2020年度春季大会講演予稿集

会期:2020年5月19日(火)~5月23日(土) 会場:カルッツかわさき (神奈川県川崎市川崎区富士見1-1-4)

117

2020年5月

日本気象学会

2020年度春季大会 新型コロナウイルスへの対応

公益社団法人日本気象学会理事会

2020 年の春季大会は、新型コロナウイルス感染症の感染拡大により参加者の安全 の確保が難しいと判断し、現地での会場開催は行わず、予稿集の発行により大会開 催とすることにいたしました。現地での大会開催を心待ちにしていた会員の皆様に は大変申し訳ございませんが、ご理解お願いいたします。なお、今回発表予定の講 演内容は次回以降発表していただいて差し支えございません。

Cloudy-SRV



数年前に調達したFibre Channel、SASの外部ストレー ジが保守切れになり、新しい外部ストレージの調達を検 討されていませんか?科研費にも厳しい制約が課せられ る現在、従来のサーバ、ストレージ調達と少し視点を変え ることで、効果的な機材更新が可能になります。 Cloudy-SRVはNASとして企画されましたが、Intel® Scalable Xeon®をデュアル搭載可能、外部FC接続より も高速なストレージ内蔵のサーバをベースにしています。 ファイルサーバ用途にはXeon Silver、演算用途にはXeon Goldをご選択ください。

ニューテックオリジナルのミラーリングユニットを 標準搭載



LINEUP

品名	型名
Cloudy-SRV 12TB×35 Silver	NCS12T35-4U-S
Cloudy-SRV 12TB×35 Gold	NCS12T35-4U-G
Cloudy-SRV 12TB×12 Silver	NCS12T12-2U-S
Cloudy-SRV 12TB \times 12 Gold	NCS12T12-2U-G

製品仕様 ※CPUは選択可能(通常1CPU)

- •Xeon Silver 4210(10core/20T/2.2GHz)最大2CPU
- •Xeon Gold 6226(12core/24T/2.8GHz)最大2CPU
- DDR4-2666 32GB(Max 1.5TB)
- SAS12Gbps Backplane/Expander
- •Data用:3.5"×35slot:MAX 3Peta Byte(4U)
- •Data用:3.5"×12slot:MAX 840TByte(2U)
- •OS用:3.5"1slot(2.5"×3 Triple Mirror)(4U)
- •OS用:2.5"×2 Mirror(2U)
- •OSディスクは256GB-SSDを利用
- -RAIDレベル(0/1/5/6/10/50/60)
- •1280W×2(4U)、920W×2(2U)
- •10Gbase-T(RJ45)標準装備
- •Linux(Redhat、Cent、Ubuntuインストール可能)





●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

#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 https://www.newtech.co.jp
 第一営業部一課担当:久保田・松田・三島 Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp



令和元年、ANEOSへ。

株式会社日本エレクトリック・インスルメントと株式会社小笠原計器製作所は合併し、ANEOS株式会社へ。 この合併により、気象観測機器、システムの専門メーカーとしては、国内トップブランドになりました。



気象庁型式証明取得! H29年度より気象庁殿に納入 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 (P⊤100Ω)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

重量式雨量計プルービオ2

・検出部:白金測温抵抗体(Pt1000) ・測定範囲:温度,-30~50℃/湿度,0~100%RH 潮定精度: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:0120×304mm(取手含まず) ・質量:約1.4Kg



気象庁型式証明取得品! 電子制御ヒータ式雨雪量計

温水式雨量計と同等の融雪性能 デジタル制御により複数の内部ヒータを統合的に制御 常に融雪に適した機器温度を維持。 外筒は簡単で確実なコネクタ式を採用しメンテナンスが容易

 - 一転倒雨量:0.5mm
 ・精度:20mm 基で±0.5mm 以内 雨量 20mm 超えるとき、±3%以内
 ・出力信号:0.5mm 毎の無電圧接点パリス(2回路出力)
 ・使用条件:温度:-40-50℃ 湿度:0~100%RH
 ・電源:AC100V約330VA(ヒータ用)
 ・形状寸法:0200(内径)×450mm
 ・質量:約5.2kg

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

TEL:03-5768-8251(代) FAX:03-5768-8261

TEL:03-3496-1977(代) FAX:03-3496-1987

TEL:022-227-7805(代) FAX:022-264-4145

TEL:06-6309-8251(代) FAX:06-6309-8268

TEL:092-833-3311(代) FAX:092-833-3310



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 ・測定構度:±0.1mm 動作品度:-40℃~+60℃(無結露) ・防磨防水規格:IP65(ハウジング部)

*助作i品は、一44010~+6010(無結晶) (防塵防水規格:IP65(ハウジング部) ・IF:RS-485 ・電源:DC9.6V~28V ・消費電力:12V時、最大15mA ・儀寸等:H750×W450Φ/約15.0kg

時間 1000mmの豪雨も正確測定



・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

^{気象·水象観測機器とシステムソリューションを提供する} ANEOS株式会社 www.aneos.co.jp 本社・工場 〒152-0001 東京都目黒区中央町1-5-12 渋谷営業所 〒150-0044 東京都渋谷区円山町16-1 東北営業所 〒980-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11 関西営業所 〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 九州営業所 〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8

気象」総合カタログを発行しました。ご希望の方は上記までご希望下さい。

MS-80,日射計の最高峰。

Fast response & spectrally 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 2020 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 (2020年3月5日現在;50 音順).厚く御礼申し上げます.

アカデミスト株式会社*

ANEOS株式会社*+

アプライド株式会社*

英弘精機株式会社*+

株式会社気象工学研究所+

サイバネットシステム株式会社*

三報社印刷株式会社

株式会社ジャムハウス

スカパーJSAT株式会社*

株式会社東京久栄+

東武タワースカイツリー株式会社*

日本海洋事業株式会社+

一般財団法人 日本気象協会+

日本気象株式会社*+

株式会社ニューテック*

株式会社日立パワーソリューションズ*

ビジュアルテクノロジー株式会社*

古野電気株式会社*

株式会社プリード*

(五十音順)

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

-1-

2020 年の春季大会は、新型コロナウイルス感染症の感染拡大により参加者の安全の確保 が難しいと判断し、現地での会場開催は行わず、予稿集の発行により大会開催とするこ とにいたしました。現地での大会開催を心待ちにしていた会員の皆様には大変申し訳ご ざいませんが、ご理解お願いいたします。なお、今回発表予定の講演内容は次回以降発表 していただいて差し支えございません。

日本気象学会 2020 年度春季大会

会期: 2020年5月19日(火)~5月23日(土)
会場: カルッツかわさき
〒210-0011 神奈川県川崎市川崎区富士見1-1-4
TEL: 044-222-5211
http://culttz.city.kawasaki.jp/

大会実行委員会担当機関:国立研究開発法人 海洋研究開発機構,防衛大学校,横浜国立大学 大会委員長:米山 邦夫(海洋研究開発機構)

当日の会場への連絡先:大会実行委員会事務局(カルッツかわさき ホール受付)

TEL: 未定 *確定後大会ページ(https://www.metsoc.jp/meetings/2020s)にて公開予定 交通の案内:

電車:JR川崎駅・京急川崎駅より徒歩15分

バス:川崎駅東口バスターミナルより乗車5分「教育文化会館前」

・川崎市営バス(系統番号:川04・川05・川07・川10・川13・川15)

・臨港バス(系統番号:川02・川03)



-2-

現地での会場開催はありませんのでご注意ください

大会行事予定

A 会場 : ホール (1F 席)

B会場 : 中会議室1・2・3 (1F)

C 会場 : 大会議室 1・2 (1F)

D 会場 : 大会議室 3・4 (1F)

ポスター会場: アクトスタジオ(1F)・ホールフロント(1F)

(企業展示・リクルートブース併設)

総会・授賞式・記念講演・公開気象講演会 :ホール(1F席) 大会受付・事務局:ホール受付(2F)

()内は講演数と講演番号

		A会場	B会場	C会場	D会場
5月19日 (火)	13:00~ 15:30	降水システム I (9, A151~A159)	気候システム I (10, B151~B160	熱帯大気 I (10, C151~C160)	中層大気 (10, D151~D160)
	15:30~ 17:30	ポスターセッション((第1部: 15:30-16:30)(17, 第2部: 16:30-17:30)(17,	P101-P134のうち奇数番号 P101-P134のうち偶数番号	7) 7)
5月20日 (水)	09:30~ 11:30	気候システムⅡ (8, A201~A208)	降水システム II (8, B201~B208)	大気力学 (8, C201~C208)	気象予報 I (8, D201~D208)
	11:30~ 12:30	ポスターセッション (1	9, P201-P219)		
	13:30~ 15:20	総会			
	$15:30 \sim$ 17:15	字会員, 滕原員, 厈保 	・		
5月21日 (木)	09:30~ 11:30	熱帯大気Ⅱ (8, A301~A308)	降水システムⅢ (8,B301~B308)	専門分科会3 「"IoT"の発展は気象 学にイノベーション をもたらすのか?」 (9, C301~C309)	気象予報Ⅱ (8, D301~D308)
	11:30~ 14:30	ポスター・セッション	(第1部: 11:30-12:30)(17, (第2部: 13:30-14:30)(17,	P301-P334 のう ち奇数番号 P301-P334 のう ち偶数番号	특) 루)
	14:30~ 18:00 D会場 ~16:30	専門分科会1 「高性能スーパー コンピュータを用 いた最新の大気科 学の進展と展望」 (12, A351~A362)	気候システムⅢ (14, B351~B364)	専門分科会2 「気象分野における途 上国支援・協力の現 状と今後の展望」 (15, C351~C365)	観測手法 I (8, D351~D358)
5月22日 (金)	09:30~ 12:30	降水システムW (12, A401~A412)	環境気象・物質循環 (6, B401~B406) (6, B407~B412)	大気境界層・大気放射 (9, C401~C409) (3, C410~C412)	観測手法 II (12, D401~D412)
	14:00~ 17:00 B会場 ~15:30 C会場 ~15:40	公開気象講演会 「命を守る身近な 気象情報」	中高緯度大気 (5,B451-B455)	降水システムV (7, C451~C457)	

大会1日目と3日目のポスター発表は2部制といたします. 奇数番号のポスターは前半1時間(1日目:15:30-16:30,3日目:11:30-12:30),偶数番号のポスターは後半1時間(1日目:16:30-17:30,3日目:13:30-14:30)に発表を行ってください. 発表件数:300件(専門分科会36,一般口頭発表177,ポスター87)

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 (https://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: kouenkikaku2020s@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>高さ150</u>
 <u>cm×幅180 cm</u>程度となっています。
- ポスターの掲示には画鋲のみが使用できます(マグネットは不可). 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19日12:30~17:30
 - ✓ 第2日の発表者は5月20日09:00~12:30
 - ✓ 第3日の発表者は5月21日09:00~14:30
- ・ 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 「キラキラルーム川崎園」 住所 〒210-0023 神奈川県川崎市川崎区小川町12-11 TEL: 044-211-4221 FAX: 044-223-7143 http://www.kirakiraroom.ed.jp/

※生後3ヶ月~6歳児

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. https://www.metsoc.jp/jinzai/files/childcare_support_guideline.pdf 上記は情報提供のみであり,保育施設への申込は直 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12日(火)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

(現地開催の中止について)

春季大会を心待ちにされていた皆様には大変申し訳ありません.私たちひとりひとりの行動改革によって新型 コロナウイルス感染症を早期に終息させることができ、いずれかの大会会場にて皆様とお会いできる日が訪れる ことを 2020 年度春季大会実行委員会一同心より待ち望んでおります.

(大会参加票・領収証等の事前送付について)

講演申込者(投稿料をお支払い頂いた方)には、大会実行委員会事務局より大会参加票と投稿料の領収証を送付します.

-4 -

これら郵便物の発送は5月8日頃を予定しています.

総会

日時:大会第2日(5月20日)13:30~15:20 場所:カルッツかわさき

A会場 ホール (1F席)

議事次第

- 1. 開会
- 2. 議長選出
- 3. 理事長挨拶
- 4. 2020年度日本気象学会賞授与
- 5. 2020年度藤原賞授与
- 6. 2020年度岸保·立平賞授与
- 7. 2019年気象集誌論文賞及びSOLA論文賞授与報告

- 8. 議事
 - (1) 2019年度事業報告
 - (2) 2019年度決算報告
 - (3) 2019年度監査報告
 - (4) 第41期役員の選任について
- 9. 報告
 - (1) 2020年度事業計画
 - (2) 2020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

-5-

"IoT"の発展は気象学にイノベーションをもたら すのか?

- 日時:2020年5月21日(木)(大会第3日)9:30~11:30 場所:C会場
- 趣旨:今日では"IoT"(Internet of Things)という言葉が頻繁に使われるようになった.ここ数年の通信・センシング技術の発展は著しく、スマートフォンやそれにつながるウェアラブルディバイスの利用により、ビックデータかつ高品質な気象情報の蓄積が進んでいる.さらには、日常生活における時空間で詳細な気象データも取得可能となってきている.このように、生活空間における様々な環境情報がリアルタイムで取得できることは、気象学分野においてもイノベーションをもたらす可能性を秘めている.この研究ステージを一つ上に進めるためには、
 - "IoT"に関する新技術を気象学分野に取り込み, 有効に活用しなければならない.そこで本専門分科 会において,気象学のなかでの広義の意味で

"IoT"に関連する取り組みについて講演を募り, 気象観測から最新のモデリング手法までの理解を深 め,現状と今後の展望について語る場にしたい.

世話人:重田祥範(公立鳥取環境大学環境学部),吉田聡(京都大学防災研究所白浜海象観測所),野津雅人(東京都立大学都市環境学部),渡来靖(立正大学地球環境科学部),大橋唯太(岡山理科大学生物地球学部)

高性能スーパーコンピュータを用いた最新の大気 科学の進展と展望

日時:2020年5月21日(木)(大会第3日)14:30~18:00 場所:A 会場

趣旨: 気象学を含む多くの分野で, 「京」コンピュー タ等の高性能スーパーコンピュータを用いてシミュ レーション研究が行われている. 高性能スーパーコ ンピュータの登場は、より高解像度の再現・予測実験、 より多メンバーのアンサンブル予測、観測ビッグデ ータを用いたデータ同化などを通じて、大気科学を 大きく進展させてきた.「京」の後継機であるスーパ ーコンピュータ「富岳」も再来年度から稼働が予定さ れており、これに向けた研究もスタートしている.本 専門分科会「高性能スーパーコンピュータを用いた 最新の大気科学の進展と展望」では、気象・気候・環 境科学等の最先端のシミュレーション研究をテーマ とし、高性能スーパーコンピュータを用いたこれま での成果や次に取り組みたい研究、将来のモデル開 発計画(夢を含む)、などを幅広く議論することを通 じて気象・気候シミュレーション研究の将来像を学 会員と共有したい.

世話人:高橋桂子(海洋研究開発機構),佐藤正樹(東京 大学),滝川雅之(海洋研究開発機構),瀬古弘(気象 研究所),小玉知央(海洋研究開発機構),川畑拓矢(気 象研究所),宮川知己(東京大学),中野満寿男(海洋 研究開発機構),八代尚(環境研究所)

気象分野における途上国支援・協力の現状と今後の 展望

日時:2020年5月21日(木)(大会第3日)14:30~18:00 場所:C会場

趣旨: 国際協力機構(JICA)はアジアを中心として気象 分野の技術協力プロジェクトや無償資金協力によっ て途上国支援を進めており,対象を大洋州やアフリ カに広げている.気象庁は途上国気象局を対象とす る JICA 集団研修を 1973 年から,また世界気象機関 (WMO)の枠組みで気候情報,熱帯低気圧,気象観測・ 予報の研修やワークショップを開催している.大学 や研究機関は科学技術振興機構(JST),日本学術振興 会(JSPS),地球規模課題対応国際科学技術プログラ ム(SATREPS)などによる研究協力プログラム,留学 生の受入れ等を通じて途上国の研究・教育の発展に 貢献している.

本専門分科会では招待講演も含め、これまで各分野 が個別に実施してきた途上国への支援・協力を振り 返り、現状の問題点や課題を整理し、より効果的な支 援・協力のあり方、機関の間の情報交換や人的交流に よる連携強化の道を模索する.

世話人:赤津邦夫(国際協力機構),石原正仁(気象解析 システム),菅野能明(気象庁),余田成男(京都大学)

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.

- 日時:2020年5月22日(金)(大会第4日)
- 14:00~17:00
- 場所:カルッツかわさき ホール
- テーマ:命を守る身近な気象情報
- **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 2020 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.

今回のテーマは「命を守る身近な気象情報」です. 2019年は令和元年房総半島台風,令和元年東日本台 風と相次いで台風が上陸し,記録的な大雨による河 川の氾濫や暴風等による甚大な被害をもたらしまし た.また,近年では,夏季に熱中症が発生しやすい 気象状況になる事が多くなっています.特に今年は, 夏季に東京でオリンピックやパラリンピックが開催 される予定になっており,選手だけでなく,観客の 熱中症対策も重要な課題です.

今回の講演会では、このような様々な気象災害か ら命を守るために、身近な気象情報を有効活用する 目的から、各分野の専門家からお話しいただくこと にしました. 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:

- 14:00-14:10 開会挨拶・趣旨説明
- 14:10-14:40 「風水害から身を守るために」高橋 賢 一 (気象庁)
- 14:40-15:10 「健康と気象」小越 久美(日本気象協 会)
- 休憩
- 15:20-15:50 「洪水と土砂災害」(仮題)大石 哲(神 戸大学)
- 15:50-16:20「熱中症予防と川崎市の気候変動適応策」 (川崎市)
- 16:20-16:50 「防災気象情報の伝え方」南 利幸 (NHK 気象キャスター)
- 16:50-17:00 閉会挨拶
- ※講演タイトル及び講師は変更となる場合がありま 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
 - TEL: 03-3216-4403
 - Email : msj-ed_2020@metsoc.jp

ジュニアセッションのお知らせ

新型コロナウイルス感染症の発生状況を踏まえ,第6回日本気象学会ジュニアセッション(2020年)の開催場所と方法 などについては検討中です.最新情報は下記ジュニアセッションのホームページをご確認ください.

https://www.metsoc.jp/about/educational_activities/junior_session/junior_session_2020/intro

 ※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。

日時:2020年5月23日(土)(大会第5日)11:00~12:00

-6-

場所: 気象庁講堂(東京都千代田区大手町1-3-4)

- **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 2020 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.
- **発表者**: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.

発表形態:ポスターセッション形式.具体的な方法につ いては検討中です.ジュニアセッションのホームペー ジをご確認ください.

 発表内容: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_s ession/junior_session_2020/intro)をご覧下さい.

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_2020@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

大会期間中に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.

地球観測衛星研究連絡会

- 日時:2020年5月19日(火)(大会第1日)17:45~19:45 場所:C会場 大会議室1・2(1F)
- テーマ:次期ひまわり衛星搭載イメージャーについて
- 内容:ひまわり衛星は日本を含むアジア・オセアニ
- ア・太平洋領域における地球観測を担当し,同地域 の天気予報や環境観測等に役立てられている.2014 年に打ち上げられた現在のひまわり8号・9号の設 計寿命は2機あわせて15年であるから,2028年に 次期ひまわり衛星を打ち上げる必要がある.衛星と センサーの製作に5年間を要することを勘案すると 2023年には製造を開始する必要があり,2022年に はその仕様を確定する必要がある.ひまわり衛星は その役割が徐々に増大していることから,主力セン サーであるイメージャーのバンド仕様について,特 に気象学会に関わりの深い大気観測の観点から議論 を行う機会を設けたい.そこで本連絡会では,次期 ひまわり衛星搭載イメージャーのバンド仕様につい て深く議論する会とする.

話題提供者(予定):

- 気象庁観測部 別所康太郎
- 「後継衛星計画の現在の検討状況」
- 千葉大学 CEReS 樋口篤志
- 「ひまわりがとらえた特徴的な事例と地球環境研究 への応用」
- 気象庁気象衛星センター 石田春磨
- 「ひまわりの波長構成と雲識別アルゴリズム」
- 宇宙航空研究開発機構 橋本真喜子
 - 「ひまわりとエアロゾル衛星観測~どのような観測 が必要か?~」
- 情報通信研究機構 村田健史

「先進的情報通信技術からのひまわり衛星データへ のアプローチ」

- 世話人:中島孝(東海大),樋口篤志(千葉大),別 所康太郎(気象庁)
- **連絡先**:中島孝 東京都港区高輪2-3-23 東海大学情報技術センター TEL: 03-3446-5500 E-mail: nkjm@yoyogi.ycc.u-tokai.ac.jp

雲・降水研究会

日時:2020年5月19日(火)(大会第1日)18:00~20:00 場所:D会場 大会議室3・4(1F)

- テーマ:雷活動と雲・降水
- 内容: 雷活動は, 雲内部の雲・降水粒子の振る舞いに 関連して生じることから, 雲微物理学的見地から多 くの研究がなされてきました. 近年, 雷放電観測・ 気球観測・偏波レーダー観測等の他, 雲内部の電荷 分布を予測する数値モデルを用いた研究も進めら れ, 新しい展開を見せています. 本研究会では, 雷放電観測・偏波レーダー観測に 基づく解析, 数値モデルを用いた解析に取り組んで おられる研究者をお招きして話題提供していただき ます.
- 連絡先:橋本明弘(気象研究所) E-mail: ahashimo@mri-jma.go.jp

第7回気象学史研究連絡会

-7-

日時:2020年5月21日(木)(大会第3日)18:20~20:20 場所:C会場 大会議室1・2(1F)

- テーマ:「天気予報の自由化」25年-気象行政史の視点 から
- 内容:「気象予報士」が誕生し、民間事業者に「一般向

け予報」が許可されてから四半世紀が経過した.この 間,予報業務許可事業者数は大きく拡大し,気象予報 士は1万人を越え活動の舞台をさらに広げることが 期待されている.この発展の契機となったとみえる, いわゆる「天気予報の自由化」の動きを,150年にわ たる日本の近代国家事業としての気象行政史の視点 から振り返り,今後の気象業務のさらなる発展の方向 を考えるよすがとしたい.

明治初年の創生からの近代日本気象行政と社会と の関係の変遷を解明する先駆的研究をまとめられ,

『日本気象行政史の研究:天気予報における官僚制と 社会』(2019)を上梓された若林悠氏,「自由化」当時, 気象庁の気象行政の最前線で予報許可に関する業務 にあたられた横手嘉二氏,お二方にそれぞれの立場か らご講演をいただき,社会の中における気象行政の役 割を再考し,議論を深めたい.

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する.

プログラム

「天気予報の自由化」の史的展開-行政学の観点から - 若林 悠(東京大学) 「天気予報の自由化」について

横手嘉二 (元気象庁)

<u>お問い合せ先</u>

山本 哲 (気象庁観測部)

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/

極域寒冷域研究連絡会

日時:2020年5月21日(木)(大会第3日)18:15~20:15 場所:B会場中会議室1・2・3(1F)

テーマ: 南極・北極のリンケージを考える

内容:南極と北極は遠く離れており,それぞれの地域 で発現する大気循環変動の直接的な関りについての 議論はこれまで多くない.極域は温暖化が増幅する 地域であるが,それに関わるアイス - アルベドフィ ードバックや潜熱放出と一体となった気温減率フィ ードバックはそれぞれの極で独立に働く.また,地 上気温の昇温の速さにおいて北極が南極より速い, いわゆる両極の温暖化の非対称性は,両極・両半球 の海陸分布の非対称性に起因する独立した現象とし て理解できる.例えば,海洋循環による極域からの 熱の抜き取りが南極の方が大きいことや,海氷が広 がる北極に対して南極には平均 2500m に達する南 極氷床があることによる効果がそれである.

最近,環状モードの変動に関して両極間に相関が 高い季節が見いだされている.相関係数の季節変化 は両極の直接的な結び付きの強さの変化を表してい るのだろうか?また,突然昇温の解析に基づいて両 半球の関りが議論されている.両極に同時に影響を 与えている起源があるのだろうか?そこで今回は両 極を同時にコントロールする機能について議論して みたい. 基調講演として,三重大学の立花氏,及び 東京大学の安井氏に話題提供いただく.

当日までの間にさらに講演依頼を広げつつ,講演希望 者を募ります.興味のある方は以下に問い合わせてく ださい.講演者の更新については当連絡会のホームペ ージ(http://polaris.nipr.ac.jp/~pras/coolnet/cl_index)に てアナウンスします.

問い合わせ先:平沢尚彦(極地研究所,

hira.n@nipr.ac.jp)

講演内容:

- 基調講演: Interhemispheric synchronization between the AO and the AAO 立花義裕(三重大 学)
- 2. 基調講演:南北両半球間結合における中層大気 でのロスビー波および重力波発生の役割 安井 良輔(東京大学)
- ※. 当日までに 1,2 件の追加を予定

第 53 回メソ気象研究会・気象災害委員会合同研究 会

日時:2020年5月23日(土)(大会第5日)13:30~ 17:15

- 場所:気象庁講堂(東京都千代田区大手町1-3-4)
- **テーマ**:「甚大な災害をもらした 2019 年台風第 15 号と 第 19 号の実態に迫る」
- **コンビーナー**:加藤輝之(気象大), 益子 渉(気象研), 柳瀬 亘(気象研)
- 内容:2019年9月9日に千葉市付近に上陸した台風第15号 は、ベストトラックデータとして上陸時の台風の強さ の記録が始まった1991年以降において最も強い勢力で 関東に上陸した台風となり、関東地方を中心に多くの 地点で観測史上1位の最大風速・最大瞬間風速を記録し ました.これにより、房総半島を中心に7万戸以上の住 家被害や大規模停電が発生しました.また、台風第19 号は10月12日に大型で強い勢力で伊豆半島に上陸し、 静岡県や新潟県、関東甲信地方、東北地方を中心に広 い範囲で記録的な大雨となり、総雨量は神奈川県箱根 町で1000ミリに達しました.この東日本の広範囲にお ける記録的な大雨により、河川の氾濫が相次いだほか、 土砂災害や浸水害が発生し、死者・行方不明者は100名 を超えました.

気象庁は、顕著な災害をもたらしたこれらの台風に ついて、後世に経験や教訓を伝承することなどを目的 に、台風第15 号については「令和元年房総半島台風」、 台風第 19 号については「令和元年東日本台風」と名 称を定めました. 台風に名称を付けるのは1977年9月の 「沖永良部台風」以来となります.

今回は、メソ気象研究会と気象災害委員会の合同研 究会として、台風第15号に伴う暴風と台風第19号に伴 う大雨を取り上げ、台風自体の構造、暴風や大雨の発 生要因、洪水予測について最新の知見を講演していた だくことにしました.

プログラム:

13:30-13:40 開会挨拶・趣旨説明

-8-

13:40-14:05「台風第15号の発生・発達環境場について」 筆保弘徳(横浜国立大)

- 14:05-14:30「台風第15号の強度・構造変化について」 宮本佳明(慶應義塾大)
- 14:30-14:55「台風第15号に伴う暴風・突風の特徴」 益子 渉 (気象研)

休憩

- 15:10-15:35「台風第19号による豪雨発生の環境条件: 湿度条件の重要性」竹見哲也(京大)
- 15:35-16:00「Xバンド偏波レーダを用いた台風第19号に 伴う大雨の解析」三隅良平(防災科研)
- 16:00-16:25「台風第19号による大雨の環境場と地形の 影響」荒木健太郎(気象研)

- 16:25-16:50「台風第19号の非対称な降水分布:中緯度 プロセスの影響」 柳瀬 亘 (気象研)
- 16:50-17:15「リアルタイム陸面・河川モニタリングシ ステムを用いた洪水予測」日比野研志(東大)
- 世話人:加藤輝之(気象大),坪木和久(名大宇地研), 小倉義光(東大大気海洋研)
- 問い合わせ先:加藤輝之(気象大)
- 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).

リクルートブースの設置について

日本気象学会では、気象学会に所属する大学院生や有期雇用の若手研究者のキャリア形成をサポートするため、 企業の就職担当者と就職を希望する参加者が直接情報交換する場として、大会会場内にリクルートブースを設置す る予定です.参加企業名およびブース開設期間など詳細については大会プログラムとともにお知らせする予定です. なお、ブース訪問希望者の予約等の手続きは不要です.

2020年度秋季大会の予告

2020年度秋季大会は、2020年10月28日(水)~10月30日(金)に京都テルサ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2020年7月頃となる予定です.

ロ頭発表プログラム

大会第1日 【5月19日(火)13:00~15:30】

	A会場	B会場	C会場	D会場
	降水システム I 予稿	気候システム I 予稿	熱帯大気 I 予稿	中層大気 予稿
座 長	栃本 英伍(東大大気 海洋研)	小畑 淳(気象研)	川島 正行(北大低温 研)	冨川 喜弘(極地研)
151	諸富 和臣(日本無 線)	中澤 哲夫 (気象研)	山中 大学(地球研)	富川 喜弘 (極地研)
	令和元年台風19号 (Hagibis) に伴い市原 市で発生した竜巻の フェーズドアレイ気象 レーダ観測	熱帯の深い対流活動の 長期トレンド(第2報)	海大陸沿岸日周期のパ ラメタリゼーションへ 向けて	LODEWAVE (LOng- Duration balloon Experiment of gravity WAVE over Antarctica)
152	足立 透 (気象研)	山田 洋平 (JAMSTEC)	伍 培明(JAMSTEC)	吉田 理人(総研大・ 複合・極域)
	フェーズドアレイ気象 レーダーで観測された 2019年10月12日市原竜 巻の発生メカニズムに ついて	HighResMIPマルチモデ ルアンサンブルの出力 を用いた台風発生数の 将来変化への台風の種 の寄与の解析	なぜ東進するMJOに伴 う対流はスマトラ島上 で弱まるのか?	最新の気象再解析デー タERA5における昭和基 地上空での大気重力波 再現性 – PANSYレー ダーとの比較
153	今井 隆翔(名大 ISEE)	小坂田 ゆかり(京 大)	高須賀 大輔(東大大 気海洋研)	河谷 芳雄 (JAMSTEC)
	フェーズドアレイ気象 レーダデータの解析に 基づく海上竜巻を発生 させた対流雲内部の渦 構造の時間変化	偏波レーダ情報を用い た線状対流系の擬似温 暖化手法に関する提案	季節内-経年変動の相 互関係から見たMJO発 生領域の変調	赤道半年周期振動の再 解析間比較と衛星デー タによる検証
154	楠研一(気象研)	土井 威志 (JAMSTEC/VAiG/APL)	神山 翼(お茶大情 報)	高麗 正史(東大院 理)
	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 -開発 の現状-	2019年に発生した極端 に強いインド洋ダイ ポールモード現象-そ の予測可能性とエル ニーニョモドキ現象と の関係-	インド洋西端に位置す るWalker循環の先鋭な 下降流	熱帯域のLapse-Rate Tropopause高度の季節 サイクル
155	佐々 浩司(高知大理 工)	林 未知也(ハワイ 大)	児玉 真一(AORI)	佐藤 薫(東大院理)
	スーパーセル竜巻形成 における下降冷気の影 響	気候モデルによる海洋 亜表層の非線型力学加 熱の再現性: ENSO非対 称性と熱帯温暖化予測 における役割	秋季の台風による遠隔 降水に伴う水蒸気輸送	新たな3次元残差流理論 に基づく成層圏循環の クライマトロジー
156	佐々 浩司(高知大理 工) 台風外縁の波状雲に伴 う竜巻	吉森 正和(東大大気 海洋研) FATメカニズムに由来す る気候感度の不確実性 と放射フィードバック の新しい定式化につい て	川島 正行(北大低温 研) 熱帯低気圧のアウトフ ローに伴う低安定度層 の成因について	松山 裕矢(九大院 理) 大規模アンサンブル データを用いた成層圏 のプラネタリー波伝播 の解析

-10 -

157	栃本 英伍(東大大気 海洋研) 竜巻の強さと温帯低気 圧の関係	シェリフ多田野 サム (AORI) 気候モデル MIROC4m の南大洋海面水温バイ アスに対する雲の影響	鳥山 菜海子(お茶大 情報) 台風の眼のサイズに関 する衛星画像の解析	 野口 峻佑 (JAMSTEC) 2019年南極成層圏突然 昇温の熱帯対流圏への 影響-成層圏規定アン サンブル予測実験による評価-
158	益子 渉 (気象研) 2019年日本に暴風・竜 巻等突風をもたらした 台風の特徴	 黒田 友二(気大) 太陽活動の北大西洋振動への影響:モデルの 解析 	金田 幸恵(名大 ISEE) 多重壁雲台風のベスト トラック相互比較	小新 大 (東大院理) 中層大気の長期データ 同化プロダクトの作成
159	佐藤 晋介 (NICT) さいたまMP-PAWRで観 測された2019年台風15 号の強風域の3次元構造	小畑 淳(気象研) 将来温暖化時の旱魃、 飢饉を地球システムモ デルで探る	岩下 久人(明星電気 株式会社) 2018年台風21号と2019 年台風15号の地上稠密 気象観測網による気圧 と風向・風速の観測結 果	直江 寛明(気象研) マルチセンサの衛星観 測によるオゾン全量の バイアス補正
160		藤原 ケイ(なし) 海面昇温現象と2周期彗 星(133P、176P)の 内合	稲吉 秀夫(府中ソフ トウェア本社) 台風発生抑止の可能性 の検討(1)	劉 光宇(九大院理)南極域におけるオゾン全量変動と力学場の関係 II

大会第2日 【5月20日 (水) 9:30~11:30】

	A会場	B会場	C会場	D会場
	気候システム II <mark>予稿</mark>	降水システム II <mark>予稿</mark>	大気力学 予稿	気象予報 I 予稿
座長	小倉 知夫(国環研)	纐纈 丈晴 (名大 ISEE)	岩山 隆寛(福大・ 理)	澤田謙(気象研)
201	廣田 渚郎(環境研)	川島 正行(北大低温 研)	増田 善信(元・気 研)	清水 宏幸 (気象庁)
	CMIP5/6における過剰 な対流が関わる気候感 度の過小評価	沿海州風下における筋 状降雪雲の蛇行につい て	2014年8月と2018年7月 の線状降水帯の比較	気象庁全球解析へのハ イブリッド同化・マイ クロ波輝度温度全天同 化・アウターループの 導入
202	小倉 知夫 (国環研) 気候予測シミュレー ションにおいて下層雲 が減少する仕組み	纐纈 丈晴(名大 ISEE) MP-PAWRで観測された 関東における冬季の雷 雲	山崎 一哉(東大院 理) トランスバースライン の観測的および理論的 研究	岡本 幸三 (気象研) ひまわり8号の全天候輝 度温度の全球同化 (そ の1) モデルの再現性とデー
203	川合 秀明(気象研) 全球の海洋層積雲が消 失した際の気候場への 影響	櫻井 南海子(防災科 研) 2019年1月31日に首都圏 で発生した上向き落雷 について	岡島 悟(東大先端 研) 北太平洋に特徴的な移 動性擾乱活動の季節進 行(真冬の振幅低下) に関するエネルギー収 支解析	上清 直隆 (気象研) しまわり8号の雲域デー タの全球データ同化 ー雲の影響を考慮した 品質管理と観測誤差の 設定-

— 11 —

204	千葉 丈太郎(気象 庁)	岩崎 博之(群馬大教 育)	杣木 優介 (東大理)	石橋 俊之(気象研)
	層積雲スキーム改良に よるSST-SWフィード バックの改善	全規模で見た「一発落 雷」の特徴	ERA5を用いた台風に伴う循環場及び擾乱場の 解析	雷光観測の全球同化 (序)
205	小坂 優(東大先端 研)	鈴木 賢士(山口大院 創成)	岩山 隆寛(福大・ 理)	澤田謙(気象研)
	シルクロードパターン の地球温暖化に伴う変 調とその要因	GPM主衛星搭載の二周 波降水レーダDPRプロダ クト検証と雷を伴う降 雨の事例解析	ベータ平面上2層準地衡 流系におけるダニロフ 不等式	変分法同化システムに おける過飽和制約の導 入
206	前田修平(気象研)	山内 晃(東大大海 研)	板野 稔久(防衛大・ 地球海洋)	南出 将志(NASA JPL)
	ユーラシア(EU)パ ターンの三次元構造	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~そ の2~	超音波風速計を用いた 二重らせん渦の測定	全天赤外輝度温度の データ同化による台風 強度予測 ~2017 ハリ ケーンシーズンを通じ たパフォーマンス評価 ~
207	小林 ちあき(気象 研)	村上 正隆(宇宙地球 環境研究所)	樋口 太郎(AORI)	加藤 顕(京都大学 院)
	2019年南半球成層圏突 然昇温後の負の南極振 動の持続	高濃度氷晶雲の実態把 握と検出法・予測法開 発に関する基礎的研究 -研究計画概要-	白亜紀と現在における 大気中CO ₂ に対する水 循環の応答の違いに関 する研究	CNNを用いた台風の強 度予測とその解析
208	相澤 拓郎(東大大気 海洋)	金井 大造 (電中研)	高木 征弘(京産大 理)	堀 正岳 (極地研)
	20世紀前半における北 極域の気温変化と海氷 変動における外部要因	原子炉事故時の過飽和 雰囲気におけるエアロ ゾル粒径評価	金星の紫外アルベドと スーパーローテーショ ンの長期変動	YOPP集中観測期間中に おける圏界面付近のラ ジオゾンデ気温の不一 致に関する研究

大会第3日 【5月21日(木)9:30~11:30】

	A会場	B会場	C会場	D会場
	熱帯大気 Ⅱ 予稿	降水システムⅢ 予稿	専門分科会3 「"IoT"の発展は気象学 にイノベーションをも たらすのか?」 <mark>予稿</mark>	気象予報 Ⅱ 予稿
			趣旨説明 重田 祥範(鳥環大)	
座長	久保田 尚之(北大院 理)	上野健一(筑波大)	野津 雅人(都立大)	榎本 剛(京大防災 研)
301	筆保 弘徳(横浜国 大) 2019年台風15号の発 生・発達環境場の定量 化	馬場 雄也 (JAMSTEC) スペクトル型積雲対流 スキームで再現された 海大陸域降水の日変化 応答	岩下 久人(明星電気 株式会社) 地上稠密気象観測ビッ グデータの気象予測へ のリアルタイム応用技 術	 牛山 朋來(土研 ICHARM) 利根川流域を対象とした気象庁1か月アンサン ブル予報のダウンスケーリング

302	和田 章義(気象研)	宮本 佳明 (慶大環境 情報)	角田 敦(TOK)	榎本 剛(京大防災 研)
	2019年台風シーズンに	二次元Rayleigh 対流に	高精度転倒ます型雨量	2019年台風第19号の予
	おける大気海洋境境場 の特徴	対する雲疑結核(CCN) 数濃度の影響		測 可能性
303	柳瀬 亘(気象研)	上野 健一(筑波大)	東海林 孝幸(豊橋技 科大)	米原 仁(気象庁数 値)
	令和元年台風第19号の 降水の非対称化メカニ	冬季多降水をもたらす 温帯低気圧の構造解析	気象要素を考慮した園芸施設における植物生	気象庁全球モデルの地形性抵抗過程の改良
	ズム		育シミュレーションモ デルの設計	
304	大滝 寿一(横浜国 大)	金子 航(東大大気海 洋研)	大橋 唯太 (岡山理 大・生物地球)	鍋谷 尭司(気象庁数 値予報)
	台風経路-高潮アンサ	Atmospheric Riverの降水 特性に及ぼす効果と経	ドローンを利用した霧 の細測	気象庁全球モデルの陸 両過程における部分積
	ンによる高潮ノモグラ	存住に反はり効果と経 年変化に関する研究		雪の改良
205	ムの開発			中川
305	山口示彦(武家研)	江	野伴 准入 (郁亚人)	中川 准之 (风家妍)
	1980年以降東京に接近	GPM SLH (スペクトル)	夏季晴天日における接	気象庁全球モデルへの
	する台風か増加している	潜熱加熱推定法) V06X プロダクトにおける改	変化の UAV による観	の導入
		良点	測	
座 長			吉田 聡(京大防災研 白浜)	
座 長 306	久保田 尚之(北大院 理)	高橋 暢宏(名大 ISEE)	吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報)	井上 剛(筑波大)
座 長 306	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期恋動(1878年-2010	高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン
座 長 306	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年)	高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 	 井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測
座 長 306 307	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年) 杉 正人(気象研)	高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研)	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研)
座 長 306 307	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測 による積雪から積利雪 	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 ケ姓の自律神経バラン 	 井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を
座 長 306 307	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種 の将来変化	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測 による積雲から積乱雲 への成長過程 	吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女性の自律神経バラン スに与える影響	 井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み
座 長 306 307 307	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種 の将来変化 坂崎 貴俊(京大院 理)	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測 による積雲から積乱雲 への成長過程 小司 禎教(気象研) 	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女性の自律神経バラン スに与える影響 佐藤 克文(東大大海研) 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み 吉田 健二(CTC)
座 長 306 307 308	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種の将来変化 坂崎 貴俊(京大院 理) ERA5地上気圧データで	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラメータレーダによる検証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測による積雲から積乱雲への成長過程 小司 禎教(気象研) 首都圏短時間強雨の環 倍提 - 東風の焼微- 	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女性の自律神経バランスに与える影響 佐藤 克文(東大大海研) バイオロギングで実現 	井上剛 (筑波大)LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測高野雄紀(東大大気 海洋研)MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み吉田健二(CTC)複数現業気象機関の数 値系知を用いた風力発
座 長 306 307 308	久保田 尚之(北大院理) 理) 日本に上陸した台風の長期変動(1878年-2019年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種の将来変化 坂崎 貴俊(京大院理) ERA5地上気圧データで同定された高周波自由振動モード	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測による積雲から積乱雲への成長過程 小司 禎教(気象研) 首都圏短時間強雨の環 境場 -東風の特徴- 	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリング システム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女性の自律神経バランスに与える影響 佐藤 克文(東大大海研) バイオロギングで実現 するInternet of Animals 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み 吉田 健二(CTC) 複数現業気象機関の数 値予報を用いた風力発 電出力予測の検討
座 長 306 307 307 308 309	久保田 尚之(北大院 理) 日本に上陸した台風の 長期変動(1878年-2019 年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種 の将来変化 坂崎 貴俊(京大院 理) ERA5地上気圧データで 同定された高周波自由 振動モード	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 証 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測による積雲から積乱雲への成長過程 小司 禎教(気象研) 首都圏短時間強雨の環 境場 –東風の特徴– 	 吉田 聡(京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリングシステム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女生の自律神経バランスに与える影響 佐藤 克文(東大大海研) バイオロギングで実現 するInternet of Animals 吉田 聡(京大防災研 白浜) 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み 吉田 健二(CTC) 複数現業気象機関の数 値予報を用いた風力発 電出力予測の検討
座 長 306 307 308 309	久保田 尚之(北大院理) 日本に上陸した台風の長期変動(1878年-2019年) 杉 正人(気象研) 温暖化による台風の種の将来変化 坂崎 貴俊(京大院理) ERA5地上気圧データで 原動モード	 高橋 暢宏(名大 ISEE) GPM/DPRのマルチパラ メータレーダによる検 前坂 剛(防災科研) マルチセンシング観測 による積雲から積乱雲 への成長過程 小司 禎教(気象研) 首都圏短時間強雨の環 境場 – 東風の特徴– 	 吉田 聡 (京大防災研 白浜) 杉山 耕一朗(松江高 専 情報) 高専におけるIoT演習と 校内環境モニタリングシステム 重田 祥範(鳥環大) 急激な気象変化が若年 女ステム 重田 祥範(東大大海 研) バイオロギングで実現 するInternet of Animals 吉田 聡 (京大防災研 白浜) ウミガメによるバイオ 	井上 剛(筑波大) LSTMと空間分布のエン コーディングを用いた 降水量の空間最大値の 短時間予測 高野 雄紀(東大大気 海洋研) MSMGPVを用いた雲を 考慮する日の出予想の 試み 吉田 健二(CTC) 複数現業気象機関の数 値予報を用いた風力発 電出力予測の検討

大会第3日 【5月21日(木)14:30~18:00, D会場~16:30】

	A会場	B会場	C会場	D会場
	専門分科会1 「高性能スーパーコン ピュータを用いた最新 の大気科学の進展と展 望」 <mark>予稿</mark>	気候システムⅢ 予稿	専門分科会2 「気象分野における途 上国支援・協力の現状 と今後の展望」 予稿	観測手法 I 予稿
	趣旨説明 高橋 桂子(JAMSTEC)		趣旨説明 赤津 邦夫(JICA)	
座長	本田 匠(理研計算科 学)	野坂 真也(気象研)	石原 正仁 (気象解析 システム)	清水 健作(明星電 気)
351	本田 有機(気象庁)	尾瀬 智昭(気象研)	小野 済(JICA地球環 境部)	菅原 広史(防大地 球)
	2030年に向けた現業数 値予報システムの開発 の進捗	日本域の季節平均気圧 配置の将来変化	JICAの気象分野におけ る途上国支援の現状と 課題	ドローンによる低層雲 の観測
352	瀬古 弘(気象研)	釜堀 弘隆(AORI)	菅野 能明 (気象庁)	箕輪 昌裕 (FURUNO)
	現業同化システムに準 拠したメソ数値予報実 験システムを用いた船 舶GNSSの同化実験	様々な時間スケールの アメダス極端降水量の 季節・長期変動 -ENSOへの応答-	気象庁の国際協力業務	小型マイクロ波放射計 および雲カメラによる 洋上気象観測
353	藤田 匡(気象研)	野坂 真也(気象研)	山本 幹人(気象庁気 象衛星課)	清水 健作(明星電 気)
	ドップラー速度の観測 誤差相関を考慮した変 分法データ同化の検討	全球平均気温が1.5℃、 2℃、4℃上昇した場合 の日本周辺の気候変化	静止気象衛星ひまわり による国際貢献	雲/降水粒子撮像装置ビ デオゾンデの 1680MHz 帯実験局から400MHz帯 気象援助局への移行技 術の研究開発
座 長	川畑 拓矢(気象研)			
354	大泉 伝(JMBSC)	初塚 大輔(北大院地 球環境)	登内 道彦(気象業務 支援センター)	堀 康郎 (技術室)
	平成30年7月豪雨を対象 とした高解像度実験	降水タイプ別にみた極 端降水と地上気温の関 係	途上国における気象分 野支援への貢献	衛星放送電波を用いた 降雨強度、雨量の測定 (3)
355	栃本 英伍(東大大気 海洋研)	谷貝勇(元気象大)	岩田 総司(日本気象 協会)	足立 アホロ(気象 研)
	準線状の降水システム に伴う竜巻の発生過程 -1992年12月8日に茨城 県千代田町で発生した 竜巻-	地球温暖化が影響する 日本の冷夏と暑夏につ いて(その12) -北海道の蝦夷梅雨と 梅雨空-	途上国気象局職員の日 本国内研修における大 学及び研究機関協力先 の現状	二重偏波レーダーによ る雨滴粒径分布の形状 パラメータの推定(そ の2)
356	川畑 拓矢(気象研)	中村 祐貴(三重大院 生物資源)	石原 正仁(気象解析 システム)	山田 芳則(気象研)
	Weather forecastから Impact-based forecastへ ー富岳プロジェクト: メソ大アンサンブル予 測-	近年における関東降雪 の極端化と大気循環の 変化	JICA長期専門家から見 た国際協力	複雑地形上でのDual- PAWR による降水シス テム内の3次元風解析
	休憩		休憩	
1		1	1	1

座長	栃本 英伍(東大大気 海洋研)			
357	前島 康光 (理研計算 科学)	宮坂 貴文(JMBSC)	ベヘラ スワディヒン (VAiG Application Laboratory)	民田 晴也(名大宇地 研)
	雷観測データBOLTの同 化に向けた観測演算子 の設計調査	関東における極端降水 と付随する循環場の将 来変化	Climate prediction based societal applications	3周波レーダ降雪観測 ーレーダ反射因子の周 波数特性-
座長		若月 泰孝(茨城大 学)	余田 成男(京大・ 院・理)	
358	本田 匠(理研計算科 学)	若月 泰孝 (茨城大)	沖 大幹(東大未来 ビ)	佐藤英一(気象研)
	雷観測のデータ同化へ 向けた基礎的な調査	関東域の夏季の大気循 環と降水における都市 効果の評価	タイにおける水文・気 象共同研究の30年	気象レーダーを用いた 火山噴煙解析結果の検 証について
359	佐藤 正樹(東大 AORI)	佐藤 尚毅(学芸大)	山中 大学(地球研)	
	全球非静力学モデル NICAMによる気象・気 候予測研究	冬季の中部日本におけ るマルチモデル気候予 測の二極分布	インドネシア海大陸の 観測気象学: JEPP, SATREPSと今後	
座長	八代尚(国環研)			
360	寺崎 康児(理研計算 科学)	遠藤 洋和(気象研)	石川 裕彦(京大防災 研)	
	観測ビッグデータ同化 に向けたマイクロ波サ ウンダデータの水平観 測誤差相関を考慮した データ同化	高解像度MRI-AGCMに よる東アジアの夏季降 水量の将来変化と不確 実性	極端気象を対象とした 大学院レベルの人材育 成	
361	宮川 知己(東大 AORI)	小林 峻(筑波大学地 球学類)	余田 成男(京大・ 院・理)	
	「京」から「富岳」へ: NICAM/NICOCOを用い た延長予測の取り組み	ハノイの記録的高温に 寄与した異なる時空間 スケール現象	アジア・オセアニアか ら世界への発信: 文部 科学省・科学技術振興 機構・日本学術振興会 の諸国際交流プログラ ムの推進	
362	八代尚(国環研)	原田 やよい (MRI)	林 泰一 (京大東南 研)	
	スーパーコンピュータ 「富岳」開発における 気象・気候分野のアプ リケーションコデザイ ン	西日本の大雨時におけ る大気大循環場の特徴 ~平成30年7月豪雨との 比較~(第2報)	インド亜大陸北東部の 大気現象と気象災害	
363		塩崎 公大(京大院 理)	斉藤 和雄(大気海洋 研)	
	終わりの挨拶と富岳プ ロジェクトの期待	冬季極東域における寒 暖に対応するEl Niñoの 予測可能性	東南アジア気象災害軽 減国際共同研究とJICA ベトナム技術支援プロ ジェクト	
364		竹村 和人(気象庁気 候情報)	楠 昌司(気象研)	
		夏季日本付近における ロスビー波の砕波頻度 と関連する大気大循環	気象研究所高解像度全 球大気モデルによる国 際研究協力	

365		佐々木 秀孝(気象 研) NHRCMを用いたアジ ア・太平洋地域におけ る気候変動予測実験に 関する共同研究につい て	
		総合討論	

大会第4日 【5月22日(金)9:30~12:30】

	A会場	B会場	C会場	D会場
	降水システムⅣ 予稿	環境気象/物質循環 予稿	大気境界層/大気放射 🎫	観測手法Ⅱ 予稿
座 長	荒木 健太郎(気象 研)	田中 健路(広工大環 境)	西 暁史(筑波大・ CCS)	境澤 大亮 (JAXA)
401	藤部 文昭(首都大・ 都市環境)	芳野 玲(桜美林大 学)	中村 祐輔(立正大・ 院)	上里 達実(理研AIP)
	台風19号とカスリーン 台風による降水量分布 の比較-区内観測資料 の利用-	ひまわり8号を用いた二 時期カラー合成画像に よる台風19号の浸水範 囲可視化	中小規模都市における 夜間都市境界層の形成 と卓越風の関係	Deep Image Priorによる ラマンライダーデータ のノイズ除去
402	渡邊 明(気候変動 研)	山本 晴彦(山口大)	川端 康弘(気象研)	柴田 泰邦(東京都立 大)
	台風201919号による阿 武隈流域の降水特性	帝国日本における気象 観測ネットワークの構 築-中央気象台2-	東京と熊谷における視 程の経年変化	ライダーによる大気境 界層の気温鉛直分布の 連続観測
403	梅原 章仁(気象研)	板橋 秀一(電中研)	大橋 唯太(岡山理 大・生物地球)	内野 修 (国環研)
	2019年台風第19号の降 水過程に関する二重偏 波レーダーを用いた解 析	岩手県綾里における 1976-2011年の降水成分 の経年変化	別府で発生する滑昇霧 の数値シミュレーショ ン	ライダーネットワーク で観測された最近の成 層圏エアロゾルのイベ ントについて
404	竹見 哲也(京大防災 研)	佐藤 亮吾(筑波大院 生命環境)	重田 祥範(鳥環大)	菊池 麻紀(JAXA)
	2019年台風19号による 豪雨発生時の環境条 件:湿潤絶対不安定層 の役割	地域性・季節性・年齢 を考慮した熱中症救急 搬送者数予測モデルの 開発	照度と湿数変化から推 定される放射霧の消滅 過程-岡山県津山盆地 を例として-	衛星搭載ライダCALIOP による平板氷晶の全球 長期解析
405	荒木 健太郎(気象 研)	田中 健路(広工大環 境)	守永 武史(気象研)	西澤 智明(NIES)
	令和元年台風第19号に よる大雨の環境場と地 形の影響	2019年3月21日に長崎市 で浸水被害を発生させ た気象津波	境界層乱流における不 安定成層時の風速・温 度変動	衛星搭載ライダー・雲 レーダーによる雲・エ アロゾル・対流観測 ミッション
406	Nayak Sridhara (DPRI)	内山 常雄(予報士 会)	河合 佑太(RIKEN R- CCS)	境澤 大亮(宇航研)
	Understanding the temporal organization of typhoon induced extreme precipitation over northern Japan	台風1915による停電時 の千葉県の気温低下の 検証	ラージエディシミュ レーションにおける力 学コアの高精度化の必 要性に関する考察	衛星搭載植生ライダー による林冠高計測とバ イオマス推定
	typhoon induced extreme precipitation over northern Japan	作英言此	要性に関する考察	

-16-

座長	山口 弘誠(京大防災 研)	伊藤 彰記 (JAMSTEC)		
407	斉藤 和雄(大気海洋 研)	堤 之智(NIES)	西 暁史(筑波大・ CCS)	岡本 創(九大応力 研)
	台風に伴う非地衡風に よる北向き水蒸気フ ラックス	富士山頂で観測された6 年間の対流圏オゾンの 平均的な季節変化	d4PDF領域モデル実験 における局所的な極端 高温の再現性	衛星搭載ドップラーラ イダとイメージングFTS による全球風速複合観 測システム
408	北畠 尚子(気象大)	鵜野 伊津志(九大応 力研)	小野寺 平(筑波大)	石井 昌憲(情通研)
	2019年10月25日の東日 本の大雨に対する総観 場の影響	越境汚染の硫酸塩から 硝酸塩へのパラダイ ム・シフト	清川だし吹走時の気温 変化とその形成メカニ ズム	衛星搭載ドップラー風 ライダーによる風観測
409	荒木 健太郎(気象 研)	伊藤 彰記 (JAMSTEC)	中村 真悟(筑波大 院)	阿保 真(都立大)
	2019年10月25日関東大 雨のメソスケール環境 場	観測データに基づいた 鉱物ダストによる放射 効果の全球モデル研究	新潟市における極端な 猛暑を引き起こす台風 の経路分析と将来予測	衛星搭載ライダーによ るグローバルな水蒸気 分布観測の提案
座長			谷川 朋範(気象研)	
410	吉田 智 (気象研)	川名 華織 (JAMSTEC)	谷川 朋範(気象研)	内山明博(環境研)
	観測システムシミュ レーション実験を用い た水蒸気観測の影響評 価	春季中部太平洋域にお ける生物起源蛍光性粒 子の 時空間分布および蛍光 パターン	ニーオルスンにおける 全天分光日射計を用い た積雪粒径・積雪不純 物濃度の推定	GOSAT-2/CAI-2エアロ ゾルプロダクトの検証 (計画)
411	山口 弘誠(京大防災 研)	鶴田 治雄 (RESTEC)	関口 美保(海洋大)	大和田 浩美(JMA)
	水蒸気のアンサンブル 予測情報の更新履歴解 析による線状降水帯の 予測	福島第一原子力発電所 事故直後の大気中放射 性ヨウ素(1311)の動態 (その2):原発近傍の SPM測定局における放 射性プルーム中の1311 の推定	気候変動観測衛星『し きさい』の観測データ を用いた多波長多ピク セル法による大気エア ロゾルの解析	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
412	二宮 洸三 (無所属 (個人))	佐藤 陽祐(北大理 院)	関口 美保(海洋大)	小司 禎教(気象研)
	日本近傍の梅雨前線低 気圧・雲-降水システ ムの変動(1982年7月の 観測事例)	福島第一原子力発電所 起源の137Csを対象とし た第3次モデル間比較プ ロジェクト	金星大気対応広帯域放 射伝達モデルMstrn- Venusの開発	潮汐モデルを用いた船 舶GNSS可降水量誤差補 正の試み

大会第4日 【5月22日(金)14:00~17:00, B会場~15:30, C会場~15:40】

	A会場	B会場	C会場	D会場
		中高緯度大気 予稿	降水システムV <mark>予稿</mark>	
座長		平田 英隆 (立正大・ 地球環境科学)	田尻 拓也(気象研)	
451		平田 英隆 (立正大・ 地球環境科学)	田尻 拓也(気象研)	
		寒候期における日本周 辺の強風と温帯低気圧 との関係	つくばで計測された大 気エアロゾル粒子の氷 晶核能	
452	小	佐藤 拓人(筑波大)	郭 威鎮(気象研)	
	「開命気	気圧配置分類における 類似度計算法の相互比 較	Droplet Size Distribution Activated and Grown from Hygroscopic Particles in CCNC	
453	お伯	宮本 真希(北大)	齋藤泉(名工大院	
	を 家 守 講 る 演	気象要素による前線抽 出方法とその評価	 二) 雲粒粒径分布の雲乱流 統計理論と雲乱流チャンバー実験との直接比 較 	
454	皇令	野口 萌(福岡大学大 学院理学研究科)	久芳 奈遠美(AORI)	
	万五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五五	梅雨期における東シナ 海上での下層強風帯の 特徴	雨水形成効率と衛星観 測データの関係 -衛星観測からバルク 法雲物理スキームの shape parameterを調節す る方法-	
455	象 情 報	原ロ 京平(福大院 理) 夏季東南極大陸縁辺で 無人航空機によって観 測された超微小粒子の 増加とモデルによる支 配要因の検討	末木 健太(理研計算 科学) Ensemble Kalman Filter を用いた雲微物理ス キームのパラメータ推 定	
456			鷹野 敏明(千葉大院 工) ミリ波雲レーダ FALCON-Iによる融解	
			層での雨澗形成と洛ト の詳細解析	
457			 秋山 静佳(京大院 理) 衛星搭載二周波降水 レーダを用いた固体降 水層における降水微物 理特性の解析 	

ポスター発表プログラム

大会第1日 【5月19日(火)第1部(奇数)15:30~16:30,第2部(偶数)16:30~17:30】 予稿へ

P101	稲津 將(北大院理)	泊原子力発電所からの放射性物質放出に対する相対的リスク評価
P102	岩井 宏徳(NICT)	衛星搭載ドップラー風ライダーの測定精度検証
P103	及川 栄治(九大応力研)	多波長HSRL/ラマンライダーで観測されるエアロゾルの光学特性
P104	筒井 純一(電中研)	カーボンバジェットの方法論
P105	竹村 和人(気象庁気候情報)	季節進行に伴う極東トラフの強化と秋雨前線帯の形成
P106	大和田 真由(お茶大情報)	回転同軸円筒内の熱塩対流
P107	仲江川 敏之(気象研)	MRI-AGCM,NHRCMを用いたパナマでの気候変化予測協力
P108	高野 哲夫(気象予報士会)	GSM地上とニューラルネットワークを用いた山形県内の降雪量解 析の試み
P109	折笠 成宏(気象研)	UAE上空におけるエアロゾル・雲の直接観測(その2)
P110	飯塚 聡(防災科研)	2019年台風19号に対する海面水温偏差の感度実験
P111	西原 大貴 (岡山理大 生物地 球学部)	ドローンで観測された三次盆地で発生する放射霧の気象要素の鉛 直プロファイル
P112	岩田 和樹(名大ISEE)	2018年8月27日に関東地方周辺に発生した雷雲の観測
P113	芹沢 悠一郎 (慶應義塾大学)	労働生産性の外的環境依存性 ~都市が発展しやすい気候帯は存在するのか~
P114	北川 裕人(気象大)	太陽放射の計算における雲の分布の影響について
P115	山本 晃立(東大AORI)	対流圏上層における砕波形状の緯度分布
P116	小野耕介(気象研)	全球アンサンブル予報による台風進路予測の解析
P117	神谷 美里(奈良女子大)	地上観測データ解析による奈良におけるエアロゾルと気象要素の 関係
P118	山崎明宏(気象研)	分光型日射計による精密放射観測装置の開発(2)
P119	中迁 菜穂(奈良女子大)	船舶観測と衛星観測プロダクトによる雲量の研究
P120	倉持 将也(筑波大学)	日本付近の冬季気候場と総観規模擾乱の関係
P121	加藤 茜(三重大学院生物資 源)	大気テレコネクションとGDP成長率の共変動
P122	土田 耕(九大院・理)	MIROC6 歴史実験による摂動フィードバックパラメータと環境場 との関係
P123	柳澤彩紀(弘前大)	全球熱帯域におけるDry intrusionと大規模循環場の統計的関係
P124	米原(気象庁数値)	台風防災の目標達成に向けて必要な技術開発(気象庁全球数値予 報システム)
P125	小野耕介(気象研)	メソアンサンブル降水予報における最適メンバーの特性
P126	西尾 智裕(気象大)	2013年9月2日越谷・野田竜巻をもたらしたスーパーセルの再現実 験
P127	鈴木 雄斗(九大院理)	朝鮮半島南東部で発生・発達したポーラーロウの解析
P128	神谷 明住香(名大ISEE)	豪雨域の上流における水蒸気量の鉛直分布の変化に対する降水分 布の感度-平成30年7月豪雨の場合
P129	高根 雄也(産総研)	現地観測から推定された人工排熱と電力消費量に対するoff-line都 市気候・建物エネルギーモデルの再現性
P130	稲津 將(北大院理)	気圧・降水変換器の開発
P131	石山 涼太(筑波大学)	全球雲解像モデルNICAMを用いた2016年8月に発生した北極低気圧の解析
P132	本田 淳一 (九大・理)	2019年の南半球での成層圏突然昇温とオゾンホール

P133	財前	祐二(気象研)	つくばで観測された新粒子性イベントの特徴とCCNとの関係
P134	中島 惑)	健介(九大院・理・地	放射により駆動される雲対流の基礎的数値実験

大会第2日 【5月20日 (水) 11:30~12:30】

予稿へ

P201	藤野 梨紗子 (慶應大学)	辻堂における降水量とPM2.5の関係
P202	猪上 華子 (気象研)	庄内平野に突風をもたらす渦のIQデータを用いた超解像の試み
P203	関 隆則(予報士会)	気層の放射による地表面の加熱を考える温室効果実験装置(その 2)
P204	松山 洋(都立大)	小笠原諸島における降水量の季節変化に及ぼす台風の影響 -エルニーニョ時・ラニーニャ時・通常時に注目して-
P205	万田 敦昌(三重大生物資源)	近年の日本近海の海面水温上昇が平成30年7月豪雨に及ぼす影響
P206	田中 実(無所属)	世界の日照率の分布と近年の一部の国の変動
P207	前田 修平 (気象研)	シルクロードパターンの十年規模変動
P208	近藤 圭一(気象研)	Dynamic Emissivityを用いた陸域衛星輝度温度同化の高度化
P209	橋本明弘(気象研)	2018年冬季大雪事例の降雪粒子特性に関する数値実験
P210	梅原 章仁(気象研)	2019年10月12日に市原市に被害をもたらした竜巻の二重偏波特性
P211	原 啓喜(九大院 気象)	台風の発雷域の大気環境場
P212	松嶋 俊樹(R-CCS)	VRによる気象・気候シミュレーション空間の可視化
P213	小林 勇輝(筑波大院地球)	地上・衛星データによる中部山岳域の雲海観測
P214	村上 茂教(気象大)	球面調和関数と鉛直構造関数を用いた3次元スペクトルモデルの構築と気候研究への応用
P215	平沢 尚彦 (極地研)	南極氷床上における春季の接地気温逆転層の緯度断面
P216	森谷 拓冬(京大院理)	ひまわり8号を用いた台風の雲の日変化の解析
P217	柴田 泰邦(都立大)	ライダーによる下部対流圏のCO2混合比鉛直分布観測
P218	田中健路(広工大環境)	防災情報と避難行動への意識と防災教育の浸透度との関係 〜広島地域を対象としたアンケート調査に基づく分析〜
P219	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長期比較

大会第3日 【5月21日(木)第1部(奇数)11:30~12:30,第2部(偶数)13:30~14:30】 予稿へ

P301	伊藤	創司 (慶應大学)	冬季日本空域において航空機に影響を与える乱気流の環境場
P302	磯田	総子 (NITC)	フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去を目的としたセマ ンティックセグメンテーションの利用検討
P303	豊嶋	紘一(千葉大CEReS)	ひまわり8号機械学習による高時間分解能降水推定プロダクトの検 証
P304	菅原	邦泰(北大院理)	気候変動による北海道のバレイショ生産への影響の評価
P305	宮本	歩 (東大先端研)	南インド洋冬季亜熱帯高気圧の維持力学
P306	稻澤	睦美 (岡山大学理学部)	岡山市中心部で大雪となる場合の気象場の特徴について
P307	瀬古	弘(気象研)	特異値分解解析による「全外し」を軽減するアンサンブル初期摂 動作成法と最適な観測網システムの開発(その2)

-20-

P308	伊藤 報室)	享洋	(気象庁海洋気象情	気象庁波浪モデルの成分情報と高潮予測プロダクトの提供開始
P309	小原 科)	涼太	(東北大理学研究	平成30年7月豪雨における前線の降水に対する雨粒の蒸発の寄与に ついて
P310	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2019年10月12日市原竜 巻の鉛直構造
P311	宮原	大輝	(高知大理)	2005-2019年の四国における線状降水帯の抽出とその特性
P312	山口	智子	(防大)	気象衛星ひまわり8号によるAbove-Anvil Cirrus Plumeの形態の特徴
P313	中島	虹(產	産総研)	G20大阪サミットによるヒートアイランド緩和効果
P314	西本	秀祐	(気象庁)	Moisture Vortex Instabilityによる台風内の擾乱の成長
P315	松原	崚介	(九大院理)	大気微量成分場におけるノーマルモード・ロスビー波について
P316	寺田	真未	子(東大院理)	スマトラ島西岸で発生した降水日周期の数値実験
P317	杉山 報)	耕一良	刖(松江高専 情	凝結性成分による対流抑制条件を念頭においた木星型惑星の雲対 流の数値計算
P318	廣瀬	沙羅	(奈良女子大)	船舶搭載型全天カメラによる海洋上の雲量の推定
P319	早崎 所)	将光	(日本自動車研究	ドローンを用いた気温逆転層形成時の大気汚染物質の鉛直分布観 測
P320	横井	幹大	(筑波大学)	梅雨明けにおける対流ジャンプとシルクロード強制の関係性
P321	小川	公子	(お茶大情報)	海流の西岸強化のシミュレーション
P322	大垣内	するみ	'≁ (JAMSTEC)	MIROC-ES2L地球システムモデルを用いた氷期再現実験とデータ アーカイブとの比較検討
P323	福井	真(列	東北大院理)	日本域長期領域再解析システムの夏季の降水の再現性
P324	豊岡	大地	(筑波大学大学院)	集中豪雨予測における風上領域観測のデータ同化インパクトの検 証
P325	中井	専人	(防災科研・雪氷)	大雪時における地上レーダーZhとGPM DPR Zeの比較
P326	渡邉	俊一	(気象研)	高解像度地域気候モデルによる集中豪雨再現性
P327	藤本	美紅	(慶大)	日本におけるダウンバーストの統計解析
P328	川口	航平	(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 積乱雲観測 -2018年8月2日の孤立積乱雲の事例-
P329	松本	紋子	(ANAHD)	日本空域飛行航空機に影響を与える乱気流の統計解析
P330	林昌	晶宏(多	貢象研)	GCOM-C/SGLIの熱赤外観測データを用いた火山灰解析
P331	ぷりく	りる	ぽーる (UNB)	宇宙天気の観点からの極端な気象:豪雨および急激冠水
P332	藤原	圭太	(九大院・理)	メキシコ湾流の高海面水温が温低化するSandy(2012)の構造変化と 関連する極端降水に与える影響
P333	横山	晶美	(理科大)	東京スカイツリーで長期地上観測した雲凝結核特性に関する研究 (2018-2020年)
D224	中島	健介	(九大院・理・地	木星型惑星の大気における湿潤対流の禁止条件:NH3とH2Sの化学 反応によるNH4SH生成の提合

-21-

講演者索引

< A >	
Abo Makoto(阿保 真)	D409
Adachi Ahoro(足立 アホロ)	D355
Adachi Toru(足立 透)	A152
Aizawa Takuro(相澤 拓郎)	A208
Akatsu Kunio(赤津 邦夫)	C351
Akiyama Shizuka(秋山 静佳)	C457
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	A405
Araki Kentaro(荒木 健太郎)	A409
< B >	
Baba Yuya(馬場 雄也)	B301
Behera Swadhin (ベヘラ スワディヒ	C357
ン	
Chiba Jotaro(十葉 又太郎)	A204
< D >	
Doi Takeshi(土井 威志)	B154
	-
Endo Hirokazu(遠滕 洋和)	B360
Enomoto Takeshi(複本 剛)	D302
Fudeyasu Hironori (筆保 弘徳)	A301
Fujibe Fumiaki (滕部 乂昭)	A401
Fujimoto Miku (滕本 美社)	P327
Fujino Risako (滕野 梨紗子)	P201
Fujita Tadashi (滕田 匡)	A353
Fujiwara Kei (藤原 ケイ)	B160
Fujiwara Keita(藤原 圭太)	P332
Fukui Shin(福井 真)	P323
Furuzawa Fumie(古澤 文江)	P219
Hara Hironobu(原 啓喜)	P211
Harada Yayoi (原田 やよい)	B362
Haraguchi Ryohei(原口 諒平)	B455
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	P209
Hatsuzuka Daisuke (初塚 大輔)	B354
Hayasaki Masamitsu(早崎 将光)	P319
Hayashi Masahiro (林 昌宏)	P330
Hayashi Michiya(林 未知也)	B155
Hayashi Taiici(林 泰一)	C362
Higuchi Taro (樋口 太郎)	C207
0	C207

Hirata Hidetaka(平田 英隆)	B451
Hirose Sara(廣瀬 沙羅)	P318
Hirota Nagio(廣田 渚郎)	A201
Honda Junichi(本田 淳一)	P132
Honda Takumi(本田 匠)	A358
Honda Yuki(本田 有機)	A351
Hori Masatake(堀 正岳)	D208
Hori Yasuro(堀 康郎)	D354
< [>	
Iizuka Satoshi(飯塚 聡)	P110
Imai Ryusho(今井 隆翔)	A153
Inatsu Masaru(稲津 將)	P101
Inatsu Masaru (稲津 將)	P130
Inayoshi Hideo(稲吉 秀夫)	C160
Inazawa Mutsumi(稲澤 睦美)	P306
Inoue Hanako(猪上 華子)	P202
Inoue Tsuyoshi(井上 剛)	D306
Ishibashi Toshiyuki(石橋 俊之)	D204
Ishihara Masahito(石原 正仁)	C356
Ishii Shoken(石井 昌憲)	D408
Ishikawa Hirohiko(石川 裕彦)	C360
Ishiyama Ryota(石山 涼太)	P131
Isoda Fusako(磯田 総子)	P302
Itahashi Syuichi(板橋 秀一)	B403
Itano Toshihisa(板野 稔久)	C206
Ito Akinori(伊藤 彰記)	B409
Ito Soshi(伊藤 創司)	P301
Ito Takahiro(伊藤 享洋)	P308
Iwai Hironori(岩井 宏徳)	P102
Iwasaki Hiroyuki(岩崎 博之)	B204
Iwashita Hisato(岩下 久人)	C159
Iwashita Hisato(岩下 久人)	C301
Iwata Kazuki(岩田 和樹)	P112
Iwata Soshi(岩田 総司)	C355
Iwayama Takahiro(岩山 隆寛)	C205
< K >	
Kamahori Hirotaka(釜堀 弘隆)	B352
Kamiya Asuka (神谷 明住香)	P128
Kamiya Misato(神谷 美里)	P117
Kanada Sachie(金田 幸恵)	C158
Kanai Taizo(金井 大造)	B208
Kaneko Wataru(金子 航)	B304
Kanno Yoshiaki(菅野 能明)	C352
Kato Akane(加藤 茜)	P121

Kawabata Takuya(川畑 拓矢)	A356
Kawabata Yasuhiro(川端 康弘)	C402
Kawaguchi Kouhei(川口 航平)	P328
Kawai Hideaki(川合 秀明)	A203
Kawai Yuta(河合 佑太)	C406
Kawana Kaori(川名 華織)	B410
Kawashima Masayuki(川島 正行)	B201
Kawashima Masayuki(川島 正行)	C156
Kawatani Yoshio(河谷 芳雄)	D153
Kikuchi Maki(菊池 麻紀)	D404
Kitabatake Naoko(北畠 尚子)	A408
Kitagawa Hiroto(北川 裕人)	P114
Kobayashi Chiaki(小林 ちあき)	A207
Kobayashi Shun(小林 峻)	B361
Kobayashi Yuki(小林 勇輝)	P213
Kodama Shinichi(児玉 真一)	C155
Kohma Masashi(高麗 正史)	D154
Kohyama Tsubasa(神山 翼)	C154
Kondo Keiichi(近藤 圭一)	P208
Kosaka Yu(小坂 優)	A205
Koshin Dai(小新 大)	D158
Kouketsu Takeharu(纐纈 丈晴)	B202
Kuba Naomi(久芳 奈遠美)	C454
Kubota Hisayuki(久保田 尚之)	A306
Kuo Weichen(郭 威鎮)	C452
Kuramochi Masaya(倉持 将也)	P120
Kuroda Yuhji(黒田 友二)	B158
Kusunoki Kenichi(楠 研一)	A154
Kusunoki Shoji(楠 昌司)	C364
< [>	
Liu Guangyu(劉 光宇)	D160
< M $>$	
Maeda Shuhei (前田 修平)	A206
Maeda Shuhei (前田 修平)	P207
Maejima Yasumitsu(則島 康九)	A357
Maesaka Takeshi (前坂 両)	B307
Manda Atsuyoshi (万田 敦昌)	P205
Maguda Vaakin the (始中 芝居)	A158
wiasuda Yosninobu (増田 音信)	C201
Matsubara Kyosuke (松原 唆))	P315
Wataushima T1:1-: (小順 份社)	P329
Watsushima Ioshiki (松嶋 復樹)	P212
wiatsuyama riirosmi (松山 沖)	P204
Winamida Magaahi (杏山 岖主)	D120
winnamide wiasasni () 円田 行志)	D206

D207

Kato Ken(加藤 顕)

Minda Haruya(民田 晴也)	D357
Minowa Masahiro(箕輪 昌裕)	D352
Miyahara Daiki(宮原 大輝)	P311
Miyakawa Tomoki(宮川 知己)	A361
Miyamoto Ayumu(宮本 歩)	P305
Miyamoto Maki(宮本 真希)	B453
Miyamoto Yosiaki(宮本 佳明)	B302
Miyasaka Takafumi(宮坂 貴文)	B357
Morinaga Takeshi(守永 武史)	C405
Moriya Takuto(森谷 拓冬)	P216
Morotomi Kazuomi(諸富 和臣)	A151
Murakami Masataka(村上 正隆)	B207
Murakami Shigenori(村上 茂教)	P214

< N >

Nabetani Takashi (鍋谷 尭司) D304 Nakaegawa Tosiyuki (仲江川 敏之) P107 Nakagawa Masayuki (中川 雅之) D305 Nakai Sento (中井 専人) P325 Nakajima Kensuke (中島 健介) P134 Nakajima Kensuke(中島 健介) P334 Nakajima Ko(中島 虹) P313 Nakamura Shingo (中村 真悟) C409 Nakamura Yusuke (中村 祐輔) C401 Nakamura Yuuki (中村 祐貴) B356 Nakatsuji Naho(中辻 菜穂) P119 Nakazawa Tetsuo (中澤 哲夫) B151 Naoe Hiroaki (直江 寛明) D159 Nayak Sridhara (Nayak Sridhara) A406 Ninomiya Kozo (二宮 洸三) A412 Nishi Akifumi (西 暁史) C407 Nishihara Hiroki (西原 大貴) P111 Nishimoto Shusuke (西本 秀祐) P314 Nishio Tomohiro (西尾 智裕) P126 Nishizawa Tomoaki (西澤 智明) D405 Nodzu Masato (野津 雅人) C305 Noguchi Megumi (野口 萌) B454 Noguchi Shunsuke (野口 峻佑) D157 Nosaka Masaya(野坂 真也) B353

< O >

Obata Atsushi(小畑 淳)
Ogawa Kimiko(小川 公子)
Ogura Tomoo(小倉 知夫)
Ohara Ryota(小原 涼太)
Ohgaito Rumi(大垣内 るみ)
Oikawa Eiji(及川 栄治)
Oizumi Tsutao(大泉 伝)
Okajima Satoru (岡島 悟)

B159

P321

A202

P309

P322

P103

A354 C203

Okamoto Hajime(岡本 創)	D407
Okamoto Kozo(岡本 幸三)	D202
Oki Taikan(沖 大幹)	C358
Ono Kosuke(小野 耕介)	P116
Ono Kosuke(小野 耕介)	P125
Onodera Taira(小野寺 平)	C408
Oohashi Yukitaka(大橋 唯太)	C304
Oohashi Yukitaka(大橋 唯太)	C403
Orikasa Narihiro(折笠 成宏)	P109
Osakada Yukari(小坂田 ゆかり)	B153
Ose Tomoaki(尾瀬 智昭)	B351
Otaki Toshikazu(大滝 寿一)	A304
Owada Hiromi(大和田 浩美)	D411
Owada Mayu(大和田 真由)	P106

< P > Prikryl Paul (ぶりくりる ぽーる)

< S >

Saito Izumi (齋藤 泉)	C453
Saito Kazuo(斉藤 和雄)	A407
Saito Kazuo(斉藤 和雄)	C363
Sakaizawa Daisuke(境澤 大亮)	D406
Sakazaki Takatoshi(坂崎 貴俊)	A308
Sakurai Namiko(櫻井 南海子)	B203
Sasaki Hidetaka(佐々木 秀孝)	C365
Sassa Koji(佐々 浩司)	A155
Sassa Koji(佐々 浩司)	A156
Sato Eiichi(佐藤 英一)	D358
Sato Kaoru(佐藤 薫)	D155
Sato Katsufumi(佐藤 克文)	C308
Sato Naoki(佐藤 尚毅)	B359
Sato Ryogo(佐藤 亮吾)	B404
Sato Takuto(佐藤 拓人)	B452
Sato Yousuke(佐藤 陽祐)	B412
Satoh Masaki(佐藤 正樹)	A359
Satoh Shinsuke(佐藤 晋介)	A159
Sawada Ken(澤田 謙)	D205
Seki Takanori(関 隆則)	P203
Sekiguchi Miho(関口 美保)	C411
Sekiguchi Miho(関口 美保)	C412
Seko Hiromu(瀬古 弘)	A352
Seko Hiromu(瀬古 弘)	P307
Serizawa Yuichiro(芹沢 悠一郎)	P113
Sherrifftadano Sam(シェリフ多田野	B157
サム)	D 157
Shibata Yasukuni(柴田 泰邦)	D402
Shibata Yasukuni(柴田 泰邦)	P217
Shigeta Yoshinori(重田 祥範)	C307

Shigeta Yoshinori(重田 祥範)	C404
Shimamura Shigeharu(嶋村 重治)	P310
Shimizu Hiroyuki(清水 宏幸)	D201
Shimizu Kesaku(清水 健作)	D353
Shiozaki Masahiro(塩崎 公大)	B363
Shoji Yoshinori(小司 禎教)	B308
Shoji Yoshinori(小司 禎教)	D412
Somaki Yusuke(杣木 優介)	C204
Sueki Kenta(末木 健太)	C455
Sugawara Hirofumi(菅原 広史)	D351
Sugawara Kuniyasu(菅原 邦泰)	P304
Sugi Masato(杉 正人)	A307
Sugiyama Koichiro(杉山 耕一朗)	C306
Sugiyama Koichiro(杉山 耕一朗)	P317
Suzuki Kenji(鈴木 賢士)	B205
Suzuki Yuto(鈴木 雄斗)	P127

< T >

P331

Tajiri Takuya(田尻 拓也)	C451
Takagi Masahiro(高木 征弘)	C208
Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	B306
Takane Yuya(高根 雄也)	P129
Takano Tetsuo(高野 哲夫)	P108
Takano Toshiaki(鷹野 敏明)	C456
Takano Yuki(高野 雄紀)	D307
Takasuka Daisuke(高須賀 大輔)	C153
Takemi Tetsuya(竹見 哲也)	A404
Takemura Kazuto(竹村 和人)	B364
Takemura Kazuto(竹村 和人)	P105
Tanaka Kenji(田中 健路)	B405
Tanaka Kenji(田中 健路)	P218
Tanaka Minoru(田中 実)	P206
Tanikawa Tomonori(谷川 朋範)	C410
Terada Mamiko(寺田 真未子)	P316
Terasaki Koji(寺崎 康児)	A360
Tochimoto Eigo(栃本 英伍)	A157
Tochimoto Eigo(栃本 英伍)	A355
Tokairin Takayuki(東海林 孝幸)	C303
Tomikawa Yoshihiro(冨川 喜弘)	D151
Tonouchi Michihiko(登内 道彦)	C354
Toriyama Namiko(鳥山 菜海子)	C157
Toyooka Daichi(豊岡 大地)	P324
Toyoshima Koichi(豊嶋 紘一)	P303
Tsuchida Kou(土田 耕)	P122
Tsuji Hiroki(辻 宏 樹)	B305
Tsuruta Haruo(鶴田 治雄)	B411
Tsutsu Yukitomo(堤 之智)	B407
Tsutsui Junichi(筒井 純一)	P104
Tunoda Atusi(角田 敦)	C302

< U >

Uchino Osamu (内野 修)	D403
	2.00
Uchiyama Akihiro(内山 明博)	D410
Uchiyama Tsuneo(内山 常雄)	B406
Uekiyo Naotaka(上清 直隆)	D203
Ueno Kenichi(上野 健一)	B303
Uezato Tatsumi(上里 達実)	D401
Umehara Akihito(梅原 章仁)	A403
Umehara Akihito(梅原 章仁)	P210
Uno Itsushi(鵜野 伊津志)	B408
Ushiyama Tomoki(牛山 朋來)	D301

< W >

Wada Akiyoshi(和田 章義)	A302
Wakazuki Yasutaka(若月 泰孝)	B358
Watanabe Akira (渡邊 明)	A402
Watanabe Shunichi(渡邉 俊一)	P326
Wu Peiming(伍 培明)	C152

< Y >

< Y >	
Yagai Isamu(谷貝 勇)	B355
Yamada Yohei(山田 洋平)	B152
Yamada Yoshinori(山田 芳則)	D356
Yamaguchi Kosei (山口 弘誠)	A411
Yamaguchi Munehiko(山口 宗彦)	A305
Yamaguchi Tomoko(山口 智子)	P312
Yamamoto Haruhiko(山本 晴彦)	B402
Yamamoto Koryu(山本 晃立)	P115
Yamamoto Mikito(山本 幹人)	C353
Yamanaka Manabu(山中 大学)	C151
Yamanaka Manabu(山中 大学)	C359
Yamauchi Akira(山内 晃)	B206
Yamazaki Akihiro(山崎 明宏)	P118
Yamazaki Kazuya(山崎 一哉)	C202
Yanagisawa Saki(柳澤 彩紀)	P123
Yanase Wataru(柳瀬 亘)	A303
Yashiro Hisashi(八代 尚)	A362
Yoden Shigeo(余田 成男)	C361
Yokoi Mikihiro(横井 幹大)	P320
Yokoyama Masami(横山 晶美)	P333
Yonehara Hitoshi(米原 仁)	D303
Yonehara Hitoshi(米原 仁)	P124
Yoshida Akira(吉田 聡)	C309
Yoshida Kenji(吉田 健二)	D308
Yoshida Lihito(吉田 理人)	D152
Yoshida Satoru(吉田 智)	A410
Yoshimori Masakazu(吉森 正和)	B156
Yoshino Rei(芳野 玲)	B401

< Z >	
-------	--

Zaizen Yuji (財前 祐二)

P133

大会第1日

令和元年台風 19 号(Hagibis)に伴い市原市で発生した

竜巻のフェーズドアレイ気象レーダ観測

*諸富和臣,嶋村重治(日本無線/千葉大 CEReS),小林文明(防大地球),岩下久人(明星電気) 原岡秀樹(フランクリン・ジャパン),鷹野敏明(千葉大院工),樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS)

1. はじめに

2019年10月12日8時すぎ,台風19号の接近 に伴い千葉県市原市内で竜巻(JEF2)が発生した. 竜巻がタッチダウンした場所の近傍には,日本無 線が開発し,運用しているフェーズドアレイ気象 レーダ(PAWR)があり(柏柳ほか:2015年秋季 大会,諸富ほか:2016年,2017年秋季大会,嶋 村ほか:2019年春季大会),この竜巻をレーダ近 傍5km 圏内で捉えることができた.

本発表では、30秒間隔で80km 圏内をボリュー ムスキャンしている PAWR で観測された竜巻と その親雲の三次元構造を報告する.

2. 竜巻とその親雲

10月12日8時8分頃,台風19号の北東象限約500kmの地点のアウターバンド内の積乱雲に伴い竜巻が発生した.地上被害領域は、少なくとも長さ2km,幅100m以上あり、南東〜北西の走向を持っていた.これは、アウターバンド内セルの移動方向と一致していた.

竜巻発生8分前の8時0分, PAWR で観測した 高度100 mから1500 mの反射強度とドップラー 速度場を図1に示す.高度100 m反射強度では, 親雲エコーの南端にフックエコーがあり,高度 1500 mでは, BWER が確認できた.ドップラー速 度場では高度1500 mにおいてメソサイクロン(直 径3 km)が解析された.親雲は明瞭なフックエコ ー(メソサイクロン), BWER の特徴を有してお り,スーパーセル型の竜巻であった.一方で,親 雲のエコー頂高度は,約9 km と低く,いわゆる 古典的なスーパーセルとは異なっていた.

図 2 に竜巻が発生した 8 時 8 分から 30 秒毎の 高度 100 m における反射強度を示す.フックエコ ーの先端部に形成された直径 500 m の渦 (マイソ サイクロン)の移動速度は、20m/s で、南東から 北西に向かって被害領域を通過した.また,マイ ソサイクロンの中心部では,反射強度の極大域 (48 dBZ 以上)が見られ,竜巻渦による飛散物で 反射強度が強まったと考えられる.この極大域は 高度 400 m まで観測された.



図 1 2019 年 10 月 12 日 8 時 0 分の各高度における反射 強度(左),ドップラー速度(右). PAWR から半径 15 km の範囲. *背景地図は,国土地理院長の承認を得て,同院発行の基盤地 図情報を使用した.(承認番号 平 27 情使,第 609 号)



図 2 10月12日8時8分(左)から8時9分(右)ま で30秒毎の高度100mの反射強度. 白破線枠は竜巻の被 害領域.

フェーズドアレイ気象レーダーで観測された 2019 年 10 月 12 日市原竜巻の発生メカニズムについて

*足立 透、益子 渉 (気象研究所)

1. はじめに

2019年10月12日8時8分ごろ、台風第19号が接近 する中で千葉県市原市において竜巻によるものと推定 される突風被害が発生した。本研究では、被害域から わずか5km 圏内に位置したフェーズドアレイ気象レー ダー (PAWR)による観測データを解析し、竜巻発生に 関わる物理メカニズムについて考察する。

2. 現象の概要

台風に伴う強い鉛直シアが存在する中、7 時から 9 時ごろにかけて、南端にメソサイクロンを伴ういくつ もの積乱雲群が房総半島を通過した。このうち突風被 害をもたらした積乱雲は明瞭なミニチュアスーパーセ ルの特徴を有し、フックエコーの付近で発達した鉛直 渦が捉えられた。本研究では、この渦の生成過程に着 目する。

3. 渦の発生メカニズム

(1)アーチ状渦の発達

突風被害が発生する約8分前の8時ごろから、メソ サイクロンの後面で降水コアの落下が生じ、地面付近 ではガストフロントが形成された。さらに8時3分ご ろから、ガストフロントの東側において反時計回りお よび時計回りの回転を有する渦のペアが生じた(図左)。 この渦ペアはまず0.6km以下の低高度で観測されたの ちに、次第に上方へと進展しながら8時6分ごろに高度 1.3km 付近に達し、上方が北西側にやや傾いたアー チ状の立体構造を有する様子が捉えられた(図中央)。

(2) メソサイクロンとの結合と渦の強化

このアーチ状渦のうち、北側の反時計回りの渦成分 は、8時3分ごろにメソサイクロンのやや東側に位置し ていたが、その後に徐々に接近しながら8時5分ごろ にメソサイクロンの下部に位置した(図中央)。この接 近に伴って当該渦成分は、高度1km付近の上端部分か ら回転速度の強まりを示したのちに、同様の強まりが 低高度へと下方伝搬し、被害域を通過する様子が明ら かになった(図右上)。一方、南側の時計回りの渦成分 に明瞭な回転速度の強まりは見られなかった(図右下)。

4. まとめ

これらの結果から、本事例における突風被害の発生 には、降水コアの落下に伴う下降流とその周辺におけ る水平渦リングの形成、ガストフロント上の立ち上げ 効果によるアーチ状渦の形成、またメソサイクロンと の上下結合による反時計回りの渦の強化が寄与したも のと考察される。

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)8時5分ごろに観測されたフックエコー付近における反時計回り(CCW)および時計回り(CW)の渦のペア。(中央)渦ペアのアーチ状構造と上空のメソサイクロンの位置関係。(右)渦ペアの半径(円の大きさ)・回転速度(カラー)の時空間変化。

フェーズドアレイ気象レーダデータの解析に基づく 海上竜巻を発生させた対流雲内部の渦構造の時間変化

今井隆翔, *高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

-28-

1. はじめに

対流雲内部の水平スケールが数 km の渦(マイソサイ クロン)の発達メカニズムに注目し, 渦の強さと構造の 詳細な時間変化を理解するための研究が進められてい る.しかし, そのレーダ観測には十分な時間・空間分解 能が必要である.フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR) はアレイアンテナを採用し, 仰角方向のスキャンを電 子的に行っているため, 方位角方向に回転するだけで 隙間なく立体的な観測が可能で, マイソサイクロンの 発達を捉えるのに有効である.本研究では, マイソサイ クロンの発達メカニズムを対流エコーの時間変化およ び竜巻の目撃情報と関連付けて明らかにすることを目 的に, 2017 年 5 月 15 日の沖縄県での事例を解析した.

2. データと解析手法

利用した PAWR は沖縄県恩納村の NICT に設置され ており、観測範囲は半径 60 km である.ドップラー速 度パターンから渦を検出し、その鉛直渦度を算出した. また、鉛直方向に連続な渦を 1 つの渦管として、渦位 も算出した.対象としたのは、当日 15 時 45 分頃(JST) に読谷村沖で少なくとも 2 つの海上竜巻が目撃された 事例である.読谷村で撮影された動画、嘉手納飛行場お よび普天間飛行場の航空気象観測報を利用して、竜巻 発生の時間と位置を同定し、レーダ解析と対応させた.

3. レーダエコーとマイソサイクロンの概要

解析対象の対流雲のレーダエコーは 15 時 00 分~06 分に初めて観測され, 15 時 30 分~36 分にレーダ反射 強度 55 dBZ 以上に達し,対流雲全体として最盛期を迎 え, 16 時頃に消滅した.対流雲内部の強エコー域は発 達・消滅を繰り返しながら,東へ移っていった.最盛期 頃に 2 つのマイソサイクロンが検出された. 15 時 25 分 30 秒~36 分 30 秒に検出された渦を MC1, 15 時 28 分 30 秒~47 分 00 秒に検出された渦を MC2 と呼ぶ. それ ぞれの水平座標はほぼ変化がなかった.

4. MC1 の時間変化

先行する雲の消滅に伴う発散流と環境場の風により 作られた下層シアによる渦が,対象とする対流雲の上 昇流によって上空に運ばれた結果,MC1 は対象エコー の南西端,高度 2.1 km 付近に現れた.その後,強エコ 一域が下層で広がり,MC1 の下部が押し下げられてい た.その際,渦管は引き伸ばされ,直径が縮小,鉛直渦 度が増大した.MC1 は最終的に,周辺の降水粒子の落 下により消滅したと考えられる.

5. MC2 の時間変化

MC2 は強エコー域の中心から南東 0.8 km, 高度 1.3 km 付近に, 上昇流によって下層の渦が運ばれることで現れたと考えられる. 15 時 36 分以降, この MC2 近くの強エコー域の消滅に伴い, 新たな強エコー域が MC2 から北北東に約 2.0 km 離れた位置に現れた(図 1). この強エコー域が下降して消滅する時間とほぼ同じ頃に, MC2 の下部が引き伸ばされ, 直径が縮小, 鉛直渦度が増大した(図 2). この下部の引き伸ばしは海上竜巻の形成・強化に関与したと推察される. 15 時 43 分以降は渦位がそれ以前までの値からほぼ倍増しており, 渦の移流が示唆される.

謝辞 本研究の PAWR データは NICT より提供してい ただきました.



図 1 レーダ反射強度(等値面: 20, 30, 40, 45 dBZ)と MC2 の位置(青色の立方体:濃淡は鉛直渦度. 渦の直径 は考慮せず)の立体図. 視点は南から高度約1km. MC2 はエコーに対して紙面手前(南)側にある.



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 -開発の現状-

* 楠 研一¹・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

竜巻等突風による災害を減らすための気象予測 情報が必要とされている。われわれは、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し ている。本発表では研究開発の現状を紹介する。

2. 研究の目的とAI利用の背景

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 行うシステムを目指す。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。

竜巻巻探知のためには、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 検出することが最重要である。ただし定式化された 数学モデルに当てはめ一定のしきい値を設け処理 する方法には、限界がある。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 深層学習を用いた開発を進めている。

3. 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) AI を用いた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。

(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。



スーパーセル竜巻形成における下降冷気の影響

*佐々浩司,名黒千尋(高知大学理工学部)Koji Sassa, Chihiro Naguro (Kochi Univ.)

1. はじめに

スーパーセル竜巻形成過程において特に RFD からの 下降冷気は重要な役割を果たす。著者らはスーパーセ ル竜巻の形成に適するメソサイクロンの特性を再現実 験により明らかにしてきたが、下降気流の影響は未解 明であった。本研究では竜巻形成に下降冷気がどのよ うに影響するかを明らかにするため再現実験を行った。

2. 実験

実験は回転上昇流を作るメソサイクロン模擬装置と 下降気流模擬装置により構成される。ここでは、メソサ イクロン底面の高度 z と案内羽根迎角 α, 下降冷気の高 さ h とメソサイクロンからの距離 r,および下降気流模 擬装置の個数と間隔を変えた計48通りのパラメータ実 験により竜巻形成に適する気流を調べた。冷気を再現 するドライアイスミストをレーザーシートを照射して 可視化し、高速度カメラで撮影した。

3. 実験結果

メソサイクロンが低い場合は竜巻状渦が安定的に形 成(図 1a)されるが、模擬装置が高い方が冷気流は乱れ るものの安定な竜巻状渦が形成された。逆に例気流が 安定な時、その端の水平シアーにより竜巻状渦とは反 対の高気圧性渦が形成されること(図 1b)もあった。メ ソサイクロンが高い場合は、より下降冷気の特性が影 響を及ぼし、模擬装置が低く距離が遠い安定した冷気 流の場合には両端の水平シアーに伴う一対の逆回転の 渦が形成された(図 1c)。模擬装置が2台離れて設置さ れ、冷気が広範囲に侵入する場合は、低気圧性の竜巻状 渦の回転を打ち消すような冷気貫入も見られ、現実の スーパーセル下層における様々な状況を再現できた。

謝辞

本研究は文部科学省科研費18H01682の支援を受けて 進められた。



(a) 安定竜巻状渦(z=20mm,α=30°, r=100mm)

(b)逆回転の渦形成(z=20mm,α=30°, r=350mm)





台風外縁の波状雲に伴う竜巻

*佐々浩司,村田文絵(高知大学理工学部門),西井章(高知大学院理)
 Koji Sassa, Fumie Murata, Akira Nishii (Kochi Univ.)

1. はじめに

平成 30 年台風 24 号が九州の南にあって北東進して いた9月 30 日午前6時半ごろ、高知市長浜地区で JEF1 の竜巻被害が発生した。台風のアウターレインバンド で竜巻が発生することは多いが、この事例では、さらに 外側の波状雲が竜巻親雲であった(佐々・西井 2019)で あったことがわかっている。ここでは、この波状雲の構 造を明らかにするため、ドップラーレーダーによるデ ュアルドップラー解析などを行った。

2. 解析

レーダー解析には主として高知大学レーダーネット ワークを構成する2台の MP レーダー(物部、須崎)と、 気象庁室戸レーダーのデータを用い、環境場の特性を 把握するため、MSM 初期値やウィンドプロファイラデー タも用いた。

3. 解析結果

竜巻は2個発生したことがわかっているが、被害は 1つ目の親雲が高知市上空を通過した6時半頃に発生 しており、二つ目の8時半頃は漏斗雲のみ観測されて いる。これらはいずれも図1に示すような台風に伴う 南東風によって土佐湾から高知市に次々と上陸してく る波状雲によるものであり、アウターレインバンドよ りもはるかに台風中心から離れているものであった。 これらは、地上付近の南東風にはほぼ直交する長さ 20km ほどの帯状で、前後の雲の間隔は 8~10km ほどで であった。波状雲の走向は地上と上空の風向シアーの 向きにほぼ等しい北東向きであり、40dBZ 以上の強エコ ー域は高度 4000m でほぼ消失するような背の低い雲で あることがわかった。これらの気流構造と雲の形態は、 以前高知にて観測された台風外縁の波状雲(村田ら 2015) とほぼ同様であったが、波長ははるかに小さいも のであるとともに、高さもやや低かった。移動速度は北 北西に 16.9m/s であり、800hPa 面の風向とほぼ平行で あったが環境風の80%程度で移動していたことがわか った。高度1kmにおける親雲内の気流(図2)は南西端に 竜巻上層の渦に伴う回転が認められたほか、フックエ コー的な様相も示していた。一方、北東側は風向シアー の向きにほぼ等しいような南西風が認められ、波状雲 を移動させる下層の南東風とはほぼ直交していた。な お、高度3kmではほぼ全域で南西風であった。

謝辞

本研究は文部科学省科研費18H01682の支援を受けて 進められた。また、レーダーは総務省SCOPE(165009001) の委託を受けて整備された。



図1 6:00JST における台風 24 号まわりの降水強度と
 地上気流風速の分布



-31-
竜巻の強さと温帯低気圧の関係

*栃本英伍1 ・新野宏1(1:東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

竜巻は水平スケールが極めて小さな現象ではあるが、その 発生は温帯低気圧などの総観場と密接に関係している。特に 温帯低気圧の暖域で竜巻が発生することが多いことが知られ ている(Newton 1967)。Tochimoto and Niino (2016)は、竜巻大 発生を生ずる低気圧と生じない低気圧の構造の違いを明らか にした。一方、竜巻の強さと温帯低気圧の構造や強度の関係 は十分に理解されていない。

そこで本研究は、米国で発生する竜巻の強さと温帯低気圧 の関係を明らかにするために、JRA-55を用いてコンポジット 解析を行った。

2. 解析期間と解析方法

解析期間は 1959 年~2017 年の春季(MAM)、秋季 (SON)、 冬期 (DJF) である。使用したデータは JRA-55(Kobayashi et al. 2015)で、水平格子間隔は 1.25 度、時間間隔は 6 時間である。 温帯低気圧の客観的抽出には Hodges (1994, 1995, 1999)の手法 を用いた。 竜巻は、Storm Prediction Center (https://www.spc.noaa.gov/wcm/index.html #data)のデータを用い た。

また、低気圧の構造を調べるために Key Time (KT)を竜巻が 発生した時刻に最も近い時刻とし、その前 48 時間(KT48)~ KT の時間発展を調べた。竜巻の強度と温帯低気圧の関係を調 べるために、強い竜巻をF3または EF3 と定義し、強い竜巻 を起こす低気圧(STEC)と、F0 スケール位上の全ての低気 圧(TEC)を起こす低気圧に分類した。そして、TECと STEC の平均的な低気圧構造を比較するために、低気圧の中心を重 ね合わせて平均をとるコンポジット解析を行った。

3. 結果

コンポジット解析を行った結果、STEC と TEC で違いが見 られた。ここでは、MAM の結果について述べる。まず、下 層の南風分布を比較すると、低気圧中心の南東領域で、STEC においてより南風が強くなっていた(図 la-c)。また、ジオポ テンシャル高度の差を見ると、低気圧の中心付近で気圧が低 くなっており、STEC の方が強い傾向があることを示唆して いる。また、STEC におけるより低い気圧分布は南方 1500 km 程度まで広がっており、その東側では、STEC の方が高圧部 となっていることから、東西の気圧傾度が大きくなることで STEC の方が強い南風となっていることがわかる(図 la-c)。

上層でも STEC と TEC で違いが見られる (図 ld-f)。上層 の渦位および気圧分布を比較したところ、STEC でより上層 の高渦位が低気圧中心付近まで接近しており、ジオポテンシ ャル高度も低くなっている。

続いて、竜巻発生の環境パラメータとして用いられる、 Storm relative environmental helicity (SREH)と CAPE のコンポジ ットを比較した(図2)。その結果、STEC 中心の南東側で SREH が TEC よりも大きくなっていた(図2a-c)。この SREH の差は、STEC と TEC の南風の強さの違いに起因している。 また、CAPE のコンポジット場を比較しても、STEC 中心の南 東側で TEC よりも CAPE が大きくなっていた(図2d-f)。CAPE の差には、下層の水蒸気量の差が大きく影響していると考えられる(図2f)。また、SREHよりもCAPEの差の方が顕著であった。

今後は、これらの違いが低気圧の強さの違いによるものな のか、低気圧の構造の違いによるものなのかを調べる予定で ある。



図 1 (a) STEC と (b) TEC における南北風(色; m s1) とジオ ポテンシャル高度(実線; m s1)のコンポジット図。(d) と(e) は同様に、250hP 面の渦位(色; PVU)とジオポテンシャル高 度(実線; m)。(c)は南北風(色; m s1)とジオポテンシャル 高度(実線; m s1)のSTECとTECの差、(f)は250hP 面の渦 位(色; PVU)とジオポテンシャル高度(実線; m)のSTEC とTECの差を示す。座標(0,0)は低気圧中心。



図 2 図1と同様、ただし、上段は SREH(色; m2 s₂)、下段は CAPE(J kg-1)と比湿(色; kg kg-1)。

2019 年日本に暴風・竜巻等突風をもたらした台風の特徴

*益子 渉 (気象研究所)

1. はじめに

2019年日本へ接近した台風は15個で、そのうち5個 が上陸し、いずれも平年よりも多くなった。その中で、 T1915号はこれまでに関東地方に上陸した台風の中では 最強クラスで千葉市付近に上陸し、房総半島を中心に甚 大な風害をもたらした。また、T1917号に伴って延岡市 でJEF2の竜巻が、T1919号に伴って市原市でJEF2の竜 巻が発生した。今回、これらの暴風・竜巻等突風をもた らした台風の特徴について調査した。

T1915 号の特徴

T1915 号は、約7m/sのゆっくりとした速さで東京湾を 通過し、台風のトラック近傍の左右両側で顕著な強風が 観測されていた (図 la)。一般に沿岸部で風速が大きくな っているが、千葉や木更津などでは東南東から南東の風 となっており、陸側からの風にも関わらず強風となって いたことが分かる。台風中心が三浦半島通過時のレーダ ーによる降水分布をみると、台風は軸対称に近い構造を しており、台風の眼や眼の壁雲に伴う活発な対流域がみ られる (図 lb)。 台風のトラック近傍で最大風速が観測さ れた地点の多くは、この眼の壁雲に通過伴い最大風速が 観測されていた。実際、観測された最大風速の位置を台 風中心に対してプロットすると、強い最大風速は中心近 傍の全方位に分布しており(図2a)、T1915号は発達した 成熟期の台風構造を維持していたことが分かる。一方、 T1919 号では、強い最大風速は進行方向右側のみに存在 し(図2b)、レーダーをみても中心の西から南側で対流が 弱まり、台風構造は崩れていたことが分かった(図略)。 1994年以降東京湾付近を通過した台風について調査した ところ、台風中心から半径 25km 以内においてアメダス で最大風速 25m/s 以上が観測されたものは T1919 号、 T1915号、T0422号、T0115号の4つしかなく、この内、 T1915 号のような軸対称に近い構造を維持したものは T0115 号のみであった。T0422 号は台風構造が崩れかけ ていたが、下層の冷気と地形の影響で台風中心左側でも 顕著な暴風を伴っていた。



図1. (a) T1915 号の影響を受けた期間内のアメダスによる最大 風速・風向の分布. 黒太線はT1915 号のトラック. (b) 2019 年 9月9日 03JST の気象庁レーダーによるT1915 号に伴う降水強 度の分布. 矢羽はアメダスによる風を示す.

-33-



図2. N34.0-36.5°, E138-141°の領域内のアメダスによって観測された最大風速について、台風の中心・移動方向に相対的な位置を表示. 図の上方が台風の移動方向で、図中の数字は移動速度を示す. 色は最大風速の強さを示す. (a) T1915 号, (b) T1919 号.

3. T1917号に伴う延岡竜巻・T1919号に伴う市原竜巻

米国においてハリケーンに伴う竜巻は、ハリケーンの 進行方向右側や北東象限で発生しやすいことが確かめら れている(e.g, Schultz and Cecil (2009, MWR))。日本にお いて台風に伴って発生した竜巻等突風に関しても、同様 な傾向を示し、T1917 号に伴って発生した延岡竜巻と T1919 号に伴って発生した市原竜巻についても台風の進 行方向右側において発生していた(図3)。どちらの竜巻 も台風のアウターレインバンドを構成する団塊状の降水 セルのもとで発生していた。アウターレインバンドの外 側では、下層を中心に高度とともに時計回りに変化する 大きな鉛直シアが存在していたが、不安定度はそれ程大 きな値とはなっておらず、ミニスーパーセルの発生しや すい環境場であった。



図3.1991年から2018年3月までに日本で台風に伴い発生 した突風の位置を台風中心に対して相対的に表示.図の 上方が台風の移動方向を示す.黒が竜巻,青は不明,橙は ダウンバーストまたはガストフロントに伴う突風を示 す.大きな赤点は,T1917号に伴う延岡竜巻とT1919号に 伴う市原竜巻の発生位置を示す.

謝辞:本研究の一部は科学研究費助成事業・特別研究促進費(19k24677)の助成による.

さいたま MP-PAWR で観測された 2019 年台風 15 号の強風域の3次元構造

*佐藤晋介、磯田総子、岩井宏徳、花土弘、中川勝広(NICT)、大塚成徳、三好建正(理研)、 前坂剛、清水慎吾(防災科研)

1. はじめに

2019年9月9日の早朝に関東地方を横断した台風 15 号(Faxai)は、各地で記録的な暴風雨と甚大な被害 をもたらした。千葉市では観測史上1位となる最大瞬間 風速 57.5 ms⁻¹ が記録され、千葉県内では鉄塔の倒壊 などで大規模な停電被害が発生した。埼玉大学に設置 して 2018 年から観測を開始したマルチパラメータ・フェ ーズドアレイ気象レーダー(MP-PAWR)は、千葉県の 大部分は観測範囲外であるが、埼玉県南部、東京都全 域、神奈川県北部、千葉県北西部などの関東平野、そ して東京湾上は比較的見通しが良く地表付近までのド ップラー速度が観測されている。一般的に、台風による 暴風雨災害に対しては積算降雨量と地表付近の突風 観測が重要であるが、X バンド気象レーダーでは降雨 減衰の問題が大きく、MP-PAWRのような二重偏波レー ダーでも減衰補正可能な雨量には限界がある。また、 地表付近のドップラー風速観測も障害物による遮蔽な どで困難なことが多いという課題がある。本研究では、 MP-PAWR で 30 秒毎に得られる 100 仰角の詳細な3次 元観測データを用いることで、風速場の3次元構造から 地上で被害をもたらすような地表付近の強風や突風を 推定することを試みる。

2. ドップラー速度と地上風速の関係

ドップラーレーダーで観測される風速はレーダーの視 線方向の速度成分であり、それと直交する動径方向の 速度成分は1台のレーダーでは観測できない。主風向 が視線方向に近い場合は、局所的な風速変動をある 程度は捉えることができると考えられるが、視線方向と 直交する場合は方位角方向に数10度程度の広い範囲 のデータを使って平均的な風速を推定することしかでき ない。また、気象レーダーが計測するドップラー速度は 観測ボリューム内の平均値であるため、観測時間は 0.1 秒以下であっても空間的な平均値しか観測すること はできない。MP-PAWRの距離分解能は75mであり観 測レンジが近ければ比較的局所的な風速を測定できる が、観測レンジに比例して平均空間は大きくなる (75x100x100m@5km, 75x500x500m@25km レンジ)。従 って、たとえ地表すれすれのドップラー速度が観測でき たとしても、地上風速計による一地点の最大瞬間風速 (3秒平均値)と直接比較することは困難であると考えら

れる。ただし観測ボリューム内のバラツキを 示すドップラー速度幅は、突風率の推定には 役立つ可能性はある。

3. 台風に伴う強風域の3次元構造

千葉市で最大瞬間風速 57.5 ms⁻¹が記録さ れた 04:30JST のさいたま MP-PAWR のドッ プラー速度分布を図1(a)に示す。水平断面 においてプラスマイナスの速度が極大となる 目玉の中間付近(浦安市付近)に台風渦の中 心があると考えられる。この時刻には千葉市 は台風渦中心から 20 km ほど離れており、ち ょうどドップラー速度が小さな領域に当たるた め、視線方向に直交する南東風が吹いてい たこと程度しか分からない。ただし、台風が

軸対称的であると仮定して速度が極大となる目玉間の 距離が約40kmであることを考えると、千葉市はこの時 刻に最大風速半径に近い場所に位置していたとも考え られる。千葉市上空を通る東西鉛直断面を見ると(図1 (b), (c))、全体的にドップラー速度は上層よりも下層の 方が大きくこれは台風に特有の特徴である。千葉市上 空(X=45 km)では-10~-20 ms⁻¹程度のドップラー速度 であるが、2 ms⁻¹以上の速度幅の細い領域が上空に延 びている。下層で速度の大きな領域(-10 < X < 20 km) では高度 2 km 付近に鉛直シアーのような構造が見ら れ、その強風域が西方向に高く延びているように見え る。速度幅は高度 2 km 以下の強風域で 2.5 ms⁻¹以上 であるが、それより上空では 1 ms⁻¹程度となっている。 この時刻の羽田アメダスの平均風速は北西の風 28.0 ms⁻¹で、最大瞬間風速が 37.6 ms⁻¹であった。図 1(a)か ら分かるように羽田の主風向は MP-PAWR の視線方向 とほぼ 一致している。 羽田地点 (RNG=36.5km、 AZ=159.6deg)におけるドップラー速度を 30 秒毎に調べ ると高度 0.25 km において 32~37 ms⁻¹であり、地上風 速の最大瞬間風速に近い値が観測されていた。また、 羽田地点におけるドップラー速度の鉛直プロファイルを 見ると高度 2 km 前後で極小(30 ms⁻¹程度)となっており、 それより上空では再び速度が増加していた。

4. まとめ・今後の課題

甚大な被害をもたらした 2019 年台風 15 号の強風域 の3次元構造を、さいたま MP-PAWR の観測データで 調べた。1台のドップラーレーダーの観測データでも、 主風向が視線方向と一致する場合には地上観測の最 大瞬間風速と同程度のドップラー速度が得られることも あることが分かった。ただし、速度の鉛直プロファイル には地表面摩擦による速度減少が見られないことから、 ある程度上空の風速を測定していると考えられる。ドッ プラー速度の鉛直プロファイルや 30 秒ごとの風速時間 変化がどのような現象に対応しているのかは今後の課 題であり、反射強度および速度幅の3次元構造と合わ せて解析することで、地表付近の強風や突風との関係 を解明していきたい。

本研究はSIP第2期「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」の支援を受けた。



図1 2019 年 9 月 9 日, 04:30JST、さいたま MP-PAWR で観測された (a)高度 2 km の水平断面におけるドップラー速度(Vr)、(b)Y=-29 km の東西鉛直断面内の Vr、および(c)同じの鉛直断面内の速度幅(W).

熱帯の深い対流活動の長期トレンド(第2報)

*中澤哲夫 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

これまで、熱帯の深い対流活動の長期トレンド (2017年秋季気象学会)や、湿潤静的エネルギーか らみた大気安定度の長期変化傾向(2019年秋季気象 学会)について発表してきた。今回は、ECMWFの 20世紀再解析データ(ERA20C)だけでなく、 NOAA V2C、ERA-interim(ERAint)やJRA55などの 他の再解析データについても深い対流活動の長期ト レンドを調べたので報告する。

2. 最も深い対流雲タイプの雲頂高度の気候値

気温、混合比、高度の月平均値から、湿潤静的エ ネルギーを求め、Arakawa and Schubert(1974)の積雲 対流パラメタリゼーションを使って、雲タイプ(エ ントレインメント率λ)を求めた。全ての雲タイプの 雲底高度は 950hPaで一定と仮定し、仮温度の補正 を入れて雲頂での浮力を失う高度を決定し、λを求 めた。これらの雲タイプのうち、最も背の高い雲タ イプの雲頂高度(CTL, Cloud Top Level)を調べ た。

図1は、熱帯域で300hPaより背の高い雲頂高度を 持つ積雲の7月の平均値(点彩域は300hPa以下)で ある。OLRの30年平均値(点彩域は240Wm⁻²以下) も示す。陸上や島はマスクしてある。



図1 7月の最も背の高い対流の雲頂高度平均値と観測された OLR。

最も背の高い雲頂高度を持つ積雲の存在している 領域は、OLRが低くなっている領域と良く対応して おり、観測とほぼをしていることがわかる。

3. 最も深い対流雲タイプの雲頂高度の長期変化

それでは、雲頂高度の長期変化はどうなっている であろうか?

図2は、熱帯域(30N-30S)で平均した、300hPa より背の高い雲頂高度の長期変化を5年の移動平均 をかけて時系列で示したものである。ERA20Cと NOAA V2Cはバイアスはあるものの、長期的なトレ ンドは見えず、ほぼ雲頂高度に変化は見られない。 しかし、ERAintには、1990年以降にはっきりとし た雲頂高度の上昇傾向(CTLが減少傾向)があるこ とがわかる。



図2 熱帯域で平均した最も深い対流雲タイプの雲頂高度の 長期変化

4. まとめ

熱帯の深い対流活動の長期変化傾向を最も背の 高い積雲の雲頂高度を求めて調べてみた。その結 果、全球長期再解析データでは雲頂高度に変化は 見られないことがわかった。この結果は、湿潤静 的エネルギーからみた大気安定度の長期変化傾向 (2019年秋季気象学会)の結果と整合的である。

ただ、ERAintの結果は1990年以降に熱帯での対流 活動の活発化を示唆している。2019年秋季気象学 会の大気安定度の結果では、ERAintは計算してい ないが、CMIP5の40モデル平均やJRA-55では下層 の混合比の増加による不安定化が見られていた が、それらの結果のように、ERAintでも下層の混 合比が増加してきているために、熱帯での対流活 動の活発化となっている可能性がある。

HighResMIP マルチモデルアンサンブルの出力を用いた 台風発生数の将来変化への台風の種の寄与の解析

*山田洋平(JAMSTEC),小玉知央(JAMSTEC),佐藤正樹(大気海洋研究所),杉正人(気象研究所),Roberts M J(UK MetOffice),水田亮(気象研究所),野田暁(JAMSTEC), 那須野智江(JAMSTEC),中野満寿男(JAMSTEC),Vidale PL(Reading 大)

1. はじめに

台風(ここではハリケーン等も含めた熱帯低気圧を 指す)は猛烈な雨や風を伴い甚大な被害をもたらす極 端な気象現象の一つである.台風の発生数が地球温暖 化の影響を受けてどのように変化するか関心の高い研 究題目であり、多くの先行研究が存在する.しかし、 台風の発生数の将来変化は使用したモデルや解析手法 によって異なり、将来予測の結果の確度は低い (Knutson et al., 2019ab, BAMS).

Vecchi et al., (2019, Clim. Dyn.)は台風の発生数の将来 変化がモデルの水平解像度によって異なることを示し, その解像度依存性を調べるために,「台風の種」および, 種から台風に発達する「台風の生存率」の将来変化を 調べた.その結果,発生数の将来変化の解像度依存性 は種の将来変化の振幅の大きさの影響受けることを示 した.これらの関係は他のモデルでも普遍であるかは 興味深い点である.本研究では台風の発生数,台風の 種 お よ び 生 存 率 の 将 来 変 化 の 関 係 を CMIP6/HighResMIP(Haarsma et al., 2016, GMD)のマルチ モデルの出力を用いて調べた.

2. 手法

CNRM-CM6(156km, 55km), EC-Earth3P(78km, 39km), HadGEM3-GC3.1(208km, 93km, 39km), MPI-ESM1.2 (100km, 52km), MRI-AGCM3(60km, 20km), NICAM (56km, 28km, 14km)の6モデルと各モデルの複数の解像 度の出力を用いた. 括弧内の数字は赤道付近での水平 格子間隔を示す. シミュレートされた台風の抽出には トラッキングアルゴリズム TempestExtremes(Ullrich and Zarzycki, 2017, G.M.D.; Zarzycki and Ullrich, 2017, G.R.L.) を用いた. トラッキングで用いた閾値はすべてのモデ ル, 解像度において同じ設定とした. 台風の種は TempestExtremes で抽出した. 半径 5.5 度以下の閉じた 地表面気圧の等値線を持ち, 暖気核を伴う低圧部を台 風の種と定義した. 台風の生存率(SR)は「台風の種の 存在数」に対する「台風の発生数」の比率で定義した.

HighResMIP では 1950 年から 2014 年までの海面水温

を観測(HadISST2)で与え,2015 年から2050 年までを CMIP5(RCP8.5 シナリオ)のマルチモデルアンサンブル 平均で与えた全球大気実験である.本研究では現在気 候を1990 年から2014 年,将来気候を2025 年から2049 年までの25 年間で定義した.台風の発生位置と台風の 種の存在位置は南緯40 度から北緯40 度までとした.

3. 結果とまとめ

発生数の変化はモデル毎,解像度毎に異なっており, 有意な変化(減少)を示したのは CNRM-CM6(55km), MRI-AGCM3(20km), NICAM(56km, 28km, 14km)だった. 種の存在数と生存率の変化率もモデル毎,解像度毎に 異なっていた(図).発生数の有意な変化を示すモデル では台風の種の変化も有意だった.また発生数と種の 存在数の年々変動は中程度から強い相関(0.65–0.91) を示した.一方で発生数と生存率は弱いから強い相関

(0.33–0.84)を示した.モデルや解像度で相違はある ものの、台風の種と生存率の変化は発生数の変化に関 係することを確認できた.一方、発生数の変化に対し て、種と生存率の変化は相殺し合うモデル、相乗し合 うモデルが存在することが分かった.この相違を理解 することは今後の課題とする.

4. 謝辞

-36-

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」,統合的気候モデル高度化研 究プログラムと環境再生保全機構の環境研究推進費 (2RF-1701)の支援を受けた。



図1 台風の種と生存率の変化率の散布図.

偏波レーダ情報を用いた

線状対流系の擬似温暖化手法に関する提案

*小坂田ゆかり (京都大学工学研究科), 中北英一 (京都大学防災研究所)

1. 背景と目的

線状対流系豪雨は防災観点から極めて重要な現象で ある一方で、そのメカニズムは未だに解明されていな い部分も多い.そのため発生の予測はおろか、定量的 な再現さえ困難な事例も少なくない.一方、近年では 2017年九州北部豪雨など地球温暖化の影響が疑われる ような豪雨災害も発生し始めている.加えて、地球温 暖化により局所的な梅雨期豪雨の積算雨量は増大する という結果[1]が報告されている.こうした状況で、将 来どの程度の豪雨が発生し得るのかという定量的な最 大シナリオ予測はまさに喫緊の課題である.

しかし,線状対流系はその現象の複雑さから,擬似 温暖化を含めた温暖化影響評価の手法にはまだ多くの 課題が残されている.平成29年九州北部豪雨の擬似温 暖化実験を行った既往研究では,線状対流系のメカニ ズムを考慮した上で新たな擬似温暖化手法を開発する 必要があることも示唆されている[2].

そこで我々は,擬似温暖化に偏波レーダの観測情報 を導入することで,線状対流系向けの擬似温暖化手法 開発を目指す.そして,最悪シナリオ(降雨強度や積 算雨量)を定量的に推定することを目指す.本稿では まず偏波レーダ情報導入の効果を検証するため,次章 で述べる手法で解析を行った.

2. 手法

本稿では,以下の実験を行った.

- 1. MSM の解析値に温暖化差分を加えた疑似温暖化 実験(以下,通常PGW)
- 2. レーダ情報を同化した再現実験に温暖化差分を加 えた疑似温暖化実験(以下,同化 PGW)

温暖化差分は MRI-AGCM3.2S 予測の,7月の25年 平均海面水温,気温,水蒸気混合比の将来変化分を加 えることで,それぞれの擬似温暖化実験を行った.

3. 結果

今回は2012年京都亀岡豪雨について,通常PGWと 同化PGWを行った.同化PGWには山口ら[3]の結果を 用いて,それぞれ初期時刻00:30から1時間計算を行っ た.図1に示す結果のように,通常PGWでは線状対流 系の発生は見られない一方で、同化 PGW では線状の降 水域を発生させられていることがわかる. 定量的には 観測の値を下回っているものの、偏波レーダ情報の導 入により線状対流系を上手く発生させることができた.

4. まとめと今後の展望

本稿では、偏波レーダ情報の有用性を示すことがで きた.しかし本稿の結果はまだ初期段階であり、今後 十分な精査が必要である.また、最終的にはより普遍 的な手法として新たな擬似温暖化手法を提案すること が目的である.春季大会講演会では本稿の続きとして、 正気の取り組みも発表する予定である.





参考文献

-37-

- [1] 小坂田ゆかり・中北英一,2018,土木学会論文集 B1 (水工学),74(5), I_19-I_24.
- [2] 竹見哲也,2018,京都大学防災研究所2017年九州 北部豪雨災害調査報告書,20-21.
- [3] 山口弘誠・堀池洋祐・中北英一, 2018, 京都大学防 災研究所年報, **61B**, 533-554.

2019 年に発生した極端に強いインド洋ダイポールモード現象 -その予測可能性とエルニーニョモドキ現象との関係-

○土井 威志*・Swadhin Behera*・山形 俊男* (*JAMSTEC/VAiG/APL, **NUIST/ICAR,) キーワード:季節予測, インド洋ダイポールモード現象, エルニーニョモドキ現象

1.はじめに

インド洋ダイポールモード現象の予測は、 インド洋周辺国のみならず、欧州や日本を含む 東アジアの季節予測の成功にとって、極めて重 要である。インド洋ダイポールモード現象は、 熱帯インド洋で見られる気候変動現象で、数年 に1度程度の頻度で、北半球の夏から秋にかけ て発生する。ダイポールモード現象には正と負 の現象があり、特に正の現象が発生すると、熱 帯インド洋の東部で海面水温が平年より下が り、西部で高くなるために、通常は東インド洋 で活発な対流活動は西方に移動し、東アフリカ のケニヤ周辺やその沖合で雨が多く、逆にイン ドネシアやオーストラリア周辺では雨が少な くなる。また、大気循環の変動を通して、イン ド洋周辺国だけでなく、欧州や東アジアに遠隔 影響(テレコネクション)し、天候異常を引き起 こすとされている。例えば、西日本の猛暑のス ターターにもなり得る。

インド洋ダイポールモード現象の予測スキ ルは、既に多くの研究で、調査されてきた。し かし、最先端の予測システムを持ってしても、 太平洋のエルニーニョ現象ほどは、インド洋ダ イポールモード現象の予測精度が高くないの が実情である。その中でも、特に、太平洋のエ ルニーニョ現象と同時に発生するインド洋ダ イポールモード現象は、比較的予測しやすいこ とが知られている。また、それらインド洋外か らの強制だけでなく、インド洋東部で発生する 東風偏差や、インド洋の海洋亜表層の水温構造 も、インド洋ダイポールモード現象の発生に重 要であると指摘されている。また、多くのイベ ントが、北半球の冬を跨いで予測することが難 しいことから、インド洋ダイポールモード現象 の予測には"冬バリアー"があることも知られ ている。

2. SINTEX-F 予測システム

JAMSTEC アプリケーションラボ(前身は 地球フロンテイア研究システム気候変動予測 領域)が、欧州のの研究者と連携して開発して きた SINTEX-F と呼ばれる予測シミュレーシ ョンでは、スーパーコンピュータ"地球シミュ レータ"を駆使し、インド洋ダイポールモード 現象の予測研究を盛り立てる先駆的な成果を あげた[Luo et al., 2005, 2007, 2008]。その後 も改良を重ね[Doi et al., 2016, 2017, 2018]、 このような学術的な成果を基盤に、インド洋ダ イポールモード現象の予測情報を毎月、準リア ル タ イ ム に 提 供 し て い る。 (www.jamstec.go.jp/virtualearth/expert/jp/g raph_SINTEX.html#dmi)

3. 2019 年のインド洋ダイポールモード現象 の予測

2019年の5月頃から、正のインド洋ダイポ ールモード現象が発生し、夏から秋にかけて、 過去最大級の1994や1997年の正イベントと 同程度まで発達した。大変興味深いことに、 SINTEX-F予測シミュレーションでは、上述し た"予測の冬バリアー"を超えて、前年の11 月時点で、その予測に成功していた(図1)。そ の長いリード時間を持つ予測可能性の潜在的 ソースを、予測アンサンブル間の相関解析から 探索したところ、熱帯太平洋のエルニーニョモ ドキ現象の影響を見出した。このように長いリ ード時間を持つ予測の成功は、正のインド洋ダ イポールモード現象に伴う社会-経済的な損害 リスクを軽減することに役立つことが期待される。



図 1: インド洋ダイポールモード現象の指数 DMI(西インド洋熱帯域の海面水温偏差の東 西差を示す数値で単位は°C)。0.5度を越えれ ば正イベントが発生していると考えて良い。 黒が観測。2018 年 11/1 時点で予測したのが 色線。従来の SINTEX-F(赤色の線:アンサン ブル平均値、橙色の線:各予測アンサンブル メンバー)、モデルを改良した SINTEX-F2(緑 色の線:アンサンブル平均値、黄緑色の線:各 予測アンサンブルメンバー)や、海洋初期値 作成プロセスを高度化した SINTEX-F2-3DVAR(青色の線:アンサンブルメン バー)の結果。紫色の線は全ての予測アンサ ンブルの平均値。

1. はじめに

エルニーニョ南方振動(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)は熱帯太平洋における大気海洋結合系の卓越し た年々変動であり、その時空間的な非対称性が特徴的 である.しかし多くの気候モデルは、ENSOの振幅を観 測されるほど強く再現するにも関わらず、その非対称 性をほとんど表現できていないのが現状であり、その 要因はまだ明らかでない.2018 年度秋季大会[1]では、 海洋客観解析データを用いた太平洋赤道域における亜 表層の非線形力学加熱(Nonlinear Dynamical Heating, NDH)について解析することで、その ENSO 非対称性へ の役割を明らかにした[2].本発表では、CMIP5 と CMIP6 に提出された気候モデル実験における亜表層 NDH の再現性を評価することで、ENSO 非対称性との 関係を示す.また、NDH 再現性が熱帯太平洋昇温パタ ーンの将来予測に果たす役割について議論する.

2. データと手法

解析には CMIP5 および CMIP6 の historical 実験と将 来シナリオ実験(RCP8.5 および SSP5-8.5)と,複数の海 洋・大気の客観解析データを用いる. NDH は海水温度 偏差の非線型移流項の赤道平均値(1°S/N)と定義され, その東部太平洋亜表層(100–180°W, 50–150 m 深度)平均 を亜表層 NDH の指標とする. ENSO の振幅および非対 称性は Niño-3 領域で平均した海面水温(SST)偏差の標 準偏差(σ)および歪度で定義する. ENSO 振幅の将来変 化はシナリオ実験 (2051–2100 年)と historical 実験の差 とする. ただし各々の実験から偏差の線型傾向は除か れる. 熱帯昇温のエルニーニョ類似度は,シナリオ実験 の SST 線型傾向と historical 実験の ENSO 指標に回帰し た SST 偏差の熱帯太平洋における空間相関値とする.

3. 結果と考察

多くの気候モデルは依然として ENSO 非対称性を観 測されるレベルに再現しないないが,モデル間のばら つきの約 60%は亜表層 NDH の ENSO に相対的な振幅 により説明された(図 la).また,気候モデルによる亜表 層 NDH の過小評価は SST に対する東西風応力の応答 が強まるにつれて改善されることを確認した(図示せ ず).これは,気候モデルで過小評価されている ENSO フィードバック[3]を改善することが NDH および ENSO 非対称性の向上につながることを示唆する. CMIP 気候モデルを図 la 横軸で表される NDH 再現 性によりグループに分ける.再現性の低いグループ(L) では ENSO 振幅の将来変化に関わらず熱帯昇温パター ンは「エルニーニョ的」だが,再現性がより高いグルー プほど(H と HH), ENSO が将来強まれば昇温パターン はより「エルニーニョ的」となる関係が見出された(図 lb). ENSO が強まるにつれて温度躍層付近を長期的に 暖める NDH の整流効果が強まるためである(図示せず). したがって, ENSO の将来変化の理解に加え,気候モデ ルが ENSO の力学過程を適切に表現することは温暖化 予測の不確実性を低減させる上で重要だと考えられる.



図1(a) ENSO 非対称性と亜表層 NDH の ENSO に相対 的な強さとの関係.線は historical 実験での相関関係, バーは気候モデル(黒)と客観解析(紫)の平均および1標 準偏差幅.(b)熱帯昇温のエルニーニョ類似度と ENSO 振幅の将来変化の関係.線はグループごとの相関関係.

謝辞 JSPS 海外特別研究員 201860671 の助成を受けた. 参考文献

[1]林·Jin 2018.日本気象学会 2018 年度秋, B351, 仙台.
[2] Hayashi & Jin 2017. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 12427-12435.
[3] Bayr et al. 2018. *Clim. Dyn.* 50, 3171-3194.

-39-

FAT メカニズムに由来する気候感度の不確実性と 放射フィードバックの新しい定式化について _{吉森正和}(東大大気海洋研)

1. はじめに

Hartmann and Larson (2002)によって提唱された FAT (Fixed Anvil Temperature) 仮説によると,地球温暖化 のように対流圏の温度が上昇するとき,熱帯の積雲ア ンビルは,平均的な応答として,温暖化前と同じ温度 を維持するようにその高度を上昇させる[1].この仮説 はシンプルな理論に基づくものの,不確実性の大きな 雲の放射フィードバックの中で,多くの気候モデルに おいて長波の雲フィードバックが正という一貫性の高 い結果を説明するものとして注目されてきた[2].一方 で,FAT メカニズムには上層雲の高度が上昇するほか に,アンビル温度が変わらないために射出温度が不変 という制約も含まれ,全気候フィードバックに対する 役割は必ずしも明瞭に議論されてこなかった.本研究 ではこれら2つの側面を整理し統一的に議論する.

2. 目的

FAT メカニズムに基づいて高度が上昇した場合の雲 による長波フィードバックを定量的に評価する. その 上で,この雲高度フィードバックが温度フィードバッ クの一部によって相殺されることを議論する. さらに, こうしたフィードバック間の連動性を考慮して,新し いフィードバック・パラメータを提案する.

3. 数値モデル実験と解析方法

まず,2 つの大気大循環モデル MIROC5.2-A と HadGEM2-A を用いて,海面水温と海氷,外部強制を与 えた20世紀末再現(AMIP,1979-2008)実験を行う.次 に,海面水温を一様に4K上昇させて同様の実験

(AMIP+4K)を行う. それぞれのモデルにおける実験 間の放射フィードバックは, それぞれのモデルの放射 伝達コードを用いて, PRP (Partial Radiative Perturbation) 法によって解析する. 次に, AMIP 実験の雲場から FAT メカニズムに基づいて高度を上昇させた場合の雲場 (FAT 由来の雲)を仮想的に作成し,長波の雲フィー

ドバックを定量的に評価する. さらに, 温度フィード バックと FAT 由来の雲フィードバックの関係性を調べ るために, 気温減率応答を半分, 4分の1, ゼロにした 場合の FAT 由来の雲を作成し、雲フィードバックを評価する.

4. 結果

AMIP+4K 実験における熱帯平均の鉛直雲プロファ イルは, AMIP 実験の雲を FAT メカニズムに基づいて 上昇させることによってよく再現された. また FAT 由 来の長波の雲フィードバックは、従来から簡易的に診 断されている結果と同様に,正のフィードバックであ った.一方で,雲頂からの射出温度が不変という制約 は、この FAT による雲高度フィードバック (OLR の減 少)が温度フィードバックにおける雲からの射出量の 増加(OLRの増加)によって相殺されることを意味す ることに気づいた. このことは、FAT が成立する条件 の下では、モデル間の長波の雲高度フィードバックの ばらつきが温度フィードバックのばらつきによって打 ち消されるために、実質的にモデル間の気候感度のば らつきに寄与しないことを意味する.実際,温度フィ ードバックと FAT 由来の雲フィードバックの間には負 の相関が見られた. こうしたフィードバック間の連動 性を考慮して、相殺するフィードバック・パラメータ を一括りにする新しいフィードバックの定式化 (T-FRAT) を提案する. T-FRAT の下では、定義上、

FAT による長波の雲高度フィードバックはゼロとなり (FAT に成層の効果を考慮した PHAT では負),残りの 雲フィードバックが気候感度のモデル間のばらつきに 寄与する.

以上の結果は、イギリスの F. Hugo Lambert, Mark J. Webb, Timothy Andrews 博士らとの共同研究によって得られたものであり、論文[3]に公表された.

参考文献

-40 -

- Hartmann D.L. and K. Larson (2002), *Geophys. Res. Lett.*, https://doi.org/10.1029/2002GL015835.
- [2] Zelinka M.D. and D.L. Hartmann (2010), J. Geophys. Res., https://doi.org/10.1029/2010JD013817.
- [3] Yoshimori et al., (2020), J. Climate, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0108.1.

気候モデル MIROC4m の南大洋海面水温バイアスに対する雲の影響

シェリフ多田野サム¹,阿部彩子¹,吉森正和¹,堀田陽香¹,菊池麻紀²,小玉貴則¹,岡顕¹,鈴木健太郎¹ ¹東京大学大気海洋研究所,²JAXA

<u>1. 研究背景と目的</u>

南極・南大洋は巨大な淡水、熱、炭素のリザーバ ーであり、長期的な気候、氷床変動を考える上で 極めて重要な領域である。しかしながら、世界中 の多くのモデルでは、南大洋の海面水温が観測よ りも暖かい「高水温バイアス」を持つ。この高水 温バイアスは、シミュレートされる大気の気候場 に影響を与えるだけにはとどまらず、海洋内部の モデルバイアスにも密接に関連している。そのた め、南大洋での高水温バイアスの要因を理解し、 解消することは大変重要であると言える。

南大洋水温バイアスの要因の一つとして、南大 洋域で海面に入射する短波が観測よりも過大評価 されていることが報告されている(Hyder et al. 2018)。また衛星やモデルを用いた研究から、この

短波入射の過大評価は気候モデルでの過冷却水の 過小評価に伴う雲による短波反射効果の過小評価 に起因していることが示されている(Kay et al.

2016)。そこで本研究では、衛星データをもとに、 気候モデルでの雲の過冷却水を改善することで南 大洋の海面水温バイアスの改善を行うことを目指 す。この研究を通して、南大洋の高水温バイアス の要因の理解を深めることが目標である。また、 バイアスの改善が将来気候や古気候実験に与える 影響を評価する。

<u>2. 研究手法</u>

本研究では気候モデル MIROC4m を用いて実験を行 う。このモデルは CMIP3 で用いられた MIROC3.2 のバグを修正したものである。地球シミュレータ を用いると1日で約100年積分可能であり、時定 数の大きい南大洋を議論する際に必要な長期気候 積分(~2000年)が可能なモデルである。MIROC4m では、雲相は局所的な気温に線形に比例するよう に診断される(LeTreut and Li 1991)。現状のモデ ルでは、気温が摂氏15度を下回るとすべての雲水 が氷として診断される。しかし、衛星データを用 いた研究から、より低温の領域(摂氏-30 度)で も雲水が過冷却水として存在できることが明らか になってきた。そこで、衛星データを元に、より 低温な環境でも雲水が液相として存在できるよう にモデルのパラメタを変更した。また、放射収支 を閉じるため、Ogura et al. (2008)に基づき、降水 と降雪の効率を上げた。

<u>3. 結果と議論</u>

過冷却水の表現改善によって、まず南大洋での短 波入射の過大評価が改善された。これには過冷却 水の増加に伴う雲アルベドの増加と、雲氷から雲 水への変化に伴う雲被覆の増加が重要であった。 この短波入射の過大評価の改善に伴い、南大洋の 高水温バイアスが改善された。定量的には、既存 モデルではバイアスが 0.55℃であったのに対し、 改善モデルでは、0.02℃まで減少した。従って、 南大洋の高水温バイアスの要因として、雲相と雲 のバイアスが重要であることがわかった。次に改 良モデルを用いて最終氷期最盛期実験を行った結 果、これまでのシミュレーション結果よりも古環 境復元から示唆されているものと整合的な海洋深 層循環がシミュレートされた。また、気候感度の 変化を調べたところ、既存の 3.9℃から 4.7℃に増 加した。これらの結果は、南大洋の高水温バイア スが過去と将来の気候計算に多大な影響を与える ことを示す。今後の課題としては、CMIP5,6のモ デルを用い、同様の調査を行うことが重要である。



図 1. MIROC4m での水温バイアス

-41 -

太陽活動の北大西洋振動への影響:モデルの解析

黒田友二(気大)、小寺邦彦、吉田康平、行本誠司(気象研)、Gray(Oxford 大)

1、はじめに

これまで太陽黒点周期約 11 年変動の北大西洋 振動(NAO)への影響に関して、最近40年の観測デ ータ、最近200年弱の歴史的データを使って議 論してきた。今回は、気象研究所で実施された太 陽活動を含む歴史的境界条件で行われたランを解 析し、モデル中で太陽黒点周期変動の変動が観測 データと同様の変動を示すかを解析したのでその 結果を報告したい。

2、データと解析方法

用いたモデルは気象研究所の地球システムモ デルである。このモデルは、大気、海洋、化学、 エアロソルの各種要素モデルを結合させたもので、 赤道 QBO についても現実的な周期で再現できる。 これを十分なスピンアップランを行ったのち 1850 年~2014 年まで歴史的境界条件の下で積分を実行 した結果について解析を行った。境界条件には、 温室効果ガスの濃度、火山エーロソル、地球軌道 要素そして太陽からのスペクトルごと強度が含ま れている。これらの歴史的データは基本的には CMIP6 で推奨されたものに準じている。

解析手法は境界条件として与えた全放射強度 (TSI)に対するラグ回帰解析である。但し、TSI 自体に長い周期の成分が含まれていたので太陽黒点 周期変動に相当する周波帯のみを取り出して基準 とした。また、モデルデータには温室効果ガス増 大を起源とすると思われる大きなトレンド成分が 含まれていたので全気象要素について事前にこれ ら低周波成分を取り除いた。

3、結果

まずは、最近40年の観測データと同様に、東 西平均風について調べたところ、観測と似て11月 に低緯度上部成層圏にできた西風偏差が季節進行 とともに中高緯度対流圏に下りてくるのが見出さ れた。但し観測と比べて下方伝播し対流圏下層に 正極の NAO 信号として到達するのが数か月早くま た弱いものの、観測では2月頃だったのが本モデ ルでは 12-1 月頃となった。このようにモデル中 では観測とはタイミングがずれてはいるものの、 極夜ジェット振動(PJ0)の働きで熱帯低緯度上部 成層圏から太陽活動信号が地表面へと下方伝播し ているという点では似た形で信号が現れていた。 但し、これは全部の年を一括して回帰解析した結 果であり経年的な変化は分からない。そこで、観 測の歴史的データを解析した時と同様に、41年 のラグ回帰解析を行うことにより、経年的に太陽 活動の現れ方がどのように変化しているかを調べ た(図)。その結果、全体的にラグ0年を中心とし て 12-1 月に正極の NAO が出やすいものの、数十 年スケールではそれが変動して NAO のピークが出 る年が±3年程度の幅でゆっくりとドリフトして いることが分かった。このようなことは観測歴史 的データの解析でも見出されたことであり、海洋 過程による関与を示唆している。

以上、モデルシミュレーションでもモデルバ イアスはあるものの、大雑把に観測データで見出 されたようなメカニズムで太陽活動の影響が NAO として現れることが示唆された。



図、10年スケールの太陽全放射強度を基準とした12-1月平均のNAO指数の41年移動ラグ 回帰の結果。横軸は西暦の年であり、移動回帰解析の中心の年を表している。縦軸はラグ年であ り、正は太陽活動が信号に対して先行する場合を意味する。暖色は正、寒色は負の領域であり、コ ンター間隔はO.2である。また、影は統計的に有意な領域を示し、濃い(薄い)影が95(90)%有 意な領域を表す。

将来温暖化時の旱魃、飢饉を地球システムモデルで探る *小畑淳・辻野博之(気象研)

1. はじめに

生態系や社会に損害を与える旱魃・凶作の激しさや 頻度を地球システムモデルにより探る。2019 春大会 (B308)では産業革命前を調べたが、今回は人為二酸化炭 素排出による将来の温暖化について調べる。

2. 実験と解析結果

気象研地球システムモデル[1][2]産業革命後人為二酸 化炭素排出実験の中の21世紀将来実験(2015-2100年 は ssp585:排出量最多シナリオ)を産業革命前実験の 定常状態(2019春B308)と比較する。ここでは特にエ ルニーニョとモンスーンアジア陸域(65°-150°E, 10°S-55°N)について調べる(図1)。10年以上の長期変 動を除いた経年変動(図2)を見ると、Niño-3.4海域海 面水温の変動幅(標準偏差、以下同)は0.66℃から0.93℃ へ約1.5倍に増える。+1℃以上のエルニーニョの回数も 約1.5倍に増える。これに影響されて、モンスーンアジ ア陸域の降水量の変動幅は45mm/yrから70mm/yr へ約 1.5倍に増え、同陸域の純一次生産の変動幅は 12gC/m²/yrから23gC/m²/yr へ約2倍に増える。



図1 (左) 産業革命前実験と(右)将来温暖化実験に 於ける(上) Niño-3.4 海域海面水温、モンスーン アジア陸域 (65°-150°E, 10°S-55°N)の(中)降水 量と(下)純一次生産

降水量の平年値は産業革命の前後でほとんど変わら ないため(図1中、年平均約1300mm/yr)、将来の温暖 化に於いて、旱魃の強度は激しくなり、頻度も増える と解釈される(図2中)。一方、純一次生産は、大気二 酸化炭素増加による光合成促進効果(施肥効果)が良 く効いて、21 世紀の年平均値は産業革命前 (450gC/m²/yr)の 1.2~1.8 倍(540~810gC/m²/yr)に増える (図1下)。経年変動幅も約2倍に増える(図2下、前 述 12→23gC/m²/yr) が、平年値の増加に比べてはるか に小さい。従って、純一次生産を農作物と見做し、本 モデルのみで解釈すると、モンスーンアジア陸域平均 では、将来は常に豊作で(図1下)飢饉が無くなる様 に思われる。但し、時空間分布を詳細に見ると、産業 革命前に比べ21世紀後半まで少雨・生産少となる地域 (10°-20°N タイ付近)もあり、国別の評価等にあたっ ては注意が必要である。



参考文献

-43 -

- [1] Obata, A., and Y. Adachi, 2019, J. Geophys. Res.: Biogeosciences, 124, 1865-1886. 10.1029/2018JG004696
- [2] Yukimoto, S., et al., 2019, J. Meteor. Soc. Japan, 97, 931-965. 10.2151/jmsj.2019-051

海面昇温現象と2周期彗星(133P、176P)の内合

*藤原ケイ

1. はじめに

大規模気象振動であるENSO(エルニーニョ・南 方振動)は 気圧差、風向き、海水温などに特徴的な 傾向が現われる.

