2024年度春季大会講演予稿集

会期：2024年5月21日(火)～5月25日(土)
オンライン開催（5月21日～23日，25日）
東京大学弥生キャンパス　弥生講堂一条ホール（5月24日）

125

2024年5月

日　本　気　象　学　会
2024年度春季大会講演予稿集　編集

NVIDIA Preferred Partner

Newtech
データで未来をつなぐ

GPU

Speed, Capa & Performance...

それ、Newtech で出来ます。

Fault Tolerant

データで未来をつなぐ

Academic

Enterprise

Intel Scalable Xeon *4
NVIDIA GPU *2
1.5 - 10PB
¥35,000,000~

NEWTECH SPECIAL OFFER!

まだお使いですか？

- 10年前のストレージ装置はHDD単体容量が現在の1/10程度です。
- 修理不可能かつ電力と物理スペースのコストが高くなります。
- 壊れても修理できない機材の使用によるデータ喪失のリスクに目をつぶっていませんか?
- ユニット台数削減で、悩ましい電気代を削減できます。
- 古い機材を現行機材に入れ替え、運用コストの削減を図るなら…

academic@newtech.co.jp
お問い合わせ下さい!!

©2024 Newtech Co., Ltd.

aneos
自然を測り、くらしを守る

高品質な気象観測システムで
人と自然を守り、地球観測の未来を拓く。

航空気象観測システム

消防・防災用気象情報
収集システム

ダム管理用気象観測システム

道路気象観測システム

大気環境・放射線監視用気象
観測システム／酸性雨測定装置

ANEOS
クラウド

水防監視システム
潮位波高監視システム

鉄道気象観測システム

船舶用機器・
システムソリューション

最新のアメダスで採用！

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
複数の温度センサで融雪に最適なヒータ温度を制御
温水式の 1/2 以下の質量でメンテナンスが容易
気象庁型式証明取得

NETIS 登録番号：KT-230090
※本製品は、国土交通省の新技術情報システム（NETIS）に登録済です。

WS-400
超音波式風向風速発信器

·可動部分なし（メンテナンスフリー）
·気象測器検定付（90M/S まで）
·極寒冷地用ヒータ増強型あり
·SUS 製で堅牢かつ高耐久性

重量式雨量計プルービオ²

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

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（Pt100Ω）を使い、乾球温度、湿球温度、
相対湿度および露点温度をデジタル表示

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

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　TEL:03-5768-8251(代)　FAX:03-5768-8261
東 北 営 業 所　〒980-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11　TEL:022-227-7805(代)　FAX:022-264-4145
関 西 営 業 所　〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21　TEL:06-6309-8251(代)　FAX:06-6309-8268
九 州 営 業 所　〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8　TEL:092-833-3311(代)　FAX:092-833-3310

EKO

太陽放射　気象観測　環境評価　分光

全天日射計　赤外放射計　紫外放射計　分光放射計

再生可能エネルギー、環境科学のための機器とソリューション

英弘精機は 90 年以上にわたり、再生可能エネルギー、環境科学、および物性分析分野において優れた製品の販売及びサービスを提供、高品質と高い信頼性で社会に貢献してきました。英弘精機で設計、製造された計測機器は現在、世界各国に展開されており、継続的な革新、業界をリードするターンキー製品、そして妥協のない品質へのこだわりにより、環境研究や再生可能エネルギーに関連する様々なプロジェクト、および物性分析関連の研究や技術開発をサポートしています。

英弘精機株式会社

www.eko.co.jp | info@eko.co.jp

日本気象学会 2024 年度春季大会
協賛企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり，以下の企業・団体からご協賛を頂きました（2024 年 4 月 1 日現在；50 音順）．厚く御礼申し上げます．

ANEOS 株式会社 *+

いであ株式会社 +

株式会社工学気象研究所 *+

株式会社フランクリン・ジャパン +

ダイヤモンドエアサービス株式会社

日本気象株式会社

（五十音順）

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

日本気象学会 2024 年度春季大会

会期：

2024 年 5 月 21 日（火）～5 月 25 日（土）

（口頭・ポスター発表は 21 日（火）～23 日（木））

表彰式，受賞記念講演，シンポジウム：

日程　　2024 年 5 月 24 日（金）

午前：表彰式，受賞記念講演

午後：シンポジウム※“変わりゆく気候科学における数値モデリングの役割”

会場　　東京大学弥生講堂一条ホール

〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

https://www.u-tokyo.ac.jp/ja/about/campus-guide/map01_02.html

https://www.u-tokyo.ac.jp/campusmap/cam01_00_15_j.html

開催方式　現地開催およびオンライン配信の同時進行

※シンポジウムには一般の方もご参加いただけます．ただし春季大会参加登録をされていない方は，参加登録ページ（https://forms.gle/3yhrSQXMBind2yAe6）での事前登録（無料）が必要です．

なお 2024 年度総会は春季大会期間中には行わず，地球惑星科学連合大会直後に別途開催予定です. 詳細な案内は, 総会の告示にてお知らせします.

研究発表：

口頭発表は，ウェブ会議システム（Zoom）で行います．ポスター発表は，バーチャルスペースツール（Gather）上で講演し，参加者と議論する形式で実施予定です.

大会実行委員会担当機関：

東京大学大気海洋研究所

大会委員長：

佐藤　正樹（東京大学大気海洋研究所）

当日の連絡先：

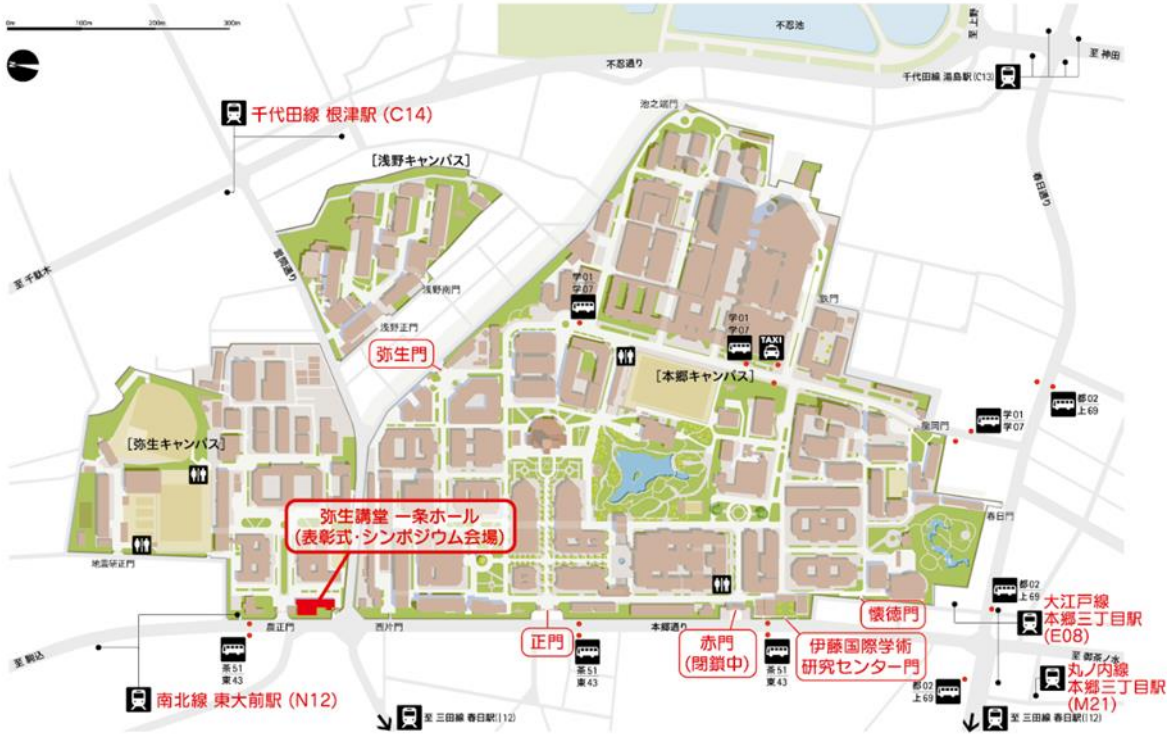
2024 年度春季大会実行委員会

電話：080-3524-2556

Email: msj2024s-contact@aori.u-tokyo.ac.jp

交通の案内：

東京メトロ南北線東大前駅 1 番出口から弥生講堂一条ホールまで 徒歩約 1 分
東京メトロ千代田線根津駅 1 番出口から弥生講堂一条ホールまで 徒歩約 8 分
東京メトロ丸ノ内線本郷三丁目駅 2 番出口から弥生講堂一条ホールまで 徒歩約 15 分
都営大江戸線本郷三丁目駅 4 番出口から弥生講堂一条ホールまで 徒歩約 13 分
公共の交通機関でのご来場をお願いします.



■オンライン大会の参加にあたって

これまでの大会と異なり, 気象学会 Google Workspace (G Suite) アカウント(会員)または Google アカウント(非会員)の登録は不要です. ウェブ会議システム(Zoom)やバーチャルスペースツール(Gather)の各リンクは, 参加登録時のメールアドレスにて連絡する予定です. 参加登録後に変更があった場合は, 速やかに講演企画委員会(kouenkikaku2024s@googlegroups.com)にご連絡いただきますようお願いいたします.

■オンライン大会ウェブページ（随時更新中）

大会プログラムの他, 講演形態や講演・聴講方法についての説明をご覧いただけます.
https://sites.google.com/metsoc.or.jp/spr2024/

■ご質問等は, 下記メールアドレスにご連絡ください.
kouenkikaku2024s@googlegroups.com

大会行事予定

表彰式・受賞記念講演・シンポジウム：東京大学弥生講堂一条ホールおよびオンライン開催

口頭発表の講演1件あたりの持ち時間は，**18分（講演14分･質疑4分）**です.

（　）内は講演数

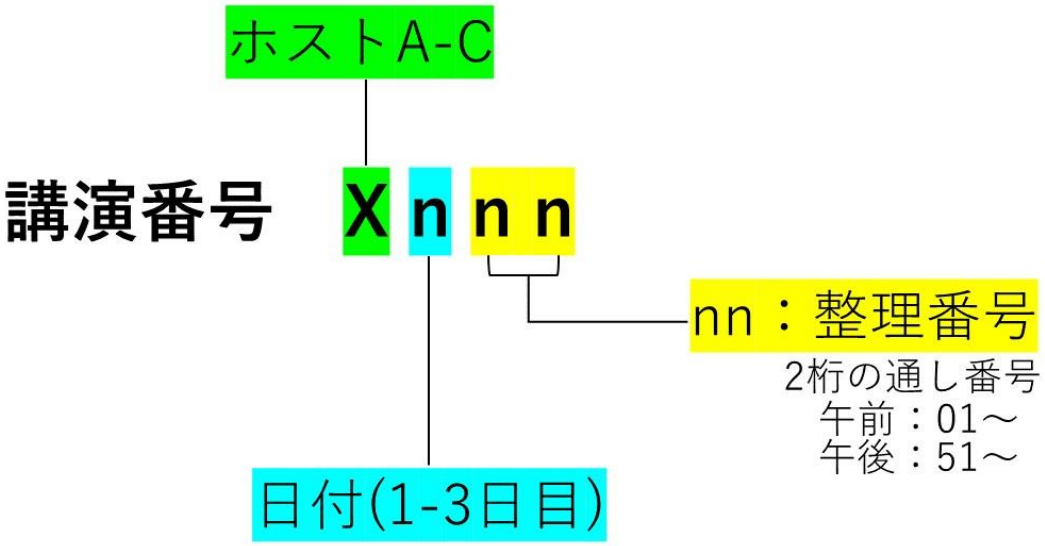
		ホストA	ホストB	ホストC
5月21日（火）	09:00～12:00	気候システムⅠ（9）	降水システムⅠ（9）	気象予報Ⅰ（9）
	13:20～15:00	気候システムⅡ（5）	大気境界層（5）	中高緯度大気（4）
	15:30-17:30	オンラインポスターⅠ（22，Gather）		
5月22日（水）	09:00～12:00	気候システムⅢ（9）	降水システムⅡ（9）	中層大気（7） 惑星大気（1） 大気力学（1）
	13:20～15:00		環境気象（2） 物質循環（2） 産業気象（1）	気象予報Ⅱ（5）
	15:30～17:30	オンラインポスターⅡ（21，Gather）		
5月23日（木）	09:00～12:00	熱帯大気（9）	観測手法（9）	気象予報Ⅲ（9）
5月24日（金）	09:30～12:00	表彰式，受賞記念講演		
	13:30～17:00	シンポジウム：変わりゆく気候科学における数値モデリングの役割		
5月25日（土）	13:30～16:30（予定）	ジュニアセッション（Zoomで口頭発表後，議論）		

発表件数：148件（すべて一般発表）

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: kouenkikaku2024s@googlegroups.com）まで

講演番号の見方



講演の方法

大会ウェブサイトに講演方法の詳細を掲載しています．必ずご覧いただくようお願いいたします．

すべての講演者は「口頭発表」「ポスター講演」のいずれかの方法でリアルタイムの講演を行います．

口頭発表

- Zoom を使用したウェブ会議システムによってオンライン上で口頭発表を行います．Zoom のリンクは登録されたメールアドレスにて事前にお知らせします．連絡先に変更がある場合は，講演企画委員会（kouenkikaku2024s@googlegroups.com）にお知らせください．
- 講演1件あたりの持ち時間は，18分（講演14分･質疑4分）です．

ポスター講演

- 発表者は，バーチャルスペースツール（Gather）上に掲載された発表資料で講演し，参加者と議論する形式で実施予定です．

注意事項

- 講演にあたり，予め以下の点をご了承ください．
- インターネット接続環境，口頭発表・ポスター講演に必要なパソコン，マイク，スピーカー等の機材は各自で準備して下さい．
- 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．トラブルへの備えは講演者自身で行っていただくようにお願いします．

お知らせ

（大会参加票・領収証等について）

事前に PDF 形式の大会参加票と領収証をメールにて送付します．紙媒体の領収書が必要な場合は，講演企画委員会（kouenkikaku2024s@googlegroups.com）までご連絡ください．

5 月 24 日（金）に現地参加される方は大会参加票を印刷して持参のうえ，そのまま会場へお越しください．会場での受付は不要です．必要な方には受付で空のネームホルダーを配布します．

（電子版予稿集について）

参加者には，「講演予稿集ダウンロード用パスワード」を事前にお知らせします．

シンポジウム
「変わりゆく気候科学における数値モデリングの役割」

日時：2024年5月24日（金）（大会第4日目）13:30～17:00
場所：東京大学本弥生講堂一条ホール　現地開催およびオンライン配信の同時進行
趣旨：気候システムの数値モデルが最初に作られてから半世紀以上が経ちました．この間，モデルはより複雑になり，気候・気象現象の再現性が向上するとともに，再現すべき気候自体も変化を続けてきました．人間活動に起因する温室効果ガス排出増が 20 世紀以降の温暖化をもたらしたことは確実と評価され，温暖化の地域気候や極端気象などへの影響も明らかになっています．気候科学における気候モデルあるいは地球システムモデルの必要性は昔も今も変わっていませんが，同時に，初期にはなかったさまざまな問題も顕在化しつつあります．本シンポジウムでは，変わりゆく気候科学におけるモデリングの役割について，複数の観点から第一線の専門家にご講演いただき，これからの時代における気候モデリングのあり方について考えるきっかけを提供することを目的とします．皆様のご参加をお待ちしております．
司会者：吉森 正和（東京大学大気海洋研究所）
基調講演タイトル：

1. 気候科学における数値モデリング：これまでとこれから　渡部 雅浩（東京大学大気海洋研究所））

2. 気候のモデリングとシミュレーションはなんのため？　阿部 彩子（東京大学大気海洋研究所）
3. Km-scale シミュレーションは何を解決するか　宮川 知己（東京大学大気海洋研究所）
4. 気候モデルと地球観測：リアルな仮想世界と不確実なリアル　増永 浩彦（名古屋大学宇宙地球環境研究所）
5. 気候シミュレーションによる社会への貢献　今田 由紀子（東京大学大気海洋研究所）
6. これからの気候モデリングと社会　江守 正多（東京大学未来ビジョン研究センター）

研究会のお知らせ

大会にあわせて究会が予定されています．興味のある方はご自由にご参加下さい．

第 57 回メソ気象研究会

主催：メソ気象研究連絡会

日時：2024 年 5 月 20 日（月）
（大会前日）13:30～17:15

場所：東大大気海洋研 2 階講堂
https://www.aori.u-tokyo.ac.jp/access/campusmap.html

形式：オンラインとハイブリッドで開催．詳細については メソ気象研究会のホームページ（https://meso.sakura.ne.jp/mesoken/index.html）に掲載予定．

テーマ：「若手研究者の視点から見るメソ気象研究の将来展望」

コンビーナー：下瀬健一（防災科研），鵜沼昂（気象研），メソ気象セミナー事務局

趣旨：2023 年 5 月に行われた第 55 回メソ気象研究会「小倉義光先生追悼シンポジウム―メソ気象研究の将来展望―」では，小倉先生の偉業を振り返るとともに，小倉先生の遺志を引き継ぐべく，今後を担う中堅クラスの研究者にメソ気象に関わる各分野（雲，エアロゾル，雷，メソ気象の数値シミュレーション，気象レーダーによる観測，データ同化やメソアンサンブルなど）とその分野での広範囲の関わりについて，過去を振り返りつつ，その将来展望について講演・議論が行われ，若手研究者に対して大きな刺激となった．それを受け，今度は若手研究者サイドからメソ気象研究の将来展望を語ろうという機運が高まったため，本研究集会では，30 代を中心とした新進気鋭の若手研究者から，幅広い視点でメソ気象研究の現状から将来展望を語り，参加者と議論することで，コミュニティ全体で取り組むべき課題や研究の方向性を確認する．なお，本研究集会はメソ気象研究会と東大大気海洋研共同利用研究での研究集会と共催して行う．

プログラム：

1. 13:30-13:40「開会挨拶・趣旨説明」
2. 13:40-14:05「総観規模―メソ α スケール現象が引き起こす極端気象の研究と今後の展望」栃本英伍（気象研）
3. 14:05-14:30「大雨をもたらすメソ降水系の現状と今後」鵜沼昂（気象研）
4. 14:30-14:55「都市の気象・気候のモデリング研究の現状と今後の展望」高根雄也（産総研）
5. 14:55-15:20「台風に伴うメソスケール現象の現状理解と課題―主に台風強度・構造の観点から」辻野智紀（気象研）

休憩

6. 15:35-16:00「気象レーダーを主力とした観測的メソ気象研究の現状と今後」梅原章仁（気象研）
7. 16:00-16:25「メソ気象を対象とするデータ同化の展望」横田祥（気象庁）
8. 16:25-16:50「メソ気象研究の新展開としての社会気象学への招待」澤田洋平（東大）
9. 16:50-17:15「総合討論」

連絡先：下瀬健一（防災科研／メソ気象セミナー事務局）kshimose@bosai.go.jp

第 15 回気象学史研究会

日時：2024 年 5 月 18 日（土）
14:00-16:00

場所：国立情報学研究所 1903 会議室（東京都千代田区一ツ橋 2-1-2）

協力：ROIS-DS 人文学オープンデータ共同利用センター（CODH）、国立情報学研究所

形式：**会場開催・**オンライン中継。参加申込要。申込方法等詳細は気象学史研究連絡会ウェブサイト（https://sites.google.com/site/meteorolhistoryjp/）に掲載。

テーマ：「日本における都市気候研究の展開－都市気候研究における長期気象観測の意義－」

趣旨：日本における都市気候研究の歴史は古く，20 世紀前半から都市特有の気候現象の解明を目的とした研究が行われてきた．その手法は，都市周辺の気温分布の観測，長期気象観測データによる都市における気候変動の実態解明，数値モデルによるヒートアイランド形成要因の解明など多岐にわたる．特に，長期にわたる気象観測データは都市気候研究において重要な役割を果たしてきた．本研究会では，長年にわたって日本における都市気候研究をリードしてこられた，元気象庁気象研究所の藤部文昭氏と成蹊気象観測所所長の三上岳彦氏に，それぞれ日本における都市気候研究の歴史的展開，都市気候研究にお

ける長期気象観測データの意義について紹介していただく．両氏の講演を通じて都市気候研究の将来も見通して議論を深めたい．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：

1.日本の都市気候研究を振り返る　藤部文昭（元気象庁気象研究所）

2.吉祥寺・成蹊気象観測所 98 年間の歴史　三上岳彦（東京都立大学・成蹊気象観測所）

コンビーナ・司会：**平野淳平（帝京大学）**

連絡先：山本哲

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。

保育支援の利用について

気象学会では，大会期間中の保育支援利用費用の一部補助を行います．保育支援への申し込みは直接利用者個人で行ってください．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

補助の申請は事前に気象学会事務局・下記担当者へ 5 月 16 日（木）までにご連絡下さい．保育支援の利用を検討されている方は，お気軽に学会事務局または実行委員会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: 03-6453-0611
または
実行委員会保育支援担当
E-mail: msj2024s-hoiku@aori.u-tokyo.ac.jp
TEL: 04-7136-4371

なお過去の保育支援情報は，以下のページにまとめられています（気象学会会員限定）．
https://accounts.google.com/AccountChooser?continue=https://sites.google.com/metsoc.or.jp/hoikushien/

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，オンライン交流会場(Gather)内にリクルートブースを設置します．なお，ブース訪問希望者の予約等の手続きは不要です．

リクルートブース設置企業

- ANEOS 株式会社
- いであ株式会社
- 株式会社工学気象研究所
- 株式会社フランクリン・ジャパン

2024 年度秋季大会の予告

2024 年度秋季大会は，2024 年 11 月 12 日（火）～11 月 15 日（金）につくばにて開催予定です．大会告示は「天気」5 月号に掲載予定です．なお，秋季大会の講演申込締切は 2024 年 7 月頃となる予定です．

大会第1日　[5月21日(火)]　9：00～12：00　口頭セッション

ホストA, B, C

開始時刻		ホストA	ホストB	ホストC
		気候システムⅠ	降水システムⅠ	気象予報Ⅰ
	座長	佐藤大卓(気象庁気候情報)	末木健太(気象研)	荒波恒平(数値予報開発センター)
9:00～		A101 竹村和人(気象庁気候情報) 2023年夏の日本の記録的高温の要因に関する解析	B101 栃本英伍(気象研) 線状降水帯発生環境場におけるエントレインメントを考慮したCAPEの有効性についての統計的検証	C101 荒波恒平(数値予報開発センター) 気象庁現業数値予報システムの開発
9:20～		A102 佐藤大卓(気象庁気候情報) 2023年夏の北日本近海の記録的に高い海水温と大気への影響	B102 中七海(京大院理) 日本の夏期における降水量とMAULの関連性に関する解析	C102 太田洋一郎(気象庁数値予報開発センター) 気象庁全球アンサンブル予報システムにおけるSHUMの試行
9:40～		A103 小林ちあき(気象研) 2023年全球平均気温の推移と季節予測可能性	B103 松井龍(高知大理工) 四国における線状地形性降水の環境場解析	C103 奥川椋介(気象庁) 近年の気象庁局地モデルにおける雲物理過程の改良
10:00～		A104 滝川真央(三重大学生物資源) なぜ日本の夏は長期化しているのか	B104 吉田智(気象研) 線状降水帯の下層インフローの水蒸気及び風の観測	C104 蔡剣華(富大) 雲微物理モデルにおける経験的パラメータの最適化に関する研究
	座長			中川雅之(気象研)
10:20～		A105 下田星児(農研機構北農研) 地域と季節ごとに異なる高温化傾向が越冬穀物の生育早期化に与える影響	B105 中川卓弥(筑波大) 梅雨期に九州地方で発生する線状降水帯と東シナ海との関係（続報）	C105 中川雅之(気象研) 気象庁全球モデルにおけるグレーゾーンに対応した積雲対流スキームの開発（4）
	座長	福井真(気象研)	栃本英伍(気象研)	
10:40～		A106 林未知也(国環研) 日本の降水変化の将来シナリオ依存性	B106 末木健太(気象研) 四国で発生した線状降水帯に対する地形・海陸分布の影響	C106 Lingbo XUE(CCS) A Novel Downscaling Approach for Urban Climate: Land-Surface-Physics-Based Downscaling

11:00～		A107 髙谷怜(大阪ガス) JRA-3QとJRA-55における冬季日本域気温と寒波の比較	B107 廣川康隆(気象研) 令和2年7月豪雨の高解像度・大アンサンブルシミュレーション解析	C107 小越久美(JWA) 熱帯・亜熱帯の対流活動を指標とした季節予報ガイダンスの予測精度評価
11:20～		A108 福井真(気象研) 日本域領域再解析(RRJ-Conv)における気温の年々変動と長期トレンド	B108 益子渉(気象研) 2023年9月8日に房総半島から福島県沿岸にかけて発生した大雨事例の解析	C108 内山常雄(予報士会) 温暖化進行時の1か月気温予報のあり方
11:40～		A109 大野木和敏(東大先端研) RRJ-ClimCORE日本域領域再解析の実際 ～データ同化システムと観測データ～	B109 加藤輝之(気象研) 九州領域での集中豪雨事例の出現頻度における日変化の要因	C109 石崎紀子(国環研) 凍霜害対策に資する低温予測の予備実験

大会第1日　[5月21日(火)]　13：20〜15：00　口頭セッション

ホストA, B, C

開始時刻		ホストA	ホストB	ホストC
		気候システムⅡ	大気境界層	中高緯度大気
	座長	山田洋平(JAMSTEC)	稲垣厚至（東工大）	山根省三（同志社大理工）
13:20〜		A151 宮地友麻(北大地球環境) 地球温暖化にともなう熱帯海盆間変動の変調	B151 工藤陽花(岡山理大院) 霧を伴う局地風「肱川あらし」のAI予報の開発	C151 平沢尚彦(極地研) 南極昭和基地における降雨の研究
13:40〜		A152 塩竈秀夫(国環研) 様々な気候変数の将来予測不確実性の低減	B152 原一城(岡山理大院・理工) 放射霧の統計的環境場の違い	C152 中山盛雄(東大先端研) 南半球傾圧環状モード変動に関わる 移動性擾乱活動の季節内変調
14:00〜		A153 牛山朋來(土研ICHARM) インドネシア・ソロ川とフィリピン・ダバオ川流域におけるd4PDFダウンスケーリング	B153 竹見哲也(京大防災研) 都市における熱輸送の気象影響に関する気象モデル・LESモデル解析	C153 大東拓斗(同志社大学大学院理工学研究科) 台風の温帯低気圧化の長期変化の特徴
	座長		菅原広史（防衛大）	
14:20〜		A154 山田洋平(JAMSTEC) 大アンサンブル実験を用いた台風発生ポテンシャルの評価 （その2）	B154 秋田康輔(東京工業大学) 気象研究所観測用鉄塔における大気境界層の風速観測値と風速スペクトルの経年変化	C154 久米田健人(慶應大学) MIMでの子午面循環の変動にSSTが与える影響
14:40〜		A155 Doan Quang Van(筑波大) Understanding Uncertainty in Climate Data Clustering	B155 仲井花帆(東京工業大学) 都市乱流データベースを用いた街区内風速の即時診断	

大会第2日　[5月22日(水)]　9：00〜12：00　口頭セッション

ホストA, B, C

開始時刻		ホストA	ホストB	ホストC
		気候システムⅢ	降水システムⅡ	中層大気 惑星大気 大気力学
	座長	川合秀明(気象研)	渡邉俊一(気象研)	奥井晴香(東大院理)
9:00〜		A201 安田勇輝(東工大) マクスウェル悪魔としての境界流同期	B201 鈴木賢士(山口大院創成) 冬季地上降水粒子直接観測による霰の融解の特徴	C201 時盛瑛史(東大院理) PANSYレーダー観測に基づく南半球高緯度中間圏の風速場解析
9:20〜		A202 富澤慧(福岡県保環研/九大院総理工) 超高解像度エアロゾル気候モデルSCALE-SPRINTARSの開発	B202 重尚一(京大院理) 鉛直上向き気象レーダーと大気レーダーを用いたブライトバンド近傍における層状性降水成長過程の観測	C202 関戸大登(東大院理) 長期全中層大気再解析データを用いた準2日波と4日波の季節変化のメカニズムの研究
9:40〜		A203 川合秀明(気象研) 地球システムモデルの雲量の水平解像度依存	B203 鵜沼昂(気象研) 2023年7月10日に九州北部で大雨をもたらした降水系内部の三次元雲微物理構造	C203 奥井晴香(東大院理) 成層圏突然昇温のプレコンディショニングにおける大気重力波の役割
10:00〜		A204 平原翔二(気象研) 高解像度海洋モデルに対する対流圏および成層圏の 冬季ジェット気流の応答	B204 岡部いづみ(気象研) Aeolus衛星の視線風速データ同化による線状降水帯事例へのインパクト評価	C204 山本蒼一郎(東大院理) 成層圏極渦におけるフィラメント構造の解析
	座長		鵜沼昂(気象研)	
10:20〜		A205 足立恭将(MRI/JMA) 植生区分の格子内非一様性の影響	B205 渡邉俊一(気象研) 2023年梅雨期の線状降水帯発生数に対するイベントアトリビューション	C205 柴田朋幸(東大院理) 成層圏極渦に伴うフィラメント構造の統計解析

	座長	小長谷貴志(東大大気海洋研)		直江寛明(気象研)
10:40～		A206 村上茂教(気象大・気象研) 古気候シミュレーションと線型化モデルを用いた氷期の北半球夏季テレコネクションに関する研究	B206 平沢尚彦(極地研) 北海道内陸部の陸別における冬季の降雪量と降雨量の 季節内変動と年々変動	C206 栗原和夫(無所属) 成層圏準2年周期振動と ENSO に関連する4.5年周期変動
11:00～		A207 國吉優太(AORI) 氷期の数千年スケール大気海洋変動プロセスに関する気候モデル研究	B207 芝山泰成(高知大理工) 日本に竜巻をもたらす降水システムの分類	C207 直江寛明(気象研) 東西風QBOとオゾンQBOのJRA-3Qでの表現
11:20～		A208 小長谷貴志(東大大気海洋研) 退氷期の気候変化のマルチモデル比較研究:南半球高緯度域温度変化の要因	B208 岩崎博之(群馬大教育) 雷雨10年報の月別雷日数におけるバイアスとその補正方法	C208 佐々木謙介(東大院理) 大気角運動量の長周期変動とそのメカニズムに関する研究
11:40～		A209 中川祥緒(東大AORI) 大気海洋植生結合モデルを用いた鮮新世と現代の降水量の違いの要因分析	B209 楠研一(気象研) BRIDGEプロジェクト -突風防災の未来を拓くAI技術	C209 阿隅杏珠(東大院理) 再解析データを用いたMY28グローバルダストストーム(GDS) 発生時の冬極域昇温に関する研究

大会第2日　[5月22日(水)]　13：20〜15：00　口頭セッション

ホストA, B, C

開始時刻		ホストA	ホストB	ホストC
			環境気象 物質循環 産業気象	気象予報Ⅱ
	座長		藤部文昭(無所属)	横田祥(気象庁数値予報)
13:20〜			B251 松田悠(東工大) 表面温度と面積におけるスケール効果の観測	C251 澤田謙(MRI) 非ガウス型誤差分布の導入に向けた調査
13:40〜			B252 藤部文昭(無所属) 日本の都市における平日と休日の風速差	C252 垂水勇太(PFN) 逆観測演算子の学習によるデータ同化手法の提案
14:00〜			B253 前田新一(PFN) 4次元気象データ閲覧システムの構築	C253 横田祥(気象庁数値予報) Scale/Variable-Dependent Localizationを用いたEnVarによるレーダー反射強度の直接同化
14:20〜			B254 荻野慎也(JAMSTEC) 東南アジア域における春季コールドサージに伴うオゾン変動	C254 KONDURU RAKESH TEJA(RIKEN Center for Computational Science) Improving Small-Scale Global Weather Forecasting by the Assimilation of High-Frequency Satellite Data: A Horizontal Localization Perspective
14:40〜			B255 藤野梨紗子(慶大SFC) 気象化学モデルを用いたエアロゾル湿性除去量の定量化	C255 石橋俊之(気象研) 高解像度アンサンブルによる全球大気状態推定

大会第3日　[5月23日(木)]　9：00～12：00　口頭セッション

ホストA, B, C

開始時刻		ホストA	ホストB	ホストC
		熱帯大気	観測手法	気象予報Ⅲ
	座長	筆保弘徳(横国大)	青梨和正(京大理)	幾田泰酵(JMA/MRI)
9:00～		A301 筆保弘徳(横国大) 湾口の仮設抵抗物体を想定した数値実験「BayBlock」による海上風低下と高潮軽減の評価	B301 馬渕慎也(富山県立大学) ドローンを用いた新たな降水粒子観測手法の検討	C301 雨宮新(理研) スーパーセル理想実験における高頻度データ同化による非ガウス性と解析値の改善
9:20～		A302 吉岡大秋(横国大TRC) 台風の強度に対する海面抵抗係数および熱輸送係数の感度実験	B302 後藤悠介(名大ISEE) 地上X帯レーダの鉛直観測データを用いた層状性降水域における雨滴の終端落下速度の推定	C302 幾田泰酵(JMA/MRI) 大気追跡風同化がもたらす台風構造変化の事前調査
9:40～		A303 北野湧斗(横国大) 台風の強度・構造に対する雲粒数濃度の影響	B303 瀬戸心太(長大工) 線状降水帯発生時のマイクロレインレーダとディスドロメータによる降水強度・雨滴粒径分布の観測	C303 牛山朋來(土研ICHARM) 陸域AMSR2マイクロ波放射計データ同化による線状降水帯の予測精度の改善
10:00～		A304 阿部未来(横国大) 台風に対するシーディング実証実験の実施基準策定の論点	B304 青梨和正(京大理) 次期GSMaPマイクロ波放射計降水リトリーバルアルゴリズム(V06)開発： GMI地表面射出率を用いた降水域判定	C304 瀬古弘(気象研) 線状降水帯予測精度向上ための気象観測用ドローン洋上観測
	座長		太田芳文(気象研)	
10:20～		A305 嶋田宇大(気象研) 台風サイズ別の急発達条件	B305 関口美保(海洋大) 衛星解析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精度の改善（その2）	C305 本田匠(北大院理) 突発的な豪雨の予測可能性限界: 2019年8月24日事例

	座長	山崎一哉(東大情基セ)		岡本幸三(気象研)
10:40～		A306 松崎祐太(都立大 都市環境) フィリピン海コールドサージの降水活動に対する影響とその季節変化	B306 別所康太郎(気象庁) ひまわり後継衛星計画の進捗と赤外サウンダ模擬観測データ	C306 岡本幸三(気象研) ハイパースペクトル赤外サウンダの全天候 輝度温度 同化
11:00～		A307 安田勇輝(東工大) フィードバックを持つ情報通信路としてのENSO	B307 太田芳文(気象研) 静止気象衛星FY-4B搭載の赤外サウンダGIIRSのデータ特性評価	C307 山崎哲(JAMSTEC) EFSOで診断した全球観測インパクトの陸上・海上別の寄与
11:20～		A308 Vinh Binh Nguyen(筑波大学) Attribution of rainfall to synoptic weather patterns using Structural Self-organizing Map (S-SOM)	B308 工藤玲(気象研) 全天カメラのステレオ撮影による雲量・雲底高度の観測	C308 原田やよい(気象研) JRA-3Qにおける降水量の品質評価（第2報）
11:40～		A309 山崎一哉(東大情基セ) スーパーパラメタリゼーションにおける赤道ロスビー波の雲微物理過程依存性	B309 松田知也(三菱電機) DDMA-MIMO方式を用いたMUレーダーによる対流圏観測	C309 西澤誠也(理研計算) 最適輸送を利用した類似度とそれを用いたアンサンブルからの潜在変数の抽出

大会第1日　[5月21日（火）]　15：30～17：30　ポスター講演セッション

一般発表　22件

P1会場（P151-P172）

P151	北野慈和(電中研)	対流圏・成層圏ジェットを対象とした季節性分類に基づく水平風速頻度分布の評価
P152	田中実(無所属)	世界の雲量による気候区分と太平洋・大西洋高気圧の季節変化
P153	越田智喜(FRICS)	XバンドMPレーダ雨量計の冬期降水量の観測精度
P154	西橋政秀(気象研)	線状降水帯の予測精度向上を目的とした次世代型水蒸気ライダーの開発とつくばでの試験観測
P155	前田新一(PFN)	ニューラルネットを用いたMP-PAWRデータの 優先順位付き符号化
P156	倉恒子(NTT)	2023年台風6号の自律観測機器による海水温の観測
P157	Oyuki Jara(筑波大学)	Polarimetric radar analysis of a convective region that brought hail in the squall line in Kanto region
P158	山田芳則(叡啓大)	気温0℃近傍で形成される多様な融解粒子のモデル化
P159	李肖陽(九大・理)	Moisture sources and isotopic composition of Meiyu-Baiu rainfall in Kyushu, southwestern Japan from 2004 to 2023
P160	田尻拓也(気象研)	高露点大気条件下における雲生成チェンバー実験
P161	折笠成宏(気象研)	高濃度氷晶雲プロジェクトでのエアロゾル・雲の航空機観測（その４）
P162	北畠尚子(気象大)	2024年2月5日の関東地方の大雪に関する環境場
P163	出水里奈(防衛大)	冬季における百里飛行場の横風強風と地形との関連性
P164	安井良輔(気象研)	JAGUAR-DASデータを用いた太陽同期1日潮汐波の下部熱圏の年々変動の解析
P165	渡辺泰士(気象研)	気象庁地球システムモデルで用いる陸域炭素循環モデルMRI-LPJの開発と過去の陸域炭素循環の復元
P166	原田紹臣(三井)	近年の気候変動に伴う降雨特性分布の変化
P167	加藤亮平(防災科研)	局地的大雨予測に対する雲レーダー同化手法の高度化―積乱雲自動追跡による選択的同化手法の開発―
P168	瀬古弘(気象研)	船舶搭載GNSSの最適な観測位置などの知見を得るための観測システムシミュレーション実験
P169	寺崎康児(気象研)	asuca-VarをベースとしたLETKFの開発
P170	梅宮悠輔(NTT 宇宙環境エネルギー研究所)	台風直下のWave Glider直接観測データ同化実験
P171	小野太郎(気象庁)	深層学習を用いた熱帯低気圧検出の改善に向けて
P172	軍司大輔(横国大)	台風経路アンサンブルシミュレーションと規格化土壌雨量指数を用いた台風経路別土砂災害危険度分布

大会第2日　[5月22日（水）]　15：30～17：30　ポスター講演セッション

一般発表　21件

P2会場（P251-P271）

P251	関澤偲温(気象研)	夏季オーストラリアモンスーン経年変動の将来変化のSST昇温パターン依存性
P252	西村明希生(CPD/JMA)	歴史的高解像度海面水温・ 地上気温同時客観解析 COBE3
P253	岩井宏徳(NICT)	超伝導ナノワイヤ単一光子検出器を用いた水蒸気差分吸収ライダーの検討
P254	岩下久人(明星電気)	長野県山間部エリアでのGSMaP_MVK値の変化に大きく寄与したGPM/DPR衛星通過の状況確認
P255	橘口浩之(京大RISH)	1.3GHz帯大気レーダーを用いたMIMOレーダーの開発
P256	小阪尚子(NTT)	2023年台風6号（Khanun）の大気・海洋同時観測実験
P257	清水慎吾(防災科研)	内閣府BRIDGE「積乱雲危険度予測情報の研究開発と社会実装モデルの展開」：企業の事業継続判断に資する積乱雲危険度予測情報の開発と実証実験
P258	三隅良平(日本大)	JMA-NHM２モーメント雲微物理スキームへの観測に基づく雲粒粒径分布の導入実験
P259	高嶋祐希(慶大)	SOMを用いた地形分類による大雨発生傾向の推定
P260	中井専人(防災科研)	新潟県十日町市における降水の一冬季の粒径分布変動
P261	三澤良太(防大)	METAR/SPECI 報を使った日本の霧に関する気候学的研究
P262	工藤剛史(音羽電機)	1つの雷雲が引き起こした複数のBolt from the blueの特徴
P263	石塚瞬(千葉工大)	地デジ放送波を用いた水蒸気量変動の観測に必要な反射体選定方法の検討
P264	小新大(無所属)	中間圏・下部熱圏に現れる2種類のQBOとそのメカニズム
P265	田中伶奈(奈良女子大)	衛星観測による北インドにおけるエアロゾルの研究
P266	佐藤有貴(MTI)	天気図を3D化した教材制作
P267	安井良輔(気象研)	COSMIC-2によるGNSS掩蔽観測データの気象庁メソ解析への導入
P268	竹村和人(気象庁気候情報)	JMA/MRI-CPS3における夏季アジアジェットの季節予測精度評価
P269	羽入拓朗(WNI)	気象パターン類似日の抽出と過去実績に基づく意思決定支援
P270	和田章義(気象研)	南シナ海における台風の再発達：海洋環境場と数値シミュレーション
P271	辻野智紀(気象研)	2023 年台風第 7 号 (Lan) に伴う山陰地方の豪雨 -日本海の高い海面水温とメソ低気圧の役割-

講演者索引		
	口頭	ポスター
＜A＞		
Abe Mirai（阿部 未来）	A304	
Adachi Yukimasa（足立 恭将）	A205	
Akita Kosuke（秋田 康輔）	B154	
Amemiya Arata（雨宮 新）	C301	
Aonashi Kazumasa（青梨 和正）	B304	
Aranami Kohei（荒波 恒平）	C101	
Asumi Anzu（阿隅 杏珠）	C209	
＜B＞		
Bessho Kotaro（別所 康太郎）	B306	
＜C＞		
Cai Jianhua（蔡 剣華）	C104	
＜D＞		
Doan Quang Van（Doan Quang Van）	A155	
＜F＞		
Fudeyasu Hironori（筆保 弘徳）	A301	
Fujibe Fumiaki（藤部 文昭）	B252	
Fujino Risako（藤野 梨紗子）	B255	
Fukui Shin（福井 真）	A108	
＜G＞		
Goto Yusuke（後藤 悠介）	B302	
Gunji Daisuke（軍司 大輔）		P172
＜H＞		
Hanyu Takuro（羽入 拓朗）		P269
Hara Kazuki（原 一城）	B152	
Harada Norio（原田 紹臣）		P166
Harada Yayoi（原田 やよい）	C308	
Hashiguchi Hiroyuki（橋口 浩之）		P255
Hayashi Michiya（林 未知也）	A106	
Hirahara Shoji（平原 翔二）	A204	
Hirasawa Naohiko（平沢 尚彦）	C151	
Hirasawa Naohiko（平沢 尚彦）	B206	
Hirockawa Yasutaka（廣川 康隆）	B107	
Honda Takumi（本田 匠）	C305	
＜I＞		
Ikuta Yasutaka（幾田 泰酵）	C302	
Ishibashi Toshiyuki（石橋 俊之）	C255	
Ishizaki Noriko（石崎 紀子）	C109	
Ishizuka Shun（石塚 瞬）		P263
Iwai Hironori（岩井 宏徳）		P253
Iwasaki Hiroyuki（岩崎 博之）	B208	
Iwashita Hisato（岩下 久人）		P254
Izumi Rina（出水 里奈）		P163
＜J＞		
Jara Oyuki（Jara Oyuki）		P157
＜K＞		
Kato Ryohei（加藤 亮平）		P167
Kato Teruyuki（加藤 輝之）	B109	
Kawai Hideaki（川合 秀明）	A203	
Kitabatake Naoko（北畠 尚子）		P162
Kitano Yoshikazu（北野 慈和）		P151
Kitano Yuto（北野 湧斗）	A303	
Kobayashi Chiaki（小林 ちあき）	A103	
Konduru Rakesh Teja（KONDURU RAKESH TEJA）	C254	
Kosaka Naoko（小阪 尚子）		P256
Koshida Tomoki（越田 智喜）		P153
Koshin Dai（小新 大）		P264
Kudo Haruka（工藤 陽花）	B151	
Kudo Rei（工藤 玲）	B308	
Kudo Takeshi（工藤 剛史）		P262
Kumeta Kent（久米田 健人）	C154	
Kuniyoshi Yuta（國吉 優太）	A207	
Kura Tsuneko（倉 恒子）		P156
Kurihara Kazuo（栗原 和夫）	C206	
Kusunoki Kenichi（楠 研一）	B209	
＜L＞		
Li Xiaoyang（李 肖陽）		P159
＜M＞		
Mabuchi Shinya（馬渕 慎也）	B301	
Maeda Shinichi（前田 新一）		P155
Maeda Shinichi（前田 新一）	B253	
Mashiko Wataru（益子 渉）	B108	
Matsuda Tomoya（松田 知也）	B309	
Matsui Ryu（松井 龍）	B103	
Matsuta Haruka（松田 悠）	B251	
Matsuzaki Yuta（松崎 祐太）	A306	

Misawa Ryota（三澤 良太）		P261
Misumi Ryohei（三隅 良平）		P258
Miyaji Yuma（宮地 友麻）	A151	
Murakami Shigenori（村上 茂教）	A206	
＜N＞		
Naka Nanami（中 七海）	B102	
Nakagawa Masayuki（中川 雅之）	C105	
Nakagawa Sachio（中川 祥緒）	A209	
Nakagawa Takuya（中川 卓弥）	B105	
Nakai Kaho（仲井 花帆）	B155	
Nakai Sento（中井 専人）		P260
Nakayama Morio（中山 盛雄）	C152	
Naoe Hiroaki（直江 寛明）	C207	
Nishihashi Masahide（西橋 政秀）		P154
Nishimura Akio（西村 明希生）		P252
Nishizawa Seiya（西澤 誠也）	C309	
＜O＞		
Obase Takashi（小長谷 貴志）	A208	
Ogino Shinya（荻野 慎也）	B254	
Ohigashi Takuto（大東 拓斗）	C153	
Okabe Izumi（岡部 いづみ）	B204	
Okamoto Kozo（岡本 幸三）	C306	
Okoshi Kumi（小越 久美）	C107	
Okugawa Ryosuke（奥川 椋介）	C103	
Okui Haruka（奥井 晴香）	C203	
Ono Taro（小野 太郎）		P171
Onogi Kazutoshi（大野木 和敏）	A109	
Orikasa Narihiro（折笠 成宏）		P161
Ota Yoichiro（太田 洋一郎）	C102	
Ota Yoshifumi（太田 芳文）	B307	
＜S＞		
Sasaki Kensuke（佐々木 謙介）	C208	
Sato Hirotaka（佐藤 大卓）	A102	
Sato Yuki（佐藤 有貴）		P266
Sawada Ken（澤田 謙）	C251	
Sekido Hiroto（関戸 大登）	C202	
Sekiguchi Miho（関口 美保）	B305	
Sekizawa Shion（関澤 偲温）		P251
Seko Hiromu（瀬古 弘）	C304	
Seko Hiromu（瀬古 弘）		P168
Seto Shinta（瀬戸 心太）	B303	
Shibata Tomoyuki（柴田 朋幸）	C205	

Shibayama Taisei（芝山 泰成）	B207	
Shige Shoichi（重 尚一）	B202	
Shimada Udai（嶋田 宇大）	A305	
Shimizu Shingo（清水 慎吾）		P257
Shimoda Seiji（下田 星児）	A105	
Shiogama Hideo（塩竈 秀夫）	A152	
Sueki Kenta（末木 健太）	B106	
Suzuki Kenji（鈴木 賢士）	B201	
＜T＞		
Tajiri Takuya（田尻 拓也）		P160
Takashima Yuuki（高嶋 祐希）		P259
Takatani Rei（髙谷 怜）	A107	
Takemi Tetsuya（竹見 哲也）	B153	
Takemura Kazuto（竹村 和人）	A101	
Takemura Kazuto（竹村 和人）		P268
Takikawa Mao（滝川 真央）	A104	
Tanaka Minoru（田中 実）		P152
Tanaka Rena（田中 伶奈）		P265
Tarumi Yuta（垂水 勇太）	C252	
Terasaki Koji（寺崎 康児）		P169
Tochimoto Eigo（栃本 英伍）	B101	
Tokimori Eiji（時盛 瑛史）	C201	
Tomisawa Kei（富澤 慧）	A202	
Tsujino Satoki（辻野 智紀）		P271
＜U＞		
Uchiyama Tsuneo（内山 常雄）	C108	
Umemiya Yusuke（梅宮 悠輔）		P170
Unuma Takashi（鵜沼 昂）	B203	
Ushiyama Tomoki（牛山 朋來）	A153	
Ushiyama Tomoki（牛山 朋來）	C303	
＜V＞		
Vinh Binh Nguyen（Nguyen Vinh Binh）	A308	
＜W＞		
Wada Akiyoshi（和田 章義）		P270
Watanabe Shunichi（渡邉 俊一）	B205	
Watanabe Yasuto（渡辺 泰士）		P165
＜X＞		
Xue Lingbo（薛 凌波）	C106	
＜Y＞		

Yamada Yohei（山田 洋平）	A154	
Yamada Yoshinori（山田 芳則）		P158
Yamamoto Soichiro（山本 蒼一郎）	C204	
Yamazaki Akira（山崎 哲）	C307	
Yamazaki Kazuya（山崎 一哉）	A309	
Yasuda Yuki（安田 勇輝）	A201	
Yasuda Yuki（安田 勇輝）	A307	
Yasui Ryosuke（安井 良輔）		P164
Yasui Ryosuke（安井 良輔）		P267
Yokota Sho（横田 祥）	C253	
Yoshida Satoru（吉田 智）	B104	
Yoshioka Hiroaki（吉岡 大秋）	A302	

2023 年夏の日本の記録的高温の要因に関する解析

*竹村和人，佐藤大卓，伊藤明，楳田貴郁，前田修平，中三川浩（気象庁気候情報），
中村尚（東大先端研）

1. はじめに

2023 年夏は北半球の広範囲で顕著な高温となり，日本付近でも 7 月後半から 9 月にかけて，特に北・東日本で記録的な高温となった. 7 月下旬の平均気温は北日本で 1946 年の統計開始以降 1 位の記録を更新したほか，東日本でも 2 位の高温となった. 8 月上旬の平均気温は東日本日本海側と西日本日本海側で統計開始以降 1 位の記録を更新した．また，夏の日本の平均気温は 1898 年の統計開始以降 1 位の高温となった．気象庁異常気象分析検討会は，この記録的な高温の特徴とその要因について分析・検討を行った．

本発表では，7 月後半から 8 月前半にかけての記録的な高温の主な要因に関する本検討会での速報的な検討結果について報告するとともに，今後さらに調査すべき課題についても整理する．

2. 使用データ

大気循環場の解析値には気象庁第 3 次長期再解析（JRA-3Q[1]）を，熱帯の対流活動の指標には NOAA/CPC 提供の外向き長波放射量を，海面水温には MGDSST[2]を用いた. 平年値は 1991～2020 年の平均値に基づき，偏差は平年値からの差で定義した．

3. 解析結果

7 月後半の記録的な高温は，日本付近で太平洋高気圧が著しく強化し，対流圏上層の亜熱帯ジェット気流が北偏したことが主な要因だった．太平洋高気圧の強化や亜熱帯ジェット気流の北偏は，シルクロードパターン[3]や，夏季季節内振動に伴って北西進する北太平洋西部での活発な積雲対流活動によって励起された太平洋・日本（PJ）パターン[4]と関連していた．北太平洋西部での活発な積雲対流活動には，夏季季節内振動のほか，対流圏上層で強化した中部太平洋トラフから切離し進入した低気圧性渦による影響も見られた．また，太平洋赤道域西部での高い海面水温や，インド洋赤道域中・東部での相対的に低い海面水温も，北太平洋西部での活発な積雲対流活動に影響した可能性が考えられ，その背景には 2023 年冬に終息した数年続きのラニーニャ現象の影響が考えられる．

一方，8 月の日本付近での記録的な高温には，日本付近で亜熱帯ジェット気流が北偏して流れたことや，日本の南海上の熱帯低気圧や東海上の太平洋高気圧の縁辺に沿って南から暖湿気が流入し，日本海側ではフェーン現象を含む山越え気流が卓越したことが影響したと考えられる．

これらの記録的な高温の背景として，北日本周辺海域での著しく高い海面水温や，気温の長期的な上昇傾向も寄与した可能性が考えられる．

4. 記録的な高温の背景として考えられる他の要因

記録的な高温をもたらした要因として，上記で述べた主な要因のほか，以下に挙げる特徴も背景となった可能性が考えられるが，今後メカニズムを含む詳細な調査が求められる．

・黒潮続流域の北への著しい蛇行に関連して，日本の東海上の海面水温は平年と比べてかなり高かった．この高い海面水温により，局所的に大気下層の成層安定度が減少し，下層雲量の減少およびそれに伴う下向き短波放射の増加がもたらされた可能性がある．これは，雲量を介した海面水温と短波放射の間の正のフィードバックループの存在を示唆しており，下層大気の冷却を妨げた可能性がある．

・2023 年春に発生したエルニーニョ現象に伴い，熱帯域で平均した海面水温は急激に昇温し，その後，熱帯の対流圏でも大幅に昇温した．さらに春から夏にかけては，熱帯域の高温多湿偏差域が北半球中緯度へと拡大する様相を呈しており，夏の記録的な高温の背景となった可能性がある．

・日本近海のみならず，北半球中緯度帯の広い範囲でも海面水温の高温偏差となり，これが中緯度帯での可降水量の増加やそれに伴う局所的な温室効果をもたらした可能性が考えられる．また，中緯度帯での高い海面水温は，大気下層での傾圧帯の北偏をもたらし，亜熱帯ジェット気流の北偏に寄与した可能性がある．

参考文献

[1] Kosaka et al. 2024. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.
[2] Kurihara et al. 2006. *Weather Service Bulletin*, **73**, s1–s18.
[3] Enomoto et al. 2003. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157–178.
[4] Nitta 1987. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 165–171.

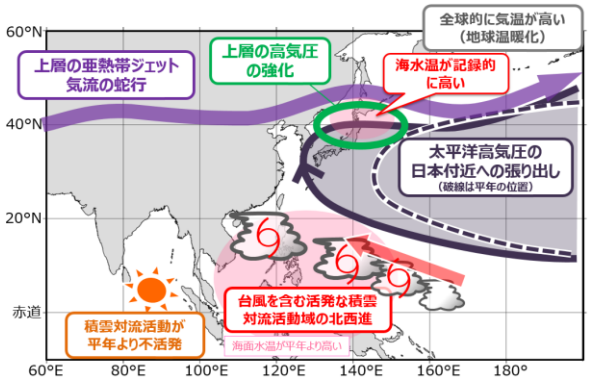


図 1　7 月後半の顕著な高温をもたらした大規模な大気の流れに関する模式図（気象庁異常気象分析検討会の資料より）．

2023 年夏の北日本近海の記録的に高い海水温と大気への影響

*佐藤大卓，竹村和人，伊藤明，楳田貴郁，前田修平（気象庁気候情報），
中村尚（東大先端研）

1. はじめに

2023 年夏（6-8 月），北日本近海では海面水温（SST）が記録的に高い状態が持続した．特に三陸沖では，黒潮続流の顕著な北上に伴い，海面付近に限らず表層水温全体が異常に高かった．他方，この夏の日本国内の平均気温は 1898 年以降で最も高く，かつ北の地方ほど気温偏差が著しかった．特に北日本の夏の平均気温は 2 位以下を大きく引き離しての高温記録更新となった．

気象庁異常気象分析検討会による高温の要因分析は，北日本の異常高温の一因として近海の高い海水温による影響を挙げた[1]．本発表では，当検討会における議論を基に北日本近海の記録的に高い海水温が北日本の暑夏に与えた影響について調査した結果を報告する．

2. 使用データ

大気循環場と気象庁第 3 次長期再解析（JRA-3Q）[2]を用いた．下層雲量の解析には MODIS の衛星データ[3]を random overlap を仮定して補正したデータを用いた．SST には MGDSST[4]，海洋表層の解析には MOVE/MRI.COM-JPN[5]北太平洋域データを用いた．平年値期間は 1991～2020 年とし，偏差は平年値からの差で定義した．ただしデータの利用可能な期間の都合上，MODIS 及び MOVE/MRI.COM-JPN はそれぞれ 2003～2022 年，1993～2022 年を平年値期間とした．

3. 解析結果

三陸沖における夏平均の大気下層気温偏差及び海洋表層水温偏差の鉛直プロファイルを図に示す．2023 年夏は，対流圏下層全体で気温が記録的に高かった．925hPa よりも下層では地表に近づくにつれて高温偏差が一層著しくなり，成層安定度が大気境界層内で特に低下していた．他方，2023 年夏は海洋表層の水温も 1993 年以降で突出して高かった．これらの気温及び水温偏差の鉛直プロファイルの特徴からは，2023 年夏の対流圏下層の気温偏差が海洋の異常な高水温によって支えられていた可能性が推察される．

大気と海洋間の物理プロセスに関して，海面での熱及び放射フラックス及び関連する物理量を解析したところ，記録的に高い海水温の影響について，以下の 3 つのプロセスが関与していた可能性が示唆された．

(1)下層雲-SST フィードバック

2023 年夏は，北日本周辺，特に三陸沖で下層雲量が著しく少なく，地表の正味短波放射フラックスが平年より大きかった．SST が高いことにより大気下層の安定度が低減し，下層雲が形成されにくい環境場となったためと考えられる．また，太陽入射の増加は翻って更なる SST の上昇をもたらし，下層雲－SST フィードバック[6]を通じて，高い SST 偏差を増幅させた可能性がある．

(2) 水蒸気フィードバック

北日本周辺では地表での下向き長波放射フラックスが平年より大きく，その偏差の分布は可降水量正偏差の分布とよく対応していた．また，高い SST に伴って北日本周辺では海面からの蒸発が平年より活発だった．このことは，大気中，とりわけ高温が著しい対流圏下層の多湿化によって温室効果が強化され，水蒸気フィードバックを介して偏差場が維持された可能性を示唆する．

(3) 大気境界層の加熱

顕熱フラックスは，特に三陸沖の SST が高い海域においては海洋が大気を直接加熱するセンスの偏差となっており，高い海水温が下層大気より熱を保持するように寄与した．

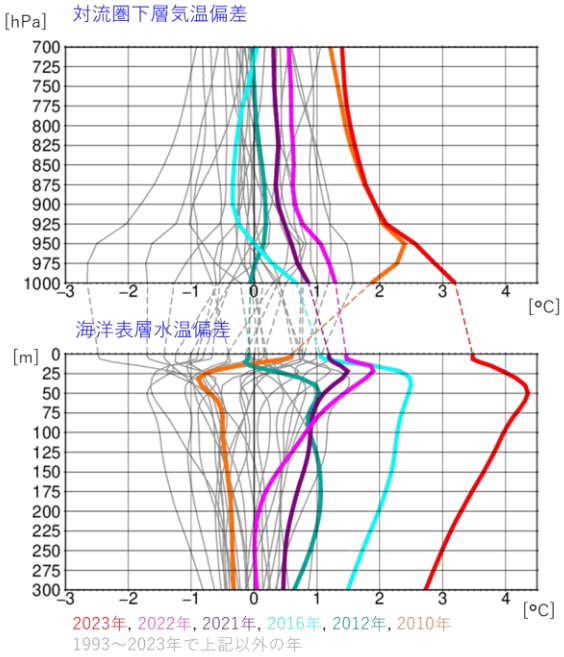


図　三陸沖[37.5°-42.5°N, 141°-148°E]における夏平均の対流圏下層気温偏差及び海洋表層水温偏差．赤は 2023 年，桃色は 2022 年，紫は 2021 年，水色は 2016 年，緑は 2012 年，橙は 2010 年，鼠色が 1993 年～2023 年のうち上記以外の年をそれぞれ表す．

参考文献

[1] Takemura et al. 2024. *SOLA*, in press.
[2] Kosaka et al. 2024. *J. Meteor. Soc. Japan*, 102, 49–109.
[3] Hubanks et al. 2020: NASA GSFC, 104pp.
[4] Kurihara et al. 2006. *Weather Service Bulletin*, **73**, s1–s18.
[5] Hirose et al. 2019. *Ocean Dynamics*, **69**, 1333–1357.
[6] Norris & Leovy 1994. *J. Climate*, **7**, 1915–1925.

2023年全球平均気温の推移と季節予測可能性

*小林ちあき(気象研究所)、前田修平（気象庁気候情報課・気象研究所）

1. はじめに

2023 年の世界の年平均気温は記録的高温となり、2023 年の世界の月平均気温は 6 月から 12 月のすべての月で高温の記録を更新、特に 7，8 月に顕著であった（WMOPress release 12Jan2024）。この 2023 年の異常な高温を、季節予報の時間スケールで予測できたか？

この異常高温の要因は、地球温暖化に加えて、春に発生したエルニーニョ現象に伴って熱帯域のごく浅い海洋表層の水温が上昇したこと、エルニーニョ現象発生直前の2022/23 年冬までほぼ3 年間続いたラニーニャ現象の影響などで黒潮続流域など中緯度の海水温が高い状態が持続したこと、3 月から 4 月にかけて急激に上昇しその後持続した北大西洋熱帯域の高い海面水温の影響、などが考えられる。

季節予報のために各国の気象機関で現業運用されている大気海洋結合モデルによる季節予報アンサンブル予報システムが、地球温暖化の影響に加え、上述したような海洋変動、あるいは大気海洋結合変動をきちんと再現・予測できていれば、2023 年の全球平均気温の記録的な高温を予測できていた可能性がある。また、全球平均気温は、全球で平均することにより大気のカオス的な性質による予測不可能な成分が減少するので、狭い地域の予測に比べ、予測可能性が高いことが期待される。一方、地球温暖化の影響が顕在化する中、全球平均気温の季節予測情報は、地球温暖化の緩和策や適応策の推進にとって、有効な情報となりうる。そこで、気象庁の季節予報アンサンブル予測システムでどのように予測されていたのか、調査した。

2. 実況の推移と予測結果

気象庁の 3 か月予報に用いられている季節アンサンブル予報システム（結合予測システム CPS3、Hirahara et al. 2023）による数値予報は、毎日 00UTC を初期値とした 5 メンバーの 7 か月予測が行われている。これによる全球平均 2m 気温の予測値を JRA-3Q(Kosaka et al. 2024)の 2m 気温と比較した。図 1 は JRA-3Q の日平均全球平均 2m 気温の推移である。1958 年から 2022 年までの各年の推移と比べて、2023 年は 6 月から 12 月まで過去最高値を示したまま推移している。また、7 月の初旬に急激な気温上昇があり、日平均の過去最高気温を記録した。図 2 は CPS3 による 2023 年 4 月 26 日初期値の全球平均日平均気温の偏差予測値（系統誤差補正）の推移を示している。5 月に正偏差が増大し、6 月には過去最高値を超えることをアンサンブル平均で大変良く予測している。また、7 月のアンサンブル平均は実況の正偏差の半分程度であるが、実況に匹敵する気温偏差を示すメンバが存在している。8 月から 10 月にかけてはアンサンブル平均で過去の実況の最高値を超える予測を示しており、十分ではないが記録的な高温を予測した。

3. まとめと課題

2023 年後半の全球平均気温の記録的な高温は CPS3 である程度予測されていた。CPS3 のハインドキャストでは、どの季節においても熱帯の 2m 気温はアノマリー相関係数で 0.6 以上の高い予測成績を示し、南北半球中高緯度においても 0.3～0.4 を示すことが検証されている(Hirahara et al. 2023)。全球平均気温についてもハインドキャストでどの程度予測できるのか検証を行いたい。

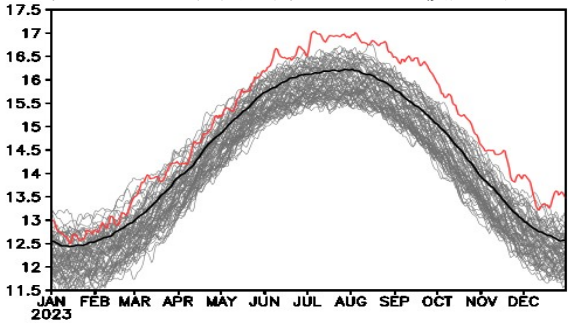


図 1　JRA-3Q の日平均全球平均 2m 気温の推移。
赤：2023 年、黒細：1958-2022 年の各年、
黒太：気候値（1991-2020 年の 30 年平均）

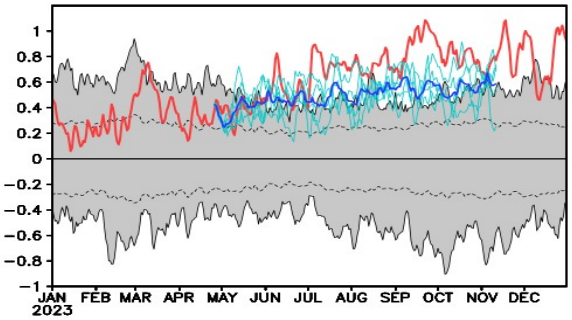


図 2　CPS3 の日平均全球平均 2m 気温偏差予測。
（2023 年 4 月 26 日初期値）
水色：各メンバ予測、青：アンサンブル平均
赤：JRA-3Q の 2023 年、灰色：JRA-3Q の 1991-2022 年の最大最小範囲、点線：JRA-3Q の 1 標準偏差

なぜ日本の夏は長期化しているのか

*滝川 真央 (三重大学) 立花 義裕 (三重大学)

1. はじめに

近年，春や秋でも「真夏並みの暑さ」と報道される日が多くなっている．それに伴い，「日本の夏は長くなっている」「春と秋がなくなってしまった」との主張が散見される．これらは夏の気候に匹敵する時期が長くなったという感覚を表している．

Lin and Wang, 2022 では，北半球の夏の開始日は 1960 年—2014 年で一年当たり約 0.19 日早まり，夏の終了日は約 0.19 日遅くなっていることが示されている．しかし，北アメリカ大陸やヨーロッパ，ユーラシア大陸などを中心に議論がされていたため，日本などの島国や島国を取り囲む海洋の夏の長期化については言及されていない．また，長期化の原因については十年規模変動をもとに議論を進めており，日本の気候の特徴を前提とした原因の議論については行われていない．

そこで，本研究では夏の特徴を調査し，近年にかけての夏の長期化傾向を解明することを第一の目的とする．さらに，解析の結果，日本の夏の長期化が特異であることが確認されたため，日本の夏の長期化の原因について解明することを第二の目的とする．

2. 使用データ・解析手法

本研究では，気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55[2]から 2m 気温の Daily データを使用した. 海洋のデータは, MGDSST から海面水温の daily データを使用した. 期間は 1982 年—2023 年の 42 年間である．

まず，グリッドごとに夏の開始日，終了日，期間について閾値を作成し定義した．

次に，平均的な気温が最大値となる日 (以下，気温のピーク日)，開始日，終了日，期間日数を北半球全体で調査し，日本の夏の特徴を明らかにした．そして，これらの変化傾向を明らかにするために，トレンド解析を行い，t 検定を用いて有意性を調べた．最後に，なぜ日本の夏は長期化しているのかを海洋との関係性をもとに調査した．

3. 結果・考察

3.1 日本の夏の特徴

気温のピーク日は，大陸では 7 月，海上では 8 月となる傾向があり，日本は 8 月となることが示された．開始日と終了日も，海上と日本は大陸より遅れることが確認された．夏の期間の日数については特徴が示されなかった．

3.2 日本の夏の長期化

次にトレンド解析の結果より夏の変化傾向を示す．開始日の前倒しや終了日の後ろ倒し，期間の長期化がすべて有意である箇所について，日本や北太平洋中央，北極海が確認された (図 1).

3.3 日本の夏の長期化の原因

最後に日本の夏の長期化の原因について，日本の気温の季節変化が海洋の季節変化と類似しているため海洋との関係を考える．

開始日付近も終了日付近でも日本付近に sst の上昇トレンドと気温のトレンドが確認された．

以上の結果から，開始日の前倒しは sst の上昇により大陸からの大気が海洋で冷やされず，日本に運ばれる．終了日の後ろ倒しは sst が直上の大気を暖め，その暖気が日本に運ばれていく．これらの影響を受けている可能性が考えられる．

4. まとめ

本研究では，日本の夏の特徴を理解し，近年にかけた夏の長期化傾向を解明することを目的とした．その結果，日本は大陸と比較して夏の開始日や終了日，気温のピーク日が遅く，海洋の変化傾向と類似していることと夏の前倒しと後ろ倒しが双方存在する極めて特徴的な場であることが確認された．

さらに，この結果から，日本の夏の長期化の原因について海洋との関係を調査したところ，sst の上昇が日本の夏の長期化の一因である可能性が示された．

参考・引用文献

[1] Lin, W., Wang, C., 2022: Longer summers in the Northern Hemisphere under global warming, *Climate Dyn.*, **58**, 2293-2307.

[2] Kobayashi, S. et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93(1)**, 5-48.

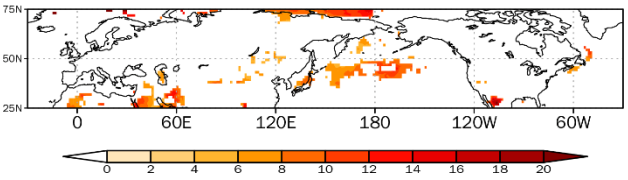


図 1：夏の開始日が前倒し，かつ終了日が後ろ倒ししており，
夏の期間が長期化している領域
(陰影：期間の長期化傾向 (日/10yr))

地域と季節ごとに異なる高温化傾向が越冬穀物の生育早期化に与える影響

下田星児[*1]・島崎由美[2]・池永幸子[3]・中嶋美幸[3]・川北哲史[4]・関昌子[5]
([1]農研機構北農研、[2]農研機構中日本農研、[3]農研機構東北農研、[4]農研機構西農研、[5]農研機構本部)

【はじめに】

作物の生育速度は、作物の生育管理やシミュレーションのための重要なパラメータであると同時に、作物の地理的分布の変化と関連して地域の食料安全保障を考えるための重要な指標でもある。多くの地域で過去数十年にわたって観測された温暖化傾向は、作物の生育速度にかなりの変化を引き起こしており、植物に関する研究の多くは、秋と春の気温上昇に伴い、越冬穀物の春の生育が早まると報告している。近年の温暖化は、中・高緯度では他の季節よりも冬に顕著であり、大規模な循環の変化は、ここ数十年間の地域的な積雪・降水パターンに影響を与えることが報告されている。積雪は、大気と地表面の間の重要な境界面を支配している。気温、積雪深、積雪密度はすべて冬を通じて変化し、積雪の保温性と共に作物の越冬に影響を与える可能性があり、解析を行った。

【方法】

栽培試験データのある 1998 年以降について、農研機構北農研(北海道芽室町)・東北農研(盛岡市)・中日本農研(上越市)の露場で観測されている気象データを用い、深さ 10cm 地温の変化の観測を行った。積雪断熱効果や熱伝導効果も評価した。

【結果と考察】

平均気温の高温傾向は、3－4月顕著である。過去50年の昇温は芽室で0.62℃/decade、盛岡、上越より大きい。過去25年に限定すると、芽室の昇温は 1℃を超える。気温上昇は芽室＞上越＞盛岡の順だった。上越では暖冬年に積雪期間がほとんど無かった。積雪の変化により、暖冬年は生育が早まるため、最近 25 年の上越の麦類の生育は、最大20日以上早晩の幅が生じた。上越＞盛岡＞芽室の順に生育の年次偏差が大きかった。積雪期間は、有意に短期化する傾向にあったが、年次偏差が大きく、生育の早期化に与える影響は不明瞭だった。一方、盛岡は、生育は4.3～4.9 日/decade の割合で生育が早期化した。寒気との関係を示すために、AO index と生育前進の関連を調べると、盛岡、上越ともに有意な関係が示された。日本付近の寒気流と生育の早晩の年次変化には関連があることが分かり、寒気による大雪に伴う生育の遅れが明確になった。芽室では、冬の気候の影響は少なく、北海道太平洋側の大雪は、南岸低気圧によるもので、寒気の流入と関連しないため、他の地点と異なる傾向を示したと考えられる。

日本の降水変化の将来シナリオ依存性

*林未知也，塩竈秀夫，石崎紀子 (国環研)，若月泰孝 (茨城大)

1. はじめに

日本の影響評価・適応研究に資する気候予測情報として，1 km メッシュ日本域バイアス補正気候シナリオデータ(NIES2020)が提供されている[1]．これは第 6 期結合モデル相互比較計画(CMIP6)から選ばれた 5 つの全球気候モデル[2]の実験出力から統計的に作成されており，CMIP6 アンサンブルによる予測のばらつきを 8 つの大気変数(日平均・最高・最低気温，降水，短波放射，長波放射，相対湿度，地表風速)についてよくカバーする．ただし，降水や短波放射などの変化のばらつきは全球平均気温変化(温暖化レベル)だけでは決まらず，排出シナリオ依存性はよく理解されていない[3]．NIES2020 では日本の降水増加量が 21 世紀中頃にかけて高排出シナリオより低排出シナリオで大きいことが確認されており[4]，その妥当性の評価は影響評価・適応研究の適切な実施のために喫緊の課題である．そこで本研究では，CMIP6 の様々な排出シナリオへの日本の降水変化の依存性を調査し，その要因を考察する．

2. データと手法

5 つの排出シナリオ(SSP5-8.5，SSP3-7.0，SSP2-4.5，SSP1-2.6，SSP1-1.9)と過去再現実験の年平均値の 1981-2010 年からの偏差を，NIES2020 と CMIP6 全球気候モデルについて解析する．アンサンブル数は図中に示される．日本平均は，NIES2020 では陸域 1 km 格子，CMIP6 モデルでは日本陸域を含む 1°格子平均とする．

3. 結果と考察

NIES2020 における 21 世紀中頃の降水偏差は，先行研究[4]が指摘するように SSP1-2.6 で最大であり，また高排出シナリオの一つである SSP 3-7.0 で最小，温暖化が最も抑えられる SSP1-1.9 でより高排出な SSP2-4.5 や SSP5-8.5 と同程度となる(図 1)．CMIP6 アンサンブルでは(図 2 上)，2020-2049 年の降水偏差は SSP1-2.6 で最大，SSP3-7.0 で最小となり，シナリオ依存性が顕著である．一方，2070-2099 年には SSP5-8.5 で降水が最も増加するが，モデル間の不確実性が高くシナリオ依存性は不明瞭である．これらの特徴は NIES2020 と整合する．

次に，温暖化レベルに対する日本の降水変化(降水感度)を CMIP6 アンサンブルについて解析した(図 2 下)．いずれの解析期間でも，降水感度は SSP1-2.6 で SSP3-7.0 より顕著に高く，SSP2-4.5 と SSP5-8.5 で中間的である．また SSP1-1.9 は SSP1-2.6 と類似する．降水と短波放射の感度の空間パターンから(図は割愛)，東アジアからの人為的エアロゾル排出量の急減が日本で日射を増やし，降水が増加すると理解される．

したがって，日本の降水変化は東アジアのエアロゾル排出量の効果が卓越しており，それによるシナリオ依存性は影響評価・適応研究で考慮される必要がある．

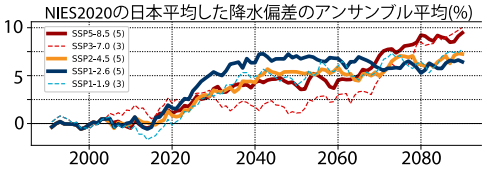


図 1　NIES2020 アンサンブル平均した日本平均降水偏差の 21 年移動平均(%)．アンサンブル数を凡例に示す．

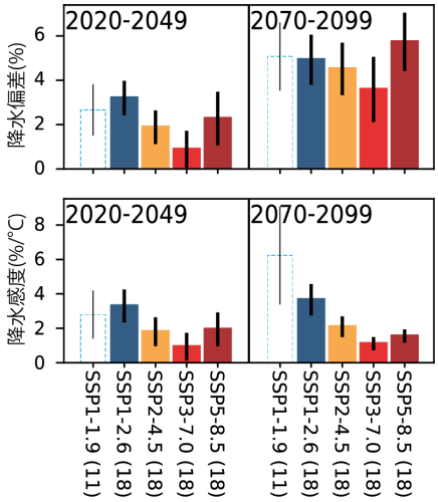


図 2　CMIP6 アンサンブルの日本平均降水偏差(%)とその全球平均気温偏差への感度(%/°C)のシナリオ依存性．アンサンブル平均と 95%信頼区間を 2 つの期間の平均について示す．アンサンブル数を横軸の括弧内に示す．

謝辞　本研究は文部科学省の気候変動予測先端研究プログラム(JPMXD0722680395)と環境省・(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(JPMEERF23S21130)，国立環境研究所の気候変動適応研究プログラムの助成を受けた．

参考文献

[1] Ishizaki, N. N., 2021. doi:10.17595/20210501.001.
[2] Shiogama, H., et al., 2021. *SOLA*, **17,** 57–62.
[3] Hayashi, M., and H. Shiogama, 2022. *SOLA*, **18,** 96–103.
[4] Ishizaki, N. N., et al., 2022. *Earth Space Sci.*, **9(11)**.

JRA-3Q と JRA-55 における冬季日本域気温と寒波の比較

*髙谷怜（大阪ガス），榎本剛（京大学防災研）・野村鈴音・澤田尚樹（京大理）

1. はじめに

再解析データは，現在の気象モデルやデータ同化技術で過去の大気の状態を再現したもので，各国の気象官署等により計算され，公開されている．このような再解析データを過去に遡って分析し，気象の現象理解を深め将来予測に活かすなどの目的に用いるうえでは，その特性を理解して活用することが重要である．

そこで本研究では，2023 年に気象庁からリリースされた JRA-3Q[1]の特性について，冬季日本域における気温および寒波に着目して，その前身である JRA-55[2]と比較した．本研究で特に寒波に着目したのは，人命を脅かす気象災害をもたらすのみならず，エネルギー需給や，農作物や交通障害など，産業にも様々な影響を及ぼすためである[3].

2. 日本域気温の定義

本研究では，JRA-3Q・JRA-55(1.25°格子)の DJF 解析値（1958 年 12 月～2021 年 2 月）から，以下の定義で日本付近の気温（3 半旬平均）を算出した

“120E-150E，20N-50N，850 hPa の平均気温を，各年 12/1 から翌 2/28 までの 90 日から半旬（5 日）ずつずらして 3 半旬（15 日）移動平均したもの.”

なお以降，本研究では上記のパラメータを「日本域気温」と呼称する．

3. DJF 日本域気温の比較

図 1 は，日本域気温を時系列で描写したものである．また図 2 は同じ日本域気温について，JRA-3Q と JRA-55 の散布図を取ったものである．

同じ時期を対象とした再解析ということもあり，おおよその傾向は共通ではあるものの，全体的には JRA-3Q のほうが JRA-55 より日本域気温を低めに計算していることが確認できる．また特に図 2 の散布図の左下に注目すると，JRA-3Q は寒い事例をより寒く推定していることがわかる．

4. 再解析から抽出した寒波事例の比較

本研究ではさらに，日本域気温の変動からトレンドを除去したうえで，負に 2σ 外れた事例を寒波と定義し，JRA-3Q と JRA-55 それぞれで過去 62 年間（1958/12–2021/2）に発生した寒波を抽出して比較した．（この結果については当日発表する.）

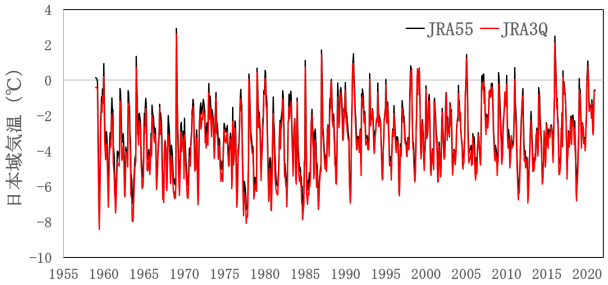


図 1：日本域気温　時系列（℃，全期間平均からの差分）
1958/12–2021/2, DJF のみ，トレンド除去なし

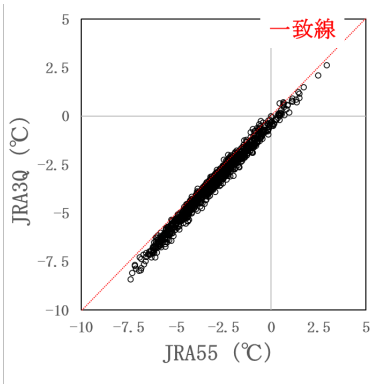


図 2：JRA-55 と JRA-3Q　日本域気温　散布図（℃）
1958/12–2021/2, DJF のみ，トレンド除去なし
横軸：JRA-55　縦軸：JRA-3Q

参考文献

[1] Kosaka et al., 2024: *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.

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

[3] 髙谷ほか，日本気象学会 2023 秋季大会 D469

日本域領域再解析(RRJ-Conv)における気温の年々変動と長期トレンド

*福井真(気象研究所/東北大学大学院理学研究科),
白川栄一，小原涼太，岩崎俊樹 (東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

気象研究所と東北大学は共同研究の一環として、日本域を対象とした水平格子間隔5 kmの長期領域再解析(RRJ-Conv)を実施している。長期領域再解析を通じて、日本域での極端現象や気候変動の実態や温暖化に伴う気象の変化、長期再解析の活用可能性等を明らかにすることを目指している。

既に、長期再解析における一貫性を重視して同化観測を地上気圧及びラジオゾンデ観測に限定した領域再解析のフィージビリティを調べ [1]、長期再解析を実施している。本発表では、気温の年々変動と長期トレンドについて、RRJ-Convの再現性を評価した結果を報告する。

2. 領域再解析システム

領域再解析システムは、JRA-55[2]を境界とし、一方向ネストによって東アジア域を水平格子間隔25 km、日本域を水平格子間隔 5 km と段階的に解像度を上げるNHM-LETKF を用いた再解析を行う[1]。同化データには、地上気圧及びラジオゾンデの観測に加え、海上のみで台風中心位置を利用した。解析において、第一推定値には解析中心からの予報を用い、予報誤差共分散は30メンバーの摂動ランから評価した。温室効果ガスの経年変化はJRA-55と同様[2]に与え、日本列島上の土地利用は2-11年おきに更新される国土数値情報（土地利用細分メッシュデータ）に応じて変化させた。計算は1年1ストリームに分け、各年の開始時刻を25 km格子の再解析では6月20日12UTC、5 km格子の領域再解析は6月29日12UTCとし、スピンアップ期間を除いた、7月から翌年6月までを評価に用いた。

3. 検証手法

検証データには、気象庁地上気象観測を用いた。気温観測について、対象期間内で切断がなく、欠損がない日が全ての月で 8 割以上となり、モデルの最近傍 4 格子で少なくとも1つが陸格子となる98地点に限った(左図)。RRJ-Conv は観測地点から最近傍の陸格子点をとり、0.005K/km で高度補正をして地上観測に合わせた。

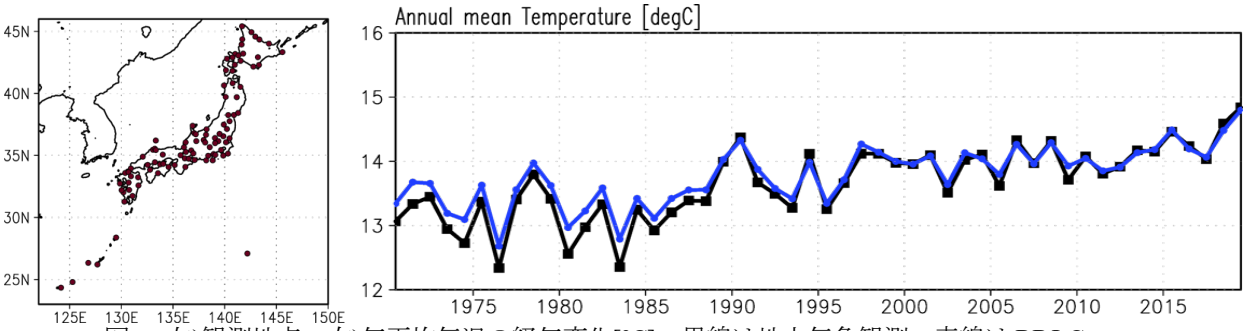
4. 結果

右図は、地上気象観測と RRJ-Conv の 98 地点で平均した年平均気温の 1970 年から 2019 年における経年変化を示す。年々変動は、RRJ-conv は観測とよく対応しており、両者の相関係数は 0.99 であった。RRJ-Conv が気温の年々変動について高い再現性を持つことが示唆される。時代ごとの特徴としては、1990 年以降はバイアスが 0.03K と小さいが、1990 年以前は 0.24K と高温バイアスになっており、50 年のトレンドは観測が +1.50K/50yr であるのに対して、RRJ-Conv は+1.13K/50yr となり、RRJ-Conv が過小評価していた。トレンドの空間パターンについては、RRJ-conv の観測との空間相関が 0.55 と中程度の再現性にとどまった。

謝辞
本研究は、東北大学と気象庁気象研究所の共同研究の一環として行った。JST 共創の場形成支援プログラム JPMJPF2013 及び東北大学（指定国立大学）における災害科学世界トップレベル研究拠点の支援を受けた。

参考文献

[1] Fukui, S., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 565-585.
[2] Kobayashi, S., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.



