層圏中を上方に伝播するが、稀に反射が起き、下方伝播が発生することがある。松山・廣岡(2018年気象学会春季大会)では、 EP(Eliassen-Palm)フラックス鉛直成分Fzを用いて下方 伝播事例を抽出し、そのときの帯状平均背景場の条件 を検討した。本研究では、それを発展させ、強い下方 伝播を発生させる反射が起きるときの、東西風分布に ついて3次元的に議論しつつ、波数による反射条件の 違いを検討する。

#### 2. 解析方法

#### (1) 強い下方伝播の抽出

前回と同様、1958 年から 2016 年の期間の気象庁長期 再解析 JRA55 を用いて EP フラックスを計算し、その 鉛直成分(Fz)に着目する。冬季(11 月-3 月)の Fz の波数 1 成分と波数 2 成分について、緯度平均(N40-N60 と N60-N80)し、-2×10<sup>4</sup>kgs-<sup>2</sup>以下の値の事例を抽出する。

#### (2) 抽出した事例を用いたコンポジット解析

(1)で抽出した事例に対して Plumb(1985)に従い、波の 活動度フラックス(WAF)を計算し、波数1の下方伝播事 例と、波数2の下方伝播事例のコンポジットを行う。

#### 3. 結果

解析期間、波数1の下方伝播事例は23例、波数2の 下方伝播事例は11例抽出することができた。

波数1で明瞭な下方伝播が起きている場合の、WAF の様子を図1に、東西風とジオポテンシャルハイト (HGT)の気候値(北半球11月-3月平均値)からの偏差を 図2(a)に示した。西半球中高緯度において、下方伝播 が活発に見られ、全般的に西風が気候値よりも弱いが、 下方伝播が活発な領域では気候値とあまり差がないこ とが分かる。HGT 偏差の分布には、波数1の形が明瞭 に表れている。また、図には示さないが、日付変更線 付近は、気候値より強い東風となっている。

一方、波数2で明瞭な下方伝播が起きている場合は、 WAFでは下方伝播領域が見られなかった。波数1と同様に、東西風とHGTの気候値からの偏差を図2(b)に示した。HGT 偏差に波数2の形が明瞭に表れ、それに伴 い、気候値よりも弱い西風領域が広く表れている一方 で、0度から東経90度の中緯度帯に強い西風が見られ る。

#### 4. 考察

波数1の事例においては、東半球で上方伝播して東 向きに伝播したのち、日付変更線付近で反射が起き、 西半球で下方伝播が起きている。このことは、日付変 更線付近で東風が卓越していることと一致している。 反射の発生について、より詳細な時間変化を観察して いくことが今後の課題である。

波数2の事例においては、Fzの時間変化に注目する と、波数2の下方伝播が起きている一方で、波数1な どの他の波数の上方伝播が起きている事例が多かった。 このことが、WAFでは波数2の下方伝播領域が見られ なかった原因だと考えられる。波数2が支配的で、か つ特に強いFzの下方伝播が起きている事例に着目する ことで、波数2の明瞭な下方伝播についても考察がで きるようにする。

波数1と波数2の下方伝播発生時の背景場の大きな 差は、波数2において、西風の強い経度帯があること だが、下方伝播との関係性は不明である。今後は、波 数1と2の下方伝播条件の相違について、さらに解析 を進めていく予定である。



図 2 強い下方伝播が起きているときの、10hPa 面東西風(陰影、単位:ms<sup>-1</sup>)とHGT (等値線)の気 候値からの偏差。(a)波数1事例、(b)波数2事例。 熱帯成層圏大気の重力分離とその数値シミュレーション \*菅原敏(宮教大),石戸谷重之(産総研),青木周司,森本真司,中澤高清, 稲飯洋一,本田秀之(東北大院・理),豊田栄(東工大・物質理工), 長谷部文雄(北大院・地球環境),池田忠作(宇宙研),後藤大輔(極地研)

#### 1. はじめに

重力分離は Age of air (AOA) とともに成層圏の Brewer-Dobson 循環の変動に関して重要な情報を与え るものとして注目されている。重力分離は大気主成分 である  $O_2 \approx N_2$ の同位体比などを計測して検出される。 重力分離と AOA を同時に観測するためには、成層圏の 大気を直接採取することが必要である。しかし、熱帯 成層圏での観測例は AOA でも極めて少なく、特に近年 発見された現象である重力分離は、これまでに熱帯で の観測例がなかった。本研究では、熱帯成層圏の重力 分離と AOA の観測結果を示し、さらに2次元モデルを 用いた重力分離再現実験について報告する。

#### 2. 熱帯成層圏大気の観測

本研究は2015年2月にインドネシアで行われた 気球観測キャンペーン CUBE/Biakの一環として実施さ れた<sup>[1]</sup>。気球搭載型の小型サンプラを合計8機飛揚させ、 TTL から高度29 km までの7高度において大気を採取 した。大気試料を国内に持ち帰ったのちに、重力分離 の指標となる大気主成分の $\delta^{15}$ N、 $\delta^{18}$ O、 $\delta$ (Ar/N<sub>2</sub>)、ま た大気の平均年代を求めるために CO<sub>2</sub>と SF<sub>6</sub>の濃度を それぞれ計測した。なお、観測された $\delta^{15}$ N、 $\delta^{18}$ O、 $\delta$ (Ar/N<sub>2</sub>)の対流圏の値からの差は、それらの分子の質量 数の差にほぼ比例する結果であったため、それぞれを 質量数の差で規格化した上で平均したものを< $\delta$ >と定 義し、それを重力分離の指標とした。重力分離が強い ほど< $\delta$ >が高度とともに大きく低下することを意味す る。

#### 3. 観測結果と数値モデルによる重力分離の再現

図1に観測された< $\delta$ >と AOA の鉛直分布を示す。 CO<sub>2</sub>とSF<sub>6</sub>からそれぞれ推定されたAOAは高度25km 付近まで高度とともに増加し、それより上方では高度 方向の変化が小さかった。また、CO<sub>2</sub>-age とSF<sub>6</sub>-age を 比較すると25km 以上の高度においておよそ1年程 度の差があり、SF<sub>6</sub>-age が大きい傾向にあった。近年、 SF<sub>6</sub>の中間圏における消滅の影響が成層圏のSF<sub>6</sub> 濃度、 あるいはSF<sub>6</sub>-age に与える影響が議論されている。本研 究では高度25km 以上において、SF<sub>6</sub>-ageの増加と< $\delta$ > の低下に相関が見られている。重力分離は高度ととも

に急に強まる傾向があることを考慮すると、より高い 高度の低 SF6濃度の影響により SF6-age が過大評価にな っている可能性がある。本研究によって熱帯成層圏に おいても重力分離が存在していることが明らかになっ た。しかし、<δ>は高度 29 km で-11 per meg 程度であ り、中緯度の値と比べた重力分離の強さは3分の1程 度である<sup>[2][3]</sup>。その要因は主に熱帯成層圏の上昇流であ ると考えられるが、その理論的理解は十分ではない。 本研究では平均鉛直流と分子拡散輸送の比として定義 されるペクレ数に注目し、数値モデルを用いてペクレ 数の大きさと重力分離の強さの関係を調べた。その結 果、熱帯成層圏の重力分離がペクレ数に極めて敏感で あり、ペクレ数が小さいほど重力分離が強くなること が示された。また、高度 30 km 以上ではペクレ数が 10<sup>3</sup> 程度より小さくなるため、重力分離とは異なる動的拡 散分離によって質量数の差に比例しない分離も起こる 可能性があることが示唆された。



図1 2015年2月にインドネシア上空において観測さ れた重力分離と AOA の鉛直分布。重力分離の数値計算の結 果とペクレ数を合わせて示す。 参考文献

Hasebe, F., et al., 2018, B. Am. Meteor. Soc., 99, 1213–1230.
 Ishidoya, S., et al., 2013, Atmos. Chem. Phys., 13, 8787–8796.

[3] Sugawara, S., et al., 2018, Atmos. Chem. Phys., 18, 1819-1833.

### 衛星観測から得られる雲特徴量を用いた

## 地表面日射量時系列パターンの推定

\*渡邊 武志、野原 大輔 (電力中央研究所)

#### 1. はじめに

太陽光発電の導入が進むにつれ、地表面日射量に 関する情報への要求が増加している。衛星観測は観 測領域内での大気の状態を観測できることが利点で ある。特に雲に関する情報を得ることができる点は、 空間的に分散して導入されている太陽光発電システ ムの発電量推定には有利である。

本研究では、衛星観測から得られる雲特徴量を用 いて地表面日射量時系列を推定する手法を提案する。 本手法は、各観測時刻での地表面日射量を推定する ことで時系列データを構成する手法とは異なり、あ る時刻での雲特徴量から数時間の時系列パターンを 推定する。数時間の時系列を1回の観測データから 推定できるという特徴を持つ手法である。

#### 2. データ

(1) 地上観測日射量データ

気象庁によって観測されている地表面全天日射量 1分値データを使用した。時間間隔は1分、使用し たデータ期間は2010年から2015年の6年間であ る。日本国内に設置された49観測所で観測された データを使用する。本研究では、地上観測日射量を 大気上端日射量で規格化をしたものを使用する(以 下、晴天指数(Clearness Index: CI)と呼ぶ。)

1日の CI 時系列中の 121 分部分時系列から時系 列特徴量を計算する。時系列特徴量は、平均、標準 偏差、歪度、尖度、線形回帰係数、ラグ1自己相関、 サンプルエントロピーの7つを用いた。

(2) 雲特性データ

地球観測衛星 Terra および Aqua に搭載された MODIS センサーによる観測から得られた Level2 雲 特徴量データプロダクトを用いた。データプロダク トの中から、雲量(CFR)、雲頂気圧高度(CTH)、雲の 光学的厚さ(COT)、雲粒有効半径(CER)の4変数を 使用する。各雲特性量は日射量観測地点を中心とし た領域内で平均したものを用いる。また、雲の光学 的厚さを用いて、領域内のテクスチャー特徴量 (Angular second Moment, Contrast, Correlation,

(Angular second Moment, Contrast, Correlation, Entropy, Local homogeneity) を計算する。テクス チャー特徴量は領域内の雲の分布の特徴を表すため に使用する。

#### 3. 地表面日射量時系列パターン推定システム

提案する時系列パターンの推定のために、2 つの 手法を組み合わせたシステムを構築する。1 つは衛 星観測をもとにした雲特性量から地表面日射量の時 系列特徴量を推定する手法である。Random forest regression 法を用いて雲特徴量を予測変数とし、時 系列特徴量を予測する予測器を構築する。

もう1つの手法は、時系列特徴量から時系列を推 定する手法である。この手法では、K-nearest neighbor法を用い、時系列特徴量ベクトルが与えら れると、教師データから最も類似した特徴量ベクト ルを推定する。得られた推定特徴量ベクトルに対応 する時系列を推定時系列とする。

最初の予測手法による雲特徴量の予測の精度が、 次の時系列パターンの予測精度に影響を与える。こ のため、予測システムでは高い精度で予測できる時 系列特徴量のみを用いる。精度評価の結果、平均、 標準偏差、ラグ1自己相関、サンプルエントロピー の4特徴量を用いることとした。

#### 4. 結果と考察

図1は、提案手法により得られた推定121分 CI 時系列パターンである。推定時系列は、2つの予測 手法に関する誤差と時系列の特徴に関する情報が含 まれていないための影響が含まれている。特徴量ベ クトルとして用いられなかった線形回帰係数は、時 系列パターン推定には重要な特徴量であることが分 かっている。変化トレンドに関する情報が含まれて いないために図1の観測時系列で見られる増加トレ ンドが予測時系列には十分には反映されていないこ とが分かる。



# 非同期結合ソフトウェアの設計と開発

\*荒川隆 (RIST),新田友子 (東京大学生産技術研究所), 鳩野美佐子(東北大学大学院工学研究科),竹島滉(東京大学大学院工学研究科), 芳村圭 (東京大学生産技術研究所)

#### 1. はじめに

地球システムモデルは大気,海洋をはじめとして複 数のモデルコンポーネントで構成される. これらのモ デルコンポーネントは表現する現象に応じて固有の時 空間スケールを持つため、コンポーネントを組み合わ せて計算を行うためには時空間スケールの差違を補間 し適切にデータ交換するソフトウェアが求められる. このような背景から、結合ライブラリ Jcup が作成され [1], 利用されてきた[2]. Jcup はモデルの格子系に制限 が無く、また、補間計算プログラムを利用者が実装で きるという設計によって、きわめて広範囲の適用が可 能なソフトウェアであるが、一方、時間に関してはあ らかじめ設定された時間間隔のみでしかデータ交換が 行えないという強い制約がある. そこで現在, 個々の モデルコンポーネントが時間変化する任意の∆Tを持 つ場合にもデータ交換できるような結合ソフトウェア 開発が進行している.本大会では第一報として開発の 背景と基本設計,開発の現状について報告する.

#### 2. 開発の背景

前節で述べたように、Jcup ではデータ交換の時間間 隔はプログラムの初期化段階で設定され変更はできな い. また図1に示すように、各モデルコンポーネント の積分時刻はデータ交換時間間隔と整合していなけれ ばならない.



他方、各モデルコンポーネントが精緻化するにつれ て,陸面コンポーネントなど従来は大気モデルの一部 として実行されていたコンポーネントをプログラム的 に独立し、かつ、独自の格子系と時間で動作させるよ うな必要性が生じている[3]. 従って図2に示すように 各コンポーネントが独自のかつ時間に対して変更する

△Tを持つ場合に、これらのコンポーネント間の結合 を行うソフトウェアがが必要である.



#### 3. 基本設計

非同期結合ソフトウェアのインターフェースは従来 の Jcup と互換性を保つことが求められる.従って時間 積分中に与えられる情報は各時間ステップでの現在時 刻とΔT の 2 種類のみである. ソフトウェアはこの情 報に基づき、送受信判定を行い、データを送信・受信 することが求められる.送受信判定は1)自分の前ス テップの時刻が相手の現在時刻より進んでおり,かつ 自分の次ステップの時刻が相手の次ステップの時刻よ り前なら送らない、2)自分の現在時刻が受信済みの 相手データの時刻より進んだら受信する、という条件 にまとめられる. データ送受信に際しては、双方のモ デルコンポーネントが同時に送信する状況が発生する ため、Jcup が行っているような送信と受信が相互に対 応する同期通信ではなく非同期通信が要求される.

#### 開発の現状 4

基本設計は終了しソフトウェアのプロトタイピングと テストフェーズが進行中である.大会では、送受信判 定の詳細とデータ通信の具体的な方法について報告す るとともに、実モデルへの適用事例についても触れる 予定である.

#### 参考文献

- [1] Arakawa, T., et al., 2011, Procedia Computer Science, 4, 1516-1525.
- [2] Miyakawa, T., 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 9489-9495.
- [3] 荒川 et al., 2017, 陸域統合モデル ILS の開発(第一 報)、気象学会秋季大会

### 高解像度海洋モデルによる海面水温高解像度化が地域気候モデル再現に与える影響の評価

\*渡邉俊一1・村田昭彦2・辻野博之2(1:気象業務支援センター 2:気象研究所)

#### 1. はじめに

現在の地域気候モデルでは、海面水温は親モデルである全球気候モデルのデータを用いることが多い。しかし、解像度が不十分で、日本周辺の 黒潮や対馬暖流などの構造を表現できていない。 一方、近年の研究により、このような海洋中のメ ソスケール構造が、日本域の気候に影響を与える ことが明らかになっている(e.g. Murazaki et al. 2015)。

そこで、本研究では高解像度の海洋モデルによ って得られた海面水温分布を地域気候モデルの 下部境界条件として与えることで、海洋の高解像 度化が気候再現実験に与える影響について評価 を行った。

#### 2. モデルと実験設定

海洋モデルとして、気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM)を用いた。高解像度の海面水温分布 を得るため、全球領域(解像度:1°×0.3°~0.5°)と 北太平洋領域(解像度:0.1°×0.1°)の双方向ネス トモデル(NPモデル)を用いた。比較のため全球 単独モデル(GLBモデル)も用いた。これらのモ デルにJRA-55を大気側の強制力として与え、海 面水温データを作成した。

大気モデルは、非静力学地域気候モデル (NHRCM)を用いた。格子間隔は15km、格子数 は241×221 で、日本と周辺の海域を含んでいる。 境界値にはJRA-55を用いた。NPモデルの海面水 温(NP実験)とGLBモデルの海面水温(GLB実 験)を与えた2種類の実験を行った。海面水温は 線形内挿によって与えている。計算期間は1980年 から2000年までで、各年について9月から翌年8 月までのタイムスライス実験を行った。

#### 3. 結果

両実験で海面水温分布を比較すると、NP 実験 では黒潮が再現されており、黒潮の北側のやや海 面水温が低い領域も再現されている。一方、GLB 実験では解像度が不十分なため、この特徴は再現 されておらず、両者の差を見ると NP 実験のほう が黒潮上で高く、日本沿岸で低くなっている(図 略)。計算領域全体での平均はほぼ等しかった。

このような海面水温の差によって生じる影響 として、夏季(JJA)の降水量に着目して解析を行 った。両実験の差を見ると、NP実験のほうが黒潮 上で降水が多く、太平洋側の陸上沿岸部で降水が 少ない(図1)。また、日降水量100mm以上の日 数でも同様の特徴が見られた(図略)。

海面水温の差に対応して、両者の間で可降水量 の差が見られた。NP実験のほうが、黒潮上で可降 水量が大きく、陸上で少ない(図略)。また、両者 の気圧分布の差を見ると(図2)、太平洋沿岸域の 低海面水温に対応して、NP実験に高気圧偏差が 見られ、その南側で勾配が大きくなっている。こ れにより、両者の間で北風偏差が見られる。夏季 の平均風向は南風のため、NP実験では南風が弱 まることに対応している。これにより、陸域での 収束や水蒸気フラックスが減少することも、NP実 験で降水量が減少した要因と考えられる。今後は 成層の変化などについて解析を行う予定である。 謝辞:本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化 研究プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。



図 1 JJA 平均の降水量の差 (NP 実験-GLB 実験) (mm)。線で囲った領域は 5%有意な差を表す。実線 は正、破線は負の差を表す。



図 2 JJA 平均の気圧(シェード; hPa) と 10m 風(ベ クトル m s<sup>-1</sup>)の差(NP 実験-GLB 実験)。

### 東シベリアの森林の消失が北半球の大気循環に及ぼす影響

永田桃子, 立花義裕(三重大学)

#### 1. はじめに

森林が消失することによる気候への応答に関 する研究はいくつか存在するが、シベリアの森林 のみ消失したことによる影響を評価した研究は 存在しない.本研究ではシベリアの森林を草原に 変化させるシミュレーション実験を行い、大気場 にどのような影響を及ぼすかを評価し、森林が消 失したことによる気候学的効果を検討すること を目的とする.

#### 2. 使用データ・解析手法

使用モデルには、メソ気象モデル WRFv3.4.1 (Weather Research and Forecasting)を用いた. 北 極を中心とする Fig.1 の領域内を計算領域とし、 植生を変化させたことによる大気への影響を評 価するため、赤枠の領域内の植生を変化させた. 本研究では、赤枠内の森林に相当するカテゴリー を草原に変化させた実験(grass\_run)と、再現実 験(ctl\_run)の2種類の計算を行い、両者を比較 することで、森林が草原に変化したことによる大 気への応答を検証する. なお、初期値・境界値に は ERA-interim を使用した. 計算開始時刻時刻は 2015 年 5 月 1 日 00UTC,終了時刻は 2015 年 7 月 31 日で行った.

#### 3. 結果·考察

Fig.2 は7月の 300hPa におけるジオポテンシャ ル高度の月平均の偏差(grass run-ctl run)の図であ る. 北極を中心に気圧が大きく変化していること が確認できる.850hPa 面の下層でも同様に気圧の 変化ができていることが確認できた(図略).植生 を変化させた地表面から考察していくと、植生が 森林から草原に変化することによってアルベド が上昇し、熱フラックスの変化(Fig.3)に影響をも たらした.しかし、熱フラックスや地表面の温度 変化に影響を及ぼすことは確認できたが、そこか ら大気にどのように影響を与えているかの過程 はまだ明らかになっていない. 今回は, 夏に絞っ て実験を行っているので雪の被覆によるアルベ ド等への影響が少ないと考える.また、冬に絞っ て大気への応答の過程をみると,夏とは異なる過 程であることも分かった.

今後の予定としては、地表面から大気へどのよ

うな過程で影響を与えているのかを明らかにし, また冬では夏とは異なり,どのような過程で大気 に影響を及ぼすか明らかにする.



Fig.1 WRF の計算領域.赤枠は植生を変化させた範囲.



Fig.2 7月の 300hPa におけるジオポテンシャル高度 の偏差 (grass-ctl)の月平均の図 [m]



Fig.3 7月の 300hPa における熱フラックスの偏差 (grass-ctl)の月平均の図 [m/s^2]

# 北極と南極へ流入する水蒸気輸送の近年変化の地域的特徴

\*大島和裕 (環境科学技術研究所), 堀 正岳 (海洋研究開発機構), 山崎孝治 (北海道大学)

#### 1. はじめに

近年,両極域では様々な大気・海洋・陸域の変化が 観測され,研究が進められているが,極域水循環に関 する研究はあまり進んでいない。Oshima and Yamazaki

(2017)は過去40年間の長期トレンドを調べ,北極で は先行研究で言われているように昇温に伴って水蒸気 量が増加傾向である一方,南極では夏と秋に水蒸気量 がなだらかに減少傾向であることを示した。しかしな がら,北極と南極のいずれも東西で平均した極向き水 蒸気フラックス,すなわち極域へ流入する水蒸気輸送 の全量には長期トレンドがみられなかった。本研究で は、大気再解析データを用いて,両極における水蒸気 輸送の近年変化に関する地域的な特徴を調査した。

#### 2. データと解析

水蒸気輸送と大気循環場の解析には、ECMWF 大気 再解析データ(ERA-Interim)による鉛直積分の水蒸気 フラックスと海面気圧の月平均値を使用した。1981 年 から2010年までの平均を気候値と定め、近年変化を調 べるために各変数に対して2011年から2017年までの 月毎に気候値からの偏差を算出して比較を行った。

#### 3. 結果

両極ともに月々でそれぞれ異なる水蒸気輸送の特徴 を示したが、以下では北極の結果を中心に紹介する。

北極では9月にバレンツ海・カラ海に中心を持ち, 北欧から中央シベリアまで東西に伸びる高気圧偏差が みられた。この循環偏差に伴って北大西洋の極向き水 蒸気フラックスが強まり,大西洋から北極海への水蒸 気流入が強まる偏差がみられた(図1)。この水蒸気フ ラックス偏差は北極海上にも現れ,大西洋から北極点 の方向へ流入し,さらには太平洋側へ流出する輸送の 偏差がみられた。このため北極海上の大部分で水蒸気 フラックスの収束発散は弱かった(図1)。

北極では1月にもバレンツ海・カラ海に中心を持つ 高気圧偏差がみられるが、9月とは分布が異なり、1月 の高気圧偏差は西シベリアからグリーンランド海に広 がる分布であった。この循環偏差に伴って、グリーン ランドの東側で極向き水蒸気フラックスの偏差を示し、 北極海中心部付近で弱いながらも有意な収束の偏差が みられた。またグリーンランド海では水蒸気フラック スの収束,バレンツ海では発散の偏差を示した。バレ ンツ海・カラ海に現れた高気圧偏差については,海氷 減少や WACE (Warm Arctic/Cold Eurasia)パターン(例 えば, Inoue et al. 2012, Hori and Oshima 2018) との関係 が予想されるが,この点は今後検討する。

南極については,秋にアムンゼン海低気圧が深まる 長期トレンドがあり([1]),2011年から2017年の平均 でも3月と5月にアムンゼン海低気圧が深まる偏差が みられ,それに伴って南極半島の西側で極向き水蒸気 輸送が強まる偏差を示した。また1月にはベリングハ ウゼン海からアムンゼン海に広がる高気圧偏差,6月に はベリングハウゼン海で低気圧偏差が現れ,それぞれ に対応する水蒸気フラックスの偏差がみられた。





図1 北極における9月の水蒸気フラックスの近年 変化。水蒸気フラックスとその収束について,2011 ~2017年の平均と1981~2010年の平均の差を示す。 黒矢印と陰影部分は統計的に有意(t検定,99%)。

#### 参考文献

- Oshima, K., and K. Yamazaki, 2017, *Czech Polar Rep.*, 7 (2), 169-180, doi:10.5817/CPR2017-2-17.
- [2] Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, 2012, J. Climate, 25, 2561-2568, doi:10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
- [3] Hori, M. E., and K. Oshima, 2018, SOLA, 14, 69-73, doi:10.2151/sola.2018-012.

### 2016年台風 10号と上層寒冷低気圧とのカップリングについて

\*入江健太(東京学芸大学)、佐藤尚毅(東京学芸大学)

#### 1. はじめに

2016年台風 10 号は気象庁によると 8 月 30 日 15 時 UTC に温帯低気圧になった。その特徴 として、上層寒冷低気圧(以後 UCL)の循環に 引き込まれ、UCL とカップリングしたことが挙 げられる。その後の地上天気図では大きな低気 圧性の渦となり、渦自体の中心気圧は減少した。 31 日 00 時 UTC においてはほぼ同心円状の低 気圧が解析されており、本研究では、台風が上 層寒冷低気圧とカップリングした後に生じた同 心円状の渦について解析を行う。



図 1. 30 日 00 時 UTC と 31 日 00 時 UTC における地 上天気図。図は気象庁より取得した。

#### 2. 環境場の特徴

台風の温低化前後3時間の環境場を Petterssen Frontogenesis (Petterssen, 1956) を用いて解析したが台風の温帯低気圧化にはあ まり関係が見られなかった(図は省略)。次に、 台風が温低化したと判断された6時間後の31 日00時UTCの環境場を解析した。対流圏上層 を代表する300hPa面では、切離した低気圧が 見られることからUCLの特徴を持っていた(図 2 左)。しかし、中層500hPaでは台風の暖気が 流れ込んでおり、対流圏中層での温度偏差がほ とんどなくなり下層の渦が強化された。

#### 3. 順圧構造を持つ低気圧

30日00時UTCにおける対流圏上層 300hPa の渦位の分布をみると、カップリング前は上層 で大きな正の渦位がみられ、UCLの構造を持っ ている(図3左)。しかし500hPa面において台 風の高渦位空気塊が入り込むことで(図3右)、 典型的なUCLとは異なる構造を持った低気圧 となった。31日00時UTCにおいて対流圏上 層~下層にかけて低気圧中心の位置がほとんど 変わっていないことから、通常の温低化とは異 なり、順圧的な構造を持った低気圧へと変化し たことが分かった。



図 2. 31 日 00 時 UTC における 300hPa ジオポテンシャル高度(左)と 500hPa 気温とジオポテンシャル高度(右)。陰影は気温[K]、等値線はジオポテンシャル高度[m]であり、等値線間隔は 60m である。



図 3. 30 日 00 時 UTC における 300hPa 渦位(左)と 500hPa 渦位(右)。陰影は渦位[PVU]、等値線は混 合比 [kg/kg](左)と相対湿度[%](右)である。 等値線間隔は、混合比が 0.2kg/kg、相対湿度が 10% である。

#### P4a0

### 2016 年 1 月の大寒波におけるシベリア高気圧発達の QGPV inversion による解析

#### \*山口純平・岩崎俊樹(東北大院理)

#### <u>1. はじめに</u>

2016年1月23日から25日にかけて冬型の気圧配 置が強まった影響で、日本をはじめとした東アジア の各国には40年ぶりの大寒波とも呼ばれる強い寒 波が流れ込んだ。この寒波の影響により24日に沖縄 県の久米島と名瀬でみぞれを観測。奄美大島では 115年ぶりとなる降雪が観測された。この寒波は最 高中心気圧 1078hPa の非常に勢力の強いシベリア高 気圧(SH)の発達と東アジアへの南進によって特徴づ けられていた。Sato(2016)は QGPV inversion 手法を 用いて解析を行い、対流圏上層の負の渦位アノマリ による高圧域の誘導がシベリア高気圧の発達をもた らしたと結論付けた。一方 Takava and Nakamura (2005)により調べられたシベリア高気圧の発達メカ ニズムにおいては、上層の波列と下層の寒気の相互 作用が重要なものとなっている。本研究では QGPV inversion 手法を用い、1) SHの発達と上層渦位、下 層の寒気との関係、及び2)SHを強化した上層渦位 の成因を調査する。

#### <u>2. 解析方法</u>

本研究では QGPV inversion 手法を用いることによ り準地衡風渦位(QGPV)の時間変化 $q_t$ から、それの誘 導する高度変化傾向 $\psi_t$ の逆算を行った。これを式で 表すと次のようになる。

$$\begin{split} \psi_t &= \mathcal{L}_g^{-1}(q_t) \tag{1} \\ \texttt{ここでL}_g は次の形で表される演算子である。} \\ \mathcal{L}_g &= \nabla^2 + \frac{f_o^2}{\rho_o \partial z} \left( \frac{\rho_o}{N^2 \partial z} \right) \tag{2} \end{split}$$

 $q_t$ に関しては Nielsen-Gammon and Lefevre (1996)の 手法を用い、その移流による時間変化を要因別に分 解した。また、解析には気象庁 55 年長期再解析 (Kobavashi et al. 2015)を用いた。

#### 3. 上層渦位/下層温位による SH の発達

図 1(a)に 20 日 12 時の 300hPa QGPV と、その時間 変化に対する 975hPa 高度場の時間変化の応答を示 している。高気圧の後面に低渦位域が侵入し、SH の中心付近は約 14 m/日の高度上昇を生じているこ とが分かる。一方(b)には 21 日 12 時の下部境界の温 位と、その時間変化に対する 975hPa 高度場の時間変 化の応答を示している。バイカル湖付近から南進し ている寒気に伴い SH の南方に大規模な高度上昇域 が見られるほか、SH の中心付近においても約 40m / 日の高度上昇が見られる。SH の発達について、発達 の前半は上層低渦位の侵入によるもの、後半は下層 低温位の侵入によるものだと結論付けられる。

#### 4. SH の発達をもたらした上層渦位の成因

図2に300hPa QGPVと300hPaジオポテンシャル高 度、及びSHの発達に関与したリッジに伴う高度偏 差の中心の、36時間ごとの時系列を示している。16 日にシベリア北部に低渦位域が見られるほか、地中 海付近に低渦位域の北方への張り出しが見られる。 後者は18日にはカスピ海周辺を覆い、19日になる

とシベリア北部の低渦位域と結合している。図3に 300hPa リッジの中心における高度変化傾向、及びそ れに対する下流発達、傾圧発達、及び環境場の流れ による渦位再配置の寄与を示す。図2(d-f)と比較す ると、地中海付近で発生したリッジは急速に成長し ながらカスピ海の北へ移動したのち停滞、さらにそ の後再成長をして SH の後面まで達していることが 分かる。高度変化傾向のうち下流発達による寄与は 図3の期間の前半で正だったものが17日12時に符 号を変化させている。つまりロスビー波列のピーク がこのとき通過したことを意味する。傾圧発達も期 間の前半で寄与している。一方でリッジの再発達が 見られた期間の後半には渦位再配置の寄与が支配的 である。シベリア北部とカスピ海の二つの低渦位域 がそれぞれ誘導した高度場を逆算すると、2つの渦 位の接近に伴い最大高度が18日6時から24時間に 45m(単体の渦位では最大18m)上昇していることか ら、渦位再配置の寄与の一部は二つの低渦位域の合 流により説明することができる。

#### 引用文献

Sato, 12th FOCRAII, 17 pp. (2016) Takaya and Nakamura, J. Atmos. Sci., **62**, 4423–4440 (2005) Nielsen-Gammon and Lefevre, J. Atmos. Sci., **53**, 3120–3142 (1996) Kobayashi et al., J. Meteorol. Soc. Japan, **93**, 5–48 (2015)



図 1 (a) 20 日 12 時の 300hPa QGPV(細線, 0.75PVU 毎で 3PVU 以上は影)お よびそれに誘導された 975hPa 高度変化傾向(太線, m day<sup>-1</sup>) (b) 21 日 12 時の 987hPa 温位(細線, 5K 毎で 260K 以下は影)およびそれに誘導された 975hPa 高度変化傾向(太線, m day<sup>-1</sup>). 図中の"H"は SH の中心.



図 2 左から 16 日 12 時, 18 日 00 時, 19 日 12 時における (a-c) 300hPa QGPV(細線, 0.75PVU 毎で 3PVU以上は影)および (d-f) 300hPa ジオボテン シャル高度(m). 図中"R"はリッジに伴う 300hPa 高度偏差の中心.



図3 リッジに伴う 300hPa 高度偏差の中心(図2の"R"の位置)における高度 変化傾向(TOTAL)および,それに寄与する環境場の風に伴う渦位偏差の移 流(Deformation),上層(<500hPa)渦位偏差の誘導した風に伴う環境場の上層 渦位の移流(Downstream Development),下層(>500hPa)渦位偏差の誘導した 風に伴う環境場の上層渦位の移流(Baroclinic Amplification),その他の渦位 移流への寄与(Other)の時系列.

冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯の変動に関する研究

\*紀平 旭範<sup>1</sup>, 安永 数明<sup>2</sup> 1: 富山大学大学院 理工学教育部 **2**: 富山大学 理工学研究部

#### 1. 研究概要

冬季日本海上では、大陸からの北西寒気流が朝 鮮半島北部の白頭山やその周辺の山脈による障 壁効果で強制的に二分され、山脈風下で再び合流 することにより、収束帯が形成される。これを日 本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar air mass Convergence Zone; JPCZ)と総称する。JPCZ は 定在的なものではなく、東西方向に伸びて北陸地 方に達する場合や、南北方向に伸びて山陰地方に 達する場合がある。

2017年の秋季大会では、冬季(DJF)日平均 950hPa 収束発散場に対して EOF 解析を施し、 JPCZ の変動に関わる卓越パターンを抽出した。 その結果、PC2 が正に大きい時(M2 卓越時)、北 陸指向の JPCZ に対応する収束帯がみられ、この 時を「北陸指向型」と命名した。また、PC3 が負 に大きい時(M3 卓越時(負))は、山陰指向の JPCZ に対応する収束帯がみられ、この時を「山陰指向 型」と命名した。この各パターンのスコアがσを 超える継続時間が長い順に1-5位までを抽出し、 日本海側の降水量について調べたところ、JPCZ に伴う降水・降雪量は、M2 卓越時は継続時間内 のスコア卓越時を中心に、M3 卓越時(負)は上空の 寒冷低気圧の後面に入った際に多くなっていた。 本研究では、さらに、スコアが σ を超える継続時 間が3日間以上の事例を抽出し、北陸指向型と山 陰指向型の日本付近と、ユーラシア大陸から北西 太平洋における環境場の一般性について調べた。

#### 2. 使用データ・解析手法

本研究では、日本付近は気象庁メソ客観解析デ ータ(JMA-MSM)、ユーラシア大陸から北西太平 洋はヨーロッパ中期予報センターが提供する ERA-Interimの気温とジオポテンシャル高度を 用いた。解析期間は 2006~2015 年の冬期(12-1 月)とした。

イベント日はスコアが $\sigma$ を超える継続時間の 中で最もスコアが大きい日を抽出した(M2 卓越 時は 16 事例、M3 卓越時(負)は 15 事例)。そして、 それぞれの 500hPa 面, 850hPa 面, 1000hPa 面に おける気温とジオポテンシャル高度のコンポジ ット解析を行った。また偏差の計算にあたっては、 2006~2015 年のイベント日前後 3 日を含む 7 日 単純移動平均値を気候値とした。

#### 3. <u>解析結果</u>

日本付近において、500hPa面では、M2 卓越 時とM3 卓越時(負)ともに寒気トラフが通過して いた(図略)。しかし、M3 卓越時(負)の850hPa面 より下層のジオポテンシャル高度は、M2 卓越時 と比べ、南北走向となっており、北寄りの風が卓 越する環境場であった(図略)。

M2 卓越時において、500hPa 面のジオポテン シャル高度は、バイカル湖付近でリッジ、日本付 近ではトラフとなっており(図1左)、そのトラフ に対応して日本付近は広く低温偏差となってい た(図2左)。一方、M3 卓越時(負)において、 500hPa 面のジオポテンシャル高度は、北緯45 度付近を境に極東からオホーツク海で高気圧性 偏差、朝鮮半島から日本付近で低気圧性偏差とい う南北双極子構造であった(図1右)。また、下層 は西日本で低温偏差であった一方で、北日本では 高温偏差となっていた(図2右)。これらのパター ンは、正の西太平洋(WP)パターン時の傾向と類似 している。

今後は、M3 卓越時(負)と WP パターンの関係 について調べる予定である。



図1:500hPa 面のジオポテ ンシャル高度の偏差をシェ ード、コンポジットをコンタ ーで示す(左図:M2卓越時、 右図:M3卓越時(負))。ただ し、偏差は90%以上で有意な 領域を示す。

図2:850hPa 面の気温の偏 差をシェード、コンポジット をコンターで示す(左図:M2 卓越時、右図:M3 卓越時 (負))。ただし、偏差は90%以 上で有意な領域を示す。

### 全球非静力学大気海洋結合モデルを 用いた 2012 年の Arctic Cyclone の研究 \*久保川 陽呂鎮、佐藤 正樹、川崎 高雄、木村 詞明、羽角 博康 (東京大学 大気海洋研究所)

#### 1. はじめに

北極域は温暖化の影響を強く受けることもあり、近 年、海氷が減少傾向にある。海氷が減少することで、 局所的な大気-海洋-海氷の相互作用は変わる。海氷の存 在によって反射していた短波は海洋内にもたらされ、 海洋内の熱輸送の効果も加味されることで、更に海氷 の減少を促す。減少した海氷の影響は局所的にとどま らない。海氷が減少することで、中緯度の気温が影響 を受けることが示唆されている [e.g., Honda et al, 2009; Mori et al, 2014]。夏季の海氷の減少は、北極域に新たな 航路をもたらすこともあり、科学的関心だけでなく経 済的な側面からも注目されている。

2012 年 8 月に発生した北極低気圧 (AC: Arctic Cyclone)は、強い風を伴い長期間北極圏に滞在したこと で、海氷減少に大きく影響したと考えられている [e.g., Zhang et al, 2013; Ono et al, 2016]。モデル研究により、 海氷の側面や底から海氷が減少した結果がいくつか示 されているが、海洋-海氷結合モデルの結果であること から、大気とのフィードバックの影響を過小評価して いる可能性も示唆されている。本研究の目的は、全球 非静力学大気モデル NICAM と海洋大循環モデル COCOを結合した大気海洋結合モデルNICOCOを用い て、2012 年の AC に伴う海氷の減少の調査並びに、そ の影響を評価することにある。NICAM は雲を陽に計算 していること、そして全球にデータがあることより、 大気 - 海洋 - 海氷の相互作用だけでなく、テレコネク ションの評価も同時にできる利点がある。

#### 2. データ

大気海洋結合モデル NICOCO を使用する。NICOCO の大気部分は、全球非静力学大気モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model)を使い、 海洋部分は海氷モデルを内包した海洋大循環モデル COCO (CCSR Ocean Component model)を使用する。モデ ル間の結合は、カップリングライブラリー、Jcup [Arakawa et al, 2014]を使用しており、フラックスなど が1時間ごとに交換される。NICAM の水平解像度は 56 km であり、COCO の水平解像度は1°格子を使用し ている。

#### 3. 実験設定

雲の取り扱いに関して、積雲パラメタリゼーションの スイッチをオンにした実験(実験1)とオフにした実験 (実験2)を行った。また、海洋モデルの海洋を固定し、 海氷モデルのみを駆動する実験も行った。海洋混合ス キームは Noh and Kim [1999]を使用した。積雲パラメ タリゼーションのスイッチをオフにした際に使用する 雲微物理スキームは NSW6 [Tomita 2008]とした。NCEP Global Tropospheric Analysis dataの2012年8月3日00 UTC を初期値として12日間積分した。

#### 4. 結果

シミュレートされた AC の鉛直構造は、観測 [Tanaka et al. 2012]と整合的であった。AC に伴いビューフォー ト海の海氷が大きく減少していた(図1)。同じ期間の 衛星から得られた海氷の減少量のおよそ半分程度であ った。海氷の厚さに関する収支解析をおこなったとこ ろ、海氷は主に輸送成分によって減少していた。現実 に比べ、融解量を過小評価している傾向が見えた。初 期値の海氷の分布や厚さが現実と異なることが影響し ている可能性がある。氷の融解には、雲と海洋の効果 が見られた(図2)。



図 2 ビューフォート海の氷の融解量の時間変化(左)実験 1 (実線) と実験 2 (破線)。(右)実験 1 (実線)と海洋を固定した実験(破線)

図 1: 海氷の厚さ (cm) の時間変化の水平分布図 (8/7 と 8/3 の差)

### TRMM/GPM から得られた台風内部の潜熱加熱プロファイルの特徴 ーシミュレーションとの比較ー

#### \*小山 亮、和田章義(気象研究所)

#### 1. 目的

台風内部の潜熱加熱のふるまいの理解は、台風の 発達を理解する上で本質的である。台風を発生から 衰弱まで観測することが可能な TRMM 他の衛星降 水レーダーから得られる潜熱加熱率(Shige et al. 2004, 2007)は、これに貢献することが期待される。 H29 年秋季大会では、2000~2014 年の TRMM/PR 潜熱加熱率から、強い台風ほど内部コア内(半径 1.5 度内と定義)の潜熱加熱率が高く、ピークが中層に 現れる傾向や、降水頂が高いほど中層加熱が大きい 傾向等を示した(講演番号 P260)。今回の調査では、 降水タイプ毎の調査に加えて、得られた結果につい て、非静力学数値シミュレーションと比較すること により、検証及び議論することも目的とした。

#### 2. データ

前回同様、TRMM/PR 潜熱加熱率(L2H25 Ver. 7) を用いて、降水タイプ(L2A25)毎に、台風の内部 コア内の潜熱加熱率プロファイルの特徴を調べた。 検証及び議論に用いるシミュレーションは、解像度 3 km の気象庁非静力学モデルを用いた、2016年台風 第 10 号(T1610)のシミュレーション結果(和田・ 小山 2017: H29 秋季大会 D407)を用いた。

#### 3.調査の概要

TRMM/PR から得られた台風内部の加熱率プロファイルの特徴を、T1610 のシミュレーションの温位時間変化率と比較した。シミュレーション結果に対する対流性降水域は、Rogers et al. (2015)を参考に、300-700 hPa 及び 700-850 hPa の平均鉛直速度がともに 0.5 m/s 以上の降水域(0<降水強度)と定義した。

#### 4. 結果

#### (i) TRMM/PR 潜熱加熱率の降水タイプ毎の特徴

TRMM/PR から得られた、2000~2014 年の台風 の、半径 1.5 度内平均の潜熱加熱率プロファイルは、 対流性降水は高度約 4 km、層状性降水は 6~8 km にピークをもっていた。対流性降水の層状性降水に 対する面積比は、平均約 0.14 であった。この面積比 を反映して、高度 7~8 km に加熱率のピーク(図 1a) が現れていたが、台風の発生及び発達期における対 流性/層状性の比は、最盛期、衰弱期における値よ りも大きかった(約 0.16) ことに注目された。

#### (ii) T1610 のシミュレーションとの比較

T1610 のシミュレーションの、半径 1.5 度内の温 位時間変化率プロファイルは、TRMM/PR から得ら れた潜熱加熱率プロファイルと、規模及びピーク高 度に関して類似しており、発達期に最も大きく、高 度8km付近にピークが出現する傾向がみられた(図 1)。また、高度約3km以下では、シミュレーショ ンの方が、平均加熱率が大きな傾向がみられたが(図 1)、これは、シミュレーションの方が、非対流性降 水域の下層における冷却率が相対的に小さいことに よっていた。T1610は発達期に GPM により観測さ れていたが、その加熱率プロファイルは、TRMM か ら得られた平均プロファイル(図1a)に近かった。 以上の結果、及び降水強度・タイプと加熱率との関 係については、引き続き詳しい調査が必要である。

謝辞:本研究は JAXA 降水観測ミッション第 8 回 RA (PMM8) の支援を受けています。



図1 (a) 最大風速が 44 m/s 以上の台風 (2000~2014 年の計 23 個) について求めた、ステージ毎 (発達期 (O)、 最盛期 (△)、衰弱期 (×))の、半径 150 km 内の平均潜熱加熱率プロファイル、(b) 非静力学モデルにより再現され た T1610 (最盛期の最大風速: 46 m/s)の半径 1.5 度内の平均温位時間変化率プロファイル。

## 2016年8月から9月にみられた台風の温帯低気圧化の特徴

\*髙村奈央 (東京管区気象台), 和田章義 (気象研究所)

#### 1. はじめに

2016年の台風シーズンは、6月まで台風が1つも発 生せず、その活動開始は遅かったものの、7月に第1 号が発生した後、8~10月の発生数は平年より多かっ た. 特に8月は8個(年平均5.2個)の台風が発生し、 そのうち8月平年を上回る5個(年平均2.1個)の台風 が温帯低気圧化(以下,温低化)した. 台風発生数に 対する温低化した台風の数の割合(温低化の割合)は、 平年と比べて8~9月に高くなり、10~12月に低くな った.このように8~9月に平年より頻繁に温低化が みられた.しかしながら月降水量の分布(図略)では、 8月は東日本から北日本地域で、9月は南西諸島から 東日本地域で月降水量が多かった.両月ともに日本に 接近,上陸する台風が多かったことから,台風が日本 の各地域の降水分布に与える影響の違いは8月と9月 で温低化の特徴に違いがあるためと推測される. そこ で本研究ではこの推測の妥当性を評価するため、温低 化の特徴について、①2016年と平年の特徴の類似・相 違点、②2016年8月と9月の特徴の類似・相違点を統 計的側面から明らかにすることを目的とする.

#### 使用データ・解析手法

本研究は 2016 年8~9月の台風事例に着目する. 比 較のため, 2001~2015 年の過去 15 年間の台風に関する 情報(緯度及び経度,中心気圧)の平均を平年(以下, 平年)として扱う. 台風に関する情報については RSMC 台風ベストトラックデータを使用した. また解析には, JRA-55 の等圧面高度データ(水平解像度 1.25°× 1.25°[1])を用いた. 温低化については, cyclone phase space (CPS)[2]に基づく定義[3]により判定した.

#### 3. 結果

2001~2016年の8~9月に温低化した台風事例の経路の特徴について、日本の南で転向し、後に北東進する事例が多くみられるものの、北西進し、大陸に上陸する事例もあった.そこで台風経路の典型的なパターンを抽出するため、2001~2016年の8~9月の台風事例の緯度及び経度に対して k 平均クラスター分析を実施した.図1に分類された4つのクラスター(以下, NE, N, W, NW)の結果を示す.

2016年と平年を比較すると、2016年は特にクラスターNE及びクラスターNにおいて、台風経路に北上傾向がみられた. CPS に基づく温低化事例の構造変化の特徴を調べた結果、暖気核・対称構造である熱帯低気圧

から寒気核・非対称構造である温帯低気圧への変化は、 2016年については平年より小さく、特に寒気核構造へ の変化が小さかった.低気圧周辺の総観場の特徴とし て、2016年は平年に比べて対流圏中・上層トラフが深 く、上層ジェット気流が大きく蛇行していた.さらに 対流圏での低気圧への水蒸気の流入は2016年の事例で は長く持続していた.



図1 クラスター別の各事例の経路図. 実線: 温低化した事例, 破線: 温低化しなかった事例, 赤線: 2016年, 青線: 2001-2015年, 左上: cluster1 (NE), 右上: cluster2 (N), 左下: cluster3 (W), 右下: cluster4 (NW)

さらに 2016 年は、クラスターN 及びクラスターNE は全て8月の事例、クラスターNW は全て9月の事例 であり、クラスター分析結果の特徴は8月と9月で明 瞭に異なっていた.8月と9月の総観場を調べたとこ ろ、特に低気圧付近の総観場に大きな違いがみられた. 8月は上層ジェット気流が大きく蛇行し、低気圧中心 付近の下層の温度傾度は比較的小さかった.一方で9 月は、中・上層トラフは浅く、ジェットの蛇行は小さ いものの、温低化完了では低気圧中心付近で下層の温 度傾度が大きくなっていた.

### 参考文献

- [1] Kobayashi, S. et al., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- [2] Evans, J. L., and R. E. Hart, 2003, Mon. Wea. Rev., 131,
- 909-925. [3] Hart, R. E., 2003, Mon. Wea. Rev., **131**, 585-616.

### 大気追跡風を用いた台風の日周期に関する研究

\*福田 航平' 安永 数明' 濱田 篤' 小山 亮" 藤本 竜也' 1:富山大学大学院 理工学教育部 2:富山大学大学院 理工学研究部 3:気象研究所

#### 1. 研究概要

熱帯低気圧に伴う上層の巻雲は、日周期変動を示 すことが先行研究により示されている。例えば、 Kossin(2002)は、GOES 衛星の赤外等価黒体温度 (TBB)の変動について調べ、熱帯低気圧の中心から半 径 300 km で明瞭な日周期が見られ、更に、幾つか の事例では半径 100 km 以内でも日周期が見られる ことを示した。Dunion(2014)は、熱帯低気圧の中心 付近(~200 km)で、日没から早朝にかけて対流活動が 活発化する一方で、早朝から日没にかけて、中心付近 で対流が抑制されるような対流活動の日周期が顕著 に見られ、そのシグナルが中心から放射状に 5~10 m/s 程度の速さで伝搬していくことを示した。しか し、こうした日周期が、台風の発達・維持にどのよう に関わってくるのかは明らかになっていない。また、 先行研究は、いずれも大西洋の熱帯低気圧を対象と しており、データの時間解像度も3時間程度と粗い。

以上より本研究では、西太平洋のどの程度の熱帯 低気圧で日周期が見られるのか、2016年、2017年 の台風を対象に、ひまわり8号の10分という高時間 解像度のデータを用いて調べた。

#### 2. 解析データ・手法

2015年7月から運用を開始しているひまわり8号は、通常の観測に加えて、特定の狭領域を2分半間

隔という高頻度で観測を行う機動観測の機能が導入 されている。本研究では、ひまわり 8 号の機動観測 によって得られた TBB と、10 分間の連続した TBB の分布から見積もられた大気追跡風(AMV)を用いて いる。本解析では、AMV が得られたすべての台風事 例(27 例)について、AMV を台風の中心を原点として、 動径風・接線風に分解して、発生から 5 日間のそれ らの変動を詳細に調べた。

#### 3. 結果

ここでは、日周期が明瞭に見られた 2016 年の台風 1 号の結果について述べる。図 A の 1,2 日目付近で は、動径風について、強化・弱化ともに放射状の伝搬 をしていることが分かる。しかし、接線風については、 最低気圧低下時前後の中心付近で強くなる傾向があ ったものの、日周期に関しては明瞭でなかった(図 B の 3~5 日目付近)。この様に明瞭な動径風の日周期を 示す台風があった一方で、全ての台風でこの日周期 が卓越しているわけではなかった(動径風の日周期 が見られたのは 15 事例程度)。また、日周期が見ら れる台風と見られない台風において、台風強度、台風 の存在緯度などに、顕著な特徴の差は見られなかっ た。TBBにおける日周期についても解析を進め、動 径風の日周期の有無が、どのような要因で決まるの か検討していく。



図: 2016年1号の100-200 hPaにおけるAMVから求めた動径風(A)と接線風(B)の(時間平均からの) 偏差の時系列。折れ線グラフは中心気圧、強風域の最長半径と最短半径を示す。また縦軸は台風の 中心からの距離である。
### Influence of El Niño-Southern Oscillation on Tropical Cyclone Activity in the Southwest Pacific

Terry Atalifo<sup>1</sup>, Toshiki Iwasaki<sup>1</sup>, Junpei Yamaguchi<sup>1</sup> <sup>1</sup>Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

### 1. Introduction

Many authors have examined the influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) on Southwestern Pacific tropical cyclone (TC) activity. Different indices were used as proxies of TC activity. In this study, a more conservative measure known as the accumulated cyclone energy (ACE) and an updated dataset were used to investigate the effect of ENSO on TC activity in the Southwestern Pacific region. ACE is defined as the square of the maximum sustained wind speed summed over the lifetime of a TC. It is a measure of TC activity, a quantity that combines TC number, lifetime and intensity.

### 2. Data

The best track TC data used to construct ACE and other TC indices were obtained from the Southern Hemisphere TC archive prepared at the Bureau of Meteorology, Australia for the period 1981-2016. Monthly sea surface temperatures Niño indices and southern oscillation index were acquired from NOAA. ENSO events were defined according to Niño-3.4 index averaged over the season of interest.

### 3. Results

ACE is significantly correlated with ENSO indices. The lag correlation of ACE with ENSO indices including the auto-correlation of Niño-3.4 with itself during the peak TC season (JFM) is given in **Fig** 1. Niño-3.4 significant correlations begin as early as MJJ of year (-1) and last until MAM in year (0). In addition, high simultaneous correlations during the peak TC season (JFM) show that the predictions of Niño indices can be used to predict ACE values in the Southwest Pacific.



Fig 1. Lag correlation of ACE (JFM) with Niño indices for different seasons and lags and autocorrelation of Niño-3.4 (JFM) for different lags (1981-2016). Significant correlations are indicated by filled symbols.



Fig 2. (a). Distribution of number of TCs in all years, El Niño, La Niña & Neutral years. The boxes show the 25<sup>th</sup> and 75<sup>th</sup> percentiles, the lines in the boxes mark the median, the asterisks (\*) mark the mean, and the crosses mark the values below (above) the 25<sup>th</sup> (75<sup>th</sup>) percentiles of the distribution (b). Same as in (a) but for TC lifetime. (c), same as (a) but for ACE values. (d). Difference of ACE per year in El Niño and La Niña years.

### 4. Conclusion

The main conclusions are as follow:

- In El Niño years, there is more TC activity (high ACE) in the Southwest Pacific.
- The inter-annual variation of seasonal mean intensity, lifetime and number of TCs all contribute to the ENSO signal in ACE. However, the effect of TC number appears to be the most significant of the three (Table 1).

	ACE <sup>*</sup> 1 (Intensity)	ACE <sup>*</sup> <sub>2</sub> (Lifetime)	ACE <sup>*</sup> 3 (Number)
ACE <sup>*</sup> 1	1	0.32	-0.09
ACE <sup>*</sup> 2	0.32	1	0.06
ACE <sup>*</sup> 3	-0.09	0.06	1
ACE	0.06	0.06	-0.04
Niño-3.4	0.11	0.32	0.37

Table 1. Correlation of ACE, ACE', ACE', and ACE's per TC season (kts²) and their correlations with each other including Niño-3.4 (JFM) for the period 1981-2016. Significant correlations are in boldface.

### 5. Reference

Camargo, S. J., & Sobel, A. H. (2005). Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *Journal of Climate, 18*(15), 2996-3006.

# GPM/KuRを用いた anvil 検出と孤立積乱雲のライフサイクルについて

\*豊嶋紘一・樋口篤志(千葉大 CEReS)

### 1. はじめに

二周波の降水レーダー (DPR) を搭載した全球降水計画 (GPM)は熱帯の強い雨や中高緯度の比較的弱い雨など幅 広いレンジの降水を観測することを目的としている. GPM 搭載の Ku レーダーは TRMM 搭載のそれと比べ感度が高 く, Hamada and Takayabu (2016)では DPR によって anvil を検出していることを示唆した. Cloudsat や EarthCARE の雲レーダーや lidar では swath 幅が小さく 2 次元の観測であるが, Ku バンドによる高感度の 3 次元 観測は雲から降水過程を面としての情報を与える点で包 括的理解に重要である. DPR がどの程度 anvil を捉えてい るのか,静止衛星の高頻度観測データを用いて積乱雲の発 達過程と関連づけて調べる. GPM が観測する熱帯から中 緯度に至る地域を選び, KuR の anvil 検出と地域差に着目 した解析を行う.

### 2. データと解析手法

使用したデータは anvil 事例の検出に、GPM/DPR L2 v5 プロダクトに含まれるレーダー反射因子(measured)と、 flag anvil である. flag anvil は cloud bottom が 0 度高度 から 500m 以上,あるいは降雨をもたらすエコー上部の cloud bottom まで 1km 以上 15dBZ を下回る場合として定 義され、それぞれフラグがつけられている.全球規模の統 計的な分布を調べるために解析期間は 2015 年 4 月~2017 年 3 月とした.サイドローブクラッタを避けるため nadir ±3°の観測幅を用いた.また個々の積乱雲のライフサイ クル、経過時間を調べるため、解析エリアを日本域として ひまわり 8 号可視・赤外バンド (B03,B13)を使用した.

#### 3. 結果とまとめ

まず anvil 検出の地理的特徴を調べた.図1はflag anvil の頻度分布を示したもので,西太平洋やアフリカ中央部, 南米などの熱帯域では対流活動の活発なエリアとほぼ一 致する.一方,黒海周辺や南米中緯度に分布しているのは, 必ずしも対流が活発でない部分である.

層状性・対流性の降水タイプ別に分布を調べると, anvil flag 分布は熱帯域では対流性が卓越し, 中緯度では層状性 降水が卓越する地域で顕著にみられるようになる. また anvil flag の鉛直プロファイルを調べるため, 海陸別の CFAD を図 2 に示す. 降水エコーを伴わない anvil の海域 (a), 陸域(b)を示す. 海域の最頻値の高度は4~6 km の高度に対して, 陸域では 6~10 km と相対的に高い分布 をしている. 一方降水を伴う anvil の海域(c)と陸域(d) の分布は似通っている. また, 積乱雲の発達段階と anvil 検出の関係についても解析を行った(図3). 発表では地 域差に着目した anvil の特徴と, 雲のライフサイクルにつ いて紹介する予定である.



図 1. flag anvil で定義された anvil の分布 (KuR)



図2 降水を伴わない anvil 事例の海域 (a),陸域 (b) 降水エコーが存在する場合の海域 (a),陸域 (b) に おけるレーダーエコーの CFAD を示す.



図3 ひまわり8号高頻度観測で捉えた積乱雲事例 (a)とanvil flagによって選んだ anvil 事例のエコー の例(b)

# 北半球冬季における海洋大陸の風系分布

\*松崎 祐太 (1), 松本 淳 (1)(2)

(1)首都大学東京都市環境科学研究科 (2)JAMSTEC

### 1. はじめに

海洋大陸(90°E-150°E, 10°S-20°N)では日変化から季 節内変動、年々変動に至るまで様々な時間スケールで の変動が観測される.北半球冬季に限っても日変化を はじめとして MJO に代表される季節内変動、オースト ラリアモンスーンの発達と衰退に代表される季節進行 が見られ、さらにそれらの変動は ENSO などのより長 周期な変動の影響を受けている.また、熱帯内部での変 動だけでなく北東アジアの中緯度擾乱によって発生す るコールドサージと呼ばれる北東風の吹込みとその影 響もみられる(Murakami 1979, Chen et al 2015a, b).

本研究では北半球冬季における海洋大陸及びその周 辺でどのような風系分布が見られるかをクラスター解 析によって分類し、それぞれの特徴を調べる。また、ク ラスターごとの出現頻度の季節推移や年々変動、それ らの ENSO, MJO などの変動との関係を調査する.

### 2. 使用データ,手法

解析対象期間は2000年から2010年の11月から3月 (1512日)とする.

まず, JRA55 再解析(Kobayashi et al. 2015)の 925hPa に おけるそれぞれの日々の東西風,南北風の分布につい て下記の式より平方ユークリッド距離 (Dab)を求める.

$$D_{ab} = \left(\sum_{i=1}^{N} \sqrt{(u_{ai} - u_{bi})^2 + (v_{ai} - v_{bi})^2}\right) / N$$

ua、vaはある日の東西風及び南北風, ub、vb は比較す る日の風の値. Nは計算に使用するグリッド数. クラスター解析に利用する範囲は 100℃-130℃, 10℃-25℃N であるため N=493 となる. ウォード法を用いてク ラスター分けを行い, クラスター間の距離が急速に大 きくなり始めることから7つのクラスターに分割して 解析を行う.

### 3. 結果

クラスター1-3 は冬季の前半, クラスター4 以降は冬季の後半に出現しやすい傾向が見られた. これらのうち, 中緯度からの北東風の吹込みが顕著に見られたの はクラスター1, 3, 5, 7 であった. ここでは紙面の関 係により主にクラスター3,4および5について述べる.

クラスター3 は冬季の前半に多く見られ,中国付近か ら南シナ海に向かって北東風が吹き込んでいる. クラ スター4 は 12 月後半頃からみられるようになり,20°N 以北では北寄りの風が吹いて南シナ海でも北東風が見 られるが,20°N 付近はヴェトナム北部に向かって吹く 東風になっており南北で風系が分断されている. クラ スター5 は主に1 月以降の冬季後半にみられるように なる風系で,クラスター3 よりも北東風の領域がフィリ ピンの東側まで拡大している.

各クラスターの出現日には年々変動が見られ,大部 分の年ではクラスター3が先に出現し,クラスター5は 冬季後半になってから出現するのに対して,2007-2008 年の冬季は12月からクラスター5が出現している.

今回の解析で北半球冬季における海洋大陸周辺の風 系分布およびその出現パターンを大まかに見出すこと はできた.しかし、10年分のデータでは年々変動に関 する議論をするには不足であるため対象期間を30年ほ どに延長したい.また、そのためにより頑健なクラスタ リング手法を採用することが必要だと考えられる.



図 1. クラスター3 (左), クラスター4 (右) における 風 (ベクトル), 気圧 (等値線) および気圧の解析対 象期間全体の平均からの偏差 (陰影).

### 参考文献

- [1] Chen, T.-C. et al., 2015a, J. Climate, 28, 1417-1443.
- [2] Chen, T.-C. et al., 2015b, J. Climate, 28, 1444-1464.
- [3] Murakami, T., 1979, J. Meteor. Soc. Japan., 57,133-158.

大会第4日 午後

# 全球降水観測計画「GPM」の進展と今後 <sup>沖理子</sup> (JAXA/EORC), \*久保田拓志 (JAXA/EORC), 可知美佐子 (JAXA/EORC), 高薮縁 (東京大学),高橋暢宏 (名古屋大学)

### 1. はじめに

全球降水観測(GPM)主衛星は、2014年2月の打上 げ以降、順調に観測を続けている。GPM 主衛星は、 JAXA と米国航空宇宙局(NASA)の共同ミッションで あり、日本が開発した二周波降水レーダ DPR と、米国 が開発した GPM マイクロ波放射計 GMI の2種類のセ ンサを搭載する。GPM 主衛星は、軌道傾斜角 65 度の 太陽非同期軌道に投入され、熱帯降雨観測衛星 TRMM では観測できなかった、中緯度~高緯度の降水の日変 化を観測可能とすると共に、GPM 計画全体の中心とな る校正源として機能する。

さらに、GPM 計画は、マイクロ波イメージャやサウ ンダを搭載した複数の衛星(コンステレーション衛星 群)と連携することで、全球降水の高精度・高頻度観 測を実現し、科学研究と共に実利用も目的としている。 JAXA が 2012 年 5 月に打上げ、現在運用中の水循環変 動観測衛星「しずく」(GCOM-W)もコンステレーション衛星群の一つとして、GPM 計画に参加している。 このような GPM 主衛星と複数のコンステレーション 衛星群の連携により、GPM 計画では、高頻度の全球降 水マッププロダクトを提供する。全球降水マップは日 米で別々に開発・運用され、日本では、GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation)プロダクトを提供する。

本発表では、GPM 計画の打上げ以降の進展と関連ミ ッションを含めた今後の計画について紹介する。

### 2. 最近の GPM 計画の大きな進展

2014年2月の打上げ後、GPM 計画に様々な進展があった。DPR データが蓄積し、研究開発が進んだことで、 2 周波情報をより高度に活用した手法の導入が可能となり、2017年5月にリリースされた DPR バージョン5 プロダクトでは、雹や霰のような降水粒子情報の診断 や地表での降雪の診断のような変数が追加された。また2017年7月にリリースされた DPR 潜熱(SLH)バ ージョン5では、領域を中高緯度に拡張させ、中緯度 タイプの降水についても潜熱加熱量を推定したプロダ クトを提供している。

2017 年 1 月にリリースされた GSMaP バージョン 4 では、GPM/DPR の観測結果を、GSMaP のデータベー スとして活用することによる降水推定手法を改良し、 さらに、降雪推定手法の導入による高緯度域での降水 推定手法の改良を行っている。さらに、2015 年 11 月か ら GSMaP リアルタイムプロダクト(GSMaP\_NOW) を気象庁ひまわり観測域で提供を開始した。

気象庁は、2016 年 3 月から GPM 主衛星データの定 常利用(全球数値予報モデル、メソ数値予報モデル) を開始している。数値予報システムでの、DPR のよう な衛星搭載降水レーダデータの利用は、世界の気象機 関で初めてである。

#### 3. **今後の予定・**計画

DPR の校正手法をもとに TRMM 衛星搭載降雨レー ダ(PR)の校正を見直し、GPM/DPR と TRMM/PR の 連続性を考慮した PR 用の降水アルゴリズム、ならびに、 SLH アルゴリズムを開発し、2018 年 7 月から、TRMM バージョン 8 プロダクトとして過去データを再処理し、 順次公開している。また DPR プロダクトも 2018 年秋 にバージョン 6 としてバージョンアップ予定である。

DPR の Ka 帯 (35.5GHz) 降水レーダ (KaPR) は 2018 年 5 月にスキャンパターンを変更した。これにより、 245km 観測幅での 2 周波観測が実現した。現在、新ス キャンパターン対応の処理アルゴリズムを開発中で、 次期のバージョン7 (2019 年 12 月予定) から新スキャ ンパターンの降水プロダクトを一般に提供予定である。

また国内外から衛星ミッションの継続要望が寄せら れている。GCOM-W 搭載の AMSR2 後継センサは気 象・海洋・水産分野からの継続要望が強く、2017 年 12 月改訂の宇宙基本計画工程表で、2018 年度に温室効果 ガス観測技術衛星 3 号 (GOSAT-3) との相乗りを前提 とした開発研究の実施が盛り込まれた。AMSR2 の継続 に加えて、固体降水用の高周波チャンネル追加検討も 含め、現在プロジェクト化に向けた準備を進めている。

GPM/DPR の後継センサについて宇宙基本計画工程 表に記載はまだないが、後継センサの必要性がユーザ コミュニティから要望されている。NASA と共同検討 ワーキングループや、国内ユーザによる検討委員会を 設置し、技術検討やプロジェクト化に向けた利用者の ニーズ把握などの活動を実施している。

# GPM/DPR で得られた全球雨滴粒径分布と降水特性の関係

\*山地萌果<sup>1)2)</sup>,高橋洋<sup>2)</sup>,久保田拓志<sup>1)</sup>,濱田篤<sup>3)</sup>,高薮縁<sup>3)</sup>,沖理子<sup>1)</sup> <sup>1)</sup>JAXA/EORC,<sup>2)</sup>首都大学東京都市環境,<sup>3)</sup>東大大気海洋研

### 1. はじめに

降水を特徴付けるものの1つとして雨滴粒径分布 (DSD)が挙げられる。先行研究により、DSD は地域や 降水強度、対流層状などの降水タイプによっても異な ることが示されている<sup>[1][2]</sup>。最近の研究では、複数地点 の観測値を統合して用いることで、様々な降水特性に 対する DSD の特徴も調べられている<sup>[3]</sup>。さらに DSD は、 レーダ観測データから得られたレーダ反射因子(Z)か ら降雨強度(R)に変換する際の両者の関係性を左右す るため、リモートセンシングの観点においても重要な 要素の1つであるが、その理解はまだ乏しい。

DSD の観測手段はディスドロメータによる観測、二重 偏波レーダによる観測、衛星搭載降水レーダによる観 測に大別されるが、本研究では衛星搭載降水レーダに よる DSD データを用いる。熱帯降雨観測衛星 TRMM に搭 載された降雨レーダ PR では、初めて宇宙からレーダに よる降雨観測が実現され、PR のデータから降水特性に 応じて DSD を調節するパラメータ ε<sup>[4]</sup>が取得可能であ る。地上観測データから得られた Z-R 関係と ε から調 節した Z-R 関係の間に相関があることも示されている <sup>[5]</sup>。TRMM/PRは2014年10月に後期運用を終了したが、 2014年2月に打上げられた全球降水観測計画 (GPM) 主 衛星搭載二周波降水レーダ (DPR) により衛星降水レー ダ観測が継続されている。DPR は Ku 帯降水レーダと Ka 帯降水レーダの二周波レーダから構成され、PR の一周 波観測と比べて降水推定精度の改善が期待できる。ま た軌道傾斜角を TRMM の 35 度から 65 度に拡張し、中高 緯度が衛星搭載降水レーダによる世界初の観測領域と なった。GPM/DPR による二周波観測の実現により、TRMM 時代の一周波観測から推定した DSD 情報よりも、直接 的に DSD パラメータを推定できるようになり、中緯度 含む全球規模のDSD のさらなる理解が期待される。

本研究では、GPM/DPR による二周波観測によって得ら れた4年分のデータを用いて統計的な解析を行った<sup>[6]</sup>。 さらに季節変動に着目して、GPM/DPR から得られる降雨 頂高度や層状性比などの降水物理量との比較や月毎の 降水レジーム分類データベース<sup>[7]</sup>との対応も調べ、衛 星搭載レーダから推定された全球規模の DSD と降水特 性の関係性を明らかにする。

### 2. 解析結果

GPM/DPR V5 L2 プロダクトとして公開されている雨滴 粒径 Dm[mm]から算出した、全球における Dm の 6-8 月 (JJA)および 12-2 月 (DJF)の平均値を図 1 に示す。熱帯 における Dm の分布や季節変動の特徴は TRMM/PR の  $\varepsilon$  を 用いた解析結果<sup>[5]</sup>と整合的であり、TRMM ではみられな かった中緯度での季節変動も明瞭にみられた。

(a) June-July-August (2014-2017)



図1 GPM/DPR によって得られた雨滴粒径[mm]の3か月平均値 (2014-2018). クラッタの影響をうけない地表付近の高度を対 象とし、降雪や融解層と判別されたピクセルは除外している.

JJAとDJFの差をとってWelchの検定を行った結果、 両者の平均値は、熱帯や中緯度太平洋などのいくつか の領域において、99%の有意水準で有意に変動している ことが示された一方で、対応する降水強度は、有意な 変動がみられなかった。これは季節によって卓越する 降水システムが異なることが雨滴粒径の変化に寄与し ていると推察でき、この点に着目して考察する。

#### 参考文献

- [1] Bringi, V. N., et al. 2003, J. Atmos. Sci., 60(2), 354-365.
- [2] Kozu, T., et al. 2006, J. Meteor. Soc. Japan, 84A, 195-209.
- [3] Dolan, B. et al. 2018, J. Atmos. Sci., 75(5), 1453-1476.
- [4] Iguchi, T., et al. 2000, J. Appl. Meteor., 39, 2038-2052.
- [5] Kozu, T., et al. 2009, J. Meteor. Soc. Japan, 87, 53-66.
- [6] Iguchi, T., et al. 2010, GPM/DPR L2 ATBD.
- [7] Takayabu, Y. N., 2008, GEWEX News, 18, 9-10.