今回 海面温度の変化と周期彗星と地球の内合との 関係で新たな知見が得られたので報告する. (図1)

図1エルニーニョ 監視海域の海面温度変化と彗星内合



2. 検討の経緯

筆者は太陽黒点の研究から 太陽に向う水流「向太 陽循環水流」(未確認、仮説)が存在するとの結論に達 した. (2018 春天文学会等)(図 2)



図2 黒点相対数と木星/133Pの黄経差の重なり等

この仮説から 「向太陽循環水流」が地球にも影響 しているハズと考えて、過去の気象データから "災 害となった大きな竜巻"、"PDO"、"ENSO" などが関与 している可能性を見出して報告している. (2019 春気象 学会等)

これらの中"エルニーニョ発生の起点には 高頻度

で周期彗星(133 P、176 P)と地球の内合がある"(図 3)ことに着目し、"彗星が海面を加熱している"可能 性を検討したのが今回の内容である.

図3エルニーニョ発生起点と周期彗星の内合等



3. 「太陽系の中の地球気象モデル」

状況を理解するためには 新たな気象モデルが必須 である.(メカニズム充実改定版)

- (1) 太陽風として太陽から物質放出(原子状態)
- (2) 太陽系外縁部で原子類の分子化(重元素は惑星等 にトラップされ、軽元素が外縁部で結合し H2、 O2、N2、CO2、H2O などになる.主体はH2O)
- (3) 分子類の太陽への逆流が「向太陽循環水流」で、 公転軌道面上の薄い円盤形状.
- (4) 周期彗星は H2O の集積と放散の二面性をもつ.
- (5) 太陽系中心付近に整流ゾーンと乱流ゾーンの分布 が形成(3AU内側)
- (6) 乱流要素が 太陽の黒点、地球の低気圧など風の 素となるだけでなく、"空中電気エネルギー"を地 上へ輸送している.

4. 検討状況

海面昇温は彗星が及ぼす作用と考えられる. (別の表現では)彗星が地球を加熱している! とな るだろう.

参考資料

[1] 気象庁HP 各種データ・資料(監視指数など) (2020.1 確認)

-44-

海大陸沿岸日周期のパラメタリゼーションへ向けて

*山中 大学(総合地球環境学研究所;神戸大学名誉教授;海洋研究開発機構外来研究員)

1. はじめに

インドネシア海大陸の大気運動と降水で最も顕著な 変動は,沿岸周辺の日周期である[1]. その効果は(i)下層 対流調節, (ii)上部対流圏放射, (iii)上方伝播重力波が考 えられるが, (i)(ii)の特に熱・水収支的意義は既に述べ た[2]. ここでは線形論と観測事実に基き(iii)を論じる.

2. 海陸風循環と慣性内部重力波

海陸風循環は、下端境界で鉛直流=0を満たすような、 3次元伝播慣性重力波の重畳である(|水平位相速度-背景風|>|Coriolis因子/水平波数|のとき).循環の上昇流 域は(i)による対流性降水雲を伴い、海陸間を移動する.

島嶼両側で励起される両方向の重力波は,地形起源 内部重力波(山岳波)が下部成層圏で崩壊[3]してもさ らに上方に伝わって中層大気大循環(準2年周期,年 周期,半年周期変動を含む)を維持し得る.

3. Jakarta 沿岸の海陸間伝播と季節内変動重畳

図 1(b)(b')に示すように,雲(上昇)域は夕刻に山岳 部を発し未明に海上に達するものと、未明に海上を発 し夕刻に山岳部に達するものとがあり,水平位相速度 の大きさは100 km/半日≒10 km/h ≒3 m/s 程度である. 日周期波動伝播は,図1(c)(c')に示すように季節内変 動の重畳を受け、このケースでは1ケ月で8時間(≒ 毎日16分≒1周期/90日)極大時刻を遅らせる.

4. Kalimantan-Sumatera 海越え伝播と小島嶼

日周期波動は、図1(d)のように一晩かけ大島嶼間を 伝播する(両方向あるとは限らない). 位相速度は 500 km/日≒20 km/h≒6m/s 程度で,一般に外洋上では陸上 や沿海より速い. 小島嶼は水平伝播方向の決まった波 を作らないが,大島嶼間伝播の励振には寄与する[5].

5. おわりに

重力波による平均流加速[3]の改良や、レーダーの非 降水エコー観測,高分解能気象衛星観測,高精度客観 解析なども用いた波動要素調査についても言及する.

参考文献

- [1] Yamanaka, 2016: Atmos. Res., 178-179, 231.
- [2] Yamanaka et al., 2018: Prog. Earth Planet. Sci., 5, 21.
- [3] Tanaka & Yamanaka, 1985: J. Meteor: Soc. Japan, 63, 1047.
- [4] Mori et al., 2018: Prog. Earth Planet. Sci., 5, 47.
- [5] As-syakur et al., 2019: SOLA, 15, 216.



図1 (a) Jawa 島 Jakarta 周辺降雨レーダーエコー[4]の(b)(c) Pramuka 島と(b')(c') Bogor における1ケ月間の(b)(b') 平 均地方時(縦軸)・緯度(横軸)変化および(c)(c')地方時(縦軸)・日(横軸)変化]. (d) Sumatera-Kalimantan 島間 の17 年平均 TRMM 合成雨量[5]の(e)地方時(縦軸)・経度(横軸)変化.

なぜ東進する MJO に伴う対流はスマトラ島上で弱まるのか? *伍 培明 (JAMSTEC/DCOP), 趙 寧 (JAMSTEC/DCOP), 服部 美紀 (JAMSTEC/GOORC)

1. はじめに

2016 年度春季大会(C404)では、2015 年 12 月の Pre-YMC (海大陸研究強化年)観測において、MJO の対流 活発期にインド洋から東進する MJO に伴う対流がスマ トラ島上で抑制されていることを報告した。MJO の対 流活発期間に島の西岸で観測された日降雨量は、対流 活発な位相が通過する前の期間に比べ増加していなか った。そこで、本研究では観測データの解析を行うと 共に、領域気象モデルを用いて、MJO の対流活発な位 相時に海陸・地形分布による局地循環がスマトラ島を 通過する対流システムに与えている影響を調べた。

2. モデル設定

数値実験にはWRF-ARW Version4.1.2 を用いた。格子 間隔がそれぞれ、9km、3kmの領域D1、D2を使い、双 方向ネスティングを用いて計算を行った。大気場の初 期・境界値として ECMWF の再解析データ ERA5 を用 いた。計算期間は、初期時刻を11月29日00UTCとし、 12月17日00時までの18日間の時間積分を行った。 雲 微物理スキームにはGoddard/Graupel 雲微物理スキーム を、境界層スキームにはMellor-Yamada-Janjicを用いた。 また、領域D1についてはGrell-Freitas ensemble scheme を、長波放射スキームにはRRTMGを、短波放射スキ ームにはGoddard SW スキームを用いた。

3. 結果

数値実験における MJO の対流活発な期間(12月 13~16日)において地上風向、風速と降水の分布を図1 に示す。観測と比較して降水域、風向、風速の日変化 の様子がよく再現されていた。通常島上で午後に頻繁 に発生する強い対流は、上空の強い西風と曇天のため 弱くなっていた。MJO に伴う組織化された対流システ ムが西の海上より東方へ移動し、午後から夜半にかけ ては海上と島上共に降水が発生していたが、夜半過ぎ には島上の対流が衰弱し、深夜から午前にかけて海上 とは対照に島上の対流が抑制されていた。

地上気象観測から、日中は陸上の気温が海上の気温 より高く、深夜から午前にかけて陸より海上の気温が 高い。雲が広がり日射の少ない MJO に伴う対流活発な 期間においても、同様の大きな海陸気温コントラスト が日中および早朝に観測された[1]。深夜から早朝にか けて陸から海へ向かって吹く北東の風が観測され、モ デルで再現された。風が海岸から沖へ向かう結果、島 上では風の発散域となるため、対流が抑制されたと考 えられる。以上のことから、インド洋から東進する MJO に伴う対流は、深夜から午前にかけて海陸の気温差に よって生じた局地循環に抑制され、スマトラ島上で弱 まることが示された。



図1 WRFモデルで再現された MJO の対流活発な期間 (12月13~16日の平均)の地上風向、風速と降水分布。

参考文献: [1] Wu P., S. Mori and F. Syamsudin, 2018, *Progress in Earth and Planetary Science*, (2018) 5:4.

季節内-経年変動の相互関係から見た MJO 発生領域の変調 *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) はインド洋で頻繁 に発生しており、先行研究の殆どはその事実を前提と して、主に季節内スケールに着目した様々な発生機構 を提唱してきた。一方、MJO は海大陸域や西太平洋で も発生することがあり[1]、その理由は既存の発生機構 では説明できない。MJO 顕在化に好都合な場は MJO よ りも長周期の変動によって変化すること[2][3]を鑑みる と、発生領域の変調には経年的な大気海洋変動が関わ る可能性が考えられ、実際に西太平洋での MJO 発生と エルニーニョ・南方振動との関連が指摘されている[4]。 しかし、そもそも上述の点に着目した研究は非常に少 なく、発生領域の決定に至る具体的過程は不明である。

そこで本研究では、MJOの発生に適した環境や過程の包括的解釈に有用な知見を与えることを目的とし、 MJO発生領域の変調要因について、主に季節内プロセスとその背景場の相互関係に着目して明らかにする。

2. 使用データおよびアプローチ

まず観測に基づくデータ (CMAP, OLR, ERA-Interim, OISST2) を用い、1982-2012 年の北半球冬季にインド 洋 (IO),海大陸域 (MC),西太平洋 (WP) で発生した MJO を抽出した上で、その発生前の状況を、発生日を 基点としたラグコンポジット解析等により把握した。 続いて、統計解析で得られた知見を検証するため、全 球大気モデル NICAM を用いた季節・SST 固定実験を 複数行い (各 15 年, *Δx* = 28 km)、その結果を解析した。

3. 統計解析および数値実験の結果



図 1 850 hPa 東西風 (陰影) と OLR (等値線) 偏差の時間経度 断面 (a) IO [47 事例], (b) MC [20 事例], (c) WP [13 事例]

MC発生では IO 発生と比べて Day -30 から見られる 対流活発域と西風域が東方へシフトしており、付随し て発生直前の対流抑制域と東風偏差も東にずれている (図 1a, b)。一方、WP 発生は西進擾乱(赤道ロスビー波) が貫入した時点と対応していた(図 1c)。各発生領域で の湿潤静的エネルギーの収支解析により、どの領域の MJO 発生前でも主に季節内循環による水平移流の寄与 が支配的であったことから、前述した季節内の熱帯東 西循環場の変化が湿潤化しやすい領域を変えたことが、 発生領域の変調の直接要因であると考えられる。

以上の各状況を実現しやすい背景場があるとの仮説 下で、発生前の周期100日以上の循環偏差を調べた。IO 発生では気候値的である一方、MC発生では120-150E で対流不活発傾向にあり、その領域でIO発生よりも対 流が組織化しづらい状況にあった。これは図1bでの季 節内循環の東方シフトと整合する。WP発生では、140 -170E で対流活発、その東西で不活発傾向にあり、発 生領域付近での擾乱活発化に適していた。この時の経 年的なSST 偏差は、MC発生でEP El Niño型、WP発 生で CP El Niño 型と IO 南東 (南西)部の降温 (昇温) 傾向を示し、上述の背景循環場との対応が示唆された。

そこで、季節を北半球冬季に固定し、SST 分布とし て冬季気候値を与えた実験(CTL)と、MC, WP 発生に 対応する SST 偏差を模したものを CTL に加えた感度実 験(EP, CP_IO)を行い、再現される MJO の発生に関す る性質を比較した。EP(CP_IO)実験での MJO 発生経 度の確率分布(図 2a)は、CTL に比べて MC(WP)でピ ークを有すると共に、その領域で発生確率が最も増大 しており(図 2b)、観測の傾向が裏付けられている。ま た、季節内での MJO の発生過程も観測と整合していた。



図 2 (a) MJO 発生経度の確率分布 (20 度幅のビン), (b) EP, CP_IO 実験における各海盆での MJO 発生確率の CTL との差

4. まとめ

発生領域によらず、MJO 発生には主に偏差としての 季節内循環が湿潤化を促すことが必要だが、SST の経 年変動によって強制される背景循環場に応じて季節内 循環の卓越範囲が制約され、湿潤化しやすい場所が変 化することが、発生領域変調に繋がることが分かった。

<参考文献>

- [1] Matthews, A. J., 2008, *QJRMS*, **134**, 439–453.
- [2] Hendon, H. H. et al., 1999, JCLI., 12, 2538-2550.
- [3] Suematsu, T. et al., 2018, JCLI, 31, 7549-7564.
- [4] Bellenger H. et al., 2012, *GRL*, **39**, L08701.

C154

インド洋西端に位置する Walker 循環の先鋭な下降流

* 神山 翼¹・末松環²・三浦裕亮³ (1: お茶大情報, 2: 東大大気海洋研, 3: 東大院理)

1 **はじめに**

Walker 循環は,熱帯の支配的な東西大規模循環である.たとえばエルニーニョ南方振動現象の文脈では, Walker 循環のうち太平洋上の循環が注目されるが,インド洋上の下降流域も,熱帯収束帯上の降水域が東西 方向に途切れるなど特異的な性質を有する.

定常的に下降流が実現されるには、断熱圧縮を相殺 する何らかの冷却源が必要である.熱帯の大部分で は、大規模下降流は放射冷却の存在によって実現され る.しかし、インド洋の下降流域は強く先鋭であり、 放射冷却のみでは定量的にこの下降流の強さを説明で きないため、インド洋上空の大気を「引きずり下ろす」 他の原因が存在すると推論せざるを得ない.

本研究の目的は、インド洋西端に「先鋭な下降流」が 存在せねばならない理由を明らかにすることである.

2 季節性・「アフリカの角」の降雨との関係

図1に, Walker 循環の月気候値を示した. インド 洋の下降流は, 4月と5月にほぼ消滅する. その後, 6 月から9月にかけて最盛期を迎え, 10月から12月に かけて再び弱化する.

この季節性は、いわゆる「アフリカの角」と呼ばれ る地域(0°-12°N, 40°E-55°E)の降水の季節性に対応 する.「アフリカの角」は、熱帯にあるにもかかわら ず、年間を通して雨が非常に少ない地域であるが、4 月と5月に"Long rains"、10月から12月に"Short rains"と言われる二度の雨季が存在する. Tierney et al. (2015)によると、第5次結合モデル相互比較プロ ジェクト (CMIP5)に参加するほとんどの全球気候モ デルは、"Long rains"と"Short rains"を再現しない.

3 熱収支解析と数値実験

熱収支の解析を行った結果,大気の上層と下層では 下降流を実現している冷却源が異なる.まず下層で は,水平移流によって相対的に冷たい空気が流れ込む ことによって冷却されている.それに対し,上層の冷 却は水平移流では説明することができない.

そこで、山岳波にともなう混合によって上空の大気

が冷却されているという仮説を立て,全球雲解像モデ ル NICAM による数値実験を試みた.エチオピア山 脈域 (3°N-18°N, 34°E-43°E)の標高を1 m とした NO_ETHIOPIA 実験では,標高を現実のままとした CONTROL 実験と比べて,インド洋上の下降流域に おける外向き長波放射が強まった.一方,鉛直流に関 しては仮説を裏付けるほどの変化はなかった.

4 結論・今後の課題

東太平洋とは対照的に、インド洋西端に位置する Walker 循環の下降流の存在理由として、放射冷却は 支配的ではない(先行研究である Naiman et al. 2017 とも整合する).特に、CMIP5 モデルにおける「アフ リカの角」の再現性が低い理由は、山岳波の再現性の 低さによって説明される可能性がある.

今後は,様々な地域の標高を低くする実験を行うこ とによって,インド洋西端に「先鋭な下降流」が解と して選択される必要十分条件を精査する予定である.

参考文献

Tierney et al. (2015), *Sci. Adv.*, **1(9)**, e1500 682. Naiman et al. (2017), *J. Climate*, **30(11)**, 4149-4163.



図1 Walker 循環の季節性. 赤道上における鉛直 風の気候値. 縦軸が気圧面, 横軸が経度. 正の値(色 の濃い部分)が下降流. ERA-Interim を使用.

秋季の台風による遠隔降水に伴う水蒸気輸送

*児玉真一, 佐藤正樹 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

秋雨の時期の日本では、日本から遠く離れた場所に 位置している台風により、前線への水蒸気供給が増加 し、多大な降水がもたらされることがある.この影響 はWang et al. (2009)[1]によると、台風による間接効果 と呼ばれ、台風自身のアイウォールやスパイラルレイ ンバンド内外の降水と区別して考えられるとしている. 北米大陸上における熱帯低気圧の間接効果による遠隔 降水は Predecessor Rain Event (PRE)と呼ばれ、日本より も研究が進んでいるものの、PRE 発生有無で環境場の 比較は行われておらず、日本の遠隔降水メカニズムを 理解するためにはまず台風接近時の遠隔降水発生有無 で環境場の比較を行う必要がある.図1に2004年台風 18号 Songda による日本の遠隔降水事例を示す.



図1 台風経路と3日間積算降水量[mm]

2. 使用したデータ

台風発生数と中心気圧,経路情報を得るために RSMC Tokyo-Typhoon Center のベストトラックデータ を使用した.降水量は緯度経度 0.1 度格子の衛星全球降 水マップ(GSMaP)を使用し,その他物理量は ECMWF による緯度経度 0.25 度格子の ERA5 を使用した.

研究手法と結果

解析期間は 2004 年から 2018 年の 15 年間の 9 月で, 950 hPa 以下まで発達した強い台風を対象にした.得ら れた台風の経路を確認したところ,その多くは大きく 2 つの経路に分類された.その内,日本への水蒸気輸送 がより大きいことが示唆された,転向しながら日本へ 接近する台風を対象に解析を行なった.

転向する台風全12事例を遠隔降水発生有無で分類す るために日本の遠隔降水定義を決めて分類した結果,5 事例が日本版の PRE,7事例が Not PRE (N-PRE)と判断 された. PRE 事例について台風中心を緯線で合わせた コンポジット解析をした結果,台風中心が北緯22.5度 の位置にある日に、日本付近に PRE が発生することが 確認されたので、その日を day0 の基準日として定めて、 1 日前(day-1)と 2 日前(day-2)について PRE 事例と N-PRE 事例それぞれのコンポジット解析を行い、発生 前の環境場を比較した. Day-2 と Day0 について 850 hPa での環境場の変化を図 2 に示す.

亜熱帯高気圧の張り出し変化を比較すると, PRE 事 例では day-2 から day0 にかけて弱化傾向, N-PRE 事例 では逆に強化傾向が見られた. 500 hPa 面でも同様の結 果が得られている. PRE 事例では台風が運んできた水 蒸気が前面の亜熱帯高気圧にブロックされ北側や西側 に抜ける経路が無くなっており, 台風の東側に特に水 蒸気が多い東西非対称なパターンが見られる. その後, 亜熱帯高気圧の張り出しが弱くなり, 日本へと向かう 北向きの水蒸気輸送が生じ, PRE の発生につながると 考えられる.



(矢印は850 hPa 水平風[m s⁻¹],等値線は850 hPa ジオポテンシャル高度[m],陰影は可降水量[mm])

参考文献

-49-

Wang, Y., Wang, Y., & Fudeyasu, H. (2009), *Monthly Weather Review*, **137**(11), 3699-3716.

熱帯低気圧のアウトフローに伴う低安定度層の成因について

*川島正行(北海道大学低温科学研究所)

<u>1. はじめに</u>

Emanuel and Rotunno (2011, J. Atmos. Sci.) は、熱 帯低気圧(TC)のアウトフローの成層は、リチャードソ ン数(Ri)を臨界値付近に保つ乱流の効果により、環境場と は無関係に決まると仮定し、これをもとに定常なTCの強 度を決める理論を提案した.近年の航空機観測により、ア ウトフローに伴い Ri および静的安定度の小さな層(以下、 Nを浮力振動数として低 N²層とする)が普遍的に存在す ることが報告されている(Molinari et al. 2014, J. Atmos. Sci.).これにより、上記の仮定の妥当性が示されている が、その形成要因に関しては、差分温位移流や雲層の差分 放射加熱など複数が提唱されており、議論の余地がある.

川島(2019年度春季大会 B455)では2017年18号台風 (TALIM)に見られた放射状の巻雲バンドの数値実験を 行い、アウトフローの上面および下面は中立~不安定成 層で、鉛直シアに平行な水平ロール状対流に似た擾乱が雲 の有無にかかわらず広範囲で存在することを報告した. 本研究ではこの数値実験結果の解析と二次元モデルによ る熱源応答実験により、TCアウトフローに伴う低 N²層 の成因について調べた.

<u>2. 結果と考察</u>

図1にWRF-ARW Ver. 3.9.1で再現した TALIM の上層 アウトフローの鉛直構造(時間・方位角平均)を示す. 等 温位線の分布から、200~300 km 付近でアウトフローの 上部、下部で、アウトフロー軸に向かう高温位、低温位の 移流があり(図1a)、上面・下面に低 N²層が形成してい ることが分かる(図1b). 温位・安定度収支解析から、温位 移流により低 N²層が作られていることが確認できたが、 このような差分温位移流が起こる理由について考察した.

この温位移流は、TC アウトフローの軸対称性・非線形 性に起因していると考えられる.動径風速(u)の絶対値は、 鉛直運動が小さくなる、ある半径 R (図1では 280 km) の外では、連続の式の制約により外向きに減少するが、こ れにより、非線形効果が必然的に大きくなる.アウトフロ 一域では、動径風自身による動径風の移流 ($-u\partial u/\partial r$) はr < R で負、r > R で正になる。この効果により、r = R付近では、単位方位角当たりの外向き質量フラックス (pru)の発散(= 外向き増加)が起こる.これを補うため、 鉛直質量フラックス収束が起こり、上から高温位の空気、 下からは低温位の空気がアウトフローに輸送され、その後 水平方向に移流されることにより、アウトフロー上面、下 面の成層の不安定化が起こると考えられる.

軸対称性・非線形性の効果を確認するため、眼の壁雲を 想定した定常な加熱に対する二次元熱源応答実験を様々 な設定で行った. なお、接線風速の初期値は0としている. 図 2a, b に、軸対称モデルで $f = 5 \times 10^{-5} s^{-1}$ とした

実験の結果(積分2日後)を示す. 加熱は r = 50 km に

置き、中層で最大(50 K h⁻¹)としている.対流圏(深さ 16 km)、成層圏の N^2 はそれぞれ 10^{-4} s⁻²、 6.25×10^{-4} s⁻²とした.角運動量の鉛直輸送により上層では超傾度風 状態となり、強いアウトフローが生じる.図1と同様、ア ウトフローの上下から高温位、低温位の輸送が起こり、ア ウトフロー軸では N^2 が増加し、上面・下面では減少する.

図 2c はf = 0 とした場合の N^2 で、アウトフローの強 度、広がりは小さくなる.しかし、アウトフローに対する N^2 の分布は定性的には図 2b と同様で、回転の効果がな くとも低 N^2 層が形成することが分かる.図 2d は slab symmetric のモデル設定での結果で、加熱の外では $\partial u/\partial r \approx 0$ となるため、非線形効果は軸対称モデルと比較 して弱くなり、 N^2 の分布は線形熱源応答(最大加熱高度 より上側で N^2 低下、下側で N^2 増加)に近いものになる.

<u>3. まとめ</u>

-50-

以上より、TC アウトフローの上面・下面の低静的安定 度層の形成において、アウトフローの軸対称性および非線 形性の効果によって動径方向の質量フラックスの発散が 起こることが本質的であると考えられる.



図 1. WRF で再現した台風 TALIM (2018)の(a)動径風速(陰影) と温位、(b) N² (10⁻⁴s⁻²,陰影)と動径風(等値線)の分布(北側 象限 90°の範囲および 2 時間の方位角・時間平均したもの).



図2. 熱源応答実験の結果. 軸対称モデル、 $f = 5 \times 10^{-5} s^{-1}$ の場合の (a) 動径風速(陰影)と温位、(b) N^2 (10⁻⁴ s⁻², 陰影)と動 -径風、(c) 軸対称モデル、f = 0の場合の N^2 、(d) slab symmetric モデル、 $f = 5 \times 10^{-5} s^{-1}$ の場合の N^2 . 灰色線は加熱の輪郭.

台風の眼のサイズに関する衛星画像の解析

鳥山菜海子¹・神山 翼¹・三浦裕亮² (1: お茶大情報 2: 東大院理)

1. はじめに

我が国の防災を考える上で,台風の予報は大きな課 題の一つである.現在,台風の「進路予報」は高信頼 度な情報が得られる一方,「強度予報」は台風の微細 構造に敏感なため発展途上である.特に,台風の微細 構造として中心的役割を果たす「台風の眼」を決定す る物理メカニズムについては,予測向上のために理解 すべきだけでなく,純粋科学としても本質的問題であ る.そこで本研究では,高解像度衛星画像を情報科学 的手法で自動解析し,高精度な「台風の眼の直径」の データを大量収集するアルゴリズムを開発した.

先行研究の Bell (1974) では、台風の眼の地理分布 や、緯度依存性の考察がなされているが、衛星観測以 前のデータに基づく研究ゆえ、データの質の信頼度が 限定的である.そこで、現代的データを用いて、Bell (1974)を「再訪」することが本研究の目的である.

2. データセットの作成

データセットは以下の手法で作成した. 国立 情報学研究所(北本朝展准教授)の Web サイト 「デジタル台風 (http://agora.ex.nii.ac.jp/ digital-typhoon/)」にアクセスする. サイトの ソースファイルを読み込み,各時刻における当該台風 の緯度・経度・中心気圧・風速の情報をパースし、最 低気圧が実現された日時の台風画像をダウンロード する (図 1). 当該台風画像において閾値を定め, 画像 を二値化する. 画像の中心に積乱雲が存在しない画 素が2個以上存在した場合「眼を検出した」と判定 し、積乱雲が存在しない画素を再帰的に探していく. 積乱雲が存在しない画素を全て調べ終えたら, それま でに調査した積乱雲が存在しない画素の合計画素数 を「眼の画素数」とする.上で得られた眼の画素数 を面積に変換し、台風の眼の有効直径を計算する. 台 風の眼の有効直径を,日時・緯度・経度・中心気圧・ 風速とともに保存する. この手法により 1979 年から 2019 年の間で計 336 個の台風の眼についてのデータ が得られた.

3. 解析結果

作成したデータセットをもとに, 台風の眼の大きさ と緯度の関係 (図 2 左), 台風の眼の大きさの年平均 時系列 (図 2 右) を作成した.

台風の眼の大きさと緯度の関係に関しては多少のば らつきがあるものの, どの緯度についても台風の眼の 大きさが 40km 程度である.一方緯度が上がるにつ れ, わずかながら眼が大きくなる傾向もあり, これは Bell (1974) と整合する.

また,時系列でみた台風の眼の大きさに関しては, 近年になるほど平均的に眼が大きくなる傾向がある.

今後はこの解析結果から台風の眼の大きさを決定す る要因を精査するとともに、上記の「台風の開眼トレ ンド」について統計的検証、およびシミュレーション による物理メカニズムの検証を進める予定である.

参考文献

-51-

Bell, G. J. (1974). WMO Tech. Conf. on Typhoon Modification, 408, 14-18.



図 1 最低気圧が実現された日時の台風画像の例. 左: 台風の眼が検出されない場合の画像.右: 台風 の眼が検出される場合の画像. (Web サイト「デジ タル台風」では画像の中心に台風の眼を合わせた台 風画像が提供されている.)



図 2 解析結果 左: 台風の眼の大きさと緯度の関 係. 右: 台風の眼の大きさの年平均時系列. 1979 年 から 2019 年までのデータを緯度, 年毎にソートし 平均することで求めたもの.

多重壁雲台風のベストトラック相互比較

*金田幸恵 (名古屋大学)、嶋田宇大 (気象研究所)、H.-C. Kuo (国立台湾大学)、 辻野智紀 (北海道大学),坪木和久 (名古屋大学)

1. はじめに

多重壁雲台風とは、一つの眼を中心に複数の同心円 状の壁雲を持つ台風を指す(図1)。先行研究[1]による と、1997年~2006年、台風225例中、55例に多重壁雲 構造がみられたのみならず、特に強い台風(カテゴリ ー4以上)においては57%以上が多重壁雲構造を経た と報告されている。強い台風の強度推定は、防災の観 点からも、きわめて重要である。そこで、多重壁雲台 風を対象に、複数の機関のベストトラックを比較した。 図1右に、台風ボラベン(2012)の例を示す。

2. データ

RSMC-Tokyo (JMA) と Joint Typhoon Warning Center (JTWC)のベストトラックから最大風速(Vmax)を 比較する。JMA は 10 分間平均風速、JTWC は 1 分間平 均風速を用いているため、JTWC の Vmax に 0.88[2]を かけた修正版 JTWC を用いる。また、JMA と JTWC で は、CI 数から Vmax への変換で異なるテーブルを用い ていることから、[3]の表 1 を用いて Vmax から逆変換 した CI 数も比較する。多重壁雲台風リストは、[4]を 2014 年まで延長して用いる。多重壁雲構造を 20 時間以 上保った事例を CEM (19 例)、それ以外の多重壁雲台 風を ERC (39 例)とする。解析期間は 1997 年~2014 年である。

3. 結果

多重壁雲構造が確立した時刻を T=0 としてコンポジ ットした Vmax の時間変化を CEM 及び ERC について それぞれ示す(図2上段)。図より、CEM は、ERC と 比較して、より強いピーク値を多重壁雲構造を確立し た時刻より6~12時間遅れで示し、さらに、このよ り強い強度を長時間持続する傾向にある。修正版JTWC 及び JMA ともに、上述の特性は共通するものの、修正 版 JTWC は JMA より強い傾向が、CEM 及び ERC とも に、ほぼ全期間でみられた。

同様のコンポジット解析を逆変換したCI数で行った (図2下段)。ERCにおいて、逆変換したCI数は、JMA よりJTWCで常に大きい。一方、CEMにおいては、多 重壁雲構造確立以前には、CI数がJMAよりJTWCで 大きい傾向がみられるが、多重壁雲構造確立後には両 者の平均値はほぼ同等になる傾向が明らかになった。

4. まとめ

多重壁雲台風を対象にJMAとJTWCのベストトラックを比較した。JMAと比較してJTWCは、多重壁雲台風の強度を常に強く出す傾向がみられた。最大風速を逆変換したCI数においても、同様の傾向がおおむねみられる。ただし、CEMについては、多重壁雲構造確立以降で両者の差異がほとんどみられなくなる。

本研究では逆変換した CI 数を用いたため、ドボラッ ク法に基づき解析された CI 数は不明である。また、台 風強度の真値も不明であることから、本来の CI 数を調 査するとともに直接観測等が必要となる。



図1 沖縄レーダが捉えた台風ボラベン(2012)の三 重壁雲構造(左)とJMA及びJTWCの最大風速の時系 列(右)。





- [2] Kamahori et al. (2006), SOLA
- [3] Shimada et al. (2020), SOLA
- [4] Yang et al. (2013), MWR

-52-

謝辞:本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度 化研究プログラム及び JP19H00705 の支援を受けた。

2018年台風 21 号と 2019年台風 15 号の

地上稠密気象観測網による気圧と風向・風速の観測結果

岩下久人(明星電気),小林文明(防大地球),諸富和臣/嶋村重治(日本無線), 原岡秀樹(フランクリン・ジャパン),鷹野敏明/高村民雄/樋口篤志(千葉大)

<u>1. はじめに</u>

2018年9月4日,台風21号 JEBIは,12時前に950hPa で徳島県南部に上陸し,その後大阪湾周辺を通り,14時前に 955hPaで神戸市付近に再上陸した.2019年9月9日,台風 15号 FAXAIは、3時前に960hPaで三浦半島を通過し,その 後東京湾周辺を通り、5時前に960hPaで千葉市付近に上陸し た.台風21号の通過時,大阪湾周辺では約40台の小型気象計 POTEKAによる地上稠密気象観測が行われていた.また,台 風15号の通過時,東京湾周辺では約60台の小型気象計 POTEKAによる地上稠密気象観測が行われていた.本稿では、 それぞれの台風事例について、一般的な気圧と風向・風速の観 測結果を報告すると共に、地上稠密観測であるが故に捉えるこ

とができた特徴的な観測結果も併せて 報告する.(本予稿では、それぞれの台 風の特徴的な観測結果のみ報告する.) なお、POTEKAの風向・風速計に関 しては、その機能性能上、設置面から 1.5mの高さで観測されており、10m の高さでの観測を標準とするアメダス の風速値に対して、POTEKAはおお よそ 1/3~1/2 程度の値に抑えられる 傾向を持つ.



図 1-1 POTEKA 気象計



図 1-2. 大阪湾周辺 POTEKA 設置状況



図 1-3. 東京湾周辺 POTEKA 設置状況

<u>2.2018年台風21号の特徴的な観測結果(気圧)</u>

図2は台風21号の中心の進行経路近傍の淡路島に位置する2 地点の観測点の気圧データである.この2地点では台風中心が 通過したと思われる時間帯の直前に,一時的に2~3hPa ほどの 極端な気圧低下が観測されていた.台風21号進行前面の北東 象限には局所的なメソ渦が存在したことが報告*(1)されている. この気圧低下データは,そのメソ渦を観測したものと考えられ, 地上稠密観測であるが故に捉えることができた結果と言える.



3. 2019年台風 15号の特徴的な観測結果(風速)

図3は台風15号の中心が上陸したとされる千葉市のある観 測点の風速データである.4:30頃までは平均で10m/s前後,最 大瞬間で25m/s前後であった風速が,5:00を前に極端に低下し, 平均で1.4m/s,最大瞬間で1.7m/sにまで落ち込んでいる.台 風が上陸した千葉市には5地点の観測点が存在したが,当該観 測点の風速低下が最も大きく,台風中心がまさに最近傍を通過 したことを示すと考えられ,地上稠密観測であるが故に捉える ことができた結果と言える.



参考文献

-53-

⁽¹⁾丸山ほか、2019:平成30年台風21号による強風・高潮災害の総合研究、平成 30年度科学研究費・特別促進費研究成果報告書

台風発生抑止の可能性の検討(1)

稻吉秀夫

(株)府中ソフトウェア

1. はじめに

台風は海水温 27℃以上の、東風と西風がぶつかり、 コリオリの力が働く海上で発生し、海から供給される 水蒸気をエネルギー源として発達する。シアーライン と呼ばれる海上付近で台風が発生すると日本に上陸す る割合が高くなる。もし、何らかの方法でこの供給水 蒸気量を半減することができれば台風の発生確率を下 げることができるはずである。ここでは、発生頻度を 予測する指標 GPI (Genesis Potential Index) [1]に基 づきその可能性を考察した。

2. GPI に基づく考察

上記した海域で低気圧の渦ができると、上昇気流と なり、積乱雲ができる。海から供給される水蒸気が上 空で冷やされると水滴となり、凝結熱が放出され、周 りの大気が加熱されて上昇気流がますます強くなる。 このようなポジティブフィードバックによって、熱帯 低気圧が発達する。これを第2種条件付き不安定 (conditional instability of the second kind; CISK) という。GPI はこの CISK に至る過程を定量的に評価す ることができる。

GPI

 $= |10^{5} \eta|^{1}.5x(RH/50)^{3}x(Vpot/70)^{3}$

x(1+0.1Vshear)^(-2)

ここで、 η は850hPa高度における絶対渦度(/s),RH は 600hPa高度における相対湿度(%),Vshearは850hPa と200hPa高度間の水平風の鉛直シアー(m/s)。

Vpot=TsCk/(ToCD) (CAPE*-CAPEb)

Ts:海面水温、Toは上層の吹き出し温度、CkとCDは熱・ 水蒸気、運動量に対する計面交換係数、CAPE*とCAPEb はそれぞれ最大風速半径及び環境場の対流有効位置エ ネルギー(Convective Available Potential Energy)で あり、最大ポテンシャル強度(Maximum Potential Intensity: MPI(m/s))と呼ばれ,海面水温と気温・水 蒸気の鉛直構造から算出される理論的な最大強度であ る[2]。

この中でRHに注目する。GPIはRHの3乗に比例する。 RH>50 であれば、急速に大きくなる。また、VpotのCk も RHに依存する。RH を何らかの方法で50% 未満にで きれば、GPI を小さくすることができる。

CISK が起きている付近の水蒸気発生量は、海面の気 温=30℃、湿度=60%,気圧=990hPa、風速=10m/s,10m のスパン とすると 81.96 g/m²/h (0.082mm/h)とな る[3]。この水蒸気は上空で凝結する時 82x600=49 kca1/m²/h の熱を出し続け、周りの空気を温めて上 昇気流を補強する。この水蒸気発生量が RH>50 の要因 であれば、これを RH<50 に下げると GPI は小さくなる。 水蒸気発生量を下げるには、その発生面積(海面)を 小さくするという方法がある。

3. 水蒸気発生量の低減案

海面の水蒸気発生面積を小さくするには、渦ができ 始めた海面を覆う方法が考えられる。それには、例え ばポリエチレンのシートで渦の根元の海面を覆う方法 がある。複数の渦が合体して大きな渦になる場合、合 体する前の数個の比較的小さな渦の海面をそれぞれ覆 う。1km-2km四方のポリエチレンシートを複数枚5千ト ンか1万トン級のバラ積み船数隻で運んで広げ、渦が 収まるまで数日間放置する。収まれば、次の渦に移動 し、7月から9月まで台風バスターズとして付近の海域 で活動する。それ以外の時期は、シアーラインの近く にある沖ノ鳥島に倉庫の様なもの(船で良い)を作り 機材を保管する。

4. 謝辞に代えて

とりとめのないアイデアで、学会発表には値しない ことは承知の上で、あえて出させて頂きます。海面を 覆い水蒸気量を減らすことで熱帯低気圧発生が原理的 に抑えられれば、これを実現することは不可能ではな いと思います。諸氏のご喝正を頂き検証したく。

5. 参考文献

-54-

[1] 村上裕之, 2011 年 1 月 "天気" 58.1, P78[~]P80

[2] 北畠尚子 etal, 2015 "気象研究所技術報告"第75 号 P5

[3] "水の蒸発量を算出するアプリ"

http://k-ichikawa.blog.enjoy.jp/etc/HP/js/vapor/ vap0.html, 2019-12-20 閲覧

LODEWAVE

(<u>LOng-D</u>uration balloon <u>Experiment of gravity WAVE</u> over Antarctica)

*冨川喜弘(国立極地研究所・総合研究大学院大学),佐藤薫(東京大学), 斎藤芳隆(宇宙航空開発研究機構宇宙科学研究所),村田功(東北大学), 平沢尚彦(国立極地研究所・総合研究大学院大学),高麗正史(東京大学), 中篠恭一(東海大学),秋田大輔(東京工業大学),松尾卓摩(明治大学), 藤原正智(北海道大学),吉田理人(総合研究大学院大学)

1. はじめに

スーパープレッシャー(SP)気球は一定の密度面を 1か月以上の長期にわたって浮遊するため、大気のラグ ランジュ的(i.e.,同一空気塊を追跡する)観測を可能 とする。そのため、背景風から見た重力波の"intrinsic" な性質(e.g.,周波数、位相速度等)を観測することが できる。約30秒間隔での気温・風速データ取得と組み 合わせることで、SP気球観測は大気重力波の全周期帯 (約5分~十数時間)の運動量フラックスや運動・ポ テンシャルエネルギーの水平分布を得ることができる 唯一の観測[1]である。本発表では、令和3年度に予定 している南極昭和基地でのSP気球観測計画 (LODEWAVE:LOng-Duration balloon Experiment of gravity WAVE over Antarctica)について紹介する。

2. 運動量フラックスの推定

本 SP 気球観測での観測物理量は気温、気圧、水平風 速、気球の位置座標であり、基本的に高層気象観測で 取得される物理量と(相対湿度が無いことを除き)同 一である。一方で、本観測が高層気象観測と大きく異 なる点は、気球が等密度面上を背景風に流されて浮遊 するため、大気重力波のラグランジュ的観測が可能で あり、その情報を用いて大気重力波による運動量フラ ックスを推定できる点である[2]。

3. 南極昭和基地大型大気レーダー (PANSY) との連携

本発表の著者らを含むグループ(代表: 佐藤薫氏) によって南極昭和基地に南極域で初めて設置された大 型大気レーダー(PANSY)[3]は、対流圏から下部成層 圏の風速3成分を高時間・高鉛直分解能で観測するこ とができ、重力波の運動量フラックスを直接推定する ことができる。SP気球による面的観測と大型大気レー ダー観測による拠点観測を組み合わせた大気重力波研 究は世界初の試みとなる。これにより、SP気球観測で 得られる(ほぼ)一定高度での面的情報を、レーダー 観測による高度方向の情報と組み合わせて 3 次元に拡 張することができる。

4. 観測計画

南極昭和基地での SP 気球観測は南極地域観測第IX 期中期計画後半(第61~63次:令和1~3年度)の一 般研究観測課題として採択され、第63次夏隊での実施 を予定している。2022年1月に3機の SP 気球を昭和 基地から放球し、それぞれ高度19km付近を2か月程度 浮遊させる。



図1 本 SP 気球観測の荷姿

参考文献

-55-

- [1] Hertzog, A., et al., 2012, J. Atmos. Sci., 69, 3433-3448.
- [2] Vincent, R. A., and A. Hertzog, 2014, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 1043–1055.
- [3] Sato, K., et al., 2014, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 118, 2–15.

最新の気象再解析データERA5における昭和基地上空での

大気重力波再現性 - PANSYレーダーとの比較

*吉田理人(総研大極域), 冨川喜弘, 江尻省(極地研、総研大), 高麗正史, 佐藤薫(東大院理)

1. はじめに

重力波は山岳やジェット気流を波源とする波で、中 間圏まで伝播し中間圏ジェット気流を減速させるだけ でなく、下部成層圏の水平風や子午面循環にも影響を 与える。この大循環への寄与は重要だが、重力波の空間 スケールが気候モデルのグリッド間隔と比べて小さい ため、全ては再現できない。気候モデルで再現するため には、パラメタリゼーションによってその効果を取り 入れる必要がある。しかし、パラメタリゼーションでは 水平伝播を考慮できないこと、南極域での観測が不足 していることから最新の気候モデルでも重力波の全て は再現できていない。

高解像度化が進む気象再解析データと観測との比較 も増えている。重力波による運動量フラックスの水平 分布は現実と近いものが再現されるが、大きさは現実 の数分の一になることが報告されている[1]。

本研究では、最新の気象再解析データERA5と南極で 唯一ほぼ全ての周波数帯の重力波スペクトルを観測で きる大型大気レーダーPANSYを用いて、昭和基地上空に おける重力波の再現性を調べた。

2. データと解析手法

ERA5は欧州中期予報センター(ECMWF)が提供する高 分解能再解析データで、高度は地表から0.01hPaまでの 137層、水平分解能は0.25度、時間分解能は1時間となっ ている。

PANSYレーダーは鉛直風を含む三次元風速が精度良 く観測できる。高度1.5kmから約22kmまでを150mおきに 観測でき、時間分解能も約200秒と高分解能である。そ のため、ほぼ全ての周波数帯の重力波のデータが得ら れる [2] 。本研究ではPANSYレーダーのフルシステム 観測が行われた2016年1月~3の期間で、ERA5とPANSYレ ーダーの風速の周波数スペクトルを比較した。

周波数スペクトルの推定にはBlackman-Tukey 法を 用いた。

3. 結果

図1にERA5とPANSYレーダーの東西風、鉛直風の周波

数スペクトルをエネルギーコンテント表示で示した。 東西風の周波数スペクトル((a),(c))では共に下部成 層圏の慣性周波数付近にピークがある。さらに、慣性周 波数より低周波数側でほぼ一致している。しかし、慣性 周波数より高周波数側に行くほどERA5がPANSYレーダ ーに対して過小評価されている。一方、鉛直風の周波数 スペクトル((b),(d))では全ての周波数帯にわたって ERA5がPANSYレーダーに対して過小評価されている。



水平運動量の鉛直輸送の比較についても報告する。

図1 風速の周波数スペクトル。エネルギーコンテン ト表示。TPは対流圏界面、2π/fは慣性周期~13時間。 (a): ERA5 東西風, (b): ERA5 鉛直風

(c): PANSY 東西風, (d): PANSY 鉛直風

参考文献

-56-

- Jwetoukoff et al., 2015, J. Atmos. Sci, 72, 3449-3468.
- [2] Minamihara et al., 2018, J. Geophys. Res. Atmos., 123, 8993-9010.

赤道半年周期振動の再解析間比較と衛星データによる検証 河谷芳雄¹,廣岡俊彦²,Kevin Hamilton³, Anne K. Smith⁴,藤原正智⁵ (¹海洋研究開発機構,²九大院理,³IPRC, Univ. Hawaii,⁴NCAR,⁵北大院地球環境)

1. はじめに

成層圏再解析国際比較プロジェクト(S-RIP: Fujiwara et al. 2017)では、様々な成層圏・中間圏現 象に対する再解析データ間の類似・相違点を見出 し、観測データによる検証及び現象の理解を進め ている。Kawatani et al. (2016, ACP)では9種類の 再解析データを用いて赤道準2年振動(QBO)の 比較を行い、赤道域成層圏東西風の表現に対して、 地点ゾンデ観測による東西風データの束縛が強 いことを示した。今回はゾンデ観測が無い高度に 存在する、赤道半年周期振動(SAO)を対象とし た結果を報告する。

2. 使用データ

本研究では、比較的新しい6種類の再解析デー タである ERA-I、ERA5、JRA-55、MERRA、 MERRA-2、NCEP-CFSR を使用した。衛星観測の 影響を評価する為、同データを同化していない JRA-55C も用いた。等圧面データは MERRA と MERRA-2 は高度 0.1hPa まで、他は高度 1hPa まで 提供されている。ERA-I、JRA55、JRA-55C の 1hPa 未満に関しては、モデル面データを等圧面データ に変換し、0.1hPa までのデータを作成した。

再解析データ間の類似・相違点を定量的に診断 する為、温度と東西風の再解析間の標準偏差を各 月で計算した。標準偏差の解析は、6 種類の再解 析間では高度 1hPa まで、MERRA と MERRA-2 で は高度 0.1hPa までを対象とした。

本研究で用いた衛星観測データは SABER と MLS である。SABER は 2002 年 1 月から、MLS は 2004 年 8 月からデータが揃っている。東西風 は衛星で観測された高度場データから、傾度風近 似を用いて見積もった(Smith et al. 2017)データを 使用した。

3. 結果

図1に1980-2010年平均した再解析間の東西風 及び温度の標準偏差の緯度-高度断面図を示す。 (a,b)が6種類の再解析間、(c,d)がMERRAと MERRA-2間の標準偏差である。東西風の標準偏 差は赤道域で極大をとり、高度と伴に南北へ広がるV字型を示す。一方で温度の標準偏差は高緯度 で大きく、赤道域では最小になる。MERRA間の 標準偏差も同様な分布をしている。コリオリカの 小さな赤道近傍では衛星温度データの東西風に 対する束縛は弱いことを示している。

赤道上の東西風標準偏差の経度―高度断面図 をみると、ゾンデ観測密度の高いシンガポール付 近で最小を示す。最小値はゾンデ観測の上限であ る高度 10hPa を超えて、高度 3hPa 付近にまで及 んでいた(図略)。地点観測が観測可能な高度を 超えて影響を及ぼすことが明らかになった。

図 2 に東西風 SAO 振幅の緯度—高度断面図を 示す。SABER と MLS のともに SAO 振幅の極大 が南半球側に現れ、Hopkins(1975)のロケットゾン デ観測と整合的である。一方、再解析で表現され る SAO 振幅の極大は、再解析間で大きく異なる。 極大値の緯度は ERA-I は 3°S、ERA5 は 4.5°S、 JRA-55 は 12°S、JRA-55C は 3°S、MERRA は 4°S、 MERRA-2 は 9.5°S、NCEP-CFSR は 13.5°S である。 また振幅の極大値は ERA-I、ERA5、MERRA で衛 星データより大きいが、NCEP-CFSR では小さい。 JRA-55 と JRA-55C との比較から、SAO 再現に衛 星が決定的な役割を果たすと言える。



図 1. 再解析データ間の相違(標準偏差)。(a,c) 東 西風、(b,d) 温度の緯度—高度断面図。(a,b) 6 種類 及び(c,d) MERRA と MERRA2 間で計算。



図 2. 東西風半年周期振動にともなう振幅の緯度 一高度断面図。

熱帯域の Lapse-Rate Tropopause 高度の季節サイクル

*高麗正史、佐藤薫(東大院理)

1. はじめに

熱帯対流圏界面層 (Tropical Tropopause Layer; TTL) は、対流圏から成層圏への物質輸送の入口であり、 TTL の気温は成層圏内の水蒸気量を理解する上で重 要である (Fueglistaler, et al., 2009)。TTL の東西平均気 温は、北半球の冬に低く、北半球の夏に高くなること が知られている。この1年周期の変動は、Brewer-Dobson 循環 (BDC) の Deep branch の変動、つまり中 高緯度の波活動度を反映していると考えられてきた (Yulaeva et al., 1994)。しかしながら、近年の研究にお いて、赤道波や BDC の Shallow branch の重要性も指 摘されている (Grise and Thompson, 2013; Ortland and Alexander, 2014; Jucker and Gerber, 2017)。本研究では、 気 温 減 率 で 定 義 さ れ る 圏 界 面 (Lapse-Rate Tropopause; LRT) に着目し、熱帯の LRT 高度の季節 サイクル (図 1) の要因を、LRT 高度診断方程式 (Kohma and Sato, 2019) に基づいて考察した。

2. LRT 高度の傾向方程式・データ

東西平均 LRT 高度 *Z*_{TP} において、温位は連続、温 位勾配は不連続であると仮定したとき、

 $\partial \bar{z}_{\mathrm{TP}} / \partial t = -[\bar{\theta}_t]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} / [\bar{\theta}_z]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}}$

= $[\bar{v}^*\bar{\theta}_y + \bar{w}^*\bar{\theta}_z + \bar{G} + \bar{Q}_{\text{Diabatic}}]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}}/[\bar{\theta}_z]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}}$ …(1) が得られる。ここで、斜体の添字は変数での偏微分を 表し、また、 $[f(z)]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} \equiv f(\bar{z}_{TP} + 0) - f(\bar{z}_{TP} - 0)$ で、 LRT の上下間の差を表す。最右辺の分子の各項は、 左から残差平均南北流 (\bar{v}^*)、残差平均鉛直流 (\bar{w}^*)、 波の非定常性、非断熱過程による加熱率を表す。熱帯 での平均圏界面はp = 100hPaなので、 $[f(z)]_{\mathrm{T}}^{\mathrm{S}} \approx$ f(p = 70hPa) - f(p = 125hPa) と近似した。解析に は 2000 ~ 2018 年の ERA-5 を用いた。カレンダー日 ごとに平均し、60 日以上の周期を持つ成分を気候値 として定義した。以下では、20°S ~ 20°N で緯度円重 み付け平均した \bar{z}_{TP} の気候値の結果を示す。



図 1: 東西平均した LRT 高度 (km) の気候値の緯 度時間断面。等値線間隔は 250 m。

3. 結果

図 2a に観測された $\partial \bar{z}_{TP}/\partial t$ 、及び、式 (1) で推定 される LRT 高度の変化率を示す。それら 2 つがよく 一致することが分かる。これは、LRT を温位勾配の 不連続点とする単純化が適当であり、式 (1) に基づ く各過程の寄与の推定が妥当であることを意味する。 また、成層圏過程は、観測された $\partial \bar{z}_{TP}/\partial t$ とよく一 致する。これは、 \bar{z}_{TP} の季節変化が主に成層圏過程で 駆動されることを示唆する。

図 2b に \bar{z}_{TP} の変化率の各成層圏過程の寄与を示 す。ここでは、季節変化に着目するために、年平均か らの偏差を示す。力学的加熱 (残差循環+波の非定常 性) の季節変化は、5~8月に \bar{z}_{TP} を下降させる傾向、 10~4月に上昇させる傾向を持つ。力学的加熱は、 \bar{w}^* の寄与が大きい。一方で非断熱加熱は、力学的加熱と 逆符号の寄与を持つがその位相は約 1 ヶ月遅れる。 ここで、2 月の \bar{z}_{TP} の下降傾向は、波の非定常性の 季節変化に起因する。また、 \bar{v}^* の季節変化は小さく、 \bar{z}_{TP} の季節変化にはほとんど寄与しない (図略)。



図 2: 20°S~20°N の気候値。(a) $\partial \bar{z}_{TP}/\partial t$ (実線)、 式 (1) による推定 (破線)、成層圏過程による変化 率 (点線)。(b) \bar{z}_{TP} の変化率に対する各成層圏過 程の寄与。力学的加熱 (実線)、非断熱加熱 (点線)、 $\bar{w}^*\theta_z$ (破線)、波の非定常性 (一点鎖線)。

4. まとめ

-58-

LRT 高度の傾向方程式に基づき、熱帯域東西平均 LRT 高度の1年周期変動の要因を調べた。LRT 高度 の季節変化は、BDC の上昇流ブランチの季節変化と、 それに対して約1ヶ月遅れる非断熱加熱の季節変化 の重ね合わせで概ね説明される。一方で、波の非定常 性も無視できない寄与を持つことが明らかとなった。

新たな3次元残差流理論に基づく成層圏循環のクライマトロジー

松下優樹、*佐藤薫、高麗正史(東大院理)、木下武也(JAMSTEC)

<u>1. はじめに</u>

Brewer-Dobson 循環 (BDC)の東西平均子午面断面 におけるクライマトロジーは、変形オイラー平均方 程式 (TEM)系の残差平均流を用いて詳細に調べら れてきた。一方、BDC は東西非一様な水平構造を持 っことも断片的な観測やトラジェクトリ解析によっ て指摘されている。しかし、その3次元的なクライ マトロジーは未解明である。これは、3次元的なラ グランジュ平均流を表現する理論が未完成なためで ある。本研究では、BDCの3次元構造を解明するた めに、準地衡方程式系において3次元残差流を導出 した。導出した式を再解析データ ERA-Interim に適 用し、12~2月 (DJF)および6~8月 (JJA)の3次 元残差流のクライマトロジーを解析した。

2.3 次元残差流の導出

本研究では、準地衡方程式系における運動方程式、 熱力学方程式、渦位フラックスの式の時間平均に基 づいて残差流(*ūa***, ūa***, wa****)の式を導出した。こ の3次元残差流は連続の式を満たす。また、東西平 均すると準地衡 TEM 系の残差流の時間平均に一致 する。これは、準停滞性擾乱と移動性擾乱に伴うス トークスドリフトをいずれも含むことを意味する。

本研究の残差流を、主な先行研究の3次元残差流 の式と比較すると以下のようになる。Plumb (1986) は、準地衡系において移動性擾乱に伴う残差流を導 出した。しかし、この残差流は停滞性擾乱によるス トークスドリフトを含まないため、本研究の式と異 なり、東西平均は TEM 系の残差流の式と一致しな い。また、Kinoshita et al. (2019) は準地衡系に基づ き、東西平均が TEM 残差流の時間平均と一致する 式を導出した。彼らは、時間平均かつ東西平均した 場を背景場とみなし、これを除く工夫をしている。 しかし、この背景場の仮定は、冬期極渦中心が極点 からはずれる場合は必ずしも適さない。これに対し、 本研究の残差流は特定の背景場を仮定しないため、 東西方向と南北方向の式の形が対称である。

<u>3. 解析データ</u>

解析には全球大気再解析データ ERA-Interim を使 用した。解析期間は 1980 年 12 月から 2017 年 11 月 の 37 年間である。ほぼ定常が仮定できる夏期および 冬期に着目した。すなわち、各年の 12~2 月 (DJF) および 6~8 月 (JJA) について 3 次元残差流を求め、 これを 37 年分平均したものをそれぞれ DJF と JJA のクライマトロジーとして、特徴を調べた。

<u>4. BDC の 3 次元構造</u>

本研究では、TEM 系の残差流で表される高緯度向 きの流れの経度構造を調べるため、ジオポテンシャ ル $\overline{\Phi}$ の等値線に直交する成分 $\overline{u_{a_{\perp}}}^{***}$ を主に解析した。 以下、 $\overline{u_{a_{\perp}}}^{***}$ と $\overline{w_{a}}^{***}$ の水平構造のクライマトロジーを 示す。

冬半球中上部成層圏は、東西平均子午面断面において、低緯度で上昇し高緯度に向かい極域で下降するBDCのDeep branch (DB)が存在する領域である。図 la に DJFの北半球 10 hPa における $\overline{u_{a_{1}}}^{***} \ge \overline{w_{a}}^{***}$ を示す。高緯度向きの流れは、60°N~90°Nの東シベリアで最も強く、この領域で下降流も大きいことがわかる。一方、60°N~90°Nの北米大陸周辺には、TEM残差流とは逆、すなわち低緯度向きの強い流れが見られる。60°Nのユーラシア大陸西部では TEM 残差流とは逆の上昇流が見られる。

JJAの南半球 10 hPa (図 1b)のDBでは、高緯度 向きの流れは、中高緯度の90°E~180°および中低緯 度の経度0°付近で特に強く、中高緯度の極大域では 下降流も最大である。一方で、TEM 残差流とは逆 の低緯度向きの流れが中緯度西半球の幅広い経度帯 で見られ、中緯度90°W~0°では上昇流も見られる。 以上のように、冬期のDBの構造には、南北両半球 ともに大きな経度依存性が存在する事が明らかにな った。



図 1. (a)DJF の北半球、(b)JJA の南半球の 10 hPa に おける $\overline{u_{a_{\perp}}}^{***}$ (矢印) と $\overline{w_{a}}^{***}$ (色) の水平断面図。等 値線は $\overline{\Phi}$ で、等値線間隔は 2950 m² s⁻²。極点に 5 m s⁻¹の矢印を示す。

<u>5. まとめ</u>

東西平均が TEM 系と一致し、不可逆な輸送を表 現する3次元残差流を導出した。この3次元残差流 を再解析データに適用して BDC の3次元構造のク ライマトロジーを調べ、BDC は強い経度依存性を持 つことを示した。発表では下部成層圏・上部対流圏 に存在する BDC の Shallow branch の結果も示す予定 である。 大規模アンサンブルデータを用いた成層圏のプラネタリー波伝播の解析 *松山裕矢(九大院理)、廣岡俊彦(九大院理)

1. はじめに

松山・廣岡(2018 年秋季大会)は、JRA-55 再解析デー タ(Kobayashi et al., 2015)を用いて E-P フラックス(Andrews et al., 1987)を計算し、冬季北半球 30hPa 面における下方 伝播事例の統計解析を行い、波数1が卓越した事例が多 いことを明らかにした。また、松山・廣岡(2019 年秋季大会) は、Wave Activity Flux(Plumb, 1985)を計算し、30hPa 面 で下方伝播が現れやすい経度領域と、その時の背景場の 卓越波数や高気圧の位置との関係を示した。

一方、地球温暖化により成層圏が寒冷化すると、極夜 ジェット強度や構造の変化と共に、波の伝播が変化するこ とが推測される。本研究では、大規模アンサンブルデータ d4PDF(Mizuta et al., 2017)を用い、成層圏中のプラネタリ -波の下方伝播が、温暖化に際しどのように変化するのか を調べた。今回は帯状平均2次元場において議論を行う。 2. 使用データ、解析手法

気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 によって 計算された大規模アンサンブルデータ d4PDF の中の、過去 実験(100 メンバー; HPB)の 1951 年~2011 年と、6 種の 4°C 上昇実験(各 15 メンバー)中 3 種(CC、GF、HA)の 2051 ~2111 年を、日平均して用いた(データの詳細は Mizuta et al., 2017 参照)。水平格子は 2.5°×2.5°、高度領域は 1000hPa~0.5hPa である。解析期間は、11 月~3 月とした。

波の伝播の指標としてE-Pフラックスを使用し、30hPa面 にて 60N-80N で緯度平均した E-P フラックスの z 成分 (EPFz)が、-4.0×10⁴kgs⁻² を下回った時、強い下方伝播が 発生したとみなして事例を抽出した。この抽出は、全波数、 波数1、2 成分の各 EPFz について行った。抽出した事例 集団は、全波数事例、波数1事例、波数2事例と呼ぶ。 3. 結果

アンサンブルメンバーごとに抽出した 60 冬季の事例数を、 各実験で平均したものを図 1 に示す。JRA-55 で同様の抽 出を行うと、波数 2 事例の抽出事例数は波数 1 事例の約 半分であったが、図 1 の HPB の抽出事例数を見ると、波数 2 事例の事例数が他の事例に比べて多い。また、過去実 験と 4°C上昇実験を比較すると、全波数事例と波数 1 事 例の抽出事例数に大きな差は見られないが、波数 2 事例 の事例数は温暖化による増加傾向が明瞭にみられる。 次に、成層圏に進入するプラネタリー波が、温暖化によっ てどのように変化するかを調べる。メンバーごとに 100hPa 面 の冬季平均 EPFz を計算し、それを各実験で平均すると、 過去実験よりも 4°C上昇実験の方が大きかった。(図は省 略)。この結果より、成層圏へ進入する波にともなう EPFz の 総量は、温暖化によって増加することがわかった。

最後に、下方伝播発生時の極夜ジェット構造を比較す る。図2は、CCの全波数事例の合成図解析の結果から、 HPBの全波数事例の合成図解析の結果を引いた、帯状 平均東西風の緯度高度断面図を示す。この図より、CCの 方が成層圏内の西風がより強いことがわかる。これと同様 の結果が、他の波数事例や実験間においてもみられた。

4. 考察、まとめ

EPFz を用いて、過去実験と 4°C上昇実験の下方伝播 事例数を比較すると、波数 2 事例の事例数の顕著な増加 がみられ、下方伝播時の西風構造を比較すると、4°C上 昇実験の方が、西風が強くなる傾向がみられた。一方、温 暖化により、上向き EPFz の総量は増加した。

図 2 の結果は、地球温暖化によって成層圏は寒冷化し、 西風ジェットがより強くなる傾向と一致する。全波数事例 や波数1事例は温暖化による変化はみられず、一方で上 方伝播の EPFz はむしろ増加した。これらのことから、波数2 成分の上方伝播ができない程度に西風が強まり、波数2 事例の下方伝播事例数のみが増加したものと考えられる。





-60 -

図1 メンバーごとに抽 出した事例数の各 実験での平均値。エ ラーバーは±標準偏 差を示す。

図 2 CC の全波数 事例の合成図解析 の結果から、HPB の 全波数事例の合成 図解析の結果を引 いた、帯状平均東 西風(ms⁻¹)の緯度高 度断面図。

2019年南極成層圏突然昇温の熱帯対流圏への影響 - 成層圏規定アンサンブル予測実験による評価 -

*野口峻佑^{1,2}, 黒田友二³, 小寺邦彦², 渡邉真吾¹ (1: 海洋研究開発機構, 2: 気象研究所, 3: 気象大学校)

1. はじめに

成層圏突然昇温 (SSW) にともなう Brewer-Dobson 循環の強化により,熱帯域の積雲対流活動が活発化す ることが,近年の研究により示されてきた (e.g. Kodera 2006; Eguchi and Kodera 2007; 2010; Kuroda 2008; Kodera et al. 2011; 2015). もしこの応答が頑健ならば,SSW 後 の高緯度域における環状モード偏差の下方伝播と同様 に,熱帯域 (およびその影響を受ける中緯度域)の対 流圏においても,成層圏循環をよく再現できた場合の 中長期予測の精度向上に期待を抱くことができる.

本研究では、2019 年 8 月下旬から 9 月中旬にかけて 南極域上空で生じた SSW を題材として、アンサンブ ル予測実験を行い、その熱帯域対流圏への影響を調べ た.その際に、再解析データへのナッジングにより成 層圏循環変動を規定した擬似予測実験を追加し、SSW の再現に失敗した予測データとの比較を行うことで、 応答の頑健性の評価を試みた.

2. 実験設定

まず、8月1日から9月15日までの毎日を初期日に とり、積分期間2か月のアンサンブル予測実験を実施 した.予測には解像度 T_L 159L60の気象研究所大気大 循環モデルを用いた.初期値としては JRA-55 へ摂動 を付加することで各日51メンバーを用意し、境界条件 としては SST 初期偏差持続の設定を採用した.

ついで, SSW ピークを再現できなかった 8 月上旬の 初期日より, JRA-55 へのナッジングによって成層圏状 態を拘束したアンサンブル予測実験を実施した. 拘束 にあたっては, 拘束開始高度での人為的な挙動を抑え るために, 下部成層圏から上部成層圏まで徐々に (*i.e.* 40 hPa から 1 hPa までの範囲で重みが 0 から 1 へと遷 移するように) 拘束を強め, 1 hPa での緩和時間を 0.1 日に設定した. 拘束以外の設定は上記と同様である.

3. 結果

本稿では,8月10日から開始した通常の予測 (Free 予測) と成層圏規定擬似予測 (Nudged 予測) の比較結 果について記す.

まず,図1(a) および(b) に示した温度時系列より, 成層圏のナッジングが機能していることがわかる.こ の初期日からの Free 予測では,ほとんどのメンバー で極域の昇温を再現できておらず,熱帯域下部成層圏 の降温も捉えられていない(ほぼ気候値的).それに対 し,Nudged 予測では,拘束領域以下の下部成層圏でも 概ね循環変動を規定できている. そして、両予測の比較の結果、この SSW の影響の 有無により、熱帯域の対流活動に有意な差異が現れて いることが明らかとなった.この時期の Hadley 循環 の上昇流域は北緯10-20度に存在するが、この緯度帯で 上部対流圏の上昇流が有意に強化されている(図 1c). 外向き長波放射(OLR)等の水平分布でみても、フィ リピン諸島-インドシナ半島やメキシコ沖、アフリカ大 陸北部で対流活動が活発化している様子を確認できる (図 2).ただし、これらの応答のシグナル/ノイズ比は、 下部成層圏までの応答と比べて格段に小さく、積雲対 流スキーム等の設定にも依存する.発表では、これら の点について議論を展開したい.





図 2: 図1(c) と同様. ただし,9月後半の OLR 差の経度緯度断面.

-61 -

中層大気の長期データ同化プロダクトの作成

*小新大、佐藤薫、高麗正史 (東大院理)、渡辺真吾 (JAMSTEC) 、宮崎和幸 (NASA JPL)

1. はじめに

中間圏の力学には対流圏や成層圏とは異なり、非地 衡成分である重力波の役割が重要であり、ロスビー波 との協働についても指摘されている。また、中間圏の 循環を介した南北半球間結合の存在が示唆されている が、重力波変調に対する定量的な検証はほとんど行わ れていない。現在、中間圏は人工衛星や各種レーダー などで観測されているが、全球的な解析を行うには頻 度や密度が十分でない。各気象機関等により提供され ている再解析データは中部成層圏までを対象としてい る。上部成層圏及び中間圏のデータ同化についてはい くつかの研究機関で行われているが、開発段階にあり 長くても数か月の期間に注目した実験がほとんどであ る ([1]など)。本研究では、Koshin et al. (2019)[2] で開 発した中層大気を対象とするデータ同化システムをさ らに改良し、中間圏も観測している Aura MLS データ が入手可能な 2004 年 8 月 13 日から現在まで、約 15 年 間の解析値の作成に取り組むことにした。

2. データ同化手法

現在開発しているデータ同化システム[2]をもとに、 Incremental Analysis Update (IAU) を適用し非現実的な 擾乱を抑えた改良版 (2019 年度秋季大会で発表) を用 いた。同化する観測値として、TIMED SABER (z=25~ 110km) 及び DMSP SSMIS (z=25~80km) を新たに加え た。モデルの水平解像度は約 300km (T42)、鉛直解像度 は約 1km、アンサンブルメンバー数は 50 とした。

同化サイクルの繰り返しにより解析値を改善するため、解析期間はなるべく連続していることが望ましい。 しかし、同化には多くの計算時間が必要なので期間を3 つに分割して行うことにした。すなわち、2004年8月 13日~2008年12月31日(Stream1)、2008年11月15 日~2013年12月31日(Stream2)、2013年11月15日 以降(Stream3)の3期間である。

3. 結果

計算が終了している Stream2 の期間について、図 1 に東西平均気温(北緯 70~80 度)及び東西風(北緯 60 ~70 度)を示す。2009 年1月中旬から成層圏界面が下 降し、西風が逆転している。その後、高度約 85km には Elevated stratopause が現れ、約2か月かけて下降してい る様子も見てとれる。 図2に突然昇温時に該当する2009年1月24日12UTC の鉛直構造を示す。高度約30~80kmでは2つに分かれ た極渦が見られ、ほぼ順圧的な構造を持つ。高度約80 ~100kmでは極渦は西に傾いている。さらに上方では、 下の高度とは位相が連続していない惑星波の構造がみ られる。

4. 今後の展望

長期解析値を用い、中間圏及び下部熱圏を含む全中 層大気における南北半球間結合などグローバルな場の 解析及び対流圏への影響についての解析を行う。また、 解析値を高解像度モデルの初期値として用い、重力波 を含む現実的な場の計算も計画している。

参考文献

[1] Eckermann et al. (Mon. Wea. Rev., 2018)

[2] Koshin et al. (Geosci. Model Dev. Discuss. 2019, in revision)



-62 -

マルチセンサの衛星観測によるオゾン全量のバイアス補正

*直江寬明¹,松本隆則²,上野圭介³,眞木貴史¹,出牛真¹,竹内綾子^{2,4} ¹気象研究所,²気象庁環境気象管理官付,³高層気象台,⁴国土交通省環境政策課

1. はじめに

継続的なオゾン衛星観測がはじまった1978年から 今日まで、膨大な衛星観測データが蓄積され、オゾンの 長期再解析も実施されている。オゾン全量の衛星観測 の利点は、1日程度で全球観測を行い、気象学的な変動 を検出するのに 十分な空間解像度があることである。 衛星観測の欠点は、測器の経年劣化、測器校正のドリフ ト、リトリーバル・アルゴリズムの変遷、測器間データ の不連続性が挙げられる。地上からのオゾン全量観測 の利点は、定期的に測器間で比較較正を行っており、継 続的な観測も多い。地上観測の欠点は、観測地点が全球 的にまばらで北半球中高緯度に偏っていることである。

オゾン全量の衛星観測データを地上観測から補正し た結合データセットはこれまで数多く作成されてきた。 目的はオゾンの長期トレンド解析で、そのほとんどは 月平均値を元に補正を行っている。一方、長期再解析で 使用するオゾンデータは、衛星センサーの器差、経年劣 化を補正しないデータを使用しており、気象場とオゾ ンの同時データ同化には課題が多い。両者間のオゾン データセットは使用目的が異なっており、互いに利用 されることは普通ない。発表者の知る限り唯一の例外 は、van del A et al. [1,2] によるオゾン全量の結合データ セットで、複数の衛星測器観測データを Level 2 デー タを用いて補正を行いオゾンの長期再解析を行った。

本研究は彼らの手法を応用し、時間的に高分解能な 結合データセットを作成する [3]。そのために利用可能 な 20 種類の Level 2 衛星観測オゾン全量データを 40 年間 (1978-2017) 分取得し、地上からのオゾン観測と 比較して、2 種類の方法でバイアス補正を行う [3]。

2. 方法

入手可能な Level 2 衛星データセット (20 種類: TOMS/N7, TOMS/EP, GOME, TOGOMI, SCIAMACHY, TOSOMI, OMI-TOMS, OMI-DOAS, GOME-2A, GOME-2B, OMPS-NASA, OMPS-NOAA, SBUV/N7, /N9, /N11, /N14, /N16, /N17, /N18, /N19)を 1978-2017 年間、全て取 得する。ドブソン及びブリューワーオゾン分光光度計 の地上観測オゾン全量データは WOUDC から取得する。 これらのデータセットを一元的に管理・処理するため に統一形式でデータアーカイブする。衛星が地上観測 上空近傍を通過したとき、衛星観測時刻の正午4時間 以内、観測地点地上距離差50-200km以内のデータを抽 出して、daily overpass データを作成する。ここでは2種 類のバイアス補正法を用いる。時間方向に線形単回帰 を行う補正法と、時間、太陽天頂角、オゾンの有効温度 を説明変数とした線形重回帰による補正法である。

3. 結果

図1に、重回帰式を用いてバイアス補正しマルチセンサを結合して作成したオゾン全量と、バイアス補正なしの結合オゾン全量の差の例を示す。低緯度で正の 偏差、南極海で負の偏差がみられる。これはオゾンの有効温度が低緯度で低く、高緯度側で高く、その補正が行われた結果とみることができる。



図1 重回帰でバイアス補正したオゾン全量 (DU) と補正なしの差の例、2008 年 10 月の月平均値。

参考文献

- [1] van der A, R.J., et al., 2010, Atmos. Chem. Phys, 10, 11277-11294.
- [2] van der A, R.J., et al., 2015, Atmos. Meas. Tech., 8, 3021-3035.
- [3] Naoe, H., et al., 2020, J. Meteor. Soc. Japan, 98, (accepted).

謝辞 本研究は環境省推進費 (S-12) および科研費 (JP18K03748) により実施された。

南極域におけるオゾン全量変動と力学場の関係 II 劉光宇・廣岡俊彦(九大院・理)・江口菜穂(九大・応力研)

はじめに

前回の発表(2019 年度秋季大会 C159)に おいては、2000 年以降でオゾンホールが最小 規模となった 2012 年と 2017 年の事例に対 し、オゾン体積混合比データからオゾン全量 に換算したデータを用い、変形オイラー平均 (TEM)方程式系(Andrews 他 1987)に基づく オゾン輸送の時間変動について検討した。そ の結果、2012 年と 2017 年冬季高緯度オゾン 全量の時間変動は、冬季の大規模波動の時間 変化とよく対応することがわかった。そこで 今回は、換算したオゾン全量データを用い、 解析期間の気候値と比較しながら、残差平均 子午面循環による輸送と、大規模波動の渦輸 送の定量的解析を行った。 使用データと解析手法

本研究で用いるオゾンデータは、アメリカ 航空宇宙局(NASA)作成の、Aura衛星搭載 のMLSに基づくオゾン体積混合比データで、 衛星軌道上で与えられている値を経度緯度方 向に5.0°×5.0°の格子点値へ変換した。鉛直方 向に高度9.4kmから75.2kmの38層で与え られているオゾン体積混合比データを鉛直積 分し、積分高度範囲のオゾン全量に換算した (以下オゾン全量)。力学場データは、気象庁 55年長期再解析(JRA-55)データの日平均値 を使用した。オゾン場及び力学場データの解 析期間は2005年から2017年の13年間であ る。

力学場の解析は変形オイラー平均(TEM) 方程式系を用いて行った。

<u>結果</u>

まず、南半球高緯度において、8 月から 10 月まで、オゾン全量の時間変動について調べ

-64-



図1.2012年8月から10月における、南緯60 ~80度の平均オゾン全量の時間変動(太実線)。 解析期間の気候値は点線、標準偏差をエラーバ ーで示す。

た。図1は、2012年8月から10月までの期 間について、南緯 60 度から 80 度までで平均 したオゾン全量の時間変動を示す。太実線は オゾン全量、点線は解析期間の気候値、その 標準偏差はエラーバーで示す。この図より 2012 年冬季高緯度にオゾン全量は間欠的に 変動し、特に10月10日ごろにオゾン全量の 時間変動が例年よりも強く増加したことがわ かる。一方、成層圏中の大規模波動の活動度 を示す 100hPa における EP フラックス鉛直 成分の時間変動(図は省略)と比較したとこ ろ、大規模波活動度は間欠的に変動し、高緯 度のオゾン全量の時間変動とよく対応してい た。同様に 2017 年についても調べたところ、 この年は9月11日ごろにオゾン全量の時間 変動が例年より強く増加したことが確認でき た (図は省略)。

発表では、オゾンホールが小規模だったこ の二つの年について、オゾン全量変動に及ぼ す、残差平均子午面循環による輸送と、大規 模波動による渦輸送の収支ついて詳細な議論 を行う。

泊原子力発電所からの放射性物質放出に対する相対的リスク評価

稲津將・鈴木隼斗(北大院理)・梶野瑞王(気象研)

1. はじめに

大気拡散沈着モデルによる放射性物質拡散 シミュレーションを用いた福島第一原子力発 電所事故の決定論的な事後評価研究は多くな されている。本研究ではそれを応用して、北 海道泊原子力発電所に対する確率論的なリス ク評価を実施した。本研究は同発電所から半 径 30km 圏内のみを対象とする。

2. 実験と分析方法

本研究では Kajino et al. (2016)の移流・拡 散・沈着・崩壊の各過程を含むラグランジュ モデルを用いた。実験は 2010 年~2016 年ま での 7 年間の毎日、初日 24 時間の一定単位 放出を行い、4 日間の計算を実施した。物質 の位置・放射性物質量を代表する粒子を毎分 2 個放出した。Cs-137:I-131:Cs-134=1:10:1 に 固定した。粒子を駆動する気象データは気象 庁メソ解析データである。

リスク評価は、各実験で実効線量の最大値 が 1µSv/h となる Cs-137 総放出量[PBq]を求 め、その中央値(図の 50%値)によった。実効 線量はOIL判断基準である地表に沈着した放 射性物質からの外部被曝のみとする。無沈着 日が 50%以上の場所は欠損値とする。この分 析方法は、季節・風向・降雨状態など、デー タに条件を課しても可能である。

3. 結果

図は春夏秋冬別のリスク分布である。上空 に西風が卓越するため半径 30km 圏東部への リスクが相対的に高い。冬季は半径 30km 圏 の東部で相対的に極めて高いリスク(0.1-1PBq)であるに対し、西部は無沈着率が 60-70%となった。総放出量の約半分は半径 30km 圏に沈着した。夏季は半径 30km 圏の東部・ 北西部で相対的に高リスク(1-10PBq)である が、総放出量の 80%が半径 30km 圏外に出た。 両季節とも積丹半島・南後志の山を避けるた めに真北・真南への沈着量は少ない。

特定の風向ごとにリスク評価を分類した (図略)。西風は全事例の 30%であり半径 30km 圏東部で相対的に極めて高いリスク (0.1-1PBq)である。南西風は全事例の 20% であり半径 30km 圏北東部で相対的に高いリ スク(1-10PBq)である。北西風は全事例の 14%であり半径 30km 圏南東部で相対的に極 めて高いリスク(0.1-1PBq)である。本研究 では積雪による遮蔽効果や放出高による沈着 量依存性も確かめた。なお、本研究は Inatsu et al. (2019, JMSJ)に受理済である。



図. 春夏秋冬別、実効線量 1µSv/h となる総放出量の中央値(Cs-137 放出量 PBq)。灰色は無沈着率が 50% 以上の場合である。

-65-

衛星搭載ドップラー風ライダーの測定精度検証 *岩井宏徳,青木誠,大城満,石井昌憲(情報通信研究機構)

1. はじめに

2019 年度秋季大会において,地上リモートセンサと ラジオゾンデを用いた欧州宇宙機関(ESA)の衛星搭 載ドップラー風ライダー(Acolus)の風データの精度検 証の初期解析結果について報告した.本報告では世界 各地の高層気象観測データを用いた精度検証結果につ いて報告する.

2. 比較検証方法

Aeolus は Rayleigh 散乱と Mie 散乱によるドップラー シフトを分離して、それぞれの視線方向風速(LOS) を計測する波長 355 nm の直接検波方式のドップラーラ イダーを搭載している. 解析には ESA 提供の L2B プロ ダクトに含まれている Horizontal LOS (HLOS; 概ね東 西風)や scattering ratio などを用いた. 高層気象観測デー タはワイオミング大学の Web ページで公開されている ものを利用した. 00/12 UTC 放球の前後 1 時間(23~ 01 UTC / 11~13 UTC)の Aeolus 軌道から 100 km 以内 のデータを選択して比較に用いた. Aeolus と高層気象 観測の HLOS の差(エラー)からバイアス(bias)と中 央絶対偏差(scaled median absolute deviation (MAD))を 計算し、それぞれ systematic error と random error の指標 として用いた.

3. 結果

本報告では 2020 年 8 月から 12 月の期間の観測デー タに関する解析結果を示す. 第 1 図に各高度 (PBL: <2 km, Troposphere: 2 – 16 km, Stratosphere: > 16 km) での Aeolus の Rayleigh / Mie と高層気象観測データの HLOS の比較結果を示す. systematic error の観測要求精度は 0.7 m/s であり, Rayleigh / Mie ともに観測要求を満たし ている. Aeolus はレーザ A が不調だったため (レーザ A の期間の systematic error は 2~3 m/s), 2020 年 6 月に 冗長系のレーザ B に切り替え, その後の較正作業によ り systematic error が大幅に改善された. 一方, random error の観測要求精度は PBL が 1.0 m/s, Troposphere が 2.5 m/s, Stratosphere が 16 m/s であり, Rayleigh / Mie ともに 全高度領域で観測要求に対して顕著に大きい.

エラーの要因調査のため、各種パラメータ(風速, scattering ratio,水平距離差など)に対するエラーの依

-66-

存性を調査した. Rayleigh では Mie 成分の影響が大き い (scattering ratio が大きい) 下層で systematic/random error が大きくなる傾向が見られた. Rayleigh / Mie とも に水平距離差が大きくなると空間代表性の問題で random error が大きくなる傾向が見られた.

4. まとめ

高層気象観測データを用い, Aeolus の風データの精 度検証を行った. Rayleigh / Mie ともに systematic error の観測要求を満たしているが, random error は観測要求 に対して顕著に大きい, という結果が得られた. エラ ーの要因として scattering ratio や水平距離差の影響が考 えられるが, 観測緯度、高度など他のパラメータの影 響についても更なる調査が必要である.

発表では、Aeolus 打上後から引き続き NICT で行っ ている地上設置型ドップラーライダーとラジオゾンデ を用いた精度検証、および、気象庁 WINDAS を用いた 解析結果についても報告する.



図1 Aeolus の(a-b) Rayleigh と(c-d) Mie の HLOS と 高層気象観測データの HLOS の比較.

謝辞:本研究の一部は科学研究費補助金(課題番号: 17H06139,19K04849,および19H01973)の支援を受 け実施された.ここに謝意を表す.WINDASデータは 気象庁より提供された.

多波長 HSRL/ラマンライダーで観測される エアロゾルの光学特性 *及川栄治、岡本創、佐藤可織 (九州大学応用力学研究所),

西澤智明 (国立環境研究所), 工藤玲 (気象研究所)

1. はじめに

波長 355nm の高スペクトル分解ライダーATLID を搭載した EarthCARE 衛星が 2021 年に打ち上げ予定である¹⁾. 高スペクトル分解ライダー (HSRL) では, 2006年に打ち上げられた CALIPSO 衛星搭載ミーライダーとは異なり, 粒子の後方散乱係数, 偏光解消度, ライダー比を直接的に導出可能である. これらの情報が 雲・エアロゾルマスクで利用され, さらに, 雲やエアロゾルの種類の判別するためのパラメータとなる.

近年, HSRL の地上・航空機観測は拡充されつつあ り,衛星アルゴリズムの開発や検証に役立てられるよ うになってきた.そこで,本研究では,NASA の航空 機搭載 HSRL の観測データを用いて,波長 355nm の粒 子の光学特性のデータ解析を行った.

2. 方法

NASA の航空機キャンペーン ORACLES では,レー ダーやライダー, 微量気体を測定するための観測機器 を搭載した航空機によって,森林火災で発生するエア ロゾルと雲の観測が実施されている²⁾.航空機に搭載さ れたライダーHSRL-2³⁾では,波長532nm と 355nm の2 つの波長で HSRL 機能が達成されている. 偏光解消度 はこれら2つの波長に加え,1064nm でも測定可能であ る.本研究では,2016 年 8 月19 日にアメリカ合衆国 南部にて氷雲とエアロゾルが観測された事例のデータ 解析を行った.

3. 結果

図1は,2016年8月19日にアメリカ合衆国南部で HSRL-2によって観測された粒子後方散乱係数と波長 比、雲とエアロゾルの識別結果を示している.17:40 UTCから18:40 UTCにおいて,高度7km以下で観測さ れた粒子は後方散乱係数が小さいことからエアロゾル と推定される.一方,18:40 UTCから20:15 UTCにかけ て高度9kmから15kmにかけて観測された粒子は地表 付近の粒子より後方散乱係数が大きいことから氷雲と 推定できる.

今後,雲とエアロゾルを識別した航空機搭載 HSRL の観測データの粒子の光学特性のデータを地上観測の ラマンライダーの結果⁴⁾と比較などを行い,エアロゾル 種ごとの光学特性や EarthCARE 衛星観測に対応した 355nm の波長のみで雲とエアロゾルを識別するための パラメータの調査を行う予定である.



図1. 2016年8月19日にアメリカ上空で観測された粒 子後方散乱係数(a),粒子後方散乱係数の波長比 (532nm/355nm)(b),雲とエアロゾルの識別結果(c).

参考文献

- Illingworth, A. J., et al, 2015, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 1311-1332.
- [2] Zuidema, P., et al., 2016, B. Am. Meteorol. Soc., 97, 1131-1135.
- [3] Burton, S. P., et al., 2015, Atmos. Chem. Phys., 15, 13453-13473.
- [4] Nishizawa, T., et al., 2017, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 188, 79-93.

-67-
カーボンバジェットの方法論 *筒井純一 (電力中央研究所) Tsutsui J. (Central Research Institute of Electric Power Industry)

1. はじめに

地球システムのモデリング研究などから,全球平均 の気温上昇と人為 CO₂の累積排出量が近似的に比例す ることが知られるようになった.この関係にしたがう と,地球温暖化を 2℃ 未満に抑えるといった目標が累 積 CO₂排出量と対応づけられる.表題のカーボンバジ ェットは、このような地球温暖化の緩和策の文脈で使 われる累積 CO₂排出量を指す.カーボンバジェットの 数値は気候政策で注目を集めるが、その科学基盤は発 展途上にある.ここでは、2018 年の IPCC 特別報告書 「1.5℃ の地球温暖化」(SR15) に示されたカーボンバ ジェットを精査して、評価方法の課題を議論する.

2. SR15 で評価されたカーボンバジェット

カーボンバジェットはシンプルな比例式を前提とす るが、目標達成の確率が付随し、非 CO2 要因の扱いに 任意性があるなど、理解が難しい面もある. 確率は比 例定数(累積 CO2排出量に対する過渡気候応答:TCRE) の大きさに関係し、非 CO2 要因はその全体の放射強制 力がカーボンバジェットとトレードオフ関係になる.

SR15 では、TCRE については、2013 年の IPCC 第5 次報告で評価された>66%幅から正規分布を仮定した 分位点を設定し、非 CO₂強制力については、その時点 で収集された多数のシナリオからピーク昇温に占める 非 CO₂寄与分を表す回帰式を設定している.カーボン バジェットは、現在の昇温水準(2010 年、0.97°C)か ら目標温度までの CO₂寄与分に対して、50%・66%確 率の TCRE (1000 GtCO₂当たり 0.45°C・0.55°C)で評価 し、2011–2017 年の排出量(290 GtCO₂)を差し引いた 2018 年以降の残余値を示している(図1).比例式は、 原点を本来の工業化前ではなく現在に置くことで現在 のずれを回避した上で、非 CO₂ の回帰式を上乗せする 形をとっている.この非 CO₂調整は TCRE が約 1.2 倍 になることに相当する.

方法論の課題

カーボンバジェットには,SR15で説明されるように, 様々な不確実性がある.最大の不確実要因となる CO₂・非CO₂排出に対する気候応答の不確実幅は,1.5°C 水準の場合で±400 GtCO₂とされ、その下限はカーボン バジェットの値を打ち消すほどである. この幅を狭め るには、TCRE を左右する過渡気候応答やエアロゾル の有効放射強制力に関する理解向上が必要となる.

非 CO₂排出についてはシナリオの不確実幅も示され るが(±250 GtCO₂),他の要因とは性質が異なるため, 解釈を容易にする仕組みが必要であろう.

現在までの温度上昇の推定幅も少なからず評価に影響する(±250 GtCO₂).中央値は0.97℃であるが、この値にはさらに全球平均気温の定義の問題もある.0.97℃は気温ベースの推定値であり、SR15の地球温暖化の定義(陸上気温と海面水温の観測から欠測域を除いて重みづけ平均)では0.87℃となる.0.1℃の差は50・66%確率で190・150 GtCO₂に相当し、SR15 には0.87℃の場合の評価も併記される.政策面での混乱を避けるためにも定義の統一が望まれる.



図1 SR15 のカーボンバジェット評価(文献[1] 図1 を引用). 図中数値の単位はGtCO₂. 比例式に基づく直 線は2010年からの昇温が0.3-1.2℃の範囲を示し,便宜 上その下端と2010年の間を細線で結んでいる.

謝辞: 文科省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」の支援のもとに実施した.

参考文献

-68 -

[1] 筒井純一, 2020, 月刊ビジネスアイエネコ 地球環 境とエネルギー, 53, 2, 68-71.

季節進行に伴う極東トラフの強化と秋雨前線帯の形成 *竹村和人 (気象庁気候情報課, 京大院理)

1. はじめに

秋前半を中心に日本付近に停滞し,長雨をもたらす 秋雨前線は,台風の接近等に伴う影響と重なることに より,しばしば大雨をもたらす原因となる.日本付近 の季節進行に伴って発現する前線の形成メカニズムに 関して,梅雨前線に関する研究はこれまで盛んに行わ れてきた一方[3],秋雨前線に関する,特に季節進行に 関連した形成メカニズムは明らかではない.本発表で は、9月平均の気候値に基づき,秋雨前線帯の気候学的 形成メカニズムに関する解析結果について報告する.

2. データと解析手法

大気循環場のデータには、水平解像度 1.25°, 鉛直 37 層(1000~1hPa)からなる気象庁 55 年長期再解析デー タ(JRA-55[1])の、8~10月期間における各月平均を 用いた.気候値は 1981~2010年の 30 年平均値、擾乱 成分は帯状平均からの差で定義した.9月における季節 進行は、10月と8月における気候値の差に基づく1か 月あたりの変化量で定義した.偏相関解析における統 計期間は、1958~2018年の各年9月である.

3. 結果

9月気候値における,40-70[℃]N 平均した高度擾乱成分 の経度-鉛直断面図をみると(図 1),対流圏上層では, 極東トラフが季節進行とともに深まり,本州における 西谷傾向の強化を見て取れる.一方,地表面付近では, 季節進行に伴う放射冷却の強化に対応して,ユーラシ ア大陸において高気圧が強化・卓越している.この強 い傾圧的構造と関連して,大陸東部から極東にかけて, 波束の鉛直伝播が明瞭であり,極東トラフの強化に寄 与している.

次に、対流圏内で鉛直積算した Q ベクトル及びその 収束発散をみると(図 2a)、秋雨前線帯に対応した帯状 の上昇流域(図省略)に沿う Q ベクトルの収束が明瞭 であり、前線帯における力学的上昇流の存在を示して いる.さらに、Q ベクトルの収束域では、対流圏中層 における暖気移流のほか(図省略)、極東トラフの下流 側における強い正渦度移流も明瞭にみられ(図 2b)、力 学的上昇流に寄与している.

さらに、本州~その東海上の領域を対象とした、対

流圏上層における渦度移流,中層における温度移流と **Q** ベクトル収束発散との偏相関解析より,上層の強い 正渦度移流が,秋雨前線帯の形成により大きく寄与す ることが,定量的に示された(図表省略).

これらの結果より,秋雨前線帯の気候学的形成には, 対流圏中層における暖気移流と比べて,上層における 正渦度移流による寄与がより大きく,季節進行ととも に深まる極東トラフとの強い関連性を示している.





図1 40-70°N 平均した高度擾乱成分の,9月気候値(等値線;単位:m)及び季節進行(陰影;単位:m mon⁻¹)の経度-鉛直断面図. 矢印は波の活動度フラックス[2]
 (単位:図右下を参照)を示す.



図 2 9 月気候値における, (a)850-200hPa で鉛直積算 した Q ベクトル (矢印; 単位: s⁻¹) 及びその収束発散 (陰影; 単位: 10⁻¹⁶ m⁻¹ s⁻¹), (b)200hPa 渦度移流 (陰影; 単位: 10⁻¹¹ s²), 水平風 (矢印; 単位: m s⁻¹) 及び絶対 渦度 (等値線; 単位: 10⁻⁵ s⁻¹).

参考文献

-69-

- [1] Kobayashi et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [2] Plumb, 1985, J. Atmos. Sci., 42, 217–229.
- [3] Sampe and Xie, 2010, J. Climate, 23, 113–134.

回転同軸円筒内の熱塩対流

大和田 真由¹・河村哲也¹・神山翼・¹(1: お茶大情報)

1 はじめに

回転水槽実験とは、水を入れたバームクーヘン型の容器の側壁に温度差をつけながら回転させることによって、流体に発生する運動を観察し、地球規模の流れの構造を理解することを目的とした実験のことである.発生する運動は、地球の自転と極・赤道の温度差によって引き起こされる対流を表すと考えられる.

本研究では、南極周りの海流を念頭に置き、今まで の回転水槽実験で行われていた温度差という要素以外 に、塩分濃度の差を取り入れることによって、熱と塩の 対流にどのような変化が生じるのかを調べるために数 値シミュレーションを行った.

2 モデル化・格子生成

2.1 計算領域と境界条件

高さが1で、中心からの距離が2の内円、中心からの距離が3の外円からなる同心円筒の水槽を考え、その水槽の回転による温度と塩の対流の様子を調べる.

赤道付近では水分の蒸発が起きやすく赤道付近の塩 分濃度が高い場合 (case1) と,極は水分だけが凍るた め凍らなかった塩によって極付近の塩分濃度が高い場 合 (case2) に分けて比較を行う.初期状態では内側の 温度を 0.0 とし,外側の温度を 1.0 とする.これはそ れぞれ極と赤道に対応させたものになる.円筒を中央 で水平方向に切断した面の対流を比較していく.

2.2 格子

格子数は周、半径、高さ方向に 30 × 120 × 30 とした. 各方向の比率が x: y: z = 1: 1: 1 である直交等 間隔格子を用いる.

3 計算方法

以下の式を円柱座標系で表現し、フラクショナル・ ステップ法を用いて解く. $\Delta t = 0.005$,計算ステップ は 100,000 回とした.

連続の式

$$\nabla \cdot v = 0$$

Navier-Stokes 方程式

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \left(v \cdot \nabla \right) v = -\nabla P + \frac{1}{Re} \Delta v + \left(\alpha T - \beta S \right) k$$

温度方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(v \cdot \nabla \right) T = \left(\frac{1}{Re \cdot Pr} \right) \Delta T$$

塩分の濃度方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \left(v \cdot \nabla \right) S = \left(\frac{1}{Re \cdot Sc} \right) \Delta S$$

t: 時刻, P: 圧力, v: 流速, T: 温度差, S: 密度差, k: 鉛直方向単位ベクトル, Re: レイノルズ数, Sc: シュミット数, Pr: プラントル数, $<math>\alpha, \beta:$ 浮力に関係する無次元パラメータ

4 結果と考察

図の見方について。4 つの大きな図は左上が $\alpha = \beta$ 、 右上が $\alpha > \beta$ 、左下が $\alpha < \beta$ 、右下が $\beta = 0$ となって いる。その中の 20 ケースの図は縦軸が α の値で上か ら 0.22,0.44,0.66,0.88 である。横軸はレイノルズ数で、 左から 500,1000,1500,3000,5000 である。

4.1 温度

時間ステップ数 30,000 における熱の対流結果は以下 の Fig4.1 になった。時間ステップ数 30,000 を表示し ているのは、この時間ステップで最も差があったから である. レイノルズ数を大きくすると軸対称性が崩れ た.Case1 では、温度の効果を塩分の効果より高めた方 ($\alpha > \beta$)が、温度の対流が強くなっている.Case2 では、 塩分の効果がない ($\beta = 0$)と、対流が弱かったことか ら、塩分の効果が働いていた.Case1 と Case2 の違いは、 温度と塩分の効果が打ち消し合っているか (Case1)、高 め合っているか (Case2) によるものと考えられる.

4.2 塩分濃度

Case1 (時間ステップ数 100,000) と Case2 (時間ス テップ数 10,000) における塩分分布をそれぞれ Fig4.2 の左 と右 に示す.表示している時間ステップ数は、最 も差が出たため選んだ.Case1 では対流に時間がかか り、Case2 では対流に時間がかからないことがわかっ た.Case1 の流れのパターンを見ると、αを大きくする と対流が起こりやすかった.Case2 の流れのパターンを 見ると、レイノルズ数 1500 の時に、対流が起きづらい が、それを越すと顕著な対流が生じた.Case1 と Case2 に共通して、レイノルズ数を大きくすると軸対称性が 崩れた.

4.3 まとめ

今回,南半球での海洋大循環に着目し塩分効果を含めた熱塩対流のシミュレーションを行い支配パラメータの影響を検証した.レイノルズ数を大きくすると軸対称性が崩れた.また,熱による浮力と塩分による浮力が相殺するケースでは,対流が見えにくいことが分かった.

今後は、現実の現象との対応を調査する予定である.

Fig.4.1:Tの様子(左: Case1、右: Case2)

Fig.4.2: S の様子 (左: Case1、右: Case2)

-70-

MRI-AGCM,NHRCM を用いたパナマでの気候変化予測協力 *仲江川敏之・佐々木秀孝・楠昌司 (気象研究所・気象業務支援センター) R. Pinzon, J. Fabrega, J.S. Galan (パナマエ科大学)

1. はじめに

気象庁・気象研究所では、JICA の気象、気候に関す るプログラムに対して、長期間に亘り協力を行ってき た。JICA 地球温暖化研究支援プロジェクトでは、気象 研究所が文科省プロジェクトの下で開発してきた 20km 全球大気モデル MRI-AGCM による温暖化予測全 球ダウンスケーリング実験結果を解析することで、従 来の温暖化予測研究では空間解像度ではできなかった 国別の温暖化予測が可能となり、好評を得てきた[1]。 これらは集団研修で、短期のものから長期のものまで さまざまな形で実施されてきた。こうした活動の中、 ラテンアメリカ人への研修が多くなっていた折、個別 案件(専門家)「パナマ運河流域における水循環への気候 変動の影響」で、高解像度温暖化予測活動について 述べる。

2. パナマ国とカウンターパート

パナマ国は、北海道ほどの面積で、北緯9度ほどの ところに位置し、中米と南米の境界にある。19世紀は コロンビアの一部であったが、パナマ運河建設ととも にパナマとして独立した。パナマ運河は、太平洋と大 西洋を南北に結ぶ運河で、閘門内で注排水することで、 高低差のある水面を船が航行できる。パナマ運河はパ ナマ国 GDP の大きな部分を占めているので、運河庁は 将来の降水、水資源変化に大きな関心を寄せている。

研究のカウンターパートは、パナマ工科大学水理水 工学センターである。パナマには気象学科を構える高 等教育機関はなく、関連科目が開講されている程度で ある。気象水文観測は、パナマ運河流域は、運河庁、 それ以外の地域では、国営送電公社(ETESA)が担って いて、その水文気象部が、WMOの加盟機関である。

3. 研究成果

JICA のプロジェクトの性格上、カウンターパート研 究者、学生に論文を執筆してもらうことが、能力開発 という点で、重要である。当初は気候温暖化予測につ いての講義から始め、解析手法、論文執筆などについ て指導し、議論を重ね、論文として、成果をまとめる ことができた[2,3]。図1にはその一例として、Pinzon et al. (2017)がA1Bシナリオ下で中米7首都の今世紀 末の気候が、現在のどの都市の気候と類似しているか を同定した結果を示している[3]。このほか、日本側研 究者もパナマ国に関する研究を推進している[4]。



図1 A1B シナリオ下で中米7首都の今世紀末の気候の気候アナログ。矢印の始点がターゲットの首都、終点が気候アナログ地点(Pinzon et al. (2017)のFig.2より転載)。[3]

パナマ国内は多様な降水分布を示し、気候変化の影響 評価には、MRI-AGCMの20km空間解像度では十分ではな く、力学的領域ダウンスケーリングを用いた研究を、 両国の様々な支援の下に現在実施している[5]。今後も、 JICAを始めとした様々な支援の下に、幅広い研究分野 で協力しながら研究を推進したい。

謝辞:本研究はJICA、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)」、国土交通省「開 発途上国研究機関交流事業」、パナマ国科学技術革新局 (SENACYT)から様々な形での支援を得た。

参考文献

-71-

- [1] 楠昌司, 2020. 2020 年度春季大会予稿集, 117.
- [2] Fabrega et al., 2013. Hydrol. Res. Lett. 10.3178/hrl.7.23
- [3] Pinzon et al., 2017. Hydrol. Res. Lett. 10.3178/hrl.11.106.
- [4] Nakaegawa et al., 2019, PLOS ONE, 10.1371/journal.pone.0224662
- [5] 佐々木ほか, 2020. 2020 年度春季大会予稿集, 117.

GSM 地上とニューラルネットワークを用いた山形県内の降雪量解析の試み

高野 哲夫((一社)日本気象予報士会)

<u>1.諸言</u>

冬になると、東北・北陸地方の日本海側の地域は豪雪に 見舞われる.このため、地域の住民や行政・産業界の雪の 情報に対する関心は非常に高い.他方、人工知能技術の発 展が目覚ましく、その気象分野への応用についても期待と 関心が高まっている.

筆者はこれまで、ニューラルネットワークを用いて山形 県および新潟県の冬季降水域の解析を試みてきた(高野 2016, 2018).本研究では、気象庁数値予報モデル(GSM) の格子点値を入力変数、山形県内の降雪量を出力変数とす るニューロ・モデルの試作および予測実験を実施した.

2.ニューロ・モデルの構造と学習

第1図に使用する GSM 格子点を示す.山形県域に対応 するのは東西方向 4×南北方向 7 の計 28 格子点である. 各格子点において地上気温および降水量の予報値から降 雪量を推定・積算した値(推定降雪量)を入力変数とした. なお,降雪量は次式で定義される雪水比 r(T)を用いて計算 した.ここで, Tは各格子点の地上気温 (\mathbb{C}) である.

$r(T) = 1/\{1 + exp(T)\}\$

第2図にニューロ・モデルの構造を示す. ニューロ・モ デルは3層構造であり, ユニット数は, 入力層 28, 中間 層 28, 出力層 14 である. GSM の 28 格子点における推 定降雪量を入力変数とし, 山形県内 14 地点における 12 時間降雪量の観測値(18 時~06 時)を出力変数とした. 機械学習は誤差逆伝播法に基づき, 93 件の訓練パターン を 10 万回反復するものとした.この訓練パターンは 2016 ~2018 年の各 1~2 月の予報値・観測値を基に生成した.

また,ニューロ・モデルの内部では,パラメータの値は 全て0から1の任意の実数として処理される.このため, 入力変数 x_{in} は内部入力値 s_{in} に変換し,内部出力値 s_{out} は 出力変数 x_{out} に逆変換する仕様とし,この変換・逆変換に は次式を適用した.

$$s_{in} = \frac{1}{4} \left(\frac{x_{in} - m_{in}}{\sigma_{in}} \right) + \frac{1}{2}$$

 $x_{out} = (m_{out} - 2\sigma_{out}) + 4\sigma_{out} \cdot s_{out}$

ここで、x は降雪量、m は降雪量の平均値、 σ は降雪量 の標準偏差、添字の in は入力側、out は出力側を表す.

3.ニューロ・モデルの計算結果

上記の機械学習を行ったニューロ・モデルを用いて, 2019年1~2月(59日間)について予測実験を試みた. 一例として2019年1月18日18時~19日06時の予測と 実況の比較を第3図に示す.両者共に県の北東部と南西部 に降雪量の極大域が現れており,分布傾向は概ね一致して いる.しかし,降雪量が過大または過小に予想される地点 も多く,引き続き改善の余地がある.

4. 参考文献

高野哲夫,2016:ニューラルネットワークを用いた山形 県内の冬季降水域・気温分布の解析.日本気象学会2016 年度春季大会講演予稿集P406.

高野哲夫,2018: ニューラルネットワークを用いた新潟県 内の冬季降水域の解析. 日本気象学会 2018 年度秋季大 会講演予稿集,D461.



第1図 使用した GSM の格子点 図中の×印(28 格子点)が山形県域に対応



第2図 ニューロ・モデルの構造 入力変数:推定降雪量,出力変数:12時間降雪量



左:予測,右:実況,破線:極大域

UAE 上空におけるエアロゾル・雲の直接観測(その2)

*折笠成宏¹,村上正隆^{2,1},田尻拓也¹,財前祐二¹,篠田太郎² (1気象研究所,2名古屋大学宇宙地球環境研究所)

はじめに 1

UAE 降水強化科学プログラム「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, UAE ア ルアイン国際空港を拠点に2017年9月、航空機観測を計 14 フライト実施した。UAE 北東部の山岳域に主に発生す る日周対流雲は夏季に多く出現し、自然の雲・エアロゾル における微物理構造について、主にエアロゾル・雲粒の鉛 直分布、雲底周辺の上昇速度などを報告した(折笠ほか、 2019 秋季大会)。今回は引き続き、氷晶の鉛直分布、CCN 過飽和度スペクトルの特徴を報告する。

観測データ 2.

観測用航空機は日本から輸送した B200T 機(ダイヤモ ンドエアサービス(株所有)を使用し、気象要素と併せてエ アロゾル・雲・降水の直接観測が可能な各種測定機器を搭 載した。対流雲は数事例観測したが、そのうち比較的発達 したと思われる、2017年9月16日と20日の事例につい て上昇流コアとの相対的位置から雲粒子の分布を調べる。 CCN 計(DMT 社 CCN-200)は、0.1.0.3.0.5.0.7%の4 段階で CCN 数濃度を測定したが、過飽和度スペクトルは雲底直 下で得られた平均数濃度から求める。同時に、雲底周辺で の雲粒数濃度と上昇速度の最大値も集計し、Twomey (1959)による理論的近似解との比較も併せて調べる。上昇 流コアの定義は、村上ほか(2015、気象研究ノート)を参 考に、測定された雲水量・雲粒数濃度・上昇速度を基準に した。

3. 結果

2017年9月16日の事例について、氷粒子の数濃度と平 均粒径の関係を、高度別に示したのが図1である。上昇流 コアとの相対的位置関係も示した。上昇流コアでは数濃度 が他の領域と比べて数濃度が低く、平均粒径は大きい傾向 があり、対照的に周辺域は数濃度は高く平均粒径は小さい 傾向があることが分かった。これはどの高度でも類似した 特徴である、2017年9月20日の事例でもほぼ同様であっ た。

雲事例だけでなく、良好な CCN 計データが得られた 10 事例において、雲底直下での過飽和度スペクトルを図2に 示す。日毎のスペクトル変化が大きく、9月16-18日は同 じ過飽和度でのCCN 数濃度が高く、一方で9月12,14,20,23 日は低い傾向が分かる。近似曲線のスペクトルを基に、過 飽和度や上昇速度との関係を今後調べる。図3は、SMPS と CCN 計データから求めた吸湿度(Kappa)の鉛直分布 である。低い過飽和度ではバラツキが比較的小さく、吸湿 度が0.01から0.1のオーダーであるが、高い過飽和度では バラツキがさらに大きいことが分かる。但しシーディング 影響の除去は行ったが、まだ雲内の影響は十分除去できて いない可能性があり、データ品質の点検を引き続き行う。



図1 高度 500m 間隔毎の氷粒子数濃度と氷粒子平均体積直径の関係. カラーは上昇流コアとの相対的位置関係を表す(2017年9月16日の事例).



2019年台風 19号に対する海面水温偏差の感度実験

*飯塚 聡(防災科研)、川村隆一(九大院・理)、中村尚(東大先端研)、美山透(JAMSTEC)

1. はじめに

2019年台風 19号 (Hagibis) は、伊豆半島に上陸後、 関東・東北地方を縦断したため、東日本の各地で記録 的な大雨となり、甚大な被害をもたらした。この台風 の特徴として、発達期に 24 時間で 77hPa もの急激な気 圧低下を示し、中心気圧 915hPa の猛烈な勢力にまで発 達した点の他に、伊豆半島への上陸直前でも中心気圧 955hPa の大型で強い勢力を維持していた点などが挙げ られており、その一因として平年よりも高い海面水温 の存在が指摘されている[1]。



図1:2019年10月10日における海面水温偏差と台風 19号の経路。単位は℃。

北西太平洋の広い範囲で0.5度以上、小笠原諸島の西 では1度以上、さらに日本南岸の黒潮や三陸沖では2 度以上も平年よりも高い水温となっていた(図1)。本 研究では、台風19号に対する上述の海面水温偏差の影響について数値実験により調べた結果を報告する。

2. モデルおよび実験の概要

モデルは WRF を使用し、水平解像度 6km と 2km の ネスティングとした。大気の初期値と境界値には ERA5 を、海面水温は気象庁の MGDSST を使用した。海面水 温は時間変化させず、10月 10日 0時から 13日 12時ま で数値積分を行った。コントロール実験においてレー ダ解析値の雨量分布を概ね再現していることを確認後、 図1の正の水温偏差を除去した実験(P00)、33 °N 以北 の1.5度以上の水温偏差を除去した実験(P15)などを 行い、コントロール実験との比較から海面水温偏差の 影響を調べた。

感度実験の結果

図2は、P00実験とP15実験における11-13日の48時間積算雨量の増減量を示したものである。P00実験では台風がコントロールよりも発達せず、東北南部から

関東地方の広い範囲で降水量が 10~20%程度減少して いるのが見られる(図 2a)。このような結果は、台風強 度の発達・維持に対する海面水温の重要性を指定して いるこれまでの研究[2]などから推測される結果と言え る。一方、P15 では降水域の位置ずれに伴う三陸沿岸で の降水量の減少が顕著であり、その差は P00 実験と同 程度の変化量である(図 2b)。このことから、三陸沿岸 での降雨に対しては、1.5 度以上の水温偏差、即ち、日 本南岸の黒潮や三陸沖の黒潮続流域での水温偏差が影 響を及ぼしていると考えられる。



図 2:(a)P00 実験および(b)P15 実験の 11-13 日の 48 時 間積算雨量とコントロール実験の値との差。単位は mm。

先行研究[3]では、台風の左側の風で黒潮周辺を通過 する空気塊が海面水温の違いにより変質を受け、その 空気塊が台風中心に運ばれた結果、気圧差が生じるこ とを指摘している。しかし、コントロール実験と P15 実験において台風経路と中心気圧にはほぼ差は認めら れない一方、台風の循環場には系統的な差が見られた。 三陸周辺で降水のあった時刻での水蒸気フラックスの 比較から上記の循環場の差により、三陸沿岸に太平洋 から運ばれる水蒸気フラックスが減り、P15 実験におけ る積算降水量の差が生じていると考えられる。両実験 間でのこのような循環場の差は、積分開始から 24 時間 後にはすでに顕在化しており、その後もほぼ持続して いた。この非対称構造の形成は、台風の移動速度や構 造自体の変化による可能性があるが、その詳細なプロ セスは現在解析中である。

参考文献

- [1] 気象庁, 令和元年台風第 19 号とそれに伴う大雨な どの特徴・要因について(速報), 2019.
- [2] Emanuel, K., Mon. Wea. Rev., 128, 1139–1152, 2000.
- [3] Fujiwara et al., J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2019JD031356, 2019.

謝辞

-74-

本研究は、19K24678, 19H05697の支援を受けました。

ドローンで観測された三次盆地で発生する放射霧の 気象要素の鉛直プロファイル

*西原 大貴・大橋 唯太(岡山理科大学生物地球学部),重田 祥範(公立鳥取環境大学環境学部)

1. はじめに

広島県北部に位置する三次盆地は、東西約40km、 南北約25kmの規模を有し、西日本では最大規模の 放射霧が発生する。過去の研究では、盆地全域にわ たる霧の動態解明を目的とした地上気象観測が行わ れてきた(草本,2008)。しかし、霧内部を対象とし た上空の気象観測は過去に例が少なく、霧内部の気 象学的特徴は不明な点も多い。そこで本研究では、 さまざまな学術分野で活用されはじめたドローンを 使って、霧の鉛直気象観測を行った。

2. 観測概要

ドローン観測は2019年10月20~23日と11月9 ~13日(うち11日は雨天で中止)に実施し、観測 時刻は午後5時・午後9時・午前6時である。ただ し、10月は午前6時のみの観測となった。このうち 午前6時が霧の発生している時間帯に相当する。観 測は、江の川の河川敷と高谷山の斜面2か所の計3 地点で順次行っていった。使用したドローンは SwellPro 社製の SPLASH DRONE 3+で、小型の気象 機器を搭載させ、地表から50m・100m・150mの3高 度で1分間のホバリング測定を行った。ただし、日 没後の午後9時の観測には、Holy Stone 社製の HS120D(重量200g未満)を使用した。観測項目は 気温・相対湿度・露点温度・気圧

の4項目で、測定機器はSHTDL-3(SysCom 社製)とTR-73U(T&D 社製)を使用した。なお、午後9 時の観測では気圧の測定を実施 していない。

3. 解析方法

1分間の測定データ(サンプリ ング間隔1秒、データ数60)の うち、後半30秒間のデータから 気温と比湿の平均値を算出し、 鉛直プロファイルを作成した (図1,図2)。気温の後半30秒 間のデータのばらつきは、平均 値±0.1℃以下であった。2019 年 11月11日午後5時~12日午前6 時と12日午後5時~13日午前6 時について、気温および比湿の 鉛直分布を比較した。また、ドロ ーンに搭載されたカメラで撮影 した映像から霧の頂部(top)と底 部 (bottom) の高さを判定し、放 射霧の厚さを推定した。

4. 結果と考察

図1に、ドローンで観測した 気温の鉛直分布と霧層の厚さを 示す。12日と13日の午前6時に 発生していた霧層の厚さを比較 すると、12 日午前6時(図1a)の霧層の厚さは推 定150mであったのに対して、13 日午前6時(図1 b)の霧層の厚さは推定250mであった。霧層の厚さ に100m程度の差がみられたのは、放射冷却の始ま る時間が関与したと考えられる。11日、霧発生前の 午後5時(図1a)には、高度とともに乾燥断熱減率 に従って気温は低下していた。午後9時になると盆 底からの高度50~100mで気温の逆転層がみられ、 放射冷却が始まっていたとわかる。一方の12日の夕 方(図1b)は、霧発生前の午後5時の段階で既に盆 底からの高度100~150mで気温の逆転層がみられ、 前日よりも放射冷却の始まりが早いとわかる。また、 霧層内部の気温変化は両日とも湿潤断熱減率に従っ て低下し、霧の頂部より上では気温の逆転がみられ た。

図2に比湿の鉛直分布と霧層の厚さを示す。霧発 生前の午後5時と霧発生後の午前6時の比湿の差を みると、11~12日(図2a)は約0.2g/kgであった。 一方の12~13日(図2b)は、盆底からの高度50~ 100mで比湿の差が約0.7g/kgあり、前日と比較して も大きいとわかる。これは、11~12日に比べて12~ 13日のほうが凝結した水蒸気量が多かった可能性 があり、両日で霧層の厚さに差がみられた要因の一 つとして考えられる。



図1 ドローンで観測した気温の鉛直分布。(a) 2019 年 11 月 11~12 日と(b) 2019 年 11 月 12~13 日の結果。赤塗りのプロットが霧層の内部での値を表す。プロットを結ぶ点線 は、観測を行った1地点目と2地点目の間、2地点目と3地点目の間を示す。



-75-

2018 年 8 月 27 日に関東地方周辺に発生した雷雲の観測

*岩田和樹,纐纈丈晴,高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

2018 年 8 月 27 日の昼から夜遅くにかけて, 関東地 方で大気の状態が非常に不安定となった. 気象庁解 析雨量から世田谷区付近では約 110 ミリ, 練馬区で は 74.0 ミリなどの激しい雨がもたらされたことがわ かった. また, 東京管区気象台が行った聞き取り調 査によると 19 時半から 20 時ごろにかけて練馬区東 大泉, 杉並区上井草では降雹が確認され, SNS では 激しい雷も報告されていた. 本研究では埼玉大学に 設置されたマルチパラメータフェーズドアレイ気象 レーダー(MP-PAWR)を用いて, 降水システムの解析 を行った. MP-PAWR は 30 秒でボリュームスキャン でき, 対流雲の発達を捉えるのに有効である. また, 落雷のデータには関して(株)中電シーティーアイの LLS(Lightning Location System)を用いた.

2. 観測結果・考察

MP-PAWR では、レーダー反射因子(ZH)に加えて、 レーダー反射因子差(ZDR)、偏波間相関係数(ρHV)、 伝搬位相差変化率(KDP)等のパラメータを観測でき る. ZH と ZDR は KDP の値を用いて減衰補正[1]を 行った.

図 1 に降雹が報告された地点付近における ZH, ZDR, KDP, pHV の鉛直-東西断面を示す. 図中のコン ターは 30dBZ 以上の ZH を 10dBZ 間隔で示してい る。高度 4km 以下において ZH の値が高い領域が KDP の値の高い領域と一致しているが, pHV は 0.9 未満の領域が混在し, ZDR においては負の領域も確 認できる. これは降雨のみでは説明できないことを 示唆している. 図 2 では, 落雷数の時間変化を示し ている. 高度 7km(-10°Cに相当)における ZH の空間 分布の時間変化と LLS の落雷数を比較したところ, 落雷位置では, 40dBZ 以上の ZH の領域が存在して いるが, 落雷数が減少した 21 時以降では, 40dBZ を 超える ZH はほとんど確認されなくなった.

3. **今後の**計画

XRAIN とのデュアルドップラー解析を行い,風速 場を推定し,降水粒子の生成メカニズムと対応づけ る.対流雲が発達していた領域内での ZH, ZDR, KDP, ρHV, w(鉛直流)の評価を行い, LIDEN(Lightning
 Detection Network system)による雲放電, LLS による
 落雷の極性, 電流値等との比較を行う.



図 1.19時46分のZH,ZDR,KDP, pHVの緯度35.747 度における鉛直-東西断面



図 2. LLS による緯度 35.5-36.0 度, 経度 139.5-140.0 度 の範囲における落雷数の時間変化

参考文献

-76-

[1] Park et al., J. Atmos. Oceanic Technol., 22, 1621-1632.

謝辞:: MP-PAWR は総合科科学技術・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」におい て開発された. LLS のデータは(株)中電シーティー アイから提供いただいた.

労働生産性の外的環境依存性 ~都市が発展しやすい気候帯は存在するのか~ _{芹沢悠-郎、宮本佳明(慶應義塾大学)}

1. 背景

日本は、長い労働時間で高い GDP を実現してお り、今後の労働人口の減少を踏まえても、労働生 産性を大きく改善する必要がある。その一つの方 法として、労働環境を見直すという策が考えられ る。人間には快適に過ごせる温度・湿度があり、 例えば以前クールビズ用に設定されていた 28 ℃ のように非科学的に決められた基準は、労働生産 性を著しく低下させると考えられ、科学的に最適 な値を定める必要がある。室内環境学概論では、 室内環境をコントロールした実験を行い、室温 22 ℃が最適と結論づけている(室内環境学会 2010)。

そこで考えられるのが、まだ労働環境を制御で きなかった時代に、都市がその場所に発展した理 由の一つに、気候学的要因があるのでは?と言う 点である。もちろん政治・経済など様々な要因が あげられるが、酷暑の土地や極寒の土地では発展 しづらいことも考えられる。つまり、労働に最適 な気候条件を満たす土地で、都市が発展してきた と考えられる。本研究では、世界で発展した都市 における気象変数の気候値の統計を調べる。

2. 方法

第一に、世界中の人口 75 万人以上の都市を抽出 した。その結果、世界の7地域、北中央アメリカ・ 南アメリカ・ヨーロッパ・アジア・オセアニア・ 中東・アフリカでそれぞれ、24・12・31・44・11・ 13・26 つの都市が抽出された。

次に、(気象庁データ)から、各都市の緯度・経 度に最も近い点における年平均気温、降水量、湿 度、日射量、晴天日といった気候データを取得し、 解析した。

3. 結果

図1に抽出した都市の分布を示す。北緯 30-40 度に最も多く存在していることが分かった。この 極大から南北に行くにつれて都市数は減少し、北 緯70度を超えると都市は確認できない。また、南 緯40度以南にも都市は見られない。

次に各都市における気温・降水量の気候値の関 係を調べた(図2)。平年気温が10-20℃範囲と 平年降水量が500-1500 mm/yの範囲に都市分布が 集中している。基本的に気温が高いほど降水量が 多い。気温が高いが降水量が低い都市も存在する が、基本的に両者には正の相関が存在する。降水 量が1200 mm/yを超える都市は、平均気温が約 12℃以上であることがわかる。さらに降水量が 2000 mm/yを超える都市は、気温が約22℃以上で ある。最も都市の数が多かった降水量500-700 mm/yは、全ての気温帯に存在しており、それもあ って数が多かったと考えることができる。



図1 人口 75 万人の都市の分布



図2 世界全体の都市における平年気温(横軸) と平年降水量(縦軸)の散布図

参考文献

-77-

- [1] 室内環境学会,2010:室内環境学概論
- [2] 堤, 早稲田大学、2013:低湿度環境が在室者の 快適性、知的生産性に与える影響に関する研究

太陽放射の計算における雲の分布の影響について

北川裕人 (気象大学校)

1. はじめに

数値予報モデルでは、計算効率の観点から、大気中の 太陽放射の計算に2流近似がよく使われる.また、平行 平面大気の近似や独立気柱近似(ICA)もあわせて用いら れる.これらの近似では、放射を鉛直1次元に計算する ため、現実とは異なった放射が再現されることになる.

しかし、様々な大気に対して、これがどの程度の違い を生じるのかはあまり明らかではない.今回、大気中の 雲の分布に注目して、放射計算に与える影響を調べた.

2. 調査方法

大気の2次元断面(水平/鉛直)に、様々な雲の分布 (配置や非一様性)を仮定して2種類の放射計算を行い、 その結果を比較した.計算方法は、独立気柱近似(ICA) による鉛直1次元の計算、および計算コストの低い2流 近似を応用した2次元2流近似計算(2D-2stream)であ る.また、これらの妥当性を検証するために、厳密計算 (2次元モンテカルロ計算)の結果も適宜使用した.

評価は、大気の平均の吸収率、反射率、および透過率 の比較により行った. 雲の分布の影響を詳しく見るため に、様々な雲の分布の仮定に対して、太陽天頂角や雲の 光学的厚さを変化させて計算を行った.

3. 評価結果

ここでは、同じ種類の2つの雲層を、領域の中央付近 で鉛直に重ねて分布させた場合の調査結果を示す.評価 は、太陽天頂角が0,10,20,30,40,50,60,70,80°,雲の 光学的厚さが1,2,5,10,20,50,100の各事例で行った.

1次元の計算は、2次元の計算よりも大気の透過率を大 きく、吸収率を小さく見積もる傾向がみられた.これは、 1次元計算では、太陽光が斜めから入射する際に、鉛直に 重なる雲の影響が適切に扱えないことが原因と考えられ る.差は、太陽天頂角がやや大きいとき(40~70°)に、 光学的厚さの大きい雲(20~100)の分布で顕著である. このため、1次元計算を使用する場合には、太陽放射の 地表面吸収を過大に、大気吸収を過小に評価する可能性 が示唆される.

また、1次元の計算は、2次元の計算よりも大気の反射 率を小さく見積もる傾向もみられた.この反射率の過小 評価は、太陽天頂角の比較的大きい(60~70°)、中程度 の厚さの雲(10~20)の事例で顕著であった.これも、 1次元計算の、重なった雲に対する不十分な扱いに原因 があると考えられ、大気-地表面系のエネルギー収支の 評価に影響を与える可能性がある.

4. 問題点

1次元と2次元の計算の比較の妥当性を評価するため に、厳密計算(モンテカルロ計算)との比較もあわせて 行った.これによると、2次元計算は雲による散乱と吸 収を1次元と比較して適切に扱うことができている一方、 いくつか問題があることも確認された.例えば、2次元 計算は雲層の側面での放射吸収を過剰に見積もる傾向が あり、側面で生じる強い散乱の再現が過小である.この ため、2次元との比較に基づく1次元計算の評価は定性 的には可能であるが、定量的な評価は困難である.2次 元計算の高度化(特に雲層側面の計算)が必要になる.



図 1: 中段は太陽天頂角 60°, 水平 16.5 km / 鉛直 12.8 km の大気中に,光学的厚さ 100 の 2 層の雲(高さ 5 km と 8 km 付近)が重なり分布する場合の,モンテカルロ法に よる下向き正味フラックスの計算結果(側面は周期境界). 上段と下段はそれぞれ大気上端と下端における下向き正 味フラックス(単位 Wm⁻²)で,モンテカルロ法(黒線), 1 次元計算(青線),および 2 次元計算(赤線)の結果を 表す.

対流圏上層における砕波形状の緯度分布 *山本晃立,伊賀啓太(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

blocking 高気圧は対流圏界面付近における孤立渦と して検出される現象であるが、一旦形成されると長期 的な天候不順をもたらすことがあるため、これまで多 くの研究がなされてきた.一方、上空の寒気を伴って驟 雨をもたらすこともある cut-off 低気圧と呼ばれる低気 圧がある.これも、渦の符号は反対であるが、やはり対 流圏界面付近における孤立渦として見ることができる.

いずれも発生段階を Rossby 波の砕波と捉える見方が あるが、多くの場合それぞれを別の現象として研究さ れてきた.そんな中、低気圧と高気圧の両方の渦をまと めて解析する研究も行われるようになってきた (e.g. [1])が、冬季に限った解析が行われている.そこで、冬 季に加えて夏季に関する解析も行い、季節的な統計の 変化を調べた.

2. 使用データ・手法

1958 年度から 2014 年度の 57 年間の JRA-55 再解析 データ(水平1.25 度格子, 6時間ごと)を使用し, 北緯15 ~90 度を対象領域とした.季節については夏季(6~8 月; JJA)と冬季(12~2月; DJF)の2つを設定し、夏季は 350K, 冬季は 320K の等温位面における, 経度 360 度 で閉じる 2PVU の等渦位(PV)線に着目した.具体的に は、まず PV 値を 2PVU の閾値に従って二値化し、その 上で孤立渦を示す領域を除去した(図1). 除去後の等値 線について前後7日間の移動平均を適用し、分散が最 大となる緯度を各緯度で求め、これを砕波の中心緯度 (central breaking latitude; CBL)と定義した. CBL 以北の 低 PV 域, CBL 以南の高 PV 域の面積の差と, CBL に おける東西方向の PV 勾配に基づいて砕波事例を抽出 し,砕波の方向の観点から4種類の形状(HE, HW, LE, LW)に分類した. HE(W)は高緯度側かつ東(西)向きに砕 波したもの, LE(W)は低緯度側かつ東(西)向きに砕波し たものである.また,砕波が発生している経度帯で平均 した CBL を, その事例の CBL として再定義した.

なお、CBLを定義し、等PV(温位)面での等温位(PV) 線に着目して形状を分類する試みは先行研究にも存在 する(e.g. [2]).しかし、[2]を含めその多くは、CBL 近傍 の孤立渦を含めて積分をしており、また個々の砕波の 大きさを考慮していない、一方で上記の手法は、孤立渦 の影響を除き、個々の砕波の大きさに対応した判定方 法となっている.

3. 結果

全体で,JJA では48,703 事例,DJF では43,427 事例 が抽出された.JJA では北緯 30~35 度に HE や HW の ピークが現れた一方,LW や LE のピークは北緯 35~40 度にある(図 2).DJF でも同様の分布が確認できた(図省 略).



図 1. 2014 年 12 月 1 日 00UTC における(左)PV 分布と (右)二値化し孤立渦を除去したもの.右図では,陰影 が 2PVU より小さい領域,マーカーが CBL を示す.



図 2. JJA の全事例に対して形状, CBL に従い分類した結果.

参考文献

- [1] Gabriel, A. and D. Peters, 2008, J. Meteor. Soc. Japan, 86, 613-631.
- [2] Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003, J. Atmos. Sci., 60, 743-755.

全球アンサンブル予報による台風進路予測の解析 小野耕介(気象研究所)

1. はじめに

台風災害への備えのためには十分なリードタイムを 持った精度の高い台風進路予測が重要であり、気象庁 では3日先までの台風進路予測の精度改善を数値予報 の重点課題として挙げている[1]。近年日本に災害をも たらした2018年台風第21号(T1821)及び2019年台 風第19号は、ともに類似した環境場であったがT1821 の進路予測精度は低く、T1919は高かった(後述、図1)。 このように、環境場の類似にも関わらず異なる進路予 測可能性を持つ台風の比較は、学術的興味に加え進路 予測精度に関する知見が得られると考えられる。

そこでこれら2 台風の進路予測について、気象庁全 球アンサンブル予報システム(GEPS)[2]の予測値を利 用して、環境場が及ぼす要因を解析した。

2. データ等

本研究では、GEPS 予測値の気圧面出力(格子間隔 1.25°)を用いて、摂動を与えないコントロールラン (CTL)を含む27メンバーの予測結果を解析した。な お、T1821の解析には2018.8.31 00Z 初期値、T1919 に ついては2019.10.8 00Z 初期値の予測結果を利用した。 いずれも台風が日本の南岸(北緯30°以北)に達する 4日前に対応した初期値である。

3. 事例の概観

図1にT1821及びT1919の海面更正気圧(Psea)に 対するCTLによる4日後(FT=96)の予測結果とその 誤差(参照値はCTL初期値)を、図2に500hPaジオ ポテンシャル高度(Z500)のFT=96のアンサンブル平 均予測とスプレッドを示す。これらの図より、台風の東 に太平洋高気圧、大陸からはトラフが接近している点 で両台風の環境場は類似している。また図1より、 T1919ではCTLが台風の北上を予測できている一方、 T1821ではCTLは台風の北上が遅いことがわかる。 T1821については、南北にスプレッドが大きく、予測の 信頼性が低いこともわかる。

4. 環境場の不確実性

次に T1821 の予測の信頼性が低い要因を調べる。初 めに GEPS の台風進路と環境場の特徴を明らかにする ため、FT=96 の Psea に対してクラスター(CLS)解析 [3]を行った。その結果、実況に近い北進 CLS(13メン バー)、CTL を含む北西進 CLS(同 8)、西進 CLS(同 6)に分類された。図 3 に西進および北進 CLS に属すメ ンバーによる FT=24 の地上風と降水量、FT=48 の Z500・ 風の予測を示す。FT=24 では台風の南東側に弱い低気 圧性循環が、北進 CLS のみで見られることが特徴的で



図 1 FT=96 における CTL の Psea 予測値(黒線)と参 照値(緑線)、及び CTL 予測誤差(色)を示す。左図が T1821、右図が T1919。



図 2 GEPS による FT=96 の Z500 のアンサンブル平均 予測及びスプレッド。左図が T1821、右図が T1919。



図 3 T1821 における西進 CLS(左列)と北進 CLS(右 列)に属すメンバーの FT=24 の地上風と 6 時間降水量 (上段)、及び FT=48 の Z500 と風(下段)の予測。中央 の循環が台風を表す。

ある。この循環に伴う対流活動が FT=48 の台風東側の 太平洋高気圧の構造に影響を与えていることが摂動の 解析からわかっている(詳細は発表時)。このため、西 進 CLS と北進 CLS では太平洋高気圧からの流れが異 なり、台風進路予測にも差異が生じたと考えられる。

一方、T1919 ではこのような太平洋高気圧の予測に メンバー間のばらつきが見られず、台風進路予測が安 定していたものと考えられる。

参考文献

-80 -

- [1] 気象庁, 2018, 2030 年に向けた数値予報技術重点計画, 52pp.
- [2] JMA, 2019, Outline of the operational numerical weather prediction, 188 pp.
- [3] Ferranti. L. and Corti. S., 2011, ECMWF newsletter, 127, 6-11.

地上観測データ解析による奈良におけるエアロゾルと気象要素の関係

*神谷美里、中辻菜穂、久慈 誠(奈良女子大学)

1. はじめに

近年、アジア地域では経済活動の発展に伴う大気汚染 が深刻化し、健康被害や視程悪化による交通への影響が 懸念されている。大気汚染を引き起こす要因の一つにエ アロゾルが挙げられる。そのため、エアロゾルの動態を 把握することは大気環境を把握する上で重要である。

当研究室ではポータブルタイプの測定器を用いたエ アロゾルの観測を継続的に行っている。ここで例えば、 New Zealand の Aukland においては、気温や相対湿度、 風速などの要素と比較することで、ヘイズが発生しやす い気象条件が調べられている (Salmond *et al.* 2015)。 そこで本発表では、エアロゾル観測データと気象要素と の比較を行うことで、エアロゾルの微物理特性と気象要 素との関係について報告する。

2. 観測データと解析方法

解析には、Optical Particle Counter (OPC)、微小粒 子状物質 Particulate Matter (PM2.5)、並びに気象要 素の各観測データを使用する。

【OPC】空気1Lあたりのエアロゾルの粒子数濃度を粒 径毎に測定する。2013年9月から奈良女子大学で観測 を行っており、観測時刻は14:00 JST である。

【PM2.5(微小粒子状物質)】大気中に浮遊する粒径 2.5 μm 以下の粒子の質量濃度(μg m⁻³)である。観測は 本学から約7 km 離れた西部大気汚染測定局において、 2012 年 4 月から1 時間毎に1日24 回行われており、1 時間値が公表されている。

【気象要素】奈良市の風向、視程を気象庁ホームページよ りダウンロードした。本学から約 800 m 離れた奈良地方 気象台で観測が行われている。尚、観測データは OPC の観測時刻と合わせて 14:00 JST のものを使用した。

3. 結果と考察

解析結果のうち、ここでは特に、OPCと風向の比較 について示す。図1に風向毎の粒子数濃度の箱ひげ図を 示す。ここで、粒子数濃度はOPCより得られた直径0.3 μm 以上の粒子、すなわち全粒子数濃度である。この図 より、南寄りあるいは西寄りの風が吹くときに粒子数濃 度が高い傾向が見られ、風向が東北東および南南東~西 北西のときに全データの平均よりも粒子数濃度が高いこ とが分かった。南南東~西北西という連続した範囲にお いて粒子数濃度が高いことから本学で観測されるエアロ ゾルは、南南東~西北西から本学まで風で輸送されてき た粒子である可能性が考えられる。また、本学の東側に 比べて南および西側には国道や県道などの主要な道路が 集中し交通量が多いことが推測される。よって、この方 向からの風には車の排気ガスを多く含んでいる可能性が 示唆された。

同様の方法で粒径区間毎に調べたところ(図省略)、 小粒子(0.3~2.0 µm)については概ね同様の結果が得 られた。また大粒子(2.0 µm 以上)についても同じよう な特徴は見られたが、風向が南東と北西のときに粒子数 濃度が高くなるなど、小粒子とは異なる特徴があった。



図1 2013年09月01日から2019年08月31日にお ける風向毎の全粒子数濃度の箱ひげ図。縦軸は粒子数 濃度(Particles L⁻¹)、横軸は風向(括弧内の数字は風 向毎の観測回数を表す)を示す。箱ひげ内の点はそれ ぞれの風向での粒子数濃度の平均値を、また赤い実線 は全データの粒子数濃度の平均値(74232.1 Particles L⁻¹)を示す。また、OPCは非降水日のデータのみ使 用しており、データ数は1091である。

4. まとめと今後の課題

本研究では、エアロゾル観測データを解析することで 奈良における大気環境について調べた。また、気象要素 との比較を行った。その結果、特に風向毎に粒子数濃度 の違いがあることが分かった。

発表当日は PM2.5 の観測データや他の気象要素との 関係について詳細に議論する予定である。

謝辞

PM2.5 データは奈良市役所より、気象観測データは気 象庁より提供を受けました。厚く御礼申し上げます。ま た、観測にご協力頂いた関係者の皆様に感謝します。

参考文献

Salmond, J.A., K. N. Dirks, S. Fiddes, A. Pezza, N. Talbot, J. Scarfe, J. Renwick, J. Petersen, A climatological analysis of the incidence of brown haze in Auckland, New Zealand, *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.4509, 2015.

-81-

分光型日射計による精密放射観測装置の開発(2)

*山崎明宏¹,工藤玲¹,内山明博²,居島修³ ¹気象研究所,²国立環境研究所,³高層気象台

1. はじめに

気象研究所では、波長別に精度の良い分光日射観測 を実施するために分光型全天日射計(波長域 350~ 2550nm)による観測装置の開発を進めており、気象研 究所(つくば)と南鳥島気象観測所において精密分光 日射観測装置による観測を行っている。ここでは、南 鳥島で観測を行うために開発した防塩装置付属精密分 光日射観測装置と外部ランプ点検装置による分光型全 天日射計測定値の変動監視について報告する。

2. 防塩装置付属精密分光日射観測装置

南鳥島気象観測所は、海岸から 50m 程度の位置にあ り、海からの風により海塩粒子が観測機器に付着して しまうため、放射観測に大きな影響を与える。観測値 への影響を少なくするためには、一定間隔で分光型全 天日射計のガラスドームを清掃し、付着した海塩粒子 などによる汚れを除去する必要がある。このため、海 塩粒子のガラスドームへの付着を防ぐための防塩機能 を付属した直達日射遮蔽装置付き太陽追尾装置の開発 を行った。防塩機能は、一定時間ごとにイオン交換水 をガラスドームに吹きかけ、その後ブロワーによりガ ラスドームに付着した水を取り除き清掃を行う方法を 採用した。防塩装置付属精密分光日射観測装置と分光 型全天日射計のガラスドームを清掃している様子を Fig.1に示す。

3. 外部ランプ点検装置による分光型全天日射計点検

精度の良い分光日射測定を継続して行えるようにす るためには校正法を開発する必要があり、Langley 法と 光源(ランプまたは積分球)を用いた方法を併用し安 定で継続性のある方法の確立を目指している。

南鳥島への渡島は主に自衛隊機を利用することにな り、人員と荷物輸送に制限がある。設置機材を気象研 究所に戻し基準器との比較校正を行う場合、欠測期間 が長くなるなど運用面で問題がある。このため、外部 ランプ点検装置を用いることで、ランプを光源とした 分光型全天日射計測定値の監視を試みた。

外部ランプ点検装置は、出力 50W、波長 250~2500nm

-82-

のハロゲンランプを使い、電源供給は Kipp&Zonen の UV Stability Kit で使われている電源を用いることで作 製した。外部ランプ点検装置による点検は、分光型全 天日射計が太陽追尾装置に搭載された状態で行うため、 ランプへの風による影響を避けるため、暴風カバーを 取り付けて点検を行った (Fig.2)。ランプへの供給電源 は 12VDC であり、マルチメーターにより制御した。こ れにより、ランプへの供給電源は 0.01%以内の変動に 抑えられている。分光型全天日射計 EKO MS-711 にお いて、2018 年 6 月の点検結果を基準として 2019 年 3 月と 10 月に点検を実施した結果を Fig. 3 に示す。Fig. 3 では、約 16 ヶ月の経過で 690nm と 1010nm 付近におい て 15%程度の変化を示している。今後、南鳥島で観測 したデータは、外部ランプ点検装置による点検結果を 反映することで、データ解析を進める予定である。



Fig.1 防塩装置付属精密分光日射観測装置と分光型 全天日射計のガラスドームを清掃している様子





船舶観測と衛星観測プロダクトによる雲量の研究

*中辻 菜穂、廣瀬 沙羅、久慈 誠 (奈良女子大)、堀 雅裕 (JAXA/EORC)

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^[2]。

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 GCOM-C 衛星搭載 SGLI センサで観測された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、並びに衛星観測 による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 ^[3]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。

【衛星観測プロダクト】GCOM-C/SGLIの観測データか ら JAXA が作成した雲プロダクトを使用した^[4]。分解 能は 1 km である。雲プロダクトには波長 500 nm にお ける水雲と氷雲の光学的厚さがある。尚、今回使用した バージョンは 1.0 である。

3. 結果

図1に、2018年4月11日のGCOM-C/SGLIで観

測された雲光学的厚さの分布を示す。黒い点は 2018 年 4月7~11日のしらせの航路である。全体として暖色系 の氷雲が広く分布していることが分かる。また、関東地 方の沖合で、寒色系の水雲光学的厚さの高い領域が見ら れた。



図1 2018 年 4 月 11 日の波長 500 nm における雲光 学的厚さのマップ。灰色の部分は陸地を表している。 黒い点は 2018 年 4 月 7~11 日のしらせの航路である。 暖色系は氷雲の光学的厚さ、寒色系は水雲の光学的厚 さを示す。

4. まとめと今後の課題

本研究では、船舶観測による衛星プロダクトの検証を 進めている。今回はまず船舶観測と同期した GCOM-C/SGLI の雲光学的厚さの分布について調べた。今後は ひまわり 8 号も含めて雲量の比較を行う予定である。ま た、南大洋の海域についても比較検証を進める予定で ある。

謝辞 研究全般にわたり、国立極地研究所の塩原匡貴氏 にご協力を頂きました。

参考文献

-83-

- [1] IPCC-AR5, 2013: Climate Change 2013.
- [2] Kuji et al., J. Meteor. Soc. Japan, 96, 2018, doi:10.2151/jmsj.2018-025.
- [3] 山下と吉村, 写真測量とリモートセンシング, **47**(2), 50-59, 2008.
- [4] G-Portal 地球観測衛星データ提供システム, https://gportal.jaxa.jp/gpr/index/index (2020/01/30閲覧).

