2019年度春季大会講演予稿集

会期:2019年5月15日(水)~5月18日(土) 会場:国立オリンピック記念青少年総合センター (東京都渋谷区代々木神園町3-1)

115

2019年5月

日本気象学会



大学や研究機関において創出されるビッグデータは近年、大容量化の一途を辿っています。特に 画像データ、センシングデータ、音声データなど非構造化データの極端な大容量化は目まぐるし い状況です。これらのビッグデータを有効的に活用するために、NVIDIAのTESLA V100を利用 したディープラーニング(深層学習)向けの需要が伸びている状況を鑑み、ニューテックでは、

ビッグデータを格納する高信頼性の大容量ストレージを搭載し

- •OS領域には、トリプルミラードライブを搭載し
- TESLA V100を最大で4枚搭載可能な

Cloudy DPを発売いたします。

LINEUP

型名
NCDYX008T08SAS4ZA26
NCDYX008T04SAS4ZA26
NCDYX010T08SAS4ZA26
NCDYX010T04SAS4ZA26

最大で4枚搭載可能

Ćlouc



Tesla V100(保証3年) 型番:NVTV100-32G

トリプルミラー

ボックス

機器概要

- •Xeon GOLD6128(6core/12thread/3.4Ghz)×2CPU
- •DDR4-2666 256GB(Max 1TB)
- •QPI up to 9.6GT/s
- SAS12Gbps Backplane/Expander
- •Date用:3.5"HDD×8(最大)*1
- ●Date用:3.5"NVMe SSD×4(最大)*1
- •OS用:3.5"1slot(2.5"×3 Mirror)
- •RAIDレベル(0/1/5/6/10/50/60)
- •10GBase-T×2ポート
- •2200W×2(100V/200V兼用)
- Linux (CentOS/Ubuntu)
- ★1:最大で合計8台まで。 ディスク部分については、カスタマイズ可能です。 (HDDとNVMe SSDの混在)



5.25" bay – Inchbox 5.25" bay – option 5.25" bay – option 4T~10TB×8 RAID6 (MegaRAID直結) NVMe SSDを搭載可能

●仕様、デザインは、予告なく変更することがあります。 ●一般に、各商品名は各社の登録商標または商標です。

■その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合せは、弊社第一営業部一課(学術研究機関担当)まで 導入からサポートまでストレージのことならニューテックへ

株式会社ニューテック 〒105-0013 東京都港区浜松町2-7-19 KDX浜松町ビル http://www.newtech.co.jp 第一営業部一課担当:久保田・松田・三島・高埜(専任SE) Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp







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℃ 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 ·防塵防水規格:IP65 ·IF:RS-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 ·集雨面積:200cm² ·測定精度 :±0.1mm ·動作温度 :=40℃~+60℃(無結露) ・防塵防水規格:IP65(ハウジング部) IE: BS-485 ·電源 :DC9.6V~28V ·消費電力:12V時、最大15mA ·慨寸等:H750×W4500/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



水象·船舶·電波 株式 日本エレクトリック・インスルメント ANEOS www.nei.co.jp E-mail:info@nei.co.jp

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 〒980-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11 TEL.022-266-3909(代) FAX.022-264-4145 大阪営業所 〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 TEL.06-6309-8251(代) FAX.06-6309-8268 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

あ

R

ゆる

MS-80,日射計の最高峰。

First response & spectally flat class A

2018年11月, ISO9060 日射計規定が改定されました





英弘精機株式会社

www.eko.co.jp TEL: 03-3469-6711

()

0120-208-685

nissha@eko.co.jp

日本気象学会 2019 年度春季大会 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 (2019 年 4 月 17日現在;50 音順).厚く御礼申し上げます.

アプライド株式会社*+

国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構*

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+

クレイ・ジャパン・インク

クロスイメージング株式会社+

株式会社工学気象研究所+

株式会社構造計画研究所+

サイバネットシステム株式会社*

三報社印刷株式会社

全日本空輸株式会社

株式会社ソニック+

東京大学出版会*

トーテックス株式会社

株式会社日本エレクトリック・インスルメント*+

日本海洋事業株式会社+

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*

ビジュアルテクノロジー株式会社*

株式会社プリード*

明星電気株式会社*

株式会社ライフビジネスウェザー

(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.

日本気象学会 2019 年度春季大会

会期:2019年5月15日(水)~5月18日(土)

会場:国立オリンピック記念青少年総合センター

〒151-0052

東京都渋谷区代々木神園町 3-1 <u>https://nyc.niye.go.jp/</u>

大会実行委員会担当機関:東京大学大気海洋研究所

大会委員長: 木本 昌秀 (東京大学大気海洋研究所)

当日の会場への連絡先: 大会実行委員会事務局(国立オリンピック記念青少年総合センター409会議室) TEL: 04-7136-8141(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.

交通の案内:

小田急線より

新宿駅より各駅停車 約3分

参宮橋駅下車 徒歩約7分

地下鉄千代田線より

代々木公園駅下車(代々木公園方面4番出口)徒歩約 10 分

京王バスより

新宿駅西口(16番)より 代々木5丁目下車 渋谷駅西口(40番)より 代々木5丁目下車





会場案内図

大会行事予定

A会場	: セミナーホール 417(センター棟 4F)
B会場	: 309 会議室(センター棟 3F)
C会場	: 310 会議室(センター棟 3F)
D会場	: 311 会議室(センター棟 3F)
ポスター会場	:401・402・403・405 会議室(センター棟 4F)
(リカル、レブ、フロモル

総会・記念講演・シンポジウム:大ホール (カルチャー棟) : 416 会議室(センター棟 4F) 受付 :409 会議室(センター棟 4F) 大会事務局 懇親会 :レセプションホール(国際交流棟)

(企業展示会場・リクルートブース併設)

()内は講演数と講演番号

		A会場	B会場	C会場	D会場
5月15日	10:00~	気候システムI	中高緯度大気	観測手法I	専門分科会
(水)	11:30	(6, A101~A106)	(4, B101~B104)	(6, C101~C106)	「気象庁データを利用
					した気象研究の現状と
					展望」
					(4, D101~D104)
	$11:30 \sim$	ポスター・セッション	(35, P101~P135)		
	12:30	吹 = レン・フ ニ / T	₩毎毎毎買いマニノ	声明八利ム	声明八利ム
	$15:30 \sim$ 17:00	降水ンステム $(12 \land 151 \circ \land 162)$	初貝個琛ンAテム (5 D151~D155)	専门方件云	専門ガ州云 「車アジアズ近年政州
	17:00	(15, A151/~A165)	(3, B151, ~B155)	トレスわりる・9万かも	「東ノンノし近平光生」
			15,15	こらり利して気象子と, 後継衛星への期待	9 る極端洗豕に刈りる 地球温暖化の客互レス
				(13 C151~C163)	の将来予測
			$(5, B156 \sim B160)$	(13, 0151 0105)	(13, D151~D163)
5月16日	09:30~	降水システムⅡ	気候システムⅡ	気象予報I	大気境界層
(木)	11:30	(8, A201~A208)	(8, B201~B208)	(8, C201~C208)	(8, D201~D208)
	11:30~	ポスター・セッション	(34, P201~P234)		
	12:30				
	13:30~	総会			
	15:20				
	15:30~	学会賞,藤原賞,岸保	・立平賞受賞記念講演		
	17:30				
	18:15~	懇親会			
5 1 1 5 1	20:15		「伝行、マニノ田		
5月17日	$09:30 \sim$	降水システム山	気候システム世	気家 之報Ⅱ	
(金)	11:30	$(7, A301 \sim A307)$	$(8, B301 \sim B308)$	(8, C301~C308)	$(7, D301 \sim D307)$
	$11:30 \sim$	「ホスター・セッション	(34, P301~P334)		
	12:30		属シュティレーズの 気候	ስជሙ፣	
	15:50	シンホンウム「多里陌」		が刺え」	
5日18日	17.00	執帯大気・公園⊺	気候システムW	与兔予叝Ⅲ	雪物理
(十)	11.30	$(6 \text{ A401} \sim \text{A406})$	$(7 \text{ B401} \sim \text{B407})$	$(8 C401 \sim C408)$	$(8 D401 \sim D408)$
()	$11:30\sim$	ジュニアヤッション	(1,2101 2101)		(0, 2101 2100)
	12:30				
	13:30~	公開気象講演会	熱帯大気・台風Ⅱ	観測手法Ⅱ	専門分科会
	17:00	「新元号を迎えて~平	(13, B451~B463)	(13, C451~C463)	「GEWEXアジアモンス
		成の30年間を振り返り、			ーン水文気候学研究の
		新時代の気象災害に備			新しい挑戦」
		える~」			(10, D451~D460)

発表件数: 299件(専門分科会 40,一般口頭発表 156,ポスター103)

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気象研究所内 講演企画委員会 (E-mail: kouenkikaku2019s@mri-jma.go.jp) まで

-3-

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>14分</u>(講演11分・質疑3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、<u>縦 150</u> <u>cm×横 180 cm</u>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以下の通りです. <u>会場の都</u> 合上時間厳守でお願いします.
 - ✓ 第1日の発表者は5月15日09:30~17:30
 - ✓ 第2日の発表者は5月16日09:00~17:30
 - ✓ 第3日の発表者は5月17日09:00~17:30
 - ✓ 第4日の発表者は5月18日09:00~13:00
- 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 は下記の通りです.

保育施設 「セルリアンタワーポピンズキッズルーム」 住所 〒150-0031 東京都渋谷区桜丘町26-1 セルリアンタワー東急ホテル3F(渋谷駅徒歩5分) TEL: 03-5728-1377 FAX: 03-5728-1377 https://www.poppins.co.jp/nursery/cerulean.html

完全予約制のため、利用希望日の1ヶ月~2日前までにご予約ください.3日前まではご予約・お問い合わせフォームにて予約、2日前の場合は電話でのお問い合わせをお願いします.保育対象年齢は、生後57日から就学前までです.また、学会からの保育補助は

下記の保育支援ガイドラインに則ります.

http://jinzai.metsoc.jp/files/childcare_support_guideline.pdf 上記は情報提供のみであり,保育施設への申し込み は直接利用者個人で行ってください.補助の申請は事 前に気象学会事務局・下記担当者へ5月8日(水)ま でにご連絡下さい.

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 気象学会事務局 E-mail: chief@metsoc.jp TEL: 03-3216-4403

大会実行委員会からのお知らせ

-4 -

本大会では,前納受付者には事前に大会参加票と 「日本気象学会 2019 年度春季大会ハンドブック・シ ンポジウム要旨集」を郵送します.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、大会受付までお越しください.当日参加 者への予稿集の配布用に USB メモリを用意しますが、 混雑防止のため、できる限り予めダウンロードしてか らお越しください.なお、施設には無料 WiFi サービ スはありません.

シンポジウム「多重階層システムとしての気候の研究」

日時:2019年5月17日(金) (大会第3日)13:30~17:00 会場:国立オリンピック記念青少年総合センター 大ホール (カルチャー棟) 司会:高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

※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:

気候は、雲や乱流の微物理から地球をめぐる大気海洋の大循環、雪氷や植生まで、非常に幅広い時空間スケー ルの現象によって幾重にも階層化したシステムとして成り立っています.気候の研究は、そのリンクのひとつひと つを解読したり、それらを総体としてモデル化したりする作業ともいえます.本シンポジウムでは、このような 「多重階層システムとしての気候の研究」について、様々な専門分野で第一線に立つ講師陣に、最新の科学的知見 や取り組み、および、将来展望についてご講演いただくことを計画しました.この機会に、会場の参加者の皆さま とご一緒に気候の研究について様々な側面から議論することができれば幸いです.

プログラム:

 「今後 10 年の気候研究の課題と展望」 木本昌秀 (東京大学 大気海洋研究所) 2. 「地球温暖化時代の気候研究」 三枝信子 (国立環境研究所 地球環境研究センター) 3. 「雲と雨のマルチプラットフォーム観測」 高橋暢宏 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所) 4. 「マイクロスケールと気候スケールの研究の連携可能性」 (東京大学 大気海洋研究所) 伊藤純至 5. 「熱帯域成層圏-対流圏結合系における多階層連結過程」 余田成男 (京都大学 大学院理学研究科)

総合討論

総会

- 日時:大会第2日(5月16日)13:30~15:20
- **場所**:国立オリンピック記念青少年総合センター 大ホール(カルチャー棟)

議事次第

- 1. 開会
- 2. 議長選出
- 3. 理事長挨拶
- 4. 2019年度日本気象学会賞授与
- 5. 2019年度藤原賞授与
- 6. 2019年度岸保·立平賞授与
- 7. 2018年気象集誌論文賞及びSOLA論文賞授与報告

- 8. 議事
 - (1) 2018年度事業報告
 - (2) 2018年度決算報告
 - (3) 2018年度監查報告
- 9. 報告
 - (1) 2019年度事業計画
 - (2) 2019年度収支予算
 - (3) その他
- 10. 議事録署名人の指名
- 11. 議長解任
- 12. 閉会

専門分科会の概要紹介

気象庁データを利用した気象研究の現状と展望

- 日時:2019年5月15日(水)(大会第1日)10:00~11:30 場所:D会場
- **趣旨**:気象庁と気象学会との包括的共同研究契約である「気象研究コンソーシアム」が締結されて11年が 経過しました.コンソーシアムでは、数値予報用実

況解析,各種数値予報データなどの気象庁モデルの 出力データのみならず,海面水温解析値や気象衛星 ひまわり8号データなどの最先端の解析・観測デー タの提供などを通じ,気象研究とその研究成果の社 会還元の促進に努めています.

本分科会では,

(1) 数値予報の出力データを利用した研究

-5-

- (2) 気象衛星ひまわり 8 号データなど新しい観測デ ータを用いた研究
- (3) 数値予報モデル・データ同化手法の開発と精度向上の研究

などに関する講演を募集し、気象庁データが拓く新し い気象研究について展望します.なお、本分科会への 講演申込には、コンソーシアムへの参加の如何は問い ません.

世話人: 坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所), 余田成男(京都大学大学院理学研究科),石田純一(気 象庁予報部数値予報課),長谷川昌樹(気象庁総務部 企画課)

ひまわり 8・9 号がもたらす新しい気象学と、後継 衛星への期待

日時:2019年5月15日(水)(大会第1日)13:30~17:00 場所:C会場

趣旨: 2014年10月に打ち上げられた「ひまわり8号」 は、それまでの静止衛星と比べ大幅に機能が強化され、台風や局地的大雨などの顕著現象の実況監視に加え、エーロゾルや海面水温、海氷、植生、火山灰などの詳細な監視やデータ同化などに用いられ、防災・気象情報の高度化に大いに貢献するとともに気象学においても新しい知見をもたらしつつある. さらに気象庁では、この「ひまわり8号」およびその同型衛星である「ひまわり9号」で得られた知見や国際的動向を踏まえながら、イメージャのみならずサウンダや雷光センサー等の有効性や搭載可能性を含めて、次の衛星についても議論を開始した.

本大会では、「ひまわり8・9号」の利用成果やプロダクト開発、データ提供、校正・運用等について情報を 共有するとともに、後継衛星への期待や、サウンダや 雷光センサーの活用の可能性等についても幅広く議 論していきたい.

世話人:岡本幸三(気象研究所),中島孝(東海大学), 本多嘉明(千葉大学),増永浩彦(名古屋大学),岩渕 弘信(東北大学),別所康太郎(気象庁観測部)

東アジアで近年発生する極端現象に対する地球温 暖化の寄与とその将来予測

日時:2019年5月15日(水)(大会第1日)13:30~17:00 場所:D会場

- 趣旨:地球温暖化の進行に伴い,将来,猛暑や強雨,強 い台風の増加、積雪の減少等が指摘されている。2018 年は、冬の寒波、夏の豪雨や猛暑、非常に強い勢力の 台風の上陸等,異常気象が多発した.異常気象やそれ に伴う極端現象は様々な自然変動の影響を受けて発 生するが,地球温暖化が寄与した可能性もあり,研究 の進展が求められている. そこで本専門分科会では, 日本を含む東アジアで生じる極端現象に対する過去 から将来に渡る人為起源地球温暖化の影響について, 様々な視点から議論する. 降水・気温等の頻度変化や、 梅雨前線, 台風, ストームトラック, Atmospheric River, 海洋との相互作用等の極端現象を引き起こす要因の 変化について,過去データの統計的解析,大規模アン サンブル,高解像度全球モデル・領域モデルによるダ ウンスケール実験, 個別の異常気象に対する Event Attribution 等様々な手法による研究を期待する.
- 世話人:川瀬宏明(気象研究所),佐藤正樹(東京大学), 今田由紀子(気象研究所),釜江陽一(筑波大学),佐 藤友徳(北海道大学),竹見哲也(京都大学),森正人 (東京大学),山田洋平(海洋研究開発機構)

GEWEX アジアモンスーン水文気候学研究の新しい挑 戦

日時:2019年5月18日(土)(大会第4日)13:30~17:00 場所:D会場

- 趣旨: GEWEX (Global Energy and Water Exchanges)の もとGAME, MAHASRI と続けられてきたアジアモン スーン水 文気 候学研究の新しい枠組み (Post MAHASRI プロジェクト)が立ちあげられようとして いる. Post MAHASRI プロジェクトは、アジア域の陸 面過程のインパクトと降水過程、スケール間相互作 用の解明を焦点に、季節内から数十年スケールの変 動と気候変動予測の改善に資することを目指す.今 回の専門分科会では、アジアモンスーン研究への多 様な科学的アプローチや問い、2020年に予定されて いる統合観測モデリングイニシアチブ Asia Monsoon Year (AMY)-II への展望を交流する.
- 世話人: 寺尾徹 (香川大学), 鼎信次郎 (東京工業大学), 松本淳 (首都大学東京・海洋研究開発機構)

公開気象講演会のお知らせ

※公開気象講演会への参加は事前申込みが必要です.詳しくは公開気象講演会参加登録のページ (http://www.metsoc.jp/?p=5906)をご覧下さい.参加は無料です.

-6-

- 日時:2019年5月18日(土)(大会第4日) 13:30~17:00
- 場所:国立オリンピック記念青少年総合センター セミナーホール417 (大会A会場)
- テーマ:「新元号を迎えて~平成の30年間を振り返
- り、新時代の気象災害に備える~」
- **主催**:公益社団法人日本気象学会 教育と普及委員 会
- 後援:一般社団法人日本気象予報士会

趣旨:日本気象学会 2019 年度春季大会の開催に合わせて、一般市民の方々に気象に関する最新の研究成果や関心の深い事柄について解説することを目的として公開気象講演会を開催します。

今回は「平成 30 年間の振り返り」をテーマとして 取り上げます.平成の時代を振り返ると,科学技術 の発展による観測技術・予測技術の高度化,気象現 象・災害の特性の変化,社会基盤・制度の変化など,

気象分野を取り巻く環境というものは大きく様変 わりしています.これからの時代の気象災害に備え るためには、平成 30 年間における各分野の変化を 振り返り,最新の知見について正しく理解しておく ことが重要となるでしょう.そこで、今回の講演会 では、「平成 30 年間の振り返り」として、気象予測、 気象災害、気候変動、気象解説の各分野について、 平成 30 年間の変遷や、新時代の展望を紹介してい ただきます. 奮ってご参加くださいますようお願い いたします.

プログラム: _____

- 13:30-13:40 開会挨拶・趣旨説明
 13:40-14:25 「平成 30 年間の気象予測技術の変遷」
 室井ちあし(気象庁)
- 14:25-15:10 「気象災害/極端現象の変化」 加藤輝 之(気象庁)

休憩

- 15:20-16:05「地球温暖化で異常気象はどう変わるか?」渡部雅浩(東京大学)
 16:05-16:50「伝え手側の変化」 南利幸(NHK 気)
 - 象キャスター)

16:50-16:55 閉会挨拶

問い合わせ先:黒木志洸(教育と普及委員会) TEL:03-3212-8341(内線3309,気象庁数値予報課内) E-mail:msj-ed 2019@metsoc.jp

ジュニアセッションのお知らせ

※下記の趣旨のため、多くの学会会員の皆様にご参加いただき、質疑やコメントをくださいますよう、宜しくお願いいたします。

※ジュニアセッション発表者・見学者の参加は無料です.

-7-

- 日時:2019年5月18日(土)(大会第4日)11:30~12:30
- 場所:国立オリンピック記念青少年総合センター (大会ポスター会場)
- **主催**:公益社団法人日本気象学会 教育と普及委員 会・講演企画委員会
- 趣旨:大気や気象に対する若い人たちの興味や探究心が高まることで、より豊かな社会の招来に繋がることを期待し、日本気象学会 2019 年度春季大会の開催に合わせて、高校・中学生世代を対象に「ジュニアセッション」を開催します.生徒たちが自ら行った気象や大気に関する調査・研究の成果を、専門家の前で発表体験し、意見交換することによって調査・研究を深めてもらうことを主な目的としています. 多くの学会会員の皆様にご参加いただき、質疑やコメントをくださいますよう、宜しくお願いいたします.
- 発表・見学の資格:高等学校,高等専門学校生(1~3学年),中学校の生徒(新卒者含む)個人またはグループ.発表者がいない学校の生徒,教諭,引率者も見学できます.

発表形態・発表内容:ポスターセッション形式.内容 は気象・気候や大気についての生徒による調査・研 究成果.詳細は日本気象学会ホームページ (https://www.metsoc.jp/about/educational_activities/junior)

_session/junior_session_2019/intro)をご覧下さい.

- 参加特典:
 - 1. 発表者の全員に対し、「発表認定証」を発行しま す.
 - 2. 日本気象学会ホームページに発表者や発表要旨な どを掲載し,顕彰します.
 - 3. 発表者は、専門家による質疑やコメントを通じ て、研究の要領やヒントを得たり、また参加者間 の交流を深めたりすることができます.
 - 4. 希望者には同日午後に行われる「公開気象講演 会」の聴講席を確保します.

問い合わせ先:公益社団法人日本気象学会

教育と普及委員会 ジュニアセッション担当 E-mail : msj-ed_2019@metsoc.jp(ジュニアセッション担 当)

Tel: 03-3216-4403 Fax: 03-3216-4401 (学会事務局)

研究会のお知らせ

大会期間中とその前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.

第51回メソ気象研究会・台風研究連絡会・第6回 観測システム・予測可能性研究連絡会・第12回気 象庁数値モデル研究会

日時:2019年5月14日(火)(大会前日)13:30~17:00 **場所**:気象庁講堂(東京都千代田区大手町1-3-4)

- テーマ:「線状降水帯・台風予報の精度向上に向けて取 り組むべき課題」
- **コンビーナー**:加藤輝之(気象庁観測),伊藤耕介 (琉球大学),本田有機(気象庁数値予報)
- 内容: 交通政策審議会気象分科会において,「2030年の科 学技術を見据えた気象業務のあり方 ~ 災害が激甚 化する国土, 変革する社会において国民とともに前進 する気象業務~| が2018年8月に提言としてとりまと められました. その中で, 根幹である観測・予測技術の 更なる高度化・精度向上(技術開発)が重点的に取り組 むべき分野とされ,「半日前からの早め早めの防災対 応等に直結する予測精度の向上|及び「数日前からの 大規模災害に備えた広域避難に資する台風・集中豪雨 などの予測精度向上|が具体的な目標として取り上げ られています. そこで, その精度向上に必須である線 状降水帯及び台風の予報精度向上に向けて取り組むべ き課題を明確にし、議論することを今回のメソ気象研 究会, 台風研究連絡会, 観測システム・予測可能性研究 連絡会及び気象庁数値モデル研究会との共催テーマと して取り上げることにしました.

プログラム :

- 13:30-13:40 開会挨拶・趣旨説明
- 13:40-14:10「線状降水帯と集中豪雨について」 加藤輝之(気象庁観測)
- 14:10-14:40 「第2期 SIP 課題「国家レジリエンスの 強化」にむけた線状降水帯に関する包 括的観測実験および予測手法開発プロ ジェクトの紹介」 清水慎吾(防災科研)
- 14:40-15:10 「線状降水帯予測における数値予報の課題」5.15 氏家将志(気象庁数値予報)
- 休憩
- 15:30-16:00 「台風進路予測に残された課題」 榎本剛(京大)
- 16:00-16:30 「台風強度予報の改善に向けて取り組む べき研究課題」 嶋田宇大(気象研)
- 16:30-17:00「台風進路予報における数値予報の課題」米原仁(気象庁数値予報)
- 17:00-17:30 総合討論
- 世話人: 坪木和久(名大宇地研),加藤輝之(気象庁観 測),小倉義光(東大大気海洋研)

問い合わせ先:加藤輝之(気象庁観測)

E-mail: teruyuki_kato@met.kishou.go.jp

注意事項:講堂でのご飲食はご遠慮ください.トイレは 1Fをご利用ください(名札を提示されるとゲートを 通してもらえます).

極域寒冷域研究連絡会

日時:2019年5月15日(水)(大会初日)18:00~20:00 場所:B会場 309会議室(センター棟3F)

テーマ: 南極の広域をより高い精度で観測する

内容:地球温暖化の下,今後の南極の変化は人類の関心 事である.西南極の温暖化と氷床の消耗は進んでいる が,南極氷床の主要部である東南極の変化は比較的小 さい.しかし,東南極でも変化が起こっていることを 示唆するデータがないわけではない.今後の南極の変 化を知るためには,広域の,できるだけ正確な観測が 必要である.南極は代表的な観測空白域の一つである が,南極の研究に携わるものが現在どのようにアプロ ーチしているのかを紹介し,今後,学会員から広く協 力を得る場としたい.

プログラム :

- 1. 最近の南極の気候的変化 平沢尚彦(極地研究所)
- 2. 南極内陸へのAWSの展開 栗田直幸(名古屋大学)
- 3. YOPP-SHへの貢献 より高精度の総観規模循環の 把握に向けて - 佐藤和敏(北見工業大学)

4. 無人飛行機で南極を観測する 林政彦(福岡大学)

問い合わせ先:平沢尚彦(極地研究所)

E-mail: <u>hira.n@nipr.ac.jp</u>

雲·降水研究会

日時:2019年5月15日(水) (大会初日)18:00~20:00 場所:C会場 310会議室(センター棟3F)

テーマ:「巻雲観測」

内容:巻雲は,その光学特性や微物理特性によって, 対流圏界面付近の雲放射や水輸送を介して地球大気 の熱・水・物質循環に関与しており,これらの機構 解明のために,気球や航空機による直接観測やリモ ートセンシングによる観測が行われてきました.近 年では,ますます多様化する衛星観測データをもと に,巻雲の光学・微物理特性のみならず素過程にま で迫る研究も進められています. 本研究会では,雲粒子ゾンデによる観測・解析に取

本研究会では、 雲粒子 シンアによる観測・ 脾析に取 り組んでおられる折笠成宏氏(気象研)と, 衛星観 測データに基づく雲特性解析を手がけておられる岩 渕弘信氏(東北大)をお招きし,巻雲内の雲粒子成 長に焦点をあててお話しいただくとともに,室内実 験やモデリングとの連携,将来展望に関する視点も 含め議論します.

- プログラム:
- 1. 趣旨説明
- 「巻雲の氷晶発生・成長機構に関する観測と実験」 折笠成宏(気象研)
- 3.「ひまわり8号の高頻度観測データを用いた巻雲のラ

-8-

イフサイクルの解析」岩渕弘信(東北大) 問い合わせ先:橋本明弘(気象研究所) E-mail: ahashimo@mri-jma.go.jp

第5回気象学史研究会

日時:2019年5月17日(金)(大会第3日)18:00~20:00 場所:B会場 309会議室(センター棟3F) コンビーナ・司会:三上岳彦(首都大学東京名誉教授)

テーマ:20世紀の気候変動と人為的エアロゾルの影響
 内容:今回の気象学史研究会は、気候変動に大きな影響を与えるエアロゾルの問題を、特に人為的エアロゾルの大量放出が起きた20世紀に注目して取り上げます。地球大気の熱収支について観測と理論から長く考察して来られた大村 纂氏には20世紀気候変化の中でのエアロゾルの役割について、熱収支をその重要な入力である日射量の直接測定から考察して来られた早坂氏には、日射量の変動実態と人為起源エアロゾルとの関連についてご講演をいただきます。これらの講演を通じて、20世紀における人間活動とそ

の気候への影響,さらにはそれらに対する人類の認 識の変遷をも考察する契機になればと考えます. 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:

- 「人為的気候変化要因として重要な温室効果ガスの兄弟:エアロゾル -熱収支気候学の発展の中から-」大村 纂(スイス連邦工科大学チューリッヒ校名誉教授)
- 2.「中国・日本の日射量の長期変動とエアロゾル」 早坂忠裕(東北大学)
- 問い合わせ先:山本哲(気象庁観測課)

TEL 03-3212-8341 (代表)

メールでのお問い合わせは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(2019年3月18日現 在) アプライド株式会社 株式会社気象工学研究所 気象情報通信株式会社 クロスイメージング株式会社 株式会社工学気象研究所 株式会社構造計画研究所 株式会社日本エレクトリック・インスルメント 日本海洋事業株式会社 日本気象株式会社 一般財団法人日本気象協会

2019年度秋季大会の予告

2019年度秋季大会は、2019年10月28日(月)~10月31日(木)に福岡国際会議場で開催される予定です.大会告示は「天気」5月号に掲載予定です.なお、秋季大会の講演申し込み締め切りは2019年7月頃となる予定です.

A 会場

気候システム I

座長: 村治 能孝(株式会社エナジシェアリング)

A101	村治	能孝(EScoT)	20 世紀前半の紙及び画像気象資料の数値化
A102	釜堀	弘隆(気象研)	関東・東海地方の降水量観測データレスキュー
A103	松本	淳(首都大)	ACRE-Japan・データレスキューによるアジアモンスーンの 長期変動の解明
A104	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-朝鮮総督府 2-
A105	加藤 理科)	内藏進(岡大・教育・	梅雨~秋雨における日々の降水の季節的違いと年々の変動 (東京と長崎を例とする 20 世紀を通した解析より)
A106	久保E	田尚之(北大院理)	フィリピンの降水量データレスキューにより発展した夏季ア ジアモンスーン変動研究

B 会場

中高緯度大気

座長: 立花 義裕 (三重大学)

B101	立花	義裕	(三重大学)	南極振動と北極振動とのシンクロ
B102	平沢	尚彦	(極地研)	南極内陸における高時間分解可能な長期観測
B103	中山	盛雄	(RCAST)	南半球ストームトラックの卓越変動~水惑星実験に基づく中緯度 海洋前線帯の影響の評価~
B104	水越	将敏	(東大理)	南半球ストームトラックの卓越変動 ~アンサンブル AGCM 実験 結果の解析~

C 会場

観測手法 I

座長: 内山 明博(国立環境研究所)

C101	工藤 玲 (気象研)	スカイラジオメータによる雲の微物理・光学特性のリモートセン シング
C102	内山明博(環境研)	スカイラジオメーター (POM02) の特性 (Part 2) (2)
C103	清水 厚(環境研)	ライダー観測で見られた関東ローカルダストの特徴
C104	大河原 望(MRI)	南極昭和基地における地表面放射の長期変化傾向
C105	山本 哲 (気象研)	地上気温観測用通風筒の日射特性評価手法の検討
C106	成田 知巳(湘南工科大学)	アジアにおける落雷位置標定ネットワークの構築

D 会場

専門分科会「気象庁データを利用した気象研究の現状と展望」

座長: 坪木 和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

D101	室井 報)	ちあし(気象庁数値予	2030年に向けた数値予報技術開発重点計画と官学連携への取り組み
D102	高野 研)	雄紀(東大大気海洋	気象庁 GPV を用いた雲解説用予想衛星画像の作成
D103	金子 研)	凌(東京理科大水理	ディープラーニングを用いた降水予測モデルの検討
D104	藤田	匡 (数値予報課)	メソアンサンブル予報システム(MEPS)の運用開始に向けて

講演は、D101は30分、その他は15分

日本気象学会 2019 年度春季大会

A 会場

降水システム I

座長: 鈴木 賢士(山口大学大学院創成科学研究科)

A151	平沢	尚彦(極地研)	SPICE-陸別サイトにおける降雪観測の解析結果
A152	荒木	健太郎 (気象研)	2019年1月26日に関東平野で発生した対流雲の発生環境場と雲・降水特性
A153	佐藤	晋介 (NICT)	2018 年 7 月に神戸 PAWR で観測された層状性エコーに埋め 込まれた対流性エコー
A154	吉﨑	正憲(立正大学)	夏季関東地方における「E-S型」による積乱雲とその自己増 殖
A155	鈴木	賢士(山口大院)	2017 年九州北部豪雨と 2014 年広島豪雨でみられた線状降水 帯の雷活動の比較
A156	西井	章(高知大院理)	平成 30 年 7 月豪雨の高知におけるレーダー観測

座長: 辻 宏樹 (東京大学大気海洋研究所)

A157	田中健路(広工大環境)	平成 30 年 7 月豪雨における広島県西部の降水系の発達機構
A158	末木 健太 (理研計算科学)	平成 30 年 7 月豪雨における広島と兵庫の降水特性の比較
A159	谷田貝 亜紀代(弘前大理 工)	平成 30 年 7 月豪雨の Atmospheric River と豪雨分布の特徴
A160	辻 宏樹(東大大気海洋研)	上層トラフの効果の違いに着目した 2018 年 7 月豪雨と 2017 年九州北部豪雨の比較
A161	横山 千恵(東大大気海洋 研)	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
A162	茂木 耕作(JAMSTEC)	2018 年西日本豪雨を引き起こした梅雨前線停滞に対する台風 7 号(プラピルーン)の影響
A163	吉野 純(岐阜大工)	平成30年7月豪雨に対する台風7号と台風8号の影響

B 会場

物質循環システム

座長: 田中 泰宙 (気象庁気象研究所)

B151	渡邊	明(元 福大理工)	降水中のヨウ素 129 の変動について
B152	鶴田	治雄(RESTEC)	福島第一原子力発電所事故直後の放射性ヨウ素(131I)の動態 (その1):既存の観測値の総合解析
B153	板橋	秀一(電中研)	北半球スケールの対流圏オゾンに対する東アジア由来の排出 量の影響評価
B154	伊藤	彰記(JAMSTEC)	燃焼起源鉄:エアロゾル中の高い鉄溶解率のミッシングリン ク
B155	田中	泰宙 (気象研)	MRI-ESM2.0 による自然起源エーロゾルのトレンド解析

中層大気

座長: 高麗 正史(東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻)

B156	奥井	晴香(東大院理	高解像度ラジオゾンデデータを用いた日本の夏における重力 波発生源に関する研究
B157	高麗	正史(東大院理	南極 UTLS 領域における乱流パラメータの極渦・総観規模擾 乱への依存性
B158	松山	裕矢(九大院理	成層圏におけるプラネタリー波束下方伝播の統計的解析
B159	安井	良輔(東大院理	北極成層圏突然昇温に伴う南半球中間圏及び下部熱圏の高温 偏差
B160	直江	寛明(気象研)	Level 2 衛星オゾン全量の有効温度依存性

C 会場

専門分科会「ひまわり8・9号がもたらす新しい気象学と、後継衛星への期待」

座長: 中島 孝 (東海大学)

C151	神野	拓哉(東大院理)	ひまわり8号観測に基づく熱帯の雲辺縁のフラクタル的性質 についての解析
C152	山内	晃(東大大海研)	CloudSat とひまわり8号を用いた雲物理特性の時間変化について
C153	関口	美保(海洋大)	ひまわり8号による衛星解析データを用いたエアロゾルによ る雲への影響の領域特性
C154	甲斐	憲次 (茨大教育)	ひまわり 8 号 Dust RGB 画像を用いたダスト現象の解析
C155	大竹	秀明(産総研)	ひまわり8号を活用した太陽光発電出力の推定

休憩(5分)

座長: 岡本 幸三 (気象研)

C156	塚田 学)	大河(北大院環境科	ひまわり8号を用いた台風内部コア領域の風速推定
C157	岡部	いづみ(JMA/NPD)	気象庁メソ解析システムでのひまわり8号晴天放射輝度温度 データの利用高度化について
C158	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3)
C159	澤田	洋平(気象研)	どれだけ高頻度に観測するべきか?:ひまわり8号全天候輝 度温度同化による局地的大雨予測
休憩(5分)			

座長: 別所 康太郎 (気象庁)

C160	別所 康太郎 (気象庁)	ひまわり後継衛星計画の概要
C161	高野 雄紀(東大大気海洋 研)	「ひまわり」と「しきさい」に色彩を取り戻す ~分光反射 率に基づくトゥルーカラー再現画像~
C162	岡本 幸三 (気象研)	ひまわり後継衛星に向けたハイパースペクトル赤外サウンダ のインパクト調査
C163	大和田浩美(気象庁)	静止衛星搭載ハイパースペクトル赤外サウンダの観測システ ムシミュレーション実験

総合討論

各講演は13分

D 会場

専門分科会「東アジアで近年発生する極端現象に対する地球温暖化の寄与とその将来予測」 座長: 釜江 陽一(筑波大学)

D151	佐藤 正樹(東大 AORI)	東アジアの極端現象の温暖化変化研究へのアプローチ
D152	今田 由紀子 (気象研)	2018年7月の猛暑と地球温暖化
D153	森 正人 (東大先端研)	2017/18年の東アジアの寒冬に対する温暖化寄与の定量化
D154	加藤 雅也(名大宇地研)	d4PDFを用いたインドシナ半島の夏季降水量の将来変化の特徴
D155	山田 洋平 (JAMSTEC)	3.5km・7km 格子の NICAM を用いた地球温暖化による台風の 変化
D156	初塚 大輔(北大院地球環 境)	d4PDFを用いた台風に伴う降水量極値の将来変化とその要因
D157	Nayak Sridhara (DPRI)	Pseudo global warming effect on typhoon-induced precipitation over western Japan
		座長: 佐藤 友徳(北海道大学)

D158	楠 昌司 (気象研)	大量アンサンブル実験による梅雨期の将来変化
D159	川瀬 宏明(気象研)	近年の気温上昇が平成 30 年 7 月豪雨に与えた影響
D160	増田 善信 (元・気象研究 所)	2018年7月豪雨と地球温暖化との関連
D161	村田 昭彦 (気象研)	日本の極端降水量の将来変化に対する力学及び熱力学過程の 影響 (第二報)
D162	Nayak Sridhara (DPRI)	Regionality in extreme precipitations linked to temperature over Japan in present and future climate
D163	高根 雄也 (産総研)	空調の使用が助長する都市の「熱汚染」

各講演は14分

A 会場

降水システムⅡ

座長: 岩井 宏徳(情報通信研究機構)

A201	楠研一(気象研)	AIを用いた竜巻等突風の自動予測・情報提供システムの開発 - 概要-
A202	石津 尚喜(アルファ電子/ 気象研)	CNN による竜巻の自動検出技術の開発と突風事例への適用
A203	足立 透 (気象研)	PAWR および CNN による突風被害をもたらした渦の立体解 析
A204	新井 健一郎 (気象研)	2017 年 12 月 1 日イタリア・サンレモ竜巻の初期解析と渦の 自動探知
A205	猪上 華子(気象研)	多点型地上観測とレーダー観測による下層渦の解析
A206	藤原 忠誠(JR 東日本)	ドップラーレーダーで捉えた男鹿市船越で発生した突風事例
A207	嶋村 重治(日本無線)	フェーズドアレイ気象レーダで観測された 2018 年 8 月 27 日 東京上空で形成されたメソサイクロン
A208	岩井 宏徳(NICT)	台風 1824 号に伴い沖縄本島で発生したメソサイクロンと竜巻

B 会場

気候システムⅡ

座長: 星 一平 (新潟大学大学院・自然科学研究科)

B201	小林 ちあき (気象研)	結合モデルで予測された半年以上継続する 2018 年北半球中緯 度高温偏差
B202	黒田 友二 (気大)	太陽活動の北大西洋振動の影響(長期変化)
B203	原田 やよい (気象研)	西日本の大雨時における大気大循環場の特徴
B204	星 一平 (新潟大院)	北極-中緯度気候リンクにおける QBO 位相依存性
B205	塩崎 公大(京大院理)	WP/PNA インデックスと熱帯海面水温偏差との関係
B206	片岡 崇人(JAMSTEC)	風ー混合層ー海面水温フィードバック
B207	小坂 優 (東大先端研)	相当温位に基づく日々の梅雨前線の特定とその季節的北上の 経年変動の研究
B208	森 正人 (東大先端研)	近年のユーラシアの寒冷化に果たす北極海氷減少の影響

C 会場

気象予報 I

座長: 宇野 史睦 (産業技術総合研究所)

C201	郭威	〕鎮(MRI)	Using Parcel Model to Simulate the Particle Distribution of Hygroscopic Flares in CCNC
C202	竹内	悠人(豊技大)	地上からの日射計測による雲影挙動の把握
C203	大西	領(JAMSTEC)	深層学習による超解像シミュレーション ~建物解像・街区微 気象のリアルタイム予測の実現~
C204	渡邊	武志(CRIEPI)	コピュラを用いた気象予測モデルの統計的精度評価手法
C205	宇野	史睦(産総研)	冬季における循環場毎の MSM 日射量予測大外しの事前検出
C206	小林	宏規(豊橋技科大)	太陽光発電電力予測の精度向上に向けた短期出力予測
C207	宮島	亜希子 (防災科研)	雨量情報に付加したネガティブ・ポジティブ情報が受け手の 避難行動に与える影響
C208	井上	剛(三菱総研)	畳み込み LSTM を用いたレーダー降水量分布の短時間予測に 関する精度検証

D 会場

大気境界層

座長: 竹見 哲也 (京都大学防災研究所)

D201	稲垣	厚至(東工大)	格子ボルツマン法による大気境界層の計算
D202	竹見	哲也(京大防災研)	2018年台風 21 号通過時に大阪市街地で生じた暴風の定量的 解析
D203	守永	武史 (気象研)	境界層乱流における安定成層時の風速変動と温度変動
D204	重田	祥範(鳥取環境大学)	九州地方で発生する盆地霧の季節変動と経年変化の特徴-大 分県日田盆地をモデルとした発生・消滅過程-
D205	近藤	裕昭 (産総研・JWA)	産総研高山サイト(TKY)における長期の微気象観測(1)気 温・放射・LAIの年平均値の年々変動
D206	阿保	真(首都大)	ライダーによる大気境界層内 CO ₂ , エアロゾル, 気温, 水蒸気の 鉛直分布同時観測
D207	中村	祐輔(立正大・院)	ドップラーライダーの移動観測による大気境界層高度および 3次元風分布の把握
D208	鷹野	敏明 (千葉大院工)	雲レーダとウインドプロファイラ同時観測による雲と風の相 互作用解析

A 会場

降水システムⅢ

座長: 櫻井 南海子(防災科学技術研究所)

A301	岩下 久人(明星電気株式会 社)	2016 年 7 月 14 日 JEF1 ダウンバーストにおける風向・風速の 地上観測結果
A302	今井 隆翔(名大宇地研)	海上竜巻を発生させた対流雲内部のマイソサイクロンの3次 元構造の詳細な時間変化
A303	栃本 英伍(東大大気海洋 研)	Quasi-linear convective system に伴って発生した竜巻の事例解 析-1992 年 12 月 8 日に茨城県千代田町で発生した竜巻-
A304	益子 渉 (気象研)	竜巻の数値実験における水平解像度依存性
A305	川野 哲也(九大院理)	北陸冬季雷の数値シミュレーション
A306	林修吾(気象研)	2018 年 5 月 10 日に発生した背の低い雷雲の偏波レーダによ る観測
A307	櫻井 南海子(防災科研)	2017年8月30日に東京都内で発生した雷雲の3次元的特徴

B 会場

気候システムⅢ

座長: 神山 翼 (東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻)

B301	藤原	ケイ(なし)	エルニーニョ発生起点と地球-彗星の内合
B302	岩切	友希 (AORI)	完新世中期における ENSO の弱化メカニズム
B303	神山	翼(東大院理)	黒潮とメキシコ湾流の海面水温同期現象
B304	山内	恭 (極地研)	南極での雲放射強制を伴う湿潤暖気流入の加熱への寄与
B305	堀田	陽香(AORI)	雲水量の水平不均質性がもたらす気候影響
B306	廣田	渚郎 (環境研)	CMIP5 モデルにおける過剰な深い対流と気候感度の過小評価
B307	川合	秀明(気象研)	積雲対流スキームの役割の実情
B308	小畑	淳 (気象研)	旱魃,飢饉を地球システムモデルで探る

C 会場

気象予報Ⅱ

座長: 南出 将志 (Jet Propulsion Laboratory, Caltech)

C301	岡崎	淳史(理研計算科学)	次世代静止衛星搭載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
C302	清水	宏幸 (気象庁)	気象庁メソ解析におけるマイクロ波イメージャデータ同化の 豪雨予測への影響調査
C303	南出	将志(JPL)	全天赤外輝度温度のデータ同化のための Adaptive Background Error Inflation (ABEI)手法
C304	横田	祥 (気象研)	非線形予報モデルを繰り返し計算する 4DEnVar は非線形現象のデータ同化に有効か?
C305	横田	祥(気象研)	アンサンブルに基づく相互共分散行列の特異値分解による平成 30 年 7 月豪雨の解析
C306	堀田	大介 (気象研)	背景誤差共分散のモデル空間直接局所化による非局所・高密 度観測データのアンサンブル同化に向けて
C307	石橋	俊之(気象研)	4 次元の背景誤差共分散行列を使った 4D-Var によるアンサン ブル生成と決定論的解析(3)
C308	小田	真祐子 (気象研)	変分法同化法のための2スケール局所化手法

D 会場

大気力学

座長: 木下 武也 (海洋研究開発機構)

D301	樫村	博基	(神大院・理)	全球非静力学火星大気大循環モデルの開発と高解像度計算
D302	堀之内	可 武	(北大地球環境)	TEM モデルによる金星大気の超回転形成機構の研究
D303	木下	武也	(JAMSTEC)	温位面上の質量重みつき時間平均系の Rossby 波活動とそれに 伴う残差流について
D304	板野 洋)	稔久	(防衛大・地球海	円筒形の渦 sheet における「波の共鳴」と「最適励起」
D305	山崎	一哉	(東大院理)	高解像度のゾンデ観測と数値実験による,トランスバースラ インの構造の研究
D306	相木	秀則	(名大宇地研)	熱帯太平洋の表層季節波動のライフサイクル解析
D307	福田	凱大	(東大 AORI)	2 種類のエルニーニョ現象に伴うテレコネクションおよび日 本域の地表気温に対する影響

A 会場

熱帯大気・台風 I

座長: 那須野 智江(海洋研究開発機構)

A401	高谷 祐平 (気象研)	2018 年夏季の活発な台風活動に対する太平洋南北モードの影響
A402	石山 尊浩(東大大気海洋研 究所)	2018年台風活動の月別 Potential と PMM 領域と東部北西太平 洋の SST が与えた影響
A403	渡来 靖 (立正大・地球環境 科学)	NICAM による水惑星理想化実験における MJO,熱帯低気 圧,亜熱帯高圧帯の関係
A404	中江 寬大 (東大 AORI)	北半球夏季季節内振動の北進のメカニズムに関する研究
A405	高須賀 大輔(東大大気海洋 研)	MJO の発生・東進過程における混合ロスビー重力波の役割 -YMC-Sumatra 2017 期間中の事例解析-
A406	那須野 智江(JAMSTEC)	YMC 期間中の季節内振動事例における水蒸気輸送解析

B 会場

気候システムⅣ

座長: 松本 健吾 (岡山大学大学院自然科学研究科)

B401	谷貝	勇(元気象大)	地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について(その11) -顕在化した北海道の蝦夷梅雨-
B402	藤部	文昭(首都大)	市町村ごとのデータから見た熱中症・低温死亡率の分布特性
B403	内山	常雄 (予報士会)	国内の 2000 年以降の気候変動の地域特性
B404	下田 研)	星児(農研機構北農	近年の北海道の小麦とばれいしょの収量変動要因となる気象 現象
B405	戸田	賢希(AORI)	20 世紀における日本周辺の SST 長期変化メカニズム
B406	福井	真(東北大院理)	日本域領域再解析システムによる台風強度の再現性の評価
B407	松本	健吾(岡山大・院)	中国~東西日本における梅雨期の日々の降水変動と季節進行 に関する気候学的解析(大雨日と無降水日の出現状況にも注 目して)

C 会場

気象予報皿

座長: 山上 晃央 (筑波大学計算科学研究センター)

C401	榎本	剛(京大防災研)	2018 年台風第 7 号と西日本豪雨の予報実験
C402	山上	晃央(筑波大 CCS)	夏季の顕著な北極低気圧とその予測可能性
C403	前島	康光 (理研計算科学)	平成 30 年 7 月豪雨を対象とした高頻度・高解像度フェーズド アレイ気象レーダーデータ同化実験
C404	牛山 ICHAI	朋來(土研 R M)	平成 30 年 7 月豪雨に伴う岡山県高梁川のアンサンブル洪水予 測実験
C405	深町	知宏 (気象大)	地形解析手法を用いたトラフの自動検出
C406	鈴木	健斗(東北大院理)	関東地方に発生する沿岸前線の MSM 予報バイアスに関する 解析
C407	佐藤	均 (気象庁数値予報)	気象庁全球モデルにおける系統誤差特性と今後の課題
C408	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(第四報)

D 会場

雲物理

座長: 鷹野 敏明 (千葉大学 大学院工学研究院)

D401	田尻	拓也(気象研)	内部混合したサブミクロン粒子の吸湿度
D402	齋藤	泉(名工大院工)	室内雲乱流実験を想定した大規模 DNS において得られた雲粒 粒径分布および雲水混合比スペクトル
D403	久芳	奈遠美(AORI)	暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験-バルク法改良の ための衛星データ活用法の提案-
D404	山下	晃 (大教大)	雪結晶研究の新しい展開
D405	篠田	太郎(名大宇地研)	Ka帯偏波レーダで観測される KDP 極大領域の時間変化が示すもの ~KDP プロファイルの統計値からの推定~
D406	鷹野	敏明(千葉大院工)	ミリ波雲レーダ FALCON-I による降雨開始時の雨滴形成と 加速の詳細解析
D407	高橋	暢宏(名大 ISEE)	マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP- PAWR)による地上に降水をもたらさない降水雲の解析
D408	吉住	蓉子(名大 ISEE)	アラブ首長国連邦の低地における日周対流雲の発達要因と微 物理構造

B 会場

熱帯大気・台風Ⅱ

B463

座長: 嶋田 宇大 (気象研究所)

B451	坪木 和久(名大宇地研)	台風の眼の貫通飛行による中心気圧のドロップゾンデ観測
B452	山田 広幸 (琉球大理)	航空機観測で捉えた 2018 年台風第 24 号の内部構造の変化
B453	久保田 尚之(北大院理)	航空機で観測した 2018 年台風 24 号の最盛期の暖気核
B454	金田 幸恵(名大 ISEE)	強い鉛直シア環境下における台風 LAN (2017)の発達過程
B455	川島 正行(北大低温研)	2017 年台風 18 号(TALIM)に伴う放射状巻雲バンドの数値 実験
B456	佐藤 陽祐(名大工)	台風内の雷構造に関する数値的考察
B457	河田 裕貴(東大 AORI)	台風の内部コア領域に見られる楕円渦に関する研究
		座長: 中澤 哲夫 (気象研究所)
B458	伊藤 耕介 (琉大理)	「藤原効果」に関わる特異ベクトル
B459	山口 宗彦(気象研)	熱帯低気圧の移動速度は遅くなっているか?
B460	中澤 哲夫 (気象研)	強い台風は増えてきているか? ~Mei & Xie(2016)の追試か ら~
B461	嶋田 宇大 (気象研)	台風の急発達事例は"気候学的に″増加しているか?

嶋田 宇大(気象研) 台風急発達の環境条件と多様性 B462

> 台風発生環境場別でみた台風になれなかった熱帯低気圧の環 筆保 弘徳 (横浜国大) 境場

C 会場

観測手法Ⅱ

座長: 山本 真之(情報通信研究機構)

			座長: 青梨 和正(気象研究所)
C457	佐藤	英一(気象研)	二重偏波レーダーを用いた曇天・雨天時の火山噴煙の観測に ついて(第2報)
C456	吉見	和紘(TISS)	マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダを用いた豪雨 検知システムの有効性について
C455	吉見	和紘(TISS)	マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダの開発
C454	足立	アホロ(気象研)	パラメトリックスピーカーによる RASS 観測の精度
C453	山田	芳則(気象研)	2018 年台風 21 号に伴う近畿地方の風のドップラーレーダー 解析
C452	大野	裕一(NICT)	WINDAS 鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(2)
C451	山本	真之(NICT)	次世代ウィンドプロファイラの研究開発

C458	藤井	秀幸(JAXA)	マイクロ波放射計海面水温データのノイズ軽減検討
C+J0	ポイナ	$J_{7} = (J \Lambda \Lambda \Lambda)$	

- 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 青梨 和正 (気象研) C459 ム開発:固体降水の厚みの変動を考慮した散乱アルゴリズム 衛星全球降水マップ GSMaP の誤差幅情報の提供に向けた検
- C460 山地 萌果 (JAXA/EORC)
- C461 古澤 文江(名大宇地研) 衛星観測データを用いた降水プロダクト間の extreme 比較
- 堀 康郎 (安田電機暖房 C462 衛星放送電波を用いた降雨強度,雨量の測定2 (株))

証

角田 敦 (TOK) 微小雨量の検知を可能にした雨量計の開発 C463

D 会場

専門分科会「GEWEXアジアモンスーン水文気候学研究の新しい挑戦」

座長: 木口 雅司 (東京大)

D451	寺尾	徹(香川大教育)	GEWEX アジアモンスーン水文気候学研究の新プロジェクト
D452	加藤 理科)	内藏進(岡大・教育・	2018年7月豪雨時における中国地方付近の降水の解析(梅雨 降水の東西差と変動に関わる気候学的視点から)
D453	野津	雅人(首都大)	GSMaP サブデイリースケール降水のヴェトナム北部におけ る検証
D454	上野	健一 (筑波大)	中部山岳域における衛星降水量の検証
D455	杉本	志織(JAMSTEC)	チベット - ヒマラヤ域を対象とした高解像実験の重要性
D456	高橋	洋(首都大)	アジアモンスーン域での降水日変化における大気陸面相互作 用の役割

休憩(10分)

座長: 福島 あずさ(神戸学院大)

D457	横井 覚(JAMSTEC)	北進季節内変動に伴うフィリピン西岸域の降水変動:YMC- Laoag 2018 集中観測
D458	藤波 初木(名大 ISEE)	ヒマラヤ山脈の氷河周辺域における夏季降水量観測と降水量 変動
D459	鼎信次郎(東工大)	PostMAHASRI における水文学の挑戦
D460	尾瀬 智昭(気象研)	CMIP5 モデルの夏季東アジア現在気候再現性と降水量将来変化

総合討論(30分) 鼎 信次郎・寺尾 徹(東エ大・香川大)

各講演は15分
大会第1日〔5月15日(水)〕11:30~12:30 ポスター・セッション

P101	松下	拓樹(寒地土研)	雪崩発生条件となる降雪事例の頻度解析について
P102	中島	大岳 (古野電気)	小型 X バンド二重偏波気象レーダーを用いた Dual-Doppler 解析
P103	谷川	朋範 (気象研)	積雪の波長別偏光測定装置の高度化
P104	磯田	総子 (NICT)	オープンサイエンスを見据えた研究データ共有実験
P105	竃本	倫平 (山口大院)	降水粒子地上観測による X バンド MP レーダ粒子判別手法の検証
P106	小林	謙吾(島根大学)	島根県における気象レーダによる降雨強度推定精度低下要因の検 討
P107	足立	幸穂(理研計算科学)	将来領域気候予測における不確定性の要因評価手法の提案
P108	福島	広和 (釧路地方気象台)	+勝地方における最低気温分布の再現とオホーツク海側への展開 の可能性
P109	村田	文絵(高知大理工)	長期日降水量データを用いた四国の降水特性の解析
P110	樋口	太郎(AORI)	GCM を用いた白亜紀における大気中の CO ₂ に対する水循環の応答 に関する研究
P111	木口	雅司 (東大生研)	バングラデシュにおける 126 年日降水量を用いた降水特性の変化
P112	浜田	純一(首都大都市環境)	インドネシア・ジャカルタにおける降水季節変化とその長期変動
P113	乙部	直人 (福岡大理)	小型気圧計の製作と気圧測定体験
P114	瀬古	弘(気象研)	多種の高頻度高密度観測データを用いた局地的大雨の同化実験(その1)
P115	近藤	圭一 (気象研)	モデルが不完全な場合における背景誤差相関について
P116	武村	一史 (京大院理)	重合格子法における単調性及び保存性を持つ補間法の開発
P117	雲居	玄道 (早大)	概況文作成支援のための数値予報類似度算出法
P118	池端	耕輔 (東大・理)	NICAM を用いたアンサンブルシミュレーションによる平成 30 年7 月豪雨の研究
P119	吉田	尚紀(名大宇地研)	降水強度と時間的集中度からみた豪雨の特性
P120	山下	尭也(東北大院理)	日本近海におけるメソ対流系の日変化に関する事例解析
P121	大泉	伝(JAMSTEC)	平成 30 年 7 月豪雨の広領域・高解像度再現実験
P122	出世	ゆかり(防災科研)	関東平野における局地的大雨の降水特性に関する統計的研究
P123	瀬口	貴文(防衛大)	地上可視カメラ, ひまわり 8 号, ラジオゾンデを用いた Jumping Cirrus の観測的研究
P124	渡部	友祐 (京大院理)	Atmospheric River 発生時における降水の衛星搭載降水レーダーデ ータを用いた解析
P125	川合	秀明(気象研)	マダガスカルで見た蜃気楼 - 推定される大気境界層の温度ブロ ファイル-
P126	浅見 研究室	真由(東京理科大水理 3)	世界 28 メガシティを対象とした都市構造や地理・気象条件がヒー トアイランド現象に及ぼす影響評価
P127	林昌	宝 (気象研)	ひまわり 8 号と赤外サウンダによる火山灰解析アルゴリズムの開発
P128	関隆	〕 〔気象予報士会〕	千葉県船橋市における結氷観測
P129	渡辺	真吾(JAMSTEC)	地球温暖化に伴う北太平洋の乱気流発生頻度の変化-大規模アン サンブル気候予測データベース d2PDF 解析
P130	佐藤	令於奈(福岡大院理)	冬季中緯度における上層雲量の季節内変動機構

[13] 田内 唯月 (頃侠国八) 2010 中日風 21 万亿 列家にした日風 7 ビア 7 407	P131	山内 隆介 (横	〔浜国大) 2018	年台風 21	号を対象にし	た台風ノヨ	Fグラムの検討	E
---	------	----------	------------	--------	--------	-------	---------	---

- 大滝 寿一(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3報)
- 高須賀 大輔(東大大気海洋 MJO と混合ロスビー重力波の相互作用の普遍性
- P134 菅原 広史(防大地球)

財前 祐二 (気象研)

P132

P133

P135

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その2

都市における CO2 フラックスの支配因子に関する観測的研究

大会第2日〔5月16日(木)〕11:30~12:30 ポスター・セッション

P201	ビタノ	ハバ リディア (筑波大)	Possible impact of urbanization on the surface air temperature in Sendai City in the past 150 years
P202	小山	亮 (気象研)	1D-Var を用いた台風内部の大気プロファイル解析
P203	橋口	浩之(京大 RISH)	MU レーダー外付け受信専用アンテナを用いたアダプティブクラ ッター抑圧システムの開発
P204	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 展開の現状と小型装置の試作-
P205	佐々	浩司(高知大理工)	神戸 PAWR による台風 21 号の風速評価
P206	高瀬 研)	裕介(東京理科大水理	ステレオビジョンに基づく Cloud Image Velocimetry の検討
P207	田中	実 (無所属)	世界の寒波と熱波の分布とその原因の調査
P208	中西 源)	友恵(三重大院生物資	アフリカ サヘルの対流変動が駆動する北半球大気循環パターン
P209	村田	文絵 (高知大理工)	バングラデシュにおける1891-2016年の日降水量データを用いた降 水分布特性の経年変化
P210	若月	泰孝(茨城大理)	日本における過去 65 年間の極値雨量の経年変化解析とその要因分 析
P211	木口	雅司 (東大生研)	スリランカにおける 100 年データを用いた降水特性の変化
P212	新井	直樹 (東海大学)	気象情報可視化ツール Wvis の開発と 3D プリンターによる教育用 立体気象模型の作成
P213	斉藤 ンター	和雄(気象業務支援セ -)	ベトナム気象局解析雨量と 2018 年 12 月ベトナム中部の豪雨について
P214	伊藤	享洋 (気象庁海洋気象)	気象庁波浪モデルにおける台風ボーガス利用法の改善に向けて
P215	佐井	勇太(桜美林大学)	関東平野部の降雪による雪水比と上空 850hPa の気温の関係
P216	瀬古	弘 (気象研)	船舶やブイで観測した GNSS データを用いた同化実験(その 1)
P217	松元	琢真 (早大)	天気予報文作成支援のためのテキスト分析モデルに関する研究
P218	松山	洋(首都大地理)	可降水量に着目した九州北部豪雨の解析-平成 29 年と 24 年の比較-
P219	岩崎	杉紀(防大地球)	CPS ゾンデ・ライダの同時観測による粒径大きく個数密度少ない氷 晶雲の生成過程の研究
P220	北畠	尚子(気象大)	2018 年7月 5~8日の豪雨におけるメソαスケールの変化
P221	橋本	明弘 (気象研)	数値気象モデルによる雲粒寄与率予測値を用いた新雪比表面積の 推定
P222	伊藤	典子 (琉球大学)	平成30年7月豪雨に先行する沖縄での大雨の特徴
P223	清水	慎吾(防災科研)	戦略的イノベーション創造プログラム「国家レジリエンス(防災・ 減災)の強化」における線状降水帯に関する包括的観測および予測 実験プロジェクトの概要
P224	安田 基礎)	智紀(日本大学院・総合	寿都における風速の再現性
P225	中島	虹(都環研)	東京都心の冬季における気温鉛直構造の日変化
P226	安間	碩成(東北大院理)	冬季北太平洋における大気のエネルギー収支の解析
P227	北川	裕人 (気象大)	植生の太陽放射の計算
P228	加藤	涼雅(横浜国大)	畳み込みニューラルネットワークを用いた台風発生における環境 場の可視化
P229	野坂	真也(気象研)	海面水温の時間解像度が日本海沿岸部の冬季降水に与える影響

-35-

P230	山崎 哲(JAMSTEC)	新潟での局所降雪分布と亜寒帯・亜熱帯ジェット変動及びブロッキ ングとの関係
P231	辻 和希 (横浜国大)	経路アンサンブルシミュレーションを用いた高潮リスクの評価
P232	浜口 佑也(東大地惑)	対流圏上層のトラフ前面の南風偏差領域におけるTD型擾乱の発生 過程の研究
P233	松島 史弥(名大 ISEE)	熱帯低気圧の強度と二重暖気核構造の関係
P234	佐伯 田鶴(NIES)	Impact of GOSAT data on CO_2 fluxes in the NICAM 4D-Var system – Towards GOSAT-2 Level 4 product –

大会第3日〔5月17日(金)〕11:30~12:30 ポスター・セッション

P301	箕輪	昌裕(FURUNO)	小型軽量なマイクロ波放射計による観測と評価
P302	奥村	成皓(古野電気)	小型軽量なマイクロ波放射計による移動観測
P303	広瀬	正史(名城大)	低高度の降水鉛直分布
P304	中辻	菜穂(奈良女子大)	船舶観測データによる衛星雲量プロダクトの検証
P305	瀬戸	心太(長大院工)	マッチアップの不確実性を考慮した GPM/DPR とディスドロメー タの比較
P306	岩切	友希(AORI)	完新世中期における IOD 変調に寄与した季節サイクルの変化
P307	北林	翔(首都大)	ENSO の位相に対する火山噴火の地表気温への影響の依存性
P308	栗山	匡一朗(高知大理)	インド・アッサム州における降水の日変化
P309	渡邊	美幸 (東北大)	日本海沿岸における冬季雷の経年変化とその要因
P310	藤波	初木(名大 ISEE)	バングラデシュにおける夏期降水量変動の特徴とその長期変化
P311	村上	茂教(気象大)	全球線型傾圧モデルの作成と力学演算子の固有値解析
P312	山本	哲 (気象研)	「世界初!?温室効果カメラ」-赤外線カメラによる温室効果ガス 可視化デモンストレーション-
P313	入口	武史 (気象研)	気象庁全球データ同化における陸域地表面射出率の動的推定法の検討
P314	石田	凌雅 (気大)	データ同化による地衡風乱流のパラメータ推定
P315	丹羽	洋介(環境研)	4次元変分法-逆解析における解析誤差共分散の高精度推定
P316	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(2) ーイネいもち病害確率予測情報の支援に向けて-
P317	松山	洋(首都大地理)	JRA-55 と GPS による可降水量の比較 - 両者の地形の差異を考慮して-
P318	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(その2)
P319	中井	專人(防災科研)	地上湿雪降雪と Ze プロファイルとの比較
P320	秋山	静佳(京大院理)	GPM/DPR を用いた海洋上温帯低気圧に伴う強い降雪帯の解析
P321	岩崎	博之(群馬大(教育))	全規模で見た落雷密度と落雷エネルギーの関係
P322	矢吹	正教(京大生存研)	ソーラーブラインド領域の深紫外レーザーを用いた水蒸気ラマン ライダーの開発
P323	仲吉	信人 (東京理科大)	平成 29 年 7 月九州北部豪の雨再現計算に対する領域依存性
P324	河野	恭佑(千葉工大院)	気象移動観測における熱電対の設置方法の検討
P325	重田	祥範(鳥取環境大学)	佐賀平野における温熱環境の季節変動とその形成要因
P326	久慈	誠(奈良女子大)	船舶搭載型全天カメラ観測データ解析による雲量の特徴
P327	樫村	博基(神大院・理)	Ruby による数値計算実験場構築の試み
P328	木野	佳音(東大 AORI)	軌道要素変化による南北両極の温度上昇の季節性と海陸によるプ ロセスの違い
P329	佐藤	和敏(北見工大)	CPS ゾンデが捉えた寒気流入時における北極の雲特性変化
P330	河谷	芳雄(JAMSTEC)	気候モデルを用いた成層圏・中間圏が対流圏循環場に及ぼす影響の 考察
P331	林未	ミ知也(ハワイ大)	修正した湿潤線型傾圧モデルにおける遅い東進性熱帯擾乱とエル ニーニョへの応答

P332	藤原	圭太(九大院・理)	黒潮の潜熱フラックス増加実験でみられた秋台風の発達抑制
P333	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環境場の特徴
P334	小西	啓之 (大教大)	夏季の南極氷床上における昇華蒸発量連続観測

講演者索引

< A >		Hirasawa Naohiko(平沢 尚彦)	A151	Kashimura Hiroki(樫村 博基)	D301
Abo Makoto(阿保 真)	D206	Hirasawa Naohiko(平沢 尚彦)	B102	Kashimura Hiroki(樫村 博基)	P327
Adachi Ahoro(足立 アホロ)	C454	Hirose Masafumi(広瀬 正史)	P303	Kataoka Takahito(片岡 崇人)	B206
Adachi Sachiho(足立 幸穂)	P107	Hirota Nagio(廣田 渚郎)	B306	Kato Kuranoshin(加藤 内藏進)	A105
Adachi Toru(足立 透)	A203	Hori Yasuro(堀 康郎)	C462	Kato Kuranoshin(加藤 内藏進)	D452
Aiki Hidenori(相木 秀則)	D306	Horinouchi Takeshi(堀之内 武)	D302	Kato Masaya(加藤 雅也)	D154
Akiyama Shizuka(秋山 静佳)	P320	Hoshi Kazuhira(星 一平)	B204	Kato Ryoga(加藤 涼雅)	P228
Amma Michinari(安間 碩成)	P226	Hotta Daisuke(堀田 大介)	C306	Kawai Hideaki(川合 秀明)	B307
Aonashi Kazumasa(青梨 和正)	C459	Hotta Haruka(堀田 陽香)	B305	Kawai Hideaki(川合 秀明)	P125
Arai Kenichiro(新井 健一郎)	A204			Kawamura Seiji(川村 誠治)	P204
Arai Naoki(新井 直樹)	P212	< I >		Kawano Kyosuke(河野 恭佑)	P324
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	A152	Ikeda Shou(池田 翔)	P316	Kawano Tetsuya(川野 哲也)	A305
Asami Mayu(浅見 真由)	P126	Ikehata Kohsuke(池端 耕輔)	P118	Kawase Hiroaki(川瀬 宏明)	D159
		Imada Yukiko(今田 由紀子)	D152	Kawashima Masayuki(川島 正行)	B455
< B >		Imai Ryusho(今井 隆翔)	A302	Kawata Yuki(河田 裕貴)	B457
Bessho Kotaro(別所 康太郎)	C160	Inagaki Atsushi(稲垣 厚至)	D201	Kawatani Yoshio(河谷 芳雄)	P330
		Inoue Hanako(猪上 華子)	A205	Kiguchi Masashi(木口 雅司)	P111
< E >		Inoue Tsuyoshi(井上 岡)	C208	Kiguchi Masashi(木口 雅司)	P211
Enomoto Takeshi(榎本 剛)	C401	Iriguchi Takeshi(入口 武史)	P313	Kino Kanon(木野 佳音)	P328
		Ishibashi Toshiyuki(石橋 俊之)	C307	Kinoshita Takenari(木下 武也)	D303
< F >		Ishida Ryoga(石田 凌雅)	P314	Kitabatake Naoko(北畠 尚子)	P220
Fudeyasu Hironori(筆保 弘徳)	B463	Ishitsu Naoki(石津 尚喜)	A202	Kitabayashi Sho(北林 翔)	P307
Fujibe Fumiaki(藤部 文昭)	B402	Ishiyama Takahiro(石山 尊浩)	A402	Kitagawa Hiroto(北川 裕人)	P227
Fujii Hideyuki(藤井 秀幸)	C458	Isoda Fusako(磯田 総子)	P104	Kobayashi Chiaki(小林 ちあき)	B201
Fujinami Hatsuki(藤波 初木)	D458	Itahashi Syuichi(板橋 秀一)	B153	Kobayashi Hiroki(小林 宏規)	C206
Fujinami Hatsuki(藤波 初木)	P310	Itano Toshihisa(板野 稔久)	D304	Kobayashi Kengo(小林 謙吾)	P106
Fujita Tadashi(藤田 匡)	D104	Ito Akinori(伊藤 彰記)	B154	Kohma Masashi(高麗 正史)	B157
- Fujiwara Chusei(藤原 忠誠)	A206	Ito Kosuke(伊藤 耕介)	B458	Kohyama Tsubasa(神山 翼)	B303
- Fujiwara Kei(藤原 ケイ)	B301	Ito Noriko(伊藤 典子)	P222	Kondo Hiroaki(近藤 裕昭)	D205
- Fujiwara Keita(藤原 圭太)	P332	Ito Takahiro(伊藤 享洋)	P214	Kondo Keiichi(近藤 圭一)	P115
Fukamachi Tomohiro(深町 知宏)	C405	Iwai Hironori(岩井 宏徳)	A208	Konishi Hiroyuki(小西 啓之)	P334
Fukuda Yoshihiro(福田 凱大)	D307	Iwakiri Tomoki(岩切 友希)	B302	Kosaka Yu(小坂 優)	B207
Fukui Shin(福井 真)	B406	Iwakiri Tomoki(岩切 友希)	P306	Kuba Naomi(久芳 奈遠美)	D403
Fukushima Hirokazu(福島 広和)	P108	Iwasaki Hiroyuki(岩崎 博之)	P321	Kubota Hisayuki(久保田 尚之)	A106
Furuzawa Fumie(古澤 文江)	C461	Iwasaki Suginori(岩崎 杉紀)	P219	Kubota Hisayuki(久保田 尚之)	B453
		Iwashita Hisato(岩下 久人)	A301	Kudo Rei(工藤 玲)	C101
< H >				Kuji Makoto(久慈 誠)	P326
Hamada Junichi(浜田 純一)	P112	< J >		Kumoi Gendo(雲居 玄道)	P117
Hamaguchi Yuya(浜口 佑也)	P232	Jinno Takuya (神野 拓哉)	C151	Kuo WeiChen(郭 威鎮)	C201
Harada Yayoi(原田 やよい)	B203			kuriyama kyoichiro(栗山 匡一朗)	P308
Hashiguchi Hirovuki(橋口 浩之)	P203	< K >		Kuroda Yuhji(黒田 友二)	B202
Hashimoto Akihiro(橋本 明弘)	P221	Kai Kenji(甲斐 憲次)	C154	Kusunoki Kenichi(楠 研一)	A201
Hatsuzuka Daisuke(初塚 大輔)	D156	Kamahori Hirotaka(釜堀 弘隆)	A102	Kusunoki Shoji(楠 昌司)	D158
Hayashi Masahiro(林 昌宏)	P127	Kamamoto Rimpei(竃本 倫平)	P105		
Hayashi Michiya(林 未知也)	P331	Kanada Sachie(金田 幸恵)	B454	< M >	
Hayashi Syugo(林 修吾)	A306	Kanae Shinjiro(鼎 信次郎)	D459	Maejima Yasumitsu(前島 康光)	C403
Higuchi Taro(樋口 太郎)	P110	Kaneko Ryo(金子 凌)	D103	Mashiko Wataru(益子 涉)	A304
J				Masuda Yoshinobu(増田 善信)	D160

Matsumoto Jun(松本 淳)	A103	Ohno Yuichi(大野 裕一)
Matsumoto Kengo(松本 健吾)	B407	Ohtake Hideaki(大竹 秀明)
Matsumoto Takuma(松元 琢真)	P217	Oizumi Tustao(大泉 伝)
Matsushima Fumiya(松島 史弥)	P233	Okabe Izumi(岡部 いづみ)
Matsushita Hiroki(松下 拓樹)	P101	Okamoto Kozo(岡本 幸三)
Matsuyama Hiroshi(松山 洋)	P317	Okazaki Atsushi(岡崎 淳史)
Matsuyama Hiroshi(松山 洋)	P218	Okui Haruka(奥井 晴香)
Matsuyama Yuya(松山 裕矢)	B158	Okumura Shigeaki(奥村 成皓)
Minamide Masashi(南出 将志)	C303	Onishi Ryo(大西 領)
Minowa Masahiro(箕輪 昌裕)	P301	Orikasa Narihiro(折笠 成宏)
Miyajima Akiko(宮島 亜希子)	C207	Ose Tomoaki(尾瀬 智昭)
Mizukoshi Masatoshi(水越 将敏)	B104	Otaki Toshikazu(大滝 寿一)
Mori Masato(森 正人)	D153	Otobe Naohito(乙部 直人)
Mori Masato(森 正人)	B208	Otsuka Michiko(大塚 道子)
Morinaga Takeshi(守永 武史)	D203	Owada Hiromi(大和田 浩美)
Moteki Ooosaku(茂木 耕作)	A162	Ovama Rvo(小山 亮)
Muraii Yoshitaka(村治 能孝)	A101	
Murakami Shigenori(村上 茂数)	P311	< \$ >
Murata Akihiko(村田 昭彦)	D161	、 5 / Saeki Tazu(佐伯 田鶴)
Murata Fumie(村田 文絵)	P109	Sai Yuta(佐井 重大)
Murata Fumie(村田 文絵)	P209	Saito Izumi(齊藤 泉)
Muroi Chiashi(室井 ちあし)	D101	Saito Kazuo(斉藤 和雄)
Multi Chiash(±)	DIOI	Sakurai Namiko(櫻井 南海子)
< N >		Sassa Koji(佐夕 浩司)
< IN / Nakae Kanta(由江 宮大)	A 404	Sato Fijchi(佐藤 革一)
Nakac Kana (十五) 见八)	C/08	Sato Hitoshi(佐藤 均)
Nakaj Sento(由共	P310	Sato Kazutoshi(佐藤 和敏)
Nakai Sento(千开 中八)	P102	Sato Yousuke(任磁 隐坛)
Nakajima Ko(山阜 町)	P225	Satoh Masaki(佐藤 正樹)
Nakamura Vuguka(中封	D207	Satoh Paono(仕葉 全公本)
Nakaniahi Tomog(中西 古東)	D207	Satoh Shinguka(佐藤 平心)
Nakataniii Naho(中台 反志)	P204	Sation Shinisuke(佐藤 自力)
Nakausuji Naho(中立 采檔)	P304	Sawada Tohel(澤田 八十一)
Nakayama Mono(中山 盈雄)	D105	Segueni Takatunn(),粮口 頁文)
Nakayosin Makolo(中日 信人)	P323	Seki Takanon()) 陸則)
	D400	Selie Linemy(海士 孔)
Nace Hiroaki(但江 見明)	B100	Seko Hiromu(瀬古 弘)
	C106	Seko Hiromu(瀬古 弘)
Nasuno Iomoe(那須野 省江)	A406	Seto Sninta(瀬戸 心太)
Nayak Sridhara(Nayak Sridhara)	D157	Snigeta Yoshinori(里田 祥範)
Nayak Sridnara(Nayak Sridnara)	D162	Snigeta Yoshinori(里田 祥軛)
Nishii Akira(四开 卓)	A156	Shimada Udai(喝田 手大)
Niwa Yosuke(丹羽 洋介)	P315	Shimada Udai(鳴田 宇天)
Nodzu Masato(野津 推人)	D453	Shimamura Shigeharu(嶋村 重治)
Nosaka Masaya(野坂 具也)	P229	Shimizu Atsushi(清水 厚)
		Shimizu Hiroyuki(清水 宏幸)
<0>		Shimizu Shingo(清水 慎吾)
Obata Atsushi(小畑 淳)	B308	Shimoda Seiji(下田 星児)
Oda Mayuko(小田 頁祐子)	C308	Shinoda Taro(篠田 太郎)

C104

Ohkawara Nozomu(大河原 望)

Shusse Yukari(出世 ゆかり)	P122
Sueki Kenta(末木 健太)	A158
Sugawara Hirofumi(菅原 広史)	P134
Sugimoto Shiori(杉本 志織)	D455
Suzuki Kenji(鈴木 賢士)	A155
Suzuki Kento(鈴木 健斗)	C406
< T >	
Tachibana Yoshihiro(立花 義裕)	B101
Tajiri Takuya(田尻 拓也)	D401
Takahashi Hiroshi(高橋 洋)	D456
Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	D407
Takane Yuya(高根 雄也)	D163
Takano Toshiaki(鷹野 敏明)	D406
Takano Toshiaki(鷹野 敏明)	D208
Takano Yuki(高野 雄紀)	D102
Takano Yuki(高野 雄紀)	C161
Takase Yusuke(高瀬 裕介)	P206
Takasuka Daisuke(高須賀 大輔)	A405
Takasuka Daisuke(高須賀 大輔)	P133
Takava Yuhei(高谷 祐平)	A401
Takemi Tetsuya(竹見 哲也)	D202
Takemura Kazushi(武村 一史)	P116
Takeuchi Yuto(竹内 悠人)	C202
Tanaka Kenii(田中 健路)	A157
Tanaka Minoru(田中 実)	P207
Tanaka Taichu(田中 泰宙)	B155
Tanikawa Tomonori(谷川 明節)	P103
Terao Toru(寺尾 銜)	D451
Tochimoto Figo(栃本 革伍)	A303
Toda Masaki(百田 賢希)	B405
Tsuboki Kazuhisa(坪太 和久)	B451
Tsuiji Hiroki(汁 宏樹)	A160
Tsuji Kazuki(汁 和希)	P231
Tsukada Taiga(按田 大河)	C156
Tsunoda Atsushi(角田 動)	C/63
Tourite Harno(建田 兰姓)	R152
	D152
く 0 / Uchiyama Akihiro(内山) 明博)	C102
Uchiyama Tsuneo(内山 堂雄)	B403
Ueno Kenichi(上野 健一)	D454
Uno Fumichika(字野 中陸)	C205
Ushiyama Tomoki(生山) 明來)	C404
	0404
< V >	
ヽ ヽ / Vitanova Lidia(ビタノバーリディア)	P201
	1 201

C452 C155 P121 C157 C162 C301 B156 P302 C203 P318 D460 P132 P113 C158 C163 P202

P234 P215 D402 P213 A307 P205 C457 C407 P329 B456 D151 P130 A153 C159 P123 P128 C153 P114 P216 P305 D204 P325 B461 B462 A207 C103 C302 P223 B404 D405

< W >

B205

Shiozaki Masahiro(塩崎 公大)

Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	P210
Watanabe Akira(渡邊 明)	B151
Watanabe Miyuki(渡邊 美幸)	P309
Watanabe Shingo(渡辺 真吾)	P129
Watanabe Takeshi(渡邊 武志)	C204
Watanabe Yusuke(渡部 友祐)	P124
Watarai Yasushi(渡来 靖)	A403

< Y >

Yabuki Masanori(矢吹 正教)	P322
Yagai Isamu(谷貝 勇)	B401
Yamada Hiroyuki(山田 広幸)	B452
Yamada Yohei(山田 洋平)	D155
Yamada Yoshinori(山田 芳則)	C453
Yamagami Akio(山上 晃央)	C402
Yamaguchi Munehiko(山口 宗彦)	B459
Yamaji Moeka(山地 萌果)	C460
Yamamoto Akira(山本 哲)	P312
Yamamoto Akira(山本 哲)	C105
Yamamoto Haruhiko (山本 晴彦)	A104
Yamamoto Masayuki(山本 真之)	C451
Yamanouchi Takashi(山内 恭)	B304
Yamashita Akira(山下 晃)	D404
Yamashita Takaya(山下 尭也)	P120
Yamauchi Akira(山内 晃)	C152
Yamauchi Ryusuke(山内 隆介)	P131
Yamazaki Akira(山崎 哲)	P230
Yamazaki Kazuya(山崎 一哉)	D305
Yanase Wataru(柳瀬 亘)	P333
Yasuda Tomonori(安田 智紀)	P224
Yasui Ryosuke(安井 良輔)	B159
Yatagai Akiyo(谷田貝 亜紀代)	A159
Yokoi Satoru(横井 覚)	D457
Yokota Sho(横田 祥)	C304
Yokota Sho(横田 祥)	C305
Yokoyama Chie(横山 千恵)	A161
Yoshida Naoki(吉田 尚紀)	P119
Yoshimi Kazuhiro(吉見 和紘)	C455
Yoshimi Kazuhiro(吉見 和紘)	C456
Yoshino Jun(吉野 純)	A163
Yoshizaki Masanori(吉崎 正憲)	A154
Yoshizumi Youko(吉住 蓉子)	D408

< Z >

Zaizen Yuji(財前 祐二) P135

大会第1日 午前

20世紀前半の紙及び画像気象資料の数値化 *村治能孝 (EScoT)、松本淳・井上知栄(首都大学東京)、久保田尚之(北大) 山本晴彦(山口大)、小林茂(大阪大)、赤坂郁美(専修大)、釜堀弘隆(気象研)

1. 概要

手書きあるいは活字印刷物として保管された20世紀 前半(一部 19 世紀を含む)の国内外気象資料について画 像として整備した原簿をもとに数値化した。

表1 本報告での数値化対象地区

地区等	最長期間	実施年度(平成)
1)区内観測(日本)	1890-1977	H18, H23-24, H27-29
2)フィリピン	1868-1944	H19, 20, H24-29
3)英領インド	1891-1951	H24-H29
4) 台風経路図	1892-1950	H20-H22
5)満州~朝鮮半島~中国	1891-1944	H25-H29

2. 気象月報形式原簿の数値化

表1の各地区の気象資料は、Web 上に公開されてい る他、多くは国内外の機関や国立図書館に所蔵されて いる。紙資料は直接所蔵機関に赴き、画像化した。

下左図は数値化した地点を原簿毎にマークを変え地 図上にプロットしたもので、右表には原簿と数値化の 期間をまとめた。表上は国外の外地臨時観測所資料(参 考文献)も多く含んでいる。表下「区内観測」では 1926-1977年は全国(一部既報告[4])、それ以前の年は 地域を選び画像化・数値化している。地域により、気 圧、気温、降水量、風、日射量等を対象とした。



3. 国外資料の数値化例:フィリピン

年代により英、西、日本語の月報で、表、チャートと 多様であり(表2)、降水量、気圧等について連続性の 高いデータセットを作成した。一部地点では風・雲も 対象とした。チャートは、専用に"作成"した Windows tool でトレースし、日値や3時間値データとした。

表2 フィリピン気象データの入力歴

	マニラ			
作業年度	気象要素	月報	地点数	期間
平成26年	気圧、降水量、気温、風向風速の日観測値及び月統計値	マニラ気象月報パネル (西)	1	1868, 1869年
	気圧(6回+平均値)/日、降水量(2回+合計)/日 気温(6回+平均、最高、最低)/日、風向6回/日、風速 (6回+平均)/日			
平成26年	気温、風向風速の日観測値及び月統計値	マニラ気象月報(西)	1	1870年代
	気温(6回+平均、最高、最低)/日、風向6回/日、風速 (6回+平均)/日			
平成27年	追加	マニラ気象月報(西)	1	1881-1882年
平成28年	気圧、降水量	マニラ気象チャート (西)	1	1883-1888年
平成29年	風、雲	マニラ気象月報(西)	1	1890-1900年
	他の14~19地点			
作業年度	気象要素	月報あるいは分類	地点数	期間(欠有)
平成19年	日降水量、月積算降水量	TYPE-1(英)	35	1902年-1903年
	平均気圧、平均気温、最高気温、最低気温、平均湿度、卓越 風向、平均風速、降水量、水蒸気量、雲量、雲形の日値と月 平均値あるいは積算値	TYPE-2(英)	35	1904年-1913年
	最高気温、最低気温、降水量の日値と月平均あるいは積算値	TYPE-3(英)	35	1914年-1940年
平成20年	気圧、風向・風速	マニラ気象月報(英)	41	1922年-1938年
平成25年	気圧、降水量、気温	TYPE-1~5(英)	1	1890年-1944年
平成26年	気圧、降水量、気温	第22野戦気象隊 気象 月報(日)	19	1942年-1944年

4. 台風経路図の数値化

日本、台湾、上海、香港、フィリピンで"年、月、期 間で異なる図示方法"で独立に作成された台風経路を、 デジタイザを用いて数値化した。得られた複数の数値 化台風経路を共通化するために専用のWindows toolを" 作成"し、経路の確定を行った。



5. データの利用

-43 -

原簿の数値化に続き気象学的品質チェックを経て、 データ解析を行った成果の一部を示す。

[1] Matsumoto, J. et al. 2018: Recent Japanese Data Rescue Activities in Monsoon Asia ACRE Japan Workshop, Nov. 15, TMU.

[2] Kubota, H et al. 2016: A 117-year long index of the Pacific-Japan pattern with application to interdecadal variability, Int. J. Climatol., 36, 1575-1589.

[3] Villafuerte II, M. Q., et al. 2014: Long-term trends and variability of rainfall extremes in the Philippines, Atmos. Res., 137, 1-13.

[4] 藤部文昭ほか, 2008: 区内観測による日降水量データのデジタル 化と気候研究への利用と問題点. 天気, 55, 67-71.

参考文献:帝国日本の気象観測ネットワーク、満州・関東州、Ⅱ陸軍 気象部、Ⅳ樺太庁 山本晴彦 2014-2017

謝辞:科研費(26220202,15K16283,15KK0030,18H05307)、DIAS およ び GRENE 事業の支援を受けました。又、研究協力者の方に御礼申し上 げます。 関東・東海地方の降水量観測データレスキュー *釜堀弘隆(気象研究所),藤部文昭(首都大学東京),松本淳(首都大学東京)

1. はじめに

アメダスの前身である区内観測所による降水量観測 のデータレスキューを実施している.アメダスは国内 に 1300 以上の観測地点を持つ稠密な観測網であるが, 約40年の歴史しかなく,長期間の統計を取ることがで きない.一方,区内観測所は 1890 年代から設置が開始 されており,両者の観測データを接続できれば,120 年以上の稠密な長期観測データベースを構築すること ができる.区内観測データは紙媒体に保存されており, 各種統計処理を行うためにはデジタル化が必要である. これまでに,昭和期のデジタル化が完了しており,現 在,明治・大正期のデジタル化を実施中である.観測 開始以来のデジタル化が完了した関東・東海地方の降 水量データから得られた結果を紹介する.

2. 区内観測とアメダスの接続

アメダス観測所は区内観測所の近傍に設置されてい ることが多いが、多くの場合同一地点ではない. 観測 地点が異なる場合、両者が気候学的に接続可能か地点 毎に検討が必要である.気象庁が発行している「気象 観測統計指針」によれば、アメダスによる降水量観測 に関して、以下のような時には統計が接続できないと ある.

1. 観測場所が,水平距離で概ね 5km 以上,または 海面上の高さで概ね 50m 以上変わった場合.

2. 観測場所の変更により,周辺の観測環境が著し く変化し,統計値の均質性に影響があると判断される 場合.

第2の条件については現地調査が必要であり、その 実施は容易ではない.ここでは第1の条件のみを適用 して、接続可否を判断した.また、条件をやや緩めて、 水平距離7.5km以内、標高差75m以内の地点を接続可 能とした.区内観測所およびアメダス観測所の緯度経



図1 関東・東海地方の各地点における年降水量のトレンド (%/100yr)。黒丸は増加、黒三角は減少を示す。陰影は APHRO_JP による年降水量の気候値(mm/vr)。

度および標高は、東京管区気象台がとりまとめた AMeDAS 観測所利用総覧を参照した.また、年降水量 の気候値の分布を求めるため、格子点日降水量観測デ ータ APHRO JP を用いた

3. 過去 100 年間の降水量変動と確率降水量

図1に区内観測とアメダス観測を接続させた統計期 間が80年以上の地点における年降水量の100年あたり のトレンドを示す. 関東・東海地方では減少トレンド を持つ地点が多い.地球温暖化に伴って,全球規模で は降水量の増加が予測されているが、減少する地域が あることも指摘されている.特に日本付近では温暖化 モデルによって、まちまちの結果が得られており、区 内観測+アメダス観測による変動情報はモデル開発の 検証データとして活用できる.図2に、区内観測とア メダス観測を接続させた統計期間が80年以上の地点の 年最大日降水量に Gumbel 分布を適用して求めた 100 年に一度の日降水量(確率降水量)を示す.最も大き な確率降水量は三重県南部で見られ、その値は 700mm/day を超えている. 次いで、静岡県東部で 600mm/day 程度の値が得られている.一方、愛知県や 茨城県では多くの地点で400mm/day以下となっている. これらのことから, 確率降水量は地域特性が非常に大 きいことが分かる.これまでに気象庁が作成した異常 気象リスクマップにおいて、気象台や測候所の観測を 用いて全国 51 地点の確率降水量が求められているが, これらは都道府県に1 地点程度の情報であり, 防災基 礎情報としては十分な密度ではない. 区内観測とアメ ダス観測とを接続させた高密度の長期統計が必要と考 えられる.

謝辞:明治/大正期の区内観測降水量収集/デジタル化は 科学研究費助成事業(基盤研究(S),課題番号 26220202, 代表者:松本淳)によってサポートされている.

PR100 (mm/day) kanto_tokai

37N 36N 36N 35N 34N 36N 34N 136E 137E 138E 139E 140E 141E 141E

-44 -

図2 関東・東海地方の各地点における 100 年に一度の日 降水量(黒丸:mm/day)。陰影は APHRO_JP による年降水量 の気候値(mm/yr)。

ACRE-Japan・データレスキューによるアジアモンスーンの長期変動の解明 *松本 淳(首都大, JAMSTEC)・井上知栄・藤部文昭・濱田純一(首都大)・ 林 泰一(京都大)・寺尾 徹(香川大)・村田文絵(高知大)・久保田尚之(北大)・ 赤坂郁美(専修大)・釜堀弘隆(気象研)・遠藤伸彦(農研機構・農環研)・ 山本晴彦(山口大)・小林 茂(大阪大)・村治能孝(EScoT)

1. はじめに

地球温暖化をはじめとする気候変動の研究には、過 去の気象観測データが必須である。近年では多くの データがデジタル化されて,気候変動研究に活用さ れているものの、紙やマイクロフィルムにしか残さ れていない観測記録が今なお世界各地に数多く散在 している。特にモンスーンアジアの多くの国では, 欧米の植民地時代に気象観測が開始されたものの, 独立以前の多くの気象・気候データは数値化されて おらず、簡単には利用できない状態にある。世界的 には、世界気象機関(WMO)傘下での国際研究プ ロジェクトとして, ACRE (Atmospheric Circulation Reconstruction over the Earth : http://www.metacre.org/)が2007年に開始され、2008年以降、世界 各地で年会が開催されて、研究が進められてきた。 ACRE では、気象データの画像化・数値化によるデ ータレスキューと、その結果を入力した 200 年以上 の期間での長期再解析気候データの作成が進められ ており, すでに NOAA による 20 世紀再解析データ が公開されている。2017年には日本での活動を活性 化すべく, 久保田が中心となって ACRE-Japan を組 織し,2018年にはアジア諸国での初めての開催とな る 11 回目の年会を首都大学東京で開催した。本発表 では、近年発表者らがアジアモンスーン域でデジタ ル化した気候資料の概要と、残された課題について 紹介する。

2. 旧英領インド

旧英領インドについては、"Daily Rainfall of India"等の1891年刊行開始以降、1948年のインド独立までの全冊子が米国 NOAA Central Library でスキャン画像として公開されている。当初この画像を基に現インド領以外のバングラデシュとミャンマー領内の日降水量データの数値化を行った。しかし、画像化時の欠落や解像度不足、印刷の劣悪さなどにより誤判読が多発し、使用に耐えないことが判明したため、インド熱帯気象研究所(IITM)・インド気象局

(IMD)・英国気象局(UKMO)にて原本とのデー タ照合作業を行い,地点を限定してのデータベース 化を実施した。英領ビルマについては,1938年以降 は"Daily Rainfall Recorded in Burma"に変わり,オラ ンダ気象研究所(KNMI)・英国気象局(UKMO)にて 冊子原本の画像化とデータ照合作業を実施した。

3. 中国

19世紀後半から,海関等種々の施設による気象観測 が開始されたものの,革命以前は全国を掌握する中 央気象組織はなく,全国の日単位での気象観測結果 をまとめた紙資料はなかった。上海のZi-Ka-Wei (徐家匯)が刊行した冊子には,日降水量について のみ,全国のデータが掲載され,1891~1941年まで の大部分のデータが NOAA Central Library でスキャ ン画像として公開されている。一部の画質は劣悪で あるものの,幸い気象庁図書室にも大部分の原本が あったため,これも参照しつつ数値化した。日本占 領中の資料は,満洲気象表,北支那気象月報などか ら数値化した。

東南アジア諸国

フィリピンは"Monthly Bulletins of Philippines Weather Bureau" (1902–1940) 等から,仏領インドシナは "Bulletin Pluviométrique" (1906–1930) 等から,西太平 洋諸島は南洋庁気象月報 (1923–1941) から,日降水 量データ等を数値化した。

5. 日本

1976年のアメダス導入以前の区内観測所による日降水量データは、1926年以降については、気象庁本庁に原簿が CD-ROM で保管されており、これを基に数値化した。1925年以前の原簿は各地方気象台に散在し、関東・東海・四国・中国(一部)・九州(一部)地方についてのみ数値化を実施した。

6. 残された課題

スキャン画像からだけでは数値化は困難で, データレ スキューには, 原本との照合が必須である。観測地点 位置が不明な場合が多い。今回は主に日降水量を対象 にしたものの, 再解析には気圧の時別値が有効で, 戦 時中の気象無線を傍受して作成された南支南洋気象 報告などの気圧観測値は, すでに数値化を実施した。 この他にも多くの紙媒体資料が気象庁図書室などに は存在するほか, 船舶の航海日誌には膨大な気象デー タが残されている。これらのデータについて, 紙の劣 化以前の画像化・数値化によるデータレスキューが, 強く望まれる。

謝辞 旧英領インド日降水量データは,重尚一(京大)・ 木口雅司(東大)・金森大成(名大)・神澤 望(首都大)各 氏の作業で整備した。本研究は JSPS 科研費 (25282085, 26220202, 15K16283, 18K19951、18H01681),文部科学省 DIAS・GRENE 事業の助成を受けた。現地での照合作業で は,IITM, IMD 及びインド人学生の援助も受けた。

帝国日本における気象観測ネットワークの構築

-朝鮮総督府 2-

山本晴彦(山口大学)

1. はじめに

日露戦争における軍事ならびに航路保護の目的で、 1904(明治 37)年に釜山、木浦、仁川、龍巖浦、元山に 臨時観測所(第一〜第五、技手 15 人)が開設され、中央 気象台の和田雄治技師自らが渡韓して仁川観測所の所 長に就任した。その後、臨時観測所は朝鮮統監府に移 管され、仁川の第三臨時観測所を朝鮮統監府観測所に 改称し、釜山、木浦、龍巖浦、元山、城津(1905 年開設) の臨時観測所を支所とする本所・5 支所の体制へと改編 された。1908 年には韓国政府の農商工部へ移管(京城・ 平壌・大邱測候所が開設)されたが、1910 年の韓国併合 により朝鮮総督府観測所が創設されるに至った。

2. 朝鮮総督府観測所と測候所の展開

朝鮮総督府観測所の創設により、仁川の観測所を本 所とし、8つの測候所を支所とする朝鮮国内での気象観 測ネットワークが開始された。仁川の観測所は鷹烽峴 山頂に庁舎が建てられ、中央気象台から検定付き測器 が持ち込まれ、内地と同一の気象観測が行われた。敷 地内には子午儀室、無線電信柱、気象・地震観測室、 赤道儀室などが次々建てられ、施設の充実が図られた。

1911(明治 44)には東岸の江陵、その後、1914(大正 3)年には雄基・中江鎮、1918年には全州・楚山に測候 所が開設された。1922年には楚山測候所が廃止され、 済州島に済州測候所が新設された。しかし、1925年4 月に行政整理により測候所は所在地の道に移管され、 国庫補助を受けて各地方費により測候所の運営がなさ れることとなった。1931(昭和 6)年1月には、龍岩浦測 候所は新義州に移転改築して新義州測候所と改称され、 翌年には蔚山飛行場内に観測所の支所が設置されて航 空に関する気象業務が開始される。

3. 委託観測所による気温・雨量観測の拡充

朝鮮は本州に匹敵する 22 万 km²の面積を有してい るが、測候所の密度は僅かに本州の四分の一に過ぎな い現状であり、急速に発展しつつある殖産、土木等の 会社各般のわたる施設に対して、十分な気象調査の資 料を提供することは不可能であった。このことから、 総督府では観測補助機関として1914年4月に府令によ り、特に指定された府郡島で簡易気象観測を施行すべ

き制度を定め、同年中に 25 か所を開設し、1933 年に は131か所にまで達した。その他にも、雨量観測所、 灯台、道農事試験場および農牧場等より簡易な気象観 測成績の報告を受ける機関が百余箇所もあった。これ により、朝鮮内の気象観測機関は本所観測所1か所(仁 川)、同支所1か所(蔚山飛行場)、地方測候所13か所 (釜山、木浦、龍岩浦(後に新義州に移転)、元山、城 津、京城、平壤、大邱、江陵、雄基、中江鎮、全州、 楚山(後に廃止)、済州)で、簡易な気象観測所を加え ると 250 か所にも達した。これは、朝鮮の面積に換算 すると約900平方キロに1か所となり、内地の約250 平方キロに1か所と比べると、内地の四分の一ないし 三分の一にしか相当していないが、1907年の朝鮮統監 府観測所官制の制定から四半世紀で急速に拡充されて いったことがわかる。満洲国の建国(1932年)、日中戦 争の開戦(1937年)により航空気象業務の拡充が求めら れ、多くの飛行場に出張所が設けられた。

4. 気象業務の充実

1924年10月、無線受信装置で沖縄、大連など遠隔 地の放送気象通信の受信を開始し、1928年7月の事務 分掌規程改正により、新たに事業課を設置して観測成 績の整理、調査報告の刊行など観測所の実績発信に力 を入れた。1933年8月には短受信機装置で南洋、シベ リヤ各方面の観測成績をもとに天気予報を実施した。 戦前・戦中期には、本土から朝鮮半島を経由して南洋、 シベリヤ、満洲方面への航空路が開設されていたため、 朝鮮総督府観測所の観測データは重要な役割を担って いた。1939年6月の気象台官制により朝鮮総督府観測 所は朝鮮総督府気象台へと改称・昇格した。

5. 気象資料の発行

中央気象台と同様に、気象月報・年報、累年報告、 上層気流観測、上層気流年報、高層気象月報、気象要 報などの気象表を始め、学術報文、彙報、航空気象報 文、日用便覧、気象談話会報(所内誌)なども発行された。 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。 梅雨~秋雨における日々の降水の季節的違いと年々の変動 (東京と長崎を例とする 20 世紀を通した解析より)

*加藤内藏進(岡山大・教育学研究科(理科)),松本健吾(岡山大・自然科学研究科)

1. はじめに

明瞭な六季として特徴づけられる日本付近の季節サ イクルの中で、特に梅雨・盛夏・秋雨期には、高温多 湿な海洋性熱帯気団の影響も強く受けて大雨日も頻出 し、気候学的な降水量は多い(本稿では、50mm/日以 上の日を「大雨日」と呼ぶことにする)。しかし、総降 水量への大雨日・非大雨日の寄与、大雨日や非大雨日 それぞれにおける降水特性や日々の降水の持続性に関 して、地域差や季節進行の中での違い、及び、年々の 変動も小さくない。そのような梅雨~秋雨期の降水の 長期解析は、気候の長期的な変化の解明のためだけで なく、大きな変動の中での多彩な現象、比較的稀な現 象についても、それなりの例数で把握出来るメリット がある。つまり、長期変動の解析から、動気候学的な 『振れ幅も含めた平均像』が見えてくることになる。

本グループはそのような観点で、西日本との違いを 意識した東日本での梅雨降水について、時日別の降水 量データも用いて解析してきた(中国大陸での長期解 析も、今大会の松本・加藤による講演を参照)。本講演 では、日本列島域での梅雨~盛夏~秋雨の季節進行の 中での降水の動気候学的特徴について、東西の違いに も注目して、主に長崎と東京における1901年以降の日 降水量データに基づく解析結果から報告する。

2. 梅雨期における長崎の非大雨日の降水へのコメント 西日本の梅雨最盛期には,集中豪雨に関連した大雨 日の頻出のため,一般に東日本側より総降水量も多い

(Ninomiya and Mizuno 1987 他)。一方,東日本では, 「大雨日の降水量の寄与率は小さいが(25%以下),総 降水量は気候値に比べて小さくない年(7 mm/日つまり 210mm/月以上)」(*)も14 例あった(1901~2010 年の 中で。松本他 2018 秋季全国大会,他)。そのような年 の約半分は(NCEP/NCAR 再解析データが使える1951 年 以降を詳しく解析),平年よりも強い平均場の傾圧場の 中で,メソα低気圧の通過などに伴う数10mm/日程度の 非大雨日の頻出で総降水量が比較的大きくなる点を指 摘した。本研究では,九州の長崎で前述の(*)に該当 する降水の特徴を呈する年の非大雨日について検討し た。長崎の(*)の年の非大雨日には,東京のそれとは 違い,前線付近あるいはその暖域で,間欠的ではある が10mm/h程度の強雨が出現していた。つまり、豪雨に はならない程度の対流性降水の寄与も注目される。

3. 梅雨最盛期と盛夏期の降水変動の違い

長崎の梅雨最盛期には、大雨日の出現日数が多いほ ど総降水量が多くなる傾向が特に強く見られたが(図 略),第1図に示されるように、梅雨最盛期の東京では、 非大雨日の日数が多い年に総降水量が多いという関係 が明瞭であった(盛夏期よりも)。一方、長崎では、非 大雨日の日数と総降水量との比例関係が盛夏期には明 瞭になるなど、季節的違いも興味深い(但し、日々の 降水の2. で述べたような特徴にも注意が必要)。



第1図 1901~2010年における長崎(上段),東京(下段)の梅雨最盛 期(6/16-7/15, 左),盛夏期(8/1-31,右)での非大雨日(日降水量5mm 以上50mm 未満)の日数(横軸,日)と総降水量(mm/日に換算,縦軸)。

4. 秋雨期の降水の長期変動から

-47-

長崎では、20世紀前半の秋雨期の9月頃の総降水量 やその年々変動が(第2図),大雨日の降水量の寄与や その年々変動(図略)を反映して、20世紀後半に比べ て大きい等,秋雨期の降水の長期的変化も見られた。 これが何を反映しているのかも,更に検討予定である。



第2図 月降水量(実線)の平均と平均±標準偏差の季節 変化(mm/月)。左:1901~1945年,右:1956~2010年。

フィリピンの降水量データレスキューにより発展した夏季アジアモンスーン変動研究

*久保田尚之¹, 松本淳^{2,3}, 赤坂郁美⁴, 財城真寿美⁵, 小林茂⁶ 1:北大院理,, 2:首都大学東京, 3:海洋研究開発機構, 4: 専修大, 5: 成蹊大, 6: 大阪大

1. はじめに

アジアモンスーン研究に欠かせない気象データは、 東南アジア域では歴史的な経緯から第2次世界大戦 以降の期間に限られた。その中で、フィリピンでの 過去150年間の気象資料が海外の図書館などで発見 し、この13年間でその多くを収集し、デジタルデー タに復元してきた。今回は、過去のフィリピンの気 象データを復元する「データレスキュー」の取り組 みと、作成したフィリピンの過去125年間の降水量 データセットを用いた夏季アジアモンスーン変動研 究について報告する。

2. フィリピン気象資料の復元

フィリピンは 19 世紀までスペイン統治下にあり、 イエズス会によって 1865 年にマニラ気象台が設置 され、気象観測がはじまった(Udias 1996)。その後 1898 年の米西戦争を経て、1901 年からアメリカ統治 下のもと、第 2 次世界大戦までイエズス会が気象観 測を継続した。"Observatorio meteorologico del Ateneo Municipal de Manila" (1866-1882)," "Observatorio meteorologico de Manila" (1883-1900), "Monthly Bulletins of Philippine Weather Bureau"(1901-1940 年 8 月)のフィリピンの気象資料はイギリス、オランダ、 スペイン、カナダの気象局及びハワイ大学と気象庁 で収集してきた(Kubota and Chan 2009,赤坂 2014)。

1940年9月から第2次世界大戦開始(1941年12月8日)までは南方気象調査月報に記録されていた(国立 台湾大学で収集)。第2次世界大戦中は日本軍の第 22野戦気象隊が観測し、1942年-1944年の一部の気 象月報が、アメリカ議会図書館や気象庁、防衛省で 見つかった(小林と山本2013)。1945年2月にはアメ リカ軍により気象観測が開始し(NOAA)、1947年か らフィリピン気象局(PAGASA)が気象観測を展開し た。

現在 PAGASA が展開している気象台とほぼ同じ 地点で戦前も観測していた 41 点を抽出し、日降水量 をデジタルデータに復元し、1890-2014 年の降水量 データセットを作成した。ただし、1900 年以前はマ ニラ以外の地点にデータ均質性の問題があり、使用 していない。

3. 夏季アジアモンスーン変動

フィリピンはマニラを含む北西側の地域で、夏季 に南西季節風の影響を受けて雨量が増加する明瞭な モンスーンが見られる(Flores and Balagot 1969)。 また、夏季モンスーンはエルニーニョ南方振動 (ENSO)の影響を受けて年々変動もまた顕著に現れる。 エルニーニョが衰退した翌夏までインド洋の高水温 偏差が持続し、その遠隔影響で夏季モンスーンが不 活発になる(Xie et al. 2009)。一方で、ENSO は十 年規模変動(PD0)の影響を受けてその強度が数十年 規模で変動している(Mantua et al. 1997)。このこ とは ENSO に伴ったインド洋からの遠隔影響の強度 もまた数十年規模で変動することを意味する。復元 したフィリピン降水量データセットを用いると、フ ィリピンの夏季モンスーンは、インド洋からの遠隔 影響が顕著な時期(1970年代以降、1940年代以前) に、ENSOによる年々変動が顕著になることが明らか となった(Chowdary et al. 2012)。

フィリピンの夏季モンスーンが活発化すると、その北側に下降気流を強化し太平洋高気圧を発達させ、 日本周辺に猛暑をもたらす特徴があり、 Pacific-Japan (PJ)パターンと呼ばれる (Nitta 1987)。フィリピンの夏季モンスーンが、数十年規模 で変調していることを受けて、PJパターンに伴った 日本の天候への影響もまた、数十年規模でその応答 の強弱が変動していることを明らかにした (Kubota et al. 2016)。

さらに、フィリピン降水量データセットから夏季 モンスーンの開始時期を定義し、過去120年間につ いて調べた。モンスーン開始が早い時期は1990年代 以降と1930年代以前に現れ、フィリピン海や南シナ 海での台風活動が影響していることを明らかにした (Kubota et al. 2017)。

謝辞:本研究は、JSPS科研費(15KK0030, 16H03116, 16H04053, 18H05307, 18058043, 26220202)の支援により実施した。

南極振動と北極振動とのシンクロ

*立花義裕¹, 井上裕介¹, 小松謙介¹, 中村哲², 本田明治³, 緒方香都^{1,4}, 山崎孝治² (1:三重大学, 2:北海道大学, 3:新潟大学, 4:気象庁)

1. 研究の動機

南極振動と北極振動が同期して変動している ことを示した論文(Tachibana et al., Interhemispheric synchronization between the AO and the AAO, *GRL*, 45, DOI:10.1029/2018GL081002, 2018)について発 表する.

北極振動は北半球で最も卓越する変動で,日本 などの北半球の広い範囲の異常気象に影響する. 例えば,当時における観測史上最高の猛暑となっ た 2010 年猛暑と北極振動の関係を示した研究 (Otomi, Tachibana, Nakamura, 2012, *Climate Dynamics*). また,北極海氷減少と北半球の厳冬傾 向が北極振動と関係する研究(Nakamura Yamazaki Honda et al., 2015, *JGR*). よって,北極振動の予測は 経済社会的な観点からも危急の課題である.一方, 南半球には南極振動があり,これはオゾンホール と強い関連があり,地球環境にきわめて重要であ る. 北極と南極は地理学的に互い最も遠くに位置 していることから,北極振動と南極振動の共変の 存在を調べた研究は無かった.

しかしながら両者の関連性を示唆する研究が いくつか存在する. 例えば,『北極振動がエルニ ーニョに影響が及ぼしている』ことを見いだした 研究(Nakamura, Tachibana, Honda et al., 2006, GRL, 2014. *Climate* Oshika. Tachibana Nakamura, Dynamics, Nakamura Tachibana et al., 2015, Climate Dynamics). これは北極域のシグナルが遙 か赤道域へ到達していることを示している. Guan and Yamagata (2001), Lu et al. (2008), and Guan et al. (2010)は、北半球と南半球の地上気圧はシーソー の関係があることを見いだした. Eguchi and Kodera (2007)や Kodera (2011)は両半球で発生する 成層圏突然昇温(SSW)は熱帯の対流活動に影響 を及ぼすことを見いだした.

これらの研究の深化として、「北極振動と南極 振動はシンクロしているのではないか?」という 着想となった.つまり、「極の影響が赤道に及ぶの ならば,影響された赤道の変動を通して,若しくは 赤道を通り越して,他方の極にまで至ることがあ るのではないか」という発想である.

北極振動と南極振動のシンクロが立証されれ ば,北半球の異常気象を予知するためには南半球 大気変動を知る必要があることなど,従来の常識 を覆すものとなろう.

2. 結果

JRA55 再解析を用いた解析を行った.図1に示 すように、2月と10月に有意な正相関が見られ、 お互いシンクロしている.このシンクロと熱帯 SST との関係はほぼ無かったことと、SST を気候 値に固定した AGCM でもシンクロが見られたこ とにより、SST 駆動では無い.我々は、片方の極 で発生する SSW に伴う成層圏子午面循環が、熱 帯の対流活動の強弱を介し、それがさらに反対の 極へ遠隔的に影響を及ぼすプロセスがシンクロ の原因の一つの候補と考える.詳細は Tachibana et al., (2018, *GRL*)をご覧いただきたい.



-49-

南極内陸における高時間分解可能な長期観測 *平沢尚彦,山田恭平,本山秀明(極地研究所)

1. はじめに

南極内陸での長期観測の方法として AWS(Automatic Weather Station)が用いられてきた.ウィスコンシン大学を中心とした AWS 網は世界的に最も知られている[1]. 日本の調査地域においてもドームふじ,中継拠点,みずほ基地に日本との共同の AWS が設置されて約 20 年が経過した.初期の AWS は風力発電装置,太陽光発電パネル,バッテリーを組み合わせて,気温,気圧,風向風速などを観測することが限度であったが,最近は測器の省電力化が進み,放射計,積雪深計,雪温計などの計測を行うシステムが現れてきた.日本の観測チームも 2016 年からこれらの多要素の観測を行う AWSを設置してきている.本講演では,南極氷床上に新たに展開しつつある日本独自の AWS 網の計画と, AWS データに期待することについて述べる.

2. 新しい AWS の測器構成と南極氷床上の配置

図1は2018年10月(第59次南極地域観測隊期間中) に南極氷床上の中継拠点(図2)に設置したAWSの写 真である.これは気温,湿度,気圧,風向・風速,積 雪深,雪温のセンサーで構成されている.H128,およ びドームふじに設置されたAWSはこれらに加えて放 射4成分(短波上向き、短波下向き、長波上向き、長 波下向き)を測定している.

MD100 へは 2019 年(第 60 次南極地域観測隊期間中) に設置の計画がある.

3. 高時間分解可能な長期観測

地球温暖化の下で南極氷床がどのような変化をする のかは世界的な関心事である.例えば、氷床表面の水 収支の変化の仕組みを知るためには総観規模の降雪分 布を把握する必要がある(平沢他,2017)[2].1日よ り短い時間間隔のデータを取得する AWS 観測を長期 間維持し、数値モデルを組みわせることによって、気 候変動の仕組みの理解に繋げたい.



図1 2018 年 10 月に南極氷床上の中継拠点に設置 した AWS. 気温,湿度,気圧,風向・風速,積 雪深,雪温(深度:7m,5m,3m,1m,0.5m) を計測する.



図2 新たな AWS の設置地点. H128, 中継拠点, ドームふじには既設. MD100 への設置は 2019 年に計画されている.

参考文献

-50-

- University of Wisconsin-Madison, Antarctic AWS Network, http://amrc.ssec.wisc.edu/aws/index.html. (2019年2月参照)
- [2] 平沢、山田、"ブリザード"に伴う南極域の降水分 布,気象学会2017年度秋季大会.

南半球ストームトラックの卓越変動 ~水惑星実験に基づく中緯度海洋前線帯の影響の評価~

*中山 盛雄, 水越 正敏, 中村 尚, 小坂 優, 田口 文明, 森 正人 (東大先端研), 小川 史明 (ベルゲン大)

-51-

1. はじめに 南半球極前線ジェット (PFJ) の 南北変位を表す南半球環状モード (SAM) にほぼ独 立な卓越変動として、南半球ストームトラック域の 移動性擾乱活動の強弱を表す Baroclinic Annular Mode (BAM) が近年見出された (Thompson and Woodworth, 2014)。一方, 再解析データの解析に よりストームトラック、PFJ、中緯度海洋前線帯の 共存関係が指摘され (Nakamura et al. 2004)、大気 大循環モデル (AGCM) 実験から海洋前線帯が地表 傾圧性を効率的に維持することでストームトラック 活動を活発化させ、その緯度を前線帯付近に固定す る効果をもつことが示されている (Nakamura et al. 2008; Sampe et al. 2010)。さらに、海洋前線帯 が SAM の構造・振幅に多大な影響を与えることも 指摘されている (Sampe et al. 2013; Ogawa et al. 2016)。そこで本研究では、AGCM の境界条件と して「海洋前線あり」、「前線なし」に対応する東西 一様な海面水温 (SST) 分布を与えた 2 つの「水惑 星実験」の比較から、未解明である海洋前線帯が BAM の構造・振幅に与える影響を評価した。

Sampe et al. (2013) と同じく、用 2. 実験設定 いられた AGCM は AFES T79L56 (水平 150km 格 子相当)版で、海洋前線帯の効果を表現可能な解像 度である。前線あり実験では、衛星観測データ (NOAA-OISST) に基づく南インド洋のSST気候値 が東西一様に与えられた。モデル南半球には冬季分 布を、モデル北半球には夏季分布を南北反転させた 上で与えた。海洋前線帯は季節を問わず緯度 45°に 位置する。一方、前線なし実験では、前線の冷水側 の SST のみ人為的に高めて海洋前線帯を除去した。 両実験とも日射は南半球冬至の条件に固定した。解 析期間は 60 ヶ月である。Thompson and Woodworth (2014) を参考に、BAM は擾乱運動エ ネルギー (EKE) を東西平均し、その周期8日以上 の長周期変調成分の [925~200 hPa、緯度 20°~70°] の領域における第1EOFとして抽出した。ただし、 彼らとは異なり、移動性擾乱に伴う周期8日以下の 変動のみに着目した。

3. 結果 図1は、夏季BAM変動の単位標準偏差 に対する移動性擾乱に伴うEKE偏差と極向き熱輸 送偏差を表す。海洋前線帯の有無にかかわらず、 BAMの最大偏差の緯度と対応する気候平均場の最 大緯度はほぼ一致しており、BAMはストームトラッ クの強弱を表す。海洋前線帯を除去するとBAMの振 幅は約1/3も減少し、BAMの最大偏差の緯度は海洋 前線帯(緯度45°)付近から緯度40°付近へと変位し た。冬半球側でも同様な結果が得られた。気候平均 場およびBAM偏差は、前線なし実験では主に大気の 内部力学の反映であり、前線あり実験では海洋前線 帯からの熱力学的影響も含むと考えられる。よって、 海洋前線帯は、その近傍にBAMを固定させ、変動振 幅を増大させようと働くことが分かった。実際、海 洋からの顕熱フラックス偏差は、BAMに伴う下層気 温の南北勾配偏差を緩和するように働いていた。

4. **まとめ** AGCM水惑星実験の解析から、中緯 度海洋前線帯は地表傾圧性の維持を介して気候平均 のストームトラック活動を強化することで、その卓 越変動であるBAMをも強化し、その緯度を海洋前線 帯付近に固定する効果をもつことが示された。



図 1 AGCM 水惑星実験において中緯度海洋前線帯が a) 有る場合と b) 無い場合における夏季 BAM に回帰した移動 性擾乱に伴う運動エネルギー偏差 (等値線、m²/s²) と極向き 熱輸送偏差 (陰影、K・m/s)。BAM 指数が単位標準偏差だ け正位相にあるときの偏差を表す。▲は中緯度海洋前線帯 (45^o)。c),d)は a),b)それぞれに対応する気候平均場。

南半球ストームトラックの卓越変動 ~アンサンブル AGCM 実験結果の解析~

*水越将敏,中山盛雄,中村尚,小坂優,森正人,田口文明(東大先端研),西井和晃(三重大)

1. **はじめに** 南半球中高緯度対流圏で卓越する 変動モードとして南半球環状モード (SAM) がある が,新たな環状モードとして BAM (Baroclinic Annular Mode) が近年発見された (Thompson and Woodworth 2014). SAM が極前線ジェットの 南北変位を表すのに対し, BAM は擾乱による南北 熱輸送や渦運動エネルギー (EKE)の変動に卓越す ることが見出されている.ただし,BAM の研究の 歴史は浅く,未解明な点が多く残されている.そこ で本研究では,大気大循環モデル (AGCM) アンサ ンブル実験のデータを解析し,BAM の季節性や下 方境界条件からの影響について調査した.

2. 実験設定 用いた AGCM は AFES T119L56 (水平 100km 格子相当)版である.下方境界条件 として与える海面水温や海氷密接度は,衛星観測に よる高解像度データ(NOAA-OISST v2 日平均)を 用いた.切離周期8日の高周波フィルタにより移動 性擾乱に伴う変動成分を抽出した上,東西平均した EKE 偏差場(南緯 20~70度,1000~200hPa)の 第1EOF として BAM を同定した.解析期間は1983 ~2012年の30年間である.季節性を見るため,南 半球の夏季(12~2月)と冬季(6~8月)に分けて 解析した.AGCM アンサンブルは初期値の異なる 10メンバーから成る.10メンバーの全変動の解析 に加え,アンサンブル平均(外部変動)とアンサン ブルスプレッド(内部変動)に分けた解析も行った.

3. 結果 BAMの季節性について,第1主成分時系 列をEKE偏差と渦熱輸送偏差に線形回帰すること で評価した(図1).季節性を無視したThompson and Woodworth (2014)の解析で得られたように, 全変動に見られるBAMは夏冬ともにストームトラ ックの擾乱活動の強弱を表す.ただし,BAMに伴う EKEの回帰偏差については(図1の等値線),振幅 は夏の方が大きく,南北幅は冬の方が広い.また, 渦熱輸送偏差には冬のみに下層の南緯60度付近に も極大がみられる(図1の陰影).

冬季BAMに伴う渦熱輸送偏差の南緯60度付近の 極大はアンサンブル平均ではさらに明瞭なのに対し, アンサンブルスプレッドでは不明瞭であった.実際, 冬季BAMの正位相のアンサンブル平均偏差におい ては、南緯60~70度の南インド洋から南太平洋にか けて海面水温・海氷面温度の負偏差が明瞭である(図 2(a)の陰影).これは海氷密接度の増大に伴うもの である(図2(a)黒線はその気候値).そして、この 表面温度の負偏差の北縁にあたる南緯60度付近で 極向き渦熱輸送が増大している(図2(b)).つまり、 海氷密接度の増大とともにその北縁で南北温度勾配 が増大し、それを解消するよう渦熱輸送が増大した と考えられる(BAMの負位相では逆符号).

4. <u>**まとめ</u>** 本実験の結果は, BAM には明瞭な季 節性があり,海氷や海面水温の変動が BAM の駆動 源の一つである可能性を示唆する.</u>



図1.アンサンブル AGCM 実験の全変動における BAM に伴う渦運動エネルギー (等値線 3m²/s²毎) と極向き渦 熱輸送(陰影)の回帰偏差. (a)冬季, (b)夏季.



図 2. アンサンブル平均の冬季 BAM に伴う (a) 海面 水温・海氷面温度と (b) 極向き渦熱輸送の回帰偏差. 黒線は海氷密接度 50% (7 月気候値) を示す.

-52-

スカイラジオメータによる雲の微物理・光学特性の リモートセンシング手法の開発

*工藤玲 (気象研), 岩渕弘信 (東北大学), 鷹野敏明 (千葉大), 入江仁士 (千葉大), Alessandro Damiani (千葉大)、Pradeep Khatri (東北大)

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 つが,その影響評価は最も不確定でもある.本研究では, 雲の微物理・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. スカイラジオ メータは、近紫外~可視~近赤外波長域における11波 長の天空輝度を分光測定する放射計である.また, SKYNET として国際的な観測網が敷かれており、気象 庁もルーチン観測を開始している.本研究では、この測 器を用いた雲のリモートセンシング手法を開発してい る. 先行研究では, 近赤外波長の2波長の散乱輝度を用 いることで、雲の光学的厚さと有効半径を推定できる ことが示されている(Kikuchi 2006, Chiu 2012 等).本 研究では、これに加えて、水と氷の比率を推定可能とし た. スカイラジオメータが測定する 1627 nm と 2200 nm の散乱輝度の関係は、水と氷について明確な差が生じ る.この特徴を生かし、水と氷の比率を推定する.ただ し、この特徴は、光学的厚さ10以下では現れない.ま た, 氷粒子に対して, 現実的な形状を模した Voronoi aggregate (Ishimoto 2012) を使用した.

2. 推定手法

スカイラジオメータが測定する天頂輝度の 500, 675, 870, 1020, 1627, 2200nm のデータに対して, 対数正規 分布を仮定した雲の粒径分布の体積, モード半径, 氷と 水の体積比を最適化することで, 雲の光学的厚さ, モー ド半径, 水と氷の光学的厚さを出力する. 最適化は, 非 線形最小二乗法の原理によって行う. また, 評価関数の 最小化には, CMA-ES (Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy) を用いた. この手法は, ランダム探 索法の一種で, ニュートン法等の勾配法とは異なり, 局 所解を避けることが出来る.

光学的厚さ1から100,モード半径1.0から50µm, 太陽天頂角10から70度の範囲で乱数を振ってシミュ レートした100ケースの天頂輝度を使って本手法をテ ストした.結果,約80%のケースで、光学的厚さとモ ード半径は20%以内の誤差で推定された.結果が悪か った残りの約20%のケースでは,光学的厚さは過小推 定され,モード半径は過大推定される傾向が見られた. Kikuchi 2006 でも指摘されているが,元々,天頂輝度から光学的厚さを推定する問題設定では,光学的厚さ約5 を境に,二つの解が存在する.約20%の上手くいかな かったケースは,これに起因する.本研究でもこの問題 は解決できていない.水と氷の光学的厚さの結果は,想 定通り、10以上で上手く推定できていた.

3. 2018 年 11 月の解析結果

2018年11月に、千葉大学において、様々な測器を持ちより、雲・エアロゾル・ガス・放射のキャンペーン観測が行われた.そこで観測したデータを、本研究の手法で解析した.図1は、その結果である.光学的厚さが大きくなるほど、有効半径は小さく、また、氷粒子の比率が小さくなる関係性が見られた.



図1 光学的厚さ(COD)のヒストグラムと階級ご とに求めたモード半径と(Rm,単位はμm)と氷粒子の 光学的厚さ(ICOD)の平均値と標準偏差.

4. まとめ

-53-

スカイラジオメータの天頂輝度観測から, 雲の微物 理・光学特性を推定するリモートセンシング手法を開 発した. 今後は, キャンペーン観測の解析結果の精査と, 他の手法の解析結果と比較をしながら,本手法の改良 を行っていく.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP17H02963 の助成を受けたものです.

スカイラジオメーター(POM02)の特性(Part 2)(2)

(衛星推定エアロゾルプロダクト検証に向けて)

内山明博, 松永恒雄(環境研),山崎明宏(気象研)

-54-

1. はじめに

GOSAT-2は、温室効果ガスを宇宙から測定することを主目的にした衛星であるが、その推定精度向上と大気汚染監視のためにエアロゾル特性を推定する。衛星から推定されるエアロゾル特性を検証するために衛星推定量より精度が良いサンフォトメーターやスカイラジオメーターによる地上観測データが利用される。検証の観点からは、種々の大気条件、表面条件での観測値が必要であり、また、データの質が均質で、精度が分かっている必要がある。NASAによって行われているAERONETのデータは、この要件を満たしたデータの一つである。

地上からのエアロゾル特性の測定には、スカイ ラジオメーター(プリード製POM-01, POM-02)もよ く利用される。これを用いた観測をまとめ観測網 とする試みが千葉大CEReSを中心になされSKYNET と呼ばれている。スカイラジオメーターの利用者 に観測精度を上げてもらうために、Part 1で検定 定数の精度(Improved Langley法の問題点など)、P art 2で立体視野角(SVA)の精度(SKYRAD package の問題点など)を示した。

ここでは、太陽を光源にしたSVAの決定法で、エ アロゾルや空気分子の散乱光を考慮できるように 行った測定によるSVAの決定について報告する。

3. 方法

Uchiyama et al. (2018)のシミュレーションの結 果では、測定値から散乱光を差し引くことで光学 的厚さが多少厚くてもSVAの計算精度が維持でき る。ここでは、太陽から約3度離れたところまで測 定して、散乱光を計り、太陽及び近辺の散乱光を 内挿して差し引くことにした。

以下の3種類の測定を行った。

(1)現行の±1度を0.1度刻みで測定。

(2)太陽付近を細かく、離れたところを粗く測定 (±0.6度を0.1度刻み、±1.2度を0.2度刻み、±2.4 度を0.6度刻み)。

(3) ±3度を0.1度刻みのXスキャン(方位角方向の 測定は散乱角を変える測定でないことに注意)。

(1)で取ったデータは、従来の処理(1.4~2.5度 の外挿は変更)を行う。(2),(3)で取ったデータは、 太陽から2.5度より離れたデータから、0~2.5度の 散乱光を内挿し、測定値から差し引く。(3)では、 視野は軸対称であると仮定した。(2),(3)のデータ からのSVAの計算は、従来の方法に準ずる。

直達光の時間変化を考慮できるよう、各チャン ネルの測定前後で直達光を測定するようにした。 4.結果

図1に、方法(2)で得たデータのSVA計算の被積 分関数(500nm)の一例を示した。

約2.5度のところで測定値の変化傾向が変わって おり、これより大きな角度の測定値が散乱光の測 定値になる。



図1 SVA計算の被積分関数の例(方法(2)) 図2にMLOでの測定値による3つの方法のSVAを 示した。MLOのように光学的厚さが薄いときには、 散乱光の影響が小さく、方法(1)と他の方法の間の 差はほとんど無い。方法(3)(Xスキャン)の値がや や小さい傾向にあるが、他の方法との差はほぼ1% 以下である。Xスキャンは、他より短時間でできる ので、SVA監視には有望。





その他分かったことは、つくばでの測定から得られたSVAの時系列には、夏季に値が小さくなる季節変化が見られた(原因については、検討中)。太陽スキャンの前後で直達光の測定を行ったが、十分直達光の変化を追随できない。

ライダー観測で見られた関東ローカルダストの特徴

*清水厚・杉本伸夫・西澤智明・神慶孝(国立環境研究所)

はじめに

ライダーによる土壌粒子の観測では、偏光解消度を 利用して粒子の非球形性を判別し、硫酸塩など球形粒 子(液滴)と区別している。東アジア域の大気中に浮遊 する土壌粒子は主にユーラシア大陸内部起源の黄砂粒 子と見做し、国立環境研究所を中心としたライダーネッ トワーク (AD-Net) では「黄砂消散係数」を出力してき た (Sugimoto et al, 2003;Shimizu et al., 2004)。これ は化学輸送モデルの検証・同化や黄砂の健康影響調査な どに幅広く用いられているが、実際にライダーで観測 された非球形粒子が大陸に由来するものであることの 証明は大規模現象の際の後方流跡線解析などに依存し ている。一方関東郊外では晩冬から初春の強風時(「春 一番 | が発表された日など) に地表から砂塵が舞い上が る様子が肉眼で確認され、ライダーでもこれに同期し て偏光解消度が上昇する場合がしばしばある。つまり、 既存の黄砂消散係数導出アルゴリズムによる黄砂消散 係数には、このようなローカルダストによる消散係数 も含まれていると考えられる。本研究ではつくば近傍 の地上風速・大気環境常時監視局データ (SPM/PM2.5)・ ライダーデータを用いてローカルダスト発生時の粒子 の光学特性などを解析した。

利用したデータ

データ解析期間として、つくばにおいて目視でロー カルダストの舞い上がりがしばしば確認された2017年 2月と、大規模な大陸からの黄砂現象が見られた2017 年5月を選択して、両者の光学特性などを対比する。 ライダーデータは高度30m・時間15分という分解能 を持つが、ここでは下層由来のローカルダストを抽出 するため観測下限である高度120mにおけるデータを 用いた。風速データはつくば舘野における10分値(平 均風速・瞬間最大風速)を利用し、SPM/PM2.5につい てはつくばライダーに最も近い土浦中村保健所のデー タを用いた。

結果の概要

観測結果のうち、ライダーデータのインバージョンが 安定して行われたと考えられるエアロゾル消散係数(黄 砂消散係数と球形粒子消散係数の和)が0.05~0.2/km である時間帯について、瞬間最大風速と粒子偏光解消 度との対応を図1上に示す。ローカルダストが多発し た2月には粒子偏光解消度が概ね風速に比例して上昇 し、最大で0.6程度に達している。これに対して大陸由 来黄砂を捉えた5月の場合は、粒子偏光解消度の風速 への依存性は特に見られず、最大値は0.35程度となっ ている。Shimizu et al.(2004)では北京ライダーの粒子 偏光解消度から経験的に得られた0.35を純粋な黄砂の 偏光解消度とし、黄砂・球形粒子分離の基礎パラメー タとしているが、ローカルダスト時にはこれを上回る 値が頻繁に見られることから、現状の2成分分離アル ゴリズムではローカルダスト時に球形粒子消散係数が 過小となる恐れがあることが分かった。また SPM と PM2.5の差を調べると(図1下)、ローカルダスト時に は黄砂消散係数が大きくても SPM-PM2.5 が上昇しな い例が多く見られた。このことから、ローカルダスト の粒径が10μmより大きい (PM7 相当の SPM 測定に 掛からない)ことが示唆される。



図 1: 2017 年 2 月 (黒) および 5 月 (赤) の、瞬間 最大風速とその時刻に対応する (上)532nm 粒子偏光解消度および (下)SPM-PM2.5。円 の大きさは黄砂消散係数に比例する。

今後の展望

-55-

環境基準が定められている SPM 測定に反映されな いようなローカルダストの発生頻度や全国分布につい て、ライダーデータを利用した解析を今後進める。ま たそれによる健康影響なども大陸由来黄砂とは別のメ カニズムを考慮する必要があると考えられ、AD-Net か らの暴露データの提供方法についても改善を検討して いく。 南極昭和基地における地表面放射の長期変化傾向

大河原望 (気象研究所)

1. はじめに

地表面における放射エネルギー収支の正確な把握は、 地球温暖化に代表される気候変動の監視等に、極めて 重要である.南極昭和基地では、1990年代から国際的 な地表面放射観測網である BSRN[1]の観測点として、 長期にわたり精密な放射観測を続けている.これまで、 Wild M. et al. [2] や Yamanouchi, T. and Shudou Y. [3]等に より、1990年代から2000年代半ばまでの昭和基地に おける下向き放射要素(全天日射、下向き赤外放射) の長期変化について解析が行われている.本研究では、 2017年までの長期変化について解析を行った.

2. 解析方法

南極昭和基地の放射観測データの1分平均値から求 めた年平均値の長期変化を解析した.また、下向き放 射の値に大きな影響を及ぼす雲量とエアロゾル等によ る大気の濁り具合についても、合わせて解析を行った. 解析期間と要素は次のとおり.

- ・解析期間: 1991 年~2017 年 (ただし,機器の不調 等により一部欠測あり)
- ・解析要素: 全天日射(水平面直達日射+散乱日射),
 下向き赤外放射,雲量(地上気象観測),大
 気混濁係数(直達日射から求めたホイスナー・デュボアの混濁係数)



図1 南極昭和基地における雲量と大気混濁係数の年 平均値の長期変化.



図2 南極昭和基地における全天日射と下向き赤外放 射の年平均値の長期変化.

3. 結果

本解析期間を通じて、下向き放射に大きな影響を及 ぼす雲量は、年々の変動はあるものの長期変化傾向は 見られない.また、大気混濁係数は、1990年代初めに ピナツボ火山噴火の影響により増加したが、2000年頃 からはほとんど変化が見られない(図1).

解析期間を通じた下向き放射の変化は,

・全天日射: +0.11 W/m²/年

・下向き赤外放射: -0.08 W/m²/年 2000 年以降の変化は,

- ・全天日射: 0.00 W/m²/年
- ・下向き赤外放射: +0.11 W/m²/年 であった.

参考文献

- Ohmura, A. et al., 1998, Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): new precision radiometry for climate research. Bull. Am. Meteorol. Soc. 79, 2115-2136.
- Wild, M. et al., 2009, Global dimming and brightening: An update beyond 2000, J. Geophys. Res., 114, D00D13, doi:10.1029/2008JD011382.
- [3] Yamanouchi, T. and Shudou, Y., 2007. Trends in cloud amount and radiative fluxes at Syowa Station, Antarctica, Polar Science 1, 17-23.

地上気温観測用通風筒の日射特性評価手法の検討

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

地上気温観測に用いられる通風筒の日射特性を絶 対的に評価するため、日射影響が原理的に微小な基 準地上気温観測手法の確立が望まれている。このた め観測方法の候補となりうる各種手法を相互比較し て検討を行っている。

ISO(2007)の提案している極細センサーは、セン サーの脆弱性という難点があるが、日射影響は最大 0.1℃程度と見込まれた(2017秋季大会 C311、2018 春季大会 C457)。Lacombe *et al.*(2011)の提案して いる超音波風速温度計(以下「超音波」)は、気温観 測値に機器温度依存性があり(Richiardone *et al.* 2012)、現在市場に出ている製品を本目的で使うこと は難しい(第1図、2018秋季大会 C452)。著者は気 温を反映した情報である放射輝度温度を直接測定す る放射計を用いて地上気温を推定することを提案し、 既存データによる検討を行った(2016春季大会 D201)が、今回新たに観測を実施・検討した。

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」)、熱電対はこれまでと同様、直径 13µm 径の E 型熱電対、放射計は多波長マイクロ波放射計

(Radiometrics 社 MP-3000A) (以下「放射計」) をそ れぞれ地上高 1.5m に設置してデータを取得した。マ イクロ波放射計は大気吸収の最も強い 58.8GHz 帯の 178.65°、177.75°、175.5°の3仰角の輝度温度観測値 を水平方向に外挿して地上気温の推定値とした。

3 結果例

観測結果の一例として、放射計・熱電対の通風筒 との気温差と全天日射照度の関係を第2図に示す。 全天日射照度が大きくなると、平均的に見て放射 計・熱電対より通風筒の観測値が相対的に大きくな る傾向(最大0.3℃程度)があること、両者の関係は 線形ではなく、日射照度500Wm²程度以下では三者 の観測値の差は全天日射照度に依らないことが読み 取れる。値の散らばりが大きく、全天日射以外の支 配要因も考えられ、慎重に検討する必要がある。



第1図 全天日射照度が0の時の超音波 WMT701 と通 風筒との気温差(℃)と WMT701 送信部温度(℃)と の関係。超音波の音仮温度観測値を通風筒の湿度を用 いて気温に変換。2018 年9月2日~24日の観測値。



第2図 通風筒との気温差(℃) と全天日射照度(x10 Wm⁻²) との関係。(a)放射計(b)熱電対。箱上下辺と 箱内部横線はそれぞれ第3、第1四分位点、中央値、 ひげは四分位点から箱幅1.5倍のデータ範囲を示す。

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。多波長マイクロ波放射計は気象研究所予 報研究部管理のものを折笠成宏氏・田尻拓也氏の多大 な協力を得て使用した。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

ISO, 2007: ISO 17714 Meteorology - Air temperature measurements; Lacombe, M. *et al.*, 2011: WMO IOM Rep.106. Richiardone, R. *et al.*, 2012: Boundary-Layer Meteorol., 142, 425–442.

-57-

アジアにおける落雷位置標定ネットワークの構築 *成田知已(湘南工科大学),石川裕彦(京都大学)

1. はじめに

落雷から発生する電磁波を受信し、受信局への 到達時間差から落雷の位置を標定する装置は、電 力会社や一部の気象会社を中心に、商用のネット ワークがある。しかし、一般にはわずかしか公開 されていないため、より一層の正確かつ安価な情 報提供が必要である。一方、2012年頃からドイツ の大学を中心として、ボランティアベースの落雷 位置標定ネットワークがヨーロッパ,北米、オセア ニアに展開されている。しかし、アジア圏では、 ほとんど受信局が無い状況であった。そこで、こ のネットワークに注目し、2019年1月までに受信 局を全国 40 か所に設置し、落雷の位置がリアルタ イムでネット上の地図に表示出来るようになりつ つある⁽¹⁾⁽²⁾。今回、インド、バングラデシュを含 むアジア各地に拡大したので報告する。

2. 観測装置の設置

バングラデシュ (ダッカ)、インド (アンドラ・ プラデーシュ州、ラジャスタン州、ウッタラーカ ンド州)、タイ (バンコク)、カンボジア (プノン ペン)、ベトナム (ホーチミン、ダナン、ハノイ)、 モンゴル (ウランバートル)、ハワイ (マウイ)、 フィリピン (マニラ)、グアムの国外 13 カ所およ び国内 (北海道から沖縄、父島を含む全国各地) 40 カ所に落雷から発生する VLF 帯の電磁波を受信 する装置を設置し、落雷位置を算出するシステム を構築した。観測装置の諸元をそれぞれ表1に示 す。落雷から発生する電磁波を複数の受信局で捉 え、到来時間差から場所を算出し、インターネッ トのマップ上にほぼリアルタイムで表示している。 なお、VLF 帯の電波を捉えることから、場合によ っては半径 5000km まで観測可能である。

標定方式	到来時間差方式(TOA)			
GPS (Time)	時刻精度 10ns			
	電界アンテナ			
アンテナ	磁界アンテナ(東西)			
	磁界アンテナ(南北)			
サンプリング周波数	525kHz			
組測用は粉なります。	1-50kHz (磁界成分)			
観測周波毅(VLF 帘)	5 501-Ua (季田出八)			

表1. 観測装置の諸元

3. 落雷位置標定事例

電観測装置によるバングラデシュおける 2018 年1月から6月までの半年間の落雷密度マップを 示す。インド・アッサム州のブラマプトラ谷およ びバングラデシュ沿岸で雷活動が活発であった。

Density of lightning stokes in Bangladesh (2018)



図4. バングラデシュの落雷マップ(2018.1-6)

4. まとめ

落雷位置標定装置をバングラデシュ、インドな どに展開した。その結果、インターネットでバン グラデシュのおけるリアルタイム落雷情報を無料 提供するとともに、バングラデシュにおける落雷 分布図を作成することが出来た。リアルタイムの 公開 URL は、以下の通り。

http://en.blitzortung.org/live_lightning_maps.php

5. 参考文献

[1]成田知巳,「VLF帯の観測による落雷位置標定 システム (Blitz)」, 電気学会高電圧研究会, HV-18-32, pp.171-176, 2018.

[2] T.Narita, E.Wanke, M.Sato, T.Sakanoi, A.Kumada, M.Kamogawa, H.Ishikawa, S.Harada, T.Kameda, F.Tsuchiya, E.Kaneko, "A study of lightning location system (Blitz) based on VLF sferics", 34th International Conference on Lightning Protection (ICLP), Vol.60, pp.1-6, 2018.