図： 左)観測地点。右)年平均気温の経年変化[℃]。黒線は地上気象観測、青線はRRJ-Conv。

RRJ-ClimCORE 日本域領域再解析の実際
～データ同化システムと観測データ～

*大野木和敏・宮坂貴文・池内光希・石垣裕介・牧原康隆
（東京大学先端科学技術研究センター）

１．はじめに

東大と気象庁の共同研究である ClimCORE プロジェクト（PL：中村尚東大先端研教授；2023 年秋季大会 D461）では日本域領域再解析 RRJ-ClimCORE（以下、RRJ）を実行中である。その概要は宮坂（2023 年春季大会 A352）が既に報告している。本報告では、RRJ で使用しているデータ同化システム、観測データ、境界値等について述べる。計算にかかる実務は上記のメンバーが担当している。RRJ 用の実験システムと必要な観測データ等は、気象庁数値予報課・海洋気象情報室等から提供され、多くの有益な助言をいただいており、ここに深く感謝申し上げる。

２．計算の概要

RRJ は、東京大学情報基盤センターのスパコン Wisteria BDEC/01 を使用して 21 世紀以降（2001 年～）を計算する。観測データや解析雨量データが準備できた最近の時期（2018.7～2020.12）から計算を開始している。データが整い次第年代を遡り、直近の年の計算も進める。本計算では３．で述べる JRA-3Q 長期再解析を使った側面境界値を用いる予定だが、2023 年度までに現業全球予報から作成した側面境界値を用いた本計算に「準ずる」バージョンを 4 年半分（2018.7～2022.12）計算済である。

３．領域データ同化システム

データ同化システムには、気象庁数値予報課のデータ同化実験システム NAPEX の M005-2 版（富岳対応版）を導入した。M005-2 版は予報モデルとして水平分解能 5km、鉛直 96 層の asuca を使用し、データ同化は 4 次元変分法により 3 時間サイクルで実行する。海面水温データは気象庁海洋気象情報室が再処理した MGDSST（0.25 度格子）を使用する。また、側面境界値は全球再解析 JRA-3Q の 3 時間予報値から独自に作成する。

４．使用する観測データ

使用するほとんどの観測データは気象庁（数値予報課）から提供される。また、一部の衛星観測データはデータ作成元が再処理した高品質データを使用する。JAL と ANA からは航空機データの利用承諾を得た。それらを表 1 にまとめた。

表 1　RRJ-ClimCORE で使用する観測データ

データ種類	使用実績/再処理	提供者
従来型観測	現業, JRA-3Q	数値予報課
台風位置ベストトラックデコードデータ	現業, JRA-3Q	予報課, 数値予報課
衛星観測	現業, JRA-3Q	数値予報課
ひまわり再処理データ（7 号以前）	JRA-3Q	気象衛星センター, 数値予報課
航空機データ（JAL,ANA）	現業, JRA-3Q	JAL, ANA, 数値予報課
JAXA による再処理データ	JAXA, JRA-3Q	JAXA, 数値予報課
COSMIC-1, Metop/ICDR 再処理データ	EUMETSAT ROMSF が再処理	EUMETSAT ROMSAF
解析雨量再処理データ	自主開発（牧原）	元データは予報課

５．全球再解析と領域再解析の違い

全球再解析（以下、全球）と（日本域）領域再解析（以下、領域）は次の点が異なる。

- 領域は高解像度で計算するため一度に多くの計算機資源が必要。一方、全球は領域より解像度が低く一度に必要な計算機資源は領域より少ない。
- 領域は解像度を落とすと個々の細かい現象が再現できなくなり実施の意義が薄れるが、全球では必ずしも高解像度を必要としない大規模な気候場の再現性を重視する。
- これは計算速度の違いとなり、領域 5 ㎞では実時間の約 4 倍速だが全球 40km では 20 倍速を出せる。
- 観測データの整備は全球の方が難しい。日本周辺域は比較的観測データが充実している。
- 熱帯低気圧位置情報は、領域では北西太平洋をカバーする気象庁の台風ベストトラックだけでよい。
- 全球では領域よりも海面水温や積雪分布、陸面過程等の影響が大きい。
- 領域では全球にはない側面境界値の問題がある。
- プロダクトの利用者は全球では主に気象・気候研究者だが、領域ではそれ以外の広範囲の応用分野にも及ぶ。

※本研究は、JST 共創の場形成支援プログラム JPMJPF2013 の支援を受けたものです。

地球温暖化にともなう熱帯海盆間変動の変調

*宮地友麻 (北大地球環境), 谷本陽一 (北大地球環境, JAMSTEC)

1. はじめに

熱帯大気海洋系を取り巻く海盆間変動(Trans-Basin Variability: TBV)は、太平洋や大西洋の十年規模変動に関わる[1]ことで、全球規模の大気海洋系内部変動に影響を与える。TBV は予測可能性が高いため[2]、TBV に関連する大気海洋系内部変動の予測可能性を高めていると考えられる。本研究は、外部強制により地球温暖化が進行した将来気候において、TBV や関連する大気海洋系内部変動がどのように変調するかを調べた。

2. 手法・データ

本研究では、全球気候モデル MIROC6 で出力された、現代気候シナリオである Historical ラン(1850-2014) と将来予測シナリオである SSP245 ラン(2015-2039)それぞれ各 50 メンバーにおける TBV を解析する。大気海洋系内部変動成分を抽出するために、各メンバーにおける 50 メンバーアンサンブル平均からの残差を解析に使用した。

3. 結果① TBV サイクルの短周期化

TBV 指数は、36 ヶ月移動平均をかけた中部熱帯太平洋と熱帯大西洋・インド洋の SLP 差(太平洋域平均マイナス大西洋・インド洋域平均)と定義した[2]。その結果、先行研究と類似した SLP 偏差パターン(図 1 左)が得られ、MIROC6 においても、熱帯全体に広がる気候変動モードとして TBV が表現されることが示された。一方で SST の偏差は太平洋で大きく、大西洋・インド洋では小さい(図 1 右)。このことは、MIROC6 で表現される TBV は太平洋における大気海洋結合変動が支配的であることを示唆する。

Historical ランと SSP245 ランにおける TBV 指数の自己相関関数を比較した結果、将来気候で TBV のサイクルは短周期化することが示された(図 2)。一方で、TBV 変動の振幅の大きさは、2 つのシナリオ間で顕著な差がみられなかった。

4. 結果② TBV 位相変化の非対称性

TBV の正負それぞれのイベントを抽出しコンポジットした結果、現代気候において TBV の正位相から負位相への変化は、逆向きの位相変化に比べて平均的に遅いことが示された(図 3)。TBV の位相変化を太平洋の大気海洋変動が主導していると仮定することで、このような TBV の位相変化の非対称性を東部赤道太平洋における対流加熱の応答[3]によって説明できると考察した。将来気候では東部赤道太平洋における SST が上昇し深い対流が発生しやすくなることで、TBV の位相変化に関する非対称性は解消され、TBV の正から負への位相変化が早くなることが示唆された。これらの統計的結果は、外部強制による平均場の変化が TBV サイクルの短周期化をもたらすことを示している。

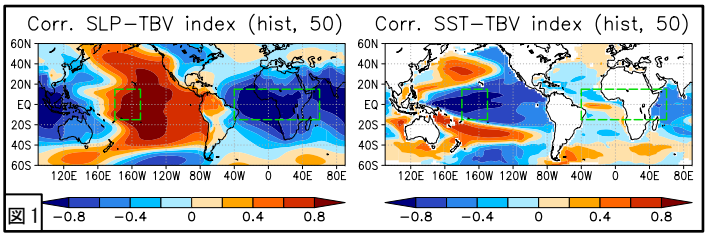
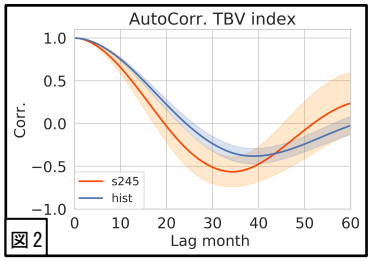


図 1 TBV 指数に対する SLP 偏差(左図)、SST 偏差(右図)の相関係数。それぞれ Historical ランの 50 メンバー平均。



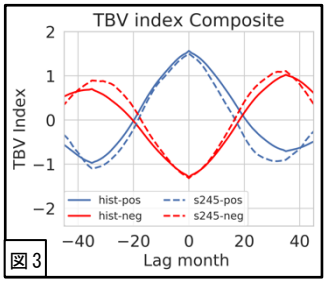


図 2 Historical ラン(青)、SSP245 ラン(赤)における TBV 指数の自己相関関数。実線:50 メンバー平均、陰影:メンバー間±1 σ

図 3 TBV 指数時系列のコンポジット。イベント毎のピークを 0 とし、前後 45 ヶ月を正のイベント(青)、負のイベント(赤)それぞれプロットした。Historical ラン(実線)、SSP245 ラン(破線)における 50 メンバー平均。

<参考文献>

[1] Li et al., 2016, *Nat. Clim. Change*, **6**, 275–279
[2] Chikamoto et al., 2015, *Nat. Commun.*, **6**, 6869
[3] Fang and Yu, 2020, *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087933

様々な気候変数の将来予測不確実性の低減

*塩竈秀夫，林未知也，廣田渚郎，小倉知夫（国立環境研究所）

1. はじめに

第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)に参加した気候モデルの中には、それまでの CMIP5 モデルと比較して、将来の世界平均気温上昇が極めて大きいモデル(hot models)が多く含まれた。しかし、それらの hot models は, 1980 年から現在の世界平均気温上昇を過大評価する傾向があり，世界平均気温変化の予測に関しても過大評価している可能性が高いため、予測の上限を引き下げられることが分かっている。このような 過去の観測データと気候モデルシミュレーションの比較に基づいて将来予測の不確実性を低減する研究手法は、Emergent Constraint（EC）と呼ばれる.

Shiogama et al. (2022b)は、hot models は将来の世界平均降水量の増加も過大評価することを示し、予測の上限を引き下げることに成功した。また Shiogama et al. (2022a)は、影響エミュレータという統計モデルを用いることで、平均気温と平均降水量の不確実性が低減できれば、気候変動経済影響評価の不確実性も低減できることを示した。

上記の影響エミュレータは、平均気温と平均降水量だけを入力データとする統計モデルであるが、プロセスを考えた複雑な影響評価モデルでは、日射や風速なども重要な入力データであり、その気候モデル間不確実性は影響評価の不確実性につながる。また、影響評価では、熱波や大雨等の極端現象の変化も重要である。しかし、これらの様々な気候変数の EC は十分に研究されてこなかった。

２．結果

本研究では, CMIP5 と CMIP6 の気候モデルアンサンブルの年平均気温, 年平均降水量、年最高日最高気温、年最大日降水量、日射量、地上風速などの将来変化の EC を行った。

まず各地点での将来変化が過去の世界平均気温トレンドと相関があるかどうかを調べた。相関があった場合は、過去の世界平均気温トレンドの観測データ再現性から各モデルの予測の信頼性を評価して、EC を行った。

世界の多くの地域で、年平均気温変化と年最高日最高気温変化の分散を減らすことができ、特に熱帯では４０％以上削減できた。年平均降水量変化は主に高緯度域で分散を削減できた。一方、年最大日降水量変化は年平均降水量変化よりも広い範囲で分散を減らすことができ、例えば東アジアでは２０－３０％程度低減できた。講演では、ほかの変数に関する EC も紹介する。

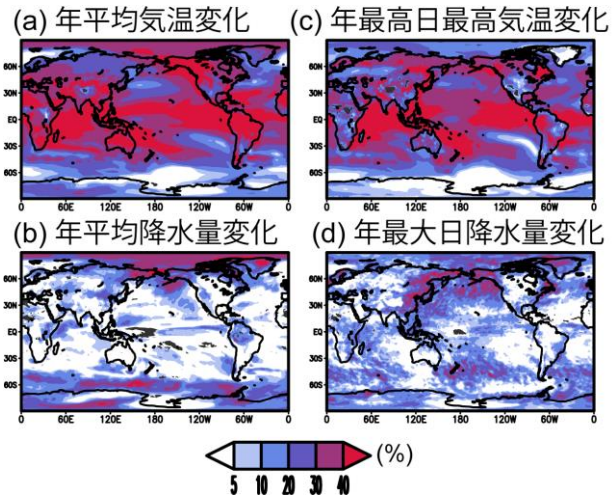


図 1: 様々な気候変数の将来変化(2050-2100 minus 1851-1900)予測の CMIP5/6 モデル間分散の低減。(a) 年平均気温変化、(b)年平均降水量変化、(c)年最高日最高気温変化,(d)年最大日降水量変化の CMIP5, CMIP6 モデル間の分散を、ＥＣによって何%低減できるかを示す。

謝辞 環境研究総合推進費(JPMEERF20222002)、文科省気候変動予測先端研究プログラム（JPMXD0722680395） と科学研究費補助金（JP21H01161）より助成を受けた.

論文情報

Shiogama et al. (2022a) Uncertainty constraints on economic impact assessments of climate change simulated by an impact emulator. Env. Res. Lett., 17, 124028

Shiogama et al. (2022b) Emergent constraints on future precipitation changes. Nature, 602, 612–616

インドネシア・ソロ川とフィリピン・ダバオ川流域における d4PDF ダウンスケーリング

*牛山朋來、Ralph Allen Acierto (土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター(ICHARM))

1. はじめに

これまで東南アジアの河川流域を対象に、気候モデルのダウンスケーリングを行い、洪水・渇水リスクを調査してきた。今回は計算内容を拡張し、d4PDF の 6 種類の SST 等に基づく GCM のダウンスケーリングを行い、気候モデルの不確実性を考慮した洪水・渇水リスク評価を目指した。

2. 実験設定

対象地域は、インドネシア、ジャワ島のソロ川流域とフィリピン、ミンダナオ島のダバオ川流域である（図 1）。d4PDF 全球モデルを境界条件として、2℃上昇、4℃上昇シナリオについては 6 種類の SST 等について、過去気候については 6 つのアンサンブルについて、それぞれ 30 年分のダウンスケーリングを行う。現時点で将来気候の 5 種類の SST 等まで計算を完了した。領域気候モデルは WRF ver.3.7.1 を用いた。水平格子間隔は 5km で、積雲パラメタリゼーションを用いない。

3. 結果

図 2 にダウンスケーリングした降水の季節変化（上）と年最大 4 日雨量の頻度分布（下）を示す。値はすべてバイアス補正済みである。図 2（上左）青線の 2℃上昇シナリオ月雨量は、雨季の 12 月～3 月には過去気候（黒実線）に比べて、増減両方の可能性を示し、その割合は、6 種類の SST 等のうち増加・減少・過去と同じがそれぞれ 2 つずつであった。図 2（上右）の 4℃上昇シナリオでは、増加が 3/5 であり、増加傾向がやや勝った。

図 2（下）の年最大雨量の頻度解析では、2℃上昇シナリオでは 5/6 の結果が過去気候よりも大きく、高い確率で洪水リスクが増大することが示された。一方、4℃上昇シナリオでは 4/5 の結果が過去気候よりも大きいが、過去気候からの増加幅は 2℃上昇よりも小さめであった。

以前行った MRI-AGCM3.2 のダウンスケーリングでは、月雨量・年最大雨量とも将来増加傾向であり、今回の結果は異なるものであった。フィリピン・ダバオ川の結果は紙面の都合で割愛する。

4. まとめ

今回、インドネシアおよびフィリピンの対象流域で、

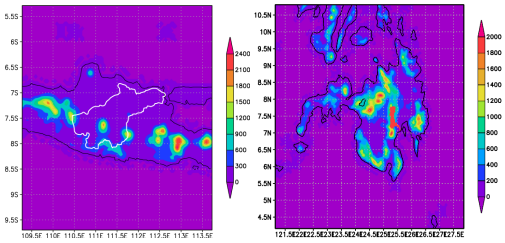


図 1.（左）インドネシア・ソロ川流域。白線が流域を表す。（右）フィリピン・ダバオ川流域。赤色部分が流域を表す。

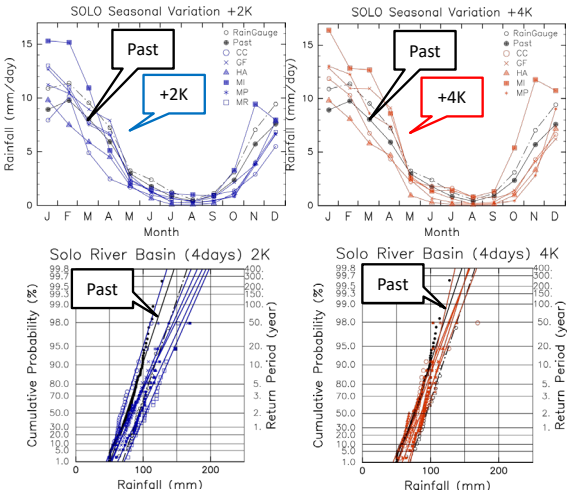


図 2. ソロ川流域の降水の季節変化（上）と年最大雨量の頻度分布（下）。左が 2℃上昇、右が 4℃上昇シナリオ。黒実線が過去気候のダウンスケーリング、青または赤実線が将来気候のダウンスケーリングを表す。

d4PDF の力学的ダウンスケーリングを行い、降雨データの解析を行い、不確実性を含めた結果が得られた。近日中に全 6 種類の SST 分布の計算が完了見込みである。その後、水文モデルへの導入により、洪水・渇水リスクの調査を行う予定である。

謝辞

本研究の遂行にあたっては文部科学省気候変動予測先端研究プログラム領域課題 4 「ハザード統合予測モデルの開発」(JPMXD0722678534) の助成を受けました。また、創生及び統合プログラムのもとで作成された「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(d4PDF)」 を使用しました。ダウンスケーリング計算は地球シミュレータで行いました。

大アンサンブル実験を用いた台風発生ポテンシャルの評価（その２）

*山田洋平(JAMSTEC), 宮川知己(東大 AORI), 中野満寿男(JAMSTEC), 小玉知央(JAMSTEC), 高須賀大輔(東大 AORI), 山崎哲(JAMSTEC), 八代尚(国環研), 那須野智江(JAMSTEC), 杉正人(気象研), 佐藤正樹(東大 AORI),

1. はじめに

台風（熱帯低気圧）の発生はさまざまな環境場の影響を受けることが知られており、環境場の影響を組み合わせることによって台風発生頻度予測の指標（Genesis Potential Index; GPI）が提案され、これまでに多くの研究に活用されている[1]。2022 年度の秋学会では、台風を陽に表現可能な水平 14km 格子の全球非静力学モデル NICAM[2, 3]を用いた大アンサンブル実験を行い、GPI (Emanuel and Nolan, 2004)[4]と台風発生数の関係を評価し、年々変動の相関係数はアンサンブルメンバー間で差異があり、関係を正確に評価するためにはアンサンブル実験の必要がある可能性を示した[5]。

GPI はさまざまな定式が提案されている。他の GPI を用いても同じ結果が得られるかを確かめるために、本研究では複数の GPI を用いて台風発生数と GPI の年々変動の関係を評価した。

NICAM は北西太平洋域で台風発生数を過小評価する傾向があったが、Takasuka et al. (2024)[6]によるモデルの改善によってこのバイアスを軽減することに成功している。ここでは Takasuka et al. (2024)[6]の改良を取り入れてアンサンブル実験を実施した。

2. 手法

モデル設定は Takasuka et al. (2024)[6]の雲微物理をチューニングした設定 (MP) と概ね同じ設定であるが、モデル上端を 50km (鉛直層数 78 層) に変更した。2009 年から 2019 年までの夏季を対象としており、各年の 5 月 20 日 0UTC を計算開始時刻とし、11 月 1 日 0UTC まで実験を実施した。6 月から 10 月までの五ヶ月間を解析対象とした。大気の初期値には ALERA2[7]を利用し、11 年分の 64 メンバーのアンサンブル実験を実施した。

GPI は Emanuel and Nolan (2004)[4] (EN04)、Emanuel (2010)[8] (E10)、Emanuel (2022)[9] (E22)、Murakami and Wang (2022)[10] (MW22)を利用した。台風抽出および GPI 算出は山田他[4]と同じである。

表 北西太平域 GPI と台風発生数の相関係数

	最大値	最小値	標準偏差	アンサンブル平均
EN04	0.67	–0.37	0.25	0.41
E10	0.68	–0.57	0.27	–0.15
E22	0.88	0.07	0.17	0.84
MW22	0.92	–0.59	0.22	0.92

3. 結果

北西太平洋域の台風発生数と GPI 関係を、アンサンブル実験のメンバー間の最大値、最小値、標準偏差とアンサンブル平均値を表に示す。GPI の定義が異なっていてもアンサンブルメンバー間で相関係数は変動することが確認でき、台風発生数と GPI の評価にはアンサンブル実験が必要であると再確認できる。またアンサンブル平均の相関係数は、EN04 では弱い相関を示し、E10 ではほとんど相関はなかった。E22 と MW22 を用いると、強い相関が確認できる。これは E22 と M22 は鉛直流を考慮していることが要因と考えられる。GPI の構成要素に注目した追加解析を行い報告する。

4. 謝辞

本研究の一部は、JST ムーンショット型研究開発事業（JPMJMS2282-10）の支援を受けた。アンサンブル実験は文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「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」（JPMXP1020200305）のもと、理化学研究所のスーパーコンピュータ「富岳」を利用して得られた(課題番号：hp200128, hp210166, hp220167)。

参考文献

[1] 村上裕之, 2011, 天気.
[2] Satoh, M., et al., 2014, PEPS.
[3] Kodama, C., et al. 2021, Geosci. Model Dev.
[4] 山田他, 2022 年度気象学会秋季大会予稿集 P304.
[5] Enomoto et al., 2013
[6] Takasuka et al., 2024, JAMES.
[7] Emanuel, K. A., and Nolan, A., 2004, 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology.
[8] Emanuel, K. A., 2010, JAMES.
[9] Emanuel, K. A., 2022, Journal of Climate.
[10] Murakami, M., and Wang, B., Commun Earth Environ.

Understanding Uncertainty in Climate Data Clustering

*Quang-Van DOAN (筑波大学)
Quang-Van DOAN (University of Tsukuba),

1. Clustering climate data

The surge in climate data has spurred a gradual shift in knowledge acquisition methods from traditional physically based models to data-driven mining approaches. Among these, clustering stands out as a popular technique for uncovering hidden patterns within climate data. Notable methods include *k*-means, affinity propagation, self-organizing map (SOM) etc. Recent advanced methods that leverage *structural similarity* for climate pattern recognition include S *k*-means or S-SOM (Doan et al., 2021; 2023). Fundamentally, such clustering algorithms are used to group data into clusters. Each cluster represent interpretable pattern that facilitate human understanding and support downstream tasks like prediction.

2. Clustering uncertainty

Clustering uncertainty refers to the ambiguity or lack of confidence in the assignment of data points to clusters. It arises when there is overlap or ambiguity in the border of clusters. Clustering uncertainty can stem from various factors such as noisy, inherent variability within the data, or limitations in the clustering algorithm itself. Dealing with clustering uncertainty is crucial for ensuring the reliability and interpretability of clustering results. Nevertheless, clustering uncertainty issue has been not sufficiently addressed, or understood, especially within the context of climate science.

3. Can we measure the clustering uncertainty?

The recent study proposed a novel framework for evaluation/representation of clustering uncertainty (Doan et al., 2023). This is primarily used to quantify the variability/consensus among the clustering outcomes across the different algorithms, or different realizations of one algorithm. At the core is the newly proposed clustering uncertainty degree, which builds on mutual-information concept. Also, relevant visualization tools including the connectivity matrix, and chord diagram are proposed to represent the clustering uncertainty in more intuitive ways (Fig. 1).

4. Meaningfulness of clustering solution

Measuring clustering uncertainty does not only help to evaluate the behaviors of the algorithm in a specific context. Naturally, it can be used to evaluate whether a given problem (input data) is preferable for clustering. In other words, if the cluster algorithm provides higher uncertainty in its outcomes, then it is not appropriate for use, and vice versa. For example, as shown in paper of Doan et al. (2023), clustering weather pattern in summer arise over the Japan region raises a larger uncertainty, i.e., produces more random clusters, than do it for winter. It suggests that clustering solution could be not an appropriate approach for mining these data. The study suggests change the conventional procedure of data clustering by adding essential task of evaluation of the clustering uncertainty to justify the meaningfulness of the application.

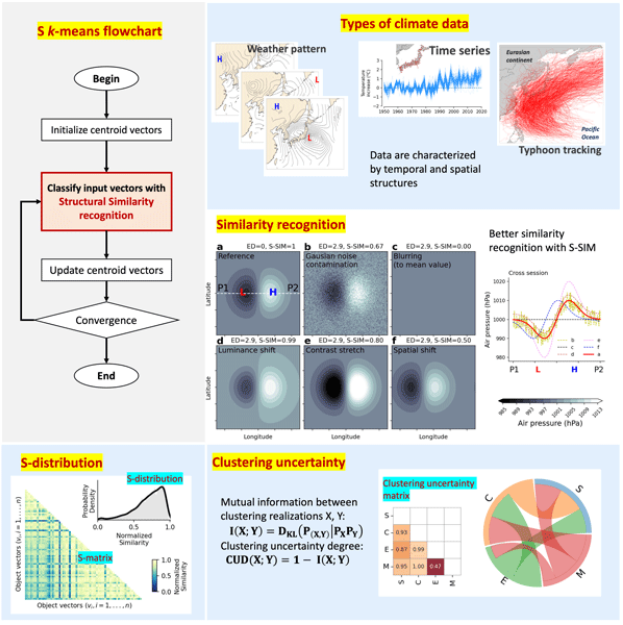


Fig. 1 Illustration of the clustering-uncertainty evaluation framework with the showcase for S-k-means (Credit to Doan et al., 2023) .

References:

[1] Doan QV, et al., *G.M.D.*, **14**, 2097–2111, 2021.
[2] Doan QV, et al., *G.M.D.*, **16**, 2215–2233, 2023.

マクスウェル悪魔としての境界流同期

*安田勇輝 (東京工業大学), 神山翼 (お茶の水女子大学)

1. はじめに

西岸境界流の経年から十年スケールの変動メカニズムの解明は，気候力学の理解に不可欠である．Kohyama et al. [1] は黒潮と湾流の海面水温 (SST) の同期現象 (境界流同期) を発見し，大気を介した中緯度海盆間の相互作用 (情報伝達) の重要性を指摘した．一方，ここ 20 年で，情報理論が非平衡物理と融合し，情報熱力学が生まれた [2]．本研究は，情報熱力学を用いて，境界流同期がマクスウェル悪魔系として理解できる可能性を示し，各海流の気候系における役割を議論する．

2. マクスウェル悪魔系

マクスウェル悪魔系とは，状態に関する情報を利用し，ゆらぎを整流する系を指す [2]．説明のため，等温環境下の一粒子を考える (図 1)．この粒子は周囲の熱でゆらいでいる．まず，容器に仕切りを入れ，「悪魔」が粒子の位置を測定する．次に，「悪魔」は測定結果に応じて仕切りの動かす向きを制御し，等温膨張により仕事を取り出す．この駆動源は周囲からの熱ゆらぎである．最後に仕切りを外し初期状態へ戻す．この際，等温サイクルから「悪魔」が仕事を取り出したため，見かけ上，熱力学の第二法則に反する．このサイクルでは，測定結果に応じた制御を行い，ゆらぎを仕事に変えている．この測定結果に伴う情報量を考慮することで，通常の第二法則を拡張した不等式を示せる [2-5]．

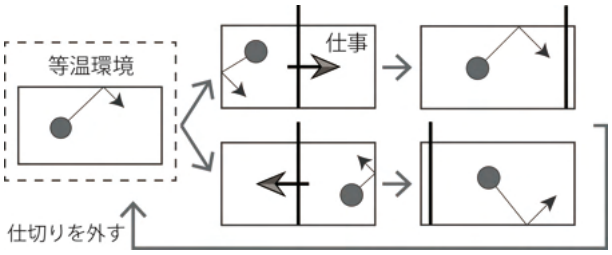


図 1: 等温環境下の一粒子系に対する操作．

マクスウェル悪魔系は，微分方程式で記述される自律系でも実現できる [4, 5]．この時，後述する情報流の符号に応じ，全系を「悪魔」(制御系かつ測定者) と「粒子」 (被制御系かつ被測定者) に分けて解釈する．

3. 境界流同期を記述するトイモデルの導入

トイモデルとして以下の 2 変数の自律系を考える．湾流 (G) と黒潮 (K) の領域平均 SST を T_G と T_K とした．

$$\mathrm{d}T_G/\mathrm{d}t = -r_G T_G + aT_K + \xi_G$$
$$\mathrm{d}T_K/\mathrm{d}t = -r_K T_K + bT_G + \xi_K$$

各式の第一項は緩和，第二項は相互作用，第三項は白色ガウスノイズ (ゆらぎ) を表す．係数は全て正で，衛星観測および全球気候モデルの時系列データ [1] から推定した．この系は境界流同期をよく再現した．

4. 情報熱力学の第二法則の適用

情報熱力学の第二法則 [4,5] に基づき数値解析を行った結果，上のトイモデルは以下を満たすパラメータ領域にあることが示された．

$$0 \geq \mathrm{d}\sigma_G/\mathrm{d}t \geq I_{K\to G}$$
$$\mathrm{d}\sigma_K/\mathrm{d}t \geq I_{G\to K} \geq 0$$

各式の左側はゆらぎに伴うエントロピー変化率，右側は海流間の情報流を表す．情報流 $I_{K\to G}$ は 湾流による情報量の獲得/喪失を表す ($I_{G\to K}$ は黒潮による量)．

黒潮から湾流へ負の情報流 ($I_{K\to G}$) があるため，湾流は「制御」により情報を喪失する「粒子」と解釈される (図 2)．この時，負のエントロピー変化率 ($\mathrm{d}\sigma_G/\mathrm{d}t$) は取り出される仕事に対応する．一方，湾流から黒潮へ正の情報流 ($I_{G\to K}$) があるため，黒潮は「測定」により情報を獲得する「悪魔」と解釈される (図 2)．この結果は，境界流同期がゆらぎを自律整流するマクスウェル悪魔系と理解できることを示唆する．

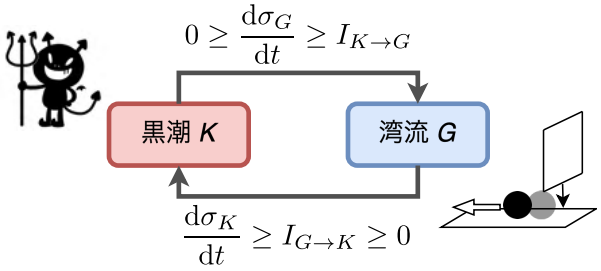


図 2: トイモデルのマクスウェル悪魔系としての解釈．

この理解から，各海流の異なる役割が示唆される．まず，湾流は黒潮の SST を同位相になるように強制する．一方，黒潮は湾流の SST を強制するのではなく、湾流の変化を抑制することで位相を固定する．両者が適切なパラメータ領域で結合すると，大気海洋のゆらぎを駆動源とし，同期が実現される．

[1] Kohyama et al., 2021, *Science.* [2] Shiraishi, 2023, *Springer.* [3] Sagawa and Ueda, 2010, *Phys. Rev. Lett.* [4] Horowitz and Esposito, 2014, *Phys. Rev. X.* [5] Loos and Klapp, 2020, *New J. Phys.*

超高解像度エアロゾル気候モデル SCALE-SPRINTARS の開発

*富澤慧 (福岡県保環研，九大院総理工)，佐藤陽祐 (北大院理)，
安井良輔 (気象研)，竹村俊彦 (九大応力研)

1. はじめに

IPCC 第 6 次評価報告書 (AR6) [1]では、短寿命気候強制因子 (SLCFs) が単独のチャプターとして取り上げられ、その重要性への認識が高まっている。エアロゾル粒子は SLCFs として注目されているものの、エアロゾル粒子濃度の時空間変動が大きいこと、気候変動を引き起こすメカニズムが複雑であることから、エアロゾル、特にエアロゾル-雲相互作用に関する気候影響の不確実性は未だ大きいことが報告されている[1]。この複雑なエアロゾル-雲相互作用の理解を促進するためには、観測と数値モデルの両方を用いた研究が必須である。特に数値モデルでは雲を陽に解像する数値シミュレーションによって、観測では得られない物理量や素過程の情報を得ることが期待できる。本研究では 2021 年春の気象学会にて安井らによって報告された、雲解像の超高解像度領域モデル SCALE-RM (Scalable Computing for Advanced Library and Environment)[2,3]にエアロゾルスキーム SPRINTARS (Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species)[4]を組み込んだモデルについて、その後の開発の進捗を発表する。

2. モデル概要

SCALE-RM(v5.4.0)は、3 次元完全圧縮非静力学方程式系を基に計算される。開発段階では、SCALE ユーザーズガイドのデフォルト設定[5]を参考にした。すなわち、乱流過程(Smagorinsky-Lilly 型乱流モデル)・雲物理過程(6-class 2 モーメントバルクモデル)・積雲パラメタリゼーション・放射過程(相関 k 分布法ブロードバンド大気放射伝達モデル)・惑星境界層過程・ 地表面モデル(陸面:バケツモデル;海洋:外部データ入力;都市:単層キャノピーモデル)のそれぞれの物理過程を使用した。

エアロゾル過程では、MIROC-SPRINTARS と同様に、主要なエアロゾルである土壌粒子・海塩粒子・ブラックカーボン・有機物・硫酸塩を取り扱い、エアロゾルの輸送過程である発生・湿性沈着・乾性沈着・重力落下・硫黄化合物の化学反応を計算する。

本発表では、通年のエアロゾル輸送の再現性を評価するため、2010 年 12 月 29 日～2011 年 12 月 31 日について計算を行った結果を検証する。計算設定は、水平領域が約 60°E–170°E, 10°N–60°N、水平解像度 25 km で、鉛直 36 層(トップ 28 km)、時間間隔 100 秒である。初期値は および領域境界の気象場は JRA55 を用いた。また、 Leaf Area Index および積雪量については、それぞれ NASA ORNL (0.25˚×0.25˚)および JRA55(1.25˚×1.25˚) の気候値を使用した。

3. 結果

図 1 は、2011 年 8 月のエアロゾル光学的厚さ(Aerosol Optical Depth; AOD)の月平均について、中分解撮像分光放射計 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; MODIS)で観測されたデータと比較した結果である。おおよそ Aqua/Terra-MODIS と同様の結果が得られた。ただし、SCALE で過大評価している地域があり、降水などの気象場と併せた再現性のさらなる向上が必要となる可能性がある。

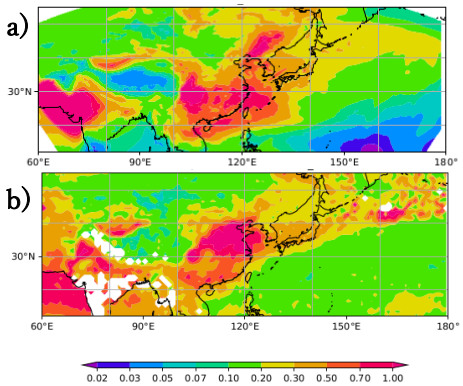


図 1　2011 年 8 月の AOD 月平均値の比較
(a) SCALE-SPRINTARS、(b) Aqua/Terra-MODIS

4. 今後の予定

モデルのさらなる改良を行うとともに、ネスティング実験により空間格子を小さくすることで、エアロゾルの動態やエアロゾル-雲相互作用を詳細に解析していく予定である。

参考文献

[1] IPCC WG1 AR6, 2021. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/
[2] Nishizawa et al., Geosci. Model Dev., 8, 3393-3419, 2015.
[3] Sato et al., Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23, 2015.
[4] Takemura et al., JGR, 105, 17853-17873, 2000.
[5] https://scale.riken.jp/archives/scale_users_guide.v5.4.5.pdf

地球システムモデルの雲量の水平解像度依存

*川合秀明、水田亮　（気象研究所）

1．はじめに

気象研究所では、気候変動予測先端研究プログラムにおいて、CMIP6 で使用されてきた地球システムモデル MRI-ESM2（120km 解像度、TL159）を 20km 解像度（TL959）で動かし、温暖化予測を行うこととなっている。

この開発・調査過程において、モデルの水平解像度を上げると、上層・中層雲量がかなり減少し（図 1）、それにより、外向き長波放射は増加し、外向き短波放射は減少することが確認された（水田ほか 2023）。また、水平解像度を上げた時、相対湿度も下がることが確認されている（図略）。本調査では、水平解像度を上げると、なぜ相対湿度が下がり、雲量も減少するのかを考察した。

この原因としては、いくつかの可能性が考えられるが、その一つとして、水平解像度が上がると、上昇流が狭い範囲に集中し、下降流域が広くなり、結果的に相対湿度が下がり、雲量も少なくなるという可能性が考えられる。

2．解析結果

まず、スナップショットの雲量の構造を見ると、水平解像度が上がるにつれ、雲の構造がより狭くなる様子が見られた（図略）。より定量的に見るため、スナップショットのいくつかの PDF（確率密度関数）の統計を計算した（図 2）。雲量の PDF（図 2b）を見ると、TL159 では雲量が 10-90%の値をそれなりにとっているが、TL319, TL959 と解像度が高くなるに従い、そうした範囲の雲量の発生は少なくなっていっていることがわかる。また、雲なし領域の割合（図 2a）を見ると、TL159 では 76%程度であるが、TL319、TL959 となるに従い、雲なし領域の割合が増えていることがわかる。相対湿度の PDF（図 2c）を見ると、相対湿度が比較的高い 80%以上の発生頻度は解像度が高くなるほど小さくなり、相対湿度が 20%以下の発生頻度は解像度が高くなるほど大きくなっていることがわかる。鉛直流の PDF（図 2d）を見ても、解像度が高くなるほど、非常に弱い鉛直流の発生頻度は減り、正負共にある程度以上強い鉛直流の発生頻度が高くなっている。

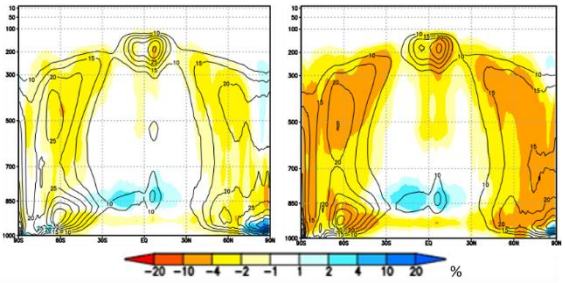


図 1：雲量の低解像度モデル（TL159）からの差。（左）TL319 − TL159。（右）TL959 − TL159。MRI-ESM2 使用。1980 年平均。

これらの結果は、水平解像度が高くなるほど雲量が減る理由の一つが、水平解像度が上がると、上昇流が狭い範囲に集中し、下降流域が広くなり、結果的に相対湿度が下がり、雲量も少なくなるというメカニズムであることを示唆している。また、解像度が上がると、対流性の降水が減少し、大規模凝結の降水が増えるが、そのことも、大気を乾かす方向に寄与していると考えられる。

なお、MRI-ESM2 のベースとなっている雲スキームは、Tiedtke 雲スキーム（Tiedtke 1993）であり、このスキームでは、雲量が上昇流と非常に密接に対応しているため、このように雲量が減少した場合に、雲量を増やすのはそれほど容易ではない。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省の気候変動予測先端研究プログラム（JPMXD0722680734）、日本学術振興会・科学研究費助成事業（JP19H05699）、及び環境省・環境研究総合推進費（2-2301）の支援により実施された。

参考文献

水田ほか, 2023: 全球予測システムの高解像度化と調整. 気候変動予測先端研究プログラム 領域課題 3 令和 4 年度研究成果報告書. 49-59.

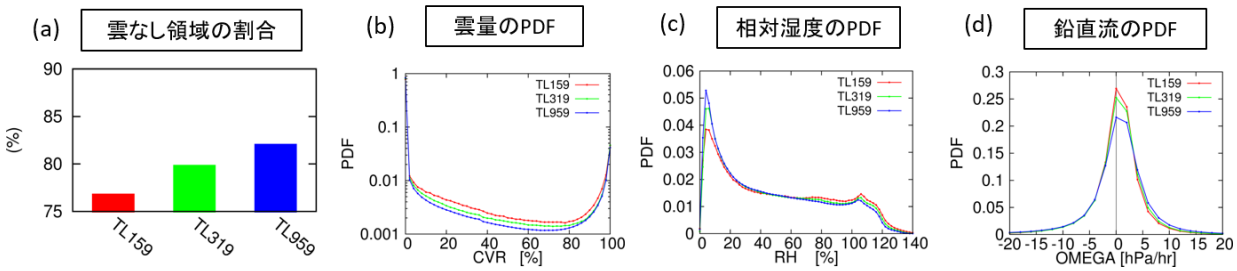


図 2：(a) 雲なし領域の割合、(b) 雲量の PDF、(c) 相対湿度の PDF、(d) 鉛直流の PDF。赤線が TL159、緑線が TL319、青線が TL959。 MRI-ESM2 使用。500hPa 付近のモデル面のスナップショットデータの全球の統計（1980 年 1 月の 31 日間）。

高解像度海洋モデルに対する対流圏および成層圏の冬季ジェット気流の応答

*平原翔二，石川一郎，藤井陽介，中野英之，辻野博之，足立恭将，直江寛明
(気象研究所/気象庁)

1. はじめに

海洋モデルにおいて中緯度西岸境界流や中規模渦を十分に表現するためには、少なくとも 10-20km 程度の高い水平格子解像度が必要とされる[1,2]。このため計算資源の制約により、全球を対象とする数値実験では渦パラメタリゼーションが利用されることが多いものの、高解像度化して渦の再現性を高めるとモデル気候値が有意に変化することが指摘されている[3]。本研究では大気海洋結合モデルにおける海洋モデル解像度比較実験に見られた対流圏・成層圏大気の東西風気候値の変化について報告する。

2. 用いた数値モデルと実験仕様

気象庁/気象研究所季節予測システム JMA/MRI-CPS3[4]を利用し、共通の仕様の大気モデル(水平約 0.6°)に対して、低解像度(東西 1°×南北 0.5°; CPS3ML)、中解像度（0.25°×0.25°; CPS3MM）、高解像度(0.1°×0.1°; CPS3MH)の３種類の海洋モデルをそれぞれ結合させ、1991-2020 年の７月 15 日および７月 30 日を初期日とする 5 メンバー・７か月予報実験データベース(300 事例/モデル)を作成する。ここでは北半球冬季(12－2 月)のモデル気候値の変化について報告する。

3. 結果とまとめ

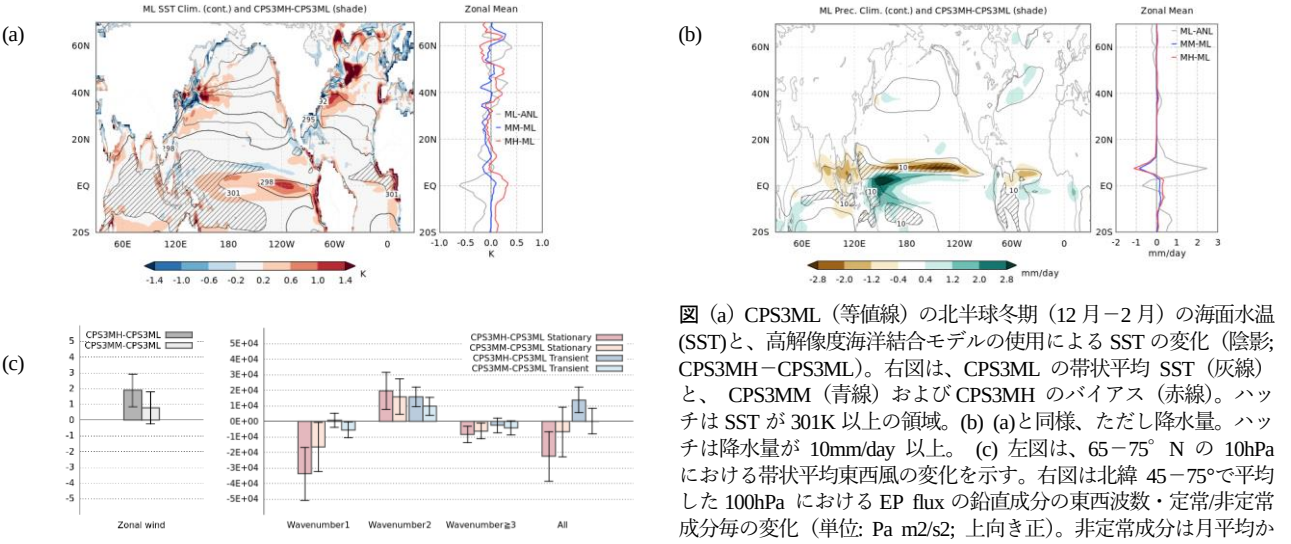
低解像度結合モデルに対して、高解像度モデルには赤道付近や中緯度海洋前線帯に海面水温の昇温が見られた。両半球の熱帯収束帯(ITCZ)の対流活動は赤道側で活発化し、ウォーカー循環の上昇流域は太平洋側へ東偏した(図 1a, b)。対流圏上層の亜熱帯ジェット気流は赤道側で加速し(図略)、北半球成層圏の極夜ジェットは強化されていた。極夜ジェットの強化と整合的に、100hPa において成層圏へ向かう上向き Eliassen-Palm flux には正味の弱化が見られ、東西波数毎にフラックスの寄与を分離すると、特に熱帯の海洋変化に関連した波数１の定在波の弱化[5,6]がもっとも大きく寄与していることが分かった。一方、波数２は極夜ジェットを弱化させる方向の変化を示し、中緯度 SST 変化に伴う大気応答も減速効果を増幅する方向に寄与している可能性があるものの、波数１と比べるとその影響は副次的であることが分かった。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 (JP22H04493)および文部科学省気候変動予測先端研究プログラム(JPMXD0722680395, JPMXD0722680734)の支援を受けて実施されました。

参考文献

[1] Chelton et al., 1998, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**(3), 433-460.
[2] Hallberg, R., 2013, *Ocean Modell.*, **72**, 92-103.
[3] Hewitt et al., 2017, *Ocean Modell.*, **120**, 120-136.
[4] Hirahara et al., 2023, *JMSJ*, **101**, 149-169.
[5] Domeisen et al., 2019, *Rev. Geophys.*, **57(1)**, 5-47.
[6] Iza et al., 2016, *J. Climate*, **29**, 8899-8914.



図（a）CPS3ML（等値線）の北半球冬期（12 月－2 月）の海面水温(SST)と、高解像度海洋結合モデルの使用による SST の変化（陰影; CPS3MH－CPS3ML）。右図は、CPS3ML の帯状平均 SST（灰線）と、 CPS3MM（青線）および CPS3MH のバイアス（赤線）。ハッチは SST が 301K 以上の領域。(b) (a)と同様、ただし降水量。ハッチは降水量が 10mm/day 以上。 (c) 左図は、65－75° N の 10hPa における帯状平均東西風の変化を示す。右図は北緯 45－75°で平均した 100hPa における EP flux の鉛直成分の東西波数・定常/非定常成分毎の変化（単位: Pa m2/s2; 上向き正）。非定常成分は月平均からの偏差で定義。

植生区分の格子内非一様性の影響

*足立恭将[1,2], 須藤康平[2], 吉村裕正[1], 渡辺泰士[1]
1:気象庁気象研究所, 2:気象庁数値予報開発センター

1. はじめに

気象庁内の陸面モデルは、SiB をベースとして、1980 年代から開発改良が続けられ、現在では、植生に加えて、積雪・土壌の水文過程も精緻に扱えるモデル(iSiB)が、庁内の全ての全球大気モデル（予測時間は数日から数百年、水平解像度は 10~100km のオーダー）で使用されている。

iSiB では、13 種の植生区分を扱っており（図 1a)、各格子毎に 1 種類の植生を与える仕様である為、格子内の不均一性は表現出来ない。これは、特に低解像度のモデルでは誤差の原因となりえるだろう（図 1b)。他のモデルセンターでは、タイル化（格子内に複数種の植生区分を保持）を導入しているモデルも有り、庁内でも 4 年前の検討記録が確認できるが、実現には至っていなかった。今回、iSiB にタイル化の改良を施し、植生区分の格子内不均一性の影響を調べた。

2. 手法（実験仕様と植生区分）

用いたモデルは気象研究所で開発中の MRI-AGCM4 で、気象庁の短期予報用の大気モデルをもとに、気候モデル用に改良を加えたものである。モデル水平解像度は約 120km、1978~2020 年の 43 年間 AMIP 実験を行い、後半 40 年を解析に使用した。

モデルに与える植生区分は、約 1km 解像度の植生分布を持つ GLC2000 を利用している。従来の格子内単一植生の仕様の場合、GLC2000[1]の植生区分を iSiB のそれに対応させ（表 1)、その後、予報モデルの格子毎に最大割合の植生をその格子の植生としている。格子内複数植生の仕様の場合は、予報モデルの格子毎に全ての植生区分について、被覆割合をそのまま用いる。

3. 結果と考察

図 2 は、年平均地上気温の複数植生実験と単一植生実験との差である。植生不均一性の影響は、全球の多くの地域で見られ、最大で±1.5℃程度の大きさである。特に、被覆最大割合が小さい地域では、有意な影響が確認できる。

赤道アフリカ南部や南アメリカでは、樹木が減少することで、潜熱が減少し、温度が上昇している。東南アジアでは、樹木減少格子と増加格子が点在しており、前者では、南アメリカなどと同様に、温度が上昇し、後者ではその逆が見られる。また、同じ樹木減少でもシベリア北東部のような高緯度域では、アルベド増加の効果が大きく、気温が低下する。インド全域では、耕作地の減少と樹木増加がアルベドを減少させて温度が上がり、黒海南部では、耕作地の増加と半砂漠の減少が、アルベドを増加させ、低温化するようである。

4. まとめと今後の予定

植生の格子内不均一性は、地上気温に無視できない影響があることを確認できた。また、格子内複数植生対応は、連続的な植生の年々の変化を表現可能にする。今後、年々の変化の表現も検討していく予定である。

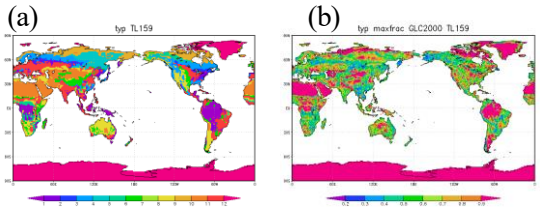


図 1：(a)植生区分と(b)その最大割合。

GLC2000		SiB		GLC2000		SiB	
1	Tree Cover boradleaved evegreen	1	常緑広葉樹	12	Shrub deciduous	9	半砂漠
2	Tree Cover boradleaved deciduous closed	2	落葉広葉樹	13	herbaceous	7	草原
3	Tree Cover boradleaved deciduous open	6	草原＋落葉広葉樹	14	Sparse herbaceous or Sparse Shrub	9	半砂漠
4	Tree Cover needle-leaved evegreen	4	常緑針葉樹			10	ツンドラ（高緯度の場合）
5	Tree Cover needle-leaved deciduous	5	落葉針葉樹	15	Regulary flooded herbaceous or/and Shrub	10	ツンドラ
6	Tree Cover mixed leaf	3	落葉広葉樹＋常緑針葉樹	16	Cultivated and managed area	12	耕作地
7	Tree Cover flooded fresh water	1	常緑広葉樹	17	Mozic :Crop/Tree /Other		
8	Tree Cover flooded saline water			18	Mozic :Crop/Shrub or Grass		
9	Mozaic:Tree Cover / Other vegetaion	6	草原＋落葉広葉樹	19	Bare	11	砂漠
10	Tree Cover + Burnt			20	Water	0	海 or 湖
11	Shrub evergreen	8	落葉広葉樹の疎林	21	Snow and Ice	13	氷床
				22	Artificail surface	11	砂漠

表 1：GLC2000 と iSiB の植生対応表

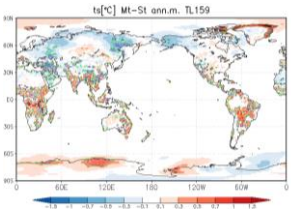


図 2：年平均地上気温の複数植生実験と単一植生実験との差。緑（紫）線は、有意水準 90（95）%。

参考文献

[1] Bartholome, E., and Belward, A. S., 2005, *International Journal of Remote Sensing*, **26(9)**, 1959-1977.

古気候シミュレーションと線型化モデルを用いた氷期の北半球夏季テレコネクションに関する研究

岩佐優輝（気象大）・村上茂教（気象大・気象研）

1. はじめに

大気の循環場に持続的に生じるテレコネクションはしばしば異常気象の原因となる。日本の夏の天候に影響を与える代表的なテレコネクションとして PJ パターンやシルクロードパターンがある。こうしたテレコネクションは氷期といった現在とかけ離れた気候条件でも現れ得るだろうが、気候条件に応じて変調を受けると考えられる。本研究では、最終氷期を対象としたシミュレーションから北半球夏季のテレコネクションを解析し、異なる気候条件下でのテレコネクションの現れ方を調べることで、テレコネクションに対する理解を深めることを目的とする。

2. 使用データ・解析手法

気象研究所の気候モデル MRI-CGCM3 による最終氷期極大期(LGM)と産業革命前(PI)を対象とした古気候実験から 30 年分のデータを用いた。更に対比データとして気象庁 55 年長期再解析(JRA)の 1981 年から 2010 年のデータも用いた。これらの気候平均場を基本場とする線型傾圧モデルの固有値分解を行い、テレコネクションパターンを同定した。

3. 解析結果・考察・今後の課題

最初に、シミュレーションの結果が現在気候で見られるテレコネクションをどの程度再現しているかを調べるために JRA と PI の固有値分解の結果の比較を行った。その結果、PI の固有値分解は JRA の固有値分解から得られる低周波モードをおおむね再現していた。

次に、LGM と PI の固有値分解の結果からシルクロードパターンの比較を行った。LGM の 7 月を除いて、JRA や PI と同様のシルクロードパターンが得られたが、LGM の 7 月からは得られず、代わりにスカンジナビア半島付近から東南東方向に日本付近まで伝播する「シルクロードパターンもどき」と呼ぶべき周期 14 日の波列パターンが得られた。これは LGM の 7 月のジェット気流が地中海の東を通過しないという気候条件のためだと考えられる。このことは地中海の東に加熱強制を与えた実験からも支持される。

また、LGM の固有値分解では 6 月に、7 月のものと似ているが①大西洋上に強い渦度偏差を持つ周期 26 日の準定常パターン（図 1 上）が、また 8 月には②ユーラシア大陸の北部を回る振動数 0 の定常パターン（図 1 下）が見られた。①は波源解析から北米上に主な波源を持つ「シルクロードパターンもどき」が氷期の条件下で変調を受けて現れたものと考えられる。②は JRA と PI の固有値分解からは得られなかったが、500hPa 南北風速に対して EOF 解析を行うと JRA, PI, LGM に共通にみられた。このことから②のパターンは北半球夏季に普遍的に存在しているテレコネクションで、Wakabayasi and Kawamura (2004)の EJ パターンだと推測される。

今後の課題として①が LGM のみに現れ、周期が長い理由や、②が JRA や PI の固有値分解で解析できなかった理由の解明が挙げられる。

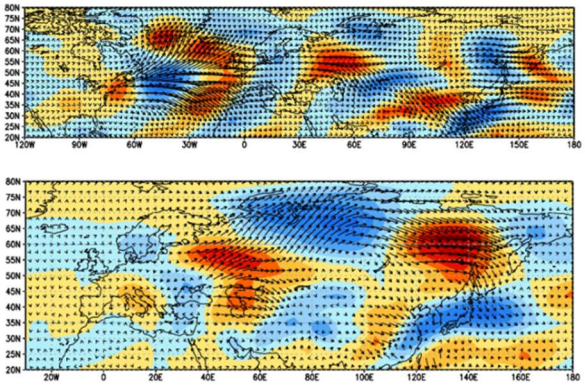


図 1： σ=0.25 における渦度偏差[10^{-5} /s]。矢印は高谷・中村の波活動度フラックス。(上)大西洋上に強い渦度偏差を持つパターン。(下)ユーラシア大陸の北部を回るパターン。

氷期の数千年スケール大気海洋変動プロセスに関する気候モデル研究

*國吉優太, 阿部彩子, 陳永利 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

地質記録によると、最終氷期のグリーンランドでは~10℃/decadeで急激に温暖化/寒冷化するイベント(ダンスガードオシュガー(DO)イベント)が数千年間隔で25回以上起きたと示唆されている。様々な地質記録や数多くの数値モデル実験から、DOイベントは大西洋子午面循環(AMOC)の強度の急激な変化に起因していると考えられてきた。

AMOC強度の急激な変化は、北大西洋深層水形成域へ流出する氷床融解水量によって強制されると従来考えられてきたが、近年は、融解水の強制なしで大気-海洋系の内部要因によって自励振動する結果が大気海洋結合モデルで示されている。内部要因の具体的な仮説として、北大西洋表層の塩分振動子[1-3]や、北大西洋高緯度の海氷分布と亜表層水温の変化による熱的な振動子[4, 5]が議論されている。前者の塩分振動子では、北大西洋熱帯域の大気-水循環の変化の寄与が重要という指摘がある[2, 3]が、先行研究は大気海洋完全結合の実験であるため、熱帯域の水循環の変化が振動の結果なのか、振動の原因として働くのか、詳細な役割が明らかになっていない。

そこで、本研究では、大気海洋結合モデルを用いて、氷期の気候フォーシング条件で、北大西洋低緯度や全球の海面が受け取る降水-蒸発フラックスを固定するペースメーカー実験を行い、大気-水循環変化が数千年スケール自励振動に対して与える影響を調べた。

2. 手法

大気海洋結合モデルMIROC4mを使用し、氷期の気候フォーシング条件で、大気海洋結合実験(Full-coupled)と、大気海洋間の水フラックス(降水-蒸発フラックス)を非結合にして代わりに月別気候値の水フラックスを海面に与えるペースメーカー実験(Waterfix)の2種類を行った。後者のWaterfix実験では、水フラックスを非結合させる領域として複数通り選択した(全球海面、北大西洋高緯度のみ、北大西洋低緯度のみ、北大西洋全域)。また、ペースメーカーとして与える月別気候値には、Full-coupled実験の1500年間(AMOC強度の振動の1周期分の長さ)の平均値を使用した。

3. 結果・考察

Full-coupled実験では、約1,500年周期で大気海洋系の自励振動がシミュレートされた(図b, 黒線)。振動の1サイクルは、弱いAMOCの持続期(北半球寒冷・乾燥期)、10~100年の急激なAMOC回復(北半球温暖・湿潤化)、強いAMOCの持続期(北半球温暖・湿潤期)、急激なAMOC弱化(北半球寒冷・乾燥化)から成る。南半球では、北半球寒冷期の間にゆっくり温暖・湿潤化し、北半球温暖期の間にゆっくり寒冷・乾燥化していた。また、赤道域では、AMOCの自励的振動に伴うITCZの南北移動がシミュレートされ、先行研究[2,3]やDO発生時期の地質記録と整合する結果を得た(図a)。

Waterfix実験では、非結合領域がいずれのケースでも、Full-coupled実験と同様にAMOCの振動がシミュレートされた(図b)。この結果から、AMOCの数千年スケールの振動は大気-水循環の変化の寄与なしで駆動されることが示された。本発表では、海面での熱交換や表層風の変化にも着目し、振動の駆動に対する大気海洋相互作用の役割に関して議論を深める予定である。

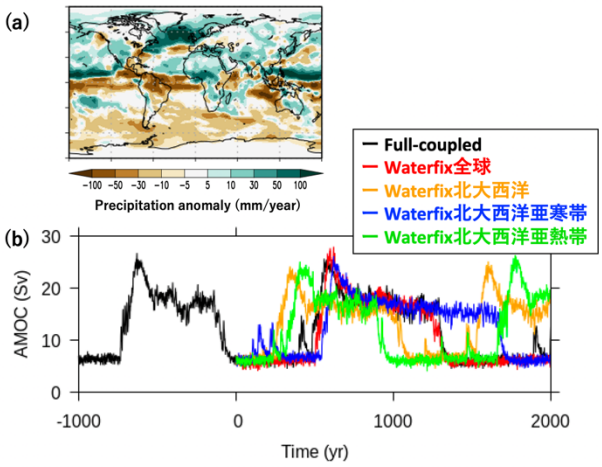


図 (a) Full-coupled実験においてAMOC強い時期の末期50年の降水量偏差(AMOC振動1周期平均基準)。(b)各実験のAMOC流量の時間変化。

参考文献

[1] Peltier, W. R., & Vettoretti, G., 2014, *Geophys. Res. Lett.*, *41*(20), 7306–7313.

[2] Zhang, X., et al., 2021, *Nat. Geosci.*, *14*(11), 819-826.

[3] Armstrong, E., et al., 2022, *Clim. Dyn.*, 1-19.

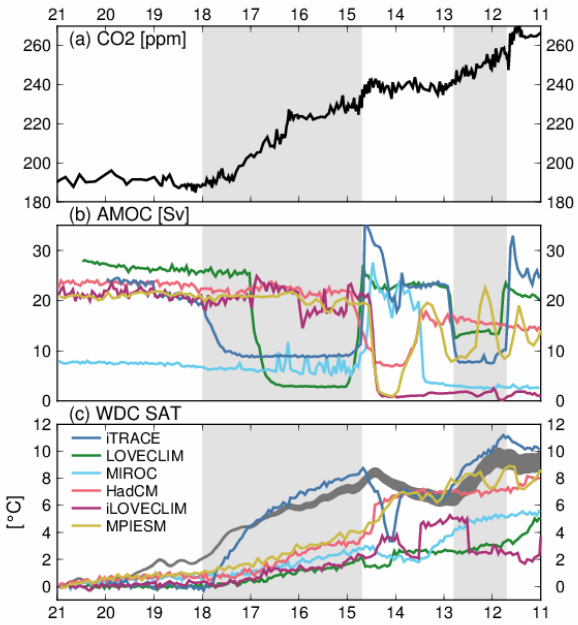
[4] Brown, N., & Galbraith, E. D., 2016, *Geosci Model Dev 12*(9), 3889-3913.

[5] Kuniyoshi, Y., et al., 2022, *Geophys. Res. Lett.*, *49(6)*

退氷期の気候変化のマルチモデル比較研究：南半球高緯度域温度変化の要因

*小長谷貴志 （東大大気海洋研），阿部彩子（東大大気海洋研），
シェリフ多田野サム（琉球大），陳永利（東大大気海洋研）他 14 名

要旨：The quaternary climate is characterised by glacial-interglacial cycles, with the most recent transition from the last glacial maximum to the present interglacial (the last deglaciation) occurring between ~ 21 and 9 ka. While the deglacial warming at southern high latitudes is mostly in phase with atmospheric CO2 concentrations, some proxy records have suggested that the onset of the warming occurred before the CO2 increase. In addition, southern high latitudes exhibit a cooling event in the middle of the deglaciation (15-13 ka) known as the Antarctic Cold Reversal (ACR). In this study, we analyse transient simulations of the last deglaciation performed by six different climate models as part of the 4th phase of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP4) to understand the processes driving southern high latitude surface temperature changes. While proxy records from West Antarctica and the Pacific sector of the Southern Ocean suggest the presence of an early warming before 18 ka, only half the models show a significant warming (~1 ° C or ~10 % of the total deglacial warming). All models simulate a major warming during Heinrich stadial 1 (HS1, 18-15 ka), greater than the early warming, in response to the CO2 increase. Moreover, simulations in which the AMOC weakens show a more significant warming during HS1 as a result. During the ACR, simulations with an abrupt increase in the AMOC exhibit a cooling in southern high latitudes, while those with a reduction in the AMOC in response to rapid meltwater exhibit warming. We find that all climate models simulate a southern high latitude cooling in response to an AMOC increase with a response timescale of several hundred years, suggesting the model’s sensitivity of AMOC to meltwater, and the meltwater forcing in the North Atlantic and Southern Ocean affect southern high latitudes temperature changes. Thus, further work needs to be carried out to understand the deglacial AMOC evolution with the uncertainties in meltwater history. Finally, we do not find substantial changes in simulated Southern Hemisphere westerlies nor in the Southern Ocean meridional circulation during deglaciation, suggesting the need to better understand the processes leading to changes in southern high latitude atmospheric and oceanic circulation as well as the processes leading to the deglacial atmospheric CO2 increase.



図：6 気候モデルの結果。(a)実験設定の大気 CO2, (b)北大西洋深層循環流量, (c)南極地表気温. 黒はアイスコア復元を示す。文献[1]の図 3 より引用。

参考文献

[1] Obase, T., Menviel, L., Abe-Ouchi, A., Vadsaria, T., Ivanovic, R., Snoll, B., Sherriff-Tadano, S., Valdes, P., Gregoire, L., Kapsch, M.-L., Mikolajewicz, U., Bouttes, N., Roche, D., Lhardy, F., He, C., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., and Chan, W.-L.: Multi-model assessment of the deglacial climatic evolution at high southern latitudes, Clim. Past Discuss. [preprint], doi:10.5194/cp-2023-86, in review, 2023.

大気海洋植生結合モデルを用いた鮮新世と現代の降水量の違いの要因分析

*中川祥緒[1], 阿部彩子[1], Wing-Le Chan[2], 樋口太郎[1], 大石龍太[1], 小長谷貴志[1]

1: 東京大学大気海洋研究所, 2: 海洋研究開発機構

1. はじめに

鮮新世は、現代よりも温暖な時代であり、アフリカが現代よりも湿潤であったことが知られている. PMIP2 のアンサンブル実験の解析では、高い大気 CO_2 濃度によってサハラ地域の気温が高くなったことが西アフリカモンスーンの強化に繋がったと考えられている[1]. 現代の地理条件では、軌道要素とそれに伴う氷床量の変動によっても、アフリカの降水量が周期的に変化することが分かっている[2]. 一方で、鮮新世では、ハドソン湾が陸地であった、ベーリング海峡が陸続きであった、グリーンランドや西南極の氷床が小さかったなど、現代と異なる地理条件であったことが知られている. この大気 CO_2 濃度以外の要因がアフリカ北部や西アジアの降水量の違いに大きな影響を与えていることは、これまでに示唆されている[3]. しかし、地理条件の違いがどのようなメカニズムで降水量の違いに影響を与えていたのかは明らかになっていない.

2. 実験設定

大気海洋植生結合モデル MIROC4m-LPJ[4]を用いて、数値実験を行なった. 表のように、CO_2 濃度と地理条件(大陸配置、グリーンランド氷床)をそれぞれ現代と鮮新世のものに設定した.

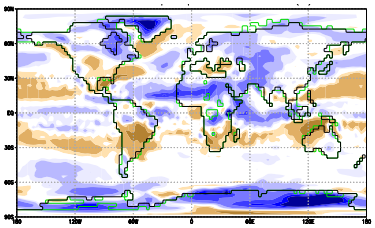
3. 結果と考察

地理条件を変えた方が大気 CO_2 濃度を変えた場合よりも大きな降水量の違いが見られた。特に、アフリカ北部から西アジアにかけての地域で、夏の降水量が大幅に増加していた(図). この結果から、地理条件の違いは、アフリカ北部など、地理条件の大きな違いがある場所から離れた地域の降水量の違いにも影響を及ぼすということが分かった.鮮新世と現代の地理条件の違いが北半球の大陸の暖まりやすさの違いをうみ、アフリカのモンスーンの強化に繋がったと考えられる. 今後、鮮新世の地理条件において、地球軌道要素の変動にどのように応答するのかについても検討していく.

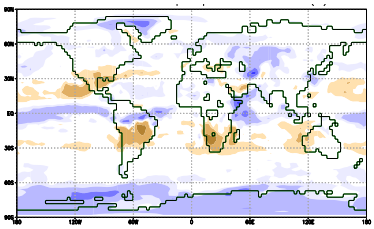
表：実験設定

実験名	CO_2 (ppm)	大陸配置	グリーンランド氷床
①PI280	280	現代	現代
②Plio400	400	鮮新世	鮮新世
③Plio280	280	鮮新世	鮮新世
④Plio280_GIS	280	鮮新世	現代

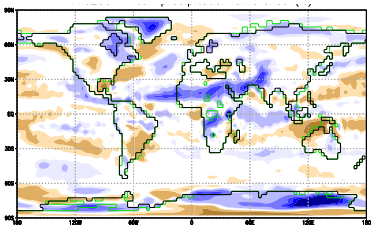
(a) Plio400-PI280



(b) Plio400-Plio280



(c) Plio280-PI280



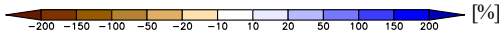


図: 実験ごとの夏(6-8 月)の降水量の差 (a) 地理条件と CO_2 濃度の違い (b) CO_2 濃度の違い (c) 地理条件の違い

参考文献

[1] Berntell et al., 2021, Climate of the Past, 17(4), 1777–1794

[2] Armstrong et al., 2023, Nat Commun, 14, 5549

[3] Burton et al., 2023, Climate of the Past, 19(3), 747–764

[4] O'ishi, R. & Abe-Ouchi, A., 2009, Climate Dynamics., 33, 645-663

湾口の仮設抵抗物体を想定した数値実験「BayBlock」による海上風低下と高潮軽減の評価

筆保弘徳[1]・伊藤耕介[12]・森信人[12]・清原康友[1]・荒木裕次[23]・宮下卓也[2]・吉岡大秋[1]
1: 横浜国立大学台風科学技術研究センター・2:京都大学防災研究所・
3:パシフィックコンサルタンツ株式会社

1. はじめに

日本の大都市圏は大きな湾を擁し、台風時の高潮で大きな被害を受けてきた。従来は堤防のような対策が主だったが、気候変動による台風強化の脅威に対処するため、湾口や湾内で海面摩擦を人為的に強化（船舶や防風ネットを想定）し、湾内の風速を下げて高潮を減少させる人為的介入方法を提案する。本研究では、ムーンショット目標8の下、2019年台風15号（T1915）（東京港で潮位偏差約0.9mを観測）を対象として、数値実験「BayBlock実験（BB）」を行った。

2. 研究手法

本研究では大気モデルWRF-ARWver4.2.1（Skamarock et al. 2019）と津波モデルJAGURS（Baba et al. 2015）を高潮に拡張した数値モデルを用いる。WRFは最も内側の計算領域は水平解像度2kmである。WRFから得られた海面気圧と地上風を境界値としてJAGURSにより高潮偏差を計算する。最も内側計算領域の水平解像度は90mである。天文潮位は考慮していない。

図1はBayBlock実験の海面運動量交換係数Cdを示す。通常の強風時のC_dは約0.003だが、BayBlock実験では大気モデル上で浦賀水道の東西約8格子と南北格子Y＝1・2・5・10で摩擦係数C_d =0.005・0.010・0.015・0.020・0.025に操作し、操作なしの実験（CTL）と比較を行う。

3. 結果と考察

東京湾接近時でのCTLのT1915の経路は、気象庁ベストトラック（BT）と比べて少し西にずれて千葉市ではなく東京港付近に上陸した。どのBB実験のT1915経路もCTLと数km程度ずれるほどだった。図2はY＝5でC_d=0.010と0.020のBB実験のCTLとの実験期間中最大地上風速の差を示す。浦賀水道より風下側で最大10 m/sと21m/sの低下があり、東京湾の湾奥までその低下域は広がっている。図3は、横浜港におけるD4で得られた潮位偏差の時間変化である。最大潮位偏差は、CTLで0.98mであったが、Y＝5・C_d=0.010と0.020では1.00mと0.82mである。東京・千葉・横須賀でもC_d=0.010では顕著な低下が見られないが、C_d=0.020で各地約20%低下が起きている（表1）。

本研究の成果は、沿岸防災にとって重要な意味を持ち、人間の介入が台風による高潮を大幅に有意に減少させることができる可能性を示唆している。実現可能性については工学的アプローチと連携する必要があるが、高潮軽減のための持続可能で実用的な解決策に関するアイデアを提供している。

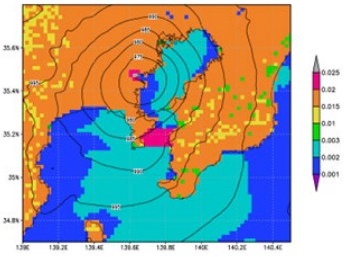


図1：BB実験（C_d=0.020・Y＝5）で用いる海面運動量交換係数の分布。コンターは海面気圧。

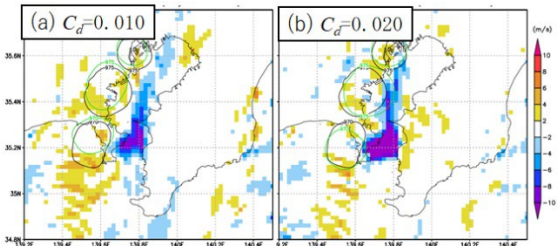
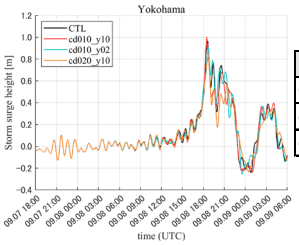


図2：BB実験Y=5・(a) C_d=0.010と(b)0.020での実験期間中最大地上風速におけるCTLとの差。コンターは1時間ごとのある特定の海面気圧分布。



	東京	千葉	横浜	横須賀
CTL	1.15	1.11	0.98	0.77
cd010_y10	1.11	1.14	1.00	0.72
cd020_y10	0.83	0.96	0.82	0.66

図3：BB実験ごとの横浜港での潮位偏差の時間変化。
表1：各地点でのBB実験ごとの最大潮位偏差。

台風の強度に対する海面抵抗係数および熱輸送係数の感度実験

*吉岡大秋・筆保弘徳・吉田龍二・持田岳人・清原康友（横国大/TRC）、
伊藤純至（東北大/TRC）、堀之内武（北大/TRC）、伊藤耕介（京大防災研/TRC）

1. はじめに

2022 年からムーンショット目標 8 が始まり、人為的介入による台風勢力低下の可能性を検討している。そこで、船舶や人工物などを海上に配置することで抵抗を大きくする方法 (Horinouchi and Mitsuyuki, 2023) や、界面活性剤を散布し海水の蒸発量を小さくする方法が提案されている。しかし、台風の任意に位置に対応する摩擦係数（C_D）や熱輸送係数（C_K）の大きさによる、現実の台風強度や構造の変化についての研究は少ない（Richter *et al.* 2021）。吉岡ほか（2023, 日本気象学会春季大会・秋季大会）は、SCALE を用いたC_Dを変更した感度実験における強度変化について示した。本稿では、引き続き実施したC_Dの感度実験に加えて、C_Kの感度実験における強度変化の結果を報告する。

2. 手法

本研究では、任意の係数αを台風中心から任意の半径 R[km]の領域のC_Dおよび海面からの鉛直上向き水蒸気フラックスに与えることでを人為的に変更した。スピンアップの時間を考慮し、CTLの 12 時間後からC_Dを変更し、60 時間（計 72 時間）積分を行った。実験対象は、日本に大きな被害を及ぼした 2019 年台風 15 号である。本稿では水平解像度 5.0[km]、水平格子点数 400×400、鉛直層数 50 にし、半径Rを 200[km]、係数αを 1.1、1.2、1.5、2.0、3.0 および、0.9（−10%）〜0.1(−90%)にした実験結果を示す。C_D感度実験とC_K感度実験では鉛直層の高さを変更している。

3. 結果

C_D感度実験による CTL では、概ねベストトラックと同様の Faxai の経路（図無し）と強度（図 2）を再現することが出来ている。また、C_Dも変更されていることを確認した。感度実験のトラックは各時刻で 1,2 グリッド（5~10[km]）の差があったが（図無し）、CTLとほぼ同じ結果と考えている。最大風速は、C_Dを大きくするほど線形的に小さくなる結果が得られた。

C_K感度実験では CTL がベストトラックより弱化する結果となったが、最大風速がC_Kを大きくするほど小さくなる結果となった。台風発達限界強度 Maximum Potential Intensity (MPI) $v_m{}^2 \cong \frac{C_K}{C_D}$と整合的な結果となったが、一方でその減少量は線形的ではないαがあることがわかった。

4. まとめ

今後は異なる変更領域（格子点）を設定し、海上に物体を配置した環境に近い感度実験を行い、C_DとC_Kの変更量、時間、場所の影響を定量的に評価する。また、その変化のメカニズムの理解を進めていく。

発表では、内部構造(図 3)や半径Rを変更した実験の結果も紹介する。

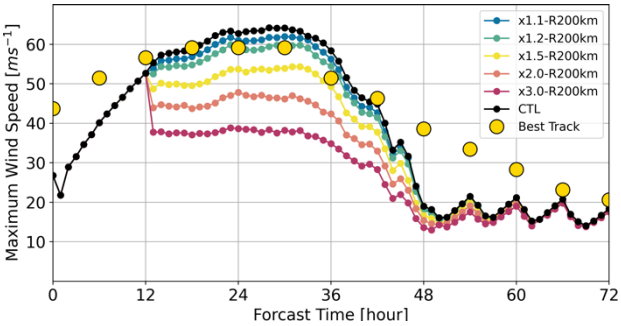


図 1 CTLとC_D感度実験の最大風速[ms^{-1}]の時系列（黒線：CTL、色:感度実験、黄丸:ベストトラック）

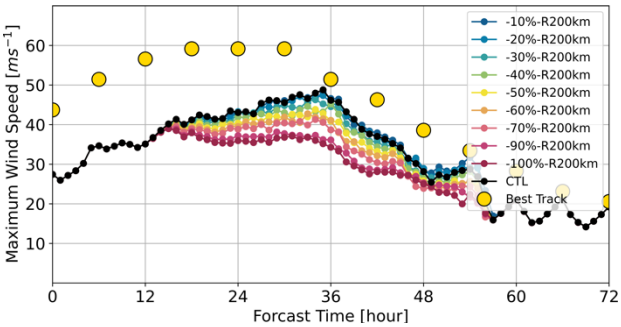


図 2 CTLとC_K感度実験の最大風速[ms^{-1}]の時系列（黒線：CTL、色:感度実験、黄丸:ベストトラック）

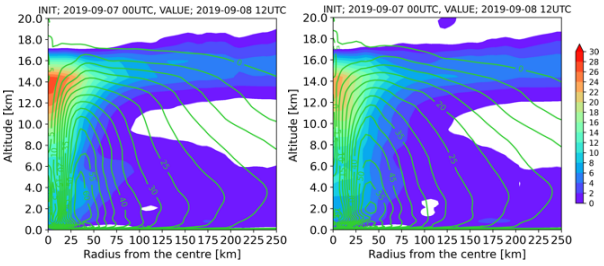


図 3 CTL 実験（左）とC_D感度実験（$R = 200$[km], $\alpha = 3.0$、右）の FT36 において方位角平均した半径高度断面図（色:CTL の各高度平均をリファレンスとした温位偏差[K]、線：接線風速[ms^{-1}]）

台風の強度・構造に対する雲粒数濃度の影響

*北野湧斗 [1]，吉田龍二 [1]，筆保弘徳 [1]，村上正隆 [1]
1. 横浜国立大学

1. はじめに

2022 年よりムーンショット目標 8 が始まり，数値シミュレーションによる台風制御手法研究が進められている。その一つに，航空機によるエアロゾル散布（シーディング）が検討されている。

エアロゾルは，雲粒凝結核（Cloud Condensation Nuclei: CCN）として働く。CCN 数濃度が高いと雲粒の数は増加し，雲内の微物理過程に影響を与える。このことから，熱帯低気圧の強度・構造に影響を与えると考えられている [1] 。Rosenfeld [2] は，CCN として働くエアロゾルがハリケーンの外縁部に多量に存在する場合，ハリケーンの外縁部における対流雲が活性化され，ハリケーン中心部へ流入する水蒸気量が減少し，中心部付近の対流が外側に移動する結果，ハリケーン中心の気圧が弱まるという仮説を提唱している。

しかしながら，上記の仮説の検証は不十分で，CCN 数濃度と熱帯低気圧強度との関係は未だ不明確で，また北西太平洋域における熱帯低気圧である台風を対象事例とした CCN 数濃度の影響に関する研究はほとんどない。そこで，本研究では台風の強度・構造への CCN 数濃度の影響について調べた。

2. 手法

使用したモデルは名古屋大学で開発された CReSS-4ICE-CCN [3, 4] である。対象とした台風事例は，近年日本に大きな影響を与えた Jebi，Faxai，Hagibis の 3 つである。水平解像度は 0.03 度格子とした。今回の実験では，本モデルで活性化された CCN 数を定める式における定数 C の値を 300（CTL 実験），3000，6000 と 3 通りに変更し，各 3 事例を対象に合計 9 例のシミュレーションを実施した。このとき，C 値に対応する，計算結果として得られた雲粒数濃度 Nc はおよそ 180，880，および 1500 であった。

3. 結果・考察

本稿では，Jebi 事例における結果を示す。台風強度の時間変化について，図 1 に CTL 実験を基準とした台風中心気圧の差を示す。Nc 1500 において，最大で約 3 hPa の中心気圧の低下が見られた一方，約 3 hPa の上昇が見られたときがあった。また，雲粒数濃度をより大きくしたとき，中心気圧の変化の応答は大きくなった。次に，台風構造の変化について，図 2 に鉛直風速と全凝結物混合比の半径・高度断面図を示す。Nc 1500 において中心気圧の低下が見られた 6 時間で平均している。最大風速半径付近に大きな全凝結物混合比が確認できた。また，強い鉛直流と大きな全凝結物混合比の位置は，雲粒数濃度が高い場合，より外側に位置していた。これらから，CCN 数濃度を高めた場合，台風構造の変化をもたらし強度の減勢が起こると示唆される。

今回は全計算領域および全積分期間で C 値を変更させた。台風のどの領域で，いつ顕著な応答が見られるのかを明らかにするため，今後は C 値を変化させる領域・時間を限定した実験を実施したい。

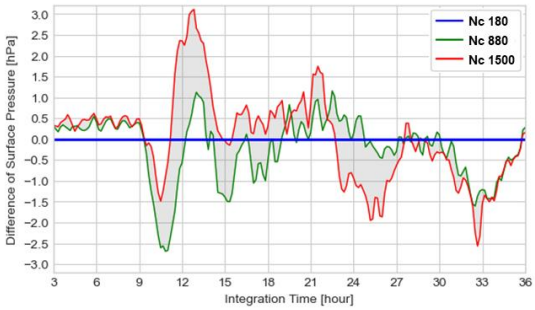


図 1　CTL 実験（青線）を基準とした際の気圧の差。青線よりもグラフが上側にあるときは弱化，下側にあるときは強化していることを表す。

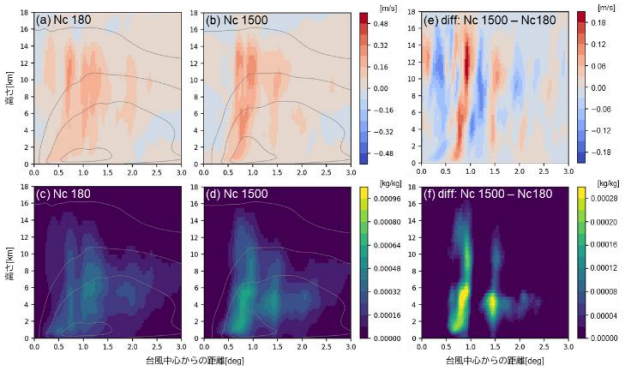


図 2　6 時間平均した鉛直風速(a, b)と全凝結物混合比(c, d)の半径・鉛直断面図。等値線は接線風速であり，間隔は 10 m/s である。(e)と(f)は鉛直風速と全凝結物混合比の Nc1500 と Nc180 の差をそれぞれ示す。

謝辞　本研究は JST ムーンショット型研究開発事業 (JPMJMS2282-04) の支援を受けたものです。

参考文献

[1] Tao, W.-K., et al., 2012, *Rev. Geophys*, **50**, RG2001.
[2] Rosenfeld, D., et al., 2012, *BAMS*, **93**, 987–1001.
[3] Tsuboki, 2008, *High Resolution Numerical Modeling of the Atmosphere and Ocean*, 141–156.
[4] 村上ほか，2021，日本気象学会 2021 年度春季大会.