日本付近の冬季気候場と総観規模擾乱の関係

倉持将也 (筑波大学院生命環境科学研究科)

1. はじめに

冬季の極東および西部北太平洋上は、大気下層では シベリア高気圧とアリューシャン低気圧間の北西モン スーン気流、上層では西風ジェットによって気候学的 に特徴付けられる.この地域は地表付近の南北方向の 気温勾配が非常に大きく、高い傾圧性が維持されるた め、全球的にみても明瞭な温帯低気圧を含む移動性擾 乱活動の活発域(Storm Track)が形成されている[1]. 冬季の日本付近を通過する温帯低気圧は日本海を通過 する日本海低気圧、日本の太平洋岸を通過する南岸低 気圧が知られている.EOF 解析の結果[2]は日本海低気 圧と南岸低気圧の通過分布が相互にシーソーのような 負相関を持つことが変動の第1モードであると示した. ENSO と南岸低気圧の関係についても調べられ[3]、エ ル・ニーニョ年で南岸低気圧が増加し、日本列島太平 洋側で降水量が増加することが示された.

しかし、日本海低気圧の経年変動やその要因につい ては明らかにされていない.また、気候場形成する気 候学的なアリューシャン低気圧との関係について言及 した研究は少ない.

2. 解析手法

JRA-55 の再解析データから低気圧トラッキング[4] を行い, DJF の日本海低気圧の発生数を定量的にカウ ントし,活動度の活発年と不活発年を抽出する.

EASE グリッドに内挿された SLP の 6 時間値を使用 し、SLP が周囲の 8 グリッドより 0.5hPa 以上小さいも のを低気圧の中心と定義する.次のタイムステップで ある 6 時間後の値と比較し,低気圧の中心から±4 グリ ッドの中に条件を満たすものが存在する場合は継続と みなし,存在しない場合は消滅したとみなす[5].

3. 結果

日本海低気圧の活発年ではシベリア大陸上の冷却が 顕著であり、その寒気は日本海にまでしか到達しない. 寒気移流が日本海まで達することで大気下層の温度傾 度が増し、低気圧活動が活発化することが分かった. また、大気上層の偏西風ジェットが強化しており、そ の北側で上層の渦が強化されている.日本海域におい て上層と下層とで渦が強まり、これらが相互に結びつ くことで日本海低気圧の活動度が増していると考えられる(図1).

また,低気圧頻度の相関係数分布から日本海北部の 低気圧頻度とアリューシャン列島付近の低気圧頻度に は強い正の相関があることが確認された(図2).



図1 相対渦度(陰影),相当温位(等値線),風(ベクトル)の偏差(活発年-不活発年)の132~140°E 平均鉛直断面を示す.



図2 DJF 低気圧通過頻度の破線枠内平均と各グリ ッドの頻度との相関係数の分布を示す.

参考文献

-84-

- Nakamura, H. and T. Sampe, 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1761.
- [2] Inatsu, M. and K. Terakura, 2012, Clim. Dyn., 38, 2307-2317.
- [3] Ueda, H., Y. Amagai, M. Hayasaki, 2017, Asia Pacific J. Atmos. Sci., 53, 287-293.
- [4] Serreze, M. C., Carse, F., Barry, R. G. and Rogers, J. C., 1997, J. Climate, 10, 453-464.
- [5] Hayasaki, M. and R. Kawamura, 2012, SOLA, 8, 45-48.

大気テレコネクションと GDP 成長率の共変動

*加藤 茜, 立花 義裕, 小松 謙介, 安藤 雄太 (三重大学大学院 生物資源学研究科)

1. <u>はじめに</u>

気象や気候は,経済活動に影響を与える.例えばアメ リカでは夏日・冬日の日数または降水量が増加すると, 国内総生産 (GDP) は有意な変動をするという研究があ る[1]. このように,1つの国において気象と経済の関係 を調べた研究は多数あるが,その関係を全球的に見た 研究はない.しかし,IPCC は気候変動の影響により世 界全体で経済成長が減速すると報告している.そのた め,過去から現在における全球的な気候と経済の関係 を理解することは、今後の気候と世界経済の関連を考 える上でも重要と言える.そこで,本研究では広範囲に 影響をもたらす大気テレコネクションと各国のGDP成 長率との関係に着目した.各国のGDP 成長率と様々な テレコネクション指数との相関関係を調べることで, 経済活動と関連の深いテレコネクションパターンを明 らかにすることを目的とする.

2. <u>データ・解析方法</u>

テレコネクション指数は、年平均した南方振動指数 (SOI),北極振動(AO)指数[2]を使用した.経済活動 の指数は、世界銀行が集計した各国の1人当たりGDP のデータを使用した.使用期間は全て1960年から2017 年である.長周期の変動に着目するため、すべてのデー タを9年で移動平均した.そして、毎年のGDP成長率 を国ごとに求め、各テレコネクション指数との相関係 数を求めた.温暖化の影響を除くために各テレコネク ション指数は線形の温暖化トレンド除去した.続いて、 全球的なGDP成長率の主要な変動モードを調べるため、 GDP成長率をEOF解析し、第1モードから第3モード の時系列方向のインデックスを大気場に回帰した.

3. <u>結果・考察</u>

テレコネクション指数のうち GDP 成長率と特に相関 が高かったものは AO 指数, SOI であり,多くの国は AO 指数と負相関 (図 1), SOI と正相関となった(図 2). AO 指数が正の冬(北半球)は、日本を含むユーラ シア大陸上の先進国群が暖冬となることから、それら 先進諸国が寒冬傾向の年は、南半球をも含む世界の多 くの国における GDP 成長率が下がる傾向にあることを 示している. SOI が正の冬は、ラニーニャ現象が起きや すく低緯度域を中心に低温傾向にあり、世界の多くの 国における GDP 成長率が上がる傾向にあることを示し ている. 続いて, EOF 解析の結果に着目する. EOF のインデ ックスをジオポテンシャル高度の 500 hPa 面に回帰し たところ,熱帯を中心に正相関となる大気循環パター ンとなった(図3). GDP 成長率の空間パターンや,そ の他のモードを大気場に回帰した図は発表当日に紹介 する.



参考文献

-85-

-0.6

-0.4

 Jeffrey K. Lazo et al., (2011), Bulletin of the American Meteorological Society, 292, 709-720

0.2

0.4

0.6

-0.2

[2] Ogi, M. et al., (2005), *Geophysical Research Letters*, **32**, L04706.

MIROC6 歴史実験における摂動フィードバックパラメータと環境場の関係

*土田耕,望月崇,川村隆一,川野哲也(九大院・理)

1. はじめに

気候感度とは、人間活動の気候に与える影響のような 一定の外力に対して、気候システムがどのように応答す るかを表す概念である。一般には、二酸化炭素濃度が二 倍になり、大気が平衡状態に達した時に、気温がどの程 度上昇するかを表す平衡気候感度が用いられる(吉森ほ か、2012)。しかし、ある外力に対して気候には様々なフ ィードバックが働き、それらの不確実性から、気候感度 の値はモデルや条件設定次第で大きく異なる。さらに、 気候の応答は環境場にも依存すると考えられ、平衡応答 に達するまでの気候感度は一定ではなく経年変化すると 考えられる。

Gregory and Andrews (2016) は、歴史実験を用い て、気候フィードバックの変動と SST 変動パターンへの 依存性について指摘した。また、近年の温暖化の緩和に ついては、下層雲のフィードバックの重要性も強調され てきている (Mauritsen, 2016)。

本研究では、気候システムの内部変動による全球平均 気温の偏差に対して、どの程度の正味の下向き放射の偏 差が生じるかでフィードバックパラメータを定義し、そ の変動と要因について調査した。

<u>2. 使用データ・定義</u>

本研究では、MIROC6 (Tatebe et al., 2019)の CMIP6 歴史実験(historical simulation メンバー1から 10)における、1850年から2014年の地表面気温、大 気上端における下向き短波放射、上向き短波放射、上向 き長波放射のデータを使用した。また、各メンバーにお けるアンサンブル平均からの偏差を気候システムの内部 変動による偏差と定義した。

地表面気温の偏差に対する大気の応答を示す指標として、摂動フィードバックパラメータ(Perturbation Feedback Parameter 以後、PFP)を次のように定義した。

$$\alpha_i = -\frac{\Delta N_i'}{\Delta T_i'}$$

ここで、 α_i はアンサンブルメンバー *i* における PFP で、 $\Delta T'_i \geq \Delta N'_i$ はそれぞれ同アンサンブルメンバーにおける全 球平均地表面気温[K]と正味の下向き放射フラックス [W/m²]の偏差をあらわす。なお、PFP の年代による変化 を抽出するために、メンバーごとに 30 年間の年平均値デ ータから最小二乗法を用いて PFP を計算した。

<u>3. 結果・考察</u>

いずれのメンバーにおいても PFP はおおよそ 1.0-2.5 [W/m²/K]の範囲で中長期的な変動を示し、Andrews et al. (2018) が複数の大気モデルで示したフィードバック パラメータの揺らぎの幅とほぼ同じであった。

年代による PFP の変動は、環境場(計算に使用した 30 年間の平均的な気候状態)に依存すると考えられる。 しかし、全球平均地表面気温偏差や全球平均正味の下向 き放射フラックス偏差の 30 年移動平均値と PFP 値との 間に明瞭な相関関係は確認できなかった。

一方、全メンバーのデータを用いて、年代による PFP の変動に対する、地表面気温偏差と正味の下向き放射フ ラックス偏差との 30 年移動平均値の相関マップをそれぞ れ描いたところ、特定の領域に有意なシグナルを得た。 PFP と平均地表面気温については、太平洋西部において は弱い負の相関、海洋大陸近辺と赤道東太平洋付近では 弱い正の相関を確認できた(図1参照)。また、PFP と 正味の下向き放射フラックスについては、南アメリカ大 陸西部から赤道上に弱い負の相関、その南北で正の相関 が確認された。

以上のように、歴史実験のアンサンブルデータから、 気候システムの内部変動に関係した PFP の中長期変動を 捉え、とりわけ、深く関係する地表面気温偏差の分布を 同定した。特に、低緯度域の地表面気温偏差の分布と正 味の下向き放射フラックス偏差の分布の変化は、PFP の 変動に影響を与えていると考えられる。これらが雲や大 気循環を含めて、どのようなメカニズムに起因するかは 今後調査予定である。



図 1: 全メンバーのデータにおける PFP と地表面気温偏差の 30 年移動平均値の相関マップ。

-86-

全球熱帯域における Dry intrusion と大規模循環場の統計的関係 *柳澤彩紀,谷田貝亜紀代(弘前大)

1. <u>はじめに</u>

非常に乾燥した空気塊が湿潤赤道域へ侵入する現 象を Dry intrusion (以下, イベント) という. イベン トはその場の積雲対流活動に大きく影響し、熱帯-亜熱帯地域の相互作用を理解する上で重要である. イベントは現場観測や衛星可降水量データから捉え られ (e.g., Numaguti et al., 1995), 熱帯における支配 的な季節内振動であるマッデン・ジュリアン振動 (MJO) との相互関係が指摘されている (Kerns and Chen, 2014). しかしこれまでイベントを検出し解析 した例は少なくイベントについて未だ不明な点が多 い. 先行研究ではイベントの手動検出が行われたが (谷田貝・住, 1998; 柳澤・谷田貝, 2018), 数値モデル への応用等を考慮し、より一貫した条件下で検出を 行う必要がある. そこで本研究ではイベントの自動 検出を全球赤道域について行い、イベント発生と大 規模循環場との関係について解析した. ここでは MJO との関係を中心に報告する.

2. データと検出方法

イベントの自動検出は ERA-Interim 再解析 (Dee et al., 2011)の可降水量データを用いて, 1979-2018年の40年間を対象に全球赤道域について行った.以下に検出手法を簡潔に述べる.手法及び閾値は柳澤・谷田貝 (2019)のものを一部改良して用いた.まず6時間毎の可降水量データから日平均を求め, 40年平年値から1か月移動平均を算出して日気候値を求める.そこから日々の偏差を求め,偏差と日平均値,グリッド数に閾値を設けて乾燥空気塊を抽出し,空気塊が南緯10°から北緯10°の領域に到達するものをイベント候補として検出する.最後にそれら候補

に対して持続判定を行い,2日以上連続するものをイ ベントとして数える. この結果と MJO の対応を解析 する際に Real-time Multivariate MJO Index (Wheeler and Hendon, 2004) を用いた.

3. 結果

対象期間 (14,610 日) で計 26,489 件のイベントが 検出され、イベントは主にインド洋・海大陸周辺・中 部太平洋で発生し北半球で多かった.大陸分布の違 いや熱帯収束帯の存在によりイベントの水平分布は 一様ではなく、季節変化を伴う. イベント発生要因 として赤道上の西風バーストや貿易風, 強い高気圧 性循環、熱帯低気圧等が考えられる、検出されたイ ベントの3割(7.868件)が持続イベントであり、主 にインド洋で検出された. イベント発生初日に出現 した空気塊はその場の対流活動を抑制し、長く持続 するものほどこの変化は大きく、対流が抑制される 領域は広域に広がる.また、イベントは大規模循環 場の影響を受ける.海大陸・熱帯太平洋ではエルニ ーニョ・南方振動で起こる大気の振動に伴いイベン トの水平分布が変化し、 ラニーニャ発生時は中部太 平洋を中心にイベント発生頻度が通常時より高い. 熱帯インド洋では MJO の位相や振幅の大きさによ ってイベントの水平分布や対流活動の抑制度合いが 変化する (図). MJO の東進に伴ってその西側でイベ ントが増加し、MJO の西側の対流を抑制する.より 活発な MJO 発生時にはイベントは MJO の対流活動 をより強く・広域に亘って抑制しており、イベント が MJO の東進や回復位相への移行に影響を及ぼす ことが考えられる.



図 1979-2018 年の 11-3 月に MJO が発生した際検出された Dry intrusion の出現率の分布.

台風防災の目標達成に向けて必要な技術開発(気象庁全球数値予報システム) *米原 仁¹,本田 有機¹,計盛 正博¹,門脇 隆志¹,沢田 雅洋¹,下河邉 明¹, 徳広 貴之²,山田 崇²,檜垣 将和³,中川 雅之⁴,堀田 大介⁴,和田 章義⁴ 1 気象庁数値予報課,2 気象庁気候情報課,3 気象庁海洋気象情報室,4 気象研究所

1. はじめに

気象庁では、数値予報による台風進路予測の精度改善に向けて、気象庁全球数値予報システム(GSM)に必要な技術開発項目について検討を行ったので報告する. 今後議論を深めてブラッシュアップし、GSMの開発計 画に反映させていきたいと考えている.

気象庁は、2018 年 10 月に防災分野を始め社会におけ る情報サービス基盤である数値予報の技術開発を推進 していくため「2030 年に向けた数値予報技術開発重点 計画」を策定した¹. この重点計画では、台風や前線に 伴う大雨などの予測精度を向上し、大規模な災害に対 する数日前からの防災行動の確実な実行を可能にする ことを掲げている. その実現には台風位置の予測精度 が重要であるため、2030 年までに台風の 3 日先の進路 予測誤差を現在の 1 日先の誤差(約 100km) 程度にま で改善するという数値目標を設定している.

GSM の3 日先の台風進路予測誤差は,2018 年の平均 で約240km である².2019 年 12 月には、マイクロ波放 射計の観測データの雲・降水域での利用やハイブリッ ド同化の現業運用を開始し、台風進路予測精度を改善 したところであるが、引き続き目標の達成には開発を 強力に推進していく必要がある.

2. 必要な技術開発

GSM の現状や関連する先行研究, 海外気象機関の動向 をレビューし, 必要な技術開発について検討した.数 値目標の達成には, 予報モデルとデータ同化システム からなる数値予報システム全体にわたり, 総合力を向 上することが必要不可欠である.

【予報モデル】

予報モデルについては、モデルの高解像度化および、 積雲対流過程を中心にした物理過程の改良を進めるこ とが重要である.特に、積雲・雲・境界層過程に優先 的に取り組み、対流圏中上層の大気乾燥度と積雲対流 の背の高さの対応が不十分である点や、境界層と自由 大気間の水蒸気と熱の輸送が不足している点などを改 善していく必要がある.

【データ同化】

データ同化システムの性能向上のために,同化手法 の高度化だけでなく,インナーモデルとアウターモデ ルの予測の整合性を高めていくことが重要である.ま た,ハイブリッド同化で背景誤差をより良く表現する ために,アンサンブルメンバーの更新方法改良やメン バー数の増加等に取り組む必要がある.

【観測データ利用】

観測データを更に利用することも重要である.特に, 台風周辺での衛星機動観測による大気追跡風の利用や, 次世代のマイクロ波気温・水蒸気サウンダや赤外イメ ージャ・サウンダの観測データの全ての気象状況にお ける利用を,最新技術を活用しつつ着実に進めていく 必要がある.併せて,擬似的な観測データである台風 ボーガスの利用方法の見直しなど,台風に着目した初 期値化問題にも取り組んで行くべきである.

【地球システムモデリング】

予報モデル・データ同化における海面水温・波浪の 効果や陸面過程等の取り扱いの高度化を,利用可能な 計算機資源や運用コストを考慮しつつ検討する必要が ある.

【検証・分析手法】

GSM の進路予測に対する十分な分析が求められる. そのためには,現実の台風についての理解が進むことに加え,GSM の予測誤差の要因分析を進めていく必要がある.そのための,検証・分析手法の高度化やリファレンスの作成が求められる.

3. 今後の数値モデル開発に向けて

今後の開発では,飛躍的な精度向上を可能にする挑 戦的な研究開発を推進していくため、大学等研究機関 との連携を深めさせていただきたいと考えている.

参考文献

[1] 気象庁,2030年に向けた数値予報技術開発重点計画, https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp_strategic_plan_tow ards_2030_181004.html

[2] JMA, Annual Report on the Activities of the RSMC Tokyo - Typhoon Center2018.

メソアンサンブル降水予報における最適メンバーの特性 小野耕介(気象研究所)

1. はじめに

気象庁ではメソモデル (MSM) の予測に対する確率・ 信頼度情報等の提供を目的にメソアンサンブル予報シ ステム (MEPS) を運用している[1][2]。これらの目的に 加えて、MEPS の利用方法として MSM とは異なる予測 シナリオの提供可能性の検討も行われている[3]。その 結果、3時間降水量のスレットスコア (TS) に着目した コントロールラン (CTL) と摂動を与えたメンバー (摂 動メンバー) の比較から、CTL の TS を上回る摂動メン バー (改善メンバー) が各予報時間一定数存在するもの の、同一メンバーが CTL を上回る継続時間は、概して 短いことが示されている。一方で、事例によっては特定 メンバーが半日以上 CTL の TS を継続して上回ること も示されている。

本研究では、MSM と異なるシナリオの利用可能性及 びアンサンブル摂動生成法の改良に資することを目的 に、CTL の精度を上回る継続時間が最も長いメンバー (最適メンバー)の特性を調査した。

2. 利用データと比較検証方法

CTL と摂動メンバーの比較検証には、2018 年 6 月 5 日から 10 月 31 日の毎日 00UTC の計 149 初期値につい て、CTL を含む 21 メンバーの MEPS 予測値を利用し た。降水スコアの算出には参照値として解析雨量を用 い、20km 格子平均の 3 時間降水量を対象とした。

比較検証は以下の手順で行った。(1)各初期値の全て の予報時間ごとに CTL 及び摂動メンバーそれぞれの TS を計算する。(2)各初期値の全ての予報時間ごとに、 CTL と摂動メンバーの TS を比較する。CTL を上回っ たメンバーを改善メンバーとし、改善メンバーの TS を 抽出し、CTL を上回る継続時間等を求める。また、改 善メンバーの中で最も継続時間が長いメンバーを最適 メンバーとする。(3)改善メンバーの数、改善メンバー 内の TS 平均値などの期間統計を行う。

3. 改善及び最適メンバーの特性

ここでは、九州地方を対象とした 10mm/3h 以上の降水量に対する比較検証結果を示す。改善メンバーの一般的な特性については、11 メンバーを対象として行った過去の調査結果[3]と変わらなかった。例えば、図1に予報時間毎の改善メンバーの数と引き続く時間も同一メンバーが改善する数を示す。改善メンバー数は各予報時間6程度であるが、その後の予報時間も CTL の TS を上回っているメンバーは少ないことがわかる。

図2に最適メンバーの改善継続時間を示す。継続時間が特に長い最適メンバーは梅雨・秋雨期の6・9月に多く存在する。次に最適メンバーが現れた事例特性を調



図 1 10mm/3h 降水量に対する TS を基準とした改善メンバー数と、引き続く予報時間でも同一メンバーが CTL を改善する数。



図2 初期値ごとの最適メンバーの継続時間。12時間以 上の事例については主成分分析の結果により色分けし ている(本文参照)。

べるため、継続時間が12時間以上の49事例に対して、 改善開始時刻における海面更正気圧 Psea の CTL 予測 値を対象に主成分分析を行った(対象領域は九州を中 心とした 20°x20°、図 2 は主成分により色分けして いる)。第1 主成分(PC1)は九州を前線上の低気圧あ るいは台風が通過する事例、PC2 は前線が九州周辺に 停滞する事例、PC3,4 は台風が九州の西あるいは東を北 上する事例であった(累積寄与率は PC1-4 で 85%)。

最適メンバーの特性として、CTL による台風の位置 誤差を補正することで付随する降水予測が継続して改 善する傾向が見られた。また、梅雨前線事例ではメソ特 異ベクトルによる摂動が効果的に効くため[2]、比較的 長時間 CTL を改善する傾向が見られた。発表では最適 メンバーの摂動特性についても報告する。

参考文献

- [1] 河野ほか, 2019、数値予報研修テキスト, 52, 1-15.
- [2] Ono K., et al., 2020, submitted to Quart. J. Roy. Meteor. Sci.,.
- [3] 小野, 2016, 数值予報課報告·別冊, 62, 100-113.

2013年9月2日越谷・野田竜巻をもたらした

スーパーセルの再現実験

*西尾智裕、原昌弘 (気象大学校)

-90 -

1. はじめに

2013年9月2日14時頃、埼玉県越谷市や千葉県野田市を中心に竜巻による突風被害が発生した。しかし、この竜巻をもたらしたスーパーセルに対応する降水域は気象庁現業メソモデルでは予報されなかった。本研究では、この事例におけるスーパーセルおよび竜巻を数値モデルを用いて再現し、その形成メカニズムを調べることを目的とする。

竜巻発生の約2時間前から関東地方に局地前線が存在し、本竜巻の親雲となったスーパーセルはこの局地前線上で発達した。レーダー観測により、スーパーセル内のメソサイクロンの存在、フック状の水物質分布および水物質の落下が示されている。

2. 研究方法

JMA-NHM を使用し、水平格子間隔 1km、250m、50m のモデル(1km-NHM、250m-NHM、50m-NHM)を三重に ネストして数値計算を行った。初期値・境界値には気 象庁メソ解析および気象庁局地解析を用いた。

本研究で用いたモデルの現業メソモデルからの主な 変更点は3つある。雲物理過程として現業メソモデル の予報量に加えて、雪、あられの数濃度を予報するこ と。対流パラメタリゼーションを用いずに雲物理過程 により個々の積乱雲を解像すること。乱流クロージャ ーモデルとして Deardorff スキームを用いることである。

また、気象庁局地解析は関東の局地前線の収束を精 度良く表現していたため、事例の再現性向上のために 初期値・境界値として使用した。

3. 数値実験結果と考察

気象庁メソ解析および気象庁局地解析を初期値・境 界値とした 50m-NHM はともにスーパーセルの構造、 フック状の水物質分布、下層メソサイクロン、直線的 に移動する低圧部を再現した。

気象庁局地解析を初期値・境界値とした 50m-NHM はさらに中層メソサイクロンを再現し、竜巻の形成時 刻が観測とほぼ一致した。竜巻が維持された時刻にお いて、最低海面較正気圧 1004.5 hPa、最大鉛直渦度 0.47 /s、最大水平風速 37.0 m/s が得られた。竜巻形成時に鉛 直渦度増加が確認され、圧力低下と最大風速は気象庁 メソ解析を初期値・境界値とした場合と比べて大きい。

また、気象庁局地解析を初期値・境界値とした 50m-NHM は竜巻形成直前にスーパーセル内の水物質 の落下とそれに伴う強い RFD(Rear-Flank Downdraft)に よって生じる冷気外出流のサージの北端の強い傾圧性 を表現した。図1は下層メソサイクロンの中心から3km 以内で求めた水物質混合比の最大値の時間-高度断面を 示し、図2は竜巻形成2分前(1359JST)の温位と鉛直速 度を示す。図1の破線領域で水物質の落下が確認でき、 落下に対応する時刻にあたる図2ではRFDの流出サー ジと冷気外出流のサージ北端の傾圧性が確認された。 冷気外出流のサージ北端の傾圧性は、Mashiko(2016)に おいて2012年つくば竜巻の渦度ソースと示されており、 本竜巻においても形成原因となったと考えられる。



図 1 50m-NHM による水物質混合比の最大値(下層メ ソサイクロン中心から3 km 以内)の時間-高度断面。縦 軸はモデル面。矢印は竜巻形成の時刻(1401JST)を示す。



図 2 50m-NHM による竜巻形成 2 分前の 150m 高度に おける温位(左図)と鉛直速度(右図)。破線は左図でガス トフロント、右図で RFD の流出サージを示す。

参考文献 Wataru Mashiko, 2016: A Numerical Study of the 6 May 2012 Tsukuba City Supercell Tornado. Part II:Mechanism of Tornadogenesis 朝鮮半島南東部で発生・発達したポーラーロウの解析 *鈴木雄斗,川村隆一,川野哲也,望月崇(九大院・理)

1. はじめに

ポーラーロウ(以下 PL と記す)は、冬季の寒気団内に おいて海洋上で発生するメソスケールの小低気圧であり、 日本海や高緯度の海域で多く見られる。PL は暴風や大雪 といった激しい現象をもたらし、深刻な被害を与えること もある.PL の発達要因としてはCISK や傾圧不安定など、 様々な要因が挙げられている.

個々の PL の事例調査は主に高緯度域の PL であり,朝 鮮半島南東部の PL はほとんど調査されていない.しかし その領域の PL も気象災害をもたらすため,詳しい解析を 行う必要がある.そこで本研究の目的は,朝鮮半島南東部 における PL の特徴や,発生・発達の要因を明らかにする ことである.

2. 使用データ

対象とした PL は 2011 年 2 月 11 日と 14 日にいずれも 中国地方に上陸したものであり,前者を Case 1,後者を Case 2 とした.使用したデータは気象庁長期再解析 (JRA-55),気象庁メソ数値予報モデル(MSM)初期値, 気象庁全国合成レーダー(1km 格子,10分間隔)である.

3. 結果

総観場の特徴として、Case 1 では北から Case 2 では西 回りで寒気が流入しており、両者とも日本の南岸を総観規 模の低気圧が通過していた.日本海では北東風が卓越し、 朝鮮半島付近で黄海から吹き込む北西風と収束場を形成 しており、その南端部で PL が発生した.メソスケール場 の解析では、北東風と北西風が収束している領域で強い上 昇流が発生していた.先行研究では PL に対する収束場の 重要性が述べられており(Shimizu et al. 2017 [1])、本研究 の事例で、強い収束の要因の一つである日本海の下層東風 場の原因を調査する必要がある.

環境場を詳細に調べるために Piecewise PV inversion (PPVI) (Davis and Emanuel 1991 [2]) 解析を行った.

Watanabe et al. (2018) [3] を参考に, 渦位偏差を上層

(100~500 hPa), 中層 (600~1000 hPa), 地表 (1000 hPa)
 の鉛直領域に区分し,これらの渦位偏差がもたらす高度場の偏差をそれぞれ Z_{UL}, Z_{ML}, Z_{SFPT} とした.

PPVIから得られた結果によると、Case 1 において PL の発達初期段階では、日本海の東風偏差場に対して日本の南岸を移動する負の Z_{ML}(図 1a)、Z_{SFPT}の影響が大きかっ

た. 一方で Case 1 の PL 最盛期では、朝鮮半島南部に南下 してきた負の Z_{UL} の影響が最も大きかった (図 1b).また、 Case 2 の発達初期においては、朝鮮半島南部を通過する負 の Z_{UL} (図 1c) と大陸に位置する正の Z_{SFPT} (図 1d) が日 本海の東風偏差場の主な要因となっており、最盛期にも上 層の影響が継続した.この事例間の違いは上層の寒気の流 入経路が異なること、総観規模低気圧の発達度合いが異な ることで引き起こされたと考えられる.なお Case 1 の結 果は Watanabe et al. (2018) [3]で指摘されたものとは異な っていたが、Case 2 の結果はその指摘と整合的であった. 以上から、2 つの PL の発生環境場は類似していたものの、 その環境場を形成する要因はそれぞれ異なっていたこと が明らかになった.



図1: PPVIから得られた 850 hPa 面の高度偏差. (a) は Case 1 発達初期の11日0時における Z_{ML}, (b) は Case 1 最盛期の12日0時における Z_{UL}, (c), (d) は Case 2 発 達初期の14日0時における, それぞれ Z_{UL} と Z_{SFPT} を示 す.

参考文献

-91-

[1] Shimizu et al. 2017, *Advances in Meteorology*, **2017**, 6216032.

- [2] Davis and Emanuel 1991, Mon. Wea. Rev., 119, 1929–1953.
- [3] Watanabe et al. 2017, Mon. Wea. Rev., 146, 985-1004.

豪雨域の上流における水蒸気量の鉛直分布の変化に対する 降水分布の感度—平成 30 年 7 月豪雨の場合 *神谷明住香・篠田太郎・金田幸恵・加藤雅也・坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

2018年7月,西日本で長時間の記録的な豪雨となった.このとき大気は下層から中層まで深く湿っていた [1].本研究では、数値シミュレーションを用いて平成 30年7月豪雨の事例再現,及び豪雨域の上流の相対湿 度を高度ごとに変化させる感度実験を行い、降水量と 降水の水平分布の変化を調べた.

2. 研究手法

事例の再現実験(CNTL),及び感度実験は雲解像モデル CReSS を使用した.水平解像度は2km,鉛直層数は65 である.計算領域を図1に示す.計算期間は2018年7月4日09 UTCから2018年7月7日15 UTCとした.大気の初期値・境界値は気象庁 MSM GPVを用いた.解析領域は5日の24時間積算降水量が多い四国を中心とした西日本(図1の赤枠)とした.後方流跡線解析を用いて解析領域の気塊の起源となる領域(図1の水色部分)を推定し,その領域の初期値・境界値の相対湿度を,鉛直全層(T-10),高度2-5km(M-10),高度0-2km(L-10)でそれぞれ10%減らして感度実験を行った.

3. 結果·考察

CNTL は,国土交通省 1km メッシュ解析雨量の降水 分布,及び平均 1時間降水量と比較した結果(図略),4 日 15 UTC から 5 日 15 UTC の 24 時間において十分な 事例の再現性が得られたと考え,感度実験と CNTL の 比較は上記の期間で行った.

24 時間積算降水量の水平分布を比較すると、CNTL と M-10 は降水量の分布が似ており、四国の南東部や紀 伊半島などの山岳地帯で降水量が多くなっていた(図 2 左). このとき、四国南側の下層で南西風が卓越してお り、湿潤な気塊が山岳地帯に向かって流れ込んでいた. 一方、T-10、L-10 では CNTL と比べて四国南東部の山 岳地帯の降水量が大きく減少していた(図 2 右).

解析領域内での 24 時間積算降水量の 99 パーセンタ イル値を算出したところ, CNTL の値が 282 mm であっ たのに対して M-10 では 279 mm と CNTL と近い値をと った. 一方, T-10 では 216 mm, L-10 では 221 mm と減 少した.

CNTL の豪雨は地形性降水の寄与である今回の事例 では下層における豊富な水蒸気量が多量の降水量に寄 与しており、中層の水蒸気量の降水量への寄与は主た る要因ではないと考えられる.



 図1 計算領域 カラーバーは標高 (m)を表す.
 (白:計算領域,赤枠:解析領域,水色:感度 実験領域)



図 2 24 時間積算降水量水平分布 (~5 日 15 UTC) カラーバーは 24 時間降水量 (mm), 矢印は高度 10m での風 (m/s)の 24 時間平均を表す. (左: CNTL, 右: L-10)

参考文献

-92-

[1] 小槻 他, 2019,「平成 30 年 7 月豪雨に関する緊急対 応研究会」の報告

現地観測から推定された人工排熱と電力消費量に対する off-line 都市気候・建物エネルギーモデルの再現性

*高根雄也(産総研),中島虹(産総研),亀卦川幸浩(明星大),菅原広史(防衛大), 石戸谷重之(産総研),寺尾有希夫(環境研),山口和貴(東京電力 HD), 兼保直樹(産総研),原政之(埼玉県環境科学国際センター)

-93 -

1. はじめに

都市気候・建物エネルギーモデル(以降,都市モデル) は,都市の気候と空調使用に伴う人工排熱量(以降、QF, Ac)、電力消費量を計算する物理モデルであり,領域気 候モデルとカップリングにより,領域気候と都市の相 互作用が計算できる(Takane et al. 2019; 2020).このモ デルは,世界中の研究者に使用されているが,都市モデ ル自体のQF,ACおよび電力消費量の再現精度はほとん ど検証されていない.この問題の背景には,①QF,ACを 観測から推定することの技術的困難さと、②高い時空 間解像度での電力消費量データの入手困難さがある.

2019年度より、環境省推進費「建物エネルギーモデ ルとモニタリングによる炭素排出量・人工排熱量の高 精度な推定手法の開発」が開始し、これにより上記都市 モデルに係る上記①と②の問題点が克服されつつある. そこで本研究では、これまでにない上記のオリジナル データを用いて都市モデルを検証する.

2. 方法

本研究で検証対象とする人工排熱は、空調使用に伴 うもの(QF,AC)である。このQF,ACの推定は、東京代々 木サイトにおける連続的な乱流熱・CO2フラックス、大 気 CO2・O2濃度の高精度観測をベースに行う。具体的 には、1)CO2フラックスおよび CO2・O2交換比(酸 化率:OR)からガスとガソリン燃料起源別のCO2排出 量を見積もり、それぞれを熱換算する(それぞれの排熱 量をQF,gas、QF,trafficとする)。2)別途、乱流熱フラック スと正味放射観測値から、フラックスサイトにおける コントロールボリュームにおける熱収支式を用いて、 起源を限定しない全人工排熱量(QF)を見積もる。3) 最後に、QF,ACをQF-(QF,gas+QF,traffic)により見積もる。

都市モデルに入力する建物形態値は代々木サイトに おける乱流フラックスのソースエリアにおける建物フ ットプリントデータから算出する。その他建物熱物性 や空調関係のパラメータは先行研究に従う。都市モデ ルの計算期間は、観測データが充実している 2017 年 12月(暖房期)および2018年7-8月(冷房期)とする。

3. 結果

2017 年 1-2 月の計算結果の一部(晴天日平均)を第 1 図に示す。都市モデル(便宜上 CM-BEM と表記)は 上向き短・長波放射量をよく再現できている(上図)。 地表付近(フラックス測定高度:52m)における熱収支 (下図)を見ると、都市モデルは正味放射量や潜熱フラ ックスの変化を概ね再現できている。都市モデルは顕 熱フラックスのピーク値を概ね計算できているののピ ーク値が観測に比べて数時間遅れるという特徴がある。

QF,ACおよび電力消費量の再現精度については、当日 紹介する予定である。





謝辞:本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推 進費(1-1909)により実施された。 P130

気圧・降水変換器の開発

稲津 將(北大院理)・末松 環(東大大気海洋研)・玉置雄大(気象庁)・中野直人(京大 国際高等教育院)・篠原瑞生・水島佳緒(東京海上日動リスクコンサルティング)

1. はじめに

Kravtsov et al. (2016)では低次元系の多段 回帰モデル(海面気圧エミュレータ)を開発 した。これは海面気圧統計を再現でき、短時 間で大量アンサンブルデータを作り出す手 法である。本研究の目的は、リスク分析の諸 分野で求められる降水の大量アンサンブル データを作成するため、気圧データを降水 データに変換する統計的ダウンスケーリン グ法を開発することである。

2. 手法

日本付近の JRA55 再解析海面気圧と MSM 解析値降水の 8 年分のデータをもとに、月ご とに特異値分解解析によって両変数偏差間の 高相関モードを同定する。一方、海面気圧エ ミュレータで得た 100 年分の出力に対し、8 年分の海面気圧データと偏差類似日を抜き出 して、その日の気圧および降水を第一推定値 とする。海面気圧エミュレータの気圧と気圧 の第一推定値の差に対し、特異値分解から降 水差を統計的に求める。両者の和を降水の推 定値とした。この方法を気圧・降水変換器と 称する。

3. 結果

気圧・降水変換器によって得られた 100 年 の降水データは、その年平均値において日本 列島では 10%以内であり、その確率分布はお おむね 8 年の統計に一致した。ただし、類似 と大規模場との高相関パターンの性質上、降 水の時定数が現実より長くなった。

気圧・降水変換器における気圧および降水 の推定値は、季節を問わずおおむね現実的な 空間分布・時間発展を示した。とくに類似の 精度は冬季の南岸低気圧の通過や夏季の梅雨 前線の活発化などのときに、8 年間の学習デ ータ外のデータにより検証した。さらに、札 幌、東京、福岡、那覇における年最大降水に ついて、学習データと変換器によって得たデ ータとの間で差異が小さいことを見出した。 以上より、海面気圧エミュレータと気圧・降 水変換器の組み合わせで、降水の大量アンサ ンブルデータを作成できることが示された。

なお、本研究は Inatsu et al. (2019, JAMC) に受理済である。本研究は、東京海上日動リ スクコンサルティングとの共同研究および環 境再生保全機構環境研究総合推進費 2-1905 により実施した。



図:気圧・降水変換器を利用した降水の大量アンサンブルデータの作成方法。ここでは8年分の降水データから 100 年分のそれを作る方法とする。

-94-

全球雲解像モデル NICAM を用いた 2016 年 8 月に発生した北極低気圧の解析

*石山涼太¹, 田中博² (1: 筑波大学大学院, 2: 筑波大 CCS)

1. はじめに

北極域の低気圧活動と北極海上の海氷分布の関係に 関する研究は、これまでの先行研究で多く報告されて おり、北極域の低気圧活動を理解することは、北極圏 の気候システムの理解に非常に重要である.北極低気 圧 (Arctic Cyclone: AC) は、北極域を長期にわたり停滞 することが特徴の低気圧で、熱帯低気圧や温帯低気圧 とは異なる構造や発達メカニズムを持つことがわかっ ている[1]. しかし、AC に関する研究は、多くが統計的 な研究であり、モデルシミュレーションによる研究例 は少ない.

本研究では、極端に発達した事例である 2016 年 8 月 に発生した AC を解析対象とし、全球雲解像モデル NICAM [2]を走らせ、その予報精度を検証する. そして、 予報された AC の構造や発達のメカニズムについて調 べ、これまでの AC に関する研究と比較し、考察を加 えることを目的とする.

2. 解析手法

解析対象は. 2016 年 8 月に発生した AC である. NICAM のシミュレーション設定は,水平格子間隔は 約 14 km (g-level: 9),鉛直層の数は40 とした. 筑波大 CCS のスーパーコンピューター COMA を用いて,2016 年 8 月 13 日 00Z を初期時刻とし,4.5 日間のシミュレー ションを行った. なお,初期値には,NCEP FNL の再解 析データを用いた.

3. 結果とまとめ

はじめに, NICAM による AC の予報精度を検証した. 結果として, AC の中心位置のトラックや気圧の変動な どにおいて, NCEP FNL と概ね一致しており, NICAM に より再現された AC は, 高い精度で予報できていたこ とがわかった.

続いて、NICAM により予報された AC の3 次元的構造を調べた.解析対象の AC は、上層に暖気核、下層に 寒気核を持ち、順圧的な渦度の構造をしていることが 確認された.また、AC 内は上層・下層共に比湿は小さく、 最盛期における AC 内の 12 時間積算降水量も数 mm 程度と少ないことがわかった. また、ACの発達のメカニズムについて詳しく解析した. その結果、解析対象のACの発達は、寒冷前線と温暖前線を持ち傾圧構造を示す、急速に発達した温帯低気圧とのマージングによってもたらされたことがわかった. 温帯低気圧は、上層には暖気を持ち、また下層には北極低気圧よりも大きな正の相対渦度を持っていた. そのため、温帯低気圧とのマージングによる、上層の暖気核の強化と下層での渦の供給の2つの要因によって、ACの急発達が引き起こされたことが示された. これらの結果は概ね先行研究[3]と一致していたが、温帯低気圧とACのマージング後、AC下層の寒気核は一時的に崩れたが、再形成される過程が確認された(図1)ことなど、新たな知見が得られた.



図1: AC 中心付近の緯度平均からの差の温度場の鉛 直断面図. 温帯低気圧とのマージングの, (上) 直後, (下)1日後.

参考文献

-95-

[1] Tanaka et al., 2012, Polar. Sci., 6, 55-69.

- [2] Satoh et al., 2008, J. Comput. Phys., 227, 3486-3514.
- [3] Aizawa et al., 2014, Meteorol. Atmos. Phys., 126, 105-117.

2019年の南半球での成層圏突然昇温とオゾンホール

*本田淳一(九大・理)、廣岡俊彦(九大院・理)

-96-

1. はじめに

成層圏突然昇温は、成層圏に伝播したプラネタリ ー波の大きな非定常性によって発生し、南半球冬季 においては、プラネタリー波活動度が北半球と比べ て弱いため、発生しにくいといわれている。しかしな がら、成層圏突然昇温が発生した場合、オゾン破壊の 原因となる極成層圏雲の形成が難しくなるため、オ ゾン破壊が停滞し、オゾンホールの規模が小さくな る可能性がある。

本研究では、2019年9月に南半球で発生した成層 圏突然昇温の特徴とその力学場を解析し、オゾンホ ールの特徴とそれを引き起こした原因を考察した。

2. 使用データと解析手法

本研究では、NASA が運用している地球観測衛星 Aura 搭載の Ozone Monitoring Instrument (OMI) によるオゾン全量データと、気象庁の長期再解析デ ータ JRA-55 を用いた。解析期間は 2004 年~2019 年 の 16 年間とした。

まず、成層圏突然昇温発生時の 10hPa 面での、気 温と東西風のそれぞれの帯状平均を計算した。また、 フーリエ級数展開した東西波数 1、2 のプラネタリー 波成分の振幅、等圧面高度場の帯状平均からの偏差 を求めた。

次に、オゾン破壊が起こる下部成層圏 50hPa 面で の気温、オゾン全量 220DU 以下で定義したオゾンホ ール面積の推移を求めた。

3. 結果

2019年の10hPa 面の南緯70度以南での帯状平均 気温と南緯50度から70度での帯状平均東西風、お よび南緯50度から70度での高度場の全波数振幅の 特徴(図省略)を記すと、気温は8月中旬から上が り初め、8月下旬から9月上旬にかけて約60K上昇 し、9月中旬に最高となった。西風は8月中旬にやや 弱まり、9月上旬からは一気に約65ms⁻¹弱まり、9月 中旬に最小となった。しかし、東風への逆転は見られ なかった。フーリエ級数展開で波数1、2に分解する と、波数1は8月と9月に非常に大きくなり、波数 2は波数1に比べると小さいものの、8月前半に大き くなった。さらに図1より、8月中旬には波数1、2 がともに存在し、9月には波数1が非常に活発化し ていたことがわかる。

オゾン破壊が起こる下部成層圏 50hPa 面の南緯70 度以南での帯状平均気温(図省略)は、8月下旬から 上昇し、9月中旬には極成層圏雲発生の目安とされる 195Kより高くなった。オゾンホールは、8月下旬か ら例年より小さく推移し、9月・10月・11月を通し て、解析期間の 2004 年以降では最小の、南極大陸面 積に及ばないほど非常に小さくなった(図 2)。

4. 考察と今後の課題

2019年の成層圏突然昇温は、西風が弱まるが、東 風にまでは変化しない小規模昇温であった。8月・9 月を通して、プラネタリー波活動が活発化したため、 極渦が変位・弱化した。それによって、中低緯度大気 の極域への流入が活発化し、成層圏突然昇温が発生 した。その結果、下部成層圏気温が上昇し、極成層圏 雲が形成されにくい環境となった。これが主因とな って、オゾンホールが例年よりも非常に小さくなっ たと考えられる。

今後は、2019年の南半球で発生した成層圏突然昇 温を引き起こしたプラネタリー波活動活発化の発生 要因を特定することを目指す。さらに、2002年など、 過去の南半球の成層圏突然昇温時の力学場、オゾン 場との比較を行い、2019年のオゾンホール形成に関 する理解を深めたい。



図1 南半球 10hPa 面での等圧面高度場の帯状 平均からの偏差図(単位は m)。(左) 8 月 12 日、 (右)9 月 8 日。青色部分が低気圧偏差、赤色部分 が高気圧偏差を表している。



図2 2019 年 7 月~11 月のオゾンホール面積 の推移図(単位は 10⁴km²)。実線は 2019 年、一 点鎖線は 2004 年~2018 年の平均、点線は南極 大陸面積を示している。

つくばで観測された新粒子生成イベントの特徴と CCN との 関係

*財前祐二、折笠成宏、田尻拓也、郭威鎮 (気象研究所) 村上正隆(名古屋大学)

1. はじめに

新粒子生成(NPF)は、CCN の主要な供給源であり、雲 の生成、降水、気候変動に影響すると考えられる。しかし、 関東地方において、NPF はどのくらいの頻度で起こるの か、どのような気象条件で起こるのか、発生した粒子はど のくらいの速度で成長するのか、生成された二次粒子の 吸湿性はどの程度であり、成長とともにどう変化するのか 等々不明点が多い。ここではつくばでのエアロゾル及び CCNの連続観測データ(2017年1月から2019年5月) を用いて解析した結果を報告する。

2. NPF の発生頻度の季節変化と発生条件

NPF 発生日の割合は5月に最も高く、11月に最も低い。 この変化は、第一に日射の強さに依存していると考えられ るが、他に、冬、夏の季節風、野焼きの頻度、晴天率など も影響していると考えらえる。風速と日射量は促進要因で あり、総粒子表面積と SO2 濃度は抑制要因であった。冬 は季節風が強く晴天、夏は、高気圧、あるいは南海上の 台風の影響で、南風のパターンが、NPF に適すと考えら れる。



図1.NPF 発生頻度の季節変化

3. NPF 発生日のエアロゾルの変化

NPF 発生日においては、20nm 以下のモードが、9-13 時に出現する。出現時刻は夏季に早く、冬季に遅い傾向がある。代表的な例では、モード粒径は12-14時に最小となり、その後成長し、翌朝には 50-70nm に達する。15h と24h のモード粒径から計算した、平均成長速度は、1-3nm/hで、6月に最大で、12月に最小であった。基本的に日射量の季節変化とよく対応している。

NPF 発生日において、エアロゾル総個数濃度は、14時 に最大になり、その後は減少した。この減少速度は、 coagulation により、かなり説明がつく。翌朝の濃度は、発 生前と比べ、20%程度増加する傾向がみられた。

4. CCN と吸湿特性の変化

NPF 発生日の CCN(過飽和度 0.1%-1%)の個数は、夕 方から翌朝にかけて増加傾向であった。これは NPF 起源 の2次粒子の成長が寄与していると考えられる。

CCN 数と SMPS によるサイズ分布から、臨界粒径を算 出し、対応する吸湿インデックス κ を求めた。NPF 発生日、 非発生日とも、 κ の値は、0.02-0.2 の範囲にあり、サイズ (critical diameter)が 130-200nm の粒子の κ は、0.1-0.2 と 比較的大きく、70-90nm の粒子の κ は、0.02-0.1 と比較的 小さい傾向がみられた。



図2、NPF発生日におけるサイズ別のκの変化. 横軸は時刻、24以上は翌日の時刻を示す。

NPF発生日における70-75nmの粒子の κ の値は、NPF 発生日の早朝には非発生日での値とほぼ同じで 0.04 程 度であったが、その後、 κ は増加し、14 時には 0.07-0.08 に達した。それ以降は、 κ は徐々に低下し、深夜には朝 (発生前)のレベルまで減少した。この間の κ の減少は、 SOM の condensation による変化と推定される。

5. まとめ

新粒子生成起源の微粒子は、生成後 0.5-1 日で 50-70nm までに成長し、CCN として機能するようにな る。代表的 κ は 0.1 以下であり、集積モードの粒子と比 べ低いが、CCN の個数としては支配的である。

一方、集積モードの粒子は、移流や燃焼など別の起 源からの粒子が支配的である可能性がある。

放射により駆動される雲対流の基礎的数値実験

* 中島健介 (九大·理)

はじめに

金星雲層の昼面午後側を紫外線で撮像した画像には, しばしば対流的と称される"もくもくした"構造が現れ る(参考文献を).しかし,推定される高度領域の成層 は安定であり,また,観測される構造の水平スケールは, 対流層と想定し得る領域の厚さよりずっと大きい.こ れらの特徴から,この構造は通常の対流ではなく,金星 の雲(または「未知の紫外線吸収物質」)が太陽光を吸 収して大気を加熱することによって生じている可能性 が示唆されてきた(参考文献)が,考察は十分に進んで いない.同様の現象は主星近傍を周回する系外惑星に おいても生じている可能性がある.そこで,ここでは凝 結物と放射強制が相互作用する系における対流運動に ついて線形論および基本的な数値実験により考察する.

線形安定性

成層した Bousinesq 流体の2次元運動を考える.

$$\partial_t u = -\partial_x P, \tag{1}$$

$$\partial_t w = -\partial_z P + g\theta, \qquad (2)$$

$$0 = \partial_x u + \partial_z w, \qquad (3)$$

$$\partial_t \theta + w d\bar{\theta}/dz = Q, \qquad (4)$$

加熱 Q は, 雲 (混合比 q) の凝結潜熱, および, この雲に よる放射吸収加熱の二つの成分から成るとし, 雲は鉛直 流にともなって生成するとすると,

$$Q = L\partial_t q + \epsilon q, \tag{5}$$

$$\partial_t q = \alpha w. \tag{6}$$

(1)-(6) を w について整理すると,

$$\partial_{ttt} \nabla^2 w = -N^2 \partial_{xxt} w + g \epsilon \alpha \partial_{xx} w \tag{7}$$

ただし, $N^2 \equiv g(d\bar{\theta}/dz - L\alpha)$ は凝結潜熱の影響を加味 した浮力振動数, また $\nabla^2 \equiv \partial_{xx} + \partial_{zz}$ である.

空間的に平面波構造で指数的に成長する擾乱 $w \propto \exp[\sigma t + i(kx + mz)]$ を仮定すると、分散関係として

$$(k^{2} + m^{2})\sigma^{3} + N^{2}k^{2}\sigma - g\epsilon\alpha k^{2} = 0$$
(8)

が得られ, 解は放射加熱係数 ϵ が小さいとき近似的に

$$\sigma \simeq -g\alpha\epsilon/2N^2 \pm iNk/(k^2 + m^2)^{1/2},$$
 (9)

$$\sigma \simeq g\alpha\epsilon/N^2 \tag{10}$$

である. (9) は放射加熱の影響をうけた内部重力波, (10) は新たに現れた停滞性不安定解である. $\epsilon > 0$ のとき前者は減衰するが後者は成長し, その成長率は擾乱の構造によらない.

数値実験

この系の有限振幅における振る舞いを把握するため に、いくつかの数値実験を行なった.下に示す例におい ては、凝結は流体層の中層で集中して生じ、また、凝結 物のもとになる物質が初期に下層に集中していること を想定し、負の凝結は生じないと仮定している.

雲は初期にランダムの生じたのちに上方に成長する が、水平構造を比較的保ちつつも、典型的水平スケール はどちらかというと大きくなっている.この特徴は、成 長率のスケール依存性が弱いという点で線形安定性に よって理解できる.その他、詳細は当日に述べる.

今後にむけて

今後,より広範なパラメタ実験を行う予定である.その結果と,金星における「対流」の様相の比較により,いわゆる「未知の吸収物質」の分布や性質について,何らかの制約を課すことも可能になるかもしれない.



大会第2日

CMIP5/6 における過剰な対流が関わる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 Cの大きな不確実性があ る(IPCC AR5)。不確実性の最大の要因は、熱帯海上 の大気大循環の下降流域に広がる低層雲の振る舞い が気候モデルごとに異なることだと考えられている (Zelinka et al. 2013 など)。一方、気候モデルによるパ ラメータ摂動実験などによると、ECS の値は、特に 対流スキームのパラメータに強く依存することが知 られている(Shiogama et al. 2012 など)。本研究では、 Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) と CMIP6 のデータ解析から、モデルにお ける低層雲と対流の関係メカニズムを調べる。

<u>データ</u>

CMIP5/CMIP6 のそれぞれ 27 個の気候モデルによ る historical(1981-2000)、 piControl(150 年)、 abrupt4xCO2(150 年)実験データを解析する。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、TRMM3B42、GPCP2、 CMAPの降水、CloudSat の雲量、HadISST の SST な どの観測データを用いる。

結果

CMIP モデルの雲量を観測データと比較すると、 多くの気候モデルは熱帯(30°S-30°N)下降流域の下 層雲量を過小評価しているバイアスがある。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ている る(Wood & Bretherton, 2006)。鉛直流と逆転層を調べ ると、ECS が小さい低感度モデルでは、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。この様なモデル では、温暖化時に低層雲が減ることで太陽光がより 地表を温める正のフィードバック(短波雲フィードバッ ク)が効きにくくなり、ECS が小さくなる傾向がある。

図は、対流が抑制されているべき熱帯海域(観測降水量<1mm/day)で平均した降水量で定義したメトリックと、短波雲フィードバック及び ECS の散布図で

ある。それぞれ有意な負相関であり、対流が活発な モデルほど低感度の傾向である。メトリックは観測 可能な量であるので、マルチモデルの回帰直線とそ こからの誤差(1 σ)を利用すると、ECS の幅は 3.6-5.7℃に制約することができる(所謂 Emergent constraint)。CMIP6 に限ると、メトリックと ECS の 相関は有意ではない。これは CMIP6 モデルの ECS のばらつきが、熱帯雲フィードバックのみで支配され ておらず、中高緯度プロセスなども重要な役割を果 たしているからだと考えられる。

(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: 観測の気候平均降水が 1mm/day 以下の熱帯海域 の平均降水量と、(a)短波雲フィードバック及び (b)ECSの散布図。

気候予測シミュレーションにおいて下層雲が減少する仕組み

*小倉知夫(国立環境研), M. J. Webb(英国気象局)

1. はじめに

複数の全球気候モデルで将来予測シミュレーショ ンを実施する際、ほとんどのモデルに共通して見ら れる特徴が、正の下層雲フィードバックである。す なわち、地表面気温の上昇に伴い下層雲の雲量が減 少し、より多くの短波放射が地表で吸収され、温暖 化が促進される。しかし、気候モデルが何故このよ うな特徴を示すのかは十分に理解されていない。こ の問題について様々な研究が実施されており、とり わけ Qu et al. (2014)は亜熱帯の下層雲フィードバッ クが2つの効果で説明できることを示した。すなわ ち(1)静力学的安定度の強まりが下層雲を増やそう とする効果と(2)海面水温の上昇が下層雲を減らそ うとする効果である。この研究によると、下層雲の 減少は(1)より(2)の効果が大きいことで説明される。 しかし、(1)の効果が働く仕組みについては理解が進 んでいるものの、(2)の仕組みについては依然として 議論が続いている。これまでに提唱された仮説は、 海面水温の上昇により海面からの蒸発が増加し、そ のことが大気中の鉛直混合を通して下層雲を減少さ せる、というものである。しかし、海面水温の上昇 は海面からの蒸発だけでなく長波放射も増加させる はずであり、そのことが下層雲にどう影響するかは 十分に検討されていない。この点を明らかにするた め数値実験を実施した。

2. 数值実験設定

本研究では大気大循環モデルを用いた数値シミュ レーションを実施し、その結果に基づいて下層雲フ ィードバックの仕組みを考察した。使用したモデル は MIROC ver.5 と ver.6 の大気部分であり、その空 間解像度は ver.5 で水平~2.8 度、鉛直 40 層、ver.6 で水平~1.4 度、鉛直 81 層である。シミュレーショ ンは4種類の設定で実施した。第一に、境界条件と して観測データに基づく海面水温と海氷の分布を与 える"AMIP"設定、第二に、"AMIP"設定と同様であ るが、海面からの長波放射を計算する時に限り海面 水温を観測データより 4K 上昇させる"AMIP+ LW forcing"設定、第三に、"AMIP"設定と同様であ るが、海面からの乱流輸送を計算する時に限り海面 水温を観測データより 4K 上昇させる"AMIP+ Turb forcing"設定、第四に、"AMIP"設定と同様であ るが、海面水温を観測データより 4K 上昇させる "AMIP+4K"設定である。上記4設定のそれぞれにつ いて y1979-2008 の積分を実施し、出力データの 30 年平均値を解析した。ここで"AMIP+4K minus AMIP"は気候フィードバック(a)に相当する。また、

"AMIP+LW_forcing minus AMIP"は気候フィードバ ックのうち長波加熱に由来する成分(b)、そして "AMIP+Turb_forcing minus AMIP"は気候フィードバ ックのうち乱流輸送に由来する成分(c)に相当する。 (a) minus (b) minus (c) を残差(d)と定義すれば、 (a)=(b)+(c)+(d)が成り立つ。本研究では(a)が(b), (c), (d)いずれの項で説明できるかを議論する。前節で述 べた仮説が正しいならば、(a)に見られる正の下層雲 フィードバックは海面からの蒸発を含む(c)の項で 説明できるはずである。

3. 結果

まず、海面水温の 4K の上昇によって生じる下層 雲フィードバックに注目し、(a)-(d)の各成分の値を 確認した。その結果、(a)に見られる正値、すなわち 下層雲の減少は主に放射成分(b)に由来することが 分かった。乱流成分(c)は予想に反して下層雲を増加 させる方向に働いており、このことは仮説と非整合 的であった。一方、残差成分(d)は(a)(b)(c)と比べて 値が小さく、このため近似的に(a)~(b)+(c)が成り立 っていた。次に、放射成分(b)で下層雲の減少がどの ような仕組みで生ずるか検討するため、雲量を制御 する熱力学的な変数の鉛直分布を低緯度海洋上で確 認した(図1)。その結果、海面からの長波加熱が 境界層内の気温を上昇させて相対湿度の低下および 雲量の減少を招いている様子が見られた。以上によ り示唆されることは、海面水温の上昇が下層雲を減 少させる仕組みとして海面からの蒸発が寄与する可 能性はあるものの、それに加えて、海面からの長波 加熱も重要な役割を果たすことである。



図1 海面水温の4K上昇によって生ずる変化のうち長波 加熱に由来する成分。低緯度(30S-30N)海洋上の年・領域 平均値の鉛直分布をMIROC ver.5の結果から示す。

参考文献

Qu et al. (2014) On the spread of changes in marine low cloud cover in climate model simulations of the 21st century, Clim Dyn, doi 10.1007/s00382-013-1945-z.

本研究の実施にあたり、国立環境研究所のスーパーコンピュータシステムを利用しました。

全球の海洋層積雲が消失した際の気候場への影響

*川合秀明、神代剛、行本誠史 (気象研究所)

1. 背景

CMIP6 の参加モデルである気候モデル MRI-ESM2 (Yukimoto et al. 2019)は、海洋層積雲の表現が優れたもの となっており、再現が比較的困難とされてきた亜熱帯の大陸 西岸の層積雲や、南大洋の下層雲の表現も現実的なものとな っている(Kawai et al. 2019)。モデルの中の海洋層積雲は、 主に層積雲スキームによって表現されており、このスキーム を off にすることで、海洋層積雲が消失した地球を疑似的に再 現することができる(図1)。その実験結果と通常の実験結果 を比較することで、海洋層積雲が果たしている役割を理解す ることが可能である。ここでは、ごく基本的な気候場への影 響を紹介する。

2. 実験

層積雲スキームには、CMIP5 の参加モデルである MRI-CGCM3で使用されていた古い層積雲スキーム(Kawai & Inoue 2006)と、MRI-ESM2で使用されている新しい層 積雲スキーム(Kawai et al. 2017, 2019)の2つがある。こ れらの2つの層積雲スキーム、及び、層積雲スキームoff 実験 の3つの実験を、SSTを与える amip タイプの大気モデル実 験、及び、大気海洋結合モデルを用いた historical タイプの 実験の2組の設定で行った。

3. 着目した気候場への影響

まず、大気海洋結合モデル実験で、亜熱帯大陸西岸の層 積雲が消失するとSSTにどのような影響を及ぼすかを調べた。 以前、気象庁の現業エルニーニョ予報モデルとして使用され ていた空海には、亜熱帯大陸西岸に局所的に 4K 以上の高温 バイアスが生じていたが、それが海洋層積雲が再現されてい なかったことによるものかどうかを確かめたい、というのが 主な意図である。

次に、海洋層積雲の亜熱帯高気圧への影響を調べた。 Miyasaka & Nakamura (2005, J. Clim.) では、亜熱帯大陸 西岸の下層雲の雲頂冷却が亜熱帯高気圧の強化に寄与してい る可能性を提唱していたが、その可能性を気候再現性のよい モデルを用いて確認するため、というのが主な意図である。

三点目として、全球大気海洋結合モデルでよくみられる熱 帯降水のダブル ITCZ が、層積雲スキームを off にすることで どう変わるかを調べた。これは、近年議論になっている、エ ネルギー輸送の観点から、南大洋の雲の過少バイアスがダブ ル ITCZ を悪化させるのではないかという話題に関連し、 MRI-ESM2 で南大洋の雲が減少した場合にどうなるかをチ ェックするのが目的である。

これらの結果は講演で紹介する。

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、 JP19K03977、JP19H05699)の支援により実施された。

参考文献

- Kawai, H., and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17-20.
- Kawai, H., et al., 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. J. Climate, **30**, 9119-9131.
- Kawai, H., et al., 2019: Significant Improvement of Cloud Representation in Global Climate Model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2875-2897.



図1:(上段)下層雲量の7月の気候値。左から、層積雲スキーム off、及び新しい層積雲スキーム on のモデル結果 (amip 実験)、ISCCP による観測値(上中層雲に隠されていない領域の下層雲量)。(下段)対応する下層雲量バイアス。

Yukimoto, S., et al., 2019: J. Meteor: Soc. Japan, 97, 931-965.

層積雲スキーム改良による SST-SW フィードバックの改善 *千葉丈太郎 (気象庁気候情報課),川合秀明 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

気象庁気候情報課では、大気・海洋結合モデルを用い た季節アンサンブル予測システム JMA/MRI-CPS2 (Takaya et al. 2018)を運用しており、2020年1月現在、 その後継にあたる JMA/MRI-CPS3 (以下 CPS3)を気象 研究所と共同で開発している。CPS3 では、最新の気象 庁全球モデル GSM (米原 2019)の大気物理過程をベー スとして、境界層内に発生する層積雲を表現するため に導入されている層積雲スキーム (Kawai and Inoue 2006)の変更が計画されている。本稿では、スキームの 概要と海面水温 (SST)と下層雲のフィードバックに着 目した検証結果について報告する。

2. 層積雲スキームの概要

層積雲の生成・消滅メカニズムは非常に複雑である が、境界層上端付近の逆転層の存在の重要性が過去の 研究で示されており、その強さを表す指標の1つとし て EIS (Estimated Inversion Strength; Wood and Bretherton 2006)が挙げられる。Kawai et al. (2017)は EIS に改良 を加え、大気中の水蒸気を加味した ECTEI (Estimated Cloud Top Entrainment Index)を提案した。

> ECTEI = EIS $-\beta L/C_p (q_{surf} - q_{700})$ $\beta = (1 - k)C_{qqap}$

Lは凝結の潜熱、 C_p は定圧比熱、qは比湿を表し、k及 $\mathcal{O}C_{qgap}$ は定数である。本スキームでは、ECTEI がある 閾値を超えたとき、大気境界層上端の鉛直拡散を弱め ることで、境界層内の大気が飽和し雲が生成される。 ECTEI は EIS に比べて、観測される下層雲との対応が 良いことが示されており、例えば、層積雲のパラメタリ ゼーションに EIS を用いた場合、南大洋の下層雲量が 過少となるが、ECTEI を用いるとほぼ適切に表現され る (Kawai et al. 2019)。

3. 実験結果

SST と下層雲のフィードバックを確認するため、大 気ー海洋結合モデルによるフリーラン実験を、層積雲 スキーム変更前後それぞれについて行った。大気モデ ルの解像度は TL319L100 ($\Delta x \sim 55$ km, 上端 ~ 0.01 hPa)、 海洋モデル (MRI.COM ver4; Tsujino et al. 2017)の解像 度は 0.25°×0.25°の 60 層とし、スピンアップの1年 を除く30年間の積分結果を解析した。

その結果、亜熱帯の海洋性層積雲領域にみられる正 のSST-SW(大気下端下向き短波放射)フィードバッ クは、層積雲スキームの変更によって、観測にかなり近 づくことがわかった。また、NINO.3海域では、スキー ム変更前は不自然な正のフィードバックがみられたが、 それがほぼ解消した。これらの改善は、放射収支やエル ニーニョ・南方振動(ENSO)などを通して、季節予報 の精度向上に資すると期待される。

Corr. SST vs SW



図 海面水温 (SST) と大気下端下向き短波放射 (SW) の相関係数。(上段) 層積雲スキーム変更前(中段) 層 積雲スキーム変更後(下段) COBE-SST と CERES の結 果。シェードは相関係数、実線(点線)のコンターは正 (負) 相関を表す。ドットは 99%の有意水準で有意な 領域。ボックスは NINO.3 海域。

参考文献

Kawai, H., Koshiro, T., and Webb, M. J.: Interpretation of factors controlling low cloud cover and low cloud feedback using a unified predictive index, *J. Clim.*, 30, 9119-9131, 2017.
シルクロードパターンの地球温暖化に伴う変調とその要因 内田裕太、*小坂優(東京大学先端科学技術研究センター)

1. はじめに

シルクロードパターンは東アジアに夏季異常気象を もたらす主要な遠隔影響パターンの一つで,ユーラシ ア大陸上のアジアジェットの蛇行で特徴付けられる [1,2]. 2018年の記録的に早い梅雨明けとその後の豪雨, 引き続く熱波を引き起こしたことは記憶に新しい.こ のような熱波に対し,地球温暖化がその影響を底上げ すること示されたが[3],シルクロードパターンに伴う 循環偏差そのものが地球温暖化の伴ってどのような変 調を受けるかは明らかになっていない.本研究は,大 気大循環モデルによる大規模アンサンブル実験データ セットである d4PDFを用いてこれを解析した.

2. データと解析手法

解析には「地球温暖化対策に資するアンサンブル気 候予測データベース (d4PDF)」のうち,過去の気候推移 を再現する「HIST 実験」と 4°C温暖化した気候をシミュ レートする「+4K 実験」を用いた.シルクロードパター ンは 25°~50°N, 30°~130°E における夏季 (6~8 月)平均 200hPa 南北風速の経年変動に対する経験直交関数 (EOF) 第 1,第 2 モード (それぞれ EOF1, EOF2)とし て抽出した.また,ブロッキングの検出には 500hPa 高 度の南北勾配逆転を用いた.

3. シルクロードパターンの変調

HIST 実験の EOF1 は、アジアジェットに沿う波列状 の循環偏差と東向きの波活動度フラックスを示し、シ ルクロードパターンを捉えている (図 la). +4K 実験で は水平構造にはほとんど変化が見られないが (図 lb)、 振幅は有意に減少する (EOF1 で 10%以上). また鉛直 方向には、HIST 実験に比べて+4K 実験で循環偏差極 大が上方にシフトしており、地球温暖化に伴う対流圏 界面やアジアジェット軸の上昇と整合する. これらの 結果は EOF2 についても定性的に同様である.

シルクロードパターンの維持にはエネルギー変換を 通じた背景場からの効率的なエネルギー獲得が寄与す る[2]. HIST 実験に比べて+4K 実験では、シルクロード パターンの伴う傾圧エネルギー変換効率が低下してお り、これは主に 400hPa より下層における弱化によって 引き起こされていた. 温暖化に伴うジェット軸の上昇 と成層度の強化により、上空の渦位偏差が中・下層に作 り出す循環偏差が弱まったことが一因と考えられる.

4. ヨーロッパのブロッキング

シルクロードパターンはしばしば上流域のブロッキ ングに駆動されるように見える. 実際に HIST 実験にお いて、シルクロードパターンは北大西洋・ヨーロッパ でのブロッキング頻度変調を伴う.+4K 実験では、ブ ロッキング頻度の気候平均・気候標準偏差がともにヨ ーロッパで減少する. これは北大西洋極前線ジェット の北偏及び東への伸長に伴う変化である. 加えてアジ アジェットが南偏し、ブロッキングからアジアジェッ トへのエネルギー入射がしにくくなる. これらの効果 により、ヨーロッパのブロッキングによるシルクロー ド EOF1 パターン駆動が弱化することが、同パターン の振幅低下に寄与すると考えられる. なお、上流の擾 乱をブロッキングに限定しなくても、北大西洋極前線 ジェット上の波束からアジアジェットへの「導波管乗 り換え」は一般に起こりにくくなると考えられるが、上 流域での波動そのものの強化がこれを相殺するため, シルクロードパターンの弱化への寄与は明らかでない.



図1. シルクロード EOF1 パターンに伴う 200hPa 渦度 偏差 (陰影) と波活動度フラックス (矢印). (a) HIST 実 験, (b) +4K 実験. 長方形は EOF 解析領域。等値線は 気候平均東西風速 = 20 m s·を表す.

参考文献

- [1] Enomoto, T., 2004, J. Meteor. Soc. Japan, 82, 1019-1034.
- [2] Kosaka, Y. et al., 2009, J. Meteor. Soc. Japan, 87, 561-580.
- [3] Imada, Y., et al., 2019, SOLA, 15, 8-12.

ユーラシア(EU)パターンの三次元構造 *前田修平(気象研),竹村和人(京大院理,気象庁気候情報),小林ちあき(気象研)

1. はじめに

ユーラシア大陸に見られるロスビー波列状のテレコ ネクションパターンであり、日本の冬の天候に大きな 影響を与えるユーラシア(EU)パターンについて、波一 平均流相互作用を含む力学的メカニズムを明らかにす るため、その三次元構造を解析した.

解析には気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)の 1月の月平均値を用いた.期間は、1958~2019年の 62 年間である.偏差は、気候値(1981~2010年平均値) からの差で定義した. EU 指数は、Wallace and Gutzler (1981)の定義に基づき、3つの作用中心における 500hPa 高度の規格化偏差を用いて求めた.この指数に基づき 回帰分析と合成図解析を行った.合成図解析には、EU 指数が大きな 10年平均(EU+と呼ぶ)と小さな 10年 平均(EU-と呼ぶ)を用いた.

2. 解析結果

500hPa 高度を EU 指数に回帰する(図略)と,3 つ の作用中心に対応するユーラシア大陸上の波列パター ンのみならず,北半球域全体に有意な偏差が見られる. 一方,海面気圧は、シベリア高気圧とアリューシャン 低気圧がどちらも強く、冬季アジアモンスーンに伴う 惑星波の振幅が強い傾向を示している.500hPa 高度と 海面気圧との関係を見ると、ユーラシア大陸西部では 順圧的な構造をしているが、大陸東部から北太平洋に かけては西に傾いた傾圧的な構造をしている.

EU パターンが惑星波の振幅と関係することが示唆 されたので、以後、帯状平均からのずれで定義される 擾乱の特徴に着目する.図1は、高度擾乱とPlumb(1985) の波活動度フラックス(WAF)を示す.平年(図略)では, 1000hPaではユーラシア大陸上で高気圧,北太平洋で低 気圧となる擾乱がみられ,それは対流圏上層にかけて やや西に傾いている.この擾乱(惑星波)に対応する WAF は鉛直上向き東向き成分を持つ.EU+では,平年 やEU-に比べ,この惑星波の振幅が大きく,WAFの伝 播も強い.また,EU+では,東アジアから北太平洋に かけて対流圏中上層でのWAFの収束も強い(図略).

EUパターンは惑星波の振幅やそれに伴うWAFの対 流圏内での収束と関係することから、帯状平均した子 午面循環とも関係する可能性がある.図2は、MIM法 による E-P フラックスと質量流線関数の、EU指数への 回帰を示す.中緯度の対流圏内で上向きの E-P フラッ クスが大きく、下層で発散、中上層で収束偏差となっ ており、対応して対流圏中緯度の直接循環が強い.こ れは主に月平均で定義される定常波成分による(図略). 中緯度の直接循環が強いことは、高緯度から中緯度へ の寒気流出が強いことに対応する.北半球における寒 気流出の指標である 850hPa,40N の質量流線関数と EU 指数との間には、有意な正相関(+0.48)があり、EUパタ ーンは北半球の寒気流出の25%程度を説明する.

3. おわりに

EUパターンは、冬季東アジアモンスーンに関連する 惑星波の振幅,その波活動度の対流圏内における収束 発散,帯状平均場における中緯度直接循環及び寒気流 出と関係する北半球規模の変動である.



図1 高度擾乱とPlumb(1985)のWAF. 左)EU+ 右)EU+ とEU-の差.上から300hPa, 500hPa, 1000hPa.等値線が高度擾乱,上と中段の陰影がWAFの鉛直成分,矢印が水平成分.右図の陰影は,EU+とEU-の差が95%以上で統計的に有意な領域.



図2 左) E-P フラックスとその収束,右) 質量流線関数の EU 指数への回帰. 陰影は EU 指数と E-P フラッ クス収束(左),質量流線関数(右)との相関係数で, 90%以上で統計的に有意な領域. 黒線は気候値.

2019 年南半球成層圏突然昇温後の負の南極振動の持続

*小林ちあき,前田修平 (気象研究所)

1. はじめに

2019年9月初めに、17年ぶりに南半球成層圏で突然 昇温(SSW)が発生し、その後、対流圏では負位相の南極 振動(AAO)が10月半ばから12月末まで卓越・持続し た。本研究では、気象庁 55年長期再解析データ (JRA-55)を用いて、対流圏内における負のAAOの持 続とSSW との関係を、波-平均流相互作用の観点から 調べた。解析には、等温位面上の質量重み付き平均 (MIM)法を用いた。これにより、地上付近のE-Pフラッ クス発散や中緯度への寒気流出をもたらす対流圏内の 子午面循環の偏差も評価できる。平年値は1981-2010 の30年平均値で、それからのずれを偏差とした。

2. 解析結果

SSW に伴う、成層圏から対流圏にかけての極渦の強弱の時間変化を見るために、図1に南緯 60~90度で平均した帯状平均高度場の規格化偏差の時間高度断面図を示す。9月初めの SSW 以後、極渦の弱い状態が成層圏上部で持続し、偏差の中心は10月半ば以降に成層圏下部に下降する。同時に対流圏で16を超える正偏差となり、その状態が強弱を繰り返しつつ12月いっぱい続いている。300hPa 高度偏差の時間緯度断面図を見ると(図略)、図1 で示した10月半ばからの極渦の弱化と対応して、ほぼ南緯 60 度以南の高緯度で高度が高く、南緯 35~60度の中緯度で高度が低く、負の AAO が持続していることを示している。

負のAAO が持続した期間(10/16-12/31)の平均場に ついて、波-平均流相互作用の観点で調べる(図 2)。2019 年の東西風は気候値に見られる成層圏の極夜ジェット がない。対応して、平年では存在する極夜ジェットに 沿う導波管がなく、屈折率で見ると(図略)、対流圏か らのプラネタリー波が鉛直伝播できない(あるいはし にくい)領域が対流圏のジェット気流の軸の上の100 ~200hPa あたり、軸の極寄りの南緯40~70度あたりに 拡がっている。この状況は平年では成層圏の最終昇温 後の12月の状態に似ている。対応して、高緯度側での 対流圏から成層圏への E-P フラックスの鉛直伝播が弱 く、対流圏上部でより収束している。一方、対流圏で ジェット気流が低緯度側にずれ、対応して E-P フラッ クスの南北分布も低緯度側にずれ、偏差では南緯40度 を中心に上向き、50度の対流圏上層で極向き、60度付 近で下向きとなっている。この偏差の多くは傾圧不安 定擾乱によるものと思われ、ジェットの南偏の持続に 寄与している。これらの波の変化により E-P フラック ス収束は、南緯40~70度にかけての対流圏内で強く、 その影響で対流圏の中緯度の直接循環が強くなってい る。これにより、高緯度の寒気がより低緯度に流出し、 負のAAOの持続に寄与していると考えられる。

3. 今後の課題

2019年の南半球 SSW 後におきた対流圏の負の AAO について調べた。下部成層圏で強い偏差の持続がみら れ、対流圏内において波-平均流相互作用による影響が みられた。これらの過程は、季節予報の時間スケール の予測可能性のソースとなりうるので、今後はこの SSW の季節予報への影響を調べたい。



図 2 10/16-12/31 で平均した南半球の緯度高度断面図 上)帯状平均東西風(等値線,5m/s 間隔)、E-P フラックス(矢印、 kg/s²)と発散(陰影・暖色は発散、m/s/day)、下)質量流線関数(± 0.2,±0.5,±1,±2,±5 [10¹⁰kg/s]に等値線、陰影・寒色は反時計周 り循環)。左から 2019 年、平年値(1981-2010)、平年偏差。

20 世紀前半における北極域の気温変化と海氷変動における外部要因

*相澤拓郎^{1,2} · 石井正好² · 大島長² · 行本誠史² · 羽角博康¹ 1. 東京大学大気海洋研究所 2. 気象研究所

1. はじめに

北極域では、20世紀前半に、最近数十年の北極 域温暖化に匹敵するくらいの顕著な温暖化 (ETCW)があったことが知られている(e.g., Johannessen 2004)。この温暖化の要因として、 外部強制力の変化や、内部変動が考えられている。 温室効果ガス濃度の上昇と自然起因の強制力の 変化(太陽活動の上昇と火山活動の弱化)は、20 世紀前半の温暖化の一部を説明する(e.g., Meehl et al. 2003)。北極域には 50~80年周期の非常に 長周期の内部変動があり(e.g, Polyakov and Johnson 2000)、それは 20世紀前半の北極域温暖 化に対して大きく影響したと指摘されている (Polyakov et al. 2003)。

衛星観測は、最近数十年の北極温暖化増幅に対応して、夏季の海氷は急速に減少していることを明らかにした。一方で20世紀前半における北極温暖化では、観測記録の不足から海氷変動がどの程度であったのかは十分に分かっていないが、温暖化に応答して減少したことが指摘されている(Walsh et al. 2017)。

2. 目的と研究手法

20世紀前半の北極域の気温変化の要因を探る ため、気候モデルを用いた歴史的強制力を与えた 実験(historical) とそれぞれを個別に与えた実験 (hist-GHG, hist-aer, hist-nat, hist-sol)の解析を 行う。また、海氷変動がどの程度気温変化に対応 するかを調べる。

モデルは、CMIP6 に参加した地球システムモ デル MRI-ESM2 を用いる。大気モデルの解像度 は、水平 1.125 度、鉛直 80 層 (T_L159L80)。海洋 モデルは MRI-COM4.4 を用いており、解像度は 東西 1 度、南北 0.5 度 (赤道付近は 0.3 度)、鉛直 61 層である。期間は全て 1850-2014 年の 165 年 であり、historical は 5 メンバー、それ以外は 3 メンバーである。詳細は、CMIP6 のサテライト MIP の一つである DAMIP (Detection and Attribution Model Intercomparison Project) の プロトコルに従う。

3. 結果

歴史実験は 20 世紀前半の北極域温暖化、その

後 1970 年頃までの全球寒冷化、その後現在に至 る急速な温暖化をよく再現した(図省略)。図1は 各実験の3メンバー平均の10年移動平均した気 温偏差の緯度時間断面を示す。また、二酸化炭素 濃度、太陽放射照度、北極域平均した人為起源エ アロゾル・火山性エアロゾルの光学的深さの時系 列も併せて示してある。内部変動より大きいシグ ナルを陰影で示している。人為起源の温室効果ガ スの強制力と自然起源の強制力は、1880年から 1940 年にかけて北極域を温暖化させる。エアロ ゾルによる強制力は、温室効果ガスの上昇と自然 起源強制による温暖化を相殺するように作用す る。 hist-nat は、 1920 年以降火山活動が低下に応 答して暖まっていることがわかる。この温暖化に 対応するように、9月の海氷面積は1911年から 1940年にかけて減少傾向を示す(図省略)。

このように、ETCW とそれに関連した海氷減少 に対して自然起源の強制力が影響を及ぼしてい ることが分かった。また、温室効果ガスの強制力 は、ETCW を強めるように作用し、人為起源エア ロゾルの強制力は、ETCW を弱めるように作用す る。自然起源の強制力は、20世紀前半の温暖化の 一部を説明する。



図1:それぞれの実験における帯状平均した10年移動平 均した年平均地上気温偏差(℃)の緯度時間断面と、CO2の 濃度の時系列、太陽放射照度の時系列、60度以北で平均 した人為起源エアロゾル・火山性硫酸エアロゾルの光学的 深さの時系列。基準値は1850~1879年の平均値で、3メ ンバーのアンサンブル平均を示している。コンターは 0.1℃間隔で、実線は正偏差、破線は負偏差。内部変動より も大きいシグナルを陰影で示している。

沿海州風下における筋状降雪雲の蛇行について 織田将太(北大環境科学院),*川島正行,渡辺力,下山宏(北大低温研)

1. はじめに

寒気吹き出し時には、沿海州のシホテアリニ山脈の 特定の山岳の風下に太い筋状降雪雲が発生し、北海道 西岸に局所的な大雪を降らせることが知られている.村 松 (1978, 天気) は、この雲の蛇行により降雪に8時間 程度の周期性が見られた事例を報告した.寒気吹き出 し時の衛星画像を確認すると、この雲の蛇行が起こる 時は沿海州沖の広い範囲で、周辺の筋雲も同じように 蛇行していることから、山脈全体の効果によって筋雲 の蛇行が生じることが示唆される.本研究では、顕著な 筋雲の蛇行が見られた事例を領域大気モデルで再現し、 蛇行が起きるメカニズムについて調べた.

2. 対象事例と数値実験の設定

2018 年 11 月 22 日 14 時 (日本時間) 頃に、沿海州 のシホテアリニ山脈を前線が通過し、その後日本海へ の寒気吹き出しが起きた. 22 日 15 時頃に筋雲が形成し 始め、23 日 0 時から 12 時にかけて山脈風下で筋雲の蛇 行が起きた (図 1). WRF-ARW Ver. 3.7.1 を用いてこの 吹き出し事例を再現した.実験は、水平格子間隔 18 km、 6 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.

3. 結果

解析から、シホテアリニ山脈の風下斜面で、広範囲 におろし風が発生することで、筋雲の蛇行が生じたこ とが明らかになった. 前線通過直後は、山脈風上、内 陸側の平地での山脈に直交する風速が大きく、その場 所でのフルード数 (Fr) は 2 に近かった. このため、 寒気が厚さを保ったまま山脈を乗り越える super-critical flowの状態であった. その後、山脈風 上の風速が減少し、Fr が1程度になると、山脈全体の 風下でおろし風が発生し、その状態が持続した.

図2は、図1と同じ23日06時の高度1kmにおけ る温位と風ベクトルである.おろし風の発生に伴い、上 空から下降した高温位の帯が沿岸に見られ、海上は破 線の南側で北東風、沿海州川で北北東風になっている. 図3は山脈に直交する北西・南東の鉛直断面で、おろし 風とハイドロリックジャンプの構造が見られる.下層 の沖向きの風が強化することで、コリオリカの効果に より断面に直交する南西向き成分の風が生じる(図3b). おろし風に由来する気塊の先端付近では水平風シアが できるため、筋雲が曲げられ蛇行が生じる.おろし風 はその後長時間持続し、筋雲は直線的になったが、風 上の風速がさらに減少し、おろし風が終わるタイミン グでも図3と逆の水平シア・蛇行が生じた.

この事例と同様、寒気吹き出しの初期段階と,吹き 出しの終盤に筋雲の蛇行が起きることが他の事例でも 確認できた.以上より、山脈に直交する風速の変化に 伴い、山越え気流のレジームが変わり、おろし風が発 生・終了する際に蛇行が生じると考えられる.



図2.図1と同時刻のモデル結果.高度1.0 km における温 位と風ベクトル.破線で水平シアの強い場所を示す.



図 3. 山脈に直交する方向の断面における(a) 風速ベクトルとの温位、(b) 断面に直交する風速成分(陰影)と温位(等値線). 山脈に沿った幅 360 km の空間平均をとったもの.

MP-PAWR で観測された関東における冬季の雷雲 *纐纈丈晴,高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

冬季の日本海沿岸では発達した積乱雲により落雷や 降雹がもたらされるケースが多いが、太平洋側では稀 である.そんな中、2020年1月15日に、埼玉県および 東京都で発雷および降雹があった[1](以下、雷雲Aと 表記).このような冬季の積乱雲は夏季に比べて雲頂が 低く、短時間で変化することが考えられるため、その 構造を知ることは重要だと考えられる.本研究では埼 玉大学に設置された二重偏波フェイズドアレイ気象レ ーダー(MP-PAWR)で観測された雷雲Aについて、降 水粒子分布の時間変化を調べる.

2. データ・手法

本研究では埼玉大学設置の MP-PAWR で得られた 30 秒毎の偏波パラメータの情報を用いて降水粒子判別[2] を行い,降水粒子の分布について,気象庁の雷監視シ ステム(LIDEN)で観測された雲放電・対地放電の位 置・頻度との対応を調べた.

3. 対象事例

今回解析対象とする雷雲 A は 14:46 頃 MP-APWR の 観測範囲の北西端(埼玉県西部)に入り始め,発達し ながら南東進して 16 時から 20 分程度の間に雲放電・ 対地放電をもたらし(図 1)埼玉県から東京都内に進ん だ.雷雲 A により,都内の立川市付近では雹もしくは 霰が降ったことが[1]および SNS において多数報告され ている.その後,雷雲 A は衰退しながら南東進して 17 時頃神奈川県北部に移動し, 17:30 頃には東京湾に到達 してその後消滅した.

4. 解析結果

立川市付近で雹または霰の報告があった時間帯の高 度1kmの降水粒子判別の結果を図2に示す.この日,0℃ 高度は約1.2km(館野における高層気象観測より)で地 上付近の気温は8℃から9℃程度あったため,大部分が 雨または霧雨として判別されているが,霰・雹の報告 があった立川市付近は湿霰が判別されており,レーダ 一反射強度の値は40dBZを超えていた.また,これよ りも前の雷が観測された時間帯にも高度1kmでは湿霰 が判別されていたが,雷雲Aが神奈川県に到達して衰 退すると判別されなくなった.







図2 16:45 の高度 1km における降水粒子判別結果.

謝辞

本研究では MP-PAWR のデータを情報通信研究機構 (NICT)よりご提供頂きました。また気象庁の LIDEN のデータを使用させて頂きました。

参考文献

- ウェザーニュース
 <u>https://weathernews.jp/s/topics/202001/150225/</u>,
 2020/01/31 閲覧.
- [2] Kouketsu, T., et al., 2015, J. Atmos. Oceanic Technol, 32, 2052-2074.

2019年1月31日に首都圏で発生した上向き落雷について

*櫻井 南海子¹・Paul R. Krehbiel²・William Rison²・Ronald Thomas²・ Daniel Rodeheffer²・清水 慎吾¹・前坂 剛¹・岩波 越¹・宇治 靖¹・木枝 香織¹ (1: 防災科学技術研究所・2: ニューメキシコ鉱物工科大),

1. はじめに

冬季雷は、上向き雷が発生すること、正極性落雷の 割合が夏季雷と比べて高いことなど夏季雷と異なる特 徴を持つ。首都圏で発生する雷放電の殆どは夏季雷で あり、冬季に雷放電が発生することは稀である。2019 年1月31日に、首都圏で落雷が2フラッシュ Tokyo LMA で観測された。本研究では、首都圏で発生した上 向き落雷および雷雲の特徴について報告する。

2. データ

解析に使用したデータは、Tokyo LMA で観測された 雷放射源の位置標定点と埼玉大学に設置されている MP フェーズドアレイ気象レーダである。Tokyo LMA は12 サイトから成り、VHF 帯の電磁波を観測する。雷 放射源の位置標定には到達時間差法を用いている。

3. 結果

図1に、2019年1月31日21時44分41秒に発生し た上向き落雷の雷放射源の水平分布および鉛直分布を 示す。色は、寒色系から暖色系の順に時間の経過を示 している。Tokyo LMA で観測された最初の雷放電点の 位置は東京スカイツリー付近であり、この雷放電は東 京スカイツリーからリーダの進展が開始したと考えら れる(但し、LMA は地上付近の高度方向の位置標定誤 差が大きい点に留意する必要がある)。はじめに、正リ ーダが上方に進展し、高度2 km 付近まで上昇すると、 水平方向に進展した。数百ミリ秒後、高度2kmから高 度6kmへ負リーダが上方に進展し、高度6km付近で は水平方向へ進展した。高度2kmから高度6kmヘリ ーダが進展する同様の現象が1つのフラッシュの中で 計4回観測された。高度2kmと高度6km付近で雷放 射源が観測された領域は、それぞれ負電荷領域と正電 荷領域に対応していたと考えられる。また、負電荷領 域と正電荷領域の分布高度が北東方向へいくにつれて 高くなる傾向が見られた(図 la, b, e)。

MP フェーズドアレイ気象レーダで観測された 21 時 44 分 30 秒における反射強度をみると、雷放電が発生し た付近では、36 dBZ 以上の強い反射強度領域が南西か ら北東へ向かって高くなっていた(図略)。高度 2 km と高度6 kmに存在する負電荷領域と正電荷領域で観測 された雷放電点は、強い反射強度領域を挟む様に分布 していた。また、36 dBZ 以上の強い反射強度領域は、 エコー頂付近における生成セルの発達に伴って強化さ れていた(図略)。

4. まとめ

2019 年 1 月 31 日に都内で上向き落雷が 2 フラッシュ発生し、Tokyo LMA、MP フェーズドアレイ気象レーダを用いて解析した。発表では、22 時 01 分 10 秒に発生した雷放電についても報告する予定である。

謝辞 本研究のレーダ解析には、MP フェーズドアレイ 気象レーダ (NICT) を使用させて頂きました。



図1 2019年1月31日21時44分41秒に首都圏で 発生した上向き落雷の雷放射源の分布図。図中の令と △は、それぞれフランクリン・ジャパンの雷ネットワ ークで観測された雲放電と対地放電の位置を示す。

全規模で見た「一発雷」の特徴

*岩崎博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに 冬季の北陸地方では、雷放電が 1 回しか起こらない積乱雲が多く発生し、「一発雷」 と呼ばれ、大きなエネルギーを伴う落雷が多いと も言われている. 日本全域での一発雷の調査も行 われ、一発雷は冬季の北陸に限らず、夏期の日本 周辺でも発生するが、発生日数は少ないことが知 られている(林と丸井,2016: J. Atmo.Elect.13-22). しかし、他の領域での実態は知られていないので、 本研究では、落雷エネルギーに注目し、全球を対 象とした「一発雷」の特徴を報告する.

<u>2. データ</u>解析には Washington 大学から提供され た全球落雷観測網(WWLLN:World Wide Lightning Location Network) データを用いた. 落雷地点の位 置推定精度は 5km であり,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 17 億個の stroke(雷撃)を解析対象とした.

<u>3. 一発雷の定義</u> 個々の stroke について, 落雷 地点から半径 10km の範囲に, その落雷時刻から ± 5 分の期間に検出された stroke の個数を求め, 落雷密度(strokes/unit/10min)とした. ここでは, 落 雷密度が1の stroke を「一発雷」と定義した.

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 (2015:*Int.J. Climatol*,4337-4347)を参考に品質管理を行ってい る. 冬期に多い正極性落雷の電流波形は, 負極性 落雷のものと大きく特徴が異なるが(例えば, 三宅 ら,1990:電学論 B,944-951), その影響は WWLLN アルゴリズムでは考慮されていない.

4. 全球規模の一発雷の特徴

第1 図は,落雷密度の頻度分布である.落雷密度 が増加すると頻度は減少する.図中の Cat.1 が一発 雷に対応し,全 stroke の 15%を占めている. WWLLN の検出率は 15-30%と低いので,この値 は過大評価されている可能性がある.

落雷密度毎(Cat.1-5)に,落雷エネルギーの頻度 分布を第2図に示す.頻度分布は全体が1になる ように規格化されている.落雷密度が低くなるに つれて,落雷エネルギーの最頻値が増加する.ま た,落雷密度と平均/最大落雷エネルギーにも同様 の関係が見られる.ここで,上位10%と下位10% の落雷エネルギーを持つ一発雷を,「強い一発雷」 と「弱い一発雷」と呼ぶことにする.

1 度格子毎に求めた,全 stroke 数に占める一発 雷の割合を第 3a 図に示す.検出された一発雷の頻 度分と全 stroke 数の頻度分布とはおおよそ相似関 係にあり(図略),全 stroke 数の頻度が低い領域で,

一発雷の占める割合が高くなっている(第3a図). 一方,一発雷の落雷エネルギーの違いに注目す ると,強い一発雷が全 stroke に占める割合の高い 領域は中~高緯度(北/南緯 30-60 度)に帯状に分 布する(第 3b 図). 北陸地方を含めた海洋上の領 域は冬期に強い一発雷が観測され,シベリアでは 夏期に強い一発雷が観測されている.これらの領 域は Iwasaki(2015)が示した大きなエネルギーを伴 う落雷が卓越する領域に対応する.興味深いのは, 熱帯の海洋上でも,強い一発雷が観測されやすい領 域が存在する点である.

また,第3c図に示すように,東太平洋域に弱い 一発雷の占める割合が高い領域が認められる.こ こは,弱いエネルギーを伴う落雷が卓越する領域 に対応する(Iwasaki,2015).



第1図(左):落雷密度の頻度分布. Cat.1の落雷を「一発 雷」と定義している. 第2図(右): Cat.1-5の落雷密度毎で計算した落雷エネ ルギーの頻度分布.



b) Ratio: Cat1_stronge strokes/all strokes



第3図a) 一発雷(Cat.1)が全 stroke に占める割合の分布. 上位10%以上(b)と下位10%以下(c)の落雷エネルギーを持つ一発雷が占める割合の分布. log₁₀(-1.5)=3.2%.

GPM 主衛星搭載の二周波降水レーダ DPR プロダクト検証と 雷を伴う降雨の事例解析

*鈴木賢士, 竃本倫平 (山口大院創成), 川野哲也 (九大院理) 中川勝広, 花土弘 (情報通信研究機構), 金子有紀 (宇宙航空研究開発機構)

1. はじめに

全球降水観測計画(GPM)主衛星に搭載されている 二周波降水レーダ(DPR)は、Ka帯およびKu帯の降 水レーダで構成されており、雲物理学的な特徴を示す プロダクトを提供している.flagHeavyIcePrecipは-10℃ 高度より上空の強い固体降水を検出し、降水タイプ分 類 typePrecipのアルゴリズムにも組み込まれている.降 水タイプ分類にはブライトバンドの検出が重要である が、冬季降雪雲にはブライトバンドは存在しない.そこ で本研究では、雲物理学的な視点から霰の存在に注目 し、2018年2月4日の金沢における降雪事例に関して、 地上降水粒子直接観測をもとに地上設置のX-MPレー ダによる三次元の粒子判別手法を用いて GPM/DPR プ ロダクトの定量的な検証を行った.

また, 雷活動は雲内の固体降水粒子が密接に関係していることがよく知られていることから, 上空の固体降水粒子形成に関連するプロダクト flagHeavyIcePrecipと電活動について, 2016年6月20日および2019年9月4日に九州上空をGPM/DPR が通過し, 地上で雷が観測された事例を解析し, 衛星プロダクトと雷分布の関連性を調べた.

2. 結果

2.1 DPR プロダクトの検証

降雪雲内の-10°C 高度における X-MP レーダによる 粒子判別結果を比較したところ, flagHeavyIcePrecip が 検出されたフットプリントは,未検出であったフット プリントと比較して, 霰が卓越していたことが明らか になった.また, flagHeavyIcePrecip が組み込まれた typePrecip アルゴリズムで対流性と分類されたフット プリントでは,対流雲内の上昇流の存在を示唆する霰 の存在比が大きいことが確認された(図1).

2.2 flagHeavyIcePrecipと雷活動

2016年6月20日は梅雨前線に伴う強雨と活発な雷 があり、GPM/DPRは21:50に九州西部上空を通過した. flagHeavyIcePrecipは強雨域に沿って帯状に検出され雷 分布とよく一致していた(図2).また、2019年9月4 日の大気不安定による九州地方山岳部で発達した雷雨 の事例でも同様の傾向がみられた.この事例では flagHeavyIcePrecipが未検出でも正極性の雲放電が集中 している領域がみられたが、この正極性雷は-10℃層よ り上層の正電荷の集中によるものであったと推測され た.





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~その2~

*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。雲による影響は、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。2019年 度春季大会では、CloudSatとひまわり8号の複合利 用データから雲のライフサイクルの遷移を示すことが できることを報告した。本大会では前大会の続報と して、解析期間を延長し、他の静止気象衛星との比 較を行った結果についても報告する。

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、Meteosat-10 の 10 分毎、空間解像度 3km のフ ルディスク雲特性データは EUMETSAT より提供を 受けた。

対象期間 2017 年 3 月から 2018 年 12 月の解析 を行い、対象領域は各静止気象衛星のフルディスク 領域とした。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、降雨:0dBZ<MaxZe (Frisch et al., 1995, L'Ecuyer et al., 2009, Suzuki et al., 2011)。ま た、静止気象衛星のフルディスクデータは 10 分ま たは15分毎であるため、CloudSat 通過時点の静止 気象衛星のデータは、CloudSat 通過時刻から前後 5分または7.5分以内のデータを取得した。静止気 象衛星のデータはCloudSat 通過時点との雲特性分 布の比較を行うことで、ラグランジュ的にトラッ キングを行っている。

3. 結果と考察

降水カテゴリー毎の光学的厚さ(COD)と有効粒 径(CER)の二次元頻度分布(joint-PDF)を描き、 CloudSat 通過時と通過前後 30 分または 45 分の joint-PDF の差を取ることで、雲特性の時間的変化 を調べた。特に、降雨の際に雲特性の変化は大き く、CloudSat 通過時に降雨に分類していたものは、 通過前と比べると COD,CER ともに増加しており、 通過後と比べると COD,CER ともに増加しており、 通過後と比べると COD,CER ともに減少していた。 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、本研究の 結果は衛星からも雲のライフサイクルの遷移を捉 えられたことを示している。

Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD, Nakajima et al. 2010; Suzuki et al. 2010b) 解析では、CER の時間変化によって、雲の鉛直構 造を成長中、成長が途中で止まった場合、減衰中 の3 つのパターンに分類を行った。CFODD の解 析からは、成長中に比べて、成長が止まった場合 と減衰中の方が、雲内部の降水強度が高くなるこ とを示した。これは一度 CER が大きくなることを 経験している場合の方が重力落下にともなう粒子 補足過程が促進し、雲内部の降水強度が高くなる のではないかと考えている。また、CFODD を 3 つの場合に分けたことで、雲の鉛直構造のライフ サイクルについても示すことができると考えてい る。

高濃度氷晶雲の実態把握と検出法・予測法開発に関する基礎的研究

- 研究計画概要 -

*村上正隆(名大宇宙地球環境研究所・気象研究所)、 篠田太郎、高橋暢宏、坪木和久、増永浩彦(名大宇宙地球環境研究所)、 堀江宏昭(情報通信研究機構)、山田広幸(琉球大学、) 折笠成宏⁺、田尻拓也⁺、財前祐二⁺、川合英明⁺(気象研究所)、 松木篤⁺、牧輝弥⁺(金沢大)、竹村俊彦⁺(九大)、Walter Strapp⁺、Lyle Lilie⁺ (FAA)、Thomas Ratvasky⁺ (NASA) (+は連携研究者)

1. はじめに

近年、積乱雲周辺を飛行中の旅客ジェット機が高濃度 の氷晶をエンジンや航法計器に吸い込みエンジン出力低 下・停止による異常降下や航法計器異常で自動航法装置 の誤作動を引き起こす事例が多数発生し、エンジン着氷 だけでも百数十件報告されている (図1)。約6割が日本 を含む東アジアで発生していることに加え、2016年には 日本国籍の旅客機が初めて計器着氷の重大インシデント に見舞われたことや国際民間航空機構(ICAO)が各国気 象機関に氷晶着氷に関する情報提供を求めている。交通 運輸技術開発推進制度研究課題「ジェットエンジン出力 停止および航法計器異常を引き起こす高濃度氷晶雲の実 態把握と検出法・予測法開発に関する基礎的研究」(2019 年度~2021 年度) では、積乱雲周辺の高濃度氷晶雲の実 態と生成メカニズム、雲核・氷晶核として働くエアロゾ ルの多寡が氷晶濃度に及ぼす影響解明、それに基づく検 出法・予測法に関する基礎的研究を実施し、航空運輸の 安全に資することを目指している。

本稿では、本研究プロジェクトの研究計画の概要を紹介 するとともに、広く気象学会員の方々の意見をいただき、 研究実施の参考とさせて頂くことを目的としている。

2. 研究計画概要

エンジン出力停止等の起因となる環境条件の把握と危険 度の評価

- 航空機を実施し、高濃度氷晶雲内の氷水量の空間 分布や氷晶の代表的形状と粒径を解析することに より、エンジン停止等の起因となる環境条件を定 量的に把握する。
- ② 観測データに基づき雲解像数値モデルの精度検証・改良を行い、現象の再現性を高めることにより、数値モデルを用いた対流雲のライフサイクルに伴う高濃度氷晶域内の氷水量および氷晶平均粒径の時空間分布に関す統計的解析を行い、既往のエンジン着氷実験の成果を取込んでエンジン出力停止等の危険度を評価する。

高濃度氷晶雲の検出法の開発

 現行の航空機搭載気象レーダ(Xバンド)の探知 性能と雲微物理量の直接観測データから算出され る高濃度氷晶域のレーダ反射因子との隔たりを定 量的に分析することにより、高濃度氷晶雲を検出 可能な改良型あるいは次世代レーダの要件を提言 する。

- ② 一般旅客機に搭載可能な氷水量測定機器の性能評価を通じて、高濃度氷晶域の検知精度およびエンジン出力停止条件を明らかにする。この成果に基づき、高濃度氷晶雲内進入に伴うエンジン出力停止アラートシステム開発の可能性検討を行う。
- 高濃度氷晶雲のナウキャスト・予測技術の開発
 - (1) 雲解像モデルや全球モデルを用いて高濃度氷晶雲の数値予測技術の開発を行い、離陸前の段階(運航計画時)において、航空路の検討・設定判断に必要な気象情報となり得る予測プロダクトを検討する。
 - ② 将来的な地上支援システムの高度化を目指し、 静止気象衛星データを用いて高濃度氷晶雲のナウ キャスト技術の開発を行い、飛行中の航空機に対 して、高濃度氷晶域への進入を回避するための速 報プロダクトを試作する。



図1 エンジン着氷が報告された地点



図2 プロジェクト概念図

原子炉事故時の過飽和雰囲気におけるエアロゾル粒径評価 *金井大造(電力中央研究所),西村聡(電力中央研究所), Kanai T. (CRIEPI), Nishimura S. (CRIEPI),

1. はじめに

原子炉過酷事故時の環境への核分裂生成物(Fission Product: FP)放出量の評価精度向上のためには,FP移行挙動に関する知見の拡充が重要である.FPはガス状,粒子状(エアロゾル)など種々の形態を取り,FP移行挙動はその形態に依存する.これまで,エアロゾル状FPは環境放出量が大きいものの,その挙動予測の精度が十分でないことがわかった.エアロゾル挙動への影響が大きい粒径の予測精度が低いためである.現状,FP放出量評価では,エアロゾル挙動の予測精度が低いため,保守的な評価をせざるを得ない.より現実的なFP放出量評価のためには,エアロゾル挙動(特に粒径)の評価精度向上が望まれる.

2. 目的

原子炉過酷事故では,原子炉から発生した大量の水 蒸気により,原子炉,格納容器および原子炉建屋内は 高圧高温高湿度環境となり,圧力は大気圧~10気圧,気 温は100℃~飽和温度,相対湿度は100%となることが 想定される.さらに,放熱等による気温の低下により 湿度場としては過飽和状態となることも想定される. 過飽和雰囲気では,凝結核(初期エアロゾル)への水 蒸気の凝結により,エアロゾル粒径は,数~数10 μm まで成長する.この粒径領域はエアロゾル挙動への影 響が大きい領域である.本研究では,凝結によるエア ロゾル粒径成長計測のための実験手法構築と粒径成長 モデルの高度化に資する実験データ取得を目的とする.

3. 実験システム

原子炉過酷事故時の原子炉,格納容器および原子炉 建屋において想定される高湿度場におけるエアロゾル 粒径取得のための計測手法を構築した.相対湿度100% を超えるような過飽和状態では,水蒸気はエアロゾル を凝結核として凝結し,その結果エアロゾル粒径が成 長する.本研究では,凝結核濃度,過飽和度,滞在時 間により凝結現象を制御し,顕微カメラシステムによ りエアロゾル形状を計測する手法を構築した(図1).

4. 実験条件・結果

本研究では、凝結によるエアロゾル粒径成長に影響 する凝結核濃度、過飽和度、滞在時間を変化させ、エ アロゾル粒径成長に関する実験データを取得した.実 験により、エアロゾル(初期粒径 0.25 µm)は凝結によ り粒径 10 µm まで成長することを確認した.また、凝 結による粒径成長モデル開発に必要となる凝結核濃度、 過飽和度(入口/出口の絶対湿度差)、滞在時間の粒径 成長に与える影響についても知見を取得した(図2).

5. 今後の展開

得られた実験データと、エアロゾル粒径成長理論から、エアロゾル粒径成長モデルを開発し、開発モデル を過酷事故解析のための計算コードに導入する.この 高度化された過酷事故解析コードにより、原子炉過酷 事故時における FP 放出量評価の精度向上を進める.



図1 顕微カメラシステムによるエアロゾル計測例



図2 過飽和条件(絶対湿度差 325~350 g/m3)での 粒径成長実験結果

2014 年 8 月 と 2018 年 7 月 の線状降水帯の比較 ^{増田} 善信 (元・気象研究所予報研究部) Yoshinobu Masuda(Former Forecast Division, Meteorological Research Institute)

1、 二つの線状降水帯の違い

2014年8月19~20日に広島市北部に豪雨をもたらした時の線状降水帯図も、2018年7月4~8日の西日本豪雨の時の線状降水帯もブロッキングの時に発生していた。しかし、全く違った雨の降り方をしていた。ここでは、その違いがどこから来ていたかを明らかにする。

図1は2014年8月20日2-3時の解析雨量による1時間降水量分布図と周辺のアメダス地点の降水量時系 列グラフを示したものであるが、単一の線状降水帯によって、同市安佐北区三入では最大1時間降水量101.0 mmを記録し、土石流による大きな被害がでたが、時間 雨量20mm以上の豪雨の継続時間は僅か3時間であった。 図1 2014年8月20日2~3時の解析雨量図と降水時系列図



一方、図2は2018年7月の西日本豪雨時のレーダーア メダス図(7月6日18時)と、7月4日から8日まで5 日間のアメダス地点の降水時系列図を示したものであ る。この期間降雨が続き、しかも間欠的に降っていた。 図2 2018年7月6日18時のレーダーアメダス図と降水時系列図



2、 二つの線状降水帯の違いは上層風の強さの違い

ここでは図は示さないが、1000~100hPa 面までの各層の上層風の平年値との比を求めてみると、300hPa 以下で大きな差があった。すなわち、2014 年 8 月の例で

は、平年値より強い風が、特に下層では平年の2倍、 20m/sを超える風が吹いていた。すなわち、太平洋高気 圧の縁辺を回る非常に強い下層ジェットが吹いていた。 豪雨の時によく現れる下層ジェットである。

一方、2018年7月の西日本豪雨の時は平年値の半分、約5m/sの風しか吹いていなかった。この時はブロッキングが卓越していて、太平洋高気圧の周辺の気圧傾度は弱く、風は全層を通じて非常に弱かった。

3、なぜ 2018 年 7 月豪雨は間欠的に降ったのか。

図3は岐阜県郡上市「ひるがの」の降水時系列図であ るが、4日未明から8日午前6時ごろまでに、1時間雨量 20 mmを超える豪雨が5回も降り、この期間の総降水量は 1214.5 mmにも達した。これは、①ブロッキングによって、 多量な水蒸気を含んだ不安定な空気を収斂させるよう な気流系が継続して存在し、その気流の収斂で次々と 線状降水帯ができた,②線状降水帯を形成している積 乱雲は成 図3 2018年7月4~8日の「ひるがの」の降水時系列 層圏近く



で断熱下降し、乾燥した空気が地面付近で広がり、線状 降水帯を形成している不安定な空気の流入を一時的に 遮断する、③その結果、線状降水帯が一時的に形成さ れなくなり、雨が止むか弱くなる、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れが継続しているの で、再び、線状降水帯ができ、豪雨が降り、結果的に間 欠的な雨の降り方になると考えられる。

ブロッキングによって、不安定な気流が継続的に流入 した結果、雨の降り方は間歇的であるが、豪雨が継続し、 大災害が生じたものと考えられる。

トランスバースラインの観測的および理論的研究

*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等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長数 km ~数十 km の波状構造が現れることがあり、トランスバースラ インあるいは巻雲バンドと呼ばれている。トランスバー スラインの成因として、ケルビン・ヘルムホルツ不安定 (大野・三浦 1982) やレイリー・テイラー (RT) 不安定 (Trier 2010; Kim et al. 2014; 玉井 2018) が提案されて きたが、トランスバースラインの基本場と構造を観測的 に調べた研究や、不安定化要因の定量的評価、トランス バースラインの現実的な基本場において潜熱の影響を考 慮して安定性解析を行った研究は少ない。

2019 年秋季大会では、ラジオゾンデ観測を用いた事例 解析、雲解像モデル SCALE-RM を用いたトランスバー スラインの再現実験、ゾンデ観測やモデル実験の結果を もとに設定した基本場での線形安定性解析を行った。そ の結果、観測・モデル実験ともに、湿潤過程での静的不 安定層と、雲バンドにほぼ平行な鉛直シアという RT 不 安定に整合的な特徴が見られた。この結果をもとに基本 場を設定して線形安定性解析を行ったところ、トランス バースラインと整合的なロール状対流が発達モードとし て得られた。

本大会では、トランスバースラインの成因に関する理 解をより深めるために、より多くのラジオゾンデ観測事 例を用いた統計的解析、SCALE-RM での数値実験にお ける不安定化要因の定量的評価、線形安定性解析におけ る各種パラメータに対する感度実験を行った。

2. データと数値実験の手法

気象庁の GPS ゾンデ現業観測値を用いて、トランス バースライン内部の風と温度の構造を調べた。使用した データの鉛直分解能は 7m 程度である。静止衛星の赤外 画像とゾンデ観測が対応した 27 事例を抽出した。

また、不安定化の要因を調べるために、SCALE-RM 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。モデルと実験設定の詳細は 2019 年秋季大会で報告したものと同一である。トラン スバースライン内部の成層構造の成因を熱収支の観点か ら定量的に評価するために、湿潤静的エネルギーsと定 圧比熱 C_p を用いて $T_{MSE} \equiv s/C_p$ で定義した物理量の 収支解析を行った。

さらに、上記の観測・数値実験で得られた温度・風速 場と雲バンドとの関係を明らかにするために、ゾンデ観 測と数値実験の結果を参考にして基本場を設定し、ブシ ネスク方程式の線形安定性解析を行って水平波型擾乱の 発達率を求めた。後述する各種パラメータに対する感度 実験を行い、トランスバースラインの性質に影響する物 理量を調べた。

3. 結果

ゾンデ観測 27 事例全てにおいて、雲バンド内部には 湿潤過程における静的不安定層 (厚さ:中央値 730m) が 見られた。不安定層内部において、平均風と雲バンドと がなす角は大きくばらついていたのに対し、鉛直シア ベクトルは雲バンドとほぼ平行で、ばらつきが小さかっ た (図 1)。これらの結果は RT 不安定と整合的であり、 2019 年秋季大会での事例解析の結果と一致する。

モデル実験での熱収支解析では、放射過程による雲底 加熱と雲頂冷却が見られ、その大きさは 0.5K/時程度で あった(図 2)。その一方で、雲一放射相互作用を取り除 いた感度実験では放射過程はほぼ一様な冷却源となり、 トランスバースラインが消失した。これらの結果は、雲 一放射相互作用が雲内の成層不安定化に寄与しているこ とを示唆する。

線形安定性解析の結果、鉛直シアと平行で水平波長1 ~ 2 km のロール状対流が最大発達モードとして得ら れ、短波長のトランスバースラインと整合的な構造で あった。擾乱の発達率の絶対値は静的不安定層の厚さや 浮力振動数、渦粘性係数に依存し、標準設定の0倍~ 2倍程度まで変動したが、水平波長1~2km で鉛直シア と平行な擾乱が最大発達であるという点は変化しなかっ た。また、結果がコリオリパラメータfにほとんど依存 しなかったことから、fがトランスバースラインに直接 与える影響は小さいことが示唆される。



図1 ラジオゾンデ観測における静的不安定層での平 均風・鉛直シアと、衛星画像上の雲バンドとがなす角 のヒストグラム。



図 2 数値実験におけるトランスバースライン内部の、
 (a) 雲氷の質量濃度、(b) T_{MSE}の収支、の鉛直分布。
 (b) において RD は放射過程、MP は微物理過程、VA は鉛直移流、TB は乱流過程の寄与を表す。

C203 北太平洋に特徴的な移動性擾乱活動の季節進行(真冬の振幅低下)

に関するエネルギー収支解析

*岡島 悟¹・中村 尚¹・Yohai Kaspi² 1: 東大 先端研 2: ワイツマン科学研究所

はじめに

傾圧不安定理論では、南北温度勾配=上空のジェット気 流の速度に傾圧擾乱の成長率が比例する.これと整合し、 北大西洋では真冬に移動性擾乱活動が最大になるが、北太 平洋ではジェットの風速が最大となる真冬に活動度が極 小を示す事を Nakamura (1992)は発見した.傾圧不安定理 論と矛盾するこの現象は「真冬の振幅低下」と呼ばれ、様々 な側面から調査が行われてきたものの、そのメカニズムに は未解明な点が多い.本研究では、主にエネルギー収支解 析の観点から、そのメカニズムについて調査を行う.

1. データと手法

大気再解析データとして JRA-55 を用いた. 1.25°格子・ 6 時間毎で, 寒候期を中心とする 9 月-5 月を解析対象と し, 1958/59-2016/17 の 59 季節を解析した. 移動性擾乱活 動を抽出するための時間フィルタはカットオフ周期 8 日 の低周波 Lanczos フィルタを用い, 低周波成分からのずれ を高周波成分とした.

真冬の振幅低下のメカニズムを調査するためのエネル ギー収支解析では.移動性擾乱に伴う運動エネルギー・有 効位置エネルギーに対し,順圧的変換・傾圧的変換・非断 熱加熱に伴う生成・エネルギー水平フラックス項を評価し た.北太平洋におけるエネルギー収支を考えるため,各エ ネルギー変換・生成項は北太平洋領域[130℃-130°W, 20°-65°N]で水平積分した後に地表面から 100hPa 面まで鉛直 積分した.各変換・生成項は移動性擾乱の振幅の影響を受 けるため,それらを移動性擾乱に伴う全エネルギーで割っ た「変換・生成効率」を評価した.

2. 結果

まず,先行研究で見られたような北太平洋における移 動性擾乱活動度の真冬の振幅低下が,より長い期間のデー タによって再現された(図省略).移動性擾乱に伴う上層 の南北風分散及び下層の極向き熱輸送では,真冬の振幅低 下が顕著である一方,下層の南北風分散では真冬の低下は 明瞭でなかった.

エネルギー収支解析を行った結果,移動性擾乱に伴う全 エネルギーは初冬に最大となり,真冬には少し抑制されて いた.各エネルギー変換・生成項の効率を評価したところ, 傾圧的変換の効率が他のプロセスに比べて大きく(図1, 長破線).初冬に最大となり,真冬にはやや抑制されてい る事が分かった.この傾圧変換項に他のプロセスを合算す ることで,全エネルギー変換の効率の真冬の低下がより顕 著になっている事も明らかとなった(図1,太線).順圧変 換は寒候期を通して平均場にエネルギーを変換する符号 であり,移動性擾乱が背景のジェット気流を加速している 事を意味する.実際に,移動性擾乱に伴う西風加速を評価 した所,ジェット周辺で強い加速が見られた(図省略).

これまで、エネルギー変換・生成項を評価した先行研究 は存在するものの、移動性擾乱の振幅に依存しない正味の 変換効率においても真冬の低下・抑制が見られる事を、本 研究は初めて明らかにした.この結果は、真冬の振幅低下 がエネルギー論の観点から解釈可能である事を示唆する ものである.



図1: 北太平洋領域で三次元的に積分した,各エネルギー変換・ 生成効率を,移動性擾乱に伴う全エネルギーで割って求めた変 換・生成効率(day¹)の季節変化.全エネルギー変換は順圧変換・ 傾圧変換・非断熱加熱に伴う生成・水平フラックスの各項の和 を表す.

ERA5を用いた台風に伴う循環場及び擾乱場の解析

杣木優介(東大理)、佐藤薫、高麗正史(東大院理)

1. はじめに

台風は重力波発生の重要なエネルギー源であり、 台風に伴う強い対流や、地形を乗り越える強い地表 風に伴い強い重力波を発生させる(Sato,1993)。最新の 全球大気再解析データ ERA5 はこれまでの再解析デ ータに比べ非常に高解像度のため、波長の長い重力 波は解像される。ただし、重力波による運動量フラッ クスの大きさは 5 分の 1 程度と過小評価されること も 指 摘 さ れ て い る (Jewtoukoff,Hertzog and Plougonven,2015)。また、ERA5 を用いることで、領域 モデルの研究では難しい台風の空間構造の広がりに ついての解析も可能である。本研究では、最新の再解 析データ ERA5 を用い、台風の空間構造の広がり及 び台風起源の重力波の力学特性を解析する。

2. 使用データ

ERA5再解析データを使用した。データ間隔は水平 方向に0.25度、鉛直方向に37レベル、1時間毎である。 台風トラックデータとしてRSMC Best Track Dataを使 用した。解析対象は、2000~2018年に北半球の東経 100~180度で発生した最低中心気圧が930hPa以下と なった台風88個である。中心気圧が950hPa以下の期 間を主に解析した。台風の空間構造については、中心 軸に対して対称と仮定し、台風中心からの距離でコ ンポジットを行った。また、台風の中心から緯度経度 ±15度の領域において平均場からの偏差を計算、そ の後1000kmのハイパスフィルターをかけて重力波の u',v',w'成分を取り出した。

3. 結果

図1に中心軸からの距離(r)及び気圧断面における半 径成分(v_r)、接線方向(v_{θ})の水平風を示す。150hPa 付 近に強い発散が見られる。極大はr = 300km で $v_r \sim 10m/s$ 、広がりは台風中心から 2000km 以上。地表 付近では強い低気圧性の回転が見られる。極大はr =100kmで $v_{\theta} \sim 35m/s$ 、広がりは台風中心から 1500km 程 度にまで及んでいる。これらは、強い台風が緯度 20 度程 度かそれ以上に影響を及ぼしていることを意味し、台風 から遠く離れた停滞前線の形成や強化に影響を与えて いる可能性を示唆する。

図 2 に進行方向が西北西である台風 20 個に対する ρ₀u'w'、ρ₀v'w'のコンポジットを示す。ρ₀u'w'、ρ₀v'w'は 重力波群速度のそれぞれ東西、南北成分に比例し、そ のベクトルは波面と平行である。台風に伴う重力波は台 風中心から外側に伝播していることがわかる。特に台風 の東側、すなわち台風の進行方向後面では強い重力波 が見られる。これは、背景風の鉛直シアが弱くクリティカ ルレベル吸収は考えにくいことから、以下のように解釈で きる。すなわち、台風から等方的に重力波は放射される が、台風の進行方向前面では波長が短く、台風の進行 方向後面では長くなるいわゆるドップラー効果が起きる ので、ERA5 では波長の長い進行方向後面でのみ重力 波が解像出来たためと考えられる。一方、進行方向が北 東である台風については、重力波が外向きに伝播してい る点は同様であったが、進行方向後面に当たる台風西 側ではほとんど重力波は見られなかった。背景風には大 きな東風シアがあったことから、クリティカルレベルフィル タリングが働き進行方向後面では重力波が上向き伝播 できにくいためと解釈できる。

4. まとめ

最新の大気再解析データ ERA5 を用いて台風の空 間構造の広がり及び台風起源の重力波について解析 を行った。台風に伴う 150hPa 付近に存在する強い発 散は台風中心から 2000km 以上、地表付近に存在する 低気圧性回転は約 1500km にまで及んでいる。また、台 風に伴う重力波は中心から外側に向けて伝播している。 今後は、台風の強度と台風の勢力範囲の依存性、台風 に伴う水蒸気輸送などについて解析を進める予定である。



図1:台風構造を軸対称と仮定した半径方向風速(上)、 接線方向風速(下)。



図 2:上から進行方向西北西の台風平均の $\rho_0 u'w'$ 、 $\rho_0 v'w'$ 。左列が東西断面、右列が南北断面。

ベータ平面上2層準地衡流系におけるダニロフ不等式

*岩山隆寛(福岡大・理),渡邊威(名工大・院・工)

1 はじめに

地球大気の対流圏中部から成層圏下部の範囲で,季節, 半球を問わず普遍的に観測される Nastrom-Gage(NG) スペクトル (Nastrom & Gage, 1985)の形成機構は, 2 次元乱流や地衡流乱流の観点からこれまで精力的に研 究されてきた. Tung & Orlando (2003)は2層準地衡 流系の数値実験において NG スペクトルを再現し, さら にこの系における NG スペクトルの形成機構を提唱し た. 特に $k^{-5/3}$ 領域スペクトルの形成機構が特徴的であ る. エネルギーフラックス $\Pi_E(k)$ とエンストロフィー フラックス $\Pi_Z(k)$ との間に,

$$k^2 \Pi_E(k) - \Pi_Z(k) > 0, \tag{1}$$

の関係が満たされる波数領域において, エネルギー慣性 領域スペクトル $k^{-5/3}$ が形成される, というものであ る. このメカニズムを TO メカニズムと以降参照する. (1) は, 2 次元 Navier-Stokes 方程式に従う乱流において 厳密に成立するダニロフ不等式, $k^2 \Pi_E(k) - \Pi_Z(k) < 0$, の破れを意味しており, 地衡流乱流の 2 次元乱流と異な る性質の一つとして興味深い.

TO03の研究はこれまで非常に多くの論文に引用さ れてきたが、彼らの結果は再現も検証も行われてこな かった. このような背景のもと, Iwayama et al. (2019) は, ƒ 平面上2 層準地衡流渦位方程式に従う乱流の詳 細な数値実験を行い、ダニロフ不等式は破れず, NG ス ペクトルは再現されないことを示した.現実大気中の NG スペクトルの $k^{-5/3}$ 領域には地球の自転や曲率の 効果は無視できるであろう、という先験的な見積もりか ら, Iwayama et al.(2019) は f 面上の系を研究した. し かしながら, β 平面上で存在する Rossby 波が波数空間 内の非局所相互作用によって, NG スペクトルの k^{-5/3} 領域にも影響を与える可能性を完全には否定できない. TO03 は β 平面上の研究であり, 彼らの研究の完全な 検証のために, 本研究では β 平面上 2 層準地衡流系に おける TO メカニズムやダニロフ不等式の正否を詳細 な数値実験により調べる.

2 数值実験結果

傾圧不安定によって自励的に流れが駆動するような 標準的な設定の2層準地衡流渦位方程式において,高レ イノルズ数の乱流状態では,無次元化されたβパラメ ターとエクマン摩擦係数の2つが系のダイナミクスを 制御するパラメターである.エクマン摩擦係数が弱い 場合には,βパラメターを変化させてもスペクトル形状 やダニロフ不等式に影響はない.いっぽう,エクマン摩 擦係数が強い場合には,βパラメターを変化させると, Rhiens スケールよりも低波数側のスペクトル形状が変 わり,その波数領域でダニロフ不等式は破れる(図1参 照).しかしながら, TO03 のように高波数側でのダニ ロフ不等式の破れではなく, *k*^{-5/3} スペクトルは形成さ れない.



図 1: 無次元化されたエクマン摩擦係数が大きい場合の 規格化されたエネルギースペクトル(上段)とフラッ クス差(下段).変形半径よりも小さな波数域を破線 で示している.

3 まとめ

2 層準地衡流系の乱流状態において, Nastrom-Gage スペクトルが形成されるか, さらにその形成機構である ダニロフ不等式が破れるかを, 数値実験的に検証した. 系に含まれるパラメターを広範囲に変化させても, NG スペクトルは再現されなかった. β 項の存在によってダ ニロフ不等式は低波数側で破れる場合があるが, それは Rhiens スケールよりも大きなスケールであり, Tung & Olrando (2003) が示したような高波数側(変形半径よ りも小さなスケール)での破れではない. 本研究は TO メカニズムは働かないことを極めて強く示唆している.

超音波風速計を用いた二重らせん渦の測定

*板野 稔久・奥山 拳斗(防衛大・地球)

1. はじめに

竜巻が非軸対称(但し、点対称)な構造をとりうること は、Fujita(1967)の先駆的な研究により明らかにされ、そ の後 Ward(1972)等が室内実験でその再現に成功したこと もあって、今日では既成の事実として広く受け入れられて いる。室内実験で発生させた多重渦の風速分布については、 Church 他(1977,1779)が1次元の「熱線風速計」を用い て鉛直断面内の「平均場」を計測しているが、更に Monji(1985)は2次元のプローブを採用して「乱流輸送量」 や「スペクトル分布」を導出した。しかし、多重渦のよう な風向変動の激しい現象を「熱線風速計」のような"2次 元流であることを前提とした測器"で制約を受けることな く計測するのは非常に困難である。そこで本研究では、室 内用小型3次元の「超音波風速計」(ソニック製 WA-790) を用いて多重渦の高周波風速測定を試みた。

2. 多重渦

ベンチマークとなる Monji(1985)は京都大学で特殊回 転風洞(縦横比: a=1.24)を開発し、主に流入角 $\theta=80^{\circ}$ (Swirl 比: $S=\tan\theta/(2a)=2.3$)の場合に発生する"2次渦3 個を伴う"「多重渦」に焦点を当てて計測を実施したが、 今回は、それに準拠した防衛大の特殊回転風洞(縦横比: a=0.857)(図1)において、 $\theta=45^{\circ}$ (S=0.58)、ファン の回転数=10Hz で発生する「二重らせん渦」を測定対象 とした(図2)。Monji(1985)の事例と違い、根元で2次渦 が完全には分裂していないのが特徴である。

3. 測定&解析手順

計測に用いた超音波風速計 WA-790 (ソニック製)では、 オプションを行使してプローブ(図 3)の基線長を 5cm から 3cm へと短縮し、風洞内に支柱とアームを用いて固 定して使用した。計測は1地点につき10Hz で4分間おこ ない、平均値から求めた主流方向を主軸とする座標変換を 実施した(Vを主流方向、Uを準半径方向、Wを準鉛直 方向の流速と設定)。その後、データを 30 秒ごとに8分 割して、その各々で計算した各種スペクトルを平均したも のをその地点における「スペクトル分布」とした。



図1 特殊回転風洞<防衛大>の断面図

3. 結果

パワースペクトルとコスペクトルの解析例を図 4 にそ れぞれ示す。この測定点では 2 次渦の公転に伴い 1.5Hz 以下の低周波に振幅が集中し、外向き&上向きに運動量が 輸送されている様子がみられる。







図4 パワースペクトル(上)とコスペクトル(下) 主流方向(i.e. Vの方向)の方位角は接線方向から外向き に 1.0°,仰角は 26.5°(r=9cm, z=25cm)

謝辞: 科研費補助金(16K05564)による援助を受けた。

白亜紀と現在における大気中 CO2 に対する

水循環の応答の違いに関する研究

*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

白亜紀は火成活動の活発化に伴う温室効果ガスの増加によって顕生代を通して最も温暖な時代の一つであったことが知られている.その中頃である"白亜紀中期"は特に大気中のCO2濃度が高く温暖な時代であり、地質学的な証拠から温暖化に伴う顕著な陸域水循環変化が起こっていたことも分かっている(Hasegawa et al. 2012).特にアジアの低緯度域においては、堆積物中に砂漠堆積物や蒸発岩が多産することから、白亜紀中期の温暖化に伴い乾燥化が進行したことが指摘されている.一方で気候モデルを用いた現在の温暖化研究では、温暖化に伴いアジア低緯度域の降水量が増加し、湿潤化することが示唆されており、アジア低緯度域の温暖化による水循環変化が現在と白亜紀では大きく異なっていることが考えられる.

本研究は、大気海洋大循環モデルを用いて白亜紀と 現在の大陸配置、山岳地形を境界条件とした CO₂の感 度実験を行い、白亜紀と現在における大気中 CO₂に対 する水循環の応答の違いについて調べたものである.

2. モデルと実験設定

本研究では、大気海洋大循環モデル MIROC4m を用い て、白亜紀の大陸配置、山岳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、山岳地形を 用いた現在実験を行った.現在実験と白亜紀実験の大 気中 CO₂に対する水循環の応答について調べるため、そ れぞれの実験で大気中 CO₂濃度を 285、571,856 ppm と 設定した CO₂の感度実験を行った.また解析の結果、現 在と白亜紀の水循環の応答の違いを説明するためにチ ベット高原の有無が重要であることが分かったので、 現在実験の地形からチベット高原を取り除いたチベッ ト高原なし実験を行った.

3. 結果

図1 に現在実験と白亜紀実験から得られた温暖化に 伴う降水量の変化を示す.白亜紀実験のアジア低緯度 域では,温暖化に伴い降水量が減少し,地質学的な証 拠から示唆されている白亜紀内の水循環変化と整合的 な結果であった.一方で現在実験では温暖化に伴い降 水量が増加しており、白亜紀実験と対称的な結果とな った. 水収支解析の結果から、アジア低緯度域におけ る現在実験と白亜紀実験の水循環の応答の違いは、夏 季の大気循環の応答の違いに起因していることが分か った.現在実験では温暖化に伴う成層の強化により夏 季の大陸内部の上昇流が弱まろうとしても、チベット 高原上空の潜熱加熱の強化が上昇流を強める方向に働 いているため、上昇流が弱まりにくくなっていた. 一 方で白亜紀実験では夏季の大陸内部の弱い上昇流が, 温暖化に伴う成層の強化によりさらに弱まることで、 降水量が減少していることが分かった. チベット高原 なし実験ではアジア低緯度域の降水量は温暖化に伴い 減少し、白亜紀実験と類似した水循環の変化を得るこ とができた. さらにこの実験では現在実験よりも温暖 化に伴い大陸内部の上昇流が減少し、降水量の減少に 寄与していた. これらの結果から、本研究では白亜紀 と現在における温暖化に対するアジアの低緯度域の水 循環変化の違いは、チベット高原の有無に起因してい たと結論付ける.



図1 温暖化に伴う降水量の変化 (571ppm 実験と285ppm 実験の差) 左図:現在実験,右図:白亜紀実験 前期や後期と比較して白亜紀中期に湿潤化した場所 (青丸),乾燥化した場所(赤丸)を示す. 参考文献

[1] Hasegawa, H., et al., 2012, Clim. Past, 8, 1323–1337.

金星の紫外アルベドとスーパーローテーションの長期変動

* 高木征弘, 佐川英夫, 安藤紘基 (京産大), 松田佳久 (東京学芸大)

1. はじめに

最近,金星探査機「あかつき」などの観測により、金 星のアルベドが最近10年で数十%も変動し、それに伴っ て,金星上層大気の太陽光吸収による加熱率が上部雲 層 (60-72 km)の領域で大きく変化していることが発見 された (Lee et al., 2019)。放射計算によって推定された 加熱率の変動は、高度 66 km・緯度 15°・正午におい て 27-50 K/day の範囲である。アルベド変化の原因は, 雲層上部に存在し、紫外光から可視光にわたって広範 囲に太陽光を吸収する,未知の物質の変動であると考 えられる。このような太陽光吸収量の変動は地球では 考えられない大きさであり、大幅な気候変動を、特に 太陽光吸収の多い雲層においてもたらすものと予想さ れる。実際, Lee et al. (2019) は雲頂 (約 70 km) の大気 スーパーローテーションの風速が、このアルベドの変化 に同期するように 30-40% も変動していることを指摘 している。Venus Express やあかつきの観測 (Khatuntsev et al., 2013; Kouyama et al., 2013; Hueso et al., 2015) に よると、雲頂での東西風速はアルベドが大きい(太陽光 加熱が弱い)とき80-90 m/s まで遅くなり、アルベドが 小さい (太陽光加熱が強い) とき 110 m/s 程度まで速く なる。このような10年スケールの気候変動は、地球の 気候変動との対比においても非常に興味深い。

太陽光吸収量の長期変動に伴う金星大気の気候変動 の解明には、精密な放射モデルと硫酸雲および未知の 紫外光吸収物質を含む大気化学モデルを備えた GCM が 必要であるが、その第一歩として、本研究では太陽光 加熱の変化に対して大気大循環がどのように応答する か、簡単な金星 GCM を用いて調べることにした。

2. モデル

本研究で用いる金星 GCM AFES-Venus (Sugimoto et al., 2014a, b; Ando et al., 2016) は地球の大気大循環 モデルとして開発された AFES (AGCM for the Earth Simulator) (Ohfuchi et al., 2004; Enomoto et al., 2008) の 物理過程を金星用に変更したものである。空間解像度 は T63L120, 鉛直領域は 0–120 km とし, ほぼ等間隔に 120 層に分割した。鉛直渦粘性は 0.015 m²s⁻¹ (定数) と した。水平渦粘性はラプラシアンの 2 次の超粘性で表 現し,最大波数成分の緩和時間を 0.05 地球日とした。 地面摩擦は最下層のレーリー摩擦 (緩和時間 10 地球日) で表現し,高度 100 km 以上は非東西一様成分にのみ作 用するスポンジ層とした。太陽加熱は最新の観測と放 射計算に基づく現実的な分布を 0–90 km の高度範囲で 与えた (Haus et al., 2015)。赤外線による放射輸送過程 はニュートン冷却で簡単化した。初期場は赤道上の高 度 70 km で 100 m/s の剛体回転する東西風およびそれ とバランスする温度場とした。

積分開始から5年(以下,年は地球年とする)のあい だは加熱強度を変化させない。この間に大気運動は準 定常状態に達する (Takagi et al., 2018)。積分開始後5年 から15年では,Lee et al. (2015)に基づき,高度60– 72 kmの領域で加熱強度を時間変化させた。太陽加熱の 倍率 f(t, z)は、 $5 \le t \le 15$ を積分開始からの時間(年)、 60 $\le z \le 72$ を高度(km)として、

$$f(t,z) = 1 + 0.71 \sin \frac{\pi(t-5)}{10} \sin \frac{\pi(z-60)}{12}$$

とした。高度 60 km 以下と 72 km 以上では加熱強度は 時間変化しない。

3. 初期結果と今後

図1に各高度(50,60,70,80 km)における平均東西風 の時間変化を示す。加熱強度が強くなる5年から10年 にかけて,高度70 kmと80 kmの風速が顕著に増大して いる。風速変化は高度70 kmで120–140 m/s,80 kmで 90–120 m/s 程度であり,絶対値はGCMの方が大きい が,変化量は観測値と同程度である。一方,高度60 km と50 kmでは,数ヶ月規模の変動はみられるものの,加 熱強度の変化と関連した長期変動はほとんどみられな い。今後,熱潮汐波や子午面循環,短周期擾乱などの 変化を調べ,太陽加熱強度の変化がもたらす大気大循 環の変動とそのメカニズムを明らかにしたい。



図 1: 各高度の赤道での平均東西風の時間変化 (30 地球 日の移動平均)。破線は 80 km,実線は 70 km,点線は 60 km,一点鎖線は 50 km における風速を示す。

気象庁全球解析へのハイブリッド同化・マイクロ波輝度温度 全天同化・アウターループの導入

*清水宏幸, 計盛正博, 門脇隆志, 太田洋一郎, 横田祥 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

2019年12月11日に気象庁全球解析に新たな3つ の手法を導入した.1つ目は4次元変分法で用いら れてきた気候学的背景誤差にアンサンブル予報で見 積もられた予測誤差を組み込んだハイブリッド同化 の導入である.ハイブリッド同化によって、気象条 件に応じた予測の不確実性を考慮して観測データが 同化できるようになる.2つ目は雲・降水域を含め たマイクロ波輝度温度データの同化(全天同化)であ る. これまでは晴天域のみのマイクロ波輝度温度デ ータを同化していたが,雲・降水域の輝度温度デー タを4次元変分法で同化することで、雲・降水域の 水蒸気の解析精度のみならず、気温や風の解析精度 の向上も期待される.3つ目は4次元変分法での評 価関数の最小値探索の途中でアウターモデルによっ て背景場を更新するアウターループの導入である. 非線形性が強い雲・降水域のデータをより効果的に 利用できるようになる.

これら3つの新たな手法の導入による解析・予測 場の変化を現業数値予報システムへの導入前に実施 した実験の結果から報告する.

2. 実験設定

気象庁の現業数値予報システム(2019年6月時点) 相当の実験を CNTL とし, CNTL にハイブリッド同 化,マイクロ波輝度温度全天同化およびアウタール ープを導入した実験を TEST とした.全天同化を導 入したセンサーはマイクロ波イメージャ(AMSR2, GMI, SSMIS, MWRI, WindSat)およびマイクロ波水蒸 気サウンダ(GMI, MHS)である.実験期間は 2018年 冬季(2017年11月10日~2018年3月11日)と夏季 (2018年6月2日~10月11日)とした.

3. 結果

第1図に夏期間における予測時間毎の500hPa高度のRMSEのTESTとCNTLの差(TEST-CNTL)を示す.TESTで北半球,南半球ともに500hPa高度の予測誤差が減少した.この特徴は冬実験でも同様に見られたほか,風や水蒸気の予測に関しても予測誤差が減少した(図略).第2図に台風の進路予測誤差を示す.90時間予測にかけてCNTLよりもTESTの台風中心位置予測誤差が小さくなった.

台風第 21 号の 2018 年 8 月 29 日 12UTC 初期値の 進路予測,強度予測は共に改善することを確認し た.2018 年 8 月 29 日 12UTC における台風中心近傍 の可降水量の解析値とマイクロ波輝度温度データの 観測分布を見ると, TEST では台風中心近傍の雲域 でマイクロ波輝度温度データが同化され, 可降水量 がより多く解析されていた.マイクロ波輝度温度全 天同化によって台風中心近傍の水蒸気場の解析精度 が向上したことで,より現実に近い台風の進路・強 度予測が可能になった事例である.

4. まとめ

気象庁全球解析にハイブリッド同化,マイクロ波 輝度温度全天同化,アウターループを導入し,影響 評価の実験を実施した.これらの変更により雲・降 水域のマイクロ波輝度温度データをはじめ観測デー タが有効に利用され,悪天下の水蒸気,気温や風の 解析場の精度が向上した.その結果,500hPa面高 度場や台風進路の予測精度の改善が得られた.今後 は,アンサンブルメンバー数の増加や全天同化を行 う衛星観測データを増加するための開発を行う.