# 高知・五台山における雨滴粒度分布のEOF解析

○村田 文絵・佐々 浩司(高知大学)

### 1. はじめに

どのような時にどのような雨滴粒度分布を もつ雨が観測されるかについての理解はリモー トセンシングにおける雨量推定や数値モデルの 中の雲の表現を考える上で役に立つ。本研究は 高知市・五台山において4年間 (2014年4月– 2018年3月)にわたってOTT社のParsivel<sup>2</sup>を 用いて観測したデータにDolan et al. (2018)に 従ってEOF 解析を行った結果を示す。

### 2. 結果

図1はEOF1とEOF2の負荷量ベクトルを 示す。EOF 解析に用いるパラメータはガンマ 分布の一般化切片パラメータ N<sub>w</sub>, 中心粒径 D<sub>0</sub>, 質量スペクトルの標準偏差  $\sigma_{\rm m}$ , 雨水量 LWC, 降水強度 R, 総雨粒数 N<sub>t</sub> を用いた。この6つ のパラメータを標準化したものに対して EOF 解析を行った結果の負荷量ベクトルを図1に示 す。EOF1の寄与率は58%. EOF2の寄与率は 39%となり、EOF2までで分散の97%を説明す る。EOF1 は降水強度の多少を反映しており、 この解析の場合 EOF1 が負の方に向かって降 水強度が強い。一方, EOF2 は雨滴の大きさと 総雨滴数を反映しており, EOF2 が正の方に向 かって雨滴が小さく雨滴数が多い。図2は横軸 をEOF1のスコア、縦軸をEOF2のスコアとし た頻度分布を示す。6月と10月はEOF1のスコ アが0からやや負の値で EOF2 が2以上と、降 水強度が中程度から多い雨で雨滴が小さく雨滴 数が多い雨が卓越している。特にこのような雨 は10月に多く観測されており、台風に関係した 降水が多く含まれているかもしれない。Dolan et al. (2018) はこのような雨を暖かい雨と分類 している。一方で8月と12月はEOF1, EOF2 のスコア共に負の雨があるのが特徴的である。 これは雨滴が大きく雨滴数が少ない雨と考えら

れる。Dolan et al. (2018) はこのような雨を固 体降水過程が卓越した雨と分類している。発表 では高知大偏波レーダーとも比較した結果を示 す予定である。

謝辞:本研究は総務省 SCOPE(165009001)の 委託を受けて進められました。







図 2: EOF1 と EOF2 のスコアの頻度分布。6, 8, 10, 12 月の結果を示す。

# 降雪粒子直接観測による

GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズムの地上検証(その3)

\*竃本倫平(山口大学大学院),鈴木賢士(山口大学大学院)

中川勝広(情報通信研究機構),久保田拓志(宇宙航空研究開発機構)

### 1. はじめに

GPM/DPRのレベル2プロダクトの一つである降水 タイプ分類は雲内の鉛直熱収支を考えるうえで重要な 情報のひとつである。冬季降雪雲においては、融解層 が存在せず、地上から雲頂まで固体降水が占めており、 GPM/DPR 降水タイプ分類アルゴリズムには地上直 接観測による検証が必要である。我々は、冬季に日本 海で発達する降雪雲の降水タイプ分類の地上検証を目 的に、地上設置型降水粒子撮像・重量計測システム

(Ground-based Particle Image and Mass Measurement System: G-PIMMS)、マイクロレインレーダ(MRR)ほか地上観測装置を石川県立大学(以下 IPU)と金沢大学(以下 KU)に設置し、降雪粒子の集中観測を実施してきた。2016 年度の同期観測では、GPM/DPR 降水タイプ分類で対流性と分類された事例では、G-PIMMSで霰が多く観測されていた(竃本ら 2018)。今回は 2016 年度に引き続き実施された2017 年度の観測結果について紹介する。



図1. 2018年2月4日6:05~6:45JSTに金沢大サイトに設置した G-PIMMS で観測された降水粒子の時間一粒径分布(上図),下図はMRRの時間一高度断面図を示す。

### 2. 2018年2月4日の事例

2018年2月4日日本時間6時25分にGPM/DPRは 観測サイト上空を北東から南西に通過し、G-PIMMS

では降雪粒子を観測した。図1は金沢大サイトに設置 した G-PIMMS で観測された降水粒子の時間-粒径分 布と MRR のレーダ反射強度による時間-高度断面図 を示す。GPM/DPR 降水タイプ分類によると、この事 例では KU サイトは対流性、一方 IPU サイトは層状性 と分類されていた(図 2)。この日 KU サイトでは6 時20分頃から6時45分頃まで連続して降雪粒子を観 測している。GPM/DPR が観測サイト上空を通過した 時刻を含む6時20分から6時30分までの10分間は G-PIMMS で直径 2mm を超える霰を多く観測した。6 時30分頃以降は直径5mmに達するような雪片が多く 観測されており、降雪システム通過の前半と後半で主 な降水粒子が異なっていた。同様の傾向は IPU サイト でも見られた(図なし)。降雪システムの初期では上 昇流に伴う着氷過程により霰形成が活発であり、一方 で、降雪システム後期では上昇流が弱まり、落下・凝 集の過程で雪片が形成されたものと推測される。KU サイトおよび IPU サイトが直線距離にして約 10km 離 れていることと、雪雲の移動速度を考慮すると、2 つ の観測サイトでは同じ降雪システム(図2)を観測し ていたと考えられる。雲物理学的な見地から言えば、 霰の存在はその着氷成長プロセスを考えると雲内の上 昇流が推測され、GPM/DPR 通過時に霰を多く観測し ている KU サイトを対流性、IPU サイトを層状性とす る分類は妥当だともいえる。発表当日は、このほかの 同期観測事例についても紹介する。



図 2. GPM/DPR による降水タイプ分類. 淡桃色は対流性, 青 色は層状性と分類されたことを示す.

# GPM/DPR による固体降水の検出

\*井口俊夫 (NICT), 河本望 (RESTEC),

沖理子 (JAXA)

### 1. はじめに

全球降水観測(GPM)計画の主衛星に搭載されている 二周波降水レーダ(DPR)で得られた減衰を含む見かけ 上のレーダ反射因子を用いて、大きな粒子を含む強い 固体降水(雹,霰,雪)の検出アルゴリズムを開発し た.このアルゴリズムによる固体降水の検出頻度の地 域依存性を吟味する.

### 2. アルゴリズム

Ku レーダ(KuPR)および Ka レーダ(KaPR)で観測され た減衰補正を施していないレーダ反射因子をdB単位で あらわしたものをそれぞれ Zm(Ku), Zm(Ka)であらわす. この時,見かけ上の二周波比 DFRm を次の式で定義す る.

DFRm = Zm(Ku) - Zm(Ka)

今回用いた判断基準は、-10Cの高度より高い部分で、 Zm(Ku)>27dBZかつDFRm>7dBという条件である.-10C という条件は、これより高い部分では大粒の降水粒子 はほぼ確実に固体状態にあると考えられるからである. また、Zm(Ku)とDFRmに条件はKaPRの感度を鑑みた上 で、DFRmの値が十分信用できるように選んだ.

Zm(Ku)>27dBZ の条件を満たす固体降水はかなり強い降水であり、また DFRm>7dB を満たすためには大粒の粒子を含んでいる必要がある.条件を満たす具体的な平均粒径は粒子の密度などに依存するため一概には言えない.

### 3. 強い固体降水の分布

2015年1年分の観測データを用いて、上記の条件を 満たす観測の内、地表での気温が-1℃以下の場合を選 び出し、その観測頻度をもとめた. 観測頻度は条件を 満たすピクセル数(観測ビーム数)の全観測ピクセル 数に対する割合である. その結果を第1図に示す[1]. 地表での気温が-1℃以下であれば、-10℃より高い上 空で検出された固体降水はほぼ確実に融解せずに地表 に達していると考えられるからである.

### 4. 検討

第1図に示された地表に達する強い固体降水の検出

頻度分布は、全球的には CloudSat で観測された降雪の 頻度分布と絶対値には大きな隔たりがあるが、その相 対的な頻度分布の形状が非常によく似ている[2]. 頻度 の絶対値の違いは DPR と CloudSat の検出感度の違いに よるものである.両者間での大きな違いは、グリーン ランド南端沖の北大西洋において DPR による強い固体 降水の相対的な観測頻度が CloudSat によるものに比べ て、はるかに大きくなっていることである.オホーツ ク海からベーリング海にかけての領域でも同様の違い がみられる.これらの違いが何に起因するかはを調べ ることは今後の課題である.

### 5. 今後

2018 年 5 月 21 日に KaPR の高感度モードの走査パタ ーンが変更され、そのビームが KuPR のビームと一致し て計測されるようになった. この変更により高感度で の KaPR の信号を用いて、同様の固体降水の検出が可能 となった. KaPR の高感度モードは標準モードに比べ約 5dB 感度が良いため、判断基準を大幅に下げることが可 能である. それにより、より弱い固体降水の検出を分 類が可能になる可能性がある.



第1図地表面まで届く強い固体降水の観測頻度.

### 参考文献

[1] Iguchi, T., et al., 2018, J. Atmos. Oceanic Technol. **35**, 491-502.

[2] Kulie, M., et al., 2016, J. Hydrometeor. 17, 1261-1279.

### GPM/DPR の固体降水フラグの初期検証: 3.5km NICAM との比較

黒澤賢太\*,小槻峻司,寺崎康児,三好建正(理研計算科学)

### 1. はじめに

2014 年に打ち上げられた全球降水観測計画主衛星 (GPM)は,降水レーダーを搭載した世界で2基目の衛星 である.熱帯降雨観測衛星(TRMM)に搭載されていた Ku帯レーダー(KuPR)に加え,GPM は Ka帯レーダー (KaPR)を搭載している.2周波レーダー(DPR)による降水 観測は,降雪や弱い降雨の推定精度を改善する.また, DPR の応用として,KuPR とKaPR の差(DFR)の利用が 考えられる.KuPR に比べて波長の短い KaPR は,大き な降水粒子による減衰の影響を受けやすい.Iguchi et al. [1] はこの特性を利用し,DFR による固体降水フラグ (HeavyIceFlag)を開発し,地上レーダー観測との比較検 証で整合的な結果を報告している.

本研究は、この HeavyIceFlag を数値天気予報モデル の計算結果と比較し、全球スケールの初期検証を実施 する.また、DFR や HeavyIceFlag 等の DPR プロダクトを 数値天気予報の改善に有効利用する方法を検討する.

### 2. 実験設定

Iguchi et al. [1]は, GPM の鉛直観測の何れかの層で 下記条件が満たされた場合を HeavyIceFlag とした:

- ・気温が-10℃以下
- ・DFR が 7dBZ 以上
- ・KuPR が 27dBZ 以上

フラグはマップ情報として得られる.このフラグを Kotsuki [2]で実施した 3.5km 解像度の NICAM 予報結 果と比較した.6つの水物質(水蒸気・雲水・雲氷・ 雨・雪・霰)を扱う雲微物理スキームを用いて予測計 算を行っている.Joint Simulator[3]を用いて NICAM の 予測値から Ku 及び Ka 帯反射強度を計算し, Iguchi [1]と同じ条件でフラグを計算した.

#### 3. 結果

2014 年 5 月 26 日の 24 時間を対象に, GPM/DPR と NICAMによるフラグを比較した(図-1). 北半球や熱帯で は, GPM/DPR 観測と NICAM の推定結果が整合的で ある.例えば,ヨーロッパや東南アジアの GPM 軌道 上で鎖状に検出されているフラグは,NICAM 推定値 にも見られる.その一方で,実験期間では冬季にあた る南半球では,GPM/DPR に比べて NICAM のフラグ 数が少ない.南半球では NICAM で弱い雪・霰が計算 されていた.数値天気予報モデル、若しくは,衛星シ ミュレータの問題で,弱い降水時の減衰を十分に反映 できていない可能性が示唆される.更に問題の原因を 調査することで,数値天気予報モデルやシミュレータ の改善に繋がる可能性がある.

### 参考文献

[1] Iguchi et al., 2018, JTECH., 35, 491-502

- [2] Kotsuki et al., 2014, SORA., 10, 204-209
- [3] Hashino et al., 2013, JGR-Atmos., 118, 7273-7292

謝辞 本研究は JAXA-PMM の支援を受けた.



図-1 2014 年 5 月 26 日 24 時間に検出された HeavyIceFlag の比較. (a) GPM/DPR 観測, (b) NICAM からの推定値. 実線は GPM 衛星の軌道を示しており, NICAM の推定値は軌道上のみ示している. パネル上部の数字は, フラグの数を示している.

# GPM/DPR を用いた温帯低気圧に伴う激しい固体降水の解析 \*秋山静佳,重尚-(京大院理)

### 1. はじめに

GPM 主衛星には Ku 帯(13.6GHz)とKa 帯(35.5GHz)の 2 周波の降水レーダー(DPR)が搭載されている。減衰補 正なしの2周波レーダー反射強度差DFRmは以下のように 表せる(Le and Chandraseker, 2013, TGRS)。

 $DFR_m \equiv KuZ_m - KaZ_m = DFR + \delta PIA$ 

ここで、DFR = KuZ<sub>e</sub> - KaZ<sub>e</sub>であり降水粒子の大きさに 対応する。KuZm KaZmはそれぞれ Ku 帯、Ka 帯の減衰補 正なしのレーダー反射強度、KuZe、KaZe はそれぞれ減衰 補正ありのレーダー反射強度、δPIAは Ku帯とKa帯の減 衰の差を表す。Iguchi et al. (2018, JAOT)では、固体降水 の場合 δPIA は無視できるとして DFR<sub>m</sub>を用いて、雹や大き な雪片の存在を表す HeavyIcePrecip(HIP) 判定を導入し た。本研究では GPM/DPR で観測された HIP の詳細な構 造を明らかにするため、DPR、ERA-interim を用いて発生 頻度の統計解析と事例解析を行った。HIP は夏半球陸域 と冬半球海洋で発生頻度が高いが、今回は特に冬季海洋 上で多いHIPの構造を調べるため、低気圧に着目をした。 低気圧の統計解析を行うにあたって、低気圧中心位置の データには MAP of Climatology of Mid-latitude Storminess (MCMS: Bauer et al., 2016, JAMC、Bauer 博士 より提供)を用いた。

### 2. 統計解析

HIP の発生頻度分布を北大西洋、北太平洋、南半球ご とに低気圧中心でコンポジット解析した。どの海域でも低 気圧中心付近から極側 500km 半円で HIP の発生頻度が 多かった(図略)。また、北大西洋の低気圧は他の海域と 比べて HIP の発生頻度が多いことが分かり、Iguchi et al. (2018)で示された北大西洋上の HIP の高い発生頻度は、 低気圧にも当てはまることがわかった。

### 3. 事例解析

統計解析で見られた低気圧周辺の HIP の構造をさらに 詳しく調べるため、2015 年 3 月の低気圧事例の解析を行 った。ここでは寒冷前線の寒気側の散在した降水域と、低 気圧中心付近の後屈前線に伴う広がった降水域で HIP が 見られた(図1)。特に後屈前線付近では前線に沿った幅 数+km ほどの線状の分布が確認できた(図1拡大図)。

Liao and Meneghini (2011, JAMC) はガン・マーシャル粒 径分布を仮定した降水からのレーダー反射強度をミー理 論に基づいて計算し、図 2 右の線のように KuZe-DFR 関 係が氷粒子の密度に依存することを示した。これに倣い、

上述の低気圧に伴う HIP と、参考のため Iguchi et al. (2018)で着目したアメリカの降雹事例(2015 年 5 月)の HIP それぞれに対し、KuZm-DFRm 分布と先行研究の結果 を比較した(図 2 右)。さらに DFR<sub>m</sub>-高度分布(図 2 左)、 KuZ<sub>m</sub>-高度分布を調べた。この結果、降雹事例(図略)に 比べ低気圧事例の方が同程度の DFRmに対して KuZmが 弱く、氷粒子の密度が小さいことが分かった。また線状 HIP は降水頂4km(-20℃)付近ではDFRmが0~2.5で(図 2左)、氷粒子の密度が0.5gcm-3程度であるが(図2右)、 そこから下層に向かって DFRm は増加し(図 2 左)、氷粒 子の密度は小さくなる(図 2 右)。低気圧北側に位置する 線状 HIP は、降水粒子が下層に向かって雪片を凝集して 成長する激しい降雪現象であることが示唆される。一方散 在した HIP では降水頂付近から高い DFR<sub>m</sub>、KuZ<sub>m</sub>値が見 られる(図略)。この原因として、降水頂付近に粒径の大き な雪片をもたらす上昇流があること、または降水頂よりも上 空の過冷却水滴によって、Ka帯がKu帯よりも強い減衰を 受けることが考えられる。



図1. 2015 年 3 月低気圧事例。×が低気圧中心。線は 850hPa 気温(ERA-interim)、陰影はDPRの観測した降水域(薄灰)とHIP (濃灰)。



図 2. 線状 HIP の DFR<sub>m</sub>-高度 2 次元ヒストグラム(右)と KuZ<sub>m</sub> -DFR<sub>m</sub>(縦軸)2 次元ヒストグラム(左)。右図の線は数値計算で得 られる氷粒子の密度別の KuZ<sub>e</sub>-DFR 関係(Liao and Meneghini, 2011 参考)。

### GPM 潜熱加熱プロダクトを用いた北半球中緯度域の潜熱加熱分布の定量的調査

\*辻 宏樹・高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

### 1. はじめに

積雲対流に伴う潜熱加熱は、様々な大気現象に 重要な役割を果たす。TRMM 衛星による観測か ら、熱帯域に関しては潜熱加熱分布の詳細な特徴 が調べられている(Takayabu et al. 2010)。一方、 潜熱加熱は中緯度域においても低気圧の発達に 重要な役割を果たすことが知られている (Ahmadi-Givi et al. 2004)が、観測データに基づ く統計的に定量的な議論はなされてこなかった。

2017年7月より、GPM 主衛星の全観測域(65N-65S)における潜熱加熱プロダクト(GPM SLH V05、詳細は 2017 年秋学会の高薮他、濱田他を 参照)の提供が始まり、中緯度域における潜熱加熱 の観測データが利用可能になった。本研究では、 GPM 主衛星の潜熱加熱プロダクトを用いて、中 緯度域における加熱分布の特徴を定量的に調査 し、中緯度域や中緯度低気圧域の加熱の平均的特 徴を明らかにする。加えて、海陸間の比較や TRMM 衛星で得られている熱帯域での加熱の平 均的特徴との比較も行う。

### 2. 使用データと解析手法

本研究では、V05 版から改良され今年リリース 予定の V06 版 GPM Ku 帯降水レーダ(KuPR)お よび潜熱加熱(SLH)のレベル2プロダクト(2AKu, 2HSLH)を用いた。温帯低気圧の経路は Hodges (1994, 1995, 1999)の手法を用いて、JRA55の 900 hPa の渦度で客観的に抽出した。

解析における熱帯域と中緯度域はそれぞれ全 経度帯の 0-20N と 30-70N の領域として定義す る。低気圧域は中緯度域のうち低気圧中心から 1000 km 四方の領域として定義する。

### 3. 解析結果

### 3.1 海上

図1に2014年12月から2015年2月までの3 ヵ月間で領域平均した大気加熱率を示す。熱帯域 海上(黒色●印)では高度7.5kmと2kmの二か所 に加熱のピークが存在する。一方、中緯度域海上



図1 2014年12月から2015年2月の期間で領域平均した大気加 熱率(Q1-QR)。黒は海洋上、赤は陸上での平均を示す。●は 熱帯域、○は中緯度域、×は中緯度低気圧域での平均を示す。 (黒色○印)では高度 3.5 km のみに加熱のピーク が存在する。各ピークにおける加熱率は熱帯の高 度 2 km で 1.3 K h<sup>-1</sup>, 高度 7.5 km で 1.1 K h<sup>-1</sup>、 中緯度で 0.9 K h<sup>-1</sup> であり、大きな差はない。低気 圧域(黒色×印)の分布は中緯度域の分布と完全に 一致している。

図2に、海上で平均した熱帯域と中緯度域の大 気加熱率について、対流性加熱と深い層状性加熱 に分けたものを示す。対流性加熱は熱帯域・中緯 度域どちらも高度2km付近に最大値が存在する が、値は熱帯域の1.7Kh<sup>-1</sup>に対して中緯度域で 0.2Kh<sup>-1</sup>と8.5倍の差がある。深い層状性加熱は、 熱帯域では高度7.5kmに正の最大値(0.9Kh<sup>-1</sup>)、 高度3kmに負の最大値( $(-0.4 Kh^{-1})$ を持つ。一方、 中緯度域では高度3.5kmに正の最大値( $(-0.5 Kh^{-1})$ )を持ち、 功流性と異なり、最大値自体は熱帯域と中緯度域 で大きな違いはない。



図2 降水種類別に示した、海洋上で平均した熱帯域(●印)と中緯度域(○印)の大気 加熱率(Q1-QR)。(a)が対流性領域、(b)が深い層状性領域。

### 3.2 陸上

陸上(図 1 赤線)での潜熱の分布の形や最大加熱 高度は海上(図 1 黒線)と変わらない。雲底高度は 陸域のほうが数百 m 高い。また、雲底下における 冷却の分布も異なる。

中緯度域陸上(赤色○印)での最大加熱率は高度 3.5 km で 0.6 K h<sup>-1</sup>で、海上の 2/3 の値である。 一方、熱帯域陸上(赤色●印)の高度 7 km での最 大加熱率は若干だが海上よりも高い。これは、層 状性加熱が熱帯域では陸上が、中緯度域では海上 が強いことに起因する。

### 4. まとめと今後

GPM 主衛星による中緯度の潜熱観測データか ら、TRMM 時代に得られた熱帯の加熱の平均像 に加えて、中緯度における加熱の平均像が明らか になった。今後は他の季節についても解析を行い、 季節による違いについても議論する予定である。

### 謝辞

低気圧経路データは東京大学大気海洋研究所の栃 本英伍博士より提供を受けました。また、GPM V06 データ(テスト版)は JAXA の山地萌果氏、RESTEC の正木岳志氏より提供を受けました。本研究は JAXA 8<sup>th</sup> PMM RA の支援を受けて実施された。

# GPM DPR データによる中高緯度域の降水気候値の抽出 <sub>広瀬正史(名城大学)</sub>

### 1. はじめに

2014 年春以降, GPM DPR は南北緯度 66 度内の範囲 における様々な時刻の降水鉛直分布を計測しているが, 観測頻度の制約や推定の不確実性があるため,格子化 された降水情報を扱う際は注意を要する.4年間のデ ータで高解像度降水分布図を作成すると,熱帯のサン プルが TRMM PR の半分であるため,平均値に顕著な 事例の痕跡が残る.一方,衛星の通過頻度が高い緯度 64 度付近では低緯度域の4倍のデータが得られており, 空間的に連続した特徴が得られやすい.また,降水シ ステムの構造に対応して推定誤差の傾向が熱帯と異な る.本発表では,比較的短期のデータから見えつつあ る中高緯度特有の降水の特徴や地域固有の推定誤差に ついて調査した結果を報告する.

#### 2. 降水頻度

2014年4月以降4年間のGPM DPR データによる降 雨・降雪出現頻度の緯度分布を図1に示す.雨と雪は Ver. 05Aで導入された降雪フラグと地表面気温1.5度を 閾値として判別している.全降水の出現頻度を見ると, 中緯度の極大域が十分に捉えられていることが分かる. マイクロ波放射計の推定値と比べると,GPM DPR は降 雪の割合が高くなる南緯55度付近で南半球の最大値を 有していることが特徴的である.ブライトバンドの低 い降水などもあり,降雪フラグと気温閾値のいずれか 一方で降雪と分類される降水の出現頻度は両方の指標 で降雪と定義される降水頻度と同程度であった.

### 3. リトリーバル誤差とサンプリング誤差

図2は緯度別の浅い降水(降水頂<2.5km)の寄与と メインローブクラッター除去による欠損の影響を示す. 浅い降水の割合は亜熱帯海洋上の大陸西岸沖の一部で 99%を超えるが,帯状平均を取ると高緯度側で最大と なる.浅い降水の欠損率は,TRMM PRの観測域では 海上(特に少雨域)で高い値となるが,中高緯度では 陸上でも浅い降水の割合が増加し,海と同程度の大幅 な補正が必要となることが明らかとなった.

中高緯度の降水の大部分は大規模降水システム(降 水域の等価直径>100km)によってもたらされており, その規則性によってサンプリング充足度が変わる.観 測頻度の高い高緯度側では数年の観測でも明瞭な降水 日周変化が見られる(図3).格子を粗くすれば、小規 模降水システム(<10km)による顕著な降水極大(時 刻別降水量の正偏差が連続する3時間走査平均)の検 出率が高まる.

中高緯度の降水気候は様々な周期,地域によって変動しており,その精確な理解に向けて,継続的な単一 センサによるデータ拡充とともに,データ間で比較検 証を進め,データベースの質を高めていく必要がある.







図2 直下付近データによる浅い降水の占める割合 (上) と全入射角平均の浅い降水の欠損率(下)



図3 顕著な降水日周変化の検出率. A(全),S(小),L (大)は降水システムの規模を表す. 凡例の2は極大値が 平均の倍以上である場合に限定.2年分のデータを利用.

# 初夏の日本付近における降水特性の将来変化: GPM DPR 観測と CMIP5 大規模環境場予測とを用いた推定

\*横山千恵・高薮縁(東京大学 AORI)・荒川理(JAMSTEC)・尾瀬智昭(気象研究所)

### 1. はじめに

初夏(5-7月)の日本付近では、梅雨前線を境に 中緯度大気と熱帯大気とが接しており、温帯低気圧 に伴う層状性降水や、組織化した降水システムに伴 う強い降水など、多様な特性の雨が降る(Yokoyama et al. 2014, 2017)。将来、ある場所における雨の 降り方が具体的にどう変化するかは関心の高い問題 だが、現在の気候モデルでは詳細な降水特性までを 予測することは未だ難しい。

横山他(2018 年春季大会)は、全球降水観測(GPM) 衛星搭載の2周波降水レーダ(DPR)による降水の3 次元観測と第5次結合モデル相互比較計画(CMIP5) 気候モデルによる大規模場予測とを複合的に利用し、 初夏の日本付近の降水特性の将来変化推定を試みた。 そこでは、まず、衛星観測等の現実データを用い、 中層の大規模鉛直流(ω500)および海面水温(SST) を指標とした降水特性の参照テーブルが作成された。 そして、そのテーブルに基づき、CMIP5モデルの大 規模場予測から、降水特性の将来変化が推定された。 その結果、例えば、組織化タイプの降水が、東北地 方や日本海側、関東地方で将来顕著に増加し、強雨 の危険性が高まるという重要な示唆が得られた。

一方、前回大会の参照テーブルは、GPM 衛星サン プリングの緯度によるバイアスが補正されていなか った。また、マルチモデルアンサンブル(MME)平均 は、各モデルの昇温量の大きさは考慮せず行った。 そのような MME 平均の降水特性変化は、モデル間の 昇温量のばらつきを含めたとして結果として重要な 意味を持つが、同時に、昇温量で規格化した MME 平 均の変化についても調査しておく必要がある。そこ で今回は、この2点を考慮した解析を行った。

### 2. データと解析方法

本研究では、2014-2017 年 5-7 月の GPM DPR rain event (RE) データベース、気象庁 55 年長期再解析、 NOAA Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature を用いた。また、1980-2005 年

 (Historical実験)及び2075-2100年(RCP8.5実験)
5-7月のCMIP5モデルのdailyの大規模場データを 用いた。解析領域は、120°E-180°、20-50°Nである。

前回大会と同様に、Yokoyama et al. (2017)に倣 い、各 RE を面積・層状雨量比により3タイプ(面積 小・組織化・温帯低気圧)に分類する。各タイプの RE が観測された地点のω500 及び SST を調べ、この 2 変数を軸としたタイプ毎の平均降水量分布(参照 テーブル)を作成する。この際、観測地点の緯度に 対し、GPM サンプリング数の逆数で重みを付ける。

次に、この参照テーブルを用い、CMIP5の各日の ω500 および SST から各タイプ REの降水分布を再構 築する。各モデルの地表気温の全球平均の昇温量(図 1)で規格化して MME 平均した降水変化を調べる。

### 3. 結果と考察

バイアス補正した結果、参照テーブルは、面積小 タイプの SST に対する感度や組織化タイプの中層の 上昇流への依存性、より低い SST 域での温帯低気圧 タイプの卓越など、タイプ毎の特徴がより明瞭にな った(図略)。これを用い将来の降水分布を再構築し た結果(図略)、補正前に比べ組織化タイプの北偏傾 向が強まった。また、温帯低気圧タイプは、補正前 と同様に全般に減少傾向だがパターンが異なった。

次に、地表気温の全球平均の昇温量で規格化した 組織化タイプの降水量変化を図2aに示す。組織化タ イプ降水は北偏傾向を示しており、規格化しても、 「強雨を伴う組織化降水の影響域が現在より北まで 広がる」という前回大会で示された主要な結果は支 持される。昇温量で規格化した分布から非規格化分 布を引いた差(図2b)からは、非規格化平均は、組 織化タイプの北偏傾向の強い昇温の大きなモデルに やや引きずられる傾向が読みとれるが、その効果は 数%にとどまっていた。



<sup>1</sup>20E 130E 140E 150E 160E 170E 180<sup>mm type</sup> 謝辞:本研究は、JSPS科研費15H02132、(独)環境再生保 全機構の環境研究総合推進費(2-1503)、JAXA PMM 8<sup>th</sup> RA の支援により実施された。

# NICAM-LETKFを用いた GPM/DPR 反射強度データ同化実験 \*小槻峻司,寺崎康児,三好建正(理研計算科学)

### 1. はじめに

本研究の目的は、TRMM/GPM による降水観測デー タ利用し、大気客観解析及びこれを初期値とした予報 に改善をもたらすことである。降水量の同化による数 値天気予報の改善は、降水量の非ガウス性やバイアス により、既往研究の多くが困難としてきた。その中で、 Lien et al. (2013, 2016) は降水量に経験的なガウス分布 変換を適用し、衛星観測降水量を用いた数値予報精度 の改善を実現した。Kotsuki et al. (2017)は、Lien et al の 手法を更に発展し、理化学研究所で開発されている全 球大気データ同化システム NICAM-LETKF(Terasaki et al. 2015)に全球降水マップ GSMaP を同化し、中期天気 予報を改善した。また、Kotsuki et al. (2018)はアンサン ブルデータ同化手法を応用してモデルパラメータを推 定した。GSMaP を同化することで大規模凝結スキーム パラメータを推定し、NICAM の降水予報を改善した。 本研究はこれまでの研究をさらに発展させ、GPM/DPR の反射強度データの直接同化手法を開発する。

### 2. 実験設定

GPM/DPR の直接同化のために、データ同化に用いる NICAM の解像度を Glevel6 (112km 解像度)から Glevel8(28km 解像度)に上げると共に、大規模凝結スキ ームと積雲対流パラメタリゼーションを切り、雲微物 理(Tomita 2008)を陽に解くモデル設定とした。GPM に 搭載された KuPR と KaPR に相当する第一推定値を得 るために、観測演算子として Joint Simulator (Hashino et al. 2013)を用いた。GPM/DPR 観測は、NICAM の格子上 に集約化して同化した(superobservation)。GPM/DPR 以 外の観測として、NCEP の提供する PREPBUFR と AMSU-A 輝度温度、JAXA の提供する GSMaP を同化す る。アンサンブルメンバーは 40 とした。

### 3. 結果と今後の方針

テスト計算を実施し、まず 1 時刻の GPM/DPR の KuPR 及び KaPR 観測を同化したところ、レーダー反射 強度の空間分布・鉛直分布共に、同化により解析値が 観測値に近づく良好な結果を得た。その上で GPM/DPR の同化サイクル実験を実施したが、残念ながら有意な 改善は見られなかった(図-1)。降水と関連性の高い水蒸 気混合比に改善傾向が見られる一方で、中期天気予報 に重要な気温場は改悪傾向である。局所化スケールの 設定や、観測と予報間のバイアス、GPM/DPR とモデル 変数間の相関など、確認すべき統計を引き続き調査中 である。

大気の状態推定と並行し、GPM/DPR 観測を利用した 雲微物理スキームのパラメータ推定についても取り組 んでいる。学会では GPM/DPR 反射強度同化に関する 最新成果を報告する。

### 謝辞

本研究は JAXA-PMM の支援を受けた。



図-1 500hPa 及び 850hPa 面における(左)気温(T)と(右)水蒸気混合比(g kg<sup>-1</sup>)の ERA-Interim に対する平均二乗 偏差の時系列。太線は GPM/DPR を同化しないコントロール実験 (CTRL)であり、細線は GPM/DPR を NICAM の 5×5 グリッド毎に集約化して同化した実験 (TEST)。

# 次世代のマイクロ波イメージャ隆水リトリーバルアルゴリズム開発(その7): GPMの散乱アルゴリズムの誤差と JRA55 環境変数の比較

### 青梨和正・岡本幸三・石元裕史・山口宗彦(気象研)

### 1. はじめに

本研究の目的は、次世代のGSMaP MWI 降水リトリ ーバルアルゴリズムを開発することである。

今回は、この目的のために、従来の散乱アルゴリ ズムの誤差と環境変数の比較を、全球降水観測衛星 (GPM) と気象庁再解析データ (JRA55) の 2014 年 6 月-2015年5月のデータを用いて行なったので報告 する。

2. 本研究で用いたデータ、環境変数 我々は、この統計的解析に、2014年6月1日-2015 年5月31日のGPM. V05Aの観測データを用いた。

GMI の 36.89GHz の偏光補正済み輝度温度(PCT)か ら、GSMaP (V6.1.20170133)の散乱アルゴリズムを用 いて降水強度をリトリーバルした。降水強度等の降 水特性の検証データとして、GPM KuPR レベル2デー タを用いた。

6 時間毎の JRA55 の全球解析値等から、環境変数 を計算し、上記の GMI リトリーバル値、KuPR 観測値 とのマッチアップデータを作った。(尚、標高 500m 以上の高地のデータは除外した。)

### 3. 散乱アルゴリズムの誤差と環境変数の比較

まず、KuPR 降水特性と比較したところ、 PCT89, PCT36の散乱シグナル(観測値-0mm/hに対す る計算値)と、GMI 散乱アルゴリズムのバイアス(散 乱バイアスと呼ぶ)は、KuPR 降水トップと全球解析 値の 0C レベルの差で表わされる、固体降水の厚みと 相関が高いことが分かった。また、gridbox内の降 水域の割合とも相関が見られた(表1参照)。

次に、本研究は、固体降水の厚みと、JRA55 全球 解析値の地上の気温と相対湿度、対流性降水のトッ プレベルの指標である大気の不安定度、大規模擾乱 の降水のトップレベルの指標である、対流圏中下層 の鉛直速度、相対湿度の相関を調べた。その結果、 固体降水の厚みと散乱バイアスは、対流圏中下層の 不安定度、相対湿度と相関があることが分かった。 但し、この関係性は地上気温、地面状態(陸上、海 上、海岸) によって変動する。陸上では(図 1)、対 流圏下層が不安定(規格化された温度減率(DTDZ) が 0.3 以上)のときには、DTDZ と地上気温と共に固体 降水の厚み、散乱バイアスが大きくなる。一方、そ れより安定なときには、固体降水の厚み、散乱バイ アスの変動は小さい。海上では(図2)、陸上より対 流圏下層は安定で、地上気温が200以上では、地上 気温が高温で、DTDZ が小さいほど、固体降水の厚み、 散乱バイアスが小さくなる。地上気温がが200未満 では、安定度には感度が無く、地上気温が低温なほ ど、固体降水の厚み、散乱バイアスが大きくなる。

Acknowledgement:この研究は JAXA「第7回降水ミッ ション科学研究公募共同研究」「GCOM 研究公募共同研 究」の一部である。

表1:2014年6月-2015年5月の陸上の各降水タイプについ

て、散乱バイアスと隆水特性の相関

降水特性	激しい	午後の	温帯	組織化	
	雷雨	対流	低気圧	降水	
固体降水厚	0. 541977	0. 644127	0. 426619	0. 619986	
降水トップ	0. 538596	0. 616711	0. 47309	0. 487763	
00 レベル	0. 06592	-0. 0768	0. 037928	-0. 09436	
層状降水比	0. 124648	0. 228909	-0. 06851	0. 157174	
降水域割合	0. 285064	0. 363234	0. 171705	0. 342112	
降水一様性	-0. 20369	-0. 2875	-0. 02003	-0. 29094	

図1:対象期間平均の陸上の固体降水の厚さ(m)、但しX軸が 対流圏下層の規格化された温度減率、Y軸が地上気温である。



図2:対象期間平均の海上の固体降水の厚さ(m)、但しX軸が 対流圏下層の規格化された温度減率、Y軸が地上気温である。



## 全球降水マップ GSMaP の降雪推定手法の開発 \*久保田拓志 (JAXA/EORC), Liu G. (Florida State University),

田島知子 (JAXA/EORC), 沖理子 (JAXA/EORC)

### 1. はじめに

2014 年 2 月に打上げられた全球降水観測計画 GPM (Global Precipitation Measurement)主衛星は全球降水マッ プ GSMaP プロダクトの精度向上に向けた大きな機会 である. GPM 主衛星は日本が開発した二周波降雨レー ダ DPR とマイクロ波放射計GMI を搭載している. マイ クロ波放射計の降雪推定手法には,雨雪判定手法の確 立,マイクロ波放射計輝度温度における降雪シグナル の複雑さ,降雪粒子の非球形性,のような様々な課題 があるが, DPR と GMI の同時観測がそのブレイクスル ーとなることが期待されている.