2030年に向けた数値予報技術開発重点計画と官学連携への取り組み

室井ちあし1、石田純一 1、長谷川昌樹 2、本田有機 1 (気象庁予報部数値予報課、2 同総務部企画課)

1. 第10世代気象庁スーパーコンピュータ

気象庁は2018年6月5日に新しいスーパーコンピュー タの運用を開始した。1959年に気象庁が初めて導入し た科学計算用の大型コンピュータから数えて第10世代 目となる。新しいスーパーコンピュータはCrayXC50 米 Cray製)であり、2012年に導入された日立SR16000/M1 日立製作所製)と比べて実効性能で約10倍の処理能 力をもつ。

運用を開始した同月には、00,06,18UTC初期値の 全球モデルの予報時間を84時間から132時間に延長し た。これにより、2019年3月には台風の強度予報 仲心 気圧や最大風速等)の予報期間を3日先から5日先まで 延長する。また、2019年3月には、明日の天気予報のた めの数値予報資料として利用できるように、00, 12UTC 初期値のメソモデルの予報時間も39時間から51時間に 延長する。同時に、航空交通管理の支援強化のために、 局地モデルの予報時間も9時間から10時間に延長する。 2019年6月には、メソモデルの信頼度情報や確率情報 を提供するために、新たにメソアンサンブル予報システ ムの運用を開始する。この他、様々な現業数値予報シ ステムの改良を計画している[1]。

今後も、気象庁では新しいスーパーコンピュータを活 用し、台風の影響や集中豪雨の発生可能性等を早い 段階から精度良く把握できるように、観測データの利用 拡大、データ同化手法の改善、数値予報モデルの高度 化など予報技術の向上に向けた改良等を行い、防災・ 日常生活・社会経済活動の様々な場面で幅広く利活用 される各種気象情報の更なる改善に取り組んでいく。

2. 2030年に向けた数値予報技術開発計画

交通政策審議会気象分科会は、自然環境や社会環 境の変化、先端技術の展望を踏まえ、観測・予測精度 向上のための技術開発と、気象情報・データの利活用 促進を 隼の両輪」とする防災対応・支援の推進等につ いて取り組みを進めるという 2030年の科学技術を見据 えた気象業務のあり方」についての提言をとりまとめた [2]。この提言で示された方向性に基づき、気象庁は、 防災分野をはじめ社会における情報サービス基盤であ る数値予報の技術開発を強力かつ着実に推進していく ために、 2030年に向けた数値予報技術開発重点計 画」以下、 重点計画」)を策定した[3]。

2030年に向けて、数値予報に関する気象庁ビジョン として 国民一人一人の安全 安心を守り、活力ある社 会を実現する数値予報イノベーション」を掲げ、これを 実現するために、以下の4つの重点目標を定めた

- **豪雨防災** 線状降水帯の発生 ·停滞の予測精度向上 により、集中豪雨の可能性を高い確度で予測する。 特に、明るいうちからの避難など、早期の警戒と避難 を可能にする。
- **台風防災**] 台風や前線に伴う大雨などの予測精度を 向上し、大規模風水害や高潮災害に対して、数日 前からの広域避難に関する防災行動の確実な実行 を可能にする。
- **社会経済活動への貢献**]半年先までの気象予測の 高度化・精度向上により、気候リスク軽減や流通・生 産計画の最適化を始め、社会経済活動における生 産性向上へ貢献する。
- 温暖化への適応策]関係機関との連携のもと、地球 温暖化について、より高解像度かつ我が国として統 一的な予測を提供し、自治体や民間における温暖 化適応策の策定に資する。

この重点目標を達成するために、予測精度向上の鍵 となる以下の3つの項目について、技術革新を重点的 に推進する

- 次世代技術による地球の観測ビッグデータ活用
- 日本の気象を世界最高の精度と解像度でシミュレ ーション
- ③ 確率予測とA 技術の融合による意思決定支援

これらの技術革新を実現するために、次の3つの点に ついて開発マネージメントを強化して開発を力強く推進 する。

- 幅広い連携の推進
- ② 開発者の育成と確保
- ③ 研究·開発基盤の整備

気象庁では、開発に携わる一人一人が、ビジョンと重 点目標に加え、開発方針として、プライオリタイゼーショ ン、実証的根拠に基づく開発、開発全体の最適化を意

識して、高度な科学技術に基づく巨大かつ複雑なソフト ウェアの集合体である数値予報システムの開発を推進 していく。

3. 大学等研究機関との連携推進に向けて

開発マネージメントの強化のひとつとして、産学官オ ールジャパンの連携のもと、数値予報に関する研究と開 発を力強く推進する方針が重点計画では示されている。 ここでは、大学等研究機関との連携を目的とした気象庁 の取り組みに関する紹介と今後の予定についてお知ら せする。

気象庁はこれまで数値予報に関する知見を共有する ために、数値モデル研究会 平成 17 年~)や気象学会 専門分科会 平成 23 年~)など研究集会を開催してき た。この取り組みは今後も継続する。また、平成13年に は数値予報研究開発プラットフォームを立ち上げ、モデ ル開発者間の交流を推進するとともに、気象庁予報モ デルの貸与を行ってきた。メソモデルの108件を筆頭に、 合計 150 件を超えるモデル貸与を実施してきた。次に、 気象庁と公社)日本気象学会の包括的な共同研究に 基づく枠組みとして気象研究コンソーシアムを立ち上げ、 45 課題 平成 29 年 6 月現在) が採択されてきた。この枠 組みでは、共同研究に使用可能な気象データをオンラ インで提供している。

最近の取り組みとしては、平成 29 年から、大学等の 研究機関が持つ最新の研究成果や知見を結集して数 値予報モデル開発に取り組むために、専門家に参画頂 き、これまで 3 回の 数値予報モデル開発懇談会」を開 催してきた。重点計画の策定にも協力頂いた。また、同 年から、気象庁が長年、庁内向けに実施してきた数値 予報モデル開発に関する包括的な特別研修に、大学 等からの聴講生の受け入れを開始した。平成 29 年は8 名、平成30年は6名が受講した。

平成 31 年からは、数値予報課で技術的な検討をす るために定期的に開催しているコロキウムを、大学等研 究機関から遠隔で聴講できるようにする。また、現業数 値予報システムの予測プロダクト図、GPV)を準リアル タイムに確認できるよう、大学等研究機関向けに提供開 始する。

参考文献

[1] 本田有機, 2018: NAPS10 における改良計画. 平成 30 年度数値 予報研修テキスト、気象庁予報部, 2-5.

[2] 交通政策審議会気象分科会, 2018: 2030年の科学技術を見据え た気象業務のあり方 提言).53pp.

[3] 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画. 52pp.

気象庁 GPV を用いた雲解説用予想衛星画像の作成 *高野雄紀(東京大学大気海洋研究所),渡邊正太郎(株式会社ウェザーマップ)

1. はじめに

雲の種類や雲量は,降水や気温と並んで重要な天気 予報の対象である.テレビ等の気象情報では,実況の 雲を解説するのにひまわり8・9号の可視・赤外画像が 用いられる[1].一方で,将来の予想の雲を解説するの には,気象庁から配信されるGSMやMSMのGPVの 全雲量が用いられることがある.モデルの全雲量と衛 星画像は異なる量を表現しており,見た目に差異が存 在するため視聴者や解説者に不便や混乱を招く可能性 がある.この解決策として,GPV から予想衛星画像 [2][3]を作成することが考えられる.しかし,予想衛星 画像の作成に必要な各鉛直層の雲量・雲水量はGPV に は含まれていない.

そこで本研究では、モデルの雲・放射過程の定式化 に基づいて、相対湿度から雲量・雲水量を推定し、可 視・赤外の予想衛星画像を作成する方法を提案する. さらに、作成した画像を観測と比較検証する.

2. 提案手法

予想衛星画像の作成手法の概略は以下の通りである.

- (1) 再解析プロダクト(JRA-55, DSJRA-55)から作成 したルックアップテーブルを用いて,相対湿度 から各気圧面の雲量を診断し,GPVの上層・中 層・下層雲量と整合するように補正する.
- (2) GSMやMSMの部分凝結スキーム[4][5]の定式化 に沿った形で、 雲量から雲水量を推定する.
- (3) 文献[2]と同様な放射伝達計算により,可視・赤 外画像を計算する.

3. 検証方法

作成した予想衛星画像を JAXA の投影変換済みひ まわり L1 格子化データと比較した.対象とする領 域は日本域(22.4-47.6°N, 120-150°E)であり 2017 年 6 月 1 日から 2018 年 5 月 31 日までの 12 JST の画像を 対象とした.赤外予想衛星画像については,季節によ り精度に違いが見られたことから,3ヶ月ごと(JJA, SON, DJF, MAM)に分けて比較を行った.

4. 結果と考察

可視予想衛星画像のバイアスは小さく概ね良く再現 できた(図略).これに対して赤外予想衛星画像は,特に 夏季に,上層雲の輝度温度に高温バイアスが見られた (図 1).この一因として,300 hPaより上層の相対湿度 は気象業務支援センターから配信されておらず,利用 できないため,本手法の雲量・雲水量の推定精度の悪 さに影響したと考えられる.



図1 ひまわり8号・9号の赤外画像とMSMの赤外 予想衛星画像の2次元頻度分布.期間は2017年6月 から8月である.ビンの幅は0.1℃ごとであり,ひま わりの観測ビンごとに規格化してある.

参考文献

- Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.
- [2] 大和田浩美, 2006, 気象研究ノート, (212), 105-120.
- [3] 大和田浩美,高坂裕貴,2013,数値予報課報告・別 冊,**59**,76-80.
- [4] Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977, J. Atmos. Sci., 34, 344-355.
- [5] Smith, R., 1990, Quart. J. Royal Meteor. Soc., 116, 435-460.

-60 -

ディープラーニングを用いた降水予測モデルの検討

*金子凌 (東京理科大学理工学研究科土木工学専攻), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部土木工学科)

研究の背景・目的

平成29年7月九州北部豪雨を始めとする集中豪雨・ 局地的大雨は、人命や財産に甚大な被害を与える.特 に中小河川への影響は顕著で、水害により毎年のよう に人命が失われているといっても過言ではない.とこ ろが、このような豪雨の予測は従来の数値気象モデル では予測が困難なことも多く、様々な取り組みが行わ れているが、今もなお予測の精度向上が求められてい るのが現状である.

一方,近年,ディープラーニングという機械学習の 手法が,医療や自然言語処理等の分野で成果を上げる ようになった.従来主流だった手法より更に複雑な表 現が可能で,適用事例は実に広い.土木,気象の分野 でも,熱帯低気圧のタマゴの予測[1]など,従来の物理 モデルに頼らない野心的な試みが行われ始めている.

そこで本研究では、豪雨とディープラーニングに着 目し、降水予測モデルの作成を検討することを目的と し、その性能を評価する.

2. 計算設定と評価手法

LSTM (Long short-term memory) という教師あり学 習のアルゴリズムを用いて学習を行った.これは,時 系列データを扱うことに特化している.教師データに 用いたのは福岡・日田・佐世保・平戸・長崎・延岡・ 油津・都城・人吉・牛深・阿久根の11の地域気象観測 所のデータであり,時間解像度は1時間である.前一 時間雨量・地上気圧・気温・相対湿度・風速・風向を 特徴量とした.1990年~2015年のデータを用い,6時 間分のデータを読み込ませると,その次の一時間後の 特徴量を予測出来るよう学習させた.モデルの評価に は2016年から2018年の3年間の降水日を抽出して, その1時間雨量の観測値と予測値のRMSを11地点ご とに求めた.なお,抽出にはアメダス日雨量を用い, それが5mm以上の日を降水日とした.

3. 結果と考察

各地点での予測結果の RMSE は福岡 2.13 mm・日田 2.83 mm・佐世保 2.97 mm・平戸 3.31 mm・長崎 2.75



図1 平成29年7月九州北部豪雨日田特別気象観測所再現計算



図2 ある程度の予測が可能なケース (予測値が僅かに0を割る箇所は0に修正済)

mm・延岡 2.57 mm・油津 2.76 mm・都城 2.92 mm・人 吉 2.57 mm・牛深 2.86 mm・阿久根 3.38 mm となった. 集中豪雨など強雨での予測に難があるが(図 1), ピー クが低ければ予測が可能なケースも存在する(図 2). これは,集中豪雨は学習データに含まれる事例も少な いため学習が不足しているためと考えられる.また, 予測が可能なケースに関しても,ワンステップ遅れて 雨量が再現されている箇所があり(図 2 中観測 3:00, 18:00 等),更なる学習データやハイパーパラメーター の調整が必要であると考えられる.

謝辞

科学研究費補助金(課題番号:18K13840,および 17H01292)の支援を受け実施された.ここに謝意を 表す.

参考文献

-61 -

[1] Matsuoka, D., M. Nakano, D. Sugiyama, and S. Uchida, 2018: Deep learning approach for detecting tropical cyclones and their precursors in the simulation by a cloud-resolving global nonhydrostatic atmospheric model. Progress in Earth and Planetary Science, 5, 80. メソアンサンブル予報システム(MEPS)の運用開始に向けて

藤田匡、氏家将志、河野耕平、幾田泰酵、沢田雅洋、國井勝、草開浩、 塚本暢、倉橋永、秋元銀河、安斎太朗、欠畑賢之、西本秀祐、 小野耕介、本田有機、石田純一 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁では、防災気象情報、航空気象情報の作成支 援のため、日本とその周辺の領域を対象とする水平格 子間隔 5km のメソモデル (MSM)を運用している。現 在、MSM の予測に対して信頼度、不確実性等の情報を 付加することを目的に、MEPS の開発を進めている[1,2]。 気象庁スーパーコンピュータを更新した 2018 年 6 月よ り本運用と同等の仕様で MEPS の部内試験運用中であ り、2019 年 6 月頃には本運用を開始する計画である。

2. MEPS の構成

MEPS は、21 メンバー(1 つのコントロールランと 20 の摂動ラン)から成り、1 日4 回(00,06,12,18UTC)、 39 時間予報を実行する。メソスケールの現象の表現能 力をMSM と同等とするため、MEPSの水平格子間隔、 鉛直層配置、数値予報モデルとその設定及び計算領域 は、MSM と同一としている(コントロールランは同 初期時刻の MSM そのものである)。

摂動としては、初期摂動と側面境界摂動を考慮して おり、いずれも特異ベクトル(SV)法を用いて生成す る[3]。初期摂動は、3 つの異なるスケールの SV を合成 して生成する [1,3]。側面境界摂動は、初期摂動からの 一貫性を保つため、初期摂動作成に利用する大きいス ケールの SV を線形時間発展させたものを用いる[4]。

3. 事例

第1図に、平成30年台風第24号による降水の予測 事例を示す。9月30日15UTCにおける、前3時間降水 量の実況(a)では、東海地方の南斜面に100mm/3hを 越える強降水域が見られる(黒楕円)。しかし、MSM による39時間予測(b)では、台風の北進が早く東海 地方の強降水域を表現していない。一方、MEPSによ る39時間予測では、台風の進行にばらつきがあり、強 降水域を表現するメンバーが存在する。このため、最 大降水量(c)において東海地方での強雨の可能性を捕 捉しており、また、100mm/3h以上の降水の確率(d) においても、実況と対応して確率を表現している。本 事例において、MEPSにより、単独のMSMより早い段 階で強雨の可能性を把握する結果が得られた。

4. 利用法検討と今後の課題

本運用開始に向けて、気象庁では顕著現象発生のポ テンシャル把握への活用をはじめ、現業予報作業にお ける MEPS の利用法の検討を進めている[2]。また、 MEPS の特性調査にも取り組み、単一の摂動ランの予 測精度が特定時刻において MSM を上回っても、その 後の持続性が低いことなど、利用上留意が必要な結果 も得られている[1]。MEPS の特性を踏まえた利用法は 今後も継続的な検討が必要な課題である。また、現在 考慮していないモデル摂動・下部境界摂動など、MEPS の高度化に向けた開発にも引き続き取り組む予定であ る。

参考文献

- [1] 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの
 開発状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100-113.
- [2] 河野耕平,西本秀祐,三戸洋介,2018:メソアンサンブル予報システム.平成30年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,9-12.
- [3] 小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課 報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 93-104.
- [4] Ono, K., 2017: Consistent Initial Lateral Boundary Perturbations in Mesoscale Ensemble System at JMA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 47, 5.16-5.17.



第1図 2018年9月30日15UTCにおける前3時間積算降水量。(a) 解析雨量、(b) MSM 39時間予測、(c) MEPS 最大降水量 39時間予測、(d) MEPS 100mm/3h 以上の確率 39時間予測。

雪崩発生条件となる降雪事例の頻度解析について *松下拓樹,高橋 渉,高橋丞二(土木研・寒地土研) Matsushita H., Takahashi W., and Takahashi J. (CERI, PWRI)

1. はじめに

雪崩対策を計画し実施するためには、対象箇所で発 生する雪崩の規模や頻度などの評価を行う必要がある. しかし、一般的には雪崩発生に関する長期間の観測デ ータが存在することは稀であり、雪崩の発生頻度を直 接評価することは難しい.本稿では、過去数十年間の 気象データから、雪崩発生条件に適合する降雪事例を 抽出して、発生頻度を簡便に評価する手法を検討した.

2. 解析の対象とする雪崩発生条件について

短時間に多量の降雪がある場合,次の条件で,通常 では雪崩が発生しにくい樹林内でも雪崩が発生する[1]. 本稿では,この雪崩発生条件を解析対象とする.

- ・降雪深 *S*₁₂: 12 時間で 45 cm 以上(斜面勾配 45°) または 50 cm 以上(斜面勾配 30°)
- ・気 温 T12: -4℃以下(上記 12 時間の平均気温)
- ・積雪深 SD_b: 50cm 以上(上記 12 時間の1 時間前)

3. 雪崩発生条件となる降雪事例の頻度解析の方法

既報[2]で降雪事例の頻度解析を行った気象庁アメダ スの群馬県みなかみ(36°48.0'N, 138°59.5'E, 531 m a.s.l.)を例に,以下の要領で解析を行った.解析期間は, 1989年11月1日~2017年4月30日の28年間である.

まず1時間間隔の積雪深差の正値を累積し,これを 降雪深とした.降雪の中断(積雪深差≦0cm)が5時間 未満であれば降雪が継続しているとした.次に,各降 雪事例の期間内の連続する12時間の降雪深の最大値 S_{12} と平均気温 T_{12} を求め,上記2.の雪崩発生条件に適 合する事例を抽出した.降雪深 S_{12} の5cm 間隔の度数 nを求め,降雪深 S_{12} の大きい階級から度数 n を累積し,





それを観測年数で除した値を,降雪深が S_{12} 以上となる 発生率 $F(S_{12})$ (数/年)とした.降雪深 S_{12} と発生率 $F(S_{12})$ の対数に対して,回帰分析を行った.

4. 結果

図1は、降雪事例の12時間降雪深の最大値 S_{12} の度数分布と、降雪深が S_{12} 以上となる発生率 $F(S_{12})$ である。降雪深 S_{12} が45cm以上となる事例、つまり2.の雪崩発生条件に適合する事例の発生率は0.18(5.5年に1回程度)であり、降雪深 S_{12} が50cm以上となる事例の発生率は0.04(25年に1回程度)であった。

図2は、降雪深 S_{12} と発生率 $F(S_{12} \leq)$ の対数の関係である. 図中の回帰直線(実線)は、降雪深 S_{12} が 30cm 未満となる事例(〇)を除いて求めた. 回帰式から推定される降雪深 S_{12} が 45cm 以上となる事例の発生率は0.12,降雪深 S_{12} が 50cm 以上となる発生率は0.05 であり、観測値と同程度の発生率が回帰式から推定された.

5. おわりに

自然現象の頻度解析手法として、対数関係を活用し て単純な回帰分析により評価する方法は簡便である. また、国内では同一箇所の雪崩発生の長期的な記録は 皆無であり、本稿で示した気象データを活用して雪崩 発生頻度を評価する手法は有用であると考えられる.





参考文献

-63 -

松下ほか,2018,日本雪工学会論文集,34,55-67.
 松下ほか,2018,秋季大会講演予稿集,114,204.

小型 X バンド二重偏波気象レーダーを用いた Dual-Doppler 解析 *中島大岳,高木敏明(古野電気株式会社), 佐々浩司 (高知大学)

1. はじめに

高知県沿岸部は国交省 X バンド MP レーダーネット ワークの観測対象外でありながら、台風や竜巻等のシ ビアな気象現象が多発する地域として知られている。

2018 年 3 月、10 月にかけて古野電気製 X バンド二重 偏波気象レーダー(以下、本レーダー)を新たに 3 基 設置し、高知大学所有の既設レーダー3 基を含む計 6 基によるレーダーネットワークの構築を進めている。

本稿では複数台レーダーの同時観測により可能となった2次元風速場の解析事例について紹介する。

2. 解析方法

解析事例として2018年4月24日のデータを用いた。 前線を伴った低気圧の接近により西日本で激しい雨と なり、アメダス高知では日降水量114.5 mmを観測した。

風速場の解析には表 1 に示す2 基のレーダーを使用 した。各レーダーのドップラー速度に対してクレスマ ン内挿を行った後、Dual-Doppler 法により等高度面にお ける水平風の2 次元分布(格子サイズ:150 m)を求め た。ここで図 1 に、高度 1500 m における水平風の推定 結果の一例(2018 年 4 月 24 日 21 時 00 分)を示す。

推定結果の妥当性を確認するため、解析対象エリア 内に位置するウィンドプロファイラ(以下、WPR)と 比較した。比較評価は水平風の風向・風速に対して、 同高度面における本レーダーと WPR との時系列比較 および散布図(10分平均値)により行った。

3. 結果

図2に本レーダーとWPRとの時系列比較結果を示 す。水平風速・風向ともに傾向が良く一致しており、 散布図における回帰係数、相関係数およびRMSEはそ れぞれ水平風速に関して0.98、0.96、1.32 m/s、風向に 関して0.98、0.92、8.12 deg となった。本レーダーネッ トワークの構築により、台風や竜巻等の気象現象を高 い時間、空間分解能で観測することが可能となった。

表	1	本レ	ーダー	・の観測設定
~ ~	_			

項目	観測条件		
設置場所	高知県須崎市	高知県南国市	
シーケンス	Volume スキャン、	5 仰角 /1 分	
観測仰角	3.0 / 4.0 / 8.0 / 12.0 / 16.0 deg		
パルス仕様	0.5 us / 20.0 us	0.33 us / 20.0 us	
PRF	2000 / 1600 Hz	1000 / 800 Hz	

4. 謝辞

本研究は総務省 SCOPE (受付番号 165009001)の委 託を受けたものである。またウィンドプロファイラデ ータは京都大学生存圏研究所のデータベースより提供 を受けた。ここに謝意を表する。



積雪の波長別偏光測定装置の高度化 *谷川朋範(気象研究所),青木輝夫(岡山大学,気象研究所),石元裕史, 庭野匡思(気象研究所),堀雅裕(JAXA),的場澄人(北大低温研)

1. はじめに

積雪表面の波長別偏光度(DoP)は、一般に可視域で低 く,近赤外,短波長赤外域では積雪粒径依存性が見られ る[1]. 現在, この特徴を利用した航空機・衛星リモー トセンシングによる積雪物理量のモニタリングや、非 偏光チャンネルの偏光感度試験等の利用が検討されて いる[2]. 波長別 DoP を分光器によって正確に測定する ための装置は、従来偏光フィルターと偏光プリズムを 用いる方法が提案されている.フィールドで使用する 際には、可視域から短波長赤外域の波長を1度にカバ ーする偏光プリズムを用いたものが一般的である. 一 般に, 偏光度を測定する際には, 回転検光子法により偏 光子を何度か回転させながら測定を行うが、偏光の双 方向反射率や DoP を測定するためには、偏光子を何度 も回転させるため,通常の BRDF 測定の 3~4 倍の測定 時間がかかる.このため、十分な偏光測定ができないと いう問題があった.この問題を解決するために, 偏光子 の回転機構を自動化し,装置の改良を行ったので,積雪 偏光度の結果と併せて報告する.

2. 積雪偏光測定装置

図1に偏光度を測定するための架台と偏光プリズム が組み込まれている回転機構を示す.装置の大きさは7 ×11×15 cm,重さ約1 kg である.光ファイバーと偏光 プリズムの間に偏光解消板が装着されている.偏光プ リズムの回転角はパルスモータで制御し,任意の角度 で回転させることができる.本測定では回転角0°,45°, 90°,135°の偏光反射強度を測定した.これにより,偏 光度 $P = \sqrt{Q^2 + U^2}/I$, $P_q = -Q/I$, $P_u = U/I$ が得ら れる.但し, *I*, *Q*, *U*はそれぞれストークスパラメータ である. $P_q \ge P_u$ は0°と90°,45°と135°の直線偏光のう ち,それぞれどちらが強いかを表す指標である.

3. 測定結果と考察

図2に2018年3月7日に北海道中札内村農場で測定 された新雪に対する前方反射側(相対方位角 $\Delta \phi = 0^\circ$) の偏光度 P, P_q, P_u を示す. 偏光子の回転機構を自動化す ることで短時間での計測が可能になり,これまでPの みであった測定に P_q, P_u が加わることで,積雪の偏光特 性をより深く理解できるようになった.図3は波長865 nmの偏光度の双方向反射特性を示したものである.図 2,3 より $\Delta \phi = 0^{\circ}$ の前方反射はQが支配的であり,角度 依存性に関してはUに感度がなく,Qに感度があるこ とを示している.また,側方側 $\Delta \phi = \pi/2$ から後方側に かけてPが高く,角度依存性とともにUによるもので あることがわかる.一般にUはQよりも小さく,Pに 対して無視することができる[3]とされていたが,この 結果はUの寄与も無視できないことを示唆している.



図1 積雪偏光測定装置. (a)全体像, (b)自動化した箇所.



図2前方反射側(Δφ=0°)の積雪偏光度の反射角特性.



図 3 偏光度の双方向反射特性. ○は測定点(反射角 10 度毎), ★は太陽の位置(天頂角 52°).

参考文献

-65-

[1] Tanikawa *et al.*, 2014, *J. Geophys. Res.*, **120**, 868-882. [2]
Sun *et al.*, 2018, *J. Quant. Spectro. Rad. Trans.*, **222-223**, 154169. [3] Peltoniemi *et al.*, 2009, *J. Quant. Spectro. Rad. Trans.*, **110**, 1640-1653.

オープンサイエンスを見据えた研究データ共有実験 *磯田総子、村山泰啓、今井弘二(NICT)

1. はじめに

オープンサイエンスは明確に1つの定義はま だないが、例えば OECD では「公的資金による研 究成果である論文および研究データを、デジタル フォーマットで幅広くアクセスできるようにす ること」¹⁾などと報告されている。オープンサイ エンスを推進する動きは欧米を中心として活発 化しており、日本でも対応が求められている²⁾。 研究データについては無制限なオープンでは都 合がよくない場合があるため、研究データ共有

(Research Data Sharing) 等と呼ばれることが 増えている。概して公的資金による研究で得られ たデータは共有され、保存され、公開されるべき とされている³⁾。そのために必要な様々なインフ ラ・制度などの整備、取り組みが海外では少しず つ行われてきた。本稿では、研究データ共有の意 義、データ引用(data citation)、FAIR データ原 則、および我々が取り組んでいる研究データ共有 実験について述べる。

2. 研究データの共有の意義

様々な機関が持つ専門性の高い・知的価値の高 いデータを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²⁾。

その意義として、例えば、研究成果の透明性や 公正性の確保、研究成果としてのデータへの引用 (データ引用)や再利用による科学研究や社会的 メリット、新たな研究分野の創出や産学連携への 期待、などがあげられる。また、研究データの整 備・公表は今後科学者の業績として評価されるべ きという議論もある⁴。

3. データ引用と **DOI** の付与

データ生成・提供を論文と同様に評価すること は現状では容易ではないが、その実現へむけて、 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」という試み がある⁵⁰。データを引用することで、論文の根拠 となるデータを容易に特定でき、研究結果の再試 験が可能になり、データ生成者の評価が可能にな ることが期待される。

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 取り組みがある。DOI は永続的識別子と呼ばれ、 国際的にユニークな ID を対象物に与える。論文 の DOI と同様に簡便で正確なデータへの参照・ 引用が可能になるため、被引用数の算出など客観 的評価が容易になり、今後、データの生成者や提 供者の評価について議論が進む可能性があると 期待される ⁶。

国内では、ジャパン・リンクセンターを通じた データ DOI の登録が可能となり⁷⁰、最初に日米 共同観測のアラスカ・ポーカーフラット MF レ ーダーデータに付与されたのを皮切りに、種々の 研究データへの DOI 付与が進められている。こ れらは論文中で引用される(データ引用)の事例 も増えている⁸⁰。

4. データの FAIR 原則

研究データが共有される場合、データは Findable (見つけられる)、Accessible (アクセス できる)、Interoperable (相互利用できる)、Reusable (再利用できる)という原則をみたすよう に管理され利用に供されることが望ましいとさ れ (FAIR データ原則)、研究データ共有の実践の 望ましい在り方として世界的に広まりつつある ⁹⁾。ここで、FAIR 原則に従うのは、数値や画像な どのデータだけではなく、メタデータと呼ばれる、 データについて記述した付帯情報としてのデー タも含まれている。

5. 研究データ共有実験

稚内と山川の MF(中波)レーダーの中間圏・ 下部熱圏の水平風速データについて、データ共有 のための整備を進めている。対象データは中間 圏・下部熱圏の大気物理学的な現象を調査するの に使いやすい 30 分平均値とした。FAIR 原則に できるだけ従うようデータはテキストで、Web上 でアクセス可能にしていく予定である。またデー タ使用のライセンス等についても、今後検討でき ればと考えている。

6. まとめ

オープンサイエンスという活動の中で、研究デ ータ共有は今後研究者及び関係者の重要な活動 の一つになっていくと思われる。そのための事例 研究として、MF レーダーのデータ共有実験を行 い、データ共有についてのフレームワークを作り、 ほかのデータ共有にも生かしていければと考え ている。

参考文献

- OECD, Making Open Science a Reality, OECD Science Technology and Industry Policy Papers, 2015, http://dx.doi.org/ 10.1787/5jrs2f963zs1-en.
- 2) 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.
- 3) 例えば、英国王立協会、Science as an Open Enterprise, 2012.
- 4) 例えば、村山、林、「オープンサイエンスをめ ぐる新しい潮流(その1)科学技術・学術情報 共有の枠組みの国際動向と研究のオープンデ ータ」、科学技術動向、2014.
- 5) Joint Declaration of Data Citation Principles, 2014 , https://doi.org/ 10.25490/a97f-egyk (2019.1.31 閲覧).
- 6) 例 え ば 、 Make Data Count, 2015, http://mdc.lagotto.io/ (2019.1.31 閲覧)
- 7) 武田英明,村山泰啓,中島律子,研究データへの DOI 登録実験、2015、doi: 10.1241/johokanri.58.763
- 8) 例えば、Kinoshita. et al, JGR, 2015, doi:10.1002/2014JD022647.
- 9) 例 え ば 、 https://www.force11.org/group/ fairgroup/fairprinciples (2019.1.31 閲覧).

降水粒子地上観測による X バンド MP レーダ粒子判別手法の検証

*竈本倫平・草野晋太郎・鈴木賢士(山口大院創成),川野哲也(九州大院理), 増田有俊(日本気象協会),花土弘・中川勝広(情報通信研究機構)

1. はじめに

XRAIN は垂直偏波と水平偏波を送受信することの できる偏波機能を有しており,降水粒子の大きさだけ でなく,形に対しても感度を持つ.近年,Xバンド偏波 レーダを用いて上空の支配的な降水粒子の種類を判別 する粒子判別手法がいくつか開発されている[1][2].し かしながら,同一の降水システムを対象として,異なる 手法を用いて解析した粒子判別結果と降水粒子直接観 測を比較検証した研究は行われていない.

我々は、GPM/DPR アルゴリズム検証のため、2016年 より地上設置型降水粒子撮像・重量計測システム(G-PIMMS; Suzuki et al. 2016)を石川県立大学(36.509°N、 136.599°E)に設置し連続観測を実施してきた. G-PIMMS は降水粒子の静止画を得られるため、粒子の大 きさや形、種類などの情報を取得することができる装 置である. 観測期間中、平成 30 年 2 月に北陸地方に豪 雪をもたらした一連の降雪を G-PIMMS でも観測する ことができた.

本研究では、この降雪事例を対象に、XRAIN から得られる偏波パラメータや粒子判別結果と、G-PIMMS による地上直接観測結果の比較検証を行った.

2. 解析データ

平成30年北陸豪雪をもたらした一連の降雪のなかで, 2月4日から2月8日にG-PIMMSで降水粒子を観測した951分間(3分間×317例)について詳細な解析を行った.また,XRAINデータについては,降水粒子の落下時間を考慮し,G-PIMMSで降水粒子を観測した時刻の前5分間で観測された能見局(36.459°N, 136.523°E)のボリュームスキャンデータを用いた.

3. 解析手法

XRAINの解析を行うにあたり、湿潤環境下での固体 降水に着目した手法[1](以下,K2015法と呼ぶ)と孤立 積乱雲を対象とした手法[2](以下,M2014法と呼ぶ) を使用した.粒子判別に必要な4つの偏波パラメータ

(Z_H, Z_{DR}, K_{DP}, pHV) において鉛直分解能 500m, 水平 分解能 500m で CAPPI を作成し, G-PIMMS との比較を 行うために,高度 500m の CAPPI から地上観測点近傍 のメッシュの偏波パラメータの値を抽出した.

4. 結果および考察

偏波レーダから得られるパラメータであるレーダ反 射因子差 Z_{DR} は粒子の縦横比に依存するとされ、G-PIMMS で得られた粒子画像から算出される縦横比 F($F=D_{short}/D_{long}$) は粒子の短径 (D_{short}) と長径 (D_{long}) の比を表している.

図1は,降雪量の多かった2018年2月5日5時から 10時に G-PIMMS から得られた降水粒子の粒径上位 10%の3分間平均縦横比と,各手法で解析したレーダ 反射因子差 Z_{DR}の時系列を示している.K2015法で解 析した Z_{DR}(K2015)はおよそ一定の値をとっており変動 が小さいのに対して,M2014法で解析した Z_{DR}(M2014) は変動が大きい.また,6時25分頃にFが大きくなり, Z_{DR}が低下している時,地上では霰が多く観測されてお り,粒径上位10%の3分間平均粒径が3mm程であっ た.当日は、Z_{DR}以外の偏波パラメータや,粒子判別と の比較結果も報告する.

<u>参考文献</u>

-67 -

 [1] Kouketsu, T., et al., 2015, J. Atmos. Oceanic Technol., 32, 2052-2074

[2] 增田有俊, 中北英一, 2014, 土木学会論文集 B1(水工 学), Vol.70, No.4, I 493-I 498

謝辞: XRAIN データはデータ統合・解析システム DIAS から提供を受けました.



図1.2018年2月5日にG-PIMMSで観測された降水粒子の 粒径上位10%の3分間平均縦横比(F)と各手法で解析した レーダ反射因子差Z_{DR}の時系列

島根県における気象レーダによる降雨強度推定精度 低下要因の検討

*小林謙吾 (島根大学大学院自然科学研究科), 下舞豊志 (島根大学総合理工学研究科)

-68-

1. はじめに

統計解析の結果,年平均解析雨量は,ほとんどの AMeDAS 観測地点で年平均 AMeDAS 観測降水量より 大きい値を示すことが報告されている.過大性の一因 として降雨強度の推定精度が考えられた.

そこで、実際に島根県でのいくつかの観測例につい て降雨強度と AMeDAS 降水量との定量比較を行った 結果、過大評価だけでなく、いくつかの地点で降雨強 度が AMeDAS 観測降水量よりも過小評価しているこ とが分かった.よって本研究では、気象レーダが降雨 強度を過小評価する要因について検討を行った.

2. 研究手法

気象庁より入手した,2013 年~2017 年の島根県 AMeDAS 観測地点27ヶ所における10分降水量,お よび1 km 格子の10分降雨強度データを使用する. AMeDAS 日積算降水量が島根県の全ての観測地点で平 均10 mm 以上である日を対象とした.

前述のデータを使用して,気象レーダ観測による日 積算降水量を AMeDAS 日積算降水量で除した降水量 比, AMeDAS 観測地点ごとの過小評価率,および降雨 強度のばらつき度,を求め比較を行った.また,地上 風データと降水量および降雨強度の10分値との比較も 行った.

3. 結果と考察

2017年の解析結果を例として,図1に降水量比の解析結果,図2に過小評価率の解析結果,図3にばらつき度の解析結果を示す.

図1より, AMeDAS 日積算降水量が5 mm以上20 mm 以下の場合,降雨強度の過大評価が確認できるが,20 mm を超えた場合,過小評価傾向にあることが確認で きる.

次に図 2 より、出雲周辺及び、中国山地西部の AMeDAS 観測地点で過小評価が多く起こっており、気 象レーダに近い松江周辺の AMeDAS 観測地点では過 小評価した回数が少ないことが現れている.また図 3 より、過小評価回数が少ない気象レーダ周辺の観測地 点でデータのばらつきが大きく,出雲周辺及び,中国 山地西部の観測地点であってもばらつきが小さいと, 降雨強度のばらつきと地形には,明確な依存性は認め られなかった.

最後に,現在気象現象と推定精度の関係について検 討を行なっている.図4に,2016年6月24日に得られ た地上風と降雨強度の時間変化を示す.図より,風向 が大きく変化している時間帯に強い降雨が観測されて いることが分かる.この変化は温暖前線通過に伴うも のであり,何らかの関連を示唆するものであるが, 過小評価との関係についてはなお検討中であり, まだ明確な結論は得られていない.



図1 日積算降水量ごとの降水量比


将来領域気候予測における不確定性の要因評価手法の提案

*足立幸穂^{1,2}・西澤誠也¹・安藤和人¹・山浦 剛^{1,3}・吉田龍二^{1,3,4} 梶川義幸^{1,3}・八代 尚¹・富田浩文^{1,2} (1 理研計算科学 2 理研数理気候 3 神戸大 4 NOAA/ESRL)

1. はじめに

兵庫県神戸市 COE プロジェクトでは、神戸市を含む 関西地域を対象に、将来気候変化に伴う降水変化の適 応策に資する目的で、力学的ダウンスケール手法を用 いて同地域の空間詳細な降水変化予測を行っている。 新しい領域気候アセスメントの概念^[1]に基づき、将来の 気候変化(Δ)を、大規模場の平均状態の変化(Δ C)、 擾乱の変化(Δ P)、及び、それらの相互作用(Δ cp)の 3つの寄与に定量的に切り分ける手法の提案を行った (即ち、 $\Delta = \Delta C + \Delta P + \Delta cp$)^[2]。本研究では、この手法 を、将来の領域気候変化予測に内在する全球気候モデ ル(GCM)由来の不確定性の性質の評価に適用した^[3]。本 発表は 2018 年春学会にて発表した研究の続報である。

2. 手法と実験設定

本研究では[2]の手法を複数の気候データセット(現 在気候・将来気候)に適用する。N個の気候データセッ トがある場合には、N個の Δ 、 Δ C、 Δ P、 Δ cp が得ら れる。この時、将来気候予測の不確実性を Δ のバラツキ と定義し、そのバラツキの要因を、 Δ Cの分散と Δ Pの 分散を比較することによって評価する。具体的には、2 つの分散に差があるかどうかを有意水準 5%で F 検定 により評価を行った。

実験には SCALE-RM⁽⁴⁾を使用した。初期値境界値に は、MRI-AGCM3.2S(約 20km 水平解像度)で計算され た現在気候実験(1979-2003 年)と異なる将来 SST パタ ーンを用いて予測された4つの将来気候実験(2075-2099 年)を用いる。対象期間はそれぞれ 6~9 月であ る。実験は、1つの GCM 現在将来気候データに対し、 4つの実験セット(現在気候直接 DS 実験、将来気候直 接 DS 実験、擬似温暖化実験、擬似擾乱実験)から構成 される。今回は、4つの将来気候データを用いているが、 現在気候が共通であるため計 13 実験行った。

3. 結果

平均気温、日最大気温など気温の地域気候予測のバ ラツキの主要因は、予想される通り大規模場の気候値 成分の変化予測のバラツキに依存する。一方で、無降水 日日数予測のバラツキは大規模場の擾乱成分の影響が 大きいことが示された。平均降水量と年最大日降水量 の変化予測のバラツキは、大規模場の気候値成分と擾 乱成分の両方の影響を同程度受けて決まることが今回 の結果では示された(図1及び[3])。

今回の結果は、1つの AGCM の気候予測結果を使用 した概念実証研究であり、実際の不確定性要因の評価 には、複数の CGCM に本手法を適用する必要がある。 また、Δのバラツキ要因の評価手法についてはさらに 検討を進めるとともに、物理的意味づけが課題である。





参考文献

-69-

- [1] Nishizawa et al., 2018, Progress in Earth and Planetary Science, doi:10.1186/s40645-017-0159-0
- [2] Adachi et al., 2017, Nature Commun., doi:10.1038/s41467-017-02360-z
- [3] Adachi et al., 2019, ASL, doi:10.1038/s41467-017-02360-z

[4] http://r-ccs-climate.riken.jp/scale/ja/index.html 謝辞

MRI-AGCM データは気象研究所よりご提供頂きました.本研 究は公益財団法人計算科学振興財団研究教育拠点(COE)形成 推進事業、及び、JSPS 科研費 JP17K12975 の支援を受けまし た.本研究の計算には、理化学研究所のスーパーコンピュー タ「京」を利用しました.

十勝地方における最低気温分布の再現とオホーツク海側への展開の可能性

*福島広和 (釧路地方気象台), 矢崎 友嗣(明治大学), 広田 知良(北農研)

1. はじめに

北海道十勝地方の冬季晴天時の最低気温分布につい て,Yazaki et al.(2017)やFukushima et al. (2019)で,観測 データの解析や気象庁非静力学JMA-NHM(JMA-NHM) による再現を行った結果,総観場の風向風速が気温分 布に影響を与えていることが分かった.そして,狩勝 峠から吹き下ろす風や,気温逆転層と重力流の発達が 気温分布を変化させていることが明らかになった.本 調査では,これらの研究で取り上げた事例以外や,十 勝地方に隣接するオホーツク海側の地域でも JMA-NHM によって気温分布を再現できるかを調べた.

2. 調査事例と JMA-NHM の計算について

取り上げた事例は、北海道地方が弱い冬型であった 2018年1月30日とした.この日は、十勝地方からオホ ーツク海側にかけて、ほぼ晴れで経過し、広い範囲で -20℃以下の冷え込みとなった(第1図a).この事例につ いて、JMA-NHM による再現実験を行った.まず、水 平格子間隔5kmの計算(領域中心点北緯42.8度、東経 143.2度、790km四方、15時間積分)を行い、水平格子 間隔2kmの計算(領域中心点北緯43.8度、東経143.2度、 316km四方、12時間積分)をネスティングした.

3. 結果

第1図(b)に, JMA-NHMによる1月30日6時の地上 気温,風向風速を示す.十勝地方に関しては、広く-20℃ 以下の領域が再現され、実況で特に低温だったアメダ ス陸別や糠内付近はJMA-NHMでも-25℃以下の領域が 表現されている. また, アメダス新得から駒場にかけ ては、狩勝峠からの風により高温となったが、これも JMA-NHM で再現された. 第2図は, 狩勝峠から東方 への鉛直断面図である. 峠の風下側で顕著な下降流が 生じていて、峠から風が吹きおろし高温になったこと が分かる. 低温域では風は弱く, 風向は山風や谷筋に 沿っていた.一方,オホーツク海側は, JMA-NHM に よる気温は、内陸部で低く、沿岸部で高いという傾向 は観測と合っているが、高めの傾向があるように見え る. 地上風も, 観測では静穏の地点もあるが, JMA-NHM では南西の風が卓越していた. JMA-NHM による下層 雲量分布を見ると(図略)、オホーツク海側は上川地方か ら下層雲が流れ込んでいた.

4. まとめ

+勝地方及びオホーツク海側の地域で、冬期晴天時 における最低気温分布を JMA-NHM によって再現した. その結果、十勝地方では先行研究と同様に気温分布や 気温分布を形成している機構を再現出来た.一方、オ ホーツク海側は、計算はやや高めであった.この点は、 下層雲量の違い、地上風の差異が要因として考えられ る.



第1図 (a)2018年1月30日6時(JST)のアメダスの地上気温, 風向風速と(b)同時刻のJMA-NHMによる地上気温,風向風速.



第2図 図1(b)線分A-Bにおける2018年1月30日6時 (JST)の下降流、温位、風向風速の断面図. 参考文献

Fukushima, H. et al., 2019: *J. Meteor. Soc. Japan.*, **97**, 105-121. Yazaki, T. et al., 2017: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **56**, 519-533.

-70 -

長期日降水量データを用いた 四国の降水特性の解析

○村田 文絵, 松山 沙紀, 井上 達斗, 山崎 理子, 栗山 匡一朗 (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

四国は太平洋側と瀬戸内側で大きく降水特性が 変化する。本研究は四国4県の気象官署に保存さ れていた明治・大正期の紙媒体の区内観測の日雨量 データをデジタル化し,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 セットを作成した。それらを用いて四国から中国地 方南部にかけての平均月降水量と100年確率雨量か らみた降水特性の分布を調査した。

2. 用いたデータ

本稿では四国 40 地点と中国地方南部 18 地点の 日雨量データを用いた。解析期間は最大 1891–2017 年である。

3. 結果

図1に月平均降水量が最大となる月を示す。四 国は四国山地を除いた多くの地点で6月と9月に月 雨量が最大となり,梅雨前線と台風或いは秋雨前線 の両方で降水が生じやすいことを示唆する。その中 でも四国西部は6月に最も月雨量が多い一方で四国 中部から東部にかけては9月が多い。四国山地は8 月に月雨量が最も多く台風の影響が最も大きいこと を示唆する。それに対して中国地方は瀬戸内海沿岸 の地点以外では梅雨後期に相当する7月に月雨量が 最も多い。

図2に確率密度関数がグンベル分布になると仮 定して計算した日雨量に対する 100 年確率雨量を 示す。予想されるように太平洋側で多く 300mm 以 上を示すのに対して瀬戸内海側は300mm 未満と少 ない。図1で8月に月雨量が最も多くなる四国山 地で確率雨量が多くなっており、台風によりしばし ば大きな日雨量が観測されることを示唆する。期 間を1918-1967年(第I期)と1968-2017年(第II 期)のそれぞれ 50年間に分けて確率雨量を求める と、ほとんどの地域で第II期に確率雨量が多くなっ た。例えば高知では、1890-2017年の期間を用いた 確率雨量が 410mm であるのに対し, 第 I 期を用い ると 380mm, 第 II 期を用いると 480mm となる。こ のことは大きな日雨量が最近増加していることを示 す。また統計年数の期間によって確率雨量が影響を 受けることを示す。



図 1: 月平均降水量が最大となる月を色分けして示 す。黒丸をつけた地点は第2位となる月の平均月雨 量が第1位の月雨量の95%信頼区間に入っている 地点を示す。





図 2: 日雨量に対する 100 年確率雨量の分布を示す。 丸印と三角印は解析期間が 100 年以上と 100 年未 満の地点をそれぞれ示す。 GCM を用いた白亜紀における大気中の CO2 に対する水循環の応答に関する研究

*樋口太郎、 阿部彩子、 Wing-Le Chan (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

白亜紀は顕生代で最も温暖な時代として知られており、 白亜紀の古気候変動を研究することは温室モードの地球 システムを理解するために重要である。"白亜紀中期" (Aptian~Turonian)は大気中の CO2濃度が特に高かった 時代であり(>1000 ppm)、アジアや北アメリカの低~中緯 度域で特徴的な陸域古気候変動が地質学的な証拠に記録 されている (e.g., Jiang and Li, 1996; Ufnar et al., 2004)。 この古気候変動は大気中の CO2濃度の増加に伴う大気循 環のモード変化の結果であると考えられている (Hasegawa et al., 2012; Hay and Floegel, 2012)。本研究で は大気海洋大循環モデルを用いて白亜紀の大陸配置、地形 を境界条件とした CO2の感度実験を行い、白亜紀におけ る大気中の CO2に対する水循環の応答を調べるとともに、 その結果を現在実験やプロキシから示される古気候変動 のデータと比較したものである。

2. モデルと設定

本研究では大気海洋大循環モデル MIROC4m (Hasumi and Emori, 2004)を用いて、白亜紀の大陸配置、地形を境 界条件とした白亜紀実験、比較のための現在の大陸配置、 地形を用いた現在実験を行った。また現在、白亜紀の大陸 配置、地形における大気中の CO₂ 濃度に対する水循環の 応答の違いを検証するため、それぞれの実験で大気 CO₂ を 285, 571 ppm と設定した CO₂感度実験を行った。

3. 結果

現在、白亜紀の大陸配置、地形を用いた実験での大気中 の CO₂の増加に伴う年降水量変化を図1に示す。白亜紀 実験と現在実験の結果を比較するといくつかの類似点や 相違点がみられるが、特にアジアの低〜中緯度域で CO₂ の増加に対する年降水量変化の傾向が異なることが本研 究から分かった。この白亜紀実験の結果はプロキシデータ から示されている白亜紀のアジア陸域の古気候変動と整 合的な結果であった。また白亜紀と現在実験の年降水量変 化の違いはチベット高原の有無に起因していることが現 在地形からチベット高原を取り除いた予備実験の結果か ら分かった。これらの結果は、白亜紀の陸域の古気候変動 が温暖化に伴う基本場の水循環の活性化によって説明で きることを示唆している。



図1:現在、白亜紀実験での年降水量変化

バングラデシュにおける 126 年日降水量を用いた降水特性の変化

*木口雅司(東大生研)、岡見菜生子(東大院工)、村田文絵(高知大)、田上雅浩(芝工大)、福島あずさ(神戸学院大)、山根悠介(常葉大)、

寺尾 徹(香川大)、林 泰一(京大東南ア研)、沖 大幹(国連大/東大 IR3S)、井上知栄(首都大)、松本 淳(首都大/海洋研究開発機構)

1. はじめに

アジアモンスーンは、明瞭な季節風と乾季・雨 季を持つ降水特性を特徴とする。雨季の多量の雨 は、農業の恵みとなる一方、極端な洪水や干ばつ は人命や資産の損失をもたらす。産業革命以降の 気候変動による極端な降水現象の変化は、人間活 動に直接影響する。

近年の人口増加と経済発展が著しいバングラ デシュは、モンスーン変動による影響が顕著であ り、脆弱性も高い。Endo et al. (2015) は、1950 ~2008 年のバングラデシュにおける日降水量を 用いて降水強度や降水継続期間の変化について も解析し、降水強度の弱い雨の増加や降水日数の 増加を示した。しかし、気候変動の影響を議論す るには、さらに解析期間を伸ばす必要がある。

そこで本研究では、デジタル化されていないバ ングラデシュを含む旧英領インドの日降水量の データレスキューを実施し、1891~2016年のデー タを用いた降水特性の変化を明らかにすること を目的とする。

2. データ

対象領域は、現在のバングラデシュの領土とし、 現在の観測地点と連結可能な 23 地点のデータを 用いた。1950~1970 年代は独立戦争等で欠測が見 られるので、データの均質性を4つの統計テスト

(Wijingaar et al., 2003) を実施し、最終的に15 地点を以降の解析に用いた。

3. 手法

Endo et al. (2015)に倣い、年降水量 (PRCPTOT)、 日降水強度 (SDII)、年間最大日降水量 (RX1day)、 年間最大5日間降水量 (RX5day)、日降水量 95パ ーセンタイル値 (R95%)、日降水量 99パーセンタ イル値 (R99%)、連続無降水日数 (CDD)、連続降水 日数 (CWD)、日降水量 10mm 以上の日数 (R10mm)、 日降水量 20 mm以上の日数 (R20mm)、日降水量 50 mm以上の日数 (R50mm)、日降水量 1~3 mmの日数 (R03mm)、年間降水日数(WDAY)の13個の指標に ついて計算した。トレンド解析ではMann-Kendall テストを用いて評価した。

4. 結果

Endo et al. (2015) と比較すると、弱雨の日 数の増加等は本研究でも見られるが、必ずしも一 致していない。



■ Negsing Negsing NegNosig 2470 Position Positio Position Position Position Posit

また強雨は有意なトレンドは見られなかった が、空間分布をみると中央部で増加し、北部と南 部で減少傾向が見られることから、モンスーント ラフの位置に関連する可能性がある。

5. まとめ

本研究ではデータレスキュー活動を通じた 126 年間のバングラデシュにおける降水特性を解析 した。本稿では初期解析の結果のみを示したが、 今後は、20世紀再解析データ等を用いて、その背 景要因を明らかにする予定である。

謝辞

本研究は、JSPS 科研費 JP26220202、2017 年度 住友財団環境研究助成「茶園観測データレスキュ ーと将来予測による 19-21 世紀アジアモンスーン の降雨変化」、(独)環境再生保全機構の環境研究 総合推進費(S-14) によって実施された。

インドネシア・ジャカルタにおける 降水季節変化とその長期変動

*浜田純一¹・松本淳^{1,2}・山中大学³・Sunaryo Hasan⁴・Fadli Syamsudin⁵
 (1:首都大学東京; 2:海洋研究開発機構; 3:総合地球環境学研究所;
 4:インドネシア気象気候地球物理庁; 5:インドネシア技術評価応用庁)

1. はじめに

「海大陸」と呼ばれるインドネシア域では、オラン ダ統治下の1860年代より気象観測が開始され、ジャカ ルタ(当時のバタヴィア)では、気象台が設置された 1866年より定常的な観測が行われている(雨量観測は 1864年より)[1,2]。戦時中の中断や、観測地点の移転 はあるものの、現在まで150年以上に及ぶ観測データ の蓄積があり、「データレスキュー」活動を通したデー タベース化も進められ、観測開始当初からの日気象デ ータが、SACA&D (Southeast Asia Climate Assessment & Dataset) などで公開されている。

近年、これらの長期気象データセットに基づき、イ ンドネシアにおける降水極端現象の長期変化や、それ らの年々変動と ENSO との関連等の研究が、インドネ シア人研究者らにより、活発に進められている[2-4]。 本発表においては、インドネシアにおける気候変動研 究の動向を概括すると共に、最も長期間のデータが蓄 積されているジャカルタに焦点を当て、気象観測資料 のデータベース化の状況や、モンスーン降水長期変動 の特徴、及び ENSO、PDO との関連についての解析結 果を報告する。

2. 解析に用いたデータ

ジャカルタ(WMO 地点番号:96745, 6.17°S, 106.82°E, 7m)の雨量データとして、GHCN (Global Historical Climatology Network) version 2 の月降水量デ ータ、及び我々自身で収集・整理したインドネシア気 象気候地球物理庁・日地上気象データを基に、1864年 5 月~2015年4月の151年間の月降水量データを作成 した。ここで、北半球冬季に極大を持ち、年周期が卓 越するジャカルタの雨季を捉えるため[5]、5 月から翌 年4月までの一年間を「モンスーン年」として定義し、 解析を行った。また、ENSO 及び PDO の指標として、 オーストラリア気象局による南方振動指数(SOI)、ア メリカ海洋大気庁(NOAA NCEI)の PDO Index をそれ ぞれ用いた。

解析結果及びまとめ

図1に、ジャカルタでの約150年間の年降水量変動 を示す。長期的なトレンドや、PDOとの関連は明瞭で ないが、1970年代前半の極大を含め、数十年規模の変 動が見られた。さらに、季節変化の振幅の大きさ(雨 季と乾季の降水量差)は、雨季の降水量により規定さ れ、年降水量変動と類似した変動を示した。また、雨 季の降水量と SOI との相関の強さは経年変動し、PDO の cool phase である 1910年代、及び1960年代にのみ、 有意な正相関が見られた。先行研究では、ENSO と乾 季の降水量の相関は高い一方、雨季には低いことが示 されているが[5]、長期間の観測データに基づく解析か ら、PDO の位相により、ENSO がジャカルタの降水に 与える影響に違いがあることを示した。今後は、他地 点との比較による地域代表性の検討や、日雨量データ による雨季の入りの長期変動解析を進める予定である。



図1:ジャカルタにおける年降水量の経年変動(1864 年~2015年)。太線(太点線)は年降水量(PDO index) の13年の移動平均値を示す。

参考文献

- [1] Können, G. P. et al., 1998, J. Clim., 11, 2325-2339.
- [2] Siswanto, et al., 2016, Int. J. Climatol. 36, 3207-3225.
- [3] Marjuki, et al., 2016: J. Clim., 29, 2651-2665.
- [4] Supari, et al., 2017: Int. J. Climatol., 37, 1979-1997.
- [5] Hamada, J.-I. et al., 2012: SOLA, 8, 69-72.

謝辞

-74-

本研究は、JSPS 科研費(26220202、及び 15K01167) の助成を受けた。

小型気圧計の製作と気圧測定体験

*乙部直人 ^{*1}, 岩山隆寛 ^{*1} ^{*1} 福岡大学・理学部

1 背景

近年、IoT 向けやスマートフォンなどの情報端 末の発展が著しく、それらの機器向けのセンサー 類の開発もかなり盛んに行われている。

その結果、非常に安価にまた手軽に気象測器や その他の測器や機器類を開発する環境も充実した ものとなっている。そのため、文科系の学生を中 心にした教養科目の演習においても、そういった 測器の組み立てや実際に使用しての演習を行いや すい環境が整ってきている。

また、小中高校生を対象に同じような教室を行 うことも同様である。



2 気圧計の製作

今回は 2018 年度の福岡大学の教養科目のゼミ において、学生に取り組んでもらった気圧計の製 作と気圧を測定する演習を紹介する。

気圧計は 1) 半田付けを要しない 2) バッテリで 動作し、持ち歩ける 3) 制御ソフトは教員提供 4) データは保存されず手動で記録を取る、ようなも のとなっており、手軽に作成したものを実際に見 ながら測定を体験してもらうことを重視した。組 み立ては半田付けを必要としないようにモジュー ル化した部品を用意しブレッド上で行った。

広く利用されているマイコンボード(Arduino) を利用しているためにログを取る場合も容易に拡 張できる。また、USB からも給電できるために 長時間の連続観測も可能である。

3 気圧の測定

高さによって、気圧が変化することを測定する ために、学内の比較的高い教室で測定を行い地面 との気圧差を利用して、高度を算出した。実際の 高度は垂らしたひもの長さを測って計測した。

また、地下鉄の駅を利用して、地下でも同様の ことが成り立つことも確認した。こちらの実際 の高度は階段の段数を数えることで計測した。両 方とも、非常によく一致し階段の移動程度であれ ば気圧測定によって高度計測できることを確認で きた。

またそれぞれの駅へ手分けをして気圧を測定し た。これを利用して、地下鉄の駅の高度を測定し 地図の等高線と非常によく一致することを確認 した。

地下鉄に乗車しているときも、測定を行った。 その結果、地下鉄が加速を済ませほぼ一定の 70km/hで走行している際に、2.2hPaの気圧降 下を検出した。これはベルヌーイの定理によって 見積もられる値 (2.4hPa)と比較的よい一致をし めした。地下鉄自体の高低による影響と同時に起 こるために完全には一致しない。いくつかの箇所 で測定したが、概ね3割以内程度には収まった。

4 その他の測定

-75-

製作した気圧計を航空機に持ち込み、福岡から 新千歳までの気圧の変化を測定した。航空機内は 与圧されているため一定の圧力(約800hPa)まで しか気圧は降下しないが、比較的急激に変化する ために耳の違和感などで気圧の変化を体験しなが らの測定となる。

多種の高頻度高密度観測データを用いた 局地的大雨の同化実験(その1)

*瀬古弘(気象研・海洋研究開発機構)、横田祥・佐藤英一・小司禎教(気象研)
 山内洋(気象庁)、佐藤晋介・川村誠治(情報通信研究機構)

-76-

1. はじめに 本研究では、フェーズドアレイレーダ (PAWR)や二重偏波レーダ、レーダ位相や地デジによ る屈折率データ、ドップラーライダー (DL)、GNSS 遅 延量、ひまわり8号の30秒データなどの高頻度・高密 度観測データを同化することで数値予報モデルの初期 値を改善し、局地的大雨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 PAWR は Miyoshi et al (2016) が大阪大学に設置したレーダの 30 秒毎という 高頻度データを用い、神戸市で発達した降水系の再現 に成功している。二重偏波レーダでは Yokota et al. (2016, 2018) が、GNSS 遅延量では Kawabata et al. (2013) が、 DL では Kawabata et al. (2014) が同化実験を行い、つく ば竜巻や局地的大雨を引き起こした降水系の再現に成 功している。ここでは、これらのデータの特性を再確 認しつつ、観測データを同時に利用して、更に予報精 度の向上を試みる。

2. 観測データの特徴の確認 本予稿ではレーダ位相 による屈折率データのみを取り上げる。図1は気象研 究所のCバンドレーダで観測した2017年8月19日5 時の前10分から屈折率の変化量を示す。つくば付近で 北-南東にのびる増加域が見られる。この増加域の東側 に鹿島灘からの低温な東寄りの気流があり、増加域の 進行側(西側)に弱い降水(空白域)が発生していた。 この様に屈折率データは地上付近の情報を含んでおり、 積乱雲の再現に有効な同化データになると期待できる。

3. 同化実験の初期的結果 本予稿では、PAWR デー タを利用するために、大阪平野に局地的大雨が発生し た 2017 年 8 月 5 日の事例を取り上げる。14 時 10 分に 大阪平野北部に降水域が現れ、ゆっくりと北上しなが ら 15 時に最盛期となった(図 2 上段)。本研究では LETKF ネストシステムを用い、衛星データを除く現業 データと PAWR の動径風を同化した。格子間隔は 1.875 km、同化窓は 1 時間で、スロット間隔は 10 分とした。 同化実験の結果、メンバー毎に降水域が大きくばらつ くが、メンバー#003 ではやや位置が南にずれているも



図 1. レーダの位相データから求めた 2017 年 8 月 19 日 5 時の前 10 分間の屈折率の時間変化 量と、アメダスによる同時刻の(左)気温と(右) 水平風分布。



図2 2017年8月5日の(左上)15時と(右上)16時の降水分布。 LETKF ネストシステムを用いて、フェーズドアレイレーダの動 径風を同化したアンサンブルメンバー#003 の(左下)15 時の 解析値と(右下)16 時の予報値の降水分布と地形に沿った座 標系の高度 20m での水平風の分布。

のの、15時に大阪平野にあった降水域が16時には北に 移動し、更に発達する様子が再現された(図2下段)。 発表では、他のデータの特徴を含め、複数の高頻度・ 高解像度データを同時に同化した実験結果を報告する。

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JST CREST「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、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」(17H02964)、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(17H00852)より支援を受けました.

モデルが不完全な場合における背景誤差相関について

*近藤圭一 (気象研究所)

1. はじめに

数値天気予報におけるアンサンブルカルマン フィルタ (EnKF) では、予報摂動を基に背景誤 差共分散行列を陽に扱うことができる。Miyoshi et al. (2014), Kondo and Miyoshi (2016) 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 (Miyshi 2005) を用いて、10240 メンバーからなる完全モデルデ ータ同化実験を行い、大気の背景誤差相関を直接 確認した。さらに Kondo and Mivoshi (2016) は 10240 メンバーにより局所化を完全に取り払い、 遠くの観測を同化することで解析誤差が大きく 低減することを確認した。しかしながら不完全モ デルの場合、不完全な誤差相関を用いて遠くの観 測を同化することで解析値の精度を高められる かどうかは自明ではない。そこで本研究では、モ デルが不完全な場合の背景誤差相関について構 造及び解析精度への影響を観測システムシミュ レーション実験 OSSE により調査する。

2. 実験設定

本研究では、SPEEDY の長期積分を真値とし、 ラジオゾンデ観測網を模した観測は乱数からな る観測誤差を真値に上乗せし作成される。不完全 モデルとしては対流パラメタリゼーション、拡散、 wind-drag damping の数値を変更したものを用い る (Miyoshi 2011)。アンサンブル数は 5120、局 所化は適用せず、1 月 1 日 00 UTC を初期値とす る 2 ヶ月の実験を行った。

3. 結果

図1はモデル4層目(~500 hPa)における東 西風の解析誤差時系列を示す。完全モデルによる 解析誤差は、観測誤差の1m/sを大きく下回る一 方で、モデルが不完全な場合には完全モデルと比 較して解析誤差は大きく、モデルが不完全である 影響を反映している。図2は2月1日00UTCの モデル4層目における背景誤差の自己相関で、モ デルが完全・不完全な場合の誤差相関構造は、基 準点に近いほどよく似ているものの、遠く離れる ほど異なる構造を持つことがわかる。

3. まとめ

本研究では、完全モデル及び不完全モデルを仮 定した OSSE により、それぞれのモデルが持つ背 景誤差相関の構造を調査し、両者が異なる構造を 持つことを示した。本大会発表時には、アンサン ブル数が小さい場合や局所化の導入による影響 等を調査し、最新の結果を発表する予定である。



図 1 モデル 4 層目(~500 hPa)における東西風の 解析誤差 RMSE 時系列。



図2 データ同化開始1ヶ月後のモデル4層目(~500 hPa)における星印(北緯 50.1°, 西経 168.8°) を基準とした背景誤差の自己相関の水平分布。(a)完全モデル、(b)不完全モデル。

重合格子法における単調性及び保存性を持つ補間法の開発

*武村 一史, 重 尚一 (京都大学大学院理学研究科)

1.はじめに

近年、気象モデルの高解像度化が進み、急峻・複 雑な地形が解像されうるようになった。しかし、従 来の地形表現法の地形準拠座標系では誤差が大きく なる。急峻・複雑な地形の表現を目的にこれまでに 地形表現法に重合格子法を用いた非静力学モデルを 開発し、従来の地形表現法では表現できない複雑地 形の表現に成功した(Takemura et al. 2016)。また、 保存性を満たすため、Peng et al. (2006)による Yin-Yang 格子の保存性補間法を一般の重合格子法 に導入した(2016年度春季気象学会:P131)。しか し、この手法は単調性を考慮しておらず非負の値が 負となることや、Yin-Yang 格子にはない格子の歪み の影響で格子境界にて流れが停滞する問題があった。 そこで、本研究では Peng et al. (2006)を基礎に単調 性及び保存性を持つ補間法を開発、検証した。

2. 重合格子法の保存性補間法と単調性

重合格子法では重合領域の境界上で各格子のフラ ックスが不一致となり、保存量の増加・減少につな がる。Peng et al. (2006)では重合領域の境界上のフ ラックスの不一致を算出し、補正量として周囲のセ ルに加え、保存量を維持する。本研究ではフラック スの不一致を各セルで算出したうえで、新たな極値 を生成しない制限、風下のセルへの補正を優先する という制限を新たに加えることで単調性を保持し、 流れの停滞を回避するように改良した。

3. 移流実験

検証には簡単のために、移流方程式による数値実 験を用いた。計算領域全体の大きさLは各方向に 100m であり、各方向の格子間隔は1m、格子点数は 100 点とした。格子の歪みの影響を見るために計算 領域の中央には各方向の格子間隔を 0.6m、格子点数 を50点、斜行角度を40°とした格子を重ね合わせた。 初期条件には幅 15m、初期位置(x_c, y_c) = (15,15)の コサインヒルを次式で与え、境界条件は周期境界条 件とした。

$$\phi_0(x,y) = \begin{cases} \frac{1+\cos\left(\frac{\pi r}{R}\right)}{2} & r \le R\\ \frac{0}{r} > R\\ r = \sqrt{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2} \end{cases}$$

移流速度は各方向に 1m/s である。各補間法を用 いて 500 秒(5 周分)の時間積分を行った。移流ス キームは単調性・保存性を持つ CIP-CSLR 法(Xiao et al. 2002)を用いた。

図1は実験結果である。非保存性補間では保存量 が大きく減少しているが、Peng et al. (2006)及び本 研究による手法では保存量を維持し保存性を持つこ とを示している(図 1a)。大域的な誤差ノルムL,で は各補間法による大きな差異はないが(図1b)、局 所的な誤差ノルムL_∞は Peng et al. (2006)による補 間法では大きな誤差を示している(図 1c)。これは、 格子の歪みが大きく、保存性の制限により格子の角 にて流れが停滞するためである。本研究の手法では 風下側へ優先的に補正を加えることで回避している。

また表1はL_{min}の最小値を示している、Peng et al. (2006)による補間法は負の値となっている。これは 非負となるべき計算結果が負の値を持つことを示す。 一方で本研究による手法は非保存性補間と同様に値 がゼロとなっており、単調性の保持に成功している。

発表では、重合格子法を採用した非静力学モデル に考案した手法を導入し、山岳波の数値実験を紹介 する予定である。

4. 参考文献

Takemura, K. et al., 2016: Atmos. Sci. Lett., 17, 109-114 Peng, X. et al., 2006: Q. J. R. Meteorol. Soc., 132, 979-996 Xiao, F. et al., 2002: J. Geophys. Res., 107, 1-11

表 1. L_{min}の最小値

	非保存 性補間	Peng et al. 2006	本研究
L _{min}	0.000	-6.198×10^{-6}	0.000





図 1(a) 保存量の偏差の時間変化。(b) 誤差ノルム L_2 の時間変化。(c) 誤差ノルム L_{∞} の時間変化。実線は 非保存性補間法、点線は Peng et al. 2006 による補間法、破線は本研究により開発した補間法を示す。

概況文作成支援のための数値予報類似度算出法

* 雲居玄道 (早稲田大学), 後藤正幸 (早稲田大学), 吉開朋弘 (日本気象協会)

1. はじめに

近年,機械学習や人工知能への注目が集まっており, 気象分野でもその活用法が模索されている [1]. 気象 予報においては,定刻に受信される Global Spectral Model(以下,GSM)のデータを元に新聞記事やテレビ 放送用原稿など用途に合わせて手作業で天気予報の概 況文が作成される.これらは,発表から一定時間以内 に作成する必要があり,作成にかけられる時間は数分 程度である.本研究においては,概況文作成を支援す る目的で機械学習を用いた手法を提案する. 具体的に は,GSM のデータを用いて,概況文が類似する過去 の日を特定することを目的とする.このため,日毎の GSM データ間の類似度を算出する手法を提案し,実 データに適用し評価する.

2. Global Spectral Model (GSM) データ

一般に気象予報において,300hPa 風 (U, V 成分), 500hPa 高度,850hPa 相当温位が基準とされる.そこ で、本研究においてもこれらの値を元に類似度を算出 することを目的とする.このとき、相当温位について は、850hPa 気温,相対湿度を元に算出する [2].この 算出に際し,露点温度は Tetens の式 [3] を用いる.

3. 提案モデル

気象予報において,日本気象協会では手作業で概況 文の作成が行われている.この作成にかけられる時間 は数分程度である.そこで,本研究においては,気象 予報で用いられる数値データを元に過去の天気との類 似度を算出する手法を提案する.この類似度において 求められる基準とは,概況文としての出力として似て いる日付を特定することが目的である.

そのため、以下で定める特徴量および類似度算出法 を用いて、過去の天気から類似日をランキング形式で 出力する.これにより、その類似日の概況文を作成例 として提示することで概況文作成支援が可能になると 考えられる.

3.1. 特徴量ベクトル

GSM から得られるデータは、121 × 151 の格子点 ごとに値がある.1 次元ベクトルで表現すると、 $x = {x_1, x_2, \dots, x_N}(N = 18, 271)$ となる.本研究で対象 とする、風 (U, V 成分),高度、相当温位について、そ れぞれ $x^U, x^V, x^H, x^{\theta}$ とし、これらを入力とする.加 えて、全てのベクトルを結合した x^{A11} も入力として考 える.

3.2. 類似度算出

類似度算出には、ベクトル間の類似度として用いら れるコサイン類似度および相関係数を用いる.

- 4. 評価実験
- 4.1. 実験データ

対象期間を 2017 年 1 月および 2018 年 1 月とする. GSM データとして,日本時間 9 時に発表される 300hPa 風 (U, V 成分),500hPa 高度,850hPa 気温,相対湿度 を用いる.また,概況文は,日本気象協会より発表さ れる 72 時間予報における 24 時間後の全国概況を対象 とする.

4.2. 評価指標

対象とする期間における出力である概況文について, 類似日リスト作成のために人手により概況文の類似日 を特定した.その結果,表1に示した5カテゴリに分 けられた.これらを元に,Top-N 精度により評価を行 う.また,表1には,各カテゴリごとの類似日の日数 を示した.

表 1: 概況文の概要

我 1. 帆九人 9 帆女			
	概況文	2017 年	2018 年
А.	北陸,北日本は雨または雪.その他は晴.	9	6
В.	日本海側は雨または雪. その他は晴.	8	13
С.	北陸,北日本,西日本は雨または雪. そ	4	3
	の他は晴.		
D.	全国的に雨または雪.	9	8
E.	その他	1	1

4.3. 実験結果

Top-3 精度を用いた実験結果を表2に示す.

表 2: 実験結果					
	$oldsymbol{x}^U$	$oldsymbol{x}^V$	$oldsymbol{x}^H$	$x^{ heta}$	$x^{ m All}$
コサイン類似度	0.247	0.183	0.215	0.258	0.333
相関係数	0.247	0.204	0.312	0.290	0.258

表2より、コサイン類似度を用い、すべての特徴量 を用いた手法が最も精度が高かった。特徴量としては、 相当温位が重要な役割を示していることが分かる。ま た、Top-3までに類似日を提示できた日数は、22日間 あり約7割の精度を示した。一方で、表1に示した A. に該当する日においては、B. に含まれる類似日を出力 している日が多くあり、提案モデルにおいて、西日本 の日本海側で雨または雪が降るかについての類似度で 表現できていないことが分かった。

5. まとめと今後の課題

数値予報を用いて概況文の似る類似日を提示する提 案モデルにおいて一定の性能を示した. 今後の課題と して,特徴量および類似度の算出法の改善や対象期間 を増やすことなどが考えられる.

参考文献

-79-

- [1] 気象庁予報部, "ガイダンスの解説,"数値予報課報告・ 別冊, No.64, Mar. 2018.
- [2] 気象庁予報部, "図形式配信資料における相当温位の算 出方式の変更について,"配信資料に関する技術情報(気 象編), No.371, Apr. 2013.
- [3] Tetens O., "Uber einige meteorologische Begriffe," Z. Geophys., No.6, pp.297-309.

NICAM を用いたアンサンブルシミュレーションによる 平成 30 年 7 月豪雨の研究

*池端耕輔¹, 佐藤正樹², 伊藤純至², 金丸佳矢² ¹東京大学理学部, ²東京大学大気海洋研究所

1. はじめに

「平成30年7月豪雨」では、7月5日から8日にかけ て西日本を中心に多量の水蒸気が流入し、局地的な線状降 水帯の形成等により記録的な豪雨災害をもたらした[1]。水 蒸気流入の継続要因として東シナ海の活発な対流活動が 挙げられる[1]が、その原因は詳しく分かっていない。また 線状降水帯は防災の観点からも予測精度の向上が望まれ ている。本研究では全球雲解像モデル NICAM を用いたア ンサンブルシミュレーションを行い、東シナ海の対流活動 を活発化させた要因、及び線状降水帯発生の環境場に注目 した解析を行った。

2. NICAM によるアンサンブルシミュレーション

NICAM による水平メッシュ間隔 14km、初期時刻 2018 年7月1日00UTC、7日間の全球積分を行った。アンサン ブル実験の初期値は NEXRA (NICAM-LETKF JAXA Research Analysis) [2]を使用した。本研究では NEXRA によ る100個のアンサンブルメンバーの一部(21メンバー)を無 作為抽出して使用した。

3. 解析手法

線状降水帯発生時の環境場は、加藤[3]による線状降水帯 が発生しやすい6条件を計算し、西日本周辺(図2中心、 右上枠)で平均した6条件を満たす時間の割合(7月4日 00UTCから96時間中)(線状降水帯指標)で評価した。東 シナ海の対流活動の指標(対流指標)は、東シナ海周辺(図 2中心、左下枠)のOLR(大気上端外向き長波放射)を7 月2日12UTCから48時間平均した値とした。まず線状降 水帯指標と対流指標の関係を調べ(解析①)、次に対流指 標と初期値200hPa面高度の関係をコンポジット解析で調 べた(解析②)。コンポジット解析は対流指標を基準にア ンサンブルメンバーを分類し、対流が活発か否かによる差 を調べた。

4. 結果

解析①の結果を図1に示す。横軸は小さいほど対流活発 を、縦軸は大きいほど線状降水帯発生に好ましい環境場を 表す。東シナ海の対流活動が活発であるほど、西日本で線 状降水帯が発生しやすい傾向だと分かる。図2は解析②の 結果で、「対流活発の標本集団」から「対流不活発の標本 集団」の初期 200hPa 面高度を引いた値である。オホーツ ク海高気圧や朝鮮半島西方のリッジが東シナ海周辺の対 流を活発化した可能性がある。

本実験から、7月1日初期時刻におけるオホーツク海高 気圧や朝鮮半島西方のリッジが深いほど、7月2日以降の 東シナ海上の対流活動が活発になり、7月4-7日の西日本 の線状降水帯の好条件をもたらすことが示された。初期の リッジの深まりが、ジェットの蛇行により東シナ海域を不 安定化させたと考えられる。今後、アンサンブル実験数を 増加させ、結果の信頼性の向上、メカニズム解析を行う。



図1 対流指標(横軸)と線状降水帯指標(縦軸)のラグ 相関関係。相関係数は -0.41。添え字はメンバー名。





参考文献

-80 -

[1] 気象庁,2018『「平成30年7月豪雨」 及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について』

[2] 世界の気象リアルタイム

https://www.eorc.jaxa.jp/theme/NEXRA/guide_j.htm

[3] 加藤輝之, 2016, 平成 27 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 42-60

降水強度と時間的集中度からみた豪雨の特性 * 吉田尚紀・坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

日本国内では様々なタイプの降水により豪雨災害 が起きている。降水強度の大きい雨によって豪雨災 害は起こりやすいが、豪雨はそれ以外に継続時間に よっても特徴づけられる。

これまで降水量が降雨強度と継続時間に依存して いることが明らかにされている[1].しかし、日本 国内には急峻な河川が多いため継続時間の長い豪雨 だけでなく、継続時間の短い豪雨についても特徴を 明らかにすることは重要である.降水の時間的集中 度に着目し、継続時間の異なる豪雨を時間的集中度 の大小で比較することができる.しかし、過去に降 水の時間的集中度に着目して豪雨の特徴を調べた研 究はほとんどない.そこで、豪雨発生時の降水強度 と時間的集中度から多様な豪雨の特徴を調べる必要 がある.

そのため本研究は豪雨を降水強度と時間的集中度 から特徴づけ、その特徴の地域特性・総観規模擾乱 の特性について明らかにすることを目的とする.

2. データと方法

豪雨事例抽出のため2008-2017年における気象庁 のアメダス・気象官署(全1312地点)の降水量を、 この期間外の事例解析のため「平成30年7月豪雨」 および歴代の最大1時間雨量ランキング(気象庁) の降水量を使用した.また、総観規模擾乱の決定の ため地上天気図を使用した.

降水強度の大きい雨について調べるため、猛烈な 雨(1時間雨量80mm以上)を観測した事例を豪雨 事例として抽出した.さらに、ピークを含む24時間 で最も降水量の合計が大きくなる降水量を24時間雨 量とした.また、最大1時間雨量と24時間雨量の比 を降水の時間的集中度TCP(Temporal Concentration of Precipitation)と定義した.

3. 結果

上記の方法により豪雨事例が402事例抽出され、 各事例に対して最大1時間雨量とTCPの関係を散布 図に示した(図1).ここで、右下の空白領域に着目 し閾値を設定することで両要素の大小で豪雨を4種 類に区分した.図からは、降水強度が相対的に小さ く時間的集中度の小さい豪雨(区分A)の発生頻度 が最も高いことが統計的に明らかになった.

「平成30年7月豪雨」と歴代の最大1時間雨量ラン キング(気象庁)の事例に対しても同様に散布図を 作成すると、区分Dに属する事例が2018年に2つみ られた。

次に、日本を12の領域に分けることで地域特性 を、津口・加藤(2014)の総観規模擾乱の分類[2] を利用して擾乱の特性を調べた.地域特性としては、 九州南部で豪雨が起こる頻度が最も高く、区分ごと では区分A、Bの事例が太平洋側・九州で起こる頻 度が高く、区分Cの事例は全国的に発生するが関東 北部で特に起こる頻度が高いことが明らかになった. 擾乱の特性としては、区分Aの事例は様々な原因 で、区分Bの事例は梅雨前線で、区分Cの事例は雷 雨などで起きる頻度が高いことが明らかになった.

4. まとめ

降水強度とTCPから豪雨を4種類に区分した.降水強度が相対的に小さくTCPが小さい豪雨(区分A)は様々な原因で沖縄・太平洋側・九州で起きる 頻度が高く、降水強度が相対的に大きくTCPが小さい豪雨(区分B)は梅雨前線により太平洋側・九州 で起きる頻度が高く、降水強度が相対的に小さく TCPが大きい豪雨(区分C)は全国的に起きるが、 中でも雷雨などによって関東北部で起きる頻度が高いことが明らかになった.降水強度が相対的に大き くTCPも大きい豪雨(区分D)も稀に起きる.ま た、区分Aに属する豪雨が起きる頻度が最も高いこ とが明らかになった.



図1. 最大1時間雨量とTCPの関係. 横軸が最大1時 間雨量、縦軸が降水の時間的集中度を表している (図の上部ほど時間的集中度が小さい). また、等値 線は24時間雨量を表している.

参考文献

-81-

- [1] Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996, Wea. Forecasting, **11**, 560–581.
- [2]津口裕茂,加藤輝之,2014,天気,61,455-469.

日本近海におけるメソ対流系の日変化に関する事例解析

*山下尭也, 岩渕弘信 (東北大院理)

1. はじめに

海上における対流雲は、深夜から朝に発達する性質 があることが、様々な先行研究で示されている.その メカニズムについては、上層雲における放射加熱や冷 却が支配する[1]など様々な説が提唱されているが、対 流雲の構造や降水に対する影響まで、十分な理解がな されていない.

2017 年 7 月 17 日に黄海上でメソ対流系(MCS)が 発生した.この MCS は南東方向に移動し, 7 月 19 日に 種子島付近を経由して,日本の南海上に抜けた(図1). この時,早朝に発達し,夕方に衰退するという日変化 を示した.この事例に対して解析することで, MCS に おける構造の日変化に関して理解が深まることが期待 される.本研究では,雲画像や降水・気象場のデータを 用いて解析を行った.

2. データ

雲画像はひまわり 8 号の赤外全球画像(バンド 7~ 16)を用いた.この輝度温度のデータに対して ICAS[2] を適用することで、光学的厚さ・雲頂気圧を得た.その 上で雲頂気圧が440 hPa 未満の雲に対して、光学的厚さ が6以上のものを深い対流雲(DC),1以上6未満のも のを巻層雲(Cs),1未満のものを巻雲(Ci)と雲タイ プを定義した.降水は IMERG の 30 分降水量のデータ を,1 時間平均に変換して使用した.気象場のデータは MSM-GPV を用いた.解析期間は7月17日~7月22日 の6日間とした.

3. 結果

本事例の日変化を詳しく見ると,6時から9時にかけ て降水強度の最大が,10時に DC 面積の最大が確認さ れた.その後,夕方にかけて降水面積の最大が,18時頃 に Cs 面積および 21時頃に Ci 面積の最大が見られた. このことから本事例の MCS は,早朝に激しい対流性降 水を伴いながら発達し,夕方にかけて層状性降水を伴 って衰退しながらも,アンビル域は日没以降に拡大す るということが分かった.

この MCS に対して,進行方向と平行になるように鉛 直断面をとり,3 時と 15 時における鉛直輸送の平均値 を計算した.すると3 時では,対流中心(MCS の雲域 を,光学的厚さで重み付けした重心)付近で,下層から 上層にかけて強い上方輸送が見られた.一方15時では, 500 hPa 付近を境に上側では上方輸送が,下側では下方 輸送が見られた.この結果から,夜では深い循環が生 じており,昼では上層を主体とする浅い循環が生じて いることが分かった.すなわち,昼夜において明瞭な 循環構造の変化が生じていることを示唆している.

同様の鉛直断面について, MCS の雲領域で気温の水 平偏差をとり, その日偏差を計算した.3 時では, 雲頂 付近から400hPa付近までの上層で負偏差, それより下 層では正偏差であった.これに対して15時では,3時と は反対の傾向を示しており, 上層では正偏差, 下層で は負偏差であった.気温減率を考慮すると, 大気全体 の成層状態は,3時では不安定化し,15時では安定化し ていることを示唆している.またこの結果は,早朝の 対流促進と 夕方の対流抑制という, 雲分布における日 変化の結果と対応がつけられる.



図 1 本研究で解析したメソ対流系におけるひまわ り 8 号の赤外画像(バンド 13).

参考文献

[1] Randall et al., 1991, J. Atmos. Sci., 48(1), 40–62.

[2] Iwabuchi et al., 2016, Progr. Earth Planet. Sci., 3:32

平成 30 年 7 月豪雨の広領域・高解像度再現実験 *大泉伝 (海洋研究開発機構), 斉藤和雄 (気象業務支援センター), Le Duc (海洋研究開発機構), 伊藤純至(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

平成30年7月豪雨では西日本各地で洪水や土砂災害 が発生した。このような豪雨の予測精度を向上させる には、数値予報モデルの解像度を高くする事が重要で ある。2013年10月の伊豆大島の事例[1]では、数値予 報モデルの解像度を高くし、計算領域も十分に広く取 る重要性が示された。本事例は伊豆大島の事例よりも 豪雨の規模が大きく、発生メカニズムも異なっている。 そこで、本事例でも解像度を高くし、広い計算領域を 取ることによって豪雨の再現性が良くなるかを調べた。

2. 実験設定

2018年7月6日9時 (JST) から翌7日12時の27時間で再 現実験を行う。モデルはスーパーコンピュータ「京」 に最適化した気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) を用い る。積雲対流パラメタリゼーションは解像度5kmの実験 にのみ用い、境界層スキームはMellor-Yamada-Nakanishi-Niinolevel3 (MYNN) と, Deardroff (DD) を 用いる。計算領域は小領域:東北南部から九州南端を 覆う1600×1000kmと大領域:現LFMの3160×2600kmとす る。初期値・境界値には気象庁メソ解析を使用する。

3. 結果

図1に6日12時から24時の12時間雨量を示す。解 析雨量(図1a)では、西日本のほぼ全域が降水域に覆 われており、特に九州北部から山陽地方、兵庫北部に かけて伸びる100mm(赤)以上帯状の雨域が解析され た。九州北部、と岡山県北部の県境付近では、150mm を超える雨域があり、広島市東部、四国中央部、京都 では200mmを超える線状降水帯が解析された。

小領域での計算結果(図1上段:b-c)と大領域の結果 (図1下段:e-g)の計算の比較では、降水帯の位置や形 状に定性的な大きな違いが見られなかったが、降水帯 の極値の位置や大きさは、解像度や計算領域の大きさ で異なっていた。図2はFraction Skill Score[2]を用いて 計算領域と解像度の違いの定量的な比較結果を示す。 解像度5kmの実験(図2a,d)の比較(図略)では、全 体的には大きな違いが見られず計算領域の影響は小さ かった。図2gに示す解像度2kmの実験(図2b,e)の 比較では、大領域の降水閾値20mm以上のFSSが小領 域よりも大きかった。図2hに示す解像度500mの実験 (図 2c, f) では、大領域の FSS が小領域よりも全体的 に大きかった。これらの結果から、計算領域を広く取 る必要性が示された。図 2i に示す解像度 500m と 2km の実験結果の比較では、降水閾値 40mm 以上の強い雨 の FSS は解像度 2km の方が良かったが、それ以外は解 像度 500m の方が良かった。本事例では災害が発生した 地域の多くのアメダスの時間雨量が 30mm 以下であっ たことから、解像度 500m の実験結果が解像度 2km の 実験結果よりも良かったと考えられる。本事例でも広 い計算領域を取り、解像度 500m 以下にすることによっ て豪雨の再現性が良くなることが示された。







図2 各実験のFSS と比較結果 参考文献

-83 -

- Oizumi, T., K. Saito, J. Ito, T. Kuroda, and L. Duc, 2018: Ultra-high-resolution numerical weather prediction with a large domain using the K Computer: A case study of the Izu Oshima heavy rainfall event on October 15-16, 2013. J. Meteor. Soc. Japan, 96.
- [2] Duc, L., K. Saito, and H. Seko, 2013: Spatial-temporal fractions verification for high-resolution ensemble forecasts. *Tellus A*, **65**, 18171.

関東平野における局地的大雨の降水特性に関する 統計的研究

小野寺晃一 (筑波大学生命環境学群),*出世ゆかり,前坂剛 (防災科学技術研究所)

1. はじめに

1時間降雨量 50 mm 以上の雨は、積乱雲によってもたらさ れ、東京など多くの大都市の下水道や都市河川の排水機能を 上回る。大都市では積乱雲がもたらす大雨により浸水や冠水 がしばしば起こる。これまでも積乱雲を3次元でかつ統計的 に解析した研究はいくつかあるが[1][2]、局地的な大雨をもた らす積乱雲の3次元的な降水特性は必ずしも明らかにされて いない。本研究では、国土交通省(さいたま、新横浜、八斗 島、船橋)と防災科研(海老名、木更津)のXバンド MP レ ーダの3次元データを用いて、都市域を含む関東平野におけ る暖候期の局地的大雨とそれをもたらした積乱雲の降水特性 を調査した。

2. 大雨事例の定義

本研究では、大雨事例はX バンド MP レーダで算出した1 時間降雨量50 mm 以上の領域を発生から消滅まで5分間隔で 追跡することで抽出した(図1a)。大雨事例をもたらした積乱 雲は、大雨事例の発生時刻の1時間前まで遡って同定した(図 2b)。積乱雲は降水セルで構成される[3]。本研究では、大雨事 例をもたらした積乱雲の降水形成に大きく貢献した降水セル を調査するため、レーダ反射強度が55 dBZ 以上の強い降水エ コーを含む10 dBZ 以上の領域を強い降水セルと定義した。 (図1c)また、各降水セルの10 dBZ のエコー頂高度の最大 値をその降水セルの最大エコー頂高度とした。さらに、大雨 事例をもたらした積乱雲の背の高さの指標として、積乱雲を 構成する強い降水セルの最大エコー頂高度の平均値を求めた。 解析領域は都市域を含む関東平野(78 km×72 km、図省略)

とし、解析期間は2015年4月から10月とした。

3. 結果

大雨事例は解析期間中に27 事例抽出された。大雨事例の継 続時間は5分から110分、積乱雲を構成する強い降水セル数 は2から14とばらつきがあった。大雨事例は、エコー頂高度 が6kmから16kmの積乱雲によってもたらされていた。その うち、19事例(70%)はエコー頂高度が11km未満の積乱雲 によってもたらされていた。1時間降雨量80mm以上の猛烈 な雨となった大雨事例は3事例(図2中A,B,C)あり、いず れもエコー頂高度が11km未満の積乱雲によってもたらされ ていた。

4. まとめ

本研究では、局地的大雨とそれをもたらした積乱雲の3次 元的な降水特性を調査した。猛烈な雨は比較的背の低い積乱 雲がもたらしていたことがわかった。



図1 大雨事例の実例。2015 年 6 月 16 日の各時刻における(a)前1時間降雨量の水平分布図、(b)降雨強度の水平分布図、(c)レーダ反射強度の最大値を南北方向に投影した鉛直断面図。



図2 最大1時間降雨量と大雨事例をもたらした積乱雲を 構成する強い降水セルの最大エコー頂高度の平均値の関係。

参考文献

-84-

- [1] 石原正仁, 2012, 天気, 59, 27-39
- [2] Hamada, A., et al., 2015, Nat Commun., Vol6(6213), doi:10.1038/ncomms7213
- [3] Shimizu, S., and H. Ueda, 2012, J. Meteor. Soc. Japan, 90, 869-889

謝辞: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。

地上可視カメラ,ひまわり8号,ラジオゾンデを用いた

Jumping Cirrus の観測的研究

*瀬口貴文 (防衛大), 岩崎杉紀 (防衛大), 鴨川仁 (学芸大), 牛山朋來 (土木研), 岡本創 (九大応力研)

1 はじめに

Jumping Cirrus (JC) とは、発達した積乱雲のかなとこ雲 (anvil) 上部で飛び上がり消えていく雲の現象である(図 1). 飛行機観測[1]で初めて発見されたが、観測事例とそれに 基づく解析が極めて少ないため、発生条件や規模、頻度と いった基本的な性質が未解明である. 3D 非静力学雲モデ ルを使用した研究では、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 ことが示された[2]. 可視カメラの観察から、JC は一部が 昇華して消えていくため、積乱雲上部に水蒸気を輸送する と考えられる.よって、積乱雲が圏界面まで達していれば、 下部成層圏を加湿する可能性がある.JC による積乱雲上 部の成層圏の加湿を衛星データによって示した報告もあ る[3]. このJC による成層圏・対流圏間の水蒸気輸送の機 構がわかれば、成層圏の水蒸気量の推定に寄与することが 期待される.

JC は観測が困難である.衛星搭載のイメージャーでは 検出できない.レーダーやライダーによる観測事例は少な い上に、時間分解能が粗いため連続的な変化を追えない. 飛行機観測や地上観測でJC がカメラ撮影された事例はあ るが、これらを基にJC 自体やその周囲の環境の物理量を 解析した研究はない.

本研究では初めて、地上可視カメラ観測で捉えた複数の JC の事例の解析を試みた. JC の形態と時間発展を追い、 その特徴を定量的に理解し、成層圏の加湿の有無を明らか にすることを目的とする.

2 観 測

2016-2018年の夏季,富士山頂と防衛大学校(神奈川県横 須賀市)に複数台カメラを設置して,15秒間隔で関東周辺 域の定点撮影を続けた.解析を終えた2016年では、合計 で14件のJCが撮影出来た.図1はその一例である.可 視カメラ観測は天候の影響を受けやすく何も見えない日 もあったが,雲の鉛直断面の連続的変化を記録できる利点 がある.

3 解 析

夜間撮影した星の位置を基に、写真上のJCの観測点からの方位角と仰角を導出する.次に、ひまわり8号の赤外帯(10.4µm)のデータから該当時刻・方向に存在する積乱雲を特定して直線距離を求める.この距離と角度からJCの高度・幅を見積る.さらに、15秒間隔のタイムラプス動画から時間発展を追い、JCの鉛直飛び出し速度と、消え



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.

て見えなくなるまでの持続時間を求めた.

また, JC 発生時の周囲の大気環境を調べるため, 茨城 県館野のラジオゾンデのデータを用いて, 圏界面高度, 対 流有効位置エネルギー(CAPE), anvil 上部の鉛直シアーを 求めた. anvil 上部の鉛直シアーは重力波の砕波を促す要 因の1つと考えられている.

4 結果・考察

2016 年 7-8 月に関東周辺で観測された全 14 件の JC の高 さ(JC 頂上と anvil 頂上の高度差),幅,鉛直飛び出し速度, 持続時間の平均値(標準偏差)はそれぞれ,1.3 (0.5) km, 1.6 (0.5) km, 8.0 (4.0) m/s, 11 (5.5) 分であった.到達高度の平 均は 15.1km で,3 件が圏界面に達していた.図示していな いが、これら JC の物理量は事例によってばらつきがある. CAPE,鉛直シアーとの相関も無く,JC の発生条件や特徴 を決定づける要因は分からなかった.

数値モデルによる米国の事例[2]と比べると, JC 発生時の 周囲の大気は CAPE が低く, anvil 上部の環境場の風の鉛直 シアーが小さかった. 先行研究のスーパーセルやマルチセ ルの長寿の積乱雲の事例に対し,本研究の事例は比較的小 さなシングルセルの積乱雲である. しかし,発生した JC の 規模は水平スケールを除いて同程度であり,比較的小規模 の対流からも JC は発生すると考えられる.

今後は2017,2018年の事例解析を追加し、積乱雲上部への物質輸送の証拠を得るため、放射伝達計算とひまわり8号の観測からインバージョン法でJCの雲物理量を推定する予定である.

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

-85-

[1] Fujita, 1974, SMRP Research Paper, 117, 1-29.

- [2] Wang et al., 2011, Terr. Atmos. Ocean. Sci., 22, 5, 447-462.
- [3] Setvák et al., 2008, Atmospheric Research, 89, 170-180.

Atmospheric River 発生時における降水の 衛星搭載降水レーダーデータを用いた解析 *渡部 友祐¹, 重 尚一¹, 辻 宏樹², 高薮 縁²

(1.京大院理, 2.東大大気海洋研)

1. はじめに

Atmospheric River(AR)とは熱帯域から中緯度へ細長 い川のように多量の水蒸気が輸送される現象であり(Zhu and Newell 1998)、アメリカ西海岸での発生事例などを中 心に研究がおこなわれてきた。最近では、日本域でも豪 雨をもたらしうる要因として注目されている。AR がもたらし た豪雨事例として平成 30 年度7月豪雨が挙げられるが、 この事例では一般に降水強度が弱いとされる層状性降水 が比較的強い降水強度で広い範囲に発生していた(図 略)。

本研究では、日本域とアメリカ域で AR に伴う降水がど のような特性をもつか、主にその鉛直構造に注目して解析 をおこなう。

2. 使用データ・手法

AR の抽出は ERA-interim 再解析データ(0.75 度格子) を用いておこなった。まず Guan and Waliser (2015)の手 法で AR の抽出をおこなったところアメリカ域では抽出がう まくおこなえたが日本域ではうまくおこなえなかったため 日本域では別の抽出方法を用いることにした。ここでは初 めに可降水量の気候値からの偏差を求めその値が 10 mm 以上の領域を抽出し、抽出された各領域に対して最大偏 差の大きさ、軸の長さ、軸と幅の比、重心の位置、熱帯低 気圧性の有無を調べそれぞれの項目の基準をすべて満 たすものを AR と定義した。熱帯低気圧データは気象庁ベ ストトラックデータを用いた。

以上の方法で各時間各ピクセルにおける AR 性の有無 を決定した後、GPM 主衛星二周波降水レーダーKuPR プ ロダクト(Level2)を用いて降水特性を統計解析した。ここで 降水特性として主に注目したものは降水タイプ、地表面降 水強度、レーダー反射強度鉛直分布である。日本域は東 経130度から東経150度、北緯30度から北緯50度と定 義し、アメリカ域は西経130度から西経110度、北緯30 度から北緯50度と定義した。統計解析の期間は2014年 4月から2018年3月とした。先行研究で得られているAR の出現頻度分布(Mundhenk et al. 2016)から日本域では 夏季(6月、7月、8月)、アメリカ域では冬季(12月、1月、 2月)について特に着目した。

3. 結果

どちらの領域でも全観測に対する降水発生頻度は AR 外より AR 内で高くなった。降水があった場合に限定して

-86-

降水強度分布を見ても AR 内では強い雨の割合が高くな り、AR は降水頻度、降水強度をともに上昇させていると言 える(図略)。

次に各降水強度に対する降水頂高度を調べた。アメリ カ域の AR では特に対流性降水で弱い降水に対しても比 較的高い降水頂高度を示す一方降水が強くなっても降水 頂高度がさほど変わらず、AR 内外で大きな違いがあること が分かった。日本域の AR では鮮明な違いは見られなか った(図1)。

日本域の層状性降水に関してはブライトバンド(BB)下 端より低い高度での降水強化に関しても解析をおこなった。 ここでは BB 下端のレーダー反射強度を4つのランクに分 け、各ランクについて相対的な高度とレーダー反射強度 の分布を調べた。どのランクでも BB 以下の相対的なレー ダー反射強度は AR 内の場合で大きく、特に2番目のラン ク(25.25dBZ<=BB 下端のレーダー反射強度<30.25dBZ) では AR 外でのレーダー反射強度が下層に向かって小さ くなる傾向に対し、AR 内では下層でもレーダー反射強度 が小さくならない傾向が見られた(図2)。



マダガスカルで見た蜃気楼 — 推定される大気境界層の温度プロファイル —

*川合秀明、北村祐二(気象研究所)、 柴田清孝(高知工科大)

1. 背景

2017 年4月、マダガスカルを旅行した際、海上において 蜃気楼に遭遇した(図1)。この写真において、海上に浮かん だように見える部分には、上下にほぼ対称の水平線が引ける が、これは消失線 (vanishing line) と呼ばれるものであり、 正立像の下に倒立像が存在している。このような蜃気楼は下 位蜃気楼と呼ばれている。

柴田(2013)は、観測された蜃気楼をレイ・トレーシン グ(光の屈折経路をトレースする手法)を用いて再現するこ とにより、大気境界層の温度構造を推定できる可能性を示し ている。

本研究では、観測された蜃気楼を紹介するとともに、LES を用いてその温度構造を推定し、その温度プロファイルを用 いてレイ・トレーシングを行うことで、観測された蜃気楼が 説明できるどうかを紹介する。

2. 観測された蜃気楼と気象場

2017年4月15日の午前7時前後、マダガスカル南部西 岸のイファティ(23°9'S,43°37'E)沖の海上でボートから 蜃気楼が観測された(図1)。観測者の視点の高度は海抜1m 程度である。イファティでは気象観測は行われていないが、 27km南に位置するトリアラでは、午前3時に23°C、午前9 時に30°Cであった。両時刻とも、風速は1m/s であり、風は 陸から海に向かう方向であった。天気はよく晴れており、衛 星写真で見ても広範囲で雲は見られない。この日の日の出は 午前6時18分であり、観測時刻での気温は23-26°C程度で あると考えられる。また、2017年4月の月平均海面水温は 28°C程度で、ほぼこの時期の気候値に近い。

3. LES による温度プロファイルの計算

温度プロファイルを再現するための LES は、 Smagorinsky-Lilly モデルを用いる。鉛直・水平解像度は20 cm、512x512x386の格子数で、タイムステップは0.05 s で ある。海面水温28℃、初期の温度プロファイルとしては、地 表面気温23度で、強安定な大気を与える。風速は1 m/s で、



図1:イファティ沖で観測された蜃気楼。2017年4月15日 の午前7時前後。

粗度は $4x10^{-5}$ m である。得られた温度構造は、海面からわ ずか 10 cm 程度の高さまでで温度は急激に大気混合層の温 度に近づいていた (図 2 左)。

4. レイ・トレーシング

LES で得られた温度プロファイルを用いて、レイ・トレーシングを行った。図2右がその結果であり、1 mの高さへの光の経路は、1.5 km程度より遠方では交わっていることわかる。つまり、このような温度プロファイルの下では、1.5 km以遠の物体は蜃気楼として観測されうることが示された。

5. 議論

今回のように、海面水温が高く、大気温度がそれより低い 場合には、このような温度プロファイルは、かなり一般的な ものであるように思われる。イファティ沖の温度プロファイ ルは、低緯度の比較的温度が高い海上に、夜間の放射冷却で 冷やされた明け方の空気が陸風によりゆっくり流れ込んで形 成されたものと考えられる。しかし、このような温度プロフ ァイルは、ごく日常的に生じると推測される。であるとすれ ば、世界中のいたるところで蜃気楼が日常的に観測されても よさそうなものである。蜃気楼は、観光資源になるほど稀に しか報告されないが、実際の出現率はどうなっているのだろ うか。本発表では、大気境界層の専門家、蜃気楼の専門家な どと議論したい。

謝辞

本研究の一部は、日本学術振興会・科学研究費助成事業(JP18H03363) の支援により実施された。マダガスカルにおいてはJICAの梅永優衣 氏にたいへんお世話になった。

参考文献

-87-

柴田清孝,2013:安定成層大気による多像の蜃気楼:レイ・トレーシン グと温度構造推定の可能性.天気、60,709-722.



図2:LES で再現された温度プロファイル(左)とそれを仮定し て計算された光の屈折経路(レイ・トレーシング;右)。 世界28メガシティを対象とした 都市構造や地理・気象条件が ヒートアイランド現象に及ぼす影響評価
 *浅見真由(東京理科大学理工学部),仲吉信人(東京理科大学理工学部), Alvin C.G.Varquez(東京工業大学環境・社会理工学院), 神田学(東京工業大学環境・社会理工学院)

1. はじめに

ヒートアイランド現象は、様々な要因の相互作用に よって生じており、それらの現象への影響は未だに解 明されていない.地域特性の強い現象であると考えら れるため、影響を及ぼす要因とその寄与のしかたを知 るには、複数の都市間の比較を行うことが有効である と考えられる.本研究では、世界のメガシティを対象 として、シミュレーション計算を行い、都市的な要素 やその地域の地理条件や気候条件の影響を明らかにす ることを試みる.

2. 解析手法

領域気象モデルWRFを用いて8月の平均的な気候の 計算を行う.計算期間は連続した3日間とし、初期値・ 境界値には、米国立気象局の再解析データ(NCEP FNL) を使用する.最小領域の空間解像度は2kmとする.対 象都市にはWorld Urbanization Prospects 2014[1]の2015 年の予測データから上位の28都市を使用する.

都市ありと都市なしの2ケースについてシミュレーションを行う.本研究では、2ケースの気温差(地上2m)をヒートアイランド強度とする.都市あり計算に用いる粗度や人口排熱などのパラメータについては Varquez et al[2]を参照されたい.

3. 結果と考察

全対象都市それぞれについて、都市域全体で1日平 均したヒートアイランド強度を確認すると(図省略), その大きさには都市間でばらつきがみられた.そこで、 都市的な要素や地理・気候的な要素との関係を調べ、 都市間の違いが何の影響によって生じているのか考察 を行う.気候的な要素の1つである風速(地上2m)と の関係を表わした散布図を図1に示す.(a),(b)はどちら とも縦軸がヒートアイランド強度(UHI)、横軸が風速 (U2)で同じ図であるが、(a)は緯度の絶対値、(b)は各 都市の平均粗度をプロットの色で表わしたものである. 風速とヒートアイランド強度の間には負の関係がみら れた.これは、風により大気の混合が進み、都市に蓄 えられた熱が周囲に輸送されるためであると考えられ る.また図 1(a)より、高緯度の都市ほどグラフの右上 に位置する傾向がみられた.高緯度の地域では、夕方 の日射の入射角が小さくなるため、建物壁面での吸収 率が増加し、ヒートアイランド強度が大きくなると考 えられる.一方で図 1(b)より、粗度との関係はあまり 認められなかった.以上より、ヒートアイランド強度 は都市間の比較では、都市的な要素よりも、風速や緯 度の影響を強く受けることがわかった.



☑ 1 Comparison between UHI and U2

謝辞:科学研究費補助金(課題番号:18K13840,および 17H01292)の支援を受け実施された.ここに謝意を表 す.

参考文献

-88-

- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2014). World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Online Edition.
- [2] Varquez, A. C. G, Natsumi, K., Manabu, K., Makoto, N.: Numerical investigation of anthropogenic heat emission impacts on large Asian cities, Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser., B1 (Hydraulic Engineering). Vol. 74, No. 5, I_1177-I_1182, 2018

ひまわり8号と赤外サウンダによる火山灰解析アルゴリズムの開発

*林昌宏、石元裕史(気象庁気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

火山灰は一度大気中に放出されると経済活動に様々な弊 害をもたらすことが知られており、特に航空機の運行に悪 影響を及ぼす。気象庁では、航空機の安全運行に資するた め、ひまわり8号の観測データから得られた火山灰プロダ クトを参考に、東京航空路火山灰情報センター (VAAC) が日本周辺の火山灰情報を提供している。現在利用されて いる火山灰プロダクトには米国海洋大気庁および欧州気象 衛星開発機構によって開発されたアルゴリズムが採用され ており、これらのアルゴリズムでは、火山灰の組成につい て Pollack et al. (1973) による安山岩モデルが利用され ている。しかし、実際の火山灰の組成は火山の地質や噴火 様式によって異なることが知られているため(Vogel et al. 2017 など)、より精度の高い火山灰情報の提供にはその組 成情報を考慮することが必要であると考えられる。 Ishimoto et al. (2016) では、高い波長分解能を持つ AIRS 等のハイパースペクトラル赤外サウンダ (HSS) か ら火山灰の複素屈折率を推定するアルゴリズムを開発し た。しかし、極軌道衛星に搭載された HSS では同じ地点 の観測頻度が一日に2回程度のため、突発的で時間変化の 激しい火山灰を常時監視する目的には向いていない。この 問題を解決するため、HSS から求めた火山灰の組成情報を 利用してひまわり8号データから火山灰物理量を推定する ためのアルゴリズムを開発している。今学会では、その開 発成果について報告する。

2. 赤外サウンダとひまわり観測による複合解析アルゴリズ ムの開発

HSS から推定した火山灰の組成(複素屈折率)をひまわ り8号観測による火山灰推定に適用するため、林・石元 (2018) では、HSS の推定に用いた火山灰粒子モデル (安山岩・流紋岩または玄武岩の混合)を利用し、ひまわ り8号赤外バンドに対応した火山灰域放射モデルを開発し た。今回、林・石元(2015)の雲解析手法を火山灰解析に 応用し、ひまわり8号観測から火山灰物理量を推定する手 法を開発した。図1は、2016年2月12日にカムチャッカ 半島にある Zhupanovsky 火山が噴火した際の火山灰解析 事例である。この事例では、HSS による火山灰解析で得ら れた安山岩と流紋岩の混合割合δ=0.4を事前情報として利 用し、ひまわり8号観測(バンド10~16)から火山灰物 理量(光学的厚さ・有効半径・頂高度)を推定した。同じ 事例を MetOp 衛星に搭載された HSS である IASI で解析 すると、火山灰の光学的厚さは0.4,有効半径は2.4µm,頂 高度は9.8kmとなり、今回のひまわり8号による火山灰 の解析結果と整合した。

3. 今後の開発計画

HSS とひまわり 8 号の火山灰解析で採用している最適 化アルゴリズムでは理論計算と観測をフィッティングする ことで火山灰物理量を求めるが、今回の事例では、ひまわ り 8 号のバンド 11 (8.6µm)では数 K 程度のフィッティ ング誤差が見られた。また、HSS の火山灰解析においても 同じ波長域のチャンネルで同程度のフィッティング誤差が 見られた。この波長域には火山性ガスである SO₂ の吸収帯 があり、今後、その影響について調査する予定である。ま た、火山灰は雲と混合する場合や、下層雲の上空を通過す る場合が多く、現在の単層の火山灰を仮定しているモデル では精度が悪化することがわかっている。現在、それらの 場合に対応する放射モデルを開発中であり、火山灰解析に 組み込むことで精度の向上を目指すことを考えている。



図 1. Zhupanovsky 火山の噴火における火山灰解析例(流紋岩混合割合δ =0.4、2016 年 2 月 12 日 23:50 UTC) 左上図で点線の丸をつけたバンド 13・バンド 15 輝度温度差分が負となる領域がおおよそ火山灰域に対応する

参考文献:

-89-

- 林昌宏・石元裕史,2015:次期静止気象衛星ひまわり8号観測による最適化 手法を用いた雲物理量推定,気象学会春季大会
- 林昌宏・石元裕史,2018:ひまわり8号観測バンドにおける火山灰の放射特性,気象学会秋季大会
- 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
- Pollack et al. 1973: Optical properties of some terrestrial rocks and glasses, *ICARUS*, **19**, 372-389
- Vogel. A., et al. 2017: Reference data set of volcanic ash physicochemical and optical properties. J. Geophys. Res. Atmos, 122, 9485-9514
 - *本研究は JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

千葉県船橋市における結氷観測

関隆則(日本気象予報士会)

1. はじめに

千葉県船橋市の冬期の気象の特徴の一つに放射 冷却がある。2010年の秋から放射冷却の理解を深 めるため条件の違う結氷皿で観測行ってきた。ま た空の放射温度の関係に注目してきた。

2. 観測サイト、設備、観測方法

(1)場所、環境・・船橋アメダスのNE3km、千葉県 船橋市坪井東、住宅域からは 50m 以上。(2)結氷 皿①、②・ポリエチレン製植木鉢用水受け皿、外 形 30cm、深さ 5cm。発泡ポリエチレンで断熱。地 上高①50cm と②10cm。結氷皿③はステンレスボー ルを地面を掘り設置。(3)最低・最高温度計・1.5m 高に設置。放射温度計(IT550S)(4)観測時刻は氷が 溶解する前の7時~9時。(5)項目は結氷量、天頂 の放射温度、最低気温、隣接する畑の霜柱高など



3. 観測結果

図1は結氷皿①. 図2~図4は結氷皿②による (1)図1は観測開始以降で結氷の多かった年、少な かった年、今年の積算結氷量を示す。12月末には 暖冬・寒冬の傾向が確認できる。

(2)図2 ~12月は-2℃程度でも結氷量が大きい。
(3)図3は空の放射温度と結氷量の関係を示す。
-35℃を下回ると結氷することが確認できた。
(4)霜柱は結氷よりでき易かった。

4. まとめと課題

・前夜のデータなど結氷や霜の予想に役立つ測定 にも取り組む予定。

図1 年毎の積算結氷量の推移



4. 参考文献

-90 -

近藤純正:地表面に近い大気の科学 理解と応用

地球温暖化に伴う北太平洋の乱気流発生頻度の変化 大規模アンサンブル気候予測データベース d2PDF 解析 *渡辺 真吾,藤田 実季子,川添 祥,杉本志織,岡田靖子(JAMSTEC), 水田亮,石井正好(気象庁気象研究所)

1. はじめに

本研究は、ジェット旅客機の巡航高度である 200 hPa 付近で生じる晴天乱気流 (Clear Air Turbulence: CAT)の 発生頻度が将来の地球温暖化に伴ってどのように変化 するかに注目する.初めて大気-海洋結合モデルの予測 に基づいて地球温暖化に伴う CAT 発生頻度の変化を調 べた研究は、グリーンランドの南方を通って欧州ー北 米間を結ぶ北大西洋の飛行ルートにおいて、CAT の発 生頻度が数倍の大きさに増加する可能性を示した[1]. その後も同グループによる後続研究が飛ぶ鳥を落とす 勢いで発表されつつある.

本研究は、産業革命以降全球平均地上気温が 2℃上昇 する近未来(2030-2050 年頃)の気候を想定したアンサン ブル気候予測データセット(d2PDF: d4PDF の 2℃実験) に基づいて、北太平洋上空における晴天乱気流の発生 頻度とその季節性の将来変化を推定した[2].

2. データと解析手法

d4PDF/d2PDFの詳細については,各々文献[3][4]を参照されたい.本研究では,過去実験および2℃上昇実験のAGCM60 (60km 解像度 MRI-AGCM3.2)の出力を水 平解像度 1.25°に内挿したデータを用いて, i) Ellrod 第1 指数:TI1, ii) 鉛直シアの大きさ:S_v, iii) 水平風変形の大きさ:DEF, iv) 非線形バランス方程式の残差の大きさ: ΔNBE という4 つの CAT 指数を算出した.

CAT 発生判定のしきい値は, 先行研究を参考に, 各々の指数を北太平洋領域(30-75°N, 120°E-120°W)内の 全格子点にわたり対象期間を通じてソートした際の 99.6 パーセンタイル値で定義した.ここで対象期間は, 過去実験の後半30年間を9メンバー分で270年間, 2℃ 上昇実験の後半30年間を9メンバー分で270年間とした.また検証には JRA-55 データを用いた.

2℃上昇実験については、6 つの CMIP5 気候モデルの 海面水温昇温パターン(ΔSST)を AGCM60 に与えた 実験の各々について同様に CAT 発生頻度の計算を行う ことにより、ΔSST の違いによる将来予測の不確実性に も注目している.

謝辞:本研究は文科省 SI-CAT の支援を受けて行った。

3. 結果

図1に,過去実験のTIIを用いて計算した北半球冬季(12-2月)のCAT 頻度分布を示す.北日本上空からジェット気流の風下の中緯度北太平洋にかけて,高発生頻度の領域が横たわる.こうした分布はJRA-55を用いた計算結果とよく類似しており,また,ジェット気流の分布よりも対流圏上層の総観規模擾乱の活動が強い領域の北側とよく一致することが確認された.

図2に、上から Hadley Center モデルと MIROC5 の Δ SST を用いて計算した 2[°]C上昇実験における、CAT 頻 度変化率を示す.大きな Δ SST 依存性が見られる.詳 しい結果とその示唆するところは当日議論する.



図1 過去実験の12-2月における CAT 発生頻度.



図2 CAT 発生頻度の変化率(2℃上昇 vs 過去実験).

参考文献

-91 -

- [1] Williams and Joshi, 2013, Nat.C.C., NCLIMATE1866.
- [2] Watanabe et al., 2019, JMSJ, accepted.
- [3] Mizuta et al., 2017, *BAMS*, 98, 1383-1398.
- [4] Fujita et al., 2018, GRL, 45, GL079885.

冬季中緯度における上層雲量の季節内変動機構

-92-

*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

CAREER EXPLORER

これまで、傾圧的な背景場を有する冬季中緯度域 (主に25°N~40°N)において、季節内スケール(主に 15~30日周期帯)における各層の雲量場と気圧場と の東西方向の位相関係について研究を進めてきた。 ほとんどの経度域において上昇流の季節内変動 (ISV)成分の極大はトラフよりも東側の、トラフとリ ッジの中央付近に位置し、上層雲量のISV成分の極 大はそれよりもわずかにリッジ側に位置していた。 (2018年度春季大会A105)。本研究では、雲量変動の 機構について鉛直流のISV成分との関連において解 析を行った。鉛直流のISV成分の経度変化を説明す る要因として、主に非断熱過程や非線形項の効果を もたらす総観規模以下の擾乱の発生頻度の経度変化 によるものと、Rossby波に代表されるようなISVの 大規模かつ断熱的な流れで説明できるものとがある。 そのどちらがより支配的であろうか。

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, RMetS)を使用して、1980年から2016年 の1,2月について、周期が15-30日のISV成分を解析 した。上層雲量以外の物理量については、全て 300hPa高度のものを用いた。

3. 解析結果

空気塊の θ のラグランジュ微分がゼロと仮定した ときの仮想的な断熱の鉛直流(ω_{ad})は、

$$\omega_{ad} = -\frac{1}{\frac{\partial \theta}{\partial n}} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$$
(1)

と書き表すことができる。解析値の鉛直流 ω と(1)式 で求めた断熱の ω_{ad} のそれぞれに、15~30 日周期帯 を抽出するフィルターを施し、両者の比較を行った ところ、ほとんどの年において総観規模以下の短周 期成分も、ISV 成分もそれぞれに良い対応を見せて おり、非断熱加熱による影響は小さいと考えられる。 また、 Φ 300 と鉛直流との東西位相関係においても、 断熱の鉛直流 ω_{ad} と解析値の鉛直流 ω の両者で、ほぼ等 しい結果が得られた(図)。 断熱の鉛直流 ω_{ad} の中で、上層雲量の ISV により寄 与している成分を調べる。ここで、上層の鉛直流の ISV 成分が、南北勾配を有する等温位面上に大規模 な南北流が存在することによって生成していると仮 定する。循環場をより簡略化して、東西一様なジェ ット気流上に15~30 日周期帯の大規模擾乱のみが存 在するときの鉛直流(ω_{Ro})について考えると、

$$\widetilde{\omega_{Ro}} = -\left\{ \widetilde{v} \overline{\left(\frac{1}{\frac{\partial \theta}{\partial p}}\right)} \overline{\left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)} + \overline{u} \overline{\left(\frac{1}{\frac{\partial \theta}{\partial p}}\right)} \overline{\left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)} \right\}$$
(2)

(~は15~30日周期帯を, 」は各年の平均値を示す.) と表すことができる。実際に、 ω_{ad} と、(2)式で定義し た ω_{Ro} との比較を行ったところ、両者は良く対応し ていた。上層雲量の ISV を支配する上層の鉛直流の ISV 成分は、傾圧的な背景場における大規模かつ断 熱的な流れによってほぼ説明できるといえる。



図:(a)非断熱の鉛直流 ω_{ad} を基準とした,東西にそれぞれ70度の幅におけるジオポテンシャルとの同時相関係数.緯度は北緯35度,高度は300hPa等圧面高度.縦軸が鉛直流の基準点の経度,横軸が鉛直流の基準点からジオポテンシャルハイトまでの経度差を示す.等値線が示す値は-0.5,-0.324,0.324,0.5であり,負値を色塗りした.外側の等値線(絶対値が0.324)より内側の領域は,危険率5%で統計的に有意.(b)は(a)と同様であるが,用いた鉛直流はERA-Interimによる解析値の ω である.

2018 年台風 21 号を対象にした台風ノモグラムの検証

*山内隆介¹・筆保弘徳¹・宮崎駿¹・山崎聖太²・多嘉良朝恭³・清原康友⁴ (1:横浜国立大学、2:京都大学、3:あいおいニッセイ同和損保、4:気象予報士会)

1. <u>はじめに</u>

2018年台風21号(以降T1821)は25年ぶりに非常 に強い勢力で近畿地方に上陸し、関西空港を高潮 などで閉鎖させ、近畿地方を中心に広い地域で家 屋損壊等の暴風被害をもたらした。損害保険金の 支払いから見ても、台風災害では歴代最高額の約 7477億円に上っており(産経新聞2018.12.20)、過 去の災害事例から見ても東日本大震災に次ぐ2番 目の損害保険支払額に上っている。

一方、山崎他(2017;以降Y17)によって開発された台風ノモグラムは、有用な防災情報となる。しかし、実際にどの範囲まで台風ノモグラムが暴風を見積もることができるのか、事例による検証をしていない。そこで本研究では、台風ノモグラムがT1821の暴風をどの程度・範囲まで見積もられるのか、さらに実際の被害分布との関連を調べる。

2. <u>手法</u>

台風ノモグラムにより見積もる風速(「計算風速」 と記す)について解説する。台風ノモグラムは、地 点ごとにその周囲を区分け(セル)して「風速比」 を示している。気象庁ベストトラックで得られた T1821の位置情報と最大風速から、セルの風速比と かけ合わせて、各地点の風速を見積もることがで きる。さらに、セルごとの風速比は約50~200の風 速比データの平均であるが、統計量として90%信 頼区間の風速も見積もることができる。

検証方法として、各地域の台風通過前後24時間 計算風速の時間変化を作成し、その地点の実際の 風速(「観測風速」と記す)と比較する。ここでは、 評価時間の中で、観測風速が90%信頼区間に存在 した割合を、80%以上・80~30%・30%以下に分け てした調べた。また、あいおいニッセイ同和損保で 得られたT1821の損害保険事故受付件数から被害 地域の分布を作成し、その分布との比較も行った。

3. 結果

図1は台風が上陸した徳島県徳島市での、観測風 速と計算風速の時系列である。9月4日12時を境に 観測風速が弱まっており、それに伴い計算風速が 90%信頼区間から外れており、精度が落ちている。

図2は観測風速と計算風速の評価を都道府県別 でみた分布である。各県の県庁所在地での評価を その県の代表としている。T1821の経路に近い地域 で計算風速は観測風速の時系列に良く再現できて いる結果となっている。さらに、台風経路から約 500km以上離れると精度が低下している。これは、 T1821の強風半径が4~5日にかけて台風の南東象 限で最大560kmであったことから、台風の強風半径 とほぼ合致していることが分かった。 図3は、本研究で作成したT1821に関する損害保 険事故受付件数の分布である(損害保険全体の事 故受付件数を都道府県別に推計)。台風経路に近い 近畿地方から岐阜県まで事故受付件数が2万件以 上と広域である。経路の東地域で拡大しているこ ともわかる。図2の分布と比較すると、台風ノモグ ラムで精度良く検証できる地域と被害地域はほぼ 一致している。

4. <u>まとめ</u>

台風ノモグラムによるT1821の各地点の風速を 見積もり、実際と観測した風速と比較した。台風の 強風半径では精度が高く、それより離れると見積 もりの精度は低くなる。ただ、暴風被害が多発した 地域では精度が高い。今後は、検証分布が県庁所在 地でのみとなっているので、発表時までに市町村 まで比較検証を行いたい。



図1 徳島県徳島市における観測風速と計算風速の時系 列変化。縦軸に風速、横軸に時間経過を取った。実線が1 時間の観測平均風速、黒丸実線が計算風速、灰色ゾーン が90%信頼区間。



図2 T1821の計算風速の検証。信頼区間に80%以上観測 風速が入っている地域を赤、80%~30%の地域を青、30% 以下の地域を灰色で示している。実線がT1821経路。



図3 T1821の損害保険事故受付件数(推計)。赤色が 2万件以上、黄色が2万件以下、紫色が1万件以下。青 色が5千件以下、灰色が千件以下。実線がT1821経路。

-93-

機械学習を用いた台風検出器の開発と精度検証(第3報) 大滝寿一¹・金崎拓郎²・筆保弘徳^{1,2}・加瀨紘熙¹・松岡大祐³・吉田龍二⁴ (1:横浜国立大学大学院、2:横浜国立大学、3:海洋開発研究機構、4: CIRES UCB/NOAA ESRL)

1. はじめに

近年の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(Jiang et al,2018; Kase et al, 2018; Matuokoa et al,2018; Pradhan et al,2018)。金崎他 2018 では評価手法に課題が残った。そのため、本研究では金崎 他(2018 気象学会秋季: P220)が作成した複数の台風検出 モデルを独自の方法で評価した。さらに、その中で評価が 高かった台風検出モデルを用いて、検出が容易な台風と困 難な台風の特徴を明らかにすることを目的とした。

2. 実験設定

本研究では、金崎他が作成した OpenCV のカスケード 型 AdaBoost 識別器を基にした台風検出器を使用した。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(バンド 13)と水蒸気画像(バンド 09)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、2500km 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(Local Binary Pattern)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(東経100~180°、南緯10°~北緯50°) から台風の検出を行う。

以下の表1に示すパラメータ(学習画像、特徴量、最小 近旁矩形数、検出サイズ)を組み合わせることで全36種の モデルを作成した。各モデルは H20-S150 のように名付 け、H は特徴量、最小近旁矩形数が20、S150 は検出サイ ズが150 と設定されたモデルであることを示す。

表1:	各パ	ラメ	ータ名
-----	----	----	-----

学習画像	特徴量	最小近旁矩形数	検出サイズ
水蒸気画像	LBP	5,10,20	150,170,200
赤外画像	HAAR-LIKE		

3. 評価方法

4. 結果

本研究では、以下の式(1)(2)で定義する検出率と適 合率を用いた台風検出モデル評価手法を新たに開発した。

各検出モデルをこの2つの側面から評価するために、横 軸を検出率(%)、縦軸を適合率(%)にしてグラフに示 し、検出率・適合率ともに高く、グラフの右上にあるモデ ルほど、評価が高い台風検出モデルとした。

$X = A/B \times 100$	(1)
$Y = A/C \times 100$	(2)

-94-

X:検出率(%), A:正検出数, B:正解数, Y:適合率(%), C:検出数

図1は、今回の研究で作成した全36種類のモデルを評価したものである。水蒸気画像を学習データとしたモデルは全体的にグラフの左よりで、検出率が悪かった。一方で、赤外画像を学習データとしたモデルは、パラメータによって適合率はばらつくが、検出率は約20~90%のものまで見られた。評価が高いモデルとして、H20-S170(検出率が72.30%、適合率が25.79%)と、H05-S150(検出率が

91.25%、適合率が13.21%)が挙げられる。

図 2 は、H20-S170 と H05-S150 のモデルにより検出した 2017 年の台風事例別の検出率である。2017 年 27 号 (T1727)の検出率は、それぞれ 100 %と 95 %、T1708 が それぞれ約6%と約10%など、検出が容易な台風と困難 な台風が存在することがわかった。

図3は、正検出時の中心気圧(hPa)と見逃し時の中心気 圧(hPa)の分布を示した箱ひげ図である。左図は分布が似 ている事例(T1708)、右図は似ていない事例(T1714)であ る。両事例とも、正検出時の中心気圧が、見逃し時の中心 気圧よりも低くなっていた。全台風事例で、同様の結果を 得られた。以上から、勢力の強い台風ほど検出しやすく、 勢力の弱い台風を検出しにくいことがわかった。また、各 領域での検出率を調べると、フィリピン東部や沖縄周辺の 海上にある勢力の強い台風ほど検出しやすく、南シナ海や 陸上など勢力が弱くなる領域での台風ほど検出しにくい ことがわかった。

5.まとめ

本研究では、金崎他(2018)が作成した台風検出モデルを 独自の評価方法で評価を行い、台風検出モデルで検出が容 易な台風と困難な台風の特徴を明らかにした。本研究によ り、機械学習で作成した台風検出器が新たな台風検出の手 法となりうる。発表では 2018 年の検出結果も報告したい。



図1:本研究で作成した全36種類のモデルの評価



図 2:2017 年の H20-S170,H05-S150 モデルの台風別検出率(%)



図3:T1708,T1714の正検出・見逃し時の中心気圧(hPa)

MJO と混合ロスビー重力波の相互作用の普遍性 *高須賀大輔, 佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (MJO) は、大規模な対流 活動がインド洋から西太平洋まで約5ms⁻¹で東進する 現象として観測される。MJOの発生・東進に重要なプ ロセスに関して、熱帯域での力学場・熱力学場の変動 や温帯域の影響の観点から数多くの説が提唱されてい るものの、どの要素が MJOの統一的・本質的理解に有 用であるかについては未だ議論がなされている。

発表者は本大会の別発表において、事例解析を通じ て混合ロスビー重力波 (MRG) がインド洋でのMJOの 発生および東進の駆動力となりうることを示した。こ れは MRG を軸として、MJO に伴う対流活動の発生か ら東進開始を一連の流れで理解できる可能性があるこ とを示唆している。そこで本発表では次の段階として、 1982-2012 年の北半球冬季にインド洋で発生した MJO 事例に対しての統計解析を行うことで、事例解析で明 らかになった MJO-MRG 相互作用の普遍性を検証した。

2. 使用データおよび解析方法

使用データは NOAA Interpolated OLR (1979-2012; 2.5 度格子)、ERA-Interim (1979-2012; 1.5 度格子) である。 (全て日平均)。1982-2012 年の北半球冬季 (DJFM) にイ ンド洋で発生した MJO を、[1][2]と似た手法で対流活動 の観点から抽出し、本研究の着目対象であるインド洋 での MRG をスペクトル解析や[3]に倣って統計的に同 定した上で、MJO の発生日を基点 (Day 0) としたラグ コンポジット解析や回帰解析を行い、MJO と MRG と いう異なる時間スケール間の相互作用を把握した。

3. 結果と議論

インド洋での MJO の発生は 47 事例検出され、発生 日直前の全事例のコンポジットでは、事例解析と同様 に西インド洋南半球側で対流活動の活発化が見られた。 また、赤道域の南北風 (西進成分)のスペクトル解析や 南北風と OLR とのコヒーレンスを確認すると、西イン ド洋では周期 4-10 日に高い相関、インド洋全体でも 5 -6 日周期の南北風変動が認められ、構造は MRG と整 合していた。さらに、他の赤道波擾乱も含めた比較か ら、MJO 発生前の西インド洋での対流活動に対しては MRG の寄与が平均的に卓越していたことがわかった。 これらの結果を踏まえ、西インド洋南半球側での MRG に伴う対流活動度 (周期 4-10 日/西進成分 OLR2 乗値の 11 日移動平均) と対流活動自体 (OLR)の両方 が、Day -5-Day -1 において季節内の時間スケールで活 発化している事例を抽出すると、約6割程度の26事例 が適合した (図 1a, b)。抽出された事例では、西インド 洋で MRG に伴う渦運動エネルギー (EKE) が対流活動 の活発化以前から有意な増大傾向を示し、それ以外の 事例 (21 事例) との区別が見られた。EKE の増大傾向 を示したタイミングは、中上層での傾圧転換と中下層 への分散が強まった時と対応し、MJO 発生直前に MRG の下層での水平構造パターンとして北風偏差が有意で あることも含めて事例解析の結果と類似していた。

MJOの発生前後とMRGとの関係性を確認するため、 26 事例が独立だと仮定して、図 la の矩形領域で平均し た MRG に伴う OLR (Day -3; OLR_{MRG}) に対する MRG に伴う任意の物理量のラグ回帰解析を行った。結果、 事例解析と同様に MJO 発生直前の西インド洋での中層 南北風シグナルの増大、その後の下層波束形成と東向 き伝播の MJO 対流中心に対する先行が確認された(図 lc,d)。即ち、MJO-MRG 相互作用は限定的な現象では なく、ある程度の普遍性を有することを意味している。



図1(a) 抽出した26 事例のDay -3 でのMRG に伴う対 流活動度偏差(陰影), OLR 偏差(等値線), OLR_{MRG} に 同時回帰した MRG に伴う 850hPa 水平風(ベクトル) (b) (a)と同様だが残りの21 事例(c) OLR 偏差(15S-5N; 等値線)と OLR_{MRG} にラグ回帰した MRG に伴う 600-400hPa 南北風(7.5S-2.5N;陰影)の時間経度断面 (d) (c)と同様だがカラム水蒸気量偏差(15S-5N;陰影) と MRG に伴う1000-800hPa 南北風(7.5S-2.5N;等値線) **<参考文献>**

- [1] Suematsu, T. & Miura, H., 2018, JCLI, 31, 7549-7564.
- [2] Takasuka, D. et al., 2018, JAMES, 10, 1047-1073
- [3] Wheeler et al., 2000, JAS, 57, 613-640

-95-

都市における CO₂ フラックスの支配因子に関する観測的研究

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>

CO₂収支の見積りは気候変動を考える上で重要であるが, 従来の化石燃焼消費統計からの推定(インベントリ)では不 確実性が大きいことが指摘されている(Hirano et al., 2015). それはインベントリに詳細な時空間分布データがない,実際 の都市環境にある植生の呼吸等が考慮されていないといった ことが原因であると考えられる.そのような背景もあり,都 市における CO₂排出において,その大きさ,時間変動を決定 する支配的な因子を明らかにする観測的な研究が,欧州を中 心に進められている.観測によって得られた支配因子による 推定は,より正確な CO₂収支推定,ひいては温暖化予測に必 要になると推察される.

他都市の観測事例ではその多くで交通量,ガス消費が都市 における支配因子であると指摘している.一方で,都市の観 測サイト周辺は土地被覆が不均質であるため,何がどれくら い出しているのか観測値から定量化するのは容易ではない. 本研究では,都内における約5年のCO2フラックスの観測デ ータを用いて,不均質な土地被覆の影響を小さくする手法か ら CO2フラックスの支配因子を評価した.

2. 観測概要

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 CO₂ 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、南の 方角には東京大学駒場キャンパスが位置している.

結果及び考察

土地被覆の特徴が大きく異なる南北を風向によって分けた 上で算出した CO₂フラックスの日変化を Fig.1 に示す. 南北 の大きな相違点の一つとして,南では 12~15 時の間に平日と 休日に有意差があることが挙げられる. これは北では見られ ず,この時間帯の CO₂フラックスも平日は南の方が大きい. これは南に位置する大学において昼間の人口が大きく,エネ ルギー消費も大きいためであると考えられる. このように風 向によってセクター分けをすることで,特定の土地被覆の特 徴を評価することができると考えられる.

今回ガス消費について、住宅地と大学のセクターに分けて 解析を行った. 観測された気温をガス消費の指標として用い た. Fig.2 に月平均 CO₂ フラックスと気温の関係を示す. 両者 とも強い負の相関関係にあることがわかる. 一方,近似直線 の傾きは大学に比べ,住宅地が大きい. これは住宅地では CO₂ 排出に占める暖房目的のガス消費の寄与割合が大きいことを



示唆している. このように同一観測サイトにおいても, 支配

Fig.1. CO₂フラックス日変化(上図:北,下図:南). 色つき 表示は有意差があった時間帯.



Fig.2. 月平均 CO₂ フラックスと気温の関係.

参考文献

-96-

[1] Hirano et al., 2015, SOLA., 11, 100-103.

*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. エアロゾルモデルを用いた非降水時の視程予測の試み

その2

財前祐二、梶野瑞王、田中泰宙、川端康弘、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 程低下の要因には、降水粒子や霧(雲粒子)の他、エアロゾル粒 子による光散乱・吸収がある。特に人為起源粒子は吸湿性が高い ため、消散係数は相対湿度と強い関係がある(Iwakura and Okada, 1999)が、同じRHに対しても、エアロゾル濃度により消散係数 は最大1桁も異なるため、非降水時の視程の予測精度を改善す るには、エアロゾルの情報が必要である。

2. 方法

つくばにおいては、2018 年春から、視程計とエアロゾル (POPC, SMPS)の連続測定を行っている。今回は、特に 80%を超え る高い湿度域でのエアロゾルの影響を調べた。

また、地域による違いやモデルの検証のため、国内6空港(札 幌、東京、中部、福岡、福江、那覇)の視程測定データ(2018年 1-12月)をモデルによる解析データ及び環境省大気汚染物質広 域監視システム(そらまめくん)のデータと比較することを試み た。

3. 結果

つくばで、2018年の1年間で、視程が10km 未満であった時 間割合は、20.4%であった。天気別内訳は、霧が7.8%、雨、雪 等が35.3%、非降水(曇り、晴れ等)が、56.8%であった。さら に、非降水の視程10km 未満の中で、相対湿度が80%を超える 事例が94.5%であった。このように、非降水時の視程低下事例 のほとんどは、80%以上の高いRHに集中している。

図1に示すように、相対湿度が60%を超えると視程低下の発 生が多くなるが、ばらつきも大きくなる。同じ湿度で比較すると、 エアロゾル濃度や特に微小球形粒子の濃度が大きいときに、消 散係数が大きくなる傾向が明瞭である。この傾向は、90%を超え る領域でも顕著である(舘野での現在天気が曇りまたは晴れの みプロットしている)。

国内6空港において、消散係数と近隣の環境省観測点におけ る SPM 濃度の関係を調べた、図2に東京国際空港(羽田)と東 糀谷(大田区)の結果を示す。消散係数が、0.3km⁻¹以上(視程 10km以下)になるのは、相対湿度60%のとき、SPMが約50µgm⁻³であり、相対湿度が90%のときは、約10µgm³であった。この ように、RH-SPM 平面上の直線によって、低視程になる可能性 が高い領域が、区別できることが分かった。この直線は、他の空 港においても大きな違いはみられなかった。また、SPMの代わ りに PM2.5 を用いても、同様に閾値を示す直線が定義可能であ った。



図1. つくばにおける非降水時の相対湿度、消散係数とエアロゾル濃度(ドライ)の関係。マーカーの大きさはエアロゾルの総質量を、濃さは 微小球形粒子の質量(µgm³)を示す。



図 2. 東京国際空港(羽田)における消散係数(色)と大田区東糀谷 における SPM 濃度の関係。

4. まとめ

エアロゾル影響は、高い相対湿度で重要になる。そらまめくん のデータは、湿度影響とエアロゾル影響の分離に有用であり、今 後、モデルの検証等に利用可能と考えられる

参考文献

Iwakura, S., and Okada, K., Papers in Met. and Geophys., 50,81-90, 1999

大会第1日 午後

SPICE-陸別サイトにおける降雪観測の解析結果 *平沢尚彦(極地研究所),小西啓之(大阪教育大学)

1. はじめに

WMO は、降雪の現場観測に関する現状の把握を目 的の一つとして、2012 年から 2015 年にかけて SPICE (<u>Solid Precipitation Intercomparison Experiment</u>)を実施 した. 2018 年 12 月に最終報告[1]が提出され、陸別か らの報告[2]もこれに含まれた. SPICE に参加した観測 サイトは北半球に 17 地点、南半球に 3 地点、アジアで は日本に 2 地点、韓国に 1 地点、ネパールに 1 地点で あった. 今後、より詳しい解析・研究がこのデータに 基づいて進められる.本発表では、陸別サイトにおけ る観測結果として報告した内容を紹介する.また、他 の地点で得られている結果との比較にも言及したい.

2. 気象庁の現用測器、RT3 及び RT4 の特徴

気象庁の現用測器は RT3 及び RT4 である. RT3 は雨 量計と同じ構造で,捕集した雪を加熱して融解した水 を転倒ますに導く. RT4 では捕集した雪が底部に溜め た不凍液に入り,溢れた不凍液が転倒ますに落ちる.

図1に2冬期それぞれの累積降雪量の時系列を示す. RT3とRT4は陸別で比較観測を実施した測器の中で最も過小評価をすることが分かった.主な原因は風による降雪粒子捕捉率の低下である.因みにGeonorは2重風除け柵の中に設置された重量式の測器であり,SPICEに参加した全ての観測サイトがこれを備え,サイト間の比較を可能にしている参照データである(DFIR: Double Fence Intercomparison Reference).RT3はGeonorの約55%,RT4は約70%である.RT3とRT4を比べると約20%の差があるが,これはRT3における融雪時の蒸発が過小評価の原因と考えられる.

RT3 及び RT4 では転倒ますの容量が 0.5 mmに相当す るため,弱い降水強度のイベントでは,転倒のタイミ ングが遅れたり,時間分解能が不十分なことがある, 等について認識する必要がある.

3. おわりに

各観測サイトのデータが出そろったところであり, 今後, DFIR を介して各サイト間のデータ比較が行われ ていくだろう.講演時にはディスドロメーターの結果 についても述べる.



図 1 2013-14 年, 2014-15 年の 2 冬期の累積降雪量 の時系列. RT3 及び RT4 は気象庁の現用機, Geonor は SPICE の共通測器, LPM, PWS, Parsivel はディスドロメーター.

参考文献

- Nitu, R.,,,, Hirasawa, N., Konishi, H., Nishimura, K., et al.: WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE) (2012 - 2015), Instruments and Observing Methods, Report No.131, December 2018.
- [2] Hirasawa, N., H. Konishi, K. Nishimura, C. Genthon and project group of Japan Meteorological Agency: SPICE site report: Rikubetsu, Japan. WMO SPICE, Instruments and Observing Methods, Report No.131, 2018.

2019 年 1 月 26 日に関東平野で発生した対流雲の発生環境場と雲・降水特性

荒木健太郎*1,佐藤晋介 2,田尻拓也 1

1: 気象庁気象研究所, 2: 情報通信研究機構

1. はじめに

冬季関東平野では、冬型の気圧配置時に対流雲が 発生して固体降水が観測される場合がある.このよ うな対流雲の詳細な特性は先行研究がなく、理解が 不十分である.そこで本研究では、2019年1月26 日に関東平野で発生した対流雲について、発生環境 場と雲・降水の特性に注目して事例解析を行った.

2. データと手法

本研究では、気象庁メソ客観解析、ひまわり8号, 東京レーダー、アメダス、環境省大気汚染物質広域 監視システム「そらまめ君」の観測データを用い, 対流雲の発生環境場を解析した.また、気象研究所 (茨城県つくば市)で観測を行っているマイクロレ インレーダー(MRR, METEK)で対流雲の鉛直構 造、多波長マイクロ波放射計(MWR, MP-3000, Radiometrics)で雲の特性、光学式ディスドロメー タ(Parsivel, OTT)と気象研究所「#関東雪結晶 プ ロジェクト」(荒木, 2018)により地上降水粒子の 特性を解析した.

3. 対流雲の発生環境場と雲・降水特性

2019年1月26日, 南岸低気圧が本州の東海上に 進み、日本付近が冬型の気圧配置になりつつある状 況で関東平野に対流雲が発生した.このとき,関東 平野は500hPaで-44℃以下の寒気を伴う寒冷渦の 南東象限にあたり、総観場で対流の発達しやすい環 境だった.また、メソ客観解析と地上観測から、群 馬県と栃木県の山地を越えた気流が地上に達し、北 西風と北風の収束域が栃木県南部から茨城県南部 にかけて形成されていた(第1図).当日15時では この収束域で周囲に比べて地上がやや高温で可降 水量も多く、950hPa の空気塊を持ち上げた際の LFC までの距離が約 250hPa, LNB が 550~ 600hPa であり、収束域の強い持ち上げで対流雲が 発生しうるメソスケールの環境場だった. ひまわり 8号の観測からこの収束域では13:30頃から雲列が 生じており,東京レーダーより栃木・茨城県境付近 で 14:40 頃に観測され始めた雲が発達しながら 15:30 過ぎに茨城県つくば市に達していた(第1図). その後、収束域上で発生した別の対流雲が16:30過 ぎにかけてつくば市上空を通過した.