台風に対するシーディング実証実験の実施基準策定の論点

*阿部未来 (横浜国立大学先進実践学環), 筆保弘徳・笹岡愛美（横浜国立大学 TRC）

1. はじめに

ムーンショット型研究開発事業目標 8 においては、「2050 年までに、激甚化しつつある台風や豪雨を制御し極端風水害の脅威から解放された安全安心な社会を実現」することが掲げられ、2040 年には台風に対する実証実験実施が目指されている．阿部ほか（2022 年秋季学会、2023 年春季学会、2023 年秋季大会）では台風制御に関する研究が米国の Stormfury 計画(1962-1983)において実施され、北大西洋で実証実験が行われた(Beulah(1963), Debbie(1969), Ginger(1971))こと、北西太平洋での実証実験も検討されたが、最終的には実現しなかったことを発表した．北西太平洋での実証実験に関する国際的議論の論点は「実験の実施基準の策定」であった．本研究は、当時議論された実施基準について分析を行い、現代定めるべき実施基準の内容を明らかにすることを試みた．

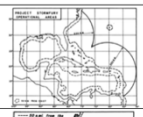
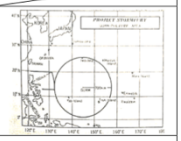
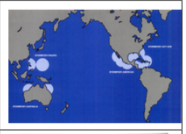
2. 手法

台風制御に関する文献調査(295 編)を行なった．

3. 結果

Stormfury 計画のメンバーは実証実験において、実験を実施する時と場所、対象とするハリケーンを選別するために独自に実施基準を設定した(1968)．当該基準は、クラウドシーディングの影響評価を正確に行うことを目的に設定され、5 つの要素（①飛行場のある地点を実験基点と定め、②航空機の航続距離から実験領域を最大どこまで拡大できるか算定し、シーディングの効果が継続する時間とシーディングの影響範囲を推定して③シーディング後から陸に接近するまでに確保するべき時間と④陸までの接近距離を定め、⑤明瞭な眼を持ちシーディングの効果が発揮されると期待されるような強いハリケーンを選別する）から構成されていた．米国は日本・台湾・フィリピンと二国間交渉を通じて北西太平洋における実施基準を定める必要があった．日本代表は実施基準に「陸上の安全性」を保障する要素を組み込むべきである旨を主張した．米国は日本の意向を重んじ、基準を一部変更（要素④シーディング 24 時間後のハリケーン中心と陸までの接近距離を 50 海里から 270 海里に変更し、陸上になるべく影響を与えない台風を選別することを試みた）したが、日本は当時、台風に関するメカニズム理解が不十分であり、観測と統計データもほとんどなく、台風進路予報が信頼できる精度でなかったために、太平洋での実験に反対の姿勢を崩さなかった．

表 1. Stormfury 計画の実証実験実施基準 5 要素の変化

年	①	②	③	④	⑤	実施エリア
1968	• Jacksonville/Roosevelt Roads	550 (1020km)	24	50 (90 km)		
1969	• Jacksonville/Roosevelt Roads		24	50		
1970	• Jacksonville/Roosevelt Roads • Okinawa/Guam	600 (1100km)	18	50		
1974	• Guam	600	24	50	65	
	• Philippine/Guam	700 (1300km)	24	270 (500km)	65	
1977	• Jacksonville/Roosevelt Roads • アメリカ西海岸 • Philippine/Guam • Australia	700	24	50	65	
1978	• Jacksonville/Roosevelt Roads	700	24	50	65	

現代においては「安全性」と「影響評価の正確性」を両立した実施基準を策定する必要がある．

現代は、当時と比べ、台風メカニズムの理解が進み、観測数が増え、それに伴う統計データも蓄積され、数値予報モデル精度は向上し、進路予報誤差も小さくなっている．このため、当時定めることのできなかった「安全性」に考慮した実施基準が、現代では策定できる可能性がある．

謝辞 本研究は JST ムーンショット(JPMJMS2282)の支援を受けた。

台風サイズ別の急発達条件

*嶋田宇大（気象研）

1. はじめに

台風急発達（RI）の予測精度改善は喫緊の課題である。数値モデルに加え、近年は機械学習を用いた強度予測モデルが開発されているが、RI の予測精度は十分ではない。後者の強度予測は主に環境場条件を使用して行われる。RI 予測が困難な理由は、同じような環境場でも内部プロセスの違いにより RI 事例と非 RI 事例が生じると考えられるためである [1]。RI 事例だけが満たす特別条件は見つかっていない。しかし、従来明らかにされた RI の環境場条件は、期間平均値や初期時刻の値を用いた、RI 事例と非 RI 事例の単純比較に基づく。最近の研究では、RI 条件が台風サイズに応じて異なることがわかってきた [2]。より詳細な RI 条件を明らかにできれば、精度の良い RI 予測モデルの開発につながる。本研究の目的は、RI 事例と非 RI 事例を判別可能な更なる諸条件がないか調査することである。事例をサイズ別に分割することで、RI の新しい環境場条件、RI 直前から期間中の環境場の時間変化、及び RI 初期時刻での降水・赤外輝度温度分布を明らかにする。

2. 使用データ、定義、方法

気象庁強度予測モデル TIFS [3] 向けの学習データセット（説明変数約 60 個を収録）を利用した。期間は 2006 年から 2021 年までとした。本研究では、台風の発生から消滅までの期間を 6 時間ずつずらした 48 時間ウィンドウで切り出し、その 48 時間に最大風速が 60kt 以上増加した場合を RI 事例とした。台風サイズについては、48 時間ウィンドウの初期時刻（t=0）の強風半径が 250km 以上を大型、それ未満を小型とした。

本研究では、ほとんどの RI 事例が含まれる、主要環境場の条件範囲を最初に特定し、その範囲内に含まれる RI 事例（70 事例）と非 RI 事例（185 事例）を比較した。RI 条件について、小型（RI 数：非 RI 数 ＝46：113）・大型（24：72）別に、RI 事例と非 RI 事例に関する環境場（48 時間平均値）の非線形関係、環境場の時間変化の違い、t=−12~0 の降水・赤外輝度温度分布の特徴をそれぞれ調査した。

3. 結果

3-1 非線形関係

決定木生成アルゴリズムを利用し、RI・非 RI 事例の非線形的な関係を調査した。

小型：29.5℃未満の海面水温(SST)下で半数の RI が起きたが、それらは半径 1000km 以内の平均渦度（Z850）がある程度大きな場合に限られた（図 1a）。さらに RI 事例は下層鉛直シアーが小さい傾向だった（図略）。

大型：RI 事例は、SST と 100hPa 面の環境場気温の差が大きく（大気安定度が低く）、海洋貯熱量(OHC)がある程度大きい場合に限られた（図 1b）。

3-2 環境場の時間変化（図略）

48 時間ウィンドウとその 12 時間前からの環境場の時間変化を調べると、RI 事例は非 RI 事例に比べ、小型でも大型でも SST や Emanuel の最大到達可能強度(MPI)が前半に有意に高かった。一方、小型の非 RI 事例は RI 直前から期間前半に下層鉛直シアーが強く、後半に中層湿度が低下した。大型の非 RI 事例は後半に下層鉛直シアーが相対的に強く、大気安定度も高かった。これらは RI 事例の方が相対的に発達に有利なことを示す。

3-3 降水・赤外輝度温度分布（図略）

小型は RI 事例ほど t=0 の降水分布の軸対称度が高く、アップシアー左象限で赤外輝度温度が低かった。また低輝度温度域が t=−12 から 0 の間に急速に拡大した。大型は降水分布に差異が見られず、t=0 の赤外輝度温度が鉛直シアー左側で低い傾向のみ特徴を有した。

謝辞：本研究は JSPS 科研費 23K13172 の助成を受けた。

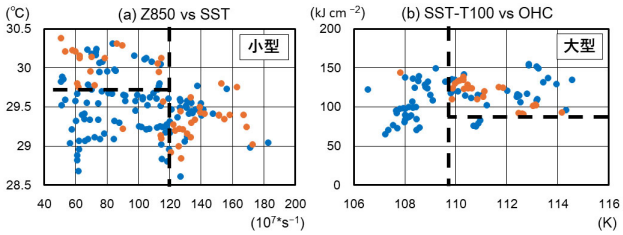


図 1: (a) 小型事例での、半径 1000km 以内の平均渦度（Z850）と SST の散布図. (b) 大型事例での、SST と 100hPa 面の環境場気温の差(SST-T100)と海洋貯熱量(OHC)の散布図. オレンジが RI 事例、青が非 RI 事例を示す.

参考文献

[1] Hendricks et al. 2010: Quantifying environmental control on tropical cyclone intensity change. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3243–3271.

[2] Shimada 2022: Variability of environmental conditions for tropical cyclone rapid intensification in the western North Pacific. *J. Climate.*, **35**, 4437−4454.

[3] Yamaguchi et al. 2018: Tropical cyclone intensity prediction in the western North Pacific basin using SHIPS and JMA/GSM. SOLA, **14**, 138−143.

フィリピン海コールドサージの降水活動に対する影響とその季節変化

*松﨑 祐太 ， 高橋 洋 (東京都立大学)

1. はじめに

北半球の冬期にはシベリアからの東アジア冬季季節風に由来するコールドサージ(プレッシャーサージ)と呼ばれる北東風がユーラシア大陸東岸に沿って吹くことがある．特に季節内変動スケールのコールドサージは熱帯まで到達する(Compo et al. 1999)．これらは南シナ海，フィリピン海および海洋大陸の気候に大きな影響を与える．

先行研究では南シナ海におけるサージの影響に着目しているものが多い．本研究ではフィリピン海におけるコールドサージに着目し．フィリピン海サージによる降水活動の変化を季節進行も考慮して調査する．

2. 使用データ，手法

1980 年から 2019 年の 10 月から 3 月(39 冬季)について調査する．コールドサージは Chang et al.(2005)を参考に，Japanese 55-year Reanalysis (JRA55; Kobayashi et al. 2015) を用いて，925hPa 南北風から定義した．フィリピン海サージの特徴について，これまでに多くの研究がなされている南シナ海サージと比較するためにフィリピン海(125°~130°E:PHS)，南シナ海(110°~115°E:SCS)それぞれについてサージを定義した．

コールドサージとして抽出されたイベントのうち，PHS における極小値観測日が SCS における極小値観測日の同日から 2 日以内にあるものを同時にサージが発生している事例(BOS)として別に扱う．

降水量のデータには NOAA CPC の空間解像度 0.5°×0.5°，時間解像度 1 日のデータを使用した．

解析期間の気候学的な下層大気環境が大きく季節変化するため，各月ごとにラグコンポジット解析を行ってコールドサージと降水特性を調べた．

3. 結果

SCS は 167 事例，PHS は 179 事例，BOS は 81 事例抽出された．

PHS において 11 月まではフィリピン北部において降水量が増加し，特に北風のピークが観測された後に降水量の極大が見られた．12 月以降になるとフィリピン中部から南部にかけて降水活動の強化が見られ，時系列的には北風のピークから先立って降水活動の強化が見られる．

BOS 時にはフィリピン北部でのコールドサージによる降水活動の応答は抑制的であり，主にフィリピン南部の東海岸で北風のピークより後に降水活動が活発化する傾向がみられる．

これらの違いはコールドサージが環境場に与える影響の季節的な差異を表していると考えられる．冬季前半にはフィリピン東側の熱帯低気圧活動と関連して降水が強化されるのに対し，冬季後半はコールドサージに伴う北東風と背景場の東風との収束，また地形の影響によって降水が強化されることを示唆している．

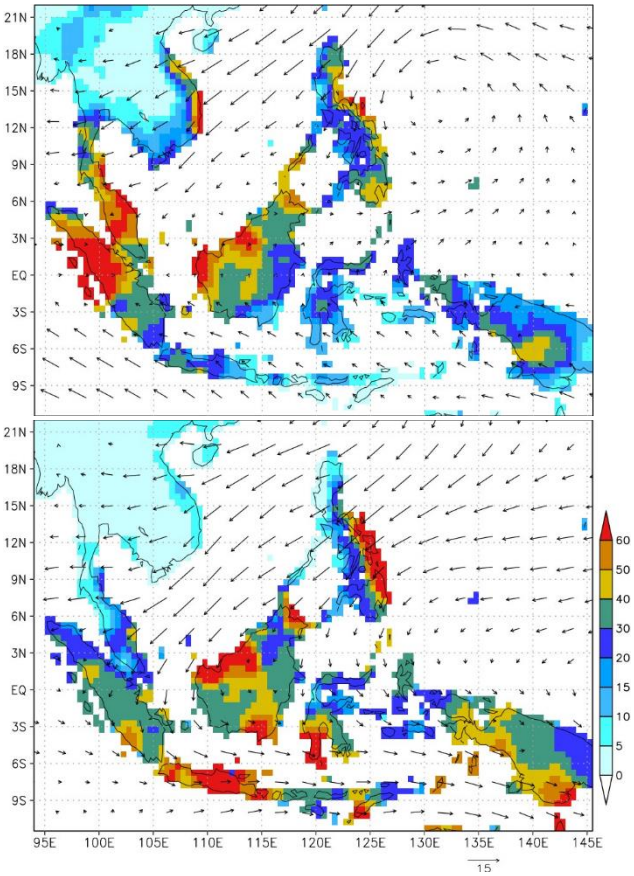


図 1. 11 月(上)と 1 月(下)の PHS における 925hPa 風とコールドサージ吹走時(-2d－2d)の平均降水量

参考文献

[1] Compo et al.,1999, *Q. J. R. Met. Soc*, **125**, 29-54.

[2] Chang et al.,2005, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 489-503.

[3] Kobayashi et al.,2015, *J. M. S. J.*, **93**, 5–48.

フィードバックを持つ情報通信路としての ENSO

*安田勇輝 (東京工業大学), 神山翼 (お茶の水女子大学)

1. はじめに

エルニーニョ南方振動 (ENSO) にとって大気と海洋の相互作用 (情報伝達) は本質的に重要である. 情報伝達の解析ツールとして, ここ 20 年で発展した情報熱力学が挙げられる [1,2]. 本研究は, この手法を用いて充填放出振動子系を解析し, フィードバックを持つ情報通信路として大気海洋結合を解釈する. そして, この解釈に基づき, ENSO のランダム性などを考察する.

2. 充填放出振動子系

領域平均 (120E-80W, 5S-5N) された風応力 τ と 20℃ 等温面の深さ h からなる二変数力学系を考える.

$$\mathrm{d}\tau/\mathrm{d}t = -r_\tau \tau + ah + f(t) + \xi_\tau \quad (1)$$

$$\mathrm{d}h/\mathrm{d}t = -r_h h - b\tau + \xi_h \quad (2)$$

再解析データに対して回帰分析を行い, 各正係数の大きさを決定した. ここで $f(t)$ は外部強制 (例えば年周期強制), ξ_τ と ξ_h は白色ガウスノイズを表す. 大気のノイズは海洋より一桁大きい ($\xi_\tau \gg \xi_h$). また, 大気の緩和時間は海洋より一桁小さい ($1/r_\tau \ll 1/r_h$). この系は減衰モードを表す充填放出振動子系と見なせる [3].

3. 情報熱力学の第二法則の適用

Ito and Sagawa [2] にならい, 緩和時間の短い大気 (τ) に情報熱力学の第二法則を適用する.

$$-\mathrm{d}q_\tau/\mathrm{d}t \le I^{\mathrm{tr}} \quad (3)$$

左辺は τ に対する負の散逸率, 右辺は移動エントロピー (後述) である. 散逸率は以下で定義される.

$$\mathrm{d}q_\tau/\mathrm{d}t := cr_\tau \langle \big(\tau - \bar{\tau}(t)\big)^2 \rangle - c\langle \xi_\tau^2 \rangle/2 \quad (c\text{は正定数})$$

$$\bar{\tau}(t) := [ah(t) + f(t)]/r_\tau$$

ここで統計平均を $\langle\cdot\rangle$ で表した. 散逸率は, τ の分散とノイズ (ξ_τ) の分散との差分を表す. τ の分散は瞬間平衡値 $\bar{\tau}$ を基準にしている. 散逸率が小さい程 (負の散逸率が大きい程), τ は決定論的に振る舞う.

4. フィードバックを持つ通信路としての解釈

通信路符号化定理 [4] に基づくと, 式 (3) はフィードバックを持つ情報通信路としての解釈を与える(図 1). この解釈において, 大気は入力の外部強制をエンコードし海洋へ伝達する. そして, 海洋は受信した情報をデコードし, 大気へフィードバックする. 緩和時間の長い海洋はメモリとして働き, フィードバックを介して情報伝達を効率化する [2]. その情報伝達効率の上限は移動エントロピー I^{tr} で表現される [式 (3)]. 負の散逸率は実際の効率を表し, τ が決定論的に振る舞うほど, 強制の情報が海洋へ良く伝達されることを示唆する. しかし, この効率は I^{tr} を超えられない. 式 (3) は, ノイズのランダム性によって情報が曖昧となり, その伝達効率に上限が存在することを意味する.

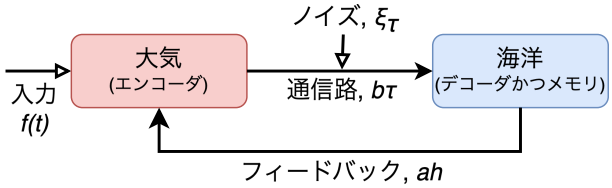


図 1: フィードバックを持つ通信路としての解釈.

5. 移動エントロピーのパラメータ依存性

更に解釈を進めるため, 式 (3) を以下へと変形する.

$$\langle \big(\tau - \bar{\tau}(t)\big)^2 \rangle \ge \langle \xi_\tau^2 \rangle/2r_\tau - I^{\mathrm{tr}}/cr_\tau \quad (4)$$

左辺の分散は大気のランダム性の大きさを表し, 右辺はその下限と解釈できる. 大気海洋間の情報伝達により, 下限が I^{tr}/cr_τ だけ低減する. 移動エントロピー I^{tr} は式 (1),(2) のパラメータで記述できる. 例として, a および r_h に対する I^{tr} の依存性を示す (図 2). 海洋から大気へのフィードバックが強い程 (a が大きい程), また, 海洋の緩和が弱い程 (r_h が小さい程), I^{tr} は増加する. この結果は, 大気海洋の結合が強い, または海洋メモリの記憶時間が長いほど, 情報伝達効率が向上し, 大気のランダム性が低減することを示唆する. 発表では大気海洋科学の視点から式 (4) を更に議論する.

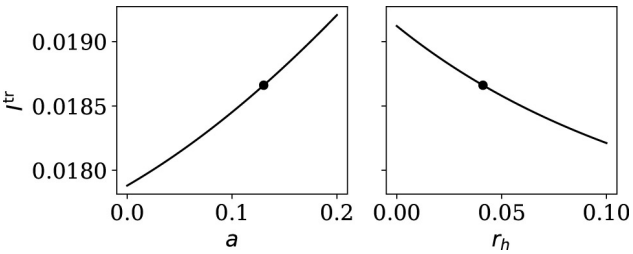


図 2: 移動エントロピー I^{tr} の a と r_h に対する依存性. 黒丸は再解析データから求めた推定値を表す.

[1] Shiraishi, 2023, *Springer*. [2] Ito and Sagawa, 2015, *Nat. Commun*. [3] Jin et al., 2007, *Geophys. Res. Lett*. [4] Cover and Thomas, 2006, *Wiley*.

Attribution of rainfall to synoptic weather patterns using Structural Self-organizing Map (S-SOM)

*Vinh Binh NGUYEN, Quang-Van DOAN (University of Tsukuba)

1. Introduction

Vietnam is characterized by its high rainfall affected by seasonal monsoons and jagged, complex terrain. The transitional period (Aug-Sep) between the monsoons, when neither of them are strong enough to be the main cause of severe rainfall in central Vietnam, needs investigations. It is further complicated by the complex weather interactions caused by the terrain in that region. This study aims to associate rainfall patterns in Vietnam with synoptic weather patterns during this Aug-Sep transitional period using a novel machine learning method called Structural Self-organizing map (S-SOM) and physically explain the mechanisms behind the association.

2. Methodology

Self-organizing map (SOM) has been recently applied to climate and weather studies. S-SOM, compared to the original self-organizing map method, is better at dealing with spatial and temporal data, which is prevalent in climate study. Rainfall data and mean sea level pressure data from 1980 to 2010 are obtained and configured to the S-SOM algorithm for this experiment. As a result, S-SOM has successfully revealed and associated two rainfall patterns to two weather patterns that might be able to explain rainfall in central and northern Vietnam.

This study will use the new Vietnam Gridded Precipitation (VnGP) and the ERA5 dataset for the attribution experiment. The author uses Python as the main programming language to conduct the experiment.

3. Results and discussions

The results are consistent across multiple configurations, which shows the robustness of S-SOM. The weather patterns generated by S-SOM indicates that there might be a tropical low-pressure system that cause severe rainfall in central Vietnam, while low pressure regions under the Tibetan High might be the cause of heavy rainfall in northern Vietnam. Additional studies in topography and other synoptic weather variables (sea surface temperature, sea vapor transport, etc.) are needed to better understand and explain the association.

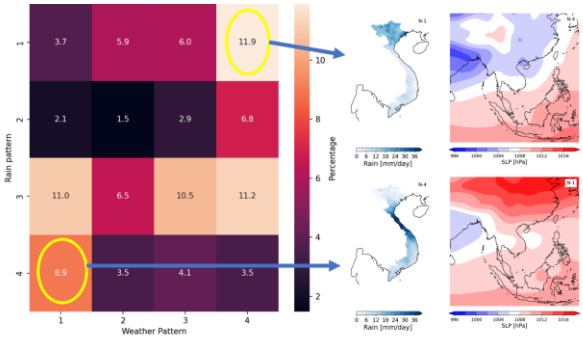


Figure 1: Heatmap showing the percentage of shared information (4 rain patterns x 4 weather patterns)

References:

[1] Doan, Q.-V., Kusaka, H., Sato, T., and Chen, F.: S-SOM v1.0: a structural self-organizing map algorithm for weather typing, Geosci. Model Dev., 14, 2097–2111, https://doi.org/10.5194/gmd-14-2097-2021, 2021.

[2] Nguyen Van, T., Nguyen Dang, M., Doan Quang, V., Bui Minh, T., Mai Van, K., Duong Van, K., Tran Thanh, T., Trinh Hoang, D., Tran Thi, T., Nguyen Huu, Q., Luong Xuan, T., & Tran Duy, H. (2023). Orographic Effect and the Opposite Trend of Rainfall in Central Vietnam. *Advances in Meteorology*, *2023*. https://doi.org/10.1155/2023/7256634

[3] Nguyen-Xuan, T., Ngo-Duc, T., Kamimera, H., Trinh-Tuan, L., Matsumoto, J., Inoue, T., & Phan-Van, T. (2016). The Vietnam Gridded Precipitation (VnGP) Dataset: Construction and Validation. *SOLA*, *12*(0), 291–296. https://doi.org/10.2151/sola.2016-057

スーパーパラメタリゼーションにおける赤道ロスビー波の雲微物理過程依存性

*山崎一哉 (東京大学情報基盤センター)、三浦裕亮 (東京大学大学院理学系研究科)

1. はじめに

赤道ロスビー波は対流活動と結合し、モンスーン・MJO・熱帯低気圧など、熱帯気象に幅広い影響を及ぼす。このような対流結合擾乱に関しては、積雲対流パラメタリゼーションを用いた低解像度 GCM と比較して、陽に対流活動を表現する高解像度モデルのほうが高い再現性を示すことがある。特に、GCM の１個ないし数個のカラムごとに小さな鉛直二次元雲解像モデル領域を結合して小スケール現象を計算させる「スーパーパラメタリゼーション」は、陽に対流活動を表現しつつ計算コストを抑えることができる。そこで発表者らは、気候モデル MIROC6 に雲解像モデル SCALE-RM を結合した SP-MIROC を開発している。SP-MIROC は、赤道ケルビン波の再現性が MIROC6 より高い（2023 年春季大会）一方で、雲微物理過程の設定によっては赤道ロスビー波の振幅が過小であった。そこで本研究では、SP-MIROC において雲微物理過程が赤道ロスビー波の振幅に及ぼす影響と、その原因を調査した。

2. 手法

気候モデル MIROC6 と雲解像モデル SCALE-RM v5.3.6 を結合した SP-MIROC を用い、海面水温を気候値に固定した５年間の AGCM 実験を、異なる雲微物理過程を用いて２回行った。用いた雲微物理過程は、single-moment [1] および double-moment [2] のバルク法であり、両者とも６種類（雲水・雲氷・雨・固体降水３種）の凝結物を考慮している。これらのモデル出力に赤道ロスビー波フィルター[3]を施して赤道ロスビー波の振幅と構造を比較した。また、同様の処理を 2001～2005 年の ERA5 再解析および NOAA Interpolated OLR に対しても行い、SP-MIROC 実験と比較した。

3. 結果と考察

図１上段に示すように、double-moment スキームでは赤道ロスビー波の振幅が ERA5 再解析と比較して過小であり、南北対称性に乏しいという構造上の乖離も認められる。それに対して、single-moment スキームを用いた SP-MIROC 実験では再解析に近い振幅・構造の赤道ロスビー波が生じている。

一般に、赤道ロスビー波は水蒸気量の偏差が顕著であり、この水蒸気量偏差が対流活動を変調することで波動と対流が結合して振幅を維持している[3]。そこで、降水量の可降水量に対する感度を本研究の実験において比較した結果、single-moment スキームでは再解析に近い感度になっているのに対して、double-moment スキームでは降水の可降水量に対する感度が大幅に弱いものであった（図１下段）。

すなわち、本研究で使用した double-moment スキーム[2]は、水蒸気量の降水への影響を十分に再現できないために赤道ロスビー波と対流の結合が妨げられ、赤道ロスビー波の振幅が不十分になったと考えられる。なお、この挙動はスキームの定式化でなく実装時のバグに起因する可能性もあるため、今後原因を幅広く調査する必要がある。

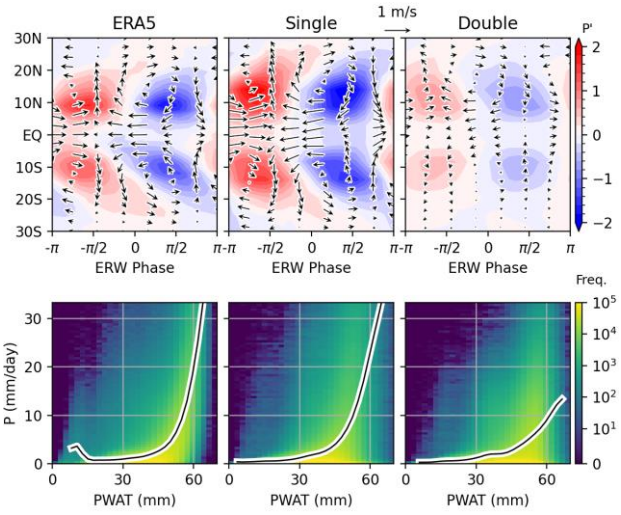


図１　ERA5 再解析・Single-moment 実験・Double-moment 実験における、赤道ケルビン波のコンポジット（上段）と、可降水量 PWAT・日降水量 P の 15°S～15°N での頻度分布（下段）。上段の塗りは日降水量の偏差(P')、矢印は 850hPa 水平風の偏差を表す。下段における塗りは出現頻度、実線は平均降水量を表す。

参考文献

[1] Tomita, H., 2008, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 121-142.

[2] Seiki, T. and T. Nakajima, 2014, *J. Atm. Sci..*, **71**, 833-853.

[3] Nakamura, Y. and Y. Takayabu, 2022, *J. Atm. Sci.*, **79**, 247-262.

線状降水帯発生環境場におけるエントレインメントを考慮したCAPEの有効性についての統計的検証

*栃本英伍，廣川康隆，末木健太，益子渉 (気象研究所)，
新野宏 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

対流の発生環境場を評価するための大気安定度の指標として、対流有効位置エネルギー（CAPE）がしばしば用いられるが、従来の CAPE の計算方法では、持ち上げた空気塊が上昇中に周囲の空気を取り込む（エントレインメント）効果を考慮していない。日本における線状降水帯等の集中豪雨事例においては、対流圏中層の水蒸気や湿度の重要性が指摘されているが（例えば Unuma and Takemi 2016; Kato 2020; Tsuji et al. 2020）、エントレインメントを考慮した CAPE (E-CAPE)を用いることにより、中層の湿度を考慮した大気の不安定度を評価することができる。前回の発表では、顕著な線状降水帯事例において E-CAPE が従来の CAPE よりも線状降水帯の発生環境場の指標として有効である可能性が示唆された。そこで、本研究では多数の線状降水帯事例に対して E-CAPE が統計的に有効であるかを検証した。

2. 解析データ・解析手法

E-CAPE の計算には気象庁メソ解析（5km 格子、3 時間間隔）を用い、一定のエントレインメント率 20%/km を採用した（Sueki and Niino 2016, Tochimoto et al., 2019）。線状降水帯事例は、2009 年-2022 年までの線状降水帯データベース（Hirockawa et al., 2020, Hirockawa and Kato 2022a, b）を用いた。今回は、夏季（6-8 月）に発生した全国の線状降水帯事例（317 事例）を対象とした。また、上記線状降水帯データベースよりも持続時間が短い線状の降水システム（333 事例）と比較し、E-CAPE の特徴の違いを調べた。線状降水帯に相対的な E-CAPE の特徴を調べるために、線状降水帯の発生期間における 3 時間最大降水量の位置を中心にコンポジット解析を行なった。また、コンポジット作成の際、線状降水帯の走行が x 軸に並行になるように座標回転を行なった。基準時刻として、線状降水帯が発生した時刻に最も近い直前のメソ解析の時刻を t_0 とした。

3. 結果

線状降水帯発生期 t_0 における E-CAPE と従来の CAPE のコンポジット場を比較したところ、その分布に大きな違いが見られた（第 1 図）。従来の CAPE では、線状降水帯に対して風上ほど高い値を持つという特徴が見られたのに対して、E-CAPE では風上 50-100km 程度のところに比較的大きな値が見られた。また、持続時間が短い線状の降水システムにおける E-CAPE のコンポジット場と比較したところ、CAPE, E-CAPE とも線状降水帯の風上側に有意な差が見られた。

4. まとめと今後の課題

本研究により E-CAPE は値の大きな領域を限定し、線状降水帯の発生域により近い領域で大きな値を持つという特徴が統計的に確認され、また持続時間が短いシステムよりも有意に大きな値を持つという特徴があることがわかった。これらのことから、E-CAPE が線状降水帯の発生環境場の指標として有効なパラメータの一つであることが示唆される。一方で、線状降水帯発生環境における最適なエントレインメント率の特定などの課題が残されている。

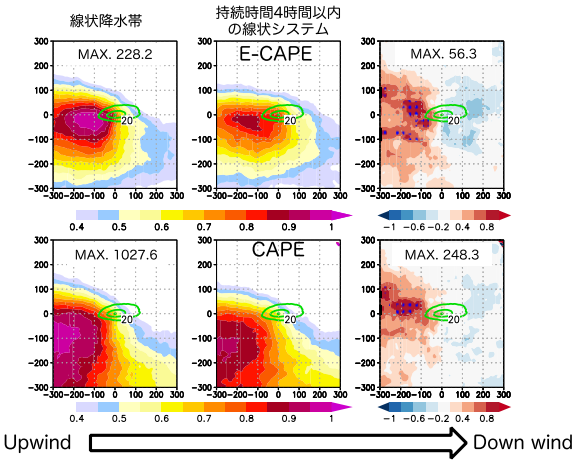


図 1：降水帯発生期における 3 時間最大降水量を中心に合わせた E-CAPE (J kg^{-1}) のコンポジット図。(上段) E-CAPE, (下段) CAPE で，カラーは線状降水帯のコンポジットの最大値で規格化されている。緑実線は 3 時間降水量 (mm)。右列の青プロットは p 値<0.01 の格子点。尚、座標は降水帯の走行が x 軸に並行になるように回転されている。

日本の夏期における降水量と MAUL の関連性に関する解析

*中七海 (京都大学大学院理学研究科), 竹見哲也 (京都大学防災研究所),

1. はじめに

日本の夏期には, 社会に大きな被害をもたらすような大雨がしばしば発生する. この時期の大気は極めて湿潤である一方, 大気の気温減率は湿潤中立に近いことがわかっている[1]. 例えば 2019 年台風 19 号に伴う豪雨では, 相対湿度が 100%かつ気温減率が湿潤中立よりも不安定な湿潤絶対不安定層 (MAUL) の存在が指摘された[2]. また, 九州北部で最近発生した豪雨事例（2017 年 7 月・2018 年 7 月・2020 年 7 月・2021 年 8 月）では, 降水域周辺で MAUL が存在し, 降水域や MAUL 発生域付近で水蒸気フラックスの大きな収束がみられ, さらに, MAUL の体積と総降水量との間に正の相関があることが示された[3]. 極めて湿潤な条件で見られる MAUL は, 暖候期の大雨の発生に関与する条件の一つとして考えられ, 豪雨発生のメカニズムを解明するうえで注目すべき条件と考えられる.

本研究では, 日本の夏期（6～8 月）における降水と環境条件の関係について統計的に解析し, その特徴を調査することによって MAUL と降水量との関係を定量的に示すことを目的とする.

2. 使用データと解析手法

本研究では, 過去 17 年間（2006～2022 年）の夏期を対象とした. 降水量の解析には解析雨量データを用い, 気象場の解析には, 気象庁メソスケールモデル (MSM) 客観解析データを用いた.

環境条件を評価する指標として, 対流有効位置エネルギー (CAPE), 可降水量 (PW), 850~500hPa 間の気温減率 (TLR), 相対湿度 (RH), 湿潤絶対不安定層 (MAUL; [4]) について解析した. Takemi and Unuma [2]より, 次式を満たす層を MAUL とみなす.

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \text{ and } \mathrm{RH} \geq 99\,\%$$

ここで, θ_eは相当温位, RH は相対湿度である. Bryan and Fritsch [4]では, 湿数が 1 度以下で空気が飽和しているとしており, この条件は日本の暖候期の気温で相対湿度に換算すると約 88%～94%である. そのため, 本研究での MAUL の判定条件は, Bryan and Fritsch [4]より厳しい条件である.

3. 結果

図 1・2 に, 6～8 月分の 3 か月で平均した降水量と MAUL の厚みの平均値を示す。降水量が周囲と比べて多い地域と MAUL の厚みの平均値が高い値を示す地域とは, よく一致する. このような場所の一致は, 他の環境パラメータでは明瞭にはみられなかった.

図 1 で示した降水量分布から, 特に降水量が多い地域を選び（図 1・2 の赤枠）, その地域ごとに環境パラメータと降水量との関係について統計的に解析した. 統計解析より, 0.5km 以上の厚みの MAUL が多く発現している場合には, 可降水量および相対湿度が高く大気が湿った状態である. 一方, MAUL の発生頻度が低い場合には, CAPE や気温減率が大きな数値を示すという傾向があることが分かった.

4. 考察・まとめ

MAUL の発現域は,降水量が特に多い地域との位置的な対応が良く, MAUL と降水量には相関があると推測される.また降水量が多い地域を複数選び地域毎に解析したところ, 降水時の環境場には 0.5km 以上の厚みの MAUL の発現頻度が多い場合と CAPE の値が大きい場合とが存在しており, MAUL の発現頻度が多い場合には大気が非常に湿った状態であったことがわかった.

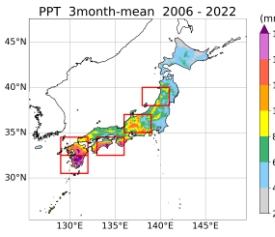


図 1 : 2006～2022 年 6～8 月分の 3 か月平均降水量.

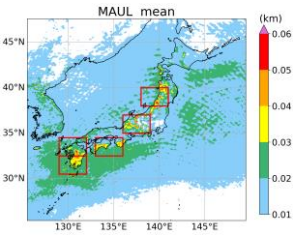


図 2 : MAUL の厚み (km)の平均値

参考文献

[1] Unuma, T., and T. Takemi, 2016: Quart. J. Royal Meteor. Soc., 142, 1232−1249.

[2] Takemi, T., & Unuma, T., 2020: SOLA, 16, 30–36.

[3] Naka, N., & Takemi, T., 2023: SOLA, 19A, 9−16.

[4] Bryan, G. H., & Fritsch, J. M., 2000: Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 1207–1230.

四国における線状地形性降水の環境場解析

*松井龍(名古屋大院), 佐々浩司（高知大理工）

1. はじめに

台風が四国の西側を北上する際、台風の南風が四国山地の南斜面を滑翔し、線状の降水域が複数本平行に並んだ降水パターン（図１）がよく見られる。著者らはこれを斜面ストリーク型（牧草、佐々2013）降水と呼んでいる。このシステムには線状降水帯も含まれる（松井・佐々2023)。一般には線状降水帯の発生を早期に予測することはできないが、この事例では台風の進路予報により予測できる可能性も高い。そこで今回は、斜面ストリーク型が発生すると想定される台風について降水システム発生域の環境場を詳細に比較調査した結果について報告する。

2. 解析

解析期間 2015 年～2022 年において台風が四国の西側を北上する場合の全国合成レーダーデータより斜面ストリーク型が見られる事例を抽出した。風向の変化に伴って線状エコーの走向は変化するため、降水帯の走向が変化したものを別事例として数えた。その中から長さと幅、最大積算降水量により、線状降水帯に相当するかどうかを調べた。これらの環境場については、MSM 初期値を用いて線状降水帯の発生 6 条件（Kato 2020）の指標により評価した。

3. 解析結果

抽出の結果、四国の西を北上する台風 26 個のうち 17 個の台風によって 75 事例の斜面ストリーク型が認められた。さらにその中には線状降水帯が 13 本認められた。線状降水帯、斜面ストリーク型が抽出された事例、斜面ストリーク型が発生しなかった台風事例の 3 ケースについて線状降水帯発生 6 条件を比較した結果の一部を図 2 に示す。台風による南風が温暖湿潤な空気を運んでくるため EL と dLFC はいずれの場合も条件を満たしていたが、斜面ストリーク型が発生するためには EL・FLWV・SReH が高い値でかつ、dLFC がより低い値である必要があることがわかった。さらに斜面ストリーク型の中に線状降水帯が存在するためには、降水帯発生時において 500hPa、700hPa の相対湿度がより高くなっている必要があることがわかった。特に 700hPa 面では斜面ストリーク型は多くの事例で十分に湿っていたが、線状降水帯になるものは 80%以上のより高い相対湿度であることがわかった。

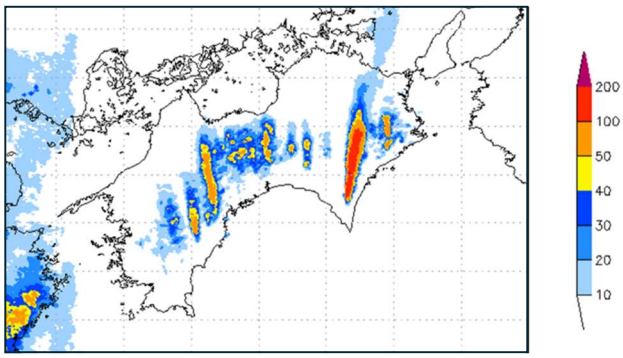


図１　3 時間積算雨量で見た 2018 年 7 月 3 日台風 7 号に伴う斜面ストリーク型

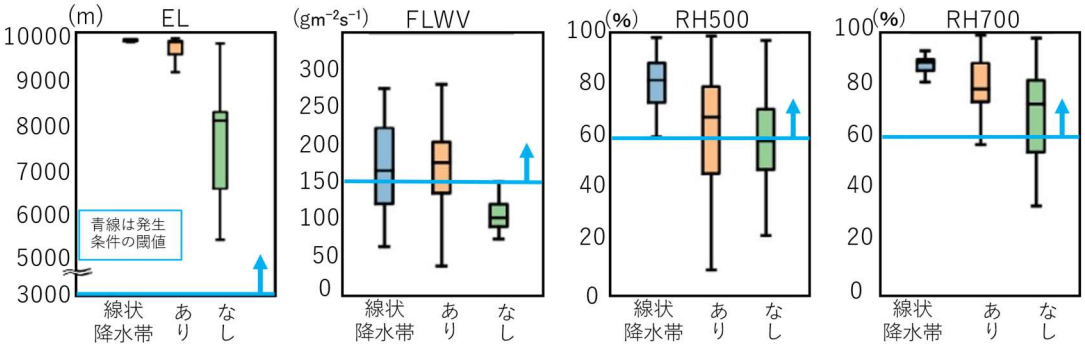


図２　線状降水帯、斜面ストリーク型あり、なしの３ケースにおける環境場の比較

線状降水帯の下層インフローの水蒸気及び風の観測

*吉田智、酒井哲、永井智広、瀬古弘、（気象研）、
白石浩一（福岡大）、清水慎吾、（防災科研）

1. はじめに

我々の研究グループでは、2020 年から 2022 年の 3 年間、水蒸気ライダを中心とした観測を長崎市および鹿児島県下甑島で実施した [吉田他、2023 年春季大会]。本発表では、2022 年 7 月 14 日に九州南部で発生した線状降水帯事例に着目し、水蒸気ライダ、ドップラライダ、ラジオゾンデの観測データの詳細解析を行い、線状降水帯を引き起こした大気下層インフローの水蒸気および風の構造について議論する。

2. 観測結果とまとめ

2022 年 7 月 14 日は、16 時 UTC（以降同じ）頃まで九州北部や九州西部で弱い降水があり、18 時頃から九州南部で強い降水が観測されはじめ、最終的に鹿児島県北部から宮崎県南部にかけて、線状降水帯が発生した。気象庁局地解析結果によると、7 月 14 日 15 時の東シナ海上の大気下層(高度 535m)では湿潤な西寄りの風が九州南部に流入しており（図省略）、下甑島観測点は線状降水帯の風上側に位置していた。図 1 に示す通り、下甑島では断続的に高度 200m から 700m に約 20g/kg の非常に湿潤な大気が流入していた。また九州南部で線状降水帯が発生する約 6 時間前から大気下層の水平風が強くなり、水蒸気フラックスの上昇が観測された。

図 2 に線状降水帯発生の約 10 時間前(08:30 UTC)と線状降水帯発生直前(17:30 UTC)の下甑でのゾンデ観測結果を示す。大気下層において、08:30 UTC では高度 700m までが相対湿度(RH)が湿潤(90%以上)に対して、17:30 UTC では高度 1.8km まで RH が 90%を超えている。線状降水帯発生直前の 9 時間の間に、下層インフローの湿潤な空気の厚みが約 1.1km 増加していることが分かる。また、水蒸気混合比は、高度 1.5km 以上において 08:30 UTC と 17:30 UTC では大きな差異がないのに対して、高度約 1km で水蒸気混合比に大きな差が生じ、大気下層で水蒸気混合比が特に増加していることが分かる。

図 3 に下甑のドップラライダで得られた鉛直速度を示す。高度 400m から高度 800m の間に 0.2 m/s を超える上昇気流域が複数観測されている。対流混合層内に発生したこれらの局所的な上昇気流による水蒸気輸送が、大気下層インフローの湿潤な層が厚くなる一因と考えられる。

謝辞： 研究の一部は JSPS 科研費(19H01983, 22H00250）および内閣府総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム（SIP)「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」によって実施された。

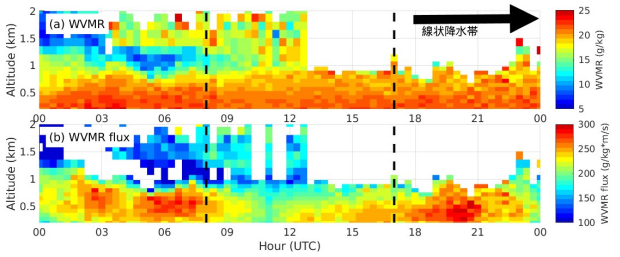


図 1 : 水蒸気ライダおよびドップラライダ観測から算出した 2022 年 7 月 14 日 (UTC)の下甑島での(a)水蒸気混合比と(b)水蒸気フラックスの鉛直プロファイル。黒点線は図 2 のゾンデ放球時刻。

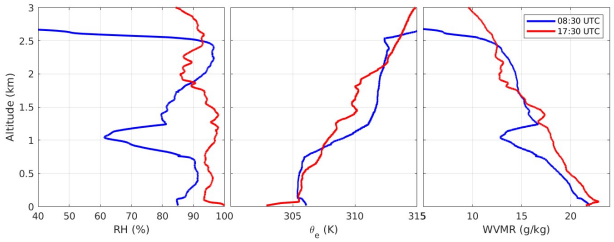


図 2 : 2022 年 7 月 14 日に下甑島で放球したラジオゾンデ観測結果。(a)相対湿度、(b)仮温位、(c)水蒸気混合比。赤：08:30UTC, 青：17:30UTC。

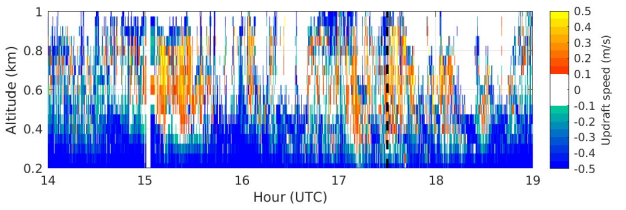


図 3 : 2022 年 7 月 14 日に下甑島のドップラライダで観測した鉛直速度。黒点線は図 2 のゾンデ放球時刻。

梅雨期に九州地方で発生する線状降水帯と東シナ海との関係（続報）

＊中川卓弥（筑波大学理工情報生命学術院），加藤輝之（気象研究所）

1. はじめに

2023 年秋季大会 B305 では，2019～2022 年の 6～7 月に九州地方で発生した線状降水帯 33 事例（Hirockawa and Kato 2022 の手法で抽出）を対象に，東シナ海での潜熱フラックスとの関係を統計的に調査し，15 事例が東シナ海中央部，8 事例が台湾の東海上で平均よりも大きな潜熱フラックスを得ていたことを示した．この結果を受け本研究では，東シナ海での水蒸気供給，高い海面水温やその分布が線状降水帯の発生や強度に与える影響を調査した．

2. 研究手法

上記 33 事例について水平解像度 2km の気象庁非静力学モデル（NHM）を用いて再現実験を行った．その中で最も再現性が高かった 2020 年 7 月 4 日に熊本県球磨川周辺で洪水をもたらした線状降水帯事例を対象に，2 つの感度実験を行った．1 つは，黒潮付近の潜熱フラックスを 0 とし（NOFL 実験），黒潮付近での水蒸気供給が線状降水帯の発生・強度に与える影響を，もう 1 つは，海面水温の最大値を 26.0 度，26.5 度，27.0 度に制限し（NOKURO－26.0, 26.5, 27.0 実験），黒潮付近での高い海面水温やその分布の影響を確認することを目的に実施した．

3. 結果

2020 年 7 月 4 日 03～06JST の 3 時間積算降水量分布（図 1）をみると，標準実験での降水域は解析雨量に比べて 35km 程度南にずれているが，最大降水量はそれぞれ 319mm，318mm であり，降水量は非常によく再現されている．NOFL 実験と NOKURO－26.0 実験での最大 3 時間積算降水量（図 2）はそれぞれ 261mm，223mm であり，標準実験より 50mm，90mm 程度の減少がみられる．また NOKURO 実験での最大 3 時間積算降水量推移（図 3）をみると，どれも標準実験よりも減少しているが，NOKURO－26.0 実験の方が NOKURO－26.5 実験よりも降水量が多くなっている．この原因は，海面水温が低くなり，海面付近の気温が低下したことで通常よりも相対的に北向きの気圧傾度力が強まることで降水域が北側にずれ，北側に存在する低気圧の影響を受けて収束が強まったことが考えられる．これらの結果から，黒潮付近での水蒸気供給がなくなることや，海面水温の低下による水蒸気供給量の減少によって線状降水帯の強度が弱まり，球磨川周辺での洪水を引き起こさなかった可能性も考えられる．

4. 今後の課題

本研究では再現性の問題で他の線状降水帯事例における感度実験を行うことができなかった．また東シナ海からの水蒸気供給に着目したが，下層のトラフや鉛直シアなどの線状降水帯への影響も無視できない．しかしこれらは今後の課題としたい．

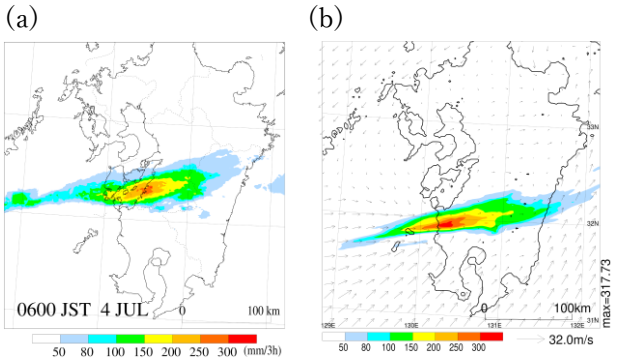


図 1（a)気象庁解析雨量と(b）標準実験での 2020 年 7 月 4 日 03～06JST の 3 時間積算降水量分布．(b)のベクトルは 06JST の地表風．

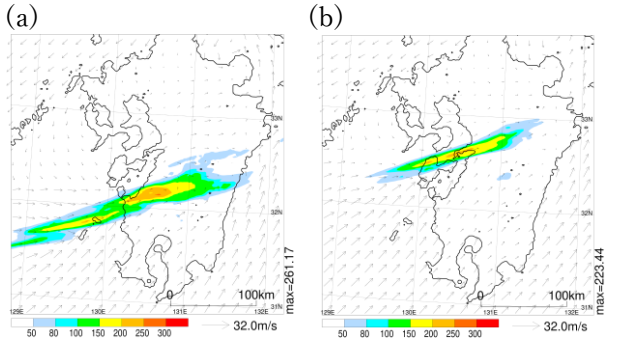


図 2 （a）NOFL 実験と(b）NOKURO－26.0 実験での 4 日 02～05JST の 3 時間積算降水量分布と 05JST の地表風．

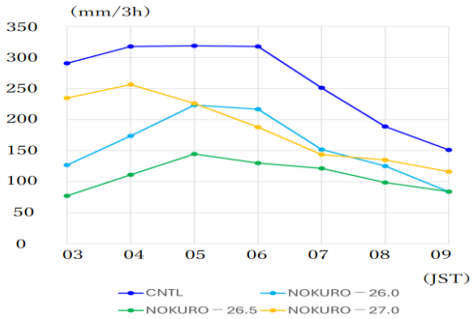


図 3 標準実験，NOKURO－26.0，26.5，27.0 実験の最大 3 時間積算降水量の推移．

参考文献：Hirockawa and Kato, 2022: doi:10.2151/sola.2022-003

四国で発生した線状降水帯に対する地形・海陸分布の影響

*末木 健太（気象研究所）

1. はじめに

四国は九州などと並んで線状降水帯の発生頻度が多い地域である[1]．令和 4 年 7 月には，4 日夜遅くから 5 日未明にかけて高知県で線状降水帯が発生した．発表者が実施した本事例の数値シミュレーションでは，線状降水帯の発生位置・降水量がよく再現されている[2]．

線状の降水システムの形成においては，地形が対流発生の引き金となる場合がある[3]．一方，地形を除去した数値実験において標準実験と同様に線状降水帯が形成される事例もあり[4][5]，線状降水帯の発生に対する地形の影響は様々である．令和 4 年 7 月の高知県の事例についても，四国の地形が線状降水帯の発生位置や降水量に影響した可能性があり，感度実験による調査が不可欠である．また，地形による暖湿流の強制上昇に加えて，海陸境界で生じる大気下層の収束が対流の引き金となる可能性もある．本研究では，四国の地形や海陸分布が線状降水帯の発生に及ぼした影響について，非静力学モデルを用いた感度実験を実施した．

2. 実験設定

気象庁の現業非静力学モデル asuca[6]を利用し，気象庁メソ解析（MA）を初期値・境界値とする水平格子間隔 2km のシミュレーションを実施した．計算領域は，北緯 32 度・東経 132 度を中心とする 1440km×1440km 四方の領域である．鉛直格子には高度とともに層厚が増加するストレッチ格子を適用した．鉛直層数は 76 層で，最下層の層厚は 20m，モデルトップは 21.8km である．乱流スキームには MYNN Lev. 3[7]を用いた．また，局地モデル（LFM）で用いられている積雲スキーム[8]を使用した．雲微物理過程には雲水，雲氷，雨，雪，霰を予報するバルク法を用いた．

本研究では，四国の「地形」および「海陸の地表面粗度の違いに起因する大気下層の収束」による空気の強制上昇が線状降水帯の発生位置や降水量に与える影響を調べるため，四国の標高をゼロにする実験（No-Topo Exp.）（ただし地表面の海陸判定は陸域のままとする），四国の陸域を海とみなす実験（No-Land Exp.）（ただし地形は存在する），標高をゼロとし，かつ陸域を海とみなす実験（No-Topo-Land Exp.）を実施した．

3. 結果

第 1 図に標準実験（Ctl. Exp.）および地形や陸域を除去した感度実験における，2022 年 7 月 4 日 1200UTC から 6 時間の積算雨量を示す．いずれの実験も計算初期時刻は 4 日 0900UTC である．また，数値実験の結果に重ねて解析雨量における同時間の積算雨量 150mm の等値線を赤色の実線で示している．Ctl. Exp.では，線状降水帯の位置・降水量ともによく再現されている（図 1a）．No-Topo Exp.，No-Land Exp.，No-Topo-Land Exp.では，高知県付近の 6 時間積算雨量の最大値がそれぞれ 217mm，247mm，179mm となった．Ctl. Exp.の積算雨量の最大値（288mm）と比べてそれぞれ 25%，14%，38%減少しており，地形と海陸の地表面粗度の違いの両方が線状降水帯の降水量の増加に寄与していたと考えられる．また，地形や陸域を除去した実験では線状降水帯の走向にも違いが生じている．一方，No-Topo-Land Exp.においても線状の降水域が生じていることから（図 1d），本事例の数値シミュレーションにおいては，四国より上流側の海上で生じた対流や対流システムが線状降水帯の起点となっていた可能性がある．

4. まとめ

令和 4 年 7 月に高知県で発生した線状降水帯について，四国の地形と海陸分布に関する感度実験を実施し，両者とも線状降水帯の降水量の増加に寄与していたことが示された．発表では，各感度実験における大気下層の鉛直流や収束の違いなどについても議論を行う．

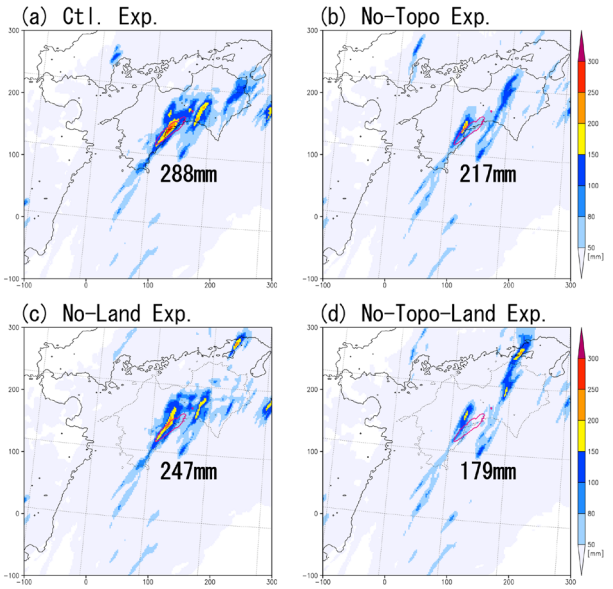


図 1　数値シミュレーションにおける 2022 年 7 月 4 日 1200UTC から 6 時間の積算雨量．(a)は標準実験（Ctl. Exp.），(b)は地形除去実験（No-Topo. Exp.），(c) は陸域除去実験（No-Land. Exp.），(d) は地形・陸域除去実験（No-Topo-Land Exp.）の結果．数字は，各実験における高知県付近の積算雨量の最大値．赤色の実線は，解析雨量における同時間の積算雨量 150mm の等値線．

参考文献

[1] Hirockawa, Y., et al., 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 835–857.
[2] 末木, 2023, *日本気象学会 2023 年度春季大会予稿集*, B252.
[3] Yoshizaki, M., et al., 2000, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835–856.
[4] Kato, T., and H. Goda, 2001, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899–924.
[5] Kawano, T., and R. Kawamura, 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 673–690.
[6] Ishida, J., et al., 2022, *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, 825–846.
[7] Nakanishi, M., and H. Niino, 2004, *Bound-Lay. Meteor.*, **112**, 1–31.
[8] 河野, 原, 2014, *数値予報解説資料*, **47**, 108–117.

令和２年７月豪雨の高解像度・大アンサンブルシミュレーション解析

*廣川 康隆，川畑 拓矢 (気象研究所)

1. はじめに

令和２年７月豪雨のうち，７月３日夜～４日朝に熊本県球磨川流域で線状降水帯が生じ，記録的な豪雨となった[1]. この期間の豪雨の再現性が良い水平解像度2km・1000メンバーの高解像度・大アンサンブルシミュレーション(以後，LE; [2])の結果をもとに，線状降水帯の特徴を議論する.

2. 2020年７月３日～４日の九州の線状降水帯

2020年７月３日18時(JST，以後同様)を初期値として，24時間積分のLE結果[2]を解析資料とした. LEの3時間積算降水量から得られる強雨域に，時空間連続性を考慮した客観的な抽出手法[1,3]を適用することで，３日18時～４日18時にほぼ全てのLEメンバーから熊本県南部付近に線状降水帯が抽出された(第１図a). ただしLEの線状降水帯は，解析雨量による線状降水帯(OS; ３日21時～４日10時に抽出された，第1図aの赤色実線)よりも，やや北よりに多く抽出された.

ここでOSに対するLE線状降水帯の相対位置と総降水量，発生時刻差の関係を調べる(第1図b-d). OSよりも2時間以上早く生じたLE289メンバー(FLE)は西北西象限に集中し，平均総降水量は375mmである(第1図b)一方，OSよりも2時間以上遅く生じたLE381メンバー(LLE)は西南西象限に集中し，平均総降水量は316mmだった(第1図d). OSの±1時間以内に生じたLE330メンバー(SLE)は西南西～西北西に集中し，平均総降水量は344mであった(第1図c). これら3分類LEの線状降水帯の平均時空間スケールは FLE(13.1 時間，375km)，SLE(10.1 時間，344km)，LLE(7.6 時間，316km)と明瞭な差異が見られた(図略). これらの特徴は，OSより早く北側に生じるLEメンバーの線状降水帯のほうが時空間スケールは大きく，降水量も多い傾向にあることを示唆する. つまり各特徴の差異が大きなFELとLELを比較することで，線状降水帯の発生や発達に寄与する環境場の特徴をより詳細に調べられると期待される.

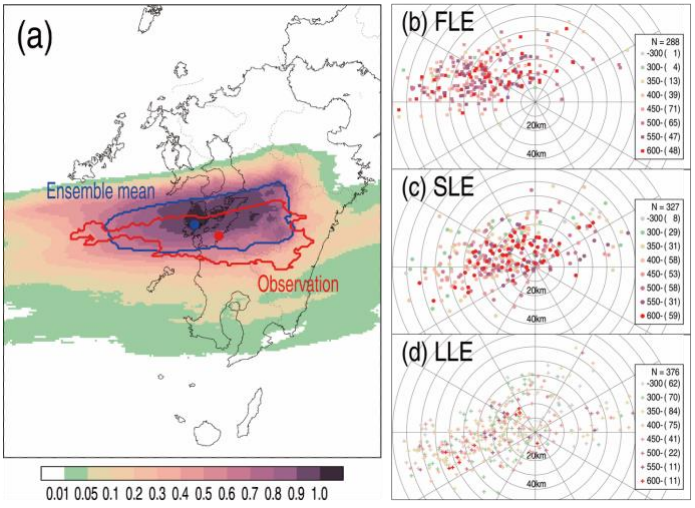
3. 線状降水帯の発生・発達環境場の特徴

第2図は，OS発生直前の３日21時(FT=3)の950hPa水蒸気フラックス量のEL1000メンバーコンポジット平均(a)と，OS 発生期間における九州領域総降水量との相関(b)をそれぞれ示す. 東シナ海～九州西方海上に 0.4 以上の正の相関があり，500gm^{-2}s^{-1}以上の高暖湿気流入が顕著である. あわせて線状降水帯周辺で下層収束や中層寒気，活発な対流等の特徴(図略)が確認でき，先行研究と整合的である.

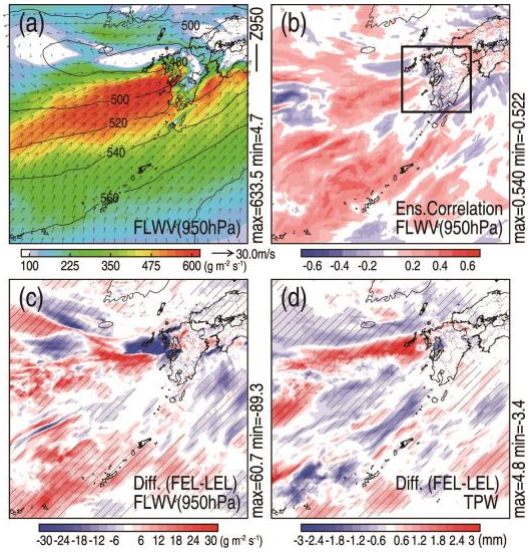
同時刻のFELとLELの各コンポジット平均を比較して，線状降水帯の発生環境場の特徴を確認する. FELのほうが，九州西方海上で 950hPa 水蒸気フラックス量や可降水量が大きく(第2図c, d)，700hPa上昇流や950hPa収束も顕著である(図略). すなわち線状降水帯の発達には，大量の高暖湿気流入や下層収束の維持，高高度までの湿潤層の形成等が重要な役割となることが示唆される.

参考文献

[1] Hirockawa et al.,2020a, *SOLA,* 265-270.
[2] Duc et al., 2021, *SOLA*, 41-47.
[3] Hirockawa et al., 2020b, *JMSJ*, 835-857.



第1図 (a)1000メンバーで正規化した線状降水帯の出現頻度，赤色(青色)実線と赤丸(青丸)は OS(アンサンブル平均)の形状と重心をそれぞれ示す. (b)-(d) OS 重心を原点とした各メンバーの線状降水帯の重心相対位置と総降水量，発生時間差(b: OSより2時間以上早い，c: OSの±1時間以内，d: OSより2時間以上遅い)との関係.



第２図 ３日21時(FT=3)の950hPa水蒸気フラックス量の(a)1000 メンバーのコンポジット平均(カラー)と高度(コンター)，水平風(ベクトル)，(b)九州領域(矩形)総降水量とのアンサンブル相関. (c)950hPa 水蒸気フラックス量と(d)可降水量のFELとLELのコンポジット平均差，ハッチは95%信頼度で有意な領域を示す.

2023 年 9 月 8 日に房総半島から福島県沿岸にかけて発生した大雨事例の解析

*益子 渉（気象研究所）

1．はじめに

東海沖に停滞する台風第 13 号の北東側に位置する伊豆諸島や千葉県、茨城県、福島県の太平洋岸では 9 月 8 日を中心に記録的な大雨となり、房総半島では多いところ総雨量が 350 mm を超え（図 1）、各地に甚大な被害がもたらされた。特に降雨期間の後半を中心に数時間の雨量が記録的に多くなっており、各地に“顕著な大雨に関する気象情報”や“記録的短時間大雨情報”が気象庁から発表された。本研究では、この期間後半の大雨の発生要因について調査した。

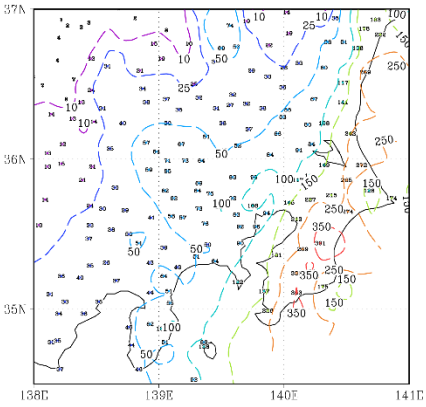


図 1．アメダスによる 9 月 8 日の 24 時間積算降水量の分布

2．大雨をもたらしたメソ対流渦（MCV）

客観解析データや観測データをもとにした解析結果を示す。三陸沖には高気圧があり、東北太平洋岸や関東平野の下層は北東からの冷涼な気塊で覆われていた。一方、東海沖には台風第 13 号が停滞しており、台風の東側では南からの下層暖湿気が流入し、関東から東海南岸には東西に延びる沿岸前線が停滞していた。上層ではトラフが西日本付近で深まり、8 日朝には台風の上空を含めて中層の乾燥域が東海沖に西から流入してきていた。この乾燥域の先端において、東海沖には南北に延びる活発な線状の対流システムが形成された。この南北に延びる対流システムと東西に延びる沿岸前線が交わる辺りが閉塞点のような構造となり、低圧部が形成されていた。東海沖の南北に延びる対流システムは東進し、伊豆諸島付近を通過したあたりから弓状の形状となり、その北側の閉塞点付近では、レーダー画像から活発な対流域を伴ったメソスケール（～100km）の渦状擾乱（MCV）が確認できた。これはボウエコーの北側付近にできる MCV（e.g., Davis et al. 2004, BAMS）に似た振る舞いをしていたと言える。この MCV が発達しながら房総半島に達し（図 2 上）、その後は衰弱しながら茨城県から福島県沿岸を北北東進していった。この MCV の通過に伴い、各地で短時間に記録的な大雨が観測されていた。MCV に向けて暖湿気の流入が強まったことや MCV に伴う強い上昇流が対流を活発化させたこと、そして茨城県北部から福島県沿岸では地形的な要因もあったと考えられる。この発達した MCV の中心近傍が 11 時頃通過した勝浦の地上時系列を見ると、3～4hPa の気圧低下や風速の増大、MCV の循環に伴う風向変化が確認できる（図 2 下）。

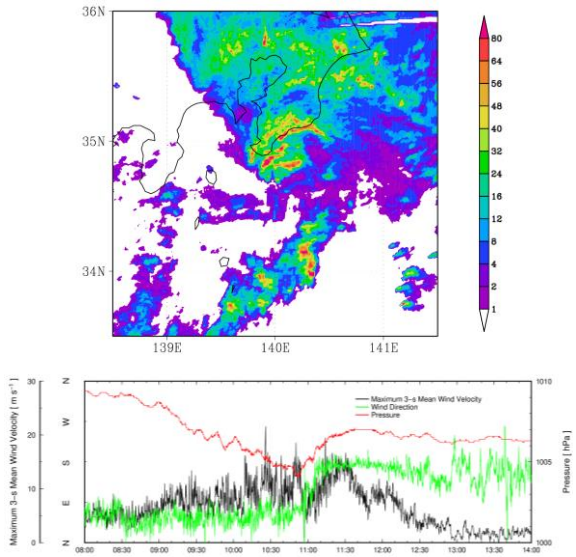


図 2．（上段）9 月 8 日 09 時のレーダーによって推定された降水強度（㎜/h）の分布。（下段）勝浦特別地域観測所における地上観測の時系列。気圧（赤）、風速（黒）、風向（緑）を示す。

3．数値シミュレーションによる解析

気象庁非静力学モデルを用いて水平解像度 1km の数値シミュレーションを行い、大雨をもたらした MCV の解析を行った。初期値・境界値には気象庁メソ解析値を使用している。時間や位置ずれなどはあるものの、房総半島を北北東進する発達した MCV をある程度再現できていることが分かる（図 3）。この MCV が伊豆諸島付近から房総半島付近かけて渦状擾乱として急激に発達した要因について議論する予定である。

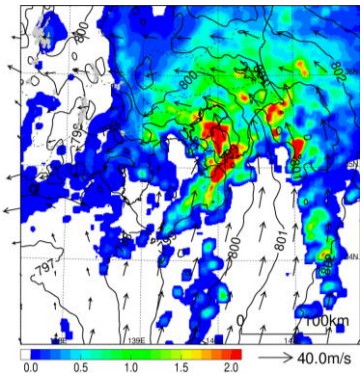


図 3．数値シミュレーションによって再現された 9 月 8 日 12 時の高度 2㎞ の降水物質（シェイド）、風（ベクトル）、気圧（コンター）の分布。

謝辞：本研究の一部は科学研究費助成事業（20K04071，22H01295）の助成による.

九州領域での集中豪雨事例の出現頻度における日変化の要因

加藤輝之（気象研究所）

１．はじめに

2023 年秋季大会 B304 では、アメダスの 3 時間降水量(P3H)130mm を閾値として、集中豪雨事例(以降、集中豪雨）の発生数における日変化を調査し、特に梅雨期九州では明け方から朝に頻発することを示した(図１)。また気象庁メソ解析(Ma)では、海上の 500m 高度における水蒸気フラックス量（FLWV）の極大も明け方から朝に出現し、集中豪雨の発生特性に一致していた。本研究では、ECMWF の再解析データ(Era5)も用い、九州での集中豪雨の主要因となる下層水蒸気の流入領域である九州西方海上(29.5-32.5N、127-130E)を対象に、集中豪雨の出現頻度における日変化の要因を調査した。

２．データと調査方法

加藤(2022)に倣い、1976-2022 年のアメダス 1 時間降水量(P1H)データ（正時から正時）を用いて、1979 年以前から継続する同一地点番号を持つ観測地点に、近傍へ移転・継続観測されている地点を加えた 1177 地点を対象とした。集中豪雨の抽出では、日界に関係なく連続して 1 時間ごとに P3H を算出して、その値が前後 6 時間の値よりも大きい場合を１つの事例とした。また、短時間大雨は、集中豪雨の年間発生数とほぼ同数になるように閾値を 68mm として抽出した。日極大値の出現時刻は 3 時間ごとの全解析時刻を始点に 8 つの日期間(09-06JST, 12-09JST, ---)で抽出して平均した。

３．集中豪雨の日変化の要因

FLWV>250g/m^2/s の日極大値出現時刻(図２)をみると、九州西方海上では 6 時にピークがあり、この時刻は集中豪雨の発生頻度(図１)のピークの直前に当たる。九州西方海上での FLWV>250g/m^2/s の出現頻度（図 3a、九州への流入を考え、風向が 180-270 度の場合のみで平均）をみると、3-6 時の頻度は他に比べて極端に高くはない。ただ、ここ 10 年間(2013-2022 年)の日極大値出現ピーク時刻（破線の折れ線）における 3-6 時の割合の増加が、梅雨期九州での朝方 4-9 時発生する集中豪雨の 47 年間における長期増加傾向（7.5 倍）の要因の１つだと考えらえる。また、500m 高度の相当温位が 355K 以上となる頻度（図 3b）ではピーク時刻が午後に出現するが、ここ 10 年間との比較における 3-9 時の高い増加割合も朝方の集中豪雨増加傾向の要因だと考えられる。500m 高度から持ち上げた自由対流高度までの距離（DLFC）が 500m 以下となる頻度（図 4a）をみると、日変化は小さく、ここ 10 年間との比較でも変化はほとんどない。また 6-9 時の日極大値出現ピーク時刻の割合も顕著ではない。この妥当性について Ma と比較してみると、Ma でも出現頻度の日変化は小さいものの 3 時にピークがあり、午後には頻度が小さくなり、出現頻度も約 2 倍となるなど、Era5 と特徴はかなり異なっている。さらに、Ma では 6 時に日極大値出現ピーク時刻があり、集中豪雨の発生頻度のピークの直前に当たっている。これらの違いは、Era5 が 850hPa 付近に高温バイアスがあるためであり、熱力学場の評価には十分注意が必要である。この点も踏まえて、今後更なる要因解明を進める予定である。

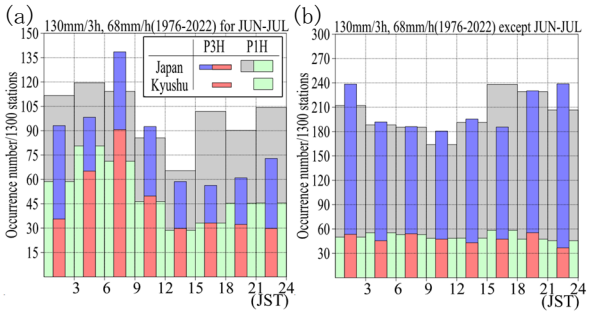


図１　1976-2022 年における P3H≧130mm(青、赤は九州領域のみ)と P1H≧68mm 以上(灰、緑は九州領域のみ)の 1300 地点当たりの発生数の日変化．(a)梅雨期（6-7 月）、(b)梅雨期以外．

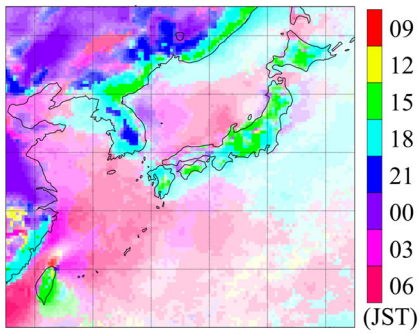


図２　FLWV>250g/m^2/s の日極大値出現ピーク時刻(1/4 以上の出現頻度で原色、1/8 で白色)．統計期間は 1976-2022 年梅雨期、Era5 から作成．

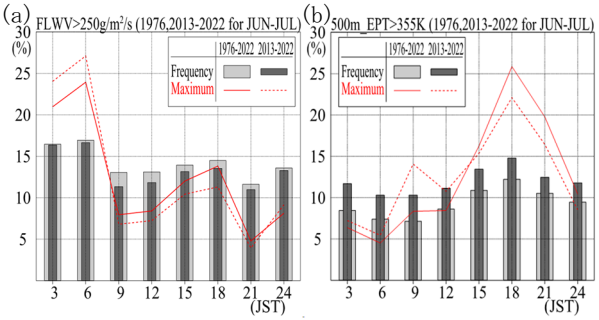


図３　(a)FLWV>250g/m^2/s　と(b)EPT>355K の出現頻度（棒グラフ）と日極大値出現ピーク時刻（折れ線）．風向が 180-270 度のみ場合で、Era5 から作成．

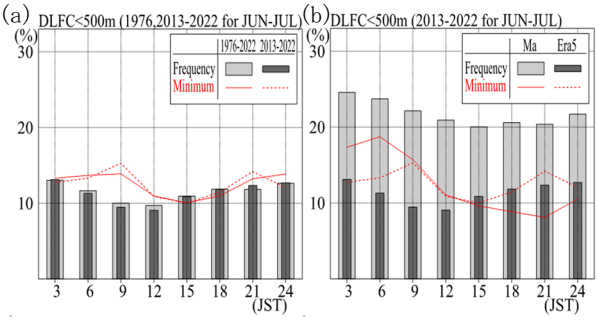


図４　(a)図３と同じ、ただし DLFC<500m の場合．(b)(a)と同じ、ただし Ma と Era5 との比較．

参考文献

加藤輝之,2022:アメダス 3 時間積算降水量でみた集中豪雨事例発生頻度の過去 45 年間の経年変化, 天気, 69, 247-252.

霧を伴う局地風「肱川あらし」の AI 予報の開発

*工藤陽花 (岡山理科大学大学院), 箱崎又一 (岡山理科大学¶)
大橋唯太 (岡山理科大学), 重田祥範 (公立鳥取環境大学)　　¶現・気象庁

1. はじめに

「肱川あらし」は、愛媛県大洲市の肱川上流の大洲盆地で夜間に発生した放射霧と冷気が肱川に沿って流出し、河口で蒸気霧も伴いながら海へと吹き出す珍しい局地風と知られている。大洲市では、この肱川あらしが観光資源のひとつとなっており、発生を事前予報することで観光客が増加し、地域の活性化に繋がると期待されている。そこで本研究では、AI（機械学習）を利用した肱川あらしの自動予報の開発と、確率予報の精度評価をおこなった。

2. 研究方法

2-1. 機械学習

機械学習のアルゴリズムには、勾配ブースティング法の「LightGBM」を使用した。本研究では、2017~2022 年度の 10~1 月を学習・検証データ、2023 年度の 10~1 月をテストデータとして、予報をおこなった。学習モデルの精度検証には「層化 K 分割交差検証」を用い、分類したサンプル数の偏りを解消する「オーバーサンプリング」や、ハイパーパラメータを最適化する「パラメータチューニング」を実行したうえで、学習モデルを作成した。このモデルを使用して、テストデータに対する予報の精度評価と特徴量重要度の解析をおこなった。

2-2. 肱川あらしの発生有無の分類

肱川あらしのイベントは、「発生」と「非発生」の 2 つに分類し、大洲盆地からの強風、放射霧の移流、肱川からの蒸気霧の 3 つの条件が河口で全て揃っている日を「発生」、それ以外の日を「非発生」とみなした。

2-3. 予報日と使用データ

予報は、ターゲット時刻（当日の早朝 6 時）に対して「2 日前」・「1 日前」・「前夜」の 3 回おこなった。「2 日前」と「1 日前」は、気象庁が配信するメソ数値予報モデル（MSM）の地上と上空 850hPa の各種気象要素・海面水温・潮位を、「前夜」はこれらに加えてアメダスで観測された地上気象データを、予報のための特徴量に使用した（表 1）。MSM は、学習・検証データには客観解析値を、テストデータには予報値を用いている。

3. 結果と考察

予報の精度評価には、捕捉率や空振り率など、6 つの指標を用いた。2023 年度の結果を表 2 に示す。実際に肱川あらしの発生を当てた割合を示す補足率は、どの予報も 80%を超えており、高い精度が得られた。予報の中でも前夜予報の精度が最も高く、特徴量重要度を解析すると「盆地の中層雲量」と、前夜の「海面水温と盆地気温の差」が、肱川あらしの発生に強く寄与していることがわかった（図 1）。このことか AI 予報は、肱川あらしの発生メカニズム（三浦ほか, 2020）を学習したうえで予報しており、決してブラックボックス的な予報ではないことが明らかになった。

表 1　予報に用いた特徴量。地上の特徴量を○、地上と上空(850hPa)を併用した特徴量を●で表している。

特徴量	使用データ	用いた時刻（JST）	2日前 1日前	前夜
海面更正気圧	MSM	6:00	○	○
地表気温	MSM	6:00	●	●
湿数	MSM	6:00	●	●
東西風速	MSM	6:00	●	●
南北風速	MSM	6:00	●	●
下・中・上層雲	MSM	6:00	○	○
谷の降水量	MSM	6:00	○	○
昼過ぎの平均日射量	MSM	前日12:00~15:00の平均	○	○
潮位の変化	潮位表	当日3:00から6:00の変化	○	○
谷と盆地の水平気圧差	MSM	6:00	○	○
昼夜の気温低下量	MSM	前日12:00から当日0:00の低下量	○	○
昼夜の気圧上昇量	MSM	前日12:00から当日0:00の上昇量	○	○
海面水温と盆地気温の差	MSM 海面水温	6:00	○	○
平均風向	アメダス	前日18:00~21:00の平均		○
平均風速	アメダス	前日18:00~21:00の平均		○
水平気温差	アメダス	21:00		○
海面水温と盆地気温の差	アメダス 海面水温	21:00		○
盆地の気温低下量	アメダス	前日12:00から21:00の低下量		○

表 2　予報の精度評価の結果。

	捕捉率	空振り率	見逃し率	バイアススコア	ブライアスコア	AUC
2日前予報	81.6%	24.6%	18.4%	1.081	0.106	0.902
1日前予報	80.6%	26.7%	19.4%	1.099	0.116	0.893
前夜予報	84.2%	23.2%	15.8%	1.096	0.100	0.927

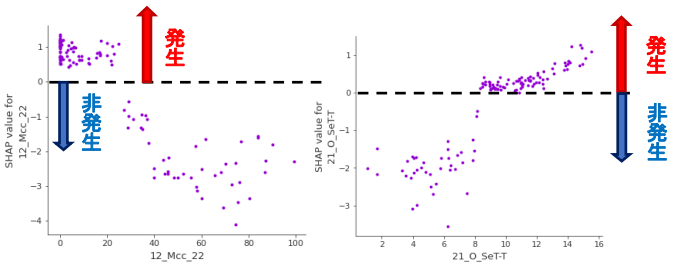


図 1　前夜予報で重要度が高かった特徴量の肱川あらし発生への寄与（左：盆地の中層雲量[%]，右：海面水温と盆地気温の差[℃]）。

放射霧の春と秋の統計的環境場の違いについて

*原　一城　（岡山理科大学大学院理工学研究科）
大橋唯太　（岡山理科大学生物地球学部）

1．はじめに

盆地で発生する放射霧は、移動性高気圧に覆われて良く晴れ、夜間に地表面付近で顕著な放射冷却に伴って気温の日較差が大きくなる日の朝に発生しやすい。こういった環境場は、春と秋を代表する気候である。しかし、放射霧の発生は秋にかけて多く、春よりも秋の方が霧の発生しやすい気象学的な要因は、はっきりとわかっていない。そこで本研究では、西日本における複数の盆地で発生する放射霧を対象に、春よりも秋に発生頻度が多い要因と、西日本域における放射霧の発生しやすい条件を、総観～メソスケールの環境場の違いから、気象庁メソ客観解析値の統計解析によって明らかにした。

2．解析方法

放射霧の有無の判別は、気象衛星画像ひまわりの可視画像を用いた。ここでは、西日本のなかでも発生頻度が高く、放射霧の発生時に衛星画像からでも判別しやすい「三次」（広島県）、「津山」（岡山県）、「大豊」（高知県）、「豊岡」（兵庫県）、「福知山」（京都府）の 5 つの盆地を対象とした。解析期間は 2020 年～2023 年の春（3~4 月）と秋（10~11 月）である。日ごとに放射霧が発生していた盆地の数を 2~3 地域と 5 地域に分類したあと、気象庁メソ客観解析値によってコンポジット解析を行った。大気状態の鉛直分布については、気象庁のラジオゾンデ観測データをもとに解析した。

3．結　果

衛星画像から放射霧の有無を判別した結果においても、盆地で発生する放射霧は春よりも秋に多かった（図１）。

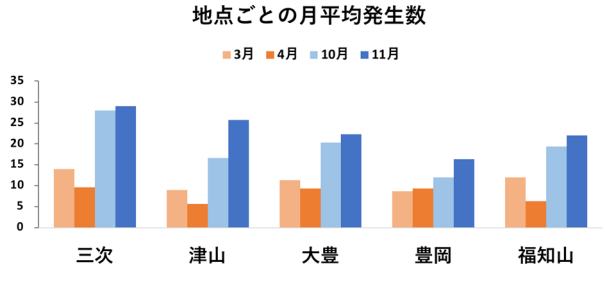


図１　2020～2023 年における放射霧の月平均発生数。

放射霧の発生数が多い秋の場合、大陸から張り出す優勢な移動性高気圧に覆われた日に、多くの盆地で発生しやすいことがわかった（図２）。

しかし春の場合には、優勢な移動性高気圧に覆われると放射霧の発生する盆地の数が減ってしまう、秋とは逆の結果となった。また春は、関東沖へ低気圧が東進し、その影響で前日に西日本で降水がみられる場合に放射霧が発生しやすいことがわかった（図３）。

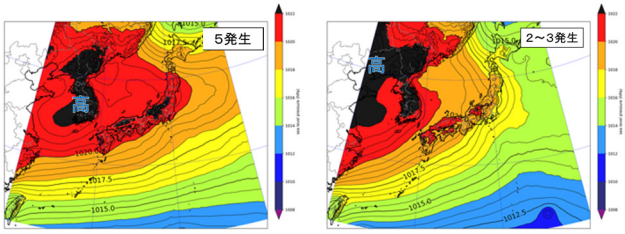


図２　秋における午前 3 時の海面気圧のコンポジット。左は 5 地域（54 日分）、右は 2～3 地域（44 日分）で放射霧が発生していた場合。

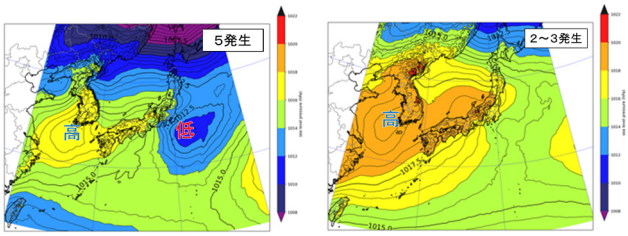


図３　春における午前 3 時の海面気圧のコンポジット。左は 5 地域（11 日分）、右は 2～3 地域（37 日分）で放射霧が発生していた場合。

4．考察・まとめ

① 相対湿度や水蒸気圧の解析から、春は高気圧に覆われると秋と比較して大気の乾燥が顕著であった。そのため春は、夜間の大気冷却量が大きくても露点温度まで達しないため放射霧の発生が難しく、これが春に放射霧が少ない要因のひとつと考えられる。しかし、前述のように、前日に降雨がみられた場合には、春でも霧が発生しやすい環境となっていることが多く確認された。

② 優勢な移動性高気圧に覆われると、盆地周囲の山地よりも低い高度に沈降性逆転層が形成されている事例が、春に多く確認された。既往研究では、日中に混合層高度が山地よりも低いと、霧が発生しにくいことが指摘されている（大橋ほか 2004）。したがって、春の移動性高気圧は、秋と比較して低い高度に沈降性逆転層を形成することで、混合層高度を山地の高さよりも低く抑制する作用も影響していることが考えられる。

都市における熱輸送の気象影響に関する気象モデル・LES モデル解析

*竹見 哲也・丹治 星河・入江 健太（京大防災研）

1. はじめに

都市の気象防災・大気環境に係る諸問題は日常生活で極めて重要である．特に，都市の風は，台風など強風現象の発生時に瞬間的な風速の強化による災害，夏季晴天時には風速の抑制による熱環境の悪化，様々な気象状況下での大気質の問題など，災害や環境の観点から，定量的に把握することが大事である．都市の風は激しく変動することから，細密な観測網の構築によるリアルタイムでのモニタリングとともに，個々の建物や構造物を陽に表現可能とする数値モデルも必要である．

これまでの研究で，建物周りの詳細な乱流変動を数値解析する技術が発達し，都市の建物群を想定した気流のモデリングも発達してきた．一方で，現実的な気象状況での都市の風の変動性状を理解することも大事であることから，気象モデルと都市 Large Eddy Simulation (LES)モデルを組み合わせた解析手法も提案されている．我々は，気象モデルによる気象解析結果をLESモデルの平均場として取り入れた乱流生成手法を開発し（Nakayama et al. 2012），台風通過時の市街地での突風を定量的に評価し（Nakayama et al. 2012; Takemi et al. 2019），市街地での拡散場の再現精度を評価した（Nakayama et al. 2016）．最近では，乱流観測データを LES モデルに同化させる手法の開発（Nakayama and Takemi 2020），流れ場に応じてダイナミックに流入変動風を効果的に生成する手法の開発（Nakayama and Takemi 2023）といった研究を進めてきた．

本研究では，気象モデルと建物解像 LES モデルを組み合わせて，都市における熱輸送が降水活動など気象変化に及ぼす影響を評価することを試みた．

2. 解析手法

気象場の数値シミュレーションには，Weather Research and Forecasting (WRF)モデルを用い，ネスティングにより最も内側の計算領域の格子幅は 1 km とした．建物解像 LES モデルとして，PALM モデルを用いた．

大阪市街地を対象地域として，国際航業による 2 m 分解能の DSM/DEM データを用いて，実在の市街地・建物形状をLESモデルの下部境界に取り込んだ．都市の人工構造物が気流に及ぼす影響を調べるため，地面標高は除外し，建物や人工構造物の高さのみを考慮した．

WRF モデルを用いたシミュレーションでは，3 段階ネスティングにより計算領域を設定し，4.5 km/1.5 km/0.5 km と解像度を徐々に上げるようにした．

大阪平野で発生した夏季の局地的な降水を対象とし，2023 年夏の事例を探索し，8 月 27 日の大阪市周辺での局地的な降水事例を選定した．この事例を対象として，計算開始時刻を様々に変化させた初期時刻アンサンブルシミュレーションを実施し，再現性を調べた．次に，都市からの排熱効果の削減による気象影響の評価を念頭に置き，地表面からの顕熱輸送量を改変した数値実験を実施した．

3. 結果

建物解像 LES モデルにおいて，建物からの現実的な排熱を想定し，建物表面からの顕熱輸送の有無の違いによる境界層での運動量輸送・熱輸送を比較した．その結果，排熱あり実験において，運動量輸送量が大きくなり，排熱の有無の差は高層ビルと中低層ビルが密集する街区において顕著であることが分かった．この運動量輸送の街区毎の違いは，熱輸送量にも影響を及ぼす．特に，高層ビルの存在が，運動量も熱も効果的に輸送していることが分かった．

このような都市の排熱効果の違いが，局地的な降水にどのような影響を及ぼすのかについて，WRF モデルによる感度実験を行った．陸面からの顕熱輸送量を 50%に改変した実験により降水量の変化を調べたところ，大阪平野で領域平均した降水量が 2 割強程度にまで減少していた（図 1）．

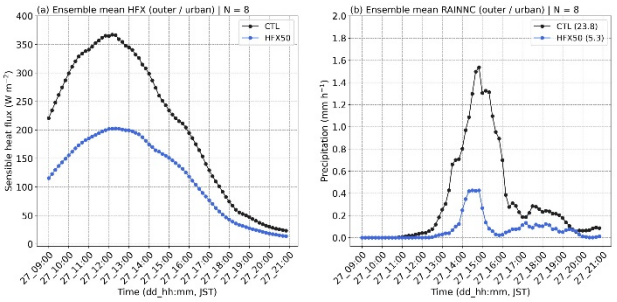


図 1：領域平均した(a)顕熱輸送量および(b)降水強度の時間変化．改変無し（黒実線）と改変有り（青実線）の結果を示す．

4. 今後の展開

これまで進めてきた街区スケールでのLES解析の技術開発に基づき，ムーンショット型研究開発制度の目標 8 のコア研究課題「ゲリラ豪雨・線状対流系豪雨と共に生きる気象制御」では，都市の熱効果により励起される積乱雲発達を抑制するため，市街地の乱流変動や熱輸送を制御する手法を開発する研究を展開している．気象モデルと建物解像 LES モデルの結合手法の開発では，メソ気象現象と乱流現象という現象間のスケールのギャップが大きい場合に，どのように接続するかが課題である．

気象研究所観測用鉄塔における大気境界層の風速観測値と風速スペクトルの経年変化

*秋田康輔，稲垣厚至，神田学（東京工業大学），清野直子（気象大学校）

1. はじめに

本研究は地表面近傍風速の十数年間の変化傾向を調べることを目的とする. 既往の研究において, AMeDAS を用いた日平均風速の経年変化傾向や[1]，風速スペクトル強度の地点間変化特性について検討がなされている[2]．これに対し，本研究では地上数百 m までの高度の変化傾向を捉えるため，筑波にある気象研究所の気象観測鉄塔の風速観測値を解析し, 高度 200m までの平均風速の経年変化傾向について検討した．同データを用いて，スペクトルの変化傾向についても検討した．

2. 解析概要

本研究では気象観測鉄塔において 1991 年から 2008 年までの 18 年間に観測された，高度 200, 150, 100, 50, 25, 10m の風速 1 分平均値を利用した．気象観測鉄塔では 3 つの方角に伸びたアームに風速計が取り付けられているが，毎分最大値を採用して 1 分平均風速の時系列データを作成した．

欠損値の扱いは藤部[1]を参照し，風速の経年変化率は最小二乗法を用いて計算した．年間スペクトルは毎正時値を利用した．欠損年に該当する年のデータは利用しなかった．スペクトル強度の計算には, 高速フーリエ変換(FFT)を使用し, FFT 特有の高周波側のノイズを取り除くため平滑化を行った．FFT を行う際，データ周期は一定である必要があるため，毎正時値を各月の一日変動を考慮して補間を行った．$4 \times 10^{-7} \leq f \leq 4 \times 10^{-5}$ [s^{-1}]の周波数帯でのパワースペクトル密度(PSD)の経年変化率を，最小二乗法を用いて検討した．

3. 結果

本解析では高度 50m を除いて，風速は増加傾向を示した．各高度の風速変化率(%/Year)は表 1 にまとめた．衛星データを用いた研究でも，世界全体の洋上平均風速が増加傾向にあることが示されている[3].