第1図 夏期間における 500hPa 面高度の対解析
 RMSEのTESTとCNTLの差. 横軸は予測時間
 [hour]. 縦軸は RMSEの差.赤線は北半球,青線は南半球の RMSEの差を示す. エラーバーは
 95%の信頼区間を表す.



第2図 実験期間中に存在した台風における台風中 心位置予測誤差の比較.検証には気象庁のベス トトラックを用いた.赤線が TEST,青線が CNTL.黒点はサンプル数.

ひまわり8号の全天候輝度温度の全球同化(その1) モデルの再現性とデータ同化の初期結果

岡本幸三¹、端野典平²、林昌宏¹、中川雅之¹ 1∶気象研究所、2∶高知工科大学

1. ひまわり8号の全天候赤外輝度温度同化

衛星が観測する赤外輝度温度は、数値予報デ ータ同化において最も影響の大きな観測デー タの一つである。実際、ひまわり8号が観測す る輝度温度は気象庁や世界の数値予報センタ ーで広く利用され、数値予報精度改善に大きく 寄与している。しかし、現在の赤外輝度温度デ ータの同化は、晴天輝度温度(CSR: clear-sky radiance)に限られている。すなわち、予報精 度に影響を与える大気擾乱域では雲が存在す ることが多いが、このようなデータはほとんど 利用されていないことを意味する。そのため雲 域も含む全天候域の輝度温度(ASR: all-sky radiance)を同化することにより、予報精度を さらに改善することが期待される。

著者らはこれまで、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)と局所アンサンブル変換カルマ ンフィルタ(LETKF)に基づく領域メソスケー ルの同化システム(NHM-LETKF)を用いて、 ASR を有効に同化するための研究を行ってき た(Okamoto et al. 2019, QJRMS)。現在は、 ここで開発したデータ処理方法を、気象庁全球 データ同化システムに適用し、現業的なASR同 化に向けた開発を行っている。現業全球同化シ ステムでは、予報モデルや同化手法が NHM-LETKF とは大きく異なるため、特性調査を行 い、それに基づいた処理手法の改良・修正を行 う必要がある。本発表では、これらの調査や同 化実験の初期結果について報告する。

2. ひまわり8号 ASR の同化

本研究ではまず全球予報モデルが ASR をど の程度再現できるかを、複数の放射伝達モデル (RTTOV と Joint-Simulator)を用いて調査し た。モデルの上層雲が過小であるなどの理由で 低温域(窓バンドで230K以下)が再現できて いないなどの特性が分かったため、このような 結果に基づき、品質管理処理(QC)を開発した。 図1はQCにパスしたCSRとASRの分布を表 す。色は、観測輝度温度値(O)と、数値予報モデ ルによる短期予報(第一推定値)から放射計算 した輝度温度(B)の差である。ASR はCSR よ りも広域・一様に存在していることが分かる。 さらに ASR の O-B の分散は雲に応じて大きく 変化するため (図2の赤線)、雲の効果が大きく なるにつれて観測誤差を増加させる観測誤差 モデルを構築した (図2の黒線)。

これらの処理を実装して ASR を同化するサ イクル実験を実行した。CSR を同化する現業的 な同化実験結果と比較したところ、短期予報で は、ASR は対流圏中上層の乾燥バイアスを減少 させた。また2日より先の予報では、対流圏上 層の風速や下層気温を若干改善した。現在は、 QC の改良やバイアス補正の検討を行っている。

謝辞:本研究は、JSPS 科研費 19H01973 及び JAXA「第2回地球観測研究公募共同研究」の支援を受けたものです。



図1:2018年7月20日00UTC解析処理において、QCにパスしたひまわり8号バンド9(6.9µm)のCSR(左)とASR(右)のO-B[K]。



図 2: 雲効果パラメータ (CA、Okamoto et al. 2014, QJRMS) に対する、O-B 標準偏差(赤線) と O-B 平均値(青線)。灰色棒線は、各 CA ビン でのデータ数(対数)。黒実線は、観測誤差モデル を表す。

ひまわり8号の雲域データの全球データ同化 -雲の影響を考慮した品質管理と観測誤差の設定-上清 直隆(気象研)、岡本 幸三(気象研)

1. はじめに

衛星観測による赤外輝度温度データは、データ 同化を通じて数値予報解析に大いに貢献してい るデータのひとつであるが、雲域の放射計算等困 難な課題があることから、気象庁でのひまわり 8 号の水蒸気バンドの観測データの現業利用も晴 天域に限定されている。しかし数値予報解析に重 要な情報を含む雲域のデータを同化することで 解析精度の大幅な改善が期待でき、雲域データ同 化の研究が進められている。本研究では、雲域観 測データの効果を確認するため、気象衛星センタ ーで開発・試験的に配信されているひまわり 8号 の ASR (全天候輝度)プロダクトを使った雲域デ ータ同化に取り組んでいる。本稿では、新たに雲 の影響を考慮した因子による観測データの品質 管理と観測誤差の設定について報告する。

2. 雲の影響を考慮した品質管理と観測誤差

D 値(観測とモデル値)の差に関する QC はあ る閾値との大小関係でデータを選別することが 多いが、雲域データの利用拡大のため「雲の効果」 を表すパラメータ(CA)(Okamoto et al. 2014, QJRMS)を導入する。

$$CA = \frac{1}{2} \left(|T_{obs} - T_{clr}| + |T_{fg} - T_{clr}| \right)$$

ここで、Tobs, Tges, Tchr は観測値、第一推定値、雲 散乱効果を除いた第一推定値、の輝度温度である。 この CA を使って $|T_{obs} - T_{ges}| < CA \times \alpha$ によ りデータを選別する (雲効果 QC、 α は 1.5)。観 測データの標準偏差に基づく QC (一様性 QC)、 極端な値の観測データを取り除く QC (低観測 QC) に加えて雲効果 QC を適用する。また、モデル、 観測に対する雲の影響が大きい場所では、雲の効 果に応じて観測誤差の標準偏差(σ)を拡大する。 図 1 は CA と D 値の σ の関係である。ある程度の CA までは D 値 σ とほぼ線形関係にあり、これに 基づいて作成した回帰式 (図中の黒線)を用いて 観測誤差を設定する。

3. 同化実験

新たに導入した品質管理を適用した雲域観測 データを、雲頂高度と有効雲量だけで雲の効果を 表現した簡易雲スキームを用いて同化実験を行 った。図2は同化前後 D 値のヒストグラムである。 同化処理により偏差は小さくなって誤差は減少 しているが正規分布に対してかなり幅の小さな やや不自然な分布になっている。雲効果 QC を導 入したことで、大きな D 値のデータがごく少数な がら QC を通過したことが原因と考えられる。

4. これから

同化処理前後の D 値の雲量に応じた分布(図略) などからも、雲域の大きな正 D 値のデータは、数 量はごく少数ながらも同化処理に好ましくない 影響を与える可能性があることが考えられる。こ れらへの対策を施したのち改めて同化実験を行 い、当日はその結果について報告する予定である。



図1(左). Band9(水蒸気吸収帯の6.9µm)のD値(縦) とCA(横)の関係。標準偏差(赤)、平均(青)、サンプ ル数(黒・灰)。細線と太線、黒と白はデータ同化前後。 **図2(右)**. 観測と第一推定値・解析値の差のヒストグラ ム。灰・黒は観測-第一推定値、橙・赤は観測-解析値。 灰と黒、橙と赤はCA観測誤差による規格化の無有。緑は 正規分布

雷光観測の全球同化(序)

石橋俊之(気象研究所 気象観測研究部)

1. 研究背景と目的

全球数値天気予報の精度向上のためには、データ同化によ る初期値作成の精度向上が不可欠であり、そのためにはより 多くの観測をより高度に同化する必要がある。雷光観測はそ のための新しい観測情報として研究が進められている。雷光 観測は積乱雲深層の情報をもつ貴重な観測である。衛星から の雷光観測は1990年代から継続的に実施されており、地上 観測網と相補的な観測が維持されている。第 3 世代の静止 気象衛星には雷光センサが搭載され、高い時空間分解能と広 い観測領域を有する。一方、雷光観測のデータ同化によって 全球数値天気予報の解析場や予報場の精度を改善するため には、観測演算子の非線形性へ対応、モデルの凝結物質の表 現精度の改善、誤差情報の精緻化等、現在の全球数値予報シ ステムの殆どの主要研究課題への取り組みが必要となる難 しい問題である。特に全球 NWP のデータ同化では、積乱雲 群の時空間帯域だけでなく、モデルが解像可能な全ての時空 間帯域で整合的な(物理的な)場を生成する必要がある。

本研究では、雷光観測同化の先行研究をレビューしながら、 雷光観測や観測演算子について整理したのち、雷光の前方計 算等の初期結果を検討し、雷光観測同化による全球 NWP の 精度改善の可能性を考察する。本研究は観測情報拡充の一環 として行っており、関連研究についても適宜触れる。

2. 雷光の観測データ

雷光の観測は、地上観測と衛星観測に大別される。地上観 測は、主に VLF, LF 帯で雷光放電の電磁波を観測する。電 離圏によって、数千 km の範囲での観測も可能である。VHF 帯の観測ではより詳細な 3 次元情報が得られる。主に対地 放電 (CG)を観測している。複数の観測網が存在する。衛 星観測は、低軌道衛星による雷光の近赤外(777nm)観測 として、OTD センサ(1975-2000)、LIS センサ (TRMM:1997-2015, ISS:観測中)がある。衛星観測では、 全放電(CG、IC)を観測している。静止軌道衛星による同 様の観測が近年開始された。GLM/GOES-R(16,17), LI/MTG(計画)。

雷光観測のデータ同化の先行研究(後述)では、これらの 観測について、特に区別されずに利用されている。CGとIC の性質の違いや3次元観測の利用、静止衛星観測の高い時 間分解能等の観測特性の考慮や利用は今後の課題である。

3. 雷光の観測演算子、リトリーブ演算子

雷光観測と数値予報モデルの予報場を対応づけるには、リ トリーブ演算子や観測演算子が必要である。

(a) リトリーブ演算子

リトリーブ演算子は観測量からモデル予報量を推定する 演算子である。つまり雷光観測から比湿や加熱率などを推定 する。雷光観測からリトリーブされる量としては、対流によ る加熱率 (Alexander et al. 1999; Chang et al. 2001; Pessi and Businger 2009; Mansell et al. 2007)、湿度や温度場 (Papadopoulos et al. 2005; Fierro and Reisner 2011, Fierro et al. 2012)、降水フラックス (Hakim et al. 2008)等がある。 これらは、既存のデータ同化やナッジングによって、予報に 取り込まれる (Fierro et al. 2011 等)。

(b) 観測演算子

観測演算子としては、電荷分離機構に基づいて電場計算ま で行う詳細なものから、環境場(気温、比湿、降水フラック ス等)の関数として表現する簡便なものまで多様な研究があ る。雷光密度を凝結物質(雲、雪、霰)の鉛直積算量と CAPE の関数で表現する簡便な演算子(Lopez, 2016)を用いて計 算した結果を図に示す。

4. 雷光同化に向けた初期結果と今後

発表では、雷光密度の感度場や同化の初期結果の他、雷光 観測の全球データ同化の今後の課題についても述べたい。



図 Lopez (2016)の観測演算子で計算した雷光密度の 6 時間予報 場 (flashes/km2/day)。気象庁全球 NWP システムの実験システ ム(MRI-NAPEX)上で計算。

変分法同化システムにおける過飽和制約の導入

澤田謙(気象研究所)

1 はじめに

変分法同化システムにおいては,制御変数の設計や 誤差共分散の簡略化のために,意図せず物理量として 適切な範囲を超えた値を解析値として算出する場合が ある.実際,相対湿度は上下限を持つ物理量であるが 解析値には過飽和状態が含まれることがあり,このこ とが水蒸気量に関するインバランスを引き起こし,ス ピンダウンやスピンアップなどの問題に関連している と考えられる.

そこで、本研究では気象庁数値予報課開発の現業メ ソ数値予報に基づく実験システムのデータ同化部分に 過飽和制約を導入し、水蒸気インバランスの解消を図 りスピンダウン問題の改善に繋げることを目標とする.

2 過飽和抑制手法

本研究では、高品質な初期値を与えるデータ同化手 法として十分実績のある非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA)の最適値探索部分において、各格子点 *i* の 比湿 *qv_i* が0から飽和比湿 *qvs_i* の範囲内にあることを 制約条件として課し、制約条件からの外れ具合に依存 するペナルティ関数

$$\begin{split} J_{qv}(\boldsymbol{x}_0) &= \lambda \sum_i \left(g_i(\boldsymbol{x}_0)\right)^{\alpha} \\ g_i(\boldsymbol{x}_0) &= \max\{0, -qv_i(\boldsymbol{x}_0), qv_i(\boldsymbol{x}_0) - qvs_i(\boldsymbol{x}_0)\} \end{split}$$

を評価関数に加えることで直接的に比湿が適切な範囲 にある解析値を求める方法をとった.ここで, x_0 は最 適値探索における偽相対湿度を含む制御変数(格子間 隔 15km)で,最適値探索により得られた値を高解像 度モデル(格子間隔 5km)で同化窓の期間分(3時間) 時間発展させて解析値が得られる.また, $\lambda > 0, \alpha \ge 1$ はペナルティパラメータで,今回は $\alpha = 1, \lambda = 1000$ とした.この手法では比湿のみに制約を課しているが, 最適値探索過程を通して他の変数にも制約の影響が及 び,バランスがとれた解析値が作成されることが期待 できる.

3 実験結果

ここでは、従来のJNoVA による実験を Ctrl,過飽 和制約を導入したJNoVA による実験を Test と呼ぶ. J_{qv} 項の値は、Ctrl では最適値探索の過程で徐々に増 大していくが、Test では初期に増大するもののすぐに 減少に転じ、評価関数の他の項・要素に比べ十分小さ い値に落ち着いた.また、 J_{qv} 項の付加が最適値探索 の収束性に与える影響も十分小さかった.

最適値探索結果を比較すると, Test では Ctrl で過 飽和が算出された領域(白線内)で Ctrl にくらべて比 湿は小さめの(青色の)傾向がみられるが, 過飽和で ない領域では逆に高くなっている(赤色の)領域も認 められる(図 1).また,Test は Ctrl に対して高温傾 向で,特に中上層でその傾向が強く,大気は安定化す る方向であった(図略).



図 1: 最適値探索結果における比湿の差 (Test-Ctrl): 右)700hPa相当面,左)850hPa相当面.白(黄)色 線内はCtrl (Test)で過飽和状態が算出された領域.

それぞれの最適値探索結果を,高解像度モデルで時 間発展させると,Testでは,初期にCtrlより比湿が局 所的に大きい領域(赤矢印)がトリガーとなって,場 の南西風に流されながらも徐々に収束が強化され,下 層からの水蒸気供給も受けて次第にまとまりながら, 解析時刻(FT=3)では九州北海上に明瞭な下層上昇 流域を持つ相対的高比湿領域(白矢印)が形成された (図 2).その結果,図3にみられるように,九州北海 上の降水表現が改善した.



図 2: 850hPa 面の比湿と水平風の時間発展の差 (Test-Ctrl): 左から FT=0 (同化窓初期), 1, 2, 3 (解析時刻).



図 3: 解析時刻における前3時間降水量:左)解析雨 量,中央) Ctrl,右) Test.

4 まとめ

過飽和抑制の効果を比較実験で調査した.水蒸気量 が適切な範囲内にありながらもメリハリを持つバラン スした最適値探索結果がえられ,短時間予測における 降水表現の改善がみられた.

5 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP19K23468, ポスト「京」プ ロジェクト重点課題4 hp190156, および, JST AIP JPMJCR19U2 の助成を受けています.また,数値予 報課開発の現業メソ数値予報システムに基づく実験シ ステムを用いました. 全天赤外輝度温度のデータ同化による台風強度予測 ~2017 ハリケーンシーズンを通じたパフォーマンス評価~

*南出将志 (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology), Derek J. Posselt (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology)

1. 背景

台風の強度発展は、総観規模から滞留規模まで多様 なスケールの現象が関連し合い、トラックの予測に比 較して、その予測が困難であることが知られている.台 風強度予測向上のためには、台風内部領域における観 測の同化が効果的であることが知られているが、台風 を含む熱帯低気圧のほとんどは陸上に根差した観測網 の及ばない熱帯域の海上で生じ、発達するため、利用で きる観測は非常に限られている.近年打ち上げられた 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.

静止軌道衛星による全天赤外輝度温度同化の台風強 度予測への適用について、ケーススタディを通じて、予 測精度を大きく向上させる潜在的可能性が指摘されて きた(Zhang et al., 2016, 2019; Minamide and Zhang, 2017, 2018, 2019; Honda et al., 2018a,b).本研究では、個別のケ ーススタディを超えて、2017年に大西洋にて発生し、 GOES-16にてその急速発展を観測された全てのハリケ ーンについて、全天赤外輝度温度同化を実施し、台風強 度予測の向上可能性について検証する.

2. 手法

本研究ではアンサンブルカルマンフィルターを用い た全天赤外輝度温度,及び現業機関で従来同化されて いる観測データセットの同化実験を行った.予測モデ ルとして 3-km メッシュに設定した対流をシミュレー ト可能な Weather Research and Forecast Model (WRF)を, 観測モデルとして非線形の Community Radiative Transfer Model (CRTM)を用いた.モデルやデータ同化手 法に関する設定は Zhang et al. (2019)に従うが,特に赤外 輝度温度の非線形性に対処するため,Minamide and Zhang (2017, 2019)により提案された観測・背景誤差モ デルを用いている.

3. 結果, 結論

2017年の大西洋ハリケーンシーズンにおける,40件 以上のケースを通じた,台風強度予測誤差の時間発展 について下図に示す.米国国立ハリケーンセンターに よるオフィシャルガイダンス(OFCL)と比較し,本実 験(APSU)の予測誤差が20%程度減少した.特にカオ ス性が高いと指摘される急速発展時の台風の強度予測 について,場所・時間・気象条件を問わず適用可能な, 静止軌道衛星による全天赤外輝度温度観測のデータ同 化の有効性が示された.本発表では,より体系的なパフ ォーマンス評価結果について紹介する.



Table 1. 検証を行なったハリケーンのリスト



 CNNを用いた台風の強度予測とその解析 加藤 顕(京都大学大学院情報学研究科),
 上田 修功(理研 AIP, NTT コミュニケーション科学基礎研究所),
 田中 利幸(京都大学大学院情報学研究科)

1. はじめに

台風などに対する災害対策は気象庁の発表に沿って 行われているが,近年の台風の巨大化,急成長化によ って,台風予測の重要度は増加してきている.台風の 予測モデルに関する研究では,進路予測に関する精度 向上が目覚ましい[1]一方で,台風の強度予測に関して は大きな精度向上が見られておらず,大きな課題とし て残っている.現在の気象庁の主な台風予測モデルで ある SHIPS は,論文 [2]で報告されているように,台 風の構造情報を予測に用いることで精度が向上するこ とが示唆されている.本研究では,畳み込みニューラ ルネットワーク(CNN)を用いた衛星画像にもとづく台 風予測モデルを構築し,台風の衛星画像から強度予測 が可能かどうか,そして構築したモデルが衛星画像の どのような部分に注目しているかについての可視化を 行った.

2. データ及び手法

本研究では、台風の衛星画像を入力したとき、その 台風の強度、具体的には同一時刻の中心気圧の値を推 測し出力するモデルを学習により構築することを目標 とする. 1995~2017年に発生した各台風の1時間ごとの 衛星画像を入力データとして用いた.この衛星画像は、 台風を中心とした緯度経度10度の範囲であり、解像度 は0.05度である.学習の際には訓練データと評価デー タを年度によって分割し、訓練データの画像データが 平均0分散1となるように正規化を行った.また、評 価データに関しても、訓練データと同じ前処理を行っ た.

CNN のひとつである VGG16[3]をベースとした回帰 モデルを学習により作成した.そして、学習後のモデ ルを使って、評価データの各衛星画像の強度に関して 推測を行った.また、この台風の画像情報に関して Grad-cam[4]と呼ばれる手法を用いて、モデルによる台 風強度の推測が画像のどの部分に基づいて行われてい るかを調査した.

3. 結果と考察

図1に、構成されたモデルによる台風強度の推測結 果を示す.評価データに対して実際の強度と推測結果 とが高い相関を示しており、台風の衛星画像が台風の 強度に関する情報をもつことが示唆される.

また、入力画像のどの部分にモデルが注目している かを可視化した結果の例を図2に示す.これにより、 このモデルでは台風の外側の情報についてより大きい 重み付けを行っていることがわかる.ただしこの手法 では全てのデータに対して、図のような学習がなされ ている訳ではない.今後、より詳細な解析が必要だと 思われる.



図1 VGG16を用いたモデルの予測結果 (左:評価データ 右:訓練データ)



図2 Grad-cam を用いたモデルの注目度合いの可視化 結果の例

4. 参考文献

[1]気象庁 HP,https://www.jma.go.jp/jma/kishou/ books/, (2020/1 閲覧)

[2] Shimada, U., et al,. (2018), Wea. Forecasting, 33, 1587–1603

[3] Simonyan, K., & Zisserman, A. (2014). *arXiv* preprint arXiv:1409.1556.

[4] Selvaraju, R. R., Cogswell, M., Das, A., Vedantam,
R., Parikh, D., & Batra, D. (2017). ICCV (pp. 618-626).



YOPP 集中観測期間中における圏界面付近の ラジオゾンデ気温の不一致に関する研究 *堀正岳 (国立極地研究所), 猪上淳 (国立極地研究所)

1. はじめに

北極域に代表される観測が疎らな地域においては精 度の高い高層気象観測が数値予報の初期値データとし て極めて重要である.一方,これらの高層気象観測自 身にも誤差が含まれ,衛星観測の信頼性が低くなる冬 季を中心として初期値の誤差や予測可能性の季節性を 生み出している可能性も指摘されている [1][2].

そこで本研究では観測が少ない北極域に存在し、距離の近い2つの観測点(現業観測と特別観測)を比較し、現業観測点のもっている不確定性ならびに同化されたデータとの整合性を検討した.

2. 観測地点およびデータ

本研究ではロシアのセヴェルナヤ・ゼムリャ諸島に 存在するボリシェヴィク島の観測点である Ice Base Cape Baranova (79°18'N, 101°48'E,以下 Baranova)と, その南南東 185km に位置するタイミル半島の先端,チ ェルスキン岬の観測点 GMO IM. E. K. Fedorova (77°43'N, 104°17',以下 Fedorova)の高層気象観測データを用いた. また,同化したデータの代表として欧州中期予報セン ター (ECMWF)が提供している客観解析データ ERA5 の気圧面データを用いた.

本研究の対象は Year of Polar Prediction (YOPP)の集 中観測期間を含む 2018 年とした. 2つの観測地点のう ち, Fedorova (ロシア製のラジオゾンデ)は通常1日2 回の観測が行われ,全球通信システム (Global Telecommunication System, GTS)に通報が行われている. これに対して Baranova (バイサラ社製のラジオゾンデ) は通常1日1回の観測が行われており,2018 年 2-3 月 および 7-9 月の YOPP 集中観測期間中において1日2 回に増強された.なお,Baranova の観測は GTS への通 報を行っていないという違いが存在する [3].

3. 結果

図1はBaranovaとFedorovaの両地点において最も近 い ERA5 のグリッド点との気温の差を示している. Baranova が ERA5 と概ね一致しているのに対して, Fedorova では一年を通して下部成層圏において気温の 負のバイアスが存在し,春季から夏季において圏界面 の下で強い高温バイアスのイベントが複数回発生して いた.春季から夏季の圏界面付近のバイアスは図2に みる ERA5 のアンサンブルスプレッドの誤差の大きさ と対応しており,Fedorova における観測バイアスが同 化されたデータに誤差を与えている結果を得た.発表 では、これらのイベントが発生する特徴的な気象場と、 バイアスの原因について考察を行う.(本研究は文部科 学省・北極域研究推進プロジェクト ArCS: Arctic Challenge for Sustainability の支援で実施された)



図1: Ice Base Cape Baranova(上)と GMO IM. E. K. Fedorova(下)における気温の観測値と ERA5 の差.



図2:GMO IM. E. K. Fedorova の地点における ERA5 の気温のアンサンブルスプレッド (10 メンバ).

参考文献

- [1] Day, JJ, et al., 2019, Q J R Meteorol Soc., 145, 3846–3862. https://doi.org/10.1002/qj.3673
- [2] Lawrence, H, et al., 2019, Q J R Meteorol Soc., 145, 3432–3454. https://doi.org/10.1002/qj.3628
- [3] Hori, M. E. and J. Inoue, 2019, *Polar Data Journal*, "Upper Atmospheric Soundings in Ice Base Cape Baranova during the YOPP Special Observing Period" (under review).

辻堂における降水量と PM2.5 の関係 藤野梨紗子,宮本佳明 (慶應義塾大学)

1. 背景

エアロゾルは雲粒や氷粒の核となり、多寡に応じて 雲粒の数や大きさを変化させることで雲の反射率や寿 命などの雲特性に影響を与える。一方、雲はエアロゾ ルの生成や、湿潤対流での降水を通じて起こる除去(湿 性除去)に影響を与える。エアロゾルがこの相互作用 を介し、雲システムごとに異なる影響を与えることで、 地上降水量への影響も異なるという指摘はあるものの、 個々の降水イベントにおける除去メカニズムの詳細は 分かっていない(Textor *et al*, 2006)。そこで本研究は、藤 沢市辻堂における降水量と PM2.5 濃度を解析し、両者 の関係性を明らかにする。

2. データ解析方法

本研究では、環境省大気汚染物質広域監視システム 「そらまめ君」の神奈川県藤沢市、明治市民センター の PM2.5 濃度 1 時間値(速報値)2019 年 10 月分(環境省, 2016c)を用いた。また、降水量データについては、気象 庁 AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System)の藤沢市辻堂における1 時間値を用いて解析を 行った。

3. 結果

図1に、神奈川県藤沢市辻堂で2019年10月1日0 時から2019年10月31日24時までに観測された降水 量1時間値とPM2.5 濃度1時間速報値を散布図で示す。 降水量が0mmより多くなると、0mmの場合と比較し て、PM2.5 濃度値が小さい値に、より多く分布してい る。降水量が0mmの場合PM2.5 濃度値は、どの値に も分布をしている。

図2に、神奈川県藤沢市辻堂で2019年10月18日19 時から2019年10月19日8時までに観測された降水量 1時間値とPM2.5 濃度1時間速報値の時間経過を示す。 降水が観測された1時間前から0mmに到達した1時間 後までの時間経過である。降水量が多くなるにつれ、 PM2.5 濃度値が減少している。降水量が減少していく 過程において PM2.5 濃度値の増加は、みられない。

4. まとめ

2019年10月の辻堂における降水量とPM2.5の関係

性を解析し、降水量が多くなるにつれ PM2.5 の濃度値 が減少することが分かった。この結果を考慮すると、 エアロゾルが雲との相互作用を介して、地上降水量へ 影響を与えていることが示唆される。







図2 降水前1時間から降水後1時間までの降水量と PM2.5 濃度の時間変化図。降水量を青線で、PM2.5 濃 度値を赤線で示す

参考文献

Textor, C. et al. 2006: Analysis and quantification of the diversities of aero- sol life cycles within AeroCom. Atmos. Chem. Phys., 6, 1777-1813.

庄内平野に突風をもたらす渦の IQ データを用いた超解像の試み

*猪上華子¹,新井健一郎²,楠研一¹,足立透¹,石津尚喜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

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 かっており、レーダーで観測した渦に基づく突風探知 システムが 2017 年から運用されている。レーダーはそ の性質上、遠方ほど方位方向の分解能が悪くなり、ス ケールの小さな渦を捉えることが困難になる。このた め米国では、NEXRAD に対してより解像度の高いデー タを生成する"超解像"処理[1]が 2008 年から導入されて いる。突風をもたらす渦の構造をより遠方でより詳細 に捉えられるよう、気象研究所の可搬型レーダー (XPOD)で取得した IQ データを用いて渦の超解像を試 みたので、その初期結果を紹介する。

2. 使用データおよび解析手法

解析に用いたのは、気象研究所の可搬型ドップラー レーダー(XPOD)のIQデータである。XPODの諸元 を表1に示す。

表 1: XPOD の諸元

送信周波数	ビーム幅	距離分解能	PRF	Vnyq
9810MHz	1.2°	30m	2500pps	19.1m/s

図1に方位方向の(1)低解像度、(2)通常解像度と(3)超 解像処理の概念図を示す。(2)通常の観測においては、 0.7°毎に44パルスを用いてFFTによりドップラース ペクトルを算出することで、ドップラー速度を算出し ている。(1)低解像度の場合は1.4°毎に88パルスを処 理することで半分の方位角分解能に、(3)超解像の場合 は0.7度ごとに44パルスを、両隣のセクタと22パルス 重複して処理することで2倍の方位角分解能となる。 今回はFFTの際に使用する窓関数は全てハン窓を使用 した。また渦の中心付近でスペクトルが極大・極小に 対応する2つのピークを持つ場合は、強度が大きい方 のスペクトルのみからドップラー速度を算出した。

3. 結果

図2は、庄内で観測された竜巻スケールの渦について、方位方向に(1)低解像度、(2)通常解像度、(3)超解像処理を行った場合の反射強度場およびドップラー速度

場を示したものである。両者ともに解像度があがるほ ど、より詳細な構造が捉えられていることが分かる。 特に反射強度場では、解像度が上がるほど渦の中心付 近で反射強度が弱くなる眼の構造がより明瞭にみられ る。渦の最大接線風速は、超解像の方が低解像度より やや大きい程度であった(図略)。

4. まとめと今後

XPODで取得した竜巻スケールの渦のIQデータを用 いて、渦の超解像を試みた。ドップラー速度場、反射 強度場ともに超解像により詳細な構造を得ることがで きた。今後は他の渦事例についても超解像を行う予定 である。また、今回は single PRF の観測に対して超解 像処理を行ったが、dual PRF の場合の処理についても 検討する予定である。



図 1: XPOD による方位方向の(1)低解像度、(2)通常解像度、(3) 超解像処理の概念図。



図 2: IQ データから求めた渦周辺のドップラー速度場(上)およ び反射強度場(下)。左から、(1)低解像度、(2)通常解像度、(3) 超解像。丸印は渦の位置。

参考文献

 Torres, S., and C. Curtis, 2007, 23rd Conf. on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, AMS.

気層の放射による地表面の加熱を考える温室効果実験装置(その2)

関隆則(日本気象予報士会)

1. はじめに

温室効果を一般の人に説明するのに、温室効果気 体の赤外線吸収、放射の性質を確認する実験と、太陽 からの可視光が地面を加熱、地面からの赤外線放射、 大気中の温室効果気体の赤外線吸収、そして赤外線 放射による地面の加熱に至るエネルギーの流れに関 する実験が役に立つと考える。前回、2017年秋季大 会A406にてエネルギーの流れに関する実験を報告し たが、今回は実験時間の短縮について報告する。

2. 今回の実験のテーマ

図1は温室効果のエネルギーの流れについて大気 を1つの薄い層で代表して説明する図である。*I*_εは 太陽からの入射エネルギーである。(A)は温室効果気 体のない場合、(B)は温室効果気体を含む大気を薄い 層で代表させて、エネルギーの出入りを示している。

(A) では I_{E} が地面を温度 T g1 に加熱し赤外線を放射する。(B) では温室効果気体を含む大気からの下向きの赤外線によって地面が加熱され、地面の温度は T g2 に加熱される。実験では地面としてカーボン紙を用い、白熱電球の可視光でエネルギーを注入し、温室効果気体を含む大気の層はカーボン紙を代用し、T g1-T g2 の温度差で、温室効果の存在を体験する。



図1大気を1つの薄い層で代表した説明図

3.実験装置の要点と構成

図2に実験装置の外観を示す。図3はカーボン紙 を装着した状態での機能図を示す。

・太陽からの可視光の加熱を白熱電球で行う。
 ・赤外線をほぼ完全に吸収・放射するカーボン紙で
 地面と温室効果気体を含む大気の層の代用にする。
 ・地面、大気の層、上空の冷熱源を板状にして、垂直
 に立て、対流による相互の熱の結合を避ける。

4. 実験結果

図4に地面に対応したカーボン紙の温度変化で実験の流れを示す。①カーボン紙を抜いた状態で保冷材の温度を測定。②地面対応するカーボン紙を挿入し、温度測定(室温測定)。③太陽に対応する白熱電球を点灯し温度測定(大気のない時の地面温度に対応)。④大気に対応するカーボン紙を挿入し、温度測定(温室効果ありの地面温度に対応)。③→④の温度変化を「温室効果」と説明できる。温度変化は30秒でほぼ安定し、実験時間が短縮できた。



図2装置の外観





6. まとめと今後の課題

・地面をカーボン紙で疑似することで、実験時間を 10分以下に短縮できた。

・気象教室のプログラムやワークシートなどの開発 7.参考文献

小倉義光、1984:一般気象学(第2版)

近藤純正、1987:身近な気象の科学、熱エネルギー の流れ

関隆則、日本気象学会 2017 年度秋季大会:A406 気 層の放射による地表面の加熱を考える温室効果実験 装置

小笠原諸島における降水量の季節変化に及ぼす台風の影響

- エルニーニョ時・ラニーニャ時・通常時に注目して-

フローレス慈英」,松山 洋1

(1 東京都立大学 都市環境科学研究科)

1. はじめに

小笠原諸島では年平均気温の上昇や年降水量の減少 に伴い、20世紀後半以降から乾燥化傾向にあり、これ が2001年以降も進行している[1]。過去には貯水率の低 下に伴う渇水も発生している。特に夏季における降水 は熱帯低気圧や台風の頻度・経路に左右され、水資源の 確保の面で重要である。また、熱帯低気圧や台風はエル ニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受ける[2]。

そこで本研究では、小笠原諸島における台風による 雨や総降水量に対する寄与の季節変動を明らかにし、 エルニーニョ時・ラニーニャ時・通常時の比較を行った。

2. 研究手法

降水量は、父島気象観測所の観測値を用いた。台風経路の図化には気象庁ベストトラックデータを用いた。 本研究では熱帯低気圧や温帯低気圧である期間も台風とした。気象庁の定義する台風と区別するため、これ以降本研究で定義した台風は、「台風」と表記する。小笠原諸島に接近した「台風」を父島気象観測所から300km 圏内を通過する「台風」として定義した(QGISで抽出)。

「台風」による雨を「台風」の中心が同観測所から500km 圏内に位置している期間中の積算雨量とした。エルニ ーニョ・ラニーニャ現象の定義は気象庁の定義に準拠 し、エルニーニョ・ラニーニャ現象期間中での各月をそ れぞれの現象が発生した月とし、月ごとの解析を行っ た。対象期間は1970~2013年である。

3. 結果と考察

対象期間中の父島における月別総降水量は9月が最 も多く、総降水量の約50%を占めていた(図省略)。図 1 は父島における月別総降水量をエルニーニョ時・ラニ ーニャ時・通常時で分類した図である。エルニーニョ時 に着目すると、9月の総降水量はラニーニャ時・通常時 と比較して、約50mm以上増加していた。9月における 「台風」による雨は約98mmとなり、ラニーニャ時・ 通常時よりも約40mm以上増加していた。「台風」によ る雨の総降水量に対する割合は約60%であった。実際 に小笠原諸島における夏季における降水は「台風」によ る依存度が高いことが分かった。しかしながら、エルニ ーニョ時とラニーニャ時・通常時における総降水量、 「台風」による雨の間に統計的に有意な差はなかった。

図2は9月のエルニーニョ時・ラニーニャ時における 小笠原諸島に接近した「台風」の経路図である。エルニ ーニョ時における「台風」の発生位置はラニーニャ時に 比べて南東部に位置していた。エルニーニョ時には台 風期間が増加し、勢力が強まることが先行研究により 明らかになっている[3]。9月のエルニーニョ時には勢力 を維持した状態で小笠原諸島に接近する事で「台風」に よる雨が増加すると考えられる。



[2] Chan, J. 2000. J. Climate, 13, 2960-2972.

[3] Camargo et al. 2005. J. Climate, 18, 2996-3006.

近年の日本近海の海面水温上昇が平成30年7月豪雨に 及ぼす影響

*万田敦昌 (三重大生物資源), 飯塚聡 (防災科研), 中村尚 (東大先端研), 宮坂貴文(気象業務支援センター,気象研,東大先端研)

1. はじめに

日本や欧州における豪雨事例において,降水域に比 較的近い中緯度海域の水温上昇の重要性が指摘されて いる[1][2]. これらの豪雨事例では,海面からの蒸発に よって遠方から流入する暖湿気塊の対流不安定性が維 持されていたことが,豪雨発生に極めて重要な働きを していた.平成30年7月豪雨においても対流不安定の 重要性を指摘する研究がある一方[3],対流圏中層の総 観規模擾乱に伴う力学的強制の重要性を強調する研究 もある[4].最近,平成30年7月豪雨に対する過去約30 年間の温暖化の影響を検討した結果が報告されている が,水温と気温の寄与が分離されていないため,水温 上昇の寄与については不明である[4].そこで,過去30 年間の水温上昇による降水と対流不安定度への影響を 領域気象モデルによる数値実験によって調査した.

2. 手法

Weather Research and Forecasting Model v. 3.7.1 を実験 に使用した.まず、前線が停滞し西日本を中心に記録 的な降水量が観測された平成30年7月5日から7日ま での3日間の西日本の降水を再現する実験(以降、 CNTL)を行った.次に、海面水温の影響を調べる以下 の感度実験を行った. 海面水温データ 5 種 (MGDSST, ERSST, HadISST, OISSTv2, COBE)の1982年から2018 年までの7月の月平均の線形トレンドを計算し、これ らの線形トレンドのアンサンブル平均を CNTL で用い た海面水温から差し引いたデータを作成した.また, 気温についても同様に大気再解析5種 (NCEP1, NCEP2, JRA55, ERA-Interim, ERA5) の北緯 22-42 度, 東経 120-140度での領域平均気温に関して、各気圧レベルの 気温の線形トレンドを計算した. これらの線形トレン ドを CNTL における値から差し引くことで, 疑似的な 1980年代の水温・気温分布を作成し、この分布の元で CNTL と同様の実験を行った. 相対湿度は CNTL と感 度実験で同一の値を使用した.以降,水温・気温の双方 を下げた実験、水温のみを下げた実験、気温のみを下 げた実験をそれぞれ, AO80, O80, A80 と称する.

3. 結果

7月5日から7日までの陸上での3日雨量を北緯 31.0-37.4, 東経 128.8-138.3 度の領域で平均した AO80 の雨量のCNTLからの変化率は6.2%となり,この値は [4]での見積もり(7%)と整合的である(図1).感度実験 の結果(A80とO80)について見ると,A80の3日雨量の 値がCNTLとあまり差がないのに対し,O80は差が大き くなっている.それに加え,O80の値はA80と比較して AO80に非常に近い値となっており,日本近海の水温 変化の重要性が示唆される.



図1 7月5~7日の3日雨量の陸上における領域平均値.

次に降水域の南西側の可降水量について調べたところ、A80とAO80では気温低下に伴い可降水量が減少 しているが、降水量の変化を説明するには不十分であった.また、雨量の変化が大きかった O80 における可 降水量の変化はA80 に比べ小さかった (図省略).対流 不安定度の指標として1000 hPaの相当温位と600 hPa の飽和相当温位の差をとり、各実験の値を比較した[4]. O80 は他の実験と比較して値が大きく減少しており、 このことからも上述の海面水温変化の重要性が支持される.

参考文献

- [1] Manda, A. et al., 2014, Sci. Rep., 4, 5741.
- [2] Meredith, E. et al., 2015, Nature Geosci., 8, 615-619.
- [3] Yokoyama, C. et al. et al., 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- [4] Kawase, H. et al., 2020, BAMS Special Rep., in press.

世界の日照率の分布と近年の一部の国の変動

田中 実(無所属、土浦市西根西1-6-21)

1・はじめに

世界の日照率の分布の調べた。さらにその原因 と近年の一部の国の変動も調べた。

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。可照時間はUS Naval observatory と気象観測技術(1969)等から各緯度について 計算し、日照率を計算した。

3. 世界の日照率の分布

図1に12月と8月の分布を示す。12月は温 帯低気圧の雲が南下する月であつた。8月は日本 の夏の状態に合わせた。カナダを除く60N以北 はまだ計算が出来ていない緯度である。50パー セント前後の地域はデジタル版の図が未完成で あるためで発表までに完成する。

夏と冬の季節変化は大規模スケールのモンス ーンや亜熱帯高気圧の南北季節変化により日照 率が季節変化している。

地域レベルでは山岳と定常風の影響が大きい。 冬の日本、ベトナム、マダガスカル等、夏の黒海、 カスピ海の南部等である。温帯低気圧が多いニュ ージランドでは前線等の雲があるため降水量以 外の影響は小さい。降水量と比較すると熱帯では 日照率 50-60%でも対流性の雨が月に100-200 m mも降る所が多い。冬の温帯低気圧では 50 mm 以下でも日照率が少ない地点が 40N より高い緯 度で観測されている。中国の一部やペルー沿岸等 は日照率が少ないのに降水量が少ない地点があ る。

4・日照率の季節変化の分布

図2に青が各半球の冬に日照率少ない。冬のモ ンスーンのベトナムを除き温帯低気圧による雲 である。黄色が夏に熱帯モンスーンにより日照率 が少ない地域である。

5・近年の変動

CLIMAT では一部の国で日照のデータがあり Monthly Climatic data for the World にデータがあ る。2002年7月はインドでエルニーニョにの よる大干ばつがありこれに伴い日照も記録的に 多かつた。東アジアでは2018年7月終わりか ら8月はじめにかけてシルクロードパターンに よる暑夏があり日本以外に朝鮮半島や中国の一 部で日照が多かつた。これら以外の変動も当日発 表する。







図2 青が各半球の冬に日照率が少ない。黄色が 夏に少ない地域。

シルクロードパターンの十年規模変動

*前田修平 (気象研), 田中実 (無所属)

1. はじめに

気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を用いて、 7 月を対象にシルクロードパターン(Enomoto et al., 2003)の長期変化傾向を調べた。期間は 1958~2019 年の 62 年間である。

2. 解析結果

図1はアジアジェット気流が流れる北緯40度における7月の200hPa南北風の経年変化を示す。気候値では チベット高気圧の西端の30~40Eと、80E、120Eあたりに南風の領域が見られる(図略)が、30~40Eを除き年によって南風領域が解析されない年もある。80Eに着目すると、1980~90年代に南風が解析されないことが多い。全期間から計算した南北風の標準偏差は80E付近が最も大きく6m/s程度である。

変動の空間パターンを統計的に抽出するため、0-180E、20-60Nの領域で200hPa南北風の主成分分析 (EOF)を行った(図2)。第1主成分(EOF1、寄与率21%) は、アジアジェット沿いのロスビー波列型で、Kosaka et al.(2009)が示した年々変動のシルクロードパターンと 対応し、前述した80E付近で振幅が最も大きい。

EOF1 スコアの時系列を見ると、明瞭なトレンドはな く年々変動が大きいが、1960~70年代前半に正、70年 代後半~90年年代に負、その後に正、といった、太平 洋十年規模変動(IPO)と同期したような長周期の変動 がみられる。そこで、Henley et al.(2015)を参考に IPO 位 相(期間 I(負):1958~1977、期間 II(正):1978~1998、 期間 III(負):1999~2014年)毎の合成図解析を行った。

期間 III と期間 II の南北風の差を見ると、EOF1 と良 く似ており、80E 付近では 8m/s と年々変動の標準偏差 (6m/s)よりも大きな値となっている(図は略すが、期間 I と II の差も同様なパターンを示す)。この結果は、シル クロードパターンには IPO と連動するある程度振幅の 大きな十年規模変動があることを示している。また、 期間 III で平均した南北風は、期間 II に比べてアジアジ ェット沿いの波列が明瞭で、波長が短く、気候値に見 られるトラフリッジを強めるセンスである。

アジアジェットの導波管構造の違いなど、IPO 位相 によるシルクロードパターンの違いをもたらしている 力学が興味深い。

*解析には気象庁気候情報課の iTacs を用いた。



図1 7月の南北風(m/s)。北緯40度、東経0~180度、1958~2019年



図2 上から、この領域の7月200hPa 南北風のEOF1、EOF1スコア (1958~2019年)、IPOの期間III(1999~2014年)と期間II(1977 ~1998年)の南北風の差(m/s)、期間IIIの南北風(m/s)、期間IIの 南北風(m/s)。

Dynamic Emissivity を用いた陸域衛星輝度温度同化の高度化

近藤圭一¹、岡本幸三¹、入口武史^{1}、藤井秀幸²、青梨和正¹ 1 気象研究所(1*2019年3月まで気象研究所)、2 宇宙航空研究開発機構

1. はじめに

近年の数値天気予報において、衛星観測同化は 予報精度向上に大きく貢献している。その中でも マイクロ波サウンダはマイクロ波域の大気の吸 収特性を利用して、気温・水蒸気等の鉛直プロフ ァイル情報を提供し、数値予報に役立てられてい る。衛星輝度温度を同化するためには、数値モデ ルの出力値である第一推定値から輝度温度相当 量を計算する必要があり、その際に地表面射出率 を利用する。現状の気象庁のデータ同化システム では、地表面射出率として CNRM Atlas の気候値 データが使われている。しかし、実際の地表面射 出率は陸面の状況に大きく左右されるため、気候 値データを使った場合、輝度温度相当量に誤差が 生じやすい。ECMWF では、この問題に対応する ため、Dynamic Emissivity (DE) と呼ばれる地表 面射出率を動的に推定する手法 (Karbou et al. 2005)が導入されている。

本研究では、数値天気予報における衛星観測同 化の高度化のため、気象庁全球データ同化システ ムを気象研究所に移植した MRI-NAPEX に DE を導入して、データ同化サイクルを行い、DE が 予報に与えるインパクトを調査した。

2. 手法

$$\epsilon = \frac{T_{obs} - T_{atm}^{\downarrow} \Gamma - T_{atm}^{\uparrow}}{(T_s - T_{atm}^{\downarrow})\Gamma}$$

ここで、 T_{obs} は放射輝度温度の観測値、 T_{atm}^{\downarrow} は大 気下端の下向き放射輝度温度、 T_{atm}^{\uparrow} は大気上端の 上向き放射輝度温度、 T_s は地表面温度、 Γ は大気の 透過率である。

DE を実装する際には、AMSU-A 及び ATMS を 対象とし、両サウンダの地表面付近に感度のある チャンネル3(50.3 GHz)で推定した地表面射出 率を、それぞれ AMSU-A のチャンネル5, 6, 7、 ATMS のチャンネル6, 7, 8 で利用する。

本研究では、2018年8月及び2019年1月のそ

れぞれ1ヶ月のデータ同化サイクルを実行した。 そして12 UTC の解析場を初期値として11日予 報を行っている。DE なし実験を CNTL、DE あ り実験を TEST とする。

4. 結果

図1は、AMSU-Aのチャンネル6において、 CNTL及びTEST実験の輝度温度O-Bの根二乗 平均の差分を表したものである。中央アジアから 北アフリカにかけて差分がマイナスになってい ることから、TEST実験が観測に近づいているこ とがわかる。しかしながら、ゾンデ観測及び航空 機観測と比較すると、TEST実験におけるDEの 優位性は確認されなかった(図略)。

5. まとめ

DE の導入により、衛星輝度温度が精度良く同 化され、初期値に反映されることを期待したが、 現状では優位な改善は見られなかった。現在の同 化サイクル実験では、陸上で雲域等の判定は行っ ておらず、全て晴天域と仮定して DE を算出して いる。今後、今回の同化実験で蓄積したデータを もとに、品質管理の改良を進める予定である。今 大会発表時には、最新の結果を発表する。





図 1 CNTL 及び TEST 実験の O-B の RMSE の 差分(TEST-CNTL)。対象は AMSU-A のチャ ンネル 6 で、2018 年 8 月の平均を示す。
2018年冬季大雪事例の降雪粒子特性に関する数値実験

*橋本明弘 (気象研究所),

石坂雅昭,山下克也,本吉弘岐,中井専人,山口悟(防災科学技術研究所)

1. はじめに

2018 年冬季,東北・北陸・山陰地方では大雪による 災害が多発した.著者らはこの時の降雪・積雪粒子特 性や降水機構に関する研究を進めている.本稿では,2 月4日から8日にかけて北陸地方を中心に大雪をもた らした事例に関して,数値実験をもとに降雪粒子特性 を調べた結果を報告する.

2. 数值実験

橋本ほか(2019)^[1]と同様の方法で、気象庁非静力学モ デル(JMA-NHM)を用いて,水平解像度1 km で日本海 全域を覆う計算領域を設け数値実験(1km-NHM)を行 なった.

3. 結果

図1は、数値実験によって得られた2018年2月5日 12時(日本時)の降水強度分布である.日本海西部から北陸沖にかけて、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)にあたる降水域があり、気象庁解析雨量・ひまわり8号 輝度温度の分布と概ね一致していた.図2は、日本海 沿岸100km以内の領域(図1の網かけ)を南西-北東 方向に1.4km間隔で区切り、それぞれの区間毎に、数 値実験で得られた物理量の平均値を求め、計算領域南 西端から北東に向かう距離の関数として表したもので ある.JPCZにあたる領域では、雲頂温度(図2a,黒点、 上が低温)が低く、降雪粒子数濃度(図2a,棒グラフ) は大きかった.降水強度(図2b,棒グラフ)は、その やや西寄りで大きかった.降水に対する霰寄与率(図 2b,黒点)はJPCZ内側で小さく、外側で大きかった.

4. 考察

石坂ほか(2019)^[2]によって報告された長岡での観測 結果によると, JPCZ が上空に差し掛かった時間帯に, 降雪粒子数濃度と降水強度は大きく, 霰寄与率は小さ かった.一方, JPCZ 外側の筋状降雪雲からの降雪では, 数濃度は小さく, 霰寄与率は大きい傾向があった. JPCZ は総観-中規模気象場の変化に応じて蛇行し, その上陸 地点は刻々移動する.これを考慮すると, 観測で捉え られた降雪粒子特性の時間変化は, 図 2 のような降雪 粒子特性の空間分布を伴う JPCZ の蛇行によって系統 的に現れたと理解できる.



図 1 2018 年 2 月 5 日 12:00(日本時)の降 水強度.



図2 日本海沿岸 100 km 以内の領域(図1 の網かけ)の(a)降雪粒子数濃度(棒グラ フ),鉛直積分液水量(青点),雲頂温度(黒 点),(b)降水強度(棒グラフ,灰色:雪, 赤:霰),降水強度に対する霰寄与率(黒点).

謝辞

本研究の一部は <u>JSPS 科研費 16K05557, 19K04978</u>の 助成を受けたものです.

参考文献

- [1] 橋本ほか, 2019, 雪氷研究大会(2019・山形), P1-21, https://doi.org/10.14851/jcsir.2019.0_183.
- [2] 石坂ほか, 2019, 日本気象学会 2019 年度中部支部研究会, 講演 11.

P210

2019年10月12日に市原市に被害をもたらした竜巻の二重偏波特性 *梅原章仁 (気象研究所), 山内洋 (気象庁観測部)

1. はじめに

二重偏波レーダーで竜巻を観測すると, Tornadic Debris Signature (以下 TDS) と呼ばれる竜巻飛散物に 特徴的なシグネチャが得られることが知られている [1][2]. TDS は竜巻発生の結果として現れるため予測には 向かないが, 到達高度によって F スケールを推定する試 み[2]もあり, 被害の実態を把握する上で重要である.

しかし、竜巻の発生頻度が少なく、現業用二重偏波 レーダーがようやく普及されつつある我が国において は、TDS の報告例はごくわずかである[3].

2019年10月12日午前8時8分頃,台風第19号に伴 う降水システム内で竜巻が発生し,千葉県市原市に甚 大な被害をもたらした.気象庁の現地調査の結果,竜 巻の風速は約55m/sでJEF2スケールと推定された.

この竜巻(以下,市原竜巻)について,羽田空港, 成田空港に設置した C バンド二重偏波空港気象ドップ ラーレーダー(以下,二重偏波 DRAW)により,明瞭 な TDS を捉えることができたので報告する.

2. データと解析手法

解析には羽田空港の二重偏波 DRAW 及び成田空港の 二重偏波 DRAW のデータを用いた.二重偏波 DRAW は、方位分解能:0.7 度,距離分解能:150m,探知範囲: 120km, 15 仰角 PPI 観測(0.7, 17.0, 12.5, 0.7, 9.2, 6.9, 5.1, 0.7, 3.8, 2.8, 2.1, 0.7, 1.5, 1.1, 0.7 度) / 5 分の空間観測能を持つ.被害地点と二重偏波 DRAW はそれぞれ、羽田:約 39.3km,成田:約 33.8km の距離 にあった(予稿では羽田二重偏波 DRAW は割愛する).

TDS の空間分布を把握するため,既往研究[1]による 抽出条件 A (Zhh> 45 dBZ & phv < 0.8 & Zdr < 0.5 dB) と閾値を緩和した抽出条件 B (Zhh> 40 dBZ & phv < 0.9 & Zdr < 1.5 dB) により, TDS を抽出した.

3. 結果と考察

成田二重偏波 DRAW では、竜巻発生時刻に、明瞭な フックエコー(図1(a))、40m/s以上の視線風速を持つ渦パ ターン (図略)に加え、phv が極端に低く (図1(b))、か つZdr が小さい領域が観測されていた (図略). このこ とは、散乱体の一様性が低く、粒子が回転しているとされ る竜巻飛散物を捉えたことを表しており、実際既往研究の TDS の判別条件を満たした(図2中の赤点).

条件 A により抽出した TDS は, 発生直後を除き、ほと

んど最低仰角にのみ分布していた. 条件 B で抽出した領 域(図 2 中の緑点)は,時間経過とともに鉛直方向に広が り,最高で約 2.5km まで達した. 条件 A により抽出した TDS,条件 B により抽出した領域はいずれも,竜巻被害 地点の竜巻進行方向左側に偏在しており,時間経過とと もに,幅を広げていた. これらは,地表面から巻き上げら れた飛散物が高度方向及び水平方向に拡散された様子 を表していると考えられる.



図 1:2019 年 10 月 12 日 0809JST 頃の成田 DRAW 仰角 0.7 度 PPI 観測による, (a)反射強度(Zhh), (b)偏波間相関係数 (phv)をそれぞれ示す. 風ベクトルは, 羽田・成田のDual解析に より求めた. 図中白破線は被害地点を示す.



図 2: (a)2019 年 10 月 12 日 0805JST~0815JST の成田 DRAW 全仰角 PPI 観測から抽出した TDS の空間分布, (b)は(a) を方位 170 度仰角 15 度から臨む図. 図中黒破線は被害地点 (標高未考慮)を示す. 抽出条件詳細は2項参照.

参考文献

[1] Ryzhkov et al., 2005, J. Appl. Meteor., 44, 557-570.

[2] Bodine et al., 2013, Wea. Forecasting, 28, 139-158.

[3] Yamauchi et al., 2013, Proceeding of 36th Conf. on Radar Meteorology, Amer. Meteor. Soc.

謝辞:本研究は JSPS 科研費 JP19K23466 の助成を受けたものです.

台風の発雷域の大気環境場

*原 啓喜・川野 哲也・川村 隆一・望月 崇 (九大院・理)、増田 有俊 (日本気象協会)

1. はじめに

台風は活発な積乱雲群で構成されているため、激しい雷活動を伴うケースがある。Molinari et al. (1994)^[1]は、 ハリケーン・アンドリューを対象に対地放電の時空間 分布を明らかにした。また、中野ほか(2011)^[2]は、太 平洋と大西洋の一般風や海面温度の違いから、台風と ハリケーンの雷活動に違いがあると考えて、台風に伴 う雷活動の特徴を統計的に解析した。また、熱帯低気圧 に伴う雷活動の強度と熱帯低気圧の強度の関連性につ いて示した先行研究(DeMarie et al. 2012^[3])もある。

これらの先行研究では、雷の発生数や発生位置に焦 点を当てているため、発雷時の大気状態については言 及されていない。そこで本研究では、台風勢力範囲内で 雷が発生するときの大気状態を明らかにして、台風に 伴う雷活動の特徴をより詳細に探っていく。

2. 使用データと手法

電データには、気象庁の雷監視システム(LIDEN)を用 いた。利用したLIDENのデータ期間は、2018年6月~ 10月と2019年6月~9月である。この期間中に発生し て日本に接近した台風(2年間で合計20個)を解析対象 とした。大気状態のデータは、JRA55(1.25°×1.25°、6 時間間隔)とMSM初期値データ(0.1°×0.125°、3時間間 隔)を用いた。LIDENの電データは秒単位で存在するが、 各正時の前後30分の計1時間の時間ウィンドウを設定 し、その時間ウィンドウ内の発雷をその正時の雷デー タとした。

台風に伴う電活動を定義するために、台風の勢力範囲を定義する必要がある。台風の勢力範囲として定義されている領域は先行研究によって異なるが、本研究では中野ほか(2011)^[2]に倣って、勢力範囲を「強風域

+300 km」と定義した。台風の経路や強風域(風速 15 m s⁻¹以上)は、気象庁のベストトラックデータを使 用した。

3. 結果

雷の発生には氷晶と霰の存在が重要であると考えら れるので、0℃以下の雲層の厚さ(以降、氷結層と呼ぶ) と雷活動の関係性について調べた。MSM の初期値デー タを用いて、パーセル法によって、大気の潜在的な雲層 の厚さを算出した。活発な雷活動を伴う台風では、厚い 氷結層を伴っていた。しかし、このように厚い氷結層を 伴った深い対流雲が存在する場所でも、雷が観測され る場所と観測されない場所が存在した。そこで、氷結層 の厚さ以外にも雷活動に影響を与える要因があると考 え、JRA55 の比湿と水平風から計算した下層(900-850 hPa層で積算)の水蒸気収束にも注目した。

図1は、氷結層の厚さ[m]と水蒸気発散[kg m⁻² s⁻¹] でみた、大気状態の発生頻度を示す2次元ヒストグラ ムである。図1aと図1bの比較から、台風に伴う雷活 動は、下層の水蒸気収束が強く、氷結層が厚い場所に集 中しているということが分かる。また、図1bのような 大気状態の特徴は、図1cでは見られない。図1aと図 1cから、台風勢力範囲の広範囲で発雷の可能性がある と考えられるが、実際は下層に強い水蒸気収束が存在 し、厚い氷結層を伴った深い対流雲が発達している場 所に偏って発雷が生じていると考えられる。

参考文献

Molinari et al.(1994), JGR, 99, D8, 16665-16676
 中野ほか(2011) 天気, 58 巻 2 号 117-130
 DeMaria et al. (2012) MWR, 140 1828-1842



図 1:(a)台風における大気状態、(b)台風で雷が発生した場所の大気状態、(c)解析期間中に解析範囲内のすべての雷が 発生した場所の大気状態。縦軸が水蒸気発散[kg m⁻² s⁻¹]、横軸が氷結層の厚さ[m]、点は中央値を示す。

VR による気象・気候シミュレーション空間の可視化 *^{松嶋俊樹} (R-CCS), 末木健太 (R-CCS)

1. はじめに

近年,ドローン, AI, IoT, 5G 技術など,情報通信技術(ICT)の発展が著しい. ICT 技術の発展を受けて,日本は,サイバー空間とフィジカル空間を高度に融合させたシステムにより,経済的課題と社会的課題の解決を両立する,人間中心の社会のコンセプト「Society 5.0」を提案した.関連して,近年技術躍進が著しいものの一つに,仮想空間と物理空間を融合する VR 技術がある.

計算科学分野では、これまでも CAVE のような没入型 VR 装置が用いられてきたが、高価かつ場所を取ることから、誰でも容易に使えるものではなかった.しかし、近年の CPU 性能の向上により、ヘッドマウントディスプレイの低価格化が進み、誰でも VR 体験が行えるようになった.

そこで、昨年11月に機会を得て、一般人を対象とした、「京」コンピューターを用いたシミュレーション空間を体験できる VR 動画を作成し、体験会を行った.本発表では、そこで公開された VR 動画の設計をおよび作成方法を科学・技術的観点を中心として報告する.

2. 方法

3DoF (degree of freedom) の VR 動画を作るためにま ず必要になるのは、360 度全方位画像である. それらの 作成は ParaView などの科学可視化ソフトでもサポート されているが、詳細なコントロールのためには、自分で 作成する必要がある.本報告では、ある点から視野角 90 度の範囲で東西・南北・上下方向に撮影した画像から cube map を作成し、それを球面座標系に変換するとい う手法を用いた.また中心位置をずらして 2 回描画す ることにより、立体視動画に対応することもできる.そ れぞれの方向に対する描画や領域分割に対しての並列 化を行うこともできる.

3. 結果

はじめに,超水滴法を用いた雄大積雲の高解像度 (12.5m) ラージ・エディ・シミュレーション[2,3]を取 り上げる.対象とするのは,SCMS (Small Cumulus Microphysical Study) のフィールドキャンペーン中の 7/22 に観測された孤立的な雄大積雲である.超水滴法 はラグランジュ的雲微物理法であり,多数の粒子をま とめた超水滴に対して,移流・重力沈降,エアロゾル からの活性化,凝結,確率的衝突併合を解く.このシ ミュレーションの実行時に, 雲水混合比を2秒間隔で 出力した.これは, 相変化の典型的な時間スケール (phase relaxation time scale) であり, 雲の生成・消滅・ 成長を追跡するのに十分な時間スケールである. 作成 した動画は, 同じ再生速度のタイムラプス動画 (例え ば[1]) と比較することも可能である.

次の例は熱帯域における雲対流の数値実験[4,5]であ る.これは50m 解像度で広い計算領域 (250km 四方)を カバーしたもので,時間を進めない代わりに視点位置 を空間移動 (飛行機の速度と同程度)させながら,組織 化した湿潤対流の多種多様な雲 (雲水・雲氷・雪の混合 比)と降水 (雨・霰)のパターンを示した.VR 可視化 の特徴はその情報量の多さにあり,俯瞰的に見れない 代わりに,高並列計算で行った高ダイナミックレンジ の計算を,ダイナミックレンジの広い可視化 (視点の近 傍は細かいパターン,遠方は大まかなパターン)で表現 することができている.

参考文献

[1] rikenchannel"【VR3604K】微速度撮影された雲の様子を観察してみよう:現実編【2019年度 R-CCS 一般公開】"YouTube < <u>https://youtu.be/PATIursSAaA</u>
[2] rikenchannel"【VR3604K】微速度撮影された雲の様子を観察してみよう:「京」コンピューターを使ったシミュレーション編1【2019年度 R-CCS 一般公開】" YouTube < https://youtu.be/7-XXqI1Jtcw

[3] rikenchannel "【VR180 3D 4K】微速度撮影された雲 の様子を観察してみよう:「京」コンピューターを使っ たシミュレーション編2【2019 年度 R-CCS 一般公開】" YouTube <https://youtu.be/dxoIdczz-gc

[4] rikenchannel"【VR360 4K】巨大な雲の壁に飛行機で 突入しよう:「京」コンピューターを使ったシミュレー ション編3【2019 年度 R-CCS 一般公開】" YouTube < https://youtu.be/rNSRBCqoOwM

[5] Sueki, K., et al., 2019, Geophys. Res. Lett., 46, 14817– 14825

地上・衛星データによる中部山岳域の雲海観測

*小林勇輝(筑波大学大学院生命環境科学研究科),上野健一(筑波大学生命環境系) Kobayashi Y., Ueno K. (University of Tsukuba)

1. はじめに

近年,山岳域の雲海をビジネスにした観光事業が盛 んに行われ,暖侯期のスキー場活用の一環としても注 目されている."雲海がどこで見られるか"を売りにし たウェブサービスも見受けられるが,雲海は雲・霧の形 成過程で説明される内容がほとんどである.本研究で は雲海を"高標高地点から見下ろして雲・霧が早朝に平 坦に観測される気象景観(図 a)"と位置づけ,この景 観の発現特性を地上・衛星観測データから分析した.

2. 長野県・富士見高原における気象観測

富士見パノラマリゾートの協力により,2017-2019年 暖候期にゲレンデを利用した気象観測を実施した. 観 測は,おもに標高1730m,1480m地点でのインターバ ルカメラによる夜間から早朝にかけた撮影と,標高差 700mのゲレンデを利用した複数標高での地上気象観 測で構成した.3年間で取得した299日分の画像データ のうち29%で雲海が撮影された. 雲海はおおむね,谷 全体に広がる大規模雲海(A)と,谷の西側(B)また は東側(C)に偏る小規模雲海に分類され,それぞれ全 日数に対して21,6,2%を占めた.時刻別画像から, Aのタイプは日の出直前(5-6時)に頻度が増加する傾 向がみられ,一般に早朝にもっとも目に留まる雲海の タイプであることが示された.

3タイプ間での地上気象の違いを分析した結果、いず れも谷内には逆転層が発達しているが、Aタイプは弱 風で相対湿度が高い環境で発生し、Bタイプは画像か ら雲頂高度が低く、高層雲の発生にともない夜間の放 射冷却が少ない事が観測された.富士見高原の地形は 谷底が西に偏り東側は八ヶ岳山麓で標高が高い事から、 BタイプはAタイプが弱化した現象であると判断した. 一方、Cタイプは画像から比較的雲頂高度が高く、南 風が卓越した.このことから、Bタイプは八ヶ岳西側 斜面上での滑昇性の下層雲が寄与していると判断した.

3. 静止衛星画像を用いた雲海の検出

気象衛星ひまわり 8 号の多バンドデータを利用し, 中部山岳域で発生する雲海を検出した. 色調から夜間 の雲形解析を行う手法[1,2]を参考に,水滴・氷晶の放射 特性が検出できるバンド 13(中心波長 10.4µm)とバンド 15(12.4µm)の輝度温度の差分(S1),バンド 07(3.9µm)と バンド13の輝度温度の差分(S2)およびバンド13の輝度 温度(IR)を利用して、夜間の下層雲を検出する実験式を 構築した.構築にあたっては、2018年に富士見高原で 大規模雲海が観測された24日分と2018年5-11月の10 日毎のRGB合成画像において、色調から目視判読した 4種類の雲形に地表面を加え、リファレンスとした.

高層雲が無い晴天日において,富士見高原での雲海 発生日に対して衛星から検出した同エリアの夜間の下 層雲発生日は95%重複した.2015年7月から2019年8 月の11-4月を除く暖候期の衛星データに同実験式を適 用したところ,下層雲は中部山岳域の谷・盆地や一部の 高原地域で高頻度で出現し(図b),3-4時に面積が極大 となる傾向を示した.広域で下層雲が検出された15事 例で,輪島のゾンデデータに沈降性の逆転層が明瞭に 検出され,再解析データでは地上で弱風を伴う高気圧 が解析された.沈降性逆転層は他のゾンデ観測地点で も検出され,その高度は富士見高原の2高度で撮影さ れた画像の解析から求めた雲頂高度ともおおむね一致 した.以上から,沈降性逆転の発生は中部山岳域で広 域に発生する雲海の重要な要因と考えた.



図 2017 年 10 月 26 日の大規模雲海(a) と衛星から 検出された 3-6 時における下層雲の発生頻度分布(b)

謝辞:衛星データは千葉大学環境リモートセンシング 研究センターより取得しました.富士見パノラマリゾ ートには観測への全面協力を頂きました.

参考文献

- [1] 志水菊広, 齋藤幸太郎, 山本幹人, 2018: RGB 合成画 像. 気象研究ノート, 238, 59-72.
- [2] 木下仁,成田正巳,吉松雅行,2016:ひまわり8号の画像を利用した霧の監視.気象庁予報技術研修テキスト,22,94-133.

球面調和関数と鉛直構造関数を用いた

3次元スペクトルモデルの構築と気候研究への応用

鈴木智大·村上茂教(気象大学校)

1. はじめに

スペクトル法では、場を適切な境界条件を満たす有限個 の十分滑らかな直交関数により展開し、その展開係数に対 する有限個の常微分方程式を求めることで、解きたい偏微 分方程式を離散化する。過去のスペクトルモデルに関する 研究としては、鉛直基底に Laguerre 多項式を用いた Francis(1972)、Legendre 多項式を用いた Machenhauer and Daley(1972)、Chebyshev 多項式を用いた黒木・村上 (2015)や 3 次元ノーマルモード関数を用いた Tanaka (1995)によるもの等がある。このように、スペクトルモデ ルの研究はかつて盛んであったが、並列計算や超並列計算 による高速化が主流となった近年の潮流にそぐわなくな ってきたため、今日では新たなスペクトルモデルの開発が 話題に登ることは少ない。しかしながら、スペクトル法で は微分の計算が原理的には誤差を持たず数値粘性が生じ ない等の利点がある他、基底関数の選択によっては線型力 学演算子の固有値分解の計算コストが削減できる可能性 があり、研究目的での利用を考えるなら、その価値は高い。

こうした状況に鑑みて、本研究では水平方向には球面調 和関数を基底関数とし、鉛直方向には鉛直ノーマルモード あるいは鉛直構造関数と呼ばれる関数を基底とした全球 3次元スペクトルモデルとその線型化モデルを構築し、気 候学的な応用計算を行ってみた。

2. モデルの構成

鉛直構造関数は静止大気を基本場として線形化したプ リミティブ方程式を変数分離した際に得られる鉛直構造 方程式の固有解である。鉛直構造方程式はいわゆる Strum-Liouville 型微分方程式の一種で、上下端における 適切な境界条件の下でその解は完備な直交関数系を構成 するので、鉛直方向の基底関数として用いることができる。 本研究では Kasahara and Puri(1981)に倣い、鉛直構造関 数を Legendre 多項式の展開係数に対する固有値問題を解 くことで求め、それと球面調和関数から基底関数を構成し、 鉛直方向に σ =2(p/ps)-1 を座標とする全球 3 次元スペク トルモデルを、変換法を用いて構築した。更に得られたモ デルに、任意の基本場を対象とする線型化を施した。

3. 計算結果とまとめ

モデルが正しく構築できているか確かめるために最初 に Polvani et al. (2004)で提唱されている傾圧不安定波の 数値実験を行った。非線型モデルでは傾圧不安定波の非線 型な時間発展が再現され(図1)、更にこの実験の基本場か ら求めた線型力学演算子を固有値分解することで傾圧不 安定波のモード解を得た。また、気候学への応用として、 7月の気候値を基本場として線型力学演算子を求め、その 固有値分解を行い、南半球の傾圧不安定波に加えて、中央 アジアに大きな振幅を持ち振動数 0 でエネルギーを東に 伝えるシルクロードパターンに似たモードを得ることが できた(図2)。

このように、構築したモデルは、テレコネクションパタ ーンの同定等の気候学的な応用にも使える十分に実用的 なものであると言える。









南極氷床上における春季の接地気温逆転層の緯度断面

平沢尚彦(極地研)、山田恭平(長野県環境保全研)、佐賀勝己(タイプエス社)

<u>1. はじめに</u>

2018年10月及び2019年に10月に南極氷床上にお いえてゾンデ観測を実施した。南極氷床上のゾンデ データは少なく、天気予報の初期値データとしての 価値も高いことから、衛星回線を経由してGTSにデ ータを配信した。

極夜が明けて春に入った時期であるが、氷床上の地 上気温はまだ-60~-40℃である。このような厳しい環 境でのゾンデ観測は歴史的にも多くなく、様々現象 の研究に利用できる。この発表では接地気温逆転層 に着目して議論する。

2. 観測地域

図 1 はゾンデ観測を実施した観測隊の移動経路を 南極氷床の俯瞰図上に示す。2018 年 9 月 30 日~10 月 10 日にかけて Relay Point (中継拠点、標高 3350 m) から S16 地点(標高 600 m) へ、2019 年 10 月 25 日 ~11 月 2 日にかけて MD78 地点(標高 2477 m)から S16 地点への移動中のキャンプ地において観測が実 施された。Relay Point は海岸から約 650 km、MD78 は約 330 km の距離がある。



図1 ゾンデ観測を実施した観測隊の移動経路。

3. 接地気温逆転層の緯度断面

図2に2018年に観測された気温の鉛直プロファイ ルを特徴的な地域に分類して示す。最も標高の高い 地域では逆転強度が20~15℃と最も顕著である。そ の下の標高の地域は最もカタバ風が顕著である。そ こでは最下層の100mでは等温に近く、それより上 で気温の鉛直傾度が大きい。この構造はカタバ風の 鉛直分布が関係していると考えている(図3、詳細は 講演時)。逆転強度はやや弱く、10℃程度である。逆 転層の厚みが最も厚く、300mを超えるケースがある。 最も標高の低い地域では逆転強度は10℃に満たない。 逆転層の厚みは最も薄く、100m程度となっている。

講演では逆転層の厚さの緯度分布についての議論、 及び 2018 年と 2019 年の観測時期の違いによる逆転 層の特徴の違いについての議論も行う。



図 2 2018 年に観測された気温の鉛直プロファイ ル。上段:最も標高の高い地域、中段:カタバ風 の顕著な地域、下段:最も標高の低い地域。



図 3 2018 年に観測された風速の鉛直プロファイ ル。図2の上段、中段、下段の平均値で示す。

ひまわり8号を用いた台風の雲の日変化の解析

* 森谷拓冬, 坂崎貴俊(京大院理)

1 はじめに

人工衛星の赤外画像から得られる輝度温度は、熱帯低 気圧 (TC) の解析に度々用いられてきた. Kossin(2002) は、大西洋及び太平洋東部上の十分発達した TC の中心 に関して軸平均した輝度温度 (T_{BB}) の Hovmöller 図に 於いて低温のシグナルの外側への伝播を見出し、スペク トル解析により日周期の存在を指摘した.また Dunion et al.(2014) は、T_{BB} とマイクロ波を組み合わせた解析 により、環状のシグナルが深い層を伴って伝播している と主張した. 更に彼らはシグナルの時間的・空間的予測 可能性に言及した.もし、シグナルが予測可能ならば予 報の改善へとつながり、さらには、日周期の解明によって TC の理解に結び付けられる.他に西部太平洋でも同様 の TC の日変化の存在が指摘されているが, 詳細は明ら かではない [3]. 本研究では, 西部太平洋の個別の事例に ついて、この日周期的な伝播シグナルを詳細に調べ、ま た新たに split window を用いた解析により, シグナルの 深さについても明らかにする.

2 データ・解析手法

本研究では、ひまわり 8 号の機動観測から得られた、 10.5, 11.2, 12.4 μ m(B13, B14, B15)の T_{BB} を使用した. 10.5 μ m を雲頂高度の指標として、11.2, 12.4 μ m の差を 雲の光学的厚さの指標としてそれぞれ用いた [4][5].また TC の中心を決定するために RSMC ベストトラック を使用した.対象とした TC は、陸から離れていて勢力 が台風以上に分類されたものとした.ここでは 3 日以上 その状態を保持したものから 1 例を紹介する.2017 年台 風 21 号(1721)で、超大型の非常に強い台風である.

解析は、ベストトラックから TC の中心位置を決定して、*T_{BB}*の軸平均場を対象に行った.さらに、中心からの半径毎にスペクトル解析を行い日周期が卓越するか確認した.また各地方時に対して合成図解析を行った.

3 結果

スペクトル解析では, TC の中心付近では日周期が卓 越しなかったが、約 200km より外側では卓越した.

実際, B13 の合成図解析では早朝から夕方にかけて半 径約 200km の位置から外側へ伝播していく低温のシグ ナルが確認できる (図 1). これは Dunion et al.(2014) でのシグナルと位相も含めて整合する結果で, また split window を用いた解析でも値の小さい領域 (< 2.0K 程 度)が B13 での低温シグナルとほぼ同位相で伝播してい ることがわかる. これは光学的に厚いことを示し, 従っ て比較的深い層を伴うシグナルの存在が示唆される.

4 まとめと今後

本事例に於いて確認された日周期のシグナルは先行 研究を支持するものであった. また今回新たに split window 解析を行うことで, シグナルが深い層にわたる ことが示唆された.

本研究では先行研究と同様に軸平均場に対して解析 を行ったものの, TC の非対称性に由来する軸平均によ るシグナルの掩蔽や歪曲が存在する可能性がある.した がって 2 次元の軸平均場ではなく T_{BB} の 3 次元的解析 が必要とされる.また,日変化は対流等の TC の内部構 造に関係している可能性があり,メカニズムの解明には T_{BB} の空間 2 次元の情報のみではなく,空間 3 次元の 情報を活用した解析が求められる.加えて,ここでは1 事例のみを紹介したが TC によって差異があることも分 かってきており,発表ではこれらの点についても結果を 紹介する予定である.

参考文献

- Dunion, J. P., C. D. Thorncroft, and C. S. Velden, 2014, Mon. Wea. Rev., 142:10, 3900-3919.
- [2] James P. Kossin, 2002, Mon. Wea. Rev. 130:9, 2260-2270.
- [3] 福田ほか, 2019, 日本気象学会 2019 年度秋季大会 講演予稿集, 116, B459.
- [4] Inoue, T., 1987, J. Geophys. Res., 92, 3991-4000.
- [5] Inoue, T., 1989, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 621-637.

◇ 謝辞

利用したひまわり観測データは, 文部科学省の委託事 業により開発・運営されているデータ統合・開発システ ム (DIAS) のもとで, 収集・提供されたものである.



190 199 208 217 226 235 244 253 262 271 B13[K]

図1 台風 1721 に於ける B13 と B14-B15 の軸平均 T_{BB} のLST に対する合成図 (地方時-余緯度).カラー が B13, コンターが B14-B15. 同じものを 2 日分描い てある. 横軸は半径方向を表しているが,大円変換によ る台風中心を極に見立てた緯度経度座標を用いている ためその余緯度となっている. 目安として 1 度あたり およそ 100km である. 直線は速さ 9.3m \cdot s⁻¹ を表す.

ライダーによる下部対流圏の CO2 混合比鉛直分布観測 *柴田泰邦,長澤親生,阿保真(東京都立大学システムデザイン研究科)

1. はじめに

波長 1.6 µm の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar)を用い、高度 2.5km までの CO2 濃度の鉛直 分布連続観測を継続的に行ってきた[1-3]。これまでの観測結 果から、夜間は地上から高度 1.5~2.0 km 付近まで 400 数十 ppm、晴天時の昼間は植物の光合成による CO2 の吸収で境 界層内は 400 ppm 前後へと減少する日変化が観測されてい る。一方、高度 2 km 以上の自由大気になるとこのような顕著 な日変化はあまり見られなくなる。そこで、自由大気における CO2 混合比の変動主因して考えられる大陸都市部起源や火 山起源のCO2流入の様子を観測する目的で高高度観測モー ドを追加し、高度5kmまでの下部対流圏のCO,混合比分布 観測が可能になった。富士山(標高 3776 m)やハワイ・マウナ ロア観測所(標高 3397 m)では CO2 混合比の長期連続観測 を行っており、今回追加する高高度モードはこの高度領域を カバーすることになる。本講演では、今回追加する高高度モ ードの観測結果と富士山やハワイとの関連性も報告する。

2. DIAL 観測結果

受信部は従来と同様に口径 25cm 望遠鏡を用い、90%: 10%のビームスプリッターを新たに挿入し、90%側の信号を 高高度用の光電子増倍管(PMT)に、10%側の信号を低高度 用のPMTにそれぞれ入射させる。高高度観測は信号が弱い のでフォトンカウントモードで、低高度観測は従来と同様に 16 bit AD コンバータを用いたアナログモードで観測を行った。 図に東京都立大学日野キャンパス(東京都日野市)で観測した2020年1月14日のCO2混合比プロファイルを示す。高度2.0~2.5 km で低高度モードと高高度モードが重なり、両者は良い一致を示しており、両モードをつないで境界層から高度5 km 付近までのCO2混合比鉛直分布観測が可能になった。図から、高度3.3 km 以上のCO2変動が小さい高度領域と、それ以下のCO2変動が大きい高度領域が明確に区別できている。また、高度1 km から2 km のCO2混合比は425ppm 前後で、高度1 km 付近にCO2が減少し、それ以下の高度でCO2が急増する様子が観測された。講演では、同時に得られている気温鉛直分布などのデータを用い、CO2変動の解析結果について報告する。

3. まとめ

都市や植生による CO2 吸収・排出の影響が少ないとされる 高度 2 km 以上の CO2変動、および、CO2流入イベントを観測 する目的で、高度 5 km までの CO2混合比鉛直分布観測が可 能な高高度モードを従来の DIAL に追加した。これにより、 CO2 変動の小さい高度領域と、それ以下の人為起源による CO2 増加領域が明確に区別できた。今後、観測例を増やし、 CO2濃度の季節変化や、イベントの有無について調査する。

参考文献

Y. Shibata, et al., 2017, *Appl. Opt.*, **56**, 1194-1201.
 Y. Shibata, et. al., 2018, *Sensors*, **18**, 4064.
 柴田他, 2018, 気象学会 2018 年度春季大会, B456.



図 DIALによる CO2混合比観測結果(東京都立大学 日野キャンパス)

防災情報と避難行動への意識と防災教育の浸透度との関係 ~広島地域を対象としたアンケート調査に基づく分析~ *田中健路, 湊雄太郎 (広工大環境),

1. はじめに

風水害や土砂災害などのハザードマップが公表され たり,NTT防災タウンページなど防災に関する多様な 啓発資料が作成されたりするようになり,一般住民が 防災に関する情報について平常時から知識を身に着け る機会が増えてきている.2019年5月より気象警報な どの防災情報を5段階の警戒レベルに分けて発表する ようになり,警戒レベル4で全員避難を行うように行 政側は啓発を行っている.しかしながら,2019年6月 7日に広島県内で初の警戒レベル4が発表されたが,実 際に避難行動をとった住民は6%以下にとどまるなど 課題が多い.本研究では,防災情報と避難行動への意 識と防災教育の浸透度との関係に着眼し,一般住民を 対象としたアンケートを実施し,分析を行った.

2. アンケート内容

アンケートの質問は、5項目(ハザードマップ,啓発 冊子,避難意識と行動,防災教育,回答者属性)の全 28 問からなる.ハザードマップに関しては各種ハザー ドマップの認知度や使用保管状況,改善意見に関する 質問を計5問,啓発冊子に関してはNTT防災タウンペ ージを対象とした質問を計4問,避難意識と行動に関 しては,普段利用している情報源,警戒レベルへの認 識等に関する質問を計10問,防災教育に関しては,小 中学校理科で学習する単元(キーワード)に対する理 解,教育に対する改善意見等を計5問設定した.

3. 調査方法

アンケートは、広島工業大学のオープンキャンパス の一般来場者、大学生、広島市中心部、広島市安佐北 区、広島県府中町の一般住民を対象として、2019年7 月から12月にかけて配布・回収を行った。回答方法は QRコードから回答用フォームに入力する方式と、専用 の回答用紙に記入の上直接または郵送による提出する 方式を併用した。有効回答数は399である。

回答結果の分析

アンケート調査の結果の中より,避難判断となる警 戒レベルに関する質問に対して,レベル3以下10%,レ ベル4 が52%, レベル5 が37% (その他1%)と回答した. 各種災害に対する最も安全に思う行動について質問を行ったが,このうち,土砂災害の場合には,図1のような内訳となり,警戒レベル4以下で避難判断を行う層よりも警戒レベル5で避難判断を行う層の方が普段の生活場所で待避する傾向が現れている.

避難判断を行う警戒レベル,ハザードマップの認知, 学校教育で学習した課程数,教育による防災意識への 効果,避難勧告・避難指示の理解度に関する回答をそ れぞれ得点化し,これらを説明変数として主成分分析 を行った.警戒レベル5 で判断する層は警戒レベル4 以下と比べて他の情報に対する理解も低い傾向を示す. 学校で受けた教育内容の浸透度は一般的な防災情報へ の関心・理解に対し,警戒レベル4,5の回答者に対して は弱い相関を持つが,主に中高年層が支配的な警戒レ ベル3以下の回答者に対してはそれ以外の要因が作用 していると見られる.



図1 避難を判断する警戒レベルと安全と思う避難行動 との関係





-149-

P219

* 古澤 (秋元) 文江・増永浩彦 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

はじめに 1

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^buncal/cal/HQ, CMORPH^d/CMORPH-MW, GPCP^e, $CMAP^{f}/CMAP$ -no-numeric, $HOAPS^{g}$,

PERSIANN^h/PERSIANN-CDR, Megha-Tropiquesⁱ, CHIRPS^{*j*}の9個16種である。IMERGは最新バージョ ンである V6を使用する。HOAPS V4は 2015 年のデー タに加え、過去分も得ることができた。GPCCは full v2018という新しいバージョンが出た。一方、GSMaP は最新バージョンは公開期間が短いため、長期解析の ため期間の長い古い方の V04-V6を使用する。使用し たデータの詳細を表1に示す。

GSMaPと IMERG 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、1998-2017の20年の期間の うち、データを取得できた期間分だけの比較をする。 NINO3 領域の海表面温度に基き ENSO のフェーズ (El Nino/La Nina) に着目した分布の比較を行う。

空間解像度 [

0.1

0.1

0.25

月:2.5/日:1.0

2.5

0.5

0.25

1.0

0.05

0.5

月:0.25/日:1.0

Tab. 1: 使用データ

時間解像度

1 時間

30 分

3 時間

月/日

月

6 時間

3 時間/CDR:日

日

日

日

月/日

結果 2

熱帯と中緯度を含む 60S-60N における海上と陸上の月 平均降水量を図1に示す。海上の結果は、IMERG が多 く、PERSIANN が少ない (2004 年以降)、GSMaPもや や少ないことがわかる。また、GSMaPは 2014 年夏~ 2016年春のエルニーニョ期間に、他のプロダクトに比 べ、より大きく 増加している様子が見える。CMORPH MWは2005年11月まで過少評価されている事がわか る。陸上の結果は、IMERGと GPCC が多く、CPCと CMORPH が少ないことがわかる。また、季節変動が 見えている。GSMaP MWR,MVKを除くと、その変動 は良く似ている。Megha-Tropiques については領域が 異なり熱帯域なので量が多く、季節変動が異なる。図 示しないが沿岸域は、IMERG が多く、PERSIANN が 少ない (2004 年以降)、CMORPH MW も少ない。2014 年夏~2016年春のエルニーニョ期間に、どのプロダク トも減少を示す。また、季節変動が見えている。 図2に、図1左の60S-60Nの陸上の月平均降水量につ いて Megha-Tropiques を除く 全プロダクトの平均を赤

丸で示す。誤差は 1σ で付けてある。また、30S-30Nの 平均を青三角で示す。それぞれの傾きから、増加傾向、 減少傾向があることがわかる。熱帯から中緯度までの 陸上では、この 20 年で年降水量が 87.6mm ~10%も 増 加していることがわかる。一方、30S-30Nの熱帯の陸 は減少していることから、主に中緯度の陸の雨量が増 加していることがわかる。中緯度の陸の各プロダクト のトレンドの分布を見ても、PERSIANNを除いては増 加傾向を示す場所が多い (図略)。

3 おわりに

バージョン

V04-V6

 $V06B^+$

RT の V1.0

月:V2.3*/日:V1.3,V2.3

V1910

 $V4.0^{+}(-201512)$

m6s4/CDR:v1r1

V1.00

V2.0

V1.0/V1.0RT(2006~)

 $full-v2018^+$

1998-2017 年の降水量の変化についてプロダクト 間の 比較を行なった。今後、さらに様々な視点で精査する。

謝辞: 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 受託研 究「Inter-comparison of global rainfall data products for the imporvement of satellite rainfall algorithm」の助成等を受けて行った。 利用したデータは NASA,NOAA,JAXA 等各 発信元により提供されたものである。



 $GPCC^{l}$ + バージョンが上がった。*201704 から南北逆。

プロダクト

 $GSMaP^{a}$

 IMERG^b

 \mathbf{CMORPH}^d

 GPCP^{e}

 CMAP^{f}

 HOAPS^{g}

 $\mathbf{PERSIANN}^h$

 $Megha-Tropiques^{i}$

 $CHIRPS^{j}$

 \mathbf{CPC}^k

^aGlobal Satellite Mapping of Precipitaztion ^bIntegrated Multi-satellitE Retrievals for GPM d 海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の MOR-PHing 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 ^fCPC 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 near real-time データ、 The Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks(PERSIANN) とその Climate Data Record(CDR)。 i TAPEER-BRAIN Megha-Tropiques level 4 producto TAPEER \updownarrow Tropical $\frac{1}{2}$ Amount of Precipitation with an Estimate of ERrors, BRAIN & 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¹ドイツ気象庁 (DWD) 内の Global Precipitation Climatology Centre の雨量計データ

Fig. 1: timeseries of monthly rain rate over the ocean (left) and land (right) at 60S-60N and from 1998 to 2017. GPCP and GPCC are made from both of monthly data and daily data, and Meghatropiques is only 30S-30N. CMAP and GPCPmonthly data are 2.5° grid, and the others are 1° grid by binning.



大会第3日 午前

2019年台風15号の発生・発達環境場の定量化

筆保 弘徳 ¹・嶋田 宇大 ²・及川 義教 ³・永戸 久喜 ³・吉田 龍二 ^{4,5}
1: 横浜国立大学, 2: 気象研究所, 3: 気象庁, 4: CIRES UCB, 5: NOAA ESRL

<u>1. 目的</u>

2019年台風 15 号(T1915)は、観測史上最強クラ スの勢力で関東地方に上陸し、千葉県を中心に甚大な 被害をもたらした。なぜ T1915 は勢力が衰えることな く上陸したのか? その要因の一つとなる環境場につ いての定性的な考察はあるが、定量的に示していない。 台風の発生・発達における環境場の寄与を定量的に示 すことは、過去や将来の台風と比較するためにも必要 となる。そこで本研究は、台風発生環境場診断手法 Typhoon Genesis Scores (TGS: Yoshida and Ishikawa 2013) と統計力学的強度予報 Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS: DeMaria and Kaplan 1994)を用いて、T1915の発生・発達環境場 を定量的に示して理解することを目的とする。

<u>2. 手法</u>

本研究は気象庁版TGS(JMA-TGS)と気象庁版 SHIPS (TIFS: Shimada et al. 2018)の結果を用いる。 JMA-TGSは、早期ドボラック法(EDA)とGSMの結 果を用いて、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(EW)、 先行台風(PTC))と寒冷渦(UL)のスコア値を算出し て台風発生環境場を定量的に診断する。TIFSは、重線 形回帰式を用いて、予測初期時刻から予測時刻での台風 強度変化量を算出するモデルである。TIFSの予報値を 用いることで、強度変化量に対する説明変数(26項目) の寄与値を示すことができる。

<u>3. 結果</u>

EDA によると、T1915 は 8 月 29 日 12UTC に北太 平洋日付変更線付近で熱帯低気圧 EDA024 として検出 している(図1の赤星)。図1左下は、JMA-TGS によ るスコア値を示す。EW スコア(0.04)のみが算出され て他はゼロであり、T1915 は典型的な偏東風波動の環 境場で発生していた。

T1915は偏東風によって155E付近まで約7日間かけて西進して、9月5日6UTCで台風となる。そして、 T1915は発達しながら北上を始める。図2はベストトラックとTIFSの6時間予報の中心気圧と、その主要な説明変数の発達寄与値である。発生期ではSST(時間平均した6時間後の気圧変化量は-2.9hPa/6hr)や OHC(-2.3)が発達に寄与しているが、衰弱に寄与す る他の変数とほぼ釣り合っている。発生期後半から発 達期にかけて、SST(-2.8)とOHC(-2.7)とともに 鉛直シアの小ささも発達に寄与(-2.2)する。成熟期で は、SST(+0.7)とOHC(+0.8)が衰弱の寄与に変わ るが、鉛直シアは発達に大きく寄与(-2.7)する。

<u>4. 考察とまとめ</u>

本研究では、JMA-TGS と TIFS を用いて、T1915 の発生・発達環境場の寄与を定量的に示した。日本近 海では、SST と TCHP は衰弱寄与に変わるが、それに 匹敵する鉛直シアの小ささが発達に寄与していたこと で、日本に上陸するまで勢力を衰えなかった。鉛直シ アが弱かった理由は、上層ジェットが北上していたこ とが影響したと考察する。今後は入力データを再解析 データに変更した場合の精度向上を行う。



図1:8月29日12UTC における EDA024の位置(赤星)。3日 前の850hPa 面の水平風と流線関数(コンター)と渦度(影)。 左下はJMA-TGS スコア値。





2019 年台風シーズンにおける大気海洋環境場の特徴 *和田章義(気象研究所台風・災害気象研究部)

1. はじめに

2019年の台風シーズンは、9月に台風第15号が千葉 県千葉市に上陸、10月に台風第19号が伊豆半島に上陸 する等,強風や大雨などにより広域にわたって災害が発 生した.2019年の台風活動に影響を及ぼした大気海洋 環境場の特徴を理解するために、気象庁55年長期再解 析(JRA-55)月平均データ(水平解像度1.25度)及び北 西太平洋海洋長期再解析データセット北太平洋版及び 気象庁現業解析海洋データ(ともに水平解像度0.5°) を用いて、8-11月の月平均場の特徴及び経験的直交関 数解析(EOF 解析)による主要変動モードの特徴につい て調査した.

2. 大気場の特徴

300hPa 及び 500hPa 高度場及び 300hPa 東西風につい て,月平均及び 1979-2019 年の期間平均からの差を見る と、8-10月にかけて、主に中緯度で高度場が期間平均よ り高かった.また 300hPa 東西風の極大域(偏西風ジェ ット)の位置は期間平均(北緯35-40度)と比較して、よ り高緯度(北緯 40-45 度)であった. 東経 100 度から 180 度,赤道から北緯60度域内でEOF解析を実施した結果, 第1~3モードで変動成分全体の約67%(300hPa高度), 訳 64%(500hPa 高度)及び約 55%(300hPa 東西風)を説明 することができる. 高度場の第1 モードの相関分布は 解析領域全域にわたって同符号であり、1979-2019年の 期間, 多少の変動を伴うものの, 高度は年とともに上 昇していることを示唆する. 500hPa 高度場に関しては、 2019年は第3モードの寄与が大きい.太平洋高気圧の 西偏はこのモードの相関分布から説明できる可能性が ある.

JRA-55の可降水量について月平均及び1979-2019年の期間平均からの差を調べたところ、8-10月にかけて、日本太平洋側沿岸,特に黒潮域にて可降水量が多かった.可降水量のEOF解析結果から、第1~3モードで変動成分全体の約54%を説明することができる.2019年については第2モードの寄与が大きく、その相関分布から、南シナ海,沖縄から日本の太平洋側沿岸に沿った海域で可降水量が多かったことが示唆される.

3. 海洋場の特徴

1982-2019 年の期間, 海洋貯熱量(Tropical cyclone heat

potential: TCHP) を海洋データセットから作成した. この日別TCHPデータを10日間隔で読み込むことにより, 東経100度から西経80度,赤道から北緯60度の領域に おいて EOF 解析を実施した. 月毎でなく旬毎であるこ とに注意されたい.

EOF 解析の結果,寄与率は第1モード43.7%,第2モ ード21.0%,第3モード12.3%となった.TCHPの第1 モードはエルニーニョ・南方振動(ENSO)に対応する相 関分布,第2モードは解析領域全域でほぼ同じ相関係 数の符号をもつ相関分布,第3モードは赤道中央太平 洋にシグナルをもつ相関分布をもつ.この結果は,解 析期間は異なるものの,Wada and Chan(2008)と整合す る.特に第2モードについては北太平洋のほぼ全域で TCHPが増加傾向であることを示す.2019年8-11月の 期間,TCHPの極大域が熱帯中央太平洋に明瞭に表れて いた.EOF解析結果から,これは第3モードが卓越した 結果ではなく,第2モードの影響が大きいことが示唆 される.

4. 議論

EOF 解析で得られた主要変動成分の中にはトレンド を含むものがある.それが地球温暖化によるトレンド なのか,自然変動にみられるものなのかについては今 後の研究課題である.TCHP の変動成分の第1モード は自然変動モードである一方,300hPa 及び500hPa 高度 場及び850hPa気温場といった大気環境場の第1モード は解析領域にてほぼ同じ符号をもつ.この大気と海洋 の違いと地球温暖化との関係についても、注意する必 要がある.本解析結果は2019年にみられた偏西風ジェ ットの北偏,太平洋高気圧の西偏,暖かい海洋表層場 (気象庁,2019)を端的に説明することができるた め,2019年台風シーズンの大気海洋環境場の成因及び 地球温暖化との関連について,本結果をより詳細に解 析することにより,明らかにしていきたい.

参考文献

- [1] Wada A. and J. C. L. Chan., 2008, *Geophysical Research Letters*, 35, L17603
- [2] 気象庁, 2019,「令和元年台風第 19 号とそれに伴う 大雨などの特徴・要因について(速報)」
 https://www.jma.go.jp/jma/press/1910/24a/20191024_me
 chanism.html

令和元年台風第19号の降水の非対称化メカニズム *柳瀬亘・荒木健太郎・和田章義・嶋田宇大・林昌宏(気象研究所)

1. はじめに

東日本・東北地方を中心に大雨をもたらした令和元 年台風第19号は、日本付近で台風の北側に偏った降水 分布を伴っていた。台風が完全に温帯低気圧化する前 から非対称構造を持つことは先行研究でも知られてい るが、そのプロセスは台風周囲の総観場にも依存する。 本研究では台風第19号の非対称化プロセスについて、 非静力学モデルを用いて解析を行った。

2. 手法

台風第 19 号の非対称化プロセスを再現するため,水 平格子間隔 5km の気象庁非静力学モデルを用いて 2019 年 10 月 10 日 12UTC から 72 時間のシミュレーション を行った.降水過程は雲水・雲氷・雨・雪・霰を予報 する雲微物理スキームと Kain-Fritsch の積雲スキームで 表現し,初期値・境界値には GSM 解析値を与えた.

3. シミュレーション結果

ここでは日本の南海上で台風の非対称化が明瞭となった10月11日1200UTCのシミュレーション結果を示す(図1).降水は台風の北側に偏り,特に北西~北側でバンド状に集中している(図1a).これらの特徴は衛星のマイクロ波による観測でも確認されている.

台風の非対称化メカニズムの一つとして,台風北側 の西風ジェットによる慣性安定度の減少が先行研究で 指摘されている(Rappin et al. 2011, Dai et al. 2019).そ こで,気圧場の水平勾配と曲率を求めて傾度風バラン スを解析した(図 lb).台風と西風ジェットの間の領域 は高気圧性の曲率が大きいため傾度風の解が存在せず, 慣性不安定な場である可能性が示唆される.この領域 付近では台風から西風ジェットへの北向きの非バラン ス風(実際の風と傾度風との差)が強化されている.

また,バンド状に集中した降水分布を理解するため, 高度約 1km での相当温位場を解析した(図 1c).北緯 35 度以北には総観スケールの前線に伴う相当温位勾配 が西南西〜東北東に伸びているが,これとは別に台風 の北西〜北側で相当温位勾配が強まっており,バンド 状の降水と対応している.前線形成関数の解析では(図 略),この領域で水平風の変形場が相当温位勾配の強化 と対応していた.台風が北上すると,この前線は総観 スケールの前線と融合し(図略),温帯低気圧化の過程 が促進された.日本の地形を除いた感度実験では,こ のプロセスをより明瞭にとらえることができた.



図1 2019年10月11日1200UTCのシミュレーション 結果. (a) 前1時間降水量(シェード; mm h⁻¹). (b) 傾度 風解析による高度約10 km のバランス風の風速(シェー ド; m s⁻¹),非バランス風のベクトル,解が存在しない領 域(灰色シェード). (c) 高度約1 km の相当温位(シェー ド; K),相当温位勾配(コンター; 1 K (10 km)⁻¹ごと),水 平風(矢印).細いコンターは海面更正気圧(20 hPa ごと).

台風経路-高潮アンサンブルシミュレーションによる 高潮ノモグラムの開発

*大滝寿一¹•筆保弘徳¹•高野洋雄²•辻和希¹•山内隆介¹•竹見哲也³• 森信人³•坪木和久⁴•加藤雅也⁴•清原康友⁵

(1:横浜国立大学、2:気象研究所、3:京都大学、4:名古屋大学、5:気象予報士会)

1. <u>はじめに</u>

2018年台風21号(T1821)により、大阪港は高潮に よる大きな被害を受けた。高潮は発生頻度こそ稀だが、 ひとたび発生すれば沿岸地域に甚大な被害をもたらす。 辻他(2019春季大会)は、台風経路 - 高潮アンサンブ ルシミュレーションにより、各海岸地点の高潮偏差と 台風経路の関係を示す「高潮ノモグラム」を提案した。 しかし、高潮ノモグラムの表現や一般性に課題が残っ た。そこで本研究は、台風事例を増やし、新しい高潮 ノモグラムの開発を目的とした。

2. <u>実験設定</u>

山崎他(2017)は、台風を含む大気場を地形に対し て東西にずらす台風経路アンサンブルシミュレーショ ン手法を提案した。この手法により、現実の台風をモ デルとしながら、異なる地点に上陸した場合の仮想の 大気場が得られる。大気モデルはWRF-ARW V3.6.1、 高潮モデルは気象庁の高潮モデル(JMA Storm Surge Model)を用いる。水平解像度は、大気モデル5 km、高 潮モデルで約1.7 km である。扱った台風事例は強い台 風や特異なコースをとった6事例(T5822、T5915、T9512、 T1812、T1813、T1821)であり、約20 km間隔で東西に ずらして計513本の高潮シミュレーションを行なった。

3. <u>結果</u>

図1は、T1821がコースを変えて襲来した時の各海 岸地点の最大高潮偏差を示した「T1821モデル高潮ハ ザードマップ」である。名古屋港や大阪港、有明海、 下関、仙台湾、三河湾、広島湾で最大高潮偏差が2.5m 以上となり、高潮リスクが高い地点である。一方、四 国南岸や駿河湾、日本海沿岸のほとんどが低い。

図2は、台風6事例の結果の最大高潮偏差を下関から渥美半島までの海岸に沿って連続的に示したグラフである。事例により高潮偏差に差はあるが、リスクが高い地点はほぼ同じである。T1821の結果と相関をとると、北西進したT1812は相関係数0.6とやや低めであるが、他の4事例で約0.9を得た。

図 3 は T1821 のコースと名古屋港の高潮偏差を示す

「T1821 モデル高潮ノモグラム@名古屋港」である。 名古屋港では、吹き寄せ効果により、台風直撃コース よりも西へ40 kmずれたコースで高潮偏差2.8m と最も 大きくなることを示す。他の事例でも同様の結果が得 られていて、名古屋港は台風直撃よりも西20-100 kmを 通過する時に高潮リスクが高いことが分かった。



図1:T1821 モデル高潮ハザードマップ。T1821 がコースを変えて襲来 した時の各沿岸地点の最大高潮偏差。



図2:6事例ごとの高潮ハザードマップ。下関から渥美半島までの最大 高潮偏差。 1010





山口 宗彦(気象研応用気象研究部)、前田 修平(気象研全球大気海洋研究部)

1. はじめに

台風は地球上で発生する最も激しい自然現象の一つで、 大雨、強風、高潮など、さまざまな災害を引き起こす。 2019年台風第19号による広域の水害、台風第15号によ る千葉県を中心とする強風、2018年台風第21号による大 阪湾の高潮などは記憶に新しい。これらの日本の大都市 を襲った最近の台風から、「日本に影響を与える台風の数 が最近増加しているか?」、また、「以前よりも強い状態 で日本に接近するようになっているか?」、疑問が生じる。

気象庁は、日本や日本の各地方に接近する台風の数の 統計調査を行っている。しかし、各地域における台風の 防災・減災という観点からは、地点毎に(オイラー的視点 で)調査することも重要である。また、接近時の台風の強 さや、台風の発達に関係する環境場(海面水温や風の鉛直 シアなど)等に変化があるか調査することも重要である。

本研究では、東京に接近する台風が増加しているか、 また環境場や台風の移動速度に変化があるか調査した。

2. 使用データ

使用データは、気象庁のベストトラックと気象庁再解析 データである。検証期間は 1980 年から 2019 年の 40 年間 である。1980 年以降とした理由は、1980 年以降は静止気 象衛星ひまわりが運用されており、ベストトラックの均 質性がより高いためである(例えば、Moon et al. 2019, Nature)。ベストトラックでは、00,06,12,18UTC におけ る 6 時間ごとの解析値を使用した(TD やLを含む)。

3. 結果

図1は、東京に接近した熱帯低気圧の数の経年変化であ る。本研究の「接近」の定義は、熱帯低気圧の中心と東京 の距離が 300km 以内、かつ熱帯低気圧の中心の緯度が東京 の緯度より南にあるときである。図1から、過去40年、 接近数が増加していることがわかる。検証サンプルを台風 強度に限定しても、距離の閾値を 300km から 200km にして も、緯度の制限を無くしても増加傾向は見られる。図2は、 熱帯低気圧が東京に接近しているときの強度(中心気圧) の累積頻度分布である。前半の20年(1980-1999)をP1期 間、後半の20年(2000-2019)をP2期間として、それぞれ の期間で調査して、結果を比較した。図2から、台風が強 い状態で東京に接近する頻度が増えていることがわかる。 例えば、中心気圧が 980hPa より低い状態で接近する頻度 は P1 期間に比べて P2 期間は 2.5 倍となっている。表 1 は、7~10月の間に台風が 980hPa 以下の中心気圧で東京 に接近しているときの環境場と台風の移動速度を P1, P2 それぞれの期間で調査した結果である。表1から、P2期 間は P1 期間と比べて、「海面水温が高い」、「鉛直シア が小さい」、「大気中層の相対湿度が高い」と、台風の発 達に都合の良い条件となっていることがわかる。また、台



図 1. 東京に接近した熱帯低気圧の数の経年変化。増加傾向は統計的に有意である。



図 2. 熱帯低気圧東京接近時の中心気圧の累積頻度分布。 P1期間が黒、P2期間が赤またはピンク。赤はP1期間とP2 期間の差が有意であることを示す。

表 1. 7~10 月の間に台風が 980hPa 以下の中心気圧で東 京に接近しているときの環境場と台風の移動速度。

	1980-1999 年	2000-2019 年
海面水温 (℃)	25.9	27.2
鉛直シア(knot)	25.8	17.4
500hPa 相対湿度(%)	40.8	48.9
移動速度(km 毎時)	48.1	30.6

風の移動速度が遅くなっており(36%減)、これは台風に よる影響時間が長くなっていることを示している。図 1、 2に示したような変化は、静岡、名古屋、和歌山、高知な ど、東京以外の都市でも確認できた(図略)。

今後の課題

ここに示した変化と地球温暖化との関係を調査するこ とが今後の課題である。また、P1 期間はエルニーニョ的 な、P2 期間はラニーニャ的な 10 年規模変動があった期間 であった。10 年規模振動と地球温暖化の影響を分離する ために、d4PDF 等のシミュレーション結果等を用いて今後 解析を進める。

日本に上陸した台風の長期変動(1878年-2019年)

*久保田尚之(北大院理)

1. はじめに

近年 2018 年台風 21 号や 2019 年台風 19 号といっ た強い台風が日本に相次ぎ上陸している。日本に上 陸する台風の傾向を明らかにするには、台風経路や 強度の情報が欠かせない。西部北太平洋域では 1945 年以降、4 つの気象機関によって台風の位置や強度 に関する情報が提供されている。一方、過去の気象 データを復元する「データレスキュー」の取り組み で、19 世紀まで遡り台風経路情報や気象データを収 集し、日本に上陸した台風を復元してきた(Kubota 2012; 熊澤ら 2016)。過去の台風に関する情報に基づ いた 100 年スケールの台風の長期変動の解明に向け た研究を報告する。

2. 台風データ

台風の最大風速と中心気圧には関係があり (Atkinson and Holiday 1977)、台風の中心気圧を用い て台風を再定義し(Kubota and Chan 2009)。気圧デー タは陸上に観測点が多く入手が容易なため、日本に 上陸した台風に着目し、解析を進めた。現在の台風 の定義である最大風速35ktは中心気圧1000hPaに対 応しており、陸上で1000hPa以下を観測した場合を 台風上陸と定義し、全期間統一した定義を適応して 台風データを復元した(熊澤他 2016)。台風強度は陸 上での最低海面気圧を用いて、最大風速を求め、 Annual Power Dissipation Index(APDI:最大風速3 乗を 年積算)を利用した。

3. 結果

日本に上陸した 1878-2019 年の年間台風数を示す (図上)。2013 年以降毎年 4 個以上上陸しているが、 1970 年代から 2000 年代は上陸数が少なく、1880 年 代から 1960 年代は上陸数が多い傾向が見られた。図 (中)に上陸した地点の東西分布の時系列を示す。 1970 年代以降は平均的に上陸地点が東へシフトす る傾向が見られ、99%有意である。一方で、1920 年 代も東へシフトしており、台風の上陸地点は 100 年 程度の周期で東西変動が見られる。台風強度につい ても 1970 年代以降は有意な増加傾向が見られ、強度 は 44 年間で 37%増加していた(図下)。一方で、1930 年代から 1960 年代も台風強度は強い傾向が見られ る。台風強度の変動は、1970 年代以降は上陸地点と 同様の傾向が見られるが、それ以前は周期が異なっている。

日本の気象台は 1872 年に函館ではじまり、1907 年 には 100 地点を超えた。時期により地点数に差があ るため、地点数と観測頻度による台風検出の品質検 証を行った。観測地点や頻度が少ない 1882 年の条件 を全期間に適応し検証した。1970 年代以降の台風強 化傾向は 1882 年の条件でも同様に有意であり、地点 数や観測頻度に依らないことが裏付けられた。



図:日本に上陸した年間台風数(上)、上陸地点の経度(×)(中)、年間 台風強度(APDI)(下)。期間平均は細線、11 年移動平均は太線で示 す。1977-2019年のトレンドは破線で示す。

謝辞:本研究は、JSPS 科研費(18H05307, 18H01278, 19H00562)の支援により実施した。

温暖化による台風の種の将来変化

杉正人¹*,山田洋平²,吉田康平¹,水田亮¹,中野満寿男²,小玉知央²,佐藤正樹³ ¹気象研究所,²海洋研究開発機構,³東京大学大気海洋研究所

1. はじめに

最近の全球モデルによる予測実験では、ほとんどの モデルで温暖化により将来の全球の台風(熱帯低気圧) の数が減少することが予測されている(Knutson et al. 2019). しかし、例外的に、台風の数が増加すると予測 しているモデルもある(Emanuel, 2013, Bhatia et al. 2019). Emanuel (2013)では、台風の種となる弱い渦の数 は一定と仮定している.一方、Bhatia et al. (2018)では、 台風の種も増加すると予測されている(Vecchi et al. 2019). 本研究では、台風の数が減少すると予測してい る高解像度の全球大気モデルで、温暖化により台風の 種の数がどのように変化するかを調べた。

2. モデル・実験・解析方法

調査に用いたデータは、解像度 20km の全球大気モデ ル MRI-AGCM と、解像度 14km の全球非静力学モデル NICAM による予測実験結果である. MRI-AGCM (NICAM) の現在気候実験は、1979-2003 (-2008) 年の SST, 温室効果気体濃度を境界条件としている. 将来気 候実験は、2075-2099 (-2104) 年の境界条件で実施され ている. なお、将来実験の境界条件は、MRI-AGCM は RCP8.5 シナリオ (全球平均4℃上昇)、NICAM は A1B シナリオ (全球平均2.6℃上昇) に基づいている.

現在気候実験の6時間ごとの出力データから作成した,850hPaの渦度のスナップショットのアニメーションを見ると,熱帯の海洋上では西進する多数の弱い渦があり,そのうちのごく一部が積雲対流と結合して台風にまで発達し行く様子が見られる.現在気候実験と将来気候実験で,暖気核構造を持つ背の高い渦(500hPaの渦度と850hPaの渦度の比が0.5~1.0の渦)の数をカウントする方法で渦の強度(渦度または最大地上風速)の出現頻度の解析を行った.

3. 結果

図1は, MRI-AGCM と NICAM の現在気候実験,将 来気候実験の 850hPa の渦の強度の出現頻度分布であ る.最大風速が10-17.5 ms⁻¹ の渦を「台風の種」,17.5 ms⁻¹ 以上の渦を「台風」と考える. MRI-AGCM でも NICAM でも,温暖化により台風の種は減少しているが, MRI-AGCM では 23%の大幅な減少をしているのに対 し,NICAM では 5%の小幅な減少にとどまっている.



図 850hPa の渦の強度の出現頻度分布.上: MRI-AGCM,下: NICAM.黒線:現在気候.赤線:将来気候.青線:将来変化 (右軸).横軸は,渦の中心から200km以内の最大地上風速. 縦軸は出現頻度(単位は年間出現日数).

4. おわりに

二つの高解像度モデルのどちらでも、温暖化により 台風の種の数が減少することが示されたが、定量的に は大きな違いがみられた.両モデルでは、現在気候実 験の台風の種の数にも大きな違いがみられる.これら のモデルによる違いの理由を明らかにすることが今後 の重要課題である.

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 プログラム(領域テーマC)及び文部科学省フラグシッ プ2020(ポスト京)重点課題4の支援を受けた.

参考文献

Bhatia et al. 2018, *JCLI*, DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0898.1 Knutson et al., 2019, *BAMS*, DOI:10.1175/BAMS-D-18-0194.1 Emanuel 2013, *PNAS*, DOI: 10.1073/pnas.1301293110 Vecchi et al., 2019, *CLDY*, DOI: 10.1007/s00382-019-04913-y ERA5 地上気圧データで同定された高周波自由振動モード *坂崎貴俊(京都大学大学院理学研究科), Hamilton K. (IPRC/University of Hawai'i),

1. はじめに

地球大気は様々な時空間スケールで変動しているが、 全球規模かつ比較的短周期の変動を引き起こす現象と して大気自由振動がある。自由振動は、古典潮汐論(静 止大気・鉛直一次元の基本温度場のもとに線形化した プリミティブ方程式系)における同次解として理解さ れ、一旦生成されれば散逸がない限り永久に持続する (現実には散逸と強制のバランスで、できたり消えた りしている)。地球大気の基本温度構造では、等価深度

(h) 10 km に相当するモードが唯一存在することが予測 されている(e.g., Kasahara, 1976)。

実際の観測においても、気圧場や上空の風の場に h= 10 km に相当する自由振動モードが現れることが示さ れてきた。しかしながら、これらの多くは低周波ロス ビーモード (4 日波や 5 日波等) に関するもので(Hirota and Hirooka, 1984; Madden, 2019)、高周波のモードにつ いては 33-hr ケルビン波などごく僅かしか同定されて いない (e.g., Matsuno, 1980; Hamilton and Garcia, 1986)。

今回我々は ERA5 大気再解析の地上気圧データを解 析することで、これまで知られてきたよりも遥かに多 くの高周波自由振動モードを発見・同定した。本発表 ではその結果について報告する。

2. <u>データ・解析手法</u>

最新の大気再解析である ERA5 の地上気圧データを 主に用いた(期間:1979-2016 (37年間);時間分解能: 1 hour;水平解像度:1°)。

熱帯域(20°S-20°N)の各年のデータ(365×24 点) について、緯度平均の赤道対称成分と反対称成分に分 離した上で、時空間スペクトル解析を施した。さらに 37年分の結果を平均することでノイズを低減した。

3. 結果と議論

図1(上)は熱帯赤道反対称成分について、東西波 数-時間周波数スペクトルを示す(注:フィルター等は 施していない)。まず、横軸に平行な線状のピークは、 大気熱潮汐の高調成分に伴うものである。これに加え て、幅広い周波数帯に"多数の"離散的なピークが存 在することが明瞭に見て取れる。

図1(下)は上の結果に、大気自由振動の理論分散 曲線(*h* = 10 km)を重ねたものである。ピークの位置 は理論(固有振動数)と驚くほどよく一致している。

さらに、各々のモードの緯度、高度構造を調べたと ころ、理論的に予想されるハフ関数(固有関数)構造、 ラム波構造とそれぞれ極めてよく一致することもわか った(一部の低周波モードを除く)。

これらの結果から、現実大気でも、従来知られてい たよりも遥かに多くの自由振動モードが共存している ことが明らかになった。スペクトルピークの特性(ピ ーク値・幅など)はグローバル大気の情報(強制項の 大きさ・減衰率など)を内包すると考えられ、大気モ デルの新たな診断量にもなりうると考えられる。



図1 (上)地上気圧の熱帯赤道反対称成分 (20°S-20°N)の東西波数-時間周波数スペクトル(単位: Pa² wavenumber¹ s⁻¹)。(下)等価深度 10 km の自由振動 の理論分散曲線を重ねたもの(紫:重力波モード;橙: ロスビー重力波モード;青:ロスビーモード)。

参考文献

- Hamilton, K., and R. R. Garcia, 1986, J. Geophys. Res., 91, 11,867-11,875.
- [2] Hirota, I., and T. Hirooka, 1984, J. Atmos. Sci., 41, 1253-1267.
- [3] Madden, R.A., 2019, Bull. Am. Meteorol. Soc., 100, 503-511.
- [4] Matsuno, T., 1980, J. Meteoro. Soc. Jpn., 58, 281-285.
- [5] Kasahara A., 1976, Mon. Wea. Rev., 104, 669-690.

スペクトル型積雲対流スキームで再現された 海大陸域降水の日変化応答

*馬場 雄也 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

雲を解像せずに表現しようとする積雲対流スキーム にはいくつかの弱点があり、その一つに降水の日変化 応答がうまく再現できない問題があることが知られて いる。この問題を解決する方法として、①エントレイン メントモデルの改良[1]、②対流クロージャの改良[2]、 ③雲微物理の改良[3]など、異なる内部モデルの変更に よる改良方法が報告されている。しかし、それぞれが日 変化応答の改善に対してどれほどのインパクトを持っ ているのかは個別に調べられておらず、報告された研 究以外で使用されたモデル以外では確認されていない ので、どの方法が適切で普遍性があるかは明らかでは ない。前報(気象学会秋 2018)では環境場依存性のあ るエントレインメントモデルが及ぼす影響について検 証した。本研究では①と②の影響を個別に検証し、スペ クトル型積雲対流スキーム[4]の日変化応答再現に及ぼ す影響を明らかにすることを目的とした。

2. 実験設定および結果

使用したモデルは Baba (2019)[4]を領域モデルへと構 築し直したものである。前報同様に降水の日変化が激 しい領域として海大陸域を計算領域に設定した。水平 解像度 120km 程度、鉛直層は 30 層(モデルトップ:約 30km)としている。エントレインメントモデルの違いに よる影響をより極端な例で調べるため、実験の一部に Arakawa-Schubert (AS)タイプ (エントレインメント率が 鉛直方向固定)のモデルを用いた。また、対流クロージ ャの影響を調べるため、非平衡クロージャ[2]や浅い対 流クロージャのオン・オフを行った。モデル出力は日変 化応答をコンポジット解析するため、3時間おきに記 録して、1998年1月から1年間の積分を行った。降水 の日変化応答比較には TRMM を参照値として用いた。 図1に陸上・海上の降水の日変化コンポジットを示す。 海上では内部モデルの違いによる変化は小さいものの、 陸上では大きく、AS タイプのモデル(RUN-ASC)を使う と位相と振幅のズレが大きい。対流クロージャを変え た場合には、振幅に違いが見られ平衡クロージャを使 った場合(RUN-DP)には過小評価、浅いクロージャを取 り除いた場合(RUN-SH)には過剰評価となった。非平衡

クロージャを用いた場合(RUN-FL)には、降水の日変化 を定量的により良く表現していることが分かる。対流 構造を調べたところ、エントレインメント率を鉛直方 向に固定すると、希釈効果が抑制されるため、より強い 対流が短い時間で現れるために、位相・振幅のズレが大 きくなっており、降水の平均分布も悪化する結果とな ることが分かった。また、対流が起きる直前の大規模・ 境界層フォーシングは、対流クロージャの違いによっ て変化が左右されており、結果として適切な対流クロ ージャの組み合わせを用いなければ(非平衡クロージ ャと浅いクロージャ)、対流の強さが過剰または過小評 価されることが分かった。



図1:陸上(実線)・海上(点線)の降水の日変化コン ポジット

3. まとめ

積雲対流スキーム内部モデルを変更し、海大陸域で の日変化応答再現性に及ぼす影響を調べた。エントレ インメントモデルの改良は位相・振幅だけでなく、平均 分布の再現にも影響を及ぼす。エントレインメントモ デルの改良だけでは日変化の再現は十分ではなく、適 切な対流クロージャを用いることで、積雲対流スキー ムでも降水の日変化応答を再現することは可能である。

参考文献

[1] Straton & Stirling, Q. J. R. Meteor. Soc., **138** (2012), 1121-1134.

- [2] Bechtold et al., J. Atmos. Sci., 71 (2014), 734-753.
- [3] Gianotti & Eltahir, J. Clim., 27 (2014), 1488-1503.
- [4] Baba, Clim. Dyn., 52 (2019), 309-334.

二次元 Rayleigh 対流に対する雲凝結核(CCN)数濃度の影響

宮本 佳明^{1,2,3}, 西澤 誠也², 富田 浩文² 1: 慶応大環境情報, 2: 理研計算科学センター, 3:気象研

1 背景

大気現象の大きな特色の一つが、流れの中で水が 相変化することで気温を変化させ、流れ場と相互作用 する点である。その典型例である大気の湿潤対流は、 浮力によって駆動することからも Ralyeigh 対流的で あると見なせる。これまでに湿潤 Rayleigh 対流を対 象に、加減熱の鉛直分布を仮定して解析解を得た研 究や(例:Krishnamurti 1975)、近年では水物質の影 響を近似した浮力項を導入した計算がなされている (例:Pauluis and Held 2008)。しかし、より現実的 な雲過程を考慮した研究はまだ無く、凝結核(CCN) 数濃度など雲微物理過程が湿潤 Ralyeigh 対流に与え る影響は分かっていない。

2 考える系と実験設定

CCN 数濃度が対流に与える影響を明らかにするため、2次元のブジネスク流体(Miyamoto et al. 2015)に、相変化と降水落下の影響を含んだ系を考える。

$$\begin{split} \frac{\partial u}{\partial x} &+ \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \\ \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\partial u q_r V_w}{\partial z} + K_m \nabla^2 u, \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \alpha g T' - \frac{\partial w q_r V_w}{\partial z} + K_m \nabla^2 w, \\ \frac{dT'}{dt} &= w' \left(\Gamma + \frac{g}{c_p}\right) - \frac{\partial T q_r V_w}{\partial z} + K_t \nabla^2 T' - \frac{L_v}{c_p} Q_{q_v}, \\ \frac{d\phi_1}{dt} &= K_\phi \nabla^2 \phi_1 + Q_{\phi 1}, \\ \frac{d\phi_2}{dt} &= K_\phi \nabla^2 \phi_2 + Q_{\phi 2} - \frac{\partial \phi_2 V_w}{\partial z}, \end{split}$$

ここで、(*u*,*w*) は (*x*,*z*) 方向の速度、*t* は時間、*T* は温度、 V_w は落下速度、 $\phi_1 \in \{q_v, q_c, N_c\}$ 、 $\phi_2 \in$ $\{q_r, N_r\}$ 、 q_v 、 q_c 、 q_r は水蒸気、雲水、雨水の混合 比、 N_c 、 N_r は雲水、雨水の数濃度、 K_m 、 K_t 、 K_ϕ は運動量、熱、スカラー量の拡散係数、g は重力加 速度、 L_v は潜熱、 c_p は定圧比熱、/ は背景場(水平 一様)からの偏差、 $\Gamma = -d_z \overline{T}$ は背景場の温度減率、 $d_t = \partial_t + u\partial_x + w\partial_z$ 、 $\nabla = \partial_x^2 + \partial_y^2$ である。相変化に よる水物質量の変化量 Q₀・降水過程は、ダブルモーメ ントの雲物理モデル(Seiki and Nakajima 2014)を 用いて解いた。各式の空間微分を4次の中央差分、時 間微分を Adams-Bashforth スキームで離散化した。 計算領域は (x, z) 方向に (60, 0.8) km として、初期値 は温度が水平一様に一定減率で高度と共に減少し、水 蒸気混合比が全層一様の場に、温度に1Kのホワイ トノイズを与えた。計算を行う上で、x 方向を MPI で並列化し有限個の小領域に分けて計算した。

3 結果

計算終了時の分布を見ると、dry 実験では温度偏差 が正と負の領域が等間隔に並び、正のところで上昇



図 1: コントロール実験終了時の温度(陰影)と流速ベク トル。(a) 雲微物理なしの実験と(b) ありの実験。(c) は凝 結物混合比(陰影)と非断熱加熱(等値線)。



図 2: CCN 数を系統的に変えたときの運動エネルギーの 時間変化。線が黒いほど CCN 数が少ないことを示す。

流、負のところで下降流となっている(図1)。moist 実験では、狭い範囲で温度偏差が正で大きく、そこで 上昇流が速い。一方で、広い領域で速度は小さいが下 降流になっている。また、CCN を変えた全実験で開 始後 30 分弱に運動エネルギーが最大となり、1 時間 を過ぎると一定となる(図 2)。実験終了時には運動 エネルギーはほぼ同じで CCN 数への感度は弱いが、 最初の極大では、CCN 数がおよそ 100 cc⁻¹ よりも小 さい時、CCN 数と共に運動エネルギーが増加する。 つまり CCN 数の影響は、自由対流的である最初に形 成する対流で見られる一方、境界条件で決まるよう な組織的対流になると影響が弱いことが分かった。

参考文献

Miyamoto, Y., J. Ito, S. Nishizawa, and H. Tomita, 2015: Theoretical Comp. Fluid Dyn., 29 (3), 155-169.

Miyamoto, Y., S. Nishizawa, and H. Tomita, 2020: J. Meteor. Soc. Jpn., in press.

冬季多降水をもたらす温帯低気圧の構造解析 *上野健一(筑波大学生命環境系),澤田壮弘(筑波大学生命環境科学研究科) Ueno K., Sawada M. (University of Tsukuba),

1. はじめに

本州内陸に多降水をもたらす温帯低気圧は閉塞過程 の段階であることが多い[1]。コンベアーモデルで規定 される低気圧を構成する気流系は、内部のメソ降水系 に大きな影響を与える.全球降水観測(GPM)ミッシ ョンの主衛星に搭載された二周波降水レーダー(DPR) により,弧状列島上でそれらの機能を立体的に明らか にできる可能性がある[2]。本研究では、沖縄を除く全 国で広範囲に多量の降水をもたらした冬季の温帯低気 圧を抽出し、DPR により検出された特異的な降水系に 対して、周辺の気流系を前方・後方流跡線解析により WCB,CCB,DI に分類し、これらがどのような作用で低 気圧内部に多降水を生じたかを明らかにした。

2. 多降水イベントの選出と気流系の規定

解析対象期間は GPM 主衛星が観測を開始した 2014 年3月から2019年4月の寒候期(11-4月)とした。全 国137地点の気象官署における時間降水量を、風速と 気温の実験式に基づく雨量計の捕捉率で補正し、各地 点の2日積算降水量を算出した。降水量順に並び替え、 上位10%に得点をつけ、さらに全地点で加算し上位50 事例を多降水イベントとした。これらのイベントは相 対的に広範囲で多量の降水がもたらされた事例となる。 温帯低気圧によるイベントがほとんど(46 事例)で、 明らかに閉塞過程が地上天気図で解析されたものは約 半数を占めた。これらの事例の降水域を、GPM-DPR が 観測していた33 事例に関して、詳細な解析を行った。

3. 多降水の発現と気流系の関係

低気圧に伴う6つの気流系を、[3]を参照に、初期時 刻の気塊位置、上昇・下降量、渦位などを参考に、ERA5 再解析データ上で流跡線解析により規定した。上位の 多降水イベントで多量の降水が生じたいくつかの地点 の時間降水量変動は、上空に卓越する気流系の組み合 わせに強く依存した。そこで、CCBとWCBが卓越す る低気圧中心に対して前面の領域A、WCBとDIが顕 著に卓越する低気圧中心付近の領域B、DIが卓越して 降水量が減少する領域Cを設定し、これらをDPRの軌 道が通過した事例毎に、DPR断面にみられたメソ降水 系の強化に果たす気流系の役割を分析した。

領域Aでは、下層のCCB上にWCBが侵入するセル で層状性降水エコーの強化が見られた(図左)。水蒸気 量の収束が顕著で、暖域を南から侵入する WCB のみな らず、東から侵入し CCB を乗り上げる WCB も検出さ れた。領域Bでは背の高い対流セルが卓越し、WCB上 への DI の侵入に伴い、高い CAPE(対流有効位置エネ ルギー)が解析された。線状降水帯も出現し、地上で 時間降水量の急増を促している。一方、領域 C は降水 エコーそのものの強化は顕著ではなかったが、対流圏 下層から中層にかけて凝結を伴う潜熱加熱が広域で発 生し、最下層では蒸発・融解に伴う負の加熱層が DPR プロダクトにより解析された(図右)。[4]は閉塞過程で CCB 上での WCB の潜熱加熱が下層渦位を増加させ、 低気圧循環を強める可能性を理想化実験により示して いるが、今回、この様相が衛星データと気流系分析に より確認されたと考えられる。



図 2015年12月11日のエコー強度断面(左)、および 2019年3月11日の潜熱加熱(右)、点は気流系分類 参考文献

- [1] 安藤直貴, 上野健一, 2015: 温帯低気圧による本州
 中部内陸域での多降水・多降雪の発現傾向. 雪氷, 77, 397-410.
- [2] Sawada et al., 2019: Continuous heavy precipitation with a winter occluding cyclone captured by GPM satellite in central Japan. Tsukuba Geoenvitonmental Sciences, 15, 1-15.
- [3] Wernli, H., and H. C. Davies, 1997: A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications, Q. J. R. Meteorol. Soc., 123, 467-489.
- [4] Schemm, S., and H. Wernli, 2014: The linkage between the warm and the cold conveyor belts in an idealized extratropical cyclone. J. Atmos. Sci., 71, 1443-1459.

Atmospheric River の降水特性に及ぼす効果と 経年変化に関する研究

金子 航,*高薮 縁 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

Atmospheric River (大気の川、AR)は高緯度方向 へ水蒸気が輸送される細長い帯状領域である。AR はアメリカ西海岸に豪雨をもたらす要因として北 東太平洋を中心に以前から研究が進められている ほか、近年では日本周辺を含む北西太平洋におい ても豪雨のとの関連が注目されている(2018年7 月豪雨や2014年の広島の豪雨など[1][2])。

本研究では、①衛星観測による降水データを用 いて AR の内外の降水特性の違いを明らかにする こと、②AR の経年変化を調査し、それに伴う降 水特性の変化について考察することを主な目的と する。

2. データと解析手法

JRA55の1989年-2018年の可降水量(PW)の日毎 の気候値に対して6時間毎の可降水量の偏差を算 出し、偏差データに条件[3]を課すことでARを抽 出した。

一方、2015-2018 年の 4 年間の全球降水観測計 画主衛星の二周波降水レーダー(GPM/DPR)のデ ータを用い、地表付近の降水強度が 0.5mm/hr 以上 のピクセルの連結領域を「雨域」と定義した。抽 出された雨域は 23,546,606 個、そのうち上記の AR の内部にあるものは 1,337,443 個であり、AR の内 部と外部の雨域特性を比較した。

3. 結果と考察

亜熱帯域(南北緯度 15-40 度)では AR 内では AR 外と比べると面積が大きく層状性降水比のやや高 い(60-90%)雨域による降水が多く、最大降水強度 の大きい(強い雨をもたらす)雨域が多い(図 1)。層 状性降水比が 80%以下(特に 60-70%)で面積が大き い雨域は熱帯性の組織化した強い降水をもたらす ものが多く[4]、亜熱帯域の AR 内では特に夏季を 中心に(図略)組織化した強い降水が多くなること が示された。

各地点に AR が存在する頻度(カバー率)は、全 球的に過去 30 年間で有意な増加トレンドがあり、 これは全球の可降水量の増加トレンドとよく対応 する(図 2)。特に亜熱帯から中緯度の海域を中心に、 可降水量の増加に対応して AR カバー率も増加す ることが示された(図略)。

AR の過去 30 年間のトレンドと降水の特徴から、 亜熱帯域では組織化した強い雨が増加した可能性が 示された。また、将来の温暖化に伴いさらに可降水 量が増加すると,(日本周辺を含む)亜熱帯域でAR に 伴う組織化した強い雨がさらに増加することが推測 される。



図2. 過去30年間のARカバー率(%)および可降水量(mm)の全球平均。破線は回帰直線。

参考文献

- [1] Yokoyama, C., et al., 2020, J. Meteor. Soc. Japan, 98.
- [2] Hirota, N., et al., 2016, Mon. Wea. Rev., 144, 1145–1160.
- [3] 金子ほか, 2019, 日本気象学会 2019 年度秋季大 会(A451), 438.
- [4] Yokoyama, C., et al., 2017, J. Climate, 30, 8127-8147.

GPM SLH(スペクトル潜熱加熱推定法)V06X プロダクトにおける改良点

*辻宏樹・高薮縁・横山千恵(東京大学大気海洋研究所)・濱田篤(富山大学) 幾田泰酵(気象庁数値予報課)・重尚一(京都大学)・山地萌果・久保田拓志(JAXA/EORC)

1. はじめに

積雲対流に伴う潜熱加熱は、大気のエネルギー 収支や渦位生成を通した低気圧の発達など、大気 の様々な現象に影響する重要な要素である。潜熱 加熱を衛星降水レーダによる観測から推定した プロダクトとして、TRMM PR を用いた SLH(Shige et al. 2004 他)や、GPM Ku 帯レーダ を用いた SLH(Yokoyama et al, in prep. 他)がリ リースされている。しかしながら、SLH の現在の 最新版である V06A プロダクトには、いくつか問 題点が指摘されている。本発表ではその問題点に 対応した新しいプロダクト(V06X)について示す。

2. SLH V06A プロダクトにおける問題点

図1に東西平均した鉛直積算潜熱加熱と東西平 均した地表降水の緯度分布を示す。鉛直積算した 潜熱加熱と地表降水は一致するはずだが、V06A では大きなずれが生じている(図 1)。このずれは 一つ前のプロダクトであるV05Aよりも大きくな っている(図略)。これは、V06Aの降水推定アルゴ リズムで一部の対流性降水を層状性降水に置き 換えたことによる。

また、図2には台風(15年13号)の中心を通る 断面での加熱の鉛直分布を示している。台風の眼 付近(scan=2480付近)の浅い対流性降水に対する 加熱が高いところにあったり、浅い降水のある層 で冷却となっていたり不自然である。加えて、下 向きに降水が増加する場合(typeSLH=5, scan=2460付近や2495付近など)において、プロ ファイルが不自然にそろっている。

3. 確認された不具合の修正

まず、不自然な加熱プロファイルの修正を試みた。V06Aでは、レーダが浅い対流性と判定した





降水 pixel に対して、浅い層状性降水に対する参 照テーブル(LUT)で加熱推定を行っていた。これ を降水推定アルゴリズムに合わせて対流性の LUT で加熱推定するように戻した。

下向きに降水が増加する場合の加熱推定には、 従来は専用の LUT を導入していた。しかし、下 向きに降水が増加するのは降水粒子の併合が原 因であることが多いと考えると、下層に大きな冷 却があることは非現実的である、という考察に基 づき、深い層状性の LUT を、融解層高度より下 層の冷却を0として導入した。

中緯度域については、一部の水物質は観測領域 の外で凝結し、大規模場の流れによって移流され、 観測領域内で降水となることが考えられる。新し いプロダクトでは、移流された水物質分に相当す る加熱を、LUTを構成するための数値実験データ から推定し、現状の加熱推定値に上乗せした。

これらの修正によって、東西平均した加熱と降水の不一致は改善した(図 3)。また、問題となっていたプロファイルについても改善した(図 4)。

4. 今後の課題

SLH アルゴリズムでは、メソスケールシステム の中の対流から層状への水物質の移流を想定し ているが、この移流の割合が適正であるかの調査 は今後の課題である。また、SLH は台風内部の対 流を想定して作られていないので、現在、台風シ ミュレーションに基づく台風内部の加熱推定手 法を開発中である。

謝辞

本研究は、JAXA 降水ミッション、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。



緯度 図3:東西平均した降水量(青線)と東西平均した鉛直積算 潜熱加熱(アルゴリズム改定後)。赤細線は中緯度において 観測域外からの移流と関係する加熱を考慮しない場合の 加熱の鉛直積算。



図4:台風(15年13号)の中心を通る鉛直断面における潜熱加熱 (アルゴリズム改定後)。軌道番号008158, angle bin number 20. GPM/DPR のマルチパラメータレーダによる検証

*高橋暢宏・纐纈丈晴(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. TRMM と GPM 時代の地上検証

熱帯降雨観測衛星(TRMM)の時代の地上検証では、 主に地表面降水強度とその算出の元なるレーダ反射因 子(Z)を地上観測(雨量計やレーダアメダス合成図等) と比較や、ZやRの散布図や地上降水量を正としたア ルゴリズムに起因するリトリーバル誤差とサンプリン グに起因する誤差に分けた評価等が行われた。逆に、 十分校正された TRMM 降雨レーダ(PR)は、地上レ ーダ間の相互校正にも活用された。一方で、衛星搭載 レーダの瞬時データを評価するには地上レーダの時間 分解能や限られた立体観測が課題であった。

GPM 主衛星搭載の二周波降水レーダ(DPR) は、Ku 帯とKa帯のレーダを用いることにより、精度の良い降 水強度の見積もりのみならず、雨滴粒径分布の推定や 雹・霰などの検出アルゴリズムの開発が行われている。 このことから、雲物理量を立体的に評価できる検証シ ステムが必要となっている。

2. 地上レーダの進展

雲物理量や立体構造の検証には、2017年末に開発された、マルチパラメータのフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)が有効であるほか、従来型レーダであってもマルチパラメータレーダを複数台合成することにより検証が可能である。特に、国交省のXRAINはた関東地区では2013年に5局体制になっており、それらを合成することにより降水システムの立体構造を、5分ごとではあるが、比較することが可能であるほか、 偏波パラメータを用いた降水粒子タイプの判別も可能であり、雲物理量の評価に適用できる。

本研究の目的

本研究では2018年8月27日に関東域をGPMが通過 したケースにおいて複数台の XRAIN データを用いて 評価した。このケースでは、埼玉から東京にかけて16 時ころから20時頃まで雷雲が観測されていた。なお、 MP-PAWR は停電のためGPM 通過時には観測できてお らず、GPM 通過前後の観測と XRAIN を比較した。

4. データ

DPR のデータはレベル2プロダクトのうち、Z の3 次元構造、地表面付近の降水強度、−10℃以下での大粒 の降水粒子の存在を示す FlagHeavyIcePrecip (HIP) や、 二周波の Ze の比 (DFR) と観測された Z (減衰を含む) の比 (DFRm) を用いて液相の上端を推定した。

XRAIN データは関東・新横浜・船橋・八斗島の4局 のデータを合成した。用いたパラメータはZ, ZDR, KDP, ρHVとドップラー速度である。Z, ZDR は減衰補正を 施したのちに解析を行った。また、これらを用いて降 水粒子判別を行った。ドップラー速度データは2局の 組み合わせによるデュアルドップラー解析を行い、合 成した。落雷の位置情報として LLS のデータを用いた。

5. 解析結果

GPM が観測した降水システムのライフサイクルを見 ると、16時ころに発生し、17:30から GPM が通過した 18:20 ころまで最盛期であり、その後衰弱していった。 LLS による対地雷の数は 17:50 ころに最大となり大宮 駅付近で雨混じりの降雹が観測された。18:20 ころもま だ雷活動が活発であった。

DPR パラメータでは、高い Z、高エコー頂の領域に HIP の出現領域と発雷域が良く合っていた。また、HIP の出現域は、DFR、DFRm から求めた液相が上昇して いる場所とも一致した。

HIP 域(および発雷域)の偏波パラメータやデュア ルドップラー解析からは、下層で低ρHV、高KDP、高 ZDR が共存する様子が両方の時間に見られており、雹 と降水が共存していたことが示唆され、HIP 等とのパ ラメータと良い一致を示した。一方で、17:50には高高 度(6km高度)で強い上昇気流で特徴付けられたが、 18:20には、より広範な強エコー域で特徴付けられた。

謝辞:XRAIN データは国交省より提供されたものであ り、利用したデータセットは国家基幹技術「海洋地球 観測探査システム」データ統合・解析システム (DIAS) の枠組みのもとで収集・提供されたものである。LLS のデータは中電シーティーアイからご提供いただいた。

マルチセンシング観測による積雲から積乱雲への成長過程

*前坂 剛・大東 忠保・岩波 越 ・鈴木 真一・出世 ゆかり・櫻井 南海子・木枝 香織 清水 慎吾・宇治 靖(防災科研),高橋 暢宏 (名大 ISEE), 花土 弘・中川 勝広 (NICT),牛尾 知雄 (大阪大)

1. はじめに

近年,気象レーダーネットワーク,特に国土交通省の XRAIN に代表されるような偏波レーダーのネットワ ークが整備され,短時間で局所的にもたらされる大雨 の降雨強度を高精度に監視できるようになった.一方, 通常の気象レーダーでは,雲内に雨粒が形成されてか ら初めて観測が可能になるため,通常の気象レーダー を用いた大雨の予測は,その発生初期においてリード タイムを長くとることができないという問題がある. この問題に対して,防災科研では雨粒が形成される前 の雲粒を観測できる Ka バンドの雲レーダーを開発し, 積乱雲発生の早期検知に用いる研究を行っている.

本発表では、2018 年 8 月 3 日に、東京都付近で発生 した積雲が積乱雲へと発達する過程を、防災科研の3 台 の雲レーダーに加え、X バンドのマルチパラメータフ ェーズドアレイ気象レーダー(MP-PAWR, NICT)、マ イクロ波放射計(防災科研)、ひまわり 8 号(気象庁) のデータを用いて解析した.