本研究は、フロリダ州立大学の Guosheng Liu 教授の グループが開発した降雪推定手法[1],[2]をGSMaPマイ クロ波放射計アルゴリズムに導入した結果と初期評価 について報告する. なお、本手法は 2017 年 1 月にリリ ースされた GSMaP アルゴリズムバージョン7 (プロダ クトバージョン4) に導入されている[3].

### 2. マイクロ波放射計での降雪推定手法

本降雪推定手法は、大きくわけて、雨雪判定手法と、 それにより雪と判定された際の降雪強度推定手法に分 けることができる.まず、雨雪判定手法[1]は地表面タ イプ、地表気温、温度減率、相対湿度、地表気圧、skin temperature を入力して、過去の地上観測の結果をもと に、降雨か降雪かを判定する.降雪強度推定手法は[2] に基づくが、本研究ではGPM 主衛星と CloudSat 搭載雲 プロファイリングレーダ (CPR)の交差データセット

(CloudSat-GPM Coincidence Dataset)を使用することに より新規性がある.本手法では-15dBZ より大きなレ ーダ反射因子を降雪としているが, CloudSat/CPR のみ をもちいた[2]とくらべて,強い降雪の場合にDPRデー タが役立つと考えられる.本手法では,降雪域の GMI 輝度温度の第3主成分までの位相空間上で CPR/KuPR の降雪確率を計算し,降雪タイプごとの Look-up table を作成する.降雪確率は降雪強度と線形関係があるこ とを利用して,降雪確率から降雪強度を推定する.た だ,本手法において降雪タイプをどのように定義する かは研究要素があり,引き続き詳細な検討が必要であ る.このような GPM 主衛星と CPR の複合利用は,今後 打上げ予定の EarthCARE 衛星でも発展が期待できる. 3. 本手法による GMI 推定値と DPR の比較

前節で紹介した手法をGMIに適用して地表降水強度 を推定し、DPRと比較を行った.図1は2018年1月平 均値の比較である.アルゴリズムバージョン6やそれ 以前のGSMaPでは、ユーラシア大陸およびアメリカ大 陸上で降雪が検出できなかったが、図1aで示すアルゴ リズムバージョン7では、ユーラシア大陸およびアメ リカ大陸上で降雪推定に伴う降水が検出されている. 降水パターンもGMIとDPRで比較的似ている.しかし ながら、降雪域をGMIとDPRで比較すると、DPRと比 べてGMIが海上の降水をより狭い範囲で降雪と判定す る特徴があり、その違いについて検討が必要である. 2017年10月~2018年1月の3ヶ月間で、緯度経度 0.5x0.5度格子、月平均値で降雪強度を比較した評価で は、海上で相関係数が 0.61、陸上で相関係数は 0.47と、 海上で両者がより似た変動を示していた.

a) GSMaP\_GMIによる地表降水量(2018年1月平均)



図1 2018年1月平均の地表降水量の比較. a) GSMaP\_GMI V7, b) GPM/DPR V5.

参考文献

- [1] Sims, E.M. and G Liu, 2015, *J. Hydrometeor.*, 16, 1466-1477.
- [2] Liu, G., and E.-K. Seo, 2013, J. Geophys. Res. Atmos., 118, 1376-1387.
- [3] Kubota, T., et al. 2018, Satellite Precipitation Measurement, submitted.

## アジアモンスーン域の主に暖かい雲からなる豪雨に対する

### ひまわり8号赤外マルチバンドの有効性

\*広瀬民志(京大院理),樋口篤志(千葉大 CEReS), 山本宗尚・重尚一(京大院理)

### 1. はじめに

全球衛星降水マップ (GSMaP) は主にマイクロ波放射 計 (MWR)を用いて降雨を推定しているが,MWR が利 用できない時間帯には静止気象衛星 (GEO)の赤外 (IR) バンドから得られる雲頂高度情報を元に,MWR が観測 した降水雲の移動先を計算することで降雨を補完してい る. この GEO IR を用いた降雨の補完法はより雲頂高度 の高い雲ほど強い降雨をもたらすという仮定に基づいて いるため,浅い雲の降雨強度を過小評価する問題が報告 されている. 2014年10月にヒマワリ8号が打ち上げら れ,静止気象衛星の利用できる観測バンドが従来の2~3 バンドから9バンドへと劇的に増加した.そこで本研究 ではこのひまわり8号の赤外マルチバンド観測と GPM 衛星に搭載された Ku バンド降雨レーダ観測を訓練デー タとし,Random Forest 機械学習法 (Kühnlein et al., 2014)を用いてひまわり8号降雨推定アルゴリズム

(HRA) と呼ばれる高い時・空間分解能を持つ降雨推定 プロダクトを開発した(H30年度秋季大会). さらにこの HRAを用いて, アジアモンスーン域で特徴的な, 主に暖 かい雲からなる豪雨の推定に対するひまわり 8 号赤外マ ルチバンド観測の有効性を検証した.

#### 2. 結果

2015年9月の関東東北豪雨の事例を用いて, HRA とレ ーダーアメダス解析雨量の結果を比較した. 図1(a)の ひまわり8号赤外マルチバンドによる降雨推定結果は関 東付近の強い降水帯を捉えており,これは(b)図の地上レ ーダの観測結果とよく一致している.一方で(c)図の GSMaPがGEOIRを用いて補間した降雨は関東付近の降 水帯はGPMの降雨頂高度の観測値が5km以下の比較的 浅い雲から発生しており,その結果雲頂高度情報のみに基 づく降雨補間法が十分に機能しなかったと考えられる.

さらに日本付近の夏季の浅い雲からの降雨とひまわり



138E 141E 144E (mm/hr)

8号赤外マルチバンドの間の関係を解析した結果,赤外ス プリットウィンドウ観測が浅い雲からの降雨の有無を判 定する際に有効であり,ひまわり8号で新たに搭載された 従来より低い高度の水蒸気に感度がある6.9µm バンド観 測が浅い雲からの雨の強さの推定に特に重要であるとい うことが判明した.当日は放射伝達モデルを用いて浅い雲 からの豪雨が発生するような環境場に対してひまわり8 号で新たに追加された赤外バンドがどのように応答する のかについても説明する予定である.

本研究は宇宙航空研究開発機構(JAXA)第8回降水量 測定ミッション研究の助成を受けており、ひまわり8号 グリッドデータは千葉大学環境リモートセンシング研究 センターで提供されたものである.

### Preliminary evaluation of GPM IMERGE over three distinct climate regions with reference to APHRODITE

Sunilkumar KHADGARAI • \*Akiyo YATAGAI • Mio MAEDA • Minami MASUDA(Hirosaki University)

### 1. <u>Introduction</u>

Evaluation of High resolution GPM-IMERG precipitation (final) products are performed over Japan, Nepal and Philippines regions against further improved APHRODITE gridded product. Improvement is being reflected in final APHRODITE gridded product with consideration of blacklist/white list as part of quality control method. The evolution is carried out for two consecutive years 2014-15. Various qualitative and quantitative statistical indices such as mean bias, RMSE, correlation coefficient, False alarming ratio, misses and Probability of detection have been considered to evaluate GPM-IMERG precipitation products with APHRODITE. In addition to these statistical indices, variability of the two products during various seasons is shown to highlight the seasonal dependency of GPM performance.

### 2. <u>Results</u>

The overall performance of GPM–IMERG seems to be good over Japan and Philippines than Nepal. This is clearly evidenced in terms of mean bias, RMSE and correlation magnitudes over Philippines and Nepal regions. Spatial correlation is low in the mountainous regions of Nepal (Himalayas), Hokuriku region of Japan, and the southern part of Philippines (e.g. Mindanao, Palawan).

GPM-IMERG is able to follow the intra annual variability shown by APHRODITE product with minor difference observed in precipitation maximum values during rainy seasons. Good agreements are seen between GPM-IMERG and APHRODITE at different rainfall intensities except underestimation during medium to heavy rainfall events and noticeable overestimation of rainfall events at light rainfall over either of regions. The threshold between over/under estimation is approximately 7~8 mm/day for Japan, 4~5 mm/day for Nepal, and 1 ~ 2 mm/day for Philippines in average.

### Acknowledgements

This work was supported by Environment Research and Technology Development Fund (2-1602) of the Environmental Restoration and Conservation Agency.





### CloudSat-CALIPSO, Aeolus, EarthCARE と GPM による雲・降水解析

### \*岡本 創, 佐藤可織, 及川栄治, 月原健太郎, 長谷川秦一(九大応力研), 石元裕史(気象研), 菊池麻紀(JAXA)

### 1. はじめに

2006 年打ち上げの 94GHz 帯の雲レーダを搭載した CloudSat と波長 532nm と 1064nm の 2 波長偏光ライ ダを搭載した CALIPSO によって雲・降水の相や氷粒 子の配向状態に関する情報や、雲微物理特性の解析 が可能となった. また 2018 年 8 月には ESA によっ て波長 355nm の高スペクトル分解ドップラーライダ を搭載した Aeolus 衛星の打ち上げが、 2021 年には 日欧共同の雲・エアロゾル・放射ミッション EarthCARE 衛星の打ち上げがそれぞれ予定されてい る. EarthCARE 衛星には、ドップラー機能を持つ 94GHz 雲レーダ(CPR)と波長 355nm で高スペクトル分 解・偏光ライダ(ATLID)の2つの次世代型アクティブ センサと、多波長分光放射計(MSI)、広帯域放射計 (BBR)の搭載が計画されている. Aeolus と EarthCARE 衛星観測によって、 CloudSat や CALIPSO 衛星を含む A-Train とのデータの連続性と、さらに 新たに CPR から落下速度や鉛直流を中心とした解析 が、 Aeolus のライダと ATLID からは後方散乱係数 と消散係数の情報が独立に求められ新たな展開が期 待できる.一方降水観測として 13.8GHz の周波数の 降雨レーダ PR を搭載した TRMM 衛星が 1997 年に, さ らに GPM では 13.6GHz の Ku バンドレーダ KuPR と 35.5GHzのKaPRを搭載して 2014 年より観測を行っ ている.この講演では、これらの異なる周波数(波長) や機能を持つアクティブセンサの情報から得られる 雲・降水特性について粒子の散乱特性の波長依存性 の観点を中心に考察する.

### 2. 衛星の複合利用

雲の相状態や粒子タイプの検出は、CALIPSOの後方 散乱係数の連続した2つの層の比と偏光解消度を組 み合わせたアルゴリズム(KU-Type)で行ってきた [Yoshida et al., 2010].またライダと雲レーダを 比較することで雲レーダの雲粒子タイプ識別も行い、 両方で検出できる雲域に関しては混合相などより詳 細な情報も期待できる[Kikuchi et al., 2017].

Aeolus ライダやEathCARE-ATLID ライダには高スペ クトル分解機能があり、消散係数とライダ後方散乱 係数の比(=ライダ比)が新たに得られる.ATLIDの 解析ではライダ比と偏光解消度の関係を使うことで、 雲と降水粒子の相識別や氷雲・降雪粒子形状や配向 の推定が期待できる.レーダとライダの同時観測可 能領域についてこれら次世代型ライダの情報を用い ることで、レーダのみによる粒子タイプ識別結果の、 より詳細な検証が可能であると考えられる.

GPM の降雨レーダと雲レーダの同時解析が可能な 領域では、2周波のレーダ反射因子の比でdBZの差 に相当するDual Wavelength Ratio (DWR)を利用で きる(図).ここでは氷粒子として2次元に配向した 六角柱形状粒子、2次元に配向した板状粒子、3次元 に配向した砲弾集合粒子を考慮し、それらのレーダ 反射因子をWバンドとKaバンドでDWRを求めた. DWR は有効半径が200ミクロン以上の粒子で正の値 を示し、サイズが増加すると増加傾向を示す. DWR は粒子形状にも依存する.



図 WバンドとKaバンドレーダによる氷粒子のDWR の理論計算値.

KuとKaバンドレーダ,KaとWバンドレーダの2つ のDWRの同時利用による詳細な粒子モデル推定も可 能である. 雲レーダとライダを利用して微物理特性 の推定(Ku-micro)も行っており[Okamoto et al., 2010, Sato and Okamoto 2011], CPR-KaPRによる 雲・降水微物理特性の比較検証が可能である. この 他 NASA の航空機データを用いた解析や EarthCARE-CPR のドップラー速度の微物理特性抽出への利用や 地上次世代型観測システムによる衛星検証ついても 紹介する.

謝辞:本研究は科研費 JP17H06139, JP18K03745, お よび JAXA EarthCARE プロジェクトの助成を受けた ものです.

# A-train データを用いた日本海上降雪雲の構造解析 \*山本宗尚(京大院理), 浅見悠(京大理), 重尚一(京大院理)

### 1. はじめに

GSMaPでは、アルゴリズムバージョン7から統計的 手法による降雪推定手法が導入された[1]が、GPMに搭 載されたGMIなど高周波帯バンドを搭載したセンサに 限られており、冬季日本海では過小評価傾向である。

降雪に対する高周波数帯のマイクロ波シグナルは、 これまで氷の散乱による輝度温度の低下が卓越すると されてきたが、実際は雲水による放射により上昇して いることが指摘されている[2]。冬季日本海では、気団 変質過程に伴う降雪雲の形状変化を見ることができる。 A-train を構成する衛星搭載センサは降雪雲の鉛直構造 を詳細に捉えることができるため、雲の形状と雲粒子 タイプを結びつけ、降雪雲の三次元構造とマイクロ波 シグナルを関連づけることで、降雪推定アルゴリズム の改良にも寄与すると考えられる。本研究は、雲の水 平構造と雲頂付近の粒子相を関連付け、雲の水平パタ ーンから粒子相を推定することを目的とする。

### 2. 使用データ

本研究では、JAXA EORC が公開している EarthCARE 研究 A-Train プロダクトモニタデータセット[3]のうち、 気象場 (ECMWF)、レーダ・ライダ雲マスク (Cmask)、 およびライダ雲粒子タイプ (Ctype)を用いた。水平構 造の解析には、Aqua/MODIS MYD06 プロダクト雲水量 (0.01 度グリッドに変換)データを用いた。

雲の水平パターンの抽出にあたり、亜熱帯域で雲の 水平パターンを抽出した手法[4]に準じ、MODIS 雲水量 に対して領域平均 (μ)・均質性 (γ)・歪度・尖度を計 算した。ただし、日本海筋状雲の水平スケールを考慮 して、該当ピクセルの周囲 0.5 度四方とした。

### 3. 結果

典型的な日本海筋状雲発生事例に対して、雲粒子相 と雲パターンを比較した(図1)。気団変質の初期では、 雲頂付近が過冷却水で、μは相対的に低く、γは高かっ た。気団変質が進むにつれ、雲頂付近が氷となり、μ は高く、γが低くなる。これは、筋状雲は背が低く小さ く密な雲水のセルから、氷を伴う背が高く大きく疎な 構造に変化することを反映している。

2006-2014 年 1・2・12 月に日本海上を通過した A-train

日中軌道 (243 事例) のうち、寒気の吹き出しを捉えて いる 22 事例を抽出し、µとγから雲頂付近が過冷却水 か氷か最適に分類する閾値 (µ/γ=232) を求めて地図 化した(図2)。一部事例を除き一致率が 0.85 程度で、 Lake effect がみられるスペリオル湖の筋状雲でも 0.8 程 度の一致率となった。発表では、分類結果とマイクロ 波放射特性の関係や、分類結果を用いた降雪推定の改 善手法について議論する。



図1 2008年2月13日に日本海を通過した A-train 軌
道(図2赤線)上の(上) 雲粒子タイプの鉛直分
布、(下) MODIS 雲水量の周囲 0.5 度(実線)領
域平均と(点線)均質性。



図2 図1と同じ A-train 軌道(実線)と、MODIS 雲 水量から分類した雲粒子タイプの分布。

参考文献

- [1] 久保田ほか, 2018, 日本地球惑星科学連合 2018 年大 会, AGC36-09.
- [2] Liu and Seo, 2013, J. Geophy. Res., 118, 1376-1387.
- [3] Hagihara et al. 2010, J. Geophys. Res., 115, doi:20.1029/ 2009JD012344.
- [4] Kawai and Teixeira, 2010, J. Climate, 23, 2079-2092.

## 降水観測ミッションの将来像について

\*高橋暢宏 (名古屋大学 ISEE), 古川欣司 (JAXA), 山本晃輔 (JAXA/EORC), 金子有紀 (JAXA/EORC), 沖 理子 (JAXA/EORC)

### 1. はじめに(地球観測衛星の役割の変遷)

日本の地球観測衛星を概観すると、ひまわりシリー ズの静止気象衛星、地表面観測のための光学センサと 合成開ロレーダ(例 ALOS シリーズ)、マイクロ波放 射計(例 AMSR シリーズ)、中分解能光学センサ(例 GLIシリーズ)、温室効果ガス観測(GOSAT シリーズ)、 降雨レーダ(例 GPM)が大きな柱になってきている。

これらのセンサは世代を重ねて性能向上を図ってき ている一方で、地球観測衛星を取り巻く環境も大きく 変わってきている。例えば、インターネットの普及に よりデータの流通が活発になり、(国際的に)複数衛星 のデータを合成した全球マップや、現業機関でのリア ルタイムでの活用(データ同化による数値予報)など へ展開してきている。衛星技術においても CubeSat の ように安価で大量の衛星による観測への関心も高まり、 特に外国では民間事業者を含めて開発・打ち上げが活 発に行われている。

これらの状況から、社会的・科学的な側面に目を向 けると、地球観測衛星はインフラ的な要素が強くな ってきている。特に地球温暖化に伴う気候変動につ いては、長期的なモニタリングが必要であるとともに 地球環境システム(例えばエアロゾル-雲-降水プロセ ス)の理解の深化が大きな主題となる。

### 2. 降水観測ミッションの将来像

TRMM、GPM と続く降水観測ミッションは、地球全体の降水(システム)の特徴を明らかにしてきたほか、 数機以上の衛星データを準リアルタイムで処理した1 時間ごとの全球降水マップ(例 GSMaP)作成へも貢献 し、洪水予測などの実用的な利用にも発展した。GSMaP は、さらなる降水推定精度の向上が求められており、 それには高精度・高頻度の降水観測が必要である。

降水研究に関しては、地球温暖化にかかる放射収支 や気候変動の降水システムへ影響の評価など、雲や降 水の形成に関するエアロゾル・雲・降水の包括的な理 解が必要となっている。そのため、これらを観測する ことが可能なセンサ(複数波長のレーダやライダー) の複合的な利用に加えて、ドップラー速度観測などの 動的な観測が必要になる。

#### 3. 検討中の降水観測ミッション

将来の降水観測ミッションは、GSMaPの高度化と地 球温暖化にかかる科学的な要求を満たし、かつ、技術 的に実現可能なミッションを検討する必要がある(図 l)。第1のアプローチとしては、GPM/DPRをアップグ レードすることである。既存の技術であっても走査幅 を2倍程度広げることや100倍程度の高感度化は可能 である。ドップラー速度の観測に関しては、既存のア ンテナサイズでは困難であり、展開型アンテナを検討 する必要がある。GSMaPの高精度化には、安価に小型 レーダを多数用いたコンステレーションというアプロ ーチもある。また、アンテナ技術の高度化が実現すれ ば、静止軌道からの降水観測可能となり、ドップラー 速度の観測も容易となる(GEO precip. radar)。



図1. 降水観測ミッションロードマップ

### 4. TF グランドデザイン

「今後の宇宙開発体制のあり方に関するタスクフォ ース会合」リモートセンシング分科会(以降「TF」と 呼ぶ)は、科学者コミュニティのボランタリーベース の活動であり、地球観測衛星の将来像についてボトム アップの検討を行ってきている(なお、TFの活動は日 本気象学会を始めとする関連学会の支持を得ている)。 TFはこれまで地球観測衛星の世界動向の調査を行い気 象研究ノートにまとめている([1])。また、平成29年 度に日本学術会議から出された,提言「我が国の地球 衛星観測のあり方について」を受け、地球観測グラン ドデザインの策定を行ってきており、降水観測ミッシ ョンについても、科学者ベースでグランドデザインの 策定において議論されている。

### 参考文献

[1] TF 高度化 WG 編, 2017, 気象研究ノート, 234.

# SPM テープろ紙の分析による福島第一原発事故直後の 放射性物質の長距離輸送現象

\*鶴田治雄(RESTEC),大浦泰嗣(首都大),海老原充(早大),宮坂貴文・中村尚(東大 先端研),森口祐一(東大院工),大原利眞(環境研),中島映至(JAXA/EORC)

### 1. はじめに

これまでに、東北地方南部と関東地方での SPM テー プろ紙中の放射性物質の分析を実施し、その解析結果 を逐次報告してきた。一方、放射性物質の環境への影 響は、広範囲に及んでいることがすでに知られている。 牧草の汚染は岩手県中部(図1のA:第一原発から北方 約300 km)まで、茶葉の汚染は静岡県西部(C:南西約 450 km)でも存在した。また、長野県長野市(B:西南西 約300 km)のモニタリングポストでは3月15日夜に空 間線量率が増加した。そこで、これらの地域の SPM テ ープろ紙の放射性物質の分析を開始したので、その長 距離輸送現象の実態を報告する。

### 2. 解析方法

原発から遠方のA、B、C地域の約20のSPM局にお ける2011年3月12-23日のテープろ紙中の放射性物質 を分析した。また、それらの地点において流跡線解析 を行い、原発からの輸送経路を推定した、さらに、モ ニタリングポストの空間線量率、気象庁のAMeDASデ ータや客観解析データなども利用した。

### 3. 結果と考察

(1) 東北地方中部:3月13日6-12時に複数のSPM局で <sup>137</sup>Cs 濃度が増加し、南寄りの風が吹き続けた9時に最 高4 Bq m<sup>3</sup>を示したが、降水は観測されなかった。ま た、3月20日の20-21時頃にも<sup>137</sup>Cs 濃度がわずかに増 加し(<1 Bq m<sup>3</sup>)、この時間帯に降水が観測された。なお 流跡線解析結果では、20日夜間に中部に到達した気塊 は、原発を3月20日午前中に出発した可能性がある。 21日の6-12時頃にも<sup>137</sup>Cs 濃度はわずかに増加した。 (2)中部地方東部:長野県東部の軽井沢では15日の10 時頃から東寄りの風が吹き続き、東信地域のSPM局で は、<sup>137</sup>Cs 濃度が3月15日13時頃から上昇し始め、夕 方に数10 Bq m<sup>3</sup>と最高濃度を示した。後方流跡線解析 によれば、東信地域に15日16時に到達した気塊は、

15日3時頃に原発を出発したと推定された。軽井沢では13時ごろからもやが発生し、15時半過ぎから霧が発生し、18時前から雨となったので、これらへの放射性物質の取り込み過程を解明する必要がある。

(3) 中部地方南部:静岡市では3月21日16時に、風向

が北東風に変化した後に空間線量率が増加し始め、西部の SPM 局では、夜に東寄りの風に変化した後に<sup>137</sup>Cs 濃度がわずかに増加し(<1 Bq m<sup>3</sup>)、降水も観測された。 後方流跡線解析結果によれば、西部に 21 日 20 時に到 達した気塊は、21 日 6-7 時頃に原発を出発したと推定 された。これらの長距離輸送現象について、今後は大 気輸送沈着モデルとの比較検討をすすめる計画である。 謝辞: SPM テープろ紙を提供してくださったすべての 自治体に感謝します。なおこの研究の一部は、環境省 環境研究総合推進費「5-1501」課題の支援で実施した。



図1 長距離輸送の解明のためにあらたにSPMテー プろ紙を分析した地域。A:岩手県中部、B:長野県北 信と東信地域、C:静岡県西部。丸印は大気常時監視網 のSPM 測定地点。FD1NPP は福島第一原子力発電所。

### 放射性物質を移行するナノ粒子の起源

\*渡邊 明,長橋良隆,高貝慶隆(福島大・理工),二宮和彦, 篠原 厚(大阪大・理)

#### 1. はじめに

福島大学では東京電力福島第一原子力発電所事故 後の2011年12月8日からインパクターフィルターを 用いて、粒度別放射線強度を測定してきた。渡邊ほか (2017)はすでにインパクターフィルターの計測から 0.39µm以下の微小粒子の放射線強度が大きく、相対 的に春季に放射線強度が強く、夏季に弱くなる季節変 動を示していることを指摘している。さらに、2014年 9月から計測を開始したナノ粒子の放射線強度よらナノ粒子の 方が大きく(渡邊ほか、2018)同様な季節変動を示し ていることを指摘している。ここでは、このナノ粒子 の起源を探るため、蛍光X線分析を行い、河川堆積物 や、常時開放型ろ過式雨水採取器のメンブランフィル ター上の粒子の蛍光X線分析結果と比較検討し、ナノ 粒子の起源を探ることを試みたので報告する。

### 2. 採取·分析方法

ナノ粒子の蛍光X線分析については、すでに渡邊ほか(2018)が報告している。比較のため、常時開放型ろ過式雨水採取器(宮本理研工業 RS-20)のメンブランフィルターに付着している粒子の蛍光X線分析をすると同時に、サイクロンにより外気を1100L/min.で吸引して捕集した粒子の蛍光X線分析をすることで、両者の組成を比較する。同時に、これまで分析された福島盆地の河川堆積物の組成とも比較することによってその起源を推定する。

### 3. 蛍光 X線分析による粒子組成の比較

第1図に2014年10月から2017年12月までの平均的



#### 第 1 図 蛍光 X 線分析から求めた 10 主要元素の atomic% 分布

なナノ粒子とメンブランフィルターに付着した粒子, および河川堆積物  $\{180 \mu m$  以下 (Fine) と  $180 \mu m$  から 2 mm (Large)  $\}$ の蛍光 X 線分析結果を示す。10 主要元 素(ナノ粒子以外 96%以上の割合を占める)の atomic% の関係でも、各組成の相関は 0.9 以上の有意な相関係 数を示し、それぞれ同じ起源を示していると考えられ る。なお、ナノ粒子のみ 10 元素の atomic%のトータル が 79.4%と低い。これはその他にほとんど含まれてい ない、SO<sub>3</sub>(17.76%) と C1 (2.65%) が多いためである。 すなわち、ナノ粒子の起源は周辺表土の微細な粒子で、 その粒子に大気汚染質が付着したものと考えられる。

### 4. ナノ粒子と放射性物質

ナノ粒子に付着した汚染物質の一つとして放射性 物質がある。第2図は放射線強度とナノ粒子の元素間



第2図 ナノ粒子の放射線量(Bq)と二酸化ケイ素(左図),塩素(右図)のX線強度(kcps)の関係

の相関を示したものである。Si0。は atomic%および蛍 光X強度でもナノ粒子の放射線強度と同じ季節変動を 示し、0.43と99.7%の確率で有意性のある相関係数が 得られた。また、同様に塩素についても95%以上で有 意性が示された。しかし、ナノ粒子でのみ大きな atomic%を占めるSO。はナノ粒子の放射線強度と逆相関 を示す。これはSO。が相対的に大気中の放射線量が弱 くなる夏季に増加することと関連していると考えられ る。このことから渡邊ほか(2018)が指摘してきた夏季 の放射線強度が



 の成別は国気が 強くなる粒径2
〜4mmの粒子と
関連しているものと推定される。
第3図にナノ粒子の月ごとの元素組成を基にした主成分分析結果を示す。第一主成分の手には
SiO<sub>2</sub>(負)とSO<sub>3</sub>(正)で約52%

第3図 ナノ粒子の月ごとの各組成の 蛍光 X 線強度による主成分分析結果

**蛍光 X 線強度による主成分分析結果** を占めているこ とが分かる。また,第二主成分は Al<sub>2</sub>0<sub>3</sub>(負), SiO<sub>2</sub>(負) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(正)で,これらで72%程度が説明できるものの, 基本的には季節ごとのクラスター分布になっている。

### <u>5. まとめ</u>

ナノ粒子の蛍光X線分析を基に、河川堆積物や粉塵 粒子等と比較した結果、ナノ粒子の起源は周辺表土に 大気汚染質が付着したものが主体であることが分かっ た。従って、放射性Csは、表土等から飛散しやすい微 粒子(ナノ粒子)に付着したものが移行していると考 えられる。特に粒径毎の放射線強度の経年変化では、 観測を開始した2012年度と比較すると、おおむね微小 粒子程放射線強度の減少が大きくなっているものの、 最微粒子だけ減少量が小さい。これは基本的にナノ粒 子が大気中に多いためと考えられる。こうした再飛散 量を抑制するためには、林地を含む高線量地の除染が 有効と考えられる。この研究の一部は住友財団環境研 究助成を受けたものである。

# 花粉センサー・データを利用した接地雲(霧)の検出 -福島事故起源の放射性核種沈着メカニズムとして-

\*兼保直樹、忽那周三 (産業技術総合研究所),古田泰子(株式会社 NTT ドコモ)

### 1. はじめに

Hososhima and Kaneyasu (2015) <sup>[1]</sup> は福島第1原子力 発電所事故で放出された放射性核種の地表沈着メカニ ズムのうち、日光山岳域での沈着は降水による単純な 湿性沈着ではなく雲水沈着であった可能性を指摘し、 当地域への放射性プルーム到達が計算された 2011 年 3 月 15 日の午後、中禅寺湖畔の標高 1292 m に位置する 日光特別地域気象観測所の視程計データによって同地 点での接地雲の存在を確認した。さらに、他の地点・ 地域でも雲沈着の可能性を検討することができれば、 事故により生じた地表面汚染の全体像の理解<sup>[2]</sup> が進 むと考えられる。そこで、当時 NTT ドコモ社環境セン サーネットワークに配備されていた花粉センサーを用 いて、各地点での接地雲の存在について検討した。

### 2. 使用機器および解析の原理

同センサーネットワークに配備されていた花粉セン サーは神栄テクノロジー株式会社製のセンサーである。 同センサーはファンにより機器内に吸引した粒子に半 導体レーザーを照射し、照射光の偏光面に対して垂直 面に偏光した散乱光を偏光フィルターを通して検出し たシグナル (S) および偏光フィルターなしの散乱光 (P) のシグナル (フォトダイオード出力電圧)を用い て粒子の形状を判定し、スギおよびヒノキ花粉を判別 している。これは事実上の偏光 optical particle counter で あることから、球形粒子は偏光解消度 Dep = S/P の低 いデータとなると予想され、雲粒とローカル土壌粒子 や花粉との分別検出に利用できる可能性がある。

### 3. 雲粒判別のための予備実験および結果

3.1 ローカル土壌粒子による砂塵嵐 関東平野では 2017年2月3日に冬型気圧配置下の強風で砂塵嵐が生 じ、つくば市の産業技術総合研究所4階における粒子 濃度ピーク時刻1000~1200JSTのデータを解析した。 3.2 スギ花粉の大量飛散イベント 本センサーの本来 の目的はスギ・ヒノキ花粉の検出である。そこで、関 東地方での2017年春の最大のスギ花粉飛散イベントで あった3月7日早朝から未明の産業技術総合研究所で の測定結果を解析した。

 3.3 水滴噴霧実験 水滴に対するセンサーの実際の出 カとして、気象研究所の-40℃低温室(温度設定は常 温)において水滴を噴霧し、その中にセンサーを設置し てデータを取得した。

以上の測定結果から、Dep < 0.2 かつ P>1.5 (V)の領 域にデータが入れば、カウントされた粒子は土壌粒 子・スギ花粉ではなく水滴と判定できると結論した。

### 4. 栃木県・群馬県の実データ解析

日光山岳域周辺でセンサーが設置されていた地点の うち、中禅寺湖北西 11 km に位置する丸沼高原(標高 1401 m)は、3月15日の1500JST 以降には粒子カウン ト数が大幅に増え、その大部分が Dep < 0.2、P > 1.5V 以上のデータであったことから、標高1400 m 付近は同 日 1500JST 以降の時間帯に雲層の中であったことがわ かる。一方、中禅寺湖北側14 km にある川俣湖(標高 1127 m)および中禅寺湖南西35 km の赤城温泉(標高 842 m)でも1500JST 以降に Dep < 0.2、P > 1.5V 領域で カウントがあるが、その数は相対的に少ないことから 雲は厚いものではなく、同時に大量のスギ花粉が存在 していた。解析を現在進めつつある福島・栃木・群馬 での花粉センサー・データ取得地点を Fig.1 に示す。



Fig.1 解析対象とした 2011 年 3 月当時のセンサー地点

### 参考文献

- Hososhima, M., Kaneyasu, N., 2015, *Environ. Sci. Technol.*, **49** (6), 3341–3348.
- [2] Sanada, Y., et al., 2018, Sci. Total Environ., 618, 881-890.