PSD の時系列変化率は, 風速が減少傾向である高度 50m 以外では，ほとんどの周波数帯で増加傾向にあった．その原因の一つは図 1 に示す通り風速自体の増加であるが, 周波数帯に依って一様に大きくなっているのではないことが図 2 より確認できる．

表 1　高度別の風速変化率(%/Year)

	10m	25m	50m	100m	150m	200m
Trend	0.70	0.46	-0.85	0.86	1.2	0.58

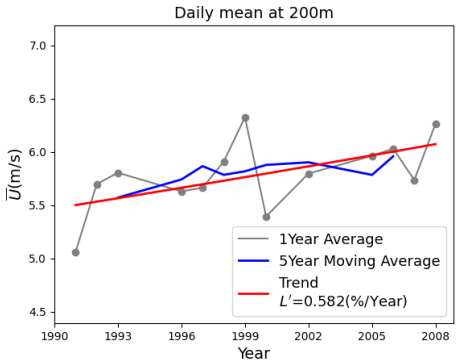


図 1　高度 200m での年平均風速の時系列変化

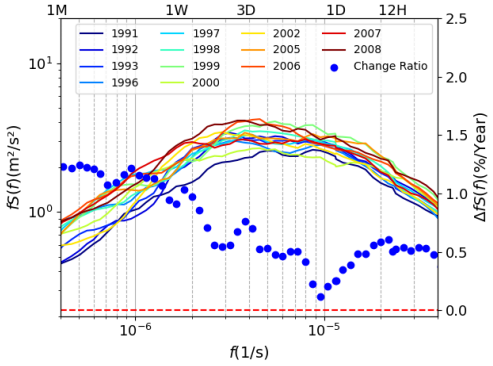


図 2　高度 200m の PSD と各周波数での PSD 変化率
(1 日と 12 時間の周期のピークは除く)

謝辞

本研究で使用した観測データは気象研究所，山内洋様よりご提供いただきました．ここに謝意を表します．

参考文献

[1]藤部文昭. (2003). アメダス地点における風速観測値の経年変化. 天気, 50(6), 457-460.

[2]何暁卿, 稲垣厚至, & 神田学. (2018). 地上水平風速の年間スペクトル特性. 土木学会論文集 B1 (水工学), 74(5), I_1195-I_1200.

[3] Young, I. R., Zieger, S., & Babanin, A. V. (2011). Global trends in wind speed and wave height. *Science*, *332*(6028), 451-455.

都市乱流データベースを用いた街区内風速の即時診断

*仲井花帆，稲垣厚至，神田学．（東京工業大学環境社会理工学院）

1. はじめに

都市街区内では街区ごとに風向や強さが大きく異なる風が吹くが，現在の気象予報等で得られる広域気象情報からは，街区内の詳細な風速分布を得ることができないという問題が存在する．この問題に対し，LBM-LES を用いた数値計算によって代表風向ごとに予め乱流データベースを作成しておくことで，広域気象情報に応じて変化する，街区内平均風速，乱流統計量の空間分布を瞬時に診断する手法を提案する．本研究ではこの手法の妥当性を評価した上で，過去の台風事例について評価した．

2. 風速分布診断手法

2.1 都市街区乱流データベースの作成

都市街区内風速統計量が街区形状のみで決まると仮定する．街区内の平均風速，乱流統計量は風向に依存して相似性の高い分布となることから[1]，代表風向を 16 方位に設定し，代表風向ごとに LBM-LES を用いた数値計算を行い，それぞれについて乱流データベースを作成した．

2.2 代表速度のスケーリング

街区内の平均風速，乱流統計量の相似性に基づき，数値計算から得られた風速分布に対して無次元化を行った．本数値計算の対象領域は都市部に位置し，都市部に働く流体抵抗の 9 割が形状抵抗に起因することから，代表速度のスケーリングパラメータとして摩擦速度を使用した[2]．広域気象情報には東京都千代田区に設置された AMeDAS 東京観測所のデータを使用し，計算領域内の実観測風速との回帰分析により，代表風向ごとの風速回帰式を作成した．本回帰式を用いて広域気象情報をもとに計算領域内の風速を推定し，無次元化された風向別の乱流データベースをスケーリングすることで，広域気象情報に即した風速分布を得る．

3. 計算条件

東京工業大学大岡山キャンパスを対象とした数値計算を実施した．主流方向 x，スパン方向 y，高さ方向 z にそれぞれ 1357m×1357m×600m の領域を有する．本領域内の地形，植生，建物分布を合成した格子解像度 2m の地表面データに対して，各 16 方位から一様風を与えた．タイムステップを 0.008 秒，積分時間を 7200 秒とし，解析には最後の 600 秒間のデータを用いた．

4. 結果

2022 年 8 月中旬に発生した令和 4 年台風第 8 号（図 1）が東京都を通過した際の診断結果を図 2 に示す．本分布から，街区形状を考慮した地点ごとの風速分布特性を読み取ることができる．

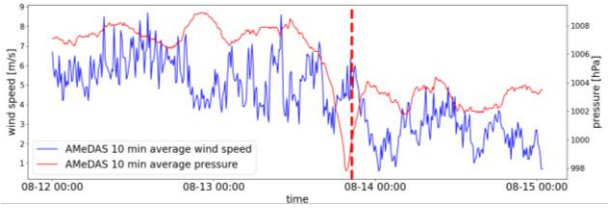


図 1　2022 年 8 月の台風通過時の風速，大気圧変化（AMeDAS 東京観測所データ使用）

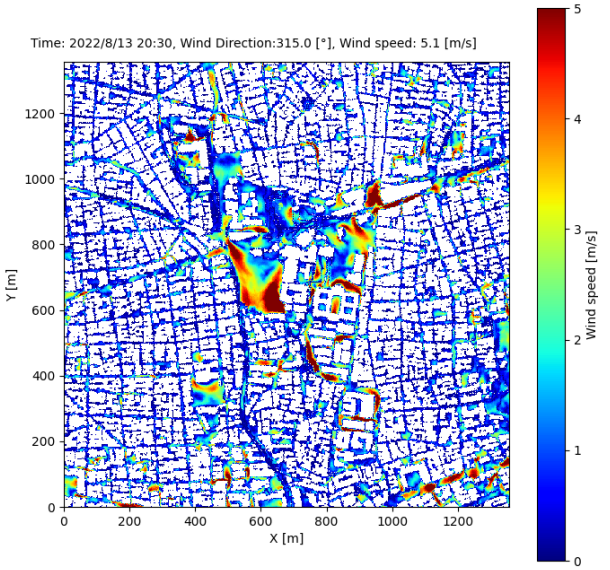


図 2　台風通過時の東京工業大学周辺における街区内風速分布診断値

謝辞

本研究は JSPS 科研費 21H04573, 20H02253, 22H03599 の助成を受けたものです．ここに謝意を表します．

参考文献

[1] Onodera, N., et al., 2013, Tsubame E.S.J., **9**, 2-8.

[2] Inagaki, A., et al., 2023, Boundary-Layer Meteorol., **186**, 455-474.

冬季地上降水粒子直接観測による霰の融解の特徴

*鈴木 賢士・金丸 怜未・原 優里佳（山口大院創成）・高見 和弥（鉄道総研）

1. はじめに

地球温暖化により将来，日本海側の降水量は減少し，太平洋沿岸の南岸低気圧が発達しやすくなるとも予測されており，ビニールハウスの倒壊に代表される農業被害のほか，交通障害など経済活動に直接的に影響を与える深刻な被害が懸念される。被害軽減のためには，降雪量に加え，湿雪，乾雪，みぞれといった降雪のタイプを知ることが重要である．また，降水雲内の粒子直接観測はそのサンプリングの少なさが課題の一つであるが，気温が 0℃近くまで低下し，雨からみぞれ，雪へ変化する固体降水粒子を地上で直接観測することは，上空の降水雲内の融解層の内部構造を知る貴重なデータを提供する．我々は，新たに開発された降水粒子撮像ゾンデ Rainscope (Suzuki et al. 2023) を地上設置型に改良し，新潟県南魚沼市塩沢での地上降雪観測に投入した。今回は，気温が比較的高く，地上で雨，雪，霰，みぞれが観測された 2022 年 12 月 24 日から 25 日の事例を取り上げ，特に霰の融解の特徴を報告する．

2. 結果および考察

Rainscope は落下する粒子の鮮明な静止画像を得ることができると同時に，2 つの赤外線センサーにより粒子の落下速度を計測することができる．図 1 は，2022 年 12 月 24 日 9 時～10 時の 1 時間に観測された粒子で，その形状，透明度などから経験的に，雨滴（完全に融けている），融解粒子（一部あるいはほとんどが融解している），湿った霰（融けはじめの霰），乾いた霰（全く融解していない）に分類した．図 2 は平均粒径と落下速度の関係を示すが，落下速度分布は降水タイプにより明瞭に区別されることが確認された．この日の地上気温は 1～2℃と比較的高かったため，Locatelli and Hobbs (1974) による霰の経験曲線よりも落下速度は大きくなっていた．粒径（大きさ），形状，落下速度（密度）の関係に加え，画素値による乾湿の分類も行ったが，詳細は学会当日に報告する．

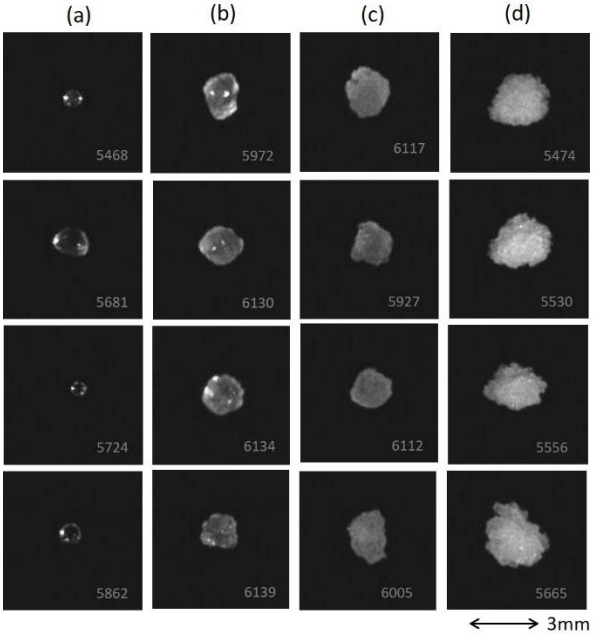


図 1. 地上設置型 Rainscope により観測された粒子画像．(a) 雨滴 (b) 融解粒子 (c) 湿った霰 (d) 乾いた霰

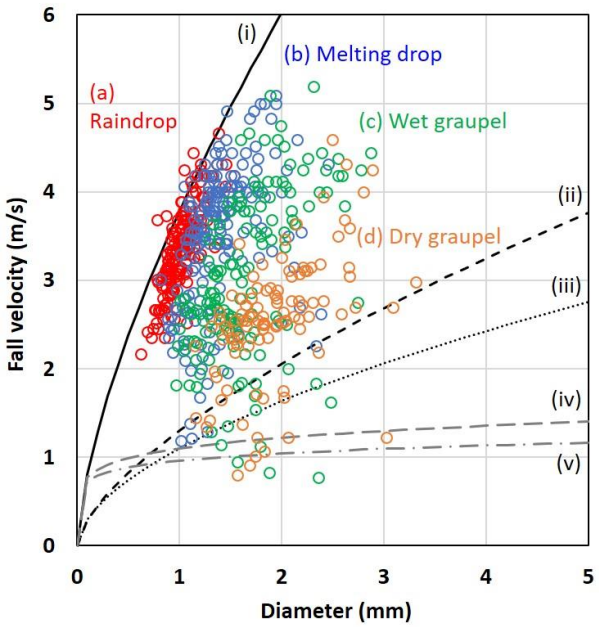


図 2. 粒径と落下速度の関係．赤：雨滴，青：融解粒子，緑：湿った霰，橙：乾いた霰．(i)～(v) は経験曲線を示す．(i) 水滴 (Atlas et al. 1973)，(ii) 塊状霰 & (iii) 六花霰 (Locatelli and Hobbs 1974)，(iv) 濃密雲粒付雪片 & (v) 雲粒付雪片 (Ishizaka 1995)

※本研究の一部は JAXA との共同研究（EO-RA3）および鉄道総研との共同研究により実施された．

鉛直上向き気象レーダーと大気レーダーを用いたブライトバンド近傍における層状性降水成長過程の観測

*重尚一 (京大院理), 中村聡恵 (京大理), 戸田望 (京大院理), 後藤悠介 (名大宇宙地球環境研), 篠田太郎 (名大宇宙地球環境研), 橋口浩之 (京大生存研)

1. はじめに

降水成長過程の理解と衛星降水推定の向上のため、鉛直上向きにした名大X帯偏波レーダーと京大MUレーダーの同時観測を滋賀県甲賀市信楽町で実施している（重他 2023 年秋季大会; 科研費 22H00177)。2023年5月29日、6月2日、6月8日、7月1日、8月14-15日の事例をブライトバンドに注目して解析した。

2. 結果と議論

ブライトバンド検出時における反射強度、降水粒子の終端落下速度（＝降水粒子の鉛直ドップラー速度－大気鉛直流)、および大気鉛直流の平均プロファイルを示す（図1)。ブライトバンドは、鉛直方向に隣接するデータから反射強度の傾きを求めて高度 3.5-6km で 20dBZ/km を超えた場合としている。終端落下速度は、地上での終端落下速度に密度補正している。ゾンデ観測からの0℃高度と相対湿度も示している。ただし、台風が通過した8月14 -15日はゾンデ観測を実施せず、線状降水帯が発生した6月2日は、気球が0℃高度付近で上下動してしまった（着氷が原因と考えられる)。

ブライトバンド形成の主要因として、1）誘電率の変化（水≫氷)、2）粒径の変化（降雪粒子≫雨滴)、3）落下速度の変化（雨滴≫降雪粒子）が考えられてきた。このうち、落下速度の変化（増加）は、反射強度のピーク付近で生じるとして教科書の模式図に描かれている(Battan 1973のFig.10.12; Houze 2014のFig.6.2 ; Fabry 2015のFig.4.8)。一方、図1では終端落下速度の増加が反射強度のピークより上空で始まっている。

北米での観測（Battan 1973のFig.10.13）を基に描かれたと思われる教科書の模式図では、ピークより上空では降雪粒子の併合成長が支配的とされ、終端落下速度は雨滴に融けるまで増加しないとされている。一方、今回観測された終端落下速度の増加は、雲粒捕捉成長による降雪粒子の密度増加が原因であると考える。MUレーダーによって上昇流が観測され、(ゾンデ観測が得られている事例では) 融解層付近で相対湿度が100%近くとなっており、過冷却雲粒の存在を示唆している。Mosimann (1995) が提案したX帯鉛直ドップラー速度から雲粒捕捉の程度 R を求める式を適用すると、雪結晶のほぼ全面が一層の水滴で覆われる R=3（densely rimed）を超えていた。雲粒捕捉成長した降雪粒子の融解層上部における存在の可能性は、熱帯層状性降水の観測研究で指摘されている(Leary and Houze 1979 など)。

ブライトバンドの反射強度ピーク別に分類して解析と、地上での降水強度が強かった6月2日、7月1日、8月14 -15 日の事例の強いブライトバンド反射強度ピークを持つ場合に、特に終端落下速度の大きな増加が見られ、降雪粒子の雲粒捕捉成長が降水形成に寄与していると考えられる。

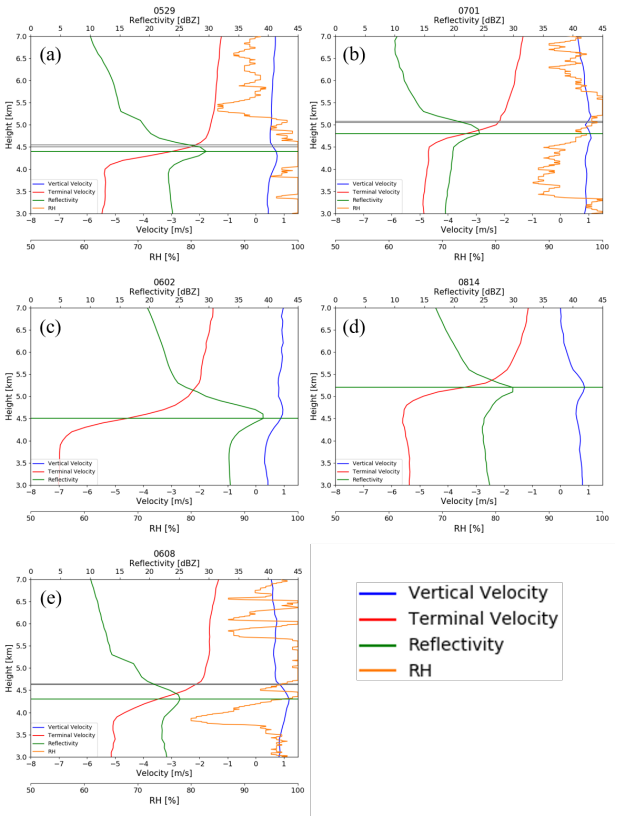


図1　ブライトバンド検出時における反射強度、降水粒子の終端落下速度、および大気鉛直流の平均プロファイル。(a) 2023年5月29日、(b) 6月2日、(c) 6月8日、(d) 7月1日、(e) 8月14-15日。緑の水平線はブライトバンドのピーク高度、黒の水平線は0℃高度を示す。

謝辞:MU運用について葛江氏と虫明氏に感謝します。

2023 年 7 月 10 日に九州北部で大雨をもたらした降水系内部の三次元雲微物理構造

鵜沼昂 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

雲・降水過程は，ローカルからグローバルまで幅広い現象に影響を及ぼす．中でも強い雨は時に集中し，災害をもたらすことがある[1]．このため，社会的にも重要な現象である．降水の特徴は主に雨滴粒径分布で規定される．特に，強い雨の場合には複数のピークを持つ雨滴粒径分布が地上で観測される場合がある[2]．しかしながら，日本での観測例は少ないだけでなく，その空間的な特徴は十分に理解されていない．そこで，本研究では雨滴粒径分布の平衡状態に着目した，降雨の強化過程を明らかにすることを目的とする．

2. 使用データ・解析手法

使用したデータは気象庁保有の二重偏波レーダー及び光学式ディスドロメーター Parsivel^2 である (図 1a にそれぞれ位置を示す)．解析期間は 2023 年 7 月 10 日 20:00 JST から 23:59 JST までである．二重偏波レーダーにおける粒径分布パラメーターは，中央粒径・数濃度・雨水量を[3]の手法を用いて推定した．推定した粒径分布パラメーターをディスドロメーターと比較し，十分な精度が担保されていることを確認した[4]．

3. 結果・考察

地上のディスドロメーターでは，降水強度が急激に増加する際に雨滴粒径分布の形が二峰性となって観測され，平衡状態に達していた．この時，指数分布の傾きは，2 mm^{-1} よりも小さくなっていた (図略)．二重偏波レーダー観測による降水系内部の鉛直分布の解析から，高度 1.5–4 km では地上に向かって中央粒径・雨水量が増加，数濃度は減少しており (図 1b–d)，雨滴同士の衝突併合過程が支配的であった．一方，高度 1.5 km 以下では地上に向かって中央粒径が減少，数濃度・雨水量は増加し，上空で成長した雨滴の衝突分裂過程が支配的であった (図 1b–d)．このような状況下で地上では 100 mm h^{-1} 以上の強雨が観測されていた．

雨滴粒径分布が平衡状態に達した後，指数分布の傾きが 2 mm^{-1} よりも小さくなるという観測事実から，二重偏波レーダーデータを用いることで平衡状態に達した雨滴粒径分布の空間的な把握を試みた．その結果，空間スケールは数 km 程度であり，平衡状態に達した雨滴粒径分布はメソ γ スケールの現象であることが示唆された．本解析では 1 事例のみを対象としたため，統計的にも同様のことが確認できるかどうか，解析を進める必要がある．

謝辞

Parsivel^2 のデータは，JAXA より提供を受けました．

参考文献

[1] Unuma and Takemi, 2016, *QJRMS*, **142**, 1232–1249.

[2] Zawadzki and De Agostinho Antonio, 1988, *JAS*, **45**, 3452–3459.

[3] Ulbrich and Atlas, 1998, *JAMC*, **37**, 912–923.

[4] Unuma, 2024, *SOLA*, doi:10.2151/sola.2024-007.

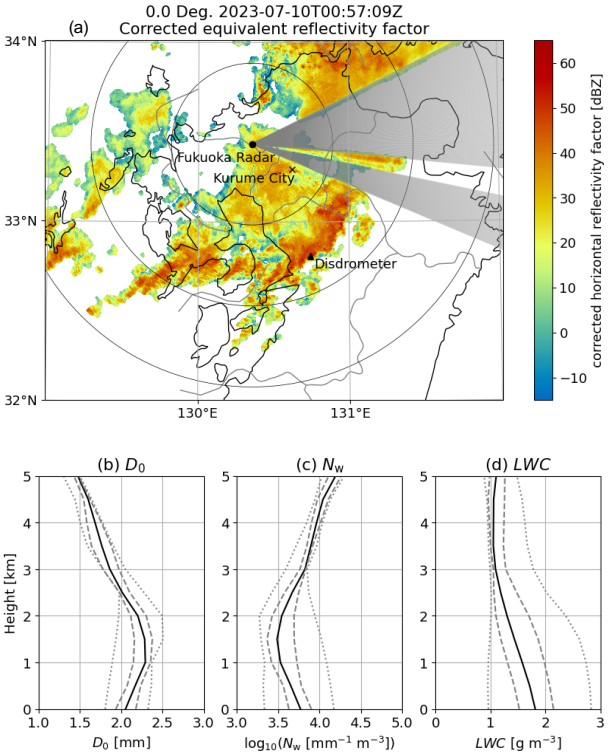


図 1 (a) 2023 年 7 月 10 日に福岡レーダーで観測された反射強度 (dBZ). (b)–(d) ディスドロメーターの 2 km 四方の二重偏波レーダーデータから算出した，中央粒径 (D_0)・数濃度 (N_w)・雨水量 (LWC) の鉛直分布．各線は，0, 25, 50, 75, 100 パーセンタイル値を示す．

Aeolus 衛星の視線風速データ同化による線状降水帯事例へのインパクト評価

*岡部いづみ (気象研究所), 岡本幸三 (気象研究所)

1. はじめに

衛星搭載ドップラー風ライダー(Doppler Wind Lidar: DWL)は、大気中のエーロゾルや雲の流れをドップラー効果で捉え、視線方向の風速を高鉛直分解能で観測するセンサである。2018 年、欧州宇宙機関(European Space Agency: ESA)が世界で初めて DWL 搭載衛星 Aeolus の打ち上げに成功し、欧州中期予報センター(ECMWF)などで現業同化利用された。効果として風速・高度・気温・水蒸気場の予測精度向上が報告されている[1]。日本でも、DWL データ同化インパクトについて OSSE による研究[2]や Aeolus 衛星の DWL データ同化インパクト評価が行われており、[3]では気象庁全球解析予報システムを用いた台風進路・強度予測へのインパクト評価が詳細に紹介されている。本発表では、気象庁全球およびメソ解析予報システムを用いた、線状降水帯事例のインパクト評価について報告する。

2. 同化実験設定

2019 年 12 月末時点の気象庁全球解析予報システム相当の設定（水平解像度約 20km、鉛直層 100 層）を全球コントロール実験とし、その設定に加えて、Aeolus による L2B プロダクトの視線方向の風速データ（以下、Aeolus データ）を利用した実験を全球テスト実験とした。また、2020 年 4 月時点の気象庁メソ解析予報システム相当の設定（水平解像度約 5km、鉛直層 76 層）をメソコントロール実験とし、その設定に加えて Aeolus データを利用した実験をメソテスト実験とした。品質管理手法は[3]を採用し、晴天域ではレイリー風を、雲域ではミー風を利用した。対象事例は、令和 2 年 7 月豪雨の期間中、7 月 4 日未明に熊本県球磨川流域で発生した線状降水帯とした。

3. 検証方法と結果概要

全球およびメソそれぞれのシステムにおける空間解像度を鑑みて、Aeolus データ同化から期待されることは、総観規模～メソスケールでの気象環境場の改善である。そこで、同化インパクト評価としては、３時間降水量に加え、700hPa 相当温位、500hPa 渦度など発生環境場と関連深い要素に着目し、それらの 12～24 時間予測を各コントロール実験の解析値と比較し評価した。

調査の結果、全球実験では、線状降水帯発生時（4 日 03JST）、コントロール実験に比べてテスト実験では 700hPa 相当温位の分布に改善が見られた。メソ実験でも、線状降水帯発生時、解析値では熊本県付近で見られた 700hPa 相当温位極大域が、コントロール実験の予測値では宮崎県～東海上に見られた一方、テスト実験では熊本県に極大域が見られ、コントロール実験と比較して改善したことが分かった（図１、黒丸）。

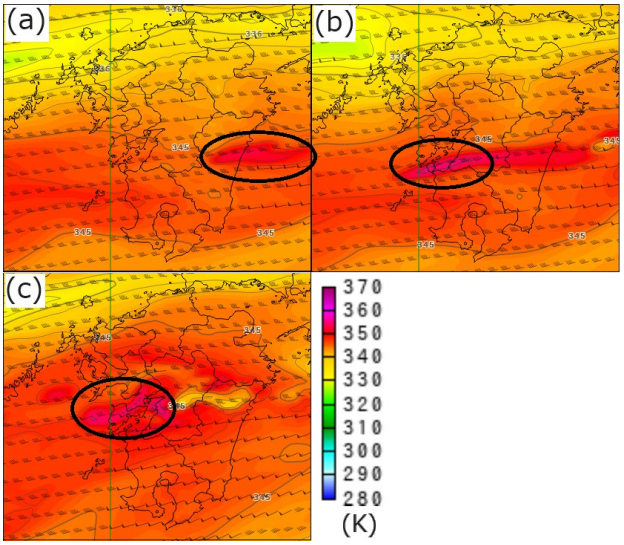


図１．線状降水帯発生時の(a)メソコントロール実験 12 時間予測値、(b)同テスト実験 12 時間予測値、(c)同コントロール実験解析値の 700hPa 相当温位。

参考文献

[1] Rennie, M. P. and L. Isaksen, 2020, The NWP impact of Aeolus Level-2B winds at ECMWF, ECMWF Technical Memorandum, **864**.

[2] Okamoto, K. et al., 2018: Feasibility Study for Future Space-Borne Coherent Doppler Wind Lidar Part 3: Impact Assessment Using Sensitivity Observing System Simulation Experiments, JMSJ, **96,** 179-199.

[3] Okabe, I. Okamoto, K., 2024: Impact of Aeolus horizontal line-of-sight wind observations on tropical cyclone forecasting in a global numerical weather prediction system, QJRMS, 1-26.

2023 年梅雨期の線状降水帯発生数に対する イベントアトリビューション

*渡邉俊一，川瀬宏明，廣川康隆（気象研），今田由紀子（東大 AORI/気象研）

1. はじめに

近年の研究で、温暖化の影響により線状降水帯の総降水量や発生確率が増加していることが示されている[1]。2023 年の梅雨期（6-7 月）には、Hirockawa et al. (2020) [2]の基準に基づくと、23 事例の線状降水帯が発生した。これは、2006 年以降では 3 番目に多い発生数であった。気象庁の異常気象分析検討会は、2023 年の梅雨期の特徴として日本南方での太平洋高気圧の強まりで、日本に水蒸気が流入しやすかったことを指摘している。また、長期的な温暖化に伴う水蒸気量の増加傾向の影響で雨量が増大した可能性も指摘した[3]。本研究では，確率的イベントアトリビューション（EA）により、2023 年梅雨期の線状降水帯発生数に対する、地球温暖化の影響を評価した。

2. データ・線状降水帯の検出手法

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[4]）の過去実験（HIST）及び非温暖化実験（NonW）の全球 60km 実験を 2023 年まで拡張した。過去実験は観測された海面水温（COBE-SST2）、非温暖化実験は COBE-SST2 から過去の温暖化による昇温分を引いた海面で駆動される。いずれの実験も 100 メンバーの計算を実施している。日本域については 20km 及び 5km の地域気候モデル NHRCM を用いて 2023 年梅雨期を対象にダウンスケーリングを実施した。5kmNHRCM は 2023 年 5 月 28 日から計算を行った。

線状降水帯の検出には、Hirockawa et al. (2020) [3]の手法を用いた。今回は、日本の陸上にかかった線状降水帯のみを対象とし、観測ではほとんど見られない 15 時間以上継続したものは除外した。対象期間は 2023 年の 6-7 月とした。

3. 結果

HIST 実験では南西諸島、九州、四国、東海の太平洋側で線状降水帯が発生し、特に九州での発生が多かった（図 1a）。NonW と HIST の差を見ると、HIST の方が全国的に線状降水帯の発生が多く、九州地方での発生数に差が多かった（図 1b）。100 メンバーの平均発生数は HIST と NonW でそれぞれ 12.9、9.5 回であった。

2023 年梅雨期の循環場を見ると、HIST でも NonW でも太平洋高気圧の西への張り出しが強く、特に九州地方に南西から水蒸気が流入しやすい場になっていた（図略）。これは、実際の循環場と同様な特徴であり、太平洋高気圧の西への張り出しは海面水温パターンによる強制の影響が大きかったと考えられる。

HIST と NonW において、九州（図 1 の黒枠）の線状降水帯発生時の合成解析を行った。950hPa 水蒸気フラックス流入量を見ると、いずれの実験においても、東シナ海から 200 g m^{-2} s^{-1} を超える水蒸気フラックスが流入している（図 2a, b）。両者の平均値の差を見ると、HIST の方が大きい（図 2c）。東シナ海上で平均したフラックス量（F_{ECS}）のヒストグラムを見ると、F_{ECS} が 250 g m^{-2} s^{-1} 以下で発生する線状降水帯の数は HIST と NonW であまり差がないのに対して、250 g m^{-2} s^{-1} 以上では HIST の方が NonW より発生数が大きかった（図略）。温暖化により、線状降水帯の発生に有利な大量の水蒸気フラックスが流入する頻度が増加し、線状降水帯の発生数が増加していた。

本研究は文部科学省気候変動予測先端研究プログラム（領域課題 3; JPMXD0722680734）の支援を受けた。

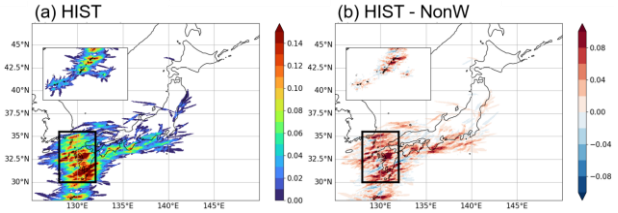


図 1 検出した線状降水帯事例の分布（1 メンバーあたりの回数）。(a) HIST、(b) HIST- NonW。

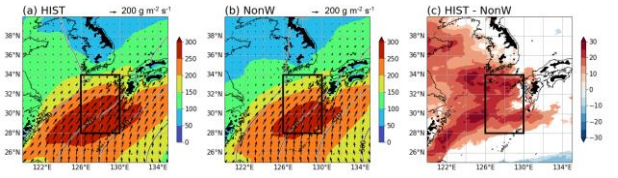


図 2 九州で線状降水帯が発生したときの、950hPa 水蒸気フラックスの合成図。(a) HIST、(b) NonW、(c) HIST-NonW。黒線は F_{ECS} の平均を行った領域。

[1] Kawase et al. (2022), *BAMS*, **103(3)**, S118 – S123.

[2] Hirockawa et al. (2020), *JMSJ*, **98**, 837-857.

[3] 気象庁, https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/28a/kentoukai20230828.pdf, (2024/2 閲覧)

[4] Mizuta et al., 2017, *BAMS*, **98**, 1383-1398.

北海道内陸部の陸別における冬季の降雪量と降雨量の季節内変動と年々変動

*平沢尚彦 (極地研), 小西啓之 (大阪教育大)

1. はじめに

地球温暖化によって降水量は増加し、降雨の比率が増加する可能性がある。これまで世界的にも降雪と降雨を分離した継続的観測はほとんど行われておらず、降雪と降雨の比率の今後の変化を示すことは難しい。最近世界中で利用され始めた低価格のディスドロメータは降水粒子の特性に基づいて降雪と降雨を別々に記録できる。本研究は、現在の気候に関する情報の一つとして、北海道陸別（図 1a）における 2013 年（12 年 12 月～13 年 3 月）から 2023 年の冬期の降雪量と降雨量をディスドロメータ（図 1b, 測器名称：LPM）の観測値を用いて調べた（Hirasawa and Konishi, 2024）。それは北極降雪圏の最南端の一地域の現状を表し、今後の気候変化の比較データとしての価値がある。

2. LPM による雨雪の判別

LPM は降水粒子の粒径と落下速度の関係を Gunn and Kinzer (1949)の経験式を用いて雨（液体降水）と雪（固体降水）を分類する。これに加えて、環境温度が-4℃より低い場合に全てを雪、9℃より高い場合に全てを雨と判断する。本解析では、この観測値をそのまま用いた。

総観規模低気圧に伴う降水では風速が大きく、地吹雪が発生することがある。地吹雪のセンサー域への混入を抑えるために、2 重の風よけ柵の内側に LPM を設置している。

3. 降雨量、降雪量の年々変化と季節内変化

図 2 各冬期間の総降雨量、総降雪量、及び総降水量に対する総降雨量の割合を時系列で示す。各年の冬期の総降水量は 101.9～399.6 mm、降雨量は 5.9～80.2 mm であった。降雨量は平均で総降水量の 17%を占め、そのうちの 96%は 12 月と 3 月に発生していた。降雨の占める割合は、それぞれ、1 月と 2 月に 2%、12 月と 3 月に 27%であった。顕著な降雪と降雨は冬期の総降水量に大きく寄与したが、それらは総観規模擾乱に伴って昇温とともに発生した。昇温後の気温が氷点下の時に降雪、氷点を上回った時に降雨となっていた。今後の気候変化において、総観規模擾乱時の気温が陸別の降雨量の鍵を握っていると考えられる。講演時には事例解析の結果とともに議論する。

尚、本研究は極地研究所研究プロジェクト No. KP302、及び JAXA-EORA3 の支援を受けている。

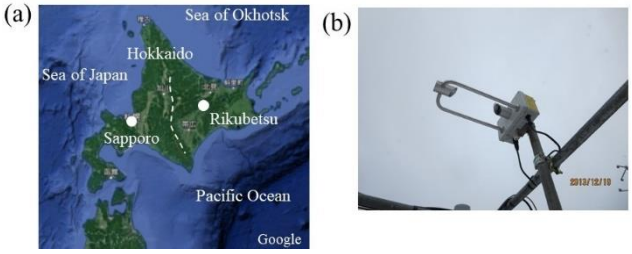


図 1 (a)陸別の位置。(b)ディスドロメータ（Laser Precipitation Monitor, LPM, Thies 社, ドイツ）。

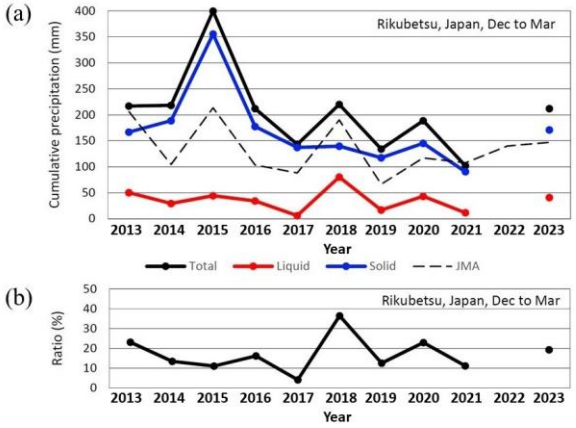


図 2 (a)2013 年～2023 年の各冬期間の総降水量（Total）、総降雨量（Liquid）、総降雪量（Solid）、及び気象庁アメダス地点の総降水量（JMA）の時系列。(b)各冬期における降雨量の比率の時系列。

参考文献

[1] Hirasawa N. and H. Konishi, 2024, *OSPOR*, **8,** 1-7. https://doi.org/10.57287/ospor.8.1

[2] Gunn, R. and G. D. Kinzer, 1949, *J. Atmos. Sci.*, **6,** 243–248. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0243:TTVOFF>2.0.CO;2

日本に竜巻をもたらす降水システムの分類

*芝山泰成 (高知大院理工)・佐々浩司 (高知大学理工学部門)

1. はじめに

気象庁竜巻等の突風データベースには、竜巻をもたらす総観場は示されているものの、どのような親雲によってもたらされたかは明らかでない。一方米国では竜巻をもたらす降水システムの分類法(Agee 2014)によりシステムごとの竜巻被害リスクが予測可能となった。このように、竜巻親雲に関する気候学的研究は防災上も重要な知見を与えることが期待される。著者ら(藤井、佐々 2022)は高知県における竜巻親雲の分類と雲内の渦特性について調査を行った。ここでは、調査範囲を日本全国に拡大し、気象庁レーダーを活用して日本における竜巻親雲の分類と渦特性の調査を行った。

2. 解析手法

2017 年から 2023 年の期間において、気象庁竜巻等の突風データベースから抽出した竜巻事例の内、気象庁レーダーの観測範囲内にある事例を解析対象とした。各事例のレーダー反射強度とドップラー速度を気象研開発の Draft により描画し、反射強度からは 40dBZ 以上の強エコー域の形態と水平スケールの計測により降水システムの分類を行い、ドップラー速度からは降水システム内の渦の抽出とその渦の渦径、移動速度、接線速度の計測を行った。

3. 解析結果

合計で 140 個の事例から、降水システムを図１～図３に示す６種類に分類した。図１に示す「孤立積乱雲」は比較的小規模で連続した強エコー域が見られないもので、「スーパーセル」は独立したエコー域を持つが大規模でメソサイクロンを持つものである。図２に示す「クラウドクラスター」は広範囲に強エコー域から個々の積乱雲が区別できないものであり、「スコールライン」は強エコー域が線状で、走向に対して大きな角度で速く移動するものである。図３の「局地前線」は小規模の強エコー域からなる線状エコー域で移動速度が遅い。「台風のインナーレインバンド」は台風の目を囲む広範囲に強エコー域が見られた。検出数は「クラウドクラスター」が最も多く、次いで「孤立積乱雲」となっており、この 2 種類が大半を占めた。各降水システムの発生傾向は「孤立積乱雲」は海上や沿岸部で秋と夕方、「スーパーセル」は 8～10 月の台風に伴って、「クラウドクラスター」は東北の日本海側、関東から鹿児島までの太平洋側、沖縄、内陸部で夏期と午前中、「スコールライン」は沿岸部、「局地前線」は日本海側に多く発生していた。

渦は東方向に移動するか、海上から上陸するものが多く、上陸する渦についてはその前後で速度差は減少し、渦径は収縮する傾向が強かった。さらに、最大接線風速と移動速度の和が 21m/s を越えない渦は被害をもたらさないことがわかった。

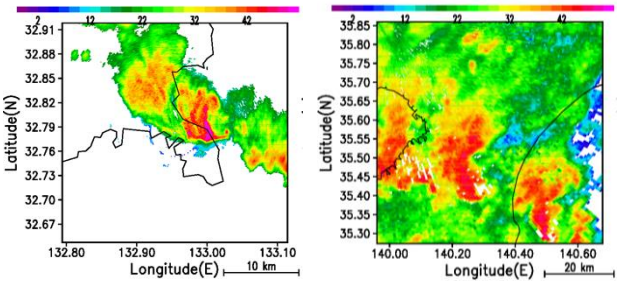


図１ 孤立積乱雲(左)、スーパーセル(右)の反射強度

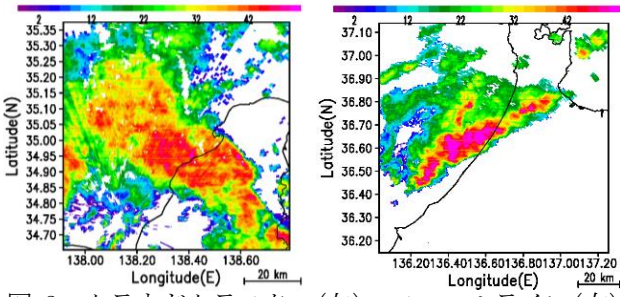


図２ クラウドクラスター(左)、スコールライン(右)の反射強度

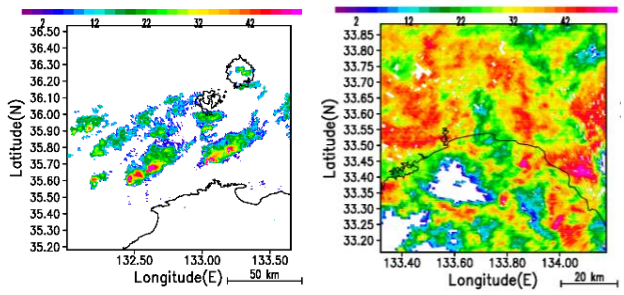


図３ 局地前線(左)、台風のインナーレインバンド(右)の反射強度

謝辞

本研究は、高知大学基幹研究プロジェクトの一部として進められた。

雷雨10年報の月別雷日数におけるバイアスとその補正方法

岩崎 博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに　　気象庁(1968)は,1300地点以上の有人観測点で,1954-1963年の10年間に記録された雷日数を基に,沖縄を除く日本全域の月別雷日数を緯度・経度0.25度の格子データとして「雷雨10年報」にまとめている.この観測地点数は約17km毎に配置されているAMeDAS雨量観測地点とほぼ同数であり,メソスケールの落雷活動を表現できる空間分解能を有する.この雷雨10年報データと現在の落雷観測網データとを比較することで,メソスケールの視点からも,60年間に起きた雷活動の空間変動を明らかにできると期待される.

しかし,その比較のためには,先ず,雷雨10年報データの品質を確認する必要がある.ここでは,同じ期間に気象官署で観測された雷日数データを真値と考え,雷雨10年報の精度を検討する.そして,雷雨10年報のデータに含まれるバイアスの特徴を記述し,そのバイアスの補正方法を提案する.

2. データ

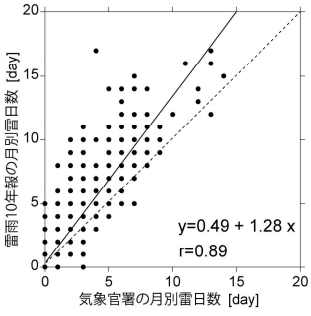
2.1 気象官署の雷日数データ:　　気象官署では,雷電(雷光と雷鳴) or 強度1以上の雷鳴が記録された日を雷日としている.1954-1963年に欠測月がない117地点の気象官署の月別雷日数を気象庁webサイトから入手し,これを真値と見なした.

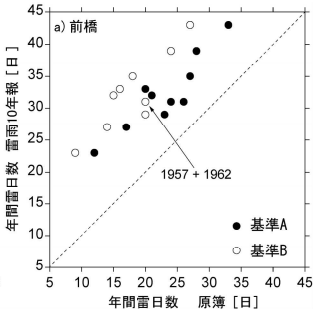
2.2 雷雨10年報データ:　　気象庁(1968)の月別雷日数データを用いた.注意すべきは,気象官署の基準とは異なり,強度0の弱い雷鳴のみが観測された日も,雷日としていることである.つまり,その分,気象官署の雷日数よりも過大評価されている.

2.3 気象観測原簿:　　雷雨10年報と気象官署の雷日数の定義が異なるため,強度0の弱い雷鳴の寄与を確認する必要がある.そのために,冬期雷が活発な新潟と夏期雷が活発な宇都宮と前橋の気象台の気象観測原簿を利用した.

3. バイアスの実態　　第1図は,気象官署(117地点)と雷雨10年報の月別雷日数の散布図である.真値と見なした気象官署の雷日数に比べて,雷雨10年報の雷日数は約30%過大評価されている.その原因の1つは,雷雨10年報では強度0の雷鳴だけが観測されても雷日数としていることである.

強度0の雷鳴の寄与を調べるために,原簿データから,雷雨10年報と同じ基準(基準A)と気象庁の基準(基準B)を用いて,新潟,宇都宮と前橋の気象官署の年間雷日数を再計算し,前橋について,雷雨10年報の年間雷日数と比較をする(第2図).雷雨10年報の雷日数は,基準Aと基準Bで求めた何れの雷日数よりも有意に多く,新潟と宇都宮でも同じ傾向が認められる.つまり,雷雨10年報の雷日数には,強度0の雷鳴のみが観測された日が含まれること以外にも,雷日数が系統的に過大評価される原因が存在することを意味する.

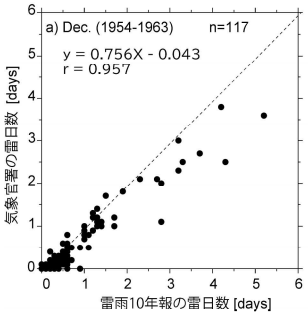


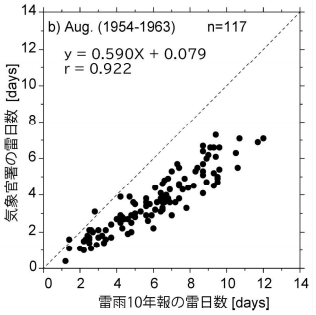


第1図(左): 気象官署(117地点)と雷雨10年報の月別雷日数の散布図.実線は回帰直線を示す.
第2図(右): 前橋における雷雨10年報と原簿から求めた年間雷日数の比較.

4. バイスの補正方法　　雷雨10年報の雷日数は過大評価されていた.ここでは,真値と見なした気象官署の雷日数を使って,補正を試みる.

過大評価の程度は季節により異なるので,月毎に補正を行う.第3図は,12月と8月について,気象官署(117地点)の月別雷日数と雷雨10年報の月別雷日数を比較した結果である.両者には高い相関があり,この回帰式を使うことで,雷雨10年報の雷日数を気象官署で観測される雷日数へ変換することができる.





第3図: 気象官署(117地点)の月別雷日数と雷雨10年報の月別雷日数の比較.ともに10年間の平均値である.
a) 12月, b) 8月.

この60年間,気象官署の雷日数を求める基準は変わっていない.そこで,2010-2019年の10年間を対象に,全球雷観測網(WWLLN)データから計算された月別雷日数を,同じ手法で,気象官署の月別雷日数に変換する.これにより,60年を隔てた,2つの雷日数分布データが整備されることになる.

発表では,2つの雷日数分布データから得られた雷活動分布の60年変動の実態も紹介する.

謝辞: この研究は,WNI気象文化創造センター研究助成金の支援を受けて遂行されました.また,新潟,宇都宮と前橋の地方気象台では原簿データを閲覧させていただきました.関係者の皆様に感謝申し上げます.

BRIDGE プロジェクト –突風防災の未来を拓く AI 技術

＊楠 研一 [1)]、足立透 [1)]、鈴木修 [2)]、新井健一郎 [3)]、石津尚喜 [3)]
1)気象研究所 2)気象研究所（現：客員研究員） 3)アルファ電子／気象研究所

1. はじめに 研究の背景と目的

顕著現象による気象災害は、社会の安全と経済活動に甚大な影響を与える可能性がある。特に局地的に発生し急速に発達する竜巻等突風は、予測が困難であり、その発生をいち早くかつ正確に検出することは、災害リスクを減少させるために重要である。このような状況に対処するため、私たち気象研究所は、鉄道事業者と共同で、気象レーダーデータから深層学習モデルを活用して突風を探知するシステムの開発を推し進めている 1)。私たちは、この取り組みは、鉄道運行の安全性を向上させるだけでなく、その他の分野における気象災害のリスク軽減にも寄与することができると考えている。

2023 年、私たちは統合イノベーション戦略の一環として、前プログラム「官民研究開発投資拡大プログラム（PRISM）」の成果も活用しながら、BRIDGE プログラムの下で「局地的・突発的な荒天対策のためのスタートアップとの連携：AI を用いたリアルタイム防災フィールド構築」という新たな研究プロジェクトを開始した。BRIDGE（研究開発と Society 5.0 との橋渡しプログラム）は、新たな事業環境の整備、スタートアップ創出、人材育成などの「重点課題」を設定し、革新技術を社会課題解決に結びつけるための施策を推進するプログラムである 2)。

本プロジェクトは、局地的・突発的な荒天の中でも特に竜巻等の突風に着目し、リアルタイムでの防災・減災対策に効果的に寄与する技術の開発を目指している。また本プロジェクトは、産学官連携によって推進されており、研究の一部は複数の委託研究先に委託している。特にスタートアップ企業との連携を積極的に進め、迅速かつ柔軟な開発を通じて、突風情報を必要とする様々な事業者のニーズに応えるといった、社会的課題の解決策を提供することを目指している。

2. プロジェクトの概要

本プロジェクトは、竜巻等突風の精度の高い探知・追跡・進路予測手法を開発し、その情報を GPS 位置情報と組み合わせることで、受け手の位置に基づいた精密な防災情報の提供を目的としている。この目的を達成するため、本プロジェクトでは、CNN（畳み込みニューラルネットワーク）に加えアーキテクチャ探索やトランスフォーマーベースのアプローチも含め、深層学習モデルの強みを生かして、気象レーダーデータから竜巻渦パターンを高精度で検出するための研究を進めている。さらに、利用者が迅速な対応をとり、災害リスクを軽減することを可能にするため、得られた結果をインターネットやスマートフォンなどのデバイスを通じてリアルタイムに配信する技術を開発している。

本発表では、プロジェクトのアプローチを具体的に説明し、初年度における成果と今後の研究開発の方向性について概説する。

謝辞

本研究開発は「研究開発と Society 5.0 との橋渡しプログラム（BRIDGE）」の助成を受けて実施している。産学官連携によって推進されており、研究の一部は複数の委託研究先に委託している。また、東日本旅客鉄道株式会社との共同研究で得られた成果を活用している。さらに「官民研究開発投資拡大プログラム（PRISM）から得られた成果を活用している。

参考文献

1)東日本旅客鉄道株式会社，「AI を活用した突風探知手法による列車運転規制の実施について」，https://www.jreast.co.jp/press/2020/20201006_ho03.pdf, (2022).
2) 内閣府，「研究開発と Society 5.0 との橋渡しプログラム（BRIDGE）」，https://www8.cao.go.jp/cstp/bridge/, (2023)

表面温度と面積におけるスケール効果の観測

*松田悠，稲垣厚至，神田学 (東京工業大学)

1. はじめに

スケール効果とは，物体の大きさが変化したとき，系の反応が変化することである．例として動物の体重と新陳代謝率のスケール効果が挙げられる．代謝率がべき乗法則に従ってスケールし，その指数は 3/4 に非常に近い値を取る．これは「クライバーの法則」として知られている[2].

気象学の分野では， Kanda et.al.[1]の屋外実験が例として挙げられる．この実験では，異なる 2 つの大きさ (一辺 1.5m, 0.15m) をもつ，コンクリート製の立方体を用いて観測を行った．その結果，運動量粗度についてはスケール効果が見られなかった一方で，熱粗度にはスケール効果が見られた．この研究から，熱輸送は物体表面付近の分子拡散が強く影響しているため，熱粗度のみがスケール効果を示したということが分かった.

本研究は物体の面積と表面温度のスケール効果に着目し，その関係式を導くために観測を行った．これにより，都市の拡大を考慮した気温予測精度向上への貢献や，環境デザイン分野への応用が期待されている.

2. 観測概要

2024 年 2 月 9 日に東京工業大学 大岡山キャンパスの石川台 4 号館屋上にて, 3 つの異なる面積をもつ正方形 (一辺 30cm, 10cm, 5cm) の表面温度の違いを調べた．3 つの正方形は黒い PP シートを使用した．図 1 に本観測の略図を示す．表面温度は赤外線サーモカメラ(FLIR SC5000)を用い, 屋上の風速は3軸型超音波風向風速計, 気温はアスマン通風乾湿計，放射に関する測定は長波短波放射計を用いた．観測時間は 10 分間で，観測日は平均気温が約 10.2℃の晴天であった.

3. 結果と考察

図 2 は各正方形の面積とその表面温度を示した片対数グラフである．青い点は表面温度の 10 分間平均を示し，赤い直線は最小二乗法を用いた近似線である．直線の傾きは，約 1.6 であった．この図から，面積が大きくなるほど表面温度が高くなることが分かった．最も大きい正方形と最も小さい正方形では約 5℃の温度差が生じた．これは面積が大きい正方形ほど内部境界層が厚く，熱交換があまり行われないため，小さい面積の正方形と比較して温度が大きくなったと考えられる.

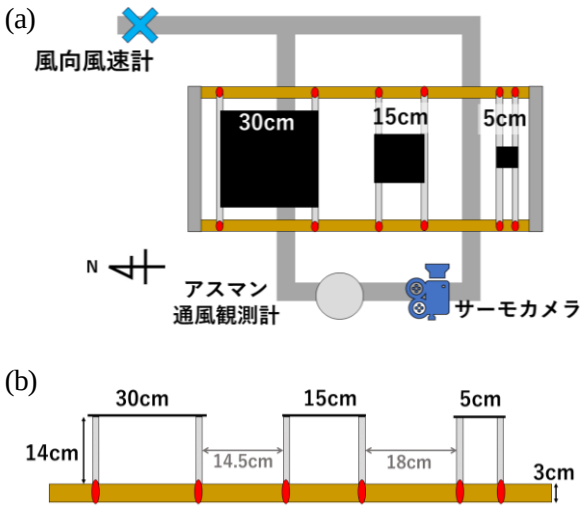


図 1 (a)観測装置の平面図. (b)側面から見た図

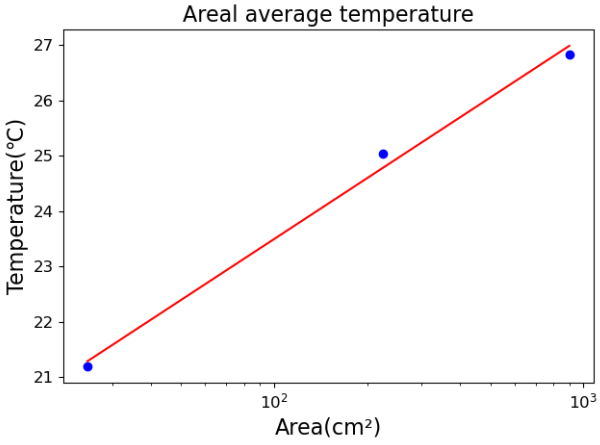


図 2 正方形の面積と表面温度の散布図.

参考文献

[1] Kanda M, Kanega M, Kawai T, Moriwaki R, Sugawara H. 2007. Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **46**:1067–79

[2] ウェスト，ジョフリー. 2022. 『スケール 万物を支配する「大きさ」の法則 上』（山形浩生・森本正史訳），早川書房.

日本の都市における平日と休日の風速差

*藤部文昭 (無所属)

1. はじめに

日本の都市では，休日の気温が平日よりも低い傾向がある[1]．これは人間活動による排熱量の違いを反映すると考えられる．また，1980 年代には東京都心の休日の風速が平日よりも 0.1 ms^{-1} 程度小さいことが報告された[2]．この理由としては低温偏差に伴う接地境界層の安定度増加が考えられるが，研究が行われたのは 40 年近く前であり，その後の発展は見当たらない．そこで改めて，国内の都市地点における平日と休日の気温差と風速差を調べた．

2. 資料と解析方法

1979 年 4 月～2023 年 3 月 (44 年間) のアメダス毎時資料を使った．風速は年平均風速との比を使った．北海道～九州について，対象期間中の移転距離が水平 1 km 未満で高度差 5 m 未満という条件を満たす 433 地点を選んだ (東京は移転があったが対象に含めた)．各地点を，周囲 3 km 以内の人口密度 P によって分類した．P≧10000 km^{-2} の東京・大阪・京都をそれぞれ単独で扱い，それ以外の地点を P の階級ごとにグループ分けした．

補足として，1995 年 4 月～2023 年 3 月 (28 年間) の東京都による大気汚染監視局の毎時資料を使った．

各地点の周囲 300 km 以内にある非都市地点 (P < 300 km^{-2}) の平日の観測値を使って，「当日が平日なら観測されるべき気温・風速」を時刻ごとに算出する回帰式を作った．これを休日 (日曜・祝日・振替休日等) に適用し，実測値と回帰値との差 ΔT および Δv を，それぞれ休日の気温・風速偏差と見なした．

3. 結果

図 1 は，東京・大阪・京都について休日の ΔT と Δv の時間変化を示す．ΔT には朝から深夜まで負偏差があり，その 24 時間平均値 (08 時～翌 07 時) は東京で−0.16℃，大阪で−0.09℃，京都で−0.04℃である．Δv も東京で−0.028，大阪と京都で−0.016 の負偏差がある．また，P = 3000～10000 km^{-2}，1000～3000 km^{-2}，300～1000 km^{-2} の各階級の地点でも ΔT に小さいが有意な負偏差があり，前 2 者は Δv にも負偏差がある (図略)．このように，休日には気温だけでなく風速の低下傾向があり，それは大都市だけでなく比較的都市化の程度が弱い地点でも認められる．

東京都の監視局の資料によると，都心部以外では ΔT も Δv も値が小さい (図 2)．これは，人工排熱の大きい場所が都心部に限られるという従来の知見[3]と整合する．また，東京の風速計と温度計はそれぞれ 2007 年と 2014 年に大手町から北の丸公園へ移転した．移転によって Δv は変化しなかったが，ΔT は移転後に激減した (図 3)．このことから，人工排熱による気温変化は強い局地性を持つが，風速 (安定度) の変化は比較的広域に及ぶ可能性が考えられる．

参考文献

[1] Fujibe, 2010: doi:10.1007/s00704-010-0266-y.

[2] Fujibe, 1987: doi:10.2151/jmsj1965.65.6_923.

[3] 国土交通省・環境省, 2004: https://www.mlit.go.jp/sogoseisaku/heat_island/index.html.

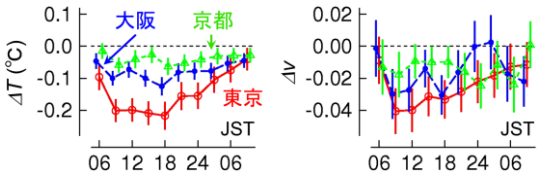


図 1 東京・大阪・京都の休日の ΔT と Δv の時間変化．東京の ΔT は 2014 年の移転以前のデータによる．縦棒は 95%信頼区間を表す．

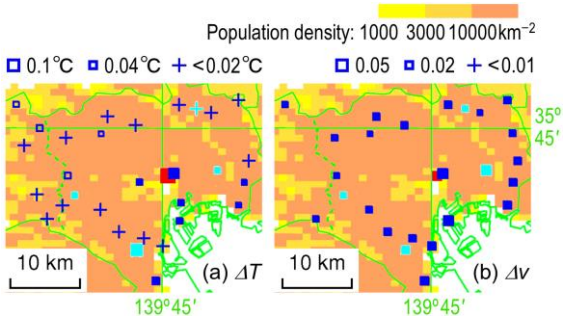


図 2 大気汚染監視局の休日の ΔT と Δv (24 時間平均値)．四角形の面積が値を表し，白抜きは正，塗りつぶしは負．■: 一般局，■: 自動車排出ガス測定局，■: 気象庁 (大手町)．

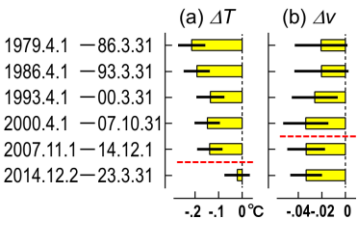


図 3 東京の休日の ΔT と Δv (24時間平均値) の期間ごとの値．横棒は95%信頼区間．--- は移転．

4 次元気象データ閲覧システムの構築

*前田 新一 (Preferred Networks), 工藤 康統 (Preferred Networks)

1. はじめに

気象レーダーは、時々刻々と変化する大気の状態を詳細に把握することを可能としている。特に二重偏波レーダーとフェーズドアレイレーダーの両方の機能を併せ持つマルチパラメータ・フェーズドアレイレーダー(MP-PAWR)は、三次元空間内を高い時間分解能で詳細な観測を可能とするため、得られるデータは膨大となる。しかし、3 次元空間内に密に存在する時系列データ(4 次元データ)全体を直感的に把握することは容易ではない。本稿では、この 4 次元気象データを 2 次元モニタ上で可視化し、概要把握を助けるために総務省の支援を受けて構築した閲覧システムを紹介する。

2. 閲覧システム

閲覧システムは、Google Cloud Platform (GCP)上に保存された MP-PAWR データをブラウザ上で表示するシステムである。プロジェクトの支援を受けた令和 6 年度末までは、Google アカウントでユーザー登録したユーザーであれば誰もが無料で利用できるシステムである。システムでは、反射因子(ZH)を表示可能で、今後、風速や KDP の推定値を表示可能とする予定である。

反射因子は、等値面表示と点表示の二つの閲覧モードがある。 等値面表示ではボクセルデータから等値面を形成するメッシュを作成し、値の大きさに応じた色付けを行う(図 1(a))。観測範囲全域で密にデータが存在する場合、空間内部の様子が見づらいため、透明化を行うことができる。透明化は、図 1(b)のように画像全域に行うこともできるが、図 2(a)のように部分的に透明化を行うこともできる。図 2(a)では、図 2(b)で示した観測円内に赤線の円(レンズ)で示した内部の透明度を下げ、その外側の透明度を上げている。カメラ位置や、レンズ位置はそれぞれのパネル上のマウス操作で直感的に行うことができる。

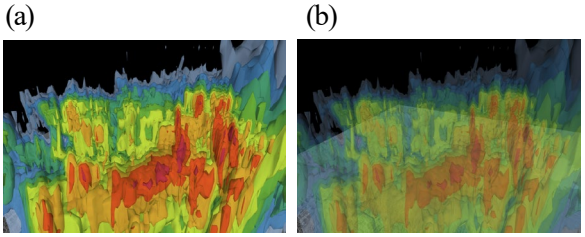


図 1 等値面表示した反射因子(a)とその透明化(b)

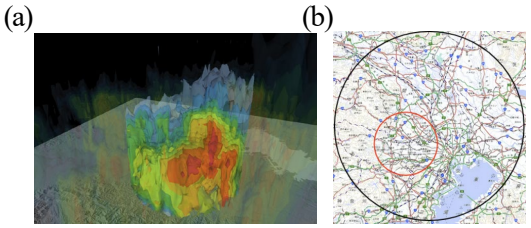


図 2 レンズによる部分的な透明化を行った反射因子の等値面表示 (a)と観測円(黒)内のレンズ位置(赤)(b)

点表示データは、各点の値を視認するのに役立つ。南北、東西、鉛直方向の 3 通りの 2 次元断面表示を行った際に、マウス位置で指定した場所の数値を図 3 のような形で表示できる。

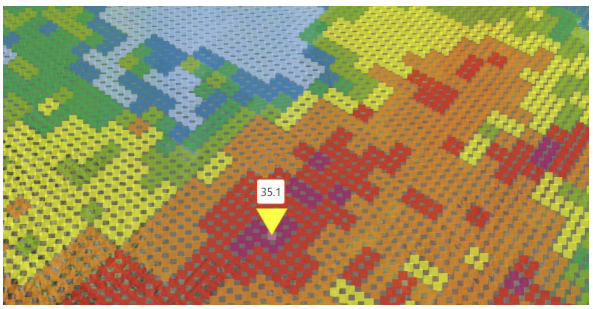


図 3 点表示した反射因子の水平断面表示の例

等値面表示、点表示のいずれの場合も動画再生が可能で、再生中にもカメラ視点やレンズ位置、表示する数値の位置は随時変更しながら、スムーズに等値面や数値の時間経過をみることができる。この動画は、アニメーション GIF 形式でのファイル出力が可能である。そのほか、地形やアメダスの表示機能、作成したメッシュのエクスポートやその逆のインポート機能がある。

この閲覧システムは、https://mppdev.pfn.dev からアクセス可能で、今後も改良予定であるので、ぜひご利用の上、フィードバックをお寄せください。

謝辞：本研究は、総務省から受託した「リモートセンシング技術のユーザー最適型データ提供に関する要素技術の研究開発」(JPMI00316)の支援を受け行われた。また情報通信研究機構の川村氏、花土氏、佐藤氏、東京大学 五十嵐教授から貴重な助言をいただいた。

東南アジア域における春季コールドサージに伴うオゾン変動

*荻野 慎也（海洋研究開発機構），藤原 正智（北海道大学），宮崎 和幸（NASA JPL）

1. はじめに

東南アジアは大気汚染物質の重要な排出源である。長年のベトナム・ハノイにおける上空オゾン観測から見出した春季対流圏下部におけるオゾン増大は、東南アジア大気汚染が顕著に表れたものである。このオゾン増大の主因はハノイ西方のインドシナ半島で起こるバイオマス燃焼である(Ogino et al., 2022, JGR)。しかし、より詳細に見ると、このオゾン増大は間欠的に起こり、数日の時間スケールを持ったコールドサージと関係していると考えられる。コールドサージに伴うオゾンの時空間変動を化学輸送モデル実験に基づき記述し、ハノイにおけるオゾン増大のメカニズムを調べた結果を紹介する。

2. モデル実験と解析手法

化学輸送モデル CHASER による感度実験結果を使用する。コントロール実験に加えて、インド亜大陸、インドシナ半島北西部、南中国の各領域でオゾン前駆物質の排出を抑制した場合の感度を調べる実験を行った。コントロール実験のオゾン混合比から、各実験の結果を差し引くことで各領域を起源とするオゾン量を求めた。そして、2005 年から 10 年間の春季の実験で再現されたコールドサージイベントを抽出、重ね合わせることで、コールドサージに伴う気象場とオゾンの時空間変動を記述した。

3. 結果

図 1 に各実験で得られたオゾン混合比をコールドサージに合わせてコンポジットした結果を示す。南中国起源のオゾン(図 1d)はコールドサージをもたらす高気圧の通過後 1～2 日に地表面付近のオゾンが増加している。これは高気圧に伴う北東風が南中国の大気汚染物質を起源とする高濃度オゾン空気塊をハノイにまで輸送した結果と解釈できる。一方、775 hPa 付近にピーク高度を持つインドシナ起源のオゾン(図 1c)はコールドサージ高気圧の通過後 3～4 日目にピーク高度が下がり、オゾン濃度が増大している。ピーク高度の変動は、コールドサージの下層への流入によりオゾン増大層が持ち上げられ、その後高度低下したものと考えられる。しかし、高度低下とともになぜオゾン濃度が上がるのかは不明である。講演では、このインドシナ起源の高濃度オゾン層の時空間変動をより詳細に記述し、変動メカニズムを明らかにしたい。

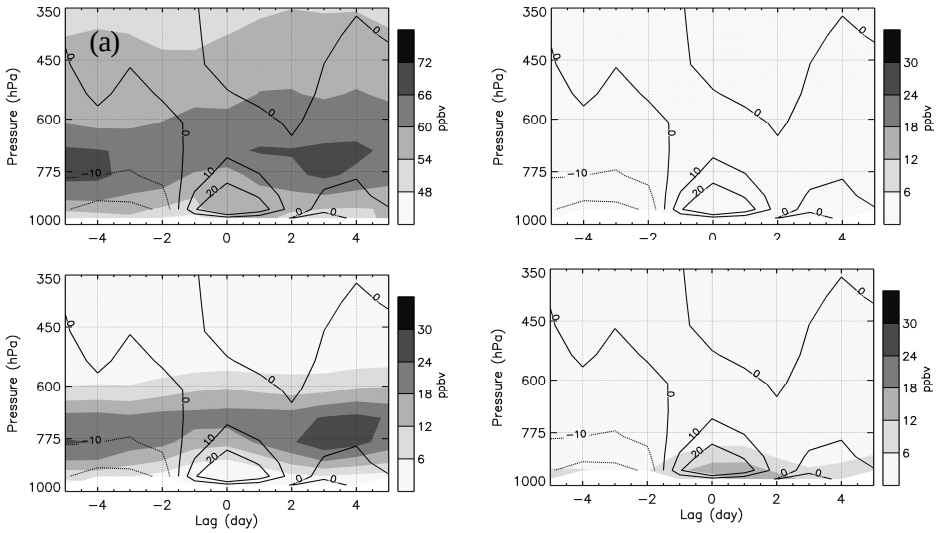


図 1 コールドサージ高気圧がハノイ上空を通過した日をゼロ日としてコンポジットしたオゾン混合比の時間高度断面図(シェード)。(a) コントロール実験 (b) インド亜大陸起源のオゾン (c) インドシナ半島起源のオゾン (d) 南中国起源のオゾン。コンターはジオポテンシャルハイトの時間平均からの偏差。

気象化学モデルを用いたエアロゾル湿性除去量の定量化

*藤野梨紗子[1],宮本佳明[1,2],梶野瑞王[3]
1:慶應義塾大学大学院政策・メディア研究科, 2:慶應義塾大学環境情報学部,
3:気象庁気象研究所

1. はじめに

エアロゾルは雲の光学特性や寿命を変化させることで地球の放射収支に影響を与える。大気中のエアロゾル量は、エアロゾル-雲相互作用を介して、様々な変数によって決まる。特に湿性除去過程が大気エアロゾル量を左右するものの、除去過程の詳細はわかっていない[1]。本研究では、気象化学モデルを用いてシミュレーションを行い、湿性除去過程がエアロゾル量にどのように影響を与えているのか定量的に明らかにすることを目的とした。

2. 実験設定及びモデル

使用したモデルは、化学輸送モデル[2]と気象モデル[3][4]が結合された Offle SCALE-Chem[5]である。積分時間は、2019 年 10 月 01 日 00UTC から 30 日 22UTC で、計算領域は、34.42° N、132.45° N を中心とした、水平格子間隔が 4 km で格子数 120×120 の範囲である。鉛直層数は 19,528 m までを 57 層とし、初期値・境界値にはメソ客観解析値(MANL)を使用した。雲微物理過程には、Tomita08 [6]を使用した。境界条件には、人為的排出量は REASv3[7]を、バイオマス燃焼の排出量には、GFED4[8]を、生物起源排出量には MEGAN2[9]を使用した。また、雲底下除去(washout)効率を 0 倍/1 倍(CTL：8.e-5 [10])/10 倍にした感度実験を実施し、解析を行った。

3. 結果

図 1(a)に、計算領域の全格子点における降水開始前後 6 時間の $PM_{2.5}$ 濃度値コンポジット解析結果を示す。Washout-off 実験以外の全ての実験では、開始時刻(0 h)から $PM_{2.5}$ 濃度値の減少が始まる様子がみられる。CTL 実験では、降水前 6 時間(-6 h ~ -1 h)と降水後 6 時間(+1 h ~ +6 h)の平均 $PM_{2.5}$ 濃度値は、15.4%減少していた。降水前後 1 時間(-1 h と+1 h)では 8.42%減少していた。また、図 1(b)では、降水開始 1 時間前(-1 h)から降水開始時刻(0 h)における $PM_{2.5}$ 濃度値変化率の分布を示した。局所的に $PM_{2.5}$ 濃度値が増加していた地点はみられるものの、領域平均値は、-4.20%であった。

図 2 に、各感度実験における降水イベントごとの除去率[11][12]を確率密度関数で示す。各実験での除去率の中央値は、washout-off 実験では 19.7%、CTL 実験では 22.0%、washout-10 倍実験では 42.8%であった。

4. まとめ

本研究は、気象化学シミュレーションを行い、降水前後 6 時間における $PM_{2.5}$ 濃度値のコンポジット解析や、イベント除去率の解析を行った。その結果、雲底下除去効率の変化によるエアロゾル減少量や、除去率変化を定量的に明らかにすることができた。

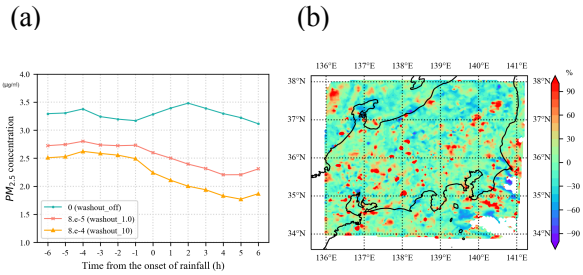


図 1(a)降水開始(0 h)時刻前後 6 時間における $PM_{2.5}$ 濃度値変化のコンポジット解析結果を示す。雲底下除去を 0ff にした実験(緑)、CTL 実験(赤)、CTL 実験×10 倍実験(橙)。(b)降水開始 1 時間前(-1 h)と降水開始時刻(0 h)における $PM_{2.5}$ 濃度値変化率を示す。

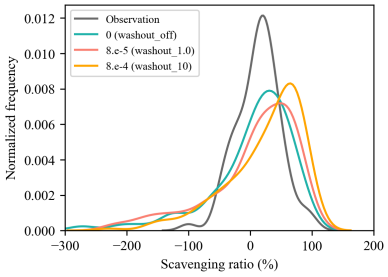


図 2 各感度実験におけるイベント除去率を確率密度関数で示す。雲底下除去を 0ff にした実験(緑)、CTL 実験(赤)、CTL 実験×10 倍実験(橙)。

参考文献[1] Textor, C. et al., 2006. [2] Kajino et al., 2019. [3] Nishizawa et al., 2015. [4] Sato et al., 2015. [5] Nakata et al., 2020. [6] Tomita, 2008. [7] Kurokawa and Ohara, 2020. [8] Giglio et al., 2013. [9] Guenther et al., 2006. [10] Draxler,1997. [11] Luan et al., 2019. [12] Fujino and Miyamoto, 2022.

ドローンを用いた新たな降水粒子観測手法の検討

馬渕 慎也*, 吉見 和紘 (富山県立大学工学部環境・社会基盤工学科)

1. はじめに

従来から，上空の気象観測は，ゾンデや気象レーダ等を用いて行われている．上空の降水粒子観測に着目すると，他国に比べ観測網は充実しているものの，ゾンデにおいては定点観測が困難な点、気象レーダにおいては，推定誤差を含む情報であり，地上で観測された情報に比べキャリブレーションが難しい点などが課題として挙げられる．これらの課題解決のために，著者らは新たな降水粒子観測手法の開発が必要だと考えている．そこで，著者らは近年技術革新が著しいドローンによる降水粒子観測の可否について，実験的に検証を試みた．具体的には，粒子画像及び粒子の落下速度の同時測定が可能な Rainscope [1]を，悪天候下でも運用可能な全天候型ドローン(Marshall: Meteorological Aircraft for Raindrop Sensing and Hydrological Analysis in aLL-weather)に搭載し，任意の降雨強度環境を再現できる室内実験室で，飛行時の観測可否について検討した．実験は，地上で測定した場合と飛行中に測定した場合の結果を比較し，飛行時に観測した雨滴粒径の分布特性を把握することを目的とした．

2. 実験手順

実験室は富山県の産業技術研究開発センターにある生活環境シミュレータ室を用いた．降雨は 10 mm/h ごとに最大で 100 mm/h，風速は最大 11 m/s まで変化させることが可能である．Rainscope を搭載した全天候型ドローン Marshall を用い，地上に静止させて測定した場合(地上測定)と地上から 1 m 程度で飛行させて測定した場合(空中測定)の実験を行った．観測パターンは，設定雨量 10 mm/h~100 mm/h を 10 mm/h ずつ変更し，地上測定，空中測定でそれぞれ 10 パターンずつ，各 3 分間の観測を行い，地上測定結果の合算値と空中測定結果の合算値を比較した．Rainscope より得られたデータを解析し，降水粒子の粒径を算出し，雨滴粒径分布特性を確認した．

3. 観測結果とまとめ

地上測定，空中測定を行った場合の雨滴粒径分布と修正ガンマ分布を重ね合わせたものを**図 1** に示す．

修正ガンマ分布は一般的な粒径分布を表すと言われる分布であり，以下の式で表される[2].

$$N(D)=N_0 D^{\mu} e^{-\Lambda D} \qquad (1)$$

ここに $N(D)$ $[m^{-3}mm^{-1}]$ は粒径分布関数，$N_0[m^{-1-\mu}mm^{-1}]$は分布曲線の切片，$D[mm]$は粒径，μはガンマ分布の修正パラメータ，Λ $[mm^{-1}]$は分布曲線の傾斜である．修正ガンマ分布は雨滴粒径分布に合うようにフィッティングさせた．

結果を比較すると，μ, Λ, N_0はほぼ同様の値を示し，地上測定と空中測定で分布形状は類似していた．したがって，ドローンを用いた降水粒子観測では地上測定と類似した雨滴粒径分布となることが示された．

参考文献

[1] Suzuki, K., Hara, Y., Sugidachi, T., Shimizu, K., & Fujiwara, M. : Development of a new particle imaging radiosonde with particle fall velocity measurements in clouds. *SOLA*, *19*, 261-268, 2023.