2. 解析手法

本予稿では主に雲レーダーによる解析結果を示す. 当時,防災科研の3台の雲レーダー(Ka2・Ka4・Ka5) は,図1に示す領域でセクターPPI観測を1分周期で行 っていた.それぞれのレーダーは毎分4仰角の観測を 行うことにより,高度7kmまでのレーダー反射因子の 三次元分布を取得していた.このレーダー反射因子デ ータのから,ある地点における高度2kmから5kmの 間の最大値(Maximum Reflectivity Aloft, MRA)の水平 分布を作成し,雲の水平構造を解析した.その際, MRA が-20 dBZ 以上の領域を雲域と定義し,その雲域におけ る雲の特徴量(最大エコー頂高度,最大反射因子,エコ ー面積等)の時間変化を調べた.

3. 解析結果

2018 年 8 月 3 日 13 JST から 16 JST までの 3 時間に おける雲域内の雲の特徴量の時間変化を調べた.この 期間中,15 JST より前の時間帯では比較的小さな積雲 が解析領域内を北西から南東の方向に次々と通過して いた.それらのエコー面積は徐々に大きくなっていき, 15 JST 頃から降水を伴う積乱雲へと発達した(図示せ ず).その際,最大エコー頂(-20 dBZ で定義)高度は 積乱雲発生の直前まで目立った変化は見られなかった (図示せず).

図 2 は全解析時間における雲域のエコー面積と雲域 内の最大 MRA の散布図を示している. この図から, エ コー面積と最大 MRA にはおよそ線形的な関係があり, その関係が積雲と積乱雲では異なることが示唆される. 積乱雲へと成長する積雲を検出するには,その関係の 遷移域にある雲に注目すべきであると考えられる.



図1左) 雲レーダー (Ka2・Ka4・Ka5; 赤丸・赤線は観 測範囲), MP-PAWR (青四角, 青破線はレーダーからの 距離), MWR (緑三角)の設置場所.右) MWR 設置場 所における雲レーダーの観測高度.





謝辞:本研究の一部は,総合科学技術・イノベーション 会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レ ジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST) によって実施されました.

首都圏短時間強雨の環境場

- 東風の特徴 -

*小司禎教, 酒井哲, 永井智広, 吉田智 (気象研究所),

1. はじめに

2014~2018年の8月について,水平格子間隔1km, 10分間隔の客観解析を行い,夏季首都圏の平均的な大 気状態の日変化,及び強雨時の環境場を解析してきた [1][2][3].

調査対象期間内では東京 23 区周辺で 70mm/h を超え る雨量が解析された日が6日あった(2016/8/2,2016/8/22, 2017/8/15,2017/8/19,2017/8/30,2018/8/27). 台風が千葉 県に上陸した 2016/8/22 の事例を除いて,70mm/h を超 える雨量が解析される3時間前からの高度 200m の風, 気温,混合比を解析した結果,上記の強雨は東京都心 から北東方向と南東方向からの風が両方とも都心に吹 き込む場となっていたこと,北東から吹き込む風は下 層で水蒸気量が多かったことがわかった.

2. 解析方法

[1]により,気象庁メソ解析(MA)を初期値に1km 解像度のNHMを実行し,WRF ver.4.0により気象庁の地上及び地域気象観測,WINDAS,及びGNSS可降水量を10分毎に3次元変分法で同化し,解析値を作成する.

国立劇場付近(北緯 35.681561, 東経 139.743206)を中 心とする半径 20km 内の解析雨量格子(図1)の最大値 が 70mm を超えた日を選定.

国立劇場付近から約 25km の距離にある解析値格子を, 中心からの四方向(NE,SE,SW,NW)に分類し(図1),各 方向における高度 200m の動径風成分,気温,及び混合 比の平均を 10 分毎に算出.強雨時とそうでない場合の



図1 赤丸:解析雨量最大値を抽出し た解析雨量格子.青,緑,橙,桃色の 点はそれぞれ NE, SE, SW, NW 方向の平 均動径風成分を計算した客観解析デ ータの格子.

特徴を比較した.

3. 結果

図2に,NE方向で平均した動径成分とSE方向で平均 した動径成分の散布図を示す.大まかには NE 方向か らの風が流入する(負)の場合,SE方向の風は遠ざか る(正)傾向にあり,その逆も言える.時間 70mm を 超える強雨の前は,NE 方向,SE 方向の風が両方とも 流入する傾向にあり,都心周辺で収束が形成されやす いことが示唆される.

図3にはNE方向で平均した気温と混合比の散布図 を示す.NE方向から流入する風(図3灰点)は、遠ざ かる風(図3緑点)に比べ低温傾向にある.時間70mm を超える強雨の前数時間は、下層の水蒸気が多い傾向 にある.

今後は気象研究所にある水蒸気ライダーの観測とも 比較し,首都圏周囲の風系と短時間強雨の関連を統計 的に調査する.

参考文献

- [1] 小司, 気象学会 2018 年度春季大会予稿, B164.
- [2] 小司他, 気象学会 2018 年度秋季大会予稿, P320.
- [3] 小司他, 気象学会 2019 年度秋季大会予稿, A351.

謝辞

本研究の一部は科研費 17H00852 の助成を受けた.



図2 横軸:NE 方向平均の高度 200m 風の動径成分(負が近づく).縦 軸:横軸に同じ,ただしSE 方向. 赤丸は解析雨量が70mm/hを超える 3時間前からのプロット.



図3NE 方向平均の気流の気温(横軸)と 混合比(縦軸).緑:outflow,灰色:inflow, 赤:解析雨量が70mm/hを超える3時間前 からのプロット.

地上稠密気象観測ビッグデータの 気象予測へのリアルタイム応用技術 *岩下久人,森田敏明,柴田耕志(明星電気株式会社)

1. はじめに

気温、湿度、気圧、風などの主要気象要素を観測可 能な POTEKA 小型気象計は、2013 年より実観測が開始 され、2020 年 1 月現在で全国約 800 地点に地上稠密な 気象観測点を展開する. POTEKA 観測装置は、外部商 用電源が不要なソーラーパネルによる蓄電と電源通信

BOX 内蔵の 3G モジュール により、その観測データは 1 分毎に配信され、全国の 気象計の全観測データが、 自動でリアルタイムに専用 クラウドサーバーに蓄積され たデータは、POTEKANET と呼ばれる独自 WEB サイ トで閲覧可能で、地図上デ ータ、分布図、グラフ、表 など様々な形式で気象観測 データを利用できる.



図1 POTEKA 観測装置



図2 POTEKA 約800 台の全国展開状況

2. 降水短時間予測への応用

POTEKA NET は、観測開始以来約7年間、主要気 象要素や感雨(降水有無)などの地上稠密気象観測デー タを1分毎に蓄積してきた. 観測データには、穏やか な晴天が全地点に広がるもの、台風通過時のような全 地点に乱れが生じるもの、局地的大雨を捉えて一部地 点のみが激しい気象状況下に陥るものなど様々であ る. POTEKA NET は、ある時刻での各気象要素の地 図上データを並べ、それをその時刻の気象観測データ マップ1枚とし、約7年間に渡り1分毎に蓄積した約 40万枚もの観測データマップを巨大ビッグデータとし て構築する.降水短時間予測は、現在から1時間先ま での降水有無を予測対象とする.その手法は、気象予 測分野では一般的なパターンマッチング手法である. これは、まず現況観測データマップと最も近いものを、 過去の約40万枚の蓄積データから自動的に選択し、そ の最も近い過去観測データのその後1時間の推移を予 測結果として算出する手法で、ビッグデータを活用し たリアルタイムな降水予測を可能としている.



3. 突風短時間予測への応用

POTEKA NET は、その稠密さ故にダウンバースト などのようなメソスケール気象現象であっても、気温 や気圧の急変領域を追跡することで、それを引き起こ す積乱雲の進行方向/速度をリアルタイムに捉えるこ とが可能である. 突風短時間予測は、気温急低下を観 測したある地点を始点とし、その後段階的に観測され る気温低下地点をリアルタイムで自動追跡すること で、その進行先エリアに突風発生可能性を事前通知で きる.





参考文献

[1] 岩下ほか, 2017, 計測自動制御学会誌, 56, 325-330

高精度転倒ます型雨量計の研究

角田 敦(TOK)

1. 諸 言

転倒ます型雨量計は、漏斗で雨滴を受けた後転倒ますに雨が 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、漏斗に雨滴が残存してしまうと、雨の振り始めと雨を検 知する時刻に誤差を生じてしまう問題がある。また、残存した雨 滴が蒸発してしまい、雨量を過小評価してしまう問題もある。一 方で、気象測器の検定において、この問題を検査する工程がない ため、漏斗に残存してしまう雨滴は考慮されていないという背 景がある。

そこで今回は雨滴が残存しないようにするため、漏斗の表面 性状の改質を行った。そして、どのくらい効果が向上したのか、 従来品との比較により有効性を評価した。

2. 方 法

2.1 表面性状の改質

一般的に雨滴を残存させない方法として、漏斗表面と雨滴の 接触角を高く(撥水性を高く)するか、低く(親水性を高く)し て流す方法があるが、ここでは雨量計の使用環境を考慮して親 水性を高くする方法で検証することにした。その理由として、撥 水性を高くするには漏斗の表面に凹凸を設けて空気の層をつく り、雨滴を浮かせる構造にする必要があり、砂埃や塵などの小さ い異物が浮遊する環境では、性能を発揮するのは難しいことが 予想されるためである。

2.2 試験方法

従来品A、従来品B、表面性状改質品(開発品)を用意し、図 1のような形で、スプレーを用いて漏斗に水を噴射し、水滴(雨 滴)の残存量を確認する。ここで、1回目は図2に示す①のエリ アで噴射、2回目は②のエリアで噴射、3回目は③のエリアで噴 射、4回目は④のエリアで噴射し、順次時計回りに噴射して行く。



図1漏斗に噴射する様子



図2 水滴残存の様子

3. 結果

図3に結果を示す。従来品Aと従来品Bに比べ開発品は、12 回目(3周)までの噴射において、水滴の残存量が約60~70%減 少していることが解った。

4. 結 言

漏斗に残存する雨滴により過小評価してしまう問題を解決す るため、漏斗の表面性状を改質し、性能を評価した。その結果、 従来品の雨量計より高い精度で測定できることを確認した。

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"雪氷研究学会大会(2018・札幌),
- (2)角田敦,宇塚和夫 "微小雨量の検知を可能にした雨量計の開 発"日本気象学会春季大会講演予稿集,



図3 評価結果

気象要素を考慮した園芸施設における植物生育シミュレーションモデルの設計 [○]吉渡匠汰,東海林孝幸,高山弘太郎(豊橋技術科学大学) バイオインフォマティクス,植物工場,TOMGRO

1. はじめに

農業生産において作物シミュレーションが収量を予測し、管理方法を最適化するために用いられる。 しかし、シミュレーションを行うためには多量の気象・作物・土壌・管理方法といったデータを必要 とする。TOMGRO (Jones et al. 1991; Jones et al. 1999) はトマトのシミュレーションモデルの一つである が、この計算モデルは気象や作物に関するデータを含め、数十個のパラメータを扱う。加えて、これ らのパラメータと収量の関係性が複雑であり、温室の要素と収量の関係が不明瞭である。本研究では、 1. ソースコード (H.van Keulen & E. Dayan 1993) の可読性・拡張性の向上、2. 機械学習のアプローチ を用いた各環境地の最適化を行う。

2. 方法

本研究では TOMGRO の理論式とソースコード(H.van Keulen & E. Dayan 1993)をベースとして、モデ ルの構築を行っている。元々のシミュレーションソフトウェアは FORTRAN 77 で書かれているが、今 回は今後の拡張性を考慮し C++および Python で開発を行う。

TOMGRO は多量なパラメータを用いてトマトの成長シミュレーションを行うモデルである。この パラメータは気象データや温室データなどで構成され、これらを用いて収量を計算する。複雑な計算 モデルからパラメータと収量の関係を特定するのは困難であるため、今回、収量を最大化する各パラ メータの最適値を求めるために最急勾配法 (Gradient method)を導入する。これは、ある関数が極小・ 極大になる値を求める手法である。この手法を用いることによって、その環境値が収量を最大化させ るためにはどのような値をとればよいかを計算することが可能である。最急勾配法の式を以下に示す。

$$a_1^{n+1} = a_1^n \mp \frac{f}{\partial a_1} \quad (1)$$

式(1)は関数 f の引数 a_1 に対する極値(演算がならば極小値、+ならば極大値)を求めることを目的とし た式である。今回は f が作物の収量、 a_1 が温室の気温や二酸化炭素濃度などの環境値になる。f が環境 値 a_1 の関数である時、式(1)を繰り返し行うことで、f の a_1 における極値を求めることができる。この 方法で求めた極値が最大値である場合、その環境値は収量を最大にする値ということになる。式(1)に よるパラメータの最適化を全環境値について行うことで、温室全体の最適化を行うことができる。な お、収量の式は複雑になるため、偏微分はパラメータ a_1 の量を少し変化させた $a_1 + \Delta a_1$ での f の値と 比較することで近似的に求める。処理の流れを図1に示す。

3. 結果と考察

発表では、パラメータ最適化を行った場合のシミュレーション結果と H.van Keulen & E. Dayan 1993

ドローンを利用した霧の観測

*大橋 唯太・西原 貴大 (岡山理科大学 生物地球学部) 重田 祥範 (鳥取環境大学 環境学部)

1. はじめに

ドローンを利用した気象観測が、かなり増えている。 日本気象学会春季・秋季大会でも、ドローンによる気 象観測が報告されており、それだけ大きな可能性を秘 めた観測手段だといえる。大気の鉛直観測では、ヘリ ウムガスを充填したバルーンを飛揚する手法が安価で あったが、今後はドローンを利用して様々な気象現象 を観測する研究が増えてくると予想される。

本発表ではそのドローンを使って遠隔に、霧層内の 気象場を観測した事例を紹介するとともに、ドローン 観測で直面する問題や長所・短所などを述べる。

2. 観測概要

2019年10~11月に、広島県三次市内で集中観測を実施した。三次盆地は、寒候期に放射霧が頻発する地域で有名である。ドローンの機体重量が200g以上の場合、無人航空機に係る航空法が適用される。そのため、空港周辺の空域外かつ人口集中地区(DID)に定められていない場所、対地高度150m以下、家屋や人などから30m以上離れた場所、日の出から日没までの時間で視認できるといった条件を満たす飛行をおこなった。

本観測で用いたドローンは Splash Drone 3+ (Swell Pro)で、霧のなかを飛行させるため防水性の高い機体を選んだ。ドローン底面には超小型温湿度計と気圧計を取り付け、気温・相対湿度・気圧を1秒間隔で測定した。また、4Kカメラも搭載し、霧のなかの様子を撮影した。三次の放射霧は、長いときには正午近くの時間まで発生しているため、日の出後の時間帯でも霧の観測が可能となる。地表から50m、100m、150mの3高度でドローンを1分静止させて気象要素を測定した。

3. ドローン観測の問題点

ドローンで観測された霧層内の気象条件に関する結 果は、本大会のポスター発表(西原ほか)で紹介する。 ドローンの開発は急速に進み、数年前に比べて格段に 操縦が簡単となり、風やトラブルによる墜落も起こり にくくなっている。軽量化や安定性に優れ、今後も気 象観測で強力なツールとなっていくだろう。

観測はおもに早朝におこなっており、ドローン飛行 中の騒音がやや気になった。google earth などの航空写 真や現地の事前確認によって、民家から可能な限り離れた場所でドローンの昇降をおこなったが、独特なプロペラ音は普段静かな地域で注意が必要となる。

三次盆地の放射霧は夜の11時頃から1時頃までに形 成されることが多く、盆底から200~300mの高さまで 厚くなる。本観測では事前に航空局の許可を得ていな かったため、対地高度150m以上と夜間の飛行は実施で きない。代わりに夜間は重量200g未満のトイドローン HS120D (Holy Stone)を使って、対地高度100m以下で 測定を制限した。

この地域の霧は早朝から日中の正午頃まで発達する ため、日の出以降の早朝をメインにドローンを飛行さ せた。また、山の斜面を利用して、対地高度を150m以 下に維持しながら斜面上の複数地点でドローンを昇降 させて、盆底から350mの高さまで気象要素を測定する 工夫をおこなっている。



図 ドローンのカメラで撮影された霧の様子.

夏季晴天日における接地境界層での気温時間変化の UAV による観測

*野津雅人¹, 松本 淳^{1,2}, 瀬戸芳一¹, 渡邊貴典¹, 中島 虹³, 井上知栄¹, 濱田純一¹, 伊東佳紀¹, 柳澤 哲¹

(1: 首都大学東京 (東京都立大学), 2: 海洋研究開発機構, 3: 産業技術総合研究所)

1. イントロダクション 近年, 盛夏期における熱中 症被害が社会的に注目を浴びている. 被害の軽減 には接地境界層の日周期変動・街区サイズスケー ルの高分解能モデルの改善が必要である. そのた めには、モデルによるシミュレーションを検証する ための観測データが必要である. ラジオゾンデの 頻回放球や係留気球による 1 時間以下の分解能で の境界層変化の観測はこれまでも行われてきた (例 として、大原ほか 1990). しかし, 前者は, ゾンデ や気球のランニングコストが高く, 観測中の複数ゾ ンデの管理が煩雑である.後者は設置に多大な人 的リソースを要する.また、これまでは、接地境界 層の街区スケール分解能での観測は困難であった. 近年. UAV を用いた高分解能観測の可能性が開か れつつある. 本発表では、上記のような夏季晴天日 の接地境界層における日周期変動の把握を目的と して、パイロットバルーン風観測と同時に、産業用 ドローンクラスの UAV である MATRICE M210 RTK を用いて、 高度 150 m 以下の接地境界層内の 気温・湿度を時間分解能 30 分で観測した事例を 紹介する.

2. データと手法 2019 年秋季大会で報告した観測に用いた測器・UAV に加えアスマン測器等の地上観測測器を用いた. 30 分ごとの観測飛行は以下の通りである: 1) 高度 150 m まで急上昇. 2) 高度 150–30 m の間で 20 m ごとに 1 分間滞留させながら徐々に高度を下げる. 観測は国土交通省東京航空局の許可に基づき,首都大学東京南大沢キャンパス (35.62°N, 139.39°E) で行った. 観測場は周囲を高さ 15 m 程度の小さな樹林に囲まれた水平 50 m 程度のサイズの草地である. 観測は 2019 年 8 月 6 日の午前 7 時半から午後 4 時まで行った.

3. 結果 上空では 11 時半に気温のピークが見られた (図 1). この時刻以降は上空・地上ともに 13 時にかけて風速が徐々に強まり地上では 15 時まで東より 2 m/s 以上の風が続いた.上空では 13 時半以降 5 m/s 以上の南よりの風が観測された.この日は九州付近に台風があり東海上の高気圧との間の



図 1: 気温, 風速および雲量の時系列. 実線と星印は, そ れぞれアスマン測器観測による地上気温と UAV 観測に よる気温. 後者は地上に近いほど寒色系の色で塗り分け た. 図下部の彩色した帯で風速を表し, 風向を 16 方位 で付した. 背景の灰色は目視雲量の多い時間帯を示し, 薄い部分は 2 以上, 濃い部分は 5 以上を示す.

等圧線はやや混んでいたものの,上空の南風は大枠 で海風侵入とその後の強まりに対応していると考 えられる.一方で,地上での気温観測では気温ピー クは単峰とならず,11 時半から 13 時まで続くプラ トー状ピークとなった.13 時以降は雲量が増加し ており,地上気温の低下に対応している.雲量の小 さかった 11 時半から 13 時にかけて,上空で気温 低下したのに対して,地上気温が高温に保たれた. <u>4. まとめ</u> プラトー状の地上気温ピーク開始時に 風が強まり上空気温が下がり始めたこと,および雲 量の時間経過を合わせて考慮すると,海風侵入と考 えられる接地境界層内の冷却だけでなく,雲量増加 も地上気温低下に関与したことが仮説として挙げ られる.観測環境から日だまり効果 (近藤 2004,和 田ほか 2016) も考慮して今後の解析を進めていく.

謝辞 本研究は,首都大学東京傾斜的研究費による 研究課題「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」の支援のもとで行われ た.UAV を用いた上空の気温・相対湿度の観測シ ステム確立において,京都大学・吉田聡准教授の協 力を受けた. 高専における IoT 演習と校内環境モニタリングシステム *杉山耕一朗(松江高專・情報),川見昌春,福島志斗(松江高専・実践教育支援センター)

1. はじめに

学校において,温度などの環境情報を把握し,それ を適切な状態に保つことは、学生の授業に対する集中 力を高めるために重要である. しかしながら, 毎日定 期的に各教室の温度計の値を読み取って記録すること は非常に手間と時間のかかる作業である. このような 環境情報を定期的かつ長期的に取得する上で IoT (Internet of Things) 技術は非常に有用である. ワイヤレ ス接続された IoT デバイスを活用することで、今まで 測定が難しかった様々な場所での環境要素を, 簡便か つ一元的に測定・蓄積・分析することが可能となる. さらに、IoT 技術を活用した環境情報の取得・解析・シ ステムを演習化することは、IoT 技術習得のハードルを 下げるという意味で、情報系学生だけでなく気象分野 の学生にも有用である. そこで本研究では, IoT 技術 を活用した校内環境モニタリングシステムを構築し、 リアルタイムに教室の環境情報の計測・蓄積・分析・ 判断を行うことを目的とする.加えて、環境モニタリ ング自体を学生の IoT 演習として整理し、必要となる 演習テキストの作成や演習機材の開発も目的とする.

2. システム構築の方法

本システムは、校内の全教室と一部の廊下に設置さ れた約50台のIoT デバイスと、IoT デバイスから送ら れてきたデータを蓄積・分析するための Linux サーバ から成る. IoT デバイスとしてシングルボードコンピュ ータ Raspberry Pi を用い、それに温度センサーなどの各 種センサーを接続する. センサー接続のための基板は 高専で内製した. Raspberry Pi では 10 秒ごとに測定し た値の60 秒平均値を学内の Linux サーバに送信する.

Linux サーバでは IoT デバイスから送られてきたデー タをデータベースに格納する. さらにこのサーバ上で, 平均値・最小値・最大値・標準偏差などの統計量,不 快指数・暑さ指数といった環境指標の計算,それらの 値が校内の空調基準を満たしているかの分析判断を行 う. 得られた結果は Web 上で公開する.

3. 結果:環境情報の表示と IoT 教育への活用

本システムにより,準リアルタイムに教室環境を把 握することが可能となった.教室環境のデータ表示画 面の例を図1 に示すが,各種統計量・環境指数を時系 列グラフとして表示することができる.図には示さな いが,校内地図上にデータを色と数字で表示させるこ とで,1枚の画面で学校全体の環境情報を把握すること も可能となっている.

本システムは2018年度から学校の教室の空調管理に 用いられている.事務職員がシステムからのアラート を元に空調の強弱を調整している.以前は夏季に日当 たりの良い教室で熱中症の症状を訴える学生が出てい たが、現在ではそのようなことが予防されている.

本システム構築の手順やその背景知識は演習テキス トとして整備され,高専4年生の IoT 演習で使われて いる.これにより身近な環境情報を題材とした実践的 な IoT 教育が可能となっている.また,2019年度に岡 山大学理学部で簡略化した IoT 演習を集中講義として 実施したところ,本演習は気象分野の学生に対しても 有益であることが確認できた.

現在は更なる拡張として,高専5年生の IoT 演習を 構築中である. Raspberry Pi ではなく省電力のマイコン を用いることで,屋外観測を念頭においた IoT 技術の 実践的な教育研究を行うことを目指している.



図1 各教室や廊下に設置している IoT デバイス (左)と環境モニタリングのデータ表示画面の例(右).

謝辞

本システムで利用するセンサーの選定およびラディ エーションシールドの製作には京都大学総合人間学部 の酒井敏教授の協力を得た.

^{*}重田 祥範 ¹・山口 和貴 ²・村山 和義 ³

1.公立鳥取環境大学, 2.東京電力ホールディング, 3.東京パワーテクノロジー

1. はじめに

自然の風土・気候・気象条件は人々の生活,健康状態に影響を与える.この季節変動や気象条件よって発生する病気は,季節病や気象病と呼ばれている.季節病は主に寒暖差や気圧変動の大きい時期に発症しやすく,自律神経の乱れが原因である.一方,気象病は急激な気象変化によって症状が出現するとされる.症状は,古傷がうずくといった天気痛のほか,喘息,めまい,頭痛,さらにはうつ病など様々な異変が現れる.気象と病気の因果関係については古くから説かれており,古代ギリシャのヒポクラテスがその祖とされている.近年では,佐藤(2015)が,天気が荒天するときに慢性の痛みが増強する天気痛の実態解明を試みている.また,建築,生気象分野を中心に,室内気候と居住者の健康に着目した研究も多くおこなわれ始めている.

一方,近年の通信・センシング技術の進歩は著しく, ウェアラブルデバイスを使えば気象データだけでなく, 日常生活における人の活動量,体温,心拍数などの情報(いわゆるバイタルサイン)が手軽に取得可能となって きている.

そこで本研究では,若年女性に小型心拍センサーを 装着し,地上(標高約 30m)から富士山五合目(標高約 2000m)までを移動する際のバイタルサインデータを取 得する.そのうえで,急激な気象変化に着目し,環境負 荷が若年女性の自律神経バランスにどのように作用す るのかを定量的に明らかにすることを試みる.

2. 研究概要

2.1 小型心拍センサー

本研究におけるバイタルサインの取得には,重さ14g の超小型心拍センサーmyBeat (WHS・2:ユニオンツ ール社製)を使用する.測定項目は心拍数(HR),心拍 間隔(RRI),自律神経活性度(LF,HF),体表面温度, 3 軸加速度である.データ取得間隔は RRI と連動して おり,各測定者によって異なっている.センサーは, Bluetooth を介してスマートフォンにデータを送信する 機能を備えている.そのため,測定者は日常生活に支 障をきたすことなく,データを計測することが可能である.

2.2 対象者

対象者は、心身ともに健康な19~22歳の女性30名である、測定者の職業はすべて大学生であり、身長は158.8±4.9 cm、体重は51.9±4.6 kgである.

2.3 測定概要

バイタルサインの測定は,2018年8月,2019年8 ~9月にかけて計3回実施した.測定者がマイクロバス (2KG-XZB70-ZRMQY:トヨタ車)に乗車し,午前9時 頃に富士山の麓である富士宮市を出発,約60分で富 士山五合目に到着した.また,温熱環境を把握するため,温湿度センサー(TR-73U:T&D 社)を中央部の座面のほか車内数か所に設置した.

2.4 ストレス指標

自律神経である交感神経と副交感神経の成分を指標化したものがHFとLFである.HFとは高周波(Hi Frequency)の略で,主に副交感神経系活動を反映するとされており,LFとは低周波(Low Frequency)の略で,交感神経と副交感神経の両活動を反映している.本研究で用いるストレス指標は下記の(1)式によって算出される.

$$S = LF / HF$$
(1)

ここで、Sはストレス指標、LF は交感神経、HF は副交 感神経をそれぞれ示す.一般に、人はストレスを受ける ことで心拍数が大きくなり、心拍間隔 RRI が小さな値で 安定すると言われている.これは、ストレスを受けること によって体を整えている自律神経の働きに影響を受け るためである.通常は交感神経と副交感神経が互いに 拮抗して体内機能が支配されている.

3. 結果

第1図に2018年に実施した気圧変化とストレス指標 の関係を示す(有効測定者は5名).なお、ここではスト レス指標を偏差で表している.そのため、0.0より高い場 合はストレスを感じやすい状態を意味している.女性は 車内よりも散策中にストレス指標が高い.高瀬(2005)で は、LF/HF は交感神経の活動指標としており、LF/ HF の数値が大きいほどストレス強度が大きいと報告し ている.一方、武田(2015)では、計測機器、分析手法、 条件設定などで値が変化しやすく、RRIのデータによっ ては制約が生じる場合もあり、個人差が大きく、基準値 は存在しないと述べている.このように、ストレス指標の 値にはいくつかの知見が存在しているため、今後もデ ータの蓄積が必要である.



バイオロギングで実現する Internet of Animals *佐藤克文(東京大学大気海洋研究所),吉田聡(京大防災研白浜)

1. はじめに

気象・海洋の物理現象を理解したり気象予報を 行う目的で、大型計算機内の物理モデルを使った 数値実験がなされ、現況把握や予報の精度は 年々向上している。しかし、精度向上の制限要因 として、現場観測データの不足があげられる。古く から観測船や観測ブイを用いた測定はなされてい るが、広い海洋を網羅するのには莫大なコストが かかる。人工衛星を用いた観測技術が発達し、広 範囲の海面水温データが得られるようになってき たが、電磁波は塩水を透過しないため、海面より 下の水温は観測できない。海面下の温度を得るた めに、海面と深度 2000m を自動的に往復し、10 日毎に人工衛星経由で情報を送ってくる自動昇 降型漂流フロート(アルゴフロート)による観測も進 められているが、漂流フロートは海流によって流さ れてしまうため、日本近海に留まり続けて観測す ることはできない。その他、海上風や表層流につ いても人工衛星を用いた観測は進められているが、 時空間分解能は十分細かいとはいえない。

2. バイオロギング

あらゆるモノに搭載したセンサーからインターネッ ト経由でビッグデータを収集して利活用しようとする 試み(IoT)が進められている。しかし、センサーの分布 は人口の多い先進国や都市部に偏在している。センサ ーの固定が基本的に不可能な海洋は、陸上に比べて情 報空白地帯ともいえる状況に据え置かれている。しか し、この海洋の環境情報を得るために、海洋を自律能 動的に泳ぎ回るウミガメや海鳥を用いることができる。 アルゴフロートなどの漂流ブイは海流によって流さ れてしまうが、海洋高次捕食者であるウミガメや海 鳥は、生産性の高い海域に留まり続けることが期 待できる。人工衛星発信器を用いた追跡結果によ ると、アカウミガメは三陸の沿岸から沖合い数百キ ロメートルの広範囲を、深度数十メートルから 400 mの潜水を繰り返しつつ回遊していた[1]。追跡可 能な1年間、ほぼ毎日水温鉛直プロファイルデー タをリアルタイムで得ることができ、さらにそのデー

タはアルゴフロートなどの既存のシステムで得られ た値と良く一致していた[2]。あるいは、三陸沿岸の 無人島で繁殖しているオオミズナギドリの親鳥は、 8月から11月にかけての育雛期に、三陸沖から 北海道東岸海域で採餌している。親鳥に付けた GPSによって得られた速度ベクトルから、表層流 や海上風を抽出する解析手法が考案されており、 船舶や人工衛星などの既存のシステムで得られて いる実測値と良く一致していた[3][4]。

3. データ同化

ウミガメや海鳥は広範囲を移動するが、動物由来の データだけで全海域を網羅できるわけではない。しか し、パイロットスタディによって、海鳥由来の海表面 流やウミガメから送られて来る水温鉛直プロファイル を大型計算機内の物理モデル(JCOPE2)にデータ同化す ることにより、現場の実測値により良く合うように計 算結果の精度が向上し、動物由来のデータがない海域 にまでデータ同化の影響が波及することが判明してい る[2] [5]。また、熱帯の縁辺海であるアラフラ海の水温 鉛直構造をヒメウミガメを用いて観測し、その水温デ ータを季節予測システム(SINTEX-F)に取り込んだとこ ろ3ヶ月後の海面水温予測値が改善されるという結果 も得られている[6]。動物に小型計測器を搭載し本来の 生息環境下における行動や生理、動物を取り巻く環境 を取得するバイオロギングは熱帯から極域に及ぶ世界 中の海で進められている。主に生態学研究を目的に得 られているこれらのデータをインターネットにアップ ロードし(Internet of Animals: IoA)、気象研究者や気象予 報を行う人たちの二次利用を促すことで、従来のシス テムと相補的な海洋環境監視網が構築できる。

参考文献

- [1] Narazaki, T., et al., 2015, Mar. Biol., 162, 1251-1263.
- [2] Miyazawa, Y., et a., 2019, Ocean Dynamics, 69, 267-282.
- [3] Yoda, K., et al., 2014, Prog. Oceanogr., 122, 54-64.
- [4] Yonehara, Y., et al., 2016, PNAS, 113, 9039-9044.
- [5] Miyazawa, Y., et al., 2015, Scientific Reports, 5, 17672.
- [6] Doi, T., et al., 2019, Frontiers in Mar. Sci., 6, 719.
ウミガメによるバイオロギングを用いた台風・爆弾低気圧下 の海水温観測

*吉田聡 (京大防災研白浜), 佐藤克文, 楢崎友子, 福岡拓也 (東大 AORI)

1. はじめに

台風や爆弾低気圧は海洋上で発達し、強風によって 海洋に混合や波浪を引き起こす。一方、海洋表層水温 の変化は台風・爆弾低気圧の発達にも影響を及ぼす。 しかし、荒天下の海水温は衛星観測や船舶での観測が 難しく、アルゴフロートの10日間隔の観測でも、数時 間から数日の時間スケールは捉えられない。

近年、生態学の分野では、動物にセンサーを装着し、 行動や経験した環境場を計測する「バイオロギング」 という手法で得られた大気海洋境界層データが蓄積さ れている。本研究では、北太平洋を回遊するウミガメ によるバイオロギングで観測された海水温プロファイ ルを用いて、台風・爆弾低気圧下の海洋構造の変化を 解析した。

2. データと解析手法

台風・爆弾低気圧の抽出には気象庁 55 年大気再解析 データ JRA-55 の 6 時間毎の地表気圧を用いて、24 時 間の局所発達率(LDR24)[1]が 1hPa/h 以上の地点を台 風・爆弾低気圧下とした。

ウミガメのバイオロギングは東北地方太平洋岸の定 置網に混獲されたウミガメにアルゴス送信機付きの水 温深度センサー(Satellite Relay Data Logger, SRDL)を 甲羅上に装着して放流した。放流時期は 2009 年から 2018 年の夏季で、延べ73 頭分のデータを利用した。放 流後、位置情報と水温プロファイルが1日1回程度、 SRDL が脱落するまでの数か月から1年の間、アルゴ スシステムでリアルタイムに取得される。期間中のウ ミガメの潜水深度は最大で200m であった。解析領域は 125°Eから180°E、25°Nから50°Nの北西太平洋 域とした。水温データはAkima 法を用いて1m 間隔に 鉛直内挿した。

3. 結果

図1は2009年8月から2019年10月のウミガメ観測 位置である。全11,318回の水温プロファイルのうち196 プロファイルが台風・爆弾低気圧下を観測していた。 放流場所が岩手県であるため、東日本沿岸で集中して いる一方で、黒潮続流域やその南方にも分布しており、 ウミガメが台風・爆弾低気圧の発達、通過する領域を 集中的に回遊していることがわかった

図2は2009年台風18号の通過前後の水温プロファ イルである。台風通過前3日平均では海洋混合層内の 水温は20℃程度であったが、台風通過後は18℃以下に 急激に低下しているのが観測された。

参考文献

 Kuwano-Yoshida, A., 2014: Using the Local Deepening Rate to Indicate Extratropical Cyclone Activity. *SOLA*, 10, 199–203.



図 1. ウミガメ観測点(●) と LDR24>1hPa/h の頻度 (陰影). 大きな●は LDR24>1hPa/h の観測点.



利根川流域を対象とした気象庁1か月アンサンブル予報のダウンスケーリング

*牛山朋來1、小池俊雄1

(1 土木研究所 ICHARM)

<u>1. はじめに</u>

利根川は首都圏の水がめとして知られており、 流域内の降水量は、首都圏の水資源管理にとって 重要である。特に 2020 年は東京オリンピックが 行われ、確実な水資源管理が求められる。水資源 予測には、降水の長期予報が入力として必要とな る。そこで、今回は気象庁の1か月アンサンブル 予報の利用可能性について調べるため、精度検証 を行った。また、予報精度向上を目的として、 WRF モデルを用いたダウンスケーリングを行っ た。

2. 実験設定

気象庁 1 か月予報は、毎週火曜と水曜の 00, 12UTC を初期値として 13 アンサンブルメンバー (ただし週の最初だけは 11 メンバー)による 34 日予報が提供されている。まず、気象研究コンソ ーシアムから提供されている 2.5°×2.5°の6時 間毎降水量データをもとに精度検証を行った。ま た、提供されている 3 次元データを用いて WRF モデルによるダウンスケーリング実験を行った。 領域は図 1 の通りで、水平解像度は 15km、鉛直 33 層とした。それぞれ利根川流域の予報降水量の アンサンブル平均と解析雨量との RMSE を求め、 精度を検証した。

3. 結果

予報降水量の RMSE は、予報リードタイムが長 くなるに従って増大する傾向にあった。予報 5 週 目(リードタイムが 28~34 日)の RMSE と予報 初期値との関係を図 2 に示す。図の左半分の 8 月 28 日以前の初期値では、ダウンスケーリング(青 線)の方が精度が高く、右半分のでは黄線の GCM (ダウンスケーリング前)の方が精度が高かった。 なお、図の中央の 10 月前半初期値の RMSE が大 きいのは、台風 19 号に伴う豪雨の予測精度が悪 く、RMSE の値が大きくなったためである。

図2の前半を代表する7月24日初期値の予報 を図3に、後半を代表する11月12日初期値の予 報を図 4 に示す。それぞれ、左から 34 日間の解 析雨量、ダウンスケーリング予測降水量、GCM 予測降水量である。図3の7月~8月の予測結果 は、ダウンスケーリングによって降水の水平分布 が現実に近くなり、精度向上に結びついたものと 考えられる。一方、図4の11~12月の予測結果 こちらもダウンスケーリングによって降水の は、こ 水平分布に改善が見られるものの、絶対量が大幅 に過小であった。それに対して、GCM の予測は、 解像度が悪いため予測降水量が広範囲に広がり、 結果として対象流域の降水量が大きくなったた め、ダウンスケーリング結果よりも RMSE が小さ くなったものと考えられる。

4. まとめ

気象庁1か月アンサンブル予報による予測降水



図 1. WRF モデル領域。中央の赤い実線は利根川流域界 を表す。色は標高(m)を表す。



図 2. GCM (黄) とダウンスケーリング (青) による降水 量予測精度 (RMSE)。横軸は予報初期値で、2019 年 6 月 25 日~12 月 18 日である。縦軸は RMSE(mm)。



図 3. 7月 24日~8月 26日の解析雨量(左)、ダウンスケ ーリング予報降水量(中)、GCM 予報降水量(右)。



図 4. 11 月 12 日~12 月 15 日の解析雨量(左)、ダウンス ケーリング予報降水量(中)、GCM 予報降水量(右)。

量と、ダウンスケーリングした予測降水量につい て、予報誤差を調べた。ダウンスケーリングによ って降水分布が改善し、夏季の予報精度は向上し た。しかし、秋季から冬季についてはダウンスケ ーリング結果の過小評価傾向が顕著となり、結果 として予報誤差が増えた。今後は、モデルの改良 等を通して予報結果の改善を探っていく予定で ある。

(謝辞)本研究では、気象研究コンソーシアムを 通して提供された気象庁予報データを利用した。 謝意を示す。 2019年台風第19号の予測可能性

* 榎本剛 (京大防災研/海洋機構)・中下早織(京大理)

1 はじめに

2019 年台風第 19 号は, 10 月 11 日から 12 日にかけ て,台風第 19 号に伴い中部地方東部からから関東地方, 東北南部の広い範囲で大雨をもたらした。東北地方に停 滞前線があり,太平洋高気圧が例年よりも西に張り出し ていた。台風は太平洋高気圧の縁に沿って進んだ。台風 の経路上で海面水温は例年よりも 1 ℃程度高く,発生域 の南鳥島近海では 30 ℃を超えていた。そのため,台風 は急速に発達し,6 日 00 UTC(日本標準時 21 時)から の 24 時間で中心気圧は 52 hPa も低下した。最発達時 には,中心気圧が 915 hPa に達し,これを 3 日間以上に 渡って維持している。静岡県伊豆半島に上陸した 12 日 10 UTC(日本標準時 19 時)時点での中心気圧は 955 hPa,最大風速は毎秒 40 メートル(時速 144 キロ)と推 定されている。[1]

本研究では,大雨がいつから予測できていたのか台風 進路との関係に着目して調査した。

2 初期時刻依存性

12日の日積算降水量分布を気象庁合成レーダーと比較すると、1~5日前の予報では東日本に200ミリ以上の領域が広がっている様子がよく予測できている。強度が過大であるが、台風の関東上陸も予測されている。7日 12UTCからの5日予報の中心位置の誤差は、200キロ 程度と5日予報の平均値を大きく下回る。6日12UTC からの予報では関西付近に、6~7日前からの予報では南西諸島東方に台風の中心が予想されている。なお、8日前より予報期間の長い予報では、台風の発生自体が予測できていない。

3 センター間の比較

12 日 12 UTC を検証時刻として, TIGGE データベー スから, 主要 4 センターの中心位置の誤差を比較した (図 1)。11 日以降直前の予報では UKMO や ECMWF の誤差が小さいが, 7~8 日の予報は気象庁の予報誤差が 突出して小さい。



図 1 2019 年 10 月 12 日 12 01C における台風中心 位置の誤差

4 まとめと議論

広範囲に大量の降水があったことは,西日本を中心に 災害をもたらした平成30年7月豪雨(西日本豪雨)と 共通している。西日本豪雨の直前に台風が接近したが, 台風に伴う降水ではなく,台風通過後に強化された梅雨 前線に伴って大雨が発生した。台風は通過の際,北から 寒気を南から暖気を引き込み,梅雨前線強化につながっ たと考えられる[2]。2019年台風第19号では,太平洋側 で山岳における上昇流や停滞前線に伴う降水も考えられ るが,第一義的には暖かい海を旅して大量の水蒸気を運 んできた台風自体の接近・上陸により大雨が生じたと考 えられる。台風第19号に伴う大雨は5日程度のリード タイムがあり,西日本豪雨同様予測可能性が高かった。

謝辞

TIGGE データベース並びに京都大学生存圏研究所に アーカイブされている気象庁全国合成レーダー及び数 値予報 GPV を用いた。科研費 19H05698 の助成を受 けた。

- [1] 気象庁, 2019: 台風第 19 号による大雨、暴風等, 災害 をもたらした気象事例, http://www.data.jma.go.jp/ obd/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun_sokuji 20191010-1013.pdf, 2020 年 2 月 4 日閲覧
- [2] Enomoto, T, 2019: SOLA, 15A, 66–71, doi:10.2151/ sola.15A-012.

気象庁全球モデルの地形性抵抗過程の改良

松川 知紘¹, 金浜 貴史², 長澤 亮二³, 山田 和孝¹,*米原 仁¹ 1 気象庁数値予報課, 2 気象庁気候情報課, 3 気象研究所

1. はじめに

気象庁は、全球モデル(GSM)の地形性抵抗過程の改 良を進めている.地形性抵抗過程とは、地形を起源と する重力波や乱流、ブロック流等が大気中において運 動量を鉛直方向に輸送して抵抗として寄与する効果を 取り扱う過程である.それらの現象や地形には、空間 スケールが GSM の水平解像度より小さいものが含ま れるため、サブグリッドパラメタリゼーションを用い て取り扱う必要がある.

北半球の中高緯度において,地形性抵抗過程は予測 精度に非常に大きな影響を持つことが経験的に知られ ている. GSM を含む水平格子間隔 O(10km)の全球モデ ルにとっても,その改良は重要な課題となっている[1].

2. 新しいスキームの概要

これまで、GSM のサブグリッド地形による抵抗の効 果は、主に Iwasaki et al. (1989)の重力波抵抗スキーム (IW)[2]が担ってきた.新しいスキームでは、Lott and Miller (1997)の手法(LM)[3]及び、Beljaars et al. (2004)に よる Turbulence Orographic Form Drag を扱う手法 (TOFD)[4]を用いている.LM では、サブグリッド地形 を楕円型山で代表させ、地形を乗り越える流れから発 生する重力波による抵抗と、回り込む流れによる抵抗 を表現するため、IW と比べて地形の非等方性とブロッ ク流の効果を表現できることになる.TOFD では、サ ブグリッド地形により乱された大気による抵抗を近似 的な関数を用いて風速と高度場から求めており、これ まで十分に考慮されていなかった効果が表現されるよ うになる.

新旧のスキームについて,対流圏中下層で働く抵抗 についての地表面応力を比較すると,新しいスキーム では概ねサブグリッド地形の標準偏差が大きい領域で 増加し,その他の領域では減少する.つまり,よりメ リハリの利いたシャープな空間分布となる.また,日 本の上流域にあたるユーラシア大陸東部では下層抵抗 が弱まる.

予測精度の改善

図1に、ユーラシア中高緯度におけるGSMの500hPa

高度の3日予測の平均誤差を新旧のスキームで比較したものを示す。検証対象とした期間は2017年12月~2018年2月で、現業数値予報システムと同じ解析・予報のサイクルを用いた試験の結果である。図に示したように、高度場の平均誤差が大きく減少しており、特に日本付近のトラフの予測精度が大きく改善した。また、平均二乗誤差も大きく減少しており、地上気圧等の対流圏中下層の要素についても同様に改善がみられた(図略)。この予測精度改善は、新スキームにより対流圏下層の抵抗が改善され、大陸の地上高気圧や大陸とその下流の擾乱の予測が良くなった結果である。



図1 GSM の 500hPa 高度[m]の3 日予測(T+72h)の平 均誤差. コンターは解析値, シェードが平均誤差. 図(A) が旧スキーム,図(B)が新スキームによる結果.

- Sandu, I. et al., 2019, npj Climate and Atmospheric Science, 2(1), 10.
- [2] Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989, JMSJ, 67, 11-27.
- [3] Lott, F. and M. J. Miller, 1997, *QJRMS*, 123, 101-127.
- [4] Beljaars, A. et al., 2004, QJRMS, 130, 1327-1347.

気象庁全球モデルの陸面過程における部分積雪の改良

*鍋谷 尭司¹, 徳広 貴之², 松川 知紘¹, 米原 仁¹

1 気象庁数値予報課,2 気象庁気候情報課

1. はじめに

気象庁は、全球モデル(GSM)の陸面過程の改良を進 めている. GSM の陸面過程は、大気モデルに対して良 い下部境界条件を与えることを主目的として植生・積 雪・土壌などをモデル化している. 特に、積雪はアルベ ド・熱容量・熱伝導率等の変化を通じて地上気温予測に 大きな影響を与えるため、その精緻化を検討している.

現行 GSM では、高緯度域の冬季の地上低温バイアス が課題となっており、その改善のために積雪被覆率診 断式等の改良を行っている.本発表では、積雪被覆率に より表現されている部分積雪の改良とそのインパクト 評価の実験結果を中心に報告する.

2. 部分積雪の変更点

GSMでは各格子を積雪・無積雪タイルに分けており, 積雪が地面を覆う割合(積雪被覆率)を積雪氷量から診 断している.そのため,積雪の有無が遷移する冬季の高 緯度域ではその診断式の違いが地上気温に大きな影響 を与えうる.現行 GSM では,積雪被覆率の過大評価が 低温バイアスの一因であることがわかっている.

本改良では、積雪被覆率 f_{sn} の診断式を Sellers et al. (1986) を元に調整したものから Roesch et al. (2001) で 衛星観測値との比較を元に提案されたものに変更した.

変更前: $f_{sn} = \frac{M_{sn}}{20}$ (≤ 1)

変更後: $f_{sn} = \frac{M_{sn}}{M_{sn} + 0.01\rho_{wtr}}$

ここで、 M_{sn} は積雪氷量 [kg m⁻²] (予報変数)、 $\rho_{wtr} =$ 1000 kg m⁻³ は水密度である.この変更により、積雪 被覆率は概ね減少する (図1).

また,現行 GSM では完全積雪 ($f_{sn} = 1$) でのみ多層 化するところを,本改良では部分積雪 ($f_{sn} < 1$) でも多 層化できるように変更し,診断式に対応した層構造を 持てるようにした.

3. 予測精度の改善

本改良のインパクト評価をするために実験を実施した. 2m 気温の120時間予測値を地上観測値で検証したところ,平均誤差が高緯度の積雪域を中心に減少し,低

温バイアスが大きく改善することが確認できた(図2). また,気温の対ラジオゾンデ平均誤差の比較からも対 流圏下層の低温バイアスの改善が確認できた(図略).

4. まとめ

本改良では,積雪被覆率診断式等の変更をインパク ト評価し,現行 GSM の課題である低温バイアスが改善 することを確認した.今後は,積雪氷量の解析・予測の 精度向上などに取り組むことを考えている.



図1 積雪氷量(横軸)に対する積雪被覆率(縦軸).変更 前(青)と変更後(赤).



図2 日本付近の2m 気温の120 時間予測値(T+120)の 対地上観測値の平均誤差.期間は2018年1月.変更前(CNTL: 上)と変更後(TEST:下).

- [1] Sellers, P. J. et al., 1986, J. Atmos. Sci., 43, 505-531.
- [2] Roesch, A. et al., 2001, Climate Dyn., 17, 933–946.

<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、 気象庁全球数値予報モデル(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[1][2]から、短期から一 週間程度を予測対象とする GSM に[3]の ECTEI によ る層積雲スキームや[4]に基づく浅い積雲対流スキーム を導入し、予測への影響を調査している.これまでに上 記の改良により, 亜熱帯大陸西岸沖を中心とした下層 雲や放射収支の改善や,冬季の日本付近で冬型の気 圧配置となっていたときの境界層の構造の改善が見ら れることを報告してきた.一方で中~高緯度の主に海上 では,浅い積雲対流スキームの導入により下層雲が過 剰に減少し放射収支を悪化させていた[5]. 今回の発表 では、境界層の構造を改善しつつ放射収支を改善する ために行った改良と、その全球的な予測への影響につ いて報告する.

実験の設定

本研究で使用しているモデルは概ね 2017 年 5 月に 現業化された GSM[6]の低解像度版に,新しい層積雲 スキーム[3]や浅い積雲対流スキーム[4]を導入したもの である. [5]で報告したモデルから以下の変更を行った.

- ・浅い積雲対流スキームに[7]に基づくエントレインメ ント率・デトレインメント率を導入
- ・層積雲スキームが発動している格子では,積雲対 流スキームを抑止する[8]

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[9]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,上記の改良を 加えた GSM を用いた実験を TEST2, [5]で報告した GSM を用いた実験を TEST1, 従来の GSM[6]低解 像度版を用いた実験を CNTL と呼ぶ.

3. 結果

図1に大気上端上向き短波放射の対 CERES 平均

誤差を示す.新しい層積雲スキームの導入により, CNTL(右)の亜熱帯大陸西岸沖で主に夏季に見られ る短波放射の過剰な反射や,東太平洋の赤道付近で の過剰な反射が改善している.一方で浅い積雲対流ス キームの導入[5]に伴い TEST1(中)では南大洋や太 平洋・大西洋北部で反射が不足する傾向が拡大したも のの,層積雲スキームが発動している格子で積雲対流 スキームを抑止する変更[8]や浅い積雲対流スキームの 改良により TEST2(左)では改善している.

上記の実験とともに、水平解像度 TL479(約 40km) の単発予測実験を行い、浅い積雲対流スキーム導入に 伴って境界層の構造が改善していることを確認した(図 略). 今後は気象庁の現業システムと同じ高解像度 (TL959,約 20km)での解析予報サイクル実験を行い、 予測精度への影響を評価する計画である.

参考文献

- Kawai, H., 2012: Results of ASTEX and Composite model intercomparison cases using two versions of JMA-GSM SCM. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.
- [2] 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.
- [3] 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.
- [4] 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.
- [5] 中川雅之,川合秀明,2019:気象庁全球モデルにおける下層雲の表現の改善(第四報).日本気象学会 2019 年度春季大会予稿 集,C408.
- [6] JMA, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency, Japan Meteorological Agency.
- [7] Siebesma, A. P., et al., 2003: A Large Eddy Simulation Intercomparison Study of Shallow Cumulus Convection. J. Atmos. Sci., 60, 1201–1219.
- [8] Kawai, H., et al., 2019: Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2875–2897.
- [9] 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, 127-135.



図 1. 大気上端上向き短波放射の対 CERES 平均誤差 [W m⁻²]. 左: TEST2, 中: TEST1, 右: CNTL.

LSTM と空間分布のエンコーディングを用いた 降水量の空間最大値の短時間予測

*井上 剛 (筑波大学/三菱総合研究所), 三隅良平 (防災科学技術研究所)

1. 背景

降水量の短時間予測において、特定の雨域が強化さ れるか減衰されるかを予測することは、警戒情報の観 点から実務的なニーズが大きいが、学術的には難易度 の高い問題と考えられている.

深層学習を用いた降水量の予測に関しては,Shi et al.[1]による手法をはじめ,降水量の時空間分布を予測 する問題として検討が行われているが,これらの手法 の課題として,空間分布の予測値が平滑化されるとい う点が挙げられており(例えば[2]を参照),ピーク降水 量に対しては予測精度が悪化する.このような課題に 対応するため,本検討では特定のエリアでの降水量最 大値に着目して,LSTM を用いた時系列予測によりそ れを予測する問題として定式化し,精度検証を行った.

2. 使用データ

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

(200x200 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, 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 量分布を説明変数とし,後半1時間については,中央 部の100×100格子の最大降水量を被説明変数として用 いた(図1参照).また,本データは降水量がゼロのサ ンプルが非常に多いため,大きな降水量を重点的にサ ンプリングして用いた.



図1 予測対象とする最大降水量の考え方

3. 手法

本問題は時系列予測問題であるため、LSTM を用いた Seq2Seq モデル[3]を基本構造として、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(図2).入力される降水量の空間分布に対して、エンコーダを適

用して 128 次元に縮小し,加えて 100x100 格子の最大 降水量を連結し,129 次元の潜在変数を用いて Seq2Seq モデルを構築した.エンコーダのネットワーク構造と しては VGG16 を用いた.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 0.01(エポック毎の減衰率 0.9)とした.また,バッチ学 習のバッチサイズを 6,エポック数を 30 とした.

予測精度の比較対象として,直近の数値将来も継続 するとした単純な予測(Persistence),降水量の空間分 布を用いず,時系列データのみを入力したLSTMによ る時系列予測の2種類を用いた.



図2 本検討で用いたネットワーク構造

4. 結果

検証用期間における予測時間毎の RMSE の比較を図 3 に示す.予測時間が長い条件(左図)および高い降水 強度(右図)において,本手法の精度が比較的高くなっている.



図 3 予測誤差の比較(左:予測時間に対する傾向, 右:60分後の降水強度カテゴリ別の傾向) 参考文献

[1] Shi, X., et al., 2017, NIPS 30th, Vol.1, 5617-5627.

- [2] Denton et al., 2018, *ICML 2018*, Vol.3, 1906-1919.
- [3] Sutskever et al., 2014, NIPS 27th, Vol.2, 3104-3112.

MSMGPVを用いた雲を考慮する日の出予想の試み *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

2020年1月1日放送のTBS新春特番「令和も見せま す!森田さんのニッポンの初日の出」では、全国各地 の初日の出の中継を行なった。番組内の企画で日の出 時刻を予想したが、これには単なる天文計算だけでは 不十分であり、雲により太陽が隠れる影響を考慮する 必要がある。

本発表では、気象庁のメソモデル(MSM)の格子点値 (GPV)を用いて、雲の影響を考慮した日の出時刻の予想 を試みた結果を報告する。

2. 方法

太陽の位置は、文献[1]に基づき計算した。

雲の分布の予想は以下の手順で行なった。筆者らが 開発した気象庁 GPV から予想衛星画像を作成する手法 [2]を用いることで、雲消散係数の3次元分布が得られ る。MSMGPV の6時と9時の予想についてこの手法を 適用し、雲消散係数を求めた。これを視線方向に積分 することで、仰角・方位角ごとの光学的厚さを求めた。 経験的に決定した光学的厚さの閾値(=100)を用い、雲の 有無を判別し、地表あるいは雲から太陽の上部が出る 時刻を予想した。なお、光路計算では、鉛直方向の密 度差による屈折の効果を考慮している。

3. 結果·考察

計算された雲光学的厚さの例を図1に示す。この事 例の場合は、地平線の上に雲があるため、その分だけ 日の出の時刻が遅くなる。実際の映像でも(図略)、雲 の上から太陽が出る様子が確認できた。

一方他の事例では、光学的厚さの値が小さく地平線 から日の出が見えると予想したが、比較的小さな積雲 に隠れて日の出が遅くなるケースがあった。これはモ デル及び手法[2]がサブグリッドスケールの雲を十分捉 えられないためと考えられる。

2020年の番組内では本手法による日の出時刻の予想 を元に、日の出時間のカウントダウンを行なった。こ の手法では1分以上の誤差があったため、残念ながら 視聴者から予想が外れた印象が強い結果となってしま った。

4. 今後の課題

サブグリッドスケールの雲による影響を取り込む必 要がある。このためには、雲光学的厚さだけでなく雲 種を考慮した、日の出の判定手法を考える必要がある。

3時間おきの MSM データを用いる場合、同じ地点6時と9時では雲の予想が大きく違うことがあり、日の 出時刻が7時台の場合は定量的な予想が難しい。そこで1時間おきのデータが得られる LFMGPV を用いることが考えられる。

また、現段階ではオンエアの映像を見て比較してお り、本手法の定量的な評価はできていない。今後は定 点カメラによる観測を行い、雲も含めた日の出時刻の データを蓄積する必要がある。



図1 MSM を用いた日の出予想の例。色は雲の光学 的厚さ、赤い円は太陽の位置、赤線は地平線を表す。

- [1] 長沢工, 1999, 日の出・日の入りの計算: 天体の出 没時刻の求め方, 地人書館, 160pp.
- [2] 高野雄紀・渡邊正太郎, 2019, 気象庁 GPV を用いた 雲解説用予想衛星画像の作成, 日本気象学会 2019年 度春季大会, D102.

複数現業気象機関の数値予報を用いた風力発電出力予測の検討 * 吉田健二(伊藤忠テクノソリューションズ株式会社),

関沼和浩,阿部祐希(東北電力ネットワーク株式会社)

1. はじめに

東北電力ネットワーク(株)の供給エリアである東 北地域は風況に恵まれ、風力発電の高い導入ポテンシ ャルを有していることから,風力発電の更なる導入が 見込まれている.風力発電は、気象条件とともに出力 が変動し、電力系統運用の計画性を阻害する要因にな るため、出力を高精度に事前把握する出力予測技術の 高度化が必要とされている。筆者らは1997年から共同 で風力発電出力予測技術の研究開発に取り組んでおり, 2010年4月から東北地域のエリア合計出力を予測する システムの本運用を開始し、安定稼働と良好な予測精 度が得られることを確認している[1].一方で、定格設 備容量の 20%程度の予測誤差が生じる予測の大外れは 依然として主要な課題となっている.本研究では、予 測の大外れ低減可能性に関する予備的な検討として, 複数の現業気象機関の数値予報を用いた風力発電出力 予測を実施した.

2. 風力発電出力予測モデルの概要

現在の運用システムにおける予測手法は,JMA の全 球モデル(GSM)の予報値とそれを元に作成したエリ ア合計発電出力予測値を説明変数,実際の発電出力デ ータを目的変数とする機械学習モデルにより,発電出 力の予測を実施している[1].

3. 使用したデータ

本研究で用いた現業気象機関の数値予報は, JMA の GSM, NCEP の GFS, ECMWF の高解像度 10 日予報 (HRES) の3 種類である.

4. 予測対象と予測仕様

本研究では、2016年4月~2018年3月の東北地域の エリア合計風力発電出力を予測対象とした.2018年3 月時点では46発電所で、設備容量は約891 MW である.

予測仕様としては,各数値予報の21時(12UTC)初 期値を用いて,1日1回更新で6時発表を想定し,7日 先までの予測を実施した.

5. 結果

各数値予報を用いた出力予測について,予測日毎に 算出した RMSE を図1に示す.ここで,発電出力は設 備容量比で示す.JMA(●)と NCEP(■)は6日先 を除いて NCEP(■)の RMSE が小さいが,ほぼ同程 度であるといえる. ECMWF(▲)の RMSE が最も小 さく,現在運用中の JMA からの RMSE の改善率は翌日 予測から3日先予測では10%を超えていた.また,図 2に2016年8月29日6時発表の例を示す.GSM が低 気圧の位置を外している場合にGFSとHRES は低気圧 の位置をある程度正確に予測できたことで,GSMと比 較して過大な予測誤差の低減することができた事例で ある.このように,複数の現業気象機関の数値予報を 用いることで平均的な予測誤差の向上と予測大外し低 減の可能性があることが示された.



図1 各予測の予測先日毎の RMSE.



図2 2016 年 8 月 29 日 6 時発表の予測と実績.

参考文献

[1] 青木他,2013:風力発電出力予測システムの開発と 運用状況. 電気学会論文誌 B(電力・エネルギー部 門誌),133,366-372.

冬季日本空域において航空機に影響を与える乱気流の環境場 _{伊藤創司、宮本佳明}(慶應義塾大学)

1. はじめに

航空機の安全な航行を妨げる要因の1つに乱気流 が挙げられる。様々な機関が乱気流の予測を試みて いるが、航空機が利用できるような発生位置・時間 を精度よく予測できるシステムは作られていない。 さらに発生メカニズムについても、Kelvin-Helmholtz 不安定や山岳波、対流に伴うものなどが 指摘されているが、明確にはなっていない。そこで 本研究では、過去に乱気流が報告された地点の周囲 の気象場を解析し、乱気流の発生点周りの風速とウ インドシアから乱気流の発生した時の風の動きを明 らかにする。

2. 解析手法

本研究では、パイロットによる乱気流の発生報告 (PIREP) とメソ客観解析データ(MANAL)の2018 年1月、2月、12月分を用いて解析を行った。この 期間で1441回の乱気流が報告されていた。そこ で、MANALから乱気流発生地点を中心として64×64 の格子を作り、その格子点上に風速と鉛直シアーを 対応させたデータを作成した。

3. 結果·考察

図1に、3ヶ月の全サンプルで平均した南北風 v、東西風u、南北風の鉛直シアームvと東西風の鉛 直シアームuを示す。南北風に関しては、南東側で 強く風が吹いており、北西側では弱い。東西風に関 しては、北側で強く風が吹いており、南側が弱い。 最も特徴的であった点が、乱気流発生地点の周辺 で、南北風の鉛直シアーが大きくなっており、特に 東側で強くなっていた。また、東側の鉛直シアーと 西側の鉛直シアーで差が生じているのがわかる。東 西風の鉛直シアーに関しては、乱気流発生地点の北 側で強くなっており、南側では弱くなっているのが わかる。また、南北風の鉛直シアーの最大値と最小 値の差は約0.88 m/s だったが東西風の鉛直シアー の差は約1.40 m/s だった。

以上のことから、南北風では特に強い風が吹いて ない場所でも、鉛直シアーが強いと乱気流が発生す るということがわかった。また、東西風とその鉛直 シアーはどちらも北側が強く、南側が弱いというこ ともわかった。つまり平均的には、ジェット気流の 南側にある、北向きの風かつ南北風の鉛直シアーが 強い地点で、乱気流が発生しやすいことが分かっ た。一方で東西風の鉛直シアーは、乱気流発生地点 では特に大きくはなかった。

4. まとめ

本解析の結果、日本空域で冬季に乱気流が発生し た時の風の平均的特徴を掴むことができた。しか し、同じような条件でも乱気流が発生しないことも あり、乱気流の発生メカニズムの解明には至ってい ない。

今後、乱気流が発生した地点とそうでない地点の 統計解析を行い、乱気流特有の風の強さを調べてい く。また、風だけでなく密度にも注目し、同様の解 析を行う。



図1 解析期間で平均した乱気流発生地点(0,0)
を中心とした風と鉛直シアー。縦軸と横軸はそれぞれ緯度・経度を示す。(a)南北風,(b)東西風,(c)
南北風の鉛直シアー,(d)東西風の鉛直シアー

フェーズドアレイ気象レーダーのクラッタ除去を目的とした セマンティックセグメンテーションの利用検討 *磯田総子、佐藤晋介、(NICT)三好建正(理研)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR)の観 測データは三次元降水ナウキャスト[1]やスマホ アプリ「3D 雨雲ウォッチ」[2]などリアルタイム 降水予測に利用されている。精度の良い予測を行 うためには観測データの品質管理(QC)が重要で あり、例えば、地表面クラッタ等の非降水エコー はできる限り除去する必要がある。現状のリアル タイム QC には、反射強度のテクスチャ情報やド ップラー速度の閾値を用いているが、共通のパラ メータで様々な事例のクラッタ判別を精度良く 行うのは困難であった。そこで、深層学習で画像 から物体検出する技術の一つであるセマンティ ックセグメンテーションを利用ことでより精度 の良い QC の可能性を検討する。本研究では、従 来の QC 手法による降水エコー、クラッタ区分を アノテーションデータとして、エコー画像から深 層学習でどの程度降水エコーとクラッタの分離 が可能であるか、試験を行った。

2. セマンティックセグメンテーション

セマンティックセグメンテーションは、画像を 画素レベルで分類するための深層学習の一種で、 本研究では、一般的な SegNet[3]というネットワ ークを利用した。セマンティックセグメンテーシ ョンの特徴は、エンコード時に畳み込みニューラ ルネットワークで画像の特徴を検出すると同時 に画像の位置情報を保持し、デコード時にその位 置情報を引き継ぐことができる点である。

学習に用いる画像データは、吹田 PAWR によって観測された 2019 年 7 月から 10 月の対流性 降水の 10 事例で、それぞれおよそ 2 時間の観測 イベントから 5 分おきのデータを用いた。仰角は 0~8.2°の 10 仰角を用いた。データは反射強度 のカラーコンター画像を用い、アノテーションデ ータは、とりあえず従来の共通パラメータを使っ て求めた QC フラグを利用し、0=データなし、 1=降水エコー、2=クラッタの 3 値の PNG 画像 を作成した。座標系は縦軸が方位角、横軸がレン ジの極座標とした(300x600 ピクセル)。図 1 に 学習に使用したデータの例を挙げる。 300x 2019 年 08 月 19 日-14 時 15 分 15 秒, EL=3.9



図1:学習データの例:(a)(c):レーダーエコー、(b)(d): アノテーションデータとした QC フラグ。QC フラグ は赤が降水エコー、黒がクラッタ、白がデータなし。

3. 学習とセグメンテーション結果

学習は 1920 枚の画像で行い、検証データはそ の中からランダムに選んだ 175 枚を利用した。 学習回数は 15 回で、最終的な損失率、精度はそ れぞれ 0.1、および 0.9 程度であった。学習に利 用したデータとは異なる 2016 年の 2 事例につい て、学習させた SegNet を用いてセグメンテーシ ョンを行った結果を図 2 に示す。



図 2:セグメンテーションの結果:上段(a)(d):入力レ ーダーエコー、中段(b)(e):SegNetによる分類結果(緑 が降水エコー、黒が非降水エコー)、下段(c)(f):QCフ ラグ(赤が降水エコー、黒が非降水エコー)(a)~(c)は 低仰角の例、(d)~(f)は高仰角の例。

4.まとめ

従来のデータ QC 手法で求められた降水/非 降水エコー区分を教師データとして、SegNet を 用いて降水エコー、非降水エコーに区分するセマ ンティックセグメンテーションを行った。その結 果、学習に使用しなかった観測データに対しても 正解データ (QC フラグ)に非常に近いセグメン テーション結果を得ることができた。この結果は、 セマンティックセグメンテーションがデータ QC に有効である可能性が高いことを示唆する。 今後は、より多くの降水事例に対して、それぞれ パラメータ・チューニングを行った QC フラグを 教師データとして学習を行い、最終的には AI を 用いたより汎用的で高精度な QC をリアルタイ ムで行うことを目標としている。

謝辞:本研究はJSTのAIP加速課題「ビッグデ ータとAIによるリアルタイム気象予測の展開」 の支援を受けたものである。

参考文献

[1] S. Otsuka, et al., Wea. Forecasting, 2016. doi:10.1175/WAF-D-15-0063.1.

[2] 小池佳奈, ほか、気象学会 2015 年度秋季大 会予稿集, B355, 2015.

[3]SegNet - An Image - Segmentation Neural Network, https://www.cyberailab.com/home/seg net-an-image-segmentation-neural-network.

ひまわり8号機械学習による高時間分解能降水推定プロダクトの検証

*豊嶋紘一¹・広瀬民志²・樋口篤志¹(¹千葉大/CEReS,² JAXA/EORC)

1. はじめに

GSMaP は全球の降水を1時間ごとの時間解像度で提 供する有用な降雨プロダクトである. GSMaP は、衛星搭 載マイクロ波放射計(MWR)観測網の隙間を補間するた め,静止衛星のIR観測によって降雨推定を行っているが, MWR による観測部分と比べると精度が低下する. これは 雲頂温度(高度)情報のみを用いて降雨強度を補正すると, 降雨を伴わない巻雲を雨域と誤認(Adler et al. 1993) ま た,暖かい雨の検出・推定が困難(Arkin and Ardanuy 1989) などの要因がある.2014年10月に第3世代静止気象衛星 ひまわり8号が打ち上げられ、アジア・モンスーン域で赤 外マルチバンド観測が利用可能となった. そこでひまわり 8 号と GPM KuPR データを訓練データとして用いて, Random Forest 機械学習による降雨強度を推定し, 単一の IR バンド観測では推定が困難な暖かいタイプの雲からも たらされる豪雨の推定精度向上を目的とした降雨プロダ クト (Himawari Rainfall Analysis, HRA) を作成し, そ の検証を行った.

2. データ

2019 年の 1 年分の HRA 降雨プロダクトについて, GSMaP MVK v7, と IMERG v06 と比較を行った.

Period	January 2019~December 2019		
Area	85 [°] E to 205 [°] E, 60 [°] S to 60 [°] N		
Dimension	x:2400, y:2400		
Resolution	0.05 deg/grid		
Data type	4 byte float		
Temporal resolution	1 Hour		

表1. HRAプロダクトの諸元

3. 結果

HRA と GSMaP を比較すると,熱帯域では似通った降水分布を示す一方で,中高緯度では HRA は弱い降水が少ない傾向にある(図1).他プロダクトと降雨強度割合を比較すると,HRA は比較的弱い雨は少ない一方で,1から10mm/h 程度の降水割合が大きい(図2).海洋大陸周辺の降水に着目すると,全体に HRA の降水が少なく,特に島の沿岸部の降水は HRA のほうが過小に捉えている.また降水の日周変化も捉えられている(図3).また南北30度付近でアルゴリズムの違いによるギャップが見られるが今後改良予定である.今回用いた HRA プロダクトは初期バージョンのため,ひまわり8号の赤外バンド全てが揃わない場合は欠測扱いとしているため,サンプルが少ない傾向にあるなど改善点を含んでおり,今後改良を行ってゆく予定である.



図 1. HRA と GSMaPMVK の降雨分布比較 (mm/h)







図 3 海洋大陸の降水分布比較(左:HRA,右: GSMaP)(単位:mm/h)

気候変動による北海道のバレイショ生産への影響の評価

*菅原邦泰¹, 稲津將¹, 廣田知良^{2,1}, 下田星児², 村上貴一² ¹北海道大学²農研機構北海道農業研究センター

1. はじめに

気候変動の影響は農業分野においても昨今、顕 在化しつつある[1]。これまで気象庁モデルに基 づく気候変動に伴う作物生産の影響評価はあ った[2]。しかしながら、農業分野において、多 数のアンサンブル気象データを用いて近未来 のリスクを低確率のものを含めて精緻に評価 した例はこれまでになされていない。そこで、 本研究では、既に河川分野で応用実績のある[3] 多数アンサンブル気象データを用いて、バレイ ショ生産に対する気候変動影響を評価する。

2. 手法

本研究では d4PDF[4,5]の 20km 水平解像度 の日本域に対する力学的ダウンスケーリング 計算結果を使用した。50メンバの 20世紀の再 現(過去実験)、54メンバの全球平均昇温 2K実 験、および 90メンバの同 4K実験における北海 道域の地上 2m 気温から、5 月 1 日始まりの 10℃超における有効積算温度(基準は氷点)を計 算した。なお、1メンバは 60 年である。

3. 結果と考察

北海道立総合研究機構資料[2]およびアメダス 観測を参考にして、北海道におけるバレイシ ョの生育期間を有効積算気温 2000 度日から 2500度日の範囲にあると考えた。図は d4PDF の各実験に対し有効積算気温が2500度日に達 した確率を示す。ここで確率100%は数千年に 一度の低温に対しても生育に影響しないこと を意味する。過去実験で確率100%の地域はバ レイショの産地とほぼ整合的であった[6]。2K 実験および 4K 実験では全道ほぼ全域で確率 100%となり、道北、根釧台地、および山岳地 帯で、低温に対するリスクが著しく減少し た。また、有効積算気温が2500度日に達する までに要した日数は、現在の産地において10 日~30日、過去実験から短縮した。これによ って、植物一次生産量が低下し、バレイショ 収量が減少することが懸念される。この負の 影響に対して、遅霜リスクの低下を踏まえた 植え付け日の前倒し、あるいは高温環境に対 応した品種への転換といった適応策が考えら れる。

引用文献 [1]IPCC 第五次評価報告書,2014 [2]北海道立総合研究機構農業試験場資料 第39 号,2011 [3]山田朋人ら 2018:河川技術論文集, 第 24 巻 [4] Mizuta et al. 2017: BAMS,98, 1383-1398 [5]Fujita et al. 2019: GRL,46,435-442 [6]北海道農政事務所統計公表資料,2019



南インド洋冬季亜熱帯高気圧の維持力学

*宮本歩¹, 中村尚¹, 宮坂貴文¹, 小坂優¹, 田口文明², 西井和晃³ 1. 東京大学先端科学技術研究センター, 2. 富山大学都市デザイン学部, 3. 三重大学大学院生物資源学研究科

1. はじめに

南インド洋では,夏季は亜熱帯(マスカリン)高 気圧が海盆の東に中心を持つ一方,冬季になると亜 熱帯高気圧は海盆の西に中心を移し,惑星波(東西 非一様成分)としての勢力も最大となる.これは他 の海盆には見られない顕著な季節性である.この季 節性は,南インド洋の海流系に影響を及ぼすほか,

下層雲の季節変動にも影響することが指摘されている[1].過去の研究から、南インド洋の夏季亜熱帯高 気圧は海陸熱コントラストによって維持されている ことが示されている[2]一方、冬季亜熱帯高気圧の維 持力学は未だ明らかになっていない.本研究は、大 気再解析データに力学モデル実験、大気大循環モデ ル実験を組み合わせ、南インド洋の冬季亜熱帯高気 圧の惑星波成分の維持力学を明らかにする.

2. データとモデル実験

高気圧の惑星波成分の維持過程を明らかにするた めに、非断熱加熱(凝結、放射、鉛直乱流拡散)と 非定常(月内)擾乱に伴う渦度・熱フラックス収束 の東西非一様成分で線形傾圧モデル(LBM)[3]を強 制して、個々の影響を評価した.基本場及び強制に 用いたデータは大気再解析データJRA-55である.さ らに、SST分布を平滑化して与えた大気大循環モデ ル(AFES)実験を行い、アガラス反転流に伴う水温 前線の強化が亜熱帯高気圧に与える影響を調査した.

3. 結果

LBM を用いた診断から、冬季亜熱帯高気圧は、その赤道側部分については、南インド洋亜熱帯域の冷却偏差によって維持されていることが分かった.この冷却偏差は、下層雲量が多い一方上層雲量が少ないことに伴う放射冷却の強化、降水が少ないことに伴う凝結加熱の減少による.この冷却偏差に関連し

て、アジアモンスーンや赤道インド洋・西太平洋域 の対流活動が、低気圧性応答を南インド洋の亜熱帯 海盆東部にもたらし、かつ、その西縁の赤道向きの 風と下降流応答が、海盆の中西部で対流活動を抑制 しかつ下層雲量を増加させて、遠隔的に亜熱帯高気 圧の強化及び西方シフトに寄与していることが分か った.

一方,LBM を用いた診断から,ストームトラック 活動が擾乱の熱・運動量フラックスを介して亜熱帯 高気圧の極側部分を維持していることも分かった. さらに,AFES 実験から,アガラス海流系に伴う水温 前線がストームトラック活動の強化を介して亜熱帯 高気圧の維持に寄与していることも見いだした.

熱帯の対流活動からの遠隔影響



図 1:南インド洋の冬季亜熱帯高気圧及びそれに影響 を与える要素の地理的位置.「H」は亜熱帯高気圧を, 灰色のオブジェクトは下層雲を,緑の矢印は対流圏上 層の発散風を示す.

参考文献

[1] Miyamoto, A., et al., 2018, J. Climate, **31**, 4017-4039.

[2] Miyasaka, T., and H. Nakamura, 2010, J. Climate,23, 2115-2130.

[3] Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000, Quart. J. Roy.Meteor. Soc., **126**, 3343-3369

岡山市中心部で大雪となる場合の気象場の特徴について *稲澤睦美(岡山大学理学部地球科学科),川瀬宏明(気象庁気象研究所), 野沢徹(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

本州の太平洋側など普段あまり雪が降らない地 域では、ひとたび大雪が発生すると大きな被害が 出ることがある。このような地域では積雪の観測 データも少ないため、大雪の実態は必ずしも十分 に把握されていない。[1]は数値シミュレーション を用いて日本各地における大雪時の気象場の特徴 を解析し、岡山市中心部を含む山陽地域で大雪が 発生する時には南岸低圧型の気圧配置である場合 が多いことを明らかにした。しかし、数値モデル により導かれたこの結果が実際の観測事実とどの 程度整合的であるのか確認されていない。本研究 では、地上気象観測および長期再解析データを用 いて、積雪が稀な岡山市中心部で大雪となった日 の気象場の特徴を調べた。

2. 解析データおよび解析手法

降雪日の解析には岡山地方気象台における地上 気象観測データを用いた。1961/62 年から 2018/19 年までの冬期期間中(10/1-4/30)に降雪 が観測された日を抽出した。なお、岡山地方気象 台では、降雪量の日合計を求める日界が 1992 年 を境に9時から24時に変更されている。

降雪の観測された日の気象場の解析には、気象 庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を用いた。デ ータの水平解像度は緯度 1.25 度×経度 1.25 度, 時間分解能は 6 時間である。降雪日の気圧配置型 は地表面解析値の海面更正気圧を用いた。岡山地 方気象台を含む格子点を中心とした緯度 2.5 度の 地点間の南北気圧差(dPns)および経度 2.5 度の地 点間の東西気圧差(dPwe)を求め、Kawase et al. (2018)[1]の手法を踏襲して、南岸低圧型:dPns >5hPa または 5hPa≥dPns>0hPa かつ dPns≥ dPwe, 西高東低型: 5hPa≥dPns>0hPa かつ dPns<dPwe または dPns ≤ 0hPa かつ dPwe>0hPa, その他: dPns≤0hPa かつ dPwe≤ 0hPaと分類した。

3. 結果

岡山市中心部で 1961/62 年から 2018/19 年 までの冬期期間中に降雪が確認されたのは 893 日あり,そのうち2 cm以上の降雪があったのは 32 日である。岡山市中心部で降雪が確認された全て の日(893 日)を対象に気圧配置型を分類した結果, 西高東低型の気圧配置が優位(84.6%)であった。 降雪が2 cm以上の日(32 日)を対象とすると,南岸 低圧型の日の割合が優位ではあるが、日数にする と南岸低圧型17日、西高東低圧型15日と明瞭な 差は見られなかった。そこで気圧配置型を診断す る時間を変えて同様の分類を行い、その割合がど のように変化するのか調べた。その結果、[1]で対 象としていた時間帯よりも前(24~48時間前)で南 岸低圧型の気圧配置が卓越していた(図1)。岡山 市内中心部で南岸低圧型の時に大雪が降るという ことは数値シミュレーション結果と整合的である が、降雪時の岡山と南岸低気圧の位置関係が、数 値シミュレーションでは観測と異なっている可能 性が高い。



図1岡山市中心部で大雪となった日の気圧配置型 の割合の時間変化。赤:南岸低圧型,青:西高東 低型,灰:その他。

4. まとめ

実際の観測データを解析した結果,[1]による数 値シミュレーションの結果と同様に、岡山市中心 部で大雪が発生する日には南岸低圧型の気圧配置 である場合が多いことが確認された。一方で、降 雪のタイミング、あるいは降雪時の岡山と南岸低 気圧の位置関係が異なっており、観測と数値シミ ュレーションでは、山陽地域における降雪のメカ ニズムが異なっている可能性が示唆される。

5. 参考文献

[1]Kawase, H., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **96**, 161-178.

特異値分解解析による「全外し」を軽減するアンサンブル 初期摂動作成法と最適な観測網システムの開発(その2) *瀬古弘(気象研究所),横田祥(気象庁数値予報課),吉田智(気象研究所)

1. はじめに

令和元年6月に気象庁のメソアンサンブルの現業予 報が開始し、豪雨等の顕著現象の確率予報やより早い 予測を通じて、防災への貢献が期待されている. アン サンブル予報には,顕著現象がどのメンバーでも予測 できない「全外し」という問題があり、「全外し」を軽 減する手法の開発が望まれている.本研究では、LETKF によるアンサンブル予報結果を用いて特異値分解解析 を行い、得られた異質相関マップを用いて「全外し」 を軽減する初期摂動を作成する. これまでに特異値分 解解析で得られた異質相関マップの第一モードを初期 値に加えると期待した降水分布に近づくこと,50メン バーでも第一モードが議論できることを報告した(2019 年秋季大会). 今回は「全外し」の軽減のために特異値 分解解析にアンサンブルメンバー以外の予報値を含め る手法の結果を報告し、異質相関マップを用いた最適 観測網システムの開発の可能性についても言及する.

2.「全外し」を軽減する摂動を作成する手法

ここでは、格子間隔 5 km, 50 メンバーの LETKF で 再現した平成29年の九州北部豪雨の事例を特異値分解 解析に適用した.具体的には6月27日3時から15 km 格子の LETKF を用いて気象庁メソ解析の同化データ を3時間の同化ウィンドウで同化し、さらに27日9時 から5 km格子のLETKFを用いて局地解析の同化データ

を1時間のウィンドウで同化した.29日12時 の解析値から5km格子の51メンバーの延長予報 (メンバー51はアンサンブル平均からの予報)

を LETKF と同じ領域で行った.

延長予報で得られた 30 日 00 時のアンサンブ ル平均の降水分布をみると, 朝鮮半島南端から 実況にない強い降水域が東にのび、実況で線状 の降水域が発生した九州に強い降水がない「全 外し」に近い状態であった. この延長予報の特 異値分解解析の第一モードは,降水域の東部分 が強い時には,東側の下層の水蒸気量が大きく, 反時計回りの強い気流があり、西側では水蒸気 量が少なく南風が弱い分布であった. LETKF の 29日23時における解析値からの1時間予報(メ ンバー51) では九州北部に観測に近い強い降水 分布が再現されていた. この予報値を「全外し」 の延長予報のメンバー51 と入れ替えると、異質 相関マップの第一モードの大まかな分布は変わ らないものの、朝鮮半島南端へ供給される水蒸 気量は少なくなって吹き込む南風も弱まるとと もに、九州北部では水蒸気量が増えて強い降水域の近 傍で収束が強まっていた(図の下段中央の黒丸).このこ とはアンサンブルメンバー以外で大雨を表現している 分布を用いると、それに対応した異質相関マップが得 られること、つまり「全外し」を軽減できる初期摂動 を得られる可能性があることを示している.

前回の報告では、初期値に加える摂動について異質 相関マップに掛ける係数を試行錯誤で決定した.たと えば、陸上で異質相関マップの値の大きい福岡県や佐 賀県で水蒸気量を観測し、アンサンブル平均からの差 に応じて水平スケールの大きいモード(ここでは第一モ ード)の異質相関マップの係数を決定して朝鮮半島と九 州間の大気場を変えることができれば、観測に近い降 水分布が得られると期待できる.このことは効率よく 降水を改善できる観測点の選択(最適な観測網の構築) に繋がる.発表ではこの実験結果についても報告する.

謝辞:本研究は、ポスト「京」プロジェクト重点課題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:hp190156)、第二期 SIP「線状降水 帯の早期発生および発達予測情報の高度化と利活用に 関する研究」の支援を受けたものです。



図 (上段左)延長予報で得られた 30 日 0 時の雨水のアンサンブ ル平均。(上段中央)同時刻の延長予報の雨水の異質相関マップ の第一モード。(上段右)同時刻の1時間前の LETKF 解析値か らの予報で得られたメンバー51 の雨水分布。(下段左) 30 日 0 時の予報値の大気場の異質相関マップ(モデル最下層の水蒸 気場と水平風)の第一モード。(下段右) 51 メンバー目を1時間 前の LETKF 解析値からの予報値に置き換えた大気場の異質 相関マップ第一モード。(下段中央) 51 メンバー目を置き換え たものと置き換えていないものの大気場の異質相関マップの 第一モードの差。黒い実線は強い降水域の位置を示す。

P308

気象庁波浪モデルの成分情報と高潮予測プロダクトの提供開始

伊藤 享洋 吉田 久美 櫻木 智明 比良 咲絵 長谷川 寛 檜垣 将和 (気象庁 海洋気象情報室)

気象庁は、波浪や高潮に伴う被害を防ぐため、 波浪モデル・高潮モデルを運用し予測プロダク トを提供している。本発表では、波浪・高潮予 測プロダクトの近年の改善とその技術的詳細 について報告する。

波浪成分情報

気象庁波浪モデルの予報変数は海面がもつエ ネルギーの方向・周波数別スペクトル強度であ り、それを有義波高に換算したものを提供し てきた。それに加えて、エネルギースペクトル 分布と外力として与えた風 (大気モデルの予測 値)から、風浪成分やうねりの第1、第2成分 を算出し、これら成分情報 GPV の提供を令和 2年2月に開始した。風浪やうねりが複数存在 する場合は、海面の変化が複雑になり船舶の航 行などにおいて危険が高まるが、これまで提供 してきた有義波の情報だけではどのような成 分の波が来ているか分からなかった。今回追 加した風浪・うねり成分格子点値により、それ が把握できるようになる。

| 高潮予測プロダクト

気象庁では、高潮予測に係る技術や社会の情勢 を踏まえて、令和元年に予報業務許可の審査基 準を改正し、高潮の予報業務の許可について 審査を行うこととした。それに合わせて、気象 庁の高潮予測プロダクト(「高潮モデル格子点 値」、「高潮ガイダンス格子点値」及び「潮位に 関する全般解説資料」)を、(一財)気象業務支 援センターを通じて提供を開始した^{*1}。

具体的には、国際気象通報式 FM92GRIB2 形式で高潮モデル格子点値^{*2} と高潮ガイダン ス格子点値^{*3} を提供し、また PDF 形式で潮位 に関する全般解説資料^{*4}も提供を開始した。

- *1 https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/ jyouhou/pdf/521.pdf
- *2 気象庁高潮モデルの計算結果に基づく、日本沿岸域 における潮位の予測値。
- *3 高潮モデルで直接計算していない要因(海況要因、 浅海潮、波浪効果)について補正量を算出し、高潮 モデル格子点値の予測値を補正したもの。
- *4 *2 及び *3 の解釈のポイント等を解説した資料。



図1 台風周辺の有義波高分布 (色·等値線)



図2 図1中の星点のスペクトル分布と各波浪成分



平成 30 年 7 月豪雨における前線の降水に対する雨粒の蒸発の寄与について *小原 涼太, 岩崎 俊樹, 山崎 剛 (東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

平成30年7月豪雨の後半の7月5日から7日にかけ て,活発な梅雨前線が西日本に停滞し記録的な大雨と なった.本研究では,数値モデルを用いた感度実験を 行い,降水からの蒸発による冷却が暖気の上昇する等 温位面を相対的に南下させ,活発な降水帯を最大で 100km 程度南に変位させることを示した.

2. 使用データと実験設定

用いたデータは、気象庁の全国合成レーダーGPV(水 平解像 1km)と気象庁メソ解析(水平解像度 5km,数値 実験の初期・境界値に使用)である. 降水の蒸発の感度 実験には、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い、 図1に示す領域(着色領域)で水平解像度を 3km として 次の4つの数値シミュレーションを行った:

- ① CNTL: コントロール実験
- ② NOEVAP:降水の蒸発をゼロ
- ③ FLAT: 図1四角内の地形を平坦(0m)

 ④ NOEVAP_FLAT: FLAT と同じ地形,降水の蒸発をゼロ 梅雨前線が西日本に停滞する前日の 2018 年 7 月 4 日
OOJST を初期時刻とし、2018 年 7 月 8 日 OOJST までの
96 時間計算を行った.積雲対流パラメタリゼーション は用いず,雲物理過程に氷相を含む 2-moment バルクス
キームを用いた.地形の作成には GTOPO30 を用いた.



3. 降水粒子からの蒸発の効果

図2に4つの数値実験において計算された7月5日 21JSTから7月6日09JSTまでの12時間積算降水量を 示す. CNTLは観測された降水量(レーダー合成雨量)の 分布を再現できていることを確認した. CNTLで見られ る中国地方の降水帯は, NOEVAPでは日本海側へとシ フトしており,同様の傾向が FLATと NOEVAP_FLAT でも見られた.この降水帯は 300 K 付近の等温位面が 鉛直に傾斜する領域に対応しており,蒸発冷却の消失 による寒気の減少によって等温位面が北に変位するこ とで暖気の持ち上げられる位置が北に変位し、蒸発な し実験の降水帯が北に変位したと考えられる. 雲物理 過程による温位の変化率の鉛直断面を確認したところ, 蒸発あり実験で見られた下層の冷却域が蒸発なし実験 では消失しており、降水の蒸発冷却が下層の冷気の維 持に寄与したことを示唆している.一方,高知県付近 の強雨域は地形ありの実験で降水からの蒸発の有無に よらず再現されているが、地形なしの実験ではほとん ど消失しており温位面に沿った上昇ではなく地形に沿 った強制上昇の寄与が大きかったと考えられる.



図 2.7月5日 21JST から7月6日 09JST までの12時間 積算降水量.

5. まとめ

非静力学数値モデル JMA-NHM を用いた感度実験に よって、降水の蒸発による非断熱冷却が暖気の上昇す る等温位面を南にシフトさせることで降水帯の位置が 最大で 100km 程度南に変位することが示された. 蒸発 なし実験で北に変位した降水が消失していないのは, 元々オホーツク海高気圧から日本海に流出してきた寒 気の前面で暖気が上昇することができたためと考えら れる. したがって、降水の蒸発は降水帯の形成ではな くその位置の決定に寄与したと考えられる.

6. 謝辞

数値モデルの計算には東北大学サイバーサイエンス センターの大規模科学計算システムを利用した.

フェーズドアレイ気象レーダで観測された

2019年10月12日市原竜巻の鉛直構造

*嶋村重治,諸富和臣(日本無線/千葉大 CEReS),小林文明(防大地球),岩下久人(明星電気) 原岡秀樹(フランクリン・ジャパン),鷹野敏明(千葉大院工),樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS)

1. はじめに

2019 年 10 月 12 日 8 時 8 分頃,台風 19 号の北 東象限約 500 km に存在したアウターバンド内セ ルに伴い千葉県市原市で JEF2 スケールの竜巻が 発生し,顕著な地上被害がもたらされた。本研究 では,千葉市に設置されたフェーズドアレイ気象 レーダ (PAWR) が捉えた竜巻渦の鉛直構造を報 告する。

2. 鉛直渦の解析

この竜巻は、メソサイクロン(直径 3 km 程度), マイソサイクロン(直径 500 m 程度), 竜巻渦と いう明瞭な階層構造を有していたことがエコー 形状より推測される(諸富ほか, 2020 年春季大会)。 図1に, PAWR のドップラー速度より検出したマ イソサイクロン(直径 400 m 以上 1.5 km 以下, と 定義)の高度毎の鉛直渦度の時間変化を示す。8 時 2 分頃より高度 400~800 m で 0.1 s⁻¹を超える鉛直 渦度が検出され始め, 8 時 6 分頃には地表面付近 から高度 500 m まで伸びる鉛直渦が確認された。

図2に、8時8分の竜巻進行方向に沿った鉛直 断面図を示しており,ドップラー速度は正値が紙 面奥側方向,負値は紙面手前側方向への速度成分 を表す。降水セル全体は概ね図中の左方向に進行 しており、レーダ反射強度においては進行方向へ のオーバーハング (白矢印)が見られる。ドップラ ー速度場において, 高度 250 m, 600 m, 1.6 km にそ れぞれ,直径 200 m. 500 m. 3.05 km の鉛直渦(最 大接線風速)が確認され、それぞれ竜巻渦、マイ ソサイクロン,メソサイクロンの鉛直渦を捉えた ものと考えられる(表1)。それぞれの渦の中心は 一致しており(水平位置4km付近),シングルセ ル構造を有していた。時間的に先行した上空のメ ソサイクロン内, 高度 500 m 付近でマイソサイク ロンが形成され、さらにマイソサイクロン内の高 度 250 m 付近で竜巻渦が強化され,地上の竜巻が ほぼ同時に発生したと言える。



図 2 竜巻発生時 (8時8分)の鉛直断面 (a) レーダ反射強 度 (dBZ), (b) ドップラー速度 (m/s)

表 1 竜巻発生時に検出された各渦のパラメータ

	Height of Location	Diameter	ΔV	vorticity
Meso-cyclone	1.6 km	3.05 km	56.3 m/s	0.04 s ⁻¹
Miso-cyclone	600 m	500 m	58.7 m/s	0.23 s ⁻¹
Tornado	250 m	200 m	60.3 m/s	0.60 s ⁻¹

2005-2019 年の四国における線状降水帯の抽出とその特性

宮原大輝・村田文絵(高知大学)

1. はじめに

災害を引き起こす集中豪雨は日本で頻繁 に発生し、中でも豪雨時によくみられる線 状降水帯は近年関心が高い。四国について も太平洋側は豪雨の発生数が多い地域であ る。集中豪雨について過去には多くの事例 解析や全国的な統計解析が行われてきた (津口・加藤 2014 等)が、四国の集中豪雨 について全国的な傾向と比較した研究は少 ない。本研究では四国の線状降水帯に着目 して特性を解析することと、全国的な統計 と比較することで四国の降水特性を明らか にすることを目的とする。

2. 使用データと解析手法

本研究では全国合成レーダーと気象庁メ ソ数値予報モデルを用いた。次に以下の手 法で線状降水帯を抽出した。線状降水帯は 四国領域を144に分割した格子内で30mm/h 以上の強雨が解析された格子点が20点以 上存在する状態が2時間以上継続するもの のうち強い降水域が線形で、四国の陸地に かかるものと定義した。その後、その特性と して、降水の活発な時刻分布・持続時間・最 大積算降水量・走向・総観規模擾乱・発生頻 度分布・風向・風速について解析した。

3. 結果

上記の手法で抽出・解析を行い、次の結 果が得られた。

・抽出した線状降水帯は 151 事例であり、 年別では 2006, 2014, 2018 年に 15 事例を超 え、月別では 9 月の 34 事例をピークに 5~ 10 月が全体の約 93%を占めた。 また、各線状降水帯の特性を解析し統計 を取ったところ次の結果が得られた。 ①活発な線状降水帯は明け方〜昼頃に多い。 ②総観規模擾乱・走向はそれぞれ台風・熱帯 低気圧の遠隔、南西一北東が最多。 ③線状降水帯の出現頻度分布は走向に強く 依存し、全体では高知県中部から東部の山 地と平野部に広がっている。(図) ④線状降水帯の発生時、下層(特に 850hPa) で南風が強い。

以上について津口・加藤(2014)と比較す ると月別分布と降水の活発な時刻分布はほ ぼ一致した。一方、総観規模擾乱は本研究で は台風・熱帯低気圧の遠隔が最多だったが、 津口・加藤(2014)は停滞前線が最多と解析 しており、四国は全国的にみると遠隔の台 風・熱帯低気圧による線状降水帯の多い地 域だと言える。今後は集中豪雨について線 状降水帯に限らず解析・考察を行い、四国の 集中豪雨の特性を明らかにすることが課題 である。



ALL

気象衛星ひまわり 8 号による Above-Anvil Cirrus Plume の形態の特徴

*山口智子 (防衛大), 瀬口貴文 (防衛大), 岩崎杉紀 (防衛大)

1 はじめに

Above-Anvil Cirrus Plume (AACP) は、発達した積乱雲のか なとこ雲 (anvil) 上部に、Overshooting Top (OT) 付近から 煙のように広範囲に広がる薄い雲として存在することが、 先行研究の航空機や衛星による観測で確認されている (Bedka et al, 2018). 一般に、AACP は下部成層圏の周囲温 度に調整され、anvil に比べて輝度温度が高くなる.また、 太陽の角度によって下方の anvil に影を落とすことにより、 衛星画像で識別できる.また、Bedka et al. (2018)によると、 AACP は severe weather の約 30 分前に発生する傾向がある ことから、荒天警報に活用できる.さらに、AACP によっ て下部成層圏へ雲粒子や水蒸気が侵入することから、 AACP が及ぼす温暖化などの気候変動への影響も示唆さ れている.しかしながら、AACP の存在が確認されている にも関わらず、その雲微物理量や発生機構は未解明である.

本研究は、気象衛星ひまわり8号の多波長観測データを 用いて作成した衛星画像からAACPを目視で識別し、日 本領域で発生したAACPの発達時間やスケールといった 形態特徴の解析により、その発生機構の解明を試みる.

2 解析手法

気象衛星ひまわり 8 号の多波長観測データのうち, 可視 帯 (Band 3: 0.64 μ m), 水蒸気吸収帯 (Band 8: 6.2 μ m) およ び赤外帯 (Band 13: 10.4 μ m) を使用した. Band 8 は, 上層 の水蒸気の放射エネルギーを観測する. 一方, Band 13 は, 光学的に厚い雲が存在する場合, 雲頂の放射エネルギーを 観測する. それらの放射エネルギーを黒体温度に換算した 輝度温度の差分(Brightness Temperature Difference, BTD, Band 8 の輝度温度から Band 13 の輝度温度を引いた値, T_{WV}-T_R とする)が正となるとき, 雲頂は気温減率が反転 する圏界面付近に到達したことを示す.

本研究では、発達した積乱雲が発生している領域を特定 するため、日本領域でBTDが正の最大値をとった地点か ら半径約 200km の領域を解析対象とした. AACP を識別 するため、同領域の可視画像、赤外画像および可視 BTD 合成画像を作成し、雲の表層の形態、OT と周囲の輝度温 度および雲頂と BTD の関連について確認した.

3 日本付近で発生した AACP の事例

図 la は, 2015 年 9 月 24 日 05:28:09 (UTC) の可視 BTD 合成画像,図 lb は、同時刻の赤外画像である.図 la は、 BTDの値が約2.7KのOT (矢印)の周辺にBTDが正となっ ている領域が広がっている.図 lb より、OT 周辺は輝度 温度が低くなることがわかった.図2 より、その地点の雲 頂の形態を確認すると、でこぼことした質感を持つ anvil とは異なり、断続的に発生する OT によって、北東方向に 薄い煙のように広がる AACP を確認することができた (点線で囲んだ領域). この AACP は、紀伊半島の潮岬から 南に約 400km の太平洋上に発生した. レーダーによる同 地域の最大雨量は 50 mm h⁻¹を超えていた. 先行研究では 米国中西部と南東部で AACP と severe weather が関連する ことを示したが、日本領域においてもそれらが関連してい る可能性がある.

今後は,2015-19年の観測データから衛星画像を作成し、 同様に AACP が発生している事例がないかを確認する. 該当事例があれば,衛星画像から動画を作成し,その発達 過程を確認する.当日は,その形態特徴の解析結果を発表 する予定である.



図 1 (a) 2015 年 9 月 24 日 OT 周辺の可視 BTD 合成画像. BTD が正の領域に色付けをしている (青色:BTD 大). (b) 同時刻のひまわり 8 号赤外画像 (T_{bb}:輝度温度).



図2 2015年9月24日OT付近のひまわり8号可視画像. 参考文献

Bedka et al, 2018. Wea. Forecasting, 33, 1159-1181.

G20 大阪サミットによるヒートアイランド緩和効果 *中島虹,高根雄也(産業技術総合研究所), 亀卦川幸浩(明星大学), 古田泰子,高松大樹(株式会社ドコモ・インサイトマーケティング)

1. はじめに

都市における人工排熱はヒートアイランド現象の要因の一つとされている.いくつかの観測的研究では平日と休日の気温差 (Fujibe 2010)や春節とそれ以外の期間の気温差 (Dou and Miao 2017)などから数日間の人工排熱量の変動が気温に与える影響が示唆されている.第14回金融・世界経済に関する首脳会合(以下G20)が2019年6月28,29日に大阪市内で開催された.この期間中は大規模な交通規制が行われ,休業する企業もみられた.そのため,平常時と比較して人工排熱量が少ない期間であったと考えられる.本研究ではG20に伴う交通規制などによる人工排熱量低下の定量化と、それに伴うヒートアイランド緩和効果を評価する.

2. 手法

以下では 2019 年 6 月 21 日 (金), 22 日 (土) を平常 時, 6 月 28 日 (金), 29 日 (土) を G20 期間として解析 を行う. G20 期間における大阪市内の人間活動の実態 を把握するため, NTT ドコモのモバイル空間統計によ る 1 時間ごとの 500m メッシュ人ロデータ, 日本道路交 通情報センターによる 5 分ごとの断面交通量情報を利 用した. それらによると, G20 期間の日中における大 阪市内オフィスビル街の人口および大阪市内の交通量 はそれぞれ 5%および 30%程度平常時の同時刻と比較 して低下した (図 1).

G20 に伴う人工排熱量変動の気温への影響を検証す るために, Kikegawa et al. (2014) により開発された WRF-CM-BEM を用いた.計算領域は大阪市を含む西 日本を覆う範囲とし,水平解像度 5km から 1km のネス ティングを施した.入力データとして NCEP/NCAR 再 解析値,海面温度に RTG SST HR を用いた.初期時刻 を 2019 年 6 月 10 日 9 時とし, 6 月 30 日 9 時までの 20 日間計算を行った.計算期間のうち,助走期間として 初期時刻からの 5 日間,さらに,強い降水のあった 6 月 27 日を除いた期間を解析期間とした.

3. 結果

図2 に解析期間における大阪地方気象台および数値 モデルの地上気温日変化を示す.数値モデルは観測値 に対して気温の負のバイアス (-0.38℃) がみられる.しかし,二乗平均平方根誤差 (RMSE) は 1.1℃ であり, 気温の日変化を概ね再現している.

発表では,G20 における人工排熱量低下を定量化した結果,および人工排熱量低下に伴うヒートアイランド緩和効果について報告する.



図1 平常時および G20 期間における (a) 大阪市 内オフィスビル域における人口密度および (b) 大阪市内の1時間当たりの交通量の時間変化.



図 2 解析期間における大阪地方気象台 (Osaka) およ び数値モデル (WRF-CM-BEM) の地上気温日変化.

謝辞

本研究は環境研究総合推進費(課題番号: 1-1909)の 助成を受けて行われた.

- [1] Fujibe, F., 2010, Theor. Appl. Climatol., 102, 393-401.
- [2] Dou, J., Miao, S., 2017, Int. J. Climatol., 37, 4199-4210.
- [3] Kikegawa, Y., Tanaka, Y., Ohashi, Y., Ihara, T., and Shigeta, Y., 2014, *Theor. Appl. Climatol.* **117**, 175-193.

P314 Moisture Vortex Instability による台風内の擾乱の成長

* 西本 秀祐¹, 伊藤 享洋¹, 金久 博忠²

1:気象庁 2:無所属

1 はじめに

モンスーン低気圧 (ML) の成長を説明する メカニズムの一つに Moisture Vortex Instability (MVI) がある [1]。基本渦度勾配と基本 水蒸気勾配が同じ向き (北向き)の場合に、ML は MVI によって成長する可能性がある。

台風内でも基本渦度勾配と基本水蒸気勾配 が同じ向き(動径方向内向き)の場合がある。 ここでは台風内の非軸対称擾乱の MVI による 成長の可能性について考える。

2 支配方程式

基本渦(台風)下端の中心を原点とする円筒 座標系 (r, λ, z, t) を用いる。

基本方位角風を V = V(r) で表される順圧・ 軸対称な流れとし、基本水蒸気 $\bar{q} \ge d\bar{q}/dr > 0$, $d\bar{q}/dz < 0 \ge c$ 満たす r, zの関数とする。速度擾 乱を鉛直方向に変数分離し、水平速度擾乱の流 線関数と渦度を $\hat{\psi} = \hat{\psi}(r, \lambda, t) \ge \hat{\zeta} = \hat{\zeta}(r, \lambda, t)$ とする。水蒸気凝結 $-\dot{q} \ge x$ 蒸気擾乱 q' に よって

$$P = -\langle \dot{q} \rangle = \frac{\langle q' \rangle}{\tau}$$

のようにパラメタライズする。ただし τ は時 定数であり $\langle \cdots \rangle$ は鉛直積算であり、Pは降水 量の擾乱である。[1] に倣った変形の後に支配 方程式は

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) \hat{\zeta} - \frac{\beta_d}{r} \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \lambda} = \alpha_d P$$
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{V}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) P - \frac{\beta_q}{r} \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \lambda} = \alpha_q \bar{M} P$$

となる。ただし $\beta_d, \beta_q, \alpha_d, \alpha_q, \overline{M}$ は、基本量 によって決まるrの正値関数である。

3 離散モデルでの解析解

基本渦度 ζ と基本水蒸気 \bar{q} が動径方向に区間一様であり $r = r_0$ で不連続に減少する場合を考える。

$$\bar{\zeta} = \begin{cases} \zeta_0 & (r \leq r_0) \\ 0 & (r > r_0) \end{cases}, \bar{q} = \begin{cases} q_0 & (r \leq r_0) \\ q_0 - \Delta q & (r > r_0) \end{cases}$$

この場合には解析解が求まり、指数関数的に成 長する固有モードと減衰する固有モードの和 となる。



- (a) 初期値 (初期渦度擾 (b) 左図の初期値から出 乱のみ)。
 発する成長擾乱。
- 図 1: 解の例。横軸は方位角 λ、縦軸は擾乱の大き さである。赤線と青線はそれぞれ渦度、降水 量の擾乱を表す。約 1/4 波長のずれが MVI の特徴である。

4 今後の課題

式変形で用いた近似の妥当性や、現実の台風 にこのような成長擾乱が存在するかどうかを 調べる。また近似をゆるめた場合の支配方程 式、及びその成長解の可能性について調べる。

参考文献

 Adames, A. F. and Ming, Y., 2018, Interaction between water vapor and potential vorticity in synoptic-scale monsoonal disturbances:moisture vortex instability. J. Atmos. Sci., 75(6), 2083-2105.

大気微量成分場におけるノーマルモード・ロスビー波について

松原崚介(九大院理)・廣岡俊彦(九大院理)

-199-

1. はじめに

移動性ロスビー波(ノーマルモード・ロスビー 波)は大気の自由振動のロスビー波であり、東西 波数1、西進周期約5日、10日、16日のモード について、観測、理論両面から多くの研究が行わ れている(例えば Andrews et al., 1987 参照)。 これらのモードに伴う変動がオゾンなどの大気 微量成分にも見られることが知られているが(例 えば Randel, 1993, JAS)、その長期的変動を含 め、大気微量成分における変動を扱った研究は少 ない。本研究では、最近の衛星観測データを用い、 各周期帯の移動性ロスビー波の大気微量成分構 造の特徴とその長期変動、力学場との関係を明ら かにすることを目的に解析を行っている。今回は 成層圏における東西波数1、西進周期約10日の 移動性ロスビー波(10日波)に焦点を当てた。 2. データと解析方法

用いる大気微量成分データは、アメリカ航空宇 宙局 (NASA) 作成の、Aura 衛星搭載の MLS に 基づくオゾン、水蒸気等の体積混合比データであ り、力学場データは、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)データの日平均値である。MLS データ は、衛星軌道上に与えられているので、5°×5° の経度緯度格子点へと変換した。

今回は 2019 年一年分の MLS データ、JRA-55 データを用い、緯度円に沿ってフーリエ変換し、 東西波数 1 成分の cos、sin の係数を求めた。次 に、Hayashi(1971, JMSJ)に従い、これらの係数 について時間方向に再びフーリエ変換を行い、数 値フィルターを併用することで、西進する特定の 周期帯の移動性ロスビー波成分を抽出した。ここ ではまず、10 日波のオゾン場と力学場の全球的 特徴について調べた。

3. 結果と今後の課題

図 1: 10 日波のジオポテンシャル高度場における
振幅の緯度構造図。2019 年の平均値を、30hPa
(青)、10hPa(橙)、5hPa(灰)毎に表したもの。

第1図は、年平均した10日波の、30hPa、10hPa、 5hPa におけるジオポテンシャル高度の振幅の緯 度変化図である。この図より、低緯度よりも高緯



図2温度場に関する図1と同様の図。

度において振幅が大きく、特に南半球よりも北半 球において振幅が大きいことがわかる。また、北 半球高緯度に注目すると、波の振幅は高度ともに 増大している様子がわかる。

次に、第1図と同様の温度場の振幅の緯度変化 を第2図に示す。これより、低緯度よりも高緯度 において振幅が大きく、わずかであるが南半球よ りも北半球において振幅が大きいことがわかる。 また、高度場と違い、高度変化はあまり見られな かった。

発表では、年々変動も含め、オゾン場に関する 力学場と同様の解析結果を示し、力学場との関係 について検討を行う。さらに水蒸気場についても 同様の解析を進める予定である。



スマトラ島西岸で発生した降水日周期の数値実験 *寺田 真未子・三浦 裕亮 (東京大学大学院 理学系研究科)

1. はじめに

インドネシア海洋大陸周辺では、降水現象に顕著な 日周期が存在することが知られている.スマトラ島西 岸地域に着目すると、降水の中心は昼間から午後にか けては陸上に位置しており、その後、夜間にかけて沖合 に向けて移動する.このような降水域の移動メカニズ ムはいくつか提案されているものの、それらの妥当性 は明らかになっていない.

近年,スマトラ島周辺では JAMSTEC が中心となっ て2つの集中観測 (2015年11月から12月のPre-YMC, 2017年12月から2018年1月のYMC; YMC 全体は継 続中) が実施され,上記のような典型的な日周期が観測 された.一方で, Pre-YMC では降水域の沖合への移動 の特徴がおよそ2週間にわたり継続的に観測されたの に対し,YMC では日周期が見られる日と見られない日 が混在していた.

本研究では降水域の移動のメカニズムを,数値シミ ュレーションにより調査する.領域雲解像モデル SCALE-RMを用いて観測と同期間を計算し,モデルに よる日周期と背景場の再現性を確かめた.

2. 数値実験と観測データ

領域雲解像モデル SCALE-RM を用いて Pre-YMC が 行われた期間中で日周期が明瞭に見られた 2015 年 11 月 28 日 00UTC から 12 月 5 日 00UTC を対象に計算を 実施した.本予稿では水平格子間隔 7km, 鉛直 36 層, 時間間隔を 15 秒とし,積雲スキームを用いた予備実験 の結果を示す.初期条件・境界条件には NCEP Final Analysis を用いた.また, Pre-YMC 期間に観測船 Mirai で観測したラジオゾンデデータを JAMSTEC の HP か ら取得して解析し,計算結果と比較した.

3. 結果

計算された降水の経度時間断面図を図1に示した. 降水域が陸域(東経102.5度付近)で発生した後,東西に 向けて移動する様子がほぼ毎日見られる.特に西側へ の移動が顕著であり,観測された降水域の移動の特徴 が一定程度再現出来たと言える.また,東西風と比湿に ついて観測と比較したところ,特徴が良く捉えられて いた(図2,3). 一方で、初期時刻(2015日11月23日00UTC)を変 更し、積雲スキームを用いない設定の別の実験では、陸 上での降水は見られるものの、降水の連続的な移動の 様子が再現されなくなった.

4. 今後の課題

積雲スキームを用いない場合に降水域の連続的な移 動が見られなかった原因について、積雲スキームと雲 微物理を中心に調査して報告する予定である.日周期 のメカニズムについては背景風の向きや地形の特性に ついて感度実験を行って結果を報告したい.



図1:2015年11月28日00UTCから12月5日00UTCの計算され た降水のホフメラー図 (mm/h, 左図). 縦軸は下向きに現地時間をと り,横軸は右図の赤い直線を経度方向に射影した.また,×印がBMKG 観測所,○印が観測船 Mirai の位置を表す.



図2: Pre-YMC ゾンデ観測(左)とシミュレーション(右)の東西風 (m/s). 左図における12月3日の上空の白い線は、データの欠損によ る.



図3:Pre-YMCゾンデ観測(左)とシミュレーション(右)の比湿 (g/kg).

凝結性成分による対流抑制条件を念頭においた 木星型惑星の雲対流の数値計算

*杉山耕一朗(松江高専・情報),中島健介(九大・理), 倉本圭(北大・宇宙理学),林祥介(神戸大・理, CPS)

1. はじめに

木星型惑星の大気中ではH2O, NH3の凝結や NH4SH の化学反応が生じると考えられている.木星型惑星大 気の主成分 (H₂, He) は凝結性成分 (H₂O, NH₃, H₂S) の 分子量より小さいため、熱平衡を仮定した議論では、凝 結性成分が多い場合には飽和気塊に働く浮力は負にな り、雲対流の発生が抑制される可能性が指摘されてい る(Guillot, 1995). さらに化学反応についても中島ら (2019 年日本惑星科学会秋季講演会) が, NH3とH2Sの 存在度が太陽組成の約30倍より大きい場合に、対流が 抑制される可能性を指摘している. 雲解像モデルを用 いた数値実験によってこの問題に取り組んだ唯一の例 は中島ら (1998) であるが、彼らは凝結性成分として H2O しか考慮しておらず、しかも計算時間が不足して いた. そこで本研究では凝結性成分が多い条件下で発 生する雲対流の基本的特徴を調べることを目的として, 凝結性成分の存在度をパラメタとして広く変化させた 雲対流の数値計算を実行することにする.

2. 計算設定

数値モデルとして, Sugiyama et al. (2009) で開発した 木星型惑星の全凝結性成分を考慮した雲解像モデルを 用いる.計算時間の節約のために放射の代替として与 える熱強制の値は木星大気の典型的な値の約 100 倍と した.この値は Nakajima et al. (2000) や Sugiyama et al. (2009) で用いられた値である.系には木星を模した温 度圧力条件を与え,計算領域は水平方向に 1024 km,鉛 直方向に 300 km とする.解像度は水平方向と鉛直方向 共に 2 km とする.下部境界での温度圧力は熱平衡計算 (Sugiyama et al., 2006) に基づいて決定した.下部境界で の H₂O, NH₃, H₂S の存在度を太陽組成の 0.0001 倍か ら 100 倍までそれぞれ段階的に変化させる.

3. 計算結果

H₂O, NH₃, H₂S のそれぞれの存在度を太陽組成の 30 倍にしたケースでは(その様相は当日に図示する), H₂O 凝結高度より上空の相対的に H₂O 存在度の小さい 気塊が上昇することで,対流圏界面まで達する積雲が

発生するという特徴が得られた. H₂O 凝結高度付近に は強い上昇流は見られず、その高度には水平方向に広 がる雲が存在するだけであった. この30倍という値は Guillot (1995) のH₂O に対する対流抑制の閾値よりも大 きい.得られた特徴はH2Oの凝結のみ考慮した中島ら (1998)の結果と整合的であった.また、H2Oの存在度を 極端に少なくし (太陽組成の 0.0001 倍), NH3 と H2S の 存在度を NH4SH 生成反応に伴う対流抑制の閾値より も大きくしたケースにおいても、前述のH2Oの存在度 を対流抑制の閾値よりも大きくしたケースと類似の特 徴が得られた.対流圏界面まで達する強いNH4SHの積 雲が発達を始める高度は NH4SH 生成高度よりも上で あった (図 1). NH4SH の生成高度においては化学反応 熱に伴う温位上昇が生じるが、分子量効果のために浮 力が得られず、その高度には強い鉛直流が見られない. 以上のように、凝結・化学反応と分子量効果の組み合わ せで生じる対流抑制は,非平衡的な雲対流の構造にも 多大の影響を及ぼすことが検証された.



図1 NH₃とH₂Sの存在度を太陽組成の100倍とし, H₂Oの存在度を太陽組成の0.0001倍とした時に得られ た温位の水平平均からのずれと鉛直速度の水平鉛直分 布.図中の点線で囲まれた領域の拡大図を同時に示す. 拡大図中の破線はNH₄SHの生成高度を意味する.

船舶搭載型全天カメラによる海洋上の雲量の推定

久慈 誠、*廣瀬沙羅、中辻菜穂(奈良女子大)、堀 雅裕(JAXA/EORC)

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2018年11月10日から2019年 4月11日、事例数は43,248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 = 5.0、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2018年11月10日から2019年4月11日、事例数は365,010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。図の灰色の 網掛けは排他的経済水域の期間の為、この期間は表示を していない。この図から、黄色い網掛けが示す 2018 年 12 月 14 日から 2019 年 2 月 23 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 かった。

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 0.82、目視データで 0.94 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60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。赤は全天 カメラ、青は雲底高度計、緑は目視をそれぞれ示して いる。また黄色の網掛けは海氷域、灰色の網掛けは排 他的経済水域の期間である。

4. まとめと今後の課題

本研究では、第60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、人工衛 星観測データおよび気象モデルとの比較検証を行う。

謝辞 第 60 次南極地域観測隊の関係者の皆様に感謝致 します。

- [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.

ドローンを用いた気温逆転層形成時の 大気汚染物質の鉛直分布観測

*早崎将光,伊藤晃佳 (日本自動車研究所)

1. はじめに

寒候期では、接地逆転層の形成により、地上付近で 大気汚染物質の高濃度を観測しやすい.様々な規制に より大気汚染物質排出量は低減してきたが、大気環境 基準達成を目指し、さらなる排出抑制が求められてい る.ただし、大気汚染の面的な濃度実態調査が豊富に ある一方で、鉛直分布についての知見が十分とは言え ない.

本研究では、ドローンを用いて気温逆転層形成時に おける大気汚染物質の計測を行い、気象条件による大 気汚染物質動態を明らかにすることを目的とする.

2. 観測概要

観測は 2019 年 11 月 20 日 15 時から 21 日 09 時にか けて,自動車研敷地内(つくば市)にて深夜帯を除き 1 時間間隔で 15 回のドローン観測飛行(F01~F15 と表記) をおこなった.鉛直分布の観測は,産業用ドローン(DJI Matrice 600 Pro,最大搭載重量 6 kg)に気象関連センサ

(気温湿度気圧計: InterMet iMet-XQ2,超音波風向風 速計:FT Technologies FT205,1秒間隔),PM₂₅濃度計

(神栄テクノロジー PMS1),黒色炭素(BC)濃度計
(AethLabs microAeth MA200;光透過式5波長,1分間
隔)を搭載して実施した.地上から高度150mまで30m
間隔でホバリング飛行し,各高度で大気汚染物質濃度
を2サンプル計測した.

3. 気象概況

観測期間の天気図を図1に示す.観測前は西高東低の強い冬型の気圧配置であり、20日午前までは北寄りの強風(09時の館野: 10分平均4.9 ms⁻¹)だった.高気圧の張り出しに伴い冬型の気圧配置が緩み,観測開始時にはドローン飛行が可能な程度にまで風が弱まった(15時の館野:10分平均3.0 ms⁻¹).夜遅く~未明には低い雲も視認できなくなり,晴天かつ弱風(17時~翌朝で2 ms⁻¹未満)であった.

4. 観測結果

観測開始時 (F01) は地上気温約 14℃, PM₂₅ 濃度は 1 µg m⁻³ 程度で,エアロゾル濃度は低く非常に清浄であ った. 夕方から夜遅くにかけ PM₂₅・BC 濃度は増加し たが,地上で 5~8 µg m⁻³程度と,低濃度で推移した. 気温鉛直分布をみると,23時(F08)頃までは鉛直方 向の温度差は小さいが,01時(F09)では地上~高度 30mで気温差約3度の逆転層がみられ,04時および05 時(F10,F11)でも同程度の気温逆転層が継続した.日 昇(06:22 JST)後の07時(F13)では,地上付近の気 温逆転層は解消されたが,上空90~120mで気温逆転が 生じていた.続く08時(F14)でも同高度に気温逆転 層があり,それより下層でPM₂₅およびBC濃度が高か った(図2).05時と比較して,08時(F14)の地上付 近のPM₂₅・BC濃度は約3倍(それぞれ約13µgm³お よび約1500 ngm³程度)となった.08時頃は,観測地 点脇の道路で短時間ながら交通渋滞が発生していたこ とから,朝方のエアロゾル濃度上昇は,気温逆転層形 成時の安定成層条件下で,自動車等を起源とする大気 汚染物質が蓄積された事に起因する可能性がある.



図1 観測期間の天気図(2019年11月20-21日).



図 2 11 月 21 日 08 時 (F14) の気象要素・大気汚染 物質濃度 (PM_{2.5}, BC)の測定値 (横軸:時刻).

梅雨明けにおける対流ジャンプとシルクロード強制の関係性 横井幹大(筑波大学院生命環境科学研究科)

1. はじめに

日本の梅雨明けには、対流ジャンプ(convection jump; [1])とシルクロード強制[2]の寄与が指摘されている.

対流ジャンプとは西太平洋上(150°E付近)において対 流活発域が7月中下旬に10°Nから25°Nにかけて急激 に北上する現象を指し,日本付近の高気圧性循環を強 化させる.一方,シルクロードパターンとはアジアジェ ットを導波管として東方に伝播する定在ロスビー波に よって特徴づけられる.双方の現象も日本付近に順圧 的な高気圧性循環を引き起こすことが明らかになって いるが,梅雨明けにおける対流ジャンプとシルクロー ド強制の寄与や梅雨明け発生要因の地域差を統計的に 示した既往研究はない.本研究では2つのテレコネクシ ョンを比較したうえで,その違いを考察する.

2. 使用データと研究手法

1974年から2007年の34年間においてまずAPHROJP V1207 [3]の降水量データを用いて前10日間と後10日 間の平均降水量を比較し7月1日から8月15日の期間 で減少率が最大となった日を梅雨明け日として設定す る.次に梅雨明け日の熱帯域の外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation; OLR)の合成解析を行い, 梅雨明け日の対流ジャンプの様子を観察した.さらに JRA55の流線関数と水平風の日平均データからユーラ シア大陸上の波の活動度フラックス(wave activity flux; [4])を描画することでシルクロード強制の様子を観察 した.この実験を九州から東北北部まで8分割した領 域ごとに行い,結果の差異から梅雨明け過程の地域性 による違いを考察した.

3. 結果とまとめ

図1は関東地方の梅雨明け日の熱帯域のOLRの合成 解析図である.等値線はOLRの気候値からの偏差を示 し、負の値ほど対流が活発であり、正の値ほど不活発で あることを表している.対流ジャンプが15°N、145°E付 近で対流ジャンプが発生していることが読み取れる. しかし九州などの西日本の梅雨明け時には対流ジャン プが発生していないことがわかり、対流ジャンプは東 日本の梅雨明けにのみ寄与する可能性が示唆された.

図2は関東地方の梅雨明け日の200hPa高度における 流線関数の気候値からの偏差(等値線)とWAF(ベク トル)である.日本上空に高気圧性循環が発達している ことが読み取れる. この高気圧性循環の発生に伴いユ ーラシア大陸上を東向きの WAF も読み取れるのでシ ルクロード強制による高気圧だとわかる. しかし西日 本の梅雨明け時は図 2 のようなテレコネクションパタ ーンは見られず, その他の要因が考えられる.

4. 今後の予定

西日本を中心に梅雨明けの要因を考察する. さらに 梅雨明け以前の大気場を確認することで季節予報の向 上の一助となる.



図1 関東地方の梅雨明け日のOLR の合成解析図 等値線はOLR を示し、斜線はt検定により 95%以上有意な領域を示す



 図2 関東地方の梅雨明け日の 200hPa 高度における 流線関数と WAF の合成解析図
等値線は流線関数偏差を示し、ベクトルは WAF を示す.斜線はt 検定により 95%以上有 意な領域

- Ueda, H., T. Yasunari, and R. Kawamura, 1995, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 795-809.
- [2] Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y Matsuda, 2003, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- [3] Kamiguchi, K., O. Arakawa and A. Kitoh (2011), Global Environmental Research, V15N2, 91-100.
- [4] Takaya, K., and H. Nakamura, 2001, J. Atmos. Sci., 58, 608–627.

海流の西岸強化のシミュレーション

小川公子¹,河村哲也¹,神山翼¹(1:お茶大情報)

1 はじめに

地球の海面上には無数の海流が発生しているが,そ の中でも特に流れが強く世界二大海流といわれている のが,日本近海に流れる黒潮とアメリカの東を流れる メキシコ湾流である.これらは海洋における西岸で発 生する強い海流であるため西岸境界流とも呼ばれてお り,地球の回転によるコリオリカによって発生してい ると考えられている.

本研究では、簡単な平面モデルを用いてコリオリ力 を考慮しながら海流の西岸強化を再現し、北半球のモ デルと南半球のモデルを比較することでコリオリカや 大陸の形が西岸強化にもたらす影響を数値シミュレー ションによって検証する.

2 計算領域

平面で海洋を表現する.北半球モデルの領域は上辺 を北緯 60,下辺を赤道の台形の領域を考え,南半球 モデルの領域は上辺を赤道,下辺を南緯 60 の台形の 領域を考えた.平面モデルの格子数は 70 × 40 とした. 左右の辺は実際の地球の大陸分布を想定しており,北 半球モデルでは時計回りの流れが西岸で狭まる形とし, 反対に南半球モデルでは反時計回りの流れが西岸で広 がる形とした.

3 計算方法

3.1 基礎方程式

非圧縮性 Navier-Stokes 方程式を使用する. 連続の式

$$\nabla \cdot V = 0$$

Navier-Stokes 方程式

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V = -\nabla P + \frac{1}{Re} \cdot \Delta V - 2 \ \Omega \times \ V$$

t: 時刻, V: 流速, P: 圧力, Re: レイノルズ数, Ω: 回転ベクトル

3.2 解法

上記の方程式をフラクショナル・ステップ法を用いて 解く.時間間隔 $\Delta t = 0.0005$, レイノルズ数 Re = 40, 計算ステップは 6,000 回とした.

3.3 境界条件と初期条件

北半球モデルの場合,北緯60を想定した上辺に偏 西風による東向きの流れ,赤道を想定した下辺には貿 易風による西向きの流れを境界条件として同じ速度で 加えた.南半球モデルの場合,上辺を赤道下辺を南緯 60とし,それぞれ北半球とは反対向きの流れを境界 条件とした.

4 結果と考察

4.1 平面上の回転速度の変化

回転速度を変化させた結果は以下のようになった. Fig.1 は上段は北半球,下段は南半球の平面モデルを回 転速度を変化させ比較している.矢印は海流の流速を 示し,陰影は南北方向の速度成分の大きさ(赤:暖流、 青:寒流)を表す.回転速度によって西岸強化の強さ が変化していることがわかる.また,絶対値の等しい Ωで比べると北半球モデルの方が流れが強く,逆回転 にすると「東岸境界流」が現れている.



Fig.1 回転速度の変化

4.2 平面モデルの変化形

海面の領域形状の異なる3つの北半球の平面モデル を回転速度 $\Omega = 2$ で比較した.西岸強化が発生する 部分が鋭角であり,左辺に強い西岸強化が起きている Fig.2 と比較して,西岸強化が発生する部分が順に広 がっていく Fig.3 と Fig.4 では徐々に左辺の西岸強化 が弱くなっている.



Fig.2 鋭角

Fig.3 直角

Fig.4 鈍角

5 まとめと今後の課題

海流の西岸強化を回転速度を変化させてシミュレー ションした結果,北半球では回転速度が正に大きいほ ど,また南半球では回転速度の値が負に大きいほど西 岸強化が強く出た.次に海洋モデルの形を変化させる と,曲がる角度が鈍角であるほど西岸強化が小さく, 鋭角であるほど西岸強化が強く出た.この結果より, 西岸境界流の強さには大陸の形も影響していると考え られる.今後は風の応力を領域全体で与え,2次元モ デルを3次元化することでより現実に近いモデルでの 西岸強化のシミュレーションを作成する予定である.

MIROC-ES2L 地球システムモデルを用いた

氷期再現実験とデータアーカイブとの比較検討

*大垣内るみ(海洋研究開発機構),羽島知洋(海洋研究開発機構),山本彬友 (海洋研究開発機構),阿部学(海洋研究開発機構),建部洋晶(海洋研究開発機構), 阿部彩子(東大 AORI,極地研,海洋研究開発機構),河宮未知生(海洋研究開発機構)

*Ohgaito R. (JAMSTEC), Hajima T. (JAMSTEC), Yamamoto A. (JAMSTEC), Abe M.

(JAMSTEC), Tatebe H., (JAMSTEC), Abe-Ouchi A. (U. Tokyo, NIPR, JAMSTEC),

Kawamiya M. (JAMSTEC)

1. はじめに

将来予測精度向上のため、気候モデルの高度化が積 み重ねられてきたが、モデル毎の予測のばらつきは依 然として大きい[1]. この為、現在と大きく異なる過去 の気候再現を試みる事によるモデルの振る舞いの検証 もさかんに行われてきた[2]. 本発表では、地球システ ムモデル MIROC-ES2L[3]による最近の過去で最も現在 と異なる状態である最終氷期最大期シミュレーション と古環境データを比較検討し、考察する.

2. モデルと実験設定

MIROC-ES2Lは、MIROC5.2大気海洋結合大循環モデ ルをベースに植生モデル VISIT-e,海洋生物地球化学モ デル OECO2 が組み込まれ、炭素、窒素循環が取り扱え る結合モデル比較プロジェクト CMIP6 向けのモデルで ある.

CMIP6 に提出した実験のうち,最終氷期最大期(21,000 年前, LGM)の定常状態を再現する実験について, 産業革命前の西暦 1850 年実験(PI)との偏差の解析を行った. LGM は主には,地球温暖化ガスレベルの低下, 大陸氷床の拡大,それに伴う海水準の低下による陸の 拡大に特徴づけられる. LGM, PI はそれぞれ CMIP6 提 出の lgm, piControl 実験である.

3. 結果

LGM の気温変化は熱帯で約-2.0℃で、古気候データ セット[4]と比較して整合的である.高緯度では東南極 で約 6.1℃とやや過小評価[5]で、グリーンランドでは氷 床コアの示す寒冷化 (-21~-25℃) [6]を大きく下回って 約-11℃である.プロキシデータの示す海洋深層循環は 現在よりも停滞を示している[7]のに対し,モデル結果 では LGM の大西洋子午面循環(AMOC)のピーク値は 21.0 Sv で, PI は 15.3 Sv であった.

また, LGM にはダストが現在よりも数倍もの沈着量

があったことが知られているが,本実験では[8]による 浸食マップ導入により,全球のダスト沈着量分布がよ く表された.一方で PI では南米からのダスト発生量が 過大で,それに伴い大西洋南部へのダスト沈着も過大 となっている.大西洋南部の生物生産はダストによる 鉄の供給の影響を受けやすい海域であり,LGM,PIの生 物生産量の変化はプロキシが示す変化と異なった.

4. 考察と展望

LGM 実験を行った. その結果, 全球を概観して特徴 はとらえているが, 高緯度での寒冷化を過小評価する 傾向があった. LGM 実験の AMOC が強い状態である ため, 北大西洋の海氷張り出しの南下が小さい事がグ リーンランドの気温低下の過小評価に影響していると 考えられる. また, PI の南大洋の海氷に過少バイアスが ある事が, LGM においても海氷の充分な拡大を再現で きていない事に影響し, 南極上の気温低下を弱めてい る可能性がある.

また,海洋の一次生産量が大西洋南部でプロキシと 逆の変化を示している. PI での南米からの過大なダス トフラックスのバイアスの為であると考えられる.

これらを検証する感度実験を進めてモデルの改善に 繋げる.

- [1] Stocker, T. F., et al., *IPCC AR5*, 2013.
- [2] Braconnot, P. et al., 2007, Clim. Past, 3, 261-277.
- [3] Hajima, T., et al., GMDD, 2019.
- [4] Bartlein, P. J., et al., 2011, Clim. Dynam., 37, 775-802.
- [5] Uemura, R., et al., 2012, Clim. Past., 8, 1109-1125.
- [6] Johnsen, S. J., et al., 1998, Tellus, Series B, 47, 624-629.
- [7] McManus, J. R., 2004, Nature, 428, 834-837.
- [8] Albani, S., et al., 2016, Geophys. Res. Lett., 43, 3944-3954.

日本城長期領域再解析システムの夏季の降水の再現性 *福井真,曽我大輝,山崎剛,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、同化データを地上気圧やゾンデ観測といっ た観測に絞ることで一貫性を担保しながら過去60年程 度遡ることのできる日本域を対象とした水平格子間隔 5kmの領域大気再解析システムの構築を進めてきた[1]。 高解像度長期領域再解析は、災害を引き起こしたメソ スケール極端現象の解析や気候変動に伴う地域スケー ルの応答の把握、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。また、領域再解 析システムの特性を把握することで、基礎となる気 象・気候予測のためのシステム改善に繋がることも期 待される。現在、過去60年を遡る長期再解析の実施に 向けて計算を開始した。そこで、領域再解析の特性把 握を目的に、既に計算が完了している2014年から2018 年の夏季の降水の再現性に着目した検証を行った。

2. 領域再解析システム概要

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 25km 及び 5km の NHM-LETKF を適用し解析を行うものである。ここで、 一般の LETKF と異なり、第一推定値は解析中心からの コントロールランを用いた[1]。同化データには地上気 圧観測とラジオゾンデ高層観測、気象庁ベストトラッ クデータの台風中心位置を用いた。さらに、水平格子 間隔 25km のアウターモデルでのみ適用した。計算は1 ストリームを1年とし、水平格子間隔 25km のシステム を6月 20日 12UTC、水平格子間隔 5km のシステムを6 月 29日 12UTC からスタートさせた。検証対象期間は 2014 年から 2018 年の7,8,9 月とした。

3. 検証結果

図1に、AMeDASによる地上観測およびJRA-55、格 子間隔25kmの領域再解析、格子間隔5kmの領域再解 析によって再現された3時間降水量の強度ごとの出現 頻度を示す。格子間隔約55km相当の解像度のJRA-55 は、弱雨頻度は過多に強雨頻度は過少に再現される傾 向があり、50mm3h⁻¹程度までしか表現できていなかっ た。再解析システムが格子間隔25km、5kmと高解像度 化されることで、弱雨頻度が過多で強雨頻度は過少の 傾向が解消されていった。格子間隔5kmのシステムで は、120mm3h⁻¹以上の強雨に対しても観測と同程度の頻 度を再現できていた。ただし、格子間隔5kmの領域再 解析は中部山岳で午後の降水を過剰に再現する問題も 持っていた。図2は中部地方における日平均気温の AMeDASによる観測に対するバイアスを示したもので ある。概ね高温バイアスであり、バイアスが1.5Kを超 える地点も8地点あった。下層の高温バイアスが不安 定性降水を過剰に再現させたことが考えられる。地上 気温の解析インクリメントの時間平均値は中部地方で は-0.12Kから0.02Kであり、大きさはバイアスに対し て小さく、むしろ気温を下げる方向に寄与していた。 問題は、データ同化のプロセスよりもモデルにある可 能性が考えられ、今後、予報モデルの放射や陸面とい った物理過程の特性を把握し、改善する必要である。



図2 格子間隔5kmの領域再解析の日平均気温のAMeDAS観 測に対するバイアス [K]。

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

[1] Fukui, S., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96, 565-585.

集中豪雨予測における風上領域観測のデータ同化インパクトの検証 *豊岡大地¹,川畑拓矢²,田中博³

(1:筑波大学大学院,2:気象研究所気象観測研究部,3:筑波大学 CCS)

1. <u>はじめに</u>

海に囲まれた日本では、梅雨期の豪雨において大気 下層の水蒸気がメソ対流系の形成に重要な役割を担っ ており、海洋上の水蒸気輸送の重要さが指摘されてい る.また、陸上のみのデータ同化は海上からの風速が 大きい場合、改善された大気場が対象域に長時間とど まることができないために効果は限定的であることか ら、海洋上の観測データは重要視されている[1].

本研究では、西日本付近に南方の東シナ海と太平洋 からの湿潤な気流、北方からの気流が合流し続けたこ とが挙げている 2018 年 7 月に西日本を中心に記録的 な大雨を記録した「平成 30 年 7 月豪雨」を研究対象 とする.集中豪雨における風上領域に当たる海上の既 存観測を利用して観測データシステム実験 (Observation System Experiments: OSEs)を行うことで、風上領域観 測が豪雨予測の精度にどれほどの影響を与えるかどう かを調べた.

2. 実験設定

本研究は NHM-LETKF システムを用いた. 解析対象 時刻は北方と南方のどちらの気流も確認された 2018 年7月6日18時から7日12時である.実験設定では, 既存の観測を全て同化した場合と風上領域観測を排除 する場合の2通りについて実験を行った. なお風上領 域は NHM 出力値を豪雨帯の空気塊に対して後方流跡 線解析を行うことで推定した[3].実験領域は空間解像 度5km で西日本をカバーできるように 241×193 グリ ッドで行い,初期値と境界値は現業気象庁全球予報を 用いて作成する. データ同化サイクルは6時間間隔で, 2018年7月4日06 UTC から7日18 UTC までの13 サ イクル行った.

<u>3. 結果</u>

図aに7月7日00UTCから高度500mからの24時間後方流跡線解析図を示す.九州北部や中国地方の一部で北からの気流,その他の地域では南からの気流が確認できた.風上領域を北緯35-40°,東経130-135°の北気流ブロックと北緯25-35°,東経130-137.5°の南気流ブロックに分け,これらの領域にある既存観測を除外した観測分布を図bに示す.図c,dは観測を全て同化した場合と風上領域観測を排除した場合から作成し



図: (a)豪雨帯の空気塊に対して高度 500 mからの 24 時間後方流跡 線解析図. (b)2018年6月18日における観測分布.赤い枠は風上領域 と判定し,観測を排除した部分. (c, d)OSE 実験の6時間予測した大 気場. c は観測を全て同化. d は b の赤い枠の観測を排除した場合.

た解析値を初期値とした6日12UTCからの6時間予 測を示している. 観測を全て同化した場合では,先行 研究[2]で指摘されていた能登半島付近の低気圧を再現 できているが,観測を排除した場合では再現性が弱く, それに伴い降水帯も北にシフトしている.一方で,ど ちらの結果も九州地方の降水帯の位置や強度には違い が見られなかった.

4. <u>まとめと今後の展望</u>

本研究では、集中豪雨予測に風上領域観測の重要性 に焦点を当てて OSE を行った. その結果、風上領域の 観測が一部領域の豪雨予測の精度に関与していること が示唆された. 今後はアンサンブルデータ同化システ ムの利点を活用して、相関や感度解析等を調査してい く予定である.

参考文献

[1] Kato and Aranami, 2005, SOLA, 1, 1-4.

[2] Kotsuki et al., 2019, SOLA, 15A, 1-7.

[3] 豊岡ほか, 2019, 日本気象学会 2019 年度秋季大会 予稿集, P441.