本研究は JSPS 科研費(18K11633)の助成を受けています。

### 1,11 月に Tarawa 上空で観測された熱帯対流圏界層巻雲の特性と起源

林政彦(福大理)\*, 江口奈緒美(福大院),本田千乃(福大理),白石浩一(福大理) SOWER 研究グループ

### 1. はじめに

大気は地球規模で循環し、それに伴いオゾン、水 蒸気、メタンなどの様々な微量成分も輸送される。 対流圏から成層圏への大気の流入は、極めて低温の 熱帯対流圏界層(TTL:高度約14から19km)を通し て行われると考えられている。このため、大半の水 蒸気はTTL内で凝結して雲を形成し、大気の流れか ら脱落し(脱水)、大気は極めて乾燥した状態(約2 ppm)で成層圏に流入する。

TTLの圏界面近いところに出現する巻雲には,積 乱雲に伴うアンビル起源の巻雲と波動に伴う断熱膨 張によって形成される巻雲がある。著者らは,西太 平洋のインドネシアビアク島(1°10'S,133°6' E),中央太平洋,キリバス共和国タラワ(1°18' N,172°54'E)において成層圏・TTL・上部対流圏 の雲,エアロゾルの粒径分布と揮発特性を気球搭載 光粒子計数装置により観測してきた。ここでは、タ ラワにおいて,圏界面付近で観測された巻雲とエア ロゾルの特性,巻雲の起源について報告する。

### 2. 観測と解析

#### 1) SOWER 気球観測

SOWER は、TTL (熱帯圏界層領域)の力学と物 質循環の視点から、水蒸気、オゾン等の変動を気球 観測を基づき検討している。Table 1 は、SOWER プ ログラムとしてタラワにおいて、2016 年 1、11 月お よび 2017 年 11 月に実施された気球観測において放 球されたゾンデのリストである。ここでは、このう ちの OPC (光散乱粒子計数装置)、CPS (雲粒子ゾ ンデ)の観測結果を中心に紹介する。

#### 2)解析

OPC により観測された見解面近傍の 6 つの巻雲 層の粒径分布,水蒸気量,氷水量等の雲物理特性に ついて検討した。同時に,巻雲層からの後方粒跡線 (国立極地研究所粒跡線モデル,客観解析データ: JRA55,3次元流解析,5日間),CALIPSOによる 雲の鉛直水平断面分布,ひまわりによる放射輝度水 平分布等に基づき,観測された雲層と収束場等との 関係を推定した。

#### 3. 結果

3シーズンの観測で放球された 3 回の OPC ゾン デ観測によって TTL 内で 6 層の巻雲層 (2016/1/19 濃度ピーク高度 15.0,15.6,16.5km,2016/11/7 濃 度ピーク高度 16.9,17.5km,2017/11/20 濃度ピー ク高度 16.5km)が同定された。後方流跡線解析によ ると、これらの雲層のうち4層は解析した5日間の うちに急に高度が低下することが認められた。 CALIPSO,ひまわりによる雲分布と比較すると、こ の急激な降下は、流跡線が積乱雲領域(収束領域) に遭遇した時間と概ね一致していた。他の 2 層は, 5 日間は, TTL 内を大きな高度変化を経験せずに流 れていた。

積乱雲と関連付けられなかった 2 層 (2016/11/7 17.6km, 2017/11/20 16.5km) は,他の4層と比べ ると圏界面 (CPT: cold point tropopause) に近い (高度差 300m 以下),幾何学的厚みが薄い(2~300 m),氷の混合比は低い(0.3~0.5 ppmv)という特 徴がみられた。

これらの観測期間中にTTLにおいて,加熱(200℃) OPC ゾンデによって観測された不揮発性エアロゾ ルの数濃度は 30 個/liter 未満であり,観測された雲 粒子濃度(数 10~300 個/liter)よりかなり小さかっ た。同時に,エアロゾルモード(直径 <1.2 µm)と 雲粒子モード(直径 >2.0 µm)が分離した粒径分布 を示していた。この粒径分布の特徴は,数値モデル において均質核生成により生成させた雲の粒径分布 に見られる特徴と似ている。

また,積乱雲と関連付けられていない巻雲が CPT 付近に観測された 2016 年 11 月 7 日を含む 11 月 4 ~9 日の 6 回の CPS 観測では, CPT 付近に毎回雲 粒子が観測されており, 圏界面付近の巻雲が継続的 に存在していた可能性を示した。

Day (2016–1)	15	16	17	18	19	20	21	22	23		
OPC:揮発特性					0						
CPS:雲粒子		0			0	0		0			
FLASH:水蒸気		0			0	0	0	0	0		
ECC : オゾン		0			0	0		0			
RS-11G: 気象	0	0		0	0	0	0	0	0		
									1		
Day (2016–11)	4	5	6	7	8	9	10	11			
OPC : 揮発特性				0					]		
CPS : 雲粒子	0	0	0	0		0					
FLASH:水蒸気	0	0	0	0		0		0			
ECC : オゾン	0	0	0	0		0		0			
RS-11G: 気象	0	0	0	0	0	0	0	0	]		
Day (2017–11)	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
OPC : 揮発特性				×							Δ
CPS:雲粒子		0		0							0
FLASH:水蒸気		0		0		0		0			0
ECC : オゾン		0		0		0		0			0
RS-11G: 気象	0	0	0	0		0	0	0	0		0

Table1 Sounding list at Tarawa in 2016, 2017

#### 謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(S)(課題 番号26220101)の補助を受けて行われた。また、現 地における観測では、キリバス気象局のスタッフの 協力を得て行われた。ここに感謝の意を表す。

# 2016 年9月にシベリア域で発生した森林火災に伴うエアロゾル輸送の NICAM-SPRINTARS と R/V「みらい」の観測結果を用いた解析

山下陽介<sup>1</sup>, 滝川雅之<sup>1</sup>, 五藤大輔<sup>2</sup>, 八代尚<sup>3</sup>, 佐藤正樹<sup>4,1</sup>, 金谷有剛<sup>1</sup>, 竹谷文一<sup>1</sup>, 宮川拓真<sup>1</sup> (1. JAMSTEC, 2. 国立環境研究所, 3. 理研計算科学, 4. 東大 AORI)

### 1. はじめに

人間活動が活発ではない北極域・海洋上では, 人為起源・森林火災起源のエアロゾルが僅かでも流 入すると,エアロゾルの直接・間接効果によって, 放射・雲・降水に大きな変調をもたらしうる (e.g., Myhre et al. 2007; Lubin and Vogelmann 2006).特に 黒色炭素 (Black carbon: BC) エアロゾルは太陽放 射を効率的に吸収する特性を持つため,こうした領 域への BC 輸送を調べることは重要である.

2016年9月には、シベリア域にあるバイカル湖 周辺で大きな森林火災が継続して発生した.海洋研 究開発機構(JAMSTEC)所有の研究船「みらい」 による観測航海(MR16-06)が、同年8月から10 月にかけて行われており、9月25~26日にアリュ ーシャン付近を通過した際に BC 濃度にピークが 見られた.この結果は、BCがバイカル湖周辺から 長距離輸送されたことを示唆しているものの、アジ ア域などの人為起源の BC も含まれている可能性 があり、観測された BC の発生源や輸送経路の特 定が必要である.本研究では、R/V「みらい」の観 測で得られた BC 濃度について、その発生源や輸送 経路などを解析するため、全球エアロゾル輸送モデ ルによるシミュレーションを行った.

### 2. 解析に用いたモデル

本研究では、NICAM-SPRINTARS を用いた.水 平解像度は約 220 km と約 56 km, 鉛直 78 層で対流 圏下層の解像度は約 100~200m, 対流圏中層から圏 界面付近は約 400m である。NICAM-SPRINTAR は エアロゾルの全球 3 次元輸送とその放射への効果, 及びエアロゾルの降水量への影響等を含むように 構築されてきており,放出・輸送の他に乾性・湿性 沈着などのプロセスを含んでいる(Takemura et al. 2000; Suzuki et al. 2008; Goto et al. 2011).

本研究では、森林火災により生じる熱対流によ る放出について、既存の NICAM-SPRINTARS の地 表から最大放出高度約3kmまで一様に与える形か ら、観測結果より推定された最大放出高度まで与え る形に変更を加えた.森林火災に伴う短い時間スケ ールでの放出量変動を再現する為には、時空間分解 能を向上させた準リアルタイムなエミッションデ ータが必要である.この目的に適する日平均したデ ータが ECMWF で Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) Global Fire Assimilation System

(GFAS) データベースとして提供されており,そ こから BC, OC, SO2の放出量データ,及び最大放 出高度のデータを取得した.

### 3. 解析結果

NICAM-SPRINTARS の実験結果から「みらい」 の航路に沿った BC 濃度を調べた.25~26日の BC 濃度ピーク(図1左の×印)は人為起源+森林火災 起源のエミッションを入力した実験で再現され(太 線),その大きさは56 kmの実験の方が220 kmの 実験よりも観測に近い.人為起源のエミッションだ けの実験(細線)では、ピーク時の濃度が大きく下 がることから、このイベントに対して人為起源の影 響は小さいと考えられる.

地表 BC 濃度の空間分布を調べると,9月21日 ~26日にかけ,バイカル湖周辺から中国東北部, カムチャツカ半島を経てアリューシャン付近にか けて濃度の高い領域が移動する様子が解析された (図略). BC 高濃度域を追跡した領域平均を行う と,バイカル湖周辺で最大であった地表 BC 濃度は, 中国東北部からアリューシャン付近にかけて指数 関数的に減少していた(図1右).その場所では周 辺の低気圧に伴う降水が解析されており,沈着過程 が濃度変化に重要であったことが示唆される.

### 4. まとめ

森林火災によって生じる熱対流を輸送モデルで 考慮するように変更し、2016 年9月のシベリア森 林火災時の BC 輸送を評価した.「みらい」で観測 された 25~26 日の BC ピークには、人為起源の影 響は小さいこと、バイカル湖周辺からアリューシャ ン付近に輸送された森林火災起源の BC の影響が 大きいことが分かった.発表時には放出高度の入力 手法についても議論する予定である.今後、通年実 験を行い季節変化に対する影響も推定したい.



図1(左)「みらい」の航路に沿った BC 濃度.×印は観 測,実線(点線)は220 km (56 km)モデルの結果.細 線は人為起源のエミッションのみ,太線は人為起源+森 林火災のエミッションを入力した実験結果.(右)空気 塊の移動に沿って50~60°Nで経度20度の範囲毎に領域 平均した BC 濃度(黒線)と降水量(灰色線)の時系列.

**謝辞**:本研究は文部科学省ポスト「京」重点課題4の下 で実施され,輸送モデル計算結果は「京」を利用して得 られた(課題番号:hp160231, hp170232, hp180181).

### Observed increased PM<sub>2.5</sub> in Sapporo on April 27, 2018, due to smoke transports from East Eurasia

\*Teppei J. Yasunari (FENG and ARC, Hokkaido Univ.), Yutaka Matsumi (ISEE, Nagoya Univ.) Masamitsu Hayasaki (JARI), Atsushi Shimizu (NIES), Kyu-Myong Kim (NASA/GSFC), Brent Holben (NASA/GSFC), and Arlindo M. da Silva (NASA/GSFC)

### 1. Introduction

Recently, highly increased PM2.5 was reported in July 2014 by Sapporo city due to the smoke transport from (https://goo.gl/yTBgoX). Siberian wildfire Further investigation by Yasunari et al. (2018) clarified that the factor of the large-scale Siberian wildfire was due to unusual long-lasting dryer condition over the source region led by the early snowmelt with surface warming on the already-existing dryer condition. In the future, a modeling study reported that wildfire will increase in the extratropics with global warming (Veira et al., 2016). Therefore, we expect more smoke transports from East Eurasia to North Japan like the case above in the future.

On April 27, 2018, a hazy weather was visibly seen in Sapporo (Fig. 1). Therefore, we immediately started measuring  $PM_{2.5}$  concentration at the roof top of Faculty of Engineering, Hokkaido University (FENG-HU) to understand the air pollution level. In addition, to understand the cause of smoke, we will also examine climate and environmental conditions over East Eurasia.



Figure 1. A photo taken during the hazy condition at the roof top of Faculty of Engineering, Hokkaido University, on April 27, 2018. The sun photometer of NASA' s AERONET was measuring the aerosol optical properties there.

### 2. Data and Method

We measured  $PM_{2.5}$  concentrations at the roof top of FENG-HU (Fig. 2) during the haze event with a portable  $PM_{2.5}$  sensor, which was developed by Nagoya University and Panasonic Corp. (Nakayama et al., 2018). We also use the aerosol optical data measured by NASA' s AERONET at FENG-HU (Fig. 1), and NASA' s MERRA-2 reanalysis data (e.g., Bosilovich et al., 2015; Randles et al., 2017). In addition, provisional  $PM_{2.5}$  data by the Ministry of Environment (http://soramame.taiki.go.jp/) and the

ground-based NIES lidar data at FENG-HU (<u>http://www-lidar.nies.go.jp/Sapporo/</u>) are also used for comparisons to our measured data.

### 3. Results and discussion

On April 27, 2018, there were many hot spots of biomass burnings accompanied by smoke emissions, which were confirmed with the data of NASA' s Worldview (https://goo.gl/Hn8D6g), indicating large-scale biomass burnings there. The PM<sub>2.5</sub> concentrations (after the adjustment as in Nakayama et al., 2018) in Sapporo due to the smoke transport from East Eurasia exceeded 160  $\mu$ g m<sup>-3</sup> (Fig. 2). We will further examine the characteristics of the air pollution and the cause of the fires in the source region.



Figure 2. Time-series of measured  $PM_{25}$  concentration by the portable  $PM_{25}$  sensor (the data  $\times$  1.3: see Nakayama et al., 2018) at the roof top of FENG-HU on April 27, 2018.

### References

Bosilovich, M. G., et al. (2015), NASA/TM-2015-104606, 43, 139 pp.

Nakayama, T., et al. (2018), Aerosol Sci. Technol., 52(1), 2-12, doi: 10.1080/02786826.2017.1375078.

Randles, C. A., (2017), J. Clim., 30, 6823-6850, doi:10.1175/JCLI-D-16-0609.1.

Veira, A., et al. (2016), J. Geophys. Res. Atmos., 121, 3195-3223, doi: 10.1002/2015JD024142.

Yasunari, T. J., et al. (2018), Sci. Rep., 8, 6413, doi:10.1038/s41598-018-24335-w.

#### Acknowledgement

We used NASA's AERONET and MERRA-2 data. The  $PM_{2.5}$  data at stations were measured and maintained by the Ministry of Environment. This study was partially supported by the MAFF-CIFOR project.

B457

# Aerosol Mixing State Relevance to CCN Properties and Air Quality: Insights from Transmission Electronic Microscopy Observations in Japan

\*Joseph Ching (Meteorological Research Institute, MRI), Kouji Adachi (MRI), Yuji Zaizen (MRI), Yasuhito Igarashi (College of Science, Ibaraki University), Mizuo Kajino (MRI)

Aerosol particles are ubiquitous in the atmosphere, regardless from natural and anthropogenic sources. They impact climate system in many ways. One of the ways is through acting as cloud condensation nuclei (CCN), promoting changes in cloud microphysical properties and subsequently interfering the Earth energy budget. Apart from their climatic importance, aerosol particles are closely related to air quality and public health. The role as CCN and their impacts on air quality depend on aerosols physicochemical properties, such as size, chemical composition and mixing state. In this study, sampling campaigns of atmospheric aerosol particles were conducted in three locations in Japan, Tsukuba, Tokyo and Mt. Kiso-komagatake (Senjyo), and more than 33,000 individual particles were analyzed with the advanced technique of transmission electronic microscopy (TEM). (Electron microscopy particle database of Meteorological Research Institute can be accessed at http://metemadb.kir.jp/) TEM analysis revealed individual particles size, morphology and elemental composition in great details. Hygroscopic parameter of each particle was also derived. In addition, the aerosol populations mixing state were characterized using the recently proposed aerosol mixing state metric,  $\chi$ . Moreover, based on TEM analysis, we computed (1) CCN concentrations and; (2) the particle deposition efficiency in human respiratory tract using a deposition model. We demonstrated that both (1) CCN concentrations and; (2) particle

deposition efficiency were erroneous to various extents when calculated assuming homogeneous chemical composition across aerosol populations (which many regional and global models assume variously.). Such impacts of aerosol mixing state on CCN properties and particle deposition efficiency in human respiratory were quantified using  $\chi$ . These finding agreed with our earlier particle-resolved aerosol modeling studies [1,2] on CCN and particle deposition efficiency. This research connected the valuable information about aerosols physico-chemical properties obtained by TEM to the investigation of aerosol impacts on climate and air quality, contributing to our understanding of the complex aerosol impacts in the context of meteorology-chemistry interactions.

### Acknowledgement

This research was financially supported by the Environmental Research and Technology Development Fund (5-1605) of the Environmental Restoration and Conservation Agency (ERCA), Japan.

### Reference

[1] Ching, J. and Kajino, M., 2018. Aerosol mixing state matters for particles deposition in human respiratory system. *Scientific reports*, 8(1), p.8864.

[2] Ching, J., Fast, J., West, M. and Riemer, N., 2017. Metrics to quantify the importance of mixing state for CCN activity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(12), pp.7445-7458. 現地調査等によるダスト発生条件解明の試み \*黒崎泰典, J. Wu, B. Buyantogtokh (鳥取大学乾燥地研究センター), 石塚正秀(香川大学創造工学部), B. Gantsetseg (IRIMHE, モンゴル)

### 1. はじめに

ダスト(鉱物粒子)は乾燥地において砂塵嵐によっ て自由大気に巻き上げられ、上空の風によって広域輸 送される。発生域において砂塵嵐は気象災害であり、 人命を奪ったり、家畜の商品価値を落としたりなどの 被害をもたらす。日本など風下域においても、様々な 形態での健康影響が報告されている。地球規模で見る と、放射過程(直接効果・間接効果)などを通じた気 候変動への影響が報告されている。こういった被害の 回避、定量的影響評価をするため、数値モデルの開発 が行われているが、発生過程の再現精度が低いと指摘 されている(Uno et al. 2006; Carmichael et al. 2008)。ダス トの発生過程は風による土壌侵食(風食)と言い換え られるが、侵食能(侵食を引き起こす風の能力)と受 食性(土壌・地表面の侵食の受けやすさ、脆弱性)に 分けると、その原因を考察しやすくなる(図1)。侵食 能については、風速(正確には摩擦速度)だけで表現 でき、風速の観測精度、予測精度は比較的信頼できる。 一方、受食性には様々な要素が存在し、すべての土壌・ 地表面要素を正確に把握することの困難さに加えて、 各要素のダスト発生への影響が明らかにされていない ことが、ダスト数値モデルの精度向上の足枷になって いると考えられる。本発表では演者等が、現地調査等 で明らかにしてきた(あるいは、明らかにしつつある) ダスト発生条件について紹介する。



図1 侵食能、受食性と風食(ダスト発生)の関係。 Kurosaki et al. (2011 GRL) に加筆。



図2 ゴビ砂漠に設置した黄砂観測サイト。

### 2. ゴビ砂漠北部における現地調査

鳥取大学黄砂プロジェクト (文科省特別経費事業) において、2012年3月、ゴビ砂漠北部のモンゴル・ツ オクトオボーに黄砂モニタリングサイトを設置した (図2)。モデルへの定量的応用には至っていないが、 定性的に窪地、レキ、枯れ草、クラスト(降雨後、晴 天が続くことで土の微粒子が固結した土壌面の膜)の 重要性が分かってきた。地形(窪地)とレキ分布に時 間変化がほぼ無いことから、ダスト発生量の経年変化 を再現するためには、枯れ草、クラストの有無とその 効果の定量化が重要であることが分かる。図3は平均 降水量 98.3 mm の砂漠 (ツォクトオボー) においても、 多降水年は窪地に雨水が集まることから、NDVI が高く なることを示しており、夏に繁茂した植生が翌年春に 枯れ草として残り、ダスト発生に影響することを示唆 している。図4は2012年春の風速とサルテーションカ ウント(SENSIT H11-LIN)を示している。4月20日を 境に臨界風速が14.0m/sから8.8m/sに激減しているが、 この結果はクラスト崩壊がもたらしたものだと考察し ている。



図3 年最大NDVIの標 準偏差(2000-2013 年)。 Gantsetseg et al. (2017 J. Arid Land)



図4 2012 年春の風速 (横軸)とサルテーション カウント(縦軸)。Ishizuka et al. (2012 SOLA)に加筆。

# 2015 年 4 月 29~30 日にゴビ砂漠で発生したダストストームの シーロメーター観測:逆転層へのダストの取り込み

\*河合 慶<sup>1,2</sup>, 西尾 優汰<sup>3</sup>, 甲斐 憲次<sup>1,4</sup>, 能田 淳<sup>5</sup>, 杉本 伸夫<sup>6</sup>, 清水 厚<sup>6</sup>, Erdenebadrakh Munkhjargal<sup>1,7</sup>, Enkhbaatar Davaanyam<sup>7,8</sup>, Dashdondog Batdorj<sup>9</sup>

(1:名古屋大学,2:学振特別研究員 PD,3:熊谷地方気象台,4:茨城大学,5:酪農学園大学, 6:国立環境研究所,7:モンゴル気象水文環境情報研究所,8:筑波大学,9:モンゴル気象環境監視庁)

1. **はじめに** アジアダスト(黄砂)の長距離輸送 は発生源でのダストの鉛直分布によって決まる (Hara et al., 2009, ACP など)。2013年4月末か ら発生源の一つであるゴビ砂漠で、シーロメーター (簡易型ライダー)によるダストの鉛直分布の連続 観測を行っている(Kawai et al., 2015, SOLA)。 2015年4月29~30日に発生したダストストームで は、特徴的なダスト分布が観測されたため、気象デ ータと組み合わせて、この特徴を解析した。

**2. 方法** シーロメーター (Vaisala CL51) はゴビ 砂漠中央部のダランザドガド (モンゴル) に設置さ れている。本ダストストームは現地での集中観測中 に発生し、OPC (AeroTrak 9306-V2) を用いて、ダ ストの粒径分布を観測した。気象解析には、ダラン ザドガドのゾンデデータやゴビ砂漠周辺の SYNOP データ、NCEP-FNL データなどを使用した。

3. 結果と考察 2015年4月29日、ゴビ砂漠の北 から南西方向に向かって寒気が移流した。寒気の先 端付近では強風(11~14 m/s)が吹き、ダストスト ームが発生した。このダストストームは寒気がゴビ 砂漠を吹走するとともに発達し、19時にダランザド ガドに到達した。シーロメーターの地上付近の観測 値(減衰後方散乱係数)は突然増加した(図1のA)。

OPC では粒径 0.7 µm 以上で個数濃度が 2 桁程度 (88~137倍) 大きかった(図 2)。NCEP-FNL デ ータによると、寒気先端付近では地上風の収束によ って上昇流が発生していた。22 時以降、シーロメー ターによって、高度 1.2~2.1 km に厚さ 0.2~0.9 km のダスト層が約 11 時間にわたって観測された(図 1 の B)。ラジオゾンデによって、高度 1.2~1.5 km に 寒気移流に伴う逆転層が観測された(図 3)。以上か ら、このダスト層は、寒気先端付近でダストストー ムから上昇したダストが、上空の逆転層に取り込ま れて形成されたものであると考えられる。2013 年 5 月 22~23 日の事例(Kawai et al., 2018, JMSJ)と は異なり、本事例では上空の逆転層によってダスト の自由対流圏への到達が妨げられた。本研究は科研 費(Nos. 16H02703, 18J12795)の助成を得た。



図 3.2015 年 4 月 30 日 8 時のゾンデ観測結果

リアルタイム浮遊菌カウンタによる微生物粒子の計測 \*渡辺幸一(富山県立大学), 深井謙佑(富山県立大学), 佐藤博仁(富山県立大学), 平井泰貴(富山県立大学), 牧輝弥(金沢大学)

### 1. はじめに

近年、大気環境中の微生物粒子(バイオエアロゾル) が注目されており、黄砂粒子などを担体として微生物 が長期浮遊し、日本列島に飛来している報告がなされ ている。バイオエアロゾルは、健康被害や生態系に悪 影響をもたらすことが懸念されている他に、氷晶核と して有効に働き雲物理過程や降雪過程に大きな影響を 与えている可能性も考えられている。

本研究では、新たな大気観測の手段として、浮遊菌 カウンタを用いエアロゾル粒子個数濃度と微生物粒子 個数濃度を同時観測し、黄砂粒子などとバイオエアロ ゾルの関係について考察した。また、標準黄砂粒子を 使用して同機器の精度の検証も行った。

### 2. 方法

富山県立大学(富山県射水市)内にリアルタイム浮 遊菌カウンタ(TSI BioTrak 9510-BD)を設置し、大気 中の粒子個数濃度と微生物数を測定した。通常、1時間 毎に1分間の計測を行った。また、計測器の検証実験 として、ペットボトルを用いて自作した装置内に、滅 菌した標準黄砂を混合した純水を噴霧し、機器が微生 物粒子としてカウントするかを検討した。黄砂飛来時 の粒子個数濃度に近い値となるように標準黄砂粒子の 混合量を調製して噴霧し、土壌粒子(黄砂粒子)が機 器に与える影響を検証した。

### 3. 結果と考察

2015 年から 2016 年にリアルタイム浮遊菌カウンタ で計測を行った結果、黄砂観測時には粒径 3 µm 以上の 粗大粒子粒子個数濃度が上昇すると共に微生物粒子数 濃度も増加しており、黄砂を担体とする微生物が飛来 していた可能性が考えられる。黄砂が観測された際の 粒径 3 µm 以上の粒子個数濃度を参考にし、標準黄砂粒 子試料を調整し検証実験を行った結果、干渉濃度の割 合は実大気観測値の微生物粒子濃度の 1/20 程度であり、 鉱物粒子が同機器に与える影響は非常に小さいことが わかった。

図1に、2015年および2016年の富山県射水市におけ る粒径3 µm 以上の粒子個数濃度の月平均値と微生物 粒子個数濃度の月平均値を示す。粗大粒子個数濃度は 春期に高く、黄砂粒子の影響によるものと考えられる。 微生物粒子数は冬期に低く、4月と9月に極大が観測さ れ、4月の黄砂現象時によるバイオエアロゾルの増加と、 気温上昇による微生物の活性化によるものと考えられ る。夏期(7,8月)は紫外線強度が強く、浮遊微生物活 性が抑えられている可能性が考えられる。

また、2015年7月や2016年12月に、粗大粒子数濃 度が大きく増加したにもかかわらず微生物粒子の急減 が観測され、西之島やトカラ列島諏訪之瀬島由来の火 山灰による影響と考えられた。



図1 2015年(上図)および2016年(下図)の富山県 射水市における粒径 3 µm 以上粒子個数濃度と微生物 粒子個数濃度の月平均値.

### 衛星観測により対流圏下部オゾンに対する前駆物質排出量削減の効果は検出できるのか

o梶野瑞王(気象研、筑波大連携大学院)、林田佐智子(奈良女子大)、関山剛(気象研)、出牛真(気象研)、伊藤一輝(筑波大)

地上オゾンは健康や植物に有害であり、対流圏オ ゾンは温室効果としての役割を持つ。しかし、生成 反応が非線形で排出量変化の影響がわかりにくい。 衛星観測は面的に評価できるので排出量削減の効果 を評価するためには有効なツールであるが、オゾン の場合、成層圏オゾンの存在のため地上オゾンの検 出は極めて困難であった。

Hayashida et al.  $(2015)^{1}$ は、Earth Observing System (EOS) Aura 衛星に搭載された Ozone Monitoring Instrument (OMI) センサから対流圏下層 (0-3 km)オゾン量の算出アルゴリズムを開発し、中国華北平 原を中心とした領域におけるオゾンカラム量の増大 を示した。その後、全球モデル MRI-CCM2<sup>2</sup> との比 較研究<sup>3</sup>やクラスタ解析<sup>4</sup>を通して、その有用性を確 実なものとして来た。

そこで本研究では、領域気象化学モデル NHM-Chem<sup>5</sup>を用いて、2006年6月の東アジアにお けるオゾン濃度増大の水平分布を衛星観測と比較し て検証した。衛星による対流圏下層オゾン観測結果 は、晴天バイアスと上層のオゾンの影響(artifact) を受ける。しかし、それでもなお、前駆物質である NO<sub>x</sub>と非メタン炭化水素(NMVOC)の将来的な排 出量削減の効果、また過去からの排出量変化のトレ ンドを検出し得るかを検証するために、前駆物質を 10%, 25%, 50%, 90%削減した感度実験を行い、 下層オゾン濃度に対するレスポンスと、そのレスポ ンスの有意性を確認するために t 検定を行った。

図 1 にオゾンの月平均値を示す。(a)と(b)から、 中国大陸上のオゾン増大と風下への移流が確認でき る。(c)は、OMI オゾン(d)と比較するために、アベレ ージングカーネル AK をかけて、観測日(曇天日か つ上空のジェットによる成層圏オゾンの貫入イベン トを除外したもの)のみ平均したものである。前駆 物質の影響を見るために検定した領域は、図 1(d)で 黒破線で囲まれた網掛け部分(OMI オゾンと気候値 の差が両側1%で有意だった領域)である。

図 2 左は、削減率に対するオゾン減少率をプロッ トしている(シンボルは図 1 の a, b, c に対応)。図 2 右は、有意グリッドの存在率を表し、上から両側 10%, 5%, 2%, 1%の有意水準である。たとえば、前駆物質 が 25%, 50%, 90%減少した場合、対流圏下層オゾン 濃度はそれぞれ 5-10%, 15-25%, 30-50%程度減少し、 両側 1%の有意水準でも、それぞれ 40%, 50%, 60%の 領域で有意性の確認が取れることが判明した。



図 1. (a) NHM-Chem 地上オゾン(ppb), (b) NHM-Chem 対流圏下層 (0-3 km) オゾン(ppb), (c) 対流圏下層 オゾン with AK (DU), (d) OMI-オゾン(DU)。



図2. (左)オゾンの減少率、(右)有意グリッドの 存在率。横軸は前駆物質の削減率。

### 参考文献

- [1] Hayashida, S. et al., ACP, 15, 9865-9881, 2015.
- [2] Deushi, M. and K. Shibata, Papers in Meteor. Geophys., 62, 1-46, 2011.
- [3] Hayashida et al., Springer Remote Sensing/Photogrammetry, doi:10.1007/978-3-319-67474-2\_13, 2018.
- [4] Hayashida et al., Atmos. Environ., 184, 244-253, 2018.
- [5] Kajino M. et al., GMDD, doi:10.5194/gmd-2018-128, 2018.

## 都市キャノピーが関東域の夏季地上オキシダントに及ぼす影響

\*出牛 真1、梶野 瑞王1、青柳 暁典1,2 (1気象研、2気象庁)

### 1. はじめに

人口の集中する大都市で顕著となっているヒートアイラン ド現象による、都市の高温化や降水への影響等を調査するた め、都市キャノピーモデルを組み込んだ様々な都市気象/気 候モデルがこれまで開発されている (e.g. Kusaka and Kimura, 2004; Aoyagi et al. 2011)。他方、光化学オキシダント (オ ゾン)や人為起源エアロゾルなどによる都市大気汚染につい ては、これまで化学輸送モデルを用いた数多くの調査研究が なされており (e.g. 井上等, 2010)、また近年では都市大気 汚染と気象場 (大気境界層など)の相互作用に注目した研究 も行われている (e.g. Kajino et al. 2017)。

しかし、これまで行われた日本の大都市域(東京など)で の大気汚染を対象としたほとんどの研究は、都市気象モデル と化学輸送モデルを密に結合して都市ヒートアイランド現象 と大気汚染物質間の相互作用を陽に考慮した数値モデルで行 ったものではないため、これらプロセスがもたらす影響を統 合的に評価することは難しかった。この一つの要因として、 計算機資源の制限により、これらプロセスを詳細かつ高解像 度にシミュレートする数値モデルが開発出来なかったことが 挙げられる(都市ヒートアイランド現象による局地循環を陽 に再現するには、1~2km以下の水平解像度が必要となる)。世 界的に見ると、近年こうした高解像度モデルを用いた研究例 は多くなっているものの、数日間程度の間に発生した一つの 大気汚染事例を対象とした場合が多い(e.g. Ryu et al. 2013)。

そこで本研究では、都市キャノピーモデルを組み込んだ高 解像度(水平解像度2km)のオンライン領域化学輸送モデル NHM-Chemを用いて、夏季(7-8月)の関東域を対象とした数 値シミュレーションを実施し、都市ヒートアイランド現象が 大気汚染に及ぼす影響を調査し、特に地上付近の光化学オキ シダント(オゾン)に着目した解析を行った。光化学オキシ ダントは、呼吸器などへの健康被害を及ぼすとともに、植物 被害や農作物収量の減少などの悪影響をもたらすことが知ら れており、現在も日本での環境基準達成率は極めて低い水準 となっている(環境省、2018)。

### 2. モデルと実験設定

領域化学輸送モデル NHM-Chem の気象モデルは気象庁/気象 研が開発した非静力学モデル (NHM) であり、本研究で用いた バージョンには単層都市キャノピーモデル SPUC (Aoyagi et al., 2011) が組み込まれている。一方、NHM-Chem の化学輸送 モジュールには、大気汚染物質の放出・輸送・化学反応・沈 着といった詳細な対流圏化学過程が組み込まれており、NHM と オンライン結合している (Kajino et al. GMDD in review)。 本研究では、水平解像度 2 km の NHM-Chem を用いて 2010 年 夏季 (7-8 月) における関東域を対象にして、以下に示す基準 実験と感度実験を行った。

<u>基準実験(Cnt1)</u> 都市キャノピーなし・人工排熱なし <u>感度実験A(SenA)</u> 都市キャノピーあり・人工排熱なし <u>感度実験B(SenB)</u> 都市キャノピーあり・人工排熱あり

上記3つの実験において、化学場と気象場の境界値及び大 気汚染物質のエミッション量は共通とした。化学場の境界値 は NHM-Chem を多段ネスティング(水平解像度 20km 及び 5km モデルから)した計算結果を、気象場については気象庁メソ 解析値を用いた。また大気汚染物質のエミッションインベン トリデータは EAgrid2000-Japan の 2010 年値更新版を用いた (福井ら, 2014)。

### 3. 結果

図1に、上記シミュレーション結果から計算した2010年7 月20日~24日の期間における地上オゾン濃度8時間移動平均の日最大値を示す。





2010 年7月下旬は東日本を中心に厳しい暑さであったとと もに、特に関東域では地上オキシダント(オゾン)濃度が注 意報基準120 ppbv を超える日が連続していた。同時期のシミ ュレーション (SenB) 結果も、8 時間移動平均の日最大値が、 東京都東部及び埼玉県南東部において120 ppbv を超えている (左図)。この領域における SenB の結果は、ヒートアイラン ド循環の影響を受け、Cntlより地上オゾン濃度が15~20 ppbv 程度大きい一方、その北側の領域ではCntlより濃度が小さい (右図)。発表時には、このような差をもたらした要因の解析 や、7-8月期間平均の結果についても示す予定である。
南極昭和基地及び陸別における HCFC-22, HFC-23 の観測

\*中島英彰<sup>1)</sup>, 武田真憲<sup>2)</sup>,村田功<sup>2)</sup>,長濱智生<sup>3)</sup> <sup>1)</sup>国立環境研究所,<sup>2)</sup>東北大院環境科学研究科,<sup>3)</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所

#### 1. はじめに

1980年代半ばの南極オゾンホールの発見に引き続き、 人為起源のフロンがオゾン層を破壊するメカニズムが 解明され、特定フロンの生産と消費を規制するモント リオール議定書が締結され、CFC, HCFC の削減スケジ ュールが制定された。それによると、CFC は 2010 年に 発展途上国も含めて生産全廃。現在は HCFC の削減途 中であり、先進国では2020年に生産全廃、途上国でも 2030年には生産が廃止される。しかし、途上国での現 在の主要冷媒はHCFC-22(CHCIF2)であり、いまだ大 量生産が続いているため、その大気中濃度は増加の一 途をたどっている。また、GWP が 14,800 と大変大きな 物質である HFC-23 (CHF<sub>3</sub>) は、HCFC-22 製造の過程 の副生産物として数%が大気中に放出されてきており、 最近その大気中での濃度が増加してきていることが地 上でのガスクロ観測などで明らかになってきている[1]。 我々は、南極昭和基地及び北海道陸別における地上 FTIR による太陽赤外分光スペクトルから、これら HCFC-22 と HFC-23 の解析を試みた。