[2] Ulbrich, C. W. : Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of climate and applied meteorology*, 1764-1775, 1983.

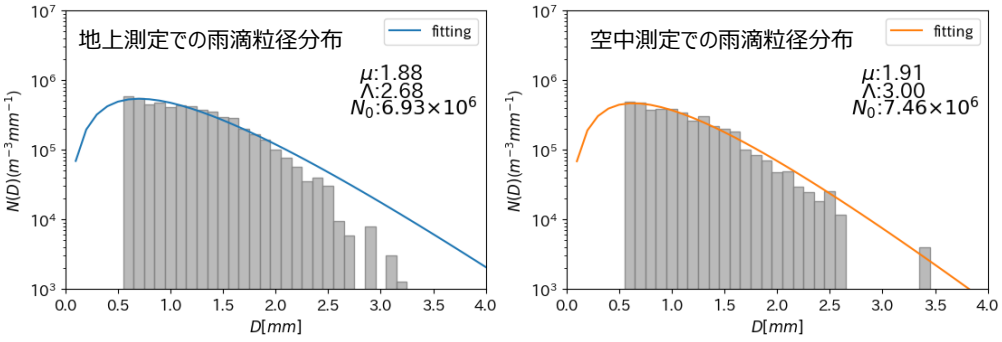


図 1 地上測定(左図)，空中測定(右図)の雨滴粒径分布と修正ガンマ分布を重ね合わせた結果

地上 X 帯レーダの鉛直観測データを用いた層状性降水域における雨滴の終端落下速度の推定

*後藤悠介，篠田太郎，民田晴也，久島萌人 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)，重尚一 (京大院理)

1. はじめに

雲エアロゾル放射ミッション(EarthCARE)は、ドップラー速度を計測することができる雲レーダ CPR(94GHz 帯)を搭載し、全球における雲内部の鉛直速度を観測的に得ることが期待されている[1]。しかしながら、衛星から観測される鉛直ドップラー速度(V_d)は、レーダ反射因子で重み付けられた降水粒子の終端落下速度(V_tz)と大気鉛直流(V_a)の和である[2]。したがって、降水粒子の落下速度を調べるには、V_dからV_tzとV_aを分離する必要がある。EarthCARE のプロダクトには、CPR とライダー等を組み合わせて大気鉛直流を推定する変数と、CPR のみから大気鉛直流を推定する変数が提供される[1]。本研究では、EarthCARE の観測に先立って、レーダのみから大気鉛直流を推定する手法[2]を用いて、降雨事例における降水粒子の落下速度の推定を行い、その際に必要となるレーダ反射因子のべき乗値の変動を推定することを目的とする。

2. 使用データ・手法・解析事例

名古屋大学が保有している X 帯レーダ(名大 X, 9GHz 帯)は、信楽 MU 観測所(34.85°N, 136.11°E)にて、2023 年 1 月 18 日から 5 分に 8 回の鉛直観測を実施している。名大 X が観測した鉛直レーダ反射因子(Z_e)[$\mathrm{mm^6/m^3}$]、並びに鉛直ドップラー速度(V_d)[m/s]を用いる。雨粒の有効半径r_e[mm]を用いて、Z_e~r_e^6、$|V_\mathrm{tz}|$~r_e^η より $|V_\mathrm{tz}| \propto Z_\mathrm{e}^{\eta/6} = Z_\mathrm{e}^\alpha$ である[2]。名大 X から推定される大気鉛直流をV_axとすると、$V_\mathrm{ax} = V_\mathrm{d} - V_\mathrm{tz}$=$V_\mathrm{d} - Z_\mathrm{e}^\alpha$ となるので、V_dとZ_eから大気鉛直流の推定を行うことができる。MU レーダーによる大気鉛直流 10 分値(V_amu)を真とし、V_axとV_amuの差が最小になる時のαを最適解とし、格子点ごとに最適解を求めた。なお、降雨領域に限定するために融解層から 1500m 以下の格子点のみ解析に用いた。融解層高度の検出は、ERA5[3]を用いた。

解析事例として、(a)2023 年 6 月 2 日 9 時 40 分～16 時 59 分(JST)、及び(b)2023 年 6 月 30 日 17 時 30 分～2023 年 7 月 1 日 10 時 40 分(JST)を選んだ。また、MU レーダーの 10 分値のデータを真とするため、時間変化が小さいと考えられる層状性降水の時間帯のみを抽出し、解析を行った。層状性降水の時間帯の抽出にはブライトバンドフラクション法[4]を用いた。

3. 結果

図 1 より、期間(a)のαの最適解は期間(b)と比べて小さく(平均値(a)0.24、(b)0.39)、事例によってαの最適解は変動することが示された。しかしながら、$\mathrm{dBZ_e}$(=$10\log_{10} Z_\mathrm{e}$)に対するαの最適解は、事例間の差異は小さかった(図 2)。

4. 考察・今後の展望

図 2 より、期間(a)と期間(b)において、同じ $\mathrm{dBZ_e}$に対するαの最適解の差異は小さく、図 1 における頻度の違いは、小さい $\mathrm{dBZ_e}$の有無によると考えられる。このことは、大気鉛直流の影響が小さいと考えられる層状性降雨に対して、最適なαを $\mathrm{dBZ_e}$の関数として与えることができることを示唆しており、$|V_\mathrm{tz}|$の推定を容易にする可能性がある。

本研究で用いた名大 X は CPR の周波数帯とは大きく異なるが、CPR のレイリー領域(粒径約 1mm 以下)においては、本研究と同様に最適なαを $\mathrm{dBZ_e}$の関数として与えられる可能性が期待される。

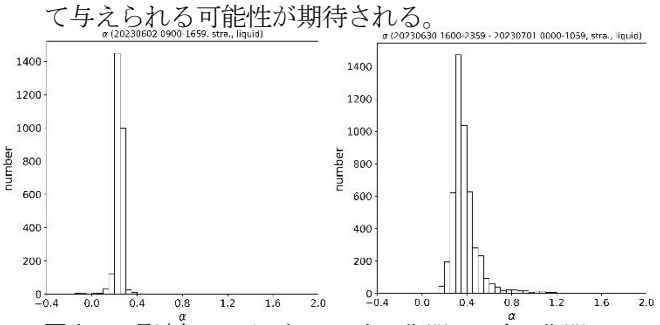


図 1 αの最適解ヒストグラム。左は期間(a)、右は期間(b)。

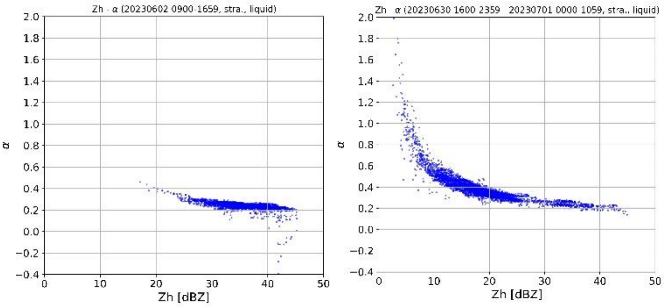


図 2 $\mathrm{dBZ_e}$と最適なαの関係。左は期間(a)、右は期間(b)。

謝辞 MU レーダーのデータは、京都大学生存圏研究所により提供されているデータを用いた。

参考文献

[1] Kikuchi, M. et al. 2019, *RSSJ*, **39**, 181-196.
[2] Sato, K. et al., 2009, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **114**, D03203.
[3] Hersbach, H. et al., 2020, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999-2049.
[4] Rosenfeld, D. et al., 1995, *J.Appl. Meteor.*, **34**, 198-211.

線状降水帯発生時のマイクロレインレーダとディスドロメータによる降水強度・雨滴粒径分布の観測

*瀬戸心太・大島侑馬(長崎大学)，正木岳志(RESTEC)，久保田拓志(JAXA)

1. はじめに

気象庁の「線状降水帯の機構解明及び予測技術向上に関する研究」のための集中観測の一部として，長崎大学構内に2022年5月よりマイクロレインレーダ(MRR)とディスドロメータ(RD-80)を設置して降水観測を行っており，2023年5月よりディスドロメータ(Parsivel)による観測を加えた．2023年9月14日7時0分に，観測場所を含む長崎県南部に線状降水帯が発生したと気象庁が発表した．この事例を中心に，降水強度・雨滴粒径分布の観測結果を示す．

2. 降水強度の比較

図1(左)に各機器による2023年9月14日5～8時の降水強度時系列を示す(MRRは高度200mでの値)．1分値で100mm/hを超える強い雨が観測されているが，強雨時には観測機器による差が大きい．

2023年7～12月において，各観測機器の降水強度を観測場所から約250m離れた長崎県管理の雨量計と10分値で比較したところ，Parsivelと雨量計はよく一致するが，RD-80は強雨時に過小評価，MRRは全般的に過大評価する傾向が見られた．このように，地上降水量についてParsivelの観測精度が高いと言える．

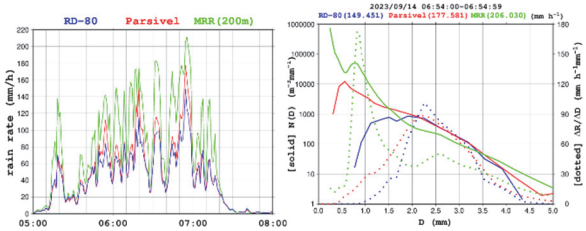


図1　RD-80(青)，Parsivel(赤)，MRR(緑)の比較．左は，2023/9/14　5:00～8:00の降水強度時系列．右は，2023/9/14　6:54～6:55の雨滴粒径分布．

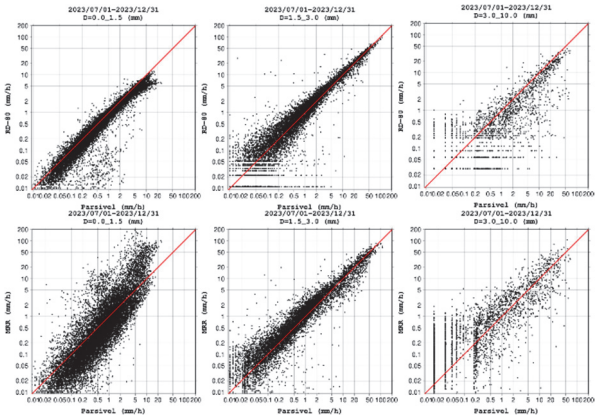


図2　粒径帯別の降水強度寄与の比較．上段はParsivelとRD-80の比較，下段はParsivelとMRRの比較．左は1.5mm以下，中央は1.5～3mm，右は3mm以上．

3. 雨滴粒径分布の比較

線状降水帯による降水強度が最大となった2023年9月14日6時54分からの1分間における各観測機器の雨滴粒径分布 $N(D)$[1/m^3/mm]を図1(右)に示す．あわせて，粒径ごとの降水強度への寄与[(mm/h)/mm]も示している．この事例では，粒径が小さいときに機器による違いが大きくみられる．Parsivelに比べて，RD-80は$N(D)$が小さく，MRRは$N(D)$が大きい．

2023年7～12月において，粒径帯ごとの降水強度寄与を算出し，機器間での比較を行った結果を図2に示す．RD-80は，粒径1.5mm以下と3.0mm以上でParsivelより低い傾向にある．MRRは粒径1.5mm以下でParsivelの10倍以上高い値を示すことがある．Parsivelが正しいとすれば，RD-80は強雨時に粒径の小さい降水粒子数を過小評価しており，MRRは粒径の小さい降水粒子数を過大評価している．

4. 降水強度の鉛直分布

MRRでは，高度200mごとに6200mまでの降水強度を観測している．MRRの降水強度(観測機器に付属のソフトウェアにより算出)は，線状降水帯発生時には1kmより上層の降水強度がほとんど0mm/hとなっている．一方，MRRから得られた雨滴粒径分布をもとに減衰補正を行うと，減衰補正量が非常に大きくなり計算が発散した．これは減衰効果の強い小さな粒径の粒子数が過大なためと考えられる．強雨時の降水強度の鉛直分布の解明のため，減衰補正手法の改良が必要である．

謝辞：本研究は，JAXAの第3回地球観測研究公募による委託研究の一部である．降水観測の実施にあたり，JAXAの山本晃輔氏・金子有紀氏，RESTECの東上床智彦氏・菊池玄之介氏・伊藤誠人氏・辻宏樹氏らの協力を得た．ここに謝意を表する．

次期 GSMaP マイクロ波放射計降水リトリーバルアルゴリズム(V06)開発：GMI 地表面射出率を用いた降水域判定

＊青梨和正、青木 俊輔、重尚一(京都大学大学院理学研究科)

１．初めに

従来の GSMaP MWI 降水リトリーバルアルゴリズムは、陸上、海岸で大きな誤差を持つ。DPR の降水割合（PF）観測値より、従来アルゴリズムの GMI の PF リトリーバル値は、海岸付近から陸上で過小になる。また、GMI の降水強度のリトリーバルは、海岸、陸上で、弱い降水を見逃している。

本研究は、降水域判定に、Turk et al (2014)の EPC 法で推定した、GMI TB18v,23v,36v,89v,166v の地表面射出率(EsEPC)を用いるアルゴリズムを開発した(尚、TB166v については、(TB/Ts)を EsEPC の代用とした)。また、海岸域の降水域判定を向上するため、Mega and Shige (2016)の手法で計算した、各チャンネルの FOV 内の海域の割合(FOW)も利用した。

本研究は、まず様々な条件での GMI の EsEPC を DPR PF と比較した。この結果に基づき, EsEPC, FOW 等のデータを入力として DPR PF を回帰した。

2.　GMI EsEPC と DPR PF の比較

今回は(2014/6~2016/5)の日本付近について、GMI EsEPC を DPR PF と比較した。EsEPC の非降水域、降水域での PDF を積雪海氷の有無、海陸でクラス分けして調べた。その結果：

1） EsEPC は、積雪海氷域でばらつき、非降水域の STD が降水—非降水域の差より大きくなった。
2） 積雪海氷なしの陸上、海上では、TB166v について、EsEPC が降水域で非降水域より小さくなった(図 1 参照)。
3） 積雪海氷なしの海上では、TB36v,TB18v で、EsEPC が降水域で非降水域より大きくなった。

次に、積雪海氷なしの EsEPC の FOW,地上気温(Ts)への依存性を調べた。その結果：

1） 非降水域の EsEPC は、FOW と高い相関を示し(図 2 参照)、FOW~0 では Ts に依らないが、FOW>0.2 ではTs とともに減少した。
2） 降水—非降水域の EsEPC の差は、Ts とともに大きくなった。弱雨(地上降水強度~0.5 mm/h)に限っても、同様であった。

3.　EsEPC を用いた降水域判定法

本研究は上記結果に基づき、2015 年の EsEPC データを用いた、積雪海氷なし域の降水域判定アルゴリズムを開発した。このアルゴリズムは、まず、FOW と Ts 等の環境変数を入力に非降水域の EsEPC を回帰モデルで求めた(Es0)。次に、EsEPC,Es0,FOW,環境変数を入力に DPR PF を回帰した。

4．DPR PF による検証

この降水域判定アルゴリズムと従来の GSMaP アルゴリズムの 2015 年のリトリーバル値を、DPR PF によって検証した。その結果、この降水域判定アルゴリズム出力は、従来 GSMaP アルゴリズムよりも DPR PF との相関が向上した(図 3 参照)。また、従来のアルゴリズムより PF の平均値が大きくなって、DPR の観測値に近くなっている。

図 1：2015 年 6－8 月の日本付近の陸上積雪海氷なし域の **TB166v（TB/Ts）の頻度分布(a)非降水域; (b) 降水域**

図2：2015 年 6－8 月の日本付近の積雪海氷なし域の **FOW(X 軸)と TB89v の EsEPC (Y 軸)の頻度分布**

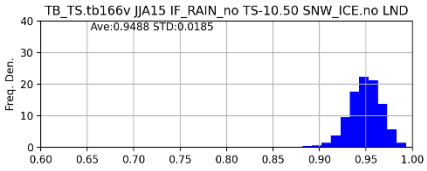
図 3：2015 年の日本付近の陸上積雪海氷なし域**についての DPR PF(X 軸)と GMI 降水域リトリーバル値(Y 軸)の頻度分布図 (a)従来の GMI アルゴリズム; (b) 本研究の降水域判定アルゴリズム**

reference：

Mega, T., and S. Shige, 2016: Improvements of Rain/No-Rain Classification Methods for Microwave Radiometer over Coasts by Dynamic Surface-Type Classification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **33**, 1257-1270, https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0127.1.

Turk, F. J., Z. S. Haddad, and Y. You, 2014: Principal Components of Multifrequency Microwave Land Surface Emissivities. Part I: Estimation under Clear and Precipitating Conditions. J. Hydrometeor., **15**, 3-19, https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-08.1.

図 1 (a)



(b)

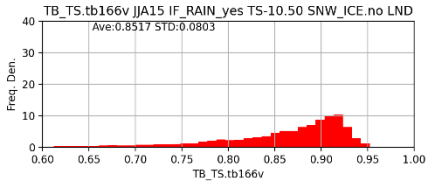


図 2

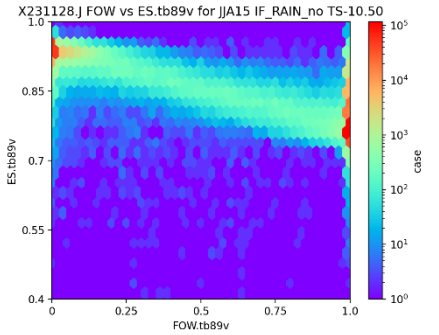
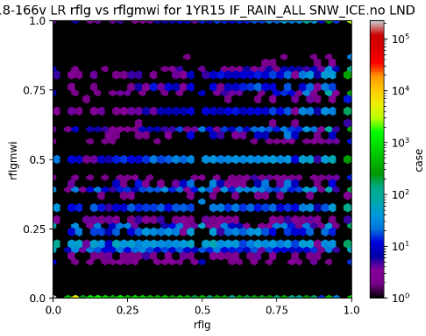
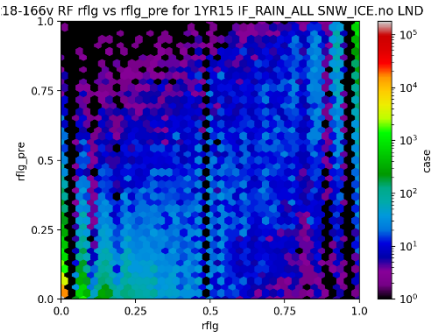


図 3 (a)



(b)



謝辞:この研究は JAXA「第 3 回地球観測研究公募」の一部である。

衛星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精度の改善（その２）

*関口美保(東京海洋大学学術研究院), 橋本真喜子(JAXA/EORC) ,
中島映至(東京海洋大学)

1. はじめに

大気エアロゾルは直接的効果と間接的効果を通じて、地球の気候に影響を与えている。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、陸上及び海上で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、その除去のためにも正確な推定が重要である。

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]は、温室効果ガス観測技術衛星『いぶき２号』に搭載された TANSO-CAI-2 のデータを用いてエアロゾルプロダクトの作成に採用されている。また、気候変動観測衛星『しきさい』に搭載された SGLI のデータを用いて、同様に解析が進められている。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。多くの観測データを一度に用いることにより、従来よりも多くの変数を一度に推定できる。全球のデータを長期間解析することにより、推定精度に過大評価傾向が現れてきたため、更新を進めている。本発表では 2023 年度春季大会で示した更新した MWP 法(MWPM2)をさらに改善し、解析結果の精度の向上を紹介する。

2. 使用データと MWP 法の更新

本研究では、可視赤外線放射計 SGLI（Second Generation Imager）のデータについては、L2 プロダクトの大気上端放射反射率、大気補正済陸域反射率 (ver.2) を、また、CAI-2 のデータについては、L1B プロダクトの大気上端放射輝度、L2 雲識別プロダクト及び地表面アルベドを用いた。放射計算に用いるデータとして、JRA-55[2]の地表面気圧・湿度を用いた。さらに、オゾン全量データとして、SGLI は AURA/OMI のオゾン全量データ[3]、CAI-2 は JRA-55 の予報値を用いた。

前回はエアロゾルの光学特性を変更し、ピクセル選択について更新を加えたが、今回はこれらの変更点について、微小粒子エアロゾルの光学特性を OPAC に変更、土壌性粒子の非球形散乱についてボロノイ粒子[4]を用いるなどした。また、SKYNET、AERONET データを検証に用いて品質管理を行った。解析期間は 2019 年 3 月から 2020 年 12 月とし、SGLI についてはエアロゾル L2 プロダクトも解析結果との比較に使用した。

3. 解析結果

図１に SKYNET の観測サイト５地点での現地観測解析値と SGLI データを用いた MWPM2 による解析結果の比較を示す。適切な品質管理を行うことで、エアロゾルの推定精度が向上した。一次散乱アルベドは非吸収と解析されるケースが多いため、引き続き検討が必要であると考える。

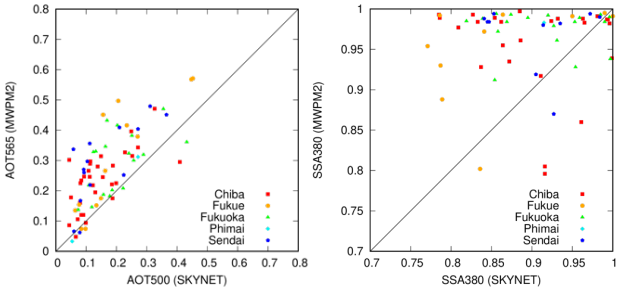


図１：2019 年 3 月～2020 年 12 月の SKYNET サイトで観測された、波長 500nm のエアロゾルの光学的厚さ（左図）と波長 380nm の一次散乱アルベド（右図）の現場観測と MWPM2 による解析結果の比較

発表では、MWPM2 の更新点と結果についてさらに詳細に議論を行い、本手法の有用性を検証する。

参考文献

[1] Hashimoto, M., and T. Nakajima, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 6347-6378, 2017.
[2] Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan,* **93** 5-48, 2015.
[3] Veefkind et al., *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,* **44**, 1239-1244, 2006.
[4] Ishimoto et al., *J. Quant. Spec. Radiat. Trans.*, 111(16), 2434-2443, 2010.
[5] Hess et al., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 831-844, 1998.

ひまわり後継衛星計画の進捗と赤外サウンダ模擬観測データ

*別所康太郎・奥山新・河野宣幸・保坂啓太・森田大貴
坂下卓也・安部実希・井上晃輔・隅田康彦・渡辺伊吹
(気象庁情報基盤部気象衛星課)

1. はじめに

気象庁で運用している静止気象衛星ひまわり８号・９号は，2029 年度頃に運用を終える予定であり，2023 年３月より，後継衛星であるひまわり 10 号の製作を，三菱電機株式会社を契約者として開始した．ひまわり 10 号では，従来から搭載している可視・赤外イメージャに加えて，線状降水帯に伴う集中豪雨などの監視・予測のためにハイパースペクトル赤外サウンダを新たに導入する．気象庁では静止気象衛星に搭載される赤外サウンダを運用開始後，早期に利活用することが求められており，ひまわり 10 号が搭載する赤外サウンダの観測をシミュレートした模擬観測データを作成し，その準備を進めている．本発表では，気象庁のひまわり 10 号の整備計画の進捗を示すとともに赤外サウンダ模擬観測データについて紹介する．

2. ひまわり 10 号計画の進捗

気象庁は，宇宙基本計画（2023 年６月 13 日閣議決定）に沿って，2029 年度の運用開始に向け，ひまわり 10 号の設計・整備を着実に進めている．2024 年度は基本設計審査を実施することとしており，具体的な設計や調達部品の性能をもとに全体の設計が解析上妥当であることを確認する計画である．

また，衛星の運用形態については，現行と同じく PFI 事業として実施することとしており，2024 年度は同事業の概要等を記した「実施方針」を公表する予定である．

3. Geostationary HiMawari Sounder: GHMS

赤外サウンダは，大気や雲・地表面などからの赤外放射を高い波数分解能で測定し，気温や水蒸気などの大気の鉛直構造を観測するセンサである．ひまわり 10 号に搭載する GHMS は，L3Harris 社製のフーリエ変換分光計（FTS）型の赤外サウンダである．

GHMS の観測波数域としては，680-1,095 cm^{-1} の長波赤外域と中波赤外域 1,689-2,250 cm^{-1} の２つに分かれている．衛星直下点における水平分解能は 4.2 km 以下を計画しており，波数分解能（半値全幅）は 0.754 cm^{-1} 以下，波数サンプリング間隔は 0.625 cm^{-1} 以下の予定．

GHMS では，ディスク観測と称する衛星天頂角が 60 度以内の領域の観測を 60 分毎に行う予定である．さらに東西 2,500 km・南北 2,000 km の日本域観測を 15 分毎，東西 1,000 km・南北 1,000 km の機動観測を同じく 15 分毎に行うこととしている．

4. 赤外サウンダ模擬観測データ

気象庁では，ひまわり 10 号に搭載される赤外サウンダの早期の利用，プロダクト開発，ユーザサポート等に活用するため，赤外サウンダの模擬観測データを作成している．本データは，入力として ERA5 の 1 時間毎，水平分解能約 30㎞ の解析値を利用しており，気温，比湿，雲量，雲水量，雲氷量，オゾン量等のモデル面データを基に，放射伝達モデル RTTOV-13.1 により，GHMS の観測を模擬した全天輝度温度及び晴天輝度温度を算出した．本データを庁外の研究者にも提供することにより，幅広い利用技術開発を推進していくことを計画している．

なお，模擬観測データは有人宇宙システム株式会社，L3Harris 社及びフランス気象局の協力により作成した．

5. おわりに

ひまわりは気象業務だけでなく，国民に広く利用されており，我が国の重要な社会資本となっている．このため，ひまわり 10 号においても，オールジャパンで最大限の利用を図っていくことが求められている．この観点から，ひまわり 10 号の仕様検討にあたっては，庁内利用者だけでなく，「静止気象衛星に関する懇談会」やそのもとに設置された「データ利用研究推進グループ」から意見や要望を伺った．また，気象学会や JpGU 等を通じて，研究者からの意見も集約した．さらに「今後の宇宙開発体制のあり方に関するタスクフォース会合・リモートセンシング分科会」のサブ組織である「将来の静止衛星観測に関する検討会（MInT）」からも貴重な意見をいただくとともに，その検討結果を日本リモートセンシング学会誌の解説記事として提示していただいた．これらのご意見を参考に，ひまわり 10 号の準備を進めている．伏して感謝する次第である．

静止気象衛星 FY-4B 搭載の赤外サウンダ GIIRS のデータ特性評価

*太田芳文(気象庁気象研究所)

1. はじめに

近年では気象監視・予測のために様々な衛星観測データが利用できるが、特に実況監視の観点からは高い時空間分解能で海上を含む広範囲を観測できる静止気象衛星が有用である。特に静止気象衛星搭載の赤外サウンダの実用化が始まっており、中国が 2021 年に初めて赤外サウンダを搭載した実用衛星 FY-4B を打ち上げた。続いて欧州が 2024 年、日本が 2028 年、米国が 2035 年に打ち上げる予定である。

静止気象衛星搭載の赤外サウンダはフーリエ変換分光計(FTS)が主流であり、FTS によって得られる数千チャンネルの分光観測データには雲・気温・水蒸気の高度分布情報が含まれている。また、2 次元アレイ赤外検出器によるイメージング計測機能(Imaging FTS)と合わせることで大気の 3 次元的な観測情報が得られる。しかし、Imaging FTS 方式の赤外サウンダは実際の気象観測への応用例が少なく、実観測データの特性に関する知見が十分ではない。今後の赤外サウンダデータを有効利用するためには、実観測データの特性を理解しておくことが重要である。本研究では、FY-4B 衛星搭載の赤外サウンダ GIIRS の実観測データ(L1 データ)を入手し、その特性を調査した。

2. FY-4B 衛星搭載の赤外サウンダ GIIRS

FY-4B は東経 133.0 度に配置された静止気象衛星である(2024 年 1 月現在)。赤外サウンダ GIIRS は南北・東西方向について 16×8 画素の dwell をもち、dwell を走査することで広域のイメージング観測を行っている。観測時間は dwell 当たり約 10 秒で、1 シーンの観測に 1 時間半を要する(図 1)。衛星直下での画素当たりの観測視野(FOV)の大きさは約 12km である。各画素について長波バンド(680-1130cm^{-1}, 721ch)と中波バンド(1650-2250cm^{-1}, 961ch)をもち、波数チャンネルのサンプリング間隔は 0.625cm^{-1} となっている(図 2)。GIIRS の配信データには放射輝度スペクトルの他にフーリエ変換分光に起因するスペクトル虚数部のデータが格納されている(図 3)。静止衛星搭載 FTS としてどちらも世界初の観測データと位置付けられるが、虚数シグナルをどの程度許容するかはデータ利用者の判断に委ねられるため、データ利用上は注意が必要である。その特性を調査したところ、虚数シグナルは中波バンドで特に大きく、dwell の大きさや画素の配置に起因すると考えられる成分と、観測シーン(輝度温度)に依存した成分があることが分かった。

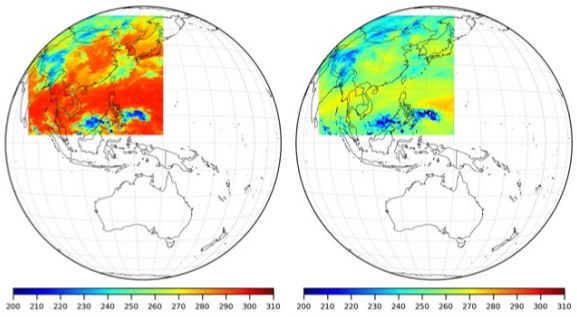


図 1 GIIRS の窓チャンネル(左)と水蒸気チャンネル(右)の輝度温度の分布(1 シーン/1 時間半)

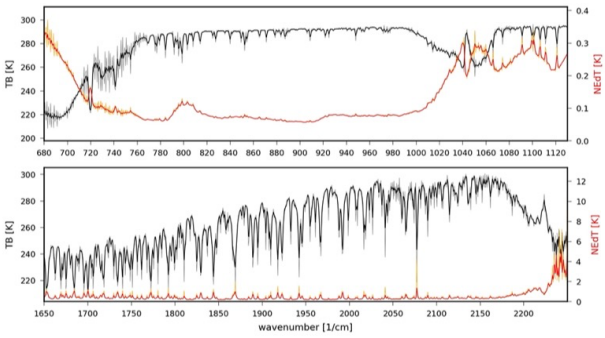


図 2 GIIRS の長波バンド(上)と中波バンド(下)の輝度温度スペクトル。赤線は NEdT。

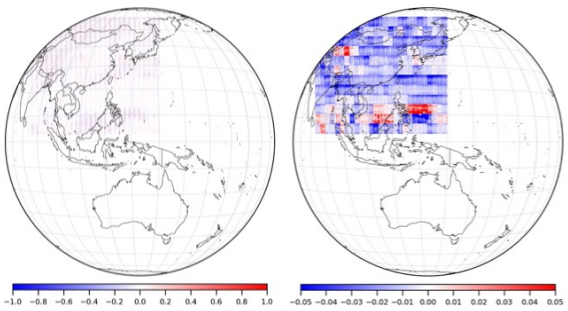


図 3 窓チャンネル(左)と水蒸気チャンネル(右)のスペクトル虚数部の分布(1 シーン/1 時間半)

全天カメラのステレオ撮影による雲量・雲底高度の観測

*工藤玲（気象研究所）、鶴岡睦（気象庁）

1. はじめに

不均質に分布した雲は、鉛直一次元大気放射伝達理論では説明できない影響（三次元放射効果）を日射・赤外放射場にもたらす。この効果は、三次元放射伝達モデルによって調べることが可能である。しかし、雲の三次元分布の観測データがないため、現実的な条件で三次元放射効果を調べることは困難である。そこで、本研究では、2台の全天カメラを用いた雲のステレオ撮影によって、雲底高度の分布を導出する観測手法を開発している。最終的には、静止気象衛星による雲頂高度の観測と組み合わせることで、雲の三次元分布を観測するシステムを目指している。

2. 全天カメラの観測

本研究では、独自に開発した2台の全天カメラを使用する。画像センサーは、画素数 4056×3040 の SONY 製 IMX477 を使用した。全天を撮影するために、画角185度、等距離射影方式の魚眼レンズを使用した。カメラの制御は、Raspberry Pi で行う。これらを対候性のボックスに組み込み、レンズはガラスドームで保護する。ガラスドームには、ヒーターで温めた風を送り、雨滴の蒸発を促進し、積雪を抑制する。撮影は、24 時間5分間隔で行った。撮影ごとに30秒の時間差で2枚の画像を取得する。露光時間等の設定は、太陽天頂角に合わせて複数のセットを用意し、最適な明るさの画像のみを残した。これらの撮影ルーチンを Raspberry Pi で制御した。

気象庁観測整備計画課と共同で、2台の全天カメラを東京国際空港に設置した。カメラ間の距離は、cm 級測位に対応した GNSS 受信機で緯度経度を測定して算出した。本研究では、2023 年 2 月から 6 月に撮影したデータを解析した。

3. 解析手法

雲量・雲底高度算出は、次の手順で行った。

① 幾何校正。
② 画素毎の雲判別。
③ 雲のステレオ立体視による雲底高度の推定。
④ 短い時間差の画像による雲の移動ベクトルの推定。
⑤ ③④の結果を複数の雲層に分別し、各層を代表する雲底高度、雲量、移動ベクトルを出力する。

幾何校正（①）は、画素毎に測定する輝度の方位を特定するために行う。光軸に相対的な方位を決める内部パラメータと、天頂を基準とした方位を決める外部パラメータを特定する。内部パラメータの決定には、チェスボードによる OpenCV のライブラリを使用した。外部パラメータは、撮影画像の太陽と月の方位に合うように決定した。

雲判別（②）は、日中、日の出/日の入り、夜間の時間帯に合わせたアルゴリズムを開発した。日中と日の出/日の入りの時間帯には、各画素の赤青比を元に、平均値、中央値、標準偏差、ヒストグラムの形状（山の数、歪度、尖度）、快晴のシミュレーション画像との差、30 秒間の時間変化の情報を元に、撮影画像を曇天、快晴等の複数のシーンに判別し、シーンごとに設定した赤青比の閾値を使って判別した。夜間は、赤の階調値を用いてシーンを判別し、シーンごとの閾値を使って画素毎に判別した。

雲のステレオ立体視（③）は、Beekmans et al. (2016, https://doi.org/10.5194/acp-16-14231-2016)の手法を参考にアルゴリズムを構築した。まず、2枚の画像をステレオ平行化する。各画像の横軸・縦軸を天頂からの角度にした画像に変換する。そして、テンプレートマッチングによって、視差マップを作成し、三角測量の要領で雲底高度の分布を算出する。

雲の移動ベクトル（④）は、30秒の時間差画像を使用する。2枚の画像から、テンプレートマッチングによって、画像上での雲の移動ベクトルを求める。各雲の雲底高度が分かっているので、移動方向と 30 秒間での移動距離（移動速度）を算出することができる。雲の移動ベクトルは、その高度での水平風のベクトルに概ね対応する。

雲層の区別（⑤）は、雲底高度のヒストグラムを元にする。例えば、積雲と巻雲のシーンでは、ヒストグラムが 2 つのピークを持つ。ヒストグラムのピークを検出することで、雲層が区別される。各層の雲量、雲底高度、雲の移動ベクトルの代表値（平均値、標準偏差、パーセンタイル（25%、50%、75%））を算出する。

4. 結果とまとめ

結果の検証は、目視とシーロメータの観測で行った。先行研究と比較し、同等以上の結果が得られた。今後は、各アルゴリズムの改良と、静止気象衛星のデータを組み合わせた解析手法の構築を行っていくことを予定している。

DDMA-MIMO 方式を用いた MU レーダーによる対流圏観測

*松田知也（三菱電機株式会社）、西村耕司、橋口浩之（京都大学生存圏研究所）

1. はじめに

フェーズドアレーレーダー応用として、通信分野で用いられている MIMO(Multiple-Input Multiple-Output)技術が知られている[1]。MIMO 技術を用いると、物理配置より広い受信開口を仮想的に得ることにより角度分解能を向上させることが可能となる。なお、MU レーダーは SIMO(Single-Input Multiple-Output)レーダーの代表格であるが、システム変更における柔軟性が高いため、容易に MIMO レーダーとして動作させることが可能となる特徴を備えている。

MIMO レーダーでは直交性のある複数の信号を同時に送信し、複数の受信機で受信する。これらの送信信号を同一とみなすことで、受信仮想開口を形成する。MU レーダーを MIMO レーダーとして動作させるため、直交信号を得る方式として、DDMA (Doppler Division Multiple Access) 方式という、ドップラー領域で送信信号を分離する方式を選択しているが [2]、直交する符号系列を用いる CDMA(Code-Division Multiple Access)方式も適用可能である。

2. DDMA-MIMO 方式を用いた MU レーダー対流圏観測の利点

MIMO レーダーは、直交する送信信号数と受信信号数の積の自由度を確保することが可能であり、その自由度の高さを用いることで、高い角度分解能を得ながら、観測視野を高め、かつクラッター抑圧の強化を行うなど、広い応用が期待される反面、自由度を確保する条件と引き換えとする形で SN 比が劣化する欠点を持っている。本報告では、コヒーレント積分数を増加させることで SN 比劣化に対応している。

3. 観測実験結果

図 1 に DDMA-MIMO による対流圏観測結果を示す。本観測では送信ビームは天頂の 1 ビームのみとし、5 ビームのスペクトルを DBF(Digital Beam Forming)により算出している。比較のために図 2 に 7 分後に観測した、5 ビーム DBS (Doppler-Beam Swinging)法による観測結果を示す。前者は送信 1 ビーム、後者は送信 5 ビームであるが、図 1 ではコヒーレント積分数を 5 倍として同じ時間間隔で比較している。その他の観測パラメータは同一である。MIMO による観測は、従来方法と比較して SN 比が若干劣化しているものの、概ね遜色ない結果を得ることができている。

4. おわりに

MIMO による仮想開口化により、送信 1 ビーム、受信 DBF による対流圏観測の有効性が確認できた。DBF 処理では、5 方向以上の推定が同時に可能であるため、三次元観測の詳細化などの応用が期待できる。

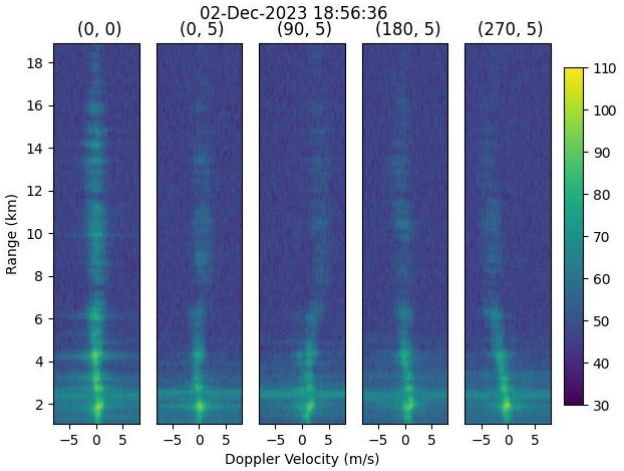


図 1 DDMA-MIMO 観測 (DBF)による対流圏観測結果

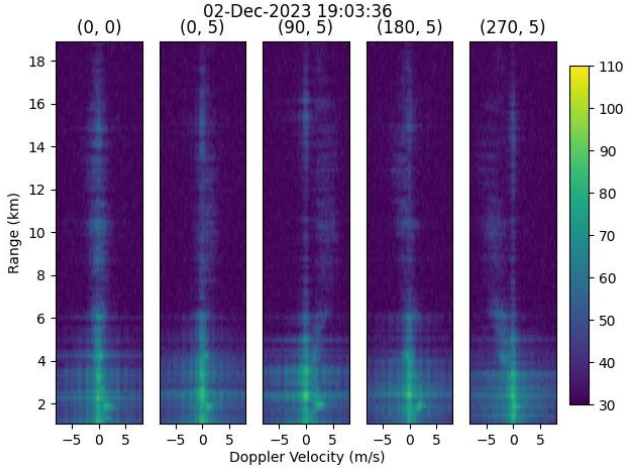


図 2 5 ビーム法 (DBS)による対流圏観測結果

参考文献

[1] M. S. Davis, “Principles of modern radar: Advanced techniques,” in *Princ. Mod. Radar Adv. Tech.*, Melvin William L. and Scheer James A., Ed. Scitech publishing, 2013, ch. 4, pp. 119–145.

[2] T. Matsuda, Tomoya and Hiroyuki Hashiguchi. “DDMA-MIMO Observations With the MU Radar: Validation by Measuring a Beam Broadening Effect.” *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing,* 2023, ch 16, pp. 3083-3091.

気象庁現業数値予報システムの開発

*荒波 恒平, 藤田 匡, 門脇 隆志, 氏家 将志, 小泉 耕,
河野 耕平, 宮岡 健吾, 村田 英彦 (気象庁数値予報開発センター)

1. はじめに

近年、顕著な気象による自然災害が激甚化、深刻化し、気象災害の防止と軽減のため信頼性の高い防災気象情報が求められる中、数値予報は、気象業務の基盤として重要な位置を占めている。交通政策審議会気象分科会による「2030 年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」の提言に基づき、気象庁は平成 30 年 10 月に、「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」を策定した。本計画では、豪雨防災、台風防災、社会経済活動への貢献、温暖化への適応策を重点目標として掲げ、幅広い連携をはじめとする開発マネージメントの強化を行いつつ、数値予報における技術革新を重点的に推進する。本講演では、主に重点計画で示した台風防災、豪雨防災に貢献する全球・メソ・局地数値予報システム及び全球・メソアンサンブル予報システムの最近の開発成果と開発計画について述べる。

2. 現業数値予報システムへの開発成果導入

台風防災に資する改良として、2023 年 3 月には、気象庁の数値予報システムの技術基盤である全球モデルについて、約 15 年ぶりとなる水平高解像度化を行い、水平解像度を約 20 km から約 13 km に増強した。また、高解像度化に合わせた力学過程、物理過程（地形性抵抗、非地形性重力波、放射過程、湖の扱い等）の改良、標高オリジナルデータの更新を行った。全球データ同化システムにおいては、積雪深解析を 1 日 1 回から 4 回に高頻度化するとともに、米国の極軌道衛星の搭載測器から算出された極域 AMV の利用や、欧米の極軌道衛星搭載のハイパースペクトル赤外サウンダの水蒸気チャンネルの利用を開始した。全球アンサンブル予報についても、全球モデルと合わせたモデルの改良を行うとともに、熱帯域に適用していた海面水温変動の考慮手法を全球域に拡張した。これらの改良により、全球数値予報システムにおける台風進路の予測精度向上、夏期の降水予測精度向上、中高緯度の大気の流れの予測精度向上等の改善がみられた。次いで、2023 年 5 月には AMV, CSR について、GOES-17 から 18、Meteosat-11 から 10 の衛星切り替えに対応した。

豪雨防災に資する改良として、2023 年 3 月に局地モデルの物理過程（雲物理・放射・境界層）を改良するとともに、標高オリジナルデータセットの更新、地形性乱流による形状抵抗の効果を考慮する改良を行った。また、データ同化システムについて、線状降水帯予測精度向上に向けた観測の強化として整備されたアメダス湿度計データ利用開始（メソ、局地）、船舶搭載 GNSS 観測装置による可降水量データの利用開始（局地）及び品質管理処理改良（メソ）を行うとともに、欧米の極軌道衛星に搭載されたハイパースペクトル赤外サウンダによる輝度温度データ利用開始（メソ、局地）、マイクロ波散乱計による海上風のデータの利用開始（局地）を行った。メソアンサンブル予報システムにおいては、モデルの不確実性によるばらつきを考慮する改良を行った。これらの改良により、メソ及び局地数値予報システムにおける夏期の地上湿度や降水の予測精度向上、メソアンサンブル予報システムにおける降水確率予測精度向上等の改善がみられた。次いで、2023 年 11 月には、ドップラー速度、反射強度について、沖縄・松江レーダーの更新に対応した。

3. 開発計画

気象庁は、2024 年 3 月にスーパーコンピュータを更新し、第 11 世代のシステムを運用開始する予定である。2023 年 3 月に整備した線状降水帯予測スーパーコンピュータと合わせて、更新前の約 4 倍の計算能力となる。

スーパーコンピュータの移行と同時に、局地モデルについて、半日先までの大雨予測に資する予報時間延長（10 時間から 18 時間）、力学過程、物理過程（雲物理過程、放射過程）の改良を行う予定である。また、NOAA-21 搭載測器による輝度温度データ（全球・メソ・局地）、地上設置型マイクロ波放射計による可降水量データ（メソ・局地）の利用も開始する予定である。

さらに将来に向け、台風防災に関して全球モデルの力学フレーム更新や物理過程改良、全球アンサンブルのモデルアンサンブル手法の開発等を進めている。また、豪雨防災に資する線状降水帯予測精度向上の取り組みの一環として、「富岳」政策対応枠を活用し、観測データ利用高度化に関する大学や研究機関との共同研究、局地モデル高解像度化の開発、局地アンサンブル予報システムの開発等を進めている。GPU 対応等、計算機の動向を踏まえた高速化にも取り組んでいる。

このように、重点計画の目標達成に向けて、数値予報技術全般にわたる総合的な開発を継続的に推進する。

気象庁全球アンサンブル予報システムにおける SHUM の試行

*太田洋一郎 (気象庁数値予報開発センター)

1. はじめに

気象庁では数日から 1 か月先までの確率予測のために全球アンサンブル予報システム(GEPS)を運用している[1]．アンサンブル予報においては初期値や境界値の不確実性に加えて予報モデルの不確実性の取り扱いが重要となる．気象庁ではこれまでモデルアンサンブル手法として確率的物理過程強制法(SPPT, [2])を用いてきたが，近年では各物理過程が持つ不確実性を個別に扱う，より高度な手法が盛んに研究されている．本発表ではそのうち積雲対流パラメタリゼーションに着目し，SHUM(Stochastically perturbed boundary layer HUMidity, [3][4])に着想を得た手法を GEPS に実装したインパクトを紹介する．

2. 手法の概要と実験設定

積雲対流パラメタリゼーションの入力となる相対湿度のプロファイルに時空間に相関を持った乱数で摂動を与える手法を実装した．予報変数に直接摂動は与えず，あくまで積雲対流パラメタリゼーションの結果として得られる時間変化率を通して予報変数にフィードバックさせる．水平方向には球面調和関数の最大波数 20 までの乱数を，72 時間の時間相関スケールで変化させる．鉛直方向には同じ乱数を与えるが，振幅はモデル面最下層で最大となるように与え，上層は対数気圧で 0.8 のスケールで指数関数的に減少させる．振幅は最下層の相対湿度の標準偏差で約 4%とした．

2023 年 3 月時点の現業 GEPS 設定を CNTL とし，上記手法を適用し，かつ熱帯域の特異ベクトル法(SV)による初期摂動の振幅を 55%に減らした実験を TEST とする．実験期間は 2021 年 7 月 21 日～9 月 11 日の 12UTC 初期値(夏実験)と 2021 年 12 月 21 日～2022 年 2 月 11 日の 12UTC 初期値(冬実験)でメンバー数は 13，264 時間予報を行った．

3. 結果

図 1 に夏実験における熱帯(20ºS-20ºN)の 250hPa 面気温のメンバー数で規格化したスプレッドの二乗とアンサンブル平均平均二乗誤差(MSE)の比(1 が理想的なばらつき)と CRPS(Continuous Ranked Probability Score)を示す．熱帯 SV による初期摂動の振幅を減らしたことで予報初期のスプレッドは小さくなっている．FT=72 以降は逆にスプレッドが増加し，理想的なばらつきに近づいている．スプレッドの改善に加えて気温の上昇による低温バイアスの軽減(図略)により CRPS も大幅に減少している．熱帯では長年スプレッドの不足とそれを補うための予報初期の過剰なスプレッドが課題であったが，本手法の導入によりこの課題はいくらか改善している．冬実験でも同様の結果が得られた(図略)．

4. まとめと今後の課題

積雲対流パラメタリゼーションの入力となる相対湿度に摂動を加える手法を GEPS に適用し，熱帯のスプレッドや予測精度が改善する結果を得た．今後は具体的な予測事例等を詳しく調査するとともに，別途開発を進めている SPPT の高度化との組み合わせについても検討を進めていく．

参考文献

[1] 気象庁, https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline-latest-nwp/index.htm (2024/2 閲覧)
[2] Palmer, T., et al., 2009, *ECMWF Tech. Memo*, **598**, 42pp.
[3] Tompkins, A. M. and J. Berner, 2008, *JGR*, **113**, D18101.
[4] Zhu, Y., et al., 2018, *JGR*, **123**, 6732-6745.

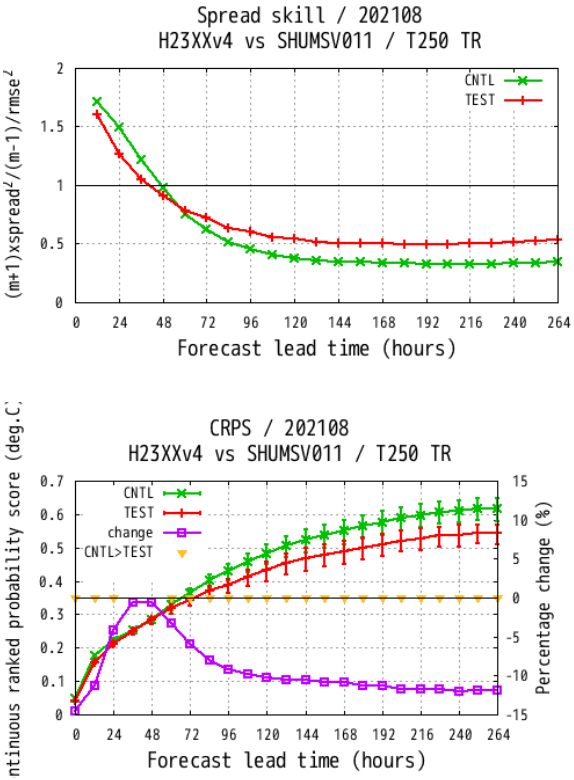


図 1 夏実験熱帯の 250hPa 面気温の規格化したスプレッドの二乗とアンサンブル平均 MSE の比(上)と CRPS(下)．緑は CNTL，赤は TEST．下図の紫は CRPS の変化率(右軸)，黄色の▼はブートストラップ法で 5%の水準で有意に減少していることを示す．

近年の気象庁局地モデルにおける雲物理過程の改良

*奥川椋介，沢田雅洋，草開浩，西本秀祐 (気象庁数値予報開発センター)

1　はじめに

気象庁局地モデル（LFM）は，非静力学モデル asuca を基盤モデルとして水平格子間隔 2 km で現業運用されており，雲物理過程には 1-moment バルク法に基づくスキームを採用している．これまで LFM の雲物理過程は，先代の基盤モデルである JMA-NHM に実装されていたスキーム（MPnhm）を用いていたが，2023 年 3 月に，気象庁メソモデル（MSM）で用いている新しいスキーム[1]（MPasc2203）を改良したもの（MPasc2303）を導入した．さらに，この導入時に明らかになった課題について改良したもの（MPasc2403）を 2024 年 3 月に LFM へ導入する予定である．本発表では，これらの改良の概要と LFM へ導入した際のインパクトについて紹介する．

2　改良の概要

2.1 MPasc2303

MPasc2203 を LFM に導入した場合，衛星シミュレータを用いた調査から，冬季の日本海上等の混相雲で雲水が過少になることが明らかとなった．そこで，混相雲内における固相の水物質の成長による雲水の消費を抑制するために，混相雲の雲量診断手法を変更した[2]．その他，雲氷の質量-粒径関係と落下速度計算，昇華・蒸発・融解過程の定式，雪と雲氷の衝突併合過程，部分雲過程に関連する見直しをおこなった．

2.2 MPasc2403

LFM に MPasc2303 を導入した結果，導入以前に比べてあられが増加し，レーダシミュレータを用いた調査から，あられが過大となることがわかった．また，ライミングによる雪からあられへの変換過程を起因として，水物質混合比の数値振動が起きていることが明らかとなった．そこで，この素過程の変換量を相対的に小さくするような定式[3]に変更した．また，計算安定性の向上を目的に拡散成長の定式の見直しをおこなった．

3　LFM へ導入した際のインパクト

LFM の雲物理過程を MPnhm から MPasc2303 に変更した結果，様々な衛星観測との整合性が向上することを確認した．その一例として，図 1 に冬季の下層雲についてひまわり 8 号赤外バンド 13 と比較した結果を示す．寒気吹き出しの上流側における雲や，日本の南海上における雲の表現が改善していることがわかる．また，夏季の統計検証において，見逃し率の減少による降水予測精度の向上や地上日射量予測の精度向上，上層の高温バイアスの改善がみられた．

MPasc2303 を MPasc2403 に変更した結果，地上レーダーおよび GPM/DPR との比較において，融解層よりも上層の反射強度が観測に近づくことを確認した．また，あられが減少，雪が増加することで，固体粒子の落下速度が小さくなり，夏季の降水検証において，LFM がもつ弱雨（強雨）の頻度過少（過大）のバイアスを解消する方向のインパクトがみられた．

4　まとめ

LFM における近年の雲物理過程の改良により，衛星や地上レーダーの観測値との整合性の向上，および予測精度の向上が得られた．今後も，引き続き MSM・LFM の予測精度向上に向けて，観測シミュレータを活用しつつ雲物理過程の改良を進める予定である．

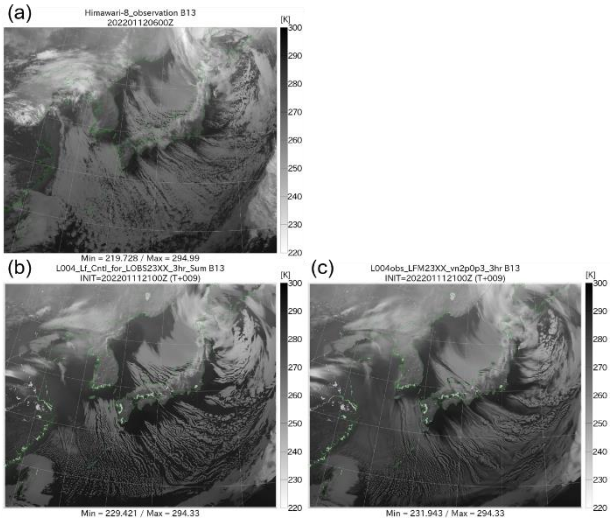


図 1　2022 年 1 月 12 日 06 時（UTC）におけるひまわり 8 号バンド 13 の輝度温度[K]．(a)は観測値を，(b),(c)は，それぞれ CNTL（MPnhm），TEST（MPasc2303）のモデル予測結果（FT=9h）を元に，衛星シミュレータ（RTTOV13)を用いて得られた輝度温度を示している．

参考文献

[1] Ikuta, Y., et al., 2021, MWR., **149**, 3803-3819.
[2] Abel, S. J., et al., 2017, JAS., **74**, 2293-2314.
[3] Connolly, P. J., et al., 2006, QJR., **132**, 3079-3106.

雲微物理モデルにおける経験的パラメータの最適化に関する研究

*蔡 剣華（富山大学都市デザイン学部），
安永 数明（富山大学学術研究部 都市デザイン学系），

1. はじめに

数値気象モデルには多くの経験的なパラメータが含まれており、これらのパラメータは過去の観測や実験に基づいて設定されている。先行研究の [1] Menemenlis et al. (2005)は、海洋GCMの精度を向上させる目的で、Green関数を用いた最適化手法を提案した。本研究では、Green関数法を理化学研究所によって開発された気象モデル SCALEの雲微物理モデルにおける雪と霰の切片パラメータに適用し、これらの経験的パラメータの最適化を行うことを通じて、モデルが極端な天候、特に豪雨に対する予報精度を向上させることを目指す。

2. Green関数法

2.1 線形近似

Menemenlis et al.(2005) の方法の基本的な考え方は、誤差がベースラインに基づいて線形に展開できるという仮定である。

$$\boldsymbol{y_{obs} = baseline + G\eta + \varepsilon}$$

ここでの$\boldsymbol{y_{obs}}$は観測値、$\boldsymbol{baseline}$はモデルパラメータ最適化前のモデル予測値、$\boldsymbol{G\eta}$は一階補正項、補正後に残された誤差を$\boldsymbol{\varepsilon}$として記録する。式を整理し、

$\boldsymbol{y_{obs} - baseline}$を$\boldsymbol{y_d}$で置き換えると、

$$\boldsymbol{\varepsilon = y_d - G\eta}$$

行列$\boldsymbol{G}$は、モデルがパラメータ摂動に対する勾配と解釈でき、グリーン関数である。$\boldsymbol{G}$のｊ番目の列は、

$$\boldsymbol{g_{(j)} = \frac{G(e_j) - baseline}{e_j}}$$

ここで$\boldsymbol{e_j}$は摂動ベクトルである。

2.2 コスト関数

コスト関数にはパラメータの最適化の幅を制約する正則化項とデータを制約する損失関数が含んでいる。

$$\boldsymbol{J = \eta^T Q^{-1} \eta + \epsilon^T R^{-1} \epsilon}$$

Qとは事前誤差共分散行列である。そして、Jを最小化するために、ηに対して偏微分を行うと、

$$\boldsymbol{\frac{\partial J}{\partial \eta} = 2Q^{-1}\eta - 2G^T R^{-1}(y_d - G\eta) = 0}$$

パラメータの修正量$\boldsymbol{\eta}$を求められる。

$$\boldsymbol{\eta = (Q^{-1} + G^T R^{-1} G)^{-1} G^T R^{-1} y_d}$$

修正量$\boldsymbol{\eta}$に元のパラメータを加えると、新しいパラメータ推定値が得られる。

3. 最適検証実験

あるパラメータを真値とし、観測値を生成する。最適化前のパラメータを使用して予測値を計算する。検証実験では、そのパラメータの真値とは違う値のシミュレーションを行い、パラメータを個別に摂動させながらGreen 関数法の最適化プロセスを通じてパラメータの真値に近づくかどうかを検証する。

Lorenz1963 システムへの適用した場合、以下の表のように真の(観測値を生成した)パラメータを復元できた。すなわちGreen関数法は、Lorenz 1963というシンプルな非線形のシステムでは、パラメータの最適化に十分適用可能であることが分かった。

	最適化前のパラ	最適後	観測値生成用パラ
sigma	12.0	9.93 ± 0.23	10.0
rho	30.0	27.21 ± 0.22	28.0
beta	3.0	2.71 ± 0.02	2.66

次に、気象モデル SCALE モデルにおいて、同様に疑似的に観測値を生成して、Green関数法を用いて元のパラメータの値を推測できるかを確かめた（下表）。Lorenz1963 システムほどではないものの、おおよそ元の値に最適化できることが分かった。

	最適化前のパラ	最適後	観測値生成用パラ
n0s[$m^{(-4)}$]	3.00×10^6	1.87×10^8	3.95×10^8
n0g[$m^{(-4)}$]	4.00×10^6	2.58×10^7	5.26×10^7

4. ERA5観測値を用いたSCALEモデル最適化

上記の結果を基に、実際の豪雨事例において、客観解析値 (ERA5) を用いて、パラメータの最適化を行った（下表)。今回は、特に雪の切片パラメータの大きな変化が得られた。今後はこの値を用いて、モデルの再現性が向上するかを確かめる予定である。

	最適化前のパラ	最適後
n0s[$m^{(-4)}$]	3.00×10^6	1.25×10^8
n0g[$m^{(-4)}$]	4.00×10^6	6.66×10^6

[1] Menemenlis et al (2005), Using Green's functions to calibrate an ocean general circulation model. Mon.Wea.Rev, 133(5), 1224-1240.

気象庁全球モデルにおけるグレーゾーンに対応した積雲対流スキームの開発(4)

*中川雅之，吉村裕正(気象研究所)

1. はじめに

気象庁では今後の全球モデル(GSM)の開発の方向性として，水平格子間隔を 10km 以下へ高解像度化すること，高解像度化したモデルにより適した新しい物理過程を開発することを掲げている．この解像度は積雲対流スキームのグレーゾーンとなっていることから，本研究ではこれに対応した積雲対流スキームを開発している．今回は，スキームのフィードバック部分をグレーゾーンに対応させる[1]および[1]を拡張した手法に加え，気温のドリフトを緩和するチューニングをGSMに導入して解析予報サイクル実験を行った結果を報告する．

2. 手法

従来のほとんどの積雲対流スキームは，積雲の上昇流・対流性下降流と，これらによる質量の輸送を補償する補償下降流が格子内で閉じることを仮定している．[1]はこの仮定を排除し補償下降流の効果を積雲対流スキームの中でなく力学過程で扱う手法を構築した．本研究ではGSM(2020年3月現業化版，以下CNTLと呼ぶ)に，[1]の手法をさらに拡張し「積雲対流スキームの中で扱う補償下降流の割合」を表すパラメータαを加えて導入した[2](以下TEST1)．さらに，TEST1による実験[3]では予測時間が進むと対流圏で気温が低くなるドリフトが見られたことから，大規模な場が CNTL と同様に表現されているときに台風などインパクトが予想される現象の表現がどのように変わるかを調査するため，雲スキームにおいて雲氷から降水への変換の時定数を大きくすることで雲を増やし，気温のドリフトを緩和した実験を行った(以下TEST2)．

3. 結果

水平格子間隔約 20km で 2018 年 8 月について解析予報サイクル実験を行った結果から，台風進路予測誤差の平均を図 1 に示す．CNTL と TEST1 では概ね同程度であるものの，TEST2 では予測後半で誤差が小さくなっていた．改善が特に顕著であった例として，2018年8月8日12UTCを初期時刻とする台風T1814の進路予測を図2に示す．いずれの実験でも予測初期には進路をベストトラックより東寄りに予測している．その後，CNTLは北寄りの進路を予測して誤差がさらに大きくなっていた．実験間で進路予測の差が大きくなる直前の FT=36 に着目すると，TEST1 や TEST2 の方が台風の二次循環が強く，渦の傾きが小さくなるとともに，台風の南西側で降水が強くなっていた．これらの台風の構造や非断熱加熱の分布の変化が，T1814 の進路予測の改善に寄与していたと考えられる．

平均的な台風進路予測の差の要因を調査するため，[4]の手法による解析を行っている．発表では，FT=24における台風移動速度の誤差を，環境場の風・台風の半径・台風の深さの3つの誤差の寄与と残差に分けて，3つの実験間で比較した結果を報告する．

今後は TEST1 で見られたドリフトの原因を調査するとともに，計算安定性を向上させるため他の物理過程を含めた計算順序等について検討する．また積雲モデルやクロージャについてもグレーゾーンへの対応に向けた調査を行う計画である．

参考文献

[1] Malardel, S., Bechtold, P., 2019, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **145**, 1832–1845.

[2] 中川雅之，吉村裕正，松林健吾，2022，日本気象学会 2022 年度春季大会予稿集，WF-23.

[3] 中川雅之，吉村裕正，松林健吾，2022，日本気象学会 2022 年度秋季大会予稿集，P422.

[4] Galarneau, T. J. and Davis, C. A., 2013, *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 405-430.

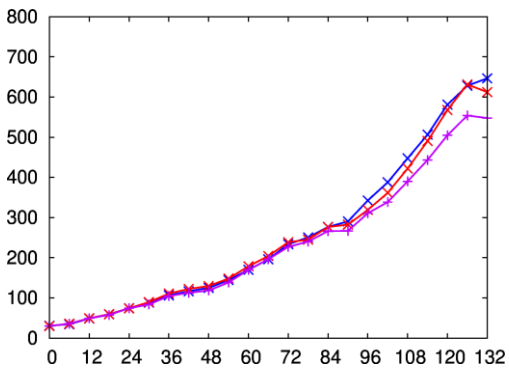


図 1. 2018 年 8 月平均の台風進路予測誤差 [km]．横軸は予測時間 [h]．共通サンプル．×：CNTL，×：TEST1，＋：TEST2.

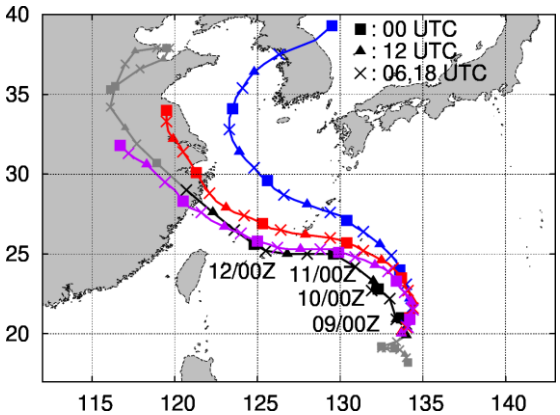


図 2. 2018 年 8 月 8 日 12UTC 初期時刻の台風 T1814 の進路予測とベストトラック．青：CNTL，赤：TEST1，マゼンタ：TEST2，黒：ベストトラック．

A Novel Downscaling Approach for Urban Climate: Land-Surface-Physics-Based Downscaling

*Lingbo Xue (University of Tsukuba),
Quang-Van Doan (University of Tsukuba), Hiroyuki Kusaka (University of Tsukuba),
Cenlin He (NCAR, United States), Fei Chen (HKUST, Hong Kong SAR)

We propose a novel downscaling approach known as Land Surface Physics-based Downscaling (LSP-DS). LSP-DS integrates the widely used Noah-Multi-Parameterization (Noah-MP) surface model with urban canopy physical processes (Single-Layer Urban Canopy Model), utilizing coarse-resolution reanalysis data or numerical simulation data as its forcing.

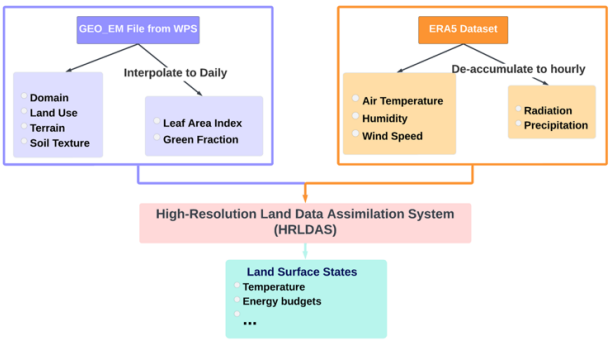


Figure 1 Land-Surface-Physics-Based Downscaling (LSP-DS) flow chart depicts the input, output and land surface model selected.

We evaluated the effectiveness of the Land Surface Physics-based Downscaling (LSP-DS) method by focusing on the simulation of synergies between urban heat island (UHI) effects and heat waves (HWs) using the Tokyo area as an example. Through a comprehensive analysis combining observational data with extensive LSP-DS simulations, our results confirm the exacerbation of UHI effects during heat waves.

To further test the performance of LSP-DS, we conducted a decade-long comparative dynamic downscaling (D-DS) study for the Tokyo and Singapore regions. This comparison includes both observational and reanalysis data covering basic meteorological variables, specific extreme weather indicators, and computational resource consumption. Our assessment aims to provide a comprehensive understanding of the capabilities of LSP-DS.

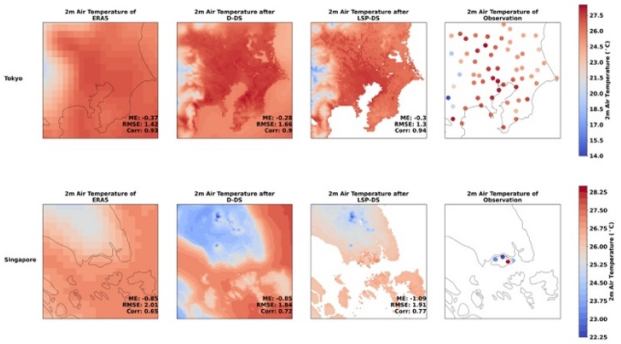


Figure 2 Mean values during the simulation period are compared before downscaling, after dynamic downscaling (D-DS), and following the Land Surface Physics-based Downscaling (LSP-DS) approach. Additionally, observation data is included for reference.

Through the comparative analysis, we identify and summarize the strengths and weaknesses of LSP-DS. This comprehensive assessment will not only help guide potential users but also deepen the understanding of LSP-DS for urban climate downscaling applications.

参考文献

[1] He, C., Valayamkunnath, P., Barlage, M., Chen, F., Gochis, D., Cabell, R., ... & Ek, M. (2023). Modernizing the open-source community Noah with multi-parameterization options (Noah-MP) land surface model (version 5.0) with enhanced modularity, interoperability, and applicability. *Geoscientific Model Development, 16(17), 5131-5151.*

[2] Xue, L., Doan, Q. V., Kusaka, H., He, C., Chen, F. (2024). Insights into Urban Heat Island and Heat Waves Synthesis Revealed by a Land-Surface-Physics-Based Downscaling Method. [Manuscript submitted for publication]. University of Tsukuba.

熱帯・亜熱帯の対流活動を指標とした季節予報ガイダンスの予測精度評価

*小越久美 (日本気象協会), 鈴木はるか (日本気象協会)

1. はじめに

季節予報ガイダンスは一般的に大気海洋結合モデルの直上格子点値を説明変数に用いた線形重回帰によって作成されるが、中緯度における予測精度は低く、産業への定量活用は進んでいない。一方で、ENSO をはじめとした熱帯や亜熱帯の精度は高く[1]、テレコネクションの研究分野では、SST よりも海盆間相互作用の結果である積雲対流活動を指標として用いたほうが東アジアの天候と高い相関が得られることが分かっている[2] 。そこで本研究では、大気海洋結合モデルにおける熱帯・亜熱帯の対流活動（OLR：Outgoing Longwave Radiation）を指標としたガイダンスを構築した。

2. ガイダンスの構築方法

2.1 データセット

説明変数は ECMWF 大気海洋結合モデル(SetV-SEAS)のハインドキャスト（Forecast time: 0～5month）から OLR として Top net thermal radiation (W m-2) のアンサンブル平均を用いた。目的変数は気象庁より（北日本・東日本・西日本）×（日本海側・太平洋側）の計 6 エリアの月平均気温（℃）・月降水量（%）・月日照時間（%）を用いた。データ期間は 1993-2022 年である。

2.2 ガイダンス構築

説明変数となる OLR は南緯 30 度から北緯 30 度の領域を複数の区画に区切り、過去 2 年まで遡ったイニシャル値と予測対象月までの予測値を候補とし、LASSO 回帰を用いたクロスバリデーションにより、テスト期間の予測誤差が最も小さくなる 2 領域と評価関数の正則化パラメータを選択した。

3. ガイダンスの予測精度評価

比較対象として説明変数に同数値予報モデルによる日本の直上格子点アンサンブル平均値を用いた単回帰によるガイダンスを作成した。目的変数の月日照時間、月降水量、月平均気温に対しそれぞれ Surface solar radiation downwards(J/m**2),Total precipitation (m) ,2mTemperature (℃) を説明変数として比較する。以下、OLR ガイダンスに対し、直上ガイダンスと呼ぶ。

予測と実績のアノマリ相関は当月予測を除いて OLR ガイダンスのほうが高く、さらに 19 ヶ月先予測においても直上ガイダンスの 1 ヶ月先予測の精度を上回った。

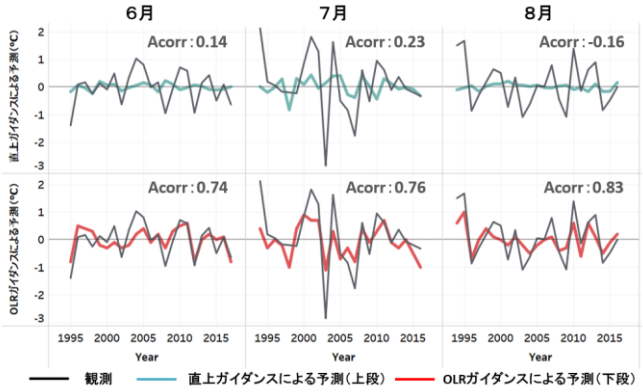


図 1 東日本太平洋側における夏の月平均気温（線形トレンド偏差）の 6 ヶ月前予測 上：直上ガイダンス、下：OLR ガイダンス
※OLR ガイダンスはクロスバリデーションによるテスト結果

4. 考察

OLR ガイダンスがどのように ForecastTime の延長を実現しているのか、経済インパクトの大きい夏について考察した。例えば 7 月の気温予測においては直前 6 月のインド洋に加え、前年 10 月のアジアモンスーン域の OLR が選択されており、その指標は SST や SLP との相関分析により、10 月の IOD や ENSO、7 月の PJ パターンと相関があり、インド洋キャパシタ効果[3]と整合的であった。つまり、秋の熱帯域の海洋の予測精度が高まることで、翌夏の日本の天候を精度高く予測できる。

5. まとめと今後の課題

日本の天候を予測する季節予報ガイダンスは、大気海洋結合モデルにおける精度の高い熱帯・亜熱帯の対流活動をタイムラグも含めて指標とすることで、直上格子点値を用いたガイダンスよりも精度が向上した。

今後さらに精度を高めるために、ENSO の非対称性や、海面水温や海氷などそのほかの要素の検討を行う。

参考文献

[1] Ueda, H., et al., 2015, *Nature Communications*, *6*(1), 8854.

[2]気象庁:令和 4 年度季節予報研修テキスト 第一号 新しい季節アンサンブル予報システム （気候情報課）

[3]Xie, S. P., et al., 2009 *Journal of climate*, *22*(3), 730-747.

温暖化進行時の１か月気温予報のあり方

内山　常雄（日本気象予報士会）

１．はじめに

気温の季節予報は「低い」、「平年並」、「高い」確率で示される。たとえ「高い」の確率が大きい値でも気温の平年差が大きいと予測しているのではないが、気温の期待値は高いと説明されている。このことを説明すると、「そんな予報は使えない。知りたいのは大体の値である。日本の予報はその程度なのか？諸外国はもっと良い予報をしているのではないか？」といった厳しい反応があり、利用は進まないようである。そこで、確率予報から期待値を計算したときの予報精度を検証し、温暖化が進行している現在のあるべき１か月気温予報について考えた。

２．　方法

気象庁の特別地域観測所 150 か所について、各月の「低い」、「平年並」、「高い」の各階級の平均値を求め、確率予報の値を月平均気温の期待値に変換する表を作成した。

2023 年１月から 12 月の１か月気温予報の確率値を基に、対象地域に含まれる特別地域観測所の各月の期待値と実況値、その間の差を計算し、地域ごとに平均値を算出した。

３．2023 年の 1951 年からの 10 年間の平均気温との偏差

実況値の期待値に対する偏差を表１に示す

表１　月平均気温とその期待値との差の各地域平均（℃）

地域	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
北海道	-0.9	0.0	3.2	1.9	1.1	2.4	2.8	3.4	2.6	1.0	1.4	0.5
東北	0.3	0.5	3.7	1.8	0.5	1.8	2.6	3.9	3.1	0.4	1.3	0.8
関東甲信	0.5	1.3	3.4	1.6	0.2	1.0	2.1	1.7	2.9	-0.1	1.2	1.1
北陸	0.6	0.7	3.0	1.1	0.4	1.1	1.7	3.0	2.8	-0.3	1.2	0.5
東海	0.5	1.2	3.0	1.2	0.4	0.7	1.6	1.0	2.4	-0.4	0.7	0.8
近畿	0.6	0.8	2.8	0.9	0.1	0.3	1.2	1.2	2.4	-0.4	0.5	0.6
中国	0.5	0.8	2.7	0.8	0.2	0.5	1.1	1.6	2.2	-0.1	0.8	0.4
四国	0.5	0.7	2.3	0.7	-0.1	0.0	0.5	0.3	1.9	-0.4	0.4	0.2
九州北部	0.5	1.3	2.3	1.0	0.2	0.7	0.8	0.8	1.8	-0.5	0.3	0.4
九州南部	0.4	1.4	1.8	0.7	0.2	0.2	0.6	0.0	1.5	-1.1	0.0	0.2
奄美	0.4	1.4	1.0	1.0	0.0	-0.3	0.3	-0.9	0.6	-0.1	-0.1	0.5
沖縄	0.3	1.3	0.8	0.6	-0.2	-0.2	0.3	-0.2	0.7	0.3	0.0	0.3

全体の６割で、実況値と期待値との差は１ ℃未満であった。全体の 16%でその差が２ ℃以上、6%で３ ℃以上だった。2023 年３月と９の気温は全国的に期待値を大幅に上回り、７月と８月の北日本と東日本の気温も期待値を大幅に上回った。期待値との差が２ ℃以上あるところでは、平年値算出期間の記録を上回る月平均気温を記録した観測点が多かった。観測点別でみると、８月の八戸、宮古と秋田は期待値を 4.7 ℃上回り、期待値による予報は大きく外れたことになる。

４．温暖化進行時の季節予報

2023 年の日本の年平均気温は平年比＋1.29 ℃で、それまでの４年間の平均偏差を 0.67 ℃上回った。過去５年間の 15 地点の月平均気温の気温階級を表２に示す。L は「低い」、M は「平年並」、H は「高い」、EH は過去 30 年の記録を更新する「異常に高い」である。

表２　15 地点の月平均気温の気温階級

Year	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Y
2019	H	H	H	M	H	M	M	M	H	H	M	H	H
2020	H	H	H	L	H	H	L	H	H	M	H	L	H
2021	L	H	EH	H	H	H	H	M	H	H	H	M	H
2022	M	L	H	H	H	H	H	H	H	M	EH	L	H
2023	M	H	EH	H	H	H	EH	EH	EH	H	H	H	EH

2023 年は年の 1/3 の月で異常に高い気温となった。今後もこのような高温傾向が継続するならば「高い」が当たり前となり、これまでの３段階の予報の意味は薄れ、過去 30 年の記録を更新する高温である「異常に高い」の階級を加える必要があろう。

５．考察

季節予報は冷害の発生予測から始まったとのことだが、現在は温暖化の進行に伴い、過去の記録を更新するような高温となる可能性が高まっている。どの程度の気温になるのかをあらかじめ知ることができれば企業での利用が進むと思われる。現在の１か月予報から期待値を計算した場合、平年値に近い予報がなされている場合の予報精度は高い。一方、平年から大きく外れる予報がされている場合、その期待値は平年値に寄った値となってしまう。別の方法で予測値を計算する必要があるだろう。

凍霜害対策に資する低温予測の予備実験

*石﨑 紀子・佐々木 秀孝・Damiani Alessandro
（国立環境研究所）

1. はじめに

気候変動の影響が顕在化する中、近年落葉果樹の晩霜害の発生が問題となっている。通常果樹の耐凍性は冬季に高く、春に向けて低下していくが、温暖化に伴い早期に耐凍性が低下してしまい、春先の低温発生時に花芽などに被害が発生するものである。晩霜害対策のための燃焼法や送風法などが考案されているものの、その準備にかかる時間や労力が大きいため、被害発生を事前に適切に予測することが重要である。一方、気象庁から出される霜注意報は市町村別であり、生産現場での活用度が低いことが課題である。そこで、気象庁の数値予報データを用いて、現場が必要とする低温予測情報の創出を試みる。

2. 手法

気象庁の数値予報情報を直接利用することを想定し、JRA55 を境界条件とした格子間隔 20km の NHRCM (NHRCM20)の計算結果を予測因子として深層学習を構築し、長野アメダスの 12 月～4 月の長野市における早朝の時別気温 (02-07JST) を推定する実験を行った。1990 年から 2015 年をトレーニング期間、2016 年から 2020 年までを検証期間とする。特にどの予測因子が最低気温の再現に重要であるかを調べるため、表 1 に示す地上 19 の予測因子（時別値）を使用した。

表 1: 地上気温の推定に用いた予測因子一覧

地上気温	東西風	南北風	湿数
降水量	可降水量	潜熱	顕熱
上向短波	下向短波	上向長波	下向長波
陸面温度	積雪深	積雪相当水量	積雪被覆
低層雲量	中層雲量	地上気圧	

深層学習の方法として用いたのは、多層パーセプトロンモデル (MLP)である。予測結果の標準偏差は実際のデータよりも小さくなるため、以下の補正式(1)を用いて予測を補正した。

$$T_c = \frac{\sigma_a}{\sigma_p}\left(T_p - \overline{T}_p\right) + \overline{T}_a \quad \cdots (1)$$

ここで T は日別の気温を表し、オーバーラインは平均値を、σは標準偏差を表す。下付き文字の c は補正値、a は AMeDAS、p は MLP モデルの推定値を示す。

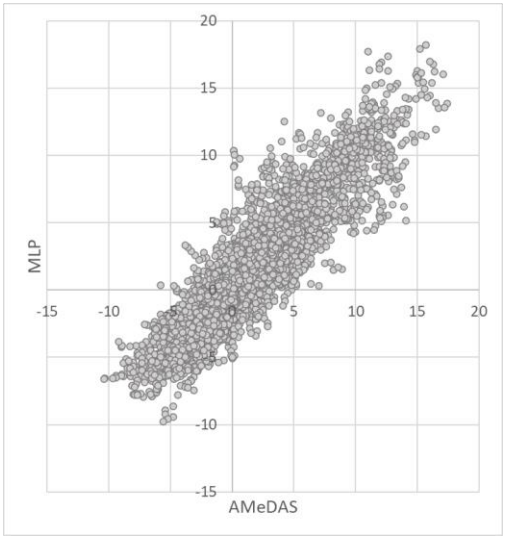


図 1:MLP を補正した後の気温推定値と観測値の散布図

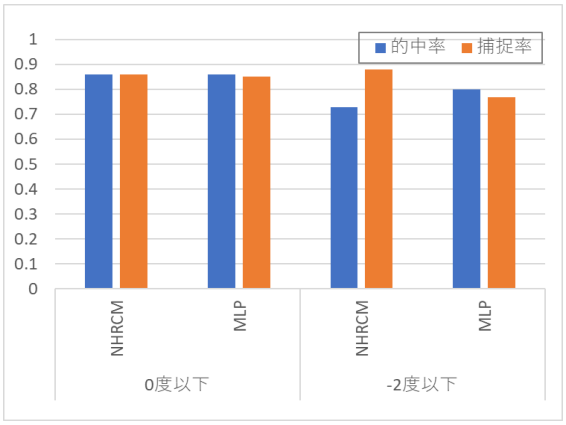


図 2：検証期間における 0 度、−2 度以下の気温について NHRCM20 と MLP の的中率及び捕捉率

3. 結果

図 1 は全予測因子を用いた場合の補正後の気温の散布図である。MLP によって長野の気温を良く再現できている。この方法による RMSE は 2.05 で、相関係数は 0.90 であった。平均値のバイアスのみをデルタ法で補正した NHRCM20 による最低気温 0 度を下回るイベントの的中率は、0.85 を超えているが-2 度以下では約 0.7 であった（図 2）。一方、機械学習による方法では的中率は相対的に高かった。今後は予測因子の選択による再現精度の感度や、入力値に数値予報データを用いた場合に期待されるスコアが得られるかどうかについて調べていく予定である。

南極昭和基地における降雨の研究

*平沢尚彦(極地研), 小西啓之(大阪教育大), 岩本勉之(紋別市),
藤吉康志(北大名誉教授), 矢吹正教(京都大)

1. はじめに

南極域における降水の多くは降雪であるが、各観測基地では数年に一度の頻度で降雨が観測される（Vignon et al., 2021）。温暖化の進行とともに降雨の頻度が増える可能性がある。昭和基地では 2022 年 1 月 2 日に降雨があり、2017 年 12 月以来の 4 シーズンぶりとなった。この降雨は昭和基地での初めて降水レーダーによって観測された。本研究の目的は大きく 3 つある。初めに(1)、この降雨イベントについて、降水レーダー（JRC 製、日本）に加え、ディスドロメータ（LPM、Thies 製、ドイツ）、シーロメータ（CT25K、Vaisala 製、フィンランド）、偏光ライダー（PMPL、Sigmaspace 製、アメリカ）による観測データを比較し、記録することである。次に(2)、衛星雲レーダー（CloudSat/CPR）及びライダー（CALIPSO/CALIOP）がこの降雨イベントをどのように捉えたのかを調べ、南極域の降雨イベントの衛星モニタリングの可能性を検討する。最後に(3)、降雨をもたらす総観規模循環の特徴を理解することである。本講演ではこれらの 3 つに関する概要を述べる。

2. 地上降水観測の時系列

図 1 に 2022 年 1 月 2 日（UT）の地上の各降水観測の時系列を示す。図 1a のレーダーの高度-時間断面において、14 時～17 時頃の高度 1 km 付近の強い反射層（図中の白枠）がブライトバンドであり、これより下層では降雨となっている。図 1c ではブライトバンドの位置（図中の白枠）の上層側の強い偏光解消度は雪の卓越を、下層側の弱い偏光解消度は雨の卓越を示しており、整合的である。図 1b のディスドロメータによる地上の雨雪分離した降水強度も、この時間帯には液体降水が卓越している。

3. 総観規模大気循環の特徴

高層気象ゾンデはこの時期に地上から高度 1 km 付近まで 0℃より高い大気層を観測している。対流圏下層のこの比較的高温の大気は、ブロッキングリッジの発達によって北方から流入した海洋上の大気であったことが確認された。大気構造及び総観規模循環についての詳細は講演時に示す。

尚、本研究は日本南極地域観測事業、及び JAXA-EORA3 の支援を受けている。

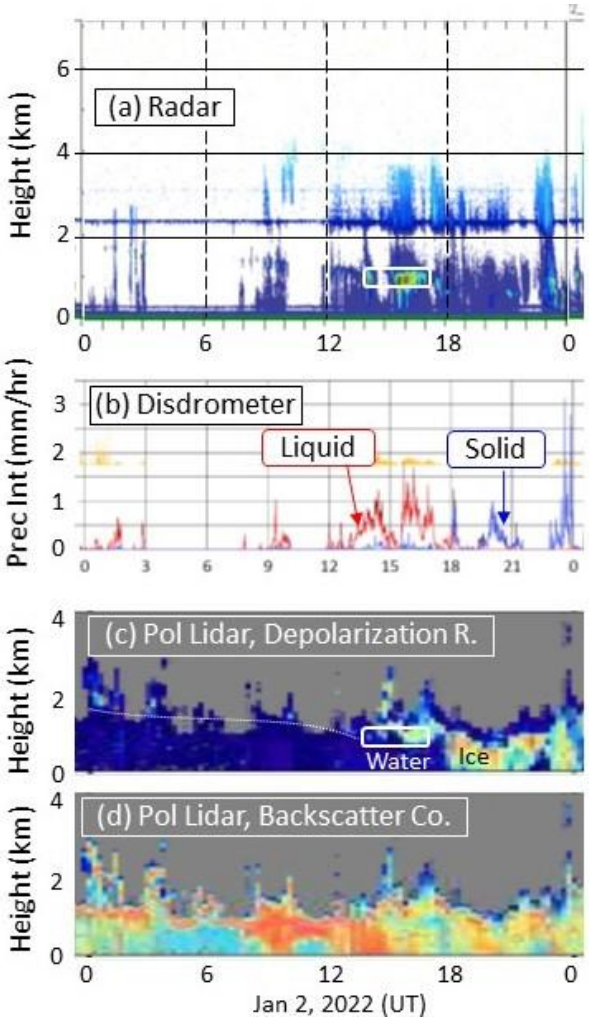


図 1　各測器の観測値の時系列。(a)降水レーダーの反射強度の高度断面。(b)ディスドロメータの液体降水（赤線）と固体降水（青線）。(c)偏光ライダーの偏光解消度の高度断面。青から赤に向かって偏光解消度が大きくなる。青色は液滴。(d)偏光ライダーの後方散乱係数の高度断面。青から赤に向かって後方散乱係数が大きくなる。(カラースケールは講演時)

参考文献

[1] Vignon, É. et al., 2021, GRL, 48, e2020GL092281. https://doi.org/10.1029/2020GL092281

南半球傾圧環状モード変動に関わる移動性擾乱活動の季節内変調

*中山 盛雄，中村 尚，岡島 悟 (東大先端研)

1. はじめに

中高緯度対流圏にて頻繁に発達・東進する移動性高低気圧擾乱は，集団として熱や運動量，水蒸気を南北に輸送することで，気候系の形成・維持に重要な役割を果たす．中高緯度擾乱活動に卓越する変動として，その活動度が半球規模で強弱を繰り返す「傾圧環状モード変動 (baroclinic annular mode; BAM)」が近年見出された[1]．BAM は，南北半球・季節を問わず，擾乱の傾圧的発達や降水量の半球規模変動を伴い，約 25 日の準周期性を特徴とする[1]．そのメカニズムの理解は，数週間スケールの天候予測に貢献することが期待される．

BAM のメカニズムを説明する仮説として，擾乱の発達を促す南北気温勾配 (傾圧性) と，それを均す擾乱による極向き熱輸送との間の相互作用が指摘されている[1]．これは，従来からの傾圧不安定や傾圧調節の概念に即した仮説であるが，傾圧性変動の関与には否定的な研究も発表されており[2]，メカニズムの統一的な理解には未だ至っていないのが現状である．

本研究では，大気再解析データに基づき，南半球 BAM における擾乱の増幅・減衰に関わる力学過程を詳細に評価する．移動性擾乱活動に関するエネルギー論を援用し，各過程の BAM における役割を定量的かつ包括的に明らかにすることで，移動性擾乱活動の長周期変動の観点に基づき，そのメカニズムの理解を深めることを目指す．

2. データと解析手法

大気再解析データ JRA-55[3]の 41 年分のデータ (1979~2019 年) を解析した．6 時間毎のデータから移動性擾乱に伴う変動を切離周期 8 日の高周波フィルタを用いて抽出し解析した．さらに，南半球対流圏で積算した移動性擾乱に伴うエネルギーの季節内変動，及びその生成・消滅項を定量的に評価した．

BAM に伴う変動を解析するために，南半球中高緯度対流圏における移動性擾乱に伴う運動エネルギーの東西平均場に対して経験直交関数解析を適用し，得られた第 1 主成分を BAM 指数と定義した．BAM 指数が+1 標準偏差以上の極大を示す日を BAM 正イベント日と定義し，その日を基準とするラグ合成図解析により，BAM イベントにおける各力学過程の変動を調査した．

3. 結果

夏季南半球 BAM に伴う移動性擾乱エネルギーの増大・減衰は，極向き擾乱熱フラックスで捉えられる擾乱の傾圧的発達の変動を伴う (図)．BAM 発達期においては，背景場の傾圧性の増大に伴った移動性擾乱の傾圧構造の明瞭化[4]が傾圧的発達を強化するように働き，擾乱エネルギーの増大に寄与する．一方，BAM 減衰期には，強化された擾乱熱輸送による背景場の傾圧性の減少，及びその後の擾乱傾圧構造の不明瞭化[4]が，擾乱の傾圧的発達の弱化に寄与する．これらの結果は先行研究[1]と整合的な部分があるものの，擾乱傾圧構造の変調については看過されており，本研究によって擾乱の活動度とその構造，及び背景場の変動の間の関係がより明確になった．また，これらの傾圧的発達に関わる過程だけでなく，擾乱の運動量フラックスの増大がもたらす背景東西風の変動に伴った順圧過程の変調も BAM 変動に無視できない寄与を示した点も興味深く，先行研究の提示した仮説の見直しが求められる (図)．

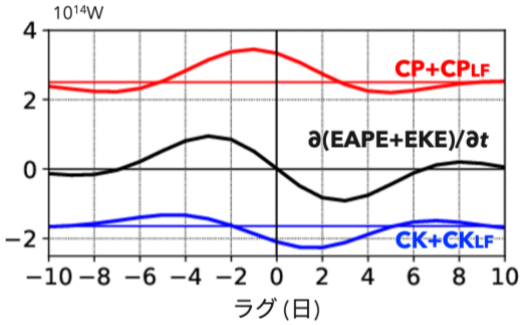


図: BAM 正イベントで合成した移動性擾乱に伴うエネルギーの時間変化 (黒)，及びその傾圧的過程による生成項 (赤)，順圧的過程による生成項 (青)．水平な細線はそれらの気候平均値を示す．20~70ºS，地表~100 hPa，0~360ºE での積算値 (W)．南半球夏季 (12~2 月) の結果．

参考文献

[1] Thompson, D. W. J., and E. Barnes, 2014, *Science*, **343**, 641–645.
[2] Wang, L., and N. Nakamura, 2016, *J. Climate*, 73, 4731–4751.
[3] Kobayashi, S., et al. 2015, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **93**, 5–48.
[4] Nakayama. M. et al., 2023, *J. Climate*, **36**, 4219–4234.