気象研究所の MRR では、15:15 頃から上空にエ コーが観測され始め、15:34~15:44 に短時間の降水 があった(第2図).また 16:00 前に上空で強いエ コーが見られ、その後 16:03~16:32 にかけて地上 降水となった.いずれの降水でも地上では直径数 mm の霰が観測され、これらの対流雲が南東進した 千葉県成田市でも霰が観測されていた. MWR 天頂 観測による鉛直積分雲水量(LWP)は、先行する対 流雲の地上降水の約 20 分前から急増し、後者の対 流雲よりも大きな値だった.Parsivelによる観測か ら、典型的な塊霰よりもこれらの対流雲からの霰は 落下速度が大きかったが、先行する対流雲のほうが いずれの粒径でも落下速度が大きい傾向があった. つくば市で観測した降水粒子の画像から、先行した 対流雲から降った霰は隙間の少ない構造だったが, 後者では隙間が空いており低密度の構造を持って いる傾向があった.これは,先行する対流雲では LWPが大きいことから雲内の過冷却雲粒が豊富で, 高密度な霰の形成に有利な特性を持っていたこと を示唆している.今後は発生環境場の詳細な時間変 化等を含めて解析する予定である.







第2図 気象研究所における各種観測結果の高度時 間断面. (a) MRR による反射強度, (b) Parsivel による降水強度, (c) MWR による LWP (Z: 天頂, N・S: 北・南向き仰角 15°).

謝辞 本研究は文科省科研費「17K14394」により 実施したものです.

2018 年 7 月に神戸 PAWR で観測された層状性エコーに埋め込まれた対流性エコー

*佐藤晋介、佐野哲也、花土弘(NICT)、前島康光、大塚成徳、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 雨や竜巻突風などの小スケールの激しい現象の早期 検出や予測を目的として開発されたため、これまで広 範囲に広がる層状性降雨の観測データは、あまり解析 されてこなかった。しかし、豪雨災害は大雨が長時間継 続することによって生じることも多く、層状性降雨を 100 仰角という詳細な3次元観測データを用いて調べること も重要と考えられる。層状性エコーの反射強度はそれ ほど大きくなく(一般的には 40 dBZ 以下)、融解層によ るブライト・バンド(BB)が現れることが特徴で、上層の 生成セルや BB の下にストリーク構造が見られることも あるが、ほぼ一様のエコーが広範囲に広がることが多 い。一方、対流性エコーは反射強度が大きくエコー頂も 高くなることが多く、セル状やライン状の形状を持つ。 低気圧や前線に伴う大規模な上昇流域では層状性降 雨が卓越することが多いが、山岳や日射の影響で不安 定成層中に発生する積乱雲は局所的な強い上昇流を 伴い対流性降雨をもたらす。このように基本的には層 状性降雨と対流性降雨は発生する環境場が異なり、同 じ場所で両者が共存することは考えにくい。良く知られ た降水システムであるスコールラインでは、ライン状の 対流性降雨の後面にアンビル雲が延びて層状性降雨 が広がるが、両者の形成場所は明瞭に区別される。本 研究では、2018 年 7 月の西日本の記録的豪雨におい て、神戸 PAWR で観測された広範囲に広がる層状性エ コーの中に複数の対流性エコーが埋め込まれた事例 について解析を行い、その成因について考察する。

2. 神戸 PAWR で観測された 2018 年 7 月豪雨

NICT 未来 ICT 研究所(神戸市西区岩岡町)に設置さ れた神戸 PAWR で、2018 年7月上旬に西日本を中心 に被害をもたらした集中豪雨(平成30年7月豪雨)の一 端が観測された。神戸 PAWRの半径 60 kmの観測範囲 において、7月4日22JST頃から7日23JST過ぎまで 72 時間以上にわたって継続した豪雨(エコー面積率 10%以上、領域平均降雨量1mm/hr以上)は、2014年 に観測を始めた神戸 PAWR の過去データの中でも最長 の降雨継続時間を記録した。エコー面積率(20 dBZ 以 上の降雨エコー面積が観測範囲に占める割合)が連続 して 40%以上となった時間も 56時間 (5日 03JST~7日 11JST)と記録的であり、ほとんどの観測時間帯におい て広範囲に広がる層状性降雨が支配的であった。観測 された最大降雨強度は 50 dBZ 程度(6 日 10:30~ 14:30JST および7日11:00~13:00JST)で、局地的大雨 では 60 dBZを超える降雨強度がしばしば観測されるの に対して、本事例では 55 dBZ を超える降雨はほとんど 記録されなかった。

3. 層状性エコーに埋め込まれた対流性エコー

図1aは7月6日、12:30JSTに観測された高度3km における反射強度の水平分布であり、神戸 PAWRの観 測範囲のほぼ全域に降雨エコーが広がっている。多く の領域では平坦なエコーが支配的で細かい構造は少 ないが、南から北東領域にかけて40 dBZ 以上のセル 状の強いエコー域が7~8箇所確認できる。X=0 kmの 南北鉛直断面を見ると(図1b)、高度10 kmに達する南 側(Y=-50 km 付近)の強い対流性エコー以外は BB を

伴う層状性エコーで、エコー頂高度は 6~7 km 程度で ある。X=20 km の鉛直断面では(図1c)Y=-40,-30,-20, 40 km にそれぞれ対流セルが見られ、Y=-20 km の細 長いセルは発達期のエコーと考えられる。これらの対 流性エコーは独立したセル状エコーであるが、この後で 南側の発達した対流セルがバンド状に組織化され1時 間後の 13:30JST には、図2a に示すような東北東の走 行を持つ長さ30 km 程度の帯状エコーとなった。この帯 状エコーの南東側では降雨域が途切れており、X=10 km の鉛直断面を見ても(図2c)、南側は全層で開けて いる。この強い対流性エコーのエコー頂は高度 10 km を超えているが、10分後には高度 12 km まで発達した。 この帯状エコーは形状を変化させながら 1 時間後の 14:30JST まで持続したが、その南側では再び層状性エ コーが広がって観測範囲全域を覆い尽くし、再び複数 のセル状の対流性エコーが出現する状態となった。

4. まとめ・今後の課題

2018 年 7 月の記録的豪雨の事例を詳細な鉛直構造 が観測できる神戸 PAWR データを用いて調べたところ、 広域に広がる層状性エコーの中に複数の対流性エコ ーが埋め込まれていることが分かった。また、セル状の 対流性エコーがバンド状に組織化されて発達する様子 が観測された。対流性エコーの形成には水蒸気供給と 強い上昇流が必要と考えられるが、層状性降雨が卓越 する環境場における形成メカニズムは未解明である。 特に発達したバンド状エコーの南側で降雨域が抜けた ことはそのメカニズムに関係すると考えられるが、周り を層状性エコーに囲まれた状態でも対流性エコーが発 達できることも説明する必要がある。層状性エコーの中 に対流性エコーが形成されるという事実は、災害をもた らす豪雨のメカニズムとしても重要と思われる。



図1 2018 年 7 月 6 日, 12:30JST、神戸 PAWR で観測された反射 強度の(a)高度 3 km の水平断面、(b)X=0 km および(c)X=20 km の南北鉛直断面. 2つの鉛直断面線を(a)図中に示す.



図2 図1と同じ、但し13:30JST、鉛直断面線は(a)図中の通り.

吉﨑正憲・石川 延洋・石島裕一・小林青・鈴木パーカー明日香・中川清隆 (立正大学)

1. はじめに

積乱雲群に伴って短時間に降る強雨により,河川 の増水,低地の浸水などが起こったりする.これに よる災害を防ぐには予測が必要であり,そのために 積乱雲群の発生メカニズムを解明することが望まれ る.藤部ほか(2002)では,東京23区で起こった短 時間強雨の成因を,鹿島灘から吹く東寄りの風,東 京湾から吹く南東寄りの風,相模湾から吹く南寄り の風,の東京付近での水平収束した(以後 E-S 型と呼 ぶ).また中西ほか(2003)は,23区で降雨が強まる 日には相模湾からの南寄りの風が優勢になる傾向が あり,そのとき冷気プールからの発散が見られると している.本稿は,①冷気外出流と一般風の収束に よる対流の自己増殖のメカニズムと②自己増殖が起 こるときの環境場を明らかにする.

2. 研究手法

対象地域は気象庁(大手町)から半径 30 km 圏内と し,解析期間は 2009~2018 年の夏季(6月1日~9月 30日)の10年間とした.対象事例は,藤部ほか(2002) と同じく,①1時間降水量が 30 mm 以上の降水,②強 雨開始時刻が 12:00~21:00,③強雨終了時刻が 24:00 以前,として選んだ.数値モデルとして気象庁非静力 学数値予報モデル(NHM)を用い,メソ数値予報モデ ルの出力値を初期値とした.再現された降水量,気温, 風向,風速を対象地域内にある 12 地点のアメダスデ ータと比較した.

3. 結果

対象期間で短時間強雨と同定された事例は25事例 あり,そのうち E-S型は14事例であった.これらの 事例の再現実験を行ったところ,4事例の再現結果は 実況とよく対応した.本稿では2009年8月24日と 2014年6月9日の事例を示す.

(a) 2009 年 8 月 24 日の事例

全国合成エコー強度の水平分布 (図 1a) では,東 京都東部(黒丸で囲まれた地域 x)と千葉市付近(黒丸 で囲まれた地域 y)に強いエコーが見られ,世田谷で は 16 時から 17 時にかけて短時間に強い降水が見ら れた. NHM6 時間積算降水量の水平分布 (図 1b) では, その地域の降水量が良く再現され,降水域は時間と共 に南西方向へと移動した.





地上風を見ると、16時頃までは相模湾からの南西風 と東京湾からの南東風が東京付近で収束し、その後は 鹿島灘からの北東風と相模湾からの南風が収束して いて降水域ができた(図 2a).そのとき収束線の近傍 に発散域が大きく広がっていた(図 2b).降水があっ た測線上の雲水量の鉛直断面の時間変化(図 2c, d, e, f)を見ると.親雲→子雲→孫雲と次々と新た な積乱雲の生成が見られた.そのとき雲底は地上から 1km以上の高さにあり、降水域では雲底から地上まで は雨が蒸発し、周りの乾燥した大気との間では地上で 約4 ℃の気温差が作られた.こうして冷気プールが でき、下層の周りの大気に向かう冷気外出流が作られ、 「対流の自己増殖」が実現した.



図 2: 2009 年 8 月 24 日 16:30JST の(a) 降水(mm)と (b) 発散(10⁻⁴/s)の水平分布と,(c) 16:10JST, (d) 16:20JST,(e) 16:30JST,(f) 16:40JST の雲水 量(g/kg)と測線 B-B'に沿う水平風と鉛直流の 断面図.

(b) 2014年6月9日の事例

19時50分から21時にかけて府中では短時間に強い降水 が見られた.そのときの降水,発散の水平分布と雲水量 の鉛直分布(図3)から,発散域では温位の低下はなく, 冷気プールができずに冷気外出流も見られなかった. そのとき雲底高度は地上から100m程度であり,降水 があっても雨の蒸発効果は小さかったと考えられる.



図3:図2と同じ,ただし,2014年6月9日の事例.

実況をある程度再現した4事例のうち, E-S型の積 乱雲に自己増殖が見られたのは2事例,見られなかっ たのは2事例であった.自己増殖するか否かの結論は できなかった.

2017年九州北部豪雨と2014年広島豪雨でみられた 線状降水帯の雷活動の比較

*鈴木賢士, 竃本倫平 (山口大院創成), 藤田優樹 (山口大農) 增田有俊 (日本気象協会), 川野哲也 (九大院理)

1. はじめに

2017年7月に発生した九州北部豪雨と2014年8月に 発生した広島豪雨は、それぞれ線状降水帯が形成、維持されたことで、同じ場所で猛烈な雨を継続して降ら せ記録的な豪雨となった。2018年西日本豪雨ではほと んど落雷は観測されなかったが、九州北部豪雨、広島 豪雨でみられた線状降水帯では豪雨と共に活発な雷活 動も観測されている、本研究では、線状降水帯で発生 した落雷について、九州北部豪雨と広島豪雨の特徴を 比較した。

2. データ

解析に使用した落電データは、九州電力および中国 電力の落雷位置標定システムによって測定された落雷 位置(緯度経度),時間,極性について、九州北部豪雨 では2017年7月5日11時30分~21時30分,広島豪 雨では2014年8月19日19時00分~8月20日6時00 分までのデータを使用した.

3. 結果

正極性雷と負極性雷の割合は、九州北部豪雨でおよ

そ1:15 であったのに対して、広島豪雨ではおよそ1: 2 であった.また、九州北部豪雨の落雷位置の時間変化 (図 1a)は、広島豪雨(図 1b)とは異なり、線状降水 帯が現れる前の時間帯では落雷が散発的に分布してい たが、明瞭な線状降水帯が形成された13時頃から落雷 数が増加し(図 2a), 21 時頃にかけて落雷が同じ場所 に集中して分布していた. 落雷分布は, 線状降水帯の 風上側先端付近よりも中心部で多く集中しており,線 状降水帯の先端部(降水量 30 mm/h 以上で最も西に位 置している地点)を基準として、この基準から落雷地 点までの距離の時間変化を調べた結果、九州北部豪雨 では線状降水帯先端から30~60km地点で落雷が多くな る傾向がみられた.また、九州北部豪雨では線状降水 帯内の相対的な落雷位置が2時間程度の周期で変動し ていること(図 2b), 停滞する落雷分布は 30 分~1 時 間間隔で東に移動していることが明らかになった. こ れらは、線状降水帯の構造とも密接に関連しているも のと考えられる.

謝辞:本研究で用いた落雷データは、九州電力および中国電 力より提供いただきました.この場を借りて感謝の意を表し ます.





図1. 落雷位置の経度-時間分布. (a) 九州北部豪雨, 2017年7月5日 (b) 広島豪雨, 2014年7月19-20日. 図2. 2017年九州北部豪雨の (a) 落雷数, (b) 線状降水 帯先端部からの落雷位置までの平均距離.

平成 30 年 7 月豪雨の高知におけるレーダー観測

*西井章 (高知大学院理), 佐々浩司 (高知大学理工学部門), Akira Nishii, Koji Sassa (Kochi University)

1. はじめに

高知県においては、中山間部を中心として平成30年 7月豪雨期間中(6/28 18:00~7/9 0:00 JST)の総降水 量が2000mm近くにおよぶ全国で最も大きい降水量を記 録した。このうち7月4日以降の停滞前線による大雨 が最も大きく寄与し、複数の線状降水システムの発生 が認められた(1)。特に7月8日早朝には高知県西部の 宿毛市上空に強い線状降水帯が停滞し、高知県で初め ての特別警報発表に至る強雨をもたらした。豪雨時に は高知大学レーダーネットワークを構築する5台の MP レーダーが稼働しており、これらの降水システムを捉 えている。ここでは、特別警報を出した線状降水帯を中 心としてレーダー解析を行った結果について報告する。

レーダーネットワークによる降水システムの観測 2.

朝倉レーダーを除く本学 MP レーダーは 3°~16°の 低仰角を中心に1分ごとにボリュームスキャンを行な っている。解析にはこれらの観測データと気象庁室戸 レーダーデータを用いた。6.JST の室戸レーダー(図 1) では、強い降水域の中央よりやや西側に南北の走向を もつ収束線が認められた。同時刻の土佐清水レーダー による観測(図2)においても高仰角の観測では明瞭な 収束線が認められたが、4°以下の低仰角については探 査範囲内に収束が見られなかった。そこで、2つのレー ダーの PPI データにより各高度における収束線の位置 を調べた(図3)ところ,高度が低下するにつれて収束線 が西にシフトする傾向が見られた。したがって、仰角 4°以下では探査範囲外の西に収束線がシフトしてい たと考えられる。収束線の傾斜傾向は 6JST における気 象庁 LFM 初期値の速度場とほぼ対応していた。

謝辞

本研究は総務省 SCOPE (165009001)の委託を受けると ともに、文部科学省科研費 18K19951 の支援を受けて進 められた。

引用文献

 西井・佐々、2018、日本気象学会関西支部例会講演 予稿集, 145, 9-12.



PPI EL =

0.4 deg

図1 気象庁室戸レーダーの仰角 0.4° PPI による高知 南西部の反射強度(左)とドップラー速度(右)。点線は 図3の断面図の位置を示す。



図2 高知大学土佐清水レーダーによる仰角4°(上段) と10°(下段)PPIによる反射強度とドップラー速度。




平成 30 年 7 月豪雨における広島県西部の降水系の発達機構 *田中健路(広島工業大学環境学部)

1. はじめに

平成 30 年 7 月豪雨で発生した一連の大雨のうち, 土 砂災害による死者が多発した広島県西部では, 2018 年 7 月 6 日 17:00~20:00, 7 月 7 日 3:00~8:00 の時間帯に 1 時間雨量 30~70mm の大雨が引き金となったとされ ている.本稿では, 7 月 6 日 17:00~20:00 の前半の降雨 に着目し,発達過程について解析を行った.

2. X-BAND レーダー観測

広島県内には、野貝原(廿日市市)・牛尾山(広島市 安佐北区)の2ヶ所に国土交通省 X-BAND レーダーが 設置され毎分観測を実施している.図1は X-BAND. C-BAND 合成雨量分布より、岩国上空から広島湾上空 を北東進する際に捉えられた降水セルの変化を示して いるが、進行方向前面に新たなセルが形成され、陸上 を通過した親雲が衰退している様子が捉えられている. 野貝原観測局におけるドップラー動径風の分布(図2)で は、降水セル CD 付近の北西側を中心に動径風成分の 収束域が見られる(破線で表示).





図2 野貝原のX-BAND レーダーで観測されたドップラ 一風速(左:仰角 2.84°, 右:仰角 3.67°)

3. WRF による降水システムに関する解析

計算領域を 33°N, 131°E を中心とする格子点間隔 9km, 1080km 四方の領域を第1領域とする3段階の計 算領域を設定した. 初期値および第1領域の水平境界 条件は気象庁数値予報 GPV MSM を使用した. 雲物理 過程をWSM-6class, Milbrandt and Yau, Thompson の3種 類のスキームでそれぞれ計算した. 初期時刻を 2018/7/5 12UTC, 7/618UTC, 00UTC, 06UTC と与えて 7/7 09 UTC 前後の図1,2に示した降水セルの挙動について計算を 試みた. 解析時間が延びると全体的に降水現象の進行 が早まる傾向が見られた. 最短の解析時間である 7/6 00UTC を初期時刻とした計算では、降水セルの進行方 向前面で新たなセルが発達する過程が WSM 6-class のケースで出現した. 高度 1000m の水平風の収束と雨 水混合比の分布を図3に示す.広島湾上の下層風収束 が WSM 6-class のケースで最も明瞭であったが、 収束 線の南北位置は Thompson スキームのケースの方がレ ーダーの動径風との整合性が良い.

4. おわりに

山口県東部から広島県西部にかけて発達した降水系 のうち、広島湾上空で自己交替しながら進行する降水 セルの中で、セルの進行方向前面側に形成されるもの が見られた.本計算の一部でその様子が現れたが、今 後更なる解析が必要である.



図3 各雲物理スキームにおける広島湾沿岸域の下層水

平成30年7月豪雨における広島と兵庫の降水特性の比較

*末木健太 1,2, 梶川義幸 1,3

(1理研計算科学,2理研数理気候,3神戸大)

1. はじめに

一連の「平成30年7月豪雨」(2018/06/28-07/08)の 中で特に大きな人的被害が生じたのは、7月4日から8 日にかけて西日本を襲った豪雨である.7/4/1200 UTC からの72時間における各地の総降水量を7月の月降水 量の平年値と比較すると、平年値を大きく上回る降水 が生じたのは広島県南部、および兵庫県南部から京都 府に至る京阪神地域であった.しかしながら、両地域 の被害状況を比較すると、土砂災害の発生件数は、広 島県が609件であるのに対し、京阪神地域(兵庫県、

大阪府,京都府)では28件にとどまっており,住宅被 害・人的被害も広島県に集中した[1].本研究では,72 時間の総降水量がほぼ同じでありながら,土砂災害に よる被害に大きな差が生じた広島県南部と兵庫県南部 に着目し,両地域の降水特性の違いについて調査を行 った.特に,線状降水帯のような大型の降水システム が集中豪雨をもたらすことが良く知られているため[2], 解析では,両地域を通過した降水システムの大きさに 焦点を当てた比較を行った.

2. 解析手法

気象庁 C バンドレーダーの反射強度に基づく推定降 水強度のデータを使用した.本研究では、降水強度 10 mm h⁻¹未満を弱い降水、10 mm h⁻¹以上を強い降水と定 義する.また、強い降水が連続する領域を一塊の降水 システムとして抽出し、面積が 1000 km²未満のものを 小さな降水システム、1000 km²以上のものを大きな降 水システムと定義する.降水強度と面積の閾値により 分類される 3 種類の降水(①弱い降水、②小さな降水 システム伴う強い雨、③大きな降水システムに伴う強 い雨)の 72 時間総降水量に対する寄与率を調べた.さ らに、豪雨期間における広島と兵庫の環境場の違いを 調べるため、気象庁メソスケールモデル(MSM)の初 期値データを用いて、大気成層の安定度や鉛直シアに 関する各種指標の時系列を調べた.

3. 結果

図1に、広島および兵庫における 7/4/1200 UTC から 72 時間の積算降水量の時系列を示す.両地域を比較す ると、広島では総降水量の半分以上が大きな降水シス テムに伴う強い雨によるものであるのに対し、兵庫で は総降水量の約半分が弱い雨によるものである.広島 では、総降水量の約60% が7/6/0600 UTC (T = 42 h) から7/7/0000 UTC (T = 60 h) までの18時間で降って おり、この内約80% が大きな降水システムによるもの である.広島では、大きな降水システムの通過・停滞 に伴う連続的で猛烈な雨により積算降水量が急激に増 加し、多数の土砂災害が誘発された可能性がある.他 方、兵庫では、弱い降水と、小さな降水システムの通 過に伴う断続的な強雨の寄与が大きいため、積算降水 量の増加が比較的ゆるやかであり、大規模な土砂災害 の発生が抑えられた可能性がある.

両地域間で降水システムの特徴に差が生じた要因を 調べるため、K-index や 850-500 hPa の鉛直シアなどの 環境場の指標の時系列を両地域で比較したが、系統的 な差は見られなかった.局所的な環境場だけではなく、 前線や上層トラフとの位置関係、山岳や暖湿気流の流 入経路といった地形因子の観点からも、降水システム の大きさに差が生じた要因を調査する必要がある.

4. まとめ

平成30年7月豪雨において総降水量が同程度であり ながら土砂災害による被害に大きな差が生じた広島と 兵庫の降水特性を比較した結果,より多くの被害が生 じた広島では,面積が1000km²以上の大きな降水シス テムの通過に伴う積算雨量の急激な増加が生じていた.



図1 2018/7/4/1200 UTC (*T*=0 h) から 7/7/1200 UTC (*T*=72 h) まで の積算降水量の時系列. (a)は広島, (b)は兵庫. 3 種類の降水 (①弱い 降水, ②小さな降水システム伴う強い雨, ③大きな降水システムに伴 う強い雨) の寄与を色分けして示している.

- [1] 内閣府「平成 30 年 7 月豪雨による被害状況等について」 (http://www.bousai.go.jp/updates/h30typhoon7/pdf/310109_1700_h30ty phoon7_01.pdf 閲覧日:2019年2月5日)
- [2] 津口, 加藤, 2014, 天気, 61, 455-469.

平成 30 年 7 月豪雨の Atmospheric River と豪雨分布の特徴

*谷田貝 亜紀代・末藤 菜保・増田 南波・南 孝太郎(弘前大理工) ・高藪 縁(東大 AORI)

<u>1. はじめに</u>

平成 30 年 7 月豪雨は、西日本広範囲において 豪雨災害が発生した。その時間・空間スケールか ら、多量の水蒸気供給があったことは間違いなく、 対流圏中層で熱帯域から中緯度にかけて伸びる 細長い川のような暖かい水蒸気の流れである Atmospheric River(AR)の出現と考えられたため、 谷田貝・高藪(2016 春学会)の手法にて、AR 検出 を行ったので報告する。

また、日本の豪雨の解析に広く用いられている グリッド降水量データ APHRO_JP (Kamiguchi et al., 2010)の手法を改良、データを追加し、当豪 雨災害時の時別値データとして整備した上で、 AR とあわせて解析を行っているので、報告する。

<u>2. データと解析手法</u>

ECMWF Interim 再解析データ(空間解像度 0.75度、1日4回)により日平均可降水量の、そ の日の35年平均値からの偏差10mm以上の領域 から、川状の形状のものを抽出した(詳しくは谷 田貝・高藪, 2016)。

今回整備し解析に用いる降水データと APHRO JP との違いは次の通りである

1)地点の値を 0.05 度グリッドで保存(谷田貝ほか 2018 秋学会, APHRODITE-2 の改良点の1つ)
2)気象庁 AMeDAS データに加え、国土交通省(河川局)降水データも使用

3) 日降水量のほか、時別値も作成

3. 初期結果

・図に示すとおり、これまでの手法で、平成 30 年 7 月豪雨時の AR を検出できた。ただし、対象期 間(6/28~7/8)のうち 7/2, 7/7, 7/8 はこの手法によ る AR としては検出されなかった。

・検出されたARは、いずれも西南西〜東北東の 伸びる水蒸気の流れで、対流圏全層および中層の 水蒸気Fluxの強い部分、流れの方向と一致した。

・対象期間の降水分布および同期間の平年値から の降水割合を図に示す。高知、香川、兵庫、京都、 岐阜などで平年の5倍以上の降水があった。

・日本の地域ごとに AR と豪雨の関係を調査中 (末藤 2019 修士論文) であるが、今回の AR の 特徴は、四国・紀伊半島に豪雨をもたらす AR (南



西から北東、深いトラフあり)よりは、北九州に 豪雨をもたらす AR の特徴(西南西からの水蒸気 輸送)に類似した。

・山脈の風上側(北九州、四国南部、中国地方南 部、岐阜)で強い水蒸気収束・豪雨が発生してい る。AR による多量の水蒸気供給と山岳による強 制上昇による影響が大きいと考えられる。

<u>謝辞</u>

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.

上層トラフの効果の違いに着目した 2018年7月豪雨と2017年九州北部豪雨の比較

*辻 宏樹・横山 千恵・高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

2018年7月5日-8日にかけて、西日本から 中部地方にかけての広い範囲で豪雨が発生し、大 きな被害をもたらした(以下では7月豪雨とする)。 2017年7月5日から6日にかけても、九州北部 地方で豪雨が発生し、福岡県や大分県に大きな被 害をもたらした(以下、九州北部豪雨とする)。

九州北部豪雨ではアメダス1時間雨量で129.5 mmという短時間に非常に強い雨が観測されてい るが、強い雨の範囲は福岡県の一部や大分県の一 部に限られていた。一方、7月豪雨では1時間に 100mmを超える雨は少なかったが、72時間降水 量が九州北部から中部地方にかけての100以上の アメダス観測点で観測1位を記録している。

このように、両事例はともに梅雨末期の豪雨事 例であるが、雨の降り方が大きく異なっていた。 本研究では、この違いの理由を上層のトラフの役 割の観点から明らかにする。

2. 使用データ

環境場の解析には JRA55 の 6 時間データ (1.25°×1.25°)を用いた。降水データは GSMaP MVK と、アメダス 1 時間降水量を用いた。

3. 豪雨事例の比較

3.1 総観場

図に7月豪雨時(2018年7月6日06UTC)と九 州北部豪雨時(2017年7月5日06UTC)の350 K 面渦位、可降水量、および降水量(GSMaP)を示す。 どちらの事例でも朝鮮半島付近に上層のトラフ が存在している。ただし、7月豪雨時のトラフは 深く、停滞していた一方で、九州北部豪雨時のト ラフは浅く、短時間で通過している。可降水量は、 どちらの事例でも中国大陸や東シナ海で高い。日 本域には東シナ海から伸びる可降水量の高い帯 状の領域が存在していた。可降水量の値は7月豪 雨では65 mm に達しており、九州北部豪雨と比 較して高い値でとなっていた。細かな違いはある ものの、両事例の総観場は類似していた。

3.2 鉛直プロファイル

九州北部を通る鉛直断面を両事例で比較した。 7月豪雨時はトラフが深くトラフの前面で強い上 昇流が存在していた。気温プロファイルは気候値 と比較して上層で暖気偏差、下層で寒気偏差であ り、気候値と比較して安定な成層であった。上昇 流域はQベクトル(Hoskins et al. 1978)の収束域 と対応しており、上層トラフに伴う力学的な強制 の寄与が大きいことを示唆していた。

一方、九州北部豪雨では、7月豪雨と比較して トラフは浅かった。上昇流域の上空にはトラフに 伴う寒気偏差が存在しており、気候値と比較して





図 2017年九州北部豪雨時(7/506UTC)と2018年7月 豪雨時(7/606UTC)の総観場。陰影(赤青)は350 K面渦 位(PVU)、陰影(虹色)は7時間平均したGSMaPの降水 量(mm h⁻¹)、赤コンターは鉛直積算水蒸気量(mm,50 mm以上のみ)を示す。

不安定な成層であった。上昇流域におけるQベクトル収束は7月豪雨時と比較して弱く、中層ではむしろ発散しており、力学的な強制よりも上層トラフに伴う寒気の接近による不安定化の寄与が大きかったことを示唆している。

4. 議論

Hamada and Takayabu (2018, JC)では、日本 域で極端対流をもたらすシステムと極端降水を もたらすシステムの環境場が異なることを統計 的に示した。今回比較した二事例の環境場は、7月 豪雨が極端降水の、九州北部豪雨が極端対流の環 境場と整合的であった。この結果は、二つの豪雨 のメカニズムが異なることを示している。

謝辞

本研究は、JSPS 科研費 15H02132、特別研究促 進費「平成 30 年 7 月豪雨による災害の総合的研究」、 JAXA 8th PMM RA、水と気候の大規模データ解析 研究拠点、の支援を受けて実施された。

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

*横山千恵・高薮縁・辻宏樹(東京大学 AORI)

1. はじめに

2018 年7月5-8日に、西日本や中部地方など広域 にわたって豪雨が生じ、大きな被害がもたらされた。 降水域の西方、朝鮮半島から日本海にかけて、細く 折れ曲がった対流圏上層のトラフが存在していた (図1)。本研究では、豪雨の重要な要因の一つとし て、このトラフに注目する。

Hamada and Takayabu (2018) は、夏季日本周辺の 極端降水は、比較的背の低い組織化した降水システ ムからもたらされ、その場は比較的安定で自由対流 圏が湿潤であることを示している。一方、日本付近 の降水イベントにおける上層循環場の重要性も近年 指摘されている (Hirota et al. 2016, Horinouchi 2014)。梅雨期には、亜熱帯ジェットの加速と共に、 その南側でジェットの 2 次循環に伴う強制上昇流 (Horinouchi 2014) が中層を湿潤化し、降水の組織 化に好都合な場を作る (Yokoyama et al. 2017)。

このような背景のもと、本研究では、豪雨をもた らした降水システムの特徴と、日本付近に停滞した 対流圏上層のトラフの効果を明らかにする。

2. データと解析方法

解析には、全球降水観測(GPM) 主衛星搭載2 周波 降水レーダ(DPR) Ku 帯軌道プロダクト(2AKu v5)、 GPM スペクトル潜熱加熱プロダクト(2HSLH v5)、GPM 全球降水マップ(GSMaP_MVK v7)、気象庁55 年長期 再解析(JRA55)、高層気象観測(ラジオゾンデ)、お よびアメダス1時間降水量を用いた。

本研究では、以下の Q ベクトル形式のω方程式 (Holton 2004)を用い上層トラフの効果を議論する。

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2\nabla \bullet \mathbf{Q} + f_0 \beta \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} \nabla^2 J \quad (1)$$

$$\mathbf{Q} = \left(-\frac{R}{p}\frac{\partial \mathbf{V}_{g}}{\partial x} \bullet \nabla T, -\frac{R}{p}\frac{\partial \mathbf{V}_{g}}{\partial y} \bullet \nabla T\right)$$

ここで、Jは非断熱加熱、Vgは地衡風ベクトルを表す。 式(1)左辺は鉛直風に比例するので、右辺の各項は鉛 直風への寄与として捉えられる。本研究では、右辺 第一項(力学項)と第三項(非断熱項)に注目する。

3. 結果と考察

GPM DPR は7日0:35-0:40UTC 頃、今回の豪雨イベントを観測した。解析の結果、豪雨をもたらしたシステムは、比較的背が低く(降水頂のピークは約8km)、広い層状性降水域の中にところどころ対流性降水が埋め込まれた、メソスケールに良く組織化した降水システムであることが分かった。

対応する時刻における西日本上空の成層構造は、 気候値に比べやや安定であり、自由対流圏が非常に 湿潤であった。同様の環境場は、福岡(6日 OUTC) や輪島(6日 12UTC)のラジオゾンデ観測でも見られ ており、広域で比較的安定・深く湿潤な場であった。 次に、式(1)の力学項と非断熱項を見積もり、トラ フに伴う力学的上昇流と対流自身による非断熱的上 昇流の寄与を調べた。力学的上昇流は、トラフ前面 で診断され、降水域との良い対応を示した。力学的 上昇流の大きさは全般に非断熱的上昇流に比べて小 さいが、その影響は中下層にまで及んでいた。

力学的上昇流による加湿の効果を調べるため、力 学的上昇流と非断熱的上昇流に伴う鉛直水蒸気フラ ックス収束の鉛直断面を調べた。非断熱上昇流に伴 う鉛直水蒸気フラックス収束は、400-500 hPa 付近 で最大であり、600 hPa より下層では発散もしくは 弱い収束であった。これに対し、力学的上昇流に伴 う鉛直水蒸気フラックス収束は、600-700 hPa 付近 で顕著に大きく(図 2)、力学的上昇流が中層(600 hPa 付近)の加湿に重要であることが示された。

下層は対流不安定であることが示されており、そ の上空が深く加湿されることにより、降水の組織化 に有利な環境が作られていた。トラフの効果によっ て大気が湿潤化し対流が生じやすくなると、対流自 身による非断熱効果も加わり状況がさらに強まると 考えられる。つまり、上層トラフに伴う力学的上昇 流が、今回の広域・持続的な降水域の位置決定に重 要な役割を果たしていたことが明らかになった。



【謝辞】本研究は、「水と気候の大規模データ解析研究拠点」、 JAXA PMM 8th RA、JSPS 科研費 15H02132、18H05869、およ び科研費(特別研究促進費)「平成 30 年 7 月豪雨による災害 の総合的研究」の支援により実施された。

2018 年西日本豪雨を引き起こした梅雨前線停滞に 対する台風 7 号(プラピルーン)の影響

*茂木耕作 (JAMSTEC/DCOP)

2018年7月5日から7日にかけて西日本で梅 雨前線が停滞して広範囲で豪雨をもたらした。通常、 前線上を低気圧が東進すれば、梅雨前線の南北移動が 起こるため、3日間で±2°以下の南北移動距離となる ことは極めて珍しい。本研究は、梅雨前線が3日間停 滞した原因の一つとして、台風7号の影響を調べた。

台風7号は、7月3日から5日にかけて日本 海を通過した(図1)。この際、45°N付近に停滞してい た梅雨前線の収束線が、台風の北側における南向き気 圧傾度力(PGF)によって壊され(a-b)、日本海全域にオホ ーツク海高気圧からの厚い寒気が流れ込んだ(c-f)。オホ ーツク海高気圧は、日本海上へ拡大し、西日本におい て強い南向き PGFを維持した。梅雨前線が停滞した3 日間において、日本列島を挟んだ南北の PGF がおよそ 0.5~1×10³ m/s²でほぼ釣り合っていた。

すなわち、台風プラピルーンが日本海上に強

い寒気移流を生み出すきっかけとなり、厚い寒気の先 端が西日本の北岸まで流れ込んだ結果として、梅雨前 線が形成された。日本海に張り出したオホーツク海高 気圧からの南向き PGF は、太平洋高気圧からの北向き PGF と釣り合っていたため、梅雨前線の南北移動がほ ぼ起こらなかった。プラピルーンの北側における寒気 移流は、順圧的に非常に深い構造を示していたため、 700hPa より下層に厚い寒気が発達して維持された。

オホーツク海高気圧の寒気が日本海に流れ 込むことはしばしば起こるが、700hPa までの深い寒気 が大規模に維持されることはまずないため、台風の影 響なしにその構造形成は考えにくい。厚い寒気移流は、 プラピルーンの通過後も維持され、寒気に乗り上げる 強い上昇流が、強雨を持続させたと考えられる。寒気 移流は、5日から7日まで日本海全域において支配的で あり、その間、梅雨前線は西日本に停滞し続けた。



図1 2018 年7月3-8日のJRA-55 地表南北風速(m/s; カラーと等値線)。丸と四角はそれぞれJMA ベストトラックによる台風プラピルーンおよびその温帯低気圧化した低圧部の中心位置を示す。太線は、JMA 天気図による総観規模前線を表す。

平成 30 年 7 月豪雨に対する台風 7 号と台風 8 号の影響 *吉野純(岐阜大工),篠原賢一(岐阜大工),小林智尚(岐阜大工)

1. はじめに

平成30年7月豪雨(西日本豪雨)は,西日本を中心に 全国的に広範囲かつ長時間の記録的な大雨をもたらし た.この豪雨は降水量がピークに達する時間帯には, 台風7号(PRAPIROON)が日本列島の東海上に,また, 台風8号(MARIA)が南海上に存在していた.台風接近 時に前線活動や降水システムが強化されることはしば しば観測されており,例えば,平成27年関東・東北豪 雨や平成29年7月九州北部豪雨なども線状降水帯の形 成時に台風が周辺に位置しており,豪雨発生に直接的 /間接的に影響していたことが示唆されている.しか しながら,台風等の周辺気象場が豪雨発生に与える影 響については十分に定量化できていない.

そこで本研究では、領域気候モデル PSU/NCAR MM5 (Dudhia, 1993)と渦位逆変換法 Potential Vorticity Inversion (Davis and Emanuel, 1991)を用いることで、西日本豪雨 を対象とし、豪雨発生前後に日本列島周辺に存在した 台風7号と台風8号の影響について評価する.

2. 渦位逆変換法による初期値改変

本研究では、まず、基準計算 (CNTRL)として NCEP Final Analyses を初期値・境界値として, D1 (45km), D2 (15km), D3 (5km)の計 3 段階のネスティングにより, 2017年7月4日18時UTCから計48時間の予報実験を 行う. 次に, 渦位逆変換法により初期値の改変を行う. 順変換された初期の渦位場を,渦位平均場(1ヶ月平均) と渦位偏差場に分離し、台風7号と台風8号に相当す る渦位偏差を取り除き、取り除いた領域には渦位平均 場を埋める. このようにして改変された渦位場に対し て渦位逆変換法を適用することで、物理的に無矛盾な ジオポテンシャル高度、風速、気温に関する初期値を 得る. ただし、水蒸気混合比については改変を加えな い. 最終的には、北海道付近に位置する台風7号を除 去した実験を CASE1, 日本の南東海上に位置する台風 8号を除去した実験を CASE2 とし, 基準実験 (CNTRL) との対比により周辺の台風7号や台風8号が西日本豪 雨の発生に及ぼす影響について評価する.

3. 結果と考察

図1は, CNTRLの48時間積算降水量の分布を示す.

気象庁合成レーダーの48時間積算降水量の分布(図省略)と比較して、九州地方、四国地方、および、中国地方の500mm以上の大雨をよく再現できている.近畿地方や岐阜県における大雨は過小評価となった.

台風7号を除去した CASE1 の48時間積算降水量の 分布 (図2)と CNTRL の48時間積算降水量を比較した ところ, CASE1 では,豪雨の発生域は日本海上へ北に ずれて,250mm 以上の大雨域はより狭くなった.台風 7号が東海上に進むことで,オホーツク海高気圧からの 寒気移流を強め,梅雨前線の前線形成を強化していた ことが明らかとなった.

台風 8 号を除去した CASE2 の 48 時間積算降水量の 分布 (図省略)と CNTRL の 48 時間積算降水量を比較し たところ,両者の間には大差はなく,南海上にある台 風 8 号は西日本豪雨の発生に殆ど関与していなかった ことが明らかとなった.



図1 CNTRL 実験による48時間積算雨量.



図2 CASE1 実験による 48 時間積算雨量.

降水中の¹²⁹ Iの変動について

渡邊 明・高貝慶隆 (福島大学・理工), Sheng Xu (Scottish Universities)

<u>1. はじめに</u>

東京電力福島第一原子力発電所事故による一般環 境中の放射性 Cs 汚染については多くの研究結果が報 告されているが,放射性 I,特に甲状腺癌の要因とさ れる¹³¹I は半減期が約8日間と短く,その実態はまだ 明らかにされていない。ここでは半減期が1570万年と 長い¹²⁹I と安定同位体である¹²⁷I を加速器質量分析装 置(AMS)及び IPC-MS を用いて,事故前から2017年 12月までの雨水を月ごとに採取して分析し,その変動 を解析したので報告する。

<u>2. 採取·分析方法</u>

雨水は事故前の 2010 年 11 月からす 2017 年 12 月ま でに福島大学(福島第一原子力発電所北西 59km,地上 28mの7階屋上)で採取したものを分析した。なお、 この雨水は0.45 μ mのメンブランフィルターでろ過し たものである。このサンプルをスコットランド大学環 境センターの加速器質量分析装置(AMS)を用いて¹²⁹I を計測した。なお、2010 年 11 月から 2012 年 12 月ま での解析結果および解析方法については Xu et al.を 参照されたい。

3.¹²⁹Iの濃度変動特徴

第1図に2011年1月から2017年12月までの¹²⁷Iと¹²⁹Iの雨水中濃度と両者の比の変動を月ごとに示し



g/L),¹²⁹I(10⁸atmos/L)濃度変動と両者の比の変動(10⁻⁸)

た。¹²⁷I は自然起源の安定同位体で、大気中に 10~ 20ng/m³程度あることが知られている。しかし、今回測 定した¹²⁷I の降水中の濃度は2013年3月の10 μ g/Lが 最大で、降下量としては2015年8月の515 μ g/m²month となっている。一方、¹²⁹I は、東京電力福島第一原子 力発電所の事故前は 1~3X10⁸atoms/L 程度であったも のが、事故発生した2011年3月には 7584X10⁸atoms/L と最大を示し、降下量も 434756X10⁸atoms/m²month と 最大値を示した。また、従来から指摘されてきた¹²⁹I と¹²⁷Iの比は核兵器実験や核エネルギー開発に伴い大凡 10⁸ 程度と指摘されているが、事故発生時に 6891X10⁸まで増加し、その後指数関数的に減少している。特にこの比の変動は¹²⁹I 濃度変動に対応しており、 福島第一原子力発電所事故で発生した¹²⁹I に依存して いると考えられる。

4.¹³⁷Csと¹²⁹Iとの関係

事故当初の 2011 年 3 月の沈着量の測定では、¹³¹I, ¹³²I, ¹³⁴Cs, ¹³⁶Cs, ¹³⁷Cs, ¹³²Te, ¹⁴⁰Ba, ¹⁴⁰La が Ge 半導体 検出器で測定された。¹³¹I は 98.1%が降水中で、フィ ルターには 1.9%しか検出されなかった。一方, ¹³²I は 100%がフィルターで計測された。また、ほぼ同じ質量 を示す ¹³⁴Cs は 71.4%, ¹³⁶Cs は 73.7%, ¹³⁷Cs は 72.6% がフィルターで検出され、26~28%が雨水中で検出さ れている。第 2 図は, ¹²⁹I の降水中の濃度から求めた 月単位の降下量と ¹³⁷Cs の月単位の全降下量との関係



第2図¹²⁹Iと¹³⁷Csの月降下量の関係 2011年3月から2017 年12月までを示す。

を示したものである。相関係数は0.97と有意水準1% 以上の有意な相関係数を示す。また、¹³⁴Csの降下量と ¹³⁹I 濃度や¹³⁶Cs 降下料と¹³⁹I 濃度でも同様な相関係数を示す。

<u>5. まとめ</u>

¹³⁹Iは¹³¹Iの放出量の推定などにも用いられているが、一般環 境中の移行の実態を理解するにも重要な核種である。今回、雨 水中の¹³⁹Iの濃度や降下量を基に、同時に雨水及びメンブランフ ィルターに付着した¹³⁴Cs,¹³⁷Cs との関係を求めてみたが、 非常に相関が高いことがわかった。特に近年粒子状物 質として計測されている¹³⁴Cs,¹³⁷Cs との相関が良いこ とは、ほとんどが雨水中にある¹³⁹Iも環境中の移行は粒子 などに付着して飛散している可能性が高いと考えられる.

文献

Xu,Sheng et al., 2011, Environ.Sci.Technol., Vol.49, No.19, 10851-10859.

福島第一原子力発電所事故直後の放射性ヨウ素(¹³¹I)の動態(その1):既存の観測値の総合解析

*鶴田治雄(RESTEC)、司馬 薫・吉田優子・荒井俊昭(東大大気海洋研)、 森口祐一(東大院工)、中島映至(JAXA/EORC))

1. 目的:東京電力福島第一原子力発電所から 事故直後に放出された放射性物質については、 これまで大気中放射性セシウム(¹³⁷Cs)の時空間 分布を、SPM テープろ紙の分析結果をもとに報 告してきた。一方、放射性ヨウ素(131I)について は、事故直後に複数の機関が独自に測定を行い、 その結果が公表されている。そこで、それらの 限られたデータを収集して総合解析を行い、同 時に測定された¹³⁷Csとの関係から、¹³¹Iの動態 と特徴を明らかにした。

2. 解析方法: 複数の機関が大気中の放射性ヨ ウ素を独立に測定したが(図1)、今回解析した データは、次のとおりである。ガス状の¹³¹I(g) と粒子状の¹³¹I(a)の測定データについては、2011 年 3 月 15 日以降に JAEA-原子力科学研究所 (NSRI) が、茨城県東海村で空間線量率が増加し て放射性プルームが到達した前後に約20分大気 を採取測定した(Ohkura et al., 2012)。また、 日本分析センター(JCAC)では千葉市で24時間間 隔で採取測定が行われ、そのうちガス状¹³¹I(g) と粒子状¹³¹I(a)が別々に測定された3つのデー タを用いた(Amano et al, 2012)。また、福島県 東部では経済産業省(METI)が3月12-13日に、 文部科学省(MEXT)および米国国家核安全保障局 (NNSA) が、また東電(TEPCO)が第一及び第二原 発の敷地内で、3月19日以降に一括測定した ¹³¹I (a+g)を各 HP で公開されたデータを利用した。 3.結果と考察:¹³⁷Cs 濃度と3月11日に半減期補 正した¹³¹I(a+g)*濃度の関係は、図2に示すように、 つぎの3グループ (A, B, C) に大別された。A グルー プでは、関東地方で3月15日、3月20日および3 月21日の午前中にNSRIとJCACで、また福島県東部 で3月20日午後に観測された。これらのデータは、 ¹³¹I (a+g)*/¹³⁷Cs (以下 R と略す)は 10 に近く西原ら (2012)のインベントリデータによれば、2 号機と 3 号機の R(各 9.7 と 9.2)に近かったので、2 号機 and/or3 号機から放出されたと推測される。一方、 グループBはNSRIだけで観測され、約75とAグル ープより大きかった。その原因は、炉内で比が大き く変化したか、あるいは大気中に放出後に降水など で変化したのか、今後解明すべき課題である。さら に、3月21日午後以降の MEXT と NNSA および NSRI では、R が約 360 と非常に大きかった。その後この 比は少し減少したものの3月25日ごろまで福島県東

部で観測された。これらは、注水の影響によるあら たな放出と推定され、今後さらに解明すべき課題で ある。また、粒子状¹³¹I(a)*が全体の¹³¹I(a+g)*に占 める割合も、3 つのグループで異なることが明らか になった。一方、第一原発の敷地内ではこれらと非 常に異なる結果が得られた。なお、茨城県東海村の NSRI と東京の TIRI で、¹³⁷Cs と粒子状¹³¹I (a)*との 関係が一致したので、福島県と関東地方とを問わず 広域に、R が 3 グループに大別されたことが、初め て明らかになった。なお3月12-13日に実施された 第一原発周辺での測定によれば、R は 10-30 で 1 号 機のインベントリ比 6.7 より大きかった。¹³⁷Cs 濃度 は低かったので、プルーム中での測定ではなく、1 号機から直接漏えいした汚染気塊と推測される。







図2 福島県東部と関東地方の NSRI および JCAC で の¹³⁷Cs 濃度と¹³¹I (a+g)*濃度の散布図。

謝辞: 文科省科研費「ISET-R」,環境省推進費「5-1501」 と「1-1802」および「S12」課題で実施した。

北半球スケールの対流圏オゾンに対する 東アジア由来の排出量の影響評価 *板橋秀一(電力中央研究所)

1. はじめに

東アジアは世界最大の排出量を有する地域であり[1], 全球へのその影響が懸念されている.大気中で二次生 成され,温室効果ガスでもある対流圏オゾンについて は,東アジアの増大する排出量の影響は,米国の排出量 削減政策の効果よりも大きいとの試算もある[2].この ような背景から,本研究では東アジア由来の排出量の 影響を北半球スケールで評価することを目指した.

2. 手法

領域化学輸送モデルCMAQを北半球スケールに拡張 した H-CMAQ [3]を用いた.評価対象としたのは 2010 年4月とした.2009 年夏から 2010 年春にエルニーニョ 現象が発生しており,この時には太平洋上での亜熱帯 ジェット気流の南偏によりアジアからの長距離輸送が 起こりやすいとされているためである[4].モデルへの 排出量データは HTAP を用いた[1].排出量の影響を評 価する手法には,前駆体に対するオゾンの非線形性を 考慮可能な高次直接感度解析法 HDDM [5]を適用した.

3. 結果と考察

H-CMAQの再現性について、全球のWDCGG、米国 のCASTNET、東アジアのEANETの地上観測網と比較 を行い、北全球スケールで妥当な再現性を有している ことを確認した.この上で、HDDMを用いて東アジア および米国に由来する排出量の影響を評価した.図1に は東アジアと米国の排出量の対流圏オゾンへの影響を 月平均値として示す.東アジアの排出量の影響は、北京 などの排出量が過密する地域では負の影響が見られる. これはNOがオゾンを消費する機構によるためである. 東アジアの排出量の影響は中国, 韓国, 日本において 10 ppbv 以上で, さらにその影響は太平洋一帯に広がり, 北米においても 2-4 ppbv であった.一方で米国の影響 は東部では 10 ppbv 以上と大きいが, 西部では東アジア の影響とほぼ同程度であることが明らかとされた.

4. おわりに

米国の大気環境基準である日最高 8 時間値を用いて 評価すると、米国西部では東アジアの影響が米国の影響を上回る事例も見られた.本発表では、オゾンゾンデ 観測データをもとに上空のオゾン濃度を評価し、地上 における影響評価に加え、対流圏中・上層における結果 にも言及を行う予定である.

謝辞

本研究の遂行には米国環境保護庁の R. Mathur 博士, C. Hogrefe 博士, S. L. Napelenok 博士, ノースカロライナ 州立大学の Y. Zhang 教授に有益な助言を頂きました. 参考文献

- [1] Janssens-Maenhout, G., et al., 2015, *Atmos. Chem. Phys.* 15, 11411-11432.
- [2] Jacob, D. J., et al., 1999, Geophys. Res. Lett., 26, 2175-2178.
- [3] Mathur, R., et al., 2017, Atmos. Chem. Phys. 17, 12449-12474.

[4] Lin, M., et al., 2015, Nature Comms., 6, 7105.

[5] Itahashi, S., et al., 2015, J. Geophys. Res., 120, 331-358.



図1 2010年4月平均の(左)東アジア,(右)米国由来の排出量による対流圏オゾンへの影響.

燃焼起源鉄:エアロゾル中の高い鉄溶解率のミッシングリンク

伊藤彰記*(海洋研究開発機構)、Myriokefalitakis Stelios(ユトレヒト大学,アテネ国立天文台), Kanakidou Maria(クレタ大学), Mahowald Natalie(コーネル大学), Scanza Rachel(コーネル大学), Hamilton Douglas(コーネル大学), Baker Alex(イースト・アングリア大学), Jickells Timothy(イース ト・アングリア大学), Sarin Manmohan(インド国立物理学研究所), Bikkina Srinivas (インド国立物理 学研究所), Gao Yuan(ラトガース大学), Shelley Rachel(フロリダ州立大学), Buck Clifton(ジョージア 大学), Landing William(フロリダ州立大学), Bowie Andrew(タスマニア大学), Perron Morgane(タスマ ニア大学), Guieu Cecile(ソルボンヌ大学), Meskhidze Nicholas(ノースカロライナ州立大学), Johnson Matthew(エイムズ研究センター), Feng Yan(アルゴンヌ国立研究所), Jasper F. Kok (カリフォルニア 大学), Athanasios Nenes (アテネ国立天文台, スイス連邦工科大学, FORTH), Duce Robert(テキサス A&M 大学)

1. はじめに

「溶存鉄」は海洋の植物プランクトンの成 長にとって必要な栄養素である。しかし、海水 中において、植物プランクトンが利用可能な溶 存鉄は著しく少ない。そのため、南大洋のよう に、鉄不足のため植物プランクトンの成長が阻 害されている海域では、大気から海洋へ供給さ れる溶存鉄が、食物連鎖を通して海洋生態系お よび気候へ影響を与えると考えられる。

鉄の主要な発生源は、砂漠地帯から強風に より大気中に巻き上げられる鉱物粒子である。 一方、汚染大気中では、燃焼起源粒子がその鉄 溶解率の高さから、溶存鉄の重要な発生源とな ると考えられる。ここで、鉄溶解率は生物にと って利用可能な鉄の割合として用いられ、エア ロゾルが海洋生態系へ与える影響を評価する 際に重要な指標となる。しかし、異なる発生源 ごとの寄与率の推定や大気中における鉄の変 質過程については、大きな不確実性がある。

2. 手法

本研究では、4 種類の全球大気化学モデル を用いて得られた鉄濃度と鉄溶解率を複数の 研究グループによる観測値と統計的な手法を 用いて比較した [1,2]。

3. 結果と考察

4 種類の数値モデルと複数の観測データか ら得られた鉄溶解率を統計的に解析すること により、化石燃料消費に伴い排出される燃焼起 源鉄が、大気中の鉄濃度が低い外洋において、 エアロゾル中の鉄溶解率を増加させる主な要 因であることが示された。南大洋において、モ デル結果と比べて、観測データはエアロゾル中 の鉄溶解率の大幅に広い変動幅を示した。そし て、南大洋において、鉄濃度を観測の誤差範囲 となるモデル予測値でありながら、モデルは観 測された溶存鉄濃度を過小評価した。このよう な結果は、通常のダスト起源鉄では説明がつか ないため、燃焼起源鉄が外洋において重要な発 生源となることが示唆される。従って、人間活 動が海洋生態系へ与える影響を評価する際に、 燃焼起源鉄を考慮に入れる必要がある。今後は、 海洋生態系モデルとの連携、および、新たな室 内実験と観測研究との共同研究が重要となる。

- [1] Ito, A. et al., 2019, *Sci. Adv.*, in review.
- [2] Myriokefalitakis, S., Ito, A. et al., 2018, *Biogeosciences*. 15, 6659–6684.

MRI-ESM2.0 による自然起源エーロゾルのトレンド解析

*田中泰宙,神代剛,大島長,行本誠史,ほか地球システムモデル開発グループ (気象庁気象研究所)

1. はじめに

エーロゾルは大気の放射収支への直接的・間接的 な作用を通じて気候に影響を及ぼす.また,エーロ ゾルは同時に大気汚染物質でもある.高いエーロゾ ル濃度による大気汚染は交通障害や健康被害を引き 起こす.乾燥地域におけるダストエーロゾルは発生 地域において甚大な被害をもたらす.

気候変動実験において、工業や交通など人間の活 動や植生火災に起因するエーロゾルの発生量は排出 インヴェントリとして与えられ、シナリオに沿って 実験が行われる.一方ダストや海塩などのエーロゾ ルは気象や地表面の条件によって発生する.このた め、発生量は気候変動によって影響を受け、気候と 相互に作用する.ダストや海塩エーロゾルの発生量 が、気候変動とともにどのように変化するかは、気 候モデルの振る舞いを理解する上で重要である.

気候モデルによる将来実験では、温暖化の進行に 伴いダストエーロゾル発生量は減少する可能性を示 唆する報告もある (Mahowald and Luo, 2003) が、そ の傾向は気候モデル間で違いが大きい.本研究では、 第6次結合モデル相互比較実験 (CMIP6) に向けて 開発された気象研究所の気候モデル MRI-ESM2.0 に よる数値実験で、自然起源のエーロゾルが気候変動 とともにどのように変化しているかを調査する.

2. 方法

MRI-ESM2.0 は MRI-ESM1 (Yukimoto et al., 2011;Adachi et al., 2013) から多くの改良により, 気候特性の向上を図られている (Yukimoto et al., submitted; Kawai et al. submitted). MRI-ESM2.0 は大気 モデル MRI-AGCM3.5 (水平約 110 km), 海洋モデル MRI.COMv4 (1°×0.3~0.5°), エーロゾルモデル MASINGAR mk-2r4c (水平約 180 km), 大気化学モデル MRI-CCM2 (水平約 270 km) から構成されている. 大気の鉛直解像度は上端を 0.01 hPa とする 80 層である. 自然起源のエーロゾルであるダストと海塩エ

ーロゾルはともに地上近傍の風速(摩擦速度)や地 表条件を元に計算される. MRI-ESM2.0 では,ダス トは乾燥した裸地条件で摩擦速度の 3~4 乗に,海塩 エーロゾルは海洋上で地上10m 風速の 3.41 乗に比 例して発生する. ここでは, MRI-ESM2.0 による CMIP6 歴史実験 (アンサンブル数 5) および将来実 験を解析した.

3. 結果

図 1 は全球での年間のダスト放出量の時系列的 変化を示している. 1850 年から 1980 年ごろまで, 全球ダスト放出量は変動しているものの,アンサン ブル実験で一貫した増減のトレンドは見られない. 1980 年頃から 2014 年までは,若干の減少トレンド を示している.一方,将来実験ではシナリオに依存 するものの,21 世紀後半にかけて若干の増加を示唆 している.海塩エーロゾルの発生量には顕著なトレ ンドは見られなかった.

謝辞

本研究の一部は、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)」によって実施された.



図 1 MRI-ESM2.0 による歴史実験・将来実験の全球年間ダスト放出量.
歴史実験(1850-2014 年)は 5 つのアンサンブルの,将来実験は SSP119, SSP126, SSP245, SP370, SP434, SP460, SP585 の平均と最大・ 最小値を示している.

高解像度ラジオゾンデデータを用いた 日本の夏における重力波発生源に関する研究

*奥井晴香 • 高麗正史 • 佐藤薫 (東大院理)

<u>1. はじめに</u>

対流圏で発生した慣性重力波は成層圏・中間圏に 到達し、成層圏・中間圏の循環を理解する上で重要 な運動量輸送を行うことが知られている。冬の重力 波については、山岳やジェットフロントシステムが 主な励起源として考えられている。一方で、夏では、 モンスーン循環や ITCZ 付近における対流が発生源 として有力視されており(Sato et al., 2009)、 亜熱帯 ジェットの上面におけるシア不安定も下部成層圏 に到達する重力波の発生源の1 つであることが理 論的研究から指摘されている(Bühler et al., 1999)。 しかし、その観測による検証は十分になされていな い。そこで、日本の9観測点における高解像度ラジ オゾンデ観測による 23 年分の風速・気温データを 解析し、日本の夏におけるジェット上面でのシア不 安定による重力波の発生と、その下部成層圏への伝 播可能性を、冬と比較しながら調べた。

<u>2. データと解析手法</u>

解析期間は 1995 年~2017 年の 23 年間 (Δt =12 時間)。解析には、気象庁の公開している稚内、札 幌、秋田、舘野、潮岬、鹿児島、名瀬、南大東島、 石垣島の 9 観測点におけるラジオゾンデ観測デー タを用いた。200 m 間隔に線形内挿した鉛直プロフ ァイルに対し、4 km ハイパスフィルタをかけて、 擾乱成分を取り出した。解析には統計的手法および ホドグラフ解析を用い、長軸振幅が 1 m/s 以上でフ ィッティングの残差の 2 倍以上、ホドグラフの短軸 /長軸比が 0.9 以上の波を重力波として定義した。

<u>3. 結果</u>

位相速度(図1)の解析から、0~10 m/sの位相 速度を持つ波は冬では多く発生・伝播している が、夏には少ないことが分かった。これは、夏は

上空にクリティカ ルレベルが存在す るため、地形性重 力波が吸収される ことが原因として 考えられる。

また、夏の重力 波の発生源をより



図1:潮岬(33.5°N,135.8°E)における高度0~25 kmの(a)冬(12~2月)と(b)夏(6~8月) の重力波の位相速度と伝播方向の頻度分布。

詳細に調べるため、夏における上向きに伝播する重 力波の割合とシア不安定発生の指標である Richardson数(Ri)が0.25未満となる頻度の分布を 比較した(図2上)。Ri<0.25の頻度が高い高度10 ~15kmの上(下)で上(下)向き伝播の割合が高 いことが分かった。また、重力波振幅の分布を見る と、Ri<0.25となる頻度が高い領域(北緯35°以南 の高度12~16km)の上で、下部成層圏に到達する 重力波が多いことが分かった。特に北緯30°~35°付 近の上空にはRi<0.25となる頻度のピークが存在 する。その領域では西風ジェットに関連する東西風 の鉛直シアが高緯度ほど大きくなる一方で、N²の極 小域が低緯度側の圏界面の下に存在する(図2下)。 このため中間の緯度にあたる上記の領域でシア不 安定が起きやすい状況となっていると推測できる。

<u>4. まとめ</u>

日本上空の夏において下部成層圏へと伝播する 重力波について、特にシア不安定による重力波発生 に着目してラジオゾンデデータを用いた解析を行 った。結果、特にジェットに伴う西風領域の南端に おけるシア不安定の発生頻度と重力波の下部成層 圏への伝播との間に明瞭な関連が示唆された。今後 は、再解析データを用いたジェットの構造と今回の 解析結果との比較を行う。



図 2 (上):夏の Ri < 0.25 の頻度(等値線)と上向き伝播の波の重力波の割合。(下):夏の平均東西風(実線、m/s)と N²(破線、 10^4s^2)。

南極 UTLS 領域における乱流パラメータの極渦・総観規模擾乱への依存性

*高麗正史、佐藤薫(東大院理)、西村耕司、堤雅基(極地研)

1. はじめに

乱流エネルギー散逸率 (ϵ) は大気中の乱流を記述 する上で基本となる物理量の1つである。昨年の発 表において、南極昭和基地大型大気レーダー (PANSY レーダー) に基づき、南極対流圏・下部成層 圏における ϵ の高度・季節依存性を調べた。結果、 5~10 月の高度 10~15 km において、 ϵ が大きくなる 傾向が見られた。これは、極渦の季節変化による上部 対流圏下部成層圏 (UTLS) の ϵ の変調を示唆する。

本研究では、PANSY レーダーと再解析データを用いて、乱流パラメータの極渦の相対位置への依存性、 及び総観規模擾乱の位相への依存性を調べた。

2. データ

PANSY レーダーの対流圏・成層圏観測データを用 いた。データ間隔は約4分、高度分解能は150mで ある。スペクトル幅から乱流による速度分散を推定 する際、ビームブロードニング成分の除去のために アンテナの配置及び風向を考慮する手法を適用した (Nishimura et al., submitted)。極渦・総観規模擾乱の解 析には、JRA-55及びラジオゾンデデータを用いた。 極渦の解析には、渦位に基づく緯度(等価緯度; Butchart and Remsberg, 1986)を用い、総観規模擾乱は、 300 K面における渦位に注目して、解析を行った。解 析期間は2016~2017年の6~9月である。

3. 結果

3.1 圏界面付近の総観規模擾乱

昭和基地上空の 300 K 面での 1 日平均 PV につい て、平均より 1 標準偏差より小さい日を低気圧性擾 乱、1 標準偏差より大きい日を高気圧性擾乱と定義し、 それぞれに対して、ε の平均プロファイルを作成し



た (図 1)。高気圧性 擾乱時のほうが地上 ~高度 7 km 及び高 度 $10 \sim 14$ km で ε が大きい。Richardson 数が 1 より小さくな る頻度を調べると、 高度 $10 \sim 14$ km で高 気圧性擾乱時のほう が、頻度が高いこと が分かった。

図 1:高気圧性 (実 線)低気圧性(破線) 擾乱時の *ε* の高度 分布。

3.2 等価緯度への依存性

図 2 (左) に、解析期間で平均した ε (色) と東西風 (等値線) の温位-等価緯度断面を示した。400 K から 480 K (高度約 15~19 km) において極夜ジェットに伴 う東西風の極大が等価緯度 66°~60°S に見られ、そ の付近で ε が大きな値を持つ。一方で極渦の十分内 側では、極夜ジェット付近に比べて ε が小さくなっ ていることが分かった。図 2 (右) に Richardson 数が 1 未満となる頻度を同じ断面で示した。Richardson 数 が 1 未満となる頻度が高くなる領域と極夜ジェット 付近の ε の極大領域とが、よく一致していることが 分かった。 ε は鉛直渦拡散係数と関係していること を考えると、この解析で明らかとなった、乱流パラメ ータの極渦内・縁辺領域での対比は、極渦内部・縁辺 部の物質輸送において違いがある可能性を示してい る。



図 2:(左) 6~9 月平均した *ε*(色)と東西風 (等値線)の温位-等価緯度断面。破線は東西風 が最大となる緯度を示す。 (右) Richardson 数が 1 未満となる頻度の温位-等価緯度断面。

4. まとめ

PANSY レーダーに基づき、南極 UTLS 領域におけ る乱流運動エネルギー散逸率の総観規模擾乱・極渦 への依存性を調べた。対流圏界面付近の擾乱の影響 は高度 14 km 程度まで及び、高気圧性擾乱に伴って、 乱流パラメータが増大することが分かった。また、極 夜ジェットの軸付近で乱流パラメータが大きくなり、 極渦の十分内側では、縁辺部に比べると小さい値を 持つことが明らかになった。今後は、オゾンゾンデや 水蒸気ゾンデ観測データに基づき、これらの乱流鉛 直輸送が大気微量成分の鉛直分布に与える影響を定 量化することを試みる。

成層圏におけるプラネタリー波束下方伝播の統計的解析

松山裕矢(九大院理)、廣岡俊彦(九大院理)

1. <u>序論</u>

通常は対流圏から成層圏へと上方伝播するプ ラネタリー波束が、成層圏から下方伝播する事例 がしばしば観測されている(Kodera et al., 2008)。ま た、松山・廣岡(2018 年秋季気象学会)は、Wave Activity flux (Plumb, 1985;以下 WAF)を使用して、 冬季北半球 30hPa における下方伝播が現れやすい 経度領域(以下 DPLA)とその時の背景場の卓越波 数との関係を示した。しかし、隣り合う DPLA に おいて発生した同一事例を重複して数えてしま っていることや事例のピーク日に着目していな いことなど、下方伝播事例を抽出する方法に改善 の余地があった。そこで、本研究では、事例の抽 出方法を改めて下方伝播の経度分布を明らかに し、さらに、下方伝播が生起する条件を統計的に 評価することを目的とする。

2. 解析手法

使用したデータは、JRA55 再解析データ (Kobayashi et al., 2015)を使用した。6時間毎のデー タを日平均して用い、北半球冬季に着目するため に、データの期間は1958-2016年の11-3月とした。 波の伝播を表すフラックスとして、WAFを用いた。

強い下方伝播の事例を抽出する条件として、 60N-80N で緯度平均し、図 1 で示す 45 度ずつ区 切った各 DPLA 内で経度平均した 30hPa 面での WAF の z 成分(WAFz)が-1.6×10⁻⁴m²s⁻² を下回る日 を抽出した。また、WAFz が極小となる日を事例 日と定義し、隣り合う領域で同じ事例日を抽出し た場合は、緯度、経度平均した 30hPa 面の WAFz が大きい方の経度領域の事例とした。

3. <u>結果</u>

各 DPLA で抽出した事例数を図1に示す。合計 で 532 事例を抽出することができた。西半球での 事例数が多い一方、東半球でも強い下方伝播の事 例が存在していることが分かる。

次に、下方伝播が生起する条件として、成層圏

突然昇温(SSW)と下方伝播の関係について解析した。SSWと下方伝播のそれぞれの指標として、40Nから90Nの10hPa面における帯状平均東西風の東 風領域の冬季積算面積と、その冬の下方伝播事例 数を用いて、その二つの相関を調べた。東風領域 の面積を計算する際は、緯度の重みを付けて書く 日の面積を計算し、それを11-3月の期間にわたり 積算した。二つの指標には、負の相関が見られ、 相関係数は約-0.59であった(図 2)。

4. <u>考察、まとめ</u>

本研究では、WAFによる抽出条件を工夫し、強い下方伝播事例の抽出を行い、下方伝播の発生数の経度的偏りを、より適切に評価できた。

抽出した事例数と SSW 生起に伴い出現する東 風面積との間には、負の相関が見られた。この結 果は、SSW が生起した年(東風が広く出現した年) には下方伝播が少なく、プラネタリー波が上方伝 播しやすいことを表しているものと考えられる。

今後の課題として、WAFへの各波数成分の寄与 を計算して波数と下方伝播についてより詳細に 解析をすることや、渦位を用いて議論をすること、 また他の高度あるいは南半球においても同様の 解析を行うなどして下方伝播の発生要因を詳細 に検討することが挙げられる。



図 1(左):北半球の DPLA と設定した条件によっ て抽出した事例数を示した図。 図 2(右):各冬季における下方伝播の事例数(点 線)と40Nから90Nの10hPa面の東風領域積算面 積(実線、縦軸の数字×5×10¹¹km²)の経年変化。

北極成層圏突然昇温に伴う南半球中間圏及び下部熱圏の高温偏差

*安井 良輔(東大院理)、佐藤 薫(東大院理)、三好 勉信(九大院理)

<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) がしばしば発 生する。これは、北半球成層圏において定在ロスビ 一波が砕波することで、子午面循環を形成し、その 下降(上昇)流域で断熱圧縮(膨張)に伴って北極 (赤道) 成層圏が昇温(降温) する現象である (e.g., Matsuno, 1971)。一方、南半球中間圏及び下部熱圏 (MLT)では、SSW後に高温偏差が現れることが数 値シミュレーションによって示され(Karlsson et al., 2009)、この結果に基づいて中間圏重力波強制による 北半球成層圏から北半球中間圏、南半球中間圏を通 した気候値からの気温偏差の南北間半球結合のシナ リオが提唱された(Körnich and Becker, 2010)。しか し、南半球中間圏で重力波強制に次いで大きい波強 制を与える準二日波(Sato et al., 2018)が、SSW 時 に発達すること (e.g., McCormack et al., 2009) から、 準二日波の駆動する残差子午面循環が南半球 MLT 領域の気温場を変化させる可能性がある。したがっ て本研究では、赤道成層圏に大きな低温偏差をもた らすイベントに注目し、南半球 MLT 領域の高温偏差 形成の要因を解析した。

2. データと解析方法

本研究では、中性大気-電離大気結合モデル Ground-to-topside model of Atmosphere and Ionosphere for Aeronomy (GAIA)による現実大気再現実験データ を用いた。解析期間は、1996年12月から2015年3 月までの19シーズンである。大きな赤道低温偏差イ ベントは、4.5 hPaにおける赤道および20°Sの気候 値からの気温偏差が2 σ 以上低くなる期間のうち最 も気温偏差の小さくなる日を中心日(Day=0)とし て抽出した。結果については、気候値からの偏差か ら90日の移動平均を取り除いたもの(以下、偏差と 呼ぶ)についてコンポジット解析を行なった。

<u>3. 結果</u>

図1は、東西平均気温偏差の時間緯度断面の合成 図である。高度43kmはDay=0を中心に北極域(北 半球低緯度から南半球中緯度)での高(低)温偏差 が見られる。一方、高度85~95kmにおいては、北極 域(60°S付近)のDay=0(Day=9)を中心に低(高) 温偏差が見られた。さらに高度100~110kmでは、北

(南)極域の Day = 6 (Day = 4) を中心に高温偏差
が見られることがわかった。特に南半球の高温偏差
領域は、時間とともに下部熱圏から下降することが

わかった。次に、この南半球 MLT 領域の高温偏差の 形成要因を調べた。図2は、高度90~100 kmの準二 日波、高度 105~115 km の解像される重力波の Eliassen-Palm フラックス発散 (EPFD)の偏差の時間 緯度断面の合成図である。準二日波は45°S 付近の Day = 6 を中心に EPFD 偏差が負に大きくなる様子 が見られた。一方、解像される重力波では、南半球 低緯度(高緯度)の Day=0 (Day=1)を中心に負の EPFD 偏差が見られた。特に南半球高緯度の負の EPFD 偏差は Day = 10 まで続いている。これらの波 強制偏差が駆動する残差子午面循環は、高温偏差の 緯度や時間と整合的であり、南半球 MLT 領域の高温 偏差が、下部熱圈(高度 100~110 km)は解像される 重力波によって、上部中間圏(高度 85~95 km)は準 二日波によって形成されることがわかった。

<u>4. 今後の予定</u>

解像される重力波や準二日波の EPFD 偏差が形成 される要因を今後詳しく解析する。



図 1:(上)高度 43 km、(中) 85~95 km、(下) 100~110 km の東西平均気温偏差の時間緯度断面の合成図。破線 は負の値を表す。



<u>5. 参考文献</u>

Karlsson, B. et al. (2009), J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 71, 518–530.
Körnich, H. and E. Becker (2010) Adv. Space Res., 45, 661–668.
Matsuno, T. (1971), J. Atmos. Sci., 28, 1479–1494.
McCormack, J. P. et al. (2009) J. Geophys. Res.: Atmos, 114, D20115.
Sato, K. et al. (2018), J. Atmos. Sci., 75, 3613–3633.

Level 2 衛星オゾン全量の有効温度依存性

直江寬明¹·出牛真¹·上野圭介²·眞木貴史¹·松本隆則³ (¹気象研、²高層気象台、³気象庁環境気象)

<u>1. はじめに</u>

極軌道衛星の天底観測 (nadir-view) についてオ ゾン全量の算出アルゴリズムは3つある(TOMS, DOAS, SBUV)。TOMS アルゴリズムは、Huggins バ ンド (310-360 nm) における 317.5 と 331.2 nm の 2 波長のオゾン吸収の違いを利用してオゾン全量を 算出する。DOAS アルゴリズムは TOMS よりも長 い波長を用い (333.1~336.1 nm)、太陽光の大気中吸 収により見積もられたオゾン量 (slant column ozone) と、大気の air mass factor の比を使って算出する。 DOAS の特徴は、エアロゾル、SO2、測器校正に影 響を受けにくいが、季節や緯度変化が顕著である。 SBUV は、TOMS よりもオゾン感度が高い 250-340 nm 波長域を使ってプロファイルオゾンを求め、そ れを積算してオゾン全量を算出する。衛星直下で24 s 毎の観測と限られているものの精度は良い。 Huggins バンドにおけるオゾン吸収は、温度依存性 があり、オゾン算出プロダクトに影響を与える。Van Roosendale et al. (2012) によると、オゾンの有効温度 10Kの差はオゾン全量にして3%の変化に相当する。 本発表では、オゾン観測 Level 2 プロダクトについて、 Dobson, Brewer の地上観測によるオゾン全量と比較 しオゾン有効温度との関係を調べたので報告する。 2. オゾンの有効温度

オゾン全量の衛星観測アルゴリズムは、オゾン吸収 係数を使って算出する。オゾンの有効温度は、衛星観 測オゾン全量を算出する際、データ精度に直結する極 めて重要な因子である。オゾンの有効温度(*Tai*)は、 オゾン鉛直プロファイル*O*₃(*z*)を重み係数として、気 温プロファイル*T*(*z*)を鉛直積分した気温と定義でき、 次式で表す(Koukouli et al., 2016):

$$T_{eff} = \frac{\int T(z)O_3(z)dz}{\int O_3(z)}$$

衛星リトリーブに有効温度が含がない場合、JRA-55 再解析の気温鉛直プロファイルデータと気候値のオゾ ンデータ (Fortuin and Kelder, 1998)を使って算出 する。地上観測は現地の南中時と仮定し、有効温度は 内挿して求める。 3. 結果

図上に有効温度の頻度分布(ビンは3Kごと)と、 図下にオゾン全量衛星・地上観測の相対差を示す。 DOAS系のプロダクト(e.g., GOME-2B)はLevel2リ トリーブ有効温度を使用し、TOMS系(e.g., OMI-TOMS)やSBUV系はJRA-55から算出する。図上 で、JRA-55から算出した有効温度は220Kにモード があり、DOAS型リトリーブ有効温度は230Kにモ ードがあり10Kほど高い。図下をみると、低温域で スプレッドが大きい。これは冬季の変動を反映してい ると考えられる。なお、Dobsonは全ての測器測定で オゾン有効温度を227Kとしてオゾン全量を算出し ているため、有効温度が大きく異なる地域や季節の場 合、それを考慮する必要がある。また、Brewerにも Dobsonほどではないが、同様の問題がある。



図(上)有効温度の相対頻度分布、横軸は3Kビン。エ ラーバー付き実線はSBUVアンサンブル平均、白丸は OMI-TOMS、黒丸はGOME-2B。(下)有効温度に対 する衛星・地上観測差の相対値(%)。

ひまわり 8 号観測に基づく熱帯の雲辺縁の フラクタル的性質についての解析 *神野拓哉 (東京大学大学院理学系研究科)

三浦裕亮 (東京大学大学院理学系研究科)

1. 背景

雲のクラスターの空間パターンはフラクタルの典型 例として取り上げられることが多い. 雲の自己相似性 については, Lovejoy (1982) が雲クラスターの辺縁の 長さと面積の間に単純な冪乗則が成立することを示し た研究が知られている[1]. 実際の現象について解析す る際には, 観測装置に有限の解像度と撮像範囲による 制約があるだけでなく,何らかのスケール分離が起こ って現象が単一の冪乗則では説明できないことが十分 に考えられる. 実際に多くの先行研究で,クラスター の辺縁を定義する際の閾値によっては解析結果が単純 な冪乗則から大きく外れ,自己相似性は有限の範囲で のみ観察されることが報告されている[2][3]. このよう な結果をどう解釈するかについての議論は十分になさ れておらず,問題は「雲はフラクタルであるか否か」 といった単純なものにとどまらない.

2. 手法

本研究ではひまわり 8 号による高解像度観測データ を用いて,熱帯の雲の辺縁が持つフラクタル的な性質 を解析した.

フラクタル次元を求める手法として、ボックスカウ ント法を用いる.対象領域を一辺の長さ ε の正方形の ボックスで区切り、アルベドの衛星観測データから定 義した雲クラスターの辺縁を含むボックスの数 N(ε) を数え上げる.先行研究ではすべての空間スケールの 範囲にわたって単一のフラクタル次元を求めることが 一般的だが、本研究では Suzuki (1984)にならい、空間 スケールごとに個別のフラクタル次元(過渡次元; transient fractal dimension) [4]を評価する.これにより自 己相似性を示す有限の空間スケールの範囲を特定する. 観測データとしてひまわり 8 号バンド 03 の緯度経度幾 何補正済み全球スキャンデータから、西太平洋の熱帯 域を取り出す.

3. 結果·考察

2017年1年間の36サンプルに対して,雲の辺縁を定義する際のアルベドの閾値を0.7としてボックスカウ

ント法を用いたときの水平スケール (ボックスサイズ) とそのスケールでのフラクタル次元 (過渡次元)を図1 に示す.最大の特徴は、およそ2km ≤ ε ≤30 km の空 間スケールでは過渡次元が1.1から1.2程度にとどまっ て変化が小さく、自己相似性が強く見られるが、それ よりも大きな空間スケールでは2 に近い値へと遷移し ていることである.自己相似性が崩れる境界となる30 km 程度のスケールが、熱帯の雲のパターン形成にとっ て特徴的な空間スケールであることが示唆される.こ れは小さい空間スケールに注目しているときは三次元 的な広がりを持った積雲の自己相似性が捉えられるが、 より大きい空間スケールになると水平に二次元的に広 がる薄い上層雲の特性が顕著に現れるようになるため と考えられる.



図1 水平スケールに対する過渡次元の変化.2017 年36観測例の平均値を示す.誤差棒は標準偏差を表す.

- [1] Lovejoy, S., 1982, Science, 31(5), 1232-1240
- [2] Nagel, K. and E. Raschke, 1992, *Physica A: Statistical Mechanics and Its Applications*, 182(4), 519–531
- [3] Yano, J.-I. and Y. Takeuchi, 1987, J. Meteor. Soc. Japan, 65(4), 661–667.
- [4] Suzuki, M., 1984, Prog. Theor: Phys., 71(6), 1397-1400

CloudSat とひまわり 8 号を用いた

雲物理特性の時間変化について

*山内 晃, 鈴木健太郎 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

雲は地球の水循環・放射収支に大きな影響を与え、 気候システムを変化させる。雲のこれらの影響は、 雲の微物理特性に依存しており、実際の大気で起 こっている現象を理解するために、雲内部の構造や 雲特性の時間的変化を調べることが重要である。こ れらの理解を深めるために、本研究はCloudSatから 得られる雲の鉛直構造の情報と静止気象衛星ひま わり8号の10分毎に得られるデータを組み合わせる ことで、雲の成長・減衰過程を衛星データから捉え ることを目的とした。

2. 使用データ・対象期間

本研究では CloudSat の鉛直 240m 毎の雲マスクと レーダ反射率は 2B-GEOPEOF (Mace et al., 2007, Marchand 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 (http://www.cloudsat.cira.colostate.edu) をそれぞれ 使用した。また、静止気象衛星ひまわり8 号の 10 分 毎、空間解像度 5km のフルディスク雲特性データ (e.g., Nakajima and Nakajima 1995, Kawamoto et al., 2001) は宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の分野 横断型プロダクト提供サービス (P-Tree) より提供を 受けた。

対象期間は 2016 年 3 月から 9 月の計 6 ヶ月分 (6 月はひまわりのデータが得られなかったため解析 から除外した)の解析を行い、対象領域はひまわり 8 号の観測領域に合わせて 60S°-60N°,80E°-160W°と した。雲マスクの値が 20 以上を雲域とし、雲頂温度 が0度以上の水雲のみを解析対象とした。鉛直雲層 内の最大レーダ反射率 (MaxZe) によって以下の ように降水カテゴリーを 3 つに分類した。非降 水:MaxZe<-15dBZ、ドリズル:-15<MaxZe<0dBZ、 降水:0dBZ<MaxZe (Frisch et al., 1995, L'Ecuyer et al., 2009, Suzuki et al., 2011)。また、ひまわり 8 号のフルディスクデータは 10 分毎であるため、 **CloudSat** 通過時点のひまわり 8 号のデータは、 **CloudSat** 通過時刻から前後5分以内のデータを取 得した。

3. 結果と考察

図1は非降水カテゴリーの CloudSat 通過時点の 雲の有効粒径(CER)と光学的厚さ(COD)の二次元 頻度分布(Joint-PDF)から CloudSat 通過 10 分前の Joint-PDF の差を示している。これは雲物理特性の 時間的変化を表しており、通過10分前は光学的に 厚く、粒径が小さい分布から、通過時点では光学 的に薄く、粒径が大きい分布へ遷移したことがわ かる。Suzuki et al., (2010) では雲のライフサイク ルは大きく分けて凝結過程、併合過程、蒸発過程 の3つの段階に分かれることが示されており、図 1の結果はこのようなライフサイクルのシグナル を捉えている可能性がある。このように衛星デー タの組み合わせによって雲の成長・減衰過程を観 測的に診断できる可能性をさらに調べるために、 大会当日は各降水カテゴリーの雲特性の変化や CloudSat 通過前だけではなく、通過後の比較を行 った結果についても議論を行いたい。



図 1: CloudSat 通過時点(Pass time)のひまわり 8 号 の雲の有効粒径(CER)と光学的厚さ(COD)の二次元頻 度分布(Joint-PDF)から CloudSat 通過 10 分前(-10 min)の Joint-PDF の差 (Pass time - -10min)。

ひまわり8号による衛星解析データを用いた エアロゾルによる雲への影響の領域特性

*関口 美保¹、永尾 隆²、吉田 真由美²、中島 映至² (1: 東京海洋大学、2: JAXA/EORC)

1. はじめに

衛星によるリモートセンシングはエアロゾル や雲の全球分布を得られる唯一の観測手法であ り、雲エアロゾル相互作用の研究の使用に適して いる。衛星観測で得られたエアロゾルと雲の微物 理パラメータの統計的な関係を調べ、エアロゾル と雲の相互作用を推定する研究が多くなされて いる。エアロゾル数密度と雲の有効粒径との間に は負の相関[e.g., Nakajima et al., 2001]が、雲粒数密 度との間には正の相関[e.g., Quass et al., 2006]があ り、アルベド効果が現れていると推測される。ま た、鉛直積算雲水量との間に正の相関がある。ま た、鉛直積算雲水量との間に正の相関があること が示されている[e.g., Sekiguchi et al., 2003]。

先行研究[関ロら、気象学会 2014、2016 年春季 大会]では、衛星データを用いた相関に付随する問 題点を克服する手法を考案し、エアロゾル数密度 と雲微物理量の相関関係を調べ、手法の有効性を 確認した。海上での特性として、エアロゾルが多 くない地域では、エアロゾル数密度と雲の有効粒 径は負の強い相関が、光学的厚さとは正の強い相 関が見られ、エアロゾルが多い地域では上記と逆 の相関が現れるケースがみられた。この先行研究 では MODIS 解析データを用いて議論を行ったが、 昨年度の先行研究[関ロら、気象学会 2018 年春季 大会]では、ひまわり8号の解析データを用いて、 エアロゾル数密度と雲微物理量の相関関係につ いて議論を行い、同様の傾向が見られることを示 し、静止衛星の特性を生かし多量の時系列データ を用いた解析が可能であることを示唆した。

2. 使用データと解析手法

本研究では、静止気象衛星『ひまわり8号』に 搭載されている可視赤外線放射計(AHI: Advanced Himawari Imager)の観測データを用いて JAXA が 解析・配布している解析データを取得して用いた。 雲物理量は、AHI により観測された放射輝度デ ータを元に雲解析アルゴリズム CAPCOM (Comprehensive Analysis Program for Cloud Optical Measurement) [Nakajima and Nakajima, 1995; Nakajima et al., 2010]によって導出されたも のを使用した。本研究では、雲頂温度が 257K 以 上の水雲を対象に解析を行った。

鉛直積算エアロゾル数密度は Yoshida et al. (2018)を用いて得られたエアロゾルの光学的厚さ とオングストローム指数を用いてエアロゾル指 数 *AI*を導出し、解析に使用した。

解析期間は 2017 年 1 月~2018 年 7 月、解析領 域は北緯 60 度から南緯 60 度、東経 80 度から西 経 160 度であり、解析データの空間分解能は 0.05 度格子、時間分解能は 10 分毎である。ひまわり 8 号は静止衛星であることから、MODIS による解 析との比較のため、使用するデータは観測時間を 9-15 時(地方時)に限定して日平均とし、解析を 行った。

3. ひまわり8号のデータを用いた解析結果

先行研究では、広い領域を対象に統計的解析を 行い、MODIS 解析データを用いた先行研究と同 様の傾向が見られた。本研究では、領域を区切っ て傾向を比較したところ、陸地から離れた海洋上 では従来と同様の傾向が得られたが、中国やオー ストラリアの陸上及び沿岸部では、以下のように エアロゾル指数と雲の有効粒径の間に正の相関、 雲の光学的厚さとの間には負の相関が見られ、清 浄な地域とは逆の傾向が見られた。



オーストラリア中部(125-140E^o、15-30S^o)における1月 のエアロゾル指数と雲粒有効粒径(左)、光学的厚さ(右) の相関

ひまわり8号Dust RGB画像を用いたダスト現象の解析

*甲斐 憲次¹・源 祐輝²・中村 晃太朗³・王 敏叡⁴・河合 慶² (¹茨大・教育・²名大院環境・³気象庁・⁴名大宇地研)

1.はじめに 筆者のグループは、科研費・基盤研究 (A)海外学術調査*により、モンゴルと中国の乾燥地域 におけるアジアダストの発生と環境レジームシフトの 関係を調べてきた(甲斐、2019)。2017年の調査では、 5月7日、久しぶりに日本列島がアジアダストに覆わ れた。ひまわり8号のDustRGBデータを用いて、この ダスト現象を調べると、ゴビ砂漠・タクラマカン砂漠以 外に、新しいダスト発生源・ホルチン砂地を発見(認 識)することができた(Minamoto et al., 2018)。さらに、 2018年7月、ホルチン砂地を視察する機会を得たの で、ホルチン砂地の環境変遷についても紹介する。

2.ひまわり8号 DUST RGB と現地観測によるダスト ストームの解析 現地観測データ、気象庁・環境省 のルーチンデータを組み合わせると、ゴビ砂漠で発 生したダストストームにより、ダストの塊がモンゴル、中 国、韓国を経て、日本に輸送されたと想像されるが、 ダストと発生源との関係がはっきりとしないもどかしさ を感じていた。そのような中、ひまわり8号の DustRGB データを用いると、雲とダストを判別すること ができることが分かった(気象衛星センター、2015)。 しかも、空間分解能は1km、時間分解能は10分であ る。ダスト発生を連続的に調べるには、ひまわり8号 DustRGBの方が MODIS などの極軌道衛星よりも優 れている。図1は、2017年5月6日03UTCにおけ る天気図に DustRGB 画像を重ねたものである。低気



圧(L3)が通過した後、トラフ(T3b)によって、ホルチン 砂地でスポット状にダストストーム(原図はピンク色)が 発生している。一連のダストストームの解析により、ゴ ビ砂漠を起源とするダストのほか、独立したアジアダ スト発生源としてのホルチン砂地を発見(認識)した。 共著者の王敏叡博士によると、「ダストの発生源とし て、ホルチン砂地は国際的には知られていないが、 中国国内ではよく知られている」とのこと。

3. 新たなダスト発生源としてのホルチン砂地 甲斐 は、モンゴル科学アカデミーの Dr. S. Balt 博士が 2018年7月、中国内モンゴルの通遼市(モンゴル名: ホルチン)で主催した「ホルチンにおける生態学的 脆弱性に関するワークショップ」に参加した。ホルチ ン砂地は、いくつかの流動砂丘がある(図 2)。ホルチ ンの年降水量は 350-450mm で、半乾燥地域をなす。 歴史的にみると、人口圧が高い時は砂漠となり、人口 圧が少ない時(元の時代など)は草原になる。厳・宮 坂(2004)によると、ホルチン砂地はかって豊かな疎林 草原地帯であった。20 世紀後半に入ってから人口が 大幅に増加し、砂地が農地に開発され、草原も過度 に放牧された結果、生態システムの劣化と共に砂漠 化が進んだ。1998年から、順行遷移として「退耕還林」 政策が実施されている。

当日は、DustRGB と現地シーロメーター、ライダー、 OPC、AERONET との比較結果も報告する。

*本研究は科研費 (No. 16H02703, 17H01616)の助成を得た。 参考文献

Minamoto et al., 2018: SOLA, 14, 33-38. 甲斐憲次, 2019:科学, 89(2), 148-150. 厳・宮坂, 2004: 学術交流資金報告書.



図 2 NPO による植林活動とホルチン砂地の流動砂丘(2018 年7月、甲斐撮影)。左の写真は 10 年前のものである。

ひまわり8号を活用した太陽光発電出力の推定 *大竹秀明, 宇野史睦, 大関崇 (産総研), 山田芳則(気象研), 竹中栄晶 (宇宙航空研究開発機構),中島孝 (東海大学)

1. はじめに

太陽光発電システム(以下, PV)が大量に導入されて きており,2018年6月現在で約45GWのシステムが系 統に連系されている[1]。2018年7月にはエネルギー基 本計画[2]において,再生可能エネルギーは主力電源化 に向けた舵取りがなされつつある。一方で,PVの出力 の把握について課題もある。メガソーラーなどの大規 模な事業者のPV出力(発電電力量)はテレメータで把握 はなされているものの,住宅の屋根などに設置した小 規模なPVのPV出力の把握はスマートメータの普及が 現在進められているもののリアルタイムに集約がなさ れていないところも多い。そこでPV出力の精度の高い 把握が求められる。そこで本稿では、気象衛星から推定 したPV出力の推定を行い、電力事業者から一部公開さ れているデータと検証した結果を報告する。

2. 方法

本推定では太陽放射コンソーシアム[3]から提供され ているひまわり 8 号から推定した地上の日射量データ を用いた。PV の導入量データには資源エネルギー庁 (固定価格買取制度 情報公表用ウェブサイト)から 公開されている市町村別のデータを用いた[1]。これら に PV 出力の温度依存性,発電効率,発電損失などの係 数を加味し,市町村毎の PV 出力の推定を 2.5 分毎の時 間間隔で行った。詳細な手法は Ohtake et al (2018)[4]に 記載されているので参照されたい。

3. 結果

東京電力から公開されている公表値との比較結果を 示す。図1は東京電力から公開されている東京電力エ リア全体でのPV出力(横軸)とひまわり8号から推定 したPV出力(本手法)の比較(2016年度の東京電力 エリアの例)である。図は1時間値のプロットであり, 月別でカラーを変えて表示している。公表値は地上の 日射計データのほか,メガソーラーなどの大規模設備 の実績データはモニタリングされているため,それら を踏まえて電力エリア全体を推定したデータである。 季節毎に推定値に差は見られるものの,概ね本推定値 は地上の実績値に基にした電力会社公表値に近い値が 得られている。 気象衛星を活用することで、ある程度の精度で PV の出力推定が可能である。

4. 今後の展開

市町村毎に PV 出力の推定が可能であるため, PV の 出力変動の地域性,時間変動特性やPV 出力予測の精度 検証の基礎データとして利用が見込まれる。



図1 電力会社から公表されているPV出力の1時間 値(横軸)とひまわり8号から推定したPV出力(本手 法)の比較。2016年度の東京電力エリアの例。

謝辞 JST CREST HARPS(グラント番号 JPMJCR15K1) と TEEDDA(グラント番号 JPMJCR15K4)の共同研究に よって実施された。

- [1] 固定価格買取制度 情報公表用ウェブサイト, https://www.fit-portal.go.jp/PublicInfoSummary, (2019/1 閲覧)
- [2] エネルギー基本計画について(資源エネルギー庁), http://www.enecho.meti.go.jp/category/others/basic_plan/, (2019/1 閲覧)
- [3] 太陽放射コンソーシアム, http://www.amaterass.org/, (2019/1 閲覧)
- [4] Ohtake, H., et al., 2018, Energy Science & Engineering, 00:1 - 14, DOI: 10.1002/ese3.233

ひまわり8号を用いた台風内部コア領域の風速推定 *塚田大河(北大院環境科学), 堀之内武(北大院地球環境)

1. はじめに

2015 年 7 月に正式運用を開始したひまわり 8 号/9 号 は、以前の運輸多目的衛星(MTSAT-1R/2)に比べ、時空 間分解能と波長分解能が大きく向上した(Bessho et al., 2016)。特に台風機動観測では、台風を 2.5 分の頻度で観 測している。大気追跡風は、衛星画像から雲パターンを 追跡し風ベクトルを算出したプロダクトであり、数値予 報の初期値の作成に利用されている(Shimoji, 2014)。し かし、一般的な大気追跡風は台風に特化しておらず、特 に内部コア領域の風速までは求まっていない事も多い。

本研究では、台風機動観測の時空間分解能の高さを利 用して台風に特化した手法を開発し、台風の風速構造を 明らかにすることを目的とする。その一つとして、時空 間スペクトル解析の適用を検討している(なお、一般的 には相互相関法が用いられる)。時空間スペクトル解析 は、対応する円周上の代表的な接線風速を求めやすい。 さらに、複数の速度の重ね合わせが分離できるため、上 層雲と下層雲の重なる領域でも、隙間がある場合や上層 雲が光学的に薄い場合には、両方の速度を検出できる可 能性がある。解析対象は T-PARCII(Tropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts)により直接観測が行われた 2017 年 台風 21 号 Lan とした。本稿で結果を示す時間帯(10 月 21 日 05~07 UTC)における目の半径は約 40 km である。

2. 手法

台風機動観測データに対し、台風の中心位置を、気象 庁ベストトラックをもとに目視で調整し、スプライン補 間によって決めた。これに対して極座標変換を行い、中 心からの距離毎に方位角・時間断面の2次元 FFT による 時空間スペクトル解析を行った。波数・周波数空間のパ ワースペクトル分布において、原点からの傾き(周波数 /波数)が位相速度となるため、10⁴rad/s 毎にビニング したパワースペクトルをビン毎に積分し、最も卓越する 位相速度を代表的な接線風速とした。ただし、低周波領 域はビニングの分解能が粗いため除外した。

3. 結果と考察

目の中である半径 30 km 地点における波数・周波数空間でのパワースペクトル分布を図1に示す。最も卓越する位相速度として、約39 m/s が得られた。これは周期

70 分に相当する。波数が負の領域に表れているピークは、 反時計回りの流れのエイリアジングによるものである が、現時点では風速の算出においてこれを考慮していな い。もし、より高頻度な観測が実現されれば、このエイ リアジングは解消される可能性がある。内部コア領域の 各半径(10~45 km で 5 km 間隔)における風速について も同様に求めた結果を図 2 に示す。壁雲より内側(~35 km)では半径と共に接線風速が増大し、ピークでは 42 m/s に達した。壁雲域では 32 m/s 程度の値を示した。

4. 今後の課題

エイリアジングを考慮した風速導出を行う。また、ド ロップゾンデと目視により、より良いパラメータ推定を 行う。赤外データを用いた高度推定など、さらに詳細な 調査が必要である。

5. 謝辞

本研究では T-PARCII のドロップゾンデデータをご提 供頂きました。衛星画像は情報通信研究機構 NICT サイ エンスクラウドより取得しました。 (×0.001 s⁻¹)



図1:台風機動観測データの可視バンド(B03,0.64µm)から求めた半径30km円周上におけるパワースペクトル分布。パワースペクトルは常用対数をとった。波数は正値が反時計回り成分を表す。実線は代表的な接線風速であり、波数が負の領域ではエイリアジングを仮定している。



図2:時空間スペクトル解析により求めた接線風速の動径分布。 この時の雲の分布は目の中(~30 km)、目の中から壁雲への遷 移領域(30~40 km)、壁雲領域(40 km~)毎に高度が異なる。

気象庁メソ解析システムでのひまわり8号 晴天放射輝度温度データの利用高度化について *岡部いづみ,計盛正博(気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

静止気象衛星ひまわり 8 号のイメージャ AHI (Advanced Himawari Imager)は、3つの水蒸気チャンネル をもつ。現在、気象庁メソ解析システムでは、それら の水蒸気チャンネルのうち最も上層に感度があるバン ド8の晴天放射輝度温度(Clear-Sky Radiance; CSR)デー タを同化している [1]。未使用の2つの水蒸気バンド(9, 10)の CSR データは、バンド8より下層水蒸気や地表面 温度に関する観測情報を持っている。これらのバンド の CSR データの同化により対流圏中下層の解析精度が 向上することが期待できる。ただし、地表面に感度が ある観測データを同化するためには、精度の高い地表 面パラメータを入力とした放射伝達計算が必要である。 今回、従来の数値予報モデルの予測する地表面温度を 入力とする手法ではなく、ひまわり8号の窓バンドの 観測輝度温度から算出した地表面温度(リトリーブ値) を放射伝達計算の入力とする手法を開発し、データ同 化実験を行った。実験の結果、追加した 2 つの水蒸気 バンドの観測情報が適切に同化され、バンド9,10 が感 度を持つ対流圏中下層の水蒸気場の改善が解析値、第 一推定値で見られ、降水予測の改善も見られた。

2. 放射伝達計算のための地表面パラメータの変更

追加利用するバンド9,10のCSR データの放射伝達 計算の精度向上のため、入力パラメータ(地表面射出 率、地表面温度)を変更した。地表面射出率は、従来 の固定値から、植生や季節変動を考慮したウィスコン シン大学作成の気候値[2]に変更し、地表面温度を全球 モデル(GSM)の短時間予測値(第一推定値)から窓バ ンドの観測輝度温度から算出した値(リトリーブ値) に変更した。

3. 実験結果

地表面温度の輝度温度計算の精度への影響を確認す るため、同一の大気プロファイルを放射伝達計算の入 力として用い、地表面温度のみを変更した場合(GSM 第一推定値、又はリトリーブ値)について観測輝度温 度と計算輝度温度の差(FG departure)の統計を比較した。 期間は2017年7月と12月の各1か月間である。その 結果、大気が乾燥する12月に、最も下層に感度のある 水蒸気バンド10で、リトリーブ値を用いた場合のFG departureの標準偏差が、第一推定値を用いた場合に比 べ約12%減少した。これは、大気中の水蒸気量が少な い条件では、GSMの第一推定値の地表面温度よりも窓 チャンネルから算出したリトリーブ値を用いるほうが 高精度に放射伝達計算できることを示唆している。

次に、バンド9,10のひまわり8号 CSR データを追加利用するため、本変更をバンド8,9,10の CSR データに適用し、データ同化実験を行った。バンド8は地

表面温度の影響は、ほとんど受けないため、本変更の 影響は小さい。基準となるコントロール実験(CNTL)は、 2018 年 10 月時点の現業メソ解析システム相当のもの であり、バンド 9, 10 を追加した実験を TEST とした。 実験期間は、2017年6月27日~7月31日(以下、夏 期間)と2017年12月11日~2018年1月15日(以下、 冬期間) である。実験の結果、夏期間・冬期間ともに、 TEST, CNTL 共通に使われているマイクロ波水蒸気サ ウンダの輝度温度データ(変更内容とは独立な観測デー タ)の FG departure の標準偏差が TEST で減少した。こ れは、対流圏中下層の水蒸気場の改善を示唆している。 特に夏期間では、ラジオゾンデや航空機による気温デ ータ、大気追跡風などの風データでも FG departure の標 準偏差の減少が見られ、第一推定値の対流圏下層の気 温、風の場の改善を示した。降水予測について、対解 析雨量で求めたスコアでは、夏期間に見られた過少バ イアス、冬期間に見られた過大バイアスが軽減し、両 期間ともスレットスコアが改善、降水予測の精度が向 上することも確認した(図1は夏期間)。

4. まとめ

気象庁メソ解析で未使用である対流圏中下層の水蒸 気に感度のある、ひまわり8号のバンド9,10のCSR データを適切に同化するため、放射伝達計算に気候値 地表面射出率とリトリーブ地表面温度を入力とする手 法を開発した。リトリーブ地表面温度を入力とするこ とで、GSM 地表面温度を用いるより高精度に放射伝達 計算ができた。本手法を適用してバンド9,10を追加す るデータ同化実験を行った結果、追加したCSRデータ が感度を持つ対流圏中下層の水蒸気場の改善が解析値、 第一推定値で得られ、降水予測の改善を確認した。



図1 実験期間(夏期間)の降水予測のスレットスコ アのTEST と CNTL の差(左)、及びバイアススコア(右). 赤は TEST、緑は CNTL の結果を示す。横軸は3時間降 水量に対する閾値 (mm/3 hour)。

- [1] 計盛 正博, 2016: ひまわり8号晴天放射輝度温度の 利用開始. 平成28年度数値予報研修テキスト, 気象 庁予報部, 46-49pp.
- [2] Borbas E. and Ruston B. C., 2010: The RTTOV UWiremis IR land surface emissivity module, Report NWPSAF-MO-VS-042, 24pp.

ひまわり8号最適雲解析プロダクトの同化実験(その3)

*大塚道子 (気象研), 瀬古 弘 (気象研・JAMSTEC),

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) プロダクト(林[1])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.

林

大塚ほか[2]はOCAデータから雲の3次元分布を推定 し、雲が存在する場所でZhang et al. [3]のゾンデ観測プ ロファイルの雲層判定に用いられる湿度の閾値を与え、 3次元の疑似湿度データを作成し、そのデータを気象庁 現業データと合わせて同化する実験を行った.平成27 年関東・東北豪雨の事例では、疑似湿度を同化した実 験では、同化しない実験に比べて、中・下層で湿度が より大きく、ゾンデの観測値に比べて正バイアスがみ られた.降水量では、解析雨量に対するスレットスコ アでは大きく改善がみられた一方で、バイアススコア では過剰な降水がみられた.

上記の過剰な降水は、雲が存在する場所だけで「雲 が存在するための高湿度な疑似湿度」を与えために、 領域全体として水蒸気が過多になったことが一因と考 えられる.そこで今回は、気象庁高層ゾンデ観測デー タの統計を利用し、雲がない場所でも、次章に述べる ような適度な湿度を作成して与える実験を行った.

2. 同化した疑似湿度

大塚ほか[2]と同様に OCA データから雲の分布を推 定して疑似湿度データを作成する.同化する疑似湿度 の領域は、東経 120~150度、北緯 20~50度である. 同化の前処理において、ある格子で雲が観測されてい ない(OCAによる疑似湿度がない)のに第一推定値が [3]の閾値より大きい湿度になっている場合に、あらた により「乾いた」疑似湿度を与える.具体的には、2017 年7月の1か月分の全国18地点のゾンデ観測プロファ イルに対して、Zhang et al. [3]の閾値で雲層判定を行い、 各高度で雲層でないと判定されたときの湿度の平均値 を得て、それを雲が観測されていない場所での疑似湿 度の値とした.雲が観測されず第一推定値もZhang et al. [3]の閾値より小さい格子では、疑似湿度は設定されず、 同化は行われない.

なお、同期間で OCA とゾンデ観測のそれぞれの雲検

知が一致する割合は、中・上層では7割を超えるが、 下層では5割程度と低くなる.今回の「乾いた」疑似 湿度の設定値ではこのような両者の関係は考慮してい ないが、今後の検討課題である.

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.同化期間は、2015年9月 8日21UTC~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疑似湿度の同化あり(TEST)、同化なし (CNTL)で、解析値と予報値を比較した.

4. 疑似湿度同化の降水予報へのインパクト

図1に示すように、TEST では CNTL に比べて3時間 降水量のスレットスコアの全予報時刻平均が改善し、 バイアススコアではより過剰な傾向がみられるものの、 今回は雲のない場所での疑似湿度を同化したことで、 大塚ほか[2]に比べれば過剰な降水が抑制され、改善が みられた.湿度場のゾンデ観測値による検証でも、著 しい正バイアスはみられなくなった(図略).

今後は、疑似湿度作成と同化手法の改善をさらに検 討し、別の豪雨事例での同化実験も行う予定である.



謝辞: JST CREST (JPMJCR1312)の支援を受けました.

- [1] 林 2018, 気象衛星センター技術報告, 第 63 号.
- [2] 大塚ほか 2018, 日本気象学会 2018 年度秋季大会, P321.
- [3] Zhang et al. 2010, doi: 10.1029/2010JD014030.

どれだけ高頻度に観測するべきか?:

ひまわり8号全天候輝度温度同化による局地的大雨予測

*澤田洋平(気象研/理研 R-CCS), 岡本幸三(気象研/理研 R-CCS), 三好建正(理研 R-CCS)

1. <u>背景と目的</u>

新世代静止気象衛星の特徴の一つは観測頻度 の多さである。ひまわり8号はフルディスク観測 を10分で終えることができる上に、日本域に限 って2.5分おきのラピッドスキャン観測を同時に 実施している。さらに限られた領域に対して0.5 分おきのスーパーラピッドスキャンを行ってい る。このような観測を数値予報モデルに高頻度に 同化することにより対流スケールにおける予測 可能性向上が期待されている。

しかしながら、高頻度であればあるほど(高頻 度に観測し、それを同化するコストに見合って) 有効であるという包括的な実証はまだなされて いない。例えば、Honda et al. (2018, MWR)は台 風 Soudelor の強度予報実験において、ひまわり 8 号のフルディスク観測を 10 分おきに同化した 場合のほうが 30 分おきに同化した場合よりも精 度が高いことを確認している一方で、Minamide and Zhang (2018, MWR)は同じ台風事例で1時 間ごとの観測の同化でも同等の強度予報精度を 実現できている。静止気象衛星の未来のあり方を 考える上でも、データ同化の文脈において高頻度 観測がどれほど有効か、なぜ有効なのかを定量的 に議論することは重要である。

Sawada et al. (in revision, JGR-A; 2018 春季 大会)では、孤立した積乱雲がもたらした局地的 大雨の事例に対して 10 分おきのひまわり 8 号赤 外輝度温度観測の同化が有効であることを示し た。本発表ではこの事例において観測頻度(=デ ータ同化を行う頻度)の違いが解析・予報精度に 与える影響について調査した結果を示す。

2. <u>手法</u>

気象庁非静力学モデルを使った局所アンサン ブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF (Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF)にひまわり 8 号の放射輝度計算のために RTTOV を組み込んだシステム(Okamoto et al. 2019 QJRMS)を使用した。水平解像度は 2km, 鉛直 50 層でメンバー数は 78 とした。計算領域 は大阪を中心とした 550km×670kmの領域であ る。現業用の品質管理済み観測データに加えて、 ひまわり 8 号のバンド 8 およびバンド 10 の赤外 輝度温度を同化した。

フルディスク観測を10分おきに同化した実験

(Sawada et al. in revision, JGR-A)に加えて、30 分おき(ひまわり7号相当)、60分おきに同化し た実験を行った。各実験を比較し、観測頻度の違 いが解析・予報精度にどのような影響をもたらす か調査した。

対象事例は、2015 年 7 月 30 日の近畿地方に おける局地的大雨である。計算期間は 2015 年 7 月 30 日の 02UTC から 08UTC までとした。

3. <u>結果と考察</u>

図1には06UTCにおける解析場からの降水予 測のEquitable Threat Score (ETS)を示す。ひま わり8号の同化なし(黒線)に比べて、輝度温度 を高頻度に同化すればするほど ETS が向上する ことが分かる(青・赤・緑線)。発表ではこれに 2.5分おきのラピッドスキャンのデータを同化し た結果も加え、「どれだけ高頻度に観測するべき か?」について包括的な議論を行う予定である。

謝辞:本研究は JST CREST 「ビッグデータ同化」の技術革新の創出によるゲリラ豪雨予測の実証(研究代表者:三好建正)の支援を受けた。



図 1 : 06UTC の解析場からの降水予測の Equitable Threat Score。青・赤・緑線はひまわ り 8 号の放射輝度をそれぞれ 10 分おき、30 分お き、60 分おきに同化した結果。黒線はひまわり 8 号の同化をしなかった場合の結果。

ひまわり後継衛星計画の概要

*別所康太郎(気象庁)

1. はじめに

気象庁の静止気象衛星ひまわり8号は、2015年7月よ り運用を開始し、同9号についても2017年3月よりバック アップ機としての運用を開始している。両号は、2022 年 頃にその役割を交代しつつ、2029 年頃まで運用を続け る予定である。ひまわりについては、2018年からは、アジ ア太平洋諸国の気象水文機関の要望に応じて領域観 測を行う「ひまわりリクエスト」を開始したり、フルディスク・ 領域観測の結果から海上付近の風分布を推定し、台風 の強風域を推定する手法の現業運用を始めるなど、気 象業務での利活用を着実に進めている。また、気象集 誌 2018 年特別号「静止気象衛星」「ひまわり8号」を用い た気象学・気候変動研究」や、気象研究ノート第 238 号 「静止気象衛星ひまわり8号・9号とその利用」が刊行さ れるなど、学術面での利用も進められている。特に Putri et al. (2018)にあるように、メソスケール現象の解析をひ まわり8号の高頻度・高解像度の観測結果を利用して行 うなど、いわば「メソスケール衛星気象学」とでも呼べるよ うな新しいパラダイム構築の動きが見られる。

一方、宇宙開発戦略本部で決定された宇宙基本計画 工程表では、ひまわり8号・9号の後継の静止気象衛星 は、遅くとも2023年度までに製造に着手し、2029年度頃 に運用を開始することを目指す、とされている。2018年、 気象庁ではひまわり8号・9号の後継衛星について、そ の仕様などの検討を開始した。本発表では、後継衛星 の観測性能の仕様に関する検討状況を報告する。

2. 検討中の観測性能

静止気象衛星については、世界気象機関が 2040 年 には具備するのが望ましい要件として、高頻度観測機能 を備えた多バンドの可視・赤外イメージャや、ハイパース ペクトル赤外サウンダ、雷イメージャ、紫外/可視/近赤 外サウンダを列挙している。このうち可視・赤外イメージ ャについては、後継衛星では、現行の8号・9号の観測 性能からの機能強化ができないかを検討している。具体 的にはバンドの追加や、領域観測の拡大、観測・処理時 間の短縮、精度の向上などである。

ハイパースペクトル赤外サウンダについては、これま でのひまわりには搭載されていないため、当庁としては その搭載の可能性について、一から検討を始めている。 同センサーについては、欧州気象衛星開発機構が次の 静止気象衛星に搭載を予定しており、その経験に学び つつ、当庁でも数値予報に与える効果を見極めるため に観測システムシミュレーション実験を実施している。ま た、実況監視・ナウキャスト等にも利用できないか調査を 行っている。

電イメージャについては、航空ユーザーへの情報提 供や、台風の強度予報への活用などが考えられるが、こ ちらもこれまでのひまわりには搭載されていない。米国の 新しい静止気象衛星には搭載され、観測データも公開 が始まっているため、それらのデータを利用して、同セン サーの性能や利用法などについて調査検討を進める予 定である。

紫外/可視/近赤外サウンダについては、オゾン、微量 気体、エーロゾルの監視などに主として利用される。こち らも当庁では利用した経験がないため、基礎的なところ から調査を始めている。

また、ひまわりの後継衛星については、想定される運 用開始年まで10年ほどしかないため、現業運用という意 味ではとても間に合わないと思われるが、マイクロ波サウ ンダを搭載した静止気象衛星や、同じくマイクロ波サウン ダを搭載した小型衛星群によるコンステレーション観測 についても、もっと先の将来を見越して、この機会にあわ せて検討している。マイクロ波サウンダなどで得られる大 気下層の水蒸気分布は、集中豪雨や台風をより高精度 に予測するためには不可欠な情報であるにも関わらず、 地上・衛星を含めた現行の観測システムでは、広く一様 に常時監視することができない。特に現行のマイクロ波 サウンダは極軌道衛星に搭載されているため、衛星直 下の観測領域を1日2回程度しか観測できない。マイクロ 波サウンダを搭載した静止気象衛星や小型衛星群は、 どちらも下層の水蒸気分布をどのような状態でもあまねく 観測できるシステムであり、実現すれば実況監視・ナウキ ャストや数値予報に与える効果は絶大であろう。

3. おわりに

ひまわりは気象業務だけでなく、国民にひろく利用され ており、我が国の重要な社会資本となっている。その一 方、気象庁では後継衛星の検討を始めたばかりである が、その仕様検討のための時間は限られたものとなって いる。本発表を機会に、気象学会の会員諸氏からの積 極的な情報提供や、コメント、あるいは具体的な利用目 的にもとづく要望などを期待している。 「ひまわり」と「しきさい」に色彩を取り戻す ~分光反射率に基づくトゥルーカラー再現画像~

*高野雄紀 (東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

ひまわり 8・9 号のセンサ AHI は 3 つの可視バンドを 有しており,トゥルーカラー画像を作成出来る[1].し かしながら,ひまわりの各バンドと人間の目の特性の 差異からトゥルーカラー画像は人間の目で見た色を再 現できない.これを克服するため,色変換行列を用い たトゥルーカラー再現画像(TCR)の作成方法が近年確 立された[2][3].

最近プロダクトが公開された GCOM-C (しきさい) のセンサ SGLI は、ひまわりより多い 11 もの可視・近 赤外バンドを有している[4]. こうした多バンドの情報 から TCR を作成する方法は確立されていない、単純に は R,G,B に近い 3 つのバンドを選択し画像を作成する ことが考えられるが、これでは観測された情報を利用 し尽くすことが出来ない. そこで本研究では全てのバ ンドを用いて分光反射率を推定し、TCR を作成するこ とを提案する.

さらに, ひまわり 8・9 号に立ち返り提案手法を AHI に適用することで, AHI の緑バンド(バンド 2)が色再現 に果たす役割についても議論する.

2. 提案手法

各バンドの反射率が中心波長での分光反射率に等し いとし、隣接するバンド中心波長の間の分光反射率は、 線形に内挿した値とする. SGLI は VN01 から VN09, AHI はバンド1から3を使用した. 波長方向に分光反 射率を表色関数とともに積分することで、CIE 1931 XYZ 色空間の刺激値を求めたのち、sRGBに変換する.

3. 検証方法

文献[3]と同様に, UGSG Digital Spectral Library splib06aの分光反射率データを使用した.元の分光反射率から直接求めた色と,センサの応答関数からセンサで観測される輝度をシミュレーションし提案手法により求めた色を,比較する.

4. 結果・考察

SGLI はバンド数が多く、線形内挿を用いても元の分

渡邊正太郎 (株式会社ウェザーマップ)

光反射率をよく推定することができ(図 1),色の再現性 も良かった(表 1).

AHI のバンド2 (中心波長 0.51 µm)は, 植生に特徴的 な 0.55 µm 付近の分光反射率のピークを捉えられてお らず(図 1), バンド 1,2,3 だけでは正確な色再現ができ ていない(表 1). 一方で文献[3]で用いられている 0.55 µm の疑似バンドをバンド2 と置き換えると, 色の再現 性が改善される (図表略). TCR 画像を作成するという 観点からは, ひまわり 10・11 号の緑バンドの中心波長 は, 0.55 µm 付近とするのが望ましいといえる.



表1図1の分光反射率に対応する色(対数強調済み,

値の範囲は0-255).

	R	G	В
Accurate	44	61	1
SGLI	60	61	1
AHI	34	29	13

- Bessho, K., et al., 2016, J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151-183.
- [2] Miller, S., 2016, Bull. Am. Meteor. Soc., 97, 1803-1816.
- [3] Murata, H., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96B, 211-238.
- [4] Hori, M., et al., 2018, Trans. JSASS Aerospace Tech. Japan, 16, 218-223.

ひまわり後継衛星に向けたハイパースペクトル赤外サウンダの インパクト調査

岡本幸三¹、大和田浩美²、計盛正博³、大塚道子¹、太田芳文³、上清直隆¹、瀬古弘¹、安藤昭芳 ²、吉田良²、石元裕史¹、林昌宏¹、石田春磨⁴、佐藤芳昭⁵、国松洋²、別所康太郎²、横田寛伸²

1:気象研究所、2:気象庁観測部、3:気象庁予報部、4:気象衛星センター、 5:気象庁地球環境・海洋部

1. 背景

気象庁では、静止気象衛星ひまわり8・9号 に続く後継衛星の検討を開始した。気象業務か らの要請や国際連携、技術・予算的制約等のあ らゆる面から仕様を検討し、2028年の打上を目 指している。その中で気象情報の高度化や世界 気象機関からの推奨に対応するため、従来から の可視赤外イメージャだけでなく、雷センサや ハイパースペクトル赤外サウンダ(HSS)の搭 載も検討している。

HSSは、高波数分解能で1000以上のチャネ ルを用いることにより、高精度な気温・水蒸気 の高鉛直分解能プロファイル情報を取得でき る。低軌道衛星に搭載された IASI や CrIS など の HSS (LeoHSS) は既に現業的に利用されて おり、新たに静止衛星に搭載することにより高 頻度な観測が期待できる。一方で測器の製造や 運用、膨大なデータの処理・配信に多大の開発 と予算が必要となるため、それに見合う効果が 気象業務及び科学的に得られるのかを調査す る必要がある。そこで本研究では、観測システ ムシミュレーション実験 (OSSE)を用いて、後 継静止衛星搭載 HSS (GeoHSS) がもたらす数 値予報へのインパクトを調査する。

2. OSSE の概要

本 OSSE の実行には、①GeoHSS の疑似デー タの作成、②GeoHSS に対応したデータ同化シ ステムが必要となる。①の疑似データは、欧州 で計画されている MTG衛星の IRS という HSS を想定して、高精度な解析場から衛星シミュレ ータを用いて放射計算して作成する。気象庁シ ステムと独立した高精度な解析場として、 ECMWF の再解析 (ERA5)を用いる。ネイチ ャーラン方式の OSSE と違って実際の解析場 を用いることにより、実際の観測データをその まま用いることが可能となる。一方で、ERA5 が気象庁の解析より精度が高い事例を選択す る必要がある。

②は、気象庁の現業システムで運用されてい

る全球およびメソデータ同化システムを用い る。全球データ同化システムでは、現業同化さ れている LeoHSS の処理(チャンネル選択、雲 判定、間引き、観測誤差設定、水平間引き)を GeoHSS にも適用する。メソ同化システムでは まだ LeoHSS は同化されていないので、今回新 たに開発を行っている。さらに気温と水蒸気の 鉛直プロファイルも同化し、より直接的な観測 情報のインパクトを評価する。

3. OSSE の初期結果

図は、ERA5からシミュレートした GeoHSS の疑似輝度温度を示す。このデータから雲の影響を受けていない輝度温度だけを同化する。3 週間の同化サイクルを実行したところ、 GeoHSSを同化しない場合と比べ、GeoHSSを 同化した解析・予報場は、ECMWFの解析・予 報場に近づいていることを確認した。これは GeoHSS 疑似データの作成や同化が、想定通り に機能していることを示している。

現在、同化実験結果の評価、GeoHSS シミュ レーションの高度化、メソ同化システムでの同 化、気温・水蒸気プロファイルの同化、台風や 線状降水帯を対象とした同化実験の準備を進 めている。これらの結果について、本講演や関 連する講演で紹介する。



図: 2018 年 8 月 1 日 00UTC の、MTG/IRS のチャネ ル 417 (10.4µm)の輝度温度シミュレーション。 ERA5 を入力として、RTTOV12.2 を用いて計算。

静止衛星搭載ハイパースペクトル赤外サウンダの 観測システムシミュレーション実験

大和田浩美¹、岡本幸三²、計盛正博³、上清直隆²、石元裕史²、林昌宏²

1∶気象庁観測部、2∶気象研究所、3∶気象庁予報部

1. 背景

気象庁では、静止気象衛星ひまわり8・9号 に続く後継衛星の検討を開始した。後継衛星へ の搭載を検討する測器の候補の一つにハイパ ースペクトル赤外サウンダ (HSS) がある。HSS を新たに静止衛星に搭載することで、気温と水 蒸気の高精度なプロファイルに関する情報を 高頻度で取得することができ、これをデータ同 化で利用することにより数値予報の予測精度 が大幅に改善すると期待される。この想定を確 認するため、HSS を後継衛星に搭載してそのデ ータを同化した場合の、数値予報へのインパク トの評価を観測システムシミュレーション実 験(OSSE)で行う。本発表ではHSSの疑似観 測データの作成と、気象庁の現業全球データ同 化システムにおける OSSE の初期結果につい て報告する。

2. 疑似観測データの作成

HSSの疑似観測データの作成は、欧州で計画 されている MTG 衛星の IRS が後継衛星に搭載 された場合を仮定して行う。シミュレーション には高精度な放射伝達モデルと、それに与える 気象庁の数値予報システムとは独立した入力 値が必要であり、放射伝達モデルには RTTOV12.2 を、入力値には ECMWF の再解析 (ERA5)の137 層のモデル面データを使用す る。疑似観測の個々の観測点は ERA5 の格子点 の位置としたため、擬似観測の水平解像度は ERA5 のそれ(およそ 31km)に相当する。下 図はある晴天と曇天の格子点について計算し た、全 1738 チャンネルの IRS の輝度温度であ る。OSSE で使用するチャンネルとしては、 13-14.2 μ mの気温に感度があるチャンネルと、 5-6.25 μ mの水蒸気に感度があるチャンネルを 検討している。

3. 全球 OSSE の初期結果

気象庁の現業全球データ同化システムを用 いて、2 で作成した IRS の疑似観測を同化する 環境を構築し、初期の実験を実施した。疑似観 測の利用については、基本的には、既に現業利 用されている低軌道衛星搭載の HSS のチャン ネル選択や品質管理を適応する。

現時点では気温に感度のある 36 チャンネル と、水蒸気に感度のある 25 チャンネルを、測 器誤差なしの理想的な条件で同化する OSSE を実施している。この結果、擬似観測を同化す ることにより、解析場と予報場のそれぞれの気 温と比湿の鉛直分布が、想定どおり ECMWF の解析に近づくことを確認している。

4. 今後の予定

IRS の仕様に基づいた測器誤差を各チャンネ ルに与えて現実的な疑似観測データを作成し、 新たに OSSE を実施し、評価を行う。



図: IRS の計算輝度温度の例。ERA5 を入力とし RTTOV12.2 で計算を実施。ある晴天(黒色線)、曇天(灰 色線)の格子点それぞれについて、1738 チャンネル全ての計算輝度温度を連続的にプロット。

東アジアの極端現象の温暖化変化研究へのアプローチ *佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

日本において2018年には冬の寒波、夏の豪雨と猛暑、 非常に強い台風の襲来等極端現象が多発した。これら の極端現象の発生に人為起源地球温暖化がどれだけ寄 与したか、また今後同様な極端現象がさらに頻発する のかについて関心がもたれている。本講演では、東ア ジアの極端現象の地球温暖化に伴う変化の研究へのア プローチについて議論したい。

2. IPCC AR6

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) the Sixth Assessment Report (AR6) への取り組みが始ま っている(https://wg1.ipcc.ch/AR6/AR6.html)。Working group 1 (the physical scientific basis)では、本年4-6月 と来年 3-4 月の2度のレビューを経て2021年4月に AR6が承認されるスケジュールとなっている。AR6の 章立ては[1]に示されており、特に10-12章が regional な気候変化に関わる章として Working group II と強い 連携をとるものとされている。AR6 に評価(assess)され る論文の投稿期限は2019年12月31日であり、2020 年09月30日までに受理されている必要がある。

2013 年に出版された AR5 と AR6 との前後には Special Report が企画され、2012 年には極端現象に関す る特別報告書 Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (SREX と 略す)、また 2018 年には Global Warming of 1.5°C (SR1.5K)が出版され、Climate Change and Land (SRCCL)、 The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (SROCC) が間もなく出版を予定されている。AR6 では AR5 や既 存の報告書以降の科学的知見の評価を行うとともに、 各報告書との整合性が求められている。SR1.5K、 SROCC 等には熱帯低気圧等の極端現象についてそれ なりの分量で評価されており、AR6 では評価の重複を 避ける予定である。

SREX 第3章における地域区分は図1に示すとおり であり、日本は東アジアに区分されている。各地域の 温度や降水などの極端現象の指標の過去・将来変化も、 ここで示される地域区分ごとに表にまとめられている (SREX の表 3-2, 3-3)。AR6で同様な地域区分が採用さ れるかは未定だが、日本域の研究が評価されるために は、東アジアとしての視点が求められる。 AR6 の第11 章においては、極端現象を以下の観点から評価することとしている[1]:気象から気候の時間スケールにおよぶ様々な極端現象のタイプ、温度、降水に関わる極端現象に加えて旱魃・洪水、熱帯的低気圧等の severe storms、それらに関わる compound events、極端現象の観測とその限界・古気候的な記録、メカニズム・ドライバー・極端現象をもたらすフィードバック、モデル評価、過去の変化の影響要因(attribution)、将来変化の評価、ケーススタディ等から構成される。

3. アプローチ

近年の日本における極端現象の多発は、予想される さらなる温暖化に伴って極端現象の頻発化・激甚化を 予感させる。個々のイベントの人為起源地球温暖化に よる影響について event attribution による研究が期待さ れる。特に storyline 的な手法の可能性を検討したい。 極端現象は頻度が低いために、過去の記録から有意な 観測的な変化を見出すことは容易ではない。頻度を補 うために数値モデルによるアンサンブル手法が有効で あるが、一方、数値モデルの妥当性についての検証が より求められる。豪雨や熱帯低気圧の将来変化を調べ るためにはメソを解像する高解像度数値モデルによる 研究がより必要になる。極端現象の変化をもたらすド ライバーとして、ハドレーセル等の大規模循環やENSO 等大気海洋結合モードの変化についても過去将来の変 化や影響要因の解析が求められる、これらの変化と極 端現象との関係のメカニズムを理解することが極端現 象の変化の評価の信頼性を向上させると考える。



図1 地域区分。SREX の図 3-1 より。

参考文献

 [1] Chapter outline of the Working Group I contribution to the IPCC Sixth Assessment Report (AR6). <u>https://wg1.ipcc.ch/AR6/outline.html</u>

2018年7月の猛暑と地球温暖化

*今田由紀子(気象研),渡部雅浩(東大 AORI),川瀬宏明(気象研), 塩竈秀夫(環境研),荒井美紀(東大 AORI)

1. はじめに

2018年7月上旬、西日本を中心とする広域で記録的な大雨が3日以上持続し、200名を超える死者・行方不明者を出す激甚災害となった。一方、梅雨明け後は日本列島を災害級の猛暑が襲い、熱中症による死者・緊急搬送者は過去最大となった。このような異常気象に対して、地球温暖化をはじめとする様々な要因の寄与を定量的に推定する試みをイベント・アトリビューション(以下EA)と呼ぶ。ここでは、高解像の気候モデルを用いて作成されたラージアンサンブルデータベースを用いて、2018年7月の豪雨直後に日本列島を襲った災害級の猛暑に対してEAを試みた結果を紹介する。

本研究では、高解像度のアンサンブル実験 100 メンバーの出力が過去 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 現実験(HIST)と非温暖化実験(Non-W実験;人 為起源の外部強制要因を産業革命以前の条件で固 定、海面水温と海氷分布から長期トレンドを除去) を 2018 年 7 月まで延長し、解像度 60km の全球モ デル MRI-AGCM の実験データを用いて、2018 年 の梅雨明け後に日本列島を襲った災害級の猛暑と、 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

この猛暑イベントを引き起こした要因の一つとし て、対流圏の上層と下層で発達した二段重ねの高気 圧の役割が大きかったことが知られている。図1 に、2018年7月のZ200とZ850の実況値および HISTのアンサンブル平均値を示した。モデルは、 この時期出現していた PJパターン(Nitta 1987) に伴う太平洋高気圧の張り出しや上空のチベット高 気圧の強化を捉えている。HISTおよび Non-Wを 用いて、日本上空のT850の気温の確率密度分布を 描いたものが図2である。2018年はT850で見て も観測史上最高気温を記録したが(図略)、HIST 実験の100メンバーの一部はこの異常な高温を再 現しており、100メンバーの平均値でも過去最高気 温となっていた。2018年7月を上回る猛暑の発生 確率は、現在の地球温暖化の条件下では19.9%で あったのに対し、地球温暖化が無かった場合には3 ×10⁻⁵%と見積もられ、地球温暖化が無ければ 2018年7月のような猛暑は起こり得なかったこと が示された(Imada et al., submitted)。一方、二 段重ねの高気圧をZ200とZ850の特異値分解解析 を用いて指標化してHISTとNon-Wを比較したと ころ、この気圧パターンに対する温暖化の寄与は微 小であることが分かった(詳細略)。この気圧指標 をもとに、二段重ねの高気圧によって猛暑の確率が どの程度底上げされたかを見積もった結果も発表す る予定である(図2の点線)。また、d4PDFの領 域実験のデータ(解像度20km)を用いた細かいス ケールの猛暑の解析についても紹介する。

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. 2018 年 7 月の Z850 (上段) および Z200 (下 段)の偏差 (m)。(a) および (c):実況値 (JRA55)、 (b) および (d): HIST 実験の 100 メンバー平均。





2017/18年の東アジアの寒冬に対する温暖化寄与の定量化

*森正人¹・今田由紀子²・塩竈秀夫³・小坂優¹・高橋千陽⁴・荒井美紀⁴・ 釜江陽一⁵・長谷川聡⁴・渡部雅浩⁴

(1: 東大先端研, 2: 気象研, 3: 環境研, 4: 東大大気海洋研, 5: 筑波大)

1. はじめに

2017/18年の冬(12-1月)はユーラシア大陸の中央 部から日本を含む東アジアの中緯度域の広い範囲で寒 冬となった (図 1a)。 例えばモンゴル西部のウリヤスタ イでは1月に異常低温(月平均気温-28.0°C:平年偏差 -5.4°C)を記録するなど、社会経済に大きな影響があっ た。シベリア高気圧の強化に対応する再帰性の高気圧 性偏差に伴う高緯度からの頻繁な寒気流入が、この持 続的な低温偏差の原因と考えられる。人為起源の強制 がバレンツ・カラ海の海氷の減少を通して、Warm-Arctic Cold-Eurasian (WACE) パターンと呼ばれるこ のような大規模循環偏差の出現確率を増加させている ことが、近年指摘されている (e.g., Mori et al. 2014, 2019)。実際に、この冬の地表気温偏差(図 1a)は WACE パターン(図 1b)に射影を持っており、この冬の WACE は観測史上2番目に強かった(図1c)。そこで本研究で は、イベントアトリビューションの手法を用いて、 2017/18年の冬に観測された極端な WACE イベントと それに付随する地表気温偏差に対する、人為強制と自 然変動の相対的な寄与を評価することを試みる。

2. 実験設定と解析手法

MRI-AGCM3.2 による大規模アンサンブル実験デー タセット「d4PDF: 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(1951-2010年)」(Mizuta et al. 2017; Shiogama et al. 2016)を2018年まで延長 した。観測された海面水温と海氷密接度等で駆動され た AMIP タイプの過去再現実験(ALL 実験)と、人為 起源の温暖化成分を除去した海面水温や海氷密接度な どの自然強制のみで駆動した非温暖化実験(NAT 実験) をそれぞれ 100 メンバーのアンサンブルで行い、両者 を比較した。

3. 結果

冬平均の地表気温偏差の EOF 第2モード(0-180°E, 20-90°N) で WACE パターンを定義した(Mori et al. 2014)。2017/18 年冬の WACE の出現確率を ALL と NAT で比較したところ、観測されたような極端な WACE の出現確率が人為強制によって増加していることが分かった(図2)。



図1 a. 2017/18 年の冬平均(12-1 月)地表気温偏差。 b. PC2 に回帰した地表気温偏差(陰影)ならびに地表 気圧偏差(等値線:1hPa間隔)。2017/18 年の PC2 の 値(1.8)が掛けてある。c. PC2(黒線)とバレンツ・ カラ海の海氷密接度(赤線:軸反転)



図 2 d4PDF による 2017/18 年冬の WACE パターン の確率密度関数。ALL 実験(赤線)と NAT 実験(灰色 線)。点線は観測値。

- [1] Mizuta et al., 2017. BAMS., doi:10.1175/BAMS-D-16-0099.1
- [2] Mori et al., 2014. Nature Geosci., 7, 869-873.
- [3] Mori et al., 2019. Nature Clim. Change., 9, 123-129.
- [4] Siogama et al., 2016. SOLA., 12, 225-231.

d4PDFを用いたインドシナ半島の夏季降水量の 将来変化の特徴

*加藤雅也¹,加藤大輔²,田中智大³,立川康人³,篠原瑞生²,坪木和久¹ (¹名古屋大学宇宙地球環境研究所,²東京海上研究所,³京都大学工学研究科),

1. はじめに

河川の氾濫に伴う災害について議論を行う際、膨大 な年数が計算されている高解像度大規模データベース d4PDF [1] は将来気候時の河川氾濫発生可能性の議論 だけでなく、過去の災害事例の再現確率を議論する上 でも非常に有用なデータである.東アジアには流域面 積が大きく、下流部の勾配が非常に小さい河川が存在 する.このような河川において河川流出計算を行う際、 長期間の降水の再現性が重要となる.本発表では中国 とベトナムを流れるレッドリバー流域およびインドシ ナ半島4ヵ国における d4PDF の期間降水量の再現性と その将来変化の特徴について報告する.

2. 解析方法

本研究では d4PDF の過去(HPB)、非温暖化 (HPB_NAT)、4℃上昇(HFB)実験の日降水量データ を用いた.解析領域はレッドリバー流域とインドシナ 半島の4ヵ国(ベトナム、ラオス、タイ、カンボジア) で、対象期間は各実験の6月から9月とした.d4PDF 過去実験の検証目的として、APHRODITE (APHRO_MA V1101R2)[2]を用いた.

各領域の各年に対して領域平均および領域内最大の 期間最大降水量を計算し、これらを実験間で比較した. 前者は河川流出や氾濫計算に重要な領域全体、後者は 各領域における降水量の極値の指標となる.

3. 結果

図1 にレッドリバー流域の30 日降水(図 1a) および15 日降水(図 1b)の非超過確率を示す. 30 日降水は APHRODITE と比較して過去実験はやや過大であるが、15 日降水ではほぼ一致している. 非超過確率の形状も良く一致していることから d4PDFの降水の再現性の良さが確認された. 4℃上昇実験時には特に非超過確率が大きい所で期間最大降水量が増加した.

各領域の年最大 30 日降水の極値解析結果を表 1 に 示す.すべての領域で領域平均降水量の極値は4℃上昇 実験時に増加した.一方、領域内の最大降水の極値は レッドリバー流域のように1,000 mm以上多い地域が存 在した一方で、ベトナムやタイのようにほぼ同じかむ しろ少ない地域が存在した.

表1 d4PDF における年最大 30 日降水の各領域の平均 および最大の極値.

	領域平均(mm)		領域最大(mm)	
	HPB	HFB	HPB	HFB
レッドリバー	544	603	1, 467	2, 860
ベトナム	543	735	2, 903	2, 982
ラオス	770	836	2, 505	3, 442
タイ	467	632	3, 008	2, 932
カンボジア	783	952	2, 796	3, 615



図1 レッドリバー流域の年最大 (a) 30 日、(b) 15 日降水の非超過確率. 青、水、赤はそれぞれ d4PDF の 過去、非温暖化、4℃上昇実験を黒は APHRODITE.

- [1] Mizuta, R., et al., 2017, BAMS, 98, 1383-1398.
- [2] Yatagai, A., et al., 2012, BAMS, 93, 1401-1415.

*山田 洋平 海洋研究開発機構

<u>はじめに</u>:台風は自然災害を引き起こす要因となる(本稿ではハリケーン等を区別せず熱帯低気圧 を台風と称する)。特に強い台風は激しい雨や暴 風を伴い大きな災害を引き起こすと考えられる。 例えば北大西洋では強い台風はその発生割合が 少ないにも関わらず、台風による被害の大部分を 占めることが報告されている(Pielke et al. 2008)。 強い台風が地球温暖化の影響を受けてどのよう に変化するかということは科学的のみならず、社 会的にも興味深い課題である。一方で水平格子間 隔が粗い全球モデルでは強い台風の再現が困難 であることが知られている。本研究では水平格子 間隔 7km と 3.5km の全球非静力学モデル NICAM の出力を用いて、台風の地球温暖化によ る変化を調べる。

<u>手法</u>:モデルの設定は水平格子間隔以外は、 Kodama et al. (2015)による水平格子間隔 14km の AMIP 型実験と同じ設定である。3.5km 格子の 現在気候実験は 2004 年 6 月 1 日から 2005 年 5 月 31 日までの 1 年間とした。7km の現在気候実 験は 1994、1997、1998、1999、2004、2005、 2010、2011、2012、2013、2014 年の 11 年を対 象とし、各年の 6 月 1 日から 10 月 31 日までの 5 ヶ月間の積分を実施した(ただし、2004 年のみ 2005 年 10 月 31 日までの 1 年間実施した)。初期 値は JRA-55 から作成し、海面水温は NOAA OISST(Reynolds et al. 2002)を境界条件として 利用した。全ての実験で CO 2 濃度は ppm とした。

将来の海面水温はCMIP3のSRESA1Bシナリ オと20世紀再現実験の出力を利用して、18モデ ルのマルチモデルアンサンブル平均から見積も った。CMIP3の出力から作成した海面水温の変 化を現在気候実験で対象とした各実験の海面水 温に加算して将来の海面水温を見積もった。 3.5kmの将来気候実験の積分期間は5月1日から 翌年の5月31日までの13ヶ月で、7kmの将来 気候実験は5月1日から10月1日までの6ヶ月 の実験を11ケース実施した。初期値は現在気候 実験同様にJRA-55から作成したが、積分開始か ら一ヶ月はspin up 期間とし除外した。 台風の抽出は Yamada et al. (2017)に倣い強度 や構造を考慮して直接的に抽出した。閾値は渦度 を調節して 3.5km と 7km の現在気候で年間台風 の発生数が 75 個になるように調整した。本研究 では最低中心気圧が 945hPa 以下に発達した台風 を強い台風と呼ぶ。

結果: 図は 6 月から 10 月までに発生した台風の 強度別発生頻度のヒストグラムを示す。全体の発 生数は 7km では約 20%、3.5km 実験ではより顕 著に約 60%減少した。強い台風に注目するとどち らの実験でも増加したことがわかった。今後は Outer-core wind strength (Weatherford and Gray 1988)といった台風の最大風速だけでなく 強風域の水平的な広がりを考慮した指標を用い て強い台風の将来変化を解析して報告する予定 である。

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」、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.6月から10月までに発生した台風の強度別発生 頻度のヒストグラムを示す。上段は7km実験、下段 は3.5km実験の結果。実線は現在気候実験、点線は 将来気候実験の結果をします。

d4PDF を用いた台風に伴う降水量極値の将来変化とその要因

*初塚大輔,佐藤友徳(北大院地球環境),吉田康平,石井正好,水田亮(気象研)

1. はじめに

高解像度の大気モデルを用いた将来予測では、 21世紀末までに日本周辺における極端に強い降 水の強度は増加し、また日本近海における台風の 強度も増加することが予測されている。

台風に伴う豪雨は、しばしば洪水や土砂崩れと いった災害を引き起こし、その将来予測は重要で あると考えられるが、データ数の制限からこれま で十分評価されてこなった。本研究では、大規模 アンサンブル実験のデータを解析することで、日 本周辺における台風に伴う降水量極値の将来変 化を調べた。また、その要因として、水蒸気量の 増加による影響と台風強度の増加による影響に 着目した分析を行った。本予稿集では、九州地方 の結果のみを示す。

2. データと解析方法

使用したデータは、気候変動リスク情報創生プ ログラムによ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; Mizuta et al. 2017)である。降水量データは、水平解像度 20km の領域気候モデルの出力値を用いた。また、台風 の情報として、Yoshida et al. (2017)が検出したトラ ッキングデータを使用した。

初めに、過去実験3,000年分と4K上昇実験5,400 年分のデータを用いて、九州周辺を通過する台風 をそれぞれ1,299個と1,366個抽出した。そして、 各グリッドに対し、個々の台風から生じる最大日 降水量を用い、10hPa幅に区切った中心気圧階級 ごとに降水量のパーセンタイル値を算出した。

3. 結果

図1下段に、台風の中心気圧階級別に各パーセ ンタイル降水量をプロットしたものを示す。過去、 将来気候ともに強い台風ほど降水量も増加する 傾向が見られる。九州周辺を通過する台風の強度 は、将来増加することが予想されており(図1上 段)、この強度変化の影響を受けて降水量も増加 することが考えられる。また、中心気圧階級ごと に見た降水量の将来変化は、全ての階級において 増加傾向を示しており、これは主に大気中の水蒸 気量の増加による影響であると考えられる。

次に、水蒸気量増加による影響の空間的な分布 を調べるために、同一階級における 90 パーセン タイル降水量の変化率を求めた(図 2)。その結果、 九州西部や太平洋上では、Clausius-Clapeyronの関 係から予想される増加率(約 7%/K)を上回る増加 率を示した。一方、九州東部や北部では、それと 同等かそれ以下の変化率を示し、これらの地域で は相対的に強度変化の影響を大きく受けること が示唆される。



図 1: (a)台風中心気圧の階級別出現頻度、(b)台風 中心気圧と降水量のパーセンタイル値の関係。降 水量は九州領域における領域平均値。



図 2: 各中心気圧階級における 90 パーセンタイル 降水量の平均変化率。940~1000hPa を使用。変化 率は地上気温の昇温量で規格化している。

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)の支援を受けて実施された。

参考文献

Mizuta, R., et al., 2017: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**. Yoshida, K., et al., 2017: *Geophys. Res. Lett.*, **44**.
Pseudo global warming effect on typhoon-induced precipitation over western Japan

Sridhara NAYAK^{*} and Tetsuya TAKEMI Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Gokasho, Uji, Kyoto, Japan

Recent studies suggest that typhoons in future climate may be more intense and carry heavy precipitations (e.g., Nayak and Takemi, 2019). As a consequence, it may increase various socio-economic damages over landfall region. In our study, we analyzed the precipitation linked to two very strong Typhoons "Typhoon Nancy (1961)" and "Typhoon Jebi (2018)" in present day simulation and their response to pseudo global warming (PGW) by using Advanced dynamic solver of Research Weather Research and Forecasting (WRF) model. Attempt is also made to discuss whether if the precipitation amounts associated with Typhoon Jebi is a future projection of that of Typhoon Nancy with under warmer environment, because both typhoons made landfall around same region of Western Japan but with a difference of 57 years.