#### 2. 解析手法

北海道陸別においては 1995 年から 2010 年まで断続 的に FTIR 分光観測を行ってきている。また、南極昭和 基地においては、2007, 2011, 2016 年の 3 年間、FTIR 観 測を実施した。今回の解析では、これらの観測スペク トルのうち、NDSC Filter #6 領域の観測スペクトルを解 析に用いた。解析に用いたプログラムは、NCAR で開 発されたロジャース法を用いた sfit4 である。Line parameter には、HITRAN2008 と、NASA/JPL の Geoff Toon による Pseudo Line List [2]を用いた。表1に、今回 の解析で用いたリトリーバルパラメータを示す。また、 図1に、HCFC-22 のスペクトルのフィッティング残差 と averaging kernel,解析結果のプロファイル例を示す。 表1.HCFC-22,HFC-23のリトリーバルパラメータ

Retrieval Species	HCFC-22	HFC-23		
Wavenumber (cm <sup>-1</sup> )	828.6-830.0	1138.5-1148.0 1154.0-116		
Profile Retrieval	HCFC-22	HFC-23, O <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> O		
Column Retrieval	CO <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O	CH4, H2O, HDO, CFC-12,		
		HCFC-22		



### 図 1. HCFC-22 のフィッティング例。フィッティング残 差、averaging kernel, a prioriとretrieved profile 3. 結果

図2及び図3に、今回の解析で得られたHCFC-22及 びHFC-23の地上混合比の時系列変化を示す。緑の点が 陸別、青の点が昭和基地におけるFTIR 観測によって得 られた地上混合比を示す。図2には、南極点基地(水 色)及びアラスカ・バロー(黒)のNOAAによる地上 サンプリングによって得られた解析値を併せて示して ある。また、図3には、アメリカのTrinidad Headで2007 年の途中から AGAGE によって得られた値(黒)を示 してある。HCFC-22, HFC-23ともに最近まで増加傾向 が見て取れ、FTIR による解析値は地上観測での値とも 一概に良く一致していることが判る。FTIR の値には、 さらに春先に若干値が高くなる年内の変動も見て取る ことが出来る。地上FTIRによる HFC-23の解析は、今 回のものが世界で初めての結果である。



図 2. HCFC-22 地上混合比の時系列変化(1995~2017)



### 図 3. HFC-23 地上混合比の時系列変化(1995~2017) 参考文献

- [1] WMO, 2014, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014.
- [2] https://mark4sun.jpl.nasa.gov/pseudo.html/ (2018/7 閲覧)

### ブラックカーボンの放射強制力に対する混合状態の多様性と排出時粒径の重要性

\*松井 仁志(名古屋大学大学院環境学研究科)、 Douglas S. Hamilton、Natalie M. Mahowald (コーネル大学地球大気科学分野)

大気中のブラックカーボン (BC) エアロゾ ルは、大きな加熱効果を持つと考えられている が、その不確定性は依然として大きい。BC の 大気中の寿命や太陽放射の吸収効率は、BC粒 子の粒径分布や混合状態(各粒子の化学組成) に強く依存する。しかしながら、これらのパラ メータ(特に混合状態)を十分に表現できる全 球エアロゾルモデルはほとんどない。また、エ アロゾルの大気中の時空間分布や気候影響の 推定において、エアロゾルの排出時の粒径分布 の扱いにも非常に大きな不確定性がある。全球 エアロゾルモデルを用いた先行研究では、排出 時の粒径分布の扱いが、エアロゾルの数濃度や エアロゾル・雲相互作用の推定において重要に なることが示されてきたが、BC の放射効果に 及ぼす影響はほとんど評価されておらず、よく わかっていない。本研究では、我々が開発して きた粒径分布と混合状態を解像する全球エア ロゾルモデル [Matsui, 2017; Matsui and Mahowald、2017]を用いて、現状のエアロゾル の排出時の粒径分布の不確定性が、BCの放射 効果(直接放射強制力)の推定において大きな 不確定要因となることを示す。

第一に、BC 放射効果の排出時粒径に対する 感度が、BC 混合状態の多様性を十分に解像す ることによって、解像しない場合と比べて約7 倍も増大することを示した。そして、排出時粒 径の扱いが、微物理過程と光学・吸湿特性への 影響を介して、BC 放射効果のファクター2以 上の不確定要因となることを示した。この不確 定性は、混合状態の表現を簡略化している一般 的な全球エアロゾルモデルでは考慮できない 不確定性であり、全球エアロゾルモデルの相互 比較プロジェクトにおける BC 放射効果のモ デル間のばらつきに匹敵する。第二に、混合状 態の多様性を解像した際に BC 放射効果の排 出時粒径に対する感度が増大する要因として、 BC の寿命効果、BC 単体(コア)の光吸収効 果、被覆成分による BC の光吸収の増大効果の 重要性を示した。この3つの効果は全て、排出 時粒径が小さいほど値が大きくなり、これらの 効果の重ね合わせによって、BC の光吸収量や 放射効果の排出時粒径に対する感度が大幅に 増大することがわかった。第三に、将来のBC および全エアロゾルの放射効果の推定におい ても、混合状態の多様性を解像することによっ て、排出時粒径に対する感度が4-13 倍増大す ることを示した。この結果は、BC 削減の地球 温暖化対策としての有効性を評価する際に、エ アロゾルモデルにおける排出時粒径の扱いと 混合状態の多様性の解像が重要になることを 示している。

本研究の結果は、BCの放射効果を精度良く 見積もるためには、排出時の粒径分布の不確定 性を減らすことと、微物理過程を介したエアロ ゾルの粒径と混合状態の相互作用をモデルで 表現することが不可欠であることを示してい る。エアロゾルの粒径と混合状態の相互作用は、 ほとんどの全球エアロゾルモデルで十分に表 現されていないため、現状のエアロゾルモデル では BC 放射効果の不確定性幅を過小推定し ていることが示唆される。また、BCの大気循 環場への影響を考える際にも、排出時粒径や混 合状態の多様性がこれまで考えられてきたよ りも重要な役割を果たしている可能性が示唆 される。

- Matsui, H. (2017), J. Adv. Model. Earth Syst., 9, 1921-1947, doi:10.1002/2017MS000936.
- Matsui, H. and N. Mahowald (2017), J. Adv. Model. Earth Syst., 9, 1887-1920, doi:10.1002/2017MS000937.

衛星観測データの炭素循環逆解析への導入について \* 眞木貴史(気象研),中村貴(気象庁),近藤圭一(気象研),籔将吉(気象庁)

#### 1. はじめに

衛星観測データは直接観測(地上、航空機等)と比 較して精度の面では劣るものの、観測可能領域が広く 観測データ数が多い。このため、炭素循環解析におい ては地上等の直接観測データと衛星等によるリモート センシング観測データを組み合わせることが望ましい。 この場合に問題になるのが衛星観測データのバイアス をいかに客観的に補正するかである。今回は衛星観測 データを逆解析に導入するにあたり、長期間の独立解 析値と衛星観測の差の平均を衛星観測データのバイア スと見なして衛星観測データのバイアスを除去し、シ グナルを抽出する手法を考案した。

#### 2. 解析手法

衛星観測データは現時点で最も長期間の観測データ を得ることができる GOSAT SWIR L2 XCO2 (Ver. 2.7) を用いた。衛星観測データのバイアスは、直接観測デ ータ(地上、航空機、船舶)とオンライン輸送モデル、 逆解析による独立解析(気象庁二酸化炭素分布情報 [1])を用いて評価した。その結果、各衛星データのバ イアスに緯度、海陸(植生)や季節による変化が見ら れたため、衛星観測データと独立解析値の差を月毎に 観測期間(2009~2016)平均してこれを衛星観測デー タのバイアスと見なすことにした。

### 3. 結果

第1図に1月と7月における平均した衛星観測デー タと独立解析値との差を示す。1月においては、アフリ カ大陸赤道付近の正偏差が、7月においては北半球中緯 度付近における負偏差が目立つ。月毎の変化を見ると (図省略)、偏差が見られる領域は太陽高度とも相関し つつ移動していることが分かった。変化は陸域におい て大きく、海洋では比較的小さかった。

### 4. 考察

今回の解析により、衛星観測データのバイアスを除 去しつつ観測データのシグナルを抽出する手法を構築 することができた。今後は、この手法を用いて衛星観 測データのバイアスを除去し、逆解析に導入すること で従来の直接観測を用いた逆解析との一貫性を保ちつ つ全球規模の炭素収支を解析することが可能になると 期待できる。気象分野では、数値モデルの第一推定値 を用いて観測データのバイアスを評価する手法が導入 されているが、炭素収支解析の分野でもこのような手 法を導入する第一歩になると考えられる。



図1 GOSAT 観測データと独立解析の差の平均(上 段:1月、下段:7月)

#### 謝辞

本研究は環境研究総合推進費課題 (2-1701、S-12-1-3) の支援の元に行われた。GOSAT 観測データは、GOSAT 研究公募 (RA) 事務局より提供を受けた。

### 参考文献

[1] Maki, T., et al., 2010, Tellus B. 62, 797-809.

### CO<sub>2</sub>-DIAL による境界層内 CO<sub>2</sub>濃度の昼夜連続観測結果に対する

source と sink の考察

阿保 真,柴田 泰邦,長澤 親生(首都大学東京システムデザイン研究科)

我々は下部対流圏における鉛直 CO2濃度分布を連続観測するため、波長 1.6 μmの差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar)を開発した[1]。さらに温度測定用の波長を追加した 3 波長 1.6 μm DIAL システムを開発し、CO2 混合比と温度プロファイルを同時に測定することに成功した[2]。今回は境界層内 CO2 濃度の 24 時間連続観測結果に見られた夜間の CO2 増加と昼間の CO2 減少について、主に地上風速/風向データを基にその source と sink について考察する。

首都大学東京日野キャンパス(東京都日野市)に設置してある CO<sub>2</sub>-DIAL により 2018 年 4 月 21-22 日に CO<sub>2</sub> 混合比と温度プロファイルの 24 時間連続観測を行った。図 1 に CO<sub>2</sub> 混合比の時間高度断面図を示す。これより 夜間 22 時~8 時に高度 1.5km より下層で CO<sub>2</sub> 濃度の顕著な増加が見られる。一方昼間(特に午後)は CO<sub>2</sub> 濃 度の減少が見られる。また CO<sub>2</sub> 濃度の増加や減少は上層より下層で早く起こっており、これらの増減の起源が地 上付近にあることが推測される。観測時間における地上(八王子アメダス)の風向を図2に示す。夜間の CO<sub>2</sub>の増 加が見られる時間帯は西風で、風速は 1m/s 前後となっているが、午後の時間帯は主に南風で、風速は 3~5m/s となっている。DIAL 設置場所の西側には清掃工場が有り、24 時間稼動していることから、風速が弱く西風の時に はこの local な source の影響が現れていると推測される。一方昼間はこの source の影響が無くなり植物の光合成 による sink 効果が現れていると考えられる。講演では、簡単なシミュレーションによりこれらの影響を考察する。









- 1. Y. Shibata, et al., Appl. Opt., 56, 1194-1201, 2017.
- 2. 長澤他、気象学会 2017 年度秋季大会、B312, 2017.

# 代々木における大気中酸素濃度の連続観測に基づく都市・大気間の 酸素/二酸化炭素交換比

石戸谷重之(産総研)、菅原広史(防衛大)、兼保直樹(産総研)

#### 1. はじめに

化石燃料の C、H、0 比は天然ガス・石油・石炭でそ れぞれ異なることから、酸素(0<sub>2</sub>)濃度と二酸化炭素 (C0<sub>2</sub>)濃度の変動を同時に観測することで、変動の起 源となる化石燃料の種類を推定することができる。本 研究では東京都渋谷区の東海大学代々木キャンパス内 の鉄塔において、0<sub>2</sub>および C0<sub>2</sub>濃度と C0<sub>2</sub>フラックスを 通年で連続観測し、大都市における C0<sub>2</sub>放出・0<sub>2</sub>消費量 とその起源を直接観測により評価することを目指して いる。

#### 2. 観測

東海大学代々木キャンパス内鉄塔の高度 54 m および 41 m 地点において、2016 年 3 月より大気中 02 濃度 (δ(0,/N,)\*) と C0. 濃度の連続観測を継続している。

観測は磁気式酸素分析計 (POM-6E、Air Liquid Japan) および非分散型赤外分析計 (Li-820、Licor)を用いて 行い、標準ガス分析における 2 分値の標準偏差として 評価した測定精度は $\delta(0_2/N_2)$ で約±5 per meg、CO<sub>2</sub>濃度 では±0.06 ppm であった (Ishidoya et al., 2017)。 同鉄塔ではさらに地上52 m の高度において、二酸化炭 素 (CO<sub>2</sub>) フラックスの観測を 2012 年より継続してい る (Hirano et al. 2015)。

\* $\delta(0_2/N_2) = [(0_2/N_2)_{sa}/(0_2/N_2)_{st}-1]x10^6$  (per meg)、sa および st は測定試料および標準試料を示す。1 mol の 空気に 1  $\mu$  mol の 0<sub>2</sub>分子が添加された場合に $\delta(0_2/N_2)$ が 4.8 per meg 増加し、添加の前後で空気分子総量が 変化しない場合に 4.8 per meg の変動が 1  $\mu$  mol mol<sup>-1</sup> (1 ppm) の 0<sub>2</sub>濃度変動に等価となる。

#### 結果と考察

代々木キャンパス内鉄塔の高度 54 m 地点における大 気中 02 濃度と CO2 濃度の観測結果を図1に示す。図に は、41 m 地点における観測値との濃度差も併せて示し た (Δ0, およびΔCO<sub>2</sub>)。観測結果には、0, 濃度が減少、 CO2 濃度が増加する数時間から数日の短周期のスパイ ク状の変動が多数見られる。このような変動の起源推 定には、02 濃度と CO2 濃度の変動量の比である Oxidative Ratio (OR; OR =  $-0_2/C0_2$  molmol<sup>-1</sup>) の利用 が有効である。天然ガス消費、石油消費、石炭消費お よび陸上生物活動における OR はそれぞれ 1.95、1.44、 1.17 および 1.1 の値をとることが過去の研究により報 告されているが (Keeling, 1988; Severinghaus, 1995)、 図1に見られる短周期変動の OR は、石油消費と天然ガ ス消費に由来するものが多数を占めており、観測結果 が大都市における自動車排ガスや都市ガス使用の影響 を強く反映していることを示している。

本研究では濃度観測を高度 54 および 41m の2高度で 行っているため、濃度の高度勾配と渦相関係数の積に よりフラックスが算出可能であり(傾度法)、かつ 0<sub>2</sub> と CO<sub>2</sub> の渦相関係数は等しいと見做してよいことから、 都市・大気間の 0<sub>2</sub>および CO<sub>2</sub>のフラックスの 0R(OR<sub>F</sub>) を- $\Delta$ 0<sub>2</sub>/ $\Delta$ CO<sub>2</sub> 比から導出することができる。図2には、 図1に示した $\Delta$ 0<sub>2</sub> と $\Delta$ CO<sub>2</sub>の関係と、回帰直線の傾きとし て求めた、観測期間平均の都市・大気間フラックスの OR<sub>F</sub>を示した。得られた 0R<sub>F</sub>は1.63 と、CDIAC データベ ース (Boden et al., 2016) から得られる燃料種別の 化石燃料消費統計から求められる 1.3 から 1.4 の全球 平均  $OR_F$ の導出は、夏季の森林・大気間における報告 例 (Ishidoya et al., 2015)に続いて本研究が 2 例目 になる。発表では、 $OR_F$ と  $CO_2$ フラックス観測結果を用 いた代々木周辺域における年積算  $O_2$ 消費量や、 $OR_F$ の季 節毎や日内の変動についても議論する。

<u>謝辞</u>:本研究は JSPS 科研費 JP18K01129、JP24241008 等の支援を受けた。観測サイトの立ち上げと保守に際 して東海大学 中島孝先生にご協力頂いた。



図 1: 東海大学代々木キャンパス内鉄塔において観測さ れた  $0_2$ 濃度と  $C0_2$ 濃度の変動。高度 54 mにおける結果 を示す。 $\Delta 0_2$ と $\Delta C0_2$ は 54 mおよび 41 m高度で観測され た濃度の差(54 m - 41 m)を示す。 $0_2$ 濃度は $\delta(0_2/N_2)$ 観測値から換算し、標準試料値からの偏差として ppm 相当量(ppm\_eq.)で示した。



図2:図1に示したΔ02とΔC02の関係。太実線は回帰直 線を示す。細実線と破線は平均的な石油消費と天然ガ ス消費から予測されるΔ02とΔC02の関係である。

# 気温測定用強制通風管の吸い込み範囲

\*菅原 広史、板野 稔久 (防大地球海洋)

### 1. はじめに

気温測定で使用される強制通風管は通常縦向きに設 置され、外気を下方から吸引する。このため気温セン サー設置高度よりも低い位置の気温を測定していると 考えられる。一方、接地境界層において気温鉛直分布 を測定する際には、通風管は横向きに設置されること が多い。これは測定高度の誤差を減らすための工夫で あり、横向き通風管はセンサーと同高度の外気を吸引 する(少なくとも管径程度の範囲)。しかしながら、横 向きの欠点として降雨時にセンサーが濡れやすい、吸 引口と逆向きの風向の際には通風性能が確保しにくい などがあげられる。このため通常のルーチン観測では 縦向きの方が適していると考えられる。縦向きの欠点 のひとつとして、前述のように測定高度が曖昧である ことがあげられる。Nakamura and Mahrt (2005) は測 定高度の違い(20 cm)による気温誤差を評価し、不安 定成層時にはほぼ無視できる大きさであるが、夜間の 安定成層時には 0.2℃程度の差が生じることを示した。 この誤差は水平移流の見積もりやバルク法によるフラ ックス推定などにおいては無視できない大きさである。

近藤(2014)は横向きおよび縦向き通風管の同時計 測を行い、縦向き通風管は吸引口よりも10 cm下の空 気塊の温度を計測していると指摘した。ただし、この 結果は計測時の気象条件(成層の強度)に依存する。 そこで本研究では通風管まわりの流れの可視化により、 強制通風管の吸い込み範囲について直接計測を行った。

### 2. 実験方法

用いた通風管は(株)プリード製の PKFT である。 ¢20 cm のファンを用いて通風速度 3 m/s を確保して いる。暗室内においてレーザーシートを用い流れの可 視化を行った。可視化画像は PIV ソフト (FlowExpert、 カトウ光研)を用いて流速ベクトルを算出した。

#### 3. 結果

条件をそろえて通風管のファンを ON および OFF さ せた場合の流速分布の例を図1、2にそれぞれ示す。 ファンを動作させた場合には吸引口に向かう上向きの 流れが生じ、吸引範囲は吸引口から 15 cm (時間平均す ると20 cm)下まで及んでいる。安定成層時の気温傾度 の例として0.019℃/cmを仮定すると、高度差20 cm に よる気温差は0.38℃となり、縦向き通風による誤差は 夜間の安定成層時で最大0.4℃に達することがわかる。



図1 ファンONの場合の流速分布の例。ベクトルの間隔は1.5 cm。画像上部に見えるのが吸引口。



図2 ファンOFFの場合の流速分布の例。

- Nakamura R. and L. Mahrt, 2005, J. Atmos. Ocean. Tech., 22, 1046–1058.
- [2] 近藤純正, 2014, http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/ kenkyu/ke81.html (2018/6/27 閲覧)

## 地上気温観測における日射/放射影響評価のための基準観測方法の検討

山本哲 (気象研究所環境・応用気象研究部)・宮武真一 (気象庁観測部気象測器検定試験センター)

#### 1 はじめに

地上気温観測において日射/放射影響を軽減する ために通風筒が使用される。この特性を絶対的に評 価するため、日射/放射影響が原理的に微小な基準 地上気温の観測方法の確立が望まれている。このた めに各種の候補となる手法を相互比較することが必 要である。これまで ISO(2007)の提案している極細 センサーを検討してきたが、(2017 秋季大会 C311、 2018 春季大会 C457)、Lacombe, M. et al. (2011)の 提案している超音波風速温度計を検討対象に加え比 較観測を実施した。

#### 2 観測手法

観測は茨城県つくば市の気象測器検定試験センタ ー試験露場において実施した。現在気象庁が現業観 測に用いている通風筒と同一の形式の通風筒(以下 「通風筒」)で1分毎の気温・湿度を取得した。極細 センサーとして森脇ほか(2003)の手法を用いて直 径13µmのE型熱電対素線を点溶接した熱電対を用 いた(以下「熱電対」)。超音波風速温度計(以下「超 音波」)としてソニックSAT600とヴァイサラ WMT710の2台を用いた。これらを地上高1.5mに 設置してデータを取得した。超音波の音仮温度は通 風筒の湿度観測値を用いて温度に変換した。

#### 3 結果例

初期解析結果として 2018 年 6 月 22 日から 7 月 1 日の例を示す。期間中に梅雨明けの発表があり、気 温、風速、日射量などに大きな変動があった。

通風筒を基準として超音波および熱電対との気温 差の全天日射量瞬間値との関係を第1図a,bに示す。 全天日射量が大きくなると超音波が相対的に低くな る傾向があり、Lacombe, M. et al. (2011)の結果と 同様である。熱電対でもわずかに同傾向が認められ た。超音波と通風筒との差には風速依存性が見られ た(第1図c)が、通風筒と熱電対との差にはほと んど見られない。以上の定性的特徴は2種の超音波 で共通していた。ただし、地上気象観測要素の多く は日変化が卓越し、見かけの関係が現れやすいため、 今後観測を継続し、さまざまな条件のデータを取得 して慎重に検討を行う。



第1図 a) 超音波 SAT600 と通風筒との気温差の全天 日射量瞬間値との関係。中央の太線および箱の上下端 は四分位数を、ひげは箱の幅の 1.5 倍を示す。b) 熱電 対と通風筒との気温差、あとは a)に同じ。



第2図 超音波 SAT600 と通風筒との気温差と風速 (SAT600 地上 1.5m) との関係。

謝辞 極細熱電対による観測は、東京工業大学環境・ 社会理工学院稲垣厚至助教から懇切丁寧な指導により 実現できた。ここに記して深く感謝する。本研究はJSPS 科研費 JP17K20051の助成を受けた。

#### 参考文献

Kurzeja, Boundary-Layer Meteorol 2010, 134, 181–193.; ISO, 2007: ISO 17714 Meteorology - Air temperature measurements; Lacombe, M. *et al.*, 2011: WMO IOM Rep.106. 森脇亮ほか,水工学論文集. 2003, 47, 1–6.

### 露場地面付近の気温変動鉛直構造

山本哲 川端康弘 志藤文武\* 清野直子 (気象研究所)\*現所属:網走地方気象台

温度計設置環境が気温観測値に及ぼす影響を評価 するため、東京・大手町露場内2地点で微気候観測 (気温、風向風速)を実施した結果、温度計周囲の 植栽・構造物が観測値に影響していることが示唆さ れた(志藤ほか,2016)。こうした露場内における気 温の非一様性・時空間変動をより詳細に把握するた め、極細熱電対(山本,2016)により地面付近の気温 鉛直分布と地表面温度の観測を夏季中心に日中約 20回実施した。微気候観測を実施している露場内2 地点の近傍に長さ2mのポールを仮設し、高さ2,1.5, 0.5,0.2,0.1mに太さ13μm、葉面と地面に太さ200 μmの熱電対を設置して1秒毎のデータを取得した。

4年に渡る現業用通風筒による気温観測で、開け た場所の気温 To と植栽・構造物で囲まれた場所の気 温 Tc は、暖候期の日中に 1.5m 高さで平均的に To<Tc となり、月平均で最大 0.5℃程度の差になることが明 らかにされた(志藤ほか, 2016)。熱電対による観測 でも同様の傾向が認められた(山本ほか 2017)。気 温鉛直分布を第1図に示す。日中の直達日射が届く 時間では高さが低いほど気温の高い不安定な成層に なっていた。露場西方にあるビルの日陰に入ると安定 な成層となる。いずれの場合もすべての高度で To<Tc であり、また開けた場所のほうが鉛直傾度の絶対値が 大きい傾向がある。

同じ2つの時間帯の2か所の気温変動スペクトルを 第2図に示す。日中のエネルギーピークは周期2分程 度である。開けた場所では日陰になると地上付近では 変動が小さくなるが、囲まれた場所では変化は小さい。

気温変動の鉛直相関を見るため、コヒーレンスを 第3図に示す。直達日射のある時間帯は開けた場所 の方が囲まれた場所より鉛直相関が高い。日陰にな ると開けた場所では鉛直方向の相関も弱くなるが、囲 まれた場所では変化が小さい。

2か所で日中の気温鉛直分布は似通っていたが、 気温変動鉛直構造は大きく異なった。他の例も解析 し、2か所で気温差が形成される要因を考察する。

謝辞 大手町露場での観測実施については気象庁観測 部観測課および東京管区気象台の多大な協力を得た。 ここに記して深く感謝する。



第1図 a) 2016 年 8 月 26 日 11 時 50 分から 12 時 00 分 までの各高さ(cm)の気温出現頻度。1 秒毎気温デー タの分布を箱ひげ図で示す。中央の太線および箱の上 下端は四分位数を、ひげは箱の幅の 1.5 倍を示す。b)同 日 14 時 50 分から 15 時 00 分まで。あとは a)と同じ。



第2図 a) 2016年8月26日11時50分から12時00分 までの2,0.2,0.1m各高度の気温変動スペクトル。高度 が低いほど太い線で描いた。b)同日14時50分から15 時00分まで。あとはa)と同じ。



第3図 a) 2016年8月26日11時50分から12時00分 までの0.1m高度と0.2, 0.5, 1.5, 2.0m各高度との気温変 動コヒーレンス。高度が低いほど太い線で描いた。b) 同日14時50分から15時00分まで。あとはa)と同じ。

#### 参考文献

志藤文武ほか 2016. 風工学シンポジウム論文集 24, 91-96

山本哲, 2016年度秋季大会, C311

山本哲ほか, 日本気象学会 2017 年度春季大会, C311

### 衛星搭載ライダーCALIOP データを用いた長期・全球エアロゾルコンポーネント解析

\*西澤智明<sup>1</sup>、工藤玲<sup>2</sup>、藤川雅大<sup>3,1</sup>、及川栄治<sup>3</sup>、日暮明子<sup>1</sup>、岡本創<sup>3</sup> (<sup>1</sup>国立環境研究所、<sup>2</sup>気象研究所、<sup>3</sup>九州大学)

#### <u>1. はじめに</u>

本研究では、全球でのエアロゾルの時間・空間変動 の把握を目的として、2006年の打ち上げ後、現在に至 るまで観測を継続している CALIPSO衛星搭載2波長偏 光ライダー(CALIOP)の長期データ解析を行った。デー タ解析では、我々が開発した解析アルゴリズムを適用 することで、全エアロゾルの時間・鉛直分布だけではな く、大気中の主要なエアロゾル種(エアロゾルコンポー ネント)である鉱物ダスト(DS)、海塩粒子(SS)、水溶性 粒子(WS、硫酸塩、硝酸塩、有機エアロゾル等の光吸 収性の弱い小粒子)、そしてブラックカーボン(BC、硫酸 塩等の大気汚染成分との内部混合を考慮した混合粒 子)の時間・鉛直分布も同時に推定される。本発表では、 全エアロゾルの全球分布の長期変動を示すと共に、エ アロゾルコンポーネント毎の変動についても示し、それ らの特徴について議論する。

#### 2. エアロゾルコンポーネント推定手法

本研究で用いられた解析手法は、東アジア広域に 展開された地上ライダーネットワーク AD-Net や研究船 MIRAI(JAMSTEC)に実装されている2波長偏光ライダ ーの解析用に開発された手法[1]をベースに開発された [2]。以下、解析手法の概要について記述する。

CALIOPにより測定された波長532nmおよび1064nm での減衰付き後方散乱係数および波長532nm での全 偏光解消度を用いて、DS, SS, WS, BC の波長532nm で の消散係数(公532)の鉛直分布を MAP 法[3]を用いて推 定する。未知数の多い推定であること、そして信号ノイ ズの影響の低減を図り、(1)BC の鉛直分布はWS に類 似する、(2)各エアロゾル種の鉛直分布は滑らかであ る、とした制約条件の元で推定が実施される。

推定に際しては、エアロゾル種毎の光学特性(ライ ダー比等)が必要となる。そこで、以下の方法に基づい て、エアロゾル種毎の光学特性等をモデル化した。(1) 上記各エアロゾル種の粒径分布として、ログノーマル分 布とし、乾燥状態でのモード半径と標準偏差を先行研 究に基づき仮定した。ただし、SSのモード半径について は海面風速から推定する[4]。(2)各エアロゾル種の乾 燥状態での屈折率は先行研究に基づき仮定される。 (3)SS, WS, BC の形状は球形、DS は楕円体が仮定さ れる。(4)BC は大気汚染質との内部混合を考慮するた めに Core-Gray-Shell(CGS)モデル[5]が適用される。以 上の仮定に基づき、各エアロゾル種の光学特性が理論 計算によりモデル化され、推定で用いられる。但し、SS, WS, BCについては湿度依存性を考慮し、各モデルは湿度の関数として構築された。実際の解析では、推定に必要となる海面風速や湿度等の気象データとして客観解析データが用いられた。

#### 3. CALIOP 長期・全球解析・今後の予定

データ解析例として 2010 年の年平均全球エアロゾ ル分布を図1に示す。中国、東南アジア、インド、中東、 アフリカ、南米における比較的高い WS の光学的厚さ (0.1-0.3 程度)は、大気汚染やバイオマス燃焼が寄与し ていると考えられる。DS の比較的光学的厚さの高い領 域(0.1-0.3 程度)はサハラ砂漠起源と考えられる。全エ アロゾルの光学的厚さに対して、CALIPSO 標準プロダ クトとの比較も試験的に行い、全球分布の性状と共に 光学的厚さの年間全球平均値に対しても整合が見られ ており、良好な推定が行われていると考えられる。全エ アロゾルそしてエアロゾル種毎の季節平均や年平均、 また、全球だけではなく領域毎での平均などの統計解 析を進めている。本発表ではその結果について示す。



図1:波長 532nm での光学的厚さの全球分布。2010 年 の年平均値。(上図)水溶性粒子 (下図)鉱物ダスト

#### <u>謝辞</u>

本研究は科研費基盤研究(課題番号 15H01728, 15H02808, 17H06139)の助成のもと実施されている。 参考文献

[1] Nishizawa et al., JQSRT, 79-93, 2017.

[2] Kudo et al., 7th International EarthCARE science workshop (2018/6).

- [3] Kudo et al. AMT, 3223-3243, 2016.
- [4] Erickson and Duce, JGR, 14079-14088, 1988.
- [5] Kahnert et al., Opt. Exp., 7976, 2013.

### NICAM/Joint-Simulator 出力を利用した EarthCARE/CPR ドップラ速度誤差の評価

\*萩原雄一朗<sup>1</sup>,大野裕一<sup>2</sup>,堀江宏昭<sup>2</sup>,Woosub Roh<sup>3</sup>,佐藤正樹<sup>3</sup>,久保田拓志<sup>1</sup>,沖理子<sup>1</sup> (宇宙航空研究開発機構<sup>1</sup>,情報通信研究機構<sup>2</sup>,東大大気海洋研<sup>3</sup>)

### 1. はじめに

EarthCARE (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer) は、JAXA/ESA が協力して開発を進める地球観測衛星であ る [Illingworh et al., 2015]. 搭載する4つのセンサ(雲レー ダ CPR,大気ライダ ATLID,多波長イメージャ MSI,及び 広帯域放射収支計 BBR)により、雲、エアロゾルの全球観 測を行う.

特に CPR は、世界初のドップラ機能を持つ衛星搭載ミ リ波雲レーダであり、得られる粒子の落下速度は雲粒子の 相判別や微物理特性抽出の精度向上、さらに全球気候モデ ルとの結果比較・検証により、気候変動予測の不確定性低 減に貢献すると期待される.

我々はこれまで、ドップラ速度(Vd)の測定精度評価お よび、L2アルゴリズム開発に資するため、CPR Vd シミュ レータを開発してきた.本発表では、全球雲解像モデルお よび衛星データシミュレータ出力を利用して、CPR のパル スペア共分散のシミュレーションを行うと共に、水平積分 や折返し補正手法の適用による Vd の誤差低減の効果につ いて報告する.

#### 2. データと手法

NICAM YOTC 3.5km メッシュモデル出力を Joint-Simulator に適用し、解像度を CPR に合わせた Z 因子 (Ze) と Vd (水平 500m, 鉛直 100m) (NICAM/J-Sim デ ータ) [Hashino et al., 2013] を利用した. まずドップラ広 がりによるランダム誤差 [Doviak & Zrnic 1993] を NICAM/J-Sim データの Vd に加えて水平 500m 積分のパル スペア共分散(Rt)の実部虚部を算出した.次に、1kmの 水平積分では2つの連続する 500m 積分 Rt を, 10km の水 平積分では 20 の連続する 500m 積分 Rt を積分して, その 実部と虚部から水平積分した Vd を求めた. 今回のシーン では CPR のパルス繰り返し周波数が 6424~6280Hz の範囲 で変化しており、Vd は約±5m/s の範囲で算出されるが、 Vd がこの範囲を超えるとドップラ折返しを生じることに なる. 折返し補正手法はいろいろと考えられるが、今回は 下降速度が折返しドップラ速度(Vmax)を超える,強い雨 によるエコーの補正のみを考えた. すなわち Vd が-3m/s 以下(上昇)の Vd に対しては、雨エコーが折り返して現 れたエコーと考え、以下のようにして Vd を折返す手法を 実施した.

 $V_{unfolded} = Vd + 2 \cdot V_{max}$  (Vd < -3m/s)

#### 3. 結果

図1にNICAM/J-Sim データのVd, 共分散から計算され たVd, 10km 積分Vd, 折返し補正済み10km 積分Vd の緯 度高度断面を示す.このシーンではVd は概して正の値(下 降流)(図1,a))の層状性降水となっている.一方CPRシ ミュレータで計算した500m 積分Vd の結果(図1,b))で は、ドップラ折返しが生じて負の値(上昇流)がいたると

ころに散在している.1km 積分した Rt から求めた Vd (図 は略)や10km 積分 Vd (図 1, c))では誤差低減が見られ るが、ドップラ折返しの影響は残り上昇流が目立つ. さら に折返し補正を適用すると、ほぼこの上昇流は補正される (図 1, d)). 図 2 に折返し補正によって Vd の誤差(標準 偏差)がどう低減するかをZ因子の関数として示した(補 正前:灰色線、補正後:黒線). 例えば-19dBZeでは、1km 積分で約3.0から2.5m/sに,10km積分では約2.5から1.5m/s になり誤差低減が見られる、どちらの積分結果もZ因子が 大きくなるにつれ、ドップラ広がりによる誤差が小さくな り標準偏差は小さくなる.一方で折返し補正前の結果では, Z因子が大きくなると雨のドップラ速度が折返し速度に近 づいて, ドップラ折返しによる誤差が大きく現れていると 考えられる. 点線でランダム誤差の計算値を重ねて示した が, 折返し補正後の値とはまだ差異があり, 完全には補正 し切れていないことが分かる.