台風の温帯低気圧化の長期変化の特徴

*大東拓斗 (同志社大学大学院理工学研究科), 山根省三 (同志社大学理工学部)

1. 緒言

台風の温低化に関する長期統計解析を行うためには，客観的な指標をもとに温低化を判断する必要がある．Hart[1]は，ジオポテンシャル高度のデータをもとに低気圧位相空間（CPS）を定義し，簡易的ながら温低化を客観的に判定する方法を提案した．CPS を用いた台風の温低化の調査は Kitabatake[2]により行われ，温低化の季節変化の特徴などが明らかとなっている．

Yamaguchi and Maeda[3]は，過去 40 年間の観測データをもとに，近年，東京に接近する台風の数が増加し，強度が増し，移動速度が遅くなっていることを示した．また，過去より最近 20 年間の方が台風の発生・発達に有利な環境場になっていることを報告した．このような環境場の変化は台風の温低化の特徴を変化させている可能性がある．環境場を変えるものとしては，地球温暖化や太平洋十年規模振動（PDO）などが挙げられる．本研究では，約 60 年間の再解析データを用いて台風の温低化を CPS により判定し，台風の温低化の長期変化の特徴を調べるとともに，海面水温の長期変化との関係を調べた．

2. 方法

1958 年から 2022 年までの 65 年間に発生した台風の情報（時刻，緯度，経度，階級）を気象庁が提供する RSMC Best Track Data から得た．気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）の 900 hPa と 600 hPa のジオポテンシャル高度を用いて各台風の 6 時間ごとの位置における CPS パラメータを算出した．CPS パラメータの値をもとに Evans and Hart[4]と同様に各台風の温低化完了を判定し，その時刻，緯度，経度を月ごと，及び，約 20 年間ごとの 3 つの期間（期間①：1958 - 1980 年，期間②：1981 - 2000 年，期間③：2001 - 2022 年の 3 つの期間）に分けて比較した．

北太平洋の海面水温の十年規模の変動と台風の温低化との関係を気象庁が提供する PDO 指数や第 2 の振動パターンの指標としての NPGO 指数を用いて調べた．

3. 結果と考察

CPS により，1958-2022 年の 65 年間に発生した 1716 個の台風のうち 52.1%にあたる 894 個の台風が温低化したと判定された．3 つのどの期間においても温低化の割合は，夏と冬（7 月，11 月）より春と秋（5 月，9 月，10 月）の方が高くなっていた．これは Kitabatake[2]の結果と同様である．過去の期間（期間①，②）に比べて最近 20 年間（期間③）では，10 月の温低化の割合が高くなっていた．

PDO 指数，NPGO 指数と温低化の割合の経年変化との間の関係を図 1 に示す．PDO 指数と NPGO 指数がともに正のとき，温低化の割合は高くなりにくい特徴がみられた．これは北太平洋中緯度帯の海面水温が，平年より低く，南北方向の変化が小さい状態であり，偏西風が弱まったことで台風の温低化の割合が高くならなかったと解釈できる．

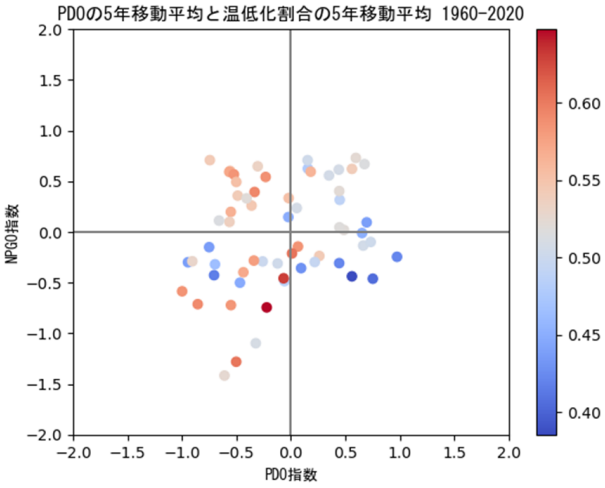


図 1　1958-2022 年の 65 年間における PDO 指数と NPGO 指数の 5 年移動平均と温低化の割合の 5 年移動平均との間の関係．色で温低化の割合を表し，赤色が濃いほど割合が高く，青色が濃いほど割合が低い．

参考文献

[1] Hart, R. E.,(2003), Mon. Wea. Rev., 131, 585-616.

[2] Kitabatake, N., (2011), J. Meteor. Soc. Japan, 89, 309-325.

[3] Yamaguchi, M., and S. Maeda,(2020), J. Meteor. Soc. Japan, 98, 775-786.

[4] Evans, J. L, and R. E. Hart,(2003), Mon. Wea. Rev., 131, 909-925.

MIM での子午面循環の変動に SST が与える影響

*久米田健人，　宮本佳明（慶應義塾大学）

1.　はじめに

温位面での質量重み付き帯状平均(MIM)[1]による子午面循環はラグランジュ的な循環を表している. 中高緯度帯では従来の等圧面での帯状平均とは大きく異なり, フェレル循環とは逆向きの中高緯度直接循環(ETD 循環)が現れる(図 1). 中高緯度の対流圏下部では, ETD 循環によって, 寒気が流出する[2]. ETD 循環によって, 断熱不変量の寒気質量が定義され, 東アジアと北米で寒気質量フラックスが顕著である[3]. 前回の発表では寒気質量と SST の共変動として, ENSO と ENSO もどきの 2 つのパターンがあると報告した[4]. しかし, ETD 循環が SST によってどのように変化するかは明らかでない. そこで本研究では、ENSO と ENSO もどきによる ETD 循環の変化傾向を明らかにする.

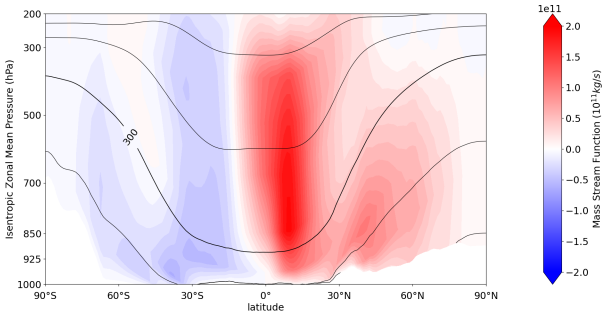


図 1.　MIM　の質量流線関数と温位の解析期間における気候値の緯度・高度断面図. 暖色系が時計回り, 寒色系が反時計回りの循環を表す. 温位の間隔は 20K.

2.　研究手法

大気再解析のデータとして JRA55[5], 海面水温のデータは NOAA[6]を用いた. 解析期間は 1981 年 12 月-2020 年 2 月までの 39 年の DJF 平均を冬季年平均値とした. 地球温暖化による線形トレンドを除去するために, 各格子点で最小二乗法を用いてデトレンドを行った. MIM の質量流線関数[2]は以下の通りである.

$$\chi(\emptyset, p^{\dagger}) \cong \frac{a\cos\emptyset}{g}\int_0^{2\pi}\int_{\theta_s}^{\theta(\emptyset,p^{\dagger})} v\frac{\partial p}{\partial\theta}d\theta d\lambda$$

ENSO が起きた年として, Niño 3.4 が± σ (1.2 度)を超えた年と定義した. ENSO もどきが起きた年として, Niño 3.4 が± σ (1.2 度)を超えずに, EMI[7]が± σ (0.6 度)を超えた年と定義した. 解析期間での分類結果は表 1 の通りである.

表 1.　ENSO と ENSO もどきの分類結果

	事例数	発生年(12 月基準)
El Niño	6	82, 86, 91 , 97, 09, 15
El Niño もどき	4	90, 94, 02, 14
La Niña	6	84, 88, 98, 99, 07, 10
La Niña もどき	3	00, 08, 11

3.　結果

ENSO と ENSO もどきの場合の ETD 循環の偏差のコンポジット解析を図 2 に示す. エルニーニョ(ラニーニャ)時には, 中緯度での下層から上層への暖気流入は強く(弱く)なり, 40-60 度の高緯度帯での上層から下層への寒気流入は逆に弱く(強く)なる. この結果はエルニーニョ(ラニーニャ)が生じると, 東アジアと北米で暖冬(寒冬)になることに整合的である. また, ハドレー循環も弱く(強く)なる事が明らかになった. ENSO もどき時では ETD 循環に明瞭な差はみられなかった.

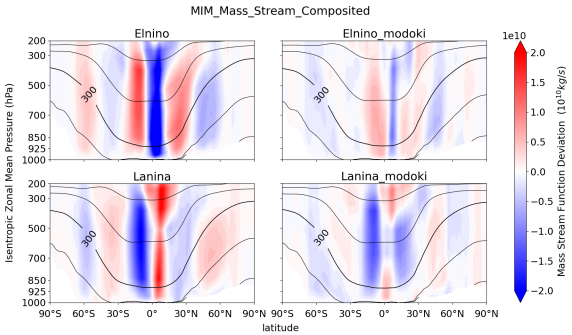


図 2.　図 1 と同じだが, El Niño(左上), El Niño もどき(右上), La Niña(左下), La Niña もどき(右下)の MIM の質量流線関数偏差のコンポジット解析結果.

参考文献

[1] Iwasaki., 1989, JMSJ, **67**, 293-312.
[2] Iwasaki and Mochizuki., 2012, SOLA, **8**, 115-118.
[3] Iwasaki et al., 2014, JAS, **71**, 6, 2230-2438.
[4] 久米田･宮本, 日本気象学会 2023 年秋季大会, p234
[5] Kobayashi et al., 2015, JMSJ, **93**, 1, 5-48.
[6] Reynolds et al., 2002, JC, **15**, 13, 1609-1625.
[7] Ashok et al., 2007, JGR, **112**, C11007, 1-27.

PANSY レーダー観測に基づく 南半球高緯度中間圏の風速場解析

*時盛瑛史、 高麗正史、 佐藤薫 （東大院理）

1. はじめに

中間圏では、夏半球高緯度で上昇し、冬半球に向かい、冬半球高緯度で下降する物質循環 (Plumb, 2002) の存在が知られている。これは、主に大気重力波のクリティカルレベルでの吸収や砕波による強制が駆動している (McIntyre, 1989)。また、大気潮汐が風速変動へ大きく寄与する (e.g.Andrews et al., 1987) ことも知られている。

流星レーダーや MF レーダーは長期間の連続観測が可能であるため平均風の解析に有用であり、高緯度においてもレーダー観測データに基づく中間圏の風の研究がなされてきた(e.g. Vincent, 1994; Dowby et al., 2007) 。

本研究は、南半球高緯度の中間圏の風の季節変化を明らかにすることを目的として、南極初かつ唯一の大型大気レーダーである昭和基地 (69° S, 40° E) の PANSY レーダー (Sato et al., 2014) による長期連続観測から得られる風速場の解析を行った。

2. データ・手法

PANSY レーダーは、極中間圏夏エコー (PMSE) と極中間圏冬エコー (PMWE) と呼ばれるエコーの観測と、流星エコー観測を同時に行っており、乱流エコー観測からは 3 次元風、流星エコー観測からは水平風を推定できる。本研究では、乱流エコー観測については 2015 年 10 月～2023 年 5 月、流星エコー観測については 2021 年 3 月～2023 年 6 月のデータを用いた。また、2015 年 10 月～2023 年 5 月における JAGUAR-DAS (Koshin et al., 2020; Koshin et al., 2022a) による全中性大気再解析データから風のクライマトロジーを作成し、観測と比較した。ここでは、11 月～2 月を夏、それ以外は冬として記述する。

3. 結果

図 1 に流星エコー観測から得られた水平風を示す。高度約 97 km 以下では東西風は夏 (冬) に東 (西) 風である。夏には高度 95 km 付近から徐々に下りてくるように東風から西風に変化する。また、冬にも鉛直方向に風向の逆転が見られ、0 m/s 高度は冬は 97 km に存在する。南北風については、夏は強い南風が見られ、12 月の高度 90～95 km 付近にピークがある。冬は概ね北風であるが、夏の南風と比べると弱く、南風となっている期間もある。

図 2 に乱流エコー観測から得られた風の 3 成分のクライマトロジーを示す。東西風は流星エコー観測と特徴はよく一致する。冬の西風のピークは高度 70 km 以下にあることがわかる。南北風は冬には高度約 65 km 以下で北風である。0 m/s 高度は 3～4 月、9～10 月を除き 80 km 付近にある。鉛直風は夏の高度 80～95 km で負となっているが、これは PMC の下降を観測したものであると考えられる。4 月～11 月の高度 70 km 以下ではほぼ下降流となっているが、3 月～11 月の高度 75～85 km では上昇流なのは興味深い。

発表では、JAGUAR-DAS の解析結果についても紹介する。

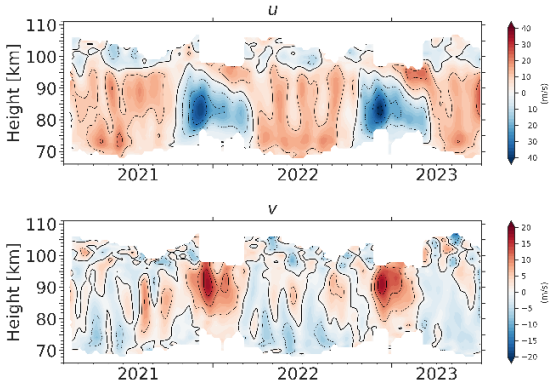


図 1 流星観測による u, v (2021 年 3 月～2023 年 6 月)

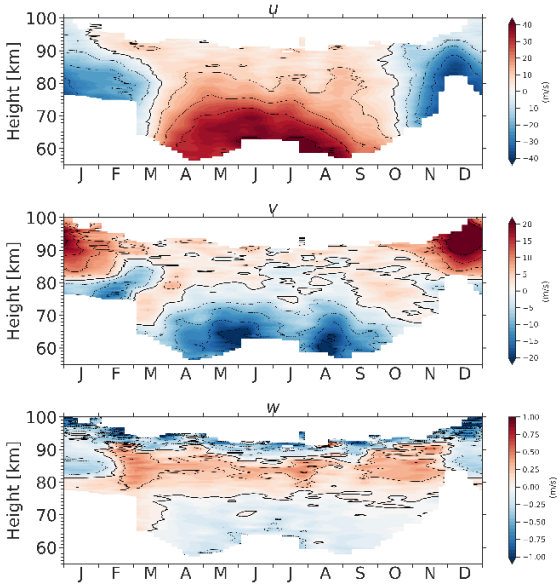


図 2 乱流観測による u, v, w のクライマトロジー (2015 年 10 月～2023 年 5 月)

長期全中層大気再解析データを用いた準 2 日波と 4 日波の季節変化のメカニズムの研究

*関戸大登，奥井晴香，佐藤薫（東大院理）

1. はじめに

地球大気の自由振動であるノーマルモードは、静止等温大気を仮定した古典潮汐理論より固有解の存在が知られている。中層大気において観測により検出されているノーマルモードは、仮定とは異なる背景場により、古典理論とは異なる振幅構造をもつことが報告されている(e.g., Hirota & Hirooka, 1984)。これまでに、準 2 日波（東西波数 3 のロスビー重力モード）は中間圏において、夏季に振幅が大きいことがわかっている(Rogers & Prata, 1981)。このメカニズムとして、背景場の季節変化に伴うノーマルモード構造の変化(Salby, 1981)や力学不安定による励起/増幅(Plumb, 1983)が考えられている。また、4 日波（東西波数 2 の第 1 対称ロスビーモード）は中間圏～下部熱圏において、夏至の前後で振幅が大きくなることがわかっている(Yamazaki et al., 2021)。本研究では中層大気における準 2 日波及び 4 日波のクライマトロジーと季節変化のメカニズムを明らかにする。

2. 研究手法

データ同化システム JAGUAR-DAS により作成された全中層大気を対象とする長期の再解析データ(Koshin et al., 2020; 2022)を用いた。東西波数－周波数の 2 次元スペクトル解析の結果、中間圏において、準 2 日波と 4 日波に対応する孤立的なスペクトルピークが確認された。これら 2 種類の波成分を抽出し、中層大気全域におけるクライマトロジーを明らかにした。さらに、波と平均流の相互作用の観点から、準 2 日波と 4 日波の季節変化のメカニズムについての解析を行った。

3. 結果

図 1 に高度 80 km における準 2 日波のジオポテンシャルハイト(GPH)振幅のクライマトロジーを示す。

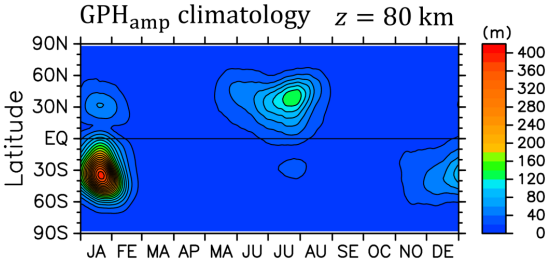


図 1 高度 80 km における準 2 日波の GPH 振幅のクライマトロジー

夏半球、冬半球共に緯度約 30 度に極大が見られる。これらの極大の緯度は古典理論とほぼ一致する。極大値は夏半球で大きい。夏半球中間圏にて準 2 日波の振幅がより大きい 1 月の準 2 日波の波活動と背景場の気候値を図 2 に示す。夏半球中間圏には、東風ジェットに起因する渦位の南北勾配が負となる領域が広く分布している。準 2 日波に伴う EP フラックスの発散が正の領域は、渦位の南北勾配が負の領域に重なるように分布し、その上部に強い上向きの EP フラックスが分布している。これらの特徴は準 2 日波のクリティカルライン（CL）付近で特に顕著である。これらの特徴は、夏半球中間圏における順圧/傾圧不安定よる準 2 日波の励起/増幅を示唆する。

4 日波は、成層圏では春季と秋季に、中間圏では夏至の前後に GPH 振幅が大きいという季節変化を示す。解析の結果、中間圏で 4 日波の波活動が活発な夏至の前と後で励起/増幅の特徴が異なることがわかった。これは、東風ジェットの構造が夏至の前後で大きく異なることに起因すると考えられる。夏至後の 4 日波の波活動の特徴や平均場との関係は、夏至の準 2 日波の特徴とよく似ていた。また、夏至の時期には、中間圏では 4 日波の振幅は小さい。理由としては、夏半球中間圏に存在する渦位の南北勾配が負の領域を囲むように 4 日波の CL が分布し、力学不安定による 4 日波の増幅が効率的に起こらないことが考えられる。

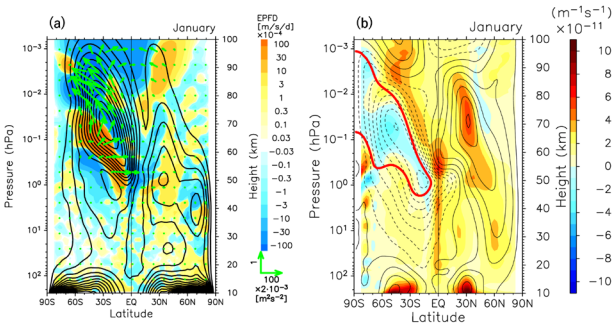


図 2 (a) 矢印：準 2 日波に伴う EP フラックス、カラースケール：準 2 日波に伴う EPFD、等値線：密度で重み付けした準 2 日波の GPH 振幅（0.1 m 毎）(b) カラースケール：準地衡渦位の南北勾配、等値線：東西平均東西風（5 m/s 毎）、赤太線：準 2 日波の CL (a)、(b)ともに 1 月の気候値。

成層圏突然昇温のプレコンディショニングにおける大気重力波の役割

*奥井晴香，佐藤薫，小新大 (東京大学大学院理学系研究科)，渡辺真吾 (JAMSTEC)

1. はじめに

成層圏突然昇温（stratospheric sudden warming, SSW）は冬季極域成層圏の気温が数日で数十 K 上昇する現象である．その影響は地表付近の気象にも及ぶ．SSW は対流圏から大振幅の惑星規模波（planetary waves, PWs）が極域成層圏へ伝播し砕波することで発生する．極域成層圏での PWs の強い砕波は，対流圏の活発な波活動に加え，極渦の構造の変化 “vortex preconditioning” によって起こりやすくなる．PWs の上部成層圏での振舞いや，冬の中層大気の西風ジェット全体の構造とその変化を調べるには，中間圏も含めた解析が必要である．さらに近年，大気重力波（gravity waves, GWs）が PWs とともに preconditioning に寄与することが指摘されている[e.g., Albers & Birner 2014]．本研究では，最近作成された全中性大気に対する長期再解析データを用いて，SSW 発生前の成層圏・中間圏でのジェットの構造の変化とそれに対する GWs の役割を統計的に調べた．あわせて，再解析データのパラメタリゼーションによる GW 強制 GWF_P および東西平均東西風$\bar{u}$の同化インクリメント$\Delta\bar{u}$を，高解像度ハイトップ大気大循環モデル（general circulation model, GCM）で直接再現した GWs による波強制 GWF_R と比較した．

2. 全中性大気再解析データと高解像度 GCM 再現実験

モデルトップ約 150 km の全球スペクトルモデル Japanese Atmospheric GCM for Upper Atmosphere Research（JAGUAR）の中解像度（T42）版を予報モデルとする JAGUAR-Data Assimilation System （JAGUAR-DAS）[Koshin et al. 2020, 2022]を用いて観測データを同化し作成された再解析データを使用した．観測値に PREPBUFR, Aura MLS と TIMED/SABER の気温, SSMIS の輝度温度を用いている．解析対象期間は 2004/05～2020/21 年の 17 年間の北半球冬季（DJF）．SSW はこの間 10 回発生した．さらに，同再解析値を初期値とした GW パラメタリゼーションを用いない高解像度 JAGUAR による再現実験[Okui et al. 2021]出力値を，GW 強制の解析に使用した．高解像度 JAGUAR の水平解像度は T639（解像可能な水平波長＞約 60 km），鉛直解像度は 300 m である．

3. Preconditioning における波強制の役割

まず，成層圏・中間圏での西風ジェットの変動を調べるため，季節変化を除いた日平均$\bar{u}$の EOF 解析を行った．また，赤道成層圏準 2 年振動などの直接の影響を排するため，15° N 以北，高度z =15～90 km を対象領域とした．図 1b に示す EOF 第 2 モード$\bar{u}_{EOF2}$は，高緯度成層圏で西風，中緯度で東風である．この特徴は，preconditioning 時のジェットの極向き・下方シフト[Limpasuvan et al. 2004]と類似する．z >70 km の$\bar{u}_{EOF2}$は成層圏と概ね逆符号である．第 2 モードの時系列 PC2 は，ジェットが極向きにシフトする時期に極大となっていた．そこで，PC2 を preconditioning のプロキシと捉え，これに波強制を回帰することでジェットの構造の変化の要因を調べた．図 1c, d は PWs（東西波数 1～3）に伴う EP flux の発散（PWF）と，5 日前の GWF_P の PC2 への回帰である．PWF は上部成層圏で負である．よって，PC2 の増大に伴い上部成層圏で PWs の砕波が起こる．高緯度中間圏では$\bar{u}_{EOF2} < 0$であり，PC2 が大きな正のときは$\bar{u} = 0$の領域，すなわち停滞性 PWs のクリティカルラインが高緯度成層圏界面付近に現れる．これは，PWs を高緯度上部成層圏で砕波しやすくする．z =60～80 km では$\bar{u}_{EOF2}$と概ね同符号の GWF_P が PC2 極大に先んじて現れる．よって，GWs は高緯度中間圏の$\bar{u}$の逆転を介して SSW 発生に寄与すると考えられる．

さらに，2019 年 1 月の SSW の発生前に高緯度中間圏の$\bar{u}$逆転に寄与した GW 強制を，GWF_P, $GWF_P+\Delta\bar{u}$, GWF_R について比較した．GWF_P は GWF_R に比べて 1/2 程度の大きさしかなく，$\Delta\bar{u}$がこの差を概ね補完していた（図示せず）．これはパラメタリゼーションで表されない GWs が SSW 発生に寄与したことを示唆する．

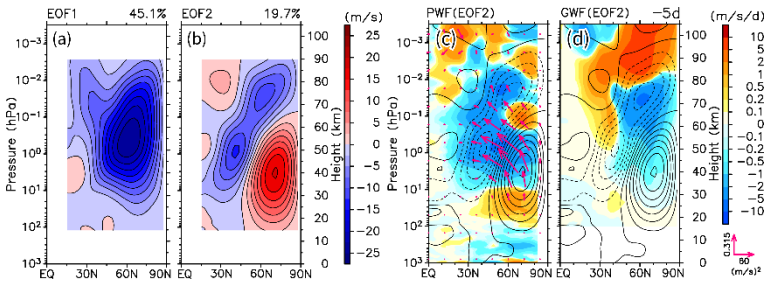


図 1 (a, b) $\bar{u}$の EOF 第 1，2 モード．(c, d) PC2 に回帰した PWF と GWF_P（5 日前）．等値線は$\bar{u}_{EOF2}$．矢印は PWs の EP flux.

成層圏極渦におけるフィラメント構造の解析

*山本蒼一郎，柴田朋幸，高麗正史，小新大，佐藤薫(東大院理)

1. はじめに

高緯度成層圏の冬に現れる極渦の時間発展を観察すると，時折極渦の縁が引き延ばされフィラメント状の構造が現れることがある。このフィラメントは多くの場合，極渦から引きちぎられ中緯度大気と混合される。このことから，フィラメントは，通常は中緯度から隔離されている極渦内部の物質が低緯度に輸送される過程に関わると考えられている[1]。

フィラメントは発達してくると非常に細長くなり，解析には高解像度のデータが必要である。観測網の充実等に伴い，近年は再解析データからもフィラメントの構造と時間発展が詳細に捉えられるようになってきた。そこで本研究では再解析データ MERRA-2 を用いてフィラメント構造の解析を行うことにした。まずフィラメントの客観的検出手法の開発を行い，次にフィラメントの構造やフィラメントの出現と極渦の時間発展との関係について解析をした。

2. 使用データ

再解析データ MERRA-2 を用いて解析を行った。水平解像度は 1.25 度，時間間隔は 3 時間，鉛直方向は気圧座標系で 1000hPa~0.1hPa に亘る 42 レベルである。本研究では温位座標を用いて解析を行うため，θ＝350K～2700K 間の 25 レベルに内挿した。解析対象は 2009 年の 6 月～9 月の南半球である。以降は主にθ＝850K の等温位面を用いて議論する。

3. 極渦の縁・フィラメント検出手法

等渦位線に平行な水平風速と渦位に基づき極渦の縁を決める手法が広く用いられている[2]。本研究ではこれを基本に探索緯度などに関する条件を加えて極渦の縁を決定した。

フィラメントは等渦位線が折り畳まれた構造を持つことが多い。そこで「極渦の縁に対応する等渦位線が経度線を 3 回以上横切っている区間が経度にして 30 度以上連続していること」などの条件によりフィラメントを検出した。

4. 結果

Fig. 1 に 2009 年 6~9 月 850K で渦位の勾配と極渦の縁(黒点)，検出されたフィラメント(赤点)を示す。7 月末，8 月末，9 月上旬にフィラメントが発生するとともに極渦の縁が高緯度側へ移動する。また 9 月中旬になると極渦の縁付近の渦位勾配が強化されていることがわかる。これは[3]で示されたように，フィラメントの形成に伴い極渦の外側で水平混合により渦位分布の均質化が進み，極渦の縁の渦位勾配が強化されたことを意味している。

また，6 月から 8 月にかけては極渦の内側に南北勾配のピークが複数存在する。これは，渦位が階段状の緯度分布(渦位ステアケース)となり，極渦がある種多重渦構造を持つことを意味する。一方 3 回のフィラメント形成を経た 9 月 10 日には渦位の南北勾配のピークが 1 つになっている。同様の傾向が他の年度でも見られた。以上より，フィラメントは極渦の内側に多段のステアケースが形成された時に現れ，その解消過程を担うことが見いだされた。

発表では，フィラメントの鉛直構造についても述べる。

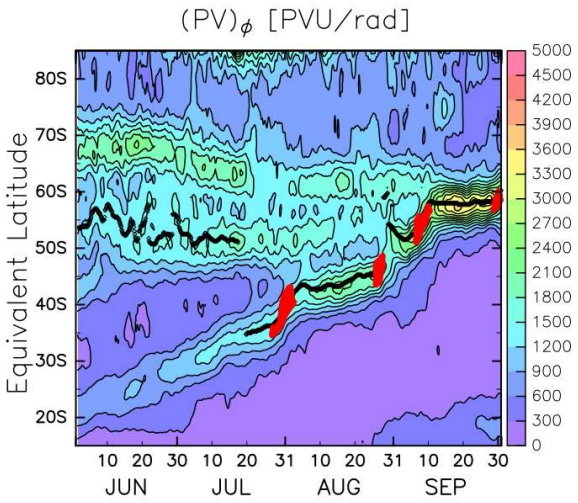


Fig. 1 2009 年 6 月~9 月の南半球 850K 等温位面における極渦の縁(黒点)・フィラメント(赤点)と渦位の南北勾配の対応

5. 参考文献

[1] Waugh et al., 1994, *J. Geophys. Res.*, **99**, 1071-1088
[2] Nash et al., 1996, *J. Geophys. Res.*, **101**, 9471–9478
[3] Legras et al., 2001, *J. Fluid Mech.*, **44**, 369–98

成層圏極渦に伴うフィラメント構造の統計解析

*柴田朋幸，山本蒼一郎，小新大，高麗正史，佐藤薫（東大院理）

1. はじめに

成層圏でみられる極渦において，最盛期から衰退期にかけて，図 1 のように極渦の一部が尾のように引き伸ばされ，フィラメント状の構造が現れることが知られている[1]. 図 1 に示す物理量, ポテンシャル渦度(PV)は，非保存的過程が無い場合にラグランジュ的に保存するため，PV の時間発展は，大気の物質の動きを反映する[2]. 従ってフィラメント構造は，極渦内外の物質交換の仕組みを理解する上で重要である． また，このようなフィラメント構造は生成後, 波状にうねり, 渦列が生まれるなど，興味深い現象がみられることもある.

本研究では，このようなフィラメント構造に着目し，最近の再解析データを用いて，南半球を対象に解析を行った. 具体的には, 極渦の形からフィラメント構造を検出し，フィラメント構造が現れる場所や季節についての特徴を統計的に調べた.

2. 手法

解析には， NASA Global Modeling and Assimilation Office が作成した再解析データ MERRA-2 の気圧面データを用いた. 解析対象の期間は 1980 年～2022 年のそれぞれ 7 月～10 月，計 172 か月である.

まず，MERRA-2 の気圧面データから 850 K 等温位面上の物理量を計算した．次に，先行研究[3]を基にした手法で極渦の縁を決定した. そして, 極渦の縁がフィラメント構造の検出基準を満たしているものを抽出した（図 1 はその一例である）．ここでは，フィラメント構造の検出基準を，「経度線と極渦の縁が 3 回以上交わるような経度幅が 90 度以上，かつ，同交点のうち極側の二点の間隔が緯度幅にして 30 度以上であるような経度が存在する」とした.

3. 結果

解析対象の 42,312 時点のうち，約 6.64%にあたる 2,811 時点でフィラメント構造が検出された.

まず，発生頻度の季節変化を調べた．結果を図 2 に示す．発生頻度は冬から春にかけて季節とともに増加する傾向がある．主に 7 月前半と 9 月後半で顕著に増加しており，その間には大きな変化はみられない.

次に，発生頻度の水平分布を調べた．ここでは，フィラメント構造の東端に注目した. 東端は, 付け根の位置に対応し，フィラメント構造の切離や引き伸ばしなどの，極渦と比べて非常に小さなスケールの構造の影響が小さく，明確に決定できる．結果の一例を図 3 に示す．東端の位置は，25S～45S，140W～30W に集中していることがわかる．頻度が極大となる緯度は経度に依存しており，140W 付近では 30S 付近，30W 付近では 40S 付近と，東に行くほど高緯度側にずれている.

発表では, フィラメント構造の発生頻度に, 以上のような特徴をもたらす原因についても議論する.

参考文献

[1] McIntyre, M. E., & Palmer, T. N. (1983). *Nature,* ***305***(5935), 593–600. [2] Butchart, N., & Remsberg, E. E. (1986). *J. Atmos. Sci.,* ***43***(13), 1319–1339. [3] Nash, E. R. et al. (1996). *J. Geophys. Res.,* ***101***(D5), 9471‐9478.

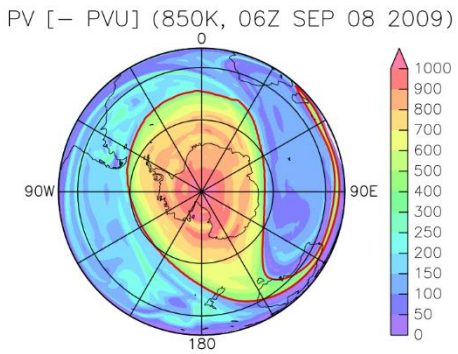


図 1(左). 抽出された PV 分布の一例 (赤線:極渦の縁, 緯度円:10S, 30S, 60S)

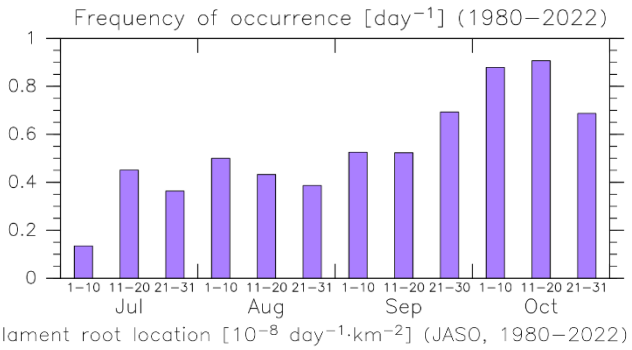


図 2(右上). フィラメント構造の発生頻度の季節分布

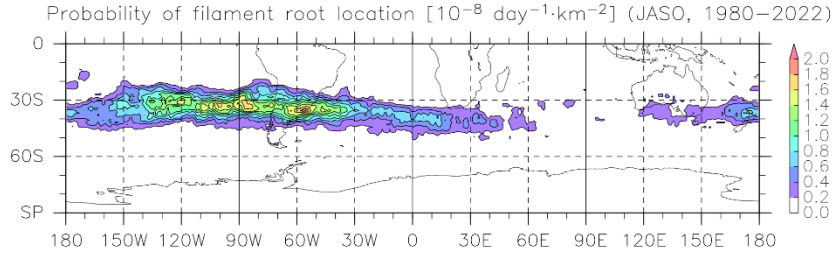


図 3(右下). フィラメント構造東端の水平頻度分布

成層圏準２年周期振動と ENSO に関連する４．５年周期変動

*栗原和夫（無所属），小林ちあき（気象研）

1. 成層圏準 2 年周期振動と ENSO に関連する赤道の 4.5 年周期変動

成層圏の準2年周期振動では､赤道周辺で2－2.5年､平均して 2.3 年程度の周期で西風と東風が入れ替わることはよく知られている．一方太平洋の赤道周辺の海洋や対流圏では ENSO が観測され、これに関連して赤道を東進して 4.5 年で地球を一周する変動があることをこれまで示してきた．[1]

この 2 つの変動は、海洋と対流圏、成層圏という変動の領域が異なるものの何らかの関連があるかもしれない．さらに、通常では波数 1 の 4.5 年周期変動は、時に波数 2 の構造を持つことがあり、その時の周期は 2.3 年程度であり、準 2 年周期振動の周期にかなり近くなることも何らかの関連性を想像させる．

今回は、この 2 つの変動について、いくつかの特徴を比較しながら述べることとする．用いたデータは、気象庁再解析データ(JRA-55) [2]及びエルニーニョ監視海域 NINO3 の海面水温データである[3] ．

2. 成層圏準 2 年周期振動とエルニーニョ発生時期

図は 50hPa における赤道周辺(5N-5S 平均)の東西風偏差（5 か月移動平均と 11 年平均との差）の時間経度断面図で、暖色（寒色）が西風（東風）偏差を表す．日付け変更線上の赤い丸印はエルニーニョ発生時期の NINO3 海面水温偏差の極大の時期を示す．図からエルニーニョ発生時期は､50hPa で東風偏差と西風偏差が入れ替わる時期と対応し、西風や東風偏差の極大期では起こり難い傾向があるように見える．なお図の中で、斜め線は 4.5 年周期変動の伝播経路を示し､色の違いは異なるモードを表す.

3. 成層圏準 2 年周期振動の経度方向の不均一性

準 2 年周期振動による東西風は、図でも見える通り経度方向に若干の不均一性を持つ．このことは鉛直方向に伝播する東西風の運動量は経度方向に不均一であり、成層圏に抜ける運動量と対流圏にとどまる運動量の不均一により下層に経度方向に収束・発散の場ができる可能性があるようにも思われる．

謝辞

本研究では，気象庁が公表する再解析データ(JRA-55)と，エルニーニョの期間および NINO.3 の海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値を使用しました.

参考文献

[1] 栗原・小林 2023: 気象学会 2023 年度秋季大会.
栗原 2019: 気象学会 2019 年度秋季大会
栗原 2018: 気象学会 2018 年度秋季大会

[2] Kobayashi, S., et. al., 2015: The JRA-55 Reanalysis; General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48, doi: 10.2151 /jmsj.2015-001.

[3] 気象庁 HP

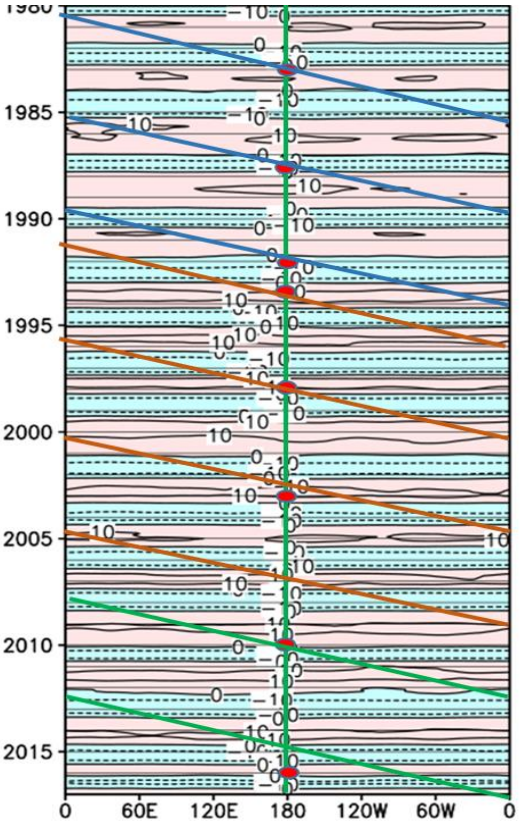


図　50hPa における赤道周辺（5N-5S 平均）の東西風偏差（5 か月移動平均と 11 年平均との差）の時間経度断面図. 暖色（寒色）は西風（東風）偏差. ●はエルニーニョ時の NINO3 の極大時期. 斜めの線は 4.5 年周期変動の伝播経路.

東西風 QBO とオゾン QBO の JRA-3Q での表現

*直江寛明[1], 古林慎哉[2,1], 髙坂裕貴[2,1], 小林ちあき[1,2], 出牛真[1], 柴田清孝[1,3]
[1]気象研究所, [2]気象庁数値予報開発センター, [3]高知工科大

1. はじめに

気象庁では, 第３次長期再解析 (Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q [1]) を実施し, 提供協力機関（気象業務支援センターや NCAR など）を通じてプロダクトを公開した. (JRA-55 の配信は 2 月初めに停止.) 再解析データの利用促進にはデータの信頼性に関する情報提供が重要であり, そのためには系統的な評価活動, 品質評価の実施が鍵となる.

成層圏の QBO (以下, 東西風 QBO) は, 熱帯成層圏の主要な変動現象であり, その影響は中高緯度循環, 熱帯対流圏, オゾンなどの微量気体の分布などに影響を与えている. オゾンは, JRA-3Q 再解析システムにおいて放射過程の境界条件として使用している. オゾンにも QBO があり (以下, オゾン QBO), 東西風 QBO はオゾン QBO に影響を及ぼす一方, オゾン QBO も放射過程を通じて力学場の QBO に影響を与えている. 力学的な QBO と化学的な QBO は現実的には整合的なはずであるが, 再解析で表現されている東西風 QBO とオゾン QBO は整合的でない可能性がある.

本発表では, JRA-3Q の東西風 QBO とオゾン QBO の表現と一貫性について, 他機関の再解析や観測と比較し評価したので報告する.

2. 方法

使用した再解析データセットは, ERA5, MERRA-2, JRA-55, -55C で, 月平均東西風とオゾン混合比である. ゾンデ観測は, ベルリン自由大学 (FUB) が編集した赤道帯の結合ラジオゾンデと NASA サイトから取得した追加のシンガポールデータを用いた. オゾンの衛星観測は, 1979 年から 2010 年までは SPARC Data Initiative [2] のオゾンデータセットに誤差の重みづけ平均した月別東西平均のオゾン混合比, 2005 年から 2022 年までは AURA MLS 衛星オゾンを用いた.

3. 結果

衛星時代における東西風 QBO は, すべての再解析で観測値とかなりよく一致している. MERRA2 の上部成層圏では, 他の再解析と比べて QBO の西風成分が強い. 衛星時代以前, JRA-55 と ERA5 の 10 hPa 東西風はゾンデ観測とかなりよく一致しているのに対し, JRA-3Q は JRA-55 と比較してもかなり品質が落ちている. JRA-3Q で使用される背景誤差共分散は現業システムで用いられているものと同じであり, 現代の充実した観測システム用に最適化されている. その背景誤差共分散の水平相関の長さは, JRA-55 と比べて短いことが特徴であり, このため観測がまばらな非衛星時代において, 誤差が十分に補正されなかった可能性がある. 東西風の 1 年周期は通常 2 hPa 高度でピークをもつが, 非衛星時代の JRA-55 でかなり弱く表現されていない (図 1f). JRA-55 ではモデルの上層でかなり強いレイリー摩擦を使用しており, 観測がまばらな非衛星時代において, 非現実的な影響を及ぼしている可能性がある.

観測のオゾン QBO (SPARC-DI+AURA-MLS) は, 力学が駆動する下部 QBO と化学が主体的な上部 QBO の 2 領域にパワーが明瞭に分かれている. 一方, パワーの極小は両 QBO の中間で 15 hPa 付近に位置するが, どの再解析でも分離は明瞭ではない. これは, データ同化に用いる観測データは均質的でないことに加え, 再解析で使用しているデータ同化システムは力学場と化学場を整合的に同化していないことを示唆している.

参考文献: [1] Kosaka et al. 2024, JMSJ. [2] Tegtmeier et al. 2013, JGR. 謝辞. 本研究は JSPS 科研費 18K03748, 20H05171, 22H04493 の助成を受けた.

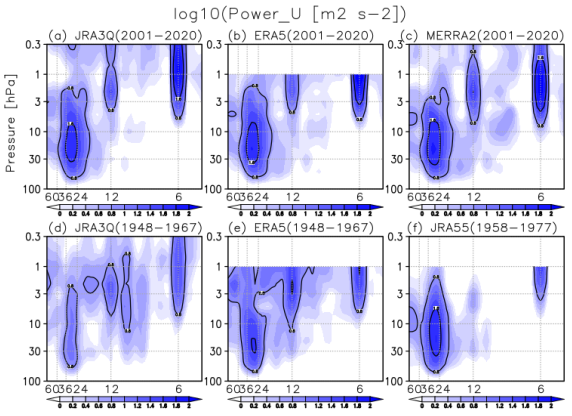


図 1. 赤道東西風(+-5deg) のパワースペクトル (20 年間: 2001-2020, 過去は 1948-1967, JRA-55 は 1958 から). JRA-55 の QBO, 過去は再現的. ERA5 も 10hPa 以下では比較的良いが, 上部成層圏は劣化. JRA-3Q は 10, 18 か月にもピーク. JRA-55 の 1 年周期は, 非衛星時代にほとんどパワーがない.

大気角運動量の長周期変動とそのメカニズムに関する研究

*佐々木 謙介、佐藤 薫、小新 大 (東大院理)

1. はじめに

大気角運動量(AAM)の変動は、中高緯度気象に対し高い予測可能性を与えるといわれており、気象予報や気候予測の視点から重要な現象である[1]。また、AAM の変動は地球の自転速度や一日の長さにもかかわるため、GNSS など、測地技術にも影響が大きい。

AAM 変動は数十日から数年の広い周期帯にわたる。特に、長い周期においては ENSO との関連が指摘されている[2]。また、AAM 変動の位相は赤道域から中高緯度に伝播することが多い。この伝播機構については、先行研究によりいくつか提案されている。共通するのは運動量フラックスの役割である。しかし、統一的な見解には至っていない。特に、運動量フラックスをもたらす波の種類やその生成については十分に明らかではない。本研究の目的は、この AAM 変動にかかわる大気波動を特定し、AAM 偏差の発生と、極向き伝播の力学的メカニズムを解明することである。

2. 使用したデータと解析手法

解析には、特徴の異なる 2 つの大気再解析データ(MERRA-2、JRA-55)に加え、d4PDF の過去実験の結果も用いた。d4PDF では 100 メンバーのデータが公開されており、そのアンサンブル平均により、統計的に有意な変動の特徴を捉えることができる。ENSO 指数は、南方振動指数(Southern oscillation index; SOI)を用いた。解析期間は、d4PDF では 1951 年 1 月から 2011 年 12 月までである。

鉛直方向に 100 hPa から 750 hPa の範囲で積分した AAM の偏差(各カレンダー日に対する気候値からの差)について、先行研究の結果と整合性を確認した。同様の計算により、EP フラックス発散(EPFD)の偏差も計算し、特徴を調べた。

3. 結果

図 1 に AAM と EPFD の時間緯度断面を示す。先行研究で指摘されているような、極向きに伝播する AAM の変動が確認できる。また、対応するように EPFD の極向き伝播も確認できる(図 1)。特に、極向きに位相が伝播する際に、緯度 20 ° から 30 ° 付近で、AAM と EPFD のどちらも値が大きくなることが分かる。さらに、ENSO 指数との相関を調べてみると、緯度 30 ° 付近において、AAM と EPFD のどちらについても有意な正相関があることが分かった。

講演では、EPFD について、全球をインド洋、太平洋、大西洋をそれぞれ含む 3 つの領域に分割し、領域別に解析を行った結果も示す。また、EPFD をもたらす波の特定やより定量的な議論に発展させる予定である。

参考文献

[1] Scaife et al., 2022, *Nature Geoscience,* **15**, 789-793.

[2] Dickey et al.,1992, *Nature*, **375**, 484-488.

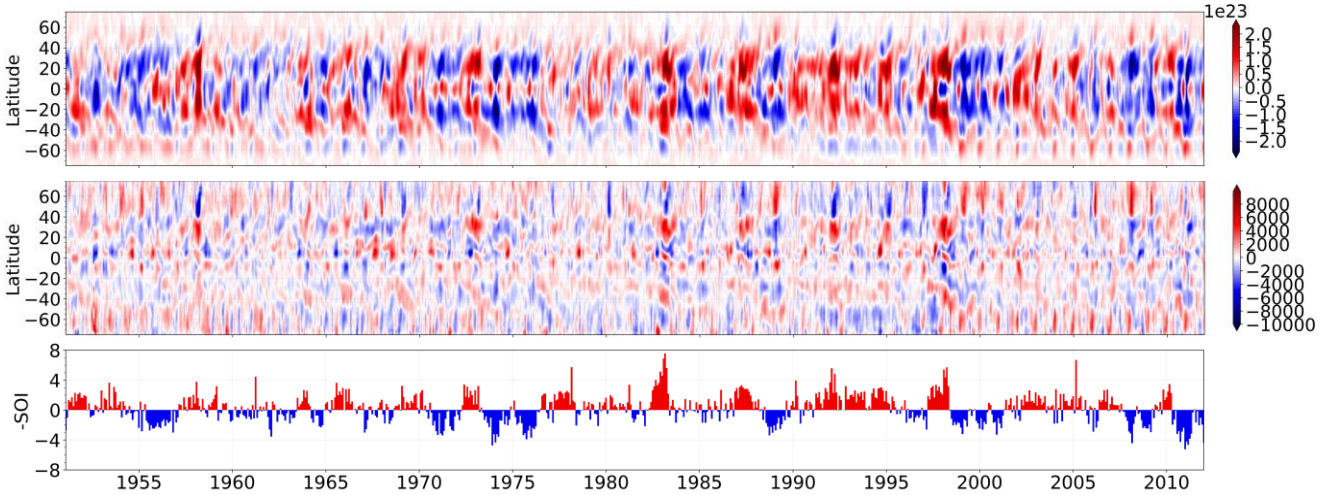


図 1. d4PDF のデータで計算した、AAM 偏差(上段)と EPFD 偏差(中段)。月平均値。トレンドは取り除いた。下段は SOI を-1 倍した値。正(赤色)が大きく、継続する期間は El Niño、負(青色)については La Niña に対応する。

再解析データを用いたMY28グローバルダストストーム(GDS)発生時の冬極域昇温に関する研究

*阿隅杏珠，佐藤薫，高麗正史（東大院理），林祥介（神戸大院理）

1. はじめに

火星大気においては、ダストが全球を覆うように広がるグローバルダストストーム(GDS)イベントが数火星年に1回発生する。これに伴って火星大気大循環は大きく変化し、かつ、北半球中高緯度(冬極)が約 80K 昇温することもある。この昇温は、火星大気大循環モデル(MGCM)を用いた研究により、冬極域の下降流の強化に伴う断熱加熱で説明されている[1]。MGCM は力学的機構を捉えるには有効であるが、再現される大気大循環は必ずしも十分現実的とは限らない。本研究では、観測データに基づく長期再解析データ EMARS を駆使し地球中層大気の解析でよく用いられる変形オイラー平均方程式(TEM)系をもとに火星大気の力学解析を行った。GDS に伴う大気大循環の変化を定量的に議論するために、MY28 の北半球冬季後半に発生した GDS に注目して事例解析を行い、クライマトロジーと比較した。

2. 使用データ・解析手法

解析には、衛星による輝度温度観測データを予報モデル(GFDL-MGCM)に同化して作成された再解析データ EMARS [2]を使用した。水平解像度は緯度 5° ×経度 6° 、鉛直層数は 28 層、時間間隔は1火星時間である。本研究では、GDS が発生していない火星年(MY)29から32の4火星年分の平均をクライマトロジーとした。MY28 の Ls270°～315°に発生した GDS について事例解析を行い、同じ期間のクライマトロジーと比較することでGDSに伴う大気大循環の変化とそのメカニズムを考察した。

3. 結果

図1に、GDS が発生した北半球冬季後半の(a)東西平均温度と(d)残差質量流線関数、(b,e)同期間のクライマトロジー、(c,f) GDS イベント時のクライマトロジーからの偏差を示す。MY28 の GDS イベント時には、高度約 8~75km の全緯度帯でほぼ高温偏差となり、高度 50km 付近において北(冬)極で最大 68K の昇温が見られる(図1c)。GDS イベント時に、南(夏)極から北(冬)極へ向かう大きな冬循環は、冬極高度 30km 以下を除き強化されている(図1f)。

南半球と北半球の中・低緯度の高温偏差は、全球へ広がったダストが太陽放射を直接吸収・再放射することによる非断熱加熱に起因すると考えられる。一方、北半球高緯度の強い昇温は下降流の強化に伴う断熱加熱により説明できる。絶対角運動量と残差質量流線関数の関係を調べてみるとこの下降流の強化のメカニズムは、高度により異なることがわかった。高度約 60km 以下では、熱的に駆動されるハドレー循環の強化によって説明される。一方、高度約 60km 以上では、夏極から赤道を横切る残差平均南北流がクライマトロジーと比べて顕著に強まり、冬極まで到達し下降することに起因していると考えられる。

再解析データで直接解析可能な解像波の波強制は EP-flux の発散として得られるが、解像されないプロセス(サブグリッドスケールの重力波を含む小規模擾乱による波強制など)の寄与も考えられる。そこで、地球成層圏の研究で考案された非解像波の寄与を間接的に推定する手法[3]を用いて診断的にしらべた。その結果、MY28 の GDS イベント時の残差質量流線関数の構造は主に非解像波の寄与によって決定されることがわかった。特に、北半球冬極において下降流が強化される領域は、非解像波の寄与が大きい。

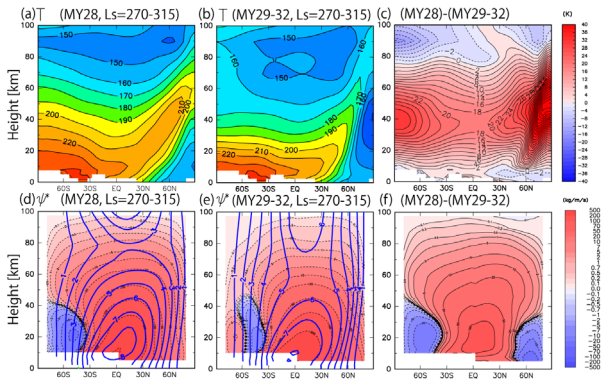


図1：(a–c)：北半球冬季後半(Ls270°–315°)における東西平均温度の緯度高度断面。(a) MY28 の GDS イベント時、(b)クライマトロジー、(c) GDS イベント時のクライマトロジーからの偏差。(d–f)：(a–c)と同じ。ただし残差質量流線関数(カラー)と絶対角運動量の等値線(青)。

参考文献

[1] Forget et al., 1999. *JGR-Planets*, 104(E10), 24155–24175.

[2] Greybush et al., 2019: *Geos. Data, Journal.*, 6(2), 137–150.

[3] Sato and Hirano, 2019: *Atmos. Chem, Phys.*, 19, 4517-4539.

非ガウス型誤差分布の導入に向けた調査

澤田謙（気象研究所）

1　はじめに

局所的な降水現象の予測向上には，初期値における大気中の水蒸気や雲水などの水物質の精確な空間分布の把握を可能とする精緻な同化システムの開発が重要である．しかしながら，大規模な変分法データ同化システムにおいては，計算資源上の制約から誤差分布としてガウス型が仮定されていることがある．そのような仮定は降水現象のトリガーとなりうる高湿度領域で破綻しがちであり，非ガウス型誤差分布の導入が必要とされている．ここでは，2023 年度秋季大会に続き，その導入に向けた調査結果を報告する．

2　手法

従来のガウス型誤差分布 $f^G(x)$ に対して，そこからのズレがそれほど大きくない非ガウス型誤差分布 $f^{NG}(x)$ を考え，

$$f^{NG}(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp[q(x) + h(x)]$$

$$q(x) = -\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2$$

と表現する．f^{NG} の形状は自明ではないが，相対湿度同化を念頭に置いた場合には，その定義域の中央付近 (50%) でガウス型に近く，境界付近 (0, 100%) で標準偏差が小さくなりつつ対称な形状から歪む．今回は，f^{NG} の形状として，折返しガウス分布 (Fd)，切断ガウス分布 (Tr)，擬似 Beta 分布 (QB) を想定し（図 1），それぞれに対応する $h(x)$ を求めた．f^{NG} から観測尤度（評価関数の観測項）を求める際には $h(x)$ による効果を区分的 2 次関数で近似的に表現した．また定義域外の値を解析しないようにペナルティ項を付加した．

検証には，Lorenz63 モデルによる 4 次元変分法同化システムを用いた．まず時間間隔 0.01 で nature run を実行し，非ガウス型誤差を加えた観測値を作成し，そして，従来版ガウス型同化システムと非ガウス型同化システムで観測値を同化し，その効果を比較検証した．このモデルの変数の定義域に境界はないため，$x = -10, 10$ を非ガウス型誤差導入時の擬似的な境界とした（図 1）．基本とする観測誤差標準偏差は $\sigma = \sqrt{2}$，同化窓期間は 0.2，評価期間は 100–2100（10,000 回の同化）とした．

3　結果・議論

誤差の非ガウス性を考慮したシステムでは，どのシステムにおいても，RMSE で評価した解析値と真値との差が従来版ガウス型システムに比べて小さくなることが確認できたが（表 1），その改善率は小さかった．これは観測誤差の非ガウス性が顕在化する領域（擬似的な境界付近やその外側）の出現頻度が小さいことが主な原因と考えられる．ただ，そのような領域での誤差振る舞いを詳細に調べると，以下のことが明らかになった．擬似的境界の外や境界のごく近傍ではペナルティ項が効果的に作用し，ガウス型システムに比べて，RMSE が有意に小さくなった．擬似的境界から標準偏差 σ の 1–2 倍程度離れたところではペナルティ項の効果が薄れ，非ガウス分布の効果が大きくなった．その際，$h(x)$ による尤度関数の変形のため，最尤法による解析で真値からのずれが増大し RMSE が悪化する場合があった．これは，折返しガウス型の場合に顕著であった．これらのことは，最尤法に基づく手法では慎重に観測誤差分布を設定する必要があることを示唆していると考えられる．

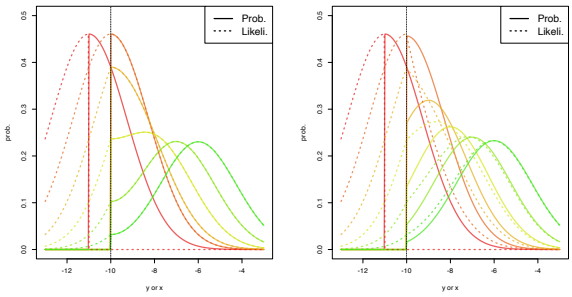


図 1: 非ガウス型分布 f^{NG} の例．左）折返しガウス型，右）切断ガウス型．実線は観測誤差分布で，破線は対応する観測尤度関数．

	Gas	Fd	Tr	QB
Fd	0.826	0.819	-	-
Tr	0.815	-	0.809	-
QB	0.803	-	-	0.790

表 1: RMSE（解析値と真値との差）の比較：行項目は観測誤差の種類，列項目は同化システムの種類を表す．Gas は従来版ガウス型システム．

逆観測演算子の学習によるデータ同化手法の提案

*垂水勇太 (Preferred Networks), 前田新一 (Preferred Networks),
福田圭祐 (Preferred Networks),

1. はじめに

データ同化は観測とシミュレーションを用いて物理状態を推定する手法である。時間発展と観測の演算子がともに線形であり、ノイズがガウス分布に従う場合はカルマンフィルター(KF)によって事後確率 $p(h_t|o_{1:t})$ を解析的に求めることができる。いずれか、あるいは両方の演算子が非線形の場合、近似を導入して事後確率を計算する。気象予報で広く用いられる手法は四次元変分法(4DVar)やアンサンブルカルマンフィルター(EnKF)であり、いずれも確率分布がガウス分布に従うことを仮定する。しかし非ガウス性のある確率分布を考慮することが重要な状況があることが指摘されている[1]。

そこで我々は、KF を拡張した深層ベイズフィルター(Deep Bayesian Filter, DBF)を提案する。DBF は KF の自然な拡張であり、ダイナミクスは線型に限定したまま、観測演算子を非線形に拡張する。潜在空間を考慮することで、元のダイナミクスが非線形であっても適用可能である。

2. 手法

h_t を時刻 t における潜在変数とする。観測 $o_{1:t}$ を得た時の事後確率 $p(h_t|o_{1:t})$ は、ベイズの定理より

$$p(h_t|o_{1:t}) = \frac{p(o_t|h_t)p(h_t|o_{1:t-1})}{p(o_t|o_{1:t-1})} \propto \frac{q(h_t|o_t)p(h_t|o_{1:t-1})}{\rho(h_t)}$$

と書ける。ただし

$$q(h_t|o_t) = p(o_t|h_t)\rho(h_t)/\int p(o_t|h_t)\rho(h_t)dh_t$$

とした。DBF はこの $q(h_t|o_t)$ をガウス分布とし、平均と共分散行列をニューラルネットワークでパラメトライズし学習する。関数 q は観測空間の変数 o_t を潜在空間での変数 h_t に変換するため「逆観測」演算子である。潜在空間でのダイナミクスは線型なので、$p(h_1)$ がガウス分布ならば全ての事後確率分布 $p(h_t|o_{1:t})$ がガウス分布となり、その分布を解析的に計算できる。学習は変分下界を最大化することで行う。

物理空間でのダイナミクスが非線形な場合、物理変数とは別に潜在空間を用意して、潜在空間上でのダイナミクスは線形であるとする。任意の非線形ダイナミクスは、無限次元空間の線形作用素(クープマン作用素[2])で代替可能であることが知られている。機械学習を用いた有限次元でのクープマン作用素の探索は多数行われ、有望な結果が報告されている[3]。本研究でもクープマン作用素の有限次元による十分な近似が可能であると仮定する。

3. 結果

非線形ダイナミクスを持つ Lorenz96 問題において、DBF の性能を評価した。観測で得られる情報量が限定的となる、$o_t = 0.1 \min(z_t^4, 10)$ という観測演算子を仮定した。この観測演算子ではほとんどの場合 0 か 1 を出力し、$0 < z_t < 1.8$の時に$0 < o_t < 1.0$の値をとる。このように情報量が大幅に限定された観測では EnKF は状態を正しく推定することができない。一方我々の提案する手法では、観測量の時系列変化から正しい状態を推定することに成功している。物理変数上でなく潜在空間上でデータ同化を行うことで、非ガウス性に頑健な物理量の推定が行えることが実験的に示された。

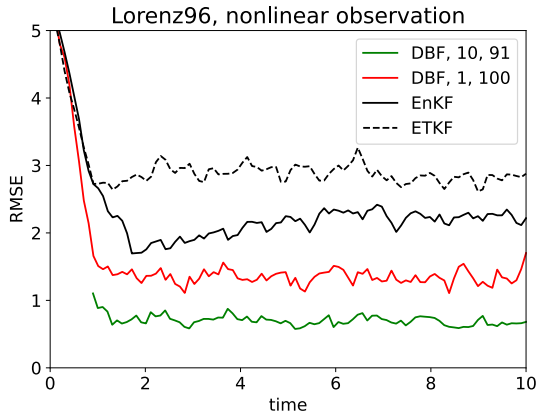


図 1 Lorenz96 の同化における RMSE の時間発展

謝辞 : 本研究は、総務省から受託した「リモートセンシング技術のユーザー最適型データ提供に関する要素技術の研究開発」(JPMI00316)の支援を受け行われた。

4. 参考文献

[1] Kondo, K. and Miyoshi, T, 2019, Nonlin. Processes Geophys, 26, 211-225
[2] Koopman, B. O., 1931, PNAS, 17 (5) 315-318
[3] Takeishi, N., 2017, NeurIPS

Scale/Variable-Dependent Localization を用いた EnVar による レーダー反射強度の直接同化

*横田 祥 [1,2,3], Jacob Carley[3], Ting Lei[4,3], Shun Liu[3], Catherine Thomas[3], Daryl Kleist[3], Yongming Wang[5], Xuguang Wang[5]（[1] 気象庁数値予報開発センター, [2] 気象研究所, [3]NOAA/NWS/NCEP/EMC, [4]Lynker, [5]The University of Oklahoma）

1. はじめに

レーダー反射強度は，雲物理量をデータ同化システム内で適切に扱う困難さから，多くの現業同化システムでは未だに直接同化されておらず，気候学的な関係に基づく熱力学場の修正など間接的な利用にとどまっている．アンサンブル予報から得られる予報誤差共分散を用いた反射強度の直接同化[1]も提案されているが，雲物理量のサンプリングエラーを抑えるために非常に小さい空間局所化半径を設定する必要があり，これによって解析値に大きなインバランスが生じる問題がある．そこで本研究では，空間局所化半径をスケール毎・変数毎に設定する Scale/Variable-Dependent Localization (SDL/VDL)[2][3]を用いて反射強度を直接同化することで，インバランスの軽減と降水予報の改善を試みる．

2. 実験

アンサンブル変分法（EnVar）をデータ同化手法とする開発中の NCEP の次期現業領域予報システム（Rapid Refresh Forecast System）を用い，下記の 3 つの手法で EnVar による解析と 1 時間予報のサイクルを実行した．

- EXP2DA : σ=300km の EnVar で反射強度以外の観測を同化し，その解析値に対して σ=15km の EnVar で反射強度を同化．
- EXPVDL：反射強度をそれ以外の観測と同時に同化．この際 VDL を適用（雲物理量と鉛直速度は σ=15km，他の変数は σ=300km）．
- EXPSDLVDL : EXPVDL と同様．ただし雲物理量と鉛直速度以外の変数に対してさらに SDL を適用（低波数成分は σ=1200km，高波数成分は σ=300km）．

ここで σ は水平局所化半径（$e^{-20/3}$ となる距離）を表す．SDL におけるアンサンブル摂動のスケール分離には，$e^{-20/3}$ 距離を 300km とする Recursive filter[4]を用いた．米国 CONUS を計算領域とし，2021 年 5 月 11～19 日と 2022 年 9 月 29 日を実験期間とした．

3. 結果

EXP2DA では，観測に近い反射強度が解析できるものの，大気場のインバランスが顕著であった（図 1 黒）．これに対し，EXPVDL では，EXP2DA と同等の反射強度の解析を実現しつつ，インバランスを抑えることが出来（図 1 青），台風の進路予報も改善した（図略）．また，EXPSDLVDL では，より大きなスケールで大気場が解析できるようになったことでさらにインバランスが減少し（図 1 赤），反射強度の予報も改善した（図 2）．これらの結果から，レーダー反射強度の直接同化による降水予報の改善には SDL/VDL の導入が重要と考えられる．

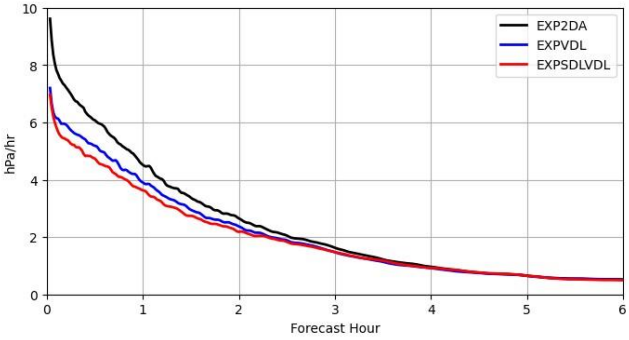


図 1：2022 年 9 月 30 日 00UTC を初期時刻とする 0～6 時間予報における地上気圧時間変化率（hPa hr^{-1}）．

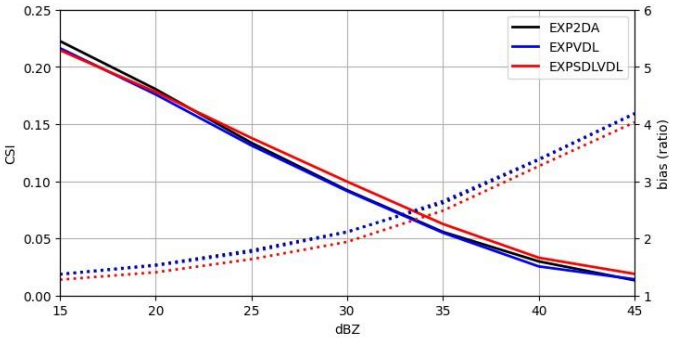


図 2：2021 年 5 月 11～19 日の 12 時間毎の 12 時間予報におけるレーダー反射強度の閾値（dbz）ごとの Critical Success Index（CSI，実線）とバイアス（破線）．

参考文献

[1] Wang and Wang, 2017, *Mon. Wea. Rev*, **145**, 1447–1471.
[2] Wang and Wang, 2023, *J. Adv. Model. Earth Sys.*, **15**, e2022MS003430.
[3] Yokota et al. 2024, *J. Adv. Model. Earth Sys.*, submitted.
[4] Purser et al. 2003, *Mon. Wea. Rev*, **131**, 1524–1535.

Improving Small-Scale Global Weather Forecasting by the Assimilation of High-Frequency Satellite Data: A Horizontal Localization Perspective

*KONDURU Rakesh Teja, LIANG Jianyu, OTSUKA Shigenori, and MIYOSHI Takemasa (R-CCS, Kobe)

In the Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF), horizontal localization (HLOC) determines the spatial impact of observations on the analysis increments. HLOC is crucial for mitigating sampling errors caused by limited ensemble size and addressing spurious correlations between distant points. Effective tuning of HLOC is essential for optimizing the localization scale, thereby improving forecast accuracy. The sensitivity of HLOC to the assimilation frequency of satellite data was not well investigated so far. In this study we explored sensitivity of HLOC to the assimilation frequency of satellite data by employing the NICAM-LETKF data assimilation system through hypothetical Observing Systems Simulation Experiments (OSSEs). We conducted four experiments, assimilating clear-sky AMSU-A satellite radiances at different frequencies: hourly (1H), bi-hourly (2H), every three hours (3H), and every six hours (6H), in addition to conventional observations. The Root Mean Square Error (RMSE) of air temperature relative to the nature was computed for each experiment since AMSU-A is sensitive to the air temperature profile. We analyzed the RMSE and air temperature analysis increments, decomposed them down into different temporal scales using the Diagnostic Scale Decomposition (DSD) method. Our results indicated that a default HLOC setting in each experiment resulted in higher RMSEs in the 3-6 hours and 12-hour high-frequency scales compared to the optimally tuned HLOC for each experiment. At high-frequency scales, the 1H assimilation with optimal HLOC outperformed the 2H, 3H, and 6H frequencies. The optimal HLOC radius was found to be smaller for the 1H and 2H frequencies than the default setting. Also, the analysis increments were reduced with the optimal smaller HLOC in the high-frequency scales for 1H and 2H. However, a very tight HLOC in 1H/2H scenarios might introduce additional imbalances, particularly in larger scales, due to the tighter localization combined with the imbalances from frequent assimilation. Addressing these challenges requires a careful understanding on the balance between localization scale and assimilation frequency. Looking ahead, an adaptive HLOC strategy specifically designed for scenarios involving frequent assimilation is a potential future direction.