In methods, WRF model is configured with four nested domains with a resolution of 45km for parent domain, 15km and 5km for inner middle domains, and 1km for the innermost domain. The initial and boundary conditions are forced at 6 hours from Japanese Reanalysis (JRA55). A total of four numerical simulations are conducted (two simulations for present day and two simulations with PGW). In PGW experiments the climate change components are added to JRA55.

We find that the landfall of Typhoon Nancy and Typhoon Jebi are well reproduced in the model simulations and has a good agreement with the Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) best track datasets. This implies that Typhoon Jebi is a possible projection of Typhoon Nancy although it was formed over different location (Figure 1). We also find that the 24-hours accumulated precipitation induced by Typhoon Nancy under PGW has an overall good agreement with that of with Typhoon Jebi in present day simulation especially over landfall region (Figure 2).



Figure 1: Typhoon track



Figure 2: 24-hours accumulated rainfall (mm)

Results indicate that precipitation amount associated with the Typhoon Nancy under PGW is higher than the amount in Typhoon Jebi. The higher amount of precipitation may be associated with the dynamics and thermodynamics of Typhoon Nancy and probably have highly unstable atmosphere under PGW compared to that of in the simulation with Typhoon Jebi in present climate. However, this study is preliminary and we would like to discuss more by analyzing vorticity the and potential instability.

Acknowledgment: This study is supported by the TOUGOU Program, funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology, Government of Japan.

References:

Nayak and Takemi (2019). JMSJ 97, p69-88

大量アンサンブル実験による梅雨期の将来変化

楠 昌司(気候研究部)気象研究所

1. はじめに

梅雨期には集中豪雨による自然災害が毎年のように 起こるが、梅雨は人間の生活や農業に必要な水資源の 重要な供給源にもなっている。従って、地球温暖化に よる梅雨の将来予測は、日本のみならず東アジア諸国 にとって極めて重要である。

2. 実験設定

気象研究所 60km 格子全球大気モデル MRI-AGCM3.2H による大量アンサンブル実験 d4PDF (database for Policy Decision making for Future climate change) を用いた[1]。現在気候は、1979-2003の25年間で100 メンバー、将来来気候は地上年平均気温が4度上昇す る2090年ころの25年間で90メンバーのアンサンブル 実験である。温室効果ガス排出シナリオは RCP(Representative Concentration Pathway)8.5。現 在気候の海面水温は観測値、将来は第5期国際結合モ デル比較計画(CMIP5)モデルの予測値を用いた。

3. 雨期の定義

半旬降水量を用い格子点における雨期の入りと明け を判定した[2]。(1)夏のアジアモンスーン域を定義し た。年降水量が4mm/day以上、かつ夏(6-8月)の降水量 が冬(12-2月)よりも大きい場所とした。(2)通年の半 旬時系列をフーリエ変換で平滑化した。(3)降水のピー クが25半旬(5/1-5)から54半旬(9/23-27)の間にある 格子点を選んだ。(4)20半旬(4/6-10)から54半旬 (9/23-27)の間で初めて降水量が6.5mm/day以上となる 半旬を梅雨入り、その後降水量が6.5mm/day以下とな る半旬を梅雨明けとした。平滑化の程度と閾値 6.5mm/day は気象庁の入明の定義に合うように決めた。

4. 結果

図1は東京付近の格子点における梅雨入りの頻度分 布である。大量のアンサンブル実験の最大の利点は、 このような確率情報が得られることである。図1によ れば、将来には梅雨入りが遅れる可能性が高い。しか し、7月以降に梅雨入りが遅れる確率は、現在(太実線) より将来(太破線)の方が小さい。頻度分布が得られる と、このような細かな予測が可能となる。一方、図2 によると、将来には梅雨明けが早まる可能性が高い。



図1 東京付近(139.5E, 35.5N)における 60km モデ ルによる梅雨入りの時期の頻度分布(%)。太い実線:現 在気候。太い破線:将来気候。細線:将来の海面水温 分布の違いによる入りの時期の依存性。細線を合計し たものが太い破線。



図2 図1と同じだが、梅雨明け。

謝辞:本研究の一部は、文部科学省統合的機構モデル 高度化研究プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。

参考文献

- Mizuta, et al., 2017, *BAMS*, DOI:10.1175/BAMS-D-16-0099.
- [2] Kusunoki, S., 2018, Atmospheric Science Lettrers, DOI 10.1002/asl.824.

近年の気温上昇が平成30年7月豪雨に与えた影響

*川瀬宏明,津口裕茂,今田由紀子,

村田昭彦,野坂真也,仲江川敏之,清野直子,高薮出(気象研)

1. はじめに

平成30年7月豪雨では、西日本や岐阜県を中心に記録的な大雨に見舞われ、河川の氾濫や土砂崩れなどで甚大な被害が出た.豪雨の直接の要因としては、発達したオホーツク海高気圧と太平洋高気圧の間に梅雨前線が停滞し、持続的に暖湿流が流入したこと、後半は上層のトラフが通過したことなどが挙げられる.また、局地的には線状降水帯が形成され、短時間強雨も発生していた(Tsuguti et al. 2018).一方、過去の高層気象観測の解析により、1980年以降の850hPa気圧面における比湿の増加及びアメダスの72時間降水量の増加が指摘されている(気象庁、2018).地球温暖化の進行に伴い、日本の気温も上昇していることを考慮すると、今回の豪雨に地球温暖化の寄与もあったと考えられる.

そこで本研究では、1980年以降の日本周辺の気温及 び海面水温の変化に着目し、近年の気温上昇が平成30 年7月豪雨に及ぼしうる影響を非静力学地域気候モデ ル(NHRCM) (Sasaki et al. 2008)を用いて評価した.

2. 実験概要

2.1 再現実験(CTL)

気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) を NHRCM の境界と して、平成 30 年 7 月豪雨の再現実験を行った.実験は 格子間隔 20km, 5km, 2km の 3 段ネスティングで行ない、 それぞれ NHRCM20, NHRCM05, NHRCM02 と呼ぶ.NHRCM20 と NHRCM05 は積雲対流パラメタリゼーションと雲微物 理を併用し、NHRCM02 は雲微物理のみで降水を計算した. NHRCM20 は 6 月 20 日を初期値とし、NHRCM05 は 6 月 22 日から 26 日を初期値とした 5 本の実験を実施した.こ れらの実験を基に、NHRCM02 の計算を 6 月 27 日から始 めた.再現性の検証には気象庁の解析雨量を用いた.

2.2 気温上昇除去実験(Non-W)

JRA-55 の各気圧面において、夏季平均気温及び海面 水温(SST)を東経 120-145 度、北緯 30-40 度の範囲で領 域平均し, 1980 年から 2018 年までの線形トレンドを計 算した.同様のトレンド計算を6月と7月,8月の月平 均値についても行なった.トレンドから推定した 1980 年から 2018 年までの気温上昇分を JRA-55 から差し引 いたものを境界値に与え,CTL と同様の設定でH30 年7 月豪雨に対する感度実験を実施した.

3. 結果と考察

CTL は観測された大雨のタイミングをよく再現して いたが(図1),総降水量は2割程度少なかった.CTL と Non-Wを比較すると,CTL は Non-Wより総降水量が6.5% 程度多かった.この値は初期値の違いによっても異な るが,トレンドの違いによる影響が大きく,2.5~10.5% 程度のばらつきがあった.感度実験で用いたトレンド と降水量の変化との関係から,総降水量は下層の気温 と水蒸気量(=相当温位)の変化だけでなく,相当温位 の鉛直プロファイル(=安定度)の変化にも影響を受 けていた.今後,平成30年7月豪雨のような極端降水 に対する地球温暖化の寄与を評価するためには,過去 の気温と安定度の変化を正確に把握し,これらの将来 変化を定量的に予測することが重要になるであろう.



6/29 6/30 7/1 7/2 7/3 7/4 7/5 7/6 7/7 7/8 図1 東日本から西日本の陸上で平均した積算降水量の時間変化.黒線が CTL,青線が Non-W. 細線が個々の 実験(CTL:5本, Non-W:20本),太線が平均値. 陰影は 地域平均時間降水量.灰色は CTL,緑色は解析雨量.

謝辞

本研究は科学研究費助成事業(特別研究促進費: 18K19951)及び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. 参考文献

[1]Tsuguti, H. et al. 2018, Landslides.

[2]気象庁, 2018, 報道発表「平成 30 年 7 月豪雨」及び

7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について. [3] Sasaki, H. et al. 2008, SOLA, 4, 25-28.

2018年7月豪雨と地球温暖化との関連

*増田善信(元・気象研究所)

1. はじめに

2018年7月4~8日には西日本各地で線状降水帯に よる豪雨が発生、大被害がでた。この豪雨は地球温暖 化の進行と関連して、鉛直安定度の悪化と、ブロッキ ングが同時発生した結果と考えた。

2. 温暖化で鉛直安定度が悪くなってきた

(1) 静的安定度の悪化

図1地球温暖化の進行で対流圏は温暖化する。しか も下層ほど気温上昇が大きいので、平均的に静的安定 度が悪くなる。図1は館野の1953~2018年の年平均 気温データから下層(1000~500 hPa)、上層(500~100 hPa)、対流圏全層(1000~100 hPa)の気温差から求め た静的安定度の変化傾向である。



この図で、実線は下層の、二重線は上層の、破線は 対流圏全層の 1953 年の静的安定度からの差を示した ものである。年々静的安定度が悪くなっている。従っ て、集中豪雨や竜巻など激しい気象現象が起こり易く なっていると考えられる。

(2) 湿潤安定度も悪くなっている

地球温暖化の進行に伴って海水温も上昇するので、 日本付近の湿潤不安定は強まる可能性がある。図2は 湿潤安定度の目安、ショーワルター指数とリフティド 指数のこの期間の平均図である。西日本は湿潤安定度 が非常に悪く、もし雨が降れば豪雨になる可能性があ ることを示している。



3. 同時にブロッキングも起こっていた

この期間のもう一つの特徴はブロッキングが起こって、同じような気流が継続して吹いていたことである。図3は7月4日から8日までの00Zのアジア太平洋地域の500 hPaの5日平均図である。E135°, N60°付近にブ

ロッキング高気圧 があるように、日 本付近はブロッキ ングが卓越し、西 日本にはSW風が 吹き続けていたこ とが分かる。



鉛直安定度の悪化とブロッキングが同時発生し、 線状降水帯が多発、豪雨が降った

ブロッキングの継続により、四国の南や東シナ海東 部から湿った空気が流入し続け、温暖化で悪化してい

る静的安定度に、湿潤不安 定が加わり、鉛直安定度が さらに悪化した結果、何ら かのきっかけで空気が収 斂したところで線状降水 帯が発生、集中豪雨が続い たのが今回の豪雨であっ たと思う。しかもこの豪雨 は図4に示すように間欠的 に降るという特徴がある。



5. なぜこの種の豪雨は間欠的に降るのか

①ブロッキングによって湿潤不安定な空気の流入 が続き、その収斂によって線状降水帯が出来る。②線 状降水帯の中の上昇気流は圏界面付近にまで達し、豪 雨を降らせたのち断熱下降し、周囲より高温で乾燥し た空気が地面付近で広がるため、線状降水帯を形成し ている不安定な空気の流入が遮断される。③その結果、 線状降水帯が一時的にできなくなる。④しかし、ブロ ッキングによって、湿潤で不安定な空気の流入を継続 させる気流系は存在しているので、再び、湿潤不安定 な空気が収斂し、線状降水帯が再形成される。⑤この ようにして、豪雨が間欠的に降るのである。鉛直安定 度の悪化とブロッキングの同時発生の証左である。

D161 日本の極端降水量の将来変化に対する力学及び熱力学過程の影響(第二報)

村田昭彦, 佐々木秀孝, 川瀬宏明, 野坂真也(気象研究所)

1. はじめに

温暖化時の短時間降水量の増加に対する力学過程 と熱力学過程の寄与を調べている。前回の発表(2018 年度春季大会 P325)では、九州南西海上と北陸沖の 日本海に領域を設定したが、今回は更に領域を増やし 全国9領域における両過程の寄与について調べた。た だし、前回と同様に、山岳による収束の影響を可能な 限り小さくするため海上に解析領域を設定した。

2. データと解析方法

前回同様、格子間隔 2km の非静力学地域気候モデ ル (NHRCM02) による、21 世紀末 (2076~2096 年) を想定した 4 メンバーのアンサンブル将来気候実験 (RCP8.5 シナリオ)及び現在気候実験で得られたデ ータ (Murata et al., 2017, SOLA を参照)を使用し た。

極端な短時間降水量を得るために、以下の手順でデ ータ加工を行った。まず、各メンバーにおいて、1 時 間降水量をそれぞれの領域(9箇所の 50km 四方領域: 図 1)で平均化した。各領域において、得られた値の 年最大値(各メンバー20年分)を抽出した。なお、上 記のようにサンプリング方法が前回(20年間のデータ の中から上位 100 個のサンプルを抽出)とは異なる。 これは、抽出回数を年1回にすることで降水イベント の重複を避ける狙いがある。

次に、降水開始時刻における風速、水蒸気などの物 理量を抽出した。これらを用いて、鉛直積算した水蒸 気フラックス収束の温暖化による変化量を計算した。 この際の力学過程及び熱力学過程の寄与を分離する 方法については、Seager et al. (2010)と Endo and Kitoh (2014)を参考にした。

3. 結果

極端な降水量の温暖化による変化量が鉛直積算し た水蒸気フラックス収束の変化量でほぼ説明される ことが確認された。図2に6月における両者の関係を 示す。全体的に見ると、データが図中の斜め45度の 線に沿って分布していることが分かる。

鉛直積算した水蒸気フラックス収束の変化量を力 学過程及び熱力学過程の寄与に分解した結果、領域5 (沖縄東方海上)では力学過程、領域7(紀伊半島沖) では熱力学過程の寄与が大きいという特徴が見られ た(図3)。そこで、この二つの領域における状況を 比較した。

両領域における水蒸気フラックス収束の変化量の 違いは、収束の温暖化による変化の違いによってもた らされていた。すなわち、下層における収束変化量が 領域5では正、領域7では負であり、水蒸気フラック ス収束の変化量に与える寄与が逆向きとなっている (図4)。この正反対の収束変化量をもたらす大気の 状況について解析を進めて行く予定である。 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(テーマ C)」のもとで実施された。



図1 データ解析用領域(50km 四方)の位置。



図 2 6月における極端降水(年最大 1時間降水量の 20年 平均)の変化量と鉛直積算水蒸気フラックス収束変化量との 関係。各メンバーにおいて 9 つの領域のデータを使用(合計 データ数: 36)。



図 3 (a) 領域 5 と(b) 領域 7 における 6 月の極端降水に対応する鉛直積算水蒸気フラックス収束変化量(20 年平均かつ 4 メンバー平均)の熱力学過程(th)及び力学過程(dy)による 寄与[mm h⁻¹]。



図 4 (a) 領域 5 と(b) 領域 7 における 6 月の極端降水に対応する水蒸気フラックス収束変化量の鉛直プロファイル (20 年平均)。4 つのメンバーのデータを重ねてプロットしている。

Regionality in extreme precipitations linked to temperature over Japan in present and future climate

Sridhara NAYAK^{*} and Tetsuya TAKEMI Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Gokasho, Uji, Kyoto, Japan

The frequency of extreme precipitation events is increased in many regions across the globe and now of serious concern (IPCC 2012). This increase may continue and is expected to increase more in future warming climate according to the Clausius-Clapeyron (CC) equation which states that atmosphere can hold more moisture in warmer air temperature $(\sim 7\%/^{\circ}C)$. In our study, we investigated the extreme precipitation intensities linked to temperature over seven different sub-regions of Japan (Figure analyzing 1) by APHRODITE daily dataset at 0.25 degree for the period 1961-2007 and the d4PDF dataset (one member) at 20 km for the two climate periods (1951-2010 and 2051-2110). In methods, the wet days (defined as ≥ 1 mm/day) are identified and stratified to a temperature bin based on the wet day's mean temperature. The temperature bins are formed at 1° intervals and the 99-percentile of the precipitation intensities are computed from each temperature bin.



Figure 1. Seven sub-regions of Japan- Sea of Japan side of North Japan (NS); Sea of Japan side of East Japan (ES); Sea of Japan side of West Japan (WS); Pacific Ocean side of North Japan (NP); Pacific Ocean side of East Japan (EP); Pacific Ocean side of West Japan (WP); and Okinawa (OK).

We find that the 99-percentile of precipitation intensities increases with temperature up to a degree and then starts decreasing (Figure 2). This characteristic of precipitation and temperature relationship is found qualitatively similar over each sub-regions, however, quantitatively they are different. Northern part of Japan shows extreme precipitation increases with temperature up to 21-degree, while it is up to 24-degree over Okinawa.



Figure 2. The relationship between extreme precipitation events and temperature over seven sub-regions of Japan derived from APHRODITE datasets (dots), d4PDF in present climate (dashes) and d4PDF in future climate (lines).

We also find that the extreme precipitation intensities linked to temperature are significantly increased by ~10 mm/day over northern Japan and by ~20 mm/day over western regions of Japan in future warming climate.

Acknowledgment: This study is supported by the TOUGOU Program, funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology, Government of Japan.

References:

IPCC (2012) Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. p 582.

空調の使用が助長する都市の「熱汚染」

*髙根雄也(産総研/レディング大学), 亀卦川幸浩(明星大学), 原政之(埼玉県環境科学国際センター), Sue Grimmond (レディング大学)

1. はじめに

近年,パリ協定に関連し,国内でも気候変動適応法 が施行されるなど,気候変動適応への関心が高まって いる.人口が集中し気候変動の影響を強く受ける都市 において,将来効果的な気候変動対策を提案するため には,都市の気候が将来どのようになるのか?を事前 に予測することが重要である.しかし,これまで都市 気候の将来予測研究では,人間活動の寄与(空調使用 による「熱汚染」(ここでは、地球温暖化に伴う都市の 温暖化と空調使用の相互作用と定義)の効果)が基本 的には考慮されておらず,その寄与が量的に不明であ った.そのため,これまで行われてきた将来予測研究 では都市の気温上昇量を過小評価している可能性があ る.そこで本研究では,上記「熱汚染」が将来の都市 の気温をどの程度変えうるか?を数値モデル計算によ り調査する.

2. 方法

対象都市は国内で最も8月の平均気温が高く、かつ アジアを代表するメガシティの一つである大阪である. 大阪の都市気候を計算するため、領域気候モデル Weather Research and Forecasting (WRF)を用いて,現在気 候計算では NCEP/NCAR 再解析,将来気候では疑似温 暖化手法によりバイアス補正された CMIP5 の複数の GCM の将来予測結果 (RCP8.5) から力学的ダウンスケ ーリングを行う.現在気候(2000~2010年)と、日本 付近の地球温暖化量が+0.5℃(概ね 2020 年代に相当), +1.0℃(同2030年代), +1.5℃(2040年代), +2.0℃(2050 年代), +2.5℃ (2060 年代), +3.0℃ (2070 年代) とな る6つの将来年代(計7年代)に対して,空調使用に 伴う屋外への人工排熱を物理的に計算するケースと、 人工排熱量を0に設定するケースの計算を行う.6つ将 来年代における両ケースの都市温暖化量の差(現在気 候と将来気候との気温差)から、6つの将来年代におけ る熱汚染量の大きさを見積もる.

3. 結果

第1図は、本研究により計算された熱汚染の大きさ

(大阪市の住宅街区の値)を示している.熱汚染の大 きさは地球温暖化の進行に伴い線形的に増加しており (緑矢印),地球温暖化量が+3.0℃の将来年代(概ね

(緑八市),地域価値に重か+3.0 COO将来半代(低44 2070年代に相当)では,0.6℃に達している(第1図左, 緑丸).この数値は、日本における過去の地球温暖化量 に匹敵する大きさである.また、この予測値は、将来 の都市計画の導入が将来の都市の気温へ及ぼすインパ クトや、将来の都市気候計算を行う際に前提となる IPCC 温室効果ガス排出・濃度シナリオや将来予測に使 用する数値モデルの選択に伴う将来の気温へのインパ クト(都市気候の将来予測計算に伴う不確実性の大き さ)と同等である.このことから、熱汚染は特に現状 で空調を日常的に長時間使用している先進諸国の都市 や今後空調普及が進む都市(多くのアジアのメガシテ ィに相当)における気候を予測する上で、考慮するこ とが不可欠となる物理プロセスといえる.

都市温暖化と熱汚染の大きさがほぼ直線的な関係に あることから,線形近似式を作成し,2018年7月と2013 年8月の日本の猛暑時の大阪の高温に,この人為起源 の熱汚染がどの程度影響を及ぼしているかを推定した. その結果,2018年7月と2013年8月の猛暑に熱汚染の 効果がそれぞれ時刻により通常よりも最大0.27℃, 0.16℃程追加的に寄与していたことが計算された(第1 図右).このように,本研究の結果は,過去に発生した 猛暑や将来起こり得る都市の猛暑に対して,人間活動 (空調の使用)がどの程度追加的に寄与していたかを 推定する際に活用できる.



図1 地球温暖化と都市温暖化,熱汚染量の関係 (左),および熱汚染量の時間変化(右).

大会第2日

AIを用いた竜巻等突風の自動予測・情報提供システムの開発 -概要-*楠研-1・足立 透¹・石津 尚喜²・猪上 華子¹・新井 健一郎²・川又 幸²・藤原 忠誠³・鈴木 博人³ 1)気象研究所 2)アルファ電子/気象研究所 3)東日本旅客鉄道

1. はじめに

竜巻等突風を素早く的確にとらえ、災害リスクを減 らすための気象予測情報が必要とされている。突風 は鉄道に対しても災害や輸送障害をもたらすことが あるため、ドップラーレーダーを用いた鉄道のための 突風探知・予測手法の研究を進めた結果、東日本 旅客鉄道株式会社(JR東日本)により、冬季日本海 側の突風に対する列車運転規制方法として 2017 年12月に実用化された。

われわれは今後、これまでの研究開発で得られた 成果を踏まえ、竜巻等突風に対するより広範囲な防 災・減災を目指し、人工知能(AI)等の利用を含め た研究課題を重点的に推進する予定である。本発 表では取り組み始めた研究の概要を紹介する。

2. 研究の目的

積乱雲内で局所的に発生して急激に発達しながら 移動する竜巻をドップラーレーダーのパターンから AI で探知し、追跡から進路予測までリアルタイムに 行うシステムを開発する。冬季日本海側の突風だけ ではなく、様々な地域や季節に適用可能な高い汎 用性を持たせるとともに、高速3次元観測が可能な フェーズドアレイレーダーによる高度なシステムを目 指す。このことで、冬季日本海側の鉄道のみならず、 様々な交通、さらには突風の影響を受けやすい 様々な分野での実用化につながると期待される。ま た海外でも竜巻災害は多く報告されている。将来的 には開発するシステムの海外展開も念頭に置く。

3. AI 利用の背景

竜巻探知のため、地上付近のドップラー速度場か ら、気流の局所的な回転パターンを精度よく検出す るためは以下の①②が必要である。

①クラッタやシアなど、回転と紛らわしいパターンの除外

②夏季竜巻に多く見られる、 歪みや欠落を含んだ、 多様な回転パターンの抽出

これらは人間の目では見分けがつくものの、定式 化した数学モデルに当てはめ一定のしきい値を設 け処理する方法では、①②は片方を優先するともう 片方が悪くなるトレードオフの関係にあり、両者を同 時に満たすことは難しい。そのためAI技術の中で特 に画像認識分野での実用化が急速に進んでいる深 層学習を利用することを考えた。

4. 研究開発の概要

基礎研究から実用化に資する一気通貫の 3 テ ーマで構成されている。

(1) 竜巻に関するレーダーデータの収集と解析

AIを用いた自動検出技術を開発する基本情報と なる、竜巻に関するレーダーデータを収集、詳細 な構造と発生・発達プロセスを把握し、竜巻の特徴 量を明らかにする。

(2) 竜巻の自動検出技術の開発

深層学習モデルの中で「畳み込みニューラルネットワーク(Convolutional Neural Network, CNN)」を 用いてドップラー速度パターンの背景(積乱雲)から突発的・局所的に発生する竜巻に関する特徴量 を検出する手法を開発する。

一台のレーダーで得られる竜巻事例には限りがあり、さらに夏季竜巻は時として破壊的な被害をもたらすものの発生頻度は少なく、大量の学習データを収集することはできない。全国の様々なレーダーで季節を問わず得られた正解例を一元的に集約し、さらにデータ拡張や転移学習による少数の正解例から効率的な学習も検討する。気象レーダーに AI を搭載して竜巻を自動探知する知能を持たせるとともに、各気象レーダーが送る学習データによる再学習結果を送り返すことで、全国の AI 搭載レーダーの能力をコンスタントに向上させる仕組みを目指す。

(3) 自動予測・情報提供システムの開発

実用化へつなげるためには、AIの検出結果から、 気象情報に翻訳する必要がある。そのため AIで検 出された竜巻を追跡し、進路予測等を行うシステム を開発する。現象と同じ速度スケール(~10ms⁻¹)で 移動する移動体(例:列車)と現象との相対的な位 置・速度から、接近時刻等も算出し、移動体に対し てリアルタイムで推奨行動やアラート情報を提供す る。このシステムが将来的に自動運転のシステムに も実装されれば、自動運転の安全に寄与する気象 情報としての活用が期待される。

CNN による竜巻の自動検出技術の開発と突風事例への適用

*石津尚喜¹, 楠研一², 足立透², 猪上華子², 藤原忠誠³, 新井健一郎¹, 鈴木 博人³ (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>

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェクト の一環として、我々は 2007 年 10 月より山形県庄内平 野で突風の高密度観測をしている。地上の突風の大部 分は上空の渦を伴っていたこと(楠ほか2010秋)が報告 されており、現在、それらの結果を踏まえた探知アルゴ リズムの開発、多くの事例を適用したアルゴリズムの検 証・改良を進めている。渦の探知アルゴリズムは、ドップ ラー速度場において渦パターンに見られる極値のペア を検出し、ランキンモデルでフィッティングすることによっ て行われる(鈴木ほか 2006 秋)。その後、渦の追跡を 行い、連続的に渦が確認されれば渦が探知されたとす る(鈴木ほか 2008 秋)。より渦探知アルゴリズムの精度 を向上させるため、畳み込みニューラルネットワーク (CNN)による渦パターンの認識を利用した渦探知を行っ た(石津ほか 2018 秋)。本講演ではCNNを利用したリ アルタイムでの突風の自動検出の可能性を示す。

<u>2. CNNによる渦探知</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 点のテストデータに割り 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。このときの CNN による渦の推 論の計算時間は、CPU(Intel® Xeon® E-5 2660 v3, 2.60GH)を用いた場合、最大でも 7 秒であった。この計 算時間は、探査範囲 30 km、スキャン間隔を 2rpm とした 場合、実用化可能であることを示している。

<u>3. 結果</u>

CNN による渦探知の手法を冬季の事例(寒冷前線通 過、寒気吹き出し(Lモード))と夏季の事例(つくば竜巻、 豊橋竜巻)に適用した。図 1 は寒冷前線通過時の自動 探知事例である。前線に沿って発生した渦を連続的か つ的確にとらえている。表1は、渦を目視で確認し探知 結果と比較し、CNN の判別性能を10 事例評価し、その うちの代表例を示した。冬季は高い性能を示した。夏季 は、冬季では見られなかった速度パターンを渦と誤認 識したため、誤探知などにより性能が劣る結果となった。

<u>4. まとめと今後</u>

CNN による竜巻の自動探知技術の開発と事例への適 用を行った。リアルタイムでの竜巻の自動探知は可能で あることが示された。冬季の事例に関してはF1-score は 0.8 と非常に良い性能を示す一方、夏季では誤探知が 多くF1-score は 0.5 程度に留まり、改善の余地がある。 今後は誤探知した事例を学習するなどにより、夏季事 例での性能の向上を目指して行く。



図 1. 寒冷前線通過時の降水強度(左図)とドップラー速度(右 図)。ドップラー速度図で CNN により渦と判定された場所を赤 円で示した。降水強度図では現在の渦の位置を大赤丸、過去 20 分に渦と判定された位置を小黄丸で示した。

事例	探知	誤探知	見逃し	適中率	捕捉率	F1-score
寒冷前線(2017.12.11, JR 東日本レーダー)	457	45	17	0.91	0.96	0.94
L モード(2017.12.27, JR 東日本レーダー)	278	123	23	0.69	0.92	0.79
つくば竜巻(2012.5.6, 気象研レーダー)	209	304	13	0.41	0.94	0.57
豊橋竜巻(2017.8.7, XRAIN 安城)	253	397	59	0.40	0.81	0.53

表1 事例別の CNN による渦の判別性能評価。

PAWR および CNN による突風被害をもたらした渦の立体解析 *足立透¹、石津尚喜²、楠研一¹、猪上華子¹、新井健一郎²、藤原忠誠³、鈴木博人³ (¹気象研究所、²アルファ電子/気象研究所、³東日本旅客鉄道)

1. はじめに

2017年7月4日22時頃、埼玉県草加市において竜巻 の発生が疑われる突風被害が発生した。気象研究所(つ くば市)及び日本無線株式会社(千葉市)が有する2 台の気象用フェーズドアレイレーダー(PAWR)を用い た解析により、この突風をもたらした積乱雲が被害域 通過時に強い渦を生じたことが明らかになった*1。本研 究ではこの事例に着目し、深層学習の一つである畳み 込みニューラルネットワーク(CNN)を用いて解析を 行い、渦の詳細な立体構造を明らかにする。

2. 解析手法

まず PAWR によって得られたドップラー速度データ を単一仰角ごとに扱い、CNN を用いた手法*2によって 渦を抽出し、渦度や半径などの特徴量を算出した。次 に複数仰角に渡って抽出された渦について、水平方向 に半径 4km のエリアに位置するものを上下の連続性を 有する同一の立体的な渦とみなして*3、その構造と時間 変化を解析した。

3. 結果

図1(左)に地上被害域近辺における渦の立体的な振 舞いを示す。21:40(日本標準時)ごろから高度2.0-3.5km の中層において渦が観測されたのち、21:44 から21:48 にかけて高度2.0km 以下の下層に渦が発達し、地上被 害域を通過しながら北東進する様子が捉えられた。図1 (右)はこの時の渦度および半径の変化を高度・時間 断面で表したものである。地上被害域を通過する21:46 から21:49に渦の半径が約2.0kmから1.5km以下に収縮 すると同時に、渦度は約5x10⁻³s⁻¹から1.0×10⁻²s⁻¹を超 える値に強まった。2台のPAWRを用いた解析によっ て同じ時間帯に降水コアの落下に伴う下層渦の発生が 確認され^{*1}、本研究はこの渦の構造と性質を詳細に捉え たものと考えられる。

4. まとめ

本研究では PAWR および CNN を組み合わせた観 測・解析によって、渦の立体構造とその性質を精密に 捉えることに成功した。地上被害域の通過直前に高い 渦度と小さな半径を持つ下層渦の発生が確認されたこ とから、この手法が竜巻等突風の監視・直前予測に極 めて有効であることが示唆された。

参考文献^{*1}足立、B401、日本気象学会 2018 年度春季大 会; ^{*2}石津ほか、D355、同 2018 年度秋季大会; ^{*3}楠 ほか、D301、同 2016 年度秋季大会

謝辞 本研究は JSPS 科研費(17K13007)の助成を受け たものです。解析には日本無線株式会社が運用する PAWR データを使用しています。



図1 (左) 2017 年7月4日に埼玉県草加市に突風被害をもたらした渦の3次元構造。(右) 渦度・半径の鉛直・時間断面。

2017 年 12 月 1 日イタリア・サンレモ竜巻の初期解析と渦の自動探知

*新井健一郎¹、楠研一²、石津尚喜¹、足立透²、猪上華子²、新野宏³、Mario Marcello Miglietta⁴、藤原忠誠⁵ (1:アルファ電子/気象研究所、2:気象研究所、3:東京大学大気海洋研究所、4:ISAC-CNR、5:東日本旅客鉄道)

<u>1. はじめに</u>

気象研究所と東日本旅客鉄道株式会社の共同研究の成果を踏まえ、我々は今後、ドップラーレーダーによる突風探知の高度化・汎用化を行う予定である。本発表はその一環として、海外展開(海外レーダーにおける竜巻探知)を念頭に2017年12月1日にイタリア北西部サンレモ市(Sanremo)で発生した竜巻の初期解析と探知可能性の検討内容を報告する。

<u>2. 現象と被害の概要</u>

人口の多い地域で日中発生したために得られた多 くの画像および European Severe Weather Database によると、1140UTC (現地時間 1240CET、以下 UTC 表記)(±5分)にサンレモ市南側に複数の水上竜巻が 発生、うち1つが上陸し、家屋等の被害をもたらした。 被害は F0 と報告されている。

3. 使用したレーダーデータ

3rpm・8 仰角・5 分間隔ボリュームスキャンで運用さ れている Monte Settepaniの C-band ドップラーレー ダーのデータを解析と探知実験に用いた。レーダー はサンレモ市北東約 60km にあり、距離分解能は 500m、方位分解能 1.0° である(被害域付近では約 1000mに相当)。

4. 渦の特徴

当該レーダーにより、サンレモ市の西南西約 20km で発生後、北東進しサンレモ市上空を通過した 10km スケールのフック状エコーが観測された。フック状エ コー中心付近に見られた直径約 5km の低気圧性渦 (1120UTC 以降、高度 2300-3600m)は、被害域上空 を被害発生時間帯に近い 1130UTC 前後に通過した ことから、今回の竜巻被害に関係する循環と示唆さ れる。さらにこの渦の南西側には直径 1km 以下の小 スケールの低気圧性渦が埋め込まれており、 1137UTC に出現(高度 1300-2300m)、北上して被害 域上空を通過し 1152UTC を最後に消滅したことがわ かった(図 1)。この小スケール渦の動きは、水上竜巻 が北上しサンレモ市に上陸したという目撃情報およ び時刻と整合するため、竜巻本体に対応する渦が解 析されたと考えられる。

5. 突風探知アルゴリズムの適用

本事例で観測された直径約5kmの渦の探知実験を 行った(現状では AI は用いていない)。その結果、 1135UTC からほぼ連続的に探知することができた (図 2)。小スケール渦(直径 1km)はレーダーの空間 分解能(1000m×500m)が粗く探知実験は適用でき ないが、分解能がより細かい領域(レーダー近傍)で あれば、探知された可能性がある。

<u>6. まとめ</u>

イタリアの C-band ドップラーレーダーのデータを用 いて、サンレモ市で発生した竜巻に関係しているフッ ク状エコーおよびその中のスケールの異なる2つの 低気圧性渦を解析した。さらにそのうち直径 5km の 渦が自動探知・追跡できたことを確認した。今後この 竜巻の発生メカニズムについて詳細に解析すると共 に海外のレーダーによる様々な竜巻事例に対する突 風探知アルゴリズム適用実験を進める予定である。



図 1 フック状エコーの反射強度(Monte Settepani レ ーダー、仰角 0.7°1147UTC)。2 つの渦の位置と経 路を重ねた。渦の位置の右側の数字は観測時刻の 「分」の値。×は被害箇所。



多点型地上観測とレーダー観測による下層渦の解析

*猪上華子¹,楠研一¹,新井健一郎²,石津尚喜²,藤原忠誠³,足立透¹,鈴木博人³ (1:気象研究所、2:アルファ電子/気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

鉄道用の突風探知システム開発の一環として、我々 は 2007 年 10 月より山形県庄内平野で突風の高密度観 測を実施している。これまでの研究で、突風の大部分 が直径数 km 以下の渦によってもたらされることが分 かっている。これらの渦は地上付近で多様な構造を持 つことが報告されているが[1][2]、渦構造の多様性やそ の要因については十分理解されていない。本発表では、 2018 年 度冬季に観測された顕著な渦突風 2 事例(事例 1: 2018 年 11 月 21 日 10 時 56 分、事例 2: 2018 年 12 月 30 日 01 時 08 分)について、地上付近の渦の構造と渦をも たらす降水システム内の気流場との関係を調べた結果 を報告する。

2. 使用データおよび解析手法

解析に用いたのは、多点型地上観測システム (LAWPS)のデータと気象研究所の可搬型ドップラーレ ーダー(XPOD)およびJR東日本のドップラーレーダ ー(JR東日本レーダー)のデータである。LAPWS は海岸 沿い 1.2km に直線配置された風速計 12 台(100m 間隔) と気圧計 25 台(50m 間隔)からなり、0.1 秒毎に計測して いる。各データを全風速計の平均風速を用いて時間空 間変換し 50m 格子に内挿して解析を行った。また XPOD とJR東日本レーダーのデータから約 30 秒毎に 下層のデュアルドップラー解析を行い解析に使用した。

3. 結果

図1はLAWPSから求めた地上付近の各事例の渦に 相対的な水平風ベクトルと鉛直渦度、収束および気圧 偏差を示したものである。事例1は低気圧性、事例2 は高気圧性の渦であるが、両者共に渦中心の気圧偏差 の極小付近で鉛直渦度が大きい。一方事例1では渦中 心付近で収束が顕著であるのに対し、事例2では渦中 心付近ではやや発散していた。デュアルドップラー解 析から、事例1では渦は顕著な収束を伴うシアライン 上で発達しており、渦中心付近で収束が大きかった(図 2)。一方事例2では降水システム内の水平シアや収束は 事例1ほど顕著ではなかった(図略)。

4. まとめと今後

多点型地上気観測とデュアルドップラー解析により 顕著な渦突風 2 事例を調べた結果、地上の渦中心での 収束の強さが渦周辺の気流場とよく対応していた。こ の結果は加藤ほか(2014)と整合的であり、今後は渦の発 達段階を含め事例を増やして調べる予定である。



図 1:LAWPS により得られた事例 1(上)、事例 2(下)の渦に相対 的な水平風ベクトルと鉛直渦度(シェード、左)、収束(シェー ド、右)、および気圧偏差の絶対値 (hPa, コンター)。



図 2:デュアルドップラー解析による事例 1 の高度 300m の渦 に相対的な水平風ベクトルと発散(シェード)、鉛直渦度(コン ター)。太実線は LAWPS の位置、太矢印は対象とする渦。

参考文献

[1]加藤ほか, 2014, 日本気象学会 2014 年度春季大会, B457 [2]Onomura et al., 2017, ECSS.

ドップラーレーダーで捉えた男鹿市船越で発生した突風事例

*藤原忠誠¹,楠研一²,猪上華子²,石津尚喜³,新井健一郎³,水谷文彦⁴,木田智史⁴,鈴木博人¹ (1:東日本旅客鉄道,2:気象研究所,3:アルファ電子/気象研究所,4:東芝インフラシステムズ)

<u>1. はじめに</u>

JR 東日本では、2017 年 12 月より、ドップラーレーダー を用いた突風に対する列車運転規制手法を庄内地域で使 用開始した。さらに、この手法による運転規制の実施エリ ア拡大を目指して、研究用ドップラーレーダーを秋田市に 設置し、2018 年 11 月から観測を開始した。本稿では、こ の設置した研究用ドップラーレーダーで捉えることに成 功した 2018 年 11 月 25 日に男鹿市船越地区で発生した突風 事例について、初期解析結果を報告する。

2.研究用ドップラーレーダーの概要

研究用ドップラーレーダーは、アンテナ径 1.2m(ビーム 幅 2 度)の固体素子の X バンド二重偏波レーダーである。 海岸線から 300 m ほどの秋田市臨海処理センターの屋上に 設置をさせていただいた(図 1、海抜高度 27 m)。XRAIN よ りもアンテナ径が小さいが、突風の探知精度向上を目指し、 距離方向が 75 m と方位角方向 0.7 度ともにサンプリングの 分解能を向上させ、4rpm で低仰角(1-2 度)の観測を実施し ている。

3. 男鹿市船越で発生した突風

気象庁機動調査班(JMA-MOT;秋田地方気象台)による 調査により、突風は2018年11月25日17時40分頃に男鹿 市船越地区で発生し、被害範囲は長さ約1.1 km,幅は約 100mであった¹⁾。また突風の強さは風速約50 ms⁻¹と推測 され、木造住家の屋根ふき材のはく離が確認されたことか ら、日本版改良藤田スケールでJEF1に該当すると発表さ れた。ただし被害・痕跡、聞き取り調査から、被害をもた らした現象を推定できる情報が得られなかったことから、 突風をもたらした現象の特定には至らなかった。

<u>4. 突風被害をもたらしたじょう乱</u>

研究用ドップラーレーダーは、突風の被害域から約 20km 南西にあり、仰角 1 度で 4rpm の PPI 観測を行っていた。 観測で得られたデータから以下のことが分かった。

- レーダーエコーは、寒冷前線に伴って線状の降水帯を 形成しており、その中に複数の渦パターンが存在し、 17:40頃に被害域上空を通過していた(図 2, 3)。
- (2) 渦パターンは低気圧性回転であり、このパターンに伴い反射強度ではフック状のエコーが観測された(図3)。
- (3) 被害域上空 (高度約 400 m) での渦の接線風速は、約 15 ms⁻¹であった。
- (4) 渦パターンは 17:25 頃から確認でき、17:39 頃上陸し、 被害域を 17:40 頃通過し、17:45 頃まで継続した。

3. まとめと今後の課題

秋田市に設置した研究用ドップラーレーダーにより、男 鹿市船越で発生した突風事例を捉えることができた。今後 は、渦の発達過程を実施する予定である。



図1研究用ドップラーレーダーの外観



図 2 研究用ドップラーレーダーによる 2018 年 11 月 25 日 17:39:52JST の反射強度分布。被害域を+で示す。



<u>参考文献</u>

1)秋田地方気象台, 2019: 平成 30 年 11 月 25 日に秋田県 男鹿市で発生した突風について, 現地被害調査報告, pp12.

フェーズドアレイ気象レーダで観測された 2018 年 8 月 27 日 東京上空で形成されたメソサイクロン

*嶋村重治,諸富和臣 (日本無線/千葉大 CEReS),栗原沙織 (日本無線), 小林文明 (防大地球),鷹野敏明 (千葉大院工),

樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS),岩下久人 (明星電気)

1. はじめに

近年フェーズドアレイ気象レーダ (以下, PAWR)を用い た高速三次元観測による積乱雲の立体構造の解析が進 められており [1], 突発的豪雨やダウンバーストといった シビア現象の前兆の解明に期待が高まっている. 日本無 線株式会社は, 独自に開発した PAWR を 2015 年夏に千 葉市に設置し, 半径 80 km, 高度 20 km の範囲を 30 秒間 隔で三次元的に常時観測している [2].

本発表では、2018 年 8 月 27 日に都内で豪雨, 降雹, ダウンバーストをもたらした積乱雲の三次元構造を議論 する.

2. 観測結果

2018 年 8 月 27 日の夕方から夜にかけて関東地方で発 達した対流システムは、首都圏に豪雨と突風による被害 をもたらした.特に練馬区においては 19~20 時の降水量 が 70 mm/h に達し、19 時 49 分頃にダウンバーストの発生 が確認された [3].

図1に19時34分の高度5km付近におけるPAWRに よる反射強度とドップラー速度場を示す. 渦状のレーダ反 射強度の形成 (黒実線円)と正負のドップラー速度のペア (黒点線円)が存在していることが分かる.

エコー頂高度 (25 dBZ)は、19 時頃に 10 km 程度だっ たものが、急速に上昇し、19時30~50分の間、17~18km に達した(図略).この間、50 dBZ エコー頂は高度 14 km に達した。同時間帯のドップラー速度場には渦パターンが 明瞭となり、三次元画像からは反時計回りにねじれるよう なエコーの様子が確認された(図 2).図 3 にドップラー速 度対から算出した鉛直渦度の時間・高度変化を表す、19 時 15分~19時 30分の間、0.01 s⁻¹を超えるような強い鉛 直渦度 (メソサイクロン)が存在し、これはエコー頂高度が 上昇した時間帯と一致した。特に 19時 25 分からは、高度 3 km で形成された強い渦度領域が時間とともに降下して いく様子が認められた。

メソサイクロンの直径は,高度2km付近で1~2km程度 であり,渦の北側に強エコー領域が存在したのが特徴的 であった.練馬区で観測された豪雨 (降雹),ダウンバー ストはこの強エコー領域と一致した (図 1).



図119時34分に観測された 渦状のレーダ反射強度と正負のドップラー速度対



図 2 PAWR による積乱雲の三次元画像(19時 37分) 矢印は回転方向を表す(反時計回り)



図3 鉛直渦度 (s⁻¹)の時間・高度変化

本講演では渦度の鉛直構造の変化やダウンバーストとの関係についても議論する.

参考文献

- T. Adachi, et al., Rapid volumetric growth of misocyclone and vault-like structure in horizontal shear observed by phased array weather radar., SOLA, 12, 314-319., 2016
- [2] T. Kashiwayanagi, et al., Rapid 3D scanning high resolution X-band weather radar with active phased array antenna., WMO Tech. Conf. on Me., 2016
- [3] 東京管区気象台, 現地調査報告書, 平成 30 年 10 月 24 日

台風 1824 号に伴い沖縄本島で発生した メソサイクロンと竜巻

*岩井宏徳(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

2018年9月28日16時から23時にかけて,台風1824 号のアウターバンドが沖縄本島にあり,ドップラーレ ーダ (NICT のフェーズドアレイ気象レーダ (PAWR) および COBRA, X バンド偏波レーダ (KIN レーダ;名 古屋大学・琉球大学),気象庁糸数レーダ)で複数のメ ソサイクロン (MC) が沖縄本島を東から西に通過する 様子が観測された (図1).17時から17時半にかけて, 名護市久志 (MC A) と済井出 (MC B) で竜巻とみら れる突風による被害が発生した.19時から19時半にか けて,ドップラーライダー (恩納村)により東シナ海 の海面近傍で竜巻状の渦が観測された (MC E と F). 本研究では,竜巻およびその親雲の特徴を明らかにす るため,ドップラーレーダ・ライダーの解析を行った.

2. 総観場の状況およびメソサイクロンの特徴

沖縄本島で竜巻が発生した9月28日17時~20時, 竜巻発生位置は台風進行方向(ほぼ北向き)に対して 約10度,台風中心からの距離は約340kmであった.ド ップラーレーダで観測されたMCは,280~300度の方 向に20~30ms⁻¹の速度で移動していった(図1).MC A~MCGではフック状エコーやヴォールト構造が確 認され,強い鉛直渦度(> 10^2 s⁻¹)を持っており,スー パーセルの特徴を示していた.9月28日21時の名瀬の 高層気象観測から,CAPEは1625Jkg⁻¹,バルクリチャ ードソン数(BRN)は26であり,19時のPAWRのVAD から算出される高度0-3 kmの storm-relative helicity (SRH)は163 m² s²であった.これらの環境場の特徴は スーパーセルの発生に良い条件であったといえる.

MCEとFの構造と関連する竜巻状の渦

MC E と F に関連してドップラーライダーで竜巻状 の渦が観測された(図 2c と 2f). KIN レーダの RHI に より得られた MC E と F の鉛直断面から,天井の高さ が 2~3 km のヴォールト構造と,厚さが約 1 km の北側 からの強い inflow と収束が存在することが分かり,ヴ ォールト構造内に強い上昇流が存在することが示唆さ れる.

4. まとめ

台風1824号のアウターバンド内で発生した竜巻およ びその親雲について、ドップラーレーダ・ライダーの 観測結果について報告した.親雲の3次元構造の時間 変化をより詳細に調査するため、PAWRのボリューム スキャンデータと他のレーダとのデュアル解析を進め る.



図1 COBRA で観測された MC の位置と軌跡.数字 はそれぞれの MC の発生・終了時刻を示す.グレーの 星型は竜巻(状の渦)が確認された位置を示す.



図2 1905 JST と(b)1917 JST における KIN レーダのレ ーダ反射因子 (a と d) およびドップラー速度 (b と e) の RHI 断面. 1908 JST と 1921 JST におけるドップラー ライダーのドップラー速度の水平断面. 図中の実線は KIN レーダの RHI の方向を示す.

結合モデルで予測された半年以上継続する 2018 年北半球中緯度高温偏差

*小林ちあき,石川一郎 (気象研究所気候研究部)

1. はじめに

日本では、2018 年 7 月初めに西日本を中心に各地で 記録的な大雨となり(Tsuguchi et al, 2018)その後、東・ 西日本を中心に異常高温が続いた。東日本の夏季平均 気温は 1946 年の統計開始以降最高を記録した(気象庁, 2018)。このような猛暑をもたらした要因の一つとして、 北半球中緯度で東西平均気温偏差が高温であったこと、 があげられている(気象庁, 2018)。ここでは、この北 半球中緯度域の高温偏差に着目し、気象庁季節予測シ ステム(JMA/MRI-CPS2; Takaya et al., 2018)による予測 実験結果を用いて、この偏差の形成と継続についての 要因を考察する。

2. データと方法

実況解析に用いた大気データは、気象庁 55 年長期再 解析 JRA-55(Kobayashi et al., 2015)である。1981-2010 年 の月平年値からの差を偏差として解析した。一方、偏 差場の形成と維持の要因を考察するため、気象庁現業 季節予報で用いられている大気海洋結合モデルを用い て、2017 年 10 月 28 日を初期値とした 13 か月の再予報 実験を行った。また、結合モデル中で熱帯太平洋域や 全海域の SST を気候値にナッジングした実験を行い、 SST 偏差が大気に与える影響を解析した。ここではア ンサンブル平均の差を結果として示す。

3. 結果と考察

図1上は2017年から2018年にかけての実況の帯状 平均200hPa高度場平年偏差時系列である。2018年夏季 の200hPa高度場は、北半球中緯度域で正偏差となった が、その正偏差は2017年秋ごろから顕著にみられ、2018 年夏まで半年以上継続していたことがわかる。

図1中は、帯状平均200hPa高度場の結合モデルによる再予報実験と全海域のSSTを気候値にナッジングした実験との差である。予報初期から北半球中緯度域の正偏差を予測しており、この正偏差が2018年秋まで継続している。2018年夏に正偏差が顕著であることも実況をよく再現しており、6か月以上前の初期値からの予測にもかかわらず、大気偏差場をよく予測できていた。

2017年の終わりから 2018年の春にかけて、太平洋赤 道域の海面水温は、ラニーニャタイプの偏差を示して おり、その後、2018年夏にかけて ENSO は中立になっ たが、春から夏にかけて赤道の北半球側で正偏差、南 半球側で負偏差となりの偏差パターンが続いており、 モデルもこれをよく予測できた(図略)。このSSTパタ ーンが大気偏差場に与える影響を調べるため、熱帯太 平洋域のSSTを気候値にナッジングした実験を行った。 この実験(「感度実験」)と再予報実験との差を図1下に 示す。予報初期から2018年夏にかけて、北半球中緯度 高度は再予報実験より低くなっている。再予報実験で は赤道の北側で対流活発が持続したこともよく予測さ れた一方で、感度実験では対流活発偏差が弱かった。 これは、再予報実験で見られた顕著な北半球中緯度正 偏差の形成に熱帯太平洋域のSST偏差が対流活動の偏 差を通じて重要な役割をはたしていたことを示唆して いる。発表では、太平洋熱帯域の対流活発と中緯度高 温との関係についても議論する。



図1 帝秋平均 2000Pa 高度場幅差時系列 (上:実況、中:結合モデルによる再予報実験、 下:再予報実験と熱帯太平洋域 SST を気候値にナ ッジングした実験との差)

太陽活動の北大西洋振動の影響(長期変化)

黒田友二(気象大学校)

1、はじめに

太陽活動の11年変動に伴う地表面付近の気 候変動のうち特に顕著な変動を示す領域として冬 季の北大西洋域が考えられている。昨年春の学会 では、最近40年程度のデータを解析することに より、太陽活動はその最盛期あたりに上部成層圏 から極夜ジェット振動に乗って下方伝播する形で 北大西洋域に下りてきていることを示した。しか しながら、解析したデータの長さは太陽活動の周 期でみて4サイクル弱にしかならず、より長い時 間スケールでの両者の関係性について調べる必要 がある。幸いにして、北大西洋域は古くから文明 の中心であったヨーロッパに隣接する領域である ため、観測所の比較的長期にわたる歴史的データ が確保されている。今回は、このデータと長期に わたる太陽活動データを用いて、太陽活動と北大 西洋振動の経年的な時間変化を調べ、それを最近 40年のデータから得られた結果と比較する。

2、データと解析方法

北大西洋振動指数(NAOI)の長期データとして は、英国イーストアングリア大学作成の観測所ベ ースの1823年から現在までの月ごとのデータ を使った。太陽活動の長期データは、ベルギー王 立天文台作成の1749年から現在までの月ごと の太陽黒点数データを用いた。

解析の基本データとして、太陽活動は年スケ ールの長期の変化のみに着目するために、7月か ら翌年6月まで1年平均した黒点数を用いた。そ れに対して NAOI は月平均のものを用いたが、冬季 平均(DJF 平均)したものも用いた。

解析方法としては、太陽活動に対しての月ご とまたは冬季平均(DJF 平均)の NAOI のラグ回帰解 析を用いた。ただし、全期間だけでなく、40年 ごとの区分データに対しても行うことで経年変化 についても調べた。

3、結果

左の図は今回解析の NAOI の冬季各月ごとの全 期間(1823年~2016年の194年分)に対して年平均 した太陽活動指数のラグ回帰を計算したものであ る。図から全期間で見ると NAOI は太陽活動のピー クの年の2月に正の信号を持ち、また反対にピー クの5、6年先行あるいは遅延する年つまり太陽 活動が弱まる時期にNAOIが負になりやすい傾向を 示すことが分かる。この傾向は近年の40年程度の 解析で得られた結果とよく整合しているが、その 振幅はほぼ半分程度になっている。また、近年の 解析で得られた関係:正の NAOI は月が進行するほ どラグが減る傾向も見られる。しかし、信号の有 意性を見るとデータ長が長いほどには有意性が高 くない。この理由を見るために最近の160年を40 年期間4つに分け、それぞれの期間について同じ 解析をくりかえした (右図)。すると、各 40 年期 間で見ると太陽活動に対する NAOI の位相は各期間 で大きく変動していることが分かる。つまり、長 期間でみると太陽活動=NAO 関係にはより長いス ケールの多分海洋が関係する長周期の変動が乗っ ているため信号が弱まっていると思われる。



図、(左)太陽活動に対する北大西洋振動指数(NAOI)の回帰(コンター)およびその統計的有意 性(影)。縦軸は月、横軸は太陽活動に対するラグ年。ラグが正は太陽活動が先行するの意味。薄 (濃)い影は 90(95)%有意な域を表す。(右)太陽活動に対する冬季平均した NAOI のラグ回帰、但し 40年ごとの区分に分割したもの。全期間は太い●の線、△線は1857~1896、〇線は1897~1936、 □線は 1937~1976、×線は 1977~2016 を表す。横軸は太陽活動に対するラグ年を表す。

西日本の大雨時における大気大循環場の特徴

原田やよい*, 遠藤洋和(気象研究所)

1. はじめに

「平成30年7月豪雨」では、西日本から東海地 方を中心に全国的に記録な大雨となり、各地で甚 大な被害が発生したことは記憶に新しい.気象庁 では、昨年8月に異常気象分析検討会臨時会が開 催され、豪雨の要因として、停滞した梅雨前線に 向けて極めて多量の水蒸気が流れ込んだこと、梅 雨前線の停滞・強化には対流圏上層の寒帯前線ジ ェット、亜熱帯ジェットの両ジェット気流の蛇行 が持続したことなどが指摘された.本研究では、 西日本の過去の大雨時に見られる対流圏の大気 大循環場の特徴について明らかにすることを目 的として統計解析を行う.

2. 使用データおよび手法

and Nakamura (2001)を用いた.

気象庁地域気象観測システム(AMeDAS)による 日別降水量を用いて、1979~2018年の3日積算降 水量の領域平均値(西日本、山陽)を作成した. そして 6~9 月の大雨事例(台風の直接影響を受 けた事例および 2018年7月の事例を除く)を対 象に合成図解析を実施した.ここで1週間以内の 連続した日付の場合は同一事例とみなしている. 大気循環場データとして気象庁 55年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi et al. 2015)を使用した。

対流圏上層の準定常ロスビー波の波束伝播を 表現する波活動度フラックスの計算には、Takaya

3. 結果

3日積算降水量の西日本,山陽の上位10事例を 表1に示す.西日本平均では(表1上段),上位10 事例の5事例が台風事例である.一方,山陽につい ては(表1下段),台風事例は2事例で,台風事例 を除くと発生時期がほぼ6,7月の梅雨期に集中し ている.この地域の大雨事例においては,梅雨前 線活動の強化が重要であると考えられる.

次に西日本平均における3日積算降水量の上位 10事例(ただし台風事例や2018年7月の事例を除 く)の降水ピーク時の2日前で合成した対流圏上 層の循環を示す(図1). 渤海付近の負高度偏差, 日本の東海上の正高度偏差が統計的に有意とな っており、日本付近は西谷傾向が明瞭となってい る. また中央シベリアのリッジの発達に対応する 正高度偏差がみられ,その付近から射出される波 東が日本付近の高度偏差を強化している.数日溯 ると北欧付近のリッジから射出された波束が寒 帯前線ジェット沿いを伝播している特徴がみら れた(図省略),同時期の気圧配置(図2)をみる と、日本の南東海上で高気圧、日本の西海上で低 気圧の発達がみられ、西日本付近に水蒸気の流入 しやすい状況となっているほか、東シベリアで高 気圧の発達がみられている.上述の様な循環場の 特徴は、山陽地方の降水量を用いた合成図でも同 様にみられ、更に、2018年7月の豪雨事例におい ても共通してみられていた.

表13日積算降水量上位10事例日付は期間中央日.最右列のフラグが1の場合,台風の直接的な影響を受けた事例(台風事例)であることを示す.

			3-day precip.	
	Rank	Date	[mm 3days ⁻¹]	Typhoon flag
Western Japan	1	06 July 2018	285.9	0
	2	05 September 2005	228.5	1
	3	28 June 1979	205.9	0
	4	03 July 1995	204.2	0
	5	18 September 1990	199.7	1
	6	27 September 1983	165.3	1
	7	18 July 1987	159.1	0
	8	03 September 2013	157.8	1
	9	02 June 1988	155.3	0
	10	29 September 2018	154.7	1
Sanyo	1	06 July 2018	356.3	0
	2	24 June 1985	246.0	0
	3	04 July 1995	196.6	0
	4	13 July 2010	186.3	0
	5	18 September 1990	178.2	1
	6	27 July 1993	176.8	0
	7	28 June 1979	171.7	0
	8	30 August 1980	170.8	0
	9	20 June 2013	162.5	0
	10	27 September 1983	160.6	1



図1 西日本平均3日積算降水量の上位10事例(台風事 例を除く)によるラグ合成図(降水ピーク2日前を中 心とする5日平均場). 等値線は300hPa高度偏差を表 し間隔は10gpm. 矢印は300hPa波活動度フラックス [m²s⁻²](統計的に有意な値のみ描画)を表し図の右 下にスケールを示す. 陰影は高度偏差が統計的に有 意な領域を示す.





北極-中緯度気候リンクにおける QBO 位相依存性

*星一平(新潟大学),浮田甚郎(新潟大学),本田明治(新潟大学),中村哲(北海道大学),山崎孝治(北海道大学)

1. はじめに

北極域における海氷域減少は、中緯度域に寒冬を引き起こすことが近年の研究により報告されており(北極中緯度リンク)、そのプロセスとして成層圏過程(極 渦の弱化とそのシグナルの下方影響)の重要性が指摘 されている[1]。一方、大気大循環モデルを用いた研究 により、中緯度低温化応答が見られないモデルもある 事、また対流圏の基本場の違いにより応答の有無が異 なる事[2]なども指摘されており、様々な視点からの議 論が行われている。本研究では、Quasi Biennial Oscillation (QBO)に伴う成層圏基本場の違い(e.g.,QBO 西風位相時は極渦は強化傾向[3])に着目して、北極中 緯度リンクの特徴を調査した。

2. 使用データ・解析手法

大気データとして Japanese 55-year Reanalysis [4] を用 い、1979/80 以降の 38 冬季を解析した。QBO の位相は、 赤道域 (5°S-5°N) で領域平均した 50hPa の東西平均東 西風の 12~2 月平均値が、±3m/s を超えた年として分類 した。ただし、東西風の符号が冬季の間に逆転する年は 除外した。結果、QBOW には 22 冬季、QBOE には 11 冬季が分類された。

海氷変動と大気循環場との関係を調べるために、バ レンツ・カラ海 (30-90°E, 65-85°N) で領域平均した 12 月の海氷密接度の時系列を用いた。この時系列と大気 データの線形トレンドを除去した後に、全 38 年、 QBOW 年、QBOE 年それぞれで、大気場を海氷時系列 に線形回帰した。

3. 結果

図1は冬平均2m気温の線形回帰図である。全38年 (図1a) での結果では、少氷に伴う中緯度域の低温偏 差がユーラシアや北米の一部地域に限られていた。 QBO 位相別の結果ではこの特徴が大きく異なっており、 QBOE 年(図 1c)においてはユーラシアの低温偏差が 明瞭である一方、QBOW 年(図 1b)では高温偏差が分 布していた。この結果は、QBO の定義、海氷時系列に 用いた月に依らずロバストであった。

QBOE 年におけるユーラシアの低温偏差(図 1c)は、 対流圏上層の気候学的な極東トラフの強化と対応し、 成層圏への惑星波伝播を強める[1]。これと整合的に、 QBOE 年の結果では極渦の弱化とそのシグナルの対流 圏への下方伝播が 1-2 月に見られた(図略)。この成層 圏過程の存在は、対流圏における北極中緯度リンク(図 1c)を強めていると考えられる。対してQBOW年では、 成層圏・対流圏の両シグナルは見られなかった。

4. まとめと議論

本研究では、北極域海氷減少の中緯度気温場への影響が QBO の位相によって大きく異なることを示し、その要因の一つとして成層圏過程の有無を指摘した。しかし、低温応答の有無に対する成層圏過程の重要性とメカニズムの詳細、成層圏基本場と応答の有無との関連については、今後の課題であり現在解析を進めている。北極中緯度リンクが QBOE 年のみで明瞭であるという本研究の結果は、様々な要因が絡み合う気候システムにおいて、予測可能性の向上に貢献しうる新たな知見であると言える。

引用文献

- [1] Cohen et al., 2014, Nat. Geosci., 7(9), 627-637.
- [2] Vavrus, 2018, Curr. Clim. Change Rep., 4(3), 238-249.
- [3] Holton and Tan, 1980, J. Atmos. Sci., 37(10), 2200-2208.
- [4] Kobayashi et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93(1), 5-48.



図 1. 12~2 月平均し た 2m 気温の海氷時 系列への線形回帰 図。(a)全 38 年、(b) QBOW 年、(c) QBOE 年における結果。38 年間でディトレンド した大気、海氷デー タを用い、38 年間で の-1 標準偏差に対 する値を示す。

WP/PNAインデックスと熱帯海面水温偏差との関係

*塩崎公大 (京大院理)、榎本剛 (京大防災研/JAMSTEC APL)

1 はじめに

中高緯度において冬季に卓越するテレコネクションパ ターンとして、Wallace and Gutzler (1981) で定義さ れた Western Pacific (WP) パターンと Pacific/North American (PNA) パターンが知られている。これら 2 つのテレコネクションパターンはエルニーニョ/南方振 動 (El Niño/Southern Oscillation, ENSO)時によく現 れることが知られており、Kodera (1998) では El Niño を WP が卓越する事例と PNA が卓越する事例に分類 し解析を行った結果、熱帯中央太平洋において海面水 温 (SST) 偏差の差があることを示した。また、塩崎ら (2018) で El Niño 発生時における冬季極東域が暖冬 傾向にある時には WP が卓越し、寒冬傾向にある時に は PNA が卓越していることが分かってきている。WP 卓越時に極東域が暖冬傾向にあることは Takaya and Nakamura (2013) で指摘されている。

しかしながら、Kodera(1998)や塩崎ら(2018)で は El Niño 発生時において卓越するテレコネクションパ ターンが異なる点に注目し調査しているが、中立時も含 めた WP および PNA パターンが卓越するときの熱帯に おける SST 偏差の特徴や El Niño との関係については 言及していない。また、Takaya and Nakamura(2013) では WP の卓越と El Niño との関係については深くは 調査されていない。そこで本研究は WP および PNA イ ンデックスと対流圏下層の気温偏差や SST 偏差、加熱 偏差との関係について、時間変化に注目して調査した。

2 解析方法

Wallace and Gutzler (1981) で定義された WP お よび PNA インデックスを元にそれぞれのインデッ クスを計算した。その際、高度のデータに対しては NCEP/NCAR Reanalysis-1 および JRA-55 を使用し、 それぞれの作用中心の緯度・経度±5°の領域で平均した 高度偏差を用いた。得られたインデックスと SST およ び加熱率との相関係数の計算および時間変化 (6 月から5 月まで月ごと)のコンポジット解析を行った。SST に対 しては ERSSTv5, COBE-SST を用いた。また、ENSO の定義は気象庁に準拠し、全てのデータに対して温暖化 トレンドを考慮した。

3 結果

WP および PNA インデックスと SST 偏差との相関 係数分布は WP および PNA ともに ENSO 時の SST 偏 差分布によく似ている(図 1)。WP インデックスでは フィリピン海および西-中央太平洋(10°-20°N)での相 関が高く、PNA インデックスでは相関は高くない一方 で、東太平洋赤道域の相関は PNA のほうが高い。また、 WP/PNA インデックスと 850 hPa における気温偏差と の相関では、塩崎ら (2018)の結果に矛盾しない (図略)。 次に WP および PNA インデックスのコンポジットを 図 2 に示す。中立時は negative WP から positive PNA に、El Niño 時には negative WP から positive PNA に 卓越するテレコネクションパーンが変わることが分かっ た。その傾向は特に El Niño 時における極東域寒冬事 例で顕著である。また、El Niño 時において赤道付近の SST 偏差の時間変化にも違いが見られた (図略)。

したがって、熱帯における SST 偏差の変化に伴った 対流活動に関係した加熱偏差に応答してテレコネクショ ンパターンが変化していることが示唆される。



図 1 DJF 平均における SST 偏差と WP インデックス (a) および PNA インデックス (b) との相関係数。SST には COBE-SST、WP/PNA インデックスには JRA-55 を使用。



図 2 WP インデックス (a) と PNA インデックス (b) の時 間変化を示す。黒(灰) 実線は 850 hPa 面極東域における気 温の標準偏差が 1 を超えた中立時における暖冬事例のコンポ ジット(各事例)、赤(ピンク)破線は El Niño 時に極東域暖冬 事例のコンポジット(各事例)。青(水色) 点線は El Niño 時 に極東域寒冬事例のコンポジット(各事例)。NCEP/NCAR Reanalysis-1 を使用。

風-混合層-海面水温フィードバック

*片岡 崇人(海洋研究開発機構),木本 昌秀(東大大気海洋研), 渡部 雅浩(東大大気海洋研),建部 洋晶(海洋研究開発機構)

1. はじめに

熱帯大西洋で卓越する気候変動モードである大西洋南北モ ードは、赤道半対象な海面水温(SST)偏差を伴う。そして、そ の成長には北大西洋振動等の外部強制のほか、風-蒸発-海面 水温(WES)フィードバック(図 1a; Xie and Philander, 1994)と呼 ばれる大気海洋結合過程が重要となることが知られている。

また、最近の研究から、多くの海域でSST 偏差の形成には 海洋混合層厚(MLD)の経年変動に伴う短波放射への感度変化 が重要であることが明らかになってきた。

WES フィードバック(図 1a)は暖かい半球側で風速が小さ くなる事を伴うが、風速の弱化はかき混ぜ効果の弱化を通じ て経年的に海洋混合層を薄くする。同時に、潜熱放出の減少 ももたらすが(WES の概念では、この潜熱放出偏差が直接 SST 偏差を形成する)、これはすなわち海洋への浮力の注入を意味 し、やはり海洋混合層を薄くするように作用する。

先行研究は MLD を一定と仮定していた為 WES フィード バックにのみ着目していたが、以上を勘案すると、図 lb,c に 示すような「風-混合層-海面水温(WIMS)フィードバック」及 び「風-蒸発-混合層-海面水温(WEMS)フィードバック」とい う二つの大気海洋結合過程が存在することが考えられる。

しかし、観測データや気候モデルにおいて、これら3つの フィードバック過程を分離して抽出することは困難である。 そこで、本研究では現象の本質を担う要素のみを抽出したシ ンプルモデルを構築し、固有値解析を行うことで WIMS 及び WEMS フィードバックが存在し、かつ、それらが従来の WES フィードバックと同程度以上の強度を持つことを示す。

2. モデル

大気モデルは松野-ギルタイプのモデルを使用し、海洋は、 時空間的に層厚可変な混合層モデルを採用した。大気は赤道 周辺の SST 偏差に比例する大規模凝結により駆動され、海洋 は海面熱フラックス偏差、あるいはモニン・オブコフ深によ って見積もられる MLD 偏差に伴う、海面熱フラックス気候 値への感度変化により SST 偏差を形成する。このモデルをも とに、WES みが存在しうるモデルAを構築し、同様にWIMS、 あるいはWEMS のみが存在しうるモデルB及びCを構築した。

3. 結果

モデル A の固有値解析を行ったところ、先行研究と合致し て、第一固有モードとして、暖かい半球側に向かう海上風偏 差がみられ、暖かい半球上の風速の弱化による蒸発の抑制を 通じてさらに正の SST 偏差を強化するモードが抽出された。 同様の固有値解析をモデルB及びCについても行ったところ、 モデルAと同様に、暖かい半球側に向かう海上風偏差がみら れた。しかし、モデル B においてはこの海上風偏差は、暖か い半球側でのかき混ぜ効果の弱化を通じて海洋混合層を薄く し、その結果、海面熱フラックス気候値への感度が上昇する ことでSST 偏差を形成していた。また、モデルCでは、暖か い半球側で風速の弱化が蒸発の抑制をもたらすことで海洋混 合層を薄くし、その結果、モデル B 同様、海面熱フラックス 気候値への感度が上昇することで SST 偏差が形成された。こ れらは図 1b, c に示す仮説と整合的であり、つまり、熱帯大気 海洋結合系において WIMS 及び WEMS フィードバックが存 在しうる事が示された。

また、モデル A-C の第一固有モードの成長率を調べると、 それぞれ-0.03, 0.25, -0.03 (/month)となっており、本研究で提 示するフィードバックは、従来の WES フィードバックと同 等以上の強度を持つことも分かった。

観測データや気候モデル(MIROC6)に現れる南北モード現 象は、SST 偏差と MLD 偏差が逆相関を持つという、本研究 で提示するフィードバックに特徴的な南北構造を伴っている 事も明らかになり、南北モード現象の成長に WIMS フィード バック及び WEMS フィードバックが寄与していることが示 唆された。



図 1:(a) 従来認識されている WES フィードバックの概念図。本研究でその存在を示す (b) WIMS (c) WEMS フィードバックの概念図。

相当温位に基づく日々の梅雨前線の特定とその季節的北上の経年変動の研究

山根正大・*小坂 優(東大先端研)

1. はじめに

梅雨は東アジアにおいて初夏に卓越する雨季である. Sampe and Xie (2010)は、 亜熱帯ジェットに伴う対流圏 中層の暖気移流が断熱的に上昇流を励起し、対流を促 進することで梅雨降水帯を形成するというメカニズム を提示した。また Kosaka et al. (2011) は梅雨降水の経年 変動が対流圏中層の水平温度移流偏差を介して引き起 こされる可能性を指摘している. これらの先行研究を 初めとして、東アジアにおける夏季気候の変動につい ては数多くの研究がなされているが、そのほとんどは 梅雨前線そのものの動態よりも、前線域における降水 量変動を対象としている.上述のような梅雨降水帯の 経年変動は、遠隔影響パターンが梅雨前線の季節的北 上の様子に影響することを示唆するものの、その定量 化には至っていない. この評価のためには、梅雨前線の 位置を特定する手法が必要である。また現在の気象庁 天気図における梅雨前線の特定には予報官の「手作業」 が入っており、モデルデータ等への応用が難しく、前線 を特定する簡便な手法の確立が望まれる。そこで本研 究は、「熱力学的な気団の境界」としての日々の梅雨前 線の位置を特定する手法を開発し、さらにそれを用い て梅雨前線域の大気構造及び前線位置の経年変動を調 査した.

2. 前線特定手法

梅雨前線が対流圏下層で相当温位の強い南北勾配を 伴う(Ninomiya 1984)ことに基づき,梅雨前線位置の特定 を相当温位勾配に基づいて行う.850hPa-700hPa で鉛直 平均した相当温位場 (JRA-55 大気再解析データに基づ く)に対し,経験直交関数 (以下 EOF)展開による時空 間フィルタリングを施した後,20°N-55°N において相当 温位南北勾配が負の最大値を持つ緯度を梅雨前線緯度 とする.ただしこの緯度が領域の南北端に特定された 場合,その日・その経度では領域内に前線がないとみな す.これを1958-2017年の60年間,110°E-180°Eの各経 度について5月16日から8月15日まで毎日行う.な お上記の EOF フィルタリングは,各カレンダー日につ いて前後5日ずつを含む11日×60年の相当温位場を EOF 展開したのち,累計寄与率75%までのモードを用 いて相当温位場を再構築することにより行なっている. これは微小擾乱を除去し、総観規模以上のスケールで の梅雨前線位置の特定を意図したものである。

3. 特定した前線とその環境場の気候学的特徴

6-7 月平均の 850hPa 相当温位及び降水量について, 単 純気候平均と、特定した梅雨前線緯度からの相対緯度 に基づく合成図(以下「相対緯度コンポジット図」)を図 1に示す、後者における相対緯度0度は梅雨前線緯度に 相当する。相対緯度コンポジット図は単純気候平均に 比べて急峻な相当温位南北勾配を捉えており(図1ab), また前線の南に集中した強い降水極大を伴っている (図 1c.d). またこの降水帯は対流圏中層での水平温度 移流の極大と一致し (Sampe and Xie 2010),対流圏上層 ではジェット気流が前線の北側に位置している (Horinouchi 2014). これらとその他の相対緯度コンポジ ット解析は、本研究の手法が梅雨前線位置をうまく捉 えられていることを示している.発表では、特定した梅 雨前線緯度を用いて、115℃-140℃での梅雨前線位置の 季節的北上の様子に対する卓越経年変動モードを同定 し、それに伴う大気循環変動及びテレコネクションに ついても議論する.



図 1: (a,b) 850hPa 相当温位(K), (c,d) 降水量(mm/day) の(左)単純気候平均,(右)相対緯度コンポジット図_右 パネルの縦軸は前線に対する相対緯度_白線は気候平均・ 2ヶ月平均梅雨前線緯度_

近年のユーラシアの寒冷化に果たす北極海氷減少の影響

*森 正人 ¹・小坂 優¹・渡部雅浩²・中村 尚¹・木本昌秀²

(1: 東大先端研, 2: 東大大気海洋研)

1. はじめに

海氷面積の急速な縮小を伴う北極域の加速度的な温 暖化とは対照的に、冬季ユーラシア大陸の中央部から 東アジアの中緯度域では近年、異常寒波や厳冬が頻発 し、北極域とは逆に寒冷化が進んでいる。北極のバレン ツ・カラ海で海氷が減少する時にユーラシア中緯度域 で気温が下がるという相関関係が観測データから確認 されるため、地球温暖化による海氷域の縮小が異常寒 波や厳冬の一因であることが示唆されていた。

しかしこの相関関係は必ずしも因果関係を説明しな いため、上記仮説の検証のために AGCM を用いた大規 模アンサンブル実験が数多く実施されてきた。多くの 研究は上記仮説を支持する結果を得た一方 (e.g., Honda et al. 2009; Mori et al. 2014; Nakamura et al. 2015)、有意な関係を検出できなかった複数の研究は、 近年の寒冷化は海氷減少による大気応答(すなわち地 球温暖化の影響)ではなく、大気の内部変動によるもの

(たまたま厳冬が続いているだけ)と結論付けている
 (e.g., Sun et al. 2016; McCusker et al. 2016; Ogawa et al. 2018)。このように検証結果が研究間で定性的に
 異なり、ユーラシアの寒冷化に対する海氷減少の影響の有無は世界的な論争になっている(e.g., Screen 2017; Screen et al. 2018; Shepherd 2016)。そこで本
 研究では、研究間で海氷減少の影響の評価に違いが生じる原因を調査し、それを踏まえた上で寒冷化に果た
 す海氷減少の影響の定量化を試みた(Mori et al. 2019)。

2. 実験設定と解析手法

MIROC4 AGCM による AMIP 実験に加え、7 つの異 なる AGCM による AMIP 実験を用い、計 219 メンバ ーの大規模な長期アンサンブル実験を解析した(1979– 2014 年)。冬季(12–2 月)に観測された地表気温の平 年偏差と、モデルで得られた地表気温偏差のアンサン ブル平均との間で特異値分解解析を行い、両変動に共 通する成分として、外部変動のうち主要な変動成分(外 部変動モード)の抽出に成功した。このモードは観測と モデルの両方で、Warm-Arctic Cold-Eurasian (WACE) パターン (Mori et al. 2014)を示した。

3. 結果

WACE パターンの強さの年々変動はバレンツ・カラ 海の海氷密接度偏差と高い相関を示すことから、バレ ンツ・カラ海の海氷変動がこのモードの強制源だと解 釈される。この結論は MIROC4 AGCM による感度実験 からも支持される。AGCM は観測された WACE パター ンをよく再現するものの、その振幅が特に中緯度域で 観測よりも弱く、解析した全ての AGCM が海氷変動に よって駆動される WACE の分散を実際よりも過小評価 していることが明らかになった(図1)。またその程度 がモデル間で異なることも分かった。この結果は AGCM では海氷変動に対する大気の S/N 比が観測に 比べて著しく小さいことを意味しており、このことが 研究間で海氷減少の影響の評価が異なる潜在的な要因 と考えられる。即ち、実験設定や解析手法、アンサンブ ルサイズを注意深く選ばない限り、海氷減少によるモ デルの WACE 応答が他の影響によって容易に覆い隠さ れてしまうからである。当日はこの結果を踏まえた上 で、海氷減少が寒冷化に果たす影響の定量化を試みる。



図1 WACE パターンに伴う地表気温変動の分散比。 点線はアンサンブル平均応答によって説明される成分。 そのうち海氷変動によって説明される成分を濃陰影で。

参考文献(一部)

- [1] Honda et al., 2009. Geophys. Res. Lett., 36, L08707
- [2] Mori et al., 2014. Nature Geosci., 7, 869-873.
- [3] Mori et al., 2019. Nature Clim. Change., 9, 123-129.
- [4] Nakamura et al., 2015. J. Geophys. Res., 120, 3209-3227.

Using Parcel Model to Simulate the Particle Distribution of Hygroscopic Flares in CCNC

Wei-Chen KUO (MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI (MRI), and Narihiro ORIKASA (MRI)

Hygroscopic flares have been used to broaden the size distribution of larger aerosol particles below cloud base. Under appropriate conditions, this method can accelerate the activation and coalescence process of particles and increase the precipitation. Before conducting the experiment, the efficiency of hygroscopic seeding can be evaluated in the laboratory, using Cloud Condensation Nuclei Counter (CCNC). CCNC is designed to activate the particles in different supersaturated air flows and testify the critical supersaturation ratio and diameter, which are the important index of hygroscopicity of particles. However, some hygroscopic particles (e.g. larger sodium chloride) might be activated at very low supersaturation ratio and grow to the raindrop sizes, which are beyond the measurement limitation of CCNC.

Instead of using CCNC to directly measure the hygroscopicity, we use parcel model of Chen and Lamb (1994) with the modification of including the ĸ-Köhler theory of Petters and Kreidenweis (2007). Yamashita et al. (2011) had used this model to compare the droplet size distribution with CCNC under 0.4% supersaturation ratio. We would like to testify the sensitivity of parcel model to different supersaturation ratios and hygroscopicity, so we conduct the simulation of sodium chloride ($\kappa = 1.28$) and ammonium sulfate ($\kappa = 0.61$) in supersaturation ratio from 0.07% to 1.0%, and compare the results with the experiment. The result of droplet size distribution from parcel model are shown in



Fig 1. Droplet size distribution of sodium chloride (model)



Fig 2. Droplet size distribution of ammonium sulfate (model)

The target hygroscopic flares will be Ice Crystal Engineering (ICE) 70% potassium perchlorate-containing flares. For detailed comparison of model simulation and experiment, and the simulation of ICE 70% particles will be presented at the meeting.

figure 1 and 2 for sodium chloride and ammonium sulfate respectively.

地上からの日射計測による雲影挙動の把握 竹内悠人*,針谷達,小林宏規,谷本壮,滝川浩史(豊橋技科大) 伊藤和彦,平塚元久(エイム)

Y. Takeuchi, T. Harigai, H. Kobayashi, T. Tanimoto,

H. Takikawa (Toyohashi Univ. Technol.) K. Ito, M. Hiratsuka (Aim Co., Ltd.)

1. はじめに

太陽光発電電力の短期変動は、電力系統における電 圧変動や、電力取引における発電損失などを引き起こ す。この短期変動は、太陽光発電施設への雲の影(以下、 雲影)の到達および離脱によって生じる。したがって、 雲影の挙動(速さ・方向・濃さ・大きさ・形状変化)を 事前に予測することで、太陽光発電電力の短期変動を 予測できる⁽¹⁾。本研究では、地上に日射強度変化を捉え る日射センサを4台配置し、各センサの出力変化の時 間差から雲影ベクトル(速さ・方向)を算出した。多様 な雲影によるセンサ出力の変化を明らかにするため、 長時間計測を実施した。

2. 実験方法

雲影挙動を捉えるために、4台の日射センサを20m 四方に配置し、これを雲影センサユニットとした。日射 センサには、防水機構を施した小型太陽電池を用いた ⁽²⁾。3台の日射センサの出力変化の時間差から1つの雲 影ベクトルを算出できるため、4台の日射センサを近距 離に配置することで、4つの雲影ベクトルを得ることが できる。その平均値を実雲影ベクトルとすることで、よ り精度の高い雲影ベクトルとなる。

Fig.1に、フィールド試験時の雲影センサユニットと、 雲影到達対象太陽光発電パネル(ターゲットPV)の配 置関係図を示す。ターゲットPVは、本学自然エネルギ ー実験棟屋上の太陽光パネルとし、その南西1.9 kmの 位置に雲影センサユニットを配置した。

3. 結果と考察

フィールド試験は、2018年10月26日(9時~15時) に実施した。Fig.2に、各センサおよびターゲットPV の出力変化の一部を示す。ターゲットPVの発電電力変 化は、各センサの出力変化と同様の傾向を約5分遅れ で示した。これは、センサユニットの設置方向(南西) からターゲットPV へ雲影が移動したことを示唆する。

Fig. 2 の A 期間でのセンサは、最も南西方向のセン サ3から出力低下を始め、次にセンサ2、センサ4と低 下し、最後に最も北西に位置するセンサ1の出力が低 下した。これは、南西からセンサユニットへ到達した雲 影が北西へ抜けたことを示す。これらの出力変化の時 間差から雲影ベクトルとその平均雲影ベクトルを算出 し、Table 1 に示す。また、B 期間では、A 期間と同様 に、センサ3から出力が低下した後、センサ4→センサ 2→センサ1の順で出力が低下した。しかし、出力低下 中にセンサ2とセンサ1の出力値が交差し、出力低下 順として、センサ3→センサ4→センサ1→センサ2と なった。センサ出力変化の順番が交差した要因は、20m 四方のセンサ間を通過する間に、雲影の形状が変化し たためであると考えられる。雲影の形状は、雲の発生や 消失、複数の雲の結合・分離等によって生じると考えら れ、多様な雲影に対応した挙動予測には、センサ出力か ら算出した雲影ベクトルと、実際の雲影の挙動を比較 し、雲影変化をパターン化する必要がある。



Fig. 1. Position of Cloud-shadow-sensor unit and target PV.



Fig. 2. Outputs of cloud-shadow-sensor unit and target PV in field test.

Tab	le 1.	Cloud	shad	low	parameters.
-----	-------	-------	------	-----	-------------

Tuelle II elle un blinnee in puruitieterst					
	Speed (m/s)	Direction θ (°)			
△123	6.4	72.2			
△124	6.1	63.2			
△134	8.5	59.8			
△234	7.8	68.3			
Average	7.2	65.9			

謝辞 本研究の一部は、国立研究法人新エネルギー・産業技術総合開 発機構(NEDO)の支援を受けて行われた。

参考文献

(2) 竹内悠人,他:平成30年度電気・電子・情報関係学会東海支部連 合大会講演論文集,F4-1(2018).

⁽¹⁾ R. Nomura, et al.: AIP Conf. Proc. 1807, 020024 (2017).

深層学習による超解像シミュレーション ~建物解像・街区微気象のリアルタイム予測の実現~ *大西 領, 杉山大祐, 松田景吾 (海洋研究開発機構) Onishi, R., Sugiyama D., Matsuda K. (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology),

1. はじめに

未来都市では、様々な自律システムが、サイバー空 間内に再現された過去・現在・未来の気象と社会ネッ トワークの統合情報(気象情報インフラ)に常時アク セスしながら、人々が意識せずとも、各システムが時々 刻々と複雑に変化する気象と社会に応じて、様々な社 会サービスを提供する(図1)。一方で、自律制御のた めのリアルタイムセンシングデータの一部は気象予測 シミュレーションに同化され、気象情報インフラの構 築に利用される。このような近未来の社会サービスは ヒト・モノが集中する都市部から開始されると考えら れ、都市街区微気象に関する気象情報インフラの構築 が早急に望まれる。

著者らのグループでは、数m解像度で建物や樹冠を 解像し、それらが熱・風環境に与える影響を詳細に考 慮できる建物解像・街区微気象シミュレーション法を 開発してきた[1](図2)。この街区微気象シミュレー ションは暑熱対策に活用され始めている(例えば、[2])。 一方で、計算コストが甚大であり、大型スーパーコン ピュータを用いても、現業予測には適用できない。

本研究では、街区微気象シミュレーションによる高 解像度予測情報をリアルタイムに取得することを目指 し、深層学習を活用した新たな予測シミュレーション 法を開発する。



図1:未来都市における超スマート社会サービス



図2:建物解像・街区微気象シミュレーション結果の 例。日本科学未来館の YouTube ページ[3]で視聴できる。

2. 超解像シミュレーションシステム

超高速に高解像度シミュレーション予測結果を得る ために、深層学習を用いた超解像(Super Resolution, SR) 技術[4]を活用する(図3)。高解像度予測情報を得るた めに要する時間は低解像度シミュレーションを実施す るための時間だけで済む。



図3:超解像シミュレーションシステム。高解像度(HR) 計算結果を用いて深層学習させておいた超解像(SR)器 に、低解像度(LR)計算結果を渡し、HR 予測結果を超高 速に生成する。

3. 結果とまとめ

(建物解像としては)低解像度な 20m 解像度の微気象 シミュレーションと、深層学習を活用した超解像器を 統合利用することで、5m 解像度の予測情報を超高速に 創出することに成功した。このシステムを活用するこ とにより、従来活用されてこなかった IoT センサーデ ータまでをも取り込んだ街区微気象の現業予測が可能 になると期待される。

謝辞 海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用した. JST 未来社会創造事業の支援を受けた(課題番号: JPMJMI18B6)。

参考文献

- [1]Matsuda et al. J. Wind Eng. Indust. Aerodyn. **173**, 53-66 (2018)
- [2]https://www.pref.saitama.lg.jp/a0001/news/page/2018/062 1-01.html
- [3] MiraikanChannel, 東京ヒートアイランド, <u>https://youtu.be/EMm9La3riNA</u>
- [4] Dong et al., *In European Conference on Computer Vision*, pp.184-199 (2014).

コピュラを用いた気象予測モデルの統計的精度評価手法

*渡邊 武志(電力中央研究所)

1. はじめに

再生可能エネルギーの導入量が増加し、気象予測 などを利用した発電量の予測技術が不可欠となって いる。再生可能エネルギー分野への貢献が気象学へ の新たな期待となっている。

本研究では、気象モデルから得られた予測値を、 予測対象時刻での観測値により評価するための尺度 を提案する。ある時刻での予測精度に関する情報を、 その先の時刻での予測の利用に関する意思決定を補 助する情報とすることを想定している。

2. データ

2.1. メソ数値予報モデル (MSM) GPV

MSM-GPV 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。予測値の空間解像度は 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。

初期時刻の異なった複数の予測値を用いた初期時 刻違いアンサンブル手法を用いる。予測サイクルを 考慮し、予測精度評価時刻を D 日 00JST とし、ア ンサンブルは、評価対象時刻に対して初期時刻が 3 時間前のもの、6 時間、9 時間、12 時間、18 時間及 び 24 時間のものの 6 つで構成した。D 日 00JST を 初期時刻とする予測は予測精度評価の参照値とする。

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。月ごとに欠損値を検査 し、20%以上のデータの欠損のある地点は除去し、 約 900 地点を選択した。

3. 手法

3.1. コピュラ

接合分布関数コピュラ(Copula)*C*は、各変量の 分布関数 *F_i(x_i) {i=1,,,n</sub>}*を接合して多変量分布関数 *F*を構成する関数である。

 $F(x_1,...,x_n) = C(F_1(x_1),...,F_n(x_n))$

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構造を構築する。 コピュラ関数の推定のために、複数のパラメトリッ クコピュラ関数に対して当てはまりの良さを検査し、 最も当てはまりの良いものを選択する。コピュラ関 数の推定は、各地点、月ごとに行う。

3.2. 予測精度評価尺度

尤度は、統計モデルの推定において観測値に対す る当てはまりの良さを測定するため用いられる統計 量である。観測値と気象モデルの出力値の間の統計 的な関係を構築し、尤度を模擬した気象モデル出力 値の予測精度の測定尺度を以下のように定義する。

$$L = \prod_{i=1}^{n} P_i(x_o^i | x_f^i)$$

ここで、*x_oi、x_i*はそれぞれ地上観測所*i*での観測値 および予測値を表す。各地点での条件付き確率を求 めるために、コピュラを用いて推定した同時分布関 数から得られる同時密度関数を用いる。

$$P(\mathbf{x}_o^i | \mathbf{x}_f^i) = \frac{P(\mathbf{x}_o^i, \mathbf{x}_f^i)}{P(\mathbf{x}_f^i)}$$

4. 結 果

時刻違いアンサンブルに対して精度評価を行った 結果を図1に示す。評価尺度は2週間程度の変動周 期を示す。アンサンブル内の評価尺度の広がりは日 によって異なり、精度の順位も初期時刻からの経過 時刻が短いものほど精度が高いと評価される傾向に あるが、順位には日々の変動が見られる。



図1 提案制度評価尺度による精度評価結果 2016年3月の各日0時(日本標準時刻)を精度評価時刻とした。アンサンブルメンバーはfcstTで表し、Tは初期時刻間からの経過時間である。

冬季における循環場毎の MSM 日射量予測大外しの事前検出 *宇野史睦 (産業技術総合研究所),松枝未遠(筑波大学),

大関崇,大竹秀明 (産業技術総合研究所),山田芳則(気象研究所),

1. はじめに

太陽光発電の効率的な運用のために、気象予測情報 が利用されている.しかし、1日を通して予測を大きく 外す(大外し)が存在し、電力システムの安定供給上、 問題となっている.その解決策の1つとして、アンサン ブル予測による確率情報の活用がある.先行研究では 4 つの予報機関の全球アンサンブル予測のスプレッド を利用した日射量の大外しを事前検出可能であること が報告されている^{III}.冬季においてその検出力が高い ことが示されているが、実用上の課題は多い.

そこで本研究は、冬季の循環場毎に日射量の大外し の事前検出することにより、最適な大外しの事前検出 指標を提案する. 解析期間は 2014/1-2017/3 の冬季 5 カ 月 (NDJFM) である. 予測大外しは日平均日射量の予 測誤差が上記4冬季の上位5, 10, 15, 20%をとした.

2. 使用データ

日射量予測値は前日 03UTC 初期値の MSM を利用した. 観測値は気象庁の関東域の全天日射量観測地点 6 地点を利用した. 日射量の全球アンサンブルスプレッドの評価には ECMWF, JMA, NCEP, UKMO の4予報機関の日射量予測を利用し, 重み付きのグランドアンサンブルスプレッド (MCGE) を求めた. アンサンブル予測は 1~6 日先予測(初期値 00UTC) をそれぞれ利用した. また, 循環場の解析は ERA-interim を用いた。

日毎の循環場は、先行研究^[2]と同様に 500hPa 面の高 度場から5パターン(1, WM: Winter Monsoon, 2, WP: Western Pacific, 3, HP: High Pressure, 4, LP: Low Pressure, 5, SF: Southerly Flow) に分類した.

3. 結果

解析期間における5つの循環場(WM, WP, HP, LP, SF) の出現頻度と上位 20%を大外しとしたときの大外しの 頻度を Table1 に示す.解析期間における循環場の頻度 はSF, WP, WM が高く,各循環場で予測を大外しする割 合はLP, SF, WMの順で高い.特にLP は頻度は低いもの の 28%の割合で大外しが発生している.

次に1日先予測の全球アンサンブルスプレッドを用いて,循環場別のROCカーブを評価した.予測誤差の

上位 20%を大外しとした場合の ROC カーブ (Fig.1) を 見ると、MCGE は HP, WP, SF, WM, LP の順で ROC スコ アが高い. 各予報機関で ROC スコアが高い循環場は異 なり、ROC カーブを見ると、予報機関によるばらつき が WP, HP, LP で大きい. WP は JMA, NCEP で ROC スコ アが高く、ECMWF, UKMO で低い. LP は NCEP, ECMEF で低い傾向が見られる. HP は他の循環場と比べてサン プル数が少ないものの、高いスコアを示す. また、最も 大外しが発生する LP が最も ROC スコアが低い.

これらの結果から,循環場毎に大外しの事前検出に 使用すべき最適な閾値が異なることがわかる.当日は, 最適な閾値の決定,予報時間毎のROCスコアについて 議論する予定である.

謝辞

本研究は JST/CREST(グラント番号:JPMJCR15K1) により実施された.

Table 1, 循環場別の頻度と上位 20&の予測大外し頻度.

Flow pattern	Frequency [days]	Forecast busts [days], (%)
WM	98	21, (21)
WP	109	13, (12)
HP	61	9, (15)
LP	61	17, (28)
SF	146	38, (26)



Fig. 1, 循環場別の日射量予測の ROC カーブ.

参考文献

[1] Uno et al., 2018, Sol. Energy 162, 196-204.

[2] Matsueda, and Kyouda., 2016, SOLA, 12, 121-126.

太陽光発電電力予測の精度向上に向けた短期出力予測

小林宏規*, 針谷 達, 竹内悠人, 谷本 壮, 滝川浩史(豊橋技科大)

伊藤和彦, 平塚元久(エイム)

H. Kobayashi, T. Harigai, Y. Takeuchi, T. Tanimoto,

H. Takikawa (Toyohashi Univ. Technol.) K. Ito, M. Hiratsuka (Aim Co., Ltd.)

1. はじめに

電力需要調整の観点から、太陽光発電量予測に基づ いた電力取引市場が存在する。現在は、30分単位予測 を基に1時間前に電力取引を行う"時間前市場"(1)が主 流である。しかし,時間前市場では,予測の不確実性が 発電損失やインバランスによるペナルティをもたらす。 これは, 雲の影(以下, 雲影)がもたらす太陽光発電電 力の短期的な変動が予測困難なためであり、将来的に は、より短時間での発電量予測および電力取引市場が 開拓されると予想される。我々は、5分単位予測を基に 5分前に電力取引を行う"オンタイム市場"を提案し、 地上日射観測に基づいた太陽光発電量の短期予測シス テム(2)を開発している。本研究では、太陽光発電におい て1年間の有効発電時間のうち,短期出力変動が生じ る時間を,離散ウェーブレット変換を用いて解析した。 また、予測する発電量の予測時間幅を変えたときの予 測値と実測値の誤差率を算出し,太陽光発電量の短時 間予測の必要性を検討した。対象太陽光発電施設とし て,本学自然エネルギー実験棟屋上に設置した太陽光 パネルを用いた。

2. 発電電力の短期変動時間割合の算出

2017年1月から12月までの1年間の発電電力を対象とし、発電電力変化から離散ウェーブレット変換により高周波成分を抽出した。離散ウェーブレット変換は、発電電力のような非定常な時系列データに対する周波数解析を可能とする。次に、抽出した高周波成分に対し、平滑化処理を施し、その成分出力時間を短期変動時間とした。Fig.1に、(1)式より算出した各月の有効発電時間に対する短期変動時間の割合を示す。

(発電電力の短期変動時間割合)

$$=\frac{(\text{短期変動時間})}{(\text{有効発雷時間})} \times 100$$
 (1)

2017年の平均値は27%であり、最も高い割合を示したのは9月の41%であった。また、1年間のうち、7月から11月の間で、発電電力の短期変動が多いことがわかった。これは、同時期に積乱雲や台風など、変化の激しい雲が発達しやすいためであると考えられる。

3. 予測時間幅による予測精度の違い

発電電力の予測時間幅を5分および30分単位にした ときの予測値と実測値を比較し、平均平方二乗誤差率 (RMSPE)を算出した。予測値は、過去5分間の発電 電力平均値へ日射強度理論値から算出した係数を乗算 して得た。一例として、Fig. 2 に 2017 年 9 月 3 日の実 測値と予測値を示す。発電電力の短期変動時間割合が 高かった 2017 年 9 月において、予測時間幅 5 分の場合 では誤差率が 21%となり、30 分の場合では 86%であっ た。30 分単位の予測時間幅では、雲影による発電電力 の短期変動を予測値に反映できず、誤差率が著しく増 加したと考えられる。より短期的な予測が、太陽光発電 量予測の精度向上に有効であることが明らかになった。







Fig. 2. Forecast of PV generation power with different forecasted width.

参考文献

JEPX, http://www.jepx.org/outline//, (2018/12 閲覧)
 Nomura, S., *et al.*, 2017, *AIP Conference Proceedings*, 1807, 020024.
 謝辞

本研究の一部は、国立研究法人新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の支援を受けて行われた。

雨量情報に付加したネガティブ・ポジティブ情報が受け手の避難行動に与える影響 *宮島亜希子¹, 中島広子¹, 岩波越¹, 島崎敢², 石垣陽³

防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター, 2.名古屋大学 未来社会創造機構
 3. ヤグチ電子工業株式会社

1. はじめに

近年、局所的な豪雨が激化・多発しており、洪水や内 水氾濫などの災害の増加も懸念されている。一方、観 測・予測技術や、気象情報の精度の向上により、予測情 報に基づいて適切な対処が行われれば被害を低減できる 可能性は高い。しかし、住民へ情報が十分伝達されてい ないこと、伝達されていたとしても、その重大性が伝わ っておらず避難などの対処行動に繋がらないことが原因 と思われる人的被害が、毎年全国各地で発生している。

雨量は、降水強度や積算降水量などの数値の形で表現 され、気象庁は「強い雨」などの雨量を表す言語表現と 雨量の数値の対応表を公表しており、天気予報ではこれ らの表現も併せて用いられている。そして、災害をもた らすような大雨が予測された場合は、情報の受け手に避 難行動を起こさせるため、数値表現や言語表現を用いて 危険性を伝えている。しかし、一般市民は雨量の定量的 評価を自ら行う習慣がないため、これらの表現から結果 の重大性を把握できない可能性がある。(Shimazaki, K., Nakajima, H., Sakai, N. & Miyajima, A. 2018 Gaps between the Transmission and Reception of Information on Rainfall Amounts, Journal of Disaster Research, 13(5), 879-886.) そこ で、数値表現や言語表現以上に受け手に直感的に重大性 を伝えられると考えられる GIF アニメを用いた表現手法 や、避難へのインセンティブを用いて、大雨からの避難 行動の促進について検討することとした。

2. 目的と概要

本研究は、雨量を表現する GIF アニメや避難へのイ ンセンティブ情報を付加した大雨予測情報を通知した際 に、情報の受け手の行動が変化するか(雨宿り行動を取 るか)を明らかにすることを目的としている。具体的に は、アールシーソリューション株式会社が公開している 降水予報アプリ「あめふるコール」(図1)を用いて、予 報の通知の際、これから降る雨量のイメージを伝える GIF アニメ(図2)による情報提示や、近くの店舗で雨宿りを した時にその店舗で使える電子ギフト券が当たる仕組み を用いた実証実験を行い、情報を受け取った人の行動 が、これらの有無によってどのように変化するのかを、 アプリをインストールしたスマートフォンの GPS 座標記 録から分析する。

- ▶ 期間: 2018 年 8 月 6 日~2018 年 10 月 31 日
- ▶ 対象者:「あめふるコール」のユーザー
- 参加人数(実験参加同意者):24,330人



図1 (左)「あめふるコール」のキャプチャ

図 2 (右) 50mm/h 以上のイメージを伝える GIF アニメ (例)

3. 方法

対象者のうち、数値表現や言語表現のみでの通知を受けるユーザーと、雨量イメージを伝える GIF アニメを付加したユーザーをランダムに 2 分の1 に分け、各々雨宿 りへのインセンティブ情報を受け取る確率も 2 分の1 とし、ユーザーへの通知を、(GIF アニメ有無) × (インセンティブ有無)の4 パターンに分けた。降水予報の通知は 5~30 分前とし、インセンティブ付加の対象は、10mm/h 以上の雨が予測された場合を対象とした。

降水予報の通知をタップしてから 60 分間、ユーザー端 末の GPS 座標とその精度・時刻・端末識別子・提示した 情報の内容を記録し、ユーザーの状態(歩行中・乗物で 移動中・建物内に滞在中)や通知後の行動(雨宿りの有 無)を記録した。また、実測された降水情報を用いて、 ユーザーが雨の降り始めより前に雨宿りできたかどうか も確認した。実験終了後には参加者にアンケート(2,066 名回答)・ヒアリング(10名)を実施した。

4. 結果と今後の展開

本発表において、今回実施した実証実験の結果および 今後の展開を報告する。

【謝辞】※本研究は、国立研究開発法人科学技術振興機構(JST) 「プログラム・マネージャー(PM)の育成・活躍推進プログラ ム」事業と内閣府総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イ 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 機能強化」の支援を受けたものです。

畳み込み LSTM を用いたレーダー降水量分布 の短時間予測に関する精度検証

*井上 剛 (三菱総合研究所), 三隅良平 (防災科学技術研究所)

1. 背景

近年,画像やメッシュ形式の時空間データの将来予 測問題に対して深層学習に基づく手法が提案されてい る.レーダー降水量分布の予測に対しても,Shi et al.[2] による畳み込み LSTM (Convolutional LSTM)を用いた 手法が提案されたことを発端として,これまでに複数 の手法が提案されている.国内の適用事例としては, 林ほか[3]による検討が存在するものの,学習に使用し たデータが 60 日程度と小規模な検討に留まっており, 手法の有効性に関する検証を行うことは知見の蓄積の 観点から有用と考えられる.

本検討では、気象庁レーダー降水量を対象として、 畳み込み LSTM による降水量予測の精度検証を行った.

2. 使用データ

予測を行う降水量データとしては、気象庁レーダー による降水強度分布観測値を使用した. 同データの水 平解像度は約 1km,時間解像度は 5 分である.分析の ために関東平野周辺の 200km 四方(200 x 200 格子)を 抽出した. 2015 年 1 月~2016 年 12 月までの 2 年間を 学習用データとして用い、2017 年 1 月~同年 12 月まで の 1 年間を検証用データとして用いた.

連続する2時間のペアに対して,前半1時間の降水 量を説明変数とし,後半1時間を被説明変数として用 いた.未定義値が存在する場合は,それを含む1時間 のデータは不使用とした.結果としてサンプル数は 17,532(学習用), 8,759(検証用)となった.

3. 手法

Shi et al.[2]による畳み込みLSTM セルを用いて時空間的な時間発展を表現するとともに,Srivastava et al.[1] によるEncoder-Predictor構造を用いて1時間前から現在 まで,及び現在から1時間後までの5分ごとの時間発 展(12+12ステップ)をモデル化した.

実装環境は PyTorch (v0.3) を用い, ネットワーク構 造としては LSTM の畳み込み層数を 8, 畳み込み窓を 3x3, 学習パラメータとしては, 損失関数を MSE ロス, 最適化手法を Adam, 学習率を 0.002 とした. また, バ ッチ学習のバッチサイズを 10, エポック数を 30 とした. 予測精度の比較対象として,直近の降水量分布が将 来も継続するとした単純な予測(Persistence),典型的 な既存手法であるオプティカルフローとセミラグラン ジュ移流法による予測の2種類を用いた.後者はAyzel et al.[4]により開発された rainymotion を使用した.

4. 結果

精度検証の指標として, Rainfall MSE, Critical Success Index (CSI), False Alarm Rate (FAR), Probability of Detection (POD), Correlation の5 種類により評価を行っ た(各指標の算定式は Shi et al.[2]を参照). 降水の有無 を判別するための閾値を 0.5mm/h とした. 手法毎の精 度比較を表1に示す. 同表より, Rainfall MSE をはじめ とする3指標では既存手法を上回る予測性能が得られ た. したがって,本手法は定量的な精度の観点では十 分に有力であると考えられる.

一方,予測結果の空間分布を観察すると,予測時間 を追うごとに雨域が平滑化され減衰する傾向が確認さ れた.従って,本手法による予測値を警戒情報として 用いるためには手法の改良が必要であると考えられる.

表1 畳み込み LSTM 及び他手法の精度指標(1年間の検証データ,最良精度の数値を強調表示)

手法	予測時 間	Rainfall MSE	CSI	FAR	POD	Correl ation
Persis- tence	15 分後	32.7	0.550	0.292	0.711	0.523
	30 分後	36.7	0.469	0.361	0.638	0.417
	60 分後	39.4	0.388	0.441	0.559	0.319
rainymo- tion	15 分後	24.8	0.627	0.218	0.759	0.648
	30 分後	34.0	0.516	0.284	0.650	0.488
	60 分後	39.7	0.394	0.366	0.510	0.322
畳み込 み LSTM	15 分後	19.2	0.579	0.340	0.825	0.660
	30 分後	22.4	0.500	0.422	0.787	0.580
	60 分後	25.4	0.429	0.483	0.716	0.499

参考文献

- [1] Srivastava, N., et al., 2015, ICML 32nd, Vol.37, 843-852.
- [2] Shi, X., et al., 2015, NIPS 28th, Vol.1, 801-810.
- [3] 林ほか, 2016, 情報処理学会第78回全国大会.
- [4] Ayzel, G., et al., 2018, Geosci. Model Dev. Discuss., (in review).

格子ボルツマン法による大気境界層の計算

稲垣 厚至*,小野寺 直幸**,渡辺 力***,神田 学*,青木尊之* *東京工業大学,**原子力研究開発機構,***北海道大学

1. はじめに

近年の大気観測及び数値計算において、大規模乱 流構造を介した混合層と地表面近傍(接地境界層, 粗度境界層,各種キャノピー層)の流れの非定常な 相互作用が生じていることが示されている^{1,2)}. そ の物理過程を明らかにすることは、局所的な地表面 状態(都市や森林など)が広域気象場へ及ぼす影響 や、逆に地表面近傍の微気象環境が広域気象場から どのような影響を受けているか評価する上で重要で ある.

本研究は大気境界層及び地表面近傍の物理過程 (地物の起伏など)を陽的に解像する大規模な数値 計算を実施し,混合層と地表面近傍流れの相互作用 を明らかにすることを目的とする.そのためには大 規模な計算資源を効果的に活用できる計算モデルが 必要である.格子ボルツマン法は流体計算手法の一 つであるが,比較的新しい手法であるため気象場へ の応用事例は少ないものの^{3,4,5},その計算効率の高 さから気象場の大規模計算への応用が期待される. 本報告では浮力の効果を導入した対流混合層の計算 を実施する.

2. 数値モデル

格子ボルツマン法では、巨視的な流れを構成する 仮想的な粒子群の動きを離散的な速度分布関数で表 現し、その時間発展について計算する.粒子は併進 及び衝突するものとし、単一時間緩和係数を用いる ことで、分布関数の時間変化が次の式で表現される.

$$f_i(\vec{x} + c\Delta t, t + \Delta t) = f_i(\vec{x}, t) - \frac{1}{\tau} \left(f_i - f_{eq} \right) + \left(1 - \frac{1}{2\tau} \right) F_i \Delta t \quad (1)$$

ここで、 f_i は速度分布関数のi方向成分、 \hat{x} は位置ベクトル、cは粒子速度、t及び Δ tは時間とその刻み幅、 tは時間緩和係数、 f_{eq} は平衡分布関数である. F_i は 外力であり、本計算ではブジネスク近似で表現した 浮力を与えた.粒子の速度分布関数から以下の式に より巨視的な風速及び密度が計算される.

$$\rho = \sum_{i} f_{i}, \qquad (2)$$

$$\vec{u} = \sum_{i} \vec{c} f_i + \frac{1}{2} \vec{F}_i \Delta t.$$
(3)

3. 計算条件

テスト計算として,水平一様な地表面から一定量 の顕熱フラックスを与えた計算を実施した.計算領 域は水平 6.4 km×6.4 km,鉛直 2 km とし,格子間隔 は20 m とした.地表面からの顕熱フラックスは0.1 K m s⁻¹とした.水平方向境界には周期境界条件を用い た. 初期条件として風速に一様流速1ms⁻¹を与え, 温位は高度 500 m までは 300 K で一定値, それより 上は 0.01 K m⁻¹で変化させた.

4. 結果

図1は温位と顕熱フラックスの時系列変化であり, 混合層内の一様な温位分布,連行,顕熱フラックス の直線分布などにおいてそれぞれ典型的な混合層の 特徴が確認できる.また,他の気象 LES モデルと比 較し同等の結果が得られていることを確認している.



図1 温位(a)と顕熱フラックス(b)の鉛直分布 色は計算経過時間による違いを示す

謝辞

本研究は JSPS 科研費 17K06570 の助成を受けたもの です.

参考文献

- Inagaki et al. (2012) Boundary-Layer Meteorol. 142
 (2), 207-222.
- (2) Patton et al. (2010) J Atmos Sci. 73(4), 1621-1647.
- (3) Onodera et al. (2010) Tsubame E. S. J., 9, 2-8.
- (4) Inagaki et al. (2017) Boundary-Layer Meteorol. 142(2), 207-222.
- (5) 渡辺ら(2017) 気象学会 2017 年度秋季大会, P338.

2018年台風 21 号通過時に大阪市街地で生じた暴風の定量的解析

*竹見 哲也・吉田 敏哉・山崎 聖太・長谷 健太郎 (京大防災研)

1. はじめに

2018年9月に近畿地方を縦断した台風21号によ り、大阪湾沿岸で高潮・高波が発生し、また近畿地 方の広域で強風が吹き、建築構造物の被害、樹木の 被害、電力網への被害、飛散物による被害、酋らに は関西空港の浸水といった様々な被害が生じた.こ の台風21号は、近畿地方においてかつて大きな被害 をもたらした室戸台風や第二室戸台風と似たコース を辿り、大阪市内の気象台観測点では、室戸台風・ 第二室戸台風に次いで観測史上歴代3位となる最大 瞬間風速47.4 m/s が記録された.大阪市内でも強風 による被害が各地で発生し、特に中心市街地では建 築構造物や街路樹に大きな被害が生じた.

市街地内での風は、ビルの密集度合いや高層ビル の配置の影響を受け、場所によって大きく変化する. したがって、台風21号による強風は、市街地内では 局所的に極めて強かった可能性がある.本研究では、 気象モデルと LES モデルとを併用して台風21号に より生じた暴風を定量的に評価する.

2. 数値シミュレーションの設定

台風など気象場の再現には、気象モデル WRF を 用いた.4.5 km/0.9 km と水平格子幅を細かくしたネ スト領域を設定し、また GSM 解析値を初期・境界 値とし、計算開始時刻を変化させたアンサンブル計 算をすることにより、近畿地方では実際の気象条件 で地形の影響を受けて吹く風を量的に再現できるよ うにした.市街地内での風を再現するために、LES モデル(Yoshida et al. 2018, BLM)を用いた.国際航 業の GIS データを用いて大阪市街地(南北3 km・東 西2 km)の実際のビル群を2 mメッシュで LES モ デルに表現した.本計算領域の上流部にドライバー 領域を設け、乱流を生成した.南風を想定し、計算 領域と流入面を設定した.LES では、5400 秒分の計 算を行い、最後の 1800 秒間を解析対象とした.

LES モデルでは、モデルで形成される境界層上端 高度 (z_{∞} =326 m)の風速で無次元化し、都市キャ ノピー内での風速の時空間変動を精密に表現してい る. この LES 無次元風速を、WRF で計算された高 度 z_{∞} での風速を基準値とし、実風速に換算した.

3. 結果

WRF により, 台風の経路や強度は初期時刻によら ず概ね良く再現できた.大阪市および関西空港島で のアメダス地上観測値と比べると, 平均風速は WRF により良く表現できた.しかし, WRF では瞬間値の 再現は困難である.また, WRF では, 都市のビルや 構造物は陽に表現されていないため, 粗度の影響を 受ける境界層の構造も再現することができない.粗 度境界層での風の非定常かつ空間非一様な変動を量 的に表現することが LES の主眼である. 図 1 は, WRF と LES による風速の鉛直プロファイルを示す. LES では,下層 100 m でビル群の影響を受け,高度 が下がると風速が急減することが分かる.

図2は、LESの計算時間内で見られたメッシュ毎の風速の最大値の分布を示す.数値が1に近いほど 上空z_∞の風と同じであることを意味する.図2から, 0.8を超える場所が多数あり、ところによっては0.9 を超えて1に迫るような地区もあることが分かる.

一方、WRF モデルによるシミュレーション結果から、台風の通過に伴って大阪市上空 z_{∞} の高さでは、風速が最大で 70 m/s に達していたと推定される.このことから、WRF での高度 z_{∞} の風速により、図 2に示す LES の無次元風速を実風速に換算すると、市街地内では、場所によって、瞬間的に 60 m/s から 70 m/s にも迫る暴風が吹いていたと推定できる。

4. まとめ

WRF と LES を組み合わせ, 台風 21 号に伴う大阪 市街地内での暴風を定量的に評価することができた. 高層ビルが林立する大都市では, 台風などの極端現 象により極めて強い風が吹く可能性がある. 近年の 都市再開発、将来の気候変動を考慮し, 大都市にひ そむ暴風リスクを理解することが大切である.



図 1:WRF と LES による風速の鉛直プロファイル. 高度z_∞ での風速で無次元化した値を示す.



図2:大阪市街地での地上10mでの最大瞬間風速の分布.

境界層乱流における安定成層時の風速変動と温度変動 *守永武史,毛利英明,萩野谷成徳,八木俊政,森一安(気象研究所)

1. はじめに

境界層乱流における応力一定層においては中立時に 流れ方向の平均風速と風速変動の分散が対数則に従う ことが知られている[1]。また、平均濃度についても対 数則の存在が知られている。最近、風洞を用いた実験で 熱を受動的なスカラー量と看做して、温度測定を行い、 その鉛直分布から温度変動の分散についても対数則が 存在することが確認された[2]。

本研究では、気象研究所の大型風洞装置を用いて安 定な温度成層を作成し、風速と温度の鉛直分布を測定 して、応力一定層において分散の対数則が成立するの か調査した。解析には中立時の現象的理論である Townsend による「attached eddy」仮説[3]を用いて解析 し、対数則のパラメータが安定成層の影響を受けてど う振る舞うのか調べた。

2. 風洞実験

気象研究所の大型風洞装置は長さ 18m, 幅 3m, 高さ 2mの測定胴を持ち, 測定胴の床面は温度調整ができる。 測定胴床面の温度を気流温度より 5℃もしくは 10℃低 くなるように設定し温度成層を作成した。また, 測定胴 床面と風上側 4.4m に粗度として直径 3 mmの金属棒を幅 3m にわたり 10cm 間隔で配置した。流入風速は 1, 3, 6, 9m/s とし, 2 種類の温度成層に対して各流入風速で風速 と温度の鉛直分布を高さ 20 mmから 700 mmまでの 20 点 で測定した。なお, 風速は LDV, 温度は冷線温度計を用 いて, 別個に測定した。

熱流量は測定位置近傍の床面に設置した熱流板出力 値から,風洞床面と風洞筐体等との放射収支を放射率 0.95 として求めた値を,差し引いて求めた。摩擦温度の 計算には本熱流量を用いた。

3. 解析手法

以下の対数則[3]に当てはめて解析を行った:

$$\frac{\langle u^2 \rangle}{u_*^2} = B_{u^2} - C_{u^2} \ln\left(\frac{z}{\delta_{99}}\right) \qquad 1$$
$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\theta_*^2} = B_{\theta^2} - C_{\theta^2} \ln\left(\frac{z}{\delta_{99}}\right) \qquad 2$$

ここで〈・〉は平均, uは流れ方向の風速変動, u_* は摩擦 速度, δ_{99} は99%境界層厚さ, θ は温度変動, θ_* は摩擦 温度である。また, 対数則に表れる切片と傾きの値は安 定度による関数として取り扱う。

4. 結果

摩擦速度で規格化した流れ方向の風速変動の分散を 図1に,摩擦温度で規格化した温度変動の分散を図2 に示す。ともに横軸は99%境界層厚さで規格化した 高度である。

安定成層での流れ方向の風速変動の分散と温度変動 の分散は,応力一定層において対数則近似が少なくと も良い近似として成り立つことが確認できる。

対数則の傾きは、流れ方向の風速変動の分散では中 立時の傾きの値と概ね同じ値となった。温度変動の分 散の傾きは安定度が強くなると値が小さくなる傾向が 見られるが、風速 1m/s で傾きの値が大きくなった。



図1 流れ方向の風速変動の分散



図2 温度変動の分散

5. 今後の課題

風速1m/sは測定誤差が他の風速よりも大きくなるた めさらに検討する必要がある。また,測定風速を追加し より風速が小さい場合についても調査する予定である。

参考文献

- [1] Marusic, I., et al., 2013, J. Fluid. Mech, 716, R3.
- [2] Mouri, H., et al., 2017, Phys. Rev. E, 96, 063101.
- [3] Townsend, A.A., 1976, *The Structure of Turbulent Shear Flow*, 2nd ed., 150-156.

九州地方で発生する盆地霧の季節変動と経年変化の特徴 - 大分県日田盆地をモデルとした発生・消滅過程-

^{*}重田 祥範・辻 あゆみ(公立鳥取環境大学環境学部)

1. はじめに

盆地は周りを山に囲まれており,一般風が弱いため 秋から冬にかけた晴天時の夜間には,しばしば霧が発 生する、この霧は、一般的に「放射霧」と言われるもので、 日較差が大きい時に発生しやすい. 放射霧は, 夜間に 地表面付近で放射冷却が盛んになり,地表面付近の気 温が極端に低下し、水蒸気が飽和凝結することに由来 する.霧は視程や日射を遮り,交通機関や農業などの 人間活動に多大な影響を与える. そのため, 霧の発生 メカニズムならびに水平分布を把握することは急務であ る.しかしながら,定常的な観測は気象官署などの公的 機関でおこなわれているが、地点が限られているため、 面的な分布を捉えることは困難である.既往研究にお いて,霧の発生には、川や湖沼などの存在が重要な役 割を果たしていると報告されている. 一方, 小気候団体 研究会(1994) は,霧の発達過程は地形や一般風など の外的要因が加わることで拡大範囲や消滅時期が決定 されると指摘している.

そこで、本研究では九州地方で発生する盆地霧の季 節変動と経年変化の特徴を把握し、大分県日田盆地を モデルとして、盆地霧の発生・消滅過程を明らかにする. 近年では、高精度な観測機器が比較的安価で入手で きるようになったため、容易に観測地点の分解能を高め ることが可能となってきている.

2. 研究概要

日田盆地は大分県の内陸に位置し,全国的にも夏季 に高温となることで有名な地域である.2018年8月13日 には、九州歴代1位の日最高気温となる39.9℃を記録 している.日田市街地の標高は80~100mであり、日田 特別地域観測所は82.9mに位置している.周囲は標高 約600~1500mの比較的高い山々に囲まれており、東 西に約5km、南北に約4kmの盆地である.しかしながら、 その面積は他の盆地に比べ小さい.観測地点は、市街 地を中心として東西4km、南北約4kmの範囲であり、 計11箇所の気象観測点を設けた.気象官署のある地域 は市内で最も栄えており、多くの商店が密集している地 域となっている.観測項目は、気温(℃)、相対湿度 (%)、大気圧(hPa)、黒球温度(℃)の4項目とした.

3. 霧発生日数の季節変動と経年変化

九州地方の盆地で記録される霧の発生日数につい て把握する.気象官署で観測された気象データを用い て,1950~2017年の計68年間における霧の季節変 動と経年変化の特徴について明らかにする.解析対象 とする気象官署のデータは,期間内に欠測や観測場所 の大幅な移動がない飯塚(福岡県),日田(大分県),人 吉(熊本県)の3地点である.第1図に霧発生日数の経 年変化を示す. 1950~1970 年代にかけては, 飯塚を 除く地域で年間 100 日を超える霧の発生が確認されて いたが, のちにその数は減少傾向である. 一方, 日田に おける霧の月別発生日数(1950~2017 年の平均)を みてみると. 年平均は 71 日であり, 10~12 月の3カ月 間に年間の 50%近くを占めている.

4. 湿数を用いた霧発生場所の推定

気象観測データを用いて霧の時空間的特徴を把握し, 発生場所の推定を試みる.湿数は,気温から露点温度 を差し引いた値で定義される.本研究では,気象官署 (日田特別地域観測所)での霧発生時刻と相対湿度の 値を鑑みて,湿数の数値を決定した.その結果,本研 究における霧発生時の湿数は 1.0℃以下であると定義 した.なお,ここでの霧の発生は,霧本来の定義である 視程が1km未満になる場合である.

2017年11月27~28日にかけて発生した大規模霧の発生分布を第2図に示す.この日の日本列島は大陸からの移動性高気圧に広く覆われたため、夜間には放射冷却が活発となり、各地で大規模な霧が発生した.日田盆地における霧の発生は、西方面からであり、霧は2~3時間で盆地全体に広がったと推定される.しかしながら、市街地中心部での発生は遅いようである.





第2図 日田盆地における霧(湿数 1.0 以下)の発生時刻 (2017 年 11 月 27~28 日)数字は発生時刻
産総研高山サイト(TKY)における長期の微気象観測(1) 気温・放射・LAIの年平均値の年々変動

*近藤裕昭 (産総研・日本気象協会),村山昌平,前田高尚,石戸谷重之(産総研), 三枝信子(国環研),山本晋(元産総研)

1. はじめに

産総研高山サイト(AsiaFlux サイトコード: TKY, 北 緯 36.146°、東経 137.423°、標高約 1420m)では 1998 年 より定常的に渦相関法による CO₂フラックスおよび微 気象観測を実施してきている。今回は、2016 年までの 19 年間の気温・放射・LAI の年平均値の年々変化につ いて報告する。TKY にはタワーが 3 基あり、今回報告 するのはフラックスタワーと呼ばれる 25m のタワーで の気温、放射 4 成分、光合成有効放射量(PAR)から得ら れた LAI でそれらの測定器は第 1 表のとおりである。

第1表 測定要素、地上高、測定器(使用期間)

要素	測定高度	測定器	
気温	25m	ヴァイサラ HMP233(1998-), HMP45A(SP)	
上向き・下向き短波放射	25.5m	EKO MR21(1998-2008), MR50(2008-)	
上向き・下向き長波放射	25.5m	EKO MS201(1998-2008), MR50(2008-)	
PAR	19.5m,2m	Koito IKS27(2010,2013 に交換), 2m は 3 か所の	
		平均値を使用	

2. データ補正と Gap filling (GF)

長期観測には欠測、測定装置のデータのドリフトや 測器の交換による器差などがつきものである。TKYで も当初機器の校正をあまり頻繁には行っていなかった。 年間のデータ取得率が90%以下になっている年がある 要素は下向き赤外放射と地上25mの気温(Ta25)の2要 素であった。また下向き長波放射計とPARについては 測定器取替えに伴いデータに変動がみられたため、以 上4成分について他の測定を用いた補正およびGFが可 能かどうか検討した。

Ta25 については、同じタワーの18m および10m での 測定もあるが、これらは今後キャノピー内外の特徴を 見るために用いる可能性があるため、今回は390m ほど 南南西(標高差約80m)の岐阜大学流域圏科学研究セ ンター高山試験地の露場における気温と比較した。そ の結果、19年間の各時刻別にとった気温との相関がよ いため、時刻別データの両者の回帰式を用いてTKYの Ta25のGFを行った。PAR については周辺の関連する 機器とのデータを比較した中では下向き短波放射のデ ータが比較的安定していたため、Akitsu et al. (2015)を参 考にして下向き短波放射量データより補正と GF を行 った。長波放射量については測器とりかえの前後で値 が変動しているため、放射温度や気温との関係を調べ て(詳細は発表で述べる)やや複雑な補正を行った。

3. 結果

19 年間の Ta25, 夏季(DOY180-240)の平均 LAI の 年々変化を第1図に示す。LAI は Saigusa et al.(2002)に ならい次式で計算した。

$$LAI = -\frac{1}{\kappa_p} ln \left(\frac{PAR2m}{PAR19.5m} \right)$$

ただし Kp=0.83 とした。下向き短波放射量はこの間や や増加傾向にあり、夏季の LAI は 2004 年に台風 6 号(6 月 21 日 16 時に高山市で最低海面更正気圧 984.2hPa を 記録:気象庁ホームページ)で受けた撹乱の影響がし ばらく続いて一時低い値になったが、その後の 7 年で ほぼ回復している。また気温の年々変動の傾向は気象 庁の東日本太平洋側の気温の変動傾向(気象庁ホームペ ージ)とほぼ一致している。



第1図 地上25mの年平均気温(左)、DOY160-240の LAIの平均値(右)の年々変動。

謝辞: PAR の補正について筑波大の秋津博士より有益 なコメントをいただいた。 参考文献

- Akitsu, T., et al., 2015, Agric. Forest Meteorol., 209–210 59–68.
- [2] Saigusa, N. et al., H., 2002, Agric. Forest Meteorol., 112, 203–215

ライダーによる大気境界層内 CO₂, エアロゾル, 気温, 水蒸気の鉛直分布同時観測

*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) 酒井 哲(気象研)

*Makoto Abo, Yasukuni Shibata, Chikao Nagasawa (Tokyo Metropolitan University) Tetsu Sakai (Meteorological Research Institute)

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1.6μmの差分吸収ライダー(DIAL: Differential absorption lidar)を開発した[1,2]。さらに 温度測定用の波長を追加した3波長1.6μm DIALシス テムを開発し、首都大学東京日野キャンパス(東京都 日野市)において、CO₂ 混合比、温度プロファイル並 びにエアロゾル濃度分布の同時連続観測を行っている [3]。今回はさらに水蒸気 DIAL[4]により境界層内水蒸 気濃度の同時連続観測を行い境界層内のこれらの振る 舞いの違いについて考察する。

晴天時の観測の場合、地位表付近の CO2濃度は、日 中より夜間の濃度が高くなる。この原因としては①植 物の光合成活動の低下、②混合層高度低下による濃縮、 ③外部からの移流などが考えられる。一方水蒸気濃度 の変化は海風などの空気塊の移送や混合により複雑に 変化すると考えられる。また、境界層内の CO2や水蒸 気の輸送は主に乱流により行われると考えられるが、 その輸送効率は接地層内で異なる事が指摘されている [5]。接地層におけるフラックスの測定はタワー観測に より行われているが、大気境界層内、並びに大気境界 層と自由大気の間の輸送過程の観測的研究はほとんど 行われていない。本研究では、異なる物質や大気パラ メータの同時連続観測を行うことにより、これらの輸 送過程やメカニズムを明らかにしたいと考えている。

図1は2018/11/25-26の夜間にCO₂DIALにより観 測されたCO₂混合比、気温、エアロゾル濃度、水蒸気 混合比の時間高度断面図である。測定法により境界層 高度やその変動の様相が異なることが分かる。

参考文献

- [1] Y. Shibata, et al., Appl. Opt., 56, 1194-1201, 2017.
- [2] Y. Shibata, et al., Sensors 18, 4064, 2018.
- [3] 阿保他, 気象学会 2018 年度秋季大会, B466, 2018.
- [4] 酒井他, 気象学会 2017 年度秋季大会, B309, 2017.
- [5] 森脇他, 水文·水資源学会誌, 16, 491-500, 2003.



図1 DIALにより観測された CO₂混合比、気温、エア ロゾル濃度、水蒸気混合比の時間高度断面図 (2018/11/25-26)

ドップラーライダーの移動観測による 大気境界層高度および3次元風分布の把握

*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>

近年,リモートセンシング機器を用いた都市境界層 の観測が盛んになってきたが,既存の研究は都市内 1 箇所の定点観測がほとんどである.その中で,森本ほ か(2013)のシーロメーターや Pal et al.(2012)の ライダーによる移動観測が注目される.ただし,彼ら の観測は風の鉛直構造を把握できなかった.我々はド ップラーライダー(以降,DL)による都市境界層高度 だけではなく風の鉛直分布を含む移動観測を立案し, 埼玉県熊谷市街地内外において実践してきた.本稿で は,2018年12月21日の観測によって得られた結果に ついて報告する.

2.研究概要

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), 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 し,灰色の領域が都市域を表す.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. 2018年 12月21日の事例は、夜間の都市境界層構造の把握を 目的に観測を行なった. DL は VPPI モードに設定し, 仰角 69° および 90° を連続走査した. データのサンプ リング間隔は約20秒である.ただし、移動中の3次 元風速の計測が困難であるため、P1~P12 において各 地点約 2 分間停車し計測した. DL は視線方向風速お よび信号対雑音比を測定し、仰角 69°のデータを用い て各高度における3次元風を VAD 法により算出した. また、仰角90°のデータを用いて鉛直風の速度分散を 算出した.なお, P1(北緯 36.108°, 東経 139.364°) を始点・終点とした.

<u>3.結果および考察</u>

第2図に、12月21日19時04分~20時18分の移 動観測によって得られた地上気温分布を示す.都市部 (北緯36.14~北緯36.16)における気温は周辺郊外よ りも3.0~4.0℃高く、明瞭なヒートアイランド現象が 確認された.第3図に同時刻における鉛直風の速度分 散の緯度・高度断面図を示す.ここで、ベクトルは水平 風を示す.地上~高度約125mの都市部における水平 風は、周辺郊外と比較して風速が小さく、風向にばら つきが大きい.さらに鉛直風の速度分散について、 0.1m/s 以上の分散を示す領域は、都市部が地上~約 200mであるのに対し、郊外は高度150m以下であっ た.Barlow et al. (2011)は、鉛直風の速度分散が0.1m/s を超過する領域を大気境界層としている.これらから、 ヒートアイランド現象が明瞭に生じている都市部の境 界層高度が、周辺郊外よりも高いことと考えられる.



第1図 DL の移動観測ルート. 灰色は都市域, ●は立正 大学, Oは折り返し地点, △は JR 熊谷駅, ★は 熊谷地方気象台, 細線はルート①, 太線はルート ②を示す





よって得られた地上気温分布



第2図 12月21日19時04分~20時18分における鉛直 風の速度分散の緯度-高度断面図. ベクトルは水 平風を示す

雲レーダとウインドプロファイラ同時観測 による雲と風の相互作用解析

*鷹野敏明, 笛田亮, 樋川恵祐, 新井智大, 河村洋平(千葉大院工), 山本真之, 川村誠治(情報通信研究機構)

1. はじめに

上昇気流により雲が発生する様子や上昇・下降気流と 雲粒子の関係を知ることは、雲の生成・消滅と物理を解明 するために有効である。ミリ波雲レーダ FALCON-I は千 葉大学で独自に開発された装置で、95 GHz の高い周波 数を用いていることや周波数変調連続波 (FMCW) 方式 を採用していることなどから、雲を高い感度と分解能で観 測できる。本発表では FALCON-I を小金井市の情報通 信研究機構 (NICT) に設置し、同所のウインドプロファイ ラ WPR と同時観測を行った結果を示す。

表1. 雲レーダ FALCON-I とウインドプロファイラ WPR 諸元

諸元	FALCON-I	WPR_LQ-13
レーダ方式	FM-CW	パルス
中心周波数	94.79 GHz	1.3575 GHz
送信電力	2.0 W	5200 W
アンテナ方式	カセグレン	フェーズド・アレイ
空間分解能	高度方向 : 48.8 m ビーム幅 : 0.18 °	高度方向 : 約 60 m ビーム幅 : 約3.17 °

2. 観測と解析結果・解釈

観測は 2018 年 3 月に実施した。 両装置の諸元を表 1.にまとめる。図 1. に 3 月 20 日の FALCON-I の強度 データを示す。今回の解析対象は黒枠で示した高度 0.7~1.5km に存在する雲と風で、観測は天頂方向であ る。図 2. には 11:00 (UT)の FALCON-IとWPR によ るドップラースペクトルマップを示す。これを見ると高度 0.7~1.5km に FALCON-I で見える雲が存在し、その ドプラー速度は -1.7~0.0m/s である。この雲の雲底より 下から雲頂より上まで、WPR で風が捉えられていること がわかる。8~10秒の時間分解能で取得された両者のド ップラースペクトルマップを調べると、WPR の風のドップ ラー速度は、高度 1km 以上の「雲上部」では -0.5~ 0.0m/s でほとんど時間変化しないが、1km 以下の「雲 下部」では 0.0~1.0m/s の上昇流の時間が繰り返され、 そのときの雲のドプラー速度も上昇方向になり、相互作 用が明らかになった。さらに、雲の速度から風の速度を 差し引いた速度差(VDif)を雲粒の落下終端速度として 粒径分布を解析したところ、雲上部では粒径は一定だが 雲下部では大きい方向に変化していた(図3.)。



図 1. FALCON-I による雲のエコー強度図。黒枠で囲った高度 1km 付近の雲と風について解析した。







図3.風が上昇流を示す時間について、雲と風のドプラー 速度の重心値を上段図に示す。左下図はそれらの速度差 で、雲上部では-0.5~0.0m/s で高度による変化はほとん どなく一定だが、雲下部では-1.5m/s に及んでいる。

Possible impact of urbanization on the surface air temperature in Sendai City in the past 150 years

Lidia Lazarova VITANOVA and Hiroyuki KUSAKA (Center for Computational Sciences, University of Tsukuba, Japan)

1. Introduction

Sendai City, known as the 'city of trees', is one of the greenest Japanese cities. Most other studies focused on cities with less vegetation. However, studies in cities with plenty of vegetation should not be ignored. Moreover, estimating the impact of past urbanization could contribute to better urban planning of Sendai City, particularly because it was damaged by the Great East Japan Earthquake of 2011.

We examine the impact of urbanization on surface air temperature in Sendai City during the past 150 year (1850s and 2000s cases). Moreover, we investigate the individual contributions between anthropogenic heat release and landuse changes.

2 Data and methodology

The numerical simulations were run for months of August from 2000 to 2009 using the WRF model with 27/9/3/1-km resolution domains. The initial and boundary conditions are obtained from the NCEP-FNL data set. We used the 1850s map created by Arizono (1995) and Himiyama (1995) (Fig. 1a) for the 1850s case. In addition, we use the land-use data for the 2000s case (Fig. 1b) which is provided by the Japanese National Land Numerical service.

3. Results and conclusions

The WRF model reasonably well reproduces the diurnal variation of the observed surface air temperatures in the 2000s case in Sendai City and five additional stations in the Miyagi prefecture. The model mean biases range from -0.29 to -1.18 °C in August (10-year average). Moreover,



Fig. 1. Land-use around Sendai city for (a) 1850s and (b) 2000s cases. Red color means urban area.

we found that in the 1850s case, the urban heat island is negligible because of very small urban area of Sendai City. Comparing the simulated monthly mean surface air temperatures in the central part of Sendai City between the 1850s and 2000s cases, we found that the monthly mean temperature for August in the 2000s case is 1.30 °C higher than that in the 1850s. Similarly, we found considerable nocturnal (1800–0500 JST) average surface air temperature increases of 2.00 °C in August.

Acknowledgment

The present work was supported by the 'Interdisciplinary Computational Science Program' at the Center for Computational Sciences, the University of Tsukuba, and by the Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology (SI-CAT) of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT).

References

Arizono, S., 1995: 1.2 Land Use in Japan circa 1850 (pp. 4-5), Atlas Environmental Change in Modern Japan, Asakura Publishing Co., Ltd.
Himiyama, Y., 1995: 1.1 Modernization and Lan Use Change (pp. 2-3), Atlas Environmental Change in Modern Japan, Asakura Publishing Co., Ltd.
Vitanova, L. L. et al., 2019. J. Meteor. Soc. Japan, 97.