大雪時における地上レーダーZhとGPM DPR Zeの比較

*1中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭・³勝島隆史 (1:防災科研雪氷, 2:長岡技大, 3:森林総研十日町)

1. はじめに

冬季に長期間かつ多様な降雪が毎年もたらされ る新潟県域をテストフィールドとし、GPM (Global Precipitation Measurement) DPR (Dualfrequency Precipitation Radar)降水強度プロダクト と地上観測との比較を2019年から行っている。特 に、季節風時の筋雲、JPCZ、ポーラーロウ、南 岸低気圧など降雪系(固体降水をもたらす降水系) によって、メソスケールの降水強度分布や卓越降 雪粒子に関係するZ-R関係の差異がGPM降水強度 にどのように影響するかという点が、研究の要点 である。この発表では、2018年の大雪期間のDPR 観測事例を対象として、防災科学技術研究所雪氷 防災研究センター(SIRC;新潟県長岡市)設置の MP2レーダーとの比較結果を述べる。

2. 研究方法

DPRプロダクトは観測幅の広さを考慮してDPR L2 DD2 Type NSを使用した。事例は2016年、 2018年の北陸の大雪の期間においてGPMの観測 が新潟県域にかかる13軌道を選び、さらにMP2 レーダー観測域とDPR swathが重なり降水が広く 分布する2事例に絞り込んだ。比較方法は反射強 度因子の水平分布とCFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagram; Yuter and Houze, 1995, Mon. Wea. Rev., 123, 1941–1963)である。今回はDPRで は高度の代わりにbinの値を使用し、MP2では降 水を良くとらえている単一PPIのZhを使用した。

3. 結果

ひとつめの事例は、DPRによる新潟県付近の観 測が2018年1月27日0837JSTであった。Lモードの 降雪が継続している事例で、降雪系特性はあまり 変化せず継続していた時間帯である(第1図)。こ のとき、DPRとMP2の降雪分布は分解能や観測範 囲の差異を除けばよく似た分布を示しており(第 2図)、降雪系特性の比較に良い事例といえる。

双方のCFADを作成して比較したところ、 0815JSTのMP2と0837JSTのDPRが鉛直方向の変化、 パターン、数値ともに整合性のある結果と示した (第3図)。DPR観測時刻に最も近い0835JSTの MP2のCFADは、鉛直変化のパターンは似ていた ものの強度値はDPRより小さかった。これは高め の単一仰角を使用したためMP2のCFADが比較的 レーダーに近い範囲に限られ、そこにLモードの 降水セルが十分含まれなかったことによると考え られる。

ふたつめの事例では、CFAD作成に用いたMP2 データの範囲と主たる降水の分布がずれており、 適切なCFADを得ることができなかった(図略)。

4. おわりに

今後は、多仰角、複数走査のデータを用いた CFAD解析の改良、光学式ディスドロメーター観 測との比較による卓越降雪粒子と降雪系の解析、 Z-R関係の降雪系による差異の解析、DPRフット プリント内降水不均一によるDPR観測値への影響 調査などを行っていく予定である。

謝辞 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『変容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PI#ER2GPN104 PMM,第8回研究公募課題)によります。





第2図 (左)MP2レーダーの2018年1月27日0837JSTの 仰角1.7度のPPIによるZh分布。(右)DPRの2018年1月27 日0837JSTの地上付近のZe。nearest neighborで内挿した 分布である。



第3図 (左)MP2レーダーの2018年1月27日0815JSTの 仰角14度PPIによるZhのCFAD。(右)DPRの2018年1月 27日0837JSTのZeのCFAD。ただし鉛直軸は高度(m)の 代わりにbinを用いて作図した近似的なもの。鉛直ス ケールは左右で大まかに合わせてある。

高解像度地域気候モデルによる集中豪雨再現性 *渡邉俊一,廣川康隆,川瀬宏明,佐々木秀孝,村田昭彦,野坂真也(気象研究所)

1. はじめに

平成29年7月九州北部豪雨や平成30年7月豪雨な ど、集中豪雨による災害は日本各地で発生している。 将来の温暖化に伴う集中豪雨の発生頻度や降水強度の 変化は、日本における気候変動リスクの評価や適応政 策を考えるうえで重要な要因である。集中豪雨は比較 的短い時間スケールかつ局所的な現象であり、その再 現には高解像度モデルによるダウンスケーリングが必 要である。本研究では、集中豪雨の将来変化の解析に 向けた準備として、高解像度地域気候モデル内におけ る集中豪雨の再現性の評価を行った。

2. データ・集中豪雨の検出手法

本研究では非静力学地域気候モデル(NHRCM)による現在気候再現実験の解析を行った。20km 解像度の全球モデルの結果を境界値とする水平格子間隔 5km のNHRCM による計算結果(NHRCM05; Murata et al. 2015)と、NHRCM05を境界値とする水平格子間隔 2km NHRCM による計算結果(NHRCM02; Murata et al. 2017)を用いた。いずれも計算期間は1980年9月~2000年8月である。また、観測データとして、2009~2017年の解析雨量を用いた。解析期間は暖候期(4月~11月)、解析領域は日本の陸上を対象とした。なお、データの水平格子間隔を統一するため、NHRCM02については、津口・加藤(2014)の手法を用いて、水平格子間隔5kmに変換した。

集中豪雨の検出には、廣川ほか(2019 秋季大会)の 手法を用いた。この手法では3時間降水量積算値(R3) から80mm/3h、最大値100mm/3hを基準として強雨域 を検出する。また、強雨域の時間連続性から同一事例 の集約を行い、集約された強雨域の形状や移動から、 線状性・停滞性強雨域の定義を行っている。

3. 結果

まず、1時間ごとに検出された強雨域の特徴について 示す(表1)。すべての大きさの強雨域についてみると、 NHRCM02 は解析雨量に比べ頻度が過大である。一方、 500km²以上の強雨域に限ると NHRCM02 も NHRCM05 もやや過大評価があるものの、おおむね観測の 2 倍以 内になっている。NHRCM02 の過大評価の多くは 500km²以下の強雨である。NHRCM02 では対流パラメ タリゼーションを使っていないが、格子間隔 2km では +分に対流を表現できていないため、小スケールの強 雨が多くなっていると考えられる。一方、NHRCM05 では対流パラメタリゼーションを用いているため、こ のような特徴は見られなかった。

集約された強雨域の特徴を見ると、頻度については NHRCM02、NHRCM05ともに観測の2倍以内となって いる。一方、移動や形状については、NHRCM は観測 に比べ、移動速度が大きく、縦横比が大きい。また、 これらの特徴はNHRCM05に比べNHRCM02のほうが 観測に近かった(図略)。

廣川ほか(2019秋季大会)の線状降水帯の定義を満 たす強雨域もNHRCM内に存在している。観測の線状 降水帯は九州および四国、近畿の太平洋側に集中して いるが、NHRCMではこれらの地域に加えて東海、関 東の太平洋側にも見られる(図1)。今後は、モデルと 観測の差の原因について調査を行う予定である。

表1 1暖候期当たりの強雨域検出数

	強雨域	強雨域	集約した
		(500km ² 以上)	強雨域
解析雨量	702	384	134
NHRCM02	2651	647	195
NHRCM05	1055	496	123









-210-

日本におけるダウンバーストの統計解析 *藤本美紅,宮本佳明 (慶應義塾大学),

1. はじめに

ダウンバーストは、積乱雲内の降水粒子によって冷 やされ重くなって生じ、地面に到達すると放射状に吹 き出す下降気流である。ダウンバーストは航空機の離 着陸時に注意される現象だが、未だ詳しいメカニズム は明らかになっておらず、さらに、被害が無いと調査 されないことから発生に関しての把握も難しい。村松 と川村(2012)は1981年から2009年までに日本で 発生した全63事例の統計的特徴を述べているが、本 研究では1990年から2019年に発生した事例をより 地域・時刻・要因別に解析する。

2. 使用データ

気象庁 HP「竜巻等の突風データベース(気象庁 2020)」の 1990 年から 2019 年のダウンバースト事 例を抽出した。

3. ダウンバーストの発生状況

1990年から2019年10月まで145件のダウンバー ストが報告された。まず時刻別に見てみると、正午から 15時にかけて増加傾向にあり、その後は徐々に減少し ていく(図1)。しかし18時の発生数はさらに増加し ていることから、正午に発生数が多い要因と18時に増 加する要因は異なることが示唆される。夜から午前中 にかけて(21時から10時まで)は発生数が少ない。

次に要因別に見てみると、最も多いのは雷雨、次に多 いのは寒気の移流だった。これらの結果から、要因や発 生時刻は地形や地域特有の気候によって変わるため地 域別で調べる必要があると考えられる。

都道府県ごとの発生件数を見てみると、特に発生件 数が多い地域があることが分かる。日本で最も発生す る地域は北関東であり、全体の約46%が関東地方で発 生している(図2)。関東地方での発生要因としては雷 雨(熱雷)が多く挙げられ、18時に雷雨が原因のダウ ンバースト事例が多く観測されている。また関東地方 では、23時から翌11時まで観測された事例が1件も ないことも特徴である。

関東地方に次いで発生数の多いのが東北地方で、こ

の地域での発生要因として、日本海低気圧、寒気の移流 によるものが多い。そして、中部地方では寒気の移流、 雷雨(熱雷)、停滞前線が発生数の多い要因として挙げ られる。また、中部地方は14時から徐々に増加し、 15-16時にピークを迎えてから夜にかけては減少傾向 になる。つまり、一概にダウンバーストと認識されてい ても地域によって発生要因や時間帯は異なるというこ とである。

4. まとめ

ダウンバースト事例を要因別また地域別に解析する ことで、正午から18時にかけて発生する傾向がある こと、北関東で雷雨が要因となるダウンバーストが多 く観測されていることがわかった。発表では、さらに 細かく地域ごと時刻ごとの解析結果を紹介する。



ダウンバーストの発生地域分布 Powered By Bing G GeoNames, Microsoft, Wikipedi

図2. 都道府県ごとのダウンバーストの発生件数。濃 い黄色ほど多い。

引用文献

村松貴有,川村隆一,2012:日本におけるダウンバー スト発生の環境場と予測可能性,天気,69-87
マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)による積乱雲観測 -2018 年 8 月 2 日の孤立積乱雲の事例-

*川口航平(名古屋大学大学院環境学研究科),纐纈丈晴,高橋暢宏(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

近年、ゲリラ豪雨などの局所的な気象災害の増加 が社会問題となっているが、このような豪雨は積乱 雲からもたらされている.積乱雲の内部構造や発達・ 衰退過程の観測に気象レーダは重要な役割を果たし てきている. パラボラアンテナ型の気象レーダでは, 積乱雲の立体構造を観測するのに 5~10 分の時間が 必要であるが、ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲は数分 で急発達するため、より時間分解能の高い観測が求 められる. 2017 年 11 月に埼玉大学に設置されたマ ルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)は 30 秒で雨雲の三次元観測が可能であるた め, ゲリラ豪雨などの突発的な豪雨をもたらす積乱 雲の高時間分解能での観測が可能である.そのため, 従来のレーダでは捉えることのできなかった積乱雲 の内部構造の時間変化がより詳細に明らかになるこ とが期待される.

本研究は積乱雲の構造的特徴及び対流システムの 素過程の理解を目的とし、1 つのケーススタディと して 2018 年 8 月 2 日 15 時頃、東京都港区付近で観 測された孤立積乱雲の内部構造の時間変化を解析し た.当日は風が弱く、東京東部で単一セルのエコー が数個発生していた.また、館野の9時のラジオゾ ンデから0 ℃高度は 5.1 kmであった.

2. 使用データおよび手法

MP-PAWR は観測距離 80 km, 仰角数 77, 1 分間で 方位角方向に1周する観測モード(model), 観測距離 60 km, 仰角数 114, 30 秒で方位角方向に1周する観 測モード(mode2)がある[1].本研究では, mode2 のデ ータを使用した.また,水平風速場は国土交通省 XRAIN の4 台の X-MP レーダ(八斗島, 関東, 船橋, 新横浜)のデータを使用し,4台のレーダから2台を 選ぶすべての組み合わせ(6 通り)でデュアルドップ ラー解析を行い,合成することで算出した.発散場 は水平風速から計算した.

3. 結果

表1に解析した孤立積乱雲の概要を示す.本研究 ではレーダ反射因子が 30 dBZ 以上の領域を降水コ アと定義した.コア出現と同時に地上降水(XRAIN) が観測され,ファーストエコーから8.5分であった. コア出現から 8 分後(15:23:00)に地表面降水強度(R) が 10 mm/h 以上となり、その1分後にコアは消滅し た. Shusse et al. (2015)は、コアと R の関係性につい て調査し、コアが最初に出現してから 10~12 分後に R が 10 mm/h 以上となることを示した[2]が、このケ ースも同様であった.また、水平偏波のレーダ反射 因子(Z_h)、反射因子差(Z_{DR})、比偏波間位相差(K_{DP})、 偏波間相関係数(ρ_{hv})、温度(T)の5つのパラメータを 用いた粒子判別[3]の結果、コア領域は Wet Graupel と 判定され(図1の15:16:30, 15:18:30)、コアの下降に伴 って Rain に変化していった(図1の15:20:30).

4. 今後

今後は,風速の鉛直成分を計算することで雲内部 の時間変化をより詳細に明らかにし,考察していく.

参考文献

持続時間	25分(15:06:30-15:31:30)
Fast Echo高度	3-5km
コア出現までの時間	8.5分(15:15:00)
コア出現高度	5km
コア持続時間	9分(15:15:00-15:24:00)

表1. 解析した孤立積乱雲の概要(2018年8月2日)

(コア:レーダ反射因子が 30 dBZ 以上の領域)



図1.2018年8月2日に観測された孤立積乱雲の2分ごとの 南北鉛直断面.色は粒子の種類,等値線はレーダ反射因子の 値を表す.

- [1] 前坂ほか,日本気象学会 2018 年秋季大会, P451.
- [2] Shusse et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 93, No.2, 215-228
- [3] Kouketsu et al., 2015, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 32, 2052-2074

謝辞: MP-PAWR は, CSTI の SIP「レジリエントな防災・減災機 能の強化」によって開発された.国交省 X-MP データは国交省よ り提供されたものである.利用したデータセットは,国家基幹技 術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システム (DIAS)の枠組みのもとで収集・提供されたものである.

日本空域飛行航空機に影響を与える乱気流の統計解析

*松本紋子 (ANA ホールディングス株式会社), 宮本佳明 (慶應義塾大学)

1. 背景

航空機を安全に運航するためは、乱気流の発生を事前に予測し、乗員乗客の怪我を未然に防ぐための適切 な対応が求められる.そのためには出来るだけ正確な 乱気流の発生場所と時刻を事前に掌握する必要がある が、発生する乱気流を観測する手段は十分に整備され た環境に無く、また予測精度も十分では無い.このた め乱気流の観測と予測についての研究開発への期待は 大きいと考え、乱気流予測にAI解析を用いた実証プロ ジェクトとして内閣府宇宙開発戦略推進事務局の 「2019 年度課題解決に向けた先進的な衛星リモート センシングデータ利用モデル実証プロジェクト」に応 募し採択された.本研究では、当該プロジェクトの報

告第一弾として航空機からの気象観測報告(PIREP: Pilot report)に含まれる乱気流遭遇情報の統計解析を行った結果を示す.

また,飛行便数に対する報告件数の割合で比較する べく,国土交通省 CARATS Open Data を活用し,飛行便 数における統計解析を行った.

2. 使用データについて

本研究では、乱気流の AI 解析を最終目標としている ため、AI 解析に十分な乱気流報告件数が必要であるこ とから、2006 年 1 月から 2018 年 12 月までの 13 年間に 報告された PIREP を用いて統計解析を行った.報告さ れた乱気流強度は SMOOTH, LIGHT, MODERATE, SEVERE, EXTREME といった言語表現で報告される. ただし、これらの乱気流強度は機体の特性やパイロッ トの主観に依存する (Sharman et al., 2014).

図1に今回検証に使用した乱気流報告全地点を示す.



図1: 乱気流報告全地点

3. 結果

2006年1月から2018年12月の期間における抽出可 能な乱気流報告全件数は151,136件であり,飛行便数の 多い関東や空港周辺に報告件数が集中していることが 見受けられる.ただ,北海道,東北よりも九州の報告件 数が多く見受けられた.

乱気流報告総数の月別推移に関しては、8月の報告件 数が最も少なく、秋~春先にかけて報告件数が増加し ていることが見受けられた.(図2)

乱気流報告総数の高度別における月別割合に関して は、30000ft 未満は冬および春に報告件数が多く、夏に 少ないが、30000ft 以上は季節によって主たる出現高度 が変わることが読み取れる.(図3)







図3: 高度別の月別割合推移(2006年~2018年)

4. まとめ

乱気流の発生に関して,季節毎,高度毎による影響 を確認することが出来た.

謝辞

本研究は、「2019 年度 課題解決に向けた先進的な衛 星リモートセンシングデータ利用モデル実証プロジェ クト」の支援を受けて行われた.

参考文献

 R. D. Sharman, et al., 2014: Description and Derived Climatologies of Automated In Situ Eddy-Dissipation-Rate Reports of Atmospheric Turbulence

GCOM-C/SGLI の熱赤外観測データを用いた火山灰解析

*林昌宏、石元裕史(気象庁気象研究所)

<u>1. はじめに</u>

気候変動観測衛星 GCOM-C (しきさい)は 2017年12 月 23 日に打ち上げられた極軌道衛星であり、多波長光学 放射計 SGLI を搭載している。SGLI は近紫外から熱赤外 波長にかけて19の観測バンドを持ち、エアロゾル・雲・ 地表面状態など多様な観測を行うことができ、特に熱赤外 バンドは火山灰の観測に有用である。SGLI はこのような 多波長観測の機能に加え、熱赤外バンドの観測でも衛星直 下点での分解能が250m~1kmというように、非常に空間 解像度が高いという特徴をもつ。一方、静止気象衛星ひま わり 8 号の放射計 AHI の熱赤外バンドの分解能は衛星直 下点で 2km であるが、高頻度な観測が可能である。AHI の高頻度な観測と SGLI の高分解能な情報を組み合わせる ことで、火山灰の詳細かつ高精度な解析が可能となること が期待される。

今学会では、GCOM-C/SGLIの熱赤外観測データを用い た火山灰解析アルゴリズムの開発成果について報告する。

<u>2. GCOM-C/SGLI による火山灰解析手法</u>

図 1(a)で示した応答関数のように、SGLI は熱赤外バン ドとして TIR1(中心波長 10.8µm)と TIR2(中心波長 12.0µm)という 2 つのバンドを持つ。図 1(b)に示すよう に、TIR1-TIR2の輝度温度差分値は火山灰の厚さや粒の大 きさによって異なる値をとるため、この性質を利用してこ れらの物理量を推定できる。その推定手法として、今回、 ひまわり 8 号/AHIの熱赤外バンドから Optimal Estimation により火山灰の光学的厚さ・有効半径・頂高 度の推定を行う林・石元(2019)の火山灰解析手法を GCOM-C/SGLI の熱赤外観測データに適用した。この手法 は、火山灰の組成情報に関連する複素屈折率モデルを変数 として与えられることが特徴であり、極軌道衛星に搭載さ れた IASI や AIRS などの赤外ハイパースペクトラルサウ ンダで予め求めた火山ごとの複素屈折率モデル(Ishimoto et al. 2016)を用いることで推定精度向上を図っている。

3.シナブン山の噴火おける解析例と今後

2018年2月19日に噴火したインドネシア・シナブン火 山の事例でGCOM-C/SGLIの熱赤外バンドを用いて火山 灰を解析した例を図2に示す。図2の(a)はTIR1の輝度温 度分布、(b)はTIR1-TIR2輝度温度差分画像であり、差分 が負になっている場所が比較的薄い火山灰域に対応する。 図2(c)は本アルゴリズムを用いて火山灰を解析し、光学的 厚さを算出した例である。火山灰の複素屈折率モデルとし ては、安山岩モデルを仮定した。図2(d)のひまわり8号か ら推定した光学的厚さと比べると、解像度の高さから火山 灰の非常に詳細な構造が捉えられている可能性がある。 本解析では、火山灰の高度情報はほぼ対流圏界面に存在 すると仮定して解析を行った。これは、光学的厚さ・有効 半径・頂高度という求めたい3つの物理量に対してTIR1 およびTIR2という2つのバンドしか利用していないため である。情報量が不足している問題を解決するため、今後 はひまわり8号との視差情報を利用した高度の推定など、 静止衛星と極軌道衛星の特性を利用した複合的な解析手法 を開発することを予定している。







図 2. (a)TIR1 の輝度温度分布 (b)TIR1-TIR2 輝度温度差分 (c)SGLI による火山灰光学的厚さ (d)AHI による火山灰光学的厚さ

参考文献:

林昌宏・石元裕史, 2019: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,気象学会春季大会

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

*本研究は JAXA 地球観測研究公募課題 ER2GCN206 の助成を受けたものです。

宇宙天気の観点からの極端な気象: 豪雨および急激冠水 *Prikryl P. (University of New Brunswick), Rušin V. (Astronomical Institute, Slovak Academy of Sciences), Šťastný P. (Slovak Hydrometeorological Institute), Turňa M. (Slovak Hydrometeorological Institute), Martina Zeleňáková (Technical University of Košice)

1. はじめに

豪雨および急激冠水は、社会および経済に大きな影響 を与える傾向がある.気候変動により、大気の不安定 性が高まり、急激冠水が発生する可能性が高くなる. 極端降水量の予測は、運用上の予測において困難な課 題を提示し続けている.豪雨および急激冠水の発生は、 太陽風-磁気圏-電離圏-大気圏(MIA)結合過程と関連 する可能性がある.最近の研究により[1]、太陽コロナ ホールまたはコロナ質量放出からの高速太陽風の到達 後に異常気象が発達する傾向が示されている.MIA 結合 過程は、高緯度の下部熱圏源から上下に伝播する内部 大気重力波を生成する[2].高緯度の下部熱圏に起源す る重力波が、対流圏に存在する湿潤な不安定性を誘発 して、温帯低気圧および熱帯低気圧に対流バーストを 引き起こす可能性がある[3,4].

2. データ解析の方法と結果

気象庁は、全国の気象概要に、主な気象災害の概況や 台風などについてデータを年ごとにとりまとめている. さらに、解析は、「Hydrate」プロジェクトデータベース [5]からのフランスの急激冠水と「FloodList」レポート から取られたヨーロッパおよびアメリカの急激冠水ま たは豪雨のデータを使用した.太陽風プラズマパラメ ータの「superposed epoch (SPE)解析」は、日本、ヨーロ ッパ、およびアメリカで発生した大雨または急激冠水 イベントの時刻を基準とした.「SPE 解析」は、太陽風 パラメーターの時系列に適用され、異常気象がコロナ ホールからの高速太陽風の到達後に発達する傾向があ ることを示している.統計結果をサポートするために、 いくつかのケーススタディを議論している.結果を理 解するための物理的メカニズムが提案されている.

3. まとめ

豪雨および急激冠水は、高速太陽風の到達後発生する 傾向がある.上部対流圏での過剰反射により増幅され た下部熱圏で発生した大気重力波は、対流圏に存在す る湿潤不安定性を誘発して対流バーストを開始させる 可能性がある.



図1(上)(○)日本で発生した主な大雨災害と日降水量 (Δ)ヨーロッパ および(□)アメリカで発生した豪雨 又は急激冠水.(下)太陽風プラズマパラメータ. https://omniweb.gsfc.nasa.gov/



図2(上)中央子午線のグリーン太陽コロナ強度と(下) 太陽風パラメーターのSPE解析.「SPE解析」は、日本 全国災害時気象概況(2013-2018年)からの(台風および 停滞梅雨前線を除く)大雨と「FloodList」レポートか ら取られたヨーロッパおよびアメリカの急激冠水又は 極端降水のデータ(2013-2018年)を使用.極端な降雨の 開始時刻/日付に合わせた「SPE解析」である. http://floodlist.com/

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kishougaikyo/

- [1] Prikryl P., et al., 2018, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 171, 94–110.
- [2] Mayr H.G., et al., 1990, Space Sci. Rev., 54, 297-375.
- [3] Prikryl P., et al., 2009, Ann. Geophys., 27, 31-57.
- [4] Prikryl P., et al., 2019, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 183, 36-60.
- [5] Gaume E., et al., 2009, J. Hydrol. 367(1-2), 70-78.

メキシコ湾流の高海面水温が温低化する Sandy(2012)の構造変化と 関連する極端降水に与える影響

*藤原圭太,川村隆一,川野哲也 (九大院·理)

1. はじめに

2012 年 10 月下旬に北米東海岸では,温帯低気圧化 (温低化)する Sandy に伴う大雨により,深刻な浸水被 害が生じた.先行研究 (e.g., ¹Galarneau et al. 2013)では, その極端降水に対して上層トラフの影響が重点的に議 論されていた.²藤原ほか (2019)では,高解像度数値実 験を実施したところ,温低化する Sandy の西縁域に明 瞭な前線構造 (western front : WF) がみられた.また,メ キシコ湾流から蒸発する多量の水蒸気が WF へ輸送さ れることで,極端降水を増幅させることが示唆された.

藤原ほか(2019)の報告が正しいなら,極端降水はメ キシコ湾流の海面水温(SST)の影響を受けることが予 想される.2012年10月下旬のメキシコ湾流のSSTは観 測史上最高値(高SST)を示しており,極端降水の増幅 に少なからず影響した可能性がある.そこで,本研究 では温低化する Sandy に伴う極端降水の増幅に対する メキシコ湾流の高SSTの影響の調査を目的とする.

2. 実験設定

数値実験には領域雲解像モデル(Cloud Resolving Storm Simulator)を使用した.計算領域は北西大西洋域, 水平解像度は0.04°である.積分期間は2012年10月24 日 00UTC-30 日 12UTC とした.大気の初期値・境界値 には気象庁 GSM, SST には NOAA OISST V2 を与えた. この設定の下で,現実の SST 分布を与える標準実験 (CTL run)と図1の黒枠内を10月24日における日平 均気候値(1981-2018年の38年間の気候平均値)に置 き換えた気候実験(CLM run)を実施した.なお,CTL run では Sandyの基本的な特徴は再現されている(図略).

3. 結果

両実験のハリケーン Sandy の強度差は小さいが, CLM run における WF の降水活動は抑制された(図 2). 実際, CLM run の WF の日積算降水量は, CTL run に対 して, 27 日では約 8 %, 28 日では約 11 %, 29 日では約 17 %, それぞれ減少した.特に 200 mm/day を超える強 い降水の減少が顕著であり,メキシコ湾流の高 SST は 極端降水の増幅に一定の寄与があったと考えられる.

さらに、両実験の違いは WF の構造にもみられた. CLM run の WF の潜熱加熱は減少しているが(図 3a, 3d),温位勾配も CTL run に較べて弱まっている(図 3b, 3e).WF の断面図に注目すると、CLM run では WF 東側 の地表面付近の温位が低下している(図 3c, 3f).これ らの結果は、メキシコ湾流の高 SST による活発な顕熱 供給が、WF 周辺の温位勾配を増大させることで、WF の 前線強化を促進したことを示している.また、大気境 界層内の水蒸気量も CLM run では減少しており(図 3c, 3f),これは両実験間のメキシコ湾流における海面蒸発 の違いに起因すると考えられる.

以上の結果から, 温低化する Sandy に伴う極端降水 の増幅には, 先行研究で指摘されていた上層トラフの 影響の他に, メキシコ湾流の影響も無視できないこと が示された. 具体的には, メキシコ湾流の平年より高 い SST に起因する『①活発な顕熱供給による温低化時 の Sandy の前線強化の促進』と『②活発な海面蒸発に よる前線帯 (Sandy の WF) への多量の水蒸気供給』の 2 つの要因が極端降水の増幅に寄与したと考えられる.



図1. (a) CTL run と (b) CLM run の SST 分布. (c) 両実験の SST 差.







図3. (a,d) 鉛直積算潜熱加熱率(陰影)とSLP(等値線).紫丸は,鉛直積算潜 熱加熱率が最大となる grid を表す.(b,e) 高度 500 m の温位の水平勾配(陰影) と水平風(ベクトル).(c,f) 温位(等値線)と混合比(陰影)の経度-高度断面 図.断面図は,(a,d)の紫線に沿って作成、上段はCTL run,下段はCLM run.

参考文献 1. Galarneau et al. (2013), Mon. Weather Rev., **141**, 4296–4321 2. 藤原ほか (2019),日本気象学会 2019 年度秋季大会予稿集, B407

東京スカイツリーで長期地上観測した雲凝結核特性に 関する研究 (2018-2020 年)

*横山晶美¹、森樹大¹、三浦和彦¹、岩本洋子²、速水洋³、三隅良平⁴、宇治靖⁴ ¹東京理科大学²広島大学³電力中央研究所⁴防災科学技術研究所

1. はじめに

エアロゾルは雲形成時に雲凝結核 (CCN) として働き雲の光学特性や寿命を変化させ、雲による冷却効果 に影響を及ぼす。エアロゾル粒子が CCN になりうるか どうかは周囲の過飽和度、粒子の乾燥粒径、及び吸湿 性(化学組成)によって決まる。

これまでの研究ではリモートな場所^{[1], [2]}や都市部^[3] などで観測が行われてきた。しかし、都市部の観測例 は特に限られている。また、東京における CCN 特性の 常時観測は、都市部における雲・降水過程の理解にも 有効である。

東京スカイツリー (458 m) は、都市部の大気を長期 にわたり連続的に観測でき、エアロゾルが CCN になり うる高度で直接観測できるメリットがある。

そこで本研究の目的は東京スカイツリーで CCN の 長期地上観測を行い、都市における CCN 特性を理解す ることである。

2. 観測方法

東京スカイツリー(35.71°N, 139.81°E) 地上 458 m で 2018 年 10 月 11 日から 2020 年 2 月 3 日現在に至るま で CCN の観測を行った。本研究では Diffusion Dryer を 用いて相対湿度 30%以下まで乾燥させた外気を走査型 移動度分級器と雲凝結核計に通し、凝結核 (CN) 数濃 度 N_{en} とその粒径分布、及び 4 つの過飽和度下 (0.1%、 0.2%、0.5%、0.8%) での CCN 数濃度 N_{een} を測定した。 これらのデータから活性比 (N_{een}/N_{en},AR)、吸湿性パラ メータ (κ) を求めた。 κ は粒子の吸湿性を表し、化 学組成の指標となる。また境界層高度はシーロメータ ーから推定した。

3. 結果·考察

SS0.2%の時の N_{cen} 、 N_{cn} 、AR、 κ について日変化を調べたところ季節によって違いが見られた。

①N_{en}:明け方から上がり始め、15時頃にピークをとる ような明瞭な日変化が年間を通して観測された。ロー カルな人為起源の粒子が増えるためと考えられる。

②Nccn: 全体のエアロゾル数濃度の増加に伴い雲に活性化する粒子も増えたため日中増加した。

③AR:明け方から下がり始め、13~15時頃に最も低くなった。日射による NPF の影響により CCN にならな

い程度の小さい粒子が増加した影響と考えられる。 ④ κ :春~秋と冬で日変化に違いが見られた。春~秋 は7時頃から下がり始め昼過ぎから夕方にかけて最も 低くなった。ローカルな影響を受け、人間活動により ブラックカーボンのような非吸湿性粒子が増えたため と考えられる。一方、冬は11時頃に最も高くなった。 境界層が発達せず、11時頃は自由対流圏を通り大陸か ら輸送されてきた気塊の影響を受け、その後境界層高 度が高くなりローカルな非吸湿性粒子の影響が現れた 可能性がある。 κ と境界層高度の日変化を比較したと ころ秋と比べて冬は境界層高度が発達するのが遅く、 κ の下がり始める時間帯が境界層高度の上がり始める 時間帯と一致した。



図 1. 秋の日変化 N_{cn} (左上)、N_{ccn} (右上)、AR(左下)、 κ(右下)



図 2. 冬の日変化 Ncn (左上)、Nccn (右上)、AR(左下)、 κ (右下)

4. 参考文献

- Juranyi et al., Atmospheric Chemistry and Physics., 10, 7891-7906 (2010)
- [2] 渡辺彩水、東京理科大学大学院修士論文 (2014)
- [3] Rose et al., Atmospheric Chemistry and Physics.,
- 10, 3365-3383 (2010)

木星型惑星の大気における湿潤対流の禁止条件: NH₃とH₂Sの化学反応によるNH₄SH生成の場合

* 中島健介 (九大·理), 福之上 嘉刀 (九大·理), 杉山 耕一朗 (松江高専·情報工学)

はじめに

ガス惑星大気の雲層では, H₂O, NH₃, CH₄ などの凝結だけでなく, NH₄SH など化学反応による粒子生成も生じていると推定される.このうち凝結に関して Guillot(1995) は, 凝結成分の分子量が非凝結成分(H₂, He)の分子量より大きいため, 正の凝結潜熱放出にも関わらず, 鉛直対流が抑制されることを示した.本発表では, NH₄SH の化学生成に関して, 類似の考察を加える.

上昇するプルームの浮力

化学反応 NH₃ + H₂S → NH₄SH による NH₄SH の生成を考える.以下, NH₃, H₂S の諸量を, 添字「1」「2」で 表す.また, 両者以外の成分 (H₂, He などの混合物) を添字「0」で表し, 簡単のため, 反応, 凝結しないものとする. 液相, 固相は速やかに落下して系から除去されるとする.このとき, 普遍気体定数を *R*, 温度を *T*, 各成分の分圧と 単位 mol 質量を p_i, μ_i , 圧力を $p \equiv p_0 + p_1 + p_2$, さらに $\hat{\mu}_i \equiv \mu_i/\mu_0$ とすると, 考察する混合気体の密度は,

$$\frac{\mu_0 p_0}{RT} + \frac{\mu_1 p_1}{RT} + \frac{\mu_2 p_2}{RT} = \frac{\mu_0 (p + (\hat{\mu}_1 - 1)p_1 + (\hat{\mu}_2 - 1)p_2)}{RT} \equiv \rho_c(p, p_1, p_2, T). \tag{1}$$

上昇プルームと,同じ高度(等圧力)にある周囲の密度差は,温度,成分の分圧の偏差を $\Delta T, \Delta p_i$ とすると,

$$\Delta \rho \equiv \rho_c(p, p_1 + \Delta p_1, p_2 + \Delta p_2, T + \Delta T) - \rho_c^e \simeq -\frac{\Delta T}{T} \rho_c^e + \frac{\mu_0}{RT} \left\{ (\hat{\mu}_1 - 1) \Delta p_1 + (\hat{\mu}_2 - 1) \Delta p_2 \right\}$$
(2)

ただし, $\rho_c^e \equiv \rho_c(p, p_1, p_2, T)$ は周囲の密度である.

分圧偏差と温度偏差の関係

プルームの内外ともに「雲って」おり、NH₃, H₂S が NH₄SH に対して平衡と仮定すると,反応の圧力平衡定数 を K(T) とし, van't Hoff の式を用いると (H は反応エンタルピー)

$$(p_1 + \Delta p_1) \cdot (p_2 + \Delta p_2) = K(T + \Delta T) \simeq K(T) + HK\Delta T/RT^2 = p_1 p_2 (1 + H\Delta T/RT^2).$$
(3)

また, プルームの外には生成した NH₄SH が落下除去された気体がリサイクルされていると考え, NH₃ と H₂S プ ルーム内外分圧差は等しいと仮定すると, (3) からこれらが以下のように求まる.

$$\Delta p_1 = \Delta p_2 = p_1 p_2 / (p_1 + p_2) \cdot H / RT^2 \cdot \Delta T.$$
(4)

プルームの上昇可能性:密度偏差と温度偏差の関係

(1) と(4) を(2) に代入して整理すると、プルームの密度偏差が、

$$\Delta \rho = \left[-(1 + \hat{\mu}_1 f_1 + \hat{\mu}_2 f_2) + \{ (\hat{\mu}_1 - 1) + (\hat{\mu}_2 - 1) \} \frac{H}{RT} (f_1^{-1} + f_2^{-1})^{-1} \right] \frac{\mu_0 p_0}{RT^2} \Delta T$$
(5)

と求まる. ただし, $f_i \equiv p_i/p_0$ は NH₃ と H₂S の存在度 (H₂ と He の総計に相対的な) である. (5) 右辺の大括弧の 因子が正である場合, 暖かいプルームは重いことになり, 対流は禁止される.

元素存在度における対流禁止条件、および、凝結の場合との比較

上の条件は、硫黄の窒素に対する存在比 $f_2/f_1 \equiv \gamma$ と置くと、窒素の存在度に関する条件として下に書き直せる.

$$f_N > \left[\{ (\hat{\mu}_1 - 1) + (\hat{\mu}_2 - 2) \} \frac{H}{RT} \frac{\gamma}{1 + \gamma} - \hat{\mu}_1 - \gamma \hat{\mu}_2 \right]^{-1}$$
(6)

この表式は、Guillot(1995)の凝結雲についての対流禁止条件を変形した表式と類似する(具体的には当日).

(6) は,太陽標準組成を基準にして 30 倍程度の重元素存在度に対応し,少なくとも天王星・海王星においては,ア ンモニアやメタンの凝結と同程度の制約となる.

大会第3日 午後

2030年に向けた現業数値予報システムの開発の進捗 *本田 有機,米原 仁,氏家 将志,計盛 正博,室井 ちあし 気象庁数値予報課

1. はじめに

2018年10月,気象庁は防災分野を始め社会における 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[1]. 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4つの重点目標を定 めている.本発表では,豪雨防災や台風防災に関する 重点目標と関わりの深い短期予報のタイムスケールに 着目する.

2. 2030年に向けた現業数値予報システム

重点計画から、2030年に向けた重点目標を達成する ために必要とされる数値予報システムの開発について 記す.

豪雨防災の重点目標では、線状降水帯を半日程度前 から時間と場所を絞って予測することを目指す.この ためには、個々の積乱雲を解像出来るよう、局地モデ ルの水平格子間隔を1km以下にする.また、集中豪雨 の予測が持つ不確実性を捕捉するためには、局地アン サンブル予報システムが必要となる.

台風防災の重点目標では、台風や前線による災害発 生の3日前から、大雨や強風、河川流域の雨量、高潮な どの見通しを把握することを目指す.メソモデルを用 いて台風構造を精緻に表現し、雨や風、気圧の分布を 精度良く予測するために、メソモデルの環境場を与え る全球モデルの水平格子間隔を10km以下にする.全球 アンサンブル予報システムの水平格子間隔は、これま で同様、倍程度とする.一方、メソモデルの予報時間は、 メソアンサンブル予報システムや高潮モデルと合わせ て3日先まで延長する.

予報モデルの物理過程も,解像度に合わせて高度化 していく必要がある.また,初期値の精度向上のため には,時空間で高密度な観測データを積極的に利用し ていくことも求められる.更に確率情報の精度向上の ためには,アンサンブルの摂動作成手法の高度化やメ ンバー数の増加などを検討する必要がある.気象学的 な観点からは,線状降水帯の発生・停滞や台風の移動や 発達のメカニズムの理解を深めて行く必要がある.

3. 第10世代スパコンでの開発

2018年6月に第10世代気象庁スーパコンピューター (以下,「新スパコン」)を導入し,様々な開発に取り 組んでいる.これまでに,2018年6月に全球モデル, 2019年3月にメソ・局地モデルの予報時間をそれぞれ 延長している.また,2019年6月にはメソアンサンブル 予報システムの運用を開始し,メソモデルの信頼度情 報や確率情報の提供出来るようになった.2019年12月 には,全球解析でマイクロ波放射輝度温度データの全 天候での利用を開始すると同時に,全球解析を全球ア ンサンブル予報システムと組み合わせたハイブリッド 同化へ高度化した.さらに,2020年3月には全球モデル の物理過程の改良([2],[3])やメソ解析の高度化および メソモデルの物理過程改良を実施する.

数値予報課では、新スパコンでの開発計画[4]に則り 開発を進めており、本講演ではそれら取り組みについ ても概要を紹介する.

4. 今後の技術開発の検討

重点計画には、重点目標の達成に向けて開発の方向 性は示されているに留まる.この方向性に沿って、取 り組むべき技術開発を検討している[5].本講演ではこ の検討の概要を紹介する.

参考文献

[1] 気象庁,2030年に向けた数値予報技術開発重点計画. 52pp.https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp_strategic_pla n_towards_2030_181004.html

[2] 米原仁他, 2020: GSM 地形性抵抗過程, 極域放射過 程改良. 2020 年度日本気象学会春季大会予稿.

[3] 鍋谷尭司, 2020: GSM 陸面過程改良. 2020 年度日本 気象学会春季大会予稿.

[4] 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.

[5] 米原仁他,2020: 台風防災の目標達成に向けて必要 な技術開発(気象庁全球数値予報システム).2020年度 日本気象学会春季大会予稿.

現業同化システムに準拠したメソ数値予報実験システムを 用いた船舶 GNSS の同化実験

*瀬古弘,小司禎教,堀田大介(気象研究所),小泉耕,幾田泰酵(気象庁)

1. はじめに

大雨に供給される下層インフローの水蒸気分布を改 善することにより,降水予報の精度を向上させること が期待できる.ここでは船舶 GNSS で得られた東シナ 海の水蒸気量をデータ同化に用い,九州北部で発生し た大雨へのインパクトを調べた.

2. 同化実験の設定

同化システムは、当時の現業同化システムに準拠し たメソ数値予報実験システムで、2019 年 8 月末に長崎 付近で発生した大雨に適用した.船舶 GNSS で得られ た 8 隻の船舶の可降水量[1]を同化するが、メソ解析の 可降水量と船舶 GNSS 可降水量にバイアスが見られた ため、1 次式でバイアスを補正した実験も実施した.ま た GNSS を搭載した船舶も 8 隻と少ないため、毎正時 だけでなく、15 分前、30 分前の観測も正時のデータと して同化する実験も行った.

3. 同化実験の結果

同化期間が2日間(26日21時~28日21時)と短いもの の、数例の改善した結果が得られた.8月28日3時か ら6時に長崎付近に見られた大雨(図左上)について、サ イクル内で得られる3時間予報で評価すると、船舶 GNSSを同化しないと強い降水域が西にずれてしまい、 九州北部の強い雨は再現できなかったが、船舶 GNSS

を同化すると強い降水域がより 東に広がり,観測に近い九州北 部の大雨が再現できた(図右上, 赤矢印).その一方で南側に南西 にのびる実況にない降水域(青 矢印)も形成され,可降水量だけ の同化では限界があることも示し ている.

船舶 GNSS を同化した場合と しない場合の可降水量分布の差 をみると,船舶 GNSS の同化に より降水域の上流側の東シナ海 の水蒸気量が増加し,その領域 が北東に移動して降水域に流入 していた.そして,強まった九 州北部の降水域は予報時間の9 時間後まで持続した.バイアス 補正と観測データ数については, 1次式のバイアス補正を行い,さ らに正時に加えて 15 分前と 30 分前の観測を用いると インパクトがより明瞭になった.

4. まとめ

船舶 GNSS のデータ同化によって東シナ海の水蒸気 分布が修正され、九州北部の大雨の降水予報が改善す る場合があることを確認できた.本報告ではバイアス 補正に一次式を行い、正時に加えて 15 分や 30 分前の 観測値を用いることで観測点を増やしたが、今後、よ り適切なバイアス補正法や、15 分という時間間隔でな く航行している船舶の位置の違いで観測点を増やす方 法を検討するとともに、適用する事例数を増やして降 水予報の改善に必要な条件の知見を得る.

謝辞:本研究は、「ビッグデータ同化と AI によるリア ルタイム気象予測の新展開」(JST AIP JPMJCR19U2)、 ポスト「京」プロジェクト重点課題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: hp190156)、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」の 支援を受けたものです.

参考文献

[1]小司禎教,船舶搭載 GNSS による東シナ海水蒸気観 測実験,2019 年日本気象学会秋季大会,A363



図 (上段左) 観測した解析雨量 (3 時間). (上段右) 船舶 GNSS を同化しな い場合と同化した場合の観測と同期間 (8 月 28 日 3-6 時)の降水量. (下段) 船舶 GNSS を同化した場合と同化しない場合の可降水量の差.

```
ドップラー速度の観測誤差相関を考慮した変分法データ同化の検討
```

*藤田匡¹,瀬古弘¹,川畑拓矢¹,澤田謙¹,堀田大介¹, 幾田泰酵²,國井勝²,塚本暢²,秋元銀河²
1 気象研究所気象観測研究部、2 気象庁予報部数値予報課

1. はじめに

高頻度・高密度観測により、時間・空間スケールの小さい顕著現象に関する大気の詳細な情報が、リアルタイムに得られるようになってきている。これらを数値予報で有効に活用するためには、データ同化において観測誤差相関を考慮することが重要となる。現在、気象レーダーのドップラー速度を取り上げ、変分法データ同化システムによる観測誤差相関の扱いに関する調査を進めており[1]、本稿ではこれについて報告する。

2. 実験の設定

気象庁現業メソ解析の JNoVA 4D-Var[2] (2020年1 月現在)に、統計調査[1]に基づくドップラー速度の観測 誤差相関を適用した。さらに、背景誤差にアンサンブル による流れへの依存性を組み込んだハイブリッド 4D-Var による実験も行った。アンサンブルは、観測値にランダム な摂動を与えた6つの 4D-Var サイクルによる EDA(デー タ同化アンサンブル)9 初期値(合計 54 メンバー)で構成 した。2018年7月3日06UTCの解析において、札幌レ ーダー1サイトによる03~06UTCのドップラー速度を同化 ウィンドウ3時間、10分間隔で同化した(ただし、 03:00UTC は除く)。本事例では、前線が北海道に停滞 し、札幌付近では前線に伴う降水により、ドップラー速度 データが時空間的に継続して得られている(図1)。

3. 実験の結果

図2に札幌レーダーの方位角81.6°(おおよそ東方)、 仰角1.1°のビーム伝搬経路に沿った、ドップラー速度イン クリメントの同化ウィンドウ内での時間発展を示す。比較の ため、動径方向×方位角方向×時間方向の3次元を対象 とする、時間発展を考慮しない変分法(以下、簡易変分 法)による結果も示す(簡易変分法では03:00UTCのデ ータも同化した)。簡易変分法(b)では、インクリメントは概 ねD値(a)を反映した分布を示すが、時間発展は反映さ れず、おおよそ時間軸に沿った構造を持つ。4D-Var(c) では、時間発展演算子の拘束により、ドップラー速度を得 た降水域が全体的に東方に流れていくのに対応して、イ ンクリメントも時間とともに動径が大きい方(東方)に移動 する。ただし、同化ウィンドウの前半では、気候学的背景 誤差の影響が強く構造は明瞭でない。ハイブリッド 4D-Var(d)では、東方への流れがインクリメントに反映され るのに加え、背景誤差の流れへの依存性により、同化ウィ ンドウの前半から流れに沿った構造がみられる。高頻度 観測データの持つ流れの伝搬に関する情報を有効に抽 出する性能が高いことが示唆される。

図3に札幌および釧路(同化対象外。札幌の下流、東 方約 280km)レーダーのドップラー速度に対する RMSE の時系列を示す。ハイブリッド 4D-Var については、観測 値にランダムな摂動を加える不確実性を持つため、5 回 試行を行った。4D-Var、ハイブリッド 4D-Var とも、主なイ ンパクトは札幌(a)ではFT=6程度、釧路(b)ではFT=8程 度まで持続している。ハイブリッド 4D-Var は試行によるば らつきが大きいものの、これらの時間帯で 4D-Var と同程 度かより小さい RMSE を与える試行が多く、高頻度観測 によるインパクトをより引き出し得ることが示唆される。一方、 釧路(b)の同化ウィンドウ内から予報初期(FT=-3~3)や 予報後半(FT=9~11)、及び、札幌(a)の予報後半 (FT=6~9)では、4D-Var より大きい RMSE もみられる。 これらは、札幌の観測データ分布から離れたインクリメント による影響を受けやすい位置・時間帯とみられる。遠方の 摂動による背景誤差共分散に改善の余地がある可能性 があり、データ同化に最適な流れ依存性を与えるアンサ ンブルの構成の検討は今後の課題である。 謝辞

本調査では気象庁予報部数値予報課が開発したメソ数値予 報システムの数値解析予報実験システムを用いた。本調査の一 部は、JST AIP JPMJCR19U2、JSPS KAKENHI Grant Number JP 19K23467、及びポスト「京」プロジェクト重点課題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、hp190156)の支援を受けたものである。 参考文献

[1] 藤田ほか, 2019, 気象学会秋季大会予稿集, A152.
 [2] Honda et al., 2005, *QJRMS*, 131, 3465-3475.



図 1: 実験の第一推定値 (2018年7月3日03UTC) からの9時間予報値。色は前 3時間降水量[mm/3h]、等値 線は1hPa間隔の海面更正 気圧を示す。



-5 m/s 0 m/s 5 m/s 図 2: 札幌レーダー仰角 1.1°、方位角 81.6°におけるビーム伝搬経路に沿ったド ップラー速度のD値とインクリメントの同 化ウィンドウ内(-180~0分)時間発展。



図 3: ドップラー速度観測に対する RMSE の時系列。 (a) 札幌レーダー、(b) 釧路レーダー。赤:4D-Var。青: ハイブリッド 4D-Var の 5 試行。黒:第一推定値。灰 色: 観測数(右縦軸)。

平成 30 年 7 月豪雨を対象とした高解像度実験

*大泉伝^{1,3}, 斉藤和雄^{2,3},伊藤純至^{2,3},Le Duc^{1,3} (1:気象業務支援センター,2:東京大学大気海洋研究所,3:気象研究所)

1. はじめに

平成30年7月豪雨では西日本の広い範囲で洪水や土 砂災害が発生した.この様な豪雨を早期に予報し、市 区町村規模で災害に対応するためには高い解像度の数 値予報が重要である.そこで本研究では「京」を用い て現業 LFM の領域で,解像度 5km,2km,500m の再現実験 を行い,解像度が豪雨の再現性に与える影響を調べた.

2. 実験設定

実験の期間は 2018 年 7 月 6 日 9 時 (JST) から翌 7 日 12 時の 27 時間で行う.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-Niino level3 (MYNN), Deardroff (DD)を用いる.計算領域は現業局地モデル (LFM)と同様の 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に広島市付近での雨のピークであった2018年7 月6日21時の3時間雨量を示す.図中の四角は土 砂災害による人的被害が大きかった地域を示す. 解析雨量(a)では 50mm 以上の帯状の降水域が 周防大島の北側から岡山県西部まで伸びている. 四角の領域では80~150mmの雨域が解析された. 解像度 5km の実験(b) では四角の領域内の一部 で 50mm 以上の雨が再現されているが、全体の降 水強度は解析雨量よりは弱かった. 解像度 2km の 実験(c)では四角の領域内の半分ぐらいに 50mm 以上の雨域が現れた. 解像度 500m の実験(d) で は、四角の領域内はほぼ 50mm 以上の雨域に覆わ れ,解析雨量と似た傾向を示した.図2は Fraction Skill Score を用いた各実験の比較結果を示す. 上段の図 は7月6日12時からの7日0時の結果であり、下段の 図は7日0時から12時の結果である. 解像度5kmと 2kmの比較結果(a)と(c), 解像度2kmと500mの比 較結果(b)と(d)では、解像度が高い実験のスコア

が良かった.上段の図と下段の図を比較すると,実験 期間が長くなるほど解像度が高い実験の方がはっきり と良いスコアを示した.

これらの結果からモデルの高解像度化によって局地 的な豪雨の再現性が良くなるだけでなく,予報時間を 伸ばした場合にも有用である可能性を示した.



図1 2018年7月6日21時の3時間雨量.四角の 領域は多くの土砂災害が発生した地域を示す.



図 2 FSS を用いた降水検証. 2018 年 7 月 6 日 12 時から 7 日 0 時 (上段), 7 日 0 時から 7 日 12 時ま で (下段)の各実験の比較.

準線状の降水システムに伴う竜巻の発生過程 —1992年12月8日に茨城県千代田町で発生した竜巻— *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、前回の発表(栃 本・新野 2019)では、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、その特徴を調べた。 本発表では、竜巻の発生過程をより詳細に調べた結果を報 告する。

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 田町付近にマイソサイクロンに似た渦構造が南北に2つ 並んで存在していたことを示した。

栃本・新野(2019)は、マイソサイクロンとそれに伴う 竜巻の再現に成功した。竜巻が発生する直前にマイソサイ クロンが発生したことによりその直下で強い上昇流が生 じ、竜巻の発生に寄与していたことが示唆された。

4. 結果

a. <u>マイソサイクロンの発生過程</u>

強い上昇流を伴うことで竜巻の発生に寄与していたと考 えられるマイソサイクロンの循環の起源を明らかにする ために、ラグランジュ的な循環の収支解析を行った。マイ ソサイクロンに対応する鉛直渦度を取り囲む閉曲線上に 1600 個の粒子を設置し、後方流跡線解析によって閉曲線 に沿う循環の時間変化を調べた。ここで、隣り合う粒子の 距離が 50m 離れた場合には、その中間に粒子を加えてい る。また、 $\frac{d}{dt}C(t) = -\oint \frac{dp}{\rho} + \oint \mathbf{F} \cdot \mathbf{dl}$ の右辺を閉曲線に沿っ て線積分したものを時間方向に積分し、循環に対する傾圧 的効果と摩擦の効果を調べた。ここで、Cは循環であり、 右辺第1項は傾圧項、第2項は摩擦項を表す。循環解析の 結果、マイソサイクロンの起源は、環境場の風に伴う循環 であることがわかった。一方、摩擦の効果は循環を減ずる 方向に作用し、傾圧項は循環の変化にほとんど寄与してい なかった。また、流跡線に沿った渦度の収支解析を行った ところ、ストーム前面の inflow 領域における鉛直シアに 伴う水平渦度が立ち上げられ、上昇流によって鉛直に引き 伸ばされることで鉛直渦度が強化されていた。

b. <u>竜巻の発生過程</u>

竜巻が発生する前からの地上付近の温度場・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; RIJ) が強まっておいた。この RIJ に伴ってその北側では水平シ アに伴う低気圧性循環が強化されていた。竜巻はこの RIJ の北側領域で発生しており、竜巻の発生に RIJ が重要な役 割を果たしていたことが示唆される。また、循環解析によ って竜巻の低気圧循環の起源を調べたところ、竜巻の循環 の半分程度は摩擦により増加し、半分程度は環境の風場に 起因していることがわかった。



図 1:竜巻の循環解析の結果。(左図) 高度 100m の鉛直 渦度(色; s·1)、気圧(黒実線; hPa) 水平風(ベクトル; ms·1)、鉛直速度(灰色実線; ms·1)。(右図)循環の時系 列と傾圧項と摩擦項の寄与 Weather forecast 2° β Impact-based forecast \sim

- 一富岳プロジェクト:メソ大アンサンブル予測--

*川畑 拓矢 (気象研究所/気象業務支援センター:tkawabat@mri-jma.go.jp)

1. <u>はじめに</u>

2020年よりスーパーコンピュータ富岳が徐々に稼働 開始する。2020-2022年度に実施される富岳成果創出加 速プログラムにおいて、気象防災分野としては「防災・ 減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境 予測」課題が採択され、その中のテーマ1「短時間領域 スケール予測」においてメソ大アンサンブル予測を実 施する予定である。本講演においては、プロジェクト の概要について紹介し、生み出されるデータの潜在的 利用者との議論を行いたい。

2. <u>プロジェクトの概要</u>

本プロジェクトの骨格は、MSM 領域における 1000 メンバーのアンサンブル予報である。解像度は1km、 予報時間は48時間を予定し、過去の10事例程度に対 して計算を行う。さらに気象庁の土壌雨量指数土壌雨 量指数、表面雨量指数、流域雨量指数のアンサンブル 計算を行い、危険度分布アンサンブルを実現する。

同時に、システムを支える数値モデルの改良、デー タ同化、アンサンブルシステムの高度化、水文モデル のみならず土砂災害モデルの開発などが予定されてい る。さらに、超高解像度 LES による突風シミュレーシ ョンによる建築分野への応用、台風全域かつ発生期か らの LES シミュレーションなど富岳の計算資源を生か した大規模計算による新しい知識の発見を狙いたい。

3. <u>Impact-based forecast</u>

1 km のような高解像度シミュレーションは人々の生活空間を解像することが出来る。例えば、避難所が設けられる小学校の学区は1-2km 四方、都市における駅の間隔は1 km 程度である。すなわち人々の活動に対する影響を直接、評価することが出来る。従来、領域数値天気予報モデルは大雨を対象として予測精度を向上させるべく開発されてきた。しかしこのような解像度では、大雨によって人々の避難がどのように行われるのか、風水害は経済活動にどのような影響を与えるのか、交通網へどのような影響があるのかなど、様々な人間活動に対する影響を評価しつつ、開発・予測を行っていく必要がある。これを"Impact-based forecast"と

呼んでいる (WMO 2015)。

4. <u>なぜ大アンサンブルが必要か</u>

本プロジェクトでは、Impact-based forecast スケール での1000 メンバーアンサンブルを実施する。アンサン ブルから何らかの情報を取り出す際にはサンプリング エラーが避けられないが、1000 メンバーであれば大幅 な誤差減少が期待できると先行研究が示しており (Kunii 2014、Miyoshi et al. 2014)、また10 個の階級値 を取り出すためには 500-1000 のサンプル数が必要であ る (例えばスタージェスの法則) というような理由か ら、1000 という数を計画した。また、これまで実施し てきたポスト京プロジェクトにおいて観測ビッグデー タの同化手法開発を行ってきたが、大量のデータをア ンサンブル同化システムで同化するためには多くのメ ンバーが必要であることも分かってきた(堀田 2018)。

さらに人々の行動に対して、決定論的な情報を与え る場合と、確率論的な情報を与える場合では、後者の 方が望ましい行動に結びつきやすいことが調べられて いる(例えば Fujimi et al. 2019)これは予測の信頼度を 付加するかどうかという問題でもある。

最後に、降水量そのものでは災害と結びつきは薄く、 その積算量、土壌の性質、河川形状などが加味された 情報が必要である。このような情報の集約として危険 度分布が開発されている。本プロジェクトにおいては、 最終プロダクトとして、危険度分布アンサンブルによ る確率密度分布情報の創出を目指している。

5. 潜在的ユーザーへのデータ提供

このような高解像度大アンサンブルデータには様々 な利用方法があると考えられる。現在、主に顕著現象 による大雨、強風事例を対象に計算を行う予定である が、全国を対象としているので、静穏な地域も多く含 まれている。様々な気象状況に置ける様々な要素の確 率密度情報は、例えば自然エネルギーや交通制御、経 済活動など、多くの応用分野が考えられ、このような 潜在的なユーザーに対してデータ提供を考えたい。

出力要素や時間・空間分解能など、議論すべき点は 多く、早めに議論を開始したいと考えている。

雷観測データ BOLT の同化に向けた観測演算子の設計調査

*前島 康光¹, 牛尾 知雄², 三好 建正^{1,3} (1. 理研・計算科学研究センター, 2. 大阪大学大学院 3. メリーランド大学)

1. はじめに

豪雨をもたらす発達した積乱雲には、しばしば活 発な雷活動が見られる。雷観測システムは、様々な 機関で既に運用されており、代表的なものとして、 NOAA-NASA の静止気象衛星 GOES-R による Geostationary Lightning Mapper (Goodman et al. 2013, *Atmos. Res.*)や気象庁雷監視システムが挙げられる。 近年、大阪大学の研究グループによって、空間分解 能 100 m、時間分解能 1 マイクロ秒という、世界に 類を見ない高頻度・高分解能で雷が発光した 3 次元 的な位置を観測する "BOLT" が開発され、観測デー タの取得が行われている(Yoshida et al. 2014, General Assembly and Scientific Symposium)。

本研究は、BOLT の観測データを局所アンサンブ ル変換カルマンフィルタ (LETKF, Hunt et al. 2007, *Physica D*)を用いて同化し、局地的豪雨の予報改善 を図ることを目指している。これまでに、同化を行 うための観測演算子を構築する取り組みについて、 2018 年度秋季大会にて報告を行った。本発表では 2018 年秋季大会の発表に引き続き、観測演算子開発 の研究進捗を報告し、BOLT データの同化に向けた 今後の展開について議論を行う。

2. 観測演算子構築に向けたアプローチ

一般的に雷の発光は、強い上昇流に伴って霰粒子 同士が衝突し、電荷を帯びることによって引き起こ される。そこで本研究では、雷の発光頻度と数値モ デルの霰の混合比との関連性を見出すことによって、 観測演算子を検討していく。具体的な手法を以下に 述べる。

- (1) 2015 年 8 月 13 日に関西地方で発生した雷雨事 例を対象に、大阪大学吹田キャンパスのフェー ズドアレイ気象レーダー(PAWR)を同化する実 験を行い、高精度・高解像度な解析値を作る。 用いたデータ同化システムは、SCALE-LETKF (Miyoshi et al. 2016, BAMS, Proc. of the IEEE; Lien et al. 2017, SOLA) である。モデルの水平解像度 は 100 m、鉛直 96 層、アンサンブルメンバーは 50、同化サイクルは 30 秒、実験期間は 2015 年 8 月 13 日 00 JST~02 JST である。
- (2) SCALE の各格子点において、LETKF 1 サイク ルの間に観測された雷の発光回数をカウントし、
 30 秒毎の雷発光頻度データを得る。
- (3) (2)で得たデータのうち、発雷時のものをピック アップするため、Takahashi (1978, *JAS*)によって

提唱された発雷の基準値を適用する。

(4) SCALE-LETKFの霰の混合比と、雷の発光頻度 を散布図に表し、両者の関係性を調査する。

3. 結果と今後の課題

SCALE-LTEKF の霰の混合比と雷の発光頻度の散 布図を図1に示す。全てのデータをプロットすると、 大量に存在する低頻度の発光データによって両者の 関係性が不明瞭になり、明確な関係性を見つけるこ とは難しかった。しかし、30秒で20回未満の低頻 度の発光データを除くことによって(図1の影の部 分)、相関係数0.701という高い相関を持った関係性 を見つけることができた。この結果をベースに観測 演算子を開発してSCALE-LETKFに実装し、局地的 豪雨の実事例を対象としたデータ同化実験を行うこ とが今後の課題である。



図 1: 2015 年 8 月 13 日 00JST~02JST における霰の 混合比(解析値)と雷の発光頻度の散布図。縦軸は霰 の混合比[gkg¹]、横軸は 30 秒間の雷発光頻度[回/30 秒]をそれぞれ示す。

謝辞

本研究は、JSPS 科学研究費補助金・若手研究「『ゲ リラ豪雨』予報高精度化に向けた超高頻度・高解像 度雷発光データ同化」(研究代表者:前島康光,課題 番号 18K13614)、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)、AIP 加速課題「ビッグデータ 同化と AI によるリアルタイム気象予測の新展開」 (研究代表者:三好建正,グラント番号: JPMJCR19U2)、HPC研究プロジェクト(課題 ID hp180062, hp190156)の一環として行われた。 *本田匠 (理研計算科学), 佐藤陽祐(北大院理), 三好建正 (理研計算科学)

1. はじめに

顕著な降水や突風をもたらす大気現象の高精度な予 測には、高精度な数値天気予報の初期値をデータ同化 によって得ることが不可欠である。特に、領域スケール の現象の予測に関しては、気象レーダーや静止気象衛 星による高頻度・高解像度の観測が大きなポテンシャ ルを持つことが示されている。

数値天気予報の精度をさらに向上し得る観測として、 雷活動の観測が挙げられる。雷活動は、雲内における雲 粒粒子同士の衝突に伴う帯電に関係しており、雷活動 の観測をデータ同化出来れば、雲内の降水粒子分布や 気流構造の改善が期待される。実際、Allen et al. (2016) や Fierro et al. (2019)は雷活動の観測を同化し、降水シス テムの解析の改善を報告している。しかし、これらの先 行研究では雷活動の直接同化を避け、雷活動から推定 した霰体積や水蒸気量を擬似観測として同化していた。

雷活動の観測を直接同化するためには、雷活動を陽 に予報するモデルが必要となる。このようなモデルは 雷活動を単に診断するモデルと比べて計算負荷が高い が、観測演算子の開発を省略出来る利点がある。近年、 大規模並列へ向けて設計された気象気候ライブラリ SCALE (Nishizawa et al. 2015: Sato et al. 2015)へ雷過程を 新たに組み込んだ SCALE-LighTning(SCALE-LT, Sato et al. 2019)モデルが開発されており、雷観測のデータ同化 へ向けた環境が整備され始めている。

本研究では、電活動観測の将来的な直接同化を目指 し、その第一段階として電活動の観測が同化に役立つ 可能性を調査する。まず、静止気象衛星に搭載された Geostationary Lightning Mapper (GLM, Goodman et al. 2013)や地上の気象レーダー、静止気象衛星による赤外 輝度温度の各観測で、積乱雲がどのように捉えられる のかをスーパーセルの理想化数値実験で比較する。そ の後、単発のシミュレーション結果を真値として理想 的な観測システムシミュレーション実験(OSSE)および アンサンブル予報を行い、各観測と大気場とのアンサ ンブル相関を比較することで雷観測が同化に役立つ可 能性を評価する。

2. 実験手法

領域アンサンブルデータ同化システム SCALE-LETKF (Lien et al. 2017SOLA)に SCALE-LT を結合させ、 OSSE に用いる。水平格子間隔は2kmとし、雲微物理 スキームには Seiki and Nakajima (2014)を使用する。電 荷分離過程は着氷電荷分離機構(Takahashi 1978)を考慮 する。放電過程は Fierro et al. (2013)のスキームを用いる。 基本場は Weisman and Klemp (1982)に基づく。

3. 結果

図は、Nature run からシミュレートしたレーダー反射 強度とGLMによる発雷数、赤外輝度温度観測を示して いる。レーダーはスーパーセルの構造をよく捉えてい るが、赤外輝度温度観測では anvil の影響でスーパーセ ルの構造は明瞭ではない。一方、GLMによる雷活動の 活発な領域は高いレーダー反射強度と一致しており、 雷活動から対流コアの情報が得られることが示唆され る。より詳細な比較やOSSEの結果は当日に述べる。

t = 5700 s



図: Nature run からシミュレートされた(左)地上設置気象レーダーによる反射強度(dBZ)、(中)GLM による放電数 (flash/5 min)、(右)赤外輝度温度観測(K, 10.4 µm)。GLM は水平 8 km 解像度と仮定した。点線は高度 5.25 km にお けるレーダー反射強度最大の格子点を示す。

Nature run

全球非静力学モデル NICAM による気象・気候予測研究 _{佐藤正樹}(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

2012 年から共用開始されたスーパーコンピュ ータ「京」を利用することで、全球非静力学モデ ルNICAM を用いた数週間から数か月・および数 十年スケールの気象・気候予測研究を遂行してき た[1]。2021 年から共用開始予定の「京」の後継機 「富岳」においては、さらに大アンサンブルを組 み合わせることにより、気象・天候予測研究を推 進する計画である。本講演では、「京」を用いた NICAM による研究成果、および「富岳」での研 究の展望を概観する。

2. 「京」から「富岳」へ

「京」および「富岳」は、日本におけるフラッ グシップ・スーパーコンピュータとして、気象学 を含め様々な分野での利用を念頭に開発されてき た。「京」を利用した研究として、2011 年度より 「HPCI戦略プログラム」が開始され、分野3「防 災・減災に資する地球変動予測」において、地球 規模の気候・環境変動予測に関する研究を進めて きた。引き続き、2015年度からは、「ポスト『京』 で重点的に取り組むべき社会的・科学的課題に関 するアプリケーション開発・研究開発」プログラ ム(以下、「ポスト京プログラム」)において、ポ スト「京」、すなわち「富岳」を活用することで、 重点的な社会的・科学的課題の解決に資するアプ リケーション開発及び研究開発、研究成果の創出 を目指す研究を進めてきた。2020年度からは、ス ーパーコンピュータ「富岳」成果創出加速プログ ラムが開始され、「富岳」等を活用して、計算科学 の高度化、計算科学とデータ科学の連携により、 科学的・社会的に重要な課題の解決に貢献するこ とが要請されている。

3. 「ポスト京プログラム」での研究成果

「ポスト京プログラム」では重点課題4として 「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の 予測の高度化」のもとで、「シームレス気象・気候 変動予測」の研究を実施してきた。この研究課題 では、NICAM と高解像度海洋モデル COCO を中 核に、数週間~月・季節~数年スケールの大気・ 海洋現象の予測可能性を研究し、これらのスケー ルの極端現象や台風の性質の変化・日本近海の海 況の予測可能性を検討するとともに、人工衛星の 大規模データを活用したモデルの検証・改良を行 うことを目標とした。具体的には、2週間後から 数年スケールの数値予報に伴う極端現象・台風発 生の確率予測を行うことで、高解像度全球非静力 学モデルによる月~季節予測研究を実施し、また、 実運用可能な日本沿岸海況予測システムを設計し、 100m メッシュ詳細海況予測シミュレーションを 実施した。

4. 「富岳」での研究の展望

NICAM は「地球シミュレータ」以降、上記の フラッグシップ・コンピュータを利用した研究を 実施してきた。図1にそれぞれのコンピュータ上 での、気象・天候・温暖化スケール(それぞれ10 日、3か月、30年)のシミュレーションの変遷を 示す。富岳では、最高水平メッシュ間隔220mの 実験が可能と見積もられる。

「富岳」では、「防災・減災に資する新時代の大 アンサンブル気象・大気環境予測」の研究テーマ でNICAMによる全球スケール予測に取り組む予 定である。ここでは、大アンサンブル実験や高解 像度大気海洋結合モデルNICOCO(大気3.5km,海 洋 0.1 度メッシュ)の利用開発を目標とする。特 に、アンサンブル数1000の大アンサンブルの全球 実験により、週から数か月先までの台風等、極端 気象現象の確率予測の実現可能性を検討する。





参考文献:[1] Satoh, M. et al. 2017: Outcomes and challenges of global high-resolution non-hydrostatic atmospheric simulations using the K computer. Progress in Earth and Planetary Science, 4, 13.

観測ビッグデータ同化に向けたマイクロ波サウンダデータの水平観 測誤差相関を考慮したデータ同化

*寺崎康児,三好建正 (理研計算科学)

1. はじめに

データ同化において、非対角な観測誤差共分散行列 をどのように扱うかは重要な問題の1つである。一般 的に同一測器での観測データには観測誤差相関がある ことが知られており(Bormann et al. 2010, QJRMS)、 近年では衛星観測データのチャンネル間の誤差相関を 考慮したデータ同化の研究が進んできた。しかし、水平 方向の観測誤差相関を考慮するデータ同化は、誤差相 関を見積もる研究は行われているものの、それを陽に 考慮するデータ同化研究はあまり進んでいない。

衛星観測データの中で改良型マイクロ波サウンダ (AMSU-A)は、数値予報の精度向上に最もインパクトのあるデータの一つである。現在、現業機関では、観 測データを間引いて、水平観測誤差相関を考慮せずに 同化している。水平方向の観測誤差相関を陽に考慮す ることで間引きをせず、より多くの観測データを同化 することで、観測データが持つ情報をより多く利用で きる可能性がある。本研究は、全球大気データ同化シス テム NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2017)を用いて、 AMSU-Aデータの水平観測誤差相関を考慮することで、 解析及び予報精度の向上を目指す。

2. 実験設定

NICAM-LETKF システムで AMSU-A の水平観測誤 差相関を考慮するために、観測誤差共分散行列を陽に 扱うことができるよう改良した。アンサンブル数は 32 とし、共分散膨張手法は Relaxation To Prior Spread (RTPS)を用いた(α = 0.95)。本研究では 3 種類の 実験を行った。コントロール実験では、AMSU-A の観 測データを 250km 間隔に間引いて観測誤差相関を考慮 せず同化した(DIAG250)。次に、AMSU-A を 125km 間隔に間引きをし、観測誤差相関を考慮しない実験 (DIAG125)と考慮する実験(FULL125)をそれぞれ 実施した。水平観測誤差相関は Desroziers et al. (2005) の手法に基づいて、2 段階で推定した。まず DIAG125

の結果を用いて一度観測誤差相関を推定し、その推定 結果を用いてFULL125の予備実験(FULL125Pre)を 行った。このFULL125Preの実験結果を用いて再度観 測誤差相関を推定し、FULL125を実施した。なお、 FULL125を用いて再度観測誤差相関を推定しても、 FULL125Preの推定とほぼ同一であった。

3. 結果

図1は AMSU-A の観測誤差相関を考慮した実験 (FULL125) と、観測誤差相関を考慮しない実験 (DIAG250)の ERA-Interim に対する二乗平均平方根誤 差 (RMSD)の違いを表す。対流圏下層の気温やジオポ テンシャル高度は最大で2%程度の改悪が見られた。一 方、対流圏中層から上層にかけての気温と東西風は最 大で5%程度改善した。また、予報精度について概ね改 善する傾向が見られた。

4. まとめ

本研究では、NICAM-LETKF システムを用いて、水 平方向の観測誤差相関を陽に考慮するシステムの開発 及び実験を行い、解析及び予報精度が向上することを 示した。観測誤差相関を考慮することによって、観測ビ ッグデータを有効活用し、数値予報精度向上の可能性 が示唆された。



図1 観測誤差相関を考慮した場合(FULL125)としない場合 (FULL250)の、気温、ジオポテンシャル高度、水蒸気量及び東西 風の RMSD の差。負は観測誤差相関を考慮することで改善したこ とを示す。

- [1] Bormann, N., and P. Bauer, 2010: Estimates of spatial and interchannel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. I: Methods and application to ATOVS data. *Q. J. R. Metorol. Soc.*, 136, 1036-1050.
- [2] Desroziers, G., L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 3385–3396, doi:10.1256/qj.05.108.
- [3] Terasaki, K., and T., Miyoshi, 2017: Assimilating AMSU-A radiances with the NICAM-LETKF. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 433-446.

「京」から「富岳」へ: NICAM/NICOCO を用いた延長予測の取り組み

宮川 知己 (東京大学大気海洋研究所)

<u>1. はじめに</u>

地球シミュレータ上で全球雲解像モデル NICAM が 30-60 日 スケールの変動であるマッデン・ジュリアン振動(MJO)の 再現に成功(Miura et al. 2007)して以降、MJO のシグナルを手 掛かりとして 2 週間以上先の予測(延長予測)を改善するこ とは高性能スーパーコンピュータを用いたプロジェクト研究 における大きなテーマの一つとなってきた。スーパーコンピ ュータ「京」の計算能力により NICAM を用いた MJO のアン サンブル実験が可能となり、MJO の予測が約1ヶ月程度可能 であること(Miyakawa et al. 2014)が示された一方で、その 成果を防災・減災など具体的に国民生活の向上に繋がるもの へと昇華するまでにはいまだ多くの課題が残されている。

本講演では、「京」を用いた HPCI 戦略プログラム分野3お よびポスト京重点課題 4 における延長予測の取り組みを総括 するとともに、2021 年本格稼働開始予定の「富岳」において 取り組むべき課題について紹介する。

2. 「京」を用いた延長予測関連研究



MJOアンサンブル予測実験の結果: 有効なスコアを4週間維持するとともに、現実と近い降水の水平分布が得られている。 (Miyakawa et al. 2014 に加筆)



NICOCO:正 20 面体をベースとした格子系の超高解像度の大気モデル NICAM と、海洋の高解像度化に対応するために開発された3極構造 格子の海洋モデル COCO がカップラーを介して接続されている。 (Miyakawa et al. 2017 より)



NICOCO で表現される海洋の様子

(c) NICOCO を用いて MJO-ENSO 相互作用の研究例



MJO の東進が良く再現される 14km と 3.5kmNICAM における循環強 度の違い (Miyakawa and Miura 2019 より)

3. まとめと「富岳」利用を見据えた今後の課題

「京」を用いたこれまでの取り組みにより、冬季の MJO に ついてはその東進や伴う降水分布などが比較的良く再現され うることは明らかになった一方で、梅雨・猛暑・台風発生な どと関連する夏季の季節内変動(BSISO)の再現性、海洋結 合した際に強化される傾向にある気候的バイアスおよびその 太平洋高気圧構造や台風発生への影響など、日本を含む様々 な地域において幅広く有効活用するために解決するべき課題 が浮き彫りになっている。「富岳」において優先的に取り組む 課題として、海洋のドリフトを抑えつつ行う結合予測や季節 内変動とモンスーンの相互作用の解明などが挙げられる。 参考文献:

Miura et al. 2007, doi:10.1126/science.1148443. Miyakawa et al. 2014, doi:10.1038/ncomms 4769. Miyakawa et al. 2017, doi:10.1002/2017GL074683. Miyakawa and Miura 2019, doi:10.2151/jmsj.2019-034.

スーパーコンピュータ「富岳」開発における 気象・気候分野のアプリケーションコデザイン

*八代尚(国環研), 寺崎康児(理研計算科学), 中野満寿男(JAMSTEC), 小玉知央(JAMSTEC), 河合佑太(理研計算科学), 富田浩文 (理研計算科学)

1. 「京」から「富岳」へ

2011年より共用利用が始められたスーパーコンピュ ータ「京」は、これまでにない規模の莫大な計算資源 を気象・気候分野研究にもたらした。HPCI戦略プログ ラム分野3「防災・減災に資する地球変動予測」やポス 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」をはじめとする多くの研 究課題が「京」を活用し、モデリング研究開発やシミ ュレーション研究において多くの卓越した成果が報告 された。「京」は惜しまれつつも 2019年8月末をもっ て稼働を停止し、「京」の後継となる新たな日本の旗艦 スーパーコンピュータ「富岳」の設置が神戸市の理化 学研究所計算科学研究センターで進められている。

「富岳」はポスト「京」という仮称で2014年より開 発が開始された。多くの科学技術分野のソフトウェア で高い性能を発揮する汎用性を重視し、9つの重点課 題から様々な特徴をもった重点アプリケーションが選 定された。これらのアプリケーションは CPU・ノード 等の設計やコンパイラ・数値計算ライブラリ等の改良 を進める上での評価軸として役立てられ、同時に各研 究分野においてソフトウェア側をどう変更・改良すべ きかの試行錯誤が行われた。「富岳」の開発ではこのシ ステムーアプリケーションコデザインを重要視し、マ シン性能においても単純な計算のベンチマーク性能で はなく、実アプリケーションで「京」から 100 倍の高 速化を実現することを目標としている。

2. 気象・気候のアプリケーションコデザイン

気象・気候分野からは全球非静力大気モデル NICAM と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ LETKF が 重点アプリケーションとして選定された。高速化のた めに行われた主な改良を挙げると、NICAM では、サブ ルーチンレベルでのソースコードの再構築(リファク タリング)や最適化を進め、コンパイラ開発と共同し てループ内に多数の演算が含まれるコードで起こる性 能低下を回避するための自動ループ分割機能の強化を 行った[1]。また単精度での浮動小数点演算を可能にし、 力学コア理想実験において単精度演算を含むシミュレ ーションが倍精度のみを用いた結果と遜色ないことを 示した[2]。単精度での計算はメモリから転送が半分で 済むこと、キャッシュから追い出されないデータ量が 増えること、1 つの演算命令で同時に処理可能な演算 (SIMD 演算)の数が倍精度に比べて2倍になることか ら、およそ 1.6~2.2 倍の高速化が見込める。LETKF で は、正20面体格子から緯度経度格子への変換を廃止す ることで高速化を図り[3]、小さい実対称行列の固有 値・固有ベクトルの1プロセスでの計算を高速化する 数値計算ライブラリの開発を行った。これは一辺がア ンサンブルサイズ程度の配列の固有値を何億格子分と 計算する際に非常に有効である。また、大気を水平方 向に分割して計算する NICAM と、同じ水平領域のア ンサンブルメンバーすべてを用いて処理を行うLETKF との間でやり取りされる大気の変数について、データ の移動を最小にし、出来るだけ並列でファイルの読み 書きを行う「Throughput-Aware」なアプリケーションデ ザインへの改良を行い、ファイル I/O と大域通信にかか る時間を大幅に短縮した[4]。

上記のようなコデザインの結果、現状において NICAM+LETKF はターゲットとする高解像度・大アン サンブルデータ同化シミュレーションを「京」の 120 倍の速度で実行可能であるとの性能見積もりを得てい る。今後は得られた知見を分野全体へノウハウとして 広めていき、多くの研究者が「富岳」の性能を生かし た研究を進められるよう活動を行う予定である。

- 千葉ら、2018、第 17 回情報科学技術フォーラム、 2018年9月、福岡
- [2] Nakano, M. et al., 2018, Mon. Wea. Rev., https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0257.1
- [3] Terasaki, K. et al., 2015, SOLA, https://doi.org/10.2151/sola.2015-006
- [4] Yashiro, H. et al., 2016, Geosci. Model Dev., https://doi.org/10.5194/gmd-9-2293-2016

日本域の季節平均気圧配置の将来変化

尾瀬智昭・遠藤洋和・仲江川敏之(気象研究所)

1. はじめに

地球温暖化は、日本域においても気温の上昇や異 常気象の増加をもたらしている。一方、非一様な昇 温分布がもたらす大気循環の変化は、全球的な温暖 化シグナルに正負の地域性をもたらす可能性がある。 今回、日本域の季節平均気圧配置の将来変化につい て、水平20kmの高分解能全球大気モデル(MRI-AGCM) による予測実験を解析したところ、多くの点で CMIP5 モデルによるアンサンブル予測と一致してい ることがわかったので報告する。JRA-55 再解析に見 られる最近の気候トレンドとの比較も予定している。

2.解析データ

気象庁「地球温暖化予測情報第9巻」データセット(日本域ダウンスケーリング)に大気境界値を与える全球大気モデル実験の、現在気候(1980-1999年)とRCP8.5およびRCP2.6シナリオによる21世紀末(2075-2096年)の20年間季節平均の海面気圧値(4つの海面水温変化実験の平均)を解析した。

3.結果

図1から図4は、冬季、春季、夏季、秋季における海面気圧の将来変化(RCP8.5の場合)を示す。

冬季は、アリューシャン低気圧が北偏し東方海上 から日本付近に高気圧偏差が広がるため、北日本を 除いて冬型の気圧配置は弱まる傾向である。

春季は、日本の北方にアリューシャン低気圧が強 く残る一方、高気圧帯が日本の南方海上に広がる傾 向のため、西風が強くなる。

夏季は、太平洋高気圧の北日本への張り出しは弱 いが、南西諸島から西日本付近では強くなる。

秋季は、日本付近では東方海洋上から広がる高気 圧帯がやや北偏し、アリューシャン低気圧の南下が 遅れて南風が強まる傾向である。

4.まとめ

冬季は暖冬型、夏季は初夏型の気圧配置、春季は 北日本にアリューシャン低気圧が残る一方、秋季は アリューシャン低気圧の南下が遅れる季節変化の傾 向が見られる。



図1 日本周辺における冬季の海面気圧の将来変化 (陰影:現在気候における年々変動の標準偏差で規 格化した値)。緑・黒の等値線は将来予測値と現在気 候値(hPa:1000hPaからの相対値)。



図2 春季の海面気圧の場合。



図3 夏季の海面気圧の場合。



図4 秋季の海面気圧の場合。

-232-

様々な時間スケールのアメダス極端降水量の季節・長期変動 -----ENSO への応答-----

*釜堀弘隆^{1,2}, 高薮禄¹,横山千恵¹,辻宏樹¹,澁谷亮輔¹

1 東京大学大気海洋研究所

2 気象研究所

1. はじめに

2019 年秋季大会において、アメダス観測から求めた 1時間から 120時間にわたる様々な時間スケールの極 端降水量の季節変動および長期変動を報告した. ここ では、ENSOがこのような変動に及ぼす影響を調べた.

用いたデータと方法論 2

降水量データとして、アメダスの1時間降水量を用 いた. これを地点別に積算して1,2,3,6,12,24,48,72, 120時間降水量を求め、地域別の0.1パーセンタイル値 を超える極端降水量の発生頻度をエルニーニョ年およ びラニーニャ年に分けて調べた. ここで, エルニーニョ 年およびラニーニャ年として表1のように各々8年を 定義した.また、アメダス観測は1976年から開始され ているが、初期においては観測所の改廃が多いため、 1984~2018年の35年間を調べた.

3. 結果

図1に、エルニーニョ年およびラニーニャ年におけ る24時間極端降水量の相対発生頻度を示す.西日本太 平洋側や沖縄・奄美では、エルニーニョ年における発生 頻度が大きいが、逆に東日本日本海側ではラニーニャ 年で大きいなど、地域差がある.図2に西日本太平洋側 におけるエルニーニョ年およびラニーニャ年の極端降 水量の月別発生頻度を示す. エルニーニョ年では盛夏 期に当たる8月に頻度が大きく,その頻度は累積時間 が長くなるほど大きくなる.このことは、8月に大規模 場による大雨が発生しやすいことを示している.一方, ラニーニャ年では梅雨期である7月に頻度が大きく, 累積時間が伸びるほど頻度が大きくなる.また,エルニ



ーニョ年では6月における頻度も相対的に小さく,梅 雨が不活発であることを示唆している. 逆に、西日本日 本海側ではエルニーニョ年における7月の極端降水量 が多くなっている(図省略). 講演では、さまざまな時 間スケールの極端降水についてのエルニーニョ年とラ ニーニャ年の差異の詳細を報告する.

謝辞:本研究は、東京大学の運営費による「水と気候の 大規模データ解析拠点」プロジェクト,及び(独)環境再 生保全機構の環境研究総合推進費(2-1904)の支援を受 けた.

表1 エルニーニョ年とラニーニャ年

エルニーニョ年	1987, 1991, 1992, 1997, 2002, 2009, 2014, 2015
ラニーニャ年	1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2007, 2010





FDF for Obs > 0.1%ile AREA09 (LN)



-233-

全球平均気温が 1.5℃、2℃、4℃上昇した場合の 日本周辺の気候変化

*野坂真也,石井正好,水田亮,村田昭彦,川瀬宏明,佐々木秀孝(気象研究所), 塩竈秀夫(国立環境研究所)

1. はじめに

気候変動リスク情報創生プログラムでは、気象研究 所の全球大気モデル(MRI-AGCM)と非静力学地域気候 モデル(NHRCM)を用いて「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)」を作成し、 産業革命前と比べて 4℃昇温となった場合の気候場を 再現した[1]。2℃昇温した気候場の再現も追加され[2]、 現在気候、+2℃、+4℃の大規模アンサンブルデータセ ットが作られている。

2015 年のパリ協定では昇温量が 1.5℃に抑えられる ように努力することが求められており、2℃上昇から 1.5℃上昇に抑えることで何が変わるのかを調査するこ とは重要である。

そこで、全球昇温量が1.5℃となるように気候場を再 現し、d4PDF と同様の実験設定でアンサンブルデータ セットを作成した。

これまでに計算されているデータセットと比較を行 い、全球気温が1.5℃、2℃、4℃昇温した場合の、日本 周辺の気候変化について調査した。

2. 実験設定

気象研究所で開発された水平解像度 60km の MRI-AGCM[3]と水平解像度 20km の NHRCM[4]を利用 した。現在気候実験では海面水温に COBE-SST2[5]を利 用し、摂動を与えてアンサンブル計算を行っている。 1.5 度昇温実験では、トレンド除去した COBE-SST2 に CMIP5の6種類のモデルから計算されたSST将来変化 パターンを加算し、さらに摂動を与えてそれぞれの SST に対し9つのアンサンブル計算を行っている。SST の将来変化として 1991 年から 2010 年と 2020 年から 2039年の差を用いた。SST の年々変動は現在気候実験 の1982年から2010年に対応した29年分を利用してい る。なお、MRI-AGCM による全球昇温量が産業革命前 と比べ 1.5℃となるようにスケーリングファクター[6] を SST 将来変化量に掛けている。温室効果ガス濃度は RCP8.5 シナリオの 2030 年の値を使用している。1.5 度 昇温実験の総計算年数は1566年である。

3. 結果

地球温暖化が進むと、日本では全球昇温量よりも大 きく昇温し、日本の陸上グリッドで平均した平均気温 が全球平均の1.3倍昇温する。これは昇温の度合いに関 わらず一定であった。昇温量は平均気温や最高気温よ りも最低気温のほうが大きく、全球昇温量の1.7倍であ った。また、日本周辺では北へ行くほど昇温量が大き く、この特徴は全球昇温量が大きくなるにつれ目立つ ようになる。

降水量の変化は、年間降水量では全球昇温量に対し て線形な変化がみられない一方で、年最大日降水量は 全球昇温量が大きくなるにつれて増加していき、その 増加率は1度当たり6%程度であった(図)。



図 現在気候実験からの全球昇温量と日本陸上グリッ ド平均の(a)年間降水量と(b)年最大降水量の変化

(黒:現在気候 緑:+1.5℃実験 黄:+2℃実験 赤: +4℃実験、エラーバーは標準誤差を示す)

- Mizuta et al. 2017, BAMS
 Fujita et al. 2019, GRL
 Mizuta et al. 2012, JMSJ
- [4] Sasaki et al. 2008, SOLA
- [5] Hirahara et al. 2014, JCLI
- [6] Shiogama et al. 2010, JCLI
- **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)」の支援を受けた。

降水タイプ別にみた極端降水と地上気温の関係

*初塚大輔, 佐藤友徳(北大院地球環境), 樋口義仁(北大院環境科学)

1. はじめに

極端に強い降水量の増加は、Clausius-Clapeyron(以下、C-C)の式に従って大気中の飽和水 蒸気量の増加率(約 7%/C)と関連すると考えられて いる。しかし、観測データから推定された極端降水 の増加率は 7%/Cを大きく上回ることが世界各地で 報告されている(例えば、[1])。一方、このような極端 降水の大きな増加率は、総観規模の擾乱に伴う降水 と対流性の降水という異なるタイプの降水を区別せ ず分析した結果である可能性も指摘されている[2]。

一般的に、前線等の総観規模の擾乱に伴う降水は 長い降水継続時間を有するのに対し、対流性の降水 は継続時間が短い。そこで本研究では、日本域を対 象とし、降水イベントをその継続時間に基づいて 2 つのタイプに分類し、極端降水の強度と地上気温の 関係について調査した。

2. データと解析方法

解析には AMeDAS で観測された 10 分値降水量と 日平均気温を使用した。解析期間は 1994 年~2018 年 の 5 月~9 月とし、欠測の少なかった 646 地点を用 いた。

本研究では、降水イベントごとに10分値から算出 した1時間降水量の最大値を用いる。1つの降水イ ベントは、3時間以上の0mm継続期間を伴わない一 連の降水と定義した。さらに、抽出した降水イベン トを「継続時間の短いイベント」と「継続時間の長 いイベント」の2つのタイプに分類した。前者は、 継続時間が5時間未満かつ午後に最大強度を持つも の、後者は継続時間が10時間以上のものとした。最 後に、各降水イベントの最大1時間降水量を2℃間 隔の気温ビンに分類し、気温ビンごとに最大1時間 降水量の99パーセンタイル値を算出した。

3. 結果

図1は各降水タイプにおける気温ビンごとの発生 頻度である。気温と共に継続時間の短いイベントの 比率が増加する傾向が見られ、特に20℃付近から明 確に増加していることが分かる。

次に、極端降水の強度と地上気温の関係を図2に 示す。まず、降水タイプを区別しない場合(図2のAll)、 先行研究[3]で指摘されていたように、高い気温で極 端降水の強度は減少に転じる。これは、極端降水の 強度が継続時間の長いイベントに比べて短いイベン トで小さいことと、気温が高くなるにつれて継続時 間の短いイベントの割合が増加することで説明され る。一方、より大きな降水強度を持つ継続時間の長 いイベントでは、12℃付近から C-C の関係から予想 される増加率を大きく上回る変化を示す。従って、 将来の気温上昇により、前線等による総観規模の降 水システムに伴う極端降水が著しく増加することが 示唆される。



図 1: 降水タイプ別発生頻度。灰点線は全降水イベントに対する Short event の発生比率



図 2: 最大1時間降水量の 99 パーセンタイル値と気 温の関係。陰影は 95%信頼区間(Short と Long のみ)。 灰実線と灰点線は傾きのみが意味を持つ。

謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)および科研費 19H05697 の支援を受けて実 施された。

- [1] Lenderink, G., and E. van Meijgaard, 2008: *Nat. Geosci.*, **1**.
- [2] Haerter, J. O., and P. Berg, 2009: Nat. Geosci., 2.
- [3] 内海他, 2011: 水工学論文集, 55.

地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について(その12)

ー北海道の蝦夷梅雨と梅雨空ー

谷貝勇 *

1 はじめに

北海道の一部で夏期に、本州の梅雨に似た天候の現 れる事から、蝦夷梅雨(えぞつゆ)という言葉が用い られ、大川隆(1992)が気象学的に議論した。これに ついては批判があり、

(A) 解析期間 6 月 25 日—7 月 19 日の降水は、梅雨前 線が本州にあるために、前線によるものではない。特 に、太平洋側の地域は、オホーツク海高気圧で降る降 水なので、梅雨とは呼べない。

一方、気象庁の定義では、北海道に梅雨はないが、 近年、夏季に、降水に関連した災害が顕在化しており、 北海道の気候変化を見直す必要性が出てきた。

2 解析と結果

谷貝(2019)は春季気象学会で、JRA25/JCDAS(1980 -2009年)の解析から、温暖化の影響により日本列島 で偏西風の分流の起こりやすい日時を取り出すと、北 海道の8月に弱い積雲対流の増大のあることを示し、 同期間のアメダスでも、札幌と函館で弱い降水

(2mm/6hour 未満)の発生回数が10年間積算で増大していることを報告した。第1図は、同じ解析を北海道の各地に広げ、地域的な分布を調べた。●は、10年間 積算で回数が増大している。この弱い降水は、西風南下による上層寒気でもたらされ、下降気流になる地域では発生し難いため、細かな地形の影響を受けやすいことが、図から読み取られる。大川隆(1992)と異なり、オホーツク海高気圧による降水は除外されていることから、(A)の批判に対応している。図中の四角は、「蝦夷梅雨」の現れる地域を示しており、温暖化によって弱い降水の増大する地域は、西風で上昇流の起こりやすい山岳地域にも広がっている。

同じ解析を、気象官署の雲量データで行った。札幌、 函館、旭川、網走、室蘭、帯広、釧路、稚内 の8官 署で(03,09,15,21時)のデータがある。第2図では、 雲量が6~10(赤色)では、旭川以外の地域では単調に 増大しており、一方、0~5(青色)の少ない雲量につ いては、全ての地域で、偏西風の分流(500hPa 温度で 判定)回数増加に伴って、増加している。上層の流れ のトラフの前面では下層で上昇流が起こり、結果とし て雲量増大をもたらし、また、トラフの後面では下降 流が起こり、雲が発生しにくくなる、事が知られてい るので、北海道における雲量の系統的な変化に、地球 温暖化の影響が見られる。東北地方の梅雨明けの遅れ と関連して、「蝦夷梅雨」の現象が見られるが、雲量変 化としては、北海道全域で、以前に比べると、変動が 大きくなり、一般の人には分けの分からない天気が増 えてきたと感じるようになった。かつての本州で見ら れた長く続く曇りを特徴とした「梅雨空」は、起こり にくいが、悪天候をもたらしやすい急な天気の変動が、 北海道の「梅雨空」の特徴になる。

気象庁の梅雨明けデータによると、東北地方では 1950年以降で、1993, 1998, 2001, 2003, 2009, 2017年 のように、特に21世紀になって、梅雨明けの定まらな い年が現れるようになっており、この事が梅雨明けの 遅れと関連している。これは、梅雨前線と秋雨前線の 境界が曖昧になってきたことを意味している。北海道 の8月には、このような、夏らしからぬ天候が増えて きている。





第1図 アメダスによる弱い降水 (2mm/6hour 未満)の回数が、 1980-2009 年の10 年間ごとの積算で増大した地点を●、そうで ない地点を●でプロットした。

第2図 北海道の気象官署で(03,09,15,21時)の雲量を観測している8地点での解析。雲量(0~5)の少ない場合の発生回数を10年間ごとに積算したものを青線、(6~10)多い場合を赤線。

近年における関東降雪の極端化と大気循環の変化

*中村 祐貴, 立花 義裕 (三重大学大学院生物資源学研究科)

1. 序論

1961~2018年の58年間で関東地方の各年の1,2月 総降雪量を多い年順に並べると極端に多い年は最近 の方が上位にある(図1).80年代後半のレジームシ フトに関する研究^[1]や関東の降雪に関する研究は事 例・統計解析どちらもされている^{[2][3]}が,80年代後 半のレジームシフトの前と後で比較し,最近の極 端降雪の要因を統計的に考察した研究はない.80 年代後半のレジームシフトによりアリューシャン低 気圧が弱まったことが,最近の方が極端な降雪年が 多い原因となっている可能性がある.よって,本研 究の目的は,88/89年を境にして関東の降雪時の気象 場を比較し,極端に降雪の多い年が最近の方が多い 要因を考察することである.

2. 使用データと解析手法

降水・降雪量は気象官署の観測データ,海面水温 は HadISST,大気場は JRA-55 を用いた.解析期間は 日降雪量のデータが存在する 1961~2018 年の 58 年 間で,降雪量の多い 1,2 月を使用した.

合成図解析を用いて、降雪日での各気象場の平均 の差を比較した.南岸低気圧による降雪事例を抽出 したかったため、降雪日の定義は都県庁所在地の気 象官署と館野(茨城県)の8地点中5地点以上で1cm 以上の降雪を観測した日とした.抽出事例のうち、 1988年以前を過去、1989年以降を近年とすると、事 例数は過去40事例、近年30事例であった.極端な 降雪年は近年の方が多い要因を考察するため、抽出 した事例の中で8地点合計100cm以上の事例を極端 事例とし、極端事例以外のものは普通事例とした.

3. 結果

全体の事例数は40から30に減っていた.しか し、図1より各年の1,2月総降雪量は近年の方が上 位にあることが分かり、極端事例の回数も過去5事 例、近年9事例と、近年の方が増えていた.850hPa のストームトラックの変化を確認すると、日本の南 海上から東海上で正偏差となっていた(図2).ま た、同様の場所で、海面水温の南北温度勾配も正偏 差となっていた(図略).

次に,極端・普通事例で各事例の降水・降雪量を 調べると,両事例で降水量には有意な増加があった (図略).そこで水蒸気フラックスの収束の気候値 を比較すると,近年の方が日本付近で収束が強ま っており(図略),降雪日の水蒸気フラックスの 収束の差は近年の方が両事例共に収束がより強まっ ていた(図略).また,低気圧も近年の方が両事例

共に中心付近で強さが大きくなっていた(図3).

4. まとめ

以上の結果より,海面水温の南北温度勾配が大き くなったことでストームトラックが強まり,極端降 雪の回数が増加したことが示唆された.また,低気 圧が強まったことで水蒸気フラックスの収束も強ま り,事例あたりの降水量が増加したと考えられる.



図1 58年間の関東地方の各年の1,2月総降雪量を多い順 に上位30年並べた[cm] 赤は1989年~、青は~1988年



図2 1,2月850hPaストームトラックの気候値の変化 ストームトラックは<u>v²</u> - v²(vは日平均, 「は月平均の南 北風)を用いた 色は近年と過去の差[m²/s²] ドット域は信頼水準90%以上の領域



図3(a),(b) (a) 普通事例,(b) 極端事例の海 面更正気圧の合成図 線は近年の事例の海面更正気圧 [hPa], 色は近年と過去の事例の差[hPa], ドット域は信頼水準90%以上の領域

5. 引用文献

[1]Tachibana et al., 1996 : J. Meteor. Soc. Japan, 74, 579-584
[2]Honda et al., 2016 : SOLA, 12, 259-264
[3]Yamazaki et al., 2015 : SOLA, 11, 59-64

-237-

関東における極端降水と付随する循環場の将来変化

*宮坂貴文 (気象業務支援センター), 川瀬宏明 (気象研究所),

仲江川敏之 (気象研究所), 高薮出 (気象研究所)

1. はじめに

地球温暖化が進行しつつある近年、日本は記録的な 豪雨に立て続けに襲われた。2019年10月の台風19号 が東日本に、2018年7月に梅雨前線への持続的な水蒸 気供給に伴う豪雨が西日本を中心に、甚大な被害をも たらしたことは記憶に新しい。また、2017年7月に九 州北部で発生した豪雨のように局所的なものもあり、 豪雨発生メカニズムは複数存在する。こうした極端降 水の将来変化は科学的に重要であるだけでなく社会的 にも重要である。そこで、本研究では大規模アンサン ブル実験 d4PDF に基づき、関東の極端降水の将来変化 について調査し、大気循環場と関連させて議論する。

2. データと手法

気象研の MRI-AGCM3.2 による d4PDF 全球版と、そ こから日本域を気象研 NHRCM により力学的にダウン スケールした d4PDF の領域版を用いた[1,2,3]。水平解 像度はそれぞれ 60 km と 20 km である。観測の海面水 温を与えた過去再現実験 HIST、トレンドを除去した海 面水温を与えた非温暖化実験 NonW、CMIP5 の海面水 温上昇分を用いて全球気温が 4K および 2K 上昇した状 況を模した実験 (+4K, +2K) の 4 つを用いた。HIST と NonW は 6000 年分、+4K は 5400 年分、+2K は 3240 年 分の積分を用いた。

極めて強い豪雨を調べるため、100年に一度より低頻 度の事例を関東域内の各モデル格子の日降水量の上位 事例で定義した。HIST と NonW は上位 60 事例。+4K と+2K は各 CMIP5 モデルの海面水温について上位9 お よび5 事例抽出し、計54 および30 事例である。

台風は全球版のトラックデータ[4]を使用した。

3. 結果

関東の各地点でのパーセンタイル雨量は、地球温暖 化が進行するほど極端降水が強化することを示唆した。 変化率は極端な降水ほど大きく、HIST に比べて+4K で は10年に一度の降水は約30%、100年に一度の降水は 約35%増加することが示唆された。

100 年に一度より極端な豪雨が発生する時の海面気 圧偏差を K 平均法により 4 つのクラスターに分類する と、(A)強い低気圧偏差、(B)弱い低気圧偏差、(C)南 方の低気圧偏差と北方の高気圧偏差の南北ダイポール、 (D)北方の高気圧偏差が卓越して関東に弱い低気圧性 循環偏差、で特徴付けられる分類になった(図1)。ク ラスターAは台風が接近している事例を多く含み、関 東西部の山岳域で特に降水が強い。クラスターBは房 総半島での極端降水を伴うことが多く、クラスターC は関東北部の極端降水を伴うことが多い。そして、ク ラスターDは平野部で多く発生し、降水の空間スケー ルが小さい特徴がある。地球温暖化によりクラスター B, Cでは低気圧偏差が弱化するものの水蒸気と降水は 増加しており、力学的効果ではなく熱力学的効果によ るものと考えられる。クラスターAは低気圧偏差の強 化が見られ、熱力学的効果に加えて力学的効果も寄与 していると考えられる。

なお、地球温暖化により関東に接近する強い台風の 数は増加するものの、極端な豪雨において台風が接近 している事例は相対的に減少することが示唆された。 クラスターDの初秋の頻度の増加が示唆されることか ら、地球温暖化による極端降水を調べる上で、台風を 伴わない初秋の豪雨が重要であると考えられる。



HISTにおける海面気圧偏差を4つに分類した場合のクラスター平均。等値線は1hPa毎。負値は破線。零値は太線。

- [1] Mizuta, R., et al., 2017, Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383-1398.
- [2] Fujita, M., et al., 2019, Geophys. Res. Lett., 46, 435-442.
- [3] Kawase, H., et al., 2019, J. Geophys. Res., 124, 6093-6103.
- [4] Yoshida, K., et al., 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 9910-9917.

関東域の夏季の大気循環と降水における都市効果の評価

若月泰孝 * ^{1, 2} , 杉野伊吹¹ 1) 茨城大学 理工学研究科, 2) 海洋研究開発機構

1. はじめに

関東の都市の気候影響に関する研究は、観測・数 値モデルシミュレーションの両側面から研究がなさ れてきた.近年では、ヒートアイランド現象の解析 のみならず、都市域の降水増加についても研究がな されてきた.しかし、都市効果による降水の増強メ カニズムや関連する大気循環場の応答については、 未だ十分に研究なされていない.そこで、本研究で は、高解像度の大気モデルシミュレーションを実施 することによって、都市効果のメカニズムの解析を 行った.さらに、都市効果の地球温暖化による影響 についても、疑似温暖化手法を適用することによっ て解析した.

2. 実験概要

本研究での領域気候シミュレーションは、気象庁 非静力学地域気候モデル NHRCM を用いる.水平 解像度は 1km とし、計算領域は中部山岳域を含む 関東域の 300×360 格子で計算した. 側面境界条件は MANAL のモデル面データを用いた. 初期時刻は7 月27日で、5日間のスピンアップを取って8月の1 ヶ月間の連続計算を実施した.現在気候の再現とし て 2009-2018 の 10 年間を計算した. 都市効果とし て単層キャノピーモデル (SPUC; Aoyagi and Seino 2011) を用いた. 都市効果を調査するために CTL 実 験のほか, SPUC を用いず都市域を農耕地として扱 った実験(NURB),都市域を農耕地とするものの粗 度のみ都市域と同じ値にした実験(RURB)も実施し た.3 種類の実験結果の差分より, RURB-NURB で力学的効果(粗度の影響)を,CTL-RURB で熱 的効果(SPUCの影響)を評価した.

将来気候実験では疑似温暖化手法を用いて, RCP8.5を元に地表面4℃上昇を与え計算を行った. 相対湿度は不変とした. CO2濃度もRCP8.5シナリ オで21世紀末を想定した値にした.

3. 大気循環と降水の都市効果

大気循環と降水の都市効果を3種類の実験の差 分から,降水は力学的効果によって12-15時頃に わずかに増強し,熱的効果によって15-18時頃に 増強した.2つの都市効果を合わせると,15-18時 頃を中心に降水が増加し,強雨も同様に増加した. 強雨偏差は夜間にかけ内陸側に移動した.

力学的効果では、都市域に粗度を与えることで、 海風の弱化が見られ、海風の海側で高圧域が形成 され、沿岸に沿った領域で上昇気流域が形成され た.上昇気流は混合層を乗り上げるように陸側に 傾斜した構造を形成し、より内陸側で下降し内陸 側の下降域で断熱圧縮による高温偏差域を形成 した(図).高温偏差の下層では低圧となった.結 果,内陸の低圧側から沿岸の高圧側に風偏差が見 られる形となった.この鉛直構造は,傾斜対流構 造と対応した内部重力波の構造に類似していた. 傾斜対流に対応して,上昇気流は沿岸からやや内 陸側に傾き,中層で水蒸気量の増加を示した.

熱的効果では、都市の熱的効果によって 15-18 時をピークに顕著に混合層が発達し、下層に加熱 域が見られた. 中層の水蒸気量もこの時間帯に増 加し、降水の増加と対応していた. また、力学的 効果に観られるような傾斜対流構造も内包して いた. 一方、熱的効果では、午前中に弱い冷却偏 差が下層大気に観られ、鉛直循環構造も下降流偏 差となっていた. 午前中は混合が開始されること で、都市域の下層の熱が拡散すると同時に、都市 域の建物表面積が広いこともあり、地表面温度の 上昇が遅れることが要因と考えられた.

4. 将来気候実験

温暖化実験において,力学的効果には顕著な温 暖化のシグナルは見いだせていない.一方,主に 熱的効果によって,夜間のヒートアイランド強度 の弱化が見られた.これに対応して,混合層上部 で下降流偏差に対応するような安定化のシグナ ルが見られた.そのメカニズムについては,現時 点では解析途中である.

謝辞

本研究は、気候変動適応技術社会実装プログラム環境省推進費 S-18、JSPS 科研費 JP18H01673 の支援をいただいた. 本研究では、気象研究所の清野直子氏ご助言をいただいた.

参考文献

Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. J. Appl. Meteorol. Climatol., 50: p. 1476-1496.



図: 力学的効果による気圧面の高度・気温・風速の 南北高度断面図(都市付近). 鉛直流は 50 倍に増幅

冬季の中部日本におけるマルチモデル気候予測の二極分布

*佐藤尚毅 (東京学芸大), 堀之内武 (北大), 河谷芳雄 (JAMSTEC)

1 はじめに

気候予測において近年用いられているストーリーラ インとよばれる手法では、干ばつや大雪のような要素 を、マルチモデル気候予測実験によって得られた大規 模場の変化に関連づけて説明する.本研究では、本州 の山地や日本海側の地域の積雪に影響すると考えられ る大規模場の気象要素の温暖化トレンドを複数のモデ ル間で比較し、将来気候において実現する可能性のあ るストーリーを議論する.

2 冬季の中部日本における将来予測

本研究では, Horinouchi et al. (2019)に従い, CMIP5 気候モデル 32 個を解析の対象とした. rcp4.5 シナリオ で予測された、中部日本(35.0~37.5°N, 137.5~140.0°E) の冬季 (12~2月) の気温と降水量 (現在気候からの相 対値) のトレンドを図1に示す. いずれも 21 世紀に おける 100 年あたりの線形トレンドで表示した. ただ し、32個のモデルのうち、予測結果が他のモデルから 極端にかけ離れている1モデルを除外している.100 年間の昇温量は1~4Kの範囲でばらついている.降 水量の変化に注目すると、降水量があまり変化しない モデルと、増加するモデルに二極化していることがわ かる.31モデルによる結果を、図1において2標本間 での t- 統計量が最大になるように 2 グループに分け たところ、降水量増加の多い11モデル(白丸)(以下、A グループ) と少ない 20 モデル (黒丸)(以下, B グルー プ) に分かれた. 昇温量は平均的には A グループのほ うがやや大きい.

3 大規模場の変化傾向

次に、A グループのモデルと B グループのモデルが 予測した大規模場の変化傾向の違いを調べる.2つの グループのモデルが予測した降水量の変化傾向のマル チモデル平均を図2に示す.どちらのグループも北太 平洋上で全体的に降水の増加が見られる.この海域で は冬季には低気圧活動が活発であることから、予測さ れた降水量の増加は低気圧活動の活発化によるものと 考えられる.しかし、東アジア域に注目すると、A グ ループでは日本海で降水の増加が顕著であるが、B グ ループのモデルではこの海域での降水の増加はほとん どみられない.この差は統計的にも有意である(図は 省略).有意な差がみられる領域が、中国大陸から日本 の東海上まで広がっていることから,北西季節風に伴 う地形的な降水というよりは,低気圧活動のトレンド の違いによるものと推測できる.海面気圧の変化傾向 の違いを調べたところ,Aグループのモデルの将来予 測では、西谷型になっていて,暖湿な空気が流入しや すい状況になっていることがわかった.さらに,対流圏 上層での東西風の将来予測を調べたところ,Aグルー プのほうが偏西風の北偏が顕著に生じていた(図は省 略).傾圧帯がより北上する場合には,日本海での低気 圧活動がより活発になり,降水の増加幅が大きくなる 傾向が予想されていると考えられる.将来気候の予測 としては,現状では,大きく分けて,日本海で低気圧が 活発化するストーリーと、そうではないストーリーの 2通りが想定されるといえる.



図 1: rcp4.5 シナリオで予測された中部日本における 21 世紀 100 年間の気温と降水量の変化傾向. 白丸は A グルー プ, 黒丸は B グループに属するモデルの予測結果.



図 2: rcp4.5 シナリオで A グループ (上) と B グループ (下)のモデルが予測した,100 年間の降水量の変化傾向. 等 値線間隔は 0.2 mm/day, 負の等値線は点線.

高解像度 MRI-AGCM による東アジアの夏季降水量の将来変化と不確実性

遠藤洋和(気象研)・鬼頭昭雄(気象業務支援センター)・水田亮・尾瀬智昭(気象研)

1. はじめに

高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM3.2)を用いた 東アジアの温暖化予測において、極端降水では増加 傾向がロバストに予測される一方、梅雨/夏季降水量 などの平均降水量ではモデルや実験設定の違いによ り変化傾向の不確実性が大きいことが指摘されてい る(Kusunoki, 2017; 0se, 2017, 2019)。

本研究では、60km 格子 MRI-AGCM3.2 を用いてアン サンブル温暖化実験を行い、夏季東アジアの降水量 の将来変化と不確実性について詳しく調べた。また、 MRI-AGCM を用いて感度実験を行い将来変化の要因 を考察した。

2. MRI-AGCM アンサンブル実験

MRI-AGCM 実験のアンサンブル構成を表1に示す。 いずれも RCP8.5 シナリオに基づく21世紀末予測で ある。アンサンブル実験1では、CMIP5 モデル予測 の28 種類の海面水温偏差(Δ SST)パターンを与え た(Yoshimura 積雲スキームを使用)。アンサンブル 実験2では、3種類の積雲対流スキームを用いて4 種類の代表的な Δ SSTパターン(Mizuta et al., 2014) を与えた。ここで、将来実験の Δ SST は熱帯平均昇 温量が2.74°C(CMIP5 平均値)になるよう規格化さ れている。これら MRI-AGCM 実験に加えて、CMIP5 マ ルチモデル実験の解析も行った。

3. 結果

各アンサンブル温暖化実験における降水量増加の

メンバー割合を図1に示す。MRI-AGCM 予測と CMIP5 モデル予測はともに、東アジア平均では増加傾向で 大まかな空間パターンは類似しているが、日本列島 等の詳細スケールでは不確実性が大きい。

MRI-AGCM 予測では、夏季平均では、東アジアでは 概ね増加傾向だが日本付近やその東海上では変化傾 向の不確実性が大きい。月平均では、6月は、梅雨 降水帯が強化してやや南下する傾向が予測されてい る。また、梅雨降水帯の北側には降水量変化の小さ なゾーンが分布する。7月は、日本付近の梅雨降水 帯の振る舞いは不確実性が大きい。8月は大陸側で 降水量が増加傾向で、日本の日本海側地域と太平洋 側地域で変化傾向が異なる。

MRI-AGCM を用いて感度実験を行い、SST 昇温と温 室効果ガス(GHG)濃度増加の役割を調べた。SST 昇 温は、東アジア全体の降水量増加や梅雨降水帯の強 化/南下に寄与している。一方でGHG 増加に伴う陸面 昇温は、大陸側の降水量増加に寄与している。

謝辞:本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム(領域テーマC)の支援を受けた。

表1 MRI-AGCM 実験リスト

	アンサンブル構成	メンバー数
実験1	YS積雲、28種類のSSTパターン	28
実験2	3種類の積雲スキーム×4種類のSSTパターン	12



図1 降水量増加を予測するメンバーの割合(%)。RCP8.5シナリオに基づく21世紀末予測。左から順に 6~8月平均、6月、7月、8月。上から順にMRI-AGCMのSSTアンサンブル実験、MRI-AGCMのSST/積雲ア ンサンブル実験、CMIP5マルチモデル実験。太線は現在気候の7mm day⁻¹等値線(2.5 度格子に平滑化)。

ハノイの記録的高温に寄与した異なる時空間スケール現象

*小林 峻(筑波大学地球学類)・日下 博幸(筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

2017 年 6 月 3 日、ベトナム北部の都市ハノイで 過去 40 年で最高となる 41.5 ℃を観測した。この ような都市の記録的高温の原因として、地球温暖化 や全球・総観規模スケールの異常気象だけでなく、 フェーン現象や都市ヒートアイランド(UHI)といっ たローカルスケールの現象も指摘されている。しか しこれら先行研究は、都市の記録的高温に対するグ ローバルスケール及びローカルスケールの現象の 寄与を包括的に議論していない。

そこで、本研究の目的は、2017年6月2~5日に ハノイを襲った記録的高温に対して寄与していた 異なる時空間スケール現象の影響を調査し、個別に 定量的評価を行うことである。ハノイは、隣国ラオ スとの国境に位置する2000 m級の長山山脈含む山 岳地帯によりフェーン現象を考慮でき、かつ都市マ スタープランによりUHIも考慮できるため、都市の 記録的高温に寄与した異なる時空間スケール現象 を議論する上で理想的である。

2. 原因①:ベース気温の上昇

まず、NOAA Climate Data Online より得られた観 測データを用いてベトナム北部の 40 年間(1971-2010)の気温変化傾向を調査した。その結果、約 +0.91 ℃/40 年の上昇傾向がみられた。

次に、領域気象モデル WRF による数値シミュレー ションを用いて UHI の寄与を定量的に評価した。そ の結果、6月 2~5日のハノイでは、UHI は昼間に 0 ~+1.0℃、夜間に+2.0~+4.0℃寄与していた。

3. 原因②:暖気移流

過去 20 年(2000-2019)の NCEP-FNL 再解析データ を用いて、総観規模スケールの異常気象の寄与を調 査した。その結果、800hPa 面において 6 月 2~5 日 は 20 年平均値を 4.0~8.0 ℃上回る暖気が西風に よりハノイ上空に移流されていたことがわかった。 つまり、20 年平均値よりも高い気温の空気塊が強い 西風によって山岳地帯風上側から移流されること で、ハノイで記録的高温が発生する可能性が示唆さ れた。

4. 原因③:フェーン現象と地表面加熱

WRFを用いた数値シミュレーションにより、フェ ーン現象の寄与を定量的に評価した。その結果、6 月 2~5 日はハノイの風上側105.0°E周辺でフェー ン現象が発生していた(図 1)。さらに同期間中続い た晴天により、ハノイ上空およびその風上側で混合 層の発達が顕著にみられた。これら2つのことから、 夜間はハノイ上空に高温位の空気塊が吹き降りて 気温が下がりきらず、昼間は混合層発達による上空 の空気塊の取り込みで顕著な高温が発生したと考 えられる。また、地形感度実験により、フェーン現 象は昼間に+1.0~+2.0 ℃寄与していたことがわか った。

5. 結論

-242-

2017 年 6 月 2~5 日にハノイを襲った記録的高温 には、地球温暖化(約+0.91 ℃/40 年)や暖気移流 (+4.0~+8.0 ℃)といった大規模スケールの現象や、 フェーン現象(+1.0~+2.0 ℃)や UHI(最大+4.0 ℃) といったローカルスケールの現象が寄与していた ことがわかった。



図1 6月3日0100LTの東西鉛直断面図(陰影は東 西風 [m/s]、等値線は温位 [K]、赤三角はハノイ、 灰色は地形)

西日本の大雨時における大気大循環場の特徴~平成 30 年 7 月豪雨との比較~(第 2 報) 原田やよい*, 遠藤洋和(気象研究所), 竹村和人(京大院理、気象庁気候情報課)

1. はじめに

「平成30年7月豪雨」(HR18)では、西日本から 東海地方を中心に全国的に記録的な大雨となり, 各地で甚大な被害が発生した(Tsuguti et al. 2018; Shimpo et al. 2019; Takemura et al. 2019). 本研究では,過去に西日本の広域で発生し た大雨時にみられる大気大循環場の特徴を合成 図解析により把握し、HR18時の循環場との比較を 行う. 第1報(2019年春季大会B203)では, 西日 本平均3日間降水量上位10(TP10)事例の合成図 解析の結果を示し、TP10事例およびHR18時の両方 において,地上付近では,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 ること,対流圏上層では,ユーラシア大陸上の寒 帯前線ジェット(PFJ)沿いに準定常ロスビー波束 を伴った波列が明瞭にみられることを示した.

第2報では,時間スケールを考慮して得られた 解析結果やその考察について報告を行う.

2. 使用データおよび手法

第1報と同じく気象庁地域気象観測システム (AMeDAS)による日別降水量の西日本平均3日積 算値,気象庁55年長期再解析(JRA-55,Kobayashi et al. 2015)および米国海洋大気庁の外向き長 波放射量(OLR)を用いて合成図解析を実施した (統計期間は1979~2018年,ただし台風の直接影 響を受けた事例とHR18を除く).大気要素から波 成分を抽出するために時間フィルタとしてラン チョスフィルタ(Duchon,1979)を適用した.ここ では,ハイパスフィルタを HPF,バンドパスフィル タを BPF,ローパスフィルタを LPF と表記する.

3. 結果

図1左列は時間フィルタを施した海面更正気圧 (SLP)偏差のTP10事例における合成図である.日本南東海上の高気圧偏差は,8dayHPFの場合(図 1a)を除いて統計的に有意で,特に季節内変動ス ケール(25-90dayBPF)において最も明瞭である (図1c).この周期帯の変動には,対流圏上層の PFJ沿いの波束伝播や北半球夏季季節内振動に伴 う対流活発位相北上の寄与が示唆された(図省 略).一方,HR18時にも(図1右列)25~90日周期 帯の変動が卓越しているが(図1g),対流圏上層 の波束伝播の寄与が大きい(図省略).

また,8~25日の周期帯で明瞭にみられる日本 付近から東シナ海にかけての低圧部に着目し(図 1f),HR18前における時間発展を2018年6月下旬ま で遡ってみると(図2),6月26日には(図2a),20°N, 140°Eにおいて対流活動の活発化に対応した0LR負 偏差域がみられ,その西部に弱い低気圧偏差が解 析されている.その後,これらは西方への伝播と ともに次第に強まり,HR18時にかけて,東シナ海 から日本付近で持続している(図2e,f).当日に は,この対流活動活発化をもたらした要因につい ての考察および対流圏上層の朝鮮半島上の気圧 の谷の特徴についても報告を行う.



図1 (左列) TP10事例のSLP偏差 (hPa) 同時合成図および (右 列) HR18のSLP偏差分布図.

(a), (e) 8dayHPF, (b), (f) 8-25dayBPF, (c), (g) 25-90dayBPF
 および(d), (h) 90dayLPFを施した. 左列の濃い(薄い)陰
 影域は危険率5%(10%)で統計的に有意な領域を表す.



図2 2018年6月26日から7月6日にかけての8-25dayBPFを施 したSLP偏差(等値線、hPa)およびOLR偏差(陰影、Wm⁻²). 等値線間隔は1hPa.

冬季極東域における寒暖に対応する El Niñoの予測可能性

*塩崎公大(京大院理)、榎本剛(京大防災研/JAMSTEC APL)

1 はじめに

El Niňo は全球規模で発生する異常気象の原因の一つ であり、冬季極東域は暖冬傾向があるが、いくつかの事 例では暖冬ではない。El Niňo が東アジアに暖冬をもた らすメカニズムについては研究が進められているが、非 暖冬となるメカニズムについては調査されていない。こ の点に注目し、極東域の暖冬事例および非暖冬事例で異 なる海面水温 (SST) 偏差分布とそれぞれに対応する対 流活動から、極東域における暖冬・非暖冬のメカニズム を調査してきた(塩崎ら、2019 年度気象学会春季大会; 秋季大会)。

しかしながら、この冬季極東域の寒暖に一致する El Niño の特徴は明らかになってきたものの、その予測可 能性については課題が残されていた。そこで本研究は、 El Niño が発達中である夏における SST 偏差の特徴か ら冬季極東域の寒暖が予測可能か確認した。

2 解析方法

まず、1948 年以降の冬 (DJF) に発生した El Niño を 抽出する。この時、El Niñoの定義は気象庁に準拠し、 SST データには ERSSTv5、気温および風のデータには NCEP/NCAR reanalysis-1 を用いた。抽出された各事 例に対して、極東域 (25°-40°N, 100°-140°E, 850 hPa) における気温偏差の符号を基準に暖冬事例と非暖冬事 例に分類した。本研究で用いる極東域の領域は冬季東ア ジアモンスーンの活動度をよく捉えられると知られてお り、先行研究(Takaya and Nakamura, 2013) において も極東域として指定された領域である。次に分類ごとに 発生期の春から衰退期の春までのホフメラーによる合成 図解析を行う。この際、データ期間において線形最小二 乗法により算出した温暖化トレンドからのずれを偏差と した。このホフメラーで得られた夏(JJA)における日 付変更線付近の SST 偏差東西勾配を元に再分類し、冬 における中高緯度大気の応答を確認した。

3 結果

El Niño 発生時における冬季極東域の寒暖に一致する 熱帯 SST 偏差の違いは日付変更線付近で大きい(図1)。 その差は発達中の夏から衰退期の春まで持続している。 この熱帯 SST 偏差分布に対応した熱帯の対流は発散風 を通して、中緯度にロスビー波源を生成する(Sardeshmukh and Hoskins, 1988)。この異なる熱帯 SST 偏差 分布に対応した熱帯の対流活動に伴って、冬において 暖冬事例では Western Pacific (WP)、非暖冬事例では Pacific/North American (PNA)が励起されている。 日付変更線付近における SST 偏差東西勾配を基に合 成図に使用した El Niño 事例を再分類した結果、冬季極 東域における寒暖で分類した結果によく似ている。つま り、SST 偏差東西勾配が大きい事例では WP が卓越し、 SST 偏差東西勾配が小さい事例では PNA が卓越してい る。スーパー El Niño と呼ばれる 82/83 事例、97/98 事 例、15/16 事例は SST 偏差東西勾配が大きい事例に分 類されたが、それらを除いた合成図でも同様の結果が得 られた。この日付変更線付近における SST 偏差東西勾 配はウォーカー循環の弱まりに一致しており、西太平洋 における対流抑制に伴う局所的なハドレー循環の弱まり が極東域の暖冬傾向に重要であることが示唆される。こ れはこれまでの塩崎らの研究に矛盾しない。



図 1:赤道付近 (5°N-5°S 平均) における SST 偏差 (K) と 925 hPa 面における東西風偏差 (m/s) の差 (暖冬 – 非暖冬)。

- Shiozaki, M., and T. Enomoto, 2020: Comparison of the 2015/16 El Niño with the two previous strongest events. SOLA, 16, 12–16.
- 塩崎公大、榎本剛、高谷康太郎: WP/PNA インデッ クスと熱帯海面水温偏差との関係. 日本気象学会 2019 年度春季大会 B205.
- 塩崎公大、榎本剛、高谷康太郎:冬季極東域における 寒暖に対応する El Niño 発達過程.日本気象学会 2019 年度秋季大会 C457.

夏季日本付近におけるロスビー波の砕波頻度 と関連する大気大循環

*竹村和人(京大院理, 気象庁気候情報), 向川均(京大院理), 前田修平(気象研)

1. はじめに

盛夏期アジアジェットに沿って伝播するロスビー波 は、ジェット出口にあたる日本付近において、しばし ば砕波を引き起こす[1].日本付近~その東海上で発生 する砕波に関して、先行研究では、砕波に伴う太平洋 十年規模変動(PDO[5])への影響[7]等、主に下流への 影響について調べられてきたが、砕波頻度の年々変動 をもたらす海況や大気大循環の特徴、及びそのメカニ ズムは明らかではない、本発表では、砕波頻度に回帰 させた月平均場での海況や大気大循環の特徴を示し、 エルニーニョ・南方振動(ENSO)による砕波頻度への 影響やそのメカニズムに着目する.

2. 使用データと解析手法

大気循環場データとして,気象庁 55 年長期再解析デ ータ (JRA-55[4])の7~8月の日別値及び月平均値を用 いた.海面水温 (SST)のデータには,COBE-SST[3] の月平均値を用いた.期間は,1958~2018年の各年7,8 月である.偏差は,気候値(1981~2010年平均値)か らの差で定義した.

砕波の発生は、力学的対流圏界面(2PVU面)上にお ける温位南北勾配の逆転に基づく指数[6]を用いて検出 し、月平均砕波頻度を、砕波の発生日数の月全体の日 数に対する割合(%)で定義した。

El Niño 及び La Niña 発生年は、気象庁の定義に基づき、エルニーニョ監視海域(5°S-5°N, 150-90°W)で平均した SST (NINO.3)の、基準値(前年までの30年平均値)からの差の5か月移動平均値が、それぞれ+0.5℃以上及び-0.5℃以下となった年で定義した。



。 30'E 60'E 90'E 120'E 150'E 180' 150'W120'W 90'W 80'W 30'W 60' 図 1 25-45°N で平均した,8月平均砕波頻度の経度分 布(単位:%).黒線は気候値,赤(青)色の破線及び 陰影は,それぞれ El Niño (La Niña)発生年における合 成図及び±1標準偏差の幅を示す.色実線は,気候値と の差が95%信頼度水準で有意な経度帯を示す.

3. 解析結果

El Niño 及び La Niña 発生年で合成した 8 月平均砕波 頻度の経度分布をみると(図 1),日本付近における砕 波頻度は、La Niña 発生年に、気候値と比較して有意に 増加する傾向がみられる.日本付近で平均した砕波頻 度に回帰させた SST は、中・東部太平洋赤道域におい て低温偏差を示し、それに対応して、ウォーカー循環 の強化やアジアジェットの強化及び北偏傾向が明瞭に みられる.アジアジェットの強化は、定常ロスビー波 の導波管構造及びロスビー波の活動度が強まる傾向 (図 2)と対応し、ジェットの北偏は、日本付近におけ る水平風の減速・分流場が強まる傾向と対応している. これらの傾向は、La Niña 発生年における砕波頻度の増 加と整合している.



図2 $60-120^{\circ}$ E で平均した, 200hPa (a)定常波数,及び (b)東西波数 $k \ge 3$ の運動エネルギー[2]で定義されるロ スビー波の活動度(単位: $m^2 s^2$). 黒破線は気候値,青 線は気候値に+1標準偏差の砕波頻度の変動で説明され る回帰偏差を加えた値,赤実線(第2軸)は回帰偏差 を示す.

- [1] Abatzoglou and Magnusdottir, 2006, J. Climate, 19, 6139–6152.
- [2] Enomoto, 2004, J. Meteor. Soc. Japan, 82, 1019–1034.
- [3] Ishii et al., 2005, Int. J. Climatol., 25, 865-879.
- [4] Kobayashi et al., 2015, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- [5] Mantua et al., 1997, Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 1069–1079.
- [6] Pelly and Hoskins 2003, J. Atmos. Sci., 60, 743-755.
- [7] Strong and Magnusdottir, 2009, J. Climate, 22, 1819–1833.

JICA の気象分野における途上国支援の現状と課題

赤津邦夫¹、*小野済²(1国際協力機構(JICA)国際協力専門員、²JICA)

1. はじめに

JICAの防災への取り組みは、仙台防災枠組を軸とした世界の潮流に準じて実施されている。日本政府の行う政府開発援助(ODA)の種類には、有償資金協力(円借款)、無償資金協力そして技術協力に分けられるが、 JICAの気象分野における支援は、主に無償資金協力と 技術協力によって行われてきている。

無償資金協力(Grant)は、施設や設備、機材などの 整備およびそれらの運用・維持管理に必要な技術指導 などに対する資金協力が出来る。気象分野では気象レ ーダー、自動気象観測装置(AWS)、気象衛星受信装置 などが本協力を通じて整備されている。

技術協力(Technical Cooperation)は、人材育成・ 能力開発およびそれに必要な機材の供与などに対する 協力が出来る。この技術協力には、本邦での技術研修 (課題別研修)や専門家の派遣などが含まれる。

また、気象レーダー整備などの無償資金協力の場合、 施設・機材の整備のみならず、同施設をより効果的に 活用し、持続性を確保するための技術協力を有機的に 組み合わせて行う場合が多い。

2. 無償資金協力の実情と課題

【実情】JICA の途上国気象局への支援は、無償資金協力から始まった。内容は気象レーダーの整備が主で、 1987年(基本調査年)のバングラデシュ国への2基の 気象レーダーの整備を皮切りに、現在まで9か国に対 して延べ33基の気象レーダーが整備された。

この間、導入した気象レーダーの性能は進化を続け、 マイクロ波を発生させる装置として初期のマグネトロ ンからクライストロンへ、最近では固体化(Solid state) となった。またドップラー機能が付くようになり、最 近では二重偏波レーダーとなっている。

【課題】途上国においては十分な質と量の地上雨量デ ータが自動的・安定的に得られる環境ではない事が多 く、そのため二重偏波レーダーの利用が望ましいと考 えられる。一方、導入する気象レーダーの周波数帯は、 国によっては S バンドの周波数帯の割り当てしか得ら れない場合があり、S バンドを条件とした二重偏波レー ダーの整備を検討せざるをえないこともあり、今後も 同様なケースが見込まれる。

ただし、Sバンドの同レーダーの整備および現業的な 利用は、日本国内では行われていないため(Cバンド二 重偏波レーダーはある)、Sバンドの条件下で実際に観 測されるデータの解析・考察を加え、それを現地の実 利用に反映させる必要があると考える。そのため今後 の日本の気象分野の協力において日本気象庁も含めた 気象レーダー研究者の協力が不可欠と考える。

3. 技術協力の実情と課題

【実情】JICA は、途上国気象局に対して、業務システムの「最終目標」や「中間目標」の推奨モデルを策定している。これは気象局として基幹となる技術分野(観測から情報発信まで)の足腰をしっかりさせ、その上で実用的な諸技術の導入が必要だという事を、先方気象局に認識してもらうために作成された。これによって支援対象気象局は異なっていても、気象局間での支援内容にバランスが取れるようになった。

実際の技術協力については、1996年にモンゴル国への専門家派遣から始まり、以後コンサルタントによる、 技協協力案件が増え、2014年頃から現在まで同時に5,6 案件が実施されるようになっている。

コンサルタントによる技協力案件数は、現在まで12 か国に対して15案件が実施済/実施中である。このような技協協力では、要所々に気象庁の専門家による指 導が含まれている。

また JICA 直営専門家(長・短含む)派遣案件数は、 現在まで 40 件弱に達する。

更に、気象分野の課題別研修が、気象庁の全面的な 協力で数十年前から毎年実施され、修了者は気象局の 中枢で活躍している者も多い。

【課題】JICA の技協協力は、数年間の実施期間におい て成果を求められるため、実用的な技術の伝達・指導 が主となることが多い。一方、途上国では気象学コー スを持っている大学は殆どなく、気象局に入局しても 基礎的な気象学の勉強を受ける機会が非常に少ない。 一方、殆どの気象局では WRF モデルを使用しているも ののオペレータ的な利用技術に止まり、その計算結果 に満足している気象局は少ない。

JICA は、途上国気象局での実用技術の伝達・指導は 多くの実績があるが、WRF のような数値モデルの実用化 のための基本的な事柄からの指導及び気象学の知識修 得・研修については、別途、適切な仕組みや工夫の検 討が必要と考える。特に日本の大学や研究機関の協力 が期待される。

4. おわりに

途上国気象局へのJICA の支援は、他のドナーとは異 なり全体を俯瞰して部門別のバランスを考慮しつつ実 施されてきており、一定程度の成果を上げていると考 える。しかし今後は、気象局職員の気象学的知識の向 上など積み残してきたテーマや、逆に先進的な取り組 みへの支援などが課題となって来た。これらの課題に は、気象学研究者を含めた広範で有機的な支援の仕組 みの構築が必要な時期に来ていると考える。

気象庁の国際協力業務

菅野 能明*, 大塩 健志, 小松 奈央子, 遠藤 寛也, 太原 芳彦(気象庁総務部企画課国際室)

1. はじめに

気象・海洋、地震・火山などの自然現象を監視・予 測し、災害の防止・軽減を図るとともに、地球環境問 題への取組みに向けて的確な情報を提供するためには、 国際的な協力のもと、世界で調和した形での観測の実 施、観測データの迅速な国際交換、確かな技術に基づ く情報作成等が不可欠である。

気象業務法は、「気象業務の健全な発達を図り、もつ て災害の予防、交通の安全の確保、産業の興隆等公共 の福祉の増進に寄与するとともに、気象業務に関する 国際的協力を行うこと」を気象庁長官に課している。

気象庁は世界気象機関(WMO)等の国際的枠組みの下、 または政府開発援助、二国間協力等により、関係国際 機関、外国気象機関、国内関係機関等と緊密に連携し、 世界、特にアジア地域の気象業務の発展、及び我が国 の気象業務の強化に努めている。本報告では、特に開 発途上国(以降、途上国)の気象機関を対象とした気 象分野における技術支援について報告する。

2. WMO 等を通じた協力

WMO は、世界の国々が効率的な気象業務を行うため、 また、各国の協力を容易にするため、全世界的な観測・ 通信網による観測データ交換、気象解析・予報等の各 種地区センター(以降、センター)を指名している。

気象庁は、アジア地区の中核的な気象機関として、 WMOの各種のセンターに指名され、その機能の一部とし て途上国への技術支援を行っている。具体的には、ア ジア地区の気象機関職員を主な対象とし、熱帯低気圧 の解析・予測、気候情報の利活用についての研修をそ れぞれ毎年気象庁において実施、また、気象データの 国際交換、気象測器の精度確保、気象衛星「ひまわり」 の利活用に関するワークショップや専門家派遣を、そ れぞれ定期的に実施している。

また、WMOの様々なプロジェクトに参画し、アジア太 平洋地域を中心に、各国気象機関の観測、解析、数値 予報等の技術の向上に取り組んでいる。特に、東南ア ジアにおける気象レーダー観測ネットワークの構築を 目指すプロジェクトでは、東南アジア諸国連合(ASEAN) の気象プロジェクトとも連携し、研修ワークショップ の開催、専門家交流、技術移転等を積極的に進めてい る。

気象庁は、国際民間航空機関(ICAO)の枠組みでは、 航空機の安全運航の妨げとなる熱帯低気圧や大気中の 火山灰の情報を提供するセンターを運営している。ま た、東南アジア 5 か国を対象として、航空気象情報の 作成に関する技術指導を毎年実施している。

3. 政府開発援助の一環としての技術協力

気象庁が国際協力業務を行う上で、国際協力機構 (JICA)が実施する気象分野の技術協力プロジェクト は強力なパートナーである。気象庁とJICAは各プロジ ェクトの形成段階から緊密に連携・協力し、気象庁が 行う他の国際協力業務との相補・相乗効果も勘案しな がら、効果的、効率的なプロジェクトの実施に努めて いる。

JICA 課題別研修「気象業務能力向上」においては、 昭和48年度から令和元年度までに計77か国356名が 気象庁での約3か月の研修に参加しており、研修員の 多くは帰国後、母国の気象業務の発展に主導的な役割 を果たしている。

JICA 技術協力プロジェクト(「気象観測・予報・警報 能力向上」など)では、各国気象機関の人材・器材の 現状も勘案し、無償資金協力で供与した観測機器の効 果的な活用等も含め、各プロジェクトのコンサルタン トとも連携しながら研修や専門家派遣を行っている。 令和元年度はベトナム、モーリシャス、ミャンマー、 フィジー(大洋州諸国を含む)、を対象にプロジェクト を実施した。令和2年度は、さらにフィリピン、ブー タンを対象としたプロジェクトを実施予定である。

4. 二国間(気象機関同士)の協力

気象庁は、途上国気象機関からの要望に応じて、気 象庁が開発した解析・予報プログラムの提供や必要な 研修を実施している。
静止気象衛星ひまわりによる国際貢献

別所 康太郎, 安藤 昭芳, *山本 幹人(気象庁気象衛星課)

永戸 久喜,五十嵐 陽子,小山 亮(気象庁予報課アジア太平洋気象防災センター)

1. はじめに

我が国の静止気象衛星「ひまわり」は、1978年4月 に初号機の本格的な観測を開始し、以来 40 年以上にわ たり長期継続観測を実施していて、我が国及びアジア 太平洋諸国の自然災害の防止に不可欠なものとなって いる。特に、ひまわり8号・9号は、世界最高性能のイ メージャを搭載して世界に先駆けて打ち上げられ、フ ルディスク観測10分毎、領域観測2.5分毎という高頻 度のほか、高解像度、16 バンドの観測を実現し、デー タ量はひまわり7号の50倍となった。こうしたデータ を駆使することで、従来にないプロダクトを開発・提 供できるようになった。一方、アジア太平洋地域には 発展途上国が多いことから、ひまわりのデータ利用に ついて、これらの国々の実情に応じた多彩かつ手厚い 技術支援を行うことは、世界的な公衆気象サービスの 発展及び我が国の重要な国際貢献のひとつとなってい る。本報告は、アジア太平洋地域における防災力向上 のために気象庁が行っている、ひまわりに関連する途 上国支援の概要を報告する。

2. 観測データの提供

現行のひまわり8号の観測データは、主に通信衛星 (ひまわりキャスト) とインターネット (ひまわりク ラウド)の2通りの手段を用いて提供している。ひま わりキャストは、インターネット環境の脆弱な島嶼国 等を対象としていて、スカパーJSAT 社の通信衛星 (JCSAT-2B) を介してひまわりデータを配信し、ユー ザーは安価な汎用品を用いた地上設備で受信できる。 これまでに世界気象機関(WMO)及び国際協力機構 (JICA)の支援により設置された 20 か国を含め、33 の外国気象機関に受信設備が設置されている。このう ち23か国に対して、気象庁がひまわりデータの利活用 促進のための現地研修を実施した。一方、ひまわりク ラウドは、十分な速度のインターネット回線が利用可 能な地域向けに、ひまわりの大容量データを提供して いる。ひまわりキャスト・ひまわりクラウドの利用者 向けには、データ取得やフォーマット変換、可視化・ 解析等のツールの提供もあわせて行い、ひまわりの観 測データが有効に利用できるように支援を行っている。 そのほか、気象衛星センターのウェブサイトでは、 ひまわりの画像を、インターネット環境が十分ではな い島嶼国等でも容易に取得できるようデータ量を小さ くして、各機関が要望した領域で提供している。

3. ひまわりリクエスト

気象庁は外国気象機関からリクエストされた領域に 対して行う 2.5 分毎の機動観測(ひまわりリクエスト) を 2018 年に開始した。この取り組みは、WMO と協力し て検討を進め、また、WMO 第 V 地区からの要請について はオーストラリア気象局が取りまとめを行うことで実 施している。これまで、17 機関が登録しており、熱帯 低気圧、火山噴火及び森林火災等の監視のためのリク エストに応じ観測を実施している。

通常のひまわりリクエストでは、要請から48時間の 観測を実施するが、顕著な災害などに対しては、数週 間を超える連続観測も実施しており、2018年12月から 2019年1月にかけてインドネシアからの要請により噴 火による大きな被害が発生したクラカタウ火山の観測 を、また、2019年12月からオーストラリア気象局から の要請により同国南東部の森林火災の観測を実施して いる。

4. 各国の地域防災力向上に向けた支援

気象庁は、WMO の地区特別気象センター(Regional Specialized Meteorological Center)として、熱帯低 気圧 RSMC 東京センター (RSMC Tokyo - Typhoon Center) を運営し、北西太平洋域の熱帯低気圧について、解析 や予報、予報の根拠、数値予測の情報等をリアルタイ ムに提供することで、同領域内の各国が行う解析・予 報を支援しているほか、国際的なセミナーや研修を実 施することにより、熱帯低気圧の監視や解析・予報に 係る技術協力、技術移転にも寄与している。

熱帯低気圧 RSMC の枠組みの活動のほかにも、太平洋 島嶼国リーダー教育支援プログラム、アジア・オセア ニア気象衛星利用者会議等、様々な機会を通じて、ひ まわりの観測データを有効活用しながら各国の気象の 解析・予報技術、ひいては地域防災力の向上に資する 研修を実施している。

途上国における気象分野支援への貢献

*登内道彦、三上正男(気象業務支援センター)

1. はじめに

国際協力機構(JICA)などが行う日本の途上国支援に は、有償資金協力(円借款)、無償資金協力、技術協力 があるが、気象業務支援センターでは主に技術協力の 分野で、気象庁と連携しながら、途上国における支援・ 技術移転を実施している。

2. 途上国支援の現状

途上国支援は、欧米各国、世界銀行、WMO、アジア開 発銀行など様々な機関のほか、アジアにおいては、中 国・韓国も、積極的に援助を行っている。

[ハードウェア]

ハード面では、JICA が進める固体素子レーダー導入 のほか、Vaisala、ゲマトロニクス、EEC なども多くの 国にレーダーを納入しており、二重偏波レーダーの導 入も始まっている。また、アフリカを対象とした、PUMA プロジェクト (the Preparation for Use of MSG [The Meteosat Second Generation satellite] in Africa)、 アジア・大洋州を対象とした本邦気象庁による HIMAWARI-cast などの衛星および数値予報データ提供、 MFI (Meteo France International) Synergie (予報担当 者向け統合システム) など欧米を中心とするオールイ ンワンシステム、韓国によるデータベース・AWS ネット ワーク供与なども、途上国援助では多く見られる。

[ソフトウェア]

ソフト面では、広く実施されている、WMO による observer および forecaster への技術講習のほか、UK とフィリピンによる領域モデル試験端末の導入、モザ ンビークなどアフリカの一部を含む WRF モデル導入、 前述のオールインワン予報端末導入に関する技術研修 のほか、UCAR(USA)が開発を続けるネット教材 COMET (http://www.comet.ucar.edu/)を利用した研修など、

様々な研修が目白押しで実施されている。また、インド ネシアなどでは、独自資金により ECMWF の高解像度の 中長期予報を購入し業務に使用している例もある。

[乱立する AWS]

観測機器については、いずれの国においても、様々な メーカーの AWS が入り乱れており、それぞれのシステ ムが孤立し、精度検査は導入時のみである、計測単位の 異なる(0.2mm/0.5mm)転倒枡雨量計の混在、通信障害 などによる欠測の多発など課題は多く、有人観測の SYNOP 観測が主役の各国気象局において、AWS の利用は あまり進んでいない。

[途上国援助の課題]

各国に共通する課題として、以下が挙げられる。

▶ 多くの国の援助があり、最先端の技術援助、機器を求める傾向にある。

- パッケージ化されたものが多く、観測・予測のいずれにおいても、ブラックボックス化したシステムの出力をそのまま利用することが多い。
- Python など様々なライブラリーの準備されたプログラムを利用することが多く、物理過程や統計的な裏付けを、あまり意識せず(理解せず)に利用している。
- データ利用のため、ネットワーク、OS、ソフトウェアに関する知識が不可欠になってきているが、 IT技術者が不足しており、また、優秀な技術者は、 他分野へ容易に転職してしまう。

3. 日本の貢献に対する期待

JICA による技術援助は、現地気象局への長期専門家 派遣(2~3年)、各専門分野の短期専門家による年3回 ×1か月程度のシャトル型を組み合わせ、現地気象局と タスクチームを構成して、技術開発に取り組むのが特 徴で、2~3週間程度の集中講習、パッケージシステム の導入と引き渡し時 0JT を中心とする、ワンストップ の欧米型援助とは異なる。

現地に滞在し、気象局職員と日々の活動をとおして 技術援助を行う方法は、最新技術を望む途上国から見 ると地味な手法であるが、現実と要望にギャップのあ る途上国においては、基礎レベルからの技術向上、日常 業務への貢献に有効である。また、日本への留学経験者 の多い東南アジア諸国においては、技術移転の発展と して日本における学位取得、本邦気象庁による継続し た技術援助などへの、期待は大きい。

WIGOS プロジェクトの一環として実施されている「東 南アジア域統合レーダープロジェクト」のように、ソフ トウェア供与、導入への現地フォローアップによる技 術移転は、日本の援助の特徴となりつつある。

4. おわりに

熱帯地域においては、温帯低気圧や台風などの顕著 な擾乱がなく、雲頂高度がそれほど高くなくても、効率 的に水蒸気が供給されることにより、狭いエリアで大 雨になることも多く、これらの気象現象の解明、予測精 度の向上など、残された課題が多い。

熱帯における気象分野での研究・技術供与、同地域か らの人材受け入れ・研究協力は、本邦気象庁による継続 的な技術支援とともに、要望が強く、先進国の中で災害 多発域に位置する日本として、産官学一体となって積 極的に取り組む課題と考えられる。

途上国気象局職員の日本国内研修における 大学及び研究機関協力先の現状

*岩田総司・服部充宏 (日本気象協会)

1. 背景

独立行政法人国際協力機構(JICA)では、開発途上国の 課題解決能力と主体性向上のために技術協力プロジェ クト(技プロ)を行っている。気象分野においては、観 測・予報・警報・情報伝達・気象知識の普及啓発の取 り組みが中心となり、専門家の現地派遣や日本国内で の研修員の受け入れ、機材供与の3つの手段を組み合 わせて、約3年かけて技プロが実施される。研修員の 受け入れについては本邦研修と呼ばれ、多くの場合現 地派遣される専門家によって研修内容の検討・計画・ 調整が行われる。研修では大学等の研究機関での講義 を行うが、その依頼先は専門家自身の人的繋がりから 選定している現状がある。

2. 本邦研修について

気象分野における本邦研修の多くは開発途上国の気 象局職員が数週間程度日本に滞在し、日本の気象庁や 研究機関、民間企業で見学を含む研修を受ける。その 中で重要な位置を占めるのが、研究機関での講義であ る。開発途上国のニーズはさまざまであるものの、専 門家の多くは気象庁出身者や民間の気象コンサルタン トが担っており、研究機関の受け入れ先についてはそ れぞれの人的繋がりに依存している。そのため、日本 国内に多くの研究機関や研究室があるにもかかわらず、 接点がないことによって国内の研究資源を活用しきれ ていない可能性がある。

3. 大学・研究機関の協力先現状分析

過去10年間における大学及び研究機関での本邦研修 の内容は、数値予報モデルが4回、衛星データが1回、 災害全般が1回、その他多くの分野をオムニバス形式 で行ったものが1回である。対象国と本邦研修の回数 は、バングラデシュが3回、スリランカが2回、フィ リピンが1回となっている。このうち、受け入れ機関 は、岐阜大学が2回、筑波大学が1回、京都大学が1 回、気象研究所が1回、宇宙航空研究開発機構が1回、 防災科学技術研究所が1回である。この数字は、現在 プロジェクトが完了しており、報告書となっているも のを抽出して記載している[1]。 また、現在進行中の技プロで計画されている本邦研 修の内容は、気象測器が5回、予報が5回、衛星デー タが3回、レーダーデータ活用が1回となっている。 表1に、技プロ公示時[2]の情報をもとに、今後予定さ れている本邦研修の対象国、予定時期、内容をまとめ た。

表1 今後予定されている本邦研修

対象国	時期(年.月-年.月)	内容	
ベトナム	2020.12 - 2021.2	衛星データ	
ミャンマー	2020.4 - 2022.6	予報	
フィリピン	2021.1 - 2021.3	レーダーデータ	
	2021.3 - 2021.5	測器校正	
	2021.10 - 2022.1	降水ガイダンス	
		(雷雨観測)	
Tulleruz	2020.6	衛星データ、予報	
モーリシャス	2021.5 - 2021.7	衛星データ、予報	
ブータン	2020.2 - 2021.1	観測、予報	

※技プロ開始後に、内容・時期が変更されている可能性あり。

4. 今後の課題

今後、多くの本邦研修が予定されており、研修内容 に応じた適切な受け入れ先の選定と研修の受け入れが 必要となっている。しかし、これまで本邦研修は気象 庁出身者や民間気象コンサルタントの人的繋がりによ って行われている。大学教員等の研究機関所属者は社 会貢献がその役割として明文化され、評価項目となっ ている。今後は大学側の受け入れニーズも把握し、マ ッチングを行うことでこれまで以上に研究機関と途上 国支援が相互に活用し合う環境構築を行う必要がある。

参考文献

- [1] (独法) 国際協力機構 JICA 図書館ポータルサイト, https://libportal.jica.go.jp/library/public/Index.html, (2020/2 閲覧)
- [2] (独法)国際協力機構 コンサルタント等契約案件 公示,

https://www2.jica.go.jp/ja/announce/index.php?contract= 1, (2020/2 閲覧)

JICA 長期専門家から見た国際協力

*石原正仁¹、赤津邦夫¹、中井公太¹、黒岩宏司¹、赤枝健治²(¹元、²現 JICA 長期専門家)

1. はじめに

国際協力機構(JICA)は開発途上国支援のひとつとし て各国の気象業務を改善・強化するため、技術協力プロジ ェクト(技プロ)を実施している(赤津・小野 2020).こ こではカンボジア・ミャンマー・ドミニカ共和国(赤津)、 フィリッピン(佐藤信夫氏)、スリランカ(石原)、フィジ ー(黒岩)、モザンビーク(中井)、ベトナム(赤枝)で実 施した/実施中の技プロに、長期専門家として参加した経 験をもとに、技プロを中心とする途上国支援の現状と課題 を示し、対処策を考える。

2. 技プロと長期専門家

途上国の気象機関を対象とする技プロは、各国からの要 請にもとづき JICA が事前調査を実施して協力内容を決定 し、審査によって決定した気象コンサルタント会社によっ て3年程度の期間実施されている。最近の技プロでは、気 象観測(観測機器の維持管理や校正)、予警報業務(予報 ガイダンス・SATAIDの導入、予警報区分・基準の見直し・ 細分化)情報伝達の改良(気象局ウェッブサイトの改良、 予警報の伝達手段の高度化)、啓発活動の改善(防災パン フレット・動画などの作成)を対象としており、受注した コンサルタントの専門家は数か月間隔で1か月間ほど気 象局に滞在し、相手方担当者 (Counter Part: C/P) と共 同して技術移転、研修、マニュアル作成などの活動を実施 している。一方、長期専門家は気象案件の場合、その特殊 性から気象庁推薦による人選が行われ、JICA 直営として 技プロ実施期間とほぼ同期間派遣される。同専門家はそれ までの職務経験をもとにチーフアドバイザとして、気象局 の業務改善、中長期的業務計画の立案などへのアドバイス、 気象学の講義、関連機関(防災省など)との調整を行って いる。技プロでは2週間程度のC/Pの本邦研修や、日本か らの短期専門家の派遣による C/P の研修も実施している。

3. 長期専門家の活動

コンサルタントの活動は仕様書によって具体的に規定 されており、詳細な計画にもとづいて活動を実施し、成果 をあげることが求められる。一方、長期・専門家はコンサ ルタントとの間の相互補完的な関係構築、気象局と相手国 関係省庁の関係調整、予定していなかった C/P からの要望 への対処などに時間を費やすことも多い。その結果、各長 期専門家においても目標以上に成果を挙げた活動がある とともに、十分な達成が困難な活動もあった。

4. 技術プロジェクトにおける課題と対処

これまで技プロは途上国の気象業務の向上に貢献した。 長期専門家経験者の立場から見たとき、次のような課題と 対処が考えられる。

 技プロのシステム化: 技プロの活動内容は、各国への 事前調査をもとに各国気象業務の実情に合わせてその都 度活動の仕様書が作られる。コンサルタントはこの仕様書 をもとに詳細な業務実施計画を立て、マニュアルやテキス トなどの資料を作成する。ただし、こうした資料には共通 するものが多い。⇒新に JICA 標準活動指針、標準マニュ アル・テキスト・e-ラーニングソフトの作成、キャリア付 与のため技プロのさまざまな研修における終了証の付与 (本邦研修では実施している)。

• 基礎・最新気象学・IT の研修: 技プロは日々の気象業務の改善に目標があるため、明確で即効性のある成果が求められる。このため現業的気象技術の移転が主体となる一方、その基盤となる基礎気象学(熱力学、気象力学など)や熱帯気象学・熱帯低気圧などの最新気象学、観測データ処理・数値予報データ処理・気象局 web サイトの作成等に必要な IT・ネットワーク技術のなどの技術移転に時間を費やせない。→大学・研究所の教育・研究者による基盤・最新気象学に関しての短期専門家研修・本邦研修の実施。

 ・ 企画管理系技術の移転: 先進国や国際機関からの資金 協力により、自動地上観測システム AWS、気象レーダー、 予報支援システム、局地数値モデルなどのシステムが供与 され、気象業務の近代化に貢献している。一方、各支援機 関は独立して活動しているので、それらのシステムが必ず しも対象国にとって計画的・最適に導入されているとは限 らない。例えば、導入された AWS が水銀気圧計など在来観 測機器と並行して運用され、当事国にとって人的・経費的 に負担になっている例が多く見られる。→気象業務の業務 最適化・予算立案等のため企画・管理業務に関する技術協 力も必要である。

中核職員の養成:中長期的に見ると、途上国の気象業務の発展には中核職員の人材育成が欠かせない。→日本の大学院への留学支援等、この面でわが国の大学・研究所が貢献できる課題は多いと思われる。

4. おわりに

わが国の気象分野の途上国支援では、国内関連機関の 連携強化により科学・技術両面の支援強化が望まれる。

Climate prediction based societal applications

*Swadhin Behera (JAMSTEC), Takeshi Doi (JAMSTEC), Yushi Morioka (JAMSTEC), Neville Sweijd (ACCESS), Noboru Minakawa (NU) and Toshio Yamagata (JAMSTEC)

1. Introduction

Tropical climate variations and associated extreme events are causing huge socio-economic losses and global challenges for Sustainable Development Goals (SDGs). For example, the recent Indian Ocean Dipole (IOD) event has caused severe floods in East Africa and intense forest fires in Indonesia and Australia in 2019-2020. Similarly, the El Niño of 2015 is known for its links to extreme droughts in many parts of the world. Therefore, the seasonal-to-interannual climate predictions of these climate variations have become so important in the present time to mitigate the socio-economic losses. Fortunately, the climate predictions based on ocean-atmosphere coupled models have become reliable in the predictions of El Niño-Southern Oscillation (ENSO), ENSO Modoki and the IOD at long lead-times. This reliability has become a basis on which early warning systems are now developed. These systems are able to enhance the preparedness of decision-makers and private individuals to cope with the climate-related natural hazards. Here we will share case studies from two pilot projects, the JST/AMED/JICA SATREPS conducted under framework, directly contributing to several SDGs.