図 1. a) NICAM/J-Sim による Vd, b) 共分散から計算され た Vd, c) 10km 積分 Vd, d) 折返し補正後の 10km 積分 Vd の緯度高度断面



図 2. 折返し補正前後の Vd 誤差の変化. a) 1km 積分, b) 10km 積分

#### WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析

大野裕一・堀江宏昭・川村誠治・山本真之(情報通信研究機構)

#### 1. はじめに

気象庁のプロファイラシステムWINDASは ウィンドプロファイラとしては高い周波数 (1.3GHz)であるため、大気屈折率の散乱エ コー以外に雨、雪、氷晶などの降水粒子か らの散乱も大きくなり、特に高い高度では 網測されている。一方、日欧共同で開発 しているEarthCARE衛星にはドップラ測定 ができる雲レーダが搭載され、鉛直下方の 雪のドップラ速度は雲レーダの校正・検証に 重要なデータとなる。ここでは2003-2005年 のWINDASデータを用いて鉛直風の統計解析 を行い、EarthCARE雲レーダの地上校正・検 証への適用を考察する。

#### 2. WINDASの 鉛直風データ

本研究では気象業務センターから購入した高層気象観測年報のウィンドプロファイラ観測資料(2003-2005年の3年分)を用いて解析した。全国31のサイトで10分ごとの観測データがあり、3年分では欠測がなければ観測数は約15万以上になる。地表から0.4-9kmの高さに0.3kmごとに風向、風速、鉛直風、S/N比のデータセットがあり、ここでは鉛直風データを用いた。

#### <u>3. 雲レーダとWINDASとの比較</u>

図1は2003年7月19日の小金井にて雲レーダ(SPIDER)で観測された鉛直ドップラ速度の高度時間断面図(1日分)である。二地点は距離50kmほど離れているものの上層では-2~-0.8m/s程度の下降速度をもつエコーが断続的に現れていて、分布や速度からこれは高層雲のエコーだと判断できる。下層では-4m/s以下の下降速度をもつ雨のエコーが断続的に出現している。また、SPIDERでは高さ1~2kmに鉛直風が-2~+0.1m/sの下層雲が現れているが、熊谷のウィンドプロファイラでは鉛直風の小さな大気散乱エコーが雨と雨の間に現れるという違いも見られる。

#### 4. WINDASの 鉛 直 流 の 統 計 解 析

上で示したようにウィンドプロファイラ でも高層の氷晶や雪による雲が観測されて いることから、雲レーダの代わりにWINDAS データで高層雲の統計的性質を調べること ができれば、それをリファレンスにした EarthCARE雲レーダのドップラ速度校正が できるか判断でき、たいへん有用である。 第2図は熊谷のウィンドプロファイラの6-9 月の高度ごとの鉛直ドップラ速度の頻度分 布を示したものである。頻度は各高度のエ コーは地表から0m/sを中心に分布している が、これとは別に6-9kmには鉛直落下速度が 1-2m/sのエコー分布が現れている。これに たに示した高層雲のエコーであり、下方に なことがSPIDERの鉛直速度にも表れていて 下ほど氷晶・雪などの粒径が大きく、落下 速度が増加していることを示唆している。

EarthCARE打ち上げ後の地上検証の際に も、地上雲レーダの観測数はかなり限定的 なのに対して、WINDASデータはサイト数が 多く観測数の確保が期待できるので、高層 雲を用いた鉛直ドップラ速度検証が有用だ と考えている。



図1 小金井の雲レーダで得られた鉛直速 度の1日分の高度時間断面図(上)および熊 谷のウィンドプロファイラで得られた鉛直



# 次世代ウィンドプロファイラの研究開発

\*山本真之(NICT),川村誠治(NICT),西村耕司(極地研),杉谷茂夫(NICT), 雨谷純(NICT),山口弘誠(京大防災研),中北英一(京大防災研)

### 1. はじめに

ウィンドプロファイラ (WPR) は、晴天域における 風速3成分(鉛直流・東西風・南北風)の高度プロフ ァイルを測定する観測機器である。気象庁が運用する 局地的気象監視システム(WINDAS)では、全国 33 か 所に設置された 1.3GHz 帯 WPR で得られた観測データ が気象庁本庁にある中央監視局に集められ、きめ細か な天気予報のもととなる数値予報などに利用されてい る「1]。情報通信研究機構(NICT)では、次世代 WPR の研究開発に取り組んでいる。次世代 WPR では、小ス ケールの風速変動や乱気流の発生を知ることができる 観測分解能を実現する。また、局地的かつ短時間で変 化する気象状態の把握と予測に貢献できる測定データ 品質を達成する。優れた観測分解能と測定データ品質 を有する次世代 WPR が気象業務における観測手段と して将来活用されることで、安心・安全な社会の実現 に寄与することを目指している。

#### 2. 次世代ウィンドプロファイラ (WPR)

レンジイメージング(RIM)は、多周波切り替え送 信と適応信号処理を用いることで、レンジ(鉛直)分 解能を向上させる観測手法である[2]。RIM とオーバ ーサンプリング(OS)の併用(OS付き RIM)により、 さらに測定性能が向上できる[3]。アダプティブクラ ッタ抑圧(ACS)は、サブアレイと適応信号処理を用 いて受信におけるアンテナのサイドローブを制御する ことにより、不要なエコー(クラッタ)を抑圧する観 測手法である[4,5]。これらの観測手法を活用するこ とで、次世代WPRに要求される観測性能を達成する。

既設の WPR のハードウェアを活用して次世代 WPR の設置費用を低減することにより、次世代 WPR が将来 広く利用されることが期待できる。そのため、次世代 WPR を開発するためのプラットフォームとして、NICT が有する既設の 1.3GHz 帯 WPR(通称 LQ-13)を用い ている。これまでの研究開発により、RIM と OS の機 能を LQ-13 に実装した。また、クラッタ受信専用アン テナを用いることで、ACS 機能が付加できることを示 した [6]。測定データの品質向上を目的とした、新た な観測手法やデータ処理手法の検討も実施している。 多様なクラッタ環境下や気象状況における観測性能の 評価のため、LQ-13以外のWPRを用いた実証実験の実 施が重要であると考えている。

2017年に、京都大学防災研究所が境界層レーダ(通称LQ-7)を兵庫県神戸市にある阪神高速蓮宮換気所に設置した。LQ-7は、OS付き RIM と ACSの機能を有する。LQ-7を含むマルチセンサ観測により、豪雨のタマゴの生成過程を解明することが期待されている。

発表では、次世代 WPR の研究開発に関する取り組み を紹介する。

#### 謝辞

本研究開発の一部は、科研費基盤研究 B(課題番号 26281008)、科研費挑戦的萌芽研究(課題番号 16K12861)、及び科研費基盤研究S(課題番号15H05765) による助成を受けている。

- [1] 気 象 庁 http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/windpro/kaisetsu. html, (2018/7/6 閲覧).
- [2] M. K. Yamamoto, 2012, New observations by wind profiling radars, in Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, 247-270, doi:10.5772/37140.
- [3] M. K. Yamamoto, et al., 2014, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 118, 35-44, doi:10.1016/j.jastp.2013.08.023.
- [4] Nishimura, K., T. Nakamura, T. Sato, and K. Sato, 2012,
   J. Atmos. Oceanic Technol., 29(12), 1769-1775,
   doi:10.1175/JTECH-D-11-00211.1.
- [5] Hashimoto, T., K. Nishimura, and T. Sato, 2016, IEICE Trans. Commun., E99.B(12), 2583-2591, doi:10.1587/transcom.2016EBP3047.
- [6] Yamamoto, M. K., S. Kawamura, and K. Nishimura, 2017, ComEX, 6(9), 513-518, doi:10.1587/comex.2017XBL0075.

# 衛星放送電波を用いた降雨強度、雨量の測定

\*堀 康郎(安田電機暖房)、後藤則昭

### 1. はじめに

電波を用いた空気中の水蒸気の観測では、国土地 理院の GNSS 衛星(1.1-1.5GHz)の全天遅延量を利用 した観測[1]、地デジ放送波(470-700MHz)の電波の 遅延を用いた研究[2]が行われている。衛星放送では、 降雨減衰がある 12GHz 帯が用いられており、昭和 53年以降、降雨減衰の測定が行われている[3]。降雨 による減衰は、雨滴の粒径、雨域の等価通路長、電波 の波長などにより、異なるが、大雑把にみると電波の 対数減衰率は、ほぼ降雨強度に比例している。本研究 では、衛星放送電波の降雨による減衰と降雨強度、雨 量との関係を調べることにした。

### 2. 観測

図1に衛星放送電波の観測システムを示す。衛星 放送の電波をパラボラアンテナで受信して検波し、 対数に変換した。同時に雨量も観測した。



図 1. 衛星放送電波観測システム

#### 3. 結果

図 2 に衛星放送電波の測定結果を示す。縦軸は dBm で、横軸は時間である。降雨の時間帯 19 時か ら翌日 6 時にほぼあわせて電波のレベルが下がって いることがわかる。



図2 衛星放送電波の測定(2018.4.14-15)

電波のレベルが降雨強度に対応すると考え、時間 積分するとともに、以下の式を考え、最小二乗法で雨 量計の1時間雨量との差が最小になる係数 a,b を求 めた。 雨量=a×電波レベル+b …… (1) 図3に電波から求めた1時間雨量を雨量計の値と比 較して示す。



雨量計の値とかなりよく一致していることがわか る。つぎに、係数 a,b を用いて、降雨強度を求め た。図 4 に電波のレベルから求めた降雨強度を示 す。最大で 27mm/h の降雨強度となっており、短時 間に強い降雨があったことがわかる。



図4 衛星放送電波から求めた降雨強度(mm/h)

### 4. おわりに

衛星放送電波の降雨による減衰から、降雨強度、時 間雨量を求めることができた。今後は測定例を増や し、精度向上を図る予定である。

- [1] 小司,2015,天気,62,983-999.
- [2] 川村他,2018,日本気象学会春季講演会,193.
- [3] 伊藤,テレビジョン学会誌,35,2,(1981)91-97.

# 高知大学 MP レーダーネットワークによる合成降雨情報表示

\*西井章(高知大院理), 佐々浩司(高知大理工)

#### 1. はじめに

高知大学では XRAIN を補完する X バンド MP レー ダーネットワーク構築のフィールドテストとして高知 県内に6台の小型 X バンド MP レーダーを配置する計 画を進めるとともに、準リアルタイムによる高度 1km の降雨情報を提供するためのアルゴリズム開発や降雨 量推定の精度検証を進めてきた。現時点では従来から 観測を行っている3台(朝倉,物部,安芸)に2018年 3月に高知県西部に設置した2台(須崎,土佐清水)を 加えた5台によって従来より広い範囲をカバーできる ようになってきた。今回は2018年7月初めの大雨に関 する降水システムのネットワーク合成表示を試みた。

### 2. 観測モードと降雨量推定

2018 年7月現在,朝倉レーダーは2.5~6 度の3 仰角 を1分周期,8~20 度5 仰角を5分周期で,土佐清水レ ーダーは3~15 度の5 仰角を1分周期で,その他のレー ダーは3~16 度の仰角を1分周期で PPI 観測を行ってい る。探査範囲は朝倉レーダーが半径 80 km,その他のレ ーダーは半径 30 km である。いずれのレーダーもXバ ンド MP ドップラーレーダーであるため,偏波パラメ ータだけでなくドップラー速度の観測も可能である。

降雨強度 [mm/h] の算出には水平反射因子 Z<sub>H</sub> [mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>](Z-R 関係)及び偏波間位相差変化率 K<sub>DP</sub> [deg./km](K<sub>DP</sub>-R 関係)を使用している。現在用いている 関係式は以下の通りである。

*K<sub>DP</sub>-R*関係 (Z≥30 dBZ かつ*K<sub>DP</sub>*≥0.3 のとき適用)

 $R=\alpha\times19.6\times K_{DP}^{0.825}.$ 

Z-R 関係

#### $Z=BR^{\beta}$ .

*K*<sub>DP</sub>による降雨量推定<sup>I2</sup>には補正係数 α=1.3 を加えている。また、Zの係数はレーダー毎に決定している。

#### 3. レーダーネットワークによる合成

朝倉レーダーの仰角 2.5~6 度, その他のレーダーは観 測しているすべての仰角を使用し, Cressman 内挿<sup>[1]</sup>に よってレーダーネットワークによる高度 1km におけ る合成 CAPPI データを作成した (図 1)。各レーダーデ ータは随時 NICT のサイエンスクラウドに転送し、サ イエンスクラウド上で集約し、合成データを作成する ことにしている。CAPPIデータは空間分解能 150m を 1 分毎に提供する。データ作成に要する時間は 1 分程度 の準リアルタイム表示が可能である。合成の際,複数 のレーダーがカバーするエリアでは最も高い降雨強度 を観測したレーダー値を用いて降雨減衰等を補償した。 これにより広範囲の降雨強度を表示できるだけでなく, 山地による遮蔽や過度な降雨減衰による観測不能域の 相互補完が可能となる。2018 年 7 月 7 日の梅雨前線に 伴う大雨では高知県西部にかかる強い線状降水システ ムが図 1 に示すようにレーダーネットワークで捉えら れた。

### 謝辞

本研究は総務省 SCOPE(165009001)の委託を受けて進められました。

#### 参考文献

 Cressman, G. P., 1959, *Monthly Weather Review*, 87, 367-374.
 Maki, M., S.-G. Park, and V.N. Bringi, 2005, Journal of the *Meteorological Society of Japan*, 83, 5, 871-893.



(2018年7月7日8:00 JST)

マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダの初期精度評価

\*末澤卓(首都大院),大貫淳也,妻鹿友昭,菊池博史(首都大), 牛尾知雄(首都大院)

### 1. 序論

急速に発達する降水セルに対する観測手法の開発 が求められている. 2012 年に大阪大学吹田キャンパ スに設置されたフェーズドアレイ気象レーダは 128 本のスロットアンテナを用いて仰角方向にビーム走 査を行うことにより 30 秒という高時間分解能で雨 雲の立体観測を行うことに成功した.一方で国土交 通省が設置を進めてきた X バンド MP レーダは 2 重 偏波を用いることにより高精度に降水を観測できる. マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR)は偏波共用パッチアンテナを用いて高 速かつ高精度に降雨を観測することを目指し開発さ れた.本研究では MP-PAWR の観測精度を検証する ため, XRAIN 観測データとの比較を行った.

### 2. 評価手法

埼玉大学に設置された MP-PAWR について,国交 省 XRAIN 関東局の観測データと比較評価を行っ た.MP-PAWR の設置地点を原点とする座標系にお いて,XRAIN の観測地点を計算し,最近傍点探索 法を用いて距離的に最も近い MP-PAWR の観測デー タを探す.この最近傍点の観測データについて,散 布図・ヒストグラムを用いて統計的評価を行った. 評価には 2018 年 5 月 2,3,4,7 日の降水時データを用 いた.

諸元	MP-PAWR	XRAIN
距離方向観測範囲	80km	80km
距離方向分解能	150m	150m
観測仰角	$0.0 \sim 60.0^{\circ}$	$0.8 \sim 20.0^{\circ}$
観測仰角数	77	20
ボリュームスキャン	1min	5min
時間分解能		
送信周波数	9425MHz	9760MHz
設置緯度	N35.8615°	N35.8908°
設置経度	E139.6090°	E139.8908°

表1:MP-PAWR(評価データ取得時)と XRAIN の詞	者元
--------------------------------	----



### 3. 結果と考察

図1に偏波間相関係数 $\rho$ HV ヒストグラムを示す.  $\rho$ HV に関しては,解析範囲内において,XRAIN の 最頻値 0.985 に対して,MP-PAWR の最頻値も 0.986 となり XRAIN と同等の観測精度が得られているこ とが分かる.

ドップラー速度,V については、XRAIN と同等の 観測結果が得られた.また、水平偏波レーダ反射因 子,Z<sub>h</sub>に関しては、XRAIN よりも過小評価の結果と なった.

#### 4. まとめ

本研究では MP-PAWR の初期精度評価として XRAIN との観測データ比較を行った.今後本研究結 果を基に機器の較正作業や処理の改善などを進める. また比偏波間位相差(Kdp)・反射因子差(Zdr)を用いた 降水強度推定についての分析・評価を進める.

#### 謝辞

利用した XRAIN データは、国土交通省より提供されたものである 利用したデータセットは、文部科学省の委託事業により開発・運用されて いるデータ統合・解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものであ る.

また、MP-PAWR データの利用と分析にあたっては、東芝インフラシステム ズ (株) のご支援・ご協力を頂いた。

### 船舶レーダによる噴石の検出実験

\*真木雅之<sup>1</sup>・藤吉康志<sup>2</sup>・徳島秀彦<sup>3</sup> <sup>1</sup>鹿児島大学<sup>2</sup>北海道大学<sup>3</sup>FRSコーポレーション

#### 1. はじめに

火山噴火時に放出される噴石は直接,人間の生命や建物に 被害を与える.2014年9月の木曽御嶽山の水蒸気爆発によ って放出された噴石は登山客58名の命を奪った.噴火活動 が活発な桜島では噴石から住民の生命を守るために,登下校 の児童のヘルメット着用や道路沿いに設けられた避難壕な どの防災対策がとられている.また,島内の土石流対策工事 や道路工事では噴火監視者を立てて作業員の安全対策とし ている.これらの既存の噴火防災対策をより効果的にするた めには,噴火の発生や噴石の発生を迅速・的確に検出し,そ の情報を効果的に伝えることが必要である.本研究ではアン テナの高速スキャンが可能な船舶レーダによる噴石の検出 の可能性について調査した.

#### 2. 実験方法

セスナ機から火山礫相当の大きさの粒子を投下し、地上に設 置した船舶レーダで検出できるかどうかを検証した.使用した 船舶レーダは船の安全航行のために広く利用されている長さ 2mのスロットアンテナのXバンド船舶レーダである.実験で は、アンテナの回転軸を90°傾けることにより、方位角22°、 仰角 1.2°のファンビームで鉛直方向の空間をスキャンするよ うにした. アンテナの回転速度は 48rpm (1回転 1.25 秒) で, これにより自由落下する粒子を検出することを試みた.投下物 は安全面,環境面を考えて,水,直径 3cm 程度の玉こんにゃ くと湿った麩を用いた.投下はチャータしたセスナ式172P型 の小型飛行機の窓から人手により行った. 航空機の飛行高度は 海抜高度 1000m, 飛行速度は 185km/h である. 投下は、投下 物質が船舶レーダの観測範囲に落下するようにタイミングを 見計らっておこなった.投下はそれぞれの投下物質について2 回ずつおこなった.1回あたりの投下物質の量は5リットルの ポリバケツ約1杯分である.

#### 3. 実験結果

3種類の投下物のうち、水についてのみ検出できなかった. これは、投下直後に霧状の水になり反射強度がレーダの検知 能力以下の値になったためと考えられる.玉こんやくと湿っ た麩は船舶レーダにより検出することができた.湿った麩の 検出結果を図2に示す.船舶レーダは投下直後から落下する まで麩を検出できている.麩は落下中,鉛直方向に延びるよ うに落下している.これは、粒子の集団効果により先頭部分 の落下速度が速くなるため、および、落下中に空気抵抗を受 けて麩が細分化され落下速度の遅い粒子ができたためと考え られる.玉こんにゃくについても集団効果が認められた.画 像データは1.25秒間隔、鉛直方向4.34mの分解能を持って おり、十分な精度で粒子の落下速度を計算することができた.

#### 4.まとめ

本実験の結果は、高速スキャンが可能な船 舶レーダは火山噴火時に放出される火山礫相 当の大きさの噴石を検出できることを示する ものであった.この実験後、2018 年 4 月 11 日から、船舶レーダを用いた本格的な噴石・ 噴煙柱検出実験を桜島で実施した.その結果 は Maki et al. (2018, COV10)および真木ほか

(2018年,日本火山学会)で発表予定である. 謝辞:京都大学防災研の井口正人教授には桜 島黒神観測所を使用の許可をいただいた.





図 2 セスナ機から投下した湿った麩の検出 結果. (2018年3月1日).

# 降雪粒子の立体形状とマイクロ波散乱特性

民田晴也 久島萌人 篠田太郎 (名大宇地研) 久保守(金沢大) 川島正行(北大低温研) 藤吉康志 (北大)

#### はじめに

レーダ気象学の革新的技術開発として、降水粒子の種 別とその粒径分布のリモートセンシングがある。雪や霰 など固体降水粒子の存在分布が観測できればレーダ降雪 強度の観測精度が格段に向上し、雲内の降水粒子の生成・ 成長過程を観測的に調べることが可能となる。マルチパ ラメータレーダの偏波シグナルは降水タイプにより差が 現れ、これまで偏波シグナルを利用した降水粒子の種別 識別が提案されているが、融解層や湿雪を除けば偏波シ グナルの値は少差であり、実用化には課題が多い。

レーダ降雪強度推定、偏波シグナルによる粒子判別の 高度化には、降雪粒子のマイクロ波散乱特性の理解深 化が必要である。粒子物性とレーダシグナルの関係を 調べるため、降雪粒子の立体形状と粒径分布を計測する multi-angle snowflake imager (MSI)を開発<sup>(1)</sup>、北海道 大学と金沢大学で降水レーダとの同期観測を行った。現 在、観測立体形状に対して DDA や FDTD を利用した 散乱特性の評価、理解を深めている。今回、散乱体の縦 横比を代表する、散乱体の縦横比を代表する偏波シグナ ル Z<sub>dr</sub> (水平・垂直偏波のレーダ反射因子比)の振舞い について報告する。

#### 降雪粒子の立体形状計測

MSI は水平面に 4 台のレーザラインスキャナを 45 度 間隔に配置、4 方向から落下粒子の影画を取得、立体形 状を合成する。また、斜め上方 (天頂角 55°) から 2 台の カメラで落下粒子を撮影、形状再現性を高めている。ス キャナは配置高さオフセットがあり粒子通過時間差から 落下速度を得る。図 1 に粒子立体形状の再現例を示す。 粒子は 9 mm×9 mm×4 mm のボックスに内接する (0.1 mm 格子)、体積 39 mm<sup>3</sup>、等価球形直径 4 mm の大き さで、落下速度は 1 m s<sup>-1</sup> である。



図 1: 立体形状の再現例 (a)top view, (b)slant view, (c)-(f) 各スキャナの画角 side views



図 2: 水平 (H)・垂直 (V) 偏波の散乱特性 Phase function (0/180°:前方/後方散乱; 波長 30, 8, 5, 3 mm)

#### マイクロ波散乱特性

散乱特性は図1に示した粒子モデルに対し FDTD 法 を用いて算出した。粒子屈折率は 1.5+i 0.1 を与えた。 屈折率は観測から得た粒子密度で定義する予定であり、 現在、評価中である。図2に、波長30mmから1mmの 平面波が粒子側面(図1 c)に入射した時の水平(H)お よび垂直 (V) 偏波の散乱特性 (phase function) を示す。 波長 30 mm では Ravleigh 散乱特性が確認でき、Mie 散 乱領域に入る波長8mmではHの後方散乱成分はVに 比べ顕著に大きくなり(正の $Z_{dr}$ )、5 mm でも H が V より大きい散乱特性を示すが、3 mm では V が H を逆 転する特性(負の Z<sub>dr</sub>)が現れる。このように、Mie 散 乱の偏波特性は複雑になり、ミリ波帯では波長と粒子の 大きさの比(サイズパラメータ)により Z<sub>dr</sub> は正負に分 散する可能性がある。但し、サイズパラメータが大きく なるにつれ後方散乱成分は弱くなる傾向があり、巨大粒 子の存在確率は低く、レーダシグナルへの影響は限定的 である可能性は高い。MSI は数分間の積算平均で粒径分 布を代表できる粒子検出性能を有すため、降雪粒子の形 状や大きさの存在分布、個々の粒子の散乱特性を調べ、 降雪粒子の集合体としてのレーダシグナルの振舞いを調 査する予定である。

#### 謝辞

本研究は科研費 (26400464) および北海道大学低温科学研究所 共同研究の助成を受けた。

### 参考文献

1. Minda et al., 2017, doi:10.1175/JTECH-D-16-0221.1.

降雪センサーを用いた降雪分布測定システム \*山下克也(防災科研雪氷),山口 悟(防災科研雪氷),齋藤隆幸(株式会社スノ ーテック新潟),山崎正喜(新潟電機株式会社),神田英一朗(株式会社 KCS)

#### 1. <u>はじめに</u>

降雪センサーは、降雪の有無を検出するセンサーで あり、地下水の散水消雪やロードヒーティングなどの 融雪施設の稼動制御に使用されている。このセンサー は新潟県長岡市だけでも約3万箇所に設置されている が、センサー情報は接続されている1つの融雪施設の 稼動にしかこれまでは利用されてこなかった。そこで、 既設の降雪センサーに安価な通信装置を付加し、デー タを集約するシステムを開発した。ここでは、そのシ ステムの概要を紹介する。

#### 2. システム概要

開発したシステムは、降雪センサー、通信装置、デ ータ集約サーバーから構成される。降雪センサーでは、 気温、降雪の有無、降雪強度(取得していないタイプも ある)を測定している。通信装置では、融雪システムに 組み込まれている降雪センサーの情報を取り出し、デ ータを加工して、サーバーにデータの送信を行う。サ ーバーでは、送信されたデータを受信し、データのデ ータベース化を行うと共にユーザーインターフェース 機能も担っている。これまでに長岡市や新潟県が所有 する 28 個の降雪センサー(図 1)に通信装置を付加して おり、それらの情報を集約し、ブラウザ上で表示でき るようになっている。図1の範囲内では、測定点の数 は、気象庁、国土交通省、新潟県の既存観測点より稠 密であることが分かる。また、データ取得時間隔が約 10 分なので、これまでよりも時空間分解能の高い降雪 分布情報を得ることができるシステムである。

#### 3. 観測結果

図2は、新潟県長岡市の雪氷防災研究センター敷地 内で得られた降雪粒子数の時系列を示している。参照 値として、二重防風柵内に設置している重量式降水量 計で測定した降水強度も併せて示している。降雪セン サーが降雪を検知している時(気温2度以下の時)の変 化傾向がほぼ一致していることが分かる。今後、粒子 数と降水強度の関係式を作成し、降雪センサーから正 確な降水強度を算出する予定である。

メーカー提供の変換式を用いて降雪粒子数から降雪 深を算出し、それらのデータを内挿(逆距離加重法を使 用)して求めた過去24時間の積算降雪深分布を図3に示 す。約20km四方の範囲でも降雪深に大きな違いがある ことが確認できる。このように開発したシステムから 空間分解能の高い降雪深分布が得られる。今後も、既 存の降雪センサーに通信装置を付加し、降雪分布を測 定する範囲を広げていく予定である。得られた降雪分 布は、冬季道路管理やレーダー推定降雪量分布の検証 などに利用する予定である。



図1 国や県の既存の観測点と通信装置を付加し た降雪センサーの位置。



図2 降雪粒子数と降水強度の時系列。



図3 降雪分布測定システムから得られたデータを 用いて算出した2018年2月8日午前8時に おける過去24時間の積算降雪深分布。

### 伊豆半島周辺における海水温変動の複雑性解析 -外海と湾内の移動LFD比較のための一方法-富田 百香\*山口 莉奈\*山内 明子\*\* <sup>○</sup>上條 賢一\* \*東洋大学食環境科学部食環境科学科 \*\*伊豆海洋科学研究所

#### 1. はじめに

種々の気象要素に関する物理量の観測時系列につ いて、その変動の複雑さの度合いを評価するために、 著者らは既に局所的フラクタル次元 LFD を用いる方 法を提案している[1]。本報ではLFDを用いて、最近 の伊豆半島周辺における海水温変動を一例として解 析し、外海と湾内の変動の仕方を比較する一方法を 提案した。即ち、外海の移動 LFD に対する湾内の各 深度の LFD 比を算出後、dB 値に変換して評価する 方法である。これにより海水温変動の複雑さを比較 でき、その異常値に関係する地球物理学的イベント との関連を議論できる。なお、2004年から沼津市大 瀬崎において、東洋大学上條研究室と伊豆海洋科学 研究所は、共同で温度ロガーを用いて深度別海水温 変動を連続観測しているので、今回の解析ではその 観測データを使用した。また、移動 LFD を用いて、 季節と深度による2元配置型分散分析も行った。

2. LFD の定義[1]

長さLの離散時系列に関する、サンプリング間隔 rにおける累積変動量N(r, k, L)は、次のように再 定義可能である。即ち、

 $N(r,k,L) = A r^{-D_k}$ 

このとき、 $D_k$ を時間長Lにおける局所的フラクタ ル次元 LFD(Local Fractal Dimension)と定義し、 LFD を求める際に用いる回帰曲線の当てはまりの良 さを LCR(Local Contribution Ratio)と呼ぶ。

3. 離散時系列における LFD と LCR の意味[1]

LFD は、離散的時系列変化の特徴の一つを表すイ ンデックスである。LFD 高値は当該時系列が複雑な 変動を呈していることを示し、逆に単純・単調な変 動をする場合には、LFD 低値を示すと考えられる。 また、LCR は局所的寄与率であり、自己相似性の強 さの度合いを表すインデックスである。

#### 4. 大瀬崎における海水温変化の概要

観測された期間(2015/6/28~2016/10/26)の概要 を Fig. 1 に示す。周期的変化を示しているが、冬 場の外海及び各深度の海水温はほぼ同じ低値を示し ながら、変動幅は殆どないことが分かる。その逆 に、夏場は各深度の違いがはっきりし、激しく変動 していることが分かる。



Fig.1 大瀬崎の湾内と外海海水温の日平均変化

5. 湾内・外海と深度別 LFD の分散分析

移動 LFD の日々の変化を Fig. 2 に、外海の LFD を 基準とし、湾内の各深度における LFD の d B 変化を Fig. 3 に示す。次に、2016 年8月から 2017 年8月まで 3 か月ごとに季節を区切り LFD を抜粋し、2 元配置 型の表にまとめてから分散分析を行った。その結果 を Table 1 に示す。季節が高度に有意となったが、 深度による LFD の違いはないことが分かる。即ち、 冬場は LFD が低値となり、夏場は比較的高値となる ことが分かった。







3 外海 LFD を基準としに湾内 LFD の d B 変

Table 1 LFD の分散分析表

変動要因	変動	自由度	分散	観測された 分散比	P−值
時期	0.8100	4	0.2025	23.2121	0.00001
深度	0.0661	3	0.0220	2.5271	0.10672
誤差	0.1047	12	0.0087		
合計	0.9808	19			

6. 考察及びまとめ

湾内の深度 25m に関して、2015 年 8 月 17 日及び 2016 年 12 月 2 日付近で dB 値がピークを呈してい るので、この時期における地球物理学的イベントと の関連を調べ、議論する必要がある。

- [1] 金城登志樹,福澄健吾,上條賢一(2016):気象変 動モニタリングにおけるLFD 異常検出のための 一方法,2016 年度秋季大会,日本気象学会
- [2] 安藤虎太郎,江口紗弓,山内明子,上條賢一 (2017):伊豆半島周辺の海水温変動におけるフ ラクタル性の年月別比較-LFDの分散分析とそ の考察-,2017年度秋季大会,日本気象学会

# 帝国日本における気象観測ネットワークの構築

# - 台湾総督府-

山本晴彦(山口大学)

#### 1. 台湾総督府台北測候所の創設

明治28(1895)年4月17日、台湾と澎湖島の日本への割譲が盛り込まれた日清講和条約が日本政府と清国政府との間で調印され、これによって台湾を日本の領地とすることが正式に認められた。5月29日、台湾平定を命ぜられた北白川宮能久親王が率いる近衛師団が 台湾北東の三貂角に上陸し、6月6日には台北に入城した。近衛師団は翌7日に台北、同10日には台湾北部の 港町の淡水を占領し、17日には台北に中央政治機関と して台湾総督府が設置された。

翌年の明治29(1986)年3月30日には勅令第88号 の『台湾総督府条例』が公布され、『台湾総督府測候所 官制』も同日に公布されて翌日の4月1日から施行さ れた。7月には台北、台中、台南、恒春、澎湖島に測候 所が開設されることが定められ、8月10日に総督府民 政局内の1棟を借りて仮設の測候所が開設され、翌日 から気象観測を開始した。他の測候所も仮設の測候所 で観測が開始され、翌年の明治30年12月には台北の 南門街に新庁舎が竣工し、台南・澎湖島(明治31年)、

台中(明治 34 年)、そして台東にも測候所が新設される。台北測候所では、中央気象台から渡台した近藤久 次郎が所長となり、内地から派遣された気象技手を含む16人の技手により台北を含む6か所で気象観測が展開された。

また、測候所では基隆、白沙岬、漁翁島、打狗、鵝 鑾鼻、鼻頭角の燈台に委嘱して気象観測を行う外、台 湾総督府の庁・支庁、警官派出所、公学校(台湾人の 子弟への初等教育機関)にも雨量観測等を委嘱してお り、雨量観測所は大正13年末現在で144か所にも上っ た。大正10(1921)年には、花蓮港燈台が行っていた 気象業務を引き継いで花蓮港測候所が開設された。

#### 2. 昭和期における測候所の拡充

昭和期に入って高雄海洋観測所(昭和6年)、阿里山 高山観測所(昭和7年)が開設され、高山気象と海洋 気象の充実が図られる。昭和7(1932)年3月には中央 気象台技師の西村傳三が所長に就任するが、同月には 満洲国が建国され、翌年3月には日本が国際連盟から 脱退し、北支那への軍隊の進出が展開され、昭和12年 には日中戦争へと拡大していく。このように、台湾海 峡を挟んで中国大陸では戦火が拡大していく最中、台 湾での気象観測網の充実が陸海軍により要求され始め る。昭和10(1935)年には東海岸北部の宜蘭、台北の 西北に位置する大屯山に出張所が開設され、また台北 の松山飛行場にも出張所が設けられ、航空気象の重要 性がさらに高まりを見せる。昭和13年には、新港、大 武に出張所、花蓮港と台南の両飛行場に出張所が開設 され、台湾全域に気象官署が展開されることとなる。

#### 3. 航空気象観測と離島での気象観測

その後も、紅頭嶼測候所と宜蘭飛行場出張所(昭和 14年)、貓蘭山出張所(昭和15年、後に日月潭測候所)、 新南測候所(昭和16年)、淡水飛行場出張所(昭和17 年)、新高山測候所(昭和18年)、西沙島測候所(昭和 19年)と毎年のように開設され、台湾全体で気象官署 が27か所となり、戦中期には飛行場での気象観測業務 に重点が置かれた。このような業務拡大に対して、内 地の中央気象台測候技術官養成所の本科卒の職員の派 遣等では幹部の充足ができないことから、昭和12年に は測候技術官養成所を開設し、当初は日本人、昭和17 年からは台湾人も採用して、測候技術者の養成に努め た。気象事業の急速な拡大により、昭和19年には職員 が300名弱にまでに達していたが、応召により戦地に 赴く職員も多く見受けられた。このため、無線傍受や 暗号乱数作業のための女子職員の採用も進められた。

#### 4. 終戦と台湾総督府気象台職員の留用

明治29 (1986) 年の台北測候所の創設から50 年が経 過して拡充された台湾総督府気象台も昭和20 (1945) 年8月15日に終戦を向かえる。西村台長以下の主要な 職員は台湾に止まり、11月に発足した国民政府の台湾 省気象局に気象業務を引き継ぎ、技術留用者として台 湾の気象事業の充実や気象技術者の養成に力を注いだ。

謝辞:本研究は、科学研究費補助金 基盤研究 S(研究 代表者:松本淳)の「過去 120 年間におけるアジアモ ンスーン変動の解明」(課題番号:26220202)により実 施されたものである。

# 気象情報可視化ツール Wvis の開発と教育現場での活用 \*新井直樹 (東海大学) Naoki A. (Tokai University),

### 1. はじめに

大気の立体的な構造を直感的に理解するため、さま ざまな気象情報を3次元で可視化する気象情報可視化 ツール Wvis (Weather Data Visualization Tool)の開発を進 めている[1]。本稿では、Wvisの概要と、著者らが実践 している教育現場での活用事例のうち、寒冷低気圧を 可視化した事例について紹介する。

#### 2. Wvis Ver.2の開発

Wvis は数値予報データを立体的に可視化し、風向・ 風速、気温、湿度、湿域、露点温度、相当温位、ジェ ット気流等を、ベクトル矢や流線、等数値面およびコ ンター図で表示することができるツールである。実行 形式のソフトウェアとしてインターネットで公開して おり、気象、航空、教育、研究、その他の分野で様々 な組織・個人のユーザーに利用されている。現在の最 新バージョンは Wvis Ver.2.1.3 で、2017 年 11 月に公開 した。

#### 3. 寒冷低気圧の可視化例

ここでは、2015 年 11 月 2 日 00:00UTC 初期値のメソ 数値予報モデル MSM を Wvis で可視化する。図 1 は 500hPa 気圧面の風向・風速を表現したもので、日本海 西部に反時計回りの低気圧性の渦が見られる。

図2は、日本付近上空を西側からの視点で眺めている。下側のコンター図は500hPa気圧面における高度を表したもので、図1の渦の中心付近で高度が低くなっている。これは、対流圏において中心の気温が周囲より低いために、上層ほど明瞭となる寒冷低気圧の特徴を表している。

図2上側の等数値面は、-55℃の等温面を表現した ものである。上に凸な形状となっているが、寒冷低気 圧の上部が成層圏において周囲より高温になっている 様子を、立体的に表現している。

以上のように、風向・風速、気温についての断面お よび形状を立体的に可視化することで、寒冷低気圧等 の立体的なイメージをつかむことができ、気象現象の 直感的な理解につながることが期待できる。

#### 4. おわりに

気象情報可視化ツール Wvis は、下記ホームページからダウンロードすることができる。

#### http://wvis.jimdo.com/

Wvisは2018年4月現在までに2,078回ダウンロード されている。今後もさらなる機能の向上を目指して、 Wvisの開発を続けていく予定である。



図1 500hPa気圧面における風向・風速



図2 500hPa気圧面における高度、-55℃の等温面

参考文献

[1] 新井直樹, 2014, 可視化情報学会誌, Vol.34, No.135, pp.160-165.