*小山 亮、岡本幸三、入口武史(気象庁気象研究所)、村田英彦(気象庁予報部数値予報課)

1. 目的

台風は、発達とともに、中心付近に暖気核及び眼 が形成される。これらの特徴的な構造変化の観測を、 現場観測のみで行なうことは限界があるが、時空間 的に均質に得られる衛星観測は、この目的のために 有用である。極軌道衛星のマイクロ波探査計 AMSU-A、ATMS は気温プロファイルを、ひまわり 8号の3つの水蒸気バンド(B08、B09、B10)は、 晴天域に限るが、対流圏上層~700 hPa 面付近まで の水蒸気を観測できる。これらの観測から、特に眼 の内部においては、台風の発達に伴った暖気核の発 達及び眼の中の沈降に伴った湿度変化を捉えること が期待される。本研究の目的は、これらの衛星観測 に基づいた、台風の内部構造の詳細構造の解析のた めの手法を開発することである。本発表では、これ までの開発状況について報告する。

2. データ・解析手法

衛星で観測した輝度温度(TB;単位 K)を用いた 大気プロファイル解析には、1D-Var(一次元変分法) を用いた。1D-Varは、数値予報モデルの大気場を第 一推定値とし、放射モデル(RTTOV v.10.2)を介し て観測データを解析に反映させることができる。本 研究では、各衛星観測点(図1にATMSの例)にお ける気温、比湿のプロファイルを、1D-Varで解析し た。第一推定値は、気象庁全球モデル(水平 20 km、 鉛直 100 層)の予報値を使用した。背景誤差相関は、 NMC法(Parrish and Derber 1992)に基づき算出 されたものを用いた。また、衛星の各バンドの観測 誤差は、気象庁の全球データ同化で用いられている 値($0.2\sim 1.5$ K)を与えた。

解析には、AMSU-A(解像度約 48 km)、ATMS (約 32 km)の気温観測バンド(55 GHz 帯)のう ち、荷重関数のピークが対流圏中層以上(概ね 600 hPa 面よりも上)にあるチャンネルの観測を使用し た。ひまわり8号については、水蒸気バンド(B08、 B09、B10)から算出した晴天輝度温度(CSR;水平 解像度 32 km; Imai and Uesawa 2016)を用いた。

3. これまでの結果

2017 年台風第 21 号 (Lan)の周辺域を対象とし た解析を、10月 19日 0000 UTC から 10月 21 日 1800 UTC までの期間で実施した。AMSU-A 及び ATMS データの同化の前後で、気温プロファイルの修正が 確認され、特に中心付近では、暖気核の気温偏差が 大きくなるように修正されていた(図1、2)。

 一方、400~600 hPa を観測するバンド(AMSU-A: Ch5~6、ATMS: Ch6~7)については、台風の壁雲 領域で、観測 TB が第一推定値(予報値を用いた前 方計算)に対して2K以上低い傾向があり、結果、 解析で気温を下げるように修正され(図略)、降水散 乱の影響を示唆した(品質管理の必要性を示唆)。

次に、ひまわり 8 号の水蒸気バンドによる観測が 解析に与えるインパクトについて、事前調査として、 CSR が算出されていた台風周辺の晴天域を対象に調 べた。結果の一例として、バンド B08、B09 及び B10 の TB の D 値(観測-第一推定値)が正であった台 風の東象限の晴天域内(24.7N、137.7E)では、特 に高度 400 hPa 面以下の高度で、約 0.01~0.3 g/kg 程度、比湿を減少させるインパクトがみられた(図 略)。この結果は、ひまわり 8 号の観測が、1D-Var 解析において適切に反映されていることを示唆する。

引き続き、衛星観測の同化が、大気プロファイル に与える影響を評価するための統計調査を進めると もに、観測データの品質管理手法についても検討を 行なう。また、高解像 CSR データを用いた、台風の 眼の中の解析も実施する予定である。

謝辞:本研究は,JSPS 科研費 JP18K03747 の助成 を受けたものです。



図 1: ATMS の Ch9 (~180 hPa 面を観測)の TB (観測) -TB (予報値を用いた前方計算)の空間分布 (2017 年 10 月 20 日 0600 UTC)。☆は図 2 で示す ATMS の観測点。



図 2: 台風中心近傍 (19.33N,130.14E:図1中の☆)の気温 偏差(半径 600-700km内の平均気温からの差)プロファイ ル(10月 20日 0600 UTC)。太線:解析、点線:第一推定値。

MU レーダー外付け受信専用アンテナを用いた アダプティブクラッター抑圧システムの開発 橋口浩之・寺田一生・山本衛(京大生存研)

1 はじめに

大気レーダー観測において、しばしば強い地 形性クラッターエコー(山や建物からのエコー) が観測の障害となることがある。クラッター抑 圧法として NC-DCMP (Norm Constrained-Directionally Constrained Minimum Power)法が提 案され、MU レーダーの25 チャンネル受信デー タに適用し、効果があることが実証されている [Nishimura et al., JTech., 2012; Hashiguchi et al., Radio Sci., 2018]。しかし、この方法では若干メ インローブにも影響を与えるため、大気エコー の S/N が劣化するという問題がある。そこで本 研究では、水平方向に指向性を有する受信専用 の外付けアンテナを用いて、S/N 劣化の少ない クラッター抑圧手法について研究した。

2 NC-DCMP法

NC-DCMP 法では、下記の制約条件付最適化 問題を解く。

minimize
$$P = \frac{1}{2} w^H R_{xx} w$$

subject to $C^T w^* = N$ and $|w^H w| \le \delta N$

Pは信号電力、wはウェイトベクトル、 R_{xx} は入 力信号の共分散行列、Cは所望信号の方向ベク トル、Nはアレーの数、δはノルム拘束値、Hは エルミート演算子、T は転置作用素、*は複素共 役を表す。各サブアレイ(アンテナ)のゲイン G_i が異なる場合、方向ベクトルの大きさを $C_i = \sqrt{G_i/||G||}$ とすれば良い。特に、 $G_1 \gg G_2, G_3, \cdots$ の ときには、 $C = [1,0,0,\cdots]^T$ として良い。

3 提案手法

MU レーダーアンテナ周辺に、図1に示すようにターンスタイルアンテナを4基設置した。 アンテナからの信号を、リミッター、BPF、LNA を通して増幅した後、MU レーダー観測室まで 同軸ケーブルを引き、観測室でLNA でさらに 増幅した後、中間周波数(5MHz)にダウンコンバ ートし、MU レーダー受信システムに入力した。 幸い、MU レーダーの超多チャンネル受信シス テムには4つの空きチャンネルがあるので、そ れを利用した。

従来のクラッター抑圧法である 25 チャンネ ルの受信データを独立に使用した NC-DCMP法 と、25 チャンネルを単純合成したものと外付け アンテナ4 チャンネルで NC-DCMP 法を適用し たものを比較した。前者では大気エコーの S/N が劣化することがあるが、後者では 25 チャン ネル単純合成によりメインローブ形状が保証 されるので、S/N 劣化は見られなかった。クラ ッター抑圧特性は、後者では抑圧できる場合と 抑圧が十分でない場合があった。これは、現在 の外付けアンテナ設置場所が北側に偏ってい るため、クラッター源が南側にある場合に抑圧 が難しいと考えられる。

4 まとめ

MU レーダーに受信専用アンテナを付加し、 NC-DCMP 法による S/N 劣化の少ないアダプテ ィブクラッター抑圧システムを開発した。今後、 アンテナ設置位置を最適化し、MU レーダーの 実時間処理システムに実装し、対流圏・成層圏 標準観測モードで試験運用を行う予定である。



図1. 信楽 MU 観測所に設置された受信専用タ ーンスタイルアンテナ。

地デジ放送波を用いた水蒸気量推定手法の研究開発 - 首都圏観測展開の現状と小型装置の試作-

*川村 誠治、花土 弘、太田 弘毅(情報通信研究機構) 松村 喜修、森 良輔、野田 一善、長谷川 照晃(ソシオネクスト)

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 地的大雨等の時空間スケールの小さな気象現象の予測を 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]。地デジ放送波の伝搬遅延 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 を首都圏複数地点で実施すると共に、今後さらに観測地点 を増やしていく上で重要となる小型・低消費電力の観測装 置の開発も進めている。本発表では観測展開の現状と、試 作中の観測装置について報告する。

2. 手法(反射法)概要

地デジ放送波の伝搬遅延は遅延プロファイルの位相を 用いて計測される。ピコ秒の精度で測定をする上では、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 差を取ること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2019年1月現在の観測展開の現状を示す。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2018年3月から埼玉大学において 観測を開始している。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。 2019年1月現在7地点で連続観測を開始しており、その 他にも複数地点で試験観測を実施している。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 スカイツリーに対して後方となる(図中の太実線)。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、地点によってはテレビ埼玉、テレビ神奈川、千葉テ レビなど、東京スカイツリー以外の電波塔からの電波も受



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)。



図 2: 現在開発中の小型装置に内蔵する FPGA ボード。

信が可能である。そういった地点では複数の基線が取れる ため、積極的に複数の局を受信して利用している。

4. 小型装置の試作

これまでのところ全ての観測は、ソフトウェア無線デ バイス (USRP-N210) と PC を用いて開発した装置を使って 実施している(プロトタイプ)。比較的安定な運用ができ ているが、今後観測地点数を増やしていくためには、より 小型・低消費電力で取扱いが簡便な装置の開発が重要であ る(普及モデル)。そこで、株式会社ソシオネクストとの 共同研究の下、FPGAを用いた装置の試作を 2018 年度から 開始している。図2に示すのは開発中の FPGA ボードであ る。最終的にこのボードは250×200×60mm程度の筐体に 入る予定で、この装置が従来のUSRP-N210とPCの機能部 分(地デジ受信信号の AD 変換、復調の一部、遅延プロフ ァイルの算出、遅延量の測定等)を担うことになる。また 多地点展開を視野に、ネットワーク経由で複数の小型装置 の状態監視等を行うソフトウェアも同時に開発中である。 装置の動作検証後は、今後の装置展開において徐々にプロ トタイプからの切り替えを進めていく計画である。

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。

参考文献

- [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-首都圏観測展開とその初期結果-,日本気 象学会 2018 年度秋季大会.
- [2] Kawamura, S., et al. (2017), Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, 52, doi:10.1002/2016RS006191.

神戸 PAWR による台風 21 号の風速評価

*佐々浩司(高知大学理工学部門),西井章(高知大学院理),佐藤晋介(NICT) Koji Sassa, Akira Nishii (Kochi Univ.), Shinsuke Satoh(NICT)

1. はじめに

平成30年9月4日に非常に強い勢力を保ったまま神 戸市付近に再上陸した台風21号は近畿圏を中心として 広範囲に強風被害をもたらした。ここでは、神戸 PAWR により観測された台風雨雲内の風速を評価した結果に ついて報告する。

2. レーダー解析

神戸 PAWR は 30 秒ごとに半径 60km 内の反射強度とド ップラー速度のボリュームスキャンデータを得ること ができる。これらから各高度断面における水平分布を 求めるとともに、エコーパターンが 30 秒間では大きく 変化することなく、凍結したまま移流するものと仮定 してパターントラッキングにより、風速ベクトル分布 を求めた。

3. 解析結果

神戸上陸前においては、図1に示すように下層1km程 度までは地表面摩擦の影響により、台風中心に向けて 収束する風が卓越しており、大阪市近辺では東南東の 風であったが、上層では台風の旋回流に対応する南南 東の風が支配的となるようなエクマンスパイラルが認 められた。台風上陸前の12JST後半から14JSTまでは エコーがあまり認められなかった。一方、上陸後の 14:20JSTでは台風の北上に伴って下層から上層まで西 寄りの風に変化した。なお、高度3kmにおける台風接 近時の12:40JSTでは一部折り返しエラーも含みつつ 50m/s 以上のドップラー風速が観測されており、一部 60m/sを超える風速もあったと推定される。

大阪近辺の強風については、レーダーに対して接線 方向の風成分であるため、ドップラー速度から直接風 速を評価することができないため、比較的エコーが明 瞭に見られる時間帯についてエコーパターンをトラッ キングすることにより風速ベクトルを求めた(図2)。 過誤ベクトルも多く見られるものの、関西空港付近の 風速場はドップラー速度とも対応し、50m/sを超える風 が認められた。14:20JST ではこの地域で強い南西風が 認められる。

謝辞

本研究は文部科学省科研費18K19953の支援を受けて 進められた。



図1 神戸 PAWR の 1kmCAPPI データ。左: 反射強度、 右: ドップラー速度、上: 12:40JST、下: 14:20JST



図2 高度1kmにおける反射強度と風速ベクトル分 布。上:12:40JST、14:20JST

ステレオビジョンに基づく

Cloud Image Velocimetry の検討

*高瀬裕介 (東京理科大学理工学部),

仲吉信人 (東京理科大学理工学部)

1. 序論

近年,都市部で多発しているゲリラ豪雨やヒートア イランド現象等の気象災害の被害が問題となっている. シミュレーションによるメカニズムの把握及び予測に は物質の輸送を担う風況の観測が不可欠である.気象 庁では静止気象衛星ひまわり 8 号で観測した雲や水蒸 気の動きから風速・風向を算出する AMV(Atmospheric Motion Vector)の研究が行われている(小山, 2015)¹⁾. 一方で AMV は高度の推定精度に不確実性が残る.本 研究ではステレオビジョンの原理に基づき,複数のデ ジタルカメラを用いて雲の具体的な高度,及び風速・ 風向を画像解析で自動的に算出する,新しい風速測定 手法 Cloud Image Velocimetry の構築を目的とする.

2. 研究手法

(1) 風速測定手法

複数のデジタルカメラを上空に向けて地上に設置 し、雲をトレーサーとして異なるアングルから一定時 間ごとに連射撮影する.一方のカメラで撮影された雲 が別のカメラで撮影した画像のどの位置にあるかを探 索する.物体追跡の手法にはテンプレートマッチング を採用した.撮影した画像をグリッドに分割してテン プレートとして設定し、別画像中で画像相関が最も高 い箇所を雲の同じ部分として認識させる(図1).異な るアングルから撮影された雲の画像座標を複数取得 し、写真測量の一種であるステレオビジョンを用いて 3 次元座標に復元する.求めた雲の空間位置の時間差 分によって風速を算出する.

(2) 観測概要

2018/11/20-11/22, 11/26-11/27 に東京理科大学野田 キャンパス 10 号館(E139°54'19", N35°55'04", 38.9 m)及 び 15 号館(E135°54'40", N35°55'16", 34.1 m)の屋上にカ メラを設置し, 観測を行った. 連射撮影の間隔は 10 秒に設定した.

3. 結果と考察

ここでは11/20, 11:06-12:06 の1時間の水平スカ ラー風速,及び同日9:00 に茨城県館野で放球された ラジオゾンデで記録された高度 2150[m] における水平 風速を示す(図2).前述のように画像をグリッドに分割 しているため、各グリッド毎に風速が算出されるが、 今回はその中央値を各時刻における風速とした.本手 法で観測された水平風速については 8 – 9[m/s]を推移 しており、一部欠損があるもののラジオゾンデで観測 された風速と比較すると概ね一致していることが分か る.ただしこれは異なる時刻と場所で観測されたデー タであるため今後より詳細な比較、検討が必要である. また、この観測で確認された風向をひまわり8号で撮 影された衛星写真と比較した.その結果、本手法と衛 星のどちらも東向きの風向が確認できたため、本手法 で算出した風向は有意であるといえる.



図1 画像上での雲の追跡結果



図2水平スカラー風速

謝辞

科学研究費補助金(課題番号:18K13840,および 17H01292)の支援を受け実施された.ここに謝意を表 す.

参考文献

[1]小山亮: MTSAT ラピッドスキャン観測データを用いて算出された台風領域の上層大気追跡風の特性,日本気象学会,2015.

世界の寒波と熱波の分布とその原因の調査

田中 実(無所属、土浦市西根西1-6-21)

1・はじめに

気温の最高(最低)記録とその出現月の平年 値(ほとんどの地点で1981-2010年)の日最高 気温(日最低気温)の差が大きい地域の分布と その原因の調査を行つた。最高(最低)記録と平 年値の差が15(20)℃以上の地点を熱波(寒 波)の観測地点と定義した。

2. 資料

ウイキペディアのホームページから世界の地 点データ(元は NOAA 等の気象機関)それ以外 に気象庁と NOAA のホームページのデータを利 用した。

3. 世界の寒波の分布

図1に寒波の分布を示す出現月はほとんど1 月である。北半球の大陸の西側で差が30 ℃以 上で大きく東側の高緯度の寒極で小さい。50N以 南の東側ではアジアで小さくアメリカで大きい。 図2に1月の海面気圧と地上風の平年値を示す。 大陸の西側では海上からの西風で平年の寒さが 弱められているがブロツキイング現象が出現す ると寒冷な地域から東風が吹き強い寒波になる。 中国・日本で小さいのは強いモンスーンで定常 的に寒いためである。アメリカでは寒気の南下は 断続的で強い寒波がある。南半球では南米のパタ ゴニアで出現するがこれもブロツキイング現象 の出現による。寒極では春・秋にやや大きく寒冷

4.世界の熱波の分布

図3に熱波の分布を示す。出現月はそろぞれの 地域の夏が多いがエジプト・イスラエルは5月、 カルフオールニアは9月である。すべて沿岸部の 狭い地域なので見やすくするため実際の幅の約 2倍にしてある。オーストラリア南部沿岸で差が 20 ℃ 以上で大きくそれ以外はアフリカ南岸 と北岸、アメリカの西岸等で大きい。いずれの地 域も内陸側に砂漠か乾燥地があり夏に非常の高 温になる。ふだんは海からの低温の風で平年の日 最高気温が20-25℃ であるが内陸から風が吹く と40-47℃ に上昇する。オーストラリア南部・ アフリカ南部では低気圧が南を通過する時、寒冷 前線の前面の北風で内陸の高温の空気が南下す る。頻度は低いがブロツキイング現象が出現する と数日の高温が観測される。エジプト・イスラエ ルは5月に地中海を通過する低気圧にサハラか らの高温の風が吹きハムシーンと言う地方名が ついている。カルフオールニアは9月にサンタア ナと言う乾燥した北東風で高温の記録が出現し ている。



図1 気温の最低記録と日最低気温の平年値の 差。20°C 以上を灰色、30°C 以上を暗灰色 で示す。



図2 1月の海面気圧と地上風の分布。気象庁の ホームページより。



図3 図1と同じ、但し最高記録と日最高気温の 差。15℃ 以上を灰色、20℃ 以上を暗灰色 で示す。

アフリカ サヘルの対流変動が駆動する北半球大気循環パターン

*中西友恵 立花義裕 (三重大学大学院生物資源学研究科)

1. 序論

夏季東アジアの異常気象の要因の一つとして,北 半球中高緯度におけるテレコネクションパターンが 知られている(Wakabayashi and Kawamura, 2004[1]). ただし,その発生要因に関しては未解明な部分が多 い.一方,Gaetani et al. (2010)[2]は,ヨーロッパの 気候にサヘルの対流変動が影響を与えることを示し た.ここで,ヨーロッパは先に挙げたテレコネクシ ョンパターンの上流に位置するにもかかわらず,そ の他の先行研究を含めても,サヘルの対流変動がヨ ーロッパを越えて東アジア方面に与える影響を調べ た研究はない.そのため,本研究ではサヘルの対流 変動が駆動する大気循環パターンを,北半球規模で 明らかにすることを目的とする.

2. 使用データ・解析手法

対流活動の指標としてアメリカ海洋大気庁の外向 き長波放射(以下,OLR)を,その他大気場のデー タには気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55 を使用 した.それぞれ月平均データを 1979-2016 年の 38 年 分使用している.西経 20 度-東経 40 度,北緯 10 度-20 度で 6 月の OLR を領域平均し作成したインデッ クスと 6,7 月の大気場データとの回帰計算を行った.

さらに、サヘルの対流活動による熱源に対する定 常応答を確認するため、線形傾圧モデル(LBM)

(Watanabe and Kimoto 2003[3]) による実験も行った. 後述の回帰分析の結果を参考に,サヘル領域の 400hPa 面を中心に 1K/day の熱源を与えた.

3. 結果

6月のサヘル OLR インデックスをジオポテンシャ ル高度場に回帰すると,6月 200hPa 面では亜熱帯ジ ェット,7月 500hPa 面では寒帯前線ジェット付近に 波列が見られた(図1).この波列は先行研究[1]で示 されたテレコネクションパターンに良く類似してい る.また,サヘルの対流変動との関係性が強い,大 西洋の海面水温やエルニーニョ・南方振動の影響を 線形的に除去しても波列パターンは維持されること も確認した(図省略).

図2は LBM 実験による, サヘル上空の熱源に対 する 500hPa 面ジオポテンシャル高度の定常応答で ある. 回帰分析の結果と同様に波列パターンが現れ, その位相も非常に良く一致している.

4. まとめ

回帰分析および LBM による実験から, サヘルの 対流変動が, 北半球中高緯度における波列パターン を駆動する可能性が示唆された. また,本研究の結 果は日本の昨夏の異常気象の事例とも整合性がある ことを確認している. このことからも, サヘルの対 流はテレコネクションパターンを介して日本の夏の 異常気象と関連している可能性がある.

参考文献

 Wakabayashi.S., Kawamura.R., 2004, Journal of the Meteorological Society of Japan, 82, 1577-1588.
 Gaetani.M., et al., 2011, Geophys.Res. Lett., 38, L09705.

[3] Watanabe M., Kimoto M., 2000, *Quart J R Meteorol Soc* **126**, 3343–3369.



図 1. 6月のサヘル OLR インデックスとジオポテンシャル高度との回帰. 上は 6月 200hPa 面,下は 7月 500hPa 面.四角で囲った領域が本研究で定義したサヘル領域.

線:回帰係数(m),色:有意水準90%以上



図 2. LBM 実験(サヘルに熱源) 6月 500hPa 面ジオポテンシャル高度.

線, 色:熱源を置いたことによるジオポテンシャル高度の変化量(m)

バングラデシュにおける1891-2016年の日降水量デー タを用いた降水分布特性の経年変化

○村田 文絵(高知大理), 寺尾 徹(香川大教育), 木口 雅司(東大生産研),
 福島あずさ(神戸学院大), 田上 雅弘(芝浦工大), 林 泰一(京大東南ア研),
 井上 知栄, 松本 淳(首都大)

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,旧英領インドで発行されたDaily rainfall in India から現在バングラデシュ気象 局の観測所がある地名の観測点23地点及びバ ングラデシュの降水量極値が観測された地点と して知られるLallakhalのデータをデジタル化 した。さらにバングラデシュ気象局から入手し た1951年以降のデータと接続し,1891-2016年 の日雨量データセットを作成した。本研究では 23地点の長期雨量データに EOF 解析を施し, 卓越する空間分布とその季節性,それらの分布 の経年変化を明らかにする。

2. 結果

1951 以降に接続できる観測点がある 23 地 点について, pentad データに EOF 解析を行い, バングラデシュ域の卓越する降水量分布を求 める。第4モードまでの累積寄与率は75%で ある。EOF1の寄与率は58%であり、バングラ デシュ全体の降水量の多少を表す。時定数の平 均の時系列は5月初旬から10月初旬まで(pentad25~57)正となる顕著な季節変化を示す。図 1はAkasaka(2010)を参考に、EOF1の時定数に 対して前後 5pentad 平均が正となる pentad を 赤点で示す。1940年頃までと1990年頃以降の データがよく揃っている一方で政情不安定であ った時期に欠損(白抜き黒丸)が多い。ほとんど の年で5月終わり頃 (pentad30) までに EOF1 が 正となる一方で、年により4月初旬 (pentad23) から雨が持続するプレモンスーン降水が卓越す る年がみられる。

EOF2の寄与率は7.4%であり、南北に降水量

の偏りをもつ分布を表す。バングラデシュ北部 の降水量が南部と対照的に降水量が多い時期 (EOF2が正)はモンスーン季の初期と後期に2 ピークを持つ一方で、モンスーン季ただ中の7 月後半 (pentad42) を中心に EOF2 が負の分布 が卓越する。EOF3の寄与率は5.5%で、東西に 降水量の偏りをもつ分布を表す。EOF4の寄与 率は3.8%であり、北東部とその他の地域に降水 量の偏りをもつ分布を表す。季節変化はEOF2 と似ているが, EOF4 が正となる期間はプレモ ンスーン季に卓越する。プレモンスーンからモ ンスーン季初期にかけての北部に偏った雨の分 布は地形をトリガーとする対流雲が発生するた めと考えられる一方で,モンスーン季中頃のバ ングラデシュ南部に偏った降水分布は熱帯収束 帯の北上に対応すると考えられる。



図 1: EOF 解析の第1モードの前後 5pentad 平 均が正となる pentad を赤点で示す。白抜き黒 丸は欠損を示す。

日本における過去 65 年間の極値雨量の経年変化解析とその要因分析

*若月泰孝^{1,2}, 大友眞太郎¹ 1) 茨城大学理学部, 2) 海洋研究開発機構

1. はじめに

近年,日本で極端な降水の発生頻度が増加傾向に ある.また,IPCCによる将来の気候変動予測でも, 極端降水の強度および発生頻度が経年的に増加する ことが予想されている.一方で,極端な降水の経年 変化の地域性に関する調査解析は十分とは言えない. そこで本研究では,日本各地で観測された極値雨量 (通年や季節毎の年最大降水量)の経年変化を解析 し,地域的特徴を抽出してその要因を考察した.

2. 研究手法

日本全国の気象官署などの146地点で,1951年から2015年までの65年間を対象として,気象庁の1時間雨量データを用いて極値雨量の解析を行った(地域性と長期変化を両方評価することを考慮して選択).連続時間積算雨量(1時間,3時間,6時間,24時間)の年最大値,および各季節の総雨量と日雨量の最大値から経年変化率を算出した.解析結果はt検定を行って変化傾向の有意性を評価し,有意な地点のみの結果を考察した.次に,解析結果の考察のため,いくつかの要因分析を行い,極値雨量の経年変化傾向にはどんな現象が深く関わっているのか,判明した範囲での考察を行った.

3. 結果と考察

連続時間積算雨量の年最大値に関しては,積算時 間が長くなるにつれて地域性が表れてきた.1時間 降水量などの経年変化率に明瞭な地域的違いは見ら れない.一方で,24時間降水量の年最大値では東北 から関東甲信地方にかけての太平洋側を中心に有意 な上昇傾向を示す地点が集中した(図略).次に季節 毎の総降水量,日雨量の年最大値を解析した結果, 夏(JJA)では,中部を中心に総降水量と日雨量が減 少する地域が現れた(図略).秋(SON)では,総降 水量の経年変化率には明瞭な地域性はないものの, 日雨量の年最大値が東北から関東地方にかけての太 平洋側を中心に有意な上昇傾向を示した(図1).

秋の日雨量の年最大値(図 1 右)の結果を考察する ための要因分析を行った.同解析で有意な増加傾向 を示した全 26 地点を対象に,毎年秋に日積算雨量の 年最大値を観測した日の地上天気図などを分析し, 観測要因となった大気現象(低気圧・台風・前線な ど)を集計した.前半 30 年間(以下前半)と後半 30 年間(以下後半)を比較したところ,東北・関東 の太平洋側の有意上昇地点において,低気圧による 大雨の寄与率が前半の 54%から後半の 37%に減少 したのに対し,台風による大雨の寄与率は,前半 32%から後半 44%に顕著に増加していたことがわ かった.最近の東北・関東の太平洋側の極値雨量を もたらした現象の多くが台風によるものに変化した といえる.

一方で、日本付近を5度格子に分割し、台風の存 在頻度の経年変化の解析を行った.秋の一部箇所で 台風の存在回数に有意な増加傾向が見られたものの、 東北・関東の太平洋側に大雨をもたらしやすくなる ような傾向変化に関連しているとは思われなかった (図略).また、日本付近の台風の勢力(最低気圧) に関する経年変化傾向の解析も行ったが、降水量の 極値の経年変化と関連する結果は得られなかった. すなわち、台風の頻度や台風の強さ(気圧)に明瞭 な変化傾向がないものの、台風が大雨をもたらす頻 度が増えていることを意味し、一つの台風がもたら す雨量が増加傾向にある可能性を示唆している.さ らなる調査を行い、その経過を報告する.

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.



図1: (左)秋の総雨量の経年変化率,(右)秋の日雨量の年最大値の経年変化率.〇地点は変化が有意でなかった地点.

スリランカにおける 100 年データを用いた降水特性の変化

*木口雅司(東大生研)、岡見菜生子(東大院工)、田上雅浩(芝工大)、林 泰一(京大東南ア研)、

沖 大幹(国連大/東大 IR3S)、松本 淳(首都大/海洋研究開発機構)

1. はじめに

アジアモンスーンは、明瞭な季節風と乾季・雨 季を持つ降水特性を特徴とする。雨季の多量の雨 は、農業の恵みとなる一方、極端な洪水や干ばつ は人命や資産の損失をもたらす。産業革命以降の 気候変動による極端な降水現象の変化は、人間活 動に直接影響する。南アジアで総じて言えるが、 近年の人口増加と経済発展が著しく、モンスーン 変動の影響が顕著で、脆弱性も高い。Germanwatch (2017)は 1997~2016 年の気候リスクを国別に指 標化し、モンスーンアジア域の多くの国が Top20 に入っている。Jayawardene et al. (2005)では月 降水量ではあるが100年以上のデータを用いたト レンド解析を実施し、Alahacoonet al. (2018)で は 21 世紀以降の日降水量データを用いたトレン ド解析を実施したが、気候変動の影響、特に農業 分野における影響を議論するには、日降水量での 解析と解析期間の延長が必要である。

そこで本研究では、デジタル化されていないス リランカにおける旧英領時代を含む日降水量の データレスキューを実施し、まず 1917~2016 年 のデータを用いたスリランカ全体の降水特性の 変化を明らかにする。

2. データ

対象領域は、現在のスリランカの領土とし、現 在の観測地点と連結可能な 21 地点のデータを用 いた。19 世紀は観測点が少ないため、一部の地点 では 1868 年からデータがあるが、今回は使用し ていない。データの均質性を 4 つの統計テスト

(Wijingaar et al., 2003)を実施し、最終的に13 地点を以降の解析に用いた。

3. 手法

Endo et al. (2015)に倣い、年降水量 (PRCPTOT)、 日降水強度 (SDII)、年間最大日降水量 (RX1day)、 年間最大 5 日間降水量 (RX5day)、日降水量 95 パ ーセンタイル値 (R95%)、日降水量 99 パーセンタ イル値(R99%)、連続無降水日数(CDD)、連続降水 日数(CWD)、日降水量10mm以上の日数(R10mm)、 日降水量20mm以上の日数(R20mm)、日降水量50 mm以上の日数(R50mm)、日降水量1~3 mmの日数

(R03mm)、年間降水日数(WDAY)の13個の指標に ついて計算した。トレンド解析ではMann-Kendall テストを用いて評価した。

4. 結果

本研究の初期結果によれば、年を通じて強雨の 日数と強度は増加し、弱雨は若干減少傾向である。



図1:スリランカにおける100年間のプレモンスーン期(3~5月)の 降水特性に関する指標のうち、特徴的な6つの結果を示す。縦軸 は地点数、寒色系が減少、暖色系が増加を示す。

また季節ごとに見ると、プレモンスーン期(3~ 5月)には降水日数や弱雨の減少に伴う総量の減 少が見られる。一方、モンスーン期(6~9月)には 降水日数や弱雨が減少傾向である。このような季 節による様々な指標の変化は、特に農事暦などに 影響する指標については重要と言える。

5.まとめ

本研究ではデータレスキュー活動を通じた 100 年間のスリランカにおける降水特性を解析した。 本稿では初期解析の結果のみを示したが、今後は、 20世紀再解析データ等を用いて、その背景要因を 明らかにする予定である。

謝辞

本研究は、JSPS 科研費 JP26220202、2017 年度 住友財団環境研究助成「茶園観測データレスキュ ーと将来予測による 19-21 世紀アジアモンスーン の降雨変化」、(独)環境再生保全機構の環境研究 総合推進費(S-14) によって実施された。

気象情報可視化ツール Wvis の開発と 3D プリンターによる教育用立体気象模型の作成 *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の可視化機能の概要と、 3D プリンターを利用した立体気象模型の造形につい 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。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、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いる。

http://wvis.jimdo.com/

3. 台風の可視化と立体模型の例

図1は、伊豆大島を始め各地に大きな被害を与えた 2013年台風26号をWvisで可視化したものである。ベ クトル矢は下層の風向・風速を、緑色の等値面は等風 速面を表し、上空のジェット気流を表現している。オ レンジ色の面は等相当温位面で、台風の中心付近の暖 かく湿った空気を示している。

現在開発中のWvis 次バージョンでは、可視化結果の 3D プリンターへの対応を進めている。等風速面および 等相当温位面等の立体的な形状を、3D プリンターで広 く用いられている STL ファイルに変換し出力する。こ れを必要に応じて 3D CAD ソフトウェアを用いて修正 した後、スライサーソフトウェアにより層ごとのデー タである G-code ファイルを作成し、3D プリンターで 造形する。

図2は、Wvisによる台風の立体模型の作成例で、台 風の立体的な構造やジェット気流との位置関係を説明 する教材として、気象教育において活用している。

4. おわりに

今後は造形の精度向上や気象模型に適した造形素材 を検討するとともに、さらなる「航空気象の見える化・ 触れる化」を目指して、Wvisの開発を進めていく予定 である。



図1 2013 年(平成 25 年)台風 26 号の可視化例 (数値予報データ提供:気象庁)





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.

ベトナム気象局解析雨量と 2018 年 12 月ベトナム中部の豪雨について *斉藤和雄 (気象業務支援センター/東京大学大気海洋研究所/気象研究所), Le Duc (海洋研究 開発機構/気象研究所), Du Duc Tien and Mai Khanh Hung (ベトナム水文気象局)

1. はじめに

ベトナムでは、毎年のように大きな気象災害が発生 しており、その軽減は重要な課題となっている。国際 協力機構(JICA)の無償資金協力の一環として、ベトナム 北部のハイフォン (フーリエン)及びヴィンの両市に S バンド気象ドップラーレーダーが設置され 2017 年 11 月から稼働している。同レーダーの活用を中心として 包括的な気象サービスの能力向上を目指して、2018 年 から JICA 有償勘定技術支援「ベトナム国気象予測及び 洪水早期警報システム運営能力強化プロジェクト」が 始まっており、一般財団法人気象業務支援センターな どが参加している。この業務では、日本の気象庁とも 連携して同国における①気象観測機材の保守点検及び 校正、②気象観測レーダーデータの解析及び品質管理、 ③大雨・台風に関する監視・予報業務、④情報伝達、 の各能力の向上を目指している。

③の活動内容の一つとして、ナウキャスト・短期降 水予報について、水文気象セクター開発戦略の実施上 の課題の特定及び将来の開発計画についての提言を行 うことが挙げられており、同国における降雨ナウキャ ストおよび数値予報、降水ガイダンスを含む降水予報 業務の現状と問題点の把握を始めたところである。

2. ベトナム水文気象局での降雨ナウキャスト

ベトナム水文気象局では国内 176 ヶ所の有人気象観 測所が1日4回(1時、7時、13時、19時)通報する 前6時間積算雨量を5km格子に内挿した積算雨量図を 作成しているほか、2018年8月からは国内約1000箇所 のAWSによる毎時地上降水、上述のSバンドレーダー を含む12か所の気象レーダー、衛星(ひまわり)デー タからの推定降水量のデータに基づき、前3時間解析 雨量の作成を開始している。平均雨量と最大雨量の二 種類の解析を行っており、平均雨量では解析格子(5km 解像度)内にAWSの観測がある場合はその観測値(複 数ある場合はその平均値)を用い、無い場合はレーダ ー反射率から求めた雨量を用い、レーダーデータが無 い場合は衛星(ひまわり8号)のデータから推定した 雨量を用いる。最大雨量では、上記3つのデータの内 の最大値を用いている。

3. 2018年12月8-9日のベトナム中部での豪雨

2018年12月、ベトナム中部ではダナン市で8日午後 7時からの24時間に635mmと1975年に統計を取り始 めてから最大の雨量が計測される記録的豪雨があった。 この時の6時間降水量、3時間解析雨量、ECMWF全球 モデル(IFS)による6時間降水量の予報、およびベトナ ム水文気象局が実行している5km格子領域モデルの結 果を例として下図に示す。当日は、解析雨量作成方法 の詳細や課題、気象庁全球モデルを含む数値予報の現 状と課題などについてポスター発表する。



左上) 9日 00UTC-06 UTC (7時~13時)の雨量計による6時間雨量。右上)9日 00UTC-03 UTC (7時~10時)の3時間解析雨量。下)8日 00UTC を初期値とする IFS と 5km 格子 WRF の 30時間予報による9日 00UTC-06 UTC (7時~13時)の6時間雨量。.

謝辞

本プロジェクトへの参加に関して、赤枝健治 JICA 長期 専門家、気象業務支援センター振興部の登内道彦部長、三 上正男国際業務課長、佐々木喜一専任主任技師、一条弘之 専任主任技師、日本気象協会防災ソリューション事業部の 金原知穂氏、およびベトナム水文気象局関係者の方々

(Hoang Duc Cuong 水文気象予報センター長、Nguyen Vinh Thu 観測部長, Nguyen Dang Quang 水文技術応用セン ター次長ら)に大変お世話になっている。解析雨量マップ は Hoang Duc Cuong 博士を代表とする "Developing an operational heavy rainfall forecast system for Bac Bo - Vietnam" (project code KC.08.06/16-20)の補助を受けている。

気象庁波浪モデルにおける台風ボーガス利用法の改善に向けて

気象庁 地球環境 · 海洋部 海洋気象情報室 伊藤 享洋 · 檜垣 将和 · 櫻木 智明

1 はじめに

波浪モデルは、一般に周波数と波向の関数 である波浪の2次元エネルギースペクトル *E*(*f*,*θ*;**x**,*t*)を予報変数とし、海上風によるエ ネルギー入力などの外力項を含むエネルギー 平衡方程式を基礎方程式とするモデルであり (Ueno et al, 2004)、海上風が変わると波浪予 測が大きく変わる。特に、台風接近時には海上 風が強く、顕著な波浪が予測されるため、精度 の高い海上風予測が必要である。本発表では、 台風接近時の海上風予測について現状用いて いる手法とその問題点および、検討している改 善案についてまとめる。

2 台風ボーガスの利用と課題

気象庁の波浪モデルでは、外力として気象庁 全球大気モデル GSM の海上風 (以下、モデル 風)を与えているが、全球解析・予報のいずれ にも誤差があり、発表される台風の進路や強度 の予報は、モデルと異なっていることがある。 これを補正するため、気象庁が発表する台風解 析・予報に沿って、Fujita(1952)の式に基づい て台風周辺の人工的な気圧・風分布 (これを台 風ボーガスと呼ぶ。以下 BGS)を作成し、モ デル風の一部をこれに置き換えて波浪モデル を実行している。そのため、たとえばモデル風 の台風位置と BGS の台風位置が大きくずれた 場合は、モデル風の台風周辺の風分布が残って しまい、台風が2つあるかのような予測結果に なってしまう (図 1a,b 参照)。

3 Vortex Relocation

前節の問題に対して考えられる改善策とし ては、モデル風の台風渦の成分を消去した後、 BGS を埋め込む Vortex Relocation を用いる 手法 (以下、この手法のうち台風渦成分を消去 する部分を便宜上 VR と表記する) が挙げら れる (Kurihara et al. 1993 等)。VR によっ てモデル風上の台風渦を消去したもの (図 1c) に、BGS により作成した風を埋め込むことで、 BGS で作成した風速分布のまわりのみに波高 のピークが予測できるようになった (図 1d)。 ただし、台風渦成分消去後の風速分布にも、消 去した台風周辺で少し循環が残るが、今後手法 を精査することで改善する余地はあると考え られ、前節の課題への有効な対策として、利用 可能性をさらに検討していきたい。



図 1 2017 年 9 月 15 日 00UTC 初期値における 9 月 16 日 12UTC の有義波高 [m] の予測値 (上段) と、上段のそれぞれの有義波高の予測に用いた風向風速 [knot](下段)。

関東平野部の降雪による雪水比と上空 850hPa の気温の関係

*佐井勇太, 坪田幸政(桜美林大学リベラルアーツ学群)

1. はじめに

関東平野部の大雪は、南岸低気圧が八丈島より南 側を通る場合が多いと言われている.また、地上気 温2℃以下や850hPaの気温-6℃が、「雪」と「雨」 の判断基準とも言われている.しかし、過去10年間 の事例を調べてみると、低気圧のコースや地上気温 などでは簡単に判断できないことがわかった.

東京の大雪警報(注意報)の基準は「12時間降雪 の深さ10cm(5cm)以上」であり、雪国と比較して 小さく、降雪量の予報も重要となる[1].降雪量の予 測では、降雪量(cm)÷降水量(mm)で算出される雪 水比が用いられている.雪水比は地上気温との関係 が調べられていることが多く、[2]では図1に示した ように地上気温と3時間降水量の関数として与えら れている.

本研究では関東平野部,特に東京における雪水比 と地上と上空 850hPa の気温との関係を調査した.



図1.雪水比の回帰式の例[2]

2. データと雪水比の算出

本研究では、気象庁の東京と札幌の管区気象 台、横浜と新潟と甲府の地方気象台の時間降雪 量、時間雨量、地上気温と館野の高層気象デー タを気象庁 web からダウンロードして用いた.

各気象台の時間降雪量と時間降水量から,時 間雪水比を算出した.また,高層気象データと 比較するために,一降雪当たりの雪水比も算出 して利用した.

3. 雪水比と地上および 850hPa の気温の関係

東京,横浜,新潟,甲府,札幌の時間雪水比 と地上気温の関係は,図1に示した雪水比の回 帰式とほぼ同様の結果となった(図省略). 東京の降雪では、地上気温が-0.1℃~1.0℃の範囲 で、雪水比が0.25~1の範囲に集中していた(図2). そのため、地上気温のわずかな違いが、降雪量予測 を大きく左右することがわかった.



図 2. 雪水比と地上と 850hPa の気温の関係

一方,雪水比に対する館野上空 850hPa の気温は, 0℃~-8℃の範囲で分布することがわかった(図 2). 850hPa の気温が 3℃付近の二例(2006/2/7 と 2016/1/18)は,降雪時間が 1時間と短いなどの理由 から外れ値として削除し,雪水比と層厚(850hPa と 925hPa の差)の関係を図 3 に示した.



図3. 雪水比と層厚の関係

雪水比の推定に上空 850hPa の気温あるいは層厚 (下層の気温)を利用することで、雪水比推定の精 度を向上できることが示唆された. 今後、データ数 を増やして、検証していく予定である.

参考文献

[1]気象庁 web (https://www.jma.go.jp/jma/index.html).
[2]古市豊,松澤直也,2009:最大降雪量ガイダンス.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,27-38.

船舶やブイで観測した GNSS データを用いた同化実験(その1)

*瀬古弘(気象研究所·海洋研究開発機構)、小泉耕·小司禎教(気象研究所) 加藤照之(神奈川県温泉地学研究所)

1. はじめに 近年、毎年のように豪雨が発生し、豪雨の予 測精度向上は喫緊の課題である。たとえば、平成29年九 州北部豪雨では東シナ海の下層の水蒸気量のわずかな 差が予測降水量に大きく影響を及ぼしていたことが示唆さ れている。海上の水蒸気量は降水量に大きく影響を及ぼ すがデータ数は少ないため、船舶等を用いた海洋上の観 測が必要である。ここでは、船舶やブイで観測した GNSS で観測した可降水量をデータ同化した結果について報告 する。

2. 船舶 GNSS の同化実験の結果 2017 年6月5日から 9日に低気圧が西日本を通過した。この期間に GNSS を 設置した凌風丸が九州の西から奄美大島へ、さらに四国 沖に移動した。その期間の船舶 GNSS データ(Shoji et al 2016, 2017)を、気象研に移植したメソ NAPEX を用い て同化すると、凌風丸が東シナ海を南下しているときの 850hPa の T-Td 解析値の差(船舶 GNSS 同化あり-同 化なし)は、凌風丸の通過位置で水蒸気量が大きく変化し、 その領域が時間とともに九州に接近していた(図 1)。この 事例では降水域に大きな差は無いが、水蒸気量のインクリ メントは期待通りの様相を示した。

3. ブイ GNSS の同化実験の結果 ブイは足摺岬先端から

約 30km 南東にあり、南から四 国に供給される水蒸気量の監 視に適した位置にある。解析し たGNSS 可降水量(Shoji et al 2019, 投稿中)とメソ解析を比 較すると、メソ解析の方が大き いバイアスがあるものの、対応 が良いことがわかっている。

この可降水量も気象研に移植 したメソ NAPEX を用いて同化 した。同化すると、四国の東部 分で下層の水蒸気量が減少、 四国の西部分から九州で増加 していて、降水域もより南北に 伸びる形状になった(図2左)。 観測値にバイアスを補正して同

高度20m水蒸気量 高度20m水蒸気量 高度20m水蒸気量 高度20m水蒸気量 ブイなし ブイあり―ブイなし -ブイなし <u>イあり-</u> ブイなし 降水量 降水量 降水量 隆水量 6日21UTC-7日00UTC 6日21UTC-7日00UTC 6日21UTC-7日00UTC 6日21UTC-7日00UTC ブイなし ブイなし ブイあり―ブイなし イあり <u>-ブイなし</u>

図2. 足摺岬先端から約30km 南東にあるブイを入れたデータ同化実験と入れない同化実験の水蒸気量 と降水量分布。左はバイアス補正なし、右はバイアス補正あり。

化すると、インクリメントは小さくなるものの、同様な傾向が みられた(図2右)。これらから、ブイGNSSは1地点のみ でも降水域の位置や強度に影響を与えることがわかった。 今後は、船舶とブイの両方について、事例数を増やし、 インパクトを与える条件等を調べる予定である。

謝辞:本研究の一部は,科研費「海洋 GNSS ブイを用 いた津波観測の高機能化と海底地殻変動連続観測への 挑戦」より支援を受けました.





天気予報文作成支援のためのテキスト分析モデルに関する研究

* 松元琢真¹,世古裕都²,雲居玄道²,吉開朋弘³,後藤正幸² (¹早稲田大学創造理工学部,²早稲田大学創造理工学研究科,³日本気象協会)

1. はじめに

新聞や TV 報道に使用される天気予報文は,対象地 域や媒体が様々であり,気象予報士が作成に使える時 間は1原稿あたり数分程度であることから,作業の効 率化が重要な課題となっている.天気予報文は,数値 予報や府県概況文,前日の天気予報文を参照して作成 される.府県概況文とは,関東甲信地方1都8県の気 象台から発表される天気概況の解説文書である.また, 天気予報文とは,一般財団法人日本気象協会により作 成される関東甲信地方の天気概況の解説文書である.

天気予報は刻々と変化するため,前日に作成した「明 日の予報」と、その後に発表される府県概況文の「明 日の予報」は同じとは限らず、当日作成する「今日の 予報」に、前日に作成した「明日の予報」が引用可能 か否かは、気象状況により一概には定まらない.



図1 提案の概要

本研究で扱う府県概況文と天気予報文の2文書間に は、表現の多様性がある.このような場合に有効な手法 にLatent Dirichlet Allocation (LDA)[1] がある.LDA は単語の共起関係により各文書をトピック分布で表現 するため、表現の多様性のある各文書に有効である.

本研究では,前日の府県概況文と天気予報文の「明 日の予報」にLDAを適用し,学習を行う.その後,前 日の「明日の予報」が当日の「今日の予報」に引用可 能か否かを自動判別するモデルを提案する.また,提 案モデルの有効性を示すために,府県概況文と天気予 報文を用いて実験を行い,結果の評価と考察を行う.

2. 評価実験

対象データ期間は 2017/1/1 ~ 2017/10/31(学習 用) と 2018/1/1 ~ 2018/10/31(テスト用) である.ま た,トピック数を府県概況文: $J_I = 10$,天気予報文: $J_O = \{3,5,10\}$ とした.分類器には Radial Basis Function(RBF)をカーネルとする Support Vector Machine (SVM) [2]を用いた.比較手法は LDA に適用せず,そ のまま入力とする SVM とする.さらに,評価指標は 再現率,適合率, F 値 3 と, Area Under the Curve (AUC)[3]を用いた.また,前日の天気予報文の「明日の予報」と当日の「今日の予報」の間で,内容が変更されていた日を正例,変更されていなかった日を負例として,人手により正解ラベルを作成した.

3. 実験結果と今後の課題

以下の表1に実験結果を示す.

表1 LDA の有無における F 値,AUC

	LDA なし]	LDA あり	
J_O	_	3	5	10
AUC	0.5368	0.6265	0.5162	0.5107
F 値 (最大値)	0.1879	0.2629	0.2093	0.2146

 $J_O = 3$ の場合に,AUC,F値ともに最大となった. J_O が小さい方が,単語数の違いと表現の多様性を適切 に学習できていると推測される.トピック内に出現す る単語を分析すると, $J_O = 3$ の場合にのみ「晴れ」や 「雨」の状態を表すようなトピックが得られた.次に, $J_O = 3$ の場合の再現率,適合率,F値を以下に示す. 表2 $J_O = 3$ の場合の再現率,適合率,F値

J_0	$J_O = 3$ の場合の再現率,適合率						
	適合率	再現率	F 値				
	0.1538	0.9032	0.2629				

適合率が約15%,再現率は約90%であることから, 「変更あり」と多く出力していることがわかる.天気予 報文作成においては,前日の天気予報文の内容を引用 できない日をもれなく列挙することが重要である.す なわち,内容を変更すべき日をできるだけ多く列挙で きているかを示す再現率を重視すべきであると考えら れ,再現率が約90%を示した提案モデルは有効である と言える.また,本研究において検出することのでき なかった約10%に関する対応は,今後の課題である.

今後の課題として,辞書作成時に係り受け解析や単 語 N-gram 頻度を用いることや,「変更あり」と分類さ れた場合に,天気予報文作成に有効となる候補文リス トの自動抽出などが挙げられる.

参考文献

- Blei M.D., Ng Y.A., Jordan I.M., "Latent Dirichlet Allocation," *Journal of Machine Learning Research*, Vol3, pp.993–1022, 2003.
- [2] 高村大也,松本裕治, "SVM を用いた文書分類と構成 的機能学習",情報処理学会論文誌, Vol. 44 No. SIG3, 2003.
- [3] Tom Fawcett, "An introduction to ROC analysis," Pattern Recognition Letters, Vol27, Issue 8, pp.861– 874, 2006.

可降水量に着目した九州北部豪雨の解析一平成29年と24年の比較一

田中綾乃¹,渡邊貴典¹,金田康世²,*松山 洋¹,宮岡健吾³ (1:首都大学東京 都市環境学部 2:雙葉中学校 3:気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)

1. はじめに

2017年7月5~6日に発生した「平成29年7月九 州北部豪雨」により,福岡県朝倉市では5日16時 にアメダス観測で歴代1位となる129.5mm/hとい う記録的豪雨がもたらされた.

本研究では、京都大学生存圏研究所で蓄積され ている、メソ数値予報モデルGPV(MSM)のうち、可 降水量に着目し、「平成29年7月九州北部豪雨」によ る未曾有の局地豪雨との関連性について調査し、豪 雨発生機構の解明を図った.加えて、金田ほか (2017)による「平成24年7月九州北部豪雨」の解析 結果との比較を行った.

2. 研究手法

対象期間は2017年7月3日0時~9日21時,対象 領域は33-34N,130-131Eとした.

まず, GPV(MSM)を用いて, 水蒸気量, 水蒸気フ ラックスと水蒸気収束量の鉛直-時間断面図を作成 した(Fig.1). 次に, 新村ほか(2000)を参考にして, 飽 和可降水量(大気全層の相対湿度を100%としたとき の可降水量)に占める可降水量の割合である相対可 降水量を同じくGPV(MSM)から計算し, 降水量の時 間変化との比較を行った(Fig.2).

金田ほか(2017)では可降水量を用いた豪雨予測 の有用性についても考察しており、本研究でも同様 に考察した。

3. 結果と考察

Fig.1(a)より、7月4日から700hPa付近に湿潤な 領域が存在し続けたことがわかる.また Fig.1(b)より、 3日から4日午前にかけては上層まで南西風で、水 蒸気の収束が発生していた.その後、南西風は下 層のみとなったが、常に水蒸気量が 13.5mm 以上 であり、豪雨の直前には強い収束がみられた.

本事例では、7月3日12時ごろに可降水量が増加し、熱帯の平均値(約50mm)を超えたにもかかわらず、その直後に大雨は生じなかった。飽和可降水量を計算し、上述した相対可降水量を調べたところ、相対可降水量が約90%になると豪雨になることがわかった(Fig.2). つまり、3日12時ごろに可降水量が増加しても降水が生じなかった原因として、相対可降水量が90%以上に達するまでに比較的余裕があったためだと考えられる。以上のことから、可降水量は豪雨予測の先行指標として有用であるが、相対可降水量も調べる必要があることが明らかになった。

また、「平成24年7月九州北部豪雨」では豪雨の

後に可降水量が減少していたのに対し,「平成29年7月九州北部豪雨」では絶えず水蒸気が領域内に供給され,可降水量は高い値を維持していた。このことから,どちらの事例の可降水量の時間変化が一般的なのか,より詳しく調べることが必要である.

参考文献

- 金田康世・渡邊貴典・松山 洋・宮岡健吾 2017. GPS可降水量に着目した「平成24年7月九州北部 豪雨」の事例解析. 日本気象学会 2017年度春季 大会講演予稿集 111:337.
- 新村典子・佐々木太一・木村富士男 2000. 首都圏 におけるGPS可降水量と降水の統計的関係. 天 気 47:635-642.



Fig.1 対象領域内において, (a) GPV(MSM)で計算 した水蒸気量 (mm), (b) 水蒸気フラックス(kg/m² /s)と水蒸気収束量(mm/3hr)の鉛直—時間断面図(世 界標準時)





CPS ゾンデ・ライダの同時観測による 粒径大きく個数密度少ない氷晶雲の生成過程の研究

岩崎杉紀(防衛大)、藤原正智(北大)、杉立卓治(明星電気)、 柴田隆(名大)、内野修(環境研)、宇賀神惇(環境研)、森野勇(環境研)、 岡本創(九大)、坪木和久(名大)、小野貴司(北大)

1 はじめに

衛星搭載ライダ CALIOP では測定できないが、衛星 搭載雲レーダ CloudSat では有意に観測できる雲が ある。この雲は、粒径が大きく(半径^{~50 μ m 以上)} で個数密度が小さい(~10⁴/m³以下)であると観測 事実が説明できる。本発表では、これをLarge-and-Sparse-particle Cloud (LSC) と呼ぶ。LSC は、例 えば、Hagihara et al. (2104, JGR)では、CALIOP で観測される雲頂高度がCloudSat によるものより低 い事例の出現頻度から、雲頂の低いものは大陸の西 側、高いものは高緯度に出現しやすいことを示した。 彼らは、上昇気流で持ち上げられた雲粒子のうち、小 さい粒子が昇華で消え、大きな粒子だけが雲頂付近 に残っているためLSC ができているのではないか、と 推測した。また、この高緯度に出現する雲が過冷却の 水雲に落下し、それを消し去っている可能性も示さ れている (Iwasaki et al., submitted)。

2 手法

LSC の地上観測は、北海道の陸別で雲粒子センサ 搭載ゾンデ(CPS) とライダの同時観測によって行わ れている。2018年3月22日に行った観測事例では、 高度 6km から 10km までLSC が存在し、その上に厚さ 1km の氷過飽和(104-105%)の層が存在していた。 LSC の上にはLSC より個数密度が多い雲は CPS でも ライダでも観測されなかった。ライダでは、CPS の観測 時間中に 1.4m/s で粒子が落下しているような信号 が観測された。球形粒子であれば半径 130 μ m の終端 速度に対応する。ライダの後方散乱係数を CPS の個 数密度で再現するには、やはり半径 100 μ m 程度の粒 径であることが分かった。本発表では、このような大 粒子が生成される理由をパーセルモデルを用いて考 察した。

3 結果

本研究で用いるパーセルモデルは、Spice et al. (1999, QJRMS)にならっている。ただし、homogeneous nucleationはKoop et al. (2000, Nature)を用い ている。本パーセルモデルは、Lin et al. (2002, JAS)のモデルの相互比較の結果と整合的な結果が計 算できることを確認している。heterogeneous



nucleationは考慮していないが、初期値に粒子半径 1µmの氷粒を入れることでその代わりとしている。

図1は、気温-60度の1 μ mの氷晶のモード半径の時間変化である。粒径の上限を見積もるため、最も成長が速くなる、氷に対する相対湿度RHiは一定(水に対し保存されていない・個数密度に依存しない)で、粒子が落下しない、と仮定した。RHiが150%になるとhomogeneous nucleationが始まり氷晶が大量にでき、RHiはすぐに100%になってしまう。このため、140%程度が最も速く大きく成長できる上限である。

実際には、モード半径の粒子が(過飽和の層の厚 さの)1km落下する時間は、RHiが105%と140%で、そ れぞれ3.6hと1.3hで、モード半径は31 μ mと54 μ m ある(図示していない)。どの相対湿度でも観測さ れた100 μ m以上にまで成長できない。昇華成長以外 は、例えば衝突は、氷粒子の個数が少ないため、平均 自由行程は100kmほど(半径50 μ m・個数密度10⁴/ m³の場合)で、雲粒子同士の衝突は考えにくい。今後 は、形状により変化する終端速度の影響やライダの 後方散乱なども考え、パーセルモデルの結果を考察し たい。

謝辞

本研究の一部は、名古屋大学宇宙地球環境研究 所および九州大学応用力学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。 2018 年 7 月 5~8 日の豪雨におけるメソαスケールの変化

*北畠尚子 (気象大学校/気象研)、黒良龍太、長田栄治、杉原良 (気象庁)

1. はじめに

2018年7月豪雨では、西日本で特に強い降水が7月 5~8日に生じ、72時間降水量が多くなったのが特徴で あった。さらにこの中で降水に強弱の変化があった。 本研究では広島・愛媛付近の経度帯である132.5°E付 近の降水の変化とその周囲の環境場との関係について、 解析雨量とJRA-55再解析データ(解像度1.25°、6時 間毎)で示す。

2. 降水と環境場の変化

解析雨量(図 1)では、この期間に大きく分けて 3 回又は 4 回のピークがあった。これに基づき、ここで は期間を I:4 日 18UTC~5 日 18UTC、II a:5 日 18UTC ~6 日 18UTC、II b:6 日 18UTC~7 日 12UTC、III:7 日 12UTC~8 日 06UTC と分ける。各期間が 1 日また はそれ以下であり、メソαスケールの変化である。

期間を通して、34°N付近(広島の南)を中心に、 950hPa水蒸気フラックス収束と850hPa暖気移流(図2) が見られる。これらは降水とそれに関連する上昇流の 励起に寄与する。これらの強化には、その南側の南寄 りの風の強化と、その北側の弱風、及び日本海の気温 の低下による日本海南部の水平温度傾度増大が寄与し ている。日本海の下層の低温化は期間Iにオホーツク 海高気圧の影響で生じており、それに関連した暖気移 流の強化がこの期間の降水に寄与したと考えられる。

期間Ⅱaには、下層の南風が強まったことで下層暖気 移流と水蒸気流入がさらに強化された。このとき 500hPa面(図省略)では正渦度が増大したが、それに 先立ってこの領域に正渦度移流が見られなかったので、 この正渦度増大はトラフの移動ではなく降水に伴う非 断熱加熱によりその場で生成されたと考えられる。こ の非断熱加熱は、500hPaの気温が-4℃に昇温している ことからも見て取れる。500hPaトラフと下層低気圧が 6日18UTCごろに通過しており、期間Ⅱaの下層暖気 移流等の強化に寄与した南寄りの風の強まりはこの低 気圧の前面に生じたものである。

期間IIbでは500hPaはトラフ後面だが、300hPaはトラフ前面の正渦度移流域となっている(図省略)。すなわちこの時期には上層トラフの直接の影響による上昇

流の励起があったと考えられる。ただし下層低気圧の 後面となって下層暖気移流・水蒸気流入は前の期間よ り弱まり、降水域は南下した。

期間Ⅲは、上層トラフ後面となり、下層水蒸気流入 も弱まって、顕著な強雨をもたらす要素を見出すこと が難しい。ただし、300hPaでは寒気となったが、500hPa では大陸の乾燥暖気に関連した暖気移流となっており、 これらにより対流圏中上層で不安定化したことが、局 地的な強雨の発生に寄与したことが考えられる。



図 1 132~133°Eの平均の解析雨量(mm)の南北時 間断面。



図 2 132.5°Eの 850hPa 温度移流 (カラー)、気温 (赤 線)、ジオポテンシャル高度 (黒線)、風 (矢羽)、700hPa 鉛直 p 速度 (青線)の南北時間断面。

数値気象モデルによる雲粒寄与率予測値を用いた 新雪比表面積の推定

*橋本明弘(気象研究所),山口悟,本吉弘岐,中井専人(防災科学技術研究所)

1. はじめに

大気中を落下しつつある降雪粒子の粒子特性は,積 雪層内部の積雪粒子特性および物理過程を左右する強 い因子の一つである.降雪粒子の物理特性を精緻に表 現できる数値気象モデルから出力された降雪粒子特性 データを用いて,積雪粒子の初期状態を表す物理量を 推定するための手法を検討している.本稿では,数値 気象モデルによる雲粒寄与率の予測値を用いて,積雪 アルベドや積雪内部の弱層形成と関係する積雪粒子の 比表面積(SSA)を推定する試みについて報告する.

2. 数值実験

ここで用いる気象モデルの雲物理過程は、大気中の 氷粒子を雲氷・雪・霰の3クラスに分け、それぞれの 総混合比・総数濃度・地上降水量等によって、降雪粒 子の分布や地上降雪量を予測する.雲氷・雪・霰それ ぞれの温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新た な予報変数として組み込み(橋本他,2018a,2018b)、粒 子密度や形状に密接に関わる素過程別の粒子成長量を、 追跡できるようにした.このモデルを用いて、日本を 中心とする水平2250km×2250km、鉛直約22kmの計算 領域で、気象庁メソ解析を初期値・境界値として、水 平解像度5kmの気象再現実験を行い、その結果を初期 値・境界値として、関東甲信地方を中心とする 650km×650kmの計算領域を設け、水平解像度1kmで実 験を行った(橋本他,2018aの図1).

3. 結果と考察

2015年1月27日から2月1日にかけて、長岡では、 総観規模擾乱の通過に伴い、いくつかの降雪イベント が観測された.1月27日は低気圧前面、28-29日は低 気圧後面の降雪、30日夕方から再び低気圧前面、31日 から2月1日にかけて低気圧後面の降雪がもたらされ た.低気圧前面では比較的広範囲にわたる降水分布(図 la)、後面で筋状の降水分布が観測され(図 lb)、数値 実験はそれぞれの特徴をよく再現していた(図略).長 岡で観測された地上風速と湿球温度をもとに、経験式 を用いて新雪比表面積が計算された.図2は、この比 表面積と数値実験から得られた雲粒寄与率の、それぞ れ、日平均値を表している. 雲粒寄与率の推移は、比 表面積のそれと似た傾向を示しており、二つのパラメ ータの間には相関があると予想できる. 今後、具体的 な推定方法について検討を進める予定である.



図1 (a) 2015 年 1 月 30 日 12 時と (b) 2 月 1 日 03 時 (JST)の降水分布 (気象庁解析雨量).



図2 観測と経験式に基づいて求めた SSA(■)と数 値実験から得た雲粒寄与率(●)の日平均値.実線は 標準偏差.

謝辞

本研究の一部は <u>JSPS 科研費 16K01340, 16K05557</u>の 助成を受けたものです.

参考文献

- [1] 橋本他, 2018a: 降雪による弱層形成に関する数値 気象モデルを用いた再現実験. 平成29 年度科学研費 (特別研究促進費)「2017 年3月27日に栃木県那須 町で発生した雪崩災害に関する調査研究」研究成果 報告書, 64-69.
- [2] <u>橋本他, 2018b</u>: 数値気象モデルによる降雪粒子予 測の高度化. 北海道の雪氷, **37**, 63-66.

平成 30 年 7 月豪雨に先行する沖縄での大雨の特徴

伊藤 典子, 山田 広幸 (琉球大学理学部)

1. はじめに

2018年7月6日から8日にかけて、西日本では 記録的な豪雨に見舞われたが、それに先行する3日 から5日の間、沖縄地方でも記録的な降水量が観測 された。西日本の豪雨には、台風7号の通過後に卓 越した湿潤な南西風の下層ジェットが関係しており、 沖縄の大雨もこの下層ジェットに関連するイベント の一つと考えられる。本研究では下層ジェットの卓 越時に発生した降水システムに着目し、気象庁レー ダーGPV や長期客観解析データ(JRA-55)による データを用いて、環境場の特徴について解析を行っ た。

2. 結果

7月3日18UTCにおける相対渦度と水平風の分 布を図1に示す。下層では南西風の強い流入が、台 湾の地形を迂回する流れが確認できる。迂回した風 下において、正の渦度を伴った上昇流域で降水シス テムが発生しており、台湾の地形による下層収束が 関係したと考えられる。この時点で収束域は北緯 25°を境に南北に二つ存在し、これ対応するように降 水域が二つ発生していた。一方上層ではトラフが北 西から南東へ移動した。

図2は、図1の四角の領域において平均した値の時間変化を表す。上層のトラフは二重線で示している。トラフが通過する7月4日に、上昇流が強まったことが確認できる。上層のトラフの進行方向前方で、トラフにより上昇流が誘発され、強まったと考えられる。水平風の時間変化をみると、降水の強かった時間帯に南西風が5kmまでの厚さを持ちながら卓越していることが確認できる。

下層ジェットの時空間変動をみるため、図1に示 した直線上における可降水量と水蒸気フラックスの 時間-距離断面を示す(図3)。降水の強かった3日 から5日にかけて55mm以上の高い可降水量を伴う 南西風の流入がみられる。これは太平洋側の高圧部 と大陸側の低圧部の境界により、流れが強まったと 考えられる。特筆されるのは、高い可降水量の領域 が南東から北西へかけて移動することである。

3. 考察

南東からの可降水量の移動は、暖湿な空気をもた らす南西風が移動する様を表しており、この移動に 伴い強い降水が起こっていると考えられる。図2よ り、本州での豪雨時(7月6日前後)に、この南西 風による下層ジェットが対応していることから、豪 雨をもたらす要因のひとつである可能性が考えられ る。

このような可降水量の動きは、2015年7月や2016年9月にもみられ、どちらも沖縄地方で顕著な降水が確認されており、熱帯起源の擾乱に伴うと考えられ、より詳細な調査が必要である。



図1 250hPa(左)と 950hPa(右)における相対渦度の水平 分布。



図2 領域で平均した時間変化。上から、渦度・鉛直 P速 度・水平風の南西・北東向きの成分(実線が南西風)を表 す。太破線は台風 7 号の通過、二重線はトラフの通過を 示す。



図3 図1に示す直線上の時間 - 距離断面図。可降水量と 水蒸気フラックスを表す。破線は台風7号、太枠は図2 の解析領域。

戦略的イノベーション創造プログラム「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」における 線状降水帯に関する包括的観測および予測実験プロジェクトの概要

清水慎吾*・前坂剛・加藤亮平・下瀬健一・大東忠保・平野洪賓・木枝香織・鈴木真一・岩波越・三隅良平(防災科研), 中川勝広・花土弘・川村誠治・佐藤晋介・岩井宏徳(NICT),山路昭彦・増田有俊・片山勝之・齋藤洋一・後藤祐輔・中垣壽(日本気象 協会),牛尾知雄・菊地博史(首都大),白石浩一・西憲敬(福大),坪木和久・篠田太郎・高橋暢宏(名大),瀬古弘・吉田智・津口裕茂・ 清野直子・永井智広・酒井哲・川畑拓矢・横田祥・中川雅之・山口宗彦(気象研),佐藤正樹・新野宏・伊藤純至(東大), 竹見哲也(京大),川村隆一・川野哲也(九大),山田広幸・伊藤耕介(琉大),長田昌彦(埼大)

1. 本研究の目的と背景

線状降水帯は数10から数100km程度の範囲に数時間以上継続 して局地的な大雨をもたらすことが特徴である。局地的な集中豪 雨を半日程度前にその発生位置と時刻を正確に予測することは 非常に難しいが、特に夜間に発生が見込まれる場合、日没前まで の避難行動指示や、災害対応の人員確保の観点から、自治体の早 期予測へのニーズは非常に大きい。自治体の避難指示等の意思決 定において、数時間程度先までの短時間予測雨量と直近までの積 算雨量を組み合わせて指標化した危険度情報(土砂災害警戒情報 等)が活用されている。こうした危険度情報の高度化には、数時 間先までの短時間予測の精度向上と、判断基準を与えるための過 去の線状降水帯に関する統計情報に関する研究が不可欠である。

戦略的イノベーション創造プログラム(第2期 SIP)の 12 課題 の一つである「国家レジリエンス(防災・減災)の強化」は、激 甚化する風水害等に対し、市町村の対応力の強化と、国民の命を 守る避難、および広域経済活動の早期復旧を実現するために必要 な防災分野の研究開発を行う内閣府主導の国家プロジェクトで ある。この課題はさらに7つのテーマに細分化され、本研究テー マは近年多くの大規模水害をもたらしている線状降水帯への対 策(テーマ5:線状降水帯の早期発生及び発達予測情報の高度化 と利活用に関する研究:代表機関 防災科研)を担う。

本テーマでは、①半日程度前の早期発生ポテンシャルの予測手 法の開発、②最新気象観測技術とそれを用いた数時間前の予測精 度向上にむけた予測手法開発、③過去の雨量統計および災害統計 情報を集約した線状降水帯データベースの構築を行う。本研究の 概要を図1に示す。本課題は自治体の避難支援情報の高度化を目 指すテーマ1と7に降雨情報を提供する役割も担う。次に研究内 容を紹介し、発表では研究成果を紹介する予定である。

2. 研究計画

a. 早期発生予測手法の開発と利活用にむけた社会実験

半日程度前の早期発生ポテンシャルの予測手法の開発として、 気象庁が考案した線状降水帯インデックスの高度化とその利活 用に関する社会実験を行う。線状降水帯インデックスは気象庁メ ソスケールモデルの出力から、線状降水帯の発生ポテンシャルを 指数化し、その分布を示す予測プロダクトである。このプロダク トの精度検証を日本気象協会と気象研究所が行い、高度化につな げる。また、線状降水帯インデックスの利活用に関する社会実験 を九州の複数の自治体と行い、実用化にむけた隘路把握を日本気 象協会が行う(九州社会実験)。線状降水帯インデックスにおい て重要な予測因子の一つが対流圏下層の水蒸気分布である。様々 な水蒸気の観測機器を九州地方に導入し、予測へのインパクトを 検証する。海上における水蒸気分布を把握する飛行機観測(名古 屋大学、琉球大学、気象研究所)と、水蒸気ライダー(福岡大学 と気象研究所)、地上マイクロ波放射計(防災科研)、地上デジタ ル放送波観測(NICT)などの陸上観測網を2020年以降に九州に 整備し、暖候期の水蒸気の動態を連続的に把握する。同時に様々 な高度気象予測に関する研究(東大、京大、九大)も進める。

b. 短時間予測手法の開発と利活用にむけた社会実験

主に陸上水蒸気観測網データをリアルタイムでデータ同化を行 うことで数時間先までの予測精度の向上に関する研究を、防災科 研を中心に進める。特に九州の観測体制が整う 2020 年以前は、 関東地方の陸上水蒸気観測網を用いた予備予測実験を行う。東京 オリンピック等の大規模イベントにおいて社会実験を防災科研 と日本気象協会で行い、予備実験の精度検証を行う。首都圏に設 置された MP-PAWR (NICT、埼玉大)を用いた機械学習の要素を取 り入れた新しい予測手法開発に NICT,日本気象協会、首都大学東 京が取り組む予定である。2020 年以降では、関東域で開発した予 測手法を九州地方に適用し、九州社会実験の高度化に貢献する。

c. 線状降水帯データベース構築

1991年から2005年までの気象庁解析雨量は、現在の格子解像度 1kmの分解能よりも粗い空間分解(5kmや2.5km)で配信されて いた。統計的ダウンスケール法を用いた高詳細化技術を日本気象 協会が開発し、格子解像度1kmのメッシュデータを作成する。 作成された数10年間の降雨情報を用いて線状降水帯を自動的に 検出および追跡する技術を防災科研が開発し、線状降水帯に関す る雨量とその環境場の統計情報を作成する。また、防災科研が整 備した「水害統計GISデータ全国版」を用いて1961年から2009 年までの全国市町村毎の水害情報と降雨統計情報を関連づけた 線状降水帯データベースを構築し、現在の降雨情報から類似した 過去の雨量情報を検索し、過去の災害情報を抽出する機能を付加 することで、九州社会実験の高度化に貢献する。



図1 テーマ5線状降水帯観測予測研究の概要図

寿都における風速の再現性 *安田智紀¹,加藤央之²(1:日本大学院・総合基礎,2:日本大学文理)

<u>1.はじめに</u>

風力発電は地球温暖化の対策として注目を集めてい るが、風速の急激な増加、減少(以下、ランプ現象) が生じた際は電力の安定供給に影響を及ぼす可能性が ある。そのため、個々の地点の風(の変動)の特徴を 明らかにし、ランプ現象を引き起こすような風速を予 測することが必要になる。例えば、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)では、 電力系統出力変動対応技術研究開発事業を行っている。 本研究では、この事業で開発された手法を応用し、地 形的な影響による強風が顕著にみられる寿都を例にと り、気圧場の統計ダウンスケーリングによる風速の再 現性について検討した。

2.解析期間と使用データ

北海道の気象官署 22 地点の 1991~2015 年の海面補 正気圧(SLP)の時別値データ及び寿都の 2009~2015 年の風向・風速の時別値データを使用した。なお,風 速の時別値データとして毎時前後 30 分間の平均値を用 いた。

3.解析手法

はじめに、北海道全域における気象官署の SLP デー タを用いた主成分分析を行い、主成分空間を構築する。 次に学習期間(2009~2014年)における風速データを 主成分空間内の位置に対応させたベースデータを作成 する。再現期間(2015年)について、SLP データから 主成分空間内の位置(再現位置)を1時間ごとに決定 する。この再現位置に対して、近傍の50個の風速デー タから平均と標準偏差を求める。算出した再現値(平 均)と標準偏差を用いてランプ発生確率を求め、実測 値との比較、検証を行った。

<u>4.結果</u>

一例として、2015年9月9~11日の風速の再現結果 (図1)を示す。北海道全域(気象官署22地点)の気 圧パターンを用いて再現したところ,おおまかな風速 の変動が再現された(図1a)。しかし,強風時や風速の 急激な変化が発生する場合は再現値の大きさやその変 動が再現されにくく、実測値よりも再現値の方が小さ くなる時間が多くなることが分かった。これは、学習 期間中に本事例のような局地的な気圧場を含めた類似 事例が存在しなかったためであると考えられる。この

ことから、寿都というある特定の一ヶ所のみの風速(特 に強風)を再現する場合、その地点周辺の狭い範囲の 気圧傾度や気圧走行も考慮する必要があると推測され る。そこで、寿都周辺の3地点(寿都、倶知安、室蘭) の気圧パターンを用いて再度再現を行ったところ、北 海道全域の気圧パターンから再現した場合よりも再現 値が実測値に近くなり、風速の急激な変動も再現され た(図 1b)。1年間を通して実測値が再現値の±1 g内 にある時間が10%増加した。これらのことから、寿都 において風速の再現を行う際には、寿都周辺の局地的 な気圧パターンも組み合わせることで、より精度が良 くなることが分かった。ただし、小地域になればシミ ュレーションの誤差は大きくなるため、実際のシミュ レーションによる予測の観点からは北海道全体と局地 の両方のパターンを組み合わせる必要があると考えら れる。



図1:2015 年9月9~11日の風速の再現結果図.a) 気象官署22 地点,b)気象官署3 地点の気圧パ ターンを用いた再現結果.縦軸は風速(m/s), 横軸は時間を示す.

参考文献

加藤央之・永野良紀(2015):寿都における風の急変 動現象.2015年度日本地理学会秋季学術大会.708. 東京都心の冬季における気温鉛直構造の日変化 *中島虹(都環研・首都大),高橋日出男(首都大),菅原広史(防衛大),常松展充(都環研)

1. はじめに

地上から高度1 km 程度までの大気境界層は地表 面の摩擦や熱的な影響を強く受ける.都市境界層の 典型的な日変化として,日中には高度1 km 程度まで 混合層が発達し,夜間は接地層に混合層が維持され るが,上空に安定層や残存層 (residual layer)が形成 されることが知られている [1].東京都心域は南側 と東側に海域が,西側と北側に山地が存在する関東 平野に位置し,都心の温度鉛直構造は海陸風や山谷 風などの局地循環の影響を受けていると考えられる. 境界層の観測はこれまでラジオゾンデなどにより行 われてきたが,時間的に連続した観測例は少ない. 本研究では,東京における都市境界層の気温鉛直構 造を把握するために,東京都心に温度プロファイラ を設置し,気温鉛直分布の連続観測を行っている. 本報告では冬季の日変化の特徴を示す.

2. 観測手法および対象期間

2018年3月26日から温度プロファイラ (Attex 社 製 MTP-5H) を千代田区飯田橋駅近傍の建物屋上に 設置しており,設置高度(地上高98 m) から上空1000 m (同 1098 m) まで50 m 間隔の気温を10分ごとに 観測している.以下,観測値に5項(50分)移動平 均を施した値を解析に用いた.本報告では東京管区 気象台(以下,東京)において降水を観測しておら ず,日中(9,12,15,18時)と夜間(21,翌日3,6 時)それぞれの時間帯における平均雲量が連続して 5以下であった2018年12月30日6時から2019年1 月5日9時までの期間を対象とした.

3. 気温鉛直構造の日変化

期間中の気温および隣接する高度間の気温鉛直傾 度 (以下, ΔT/ΔZ)の高度時間断面および東京におけ

る風の時間変化を図1に示す.期間中は1月1日14 時~21時と1月4日15時~21時の南寄りの風向を 除いて北寄りの風向が卓越した.いずれの日も日中 には 200 m 以下のΔT/ΔZ は乾燥断熱減率 (Г =-0.976 ℃/100 m) よりも小さく不安定であった. そ の上空から高度700 m までの $\Delta T/\Delta Z$ は概ね Γ_a に近似 し、中立層(混合層)が形成されていた.18時以降 は 400 m より下層でΔT/ΔZ が大きくなり,明け方を 中心にΔT/ΔZ が正となる逆転層が形成された. この 逆転層は,1月5日を除き,高度200~400m以下の 概ね一定の高度を上端として夜半~日の出後に形成 されていた. 下層に逆転層が形成される一方で、そ の上層の 400~700 m では日中のΓ_dに近いΔT/ΔZ の 層が夜間も維持され (例えば 2018 年 12 月 30 日 21 時以降),日中からの残存層を捉えている可能性があ る. また, 800 m より上空におけるΔT/ΔZの日変化 は小さく (-0.6~-0.3 °C/100 m), 東京都心における境 界層高度は800m程度であったことが示唆される.

対象期間中は同様な晴天弱風条件が継続しており, 東京都心における都市境界層の気温鉛直分布に関し, 典型的な時間変化を捉えることができたと考えられ る. 今後は気温鉛直構造の現れ方と地上気温分布や 風系との関係を把握する. 都心の温度プロファイラ の観測と並行して郊外 (西東京市)の鉄塔を用いて 気温鉛直分布を観測しており,都心と郊外の気温鉛 直構造の関係についても解析を行う予定である.

本研究の実施にあたり、科学研究費補助金基盤研究 A (代表者:高橋日出男,課題番号17H00838)を使用した.

参考文献

[1] Oke, T. R., Mills, G., Christen, A. and Voogt, J. A. 2017: Urban Climates, Cambridge University Press, UK.



図1 2018年12月30日6時から2019年1月5日9時の気温と気温鉛直傾度の高度時間断面および東京の風の時間変化

冬季北太平洋における大気のエネルギー収支の解析 *安間碩成, 早坂忠裕 (東北大院理)

1. はじめに

地球のエネルギー収支は気候を理解する上で大切で ある.大気のエネルギー輸送は帯状平均を考えると,大 気と海洋によって低緯度から高緯度にエネルギーが輸 送されていることが知られている.大気のエネルギー 輸送は様々なスケールで時空間変動することが知られ ており,その変動についてもより詳しく解析する必要 がある.大気のエネルギー輸送の地理的分布をみると, 北太平洋西部で発散傾向にあることが知られているが 詳細な定量的解析は極めて少ない [1,2].そこで本研究 では大気のエネルギー輸送の発散項が大きい冬季北太 平洋域に注目し,その領域において大気のエネルギー 収支の内訳から特徴を解析する.

2. 解析手法

大気柱を考えると、式(1)のように表せることが知られている [1].

 $\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{T}_{\mathrm{E}} = -\nabla \cdot \mathbf{F}_{\mathrm{A}} + \mathbf{R}_{\mathrm{T}} - \mathbf{R}_{\mathrm{s}} + \mathbf{H}_{\mathrm{s}} + \mathbf{L}\mathbf{E}_{\mathrm{s}} \quad (1)$

ここでT_Eは大気柱におけるエネルギー, F_Aは大気柱に おける水平方向のエネルギー輸送, R_Tは大気上端にお ける正味の放射フラックス, R。は海面における正味の 放射フラックス, H、は海面における顕熱フラックス, LE。は海面における潜熱フラックスを示している. 大気 のエネルギー項は NCAR によって提供されている ERA-Interim の月平均の大気柱のエネルギーの時間変 化項とエネルギー輸送の発散項(TEDIV)のデータを用 いた. 短波・長波放射フラックスは CERES EBAF-TOA Ed 4.0, EBAF-Surface Ed 4.0 の月平均データを用いた. 海面における顕熱・潜熱フラックスは SeaFlux v1.0の月 平均データを用いた.水平解像度はそれぞれ異なるが 平均して5度格子で解析した.解析期間は2000年3月 から2007年2月の7年間とした. 解析手法として冬季 (DJF)のコンポジット解析を行った. また, TEDIV の 特徴が異なる領域を比較するために、北緯30度から35 度帯の2地点間における大気のエネルギー収支の比較 を行った.1地点目を東経145度から150度,2地点目 を西経 155 度から 160 度とする (図 1). 式(1)を用いて 大気のエネルギー収支の構成の特徴の違いを明らかに する.

3. 結果と考察

冬季の北太平洋における大気のエネルギー輸送の発 散項をみると北太平洋西部で大きな正の値をとる(図 1).これは大気のエネルギーの水平発散が生じているこ とを意味する.2地点で比較をすると,潜熱・顕熱フラ ックスが西部において顕著に大きい.しかし,大気柱に おける正味の放射フラックスはほぼ等しく,大気柱の エネルギーの時間変化項は小さい.式(1)を用いて考え ると,顕熱・潜熱フラックスの違いが大気のエネルギー 発散項の違いに影響を与えていることが示唆された.

4. まとめと今後の展望

本研究では、様々なデータセットを使用して冬季北 太平洋における大気のエネルギー収支の特徴を解析し た.北太平洋西部において大きなエネルギー発散が存 在する.その海域では顕熱・潜熱フラックスが大きい特 徴が見られ、その大気柱におけるエネルギーの増加分 が大気のエネルギー発散に影響を与えていると考えら れる.式(1)を用いて議論を行ったが、複数のデータセ ットを使用したことによりエネルギー保存則が閉じて いないと言う課題が存在する.そのため、今後はその課 題について検討する必要がある.



図1 北太平洋冬季 (DJF)の大気のエネルギーの発 散項の分布.正の値が発散,負の値が収束を表す.白枠 が比較を行った2地点を表している.

参考文献

Trenberth, K. E., et al., 2003. J. Climate, 16, 3706–3722.
 Kato, S., et al., 2016, J. Climate, 29, 7435–7452.

植生の太陽放射の計算

北川裕人(気象大学校)

1. はじめに

陸域の地表面の多くは植生に覆われており,これらは 地表面の放射過程などに影響を及ぼしている.植生は太 陽放射に関する地表面アルベドを変化させ,地表面と大 気のエネルギー収支をコントロールする.また,太陽放 射による光合成を通じて,地表面と大気の水収支にも作 用をしている.このように植生は,放射過程などを通じ, 地表面-大気系のエネルギー・水収支に重要な役割を果 たす.

2. 計算方法

北川・安藤 (2018) による 2 次元 2 流近似 (2D-2stream) の方法を用いて,植生の太陽放射の計算を行った.北川・ 安藤 (2018) では雲のある大気の太陽放射の計算を行った が,今回は,これの雲,地面の代わりに,樹木 (葉,枝・ 幹)を対象に太陽放射の計算を行った.

葉はこれを均質な平行平面"層"とみなして、"雲の層" と同様に取り扱った.はじめに一枚の葉を一様な厚さを もつ均質"層"と考え、葉の透過光を可視域から近赤外 域にわたり放射計で分光測定して、葉の"層"の光学的 厚さを波長ごとに算出した.つぎに2流近似(2stream) を仮定して、均質な葉の"層"の単散乱アルベドと非等 方因子を逆算して推定した.

一方,枝や幹は,固有の反射率をもつ"地面"と考え 取り扱った.葉と同様に,枝や幹の反射光を可視域から 近赤外域にわたって測定し,表面の反射率を波長ごとに 算出した.

3. 結果

図1に,計算に用いた1本の樹木の,葉および幹の分 布を示す.幹は,幅(太さ)28cm,長さ(高さ)7mの ものを,鉛直に1本だけ仮定した(この例では枝は考え ていない).葉は,長さ(広さ)14cmのものを約160枚, 幹のまわりに配置した(およそ葉面積指数2.2に相当す る).葉の位置や太陽に対する方向は,この例では乱数 を用いてランダムに与えた.

図2に、図1の事例について2D-2streamにより計算 した、下向きの放射フラックス(直達光と散乱光の合計) を示す.太陽天頂角45度,裸地面アルベド0.1を仮定し て、葉や幹の光学特性は波長が0.47µm(青色の光)の ものを使って計算した.各葉を透過する直達光の減衰が、 葉の分布(配置と方向)を反映して適切に表現できてい 図2: ることがわかる.また葉の表面で生じた散乱光が、樹木 放射 の上流側(左側)に計算されている様子も確認できる.207 —

4. 課題

植生の放射計算全体の精度を高めるためには,まず葉 や幹個別の放射測定の精度を向上させる必要がある.こ のためには測定方法について様々な工夫が必要になる.ま た,測定から正しい"光学特性"を抽出することも重要 である.葉を雲,枝・幹を地面とみなすので,はじめは これらの透過率や反射率をどれだけ正確に再現できるか が鍵となる.

さらに,葉や枝・幹単体の放射計算だけでなく,樹木 全体の計算の精度を検証する必要がある.これには樹木 を通過する透過光フラックスや樹木全体の反射光フラッ クスの計測が重要になる.樹木の集合した分布(林や森) に対する評価も必要である.

参考文献

北川裕人,安藤慧,2018:2流近似を基本にした大気放 射の2次元計算.2018年度春季大会講演予稿集,p97.



図 1: 計算に用いた樹木の葉と幹の分布



図 2: 2D-2stream を用いて計算した1本の樹木の下向き 放射フラックス (Wm⁻²)

畳み込みニューラルネットワークを用いた 台風発生における環境場の可視化 加藤涼雅^{1,2}・松岡大祐^{2,3}・筆保弘徳¹・中野満寿男²・加瀨紘熙^{1,2}

(1:横浜国立大学、2:海洋研究開発機構、3:科学技術振興機構)

1. <u>はじめに</u>

近年、畳み込みニューラルネットワーク(Krizhevsky et al., 2012)を用いた画像認識が高い分類精度を得られる ことで注目されており、例えば熱帯低気圧の強度推定 や予兆検出等にも応用されている(Pradhan et al., 2018; Matsuoka et al., 2018)。さらに、入力画像中における分 類予測時の影響度合いを可視化する Grad-CAM (Selvaraju et al., 2017)という手法も開発されている。そ こで本研究は、畳み込みニューラルネットワークを用 いて、熱帯低気圧に発達する渦(台風のタマゴ)としない 渦(非台風)のクラス分類を行う。そして、Grad-CAM を 用いて分類予測時の注目領域の可視化を行い、実際の 台風発生の状況において重要となる領域や要素を気象 学的に考察する。

2. <u>手法</u>

本研究では、NICAM による 30 年分の気候実験デー タ (Kodama et al., 2015) に対して北西太平洋における 熱帯低気圧のトラッキングアルゴリズム (Sugi et al., 2002)を適用し、正は発生 3 日前から 7 日前までの、 台風となる渦の速度場データ 3347 個、負は台風となら ない渦の速度場データ 6497 個とした (図1)。学習に 用いる物理量は高度 1200 m の東西風、南北風および風 速とし、渦を中心とした約 2000 km 四方の矩形領域で ある。

まず、畳み込み層4層、プーリング層3層および全 結合層2層からなる畳み込みニューラルネットワーク を用い、各データの学習を行う。次に、台風のタマゴと なるデータに対し、Grad-CAMを用いて、特徴量を可視 化する。可視化の層は畳み込み層4層のうちの最終層 で判断した。

3. <u>結果</u>

未学習のデータに対する分類精度は、79.02%であった。Grad-CAM を用いて注目領域を可視化した結果の 一例を図2と図3に示す。図2は、NICAMのデータの うち、2006年6月16日12時に北緯9度、東経150度 に位置していた渦である。台風となる確率が99.63%と 判断し、Grad-CAM によって、渦中心の東南東側と北東 側に台風のタマゴとした判断領域があることを示した。

図3の例は、NICAMのデータのうち、2006年3月 21日12時に北緯4度、東経106度に位置していた渦で ある。台風となる確率を99.99%と判定し、Grad-CAM によって領域中の南東象限に台風のタマゴとした判断 領域があることがわかった。学習画像とGrad-CAM に よる可視化画像を見比べると、南北風と風速の明域に Grad-CAMのヒートマップがある。これは、渦周辺の風 速が強い位置を特徴量として検出しており、台風のタ マゴとして判断している。

4. <u>まとめと今後</u>

今回の結果により、発生3日前から7日前までの台 風のタマゴでは、南北風速が強い位置を台風発生時の 特徴であるという可能性を示した。本講演では、風速分 布以外の要素での結果も示したい。さらに、熱帯低気圧 発生環境場のパターン(Ritchie and Holland, 1999)との 対応も調べたい。



図1:発生3日前から7日前までの台風のタマゴとなる渦の速度場デ ータ(正例・左)と台風に達しない渦の速度場データ(負例・右)



図2:2006年6月16日12時におけるサンプル画像。左から東西風の 速度場データ、風速の速度場データ、南北風の速度場データ、Grad-CAMにより可視化したデータ(台風のタマゴ判定)。



図3:2006年3月21日12時におけるサンプル画像。図2と同様。

-208 -

海面水温の時間解像度が 日本海沿岸地域の冬季降水に与える影響 *野坂真也(気象研究所),川瀬宏明(気象研究所), 村田明彦(気象研究所),佐々木秀隆(気象研究所)

1. はじめに

海面水温(SST)の空間解像度が大気に与える影響に ついてはこれまで様々な研究がされてきている(lizuka et al. 2013, Masunaga et al. 2018)。一方、SST の時間分解 能の影響について調査した研究は少ない。今研究では 気象研究所にて作成された海洋再解析データを用いて SST の時間分解能が与える影響について調査した。

2. 使用データ・モデル

非静力学地域気候モデル(NHRCM, Sasaki et al. 2008) を用いて計算を行った。海洋部分の下部境界データと して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 SST データを利用し た。2005 年から 2014 年のそれぞれ 10 月から翌 3 月ま で計算を行った。

時間分解能の影響を調査するため、前後7日の移動 平均をSST データに適用して降水に与える影響を調べ た。10年平均の12月平均SSTはコントロール実験 (CTL)と移動平均を施した実験(TSM)に差はみられな いが、2005年12月1日のSST差をみると1K程度の差 がある地点も見られる(図1)。

3. SST の時間解像度の影響

TSM 実験とCTL 実験の平均月降水量の差は、海流付 近では差があるものの、陸上にはほとんど差がなく、 月降水量へのSST の時間解像度の影響は小さいもので あった。移動平均処理を施したSST を長期間平均する と元のデータの平均と差がなくなるため、長期間の降 水量への影響はほとんど表れなかった。

一方で、日々の SST には差がみられるため、日降水 量には影響を及ぼすと考えられる。特に日本海沿岸地 域の冬は、日本海から水蒸気供給を受ける冬季モンス ーンが降水・降雪をもたらすため、日々の SST が降水 量に大きく影響する可能性がある。

冬季モンスーンの発生の有無により、日々の SST が 降水に与える影響の度合いも異なると考えられるため、 冬季モンスーンの発生日と発生していない日それぞれ の、TSM 実験と CTL 実験の SST 差と日降水量差を調 べた(図 2)。その結果、SST の差と日降水量の差の関係 は 1K あたり 15%程度降水量が変化した。冬季モンス ーンの発生していない日の SST の差と日降水量の差の 相関は 0.15 であったのに対し、冬季モンスーン発生日 の相関は 0.57 となった。これは冬季モンスーン発生時 には SST の時間分解能が日本海沿岸部の日降水量に影 響を及ぼすことを示しており、より精度の高い予測を 行うために SST の時間分解能にも注意を払うことが重 要となってくることを示している。



図1 CTL 実験と TSM 実験の SST 差(K) (左:10 年平均の12 月平均 右:2005 年12 月1日)



図2 図1 赤枠内の CTL と TSM の日降水量の差と SST の差の関係(赤:冬季モンスーン発生日、黒:冬季モ ンスーン非発生日)

謝辞:本研究は科研費(16H01844)の助成を受けたもの

である。

参考文献

- [1] Iizuka, S., et al., 2013, SOLA, 9, 1-4
- [2] Masunaga, R., et al., 2018, J. Meteorol. Soc. Jpn., 35, 311-326
- [3] Usui, et al., 2017, J. Oceanogr., 73, 205-233

新潟での局所降雪分布と亜寒帯・亜熱帯ジェット変動及びブロッキングと の関係

* 山崎哲¹・本田明治²・川瀬宏明³ (1: JAMSTEC 2: 新潟大 3: 気象研究所)

1 はじめに

日本海側の代表的な豪雪地域である新潟での 降雪分布(型)として,内陸部の山間域に降雪が 集中する「山雪型」と沿岸部の平地に降雪が集 中する「里雪型」がある (Akiyama 1981). これ らの降雪分布の出現と総観規模を上回る句(10 日)スケールでの大循環場変動との関係につい て調査を行った.

本研究の基本的な戦略は,長期地点観測データ と長期全球再解析を使ってローカル(10-10² km)な降雪分布出現時の大循環場(10³-10⁴ km)を「復元」することで,大循環場がローカ ルな降雪に与える影響を考察することである.地 点観測データには新潟の里域(山域)に位置す る5(6)地点の気象庁地上観測の旬積算降雪量 データを用いて里雪(山雪)型と両方で降雪が 増加する「里山雪型」を定義し,大循環場の特徴 を JRA-55 データセットを用いて調査した.詳 細な定義は山崎ほか(2016)やYamazaki et al. (2019)を参照してほしい.

2 結果

全ての降雪型で,日本上空での大規模なトラ フの強化(すなわち低気圧性偏差)が見られた. 今回の研究では,このトラフの強化に関係する 3つの要因を発見した(図1).まず要因の2つ は,2つの準定常Rossby波シグナルで,ユーラ シア上空の亜寒帯・亜熱帯の2本の偏西風ジェッ トそれぞれに沿って,日本の上空のトラフまで 伝播している.里山雪型では両方のジェット上の シグナルが見られたのに対し,里雪型(山雪型) では亜寒帯(亜熱帯)ジェット上のシグナルだけ が現れた.

もう1つの要因は、東シベリア域でのブロッ キングで、全ての降雪型の発生時に発生頻度が 増加していた.また、ブロッキングに伴ってシ ベリア域から日本への寒気流出が増加すること がわかり、ブロッキングの発生が降雪強化のた めの低温場形成・維持に寄与することがわかった.つまり,全球再解析データで明白に区別で きるほどの大規模循環の偏差によって日本海側 での局所的な降雪分布が異なってくることがわ かった.

降雪型の出現頻度の年々変動を 1980/81 年から 2016/17 年の冬季で調べると、トレンドとしては減少傾向は見られるものの、数年から十年 規模での変動が見られた.



図 1: 里雪(平野)型・山雪(山地)型,里山雪(平 均)型降雪分に関係する大気大循環場の要因i ~iiiについての概念図.上が対流圏上層,下が 対流圏下層の循環場(偏差)を示す.「H」は高 気圧性偏差,「L」は低気圧性偏差を意味する. 降雪型の卓越に伴って(i)亜熱帯・(ii)亜寒 帯ジェットに沿う準定常 Rossby 波シグナルの どちらか,あるいは両方が卓越し,(iii)東シ ベリア域でブロッキング頻度が増加する.対 流圏下層では,極東域から日本域への寒気流 出が降雪型の出現時に強くなる.

参考文献

- Akiyama, T., 1981: J. Meteor. Soc. Japan, 59, 578–590.
- Yamazaki, A., M. Honda, and H. Kawase, 2019: J. Meteor. Soc. Japan, 97, 205–226.
- 山崎哲・本田明治・川瀬宏明, 2016: 日本気象学 会 2016 年度学会春季大会講演予稿集.

経路アンサンブルシミュレーションを用いた高潮リスクの評価 *辻和希¹・筆保弘徳¹²・高野洋雄³・山内隆介²・山崎聖太⁴・竹見哲也⁴・森信人⁴ 坪木和久⁵・加藤雅也⁵・吉野純⁶・清原康友⁷ (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、6:岐阜大学、7:気象予報士会)

1. <u>はじめに</u>

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。 そして、沿岸部の海底地形の影響を強く受けるた め、その発生規模は台風経路に強く依存する。過去 の研究(例えば吉野ほか,2009)では、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 調べているが、特定の沿岸点に限られている。前回 の発表では(2018年秋A206)、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 ションにより、伊勢湾台風(T5915)の経路を東西 にずらしながら、本州の一部・四国・九州の沿岸域 における高潮リスクの差を明らかにした。本発表 では、伊勢湾台風以外の台風事例でも同じ結果が 得られるかどうかを調べた。

2. 実験設定

本研究で実験対象とした台風はT5915、T5822、 T9512である。大気モデルとして WRF-ARW V3.6.1 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(JRA-55)である。 水平解像度15kmの親領域(Domain1)を計算し、水平 解像度5kmの子領域(Domain2)へネストダウンする。 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設定を用いて、 88,94,101事例の台風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。

この89,94,101通りの大気データをインプットデ ータとして、気象庁が用いている高潮モデル(JMA Storm Surge Model)を用いて、九州から関東までを 含む領域をとり、解像度は1分(約1.7km)の高潮シミ ュレーションを複数回行なった。高潮モデルでは、 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、各沿岸地点で伊勢湾台風をもとに、コースを101通り変えて接近した時の最大高潮偏差である。最大高潮偏差が2.5m以上の値を取る高潮リスクが高い地点は、伊勢湾だけでなく東京湾や大阪湾、広島湾、有明海である。一方、日本海側や太平洋側の湾地形ではない沿岸地域で高潮偏差は低い値を示している。そして、湾地形に関わらず駿河湾では最大高潮偏差が低いが、駿河湾の水深が深いためであると考えられる。

図2は、T5915、T5822、T9512の3事例の結果から 得られた、本州南岸に沿って山口県から茨城県ま での最大高潮偏差を示したものである。山口の周 防灘や大阪湾、伊勢湾、東京湾でそれぞれ3事例の 台風で、絶対値に差はあるものの、周囲よりも高い 値を示している。また、それぞれの台風ごとに最大 高潮偏差の相関係数を調べると、3事例の台風全て において、0.9を超える高い相関を示していた。以 上の結果により、最大高潮偏差は台風の事例によ らず、湾の地形の要因により高潮に対して危険度 の地域性が高いことがわかった。

4. <u>まとめ</u>

最大高潮偏差は伊勢湾だけでなく東京湾、大阪湾、 広島湾、有明海で2.5m以上の値を示していた。日本 海側や太平洋側の湾地形ではない沿岸地域で高潮 偏差は低い値を示していた。また、台風の事例によ る比較では、絶対値に差はあるものの、危険な地域 は同じであった。



図1:各沿岸地点で伊勢湾台風がコースを変えて接近した 時の最大高潮偏差



図2:本州南岸に沿った沿岸点(山口県から茨城県まで)の3 事例の台風によるそれぞれの最大高潮偏差

対流圏上層のトラフ前面の南風偏差領域における TD型擾乱の発生過程の研究

浜口佑也 (東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系 高藪研究室)

1. はじめに

TD 型擾乱(Tropical Depression-type Disturbance)は数日 周期で西太平洋を西方伝播する数千 km スケールの擾 乱活動として特徴付けられる[1].西太平洋で発生する 台風(Tropical Cyclone)のおよそ 50%はこのような擾乱 活動をもとに形成されているとされるが[2],擾乱の発 生過程は未だ詳細に解明されていない.

TD 型擾乱は対流圏下層を起源とした渦と認識され ており,運動エネルギーは主に対流圏下層における順 圧エネルギー変換や対流活発な領域での潜熱の解放に よって賄われていると考えられているが,対流圏上層 における強制が存在する可能性も指摘されている[3]. また,衛星の水蒸気画像から,TD 型擾乱が活発化する 際には対流圏上層の顕著な波列がしばしば観測される. 本研究では,こうした対流圏上層の波列がTD 型擾乱 の発生過程に如何に関与しているのか明確にすること を目的とし解析を行った.

2. データと解析手法

解析には JRA-55(気象庁 55 年再解析データ, 水平解 像度 1.25°×1.25°)を用いた北半球夏季(JJA)南北風偏 差データと,衛星観測による輝度温度データ(CLAUS, 水平解像度 0.5°×0.5°)を用いた. 波数–周波数領域に おいて 2.5~12 日周期で西向き位相速度を持つ成分を 抽出し,続いて時空間領域において TD 型擾乱に伴う 対流活動(輝度温度偏差が負の領域)と対流圏上層 (150hPa 面)・下層(850hPa 面)における渦活動がどのよう に関連するかを確認した.

3. 解析結果

以下,結果の一例として2015年7月3日に発生した 台風11号に注目する.この台風のもととなった擾乱活 動は7月初めに対流圏上層の南風偏差領域で活発化し ており,発生初期には対流圏下層の顕著な正の渦度場 を伴っていないことが確認された(図1).また,この擾 乱が活発化した7月初頭には対流圏上層に顕著なトラ フが発生していたことが確認され,この上層のトラフ が対流圏中層(~500hPa)まで落ち込んでいること,およ び対流圏下層の正の渦度場が対流活動に遅れて形成さ れていることも確認された(図2左).

4. 考察

以上の解析結果より, 2015年台風 11号のもととなっ



図1 15°N における 2015 年夏季の南北風偏差(カラー)と 輝度温度偏差(コンター)のホフメラー図



図2 (左)10°N における2015年7月1日~7月6日の南 北風偏差の断面図.(右)2015年台風11号のもととなったTD 型擾乱の発生機構の概念図

た TD 型擾乱の発生過程として、対流圏上層のトラフ 前面の南風偏差領域における緩やかな上昇流と南方か らの水蒸気輸送をトリガーとして対流が活発化し(図 2 右), 潜熱の解放をエネルギー源として擾乱が成長・維 持されていく過程が示唆された. このような TD 型擾 乱の発生機構は、TD型擾乱が下層を起源とする擾乱活 動であるという従来の視点に対し、上層の擾乱が対流 を励起して結合していくという点で従来のものと異な なお上層の寒冷渦を起源として台風が発生するこ とは従来から知られている[4]が、本研究では TD 型擾 乱の発生そのものに対流圏上層のトラフが如何に効い ているかという問題を扱っている点で従来のものと異 なっている. 今回のポスター発表では、このようなTD 型擾乱の発生機構について統計的な解析結果を示すと ともに、擾乱のエネルギー収支における対流圏上層か らの寄与などについて詳細に議論する方針である.

5. 参考文献

Takayabu and Nitta (1993) [2] Ritchie and Holland (1999)
 Maloney and Dickinson (2003) [4] Shimamura (1981)
熱帯低気圧の強度と二重暖気核構造の関係

*松島史弥, 坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

熱帯低気圧(TC: tropical cyclone)の暖気核の極大 は対流圏の上層と中層に分かれていることがあり, これは二重暖気核構造(DWC: double warm-core)と 呼ばれる.DWC は暖気核として特徴的であること や,TC の発生過程や強度に影響する可能性があるこ とから,DWC がどのように形成されるか,それが TC の発達にどのような影響を与えているかは TC を理 解するのに重要である.多くの先行研究では強い TC の DWC に注目している.一方,この研究ではどの強 度の TC に DWC が現れるのか,さらにどの段階で DWC が現れるのかという暖気核構造と TC の強度 との関係を明らかにすることを目的とする.

2. 手法

この研究では気象庁のメソ気象モデル(MSM: MesoScale Model)と名大 ISEE の雲解像モデル (CReSS: Cloud Resolving Storm Simulator)の 2016~2018年の予報データを用いる.TCの中心から 半径 400~500 kmの円環領域を環境場として,高度 2000m 以上において TC の中心から半径 50 km以内 の各高度での最大の気温偏差を求める.極小値より も 1K 以上大きな値を持つ極大が二つ以上あるよう な暖気核構造を DWC と定義する.陸地や中緯度の傾 圧場の影響を除くために,TC の中心が北緯 30°より 北に位置するものは対象としない. MSM では 15 の TC について 201 の予報を解析し,CReSS では 12 の TC について 29 のシミュレーションを解析し た.2016年~2018年の3年間での全台風(79 個)のう ちの約 2割について解析が行われたことになる.

3. 結果

DWCの有無とその時刻における TC の中心気圧の 関係について,MSM と CReSS の共に DWC がある 時に中心気圧が高いという結果が示された(図 1).ま た,両方のモデルで DWC がある時に最大地上風速が 小さいという結果が示され,弱い TC にも DWC が現 れることが示された.さらに,DWC の有無と気圧の 低下率(前後 3 時間での中心気圧の変化量)の関係に ついて,両方のモデルでDWCがある時に気圧の低下 率が大きいという結果が示された.図2は CReSS に おいて初期時刻が2017年09月14日12時の予報 におけるTCの気温偏差の高度分布の時間発展と中 心気圧の変化を表した図である.中心気圧が下がっ ている1時間後から6時間後にかけて,高度4kmと 12kmの2つの高度で気温偏差の極大が見られ,発達 期にDWCが現れることを示唆している.

さらに,DWC が現れることと TC が最大強度に到 達するのに時間的ずれがあることを考えて,1つの予 報内において最低気圧,最大地上風速とDWCの有無 の関係を調べると,DWC がある場合の方が最低気圧 が大きく,最大地上風速が弱くなり,最大強度は弱い ことが示された.

参考文献



MSM–Pmin relative frequency



図 1: MSM における中心気圧の相対度数の折れ線グラフ. 実線が DWC あり,点線が DWC なしを表す.



図 2: 気温偏差と中心気圧の時間発展.色と線により気温 偏差,白線により中心気圧が表されている.

Impact of GOSAT data on CO₂ fluxes in the NICAM-TM 4D-Var system —Towards GOSAT-2 Level 4 product—

*佐伯 田鶴、丹羽 洋介、齊藤 誠 (国立研究開発法人 国立環境研究所)

Greenhouse gases (GHG) observations from satellites have contributed to expanding spatial coverage of observational networks for GHGs over the globe. Greenhouse gases Observing SATellite (GOSAT) has been monitoring the column-averaged dry-air mole fractions of atmospheric carbon dioxide (XCO₂) and methane (XCH₄) from space since its launch in January 2009. Its successor GOSAT-2 was successfully launched on 29 October 2018, and the observational data are being processed at GOSAT-2 ground systems. The GOSAT-2 mission aims to continue and enhance spaceborne measurement of GHGs started by GOSAT, and to monitor the impacts of climate change and human activities on the carbon cycle. Both satellites are jointly developed and operated by Ministry of the Environment, Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), and National Institute for Environmental Studies (NIES). NIES is responsible for producing and distributing higher level data products, such as Level 2 products (XCO₂ and XCH₄ etc.) and Level 4 products (surface fluxes of CO₂ and CH4, and three-dimensional global distributions of CO2 and CH₄ concentrations) (http://www.gosat-2.nies.go.jp).

We are currently developing an inversion system for operational use to produce GOSAT-2 L4 products. The Non-hydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM)-based Transport Model (NICAM-TM; Niwa et al., 2011) is used for simulating atmospheric CO₂ and CH₄ concentrations, and an inversion system based on the four-dimensional variational (4D-Var) method with NICAM-TM (NICAM- TM 4D-Var; Niwa et al., 2017a,b) is adopted to estimate global surface CO2 and CH4 fluxes. In this presentation, we will present test results of CO₂ flux estimation with NICAM-TM 4D-Var using GOSAT data (not GOSAT-2 data), ground-based data, prior fluxes, and their error covariances. NICAM-TM is operated with a horizontal resolution of glevel-5 (an average grid resolution of 223 km) and 40 vertical layers, and its meteorological fields are nudged with JRA-55 data to simulate real atmospheric transport. NICAM-TM 4D-Var is run with

stored meteorological data, which successfully reduces computational cost. CO₂ surface fluxes have been estimated at every 223 km grid resolution and at monthly time resolution. Preliminary test results with single-year GOSAT data showed that flux differences between the prior fluxes and estimated fluxes from the GOSAT data inversion appear over a broad area of land regions, even over Siberia and South America where ground sites are sparse, while the ocean regions showed relatively fewer flux changes after the inversion. Our ongoing work includes inversions with multi-year data, the inclusion of other data, and tuning model parameters. The details will be presented at the meeting.

Acknowledgments. The model simulations are performed with the NIES supercomputer system and the Research Computation Facility for GOSAT-2 (RCF2). This research is partly supported by the Environment Research and Technology Development Fund (2-1701) of the Environmental Restoration and Conservation Agency of Japan.

References

Niwa et al. (2011), Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 89(3), 255–268.

Niwa et al. (2017a), Geoscientific Model Development, 10(3), 1157–1174.

Niwa et al. (2017b), Geoscientific Model Development, 10(6), 2201–2219.

Keywords: Carbon budget, Flux estimations of greenhouse gases, Atmospheric inverse model, Top-down approach, Satellite remote sensing

大会第3日

2016年7月14日 JEF1 ダウンバーストにおける風向・風速の地上観測結果

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日の藤田スケールF1や2016年7月14日の改良型 藤田スケールJEF1のダウンバーストを初めとする計13件の 突風事例の観測に成功し、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⁽¹⁾. さらに、2015年6月15日のF1ダウンバーストにつ いては、風向・風速の局地的変化の詳細を報告した⁽²⁾. 本稿で は、2015年6月15日事例に匹敵するレベルの大きな被害が生 じた2016年7月14日のJEF1ダウンバーストの風(風向/風 速)観測結果について、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報告する.



図 2-2 14:20 風向·風速変化

2016年7月14日のJEF1ダウンバーストでは、地上稠密気 象観測網の南西から進入した積乱雲が、発達を伴いながら北北 東へ進行する過程でダウンバーストによる突風被害が発生した. 図 2-1 及び図 2-2 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は被害が大きかった地点であり、 それを囲む太枠の範囲(幅約4.7 km×長さ約11.9 km)が大凡の 被害領域である. ダウンバーストを引き起こしたと思われる積 乱雲の中心が進行するに従い、そのダウンバーストの下降流に よる発散場を捉えたと思われる風向・風速変化が確認された.

3. 被害領域内の観測点における特徴的な風向・風速変化

図 3-1 及び図 3-2 は、図 2-2 にて ④および ®で示した観測点 データである. ④では、元々この観測領域にて支配的な東南東 からの卓越風の風向に大きな変化はなく、風速のみに一時的な 急上昇が見られた一方で、 ®では、東南東の卓越風向が一時的 に西に激しく転向し、同時に風速の急上昇も確認された. これ は積乱雲事象(ダウンバースト)の中心が ④と ®の間を通過した ことを示唆しており、ダウンバーストの下降流による発散風を 捉えていた可能性がある.



<u>4. まとめ</u>

群馬県・埼玉県平野部に構成された POTEKA 地上稠密気象 観測網により捉えられた 2016 年7月14日の JEF1 スケールの ダウンバーストでは、積乱雲事象(ダウンバースト)の中心が 進行したと推測される近傍の観測点で局地的な風向・風速変化 が観測され、一部ではダウンバーストの下降流による発散風を 捉えた兆候も確認された.

参考文献

(1) 岩下ほか、2017:日本気象学会秋季大会講演予稿集(112),A209.
 (2) 岩下ほか、2018:日本気象学会秋季大会講演予稿集(114),A303.

海上竜巻を発生させた対流雲内部のマイソサイクロンの 3次元構造の詳細な時間変化

*今井隆翔, 高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

海上竜巻は海面付近のシアラインにおいて、シアに よる渦が対流雲の発達に伴って引き伸ばされることで 形成する[1]. 急速に発達・衰退をする対流雲の詳細な 構造を捉えるには、高時間分解能で3次元構造の取得 が可能なフェーズドアレイ気象レーダ (PAWR)を用い た解析が有効である[2]. 本研究では、沖縄で海上竜巻 を発生させた対流雲内部のマイソサイクロン (MC)と その渦度の時間変化を示すことを目的とする.

2. 観測および解析手法

対象事例は 2017 年 5 月 15 日に沖縄県読谷村沖で発 生した海上竜巻事例であり,その概要は[3]で報告して いる. 恩納村にある PAWR (情報通信研究機構: NICT) および西原町にある KIN レーダ(名古屋大学)のデー タを用いた. ともに X バンドレーダであり, PAWR は 30 秒間隔, KIN レーダは 6 分間隔でボリュームスキャ ンを行う. レーダデータとしてレーダ反射強度(Z)と ドップラー速度(DV)を用いた.

解析では渦を示すパターン (DV の極大と極小が隣り 合うペア)を MC として検出し、ランキン渦を仮定し たときの MC の渦度を利用した.また、MC の構造や Z の時間変化を追った.

3. 結果と考察

解析対象のZに注目すると、竜巻の目撃情報があった15時45分頃、地表付近で40dBZ以上の強いZが南西・北東方向に細長く分布していた. MCはこの強いZの領域の南西端で検出され、MCの中心は主にZの水平傾度が大きいエコーの縁に位置していた.

MC は当日 15 時 25 分に高さ 2 km 付近で検出された のち,上端の高さはほぼ一定のまま,下端が 31 分頃と 37 分頃の 2 度下降した(図1). MC の下端の下降と同 時に直径が縮小し渦度が大きくなっており,上方から 下方に向かって渦が引き伸ばされたことを示唆する.

MC の中心の鉛直分布に注目すると(図 2),下層から上層にかけて東に傾いている.これは地表付近に吹く弱い東風と上層で卓越する西風によって MC の下部

が西へ,上部が東へ流されているためだと考えられる. また,MCの検出可能時間の後半で特に傾きが顕著で あり,MCの盛衰と傾きに関連があると考えられる.

4. まとめ

PAWR を用いた時間空間的に詳細な解析を行うことで、従来のレーダ観測と比べて1つの MC の発達を連続的に捉えることが可能となった.本事例では、変化の激しい MC の発達過程が確認できた.

謝辞:本研究の PAWR データは NICT に提供していた だきました.



図1 15時25分00秒から47分00秒までのMCの 変化を示す高度・時間断面図.円の直径,濃淡はそれ ぞれ MC の直径,渦度を表している.なお,同一時間 に複数のMC が検出された.



図2 15時 37分00秒から39分00秒まで1分毎の PAWRから南に10km地点における高度・東西断面図. ×印はMCの中心,濃淡はZを表している.中心はほ ぼ同一鉛直断面上に存在した.

参考文献

- Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997, J. Atmos. Sci., 54, 2387-2415.
- [2] Adachi, T., et al., 2016, SOLA, 12, 314-319.
- [3] 今井·高橋, 2018, 気象学会春季大会予稿集, P310.

*栃本英伍・新野宏

(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

竜巻を発生させる対流システムは大きく分けて、古典的 なスーパーセル型、準線状の降水システム(Quasi-linear convective system; QLCS)、非スーパーセル型の3つに分類 される(Agee 2014)。米国では、竜巻の多くがスーパーセ ルによって発生するが、QLCSに伴う竜巻も18%程度発生 する事が報告されている(Trapp 2005)。日本においても、 QLCSに伴って竜巻が度々発生するが、その詳細な特徴や 発生機構の理解は十分ではない。そこで本研究は、気象庁 非静力学モデル(JMANHM; Saito et al., 2006)を用いて1992 年12月8日にQLCSに伴って発生した竜巻の再現実験を 行い、その詳細な特徴を調べた。

2. 実験設定

本研究では、JMANHM を用いて 4 重に単方向ネストし たシミュレーションを行った。水平解像度は、一番外側か ら 15km(水平 200 格子 x200 格子 x50 層), 2 km(水平 450 格 子 x 450 格子 x 50 層), 350m(1000 格子 x1000 格子 x70 層), そして 50m(水平 1700 格子 x1700 格子 x100 層)である。一 番外側の実験の初期値・境界値には JRA-55 (Kobayashi et al. 2015)を用いた。 雲微物理過程は氷相の数濃度を予報す る2モーメントバルク法を用いた (Ikawa et al. 1991; Murakami 1990)。積雲パラメタリゼーションは、一番外側 の15km 解像度のシミュレーションでのみ Kain Fritch スキ ームを用いており、それ以外の解像度のシミュレーション では用いていない。惑星境界層スキームは、15km 解像度 の実験、2km 解像度の実験で Mellow-Yamada-Nakanishi-Niino スキーム (Nakanishi and Niino 2006)を、350m, 50m 解 像度の実験では Deardorff スキーム (Deardorff 1980)を用い た。

3. 事例の概要

1992年12月8日午前9時ごろ、茨城県千代田町で突風 が発生し、建物の損壊などの被害が発生した。新野他(1993) によると、家屋の半壊8棟、一部損壊200棟の被害が報告 されている。12月8日午前9時の気象庁地上天気図では、 北海道西沖の日本海に温帯低気圧が存在しており、関東付 近にはこれとは別の低気圧が解析されていた。

新野他(1993)は、舘野レーダーの観測結果を解析し、 突風の特徴を調べた結果を報告した。降水強度の時間発展 から、QLCSが中部地方から発達しながら東進し、突風が 発生した午前9時前後には茨城県千代田町付近に到達し ていたことを示した。また、ドップラー速度の分布は千代 田町付近にメソサイクロンに似た渦構造が2つ存在して いたことを示した。

4. 結果

a. <u>2km 解像度シミュレーションの結果:再現された</u> <u>QLCS の特徴</u>

2km 解像度のシミュレーションの結果は、竜巻を発生さ せた QLCS をよく再現していた(図1)。この QLCS は中 部地方で発達し始め、比較的早い速度(20m/s 以上)で東 へ移動し、午前8時30分前後には、茨城県の霞ヶ浦付近 に到達した。これは、実際にシステムが観測された午前9 時ごろよりも 30 分程度早かった。QLCS の進行方向後面 では、冷気プール(図 1)とそれに伴う強い下降流が存在し ており、対流域では高度 2km 付近で 10m/s を超える強い 上昇流が見られた。一方で、観測されたようなメソサイク ロンに関連する強い渦の構造は、水平 2km 解像度シミュ レーションの結果からは確認できなかった。



図 1:2km 解像度シミュレーションの結果。1992 年 12 月 8 日午 前 8 時 3 0 分における(a) 高度 20m 雨水混合比(陰影;g/kg)と 海面気圧(コンター;hPa)。(b)高度 20m の温位分布(カラー; K)、鉛直速度(実線;m/s)、水平風ベクトル(m/s)。

b. <u>50m 解像度シミュレーションの結果:再現された竜巻</u>の特徴

50m 解像度の数値シミュレーションを行ったところ、地 上付近に竜巻に相当する強い渦が再現された(図2a)。こ の竜巻に伴う鉛直渦度は高度 30m 付近で0.7 s⁻¹に達し、 風速は最大約 47m/s であった。竜巻が発生する数分前にお ける高度 500m 付近の鉛直渦度場、風場の時間発展を調べ たところ、上空にメソサイクロンのような強い鉛直渦度場 とそれに伴う強い鉛直流が、竜巻発生位置の周辺で強まっ ていた(図略)。また、地上付近の温度場・水平風場の時 間発展を調べたところ、竜巻の発生直前に、相対的に冷た い空気を伴う後面からのインフロー(Rear inflow jet; RJ) が強まっておいた。竜巻はこの RJJ の北側(図 2b) で発生 しており、竜巻の発生要因との関連が示唆される。

5. 今後の課題

今後は、竜巻の発生機構を明らかにするために、循環解 析などを用いて上空のメソサイクロンや竜巻の渦度の起 源を調べていく予定である。



図 2:50m 解像度シミュレーションの結果。(a) 高度 30m の鉛直渦 度(陰影)と気圧偏差値(実線)。(b) 高度 30m の温位(陰影)と気 圧偏差(実線)。ベクトルは高度 30m の水平風。

竜巻の数値実験における水平解像度依存性

益子 渉 (気象研)

1. はじめに

近年現実場におけるスーパーセル竜巻の高解像度数値 シミュレーションが行われ始め、その結果を用いて竜巻 の発生機構に関する議論が行われている。Mashiko (2016, MWR)では、観測的研究や理想実験を用いた理論的研究 と同様に、スーパーセル後方の Rear-flank Downdraft (RFD) に伴う傾圧性の重要性を示したが、Schenkman et al. (2014, JAS) では RFD が地表付近で外出流となる際 の地表摩擦、Roberts et al. (2016, JAS) ではストーム前 面における下層の暖域の気塊が流入する際の地表摩擦の 効果の重要性を指摘している。これらの実験は水平解像 度 50m で行われているが、竜巻へ流入する気塊までも実 験間で異なっており、竜巻発生過程が全く異なっている といえる。このような違いが生じるのはモデルの水平解 像度が不十分で竜巻を含むストームの微細構造が十分に 表現できないためではないかと考え、今回2012年つくば 竜巻を対象に竜巻の数値実験における水平解像度依存性 調査を行った。

2. 実験設定

2012 年つくば竜巻を対象にし、初期値・境界値は Mashiko (2016)の水平解像度 250mの実験結果を用いて、 水平解像度 100m、75m、50m、30mの4 種類の実験を行 った。実験間で領域を揃えるため、今回の 50m 実験と Mashiko (2016)の 50m 実験では若干領域が異なってい る。また、地形や粗度長の与え方について、今回は 1-2-1 スムーザーを用いることによって、モデルでは十分に表 現できない 2Δx の波数成分を完全に除去している。

3. 実験結果

まず、水平解像度 50m の実験結果について、Mashiko (2016)のものと比べて発生過程に関してはほとんど違いが見られなかった(図略)。

今回の実験において、水平解像度 30m、50m、75m に 関しては、12:08 頃に急激な水平風速の増大が見られ、35 m/s を超える値となっており(図1)、ほぼ同じタイミン グで鉛直渦度の増大も見られ、0.5 s⁻¹を超えていた。一方、 100m 実験では、12:11 頃に風速がやや増大し、35 m/s に 達していたが、鉛直渦度は 0.2 s⁻¹程度で僅かな増加とな っていた。水平風速が最初に 35 m/s に達した時の渦の構 造を実験間で比較すると、100m 実験では 2 hPa 程度の気 圧低下しかみられないが、30m、50m、75m 実験では顕 著な気圧低下を伴った竜巻渦を再現していることが分か る(図2)。鉛直渦度や気圧偏差の分布でみた竜巻渦の水 平スケールは解像度が高くなるほど小さくなり、30m 実 験が最も収縮した構造となっていたが、最も多くの水平 格子で表現されていた。また、低温位の RFD による外出 流の流入が 30m 実験で最も強く再現され、解像度が粗く なるほど顕著に弱まっているのが分かる。また、100m 実 験において、この段階では渦構造がはっきりしないが、 その後、ストーム前方の暖域の気塊を取り込みながら、 地表の渦のマージ過程を経て、12:16頃には最大風速 57 m/s、鉛直渦度 0.6 s⁻¹、気圧低下 16 hPa となって十分に竜 巻といえる渦を作り出していた(図略)。このような竜巻 の発生過程は、地表の渦構造を含めストームの微細構造 をモデルで十分に再現されていないことや、実際の竜巻 と違ってゆっくりとした渦の成長をとっていることから、 非現実的なものと考えられる。

これまで現実場における竜巻の数値シミュレーション に対して、数値モデルにおける乱流過程や地表面過程な どの物理過程の問題が指摘されている。今回の結果と先 行研究を合わせて考えると、水平格子間隔 50m 程度でも 竜巻の発生機構を議論するには解像度が不十分な可能性 があり、解像度が不十分であると物理過程等の問題が顕 在化しやすくなり、モデルの中では現実よりも竜巻渦を 作り出しやすい状況になっていると考えられる。







図 2. 各実験において最大風速が 35m/s に達した時の地上高 10mの渦構造.シェイドは温位,矢印は風,コンターは海面 気圧を示す.水平解像度 30m(左上),50m(右上),75m(左下), 100m(右下)の実験を示す.

北陸冬季雷の数値シミュレーション

川野 哲也・中尾 啄也・川村 隆一 (九大院・理), 鈴木 賢士 (山口大院・創成科学), 杉本 聡一郎 (電中研), 高橋 劭 (九大名誉教授)

1 はじめに

冬季に北陸沿岸部で発生・発達する降雪雲はしばしば 激しい雷活動を伴う。冬季雷雲は夏季雷雲と比較して, そのサイズが小さく,正極性落雷の発生頻度が高いとい う特徴をもつ。また,一度の放電で大電流を伴う「一発 雷」という現象も北陸冬季雷の特徴である。

先行研究より北陸地方における冬季雷の発生条件や発 生環境場が報告され (Michimoto 1991, 1993; 藤沢・川 村 2005 など),またビデオゾンデ観測によって冬季雷雲 内の微物理構造も明らかにされてきた (Takahashi et al. 1999, 2017)。しかし,上述した北陸冬季雷の特徴は未だ によく理解されていない。その理解を深めるためには, 北陸冬季雷雲の微物理的・電気的構造の時間発展を知る 必要がある。よって,本研究では電荷分離・放電過程を 含む数値モデルを用いて北陸冬季雷雲を再現し,その微 物理的・電気的構造の時間発展を明らかにすることを目 的とする。

ターゲットにした事例は,電力中央研究所・山口大学・ 九州大学の共同研究として 2012 年 12 月に新潟県柏崎 市で実施されたビデオゾンデ観測の期間中で最も活発な 雷活動を伴った 12 月 23 日の降雪雲である。

2 数値モデル

用いたモデルは,電荷分離・放電過程が導入された WRF version 3.7.1 (Fierro et al. 2013) である。計算 領域は水平方向 400 × 400 (格子間隔 1 km) でモデル 上端は 50 hPa (60 層) とした。NCEP FNL から初期 値・境界値を作成し,2012 年 12 月 23 日 09 JST から 12 月 24 日 15 JST まで 30 時間積分した。境界層過程 および雲微物理過程にはそれぞれ Yonsei-University ス キーム (Hong et al. 2006) と NSSL 2-moment スキー ム (Mansell et al. 2010) を用いた。

雷雲内の電荷蓄積過程としては着氷電荷分離過程を採 用した。Takahashi et al. (2017) によって,北陸冬季 雷雲内での着氷電荷分離過程は Takahashi ダイアグラ ム (Takahashi 1978) と整合的であることが示されたが, そのことを数値モデルから確かめるために,Takahashi ダイアグラムと Saunders ダイアグラム (Saunders et al. 1991; Saunders and Peck 1998) を用いたシミュ レーションを行い,観測と比較した。以降,Takahashi ダイアグラム, Saunders ダイアグラムを用いたシミュ レーションをそれぞれ TAKA run, SAUN run と呼 ぶ。放電過程は Ziegler and MacGorman (1994) および MacGorman et al. (2001) に従っている。

3 結果

WRF シミュレーションは,時刻ずれ・位置ずれはあ るものの,2012 年 12 月 23 日夕刻以降に北陸沿岸地方 で発生・発達し,雷活動を伴った降雪雲を再現したと考 え,シミュレーション結果の解析を行った。

TAKA run, SAUN run のいずれもビデオゾンデ観測 で得られた空間電荷密度に匹敵する雷雲内の電荷量をシ ミュレートした。しかしながら,発達期における冬季雷 雲の電荷三極構造は TAKA run のみで再現された (図 1)。これは,Takahashi ダイアグラム従う着氷電荷分離 機構によって説明できる。一方,Saunders ダイアグラ ムでは冬季雷雲内の上層部を除くほとんどの領域で霰が 正に帯電する条件になっているため,三極構造が形成さ れないと考えられる。さらに,TAKA run は観測された 発雷分布をよりよく表現した。以上のことから,TAKA run は SAUN run よりも北陸冬季雷雲の電気的構造を よりよく再現できると考えられる。従って,これ以降は TAKA run による冬季雷雲の電気的構造の時間発展に ついて調査する。

発達期で三極構造を示した冬季雷雲は,成熟期では下 方から正・負の二極構造になった。正(負)に帯電した霰 (雲氷・雪)が雷雲内のほぼ全領域に分布し,それら正電 荷ピークと負電荷ピークが上下方向にずれることで電荷 二極構造が形成されていた。これは,成熟期以降では雷 雲内の雲水量が少ないため,Takahashiダイアグラムに 従うと雷雲内のほぼすべての温度領域で霰(雲氷・雪)は 正(負)に帯電することによると考えられる。



図 1: (a) TAKA run と (b) SAUN run でシミュレートされた発達期の冬季雷雲の空間電荷密度 (陰影; ×10⁻² pCL⁻¹) と雲水量 (橙コンター; g kg⁻¹)。黒実線は気温(°C)を示し、緑実線は -10°C 気温線を示す。

2018年5月10日に発生した背の低い雷雲の偏波レーダーによる観測

*林 修吾,南雲信宏(気象研究所),梅原章仁(気象庁)

1. はじめに(目的)

本研究では、気象庁LIDENによる雷観測および羽 田空港の偏波レーダーによる積乱雲の観測を用い て、2018年5月10日に発生した発雷を伴う背の低い 積乱雲の特徴を調査した. 偏波レーダーを用いて 雷雲の特性を把握することは、雷の直前予測に利 用可能な新たな知見を提供し、航空機を含む交通 機関の被害の低減に資すると考えられる.

2. 対象事例の雷活動

2018年5月10日00UTC頃(以降時刻は全てUTC)に 山梨県付近で発生した積乱雲は,関東平野南部を ゆっくり東進しながら00:50頃に発雷し,雷活動を 続けながら04:30頃に東京湾に到達し衰弱した(図 1は01:50の羽田レーダー反射強度とLIDENの雷放 電検知).LIDENによるこの積乱雲の5分毎の雷活動 を図2に示す.●が対地放電,■が対地放電のうち の正極性,△が雲間放電を示す.対象期間の対地 放電数は90回でそのうち51回が正極性,雲間放電 は203回であった.5月の雷雲として珍しく正極性 落雷が全対地放電の6割を占め(通常1割程度),雲 間放電は対地放電の2倍程度と少なかった(通常5 ~10倍程度).

3. 羽田レーダーによる積乱雲の観測

この雷雲は期間を通して雲頂が最高7km程度で, 当日00UTCのつくばのゾンデ観測によると高度7km の気温は約-25℃であった.(ゾンデによる0℃高度 は約2km, -10℃高度は約3.5kmであった.)

図3上に本事例での反射強度40dBZ体積の時間高 度断面図を示す.発電の指標として「-10℃高度に 40dBZの反射強度が観測される(Gremillion and Orville, 1999)」が広く知られているが,40dBZが 0℃より上空に現れたのは最初の発雷から1時間以 上たった02時頃であり,一般的な発雷指標の条件 とは大きく異なっていた.

Doviak and Zrnic (2006) による「Kdpを用いた 霰または霰と雨の混合域の判定基準」

Ze[反射強度] > 8log(2Kdp) + 49 に当てはまる体積を図3下に示した.図3下では、 0° ~-10(高度2~4km)付近には霰or霰と雨の混 合域体積がみられており、この温度域はTakahashi (1978)によれば霰が正に帯電しやすい領域であ り、正極性落雷が多く観測されたことと整合的で ある.また4kmよりも上空には霰域がほとんど広が っておらず、雲上部には帯電した霰が少なかった ことを示しており、雲間放電の活動が少なかった ことと関連している可能性がある.このような低 反射強度・低雲頂の積乱雲から活発な雷活動がも たらされた要因をさらに調査する予定である. 201805100150 CAPPI(2.0km)



図 1. 5/10 01:50UTC 羽田レーダーによる 2km 面(約 0°C)反射強度とLIDEN 放電点 (■正極性落雷 x5. △雲間放電 x10)

LIDEN 201805100030-0430z5分毎



図 2. LIDEN による雷放電の 5 分毎検知数

●対地放電数, ■正極性落雷, △雲間放電 Ze 40dBZ volume





下:霰 or 霰と雨の混合域体積の時間高度断面図 0℃=約 2km, -10℃=約 3.5km, -30℃=約 8km

2017年8月30日に東京都内で発生した雷雲の3次元的特徴

*櫻井 南海子¹•Paul R. Krehbiel²•William Rison²•Ronald J. Thomas²•Daniel Rodeheffer²•

清水 慎吾¹·岩波 越¹·前坂 剛¹·木枝 香織¹·宇治 靖¹

(1:防災科学技術研究所・2:ニューメキシコ鉱物工科大学)

1. はじめに

防災科研では、Lightning Mapping Array (LMA)を2017 年3月に首都圏に導入し(Tokyo LMA)、雷の3次元連続観 測を行っている(櫻井他、2017年秋季大会)。Tokyo LMA は、首都圏で発生する対地放電および雲放電を高い捕捉率 で3次元的に捉えられる。雷放電を3次元的に捉えること で、従来の2次元的に雷を観測する測器では分からなかっ た雷放電の進展の特徴を明らかにすることが出来る。また、 雲放電を見逃しなく捉えることで、雷雲内の雷放電の時間 発展を正確に把握することが出来る。そこで本研究では、 首都圏で発生した異なる雷放電の特徴をもつ雷雲セルに ついて、雷放電の時間発展および雷放電進展の特徴を調べ 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 射源の位置標定点である。雷放射源の位置標定には到達時 間差法を用いている(Thomas et al. 2004)。現在の Tokyo LMA は 12 サイトから成るが、2017 年 8 月 30 日の雷放電を 観測した当時は、8 サイト(つくば・柏・下総・岩槻・日 高・八王子・小金井・戸山)での運用を行っていた。

解析した事例は、2017 年 8 月 30 日に東京都と埼玉県の 県境付近で発生した雷雲システムである。この雷雲システ ムは、はじめ 3 つの雷雲セルから成っており、その後 3 つの雷雲セルが併合することで一つの雷雲システムに成 長した。

3. 初期観測結果

図 1a は、2017 年 8 月 30 日東京都と埼玉県の県境付近 で発生した 3 つの雷雲セル内で観測された雷放射源の水 平分布図を示す。雷雲セルは、西から C1, C2, C3 とする。 それぞれの雷雲セルの雷放射源の高度-時間断面図を図 1b-d に示す。3 つの雷雲セルは、05:00:00UTC 頃のほぼ同 時刻に雷放電を発生し始めた。はじめに雷放電を開始した C2 は、対地放電に先行して雲放電が発生した。雲放電の みが発生する期間が約 20 分間続いた後、05:01:55UTC に 対地放電が発生した (図 1c)。それに対し C1 は、対地放 電に先行する雲放電は観測されず、最初に対地放電が発生 した (04:57:21UTC) (図 1b)。C3 で観測された雷放電は、 雲放電が支配的であった (図 1d)。また、この雷雲システ ム内で観測された対地放電のうち、降水域の外側もしくは 降水の中心域から外れた場所に落ちる Bolt from the blue (BFB) が複数観測された (図略)。

4. まとめ

2017年8月30日に東京都と埼玉県の県境で発生した雷 雲システムの雷放電の特徴について、Tokyo LMA を用いて 調べた。雷雲システムははじめ3つの雷雲セルから成り、 雷放電の特徴がそれぞれ異なっていた。C1 は最初の雷放 電が対地放電だったのに対し、C2 は雲放電が対地放電よ り約20分先行して発生し、その後対地放電が発生した。 C3 は主に雲放電が観測された。また、従来の2次元的な 雷観測測器では対地放電のうち BFB を区別することは出 来なかったが、雷放電を3次元的に捉えることにより、BFB が首都圏で発生することを示した。BFB は、降水強度の強 い領域から外れた降水強度の弱い領域や降水域外に対地 放電が落ちるため、危険な現象である。発表では、この雷 雲システム内で観測された BFB の特徴についても報告す る予定である。



図1 (a) 2017 年 8 月 30 日に東京と埼玉県の県境 付近で発生した 3 つの雷雲セル内において観測された 雷放射源の水平分布図を示す。解析期間は 04:40:40 から 05:24:00UTC である。図中の□は、Tokyo LMA のサイトの位置を示す。(b), (c), (d)は、雷雲セル C1, C2, C3 内において観測された雷放射源の高度-時間 断面図を示す。それぞれの雷雲セルにおいて雷放電が 始まってから約 10 分から 30 分程度の期間に観測され た雷放電を表示している。横軸の時刻は UTC で表示 している。

エルニーニョ発生起点と地球-彗星の内合

*藤原ケイ

1. はじめに

筆者は、太陽の黒点発生および地球の「竜巻」等の 発生に太陽系天体配置が深く関係していると考えてい る. そしてこの関係を合理的に理解するには、太陽 系内に大量の水が存在し、(未観測の)太陽に向う水流 (本流、乱流)および太陽周辺に滞留する水層の存在 を仮定することが不可欠である.

具体的に述べると、太陽黒点は 木星に加速/減速 された、彗星がつくる水流(乱流)の直撃により発生 し、地球の「竜巻」等は 水流(乱流)帯を地球が交 差する時に発生する. 強い影響を与える彗星は 太 陽に対しては133P(エルストピサロ彗星)、地球に対し ては176P(Liner 彗星)/133P/近接する彗星である.

この観点を エルニーニョ現象(南方振動、ENSO) の発生起点に当てはめてみたところ極めて興味ある関 係を見出したので報告する.

2. 南方振動指数の状況と発生起点

(1)南方振動指数は 木星と133P・176Pの中間点 の 黄経差と緩やかに関係している.(図1参照)

図1.南方振動指数の推移と 関係 (1946~2018)



 (2) エルニーニョ発生年の彗星等の内合状況(図2)
 1946年以降に発生した16年分のカレンダーに、時期、 指数および 夏期、地球と133P、地球と176P、地球と
 木星の内合時期を書き入れたものである.

[わかったこと]

・起点時期は春季が最も多く、冬季の発生は無い、

・起点付近で 北半球の夏期かつ地球-彗星の内合が

高頻度で発生している.(特に176P 10回/16年)

図2. エルニーニョ起点年の状況

(1951~ の16年分)

エルニーニョの始まりの状況 「上原:ENSONAL MAL 下層・4~4月、即内方、Uner内方、4星代記」



3. 考察

ここでわかったことは、一見すると理解しがたいこ とではあるが、筆者の研究による太陽系内の水に関す る仮定を前提として考えると理解が可能となる.

図3で 地球全体での雷の発生分布から 太陽に向 う水流が地球に浸入したときに発生する風の流れ、を 推理した. これらの図を用いて エルニーニョ現象 の理解を深める.

図3. 雷発生分布からの地球の風流(推定)



参考文献等

(1) エルニーニョ発生期間等 気象庁 HP (2019.1.15)
(3) 小惑星軌道データ NASA Jet propulsion Laboratory より ダウンロード (2017.5.15)

完新世中期における ENSO の弱化メカニズム

*岩切友希,渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所)

1. 研究背景

異なる気候レジームにおける大気海洋結合系変動の 振舞いを調べることはその力学や感度を理解する上で 有用である. 完新世中期 (8ka-4ka) におけるエルニー ニョ・南方振動(以下 ENSO)は振幅と非対称性が低下し ていたことが古気候記録から示されている. しかしそ のメカニズムの理解は様々であり, さらに非対称性の 低下に関してはほとんど議論がない. 本研究では気候 モデルによる数値実験と解析を行い完新世中期の ENSO 弱化要因の説明を試みた.

2. 数値実験と解析手法

大気海洋結合モデル MIROC5.2 を用いて,2 種類の 300 年長期積分を実施した.産業革命以前の放射強制力 を与えた CTRL 実験および,日射サイクルを 8000 年前 に設定した MH8K 実験である.また,ENSO の変化を 調査するため Bjerknes-stability (BJ) インデックスによ るフィードバックの診断と線形安定性の評価,低次非 線形 ENSO モデルによるメカニズムの解析を行った. 結果の妥当性を検討するため CMIP5 (現在気候), PMIP3 (完新世中期) に参画した 9 つの気候モデルの出力を解 析した.

3. 結果

MIROC5.2 による完新世中期の ENSO は約 20%の振幅弱化と約 60%の振幅非対称性の低下を再現した(図1). BJ インデックスによる診断からこの変化は温度躍層の プロセスに起因していることが示唆された.詳細な解 析の結果, ENSO 変動に対する温度躍層の非線形性の 強い応答が MH8K 実験で低下したことが ENSO 弱化に 寄与していることが分かった.物理的プロセスを検証 するため低次非線形 ENSO モデルによる感度実験を行 ったところ,振幅の弱化と非対称性の低下は平均場の 温度躍層強度が弱化したことによって同時に説明でき ることを明らかにした(図2).実際に MH8K 実験におい て温度躍層強度の弱化は確認され,この変化は赤道太 平洋の貿易風の強化による表層の冷却と南太平洋から 赤道亜表層への暖水流入によりもたらされていること が分かった.結果の妥当性を検討するためマルチモデ ル解析を行ったところ, ENSO 振幅の弱化と気候平均 場の変化は多くのモデルで MIROC5.2 と整合的であっ たものの,振幅非対称性はほとんどのモデルで再現さ れないことが明らかになった. ENSO 非対称性を再現 することができないモデルでは,先行研究が示すよう に完新世中期の ENSO 弱化メカニズムに関して異なる 物理的解釈にたどり着くことは十分に考えられる.



図 1. MIROC5.2 によりシミュレートされた海面水温の 標準偏差 (a) CTRL 実験, (b) MH8K 実験



図 2. 低次非線形 ENSO モデルによる平均温度躍層 強度に対する ENSO-like な振動モードの(a)標準偏差 と(b)歪度の応答

黒潮とメキシコ湾流の海面水温同期現象

* 神山 翼¹・三浦裕亮¹・木戸晶一郎¹

(1: 東大院理)

1 はじめに

2018 年の上半期には、黒潮とメキシコ湾流*1の両 者で、平年に比べて非常に高い海面水温(SST)が観 測された(図 1a). 黒潮(35°N-45°N; 80°W-50°W) とメキシコ湾流(35°N-45°N; 140°E-170°E)におい て SST の領域平均を取り、その時系列を計算した ところ、両海流 SST の同期が顕著に現れた(図 1b, 1c). この現象を境界流同期(Boundary Current Synchronization; BCS)と名付けて、その性質を 調査することにした.

2 既知の気候モードとの関係

BCS は偏西風ジェットの南北移動と不可分であり, 300 hPa 面と 850 hPa 面の東西風について BCS イン デックス(規格化後の黒潮とメキシコ湾流 SST 時系 列の平均)への回帰図を計算すると, BCS インデック スが正のとき(西岸境界流が共に暖かいとき),下層か ら上層までジェット北偏の強いシグナルがあり,逆に BCS が負のときにはジェット南偏が見られた.

SST と 850 hPa 東西風の特異値分解 (SVD) 第一 モード (SVD1) には, BCS と酷似したパターンが検 出された.東西風側の SVD1 時系列は,北半球環状 モード (NAM) のインデックスと 0.74 という高い相関 (95% 信頼区間で有意)を持ち,かつ中緯度海洋との

*1 厳密にはこれらの海流の「続流域」であるが、以下では簡単 のため省略する. 関係がより強い時系列である。一方,SST 側の SVD1 時系列は,太平洋十年規模振動 (PDO) のインデック スと 0.73 という高い相関 (95% 信頼区間で有意)を持 ち,大西洋にも強いパワーを持つ時系列である。

3 海面水温同期と中緯度異常気象の関係

7月の地表気温の BCS インデックスへの回帰図は, 2018 年 7 月の地表気温のパターンと酷似する.中緯 度海洋は大気に受動的に応答するというのが一般的理 解であるが,西岸境界流の特異性を考えると,大気海 洋結合系としてこの地表気温パターンを選択したとい う考え方もありうる.我が国を始めとする中緯度異常 気象との関係を明らかにするため,受動応答か結合系 かを,海洋側の解像度を細かくした気候モデル等を用 いて調査することで,ジェット北偏の理解を深めるの が今後の課題である.

また,2m気温へのBCS回帰図に2m気温の元 データを射影した時系列は,低周波においてBCSイ ンデックスと顕著な同期を呈する.さらにこの時系列 は,2018年7月の地上気温のパターンに地上気温の データを射影した時系列ともよく揃う.経年変動以上 の時定数でこれらの時系列がよく揃うことは,大気の メモリーの少なさを考えると,BCSが大気海洋結合系 である可能性を支持する.

BCS の長期トレンドについては、西岸境界流は温暖 化が他の海域よりも速いこととジェットの極側シフト と関連づけて調査をすることも今後の課題である.



図 1 **黒潮とメキシコ湾流に見られる海面水温の同期**. (a): 2018 年前半に観測された海面水温偏差. デー タは NOAA-OISST を使用. (b): BCS インデックスへの海面水温回帰図 (1982-2018). データは ERA-Interim を使用. (c): BCS インデックス (黒),メキシコ湾流 (35°N-45°N, 80°W-50°W) (青) および黒潮 (35°N-45°N, 140°E-170°E) (赤) における領域平均海面水温偏差. データは ERA-Interim を使用.