2. The SINTEX-F system

The SINTEX-F1 coupled model system of our laboratory has demonstrated excellent performance in predicting ENSO, ENSO Modoki, IOD and subtropical dipole modes besides coastal Niños/Niñas. Most of the ENSO and IOD events are predicted more than a few seasons ahead by the model [1]. This model was used in the first SATREPS project to apply for crop yield and river streamflow forecasts [2]. A new version SINTEX-F2 was developed [3] with embedded sea-ice processes and 3DVAR ocean data assimilation method to improve the predictability of event transitions that are important for the societal applications. The SINTEX-F2 predictions were used to develop an early warning system for malaria in South Africa [4,5] in the second SATREPS project. Also, we explored the merits of the prediction system, with 108 ensemble members, which was the only single dynamical model in the world with such large numbers of ensemble members.

3. Application in agriculture

The 28-yr SINTEX-F1 hindcasts data were statistically downscaled to estimate maize yields at four agricultural districts in northeastern South Africa through Model Output Statistics approach. Verification of the downscaled hindcasts shows that the model has a reasonable skill in the yield predictions. Moreover, the model results suggested that the dryland crops have a better chance of being predicted reliably than irrigated crops.

4. Application in health

Malaria incidences in South Africa are found to be related with the ENSO and Indian Ocean Subtropical dipole (IOSD) variability [Fig. 1]. The improved predictions, especially in subtropical Indian and Atlantic Oceans, of SINTEX-F2 system provided an opportunity to apply the model predictions in the development of a malaria prediction system. The AI/ML based malaria prediction models using the SINTEX-F2 predictions successfully predicted above normal malaria incidences in South Africa.



Fig. 1 Schematic showing La Nina and positive IOSD link to malaria in South Africa.

References

- Luo, J-J. et al., 2015, World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, 7, 63-107.
- [2] Malherbe, J. et al., 2013, *Meteorological Appl*, 21, 733-742.
- [3] Doi, T. et al., 2016, J. Adv. Model. Earth Syst, 8, 1847–1867
- [4] Ikeda, T. et al., 2017, Sci. Reports, 7, 2458
- [5] Kim, Y. et al., 2019, Sci. Reports, 9, 17882

タイにおける水文・気象共同研究の 30 年 *沖 大幹(東大未来ビジョン研究センター)、木口雅司、松本京子(東大生産研)

1. はじめに

東南アジアの中心に位置するタイは、ASEAN の優等 生として目覚ましい経済成長を成し遂げてきたが、そ の一方で都市での洪水被害の増大、地下水の過剰揚水 による地盤沈下、主要河川であるチャオプラヤ川の年 流量の長期的な減少傾向と渇水年における大規模貯水 池の適切な運用の必要性、東北タイを流れる国際河川 であるメコン川のダム開発の問題など、世界各地で解 決が求められている典型的な水問題が顕在化し集約さ れている。WCRP がグローバルな水循環観測研究の重 要性を認識し、GEWEX JSC を 1987 年に組織するのと ほぼ時を同じくして、水文学の分野では UNESCO によ る水資源の合理的管理のための科学的基礎を、国際協 力を通じて提供する政府間共同調査事業 IHP が 1989 年 からはじまり、テーマ 5"Water balance and water resources in humid tropics and warm humid areas"の下、科研費国際 学術研究によりチャオプラヤ川の事例研究が1994年ま で実施された。

2. GAME/GAME-Tropics

1991 年 GEWEX 作業委員会のもとに設置された GCIP 作業小委員会において GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME)という名が提案され、アジアモンス ーンとアジアの土地被覆や気候の多様性が研究の独自 性として打ち出されて、1993 年の GEWEX SSG で GAME は正式に承認された。GAME-Tropics (GAME-T) は GAME のサブプロジェクトとして、熱帯湿潤地帯か ら半乾燥地、温帯湿潤地帯を含むような地域における 大規模大気運動や降水から蒸発散・流出までを含む水 循環と水収支を明らかにすることを目的とし、1994年 に入り具体的な準備が国内外で進められ、タイ・ NRCT(National Research Council of Thailand)を窓口とし て国際共同研究を立ち上げることで基本的な合意が得 られた(虫明、1994)。タイ気象局、王立灌漑局、王立森 林局、アジア工科大学、カセサート大学をタイ側の主 要機関とする研究実施体制が 1995 年には整い、1996 年より文部省の事業費として本格的に始動した。1998 年には集中観測(IOP)を実施し、GAME-Tを通じてフラ ックス観測やテレメトリーが導入され、一部は今でも 現地研究者が継続している。

その後も CREST や地球研プロジェクト、CEOP、JEPP

等を通じて、小規模な観測を継続しつつ水循環モデル の開発や社会実装に繋がる研究開発を行った。

3. SATREPS

日本の科学技術を用いて地球規模課題の解決を図り、 併せて外交への貢献を目的とした SATREPS プログラ ムが新たに始まり、そのフラッグシップ研究として 2009 年から IMPAC-T(impact.eng.ku.ac.th/cc/)を、2016 年 から ADAP-T(adapt.eng.ku.ac.th/cc/)を実施している。 2011 年の大規模な洪水を目の当たりにし、現地研究 者・現業職員と共に「科学的知見をどのように社会実 装するか」に関して多くの議論をし、単なる技術移転 だけではなく共に政策決定に携わる貴重な経験を得た。 現在推進している ADAP-T では気候変動に対する国家 適応計画策定への貢献を当初より目標としており、既 にその目的は達成しつつある。これまで培ってきた 30 年間の継続的な共同研究に拠るところが大きい。

4. まとめ

このように、1989年以降、タイ側との連携を様々な 形態で継続してきた。一方、この30年で気象観測技術 は大きく向上した。人力で行われていた気象観測もそ の多くは自動観測・記録・通報システムに移行しつつ あり、レーダサイトごとの画像情報はレーダ合成図と して毎時作成されインターネットを通じて配信される ようになった。また現地研究者や現業職員との共同研 究についても、従来の「研究植民地主義」的に先進国 側の研究者が開発の遅れた現地にデータを取りに赴く というあり方ではなく、一緒に研究し、対等に議論す るように変わってきた。タイの社会も大きく発展して おり、研究資金や高価な観測機材というよりは、研究 のアイデアや国際的な研究課題の文脈にタイ側研究者 の関心も今や移っている。今後もこうした友好関係の 維持が大事であると確信し、そのためには能力開発、 特に留学生受け入れが極めて有効だと考える。

参考文献

- 沖 大幹、2002: GAME-Tの経緯と今後の課題、東南ア ジアのモンスーン気候学、気象研究ノート、No.202、 日本気象学会、271-301.
- 虫明 功臣、1994: GAME 観測計画 I:湿潤熱帯モンス ーン地域-チャオプラヤ流域特別観測を中心に-、 水文・水資源学会誌、7、583-586.

インドネシア海大陸の観測気象学: JEPP, SATREPS と今後

*山中 大学(総合地球環境学研究所;神戸大学名誉教授;海洋研究開発機構外来研究員)

1. はじめに

インドネシア海大陸は全赤道周長の1/8 を占め, 今や 主要誌で関連論文が載らない号がない正に hot な領域 である. 筆者は1981 年宇宙研大気球観測, 80~90 年代 京大事業費・新プログラム(MAP, STEP, TOGA-COARE), 2000 年前後の海洋研究開発機構(JAMSTEC)観測フロ ンティア(GAME), 京大特定領域研究(CPEA)を経 て, 2010 年前後に気象・海洋観測網構築に携わらせて 頂いた. これら全て終了後6年の今はG20 国インドネ シアの現業網が確立されており, ここでは今後の全球 観測における海大陸域を一研究者の立場で展望したい.

2. JEPP-HARIMAU レーダー網の構築

今世紀に入り日本政府は内閣府主導・国際的率先を 推進し,2004年東京開催の第2回地球観測サミットで 気候変動・水循環・地震防災の全地球観測(GEOSS) 推進を決議した.同年末のスマトラ沖地震津波対応に よる大幅予算修正を経て地球観測システム構築推進プ ラン(JEPP)が公募され,2005~9年度採択の筆者ら JAMSTEC・京大・北大の海大陸レーダー網(HARIMAU; スマトラ島 PadangにX帯,ジャワ島 JakartaにC帯, カリマンタン島 Pontianak,スラウェシ島 Manado,パプ ア属島 BiakにL帯)が構築された[1].インドネシア政 府も,地震火山津波に偏ることなくレーダー等気象観 測網拡充を国策として開始したことが特筆される.

3. SATREPS-MCCOE と自国海陸観測網の拡充

日本政府の内閣府主導で省庁間コラボも推進され, 2008年から外務(JICA)・文科(JST)連携で地球規模 課題対応国際科学技術協力(SATREPS)が開始され, インドネシア関係では大崎北大教授らの泥炭火災に続 き 2009年採択の筆者らの海大陸センター(MCCOE) で,気象気候地球物理庁(BMKG)の自国レーダー網 (40 点),JAMSTEC 開発のブイを技術評価応用庁 (BPPT)の船・技官が敷設・運用する海洋観測網,そ れらのデータの洪水・旱魃減災用準実時間ネット公開, 気候のデータベース(Batavia/Jakarta 雨量観測は過去 2 百年;航海日誌等は4百年前まで)や監視予測も開始さ れた.SATREPSは2013年度で終了したが,MCCOEは BPPTのセンター(PTPSW)となり,現在新たな統合 研究開発機関(BRIN)での拡充が進められている[2].

4. 降雨における海岸日周期卓越の発見的確認

水文気象的 (HAR) な季節内変動(I)とモンスーン(M) の自動観測 (AU) を旗印にした HARIMAU レーダー網 が描き出したのは,より短い日周期卓越とこれによる 降雨の海岸集中,故に海岸線最長の海大陸が世界最多 雨という成果であった[3][4].日周期海陸風循環は極め て古典的な現象であるが,教科書的晴天日ではなく夜 雨の打ち水による陸面冷却のある雨季悪天日に顕著で, 海上の CISK やWISHE とは別の陸による自励的降雨形 成である.熱帯には熱帯夜はないので,インドネシア 人は日本の夏を我慢できない. ENSO や IOD などの海 水温変動も海陸温度差を通じて雨量経年変動に影響す る.温帯では風が雲を決めるが,赤道では雲が風を決 める (温帯で有用な天気図は赤道では使えない).中緯 度気象学の"常識"に束縛されないインドネシアの研 究者が、近年多くの原著論文を主要誌に発表している.

5. G20 国インドネシアの気象事業のさらなる発展

インドネシアには ASEAN 本部があり,多くの国立 大学は ASEAN 諸国に加えオセアニア,アフリカから の留学生も受け入れている.インドネシアを含め G20 (から G7 を除いた)諸国(他に中・印・伯・韓・露・ 豪・墨・サウジ・土・アルゼンチン・南ア)は、広い 緯度帯と多くの人口をカバーし,その本格的参画こそ がグローバルな観測気象・気候学発展に不可欠である.

6. おわりに:新時代の超国際・超学際協力研究へ

SATREPS 等 ODA 活用では難しい多国間協同で純粋 科学志向の海大陸研究強化年(YMC) が JAMSTEC 米 山プログラム長らにより 2017 年に開始され,また生 態・農業・健康・人文・社会まで含む超学際的な泥炭 地域研究が地球研甲山准教授らにより 2017年に本格化 している[5]. レーダーの非降水活用や客観解析の高精 度化も踏まえ,さらに効率的な観測計画が期待される.

参考文献

- [1] Yamanaka et al., 2007: J. Dis. Ress., 3, 78-88..
- [2] https://www.jst.go.jp/global/kadai/h2104_indonesia.html
- [3] Yamanaka, 2016: Atmos. Res., 178-179, 231-259.
- [4] Yamanaka et al., 2018: Prog. Earth Planet. Sci., 5, 21.
- [5] 山中, 2019: 水文・水資源学会誌, 32, 189-200.

極端気象を対象とした大学院レベルの人材育成 *石川裕彦 (京都大学防災研究所), 寶 馨 (京都大学大学院総合生存学館)

1. はじめに

グローバル COE プログラム「極端気象と適応社会の 生存科学」(略称:GCOE-ARS)が2009年に採択され、 5つの大学院と2つの研究所が連携した研究教育を開 始した.2011年には、巨大自然災害、人為災害事故、 地域環境変動、食料安全保障を4つのテーマとする博 士課程教育リーディングプログラム「グローバル生存 学大学院連携プログラム」(略称:GSS)を、9研究科 (25 専攻)と3研究所の連携のもとに開始した. GCOE-ARS の実施期間中に世界気象機関(WMO)と 防災研究所が協定を結び、WMOフェローシップの研 修生を毎年受け入れて今日に至っている、本項では、 これらの実際を紹介する.

2. GCOE-ARS

気候変動に伴う極端気象,水問題に焦点を当て,理 学研究科,工学研究科,農学研究科,地球環境学堂・ 学舎,情報学研究科と防災研究所,生存圏研究所が連 携して,博士後期課程の学生を対象とする学際的な研 究教育プログラムを構成した[1].以下の二つの研究課 題を設定し,学生や若手研究者のOJTの場とした.

課題1:極端気象・水循環と災害の監視・予測に関す る理工融合研究

課題2:異常気象及び慢性的気象ハザードへの社会的 適応策に関する文理融合研究

学際ゼミナール,フィールド実習,インターンシップ などを必修として,英語環境で履修し,海外への派遣 支援も行った.表1に示すように2012年3月以後,2017 年3月までの間に4研究科37人(うち女性13,留学生 26)の博士学生にGCOE-ARSの修了証明書を授与した.

年度	理学	地球環境学	工学	農学
2011	3 (0, 1)	0	0	0
2012	3 (1, 1)	3 (3, 2)	2 (0, 2)	0
2013	1(1,1)	1 (1, 1)	3 (0, 1)	1 (0, 1)
2014	3 (0, 0)	1 (0, 1)	4 (2, 3)	1 (1, 0)
2015	0	4 (3, 4)	5 (0, 5)	0
2016	0	0	2 (1, 2)	0
合計	10 (2, 3)	9 (7, 9)	16 (3, 13)	2(1,1)

表1 GCOE-ARS の修了証を授与された学生

カッコ内は(女子学生数,留学生数(18か国)で内数)

3. GSS

GCOE-ARS の参画部局に,教育学研究科,経済学研 究科,医学研究科,アジア・アフリカ地域研究研究科, 東南アジア地域研究研究所を加えて、5年一貫制の博 士学位プログラムを構成した.プログラムの目標は, グローバル人材の育成であり,博士としての高い専門 性,社会的俯瞰力,幅広い経験を積んだ人間的魅力の あるリーダーを育てている.国際共同プロジェクトや 産学共同プロジェクトを必修としてリーダーシップを 身につける機会を与えられる.各研究科の学位に本プ ログラムを修了したことを付記する付記型学位が授与 される.2012年度より履修生を受け入れ,2019年度末 には合計40人の学位授与者を数える.

4. WMO フェローシップ

GCOE-ARS の期間中に京都大学理学研究科と防災研 究所は WMO とのワークショップを開催,これを契機 に WMO と防災研究所との間で国際交流協定を締結し, GCOE-ARS の事業として WMO フェローシップ研修生の受 入を開始した.各国の気象庁職員を対象とし,毎年秋 から冬にかけての4ヶ月の個別研修コースである.研 修内容は,研修生の業務に関連する課題の研究指導を 基本とし,適宜 GCOE-ARS や GSS の開講科目を受講 する形をとってきた.また気象庁の協力をいただき, 本庁や気象研究所見学を合わせ実施してきた.研修修 了者には,修了証明書が授与される.

これまでに、ミャンマー4人(いずれも気象水文局 職員)、インドネシア2人、タンザニア、パプニューギ ニア、バヌアツ、ガーナ、エチオピア、リビア、トル コ各1人で、8年間で13人(うち女性は8人)の研修 生を、石川、寶、中北、佐山、余田(理学研究科)ら が受け入れてきた.財源は、2013年度まではGCOE-ARS の経費、それ以後は、国際共同研究経費、防災研究所 長裁量経費、京都大学総長裁量経費など異なる財源を つないで2019年度まで継続している.

参考文献

[1] 寶 馨, 京都大学のグローバル COE プログラム「極端気象と 適応社会の生存科学」の目的と取組み, 月刊下水道, 37(7), pp. 38-40, 2014.

アジア・オセアニアから世界への発信: 文部科学省・科学技術振興機構・日本学術振興会の 諸国際交流プログラムの推進

*余田成男(京都大学大学院理学研究科)

1. はじめに

2003年に大学の構造改革として始まった文部科学省 の 21 世紀 COE プログラム (数学・物理学・地球科学 分野)では、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学 専攻を中心とした「活地球圏の変動解明」(KAGI21) 拠点リーダーとして、「アジア・オセアニアから世界へ の発信」を合言葉とした国際共同研究と若手育成教育 を推進した[1]。また、引き続くグローバル COE プログ ラム・博士課程教育リーディングプログラムでも、極 端気象やグローバル生存学に関係する京都大学諸部局 を束ねる一員として、アジア域の研究者との連携を強 める国際研究教育活動を展開してきた。さらに、これ らの経験をもとに、科学技術振興機構 (JST) や日本学 術振興会(JSPS)の諸国際交流プログラムの代表者と して、東南アジア地域における極端気象と気象災害軽 減に関する国際共同研究を推進し、我が国とアジアを 結ぶ研究拠点の形成に尽力してきた。本発表では、こ れまで20年近くにわたる交流活動の一端を紹介する。

2. 21 世紀 COE プログラム ~ グローバル COE プログ ラム ~ 博士課程教育リーディングプログラム

これらのプログラムの重点は大学院教育の改革であ り、新たな国際共同研究の展開とともに、それらと密 接に関連させた教育活動をアジア地域から展開した。 2004年から4年間、インドネシア・バンドン工科大学 にアジアの若者を集めて2週間のKAGI21国際サマー スクールを開催し、寝食を共にする合宿を通して次世 代研究者の国際的ネットワークの構築を進めた。その 後も、後継のプログラムやJSPS・学内の競争的資金等 により、2020年まで琵琶湖畔に於いて6回開催し、合 計10回で累計23か国から333人の参加者となった。

科学技術振興機構 科学技術振興調整費「アジア科 学技術協力の戦略的推進」

2007~09 年度 JST 科学技術振興調整費の一課題とし て「東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究」[2], [3]を実施した。経済活動高度化や地球温暖化で異常気 象災害の増加が懸念される状況で、東南アジアの若手 研究者と協同して、高分解能の領域気象モデルを用い た熱帯域気象のダウンスケール予報実験を行うととも に、データ同化システムの高度化、確率予報情報の高 度利用による災害対策判断支援システムの試作等を行 った。また、毎年、国際ワークショップを京都、バン ドン、別府で開催し、「東南アジア地域気象災害軽減国 際共同研究推進ネットワーク」を立上げた。

日本学術振興会研究拠点形成事業、および、二国 間交流事業(共同研究)

2015~17 年度 JSPS 研究拠点形成事業(B.アジア・ア フリカ学術基盤形成型)の一課題として「海洋大陸に おける気候変動下の極端気象に関する国際共同研究」 [4]を実施した。インドネシア・バンドン工科大学、ベ トナム・ハノイ科学大学、シンガポール・南洋理工大 学を相手側拠点として、3 か国で3 年度国際ワークショ ップと合宿型国際サマースクールを実施した。さらに、 この交流を発展させて、バンドン工科大学と 2018~20 年度の二国間交流事業(共同研究)を実施している。

5. おわりに

この20年近くで我が国と世界の状況は著しく変化した。発表では国際共同研究・教育の未来展望を試みる。

参考文献

- 平成 15~19 年度 京都大学 21 世紀 COE プログラム 「活地球圏の変動解明:アジア・オセアニアから世 界への発信」, http://www.eps.sci.kyoto-u.ac.jp/ieshub/ kagi21/jp/, (2020/02/02 閲覧)
- [2] 平成 19~21 年度 科学技術振興調整費:アジア科学 技術協力の戦略的推進「東南アジア地域の気象災害 軽減国際共同研究」, http://www-mete.kugi.kyoto-u.ac. jp/project/MEXT/, (2020/02/02 閲覧)
- [3] 余田成男・斉藤和雄・竹見哲也・西澤誠也,2008: 東 南アジア地域の気象災害軽減に資する国際共同研究 の新展開. 天気,55,705-708.
- [4] 平成 27~29 年度 日本学術振興会 研究拠点形成事業「海洋大陸における気候変動下の極端気象に関する国際共同研究」, http://www-mete.kugi.kyoto-u.ac.jp/project/C2C_AASP/, (2020/02/02 閲覧)

インド亜大陸北東部の大気現象と気象災害

*林 泰一 (京都大学東南アジア地域研究研究所), 南アジア気象水文研究連絡会

1. はじめに

インド亜大陸北東部は、図1に示すとおり、ヒマラ ヤ山脈東部の南麓に位置し、年平均の洪水量が 10,000mmを越える世界最大の豪雨地帯である。この豪 雨は6月から9月の雨季に集中する。多量の降水がメ ガラヤ高原(標高約2,000m)の南斜面を下って、ブラ マプトラ河やメグナ河に注ぎ、アッサムやバングラデ シュで洪水を毎年のように発生する。



また、ベンガル湾沿岸で、過去には雨季の前後の 3-5 月、10-12 月に発生するサイクロンが接近上陸し、死 者・行方不明者が 10 万人を越える大きな被害が発生し た。著者らは 1991 年のサイクロン被害調査に参加して 以来 30 年近くにわたって、この地域の気象災害に関わ ってきた。洪水とサイクロンについての被害軽減に関 する共同研究について報告する。

2. 観測態勢の充実

(1) 降水観測網の構築

1986-87年のバングラデシュの大洪水後に、京大防災 研を主体とした現地調査研究が実施され、メグナ川流 域に転倒ます雨量計を密に配置した観測網が構築され た。さらに2006年からは上流のインドのアッサムとメ ガラヤに観測地域を拡大し、広域の雨量観測が可能に なった。た。本来この地域は越えて一体とした調査研 究が必要であるが、この観測網の完成によって実現し た。以来15年以上観測が継続されている。観測網を図 2に示す。



(2)気象レーダー観測網の充実

1990年代中頃から、日本の援助によりにバングラデシ ュ気象局に気象レーダーの設置が進み、現在6基が稼 働している。特にベンガル湾沿岸の2基のレーダーは、 サイクロン監視が目的であり、サイクロンの位置や移 動速度が正確に認識できるようになった。サイクロン シェルターの建設と相俟って、高潮や強風のサイクロン ン被害は格段に減少した。

3. 今後の共同調査研究

現在、MAHASRIの後継のAsiaPEXが開始され、 Aia Monsoon Yea (AMY)やヒマラヤ南麓全体を対 象とするシビアストーム研究プロジェクト (ESSDMS)が進行している。また、ダッカ大学 には気象学科や海洋学科が創設された。気象局や 水文局などの現業官庁、大学や研究機関が協力し て、環境や危機管理を含めた災害の総合調査研究 プロジェクトが積極的に推進されている。この状 況の下で、今後、我々がどの様な共同研究体制を 作っていくかを考える必要がある。

東南アジア気象災害軽減国際共同研究と JICA ベトナム技術支援プロジェクト

*斉藤和雄 (気象業務支援センター/気象研究所/東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

気象研究所でいくつかの国際プロジェクトに関わり、 気象業務支援センターで国際事業に携わっている。こ こでは、主に前者から東南アジア気象災害軽減国際共 同研究を、後者として JICA ベトナム技術支援プロジェ クトについて紹介し、その成果やプロジェクト遂行に 関する課題等について述べる。

2. 東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究

「東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究」は、 文部科学省科学技術振興調整費研究の「アジア科学技 術協力の戦略的推進」分野における「地域共通課題解 決型国際共同研究」としての一課題で、京都大学の余 田成男教授を研究代表者として、2007年度に採択され た[1][2]。東南アジア諸国における大気科学研究の協 力・連携を強化し、この地域の気象災害軽減に資する ための「東南アジア地域気象災害軽減国際共同研究推 進ネットワーク」を立上げることと、東南アジア地域 での数値天気予報実験を国際的連携の下に実施して、 気象災害の軽減判断支援システムを構築すること、な どを主な目的とした。研究実施体制は、京都大学が代 表機関となり、「基礎実験・システム開発」を担当し、 観測・予報データの統合データベース化やホームペー ジの作成、国際研究集会の開催とニュースレターの発 行、災害対策判断支援システムの試作、インドネシア 政府給費生の長期滞在などを実施した。気象研究所は 国内参画機関として、サブ課題「実用モデル開発・応 用実験」を担当した。また準リアルタイム実用化実験 を、インドネシアバンドン工科大学(ITB)を中心とする 国外参画機関が行った(図1)。



図1 東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究の実施体制。

JICA ベトナム技術支援プロジェクト

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。JICA の無償資金協力の一環として、2017年にベトナム北部 に S バンド気象ドップラーレーダー2 基が設置されて おり、同レーダーの活用と包括的な気象サービスの能 力向上を目指して、2018 年 5 月から 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」が始まっている[3]。こ のプロジェクトでは、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、大雨・台風の監視・予報業務へのレーダー及 び気象衛星データの活用、ナウキャスト・短期降水予 報についての課題の特定と将来の開発計画についての 提言を行うことがあり、ベトナム気象水文局職員の協 力を得て同国の QPE/QPF の改善に取り組んでいる [4]。



図2 JICA ベトナム技術支援プログラム。

参考文献

- [1] 余田成男・斉藤和雄・竹見哲也・西澤誠也、2008: 東南ア ジア地域の気象災害軽減に資する国際共同研究の新展開. 天気、55.705-708.
- [2] Saito, K., T. Kuroda, S. Hayashi, H. Seko, M. Kunii, Y. Shoji, M. Ueno, T. Kawabata, S. Yoden, S. Otsuka, N.J. Trilaksono, T.Y. Koh, S. Koseki, L. Duc, K.T. Xin, W.K. Wong and K.C. Gouda, 2011: International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia. Tech. Rep. MRI. 65, 198pp.
- [3]https://www.jica.go.jp/activities/project_list/knowledge/ku57pq0 0002kfqa0-att/2018_027_vie.pdf, (2020/1 閲覧)
- [4] 斉藤和雄、Mai Khanh Hung, Nguyen Viet Hung, Nguyen Quang Vinh, Du Duc Tien, 2020: 2018年12月ベトナム中部域 の豪雨とベトナム気象水文局のQPE. 月刊海洋, 590, 27-34.

気象研究所高解像度全球大気モデルによる国際研究協力 楠 昌司(気象研究所全球大気海洋研究部、関西大学社会安全学部)

1. はじめに

気象研究所では 2002 年から 20,60 km格子の高解像 度全球大気モデル(MRI-AGCM)を開発しており、現在に 至るまで多数の地球温暖化実験を行ってきた。 MRI-AGCM による世界全体[1]や東アジア[2]の降水量の 再現性は、世界最高水準である。MRI-AGCM は水平分解 能が高いので、国土が小さい国でも降水の将来変化を 詳細に評価できる。楠が直接関わった活動のみを記す。

2. 国際協力機構(JICA)による気象庁途上国研修

JICA の支援により気象庁では 1972 年から途上国の 気象局を対象とした研修を毎年行っている。楠は、2004 年から2011年まで、地球温暖化の講義を担当した。2006 年からは、MRI-AGCM による温暖化実験結果を使った実 習を行った。研修生の国を対象に気温と降水量の将来 変化を作図することで、地球温暖化を体感できる。

3. JICA 地球温暖化研究支援プロジェクト

2007 年以降に実施された多種多様な JICA による研 究支援プロジェクトに対する寄与形態としては下記の ような種類がある。(1)地球温暖化に関連して来日した 研修員に対し、地球温暖化の講義やMRI-AGCM による温 暖化実験の紹介を行った。研修員は単独の国の場合と 複数の国の場合がある。研修員は気象だけでなく、水 資源、農業など影響評価や適応策の関係者も含む。5 回、13か国、60名。(2)研修員が気象研に1か月滞在 し、MRI-AGCM による温暖化実験結果を共同で解析する。 研修員の国の将来気候変化を調査する。研修員の要件 は研究者レベル。査読付き英語論文も複数発表した。6 回、11か国、18名。JICAがアジアの将来気候変化の単 行本を発行。(3) JICA がベトナム、メキシコで開催した 温暖化の国際セミナーで講演。(4) 楠がブラジルの気象 研究センターに1か月滞在し、MRI-AGCM 温暖化実験を ブラジルを対象に共同で解析。水資源庁、国立宇宙研 究所、イタイプ・ダムで講演。

4. 世界銀行

世界銀行の中南米カリブ海地域持続可能開発部によ る気候変動研究プロジェクトが 2005 年から 2010 年ま で行われた。中南米カリブ海地域の気象研究者が気象 研に1か月滞在し、MRI-AGCMによる温暖化実験結果を 共同で解析した。7回、10か国、18名。共著論文発表。

5. 国連大学による研修

MRI-AGCM による温暖化実験結果を使った実習を行った。研修員は学生、研究者、公務員。2011 年東京、2012 年タイ、2015 年スリランカ。3回、30 か国、150 名。

6. インドシナ半島灌漑適応策

農林水産省「かんがい施設温暖化適応対策検討調査」 が2007-11年に実施され、タイ、カンボジアで開催された5回の温暖化の国際セミナーで講演した。

7. パナマとの共同研究

現在、気象研と共同研究しているパナマ工科大で MRI-AGCM による温暖化実験結果を使った実習を行った。 共著論文を発表した(図1)。

8. MRI-AGCM データ提供

2002 年以降、MRI-AGCM による温暖化実験データを 50 ケ国以上、70 機関以上に配布した。



図1 MRI-AGCM 温暖化実験によるパナマの極端降水現象の将 来変化(F-P)/P(%)。現在 P:1983-2003 年、将来 F:2079-2099 年(RCP8.5)、20km, 60km 格子モデルによる 16 個のアンサン ブル実験、RA は領域平均、斜線は有意水準 95%以上。(a)年 最大日降水量、(b)年最大連続無降水日。[3]の Fig. 9 を改変。

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(領域テーマC)の支援を受けた。

参考文献

- [1] Kusunoki, 2017: Atmosphere, doi:10.3390/atmos8050093
- [2] Kusunoki, 2016: Climate Dynamics, doi:10.1007/s00382-016-3335-9
- [3] Kusunoki et al., 2019: Climate Dynamics, doi:10.1007/s00382-019-04842-w

NHRCM を用いたアジア・太平洋地域における 気候変動予測実験に関する共同研究について *佐々木秀孝、村田昭彦、川瀬宏明、野坂真也、仲江川敏之(気象研) 鬼頭昭雄、長沢昭子(気象業務支援センター)

1. はじめに

気象研究所では、文部科学省「統合プログラム」及 びその前身である「創生プログラム」の支援を受け、 主に東南アジアにおける各国と、気象研究所地域気候 モデル(NHRCM)を用いて、アジア・太平洋域各国におけ る、地球温暖化による詳細な気候変動予測実験に関す る共同研究を行ってきた。

2. 方法

これまでの創生・統合プログラム 8 年の間に、招聘 した研究者の数はのべ32 人に達する。その国別の内訳 は、図 1 に示す通り、東南アジアを中心に招聘が行わ れた。またこれらの招聘には文科省プログラム以外に、 国交省、JSPS の予算が使われており、自国の予算で来 日した研究者も4名含まれる。

気候シナリオの作成は、現在気候再現実験、将来気 候予測実験ともに 20 年の積分が行われ、将来予測は RCP8.5 の排出シナリオに従い 21 世紀末の予測が行わ れる。図 2 は、統合プログラム期間に作成した気候シ ナリオで、黒枠は5km、赤枠 2km の解像度で計算を行っ た。一回の招聘期間は、JSPS による招聘を除いて約 2 か月で、それぞれの国において、5km もしくは 2km の解 像度の気候シナリオを作成するのに、ぎりぎりの期間 である。ただし、インドネシアは計算領域が広いため、 一回の招聘で全ての計算を終了することができず、 2020 年度も引き続き計算を行う予定である。

3. 成果

この招聘事業で行われた計算結果は、各国に持ち帰 り詳細に解析されており、これまでに6編の論文が出 版されている。また、その結果を使い博士号を取得し た者が1名いる。これらの計算結果は、CORDEX-SEA へ も提供され、データセンターへアップロードされる予 定である。さらに、2019年にタイで行われた水管理と 気候変化に関する国際会議 THA2019では、このデータ を使った多くの研究が発表され、ASEAN Academic Network in Water Disaster Management から感謝の意 を表す声明が出された。 この招聘事業は、AP-PLAT でも紹介され、以下のサイトから見ることができる。

https://adaptation-platform.nies.go.jp/en/ap-plat/plan _implementation/implementations/cordex.html



図1 気象研の招聘事業における招聘者数とその予算。



図 2 統合プログラム期間に作成した東南アジアにお ける気候シナリオ。黒が 5km、赤が 2km 解像度。破線は 実行途中もしくは計画中を表す。

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)」の支援を受けた。これらの招聘は、文部科学省「創生プログラム」「統合プログラム」、国土交通省「開発途上国研究機関交流事業」及び日本学術振興会「外国人招聘事業」の予算により行われた。

ドローンによる低層雲の観測 *菅原広史,河野貴行 (防大地球海洋)、設樂岳 (タイプエス)

1. はじめに

ドローンは強力な観測プラットフォームになりつつ あるが、現在の法規制下ではオペレーターが目視でき る範囲での飛行が安全上の原則となっている。このた め、雲中の計測は困難である。しかしながら、例えば 沿岸部の飛行場に海から進入してくる霧・低層雲など、 ドローンが活躍できそうな雲の計測のニーズは多々あ る。そこで、今回は安全性を確保したうえでドローン による低層雲の計測を行った事例を報告する。

2. 観測の概要

観測に使用したドローンはタイプエス製R-SWMで、 計測項目は風向風速、温湿度、気圧(いずれも1秒値)、 可視画像、赤外画像である。観測場所は青森県六ケ所 村にある陸自対空射撃場で、万一の事故の際にも人的 被害は発生しない場所である。この場内かつ高度 500 m 以下での無人航空機飛行について航空局の承認を得て 観測を実施した。

東北地方太平洋沿岸は梅雨期に霧が発生しやすく、 三沢飛行場ではひと月あたりの霧発生日数が14日に のぼる時もある。さらにこの地域の霧は海から進入す ることが多く、現況把握・予報が困難である^[1]。今回は 霧を対象として2019年7月にドローンによる観測を行 った。

3. 観測結果

本報告では 2019 年 7 月 12 日早朝に計測された低層 雲について報告する。なお、観測当時の地上視程は4000 m 以上でありこの低層雲は霧ではない。環境場として は日本海および関東沖にある低気圧の前面に位置して いた。図1にドローンにより観測された気温、露点温 度、風速、可視画像中の輝度偏差を示す。輝度偏差は 各シーンにおけるピクセルの輝度の標準偏差を平均値 で除した値(0-1)である。図中には可視画像から判定 した雲底および雲頂を記載している。雲底高度につい てはシーロメータおよび目視により計測された 180 m と可視画像での判定値がほぼ一致した。雲層上部にお いては湿潤断熱減率に近い気温分布となっているが、 下部では乾燥・湿潤断熱減率の中間の値となっている。 この低層雲はこの後徐々に解消していったことから、 雲層下部の気温分布は地面からの熱的対流により雲層 が消失する過程をとらえたものと考えられる。





 Okuda T., K. Tomine, H. Sugawara, 2010: Mechanism of temporary improvement and rapid changes in visibility in fog. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88: 243–261.

謝辞

観測に際しては空自航空気象群、空自三沢気象隊にご 協力をいただきました。 小型マイクロ波放射計および雲カメラによる洋上気象観測 *箕輪昌裕、髙島祐弥、井上修平、岩堀太紀(古野電気株式会社)、吉田聡(京都大 学)、小松幸生(東京大学新領域)、佐藤克文(東京大学大気海洋研究所)、立花義裕、 松岡優輝(三重大学生物資源)、大石哲(神戸大学)

1. はじめに

近年、各地で記録的な大雨や、局地的かつ短時間の 豪雨が問題となっており、気象現象の前兆をいかにリ アルタイムに精度良く捉えるかが課題となっている。

高度防災社会の実現に寄与するため、現在、マイク ロ波放射計および雲カメラの研究を進めている。

マイクロ波放射計は、Passive に大気放射を観測し、 リアルタイムに直上の可降水量を推定する装置である。 また、雲カメラは全天カメラにより、空況をリアルタ イムに撮影し、雲の移流や日射を観測する装置である。



図1マイクロ波放射計

2. 観測の詳細

小型マイクロ波放射計および雲カメラのプロトタイ プを、京都大学防災研究所潮岬風力実験所に設置し、 観測(2018/9~)を進めている(図1)。今回、両プロ トタイプを、船舶に搭載して洋上の観測(時間分解能1 分毎)を行ったため、これを報告する。観測を行った 船舶および期間は、三重大学の「勢水丸」(期間: 2019/06/04~12)、JAMSTECの「新青丸」(KS-19-15 次 研究航海 2019/08/20~27)である。

3. 観測結果

図2に、「勢水丸」での観測結果を示す。2019/08/07 ~08にかけての降水イベントでは前線が通過し、その 前後で可降水量(PWV)が約30mm変動する様子を捉 えた。船舶上から打ち上げたゾンデデータ(15回)の うち雨イベントを除いた12点のデータで比較したとこ ろ、RMSE は約2.0mm となった。

図3に、雲カメラでの観測結果を示す。1分毎の全天 画像から雲の分布を抽出し、雲率(構造物を除いた空 域のうち雲が占める割合)を推定するプロトタイプを 作成した。今後、PWV との関連を検証していく。

4. まとめ

小型マイクロ波放射計および雲カメラのプロトタイ プによる船舶観測を実施し、洋上における可降水量お よび空況の試験観測を行った。



図3 雲カメラによる雲率と 小型マイクロ波放射計による可降水量の比較

雲/降水粒子撮像装置ビデオゾンデの1680MHz帯実験局から 400MHz帯気象援助局への移行技術の研究開発 *清水健作,長浜則夫,杉立卓治(明星電気株式会社)

鈴木賢士(山口大学),藤原正智(北海道大学)

1. はじめに

HYVIS (Murakami and Matsuo, 1990)やVideosonde (Takahashi, 1990)といった雲/降水撮像装置ビデオゾ ンデは、1990 年代に開発され、雲微物理の解明に大き く寄与してきただけでなく、2000 年代からは、偏波ド ップラーレーダーなどのリモートセンシング機器や気 象モデルなどの参照・検証データとして重要な役割を 担っている(Nakakita et. al, 2009)。

一方、ビデオゾンデが利用する 1680 MHz 帯の電波は、 近年、他の業種・産業における電波有効利用の観点か ら需要が高まりつつある。例えば、米国においては、 1675-1680 MHz の周波数は無線ブロードバンド用の回 線としての使用が検討されており、また 1680-1695 MHz の周波数に関しても、今後同様の検討が見込まれる周 波数となっている。

2. 送受信機の開発

本研究科発では、1680MHz の代わりに 400MH z 帯気象 援助局を使用することを検討した。1680MHz と 400MHz で使用可能な占有帯域幅はそれぞれ 1MHz と 60KHz とな っており、送信可能な情報量は大きく異なる。一般的 な気象ラジオゾンデの情報量は数 Kbps 程度となってお り、画像伝送には新たな専用送受信機を開発する必要 があった。400MHz 帯気象援助局に適合できる範囲内で 様々な通信速度、変調度、変調方式の送信機の試作を 行った。結果、52.4Kbps、変調度 14KHz の条件でまで であれば、60KH z の占有帯域幅内での通信が実現でき ることがわかった。

3. 研究に耐えうる画像送信頻度と圧縮率の検討

52.4Kbpsの通信速度でも従来の1680MHz で実現して きた情報量には遠く及ばない。これまで1680MHz では 30fps で画像伝送してきたが、画像送信頻度を落とした 場合の学術研究に対する影響の評価を行った。結果、2 秒に1 枚の送信頻度でも鉛直粒径分布の算出に大きな 影響がないことがわかった。ただし、HYVIS において非 常に濃度の高い雲水や細かな氷粒子の場合には、数濃 度の算出に注意を払う必要があることがわかった。

さらに可能な限り情報量を小さくするために画像圧 縮について検討を行った。1680MHz のビデオゾンデは画 像をアナログで伝送したために受信局との距離が離れ ると画像にスノーノイズが兆重し、画質劣化が発生し ていた。しかし、今回の400MHz による送受信機はデジ タルのため、距離による画像劣化が起きないという利 点がある。結果、2秒に1回の伝送が実現可能な10KB まで画像圧縮しても従来のビデオゾンデと比べて鮮明 な画像となることが分かった。(図1)。

4. 今後の計画

2019 年度は画像伝送の基となるシステム検討と実証実 験を行った。2020 年度は実際にビデオゾンデを設計・ 試作しテスト観測を行う。2021 年度は国内数か所(夏 季、冬季)で、従来のビデオゾンデと400MHz ビデオゾ ンデの同一性・相違性を明らかにする比較観測を実施 する。



謝辞 本研究開発は総務省 SCOPE (受付番号 195003007)の委託を受けたものです。

図1:従来のビデオゾンデにおける距離に応じた画像劣化の様子(上)と画像圧縮を行った際の画像劣化の様子(下)

衛星放送電波を用いた降雨強度、雨量の測定(3)

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) *堀

1. はじめに

岐阜県の平成 30 年度の IOT コンソーシアムの補 助事業により、衛星放送電波の降雨による減衰から 降雨強度が求められることを示し、岐阜県内29カ所 に装置を展開し、降雨強度の測定を行った[1][2][3]。 本報告では、2018年7月の西日本豪雨時に関市上之 保地区の津保川が氾濫したときの水位について、検 討するとともに、令和元年度の IOT コンソーシアム の補助事業による既開発の降雨強度測定装置の温度 (dBµ)⁹³ 特性の改良について報告する。

2. 河川水位の検討

関市が設置している水位計、雨量計などの測定結 果を調べた結果、水位と降雨の関係はほぼ1次おく れ系に近似でき、水位上昇を概略求めることができ た。表1に二つのケースについての雨量、継続時間、 水位上昇を示す。

	雨量	継続時間	水位上昇
2018.7.7-8 西日本豪雨	166.5mm	12 時間	4.7m 以上(水 位計故障)
2019.7.22	126.5mm	8時間	2.3m
比	1.35	1.5	2.04 以上

津保川の水位上昇 表 1

すなわち、雨量が 1.35 倍、継続時間が 1.5 倍で、 掛けて 2.03 倍となり、実測値の 2.3m を掛けると 4.7m となり、氾濫時の水位を説明できる。

3. 温度特性の改良

気温、日照などにより、パラボラアンテナの周波数 コンバーターの出力が変化することから、温度セン サを用いて、補正できるよう既開発の降雨測定装置 を改良した。 図1に気温と出力の電波レベルの関 係を示す。正午頃に気温が高く、電波レベルが低下し ていることがわかる。





パラポラアンテナのコンバーター表面に温度セン サーを取り付け、電波レベルを補正した。図2に補 正結果を示す。



温度補正結果 叉 2

電波レベルの温度による変動を 1/4.9 に出来た。

4. おわりに

河川の水位と降雨との関係を数値的に検討すると ともに、衛星電波を利用した降雨強度測定装置につ いて温度特性の補正を行った。講演では水位の検討 結果、温度補正の実験結果を中心に発表する予定で ある。参考文献[1]堀、後藤、2018 日本気象学会秋季 講演会、C458. [2] 堀他 3、2019 日本気象学会春季講 演会、C162. [3] 堀他 3, 2019 日本気象学会中部支部 研究発表会3

二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の形状パラメータの推定(その2) *¹⁾ 足立アホロ・²⁾ 小林隆久・¹⁾ 山内洋・¹⁾ 南雲信宏(1:気象研究所,2:電力中央研究所)

<u>1. はじめに</u>

二重偏波レーダーのデータには雨滴粒径分布の 情報が含まれているため、従来型レーダーに比べ て降水強度が高精度に推定できるといわれている. Adachi et al. (2015)は粒径分布に修正ガンマ函数を 仮定し、函数を規定する3つのパラメータ(N_0 , D_0 , μ)を二重偏波レーダーのデータから推定する手法 を提案した.但し、彼らは形状パラメータ(μ)を 視線方向に一定と仮定しているため、同一視線方向 に積雲と層雲が混在する場合などにはこの仮定が成 り立たず誤差が大きくなる可能性がある.その一方、 理論的には $\rho_{HV} \ge Z_{DR}$ から μ を推定できることが 知られているが ρ_{HV} に極めて高い観測精度が要求さ れるため、従来は長時間同一方向を観測する必要が あった (e.g., Illingworth et al. 1991).

気象研究所の \tilde{C} -band 二重偏波レーダーは固体素 子を送信器に利用しているため、短時間でも比較的 精度の高い観測データが得られる(Yamauchi 2012). そこでこのレーダーの観測で得られた ρ_{HV} と減衰補 正した Z_{DR} から μ の推定を試みた. なお ρ_{HV} は減 衰の影響を受けないが、低 SNR では精度が低下する.

2. 推定手法

 $\rho_{\text{HV}}, Z_{\text{DR}}, \mu$ の関係のシミュレーション結果と実際のデータを第1図に示す.シミュレーションでは 粒径分布に修正ガンマ函数を仮定した.一方観測さ れた Z_{DR} には Adachi et al. (2015)による減衰補正を 行った.図では ρ_{HV} の精度を担保するため観測デー タは Z ≥ 50dBZ のデータのみ表示している.観測は 気温 0°C付近の領域で行っており,観測データは ほぼシミュレーション結果の範囲内となっている. 従って例えば図中最上部の線上にある観測データの μ は 8 などと推定できる.

3. 解析結果

第2図に減衰補正後の $Z_{\rm H}$ の解析例を示す.北北 東と西側 50km 以遠に強いエコーが観測されている. また 20km 以内の短パルスの領域にも 40dBZ 以上の やや強いエコーが観測されており対流性の比較的強 い雨が降っていることを示唆している. $Z_{\rm V}$ について も減衰補正を行い,これから $Z_{\rm DR}$ を求めた.

第3図に $\rho_{\rm HV}$ と減衰補正した $Z_{\rm DR}$ から推定した μ を示す. 20km 以遠の $Z_{\rm H}$ が高い領域では μ の空間分 布が推定でき、積雲内の細かな構造を示唆する結果 が得られた.これは地上観測(省略)と一致する. その一方 20km 以内や神奈川県西部などの遠方域で は $Z_{\rm H}$ はやや高いものの μ の空間構造が推定できて いない.解析の結果,これは短パルス領域や遠方域 では SNR が低く $\rho_{\rm HV}$ の精度が低下することが原因で あることがわかった.

<u>4.まとめ</u>

粒径分布の形状パラメータ μ を二重偏波レー ダーで観測した $\rho_{HV} \geq Z_{DR}$ から推定する手法を提案 した.これを実データに応用したところ現実的な μ の空間分布が得られた.但しこの手法は ρ_{HV} の精度 に依存するため、短パルス観測などの低 SNR 領域で は利用が制限される可能性があることがわかった.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K01273 の助成を受けた.



第1図 C-band (5.37GHz) における $\rho_{\text{HV}} \geq Z_{\text{DR}} のシミュ$ レーション結果 (実線) と、実際の観測データから減 $衰補正をした <math>Z_{\text{DR}} \geq \rho_{\text{HV}}$ (赤点)の例. 但し $Z \ge 50$ [dBZ] のデータのみ表示.



第2図 減衰補正後のZ_Hの観測例(2019.7.28). 半径 20kmの円は短パルスと長パルス観測の境界を示す.



第3図 推定された形状パラメータ μ の水平分布の例 (2019.7.28). 太円は短パルスと長パルス観測の境界.

複雑地形上での Dual-PAWR による降水システム内の 3 次元風解析 山田芳則*(気象研究所)、牛尾知雄(大阪大学)、佐藤晋介(情報通信研究機構)

1. はじめに

短時間強雨や突風などの激しい気象現象をもたらす ような対流雲の3次元構造は現在でも十分に解明され ているとはいえない。今回は、デュアル・フェーズドア レイレーダー (PAWR)解析によって、空間スケールが 小さく時間変化も激しい対流雲の3次元構造を高い時 間解像度で解析した結果について報告する。気流構造 は、大阪と神戸に設置されているPAWRデータを用い て算出した。

2. 複雑地形上の3次元風解析

風解析では MUSCAT 法 (Chong et al. 2000; Chong and Cosma 2001) と同様の手法を採用した. Data fit は Yamada (2013) の方法である. 解析での下部境界となる 地形は、国土地理院の数値標高モデル 10m メッシュを 用いて作成した. PAWR データは、多仰角 PPI 形式の データに変換してから解析を行った。鉛直流の補正システム (e.g., Chong et al. 2000) も構築済みではあるが、エコー頂付近での鉛直流には不自然な大きさの結果が 見られなかったので、ここでは補正を行っていない結 果を示す。

風解析では、神戸 PAWR サイトを原点とする 地表に 固定した Cartesian 座標を用いた. x-, y-軸はそれぞ れ東西と南北方向、z-軸は鉛直上方にとった. 水平と鉛 直方向の解像度は、それぞれ 0.5 km, 0.25 km, 最低 の解析高度は神戸 PAWR 地点上空 0.25 km とした.

3. 解析結果

2019 年 7 月 11 日近畿地方と通過した小低気圧に伴 う降水システムについての解析結果を図 1~3 に示す (2020 JST)。六甲山地の南西側の大阪湾上において、収 束する気流が解析されている.六甲山から約 15 km の 海上で弱い上昇流域が存在していたことがわかる. PAWR データを用いることで、この事例のように高い 高度まで高解像度で風解析が可能となる.講演では、30 秒ごとの高い時間解像度の解析結果を紹介する。

謝辞:本研究は科研費「最先端解析手法を用いた多様な 地表面上でのシビア現象発生機構の解明と予測 (19H00815)」の支援を受けて実施しています.



図 1:神戸レーダーの上空 0.75 km での地表に相対的 な水平風(矢印)と地形(陰影).等値線は水平風速の 大きさ (m s⁻¹).



図2:図1内の破線ABに沿った鉛直断面内の反射強度(陰影)と風(矢印:水平風と鉛直流).鉛直断面の水平方向の長さは55km.反射強度は6dBZごと. 黒塗りの部分は六甲山.



3周波レーダ降雪観測 ―レーダ反射因子の周波数特性-

°民田晴也 久島萌人 篠田太郎(名大宇地研) 川島正行(北大低温研)

はじめに

レーダ降雪強度の高精度化、粒子種別識別の高度化を 目標に、2018年12月から2019年3月の期間、北海道 大学低温科学研究所 (ILTS) で3 周波のレーダによる降 雪観測と地上降雪粒子観測を実施した。

ILTS では 2DVD や電子天秤型降雪強度計による降雪 観測を継続している。個々の固体降水粒子の散乱特性と レーダシグナルの理論的な理解深化^{[1][2]}を目標に、粒子 立体形状、落下速度、粒径分布を観測する Multi-angle Snowflake Imager (MSI)^[3] を ILTS で運用した。レーダ は 24GHz マイクロレインレーダ (MRR; 鉛直ドップラ レーダ) と降雪鉛直分布観測に応用した 9GHz 船舶レー ダ (ILTS-X) を ILTS で運用、名古屋大学 35GHz 偏波雲 レーダ (Ka-POL) を ILTS の東 13km に位置する酪農学 園大学で運用、3周波レーダと地上粒子の同期観測実験 が実現した。

本報告では、3 周波の観測レーダ反射因子を紹介する。 レーダデータ

Ka-POL は 10 分毎に ILTS に向けた鉛直断面 (RHI) を観測、この RHI から ILTS 直上の時間-高度断面を作 成した。MRR は ILTS 直上の降雪鉛直分布を観測、1分 平均値を利用した。ILTS-X はレーダから距離 100m の 時間-高度断面を作成、ILTS-X は高速スキャン可能な反 面、スキャン毎の分散が目立ち10分間平均を施した。比 較高度は ILTS 上空で Ka-POL のグランドクラッタの影 響がない最下層高度 300m とした。

レーダ反射因子比較

図1は2019年1月の降雪強度SR(1分値)と3周波 の観測レーダ反射因子 Zm の散布図を示す。周波数が高 い Ka-POL の Z_m が最小、周波数の低い ILTS-X の Z_m が最大値を示す。図中の実線は目安として 6dB 間隔を示 し、Ka-POL と MRR(ILTS-X) の 2 周波 Z_m 比 (DFR) は約 6dB(12dB) である。ここに結果を示さないが、Z_m 比較、特に Ka-POL と MRR は、SR と Zm の散布図に 比べ相関が高く、観測期間中の Ka-POL の降雪伝播減衰 が無視できることを示唆した。

図2に、2019年1月11日のDFRと降雪強度の時系列 を示す。Ka-POLとMRRの Z_m に差がない事例である。 ILTS-X と Ka-POL の DFR は図1と同様 12dB 前後で 推移、時刻 05:00-10:30 に MRR と Ka-POL の DFR 縮 小がある。この間、MRR が弱い Zm を観測したとも考 えるられるが、MRR アンテナ面の積雪は無かった(融 雪ヒータによる水膜形成は確認できない)。MRR と Ka-POL の DFR が 0dB を示す時間帯に、MSI は顕著な横 藤吉康志 (北大)

長の降雪粒子(縦横比 1-3; 落下速度 1m/以下)を多く 観測する中、断続的に霰(落下速度 2-3m/s) が交じる 降雪を観測した。現時点で DFR と地上観測降雪粒子の 間で明確な関係を確認できていないが、今後、DFR 変 動の要因を精査、多周波レーダ観測による降雪識別技術 の高度化を目指している。



2019年1月の降雪強度(10log10SR)と観測レーダ反射 図 1: 因子 (Z_m) の散布図。(Ka-POL/MRR/ILTS-X:35/24/9GHz)



図 2: 上図:2周波観測レーダ反射因子比(DFR_m)の時系列。 下図:降雪強度の時系列(2019/01/11)

謝辞

本研究は北海道大学低温科学研究所共同研究 (18G051) の助成 を受けた。

参考文献

- 1. 民田ほか, 2019, 日本気象学会秋季大会, C308.
- 2. 民田ほか, 2018, 日本気象学会中部支部研究会要旨集, 63-66.
- 3. Minda et al., 2017, doi:10.1175/JTECH-D-16-0221.1.

気象レーダーを用いた火山噴煙解析結果の検証について

佐藤 英一 (気象研)

<u>1. はじめに</u>

火山噴煙・火山灰雲の監視に気象レーダーが有効 であることが知られている一方で、現状、気象レー ダーによる噴煙の解析結果の多くが定性的である。 その理由としては、噴火自体が低頻度な現象であり、 定量性を得るほどの十分な数の観測ができていなか った(①)こと、従来の観測機器では噴煙・火山灰 雲の内部を定量的に解析するために十分な情報が得 られていなかった(2)ことなどがある。しかし、 ①に関しては、近年、桜島では年間数百~千回を超 える噴火を記録するなど、活発な状態が続いている ことに加えて、複数の気象レーダーが桜島周辺に設 置されており、観測の機会を逃さない体制が出来つ つある。②に関しては、降水粒子の観測的研究分野 において、二重偏波レーダーを使った研究が進み、 火山噴煙・火山灰雲の観測における応用も始まって いる。

気象研究所では気象庁一般気象レーダーなどの現 業レーダーを用いた解析手法の開発を進めるととも に、桜島(鹿児島県)周辺に X バンド MP レーダー

(MRI-XMP) や2次元ビデオディスドロメータ (2DVD)を設置し、観測・解析を行っている。本発 表では、気象レーダーによる火山噴煙解析(推定) 結果を、他の観測データを用いて検証し、定量性を 高めるための試みについて、紹介する。

手法の概要

2.1 噴煙高度推定手法の検証

火山噴煙の高度は、噴火の規模を表す重要なパラ メータであるが、曇天・雨天時には目視で見えず、 得ることが出来なくなる。そのような場合に気象レ ーダーによるエコー頂高度が有用であるが、特に広 範囲をカバーする気象レーダーはビーム幅による誤 差・大気の屈折率による変動が無視できない。

Sato et al.(2018)は、噴煙のトップが正規分布の 確率密度分布で存在すると仮定し、複数レーダーに よる確率密度分布を合成することで外れ値の影響を 少なくする、(噴煙高度の)確率的推定手法を開発 した。検証では、噴煙高度のビーム中心からのバイ アスに関するパラメータ (α_i)と、推定高度中心か らのバラつきに関するパラメータ (β_i)の2つをレ ーダー毎に評価する (図1)。

2.2 火山灰量・粒径分布推定手法の検証

噴煙・火山灰雲内部に含まれる火山灰量を推定す るためには、粒径(粒度)分布(GSD:Grain Size Distribution)を仮定する必要がある。その検 証データとしては、現地調査による総降灰量や総粒 径分布(TGSD: Total GSD)が挙げられる。

2DVD など1地点のデータでも検証可能である が、落下速度が粒径及び粒子形状、(見かけ上の) 密度に依存するため、地上1地点のデータには上空 の複数地点(グリッド)からの寄与があることに注 意して、粒径ビン毎に評価する必要がある。



図1 噴煙高度検証手法の概要

3. 考察とまとめ

気象レーダーで推定した噴煙高度の検証では、降 水エコーとの区別、低仰角における検知率の低下、 高仰角における観測頻度の少なさが問題となる。

噴煙内部の火山灰量(質量)・粒径分布推定手法の 検証については、逆問題を解くことに相当するため、 最適な解の選び方が重要となる。また、現時点では 考慮していないが、凝集や拡散など物理過程も重要 で、高度化が必要である。

参考文献

Sato, E., K. Fukui, T. Shimbori (2018) Aso volcano eruption on October 8, 2016, observed by weather radars. *Earth, Planets and Space*, **70:105**, doi:10.1186/s40623-018-0879-4.

<u>謝辞</u>

MRI-XMP は株式会社島津興業に土地をお借りし て観測を行っている。また、京都大学防災研究所・ 防災科研技術研究所・気象庁との共同研究「南九州 の活動的火山の災害軽減に関する共同研究」の下、 2DVD を京都大学防災研究所黒神・ハルタ山観測室 に設置して観測を行っている。

大会第4日 午前

台風 19 号とカスリーン台風による降水量分布の比較—区内観測資料の利用—

*藤部文昭・松本 淳 (首都大・都市環境), 釜堀弘隆 (東大・大気海洋研)

1. はじめに

2019年台風19号(以下 T1919)による大雨が"どれ ぐらい,どのように極端だったか"を検証するため, T1919による降水量分布をカスリーン台風(1947年) など過去の台風による大雨と比較した.また,T1919に よる大雨の再現期間の推定を試みた.解析には,1970年 代まで行われていた区内観測の日降水量データ^[1,2]と, 1979年以後のアメダスデータを利用した.

2. 降水量分布の比較

T1919 とカスリーン台風の降水量分布(4日間積算 値)はよく似ていて、いずれも関東山地から東北地方 の太平洋側へ多降水域が延びる(図1,2).若干の違い として、長野県東部や茨城県北部〜宮城県南部では T1919の降水量が、山梨県・群馬県・岩手県ではカス リーン台風の降水量が多く、それらの多降水域と被害 域とが大まかに対応する.関東地方とその周辺領域全 体の降水量は、T1919の方が1割ほど多い.

アイオン台風(1948年)の降水量分布も上記2台風 に似ているが,関東周辺の降水量は全体として2~3割 小さい(図省略).一方,狩野川台風(1958年)の際は, 関東平野にメソ前線が存在し,平野部で降水量が多か った(図省略).また,1910年の"関東大水害"の際に は数日以上にわたって大雨が断続し,関東地方の積算 降水量はT1919を約3割上回った.関東山地周辺から 静岡県にかけて降水が多く,関東平野でも6日間降水



<u>図 1</u> T1919による 4 日間降 水量. 2019 年 10 月 10~13 日.



図2 カスリーン台風による 4日間降水量.1947年9月 13~16日.

量が 400mm を超えた場所があった(図 3).

3. 再現期間の推定

東北南部〜関東甲信越・静岡県の区内観測所のうち, 後のアメダス観測所との距離が 5km 未満,高度差が 50m 未満である 110 地点を選び,区内とアメダスの資料を接続して 1931~2019 年を対象とする極値統計を 行った. Gumbel 分布を使った場合,T1919 による 2 日 間降水量の再現期間は,一部の地点で数百年に達する. 一方,関東山地や茨城北部〜福島県の多雨域について 領域平均降水量を求め(図 4),T1919 による降水量の 再現期間を計算すると,100 年程度(関東山地では 80 年,茨城北部〜福島県は 113 年)になる.

謝辞:区内観測データの一部として,気象庁所蔵の資料を科研費(課題番号18340145,23240122,26220202)でディジタル化したものを利用した.

参考文献

[1] 藤部文昭ほか,2008: 天気,55,283-287.

[2] 釜堀弘隆ほか, 2019: 日本地理学会発表要旨集, (95), 247.



図3 関東大水害時 の6日間降水量. 1910年8月6~11 日.降水量データは 「気象要覧」掲載の ものを利用した.



1940 50 60 70 80 90 2000 10

図4 (a) 関東山地付近と (b) 茨城北部〜福島県(図1,2の赤枠)の領域平均2日間降水量の年最大値の時系列 (1931〜2019年).

台風 201919 号による阿武隈流域の降水特性

*渡邊 明(気候変動研究所), 酒井 貴紘(福島地方気象台)

<u>1. はじめに</u>

2019年10月12日から13日にかけて台風201919号 が福島県東部を通過し、これまで最も大きな洪水災害 をもたらした 1986 年 8 月 5 日(台風 198610 号が温帯 低気圧に変化して福島県を通過した)の被害を超える 洪水災害が発生した。この洪水では阿武隈流域で 41 か所の堤防の決壊が発生したが、そのうちの34か所が 阿武隈川に流入する支川で発生し、1986年の洪水とは 異なった様相を呈している。この洪水災害の要因の一 つに阿武隈川流域の降水特性が関連していると考えら れる。渡邊(1988)は1986年の洪水災害の流出特性を 解析し、下流に行くにつれて流量の peak が遅延しつつ 増加する傾向を示すが,福島市より下流では上流の peak より早く出現していることを指摘し、サルパネ岩 の狭窄地の影響と都市化による流出速度の増加を指摘 している。しかし、台風 201919 号では流出 peak は下 流ほど早くなる変化を示している。

<u>2. 降雨特性</u>

阿武隈流域の源流に当たる那須高原から太平洋の 河口までのAMeDAS 観測地点17地点の1時間総降水量 の時間変化を第1図に示す。大きな被害があった1986 年の降雨に比べて流域全体の降水量は2.1倍になって いるのと同時に、その変化傾向も早期に急増している のが分かる。この変化を理解するために、第2図に源 流から河口までの地点毎の1時間雨量の変動を示す。 1986年の1時間降水量に比べて、特に河口付近の地点 の降水量が多いこと、1986年の降水では上流から河口 まで6時間程度の遅延が認められるが、台風201919 号では流域全体でほぼ同時に降っていることが認めら れる。

3. 総観場の特徴

渡邊(2004,2009)は東北地方の強雨発生時の水蒸 気移流を調査し、海岸域での大雨では水蒸気移流高度 が500m以下と低いのに対して、内陸域の大雨では水蒸 気移流高度が2km付近と高いことを指摘している。第 3回は八戸—秋田—館野の3地点で、最も降水量の多 い時間に近い高層観測 data を用いた水蒸気移流分布





第1図 阿武隈流域の1時間総降水量の時間変化

である。1986年の時よりもさらに水蒸気移流高度は低く、高度300m付近で最大を示している。館野における自由対流高度は910hPaで、基本的には阿武隈山地東側の太平洋岸での大雨の構造をしている。福島気象台(2019)の報告では11日15時に仙台の南に停滞前線



第3図 八戸—秋田—館野を用いた水蒸気移流(g/kg・hour)の 高度分布

が解析されており、この前線は13日3時まで存在し、 13日9時には、台風が温帯低気圧に変化し、温暖前線 として解析されるまで存在している。

<u>4. 数値実験</u>

CReSS を使用し,12 日 21 時を初期値として数値実 験を行った。その結果,仙台から福島県中通り地域に 貫入する北東風の寒気が大雨期間に対応して高度 5km 程度まで存在していることが解析された。今回の大雨 は大型台風や温暖化だけで説明できるものではなく, 流域で最大降水量を示した筆甫では,最大1時間雨量 が 74.5mm で 30mm 以上の激しい雨が8時間継続してお り,この継続した要因が寒気貫入にあったと考えられ る。



第2図 阿武隈流域の源流(0地点)から河口(16地点)までの1時間総降水量の時間変化(mm)

2019年台風第19号の降水過程に関する二重偏波レーダーを用いた解析 *梅原章仁,嶋田宇大(気象研究所)

1. <u>はじめに</u>

2019年10月12日,大型で強い勢力を保ったまま伊 豆半島に上陸した台風19号 Hagibisは、西~東日本の 広い範囲で豪雨をもたらし、大規模な河川氾濫や土砂 崩れを引き起こした.特に,気象庁の箱根雨量計では、 2019年10月12日の日降水量が922.5mmと,全国各地 点の観測史上1位となる雨量を観測した.このように、 広い範囲で記録的な豪雨をもたらした一方で、LIDEN による発雷の検知数は極めて限定的なものであった (図略).このことは、霰や雹の生成に必要な深い対流 が限定的であったことを示唆し、一般的に説明される 豪雨の描像(暖湿気の流入と大気の不安定化により背 の高い積乱雲が発達する)とは異なる.そこで、本研 究では、Hagibisの降水過程の特徴を見出すことを目的 として、気象庁二重偏波空港気象ドップラーレーダー (二重偏波 DRAW)を用いて解析を行った.

2. <u>解析手法・結果・考察</u>

羽田空港の二重偏波 DRAW は、10分に1度箱根雨量 計の上空を通る面 (方位 239.8 度)で RHI 観測を実施し ており、この RHI データから、箱根雨量計の地点における 高度時間断面を作成した(図1(b)~(e)).反射強度(Zhh) でブライトバンドは不明瞭だが、偏波間相関係数(phv) では、高度 4~6km に極小域があり、明瞭な融解層域が 確認できる. Zhh、偏波間位相差変化率(Kdp)は、アウタ ーバンドが通過した 0800JS~1200JST 及び壁雲が通過す る1900JST頃では比較的深い対流を示す Kdpカラムや融 解層高度を超えて 30dBZ 以上の Zhh が観測されていた が、期間全体としては下層ほど値が大きい傾向にあった. このように、明瞭な融解層があり、層状性の冷たい雨のプ ロセスの存在が示唆される一方で、融解層高度以下では、 下層ほど Zhh や Kdp が強くなる様子が捉えられており、 暖かい雨のプロセスが働いていたと考えられる.

領域的にみても、地上付近で反射強度が小さい地点 の上空では、融解層以下で高度が下がるにつれ反射強 度が小さくなっており(図 2(a))、融解を経た粒子が蒸発を 伴いながら落下する層状性降水と示唆される一方、地上 付近で大きな反射強度を取った地点の上空では、下層 程高い反射強度の頻度が大きく(図 2(a))、暖かい雨のプ ロセスが反射強度(~降水強度)の増加に大きく寄与して いたことを示唆する.



図 1:2019 年 10 月 12 日 00JST から同 22JST における, (a)箱根 雨量計の 1 時間積算雨量(青丸)及び 10 分積算雨量(灰棒), 羽田二重偏波 DRAW の RHI から作成した箱根雨量計上空に おける(b)Zhh, (c)Kdp, (d) phv, (e)ドップラー速度の高度時間断 面.



図 2:2019 年 10 月 12 日 09JST~22JST の期間, 北緯 35~37 度, 東経 138~141 度の領域の高度 1km において(a) 30dBZ 未満の 地点, (a) 反射強度 30dBZ 以上の地点, それぞれの上空の反 射強度のヒストグラム.

<u>謝辞</u>:本研究は JSPS 科研費 JP19K23466, 科研費 JP19K24678の助成を受けたものです.

2019年台風 19号による豪雨発生時の環境条件:湿潤絶対不安定層の役割

*竹見 哲也 (京大防災研)・鵜沼 昂 (気象庁)

1. はじめに

2019年台風 19 号(Hagibis)は、東日本の各地で 大雨をもたらし、洪水・氾濫・土砂災害など大規模 な災害が生じさせた.平成30年7月豪雨と比べると、 台風 19 号に伴う降雨の継続時間は短かったものの、 時間雨量の強度はかなり強く、結果として東日本の 各地で数 100 mm から 1000 mm 程度の大雨となった. 箱根の観測点では、これまでの日雨量の国内の記録 を更新した.

これほどの大雨が降った原因を気象学的に明らか にすることは、現象の発生メカニズムの理解のみな らず現象の理解を通して気象予報の精度向上にも繋 がるため、大事なことである.そこで本研究では、 気象場の客観解析データを用いて、台風 19 号による 大雨の発生メカニズムを探ることを目的とする.

2. 使用データおよび解析手法

降水データとして、レーダー・アメダスによる解 析雨量を用いた.気象場の解析には、気象庁メソ予 報モデル(MSM)の初期値である解析値を用いた. MSM 解析値は、3時間間隔の格子点データであり、 メソスケールの環境場の解析に有用である.

大気の安定度や水蒸気量に係る指標により環境条件について調べた.日本の暖候期に発生する停滞性の降水系の環境場を調べた Unuma and Takemi (2016,QJ)の研究に基づき,環境条件の指標について調べた.さらに,Bryan and Fritsch (2000)が提唱した第6の安定性を示す大気層,湿潤絶対不安定層(英語の頭文字から MAUL)に着目して解析した.

なお、時刻はすべて日本標準時により示す.

3. 結果とまとめ

対流圏の気温減率を調べたところ,湿潤断熱減率 に近い数値であり,その点では不安定度は高くない. このことから,CAPE(対流不安定エネルギー)の 値も特別大きなものではなかった.しかし,対流圏 の下層から中上層に至る深い層において,相対湿度 がほぼ 100%という極めて湿度の高い状況が形成さ れていることが分かった.この高湿度の状態は,南 の台風 19 号と北の前線帯との間で形成され,豪雨が 発生する前の時間から持続していた.極めて高い湿 度の状況であったことから,可降水量は 70 kg m⁻²を超 えており,台風中心に近い範囲では 80 kg m⁻²を超 えていた(図 1).

気温減率が湿潤断熱減率であって,相対湿度が 100%の状況は,湿潤絶対不安定である.MAULとは そのような大気層のことである.図2は,2019年10 月12日12時におけるMAULの厚さの分布を示す. 台風19号に伴い,このMAULが対流圏中層に形成 されていることが分かる.各時刻での分布を見たと ころ, この MAUL 層が持続されていたことが分かった.

湿潤絶対不安定層を含む大気層が、関東山地など 地形影響によって強制的に上昇し、絶対不安定であ ることからその大気層においてすぐさま不安定が解 消されるような運動が生じ、結果として対流活動が 強化されると考えられる.MAULの下端高度を調べ たところ、概ね 4.5 km以下であり、場所によっては 2 km以下にまで下がっていた.一方、丹沢・関東・ 越後などの山地の標高は 1.5~2.5 km 程度である.し たがって、山地による強制上昇は MAUL を押し上げ るように作用し、不安定が容易に発現することにな る.この MAUL が形成・維持され、波状のように台 風 19 号から東日本に押し寄せたため、大雨に繋がっ たと考えられる.



図 1:2019 年 10 月 12 日 12 時における可降水量 (kg m⁻²).



図2:図1と同じ,ただしMAULの厚さ(km).

-273 -

令和元年台風第19号による大雨の環境場と地形の影響 *荒木健太郎,柳瀬亘(気象研究所),北畠尚子(気象大学校),黒良龍太(気象庁)

1. はじめに

令和元年台風第19号の影響により東日本から東北地 方を中心に広範囲で記録的な大雨となり,甚大な水害 が発生した.本事例では大型で非常に強い台風接近に よる多量の水蒸気の流入や台風中心付近の発達した雨 雲の直接影響が重要と考えられている.本研究では, 大雨をもたらした環境場と地形の影響について調べた.

2. データと数値実験の設定

降水の状況や環境場の解析には気象庁の台風ベスト トラック、レーダー観測,解析雨量(RA),地上気象 観測,メソ客観解析などを使用した.また、水平解像 度 2km の気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)による 数値実験を行い、大雨の環境場と地形の影響を評価し た.初期値・境界値にはメソ解析を使用し、台風と日 本を含む計算領域で10月11日9時(JST,以下同様) から53時間積分した.また、現実的な地形を用いた標 準実験(CNTL)のほか、地形の影響を定量的に評価す るために本州の標高を0mにした実験(NOZS),NOZS で本州の陸を海にした実験(NOLN)も行った.

3. 大雨の発生環境場

台風は非常に強い勢力で日本の南海上を北上し,12 日19時前に強い勢力で伊豆半島に上陸後,東日本から 東北を北東進した.関東の降水は11日昼頃からすでに 始まり,台風接近前の12日午前中から大雨となった. 地上気象観測やメソ解析では12日9時には関東にも台 風に伴う暖湿気先端部分で地上〜大気下層の前線を解 析できた(図1).この前線は台風中心付近から北にの び,台風とともに北上した.これは台風の温帯低気圧 化の過程で見られる前線形成によると考えられる.こ の前線に多量の下層水蒸気流入のあった地域と大雨域 とは概ね対応しており,前線の暖域側(南側)の山岳 域などでも大雨が発生していた.この前線は12日午後 には東北にかかっていた総観スケールの前線と一体化 して強化し,東日本から東北にかけて停滞した.

4. 大雨に対する地形の影響

数値実験の結果(図2),上陸のタイミングは数時間 遅れたものの CNTL ではほぼ実況と同じ進路の台風が 再現され,現実的な雨量分布が再現された.一方,NOZS や NOLN(図省略)でも台風進路北側にあたる地域で 大雨が再現されており,これは主に台風北側にのびた 前線の影響と考えられる. CNTL と NOZS の差分から, 関東の山地から伊豆半島にかけての領域,阿武隈高地 や栃木県の山岳の南東〜東斜面,福島県太平洋側の山 岳東斜面,新潟県上越の山岳北斜面などで地形の影響 により降水量がかなり多くなったことがわかる. NOZS との比をとると, CNTL における降水量の 60~80%が 地形の影響によるものだった地域もあった.

これらのことから、本事例における大雨の要因として、多量の水蒸気流入に加えて台風北側の前線の形成・強化が重要であり、さらに地形の影響により降水が大幅に強化された地域があったことがわかった.







図2 10月11日9時~13日12時までの51時間積 算雨量 (mm).

Understanding the temporal organization of typhoon induced extreme precipitation over northern Japan

Sridhara NAYAK^{*} and Tetsuya TAKEMI Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Gokasho, Uji, Kyoto, Japan

In August 2016, three typhoons [Typhoon (T1607), Typhoon Chanthu Mindulle (T1609), and Typhoon Kompasu (T1611)] made landfall over Hokkaido region and one typhoon [Typhoon Lionrock (T1610)] made landfall over Tohoku region. All these typhoons caused widespread damages over northern Japan with excessive precipitations. In our study, we analyzed the extreme precipitations carried out by these four temporal typhoons to understand their organization over northern Japan. The main internal focus was on the structure particularly the duration of extreme precipitations in each typhoon over northern Japan.

In methods, the observed precipitations from the Radar Automated Meteorological Data Acquisition System (Radar-AMeDAS) are analyzed at each hour during the passage of these four typhoons at each grid over the land in northern Japan. We stratified the independent spell durations of precipitations exceeding various thresholds of heavy precipitation intensity into various duration bins and calculated the frequency in each bin. In the similar way, we will investigate the size of the extreme precipitations.

Our results indicate that all the four typhoons carried substantial heavy precipitation amounts to northern Japan although their intensity vary from typhoon to typhoon. However, the normalized durations of the extreme precipitations induced by three typhoons landfalling over Hokkaido region exhibit similar features, while the typhoon landfalled over Tohoku region shows relatively long-lived extreme precipitation durations.

In case of T1607, the occurrence of extremely heavy precipitations (higher than 99th percentile) are short-lived and last up to 6 hours, while the extreme precipitation with intensity below 90th percentile last at least 9 hours (Fig. 1). The durations of extreme precipitation induced by T1609 and T1611 shows almost similar characteristics. In case of T1610, the extremely heavy precipitations (higher than 99%) last up to 8 hours which is nearly same as other typhoons, while that with intensity below 90% last at least a day or more (Fig. 2).



Overall, we find a robust feature of the durations of extreme precipitations induced by all three typhoons over Hokkaido. This study is preliminary and we would like to discuss more on this issue with the size of the extreme precipitations.

Acknowledgment: This study is supported by the TOUGOU Program, funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology, Government of Japan.

台風に伴う非地衡風による北向き水蒸気フラックス *斉藤和雄(東京大学大気海洋研究所/気象研究所/気象業務支援センター),

松信匠(筑波大学)

1. はじめに

台風が日本の南海上にある時、本土で大雨が降るこ とがあり、しばしば台風によって水蒸気が日本の上空 に運ばれ前線を刺激する、という説明がされる。海外 でも PRE と呼ばれる現象として知られており、北向き の深い水蒸気輸送を伴うことが指摘されている。Saito (2019) は、2009 年第 18 号台風の接近時に西日本で観 測された等高度線を横切る顕著な北向きの非地衡風に ついて、高層観測データと気象庁全球客観解析、およ び JMA-NHM による再現実験により調べ、その成因と して水平風加速度成分による力学的成因で説明できる ことを示した。併せて台風に伴う発散上層風の非軸対 象の性質についても議論した。但し、PRE に対する非 地衡風の影響に関しては、今後の課題となっていた。

2. 台風に伴う非地衡風

Saito (2019) で扱った 2009 年第 18 号台風の時の再現 実験(2009 年 10 月 6 日 18UTC のメソ解析を初期値と する水平解像度 10km の JMA-NHM による 6 時間予報 の結果を図 1 に示す。西日本で観測された等高線を横 切って台風から北に向かう風が再現されている。



図1 左上)10月7日00UTCの前3時間降水量と地表風。右上)300hPa高度場と水平風ベクトル。左下)300hPaでの地 衡風(ベクトル)とその北向き成分(シェード)。右下)同 じく非地衡風成分。Saito (2019)より。

3. 北向き水蒸気フラックス

図1に示す北向きの非地衡風は上層(300hPa)では 顕著だが、850hPa では水平風はほぼ等高線に沿って吹 いている。水蒸気は下層ほど多いため、日本の降水に どの程度の影響を与えるかは自明ではない。図2に日 本の南岸域(130-137 E, 30-33 N)で平均した各高度の水 蒸気量と、北向き風速および水蒸気フラックスの鉛直 プロファイルを示す。北向き風速は 300hPa(約 9km) 高度で最大値を示し、この高度においては非地衡風成 分が 70%近くを占めている。この高度より下では非地 衡風成分の寄与は高度とともに減少し500hPaでは20% 程度となるが、高度3kmより上では北向き水蒸気フラ ックスの値は正であり、非地衡風成分は実質的に対流 圏の深い範囲で日本上空への水蒸気供給に寄与してい ることが示唆される。今後非地衡風による水蒸気輸送 を削った場合に日本付近の降水がどの程度変わるかを 感度実験で調べる予定である。



図2 左上)10月7日00UTCの日本の南岸域(130-137 E, 30-33 N)で平均した各高度の混合比(緑)と水蒸気量(青)、北向 き風速(赤)および水蒸気フラックス(黒)の鉛直プロフ ァイル。右上)地衡風成分。左下)非地衡風成分。右下) 風速(赤)地衡風成分(黒)、非地衡風成分(緑)と風速に おける地衡風成分の寄与率(紫)。

参考文献

Saito, K., 2019: On the northward ageostrophic winds associated with a tropical cyclone. *SOLA*, **15**, 222-227.

2019年10月25日の東日本の大雨に対する総観場の影響

*北畠尚子 (気象大学校/気象研)、荒木健太郎 (気象研)

1. はじめに

2019年10月25日の東日本の大雨は、千葉県から宮城 県にかけての沿岸部の比較的狭い範囲で線状の降水帯に よって生じていたが、衛星画像では1000kmスケールの東 進する雲域が影響していた。これは地上天気図では四国~ 本州南岸を東進する前線を伴わない低気圧に関連してい た。本研究では、この低気圧を含む総観場と大雨の関係に ついて調べ、大雨への寄与を明らかにする。大規模場は JRA-55 再解析、メソαスケール以下の解析には気象庁局 地解析を使用する。

2. 総観・メソスケール解析

地上天気図(図省略)では、南岸を上述の低気圧が東進 し、それとその東の台風第21号の北の規模の大きなオホ ーツク海高気圧との間にあたる東日本では東風が卓越し ていた。中上層では33N付近に沿って1000km程度の比 較的小さいスケールのトラフが東進していた(図省略)。 これは2PVU等渦位面が350hPaより下まで達する深い力 学的圏界面の折れ込みであった。

下層の950hPaでメソスケール構造を見ると、房総半島から東海沖にかけて水平温位傾度が大きく、そこを低気圧 L₁が東進していた。25 日 00UTC (図 1) には房総半島と その南西で温位傾度が急速に強まった。これは低気圧の接 近により暖気側で南東風、寒気側で北東風が特に強まった ことによる。このときに房総半島で線状の降水帯が生じて 強雨が生じた。このあと L₁ はゆっくり東進しながら衰弱 し、05UTC (図省略) には別の低気圧 L₂ が前線上の浦賀 水道付近に生じて北北東へ進み、12UTC には茨城県の東 海上へ抜けた。この低気圧 L₂ の寒冷前線に対応する位置 のレインバンドで茨城県・千葉県北部の強雨、L₂ の北側 の東風により福島県・宮城県の沿岸で強雨となっていた。

3. 等相当温位 (θ e) 面解析

低気圧と前線・降水帯に関連する大気の運動を見るため、 325K 等 θ e 面解析を行った。ここでは各格子点で最も上 方に位置する等 θ e 面を解析している。06UTC(図2)に は、L₂の東では800hPaより下層で北ほど上へと傾斜する 前線面を表している。一方 L₂の南~西側では500hPa程度 の高度で、中層での西からの低 θ e空気の流入とそれによ る対流不安定、さらにその先端では対流による不安定の解 消が示唆される。そしてそれが線状の降水帯や L₂の発生 にも関連していると考えられる。この等 θ e 面上における 東海沖の循環中心は、力学的圏界面の折れ込みに対応し、 その下方の低気圧 L₁は上層擾乱の影響を強く受けている が沈降する乾燥空気のために発達が抑制されていたこと も示唆される。

4. まとめ

大雨をもたらした線状の降水帯は、力学的圏界面の折れ こみに伴う地上低気圧に関連する下層前線の強化と中層 の低θe空気の流入により生じ、大雨の前半と後半とでは 異なる要因で生じていたことがわかった。



図1 10月25日00UTCの950hPa 面温位(赤線、K)、温 位傾度(シェード、K(10km)⁻¹)、水平運動による前線強化 (黒線、K(10km・hour)⁻¹)。L₁は下層低気圧の位置。



図2 10月25日06UTCの325K等 θ e面における気圧(赤線、hPa)、比湿(シェード、g/kg)、風ベクトル。グレーは計算可能な全層で θ e>325Kである領域。星印は中層の循環中心、 $L_1 \ge L_2$ は下層低気圧の位置。

2019 年 10 月 25 日 関東大雨のメソスケール環境場 *荒木健太郎(気象研究所),北畠尚子(気象大学校/気象研究所)

1. はじめに

2019年10月25日に関東や東北で顕著な大雨が発生 し、特に千葉県や福島県で甚大な水害が発生した.本 事例は台風第21号が日本の東海上を北上し、本州南海 上を別の低気圧が北東進する状況で発生した.本研究 では、特に関東の大雨に注目し、その発生環境場をメ ソスケールの観点で調べた.

2. 大雨をもたらした降水システム

気象庁レーダー観測,解析雨量等から,関東では昼 頃と夕方に降水のピークがあった.ひとつめは千葉県 を中心に朝から昼頃にかけて停滞した南南西-東北東 の走向の線状の降水システム(QLCS)によるもので, もうひとつは13時(JST,以下同様)頃に東京湾付近 で発生して北東進した南北走向のQLCSによるものだ った(図1a).レーダー観測やLIDENから前者はエコ 一項10km 未満で発雷はなく,後者はエコー項11km以 上で活発な発雷が検知された.関東に大雨をもたらし たのはこれらの性質の異なる2つのQLCSといえる.

3. ふたつの降水システムの発生環境場

本州南海上を北東進した低気圧 L₁ は東進する上層の 寒気トラフ東側で発生したもので、9 時には東海の南海 上に位置した(図 lb 左).一方、オホーツク海に中心 を持つ高気圧が北日本に張り出し、関東では Cold-Air Damming (CAD) や沿岸前線の形成に好都合な総観場 だった(図略).地上気象観測やメソ解析から、24 日夜 頃から CAD と沿岸前線が明瞭化したが、25 日朝から L₁ 接近に伴い暖気側の南東風と CAD による冷たい北 東風が特に強まり、沿岸前線も強化された.線状降水 帯と呼べる停滞性 QLCS は、沿岸前線が多量の水蒸気 を含む東からの空気を持ち上げて発生していた.一方, 局地解析から 13 時頃に沿岸前線を含むメソ前線上の東 京湾の南で新たに低気圧 L₂が発生し(図 lb 右),下層 で水蒸気供給量が増大して移動性 QLCS が形成された. この QLCS は L₂ とともに関東を北東進した.

ふたつの QLCS による大雨期間中は関東に大気下層 で東から多量の水蒸気が持続的に流入し、メソ客観解 析から求めた LFC までの距離も 100hPa 未満と少しの 持ち上げで対流が発達する環境だった(図略).また上 層寒気トラフの接近に伴い熱力学的安定度が低下し、 平衡高度は昼頃から夕方にかけて高まり、それぞれの QLCS のエコー頂高度の時間変化と対応していた.局 地解析を用いた後方流跡線解析より,これらの QLCS のインフローとなった暖湿気はオホーツク海の高気圧 と台風第21号の間に位置する日本の東海上から流入し ていた(図略).また,移動性 QLCS の発生に重要と考 えられる L₂発生前の 12 時には,沿岸前線を含むメソ 前線上の大気下層で高渦位アノマリーが形成された (図 2).これは停滞性 QLCS の発達に伴う非断熱加熱 によるものであり,L₂発生に寄与したと考えられる.

これらのことから、本事例では東から多量の下層水 蒸気供給があるなか、沿岸前線上で発達した QLCS の 結果として新たな QLCS の発生環境が整えられるとい う正のフィードバックが働いていたことが示唆される.



図1 10月25日9時(左)と15時(右)における (a)解析雨量と(b)メソ解析による950hPaの水蒸気 フラックス量(gm²s⁻¹,カラー),水平風(ベクトル), 水平温位勾配(K(10km)⁻¹,黒線),海面気圧(hPa,灰 色線).(b)中のLは低気圧の位置を示す.



図2 メソ解析による10月25日12時の950hPaの 渦位 (PVU,カラー),水平風 (ベクトル),水平温位 勾配 (K (10km)⁻¹,黒線).Lは低気圧の位置を示す.

観測システムシミュレーション実験を用いた水蒸気観測の 影響評価

*吉田智,瀬古弘,酒井哲,永井智広,小司禎教 (気象研), 国井勝(気象庁数値予報課)

1. はじめに

気象研究所では、降水量予測の高度化を目的として、 水蒸気ライダーによる鉛直水蒸気観測データを用いた データ同化手法の開発を進めている.本稿では線状降 水帯を伴った平成29年7月九州北部豪雨に対して、水 蒸気ラマンライダーの観測システムシミュレーション 実験(OSSE)を行い、降水予測への影響を検討する.

2. 手法と結果

Seko らは平成 29 年 7 月九州北部豪雨に対し,静止衛 星ひまわりから得た Atmospheric Motion Vector(AMV)を 同化し,降水の予報精度が向上したことを報告してい る[1].本稿では、Seko らの結果からダウンスケール実 験を行い、その結果を Nature Run(NR)とした.図 a に NR の高度 530m における水蒸気混合比および 3 時間積 算雨量を示す.同図より東シナ海から湿潤な大気が流 れ込み、福岡県内に大雨をもたらしていることが確認 できる.本稿では暖湿流のインフロー側(図 a,b 中〇) に水蒸気ラマンライダーの観測を想定し(DaQv)、50 メ ンバーの LETKF を用いて OSSE を行った.ラマンライ ダー観測を想定しない結果(CNTL)と比較し、同化イン パクトを検討する.本稿では 7 月 5 日 03UT まで 1 時 間毎に 5 時間同化を行い、その後は予報を行った。

図 b に高度 530m における水蒸気混合比(Qv)の偏差 (DaQv-CNTL)を示す(FT=0).水蒸気ライダーデータの 同化により,風下側の下層水蒸気量を増加させている ことがわかる.図 c,d はそれぞれ CNTL,DaQV の3時間 予報降水量(7/5 04UT-07UT)を示す.同図より,朝倉市 周辺の降水が再現されている.また,DaQv では CNTL と比較しその降水量が増加しており,NRの降水量に近 づいていることから,水蒸気ライダーデータの同化に より予測精度向上が確認できる.

3. まとめ

本稿では2017年九州北部豪雨を対象として OSSE を行い,水蒸気ライダーのデータ同化により,予測雨量が 改善することを示した.

<u>謝辞</u>本研究の一部は JSPS 科研費(17H00852, 19H01983)の助成を受けた.

参考文献 [1] Seko et al., 2017, ISEC 2017.



図:NR,同化結果の比較. (a)NRの高度 530m の Qv (カラー),風(矢印),04UT-07UT での予 想雨量(30mm/3h以上:ピンク).(b)高度 530m における Qv(Ensemble mean, EM)の偏差 (DaQv-CNTL).(c,d) CNTL,DaQv での3時間 予想雨量(EM).

水蒸気のアンサンブル予測情報の更新履歴解析による線状降水帯の予測

山口弘誠(京大防災研)・黒田奈那(京大院工)・中北英一(京大防災研)・

近年では線状降水帯のスケールの現象の予測に もアンサンブル予測が利用できる状況になってき た.山口ら(2018)は、アンサンブル予測情報の有 効利用に関して検討を行うため、平成 29 年 7 月九 州北部豪雨を対象にアンサンブル予測を行った. 結果、アンサンブル平均だけでなく最大量を予測 しているメンバーでさえ、観測雨量よりも少ない 降水を予測していた.そのため極端現象である線 状降水帯豪雨に対しては、アンサンブル予測のシ ナリオを超えるより危険側の情報作成も期待され ている.本研究では線状降水帯豪雨の発生、継続 のリアルタイム予測のためのアンサンブル予測情 報の高度利用手法を考える.

通常の現象(日常的な気象現象)の場合,初期 時刻が進み予測が更新されると、アンサンブル平 均はより現実の値に近づき、アンサンブルのばら つきはより小さくなると考えられる.しかし、線 状降水帯豪雨のような予測困難な極端現象では初 期時刻が進んでも予測精度が良くならないと考え られる.本研究では、①初期時刻が進んでもアン サンブル平均が現実場に近づいていかないパター ン1と、②初期時刻が進んでもアンサンブルのば らつきが小さくならないパターン2の特徴がみら れるという仮説を立てた.線状降水帯豪雨が起こ る時間帯や量の予測に向けて、水蒸気予測情報に おけるこれらの特徴の表れ方を調べた.

平成 29 年 7 月九州北部豪雨に対して,初期時刻 を 7 月 5 日 0 時,3 時,6 時,9 時,12 時,15 時 と複数とったアンサンブル予測を行った.大気モ デルは雲解像モデル CReSS で,水平解像度は1km, 初期アンサンブル摂動はBGM 法を用いて作成し, 各初期時刻に対して 33 メンバー用意した.

まずパターン1に関して,朝倉で豪雨の起こっ た12時~21時頃に対応して、特に6時初期値以 降の予測において新しい予測のほうが解析値から の差が大きく、過小予測であった. さらに初期時 刻が進んでも差が小さくなっていないことから, パターン1の特徴が確認された.一方,上流側の 地点は,0時,3時初期値の予測より,それ以降の 初期時刻の予測のほうが解析値に近い. つまり, 上流側の地点ではパターン1の特徴はあまりみら れていない.まとめると、上流側では予測が現実 場に近く,朝倉では過小予測になっていた.これ は、朝倉への水蒸気流入の表現が不十分なためと 考えられる. 次いでパターン2に関して、朝倉で のばらつき("アンサンブル最大値-アンサンブル 最小値"をばらつきの指標とした.)の推移を図1 に示す.09:00頃から3時初期値以降のばらつきが 大きくなり,初期時刻が進んでも小さくならない. ここにパターン2の特徴があるといえる. さらに, 上流側の地点でもパターン2の特徴がみられた.

図2にばらつきの大きさの空間分布を示す.ばら つきの大きい領域がより上流側まで広がっている ことと,朝倉での豪雨が今後も続いていくことと の対応がみられた.

本対象事例は最大を予測したメンバーでも現実 を大きく過小予測した予測困難事例であった.こ のようなケースに対応するために,上述したパタ ーン2の特徴の度合いを定量化し,降水の過小予 測の度合いとの対応を解析した(図3).相関係数 0.3程度の相関関係が得られ,さらに,パターン1 を援用することで,よりどの程度の過小予測が起 こり得るのかというリスク情報(最悪ケース)と して事前に情報提供することの可能性があること を明らかにした.これは通常のアンサンブル予測 では出すことのできない新たな防災リスク情報と して洪水管理に利用できると考える.







図3 予測の外れ方とアンサンブル更新履歴の度合い

日本近傍の梅雨前線低気圧・雲--降水システムの変動(1982 年 7 月の観測事例)

二宫洸三 (無所属, knino@cd.wakwak.com)

1. 目的

1982年7月に観測された日本近傍の梅雨前線低 気圧・雲-降水システムの変動を報告する。(アジ ア広域の状況は天気2020年3月号に掲載予定。)

2. 大規模場傾圧性とトラフ、梅雨前線の変化 第1図は31-960 (ウラジオストック)、909 (名

瀬)、807(福岡)の時系列データ。傾圧性が大きな期間に優勢なトラフ C, D が通過した。主要なトラフ A, B, C, D の他、上層だけのトラフ E, 下層だけのトラフ C*(23-24 日)も通過した。

湿潤スタテック温度(*MST*=*h/cp*)の時系列デ ータ(図は省略)で見ると、*MST*は短周期的変動を 示すが、その南北傾度の変動は比較的小さく、そ の鉛直傾度(鉛直安定度)の変動は著しい。

3. 梅雨前線低気圧、雲・降水システムの変動

第2図は807(福岡)、772(大阪)、648(銚子) の海面気圧の時系列データである。気圧極小は低 気圧に通過を示す。西日本では短周期変動が著し い。低気圧 a, c, d, e, g は相対的に大きい。

第3図は九州面積平均した AMeDAS の6時間 降水量の時系列であり、周期的な中規模降水シス テムの出現を示す。降水システムに対応する雲シ ステムの通過は衛星データでも確認された。

4. トラフ、低気圧、雲-降水システムの関連

日本近傍で見られた 「トラフ、低気圧、雲-降水システムの関係」を第4図に示す。主要なト ラフ B, C, D は全層にわたる深い構造を持つ。 これに対しトラフ C*は下層で E は上層での み明確に見られる。主要な梅雨前線低気圧は ト ラフに伴って発現し、副次的低気圧は主要低気圧 に後続して発現した。

幾つかの雲・降水系は低気圧に付随して発現し、 他の雲・降水系は前者に後続して発現する。しかし、 低気圧・降水システム e-5, h-9(長崎豪雨の事 例)は顕著なトラフに直接的に伴はない。

衛星赤外雲画像に見られる雲システムの多様 性も注目される。主要な低気圧-雲システムと後続 する雲システムが「梅雨前線雲システム家族を形 成する」事例、「低気圧に伴う単一な雲システム」 の事例、「雲クラスター的システム(長崎豪雨)」の 事例が見られるなど、事例毎に様々である。

これらの様相が一般的かどうかを確かめるためより多くの期間についての調査が必要である。

第1図









第4図



ひまわり8号を用いた二時期カラー合成画像による 台風19号の浸水範囲可視化

*芳野玲 (桜美林大学リベラルアーツ学群)

1. 動機と目的

2019年10月12日から13日にかけ、台風19号に よる記録的な大雨によって、東日本各地で河川の氾濫 や堤防の決壊による大規模な浸水被害が報告された[1]. 従来、浸水範囲の観測は極軌道衛星の観測結果をもと に解析が行われている.ひまわり8号の観測でも可能 ではないかと考え調べた結果、台風がもたらした大雨 による洪水が原因とする植生分布の変化が確認され、 被害地域の位置とよく対応しており、ひまわり8号の 観測が浸水範囲の特定にも利用できる可能性が分かっ た.

本研究では、災害発生前画像と発生後画像のカラー 合成画像を生成し、浸水範囲の可視化の手法を確立す ること、従来の手法で問題となった点を静止気象衛星 ひまわり8号からのデータを利用することで解決する ことを目的に、浸水範囲の可視化を図る.

2. 研究方法

16 種類の波長で観測しているひまわり 8 号は,近赤 外波長のバンド 4 で植生に対して高い反射率を示す特 徴がある[2].そのため洪水などを原因とする植生変化 が最も観測結果として表れやすいことから,観測画像 はバンド 4 に決定した.そして,データの入手は即時 性の高い HimawariCast と,高解像度なひまわり標準デ ータを取得した.

浸水範囲の特定には、二時期の差分画像と土砂災害 や浸水範囲の推定に広く普及している「二時期カラー 合成画像」を用いた. ImageMagick による加法混色合成 により、浸水範囲は特定の RGB 値の範囲内で表現され る. しかし、合成画像では雲と浸水範囲が同系色とな るので、この範囲を別の色に置き換えることでひまわ り8号のデータから浸水範囲の可視化画像を生成した.

3. 研究結果と考察

生成され合成画像は極軌道衛星の観測結果[3]とよく 対応していた.浸水範囲の可視化は,代表点の前後4% のRGB値の範囲内が最も適合した.よって,ひまわり 8号の観測データから浸水範囲の可視化は十分可能で あると結論付けた.

本手法は、1日1回程度の観測である極軌道衛星に対 して、ほぼリアルタイムに可視化できることから、行 政における被災地への復旧支援が速やかに行えること が期待される.また、ひまわり8号の高い観測頻度と 範囲により、周辺諸国の災害支援も可能となる.そし て、他の静止気象衛星に応用することで、地球規模で 浸水範囲の監視システムに発展できる可能性がある.



第1図. ひまわり8号標準データ(DIAS)から生成した 二時期カラー合成画像(左),可視化浸水範囲 (右).



第2図. Sentinel-1 衛星の観測結果(防災技研・国際航業).

参考文献

- [1] 台風 19 号による大雨, 暴風等.
 http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2019
 /20191012jyun_sokuji20191010-1013.pdf,(2019/10/15 閲覧)
- [2] 別所康太朗, 2016:新しい静止気象衛星ひまわり8 号及び9号.天気, **63**, (12), 1015-1023.
- [3]令和元(2019)年台風 19 号に関するクライシスレスポンスサイト、【試行版】衛星データによる推定浸水エリアおよび浸水建物数集計結果(令和元年台風 19 号). https://bosai.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?
 appid=9d8d1486d08c4ef58037cfb1d37533dd,(2019/11/20 閲覧)

帝国日本における気象観測ネットワークの構築

-中央気象台 2-

山本晴彦(山口大学)

1. 台湾総督府測候所(1896(明治29)年~)

日清戦争に勝利した日本は台湾を領有し、1896年8 月に台湾総督府民政局内に台北測候所を仮設して気象 観測を開始し、翌年12月には新庁舎が完成した。その 後、恒春・澎湖島(11月)、台中(12月)、台南(1897年1 月)、台東(1901年1月)へと立て続けに測候所が開設さ れた。その後の測候所の開設は、1921(大正10)年の花 蓮港(燈台の気象観測を継承)まで行われなかった。

2. 朝鮮総督府観測所 (1904(明治 37)年~)

日露戦争における軍事ならびに航路保護の目的で、 文部省の臨時観測課によって1904年4月に釜山、木浦、 仁川、元山、5月に龍巖浦で臨時観測所(第一〜第五)が 開設された。翌年の1905年1月には仁川に庁舎が完成 し、城津に臨時観測所(第九)、1907年には韓国政府の 農商工部が京城・平壌・大邱に測候支所に開設された。 1910年の日韓併合により、仁川に朝鮮総督府観測所が 創設され、気象機関が統合された。翌年の1911年に江 陵、1914(大正 3)年に雄基・中江鎮、1918年に全州・ 楚山、1923年には済州に測候所が開設された。

3. **関東都督府観測所**(1904(明治 37)年~)

朝鮮への臨時観測所(第一~第五)の開設と同時に、 1904 年 8 月には関東州の青泥窪(大連)に第六臨時観測 所、営口に第七臨時観測所が開設され、翌年の 1905 年 4 月に満洲の奉天に第八臨時観測所、5 月には旅順 に第六臨時観測所の出張所が設けられた。翌 1906 年に は所管が文部省から関東都督府へ移管され、大連・営 ロ・奉天は測候所、旅順は大連測候所の支所となった。 1908 年には関東都督府観測所が創設され、大連を本所 とし、営口、奉天、旅順を支所とする体制に移行して 長春支所が開設された。1919(大正 8)年には、関東庁観 測所へと改称された(満洲鉄道㈱の観測網は除く)。

4. **樺太庁観測所**(1905(明治38)年~)

日露戦争に勝利した日本は南樺太を領有し、1905年 10月にコルサコフ(九春古丹)に第十臨時観測所が開設 された。第十臨時観測所はコルサコフ測候所、1908年 には大泊測候所へと改称され、前年の1907年には敷 香・真岡・落合に出張所(後に支所、測候所)が開設され た。1918(大正7)年に樺太庁観測所が創設され、大泊を 本所、敷香・真岡・落合を支所とする体制に移行し、1920年に本斗、1922年には安別に支所が開設された。

5. **清国の日本領事館内出張所**(1904(明治37)年~)

1904年9月から翌1905年1月にかけて、中央気象 台は清国の芝罘(現在の煙台)、天津、杭州、南京、漢口 (現在の武漢)、沙市の領事館に臨時観測員を派遣(日本 領事館付)して、領事館内に出張所を開設した。

6. 南洋庁観測所 (1922(大正 11)年~)

第一次世界大戦でドイツに勝利した日本はドイツ領 ニューギニアの地域を委任統治し、1914(大正 3)年には 海軍の臨時南洋群島防備隊が開設され、翌年にはパラ オを含む 8 か所で気象観測が展開された。民政移管に ともない、1922 年にパラオ(西カロリン群島)に南洋庁 観測所が創設され、1925 年にサイパン(マリアナ群島) に臨時観測所(1927 年に出張所へ改称)、1927(昭和 2) 年にポナペ(東カロリン群島)に出張所が開設された。

7. おわりに

1896年に台湾の台北に測候所が創設され、朝鮮、関 東州、満洲、樺太、清国に気象官署が次々に開設され、 中央気象台から職員の派遣、観測機器が導入されて観 測事業が展開された。大正期には増設が行われ、東ア ジアでの気象観測ネットワークが構築された。



図1 1927年における中央気象台の気象観測網

-283-
岩手県綾里における 1976-2011 年の降水成分の経年変化 *板橋秀一,藤田慎一(電力中央研究所)

黒川純一 (アジア大気汚染研究センター),大原利眞 (国立環境研究所) 鵜野伊津志 (九州大学応用力学研究所)

1. はじめに

気象庁では綾里(岩手県大船渡市)と南鳥島において, 降水・降下じんの化学成分の観測を実施している. 綾里 での観測は1976年1月に開始され,2011年12月まで 行われた.この降水成分の観測は,わが国で最も長い期 間を有し,酸性雨の長期監視に貢献した[1].降水成分 のうち,pHを決定する硫酸イオン(SO_4^2)や硝酸イオ ン(NO_3)は,二酸化硫黄(SO_2)や窒素酸化物(NO_x) から生成する.ここでは,綾里における降水成分の36 年間の経年変化について,特に SO_2 と NO_x 排出量との 関連の観点から考察を行いたい.

2. 解析データ

綾里における降水量、降水中の SO4²および NO3 濃度 の月間値を解析に用いた.一般に降水中の成分濃度は, 降水量との間におおよそ反比例の関係を有しており, 経年変化における降水量の変動の影響を無視できない. したがって,降水の酸性化への SO2 由来の SO4²と NO_x 由来の NO3 の影響を評価する際には,これらの濃度比

(NO₃7SO₄²比)を用いることが有用である[2].降水量, 成分濃度,濃度比のデータに対し,5および95パーセ ンタイル値を外れ値の基準として適用し,そのもとで9 ヶ月以上のデータを有する場合に年間値を算出した.

3. 結果と考察

綾里における降水中の SO4²と NO3 濃度は明瞭な変 化を示さなかった(図 1). 最新のアジア域長期排出量 データによると, 1976 年から 2011 年にかけて,中国の NOx排出量は単調増加, SO2排出量は2005 年まで増加, 一方で日本の排出量は NOx と SO2 とも減少した[3].



図1. 綾里における降水中の成分濃度の経年変化

濃度比と NO₄/SO₂排出量比の経年変化を示す(図 2). 2005 年以降に見られる濃度比の増加は,既報の通り, 中国の排出量変化の影響が大きい[4].一方で,1980 年 代に比較し,1990 年代にも濃度比の大幅な増加が見ら れる.この間,わが国の NO₄/SO₂ 排出量比は急激な増 加を示しており,1990 年代の降水成分の変動は自国の 影響を大きく受けた可能性が考えられる.



図2. 綾里における降水中の濃度比の経年変化と 中国および日本のNO₄/SO₂排出量比の対応関係

4. おわりに

わが国では火山起源のSO₂排出量も大きく,例えば, 2001年のSO₄-濃度の増加(図1)は三宅島の噴火の影 響を受けた可能性がある.これらを含めたより詳細な 解析について発表を行う予定である.

謝辞)

本研究は JSPS 科研費 18H03359 の補助を受けました. 参考文献)

- [1] 気象庁, https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/acid/
- [2] 藤田, 大気環境学会誌 (2013)
- [3] Kurokawa and Ohara: https://www.atmos-chem-physdiscuss.net/acp-2019-1122/
- [4] Itahashi et al., 2018, Atmos. Chem. Phys., 18, 2835-2852

地域性・季節性・年齢を考慮した 熱中症救急搬送者数予測モデルの開発

*佐藤亮吾¹,佐藤拓人¹,日下博幸²,清水麻未¹,荒木貴光² (¹筑波大学生命環境科学研究科²筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

近年,日本では熱中症による死亡者数や救急搬送者 数の増加が深刻な社会問題となりつつある.将来気候 下におけるこれらのリスクを評価するため,将来予測 に適用可能な熱中症リスク予測モデルの開発が望まれ ている.また,熱中症リスクの程度は,地域や季節,年 齢によって異なることが知られている[1][2].したがっ て,熱中症リスク予測モデルを開発する場合は,予測精 度を担保するためにこれらの影響を何らかの形で考慮 すべきであろう.

本研究では、熱中症リスクの将来予測に利用可能な、 実用的な熱中症救急搬送者数予測モデルの開発を試み る.その際、熱中症リスクの地域性や季節性、年齢によ る違いを考慮し、それらの影響を反映できるような工 夫を施す.さらに、地域毎に予測誤差が最小となる説明 変数を選択し、その優位性を検証する.

2. 予測モデルの概要

本研究で開発したモデルは,暑熱に関わる気象要素 (日最高気温,日最高不快指数,日最高 WBGT のいずれ か)を説明変数とし,搬送者数の日別値を目的変数と する一変数の一般化線形モデルである.

$\log(y) = \beta_0 + \beta_1 x$

ここで, x は説明変数, y は目的変数, $\beta_0 \ge \beta_1$ は偏回帰 係数である.地域性を考慮するため,都道府県 (沖縄県 を除く)毎にフィッティングを行い,それぞれの地域に 即した予測式を作成した.また,季節性を考慮するため, 夏期を初夏期,盛夏期,晩夏期の3期間に分割し,暑熱 順化に起因する予測誤差が大きくなる傾向にある初夏 期と晩夏期について,それぞれの期間のデータのみで フィッティングを行い,別途それぞれの期間専用の予 測式を作成した.さらに,年齢による違いを考慮するた め,64歳以下と65歳以上の2つの年齢区分別に予測式 を作成した.なお,フィッティングに使用したデータの 期間は,2010~2018年の6~9月である.

3. 結果

任意の8年間を学習データとする交差検証を行い, モデルの精度評価を行った(図1).都道府県別にモデ ルを作成することで, RMSE が約26%減少した.また, 期間分割を行うことで, RMSE が約 11 %減少した. このように, 地域性と季節性を考慮することで, 予測精度を大幅に向上させることができた. 一方, 年齢階級区分別に予測モデルを作成する工夫は, RMSE の減少にはほとんど寄与しなかった. 地域毎に RMSE が最も小さかったモデルの説明変数を選択したところ, 26 地域で日最高不快指数が, 13 地域で日最高 WBGT が, 7 地域で日最高気温が選択された. しかし, 最も予測精度が良かったモデルと悪かったモデルの RMSE の差は小さく, 最大でも 20 %程度にとどまった.

4. まとめ

気象要素から熱中症救急搬送者数を予測する統計モ デルを開発した.その際,地域性や季節性を考慮するこ とで,予測精度を大幅に向上させることができた.



図1 交差検証によって得られた各モデル・各都道府 県の RMSE の箱ひげ図. RMSE は 10 万人当たりの値.

謝辞

本研究の一部は、文部科学省「気候変動適応技術社会 実装プログラム (SI-CAT: Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology)」の支援により 実施された.

- [1] Fujibe, F., et al., 2018, *Geographical Review of Japan* Series B, 91(1), 17-27.
- [2] Ono, M., 2013, JMAJ, 56(3), 199-205.

2019 年 3 月 21 日に長崎市で浸水被害を発生させた気象津波 *田中健路 (広工大環境)

1. はじめに

2019年3月20日から21日にかけて朝鮮半島上空を 通過した温帯低気圧に伴う前線の周辺で全振幅1.0~ 2.5hPa 程度の気圧波が対馬海峡や東シナ海上で発生し、 西日本の広範囲で気象津波の到達に伴う全振幅50cm 以上の顕著な潮位副振動が観測された.この中で、長 崎市中心部および浦上川支流で3月21日夜に浸水被害 が発生した[1].本研究では、長崎市に浸水被害をもた らした気圧波の発生・通過とそれに伴う気象津波の伝 播について数値モデルを用いて解析を行った.

2. 数値モデルと計算条件

気圧微変動に関する気象場の解析は WRF4.0 を使用 した.計算領域は総観規模場 (2°S~50°N, 75°~150°E, 水平格子点間隔約 50km) から東シナ海・西日本を含む メソ領域(水平格子点間隔約 2.5km)まで3 領域を設定し, 2019 年 3 月 19 日 9 時(日本時間)を初期値とし, 72 時間 後までの計算を行った.初期条件として,気象庁 GSM, NCEP-FNL の2 種類の計算を行った.

WRF を基に解析した気圧微変動の分布を基に、気圧 東シナ海上で発達する気圧波モデルを与え、東北大学 開発の津波解析モデル TUNAMI-N2 に大気外力項を加 え、気象津波伝播過程の解析を行った.計算範囲は東 シナ海上の領域(810m)格子と長崎県沿岸部(90m 格子) の2領域の計算を行った.

3. 解析結果

図1はWRFの第1領域の南シナ海中国沿岸の北緯 22度付近における1000-850hPa面の南北水蒸気輸送の 鉛直積算値である.NCEPの初期値による計算結果の 方が気象庁GSMより高めに推移しているが,全般的に 100kg/m/sを超える輸送量であり,夏季の最盛期の時の



図1 南シナ海中国沿岸における下層水蒸気輸送量

同程度の陸側への輸送が生じている.中国南部の山地 での湿潤空気の強制上昇と周囲の乾燥空気との接触に より中国内陸部に不安定層が形成される.東シナ海上 の低気圧の寒冷前線の後面に不安定層が進出し,気圧 波が海上で発生するが,NCEP 初期値の方が GSM より も遅れて気圧波が発生する一方,ピーク気圧波の強度 は NCEP の初期値の方が強い.(図 2)

気圧波は九州南部の枕崎や種子島上空を通過する結 果となり現地観測と整合する.この気圧波によって発 生した海洋長波は沖縄トラフの西縁に沿って伝播(図3) し、長崎湾で1mを超える波として到達する

Sea Level Pressure (hPa) (2019–03–21_21_00 JST)







図3 枕崎上空を通過する気圧波に伴う気象津波の伝播

参考文献

[1] 田中, 2020, 自然災害科学, 38, 433-447.

台風 1915 による停電時の千葉県の気温低下の検証

内山 常雄(日本気象予報士会)

1. はじめに

近年の地球温暖化による気温上昇の要因には、温室効果ガ ス以外にも自然変動や人間の生存活動の排出エネルギーを 考慮する必要があるといわれる.節電によって東京都心部 のヒートアイランドが緩和されたとの報告がある[1].日常 生活に支障が出るようなエネルギー供給カットが発生した 場合、生活排出エネルギーによる気温上昇が低下すること は検出できるであろうか?

2019年9月9日に関東地方に上陸した台風第15号は, 強風による倒木による送電線被害などにより,千葉県で大 規模な停電が発生した.千葉県民の多くが電力供給のない 生活を強いられ,中には2週間以上にわたって電力供給が 絶たれた場所もあった.

この停電発生時に千葉県の気温が、周辺の都県より低下 しといえるかを調べた.

2. 月平均の解析結果

東京電力は停電の期間と世帯数の詳細なデータを公開している. ただ,データ量が多く集計は断念した.資源エネルギー庁の電力需 要統計の月次データから、9月の需要量と8月と10月の需要量の 平均との比を計算した結果を表1に示す.

表1 9月の電力需要量の8月と10月の平均需要量との比

千葉県	埼玉県	東京都	神奈川県	茨城県
1.011	1.025	1.034	1.036	0.985

千葉県の9月の需要量が月平均で小さいが、茨城県はさらに小 さい.表2に、これらの都県の8月から10月の月平均気温偏差と 9月の8月と10月の平均偏差からの差を示す.

都県名	観測点数	8月	9月	10月	9月低下
					分*
千葉県	12	1.67	1.60	2.22	-0.34
埼玉県	7	1.66	1.77	2.11	-0.11
東京都	8	1.51	1.85	2.00	0.09
神奈川県	5	1.30	1.89	2.09	0.20
茨城県	13	1.67	1.60	2.22	-0.27

表2 8)	月から	9月の月	平均気温の)平年偏差の)都県別集

表2の右端の列は、9月の月平均気温の平年偏差から8月と10 月の月平均気温の平年偏差の平均値を減じた値である。各都県の 表1の値と表2の右端の値の相関係数は0.811で相関は高ことか ら、電力需要量(消費量)と気温との間には関係はありそうだ。

3. 日別値の解析結果

9月の日平均気温の平年偏差を各都県の観測点で平均して比較 すると、9月15日から20日までの6日間は千葉県の気温が周辺 の都県と比較して低い、日最高気温も同様にこの6日間は千葉県 が周辺の都県と比較して低い、一方日最低気温はこの期間でも茨 城県や神奈川県の方が平年比で低い日があった。

個別の観測点で見ると、日平均気温は香取,船橋,牛久,佐倉, 横芝光,坂畑の順で気温が低かった.日最高気温は香取,牛久,船 橋,横芝光,銚子の順で平年比で低かった.最低気温は船橋,香取, 佐倉,牛久,千葉,横芝光の順であった.

4. 北東気流の影響について

これらの知見を紹介したところ、北東気流が最も入りや すい場所が千葉県ではないかとの指摘を受けた.そこで9 月15日から20日までの各観測点で、日最多風向が北北東 から東北東の間にある日数を数え、県ごとの平均を集計し た結果を表3に示す.

表3 最多風向が北北東から東北東の日数の平均

千葉県	埼玉県	東京都	神奈川県	茨城県
4.1	1.5	3.7	3.0	2.8

確かに千葉県の観測点で北東風が卓越している日数が多か った.

5. 日射量の影響にいて

全天日射量の気温に与える影響は大きい.ただ,測定している観測点が少ないため,各都県の観測点の9月15日から20日の日照時間の平均を集計した結果を表4に示す.

表4 9月15日から20日の日照時間の平均

千葉県	埼玉県	東京都	神奈川県	茨城県
5.2	5.6	4.3	5.4	5.9

6. 考察

短期間では気象条件の影響が大きい. 月平均で 0.1℃程 度の気温低下があったのだろうか?

7. 参考文献

[1]三上 et. al., 2012 年春 気象学会大会講演予稿集 **101,** 198.

2 <u>http://teideninfo.tepco.co.jp/day/teiden/</u>

[3]https://www.enecho.meti.go.jp/statistics/electric _power/ep002/results.html

富士山頂で観測された6年間の対流圏オゾンの平均的な季節変化 堤 之智(国立環境研究所)

Yukitomo Tsutsumi (National Institute for Environmental Studies)

1. はじめに

気象研究所では 1990 年代に富士山頂(高度 3776 m)で対流圏オゾンの現場連続観測を行った。山頂の 観測システムと較正、自由対流圏での大気観測の代表 性については[1]で示している。山頂での成層圏起源オ ゾンの観測のケーススタディについては[2]で、都市の 大気汚染の山頂への影響例については[3]で示してい る。ここでは 1992 年 8 月から 1998 年 7 月までの 6 年間 のオゾン濃度の毎時の観測結果を用いて、富士山頂で の対流圏オゾンの平均的な季節変化を議論する。

2. 結果

2.1 夏季の成層圏起源オゾンの観測

月平均濃度(図1赤丸)で見ると5月と9月にピーク を持つ双山型になっている。夏季には日本上空を海洋 性気団が覆うため平均濃度は下がるが、4月から9月ま では70 ppbv を超える高濃度のオゾンが時折出現して いる(図1のひげ)。この場合の空気は乾燥して比較的 高渦位を持っていることがわかっており、これは成層圏 を起源としたオゾンである。この高濃度オゾン観測時に、 成層圏起源である⁷Be を観測した観測結果もある[2]。 2.2 冬季の小さなオゾン濃度変動

11 月から 1 月にかけては月平均オゾン濃度は 50 ppbv より低くなる。また、この時期はオゾン濃度の変動 (月平均オゾン濃度からのずれ)はきわめて小さく(図 1 のひげの片側)は平均濃度から 10 ppbv 以下となってい る。これは冬季に富士山頂でのオゾン濃度が比較的一 様になっていることを示している。これは成層圏起源の 高濃度オゾンを時折観測する夏季と対照的である。

冬季はオゾンの光化学的な寿命が長い(100 日以上) ことを考慮すると、これはこの緯度帯の風上では成層圏 から対流圏へのオゾンの正味の流入が、冬季には極め て少ないと考えられる。

2.3 秋季から春季にかけての日射量との相関

移動平均したオゾン濃度と快晴時の推定日射量の 関係を見ると(図2)、ほぼ10月(270 JD: Julian day)から 翌年の4月(120 JD)にかけて、極小の時期(350 JD)を 含めてよく相関している。富士山頂での晴天率(日射量 観測値/快晴時の日射推定値)が0.7を超える出現頻度 は65%以上である。そのため富士山頂のある高度付近 は、厚い雲に覆われることが少なく、晴天率が高い。 この推定日射量とオゾン濃度との相関は、夏季の成 層圏オゾンや海洋性気団の影響を受ける時期を除いて は、この付近の対流圏オゾン濃度は日射によって光化 学的に制御されている可能性を示している。

当日の発表は、これらの結論を観測期間を通した渦 位や水蒸気との相関を示しながら補強して示す予定で ある。なお、これらの結果は、オゾン濃度の日変化の原 因推定とともに既に[4]に論文として発表している。



図1 1992 年 8 月から 1998 年 7 月まで富士山頂で の毎時平均オゾン濃度の月平均値(赤丸)と発 現数の月別箱ひげ図(ひげの範囲は5~95パー センタイル、箱の範囲は25~75 パーセンタイル)



図26年間で平均した山頂の日平均オゾン濃度の11 日移動平均と快晴時の推定日射量

- Tsutsumi et al., 1994, *Geophysical Research Letters*, 21, 1727-1730.
- [2] Tsutsumi et al., 1998, Journal of Geophysical Research, 103(D14), 16935-16951.
- [3] Tsutsumi and Matsueda, 2000, *Atmospheric Environment*, **34**, 551-559.
- [4] Tsutsumi, Y., 2018, Papers in Meteorology and Geophysics, 67, 45-56.
 https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers/67/0/67 _45/_article/-char/en

越境汚染の硫酸塩から硝酸塩へのパラダイム・シフト

*鵜野 伊津志,弓本 桂也(九州大学),板橋 秀一(電力中央研究所), 山村 由貴(福岡県保健環境研究所)

1. はじめに

最近の PM_{2.5} 濃度の経年変化と中国での排出量の変化とその影響について報告する.

2. PM_{2.5}濃度と中国での排出量の経年変化

PM₂₅ 濃度の減少は,中国国内でも明らかで北京では 2013 年から 2019 年にかけて年平均濃度は 102 μg/m³ か ら 43 μg/m³ と 58%も減少している.また,福岡でも 2014 年の 18.4 μg/m³ から 2019 年で 13.8 μg/m³ と減少し ている.図1には,北京と福岡の PM₂₅ 年平均濃度,中 国の SO₂, NO_x, NH₃の排出量,人工衛星から捕らえた中 国 CEC での NO₂, SO₂の対流圏カラム濃度の経年変化を 示す.中国の SO₂, NO₂の排出量の変化と人工衛星観測 には高い相関が見られる. 2012 年から 2017 年の間に中 国の排出量は SO₂(63%減少), NOx (25%減少), NH₃(約 4%減少)の変化を示し,特に SO₂排出の減少が, PM₂₅濃 度減少の最大の要因と考えられる.福岡の PM₂₅濃度は 北京の濃度と非常に高い線形関係がある.

3. モデル解析

中国では SO₂の減少率が最大で, NOx 減少率はその 1/3 程度, NH₃排出量の経年変動はこれらに対して少な い. このため従来は(NH₄)₂SO₄の形成に使われた NH₃が 余剰になり, NH₄NO₃の生成量が増加すると考えられ, 越境輸送される PM₂₅の組成の変化が懸念される.

化学輸送モデル GEOS Chem を用いて,2010年ベース の排出量に対して中国の SO₂排出量 60%削減, NOx 排 出量 20%削減, NH₃排出量一定とした感度計算(S04N08) を行い,それを標準計算(CNTL)の結果と比較した. **図** 2には,それぞれ, SO₄², NO₃の濃度変化の比率を示す (年間平均).SO₄²については, SO₂排出量の削減に対応 して,中国国内では 50%程度の濃度低下を示し,その 影響は風下に伝搬している.一方, NO₃ 濃度は増加して おり,その傾向は東シナ海以東で大きく,福江島では 約 50%増加していた.さらに,感度解析として S07N09(SO₂を 30%減, NO_xを 10%減), S04N10(SO₂を 60%減のみ)を追加し,排出量の変化と SO₄², NO₃の濃 度変化を調べた.SO₂と NO_xの排出減少で SO₄²は減少 するが, NO₃ は逆に増加した(離島観測でも同様な傾向 が観測された。図略). この結果からは、従来は SO4²が PM₂₅の主要成分であったが、今後、冬季には NO3⁻の越 境汚染の寄与が増加することが考えられる. 図1の衛 星計測の NO2濃度が 2017 年以降増加していることも、 NO3⁻の越境汚染を加速する方向に働く. 今後も PM₂₅濃 度とその成分組成の観測を継続するとともに、O3-SO4²-HNO3- NO3⁻の化学過程を含む精緻なモデル解析 が重要である.







図2 感度解析の結果(S04N08 – CNTL)(上段)SO4²⁻ 年平均濃度の変化率,(下段)NO3⁻年平均濃度の変化率. 謝辞)本研究には JSPS 科研費 JP18H03359 の補助を 受けました.

観測データに基づいた鉱物ダストによる放射効果の全球モデル研究 伊藤彰記*(海洋研究開発機構)、Jasper F. Kok (カリフォルニア大学)

1. はじめに

地球温暖化対策の枠組みを取り決めた「パ リ協定」では、産業革命以前から将来に起こり うる気温上昇を2度未満に抑えるという目標を 掲げている。しかし、地球温暖化を予測する最 新の気候モデルでは、自然起源エアロゾルによ る放射効果が適切に表現されていない。そのた め、過去の気温再現実験でエアロゾルによる冷 却効果をどの程度強く見積るかによって、将来、 2 度を上回る年が数十年異なって予測される。 その一因として、「鉱物エアロゾル」による放 射効果の理解不足が挙げられる。鉱物エアロゾ ルは、短波および長波の光を吸収・散乱するこ とにより、領域的に気候へと影響を与える。そ こで、領域ごとに観測される鉱物エアロゾルに よる光吸収・散乱特性の変動要因の解明が、自 然起源エアロゾルによる放射効果の理解不足 を補うと考えられる。

2. 手法

大気化学輸送モデルとしては、「IMPACT」 を用いた[1]。この数値モデルの予測結果は、数 値モデル相互比較プロジェクトなどで大気中 のエアロゾル観測結果などを用いて、これまで も評価されてきている[2,3,4]。

3. 結果と考察

その数値モデルを用いて、鉱物エアロゾル による放射効果を解析した。酸化鉄の取り扱い により、短波の放射効果に違いが見られた。観 測データによる制約条件を加えた場合、鉱物エ アロゾルによる短波の放射効果は、低く推定さ れた。そのため、モデル結果を観測データで検 証することが重要な研究課題となる。

- Ito, A. et al. (2020) *Geol. Mag.* https://doi.org/10.1017/S0016756819001080.
- [2] Myriokefalitakis, S., et al. (2018) *Biogeosciences*.
 15, 6659–6684. https://doi.org/10.5194/bg-15-6659-2018.
- [3] Ito, A. et al., 2019, *Sci. Adv.*, 5, eaau7671. doi: 10.1126/sciadv.aau7671.
- [4] Adebiyi, A. A. et al., (2020) Atmos. Chem. Phys., 20, 829–863. https://doi.org/10.5194/acp-20-829-2020.