高解像度アンサンブルによる全球大気状態推定

石橋俊之（気象研究所 気象観測研究部）

1. 研究背景と目的

全球の大気状態を高精度で解析することは、大気のカオス性のために難しい科学的問題である。データ同化は、大気状態に関する不完全な情報（観測や数値予報モデルによる予測等）を確率密度数(PDF)の恒等式を用いて無矛盾に統合することでこれを可能にする。PDFをガウス分布で近似した４次元変分法(4D-Var)、アンサンブルカルマンフィルタ、これらのハイブリッドによって、数値予報天気予報（NWP）や気候再解析に耐える精度の大気解析が行われている（Bauer et al. 2015)。データ同化による大気状態推定のためには、観測や予測の不確実性を記述する PDF を精度よく推定する必要がある。

本研究では、4D-Var とそのアンサンブル（EnDA）によってアンサンブル生成と決定論的解析を行うデータ同化システム（Ishibashi 2023）について、水平解像度を 20km に高解像度化し、背景誤差共分散行列 B の推定やその解析や予報への影響評価等を行う。

2. 方法

はじめに用語の定義をする。解析スキームを“aD-b-cDB-d”のように表す。a は最適化する空間の次元、b は最適化方法、c は背景誤差共分散の次元、d は背景誤差共分散の性質で気候学的平均は C、アンサンブルは E と記す。アンサンブル 70%、気候 30%のハイブリッド B の場合は E7C3 と記す。例えば、従来の随伴モデルを使った強拘束の 4D-Var は、4D-Var-3DB-C、Buehner et al. (2010)のアンサンブル予報で生成した 4 次元 B を使う手法は、4D-Var-4DB-E と表記される。

本研究では、MRI-NAPEX（気象研究所に移植した気象庁全球 NWP システム）を拡張して水平 20km 解像度の 100 メンバの EnDA によってアンサンブル生成し、これを用いて 4D-Var-3or4DB-EC で決定論的解析を行った（図 1）。観測誤差共分散行列 R は Desroziers et al. (2005) の方法で推定した（Ishibashi 2020)。これを TEST 実験と呼ぶ。CNTL 実験は 4D-Var-3DB-C で経験的な R を用いた。解析予報サイクル実験を 2020 年 5 月 30 日から 7 月 11 日の期間で実施した。

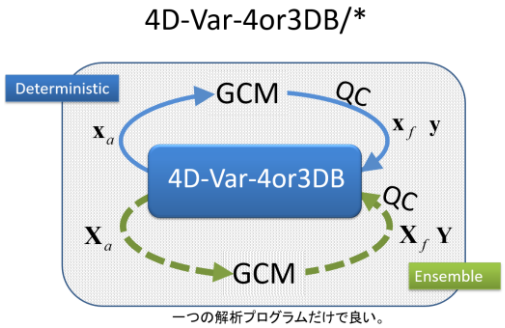


図 1. 4D-Var による決定論的解析とアンサンブル生成

3. 結果

TEST（4D-Var-4DB-E9C1）と CNTL の精度比較を図 2 に示す。TEST は、CNTL よりも概ね精度が良いことがわかる。発表では、高解像度アンサンブル同化のその他の性質についても報告する。

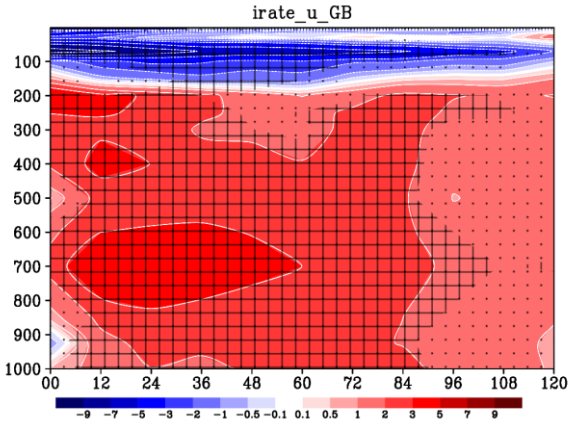


図 2 東西風の予報 RMSE（全球平均）の変化。赤（青）：TEST の予報 RMSE が CNTL よりも小さい（大きい）。横軸は予報時間（h)、縦軸は気圧高度（hPa)。

スーパーセル理想実験における高頻度データ同化による非ガウス性と解析値の改善

*雨宮新，三好建正 (理研 計算科学研究センター・開拓研究本部)

1. 背景

気象レーダの観測は 5 分間隔であることが多いが、急速に発達する対流性降水は 5 分間でも顕著に非線形的な時間発展を示す。アンサンブルカルマンフィルタによるレーダ観測の直接同化においては、この非線形性による誤差分布の非ガウス性が解析精度に影響すると考えられる。Ruiz et al. (2021) は実際の対流性降水事例の 30 秒間隔のフェーズドアレイ気象レーダによる観測を用いて、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)によるデータ同化を 30 秒間隔で行うことで 5 分間隔の 4D-LETKF に比べ背景誤差の非ガウス性が顕著に減少し、鉛直流の解析値が大きく異なることを示した。本研究では理想実験により高頻度のデータ同化のインパクトを調べ、実際に解析値が真値に近づくことを示す。以前の雨宮・三好による報告(2023, 日本気象学会春季大会)から、実験設定をより現実的かつ対流スケール以外の不確かさを除外するよう改善し、予報精度への影響も調査した。

2. 実験設定

領域モデル SCALE-RM を用いてスーパーセルを模した理想実験を行う。領域は 160km×160km で水平格子間隔 1km とし、初期値には対流不安定で強い風のシアのある水平一様な場に warm pool を与えたものを用いる。まず単一の時系列を作り真値とし、別に warm pool の位置と強さの摂動、および領域全体のランダムな気温の摂動を与えた 100 メンバーを準備しデータ同化の初期値とする。真値をもとに擬似的なレーダ反射強度の観測を 30 秒間隔、水平・鉛直 1km 間隔で生成し同化に用いる。同化間隔の影響は同化開始時刻と同化サイクル長の選び方によるが、初期値から同化を開始し十分長いとみなせる 50 分後の状態に注目する。

3. 結果

5 分間隔の 4D-LETKF と 30 秒間隔の LETKF でそれぞれ同じ 30 秒間隔の反射強度データを同化した結果を比較する。解析値の反射強度はほぼ同様であった。解析値の鉛直風のアンサンブル平均を真値と比較すると、上昇流が最大となる高度 10km 付近において、5 分間隔では過小評価がみられたのに対し、30 秒間隔の同化の場合はより真値に近づいた。同時刻の第一推定値のアンサンブルをもとに、ガウス分布に対するずれの大きさを示す Kullback–Leibler divergence (KLD)を計算すると、30 秒間隔の同化で減少しており、特に上昇流の強い領域で差が大きい。対流の水平方向の位置のずれに起因する非ガウス性が鉛直風の解析値にバイアスをもたらしており、30 秒間隔の同化ではそれが軽減されたと考えられる。

一方この解析値の改善は、以後の積乱雲全体の発達や降水分布の予測においては限定的な影響しかもたないことも分かった。同時刻の解析値を初期値として 30 分間のアンサンブル予報を行い、反射強度の 3 次元的分布および地表積算降水量を真値と比較したところ、5 分間隔の場合でも予測は真値に近く、領域の大部分において 30 秒間隔での解析値を用いる影響は相対的に不明瞭であった。すなわち、単一の強い対流の事例において、対流スケールのデータ同化における非ガウス性のみでは現実の降水予測の精度の問題を説明できず、本実験で無視していたモデル誤差やメソスケール以上の不確かさの影響を考慮する必要が示唆された。

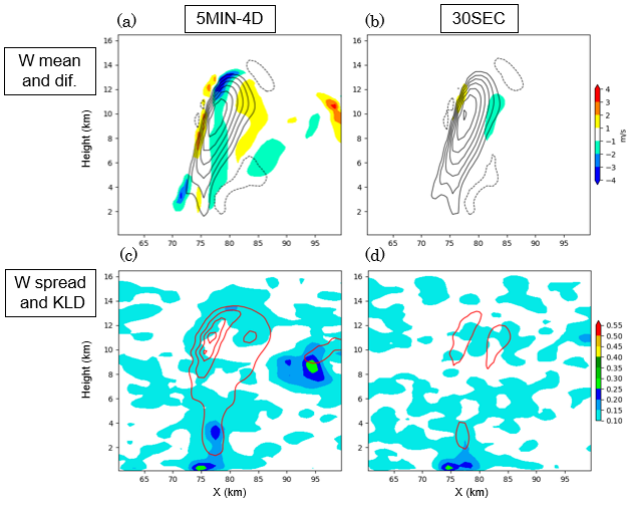


図 1　同化開始 50 分後における 5 分間隔 4D-LETKF、30 秒間隔 LETKF それぞれについての(上段)解析値の鉛直風のアンサンブル平均(コンター)、真値からの差(シェード)、(下段) 第一推定値のスプレッド(コンター)、KL divergence(シェード)。

大気追跡風同化がもたらす台風構造変化の事前調査

*幾田泰酵（気象研究所），堀之内武（北海道大学），塚田大河（コロラド州立大学），
伊藤耕介（京都大学），辻野智紀（気象研究所），嶋田宇大（気象研究所），沢田雅洋（気象庁）

1. はじめに

台風に伴う雨や風は，気象災害をもたらす原因となる．台風の被害を軽減するためには，台風予測の精度向上とそれに伴う防災情報の高度化が必要である．予測精度の向上には，数値天気予報モデルの初期条件の高精度化が重要となる．しかし，初期条件における台風構造の再現性が台風の進路・強度予測に与える影響は明らかではない．そこで，本研究では大気追跡風（AMV）同化を利用し，初期条件における台風構造の変化が予測に与える影響を調査する．

2. 手法

静止気象衛星ひまわりの30秒間隔可視画像から推定されたAMV[1]をデータ同化に利用した．利用したデータ同化システムは，気象庁非静力学モデルasucaを基にした変分法同化システム（asuca-Var[2]）である．データ同化と予報モデルの設定は，気象庁メソ解析とメソモデルと同じである．AMVは，メソモデル（水平格子間隔5 km）の格子系を用いて格子平均化した．AMVは，1時間間隔で同化した．今回は，同化が予測にもたらす影響の傾向を見積もるための事前調査であるため観測誤差相関は考慮せず空間間引きは行っていない．CNTLはAMVを同化しない実験，TESTはAMVを同化した実験を表す．

3. 結果

対象とした事例は，令和4年台風第14号Nanmadolである．同化・予測実験の初期時刻は2022年9月17日03UTCである．図1は，AMV観測と解析値から計算したAMV観測相当量を示している．CNTLの風速は観測よりも過大だが，AMVを同化したTESTの風速は観測に近い（図1）．図2は、初期時刻におけるTESTとCNTLの差分である．TESTの中心気圧は，CNTLよりも高い（図2a）．TESTの対流圏上層の風速は，CNTLよりも台風中心付近で弱く台風外側で強く，台風中心付近の回転速度はTESTのほうがCNTLよりも小さい（図2b–f）．TESTの予測における台風の進路はCNTLよりも東側に移動し，ベストトラックに近づいた．例えば，台風第14号は鹿児島に上陸後北上したが，CNTLの台風は九州の西の海上にある（図3b）．その一方で，TESTの台風は上陸したままである（図3c）．

4. まとめ

AMV同化による台風構造の変化が予測に与える影響を明らかにするための事前調査を行った．AMVを同化したことで台風構造が変化し，台風の進路予測が変化した．講演では，同化による台風構造の変化と進路予測の変化の関係を議論したい．

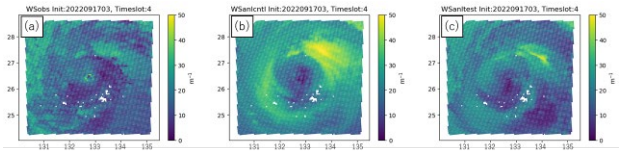


図1．(a) AMVの風速．(b) CNTLと(c) TESTの解析値から計算したAMV観測相当量の風速．

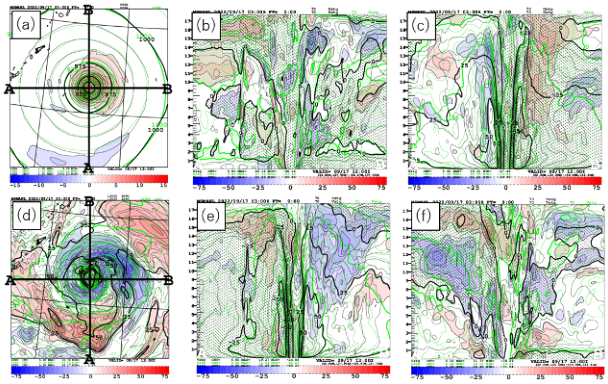


図2．CNTLとTESTの差分．(a)海面気圧，(d)高度12 kmの風速，(b)，(c) x 方向風速と(e)，(f) y 方向風速．(b)，(e) x 方向鉛直断面と(c)，(f) y 方向鉛直断面．

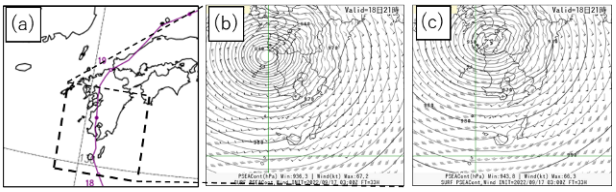


図3．(a)気象庁ベストトラック．予報開始33時間後の(b) CNTLと(c) TESTの海面気圧と地上風速．

参考文献

[1] Horinouchi et al. 2023, *Mon. Wea. Rev.*, **151,** 253–273.

[2] Ikuta et al. 2021, *J. Meteor. Soc. Japan,* **99**, 1563–1592.

陸域 AMSR2 マイクロ波放射計データ同化による線状降水帯の予測精度の改善

*牛山朋來、モハメッドラスミー、久保田啓二朗、森範行、小池俊雄 (土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センター(ICHARM))、瀬戸里枝（気象研究所）

1. はじめに

線状降水帯の予測は現在でも最も困難な課題の一つである。私たちは、陸域の AMSR2 マイクロ波放射計観測データを同化する CALDAS (Coupled Atmosphere and Land Data Assimilation System)（瀬戸他、2013 等）と WRF-LETKF (Weather Research and Forecasting-Local Ensemble Transform Kalman Filter, Miyoshi and Kunii, 2011)と組み合わせたデータ同化手法を開発している。今回は、本手法を 2020 年 7 月の九州球磨川の豪雨事例に適用し、その予測改善効果を検証した。

2. 実験設定

CALDAS は陸面からの不均一な射出をマイクロ波放射計低周波チャンネルから推定し、同じく高周波チャンネルから雲の物理量を推定する手法である。WRF モデルと組み合わせた CALDAS-WRF によって雲水量等を 1 DVAR によって推定する。本研究では、CALDAS-WRF によって求めた雲水量等を WRF-LETKF に導入することで、同化効果の改善を目指している。今回は、九州地方を中心とした格子間隔 15km、201×151×46 層と、ネスティングした格子間隔 3km、151×151×46 層の WRF-LETKF に、PREPBUFR を同化して線状降水帯の再現を行った。3km モデルには CALDAS による qc, qv, T を同化する実験も行った。さらに、それらを初期値とする予報実験も行った。メンバー数は 100 とした。

3. 結果

図 1 に AMSR2 マイクロ波放射計 89GHz の輝度温度を示す。九州中央部の線状降水帯(図 2a)に対応する雲が捉えられていた。図 2 は AMSR2 の雲水量データ同化の 1 時間後の状況である。（都合上雲水量は 16UTC として同化した。）図 2b は CALDAS-WRF による地上降水量である。正しい線状降水帯（赤実線）の他に、間違った降水帯（赤破線）も現れていた。図 2c は PREPBUFR および雲水量等を同化した WRF-LETKF のアンサンブル平均である。図 2d は WRF-LETKF における AMSR2 の雲水量データ同化インパクトである。観測された線状降水帯の位置において、緑色で示されるように降水量が増加していた。一方で、図 2b の CALDAS-WRF による間違った降水帯付近では同化インパクトは小さかった。AMSR2 データの同化によって、降水帯の強度と位置について一定の改善効果があることが確認できた。

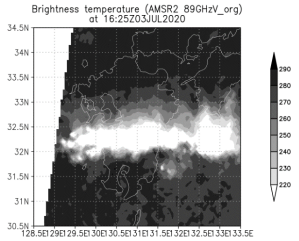


図 1. 2020 年 7 月 3 日 16:25UTC の AMSR2 89GHz 輝度温度

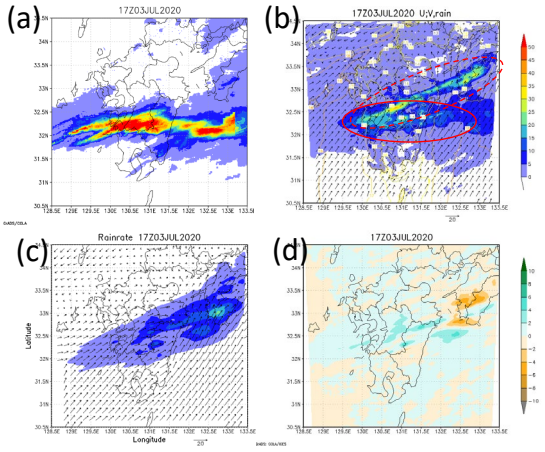


図 2. 2020 年 7 月 3 日 18UTC の同化実験結果。(a)解析雨量、(b)CALDAS-WRF による地上降水量、(c)WRF-LETKF による地上降水量、(d)WRF-LETKF の CALDAS 同化インパクト。

4. まとめ

CALDAS-WRF と WRF-LETKF を組み合わせた AMSR2 マイクロ波放射計データの同化により、CALDAS-WRF 単独で用いた場合よりも改善効果が見込めることが明らかになった。今後予報実験を通して、定量的な改善効果についても明らかにしていく予定である。

謝辞

本研究の遂行にあたっては宇宙航空研究開発機構（JAXA）による地球観測研究公募(EEX-15015)の支援を受けました。

線状降水帯予測精度向上ための気象観測用ドローン洋上観測

＊瀬古弘、酒井哲、吉田智、幾田泰酵、川畑拓矢（気象研究所）、
中村哲也（気象庁環境・海洋気象課）

1. はじめに

気象研究所では、線状降水帯の予測精度向上に向けて「機構解明研究」を進めている。その一環として九州で発生する線状降水帯を対象に、東シナ海で気象庁海洋気象観測船（以下、観測船）から気象観測用ドローン（以下、ドローン）を飛翔させ、線状降水帯に供給される下層の暖湿流の気温等の鉛直分布を観測した。ここではドローンで観測した気温等の鉛直分布の補正と観測船で観測したゾンデデータ（2 秒値）との比較、気象研究所に移植した気象庁現業数値予報システムである実験システム「メソ NAPEX」を用いた同化実験の結果について報告する。

2. ドローンによる鉛直分布の観測と補正、ゾンデ観測値との比較

2022 年 7 月 12～18 日に、九州南部の西 150 ㎞付近に停泊していた観測船において、9~16 時（日本時）の間、1 時間毎にドローンを高度 500m まで上昇・下降させる観測を行い、気温や露点温度、水平風の 34 プロファイルを得た。ドローンの上昇・下降速度はそれぞれ 3 ms^{-1} と 2 ms^{-1} で、最高高度 500m で 1 分間のホバリングをした。温度の鉛直分布（図1a）を見ると、測定値が移動による変化に追つかず、上昇・下降時で値が異なっていた（黒い実線と破線）。そのため、測器の時定数を考慮して、次式で補正した。

$$T_{tru} = T_c + (T_{c+\Delta t} - T_{c-\Delta t})e^{-\frac{2\Delta t}{\tau}}$$

ここで、Tc は観測値、$Ttru$ は補正後の値（補正値）、Δt は 30 秒、τ は観測毎に上昇時と下降時で最も補正値が一致する値とした。露点温度も同様な補正を行い、その後、湿度に変換した。水平風は測器がドローンの上側にあるため、飛行の影響の少ない上昇時の値を用いた。離陸直後に、観測時間内の観測船の移動予測先にドローンを先回りさせたため、高度 50m 未満の水平風は使用しない。

気温と湿度の修正値の上昇・下降時の平均と観測船で得られた同時刻のゾンデ観測値（9、15 時の 6 プロファイル）でバイアスを求めると気温は 0.27 ℃、湿度はばらつきが大きいものの 0.2%であった。また高度 50~100m でゾンデの方の風速が小さいことが見られた。これはゾンデが水平風と同じ速度になるまでに時間が必要なためと考えられる。

3. メソ NAPEX を用いた同化実験

降水域が九州北部から次第に南下する 2022 年 7 月 18 日 10~12 時の観測値を使用した。それらの時刻の補正値の上昇・下降時の平均に上記のバイアスを引いた値と第一推定値とを比較すると、平均値の方が気温がやや高く、湿度も高度 250m 以下でより湿っていた。水平風は東西、南北とも観測値の方が強かった。気温と湿度は上昇・下降時の補正値の平均からバイアスを差し引いた値を、水平風は上昇時の値を高度 50m 毎に間引いて同化すると、気温の修正量は小さいものの、ドローン付近の可降水量が増加し、風速が強まった。予測開始 6 時間後には実線の黒丸で示すように降水が強まり、降水域の位置も南下して観測に近づいた（図 2a~c、破線の黒丸）。水平風を同化しない場合には、降水が強まり、降水域の位置がやや北上した（図 2a,d）。この結果から、湿度は降水量を、水平風は降水域の位置や形状をより修正すること、下層だけの鉛直分布でも 1 時間毎に同化することで降水予測を改善する事がわかった。

謝辞：本研究は、気象研緊急研究「集中観測等による線状降水帯の機構解明」によるものです。ドローン観測には R-SWM を用いました。ここに記して感謝します。

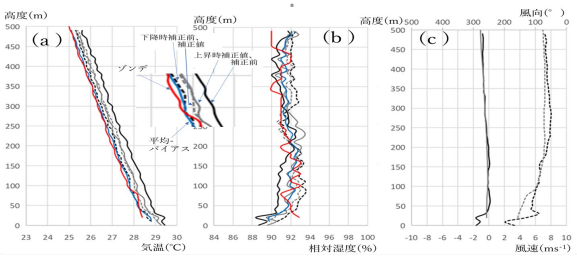


図1 ：ドローンで観測した 2022 年 7 月 12 日 15 時の(a)気温と(b)相対湿度、(c)水平風の鉛直分布。(a)(b)の黒線は補正前、灰色は補正値、実線と破線はそれぞれ上昇と下降時、青色は修正値の上昇・下降時の平均からバイアスを引いた値、赤線はゾンデ観測値を示す。(c)の黒線はドローン、灰色はゾンデの観測値、実線は風向（上軸）、破線は風速（下軸）である。

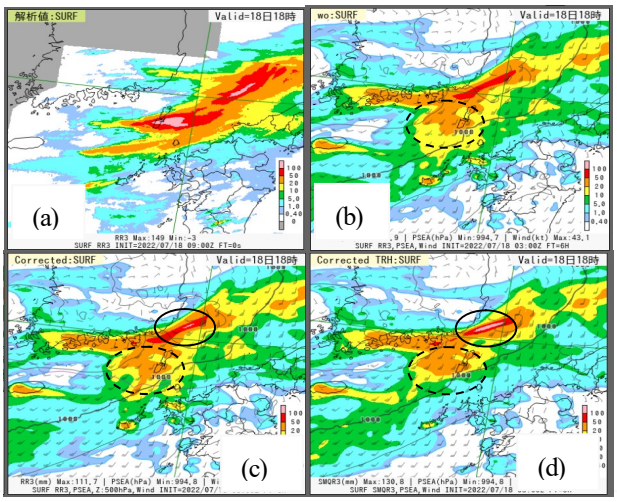


図 2 : 予測開始 6 時間後（2022 年 7 月 18 日 18 時）の (a) 観測による時間 3 解析雨量分布と、(b) ドローンを同化しない初期値からの 3 時間降水量の予測分布、(c) ドローンの気温・湿度、水平風を、(d) 気温・湿度のみを用いた初期値からの 3 時間降水量の予測分布。

突発的な豪雨の予測可能性限界: 2019 年 8 月 24 日事例

*本田匠(北大院理)

1. はじめに

夏季の突発的な豪雨は急速に発達する積乱雲によってもたらされ、都市部においても大きな影響を及ぼす。豪雨をもたらす積乱雲の様相は、次世代気象レーダー(Yoshikawa et al. 2014; Takahashi et al. 2019)によって観測可能となりつつあり、この観測をデータ同化することで突発的な豪雨の予測改善が近年試みられている(e.g., Miyoshi et al. 2016a,b; 2023)。

個々の積乱雲のような時空間スケールの小さい気象現象は非線形が強く、その予測可能性は時空間スケールの大きい気象現象に比べて制限される。気象現象の予測可能性限界には、初期値と境界値の現実的な不確実性のもとでの practical な限界と、理想的に小さな不確実性のもとでの intrinsic な限界の 2 種類がある(e.g., Zhang et al. 2019)。これらの予測可能性限界や関連するプロセスを知ることで、予測精度の向上へ向けた示唆が得られると期待される。

本研究では、高解像度アンサンブルシミュレーションを用いて、突発的な豪雨をもたらした局所的な降水システムの予測可能性限界を調査する。対象とするのは、2019 年 8 月 24–25 日の深夜に関東地方で発生した事例であり、その発達の様相は次世代気象レーダー(MP-PAWR, Takanashi et al. 2019)によって観測されている。MP-PAWR による観測をデータ同化することによって流れに依存したアンサンブル初期値を得た後、初期値のスプレッドを変化させた複数のアンサンブル予報を比較することで予測可能性限界を調べる。

2. 数値実験手法

本研究では、領域モデル SCALE (Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015)と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(Hunt et al. 2007; Miyoshi and Yamane 2007)によって構成される、領域アンサンブルデータ同化システム SCALE-LETKF (Lien et al. 2017)を用いた。アンサンブル数は 100 とし、4 段ネストした計算領域を用いた。最内の計算領域は MP-PAWR の北東象限をカバーし、格子間隔は 50 m とした。

最内の計算領域において、30 秒ごとに MP-PAWR 観測をデータ同化して得た解析アンサンブルを用い、2 種類のアンサンブル予報を実行した。1 つ目 (ALL1.0)は、全ての大気予報変数の初期値アンサンブルスプレッドについてデータ同化で得られた値をそのまま用い、practical な予測可能性限界の指標となる。2 つ目(ALL0.1)は初期値アンサンブルスプレッドを全ての大気予報変数に関して 0.1 倍し、intrinsic な予測可能性限界を示す。

3. 結果

対象とした事例において、practical な予測可能性限界は 20 分よりも短いが、intrinsic な予測可能性限界はそれよりもかなり長いことが示唆された(図)。すなわち、ALL1.0 の領域平均したスプレッドは 20 分以内に 5 dBZ を超えるまで成長したが、ALL0.1 では 20 分後においても ALL1.0 の初期値と同程度のスプレッドが維持されていた。このことは、少なくとも対象事例においては現行の数値天気予報システムの予測精度にまだ改善の余地が多く残されていることを示唆している。

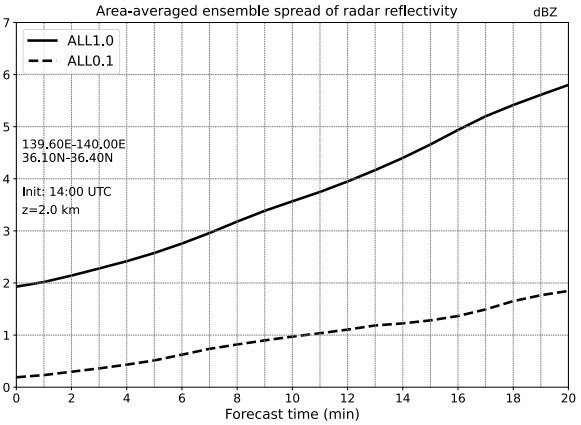


図: 高度 2 km におけるレーダー反射強度のアンサンブルスプレッドの領域平均の時系列。黒実線は ALL1.0、黒破線は ALL0.1 を示す。

謝辞

本研究は、科研費(JP20K14558, JP20H04196)および北海道大学寄附分野北海道気象予測技術分野(北海道気象技術センター)の支援を受けて行われました。本研究の一部は、スーパーコンピュータ「富岳」の計算資源の提供を受け、実施しました(課題番号: hp220207, hp230244)。

ハイパースペクトル赤外サウンダの全天候輝度温度同化

*岡本幸三、石橋俊之、岡部いづみ (気象研究所)

1. はじめに

衛星に搭載されているハイパースペクトル赤外サウンダ(HSS）は、1000 以上ものチャンネルと高い波長解像能力で、赤外放射を観測する。数値予報では、気温・水蒸気の鉛直解像情報を活用するため、二酸化炭素の 15μm 吸収帯や水蒸気の 6.3μm 吸収帯のチャンネルの輝度温度を主に同化する。HSS の数値予測改善効果は、全観測の中でも特に寄与が大きい。しかし現在の HSS の同化は、晴天放射計算を用いることを前提としているため、雲の影響を受けないチャンネルだけを厳しく選択して利用している。このため、多くの観測ピクセルやチャンネルが利用されないこととなり、同化利用領域が著しく限られる。

雲の影響を受けた赤外輝度温度の同化は、領域同化システムを用いた静止衛星搭載イメージャでは、研究が進みつつある。一方で全球同化システムを用いた HSS 同化に関する研究開発は、筆者らが知る限り [1]のみである。本研究では、極軌道衛星 Metop に搭載された HSS である IASI に対して、雲の影響を受けた輝度温度を気象庁全球データ同化システムで同化し、予測精度を改善することを目的とする。ここでは、衛星観測への雲の影響を考慮した全天候で（すなわち晴天・曇天を区別せず）IASI 輝度温度を同化し、従来の晴天輝度温度だけを同化する晴天同化の効果と比較する。

2. 同化手法

本研究では、先行研究[2]で開発した、ひまわり衛星搭載赤外イメージャ AHI に対する全天候輝度温度同化処理手法を、IASI に適用する。[2]では、雲の効果を考慮した品質管理 QC・観測誤差モデル OE・バイアス補正 BC を開発した。対流圏中上層の水蒸気に強い感度をもつ 3 バンドを同化することにより、熱帯域の対流圏中上層を中心に大きな予測改善が得られることを示した。本研究でも、対流圏中上層水蒸気に感度をもつ IASI の 3 つのチャネル 2952(中心波長は 7.23μm、晴天時の荷重関数ピーク高度は 633hPa)、 2993(7.18μm, 516hPa)、3207(6.91μm, 395hPa）に対して、この QC・OE・BC を適用する。その際、[2]と同様に、雲の影響を強く受けた観測は、モデルの再現性が悪いため除くという保守的な QC を適用する。OE は雲の効果に応じて線形に増加するモデルを作成し、更に誤差相関も考慮する。図 1 は、全天候域で同化したデータ数と、従来の晴天同化データ数を比較したもので、全天候同化により同化観測数が 3 倍近く増大することを示している。全天候同化の北半球中高緯度でデータ数が大きく減少しているのは、陸上では地表に感度ある（大気透過率の大きな）観測を QC で排除しているためである。

晴天同化と全天候同化による解析・予測への効果を調べるため、夏冬 2 カ月ずつの同化実験を行っている。水蒸気場だけでなく気温や風の予測改善を示唆する初期結果が得られつつある。

参考文献

[1] Geer,A., et al. 2019, *Atmos. Meas. Tech*., **12**, 3629–3657.

[2] Okamoto, K., et al. 2023, *Quart. J. Roy. Meteor.*

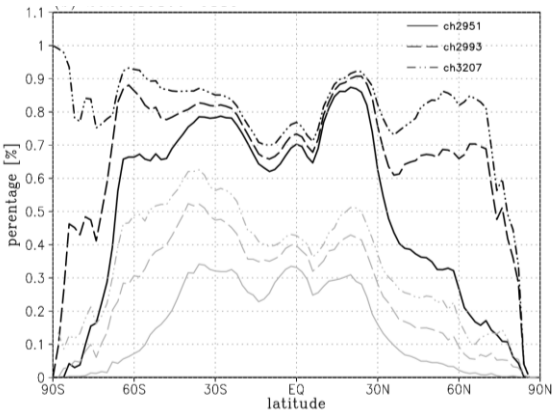


図 1 : 全天候同化処理（黒線）と晴天同化処理（灰線）に対する、QC 前のデータ数に対して、QC でパスしたデータの割合。2021 年 1 月 1 日～31 日の Metop-A/IASI のチャンネル 2951(実線)、2993(破線)、3207(2 点破線)に対して、間引き後の観測データから計算。なお QC 前の 1 解析・1 チャンネルあたりの平均データ数は、全天候同化・晴天同化とも約 7400 である。

EFSOで診断した全球観測インパクトの陸上・海上別の寄与

*山崎哲(JAMSTEC)，服部美紀(JAMSTEC)，杉本志織(JAMSTEC)，茂木耕作(JAMSTEC)

1. はじめに

EFSO (Ensemble forecast sensitivity to observations)手法は，個々の観測が（短期）予報に与える影響を診断し，それぞれが予報を改善あるいは改悪するかを定量的に評価できる．この手法によって，全ての観測にはEFSO値が付加され，湿潤全エネルギー[J/kg]で定量化され負（正）に大きいほど予報を改善（改悪）する．データ同化1サイクルでの個々のEFSO値の線形和が，そのサイクルでの全観測の寄与となる定式化がなされている．

このEFSO手法は, JAMSTECで開発が進められている全球大気データ同化システムに実装され[1]，この同化システムでアンサンブル実験的大気再解析 ALERA3が作成されている[2]．ALERA3は2009年5月～2022年2月までの約20年間のデータセットとなっている．

この期間での全球観測のEFSO値について，6～8月と12～2月に注目して，洋上と陸上での気象観測に分け，それぞれのEFSO値や観測数の相対寄与を調査した．さらに，陸上をヨーロッパ（EU），ユーラシア・アジア（EA），北アメリカ（NA），アフリカ（AF），オセアニア（OC），南アメリカ（SA），南極（AT）域の7陸域，洋上を北極（AO），北半球中緯度（NO），熱帯（TO），南半球中高緯度（SO）海域の4海域に分けて，それぞれの陸域・海域のEFSO値の相対寄与を調査した（図1）．これによって，どの場所での観測が全球大気解析や予測に相対的に重要かを評価できることが期待される．

2. 結果

ALERA3データセット期間中での陸上と洋上の全観測について，EFSO値の相対寄与は，洋上のものが全観測に対しておよそ7割，陸上のものがおよそ3割という結果が得られた．この相対寄与は，データセット期間を通じて大きく変化しなかった．それに対して，観測数の相対寄与は，概して洋上観測数の方が多いものの，洋上の相対的観測数が5割から8割まで変動したり，しばしば陸上観測が洋上観測の数を上回ったりする期間があり, EFSO値の相対寄与に比べて大きな変動を示していた．EFSO値も観測数も，12～2月の方が6～8月よりもやや大きな年々変動を示していた．

次に，海域別と陸域別でのEFSO値と観測数の相対寄与について調べた．以下ではすべてデータセット期間中の気候学的な特徴を記述する．まず海域別について，EFSO値は，SO，TO，NO，AO域の順で，観測数はTO，SO，NO，AO域の順に相対寄与が見られた．ただし，観測数はSOとNO域でほぼ同数であった．季節性に関して，6～8月と12～2月で同様な傾向を示した．

陸域別について, 6～8月でEFSO値はEAとEU域, ATとAFとSA域, EU域, OC域の順, 観測数は, NA, EU，EA域，それ以外の陸域という順であった．12～2月には，EFSO値はNA域，EAとAFとSAとEU域, ATとOC域の順，観測数は，6～8月と同様な順であった．

これらの結果は，特定の海域や陸域が観測数の多寡に関わらず，全球解析や予報に大きな貢献をしていることを示唆している．また，陸域別の方が海域別よりもEFSO値の相対寄与が季節性を持って変動し得ることを示唆している．今後，どの観測種や観測変数が相対的に重要であるか, EFSO値の空間的な分布についても調査を広げていく予定である．

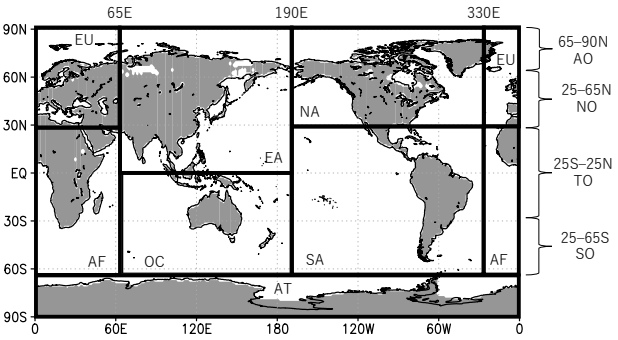


図1　陸域と海域分けの図. 7つの陸域は四角枠で囲まれたぞれぞれの領域での陸上（　），4つの海域は緯度帯別の海上（白）を示している．

参考文献

[1] Yamazaki, A., et al., 2021, *Wea. Forecasting*, doi: 10.1175/WAF-D-20-0152.1.

[2] Yamazaki, A., et al., 2023, *Wea. Forecasting*, doi: 10.1175/WAF-D-22-0159.1.

JRA-3Q における降水量の品質評価（第 2 報）

*原田やよい (気象研究所気候・環境研究部),
古林慎哉, 髙坂裕貴, 千葉丈太郎, 田中泰宙(気象庁数値予報開発センター),

1. はじめに

気象庁第 3 次長期再解析（Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q[1]）は気象庁 55 年長期再解析（JRA-55[2]）実施以降の全球数値予報システムの開発成果とデータレスキューや衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果を活用し実施された。JRA-3Q のプロダクトは DIAS 等から既に公開され、2023 年 12 月には米国大気研究センター（NCAR）から準リアルタイムデータの提供が開始された。

2023 年春季大会（B153）では、長期再解析の降水量バイアスを日別に調査したところ、東部熱帯太平洋の領域では、観測降水量が少ない時に過剰傾向が共通して見られた一方、観測降水量が多い時は旧世代のプロダクトに寡少傾向がみられることを示した。また同領域では、領域平均海面水温（SST）が高いほど降水量の過剰傾向が明瞭となることも示した。本発表では東部太平洋に加えて、インド洋や西部太平洋において JRA 再解析における降水量が過剰または寡少となっていた場合の大気循環場や SST の特徴について観測データセットや他の長期再解析プロダクトも用いて調査を行ったのでその結果を報告する。

2. 評価に用いたデータセット

長期再解析降水量のバイアス計算には TRMM 衛星観測から推定された降水量データセット（TRMM[3]）を用いた。またヨーロッパ中期予報センターや米国航空宇宙局作成の長期再解析プロダクトとの比較も行う。

3. 評価結果

図 1 にインド洋（0-15° N、50-100° E）における降水量バイアス上位事例（過剰バイアス）の平年偏差合成図を示す。東部インド洋の赤道域を中心として降水量負偏差（赤色線）がみられ（図 1a）、統計的に有意となっている一方、その北方のベンガル湾やアラル海では降水量正偏差（青色線）がみられ、対流活動活発域が北偏している状況となっている。また海面更正気圧偏差（SLP）でみても（図 1b）、インド亜大陸付近に低気圧偏差がみられ、降水量偏差の分布に対応している。JRA-3Q の降水量バイアス上位事例は 5～9 月の期間に限定されており、同様の特徴は JRA-55 にもみられていた（図省略）。

発表当日にはインド洋の他に西部太平洋、東部太平洋の領域においてみられた大気循環場の特徴を、長期再解析値間の共通点、相違点も含めて紹介する予定である。

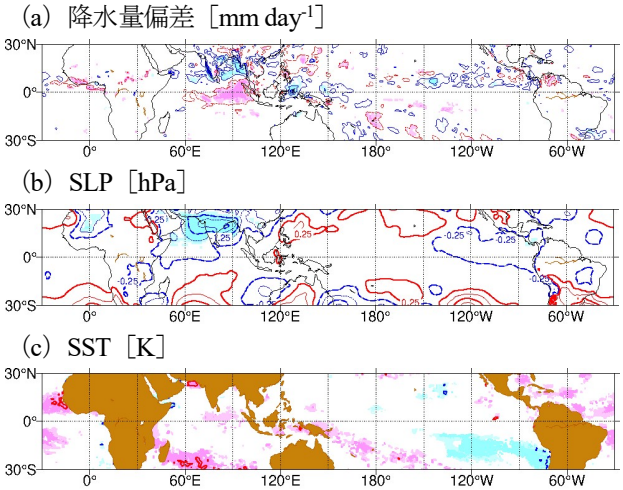


図 1　領域平均した（0-15° N、50-100° E）JRA-3Q 日別降水量バイアス（対 TRMM）の上位 33 事例の降水量、SLP および SST の平年偏差構成図。統計期間は 2007～2015 年。降水量偏差、SLP 偏差および SST 偏差の等値線間隔は、それぞれ 4mm day^{-1}、0.5hPa および 1K。濃い（薄い）陰影は信頼度 95（90）%で統計的に有意な領域を表す。

参考文献

[1] Kosaka et al., 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.

[2] Kobayashi et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.

[3] Huffman et al. 2007: The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorology*, **8**, 38–55.

最適輸送を利用した類似度と
それを用いたアンサンブルからの潜在変数の抽出

*西澤誠也 (理研計算)

1. はじめに

気象予測において、アンサンブルシミュレーションは将来状態の確率分布を推定するために広く用いられる。しかし、高次元・多変量システムにおける確率分布の評価は、依然として難しい課題である。一方で、従来の格子点ごとの比較手法は、空間パターン全体を考慮することが出来ず、特に高解像度データにおいて過剰な差異として評価されてしまう可能性がある。

本研究は、これらの課題を克服するために、降水分布などの高次元疎データから意味のある低次元潜在変数を抽出する新しい方法を提案する。

2. 手法

本研究では、以下の 2 つの要素を組み合わせた方法を提案する。

類似度指標：Unbalanced Optimal Transport Score (UOTS)

最適輸送理論にもとづく新しい類似度指標 UOTS を提案した。従来の類似度異なり、振幅と位置の両方の差異を考慮し、その値は対象の物理量と同じ単位をもつ。

$$UOTS = \frac{1}{N} \min_{\gamma \in \mathbb{R}^{N^2}_{\geq 0}} \left[\left\{ 2 \sum_{i_1, i_2} \gamma_{i_1 i_2} \left(\frac{|\boldsymbol{x}_{i_1} - \boldsymbol{x}_{i_2}|_2}{L} \right)^q \right\} + |\gamma \mathbf{1} - \phi_1|_1 + |\gamma^T \mathbf{1} - \phi_2|_1 \right]$$

次元削減：多次元尺度法 (MDS)

MDS は、高次元空間の距離関係を保持しながら低次元空間における分布を得る手法である。UOTS と組み合わせることで、潜在変数空間における分布を推定することができる。

3. 検証実験

提案手法の有効性を、人工データおよび現実事例データを用いて検証した。人工データは、Ahijevych et al. (2009) を元に、アンサンブルデータに拡張したものである。現実事例データは、Miyoshi et al. (2023) における予報実験でのある時刻におけるレーダ反射強度である。

図 1 は、人工データ実験における各種類似度を用いて得られた 2 次元潜在変数空間における分布である。

アンサンブルデータは、観測データに正規分布に従う差を加えたものであるため、観測データを中心として 2 次元的に広がる分布が得られることが期待される。中間的なパラメータの UOTS や FSS を用いて得た分布は期待された特徴をもつ。一方で、他の類似度を用いた結果では、得られた分布は 1 次元的構造をもっていたり、観測データが分布の外縁付近に位置していたりする。また、この実験においては、5 つのパラメータを変化させてアンサンブルデータを作成しているため、有効次元数は 5 であると期待される。中間的なパラメータの UOTS を用いた場合は、有効次元を正しく見積もることが出来たが、FSS など他の指標では異なる値となった。現実事例データにおいても、人工データの結果と整合的な結果が得られた。従って、UOTS および MDS を用いてアンサンブルデータの低次元表現を得ることの有効性が確認された。

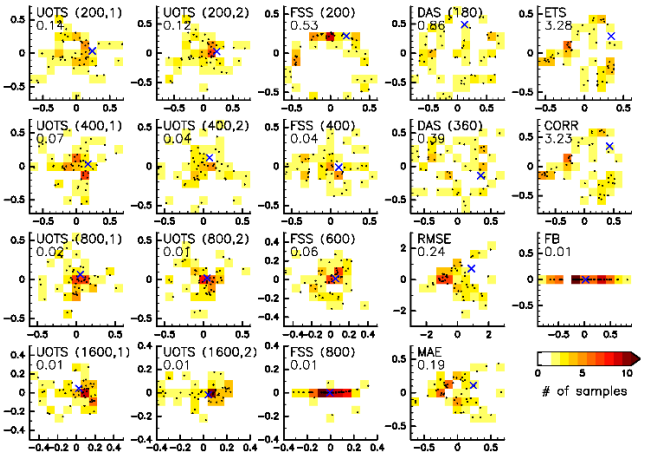


図 1　(黒点)各アンサンブルメンバーおよび(青 x 印)観測データの 2 次元潜在変数空間における位置および (色)その 2 次元ヒストグラム。括弧内の数字は各類似度指標のハイパーパラメータ。指標名の下の数字は、原点からの観測データまでの正規化された距離。

謝辞 本研究は、JST【ムーンショット型研究開発事業】グラント番号【JPMJMS2286】の支援を受けたものです。

参考文献

[1] Ahijevhych et al., 2009, Weather and Forecasting, **24**, 1485-1497.

[2] Miyoshi et al., 2023, SC23, 1-10.

対流圏・成層圏ジェットを対象とした季節性分類に基づく水平風速頻度分布の評価

*北野慈和 (電力中央研究所), 菅野湧貴 (電力中央研究所),
服部康男 (電力中央研究所)

1. はじめに

火山噴火に関するハザード評価においては，降灰輸送に影響する環境風速場の特徴の把握が重要となる．噴火規模が大きい場合，噴煙柱が到達・拡散する高度は上空 25km を超過する場合もあることから, 日本域では恒常的に西風である対流圏ジェットに加え，季節により風向が反転する成層圏ジェットの影響も推察される．

本研究では，上空の風向・風速の空間分布や出現頻度分布について通年で俯瞰する手法を議論する．経験的直交関数（EOF）解析と k 平均法によるクラスタリングを用い，対流圏・成層圏ジェットが卓越する気圧面の気象場を分類する．分類結果に基づき，水平風速ベクトルの頻度分布を作成する．桜島火山地点を取り上げ，気象条件との対応や分布形を例示する．

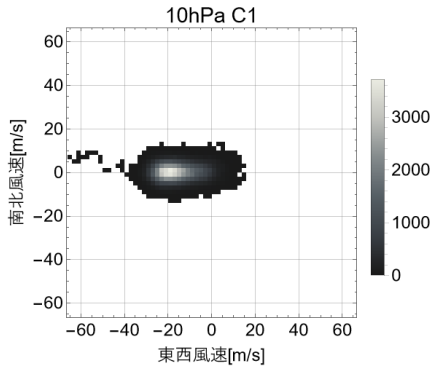
2. データ・手法

ヨーロッパ中期予報センターが作成した全球再解析 ERA5 の 200hPa, 10hPa 面のデータを用いた．各気圧面について，東経 120-150 度，北緯 20-50 度のエリアを対象に，2.5 日おきに 5 日平均した高度場の平年偏差を作成し，EOF 解析を実施した．上位 5 つの主成分のスコアを用いて k 平均法によるクラスタリングを実施し，エルボー法に基づき両気圧面とも 3 つのクラスタを得た．得られたクラスタ毎に，水平風速ベクトルの頻度分布を作成した．

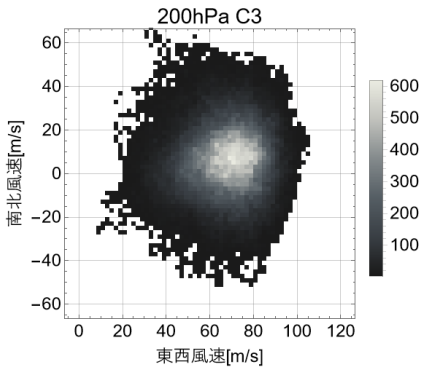
3. 結果と考察

各気圧面で得られた 3 つのクラスタは，概ね夏季（$C1_{200hPa}$, $C1_{10hPa}$），春季・秋季（$C2_{200hPa}$, $C2_{10hPa}$），冬季（$C3_{200hPa}$, $C3_{10hPa}$）の時刻に対応した．$C1_{200hP}$, $C2_{200hPa}$, $C3_{200hPa}$ の順にジェットの位置が対象エリア北側から南側へ遷移する． $C1_{10hPa}$ は東風，$C2_{10hPa}$ は弱風，$C3_{10hPa}$ は西風の時刻に概ね呼応する．以上から，クラスタリングによりジェットの季節性が分類されていることが分かる．なお，成層圏突然昇温による気圧場の南北反転等に係わるクラスタは存在しない．対象領域が，突然昇温が顕著となる極域を含まないためと推察される．

クラスタに該当する時刻の桜島火山直上の水平風速ベクトルの頻度分布を図 1 に例示する．上述のジェット気流の位置や風向に，各クラスタの最頻値が整合する．風速の頻度分布は， 2 変量正規分布に概ね対応する．2 変量正規分布は，Brooks et al. (1946), Harris and Cook (2014)等により，単一の発生要因に基づく風速ベクトルの頻度分布モデルとして提案されている．季節性をクラスタリングすることにより，分布への適合性が向上したものと推察される．



(a) $C1_{10hPa}$



(b) $C3_{200hPa}$

図 1　水平風速ベクトルの頻度分布の一例.

参考文献

[1] Brooks et al., 1946, *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, **72**, 55-73.

[2] Harris R. I., Cook N. J., 2014, *J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn.*, **131**, 72-87.

世界の雲量による気候区分と太平洋・大西洋高気圧の季節変化

田中　実（無所属）

１・はじめに

これまで世界の気候区分は気温と降水量が中心であつた（ケツペン・トレワーサ等）。近年衛星による雲量・OLR 等のデータにより海上や極地含む全球での解析が可能になつた。そこでこれらの資料を使用して気候区分を行つた。

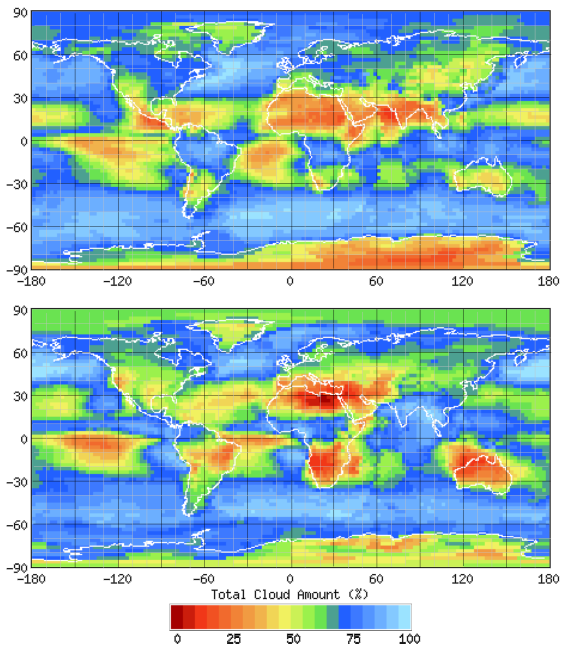
2・資料

雲量は International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP)で１９８３年７月から 2009 年。それ以外は NOAA から OLR・GPCP 降水量、Wikipedia 等から日照率である。ＯＬＲは熱帯・亜熱帯しか利用できず降水量も気温との関係が強い。そこで雲量を中心に気候区分を行つた。低層雲だけの地域等弱点はその他のデータも使用した。

３．雲量による気候区分

図１に雲量の季節変化を示す。雲量が多いのは赤道付近と中緯度の海上で少ないのは亜熱帯と極であり、それらが北半球の夏に北上し、冬に南下している。そこで雲量が一年中多い地域、夏に多い地域、冬に多い地域、一年中少ない地域に区分しその他のデータも使用して細分化した。

図２気候区分を示す。中緯度の海上で年平均雲量が 80%以上を紫、赤道付近で一年中雲が多い地域を濃い青、夏に雲量と降水量が多くＯＬＲが減少するモンスーン地域を水色で示す。夏に多いが緯度が高く降水が少ない地域を黄緑で示す。亜熱帯で少ない地域を赤、雲量が多いが降水量が少なくＯＬＲが高い（250 W以上）地域を茶色で示す。夏に少なくなる地域は中緯度の大陸では降水量が逆に多い地域は濃い緑、極で降水量が少ない地域を黄色、亜熱帯で夏に降水量も減少する地域を黄色、雲量が 30%以上減少する地域をオレンジで示す。領域の境界は今後の調査で改訂。



4.　太平洋・大西洋高気圧の季節変化

図３に雲量の季節変化を示す。大西洋（左）は７月に雲量の減少が最北になる。太平洋（右）は８月に北上し、遅くなっている。どちらの高気圧も南側の熱帯の対流の影響を受け大西洋は早い南アメリカモンスーン、太平洋は遅いオーストラリアモンスーンの季節変化の影響を受けている。太平洋でも海面気圧は海陸の温度差で７月に差が大きいので南北の雲の変化とずれている。

図１　２月（上）と８月（下）の全雲量の分布、緯度径度 2.5 度メツシュ。

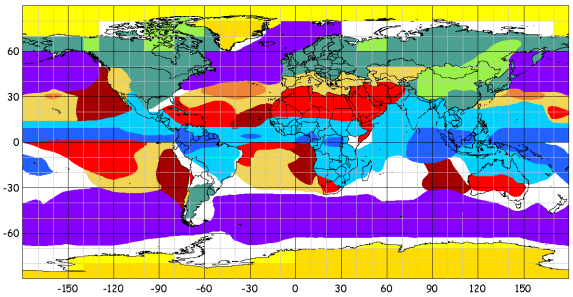


図２　雲量による気候区分。説明は本文。

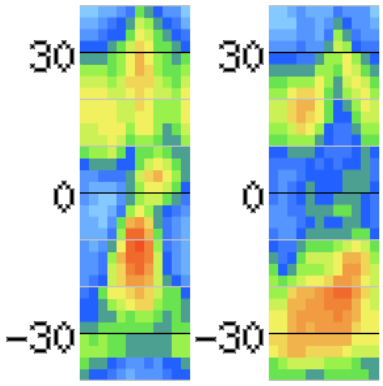


図３　大西洋 50-52.5W（左）と太平洋 145-147.5E（右）緯度（左の目盛り）と１月から１２月までの雲量。

X バンド MP レーダ雨量計の冬期降水量の観測精度

越田智喜 (一般財団法人　河川情報センター)

1.　はじめに

国土交通省水管理・国土保全局（水局）が小規模な流域や雨域の状況を精緻に観測するため導入した，X バンド MP レーダ雨量計(以下，XMP）は水平垂直の 2 偏波を用いた観測に特長があり，強雨については，従来のレーダ雨量計に比べて高い精度が得られる．一方で冬期の観測精度は十分でなく，林ほか[1]（以下，既往研究）により北陸地方の降水について XMP 観測の課題として地上雨量で補正された C バンドオンライン雨量に比べて過大傾向があることが指摘されている．このため冬期降水量を定量的に利用する場合は大宮ほか[2]のように定数倍する等の補正を行う必要がある．本研究では北海道の XMP の冬期観測精度について検討したので結果を報告する．

2.　対象データと解析手法

対象期間は 2016 年の 3~4 月とし，レーダ雨量は国土交通省水管理・国土保全局（水局）の XMP 石狩局のデータを用いた．また，地上雨量は札幌管区気象台（地台）を対象にした．既往研究に倣い，日雨量について地上雨量とレーダ雨量（1 分雨量観測値の積算値）を比較した．

3.　散布図による比較結果

結果を図 1 に示す．図 1 から地上雨量に対して，レーダ雨量が過大となる傾向が見られ，既往研究検討と一致した．特に地上雨量に対してレーダ雨量が過大となった日に着目し，時系列で地上雨量とレーダ雨量の一致度を確認した．

図 2 に 3 月 1 日の 10 分雨量について時系列を示す．降水量の変化傾向としては 4 時台や 22～23 時の降水が集中する時間帯は地上雨量，レーダ雨量ともよくとらえていることがわかる．なお，地台の天気概況からはこの日の降水種は雪であった．このため，レーダ雨量の過大傾向は雨量換算定数（Bβ）が適切でないことによるものだと考えられる．

最適な Bβ を求めるため，2016 年 1 月～3 月の時間雨量を対象に ZR 解析を行った．結果を図 3 に示す．

地上雨量が 0.5 ㎜単位のデータであることを考慮し 1dBZ 刻みで雨量平均値（図中●）を求め，層別平均法により Bβ を算出した．結果は B= 1096.63，beta= 1.63 であった．

得られた Bβ をもとに，3 月 1 日の日雨量を再度計算すると 4.7 ㎜となった．

4.　まとめと今後の課題

Bβ がレーダ過大の原因と思われる事例について，Bβ を再計算し適用したところむしろ過小傾向となった．ZR 解析図には回帰の範囲外としたところ（図の下部）にも観測点がありこれらを考慮した Bβ を適用することが必要と考えられる．

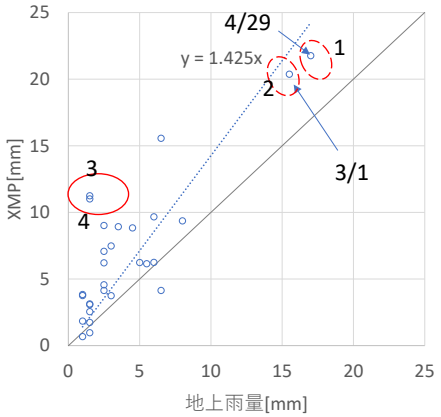


図 1　2016 年 3 月、4 月の日雨量の比較（札幌）
実線は Y=X，破線は雪片 0 とした場合の回帰線

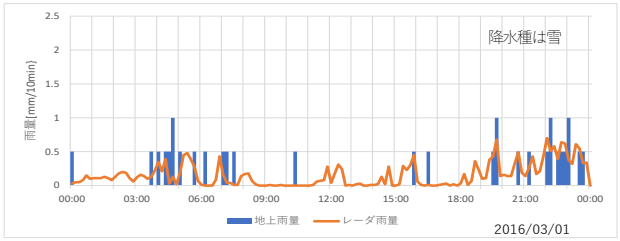


図 2　2016 年 3 月 1 日の時系列
日雨量は地上 15.5mm　レーダ 22.5mm

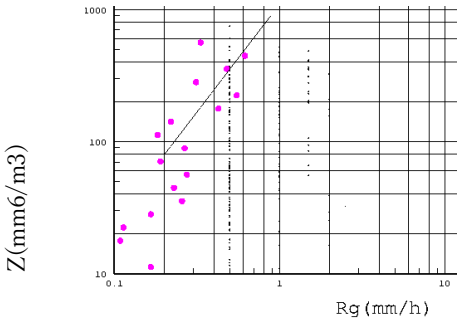


図 3　2016 年 1～3 月を対象とした ZR 解析図
B= 1096.63 beta= 1.63，実線は回帰を行った範囲

謝辞

XMP データは DIAS を通じて国交省より提供された．

参考文献

[1] 林ほか 2015　水文水資源学会誌 vol.28,pp.221-232
[2] 大宮ほか 2023　日本雪工学会論文集 Vol.39pp10-21

線状降水帯の予測精度向上を目的とした次世代型水蒸気ライダーの開発とつくばでの試験観測

*西橋政秀，及川栄治，永井智広，酒井哲，吉田智 (気象研)，阿保真 (東京都立大)

1. はじめに

豪雨災害をもたらす線状降水帯の予測精度向上には、大気下層水蒸気量の鉛直分布の正確な観測が重要と考えられているが、そのような観測は不足している。そのため、気象研究所と東京都立大学は、高精度・高時間分解能で連続観測でき、かつ将来の現業化も見据えた低運用コストの次世代型水蒸気ライダーの開発を進めている。本発表では、開発の現状および気象研究所(茨城県つくば市)での試験観測について報告する。

2. 差分吸収式水蒸気ライダー(DIAL)の開発・調整

本研究で開発している水蒸気ライダーは、差分吸収式(Differential Absorption Lidar: DIAL)である。水蒸気の吸収断面積が異なる 2 波長における後方散乱信号を観測し、その強度比の高度差分から水蒸気量の鉛直分布が算出される。長期運用実績があるラマン散乱式ライダーと比較すると、装置が複雑ではあるが、低いメンテナンス頻度、校正不要、半導体レーザーの使用により装置が小型・軽量化可能、低運用コストなどの多くの利点を有する。これまで、酒井ほか(2015)や Abo et al. (2018)等で水蒸気 DIAL のプロトタイプが開発された。しかし、太陽背景光により日中に高高度まで観測できないことや、調整作業に長い時間と経験を要する等の課題があった。そこで、本研究ではそのプロトタイプをベースに、昼夜問わず高度 3～4km まで観測でき、かつ観測現場での作業性や運用面を向上させた装置の開発を進めている。前回までの報告(西橋ほか、2023 春 P103、2023 秋 P314)以降に、装置を東京都立大学から気象研究所に移設し、ビームプロファイラーを用いた送受信系の調整や信号処理系のタイミング調整等を実施した。

3. 試験観測結果

2023 年 12 月 20 日夜～21 日朝に気象研究所において試験観測を実施した(図 1)。生データの時間分解能は 1 分だが、S/N 比を上げて統計的不確かさを低減させるため、水蒸気は 20 分毎に積算して解析した。一方、高度分解能は送信パルス幅(1μs)に対応する 150m である。同じ場所で運用しているラマン散乱式ライダーの観測データと比較すると、22 時～4 時頃の地上付近から高度 1km 付近の水蒸気濃度の増加(4～5g/m^3)がほぼ対応している。また気象庁メソ解析や館野のラジオゾンデとも比較した(図 2)。低濃度ではあるが、同様の傾向が示されており、下層の水蒸気の鉛直構造を概ね捉えているものと考えられる。

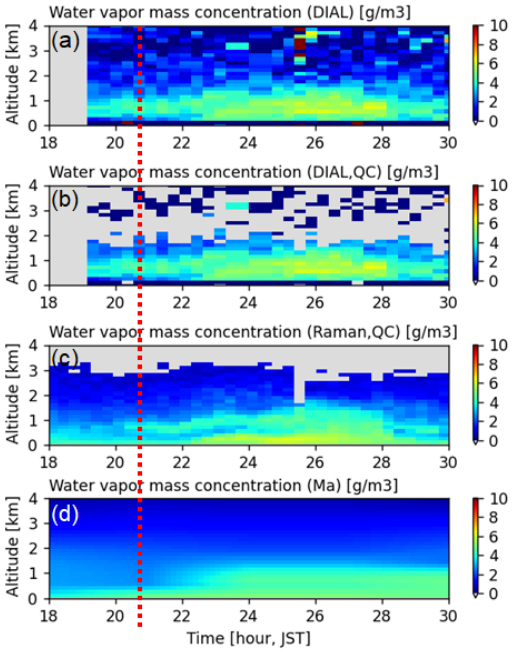


図 1　2023 年 12 月 20 日 18 時～21 日 6 時の気象研究所上空の水蒸気濃度の時間－高度変化。(a)DIAL、(b)品質管理後の DIAL、(c)ラマン散乱式ライダー、(d)気象庁メソ解析。赤線は図 2 の時刻を示す。

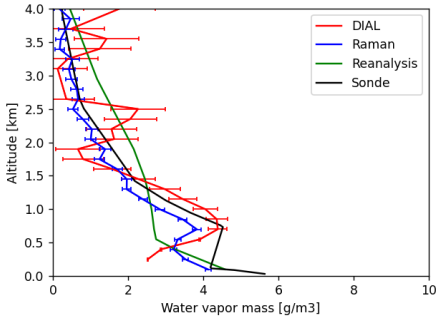


図 2　ラマン散乱式ライダー、メソ解析、ラジオゾンデ(館野)との比較結果(12 月 20 日 20:30 頃)。

4. 今後の課題

今後は試験観測を通じてさらなる調整と比較解析を進めるとともに、出力パワーの安定性向上を図る予定である。また観測用コンテナに設置し、九州にて線状降水帯をターゲットとした観測を実施する計画である。

謝辞　本研究は JSPS 科研費 19H01983 の支援を受けた。

ニューラルネットを用いた MP-PAWR データの優先順位付き符号化

最上嗣生，石黒勝彦，福田圭祐，村井翔悟,*前田新一 (Preferred Networks)

1. はじめに

最新の気象レーダーから得られる情報量は増加傾向にあり、本稿で対象とする Multi-Parameter Phased Array Weather Radar (MP-PAWR)では、従来のパラボラレーダーに比べて桁違いの情報量が得られる。その一方、気象の最新の状態の観測は、現況を知るのにも正確な予測をするのにも重要なため、たとえ不測の事態がおきて実効的な通信帯域幅が制限されたときにも重要な情報がリアルタイムで伝送できることが求められる。そこで、本稿では観測特徴量に優先順位をつけ、優先する特徴量を先行して符号化、伝送することで、優先順位の低い特徴量を圧縮した符号を含めた圧縮符号全体が通信できなくとも、送信済みの優先部分の符号のみから優先部分のみを復号可能な構造をもつニューラルネットワーク(NN)符号化器を提案する。

2. 提案手法

全部で25ある観測特徴量を優先度の高い方から順に HP/MP/LP (high/middle/low priority) 3 段階に分けた。HP は VH_{MTI}, ZH_{MTI}, $PHIDP_{MTI}$ を、MP は $RHOHV_{MTI}$, ZH_{MTI}, ZDR_{MTI} を含み、LP はそれ以外の特徴量である。

提案する NN 符号化器 [図 1]は、各優先度特徴を圧縮符号化する NN 手法[1, 2]を、斜めの横断回線で結合したものである。横断回線の結合により、ネットワーク MP は HP の情報を使って、LP は HP と MP の情報を使って圧縮率を上げることができる。

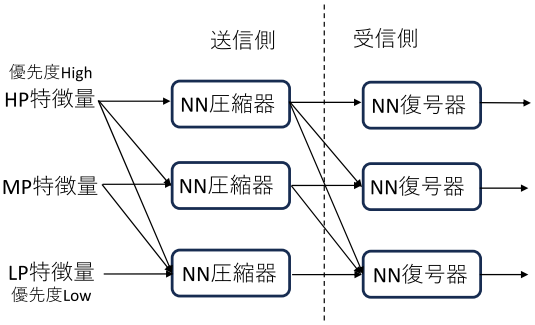


図１　提案する NN 符号化器の構成

3. 実験

本研究で対象とする埼玉 MP-PAWR データは、レーダ設置箇所を中心とした半径 60km の全天を 30 秒の観測頻度で観測したものである。なお無効値の観測量については、符号化サイズが小さいので省いた。

学習には2021 年を中心に約 11000 の全天スキャンのデータを使用した。評価指標は各特徴量のピーク信号対雑音比(PSNR)[dB]の平均と実時間で 25 特徴量の全天スキャンデータを送るのに必要な通信帯域[Mbps]を使用した。なお、元の全天スキャンデータを実時間で送るのに必要な通信帯域は、355Mbps である。

図から明白なように、優先度付きの全特徴量の圧縮結果は、優先度付きの符号化をせずに全特徴量を圧縮する NN (“base”)と遜色のない圧縮性能となった。また、HP, MP の圧縮結果が高い平均 PSNR を保持しながら必要な通信帯域を大幅に削減していることも確認できる。

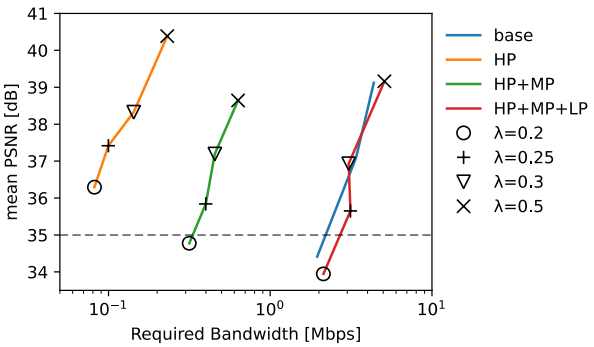


図２　ビットレートと精度(PSNR)のトレードオフ曲線

謝辞：本研究は、総務省から受託した「リモートセンシング技術のユーザー最適型データ提供に関する要素技術の研究開発」(JPMI00316)の支援を受け行われた。また情報通信研究機構の川村氏、花土氏、佐藤氏から貴重な助言をいただいた。

参考文献

[1] 中田 他, U-Net を用いた MP-PAWR データの非可逆圧縮，日本気象学会 2023 春季大会, Poster P104

[2] Ronneberger et al., U-net: Convolutional networks forbiomedical image segmentation, MICCAI, 2015

[3] 中田 他, U-Net を用いた MP-PAWR データの非可逆圧縮，令和５年日本電気学会全国大会，3-088, 2023.

2023 年台風 6 号の自律観測機器による海水温の観測

*倉恒子(NTT), 小阪尚子(NTT), 遠藤直人(NTT), 篠崎友花(NTT), 梅宮悠輔(NTT),
松原浩史(NTT), 久田正樹(NTT), 村田揚成(OIST), 御手洗哲司(OIST)

1. はじめに

2023 年 7～8 月にかけて, 筆者らは自律観測機器を用いて, 2023 年台風 6 号（Khanun）周辺および目の近傍での直接観測を実施した[1]. 2022 年台風 11 号は台風の中心に近い暴風域と強風域の観測で, 海水のかき混ぜ効果により, 強風域は暴風域よりも緩やかに海水温が低下したことを確認した[2]. 2023 年は暴風域での海水温の変化の差異について報告する.

2. 観測諸元

自律観測機器には2022 年度と同様に Wave Glider を 2 台(SV3/SV2)用いた. 使用機器および ADCP 取得条件は 2022 年度と同様である. GPCTD（CTD）を水中グライダー部（静穏時水深約 16.5 m（SV3）/6.5 m（SV2）の位置）に搭載し, 海水温を 10 分ごとに 10 秒平均を 8 回（SV3）/1 秒値を 8 回（SV2）計測した.

3. 観測結果と考察

図 1 に台風 6 号と SV3/SV2 の軌跡を示す. SV3 は台風の左側から台風に離れる方向に向かって進み, SV2 は台風の右側で回遊しており, 暴風域内にとどまっていた. なお, 暴風域の半径は最大 280 km であった.

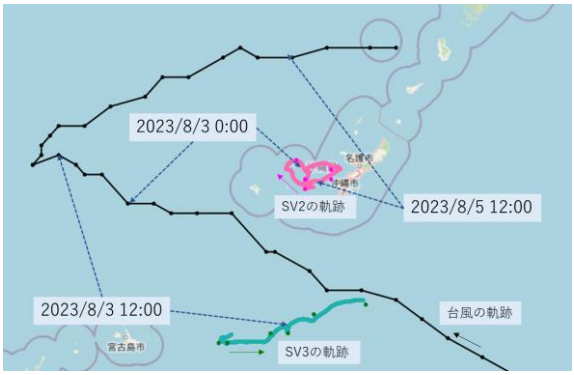


図 1 台風 6 号と SV2/SV3 の軌跡

観測結果の妥当性を示すため,今回の観測データと比較するために, 複数の水深における海水温のデータを持つアンサンブル海洋解析プロダクト LORA（JAXA/RIKEN）[3]を使用した. 本論文にて使用した海洋モデルプロダクトは, 宇宙航空研究開発機構（JAXA）と理化学研究所で共同開発され, JAXA の分野横断型プロダクト提供サービス（P-Tree）より提供を受けたものである. 図 2 に海水温の観測結果を示す.

SV2/SV3 とも, ADCP/CTD ともにほぼ同様の温度推移をしており, 8/2 0 時から急激に下がり始めている. SV2 は 8/3 0 時に最低水温となった後で上昇し, 8/5 12 時より 1 度程度低下している. SV3 は 8/3 12 時に下がったあと緩やかに上昇し, 8/4 18 時ごろから緩やかに下がり始めた. 最初の接近時に SV2 は SV3 よりも 1 度近く低下していることから, 進路右側の機器の方が海水温の下がり方が大きかったことがわかる. 一方, LORA は SV2/SV3 の位置に近い地点, 水深は各センサに近い位置での海水温を取得したもので, 急激に下がりつつある 8/2 21 時頃のデータを除いて, おおよそ観測値と一致している. LORA とは時空間分解能の差はあるものの, 大きな傾向としては一貫性があると考えられる. 台風 6 号は 8/2 0 時以降から勢力が落ち始めたこと, 沖縄本島の南側を西進したのち折り返したことなどから, 緩やかではあったが影響範囲は大きかったため, 水温の低下が 2 回起きたと考えられる.

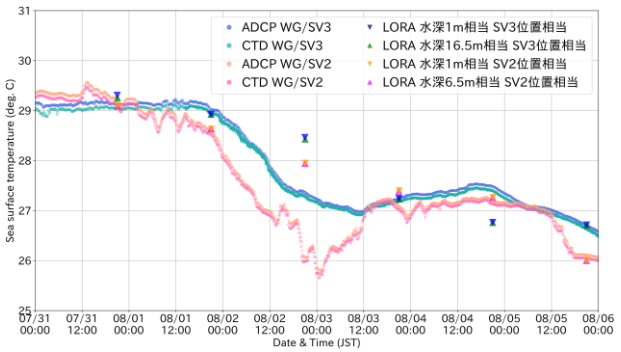


図 2 SV2/SV3 による海水温の観測値と LORA による解析データの比較

4. まとめ

台風の暴風域内で 2 台の観測機器を用いて海水温の観測を実施し, 台風の進路の右側と左側での温度低下の違いや解析データの比較等を確認することができた.

参考文献

[1] 小阪他, 2023 年台風 6 号（Khanun）の大気・海洋同時観測実験, 日本気象学会 2024 年度春季大会.

[2] 倉他, 台風直下の自律観測機器による海水温の観測, 日本気象学会 2023 年度春季大学.

[3] Ohishi, S. et al., 2022: An ensemble Kalman filter system with the Stony Brook Parallel Ocean Model v1.0, Geosci. Model Dev., 15

Polarimetric radar analysis of a convective region that brought hail in the squall line in Kanto region

*Oyuki Jara[1] and Yukari Shusse[2] ([1]Faculty of Life and Environmental Science, University of Tsukuba, [2]National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1. Introduction

Squall lines can cause severe weather phenomena such as strong winds, hail, and flooding [1]. In general, squall lines are composed of multiple convective precipitation regions, each of which is replaced by others to maintain the overall structure of the squall line. To understand the development and maintenance processes of squall lines, it is important to gain knowledge of the structure of individual convective regions in squall lines.

This study specifically investigates a squall line event that occurred on June 3, 2022, in the Kanto region. One of the convective regions constituting the squall line brought hail with a diameter of 1 to 2 cm to the ground, causing extensive damage. The purpose of this study is to investigate the characteristics of hail in this convective region using X-band polarimetric radar data.

2. Data

In this study, 3D data from the X-band MP radars in Kanto region operated by the Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism were utilized. This data included horizontal reflectivity (Z_h), Differential Reflectivity (Z_{DR}), Specific Differential Phase (K_{DP}), and Correlation Coefficient (ρ_{hv}).

3. Results

On June 3, 2022, the Kanto region encountered synoptic conditions marked by a Lifted Condensation Level (LCL) of 964.08 hPa and Convective Available Potential Energy (CAPE) of 64.17 J/kg. The squall line generated at around 1300 JST and continued until around 1800 JST. The evolution of the squall line was categorized into three distinct stages: isolated convective, mature, and dissipating stages. Five convective regions were identified within the squall line in the mature stage. According to the weather reports posted through "FuruRipo!" (https://fururipo.bosai.go.jp/fururipo/), one of these five convective regions (convective region 4) brought hail to the ground.

Figure 1 shows vertical cross sections of polarimetric radar variables at a longitude of 139.7° through the Z_h core of convective region 4 at 1515 JST in the mature stage of the squall line. The convective region 4 shows a 40 dBZ echo top height of 8.25 km above sea level (ASL). Below 0°C level maximum Z_h was about 55 dBZ (Fig. 1a). Z_{DR} values decrease around Z_h core and were -2 to 0 dB. This suggests hail falling to the ground (Fig. 1b). The K_{DP} values were 1°km^{-1} to 7°km^{-1} around Z_h core below 2 km ASL, indicating the existence of rain as well as hail or water-coated hailstones near the ground (Fig. 1c). The ρ_{hv} values less than 0.80 around Z_h core, is consistent with the existence of hail (Fig. 1d). The four polarimetric variables, Z_h, Z_{DR}, K_{DP}, and ρ_{hv} suggest hail and rain or water-coated hailstones presence in convective region 4.

4. Summary

This study clarified polarimetric radar signatures of a convective region that brought hail in the squall line in Kanto region. The signatures of polarimetric parameters, Z_h, Z_{DR}, K_{DP}, and ρ_{hv} indicate that both hail and rain or water-coated hailstones fell to the ground.

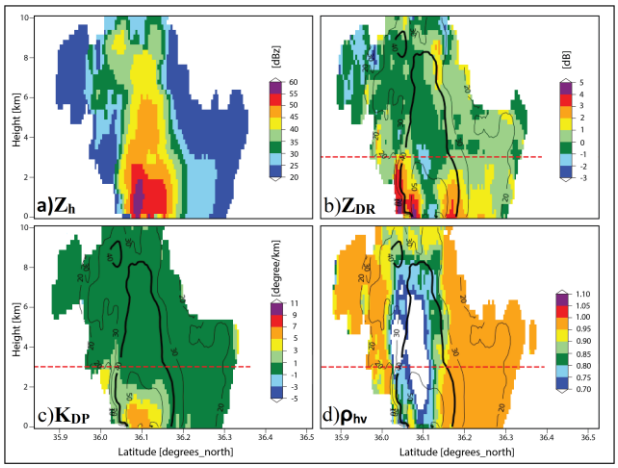


Figure 1. Vertical cross-section of a) Z_h, b) Z_{DR}, c) K_{DP}, and d) ρ_{hv} of convective region 4 at 1515 JST, red dashed line indicates altitude of 0°C (3 km ASL), thicker black contour line indicates 40 dBZ reflectivity.

5. References

[1] Houze R.A, 2004: Mesoscale convective systems. Reviews of Geophysics, Vol,42,1-43.

気温 0℃近傍で形成される多様な融解粒子のモデル化

山田芳則（叡啓大）

1. はじめに

冬季には、様々な降雪・降水粒子（乾雪、湿雪、あられ、凍雨、雨氷など）が形成される．特に、気温 0℃近傍では多様な粒子が生じる．これらの粒子の中でも凍雨や湿雪、雨氷などによって生じる着氷や着雪は、電力や陸上交通、航空機、船舶などへの障害など、社会・経済活動に大きな影響を及ぼす場合がある．実際、2023 年 12 月 23 日には能登半島での大雪に伴う着雪により大規模な倒木の被害が発生している．一方、気象予測における雨雪判別は、特に大都市において重要である．したがって、気温 0℃近傍で出現するさまざまな粒子の予測や実況監視は雪氷防災の観点から非常に重要な課題である．

気温 0℃近傍で形成される多様な粒子を表現可能なバルクモデルについては、たとえば Thériault and Stewart (2010) （以後、TS2010）がある．現在、このモデルを参考にしてバルク微物理モデルを気象庁非静力学モデル (Saito et al. 2006) 内での微物理モデル (Yamada 2013) のオプションの一つとして作成している．モデル化では、TS2010 では考慮されていないあられ粒子の融解過程まで組み込むことを目指している．今回の報告では、モデルの概要と進捗状況について紹介する．

2. モデルの概要

2-1 粒径分布と新規に導入した融解粒子

降水・降雪粒子の粒径分布 $n(D)$ はガンマ関数で表現する（D は粒径）: $n(D) = N_0 D^{\nu} \exp(-\lambda D)$．もちろん指数分布も表現可能である．また、各粒子の質量 m は、粒径の関数として $m = \alpha D^{\beta}$ と表す．α と β は粒子に固有の定数である．

粒子の種別として、既存の雲水と雨、雲氷、雪、あられに追加して、湿雪と slush, freezing rain を TS2010 と同様に新たに考慮する．slush の分布は mono-disperse と仮定する．新規の種別の中では湿雪のみを two-moment として扱う．

雪が融解して雨に変換される過程では、雪が湿雪に変化し、湿雪の一部が融解した slush を経て雨に変換されるモデルとなっている (TS2010)．雪から湿雪への変換は、湿球温度が 0℃よりも高い領域で湿雪に変換し、湿雪から slush, slus から雨への変換は、いずれも TS2010 のモデルと同様である．湿雪の粒径分布の傾きと切片、及び平均落下速度（質量加重平均と数濃度加重平均）は、湿雪の部分だけを用いて計算する．

地表付近で湿球温度が負の場合に雨を Freezing rain に変換する．

2-2 生成消滅項

新たな降水粒子を導入したことで、それぞれの粒子の生成項にも新規のものが加わる．下記にいくつかの生成消滅項を示す．粒径について積分する場合には、湿雪や slush に関してはそれぞれが存在する粒径の区間で行う．融解粒子が関与する衝突捕捉過程では、衝突捕捉係数 E_c は 1 と仮定する．

・Slush と雨の衝突併合過程は下記の式で計算し、これらの粒子の衝突の結果、slush に変換されるものとする．

$$\frac{1}{\rho_a}\int\int \frac{\pi}{4} E_c (D_{sl}+D_r)^2 \alpha_{msl} D_{sl}^{\beta_{msl}} n_{sl}(D_{sl}) n_r(D_r) \times |V(D_{sl})-V(D_r)| dD_{sl} dD_r$$

ただし、$\alpha_{msl} D_{sl}^{\beta_{msl}}$ は粒径が D_{sl} である slush の質量、V は落下速度である．

・slush と湿雪との衝突によって slush は湿雪に捕捉されると考える．単位時間内に衝突捕捉される slush の混合比は直前の式と同様に計算する．

・湿雪との衝突によって雨滴は湿雪に捕捉される．

・湿雪の併合は厳密式で計算する．

・あられと slush の衝突により、slush はあられに併合される．

・あられと湿雪の衝突で、湿雪はあられに併合される．

・slush と湿雪による雲水の衝突併合過程は、雨滴や雪などの場合と同様に扱っている．

以上の過程の他に、湿雪の再凍結過程なども導入中である．発表では、予備的なモデル計算結果の紹介も予定している．

謝辞：本研究は科研費「気温 0℃近傍で形成される多様な融解粒子のモデル化と探知 （22H01745）」の支援を受けて実施しています．

Moisture sources and isotopic composition of Meiyu-Baiu rainfall in Kyushu, southwestern Japan from 2004 to 2023

*Xiaoyang Li and Ryuichi Kawamura (Faculty of Science, Kyushu University), Kimpei Ichiyanagi (Faculty of Advanced Science and Technology, Kumamoto University), Kei Yoshimura (Institute of Industrial Science, The University of Tokyo; Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo)

1. Introduction

Meiyu rainfall is an important climate phenomenon in East Asia, but its interannual variability in terms of frequency and intensity has amplified in recent decades. Moisture sources and isotopic composition of precipitation are crucial for understanding the effect of large-scale circulations on Meiyu-Baiu rainfall. The purpose of this study is to clarify the interannual variations of moisture sources and isotopic composition of the Meiyu-Baiu rainfall in Kyushu, southwestern Japan from 2004 to 2023.

2. Methods

A colored moisture analysis (CMA) with isotopic regional spectral model (isoRSM) was conducted to simulate the moisture sources and isotopic composition of Meiyu-Baiu rainfall in Kyushu from June 1 to July 31 during 2004-2023. The isoRSM was developed by Yoshimura et al. (2010) and incorporated the isotopic processes for water vapor as tracers. In addition, rainfall was sampled diurnally at Fukuoka in southwestern Japan during the rainy season from 2021 to 2023 to validate the simulated results.

The basic design for CMA was the same as that in Li et al. (2023), water origins were classified into three groups: Asian monsoon (AM) moisture from the Indian Ocean and the East Asian Continent; North Pacific subtropical high (NPSH) moisture from the Pacific Ocean; and local moisture from the East China Sea and the Kuroshio region. During the 20 Meiyu-Baiu seasons, a total 71 extreme rainfall events were selected. Among them, there are 61 Meiyu-Baiu events identified for further event-based analysis.

3. Results

During the 20 Meiyu-Baiu seasons, AM moisture was dominant and contributed 50.9% of the total Meiyu-Baiu rainfall, transported to Kyushu by the Asian monsoonal southwesterlies in the middle levels. Besides, the NPSH moisture was moderate and accounted for 28.6% of total rainfall, transported by the NPSH in the low levels. On the other hand, the local moisture from the East China Sea and Kuroshio region was relatively small and comprised 7.9% of total rainfall. Regarding the isotopic characteristics, AM moisture showed lower δ^2H and higher d-excess, due to more rainout and below-cloud evaporation during long-distance transport. In contrast, the isotopic signals of the NPSH moisture were relatively preserved during moisture transport, reflecting the source region conditions. These features are consistent with the results in Li et al. (2023).

For the interannual variability, the contribution of each major moisture to the total rainfall increased from the light Meiyu-Baiu seasons to the heavy seasons. Among the three moisture sources, the AM moisture exhibited the largest variability and contributed 502.4 mm of total rainfall averaged in the heavy seasons, compared to 262.3 mm in the light seasons. The heavy Meiyu-Baiu seasons were characterized by enhancement of the AM and NPSH moisture and lower δ^2H and higher d-excess. In addition, the western Pacific subtropical high expanded westward with the deepened East Asian mid-latitude trough on the east of the Tibetan Plateau.

For the extreme rainfall events, extreme rainfall amount and extreme event number are positively corelated with total Meiyu-Baiu rainfall during the 20 Meiyu-Baiu seasons. Moisture source of extreme rainfall events are principally contributed from the AM moisture (Fig. 1).

4. Discussion

Previous studies investigated moisture sources and isotopic composition of Meiyu-Baiu rainfall in East Asia based on case study. In this study, we systematically clarified the major moisture sources and their corresponding isotopic characteristics associated with large-scale circulations for the 20 Meiyu-Baiu seasons during 2004-2023. The study highlights importance of the AM moisture for extreme Meiyu-Baiu rainfall in East Asia.

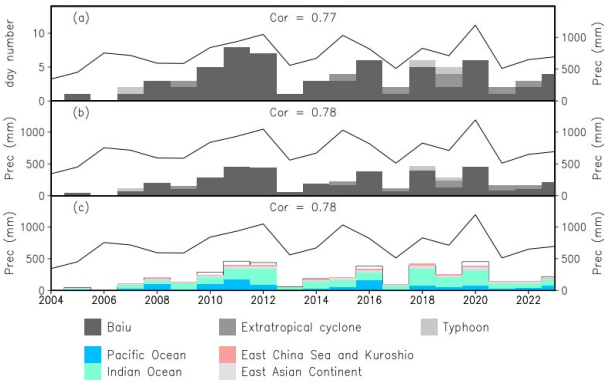


Fig. 1 (a) Time series of extreme event number from Meiyu-Baiu (black shading), extratropical cyclone (dark gray shading), and typhoon events (light gray shading) in Kyushu during 2004-2023. Black line indicates the Meiyu-Baiu seasonal rainfall amount. (b) Same as (a), but for rainfall amount from extreme event. (c) Same as (a), but for the major water origins (color bar) of extreme rainfall.

References

[1] Li et al., 2023, Atmospheric Reseacrh, 286, 106693. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106693.