南極での雲放射強制を伴う湿潤暖気流入の加熱への寄与 *山内 恭,平沢尚彦(国立極地研究所及び総合研究大学院大学)

1. はじめに

低緯度からの湿潤暖気流入が北極の温暖化に寄与し ていることを指摘してきた(気象学会2017年秋季大会 Yamanouchi, 2019)。南極でも、ブロッキングに伴う極 渦の歪み・暖気流入により、内陸で冬の気温の急上昇 が観測されている(Hirasawa et al., 2000; Hirasawa et al., 2013)。このような低緯度からの湿潤暖気流入 は、"Atmospheric River"と称されることもあるが

(Gorodetukaya et al., 2014)、水蒸気や熱の流入機構として重要な役割を占めている可能性がある。北極、南極での異同、温暖化の違いとの関連が注目される。

2. 北極の事例

スパールバル・ニーオルスンでの BSRN 放射観測か ら、下向き長波放射(LD)が数日の間に 160 W/m² も 増加、同時に地上気温は 20℃急上昇する例が 2015 年 12 月から 16 年 1 月初旬に観測された。この時、雲レー ダエコーから高度 5 km 以上まで発達した雲の存在が確 認されたが、雲の影響だけではこの大きい長波放射の 増加は説明がつかない。大気の循環場の変化による極 渦の歪み―ジェット気流の蛇行―による極側へのリッ ジの侵入が著しく、低緯度側からの湿潤暖気流入に伴 う雲の活発化、水蒸気増加による LD 増大である事が 示された(Yamanouchi, 2019)。

3. 南極ドームふじ気温急上昇の事例

内陸ドームふじ基地にて2日の間に地上気温が40℃ 上昇する現象に遭遇、ブロッキング高気圧によるリッ ジの発達で低緯度からの湿潤暖気流入によって引き起 こされたものと説明された(Hirasawa et al., 2000)。こ のときのLDは、通常100W/m²以下であるところ、200 w/m²まで、130W/m²もの急増が見られた。一方、昭和 基地では、LDは300W/m²まで(気温も20℃ほど)増 加しているが、大きく目立った急増とは必ずしも言え ない。気温の鉛直プロファイルからは、昭和、ドーム ふじ基地ともども、低緯度湿潤暖気流入が明瞭であり、 上記北極事例に匹敵している。

4. その他の南極における湿潤暖気流入現象

昭和基地にて BSRN 放射観測が行われるようになった 1994 年以降、冬期 6-8 月の LD の大きな変動を伴う 湿潤暖気流入事例を調べると、3 日間で 180 W/m²(気 温も 35℃)上昇した 2015 年 7 月 15-18 日事例があるが (図 1)、上記 2 例のような際立ったリッジの侵入には なっていない。雲についてはデータがなく、気温の鉛 直分布から見ると、大きな気団の入れ替わりとはなっ ていない。

他に、比較的大きい現象が 2011 年 6 月 24-26 日 (150 W/m², 30℃上昇)、2013 年 7 月 6-7 日 (150 W/m², 20℃ 弱上昇)に見られた。これらの場合、雲の増加(MPL データより)、リッジの侵入は見られた。しかし、いずれの場合も特に際立った現象、LD の増加とは見難い。

5. とりあえずの結論

極渦の歪みによるリッジの侵入=低緯度からの湿潤 暖気流入は北極と同様、南極でも見られるが、今回調 べた範囲では、南北対称では必ずしもなく、南極の方 が弱めである。その理由として:

- ・比較地点がニーオルスン(80°N)昭和(70°S)と、 緯度が違うため極渦との相対的位置が異なる。
- ・極渦が南北で異なる一北極では基本的に、より歪み が大きい。

従って、湿潤暖気流入の寄与は南極では小さめである 事がうかがわれる。このことが東南極温暖化抑制にど のくらい効いているかは、定量的な考察が必用である。



図1 長波放射下向、上向、正味、雲量、気温の変化;長 波下向と正味の頻度分布2015年7月、昭和基地(BSRN)

参考文献

- Gorodetsukaya, I. V. et al., 2014: Geophys. Res. Lett., 41, 6199-6206.
- Hirasawa, N., H. Nakamura and T. Yamanouchi, 2000: *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1911-1914.
- Hirasawa, N., H. Nakamura, H. Motoyama, M. Hayashi and T. Yamanouchi, 2013: J. Geophys. Res., 118, 6916-6928.
- Yamanouchi, T., 2019: *Polar Science*, https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.10.009

雲水量の水平不均質性がもたらす気候影響

*堀田陽香, 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)

1. はじめに

雲フィードバックは気候モデル間で特にばらつきが 大きな要因として気候感度に不確実性をもたらしてい る。近年は気候モデルの雲を衛星観測などに対し評価 する研究が進んだことで、世界各国の気候モデルが雲 や降水過程に共通するバイアスを抱えていることが明 らかになってきた。気候モデルの雲表現が困難である 根本的な要因は、モデル格子スケール内で雲水量は顕 著に変動している (雲水量の水平不均質性) にも拘らず、 計算資源の制約から水平格子間隔が数100km程度と粗 いことである。気候モデルは雲水不均質性を直接表現 することはできないものの、雲水量について非線形に 依存する雲過程で正確な算定を行うためには雲水不均 質性を考慮する必要がある。

本研究では雲水不均質性が非線形過程を通して気候 にもたらす影響を調べるため、代表的な非線形過程で あるautoconversion過程(雲粒同士が衝突併合し雨水に 遷移する過程)と雲放射過程に対して雲水不均質性が 与える効果を、それぞれに対応する補正ファクターEau およびRradの形で気候モデルに導入した。導入したEau およびRradを衛星観測データと高解像度の数値モデル を用いて検証した上で、EauおよびRradがもたらす気候 影響を調べた。これによって、気候モデルが共通して抱 える雲や降水バイアスに対して、雲水不均質性がどの ように寄与しているのかについての示唆を得た。

2. Eau・Rrad の導入手法

気候モデルには MIROC6[1]の大気部分を使用し、実 験は全て水平解像度 T85(約 140km)で行った。雲量を 診断するため総水量に対して仮定している三角形型の 確率密度分布(PDF)[2]のうち、飽和領域を雲水量xの PDF *P*(*x*)として用いることで Eau と Rrad の導入を行 った。雲水量xの関数R(x)で表される autoconversion の 変換率や雲アルベドに対して、Eau や Rrad の値は雲水 不均質性を無視して平均雲水量xをR(x)に直接代入し た場合に対する比率、すなわち $\int R(x)P(x)dx/R(\bar{x})$ を 計算することで得られる。

雲水不均質性と Eau・Rrad の評価手法 3.

雲水不均質性を評価するために全球雲解像モデル NICAM[3]を水平14km格子で1年間積分した実験結果 を用いた。これは従来の気候モデルでは直接解像でき ず、無視あるいはパラメタリゼーションに頼って表現 せざるを得ない雲水不均質性とその効果を陽に表現し ている。また衛星観測からは全球的に、水平 1.1km ×1.4kmのピクセル毎の雲水量や光学的厚さを推定する ことができる。NICAM と衛星観測のそれぞれにおいて、 MIROC の水平格子間隔に相当する 140km スケール内 での雲水不均質性および Eau と Rrad の評価を行った。

4. 結果

雲水不均質性を特徴付けるパラメータとして雲水分 布の相対分散 V を評価した。MIROC では切断した総 水 PDF を雲水 PDF として利用したために、雲量が多い ほど V の値が小さくなっていた。ただしこの関係性は 衛星観測や NICAM の結果からも定性的には担保され ており、雲量の地域分布が雲水相対分散の地域分布を 形成する重要な要素であることが示された。ファクタ ーEau や Rrad の値は V に強く依存しており、MIROC は観測と同様に低緯度で雲量が小さいことから、衛星 観測や NICAM でみられる Eau や Rrad の地域分布(図 1)を再現している部分があった。

世界の気候モデルは光学的に厚い雲が多すぎるとい う共通したバイアスを抱えているが、Rrad 導入にはこ のバイアスを軽減する働きがあった。2018秋学会では Eau 導入による気候影響について紹介したが、本講演で はRrad 導入と、Eau と Rrad を複合して導入したことに よる気候影響について紹介する予定である。

引用文献

[1] Tatebe, T., et al. 2018. Geosci. Model Dev. Discuss. [2] Watanabe, M., et al. 2009. Clim, Dyn., 33(6), 795-816. [3] Satoh, M., et al. 2008. J. Comput. Phys., 227, 3486-3514.







CMIP5 モデルにおける過剰な深い対流と気候感度の過小評価

*廣田渚郎¹、小倉知夫¹、塩竈秀夫¹、渡部雅浩²、釜江陽一³、鈴木健太郎² (1.環境研、2.東大大気海洋研、3.筑波大学生命環境系)

<u>はじめに</u>

平衡気候感度(ECS; CO2 倍増に対する全球地表気 温の平衡応答)には、1.5-4.5℃の不確実性がある (IPCC, 2013)。近年、Emergent Constraint と呼ばれる、 現在気候で観測可能で ECS との相関があるメトリ ックを用いて、不確実性を低減する試みがなされて いる。Emergent Constraint は、地表気温の季節/年々 変動幅、雲の海面水温(SST)依存性、対流特性、循環 などが関わる様々なものが提案されている(Caldwell et al. 2018)。これらの多くは下層雲フィードバックと 関連していると考えられているが、そのメカニズム の理解は十分ではない。

本研究では、Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) において、ECS に関わる対流と雲フ ィードバックの関連プロセスを明らかにし、その理 解に基づく Emergent Constraint を提案する。

<u>データ</u>

CMIP5 によって集約された 26 個の気候モデルに よる historical(1981-2000)、piControl(150 年)、 abrupt4xCO2(150 年)を調べる。対流特性を調べる為、 月平均データに加えて、日平均データも利用する。 比較のため、衛星観測に基づく TRMM3B42、GPCP2、 CMAP の降水データ、JRA55、 ERA-interim の再解 析データを用いる。

<u>結果</u>

エネルギー収支解析を行うと、ECSの不確実性は、 熱帯の海面水温(SST)が比較的低い下降流域におけ る下層雲フィードバックのばらつきに起因すること が分かった(Bony & Dufresne 2005; Zelinka et al. 2013)。ECS が大きい高感度モデルでは、温暖化時に 下層雲が減ることで、太陽光が地表をより温める正 のフィードバックが働くが、低感度モデルではその 働きが小さい。

次に、現在気候の雲量を調べると、低感度モデル では、熱帯(30°S-30°N)低 SST 域(< 50 percentile)にお ける下層雲量が小さいことが分かった。熱帯海上の 下層雲量は、大規模下降流による断熱加熱によって 形成される逆転層の強さによってコントロールされ ることが知られている(Wood & Bretherton, 2006)。鉛 直流と逆転層を調べると、低感度モデルでは、低 SST 域の下降流域であっても、深い対流が過剰に活発で、 逆転層の発達が妨げられていることが分かった。こ の為、低感度モデルは下層雲量が過小で、雲量減少 に伴う正のフィードバックが働きにくく、ECS が小 さくなると考えられる。現在気候の雲量と温暖化時 の雲フィードバックの関係はBrient & Bony (2012)な どでも議論されている。

Emergent Constraint を提案する。図は ECS と熱帯 低 SST 域における降水量の散布図である。高い負相 関があり、深い対流に伴う降水が活発なモデルほど 低感度である。観測の降水量と比較すると、低感度 のモデルは深い対流に伴う降水が過剰であり、非現 実的である。観測の不確実性の範囲に含まれるモデ ルの ECS は 2.5-4.5℃程度である。対流と下層雲が 関わるプロセスの理解に基づいて、ECS を制約した。

(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を受け、国 立環境研究所および JAMSTEC のスーパーコ ンピュータを利用しています。



図: ECS(縦軸)と熱帯の低 SST 域(< 50 percentile)の降 水量(横軸)の散布図。相関係数は-0.68。TRMM、 GPCP、CMAP 観測の降水量も示している。

積雲対流スキームの役割の実情

*川合秀明、神代 剛、吉村裕正、遠藤洋和、中川雅之(気象研究所)

1. 背景

全球気候モデルや全球数値予報モデルにおいては、積雲対 流スキームが使用されている。積雲対流スキームは言うまで もなく、サブグリッドスケールの対流を粗い解像度のモデル で表現するために使用されているものである。しかし、その 振る舞いやモデルにおけるその役割は、素朴に想像するもの と異なるものもある。そのため、積雲対流スキーム担当者等 にとっては常識として共有されていることでも、一般に共有 されていないことが多くあり、時としてかみ合わない質疑等 が行われることもある。

本発表では、積雲対流スキームの基本的な役割の実情を、 専門外の方も含めて幅広く共有したい。この目的のため、 CFMIP2(第2次雲フィードバックモデル相互比較プロジェ クト; Bony et al. 2011)のサブプロジェクトSPOOKIE(選 択的プロセス on/off 気候相互比較実験)として行われた積雲 対流 on/off 実験(Webb et al. 2015)の結果、台風相互比較プ ロジェクト(Nakano et al. 2017)で行われた7km 解像度全 球モデルの実験結果、文科省の革新・創生プログラムで行わ れた 60km 全球大気モデルによる3種類の積雲対流スキーム を用いた実験結果(Endo et al. 2012)等を用い、対流スキー ムの役割の実情を大まかに概説したい。なお、今回の発表で は、主として海上における積雲対流スキームの役割について 述べる。

さらに、余裕があれば、CFMIP2 で行われたマルチモデ ルによる 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)実験の結果から、将来、積雲対流による降水と大規模 凝結による降水の割合がどのように変化するかなどについて も言及したい。

2. 積雲対流スキームの役割に関連する問い

次のような項目は、積雲対流スキームの担当者にとっては ごく当たり前のものもあるが、どの程度共有されているであ ろうか?

- 1. 積雲対流性降水と大規模凝結による降水は、どちらが激 しい降水を表現しているだろうか?
- 2. 冬の日本海の筋状の雲による降水は、例えば 20km 解像 度のモデルでは、対流性と大規模凝結のいずれで降ってい るだろうか?
- 3. 積雲対流スキーム on と off では、どちらの降水気候値分 布のメリハリが強くなるだろうか?
- 4. 解像度を100 km, 50 km, 20 km, 7 km と増加させてい

ったとき、熱帯の積雲対流による降水の割合は、どのくら いからどのくらいまで変化していくだろうか? また、大気の安定度に関しては、

- 4. 積雲対流スキームの加熱率より、大規模凝結の加熱率ピ ークは高いところにある。では、対流スキーム on と off でどちらが大気は安定になるだろうか? さらに、雲に対する影響については、雲過程の担当者には 当たり前のものもあるが、
- 5. 積雲対流スキームが働くと、西太平洋などの上層雲は増 えるだろうか、減るだろうか?
- では、積雲対流スキームが働くと、亜熱帯の浅い積雲領 域の下層雲量は増えるだろうか、減るだろうか?
- では、冬の日本海の雲量は増えるだろうか、減るだろうか?

さらに、将来変化については、

8. 将来気候においては、下層で水蒸気が増加する一方、大気が安定化することはよく知られている。では、対流性降水と大規模凝結による降水の割合はどのように変化するだろうか?

以上のような問いとそれに関する実験結果を紹介しなが

ら、積雲対流スキームの基本的な役割の実情を幅広く共有する。

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、及び日本学術振興会・科学研究費助成事業(JP18H03363)の支援により実施された。

参考文献

- Bony, S., et al., 2011: CFMIP: towards a better evaluation and understanding of clouds and cloud feedbacks in CMIP5 models. *Clivar Exchanges*, 56, 20–22.
- Endo, H., et al., 2012: Future changes and uncertainties in Asian precipitation simulated by multi-physics and multi-sea surface temperature ensemble experiments with high-resolution Meteorological Research Institute atmospheric general circulation models (MRI-AGCMs). J. Geophys. Res., 117, D16118.
- Nakano, M. et al., 2017: Global 7 km mesh nonhydrostatic Model Intercomparison Project for improving TYphoon forecast (TYMIP-G7): experimental design and preliminary result. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 1363-1381.
- Webb, M. et al, 2015: The impact of parametrized convection on cloud feedback. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 373, 20140414.

旱魃、飢饉を地球システムモデルで探る *小畑淳・辻野博之・行本誠史(気象研)

1. はじめに

生態系や社会に損害を与える大規模な旱魃・凶作は、 太陽活動や火山噴火等の外力だけでなく、気候の内部 自然変動によっても起こる事が樹木年輪や観測から示 されている[1]。本研究ではその仕組みの解明を目指し、 気象と生物圏の相互作用を含む地球システム数値モデ ルにより旱魃・凶作がどの様に表現されるか探る。

実験と解析結果 2.

過去150年で最強のエルニーニョ(1877-78年)時に アジアモンスーンの弱まり等により大旱魃・大飢饉が 起こった事[1]を受け、気象研地球システムモデル[2]の 産業革命前実験の定常状態に於いて、インド洋・大西 洋の気候変動指標も含め[1]に似た事例を調べた。その 結果、モデル140年間で最強のエルニーニョ(+3℃) は24-25年に見られ、これに伴いアジアモンスーン陸域 の降水と純一次生産は約20%減少する(図1の▲、図 2)。低緯度では東南アジアや中南米で減少が顕著であ るが(図3)、元が多いため割合は大きくない(生産約 20%減)。ここでは純一次生産を農作物と見做したが、



旱魃・飢饉の正確な表現には、作物収量モデルや水と



参考文献

[1] Singh, D., et al., 2018, J. Climate, 31, 9445-9467. [2] Adachi, Y., et al., 2013, Pap. Meteor. Geophys., 64, 1-19.

次世代静止衛星搭載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。現在、JAXA では次世代降水観測衛星として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。これにより、低緯度から中緯度における降水の常 時観測が可能になる。さらに、これを同化することで、 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。加えて、現在検討されているレーダ解像度 では降水エコーが地表面エコーに大きく影響を受ける ことが報告されており[1]、有効な観測は大気中層以上 に限定されることが想定される。衛星計画段階におい て、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、次世代静止衛星による降水レーダ反射 強度観測が数値天気予報にもたらす影響を、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[2, 3]に、局所アンサンブル変換カルマンフ ィルタ(LETKF[4])を適用した SCALE-LETKF[6]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。境界値および初期値には6時間 ごと、0.5°解像度のNCEP/GFSを用いた。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(5 dBZ)を加えることで作成した。観測 の空間解像度は水平 20km、鉛直 500m であり、毎正時 に入手可能であると仮定した。レーダ反射強度は、次 世代静止衛星による降水レーダ反射強度の観測演算子 [1]を用いて計算した。

3. 結果

次世代静止衛星が観測する降水レーダ反射強度を同 化することで、台風強度の解析および予報が改善する ことが示された(図1)。一方、台風トラックの予報精 度には向上が見られなかった。これは、外側領域(内 側領域の境界値)に西風バイアスがあることと、降水 反射強度と風速間の弱相関により台風指向流が十分に 改善されなかったことが原因である。また、地表面エ コーの影響あり・なしの結果を比較したところ、地表 面エコーの影響ありのほうが、むしろ成績は良かった。 これは、反射強度とモデル予報変数間の相関が大気下 層では弱いためである。以上から、適切に境界値を与 えれば、次世代静止衛星降水レーダ反射強度を同化す ることで、台風予測を改善できる可能性が示唆された。 発表では、上記の結果に加え、レーダ解像度を変えた 実験結果および、既存の観測と併用した場合の結果に ついても報告する。



図 1 台風中心気圧。太線で解析値、細線で予報値を 示す。Reference は真値、NoDA はデータ同化なしの場 合を表す。

参考文献

- [1] Okazaki et al., 2018, AMTD.
- [2] Nishizawa et al., 2015, GMD., 8, 3393-34419.
- [3] Sato et al., 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.
- [4] Hunt et al., 2007, Physica D., 230, 112-126.
- [5] Lien et al., 2017, SOLA, 13, 1-6.

気象庁メソ解析におけるマイクロ波イメージャデータ同化の 豪雨予測への影響調査

*清水 宏幸, 計盛 正博 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

現在、気象庁の現業数値予報システムではマイク ロ波イメージャ, GCOM-W/AMSR2, GPM-core/GMI, DMSP-F17, F18/SSMISの観測データを初期値作成の ためのデータ同化において利用している。現在のシ ステムでは、全球解析で晴天輝度温度データを、メ ソ解析では晴天輝度温度データと輝度温度からリト リーブした降水強度を4次元変分法により同化して いる。マイクロ波イメージャの観測データを同化す ることによって,解析値の中下層の気温や水蒸気場 が改善することから現業利用が行われている[1].し かし、2003年のマイクロ波イメージャデータの利用 開始 (当初はリトリーブされた可降水量の同化) 以降, モデルの改良や観測データ利用手法の改良等が行わ れ、導入当初のマイクロ波イメージャデータの同化 により得られた解析場,予報場への影響が,最新の 数値予報システムでも同様に得られるかどうかは自 明ではない。また、近年多発する集中豪雨に着目し て、個々の降水現象の予測にどの程度インパクトを 与えるのかを調査した研究は少ない.

本研究では、気象庁の最新の数値予報システムで のマイクロ波イメージャのデータ同化が豪雨等の予 測精度へ与える影響を、調査した.

2. 実験設定

気象庁の現業数値予報システム(2018年6月時点) 相当の設定の実験を Cntl とし,以下の実験を行った. Test1:全マイクロ波イメージャ棄却実験(メソ解析) Test2:GCOM-W/AMSR2 のみの棄却実験(メソ解析) Test3:全マイクロ波イメージャ棄却実験(全球解析,

メソ解析)

Test1, Test2の結果はメソ解析で同化されるマイ クロ波イメージャのデータのみを棄却しており,境 界値を提供する全球モデルはマイクロ波イメージャ を使用した解析値を用いているため,境界値を通し てマイクロ波イメージャの影響を受ける.一方, Test3は全球解析からもマイクロ波イメージャを棄 却している.今回は平成29年7月九州北部豪雨の事 例を取り上げ,実験期間を,データ同化の助走期間 を含め2017年6月10日から7月8日とした.

3. 結果

図1にいくつかの観測データについて、観測値と 第一推定値との差(FG departure)の標準偏差のCntl からの変化率を示す.マイクロ波イメージャを棄却 したことによって、主に中下層の水蒸気に感度のあ る観測データでFG departureの標準偏差の増加が見 られ、第一推定値の水蒸気場が悪化した.解析値に ついてCntl とTest1, Test2の期間平均差では、海 上の 900hPa から 600hPa を中心に Test1, Test2 で Cnt1 よりも気温が高く,比湿が小さいことが確認さ れた (図略). これは,マイクロ波イメージャの同化 に,中下層の相対湿度を増加させる効果があること を示している.

平成29年7月九州北部豪雨の予想への影響を調査 するため、2017年7月4日12UTC初期値の21時間 予想を比べると、Test1では、初期値から予報時間 を通して中下層が乾燥し(図略)、予測降水量が全体 的に少なかった(図2).特に、九州北部の降水域の 予測領域は変わらないが、予測降水量が減少してい ることが確認された.これらは、導入当初に見られ たマイクロ波イメージャのデータ同化が強雨予測の 改善に寄与することと整合する.

学会では、Test3の結果も含めて、実験結果の詳細を示す。

4. 参考文献

 [1] 佐藤芳昭,江河拓夢,2007:マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第53号,気象庁予報部, 91-105.



図 1:観測値と第一推定値との差の標準偏差の Cntl から の変化率. 黒色は Test1, 灰色は Test2 の結果を示す.





図 2:2017 年 7 月 4 日 12
 UTC 初期値からの 21 時
 間予想値および予想時
 刻の 3 時間解析雨量.
 等値線は、地上気圧、
 陰影で前 3 時間降水量、
 矢羽は地上風を示す。

全天赤外輝度温度のデータ同化のための Adaptive Background Error Inflation (ABEI)手法

*南出将志 (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology), Fuqing Zhang (The Pennsylvania State University, Department of Meteorology), Derek J. Posselt (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology)

1. 背景

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、気象予測を向上させ ることが期待されている.しかしながら,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.特に,誤って予測 された雲域についてはデータ同化を通じて取り除くこ とが比較的容易であるのに対し、誤って予測された晴 天域 (i.e. 雲域を予測できなかった領域) については, それらの修正が非常に困難であることが、多くの先行 研究で指摘されている.特に、ひまわり8号や GOES-16 の高解像度観測データの貢献が期待されている台風 や突発的な豪雨のような極端現象は、急速な雲域の発 達を伴うため、それらの予測改善に向けて、 雲域の観測 情報の利用を可能とすることは必要不可欠な課題であ る. 本研究では上記の問題を緩和し, 全天, 特に雲域の 赤外輝度温度観測を効果的に数値予報モデルに直接同 化するための新たな手法として Adaptive Background Error Inflation (ABEI)について提案する.

2. ABEI のアルゴリズム概要

ABEIは、雲影響指数を説明変数として、領域ごとに 異なる背景誤差共分散の乗法的膨張係数(multiplicative inflation factor)を計算する手法である.係数は大気場に 応じて変化し、雲域が観測されながらも晴天域を予測 した場合に大きな値をとることで、晴天域に対流を生 じさせ、雲域を捉える困難さを緩和するように設計さ れている.係数の値は、オフラインで準備された OSSE (Observing System Simulation Experiment)データセットの、 観測・予測誤差の統計を用いて算出する.

3. 結果, 結論

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 WRFを用いた.台風や雷雨,メソスケール 対流システムなど,陸域・海上双方の極端気象現象につ いて, ABEI を適用し,そのパフォーマンスを検証した.

下図は 2017 年に米国南部に上陸したハリケーン Harvey の台風強度解析と予測を比較したものである. ABEI の使用が,より正確な平均場を解析することだけ でなく,フィルターダイバージェンスを防ぐことにも 大きく貢献した.本発表では,アルゴリズムの詳細,及 びハリケーン以外の適用事例の結果などを紹介する.

参考文献

```
Minamide, M.*, and F. Zhang, 2019: Adaptive Background
Error Inflation for Assimilating All-sky Satellite
Radiance. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,
https://doi.org/10.1002/qj.3466..
```



Figure 1. 台風強度のアンサンブル解析と決定論的予測実験 (modified from Fig. 13 of Minamide and Zhang, 2019)

-233 -

非線形予報モデルを繰り返し計算する 4DEnVar は 非線形現象のデータ同化に有効か?

*1横田 祥, 1小泉 耕, 21国井 勝, 31伊藤耕介(1気象研究所, 2気象庁予報部数値予報課, 3琉球大学)

1. はじめに

気象庁のメソ解析は、気候学的な背景誤差共分散に 基づく4次元変分法(4DVar)で作成されている.一方, 近年,多くの数値予報センターでは、アンサンブル予報 に基づく流れに依存した背景誤差共分散を用いて評価 関数を最小化するデータ同化手法(En4DVarや4DEnVar) の開発が進められている. En4DVar は評価関数の勾配 計算にアジョイントモデルを用いるのに対し、4DEnVar はその部分をアンサンブル摂動から計算するため、ア ジョイントモデルが不要である. [1]は、非線形予報モ デルを繰り返し計算する En4DVar と 4DEnVar を気象庁 の現業メソ同化システム (JNoVA^[2]) に実装して1 点観 測同化実験を行い、4DEnVar によって予報誤差の非線 形時間発展を考慮した解析が行える可能性を示した. 本研究では、Lorenz63 モデル^[3]と JNoVA に実装した En4DVar と 4DEnVar を用いて予報誤差が非線形成長す るような設定で同化実験を行い、結果を比較すること により、4DEnVar の利点と実用化の際の課題をより詳 細に調査した.

2. Lorenz63 モデルによる同化実験

まず,Lorenz63 モデル(x,y,zの3 変数モデル)を用いて,En4DVarと4DEnVarのどちらがより評価関数を小さくできるかを調べた.観測は xのみとし,真値からの誤差分散を 0.1 として同化ウインドウ内に等時間間隔で20 個同化した.アンサンブルメンバー数は3 とし、3 変数とも初期摂動の分散を1 とした.初期値を変えて実験を行った結果,評価関数の勾配が強非線形で,かつアンサンブル予報が評価関数のグローバルな分布をとらえている場合,4DEnVarの方が評価関数を小さくすることができた(図1).

3. JNoVA による同化実験

次に、JNoVA を用いて、2015 年 9 月 8 日 00-03UTC を同化ウインドウとして 4DVar、En4DVar、4DEnVar で 実観測の同化実験を行い、その解析値を初期値として 39 時間予報を行った.En4DVar と 4DEnVar の背景誤差 共分散は26メンバーの気象庁週間アンサンブル予報(7 日 12UTC を初期値とする 12 時間予報値)の摂動を用 いて作成した.結果として、4DEnVar は En4DVar とほ ぼ同等の予報結果を得ることができ、24 時間降水量の ピークは 4DVar より観測に近い位置(鬼怒川流域)に 位置していた(図 2).しかし、背景誤差共分散の局所 化を行った場合、4DEnVar では En4DVar に比べて局所 化された背景誤差共分散の時間発展が正しく計算でき ず、評価関数の最小値探索が不安定になった(図略).

4. まとめと今後の予定

評価関数の勾配が強非線形でアンサンブル摂動の大きさが適切である場合,4DEnVarはEn4DVarと同等,あるいはより評価関数の小さい解析値が得られる可能性が示された.今後,本システムを実用化するために,適切な局所化の実装方法を検討する予定である.



図1:評価関数(カラー)と, En4DVar(青線)と4DEnVar (赤線)による最小値探索の軌跡. ■印と×印はそれぞれ第 一推定値とアンサンブル予報値(3メンバー)を示す.



図 2:3 つの実験(a: 4DVar, b: En4DVar, c: 4DEnVar) にお ける,8日 18UTC から9日 18UTC の台風の経路(赤線,● 印は6時間毎),24時間降水量(カラー, mm day⁻¹),9日 18UTC の高度10mの水平風(矢印, ms⁻¹). 黒線はベストトラック.

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: hp160229, hp170246, hp180194),及び JSPS 科研費 JP16K17804, JP16H04054 より支援を受けました.

参考文献

- [1] 横田ほか, 2018, 日本気象学会 2018 年度秋季大会, P419.
- [2] Honda et al., 2005, Q. J. R. Meteor. Soc., 131, 3465-3475.
- [3] Lorenz, 1963, J. Atmos. Sci., 20, 130-141.

アンサンブルに基づく相互共分散行列の特異値分解による 平成 30 年 7 月豪雨の解析

*1 横田 祥, 1.2 瀬古 弘(1 気象研究所, 2 海洋研究開発機構)

1. はじめに

多数のデータから気象現象を解析する方法として、 特異値分解(SVD)解析やアンサンブル感度解析(ESA) がある.しかし、一般的なSVD解析は、気候学的な相 互共分散行列を用いるため、豪雨のような特定の現象 のみに着目した解析を行うことは困難である.一方、 ESA では特定の現象に着目した解析が可能であるが、 ある特定の物理量との線形な関係しか得られないため、 複数の要因が関係する複雑な現象の解析は難しい.そ こで本研究では「アンサンブル SVD(ESVD)解析」 を考案し、これによって特定の豪雨事例における大気 場と降水の関係を多面的に明らかにすることを試みる.

2. 実験設定

本研究では、平成30年7月豪雨を対象とした.この 事例は、様々なスケールの複合的な要因のもとで豪雨 が発生したと考えられており、広島県では、7月6日の 夜に線状降水帯が形成され、局地的に降水が増大した とされている^[1].この広島県の豪雨を対象に、水平格子 間隔2kmのアンサンブル予報(301メンバー)を、4 日12UTCを初期時刻として行った(計算領域は図a,b 参照).アンサンブル予報の初期値と境界値は、水平格 子間隔15kmのNHM-LETKF^[2]を用い、気象庁のメソ 同化システムで同化されている1時間毎の観測(衛星 観測を除く)を、6月28日00UTCから3時間毎に同化 することによって作成した.

3. ESVD 解析

本研究では、広島県で線状降水帯が形成されたと考 えられる6日12UTCの水物質(雲水,雨,雲氷,雪, 霰それぞれの混合比)の図c,dの領域の予報値と、そ の3時間前の6日09UTCの大気場(東西風,南北風, 鉛直風,温位,気圧,水蒸気混合比)の図a,bの領域 の予報値について、それらの相互共分散行列を301メ ンバーで計算した.そして、この行列のSVDを行い、 SVDモード毎に水物質と大気場の異質相関マップを描 くことにより、各モードの水物質の分布と関係の深い 大気場の特徴を抽出した.

結果として, SVD 第1モードでは,総観スケールの 広がりを持った大気場の異質相関マップが得られた (図 a).これに対応する水物質の異質相関マップが広 島県の北西で正,南東で負であったこと(図 c)から,

図 a のように日本海下層の大気が高湿で,九州から中 国地方にかけて下層で南西風が強いほど,梅雨前線の 位置が北西側にシフトすると考えられる.

一方, SVD 第6モードの大気場の異質相関マップは,

絶対値が大きい領域が広島県南の下層に限定されていた(図b).これに対応する水物質の異質相関マップが広島県で南西-北東方向に帯状の分布をしていたこと(図d)から、図bのように広島県南の下層が局地的に高湿で南風が強いことが、線状降水帯の形成に重要であったと考えられる.

4. まとめ

ESVD 解析により,平成 30 年7 月豪雨について,前 線の位置を決める総観スケールの要因と,線状降水帯 を形成するメソスケールの要因を同時に見出すことが できた.このように,ESVD 解析は,アンサンブル予 報を用いて気象現象の要因を解析する強力な手法の1 つになり得ると考えられる.



-0.8-0.4-0.3-0.2-0.1-0.050.05 0.1 0.2 0.3 0.4 0.8 図:(a)(b)水物質に対する、地上400mの水平風(矢印)と

図: (a)(b) 水物質に対する,地上400mの水平風(矢印)を 水蒸気混合比(カラー)の異質相関マップ.(c)(d)大気場に 対する,地上400mの雨混合比の異質相関マップ.(a,c:SVD 第1モード; b,d:SVD 第6モード)

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: hp160229, hp170246, hp180194),及 びJSPS 科研費 JP16K17804, JP16H04054, JP17H00852 より支援 を受けました.

参考文献

[1] Tsuguti et al., 2018, Landslides, in press.

[2] Kunii, 2014, Wea. Forecasting, 29, 1093-1105.

背景誤差共分散のモデル空間直接局所化による

非局所・高密度観測データのアンサンブル同化に向けて

*堀田大介 (気象研究所)

1. はじめに

LETKF をはじめとする同時更新型の平方根フィ ルタでは,解析対象の格子点から地理的距離が遠い 観測の誤差分散を膨張させることで間接的に背景誤 差共分散を局所化する手法(R 局所化)が一般的に用 いられる. R 局所化では各観測の地理的な位置が定 義されることが前提となっており, 観測演算子がモ デル変数の積算値で定義されるような、「位置」の概 念が正しく定義されない非局所的な観測に対しては 適用困難である. そこで本研究では地上 GNSS 観測 を模した鉛直1次元の理想的な系で1点同化実験を 行い, R 局所化を用いた LETKF と, 背景誤差共分散 をモデル空間で直接局所化(B局所化)する ETKF で 得られる解析インクリメントを,真の背景誤差を用 いたカルマンフィルタで得られる解析インクリメン ト(これを真値とみなす)と比較することで R 局所化 の限界を精査する.

2. 実験設定

相対湿度の鉛直プロファイルを模して $n_{z}=80$ 変数 の 1 次元の状態変数 $\mathbf{x} \in \mathbf{R}^{n_{z}}$ を考え, k=1 層目を最下 層, $\mathbf{k}=n_{z}$ 層目をモデル大気上端とみなす. 背景誤差共 分散 \mathbf{B}^{true} として e^{-1} 幅 W=20 で距離に応じて減衰する ガウス関数型の相関を設定し対角成分はすべて 1 と する(図 1a)。観測は 1 つだけ与えられるものとし, 観測演算子は地上 GNSS 等から得られる可降水量を 模し \mathbf{x} の重み付き総和 $H(\mathbf{x})=\Sigma_{k}w_{k}x_{k}$ として定義する. ここで重み w_{k} は最下層からD=10格子離れるごとに e^{-1} 倍に減衰するものとして $w_{k}=\exp(-(k-1)/D)$ により 定める(図 1b). 観測誤差分散は $\mathbf{R}=1$ とする.

上記の設定のもと、20メンバーの背景値のアンサ ンブル¹と +4.0 の観測イノベーション(O-B)を与え た場合の解析インクリメントを、R 局所化を用いる LETKF (R-loc) とB局所化を用いるETKF (B-loc) に より計算し、真のカルマンフィルタによる解析イン クリメントを参照値として比較した、局所化関数は **R**-loc, **B**-loc ともに局所化スケール(*e*⁻¹幅) *L* のガウス 関数で与え, *L*を5から40まで5刻みで値を変えて 実験を繰り返した. **B**-loc では局所化後の標本共分散 の表現にアンサンブル変調法(Bishop et al. 2017, *MWR*)を用い,局所化行列を10モードで切断する.

3. 結果

単発同化実験の結果を図 lc,d に示す.複数の線は それぞれ異なる局所化スケールL での結果を表す. 太線は真のカルマンフィルタで計算した参照値("正 解")である. **R**-loc (図 lc)では上層のノイズを抑える ためにLを小さく選ばなければならないが,小さく 選ぶと解析インクリメントが下層に張り付いたよう に浅くなってしまう.また解析インクリメントが L の選択により敏感に変化しチューニングが困難であ る.一方 **B**-loc (図 ld)ではL の選択にあまり左右さ れず真のカルマンフィルタによる"正解"に近い解析 インクリメントが得られる.また L を大きくとって も上層にノイズを生じない.

4. まとめ

背景誤差もしくは観測演算子のどちらか一方が空間的な広がりを持つ場合に R 局所化を施した LETKF が真のカルマンフィルタから大きく逸脱し た解析インクリメントを返すこと、またこの問題が B 局所化により大幅に改善されうることを理想試験 で確認した. 今後は地上 GNSS 観測を対象に、実際 の大気モデルを用いたより現実的な系でB 局所化の 有効性を検証したい.



図 1: (a) 想定する真の背景誤差共分散行列(各列を 10 格子お きに描画). (b) 観測演算子. (c) R 局所化による解析インクリ メント. (d) B 局所化による解析インクリメント.

¹ **B**^{me} の対称平方根と,各成分が独立に N(0,1)に従う *n*_z×20 の乱数行列を掛けることで生成.

4次元の背景誤差共分散行列を使った4D-Varによる

アンサンブル生成と決定論的解析(3)

石橋俊之(気象研究所 台風研究部)

1. 研究背景と目的

4 次元変分法(4D-Var)やアンサンブルカルマンフィ ルタ(EnKF)のようなデータ同化システム(DAS)にお いて、背景誤差共分散行列(B)は解析精度を決める 重要な要素の1つである。Bの実際の構築は、背景誤 差統計の時空間(またはスペクトル)ー様性を仮定して、 そこでの平均に還元するか、O(100)程度の小さな統計 サンプルに先験的情報を付加して期待値計算を近似 することで行われてきた。前者は変分法、後者は EnKFを解法とする。双方の手法の発展により、近年、 後者で求めた Bを変分法の中で使用することで、単独 の場合より精度の良い解析を得られることが示され (Buehner *et al.* 2010)(ハイブリッド DAS)、現業 DAS としての利用が始まっている(Wang *et al.* 2013 他)。

本研究では、ハイブリッド DAS の精度向上を目的と し、アンサンブル生成と決定論的な解析を共に 4D-Var で行うDAS の開発を行っている(図 1)。このようなシス テムはアンサンブルの精度向上の他、単一の同化シス テムに研究開発資源を集中できる利点もある。サイク ル実験結果について報告する。

2. 方法

はじめに用語の定義をする。解析スキームを "aD-b-cDB-d"のように表す。a は最適化する空間の 次元、b は最適化方法、c は背景誤差共分散の次元、d は背景誤差共分散の性質で時空間平均は C、アンサ ンブルは E と記す。例えば、従来の随伴モデルを使っ た強拘束の 4D-Var は、4D-Var-3DB-C、Buehner *et al.* (2010)の4次元 Bを使う手法は、4D-Var-4DB-E と表記される。

本研究では、MRI-NAPEX(気象研究所に移植した 気象庁全球数値予報システムの実験システム)上に 4D-Var-4DB-ECおよび3DBを構築し、決定論的解析と アンサンブル生成を共に行う。4DB/3DB-EC はスイッチ で切り替えられるように構築している(石橋 2014)。

3. サイクル実験

4D-Var-4DB 及び 3DB について、2014 年 7 月 20 日 から 9 月 11 日のサイクル実験を実施した。アンサンブル 生成は観測摂動法、メンバ数は 192 とした。Bをアンサン ブルだけから構成した場合 (4D-Var-3DB-E)の予報精 度の改善率を図 2 に示す。図から、概ねすべての高度・ 時間で、予報精度が改善していることがわかる。変分法

4D-Var-4DB/DAS



図1 システム概念図



図 2 192 メンバの 4DVAR-3DB-E による予報精度の向上。 色は東西風予測の RMSE の全球平均改善率(%)。正(負) はハイブリッド化による改善(改悪)に対応。横軸は予報時間 (h)、縦軸は気圧高度(hPa)。

によるアンサンブル生成が精度の良いアンサンブルを生成していることがわかる。また、4DBの場合にも20%程度気候学的な背景誤差情報を混ぜることで改善が得られている。

4. 今後の展望

アンサンブル生成の計算コストの抑制、4DB について は時間推進と局所化演算の交換による精度悪化への原 理的な対応と、4DB で浮いた計算量を高分解能化等へ 分配することで、さらなる精度改善を図る。

変分法同化法のための2スケール局所化手法 小田真祐子(気象研究所)

1. はじめに

アンサンブルを用いた変分法同化法の開発を目的と している。局所化は、変分法同化法に必要な手法の一つ であり、精度向上のためにはその高度化が必要である。

アンサンブルを利用した背景誤差共分散の相関構造 について、高度や地理的な位置、変数などによって相関 スケールが異なることは既に知られている。

そうした相関構造を反映した局所化をすることで、 精度が改善されることが示唆されている(Bowler et al. 2017 など)。ここでは、よりシンプルで、計算コスト や開発コストのかからない局所化の手法を提案する。

2. 定式化

アンサンブルから作る背景誤差共分散行列**B**eは次式で表せる。

$$\mathbf{B}_{\mathbf{e}} = \mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathsf{T}}$$
$$\mathbf{X} = [\mathbf{x}_{1}^{\prime}, \mathbf{x}_{2}^{\prime}, \cdots, \mathbf{x}_{N}^{\prime}]$$
$$\mathbf{x}_{\mathbf{k}}^{\prime} = \frac{1}{\sqrt{N-1}} (\mathbf{x}_{k} - \bar{\mathbf{x}}), k = 1, \dots.$$

x_k:アンサンブル予報値、x̄:アンサンブル平均値。

B_eを局所化した背景誤差共分散行列**B**、および解析 インクリメントδ**x** はそれぞれ次式で表せる。

Ν

$$\mathbf{B} = \mathbf{C} \circ \mathbf{B}_{\mathbf{e}}$$
$$\delta \mathbf{x} = \sum_{i=1}^{N} \mathbf{L}^{\alpha} \mathbf{w}_{i} \circ \mathbf{x}_{i}^{\prime}.$$

ここで、Cは局所化行列で、 $C = L^{\alpha}(L^{\alpha})^{T}$ となるように L^{α} を定義する。また、 δx は次のようにもかける。

 $\delta \mathbf{x} = \left[diag(\mathbf{x}_1') \mathbf{L}^{\alpha}, diag(\mathbf{x}_2') \mathbf{L}^{\alpha}, \cdots, diag(\mathbf{x}_N') \mathbf{L}^{\alpha} \right] \begin{bmatrix} \mathbf{w}_1 \\ \vdots \\ \mathbf{w}_N \end{bmatrix} = \mathbf{U} \mathbf{w}.$

ここで、 $\mathbf{B} = \mathbf{U}\mathbf{U}^{\mathsf{T}}$ 、wは制御変数である。1 スケールの 局所化はこれらの式であらわせる。

ここで新しく提案する局所化は、1 スケールの局所化の解析インクリメントを、格子や制御変数などによって異なる重み(β_1 , β_2)をつけて足し合わせることで、2 スケールの局所化の解析インクリメント $\delta x'$ を得る手法で、式(1)のようにかける。

 $\delta \mathbf{x}' = \beta_1 \circ (\mathbf{U}_1 \gamma_1) + \beta_2 \circ (\mathbf{U}_2 \gamma_2)$ (1) $\mathbf{U}_1 \gamma_1, \mathbf{U}_2 \gamma_2$ はそれぞれ異なる局所化行列で局所化した 1スケールの解析インクリメント、 β_1 , β_2 は格子点と同 じ次元のベクトルを表す。また、 U_1 、 U_2 はそれぞれ $B_1 = C_1 \circ B_e = U_1 U_1^T$ 、 $B_2 = C_2 \circ B_e = U_2 U_2^T$ を満たす。ただ し、 C_1 、 C_2 は相関スケールの異なる局所化行列、 γ_1 、 γ_2 は各局所化の制御変数である。式(1)から2スケール の局所化をした背景誤差共分散行列**B**'は次式で表せる。

 $\mathbf{B}' = (\delta \mathbf{x}')(\delta \mathbf{x}')^{\mathsf{T}} = \boldsymbol{\beta}_1 \boldsymbol{\beta}_1^{\mathsf{T}} \circ \mathbf{B}_1 + \boldsymbol{\beta}_2 \boldsymbol{\beta}_2^{\mathsf{T}} \circ \mathbf{B}_2.$ また、式(1)は次のように書き直すことができる。

 $\delta \mathbf{x}' = [diag(\boldsymbol{\beta}_1)\mathbf{U}_1, diag(\boldsymbol{\beta}_2)\mathbf{U}_2] \begin{bmatrix} \boldsymbol{\gamma}_1 \\ \boldsymbol{\gamma}_2 \end{bmatrix} = \mathbf{U}'\mathbf{v}.$

U1、U2を具体的に書き下すと次式のようになる。

 $\mathbf{U}_{1} = \left[diag(\mathbf{x}_{1}^{\prime b}) \mathbf{L}_{1}^{\alpha}, diag(\mathbf{x}_{2}^{\prime b}) \mathbf{L}_{1}^{\alpha}, \cdots, diag(\mathbf{x}_{N_{ens}}^{\prime b}) \mathbf{L}_{1}^{\alpha} \right],$

$$\begin{split} & \mathbf{U}_{2} = [diag(\mathbf{x}'_{1}^{b})\mathbf{L}_{2}^{a}, diag(\mathbf{x}'_{2}^{b})\mathbf{L}_{2}^{a}, \cdots, diag(\mathbf{x}'_{N_{ens}}^{b})\mathbf{L}_{2}^{a}].\\ & \text{ここで}, \mathbf{L}_{1}^{a}, \mathbf{L}_{2}^{a} \text{id} \mathbf{C}_{1} = \mathbf{L}_{1}^{a} (\mathbf{L}_{1}^{a})^{T}, \mathbf{C}_{2} = \mathbf{L}_{2}^{a} (\mathbf{L}_{2}^{a})^{T} \\ & \text{ 通常のハイブリッドの変分法と同様に、ここでも制}\\ & 御変数の積を, \mathbf{vv}^{T} = \mathbf{I} \\ & \text{と仮定すると}, \mathbf{B} = \mathbf{U}'\mathbf{U}'^{T} \\ & \text{となり}, \\ & \text{ コスト関数の背景誤差の項} J_{b} \text{ は以下の式で表せる}. \end{split}$$

$$J_b = \frac{1}{2} \mathbf{v}^{\mathsf{T}} \mathbf{U}'^{\mathsf{T}} \mathbf{B}^{-1} \mathbf{U}' \mathbf{v} = \frac{1}{2} \mathbf{v}^{\mathsf{T}} \mathbf{v} = \frac{1}{2} \boldsymbol{\gamma}_1^{\mathsf{T}} \boldsymbol{\gamma}_1 + \frac{1}{2} \boldsymbol{\gamma}_2^{\mathsf{T}} \boldsymbol{\gamma}_2.$$

その結果、従来のアルゴリズムを使用して解析値を求 めることができる。

3. 考察

上述の手法によってシンプルで計算コストの低い、2 スケールの局所化ができる。2つだけでなく、3つ、4 つと重ね合わせると、マルチスケールの局所化ができ る。この手法であれば、格子によって自由に重みを定義 でき、より細かい領域ごと、たとえば降水域と非降水域、 陸域と海域、観測密度依存など、に局所化スケールをわ けることができる。また、格子ごとにスケールをわける だけではなく、ひとつの格子で異なるスケールを重ね 合わせることもでき、変分法同化法の精度向上に資す ることができると考える。発表ではLorenz96 モデルを 用いた実験結果を示す。

参考文献

Bowler N. E. et al., 2017, Q.J.R. Meteorol.Soc. 143 : 785-797.

全球非静力学火星大気大循環モデルの開発と高解像度計算

*樫村博基 (神戸大/CPS), 八代尚, 西澤誠也, 富田浩文 (R-CCS), 中島健介 (九州大), 石渡正樹 (北海道大), 高橋芳幸, 林祥介 (神戸大/CPS)

1. はじめに

火星は大気が薄く海がないため、昼夜間の寒暖差 が大きく、鉛直対流が卓越すると考えられるが、全 球規模の大気大循環に対するその役割は解明されて いない.この謎に挑むためには,水平数キロメート ル解像度の高解像度全球大気計算が求められる。ま た鉛直対流を陽に表現するために、非静力学の方程 式系で計算する必要がある.

2. 火星版SCALE-GMの開発

そこで我々は、大型計算機「京」の後継機、ポス ト「京」で火星高解像度計算の実現を目指し、全球 非静力学火星大気モデル (火星版SCALE-GM) を開 発している. SCALE-GM[1]は,正二十面体準一様 格子法[2,3]による地球大気の全球非静力学モデル NICAM[4など]の力学コアを基に、領域モデル (SCALE-RM) との物理過程モジュールの共通化や他 の惑星大気計算など、より幅広い応用を目指して開 発が進められている大気大循環モデルである.

我々はSCALE-GMに、火星大気用の定数や放射・ 地表面過程などの物理モジュールを組み込んだ火星 版SCALE-GMを開発している。開発は、既存の汎 惑星大気大循環モデルDCPAM[5]の火星物理モジュー ルを移植する形で進めている。なおDCPAMは伝統 的な静力学スペクトルモデルである.

火星大気放射過程・土壌モデルの移植

まず、DCPAM物理モジュールのうち、火星大気 放射モデル[6]と土壌モデルを移植し、テスト計算 として鉛直1次元大気と土壌の温度変化を確認した. 大気は鉛直100層 (Δz = 1 km), ダストは光学的厚 さ0.2の固定分布とし、土壌は18層、熱容量 9.7×10⁵ [J K⁻¹ kg⁻¹], 熱伝導率0.076 [W m⁻¹ K⁻¹] とした。地表アルベドは0.2とし、地表面フラック スはBH91B95[7,8], 鉛直拡散はMY2.5[9]で計算し た. 初期値は200 Kの等温静止大気・土壌とし, SCALE-GMとDCPAMで同様の時間発展が計算され ることを確認した.

表1:3次元計算時の解像度に依存する計算設定 glevel

水平格子間隔 [km] 水平拡散 (▽6) の最小スケールに対する緩和時間 [s] スポンジ層 (∇2)の最小スケールに対する緩和時間 [s] 時間刻み幅 (large time-step) [s]

4. 火星大気高解像度計算

次に、火星的設定下における高解像度3次元計算 のテストと解像度依存性の確認を兼ねて、以下の計 算を実施した。解像度依存の計算設定を表1に示す。 大気の鉛直層数は36とし、地表付近ほど層間隔が 狭くなるように配置した. 高度40 kmより上空にス ポンジ層を設置し、地表アルベドは0.5とした。地 形および凝結過程は導入していない.

計算の結果,水平格子間隔が30 km以上の場合, 日周期加熱に伴う鉛直対流は明瞭には現れなかった が、15 km以下の場合には、鉛直対流が表現された。 また、鉛直対流の規模・発生時刻は、今回計算した 範囲では解像度に制約されていることが確認された。



図1:高度2 kmの鉛直流の解像度依存性。北半球春 分から30日後の瞬間場.

謝辞

本研究は文部科学省ポスト「京」萌芽的課題3「太陽系外惑星 (第二の地球)の誕生と太陽系内惑星環境変動の解明」の一環 として実施しました。

- 参考文献
- [1] SCALE, http://scale.aics.riken.jp/ (2019/1/29)
- Tomita et al., 2001, J. Comput. Phys., 174 (2), 579–613. Tomita et al., 2002, J. Comput. Phys., 183 (1), 307–331. Tomita & Satoh, 2005, Fluid Dyn. Res., 34 (6), 357–400.
- 4
- 5] DCPAM, https://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/ (2019/1/29)
- [6] Forget *et al.*, 1999, *JGR*, 104, 24155–24175.
 [7] Beljaars & Holtslag, 1991, *J. Appl. Meteor.*, 30 (3), 327–341.
 [8] Beljaars, 1995, *QJRMS*, 121 (522), 255–270.

[9] Mellor & Yamada, 1982, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 851-875.

4	5	6	7	8	9	10
237	118	59	30	15	7.5	3.75
100	50	25	12	6	3	1.5
3600	900	200	50	12.5	3	3
360	180	90	45	20	6	3

TEM モデルによる金星大気の超回転形成機構の研究

堀之内武(北大·地球環境/宇宙研)

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100m/sに達する ことがよく知られている。この,金星大気の「超 回転」については,これまで多くの研究がなさ れており,複数の成因が提案されている。

2018 年秋季大会では「あかつき」による見積 もりを報告したが、観測は時空間に限られるの で理論、数値モデルによる補強が欠かせない。

近年,3次元数値モデルによる超回転の再現 例が数多く報告されている。モデルを用いれば 診断用のデータが揃うと考えられそうなもの であるが,結局どのような機構で超回転が生じ, 維持されているのかが明確になったとは言い 難い。Lebonnois et al (2012)は,顕著な超回転 が生ずる2つの GCM による複数設定での実験 の角運動量収支を比較したが,項の分類から漏 れる残差項が支配的なケースが多く,明確な診 断が行えなかった(という困難を報告した)。

1980年代に松田は軸対称の2次元モデルを 用いて、地球も含む一般的見地から、超回転の 力学の先駆的な研究を行った。Yamamoto and Yoden (2013)は、より単純化した理論モデル と自由度を高めた数値モデルにより理解を深 めた。しかし、これらの研究はブシネスク近似 を採用し、放射冷却の時定数が一様で(現実に は上下で数桁変わる)、係数一定の渦粘性を採 用したため、現実との対応づけが難しい。

そこで、本研究では、より現実的な2次元モ デルを用いることで、松田らの研究と3次元モ デリングのギャップを埋めることを試みる。

熱強制の重要性

最近, Venus Express とあかつきによる観測 より,金星のアルベドの変化と超回転の変化が 対応することが示唆された(Lee ら)。実際,太 陽放射による加熱の極赤道間の差は大きく,こ れをニュートン冷却の基本場とみなせば,対応 する傾度風は現実の超回転よりはるかに大き い。このため,もしも傾度(温度)風実現に必 要な角運動量の再分配が受動的に行われるな らば,熱駆動で超回転が発生すると言える。

モデルと実験設定

変形オイラー平均(TEM)にもとづく半球モ デル(赤道対称を仮定)を開発した。東西運動 量の式は絶対角運動量を保存するスキームで 表す。TEM では南北の運動方程式は釣り合い の式となり、傾度風的温度風より、球座標にお ける Sawyer-Eliassen 的な方程式から子午面 残差循環が求まる。同式は対流安定,対称安定 な場合に楕円型方程式になる。両安定性は調節 により実現する(対流調節は加熱として取り込 む)。さらに, Chanery-Stern 定理, Fjøtoft 定 理等に則り順圧・傾圧不安定による EP flux 発 散をパラメタライズする。これらは場に応じ渦 粘性的に働きうる(いわゆる渦粘性は用いな い)。加熱はニュートン冷却とする。線形減衰 で表す地表面摩擦を切れば、このモデルは高い 精度で全角運動量を保存する。

鉛直範囲を9スケールハイト(高度約80km) までとり,現実的なニュートン冷却率プロファ イル,高度配分は観測を反映するが弱い太陽加 熱(ニュートン冷却基本場に取り込んだ場合に 極赤道間温度差が10K以下)を与える。

結果、結論と今後の課題

惑星回転と同じ剛体回転から始めるコント ロール実験では、上層から超回転が発達し、一 億日程度(日は地球日)でほぼ定常状態に達し た。超回転の大きさは現実よりやや弱い程度で ある。その状態で子午面循環は下層と雲層の直 接循環、その間に間接循環と3層に分かれた。 地表面摩擦がない場合も、下層が高密度なため、 上層は大きな超回転、下層は非常に弱い逆回転 に落ち着く。他にも多数実験を行っている。

以上より、不安定調節にともなう渦角運動量 輸送が Gierasch 機構の渦粘性的に働き超回転 が形成されることが示された。地表での角運動 量汲み上げは、適当な大気全角運動量を実現す る上で重要である(がそれ以上ではない)。

今後はモデルに潮汐の効果を取り入れたい。

温位面上の質量重みつき時間平均系の Rossby 波活動とそれに伴う残差流について

木下武也 (JAMSTEC) · 高谷康太朗 (京産大理) · 岩崎俊樹 (東北大学)

ここで、

1. はじめに

Andrews and McIntyre (1976, 1978) によって導 出された変形オイラー平均 (TEM) 系 は、緯度高 度断面の波活動とそれに伴う物質輸送を記述す ることが出来、多くの研究に用いられてきた。し かし、TEM 系は地表面付近の物質輸送や不安定波 に伴う物質輸送を正確に記述できない問題があ った。温位面上の質量重みつき東西平均 (Z-MIM) 系は、上記課題を克服した方程式系であり、Z-MIM 系を3次元に拡張した研究として、波の伝播 を記述する波活動度 flux の導出 (Kinoshita et al. 2016)、質量重み付き時間平均 (T-MIM) 系と Z-MIM 系の関係、そして質量重み付き時間平均流と ボーラス速度に関する研究 (Kanno and Iwasaki 2018) が挙げられる。しかし、波活動度 flux と質 量重み付き平均流の関係についてはまだ確かめ られていないことがある。そこで、本研究では準 地衡流系における3次元波活動度 flux と残差流の 導出を行った。さらに本発表では、残差流と質量 重み付き平均流の関係について調べた結果も報 告する。

2. 3 次元波活動度 flux

まず、質量重み付き時間平均を^{*}、そこからの ずれを 'とすると、擾乱の2次の項を無視した場 合、温位面上における擾乱に対する準地衡流渦位 の式は以下となる。

$$\frac{\partial}{\partial t}q' + \overline{\boldsymbol{u}}^* \nabla_H q' + \boldsymbol{u}' \nabla_H \overline{q}^* = 0, \qquad (1)$$

$$q' \equiv \nabla_H^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{f_0^2}{N_{(\theta)}^2} \psi'_{\theta} \right), \tag{2}$$

ここで、u, vは東西・南北地衡風速、qは準地衡流 渦位、 f_0 はコリ押しパラメータ、 θ は温位、 ψ は流 線関数、 $N^2_{(\theta)}$ は温位座標における静的安定度であ る。(1)にq'をかけ、質量重み付き時間平均を行う と、以下のエンストロフィー方程式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\overline{q'^{2^*}}}{2} + \overline{\boldsymbol{u}}^* \nabla_H \frac{\overline{q'^{2^*}}}{2} + \overline{\boldsymbol{u}'q'}^* \nabla_H \overline{q}^* = 0, \qquad (3)$$

擬運動量を次のように定義する ($A \equiv \frac{\overline{\sigma q'^{2^*}}}{2|\nabla_H \bar{q}^*|}, \sigma \equiv -g^{-1}p_{\theta}, g$ は重力加速度、pは気圧)と、保存則が Plumb (1986)と同様に得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t}A + \overline{\boldsymbol{u}}^* \nabla_H A + \frac{\overline{\sigma} \overline{\boldsymbol{u}' q'}^* \nabla_H \overline{q}^*}{|\nabla_H \overline{q}^*|} = 0. \quad (4)$$

$$\frac{\overline{\sigma}\overline{\boldsymbol{u}'\boldsymbol{q}'}^{*}\nabla_{H}\overline{\boldsymbol{q}}^{*}}{|\nabla_{H}\overline{\boldsymbol{q}}^{*}|} \approx \left(\nabla_{H} + \frac{\partial}{\partial\theta}\right)\mathbf{M}_{\mathbf{R}},$$

$$\mathbf{M}_{\mathbf{R}} \equiv \frac{\overline{\sigma}}{|\overline{\boldsymbol{u}}^{*}|} \begin{pmatrix} \overline{u}\left(\overline{\psi_{x}'}^{2}\right)^{*} - e\right) + \overline{v}^{*}\overline{\psi_{x}'}\overline{\psi_{y}'}^{*} \\ \overline{u}^{*}\overline{\psi_{x}'}\overline{\psi_{y}'}^{*} + \overline{v}^{*}\left(\overline{\psi_{y}'}^{2} - e\right) \\ \frac{f_{0}^{2}}{N_{(\theta)}^{2}}\left(\overline{u}^{*}\overline{\psi_{x}'}\overline{\psi_{\theta}'}^{*} + \overline{v}^{*}\overline{\psi_{y}'}\overline{\psi_{\theta}'}^{*}\right) \end{pmatrix},$$

$$e \equiv \frac{1}{2} \left(\overline{\psi_{x}'}^{2}}^{*} + \overline{\psi_{y}'}^{2} + \left(\frac{f_{0}}{N_{(\theta)}}\overline{\psi_{\theta}'}^{*}\right)^{2}\right). \quad (5)$$

この波活動度 flux は、擾乱に対する方程式系から 分散関係式を得ると、群速度に比例することが証 明でき、Kinoshita et al. (2016)と同様、Rossby 波 の伝播を記述する flux と言える。

3. 3 次元残差流

前節で得た波活動度 flux を質量重み付き時間 平均した東西・南北方向の運動方程式に代入する ことで、3次元残差流を含む方程式が得られる。 ここでは残差南北流のみ記述する。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}^* \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v}^* \frac{\partial}{\partial y} \right) \bar{u}^* - f_0 \overline{v_a}^{**} = \nabla \cdot \mathbf{M}_{\mathbf{R}(\mathbf{x})},$$

$$\mathbf{M}_{\mathbf{R}(\mathbf{x})} \equiv \bar{\sigma} \left(\overline{\psi'_x}^{2*} - e, \overline{\psi'_x \psi'_y}^*, \frac{f_0^2}{N_{(\theta)}^2} \overline{\psi'_x \psi'_{\theta}}^* \right),$$

$$\overline{v_a}^{**} \equiv \overline{v_a}^* - \left(\frac{S}{f_0} \right)_x - \frac{1}{\bar{\sigma}} \left(\frac{\bar{\sigma} f_0^2}{N_{(\theta)}^2} \overline{\psi'_x \psi'_{\theta}}^* \right)_{\theta},$$

$$S \equiv \frac{1}{2} \left(\overline{\psi'_x}^{2*} + \overline{\psi'_y}^{2*} - \left(\frac{f_0}{N_{(\theta)}} \overline{\psi'_{\theta}}^* \right)^2 \right).$$

$$(6)$$

4. まとめと議論

本研究では T-MIM 系の擾乱の渦位式から3 次元波活動度 flux と残差流を導出した。導出し た残差流は Kanno and Iwasaki (2018)の質量重み付 き時間平均風速とは異なる形をしている。この 理由は、質量重み付き時間平均風速は時間平均 風速とボーラス速度の和であるのに対し、残差 流は平均流と準 Stokes drift の和であるためであ る。今後は力学的な3次元物質輸送について、 この違いを考慮しつつ調べる予定である。

円筒形の渦 sheet における「波の共鳴」と「最適励起」

1. はじめに

無限小厚の円筒形部のみに無限大の渦度が局在する「円筒形渦 sheet」(cylindrical vortex sheet) について、3 種類のノルムの下で特 異値解析を実施し、そこで発生・発達する非軸対称(&軸対称) 擾乱の最適励起について調査してきた(気象学会 2015 年度秋季大 会 C201<p.308>および 2016 年度春季大会 D160<p.158>)。しか しながら、Sakai(1989)[JFM] にならい「波の共鳴」による不安定 現象の説明を試みたものの、不安定を引き起こす波の特定に至ら ず、また、L2 ノルムを採用した際に解釈ができない現象(i.e. 成 長率が極端に大きくなる領域の存在)が見られた(図 1)。そこで 今回、該当する波の特定と特異値解析の結果の再考察を試みた。

2. 支配方程式

その内外で進行方向が逆向きの軸流が添加された「円筒形渦 sheet」(Rotunno, 1978)を基本場としている。速度場でみると、軸 流速 (= \pm W)に加え、円筒の外側で半径rに反比例する接線流速 (= Γ /r)が存在する(Γ :角運動量)。この「円筒形渦 sheet」の 内側と外側に存在する摂動の振幅をそれぞれ A_1 , A_2 とすると、そ の線形の仮定下における時間発展は以下の式で記述される:

$$\frac{d}{dt} \begin{pmatrix} A_1 \\ A_2 \end{pmatrix} + i \begin{pmatrix} \Omega + \Omega_R & Q_K \\ Q_I & \Omega - \Omega_R \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A_1 \\ A_2 \end{pmatrix} = 0$$
(1)

$$\begin{aligned} \Omega &= (m+2kS)kI'_{m}(k)K_{m}(k) - kS \quad [= \Omega_{KH1} - kS] \\ &= (m+2kS)kK'_{m}(k)I_{m}(k) + kS + m \quad [= \Omega_{KH2} + kS + m] \\ \Omega_{R} &= -k^{2}I'_{m}(k)K'_{m}(k)/(m+2kS) \\ Q_{I} &= (m+2kS)kI'_{m}(k)I_{m}(k) - k^{2}\{I'_{m}(k)\}^{2}/(m+2kS) \\ Q_{K} &= (m+2kS)kK'_{m}(k)K_{m}(k) + k^{2}\{K'_{m}(k)\}^{2}/(m+2kS) \end{aligned}$$

ここでtは時間、m,kは接線および軸方向の波数、 $L_n(r), K_m(r)$ はそれぞれ第1種・第2種変形 Bessel 関数である。また、方程式は Γ, W および円筒の半径 Rを用いて無次元化されており、 $S (=WR/\Gamma)$ は円筒表面における基本流の勾配に相当する無次元数である。

3. 非正規成長

(1)式に現れる行列は、*Q=Q* の時に「正規行列」となり、"非 正規成長"がみられなくなる。図1における L2 ノルムの極小は、 その条件に合致する仰角で発生している。物理機構は不明である。

4. 波の共鳴

(3)式に現れる行列の対角成分 (= $\Omega \pm \Omega_{a}$) は円筒の内側・外側 に存在する波の角振動数を表している。 Ωは KH 波の"見かけ (apparent) "の角振動数、 Ω_{R} は Rossby 波の"固有(intrinsic) "の 角振動数であり、これら2種類の波が重なって構成されているこ とが明らかである。KH 波は不安定波であるため、Ωは内側と外 側で同じ値・同符号となるが、渦度の勾配が、絶対値は同じであ るものの、円筒のすぐ内側と外側で符号が変わるため、 Ω_{R} は内 側と外側で符号が逆となる。(1)式の定式化により、不安定の「波 の共鳴」による解釈(Sakai, 1989)が可能となる(図2)。また、"固 有"角振動数の仰角依存性<S=1, m=1の場合>を KH 波と Rossby 波の両方について図3に示した。Rossby 波は±90°, KH 波は θ_{0} (=tar¹(-0.5/S))で発散し、逆に θ_{0} , ±90°でそれぞれゼロとなる。 線形のシアー流における KH 波は、成層が存在する場合には重 *板野 稔久(防衛大・地球)

力波が出現することで低波数側が安定化することがよく知られて いるが、円筒形渦 sheet における KH 波では、接線流がある場合、 Rossby 波の出現によって一部のパラメータ域で安定化する。





図1 固有モードと(評価時間ゼロの)特異モード<ソボレフ,エ ネルキー,L2 ノルム>の成長率(横軸:仰角) <S=1,m=2>



図2 波の分散関係(縦軸:位相速度、横軸:仰角) <S=1> 細線は"相互作用後"、それ以外は"相互作用前"の個々の波を表す



図3 Rossby 波と KH 波の固有角振動数 (intrinsic frequency) の仰角依存性<S=1, m=1>

高解像度のゾンデ観測と数値実験による、トランスバースラインの構造の研究

*山崎 一哉・三浦 裕亮 (東京大学大学院 理学系研究科)

1. はじめに

ジェット気流や台風のアウトフローに伴う上層雲に は、地形性重力波で説明できない波状構造が現れること があり、トランスバースラインと呼ばれている。大野・ 三浦 (1982) はその成因を、ケルビン・ヘルムホルツ不安 定によって生じる、シアベクトルと直交するロール対流 としたが、近年では、Trier and Sharman (2016)、Kim et al. (2014)、玉井 (2018) など、数値モデル WRF を 用いてトランスバースラインを再現し、シアベクトルと ロール対流が並行であったとする研究が複数ある。一方 で、トランスバースラインの構造を観測的に調べた研究 は少ない。

本研究では、高分解能ゾンデ観測を用いてジェット気 流と台風アウトフローにおけるトランスバースラインの 鉛直構造を調べるとともに、数値モデル SCALE-RM の 理想実験で台風アウトフローでのトランスバースライン を再現し、WRF での現実実験を行っていた先行研究と 構造の比較を行った。

2. データと数値実験の手法

気象庁の GPS ゾンデの高分解能観測値を用いて、ト ランスバースライン内外の風速・温位構造を調べた。使 用したデータは鉛直分解能 7m 程度であり、2018 年 7 月 に配信開始されたものである。2018 年 7 月以降に見ら れた、ジェット気流 1 事例と台風アウトフロー 2 事例の トランスバースラインを解析した。

また、非静力学モデル SCALE-RM のバージョン 5.2.1 を用いて、台風アウトフローにおけるトランスバースラ インの理想実験を行った。地表は全域が海、境界は周期 境界条件として初期渦を与えて台風を発生させ、親領域 が水平解像度 2km、子領域は水平解像度 400m というネ スティングを行った。コリオリパラメータを大きくする ことで台風の水平サイズを縮小し、台風の雲域を全て覆 うように子領域の広さを設定した。

鉛直解像度は、親領域・小領域ともに、上部対流圏で 100mとした。さらに、水平解像度 2km で、対流圏上部 の鉛直解像度を 100m、250m、500m と変化させた感度 実験も行い、バンド構造の再現性を比較した。

3. 結果

ゾンデ解析・モデル実験ともにバンド雲の内部は、温 位がほぼー様であった。これは、バンド構造が静的安定 度の低い領域に存在することを意味し、先行研究と整合 する。

風の場について、ジェット気流の事例におけるゾンデ 解析では、ジェット軸と並行な鉛直シアがバンド雲の 上方や下方に存在する一方、バンド雲内部にはジェット 軸と直交(バンド雲とは並行)する鉛直シアが見られた。 バンド雲内部は温位勾配が小さいため、上方や下方に比 べてロール対流が起きやすい。そのため、本研究で扱っ たジェット軸付近のトランスバースラインでは、平均風 と直交するバンド雲内部の鉛直シアがバンド構造に寄与 していた可能性がある。

台風のバンド雲付近においては、ゾンデ事例解析・モ デル理想実験ともに、台風動径方向の鉛直シアが強い一 方で台風接線方向の鉛直シアは弱かった。バンド構造は 動径方向に伸びるため、鉛直シアとバンド構造がほぼ並 行であった。また、モデル理想実験ではバンド雲域が上 昇流域となるようなロール状循環が見られた。これらの 結果は、WRF での現実実験の結果と整合的である。

モデル実験における鉛直解像度依存性については、対 流圏上部で鉛直解像度 100m と 250m の実験でトランス バースラインが再現された一方、鉛直解像度 500m では バンド構造が見られなくなり、トランスバースラインを 再現するには高い鉛直解像度が必要であることが示され た。



図 1 2018 年 9 月 25 日 12UTC の輪島ゾンデ観測で 得られたホドグラフ。数字は高度 (km)、線の色は相対 湿度 (%)。

高度 9.5~13.5km に存在する高相対湿度のジェット巻 雲は、平均的に南西風である一方、鉛直シアはそれに ほぼ直交することが読み取れる。

4. 今後の課題

本研究で使用したゾンデ観測は事例数が少ないため、 今後事例を蓄積することが課題である。

トランスバースラインのロール対流の成因について、 静的不安定なクエット流でのロール対流と同様の現象と して解釈する先行研究があるが、トランスバースライン の環境場にはクエット流と違いがある。そのため、トラ ンスバースラインの環境場での安定性解析を行い、この 類推の妥当性を考察する予定である。

熱帯太平洋の表層季節波動のライフサイクル解析

○相木 秀則1 志村 貴寛2

1:名古屋大学宇宙地球環境研究所 2:名古屋大学大学院環境学研究科

1. 背景

大気と海洋の様々な長周期(季節内~季節間スケ ール) 波動は熱帯域の気候変動現象 (MJO/ENSO/ IOD)の発達・終息において重要な役割を担う。こ れらの波動を解析する際に従来の準地衡流近似に基 づく診断理論は中緯度域と熱帯域の接続を整合的に 取り扱えないという問題があった。最近の理論研究 によってエネルギーフラックスの診断式のブレーク スルーがもたらされた (Aiki et al. 2017 PEPS)。こ れは大気海洋中の擾乱エネルギーのライフサイクル (発達・伝達・消散過程)を緯度帯の制限なくトレ ースするための強力なツールである。これによって 擾乱エネルギーの流れを可視化して定性的に理解す るだけでなく、厳密な定量化により各力学過程の最 重要なものを明確化することができる。本研究では これを適用して、熱帯と中緯度の波動とその相互作 用を連続的にトレースすることで、熱帯の主要な気 候変動イベントの発達・終息メカニズムを解明する。 本研究では熱帯気候変動メカニズムの新しい理解を 縦糸、エネルギー生成域から消散域までの経路同定 を横糸として双補完的に推進する。

2. 診断表式

A/OGCM の出力から群速度ベクトルを計算する ための診断式を比較する。Plumb (1986 JAS)に代表 される波活動度の伝達方程式に基づく診断表式では、

 $\left\langle E - \overline{v'v'}, \overline{v'u'} \right\rangle$

である。ここでEは波のエネルギーである。(1)式を 用いれば Fourier 解析などを用いることなく群速度 ベクトルの水平分布を A/OGCM の出力診断などか ら見積もることができる。一方、波のエネルギーの 伝達方程式に基づく群速度ベクトルの診断表式は、 Longuet-Higgins (1964 DSR) や Orlanski and Sheldon (1993 MWR)によって導かれ、

$$\left\langle \overline{u'p'} + \left[\overline{p'p'} / (2f) \right]_{y}, \overline{v'p'} - \left[\overline{p'p'} / (2f) \right]_{x} \right\rangle \quad (2)$$

のように圧力フラックス成分、と回転成分の和によって書くことができる。つまりこの回転成分の存在が内部重力波のエネルギーフラックスの診断表式 (圧力フラックス)との違いである。(1)式と(2)式は 中緯度準地衡近似を仮定しているので赤道波全般の 群速度ベクトルを正しく示すことはできない。さら に海岸線における境界条件を満たすこともできない。 中緯度と赤道域の両方における全ての種類の中立波 動(重力波・ロスビー波)に適用可能なエネルギー フラックス(群速度ベクトル)の診断式は Aiki et al. (2017 PEPS)によって導かれ、その Level-2 表式は

$$\left\langle \overline{u'p'} + \left[\overline{p'\varphi'} / 2 \right]_{y}, \overline{v'p'} - \left[\overline{p'\varphi'} / 2 \right]_{x} \right\rangle$$
(3)

のように書くことができる。 φ は Ertel 渦位のイン バージョン(逆計算)によって得られる擬似的な流 線関数である。

3. 数值実験

太平洋の実際の海岸線形状を用いて海洋の傾圧第 1~3モードについての数値実験を行った。将来的 には経年変動を考察する狙いであるが、本研究では その準備のため外力には月平均気候値と年平均気候 値の差を用いた。この外力は大気再解析(ERA40) の風速場から作成した。このように風速場の季節変 動成分によって駆動される海洋表層の波動について の過去 20 年間の再現実験とライフサイクル解析を 行った。

南太平洋では南北アメリカ大陸から西に伝搬する 中緯度ロスビー波束がβ分散を引き起こし、レイが 赤道に寄っていく。この波束は太平洋中央部で赤道 に達し、さらに赤道ロスビー波として太平洋西岸に 達する。これが反射して赤道ケルビン波となり、東 向きのエネルギー放射が 10~11 月に卓越するとい うライフサイクルを、GFD 史上初めて、統一した診 断表式(3)を用いて定量化することができた。一方、 太平洋東岸では赤道ケルビン波が両極側に回析する と同時に岸境界でエネルギーが有意に消散していた。

Aiki et al. 2017: *Prog. Earth Planet. Sci.*, **4**, DOI:10.1186/s40645-017-0121-1

基盤研究(A) 2018-2021 年度:大気と海洋の波動エ ネルギーのライフサイクル解析による熱帯気候変動 メカニズムの解明(相木・福富・豊田・尾形・菅野)

(1)

2 種類のエルニーニョ現象に伴うテレコネクション および日本域の地表気温に対する影響

*福田凱大, 岩切友希, 渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

太平洋熱帯域の海面水温偏差(SSTA)が数年おきに正 負を繰り返すになるエルニーニョ・ラニーニャのサイ クルは、現在気候において最大の自然変動であり、全球 各地へ天候異常を引き起こす。日本付近では、エルニー ニョが発生する年には冷夏暖冬傾向になりやすいと言 われる。近年の研究では、エルニーニョがSSTAの分布 に応じて従来型の Eastern Pacific (EP)エルニーニョと Central Pacific (CP)エルニーニョの2種類に分類されて いる(図 1)。それら2種類のエルニーニョに伴う大気循 環偏差も異なることが予測されるが、詳細は明らかで はない。そこで本研究では、EP/CP エルニーニョ時のテ レコネクションの違いや両者の日本の気温への影響の 違いを明らかにするため、観測・再解析データの解析お よび全球気候モデルを用いた数値実験と解析を行った。

2. データと数値モデル

1958~2017年に発生したエルニーニョ現象をCOBE-SST データをもとに EP型 (5 例)と CP型(12 例)に分類 し、それぞれに伴う大気偏差場を比較するために、 GPCP 降水量および JRA-55 再解析データを用いた合成 図解析を行った。さらに EP/CP エルニーニョに伴う SSTA が強制する大気応答を同定するため、高解像度全 球大気大循環モデル(AGCM)を用いて日本の気候研究 コミュニティが作成した 100 メンバーの大規模アンサ ンブルデータである d4PDF の解析を行った。さらに、 東大などが開発してきた MIROC 5.2 AGCM を用いた理 想化感度実験を自ら実施した。

3. エルニーニョに伴うテレコネクション

JRA-55の解析では、北半球夏季(JJA)においては、ユ ーラシア大陸東部における大気偏差の応答が EP/CP エ ルニーニョ時で異なっていた。しかし、この特徴は d4PDFやMIROC 5.2 では再現されず、大気応答の差は 熱帯域の SSTA により強制されたものとは限らない可 能性がある。北半球冬季(DJF)では、EP/CP エルニーニ ョの強制するテレコネクションのマクロな構造に差は 確認されないものの、北米において気圧偏差分布が異 なることが明らかになった。さらに SSTA の強度を規 格化しエルニーニョの強さをそろえた場合には、CPエ ルニーニョの方がより強いテレコネクションを強制す ることが分かった。

4. 日本域の地表気温に対する影響

JJA においては、EP エルニーニョ時に西南日本を中 心に冷夏傾向を示すが、CP エルニーニョ時には明確な 傾向を持たなかった。DJF においては、EP/CP エルニー ニョ時のどちらの場合も日本は全域的に暖冬傾向を示 すものの、CP エルニーニョ時はその傾向が弱かった(図 2)。







図 2 DJF の日本域における地表気温偏差を d4PDF の全アン サンブルメンバー(点線、6000 例)・EP エルニーニョ時(実線、 446 例)・CP エルニーニョ時(破線、791 例)で求めた確率密度 分布。縦線は各々の中央値。。

小型軽量なマイクロ波放射計による観測と評価

*箕輪昌裕,井上修平,奥村成皓,高島祐弥(古野電気株式会社),吉田聡(京都大学), 大石哲(神戸大学),大西利和,小川英夫(大阪府立大学)

1. はじめに

近年,水蒸気観測の重要性が高まっている.水蒸気 を観測する方法・装置として,ラジオゾンデや GNSS が広く用いられている.

現在,小型・軽量なマイクロ波放射計の試験観測を 進めており,リアルタイムかつ補正情報不要という手 軽さで,直上の可降水量を推定可能な装置を目指して 開発を進めている.

本マイクロ波放射計のプロトタイプを用いて,京都 大学防災研究所潮岬風力実験所にて一定期間観測・評 価を行ったため,これを報告する.

2. 観測の詳細

京都大学防災研究所潮岬風力実験所(latitude: 33.4466, longitude: 135.7563)にて観測を行った. 観測機の設置状 況を図1に示す. 2018年9月27日から2019年1月14 日までの観測結果を示す. 22GHz の水蒸気スペクトル を観測し可降水量(Precipitable Water Vapor, PWV)に変換 したもので比較・評価を行った.

リファレンスには、気象庁潮岬特別地域気象観測所 にて計測されるラジオゾンデの観測データを用いた. ラジオゾンデの観測データは Integrated Global Radiosonde Archive にて公開されているものを使用した. なお、2018年10月11日から10月20日、11月5日か ら11月15日の期間は京都大学潮岬風力実験所から独 自に打ち上げられたラジオゾンデのデータも加えてい る. さらにもう1つのリファレンスとして、GNSS に よる観測データも使用した. RTNet (Hitachi Zosen, Osaka,



図1 観測機の設置状況

Japan)を用いて天頂対流圏遅延量を測定し、地上・気温 から可降水量を推定し比較した.

3. 観測結果

図2 に観測結果を示す.マイクロ波放射計 (Radiometer)と,GNSS,ラジオゾンデ(RAOB)で推定さ れた可降水量の傾向が一致しており,同等の観測に成 功していることがわかる.なお,マイクロ波放射計は 降雨時(図2 陰影箇所)に誤差が大きくなることが一 般的に知られている.特に強雨時には過大評価の傾向 があるが,その短期間のデータを除けば,ほぼ正しく 可降水量を推定出来ていると考える.

4. まとめ

小型軽量なマイクロ波放射計の試験観測を行った. 潮岬でゾンデおよび RTNet と比較した結果,秋季およ び冬季の可降水量の変動(10mm~70mm)を,RTNet およびゾンデと同様に推定できていることが分かった.



小型軽量なマイクロ波放射計による移動観測 *奥村成皓、井上修平、高島祐弥、箕輪昌裕(古野電気株式会社), 大石哲(神戸大学)

1. はじめに

マイクロ波放射計はPassiveに水蒸気からの放射を観 測し、リアルタイムかつ補正情報不要で直上の水蒸気 量を推定できる装置である。

今回、従来よりも小型で軽量なマイクロ波放射計を 試作した。これにより、運搬だけでなく移動中の観測 も非常に容易に実現出来た。今回、淡路島での移動観 測を実施したため、その結果を報告する。水蒸気量の 移動観測が可能になれば、線状降水帯に沿った観測な ど、新たな観測方法の可能性が期待できると考える。

2. 観測の詳細

図1に移動観測システムの外観を示す。マイクロ波 放射計試作機は1辺約50cm、重量約25kgのため、荷 台に積載することが容易である。2018年10月18日に、 明石海峡大橋を通り淡路島を半周し観測を実施し、経 路上での可降水量の変化を推定した。同時にGNSSで 測位を行い、緯度経度、高度の情報を取得した。また、 天頂の様子を光学カメラで取得し、明らかに上空の観 測を行えていない時刻のデータを欠損として除去した。

3. 観測結果·考察

図2、図3に観測結果を示す。一般に可降水量は観測 地点の高度と関係があり、低層に多量の水蒸気が存在 することから、高度と可降水量は反比例する。図2に 示す11:30と16:00における観測高度・場所は、ほぼ同 一である。ここで、16:00のほうが値が小さいことから、 当日の可降水量は減少傾向にあったと考えられる。

注目すべきは、高度 200m 付近で観測を実施した 14: 15頃のデータである。海岸線を走行していた 13:00 に 観測された値と比較して程度可降水量が 6 mm 程度減 少している。これは当日の可降水量が減少傾向であっ たことを考慮しても卓越した変化であると考える。

4. まとめ

小型軽量なマイクロ波放射計を試作し、淡路島を半 周する移動実験を行った。時間および高度の変化によ る可降水量の変化を捉えた。



図1 移動観測システムの外観



図2 観測結果



低高度の降水鉛直分布 _{広瀬正史}(名城大学)

1. はじめに

地表近傍の降水変動は、地表面クラッターの影響を 受けるレーダや上空の雲・氷に感度がある放射計によ る地表面降水強度推定の誤差要因のひとつである.衛 星搭載降水レーダは、地上観測が難しい地域も含め、 様々な事例の降水鉛直情報を収集しているが、地表面 クラッターの地域性や降水の空間構造等に関連した推 定誤差があり、入射角に依存した系統的な差異が地域 ごとに表れている.衛星直下付近では比較的低高度ま で観測できるが、入射角が限定されるため、地域差を 議論する場合はサンプリング誤差も問題となる.現在、 TRMM PR と GPM DPR を合わせると 20 年を超える衛 星搭載降水レーダデータが蓄積されており、高分解能 の条件別の平均的描像を抽出することが期待できる. 本発表では低高度の降水鉛直分布の地域的特徴や地表 近傍の降水に関する補正効果について報告する.

2. 地表近傍降水強度鉛直分布データベース

地表面クラッターの影響を受けない最低高度(Clutter Free Bottom, CFB)は大部分が上空1~2kmであり,走 査端で最大となるが,急峻な山岳域では直下付近で2.5 kmを超える地域もある(図-1).本研究では,16年間 のTRMM PR v.7と4年間のGPM DPR KuPR 05Aの衛 星直下付近データを用いて,場所,降水タイプ(対流 性/層状性,雨/雪),降水頂,上空の降雨強度鉛直勾配 等の条件により,高度2km以下の地表近傍における降 水強度鉛直分布(Low-level Precipitation Profile, LPP)を 分類した.DPRのサンプル数は熱帯では PR の約半分 であるが,中高緯度の降雪や低高度の増加傾向が顕著 な LPP のサンプル数は大幅に増加している.

3. LPP 補正

上記データベースを用いて、上空の観測情報から CFB以下のLPPを推定した.図-2は2009年台風8号 の例であり、中央山脈付近で10%超の補正効果が見ら れる.LPP補正は、CFBの高い山岳域や走査端の降水 を増やし、乾燥域における降水域の周辺部などで下方 減少傾向を反映して降水を減らす効果が見られた.瞬 時値の補正を積算すると、一部の乾燥域を除き、LPP の下方増加傾向が卓越する.走査端や観測の南限・北 限、浅い降水が卓越する少雨域や高緯度では、LPP補 正によって降水量が大幅に増加する. CFB の高いヒマ ラヤの事例の場合,補正によって全入射角平均の降水 量が10%程度増加する(図-3). DPR についても同様 に LPP を作成し,補正の影響を見積もった. 山岳域で の補正効果が PR と同様に顕著であったが, CFB の高 い陸上だけでなく,特に中高緯度の海上における下方 増加も表れていた. 現在,観測域や感度の違いが及ぼ す影響について調査を進めている.

本補正は走査端の低高度における降水の過小評価を 軽減する.当日の発表では、浅い降水の見逃しの効果 も併せて入射角依存性の低減状況を報告する.また、 気温依存性を考慮した LPP 分類と最新プロダクトを用 いた検証結果も追加する予定である.



図-1 ヒマラヤ周辺域における TRMM PR の CFB. 直 下付近(上)と走査端(下)の平均値. 0.1 度格子.







図-3 ヒマラヤ周辺域における LPP 補正の影響. 直下 付近(上)と走査端(下)の平均値. 0.1 度格子.
船舶観測データによる衛星雲量プロダクトの検証

*中辻 菜穂、山野 沙織 、久慈 誠 (奈良女子大)、堀 雅裕 (JAXA/EORC)、 塩原 匡貴 (国立極地研究所/総合研究大学院大学)

1. 背景と目的

雲は冷却効果と加熱効果の相反する性質をもち、地 球の放射収支に影響を及ぼす。しかし、放射強制力の推 定幅が大きく、地球の気候変動予測の大きな誤差要因と なっている^[1]。

また、雲は時空間変動が大きく、形状や分布も多種多様であるため、特に観測サイトの少ない海上では、観測 データが充分に蓄積されているとは言えない。衛星観測 は有効な手段の一つであるが、地上観測による検証が必要となる。そのため、船舶による定期的な雲の観測は、 重要な役割を果たす。

そこで本研究では、船舶搭載型全天カメラ、雲底高度 計、目視による観測データ、並びにひまわり8号の雲プ 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、南極観測船「しらせ」に搭載した全天カ メラと雲底高度計の観測、目視による観測、並びにひま わり8号の雲プロダクトを使用した。

【南極観測船「しらせ」】第59次南極観測では、2017年 11月に南極へ向けて日本を出発し、昭和基地に接岸後、 オーストラリア東海岸を通り、2018年4月に帰国した。 【全天カメラ】デジタルカメラと円周魚眼レンズを用い て天空全体を撮影する。観測時間間隔は5分である。 データの解析には、SI-BI指標を用いた空の状態の識別 手法^[2]を使用した。

【雲底高度計】レーザー光を射出し、雲底で反射された 信号を受信するまでの時間によって雲底高度を決定する 測器を用いる。観測時間間隔は 36 秒である。

【目視データ】しらせの気象情報から時刻と目視観測に よる全雲量の項目を使用する。観測時間間隔は1時間で ある。

【Himawari】ひまわり8号の可視赤外放射計^[3]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。この雲の光学的厚さは、2015年7月か ら継続して、10分間隔で提供されている^[4]。

ひまわり8号の雲量は、雲光学的厚さが0より大き な、しらせ上空の画素の出現頻度として評価し、雲底高 度計との比較を行った。

3. 結果

図1に、ひまわり8号と雲底高度計の日平均雲量の比

較の初期解析結果を示す。回帰直線の傾きが0.38となったことから、ひまわり8号の方が雲底高度計よりも、過小評価傾向である事が分かる。

また、相関係数は0.80と、強い正の相関を示した。

今回の解析結果より、衛星観測による雲量の推定は整 合的であると考えられる。



図1 2017年12月1日から2017年12月7日、並 びに2018年3月12日から2018年4月11日の、日 平均雲量の散布図。縦軸は衛星観測、横軸は雲底高度 計。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、ひまわり8号と雲底高度計の日平均雲量 の比較を行った。今後は、解析期間を延長し、全天カメ ラ、雲底高度計、目視による観測データ、並びにひまわ り8号の雲プロダクトの解析を行う予定である。

<u>謝辞</u> 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。

参考文献

- [1] IPCC-AR5, 2013: Climate Change 2013.
- [2] 山下恵・吉村充則, 写真測量とリモートセンシング, 47(2), 50-59, 2008.
- [3] 別所, 2016, 天気, 63, 1015-1023.
- [4] JAXA ひまわりモニタ, http://www.eorc.jaxa.jp/ ptree/index_j.html (2019/02/01 閲覧).
- [5] Kuji et al., J. Meteor. Soc. Japan, 96, 2018, doi:10.2151/jmsj.2018-025.

マッチアップの不確実性を考慮した GPM/DPR とディスドロメータの比較

*瀬戸心太・春成寿朗・Panya Na Chiangmai (長崎大学)

GPM 主衛星に搭載された二周波降水レーダ(DPR) によ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 KuPR アルゴリズム、KaPR 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.

KuPR アルゴリズムと二周波アルゴリズムはともに, (原則として)KuPR による観測レーダ反射因子と,降水 強度 R と質量重み付き平均粒径 Dmの関係式(R-Dm関 係)を用いる. R-Dm関係のパラメータは観測ピクセルご とに修正されるが,二周波アルゴリズムの方がの修正に 用いる情報量が多く,推定精度が良いと期待できる.

本研究では、東京大学生産技術研究所(35.66N, 139.68E)に設置されたディスドロメータ RD-80 による雨滴 粒径分布観測と KuPR アルゴリズムおよび二周波アルゴ リズムの推定値を比較した.本稿では、2017年10月6日 の観測(日本時間17:24頃、軌道番号20484)について説 明する.

こうした検証にあたり、大きな問題となるのが、時空間 方向のマッチアップの不確実性である。空間方向につい て、ディスドロメータの直上だけでなくその周辺領域につ いても比較対象とした。時間方向について、雨滴の落下 速度を 250m/分と仮定して、ディスドロメータ観測値の時 間変化を DPR 推定値の鉛直変化と比較した。

図-1 に、ディスドロメータ設置場所周辺での、DPR ア ルゴリズム(KuPR アルゴリズム、二周波アルゴリズム)に よるε(鉛直一定)、R(2km 高度)、Dm(2km 高度)の各推 定値の、ディスドロメータによる観測値(DPR の観測時刻 から 8 分後の値)からの誤差を示す(赤系の色は過大評 価、青系の色は過小評価). 図の中心がディスドロメータ の設置場所で、図には中心±0.1°の範囲を示している.

ディスドロメータによる観測値は、 ϵ =0.97, D_m =1.46mm, R=3.54mm/h であった. 直上の推定値をみると、 ϵ については KuPR が 0.95、二周波が 1.00 でほぼ 一致するが、二周波では ϵ 推定値の空間変動が大きく、 場所のわずかなずれが、評価結果に影響する. また、直上でのRについては、ともに過大評価となっている. ϵ が 正しいのにRに誤差が生じる理由としては、減衰補正の 問題が考えられる.



(c) Kurk による K (1) 二周波による K 図-1 ディスドロメータ観測値と設置場所周辺の DPR アル ゴリズムによる推定値の比較



図−2 ディスドロメータ観測値の時間変化と設置場所上空 の DPR アルゴリズムによる推定値の鉛直分布

図-2 に、DPR の観測時刻(17:24)から 24 分後までの ディスドロメータによる R および Dm の観測値と、設置場 所直上のDPR アルゴリズムによる各推定値の地上から高 度 6km までの鉛直分布と比較して示す. このとき、0℃高 度は約 3.5km(14 分後に相当)、クラッタフリーボトムは約 1km(4分後に相当)であった. この間の結果は、比較的近 い値を示しているが、相関があるとは言い難い.

謝辞:本研究は JAXA/PMM/RA7 の成果の一部である. ディスドロメータのデータは,東京大学生産技術研究所の沖大 幹教授,越田智喜氏から提供いただきました.ここに謝意を 表します.

-250-

完新世中期における IOD 変調に寄与した季節サイクルの変化

*岩切友希,渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所)

1. 研究背景

異なる気候レジームにおける大気海洋結合系変動の 振舞いを調べることはその力学や感度を理解する上で 有用である.完新世中期(8ka-4ka)という気候場は現在 気候と比較して北半球の日射の季節変化が大きく,こ れに伴いモンスーン循環も異なる.この変化に付随し て大気海洋結合変動であるインド洋ダイポール現象(以 下 IOD)の振舞いも変調していたことが期待されるが, 古気候記録,数値的研究ともに例が少ない.本研究では 気候モデルによる数値実験と解析を行い,完新世中期 における IOD の振舞いの変化とその物理的要因を探求 した.

2. 数値実験と解析手法

大気海洋結合モデル MIROC5.2 を用いて,2 種類の 300 年長期積分を実施した.産業革命以前の放射強制力 を与えた CTRL 実験および,日射サイクルを 8000 年前 に設定した MH8K 実験である.MH8K 実験では年平均 日射量や位相などが変化しているため循環場の応答が 複雑である.そこで熱帯域の季節サイクル(SC)のみを 系統的に 0.6, 0.8, 1.0, 1.2, 1.4 倍した SC 実験(SC06, ..., SC14)を行った.これらの数値実験による気候平均場を 相互参照することで変調メカニズムの説明を試みた.

3. 結果

MH8K 実験における IOD の活動は 60%以上強化された. この要因を探るため IOD のシグナルが顕著である 東太平洋スマトラ沖において混合層熱収支解析を行ったところ,モンスーンオンセット時期(MJJ)における水 平移流の強化が最も寄与していることが分かった.気 候平均場からこの領域における南東モンスーンが強化 したことによる影響が示唆されたが,8kaの日射の年平 均値や位相が現在気候と大幅に異なるためモンスーン 循環の応答が複雑な様相を示した.そこでどのような 季節サイクル,循環場が寄与したかを明らかにするた め SC 実験の結果を解析した.

SC 実験内において IOD の振幅と頻度は季節サイク ルの強度とともに線形的に増加した(図 1). MH8K 実験 における熱帯季節サイクルの強度は SC14 に相当し, IOD の振幅と頻度も類似した結果を示した. これによ り MH8K 実験と SC14 の IOD の変調メカニズムは共通 していると示唆される. IOD にとって重要である季節 サイクルの変化を明らかにするため両実験を相互参照 したところ、気候平均場の変化の類似点としてスマト ラ島沖南西部の SST の低下と南東モンスーンの強化, その南部における負の降水偏差が確認された.この変 化は熱帯のロスビー応答を含む Thermodynamic-air-sea フィードバックと呼ばれる SST, 降水, 風速間のフィ ードバックであり、IOD を発達させる働きがあること が知られている、季節サイクルの大きな気候場ではこ のフィードバックを介して IOD の活動が効率的に活発 化させられていた可能性がある.2つの実験設定におけ る外部強制の共通点は北半球熱帯域の日射季節変化が 強化されていることであるため、IOD の変調にとって 必ずしも中高緯度や南半球の季節サイクルの変化が重 要でないことことを示した.

本研究により完新世中期に IOD の変動が活発化して いた可能性が示唆された.また季節サイクルの変化に 対して IOD が線形的に応答することが明らかとなった.



図 1. SC 実験において線形的な IOD の変調. (a)各 SC 実験における IOD の 30 年移動平均の標準偏差の分布. (b) SC06 実験のダイポールモードインデックスに回帰 させた SSTA の応答. 左上の値が発生頻度. 右下の値が 全期間の標準偏差. (c), (d), (e), (f)は(a)に同じで SC08, SC10, SC12, SC14 実験の結果.

ENSO の位相に対する火山噴火の地表気温への影響の依存性

*北林 翔, 高橋 洋 (首都大学東京大学院 都市環境科学研究科)

1. はじめに

火山噴火が発生すると、噴煙に含まれた硫黄化合物が二次生成で硫酸エアロゾルとなり、大気中に放出される.そのエアロゾルの直接効果により放射収支が変化し、地表付近では気温が低下することが知られている.対流圏の火山性エアロゾルが数日から1ヶ月程度で大気中から除去される一方で、噴火が大規模であった場合噴煙が成層圏にまで達し、噴火後数年間成層圏に留まり続ける[1].また全球の気温影響としては、エルニーニョ・南方振動(以下 ENSO)もよく知られている.

そこで本研究では、CMIP5 モデルを用いて火山噴 火に伴う全球地表気温低下が ENSO の位相の違いに よってどのように変化するのかを調べた.

2. 使用データ・解析手法

今回研究を行うにあたって,地表気温,SST とも に気候モデルのデータとして CMIP5 歴史実験デー タを用いた.また観測データとして,地表気温は HadCRUT4,SST は HadISST を,再解析データと して地表気温は JRA-55,SST は COBE-SST を用い た.解析期間はいずれも 1976~2005 年とし,すべて 月別データを使用した.

ENSO の位相ごとの特徴を見るために,北半球に おける 1991 年冬季における ENSO の位相を基準と してコンポジット解析を行った.

3. 解析結果

図1は各モデルの全球地表気温の気候値からの偏 差と、1991 年冬季の ENSO の位相を基準としたコ ンポジットの結果を示したものである.この図から、 1991 年冬季においてエルニーニョ現象(以下 EN) が発生しているモデルとラニーニャ現象(以下 LN) が発生しているモデルで、全モデル平均との差の大 きさが異なることがわかる. 噴火後の南北への気温変化がどのように推移して いくのかを見るために,東西平均した気候値からの 地表気温偏差をとり,同様のコンポジットを行った. その結果,噴火後 LN が発生するときの方が全体的 に気温変化量の大きく,高緯度になるにつれて EN が発生しているときの方が気温変化量の大きい可能 性が示唆された.

以上の結果から火山噴火後の地表気温減少量が ENSO の寄与と噴火影響の単なる足し合わせではな く, ENSO の位相によって異なってくる可能性があ るといえる.

今後は気候モデルの ENSO,成層圏循環などの再 現性を考慮しつつ,EOF解析を行い,火山噴火成分 と ENSOの成分を分離して評価を行っていく予定で ある.

参考文献

[1] Robock, A. (2000), *Rev. Geophys.*, **38** (2), 191-219.



図1 Pinatubo噴火前後でのCMIP5モデルの全球地 表気温偏差と1991年冬季における ENSO の位相を基 準にそれぞれをコンポジットしたもの.縦線は噴火時 を示す.

インド・アッサム州における降水の日変化

栗山匡一朗、村田文絵(高知大)、寺尾徹(香川大)、山根悠介(常葉大) 、 木口雅司(東大生産研)、福島あずさ(神戸学院大)、田上雅浩(芝浦工大)、林泰一(京大東南ア研)

1. はじめに

インド・アッサム州では、夜間に降水が多いこ とが知られている。Ohsawa et al(2001)は、日本 の静止気象衛星ひまわり5号(GMS-5)から得られ る雲頂高度によってバングラデシュ周辺の日変化 を示した。また Hirose and Nakamura(2005)は TRMM/PRを用いて、最大一時間雨量が観測され た時間分布を示した。両者共、インド・アッサム 州では夜間に降水が多いことが示されている。本 研究では、より信頼度の高い転倒ます型雨量計デ ータを用いてインド・アッサム州での降水の日変 化に明らかにし、GSMaPを用いて雨雲の動きを 観察した。

2. 使用データと解析手法

本研究では、2017 年 3 月から 2018 年 2 月まで アッサム州の 15 地点で観測した転倒ます型雨量 計データを解析した。GSMaP を用いてこの地域 の雨雲の動きを観察した。

3. 結果

図1に premonsoon 期、図2に monsoon 期の 最大3時間降水量が観測された時間帯を表示す る。どちらも夜間から早朝にかけて降水量が多く なっている。premonsoon 期と monsoon 期を比較 すると、アッサム州の西側の地域で時間帯が異な っていた。GSMaP で雨雲の動きを観察すると、 premonsoon 期と monsoon 期で雨雲の動きが異な っており、premonsoon 期で雨雲の動きが異な っており、premonsoon 期では、19 事例中 10 事 例で、夜間になるとアッサム州の西側で雨雲が発 達し、東へ移動する傾向がみられた。monsoon 期 では、47 事例中 25 事例で、昼間に山地を中心に かかっていた雨雲が夜間になると、谷に広がる傾 向が見られた。



図 1 premonsoon 期における最大 3 時間降水量が 観測された時間帯。時間は LT(UTC+6hr)で示す。



図2 monsoon 期における最大3時間降水量が観測 された時間帯。時間はLT(UTC+6hr)で示す。



図 3 GSMaP による 2017 年 5 月 20 日 23LT の雨 雲の分布。黒矢印は雨雲の移動方向を示す。青から赤に なるほど降水強度が強い。赤は 25mm/h 以上を表す。 日本海沿岸における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

日本海沿岸部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,地上天気図も使用する.

3. 冬季雷日数経年変化

冬季雷日数の経年変化を見ると、日本海沿岸部のす 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.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.

4. 年平均データから見た大気上下層気温差と雷日数の関係

大気下層(900hPa),大気上層(600hPa)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.

そのため、500hPa以下の高層大気の高度ごとの気温 の変化量を確認したところ、雷日数が増加傾向である 1961~2006年は大気下層の気温上昇が大気不安定化に 影響を及ぼしていた.一方増加が止まった2006年以降 は大気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,日 本海北部の秋田・新潟では明確な相関が見られず,日 本海南部の富山・金沢・福井・鳥取・松江では気温差 が大きくなると雷日数が増えるという正の相関が見ら れた.これは、秋田は金沢に比べると相対的に低気圧 型の割合が多くなっていることから、発生要因の違い により生じたと考えられる.

5. 日々のデータから見た冬季雷の発生要因

対象期間中の日々の天気図を確認し、①寒気移流型 ②低気圧型③複合型④その他型の4つに分類した.す ると雷発生の有無を問わない全ての日では1960年代、 1980年代、2010年代のいずれも各気圧配置の比率はほ ぼ変わらなかったが、雷発生日に限定すると秋田・金 沢ともに経年的に寒気移流型日の日数が他の気圧配置 の日数に対して増加しており、寒気移流型日での雷発 生確率が秋田・金沢ともに経年的に増加していた.こ のことから、冬季雷日数増加の要因は主に寒気移流型 日における雷発生確率の上昇が原因であることが分か った.さらに気温差が26℃以上になると雷発生確率が 大きくなること、26℃以上では同じ気温差でも雷発生 確率が経年的に増加していたことが分かった.

以上のことから、大気上下気温差のみでは雷日数や 発生確率の経年的な上昇を説明できず、寒気移流型日 の雷発生は気温差以外の要因もあると考えられる.今 後はさらに寒気移流型日の湿度や-10℃層の高度など を調べ、他の要因を検討する必要がある.



[1] 吉田弘, 2002, 天気, 49, 279-285

バングラデシュにおける夏期降水量変動の特徴とその長期変化

藤波初木^{*1}, 金森大成¹, 松本淳^{2,3}

(1名古屋大学宇宙地球環境研究所,2首都大学東京,3海洋研究開発機構)

1. はじめに

バングラデシュでは夏期降水量に季節内振動と呼ばれ る約14日周期と30~60日周期の降水量変動が卓越する. 季節内振動は夏期総降水量にも影響を及ぼす(Fujinami et al. 2011).季節内振動を含む降水量変動の長期変化の実 態を理解することは,夏期総降水量の年々変動及び長期 変化を理解するために重要である.本研究では、バング ラデシュにおける 1891~2016年の日降水量地上観測デ ータを解析し、過去 126年間の降水量変動の特徴とその 長期変化傾向について調べた.

2. 資料

1948~2016年の日降水量データは、バングラデシュ気 象局(BMD)より入手した.1891~1947年の日降水量デ ータは、米国 NOAA Central Library で公開されている旧 英領インド時代の"Daily Rainfall of India"などのスキャン 画像を基として、インド熱帯気象研究所(IITM)・インド 気象局(IMD)・英国気象局(UKMO)の現地にて冊子原 本とのデータ照合作業を行い、データベースにしたもの を使用した.本研究では対象期間で利用可能なデータの 年数が比較的よく揃っている23地点を解析対象とした.

3. 結果

バングラデシュにおける日降水量データには,過去 126年にわたり10日~30日周期の準2週間周期変動が 卓越する(図1).一方,30日~60日周期変動は準2週間周 期変動に比べると活動が弱く,数十年周期の振幅変調が ある.

次に準2週間周期変動と30~60日周期変動の分散で 定義した季節内振動の活動度と夏期総降水量の年々変動 との関係を調べた.期間を通して準2週間周期の活動度 と夏期総降水量は有意な正相関を示す.一方,30日~60 日周期変動との相関は小さい.2000年代以降は30日~60 日周期変動も夏期総降水量と有意な正相関を示すように なる.

さらに, 夏期総降水量の年々変動に影響を及ぼしうる エルニーニョやインド洋ダイポールモードなどの海面水 温の年々変動との関係を調べた. 多雨領域のバングラデ シュ南東部の Cox's Bazar では, 夏期総降水量の年々変動 とインド洋ダイポールモード指数及び Nino3 領域の海面 水温が, 1940 年代までは有意な相関を示す. しかし, 1950 年代以降は, ダイポールモード指数との相関は示すが, Nino3 領域の海面水温との相関は小さくなった. 準 2 週 間周期変動の活動度とインド洋ダイポールモード指数 (DMI)及び Nino3 領域の海面水温には、数十年周期の有意 な相関係数の変動が確認された.一方,より長周期の 30 日~60日周変動との間には有意な関係は見られなかった.

これらの結果から, 準 2 週間周期変動が夏期総降水量 の年々変動に基本的に重要であるが, 近年 30 日~60 日 周期変動の総降水量変動への寄与が増えていることが明 らかになった.また, 海面水温変動と夏期総降水量との 関係の長期変化は, 季節内振動の総降水量への寄与の変 化が関係している可能性があることが示唆された.

謝辞

本研究で使用した 1891~1956 年の日降水量データは, 著者のほか林 泰一氏 (京大)・寺尾 徹氏 (香川大)・濱 田純一氏 (首都大)・村田文絵氏 (高知大)・重 尚一氏 (京大)・木口雅司氏 (東大)・神澤 望氏 (首都大)によ るデータチェック作業により整備することができた.本 研究は JSPS 科研費 JP26220202 の助成を受けた.

参考文献

Fujinami, H. and Co-authors, 2011: Characteristic intraseasonal oscillation of rainfall and its effect on interannual variability over Bangladesh during boreal summer, *Int. J. Climatol.*, 31, 1192-1204.



図:バングラデシュの南東部に位置する Cox's Bazarにおける1891~2016年期間の夏期の日降 水量の卓越周期の経年変化.縦軸が卓越周期, 横軸は年を示す.

全球線型傾圧モデルの作成と力学演算子の固有値解析

中西智樹・村上茂教 (気象大学校)

1. はじめに

季節予報や異常気象の診断において重要な大気大循 環の長周期振動は、しばしばテレコネクションパター ンと呼ばれる特徴的な空間パターンを伴って現れる。 テレコネクションパターンの同定には、観測データ等 の経験的直交関数(EOF)解析によるものの他、気候 平均場の周りに線型化した大気モデルの力学演算子の 固有値分解・特異値分解によるものがある。

大気循環場の長周期変動を力学演算子の固有値 分解により求めることは、力学における平衡点のま わりの微小振動の解析の一般化であり、また流体力 学における線型安定解析とも同等である。この様な 方法でテレコネクションパターンを同定した例と して、Tanaka and Seki(2013)による北極振動の同 定等がある。一方、力学演算子の特異値分解による 同定は、多種多様な強制の下での線型系の定常応答 の EOF が力学演算子の右特異ベクト ルに一致する という考え方(Branstator:1990, Navarra:1993) に基づく。そのような研究例として、Kimoto et al(2001)による北極振動の同定や Kosaka et al (2009)によるシルクロードパターンの同定、が ある。しかし、求まった夫々のモード解の関係性に ついては必ずしも十分理解されているわけではな い。

本研究では、テレコネクションパターンとして、 特定の空間構造が現れる理由を力学的に説明する ことを念頭に置きつつ、まずは簡単な例から始めて、 固有値計算の know -how を積み上げ、可能であれ ば実用的な大気モデルの線型化演算子の固有値・特 異値分解を行い、それぞれのモード 解の関係性を調 べる事を目的とする。

2. 演算子行列の計算 固有値・固有ベクト ル計算に先立ち、無次元化し た全球プリミティブモデルとその線型化モデル(線 型傾圧モデル)をスペクトル法(水平は球面調和関 数展開、鉛直は差分)で作成し、時間変化傾向計算 ルーチンを利用して力学演算子の表現行列を波数 空間で陽に数値的に求めた。また、求まった行列の 固有値・特異値分解にはLAPACKを用いた。

3. 計算結果

作成したプログラムの動作確認として、最初に Polvani et al.(2004)の傾圧不安定実験の設定を 用いた計算を行なった。その結果、線型モデルの時 間発展解と同じ波数7のパターンを、最大成長率を 持つモード 解として得た。また、Tanaka and Kung (1989) で云う 所のチャーニーモード、双極チ ャーニーモードと思われるモード 解を複数得た。次 に基本場として7月の気候値を与えて計算した。PC で行列計算できる程度の T21L10 の解像度の計算 では思わしい結果が得られなかったが、やや解像度 を上げた T31L10 の計算では、シルクロード パター ンに似たものを得た(図)。ただし、それ以外の場 所にも、偏差パターンが現れ、複数のモードが混在 しているかにも見える結果となった。この結果が信 頼おけるものであるかどうかについては更に検討 を重ねる必要がある。



図3番目に小さな特異値を 持つ特異ベクトルの300hPa 付近の平面図 (上)と40N付 近の東西鉛直断面図 (左)。 共に色は渦度擾乱の強さ []/s]で矢印は高谷・中村の 波活動度フラックス [kg/m s[~]2]]。

-256-

「世界初!?温室効果カメラ」

- 赤外線カメラによる温室効果ガス可視化デモンストレーション-

山本哲(気象研究所環境・応用気象研究部)

1 はじめに

温室効果ガスの性質を教育・啓発などの場でわか りやすく、印象深く伝えるため「地球温暖化実験」 などと称する演示が多く行われて成果を上げている が、温室効果で重要な役割を果たす温室効果ガスか らの赤外線射出のデモンストレーション(演示)例 は限られていた(山本、2014)。代表的な温室効果 ガスである二酸化炭素の射出する赤外線を可視化す る赤外線カメラを製作したので、これを用いて演示 が可能となった。

2 手法

地上気圧下で二酸化炭素濃度 400ppm, 温度 30℃ の 100m 厚さの大気の先に 30℃の黒体を置いた場 合の放射輝度スペクトルをライン・バイ・ライン法

(Clough et al. 2005)により厳密計算した(図1)。 二酸化炭素の主要な赤外線吸収帯が波長 4.3µm と 15µm 付近にあるが、地上の温度を考えれば、15µm 帯が温室効果への寄与がはるかに大きく、カメラで の検知もより有利である。一般的な赤外線カメラは

「大気の窓」と呼ばれる波長帯(8~14µm)に感度 があるが、多くのカメラは15µm帯にも十分な感度 を持っている。15µm帯に適合したフィルタを選ぶ ことでほぼ二酸化炭素からの射出のみを捉えること になり、二酸化炭素単独であれば10cm程度の厚み でほぼ黒体とみなすことができる。

製作したカメラの仕様を第1表に示す。

3 結果

第2図に製作したカメラによる二酸化炭素可視化 の様子を示す。二酸化炭素の射出する赤外線を捉え ていることが確かめられた。化石燃料の燃焼過程か らの二酸化炭素放出も可視化できた。

化石燃料燃焼による二酸化炭素の発生、大気中の 二酸化炭素の射出する赤外線が地表面を暖めている という温室効果、この大気中濃度が上昇すると赤外 線量も増大して地表面温度をさらに上昇させるとい う地球温暖化のしくみが一貫して直感的に理解でき るデモンストレーションが初めて可能となった。

温室効果への寄与がより大きい 15µm 帯を可視

化する意味で「温室効果カメラ」と謳ってみた。

謝辞 本研究は JSPS 科研費 JP17K20051 の助成を受けた。LBLRTM による計算については石元裕史博士 の支援を受けた。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

Clough, S. A. *et al.*, 2005: J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 91, 233–244, doi:10.1016/j.jqsrt.2004.05.058. 山本哲, 2014; 2014 年度秋季大会講演予稿集, 307.

第1表 製作したカメラの仕様。

カメラ	ビジョンセンシング社 VIM-384G2 ULC
	寸法・質量(本体)33x33x47mm 75g
センサー	ULIS 社 Pico384 Gen2 マイクロボロメータ
	画素数 384 x 288 ピクセルピッチ 17 μm
	NETD < 60 mK、ADC 分解能 14bit
フィルタ	Northumbria Optical Coatings 社
	型番 SBP-15036-000330
	中心波長 15.036µm、半値幅 1.542µm、
	最大透過率 83%
レンズ	Umicore Infrared Optics 社
	GASIR® Infrared Lens f=3.7mm F/1.3



第1図 地上気圧下で気温 30℃のとき 100m 先に 30℃ の黒体壁を置いた時の放射輝度スペクトル。透過率 はライン・バイ・ライン法 (LBLRTM: Line-By-Line Radiative Transfer Model, Clough et al. 2005) による厳密計算。



第2図 (a)ポリエチレン袋に気体を入れて赤外線カメラで撮影した。白いほど赤外線が強いことを示す。(b)二酸化炭素を入れた場合の赤外線の射出はボリエチレンのみからの射出(c)空気を入れた場合)に比べてはるかに強い。室温に25℃前後、背景は湿したケント紙で室温より5℃前後低くしている。

気象庁全球データ同化における陸域地表面射出率の動的推定法の検討

*入口武史¹、岡本幸三¹、藤井秀幸²、青梨和正¹ (1:気象研究所 2:JAXA)

1. 背景

気象庁では、高度なデータ同化技術により様々な 衛星観測データを全球数値予報システムへ取り込み ながら気象予報を行っている。本研究は、衛星観測 データの利用促進の一環として、陸域の対流圏中層 付近に感度を持つマイクロ波サウンダの輝度温度観 測データ同化の高度化により、数日程度の天気予報 精度の向上を目指す。

現行の気象庁の全球データ同化おける陸域マイク ロ波サウンダの輝度温度第一推定値の計算では、地 表面射出率として Atlas の気候値データ等が使用さ れている。しかし、実際の地表面射出率は、地域や 季節、地表面の状態により変化するために時・空間 的な不均一性が大きく、第一推定値の精度低下につ ながっている。

そこで、本研究では Karbou et al. (2006) [1] で述 べられている Dynamic Emissivity (DE) と呼ばれる手 法の導入を試みた。DE は、観測輝度温度と予報値か ら動的に地表面射出率を算出する方法であり、地表 面射出率を定数として扱う現行の方法よりも現実に 近い第一推定値を得られると期待できる。

2. DE の算出方法

非散乱平行平面大気を仮定すると、地表面射出率 は次式で表される。

$$\varepsilon = \frac{T_{obs} - T_{atm}^{\downarrow}\Gamma - T_{atm}^{\uparrow}}{(T_s - T_{atm}^{\downarrow})\Gamma}$$

ここで、 ε は地表面射出率、 T_{obs} は衛星観測輝度温度、 T_{atm}^{\downarrow} は大気下端の下向き放射輝度温度、 T_{s} は地表面 温度、 T_{atm}^{\uparrow} は大気上端の上向き放射輝度温度、 Γ は大 気の透過率である。本研究では、 T_{atm}^{\downarrow} 、 T_{atm}^{\uparrow} および Γ は気象庁全球モデルの気温や比湿等の大気予測値 を入力として衛星シミュレータから算定した値を使 用した。また、 T_{s} として、地面・下草の温度 (TSG) と キャノピー温度 (TSC) の 2 つの予報値を使用して比 較を行った。

3. DE の事例調査

DE を用いた放射計算結果の一例として、マイクロ 波サウンダ AMSU-A のチャンネル 5 に対する地表面 射出率と、Atlas の地表面射出率の差分を図 1 に示 す。灰色の破線は DE 計算で用いるT_sとして TSG を用 いた場合(TEST1)、黒線は TSC を用い、かつ、それを MODIS 観測との比較で得られた回帰直線で補正した うえで DE 計算を行った場合(TEST2)である。

図1では、どちらの場合も地表面射出率の差分は おおむね-0.1から0.1の間に収まっているが、TEST1 はマイナス側に分布しており、DE 推定値のほうが Atlas に比べて小さい傾向にある。一方、TEST2のピ ークは0付近となっており、TEST1に比べて Atlas との整合性が良い。

図2は、同解析時刻におけるマイクロ波サウンダ AMSU-Aのチャンネル5の輝度温度観測値とRTTOVに よる推定値の差分のヒストグラムである。灰色の破 線は推定値計算にAtlasを用いた場合のヒストグラ ム、黒線はTEST2の手法で推定値を導出した場合の ヒストグラムである。TEST2の手法のほうが観測値 との差の分散が小さくなり、推定値の誤差が減少し ているのがわかる。また、同化に使用されるAMSU-A チャンネル5のデータ数も5%程度増加した。

今後、多数事例でこのような比較を行い、DE 導入 に最適な観測データ品質管理手法を検討する予定で ある。



図1 2018 年 7 月 20 日 00TUC における、マイクロ波サウ ンダ AMSU-A のチャンネル 5 に対する、DE による陸域地 表面射出率と Atlas の地表面射出率の差分。灰色の破線は DE 計算で用いる T_s として地面・下草の温度 (TSG)を用いた 場合 (TEST1)、黒線は T_s としてキャノピー温度 (TSC) を用い、 かつ、それを MODIS 観測との比較で得られた回帰直線で補 正したうえで DE 計算を行った場合 (TEST2)。



図 2 2018 年 7 月 20 日 00TUC における、マイクロ波サウ ンダ AMSU-A のチャンネル 5 に対する輝度温度観測値と RTTOV による推定値の差分(0-B)のヒストグラム。灰色の 破線は Atlas を用いた場合、黒線は TEST2 の手法で推 定した射出率を用いた場合。

参考文献

[1] Karbou, F. et al. 2006, Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. Q. J. R. M. Soc., **132**, 2333-2355. P314

データ同化による地衡風乱流のパラメータ推定

石田 凌雅, 露木 義 (気象大学校)

1 研究背景・目的

木星において、中高緯度で複数の東西ジェット (編状 構造) が、極地方で多数の渦 (渦構造) が確認されてい る。編状構造は、2 次元乱流によりエネルギーの逆カス ケードが起こり、ラインズ効果により東西方向の波数を 0 にするようにエネルギー輸送されることで形成される という説が有力である (Vasavada and Showman,2005 など)。このときの特徴的なスケールを「ラインズス ケール」($L_{\beta} = \sqrt{U/\beta}$) と呼ぶ。また、ロスビーの変形 半径 (L_R) によってエネルギーの逆カスケードが抑制さ れ、渦構造を形成することがある。

今までの研究では、木星の内部構造を仮定した数値 シミュレーションを行い、観測データと比較していた。 一方、数値予報の初期値を推定するデータ同化によっ てモデルパラメータを推定することができる。そこで、 本研究では観測データからデータ同化によって *L_R* や ランダム強制力を推定する可能性について調べる。

2 研究方法

まず、パラメータを推定する方法を検討するため、 Lorenz96 モデル (Lorenz and Emanuel,1998) のパラ メータを推定した。データ同化手法に逐次的アンサン ブル平方根フィルタ (Whitaker and Hamill,2002) を用 い、スムージングなどの工夫によりパラメータを推定 した。散逸係数について、必ず正の値であるという拘 束条件から、リセット法と変数変換法の 2 種類の推定 方法を提案し、各手法で推定した結果、変数変換法の方 が有効であることが分かった。一方、ランダム強制力 について、分散が過小評価され、課題があることが分 かった。

次に、木星のモデルの1つである無次元順圧準地衡 風渦位方程式を考える。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\nabla^2 \psi - \gamma \psi \right) + J(\psi, \nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = F + \nu \nabla^4 \psi$$

 ψ : 流線関数 $J(\psi, \nabla^2 \psi)$: 移流項 $\gamma = 1/L_R^2$
 β : ロスビーパラメータ ν : 動粘性係数
 $F: = 5 \times \mathcal{S} \land$ 強制力

中間発表では観測要素を高度として実験を行い、観測 点数を多くすることで L_R を高精度に推定できること が分かった。それを踏まえて、より現実に近づけるため に、観測要素を風速 (u, v) と変え、同化期間を縞状構造 及び渦構造が明瞭化した期間 $(30 \le t \le 40)$ とし、メン バー数を 20、3 種類の観測点数 $(4 \times 4, 8 \times 8, 16 \times 16)$ で実験を行った。そして、 $L_\beta < L_R$ のときは $L_R = 1$ 、 $L_\beta > L_R$ のときは $L_R = 1/3$ を真値として、10 通りの 乱数系列を用いて L_R を推定した。

3 結果

 $L_{\beta} < L_{R}$ の場合には縞状構造が形成され、 $L_{\beta} > L_{R}$ の場合には渦構造が形成される (図 1)。



図 1: t = 30 における ψ の真値の分布 ($\pm L_{\beta} < L_{R}$ 右: $L_{\beta} > L_{R}$)

これら 2 つのパターンについて、同化期間の後半 (35 \leq t \leq 40) での L_R^{-1} の推定値を用いて L_R^{-1} の平均 値および標準偏差を計算した。このとき、スムージン グによる L_R^{-1} の平均値および標準偏差の変化を図 2 に 示す。いずれの観測点数でも L_R^{-1} の平均値は真値に近 い値となることが分かった。また、観測点数が少ない とき、スムージングによって推定精度が向上される一 方、観測点数が多いときには逆効果となり、スムージン グを施す必要がないことが分かった。



図 2: ロスビーの変形半径の逆数 L_R^{-1} の推定結果。ただし、観測点数について、上が 8 × 8、下が 16 × 16 となっている。また、横軸はスムージング係数 $s \in [0,1)$ であり、s = 0 はスムージングを行っていないことを表す。実線が平均値、エラーバーが標準偏差、点線が L_R^{-1} の真値を表す。

4 まとめと今後の課題

-259

本研究によって、スムージングによって少ない観測 点数でも、表面風データから *L_R* を推定できることが分 かった。今後の課題として、Lorenz96 モデルについて ランダム強制力の推定方法を再度検討する必要がある。 4次元変分法-逆解析における解析誤差共分散の高精度推定 *_{丹羽洋介}^{1,2},藤井陽介^{2,3}

1:国立環境研究所, 2:気象庁気象研究所, 3:統計数理研究所

1. はじめに

大気微量成分の逆解析において、4次元変分法は最 適な地表面フラックスを高解像度で得ることができる 有力な手法である。4次元変分法は最尤法にもとづき、 フォワード計算とアジョイントモデルによるバックワ ード計算を繰り返しながら、初期推定値や観測データ と最も整合性の取れた解(解析値)を得るが、その誤差 の分散共分散行列を十分な精度で得ることは容易では ない。

この分散共分散行列は、観測データのインパクト評価や解析値の解釈に有用である。特に長寿命気体の逆 解析では、長期の解析ウィンドウが必要である一方、観測データが疎であるために、解析値の間に擬似的な相関が全球に渡って存在する場合が多いが、分散共分散 行列の非対角成分(解析誤差共分散)を見ることで、この擬似的な相関を同定することができる。本研究では、 従来の手法よりも高精度に解析誤差共分散を推定する アルゴリズムを開発した。

2. 手法

想定する逆解析の解析対象は長寿命気体(二酸化炭 素やメタンなど)とする。この場合、ターゲットの気体 はパッシブトレーサーとして扱うため、モデルは線形 である。本研究では、先行研究[1]で用いられたアンサ ンブルと Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS)法を 組み合わせた手法をベースとする。

BFGS 法は以下の式により

$$\mathbf{H}_{i} = (\mathbf{I} - \rho_{i} \mathbf{p}_{i} \mathbf{y}_{i}^{\mathrm{T}}) \mathbf{H}_{i-1} (\mathbf{I} - \rho_{i} \mathbf{y}_{i} \mathbf{p}_{i}^{\mathrm{T}}) + \rho_{i} \mathbf{p}_{i} \mathbf{p}_{i}^{\mathrm{T}}$$

(*i* = 1,2,...*N*) (1)

ヘッセ行列の逆行列 H を近似する。この H はモデルが 線形である場合、解析誤差の分散共分散行列を与える ため、上記の計算を行うことで、解析誤差の分散共分散 行列の推定を行うことができる。ここで、 $\mathbf{p}_i = \mathbf{x}_i - \mathbf{x}_{i-1}, \mathbf{y}_i = \mathbf{g}_i - \mathbf{g}_{i-1}, \rho_i = 1/(\mathbf{p}_i^T \mathbf{y}_i)$ で、 $\mathbf{x}_i, \mathbf{g}_i$ はそれぞ れ制御変数ベクトル、評価関数の勾配を表し、*i* は探索 回数を示す。式(1)で H の近似精度は探索回数が多いほ ど ($\mathbf{y} \ge \mathbf{p}$ のペアが多いほど)、一般に高まる。先行研 究[1]はアンサンブル計算を行うことで、この $\mathbf{y} \ge \mathbf{p}$ の ペア数を増やし、推定精度を高めた。本研究ではさらに、 異なる $y \ge p$ のペアが互いに共役 ($p_i y_j = 0$ for all $i \ne j$) となるよう、モデルの線型性を活かして、最小値探 索のラインサーチを厳格化し、また、固有値分解を用い て $y \ge p$ に修正を施した。

3. 結果

図1に本アルゴリズムを逆解析システム NICAM-TM 4D-Var[2]に適用して得られた結果を示す。本研究に より先行研究よりも誤差相関の推定値が向上したこと がわかる。さらに、本アルゴリズムは先行研究よりも推 定の収束が速く、計算コストの上でも優れていた。



図1 解析誤差共分散から得られた東アジアのフラ ックスに対する誤差相関の分布。(a)解析解、(b)本研究 による推定、(c)先行研究[1]の手法を用いた推定を示す。

参考文献

- [1] Bousserez, N., et al., 2015, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 1906–1921.
- [2] Niwa, Y., et al., 2017, Geosci. Model Dev., 10, 2201– 2219.

P316 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(2)
 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

気象庁は産業分野への気象データの利活用に取り組 んでいる。気象予報データの農作物の葉面濡れへの活 用は、気候リスク回避のための病害管理においても農 業上期待される。例えば、ヤマセ・梅雨が遅延すると いった将来予測[1]などもあり、引き続き病害発生リス クには注意が必要と言える。イネいもち病は、葉面の 長時間の湿潤が感染に必要な条件となる。葉いもち病 発生予察法(BLASTAM)[2]は、降水以外の濡れ(結露) を推定できないため、湿度法[3]や陸面過程モデルを用 いた結露対応版の濡れ予報が必要である[4]。2018 秋季 大会[5]では、全球解析値を用いた濡れスコア、アンサ ンブル予報事例(ヤマセ濡れ)を示した。今回は、相 対湿度の予測可能性と陸面過程モデル2LM(Two Layer Model)[6]による濡れ確率予報の有用性について報告 する。

2. 使用データ

気象庁週間アンサンブル予報(27 メンバー)を初期 値・境界値とし、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の力学的ダウンスケー リングを行った。対象期間は2015年6-8月の92初期 値とした。NHM 陸面過程は湿度の再現性が良好だった SLABモデルを設定した。宮城県内の試験圃場(古川、 川渡、鹿島台、名取)において、気象データと葉面濡 れセンサーによりイネの葉面濡れとを観測した。

3. 相対湿度の予測可能性(東北地方の地上観測17地点)

ブライアスキルスコア(正で気候値予測より有意)の 確率には濡れの目安として相対湿度 89%以上[3]とな るメンバーの確率を用いた。なお、27 メンバーそれぞ れに対して線形重回帰により湿度予報値のバイアス補 正を行った。降水日は4日先程度、非降水日は1週間 先にかけて、確率予報が有効だった(図1(c),(d))。

4. 濡れ確率予報(水田4地点)

湿度法(名取で学習したしきい値:相対湿度 89%以 上)は、名取では陸面過程モデル(2LM)と同程度の濡 れ再現性が得られたが、ほかの3地点では dry bias な 濡れ推定となった。陸面過程モデル(2LM)を用いるこ とで、地理的な汎用性と濡れ継続時間において、決定 論的予報に対して確率・信頼度情報を付加した、精度 の良い濡れ確率予報ができた(図2:晴天時の朝露事例)。

-261

5. 課題と展望

予報誤差に対してスプレッドが不足しているため、 そのスプレッドの改善が必要である(図1(b))。また、 NHM 陸面過程にはキャノピーを含むより精緻な MJ-SiB とした開発、作物濡れ情報には SiB のキャノピー内水 分の利用が考えられる。

(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] 越水, 1988, 東北農業試験場研究報告.
- [3] 菅野ほか、2018、日本地理学会発表要旨集.
- [4] 大久保ほか、2015、天気、
- [5] 池田ほか, 2018, 気象学会 2018 年秋大会.
- [6] Yamazaki et al., 2004, J. Hydrometeor.



図1 東北地方17地点のブライアスキルスコア(BSS)とスプレッド (a) 92 初期値(c) 降水日に対するBSS(d) 非降水日に対するBSS 箱ひげ値:下から、地点スコアの最小値・第1四分位・中央値・第3四 分位・最大値折線:地点スコアの平均値を示す

(b) Spread-Skillの関係(92初期値) 折線上から、RMSE(CTRL)、
 RMSE(アンサンブル平均)、R:Spread-Skillの関係、スプレッドを示す
 R:Spread-Skillの関係の最適値は1.0



図2 古川2LM 濡れ確率予報の時系列(2015年8月1日15UTC 初期値) FT=33;8月3日00UTC 予報 点付き折れ線:2LM 濡れ確率[%] 上方の点:濡れセンサー検出あり 下方の点:決定論的予報(濡れ)

JRA-55 と GPS による可降水量の比較 - 両者の地形の差異を考慮して-

フローレス慈英¹, *松山 洋¹, 宮岡健吾²

(1首都大学東京 都市環境学部 2気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)

1. はじめに

気象庁55年長期再解析(JRA-55)[1]の可降水量の全球 の再解析値は、他再解析値と比較して最も小さく[2]、 それは対流圏中層の乾燥バイアスが影響していると述 べられている。これに際し、JRA-55可降水量とその格 子点に対応するGPS可降水量との比較が行われたが[3]、 その発表ではJRA-55 で利用している数値予報モデル (以下、モデル)の地形が考慮されていなかった。

そこで、本研究ではモデルの地形を実際の地形に補 正し、再度2つの可降水量の比較を行った。

2. 研究手法

JRA-55可降水量については、日本の陸上にかかる格 子点(26地点)のデータ(1日4回:00,06,12,18UTC)を利用 した。GPS可降水量データは前述のJRA-55格子点に最 も近接する地点のデータについて、西村ほか[4]になら って対応する時刻から前30分の値を平均してその時刻 の値とした。なお、GPS可降水量データは国土地理院の 電子基準点等観測データを用い、カリフォルニア工科 大学によるソフトウェアGIPSY-OASIS IIを使用して算 出された、気象庁のGPS可降水量データを使用した。

モデルの標高はJRA-55のジオポテンシャルを重力加 速度9.81m/s²で割った値を用いた。実際の標高は各電子 基準点のアンテナ標高を使用した。

モデルの標高と実際の標高間の可降水量を考慮する 際には標高から気圧を算出し(海面0mを1013.25hPa、 1500mを850hPaとした)、JRA-55の各格子点における等 圧面ごとの比湿から可降水量を算出した。

解析期間は2010年7月~2012年12月で各月・各地点の 6時間毎の可降水量に対してGPS可降水量がJRA可降水 量より大きい割合(過小評価率)について考えた。

3. 結果と考察

モデルの観測点の標高が実際の観測点の標高を上回 る地点は22地点あり、その逆は4地点であった。補正 前においてモデルの標高が高ければ過小評価率は大き い(図1)。モデルの標高を実際の標高に補正した場合 でも期間を通して約65%以上の過小評価率であった (図 2)。そのため、[3]にあるように JRA-55 の対流圏 中層の乾燥バイアスが過小評価の可能性の 1 つである ことは JRA-55 可降水量を実際の地形に補正した値で 評価しても変わりない。また冬期には過小評価率は上 昇し、夏期に減少しており、元々モデルの標高が実際の 標高を下回っていた地点の方が過小評価率は大きい。 これについては、それぞれで地点数が異なることや両 地形の標高差による影響が考えられる。

謝辞

GPS 可降水量の解析に際しては、気象庁観測部観測 課観測システム運用室の吉井博之様(当時)のお世話に なりました。また、利用したJRA-55の可降水量データ は気象庁55年長期再解析プロジェクトによって提供さ れたものです。ここに記して感謝いたします。



参考文献

- [1] Kobayashi et al. 2015. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [2] 原田ほか 2014. 天気, 61, 269-275.
- [3] 及川ほか 2017. 日本気象学会 2017 年度春季大会 講演予稿集 111, 336.
- [4] 西村ほか 2003. 天気, 50, 909-917.

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(その2)

*折笠成宏¹·斎藤篤思²·山下克也³·田尻拓也¹·財前祐二¹·Tzu-Hsien Kuo¹·Wei-Chen Kuo¹·村上正隆^{4,1} ¹気象研究所,²気象庁,³防災科学技術研究所,⁴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(CCN)計と氷晶核(IN)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、数濃度の季節変化(折笠 2017 春)、CCN 能・IN 能からみた変動(折笠 2018 秋)等が報告された。 今回は前回に続き、起源となる気塊から分類した CCN 能・IN 能の季節変化をより詳細に解析した結果を主に 報告する。

2. 観測データと解析

観測方法は過去報告と同様であるため省略する。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。CCN計では5段階設定の水 過飽和度 SSw 毎の CCN 数濃度、IN計では設定温度(さ らに 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。

エアロゾルの物理化学特性を特徴化するため、 HYSPLIT モデルによる後方流跡線解析を用いて、72時 間前の気塊の起源となる領域で、2 つの大陸性(大陸遠 方、中国東部)と海洋性と日本周辺の計4つに分類した。 また季節として月単位で、春(3,4,5月)・夏(6,7,8月)・秋 (9,10,11月)・冬(12,1,2月)に分類した。

3. 解析結果

CCN 計データの SSw=0.5%時から解析された季節平 均の κ 及び活性化率を図 1 に示す。概して、 κ は海上 や中国東部が大きく、大陸遠方は小さくなった。CCN としての活性化率は中国東部で大きく、海上は小さく なった。この結果は SSw=0.1%の低過飽和でも類似した 傾向を示した。

CCN の活性化スペクトルを季節平均として示したの が図2である。CCN 数濃度は冬季に大きく夏季に少な い他、曲線の傾きに対応する係数 k を比較すると大き い差ではないが、秋季や夏季の方が過飽和度変化に対 して数濃度がより敏感に変化することが分かる。

IN 計データの活性化温度-25℃から解析された季節 平均の INAS 及び活性化率を図3に示す。季節平均と しては概して、INAS は中国東部や大陸遠方で他領域よ りやや小さく海上ではやや大きい傾向、IN 活性化率は 海上で小さい傾向が見られた。他の活性化温度と比べ て共通的な特徴を見出すのは困難であった。

今後の課題として、日変化や新粒子生成イベントとの関連性、IN 能・CCN 能のエアロゾル粒径依存性に着目した調査についても述べる予定である。

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2 CCN 数濃度の活性化スペクトルの季節変化。凡例の右は、全体及び季節毎に曲線近似した式を示す。





地上湿雪降雪とZeプロファイルとの比較

*¹中井専人・¹本吉弘岐・¹山下克也・¹石坂雅昭 (1:防災科研雪氷)

1. はじめに

レーダー観測に基づく固体降水の定量的降水推 定(quantitative precipitation estimation: QPE)のため には、極めて多様な固体降水粒子の種類ごとに、 レーダー反射強度因子(equivalent radar reflectivity factor, Ze in mm³m⁻⁶)と降水強度(R in mm hour⁻¹) との関係式(Ze=BR^{β})が必要となる。筆者らは、 Ze、R、光学式ディスドロメーター(OD)の同時 観測からBを解析している。 β はRasmussen et al. (2003)を参考に1.67に固定している。

地上で湿雪の粒子特性を観測してレーダーの Zeと比較する場合、大型の走査型レーダーでは レーダー近傍でクラッター混入などのため解析で きないことがある。そこで、鉛直固定型のMicro Rain Radar (MRR-2, K-band, 以後MRR)(Löffermang et al., 1999)を使用し、地上気温別に大気最 下層のZeがどのように変化するか調査した。

2. 研究方法

Zeは防災科学技術研究所雪氷防災研究セン ター(新潟県長岡市,以後SIRC)露場設置のMRRを 用いて50m分解能で観測した。降水強度R(mm hour⁻¹)の観測にはSIRCの降雪粒子観測施設(以後 FSO)内の田村式降雪強度計SR-2A(Tamura 1993) 及び降水相互比較基準二重柵 (DFIR, WMO SPICE Webサイトを参照)内に設置した重量式降水量計 Geonor T-200B (Bakkehøi et al., 1985; Duchon, 2008) (1500 mm仕様)を使用した。降雪粒子種別 観測のODにはFSO内設置のPARSIVEL (Battaglia et al. 2010)を使用した。以上の観測値を10分毎の データとして整理して解析した。降雪粒子の特性 としては10分毎のCMF(Ishizaka et al. 2013)を求め た。解析は2015/2016冬季及び2017/2018冬季の大 雪時前後から気温0℃付近を中心として抽出した 2880組の10分データを対象とした。



第1図 MRRによるZe(dBZ)プロファイル(縦軸は地 上設置アンテナからの高さ)と露場気温(℃)及び降水 強度(mm hour⁻¹)の時系列の例。

3. 結果

気温が>4℃から低下したとき、高度が下がる とともにZeが急増する高度は気温の変化と良く 対応し、地上気温から湿潤断熱を仮定して得られ るものに近かった(第1図)。湿潤断熱減率、また 降水強度が150m以下で変化しないと仮定し、Ze とRの関係を作図した(第2図)。その結果、MRR 観測高度で気温が0℃以上になるとBが大きくな り始め、1℃以上ではさらに大きくなった(第3 図)。今回の解析は単純なレーリー散乱仮定であ る点K-bandでは検討が必要である。また事例には L、Tモード、渦状、前線など様々のものを含む。 今後は降水系毎の差異をOD観測やMRRのドップ ラー速度スペクトルも参照して解析していきたい。 謝辞 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『多様 化する雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測技術の融 合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッ ション(PMM、第8回研究公募課題)によります。





第2図 MRRによる地上高150mの前10分(1/1.67)乗平均Ze(□)、10分毎 のCMF粒径(○)、CMF落下速度(◆)と10分平均降水強度R(mm hour¹)と の散布図。実線は、破線囲み内のデータから求めたZe=BR^{1.67}の近似曲 線。(左)地上気温-2.0℃から-1.0℃、(中)0.0℃から1.0℃、及び(右)1.0℃か ら2.0℃。右図の点数が少ないのは、解析を地上気温0℃付近の期間に限っ たことによる。

第3図 Ze=BR^{1.67}の係数Bの、気温1 ℃ごとの変化。横軸は地上気温に基づ く150m高度の推定気温で、2℃以上 はデータ数が少ないため信頼度が低 い。

GPM/DPR を用いた 海洋上温帯低気圧に伴う強い降雪帯の解析

*秋山静佳, 重尚一, 山本宗尚(京大院理), 井口俊夫(NICT), Micael P. Bauer (コロンビア大学)

1. はじめに

GPM 主衛星搭載の二周波降水レーダ(DPR)の二周波 の同時観測によって,降水の粒径の情報が得られるよ うになった.これを利用して,大きな固体粒子が含ま れることを表した強い固体降水(HIP)の判定が導入され た[1].2018 年度秋季気象学会では,HIP が海洋上の温 帯低気圧に伴って 120km にわたって線状に分布する様 子が新たに見られたことを報告し,この HIP バンドで は雪片の強い凝集が起こっていることを示唆した.こ こでは,この HIP バンドの力学的成因を調べた結果を 報告する.また,海洋上の低気圧に関しては,それに 伴う降水の3 次元的な観測データがこれまで少なかっ たが,DPR の登場で南北緯度 65°まで網羅的に観測で きるようになり,海洋上の低気圧性降水の構造を統計 的に解析できる.今回は事例解析に加え,HIP バンド の統計的な特徴について報告する.

2. 事例解析

2015年3月に見られた北西大西洋上温帯低気圧の温 暖前線に伴った HIP バンドの発生要因について,再解 析データ ERA5 を用いて解析した. HIP バンドが見ら れた断面上の水平 2 次元の前線形成関数(F2D)と飽和相 当渦位(EPV*)を図 1 に示す. HIP バンドの降水頂付近 では強い前線形成が分布した.また,降水頂付近では 負の EPV*が分布しており,そこでは条件付き不安定で はないため条件付き対称不安定(CSI)であることを表し ている.前線形成の暖気側に CSI が分布すると,斜向 対流が起こるため[2],これにより HIP バンドが形成さ れたと考えられる.この特徴はアメリカ北東部に発生 した低気圧に伴う強い降雪帯と類似しており[3],この 事例の HIP バンドは先行研究と同様の強い降雪帯であ ることが示唆された.

3. 統計解析

事例で見られた HIP バンドと同様の形状をしたもの を統計解析した.低気圧中心に位置データは MAP of Climatology of Mid-latitude Storminess を用いた.海洋上 で低気圧に伴って抽出された HIP バンドの,低気圧中心 に相対的な位置を図 2 に表す.アメリカ北東部の先行研 究では、冬季の強い降水帯は低気圧の北西象限でよく見られた[4]のに対し、海洋上のHIPバンドは低気圧の北東象限(南半球では南東象限)で、低気圧中心に向から走向で分布した。海洋上低気圧に伴った強い降水帯の発生メカニズムは、事例解析のようにメソスケールには大陸上のものと類似しているが、一方でその構造が低気圧に伴って現れる領域は、大陸上のものと異なることが示唆された。



図 1. (a) 二次元前線形成関数 F_{2D} (色), 負の飽和相当 渦位 EPV*(輪郭と斜線), 飽和相当温位(薄線)の鉛直断 面図と, 断面上の HIP バンドの降水頂(赤+). (b) 対流 性降水の判定と HIP 判定の位置.