春季中部太平洋域における生物起源蛍光性粒子の 時空間分布および蛍光パターン

*川名華織、竹谷文一、松本和彦、宮川 拓真、金谷有剛 (海洋研究開発機構・地球表層システム研究センター)

1. 序

生物活動に由来するバイオエアロゾルは森林・土 壌・海洋環境中に多く存在する。海洋環境においてバ イオエアロゾルは、海洋表層から巻き上がりによって 大気中へと輸送され、雲凝結核 (CCN) や氷晶形成粒 子 (INP) として作用し、雲過程を通じた気候影響に寄 与することが示唆されている。特に INP 形成において、 バイオエアロゾルは他の IN 活性粒子(鉱物粒子、ダス ト)と比べて高温条件下で IN 活性をもつ事から、高緯 度域での氷雲中のみならず、中緯度での混合層雲や低 層雲中の INP 形成の起源として重要だと考えられる。 しかし海域での観測は陸域に比べて稀少であり、海洋 中のバイオエアロゾルの挙動や海洋一大気間での相互 作用、雲形成への寄与等の学術的知見は乏しい。

近年、バイオエアロゾルの計測法として、複数の異 なる波長の紫外光を照射した時の発光・励起に由来す る自家蛍光を検出する方法が開発されている。海洋研 究開発機構・地球表層システム研究センターではこれ までに蛍光性粒子の高度計測や蛍光特性によるバイオ エアロゾルの識別法の開発を推進してきた。

本研究では海洋表層海水・大気試料中に含まれる生 物起源蛍光性粒子や、海洋生態系の生物活動に伴って 生成する海水中のゲル状有機態粒子の時空間変動をも とに、海洋上での海洋生態系と大気中バイオエアロゾ ルとのつながりを持つ指標を見出すことを目的とする。

2. 観測概要

観測は2019年3月6日~3月25日まで、中部太平洋 域(タヒチ~日本)を対象として、海洋研究船・みら いで実施された。大気中蛍光性粒子の測定は、自家蛍 光法でのオンライン連続測定と、DNA 染色法と顕微鏡 観察でのオフライン測定の2 つの方法で行われた。海 水中のゲル状有機態粒子(含多糖類(TEP)、含タンパ ク質(CSP))の測定は、メンブレンフィルタ上に海水 をろ過する事でフィルタ上に粒子を捕集し、フィルタ を染色後、ろ液を吸光度測定することによって行われ た。

結果および考察

5 日間の後方流跡線解析より、観測前半~中盤(3/6 ~3/18)は低高度の海洋性気塊、観測後半(3/19~3/25) は中国大陸や日本などの陸域気塊の影響を受けていた と考えられる。オゾン濃度も 3/19 以降に 25ppb から 55ppbまで上昇し、陸域からの輸送の影響が示唆された。 ハイボリュームサンプラで取得された PM2.5 フィルタ の化学組成分析では、観測前半~中盤は硫酸アンモニ ウムや塩化ナトリウムが、観測後半では EC が高濃度に 存在し、それぞれの期間での海洋性気塊、陸域気塊の 分類と同期していた。

観測期間中の大気中の全粒子数濃度(蛍光性粒子+ 非蛍光性粒子)は 3826 個/L(平均)、蛍光性粒子数濃 度は 62 個/L(平均)で、蛍光性粒子割合は 2%だった。 蛍光性粒子数濃度は風速上昇時(>10 m/s)に増加し、 全粒子中での粗大粒子(>2 µm)割合の上昇と同期し ていた。このことは海洋表層から海飛沫や粗大な海塩 粒子とともに、生物起源蛍光性粒子が大気中に巻き上 げられたと考えられる。蛍光性パターンでは粒径別(微 小粒子を含めた(>0.6 µm)場合と粗大粒子(>2.5 µ m)のみを抽出した場合)や起源(海洋性、陸域)で異 なるパターンを示し、気塊の起源や粒子の大きさによ る発生源の違いが示唆された。

大気中バイオエアロゾルと海洋生物活動指標との相 関性では、海水中の蛍光性粒子数濃度とクロロフィル、 TEP との相関係数は中程度であり(~0.3)、一方で CSP との相関係数は高かった(~0.8)。大気中蛍光性粒子で の蛍光パターンはバクテリアの蛍光パターンと一致し ており、大気中生物起源粒子としてバクテリアが多く 存在していたと考えられる。これらの結果は海洋表層 から大気中へのバイオエアロゾルの生成や輸送過程に おいて、生物指標としてクロロフィルに加えて、バク テリアによる TEP/CSP の生成・分解といった生物サイ クルや、大気中への輸送の役割の考察が必要であるこ とを示す。

福島第一原子力発電所事故直後の大気中放射性ヨウ素(131]の動態

(その2): 原発近傍の SPM 測定局における放射性プルーム中の¹³¹Iの推定

*鶴田治雄(RESTEC)、海老原充(早大)、大浦泰嗣・白井直樹(首都大)、松崎浩之(東大・総博)、森口祐一 (東大・院工)、大原利眞(環境研)、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 事故直後に大気中に放出された放射性ヨウ素 (¹³¹I)について、前回では2011年3月15日以後 に測定・公表された既存の観測データの解析を 行ない、¹³¹I/¹³⁷Csは放射性プルームにより3グ ループに大別されたことを報告した(Tsuruta et al.,2019)。その後、大気環境常時測定局の事 故直後にSPMテープろ紙に採取されたエアロゾ ル中の¹²⁹Iの分析が実施されたので、その結果 と前述した既存の観測結果をもとに、粒子状 ¹³¹I(a)とガス状¹³¹I(g)の推定手法を構築して、 2011年3月12日以後の原発近傍のSPM測定局で の¹³¹I(a+g)濃度を、プルーム毎に推定したので、 その推定手法を中心に報告する。

2. 使用データ: 今回解析したデータは、次の とおりである。(1)原発近傍の SPM 測定局(約3km 北西の双葉と約17km南の楢葉)における2011年 3月12日以後の使用済みテープろ紙中の¹²⁹I(a) 濃度(Ebihara et al., 投稿予定)。(2)東京都立 産業技術研究センター(TIRI)が事故直後に旧駒 沢支所で測定した¹³¹I(a)濃度(Nagakawa et al., 2014)と、数年後に測定したそのろ紙中と近傍の SPM 局のテープろ紙中の¹²⁹I(a)濃度(Ebihara et al., 2019)。(3)茨城県東海村の原子力科学研究 所(JAEA/NSRI)が2011年3月15日以後に測定し た¹³¹I(a)と¹³¹I(g)濃度(0hkura et al., 2012)。 (4) 経済産業省(METI)と福島県、文科省(MEXT)、 および米国国家安全保障局(NNSA)がダストサン プラーを用いて、各 2011 年 3 月 12-13 日と 3 月 18 日以後に福島県東部で測定した¹³¹I(a+g) 濃度(各機関の HP で掲載)。(5) 炉内の事故時の

 ¹²⁹I、¹³¹I、¹³⁷Cs(Bq)などのインベントリ値(西原 ら、2012)。
 3.結果と考察: 3.1. プルーム中におけるテ

ープろ紙中の¹²⁹I(a)と¹³⁷Cs の濃度比(以下、R(¹²⁹I)と記す)は、インベントリの比(1,2,3 号機の平均値 M は 3. 0x10⁻⁷)に近い値で変化するグループと、R(¹²⁹I)<<M と M<< R(¹²⁹I)の 3 グループが存在した。前者は¹²⁹I(a+g)中に占める¹²⁹I(g)の割合が非常に大きいため、後者は¹³⁷Csの一部が何らかの原因(たとえばベントや湿性沈着)で除去された(あるいは外部からの¹²⁹I(a)の寄与があった)ためと推測される。

3.2.¹³¹I(a)*と¹³¹(a+g)*の推定(*は事故時に半

減期補正した値):TIRIの旧駒沢支所における大 気エアロゾル中の事故直後の¹³¹I(a)濃度と ¹²⁹I(a)濃度の測定結果と、ろ紙上での放射性ヨ ウ素の脱離(野口ら,1990)を参考にして、SPM テ ープろ紙中の¹²⁹I(a)濃度から¹³¹I(a)*濃度を推 定した(Ebihara et al., 2019; Tsuruta et al., 投稿予定)。 (2)¹³¹I(a+g)*の推定: ¹³¹I(a+g)*/¹³⁷Cs (以下、R(¹³¹I*)は、NSRI と MEXT や NNSA での 3 月 15 日以降のプルーム中の実測 値では、次の3つの値、10(3月15日,20日,21 日午前中)、75(3月16日)と360(3月21日の午 後以降)に大別された。これらをもとに、SPM 地 点の¹³⁷Cs 濃度(Tsuruta et al., 2018)を用い て、¹³¹I(a+g)*=¹³⁷Cs x R(¹³¹I*)を算出した。 (3)¹³¹I(g)*の推定: すでに求めた¹³¹I(a+g)*から ¹³¹I(a)*を差し引いて求めた。そして、NSRI が 測定したプルーム中での¹³¹I(a)*/¹³¹I(a+g)*と 比較した(なおこの地点の実測値は気体から粒 子への変換が平衡状態に達していたと仮定し た)。(4) これらの ¹³¹I (a+g)*、¹³¹I (a)*、¹³¹I (g)* を、SPM 地点の測定日時の値に戻して、実測値を 推定した。

3.3. SPM 地点のプルーム中の¹³¹I 濃度: (1)3 月 12日は、1号機のベントにより放出された高濃 度の放射性物質を双葉で 15 時に測定しており (¹³⁷Cs 濃度が 13,600 Bg m⁻³)、サプレッションチ ャンバーでの¹³⁷Csの一部の除去により、R(¹³¹I*) は、インベントリの比よりも大きな値と推定し た。この時期の大気中での¹³¹I(a+g)の実測値は、 第一原発近傍でのプルーム中ではない地点での METI による測定データを参考にして、R(¹³¹I*) を仮に 30(10-60)と推定して、¹³¹I(a+g)*と ¹³¹I(g)*を算出した。この推定手法によれば、原 発近傍の SPM 局では¹³¹I(a)*<<¹³¹I(g)*となり、 大気中での¹³¹I(g)から¹³¹I(a)への変換がまだ進 行中であると推測された。(2)3月15日の早朝に 楢葉局で測定されたプルーム中(137Cs 濃度が 8,300 Bq m⁻³)でも¹³¹I(a)*<<¹³¹I(g)*だった。一 方、R(131I*)が360のプルームは、楢葉局で3月 21日の日中に測定された。

謝辞: SPM 地点の使用済みテープろ紙を提供してくだ さった福島県に感謝します。なおこの研究は文科省科 研費「ISET-R」、環境省環境研究総合推進費「5-1501」と 「1-1802」および「S12」課題で実施した。

福島第一原子力発電所起源の¹³⁷Cs を対象とした

第3次モデル間比較プロジェクト

*佐藤陽祐(北大院理), 関山剛(気象研), Sheng Fang (精華大), 梶野瑞王(気象研), Arnaud Quére(IRSN), Denis Quélo(IRSN), 近藤裕昭(AIST),寺田宏明(JAEA), 門脇正 尚(JAEA), 滝川雅之(JAMSTEC), 森野悠(環境研), 打田純也(東大 AORI), 五藤大輔 (環境研), 山澤弘実(名大工)

1. はじめに

2011年3月に起こった東京電力福島第一原子力発電 所(以下、1Fと表記)の事故によって大気中に放出さ れた放射性物質を対象として,世界の複数機関の数値 モデルが参加してモデル間比較(Model Intercomparison Project: MIP)が過去2回行われた(1,2). どちらの MIP でも、マルチモデルアンサンブルの有用さが指摘され ているが、モデルごとの結果のばらつきが大きいこと も指摘されている.また過去に行われた MIP ではモデ ルの解像度が3 km~10 km と粗いため、1F 近傍で観測 された高濃度イベント(3)に対するモデルの評価は困難 であった.そこで本研究では解像度を1 km に上げて第 3回の MIP を行い、1F 近傍で観測された高濃度イベン トに対するモデルの再現性を評価した.

2. 参加モデルと実験設定

本モデル間比較は第 2 回の MIP(2)に参加した国内外 の 9 のモデルが参加して行われ,¹³⁷Cs を対象とした計 算を行った.実験に用いる気象場は 1km 解像度の NHM-LETKF(4)によって計算された 1 時間間隔の出力 を,排出インベントリは Katata et al.(2015)(5)を全てのモ デルが用い,水平解像度は全てのモデルで 1 km 相当と した.実験は 2011 年 3 月 11 日 00UTC から 3 月 24 日 00UTC 間で行い,航空機観測による¹³⁷Cs の沈着量(6) と Suspended Particle Matter (SPM)測定器によって捕集 された¹³⁷Cs の大気濃度(7,8)との比較を行いモデルの 評価を行った.

3. 結果

図1はマルチモデルアンサンブルによる2011年3月 19日11JSTの¹³⁷Csの水平分布である.1F北部の浜通 りで観測される高濃度¹³⁷Csを再現できている.各モデ ルの結果を見ると,浜通りにできる局地的な前線の構 造を再現できているモデルは観測される高濃度の¹³⁷Cs を再現できる一方,高濃度の¹³⁷Csを再現できないモデ ルは局地的な前線の構造を再現できておらず,風の場 の局地的な再現性が¹³⁷Csの再現に重要であることが示 された.この結果は同時に、マルチモデルアンサンブル が有用であることを過去2回の MIP 同様示している. 発表では2011 年3月に観測された他の高濃度イベン トや第2回 MIP との比較結果について示す.



図1:マルチモデルアンサンブルによる2011年3月 19日 11JSTの¹³⁷Csの大気第1層の分布(単位はBqm⁻³で,10を底とする対数で表記)図は GrADS (http://www.iges.org/grads/grads.html)で表記した.

参考文献

- 1. Kitayama et al., (2018), doi:10.1029/2017JD028230.
- 2. Sato et al., (2018), doi:10.1029/2018JD029144
- 3. Tsuruta et al., (2014), doi:10.1038/srep06717
- 4. Sekiyama and Kajino, (2020), *J. Appl. Meteorol. Climatol.* in revision
- 5. Katata et al., (2015), doi:10.5194/acp-15-1029-2015
- MEXT, (2011), (http://radioactivity.nsr.go.jp/en/contents/4000/3179/24/1 270 1216.pdf).
- 7. Oura et al., (2015), doi:10.14494/jnrs.15.2_1
- 8. Tsuruta et al., (2018), doi:10.14494/jnrs.15.

謝辞

本研究は環境省環境研究総合推進費(1-1802)および、北海道大学寄 付分野・北海道気象予測技術センターの支援を受けて行われていま す.

中小規模都市における夜間都市境界層の形成と卓越風の関係

*中村祐輔(立正大・院), 渡来靖, 中川清隆(立正大)

1. <u>はじめに</u>

近年, リモートセンシング機器を用いた大気境界 層高度 (PBLH)の観測が盛んだが,都市内での観測 では1箇所の定点観測がほとんどである.しかしな がら都市内の PBLH は局所性が強く,その特徴につ いて未解明な部分が多い (Barlow, 2014).そこで本 研究は,関東平野内陸部に位置する埼玉県熊谷市に おいて,PBLH および3次元風速の空間分布の把握 を目的としたドップラーライダー(DL)の移動観測を 実施した.本稿では計34runの内,2018年5月11 日および2019年9月12日の観測結果を報告する.

2. **観測概要**

移動観測は、DL (LR-S1D2GA: 三菱電機社製) を軽トラックの荷台に設置し実施した.DL は視線方 向風速および信号対雑音比を測定した.本事例は、夜 間の都市境界層構造の把握を目的に観測を行なった. 図1は、DL の移動観測ルートを示す.本研究では、 熊谷市街地を南北方向へ縦断するルート①と東西へ 横断するルート②を設定した.DL は仰角 69°の PPI スキャンに設定した.ただし、移動中の3次元風速 の計測が困難であるため、P1~P20 において各地点2 分間停車し計測した.5月11日および9月12日に おいて、3回および4回の走行をそれぞれ実施した.

3. DL による PBLH 算出方法

DL による PBLH 算出には, 鉛直風 Wの分散に閾 値を設定する方法 (σ_W^2 閾値法)を用いた. σ_W^2 の閾値 は Schween et al. (2014)を参考に 0.16m²/s² と定義 した. そして, σ_W^2 が下層から連続的に 0.16m²/s² 以 上となった最高高度を PBLH として算出した. σ_W^2 の 算出には VAD 法によって算出された Wを用いた.

4. 夜間における都市境界層の形成

本稿では卓越風向が異なる 2 事例の都市境界層を 比較する. 図 2 は,移動 DL のルート②における σ_W^2 と水平風の経度-高度断面図を示す. ここで黒実線 は PBLH を示す. なお,両事例ともにルート①の観 測結果では,市街地中心部で PBLH の最高値が表れ, 都市境界層の形成が確認された(図省略).

5月11日のルート②において PBLH の高い領域 は、市街地中心部〜東側に表されており(図 2a)、最 高値が示されたのは P17 および P18 であった(約 220m).一方、9月12日のルート②において PBLH が高い領域は市街地中心部〜西側に表され(図 2b)、 5月11日の事例とは位置が大きく異なる.両者の特 徴の違いについて卓越風との関係を考える.5月11 日のルート②では地上〜高度約150m まで西寄りの 風が吹走したが、9月12日は地上〜高度約500m ま で東寄りの風であり,両事例で風向が真逆である.こ のことから,両事例における都市境界層の最高高度 出現位置は卓越風の影響を受けて,風下側へ流され たことが推測される.

学会当日は、観測を実施した計 34run の結果についてもまとめて発表する.



図 1 ドップラーライダーの移動観測ルート(埼玉県熊谷市). 〇は停車観測地点, 灰色領域は都市領域を示す.



図 2 2018/5/11 22:15~24:22(a) と 2019/9/12 22:01~ 24:07(b)のルート②における σ_W^2 および水平風(仰角 69°)の経度・高度断面図. 黒の実線は PBLH を示す.

謝辞:本研究は、熊谷市の「めざせ!暑さ対策研究日本一支 援事業」の支援を受けた.

東京と熊谷における視程の経年変化 *川端康弘,田中泰宙,財前祐二,梶野瑞王,足立光司(気象研究所)

1. はじめに

視程は気象解析のほか,航空機など交通機関の運行 や大気汚染の監視等に利用されている.視程の低下は, 雨や雪などの降水現象だけでなく,非降水時にも発生 する.これは水蒸気や人為起源・自然起源のエーロゾ ル粒子が関係している.視程は都市化とも関連してお り,1960年前後には東京における低視程 (5 km 以下) の日数は 200 日を超えていた[1].本研究では近年にお ける都市部の視程の実態を把握するため,東京と熊谷 における視程の長期変化を調査した.

2. 解析データ

視程は東京と熊谷の気象官署の目視観測データを用 いた.解析に用いた観測時刻は東京が12時,熊谷が15 時である.また,天気や相対湿度のデータも利用した. 東京の相対湿度に関しては,2014年12月2日以降,観 測露場が大手町から北の丸公園へ移転したが,大手町 露場では継続して研究観測が行われた[2].そのため, 本研究では2017年までを解析期間とし,大手町におけ る観測データを用いた.

エーロゾル粒子に関しては、国立環境研究所「環境 数値データベース」大気環境年間値データファイルを 利用した.測定地点は気象官署近傍の一般局であり、 千代田区神田司町と熊谷である.1990年以降の浮遊粒 子状物質 (SPM)のデータを用いた.

3. 結果

図1に東京と熊谷における低視程 (5 km 以下)の年間総日数の経年変化を示す. 1981年以前は既存研究[1]のデータをプロットしている.東京では1959年の240日をピークに年々減少している. 1997年前後は一時的に低視程日数が増えるが,2017年では18日しか観測されていない.一方,熊谷では1960年頃から低視程日数が増え,1966年から1990年頃までほぼ横ばい傾向を示す.その後は減少傾向となっている.

4. 考察

図1は降水時も含む視程の経年変化であるが,1990 年以降の非降水時の低視程日数を調査した.その結果, 図1と同様の変化傾向を示し,減少トレンドとなって いた.特に,2007年以降は東京,熊谷ともに低視程日 数が6日以下であった.エーロゾル粒子の経年変化を 調べたところ,浮遊粒子状物質の年平均重量濃度も 年々減少していた.

東京大手町における相対湿度と視程 (5 km 以下)の 散布図を図 2 に示す.相対湿度が小さいほど,低視程 の割合は少ない.関東地方では土地利用における都市 の分布が,1976年に比べて 2014年で郊外に広がってお り[3],東京の年平均相対湿度も年々減少傾向にある[4]. 近年における低視程日数の減少は,都市域の乾燥化と 大気質の改善が関係していると考えられる.







図 2: 東京における相対湿度と視程の関係. カラーは確 率密度推定値を表す.

- [1] Nomoto, S., 1983, Geophys. Mag., 40, 193-284.
- [2] 志藤文武ほか, 2016, 風工学シンポジウム論文集, 24, 91-96.
- [3] 川端康弘ほか, 2018, 日本ヒートアイランド学会論文集, 13, 7-15.
- [4] 気象庁, 2018, ヒートアイランド監視報告 2017, 68pp.

別府で発生する滑昇霧の数値シミュレーション

*大橋 唯太 (岡山理科大学 生物地球学部), 出納 誠 (株式会社ウェザーニューズ)

1. はじめに: 全国の高速道路で濃霧による通行止めが 最も多い大分自動車道は、毎年のように対策が課題と なっている。平成27年度には、大分県の日出(ひじ)・ 速見・別府・湯布院を結ぶ高速道路で、通行止め時間 が年間 300 時間を超えた(国土交通省, 2016)。他の地 域では多くても数時間であることからも、その特異性 が窺える。この別府市を中心とする濃霧は滑昇霧とし て認識され、NEXCO 西日本とウェザーニューズは協力 体制のもと様々な調査をおこなっている。本研究では 新たなアプローチとして、領域気象モデルによる数値 シミュレーションから滑昇霧の発生への理解を試みた。 2. 数値モデル:シミュレーションには、WRF-ARW Ver.3.7.1 を用いた。3 重ネストで計算領域を別府湾周辺 にフォーカスし (図1・2の表示範囲)、モデルの水平 解像度は 500m まで高めた。鉛直解像度は、最下層から 高度 200m までは約 8~31m 間隔でストレッチした。雲 微物理はWSM5、大気境界層はMYJのスキームを採用 した。そのほか設定の詳細は、紙面の都合で割愛する。

3. 計算対象事例:濃霧で実際に通行止めが発生した 2019年4月29日の事例を対象に、シミュレーションを おこなった。午前11時ごろには、日出JCTを中心に北 の速見・日出方面と南の大分・湯布院方面で高速道路 が広範囲に通行止めとなり、交通障害が発生した。こ のときの滑昇霧は、低気圧に伴う雲の広がりによって 衛星画像からは確認できない。

4. 数値シミュレーションの結果:4月29日午前0時から14時まで平均した、地上10m風ベクトルと標高100m以下にあるグリッドの平均持ち上げ凝結高度(LCL)を、水平分布として図1に示す。低気圧に伴う南よりの風が別府湾に侵入してくると、山で囲まれた湾の形状のために東風へと変形している。気象庁の全球解析値をみると、この時間帯に高相当温位の空気が南よりの風によって豊後水道を貫通してきており、それに起因してWRFのシミュレーションでは別府湾内で40mよりも低いLCLをもった大気場が広がっている様子がわかる。この東風が直進してくる日出ICと別府ICの風上平野部でもLCLは同程度に低く、山の斜面を空気が滑昇すれば直ちに凝結できる条件となっている。

モデル最下層の雲水量(kg/kg)を、4月29日午前0時から14時まで(10分出力を)積算した水平分布を、図2に示す。大分地方気象台のある大分平野では出現

していない雲水量の広がりが、日出・速見・別府 IC 側 の山の斜面で定常的な形成がみられている。通行止め が発生していた正午前後の雲水量から推定される水平 視程は、濃霧と判断できる 200m 未満であった。

今後は、霧による視程障害の発生頻度や継続時間に 着目した数値シミュレーションによる分析も試みる。



図 1 地上風ベクトルと標高 100m 以下にあるグリッドの持ち上げ凝結高度(LCL)のシミュレーション結果.実際に濃霧が確認された日の2019 年 4 月 29 日午前 0 時~14 時の平均値.赤い丸印はアメダスや高速道路 IC の位置(図2を参照).コンターは 100m 毎の等高線.



図 2 モデル最下層における雲水量(kg/kg)のシミュレーション結 果.ただし,実際に濃霧が確認された日の2019年4月29日午前0時 ~14時の10分毎出力に対する積算値.

*重田 祥範(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 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」と呼ばれるもので,日較差が大きい 春や秋に発生しやすい.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. 放 射霧の特徴として、広く高気圧に覆われ、総観スケール で大気が安定した場合により発生しやすい. 局所的に 濃霧が発生すると地上付近に到達する日射量は著しく 減少する.これは,再生可能エネルギーとして近年増加 している太陽光発電にも大きく影響してくる.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 大変重要である.西日本では,亀岡,豊岡,津山,三次, 大洲,日田,人吉盆地などが盆地霧の発生として有名 である. その中でも, 岡山県にある津山盆地は, 中国地 方最大の盆地であり,秋から冬にかけて大規模な霧が 発生する.

そこで、本研究では岡山県津山盆地を対象に広範囲 にわたる定点型の気象観測をおこない、得られたデー タから湿数を算出した.さらに、照度から霧の消滅過程 を推定し、濃霧による日照不足が発生しやすい地域の 特定を試みた.

2. 研究手法

津山盆地は,標高 100~200m に位置しており,周 囲を中国山地と吉備高原に囲まれている.また,その大 きさは東西に 30km,南北に 10km であり,中国地方で は最大である.盆地内には吉井川,加茂川などいくつ かの河川が存在している.そして,この河川の存在がこ の地域で霧を発生させている一要因としても考えられて いる.観測範囲は,市街地を中心とした盆地ほぼ全域 であり,盆地内に計 22 箇所の気象観測点を設けた.観 測項目は,気温(℃),相対湿度(%),大気圧(hPa), 照度(lx),紫外線量(mW/cm²)の 5 項目である.霧の 消滅過程を推定する湿数は,気温から露点温度を差し 引いた以下の(1)式で定義される.

$$D = T - T_d \tag{1}$$

ただし、D は湿数(\mathbb{C})、T は各観測地点で測定された 気温(\mathbb{C})、T_dは測定項目から算出した露点温度(\mathbb{C})を それぞれ示す.本研究では、津山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、霧発生時の湿数 は 1.0 \mathbb{C} 以下と定義した.なお、ここでの霧の発生は、 霧本来の定義である視程が 1 km未満になる場合である.

また、本研究では霧の発生によって減少する日照時間の地域性についても明らかにする.気象庁が管理・ 運営している地方気象台ならびにアメダスで測定されて いる日照時間は,直射日光が地表を照射した時間を示 しており,直達日射量が 0.12kW/m以上と定義されて いる.一方,太陽からの放射エネルギー量を表す日射 量に対して,光の量を測定する照度(lx)がある.人の目 の感度は,波長によって異なり,その視感度合いに応じ て重みづけしたものが照度である.ここでは,人の感覚 に近いことを考慮し,照度紫外線センサ(ISA-3151: T&D 社)を用いる.測定範囲は,0~130klx である

3. 結果

気象官署で観測された気象データを用いて、1951~2017年の計68年間の津山市における霧の季節性およびその経年変化について明らかにした.津山の霧発生日数の年平均は82日であり、10~12月の3カ月間で38日であった.これは、年間のおよそ50%近くを占めており、発生頻度は季節によって大きく異なっていた.

観測の結果,2019年12月24~25日にかけて放射 冷却が活発となり,津山盆地では大規模な霧が発生し た.消滅時における各地点での湿数と照度の時間変化 を第1図a,bに示す.霧に覆われている地点では,10 時頃から湿数の上昇が認められ,12時までにすべての 地点で基準値の1.0℃を上回った(第1図a).一方, 照度は日の出とともに徐々に上昇するが,霧に覆われ ている地域ではその度合いは低い.湿数と照度の値か ら霧の消滅時間を推定した結果,両者はほぼ同一であ ることが確認された.



境界層乱流における不安定成層時の風速・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

中立時の境界層乱流における応力一定層において, 流れ方向の平均風速 U と風速変動の分散 $\langle u^2 \rangle$ は対数 則に従う[1]. なお、 $\langle \cdot \rangle$ は平均を表す.また,非常に 中立に近い場合の濃度についても平均濃度 Θ と濃度変 動の分散 $\langle \theta^2 \rangle$ が対数則に従うことが確認されている [2].

本研究では、気象研究所の大型風洞装置を用いて不 安定成層を作成し、風速と温度の鉛直分布を測定した. 応力一定層の有無を確認し、この領域で対数則近似が 成り立つのか調査した.なお、解析には中立時の現象的 理論である Townsend による「attached eddy」仮説を用 いた[3].

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 の測定部があり, 測定部の床面は温度調整ができる. 測定部床面温度 Θ_0 を気流温度 Θ_{∞} より 15℃もしくは 30℃高く設定して,不安定成層を作成した. 粗度は直径 3 mmの金属棒を幅 3m にわたり 10 cm間隔で, 測定部 18m とその風上側 4.4m に配置した. 鉛直分布は高さ 20 mm から 700 mmないし 870 mmまで測定し境界層の厚さを推定した. なお,風速測定と温度測定は別個に行い,風速 測定は LDV, 温度測定は冷線温度計を用いた.

安定度の評価のために、測定位置近傍に熱流板を設置し熱流量を測定した.床面温度 Θ_0 と気流温度 Θ_∞ を用いて放射収支を計算し、その値を差し引いて熱流量とし、摩擦温度 θ_* の算出に用いた.

3. 解析手法

Townsend の「attached eddy」 仮説[3]より得られる以下 の式に当てはめた.

$$\frac{\langle u^2 \rangle}{u_*^2} = B_{u^2} - C_{u^2} \ln\left(\frac{z}{\delta}\right) \quad (1)$$
$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\theta_*^2} = B_{\theta^2} - C_{\theta^2} \ln\left(\frac{z}{\delta}\right) \quad (2)$$

ここで、 u_* は摩擦速度、 δ は境界層厚さを表す. 各式の傾きと切片は安定度の関数として取り扱うこととする.

4. 実験結果

図 1 a は応力〈-uw〉で横軸が高さ z である. エラ ーバーは±1 σ を表す. 応力一定層はエラーバーを考慮 し, z = 50~80mmを応力一定層と看做した. この領域 に対して式(1)と式(2)がどれ程当てはまるか調査した.

図1b は摩擦速度で規格化した流れ方向の風速変動 の分散〈u²〉/u²である. 破線は対数則近似を行った際 の近似曲線を示す. 近似曲線はいずれも場合も決定係 数が 0.94 以上ある.

図2は摩擦温度で規格化した温度変動の分散 $\langle \theta^2 \rangle / \theta^2_*$ である.破線は対数則近似を行った際の近似 曲線で決定係数は, 0.95 以上となった.



図1 a は応力を表す. b は規格化した流れ方向の分 散を表す. 破線は近似曲線を示す. ともに温度差は 30℃ である.



図2 温度変動の分散を表す.破線は近似曲線を示 す.温度差は30℃である.

5. まとめと今後の課題

主に温度差 30℃について示したが、温度差 15℃でも 同様で、応力一定層における対数則近似は流れ方向の 風速変動の分散と温度変動の分散でよい近似として成 立することがわかった.

今後は、各式の傾きと切片の振舞や相似則との関係 について調査する.

- [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, 2nded., 150-156.

ラージエディシミュレーションにおける カ学コアの高精度化の必要性に関する考察

* 河合 佑太(理研計算科学), 富田 浩文(理研計算科学)

はじめに

スーパーコンピュータの発展とともに、全球大気モデル で解像できる空間スケールは、ラージエディシミュレー ション(LES)が対象とする空間スケールに迫りつつあ る. そのときの問題の一つは、非静力学大気モデルの 力学コアで適用される数値スキームの離散精度である と考えられる.なぜならば、従来よく用いられてきた低 次精度の有限体積法では、移流スキームと関連した 数値粘性が、Smagorinsky-Lilly 型の乱流モデルによ ってパラメータ化される乱流混合を卓越する可能性が 考えられるからである.本研究では、惑星境界層乱流 LES で必要とされる力学コアの数値精度の条件を、3 次元一様等方乱流の理論に基づいて定式化する.ま た、導いた条件が、実際の計算で妥当かを確認する.

LES に必要な数値精度の条件の導出

空間スケール I∆x (I=1,2,.., ∆x は格子幅)に対する, 渦粘性項による減衰の e-folding 時間と 2n 階微分の 数値粘性項による減衰の e-folding 時間の比(R)は,

$R = \left(\frac{m}{\pi}\right)^{\frac{4}{3}} \frac{(2\pi Cs)^2 \,\eta}{|U| \,\gamma_{\rm adv}} \left(\frac{l}{\pi}\right)^{2(n-1)} (\Delta x)^{\frac{1}{3}}$

と導かれる. ここで, 渦粘性係数に含まれる歪み速度 テンソルの大きさは、3 次元一様等方乱流の理論に基 づいて格子幅と関連づけた(ただし、 η は数値実験か ら決定する). C_s は Smagorinsky 定数, m は Δ x に対 する空間フィルタ長の比, γ_{adv} は移流速度と関連づけ た数値粘性の無次元強度, |U| は背景風速の大きさで ある. 風上スキームでは、数値粘性は風速に比例して 陰的に決定されるが, 中心スキームでは陽に数値粘 性を指定する. 数値粘性が渦粘性を卓越しないために は, 有効解像度において R >>1 であることが重要で ある. しかし, 解像度の増加とともに, R は減少する傾 向がある. 次に, 典型的な大気 LES の計算で数値粘 性の影響を調べ, R が取りうる値を考察する.

数値実験による検証

[設定] Nishizawa et al. (2015) と同様の惑星境界層 乱流の理想実験を,様々な空間精度の移流スキーム を用いて実施する.実験には,領域非静力学モデル SCALE-RM を使用する.領域は 9.6 x 9.6 x 3 km³ に とる.初期条件として,安定成層した大気に温位擾乱 を与える.初期の水平背景風は 5 m/s であり,下端で 200 W/m²の熱フラックスを与え続けながら,4 時間積 分する. 移流スキームとして,3,5 次精度の風上スキ ームによる実験(UD3, UD5 と書く)と,2,4,6 次精度 の中心スキーム(CD2, CD4, CD6 と書く)による実験 を行う. 中心スキームには,数値粘性を陽に付加する. その減衰の時定数は2倍の格子スケールに対して約 1分とし,微分階数(ND)は基本的にCD2, CD4, CD6 における分散誤差の卓越項を消すようにそれぞれ2, 4,6 を選択するが, Nishizawa et al. (2015)と同様に, CD4ND8 の実験も行う. 空間格子幅は10 m である.

[結果] どの移流スキームでも、慣性小領域のエネル ギースペクトルは、格子幅の約8-10倍(このスケール を有効解像度とここでは呼ぶ)から短波長で、-5/3 乗則 を下回る(図(a)). 中心スキームと比べて風上スキーム から得られる場は拡散的であり、有効解像度より短波 長に渡って、3、5 次精度の風上スキームから得られる エネルギースペクトルはそれぞれ、弱い数値粘性を陽 に付加した2、4 次精度の中心スキームに比べて小さ い. 移流項の空間離散化に風上スキームを適用する 場合には、5 次精度以上必要であることが示唆され る. 上述の数値実験の結果から ηを大まかに決定し、 各スキームに対する R の Δx、1 に対する依存性を調 べた(図(b)). 数値実験の結果と整合的であり、LES に必要な移流項の離散化の精度を考察する上で、今 回定式化した R が大まかな指針となることも示された.



図: (a) 各移流スキームによる実験から得られた3次元速度のエネ ルギースペクトル(上図). 下図は、上図の破線に対応するエネルギ ースペクトルと各実験に対するスペクトルの比. (b) 各移流スキーム に対応する R(Δx, l). ここでは、|U|=5 m/s、η=0.01 として計算した.

今後の課題

時間離散化の影響や,全ての項の離散化を高次精度化した場合の 効果を検証したい.また,後者を行うときに適したカ学コアの数値 計算法を探索したい.

d4PDF 領域モデル実験における局所的な極端高温の再現性 *西暁史, 日下博幸 (筑波大学計算科学研究センター), Akifumi Nishi, Hiroyuki Kusaka (CCS, University of Tsukuba),

1. はじめに

極端高温は熱中症や農作物の生育に悪影響を与える ので非常に大きな問題となっている.限られた地域で の極端高温現象の発生には、大規模場の異常気象が背 景としてあるが、フェーンや都市ヒートアイランドの ようなメソからローカルスケールの小さなスケールの 現象の影響も大きい.近年、将来の極端気象を予測・ 解析する上で database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)と呼ばれるデータに注目 が集まっている.d4PDF 領域モデルデータが将来の極 端高温を定量的に評価できているかを評価する必要が ある.そこで、本研究は d4PDF データが極端高温を陽 に表現できているかを,領域気象モデルによる DDS 実 験を用いて検証する.

2. 手法

本研究は、領域気象モデル WRF モデルを用いた 3 つの DDS 実験を行い、それらの結果を d4PDF 領域モ デルデータのデータと比較する.1つ目の実験は、計算 領域を2段ネスティングした(解像度9km-3km)実験 (WRF3)である.2つ目の実験は、d4PDF 領域モデル データ(解像度 20 km)の地形を用いた実験(WRF20d) である.WRF20d 実験のモデル解像度は解像度 20 kmと した.3 つ目の実験は、WRF3 実験から地形を除去した 実験(WRF3nT)である.これらの実験では、d4PDF 領域モデルデータを初期値・境界値としている.

本研究の対象地域は、都市の極端高温による健康被害 と農村における高温障害による作物被害の双方が発生 している、新潟県新潟市とする.対象事例は、過去に 新潟市で極端高温が起こった日(2018年7月23日)の 海面気圧分布と類似した、d4PDF 領域モデルデータの 海面更新気圧分布を含む事例とした.それぞれの実験 において、30時間(最高気温が発生する18時間前から 12時間後)の計算を行った.

3. 結果

WRF3 実験では、d4PDF 領域モデルデータの場合と 比べて、最高気温が約 3℃高くなることが分かった(図 1). WRF20d 実験では、約 2℃高くなる(図省略). 上で示したような、それぞれの実験における最高気 温の違いは、モデルや地形の解像度に起因しているこ とが分かった. WRF3 実験の場合、フェーン風の構造 をはっきりと表現できていた(図省略). 一方で WRF20d 実験の場合も、WRF3 実験と比べて、フェー ンの構造があいまいであった. さらには、d4PDF 領域 モデルデータの場合は、フェーン風の構造を全く表現 できていなかった.

また,WRF3nT 実験とWRF3 実験の結果から,本研 究が対象とした将来の極端高温事例において,フェー ンは3℃程度の寄与を持っていることが分かった(図1). この値は,既存の研究で示された過去に発生した極端 高温事例におけるフェーンの寄与と同程度であった.

4. 結論

以上の結果より、d4PDF領域モデルデータを用いて、 地域の極端高温を議論するには、適切な解像度の地形 を用いた領域気候モデルによるさらなるDDSを行う必 要があると結論付けた.d4PDFとDDSを併用すること で、地域の地球温暖化適応策をより適切に議論できる だろう.

謝辞:本研究は,(独)環境再生保全機構の環境研究 総合推進費(2-1905)により実施された.本研究では、 文部科学省による複数の学術研究プログラム(「創生」、 「統合」、SI-CAT、DIAS)間連携および地球シミュレ ータにより作成された d4PDF を使用した。



図1 2086年8月24日の気温の時間変化.赤はd4PDF,黒 はWRF3実験,青はWRF3nT実験を意味する.

清川だし吹走時の気温変化とその形成メカニズム

*小野寺 平 (筑波大学理工情報生命学術院),日下 博幸 (筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

清川だしは,山形県庄内平野の最上峡谷出口付近 で吹く局地的な東寄りの強風である. 清川だしは吹 走域に気温の変化をもたらすことがある.青山 (1988)は5年間のデータを用いた統計解析から,清 川だしがフェーン型(吹走域に気温の上昇をもたら す)にもボラ型(吹走域に気温の降下をもたらす)にも なることを指摘した.一方で,吉野(1992)は清川だ しがフェーン型局地風だと述べている. つまり,清 川だしがフェーン型かボラ型かについては定かでは ない. また, 吹走域に気温の変化をもたらす清川だ しの3次元構造について報告がなされていないこと から、清川だしの実態は未だ明らかになっていない と言えるだろう. そこで、本研究は長期間のデータ を用いた統計解析を行うことでフェーン型・ボラ型 清川だしがそれぞれどの程度存在するか確認する. さらに、清川だしの数値シミュレーションを行うこ とで3次元構造を明らかにする.

2. 聞き取り・アンケート調査

清川だしの下限風速や吹走域の認識を把握する ために清川だし吹走域周辺で聞き取り・アンケート 調査を行った.その結果,風速3.4 m/s以上でおよ そ半数の住民が清川だしだと回答し,風速10.8 m/s 以上であればすべての住民が「清川だし」だと回答 した.さらに吹走域は狩川〜余目付近に限定された.

3. 清川だしの解析

使用データは,1999年1月1日~2018年12月 31日の狩川における AMeDAS 観測データ(前10分 間平均値)である.アンケート調査の結果をもとに狩 川での日最大風速が10.8 m/s 以上で,そのときの風 向が東~南南東の日を清川だし吹走日とし(計172 日),下限風速3.4 m/s 以上かつ同風向で事例ごとに 整理すると清川だし吹走事例は計132事例となった. 以降,前述の方法によって抽出された事例を本研究 の清川だし事例とする.

この事例について,清川だし吹走開始直後4時間 における気温の時系列変化から,フェーン型とボラ 型に分類を行ったところ,フェーン型は46事例 (34.8%),ボラ型は23事例(17.4%)となり,解析 した期間ではフェーン型清川だしの方が多く吹走し ていた.

4. 領域気象モデル WRF を用いた清川だし再現実験

解析期間内に多く存在し、農業分野への影響が大きいフェーン型清川だしについて領域気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting)を用い て再現実験を行った.再現を行ったフェーン型清川 だしは2013年4月5日20時20分~2013年4月7 日7時10分(JST)の事例である.このときの気圧配置 は、東高西低型であった.シミュレーションの結果、 フェーン型清川だし吹走時、出羽山地の風上側に比 べ、風下側で2~4 ℃気温が高くなることが再現され た.このとき奥羽山脈と出羽山地それぞれの風下側 で等温位線が下降しており「おろし風」となってい る(図1).つまり、両山地の効果により清川だし吹走 域には暖気がもたらされる.



図1: 典型的なフェーン型清川だし吹走時の鉛直断面. 風は紙面右から左へ吹走. 2013 年 4 月 5 日 21 時 00 分. コンター: 温位 [K]

5. 結論

地元住民が認識している清川だしは風速 10.8 m /s 以上の東寄りの強風で狩川から庄内平野中部に限 定された.本研究で定義した清川だしにはフェーン 型・ボラ型両方が存在し,再現実験の結果からフェ ーン型清川だしは奥羽山脈と出羽山地両方の「おろ し風」により吹走することが明らかとなった.

- [1] 青山高義, 1988. 清川ダシの気温と湿度につい て.山形大学紀要, **12**(1): 105-114.
- [2] 吉野正敏, 1992. フェーン型とボラ型の局地風
 に関する気候学的・気象学的・地理学的研究. 地理学評論 Ser. A65(1): 1-16.

新潟市における極端な猛暑を引き起こす 台風の経路分析と将来予測

*中村真悟 (筑波大院)・**日下博幸・西暁史(筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

近年、熱中症に代表される猛暑による気象災害リス クが深刻化している。この傾向は地球温暖化が進む将 来に向けてより高くなる事が指摘されている。更に、 猛暑による気象災害は人的被害だけでない。例えば新 潟市では、地域において重要な産業である稲作におい ても猛暑が大きな被害をもたらす[1]。新潟市における 歴代最高気温を記録した事例の要因はフェーン現象+ 都市化によるヒートアイランド現象といったローカル な現象が寄与している事が分かっている[2]。

2. 極端高温事例の要因及び報告内容

新潟市における他の記録的猛暑の要因を調査するた め、AMeDAS (新潟) における 1951 年 - 2019 年まで の日最高気温及び日最低気温の各 Top 30 事例(以下、 「極端高温事例」とする。)の気象場を確認した。その 結果、日最高気温の Top 30 事例中、28 事例。日最低気 温の Top 30 事例中、27 事例において極端高温記録時の 風向が山岳方向からの風であり、フェーン現象が発生 している可能性を示唆した。更にフェーンが事例のう ち、9割以上の事例において朝鮮半島周辺に台風または 台風起源の温帯低気圧が存在していた。そこで本発表 は、下記2点を報告する。(1)新潟市における極端高温 発生時の台風の中心位置・経路を集積し、新潟市で極 端高温の発生リスクが高い台風経路の領域(以下、「ポ テンシャルゾーン」とする。)の推測。(2)d4PDF を用い て、将来におけるポテンシャルゾーンを通過する台風 を抽出し、将来の新潟市における極端高温の発生頻 度・強度の評価について。

3. 使用データと解析手法

ポテンシャルゾーンの把握のために新潟 AMeDAS (1951 年 - 2019 年)及び気象庁のベストトラック(1951 年 - 2019 年)を用いた。将来のデータは d4PDF(水平解 像度 60km)の過去実験及び 4K 上昇実験を用いた。

4. 解析結果

新潟 AMeDAS における最高気温及び最低気温の Top30 記録時の台風中心位置は概ね 125°E - 135°E、北 30°N - 40°の領域に位置していた(図1)。

次に d4PDF の 過去実験(1951 年 - 2011 年×100 メンバ)・4K 上昇実験(2051 年 - 2111 年×90 メンバ)

の台風の経路をそれぞれ重ね合わせ、台風のトラック の分布を求めた。その分布から更にポテンシャルゾー ンを通過する台風を抽出した(図 2)。発表ではポテン シャルゾーンの定義の方法、抽出された台風がポテン シャルゾーンに位置していた時の新潟市の気温・風向 から極端高温が起きているのか、またその極端高温が フェーンによるものであるかを報告する予定である。



図1 最高気温 Top 30 事例の台風の経路及び中心位置 赤線は台風の経路のうち新潟における風向が山脈方向だった時間帯



図 2 d4PDF 4 K 上昇実験(MIROC5×15 メンバ)にお けるポテンシャルゾーンを通過した台風の経路

謝辞 本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進 費(2-1905)により実施された。また、d4PDFの台風トラッ クデータは北海道大学稲津將教授より提供いただいた。

寺島一男ほか,2001,日本作物学会紀事,70,449-458.
 Akifumi, N., et al., 2019, SOLA, 15, 132-136.

ニーオルスンにおける全天分光日射計を用いた積雪粒径・ 積雪不純物濃度の推定

*谷川朋範・庭野匡思・大河原望・石元裕史(気象研究所), 青木輝夫(極地研究所・気象研究所)

1. はじめに

積雪粒径や積雪中に含まれる黒色炭素(black carbon: BC)や鉱物性粒子など光吸収性不純物は積雪アルベド を決定づける積雪物理量であり、雪氷圏の放射収支に おいて重要な物理量のひとつである. 北極域における 積雪粒径と光吸収性不純物濃度の実態把握,及び積雪 アルベドへの影響評価を目的として、スバールバル諸 島ニーオルスン(78°55'N, 11°55'E)において全天分光日 射計(ground-based spectral radiometer system for albedo and flux: GSAF)による積雪物理量の観測を実施している. 本研究では、2012 年から開始した GSAF による観測結 果について報告する.

2. 全天分光日射計観測と積雪物理量の推定方法

GSAF は波長別分光アルベド,下向き放射の直達散乱 比を測定するための分光日射計であり,光学衛星 MODIS や SGLI センサとほぼ同等のチャンネルをもつ. 2012 年9月にニーオルスンに GSAF を設置し,積雪物 理量の連続測定を開始した.積雪物理量は波長λ=0.44, 0.87,1.20µmの積雪アルベド,及びλ=0.87µmの直達散 乱比から光学的に推定し,積雪表層とその下層の積雪 粒径,積雪中の BC 濃度を求めた[1][2].放射計算の際, 積雪粒子形状は実際の粒子形状を模した角柱状と凝集 体の2種類のボロノイ粒子[3]を仮定した.また光吸収 性不純物は BC を仮定し,有効媒質近似(DEMA)法[4]を 用いた氷粒子との内部混合モデルを適用した.

3. 観測結果と考察

積雪物理量の抽出結果と積雪深を図1に示す.2012 年9月末から観測を開始したが,10月下旬から2月下 旬までの極夜の期間は観測ができないため,ここでは3 月以降の結果を示す.但し,光の透過深度を考慮し,下 層粒径,BC濃度については積雪深20cm以上の結果を 対象とした.なお紙面の都合で13-14年,18-19年の結 果を示す.

積雪表層粒径の値は 5 月中旬までは 50-500 μm 程度 で推移し、その後の融雪に伴って 1000 μm 以上に増加 した.下層粒径の値は表層粒径に比べて概して大きく、 18-19 年は 3 月後半から 1000 μm を超える粒径が算出 された.涵養期の変化に注目して、各年 3-4 月の積雪粒 径の平均値を調べたところ、表層粒径は170-290 µm, 下層粒径は220-770 µm の範囲で推移しており、6 冬期 間の顕著なトレンドは見られなかったが、表層粒径は やや増加傾向がみられた(なお 16-17 年は観測途中で装 置が故障したため除外した).同様に BC 濃度は 0.01-0.1 ppmw 程度で推移し、涵養期の平均値は 0.03-0.06 ppmw であった.6 冬期間の顕著な変化は見られなかったが、 積雪の特徴によって各年の濃度に違いがみられた.特 に積雪の多い 13-14 年は値が高く(0.062 ppmw)、積雪の 少ない 15-16 年は低かった(0.034 ppmw).この要因とし て、雪氷面への大気エアロゾルの沈着過程の違いが考 えられ、前者は降雪に伴う湿性沈着、後者は乾性沈着に よる可能性が高い.引き続き積雪物理量の変動を調査 しつつ、積雪物理特性の、特に積雪表面の光吸収性不純 物の実態解明・モデル化に取り組む予定である.



図1 積雪物理量の推定結果の一例:(a-b) 積雪粒径(ピンク:表層,水色:下層), (c-d)BC 濃度. 図の背景(灰色)は積雪深.

参考文献

Kuchiki et al., 2009, *Appl. Opt.*, **48**, 5567-5582. [2]
 Tanikawa et al., 2015, *Opt. Exp.*, **23**, A1442-A1462. [3]
 Ishimoto et al., 2018, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **209**, 113-128. [4]
 Chýlek et al., 1983, *J. Geophy. Res.*, **88**, 10837-10843.

気候変動観測衛星『しきさい』の観測データを用いた 多波長多ピクセル法と同時推定法による解析

*関口美保(東京海洋大学学術研究院),

橋本真喜子,竹中栄晶,石崇,中島映至(JAXA/EORC)

1. はじめに

大気エアロゾルは直接気候影響と間接気候影響を通 して、地球気候に大きな影響を与えている。人為起源エ アロゾルの排出は年々増加しているとされており、抑 制を図るためにもより正確な推定が必要である。また、 陸域と海洋のリモートセンシングにおいて、エアロゾ ルは深刻な誤差をもたらす夾雑物であり、その除去が 重要である。

本研究では新しい衛星解析アルゴリズムである多波 長多ピクセル法 (MWP法) [1]による大気エアロゾルの 解析と、同時推定法[2]による大気エアロゾルとクロロ フィル濃度などの解析を行った。MWP 法は複数チャン ネルの観測値を複数のピクセルに一度に用い、エアロ ゾル分布が滑らかになるように制限をかけて導出する 解法であり、ピクセルごとに解析する手法と比べ、地表 面反射率が水平方向に複雑な都市域などでも得られた AOT の空間分布が滑らかになる点が本手法の優位性で ある。同時推定法はエアロゾルを解析する際は海色 の影響を考慮する必要があり、海色を解析する際に はエアロゾルを考慮する必要があるという相反する 状況下で、海洋中の放射伝達過程を考慮することで 同時推定を可能にした手法である。どちらも多くの 観測データを一度に用いることにより、従来よりも 多くのパラメーターを一度に推定できる。計算コスト がかかることが問題点であったが、放射伝達モデルに Neural Network 法を用いること[3]でこの問題点も克服 されつつある。

本発表では GCOM-C/SGLI による観測データを用い て、都市域である関東領域と大規模な森林火災が起こ ったアマゾン領域での大気エアロゾル解析結果、およ び有明海と黄海でのエアロゾルや海色の解析結果を示 す。また、SKYNET、AERONET との検証を行い、現行 アルゴリズムでは得られなかった変数の比較も行う。

2. 使用データと解析手法

本研究では、気候変動観測衛星『しきさい』に搭載されている可視赤外線放射計 SGLI (Second Generation Imager)の大気上端放射反射率、大気補正済陸域反射率、

BRF の L2 プロダクトを用いて推定を行った。また、 JRA-55 の地表面気圧・湿度、AURA/OMI のオゾン全量 データも用いた。

解析領域は関東領域では北緯 34.9~37.2 度、東経 138.2~140.9 度、アマゾン域では南緯 8.2~10.0 度、西 経 54.0~56.6 度、有明海では黄海では。解析期間は関 東領域で 2018 年 4 月~2019 年 12 月、アマゾン域では 大規模な森林火災が起こった 2019 年の結果、有明海、 黄海では 2018 年の結果を示す。

関東領域の検証では、SKYNET サイトである越中島、 千葉、つくばに設置されているスカイラジオメーター の解析結果を用いた。アマゾン域では AERONET サイ トである Alta Floresta の解析結果を使用した。有明海と 黄海では AERONET-OC サイトである Socheongdo およ び Ariake の解析結果を使用した。

3. 解析結果

図1に2019年8月の波長500nmのエアロゾル光学 的厚さの検証結果を示す。図の右上部の高い光学的厚 さを示す地域から、森林火災によるすすが流出してい る様子が見られる。大会会場では各地域での解析、検証 結果を示す予定である。



図1 2019 年 8 月 17 日波長 500nm の小粒子エアロ ゾルの光学的厚さの解析結果

- Hashimoto, M., and T. Nakajima, 2017, J. Geophys. Res. Atmos., 122, 6347-6378.
- [2] Shi, C., and T. Nakajima, 2017, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 12, 1000-1003.
- [3] Takenaka et al., 2011, J. Geophys. Res. Atmos., 116, 8215-8240.

金星大気対応広帯域放射伝達モデル Mstrn-Venus の開発

*関口美保(東京海洋大学学術研究院),

高木征弘, 佐川英夫(京都産業大学), 松田佳久 (東京学芸大学)

1. はじめに

金星の大気環境の謎を解き明かすためには、金星の 放射エネルギー収支を再現する必要がある。そのため には数値シミュレーションモデルが必要となるが、金 星大気は地球とは大きく異なるため、地球の大気モデ ルを転用するのではなく、金星の大気環境に特化した モデルを作成する必要がある。本研究では、金星大気の 長波領域の放射伝達を再現するラインバイラインモデ ルを作成し、これを元にしてブロードバンドモデルを 比較、作成することで、高速かつ高精度のブロードバン ドモデルの構築を目指す。

2. 使用データと放射伝達モデル

本研究では Lee ら[1](以下 Lee16 と呼ぶ)で検討され ている気体吸収の取り扱いを参考に研究を進めた。 Lee16 では様々な気体吸収データベースを用いている。 HITRAN は 1960 年後半から編集が開始された、可視光 から赤外域までの気体分子についての代表的な吸収線 データベースである。地球大気や惑星大気の研究のみ ならず、広く分子分光学の分野でも研究に用いられて いる。また、HITEMP は HITRAN の高温版ともいうべ き吸収線データベースである。金星大気の96.5%を占め る CO₂は HITEMP2010[2]を用いた。Lee16 では CO₂の 一部の波数領域(4400-4800, 8000-10300 cm⁻¹)で別の吸 収線データベース[3]を用いているが、これらのデータ ベースはかなり古く信頼性に乏しいため本研究では使 用しなかった。H₂O は波数 2000 cm⁻¹ までは HITRAN 2012[4]、2000 cm⁻¹以上は UCL08[5]を用いた。その他の 微量に存在する気体(CO、SO₂、HF、HCI、OCS)は HITRAN2012 を用いた。線形については Lorentz 線形と し、cutoff は CO₂ で 200 cm⁻¹、それ以外の気体では 100 cm^{-1} とした。さらに、CO₂には χ ファクターを適用した。 連続吸収帯はCO2とH2Oについて考慮した。

LBL モデルとは吸収線を解像できるほど細かい波数 間隔で計算されるモデルであるが、計算時間が非常に かかるため、本研究では波数解像度を 0.0025 cm⁻¹とし た。また、吸収線の数が膨大であるため、中心強度が 10⁻³⁵ cm⁻¹/(molecule·cm⁻²)以下の吸収線は扱わないとした。 これらの吸収線について気温 34 点(100-800 K, 20 K ごと)、気圧 36 点(0.01-100 atm、対数線形)のテーブル を作成した。各層での気圧、気温で線形内挿し、その層 での吸収係数を求めた。金星の雲は硫酸の液滴からな るとされており、複素屈折率は 75%H₂SO₄を、雲粒数濃 度の鉛直分布と粒径分布は Haus ら[6]を用いた。前述の 過程以外は地球大気用広帯域放射伝達モデル *MstrnX* に 準じた。プランク関数について、地球大気では 4 次関 数の係数を与えて計算しているが、金星大気では誤差 が大きくなるため 7 次関数とした。

3. ブロードバンドモデルの構築と結果

このようにして作成した LBL モデルを元にしてブロ ードバンドモデルを作成した。バンドは 36 バンド、積 分点数はバンドにより 1-4 点とした。金星標準大気 (VIRA)における LBL モデルとブロードバンドモデル のOLR を比較したところ、相対誤差1%以下であった。

図1に放射平衡実験、放射対流平衡実験の結果を示 す。金星標準大気(VIRA, 緯度 30 度)と比較してやや過 小評価であり、吸収過程の追加検討が必要だと考えら れる。



図1:Mstrn-Venus を用いた放射平衡実験、放射対流 平衡実験の結果と金星標準大気の鉛直気温分布

- [1] Lee, Y.-J., et al. 2016, J. Geophys. Res. Planets., 121, 1737-1752.
- [2] Rothman, L. S. et al., 2010, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 111, 2139–2150,
- [3] Wattson, R., and L. Rothman, 1992, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **48**, 763–780.
- [4] Rothman, L. S., et al., 2013, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, **130**, 4–50.
- [5] Shillings, A. J. L., et al., 2011, Atmos. Chem. Phys., 11, 4273–4287
- [6] Haus, R., et al., 2015, Planet. Space Sci., 105, 159–174.

Deep Image Prior によるラマンライダーデータのノイズ除去
 *上里 達実 (理研 AIP), 川畑 拓矢 (気象研究所), 横矢 直人 (理研 AIP),
 酒井 哲 (気象研究所), 高橋 温志 (理研 AIP), 上田 修功 (理研 AIP)

1. はじめに

ラマンライダーでは時間的に連続水蒸気鉛直プロフ アイルデータが得られる.このデータは数値モデルに 同化することにより積乱雲の発生の予測に有用である. しかし、日中に得られる水蒸気データは、太陽背景光ノ イズの影響を強く受け,欠損データや異常値が存在す る.ノイズ除去のために,平均化処理などが広く用いら れている[1]が,単純な処理では,欠損データや異常値 の修復を行うことが難しい.本研究では,深層学習に基 づいたノイズ除去モデルを提案する.この手法では訓 練データを必要とせず、自動的に異常値や欠損データ の修復が可能である.実際にライダーの観測データと ゾンデから得られる水蒸気データを用いて検証を行っ た.

2. 提案手法

本節では、Deep Image Prior (DIP[2]) に基づくノイズ 除去アルゴリズムついて説明する。DIPは、深層学習ア ーキテクチャの構造にノイズ除去能力が備わっている という仮定に基づいている.本研究では、図1のような 深層学習アーキテクチャを用いた. ランダムノイズ画 像を入力データとして用い,水蒸気データを2次元の 出力データとして用いた. DIPは、パラメータを更新す ることで、ノイズ画像から出力である水蒸気データを 繰り返し推定する.パラメータが更新される毎に出力 データに徐々に近づく. パラメータ更新を適切なタイ ミングで止めることで、ノイズが除去された出力デー タを得ることが可能である.本研究では、検証データと して用いるゾンデから得られる水蒸気データに最も近 づいたとき更新を止めた. DIPは, 訓練データを必要と せず観測データのみを用いてノイズ除去を行うため, データが得られる地域や時間に依存しない利点がある.

^{入力デー3} (5)-ダムノイズ) → →

図1. 深層学習アーキテクチャ

3. 事例解析結果

2016年8月2日から12月6日までの期間につ くばの気象研究所で観測した水蒸気高度分布ライダー 観測データを解析した.また,同時刻に約80m離れ た高層気象台で放球したゾンデから得られた水蒸気高 度分布を検証データとして用いた.図2(a)に9月1日 に観測された水蒸気高度-時間分布を2次元プロットで 示す.図2(b)は提案手法によるノイズ除去結果を示し ている.観測データに含まれる異常値を提案手法が除 去している.またノイズを多く含む観測データと比較 して水蒸気混合比の変化がより鮮明に表れている.表 1に,観測できなかった日を除く8月2日から12月 6日までのゾンデデータと比較した二乗平均平方根誤 差(RMSE)を示した.提案手法を用いることで,1g/kg 以上の誤差を減少させた.



図2. 水蒸気混合比データの2次元プロット (x 軸:時間 (hour), y 軸:高度 (km). (a) 観測データ.(b) 提案手法によるノイズ除去結果.

		観測データ	DIP
	RMSE	3.2473 g/kg	1.9014 g/kg
₹	麦1. ゾンデデー	タとの二乗平均平	方根誤差(RMSE)

謝辞

本研究は、気象庁と理化学研究所革新知能統合研究センターの共同研究プロジェクトの成果であるとともに、 AIP 加速課題「ビッグデータ同化と AI によるリアルタイム気象予測の新展開」(JPMJCR19U2)の助成を受けたものである.

- [1] Sakai et al., 2019, Atmos. Mesas. Tech., 12, 313-326.
- [2] Ulyanov et al., 2018, Conference on CVPR, 2018.

ライダーによる大気境界層の気温鉛直分布の連続観測 *柴田泰邦,長澤親生,阿保真(東京都立大学システムデザイン研究科) 吉田智(気象研究所)

1. はじめに

都市気候やヒートアイランド、大気拡散の研究目的のた め、テレビ塔などの高層建造物を使った気温鉛直分布の 連続観測が行われている。しかし、高さは地上から数百 m までしか観測できず、大気境界層内のすべての気温鉛直 分布を把握できているわけではない。そこで我々は下部 対流圏の気温鉛直分布を連続観測するため、波長 1.6 μm の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar)を 開発した[1]。CO₂ 吸収スペクトル強度の温度依存性を利 用したもので、CO₂ 混合比との同時観測が可能である[2]。 今回は地上から高度 2.5 km までの気温鉛直分布の昼夜 連続観測例を報告する。

2. 気温鉛直分布の連続観測結果

3 波長 DIAL は東京都立大学 日野キャンパス(東京都 日野市)の4 階建てビルの最上階に設置してある。2018年 4月21日21:27から22日22:39までの25時間にわたり、 気温鉛直分布の連続観測を行った。当日は高気圧に覆わ れ、観測時間中は晴天であった。図に観測結果を示す。 DIAL データは高度0.39 kmから2.5 kmまでで、0.39 km 以下は地上の気温と DIAL 観測値を線形補間している。 時間分解能は30分、高さ分解能は0.3 kmである。22日 の夜間、高度0.75 kmに安定した逆転層があり、地表付近 でも接地逆転層が捉えられている。また、高度1.5 kmにも 6:00頃まで温度勾配の変曲点がある。日出後(5:00)、地 上温度が上昇し、これら逆低層は徐々に解消されていく 様子が観測されている。日中は典型的な晴天時の気温分 布が観測された。日没後(18:23)、高度0.6 kmで再び逆転 層が形成された。

3. まとめと考察

対流圏下層の気温鉛直分布を測定するため、DIAL シ ステムを開発し、高度 0.39 km から 2.5 km までの気温鉛直 分布の日変化の測定を行った。高度 1.5 km 以下において、 温度勾配の変曲点と明確な逆転層の存在が観測された。 さらに、日出後の気温上昇に伴うこれら逆転層の解消過程 が観測された。通常、夜間の接地逆転層の高さは 100 m 未満といわれているが、観測結果はこれよりも高い高度に 存在した。日野キャンパスは東京都の西部にあり、近郊に 高尾山や狭山丘陵などの山地がある。これらの山地から 降りてくる冷気が蓄積され、背の高い接地逆転層を生成し たと推察する。本装置では、従来、ミーライダーなどで推 計していた逆転層や大気境界層高度などの生成消滅が 精度よく決定可能である新しい観測機である。

謝辞:本研究の一部は JSPS 科研費 JP19H01983 の助成 を受けたものです。

参考文献

[1] Y. Shibata, et al., 2017, Appl. Opt., 56, 1194-1201.

[2] 長澤他, 2017, 気象学会 2017 年度秋季大会, B312.



図 2018年4月21~22日に DIAL 観測によって得た気温鉛直分布(時間分解能 30分、距離分解能 300m)

ライダーネットワークで観測された 最近の成層圏エアロゾルのイベントについて

*内野修^{1,2},酒井哲²,森野勇¹,宇賀神惇¹,永井智広²,神慶孝¹, 西澤智明¹,松永恒雄¹,吉田智²,小司禎教²,奥村浩³,新井康平³,柴田隆⁴,

Voltaire A. Velazco⁵, Gerry Bagtasa⁶, Ben Liley⁷,

¹国立環境研究所,²気象研究所,³佐賀大学,⁴名古屋大学,⁵University of Wollongong, ⁶University of the Philippines, ⁷National Institute of Water and Atmospheric Research

1. はじめに

2009年1月に打ち上げられた温室効果ガス観測技術 衛星(GOSAT、いぶき)は 11 年経った現在も観測を継 続中で、その後継機である GOSAT-2(いぶき 2 号)は 2018年10月に打ち上げられ観測が行われている。エア ロゾルや巻雲は、GOSAT 及び GOSAT-2(以後、GOSAT シ リーズ) 搭載フーリエ変換分光器で観測される太陽短 波長赤外光の地上・大気からの散乱スペクトルから CO2 と CH₄の乾燥空気に対するカラム平均濃度の XCO₅と XCH₄ 導出における主要な誤差要因である。それらの影 響を明らかにし導出精度向上に資するために、全量炭 素カラム観測ネットワーク (TCCON) の国内外のサイト に設置したライダー観測網である GOSAT シリーズプロ ダクト検証用ライダーネットワーク(日本の陸別、つ くば、佐賀、フィリッピンの Burgos、ニュージーラン ドの Lauder) では、これらの光学特性の高度分布の観 測を主に GOSAT 及び GOSAT-2 と同期して行っている。

2015 年までの成層圏エアロゾルのライダー観測結果 はこれまで報告した(Uchino et al., 2012; Nakamae et al., 2014; Sakai et al., 2016)ので、本発表では本 ネットワークで検出された 2017 年と 2018 年の成層圏 エアロゾルのイベントについて報告する。

2. 2017年8月のカナダ森林火災に伴う成層圏煙粒子の検出

2017年8月のカナダ森林火災の2~7週間後に、ライ ダーネットワークで検出された成層圏の煙粒子の波長 532 nm における後方散乱比 R (大気分子の後方散乱に 対する全後方散乱)は高々1.2程度であったが、粒子の 偏光解消度 Dp は 7~19%と大きい値であった。一方、 2016年5月のシベリア森林火災発生数日後に陸別やつ くばのライダーで高度2~7kmに観測された煙粒子のR の最大値は7程度であったが、Dp は1~10%であった。 この二つの森林火災に伴う煙粒子のDp の違いは、対流 圏では成層圏に比べ煙粒子への水蒸気などの凝縮が速 いためにDp が小さめになったと推測される。

3. 2019年6月のライコケ山およびウラウン山噴火に よる成層圏エアロゾル増加

2019 年 6 月 19 日ロシア千島列島のライコケ山 (48.29N, 153.24E) が噴火し、噴煙の高さは13 kmに 達し、亜硫酸ガスも NASA の衛星で観測されている。ま た、同月 26 日及び 8 月 3 日にはパプアニューギニアの ウラウン山 (5.05S, 151.33E) が噴火し、噴煙の高さ は 19 km に達した (https://volcano.si.edu/)。これ らの噴火によると考えられる成層圏エアロゾルの増加 について各サイトのライダー観測の予備的解析結果は 以下の通りである。

陸別(44.01N, 144.25E)では8月6日に高度16.5km 付近にRが2.7程度の高度方向には幅の狭い新しい層 が検出された。さらに、9月3日には21km付近にR が2程度の層も観測された。第一圏界面高度から33km までのエアロゾルの後方散乱係数の積分値IBCは9月 20日に1.24E-3/srの最大値を記録した。これは噴火前 に比べて4倍ほど増加している。ライダー比を50sr と仮定すると光学厚さは0.06となる。

つくば(36.05N, 140.13E)では7月24日に高度17 km 付近にRが1.3程度のごく薄いエアロゾル層が観測さ れた。さらに8月26日には22 km付近にRが4.5の鋭 いピークが見られた。この日のIBCは4.44E-4/srで、 つくばのバックグランドレベルに比べて5倍ほど大き い。

佐賀(33.24N, 130.29E)は、成層圏の観測数があまり 多くないが、圏界面高度から30kmまでのIBCは2018 年に比べて約2倍増加している。

Burgos (18.52E, 120.65E)では9月12日に高度25km にRが29.5の鋭い層が検出された。これほど大きな値 のRはその後観測されていない。この時のIBCは 1.28E-3/srで通常の10倍ほどの大きさである。

今後はこれらのイベントに伴う成層圏エアロゾルの GOSAT シリーズプロダクトなどへの影響も調査する必 要がある。

衛星搭載ライダ CALIOP による平板氷晶の全球長期解析

*菊池麻紀 (JAXA EORC, The University of Newcastle),

岡本創, 佐藤可織 (九州大学応用力学研究所)

1. 背景

雲の放射特性は、粒径分布・数密度・複素屈折率等 の他に、粒子形状によって定まる.氷雲には、角柱状、 砲弾状、針状など多種の晶癖があるが、その中でも平 板結晶は、大気中で水平配光する性質により太陽光を 強く鏡面反射し、雲のアルベドを最大で 40%増加させ ると報告されている[1].地球の放射収支の正確な見積 もりには、氷晶特性の全球観測が求められるが、とり わけ晶癖を観測できる衛星は数少ない.

2006年にアメリカ航空宇宙局(NASA)が打ち上げた CALIPSO 衛星は,搭載したミー散乱ライダ CALIOPが粒子形状に感度がある偏光状態を計測する機能を持っことから,平板氷晶の鉛直分布を全球規模で観測でき,10年以上の長期データを有する唯一の衛星である.本研究ではこの観測データを用いて平板氷晶の3次元分布を定量的に評価する.また,CALIOPは2007年11月にライダの視野角を0.3°から3.0°に増加させたことにより,観測される氷晶の偏光情報が大きく変化した[2].本研究では,この変化による平板氷晶観測への影響を評価し,さらに,その影響から示唆される平板氷晶の大気中での振る舞いについて考察する.

2. データ

本研究では、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 地球観 測研究センター(EORC)の A-train プロダクトモニタ [3]から提供されている CALIOP 観測データと ECMWF 客観解析データを解析した. これらのデータの解像度 は, 鉛直 240m × 水平 1.1km で, 平板氷晶の検知は Yoshida et al. (2010) [4]による雲粒子タイプ識別アルゴ リズムによって推定されている. このアルゴリズムで は、CALIOP が観測した雲ピクセルのうち3%以下の低 い偏光解消度を有するものに対し水平配向した平板氷 晶(2D-plate)を識別し、偏光解消度が高い3次元ラン ダムに配向する氷晶 (3D-ice) や水雲 (Water) から区 別している. 解析期間は提供されている全観測期間の 2006年~2014年で、そのうち2006年6月~2007年11 月が鉛直直下(Nadir)観測, 2008年1月~2014年12 月がライダの視野角を傾けた (Off-nadir) 観測に対応す る.

3. 結果と考察

図1に2D-plateの出現頻度の緯度気温断面図を示す. 上段の Nadir 観測では、2D-plate の出現頻度が-20℃~ -10℃に集中していることが分かる.これは、過去の地 上観測による知見[5]と同様の傾向で、平板氷晶が氷雲 としては暖かい気温帯に、かつ全球的に生成する性質 にあり、特に極域で卓越することを示唆する.一方、下 段の Off-nadir 観測では、2D-plate が同様の気温帯で検 知されているものの、その頻度は 80%以上減少してい ることが分かった.視野角を傾けたことにより、ライ ダ光が結晶面に対し斜めに入射し、偏光解消度が大き くなり、2D-plate として検知されにくくなったためと推 察される.このような 3°の僅かな傾きで検知が減少し たことは、すなわち平板氷晶は大気中に極めて安定的 に水平な状態を維持して存在することが示唆された.



図1 平板氷晶の全球出現頻度: (上段) Nadir 観測; (下 段) Off-Nadir 観測

- [1] Takano and Liou, 1989, J. Atmos. Sci., 46, 20-36.
- [2] Sassen and Zhu, 2009, J. Geophys. Res., 114, D00H07
- [3] EarthCARE 研究 A-Train プロダクトモニタ, https://www.eorc.jaxa.jp/EARTHCARE/research_produc t/ecare monitor.html, (2020/1/30 閲覧)
- [4] Yoshida et al., 2010, J. Geophys. Res., 115, D00H32
- [5] Kobayashi, 1961, Philos. Mag., 6:71, 1363-1370

衛星搭載ライダー・雲レーダーによる

雲・エアロゾル・対流観測ミッション

*西澤智明¹、岡本創²、鈴木健太郎³、石井昌憲⁴、神慶孝¹ (¹国立環境研究所、²九州大学、³東京大学大気海洋研究所、⁴情報通信研究機構)

<u>1. はじめに</u>

気候変動予測モデルによる雲の再現性は、今なおモ デル間で大きなばらつきがある。また、気候変動予測モ デルの不確実性の多くは、その大気放射の評価の不確 かさに起因している。2006年に打ち上げられ現在も運用 中の CloudSat 衛星搭載の雲レーダーと CALIPSO 衛星 搭載ライダーによる全球観測は、雲・エアロゾルの3次 元分布を詳らかにすると共に、降水量や放射収支の評 価の顕著な改善へと繋がった。一方、これら衛星観測デ ータを用いた推定値にも顕著なばらつきがある。例えば、 CALIPSO ライダーから得られた全球での氷雲の雲量は、 九州大学(我々のグループ)、NASA ラングレー研究所, パリ大学の3機関の間で、最大と最小で2倍程度の違い があった(九州大学のプロダクトはその中間)。この相違 の主な要因は、雲・エアロゾル層の識別、ライダー信号 の多重散乱の取り扱い、雲の相識別の手法の違いにあ る[1]。また、放射収支の見積もりに肝心となる雲・エアロ ゾルの微物理量の推定値にも不確さがある。

気候変動予測モデルとこれら能動型センサ搭載衛星 の解析結果が整合せず、モデルにおける雲再現性や 雲・降水の変換プロセスの改善も指摘されている。これ らの改善のためにも、エアロゾル・雲・降水・放射・対流プ ロセスを包括的に評価する観測システムが必要である。 2021 年に打ち上げ予定の日欧共同衛星ミッション EarthCARE では、94GHz のドップラー雲レーダ、波長 355nm の高スペクトル分解ライダー(HSRL)、多波長イメ ージャー、広帯域放射計が極軌道衛星に搭載される[2]。 CloudSat/CALIPSO の後継ミッションと目されると共に、 雲レーダーのドップラー計測機能の追加による雲・降水 の微物理特性やフラックスの抽出の改善や対流性雲の 内部の鉛直速度推定や、HSRL 技術の導入による大気 粒子(エアロゾル・雲)の消散係数の直接測定などの新 たな観測技術の導入により、多くの新しい知見の創出が 期待されている。一方、EarthCARE ミッション後の雲・エ アロゾルを主対象とした能動型センサーを活用した衛星 観測ミッションは存在しない。そこで本研究では、 EarthCARE 衛星の次を見据えた、能動型センサーを主 体とした雲・エアロゾル・対流観測ミッションを提案する。

2. 雲・エアロゾル・対流観測ミッション

雲・エアロゾル・降雨・降雪の微物理・放射特性、雲・降

水粒子の落下速度、雲内鉛直流、および雲頂上方を含 めた晴天域での鉛直流の全球抽出を実現する。衛星搭 載センサーとして以下を計画している。

○ 雲レーダー

ドップラー計測機能を有した94GHz雲レーダーとする。レー ダ反射因子、ドップラー速度、ドップラー速度幅を計測する。 鉛直下での計測を最小構成とするが、3方向計測による水 平風抽出も視野にいれている。

○ ライダー

最小構成として、2波長(532nm,1064nm)での鉛直下計測ラ イダーとする。波長532nmでは、HSRL技術を導入すること で大気粒子の消散係数と後方散乱係数の独立推定と共に、 直接検波方式のドップラー計測機能による風速計測を実 現する。また、狭視野角と広視野角の多視野角計測も行い、 光学的に厚い雲の内部の観測を目指す。更に2波長での 偏光測定も行う。本ライダーシステムの高機能化として、波 長355nmでのHSRL機能の追加、ドップラー計測の3方向化 があり、技術検討を進めていく。

また、CloudSat雲レーダーやCALIPSOライダーを用いた 雲検出[3]、雲粒子タイプ識別[4]、雲微物理特性[5]、エアロ ゾル微物理特性[6]の推定手法や、多重散乱信号を含めた 高速フォワード計算手法[7]の開発を進めてきた。これらの 手法の適用により、CloudSat/CALIPSO, EarthCARE、そし て本研究で提案する次世代衛星ミッション間のセンサの違 いを包含したシームレスな3次元雲・エアロゾル・降水の長 期プロダクトの創生を実現する。

謝辞

本研究は、科研費基盤研究S(JP17H06139)およびJAXA 受託研究(EarthCARE RA)の支援を受けた。

参考文献

Cesana G., J. Geophys. Res., 121 (2016). [2] Illingworth
 A., et al., BAMS, 96 (2015). [3] Hagihara Y., et al., J. Geophys.
 Res., 115 (2010). [4] Yoshida R., et al., J. Geophys. Res., 115 (2010). [5] Okamoto H., et al., J. Geophys. Res., 115 (2010).
 [6] Nishizawa T., J. Geophys. Res., 113 (2008). [7] Sato K., et al., Opt. Express, 27 (2019).

衛星搭載植生ライダーによる林冠高計測とバイオマス推定 *境澤大亮(宇航研), 三橋怜(宇航研), グェンタットトルン(宇航研), 澤田義人(宇航研), 今井正(宇航研), 木村俊義(宇航研)

D.Sakaizawa, (JAXA), R. Mitsuhashi(JAXA), N.T. Trung(JAXA), Y. Sawada(JAXA), T. Imai(JAXA), and T. Kimura(JAXA)

1. 概要

全球の炭素循環を解明するにあたり、大気、海洋、 陸域で衛星観測・現場観測を組合わせた観測網が整備 され、推定精度の向上が図られてきた。しかし得られ る精度自体は、まだ十分とは言えず、特に陸域の炭素 蓄積量の推定は、測定の積み上げによるボトムアップ とモデルから求めた値から推定するトップダウンの双 方から求めつつも、不確定性は大気、海洋より大きい ことが指摘されている[1]。このため、陸域における炭 素蓄積量の推定で重要な項目である林冠高を始めとす る3次元構造の情報を全球にわたって、精度よく計測 できる手法が求められている。

また、炭素循環の解明に加えて、経済的な側面から、 REDD+ をもとに森林分布の把握も重要となる。この 施策は新興国が自国の森林資源を保全し、本来使用予 定であった森林資源の恩恵を受けた国際社会から、利 益を担保する取り組みであり、残す森林の配置等を考 慮しネットワークとして適切な管理が必要である。そ の結果、気候変動の緩和策や、適応策にもなり得るた め、森林の分布把握が重要となる。このことから量的 質的な全球の森林分布観測が求められている。

地球環境における炭素循環や、森林分布の重要性を 背景に、日本では宇宙ステーション日本実験棟曝露部 (ISS-JEM-EM)にライダーとイメージャを設置し、林冠 高や森林構造を森林の状態と共観測を行う植生ライダ ーミッション(MOLI ミッション)の計画を進めている。

林冠高データとして現在先行して利用される、 ICESat[2] (2003-2011)や ICESat-2[3] (2018-), GEDI[4] (2018-) はライダー単体での計測であり、観測フットプ リント周辺の植生を同定するにあたって、緯度経度情 報の同定精度に疑問が残る指摘が出ており、MOLIで は、ライダーとイメージャの同時観測を行う.先行事例 をもとにした改善点として、地盤面傾斜の推定も併せ て行う.

ICESat のフットプリント(直径 70m 程度)は傾斜地 の林冠高を計測する場合、確度の高い地表面高度が得 られず、精度を悪化させることが分かっている[5]. ICESat のレーザ繰返し40Hz での観測は、森林観測で は離散的であり、場所の同定精度でも課題が指摘され ていた.このため,フットプリントを小径化(直径 25m) し,繰返し周波数を高く(150Hz)し、進行方向に沿った 照射密度を高めることで、図1に示すような傾斜自体 を推定可能なシステムとした.またイメージャはライ ダーによる観測点の位置識別に加えて,観測時の状態 (植生指数やフェノロジー)を同時取得することが可 能になり,他の衛星データ(GCOM, ALOS-2 等)で得ら れる面的情報との統合解析により、広い領域での森林 バイオマス推定の精度改善が期待できる.



- T.F. Stocker et al. Climate Change 2013: The physical Science Basis. Contribution for Working Group 1 to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (2013)
- [2] J.B.Abshire et al. Geophys. Res. Lett. 32 (2005)
- [3] L.A.Margruder and K.M. Brunt, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 56 (2018) 2911-2918.
- [4] P.R. Stysley et al., Opt. Laser Technol. 68 (2015) 67-72.
- [5] M. A. Lefsky, Geophys. Res. Lett. 37 (2010) L15401.

衛星搭載ドップラーライダとイメージング FTS による全球 風速複合観測システム

*岡本 創 (九大応力研),木村俊義 (JAXA),境澤大亮 (JAXA),石井昌憲(NICT),西 澤智明 (国立環境研)

1. はじめに

衛星による風速観測は、静止衛星に搭載されたイメ ージャーによって検出される水蒸気や雲の時間変化を 追跡する Atmospheric Motion Vector (AMV)法が利用さ れてきた.現状のAMVの問題点としては,鉛直分解能 が粗いこと、中層では風速の観測数が少ないこと、また 上層では観測数は多いものの、推定される風速の誤差 が大きく、結果として例えば ECMWF の予報の向上へ の貢献度が6.5%程度にとどまっていた事が挙げられる。 これに対し、ハイパースペクトル赤外サウンダ等数千 チャンネルを有するセンサによる衛星観測も存在する. 例えば極軌道の Aqua 衛星に搭載された赤外サウンダ Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)では波長 3.7µm から 15.4 um の間を 2378 チャンネルでサンプルするため、 鉛直方向にも高分解なデータを取得することが可能で ある. 2018 年 8 月には, European Space Agency (ESA)に よって、波長355nmの直接検波方式のドップラー機能 を有するライダを搭載した ADM-Aeolus 衛星が打ち上 げられ風観測が開始された.

ここでは、同様に非常に高精細な波長分解能をもつ イメージング FTS(IFTS)を静止衛星に搭載し、各機関で 検討されている極軌道衛星等に搭載されたドップラー ライダや雲レーダ等と複合的に風速、水蒸気、雲、エア ロゾルを複合観測するシステムを考える.

2. 衛星提案の要素技術開発,アルゴリズム開発,

JAXA では波長 4.45 µm から 6.25 µm, 8.3 µm から 14 µm の領域を波長分解能 0.6cm⁻¹ (約 2000 チャンネル) で観測する IFTS が検討されている. 瞬時視野が 4km× 4kmで,全体として512km×512kmの視野をカバーし, それらを順次動かすことでイメージングを実現する. このシステムにより検出される水蒸気と雲域の移動量 から風速の 3 次元分布を導く.

同様な波長域と分解能の AIRS の場合,110 個の CO2 チャンネルによって気温のプロファイルを,46 チャン ネルの水蒸気チャンネルによって水蒸気量のプロファ イルを抽出する. AIRS 標準プロダクトでは,雲の除去 にマイクロ波放射計 AMSU を用いたため,解像度は水 平 45km×45km,鉛直方向で約 2km になっていたが, AIRS のみから雲頂を推定することで,13.5km×13.5km, 鉛直約 1km で気温と水蒸気量を達成可能である (Ishimoto et al., 2014). AIRS から抽出した氷過飽和の領 域と CloudSat と CALIPSO で氷雲識別結果 (KU-mask product)を比較した所,事例解析や全球比較で良い対応 を示しており,有効性は確認された.



図 イメージング FTS(IFTS)とドップラー風ライダ (DWL)による複合観測システム

NICT/JAXA では波長 2 µm や 1.5 µm のコヒーレント ドップラーライダが検討されている. 直接検波方式の ドップラーライダは,地上複合観測システムの中で開 発されている. これらを利用して IFTS の風を検証・校 正する. Aeolus 衛星や JAXA/NICT や NASA 等の将来 衛星搭載ドップラーライダを利用して,数値予報の精 度を向上し,また気温,水蒸気と EarthCARE, ACCP 等 ドップラー雲レーダ・高スペクトル分解ライダを搭載 する衛星から得られる雲とエアロゾルの物理特性の統 合解析から,気候変動予測の向上にも役立つと考えら れる.

謝辞

本研究は科研費基盤研究(S)(JP17H06139), JAXA EarthCARE RA の支援を受けました.

衛星搭載ドップラー風ライダーによる風観測

*石井昌憲 (情通研), 岡本幸三 (気象研), 久保田拓志 (JAXA),
松本紋子 (ANA), 佐藤篤 (東北工大), 境澤大亮 (JAXA), 西澤智明 (環境研),
津上哲也 (JAXA), 石橋俊之 (気象研), 田中宙中 (気象研),
沖理子 (JAXA), 佐藤正樹 (東大), 岩崎俊樹 (東北大)
*S. Ishii (NICT), K. Okamoto (JMA/MRI), T. Kubota (JAXA),
A. Matsumoto (ANA), A. Sato (TIT), D. Sakaizawa (JAXA), T. Nishizawa (NIES),
T. Tsugami (JAXA), T. Ishibashi (JMA/MRI), T. Y. Tanaka (JMA/MRI),
R. Oki (JAXA), M. Satoh (Univ. Tokyo), T. Iwasaki (Tohoku Univ.)

1. ミッション概要

気候変動に伴う、豪雨、暴風、台風の大型化、洪水、 干ばつ、熱波が認識されるようになってきた。地球規 模で直面している気候変動の影響に対応・適応するた めに、安全で強靱な活力ある社会を実現する事、気候 変動に対する緊急対策を取る事等が求められている。 深刻化する気象による自然災害に対して、発生メカニ ズムの分析、発生と予測、そして、対策を総合的な取 組み必要があるので、観測・予測精度向上のための技 術開発や総観規模・領域規模の数値予報モデルやデー 夕同化システムの精度の向上が必要不可欠である。

現在の衛星観測システムは、風観測に比べて温度や 水蒸気に関連した観測に偏重しているという課題が ある。また、既存の衛星風観測システムは、高い時間 分解能で広範囲を面状に観測できるが、風速観測精度 や高度分解能は十分ではない。一方で、レーザを用い るドップラー風ライダー (Doppler Wind Lidar、以下 DWL) は、衛星軌道に沿った狭い範囲の観測ではあ るものの、高精度かつ高い分解能で風の高度分布が得 られる能動型光センサーである。これを用いることで、 現在の衛星観測システムの問題点(透き間)を解決す る。

ESA は 2018 年 8 月に世界初の衛星搭載ドップラー 風ライダーAeolus を打ち上げた。Aeolus はミッショ ン期間が 3 年間であるため、次のドップラー風ライダ ーが期待される。日本では衛星搭載度ドップラー風ラ イダーを実現するために、2011 年より、情報通信研究 機構、宇宙航空研究開発機構、気象庁・気象研究所、 大学他とともに、衛星搭載ドップラー風ライダーのシ ステム検討や数値予報への影響評価を実施し、衛星搭 載化の知見を取り込み、より技術的実現性が高めてき ている。本提案は、ドップラー風ライダーによる風の 高度分布の全球観測とパッシブセンサーの風の面デ ータや高度なデータ同化技術等を有機的に統合し、数 値予報の精度を向上させることを目的とする。また、 高度なライダーセンサである衛星搭載 DWL の開発・ 運用を通して、我が国の衛星搭載ライダー技術の向上 に資することを目的としている。

謝辞

本研究は、科学研究費(課題番号: 19K04849,および19H01973)の支援を受け実施されている。ここに謝意を表す。

表1. 検討中の衛星搭載ドップラー風ライダーの諸元

	Space-based CDWL		
rbital altitude Orbit	220, 267, 350 km (TBD)		
Transmitter	2-μm pulse laser (90 mJ, 30 HzX 1.5μm pulse laser (50 mJ, 150		
Receiver	0.4 - 0.6 m (primary mirror) x Multi directions (≥ 2 directions		
Target horizontal resolution	<100 km		
Target vertical resolution	Altitude 0-3 km: <0.5 km Altitude 3-8 km: <1 km Altitude 8-20 km: <2 km		
Nadir angle	~35 degree		
Looking angle	45 and 135 degrees		
rget horizontal wind eed	-150~150 m/sec		

表2. 目標とする風速誤差

Altitude (km)	Vertical resolution (km)	Wind speed error (m/s)
8-20	2	4
3-8	1	2

衛星搭載ライダーによるグローバルな水蒸気分布観測の提案 *阿保真,長澤親生,柴田泰邦(東京都立大学),内野修,酒井哲(気象研究所), 柴田隆(名古屋大学),勝俣昌己(JAMSTEC)

1. はじめに

気候システムにおいて、水蒸気は中心的な役割を担 っているが、その役割が十分解明されていないことが、 予測精度のばらつきに現れている。気候モデルの課題 の1つは、水蒸気プロセスを正確に説明し、現実的な 三次元放射、雲、降水をパラメータ化することである。 これは、個々の対流スケール現象を予測する数値予報 においても同様である。更に水蒸気は、地表面の放射 バランスや大気の冷却速度のような重要な天気要素に 直接影響を与える。

また、近年気候変動の影響により日本では線状降水 帯による豪雨の発生や台風の大型化が防災面から大き な社会問題となっている。これらの災害は事前の予測 精度を上げることにより減災が可能であるが、これら の現象予測には、特に海上の下部対流圏の水蒸気分布 情報が重要であることが指摘されている。衛星搭載水 蒸気ライダーではゾンデや GPS などの観測では不可能 な日本周辺の海上での水蒸気観測が可能であり、衛星 観測データを数値予報モデルに同化することにより予 測精度の向上が期待できる。

衛星搭載ライダーは単独でも高品質データによる数 値予報の精度向上並びにそれに伴う天気予報精度(特 に降雨予測)の飛躍的向上が期待できるとともに、他 の赤外線やマイクロ波のパッシブリモートセンシング 機器の校正、モデルのバイアス誤差の検出にも有効で あり、衛星搭載のパッシブセンサーによる面的な観測 とのシナジー効果が期待できる。

2. システムの提案

衛星搭載と対流圏界面高度の水蒸気量の観測を考慮 した場合は、レーザの効率が良く、かつより吸収量の 大きい 1300nm 付近の吸収線[1]を利用した水蒸気測定 用差分吸収ライダー (DIAL)を提案する。衛星搭載ラ イダーで技術的に最も困難なレーザ光源については、

1.57 μ mCO₂-DIAL の技術[2]で開発した QPM (Quasi Phase Matching) 結晶を用いた OPA (Optical Parametric Amplifier) システムの採用を提案する。OPA は、one path amplifier であり、通常の位相整合 OPO (Optical Parametric Oscillator)より、制約条件が緩和されるため宇 宙利用には有利である。



図1 夏季日本の水蒸気モデルと衛星搭載水蒸気ライ ダーによる測定誤差のシミュレーション結果

3. 誤差シミュレーション

高度 250km の低高度衛星から2 ビームで測定を行う 衛星搭載水蒸気 DIAL により、水平分解能 20km、高度 分解能は高度 2km 以下 300m、高度 2-6km は 600m とし た場合の、設定した夏季日本の水蒸気モデルと測定誤 差のシミュレーション結果を図1に示す。高い分解能 で水蒸気の測定が可能であることが分かる。また、3 つの吸収線を用いることにより、水平分解能 1000km、 高度分解能 1km で熱帯領域の地表付近から高度 22km の下部成層圏までの水蒸気が、誤差 10%以下で計測可 能である。

4. おわりに

衛星搭載水蒸気 DIAL では①全地球域の高品質水蒸 気データによる数値予報の精度向上、②集中豪雨、竜 巻、台風などの予報精度向上、③測定手段がきわめて 限られている上部対流圏・下部成層圏領域における水 蒸気の高精度、高鉛直分解能観測による気候フィード バックの理解とモデル化の進展などの成果が期待でき る。

参考文献

[1] Wulfmeyer, V. et al., Appl. Opt., 40, 30, 5321, 2001.

[2] Shibata, Y. et al., Appl. Opt., 56, 1194-1201, 2017.

GOSAT-2/CAI-2 エアロゾルプロダクトの検証(計画) *内山明博, 松永恒雄(環境研)

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。その ため、CAI-2 (プッシュブルーム方式の画像センサー) を搭載している。CAI-2 は紫外、可視、近赤外、短波長 赤外の波長域に 10 バンド持ち、衛星の進行方向に 20 度前方と 20 度後方をそれぞれ 5 バンドで測定する(表 1)。そのデータを解析して、エアロゾルに関係した諸量 を推定する。推定された諸量は、精度の高い直接測定 と比較することによって精度を確認する(検証する)。 ここでは、CAI-2 のエアロゾルプロダクトの検証につい て述べる。

2. CAI-2 のエアロゾルプロダクト

プロダクトは、エアロゾルの光学特性として光学的 厚さ(AOD(λ))、一次散乱アルベド(SSA(λ))、オング ストローム指数と大気汚染に関連した PM2.5 と黒色炭 素量(重量比率)である。プロダクトには、地表面反射 率等のデータも収録されているが、ここでは上記以外 は検証の対象としない。

3. 検証に用いるデータ

衛星観測は地球上の様々な条件の場所を測定するの で、検証の観点からは、比較に用いるデータは種々の 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。 更に、測定値は測定から適当なタイムラグで公表され ていることが望ましい。

光学特性に関しては NASA によって行われている AERONET のデータはこれらの条件を満たすデータの 一つである。千葉大 CEReS が中心になって行っている SKYNET のデータは、1.6µm 帯の AOD がない等の問 題点はあるがそれに準ずるデータである。気象庁及び 気象研究所では、SKYNET と同じ測器を用いているが、 マウナ・ロア観測所で観測を行い Langley 法で検定して おり信頼度が高いので使用を考えている(1627nm につ いては独自に処理する可能性あり)。

PM2.5 と黒色炭素量(重量比)に関しては、広範囲にわたる公表された均質なデータはないので、現在のところ限られたデータによる比較のみを考えている。

4. 方法

衛星データから PM2.5, 黒色炭素量(重量比)を推定 するには多くの仮定を必要とするので、まずは、光学 特性に重点をおいて検証を行う。検証は、サクセスク ライテリアの対象である 550nm 及び 1600nm の AOD、AOD の波長依存であるオングストローム指数(α) につい て行う。550nm の値は、前後の AOD とα(場合によって は 2 波長からの α)を用いて内挿する。1600nm の値は、 近接の AOD (1640nm や 1627nm)を使用し、外挿はしない。

上記以外にも、衛星の観測波長と地上測器の観測波 長でずれの小さいものは、直接、AOD(λ)やSSA(λ)の 比較を行う(440,672,865nm 等)。AOD(λ)とSSA(λ)か ら吸収係数のAOD(λ)を計算できるので、550nm での吸 収係数のAOD、吸収係数のオングストローム指数につい ても比較する。

地上観測点のデータと衛星観測は、測定値の代表性 の問題があるので、時間的には衛星が地上観測点を観 測した時間の前後で地上観測値を平滑化し、空間的に は地上観測点周辺の衛星データを平滑化して比較する。

比較データとともに観測点の位置・高度データ、観 測点からの衛星方位、太陽方位等のデータを収録して おき誤差特性の解析で利用する。

検証結果の特性を解析することで、アルゴリズムの 改良、場合によってはL1データの見直しにも反映でき るようにする。

band	1	2	3	4	5	
中心波長	340	440	672	865	1630	
(nm)						
観測方向	+20周	+20度(前方視)				
band	6	7	8	9	10	
中心波長	377	546	672	865	1630	
(nm)						
観測方向	-20 度(後方視)					
空間分解能	460m 920m					
観測幅	920km					

表1 GOSAT-2/CAI-2 の観測波長

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[1]。ハイパースペクトル赤外 サウンダ(HSS)は、後継衛星への搭載を検討してい る測器の候補の一つであり、これを利用することによ り数値予報の予測精度が大幅に改善すると期待される。 このため当庁では、昨年度から観測システムシミュレ ーション実験(OSSE)を行い、HSSを後継衛星に搭載 した場合の数値予報へのインパクトの評価を行ってい る[2,3]。本発表は[3]からの進捗として、HSSの疑似観 測データの利用に関して行った主な変更と、最新の全 球 OSSE の結果について報告する。

2. HSS の疑似観測データの利用に関する変更

疑似観測データは、欧州で計画されている MTG 衛 星の IRS がひまわりに搭載されることを想定して作成 している。[3]では、放射伝達モデル RTTOV の出力の うち、雲域を考慮して計算された輝度温度(全天候輝 度温度)を疑似観測データとしていた。前処理で行う 雲域の判定には、現業利用されている極軌道衛星の HSS の品質管理処理を適用し、その結果晴天域と判定 された全天候輝度温度を同化していた。しかし、全天 候輝度温度の値は入力である ERA5 の雲情報(雲量、 雲水量、雲氷量)に大きく依存することから、本 OSSE においては、実観測のための雲域の判定処理をそのま ま利用することは適切でない可能性がある。そこで、 RTTOV の別の出力である晴天輝度温度も利用し、各チ ャンネルにおいて晴天と全天候の輝度温度の差が小さ いもの(差が1K未満)を晴天とし、晴天輝度温度を同 化することにした。

また、[3]では測器誤差を考慮せずに RTTOV の出力 をそのまま同化していたが、現在は IRS の仕様書にあ る NEdT の値に乱数(平均 0、標準偏差1の正規分布を 仮定)をかけたものを測器誤差とし、それを RTTOV の 出力の晴天輝度温度に付加した値を同化している。こ れによりデータの品質が変化することから、併せて観 測誤差も更新した。

3. 全球 OSSE の結果

気象庁の現業全球データ同化システムを用いて、 2018年8月の期間を対象とした実験を実施した。実験 結果は、[3]で示した結果より疑似観測利用によるイン パクトが明瞭になり、解析場と予測場がともに真値と したラジオゾンデ観測に近づいた。また、期間中に存 在した台風(台風第10号から台風第21号)に対する 台風進路予測誤差では、疑似観測の利用で改善が見ら れた(図1)。

4. 観測パターンによるインパクトの違い

前述の実験は、フルディスクの毎時観測を同化する ことを想定した実験である。現在までに、3時間ごとの フルディスク観測の同化、南半球のみ 3 時間観測(北 半球は毎時観測)の同化など、様々な観測パターンを 想定した場合の数値予報へのインパクトの違いを確認 している。今後はそれらの結果をまとめ、本大会にて 報告・議論するとともに、HSS の有効性の評価検討に 活かしていきたい。

- [1] 別所, 2019, 気象学会春季大会予稿集, C160.
- [2] 岡本ほか, 2019,気象学会春季大会予稿集,C162.
- [3] 大和田ほか, 2019,気象学会春季大会予稿集, C163.



図1:実験期間中に存在した台風(台風第10号から台風第 21号)を対象にした、CNTL(疑似観測なし)実験と TEST(疑似観測あり)実験の台風進路予測誤差の差。 横軸は予報時間、縦軸は台風進路予測誤差の差 (TEST-CNTL)[km]、エラーバーは誤差の発生が正規 分布に従うと仮定した場合の95%信頼区間を示す。

潮汐モデルを用いた船舶 GNSS 可降水量誤差補正の試み

*小司禎教 (気象研究所)

1. はじめに

GNSS 解析による可降水量(PWV)の誤差は、同時に推 定される鉛直座標の誤差の大きさ比例して増減する (例えば[1]).国土地理院電子基準点のGNSS 解析の場 合、アンテナ位置はほぼ固定とみなす(Static 解析)が、 船舶搭載GNSSの場合は例えば1秒間隔等各解析エポ ックで座標を推定する(Kinematic 解析).今回, Kinematic 解析の鉛直座標誤差、及びそれとPWV 誤差 との関連を調査した.

その結果, Kinematic 解析による鉛直座標は, Static 解析との差が大きいほど, PWV の差も大きくなること, 船上解析の場合,鉛直座標を潮汐モデルから推定する ことで,船舶 GNSS による PWV の精度を向上させる 可能性のあることがわかった.

2. 解析方法と結果

(図1)国土地理院電子基準点で2019年5-12月について、Static と Kinematic 解析を行い、鉛直座標と PWV の差を散布図にプロットした. Kinematic 解析による鉛 直座標は、Static 解析と最大で10cm 程度異なる場合が あり、鉛直座標差が大きいほど PWV の差も大きい.

(図2上)陽光丸(西海区水産研究所)が長崎市多以 良町の港に停泊していた期間(2019/8/13-22)について, Kinematic 解析によるアンテナ座標と,潮汐予測モデル NAO.99b[2]による海面高度を,GNSS アンテナから海 面までの平均距離を差し引いた後比較したところ,両 者は概ね一致している.

(図2下),両者の差(dALT)は数10cm 程度の振幅で時間変化している.また近傍の電子基準点"0832(外海)"
 に Static 解析を適用し,求めた PWV と陽光丸 PWV との差(dPWV)と dALT の時間変化に共通性がみられる.

(図3)図1で求めた鉛直座標差とPWV 差の線形回帰
 式を適用し、陽光丸のPWV を補正したところ、近傍電
 子基準点"0832(外海)"のPWV との差の標準偏差が
 2.7mmから2.3mmと一致度が高まった。

3. 今後

今回陽光丸が停泊中での補正を試みたが,航行中に も適用可能か調査を進める.

参考文献

[1] Shoji et al., 2000, Earth Planets Space, 52, 685-690.

[2] Matsumoto et al., 2000, J. Ocean., 56, 567-581.



図1 国土地理院電子基準点 P212(P 那覇)での Static 測位 と Kinematic 測位による鉛直座標差(横軸)と可降水量 差(縦軸)の散布図. (2019 年 5-12 月)



図2 (上) Kinematic 測位による陽光丸の GNSS アンテナ 標高(赤紫)と,潮汐モデル NAO99b による海面高度変位 (青).(下) NAO99b に対する陽光丸の標高差(dALT)(赤) と,陽光丸の PWV と近傍の電子基準点(0832,外海)の PWV 差(dPWV)の時系列(2019/8/13-22).



図 3 電子基準点 0832 (外海) と陽光丸の PWV の散布 図.(黒)補正前,(赤)補正後.黒線と橙線は各々の回 帰直線.(2019/8/13-22)

謝辞

陽光丸の観測には西海区水産研究所の協力をいただきました.

大会第4日 午後

寒候期における日本周辺の強風と温帯低気圧との関係

*平田英隆(立正大・地球環境科学)

1. はじめに

温帯低気圧は、中緯度域に強風をもたらす代表的な 気象擾乱のひとつである。日本付近は、寒候期におい て温帯低気圧が頻繁に通過するため、それに伴って強 風が生じる。しかしながら、日本付近の温帯低気圧に 伴う強風の特性について十分に理解されているとは言 い難い。そこで、本研究では、再解析データを利用し て、温帯低気圧に伴う日本付近の強風の特性について 調査を行った。

2. 使用データと手法

再解析データには、ERA-interim([1])を使用した。 1979年から2019年の寒候期(11月から4月)につい て解析を行った。温帯低気圧の抽出には、[2]が提案 した低気圧トラッキングアルゴリズムを用いた。抽出 された低気圧については、[3]の定義に従って、爆弾 低気圧(急発達する低気圧)とそれ以外の低気圧に分 類した。本研究では、図1の緑枠で囲まれた本州、四 国、九州周辺の領域に注目する。この領域において、 ERA-interimの6時間値の850hPaの水平風速の確率 分布を求めたところ、25m/s以上の風速が生じる確率 が概ね1%であった。本研究では、発生確率が1%程 度の850hPa風速が25m/sを超えるイベントを強風イ ベントと定義した。また、低気圧中心から1000km以 内で強風イベントが発生した場合には、その強風イベ ントは低気圧と関係した判断した。

3. 結果と考察

図 1a に、解析期間中に発生した強風イベントの頻度 分布を示す。東北や北海道の太平洋側で、強風イベン トの頻度が高くなっている。一方で、九州や四国の太 平洋側では、発生頻度が低い。日本海側に注目すると、 北海道から九州地方まで中程度の頻度域が広がってい る。

次に、図 la で示した強風イベントが、どの程度、爆 弾低気圧とそれ以外の低気圧と関連しているか調査す る(図 lb、c)。高頻度域(東北や北海道の太平洋側) の強風イベントの多くは、爆弾低気圧周辺で生じてい ることがわかる(図 lb)。それらの地域では、爆弾低 気圧以外の低気圧とも関連して強風イベントが生じる が、その頻度は低い(図 lc)。加えて、日本海側の強風 イベントも爆弾低気圧と関連している(図 lb)。これ らの結果は、日本付近の寒候期の強風イベントは、温 帯低気圧、特に爆弾低気圧と密接に関連していること を示している。

参考文献

[1] Dee, D., et al., 2011, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553-597.

[2] Tsukijihara, T., et al. 2019, *Inter. J. Clm.*, **39**, 1700-1715.

[3] Yoshida. A. and Y. Asuma, 2004, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1121-1142.



図1 (a) 1979 年から 2019 年の寒候期に発生した強風イベントの頻度分布図。(b) と(c) は、爆弾低気圧とそれ以外の温 帯低気圧と関連して生じた強風イベントの頻度分布図。
気圧配置分類における類似度計算法の相互比較 *佐藤拓人(筑波大学生命環境科学研究科),日下博幸(筑波大学計算科学研究セン ター)

1. はじめに

気象予報や気象現象の解析の際,気圧配置図を分類 する機会は数多くある。データの大規模化を考慮する と,分類手法の中でも,計算機を用いた客観的な分類 が今後ますます注目されるだろう。

客観的な分類では、類似度の計算法の違いが分類精 度に大きく影響する。気象分野では分類のための類似 度として相関係数や二乗誤差,ユークリッド距離が類 似度として使われてきた。最近では、Mo et al. (2014) が、 気象分野に限らず相関係数に関連した類似度計算法を 実装し、相互比較を行った。しかし、画像ハッシュのよ うに、相関係数とはコンセプトの異なる類似度計算法 に関する検討は未だ不十分である。また、単一の典型的 な教師データを設定した実験しか行っていない点も問 題であろう。実際的な分類では、ノイズを含むような典 型的でない教師データを用いることも想定される。そ のため、教師データの違いによって精度がどの程度異 なるのかも調査が必要だろう。

そこで本研究では、4 つの類似度計算法(ユークリッ ド距離、相関係数、structural similarity, average hash)を実 装し、複数の教師データを設定して精度を相互比較す る。これにより、より実際的なノイズを含む教師データ の利用を想定した場合の、気圧配置分類の精度向上に 有用な情報を提供できると考えられる。

2. 手法とデータ

使用するデータは JRA-55(Kobayashi et al, 2016)の日本周辺の 10 年分の海面更正気圧である(14,612 枚)。対象とした気圧配置型は日本海低気圧型である。本研究では日本海上に低気圧の中心があるものを日本海低気圧型と定義し、目視でラベリングを行った(839 枚)。

この日本海低気圧型のうち 1 つを教師データとし, その他のデータセット内の全てのデータとの類似度を 計算する。類似度の高い順にデータセットを並べ替え, 先頭から特定の数データを抽出し,取り出すことがで きた日本海低気圧型の全体に対する割合を抽出率とし た。特に全ての日本海低気圧型(839枚)を教師データと して抽出率の評価を行うことで,教師データによって どの程度差があるかを調査した。

3. 結果

表 1 に,各類似度計算法における精度を示す。 Structural similarity は全ての教師データで評価した場合 の平均的な抽出率も最高となった抽出率も,他の類似 度計算法より 5%以上高い。そのため、教師データによ らず,他の手法より高精度になりやすいと言えるだろ う。これに対して全ての教師データで評価した場合に 最低となった抽出率を見ると,いずれの類似度計算法 も 2%以下の精度であり,計算法の差はほとんど見られ なかった。この結果から,客観的な分類において適切な 教師を設定する必要があることが改めて確認できた。

4. 結論

本研究で対象とした類似度計算法の中では, Structural similarity が教師データによらず高精度で分類 が可能であると考えられる。また,いずれの類似度計算 法でも,適切な教師を設定する必要があることを定量 的に示した。

表1 各類似度計算法の最高・最低・平均の抽出率(%)。 抽出率は、類似度の上位 839 位までに含まれる日本海 低気圧型の枚数の割合とした。COR: 相関係数, EUC: ユークリッド距離, aHash: average hash, SSIM: structural similarity をそれぞれ表す。

Method	Maximum	Minimum	Mean
COR	31.9	1.5	11.6
EUC	27.7	2.0	10.6
aHash	29.3	0.6	11.2
SSIM	36.0	1.0	16.2

謝辞

本研究の一部は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(2-1905)により実施された。

参考文献

- [1] Mo R. et al., 2014, J. Hydrometeorol., 15, 1862-1880.
- [2] Kobayashi C. et al., 2016, J. geophys. Res. Atmos, 121, 1493-1510.

気象要素による前線抽出方法とその評価

*宫本真希 (北海道大学工学部), 山田朋人 (北海道大学工学院工学研究院)

1. はじめに

平成30年7月豪雨(以下,西日本豪雨)や平成29年7月九州北部豪雨など,前線による豪雨災害は後を 絶たない.また,前線による降水は,台風による大雨 の事前・事後降雨として災害の被害拡大を助長する場 合もあり,前線の予報は社会的に大きな意味を持つ.

現在,気象庁では,予報官が数値予報や観測データ などを総合して前線を天気図に描いている[1].

本研究では,複数の気象要素を用いて数値的に前線 抽出を行う.この方法の特徴は前線の物理的性質を加 味した客観的な前線抽出が実現できることである.

2. データと手法

2.1 使用データ

本研究で用いたデータはメソ数値予報モデル GPV データ (MSM),全国合成レーダーGPV データ (Cband) である.

2.2 気象要素を用いた数値計算による前線抽出方法 Parfitt ら(2017)[2]は客観的に前線を抽出するパラメ

ータとして,前線判定変数Fを次のように定義した.

$$F = \frac{\zeta_p |\nabla(T_p)|}{f |\nabla T|_0} \tag{1}$$

ここに、 ζ_p は相対渦度[1/s]、fは惑星渦度[1/s]、 $\nabla(T_p)$ は水平気温勾配[K/100km]、 $|\nabla T|_0$ は平均的な場における水平気温勾配[K/100km]である。力学的変数である 渦度では、相対渦度から緯度の影響を取り除いている。熱力学的変数である気温では、平均的な場に比べ てどのくらい水平気温勾配を大きいかということを求 めている. Parfitt ら(2017)は前線判定変数 F が 1 以上 であれば前線であると定めており,これにより抽出さ れる前線は暖かい空気と冷たい空気の境界である.

これを元に、本研究では熱力学的変数に相当温位θ_eを用いた前線判定変数 Fi により、前線を抽出した.

$$F_{i} = \frac{\zeta_{p} |\nabla ((\theta_{e})_{p})|}{f |\nabla (\theta_{e})|_{0}}$$
(2)

前線判定変数 F_iが1 以上であれば前線であるとする. 相当温位を用いることで,水蒸気前線のように水蒸気 量の差がある空気の境界も前線として抽出できる.

3. 結果

図1は西日本豪雨時の2018年7月7日3時(JST) における(a)天気図[1],(b)前3時間積算降水量 [mm/3hr],(c)前線判定変数Fiである。図1(a),(c)に 示した青の楕円は前線によるものとした降水の分布で ある。どちらも前線の南側に降水帯が位置しており, 前線判定変数Fiにより前線を抽出できている。

西日本付近で梅雨前線が停滞していた 2018 年 7 月 5 日 0 時から 7 日 21 時まで,3 時間間隔で上記と同 様に前線の抽出判定を行ったところ,24 タイムステ ップ中 22 タイムステップで前線を抽出できていた.

参考文献

[1] 気象庁, <u>https://www.jma.go.jp/</u>, (2019/11 閲覧)
 [2] Parfitt el al., 2017, Geophys. Res. Lett., 44, 4351-4358



図1 2018年7月7日3時(JST)における(a)天気図,(b)前3時間積算降水量[mm/3hr],(c)前線判定変数Fi

梅雨期における東シナ海上での下層強風帯の特徴

*野口 萌(福岡大院理), 西 憲敬(福岡大理), 万田 敦昌(三重大院生物資源)

1. はじめに

一梅雨期における東シナ海上での風に着目して, 研究を行った.梅雨期に西日本で発生する集中豪 雨時には,水蒸気フラックスが東シナ海の大気下 層で増加する事が確かめられている(津口,気象 庁平成 26 年量的予報技術資料).しかし,その水 平および鉛直分布や,強さを決める機構は十分に は明らかとなっていない.昨年秋季大会(P344) では,高度 900hPa 以下の大気最下層で風速の極 大値を持つ下層ジェットが存在している事例につ いて発表した.本研究の目的は,長期間のデータ を用いてこの東シナ海上での下層ジェットの形態 と形成要因を明らかにすることである.

2. 使用データ

気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)のジオ ポテンシャル高度,水平風速,気温,相対湿度と 総降水量(1989年~2018年6,7月)を用いた.ま た,ECMWFによる ERA-interim 再解析データセ ット(2012年6,7月)の雲量を用いた.

3. 解析結果

南シナ海上において6月にも似た構造を持つジ ェット状の風が確認されている(Tu et al. 2019, MWR). そこでの下層ジェットの定義にならって, 高度 900hPa 以下に風速極大値 15m/s 以上を持ち, そこから上方へ高度 600hPa までに風速が少なく とも 3m/s 減少している場所を下層強風と定義し て,東シナ海上での分布を調べた. 下層強風の発 生頻度のピークは7月上旬に現れていた. 多数発 生していた領域は,台湾海峡から 31N 付近まで北 東方向に伸びていた(図1). この下層ジェットは, 多くの場合梅雨前線から南に離れた場所で発生し ており,上層のジェットとは独立であると考えら れる.

900hPa 付近での風速の極大を説明する要因として①水平温度勾配の強化に伴う地衡風の強化, ②降水システムへの風の収束に伴う非地衡風の強化, ②降水システムへの風の収束に伴う非地衡風の強 化などが考えられる.鉛直シアはほぼ地衡風の方 向であったことから,900hPaと700hPaの風速差 を地衡風,非地衡風に分けて求めた.その結果, 地衡風に平行な向きのシアを形成するのは,地衡 風成分が約55%,非地衡風成分が約45%とほぼ 同程度であっため,地衡風,非地衡風の両面から 下層で風速が強化される原因を調べた.

温度勾配の増大による風速強化を考えるため, 下層の温度分布を解析した.平年値(図 2a)と比べ て、ジェット形成時(図 2b)には東シナ海の 127E 付近まで中国大陸から高温域が広がってきていた. この広域の高温域形成時には中国大陸東岸付近が 晴天となっていて強い日射加熱が認められた.ま たその上空 900hPa には強い西風の両方が見られ た.日射によって加熱された空気が下層の西風に よって東シナ海まで移流されたことで,ここでの 温度勾配が増大し地衡風成分の鉛直シアが強化さ れたと考えられる.このことを確かめるために, 数値モデル WRF で中国大陸南部を海域に変更し 大陸上の加熱をなくす実験を行った.その結果, 再現実験と比べて東シナ海西部の高温域と下層ジ ェットが共に弱くなっていることが確かめられた. 下層強風域の検出数には,18UTC で最大とな る明瞭な日変化が見られた.これは,非地衡風成 分の変化とおおむね対応していた.この現象には、 非地衡風成分も重要な役割を果たすとみられる.



図 1. 1989 年から 2018 年 7 月上旬において下層強 風が出現した割合(%).



図 2. 高度 900hPa 面における気温分布(℃). (a) 1989 年から 2018 年における 7月1日から 20日 の 20日間平均.(b) 1989 年から 2018 年における 7 月1日から 20日の中で 126.25E, 30Nの地点に下 層強風が発生した時刻の平均.

夏季東南極大陸縁辺で無人航空機によって観測された 超微小粒子の増加とモデルによる支配要因の検討 *原口 諒平, 林 政彦, 原 圭一郎 (福岡大学),

平沢 尚彦 (国立極地研究所), 尾塚 馨一 (日本タングステン株式会社)

1. はじめに

夏季南極域の主要なエアロゾルは、海洋生物活動に 伴う硫化ジメチル(DMS: Dimethylsulfide)の光化学反応 生成物である H₂SO₄ が粒子生成(NPF: New particle formation)することで生じる硫酸塩粒子であることが知 られている。南極域の NPF 観測は主に地上で行われて おり、夏季南極沿岸域では日射量の増加や観測地への 海洋性気塊の流入に伴う NPF が観測されている(e.g. Ito, 気象研究所報告, 1983)。また、昭和基地で行われた係留 気球を用いた超微小粒子 in-situ 観測では、自由対流圏 下部で NPF が活発に起こることが示唆されている (Hara et al., ACP, 2011)。しかし、上空の観測例が少ない ため、空間的に不均質に発生している NPF の発生場所、 頻度についての理解は十分ではない。

そこで、有人航空機や係留気球観測よりも運用しや すく、詳細な空間分布を観測できる無人航空機(図 1a) を用いて、南極大陸縁辺の超微小粒子(CN: Condensation Nucli ($D_P > 10 \text{ nm}$))と粒径分布($D_P > 0.3 \mu m$)の空間分布 観測を行い、CN 濃度が増加する条件を調べた。

2. 結果とまとめ

南極地域観測隊によって2017年1月に行われた無人 航空機観測は、図 lb に示すS17 (69.02S, 40.09E, 600 m a.s.l.) - とっつき岬間(18 km)の海抜700 m と 1200 m を 往復する空間分布観測を19 回、2019年1月には、S17 上空3000 m までの鉛直分布観測を1回行った。

・CN 濃度の増大した空間分布の解析

約70%にあたる14回の観測では、一様性の高い空間分布が得られた。2017年1月23,27日と2019年1月10日は、境界層内で、CN濃度が4000-7000 cm³に及んだ。水蒸気混合比とCN濃度を用いた分類分けの結果、高CN気塊は広いもので鉛直スケールが百数十m、水平スケールは18kmを超えた。 $D_P > 0.3 \mu m の数$ 千~数万倍であり、NPFとその粒子の成長がCNの増大を引き起こしたと考えられる。そして、全ての観測で得られたCNと水蒸気混合比の散布図は、1.5gkg⁻¹付近でCNの最大を示した(図2b)。

本観測で観測している超微小粒子は、生成された核

($D_P < 1 \text{ nm}$)が成長することで、観測粒径($D_P > 10 \text{ nm}$)へ 至ったものである。 H_2SO_4 濃度は DMS 濃度と光解離速 度に大きく依存している。また、古典理論から導かれ る H_2SO_4/H_2O 核生成率は、 H_2SO_4 と相対湿度と温度に 依存する。一方で、 H_2SO_4 と成長する核は既存粒子へ凝 縮、凝集し、高湿度環境では既存粒子の吸湿成長によ りそれらの速度は増加する。これらのことから核生 成・成長により効率的に CN が増加し得る環境がある ことが予想され、その結果が図 2a のような水蒸気混合 比下で CN の最大を観測したことが示唆される。そこ で、発表では、前駆ガスと光化学反応、核生成率、成 長、既存粒子への凝縮と凝集を考慮した 0 次元 BOX model を用いて、相対湿度、気温、DMS 濃度を変更し、 この支配要因の検討を行った結果を示す予定である(図 2b)。



図 1 (a)観測に用いた無人航空機(Kite Plane)の写真、(b) 昭和基地、S17、とっつき岬の位置関係



図2 (a) 2017, 2019 年1月の全ての観測データを用いた CN 濃度と水蒸気混合比の関係。(b) 粒子生成・成長0 次元 BOX model で計算した粒子が成長し D_P:10 nm に達する際の粒子数濃度(cm⁻³) (相対湿度:20%)

つくばで計測された大気エアロゾル粒子の氷晶核能

*田尻拓也・折笠成宏・財前祐二・郭威鎮(気象研),

村上正隆 (名大宇地研)

1. はじめに

実大気エアロゾル粒子(AP)の物理化学特性と雲核 (CCN)・氷晶核(INP)としての活性化能力との関係 を定量化するため、気象研究所(つくば市)にて、CCN 計や INP 計を含むエアロゾル測定装置を用いた地上モ ニタリング観測を2012年より実施している.これまで、 AP 数濃度や CCN・INP 能の季節変化の解析結果が報告 されている(折笠 2017春, 2018 秋, 2019春).

加えて, 雲生成チェンバーを用いて黄砂を含む大気 場の形成時やローカルダスト発生時に, 氷晶発生実験 を行ってきた. 次の段階としては, INP 計との相互比 較やデータ補間のため, 実大気エアロゾル粒子を対象 とした高頻度(定期)実験が必要であり, 通年モニタ リング観測と同期した雲生成実験を進めている.

今回は、モニタリング観測にチェンバー実験結果を 加味した AP の氷晶核能の変動幅について報告する.

2. 地上モニタリング観測からの一般特性

月々の平均像としての CCN 数濃度(過飽和度 0.5%) は、10³ cm³ のオーダーで年々推移し、D>0.3 μ m と D>0.01 μ m の AP 数濃度の間にある. INP 数濃度(気温 -25°C, 過飽和度 0~5%)は、10³ cm³ のオーダーと僅 少であり、D>5 μ m の AP 数濃度程度である. 室内実験 で取り扱う多種のエアロゾル粒子が、特異な INP 能を 示すなか、自然大気中のエアロゾルはより複雑な(内 部・外部)混合状態を呈し、その様態は数濃度や粒径 分布だけではなく、CCN・INP 能についても大きな変 動幅を持つと考えられる.

3. 雲生成実験による AP の INP 能の比較

黄砂飛来,ローカルダスト発生,非ダスト日に計測 したデータを比較することにより,APの INP 特性の変 動について議論する.図1より,つくばで観測される AP の吸湿度 κ の月平均値は,およそ 0.1~0.4 であり, 最大値(色掛枠左端)は硫酸アンモニウムに近い.黄 砂の事例では, κ 値は 0.02 程度とダスト標準粒子(illite) に相当する.ローカルダスト事例では AP の平均値より も大きく,総体的に硫酸アンモニウムに近くなってお り,外部混合が示唆される. INAS (AP 総表面積当たりの INP active site 数) 密度 の月平均値には、緩やかな温度依存性があり、概ね 3 ×10⁷~10⁸ m²に収まる (図2).室内実験から得た黄砂 事例の INAS は、illite や ATD に匹敵する程高い値であ った.ローカルダストも明瞭な温度依存性を示したが、 非ダスト日と比べて格段に高い値とはならなかった. 高い INP 能の粒子が含まれると月平均値から大きく外 れる場合や外部混合により INAS の変動幅が拡がる要 因となる可能性があることが判った.

4. 今後の予定

外気を用いた雲生成チェンバー実験を地上モニタリ ング観測と同期し定期的に実施することにより、APの INP 変動特性に関する知見を増やすとともに、特に混 合状態を考慮した INP 能の定式化を進めたい.



Wei-Chen KUO(MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI(MRI), Narihiro ORIKASA(MRI), and Katsuya YAMASHITA(NIED)

Hygroscopic Flares (HFs) are mainly composed of CaCl₂ (κ =0.48) and KCl (κ =0.99), and have been used as cloud seeding materials for the past two decades, due to the larger particle sizes and higher hygroscopicity (κ) than other background particles. Tajiri et al. (2018) reported that experiments using Cloud Condensation Nuclei Counter (CCNC) showed the κ of 0.5~0.6 for HFs, with mode size of about 0.16 μ m. The value of κ is critical to the cloud microphysics processes because it relates to the condensation growth rate of dry particles. However, the measurable supersaturation rate to liquid water (SSw) of CCNC is in the range of 0.1% to 2.0%, so it is not able to directly obtain the κ of HFs with diameters around or larger than $0.2 \mu m$, which is the most hygroscopic part in the size distribution range. In order to assess the feasibility of hygroscopicity measurement for larger HF particles, an accuracy of new methods to estimate the hygroscopicity from size distributions of dry aerosol particles and of droplets grown in CCNC is examined by a combination of CCNC measurements and numerical simulations using parcel model, originally developed by Chen and Lamb (1994) and has been improved at MRI (Yamashita et al. 2011).

First, the Droplet Size Distribution (DSD) of dry particles is simulated in parcel model with CCNC environment and different κ -value setting to see if the results can be clearly separated from each other. As the DSD is sensitive enough to κ , we can compare the simulated DSD with real CCNC measurement to find out the possible κ of unknown particles. For the DSD measurement, we use DMA to select specific dry particle sizes and CCNC to activate the dry particles under specific SSw environment. For the parcel model simulation, the relative humidity of 0% at the inlet of CCNC chamber, and the water vapor depletion effect under high CCN concentration is assumed.

We use 3 mode sizes (100nm, 200nm and 300nm) of size-selected dry sodium chloride (NaCl) particles under 2 SSw (0.2% and 0.8%) condition in CCNC and also simulate the DSD of dry particles in parcel model. DSDs of NaCl simulated by the parcel model are larger in mode sizes than measurement under 0.8% condition, and both SSw cases have much narrower size distribution than the measurement. In addition, CCNC measurement also shows a less sensitivity of DSD to the dry particle sizes, compared to the simulation. The significant difference between simulation and measurement might be caused by the non-uniform profiles of SSw of where dry particles pass through in CCNC chamber.

In addition to the mode size, we also compare the largest 1% particles sizes since this part of droplets is the most effective for precipitation. 5 of 6 simulation cases show the error of the largest 1% particles sizes within 15%, which means that it might be a propriate parameter for comparing the simulation and measurement. Our future work is applying the new methods mentioned above to estimate the hygroscopicity of large particles produced from Ice Crystal Engineering (ICE) 70% potassium perchloratecontaining flares.

References

Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: J. Atmos. Sci., 51, 2613-2630
Koehler et al., 2007: J. Geophys. Res., 112, D12210.
Tajiri et al., 2018: 2018 Autumn Meeting of Japan Meteor. Soc.
Yamashita et al., 2011: J. Meteor. Soc. Japan, 89, 581-587.

雲粒粒径分布の雲乱流統計理論と雲乱流チャンバー実験との直接比較

齋藤泉·後藤俊幸·渡邊威·安田達哉 (名工大院工)

1. はじめに

Π チャンバーは、ミシガン工科大学において雲乱流研究の ために開発されたチャンバー実験装置である.上下壁の温度 差により湿潤な Rayleigh-Benard 対流を駆動し、系内に一定 割合でエアロゾル粒子を注入、エアロゾル粒子から活性化さ れた雲粒は凝縮により成長し、重力沈降により除去されるこ とで平衡状態の粒径分布が実現される.平衡状態における雲 粒の数密度が大きいほど、粒径分布のピークのサイズは小さ く、分布の幅は狭くなる.これはエアロゾルの間接効果と関 係している [1].

当グループの先行研究 [2] では、大規模・長時間の直接数値 シミュレーション (DNS) によって II チャンバーの実験結果 を精度よく再現できることを示すとともに、Fokker-Planck 方程式に基づく統計理論解析により平衡状態の粒径分布を解 析解として導出し、DNS の結果とよく一致することを示した.

本研究では、上記統計理論に基づく雲粒粒径分布の解析解 を Π チャンバーの実験結果と直接比較することで、両者の整 合性を調査する.詳細は出版済の論文 [3] を参照頂きたい.な お、本研究は米国ミシガン工科大学の Raymond Shaw 教授 のグループとの共同研究として行われた.

2. 統計理論による粒径分布の解析解

系内の乱流速度場および過飽和度場は統計的平衡状態で あるとする. 雲粒の直径を $D, x = D^2$ とおくと, 粒径分布 n(x,t)は以下の Fokker-Planck 方程式に支配される [2].

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \overline{S} \,\frac{\partial n}{\partial x} = K \frac{\partial^2 n}{\partial x^2} - \frac{1}{\tau_{\rm res}} n + J_0 \delta(x) \tag{1}$$

ただし J_0 の項は系内に一定の割合 J_0 で微小サイズの雲粒 が注入される効果を, τ_{res} の項は時定数 τ_{res} で雲粒が除去さ れる効果を表す.また, \overline{S} の項は平均過飽和度の効果を, Kの項は過飽和度の揺らぎにより粒径分布が広がる効果を表 す.境界条件は x = 0 でフラックスゼロの反射壁境界条件 ($\partial n/\partial x = 0$, エアロゾル効果をモデル化 [2]) を, $x \to \infty$ の 大サイズでは減衰 ($n \to 0$) とする.

平衡状態における式 (1) の解析解は, 過飽和度と時定数 τ_{res} の特徴によって大きく 3 種類に分かれる.まず, 雲粒除去の時定数 τ_{res} がサイズ x によらず一定の場合 (モデル A), ある いは Stokes の抵抗則による終端速度から $\tau_{res} \propto 1/D^2$ の場合 (モデル B, C).更に, 過飽和度が揺らぎ成分 (K の項)の みの場合 (モデル B), あるいは平均成分 (\overline{S} の項)のみの場合 (モデル C).これら 3 つのモデルに対する解析解が表 1 にま とめられている (c は D によらない定数, [2, 3]).指数関数の 肩の直径 D の指数がモデル A, B, C で 2, 3, 4 と異なってい ることに注意してほしい.

(表 1)	モデル A	モデル B	モデル C
雲粒除去	サイズ依存なし	あり	あり
過飽和度	平均+揺らぎ	揺らぎ	平均
粒径分布	De^{-cD^2}	$D^{1/2} \mathrm{e}^{-cD^3}$	De^{-cD^4}

3. Пチャンバーの実験結果との比較

図1は, 平衡状態における雲粒数密度がおよそ 70 [cm⁻³] の場合について, Π チャンバーの実験から得られた雲粒粒径 分布 (点)を, モデル A-C の解析解 (実線)と比較している. 上段から順にモデル A, B, C との比較で, 左コラムが粒径分 布の直接比較, 右コラムは解析解からの残差を示している.

粒径分布の直接比較 (左コラム) では, モデル A-C いずれ もよく一致しているように見える.ただしモデル C では分 布右裾での乖離が確認できる.解析解からの残差 (右コラム) を見ると, モデル A は実験結果 (点)が解析解 (水平線)から 上に突の分布で乖離し, モデル C では下に突の分布で乖離し ている.一方で,このような一定の傾向を持った乖離の特徴 は, モデル B との比較では見られない.

平衡状態における雲粒数密度が 100[cm⁻³] より小さい実 験では,おおむね上記の特徴が共通して見られた. 残差の二 乗和を用いた誤差検定の結果,モデル B の誤差が最も小さく, 続いてモデル A, C の順であった (解析の詳細については論 文 [3] を参照).

謝辞

本研究は文部科学省科研費 15H02218, JSPS 科研費 18K13611 の助成を受けたものです.

参考文献

- Chandrakar K K & coauhtors 2016 Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113 14243–14248
- [2] Saito I, Gotoh T, & Watanabe T 2019 J. Meteor. Soc. Japan 97 867–891
- [3] Chandrakar K K, Saito I & coauthors 2019 Q. J. R. Meteorol. Soc. 1–22



図1 実験で得られた雲粒粒径分布 (点々, measurement, data) を理論予測 (実線) と比較した図. 左コラムが粒径 分布の直接比較, 右コラムは理論予測からの残差を表す. 軸のスケールの違いに注意.

雨水形成効率と衛星観測データの関係

一衛星観測からバルク法雲物理スキームの shape parameter を調節する方法—
 *久芳奈遠美¹・清木達也²・鈴木健太郎¹・Woosub Roh¹・佐藤正樹¹、
 (¹東京大学大気海洋研究所、² JAMSTEC)

1. はじめに

全球モデルに搭載されることが多い 2 モーメントバ ルク法雲物理スキームで雲粒の粒径分布として仮定 している gamma 分布の shape parameter を衛星観測 データから調節する方法を提案する。shape parameter は auto-conversion 過程や accretion 過 程に影響するので雲頂付近の雨水形成効率に関係す る。雨水形成効率と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 (Z_m - τ_d 関係)に相関 があるか調べ、衛星観測データから shape parameter を調節できるかを調べる。

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た。

4. 数値実験の結果

雲は上昇流最大値が 0.8, 1.6, 3.2 ms⁻¹の 3 種類とする。 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とがわかったので、この場合 について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左図に示す。バルク法(b)とビ ン法 (a) の差は大きい。バルク法の shape parameter を変えて雨水形成効率を大きくすると(c)ビン法に 近くなる。a,b,c それぞれで光学的厚さの計算から 半径 8µm 以下の粒子を除外したものが d, e, f である。 aとdは差がないがfはcに比べてaに近い。ビン 法では雲頂付近に半径 8µm 以下の粒子が存在しない のにバルク法では gamma 分布を仮定しているために 光学的厚さが過大評価されていることがわかる。適 切な光学的厚さが計算できれば雨水形成効率を雲頂 付近の $dZ_m/d\tau_d$ から調節できることがわかる。右図 は dZ_m/dτ_d が最大値をとる時間帯 20 分間の 5 分毎の auto-conversion rate と $dZ_m/d\tau_d$ の関係で、雲粒数 密度が多い場合を●で少ない場合を○で示す。四角 で囲った●がビン法の結果でバルク法では shape parameter を変えて雨水形成効率を変化させると auto-conversion rate と dZ_m/dτ_d がビン法の値に近 づくことがわかる。一方、雲粒数密度が少ない場合 は相関が弱い。accretion が効率よく起きる場合は 雨水形成効率は auto-conversion と accretion 両者 に依存するためである。



Ensemble Kalman Filter を用いた雲微物理スキームの パラメータ推定

*末木健太^{1,2},山浦 剛^{1,3},西澤誠也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)

1. はじめに

大気モデルでは、簡易なバルク法雲微物理スキーム を用いることが一般的である. バルク法雲微物理スキ ームは多くのチューニングパラメータを含んでいるが, 最適なパラメータ値は、予測対象とする現象の時空間 スケール(短期降水予測~長期気候予測)や着目する 指標 (降水量, 降水分布, 放射量など) にも依存する. 先行研究では、パラメータ値の推定手法として、 Ensemble Kalman Filter (EnKF)の有効性が指摘されて いる[1][2]. EnKF によるパラメータ推定では、予報変 数のみならず、モデルに含まれるパラメータ自体も観 測に基づき更新される.本研究では、短期降水の予測 精度向上のため、メソ対流系に着目した雲微物理スキ ームのパラメータ推定の実現可能性を検証する.発表 では、理想的な2次元スコールラインの数値シミュレ ーションを疑似観測とする「観測システムシミュレー ション実験(OSSE) [3]」の結果を示す.

2. 実験概要

初めに、理化学研究所で開発中の領域気象・気候モ デル SCALE-RM ver. 5.3.3[4][5]を用いて、疑似観測とな る Nature Run (NR)を実施する.NRでは、中緯度を 想定したスコールラインの環境場[6]を初期場に与え、 +2 K の warm bubble によって対流を励起する.水平解 像度は 5 km、鉛直解像度は 250 m とした.雲微物理ス キームには簡易な 1 モーメントバルク法[7]を用いた. 次に、SCALE-RM に局所アンサンブル変換カルマンフ ィルタ (LETKF) [8]を結合した SCALE-LETKF システ ム[9]を用いて、データ同化とパラメータ推定を行う. NR の雨・雪・あられ混合比からレーダー反射強度を計 算し、これを観測とみなして LETKF による予報変数の 修正と ETKF によるパラメータ値の更新を行う.メン バー数は 32、同化のサイクルは 5 分とした.

3. 結果

図1に、雨の落下速度係数 Cr の推定結果を示す.ただし、NR における Cr の値(正解値)は130であり、 パラメータ推定実験では、初期時刻に平均値が200および60となる Cr 分布を32のアンサンブルメンバーに 与え、5分ごとに更新される Cr のアンサンブル平均を Cr の推定値とした. Cr の推定値は約1時間で正解値付 近へと収束し,反射強度を用いた雨の落下速度係数推 定の実現可能性を示している.実験の結果,正解値へ の収束時間や,推定値の不確定性が,アンサンブルメ ンバーに与えるパラメータ値の分散に依存することが 明らかとなり,アンサンブルメンバーのパラメータ値 に適切な分散を与えることの重要性が示唆された.

4. まとめ

EnKF を用いた雲微物理スキームのパラメータ推定 実験を、スコールラインの理想実験に基づく OSSE に より実施した.実験では、反射強度に基づく雨の落下 速度係数の推定に成功し、観測に基づく雲微物理スキ ームのパラメータ推定の実現可能性が示された.



図1 雨の落下速度係数 Cr の推定値の時系列. 初期時 刻の平均値を 200, 60 とする実験をそれぞれ 40 回試行 し,平均値を実線で,標準偏差を陰影で示している. 破線は正解値 (Cr = 130).

謝辞

本研究はJST AIP 加速課題「ビッグデータ同化と AI に よるリアルタイム気象予測の新展開」の支援を受けた.

参考文献

- Tong, M. and Xue, M., 2008, Mon. Wea. Rev., 136, 1649–1668.
- [2] Kotsuki, S., et. al., 2018, J. Geophys. Res.-Atmos, 123, 7375–7392.
- [3] 石橋, 2013, *天気*, 10, 831–833.
- [4] Nishizawa, S., et al., 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393–3419.
- [5] Sato, Y., et al., 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.
- [6] Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982, *J. Atmos. Sci.*, **110**, 504–520.
- [7] Tomita, H., 2008, J. Meteor. Soc. Japan, 86A, 121-142.
- [8] Hunt, B. R., et al., 2007, *Physica D*, **230**, 112–126.
- [9] Lien, G.-Y., et al., 2017, SOLA, 13, 1–6.

ミリ波雲レーダ FALCON-I による融解層での 雨滴形成と落下の詳細解析

*鷹野敏明,樋川恵祐,堀切友晃、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、融解層での雨滴生成と落下の詳細解析結果について報告する。

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2019年7月18日の11:00~13:00(UT)の FALCON-I の天頂方向のレーダ反射因子の時間変化図 を示す。11:40頃から高度 5km 付近の雲底から降雨が下 向きに落ちてきて、12:00頃に地上に達していることがわ かる。図 2. は 12:01 のドップラースペクトルマップで、高 度 4.5km 付近の融解層から速度 -0.5~-6.0m/s の降雨 (マイナスは視線方向に向かうドップラー速度を示す)が 生成されていることがわかる。この降り始めの時期には、 融解層直下の 200m 程度の層で、粒径が 1.5mm まで の雨滴が間欠的に生成され落下していることが明らかに なった。また、融解層で生成された雨滴塊(図2の黒点で 囲った塊)が終端速度に達していると仮定してその粒径 分布を求め、その雨水量を算出したところ、0.1~1.4mm のすべての粒径範囲において、落下に伴い雨水量が減 少していることが明らかになった(図 3)。これらの結果は、 雨滴が融解層で間欠的に生成され、落下する途中で蒸発 により粒径と数密度が減少していることを示していると考え られる。

図3. 降雨塊の雨水量の時間変化 ⇒



図 1. FALCON-I による 2019 年 7 月 18 日の積乱雲







衛星搭載二周波降水レーダを用いた 固体降水層における降水微物理特性の解析 *秋山静佳・重尚一 (京大院理)

1. はじめに

GPM 主衛星に搭載されている二周波降水レーダ DPR によって、降水からのシグナルとして Ku 帯のレ ーダ反射強度 ZKu に加え, Ku 帯と Ka 帯のレーダ反射 強度の比 DFR のそれぞれの観測値 ZmKu, DFRm を得 ることができる. Liao and Meneghini (2011, JAMC)では 固体降水の融解粒径分布を仮定し、降水の粒子平均密 度に応じた ZKu-DFR 曲線を散乱計算により示した.

Akiyama et al. (2019, GRL) では、この手法を DPR 観測 に適応し、降雹が地表で観測された事例の強い固体降 水と、温帯低気圧の温暖前線に沿った強い固体降水そ れぞれの固体降水層を調べた. その結果, ZKu-DFR 平面で観測値の頻度分布に違いが見られ、降雹事例で は降水の粒子平均密度が高い線上に、低気圧の温暖前 線事例では平均密度が小さい線上に分布することを事 例的に示した.本研究では, DPR の観測値 ZmKu, DFRm の値を用いて、降水システムに対する固体降水粒子層 の特性の違いについて、統計的な解析を行った.

2. 解析方法

使用したデータはGPM/DPR レベル2プロダクトV06, 解析期間は2015年、2016年の2年間である.この解析 では、降水システムの特徴として、固体降水の厚さ(降 水頂高度-0度高度),降水の対流層状分類,0度高度に 焦点を当て、降水システムごとの固体降水層における Zm-DFRm 分布を調べた.0度高度は、中緯度では季節 に応じて変動するため、中高緯度の夏季、冬季の降水 システムの指標として用いた.また,Zm-DFRm分布は, 0度高度からの相対高度1kmごとに作成した.これを用 いて、降水頂から下層に向かった固体降水の成長過程 を考察する.

3. 結果

図1に,固体降水層の厚さが5.5~4.5kmとなる熱帯域(南 北緯 30 度内)の対流性降水の結果と、中高緯度(緯度 30~65 度)で 0 度高度が 0.5 km以下となる寒冷下かつ固 体降水層の厚さが5.5~4.5kmの対流性降水の結果に示す. 各図は、発生確率の高い(Zm, DFRm)の点から確率の低 い点へ順に発生確率を累積した累積分布関数であり, 暖色ほど発生確率が高いことを表し、数字はその領域 内に入っている観測データの割合(%)を示す.熱帯域の

対流性降水は、上層(図 1a)から下層(図 1c)に向かって強 い ZmKu が増えるにつれて、(ZmKu, DFRm)の分布は 密度の高い線に沿うように広がっていく. このことは、 降水が下層に向かって粒子平均密度の高い降水に成長 していることを示唆している.このような特徴は、熱 帯の対流性降水であっても固体降水層が薄く(降水頂が 低く)なるにつれて、不明瞭になる(図略).一方中高緯 度の寒冷な環境下における対流性降水は、上層(図 1d) から下層(図 1f)に向かって,発生確率の極大域や全体の 分布が降水の粒子平均密度の小さい線上に遷移してい ることが分かる.このことは、中高緯度冬季の対流性 降水では、雪片の凝集体のように粒子平均密度の小さ い降水に成長していることを示唆している.



Zm-DFRm 累積分布関数. 0 度からの相対高 度が(a)5.5~4.5 km, (b)3.5~2.5 km, (c)1.5~0.5 km の場合.線は降水の粒子平均密度(右凡例). (d-f)(a-c)と同様,ただし中高緯度で0度高度 が 0.5 km以下の寒冷な場合の対流性降水.

---- 0.1--- 0.2--- 0.3---- 0.5 rain

謝辞 本研究は、JAXA PMM 共同研究の一部として行った.

[講演企画委員会]

委員長	仲江リ	川敏之								
副委員長	平松	信昭	廣岡	俊彦	堀之内	内 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	小山	亮	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	○林	昌宏	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	○渡邉	俊一		
								(〇印:	委員会事	事務局)
事務補佐員	江口	恵美								
[大会実行孝	委員会]									
委員長	米山	邦夫								
事務局長	渡辺	真吾								
実行委員	阿部	学	岩崎	杉紀	大垣内	内るみ	荻野	慎也	勝俣	昌己
	金谷	有剛	河谷	芳雄	河宮オ	和生	木下	武也	小玉	知央
	齋藤	冬樹	菅原	広史	杉本	志織	鈴木	和良	鈴木	順子
	清木団	巨矢子	清木	達也	滝川	雅之	立入	郁	中野瀧	睛寿男
	那須里	予智江	野中	正見	羽島	知洋	服部	美紀	筆保	弘徳
	美山	透	茂木	耕作	山崎	哲				

編集兼発行者	2020年4月30日 発行 公益社団法人 日本気象学会 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内			
印刷所 株式会社 インプレッソ 東京都文京区関口1-34-9アネックス早稲田1F				
	ISSN 2435-3299 (オンライン) ISSN 2435-3280 (冊子版)			

(五十音順)