# 理科教育用気象数値実験ソフト 「Web-CReSS for Education」の開発

\*名越利幸 (岩手大学教育), 黒坂優 (宮古市立崎山中) Nagoshi T.(Iwate University), Kurosaka M.(Sakiyama Junior high school)

### 1. はじめに

気象現象は、時々刻々変化するためにその再現性が ない.そこで、海水面温度、陸地の有無、山地の有無 などを変えて対照実験が可能な数値実験ソフトを開発 した.その対象となる気象現象は、「台風」、「温帯低気 圧」、「積雲対流」、「寒冷前線」、「海陸風」の5つであ る.「温帯低気圧」、「積雲対流」の授業実践に関して、 以下、授業実践も含め報告する.

#### 2. 開発教材

1) 「Web-CReSS for Education」とは

「Web-CReSS for Education」とは、名古屋大学宇宙地 球環境研究所坪木研究室で開発された雲解像度モデル 「CReSS」をベースに、教育利用できるようにインタ ーフェースを新たに開発、外付けメモリーから起動し、 トップページから気象現象を選択し、使用できるよう、 岩手大学教育学部で開発した数値実験ソフトである. 2)実験環境

Google Chrome と VMware Player がインストールさ れた PC とマウス,「 Web-CReSS for Education」のソフ トが入った USB メモリーを理科室の班編成に合わせて 用意する.実験環境は、USB メモリーを差し込むと PC 上で作動し、抜くと PC 上には残らない.

3) 授業実践の概要

「Web-CReSS for Education」を使用し、2017 年 6 月 と11月に盛岡市立U中学校で授業を実施した.対象は、 気象領域を学習中の第 2 学年 155 名 5 クラス である. 6 月には「積乱雲」を題材とし、1 クラス当たり 1 時間 の授業構成で行った.11 月には「低気圧」を題材とし 1 クラス当たり 2 時間の授業構成で行った(図1・2).



「積乱雲」は、3~4名×8班に対してそれぞれ1台 ずつPCを用意.「低気圧」の授業では、2~3名×16班 に対して、班に対して1台ずつPCを用意した.「積乱 雲」の授業は、地表付近気温との発達について関係性 を見出す内容である.「低気圧」の授業は、数値実験仕 組みを学習する内容と、海水面温度や日本列島の地形 と低気圧の発達について関係性を見出す内容である. 数日後、「低気圧」に関するシミュレーション結果の資 料と問題を生徒に実施した.

#### 3. 授業実践による教育効果の検証

2つの実践で,授業の前後でプレ・ポストテストを 実施し,t検定を行った.また,低気圧では,授業後に ポストアンケートを実施した.

1) 積乱雲

本来目に見えない水蒸気分布や「かなとこ雲」の問題で有意差があったことから、生徒が出力画面から情報を正確に読み取っていることが理解できる. 2) 低気圧

気象要素の中で,目に見えない「風」,「気温」の項 目に有意差が見られたことから,本教材による可視化 が有効であると考えた.

最後に,低気圧の授業後アンケートによる CS 分析に 於いて,「設定操作」の項目の改善度が低かったことか ら,中学生でも充分に使いこなせるソフトであると言 える.

### 参考文献

 藤原優:中学校理科における「気象数値実験モデル」を 用いた教材に関する実践的研究,岩手大学教育研究科修士 論文,pp.1-266,2016年



# 日々の低温死亡率と気象条件との関係

\*藤部文昭・松本 淳 (首都大・都市環境), 鈴木秀人 (東京都監察医務院)

### 1. はじめに

日本では低温による死者が年間1000人前後に達する. これまでの研究により,低温死亡率は,空間的には冬 季の気温が低い府県で高く,年々変動においては寒冬 に高い傾向があること,ただし熱中症に比べると低温 死亡率と気温との関係は弱いことが見出されている (藤部,2016:気象学会2017秋季大会).今回は日別の低 温死亡率について,日々の気温との関係を調べた.

#### 2. 資料

厚生労働省の人口動態統計における「自然の過度の 低温への曝露」の個票データを使った.期間は 1999~ 2016 年である.各年・都道府県の死亡率を,2015 年国 勢調査による全国人口の年齢構成を基準にして年齢調 整した.そして,各都道府県の日平均気温(山地を除く アメダス気温の平均値)を2℃間隔に区切り,気温範囲 ごと・都道府県ごとに低温死亡率を集計した.

#### 3. 結果

低温死亡率は気温が低い日ほど高い(図 1).一方, 図 1 の秋田県と鹿児島県の比較から分かるように,冬 の気候が寒い地域でも暖かい地域でも、日平均気温が 同じ日の低温死亡率はほぼ同じである.言い替えると,

日平均気温が同じなら、都道府県ご との低温死亡率と冬季平均気温とは 無相関である(図2;冬季平均気温は 12~3月の平均気温).これは、熱中症 死亡率が各都道府県の夏季平均気温





と負の相関を持つ(すなわち,日平均気温が同じなら, 夏が涼しい府県ほど死亡率が高い;地理学会2017秋季 大会)こととは対照的な特徴であり,暑熱馴化に相当 する効果が低温死亡率には現れにくいことを示唆する.

図1で,日平均気温の差1℃当たりの低温死亡率の変 化率は7~8%である.これは熱中症の場合(数十%℃) よりも大幅に小さい.ただし,図1や図2は気温範囲ご との死亡率を平均したものであり,日々の死亡率は大 きくばらつく.そこで,日平均気温と低温死亡率の関係 を1 次関数で近似し,その近似式からの日々の偏差と 各気象要素との関係を調べた.その結果,前日の気温が 低い日には低温死亡率が高い傾向が見出された(図3).

以上の結果は、日平均気温に代えて日最高気温や日 最低気温を使ってもほぼ同じになる.しかし湿度に対 する依存性は違っており、湿度の高い日は、日最低気 温が同じなら低温死亡率が高く、日最高気温が同じな ら死亡率は低い傾向がある(図は省略).この違いは、 日最低(最高)気温が同じなら、高湿日のほうが平均 気温が低い(高い)ことによると考えられる.

謝辞:本研究は首都大学東京と東京都監察医務院の共同研究 「気候モデルによる熱中症と低温死発現リスクの将来予測」, および科研費「熱中症による死亡をもたらす気象条件とその 発現要因の解明」(課題番号 17K00523)の成果の一部である.

> 人口動態統計の個票データは厚生労 働省から提供を受けた.



図2 各都道府県(北海道と 沖縄県を除く)の冬季平 均気温と,日平均気温が4 ~6℃である日の低温死亡 率(○),および日平均気 温が12~14℃である日 (●)の低温死亡率の関係.



図3 低温死亡率の実況値と回帰式 による計算値との比と、1 日前と 当日の気温差(○)、および4日前 と当日の気温差(●)との関係. 縦棒は95%信頼区間.

# 自宅の気温の測定値で見る局地性と地域性

### 内山 常雄(日本気象予報士会)

### 1. はじめに

2012 年から、建物がフジの木で囲まれた住宅の屋上で気温観測 を行ってきた。観測点は気候の穏やかな湘南地方に位置する。観測 結果を周辺のアメダスのデータと比較すると、最高気温が低く、最 低気温が高い傾向が表れた。その測定結果の信頼性検証を行う過 程で得られた気温の局地性と地域性について報告する。

### 2. 周辺アメダスの測定値との比較

地図上は自宅から 9.9km に辻堂、13.3km に海老名、17.4km に 小田原、30.4km に三浦アメダスがある。この6年間の日々の比較 結果は、自宅の気温特性は地理的にも地形的にも最も近い辻堂の 測定値に近かった。以下、昨年1年間の比較結果を示すが、表1に 自宅と周辺アメダスの相関係数を示す。

	小田原	辻堂	海老名	三浦
平均気温	0.997	0.999	0.997	0.995
最高気温	0.988	0.991	0.987	0.986
最低気温	0.993	0.997	0.994	0.990

表1 自宅と周辺アメダスの気温の相関係数

相関係数の低い組み合わせとしては、三浦と海老名の平均気温 の0.992、小田原と辻堂あるいは三浦の最高気温の0.984、海老名 と三浦の最低気温の0.982 がある。

順位統計の日別出現頻度の結果を表2から表4に示す。

表2 平均気温の順位値の出現頻度

	小田原	辻堂	海老名	三浦	自宅
1	26	113	57	120	104
2	31	140	27	43	124
3	41	70	46	77	117
4	107	37	136	60	16
5	160	5	99	65	4

表3 最高気温の順位値の出現頻度

	小田原	辻堂	海老名	三浦	自宅
1	76	94	143	28	51
2	70	99	75	52	76
3	72	71	46	90	94
4	90	65	53	80	63
<b>5</b>	57	36	48	115	81

#### 表4 最低気温の順位値の出現頻度

	小田原	辻堂	海老名	三浦	自宅
1	12	111	3	158	118
2	21	163	11	56	123
3	23	76	39	90	116
4	146	13	152	36	8
5	163	2	160	25	0

半径20kmほどの場所の間でも、内陸性、海洋性の気候特徴が 表れている。

#### 3. 全国の観測点の気温との相関

自宅の気温と気象庁の全国約 150 観測点の気温との間で相関が 高い観測点を表5に、相関が低い観測点を表6に示す。

表5 自宅の気温と相関が高い観測点

平均気温	最高気温	最低気温
横浜 0.9966	横浜 0.9817	横浜 0.9939
千葉 0.9942	三島 0.9813	東京 0.9933
網代 0.9938	網代 0.9804	千葉 0.9900
三島 0.9936	千葉 0.9797	三島 0.9887
東京 0.9934	館山 0.9772	網代 0.9876
	平均気温 横浜 0.9966 千葉 0.9942 網代 0.9938 三島 0.9936 東京 0.9934	平均気温     最高気温       横浜 0.9966     横浜 0.9817       千葉 0.9942     三島 0.9813       網代 0.9938     網代 0.9804       三島 0.9936     千葉 0.9797       東京 0.9934     館山 0.9772

表6 自宅の気温と相関が低い観測点

順位	平均気温	最高気温	最低気温
155	南鳥島 0.7864	南鳥島 0.7579	南鳥島 0.7414
154	父島 0.8690	父島 0.8434	南大東 0.8585
153	南大東 0.8976	紋別 0.8447	父島 0.8651
152	西表島 0.9019	雄武 0.8473	西表島 0.8794
151	与那国島.9022	北見枝幸 0.8511	与那国島 0.8803

観測点間の距離が日々の気温変動の相関の最大要因で、測定環境 の多少の変化の影響を凌駕しているように見える。

#### 4. 地域特性の類似性の可視化

国内の各地域には気温の地域特性があるが、類似した地域特性 を有する観測点であることを可視化するには、日々の気温の前年 の値との差を日々積算したグラフが有効であると考えられた。

## 気象庁生活協同組合売店の来客数予想 大西晴夫(日本気象予報士会)

#### 1. はじめに

気象庁生活協同組合(以下「生協」という)では気 象庁本庁庁舎(東京都千代田区大手町)内で売店を運 営している。売店では生協組合員(気象庁職員)に対 し、昼食用の弁当・パンの他、飲料、スナック菓子等 を販売している。来客数は日によってばらつきがあり、 用意した弁当類が早い時刻に完売となる日や、大量に 売れ残りが出る日もある。早い時刻の完売による生協 組合員サービスの低下や、売れ残りによる収益悪化を 考慮すると、1週間程度前に弁当類の販売量を予測でき れば、それを弁当類の準備食数に反映することで、こ れらの問題に適切に対処できる。ここでは、その技術 的な可能性について検討する。

#### 2. 生協売店来客数の特徴

図に2017年の生協売店来客数の日別数を示す。生協 売店は土・日・祝日及び年末年始期間を休業日として いる。この年の営業日数は246日であった。

図 営業日毎の来客数



年平均した1営業日あたりの来客数は571.4人、標準 偏差は55.5人である。ゴールデンウィークや8月旧盆 前後には来客数の落ち込みが見られるが、そのほかの 期間はほぼ一定で、「固定客層」が中心となっている。 しかしながら、標準偏差の50人程度の来客数の変動は 弁当類の売り上げに大きな影響を及ぼすため、この変 動の要因を分析する。以下では、ゴールデンウィーク

(4月28日~5月7日)と旧盆期間(8月9日~8月18日)を除いた236日間のデータで分析を行う。

### 3. 来客数に変動を及ぼすと思われる要因の分析

生協売店(気象庁ビル)の周辺には、大手町地区再 開発事業で高層ビルが林立するようになり、食事を提 供する店舗が増加した。このため、昼食弁当を出勤途 上に購入したり、昼休み時間に外出して購入したりす る人も増えており、近年、売店の利用者数は逓減傾向 にある。このような中で、雨天時や屋外の気温が極端 に高い日、低い日には多くの人が庁舎からの外出を控 えるため、生協売店を利用する人が増えるという経験 則があり、この正否について検証してみた。

#### 3.1 雨天が来客数に及ぼす影響

気象庁ビル(東京都千代田区大手町)における昼食 休憩の開始時刻である12:00の天気が「降水あり」で ある日を雨天日とした。期間中24日の雨天日があった。 雨天日の11時~13時の2時間降水量が0.0mm、0.5mm か1.0mm、1.5mm以上の3階級に分類し、来客数が1営 業日前、1営業日後の来客数に比べて極大であるときを 「正相関」、極小であるときを「逆相関」、どちらでも ないときを「無相関」とした。検証結果を表1に示す。

雨天と来客数の相関関係

表 1

	正相関	無相関	逆相関
0. Omm	3	3	1
0. 5m か 1. 0mm	4	3	1
1.5mm 以上	5	3	1

0.0mmでは正相関か無相関が多く、0.5mmか1.0mmと 1.5mm以上では正相関が最多となった。どの階級でも無 相関日も正相関日に近い日数があり、逆相関の日もあ る。この結果から、傘が必要な程度の降水強度の場合 は、来客数が増加する傾向が認められる。

#### 3.2 極端な高温、低温が来客数に及ぼす影響

夏場の場合は極端に暑い日、冬場の場合は極端に寒い日に来客が増えるかどうかを検証した。ここでは「夏期間」を7月1日から9月30日の55営業日、「冬期間」を2017年12月1日から12月28日及び同年1月4日から2月28日を連結した59営業日を検証対象とした。

夏期間では日最高気温の平年差と来客数との相関係 数は0.2581で、有意な相関は認められなかった。また、 冬期間では、同じ相関係数は0.1685で、夏期間よりも 低い相関係数であるうえ、想定した逆相関とはならな かった。また、平年差が±4℃以上の日について個別の 状況を調べたが、有意な相関は認められなかった。

#### 3. まとめ

気象庁では災害発生時には執務室で食事できる弁当 類の売り上げが伸びる。また、サッカーワールドカッ プの日本対ベルギー戦が行われた日には、未明のテレ ビ観戦のためか休暇を取った人が多く、弁当類が大量 に売れ残った。このように、気象以外の要因もあって 予測は単純ではない。弁当類の販売数の量的な予想に ついては現時点では難しいと言わざるを得ない。

## 暖湿流場における水蒸気収束/降雨バランスの揺らぎと 周期的局地温度場との共鳴

伊藤 忠 (一社)日本気象予報士会東海支部

#### 1. はじめに

局地場が総観場の気象に影響を与え、現象をより強 化することがある[1, 2]。「平成 27 年 9 月関東・東北豪 雨」の場合、関東地方に周期的に並んだ強雨域が見ら れた[3]。この周期配列した強雨域の形成に、このとき の水蒸気収束/降雨バランスの揺らぎと局地温度場の周 期構造との共鳴が寄与したと思われるので、これにつ いて考察する。

# 水蒸気収束/降雨バランスの揺らぎと強雨域の周期的分布

図1は,2015年9月10日6時(日本時間)の気象庁 のアメダスデータから作成した気温分布図に気象庁レ ーダー画像[3]を重ねたものである。 気象庁 MSM デー タによれば、同時刻の関東地方の上昇流は、 @25hPa ≈-30 hPa/h, ω<sub>soupa</sub>≈-100 hPa/h の程度であった。連続の方程 式から空気の収束量は - div v≈1 h<sup>-1</sup>≈3×10<sup>-4</sup> s<sup>-1</sup> と見 積もられる。1つの強雨域を南北 50 km, 東西 30 km と 見積もり、この強雨域への収束流の厚さを三隅ら(2008) にならい1600m[4]と見積もる。収束流の代表的な気圧 面を 850 hPa と考え、水蒸気混合比 x をこの高さの値で 代表する。館野のゾンデ観測によれば  $x \approx 0.011$  kg/kg (850 hPa)であった。これらの値から一つの強雨域に収 束した水蒸気量 $q_c$ は $3 \times 10^{10}$  kg/h と計算される。一方, 強雨域の降水強度をレーダー観測から 50 mm/h, 持続 時間をアメダスデータから0.5hと見積もり、凝結した 水蒸気量のうち 50% が降水したと見積もると[4,5], gn ≈8×10<sup>10</sup> kgの水蒸気が凝結によって失われたことにな る。これを補充するためには qp/qc≈2.7h≈10000 sか



図1. 中部・関東の気温分布図と気象庁レーダー画像

かる。館野の 850 hPa での風速 12 kt = 6 m/s から,これ だけの水蒸気が補充される間に気流は約 60 km 進むこ とになり,強雨域が 60 km 間隔で並ぶことになる。

#### 3. 関東地方の温度場と強雨域の分布

図1を見ると、関東地方では中部山岳から張り出す 寒気と南東海上から侵入する暖気が交互に入り込む温 度場が形成されている。強雨域は寒気と暖気それぞれ の先端部に分布している。この間隔は約60kmである。

### 4. 周期的降水域形成と周期的温度場の共鳴

図2は、下層に寒気と暖気が約60km間隔で交互に 流入する場を一様な収束をもつ帯状暖湿流が通過する 状況を示したものである。暖湿流が寒気に当たるとそ れに乗り上げ、上昇流が強化される。一方,暖気が流 入するところはより不安定であるので上昇流が強化さ れる。水蒸気収束/降雨バランスの揺らぎによって形成 される強雨域の周期と局地温度場の周期が一致すると, ブランコを漕ぐと揺れが増幅するように,周期的に上 昇流が強化され,降水増強に寄与すると考えられる。



を通過する一様収束をもつ帯状暖湿流

- [1] 伊藤忠 (2016):日本気象学会秋季大会予稿集, B211.
- [2] 山川修治 他 編 (2017):気候変動の事典, 朝倉書店, p. 36.
- [3] 気象庁 (2015): http://www.jma.go.jp/jp/radnowc/, 2015 年 9 月 10 日閲覧.
- [4] 三隅良平, 圓山憲一 (2008):天気, vol. 55, pp. 567-580.
- [5] 浅井冨雄 他 (1981):大気科学講座2 雲や降水を伴う大気,東京大学出版会, p. 216.

# 最低気温前日差から見た冬季北海道の際立った気候

\*関 陽平, 立花 義裕, 西井 和晃, 飯島 慈裕(三重大院生物資源)

### 1. 研究背景

天気予報などで耳にする気温の前日差は、体感温 度に関係しており、寒暖差アレルギーや熱中症など の健康面への被害だけではなく、商品の売り上げ等 に関連する経済的にも重要な指標である.

どの地域どの季節で前日差が大きいかを気候学的 に理解しておくことは重要である.しかし,前日差 の地域性・季節性について詳細に検討した研究例は 無い.今回は最低気温の前日差に着目して,地域性・ 季節性を気候学的に解析した結果を報告する.

結論から記述すると,北海道の冬季は最低気温前 日差が非常に大きい.そのため,北海道と比較して, 最低気温前日差が大きい条件を考察していく.

### 2. 解析手法

本研究では観測値である AMeDAS のデータを用 いる.解析期間は 1986 年から 2015 年までの 30 年分 で(欠損日を除く),対象の地点は 8 割以上のデー タ日数が存在する 818 地点とする.

前日差を気候学的に評価するために以下に示す手 順で気温急低下指数と気温急上昇指数の二つの指数 を定めた.前日差の30年分の各月毎の10パーセン タイル値を求める.その後,10パーセンタイル値以 下の前日差の値を条件として標準偏差の計算を行っ たものを気温急低下指数とした.同様に,90パーセ ンタイル値以上の前日差を条件としたものを,気温 急上昇指数とする.これらの指数の値が大きいほど, 10日に1回ほどの頻度で起こる前日差が大きいこと を示す.

### 3. 結果

気温急低下指数と気温急上昇指数の月ごとの気候 値を求め、全国と北海道のそれぞれの地点において 平均を示す(図1).その結果、冬季に気温急変指 数が大きく、夏季には小さいことが示された.北海 道の冬季は全国平均よりも際立って大きい.次に、 地域性を評価するために、各月毎に全国マップを作 成した(図2).やはり、北海道に大きなシグナル が存在する.

冬季の北海道に大きなシグナルが見られることか ら、最低気温前日差には気温そのものが大きく関係 している可能性が示唆される.そこで,全国の地点, 全月において、最低気温と気温急上昇指数との関係 を示す(図3).最低気温が低いほど気温急上昇指 数が大きくなっているが,0℃付近では値が小さくな っている.これは気温変化に使われるエネルギーが 相変化に使われていることを反映していると考えら れる.これらのことから最低気温前日差には気温を 含め、水蒸気の影響が大きいことが示唆される.北 海道の2月は最低気温の気候値が0℃未満であるた め、最低気温前日差が大きい地域であったといえよう.



図1. 全国平均した気温急上昇指数(丸実線)と気温急低 下指数(三角破線),北海道のアメダス地点で平均した気 温急上昇指数(四角実線),気温急低下指数(ばつ破線) のそれぞれ気候値を示す.



図2. 2月の気温急上昇指数の気候値の全国マップ. 色は 気温急上昇指数[℃]の値を示す.



図 3. 日最低気温[℃](横軸) - 気温急上昇指数[℃](縦 軸)の散布図を示す. それぞれ月毎の気候値を示し,プロ ット数は818 地点×12 か月分である.2月の北海道の値は 強調するために四角で表記する.

## 関東地方の雨雪判別

# -2018年1月22日の降雪事例より-

### 中山秀晃(日本気象予報士会)

### <u>1. はじめに</u>

日本海側の多雪地域と比べると、関東地方平野部におけ る雪に対する備えは不十分である。頻度は少ないものの、 都心で10 c mを超える積雪となれば、交通機関はマヒし、 通勤通学の足に大きな影響を与える。また、路面凍結によ り転倒事故が多発し、流通が寸断され生活物資が不足する など人々の暮らしを直撃する。

関東地方の雪に関する気象・防災情報は、近年の多方面 からの研究成果により、質・量ともに改善がみられるもの の、これをメソスケールからローカルスケールの現象とし て捉えると、信頼性の高い雨雪判別予報や積雪予報を提供 するまでに至ってはいない。関東地方における雪の観測地 点は少なく、「溶ける」という雪の性質上、降雪時を逃すと 観測ができないため、降雪状況の把握をさらに困難にする。 観測体制の充実と降雪事例の集積が求められる。

気象観測を補う方法として、Web上の降雪情報を活用 した関東地方の雨雪判別及び積雪情報の記録を2008-2009 年の冬から実施している。また2017~2018年の冬から、 防災科学研究所の気象情報収集システムである「ふるリ ポ!」による観測情報の記録を従来のデータに追加した

(第1図)。今回は東京都心で23cmの積雪となった2018 年1月22日の降雪事例を報告する。

#### 2. 2014 年大雪事例との類似性

当日の気圧配置をみると、1月22日9時に九州の南に 位置した1008hPaの南岸低気圧は、発達しながら関東南 岸(八丈島付近)まで東進し、そこから北東方向に進路を 変え、翌23日9時には岩手県の東方海上で中心気圧962hPa に達した。本事例を2014年2月8日及び14日の関東大雪 事例と比較すると、低気圧の通過経路や発達の仕方に類似 性がみられることから、南岸低気圧通過にともなう関東大 雪の典型事例の一つと考えられる。

### 3. 結果と課題

- ①雨雪判別から、今回の降雪は22日6時~9時に東京西部や茨城南西部から始まり、徐々に降雪域が拡大、12時~15時には、千葉県を除く関東全域で降雪となった。
- ②千葉県は15時移行に西部から徐々にみぞれから雪に変わり18時~21時には銚子付近を除きほぼ関東全域が降雪となった。銚子地方気象台では15時に一度みぞれを観測しているが、それ以降は雨が続いた。一方、銚子のすぐ南に位置する旭市では積雪報告があった。
- ③この房総半島における降雪域の拡大は、低気圧の接近にともない茨城県西部から千葉県北部にかけてのアメダス風向が北東から北に変化し、地上気温0℃程度の寒気が南方向に拡大したことと対応している。
  ④積雪情報図(第2図)から、今回の積雪の中心は

関東平野の西部にあり 20cm 以上の積雪情報が西側に集中し、東方に行くに従って 10cm~20cm、0~10cm と積雪量は徐々に減少していく。

- ⑤2014年の2回の大雪と比べると、秩父で13cm、甲府で 5cmなど山間部の積雪は少なかった。
- ⑥「ふるリポ!」とのデータ共有で情報に対する信頼性は高まったが、データ収集域が偏っており、千葉県や茨城県の沿海部など、「情報が少ない地域のデータを如何にして入手するのか」という点が検討課題である。☆参考文献:
- (1)中山秀晃ほか,2014: 関東地方の雨雪判定と降雪情報 の開発 日本気象学会秋季大会予稿集 B356
- (2) weathernews 社, 2018:1月22日、南岸低気圧に伴う関 東地方の大雪 Wx Files Vol.44 ほか







第2図:2018年1月22日の積雪情報図

青森県における積雪期の雪害による被災者数とその推測 小関英明(青森職業能力開発短期大学校)

### 1. はじめに

筆者は、青森県の積雪期における雪害について調査 してきた.ここ数年は雪による災害が多く発生し、被 災者の数も増加している.そこで、1980-1981 年期以降 の青森県における積雪期の雪害による被災者数の推移 を示すと共に、被災者が最も多い一月における屋根雪 関連の被災者数の推測に関しての一考察を行った.

#### 2. 青森県の雪害による被災者数の推移

青森県では、積雪期の雪害による被災者が増加して いる.特に、2010-2011 年冬期より、2014-2015 年冬期 までは5年連続で100人以上の被災者を出している. 図1に過去20年間の青森県における雪害による被災者 数を示す.





過去 20 年の平均では、年間の死者 5.7 人、傷者 89.2 人であるが、1998-1999 年からの 10 年では、死者 4.6 人、傷者 71 人に対して、最近 10 年では死者 6.7 人、傷 者 107.4 人と増加している.

#### 雪害による被災者数の推測

佐藤,小関の調査[1]より,雪害による多くは,1月 の屋根雪関連の雪害による被災者である.そこで,1 月の気候に注目し,1997年から2018年にける弘前市の 1月の月平均気温と最深積雪深の分散図上において,1 月の屋根雪関連被災者をプロットした図を図2に示す. 気象データは,気象庁のアメダスデータを用いた[2].





図2の中で、0℃以下の領域について、直線PQおよ び直線RSにより領域Ⅰ,領域Ⅱ,領域Ⅲに分けられる それぞれ領域 I では「屋根雪関連災害の起こる可 能性が低い」,領域Ⅱでは「屋根雪関連災害の起こる可 能性が高い」,領域Ⅲでは、「深刻な屋根雪関連災害の 起こる可能性が高い」と予想される.小関,佐藤[3]は, これらの領域における被災者数を,領域Ⅰ:領域Ⅱ: 領域Ⅲ=2<sup>2</sup>, 4<sup>2</sup>, 6<sup>2</sup>, と推測した. さらに, 屋根雪関連 の被災者数をn(人)とし、これを1月の月平均気温 T(℃) と最深積雪深 H(cm)より予測するために、月平均気温 と最深積雪深とで重回帰分析による重回帰式を求めた ところ, n≥0 の範囲において, n =-18.7-5.0T + 0.43H となった. 有意 F 値は 1.604×104 であるので, 有意であると考えらえる.t値およびP値の比較から、 1月の屋根雪関係の被災者数は、平均気温より最深積雪 深の要因が大きいと考えられる. 気象庁発表の長期予 報では、気温、降水量および積雪量を平年値と比較し て予想しており、これらから最深積雪深を予測するこ とができれば、1月の屋根雪関連の雪害における被災者 数の予測が可能であると考えられる.

- [1] 佐藤,小関, 2011, 東北の雪と生活, 26, 42-45.
- [2] 気象庁,過去データの検索, http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php, (2017/4/5 確認).
- [3] 小関, 佐藤, 2015, 東北の雪と生活, 30, 22-27.

## ニューラルネットワークを用いた新潟県内の冬期降水域の解析 高野 哲夫((一社)日本気象予報士会)

#### <u>1.諸言</u>

冬になると、東北・北陸地方の日本海側の地域は豪雪に 見舞われる.このため、地域の住民や行政・産業界の雪の 情報に対する関心は非常に高い.

筆者はこれまで、新潟県中越地方における冬期の局地気 象についてアプローチを重ねてきた.高野(2013)では、 長岡市周辺の降雪量と時間帯の関係について分析を試み た.続いて高野(2014)では、悪天が多く日射が弱い冬 期でも、海陸風や山谷風のような、気温の日変化に対応す る風の日変化が存在することを示した.

また,ニューラルネットワークを用いた数値モデル(以下,ニューロ・モデル)を独自に構築し,サクラ開花日の 学習・予測実験(高野 2015)や,山形県内の冬期降水域 の分布について解析を試みた(高野 2016).

そこで今回は、冬期の季節風の強弱と新潟県内における 降水域(降雪域)分布の関係について、ニューロ・モデル を構築し、解析を試みた.

#### 2.ニューロ・モデルの構造と学習

第1図にニューロ・モデルの構造を示す.21時と翌09時の高層観測(輪島)の850hPa面/925hPa面における 風ベクトルの東西(U)成分,南北(V)成分を入力変数 (説明変数)とし,新潟県内42地点における各々の地上 の相対降水量を出力変数(目的変数)とした.

ここで,地点*i*の12時間降水量(観測値)を*x*,とし, 42地点の平均値を*m*,標準偏差を*σ*とすると,地点*i*の 相対降水量*z*,は次式で定義される.

$$z_i = \frac{x_i - m}{\sigma}$$

学習に用いる入力変数と出力変数のパターン(教師デー タ)は、2000~2015年の各1~2月の観測値を基に235 パターン用意した.ニューロ・モデルは全パターンを20 万回反復する仕様で、誤差逆伝播法により学習を行う.

#### 3.ニューロ・モデルの計算結果

第2図には、850hPa面の風向が西南西の場合の計算結 果(相対降水量の分布)を示した.ここで、相対降水量が 0.5以上の領域を極大域とし,斜線で表記した.この結果、 極大域は中越地方から下越地方にかけて分布する様子が 解析された.また、季節風が強まるにつれて、さらに風下 側(山側)にシフトする傾向も表れている.

第3回には,850hPa面の風向が西北西の場合の計算結 果を示した.ここで,第2回と同様に,相対降水量が0.5 以上の極大域を斜線で表記している.この結果,極大域は 中越地方から上越地方にかけて分布する様子が解析された.また,季節風が強まるにつれて,さらに風下側(山側) にシフトする傾向も表れている.

以上の特性は,925hPa 面の風向・風速を用いた場合で も再現された(図略).

#### 4. 考察

ニューロ・モデルによる解析の結果,925hPa 面および 850hPa 面における季節風の風向・風速と地上の降水域の 分布との間に一定の関係があることが示された.すなわち, 降水域は季節風の風下側を中心に分布し,風速が増すにつ れてさらに風下側(山側)にシフトする傾向がある.







第2図.相対降水量分布パターン(季節風は 850hPa 面) (左:西南西 10m/s,右:西南西 20m/s)



第3図.相対降水量分布パターン(季節風は 850hPa 面) (左:西北西 10m/s,右:西北西 20m/s)

#### 5. 参考文献

高野哲夫,2013:新潟県中越地方における降雪量と時間帯の関係―除雪作業支援の観点から―.天気,(60),591-596. 高野哲夫,2014:新潟県中越地方における冬期間の気温と 風の時刻依存性の検討.天気,(61),549-555. 高野哲夫,2015:ニューラルネットワークによるサクラ 開花日の学習・予測実験.天気,(62),807-812. 高野哲夫,2016:ニューラルネットワークを用いた山形 県内の冬季降水域・気温分布の解析.日本気象学会2016 年度春季大会講演予稿集 P406.

### 2018年度秋季大会講演予稿集 編集

(五十音順)

[講演企画委員会]

委員長 仲江川敏之

副委員長	平松	信昭	廣岡	俊彦	堀之内	可 武		
委員	青柳	曉典	石戸谷	全重之	〇石元	裕史	○伊藤	純至
C	◯上清	直隆	○宇野	史睦	太田洋	牟一郎	日下	博幸
	楠	研一	○工藤	玲	○澤田	洋平	清水	厚
	竹見	哲也	出牛	真	那須里	予智江	西森	基貴
C	◯橋本	明弘	平原	翔二	廣川	康隆	藤部	文昭
C	◯益子	涉	松山	洋	三好	建正	茂木	耕作
C	◯横田	祥				(〇印	: 委員会事	「移局)

[大会実行委員会]

大会実行委員長	大林	正典			
大会実行副委員長	青木	周司			
事務局長	岩渕	弘信			
実行委員	稲飯	洋一	岩崎	俊樹	大久保 忠之
	小久得	保綾香	杉山	公利	西尾 利一
	早坂	忠裕	渕上	隆雄	正木 孝志
	森本	真司	山崎	岡川	

編集兼発行者	2018年9月30日 発行 公益社団法人 日本気象学会 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内
印刷所	株式会社 インプレッソ 東京都文京区関ロ1-34-9アネックス早稲田1F
	定価 3,500円(消費税込み)