図 2. 海洋上の温帯低気圧に伴う HIP バンドの位置・ 軸の長さ・向き.(0,0)が低気圧中心. 南半球の事例は 南北反転.

参考文献

- [1] Iguchi et al., 2018, J. Atmos. Oceanic Technol. 35, 491-502.
- [2] Schultz and Schumacher, 1999, Mon. Wea. Rev., 127, 2709-2732.
- [3] Nicosia and Grumm, 1999, *Wea. Forecasting*, **14**, 346-368.
- [4] Novak et al., 2004, Wea. Forecasting, 19, 993-1010.

*岩崎博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに

落雷に伴うピーク電流値やエネルギーは、落雷 の基本特性の1つである. それらは10³-10⁴の広い ダイナミックレンジを持つが(例えば, Berger et al. 1975), どの様な要因がそれらの値に影響し ているのか明らかではない. 一方, Iwasaki (2012) は、領域毎に求めた年間落雷数と高エネルギー落 雷の占める割合に、強い負の相関があることを指 摘した. しかし、個々の積乱雲群についても、こ の相関関係が成り立つのかは確認されていない. ここでは、メソ擾乱に伴う落雷密度と落雷エネル ギーの関係に見られる全球規模の特徴を報告する.

2. データ

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であり, 検出率は15-30%である. 2009年4 月~2017年12月に全球で検出された約9億個の落雷 (stroke)を解析対象とした.

<u>3. 解析方法</u>

 落雷密度 個々のstrokeについて,落雷 地点から半径10kmの範囲を1つの単位とし,その範 囲で±5分間に検出されたstrokeの個数を求め,落 雷密度(strokes/unit/10min)と定義した.

 2) 落雷エネルギー WWLLNの観測データから 算出された落雷エネルギーの値を利用しているが、 Iwasaki (2012)を参考に品質管理を行っている。

4. 全球規模の特徴

落雷密度と落雷エネルギーの関係を第1a図に示 す.落雷エネルギーは、それぞれの落雷密度にお ける平均値が示されている.図から明らかな様に、 落雷密度が低いときには、落雷エネルギーの平均 値は高く、落雷密度が増加するにつれて、落雷エ ネルギーが減少する.しかし、落雷密度が900を越 えると落雷エネルギーが増加に転じる(Cat6).一 方、最大落雷エネルギーは落雷密度が900を越えて も減少傾向が続く(第1b図).

これらから、個々のメソ擾乱に伴う落雷につい ても、Iwasaki (2012)が指摘したように、落雷密 度と落雷エネルギーには負の相関があると言える。 1回の落雷(1本の稲妻)に伴い、雲内には広域にわ たり、複数の放電路が形成され、雲内の電荷が中 和される.そのため、落雷密度が高くなれば、そ の分、積乱雲に蓄積された電荷も減少するため、 落雷エネルギーの平均値は低下すると考えられる。 換言すれば、数多くの落雷により、積乱雲内に蓄 積された電荷が共有されている可能性がある。

しかし、Cat6の極端に落雷密度が高いメソ擾乱 では、逆に、落雷エネルギーの平均値は増加して いるので、エネルギーを増加させる別のプロセス が存在する筈である. そのプロセスを考えるため に、Cat6に対応する個々の積乱雲群に注目する.

5. 落雷密度が高い積乱雲群の特徴

最大落雷密度(1962 strokes/unit/10min)を記録 した積乱雲群に注目する(メキシコ湾.2014年12月 4日20-27LST). GSMaPで得られた降水強度分布を見 ると,強い降水強度領域と高落雷密度域はよく一 致する(図略).しかし,30000 Jを越えるエネルギ ーを持つ落雷は,強い降水強度領域と高落雷密度 域から離れた場所で発生している.これは,第1b 図の結果と整合的である(図略).

この積乱雲群における最大落雷密度と弱い落雷 (<300J)の個数の時間変化を第2図に示す. 落雷密 度が高い期間は, 1000J以上の落雷の占める割合が 増えるが(図略),弱い落雷の個数が減少している ことが分かる. この特徴と上記の強い落雷が高落 雷密度域から離れた場所で発生する特徴は,他の 事例でも共通している.

落雷密度が高い期間に、300J以下の弱い落雷が 発生し難くなる原因は定かではない.しかし、こ の弱い落雷の減少は、この期間の落雷エネルギー の平均値の増加に寄与する.第1a図に示した Cat6 において、平均落雷エネルギーが増加する原因の1 つと言える.



第1図: 落雷密度と平均落雷エネルギー(a)と最大
 落雷エネルギー(b)の関係. 図では, 落雷密度>900
 を Category 6としている.



図2:最大落雷密度を記録した積乱雲群に伴う最大 落雷密度と弱い落雷数の時系列。

ソーラーブラインド領域の深紫外レーザーを用いた 水蒸気ラマンライダーの開発 *矢吹正教、津田敏隆(京大生存研) 塚本誠、竹内栄治、長谷川壽一(英弘精機)

1. はじめに

局所的な豪雨などの大気現象の理解のためには、高 い時空間分解能での水蒸気の定量計測が重要となる。 本研究グループでは、大気境界層内の水蒸気の昼夜連 続計測を指向し、ソーラーブラインド領域となる深紫 外波長のレーザーを用いたラマンライダーの研究を進 めている。その評価実験の一環として、屋外のアスフ ァルト上に置かれた小型コンテナ内にライダーシステ ムを構築し、2017年11月より1年間の連続計測を実施 した。発表では、開発したライダーシステムの概要と、 ラジオゾンデとの比較検証実験等によるライダー観測 性能の特徴について報告する。

2. 水蒸気ラマンライダー

ライダーの光源にNd:YAG レーザーの第4高調波であ る波長 266 nm を用いると、水蒸気計測に必要となる振 動ラマン散乱光は、地表に到達する太陽放射が少ない 波長 300 nm 以下に現れる。そのため、日中でも SN 比 の高いラマン散乱信号が得られる。一方で、深紫外領 域では、対流圏オゾンによる光吸収の影響が無視でき ないため、窒素分子と酸素分子の振動ラマン散乱計測 からオゾン補正に関する情報を得る必要がある。

構築したライダーは、波長 266 nm のレーザー、口径 200 nm の望遠鏡、水蒸気・雲計測のためのラマン・ミ ー散乱信号を取得する分光検出部、アナログ測定と光 子計数を行うデータ処理部で構成される。距離分解能 は高度範囲ごとに 30~150 m で設定され、時間分解能 を 15 分としたときの可測高度範囲は 150~1500 m 以上 となる。ライダーは京大生存研・信楽 MU 観測所(34.9°N, 136.1°E、標高 385 m)の敷地内に設置し、2017 年 11 月より連続計測を開始した。また、長期運用に対する ライダー観測性能の評価のため、定期的にラジオゾン デとの比較観測を実施した。

観測結果の概要

観測例として、2018年8月10~19日にラマンライダ 一観測から得られた水蒸気混合比の鉛直分布と、自動 気象観測装置で計測した地上の水蒸気混合比および気 温の時間変化を図1に示す。8月10~14日の日中は、 日射が強く地上気温が約33度まで上昇するような状況 であったが、そのような外部環境によらずに水蒸気混 合比が高度1500mまで定量的に導出できることが分か る。ライダーから計測された地上付近の水蒸気混合比 は、地上観測による計測値と、その時間変動に良い相 関がみられた。また、8月16日には前線通過により、 大気境界層内の水蒸気混合比が急激に変化する様子が 捉えられた。今後は、通年でのライダー連続観測の結 果から、様々な時間スケールに対する信楽上空の水蒸 気変動特性について調べる予定である。



図1 (a) ラマンライダーで計測した水蒸気混合比の 鉛直分布、および (b) 地上における水蒸気混合比およ び気温の時間変化 (2018 年 8 月 10~19 日、信楽 MU 観測所)。8 月 15~16 日に断続的な降水があった。

謝辞:本発表の一部は、JSPS 科研費(15H03724)の助 成を受けた。 平成29年7月九州北部豪の雨再現計算に対する領域依存性

*仲吉信人 (東京理科大学理工学部土木工学科)
 長嵜真(東京理科大学理工学部土木工学科)
 金子凌 (東京理科大学理工学研究科土木工学専攻)

1. 研究の背景・目的

平成29年7月九州北部豪雨では線状降水帯の形成に より,福岡県朝倉市などでは,観測史上1位を更新す る大雨となった.記録的な豪雨により,複数の河川氾濫 や土砂災害が誘発され,多くの犠牲者に繋がった.

本研究では本豪雨のメカニズム、トリガーとなる気 象擾乱を明らかにすることを目的に、親ネスト領域、海 水面温度(SST)、初期・境界値プロダクトを変えた 30 メンバーのメソアンサンブル気象計算を行い、実況雨 量と各メンバーの解析雨量の比較、および雨量再現性 の良否が何に起因しているか解析を行った.

2. 計算設定と評価手法

領域気象モデル WRF を用い,第1領域(図-1),海 面水温(ひまわり8号SST, MODISSST,およびNCEP Final Analysis: FNLSST),初期値・境界値(FNLおよび 気象庁客観解析データMSM)を変えた30メンバーの アンサンブル計算を行った.図-1中の矩形左上に記す 数字が領域設定に関するケースidである.第2,第3領 域は全てのケースで共通でありそれぞれ5km,1kmで ある.

3. 結果と考察

第一領域の違いによる朝倉近傍の降水再現性の違い を図2に示す.全てのケースにおいて、初期・境界値に FNLを、SSTにはひまわり8号プロダクトを与えてい る.実況と最も近いのは第一領域のサイズが2番目に 小さいケース (Number2)であり、領域サイズが大きく なると再現精度が低下する傾向が確認される.再現精 度が高い Number1, Number2 では、九州を覆う高水蒸 気帯が境界条件となるように領域が設定されており

(図-1),水蒸気・熱の側方境界値を適切に設定するこ とが本豪雨の再現に重要であることが示された.本豪 雨において,計算領域の影響を議論する既往研究は存 在せず,また計算領域の設定は研究者の経験値による ところが大きく明文化されていない.本結果は,系統的 な領域設定法を検討する必要性を示唆している.



図ー1 計算領域および7月4日9時の鉛直積算 水蒸気量



領域,初期・境界値の違いによらず,ひまわり SST を 与えたケースで雨が強く解像された(図略).ひまわり SST では NCEP よりも東シナ海の SST が 4℃近く高く (図略),東シナ海から九州北部への水蒸気輸送の強化 が雨の強化に繋がったと考えられる.

謝辞

科学研究費補助金(課題番号:18K13840,および17H01292)の 支援を受け実施された.ここに謝意を表す. *河野恭佑・財賀祐也・小田僚子(千葉工業大学)・稲垣厚至(東京工業大学)

<u>1. はじめに</u>

都市の暑熱化が指摘される中,熱環境場を空間 的に把握する手法の一つとして気象移動観測が挙 げられる.その中で熱電対を用いた気温観測が行 われている.一般的には,測定誤差を小さくする ために放射を遮蔽し通風による熱伝達率を上げる ことが望ましいとされるが,移動観測の場合は応 答性を向上させるため測定部に極細の素線を採用 し,移動により通風が期待されるとともに測定感 部(接点部)が小さいほど放射による温度上昇誤 差は小さいとの観点から測定感部を大気中に曝露 して設置していることが多い.本研究では移動観 測時における熱電対の設置方法の最適案および素 線径の違いによる気温差について検討した.

2. 観測および解析概要

2018年5月25日、6月1日の11時~14時に、 本学キャンパス内にて図-1に示す設置方法でE型 熱電対 (素線:OMEGA、補償導線:二宮電線工業) の検定を実施した.奇数番に φ 0.02mm、偶数番に φ 0.05mmを設置し、解析では風上に対して①~③ を「側面水平」、④~⑥を「側面鉛直」、⑦・⑧を 「正面水平」、⑨・⑩を「正面鉛直」として比較を 行った.基準値として通風筒 (PVC-04/プリード) 内でも約3ms⁻¹での強制通風下で気温 (Tref)を測 定した. 検定は1回あたり100mで概ね1ms⁻¹で 走行した.現地観測では概ね晴天日を対象とする ことから解析には1回の検定での日射量が平均 600Wm⁻¹以上のデータを用いた.

3. 熱電対の曝露時における設置方法の検討

最適な設置方向を検討するため、 T_{ref} と曝露した 熱電対 ($T_{0.02mm} \cdot T_{0.05mm}$)の気温差を実風速(U) を平均風速(\overline{U})で除した無次元風速ごとに分類し た結果を図-2 に示す、「正面鉛直」がすべての設 置方法の中で気温差(RMSE $\Rightarrow 0.4^{\circ}$ C)が最小とな った、しかしながら、RMSEによる評価では向き や素線径による顕著な相違は見られなかった(図 なし).すべての設置方法・素線径において図-2の ように気温差のバラつきは無次元風速が約1.5以 下で大きい傾向にあり、曝露する場合もある一定 以上の自然通風が必要であるといえる.

<u>4. 素線径 φ0.02mm と φ0.05mm の気温比較</u>

熱電対の設置方法について3.を踏まえ「正面 鉛直」を最適とし、素線径の違いについて



図-1 熱電対の設置概要(上図:概略図, 下図:風上から見た熱電対)



図-2 Trefと「正面鉛直」時(⑨・⑪)における 熱電対との気温差と無次元風速の関係



の気温差と無次元風速の関係

φ0.02mm と φ0.05mm の気温差を評価した(図-3).
 素線径による違いは RMSE で約 0.2℃となり,
 φ0.02mm の方が平均して 0.1℃低かったが,器差
 (RMSE=0.1℃)を踏まえると概ね相違ない結果となった.

<u>5. まとめ</u>

移動観測時における熱電対の曝露時の設置方法 及び素線径の違いについて検討した結果,最適な 設置方法は「正面鉛直」となり, φ0.02mmの気温 は φ0.05mm に比べ僅かに低い傾向にあったが,設 置方法・素線径の違いによる顕著な相違は見られ なかった.実際の移動観測では素線径が細いほど 振動による断線が多くなり,接点部の溶接にも技 術を要するため,観測精度を正しく評価した上で 目的に適応する素線径を選択することが望ましい.

謝辞

本研究は JSPS 科研費(17H01292)の助成を受けました.

*重田 祥範・辻 あゆみ(公立鳥取環境大学環境学部)

1. はじめに

多くの都市でヒートアイランド現象が社会問題化して いる.特に夏季におけるヒートアイランド現象は都市域 に劣悪な熱環境を生み出し,熱中症や睡眠障害を増加 させている. そして, 人はこの気温差にストレスを感じる こともある.また、猛暑期には一日を通して高温な状態 が継続するため、人体への熱負荷の影響が懸念される. このような熱ストレスを表現するためによく用いられるの が、温熱指標(体感温度)である、この体感温度を評価 するには,湿度や日射量,風速など気温以外の気象要 素が重要であるが,過去の研究では便宜的に気温の測 定結果のみで議論したものが多い.また、体感温度は 長時間における暴露状態の把握を必要とし、これまで の都市気候観測の主流となっていた移動型観測から議 論することは不可能である、そのような中、熱帯夜日数 などの気象用語は睡眠障害など生活環境へ密接に関 連した言葉であり、都市気候を評価する指標としても大 変重要であると思われる.しかし,過去の都市気候研究 ではヒートアイランド強度など現象の定量的な評価はお こなわれているが, 温熱環境の季節変動と形成要因を 関連づけた研究例はあまりみられない.

そこで、本研究では佐賀平野を対象として長期的に 様々な気象要素の測定をおこない、気温から集計した 気象統計項目を用いて温熱環境の季節変動とその形 成要因について明らかにした.また、最新の環境省の 調査で 30℃以上の時間数がヒートアイランド現象の新 しい指標とされていることや、生活環境の面からも高温 (もしくは低温)にさらされている時間は大変重要である と考え、継続時間数も算出した.

2. 研究概要

観測対象地域の佐賀平野は, 佐賀県南部から東部 にかけて広がる平野である. 佐賀平野は, 朝夕の風が 弱く, 安定層が形成されやすいため, アジア最大級のス カイスポーツイベント(佐賀インターナショナルバルーン フェスタ)が毎年秋に開催されている. 北は脊振山(標 高 1055m)に接しており, 南には広大な有明海が広が っている. 総面積は約 700 kmと大変広く, 高低差はほと んどない. 平野の東部には一級河川の筑後川が流れて おり, 有明海へとつながっている. 人口は, 小城市・佐 賀市・神埼市の3都市合わせて約 40万人で, 都市と郊 外の差が大変明瞭である.

気象観測は, 佐賀県庁を中心に東西約 16km, 南北 約 18km の範囲でおこなった. JR 佐賀駅, 佐賀県庁, 佐賀市役所が位置する場所は, 市内で最も栄えており, 高い建物が密集している地域となっている. また, 都市 部の周辺には低層住宅地が広がっており, 南部の有明 海に近い地域では水稲の栽培もおこなわれている. 観 測は, 25 地点で気温(℃), 相対湿度(%), 大気圧 (hPa), 黒球温度(℃)の4項目, さらに3地点では照 度(lx), 紫外線量(mW/cm²)を追加した6項目である.

3. 気象統計日数

佐賀平野において2017年に記録された気象統計日 数を第1 図に示す. 冬日日数は都市部(佐賀県庁・佐 賀地方気象台周辺)で極端に少なく13日であった.一 方,北側の郊外では40日以上記録された地点が多く, その差は3倍以上となった、つまり、日最低気温で決定 される冬日日数は、都市部で発生するヒートアイランド 現象の影響を大きく受けていることがわかる.また,都市 の南側に位置する水田地帯は空間開放度が大きいた め,放射冷却現象により気温が低下しやすくなる.しか しながら、北側の地域よりも日数が少ない.これは、熱 容量の大きい海洋(有明海)の影響を受けていることな ど地理的要因によってもたらされたものと推測される. 一 方,熱帯夜日数は都市部から沿岸部にかけて多く,40 日程度であったが、北側の郊外では 20 日以下の地点 も認められた. つまり、同じ郊外であっても、都市の北側 と南側では日数に2倍近くの差が認められている.これ は,前述した有明海の影響のほか,北側の地域では, 背振山地から吹き降りる山風により夜間の気温が著しく 低下したと予想される.

一方,人は一日の気温差(いわゆる日較差)にストレスを感じ,人体への熱負荷が多くなる.そこで,各地点で観測された日最低・最高気温をもとに日較差の水平分布図を作成した(図省略).日較差は,都市部から南側の沿岸部にかけて小さく,年平均で8.5℃であった. 一方,北側の地域では約10℃となっており,1℃以上の差が認められた.これは,都市の郊外の熱容量の差に起因したものと推測される.そのほかの結果,ならびに気温の形成要因については,会場にてご報告する.



第1図 年間冬日日数の分布(2017年1~12月)

船舶搭載型全天カメラ観測データ解析による雲量の特徴

*久慈 誠、山野沙織、中辻菜穂(奈良女子大)、堀 雅裕(JAXA/EORC)、 塩原匡貴(国立極地研究所/総合研究大学院大学)

1. 背景と目的

雲は冷却効果と加熱効果の相反する性質をもち、地 球の放射収支に影響を及ぼす。しかし、放射強制力の推 定幅が大きく、地球の気候変動予測の大きな誤差要因と なっている^[1]。また、雲は時空間変動が大きく、形状や 分布も多種多様であるため、特に観測サイトの少ない海 上では、観測データが充分に蓄積されているとは言えな い。そのため、船舶による定期的な雲の観測は、地球全 体の雲の動態を把握する上で重要な役割を果たす。

そこで本研究では、船舶搭載型全天カメラと雲底高度 計、目視による観測データの解析を行い、海氷域を含む 海上における雲の分布について報告する。

2. 観測データと解析方法

本研究では、まず南極観測船「しらせ」に全天カメラ システムを搭載し、天空の画像を取得した。観測時間間 隔は5分、観測期間は2017年11月11日から2018年 4月11日、事例数は44,063である。

前処理として、画像天頂角 70 度以上の外側の領域と 船上の構造物にマスクをかけトリミングを行った。デー タ解析には、SI-BI 指標を用いた空の状態の識別手法^[2] を使用した。まず、画像の各画素の RGB 値から天空の 色を表す指標 Sky Index (SI) と、天空の明るさを示す 指標 Brightness Index (BI)を求める。これを次式1に 示す識別曲線にあてはめ、青空と雲の識別を行う。

$$BI = e^{-k \times SI} \tag{1}$$

ここで、k は識別曲線の指数係数である。地表面アルベドの違いによりこの係数の設定が異なるため、開水域ではk = 4.9、海氷域では太陽高度に依存した値を用いる^[3]。また、雲として識別された画素の合計値を、天空全体の画素の合計値で除して雲量を求め、百分率(%)で表す。

それに加え、雲底高度計による観測データを使用した。これはレーザー光を射出し、雲底で反射された信号を受信するまでの時間によって雲底高度を決定する測器である。観測時間間隔は36秒、観測期間は2017年11月29日から2018年4月12日、事例数は243,217である。雲底高度計による雲量(%)は次の式2により、雲底高度の観測頻度として評価した。

(雲量) = (雲底観測回数)/(有効観測回数) × 100 (2)

さらに、目視観測により、0~8 で表された雲量を百分 率(%)に変換して使用した。

3. 結果

図1に観測期間における全天カメラ、雲底高度計、そ して目視による日平均雲量の時系列を示す。この図よ り、2017年12月14日から2018年2月16日迄の海氷 域を含め、各データの雲量は概ね同様の変動を示してい ることが分かる。

また、各データの日平均雲量の相関をとった結果、全 天カメラから推定された雲量との相関係数は雲底高度計 で 0.90、目視データで 0.88 と、それぞれ強い正の相関 を示した。

今回の解析結果より、全天カメラによる雲量の推定は 他の観測と整合的であると考えられる。



図 1 第 59 次南極地域観測における日平均雲量の変 動。縦軸は雲量(%)、横軸は年/月を示す。黄色い網 掛けは海氷域、赤は全天カメラ、青は雲底高度計、緑 は目視をそれぞれ示す。

4. まとめと今後の課題

本研究では、第 59 次南極地域観測における全天カメ ラ、雲底高度計、並びに目視の観測データの解析を行い、 雲量について調べた。その結果、海氷域も含め、三者の 雲量が整合的であることを確認できた。今後は、気象モ デルおよび人工衛星観測データとの比較検証を行う。

<u>謝辞</u> 第 59 次南極地域観測隊の関係者の皆様に感謝致 します。

参考文献

- [1] IPCC-AR5, 2013: Climate Change 2013.
- [2] 山下恵・吉村充則, 写真測量とリモートセンシング, 47(2), 50-59, 2008.
- [3] Kuji et al., J. Meteor. Soc. Japan, 96, 2018, doi:10.2151/jmsj.2018-025.

Rubyによる数値計算実験場構築の試み

*樫村博基 (神戸大学/CPS)

1. はじめに

数値実験・シミュレーションは、気象学にとって 欠かすことの出来ない研究手法である.これまでに、 数多くの計算手法が考案され、様々な場面で利用さ れている.一方、無限の自由度を持つ連続系である 時空間を、有限の自由度で離散化し、値を有限の精 度で打ち切るため、いかなる計算手法でも数値計算 法に由来する誤差(数値的誤差)は避けられない. 通常、数値的誤差は十分に小さく、着目する現象に 大きな影響を与えないことが期待されている.

ところが,数値的誤差が思いがけず大規模な場に 影響を与えることもある.例えば,大気大循環モデ ルの力学コアの標準実験として知られる HS94 実験 [1]を高高度まで拡張することで,QBOに類似した 振動現象が生じること,その発生の有無や振動周期 が,力学コアの数値計算法に依存することが報告さ れている[2,3].このような数値解の数値計算法依存 性を掌握することは,数値実験・シミュレーション を利用する上で,不可欠である.このためのアプロー チのひとつとして,様々な計算手法を切り替え,結 果を比較することが考えられる.

一方,地球流体力学の分野では,目的に応じた様々 な近似の度合いの方程式系・大気モデルが利用され ている.モデルの階層性を認識し,階層毎の振る舞 いの差異を理解することは,現象の本質的理解のた めには非常に重要である[4].地球流体力学の階層的 モデル群としては,SPMODEL[5]が整備されている. SPMODELはFortran 90で記述され,コードの可読 性と高速性を両立させている.しかし,コードの表 現方法はFortranの制約に縛られており,都度コンパ イルが必要なことが難点とも言える.

そこで本研究では、手軽に様々な計算手法や方程 式系を切り替え、試すことができる「数値計算の実 験場」の構築を、柔軟なコーディングが可能で、コ ンパイルが不要なオブジェクト指向スクリプト言語 Rubyで試みる.

2. Ruby/GPhysの特徴

Rubyには,既に気象学的(格子上の)データの解 析・可視化のためのライブラリGPhys[6]が整備され ている.GPhysでは,多次元配列をその名称や単位, 軸の情報などとともにオブジェクト化するため,簡 潔な表現が可能である.また,Rubyでは対話形式 の操作も可能である.これは,数値解の振る舞いを 探求する上で有用である.本研究ではGPhysを拡張 する形で,数値実験環境(のためのライブラリ)を構 築する.

3. コード例

2次元平面上の渦度方程式のコード例を以下に示 す.ただし、定数、初期値設定、変数書き出しの部 分は省略している.

# 領域の定義(周期境界の2次元平面)							
grid = GPhys.domain2D(
{"range"=>01E7, "grid_points"=>64, "cyclic"=> true,							
"units"=>"m"},							
{"range"=>01E7, "grid_points"=>64, "cyclic"=> true,							
"units"=>"m"})							
# 変数の定義(渦度)							
vor = GPhys.make_var (grid, {"name"=>"vor",							
"long_name"=>"vorticity", "units"=>"s-1"})							
# 変数をNArray配列に格納							
gpna = NArray.to_na([vor])							
# 2次元冯度方程式系の定義							
$\pi 2 \sqrt{10} \log 14 \cos 23$							
zeta = gpna[0]; psi = invlap(zeta)							
zeta = gena(0), est = inviap(zeta) zeta tendency = - (nsi dx*zeta dy - nsi dy*zeta dy) +							
HD*lap(zeta)							
return NArray.to_na([zeta_tendency])							
}							
# 時間発展計算							
while (dt*i < T) do							
gpna = TimeIntegration.rk4(gpna,dt,1,&voreq2Dplane)							
i += 1							
end							

ここで、TimeIntegration.rk4は4段4次のル ンゲクッタ法を使用することを表す(実体はモジュー ルとして別途記述). これをrk2やeulerなどと変え ることで、手軽に時間積分法を切り替えられるよう に工夫している.本研究では各種時間積分法をはじ め、空間差分法、スペクトル法などを取り揃え、容 易に切り替えられる環境の構築を目指している.



図1:2次元渦度方程式の計算例.(左)初期渦度分布, (中)オイラー法と(右)ルンゲクッタ法による5日後 の渦度分布.

謝辞

北海道大学の堀之内准教授をはじめGPhys関係開発者の皆様に感 謝いたします.本研究は日本学術振興会科学研究費助成事業 16K17809の助成を受けました.

参考文献

[1] Held & Suarez, 1994, BAMS, 75(10), 1825–1830.

[2] Yao & Jablonowaski, 2015, JAS, 72(6), 2201-2226.

[3] 樫村 他, 2017, 日本気象学会2017年度秋季大会, A404.

[4] Held, 2005, BAMS, 86(11), 1609–1614.

[5] SPMODEL Project, http://www.gfd-dennou.org/library/ spmodel/ (2019/1/30)

[6] GPhys, http://ruby.gfd-dennou.org/products/gphys/ (2019/1/30)

軌道要素変化による南北両極の温度上昇の

季節性と海陸によるプロセスの違い

木野佳音*1, 阿部彩子*12, 大石龍太*1, 齋藤冬樹*2, 吉森正和*1 (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

地球の軌道要素(地軸の傾き・歳差・離心率) の変化や大気 CO₂ 濃度の増加に対する気候シ ステムの応答は、長期スケールの気候が放射強 制力に対して応答する典型的な例である。近年 の研究から、CO₂ 濃度増加の場合、北極域では 海と陸で温度上昇に寄与するプロセスが大き く異なることや(Laine et al., 2016)、軌道要素 変化時と共通したフィードバックプロセスが あること(Yoshimori and Suzuki, 2018)がわ かってきた。そこで本研究では、地軸の傾きと 歳差・離心率がそれぞれ異なる時の高緯度にお ける温度上昇について、海と陸それぞれどのよ うに異なるのか調べ、CO₂ 濃度増加時と比較し た。また、海陸分布が大きく異なる南北半球を 比較した。

<u>2. 研究手法</u>

大気海洋混合層植生結合モデル(MIROC-LPJ; O'ishi and Abe-Ouchi, 2011)を用いて、 理想的に離心率 0 の実験を行い、基準実験とし た。なお、大気 CO₂ 濃度は 230 ppm、氷床分布 は現在とした。次に、各半球夏季日射量を増加 させる実験を、地軸の傾きと歳差・離心率それ ぞれが変化する場合について行った(表)。この とき、夏季日射量の極大が全ての実験で同程度 となるようにした。また、現在気候から大気 CO₂濃度を 2 倍にする実験も行なった。いずれ の実験も 100 年以上のスピンアップ後 50 年平 均値を気候値とした。Lu and Cai (2009)の手法 に基づき地表面での放射収支解析を行なった。 3. 結果

高緯度海上における気温変化の定性的な季 節性は、放射強制力や南北半球に関わらず共通 していた。両半球ともに夏にほとんど温暖化が みられず、秋から冬にかけて強い温暖化がみら れた。放射収支解析から、この季節性をもたら す要因は、夏に海洋に吸収されたエネルギーが 冬に大気へ放出されることであるとわかった。 また、定量的には、秋から冬の温暖化の強度が 異なった。これには、特に春から初夏にかけて の放射強制力の違いが海水融解に与える影響 が、重要であることがわかった。

高緯度陸上における気温変化は、放射強制力 や南北半球によって比較的多様だった。放射収 支解析から、南極氷床の存在や放射強制力の季 節性の違いによって、支配的にはたらく気候フ ィードバックの種類が異なることがわかった。

今後は、海洋大循環も考慮したモデルの結果 も含めて解析する予定である。

実験一覧	地軸の 傾き(°)	歳差(°)	離心率	大気CO2 濃度 (ppm)
基準実験	現在	-	0	230
OH	24.5	-	0	230
PS	現在	270 (近日点夏至)	0.05	230
WS	現在	90 (遠日点夏至)	0.05	230
現在気候	現在	現在	現在	285
2xCO2	現在	現在	現在	570



CPS ゾンデが捉えた寒気流入時における北極の雲特性変化 *佐藤和敏(北見工業大学), 猪上淳(国立極地研究所・総合研究大学院大学)

1. 海氷減少に伴う北極海の雲特性の変化

北極海で発生する雲は、自身が放射する長波放射や 短波放射の散乱・吸収を通じて、表面熱収支を変化させ るため、北極の気候システムを支配する重要な要素で ある.しかし、近年の海氷減少に伴う海洋からの熱や 水蒸気供給量の増加により、放射特性に影響する雲特 性が変化していると指摘されている (Sato et al. 2012). さらに、海氷の結氷時期が遅れることで、冬季の雲特 性も変化していることが示唆されているが、これまで の研究では明らかになっていない、そこで本研究では、 ArCS プロジェクトの一環による海洋地球研究船「みら い」の北極海航海で取得した観測データを用いて、冬季 北極海の海氷縁で変化する雲特性を調べた。

2. 2018 年みらい北極海航海

2018年11月に「みらい」を用いた北極海航海がチュ クチ海やベーリング海で実施された(図 1). この航海 では,通常の北極海航海で実施されている船上気象観 測や1日4回のラジオゾンデ観測,さらに雲の粒子数, 粒径,相状態(水雲か氷雲)の鉛直構造を観測できる 雲粒子(Cloud Particle Sensor: CPS)ゾンデ観測を12回 実施した.この航海では、一定の観測線を設定し、海氷 縁の北東端と海洋上の南西端を往復する定線観測を12 日間に渡り毎日実施した(図1黒太線).



図1:みらいの航路(灰色線)と定線観測線(黒太線). 白い四角と丸印は,2018年11月20日のラジオゾンデ観 測点(R1, R2)とCPSゾンデ観測点(C1, C2, C3). 色と 矢印は,11月20日の海氷密接度(%)と950hPaの風速 (m/s).

3. 海氷域からの寒気流入に伴う北極海での気団変質

2018年11月20日には、北東風により海氷域から寒気が流入した.この寒気流入時には、海氷縁から定線 観測線を南下する際に3回のCPSゾンデと2回のラジ オゾンデ観測を実施した(図1のR点とC点).混合層は、 海氷縁付近で約400mであったが、最南端の観測点では 約900mまで増加しており、海洋からの熱供給により海 氷縁から風下側にかけて発達していた(図2a).

寒気流入に伴い, 雲粒子の鉛直構造も変化していた. 特に, 大きな雲粒子(直径 60µm 以上)は, 海氷縁近 (C1)で雲頂(約 600m)のみに極大層がみられるが, 風下 側(C3)では雲頂(約 900m)と雲底(約 700m)の2層で極大 層がみられる.これは, 強い鉛直混合により衝突併合 などで成長しながら雲頂に運ばれた雲粒子と, さらに 成長して大きくなった降水粒子が下降して雲底に存在 していたと考えられる.

4. まとめ

CPS ゾンデを用いた集中観測では、北極海での気団 変質に伴う雲特性の変化を捉えることができた. 雲特 性の変化により、放射特性も変化していると考えられ る. 講演では、雲特性の変化が放射収支特性にどのよ うに影響しているか 2 次元モデルを用いた議論も行う 予定である.



図 2: 2018 年 11 月 20 日の各観測点での (a) 温位 (k) と (b) 大きな雲粒子 (cm⁻³) の鉛直高度分布図.

<u>参考文献</u>

[1] Sato, K., J. Inoue, Y.-M. Kodama, and J. E. Overland, 2012, Impact of Arctic sea-ice retreat on the recent change in cloud-based height during autumn. *GRL*, 39, L10503. 気候モデルを用いた成層圏・中間圏が対流圏循環場に及ぼす影響の考察 河谷芳雄¹, Kevin Hamilton², Lesley Gray³, Scott Osprey³ 渡辺真吾¹,山下陽介¹(¹海洋研究開発機構, ²IPRC, Univ. Hawaii, ³AOPP, Univ. Oxford)

1. はじめに

CMIP3 と比べて CMIP5 では成層圏まで含む気 候モデル数が増加し、この傾向は CMIP6 でも続 いている。世界中の主要な現業数値予報モデルで も中間圏界面まで含まれており、数日~100 年規 模の気象・気候変動予測の不確実性低減の為には、 対流圏 - 成層圏-中間圏を一つの系として捉え る必要性が認識されてきている。

成層圏・中間圏が対流圏へ与える影響を調べる 為に、CMIP モデル群を High-top・Low-top モデル に分けて、諸現象を調べる方法がある。しかし各 モデルで物理過程や解像度が異なり、同手法では High-top・Low-top の影響を定量的に区別するのは 難しいと報告されている (Charlton- Perez et al. 2013, Manzini et al. 2014 等)。

河谷等(2017 年秋季大会 A451)は MIROC3.2 をベースとした大気大循環モデル MIROC-AGCM (Kawatani et al. 2011) を用いて、同一の物 理過程・パラメータ、水平解像度に設定し、モデ ルトップの高度や成層圏解像度を変えた4種類の 実験を行った。具体的には水平解像度はT106で、 モデル上端と鉛直総数をそれぞれ(a) 28km, L34, (b) 48km, L42, (c) 48km, L72, (d) 95km, L168 に設 定したモデルを100年間積分した。対流圏の鉛直 解像度は全て同じである。成層圏の鉛直解像度は (b)では 1-3km であるが、(c)と(d)で 550m に設定し ている。(a)と(b)の比較から成層圏、(b)と(c)の比 較から成層圏解像度、(c)と(d)の比較から中間圏が 対流圏循環形成に与える影響を調べ、初期結果を 報告した。その後、より詳細な解析を進め、成果 をまとめた(Kawatani et al. 2019, J. Atmos. Sci.)ので 報告する。

2. 結果

図1にERA-Iと比較した極域帯状平均温度及び 東西風の Taylor diagram を示す。1000-85hPa(左 側2列)では、特に東西風で成層圏を含まないL34 のみが ERA-Iと外れたスコアになっており、成層 圏の有無が対流圏気候値循環場の再現性を変え 得ることを示している。

右側 2 列は 70-10hPa の Taylor diagram である。 L34 は含まれていない。成層圏の解像度が高い L72(□)の方が低い L42(△)より、温度及び 東西風のスコアが良くなっている。更にモデルト ップを中間圏界面まで上げた L168(○)のスコア が特に冬~春にかけて一番良くなっている。

同様に地表面気圧と降水分布を調べたところ、 成層圏を含むモデル(L34, L72, L168)が含まない モデル(L34)より一般的にスコアが良くなってい た(図略)。これらのスコアはモデルで用いられ ている各種パラメタリゼーションのチューニン グにより改善される可能性があるものの、成層圏 の有無の影響を受ける地表面気圧の分布(下部参 照)や関連する降水分布を物理的に正しく再現す る為には、成層圏を含むことが重要である。

次に帯状平均温度、東西風、残差子午面循環、 EPフラックス、2m温度、地表面気圧、降水について、各モデル間の違いを調べた。成層圏を含む・含まないモデルの差(L34-L42)についてまとめた模式図を図2に示す。成層圏解像度の違い(L42-L72)及び中間圏の有無(L72-L168)にも、対流圏循環場に有意な差が見られた。



図 1. ERA-I と比較した帯状平均温度及び東西風 の Taylor diagram。上段が 60°N-90°N, 下段が 60°S-90°S, 左 2 列が 1000-85hPa, 右 2 列が 70-10hPa。図中の○, □, △, ×はそれぞれ L168, L72, L42, L34 を、青・緑・赤・黄色は DJF, MAM, JJA, SON を表す。



図 2. 成層圏の有無が対流圏に与える影響の模式 図 (L34-L42)。成層圏を十分に表現できないロ ートップモデルでは、①赤道から高緯度へ向かう 成層圏の循環 (Brewer-Dobson 循環)が弱くなり、 ②極域での下降流が弱くなり温度が下がる。③対 流圏~成層圏の西風ジェット及び傾圧波活動が 極側へシフトする。その影響が地表付近まで及び、 ④地表付近の西風が強まり、気圧は低緯度側で高 く、高緯度側で低くなる。高緯度で低気圧偏差、 中緯度で高気圧偏差になり、降水分布が変化。



修正した湿潤線型傾圧モデルにおける 遅い東進性熱帯擾乱とエルニーニョへの応答

*林未知也(ハワイ大), Fei-Fei Jin (ハワイ大)

1. はじめに

熱帯における水蒸気変動は、力学場と熱力学場の相 互作用によって現れる「水蒸気モード」において本質的 な役割を果たす。例えば、マッデン・ジュリアン振動 (MJO)は熱帯暖水域上を約5m/s で遅く東進する大規模 対流域として観測される伝播性擾乱であり、水蒸気移 流や放射加熱によって伝播および成長すると提案され た[1]。線型3次元プリミティブ方程式に比湿偏差q'の 予報方程式を含むWatanabe and Jin の湿潤線型傾圧モデ ル(MLBM) [2]において水蒸気モード解の存在が期待さ れるが、MJOのような内部変動を表現しない。この一 因は、線型化Betts-Miller 緩和対流調節法により海面水 温強制のない領域で微小な境界層湿潤静的エネルギー 偏差h'_bがq'と温度偏差を強く減衰させるために、自由 大気のq'が力学場と適切に相互作用しないことだと考 えられる。

本研究では、水蒸気モードを表現するように MLBM の修正を試みる。水平解像度 T42 鉛直 20 層の修正 MLBM を時間積分することで、内部変動として得られ る伝播性擾乱を調査する。また、エルニーニョ・南方振 動(ENSO)に伴う海面水温偏差への応答を評価する。

2. 手法

積雲パラメタ化を MLBM [2]で用いられる対流調節 法から変更する(詳細は割愛する)。非断熱加熱を自由大 気のq'へ関係付けるために、凝結過程を Zhang and McFarlane [3]の方法を簡素化させてパラメタ化する。ク ロージャの仮定は Adames and Kim [1]に倣う。凝結熱に 加えて放射加熱を、3 次元に拡張させた Adames and Kim [1]の方法により降水偏差の関数として与える。放射加 熱の振幅は熱帯において凝結熱の 20%前後となるよう に与える。

3. 結果と考察

北半球冬季の基本場を用いて初期q′摂動を与えた時 間積分により、MJO に似た遅く東進する大規模な対流 性擾乱が現れた(図1)。その成長率は放射加熱の振幅に よって制御されるため、図1 では擾乱が不安定成長す るようにパラメータが調節されている。その降水偏差 は暖水域上に限られることと(図1a)、北半球冬季の基 本場において成長しやすいことは(図示せず)、MJOの 観測的な特徴と整合的である。また、理想化した基本場 を用いた実験により、基本場水蒸気の南北勾配が擾乱 の伝播をもたらすことが確認された(図示せず)。これは 先行研究と整合的である[1]。ただし、ここで得られた 擾乱の周期は約120日であり、観測される MJOと比べ てやや長い。

同様の実験により、海面水温強制への定常線型応答 が、内部変動が減衰するようにやや弱い放射加熱を与 えることで得られる。エルニーニョの平均的な東部熱 帯太平洋の海面水温偏差を定常強制とすることで、 ENSO への大気応答を調査した(図示せず)。降水や循環 が水蒸気移流により強制域から広がることにより、東 部熱帯太平洋のみならず、西太平洋やインド洋におい ても観測されるエルニーニョ時に似た応答を示す。

実験に用いる基本場やパラメータに対する結果の依 存性などについても報告予定である。



図1(a) 降水と海面気圧(10°S-10°N 平均)。(b) 降水と表層風。 参考文献

[1] Adames & Kim (2016). J. Atmos. Sci., 73, 913-941.

[2] Watanabe & Jin (2003). J. Climate, 16, 1121-1139.

[3] Zhang & McFarlane (1995). *Atmos.-Ocean*, **33**, 407-446. 謝辞

JSPS 海外特別研究員 201860671 の助成を受けています。

「藤原圭太, 川村隆一, 川野哲也 (九大院・理)

<u>1. はじめに</u>

遠隔海域から台風への長距離水蒸気輸送は、台風 の発達に大きな影響を及ぼす(e.g., Fujiwara et al. 2017)。Fujiwara et al. (2019)では、秋季にフィリピ ン海上で発達する台風 Chaba (2010)に注目し、秋 台風と黒潮との間に遠隔的な連関を見出した。台風 発達期には、北上する台風とアジア大陸から東進す る移動性高気圧の複合効果により、黒潮周辺で下層 北東風が卓越し、黒潮で蒸発した多量の水蒸気が台 風内部コア領域へ流入していた。そのような総観場 の下で黒潮域の潜熱フラックス(LHF)を人為的に 減少させると、内部コア領域が黒潮から充分に離れ ているにも関わらず、台風の発達は抑制された。台 風 Chaba と似た総観場を伴う秋台風 Tokage (2004) でも同様な結果が得られており、台風強化に対する 遠隔海域からの水蒸気流入の重要性が示唆される。

一方、黒潮周辺のLHFは近年増加傾向にある(e.g., Gao et al. 2013)。黒潮からの水蒸気輸送と台風強度 の関係の理解を深めるためには、これまでのLHF減 少実験のみならず、LHF増加実験でも検証する必要 がある。そこで、上述の課題に取り組むために、雲 解像モデルによる数値シミュレーションを実施した。 2.実験設定

 日風のシミュレーションには cloud resolving storm simulator (CReSS) を使用し、計算領域は 110° E – 165.2° E、139 5° N – 52.52° N、水平解像度は緯度 0.04° ×経度 0.04°に設定した。大気の初期値・境界値には 気象庁 GSM GPV (Japan Meteorological Agency, 2013)、 海面水温には OISST V2 (Reynolds et al., 2002) を使 用した。計算期間は 2010 年 10 月 24 日 12UTC から 31 日 00UTC である。現実台風シミュレーション (CNTL) に加えて、黒潮域における LHF 増加の影

響を評価するために、黒潮域のLHFをCNTLに較

べて 50%増加させた実験(LH150)も実施した。 3. 結果

まず、台風強度に関して CNTL と LH150 を比較す ると、予想に反して、LH150 の台風が相対的に弱化 する結果が得られた(図 1a)。また、台風強度差は 28 日(CNTL の台風発達期)を境に拡大している。

次に LH150 において、台風の発達が相対的に抑制 された原因を特定するために、対流圏下層の水蒸気 輸送と SLP の違いに着目する。LH150 では、黒潮か ら台風近傍への延びる水蒸気フラックスが著しく弱 まっている(図 1b)。このとき、LH150の黒潮の東 端周辺では、低圧部に伴う低気圧性の循環偏差が現 れており(図 1c)、この循環偏差により黒潮から台 風中心近傍へ向かう水蒸気の流れが遮られたことが 示唆される。また、低圧部周辺の対流圏下層では、 CNTL と較べて、雲水混合比と潜熱加熱率が増加し ており(図 1d)、LH150 に見られた低圧部は活発な 潜熱解放によって生じたと予想される。以上の結果 から、凝結加熱により誘起された低圧部に黒潮から 蒸発する多量の水蒸気が捕獲されたことで、台風内 部コア領域への水蒸気輸送が弱化したと考えられる。 4. まとめ

雲解像モデルを用いて、人為的に増加させた黒潮 のLHFに対する台風の遠隔応答を調査したところ、 LH150の台風強度は相対的に弱化した。その原因と して、活発な潜熱解放により生じた低圧部に黒潮か ら蒸発した水蒸気が捕獲されたことで、台風システ ム内へ流入する水蒸気量が減少したことが考えられ る。LH150の結果は、黒潮からの水蒸気輸送が黒潮 から充分に離れた海域に位置する台風の発達を促進 させるという仮説の信頼性を向上させるものである。 <u>文献</u>Fujiwara et al. (2017), JGR: Atmospheres., 122, 12,502-12,521. Fujiwara et al. (2019), submitted to JGR: Atmospheres.

謝辞 本研究は JSPS 科研費 JP16H01846 の助成を受けた



図 1. (a) CNTL (黒線) LH150 (点線) における台風 中心気圧の時間的推移。灰 太線は、28 日 13UTC を表 す。(b) 28 日 13UTC の地表 面から高度 1.5-km まで鉛直 積算した水蒸気フラックス (ベクトル) とその大きさ (陰影)。ただし、LH150 と CNTL との差(LH150 minus CNTL) で描かれている。濃 い黒の陰影は、LH150 にお いて水蒸気フラックスが減 少した領域を表す。(c) 28 日 13UTC の高度 1-km 水平風 (ベクトル)と SLP(陰影)。 ただし、LH150 と CNTL と の差(LH150 minus CNTL) で描かれている。濃い黒の 陰影は、LH150 において低 圧偏差の領域を表す。(d) 低 圧部周辺(図 c の四角の枠 内) で領域平均した雲水混 合比(点線:×10⁻¹ g/kg)と 水蒸気凝結に起因する潜熱 加熱率(実線:K/h)の鉛直 プロファイル。縦軸は高度 (km)、横軸は各物理量の値 を示す。いずれも LH150 minus CNTL で描いている。

台風の温帯低気圧化後の再発達に影響する環境場の特徴

* 柳瀬 亘・嶋田 宇大 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

台風は温帯低気圧 (温低) 化した後に再発達する場合 があり、その要因としては、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) などが挙げられている。しかしながら、先行研究 の多くは事例解析であり、各要因の影響の一般性は十分 に理解されていないため、本研究では気候学的な解析に 取り組んできた。前回の発表では主に総観スケールの擾 乱との位置関係の重要性を示した。一方で、より長い時 間スケールの環境場の影響については明瞭な結論は得 られていないが、その点も含めて環境場の幾つかの特徴 について紹介する。

<u>2. 方法</u>

温低化の事例の抽出には 1979~2018 年の 40 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。また、 よりロバストな結論を導くため、気圧変化の絶対値が 2hPa/6 時間以下であったものを中立事例として比較に 加えた。この定義では発達は 40 事例、中立は 26 事例、 衰弱は 46 事例が検出された。

総観スケールよりも長い時間の環境場として、20日 移動平均した JRA-55 再解析の大気場を用いた。

3. 結果

まずは気候学的な季節と緯度の分布を確認する(図 1)。先行研究でも指摘されているように温低化自体は下 層の傾圧性(Eady発達率)が強まる秋に多く、その緯度 は海面水温や傾圧性とともに季節変化する(図1a)。発 達事例は相対的に高い緯度で起きており、海面水温は衰 弱事例よりも平均で5°Cも低く(図略)、台風とは異な る発達メカニズムであることが確認できる。

温低の発達メカニズムに関わる傾圧性との対応を詳細に見てみると、発達事例は傾圧性が最大となる緯度よりも高緯度側で起きているものも多い(図1a)。そのため、T=0hの低気圧の周りで平均した値を比較すると(図2a)、発達事例よりも衰弱事例の方で傾圧性が強いという期待とは逆の結果が得られた。

Keller et al. (2018) のレビューでは温低化に特徴的 な上層のプロセスとして、低気圧東側の凝結熱による発 散風と環境場の渦位勾配との相互作用によるロスビー 波の励起が挙げられている。そこで、330Kの等温位面 での渦位の水平勾配を解析したところ、発達事例は渦位 勾配が最大となる緯度と対応が良く(図1b)、低気圧の 周りで平均した値も発達、中立、衰弱事例の順に大きい ことが示された(図2b)。

4. 考察

温低化後の発達の有無に寄与する要因に関しては、総 観スケール擾乱の影響(前回発表)に比べて環境場の影 響は見えにくい。季節変化する下層傾圧性が最大となる 緯度を基準とすると、発達事例の方がより高緯度側で起 きている傾向が見られた。このため、下層の傾圧性は温 低化の必要条件ではあるが、その強さと再発達の有無と の対応は明瞭ではない。再発達が相対的に高い緯度で起 きていることの理由としては、上層の渦位勾配との位置 関係(図1b,2b)の他にも、温低の先行研究で指摘され ている環境場の水平シア、傾圧性と鉛直シアの関係の緯 度依存性、再発達前の構造変化の時に低気圧が経験する 環境場などの影響も考えられる。発表ではこれらの可能 性についても議論する。



図 1: 環境場の気候値 (140°E-170°E の平均; シェード) と T=0h の低気圧の位置 (丸) の季節-緯度分布。(a) 下層の傾圧 性 (Eady 発達率; day⁻¹) と (b)330K 等温位面の渦位の水平勾 配 (PVU / 1000 km)。破線は海面水温 (15°C, 20°C, 25°C)。 丸の色は発達 (白)、中立 (灰)、衰弱 (黒) の事例を表す。





小西啓之、 舩江健哉(大阪教育大学)、平沢尚彦(国立極地研究所)

はじめに

南極氷床を涵養する降雪の水蒸気起源は、沿岸部では主 として外洋からの水蒸気であるのに対して、内陸部では積 雪表面から昇華蒸発した水蒸気もその寄与が大きいと考 えられる。本研究では、夏季の南極氷床周辺部で昇華量を 直接連続測定する試みと、その方法で求められた昇華蒸発 量を全天放射量、気温、風速、接地面近傍の鉛直蒸気圧(気 温)勾配などの気象要素と比較した結果を報告する。

<u>観測方法</u>

積雪の昇華蒸発量を連続的に測定するため、積雪表面上 に深さ 20 cm程度の穴を掘り、その底に断熱材を敷き、ベ ニヤ板、電子天秤、断熱材、積雪ブロックを順に載せた積 雪重量計を設置した。積雪ブロックは、表面から融解した 場合にその融解水が積雪表面部に留まることがないよう 十分厚く、また積雪ブロックの表面と積雪表面とが同じ高 さになるよう厚さ 13 cmにした。また、積雪と積雪ブロッ クの隙間をできるだけ小さく1 cm以下にし、側面からの昇 華蒸発量の影響が小さくなるようにした。

積雪ブロックの秤量を測定する電子天秤 は 20m 離れた室内と通信および電源ケーブ ルを通して接続し、10 秒毎に秤量データを パソコンに記録した。また、天秤は相互検証 用及び予備用として2台(風袋の大きさLサ イズ 43x46 cmと S サイズ 24x42 cm)使用し た。

観測結果

第 58 次日本南極観測隊(夏隊)に参加し て、昭和基地の東約 20km にある大陸氷床上 の観測点(S17 拠点、南緯 69 度、東経 40 度、 標高 630m) で 2016 年 12 月 31 日から 2017 年 1 月 28 日まで観測を行った。昇華蒸発量 は、10 秒毎に得られた秤量の値を 30 分毎に 区切り、その間の変化の回帰直線の傾きか ら各 30 分間の減少(増加)量とした。

昇華蒸発量は「晴天時」と「曇天時」によ って異なると考えられるので、タイムラプ スカメラで得られた風景画像、シーロメー タの鉛直プロファイル、鉛直上向きからの 放射温度、の3点から「晴天時」と「曇天時」 に分け、それぞれを気象要素と比較した。

図1、図2は、それぞれ晴天時と曇天時に 得られた各気象要素と昇華蒸発量の各時刻 での平均値である。晴天時と曇天時では日 中の昇華蒸発量の最大値はそれぞれ 0.08、 0.07mm/hr と差があり、とりわけ正午から午 後数時間に大きな差がみられたのに対し、 夜間ではあまり差がなかった。また、晴天 時、曇天時ともに昇華蒸発量の最大値は、15 時近くに見られたのに対し、日射量、気温の 最大値はそれぞれ 12 時頃、16 時であった。 また、12時の前後6時間(午前、午後)の昇華蒸発量の総量を比較すると、午後の方が大きくなった。観測した S17 地点が、午前中はカタバ風の影響を受け低温強風下になる ことが多かったことも影響していると考えられる。

各気象要素と昇華蒸発量を比較した結果、雲の有無にか かわらず、昇華蒸発量は日射量に大きく依存することが分 かった。白夜期間は夜間でも日射はあるが、太陽高度が低 くなる夕刻から午前中は昇華蒸発量は少なく、日中から夕 刻の日射も気温も高い時期に昇華蒸発量は大きくなった。 また、風速にも依存し、風速が大きくなると昇華蒸発量が 増えた。しかしカタバ風が観測される未明から午前中にか けては蒸発量は少なかった。気温や表層 50 cm内の蒸気圧 勾配は、昇華蒸発量に影響を与えるが、日射量の変動の影 響に比べ、変動幅が小さかった。

<u>まとめ</u>

夏季南極氷床上で昇華量の連続観測の試行を行った。順 調にデータを取得し、昇華量の日変化を明らかにした。ま た昇華量に影響を与える気象要素との相関を調べた。



図.1 晴天時の気象要素(上段)と昇華蒸発量(下段)の日変化



大会第4日 午前

2018年夏季の活発な台風活動に対する太平洋南北モードの影響

高谷 祐平 (気象研究所)

1. はじめに

2018年夏季(6-8月)は台風の発生数が平年より 多く,特に8月には統計史上2番目となる9個の台風が 発生した.また,7月初めの台風7号は活発な梅雨前線 の活動と相まって,「平成30年7月豪雨」による河川 の氾濫,土砂災害を西日本を中心に各地にもたらし た.

2018年夏季はエルニーニョ現象は発生していなかったが、北半球太平洋の熱帯域付近に太平洋南北モード(Pacific Meridional Mode: PMM)に特徴的な顕著な正の海面水温(SST)偏差がみられた.本研究ではこのPMM的SSTパターンが北西太平洋域の台風活動に及ぼす影響を大気海洋結合モデルを用いて調べた.

2. 方法

本研究では、気象庁の現業季節予報システム (Takaya et al. 2018)を用いて、各52メンバーのアンサ ンブル予測実験及びSST感度実験を行った。2018年 4月末を初期値とする、通常の予測(CTRL実験)と、 太平洋PMM的なSSTパターン偏差を除いた感度実 験(noPMM実験)を行った。SST感度実験では熱帯太 平洋の北東域(5-25N, 150E-100W)のSSTをハインド キャストに基づくモデル気候値に緩和した。実験設 定及び台風の検出はTakaya et al. (2018)と同じであ る.

3. 結果

CTRL 実験と noPMM 実験の結果を比較すると (第1図), CTRL 実験の方が北西太平洋域を含む 北太平洋の熱帯域で広く対流活発であることがわ かる.また,海面気圧 850hPa の北西太平洋のモ ンスーントラフも CTRL 実験の方が強い.これ らのことは PMM の SST パターンが北西太平洋 の対流活動,モンスーントラフを強化していたこ とを示す.

さらに,予測された台風の発生数を客観的に検 出して比較した(第2図). CTRL 実験では 12.7 個であった台風が, noPMM 実験では 9.8 個とな り,有意に減少した. CTRL 実験の過去実験によ るモデル平年値(1981-2010年)は 11.2 個であ り,モデルは活発な台風活動の傾向を捉えてい た. これらのことから, PMM の SST パターンが



第1図 CTRL実験(左列)及びnoPMM実験(右列)の3 か月平均(6-8月)偏差. 共に52メンバーアンサンブル 平均のCTRL実験平年値からの差. (上段)陰影はSST 偏差, コンターは海面気圧偏差. コンター間隔は 0.3hPa. (下段)陰影は降水量偏差, コンターは 850hPa渦度. コンター間隔は7.5 x 10⁶ m² s⁻².

北西太平洋の循環場の変化を通じて,2018 年夏 季の活発な台風活動に寄与していたことが確認さ れた.

4. まとめ

気象庁現業季節予報モデルによる SST 感度実験を 行った結果,2018 年夏季の活発な台風活動に太平 洋南北モード的な高 SST パターンが寄与していたこ とが分かった.このことは、インド洋や太平洋赤道 域(ENSO)に加えて、北太平洋の熱帯域の PMM 変 動も北西太平洋の季節台風予測の予測可能性のソー スとなることを示唆する.発表では、モンスーント ラフの変化による,擾乱発達に対する背景場の力学 的な影響についても議論したい.



第2図 2018年6-8月の台風発生数とその平年値. 左 から,2018年6-8月のベストトラック解析,ベストト ラック解析の平年値(1981-2010年),CTRL実験, noPMM実験の2018年6-8月の発生数,CTRL実験の 平年値(1981-2010年).

2018 年台風活動の月別 Potential と PMM 領域と東部北西太平洋の SST が与えた影響

*石山尊浩・佐藤正樹(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

2018 年の北西太平洋における台風は、発生数 が29個、日本への上陸数は5個など平年を上回 り、猛烈な強さになった台風に関しては7個と最 多記録を更新し、活動が活発であった(気象庁予 報部)。ENSO のフェーズは、2018 年初めは La Niña 現象が起きていたが春先までに収束し、10 月に El Niño 現象が発現した。しかし、台風の活 発期(6~11 月)であるほとんどの期間で、ENSO のフェーズは Neutral な状態が続いていた。そこ で注目されているのが Pacific Meridional Mode (以下、PMM)(Chiang and Vimont 2004)である。 正の PMM のフェーズ時、北緯 20 度、西経 120 度から北緯 0 度、西経 180 度の北東—南西方向に SST の昇温域が形成される。この正の PMM は、 北西太平洋の TC 活動に好都合であることが先行 研究で指摘されている(Zhang et al. 2016)。1948 ~2018 年の PMM index(SST)を見ると、2018 年 は正の PMM が発現しており、強さも台風活発期 の各月ともに 71 年中 15 位以内に入るほど強い 年であった。特に 8~9 月は 4 位、2 位と歴代の 中でも強い正の PMM 現象が発現していた。

本研究の目的は、以上述べた ENSO や PMM な どの月ごとの SST 変動に着目し、2018 年台風活 動の Potential を評価する。 また、 PMM と東部北 西太平洋の SST の着目し、2018 年台風活動にど のような影響を与えているかを調査する。

モデルと実験設定

上記の目的のために、非静力学モデル NICAM を用いて境界条件を 7~10 月にそれぞれ固定し た Perpetual 実験を行った。水平解像度は 56km で、鉛直層数は38層とした。積分期間は46ヶ月 間で、解析には前半 16 ヶ月間を除いた 30 ヶ月間 を用いた。大気の初期値は JRA-55 の 2018 年 7 月 1 日 00UTC を用いた。SST のデータは NOAA OI Sea Surface Temperature V2 の月平均データ を用いた。感度実験は 2018 年 7 月の SST の内、 PMM 領域(北緯 10~45 度、 西経 110~180 度)と PMM 領域&東部北西太平洋領域(北緯 0~10 度、 東経 140~180 度)をそれぞれ気候値に置き換え た感度実験1実験と感度実験2実験を行った。ま た、モデルの比較対象として JRA-55 の 2018 年 各月の 6 時間ごとのデータを使用した。実際の 2018 年台風の発生位置、発生数は気象庁 Best Track Data を使用した。

3. 結果

図1は各月の Perpetual 実験と JRA-55の月平 均の海面気圧を示す。実験結果と JRA-55 を比較 すると、7月の高気圧の極大値の位置がずれてい るものの、各月で高気圧の位置や張り出しは大き な差は見られず、Perpetual 実験も現実をよく再 現されていると考えられる。図 2 は各月の Perpetual 実験の台風発生数の箱ひげ図を示す。 箱ひげ図が示す範囲に、現実の台風発生数は収ま っている。現実も Perpetual 実験も 7、8 月に比べ て、9、10月の方が台風の発生数が多い。また、

台風の発生位置は7月、8月、9月の順でより北 西太平洋の東側で多く発生する。これは観測でも 同様な傾向が見られた。このような台風活動活発 域のズレは、モンスーントラフに影響があった。

続いて、2018 年実験と感度実験1、感度実験2 の海面気圧を比較した。感度実験1との比較では、 感度実験 1 の方が北西太平洋の西側で低圧偏差 になったのに対し、感度実験2の方の比較では感 度実験 2 の方が北西太平洋全体で高気偏差にな った。このことから、2018年の台風活動には東部 北西太平洋の正の SST 偏差がより大きく関与し ていたことがわかった。



図 1: 海面気圧。上段から 7、8、9、10 月。左列 が Perpetual 実験の 30 ヶ月平均(陰影は気候値と の差)、右列が JRA-55 の各月の平均の結果。太線 が 1020hPa、間隔は 4hPa 毎。



図 2: 各月 Perpetual 実験の台風発生数の箱ひ げ図(箱の下部の辺が 25%値、箱の中央にある線 は中央値、上部の辺が75%値を示し、縦線の下に ついた横線は最小値、上に着いた横線は最大値を 示す)。青丸は Perpetual 実験の台風発生平均数、 緑丸は気象庁の Best Track Data。

<主な参考文献>

気象庁予報部 平成 31 年 1 月 31 日: 2018 (平

成 30 年) の台風について(確定) Chiang and Vimont 2004, J. Climate doi:10.1175/JCLI4953.1

Zhang et al. 2016, J. Climate doi:10.1175/JCL-D-15-0282.1

NICAM による水惑星理想化実験における MJO,熱帯低気圧,亜熱帯高圧帯の関係 森泉慎一・渡来靖・吉﨑正憲(立正大学)

1. はじめに

実際の熱帯域ではさまざまなじょう乱が発現す る. 例えば、30-60 日の周期で数千 km のスケー ルの約 5-7m/s の東進速度をもつ MJO, 強い西風 (WB),赤道を挟んで形成される熱帯低気圧 (TC) などがある. MJO は赤道上を東進する熱 源であるが、TC は赤道上から外れて西向きに移 動する熱源であり、その応答として、WB が現れ ると考えられる. そこで, NICAM を使い, 赤道 を中心にガウス分布 (南北にハドレー循環), 東西 に振幅 4.5℃で波数 1 をもつ(東西にウォーカー 循環) SST 分布を与えて 180 日間水惑星理想化実 験を行った. ここでは、その計算結果を用いて、 上記のじょう乱と中緯度帯の傾圧不安定波に伴う 亜熱帯高圧帯まで含めて関連を調べた. ここで, 経度 0°とは SST が最大の値をもつ経度であり, その東(西)側を E(W) と表す.

2. 解析結果

(a) MJO, WB, TC の関係:

まず,赤道上を経度 60W-30E で,OLR の 220 W/m² 以下の領域(背の高い雲がある領域)が約 5-7 m/s の速度で東進するのが見られた(MJO と 呼ぶ)(図 1a). MJO は 15-20 日の周期で繰り返 し発生した.また WB 域も経度 60W-30E で繰り 返し発生した.しかし,WB がみられたのは,MJO と思われる領域と必ずしも重なっていなくて, WB が強くみられたのは,赤道を跨いだ二つの TC



図 1 (a) 緯度平均 (3S-3N) した西風(カラー) の東西-時間断面図. (b) (c) 高度 800m 付 近における気圧(カラー, hPa)と風(ベク トル, m/s)の水平分布. 黒点線は MJO の 位置, 赤点線は SST (303K) 最大の位置, 黒点線囲いは WB を示す



 図 2 WB と亜熱帯高気圧の接近による TC の発 生-発達の模式図

(ツインサイクロン)が同時に見られたときであった(図 1b, c).したがって,強WBの発生のきっかけとなった MJO はすでに東へと離れていた.

(b) TC 発生-発達の片半球先行事例:

TCの発生に関して、南北半球で発生-発達が大 きくずれた場合がいくつかあった.調べた結果、 両半球ともに緯度 10S-30S, 10N-30N 付近にお いて、中緯度帯の傾圧不安定波の東進に連動して、 低緯度側に沿うようにきた亜熱帯高圧帯の渦がみ られ、この渦が WB に接近したときに低気圧性の 渦度が増え、TC へと発達していた(図 2).また、 このような渦と熱帯低気圧の発生時間と位置関係 を調べると、全期間で、時間的に先に亜熱帯高気 圧性の渦が現れ、次にその半球側で TC の発生が みられることが分かった(図 3).



北半球夏季季節内振動の北進のメカニズムに関する研究

*中江 寛大・佐藤 正樹・高須賀 大輔

(東京大学 大気海洋研究所)

1. はじめに

北半球夏季季節内振動 (Boreal Summer Intraseasonal Oscillation; BSISO)は、周期 20-90 日で 大規模に組織化した対流がインド洋や西太平洋か ら北向きに伝播するという特徴を持つ。BSISO の 北進メカニズムについては、これまでに様々な議 論がなされているが未だ統一的な見解には至って いない。そこで、本研究では既存の北進メカニズ ムの中でも特に、SST の効果よる熱力学場への影 響(Fu and Wang 2004; FW04)と基本場の鉛直シアを 通した力学場への影響(Jiang et al. 2004; J04)の重要 性を評価することを目的として、再解析データ ERA-Interim の解析を踏まえつつ、全球大気モデル NICAM による感度実験から調査した。

2. 実験設定と北進の抽出方法

季節内の変動のみに着目するために、56kmの解像度のNICAMを用いて季節固定実験を行った。実験は2つ行い、NICAMのデフォルトのスキームを用いた季節固定実験をコントロール実験(CTL)とし、CTLのSSTの平均値を下部境界条件として与えるSST固定実験(SSTFIX)を感度実験とした。

BSISO の北進は、20-90 日の周期でフィルターした OLR 偏差(JJA)に対して Extended EOF (EEOF)解析を適 用し、その結果得られた位相空間をもとに対流イベン トを追跡することで抽出した(e.g., Kikuchi et al. 2012; Takasuka et al. 2018)。

3. 結果

図(a)と(b)はそれぞれ観測と CTL から抽出した OLR のラグコンポジットを示している。CTL の結果を見る と、季節固定による影響がいくつか見られていたもの の、赤道東インド洋からベンガル湾にかけての北進が 再現されていることがわかる。さらに、北進のプロセス を確認すると、SST 正偏差の先行と順圧渦度偏差の先 行の両方が見られ、また、どちらも先行研究のメカニズ ムを満たしていた。CTL 実験で現実らしい北進が再現 されていたため、CTL 実験から FW04 のプロセスを除 去した SSTFIX 実験を行い、SST の効果の BSISO の北 進に対する重要性を検証した。すると、OLR 偏差の振幅が弱化していたものの SSTFIX 実験でも CTL 実験と同様に北進が再現されていた。

4. まとめと考察

CTL と SSTFIX の結果から、インド洋における北進 には SST 正偏差の先行は必要条件ではないことが示さ れた。また、全ての結果で北進に先行して順圧渦度正偏 差が確認された。さらに、渦度収支解析からこの順圧渦 度正偏差は tilting の効果によってもたらされているこ とが示唆された。これは、J04 のメカニズムと整合的で あり、インド洋における BSISO の北進には J04 のプロ セスが重要であることが示唆された。一方で、SSTFIX の結果では CTL よりも OLR の振幅が弱化しており、 SST が対流の強度に影響することが考えられる。

参考文献

- [1] Fu, X., and B. Wang, 2004: J. Clim., 17, 1263–1271.
- [2] Jiang, X., T. Li, and B. Wang, 2004: J. Clim., 17, 1022– 1039.
- [3] Kikuchi K., Wang B., Kajikawa Y. 2012: Clim. Dyn., 38, 1989–2000.
- [4] Takasuka, D., Satoh, M., Miyakawa, T., and Miura, H. 2018: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, 1047–1073.



図 EEOF をもとに抽出した BSISO の北進のラグコンポジットの5日平均図で、OLR と 850hPa 水平風の偏差を示している。それぞれ、(a)観測・再解析データ、(b)CTL、(c)SSTFIXの結果を示す。
MJOの発生・東進過程における混合ロスビー重力波の役割 -YMC-Sumatra 2017 期間中の事例解析-

*高須賀大輔^{1,2}, 佐藤正樹¹, 横井覚² 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、大規模な対流 活動がインド洋から西太平洋まで約5ms⁻¹で東進する 現象として観測される。これまでに提唱された MJO の 発生・東進機構の多くは大規模かつ長周期の力学場・ 水蒸気場の変動に着目しているが、それらの理論の妥 当性は未だ非自明である。一方で、MJO に伴う対流シ ステムの階層構造の存在[1]に代表されるように、赤道 波を含む総観規模擾乱との相互作用の重要性に立脚し た議論もなされている。特に現場観測[2]や理想化され た数値実験[3][4]から、混合ロスビー重力波 (MRG) が MJO の発生や東進に重要となる可能性が指摘されてい るが、比較的新たな知見であるため、現実事例での詳 細なプロセスの把握が必要である。

そこで本研究では、2017 年冬季にスマトラ島沿岸部 で実施された集中観測 "YMC-Sumatra 2017"期間中に 顕在化した MJO の発生・東進過程に着目し、「インド 洋での MRG が MJO の発生・東進の駆動力として有効 である」という観点を提示/補強することを目的として、 現場観測データ等を用いた事例解析を行った。

2. 使用データ

2017 年 11 月から 2018 年 1 月にかけて実施された "YMC-Sumatra 2017"で得られた観測データからは、研 究船「みらい」での 3 時間毎のラジオゾンデ観測 (12/5 -31)を利用した。その他、同期間の ERA-Interim (0.5 度格子, 6 時間毎)や対流活動把握のための黒体輝度温 度 (GridSat-B1)、降水量データ (GSMaP) も用いた。

3. 結果と考察

「みらい」での27日間のラジオゾンデ観測により得 られた南北風/東西風のスペクトル解析の結果、中層 (600-450 hPa) と下層 (1000-800 hPa) で4-6日周期に スペクトルピークが確認され、対応する擾乱は MRG の性質と整合していた。MJO との関係を見るため、降 水量 (水蒸気量) と3.5-7日周期でフィルターした中層 (下層) 南北風の時間経度断面を参照すると (図 1a, b)、 MRG に伴う中層南北風シグナルの西進速度が西イン

ド洋で低下して振幅が増大するタイミングと、MJO の 発生が対応しており、かつ下層北風偏差の形成とも一 致している。これらの過程を理解するため、MRG の位 相速度の変調前後の構造を比較すると、位相速度低下 時に東西波長の短化と湿潤偏差の増大は見られ、(図 1c)、 波長短化によって励起された MRG に伴う力学と対流 活動との結合の強化が反映されていた。 MRG の波長短 化は中層での弱い収束域に侵入した際に生じており、 日付変更線付近でのMRG-TD 遷移と同様のアナロジー が働いていたと考えられる。上記の結果、渦運動エネ ルギー (EKE) の傾圧転換が顕著になり、下層東側に EKE を分散したことで、下層の波束形成が促進され、 MJO の対流を励起したことが EKE 収支解析から明ら かになった。また、インド洋では MJO 発生前に MRG に伴う浅い循環によって中層の赤道域が広く湿潤化傾 向となり、対流組織化に好都合な場が形成されていた。

その後、MJOの対流域は東進を開始し、下層のMRGの東向き波束伝播と良く対応している(図1b)。湿潤偏差の極大に先行して波束が形成されており、MRGに伴う力学場が東側に順次対流を励起することがMJOの東進を駆動していることがわかった。MRGの群速度は約5ms⁻¹であり、MJOの東進速度と整合的である。



図1(a) 5S-5N 平均降水量 (0.8 mm/hr; 太線), 3.5-7 日周 期の600-400 hPa 南北風偏差 (陰影; 正値) の時間経度 断面 (b) 1000-800 hPa 南北風偏差 (±0.75 m s⁻¹; 太線), 10S-10N 平均カラム水蒸気量偏差 (陰影), 白楕円は MJO (c) (a) の (A), (B) に沿った中層水平風, 下層南北 風, カラム水蒸気量偏差の水平構造

<参考文献>

- [1] Nakazawa, T., 1988, *JMSJ*, **66**, 823-829.
- [2] Yasunaga, K. et al., 2010, MWR., 138, 4158-4174.
- [3] Yang, D. & Ingersoll, P. A., 2011, JAS, 68, 226-239.
- [4] Takasuka, D. et al., 2018, JAMES, 10, 1047-1073.

YMC 期間中の季節内振動事例における水蒸気輸送解析

*那須野智江(海洋研究開発機構)

1. はじめに

海大陸(MC)の局所的な降水現象のメカニズムと大規 模場への影響の理解を深化することを目的として、国際プ ロジェクト Years of the Maritime Continent (YMC) [1]が実 施されている. 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季節内振動(ISO)事例について、 全球非静力学モデルにおける予測性能やスケール間相 互作用について報告してきた(那須野他、2016 年春季・秋 季、2017 年秋季、2018 年秋季).本研究では、MC 西部に おける水蒸気輸送について、高周波擾乱による効果と ISO との関係の海陸の違いに注目した解析を行った. 2つ の年の特徴について、ENSO の位相の影響等を含めて考 察する.

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25日)および 2017年(11月15日-1月15日)の7km格子を用いた7 日計算(0000 UTC 初期値)の6時間間隔の出力(風速、 水蒸気量)を、7日平均値(X_b:低周波成分, ISOを含む) と偏差(X':高周波成分,局所的な対流)に分離し、水蒸 気の移流項を算出する([2]に詳述).スマトラ島を含む MC 西部(90-120E, 12S-8N; 図1)を対象領域とする.

3. 水蒸気輸送

期間平均の水蒸気移流は、低周波成分(-wb dqb/dz)による深い湿潤化と高周波成分(-w'dq'/dz)による対流圏 上層(下層)湿潤化(乾燥化)が共通して見られた.さらに海 域では 2017 年の水蒸気輸送が 2015 年の値を大きく上回 低周波成分と高周波成分の水蒸気輸送における関係を理解するため、高度一時間断面図を調べた.図2にそれぞれの年の陸域と海域(条件付平均値)の差を示す.2015年には全体を通して海域より陸域での湿潤化が顕著である.ISOの対流中心が東インド洋にあった11月~12月初旬に両成分で湿潤化がみられ、特に陸域で局所的な対流がISOによる湿潤化を助長したことが分かる.一方2017年には、低周波成分では期間を通して陸域より海域での湿潤化が大きく、11月下旬と1月中旬のISO事例に対応した湿潤化の極大がある.高周波成分では、これに先立ち陸域で湿潤化が増大し、追って海域で低周波成分と同期した増加が見られる.しかし全体に低周波成分と高周波成分の関係は不明瞭である.

4. まとめと今後の課題

以上の結果から、2つの観測期間における高周波変動 による水蒸気輸送とその ISO との関係が大きく異なってい たことが分かる.その理由として、El Nino 年(2015)には MC 陸域で降水の増加傾向[La Nina 年(2017)には減少 傾向]があること、MC 陸域における対流活動(日周期変動 含む)がISOの到達に先行して活発化しISO 通過後は強く 抑制されることが挙げられる.今後、それぞれの影響を明 らかにすると共に高周波成分の内訳(日周期変動の寄与 等:図1)の定量化を試みたい.

参考文献

[1] YMC web (http://www.jamstec.go.jp/ymc/index.html)
[2] Nasuno et al. 2017, *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 345-368.
謝辞:数値実験は「地球シミュレータ」を用いて行った.



ったが、陸域での差は主に鉛直分布に現

れ、2015年には下層の湿潤化が目立った.

図 1 解析対象領域における水蒸気鉛直 移流(高度 4.5km)の日変化。(2017 年の 全ての計算の合成図(22LT-07LT).



図2 水蒸気鉛直移流の時間 - 高度断面図. 陸域—海域(条件付平均値). (上)低周波変動および(下)高周波変動による移流。(左)2015,(右)2017.

地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について(その11)

一顕在化した北海道の蝦夷梅雨一

*

谷貝 勇

1 はじめに

近年、夏季の北海道で降水現象が目立つように なり、豪雨災害も起こった。ただし、気象庁の定 義では、北海道に梅雨はない。実際に調べて見て も、これまで、梅雨入り、梅雨明けに相当する現 象は見られなかった。一方、蝦夷梅雨(えぞつゆ) という言葉について、大川隆「北海道の動気候」 (1992)に見られるが、気象学的な定義は確定し ておらず、6月下旬から7月にかけてオホーツク海 高気圧から冷たく湿った風が吹くことで太平洋側 に雨が降る場合や、東北地方の梅雨明けに近付く 7月後半から道南地方で降る場合が考えられてい る。ここでは、地球温暖化と関連して顕在化して きた降水現象から、新たに(その一部を)取り上 げることを試みた、

2 降水の解析

用いたデータは JRA25/JCDAS (1980-2009 年) による 8 月の 6 時間毎の降水と 500hPa 気温のデー タで、2017 年に春季大会で、強い積雲対流が日本 列島全体では増加していることを報告したが、今 回は、同じ手法を北海道に適用した。また、同じ 期間で、気象官署の 1 時間降水量から積算した 6 時間降水量で 2 mm 未満の弱い降水量の起こった回 数を、札幌と函館について、第 1 図 (左)に示す。 観測の最小値は、0.5mm/hour である。これらは良 く対応しており相関係数は 0.77 になる。灰色のパ ネルで札幌と函館の合計 10 年間ごとの積算回数を 示したが、単純増加が見られる。札幌と函館の各 地域でも、積算回数は増加している。また、JRA25 の 500hPa 温度場から計算した偏西風の分流(太平 洋上の分流の3日前が、日本列島に対応する。)と の相関はそれぞれ、0.72、0.81 と高い値になり、 これらは 99%の統計的信頼性がある。同様の解析を 行った旭川と網走ではこの状況が見られない。

JRA25 による同様の解析を行った結果(右図)、 北海道における 0.5mm/day 未満の弱い積雲対流の 回数が増加している。偏西風の分流との相関係数 は 0.80 で 99%の統計的信頼性がある。近年、ある 程度以上の偏西風の分流回数が増えたことにより、 日本列島に上層寒気の入る可能性が増え、北海道 では東北地方に比べて地表気温の低いことから成 層の不安程度は小さく、結果として東北地方では 豪雨の回数が増大し、北海道では弱い対流の降水 回数が増加したと考えられる。近年、東北地方の 梅雨末期に、北海道の南西部で、湿度が高い、曇 りの多い日が起こりやすくなっているようなので、 この解析から見られる弱い降水の増大で、温暖化 の影響を受けた蝦夷梅雨と定義することが可能に なる

2017年には、東北地方でのみ梅雨明けの遅れが あり、2018年は関東地方で初めて6月に梅雨明け したが、これは、2015年に春季学会で報告した「東 北地方でのみ梅雨明けが遅れている」ことと整合 性がある。関東地方以南で梅雨明けの遅れがある という、気候モデルによる将来予測の論文が多数、 報告されてきたが、これらの間違いは意図的では ないので問題ではないが、これを引用したレビュ ーIPCC第4、5次評価報告書(2007,2013)とKitoh (2017)の訂正が、今後の課題になる。



第1図(左)札幌と函館の弱い降水(2mm/6hour 未満)の回数(黒、灰色右軸)とその合計の10 年間ごとの積算(左軸、薄灰色パネル)および偏西風の分流回数(4で割っている。白色右軸) (右)JRA25、北海道での0.5mm/day未満の弱い対流の回数(黒色右軸)、偏西風の分流回数とその 合計の10年間ごとの積算(左軸、灰色パネル)。期間は8月(1980-2009)。

^{*}元気象庁気象大学校 Email: <u>iyagai@gmail.com</u>

市町村ごとのデータから見た熱中症・低温死亡率の分布特性

*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

熱中症や低温による国内の死者数は、それぞれ年間 数百人~1000人に達する.発表者らは、都道府県ごと の熱中症・低温死亡率と気温との関係について、人口動 態統計データによる解析を行ってきた^[1~2].また、2013 年の東京について区ごとの熱中症死亡率を調べ、死亡 率は都心部で低いこと、気温分布だけでなく平均所得 にも依存することを示した^[3].今回は、全国の市町村ご とのデータを使い、細かい空間スケールにおける熱中 症・低温死亡率と気温・所得・人口との関係を調べた.

2. 資料

1999~2016年の人口動態統計の個票データを使った. 解析対象は人口1万人以上(2015年時点;以下同じ)の 1207市町村とした.これらの市町村の合計人口は1億 2469万人であり,日本の総人口の98.0%に当たる.

2015 年の全国の人口構成を基準にして、市町村ご と・年ごとの熱中症・低温死亡率を年齢調整した.また、気象庁メッシュ気候値と総務省の人口メッシュデ ータを使い、熱中症については 7~8 月、低温について は 12~3 月の、各市町村の"人口分布で重みづけした平 均気温"を求めた.さらに、総務省「平成 27 年度市町 村別決算状況調」から各市町村の課税対象所得を得た.

3. 死亡率と気温・所得・人口との関係

市町村iの死亡率を M_i , 気温を T_i , 1人当たり所得を S_i , 人口を P_i とし, $\delta M_i^{1/4} \geq \Delta T_i$, $\ln \delta S_i$, $\ln P_i$ との偏相関 係数を計算した. ここで Δ , δ は地域平均との差, 比で ある. 相関の計算に当たっては P_i の重みをかけた.

表1は各偏相関係数を示す. $\delta M_i^{1/4} \ge \Delta T_i$ の偏相関は, 熱中症については正,低温は負であり,同じ地域内で も夏の気温が高い/冬の気温が低い市町村で,熱中症 /低温死亡率の高い傾向がある.回帰分析によると, 気温差 1℃当たりの死亡率の違いは,熱中症は 15~ 20%,低温は 10%弱である.また,熱中症・低温とも $\delta M_i^{1/4} \ge \ln \delta S_i$ の偏相関は負, $\ln P_i \ge 0$ 偏相関は正であ り,死亡率は所得が低い市町村で高く,大都市で高い 傾向がある.これらの特徴は男女とも,また,若年者 (<60歳) と高齢者 (≧80歳) に共通して認められる.

4. 大都市の区ごとの死亡率分布

東京23 区の熱中症死亡率は都心部よりも周辺部で高い、特に内陸部で高い傾向があり、夏季の気温分布の特徴と整合する.大阪市も都心部の熱中症死亡率は低い(図 1).一方、西成区と浪速区は熱中症・低温ともに死亡率が飛び抜けて高く、市内の平均の2~3倍に達する(図 1).特に60代前後の男性の死亡率が高く、生活困窮地区の影響がうかがえる.横浜市中区も同様である.

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」, 首都大学東京傾斜的研究費(全学分)学長採択枠研究費「2020 年東京オリンピック・パラリンピックに向けた都市気候研究」, 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.

参考文献

- [1] Fujibe et al., Geogr. Rev. Jpn., Ser. B, 91 (2018), 17–27.
- [2] Fujibe et al., SOLA, 14 (2018), 144–147.
- [3] 藤部ほか, 日本ヒートアイランド学会誌, 12 (2017), 1-8.

表1 δM_i^{1/4} (市町村 i の死亡率) と各要素の偏相関係 数. 全国を対象にして求めた数値の次に, 北海道と 沖縄県を除く 45 都府県を対象にして求めた数値を カッコで示す. いずれも危険率 1%で有意.

	ΔT_i (気温)	$\ln \delta S_i$ (所得)	$\ln P_i(\Box \square)$
熱中症	0.17 (0.19)	-0.20 (-0.21)	0.20 (0.20)
低温	-0.16 (-0.17)	-0.22 (-0.22)	0.20 (0.21)



国内の 2000 年以降の気候変動の地域特性

内山 常雄(日本気象予報士会)

1. はじめに

地球温暖化による気候変動は、100年単位の時間経過で評価す る現象といわれる.一方、最近の気候が以前と変化しているという 声もよく聞く、そこで、2000年から2018年の19年間の国内の気 候の変化のグラフによる視覚化を試みた.

2. データと解析手法

気象庁の過去の地点気象データ・ダウンロードページから,2000 年から 2018 年の間の気象官署及び特別地域気象観測所の計 154 観測点の旬平均気温,降水量の旬合計,日照時間の旬合計をダウン ロードした.また気象庁の過去の気象データ検索ページから,これ らの観測点の旬ごとの平年値を取得した.

これらのデータを用いて、2000年から2018年の間の旬ごとの 平年偏差の積算値の推移をグラフにした.

3. 気象3要素の地域別変化

すべての観測点で、平均気温は平年並みから平年を上回る状態 が継続していた.降水量と日照時間の変化傾向は観測点ごとで異 なり、地域特有の傾向がみられた.

関東地方の多くの観測点で、日照時間は2010年頃まで平年並み で推移し、その後平年比プラスが継続している。降水量は平年を上 回る時期が多い観測点がある一方、平年並みあるいは平年を下回 る傾向の観測点もあった。それらの典型例として、図1に横浜、図 2に熊谷のグラフを示す。



図1 銚子

図2 熊谷

北海道の多くの観測点で、気温は期間の初めは平年並みで、2004、 5年頃から平年を上回る状態が継続し、日照時間は平年並みから平 年を下回る状態が続き、最近は増加、降水量は2009年頃から平年 を上回る状態が継続した.図3に札幌、図4に根室を示す、



東北地方では、青森県の観測点では北海道同様日照時間 は平年並み、それより南の5県では関東地方同様2010年こ ろから平年を上回る状態が継続しているが、若松のみ平年 並みが継続している.

図5に青森,図6に福島のグラフを示す.



甲信越の観測点は、関東と類似したところが多いが、中に は降水量の変動が大きい観測点がある.図7に長野、図10 に高田のグラフを示す.



図7 長野

図5 青森

図8 高田

図6 福島

東海北陸の観測点は、2010年頃から日照時間が平年を継 続的に上回るところが多い.一方降水量については、観測 点ごとに変動状態の違いが大きく、また変動幅の大きな観 測点が多かった.

近畿,四国及び中国の観測点では2010年頃からの降水量 の増加が目立つ観測点が多く,九州は2010年頃から日照時 間の減少と2010年頃まで降水量が減少する観測点が多か った.沖縄奄美は九州と同様の特徴がみられたが,降水量 の変動がさらに大きな観測点があった.図9に敦賀,図10 に福山,図11に長崎,図12に沖永良部のグラフを示す.



近年の北海道の小麦とばれいしょの収量変動要因となる気象現象

下田星児^{1*}•菅野洋光² (¹農研機構北農研芽室・²農研機構農環研)

【はじめに】

北海道東部は、大規模畑輪作地域で、小 麦生産量の全国の4割以上、ばれいしょ生産 量の8割近くを占める。特に、北海道太平洋側 東部に位置する十勝地方は、太平洋高気圧 が北上する年には、6月の日照時間が短くなる。 小麦の開花期以降の日照不足が生産量低下 に繋がる。6~7月は、北海道東部地域では 小麦生育期間の中で開花期以降に当たり、こ の期間の気象変化は小麦の収量の変動要因 となる。このように日照・日射は、収量に大きな 影響を与える可能性がある。また、ばれいしょも 冷涼な環境に適した作物であり、7-9月が高 温であるほど収量は減少する。太平洋高気圧 の北上年は、高温の影響が懸念される。

本研究は、気象変動による収量低下が、局 地的な応答か、広域的で普遍的な応答か評 価するために、メッシュ気象値による北海道東 部の小麦・ばれいしょの収量特性の解析を行 った。

【方法】

1km メッシュ気象データから、水田以外の農 用地科目のメッシュを抽出し、農林水産統計 データから得た市町村別小麦・ばれいしょの栽 培面積で重み付けを行い、地域ごとの平均気 象データとして算出した。気圧配置の検討に は、気象庁天気図を参照した。

【結果と考察】

2015年と2017年は、小麦の生産量が過去 1位2位の年となった。十勝において、6月下旬 から7月中旬の間、2015年と2017年はオホー ツク海に中心が位置する高気圧の出現日率は 40%と50%で、十勝の平均日照時間が6時間を 超え、例年と比較して日照時間が著しく長い 年であった。過去にも、太平洋高気圧が北上 する年は、十勝地域で顕著な小麦収量の低下 が見られ、オホーツク地域は高温年に日照時 間が長くなる場合が多く小麦収量の増加につ ながった(Shimoda et al., 2015)。太平洋高気 圧が強い 2016 年は、十勝とオホーツクの地域 間の日照時間の差が大きく、十勝のみ収量が 大きく減少した。ばれいしょでは、数か月単位 の気象現象が収量に影響を与え、2010年以 降の 7-9 月の高温は収量減少の要因となっ た。また、春季は北日本に気温の上昇傾向が 見られず、生育開始は早期化せず、枯れ上が

りのみが早 まったと考 えられる。

-290-



図1.6月21日-7月20日の平均海面気圧

20 世紀における日本周辺の SST 長期変化メカニズム

戸田 賢希·渡部 雅浩(東大·大気海洋研究所)

1. はじめに

観測から、20世紀において日本周辺域の SST は全球 平均に比べて倍近くも大きな割合で上昇していたことが分 かっている。黒潮の変化がこの大きな昇温をもたらしたとい う示唆もあるが、海洋循環変化の不確定性に加えて、大気 循環の変化など他の要因について検討した研究はほとん どなく、日本周辺域の SST 長期変化のメカニズムはまだわ かっていない。そこで、本研究では 1951~2010 年の期間 で日本周辺域の SST 変化がどのように生じたかを理解する ことを目的として、観測データの解析および全球気候モデ ル(Coupled general circulation model, CGCM)を用い たアンサンブル数値実験を行った。

2. 用いた観測データとモデル

東大/JAMSTEC/環境研で共同開発された全球気候モ デルである MIROC5.2 CGCM (大気解像度 T85 鉛直 40 層、海洋解像度 1 度)を用いて 2 種類(それぞれ 10 メンバ ーのアンサンブル)の数値実験を行った。観測の SST 変化 をモデル内で再現することを目的とした気候再現実験 (HIST 実験)と、エアロゾルの寄与を調べるための硫酸性エ アロゾル固定実験(SO2CONST 実験)である。

また、本研究では、SST の観測値として COBE-SST を用 いる。それに加えて、SST 変化のメカニズムを考える上で風 速や等気圧高度といった大気場の変数が必要であるが、こ れら大気場の変数に関して再解析データ Japanese 55year Reanalysis (JRA-55)を用いた。

3. 結果

観測と HIST 実験の日本周辺域(北緯 25~47 度、東経 120~155 度)年平均 SST 偏差時系列を図 1 に示す。ただ し、SST 偏差は 1951~2010 年平均からの差である。観測 された日本周辺域の SST は、1951~1980 年にかけて昇温 が停滞し、それ以降は右肩上がりに昇温するという単調で ない長期変化を示す。これは右肩上がりの昇温傾向をもつ 全球平均の SST 変化と異なる点である。このため、日本周 辺域の SST トレンドは期間ごとに値が大きく異なっていた。 ただし、その値はほとんどの期間で全球平均トレンドよりも 大きかった。また、季節ごとのトレンドはどの期間でも冬の昇 温が夏よりも大きいという季節性が見られた。HIST 実験は、 観測データに見られた上記の特徴をよく再現している。 HIST 実験と SO2CONST 実験の結果比較から、日本周 辺域に見られた単調でない SST 変化はエアロゾルの寄与 によるものであることが分かった。

次に、ローパスフィルタを適用した HIST 実験のアンサ ンブル平均を用いて、日本周辺域平均の SST 時系列に対 する諸変数の回帰をとることで強制に対する SST 長期変化 メカニズムを調べた。その結果、日本域には海面で下向き 顕熱の増加による広範囲の弱い昇温と、海洋の力学的変 化による局所的な強い昇温が見られた。前者は、北西太平 洋に生じる順圧的な高気圧性偏差が南東から暖気を移流 することによってもたらされていた。海洋の力学変化による 局所的な昇温も、同じ高気圧性偏差に伴う海面風応力 curl の変化により、黒潮の軸が極向きに移動したためと考 えられる。北西太平洋の高気圧性偏差が駆動する日本周 辺域 SST 変化のメカニズムは SO2CONST 実験でも同様 に確認され、日本域の SST 長期変化メカニズムは強制の 種類によらないことが示唆された。

今回の日本気象学会ではモデルで見られた以上のメカ ニズムをさらに Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)マルチモデル結果や観測データとの比較 から詳細に議論していく。



図1 日本周辺域の SST 偏差時系列。黒の実線は観測、黒の点線は HIST 実験のアンサンブル平均。陰影は HIST 実験 10 メンバーの1 標準偏差を表す。 日本域領域再解析システムによる台風強度の再現性の評価 *福井真(東北大院理),岩崎俊樹(東北大院理),斉藤和雄(東大大気海洋研、気象 研究所、気象業務支援センター),瀬古弘(気象研究所、海洋研究開発機構)

1. はじめに

我々は、日本域を対象に1958年まで遡った水平解像 度5kmの高解像度長期領域再解析を目指し、システム の構築を進めている[1]。高解像度長期領域再解析は、 これまでに災害を引き起こしたようなメソスケール極 端現象の解析や気候変動に伴う地域気候の応答把握、 防災や水資源管理等のための基盤データセットとなる ことが期待される。特に台風は災害に直結するような 豪雨をもたらすことも多いが、長期再解析では最新の ものでも台風強度を依然として過小評価してしまって いることが指摘されており[2]、領域再解析のような高 解像度再解析にとって重要な再現対象である。そこで、 本研究では、気象庁 55年長期再解析(JRA-55)と比較し ながら、台風中心気圧について領域再解析システムの 再現性の調査を行った。

2. 領域再解析の手法

領域再解析システムは、JRA-55 に対して一方向二重 ネストにより水平格子間隔 25 km 及び 5 km の NHM-LETKF を適用し解析を行う。同化するデータと しては、できるだけ長期間に渡って一貫性のある再解 析データとなることを念頭に、地上での気圧観測やラ ジオゾンデによる高層観測といった 1958 年以降から入 手可能な従来型観測のみを用いた。

台風中心気圧は、気象庁ベストトラックデータの台 風中心から半径500 km以内の領域での海面更正気圧極 小値とした。なお、JRA-55 との比較のために、水平格 子間隔 5 km の領域再解析における台風中心気圧は、 JRA-55 の水平解像度に合わせ、60 km 格子平均を施し てから求めた。対象期間は 2015 年 8 月から 2016 年 8 月までとした。

3. 台風中心気圧の再解析の結果

図1は、ベストトラックデータの中心気圧に対する領 域再解析とJRA-55の中心気圧を散布図で示したもの である。JRA-55は弱い台風についてはよく再現されて いたが、全体として中心気圧を高く再現する傾向にあ り、特に中心気圧が970hPaを下回る強い台風では中心 気圧を高く再現する特徴が顕著になった(図1右)。一方、 領域再解析では、中心気圧を高く再現する傾向が軽減 され、特に強い台風での再現性が向上した(図1左)。こ れは、高解像度システムを利用したことによる恩恵で あり、領域再解析システムが台風強度を既存の長期再 解析よりも適切に再現できる可能性を示唆している。

ただし、図1に丸で示したように、JRA-55 が強度を 過小評価した台風に、領域再解析で更に弱く再現され るものがあった。これらは、日本列島の南-東の海上に あるもので、台風の位置をベストトラックの近傍に再 現できた JRA-55 が、領域再解析では台風位置が大きく 離れ、構造も崩れていた。JRA-55 では従来型観測に加 え衛星観測や台風周辺風を同化しているのに対し、本 領域再解析システムでは従来型観測のみが同化されて いる。そのため、側面境界からの強制と日本列島の南-東の海上にはほとんど存在しない従来型観測のみの同 化では、大規模場を含めた領域内部の場を十分拘束で きなかったと考えられる。台風をさらに精度よく再現 するには、台風にとって実況とより整合した環境場を 与えることが必要と考える。今後は、波数境界からの 強制を与えて台風を流す場を保ったり、ベストトラッ クデータを同化し台風自体の位置を修正[3]したりする ことを検討していく。



図1 台風中心気圧の、気象庁ベストトラックに対 する領域再解析(左図)及び JRA-55(右図)の散布図.

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」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

Fukui, S., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 565-585.
 Murakami, H., 2014, Geophys. Res. Lett., **41**, 2133-2141,
 Kunii, M., 2015, *Wea. Forecasting*, **30**, 1050-1063.

中国~東西日本における梅雨期の日々の降水変動と 季節進行に関する気候学的解析 (大雨日と無降水日の出現状況にも注目して)

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), Ailikun(中国チベット研究所)

1. はじめに

東アジアでは、盛夏期の前に梅雨前線(日本)やメイユ 前線(中国)と呼ばれる亜熱帯前線帯が現れ、西日本や長 江流域では50 mm/day を超えるような「大雨日」が頻繁 に現れることはよく知られている(本報では、このような 日を「大雨日」と呼ぶことにする)(Ninomiya and Mizuno 1987)。東日本では大雨日の出現頻度はそれほど高くない が、西日本とは異なるタイプの大雨日の特徴がみられるこ と、長期データでみた多少頻度の少ない現象も含めた降水 イベントの特徴の多様性について、本グループは報告を行 った(2017 年春、秋の日本地理学会、他)。一方、中国で の梅雨期の降水や前線帯の特徴の季節進行について、

Matsumoto and Takahashi (1999, Geograph, Rev. Japan Ser.B) は、東アジア各地での 1961~1990 年の日降水量デ ータに基づく解析により、5~8月の降水量と大雨日の寄与 の地域的違いや季節進行について報告した。さらに本グル ープは、1951~2010 年の日降水量データを使用し、長江流 域での梅雨に対応する降水量の季節的増大がみられる時期 に、黄河流域でも徐々に降水量が季節的増大を示すこと、 大雨日の出現状況による各地点での降水の特徴について報 告を行った (2018 年秋の日本地理学会、他)。

本報では、大雨日の現れ方や総降水量へ寄与する日々の 降水の特徴の年々の変動にも更に注目して、より多くの地 点について解析を行った結果を報告する。なお、本研究で 用いた中国の日降水量データは、科研費 基盤研究(S)「過 去120年間におけるアジアモンスーン変動の解明(H26~ H30、代表者:首都大学東京 松本 淳)の一環として、 研究代表者が中国から入手したものである。



2. 各地点における降水特性の違い

<u>112</u> 114E 116E 118E 120E 122E 124E 128E 128E 130E 132E 134E 136E 136E 140E 第1図 本報で使用したデータの主な地点。青島は 1961~2010 年、 徐州は 1960~2010 年、阜陽は 1953~2010 年、その他の地点は 1951 ~2010 年の日降水量データを使用。

第1図に示す中国のいくつかの地点についての日降水量 データに基づく総降水量と「大雨日」の寄与の季節進行を 第2図に示す。前回、本グループは長江流域と黄河流域で の梅雨に対応する洪水量の季節的増大の現れ方の違いにつ いて指摘したが、それらの流域の中間に位置するような3 地点を見てみると、青島では黄河流域、阜陽では長江流域 と同じような特徴がみられた。つまり阜陽を含めた長江流 域では、6月後半から7月前半にかけ降水量の季節的増大 がみられ、そのとき大雨日降水量の寄与も大きい。一方青 島を含めた黄河流域でも同じような時期に降水量の増加が みられるが、そのピークは7月下旬頃にみられる。また、 その時期の総降水量に対する大雨日の寄与は、長江流域ほ ど大きくない。しかし、淮河と黄河の流域の境界付近に位 置する徐州については7月下旬降水量のピークが特に明瞭 であり、他の黄河流域とは違い、大雨日の寄与も含めて、 長江流域から夏に降水帯が北上したような増大がみられる 点は興味深い。





第3図をみると、大雨日降水量の寄与率が総降水量に及 ぼす影響やその年々変動も、長江流域と黄河流域で大きく 異なることがわかる。黄河流域では寄与率が大きくなって も総降水量自体がそこまで大きくならない。長江流域の地 点でもそのような年はみられるが、寄与率と総降水量がと もに大きい年もよくみられる。このような特徴の違いは日 本の2地点でもみられ、東日本と西日本や中国大陸では基 本場が大きく異なるが、これらの結果が梅雨降水帯の南北 での振る舞いの違いを考察する際にどのような意味をもつ のか、長江流域南方も含めたより多くの地点の解析結果や、 図は略すが無降水日の出現頻度の南北・東西方向での違い も踏まえながら報告を行う予定である。



第3図 1951~2010年の6/16~7/15の各地点における各年の総降 水量(縦軸、mm/dayに換算)と大雨日降水量の総降水量への寄与 率(横軸、%)の関係を示す散布図。 C401

2018年台風第7号と西日本豪雨の予報実験

* 榎本剛 (京大防災研/海洋機構)

1 はじめに

「平成 30 年 7 月豪雨」(以下,西日本豪雨)の要因と して気象庁報道資料 [1] では,1)西日本における暖湿流 の合流,2)梅雨前線の停滞・強化に伴う持続的な上昇流 の形成,3)局地的な線状降水帯の形成 [2]の3つの要因 を挙げている。河川や斜面の災害の規模が大きくなった のは,梅雨前線の強化に先行して台風第 7 号に伴う先行 雨量があったことが重要であると考えられる。また,台 風の接近・通過が梅雨前線の強化に影響した可能性も考 えられる。そこで本研究では,総観規模に着目して,初 期時刻を変えた予報実験を行い,台風第 7 号と西日本豪 雨の予測可能性について調べる。

2 実験設定

用いたモデルは ECMWF OpenIFS Cy40r1v2 TL1023L60(水平解像度 20 km, 鉛直 60 層)である。 初期値は 6 月 28 日~7 月 3 日 0, 12 UTC の ECMWF の現業解析である。

3 結果

予想された台風は,初期時刻6月30日12 UTCから ベストトラック(太実線)に準じて日本海を北東進し, 松前半島付近で消滅している(「的中」)。それ以前の初 期時刻では,予想進路は大きく西に外れており,強度が 弱い(「外れ」)。これらは,対流圏上部まで渦が発達して いないため偏西風の影響を受けにくかったものと考えら れる。台風の進路がベストトラックに近いものは,7月 5~7日に西日本にまとまった降水があり,西日本豪雨を ある程度再現している。台風の進路が外れたものは,降 水帯が北にずれており,西日本豪雨は再現されなかった。

「的中」予報では、7月4日に日本海にある台風と太平 洋高気圧との間の気圧傾度が強化され、南西風に乗って 高相当温位の気流が大陸から西日本に流入した。気圧傾 度が東ほど強くなる合流場において、西日本では前線が 強化され、上昇流が誘導されている。これに対し、台風 が存在しない「外れ」予報では気圧傾度は日本海で高く なるため、高相当温位の流入も北偏し、強い降水が発生 しにくい場となっている。



図 1 2018 年台風第 7 号の進路。太実線はベストト ラック,その他は初期時刻を 2018 年 6 月 28 日 12 UTC から 7 月 3 日 12 UTC まで 12 時間間隔にして 行った予報実験から作成。円が大きいほど中心気圧が 低いことを示す。

4 まとめと議論

台風の発達が再現されない初期時刻では,台風の予想 進路の誤差が大きく,西日本豪雨の再現性が劣っていた。 台風が日本海を北東進することにより,合流場が形成さ れ,梅雨前線強化に寄与していたと示唆される。熱帯低 気圧は実際よりも弱く予想されることが少なくない。必 要に応じ,渦位逆転法等を用いて初期場を改変したシナ リオ予測を行うことは,想定の幅を広げリードタイムを 十分にとるために有意義であると考える。

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。

参考文献

- [1] 気象庁, 2018:「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の
 記録的な高温の特徴と要因について.気象庁報道発表 2018
 年8月10日.
- [2] Tsuguti, H. et al., 2018: Landslides, 10.1007/s10346-018-1098-6.

夏季の顕著な北極低気圧とその予測可能性

*山上晃央,松枝未遠(筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

北極域では,北極低気圧(Arctic Cyclone: AC) と呼ばれる特徴的な低気圧が発生する(Tanaka et al., 2012 (Polar Sci.)).夏季のACは併合を繰 り返すことで長期間持続し,ときには北極域全体 を覆うほど発達する(Simmonds and Rudeva, 2012 (GRL); Yamagami et al., 2017 (ASL)).また、 AC は海氷など対して大きな影響を与えることが 知られている(Inoue and Hori, 2011(GRL); Parkinson and Comiso, 2012 (GRL)).

近年の海氷減少によって、北極海航路の利用や 北極資源の活用等の人間活動がより活発になっ ている.このような活動を安全に行うためには, 北極域の大気,海洋,海氷などを正確に予測する 必要がある.北極大気,特にACのような顕著現象 は,海氷や波浪の予測に対する影響が大きいため 正確な予測は重要である(Nakanowatari et al. 2018 (TC)).

本研究では、1986-2016 年夏季(6-8月)に発生 した顕著なAC(中心気圧が980 hPa以下,中心位 置70^oN以北,250hPa高度の領域平均気温偏差が 5K以上)がどの程度予測できるかについて,中期 アンサンブル予報データを用いて調べた.

2. データおよび事例

中期アンサンブル予報データとして,NOAA が提供する GEFS 再予報データ(Hamill et al., 2013 (BAMS))を用いた.GEFS 再予報データは,NCEP(米国)の現業アンサンブル予報システムを用いて作成され,1984年12月以降の各日の00 UTC を初期時刻としている.また,現業中期アンサンブル予報(TIGGE)データベース(Swinbank et al., 2016 (BAMS))から取得可能な,CMC(カナダ),ECMWF(欧州),JMA(日本),NCEP,UKM0(英国)の5つの数値

予報センターの予報データも利用した.検証には 各アンサンブル予報データの解析値(摂動なしメ ンバーの初期値)を用いた.

3. 結果とまとめ

1986-2016 年の夏季に 26 事例の顕著な AC が発 生した.最も発達した AC は 1995 年 8 月と 2012 年 8 月の事例(中心気圧 964.7 hPa)であり、最 もサイズが大きな AC は 1988 年 6 月の事例(半径 1512.8 km)であった。26 事例の AC の中心気圧, サイズ,発生頻度に長期変化傾向は見られなかっ た。26 事例の AC の存在,中心気圧,中心位置が 平均的にどの程度予測出来ていたかを調べた結 果(図 1 黒実線),最盛期の 3 日前の予測から 9 割 以上のアンサンブルメンバーが AC の存在を予測 できていた(図 1a).また、最盛期の 3 日前の予 測から、平均的な中心位置の予測誤差が 433.1 km

(26事例のACの最盛期における平均半径の半分) 以下となり(図 1c),その時の中心気圧の平均予 測誤差は 6.1 hPa であった(図 1b). 1986-2016年 の 26 事例に対する予測スキルと 2008-2016年の 10 事例に対する予測スキルと 2008-2016年の 10 事例に対する予測スキル(図 1 灰色実線)は同 程度であり,顕著な AC の予測スキルには長期的 な改善傾向が見られないということが示された. また,10 事例の AC の予測スキルの比較から,GEFS 再予報は、中心気圧、位置の予測で高いスキルを 示す ECMWF, CMC と同程度であるが、存在率が現業 予報よりも低いことが示された.

謝辞

本研究は、文部科学省の補助事業である北極域 研究推進プロジェクト(ArCS)の助成により実施 されました.



図 1: AC の(左)発生の予測率、(中)中心気圧誤差、(右)中心位置誤差。黒と灰色の実線はそれぞれ 26 事例(1985-2016年)と10事例(2008-2016年)のAC に対する GEFS 再予報、破線は10事例(2008-2016年)のAC に対する5つの数値予報センターの現業アンサンブル予報を示す。

平成 30 年 7 月豪雨を対象とした

高頻度・高解像度フェーズドアレイ気象レーダーデータ同化実験

*<u>前島 康光</u>¹, 大塚 成徳¹, 三好 建正^{1,2} (1. 理研・計算科学研究センター, 2. メリーランド大学)

1. はじめに

平成30年7月豪雨においては、兵庫県内の15市町 に大雨特別警報が発令され、家屋の倒壊や、広範囲に 渡って交通機関が麻痺するなどの被害が発生した。7月 5日から8日にかけて、神戸の官署の観測で435.5 mm もの積算降水量が記録されている。

神戸市周辺での豪雨は、同市西区にある情報通信研 究機構(NICT)のフェーズドアレイ気象レーダー (PAWR)によってよく捉えられており、淡路島の東海上 から神戸市付近に向けて、活発な対流とみられる強い エコーが次々と北上してくる様子が観測されていた。 本発表では平成 30 年 7 月豪雨を対象に、30 秒ごとに 観測される PAWR データを 100 m メッシュの数値モデ ルに同化する実験を行い、解析値および予報へのイン パクトを調べるとともに、PAWR で捉えられた活発な 対流の再現性についても議論を行う。

2. データ同化実験の概要

データ同化システムとして SCALE-LETKF(Miyoshi et al. 2016, *Proc. IEEE*; Lien et al. 2017, *SOLA*)を用いた。 まず、理化学研究所で準リアルタイム実行している 18 km メッシュの SCALE-LETKF(50 メンバー)の 2018年 7月5日 0900 JST における解析値を初期値として、4 km メッシュ、1 km メッシュの順にダウンスケール実 験を行った。そして、1 km メッシュの計算結果を内挿 して、100 m メッシュデータ同化実験の初期アンサン ブル及び境界値を作成した。

30 秒サイクル・100 m メッシュのデータ同化実験 (TEST)は7月6日1030 JST から1100 JST まで行い、30 秒ごとの PAWR の反射強度と動径風を同化した。比較 のために、同化なしの実験(NO-DA)も併せて行った。

さらに、PAWR 同化が豪雨予報精度に与えるインパ クトを調べるため、1040 JST におけるアンサンブル平 均の解析値を初期値とした 100 m メッシュの予報実験 も行った。

3. 結果

高度 2 km おける NO-DA、TEST、そして PAWR 観測 のレーダー反射強度を図 1 に示す。時刻は 1040 JST で ある。NO-DA では 45dBZ 以上の降水強度の領域が過 度に大きく広がっており、降水分布、強度ともに観測 と大きく異なっている。一方 TEST では観測と良い整 合性がみられ、淡路島の東海上で起きている活発な対 流(図1の白丸)といった、本事例の特徴的な構造が再現 された。

続いて PAWR 観測データをリファレンスとした、レ ーダー反射強度の RMSE 時系列を図 2 に示す。TEST の解析値を初期値とした 20 分予報において、NO-DA より良いスコアが示されており、高頻度の PAWR デー タ同化が本事例の予報に対しても効果的である。



図 2: 高度 2 km におけるレーダー反射強度の RMSE。 太実線が NO-DA、細実線が TEST の解析値、破線が 予報実験の結果をそれぞれ示す。

謝辞

本研究は、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)、「『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)、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」(研究代表者: 瀬古弘)の一環として行われた。

平成 30 年 7 月豪雨に伴う岡山県高梁川のアンサンブル洪水予測実験

*牛山朋來1、中村要介1

(1 土木研究所 ICHARM)

<u>1. はじめに</u>

平成 30 年 7 月、九州から岐阜県にかけての広 い範囲で活性化された梅雨前線の影響により豪 雨が頻発し、各地で記録的被害がもたらされた。 本研究では、この中で特に洪水氾濫による甚大な 人的被害を出した岡山県高梁川を対象に、豪雨と 洪水の予測可能性を調べた。豪雨の予測は、領域 アンサンブル予報を用いて行い、得られた予測雨 量を水文流出モデルに導入し、洪水の予測可能性 も調べた。

2. 実験設定

実験領域は図1の通り、15km 解像度の外側領 域と3km 解像度の内側領域の2重ネスティングで ある。外側領域のみ、気象庁によるチューニング を施した Kain&Fritcsh 対流パラメタリゼーション を用いた。外側領域を対象に WRF-LETKF を用い てアンサンブル初期値を作成し、アンサンブル予 報を行った。同化データは PREPBUFR、境界条件 は気象庁 GSM-GPV、アンサンブルメンバー数は 33 である。水平局所化半径 σは 300km とした。 作成した初期値(00UTC, 12UTC)から最大 132 時間予報を行なった。得られた予測降水量を降雨 流出氾濫(RRI)モデルに導入し、氾濫災害が起 きた真備地区の上流約13kmの日羽地点における 流出量の予測を行った。

3. 結果

高梁川流域の豪雨のピークは 6 日 06~12UTC (15~21JST)であり、流出量のピークは6日 15 UTC (7 日 00JST)であった。(堤防決壊は6日 14:30UTC に始まり、徐々に広がった。)

図2に、アンサンブル予報による予測雨量と予 測流量を示す。上から(a)3日、(b)4日、(c)5日の それぞれ00UTC を初期値とする予報である。そ れぞれピーク雨量発生時刻に対して予報時間が 78時間、54時間、30時間に対応する。(a)の予報 では6日の降水ピークを予測できていないが、(b) の予報では時刻は半日早いものの、アンサンブル 平均と75パーセンタイル値が観測に近づいた。 (c)の予報では75パーセンタイル値が観測のピー ク値にかなり近くなった。なお、(c)に重ねた気象 庁 MSM は、39時間先までの予報であるが、観測 ピーク雨量に追随していた。

流出予測では、(d)ではアンサンブル平均と75 パーセンタイル値について、観測ピーク時刻に流 量が増えるシグナルが現れていたが、値は小さか った。(e)ではアンサンブル平均が観測の1/3、75 パーセンタイル値が観測の1/2まで上昇し、(f)で はアンサンブル平均が観測の1/2、75パーセンタ イル値が観測の4/3程度となった。なお、降雨予 測(c)のピーク出現時刻が実際よりも早かったこ とから、予測された流出ピークも観測より約半日 早い出現時刻を予測した。



図 1. 実験領域。左が外側領域、右上が内側領域、右下が 高梁川流域を示す。影は標高(m)を表す。



図 2. アンサンブル予報による高梁川流域平均の予測雨 量 (a~c) と予測流量 (d~f)。予測の初期時刻は枠内に表 示。予測雨量(a~c) については、縦棒がアンサンブルの範 囲、濃い灰色が 25~75 パーセンタイル範囲、太い実線が アンサンブル平均、2 重線が解析雨量、太い破線は MSM の予報値である。予測流量 (d~f) については、細い線が 各メンバーの予測流量、太い実線がアンサンブル平均、黒 丸が観測流量、太い破線が MSM による予測値である。

4. 考察とまとめ

平成 30 年 7 月豪雨に伴う高梁川の豪雨は、梅 雨前線という総観規模擾乱に伴って発生したこ とから、いわゆる線状降水帯のようなメソスケー ル擾乱に比べて予測可能性が大きいことが予想 される。得られた結果は、豪雨発生前 30 時間で ある程度の豪雨や洪水の規模を予測し、54 時間前 にも実際の 1/2 程度の規模の洪水を予測すること ができた。このような予測情報が、時間とともに 更新されれば、防災・減災対策に貢献できること が期待される。

地形解析手法を用いたトラフの自動検出

深町知宏 (気象大学校)

1. はじめに

気象学において上空の気圧の谷(トラフ)は、地上 低気圧の発達や上空寒気の南下に関係するなど、非常 に重要なものである。気象の予報をするにあたって、 トラフを見落とすことは、予報を外すことにもつなが りかねない。しかしながら、予報作業において、トラ フの存在は天気図上の等高度線や渦度分布等を基に、 手動で解析する必要があり、その検出にはある程度の 知識と経験が必要なものとなっている。

本研究では、トラフを等気圧面の高度場における谷 筋の部分と定義し、地形学等で標高等のメッシュデー タから谷や尾根を検出する方法を用いて、計算機上で トラフを自動的に検出できるかについて検討した。

2. 方法

データは気象庁の全球解析モデルの GPV データ (約 20km 格子)を使用し、以下の手順で谷筋を検出した。

- 上記のデータをそのまま用いると、スケールの小 さな凹凸まで検出されてしまうため、空間平均する ことで、モデルデータを平滑化した。
- ② ①のデータに対して、岩橋(1994)の方法を用いて、谷を検出した。これは、着目する中心点とその周囲8地点の値の中間値(メディアン)を求め、中心点の値がそれよりも小さければ谷と判断するものである。
- ③ 切離低気圧などでは、その中心部で複数の谷筋が つながってしまうため、横山ほか(1999)で提案されている地上開度の方法を用いて、周囲に比べて凹んでいる窪地内では谷線を描かないこととした。
- ④ 地形の凹凸を表すものとしてラプラシアンを求め、 凹型の領域のみ谷線を引くこととした。これは、気 象学では渦度に相当し、正の渦度の領域のみ谷線を 引くということに相当する。

3. 結果

このようにして谷と判断された点をプロットしてい くことで、トラフが描画された。図は 2018 年 11 月 6 日の 500hPa 天気図に、上記の方法で自動的に検出され たトラフを描画したものである。

このとき、トラフが西日本から東日本の上空を通過

したことに伴い、雨域も東海から関東にかけて移動し、 銚子では雷も観測された。

4. 課題と活用可能性

等気圧面で谷筋となっている地点を解析することで トラフを自動的に検出することができたが、検出結果 には2①の平均処理の範囲なども影響する。注目すべき トラフがきちんと検出されているかや、位置や範囲等 が妥当なものであるかなどの検証が必要である。

また、本研究では等気圧面高度から谷を検出したが、 風の場からトラフの自動検出を試みている研究もある (Qian et al.,2018)。トラフの定義によっても、検出結果 が変わる可能性があることに注意が必要である。

最後に、トラフの自動検出がどのように活用できる かについて考えてみる。まず、予報作業においては、 トラフの見落としを減らすことが期待できる。また、 気象学研究においても、これまでトラフの解析に主観 的な判断が必要だったものが、客観的に検出できるこ とによって、調査の幅が広がることが期待できる。



図 2018年11月6日15時(JST)の500hPa高度場 及び自動解析したトラフ.

参考文献

- 岩橋純子, 1994, 数値地形モデルを用いた地形分類手法の 開発, 京都大学防災研究所年報, Vol.37, No.B-1, 141-156.
- [2] 横山隆三・白沢道生・菊池祐, 1999, 開度による地形特徴 の表示, 写真測量とリモートセンシング, Vol.38, No.4, 26-34.
- [3] Qian Li, et al., 2018, Automatic Analysis of Trough Lines Based on Curvature Tracing, Atmosphere, 9, 88.

関東地方に発生する沿岸前線の MSM 予報バイアスに関する解析 *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局地前線であり、温かい 海からの風と陸に滞留した薄い寒気層の間に形成される。関 東平野に形成される沿岸前線においては、沿岸の風向が北東 風である場合よりも南東~南西風の場合に、暖候期よりも晩 秋~冬に、降水がない場合には昼間よりも夜間に、それぞれ 顕著に形成されることが分かっている。[1]

沿岸前線は関東平野の気温や風の予想に重要であるが、数 値予報モデルによる再現は難しい。気象庁予報部[2]は気象庁 メソスケールモデル(以下 MSM)において、沿岸前線を実況よ りも内陸側に予報する(前線が寒気側に押し込まれやすい) バイアスが出やすいことを事例解析から報告している。

上記のバイアスについて統計的な検証はこれまで行われて いない。本研究では MSM が沿岸前線を実況より内陸側に予 報するバイアスの実態をコンポジット解析から調査した。

2. 沿岸前線発生事例の抽出方法

本実験では 2015 年 1 月 1 日~2018 年 12 月 31 日までを統 計期間とし、アメダスの気温・風データ(以下、実況)と MSM12 時間気温・風予報値を使用した。[1]の手法に習い、 ①三浦アメダスの気温が久喜アメダスより5度以上高い ② 三浦アメダスの風向が南南東~南~南南西かつ風速が4メー トル以上、の2条件を満たした時刻を3時間ごとに抽出した。 関東地方に発生する沿岸前線は海からの風が北東〜南東〜南 西までの方角で形成され得るが、本研究では前線が最も顕著 になる南寄りの場合に限定して調査を行った。

3. コンポジット解析の方法

前節より抽出された 79 事例に対し、実況の沿岸前線位置に 基づく区間別のコンポジット解析を行った。図(d)は区間分け に使用したアメダス5地点であり、三浦~横浜、横浜~東京、 東京〜越谷、越谷〜久喜の4区間を設定する。本研究では4 区間の中で気温勾配が最大の区間を沿岸前線が存在する位置 と定義し、79事例を定義に基づき区間別に分類した後に、実 況と対応する MSM 予報値のコンポジット解析を行った。

4. 結果

図(a)~(c)に実況で横浜~東京の区間に沿岸前線が判定され た20事例における実況とMSMのコンポジット解析結果を示 した。MSM では沿岸前線に相当する温度傾度帯が実況より も内陸側に現れ、地上気温偏差では関東平野中央部に帯状の 高温バイアスが明確である。高温バイアス領域の両側は気温 偏差が殆どないことから、MSM の暖気側と寒気側の地上気 温予測は実況とあまり差異がなく、前線の位置だけが内陸側

にずれている。他区間でも全て同様なバイアスが見られた。 5. まとめ

本研究により、MSM が沿岸前線を内陸(寒気)側に予報 するバイアスを持つことがコンポジット解析より示された。

MSM で沿岸前線が内陸側に再現される原因としては、(1) 暖気移流が過大又は寒気移流が過小、(2)境界層過程による加 熱が過大、(3)蒸発や融解による寒気側の冷却が過小、(4)凝結 による加熱が過大、など様々な要因が考えられ、特定は容易 ではない。各物理過程の寄与度は個々の事例によって異なる ため、降水の有無や風速で分類した場合にバイアスに違いが 見られるか検証し、バイアスの原因を絞り込むことがまず必 要である。数値実験による解像度依存性の調査も要する。

沿岸前線付近の力学的なバランスは温度差による気圧傾度 力と、コリオリカ及び摩擦力の釣り合いと近似的に考える事 が出来る。沿岸前線を挟んだ暖気と寒気の地上気温差にバイ アスは殆ど見られないため、寒気の層厚を検証する必要はあ るものの気圧傾度力のバイアスは小さい可能性がある。



図(a),(b),(c):実況で横浜~東京の区間に沿岸前線が判定され た事例(20事例)の地上気温(℃)と地上風速のコンポジッ ト解析. (a)実況, (b)MSM, (c)MSM から実況の気温を引いた地 上気温偏差. 図(d):区間分けに用いたアメダス地点位置

6. 参考文献

-299-

[1] Fumiaki Fujibe : Papers in Meteorology and Geophysics Vol.41, No3, pp. 105-128, September 1990 [2]平成 26 年度気象庁数値予報解説資料 pl18~pl44

気象庁全球モデルにおける系統誤差特性と今後の課題

*佐藤 均、米原 仁、下河邉 明、松川 知紘 (気象庁数値予報課)

1. はじめに

気象庁全球モデル(GSM)は、地球全体の数日から一週間 程度先までを予測対象とし、府県天気予報・台風情報・週 間天気予報など気象庁の多くの予報業務を支える数値予 報システムの基盤となるモデルである。気象庁では GSM の改良を重要な課題と位置付け、分解能の増強などの仕様 向上だけでなく、力学過程・物理過程の各過程についての 改良を行ってきた[1]。これにより、GSM の系統誤差(バ イアス)は改善されつつあるが、依然として根本的な解決 には至っていない課題も存在する。本講演では、現在の GSM におけるバイアス特性とその課題について報告する。

2. バイアス特性

(1) 放射フラックス

全球放射収支計によるプロダクト(CERES)を検証値に用 いて評価すると、GSMの大気上端での上向き長波放射は、 対流活動の活発な領域を中心に過剰である(図1)。大気 上端での短波放射は、南極大陸を除く陸上では、季節によ らず概ね反射が過少である。同時に、地表面に対しては短 波放射の入射が過剰である。海上における大気上端での短 波放射は、他の多くの全球モデルと同様に南半球の高緯度 で反射が過少である。また、海洋大陸付近でも過少である。



図 1 CERES プロダクトに対する大気上端での上向き長波放射 [Wm⁻²]の平均誤差。検証期間は 2017 年 8 月、予測時間 FT=6[h]。 図の右側は緯度ごとの東西平均を表す。

(2) 地表面

地上実況気象通報(SYNOP)を用いた検証から、GSM の地 上気温は日中に低温バイアスの傾向があり、最高気温のピ ークを適切に表現できないことが多い。これは、地表面に 対して短波入射が過剰であることとは逆の誤差であり、陸 面及び境界層過程に課題があることを示唆している。

(3) 海面フラックス

0AFlux プロダクトを用いた検証によると、海面から大 気に潜熱が過剰に流れるバイアスが熱帯を中心に広く存 在する。他にも、海面上の気温は低温バイアス、比湿は乾 燥バイアス、風速は弱風バイアスを持ち、顕熱フラックス も過剰である。

(4) 対流圏中下層の比湿

ラジオゾンデ観測と比較して、700hPa 面の比湿は熱帯 を中心とした対流活動の活発な領域で乾燥バイアスが大 きい。一方、925hPa 面では全球的に湿潤バイアスがある。 境界層内で湿潤バイアス、対流圏中下層の自由大気内で乾 燥バイアスを持つ誤差プロファイルは、多くの地点と季節 においてみられる。海上における可降水量プロダクト (RSS)を用いた検証でも、可降水量の過少バイアスが広く 分布している。乾燥バイアスの大きさは近年の改良により 縮小しているものの、このバイアスの改善は依然として大 きな課題である。

(5) 日本付近の高度

500hPa 高度場では、冬季を中心に日本付近を通過する トラフの前面が浅く予想される事例が繰り返し見られる。 この誤差特性は日々の予報作業に影響を与えているため、 その改善は長年の課題となっている。これまでの調査では、 サブグリッド地形に由来する抵抗プロセスの影響が大き いことが分かっており、地形性重力波過程と境界層過程を 変更したインパクト実験では、この誤差が改善される可能 性のあることが確認されている。

3. おわりに

GSMのバイアスには、近年の改良に伴って新たに注目されるようになったものも含まれる。長年の課題であったバ イアスは改善されつつあるが、根本的な解決に至っていない課題も依然として存在する。それらの改善に向けて、物 理過程全体を通じた改良が必要である。気象庁内外の幅広 い関係者と連携を深め、多くの方の知見を頂きながら開発 を進めていきたい。

参考文献

 [1] 米原仁, 2019: 気象庁全球モデルにおける近年の改
 良. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 1-11.

気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善(第四報) *中川雅之、川合秀明(気象研究所)

<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をはじめと する下層雲は、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)においてもその表現の改善 が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 2018a)。また冬季の日本付近で冬 型の気圧配置となっていたとき、浅い積雲対流を強くす ることで境界層の構造の表現を改善できる可能性があ ることを報告した(中川・川合 2018b)。

GSM では積雲対流のパラメタリゼーションとして、予 測型の荒川・シューバートスキームを使用している (JMA 2013)。このスキームは、モデル格子内で複数 の積雲によるアンサンブルを考慮するとともに、雲底に おける上昇マスフラックスを予測することで積雲の時間 発展を表現する、深い積雲の表現に実績があるスキー ムである。一方で、雲底が約 900hPa となるモデル面に 固定されていることから、境界層の構造と関連が強い浅 い積雲の表現には必ずしも適当でないと考えられる。今 回の発表では、GSM に小森(2009)に基づく浅い積雲 対流スキームを導入した時の全球的な予測への影響に ついて報告する。

2. 実験の設定

本研究で使用している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ある。水平解像度 TL159(約 110km)、4 メンバーによる 2001 年一年間 の予測実験(松川 2019)を行い、その平均から予測の 変化の方向を調査した。以下では、浅い積雲対流スキ ームを導入した GSM を用いた実験を TEST、従来の GSM を用いた実験を CNTL と呼ぶ。

3. 結果

図 1 に雲量予測値の帯状平均とその差(TEST-CNTL)を示す。低~中緯度の雲量を見ると、850hPa 付近で TEST の方が大きく、900hPa 付近から下で小 さくなっている領域があり、境界層内に雲底がある積雲 対流が強くなって境界層上端の高度が高くなった領域 と対応している。また中~高緯度では広範囲で 900hPa 付近から下で雲量が小さくなっており、境界層 過程によって境界層上端まで運ばれる水蒸気が積雲対 流によって減少した結果であると考えられる。これらの 変化は主に海上で顕著に見られた(図略)。

今後はスキームの詳細な検討と調整を行った上で、 より高解像度のモデルでの実験を行う。発表では、平均 場だけでなく事例に基づく境界層の構造の変化や、観 測による検証の結果について報告する。

参考文献

- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency, Japan Meteorological Agency.
- 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.
- 小森拓也,2009:浅い対流スキームの開発.数値予報課報告・別冊 第55号,気象庁予報部,77-82.
- 松川知紘,2019:1 年積分共通評価ツール.数値予報課報告・別冊 第65号,気象庁予報部,印刷中.
- 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,2018a: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.
- 中川雅之,川合秀明,2018b:気象庁全球モデルにおける下層雲の 表現の改善(第三報).日本気象学会 2018 年度秋季大会予稿集, B203.



図 1. 雲量予測値の帯状平均とその差。左:TEST、中:CNTL、右:TEST-CNTL。図左下の黒色は地面の下であることを表す。

-301 -

内部混合したサブミクロン粒子の吸湿度

*田尻拓也・郭威鎮・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

実大気中には、内部混合状態にあるエアロゾル粒子 が多く含まれる. それらのうち、吸湿性のより高いも の、よりサイズの大きなものから、優位に雲核 (CCN) として働き、雲粒生成過程に関与する. 室内実験から、 多様なエアロゾル粒子の CCN 能を吸湿度により評価 している. 化学組成が既知である純物質 (化合物) は、 一定の吸湿度 κ 値をとるが、混合物については、内部 混合状態に粒径依存性がある場合、 κ 値は一意に決ま るとは限らない. 内部混合粒子の吸湿度計測を通じて、 当該粒子に対する適切な κ 値の表現手法を検討するこ とを目指している.

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」の一環として実施して いる室内実験においては、吸湿性の高い物質を含むフ レアー粒子を取り扱っており、これらを試料粒子とし て用いて解析を行った.

2. 吸湿度計測

AgI フレアーと Hybrid フレアー(AgI+吸湿性粒子)の 吸湿度計測の結果を図1に示す.電子顕微鏡による化 学組成分析から,吸湿性物質として,AgIフレアーには KCl(κ=0.99) が卓越して含まれれるのに対し, Hybrid フレアーでは KCl に加えて CaCl₂ (κ=0.48) が含まれ ることが判った. 特に 300nm 超サイズの Hybrid フレア ー粒子は、ほぼ内部混合しており CaCl を含んでいた. 吸湿度計測から、より高いκ値を持つ KCI が卓越する AgI フレアーの吸湿度は、概ね 0.5 以上と Hybrid フレ アーよりも高かった.一方で、高いκ値を持つ粒子に ついては、雲核計で設定可能な過飽和度(およそ>0.1%) での臨界直径は200nm未満であり、雲粒生成に重要な サブミクロン粒子の直接計測は難しいという課題があ る. 粒径分布計測からモード径は, AgI フレアー粒子が 70-90nm に対して, Hybrid フレアー粒子はおよそ 140-170nm と異なる (図略). Hybrid フレアーは、低過 飽和度の環境下においても CCN 活性可能なサブミク ロン粒子をより多く含んでおり、また、内部混合状態 のサイズ依存性が示唆されるため、サブミクロン粒子 の CCN 能を同定する手法を確立したい.

3. **雲核計 OPC による雲粒粒径計測**

DMA を通した単分散粒子の CCN 計測から取得した 雲核計の OPC データを解析することにより,サブミク ロン粒子の雲粒生成への様子を調べた. OPC は,雲粒 サイズを 0.75~10µm まで 20bin で計測することができ る.図3は,200nmの Hybrid フレアー粒子を,過飽和 度 0.1~0.5%までの4 段階で CCN 活性した際に計測し た雲粒の粒径別頻度分布である.高過飽和度になるほ ど,粒径が広がり,モード径は,0.1%で2µm から0.5% では5~5.5µm まで変化した.発表では,AgI フレアー との比較および単分散粒径別の Hybrid フレアー粒子か らの雲粒生成の特性について述べる.

4. 今後の予定

多くの試料粒子に関する実験データ解析を進めると ともに,詳細雲微物理モデルとの比較解析,吸湿性の 高いサブミクロンの内部混合粒子のκ値について知見 を増やしていく予定である.



室内雲乱流実験を想定した大規模 DNS において得られた 雲粒粒径分布および雲水混合比スペクトル

齋藤泉·安田達哉·後藤俊幸·渡邊威(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効果を明らかにし, 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 ([1] ほか). 当研究グループにおいても, 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 [3, 4].

ここでは 2018 年度秋季大会の内容に引き続き, Chandrakar ら [2](以下 C16) による雲生成チャンバーを用いた 室内実験を想定した大規模 DNS について報告する.

2. パイチャンバーによる室内雲乱流実験

C16は、「パイチャンバー」と呼ばれる作業容量 3.14m³(高 さ 1m)の雲生成チャンバーを用いた実験を行った.上下端 の境界条件によって湿潤な Rayleigh-Benard 対流を励起し、 チャンバー内の流速場と過飽和度場に乱流変動を駆動する. エアロゾル粒子を時間一定の割合で系内に注入する.注入さ れたエアロゾル粒子は核生成・凝縮成長を経て雲粒に成長し、 重力沈降によって除去されることで、平衡状態の雲粒数密度 および雲粒粒径分布が実現される.雲粒粒径分布は、雲粒数 密度が大きい実験ほど平均半径が小さく、分布の幅が狭い.こ の傾向はエアロゾルの間接効果と関連している.

DNS の実験設定

ー辺 $L_{\text{box}} = 1m$ の周期的な立方体領域を考える. ランダ ムな外部強制によって, 流速場および過飽和度場に乱流変動 を駆動する. 系内に時間一定の割合で雲粒を注入する. 雲粒 は初期半径 0.4 μ m, 約 10^{-15} gの NaCl を含む水溶液とする (臨界過飽和度 0.1%, 臨界半径 0.7 μ m). 雲粒は Poisson 過程 (時定数 580s) に基づく確率でランダムに除去され, 注入と除 去のバランスにより雲粒数密度は平衡値に保たれる.

流速場は Navier-Stokes 方程式, 温度場・水蒸気混合比場 は水滴との潜熱・水質量交換を考慮した移流拡散方程式を支 配方程式とする. 雲粒は質点近似され, 周囲の過飽和度に応 じて Köhler 理論に基づき凝縮成長する. 粒子慣性や重力, 衝 突・併合は含まない. 空間方向はスペクトル法 (実空間格子点 数 512³), 時間方向は 2 次 Runge-Kutta 法 ($\Delta t = 0.8$ ms) に より数値積分する. 平衡状態を実現するまでに約 1 時間 (450 万ステップ) の積分時間を要した.

4. 実験結果

図1は平衡状態における雲粒粒径分布を示している. 雲粒 数密度は Run1-4 の順に 20, 80, 200, 500 cm⁻³ と増加し, この順に分布のピークが左ヘシフトすると共に,分布幅は小 さくなっている. この傾向は C16 の実験結果と整合的であ る. また Run1-3 は, 雲粒数密度を C16 の実験値と合わせて いる. 図より, Run1-3 の雲粒粒径分布は,対応するパイチャ ンバーの実験結果と定量的に良く一致している.

図 2 は Run3 について, 平衡状態における雲水混合比 (liquid water content, LWC) 場の変動成分のスペクトル (実線), および同じ実験について重力と粒子慣性の効果を含んだ結果 (点線)を示している.重力と粒子慣性の効果が無い場合 (実 線)は、LWC スペクトルは高波数側 (k > 10)で傾きが-1 に 近く,低波数側 (k < 10)ではそれよりも少し傾きが急になっ ている.一方で重力と粒子慣性の効果を含んだ結果 (点線) は,高波数側 (k > 10) でスペクトルが上に突にふくらんで いる. このような LWC スペクトルの特徴は、ドイツアルプ ス山頂における雲の直接観測 [5] から得られた LWC パワー スペクトルの特徴と類似している. 図 2 の LWC スペクトル の形成メカニズムについて、より大規模な DNS の結果と合 わせて報告する.

謝辞

本研究は MEXT 科研費 (15H02218), JSPS 科研費 (18K03925, 18K13611), HPCI(hp170189, hp180070), JH-PCN(jh170013, jh180009), 海洋研究開発機構, 名古屋大学 HPC の支援を受けたものです.

参考文献

- Vaillancourt P A, Yau M K and Grabowski W W 2001 J. Atmos. Sci. 58 1945–1964
- [2] Chandrakar K K and coauhtors 2016 Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113 14243–14248
- [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] Siebert H and coauthors 2015 Atmos. Meas. Tech. 8 3219–3228



図1 各実験の平衡状態における雲粒直径 (d) の PDF. 雲粒数密度は Run1-4 の順に, 20, 80, 200, 500 cm⁻³.



図2 (実線)Run3 についての, 平衡状態における雲水混 合比場の変動成分のスペクトル.(点線)同じ実験につい て, 重力と粒子慣性の効果を含んだもの.

暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験

-バルク法改良のための衛星データ活用法の提案-

*久芳奈遠美¹・清木達也²・鈴木健太郎¹・Woosub Roh¹・佐藤正樹^{1,2} (¹東京大学大気海洋研究所、² JAMSTEC)

<u>1. はじめに</u>

詳細に雲物理過程を表現できるビン法と全球モデル に搭載されている2モーメントバルク法の二つの雲 物理モデルを比較し、積算降水量の差をもたらす雲 物理過程を調べた。その差が衛星観測から得られる Contoured frequency by optical depth diagram (CFODD) にどのように反映されるかを調べ、改良のための活 用法を探った。

2. Kinematic driver model

Shipway and Hill (2012)の kinematic driver model (KiD) を用いて 2 次元の領域 (水平 9 km、鉛直 3 km) で浅 い暖かい対流雲を対象として雲物理スキームの比較 実験を行う。このような比較実験は既に Large-eddy simulation (LES)により行われているが(van Zanten et al. 2011; Sato et al. 2015)、雲物理過程から力学過程 へのフィードバックを無視するなど単純化された KiD を用いることにより、詳細な解析が可能になる。

3. 雲物理スキーム

2 モーメントバルク法は Seifert and Beheng (2006)を 基に Seiki and Nakajima (2014)が改良したもの (NICAM に搭載されている NDW6)を用いる。ビン 法は Kuba and Fujiyoshi (2006)が開発し Kuba and Murakami (2010)により改良された 2 モーメントビン 法を用いる。KiD 本体、バルク法雲モデル、ビン法 雲モデルのすべてのタイムステップは 0.5 秒とした。 この双方の出力を用いて、衛星シミュレータである Joint-Simulator (Hashino.et al., 2013)を使ってレーダ 反射因子・光学的厚さなどを求め、衛星データと比 較するためのダイアグラムを作成した。

4. 数値実験の結果

雲凝結核の活性化スキームの比較はせずに雲粒から 雨滴への変換効率を比較するために、雲凝結核の数 密度を変えた数値実験を繰り返し、初期の雲粒数密 度がおよそ同じになるケースをバルク法とビン法の それぞれから選んで比較する。120 分間の積算降水 量は上昇流が大きい雲では雲粒数密度にかかわらず ビン法とバルク法で差がないが、上昇流が小さい雲 では、特に雲粒数密度が大きい場合にバルク法では 降水量が少なくなる。これは auto-conversion の susceptibility がバルク法の方が大きいことによ ることがわかった。図に最大上昇流 1.6 ms⁻¹の雲の 場合の雲内層平均したレーダ反射因子と雲頂からの 光学的厚さの関係を示す。10~57.5分の間、2.5分 毎にプロットしたものである。雲粒数密度(Nd)が小 さい場合はバルク法とビン法の差は小さい(A と a) が雲粒数密度が大きい場合は差が大きい(Cとc)。バ ルク法では雲頂の auto-conversion rate が小さいこ とがわかる(C)。衛星観測データを用いてバルク法の auto-conversion を改良できる可能性があるので検 討する。。



図 雲内層平均したレーダ反射因子と雲頂からの光学的厚さの関係。Middle cloud (Wmax=1.6 ms⁻¹)の場合。 10~57.5 分の間の 2.5 分毎のプロット。clean CCN (A, a), middle CCN (B, b), polluted CCN (C, c)。バル ク法の結果(A, B, C) とビン法の結果 (a, b, c)。Nd は雲底付近の 15 分時点での雲粒数密度。

雪結晶研究の新しい展開

山下 晃 (大阪教育大学)

1. はじめに

低過飽和度の雲中で昇華核から成長する角板の対称 性に優れた内部模様を調べ,雪の結晶成長の基本とな る水分子供給過程を明らかにすることができた[1] [2]. 新しくなった水分子供給過程は,雪結晶の研究に新た な展開をもたらすことになる.

2. 角板と扇状結晶とで異なる水分子供給過程

成長している板状の雪結晶の柱面が受け取る水分子 には、雲中の拡散場から直接入射するフラックスの他 に、底面からの AST フラックスがあることが明らかに なった.また、角板の AST フラックスは第1図にある ように2通りであるのに対して、扇状結晶等の AST フ ラックスは第2図にあるように1通りであり、これら 板状結晶の形態形成に深く関わっている.(AST は Adjoining Surface Transfer の略.)

また,拡散場から板状結晶の柱面に直接入射する水 分子は、ベルグ効果により、2つの柱面が交わる先端部 に近いところほど多くなるのに対して、柱面が AST フ ラックスを受け取るのは、第1図(及び第2図)が示 すように、2つの柱面が交わる先端部が少なくなること が注目される.



(薄い角板は時間が経つと底面も成長し厚くなる.)



第2図 扇状結晶などのAST (裏面は荒れた面である.従って,厚さの変動 を伴う長時間の成長が可能である.)

AST は結晶表面の現象である. "雲中の過飽和度の変化に対して直接連動することなく変化する"ことなど, 部分的な実態が分かっているに過ぎない.

今後の雪結晶の研究には、角板の柱面のように3種類の水分子のフラックスによる成長、扇状結晶等の柱面のように2種類の水分子のフラックスによる成長、 凍結雲粒の初期のように拡散場から直接入射する1種類の水分子のフラックスによる成長のように、複数の 場合があることへの配慮が求められる.

3. 様々な張り出し成長

昇華核から生じる無垢の薄い角板は、柱面が空気を 取り込んで成長する.一方、凍結雲粒から生じる多面 体結晶はc軸に平行な向きに厚いため、扇状結晶等は、 多面体結晶等にASTによって生じる張り出し成長があ って初めて誕生する.(第4図が0.5mmの結晶上の付着 凍結雲粒からの張り出し成長を示している.)



第3図 凍結水滴に結晶面が生じると始まる AST



第4図 ASTによる張り出し成長(白矢印)

山下晃, 2016, "天気", 63, 393-400.
 山下晃, 2019, "天気", 66, No.3.

Ka 帯偏波レーダで観測される KDP 極大領域の時間変化が示すもの

~KDPプロファイルの統計値からの推定~

篠田太郎*¹・大東忠保²・山田広幸³・皆巳幸也⁴・坪木和久¹

(¹名古屋大学宇宙地球環境研究所,²防災科学技術研究所,³琉球大学理学部,⁴石川県立大学生物資源環境学部)

<u>1. はじめに</u>

2016 年梅雨期に沖縄において Ka 帯偏波レーダを 用いた連続観測を実施し、層状性降水域の融解層よ りも上層の様々な高度で偏波間位相差変化率 K_{DP}の 極大層が観測されることを示した。そして、ビデオ ゾンデとの同期観測との比較から、K_{DP}極大層は扁 平な氷晶粒子(板状結晶・柱状結晶)が多数存在す ることが原因であることを示した[1]。本研究では、 Ka 帯レーダの連続観測の結果から K_{DP}極大領域の 統計的な特徴(出現頻度・存在高度・継続時間・極 大値・時間変化)を示し、その形成・維持過程から 対応する現象を明らかにすることを目的とする。

2. 解析手法

2016 年梅雨期に Ka 帯レーダを琉球大学瀬底研究 施設に設置して連続観測を行った。このうち、5 月 15 日から 6 月 14 日のデータを使用して解析を実施 する。10 分毎に実施される RHI 観測の結果を水平 50 m×鉛直 50 mの格子データに変換し、レーダか らの距離が 10~28 kmの範囲において反射強度が-10 dBZ 以上の領域における K_{DP} 値を抽出する。この データセットから各高度の K_{DP} 中央値の時間変化を 解析する。ここで、融解層よりも上層で K_{DP} 中央値 が 1.0 deg. km⁻¹ 以上の値である領域が高度幅 200 m

(4格子)以上にわたって存在する場合、K_{DP}極大領域が存在するとした。

<u>3. 結果と考察</u>

解析対象期間中に合計で40事例のKDP極大領域を 検出した。この Kpp 極大領域は全て、気象庁レーダ により検出される降水システム近傍で観測されてい ることを確認した。図1に6月3日(日本時)の高 度毎の K_{DP} 中央値の時間変化を示す。10 時~12 時、 16時~17時、19時~21時の高度 5.5 km~9.0 kmの 範囲内に K_{DP}極大領域を見て取れる。いずれの事例 でも、融解層周辺で観測される KDP 極大領域とは離 れて存在していることも見てとれる。16時~17時と 19時~21時の事例は、層状性降水域(最も近い対流 性降水域から 100 km 程度離れている)において観測 されたもので、K_{DP}極大領域は5.5~7.5 km の範囲内 に層状に存在しており、極大値は 3.0 deg. km⁻¹ 程度 であった。一方、6月12日(図2)には、K_{DP}極大 領域は対流性降水域の近傍で頻繁に観測され、存在 領域は 7.0~12.0 km、極大値も 5.7 deg km⁻¹と大きな 値を示している。KDP 極大領域が存在する時間は1 ~2 時間程度であり、KDP 極大領域の存在高度が 1 時間で 2 km 程度下降している様子が見られる事例 もあった。

 K_{DP} 極大領域が対流性降水域の7.0~12.0 km(ラジ オゾンデ観測から-15~-40℃と推定される)で観 測されることから、同領域での活発な多数の氷晶粒 子の形成が示唆される。形成された多数の氷晶粒子 は沈降しながら層状性降水域に移流される。層状性 降水域では、氷晶粒子の昇華凝結成長による弱い上 昇気流が形成され、氷晶粒子の落下速度と相殺され ることにより氷晶粒子の存在高度が維持される。対 流性降水域から層状性降水域に氷晶粒子が移流され るにつれて、粒子が拡散され、数濃度が減少するた めに、 K_{DP} の極大値も徐々に小さな値となることが 考えられる。

Ka 帯偏波レーダにより観測される K_{DP} を用い ることで、降水システム内部の氷晶粒子の高密度 領域とその移流を検出することが可能となる。講 演では 2016 年度の冬季の北陸観測に本事例の解 析手法を適用した結果も併せて紹介する。

謝辞 本研究は科学研究費補助金基盤研究B(16H04049) および「地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリ の形成(VL)」の援助を受けて実施している。



図1 Ka帯偏波レーダのRHI観測から取得される長パルス領域のKDPの高度毎の中央値の時間変化(2016年6月3日0時~24時)を示す。融解層は高度5km付近に位置している。



図 2 図 1 に同じ。ただし、2016 年 6 月 12 日 0 時~24 時の時間変化。

参考文献

[1] 篠田ほか, 2018, 気象学会秋季大会予稿集, A408.

ミリ波雲レーダ FALCON-I による降雨開始時の 雨滴形成と加速の詳細解析

*鷹野敏明,森田日向,樋川恵祐,河村洋平(千葉大院工), 樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS),小林文明(防大地球), 諸富和臣,嶋村重治(日本無線/千葉大 CEReS),岩下久人(明星電気)

1. はじめに

ミリ波雲レーダ FALCON-I は千葉大学で独自に開発 された装置で、95 GHz の高い周波数を用いていることや 周波数変調連続波 (FMCW) 方式を採用していることな どから、雲・雨の観測で高い感度と分解能を発揮して定常 観測を行っている。その諸元を表1に示す。

本発表では、2017 年夏期に行った集中観測で捉えた、 積乱雲からの降雨開始時の雨滴形成などについて、解析 結果を示す。

表 1. ミリ波雲レーダ FALCON-I の主要諸元

Antenna Diameter	$1 \text{ m} \times 2 \text{ antennas}$		
Frequency	94.79 GHz (W バンド)		
Output Power	1W (+30 dBm)		
Beam Width	0.18 deg.(FWHM)		
	= 15m at h = 5km		
Range Resolution	48 m (Typ.)		
Doppler Velocity Range	±3.2 m/sec (Typ.)		
Time Resolution	10 sec (Typ.)		

2. 観測と解析結果・解釈

図1 に 2017 年8月15日の 9:00 から 11:00 (JST) の FALCON-I の天頂方向エコー強度の時間変化図を示す。 9:30 頃から高度 6km 付近に雲が現れ始め、9:35 頃から 融解層で雨ができて降り始め、10:00 前後から降雨が地上 に達していることがわかる。この降り始めの期間の 9:50 の ドップラースペクトルマップを図 2 に示す。本体の雲が高 度 5~7km、ドプラー速度 -2~0m/s に存在している。な おマイナスは下向きの視線速度を示す。

この雲の雲底高度 4.9km, 速度 -1.5m/s から高度 4.7km, 速度 -6.0m/s まで、わずか 200m 程度のうちに 4.5m/s の落下速度増加を示すリッジ構造が見える(図 2 の楕円部)。これは「雨滴の生成・加速層」であり、この高 度で -6m/s の終端速度を持つ雨滴の直径は 約 1.3mm である。また、この層で生成された雨滴の集まりが落下し ている図2の破線のリッジ構造について、その時間変化を 追ったのが図3である。時間とともに高度が下がってきて、 これと同様なリッジ構造が高度 1~4km に数本認められ、 断続的に雨滴が生成・落下していることがわかる。発表で はさらに雨滴の粒径分布解析についても報告する。



図 1. FALCON-I による 2017 年 8 月 15 日の積乱雲 のエコー強度の高度-時間図。



図 2. 雨の降り始めのドップラースペクトルマップ。



マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)による地上に降水をもたらさない降水雲の解析 *高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)の開発については、2017年春季大会で報告している。MP-PAWRは2017年末より埼玉大学へ設置され、2018年3月より本格運用を開始している。

MP-PAWR の特徴は、半径 60 km 範囲での二重偏波 観測を高度 15 km まで 30 秒で行えることである。

解析した 2018 年 9 月 6 日観測された降水雲は、高度約 4 km 以上にエコーが存在しており、MP-PAWR のような機能がないとその特徴を観測できない。

2. MP-PAWR の仕様と観測

MP-PAWR は波長、ビーム幅、距離分解能、観測レン ジや偏波パラメータなどの基本的な性能は XRAIN と 同等である。XRAIN と異なるのは、観測仰角数と走査 速度である。仰角は 0°から 90°を隙間なく観測する ように設定している。水平偏波と垂直偏波を同時送信、 同時受信するため、得られる偏波パラメータは主に Z, ドップラー速度、ZDR、 ϕ DP および ρ hv である。

3. 環境場

同日の15時の天気図では停滞前線が関東地方南部に 存在していたが、これは温帯低気圧化した台風に伴う 前線であった。館野の高層観測データから同日の9時 では全層乾いた状態であったが、21時には600hPa以 上に湿った層が現われており、これが4km高度以上に エコーが出現した主要因である考えられる。

4. MP-PAWR 観測 14:30 JST Sep. 6, 2018 10^{e+01} 15 $\frac{d82}{2}$ 25 3.0e+01 10^{e+01} 15 $\frac{d82}{2}$ 25 3.0e+01 10^{e} 10^{e} 1

図 1. MP-PAWR により観測されたエコーの 3 次元 画像(2018年9月6日14:30JST)

図1に同日に観測されたエコーの例を示す。エコー はおよそ高度4 km から 9 km に存在しており、それ 以下ではエコーが観測されていなかった。実際、同日地 上では、降水はほとんど観測されていなかった。5 km 高度の CAPPI からこのエコーは北東-南西に走行をも つバンド状のエコーであり、これはいくつかのセルか ら構成されており、時間とともに南下している。

観測された最大の反射強度はおよそ25dBZ程度であり、非常に弱いものであった。降水セル自体は北東方向へ移動しているが、比較的強いエコーが時折下方に伸びてゆく様子を捉えることができた。

ZおよびZDR の14JST(05Z)から17JST(08Z)の観測範 囲に現れたエコーの平均(conditional mean)をとるとエ コーは6~7kmと4kmに極大となる領域が存在するが、 下の極大はブライトバンドに相当すると考えられる。 ZDR は水平方向にほぼ一様であり、雲頂付近とブライ トバンド付近が大きな値を示していたほか、時折地表 面に近づくエコーにおいても大きな値が見られ、これ は落下する降水粒子のうち小さい粒子が先に蒸発する ことによると推論される。



図2.2018年9月6日14~17JSTの仰角10°以下のZとZDRの高度毎の平均値。

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。

アラブ首長国連邦の低地における日周対流雲の発達要因と微物理構造

*吉住蓉子¹,村上正隆^{1,2},折笠成宏²,田尻拓也²,篠田太郎¹,加藤雅也¹ (¹名古屋大学宇宙地球環境研究所,²気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

国土の大半が砂漠であるアラブ首長国連邦(UAE)の 年間降水量は100mm未満であり,今後各種産業を育成 していくためには水の確保が必須となる.持続的な水の 確保を目的としてUAE降水強化科学研究プログラムが 実施されている.このプログラムの一環である「乾燥・ 半乾燥地域における降水強化に関する先端的研究」では, 室内実験・航空機観測・3種類の数値モデルを用いた数 値実験等が行われている.UAE気象局が実施している 人工降雨の夏季ターゲットは北東部の標高の低い山岳 域や砂漠域に発生する日周対流雲である.この対流雲の 発達プロセスおよび内部構造を理解することは,人工降 雨を効率よく行うために必要不可欠である.そこで,本 研究では雲解像モデル CReSS(Tsuboki and Sakakibara, 2002)と航空機観測データを用いて日周対流雲の発達プ ロセスおよび微物理構造を調査した.

2. 実験設定および解析手法

UAE における日周対流雲の発達要因を調査するため、 CReSS を用いた数値実験を行った.モデルドメインを 図1に示す.水平解像度は1km,鉛直層数は70層であ る.初期値・境界値データはJMA-GSMを用いた.雲物 理には氷相を含む雲・降水過程のパラメタリゼーション

(Murakami et al., 1994) を用いた. なお,二次氷晶生成 過程は起こらないものとした. 積分時間は 2017 年 9 月 16 日 0000–2400 UTC (現地時間は UTC+4 時間)の 24 時間である.

2017年9月16日に航空機は図1に示す航路でバック グラウンドエアロゾルの観測を行い、その後UAEとオ マーン国の国境付近で日周対流雲を観測した.航空機観 測データ(気象データ)は、この対流雲を含めた55.8°E 以東を雲域、図1の赤枠の領域を砂漠域とし、解析を行 った.雲域と砂漠域における気象データと雲の微物理構 造に関して、数値実験と航空機観測の結果を比較した.

<u>3. 結果</u>

CReSS による雲域と砂漠域における気温の鉛直プロ ファイルは航空機観測データと一致していた. 露点温度 を比較すると,数値実験では雲域において,下層の水蒸 気量が観測値よりも過大評価されていたことが示され た.一方で、砂漠域では気温、露点温度は数値実験結果 と航空機観測データがよく一致していた.雲内では雲水 や雨滴が卓越し、Liquid water content の最大値、ピーク 高度は観測値と整合的な値を示していた.

CReSS において,対流雲が発達した 1010 UTC より数時間前から UAE 西岸域で北西からの海風が流入し,海 風前線が形成された. 1010 UTC には海風が対流雲の発 達地点まで流入し,北東部の山岳域の東側において収束 域を形成した. また,0610 UTC 頃から北東部の山岳域 で北東風により水蒸気が収束し,時間の経過に伴い,北 西から水蒸気が流入し,対流雲の発達地点周辺では下層 の水蒸気量がより増加した(図 2).以上のことより, 日周対流雲は北東部の山岳域における風の収束と北西 風による水蒸気の流入により生じたと考えられる.





図 1. CReSS のモデルドメインおよび 2017 年 9 月 16 日 の航空機観測航路(青線). 陰影で地形高度を示 す. 赤枠は解析対象の砂漠域を示す.



図 2. CReSS による 2017 年 9 月 16 日(a) 0610 UTC, (b) 0810 UTC, (c) 1010 UTC, (d) 1210 UTC の高度 2.5 km における比湿 (陰影) と風 (ベクトル).

大会第4日 午後

台風の眼の貫通飛行による中心気圧のドロップゾンデ観測

坪木 和久¹, 山田 広幸², 高橋 幸弘³, Ben J.-D. Jou⁴, 篠田 太郎¹, 大東 忠保⁵,
山口 宗彦⁶, 久保田 尚之³, 伊藤 耕介², 中澤 哲夫⁶, 長浜 則夫⁷, 清水 健作⁷,
加藤 雅也¹, 金田 幸恵¹, 吉岡真由美¹, 高橋 暢宏¹
¹名大宇地研,²琉球大理,³北大院理,⁴台湾国立大,⁵防災科研,⁶気象研究所,⁷明星電気

1. はじめに

台風の強度の指標である中心気圧は、現在、気象 衛星から推定されており、非常に強い台風になると、 その値の不確実性が大きくなる。そこで T-PARCII (Tropical Cyclone-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts)では、航空機を用いた台風の 直接観測を行っている。2018 年は SATREPS フィ リピンプロジェクト ULAT (Understanding Lightning and Thunderstorm)と共同で、「猛烈な」 台風 Trami (2018年24号)の航空機観測を実施し た。9月25~28日の4日間に、64個のドロップゾ ンデを投下し、観測値はリアルタイムで航空機から GTS へ転送された。また、ドロップゾンデの検証の ため、大東島から気球ゾンデの同期観測を行った。

航空機からのドロップゾンデ観測では、海面に着 水する直前の GPS 高度が不正確になるという問題 がある。このため台風の中心気圧の不確実性が大き くなる。そこで本研究では、航空機による眼の貫通 飛行で得られたドロップゾンデデータから中心気圧 を導出することを試みた。

2. 海面気圧の導出法

温度、湿度、気圧はドロップゾンデの内部センサーにより測定されるので、これらについては精度よいデータが得られる。これのデータから次の2つの方法で眼の中心の海面気圧を導出した。方法1では、およそ900~750hPaの50~100個程度の気圧点から、海面更正法により高度0mの気圧を推定し、これらの平均値を海面気圧とする。方法2ではGPS高度データが信頼できる800hPaから、その下の温度、気圧、湿度を用いて、各気圧点の高度を下向きに順次求め、最下点から海面更正法で海面気圧を求める。

3. 結果

図1に示すように、高度43,000ftの眼の貫通観測 を6回行い、眼内で複数のドロップゾンデを投下し た。大東島の気球ゾンデとの比較から、高度約 500m 以上の高度では、GPS 高度データは、精度よいデー タであることが示された。そこで眼内の観測のうち 最も台風中心に近いものから中心気圧を導出した。 表1に示すように、2つの異なる方法の結果は、非 常によく一致し、最大でも 0.32hPa (27 日 05UTC) の差しかなかった。また、方法1の標準偏差も十分 小さく、最大でも 0.45hPa であった。これらの結果 は、上記の方法で海面気圧が精度よく導出されてい ることを示している。台風最盛期の9月25日では、 中心気圧 919.6hPa で、気象庁ベストトラックの中 心気圧より 5hPa 高い。26 日では 950hPa 前後、27 日 956hPa、そして 28 日には 960hPa まで上昇し た。このときベストトラックと 10hPa の差となっ

た。これらの方法により精度よく海面気圧を求める ことができた。また、方法 2 では GPS 高度が不正 確となる高度を補正することができる。

謝辞:GTS 転送のためにご尽力いただいた気象庁各位に 記して深く感謝申し上げます。また、ダイヤモンドエアサ ービス社の皆様に感謝します。本研究は科研費補助金 (16H06311 および 16H04053)の助成を受けました。また、 SATREPS フィリピンプロジェクト ULAT、名大 ISEE リ ーダーシップ経費、VL 経費のサポートを受けました。



図1. 2018年9月25日から28日の4日間における航空 機観測の飛行経路とドロップゾンデ投下点。円は台風中心 から半径100kmの領域。星印は大東島の気球ゾンデ地点。

表 1. 貫通観測で得られた台風 Tramiの中心気圧。左カラ ムから日時、方法 1の結果(標準偏差)、方法 2の結果、 方法 2で得られた最低高度および気象庁ベストトラック。

D,T(UTC)	方法1	方法 2	HT(m)	JMA
25, 04:52	919.60 (0.10)	919.61	55.09	915
26, 06:04	946.66 (0.07)	946.58	20.25	950
26, 07:19	952.09 (0.13)	952.19	38.95	950
27, 04:13	956.19 (0.11)	956.02	40.99	950
27, 05:31	956.44 (0.16)	956.12	27.97	950
28, 04:37	960.43 (0.45)	959.44	44.79	950

航空機観測で捉えた 2018 年台風第 24 号の内部構造の変化

<u>山田 広幸</u>¹, 坪木 和久², 篠田 太郎², 久保田 尚之³, 高橋 幸弘³, 長浜 則夫⁴, 清水 健作⁴, 大東 忠保⁵, 伊藤 耕介¹, 中澤 哲夫⁶, 山口 宗彦⁶

1琉球大理,2名大宇地研,3北大院理,4明星電気,5防災科研,6気象研究所

1. はじめに

小型ジェット機で対流圏上層からドロップゾンデ を投下して台風内部の観測データを取得し、強度変 化のメカニズム解明を目指す TPARCII (Tropical Cyclone-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity Estimations/Forecasts) が進行中である。2018 年には SATREPS フィリピ ンプロジェクトと連携し、9月25日にフィリピン東 方海上で猛烈な勢力に達した台風第24号 (Trami) に対し、9月25~28日に観測飛行を実施した。各日 の04~06UTC において、飛行高度13.8km にて壁 雲を貫通し、強い揺れに一度も遭うことなく合計65 個のゾンデを投下することに成功した。本発表では、 観測された内部構造の変化について述べる。

2. 結果

赤外画像(図 1)によると、観測初日の目は半径 35kmと小さく、翌日以降は80~90kmに拡大した。 中心付近の海面気圧は、初日の920hPaが最も低く、 それ以降は945~960hPaの間で推移した。気象庁 ベストトラックとの違いは10hPa以内だった。

ゾンデデータから合成した接線風速の距離-高度 断面(図 2)によると、地表付近の最大接線風速の 半径(RMW)は、初日の 30km から翌日の 90km に 拡大し、風速の最大値は 62ms⁻¹から 53ms⁻¹に減少 した。また、気温偏差の距離-高度分布(図 3)にお いて、半径 40km 以内の気温偏差は、初日の 9K か ら以降の 7~4K に低下し、台風の弱化と対応する変 化がみられた。

これと同時に、26日以降は再発達に関わる特徴も みられた。赤外画像では壁雲の雲頂温度が日々低下 し、接線風速分布では28日に半径120km付近で下 層風速の増加がみられる。特筆されるのは、7×10⁶ m²s⁻¹の等角運動量(M)の等値線(太破線)が、最盛 期である25日よりも内側に移動することである。 これは、壁雲の周辺で慣性安定度($I^2 = r^{-3}\partial M^2/\partial r$) が増加することを意味する。9月27日の半径75km 付近にみられる上層の高温偏差は、高い慣性安定度 のもとで潜熱加熱により強制される二次循環の下降 流域(断熱昇温)に対応すると考えられる。

3. まとめ

台風第24号の最盛期以降、4日間にわたり中心気 圧が950hPa付近で維持されたが、その内部では eyewall replacement cycleに類似する構造変化が起 きていたことがわかった。再発達に至らなかった要 因について、さらに調査する必要がある。

謝辞: 台風飛行において最大限の柔軟性を提供して頂いた ダイヤモンドエアサービス社の皆様に感謝します。本研究 は科研費補助金(16H06311 および 16H04053)の助成を受 けました。衛星画像は気象研究所と気象コンソーシアムか ら提供を受けました。



図 1.9月 25 日から 29 日までの 0500UTC における、ひ まわり 8号の赤外輝度温度分布。飛行経路を太線、ゾンデ 投下地点をアルファベットで表す。







図3 気温偏差の距離-高度断面。実線(破線)は高温(低温)偏差を表す。環境場の気温として、南大東島のラジオ ゾンデ観測データを使用した。太実線と太破線は、図2と 同じ角運動量の等値線を表す。

航空機で観測した 2018 年台風 24 号の最盛期の暖気核

*久保田尚之¹, 坪木和久², 山田広幸³, 高橋幸弘¹, 篠田太郎², 大東忠保⁴, 山口宗彦⁵, 伊藤耕介³, 中澤哲夫⁵, 長浜則夫⁶, 清水健作⁶, 佐藤光輝¹

1:北大院理, 2:名大宇地研, 3:琉球大理, 4:防災科研, 5:気象研究所, 6:明星電気

1. はじめに

台風強度を測定するため、西部北太平洋域では 1987 年まで航空機による直接観測が実施されてい た。その後は衛星による台風強度推定が行われ、中 心気圧と最大風速を推定している。2018 年 9 月に T-PARCII (Tropical Cyclone-Pacific Asian Research for Improvement Campaign of Intensity estimations/forecasts)と SATREPS フィリピンプロジ ェクト ULAT (Understanding Lightning and Thunderstorm)との共同で台風 24 号(Trami)の航空機 観測を実施した。台風が発達する際、活発な積乱雲 により台風中心に暖気核が強化される。本研究では、 2018 年台風 24 号の最盛期に観測した暖気核をこれ までの観測事例と比較し調べた。

2. データ

2018 年台風 24 号の航空機観測は 9 月 25 日-28 日 まで実施した。過去の事例として米軍の航空機観測 (JTWC)、2017 年台風 21 号(Lan)の観測(T-PARCII)を 用いた。

3. 結果

9月25日に台風24号の航空機観測の経路とドロ ップゾンデの位置を図1に示す。途中通過した南大 東島で投下した3つのゾンデの平均を背景場とし、 その温位偏差の時系列を図2に示す。台風の目には 250hPa より上空で 20K 以上に達する暖気核が見ら れる。これまで数多く観測が行われた台風中心の 700hPa 温位,相当温位は 325K,362K であった。一方 で、2017 年台風 21 号(Lan)では、10 月 21 日 6:39UTC で 700hPa 温位,相当温位は 328K,354K と、2018 年 Trami のほうが発達したにも関わらず温位が低かっ た。1959年の伊勢湾台風を事例に中心気圧と700hPa 温位、相当温位を図3に示す。発達のピークに達す る9月23、24日は中心気圧変化が小さいにもかかわ らず、温位や相当温位は大きく変化し、暖気核の強 弱を捉えている。このことから今回観測した Trami の暖気核は最盛期後の弱まりはじめた構造を捉えた と推測できる。今後は同時観測した雷活動との関連 も調べていく予定である。



図1:9月25日05:00UTCの赤外画像(NICT)と航空機観測の経路 (実線)とドロップゾンデが海面に到達した地点(A-L)。



図 2:台風周辺の温位偏差(コンター)と海面気圧(実線)。(9 月 25 日 4:05-5:25UTC)。南大東島を基準にした温位偏差。



図 3:1959 年 9 月 22 日-26 日の伊勢湾台風(Vera)の中心気圧(黒線)、 台風中心の 700hPa 温位(青線)、相当温位(赤線)。

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。 強い鉛直シア環境下における台風 LAN (2017)の発達過程 *金田幸恵(名古屋大学宇宙地球環境研究所),和田章義(気象研究所/気象庁), 坪木和久(名古屋大学宇宙地球環境研究所)、高薮出(気象研究所/気象庁)

1. はじめに

熱帯低気圧の発生・発達に対して、暖かい海は好条 件、環境場の強い鉛直シア(Vertical Wind Shear; VWS) は阻害要因として知られている^[1]。一方で 7m/s 以上の 中~強程度の VWS 環境下であっても、熱帯低気圧は発 達することがある。日本の南海上を含む中緯度海域は、 海面水温の水平勾配が大きく、台風の移動とともに直 下の海面水温は急速に低下し、また中緯度傾圧帯の影 響で VWS が強まるため、成熟期から衰弱期に至る場合 が多い。しかしながら台風 Lan (2017, T1721) は、強 VWS 環境下で30°Nまで中心気圧915hPaを維持し日本 に上陸したため、日本沿岸に大きな被害をもたらした。 強 VWS 環境下における台風の発達プロセスを理解す るため、T1721 を対象に雲解像モデルを用いた再現実 験を実施した。

2. モデルと設定

名古屋大学で開発された、1次元海洋スラブモデル を結合した高解像度領域大気モデル CReSS を数値実 験に用いた。水平解像度は0.04度、水平・鉛直格子数 はそれぞれ752×896×64、計算領域は2°N-37.8°N、 115°E-145°E である(図1)。積雲対流スキームは用い ない。初期値・境界値には気象庁客観解析データを用 い、2017年10月18日002から5日積分を実施した。 なお比較のため、海面水温固定実験(FO)も行った。

3. 結果

再現された T1721 の経路と中心気圧の時間変化を図 1,2に示す。T1721 は 2017 年 10 月 18 日 00Z に 12°N, 132.6°E に位置し、海面水温 29 度以上の暖かい海域を 北上しつつ比較的緩やかに発達した。20 日 12Z には中 心付近の平均海面水温が 28.5 度を越える暖水域を通過 するものの、強度変化は明瞭でない(期間 I、図 2)。 21 日 12Z 以降海面水温が急激に低下する中、気象庁ベ ストトラックによると、T1721 は北北東に 10m/s で移動 し、中心気圧は 915hPa に達した。また最盛期は 29.9°N まで続いた(期間 II)。CReSS による再現実験では、21 日 23Z に最低中心気圧 910hPa に達し(図 2 a)、良好な 再現結果であった。一方、台風による海面水温低下を 考慮しない FO では、879hPa と大幅な過発達傾向を示 した(図 2 ab)。期間 I では、高度 1.5km 及び 12.5km の 台風中心から半径 500km 以内の平均風で定義した VWS が西向き 10m/s 前後となっていた(図2c)。この 強い VWS が西から北東向き(14m/s)へと変わる中、 T1721 は顕著な非軸対称内部コア構造(下層の downshear 側で顕著な上昇気流、upshear 側では顕著な 暖気核の発達)を呈しつつ、最大強度に達した。発表 では対流バーストや台風軸に着目して解析した結果か ら、SST、VWS と T1721 の移動速度の変化に伴う台風 の内部コア構造の変質と T1721 の発達過程を議論する。



図1 2017年10月18日の海面水温分布と6時間毎の台風経路。気象庁ベストトラック(●)、cntl実験(○)、FO実験(×)。



図2 再現実験における(a) 中心気圧、(b) 中心から半径 100km 内の平均海面水温の時間変化。気象庁ベストトラック (●)、cntl 実験(太実線)、FO 実験(細実線)。(c) VWS(太 実線)、VWS の U 成分(dU、破線)、V 成分(dV、点線)。 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。 参考文献: [1] Gray, W. M. 1968. Mon. Wea. Rev., 96, 669–700.

B455

2017 年台風 18 号(TALIM)に伴う放射状巻雲バンドの数値実験

*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,メソ対流系,台風など様々な擾乱に 伴い発生する(Knox et al. 2010, *Weather*)。

玉井・川島(2018年度秋季大会 A410)では 2017年の 台風 21号(LAN)に見られた放射状の巻雲バンドの数値 実験を行い,強化した上層アウトフローに伴う鉛直差分 温度移流の効果によりアウトフローの上面,下面が不安定 化し,鉛直シアの影響を受けた熱的不安定によりバンド が形成したことを報告した。

LAN のケースでは既存の上層雲中でバンド構造が発達 したが、台風の衛星画像を調べると、もともと雲のない領 域・高度で、ごく短時間のうちに広範囲で巻雲バンドが出 現する事例も多く確認できる。本研究では、そのような事 例として 2017 年台風 18 号(TALIM)の衰弱期に現れた 巻雲バンドに着目し、その形成過程を調べた。

<u>2. 実験手法</u>

数値実験には WRF-ARW Ver. 3.7.1 を用いた。水平格 子間隔 18,6,2 km の領域を設定し,双方向ネスティ ングで計算を行った。初期値・境界値には NCEP-FNL を用いた。鉛直層数は 105 層とし,対流圏中層~下部 成層圏の格子間隔は約 250 m とした。雲微物理過程に 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。境界層スキームは YSU, 長波,短波放射スキームは RRTMG を用いた。

<u>3. 結果</u>

衛星画像では9月14日20UTC頃,台風の北~西側に 広がっていた雲の上方に,規則正しい筋状の構造が広範囲 に現れ始め,1時間程度のうちにコントラストがはっきり とした放射状巻雲バンドが形成した(図1)。WRFによる 再現実験では,台風の経路や中心気圧の変化など,ベスト トラックに近い結果が得られ,観測とほぼ同じ時刻に放 射状に広がる巻雲バンドが再現された(図2)。

巻雲バンドに直交する鉛直断面(図3)を見ると,バン ド形成前(9月14日2030 UTC)は上層アウトフローの 上半分が未飽和であったことが分かる。これは,アウトフ ローの上側は成層圏にオーバーシュートした深い眼の壁 雲および周辺の対流からの下降流に由来していたためと 考えられる。しかし,アウトフローの上面(高度13 km 付近)の成層は不安定で,動径風の分布にはこの後巻雲バ ンドを形成する擾乱がすでに見て取れる。なお,上下の成 層の不安定化はLANの場合と同様,差分温度移流の効果 によるものである。

その後,アウトフロー上部の湿度が広範囲で急速に増加 し,短時間のうちに図2に示した巻雲バンドが形成した。 この広範囲での湿度の増加は,先行して起きた眼の壁雲の 衰弱に対する重力波応答の結果と思われる。



図1. 2017年9月14日2200 UTC のひまわりの輝度温度 (℃).



図 2. モデル出力から求めた図1と同時刻の雲頂温度 (℃).





台風内の雷構造に関する数値的考察

*佐藤陽祐(名大工), 宮本佳明(慶大環境情報), 富田浩文 (理研計算科学),

1. はじめに

台風は人間生活に大きな被害を与えるため,古くか ら気象学の研究対象であり,科学的知見が積み重ねら れてきた.近年台風が急発達する直前に雷の頻度が最 大になるといった(Price et al. 2009; Zhang et al. 2015),台 風の強度変化と雷に関する議論がなされるようになっ てきた.しかしながら,これらの研究は観測に基づくも のが主であり,数値モデルを用いた台風の雷に関する 研究は(Fierro et al. 2013; Fierro and Mansell 2017; 2018)な ど一部の例はあるものの以前少ない.この一つの原因 は雷を計算する数値計算コードの計算負荷(計算コス ト)が高いために,台風全体を網羅するほどの大規模な 計算ドメインを対象とした雷の計算が難しいことが挙 げられる.

この状況を解決するために、大型計算機でも安定し て動作し、計算効率が高い次世代の数値気象気候ライ ブラリ SCALE(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015) に、 雷を扱うコンポーネントが組み込まれた(佐藤ら 2018).

本研究ではこの雷コンポーネントが組み込まれた SCALE を用いた数値実験によって台風内部の雷や電 気的な特性を明らかにすることを目指した。

2. モデルと実験設定

本研究で用いた気象モデルは雷コンポーネントを加 えた SCALE(佐藤ら 2018)であり, 雷に関連する物理プ ロセスは電荷分離(Takahashi 1978), 電場の計算, 中和 (Fierro et al. 2013)を考慮した.

実験設定は、Miyamoto and Takemi (2013)に従い、f面 近似($f = 5 \times 10^5 \text{ s}^1$)して、海水温度は 300 K で一定とし て、193 時間積分を行った.計算領域は 3000 km 四方の 周期境界条件とし、水平解像度は 5 km、鉛直解像度は 200 m~1 km (下層ほど細かい)とし、モデルの上端は 20 km とし、モデル上端から 3 km はダンピング層とした.

3. 結果と議論

本研究では主に台風の発達と雷の頻度,さらにはその雷をもたらす電荷の構造を中心に議論を行う.図1は SCALE によって計算された雷の発生頻度(前後 210分の移動平均)と最大風速(高度 1 km)の時系列である.

最大風速をみると Miyamoto and Takemi (2013)で計算された台風の発達の様子が再現されている.また発達前に雷の頻度が極大を示し,その後,徐々に減っていく. この傾向は台風が急発達する直前に雷の頻度が最大になるという観測による先行研究の(Price et al. 2009; Zhang et al. 2015) 指摘を支持している.

発表ではこのような雷の発生頻度の時間変化の要因 やそれを引き起こすメカニズムについて議論を行う.



図1:計算された(実線)領域全体での雷の30分あた りの発生頻度と(点線)高度1kmでの最大風速. 雷の派 生頻度は210分間の移動平均(出力は30分間隔)である.

参考文献

Fierro, A. O., and E. R. Mansell, 2017, *J. Atmos. Sci.*, **74**, 2023– , and , 2018, *J. Atmos. Sci.*, **75**, 657–

Fierro, A. O. et al., 2013, Mon. Weather Rev., 141, 2390-

Miyamoto, Y., and T. Takemi, 2013, J. Atmos. Sci., 70, 112-

Nishizawa, S. et al. 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393-

Price, C. et al., 2009, Nat. Geosci., 2, 329

Sato, Y. et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23, doi:10.1186/s40645-015-0053-6.

佐藤ら, 2018, 日本気象学会2018年秋季大会, C308

Takahashi, T., 1978, J. Atmos. Sci., 35, 1536-

Zhang, W. et al., 2015, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 4072-

謝辞

本研究は理化学研究所基礎科学特別研究員制度(XXVII-008),科研費 基盤C(17K05659),東京大学情報基盤センター若手・女性利用者推薦 制度の支援を受けて行われています

台風の内部コア領域に見られる楕円渦に関する研究

*河田裕貴・伊賀啓太(東大 AORI)・横田祥(気象研究所)・栃本英伍(東大 AORI)

1. はじめに

台風は古くから軸対称理論によって、発達のメカ ニズムが調べられてきたが、インナーレインバンド に代表される非軸対称構造も重要な特徴である。非 軸対称構造を説明する理論として代表的なものに 渦ロスビー波理論(Montgomery and Kallenbach, 1997)があり、この理論に基づいた台風の非軸対称 構造の研究がこれまでに多くなされてきた。

台風の非軸対称構造は、波数1と2の成分の振幅 が特に大きく、それらの擾乱が渦ロスビー波の特性 を満たすという研究(Wang, 2002)の他に、台風の強 度へ及ぼす影響に着目した数値実験が行われてき た(Yang et al., 2007)。また、波数1擾乱については 不連続モデルでの理論が構築されつつある(e.g. Ito and Kanehisa, 2013; Nishimoto and Kanehisa, 2018)。 一方で波数2擾乱は楕円渦として顕在化するが、観 測研究の多くはレーダー反射強度の解析であり、力 学場を推定したものはなく、非静力学モデルを用い た調査も十分ではない。

本研究では、台風の非軸対称構造の中でも方位角 波数2の擾乱に着目し、その発生過程・維持過程を 明らかにすることを目的として、観測データの解析 と領域非静力学モデルを用いた数値実験を行った。

2. 観測的研究

扱う事例は 2018 年台風第8号(Maria)である。 本事例は長時間に渡って扁平な楕円の内側壁雲を 持ち(図1a)、石垣島のドップラーレーダーで内部 コア領域を詳細に観測することができた珍しい事 例である。本研究では、石垣島のレーダーデータか らこの台風の力学場を推定することを試みた。

GBVTD 解析(Lee at al., 1999)を用いて単一の ドップラーレーダーのデータから高度2kmでの力 学場を推定した(図1b,c)。解析の結果、推定され た接線風は明瞭な方位角波数2の構造を持ってお り、接線風とレーダー反射強度の極大域に対応が見 られた。また、楕円渦の長軸に対応する場所には常 に波数2の渦度擾乱が存在し続け、時折外側へフィ ラメント構造を形成して伸びていく様子が捉えら れた。この波数2の渦度擾乱は、1)軸対称成分の接 線風よりも遅い方位角位相速度を持っている、2) 軸対称成分の渦度の動径勾配が負の領域に擾乱が 存在している、という2点の特徴を持ち、渦ロスビ ー波の性質を良く満たしていた。

3. 数值的研究

前節で解析した台風は石垣島のレーダーで捕捉 可能な領域に入った際、楕円構造が既に形成されて いたため、観測データから非軸対称構造の成因を調 べることができない。そこで次に、領域非静力学モ デルを用いた数値実験を行い、非軸対称構造の成因 と維持過程を力学的観点から調べた。

用いたモデルは気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)である。計算は北緯 18 度の f 面で行った。水 平格子間隔は 2.5 km で積雲パラメタリゼーション は用いていない。初期値として、最大風速半径 160 km、渦半径 800 km の初期渦を領域中心に配置した。

本実験の結果、数日間の急発達期を経て成熟した 台風が再現された。各波数の擾乱エネルギーを計算 すると、波数1と2のエネルギーが大きく、特に時



刻 87h~95hの時間帯では波数2のエネルギーが長時間に渡って卓越しており、長寿命の楕円渦を再現することに成功した(図2a)。摩擦を考慮しない非弾性方程式を用いたエネルギー収支解析を行い、この擾乱の成因を調べると、下層では動径風による収束項が、中層では浮力項が非軸対称化に効いていた。また、楕円渦の維持期間についてもエネルギー収支を評価したところ、下層では常に非軸対称な収束に起因するエネルギー生成が大きかった(図2b)。これらから、楕円構造の長軸領域での収束と潜熱解放による渦位生成が楕円渦の維持に重要であることが示唆された。



-¹⁵⁰tso -ico -so (lm) so ico iso -²⁰⁰-so (lm) so ico iso -図 2:時刻 90h30m における、(a)高度 1.5 km での雨水混合比 (g/kg, 陰影)と渦位(PVU, 等値線)、(b)高度 500m での収束 (×10⁻³ /s, 陰影)と高度 1.5 km での鉛直風(m/s, 等値線)。

4. まとめ

台風の方位角波数2の擾乱に着目し、観測データ を用いた実事例の解析と領域非静力学モデルを用 いた数値実験によって、その成因と維持過程を明ら かにした。実事例の解析ではGBVTD解析によって 明瞭な波数2擾乱の抽出に成功し、この擾乱が渦ロ スビー波の性質を満たしていることを示した。数値 実験では、事例解析と似た長寿命楕円渦の再現に成 功した。この楕円渦は長軸領域に雨水混合比の極大 域を持ち、観測とも整合的であった。エネルギー収 支解析から、楕円渦の生成・維持には長軸領域での 強い水平収束→上昇流→潜熱解放による渦位生成 が重要であることが示唆された。

「藤原効果」に関わる特異ベクトル 伊藤耕介 (琉球大/気象研),山口宗彦(気象研)

1. はじめに

台風の進路予報精度は、過去数十年間にわたって改善傾向にあるが、依然として3日予報誤差が1000kmを超す事例も見受けられる。2012-2016年の5年間におけるこのような事例に着目してみると、初期時刻において、対象となる台風の北東側の近傍に別の台風が存在していた。これは、いわゆる「藤原効果」が進路予報誤差の増大に寄与していることを示唆するものだが、詳細は明らかではない。

本研究では,理解を進める第一歩として,順圧非発散渦 度方程式を用いた特異ベクトル解析を行う.そして,進路 予報誤差の増大に潜在的に重要であると考えられる領域を 調べ,誤差増大のメカニズムを探ることを目的とする.

2. 実験設定

基礎方程式は xy 座標系における f 面もしくは β 面を想 定した順圧非発散渦度方程式である.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J\left(\psi,\zeta\right) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = F$$

 ζ は渦度, tは時間, Jはヤコビアン演算子, ψ は流線関数, β はコリオリパラメータのy 微分 (北緯 15 度に相当), Fは 粘性散逸項を表す.数値モデルの構築にあたっては,階層 的地球流体スペクトルモデル SPMODEL を用いた.

境界条件はフーリエ級数展開による二重周期境界とし, 計算領域は 3200 km×3200 km,切断波数は 21(水平格子点 間隔 50 km に相当) である.粘性散逸項としては,4次の 高階粘性を適用した.

初期渦としては、Yamaguchi and Nolan (2011)の Type C の渦を用いる.この渦は、正の渦度領域の外側に負の渦 度領域を伴っている.負の渦度領域は中心から 600 km の 地点まで存在している.図1のように、このような渦を中 心を 1000 km 離して2つ置き、渦と渦の相互作用を調べる 実験 (Bin1)を行った.比較のため、外側の負の渦度が弱い Type B の渦を2つ置く実験 (Bin2), Type C の渦をひとつ だけ置く実験 (Mon) も実施した.

特異ベクトルの計算に当たっては、実空間の各格子点で 初期渦に微小な摂動を与えた実験を繰り返すことにより時 間推進演算子 M を構成し、数値解析パッケージ LAPACK を利用することにより特異値と特異ベクトルを得た. ノル ムとしては、エンストロフィーノルムを用いた.

3. 特異値・特異ベクトル

図2(a)に、f面を想定し、評価期間を24時間としたBin1 実験の第一特異ベクトルの構造を示す。第一特異ベクトル は、2つの渦に挟まれた領域で強い正の値を示しており、2 つの渦の外側に弱い負の値を示している。このことは、2つ の渦に挟まれた領域の摂動が大きな変化を起こすことを示 している。一方、Bin2ではこれと似た構造は第二特異ベク トルに現れていた。また、Bin1実験の第一特異値は23.9で あり、外側の負の渦度が弱い Bin2実験の特異値(15.5)や Mon 実験の特異値 (16.0) に比べて大きくなっていた. これ らの結果は、「藤原効果」に関する第一特異ベクトルの構造 が、台風の外側の負の渦度領域に依存していることを示し ている. Bin1 の場合には、2つの渦の中心を結ぶ直線上で、 順圧不安定の必要条件が満たされているため、これが摂動 の成長に寄与している可能性が考えられる. Bin1 に見られ た特異ベクトルに *M* を作用させ、1 日先の摂動の時間発展 を確認したところ、図 2(b) に示すように、第一特異ベクト ルは、2 つの渦の渦度の重心に対して、2 つの渦を回転させ ることが分かった.

β面を想定した実験では,特異ベクトルの構造はより複 雑な挙動を示している.例えば,北東-南西方向に2つの渦 を配置した場合と北西-南東方向に渦を配置した場合で構造 が異なり,前者では,第一特異ベクトルが南西象限に位置 する渦の変位への影響の方が,北東象限に位置する渦の変 位への影響に比べて大きくなっていた.これは,現実の台 風進路予報誤差が大きかった事例で台風が南西象限に位置 していたことと整合的である.

参考文献

Yamaguchi and Nolan, 2011: JAS, 63, 2273–2291.

謝辞

本研究は,科学研究費基盤研究(B)18H01283「台風進路に関わる『藤原効果』の再考」の支援を受けています.



図 1 (a)Bin1 と (b)Bin2 における初期の渦度分布. 破線は負の値を表す. *xy* 軸は全領域を 1×1 で規格化している.



図 2 (a) Bin1 実験において,評価時間を 24 時間として得られ た第一特異ベクトル. (b) (a) を時間推進演算子 *M* で 24 時間発 展させたもの. *xy* 軸は全領域を 1×1 で規格化している.

熱帯低気圧の移動速度は遅くなっているか?

山口 宗彦¹、吉田 康平²、青梨 和正¹ (1:気象研台風研究部、2:気象研気候研究部)

1. はじめに

地球温暖化にともない、熱帯の大気循環が弱まる ことが指摘されており、結果として熱帯低気圧の移 動速度が遅くなることが予想される。Kossin (2018, Nature)によると、実際に米軍合同台風警 報センター(JTWC)のベストトラックを用いて調査 すると、全球平均で10%、北西太平洋域の陸地では 30%、1949年から2016年の間で遅くなっている。 先行研究によると、地球温暖化にともない、熱帯低 気圧中心付近の降水率が増加するが予想されてい る。Kossin(2018)は、移動速度の減速、及び降水 率の増加から、熱帯低気圧にともなう局所的な大雨 が将来増える可能性があると指摘している。

本研究では、Kossin(2018)と同じ結果が得られる か、JWTCのベストトラックを用いて移動速度の減 速を確認した。次に、移動速度の減速が気象庁のベ ストトラックでも確認できるか調査した。また、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, Mizuta et al. 2017, BAMS)を用 い、1)現在気候実験において熱帯低気圧の移動速 度の減速は見られるか、2)現在気候実験と将来気 候実験の比較において、将来移動速度の減速は見ら れるかを調査した。

2. データと手法

使用データは、1949 年から 2016 年の JWTC ベスト トラック、1951 年から 2017 年の気象庁ベストトラ ック、d4PDF の熱帯低気圧追跡データである。 d4PDF の現在気候実験の期間は 1951 年から 2011 年 で全 100 メンバによるアンサンブル予報である。全 球平均気温 4℃上昇を想定した将来気候実験の期間 は 2051 年から 2110 年で全 90 メンバによるアンサ ンブル予報である。予報実験には、水平解像度約 60km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al. 2012, JMSJ) が用いられている。

JTWCのベストトラックは6時間ごとのデータであ り、6時間ごとに移動距離を大円コースで計算して 移動速度を算出し、年ごとに平均値を求めた。気象 庁のベストトラックに関しては、JTWC と条件を揃 えるために6時間ごとのデータに整形して、JTWCと 同様の手法で年平均値を求めた。d4PDF は、各アン サンブルメンバーごと、6時間ごとに移動距離を大 円コースで計算して移動速度を算出し、年ごとに平 均値を求めた。この結果を利用して、アンサンブル 平均と標準偏差を年ごとに算出した。全球、また北 西太平洋に限定して検証を行った。

3. 結果

JWTC ベストトラックを用いた再現検証では、 Kossin(2018)と同じ結果を得ることができた(図略)。 気象庁ベストトラックを用いた検証は、JTWC ほどで はないが、移動速度の減速傾向が確認できた。



図 1. 北西太平洋域における熱帯低気圧の移動速度(km/h)の経年変化。青:JTWC, ピンク:JMA。点線は回帰直線。

JTWC と気象庁では、ベストトラックで解析されてい る熱帯低気圧の数がことなり、JTWC のベストトラッ クには TS 以上にならなかった熱帯擾乱の情報も含 まれている。検証対象を TS 以上の強度に限定した場 合でも移動速度の減速傾向は確認でき、また JTWC と 気象庁の差は小さくなる。

図2は、d4PDFによる検証結果である。現在気候 実験において移動速度が減速している傾向は見えな い。また、将来気候実験において、現在気候と比べ て将来移動速度が減速している傾向も見えない。全 球を対象とした検証でも同様の結果であった。



図 2. d4PDF における、北西太平洋域における熱帯低気圧 の移動速度(km/h)の経年変化。左:現在気候実験、右:将 来気候実験。黒太線:アンサンブル平均、灰色線:平均値 ±標準偏差、赤線:近似直線。

4. 今後の課題

ベストトラックのデータの均質性、また数値モデ ル上の熱帯低気圧の移動速度が実際の移動速度より も遅い点に注目して調査を継続する。

強い台風は増えてきているか? ~Mei & Xie(2016)の追試から~

*中澤哲夫 (気象研究所)、坪木和久 (名古屋大学)

1. はじめに

米国の合同台風警報センター(JTWC)の台風データ からは、北西太平洋で強い台風が多くしかも増加傾向 だが、日本の気象庁(JMA)は強い台風が少なく、減少傾 向という結果が得られている(Webster et al.(2005), Wu et al.(2006))。最近、Mei & Xie (2016)(以下 MX16と記 す)が、北西太平洋の強い台風(Saffir-Simpson ハリケ ーンスケールでカテゴリー4以上)の数で、両者の変 動傾向が一致することを示した。今回の発表は、彼ら の論文の追試を行なったので報告する。

2. 台風強度の決定方法

台風強度は、衛星画像の特徴的なパターンなどから 決定されている(ドボラック法)。JTWC、JMA もこの 方法を用いている。この方法では、まず強度指数を求 め、その指数に対応する最大風速を決定する。問題は この強度指数と最大風速との対応表がJTWC とJMA で 異なっていること、しかも最大風速を、JTWC では1 分間平均風速の最大値(MSW1)としているのに対し、 JMA では10 分間平均(MSW10)としている。

3. これまでの研究と MX16 の違い

これまでの研究では、MSW10 と MSW1 とを比較す るのに、0.88 や 0.93 の変換係数を用いていた。すなわ ち、MSW10 = MSW1 * 0.88 などとしてきた。Wu et al.(2005)などの結果はそのようにして比較したもので あった。それに対して、MX16 は、変換係数を用いる のではなく、MSW10 を決めるのに用いられた対応表か ら強度指数を求め、それに対応する MSW1 を決定した。 MSW1 から MSW10 を決めるのも同様である。この手 法は、「同じ時刻の衛星画像から求められる台風強度指 数は同じである」という仮定をしている。

4. 結果

図は、MX16の方法で求めた MSW1 から求めたカテ ゴリー4以上の強度になった台風の年間個数の年変化 を示す。●は JTWC、○は JMA の MSW1、+は、JMA の MSW10 を 0.88 で割ったものである。MX16 は 2014 年までのデータだったが、ここでは 2017 年まで更新し



た。この図から、●と+を比較すると、これまでのWu et.al (2006)の結果と同様に、JMA が JTWC と比べて強 い台風が極めて少ないが、●と○を比較すると、2000 年代前半で差が大きくなっている時期もあるが、全体 としては、両者の年々変動の傾向はよく一致している。 ただし、長期的な変化傾向については、必ずしも単純 に増加傾向にあるとは言えない。むしろ 10 年ほどの周 期変動が卓越しているように見える。

5. MX16 との違い

オリジナルの MX16 の結果と図を比較すると、図で は、JMA の MSW1 (〇) の数がやや少なくなっている。 これは、MX16 では、JMA のデータに対して、カテゴ リー4の閾値を 58.5 m/s から 56 m/s に下げたことが起 因している。本発表ではそのようなことを行なってい ない。

6. まとめ

Mei & Xie(2016)の追試を行い、北西太平洋の強い台 風の年間個数の変動がJTWCとJMAで同じ傾向である ことを確認した。このことは、統計的に見て、両者に よる台風強度指数が同等であることを示している。

参考文献

 Mei, W. and S.-P. Xie, 2016: Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. Nature Geos., 9, 753-757.
台風の急発達事例は"気候学的に"増加しているか? *嶋田宇大・山口宗彦(気象研台風)・西村修司(気象庁予報部)

1. はじめに

気象庁ベストトラックによると、ここ30年で台風急 発達の事例数またはその発生比率が増加傾向にある (Ito 2016; Fudeyasu et al. 2018)。これは気候学的変化に よる可能性もあるが、ベストトラックの品質が変化し た可能性も否定できない。そこで本研究では「台風の 急発達事例は"気候学的"に増加しているか?」を解明 するため、ベストトラックの第一推定値として使用さ れる、ドボラック解析における急発達事例数の経年変 化を調べた。気象庁のドボラック解析はここ30年手法 自体に大きい変更がないため、解析の不確実性は大き いものの系統的な品質変化は生じにくいと考えられる。

2. 使用データと急発達の定義

本研究で使用したデータは気象庁現業ドボラック解 析データと気象庁ベストトラックデータで、期間は 1987年から2017年までの31年分である。本研究では 急発達を以下の通り定義した。なお一つの台風に衰弱 期を挟んで二度の急発達期があった場合には、急発達 事例数を2として数えた。

ベストトラック:24時間に最大風速が30kt 以上増加。 171事例抽出。

ドボラック解析:24時間にCI数が2以上増加。276事 例抽出。(注:ドボラック解析のCI数「2」の増加は、最大風速 「28~30kt」の強まりに対応。)

3. 結果

図1にドボラック解析及びベストトラックに基づく 年毎の急発達事例数を示す。ベストトラックに基づく 事例数はここ30年で増加傾向だが、ドボラック解析に 基づく事例数はここ30年で明確な傾向がない。また両 者の事例数差は近年小さくなっている。

図2にCI数が2以上増加した時の、ベストトラック における最大風速増加量(平均値)を示す。ドボラッ ク解析のCI数には大きな変化がないのに対し、ベスト トラックの最大風速には2006年頃を境に違いが見られ る結果となった。

4. 考察

上記の結果について、気象庁の熱帯擾乱解析に関す

る技術報告等を調べたところ、2006 年頃から低軌道衛 星のマイクロ波画像を、急速発達(眼の形成等)を確 認する手段として利用しはじめたことがわかった。こ のためベストトラックに見られる急発達の増加傾向は、 気候学的変化だけでなく、観測測器の進歩による品質 変化の可能性もあると推察される。ベストトラックは、 その時点(時代)に利用可能な観測データ(観測測器 やその精度、観測間隔等)と台風の知見を踏まえた「ベ ストな解析」であると認識すべきで、ベストトラック を用いたデータ解析(長期変化傾向や統計的予測モデ ルの構築)には注意が必要である。

なお今回使用した現業ドボラック解析結果にも気象 衛星の更新(解像度や観測間隔、波長の違いなど)や 解析手順の改善などによる品質変化の可能性がある。 それゆえ、急発達の気候学的な変化傾向について確か な結論を得るには、一貫性のある手法及び手順で行っ た再解析値を利用してさらに調査すべきである。この 目的のために、現在気象庁では、台風委員会のプロジ ェクトとしてドボラック再解析作業を実施中である。





トラックの最大風速増加量(左y軸).年毎の平均値を示す.

参考文献

Fudeyasu, Y., and Coauthors, 2018: *J. Climate*, **31**, 8917-8930. Ito, K., 2016: *SOLA*, **12**, 247-252.

台風急発達の環境条件と多様性

*嶋田宇大(気象研台風)

1. はじめに

台風の急発達については、コンポジット解析や理想 化数値シミュレーション等を通じ、急発達が起こる平 均的な環境条件(弱い鉛直シアーや高い海面水温、強 い上層発散等)や内部構造(軸対称、コンパクト、最 大風速半径の内側で活発な対流活動等)、及びその条件 下での典型的なプロセス(軸対称化、渦の直立化等) が解明されてきた。しかし、いくつかの事例研究では、 強い鉛直シアー状況下での急発達や大型な構造での急 発達等、典型的特徴に当てはまらない事例があること が報告されている。そこで本研究では、「急発達には環 境条件や構造、ライフサイクルに応じた多様な経路が あるのでないか?」と仮説を立て、急発達が実際に起 こった時の環境条件が台風の構造的特徴に応じて系統 的に異なっていないか調査した。

2. 使用データと解析方法

使用データは、気象庁現業ドボラック解析データ、 ベストトラック、歴代静止気象衛星の他、環境場条件 のデータとして、気象庁強度予報ガイダンスモデル構 築のための学習サンプル (詳しくは Shimada et al. 2018) を使用した。期間は 1995 年から 2017 年である。

本研究では嶋田ら(2019、気象学会春季大会)を踏 まえ、急発達の定義を、24時間内にドボラック解析に おけるT数が「2」以上増加した事例とした。データ欠 測事例を除き203事例が抽出された。急発達開始前後6 時間内の台風雲画像(赤外衛星画像)をクラスター解 析し、急発達事例を分類した。そして分類毎に構造的 特徴と環境条件を調査した。

3. 結果

クラスター解析の結果、台風雲画像は6通りに分類 され、分類毎に急発達開始地点に偏りがあった(表1)。 これは急発達開始時の構造的特徴がその領域特有の環 境条件に束縛されていることを示唆する。

次に分類毎に急発達開始時の環境条件を調べた。そ の結果、サイズ別に三つの環境条件群に大別された(図 1)。三つの型間で海面水温に関する潜在的な発達条件 に違いはなかった。しかし小型台風は、大・中型の台 風と異なり、急発達平均値と著しく異なる特徴が見ら れた。海洋貯熱量は 50kJ/cm²以下の事例が多く、環境 場の上層発散は中には負の事例もあり、赤外輝度温度 は高めだった。このような発達に不利な条件があるに もかかわらず小型台風が急発達できたのは、他の条件 (非常に弱い鉛直シアーと小型サイズ) が発達に有利 であり、それが不利な条件に勝ったためと推察される。 以上から、急発達開始時の環境条件は構造的特徴に応 じて複数に分類されうる。このような急発達の多様性 は既往研究では見逃されてきた点である。今後は、分 類間の条件の違いが具体的にどのような急発達プロセ スの違いを生じさせているか調べる。

表1. 分類毎のサイズと急発達開始地点の領域

-		
分類	サイズ	領域
1	大	北緯20度以南
2	小	主に北緯 20 度以北で南シナ海以外
3	中	主に東経 145 度以西
4	大	主に北緯15度以南
5	中	主に北緯15度以南
6	中	南シナ海以外

サイズ	大型(N=85)	中型(N=90)	小型(N=28)	平均
構造	非対称	非対称	軸対称	
雲頂温度(℃)	-75 °C	-70 ~ -75 °C	-65 °C	
レインバンド	有	有	無	
鉛直シアー(m/s)	5.2 ± 2.7	5.1 ± 2.4	3.1 ± 1.7	4.9
SST(°C)	29.4 ± 0.5	29.4 ± 0.5	29.2 ± 0.7	29.4
OHC (kJ/cm ²)	95±37	89±33	69 ± 40	88.8
200hPa 発散 (s ⁻¹ ×10 ⁷)	89±29	55 ±28	17±21	63.8
100hPa 気温 (℃)	-81 ± 2	-80 ± 2	-77±3	-80
合成雲画像	4 9 0 -2 -1 -1			

参考文献

Shimada, U., and Coauthors, 2018: *Wea. Forecasting*, **33**, 1587–1603.

図1: クラスター解析で分類され た6グループをさらにサイズ別 にまとめた時の、急発達開始時の 構造的特徴と環境条件.数値は グループ毎の平均値と標準偏差 を示す.5列目は全急発達事例の 平均値を示す.SSTは海面水温、 OHC は海洋貯熱量を意味する. Nは事例数を示す. 台風発生環境場別でみた台風になれなかった熱帯低気圧の環境場

*筆保弘徳¹・永戸久喜²・西村修司²・及川義教²・室井ちあし²・ 別所康太郎²・山口宗彦³・吉田龍二^{4・5} (1:横浜国立大学・2:気象庁・3:気象研究所・4: CIRES UCB・5: NOAA ESRL)

1. はじめに

発生した熱帯低気圧は、発達して台風強度に達 すると「台風発生」となるが、そのいくつかは台風 になる前に減衰している。前回の発表(2017年会秋 季大会) では、気象庁が作成する早期ドボラック解 析 (EDA; 土屋他, 2000など)の結果を用いて、台 風になれなかった熱帯低気圧の特徴や環境場を統 計的に調べた。一方、台風発生をもたらす大規模環 境場には、対流圏下層の風分布から主に5パターン に分類され (Ritchie and Holland, 1999など)、そ のパターンごとに発生する台風の特徴などが異な ることが分かっている(Fudeyasu and Yoshida, 2017; FY17)。そこで本発表では、EDAの結果を増や し、台風発生環境場別で台風になれなかった熱帯 低気圧の特徴や環境場を調べた。そして、台風発生 により適した環境場はどのパターンか、発生と非 発生を分ける環境場の条件を明らかにする。

2. 手法

EDAによる2009年から2017年で検出された476事 例の熱帯低気圧(北東太平洋で発生し越境したも のや6時間以上持続しないものを除く)を対象とす る。それぞれの熱帯低気圧に対して、最終的に台風 にならなかった熱帯低気圧をTD、台風となった熱 帯低気圧をTSとする。TDとTSに対して、台風発生環 境場診断手法(Yoshida and Ishikawa, 2013)と長 期再解析(JRA55)と気象庁ベストトラックを用い て、5パターン(シアライン(SL)、東西風合流域 (CR)、モンスーンジャイア(GY)、偏東風波動トラ フ(EW)、先行台風(PTC))とどれにもあてはまら ないパターン(UCF)に診断する。また、JRA55と海 洋長期再解析(FORA-WNP30)からTDとTSの環境場を 調べる。EDA開始時間を発生時として解析する。

3. 結果

解析期間では、TDは263事例、TSは213事例(TS発 生率45%)に診断された。そのTD・TSを発生環境場 別で示したものが図1である。TS発生率が高いCRと PTC (52%)で発生した熱帯低気圧は、他のパターン よりも台風発生にまで発達しやすいことが分かる。 反対に、TS発生率が低いEW (35%)の熱帯低気圧は 台風発生にまで発達しにくい。FY17は、EDAを使っ た解析ではなく台風発生した事例のみを扱ってい るが、台風発生時の環境場は、EWは他のパターンよ りも対流圏中下層(850・500hPa)湿度場で有意差 (t検定で5%以下)を持って低いと示している。

季節の偏りを除くために6-10月に限定して、発 生環境場別にTDとTSを比較した。発生場所で比べ ると、全てのTSの平均位置はTDより西となってい るが、PTCのTSはTDよりも南東で偏っている。環境 場を比較すると、EWは半径200-800kmの領域で平均 したCAPE・鉛直シア・SST・TCHPなどで差はないが、 対流圏中層(500hPa)湿度場でTSがTDよりも有意差 を持って高い。GYは大気場やSSTで差がなくTCHPの みに差があった。CRは対流圏下層(850hPa)渦度場 と鉛直シアに有意な差があり、PTCは対流圏下層渦 度場・SST・CAPEに差があった。

図2は、PTCのTDとTSで分けた先行台風の相対位 置である。TDとTSとも先行台風までの平均距離(約 3000km)に有意差はないが、TSのほうがTDよりも南 よりに位置している。先行台風の中心気圧の平均 は、TS (976hPa)がTD (986hPa)よりも有意差を持 って低く(図略)、強い先行台風の時に台風になり やすいことが分かった。

4. まとめ

台風発生環境場診断手法とEDAを用いて、台風 発生環境場別にTDとTSの特徴や環境場の差を調 べた。それぞれのパターン別のTDとTSの差は、台 風発生予測の有益な情報となり得る。



図1:EDAによる9年間のTD(影)とTS(白)の台風発生環 境場別発生数。棒グラフ上の割合はTS発生率。



図2:PTCと診断された事例でのEDA開始位置からみた先 行台風の相対位置。TD(\triangle)とTS(\bigcirc)。

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),青木誠(NICT), 岩井宏徳(NICT),山口弘誠(京大防災研),中北英一(京大防災研)

1. 次世代ウィンドプロファイラ (WPR)

ウィンドプロファイラ(WPR)は、気温や水蒸気の 擾乱に伴う電波屈折率の変動により発生する大気エコ ーから、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。日本・欧州 等において、気象状況の把握や気象予報への利用を目 的としたWPRの定常観測が実施されている[1]。

従来のWPRが持つ時間・レンジ(鉛直)分解能はそ れぞれ最高で1分、100m程度である。そのため、大気 不安定等により発生する小スケールの風速擾乱を十分 な分解能で観測できない。次世代WPRでは、小スケー ルの風速擾乱を詳細に測定することができる観測分解 能の達成を目指している。レンジ分解能の向上を達成 する手段として、レンジイメージング(RIM)とオー バーサンプリング(OS)を用いる[2]。

優れた測定データ品質の確保は、WPR のさらなる高 度利用に不可欠である。従来の WPR では、不要なエコ ー(クラッタ)が受信信号に混入することで、風速等 の測定データ品質が低下する問題がある。次世代WPR では、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の達成を目指してい る。地表に存在する建物・樹木・車両や、空中に存在 する航空機・ヘリコプタ・鳥・虫など、クラッタの発 生源は多様である。多くのクラッタは、受信アンテナ のサイドローブから混入する。サイドローブから混入 するクラッタを低減する手段として WPR の周囲に設 置するクラッタフェンスがあるが、クラッタフェンス のみによるクラッタの低減には限界がある。そのため、 受信アンテナビームパターンのサイドローブを動的に 制御することでクラッタを抑圧するアダプティブクラ ッタ抑圧(ACS)[3]等の、クラッタを低減する新た な技術の開発に取り組んでいる。

2. 次世代 WPR の開発状況

東京都小金井市の情報通信研究機構(NICT)本部に 設置されたWPR(通称LQ-13)と、兵庫県神戸市の阪 神高速蓮宮換気所において京都大学防災研究所が設 置・運用する境界層レーダー(通称LQ-7)は、RIM及 び OS 機能に加え、クラッタ受信用サブアレイを用いた ACS 機能 [4] を持つ。LQ-13 と LQ-7 を用いた、RIM・ OS・ACS の性能評価に取り組んでいる。これまでに、 RIM と OS を用いたレンジ分解能向上に加え、ACS を 用いた動的なクラッタ抑圧を行うことで、大気不安定 に伴う風速擾乱の詳細を捉えた観測事例が得られてい る。また、ACS を用いることで移動する車両からのク ラッタを抑圧したと考えられる観測事例も得られてい る。

既設のWPR に付加できる ACS 技術の実用化は、既 設のWPR から得られる風速等の測定データ品質を向 上し、WPR のさらなる高度利用を実現するうえで重要 である。NICT が実施する委託研究など、ACS の実用化 を目指した取り組みも開始されている。

発表では、次世代 WPR の開発状況を紹介する。

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。

参考文献

- [1] Lehmann, V., et al., Overview on wind profiler networks worldwide and review of impact results, 6th Workshop on the Impact of Various Observing Systems on NWP, Shanghai, China, 10-13 May 2016 (available from https://www.wmo.int/pages/prog/www/WIGOS-WIS/rep orts/6NWP_Shanghai2016/WMO6-Impact-workshop_Sh anghai-May2016.html).
- [2] Yamamoto, M. K., et al., J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 118, 35-44, doi:10.1016/j.jastp.2013.08.023, 2014.
- [3] Hashimoto, T., K. Nishimura, and T. Sato, IEICE Trans. Commun., E99.B(12), 2583-2591, doi:10.1587/transcom.2016EBP3047, 2016.
- [4] Yamamoto, M. K., S. Kawamura, and K. Nishimura, ComEX, 6(9), 513-518, doi:10.1587/comex.2017XBL0075, 2017.

WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(2)

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

前回、気象庁のプロファイラシステム WINDASは高層雲の雲粒子からのエコーが頻 繁に観測されており、その鉛直速度を用い ると地上設置の雲レーダ観測と同様に EarthCARE搭載雲レーダの鉛直ドップラ速 度検証に利用できる見通しを報告した。今 回は2003-2011年の各地のWINDASデータを 用いて、SN比とドップラ速度の関係や高層 雲の鉛直速度の統計的な特徴について示す。

2. WINDASのSN比とドップラ速度の関係

WINDASデータは鉛直風などの風データと ー緒に信号強度がSN比の形で提供されてい る。図1は2006-2008年夏季の高度6-9kmの鉛 直風とSN比の頻度分布である。SN比15dB以 下には0m/s付近の大気エコーと思われる頻 度の高い分布が見られるが、落下速度が 増大する分布も見られる。これは雲粒子か らのエコーによるもので雲粒径が大きくな ると落下速度が増し、同時に散乱強度も増 すことからこの分布が説明できる。

<u>3. WINDASサイトによる平均鉛直風の違い</u>

WINDASサイトごとに9年分の夏季(6-9月) の鉛直風データを平均してその違いを比較 した。大気エコーと考えられるゼロ付近の 鉛直速度は除いて統計を取っている。図2に 静岡、熊谷、八丈島のWINDASサイトの平均 鉛直速度プロファイルの結果を示す。9km付 近の落下速度では静岡が0.48m/sであるが、 熊谷では0.64m/s、八丈島では0.86m/sと顕 著な差異が見られる。この違いは平均的な 雲粒径の地域ごとの違いによって生じてい ると考えているが、今後、他の地域も比較 しながらさらなる検討が必要である。

4<u>. 雲 鉛 直 速 度 の 季 節 変 化</u>

熊谷のWINDASデータ9年分の鉛直風デー タを季節ごと(3-5,6-9,10-11,12-2月)に平 均してそれぞれのプロファイルを示した (図3)。冬から春、夏になると鉛直速度が 増加して、秋、冬になり減少するプロファ イルの変化がきれいに現れている。この 変化は高層の雲粒径が冬は小さく、夏に なるということを示していると考えてい るが気圧の変化による落下速度の変化 となるたいの変化による落下速度の変化 も合わせて解析を進める予定である。これ らの統計的な雲の鉛直速度の情報は EarthCARE搭載雲レーダの鉛直速度の検証 ので今後もさらに解析を進めていきたい。 謝 辞

2006年以降の WINDAS データの利用にあたり 気象庁観測部観測課の矢代和也様にご協力 いただきました。ここに謝意を記します。



図1 2006-2008年夏季、高度6-9kmにおける 熊谷WINDASのSN比と鉛直速度の分布図









2018 年台風 21 号に伴う近畿地方の風のドップラーレーダー解析 山田芳則 (気象研究所)

1. はじめに

上陸した台風21号に伴う強風や高潮などによって人 的・物的な大きな被害が各地で発生した.近畿地方での 風の場を明らかにするために、関西国際空港と大阪国 際空港でのドップラーレーダーデータを解析した結果 について報告する.

2. 三次元風解析の方法

三次元風解析には、MUSCAT 法を複雑地形上の3次 元風解析に適用した方法 (Chong et al. 2000; Chong and Cosma 2001) と同様の手法を用いた. Data fit は Yamada (2013) の方法を採用した. 地形は、国土地理院 の基盤地図情報 (10m) を用いて作成した. これら2つ のレーダーデータでは、dual-PRF 法による Extended Nyquist velocity を越えるような風が PPI 走査の多くの 仰角で観測されていたため、Yamada and Chong (1998) と他の方法を組み合わせて、ドップラー速度に適切な Nyquist interval を割り当てた. なお、関西国際空港レー ダーの最大の PPI 走査仰角が 17 度と低いため、高い 高度の風は解析できない.

風解析のための座標系は、関西国際空港レーダーサ イトを原点とする Cartesian 座標である. x-, y-軸 はそれぞれ東西、南北方向にとり、z-軸は鉛直上方とし、 地表に固定した座標系とした. 水平と鉛直方向の解像 度は、それぞれ 0.7 km, 0.4 km, 最低の解析高度は 0.4 km である. この他、VAD 法によって、水平風の鉛 直分布を解析した.

3. 解析結果

図1と図2 (いずれも領域の広さは 56 km x 56 km) から、1158 JST での高度 0.8 km における 30 – 35 m s⁻¹ の水平風は VAD 解析の結果 (図3)と整合している. また、高度約 3.5 km では約 55 m s⁻¹ の強い風が吹い ていたことがわかる. 講演時には、風の場の時間変化だ けでなく、ドップラー速度データの品質管理法につい ても紹介する.

謝辞:ドップラーレーダーデータは気象庁観測部から 提供していただきました.



図1 高度0.8km での水平風(矢印)と地形(陰影).



パラメトリックスピーカーによる RASS 観測の精度 *¹⁾ 足立アホロ・²⁾ 橋口浩之・(1:気象研究所, 2:京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

気象庁のWINDASをはじめウィンドプロファイラーは 本来上空の風を観測する装置であるが、これに音響 スピーカーを併設すると仮温度の鉛直プロファイルを 推定できる(Marshall 1971).このような観測手法を RASS(Radio Acoustic Sounding System)と呼ぶ.RASS は高い時間高度分解能で仮温度の鉛直分布が得られ る有力な手段であるが、スピーカーから周囲に大き な音(>90dB)が漏れるという問題がある.近年一部 で利用されているパラメトリックスピーカー(以下、 PAA)は超音波を利用するため周囲への音漏れがない という特徴がある.2018年春の気象学会では PAA が RASS 音源として利用可能であることを示した.今回 はその観測精度について報告する.

<u>2. 検証方法</u>

PAA-RASS の精度を検証するため,2016-2017年の 16日間についてラジオゾンデとの比較を行った。風 の影響を防ぐため、比較は地上風速が3m/s以下の晴 天の日に行った.ゾンデの飛揚地とプロファイラー の距離は400m以下である.ゾンデは08:30JSTに飛 揚されるのでRASSの観測は08:00-09:00に行っ た.その際,PAAと従来の音響式スピーカーを1分 ごとに切り替えた.一般にRASS観測では静止大気に 対する音速を求める必要があるため、大気鉛直流を 同時に観測し、観測した音速から差し引く.しかし 今回は近接する道路上の自動車によるクラッターの ため大気鉛直流を観測できなかった.そこで60分間 の長時間平均をすることで鉛直流の影響を低減させ た (Moran and Strauch, 1994).なお、観測高度分解能 は100m、観測高度は200m-1300mとした.

3. 検証結果

ラジオゾンデと RASS で観測した仮温度の鉛直プロファイルの例を第1図に示す. ゾンデの観測がエラーバーの中に含まれていることから、RASS 観測がラジオゾンデによく一致していることを示している. その一方 200m や 900m 付近の逆転層では誤差がやや大きい. 解析の結果これは逆転層付近で精度が低下しているわけではなく,境界層の発達に伴い逆転層が RASS 観測の1時間の間に変化しているためであることがわかった. この時間変化は逆転層付近で分散が大きいことに対応している. 第2図に全ての観測事例とゾンデとの比較結果を示す. 音響式および PAA ともゾンデの観測に極めて近く,両者とも精度が高いことを示している.

その一方,今回の検証ではPAAの方が最大観測高 度が低い傾向が見られた(第1図).これは音響ス ピーカーの出力(105dBが4台)に比べてPAA(100dB) がやや低いことも一因であるが,PAAのビーム幅が 狭い(5°)ことも原因である.第3図にRASSの最 大観測高度と上空の風速の平均値を示す.線形回帰 式では,両スピーカーとも風速と共に観測高度は 低下する.しかし個別のデータでは音響式は風速 5—6m/sまでは高度1.3kmまで観測するのに対し, PAAは風速1.5m/sから高度は単調減少する.一方, 音響式は風速 6m/sを超えると観測高度が1kmまで急 激に低下し,その後風速とともに減少する.これら のことは音響式はビーム幅が広いため耐風性がある 程度あるのに対し,PAAはビーム幅が狭く音波がア ンテナ上空から風に流され易いことを示唆している.



第1図 音響スピーカーと超音波スピーカー、ゾンデから求めた仮温度の鉛直プロファイル、並びにゾンデを 基準とした場合の統計結果の例 (2016.11.8).







第3図 RASSの最大観測高度と上空の平均風速の関係. 風速は高度 1m—1200mAGL の平均.

マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダの開発 *渡邊淳史,吉見和紘,水谷文彦(東芝インフラシステムズ(株)),高橋暢宏(名古屋大学) 牛尾知雄(首都大学東京),

1. はじめに

東芝インフラシステムズ㈱は、内閣府の戦略的イノ ベーション創造プログラム(以下、SIP という)におい て、世界初の実用型マルチパラメータフェーズドアレ イ気象レーダ(以下、MP-PAWR という)を開発し[1][2]、 2017年12月に埼玉大学に設置した。本稿は、MP-PAWR の概要と得られた成果について報告する。

2. MP-PAWRの概要

従来の気象レーダはパラボラアンテナを使用したも のが主で、パラボラアンテナから出るペンシルビーム を仰角方向・方位角方向にそれぞれ機械的に走査する ことで周囲の雨雲を観測する。それに対してフェーズ ドアレイ気象レーダ(以下、PAWR という)は、小さ なアンテナをアレイ状に並べ、それぞれの電波の位相 を制御することにより、電子的に走査することが可能 である。

一方、マルチパラメータ気象レーダ(以下、MP レー ダという)は、水平・垂直偏波を同時に送受信する二 重偏波機能により、雨の粒子のサイズ、形状を捉える ことにより、より精度を高く観測が可能である。

これら 2 種類のレーダを組み合わせたものが MP-PAWR である。2017 年 12 月に埼玉大学に設置した MP-PAWR の外観を図1に示す。また、従来の MP レー ダ(XRAIN)との主要性能を比較したものを表1に示す。



図1 MP-PAWR

表1 XRAINとMP-PAWR 性能比較

項目	XRAIN	MP-PAWR		
		国交省モード	研究用モード	
観測範囲	距離:80km	距離:80km	距離:60km	
	方位:360°	方位:360°	方位:360°	
	仰角:0-30°	仰角:-2-60°	仰角:0-90°	
時間分解能	地上 PPI:1分	3D:1分	3D:30秒	
	3D:5分			
距離分解能	150m	150m	150m	
観測ビーム幅	水平:1.2°以	水平:1.2°以	水平:1.2°以	
	下	下	下	
	垂直:1.2°以	垂直:1.2°以	垂直:1.2°以	
	下	下	下	
レドーム直径	4.5m 以下	4.5m以下	4.5m以下	

3. 結果

実際に観測した 3D の観測結果を図 2 に示す。



図2 3D 観測画面

4. 考察とまとめ

電子走査により 3D 観測可能な MP-PAWR の開発に成功 した。

参考文献

- [1] K. Yoshimi, et al (2018): ERAD 2018.
- [2] N. Anraku, et al (2019): 2019 AMS Annual Meeting.

マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダを用いた 豪雨検知システムの有効性について

*吉見和紘,水谷文彦(東芝インフラシステムズ(株)),高橋暢宏(名古屋大学) 牛尾知雄(首都大学東京)

1. はじめに

東芝インフラシステムズ(株)は、内閣府の戦略的イノ ベーション創造プログラム(以下、SIP という)におい て、世界初の実用型マルチパラメータフェーズドアレ イ気象レーダ(以下、MP-PAWR という)を開発し[1][2]、 2017年12月に埼玉大学に設置した。また、東芝インフ ラシステムズは、SIPの枠組みにおいて、MP-PAWRの 観測データの利活用とその有効性を検証するための実 証実験を行った。本稿は、実証実験の概要と得られた 成果について報告する。

実証実験の概要

実証実験では、図1に示す豪雨検知システムを用い て、ユーザに対してアラームメールなどの気象情報の 提供を行った。豪雨検知システムは、2015年から継続 して実施している単偏波のフェーズドアレイ気象レー ダを用いた関西圏における実証実験で開発したシステ ムをベースとしている。

MP-PAWR は、高速3次元的に上空の気象現象を観測 できるという特徴を有していることから、ゲリラ豪雨 などの局地的短時間豪雨による被害が懸念される自治 体または民間事業者が有効的に情報活用できる可能性 がある。そこで、アラーム情報の配信対象としたのは、 暴風雨などによって運行に支障が出る可能性があり、 駅や路線などの大規模インフラ設備を有する民間鉄道 事業者に協力を依頼し、彼らの水防活動に有用に機能 するか検証を行った。配信した情報は、MP-PAWR の3 次元的な観測雨量と観測雨量に基づくアラーム情報等 とした。アラーム情報は、MP-PAWR のエコー頂高度や 降雨強度などを判定の閾値として、地上付近に強い雨







図 2 雨量時系列データのアラーム配信タイミング

が降る前に配信する「注意アラーム」と既に地上付近 で強い雨が観測されている状態を表す「警戒アラーム」 に大別した。MP-PAWR の観測域内の路線網をカバーで きるように、アラームの配信領域は 2.5km 四方のグリ ッドに分割し、それぞれのグリッドで定めた閾値を超 えた際に、アラーム情報が配信されるように設定した。 3. 結果

アラーム発報結果の一例を図2に示す。図2から気 象庁発表の大雨警報に対して、豪雨検知システムから 配信された注意アラームは、1.5時間前に発報されてい ることがわかる。また、降雨強度は、注意アラーム発 報40分程度後にピークを迎えていることがわかる。鉄 道事業者は、大雨警報をトリガーとして水防体制を整 備し、インフラ設備への対策を行うため、局所的な大 雨に対しては、事前情報が有用であることがわかる。

4. 考察とまとめ

MP-PAWR の観測データに基づいたアラーム情報が 局所的な豪雨に対する水防活動が必要とされる様々な 場面で、有効に機能する可能性があることがわかった。 MP-PAWR の3次元観測データは、本稿で示した豪雨情 報のみならず、風・火山灰・雷検出など様々な用途で の活用が期待できる。今後は各種データの精度評価を 進めると共に、継続的な解析を行い、デファクトスタ ンダードを目指す。

参考文献

[1] K. Yoshimi, et al (2018): ERAD 2018.

[2] N. Anraku, et al (2019): 2019 AMS Annual Meeting. 謝辞

本研究は、SIPの支援によって行われた。ここに謝意を 表す。 二重偏波レーダーを用いた曇天・雨天時の火山噴煙の観測について(第2報)

*佐藤 英一 (気象研)、千馬 竜太郎 (福岡管区気象台)、福井 敬一 (気象庁)、新堀 敏基 (気象研)

<u>1. はじめに</u>

気象研究所では桜島(鹿児島県)の北西に X バン ド MP レーダー(MRI-XMP)を設置し、火山噴煙 の観測を行っている。近年、二重偏波レーダーによ る噴煙観測は進みつつあるが、曇天時・雨天時の噴 煙については観測事例が少なく、内部の力学や微物 理には未解明の部分が多い。

本発表では、MRI-XMP による曇天・雨天時の火山 噴火の解析結果を紹介する。

表1 MRI-XMPの主要諸元

送信電力	各 200W(水平・垂直)
中心周波数	9.47GHz
占有周波数带域幅	4.4MHz
パルス幅	短パルス:1µ sec
	長パルス: 32 µ sec

<u>2. 観測例</u>



図 1 2017 年 11 月 13 日 22 時 15 分 (JST) における MRI-XMPの SPPI 観測結果(偏波間相関係数)

対象事例は 2017 年 11 月 13 日 22 時 7 分の桜島 (南岳)の爆発である。当時、20:35 まで鹿児島市で 断続的に降っていた雨は止んでいたが、雲の影響で 噴煙高度の遠望観測は出来ていない。観測された偏 波間相関係数 (ρ hv)を見ると、低仰角(3°)では 噴煙は北側に広がっているが、高仰角になるにした がって東成分が強くなり、仰角 9°と 15°では東北 東に流れていることが分かる。また、9°以下では噴 煙と思われる領域が連続しているが、15°では独立 した 2 つの領域として観測されている。

図2は図1と同時刻に取得されたレーダーパラメ ータ(仰角9°)である。これを見ると、反射強度 (水平)では火口から約5km付近でピークを持ち、 二つ玉のような形になっている。一方、その他のパ ラメータは空間的に連続であるが、ドップラー速度 及び速度幅(共に水平)のデータから、エコー領域 は火口から約 5km 以内では乱流や渦によると思わ れる不均一な構造が見られるが、約 5km 以遠はド ップラー速度や速度幅のパターンが比較的均一であ ることが分かる。このことから、22 時 15 分の段階 においては、仰角 9°の 5km 以内では噴煙領域を捉 えていたが、5km 以遠では噴煙からの降灰領域(大 気中)を捉えていたと考えられる。



図 2 2017 年 11 月 13 日 22 時 15 分 (JST) における MRI-XMP (仰角 9°) SPPI 観測結果

(左上:反射強度(水平)、右上:偏波間相関係数、左下: ドップラー速度(水平)、右下:速度幅(水平))

3. 考察とまとめ

2017年11月13日の噴火の二重偏波レーダーに よる観測データから、東北東に流れた噴煙(火山灰 雲)から落下してきた火山灰が火口から約5kmの 地点で凝集しながら落下し、反射強度が強まってい た可能性がある。この結果は千馬・佐藤(2018)に よる気象庁一般気象レーダーによる観測結果と整合 的である。今後は解析事例を増やし、概念モデル化 を進めていきたい。

参考文献

千馬竜太郎・佐藤英一(2018):気象レーダーを用い た噴煙解析ツールの開発,日本火山学会 2018 年度 秋季大会講演予稿集, P060.

田中恵信・鈴木修(2000):レーダー解析ソフト "Draft"の開発,日本気象学会 2000 年春季大会予 稿集,**77**,303.

<u>謝辞</u>

本研究は JSPS 科研費 JP16H03145 の助成を受 けたものである。 マイクロ波放射計海面水温データのノイズ軽減検討 *藤井秀幸 (JAXA),関三恵子 (RESTEC),可知美佐子 (JAXA),

1. はじめに

衛星観測から得られる海面水温(SST)データは、気象 庁の予報業務や漁業の漁場探索等で利用されており、 間接的に経済活動に不可欠な情報となりつつある。 JAXAでは、SSTデータを準リアルタイムで作成・配信 [1][2]しており、現在、GCOM-W1/AMSR26GHz帯SST (JAXA標準プロダクト)、AMSR210GHz帯SST、 GPM/GMI10GHz帯SST、Coriolis/Windsat6GHz帯SST のマイクロ波放射計プロダクトや、GCOM-C/SGLISST や Himawari-8/AHISSTの可視・赤外センサープロダク トなど、複数の衛星SSTデータが利用可能である。本 研究は、マイクロ波放射計に焦点を当て、SSTデータ のノイズ軽減策の検討を行った。

マイクロ波放射計観測では、アンテナで受信したシ グナルをマイクロ波輝度温度に変換し、各種の物理量 を算出する。一般的に、周波数が高くなるほど帯域幅が 広がり、輝度温度の分解能が低下する。例えば、AMSR2 では、6GHz 帯の温度分解能が 0.34K であるのに対し、 10GHz 帯の温度分解能は 0.7K である。このため、 10GHZ 帯 SST は、6GHz 帯 SST に比べてノイズが大き く、これまで利用が進んでいなかった。しかしながら、 10GHz 帯は 6GHz 帯よりも空間分解能が小さいことか ら沿岸部の観測に優位であり、漁業分野などからのニ ーズが高い。また、太陽非同期である GMI 10GHz 帯 SST が利用できれば、観測頻度を向上できる。

2. KZ フィルタ

本研究では、ローパスフィルタの一種である Kolmogorov–Zurbenko filter (KZフィルタ)[3]によりSST データのノイズ軽減を試みた。 KZ フィルタは、単純 移動平均を複数回繰り返す手法である。気象庁の日別 平滑平年値の算出[4]などの時系列データの解析に使わ れているほか、空間分布の解析[3]にも拡張されている。

本研究では、マイクロ波放射計観測の特性を考慮し、 以下のように前処理を施したうえで KZ フィルタを適 用した。

① 前処理(格子化):0.02度格子でリサンプリングを行い、格子データを作成する。各ピクセルの値は、近傍の点の距離重み付き平均とする。マイクロ波放射計は走査幅の端になるほど観測点が密になるため、格子化することにより、観測点の空間分布の不均一性の影響を受けないようにする。

- ② 格子データへの KZ フィルタ適用:フィルタ形状を 半径 20 kmの円とし、単純移動平均を3回繰り返す。
- 後処理: KZ フィルタ適用前に欠損であったピクセルは、KZ フィルタ適用後にも欠損とする。

3. 結果

図 1に、日本周辺域(緯度 120~150 度、経度 20~50 度)の AMSR2 10GHz 帯 SST と Himawari-8/AHI SST と の比較結果の 1 例を示す。AHI SST は、AMSR2 観測時 刻に対応する 1 時間コンポジットのデータを上記の① の手順で格子化したデータを使用し、対応するピクセ ル同士で比較を行った。AMSR2 と AHI の SST には系 統的な違いが見られるが、直線上に分布しており両者 は良く対応している。本研究ではノイズの軽減を対象 としているため、データのバラツキに関してみると、 KZ フィルタ適用前は幅広く分布しているのに対し、 KZ フィルタ適用後はバラツキが減少していることが わかる。この事例では、KZ フィルタ適用前後の決定係 数 R²は 0.960 から 0.986 へと改善した。

今後、ブイのデータなどを使用して、精度検証を進め る予定である。



図 1 Himawari-8/AHI SST(X 軸)と GCOM-W1/AMSR2 SST(Y 軸)の比較: AMSR2 観測 2017 年 7 月 12 日 12:27-12:47JST。Himawari-8 観測時刻 12:00-13:00JST。 各図の総データ数 402123 個。(左) KZ フィルタ適用前、(右)適用後。

参考文献

- [1] JAXA G-Poratal: https://gportal.jaxa.jpr/(2018/2 閲覧)
- [2] GHRSST Sever@JAXA EORC: https://suzaku.eorc.jaxa. jp/GHRSST/ (2018/2 閲覧)
- [3] W. Yang and I. Zurbenko: *Kolmogorov-Zurbenko filters*, WIREs Computational Statics, vol.2, pp.340-351, 2010
- [4] 気象庁: 気象観測統計の解説, H30.4.1 改定

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: 固体降水の厚みの変動を考慮した散乱アルゴリズム

青梨和正(気象研)

<u>1. はじめに</u>

本研究の目的は、従来の GSMaP 散乱アルゴリズム を改良して、陸上と海岸域の新しい GMI 用散乱アル ゴリズムを開発することである。

前回の学会で、本研究は、GMI 高周波 TB の降水に よる depression (TB depression) 及び GMITB を入力 とする従来 GSMaP 散乱アルゴリズムのバイアス(散 乱バイアス)と KuPR の降水特性の関係を調べた。そ の結果、TB depression 及び散乱バイアスは、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(FPD)に高い相関を示した。

今回は、この解析結果に基づき、散乱バイアスを 抑えるため、固体降水の厚みの変動を考慮した散乱 アルゴリズムを開発する。

2. アルゴリズムの基本的考え

固体降水の厚みの変動を考慮するため、まず、 JRA55の物理量の中から、固体降水の厚みと比較的相 関の高い物理量を見つける。次に、これらの物理量 から、固体降水の厚みの指標、FPD_ENV を fitting し た。そして、各地表面状態について FPD_ENV に対す る降水プロファイルを統計的に計算する。本研究は、 この降水プロファイルを新アルゴリズムの前方計算 に使用する。

3. 固体降水の厚みの指標(FPD_ENV)を求める

対流性の降水トップレベルについては、大気の不 安定度、相対湿度などの物理量と相関が比較的高い (Shige and Kunnerow, 2016)。したがって、本研究で は、降水トップレベルの指標として、地上の気温と、 地上付近(高度 0.5-1.5 km)、対流圏下層(高度 1.5-4.5 km)、中層(高度 4.5-7.5 km)の大気の不安定度 と相対湿度をJRA55 全球解析値から計算した。また、 強い降水ほど背が高くなる傾向があるため、固体降 水の厚みと地上降水強度とも相関がある。降水強度 は、混合対数正規分布に近い PDF を持つため、降水 強度の指標として、Inp=In(Rsurf+1)を用いた。

本研究は、地面状態、地上気温に依るクラス分け を行ない、各クラスで、固体降水の厚みと物理量と の相関を求めた。その結果、地上気温が100以上の ときに、陸上、海岸共に、Inpと0.33以上の相関を 示した。また、JR455物理量の中では、対流圏下層の 大気の不安定度との相関が最も大きかった(~0.3)。

JRA55 の物理量の出現確率には、互いに相関があ る。特に、RH については、レベル間の相関が高い。 このため、固体降水の厚みの指標(FPD_ENV)のフィ ッティングには、単純な多変量線形回帰法ではなく、 Singular Value Decomposition(SVD)を利用した回 帰法を使った。

係数の計算と独立した期間の固体降水の厚み対 FPD_ENV の相関を計算すると、地上気温が 100 以上 で、陸上、海岸ともに相関が 0.52 以上となる。但し、 FPD_ENV の dynamic range は、固体降水の厚みと比 べて狭くなる。(図 1 参照)

4. FPD_EW に対する統計的降水プロファイル

GPM KuPR の降水データを使って、地上降水強度毎 に、固体降水の厚み、FPD_EW に対する統計的降水プ ロファイルを計算した。その結果、特に弱い降水強 度に対して、FPD_EW ごとの降水プロファイルは、固 体降水の厚み毎のものと対応している。(図2参照)

Acknowledgement:この研究は JAXA「第8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。

図1:2014年6月-2015年5月陸上、地上気温20-26Cの FPD(X軸)とFPD_ENV(Y軸)とのPDF分布



図2:2014年6月-2015年5月地上気温20-26C、地上降水 強度^{~1}mm/hr についてのFPD(上)とFPD_EW(下)に対する 降水強度プロファイル

180403 LND Ts 20-26C Rainpr.Rsurf~1:dtop

衛星全球降水マップGSMaPの誤差幅情報の提供にむけた検証

*山地萌果・久保田拓志

宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター (JAXA/EORC)

1. はじめに

衛星全球降水マップとして日本で開発している GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation) は、複数の衛星搭載マイクロ波放射計をベースに静止 気象衛星搭載赤外放射計のデータも複合的に利用して 作成することで高時空間分解能を実現した[1]。他方、 使用している衛星センサの種類やマイクロ波放射計の 観測範囲、地表面タイプによって精度が異なることが 知られている[2]。GSMaP ユーザは年々増加しており、 利用分野も、気象や気候のみならず、防災・水文・農 業・エネルギー・教育分野など幅が広がってきており、 現業的な目的で利用される機会も増えつつある。この ような背景の下、ユーザから精度に関する情報提供の 要望も増えており、信頼度に関する新たなフラグの開 発や、気象庁の解析雨量を用いた日本域での検証活動 も積極的に実施している。

アルゴリズムの特性やこれまでのデータ解析により、 陸上よりも海上において精度がよいこと[2]や、信頼度 フラグが高いほど精度がよいこと[3]などが示されて いるが、これらの結果は、時空間解像度を粗くするほ ど精度がよくなることもわかっている[4]。本発表では、 ある降水量に対する誤差幅がどの程度になるか、汎用 的な誤差情報の提供にむけた初期解析として、日本域 における検証結果を報告する。

2. 使用データ

信頼できる正解データが利用可能である日本域を対象として、0.1 度格子 1 時間ごとの準リアルタイム版 GSMaP v6 の降水量と信頼度フラグのデータを用いて解析を行った。対象領域を図1に示す。



図1. 対象領域

参照するデータは気象庁解析雨量を用い、GSMaPと同 様に 0.1 度格子に再格子化したものを使用した。期間 は雪の影響を除いた 5-10 月の 6 か月間を対象に 2015 年から 2018 年までの 4 年分のデータを用いた。

3. 初期解析結果

降水量を階級値に区切ってそれぞれの階級値に対す る降水量平均値と Root Mean Square Error (RMSE) 平 均値を算出し、降水量平均値に対する RMSE の値と割合 を図2に示した。



図 2. 信頼度フラグが 1, 4, 7, 10 の時の 降水量 (mm/h) に対する RMSE (左:値、右:割合)

降水量が小さい領域ではRMSEの相対的な割合が高く なる一方、10mm/hより雨量が多い場合は、RMSE はおお よそ 60-80%の範囲で推移していることがわかった。ま た、信頼度フラグと対応して、RMSE のスコアもよくな っていることが示された。

今後は、海陸別の解析や、サンプル数との関係など を詳細に分析し、降水階級ごと/信頼度フラグごとの RMSE の統計値が、GSMaP の誤差幅として妥当かという 視点での検証も実施予定。

参考文献

- [1] Kubota, T., et al. 2019, Satellite Precipitation Measurement, submitted.
- [2] Kubota, T., et al., 2009, J. Appl. Meteor., 87A, 203-222.
- [3] Yamaji, M., et al., JpGU Meeting, May 2018, Chiba, Japan.
- [4] Yamaji, M., et al. 2018, Remote Sensing of the Atmosphere, Clouds, and Precipitation VII. 10776. International Society for Optics and Photonics.



衛星観測データを用いた降水プロダクト 間の extreme 比較

* 古澤 (秋元) 文江・増永浩彦 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1 はじめに

熱帯降雨観測衛星(TRMM)と全球降水観測計画 (GPM)の主衛星が打ち上げられ、マイクロ波観測装 置(TMI/GMI)に加え、降雨レーダ(PR/DPR)が搭 載され、全球の降水量分布の観測精度が画期的に向上 し、様々な機関から衛星データを使った降水プロダク トが発表されている。そこで、降水プロダクト間の比 較を同一手法にて行う意義は大きい。比較結果は各プ ロダクトの開発者に対してはアルゴリズムの改善に寄 与し、利用者には各プロダクトの利点、問題点の把握 に寄与する。比較した衛星プロダクトは、GSMaP^a-MVK/GAUGE/MWR, IMERG^b-uncal/cal/HQ, TRMM3B42^c/IR/HQ, CMORPH^d/CMORPH-MW, GPCP^e, CMAP^f/CMAP-no-numeric, HOAPS^g,

PERSIANN^h/PERSIANN-CDR, megha-tropiquesⁱ, CHIRPS^jの10個19種である。今迄HOAPSは2008 年までしか存在しなかったが、今回2015年のデータを 得ることができた (最新のバージョン)。使用したデー タの詳細を表1に示す。

GSMaP, IMERG, TRMM は、マイクロ波のみからの プロダクト、それに赤外などの衛星による移動を考慮 したプロダクト、雨量計補正をしたプロダクトがある のでそれぞれ比較した。今回、2015-2017 の3年分の データを取得できたプロダクトについては、3年分の統 計解析結果を比較する。また、極端降水が各地で及ぼ す被害の大きさを鑑みて、閾値を設けて比較を行なっ た。その統計解析結果を示す。降水全体で見た場合よ り、個々のプロダクトの違いが大きいことがわかる。

プロダクト	空間解像度 [゜]	時間解像度	バージョン
$GSMaP^{a}$	0.1	1 時間	$V05-V7/V7.5^{+}$
\mathbf{IMERG}^{b}	0.1	30 分	$V05A,B^+$
$TRMM3B42^{c}$	0.25	3 時間	V7
CMORPH^d	0.25	3 時間	RT の V1.0
$GPCP^{e}$	月:2.5/日:1.0	月/日	月:V2.3/日:V1.3,V2.3
$CMAP^{f}$	2.5	月	V1604
HOAPS^{g}	0.5	6 時間	V3.2/V4.0(2015 のみ)
$PERSIANN^{h}$	0.25	3 時間 (CDR 日)	m6s4
$megha-tropiques^i$	1.0	日 日	V1.00
$CHIRPS^{j}$	0.05	日	V2.0
CPC^k	0.5	Daily	V1.0/V1.0RT(2006~
$GPCC^{l}$	$0.5/1.0(2014\sim)$	月	full-V7/monitor-V5

Tab. 1: 使用データ

^a Ġlはáⁱ Sǎdəlìtðⁱ µiðipitġ[±]の^p Precipitaztion ^bIntegrated Multi-satellitE Retrievals for GPM ^cTRMM-TMI から求めた降水量に赤外から求めた降水量を組み込んだデータ^d 海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の MORPHing technique で放射計の雨域を移動させたデータと CPC 雨量計データを用いたデータ ^e 全球降水気候計画 (Global Precipitation Climatology Project) の衛星データと GPCC 雨量計データを用いたデータ ^f CPC Merged Analysis of Precipitation,数値モデル予報を組み込んだデータ^gHamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data,海上のみ^hニューラルネットワークに基いた統計リトリーバルを行なって導出したデータⁱ TAPEER-BRAIN Megha-Tropiques level 4 product。TAPEER は Tropical Amount of Precipitation with an Estimate of ERrors、BRAIN は Bayesian Rain Algorithm including Neural Networks(Viltard et al, 2006)。^j 米国の Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations(CHIRPS),陸上のみ^kCPC が提供する雨量計データ^lドイツ気象庁 (DWD) 内の Global Precipitation Climatology Centre の雨量計データ

2 結果

海上の降水量の2015年の月平均頻度分布を年平均にした結果を図1に示す。IMERGのバージョンによる違いが顕著に見える(大きな降水量を示す場所が減少した)。また、HOAPSの2015年のデータを初めて解析し、大きな降水量を示す場所が多く、GSMaPのMVKと近いことがわかった。帯状平均を比較した結果(図省略)、熱帯海上の雨が多い所で、HOAPSが一番、次いでGSMaP-MVKが大きかった。また、ほとんどの海上の緯度帯でPERSIANNが一番小さかった。

図2に、GPCPの3年間の平均降水量分布を示す。また、1日の降水量が50mmを越える日数の分布をその 右側に示す。日数が多い場所は決して降水量が多い場 所とは一致しない。またこのextremeの分布もプロダ クト毎に異なっていることがわかった(図省略)。



Fig. 1: yearly-averaged histograms of monthly-averaged rain rate over the ocean which is old version (left) and new version (right) with 0.5° resolution during 2015. HOAPS V4.0 is added and imerg is changed from V04 into V05, gsmap is from V7 into V7.5.

3 おわりに

2015 年平均と 2015-2017 年平均の降水量の頻度分布や 帯状平均、また極端降水のプロダクト間の比較を行なっ た。今後、さらに様々な視点で精査する。





衛星放送電波を用いた降雨強度、雨量の測定(2)

*堀 康郎(安田電機暖房)、後藤則昭、古川隆之(エフワン)、吉野 純(岐阜大学)

1. はじめに

既報で衛星放送電波の降雨による減衰から降雨強 度、時間雨量が求められることを示した[1]。この結 果を用い、昨年の8月に岐阜県の平成30年度IOT コンソーシアムの補助事業に応募し、採択された。テ ーマは「降雨強度、雨量簡易測定法の開発と実用化」 で、測定箇所を30近くに増やし、降雨強度分布、河 川水位との関係などを調べるもので、期間は2018年 9月から2019年8月末までである。本研究では、昨 年7月の西日本豪雨の際に浸水被害があった津保川 について総雨量と河川水位の関係を調べること、ま た、岐阜、西濃地区の平野部26カ所を選び、降雨強 度の分布と移動状況を求めることにした。

2. 降雨減衰測定装置と観測点の配置

最初に開発した降雨減衰測定装置は、減衰量をマ イクロ SD メモリーに記録し、あとから読み出す方 式であった。今回は通信機能を付与し、多数の装置か らのデータを一カ所に集められるように改良した。 図 1 に改良した降雨減衰測定装置の外観写真を示す。



パラボラアンテナ 電源 15V 入力

図1 降雨減衰測定装置

パラボラアンテナからの信号を入力し、内部で検 波、対数変換して、3Gで1分毎に信号を送信し、デ ータセンターで収集、蓄積し、インターネットで読み 出すものである。図2に関市の観測点を示す。



図2 関市上之保地区の観測点 津保川の支流に3カ所の観測点を設けた。 図3に岐阜、西濃地区での装置の配置状況を示す。



図3 岐阜、西濃地域の観測点

西は大垣市から東は各務原市に至る平野部に 26 カ所の観測点を設け、降雨強度、雨量などのリアルタ イムの分布と移動を観測するものである。

おわりに

平成 30 年度岐阜県 IOT コンソーシアムの補助事 業により、衛星電波を利用した降雨強度、雨量簡易測 定装置を県内 29 カ所に展開し、観測を開始した。講 演では観測結果を中心に発表する予定である。装置 の設置場所の選定、交渉、設置に多大な協力を受けた 赤坂光男氏、加藤 明氏に深く感謝するとともに、設 置許可をいただいた市町村他の関係各位に感謝する ものである。参考文献 [1] 堀、後藤,2018,日本気 象学会秋季講演会、C458.

微小雨量の検知を可能にした雨量計の開発

角田 敦(TOK)

1. 諸 言

転倒ます型雨量計の計測方法は、転倒ますに雨が定量入ると 転倒し、転倒回数で雨量を測定する仕組みである。そのため、雨 の降り始めがわからないという欠点がある。つまり、一転倒雨量 0.5mm のものでは、15.7ml の雨水が溜めるまで降雨を確認する ことができない。

そこで今回は、降り始めを検知できるようにするため、雨セン サーを備えた転倒ます型雨量計の開発を行った。そして、最小で どのくらいの雨量で検知することができるのかを検証した。

2. 方 法

2.1 ろ水器と雨センサー

図1に今回使用したろ水器を示す。雨センサーの基板に砂や 塵が残らない角度に設置することを考慮し、ろ水器の設計を行った。また、このろ水器は既報⁽¹⁾の通り、雨水を一度溜めず直接 転倒ますへ流す構造のため、降り始めが既存ろ水器よりも正確 に測定できるという利点もある。図2に、今回使用した雨センサ ーを示す。雨センサーはくし形抵抗検出式を使用し、AVRマイコ ン(Arduino)を回路に組み込んである。センサーからの返り値を モニターで確認することで検知の有無の確認を可能にしている。

外観図

図1 新型ろ水器





雨センサー電子回路

分解図

雨センサー(GROVE) 雨セン 図2 雨センサー (試作品)

宇塚 和夫(TOK)

2.2 雨センサーの設置位置

図3に雨センサーの設置位置を示す。図のようにろ水器内に 雨センサーを設置し、受水器から流入する雨水が当たりやすい 位置に設置した。

2.3 試験方法

雨センサーが検知できる最小の水量を計測するために、脈動 がなく連続で一定流が吐出できる定量ポンプを使用し、試験を 実施した。水量は0.1 mm刻みで変化させ、雨量計感部の中心部の 真上から滴下した。

3. 結果

図4に滴下の様子を示す。その結果、雨量0.1mm相当の流量で 雨センサーが反応することを確認できた。また、雨センサーを設 置しても、転倒ますに安定して水が注がれることを確認した。

4. 結 言

雨の降り始めが判然としないという転倒ます型雨量計の欠点 を解消するため、雨センサーを備えた雨量計を新たに開発した。 その結果、既報⁽¹⁾のろ水器に雨センサーを備えることで、降り始 めが確実にわかる雨量計が実現できた。

参考文献

(1) 宇塚和夫,角田敦, "メンテナンスフリーを実現した転倒ます 型雨量計の開発"日本気象学会大会講演予稿集,113,333,2018





図3 ろ水器と雨センサーの位置関係



図4 雨センサーに水が接触している様子

GEWEX アジアモンスーン水文気候学研究の新プロジェクト

*寺尾 徹(香川大教育)・鼎信次郎(東工大環境・社会理工)・ 松本 淳(首都大都市環境・JAMSTEC)

1. はじめに

アジアモンスーンの水文気候学的研究は、GHP (GEWEX Hydroclimate Panel)の枠組みのもと、 GAME (GEXEX Asian Monsoon Experiment)、 MAHASRI (Monsoon Asia Hydro-Atmosphere Scientific Research and Prediction Initiative) を 通して大きな発展を遂げてきた。これらの成果の 上に立ち、2019 年より次世代の水文気候学研究プ ロジェクト (Post MAHASRI Project) が開始さ れた。Post MAHASRI は、GHP の prospect RHP (Regional Hydroclimatological Project)の一つに 認定され、8月の国際会議に向けてサイエンスプラ ンの具体化が進められている。

2. プロジェクトの目的

アジアモンスーンは、現在の地球上で最も強力 なモンスーンシステムであり、成層圏を含めた大 気循環において重要な役割を果たしており、地球 大気の研究にとって重要な課題である。同時に、 アジアモンスーンの影響の及ぶ領域には40億とも 言われる人が生活している。特にアジアモンスー ン降水は、水資源や災害リスクなど、環境の最も 重要な決定因子の一つとなっている。

温室効果ガスの増加に伴う気候変動は、アジア モンスーン降水に大きな変動をもたらす可能性が あり、水資源や災害に対する気候変動影響の 評価は社会的にも強く要請されている。しか し、アジアモンスーンの基本理解にも大きな 課題があること(Gadgil 2017)も反映して、 気候モデルによるアジアモンスーン降水の 再現性には大きな問題がある(Sperber et al. 2013, Ashfaq et al. 2017)。特に非均一性の 高い陸面過程の理解は重要である(Mariotti et al. 2018)。アジアモンスーン降水理解とそ の変動メカニズムの解明は、アジアモンスー ンの水文気候学研究に課せられた新しい重 大な課題となっている。

本プロジェクトは、多様なアジアモンスー

ンの水文気候学的研究の推進を通して、アジアの 陸上降水をターゲットに、上記の課題に答えるこ とを主要な目的とする。

3. プロジェクトのアプローチ

本プロジェクトは、GAME・MAHASRI を通じ て広がったアジア諸国のモンスーン研究における 共同を活かしつつ。以下の 6 つのアプローチを通 じてアジア陸上降水に接近する。

- 1) 降水とその極端現象の観測と見積もり
- 2) 多様な大気陸面過程のプロセススタディー
- 3) 季節内変動~数十年周期変動メカニズム理解
- 4) 人間影響を含む水文過程の高分解能モデル
- 5) 共同した観測とモデリングの推進
- 6) 気候変動影響の評価

4. プロジェクトの主要な問い

本プロジェクトはその 10 年間の期間において、 図1に示した5つの問いに答えることをめざす。 過去から未来への時間軸にわたり、アジア陸上降 水のデータレスキューの活用・AMY-II (Asia Monsoon Year-II)への貢献など効果的な観測プロ ジェクトの探求・信頼できる気候予測理解とは何 かを問う。アジア陸上降水理解のものさしとして、 極端現象と山岳降水の解明を重視する。



図1 Post MAHASRI プロジェクトが解明をめざす共 通する5つの「問い」

2018 年 7 月豪雨時における中国地方付近の降水の解析 (梅雨降水の東西差と変動に関わる気候学的視点から)

*加藤内藏進(岡山大・教育学研究科(理科)),松本健吾(岡山大・自然科学研究科)

-338-

1. はじめに

東アジアの亜熱帯前線帯である梅雨前線帯付近での 降水量や降水特性,また,それらに関わる総観場は, 平均的な東西の違いや季節進行の中での違い等が大き いだけでなく,梅雨期の中での日々の季節内~短周期 変動の中での違いや年々の違いも小さくない。

梅雨降水に関する上述の種々の変動性を把握するこ とは、温暖化等に伴う地域規模の極端現象の応答過程 の理解のために重要であるだけでなく、季節サイクル の中での「振れ幅」も含めた、動気候学的な広域梅雨 の平均像の理解の上でも重要と考える。

例えば、梅雨前線への南からの水蒸気輸送場、北側 の気団・システム、等の東西の大きな違いに伴い、西 日本の梅雨前線付近では集中豪雨に関連した大雨日の 頻出で総降水量も多いが、東日本側では大雨日の出現 が少なく総降水量も少ない(NInomiya and Mizuno 1987)。 また、我々のグループも指摘しているように、東日本 の大雨日での降水特性の西日本側との違いも大きい (松本他 2013 等)。

ところで、平成30年7月豪雨に関して、これまでの 豪雨に比べてかなり広範囲に、しかも一連のイベント として3日以上持続した点など、独特な特徴が多くの 人に指摘されている。そこで今回の豪雨が、「上述の平 均的な降水や総観場の東西の違いやその中での変動と しても、どのように位置づけられるのか」という動気 候学的視点で解析を行なう意味も大きいのではと考え る。本研究では、そのような総合的な考察へ向けた最 初のステップとして、平均的には降水特性や総観場の 東西の違いの遷移領域的な位置づけも出来る中国地方 における降水特性の解析を行なった。また、それに関 連した総観場や、その気候学的位置づけも今後解析予 定である。

2. 岡山県・広島県における 10 分雨量を用いた総降水 量と降水特性に関する解析

今回の豪雨は、気象庁(2018,報道発表資料)や、 国際気象海洋(株)のHPのリアルタイムでのレーダーア メダス合成データ 24 時間積算値等に示されるように、 7月5日~8日における総降水量が300mmを超える地域 が西日本だけでなく、中部地方まで広く分布していた。 また、例えば7月6日夕方の気象庁レーダーでも見ら れたように、時間雨量20mm~50mm程度の局地的な強雨 が広範囲に散在していただけでなく、時間雨量10~ 20mm、あるいは10mm未満の「そこそこの強さの雨域」 が、上述の強雨域の間を埋めて広く分布していた。

気象庁 IP 掲載の岡山県・広島県における計8地点の 10 分雨量の時系列(第1図)や領域平均雨量への寄与 (第2図)によれば、2mm/10分あるいは4mm/10分を超 える強雨の時間帯の頻繁な出現が総降水量を押し上げ ているが、その間でも2mm/10分未満の(但し、それほ ど弱い雨ではない)時間帯の持続も、全体の降水量を 更に大きくすることに少なからぬ寄与があった点が注 目される(3日間での領域平均総雨量390mm中、2mm/10 分未満の時間帯の総降水量へ寄与は127mmもあり)。今 後は、より広域の同様な解析や、関連する総観場に解 析も行ないたい。







第2図 図中の地点で平均した雨量と階級別10分雨量の寄与の時系列(7項移動平均し,mm/hに換算)。凡例は図中を参照。

GSMaP サブデイリースケール降水のヴェトナム北部における検証 *野津雅人¹, 松本淳^{1,2}, Long Trinh-Tuan¹, Thanh Ngo-Duc³, Truong Duc-Tri⁴ (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

衛星観測はレーダーの存在しない地域や山岳域での降 水を捕捉する有力な手段である.しかし、衛星降水デー タは複雑な地形をもつ地域での弱点が指摘されている. 例えば, 降雨頂が比較的低い地形性豪雨は過小評価され やすい (e.g. Kubota et al. 2009). また、対流圏下層の 高安定度時に、降水量に比べて降雨頂が低くなる傾向も 知られている (Shige and Kummerow 2016). GSMaP のような衛星降水データセットはこれらの弱点を補正す るための工夫が盛り込まれているが、現状では十分でな い. GEWEX アジアモンスーン水文気候学研究が対象 とする地域は数十 km スケールで山脈が走る複雑な地 形をもつ (図 1: ヴェトナムの例) ため, この弱点の影響 を受け易い. 例えば、日周期変動の顕著な夏季ヴェトナ ム北部において、衛星降水データが地上雨量の日周期変 化を十分に捉えられていない事例は多い (図 2a). 本研 究は、このようなサブデイリー衛星降水データの精度向 上を目的として,風や大気安定度などの気象要素に着目 した検証を行う. ヴェトナム北部において, 地上雨量計 および衛星降水データを比較し,風や大気安定度と衛星 降水データの再現性を関係づける.本稿では,風の地形 を上昇する成分と再現性の関係を用いた衛星降水デー タの再補正の例を紹介する.

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 MVK version 7 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 7 観測点 (図 1) 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.こ のデータを 6 時間ごとにまとめた.風速データは再解 析データ JRA-55 の 925 hPa 値を用いた.解析対象期 間は 2014 年 3–12 月である.各観測点において上り勾 配方向に射影した風速 (u_{oro}) を計算し,5 階級に分け た.各階級ごとに, u_{oro} ,地上雨量, GSMaP の平均降水 量の比 (GG-ratio) を求めた. u_{oro} と GG-ratio を線形 回帰して, u_{oro} に応じた GSMaP の補正率を算出した. 3. 結果

 u_{oro} のみによる補正では一貫した改善を得ることは できなかった.まず, GSMaP は高降水量で過大評価, 低 降水量で過小評価の傾向があるので, GSMaP 降水量 10 mm/6 hr を境として, u_{oro} と GG-ratio の関係を求め た.高降水域, 低降水域ともに u_{oro} が大きくなるにつ れて GG-ratio が小さくなった.このことは, これまで の研究で指摘された地形性上昇を伴う雨での過小評価 と同様の結果と言える.図2 は地上雨量, GSMaP, 補



図 1: 北部ヴェトナムの地形と本研究で用いた地上雨量観測点.



図 2: (a) Phu Yen の 6 月, (b) Sin Ho の 7 月, Nghia Lo の (c) 7 月, (d) 5 月における降水量日周期変動. 黒, 白, 灰色が それぞれ 地上雨量, GSMaP, 補正した GSMaP を示す.

正した GSMaP による 6 時間ごとの日周期雨量変化の 例を示す. 図 2a は補正による周期性の改善例である. GSMaP で捉えられなかった地上雨量による 19–1 時の ピークが, 補正により捉えられた. 図 2b は量的な改善 例である. すべての時間帯において GSMaP は地上雨 量を大きく下回ったが, 補正により過小評価が少し和ら いだ. このような改善がいくつかの月, 地点で見られる 一方で, 悪化事例も多く見られる. 図 2c は日周期の特 徴, 量ともに GSMaP よりも悪化してしまった例であ る. 図 2d は過大評価がさらに大きくなっている.

4. まとめと今後

今回の補正では改善, 悪化の両事例が得られた. 今後 は両者の比較をしつつ, 水蒸気輸送の地形上昇効果 (鉛 直輸送), 大気安定度などの指標と GG-ratio との関係を 調べる. これらの関係に基づきデータの再補正を行い, GSMaP とその他の指標を組み合わせることにより, 衛 星観測がサブデイリースケールの降水の実態にどこま で迫れるのかを調べる.

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. 中部山岳域における衛星降水量の検証 *上野健一・三戸航・澤田壮弘(筑波大学),山本宗尚(京都大学), Ueno K., W. Mito, A. Sawada (Univ. Tsukuba) and M. Yamamoto (Kyoto Univ.),

1. はじめに

雨量計や気象レーダ観測が希薄な山岳域では、衛星 による降水量推定に期待がかかっている。大陸での衛 星降水量と現地での雨量計観測の不一致要因に関して は従来から多くの指摘がなされているが、1)陸面の 影響を受けた降水システム固有の特徴、2)推定アル ゴリズムに依存する問題、3)点観測の代表性および 雨量計自身の補足率、が混同して議論されることが多 く、GEWEX プロジェクトを進展させるうえで重要な 研究課題と考える。

2014 年から運用が開始された GPM 主衛星は、降水 形態の把握も可能な DPR を搭載し、中高緯度に観測範 囲を広げている。また、マイクロ波放射計を搭載した 複数衛星と静止衛星 IR 画像情報を利用して、全球スケ ールの時間降水量データセット(GSMaP)が構築され ている。これらを海外で検証する研究も見られるが、 本研究では、比較的地上観測網が充実した本州内陸山 岳域にて同データの検証研究を進めている。比較対象 は、AMeDAS 観測網に JALPS 山岳雨量データ[1]を加 えた暖候期の地上降水量で、A)気象擾乱別の各プロダ クツの分布特性を把握し、B)衛星降水量の過大・過小 日を任意の山岳域で特定したうえで、C)不一致の要因 を、アルゴリズムおよび降水システム特性の両面から 分析する[2]。

2. 降水分布の特徴

2015,2016年の4-10月における日降水量を低気圧、 停滞前線、寒冷前線、台風(本体、遠隔)、その他、に 分類し、118地点のAMeDASに19地点のJALPSデー タを加えた地上降水量、GSMaP_MVK/Gauge(Alg.V7)、 DPR(Prod.V05)データで比較した。"その他"に分類さ れる降水日が最も多く、一方で地上降水量は大山脈の 影響を反映して卓越擾乱に応じた極大・極小域を示し た。DPRは観測頻度が少ないため極大・極小域が過大 に評価され、一方でGSMaPは分布が平滑化されて地上 雨量との不一致が見られた(図1)。

3. 過大過小評価日の選出

JALPS 観測地点を含む 5 つの主要エリアを選定し、

各地域で GSMaP_MVK による日降水量データが過 大・過小する日降水量のランキングを 10 位まで選定し た。過大評価は温帯低気圧通過時に複数エリア(広領 域)で同時に発生する傾向がみられ、一方の過小評価 は様々な擾乱により単独エリア(狭領域)でも発生し た。これらの特異日を除くだけで、地上雨量との平均 的な不一致量は大幅に低下した。GSMaP_Gauge は過大 評価日のバイアスを大きく低減させているが、過小評 価が改善されない地域も見られた。

4. 不一致の要因解析

過大・過小が特定され、かつ GPM-DPR の観測があ った日に関して集中的に要因を分析したところ、マイ クロ波観測衛星時間における散乱アルゴリズムに起因 する要因と、静止衛星による雲ベクトルが不一致量を 外挿する要因の2つが見られた。前者に関しては、低 気圧前面の高層で発達する停滞性の低温・層状性降水 が過大評価日に卓越し、下層の暖かい対流性降水が過 小評価日に卓越した。つまり、衛星降水量の不一致に は降水システム特有の構造が強く関係している。

DPR データの蓄積と、シミュレーションなどによる 気象場の分析は不可欠である。寒候期の降水形態の再 現性や大陸の内陸・山岳域での比較計画も視野に入れ た研究を推進する必要がある。



図1 地上降水量(左)と衛星降水量の比較

参考文献

[1]上野ほか、2013:大学間連携事業を通じた中部山岳 域の気象データアーカイブ、地学雑誌、122、638-650.

[2]上野ほか、2019:暖候期の中部山岳における総観規 模擾乱に応じた降水分布と衛星降水量の比較、地学 雑誌、129、31-47.

チベット - ヒマラヤ域を対象とした高解像実験の重要性

*杉本志織1、高橋洋2 (1 JAMSTEC; 2 首都大)

夏季に発生するチベット - ヒマラヤ域の雲・降 水過程は、対流圏中上層の直接的な加熱に貢献し、 モンスーン循環の形成にとって重要な役割を果 たす。チベット高原とヒマラヤ山脈は地理的に近 接した地域であるが、降水特性の日変化には大き な違いがみられる(Hirose and Nakamura 2005)。 夏季の降水強度・降水頻度の日変化をみると、チ ベット高原南部では夕方に極大を示すのに対し、 ヒマラヤ南麓では夕方から夜間の極大に加え深 夜から早朝に別の極大がみられる(図1)。このよ うに地域によって異なる降水特性の日変化を正 しく理解することは、アジアモンスーンの形成だ けでなく、周辺地域の豪雨災害や水資源管理にと っても非常に重要な課題の一つと言える。

領域大気モデルは、短期の天気予報や将来の気 候予測研究に加え、観測することが困難な大気物 理過程の評価・検証に用いられることがある。例 えば、陸面状態が降水過程に与える影響を評価す るために、領域大気モデルを用いた感度実験がア ジア域でも実施されている(Takahashi et al. 2010, Sugimoto and Takahashi 2017)。日中と夜 間では陸面での熱収支・放射収支が異なるため、 地域や昼夜を区別して陸面が雲・降水過程に及ぼ す影響を議論する必要があるが、領域大気モデル を用いてこれを調べる場合には、積雲対流や降水 特性の日変化が適切に再現できていなければな らない。

急峻で複雑な山岳地形を有する地域では、雲・ 降水過程の日変化を再現する際に、高い空間解像 度が要求される。Kataoka and Satomura (2005) は、メガラヤ高原南部で夜間に発生した積雲対流 の南方伝播メカニズムを提唱するために、水平解 像度 2km の数値実験を実施した。Oizumi et al. (2018)は、500m 以下の水平解像度とそれに適し た境界層スキームを用いることで、伊豆大島で発 生した豪雨の降水強度をより精度よく再現でき ることを示した。一方、Sugimoto and Takahashi (2016)は、水平解像度 5km の数値実験では、モン スーン最盛期にメガラヤ高原やヒマラヤ山脈の 南側で発生する夜雨が十分に再現できないこと を示唆している。

既存研究から、チベット - ヒマラヤ域における 雲・降水過程の日変化を十分に再現するためには 水平解像度2km以下の領域大気モデルを用いる必 要があると考えられるが、計算機資源の観点から、 これまで高解像実験の実施は容易でなかった。と ころが近年、チベット - ヒマラヤ域でも水平解像 度2kmの数値実験が実施され、ヒマラヤ山脈の 谷域を通過しチベット高原に侵入する水蒸気輸 送過程が示された(Lin et al. 2018)。この研究は、 急峻山岳地域で計算不安定を起こさないような 実験設定を示した点でも非常に意義のある研究 成果と考える。

以上を踏まえ、本発表では既存研究のレビュー によりチベット - ヒマラヤ域を対象とした高解 像実験の重要性を述べると共に、同領域を対象と した高解像実験の初期結果について紹介したい。



図 1. ヒマラヤ域およびチベット高原南部域で領 域平均した夏季 (JJA)の降水強度(■, 左軸)お よび降水頻度(▲, 右軸)の日変化。1998 年から 2012 年までの 15 年分の TRMM 3B42 データを利 用した。横軸の現地時刻(LT)は東経 90 度の時刻を 表す。

アジアモンスーン域での降水日変化における大気陸面相互作用の役割

高橋 洋 (首都大) 杉本志織(JAMSTEC) 藤波初木(名古屋大)

アジアモンスーン域における降水日変化につい ての理解は TRMM-PR(熱帯降雨観測衛星の降水レー ダ)により飛躍的に進んだ(e.g., Hirose and Nakamura 2005)。これは、TRMM 衛星が太陽非同期の 軌道であることが一つの重要なポイントであり、多 くの極軌道衛星では、日変化の把握が難しい場合が 多い。また、これまでの赤外放射計をもとにした対 流活動とは異なる、レーダによる降水観測の意義は 大きい。さらに、17年間という長期間の運用により、 長期データが蓄積されたことにより、様々な解析が 可能となった(e.g., Fujinami et al. 2017)。

また、降水量だけでなく、降水特性など、降水に 関連する様々な特徴についても、調べられている。 例えば、降水と雷の関係(Takayabu 2006)なども明 らかになった。さらに、経験的にはよく知られてい た、プレモンスーン季やポストモンスーン季の強雨

(積算降水量としては少ない)なども、長期間の統 計解析により明らかになりつつある (Takahashi 2016)。また、降水特性には、地表面状態が強くかか わっていることが示唆されている (Ono and Takahashi 2016, Sugimoto and Takahashi 2017)。

数値シミュレーションによるアプローチでは、近 年の高解像度実験により、降水日変化の再現性が改 善している(e.g., Takahashi et al. 2010, Kodama et al. 2015)。しかしながら、数値モデル内では、 強すぎる日変化を再現していることや、降水特性の 再現性の問題は、大きな問題である。これらについ ては、境界層プロセスが一つの問題であることは長 く指摘されているが、あまり改善が進んでいない。 新規の境界層の観測により、大気陸面相互作用の役 割が明らかにしたい。。

さらに、全球モデルや数 10 km 解像度などの数 km スケールの高解像度化が難しいシミュレーション では、積雲対流パラメタリゼーションの問題も重要 である。一部の全球非静力学実験(例えば、Kodama et al. 2015)以外では全球の気候実験の多くは、積 雲対流パラメタリゼーションを用いている。

以上のように、降水日変化の理解は進んでいるが、 今後もさらなる研究が必要である。以下に、具体的 に科学的な課題の一部をあげる。

・ プレモンスーン季の強雨と地表面状態

・ <u>陸上における夜の雨</u>

メカニズムの理解は不十分である。大気観測の少な さから、シミュレーションの検証は降水や対流活動 などに限られている。

<u>降水変動と水蒸気輸送</u>

大規模場での水蒸気輸送は、様々な観測により捕捉 されていると考えられるが、降水日変化スケールで の水蒸気輸送に関しては、観測の制約により、可降 水量の時間変化などの検証などに限られている。



図:陸と海の降水特性の季節変化の違い(Takahashi 2016, SOLA) 北進季節内変動に伴うフィリピン西岸域の降水変動:YMC-Laoag 2018 集中観測

*横井 覚、城岡 竜一、米山 邦夫(海洋研究開発機構)、Flaviana D. Hilario、Esperanza O. Cayanan (PAGASA)

<u>1. 背景</u>

熱帯アジアモンスーン域では、季節風の主風向にほぼ直 交する山脈が多く、そういった地域では季節風の風上側で 多くの降水が見られる。さらに、北進季節内変動や台風を はじめとする短周期擾乱や日変化により降水活動は幅広 い時間スケールで変動する。また、本研究の対象であるフ ィリピン共和国は、大小様々な島が入り組んだ海大陸域で あり、降水活動の特徴は外洋・沿岸域・内陸で大きく異な る。このような状況のなかで、季節風、短周期擾乱、そして 日変化がどのような降水変動の空間パターンを生み出す のか、また降水をもたらす過程で三者がどのように相互に 影響を及ぼし合うのか、について研究することは、この地域 の降水変動の理解を深める上で重要である。

2. YMC-Laoag 2018 集中観測

そこで、海洋研究開発機構(JAMSTEC)とフィリピン共和 国大気地球物理天文庁(PAGASA)は、海大陸観測研究 年(Years of the Maritime Continent; YMC)計画の一環とし て、2018年7-8月、ルソン島北西沿岸部のラワーグ市にて YMC-Laoag 2018集中観測を実施した。具体的には、ラワ ーグ気象台(図1の〇印)にて行われている現業高層観測 を強化して6時間間隔の観測を実施し、同時に、地上気象 観測も行った。また、8月のみだが、気象台にてGNSS可降 水量観測を行い、気象台から約6km南方の丘の上(同△ 印)にPAGASAが所有する可搬型Xバンド偏波レーダを 設置して、連続観測を実施した。

3. 初期結果

図2に2018年8月における南シナ海上の850hPa面東 西風の時間変化を示す。西風軸がひと月かけて北緯8度 から20度まで北上していた。これは北進季節内変動の一 部である。北上成分に重畳して準二週間周期の変動も見 られ、ラワーグでの高層観測では8月中旬と下旬に西風の 極大が観測された。

図3はラワーグ周辺の海上、沿岸部、陸域で平均したレ ーダ降水量の時系列である。どの地域でも、2度の西風極 大期に活発な降水活動が見られたことがわかる。これは北 進季節内変動に伴う特徴と一致する。興味深い点は、陸域 のみ8月上旬にも多くの降水が見られたことである。この降 水は午後3時頃に極大を迎えるという熱帯陸域で一般的な 日変化を示していた。一方で、8月下旬の降水量は海上や 沿岸部の方が多かったことがわかる。同様な海陸コントラス トは、インドネシアでのマッデン・ジュリアン振動に伴う降水 変動にも見られることから、二種の季節内変動の陸上降水 への影響について統一的に理解できる可能性がある。



図 1: ラワーグ周辺の地図。○印は高層観測を行っているラワーグ気 象台、△印は可搬型レーダ設置点、円はレーダから半径 60km の範囲を表す。陰影は標高。3 つの矩形領域(左から海 上、沿岸部、陸域と呼ぶ)については図 3 参照。





図 2:115-120E で平均した、850hPa 面東西風[m/s]の時間緯度断面 (データ:JRA55)。濃い(薄い)陰影は、東風域(10m/s 以上の 西風域)を表す。点線はラワーグの緯度を示す。



図 3: 図1の3矩形領域で平均した高度2kmのレーダ降水量(上から海上、沿岸部、陸域)。灰色はデータ欠損期間を表す。

D458

ヒマラヤ山脈の氷河周辺域における夏季降水量観測と降水量変動

藤波 初木*1,藤田耕史²,高橋暢宏¹,平田英隆¹,佐藤友徳³ (¹名古屋大学宇宙地球環境研究所,²名古屋大学大学院環境学研究科,³北海道大学大学院環境科学院)

1. はじめに

夏季ヒマラヤ山脈では、海洋からの湿潤モンスーン気 流が、ヒマラヤ南斜面の影響を受けることにより、豊富 な降水がもたらされる.この降水による潜熱加熱は、夏 季アジア周辺の大気循環場の形成・維持に重要な役割を 持つ.また、この降水が高標高地域の山岳氷河や大河川 源流域を含む山岳域の水循環を維持している.しかし、 その山岳域の水循環を変調させる降水量変動の実態とそ の変動メカニズムは未だに明らかにされていない.

これらの問題意識のもと、ネパールと日本の氷河・気 象・気候・水文を専門とする研究者との国際共同研究が 開始された.この共同研究は、ネパールヒマラヤ中部と 東部の氷河周辺の標高4000m以上の高標高地域とその下 流部での複数地点の降水量観測、TRMM-PR、GPM-DPR、 CloudSat CPR 等の衛星データ、高解像度大気再解析 (ERA5)及び雲解像モデル(CReSS及びWRF)を総合的に用 いて、ヒマラヤ高標高域の降水量変動と降水特性及びそ の変動メカニズムを明らかにすることを目標としている.

2. 目的

近年,高精度の格子点雨量データや TRMM-PR などの 降雨レーダデータによりヒマラヤ山岳域の詳細な降水分 布が明らかになってきた (図上).しかし,標高 4000m 以 上の領域での降水量分布の妥当性は未だに確かめられて いない.またそもそもどのくらいの雨が降るかといった 基本的な情報すら不足している.そこで,本研究課題は, 1)ヒマラヤの高標高地域でどのくらい雨が降るのか? 2) 極端降水を含む降水量変動(日周期,総観規模擾乱,季節 内振動など)の実態とその変動メカニズム,3)降水変動に 伴う降水量の標高依存性,4)降水変動に伴う降水特性の 変調,5)夏季総降水量の年々変動特性の実態解明を具体 的な目的とする.

3. 実施状況と初期結果

既に、2016年よりロールワリン氷河とポンカー氷河周辺のAWSにて降水イベント毎の降水量観測が実施されており、3年分のデータが取得できている(観測地点は図下を参照).さらに、2019年の暖候期に下流部にも同様の雨量計を設置する予定である.標高4800mに設置されているロールワリン氷河末端部の雨量計では、2016年6~9月の積算値で約600mmの降水量が観測された.また、降水量変動には日周変化が卓越するが、約5日と約2週

間周期で日周変化の振幅が変調することも分かった.約 5 日周期の降水変動にはベンガル湾周辺で発生し、イン ド亜大陸を北西進するモンスーン低気圧と関係が明らか になりつつある(例えばFujinami et al. 2017).発表では、降 水量観測に基づく降水変動特性と、モンスーン低気圧が ヒマラヤ山岳域の降水量変動にもたらす影響を中心に発 表を行う予定である.

謝辞 本研究は JSPS 科研費国際共同研究強化 B(18KK0098)の援助を受けて実施している.

参考文献

(1) Fujinami, H., T. Sato, H. Kanamori and F. Murata, 2017: Contrasting features of monsoon precipitation around the Meghalaya Plateau under westerly and easterly regimes, *J. Geophys. Res.*-Atmospheres., 122, 9591-9610.





図 1(上): 熱帯降雨観測衛星(TRMM)の降雨レーダ (PR)による夏季降水量の気候値.(下)ヒマラヤの標 高,夏季の下層風系変動と斜面風の模式図.

PostMAHASRI における水文学の挑戦

*鼎信次郎 (東京工業大学環境・社会理工学院)

1. はじめに

本専門分科会の主たる目的は、GEWEXの下の新た な地域プログラムあるいはプロジェクトとしての MAHASRIの次のものをどのような方向性のものとし て企画するか議論することにあると考えられる.気 象・気候分野の話題がほとんどとなると想定されるが、 GAME 以来、気象・気候学と水文学とのコラボレーシ ョンとして発展した経緯があり、水文分野を代表して というのは甚だ力不足ではあるが、いずれにしても水 文分野から一つ話題提供をしたいと考えている.

2. GAME 開始前あるいは開始前後からの変化

1990年代始めの GAME 開始期のことを振り返り、現 状の応用分野も含む (postMAHASRI に関係する)水文 学の状況を眺めると、この 20 数年の間に、大いなる変 化、進展、進化があったことが認識できる.そもそも 私自身についても、大学院にちょうど進学したかどう かという時期から 50歳近くになるまでの期間というこ とであり、応用も含む学問上の変化が巨大であっても 驚くにはあたらない.

・ほぼリアルタイムで、全世界の高解像度降水量デ ータが得られる.研究用にデータとして得ることもで きるし、日常生活や業務のためにスマートフォンから チェックすることもできる.

・過去約 100 年の全球降水量グリッド時系列データ (気温データも)が誰でも入手可能であり、それを用 いた分析ができる.

・将来約100年の全球気候シナリオデータ(降水量・ 気温等)が誰でも入手可能である.しかも、様々なシ ナリオ、様々なケースについて.

・ある地域の水文シミュレーションをしたいという ときに、フリーでダウンロード可能な数値モデルも多 い.それに上記のようなデータを放り込めば、専門家 でなくても、もっともらしい数値シミュレーション結 果(ある種の予測)を出力可能である.

・他のコンピュータ上のツール(ソフトウェア、ア プリ)も様々、入手可能であり、比較的容易に使える ものも多い.

・ここまで書いてきたものより、まだ多少ハードル は高いが、巨大な人工衛星データの解析が Google Earth Engine で手軽に出来るようになってきた.

ここまで書いてきたことは、コンピュータを使うこ とにアレルギーさえなければ、修士に入学してきたば かりの学生あたりでも、あるいは卒論で配属されたば かりの学生でも、そもそも研究室などに所属しない一 般人であっても、途上国においても、すぐに水文解析 ができる時代になったということに等しいのであろう.

すぐ近い将来には、上記ではまだ自ら計算すること が前提になっているものが、インターネット上で結果 も含めてすぐに得られるようになるのであろう.

3. これからの挑戦

上記のような時代背景の中、また学術上の挑戦について私一人の思いつくことは限られており、包括的なアイデアを示せるものではないが、当日までに可能な範囲で議論の叩き台を整理し提供したい。また、身の回りの(postMAHASRIに関係する)最先端の水文研究の動向について紹介し、議論のきっかけとしたい。

. 全球超高解像度の地形データと、それに整合した 河川網データ。

・新時代の水文研究に利用可能と考えられる様々な 新しい人工衛星データおよび GIS データ。

・人工衛星データの同化による全球の水循環の把握 の進展。

・Anthropocene が当然となってきた時代における人間一水循環系を表現するためのデータやモデル手法。 また、地下などの目に見えない部分についての水文デ ータやモデル。

・一見、ダウンロードできるので、妥当なデータが 存在するかのように錯覚してしまうが、実は水文学的 データ空白域ということに関して。

・気候変化による水循環の変化の projection の不確実 性について。また、そういった不確実性と適応策との 関連について。

一方で、GEWEX 下の研究としては、GEWEX が昨 今目指しているところの復習は欠かせず、それらにつ いても概観し、当日の議論のための素材として提供し たいと考えている。

CMIP5 モデルの夏季東アジア現在気候再現性と降水量将来変化

尾瀬 智昭(気象研究所)

1. はじめに

気象研究所 60 km格子全球大気気候モデル (MRI-AGCM3.2H)温暖化実験(Kitoh et al. 2016) では、夏季東アジアの降水量は月によっては減少す る地域もある(Ose 2019JMSJ)。一方、36のCMIP5 モデルのアンサンブルでは、平均値としても多数決 としても、中国内陸部を除いて月別降水量は増加す る予測になっている(図1は8月の例)。しかし、夏 季東アジアの現在気候再現性(500hPa東西風および 降水量の月別地域分布の観測との相関係数平均で評 価)が上位10のモデルアンサンブルでは、東日本 太平洋側で降水量増加が小さく、ところによって減 少する地域が現れた(図2は8月の例)。この地域分 布の特徴は、60 km MRI-AGCM 実験の予測結果と共通 する。CMIP5 モデルの夏季東アジアの現在気候再現 性と降水量将来変化の関係について調査した。

2.実験データ

36 の CMIP5 の歴史実験から現在気候(1980-2004 年)とRCP8.5シナリオ実験から21世紀末(2075-2099 年)の25年間月平均値を解析した。

3.結果

図3は、36CMIP5モデルのアンサンブル平均の8 月700hPa流線関数と鉛直流の将来変化を示す。降水 量変化と700hPa上昇流の変化の空間相関は、図3内 の東経110度以東地域で計算して0.87であり、 500hPa上昇流の変化の場合の0.45より高かった。 図3のモデルアンサンブル平均25年間平均の8月気 候場の変化から計算した断熱的な700hPa上昇流変 化の診断値(図略)と700hPa上昇流の変化との空間 相関は0.59であり、北風偏差(南風偏差)域で下降 流偏差(上昇流偏差)が見られる。

CMIP5 モデルの上位10アンサンブル平均の場合 は、おおまかに図3の特徴をさらに強調した変化分 布であることがわかった。また、モデル毎に見ると, 図3の変化分布への射影係数は東アジア上層の西風 が強いほど大きい相関関係が解析された。

36の CMIP5 モデルのアンサンブル平均の夏季東 アジアの西風は観測に比べてやや弱いことから、観 測に近い東西風分布を示す上位10のモデルアンサ ンブルでは、図3の鉛直流将来変化が強調されて図 2の降水量将来変化となると説明できる。



図1 CMIP5 温暖化実験における36モデル平均25 年間平均の8月降水量将来変化(mm/day)。薄い影は 0.4 mm/日以下の増加、濃い影は減少。



図2 夏季東アジアの現在気候再現性が上位10の モデルアンサンブルであることを除いて図1と同じ。



図3 CMIP5 温暖化実験における36モデル平均25 年間平均の8月700hPa 流線関数の将来変化(m²/s)。 陰影は気圧座標系の鉛直流の将来変化(hPa/h)で、 薄い影は上昇流変化、濃い影は下降流変化を表す。 「C」は、低気圧性の循環を表す。

2019年度春季大会講演予稿集 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	青栁	曉典	石戸谷	全重之	〇石元	裕史	
(⊃伊藤	純至	〇上清	直隆	○宇野	史睦	
	太田洋	羊一郎	日下	博幸	楠	研一	
(◯工藤	玲	○澤田	洋平	清水	厚	
	竹見	哲也	出牛	真	那須興	予智江	
	西森	基貴	○橋本	明弘	平原	翔二	
	廣川	康隆	藤部	文昭	○益子	渉	
	松山	洋	三好	建正	茂木	耕作	
	安成	哲平	○横田	祥	(〇印:	委員会	事務局)

事務補佐 江口 恵美

[大会実行委員会]

大会実行委員長	木本	昌秀				
事務局長	渡部	雅浩				
実行委員	高薮	縁	佐藤	正樹	阿部	彩子
	今須	良一	伊賀	啓太	鈴木的	建太郎
	吉森	正和	宮川	知己	伊藤	純至
	シェリ	フ 多田	野 サノ	4		
	松崎	恵	北嶋	裕子	新倉	英子
	荒川	恭子	内田	由紀	日比野	英美

編集兼発行者	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
PDF制作	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