高露点大気条件下における雲生成チェンバー実験

*田尻拓也・折笠成宏・岩田歩・郭威鎮(気象研), 村上正隆・吉田龍二 (横国大)

1. はじめに

JST ムーンショット目的 8 のコア研究「安全で豊かな社会を目指す台風制御研究」のサブ課題の一環として高温・高湿な大気条件下での雲生成チェンバー実験に取り組んでいる．吸湿性エアロゾル粒子を用いた雲シーディングによる雲微物理過程への介入を想定し，雲生成過程における特定エアロゾル種の CCN 能やエアロゾル種間の競合過程の解明を目指している．吸湿性粒子シーディングにより雲粒数濃度を増やし雲粒粒径分布を小サイズ側へシフトさせることで，台風の外縁部やアウターレインバンド領域における深い対流活動を促進し，台風の中心部へ流入する水蒸気量を抑制できるか，室内実験からの CCN 能・INP 能を反映した数値モデルによるシーディング実験から吟味したい．

雲生成チェンバーは，これまで中緯度の比較的乾燥した大気条件を対象とした実験設定で運用してきた．現在，高温・高湿な大気条件下における実験に対応するため大容量の加熱加湿装置の整備や空気導入部・計測配管の改修などの機能追加に取り組んでおり，進捗状況について報告する．

2. 高露点加湿装置の整備

熱帯海洋上での雲生成環境下における露点を模擬するには，＋25℃超の加湿機能が必要である．既存加湿システムとしては，実験室内の空気を HEPA フィルターを通して雲生成チャンバー内へ導入する吸気ポートがあるが，＋15℃以上の露点を季節に依らず常時生成することは難しい．このため，気温＋30℃・露点＋25℃といった高温・高湿な大気条件下を初期値とする雲生成実験が適切に実行できるよう加熱加湿装置を整備した．当該装置は，超音波ミスト発生部（写真１左中央），ウォータトラップ用バッファー（写真１左手前），HEPA フィルター部（写真１左奥）から成り，制御ユニットにより結露を避けるため十分高く（＋55℃以上）温度制御される．超音波ミスト発生開始と共に給気ファンにより高湿な空気は，HEPA フィルターを通して供給可能となるが，供給制御バルブ運転により初めは実験室内へ排出される．その後，チェンバーへの導入弁を開（同時に排気弁は閉）にすることで試験槽内の加湿を開始する．短時間で高露点を達成するため，外部真空ポンプを用いることで試験槽内を幾分減圧させ効率的に加湿することができる．この方法により，5 分程度で露点－40℃から+20℃までの加湿を確認した．

写真１　高露点加湿装置（左）および制御ユニット（右）．

3. 雲生成チェンバー実験へ向けての課題

加湿装置の整備に伴い，幾つか対応課題が発生した．当初，室温を超える露点の生成が難しく，露点が＋20℃を超えると上昇速度が鈍化し，30 分以上かけても達成できないことから，配管中の結露や水蒸気吸着を懸念し，導入部配管にヒーターを取り付けた．また，露点が＋20℃を超えると二式の露点計に測定誤差が発生した．感部（ミラー）を清掃後も誤差は残り，乾燥空気付加による露点低下時に遅れが生じた．計測配管についても加熱対策のため，チェンバー内部の計測配管にヒーターを取り付けた．これにより，露点計測が改善したが，尚も露点計直近の配管ヒーターが不足しており調達中である．更に，加湿装置の排気弁から負圧時に室内空気の若干の漏れ込み（エアロゾルの混入）が確認されたため，部品を交換した．現状，気温＋23℃・露点＋20℃までの中程度の温度・湿度での吸湿性粒子を用いた雲生成実験が可能である．

4. 今後の予定

年度内に高温・高湿な大気条件下での本実験を開始し，海塩粒子についてデータ取得するとともに，外部混合実験へ向けて準備を進めたい．

謝辞：本研究は，JST ムーンショット型研究開発事業 (JPMJMS2282-04) の支援を受けたものです．

高濃度氷晶雲プロジェクトでのエアロゾル・雲の航空機観測（その4）

*折笠成宏(気象研究所)，村上正隆(名古屋大学)，岩田歩(気象研究所)，
米国 HIWC サイエンスチーム(NASA/FAA)

1. はじめに

交通運輸技術開発推進制度「高濃度氷晶雲」プロジェクトの一環として、米国の高濃度氷晶雲(HIWC)プロジェクト等と国際連携し、米国 NASA DC-8 機を用いた航空機観測を 2022 年 7 月(FL キャンペーン、米国南東沖とメキシコ湾)、同年 9 月(CV キャンペーン、西アフリカ沖)に実施した。エアロゾルが高濃度氷晶雲の形成・発達に与える影響解明を調べることを目的の一つとしている。前回までは、雲底下における氷晶核（INP）能・雲核（CCN）能の解析結果を主に報告した。今回は、エアロゾルと雲粒子の関係を定量的に解析した結果を報告する。

2. 観測方法

エアロゾル粒径分布は、SMPS, OPC, PCASP を用いて計測し、CCN 数濃度は CCN-200 を用いて過飽和度を計４段階で計測、INP 数濃度はフィルター上に捕集したエアロゾルに対して液滴凍結法から算定し、個別粒子種を電子顕微鏡により分析した（岩田ほか, 2023 秋季大会）。雲粒子は CDP, 2DS, PIP(FL キャンペーン)、CAS, CIP(CV キャンペーン)の各プローブにより粒径やイメージを測定した。主な搭載測器の詳細は、折笠ほか(2022 秋季大会)を参照。

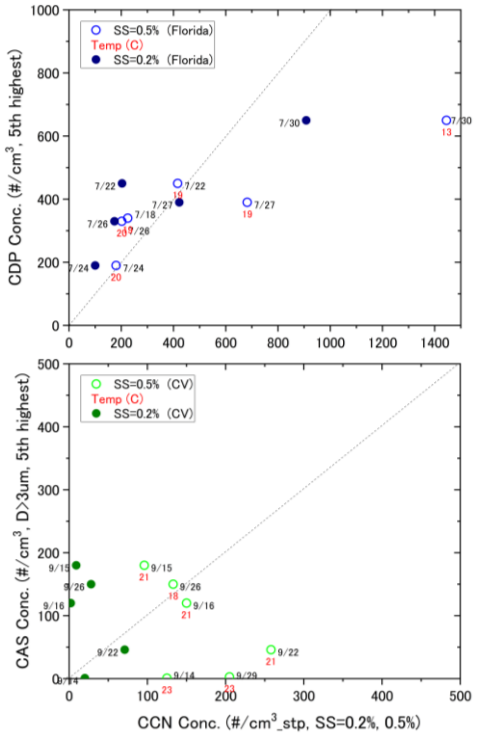


図１ CCN 数濃度と雲粒数濃度の比較．上：FL，下：CV、赤字は気温、CCN 数濃度は SS=0.2, 0.5%での測定.

3. 結果

CCN 数濃度と雲底付近での雲粒の最大数濃度(5 番目)の相関を図１に示す。FL では CDP による測定値、CV では 3μm 以上の測定値を基として測器による違いはあるものの、同程度の雲底温度で CV の方が雲粒数濃度は低かったといえる。FL では CCN 数濃度と雲粒数濃度は正の相関を示す傾向がみられたが、一方 CV では両者の相関はみられなかった。

下層での PCASP によるエアロゾル数濃度と上層のアンビル内の氷粒子の最大数濃度(5 番目と 1 番目)・最大氷水量(1 番目)・質量平均直径の相関を図２に示す。氷粒子の数濃度は、FL では 2DS と PIP の合成した粒径分布より、CV では 9/30 事例のみ CIP より、100μm 以上の粒径範囲から算出した。氷水量は IKP2 から測定した値、質量平均直径は粒径分布から算出した。エアロゾル数濃度と氷粒子数濃度・氷水量・質量平均直径の間に明らかな相関はみられなかった。比較的高濃度のエアロゾルが観測された 7/30 事例でも、低濃度のエアロゾル事例と同程度の氷粒子の数濃度や氷水量であり、特に低濃度の 7/10 事例で氷粒子数濃度や氷水量が大きかった。エアロゾル多寡による高濃度氷晶雲への影響を理解するため、観測結果と併せて数値シミュレーションによる解析が今後の課題である。

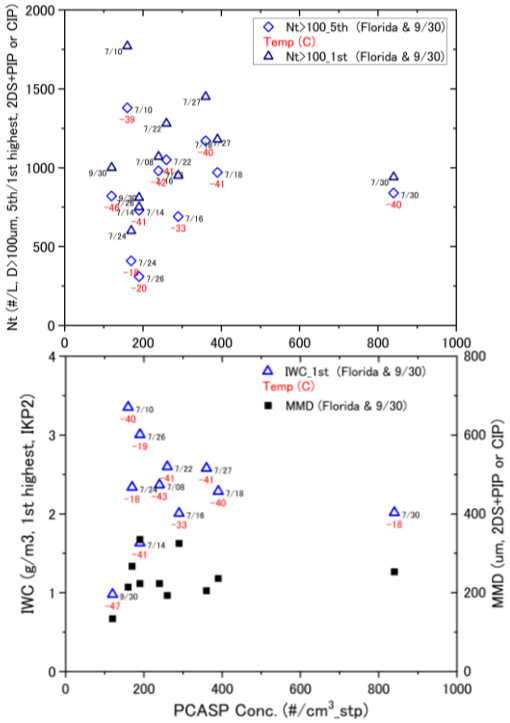


図２ エアロゾル数濃度と氷粒子数濃度（上）または氷水量・質量平均直径（下）との比較．FL と 9/30 事例、赤字は気温.

2024 年 2 月 5 日の関東地方の大雪に関する環境場

北畠尚子（気象大）

1. はじめに

2024 年 2 月 5 日に、南岸を低気圧が通過する際、関東地方では昼頃から夜にかけて平地でもみぞれまたは雪となったところがあり、東京では 8cm、横浜で 4cm の最深積雪が報告された。また東京では 19 時 30 分（JST、以後同じ）ごろから 21 時 30 分ごろまで断続的に激しい雷も観測された。ここではこの大雪等をもたらした環境場について速報解析を行う。

2．データ

観測データとしては気象庁の現業観測データ（レーダー・ひまわり等を含む）、環境場の解析には気象庁メソ解析（解像度 5km、3 時間ごと）を用いた。

3．解析結果

図 1 の 21 時の水蒸気画像では、南岸を進む低気圧の西がスケールの比較的小さい暗域となっており、その先端かつ地上低気圧の北側では直径 300km 程度の水蒸気の多い領域が見られる。これは前数時間で急速に拡大し、下層水蒸気の顕著な上昇が示唆される。

このときのレーダー観測（図省略）ではエコー頂強度は高いところでは 10km 以上に達したが、詳細に見るとエコー頂高度の高い領域と発雷した地域の対応は良いとは言えず、エコー分布もどちらかというと層状性降水の特徴がみられた。

図 2 の東京上空の時系列断面図では、600hPa より下層では鉛直安定度が高いのに対して、600～300hPa では 18 時（09Z）を中心に安定度が低くなっている。これは主に、先行する上層トラフ通過（図中の上層強風軸で示唆）により 15 時以降に 300hPa で上層寒気が流入したことと、600hPa では南寄りの強風の持続により 18 時（09Z）ごろまで温暖であったことによる。この下層と中上層での安定度の顕著な違いにより、下層では層状性、中上層では対流性の雲・降水が生じることが考えられる。図 3 に示した 18 時の南北断面では、下層の安定層の上端付近の θ_e～315K に沿って北向き風速の極大があり、34N 付近の海上からの気流が北上しながら上昇して東京上空で 600hPa に達すると説明できる。そこでは中上層の対流の発生は考えられるが、それとその真下の安定層の空気の運動との関係、及びそれらがどのように発雷をもたらしたかが、課題として残る。

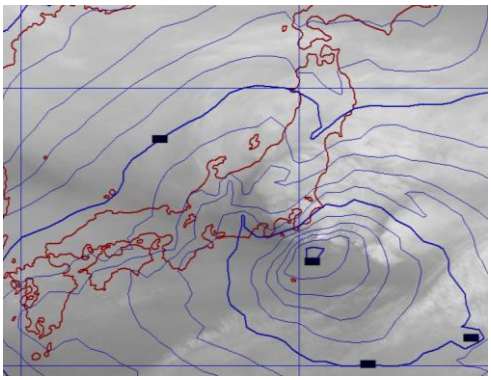


図 1　5 日 21 時のひまわり水蒸気画像（Band08）と海面気圧。

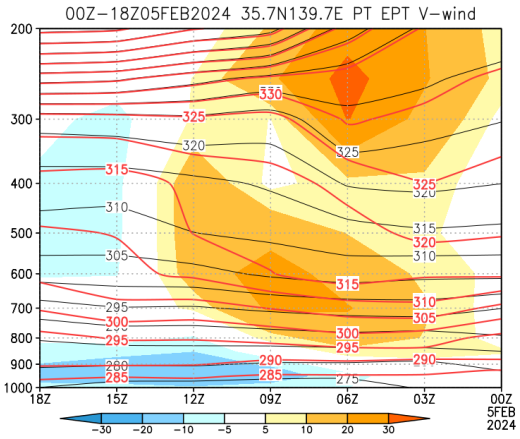


図 2　5 日 09 時（00Z）～6 日 03 時（18Z）の東京上空の時系列鉛直断面における温位（黒線、K）、相当温位（赤線、K）、北向き風速（カラー、m/s）。

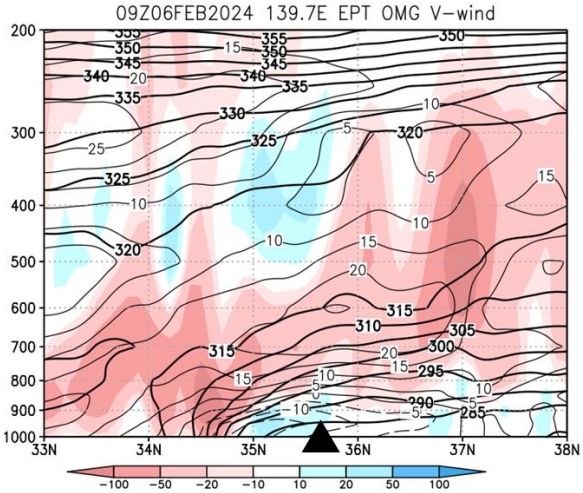


図 3　5 日 18 時の東京（▲）を通る南北断面の相当温位（黒太線、K）、北向き風速（細実線、m/s）、鉛直 p 速度（カラー、Pa/s）。

冬季における百里飛行場の横風強風と地形との関連性

*出水里奈 (防衛大学校), 西暁史 (防衛大学校)

1. はじめに

横風とは滑走路に対して直交成分の風を指し，横風が強いと航空機の揺れ及び操縦の困難等に繋がる．さらに強い横風が吹くと航空機の離着陸が禁止されることもある．茨城県の百里飛行場 (以下，百里) の滑走路は 030° (北北西) - 210° (南南西) に伸びている．このため冬型の気圧配置時に強い北西風が卓越すると，百里では横風となりやすく，航空機の運用に大きな影響を及ぼす．しかしながら，関東平野における風が北西風であっても，百里では横風とならない場合がある．このように，百里における横風の発生メカニズムはよくわかっていない．

そこで，本研究は百里で吹く横風発生時の風の観測データの統計解析をするとともに，数値シミュレーションを用いて，百里に流入する横風のメカニズムを解明することを目的とする．

2. データと手法

解析対象は, 2013 年 12 月から 2023 年 2 月の冬季 (12 月, 1 月, 2 月) のうちの冬型の気圧配置であった日とした．百里における冬型の気圧配置時の風向と風速の気候学的な特徴を明らかにするため，選出した日の飛行場実況気象通報式（METAR 又は SPECI）を用いて風向風速の統計解析を実施した．なお今回は飛行場実況通報式に記載されている最大瞬間風速が 25kt (12.5m/s) 以上の風を飛行場に影響を及ぼす「強風」と定義した．また，最大瞬間風速の横風成分が 30kt 以上である場合を「横風強風」と定義した．

数値シミュレーションでは WRF4.4.2 を用いて横風強風が吹いた日 (事例①：2020 年 2 月 23 日) と横風強風が吹かなかった日 (事例②：2022 年 1 月 14 日及び事例③：2021 年 2 月 16) を再現した．今回の研究では水平解像度 3 ㎞, 初期値は各々の日の前日 21 時 (JST) とし，数値シミュレーションを実施した．

3. 結果と考察

3. 1 風向風速の解析結果

百里で強風が観測されたのは，冬季の観測データ中の0.026%と少なかった．また強風は日中(11時～15時)に吹きやすかったことが分かった．冬季における百里の平均風向は南西～北東と幅広かった．一方で，強風が吹いた時の百里の風向は西～北西であり，風向が限定されることが分かった．

3. 2 WRF シミュレーション結果

事例①と事例②を比べると，事例②では栃木県北から百里の北側にかけて風が相対的に弱い領域が出現することが分かった．また事例①と事例③を比べると，事例②のような風の弱い領域が見当たらなかったが，前橋から百里付近の風の風向が，事例①では北西であるのに対し，事例③の風向は西南西～西であった．

4. まとめ

百里では，冬季の季節風による強風は西から北西の限られた風向で吹くことが分かった．

また WRF の数値シミュレーション結果より，(1) 栃木県北～茨城県北の相対的な弱風域が無いこと，(2) 前橋から百里で一様に北西風が吹いていることの 2 点が百里で横風強風が吹くための条件であると考えられる．

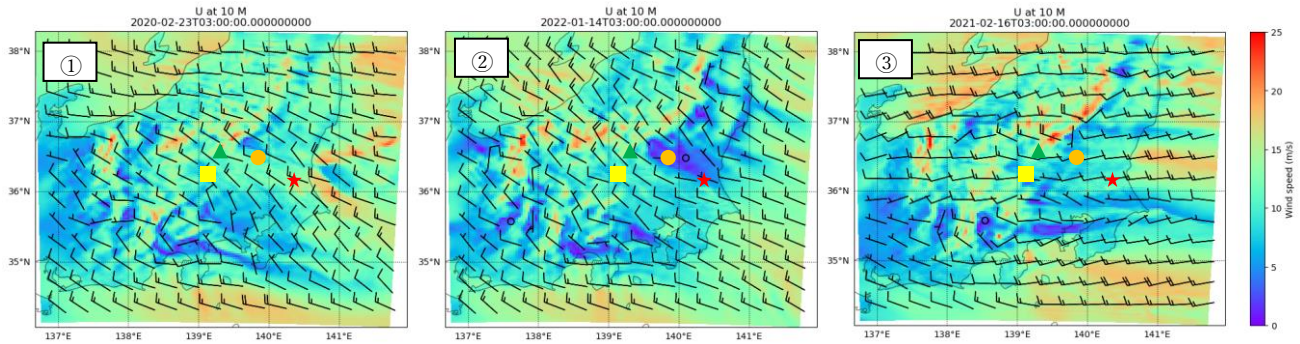


図 1 WRF 出力結果（①：2020 年 2 月 23 日，②：2022 年 1 月 14 日，③：2021 年 2 月 16 日）
★：百里，●：宇都宮，■：前橋，▲：赤城山

JAGUAR-DAS データを用いた 太陽同期 1 日潮汐波の下部熱圏の年々変動の解析

*安井良輔（気象庁気象研究所）、小新大、佐藤薫（東大院理）

1. はじめに

太陽同期潮汐波は、上部中間圏よりも高高度で大きな振幅を持ち、下部熱圏においては、東西風の鉛直シアの強化によって、重力波の 2 次発生や重力波強制の経度分布にも影響している[1,2]。特に西向き伝播・1 日周期・東西波数 1（DW1）の潮汐波は、高度 100km 付近で大きな振幅を持ち、中性風の鉛直シアが作る金属イオンの鉛直収束を通して、スポラディック E 層の形成に関わっており[3]、通信や衛星測位において大きな影響をもたらす。そのため、DW1 の波活動を詳細に解析することは重要である。DW1 の年々変動は、多く調べられており、高度 100km 以上では太陽放射の変動、高度 100km 以下では、QBO と相関が大きいこと[4]が知られているが、定量的な DW1 の変動要因の解析はまだなされていない。QBO の他にも ENSO や冬半球成層圏突然昇温などの影響も考えられる。したがって、本研究では、上部中間圏および下部熱圏で卓越する太陽同期潮汐波の年々変動の要因、特に下層大気の影響について、下部熱圏までを含む再解析データ JAGUAR-DAS[5]を用いて調べる。本発表では、DW1 の変動要因に着目して解析を行なった結果を発表する。

2. 使用したデータ・解析方法

解析では、地表から下部熱圏までを解像する JAGUAR-DAS 再解析データを使用した。JAGUAR-DAS は、空間解像度 T42L124（モデルトップ ~150km）および出力時間間隔 1 時間で、PREPBUFR、Aura-MLS、TIMED-SABER、および DMSP-SSMIS の気温データを、LETKF を用いて同化している。太陽放射の変動による影響は、直接的には含まれていない。本発表では、2006 年 1 月 1 日から 2022 年 12 月 31 日の高度 10km～120km のデータを解析した。

本発表では、10 日の窓関数を用いた短時間フーリエ変換を用いて、周期 24 時間・東西波数 1 の西向き伝播成分を DW1 成分として抽出した。

3. DW1 の年々変動とその要因調査

図 1 は、高度 100km における DW1 の東西風振幅の気候値からの偏差に対して、カットオフ 1 年のローパスフィルタをかけたものである。緯度 50°N～50°S において、約 2 年周期の変動が見える。DW1 振幅変動の要因を調べるため、DW1 の東西風振幅（★の位置）と DW1 エネルギーの相関係数を調べた（図 2）。DW1 エネルギーは、赤道の高度 30～40km 付近まで、高い相関を持つことがわかった。この高度は、オゾンによる非断熱加熱が大きい領域である。非断熱加熱率の変動を調べたところ、高度 30～45km において、DW1 エネルギーの変動とよく対応していた。JAGUAR-DAS ではオゾン濃度が気候値で与えられていることから、この高度域での QBO の気温変動が、長波放射による非断熱加熱率を変化させている可能性が考えられる。QBO に伴うオゾン変動が、気温に QBO 変動をもたらすと共に[6]、潮汐の励起の強さにも QBO 変動をもたらすものと考えられる。今後詳細な解析を行う予定である。

4. 今後の予定

本発表では、DW1 の振幅の変動のみ解析を行なったが、2 次発生重力波強制では、DW1 だけでなく、SW2 や TW3 を含めた東西風の鉛直シアが重要になる。そのため、今後は太陽同期潮汐波の振幅だけでなく位相の変動についても解析を行なう。

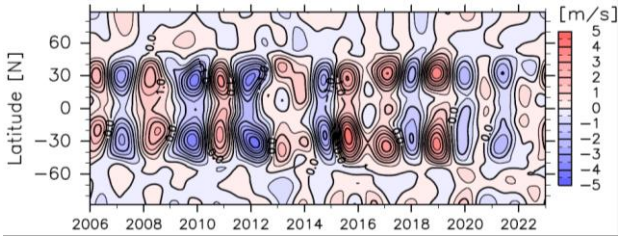


図 1. 高度 100km での DW1 の東西風振幅の変動（カットオフ 1 年のローパスフィルタ）の緯度時間断面図。

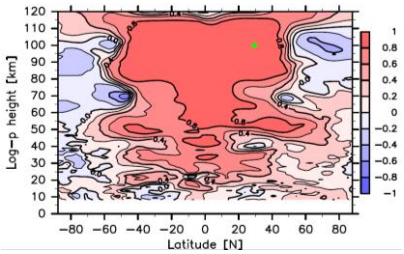


図 2. DW1 の東西風振幅(★の位置)と DW1 エネルギーとの相関係数の緯度高度断面図。

参考文献

[1] Vadas (JGR, 2007). [2] Yasui et al. (JAS, 2018). [3] Andoh et al. (EPS, 2023). [4] Vitharana et al. (JGR, 2021). [5] Koshin et al. (GMD, 2020). [6] Hasebe (JAS, 1994).

気象庁地球システムモデルで用いる陸域炭素循環モデル MRI-LPJ の開発と過去の陸域炭素循環の復元

*渡辺泰士 (気象研究所), 出牛真 (気象研究所), 行本誠史 (気象研究所), 足立恭将 (気象研究所), 保坂征宏 (気象研究所), 辻野博之 (気象研究所)

1. はじめに

陸面は運動量や水の交換、地表面アルベドの変化を介して大気と相互作用するほか、陸域生態系の活動によって大気二酸化炭素の吸収源および放出源となりうることから、陸域生態系の活動は将来の炭素収支および気候変化においてきわめて重要な役割を果たすと考えられる[1]。しかしながら、これまでのマルチモデル間比較における陸域の炭素吸収速度の不確定性は海洋と比べて大きい[2]。そのような将来の気候変化における陸域生態系の応答は、陸域生態系のエルニーニョ・南方振動(ENSO)に代表される気候の経年変動に対する応答に基づき制約できると考えられていることから[3]、現代の陸域炭素循環の応答は将来の炭素収支の理解においてもきわめて重要である。気象庁気象研究所では地球システムモデル MRI–ESM2.0[4]が開発され、CMIP6 のモデル間相互比較にも貢献した。MRI–ESM2.0 はCMIP6 モデルの中でもとりわけ地上気温の再現性に優れているほか、陸域における二酸化炭素収支を見積もることができるモデルである[5]。しかし、MRI–ESM2.0 では熱帯の一次生産速度(GPP)や過去の陸域の二酸化炭素の吸収速度を他のモデルと比べて大きく見積もる傾向が見られた。

2. 手法

そこで、本研究では MRI-ESM2.0 に LPJ-LMfire モデル[6]の植生モデルに基づく陸域炭素循環モデルを新たに組み込み、産業革命以前と現代の大気 CO_2 分圧のもとで計算し、CMIP6 提出版の結果および現在の観測に基づく推定と比較した。さらに、今回開発した陸域炭素循環モデルを、気象庁第 3 次長期再解析データ JRA-3Q[7]をもとに作成した 1948 年から 2015 年の日平均気象データを境界条件のもとで駆動し、この期間の陸域生態系の活動を推定した。

3. 結果

その結果、主に熱帯域における現代の GPP や LAI の再現性はこれまでに用いてきたモデルと比べておおきく向上した。一方、北半球高緯度の GPP や LAI は観測に基づく推定値と比べてやや高い値を示した。また、JRA-3Q を用いて駆動したオフラインモデルの GPP は、1948 年と 2015 年の間でおよそ 15–20%上昇した。この期間の GPP の値は観測に基づく推定値や他の陸域炭素循環モデルによる推定値と調和的な値を示した[8,9]。さらに、推定された陸と大気の間の CO_2 交換速度は、大気 CO_2 分圧の変動および海洋の CO_2 交換速度に基づく推定に似た経年変動を示した[1]。

4. 議論と今後の方針

今回開発を進めた MRI-LPJ モデルは MRI-ESM2.0 のみならず現在開発が進められている次世代の MRI-ESM にもすでに導入されている。モデルバイアスも含めた改良を行い、今後の CMIP7 におけるモデル間相互比較に用いる予定である。また、今回開発したオフラインモデルは陸域炭素循環モデル国際相互比較に貢献することなどが期待される[1,10]。

参考文献

[1] Friedlingstein et al. (2023). *Earth System Science Data*, **15**, 5301-5369.

[2] Arora et al., 2020, *Biogeosciences*, **17**(16), 4173-4222.

[3] Cox et al. (2013). *Nature*, **494**(7437), 341-344.

[4] Yukimoto et al., 2019, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **97**(5), 931-965.

[5] Obata & Shibata, 2012, *Journal of Climate*, 25(24), 8524-8541.

[6] Pfeiffer et al., 2013, *Geoscientific Model Development*, **6**(3), 643-685.

[7] Kosaka et al. (2024). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **102**(1), 49-109.

[8] Zhao and Running (2010). Science, 329(5994), 940-943.

[9] Anav et al. (2015). *Reviews of Geophysics*, **53**(3), 785-818.

[10] Sitch et al. (2015). *Biogeosciences*, **12**(3), 653-679.

近年の気候変動に伴う降雨特性分布の変化

*原田紹臣 (三井共同建設コンサルタント株式会社)
Harada N. (Mitsui Consultants Co., Ltd.)

1. はじめに

近年の降雨特性の変化について把握するため，各都道府県における観測地点（県庁所在地付近）での 1976 年から 2023 年 7 月末までのアメダス降雨観測データを用いて，確率降雨強度（ただし，確率再現年：30 年，降雨継続時間：1 時間）を算定し，この観測データ期間における降雨特性の変化について評価する．

2. 検討方法

本検討は，一般的な極値統計解析として，GEV 分布と Gumbel 分布の両方を用いて確率降雨強度を算定し，適合度（SLSC）の高い値を用いて評価する[1], [2]．なお，本検討で示す降雨特性の変化を表す式は，

$$U_r = \frac{r^{30}_{1_2023\text{-}1999}}{r^{30}_{1_2000\text{-}1976}} \times 100$$

である．ここに，U_r は降雨継続時間（1 時間）における生起確率年（確率再現年：30 年）での確率降雨強度の変化率，$r^{30}{}_{1_2023\text{-}1998}$ は 1998 年 8 月から 2023 年 7 月末（25 年）までにアメダスで観測された降雨継続時間（1 時間）における生起確率年（30 年）での確率降雨強度，$r^{30}{}_{1_2000\text{-}1976}$ は 1976 年 1 月から 2000 年 12 月末（25 年）までにアメダスで観測された降雨継続時間（1 時間）における生起確率年（30 年）での確率降雨強度である．

3. 検討結果

地域毎における確率降雨強度の変化率 *Ur* の結果を，図 1（ただし，%表示）及び図 2 にそれぞれ示す．図 1 及び図 2 に示すとおり，近年の地球温暖化等の影響などを受けた降雨特性の変化に関して，増減している地域が分布していることが新たに分かった．また，図 2 に示すとおり，顕著に増加している地域は，福井県，山口県，千葉県，兵庫県等であり，減少している地域は南九州（鹿児島県，宮崎県），高知県，愛知県等の結果であった．これらの要因の一つとして，大型台風の発生有無や，台風経路の北上などが推測される．

ここで，近年における降雨継続時間（1 時間）における確率再現年（30 年）での確率降雨強度（アメダス・データ：1998/8～2023/7）の分布状況を図 3 に示す．図 3 に示すとおり，確率降雨強度において，平均値（65mm/h）を上回っている地域は，主に，西日本～北陸の沿岸部である傾向であることが分かった．

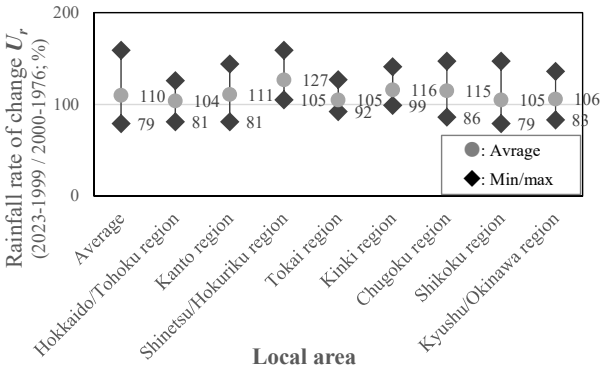


図 1　地域別の近年における降雨強度の変化．

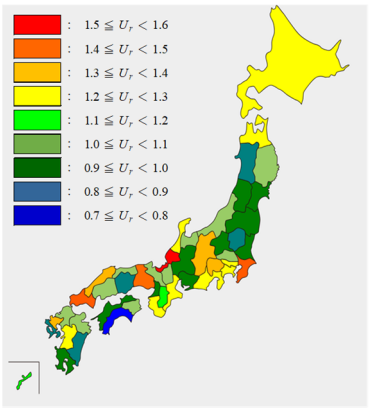


図 2　洪水到達時間 1 時間における確率再現年 30 年の確率降雨強度の変化（1998～2023/7，1976～2000 比較，変化率-U_r）．

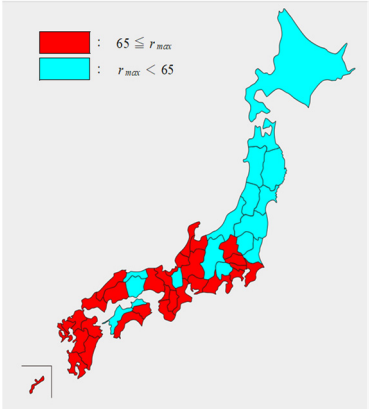


図 3　洪水到達時間 1 時間における確率再現年 30 年の確率降雨強度分布 r_{max}（対象年：1998～2023/7，単位：mm/h，閾値 65mm/h-平均値）

参考文献
[1]土木研究所：全国アメダス観測地点における確率降雨算定に関する報告書，土研資料，Vol.3900，2003.
[2]水文・水資源学会：水文・水資源ハンドブック，1997.

P167

局地的大雨予測に対する雲レーダー同化手法の高度化
—積乱雲自動追跡による選択的同化手法の開発—

*加藤亮平, 清水慎吾, 大東忠保, 前坂剛, 下瀬健一, 岩波越 (防災科研)

1. はじめに

局地的大雨は河川の水位の急上昇などを通じて被害をもたらすため、一秒でも早い高精度な予測が求められる。防災科研では、そのような予測の実現に向けて、雨粒よりも小さな雲粒を捉えることができるKaバンドレーダー（雲レーダー）のデータを用い、雨が降る前の雲の段階から局地的大雨を予測する雲レーダー同化手法を開発している。

Kato et al. (2022, WAF)では、3台の雲レーダーの同時観測で1分毎に捉えた積乱雲の3次元構造を同化し、水平格子間隔700mの雲解像数値モデル(CReSS)を用い、雨が降る前の段階から20分後の局地的大雨の予測に成功した。この予測実験では、雲レーダで捉えた反射強度がある閾値を超える領域を相対湿度が100%であると仮定し、その場所を飽和に近づけるような強制を加えるナッジング同化を採用した。このため、発達中の雲だけでなく、雨を降らせた後に衰弱中の雲も同化され、その領域が加湿されることで、偽の雨が予測されるなどの問題が生じていた。

この偽の雨の予測問題等を解決するために、雲レーダーエコーを自動的に追跡し、発達中の雲セルだけを選択的に同化する「選択的同化手法」の開発に着手した。本発表では、この選択的同化手法の開発状況を報告する。

2. 手法：雲レーダーデータの選択的同化

雲レーダーエコーを自動的に追跡し、発達中の雲セルだけを選択的に同化する手法の概要を以下に示す。

(1) 雲レーダーの3次元データの作成(CAPPIデータ)
(2) 積乱雲自動追跡プログラムを用いた雲セルの抽出・追跡
(3) 抽出した雲の２次元特性データの算出
(4) 雲セルの時間変化特性データの算出
(5) 選択的同化に用いる雲の判定
(6) 選択的同化に用いる3次元反射強度データの出力
(7) ナッジング同化による予測初期値の水蒸気調整

- **(1)**では、3台の雲レーダーによる反射強度データを用いて、1分毎に水平格子間隔250m、鉛直格子間隔100mの3次元データ（CAPPI）を作成した。
- **(2)**では、(1)で作成した3次元の反射強度データにおいて鉛直方向の最大値をとって水平面に投影した2次元反射強度データを作成し、積乱雲自動追跡プログラムであるAlgorithm for the Identification and Tracking Convective Cells (AITCC; Shimizu and Uyeda 2012) を用いて、雲セルを検出・追跡した。
- **(3), (4)** では、(2)で抽出した雲セルにおいて-15dBZを超える面積及び、雲セル内の反射強度の最大値を算出し、その時間変化を算出した。
- **(5)**では、選択的同化する雲セルの判定条件は試験的に以下とした。
  - (4)で求めた反射強度の最大値の時間変化量が1分間で+3dBZ以上（発達中の雲を同化対象とする）
  - (2)で求めた面積（-15dBZ以上）が1 km^2以上
  - (2)で求めた反射強度の最大値が35dBZ以下（強い降水を有するまで発達した雲は同化対象外とする）
- **(6)**では、(1)で作成した反射強度の3次元データに対して、(5)の条件を満たす発達中の雲セルに対応した領域のみを保持したデータ同化用の3次元データを作成した。
- **(7)**では、(6)で作成した3次元反射強度データに対して、ナッジング法により水蒸気を飽和に近づける強制を加えることで、予測の初期値を修正した。

3. 結果：AITCCによる自動追跡と発達中の雲の抽出

図1に雲レーダーによる最大反射強度の2次元分布（シェード）とAITCCで抽出された雲セル（等値線）を示す。後に局地的大雨をもたらした発達中の雲（赤色のコンター）以外にも平衡状態の雲や衰弱中の雲が存在していた。選択的同化手法を適用しない予測実験では、この衰弱中の雲が同化され、その雲の領域が加湿されることで偽の雨が予測されてしまっていた。

修正前の3次元反射強度データ(図2a)では、発達中の雲以外のエコーが残っているのに対して、修正後の3次元反射強度データ(図2b)では、発達中の雲と判定された領域のエコーのみが抽出できた。

このように、積乱雲の自動追跡技術（AITCC）を雲レーダーデータに適用し、発達中の雲のみを抽出可能とした。発表では、発達する雲のみを抽出した3次元の反射強度データを同化して予測を行った結果を示し、偽の雨の予測が軽減されるか等、選択的同化手法の有効性を検証する。

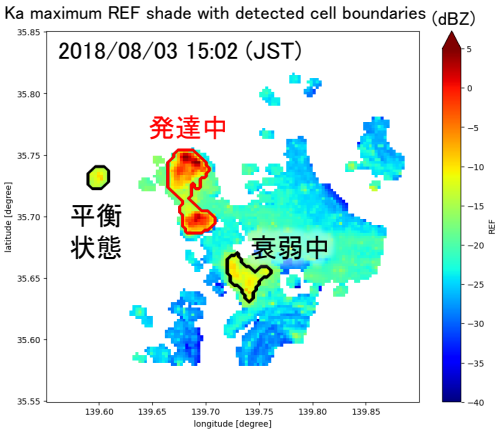


図1　雲レーダーによる3次元の反射強度データ(CAPPI)を鉛直方向に最大値をとり水平面に投影した最大反射強度の2次元分布（シェード）とAITCCで抽出された雲セル（等値線）。赤の等値線は選択的同化を行うと判定した発達中の雲セル、黒の等値線はそれ以外の雲セルを示す。

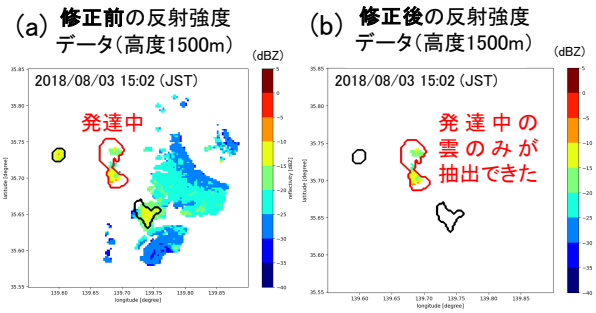


図2 高度1500mにおける雲レーダー反射強度分布。(a)は修正前、(b)は修正後（発達中の雲の領域のみを抽出）を示す。等値線は図1と同様である。

謝辞：本研究は、JSPS科研費（18K13841, 18K03742, 21H01162, 22K04345）によって実施されました。本研究では国土交通省が提供するXRAINを利用しました。またこのデータセットは、文部科学省の補助事業により開発・運用されているデータ統合解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものです。

船舶搭載 GNSS の最適な観測位置などの知見を得るための観測システムシミュレーション実験

瀬古弘、酒井哲、吉田智、福井真、小司禎教(気象研究所)、藤田匡(気象庁数値予報課)

1. はじめに

線状降水帯の予測精度向上に向けて気象庁では「観測・予測の強化」、気象研究所では「機構解明研究」を進めている。その一環として、気象庁では線状降水帯を対象に、海上保安庁や民間企業の貨物船・フェリーの協力のもと、計 16 隻の船舶に GNSS(Global Navigation Satellite System)を搭載して、海上から線状降水帯に供給される大気下層の気流の上流側の可降水量を観測している。ここでは、気象庁現業数値予報システムを気象研究所に移植した実験システム「メソ NAPEX」を用いて、観測船の最適な位置や観測点数などについての知見を得るために実施した観測システムシミュレーション実験(OSSE)について報告する。

2. 観測システムシミュレーション実験の概要

OSSE には、瀬古ほか(2017)と同様の手法を用いた(図)。実験対象は、2019 年 8 月 27 日に長崎県や佐賀県に発生した大雨とした。第一推定値には 27 日 15 時の気象庁メソ解析値からの予測値を用いた。真値には 8 月 26 日 12 時から、気象庁の現業同化データに利用されていない7隻の船舶 GNSS 可降水量を 1 時間毎に与えて得た 27 日 15 時初期値からの予測値を用いた。第一推定値では 27 日 20 時ごろの大雨の再現に失敗しているが、真値では東シナ海上の 27 時間分の GNSS 可降水量を同化したため、再現に成功している。模擬観測データと同じ可降水量を使って真値を作成しているが、真値は約 1 日分の同化サイクルの結果であり、真値作成で同化した観測点が最適な位置に必ずしもならないため、OSSE の真値に利用できると考えた。

真値から作成する模擬観測データの位置は、東北大学と気象研究所との共同研究で作成した領域再解析 RRJ-Conv(Fukui.et al. 2018)と、気象庁のメソアンサンブルを参照して決定する。たとえば具体的には、大雨が発生した九州北部に水蒸気を供給している領域内の、大雨発生直前の 27 日 15~18 時の可降水量のアンサンブル平均やスプレッドが大きい点とし、模擬観測データもは真値の値に観測誤差を付加して与える。RRJ-Conv は局所アンサンブル変換カルマンフィルタで地上やゾンデ観測値のみを与えて作成したものであるのに対し、メソアンサンブルは衛星等の観測データも用いて得られた初期値から特異ベクトル法によって得られたもので、両手法でアンサンブル平均やスプレッドの分布は異なっている。発表では、両手法で求めた可降水量や下層の水蒸気流量などについて、アンサンブル平均やスプレッドの大きい場所に模擬観測データを与えて得られた降水予測の改善結果について報告する。

参考文献:瀬古ほか(2017):http://www.rcuss.kobe-u.ac.jp/publication/Year2017/pdfEach21/21_22.pdf

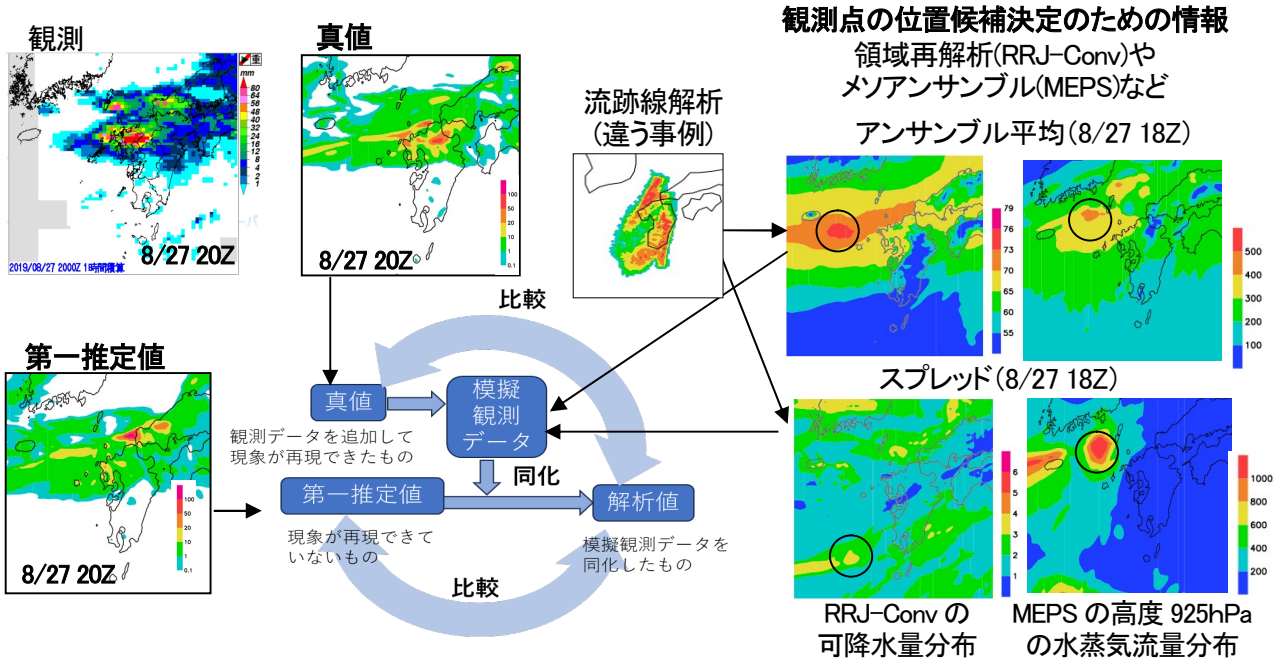


図:観測システムシミュレーション実験の模式図

asuca-Var をベースとした LETKF の開発

*寺崎康児、川畑拓矢 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

気象庁の現業数値モデル asuca (Ishida et al. 2022)にアンサンブルカルマンフィルタの１種である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ（LETKF、Hunt et al. 2007）を適用したシステムの開発を進めている。本発表では、本システムの概要と初期的な実験結果を紹介する。

2. 数値モデルとデータ同化

気象庁では非静力学モデル asuca を開発し、2015 年から水平解像度 2km の局地モデル、2017 年から水平解像度 5km のメソモデルとして現業運用している。本システムでは、現業システムと同じ観測データを同化することで、直接比較ができるように asuca-Var（Ikuta et al. 2021）で使われているものをそのまま利用する。LETKF はアンサンブル予測を行うため、まずは asuca の MPI 周りを変更し、複数メンバーを同時に実行できるようにした。観測演算子は、モデル空間から観測空間へのマッピングで、モデル格子点から観測点への空間内挿や観測変数への物理量の変換などで構成される。LETKF の計算は、格子点毎に完全に独立しているため高い並列性を持つ。asuca の格子系を考慮して並列実行できるように開発を行った。また、アンサンブルカルマンフィルタでは、限られたアンサンブルで予報誤差共分散行列を表現するため予報誤差の広がり（スプレッド）が過小評価されてしまう。これを回避するために、共分散膨張を適用する必要がある。本システムでは、Relaxation to prior spread（RTPS、Whitaker and Hamill, 2012）を適用した。

3. テスト実験

アンサンブル数を 50 とし、2022 年 7 月に九州北部で線状降水帯が発生した事例でテスト実験を行った。初期アンサンブルはメソ解析値を利用し、境界条件は全球モデルの予測値と全球アンサンブル予報のデータから作成した。データ同化サイクルは３時間とし、5 日間のサイクル実験を実施した。

最初のデータ同化サイクルの第一推定値と現業メソ解析値の差（図 1）と解析インクリメントを比較すると、LETKF で適切に修正量が推定されていることがわかる。今後さらに予報実験も実施できるように開発を進める。

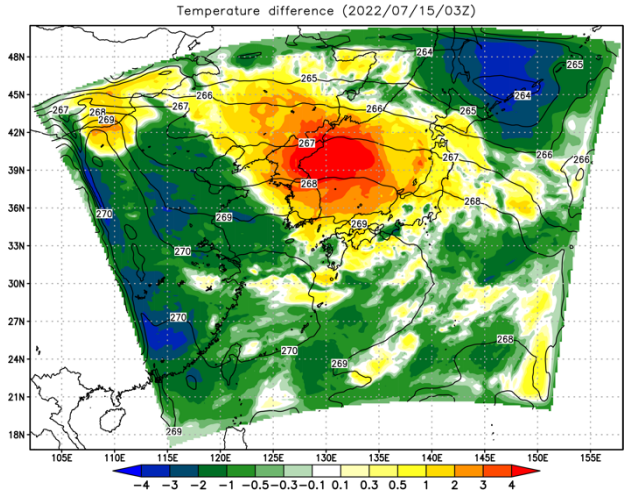


図 1　最初のサイクル（2022 年 7 月 15 日 3 時）の 500hPa 気温の第一推定値のアンサンブル平均（コンター）とメソ解析との差（シェード）。

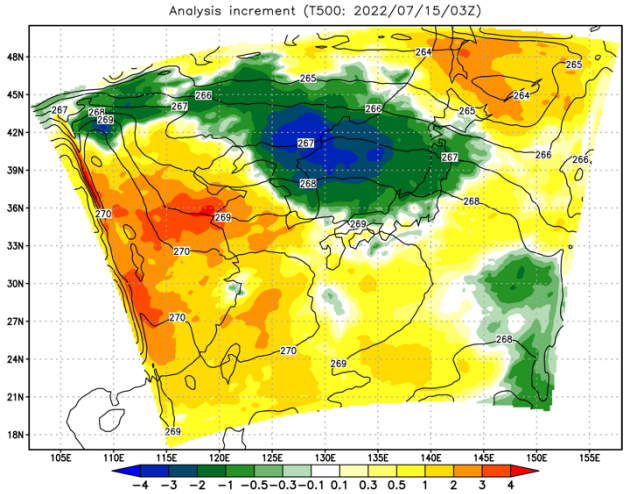


図 2　図 1 と同時刻の解析インクリメント（シェード）。

参考文献

[1] Ikuta et al., 2021, *J. Meteor. Soc. Japan*, **99**, 1563–1592.

[2] Ishida et al., 2022, *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, 825–846.

[3] Hunt, B. R., et. al., 2007, *Physica D*, **230**, 112-126.

[4] Whitaker and Hamill, 2012, *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3078–3089.

台風直下の Wave Glider 直接観測データ同化実験

*梅宮悠輔（NTT）、伊藤耕介（TRC/京都大）、森山文晶（TRC）、小阪尚子（NTT）、倉恒子（NTT）、久田正樹（NTT）、坪木和久（TRC/名古屋大）、佐藤正樹（TRC/東京大）森修一（TRC/JAMSTEC）、田村仁（TRC/MPAT）、筆保弘徳（TRC）

1. はじめに

近年、台風はより勢力を増しており、生活圏への被害は深刻な問題となっている。被害の軽減には、台風の予測精度向上による早期の備えが必要である。予測には実測データの充実が不可欠である[1]とともに、取得したデータをどのように活用するかが重要となる。本研究では、2022 年台風 11 号 Hinnamnor 直下で Wave Glider により得られた直接観測データを同化した実験を行い、台風に対する、背景誤差の影響について評価する。

2. 観測データと背景誤差

観測データとして、猛烈な勢力となった 2022 年台風 11 号(Hinnamnor：8 月 29 日～9 月 6 日)の直下を、Liquid Robotics 社製の 2 台の Wave Glider (SV2、SV3)で観測したデータを用いる[2]。同化には、SV3 が台風に最接近（中心から約 11 km）した時刻(2022/8/31 13UTC)に近いデータを用いる。

同化実験は WRF(Weather Research & Forecasting Model, ver.4.5.1)に同梱されている WRFDA for 3DVAR を使用し、背景誤差は、WRF 内に実装されている 2 種類の方法（CV3、CV5）で用意する。CV3 は全球規模の背景誤差であり、どの地域でも汎用的に利用できるが、領域特有の変化や季節性は反映できない[3]。一方，CV5 は領域と期間を実験対象に合わせて生成した背景誤差であり、より対象とする現象の特性を表していることが期待される。

3. 実験方法

計算の初期値には NCEP の GFS/FNL を用いる。WRF に 2022/8/31 06UTC の初期値を与え、6 時間後の 2022/8/31 12UTC に、それぞれの背景誤差を用いて観測データを同化し、さらに 24 時間予報を行った。背景誤差は、それぞれ、CV3 は WRF 内に用意されているものを用い、CV5 は NCAR（National Center for Atmospheric Research）が公開している WRF のユーザーガイド[4]に従い、複数の初期値に対して、12 時間予報（T+12）と 24 時間予報（T+24）に対して NMC 法を適用する。初期値は 12 時間ごとに作成し、統計処理する期間を 1 週間（CV5-1 week）と 2 週間（CV5-2 week）の 2 通りで用意した。

4. 実験結果

同化時刻においてはいずれの実験でも、Wave Glider の同化により予測値は観測値に近づいていた（図 1）。CV5 では CV3 に比べて同化による修正量が減少し、コントロールランに近い値を示している。一方で、CV3 では同化時刻後もコントロールランと値が乖離しており、修正の効果があまりにも広範囲におよび、予測期間において強度を過大評価していた。台風構造を考える上では、背景誤差として CV5 を採用する方が妥当と考えられるが、今後、検証を進めていく必要がある。

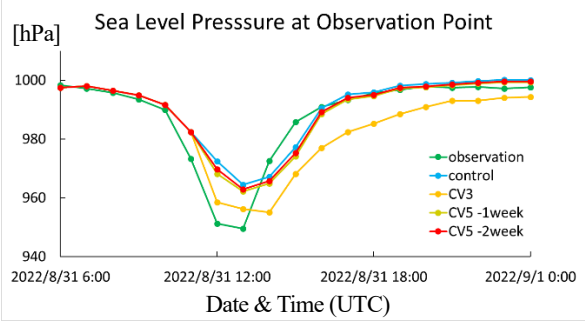


図 1：観測地点における気圧の時間変化

5. まとめ

本研究では、台風直下の観測データの同化実験において、背景誤差の影響を検証した。CV5 では物理的にもっともらしい結果が得られた一方で、予測値と大きく乖離した観測データはシミュレーションへの影響が非常に小さくなることがわかった。今後は、気圧の低下開始時刻から同化予報サイクルを回すなど、3 次元変分法による 1 時刻同化を高度化し、CV5 の結果に示されたような台風の物理的構造を維持したまま、観測値の影響を反映する手法を検討する。

参考文献

[1] K. Ito, et al., “Forecasting a Large Number of Tropical Cyclone Intensities around Japan Using a High-Resolution Atmosphere–Ocean Coupled Model,” WAF, 30(3), pp.793-808, 2015.
[2] N. Kosaka, et al., “Synchronous observations of atmosphere and ocean directly under typhoons using autonomous surface vehicles,” SOLA, 19, 116−125, 2023. doi:10.2151/sola.2023-016
[3] Y. Umemiya, et al., “Impacts of Assimilating Sea Surface Observation directly under Super Typhoon Hinnamnor (2022) in the Northwest Pacific,” IWTRC2023.
[4] NCAR, “WRF Data Assimilation”, https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_v4/v4.4/users_guide_chap6.html

深層学習を用いた熱帯低気圧検出の改善に向けて

*小野太郎（気象庁）

1. はじめに

熱帯低気圧は甚大な被害をもたらし、発生をできる限り早く予測することは非常に重要な課題となっている。ところが、発生前の熱帯低気圧は専門家でさえも正しく識別するのは難しく、発生予測を精度よく行うのは難しい現状がある。

Matsuoka et al. (2018) は、深層学習を用いた熱帯低気圧検出モデルを独自に開発し、雲解像気象モデル NICAM [1] により生成された大気シミュレーションデータから熱帯低気圧の検出を行った [2] 。本研究では深層学習を組み合わせた手法について、熱帯低気圧検出タスクに対する適用可能性を検討した。

2. 深層学習を用いた分類器と学習データの改善

物体検出では、物体の候補を抽出した後に深層ニューラルネットワークで分類を行う方法が提案されている。 ResNet [3] は特徴抽出と分類を一貫して行うことが可能な深層学習である。その分類精度から静止画像だけでなく、動画での物体認識としても利用されており、深層学習を用いた分類器の精度向上が試みられている。一方で、学習するデータをより良質に高解像度化する深層学習（例として SRCNN [4]）の開発が進められている。これらを組み合わせることで、分類精度の改善が見込まれる（図１）。

3. 熱帯低気圧の検出精度

学習及び検証には、NICAM から生成された 64px × 64px のグレースケールパッチ画像を使用した。低解像度データセット及びこれを SRCNN で高解像度化したデータセットを ResNet で分類した結果を示す（図２）。低解像では ROC 曲線がランダムな形状となり、分類精度が低いことを示している。SRCNN で高解像度化することでデータ品質が改善され、分類精度が向上した。学習及び検証データ量を増加させ最終的な分類精度の改善を試みるとともに、学習率を調整する予定である。

謝辞：海洋研究開発機構よりデータを利用させて頂き、これまでに様々なご支援を頂きました気象研究所、気象衛星センター及び東京管区気象台の皆様に感謝いたします。

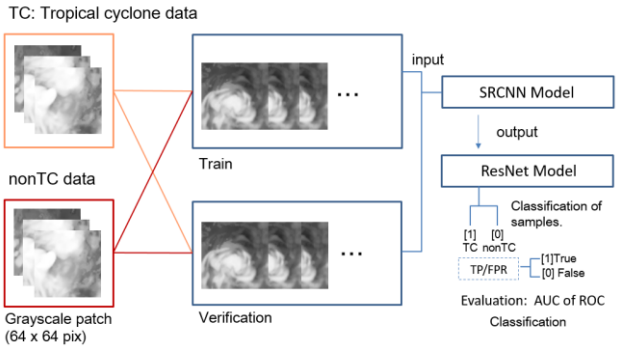


図１　SRCNN-ResNet 複合化ダイアグラム

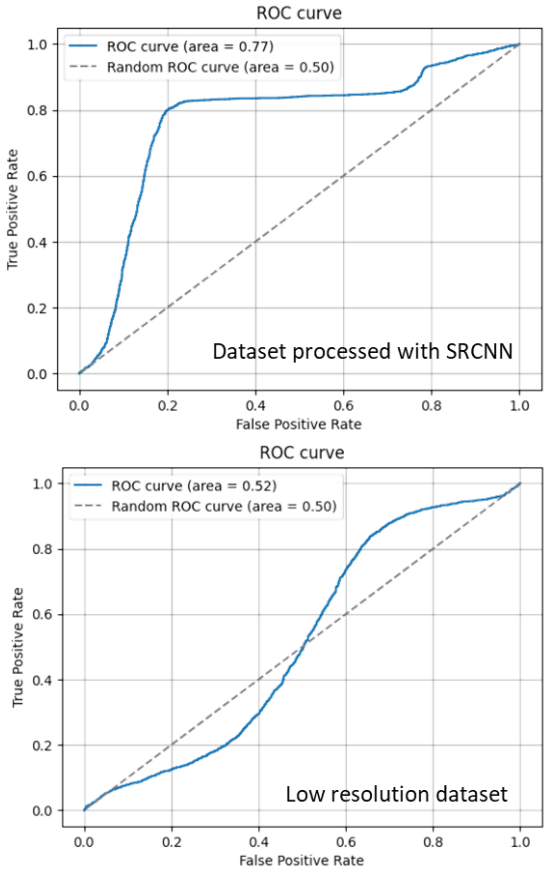


図 ２　熱帯低気圧検出タスクにおける深層学習（SRCNN, ResNet）を用いた分類精度の改善

参考文献：

[1] Kodama, C. et al., 2015, JMSJ.

[2] Matsuoka, D. et al., 2018, PEPS.

[3] Zhang, X. et al., 2015, arxiv:1512.03385

[4] Dong, C. et al., 2014, arxiv:1501.00092

台風経路アンサンブルシミュレーションと規格化土壌雨量指数を用いた台風経路別土砂災害危険度分布

*軍司大輔[1]・筆保弘徳[12]・森山文晶[2]・澁谷亮輔[23]・高野雄紀[4]
1：横浜国立大学大学院・２：台風科学技術研究センター・３：三井住友海上火災保険株式会社・４：株式会社ウェザーマップ

1. はじめに

令和元年東日本台風（T1919）は、東日本を中心に記録上最多となる 952 件の土砂災害を引き起こした。このような甚大な土砂災害の発生は、台風がもたらす降水量が要因となるが、地形効果を含めて考えると台風の経路にも影響を受ける。つまり、もしも T1919 の経路が変われば土砂災害の危険度は変わり、それぞれの地点での土砂災害における最悪のコースも決まってくる。そこで本研究では、山崎他（2016）が開発したアンサンブル経路シミュレーション（TPES）とウェザーマップ社が独自に算出した規格化土壌雨量指数を用いて、T1919 の経路を東西にずらした仮想的な場がもたらす土砂災害危険度を算出し、台風経路別の土砂災害危険度分布を示す。

2. 使用データと手法

大気シミュレーションは WRF ver4.3 を用い、気象庁 55 年長期再解析を初期値・境界値として、水平解像度 5km の設定で行った。TPES は東西に地形と大気データを 0.2 度毎にずらし、T1919 では 81 メンバーを作成する。海面温度および地上 2m 温度を除く物理量に関して緯度経度の書き換えを行っている。規格化土壌雨量指数は土壌雨量指数を警報基準等を用いて規格化したものである。各メンバーの 30 分単位の降水データを 1km 解像度、10 分値に補正をし、独自の規格化土壌雨量指数をもとに危険度レベルを 7 段階（0～6）でつける。危険度 3 は大雨警報基準に相当する。

3. 結果・考察

TPES による T1919 の経路について、東西にずらさない設定（CTL）では、実際の T1919 とほぼ同じ経路をとり、各メンバーもそれぞれ東西方向に一様にずれている（図略）。台風強度は上陸のタイミングなどによりメンバー間で差があるが、上陸後も降水分布はほぼ変わらなかった（図略）。図 1 は、CTL で算出した土砂災害危険度分布である。この分布は、気象庁が同時刻に発表した危険度分布（気象庁 HP）と類似していて、規格化土壌雨量指数の妥当性を示している。図 2 は、実際に土砂災害の被害があった新潟県妙高市における、経路ごとの土砂災害危険度を示す。妙高市に直撃コース（赤）の危険度 3 よりも、CTL（緑）の危険度 5 の方が大きい。つまり、実際の T1919 の経路は妙高市の土砂災害にとって最悪コースの一つであった。図 3 は東・西通過（直撃コースから東・西へ 120 ㎞まで）のアンサンブル平均最大土砂災害危険度分布を示す。T1919 モデルにおいては、この地域は西通過よりも東通過で危険度が高くなる。発表時では、他の台風や他の地域の結果を紹介する。

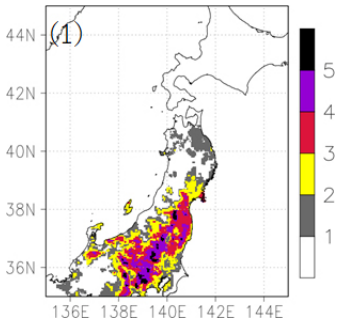


図 1：CTL で算出した 2019 年 10 月 12 日 20 時の土砂災害危険度分布。

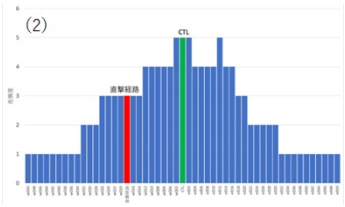


図 2：新潟県妙高市下平丸における経路別の最大土砂災害危険度。緑が CTL、赤が直撃コース。

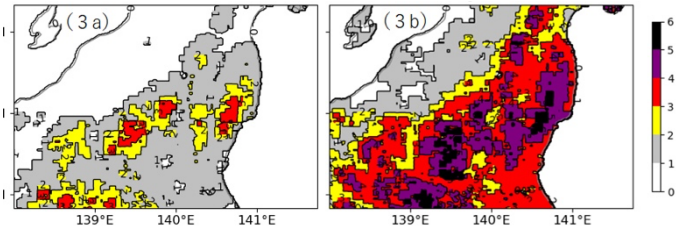


図 3.：各地点での直撃から（a）西通過・（b）東通過ケースでの平均最大土砂災害危険度。

夏季オーストラリアモンスーン経年変動の将来変化の SST 昇温パターン依存性

*関澤偲温（気象庁気象研究所）

1. はじめに

南半球夏季の北オーストラリア周辺において，地表付近の風が貿易風（東風）からモンスーン西風に替わる期間や現象を，夏季オーストラリアモンスーン（AUSM）といい，典型的に 12 月末から 3 月初めにかけて続く[1]。AUSM 降水量の経年変動は，ENSO や IOD など熱帯 SST 変動により強制されにくく，オーストラリア北西海域での風—蒸発フィードバックにより維持される，モンスーン域にローカルな内部変動が卓越する[2]。

AUSM 降水量は，1950 年以降増加傾向にあるが[3]，その将来変化に関しては予測の不確実性が大きいとされている[4]。AUSM 降水量の変動についても，様々な時間スケールで強化されることが予測されているものの，不確実性が大きい[5]。本研究では，全球大気モデル MRI-AGCM3.2 による大規模アンサンブル実験データ d4PDF を用いて，AUSM 降水量の経年変動の将来変化とその SST 昇温パターン依存性に関する調査を行った。

2. データと解析手法

d4PDF 全球実験のうち，観測された SST や温室効果ガス濃度等を与えた過去実験（HPB；61 年間，100 メンバー）と，全球平均気温が 2 度あるいは 4 度上昇した世界を模した二つの将来実験（HFB_2K；61 年間，6 昇温パターン×9 メンバー／HFB_4K；61 年間，6 昇温パターン×15 メンバー）の月平均データを用いた。将来実験においては，6 種類の異なる SST 昇温パターン（CC, GF, HA, MI, MP, MR）が与えられている。ここでは北オーストラリア（20°S 以北）の陸域の 1〜2 月降水量を AUSM 降水量の経年変動の指標とした。いずれの実験においても，経年変動の分散の大部分がメンバー間変動（各メンバーのアンサンブル平均からの差）により説明され，大気内部変動が卓越することを示す。ここではメンバー間変動に特に着目する。

3. 結果

2 度上昇実験と 4 度上昇実験における AUSM 降水量の経年分散は，いずれも過去実験より有意に大きいが，SST 昇温パターンによるバラつきが大きい（図 1）。

再解析データに基づく先行研究[2]でも明らかにされたように，北オーストラリア（20°S 以北の陸域）周辺の降水量偏差は，その上流のオーストラリア北西海域での潜熱供給と長波加熱によって維持される。AUSM 降水量の経年分散は，オーストラリア北西海域（20°–6°S，105°–150°E）での海面潜熱フラックスの下層風に対する感度とよく相関する（図 2）。これは，SST 昇温パターンの違いが，風—蒸発フィードバックの強度の違いを通して，AUSM 降水量の経年変動の将来変化の不確実性をもたらす一つの要因となることを示唆する。

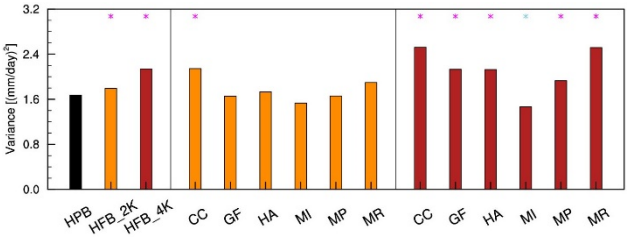


図 1: AUSM 降水量の経年分散（メンバー間変動成分）。左 3 つが過去実験と二つの将来実験の分散を示し，中央（右）6 つが異なる昇温パターンごとの 2 度（4 度）上昇実験の分散を示す。＊は過去実験に対して分散が 95%信頼水準で有意に異なることを示す。

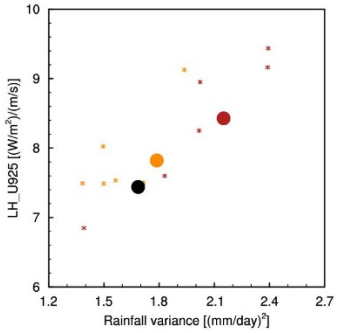


図 2: オーストラリア北西海域での海面潜熱フラックスの 925hPa 東西風への回帰偏差（横軸）に対する，AUSM 降水量の経年分散（縦軸）の散布図。●，●，●がそれぞれ過去実験，2 度上昇実験，4 度上昇実験での値を示し，＊は異なる昇温パターンごとの将来実験での値を示す。

参考文献

[1] Kajikawa, Y., et al., 2010, *Int. J. Climatol.*, **30**, 1114–1120.

[2] Sekizawa, S., et al., 2023, *J. Clim.*, **36**, 983–1000.

[3] Dai, A., 2021, *Clim. Dyn.*, **56**, 4027–4049.

[4] Narsey, S., et al., 2020, *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2019GL086816.

[5] Brown, J., et al., 2017, *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 5683–5690.

歴史的高解像度海面水温・地上気温同時客観解析 COBE3

*西村明希生(気象庁気候情報), 石井正好, 平原翔二 (気象研), 安井壮一郎(沖縄気象台),

1. はじめに

海面水温（SST）及び地上気温（LSAT）の観測は年代によって観測手法や観測分布が異なり，このような不均一に起因するノイズが気候変動のシグナルの検出を困難にしている．これまでの研究によって，年代や観測手法に応じて様々に品質が変化する観測データを適正に分析・補正し均質に客観解析した格子点データが整備され，気候変動の監視や気候再解析の下部境界値として用いられてきた[1] [2]．さらに近年では西岸境界流域におけるメソスケールの大気擾乱の再現性の向上等をはじめとして，より高解像度で長期にわたって均質な SST 解析データセットが求められている[3]．これらのことを背景に，本研究では 1850～2020 年にわたる全球 0.25 度解像度の日別 SST 解析値 (COBE-SST3) と月別地上気温 (COBE-LSAT3) のデータセットを整備した．ここではその基本的特性について示す．

2. 解析手法

客観解析に先立ち，JRA-55 地上気温解析を用いた GHCN4 月平均 LSAT のバイアス補正，補正済み LSAT との比較による HadNMAT 夜間海上気温（NMAT）のバイアス補正, NMAT との比較及びブイ, Argo 観測を基準とした観測手法毎の比較等による ICOADS3 の現場観測 SST のバイアス補正及び現場観測 SST との比較による AVHRR Pathfinder, AMSR, WindSat による衛星観測 SST のバイアス補正を行った．

客観解析手法は COBE-SST2[1]と同様，異なる時間スケールの SST 変動を EOF 解析により個別に再構築しそれらを重ね合わせる方法を採用した．ただし本研究では年代や海域によっては疎らである SST 観測を補完することを目的として，SST の年々変動成分の解析には LSAT との同時リコンストラクション解析を新たに導入した．また, SST の日変動成分は現場観測データと衛星データから最適内挿法により求めた COBE-SST3H の日変動分散を考慮して再構築した．SST については再構築時の EOF 時係数に摂動を加え解析を行い，全球平均 SST の解析誤差を代表するようなスプレッドを持つ 300 メンバーからなる摂動データセットを整備した．

3. 結果

全球平均した SST, LSAT 時系列を図 1 に示す．主要な解析値と比較すると第二次世界大戦以前において SST 解析間の差がみられるものの，近年に近づくにつれ差は縮小し特に平年値期間においては僅少である．SST 観測の補正に用いる NMAT を LSAT で補正したため，1940 年代の HadSST4, ERSST5 にみられる全球平均 SST の急激な上昇は COBE-SST3 では解消した. 1950 年以前の期間において CRUTEM5 の高温傾向がみられるが LSAT は SST に比べると解析間での差は小さい．

2005 年 3 月 1 日における北西太平洋域の SST 南北勾配絶対値を図 2 に示す．客観解析に衛星観測を直接用いない COBE-SST3 では黒潮続流域にみられる海洋渦の構造が明瞭でないが，COBE-SST3H では DOISST2.1 と同程度のスケールの構造が表現されている．

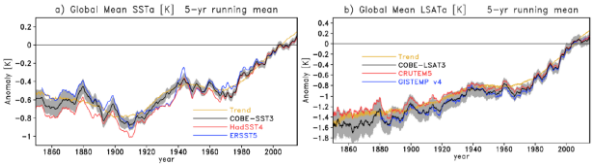


図 1　全球平均 SST,LSAT 偏差時系列.

5 年移動平均，平年値は 1991～2020 年の平均値．トレンド成分は 13 か月移動平均を施した．陰影は 2σ の解析誤差を表す．

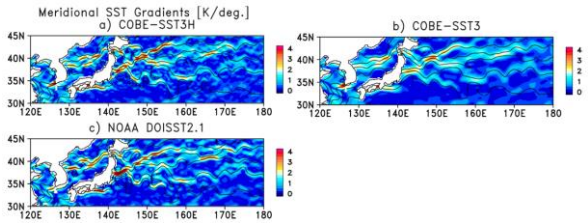


図 2　2005 年 3 月 1 日の SST 南北勾配絶対値.

等値線は SST 解析値，陰影は SST 南北勾配の絶対値を表す．等値線の間隔は 3K である．

参考文献

[1] Hirahara, S., et al., 2014, *J. Climate*, **32,** 57–75.

[2] Ishii, M., et al., in press, *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**.

[3] Masunaga, R., et al., 2018, *SOLA*, **14,** 6–13.

超伝導ナノワイヤ単一光子検出器を用いた水蒸気差分吸収ライダーの検討

*岩井宏徳，青木誠，三木茂人，寺井弘高 (情報通信研究機構；NICT)

1. はじめに

NICT では CO_2 計測のための波長制御技術を発展させ[1], 波長 2 μm 帯のコヒーレント方式の水蒸気差分吸収ライダー（水蒸気 DIAL）の開発を行い，風と水蒸気の計測性能の検証と実証を行った[2]．しかし，コヒーレント方式の場合，ローカル光のショットノイズが支配的であるため，送信出力などを更に向上させても劇的に SN 比，つまり水蒸気の測定精度や観測距離、時間分解能を向上させることが難しい．このため，新たな波長 2 μm 帯の光子検出器を用いた直接検波方式の水蒸気 DIAL の検討を開始した．

量子情報通信分野では通信波長帯（1.55 μm）において検出感度が高く，低ノイズの光子検出器として，超伝導ナノワイヤ単一光子検出器（Superconducting nanowire Single-Photon Detector: SSPD）の研究開発と利用が進められており，波長 2 μm 帯においても検出効率が 80%を超える SSPD が開発されている[3]．本稿では SSPD を用いた直接検波方式の水蒸気 DIAL の検討結果を示す．

2. 性能評価方法

本稿では，夏季日中（大気モデルは Tropical atmospheric model）に鉛直と水平観測を実施した場合のコヒーレント方式と直接検波方式の水蒸気 DIAL による水蒸気量測定の相対誤差を比較する．送信源として，開発中のツリウムファイバーレーザ励起の Ho:YLF レーザ[4]を用いる場合を想定した（パルスエネルギー39 mJ，繰返周波数 600 Hz，パルス長 160 ns）．受光系の効率は 0.25，ヘテロダイン効率は 0.4，SSPD の検出効率は 0.84 [3]，直接検波方式の光学フィルターの帯域幅は 10 nm とした．エアロゾルの消散係数は clear air でのプロファイル，後方散乱係数は 1 μm 帯のプロファイルを 2 μm 帯に変換し，乱流構造乗数（C_n^2）は SLC Daytime model を用いた．

直接検波方式の背景ノイズの光子数 N_B [counts/s]は，暗計数率（N_{BD}=24486 [3]）, 300K の黒体放射（N_{BT}=15000）と太陽背景光の光子数（N_{BS}）の和で表される．libRadtran [5]を用いて太陽背景放射を計算し，望遠鏡の視野角を 1 mrad とすると，鉛直観測の場合は N_{BS}=790278.65，水平観測の場合は N_{BS}=1497651.5 となる．

3. 結果

図 1 にコヒーレント方式と直接検波方式の比較結果を示す．鉛直，水平観測ともに，直接検波方式はコヒーレント方式に比べて，積分時間を 600 分の 1 にまで大幅に短縮することができる．また，数分の積分時間でコヒーレント方式では困難な長距離観測も可能である．日中においても長距離観測が可能であるという結果は，可視光や近赤外に比べて太陽背景光の影響が小さい波長 2 μm 帯の優位性を示している．

4. まとめ

波長 2 μm 帯の SSPD を用いた直接検波方式の水蒸気 DIAL の想定される水蒸気測定精度を示した．今後は波長 2 μm 帯の SSPD を用いた水蒸気 DIAL の予備実験を行い，その後，技術実証を行う予定である．

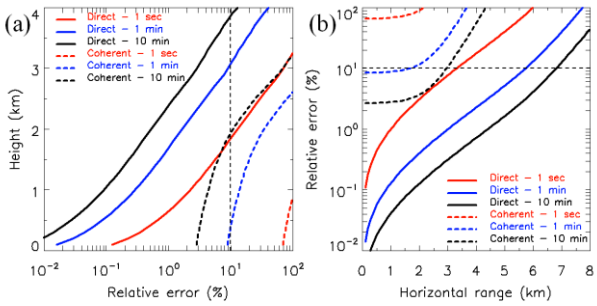


図 1　積分時間 1 秒，1 分，10 分でのコヒーレント方式（点線）と直接検波方式（実線）による水蒸気量測定の相対誤差の高度(a)と水平(b)プロファイル．

謝辞

議論を通じて多くの示唆を頂いた産業技術総合研究所の知名博士および NICT の板部博士に感謝いたします．

参考文献

[1] Aoki, M., and H. Iwai, 2021, *Appl. Opt.*, **60**, 4259-4265.

[2] Iwai, H., and M. Aoki, 2023, *Opt. Express*, **31**, 13817-13836.

[3] China, F., et al., 2023, *Opt. Express*, **31**, 20471-20479.

[4] Mizutani, K., et al., 2018, *Opt. Lett.*, **43**, 202-205.

[5] Mayer, B., and A. Kylling, 2005, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1855-1877.

長野県山間部エリアでの GSMaP_MVK 値の変化に大きく寄与した GPM/DPR 衛星通過の状況確認

*岩下久人（明星電気株式会社）

1. はじめに

明星電気株式会社により独自開発された気象観測装置 POTEKA（図 1）は、2024 年 1 月現在で日本全国に約 800 台が設置され、気象庁アメダスのような全国一様性は無いが、局所的には観測距離間隔が 1～10 kmの地上稠密気象観測網を構築する[1]．また POTEKA は、降水量を含め、気温、相対湿度、海面気圧などの 8 つの気象要素が観測可能で、気象庁検定も有する．明星電気は POTEKA 観測データを活用し、GPM などに代表される降水量観測衛星による GSMaP 観測データなどとの比較検証も行う．POTEKA は山間部地域でも比較的稠密な気象観測網を持つが、これまでの年間降水量や月降水量のデータ比較検証から、長野県山間部エリアでは、GSMaP 衛星観測が、POTEKA 地上観測に対して極端な過大評価を示すことが判明した．その要因を探るため、更に時間間隔をきめ細かく日降水量や 1 時間降水量についても比較検証を行った．温暖前線通過などによる層状性降水の発生が推測される時間帯には、GSMaP が POTEKA に対して非常に極端な過大評価を示した一方で、局地的な積乱雲などによる対流性降水の発生が推測される時間帯には、逆に GSMaP が POTEKA に対し過小評価を示すこともあった．

図 1　POTEKA

2. 層状性及び対流性の降水時の観測データ特徴

2022 年当時、長野県北部には全 14 地点の POTEKA が存在した．一例に過ぎないが、2022 年 5 月 13 日は温暖前線が本州上を通過し、層状性降水が発生し易い日であった．5 月 13 日の長野県北部の GSMaP_MVK の日降水量が約 55 mmほどであったの対し、POTEKA 各観測点の日降水量は 8.0～14.0 mmで、バラツキは小さかった．19 時 20 分の POTEKA の 1 時間降水量を確認したが、各地点で一様な降水量となっていた(図 2)．一方で、こちらも一例に過ぎないが、2022 年 5 月 25 日は大気不安定で局地的な積乱雲が発達し易い日であった．5 月 25 日の長野県北部の GSMaP_MVK の日降水量が約 20 mmほどであったのに対し、POTEKA 各観測点の日降水量は 9.0～71.0 mmで、バラツキは非常に大きかった．16 時 50 分の POTEKA の 1 時間降水量を確認したが、各地点間で差が大きくバラツキのある降水量となっていた(図 3)．GSMaP は、POTEKA 全地点の平均値に対し、層状性降水日では極端な過大評価、対流性降水日では過小評価となっていた．

13th	POTEKA	GSMaP
①	12.5	57.1
②	12.5	52.7
③	13.0	57.1
④	14.0	57.1
⑤	8.0	54.2
⑥	9.0	54.2
⑦	8.5	54.2
⑧	9.5	54.2
⑨	8.0	54.2
⑩	9.5	54.2
⑪	9.5	52.7
⑫	8.5	52.7
⑬	8.5	56.0
⑭	0.0	54.2
Ave	10.1	54.7

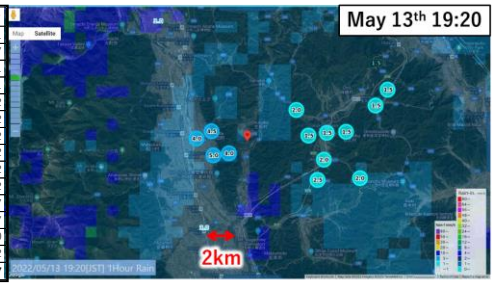


図 2　日降水量(5/13)　及び　1 時間降水量(19:20)

25th	POTEKA	GSMaP
①	9.0	13.3
②	30.0	19.7
③	71.0	13.3
④	26.5	13.3
⑤	48.5	19.9
⑥	9.0	19.9
⑦	48.5	19.9
⑧	11.5	19.9
⑨	42.0	19.9
⑩	21.5	19.9
⑪	59.0	19.7
⑫	56.5	19.7
⑬	9.0	25.9
⑭	18.0	19.9
Ave	32.9	18.9

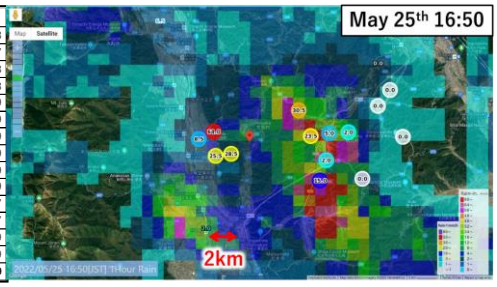


図 3　日降水量(5/25)　及び　1 時間降水量(16:50)

3. GPM/DPR 衛星通過時の GSMaP MVK 値の変化

2022 年 5、6 月は、長野県山間部での層状性降水や対流性降水の発生日に、GPM/DPR 衛星が上空を通過したこともあった．一部を確認したのみであるが、層状性降水発生の前述した 5 月 13 日は、GPM/DPR の通過前後で、GSMaP_MVK 値の極端な過大評価状態から、POTEKA 地上観測値の近くまで大きく低下するケースが存在した．一方で、対流性降水発生の 6 月 22 日は、そもそもの GSMaP_MVK 衛星観測値が小さかった影響か、GPM/DPR の通過前後で、GSMaP_MVK 値の変化がほぼ見られないケースも存在した．今後、GPM/DPR 衛星通過時における GSMaP_MVK 値の変化傾向の詳細を確認していきたい．

参考文献

[1] 岩下久人, 呉宏堯, 「地上の天気を測る」, 計測自動制御学会誌「計測と制御」, 第 56 巻, pp.325-330, (2017)

1.3GHz 帯大気レーダーを用いた MIMO レーダーの開発

橋口 浩之・石井 佑奈・西村 耕司 (京大生存研)

1 はじめに

高時空間分解能で大気・降水を観測するため、フェーズドアレイレーダーへの需要が高まっている。しかし特に降雨観測用のフェーズドアレイ気象レーダーはコスト面での課題が大きく、運用機として普及するにはアンテナ数削減による低コスト化が重要である。解決策の一つとして、MIMO レーダー技術によって少ないアンテナ素子数で仮想的に開口面積を大きくすることが考えられる。VHF 帯の MU レーダーを用いて実証実験中[Matsuda and Hashiguchi, 2023]であるが、本稿ではより高周波の 1.3GHz 帯 LQ-7 大気レーダーへの MIMO レーダー技術の適用結果について述べる。

2 MIMO 処理手法

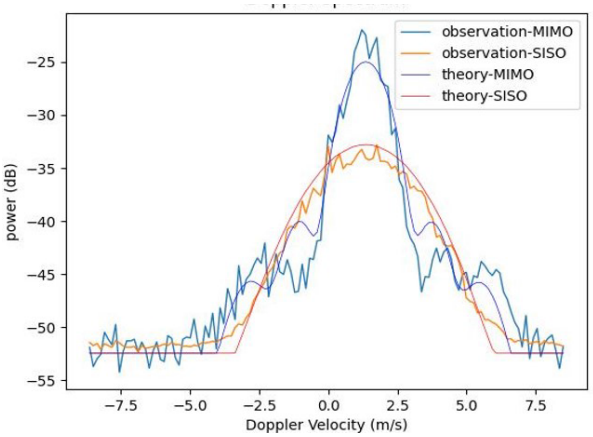
本研究では、7 個のアンテナからの送信周波数を少しずつずらし、受信時にドップラー周波数領域で分離する DDMA-MIMO 方式を用いた。分離信号を位相を揃えて合成することで仮想アレイ開口を拡大できる。送受の組み合わせ 49 種の合成信号を分離するため、アンテナ毎のローカル周波数を単純に等間隔とせず、[1, 2, 4, 8, 13, 21, 31]Δf (本実験ではΔf=156.25Hz)だけずらすことで、送受信周波数差すべてをユニークとし、1ch 受信機で送受のアンテナを区別した。ローカル信号 7 波の合成もサンプリングし 7 波の周波数と初期位相を推定し、それに基づいて、受信信号の周波数をシフトし、所望の周波数範囲のみを切り出した。このようにして MIMO 分離された信号をコヒーレントに合成した。

3 パルス圧縮符号の問題点と解決策

2 値位相パルス圧縮を用いる場合、通常、欠偶領域では復号できない。Spano and Ghebrebrhan [1996]により欠偶領域でも復号が可能な符号系列(いわゆるスパノ符号)が考案され、LQ-7 でも標準的に使用されている。しかし、例えば 16 ビットスパノ符号の場合 32 種類の符号系列が使用されるが、DDMA-MIMO と組み合わせた場合、欠偶領域を含むすべてのレンジでサイドローブが発生した。例えば IPP が 100μs の時、スパノ符号の場合±5kHz の広い周波数範囲に渡ってサイドローブが発生する。通常はコヒーレント積分処理で周波数領域を絞る際に相殺されるが、DDMA の周波数範囲と干渉することから、サイドローブとして見えていた。そこで、欠偶領域における復号はできないが、2 系列の相補符号を用いて実験を行った。サイドローブは 10kHz のみに発生するため、DDMA のために 5kHz 帯域を使用可能である。

4 観測結果

8 ビット相補符号を用いて、IPP=50μs、サブパルス幅 1μs として MIMO 観測実験を行った。2 節で述べた方法で MIMO 合成したドップラースペクトルを下図に青線で示す。参考にアンテナ 1 個相当で得られたドップラースペクトルをオレンジ線で示す。また、理論的なビームパターンとこの時の風向・風速から推定したドップラースペクトルも示しているが、少なくともメインローブについては理論通りのパターンが得られていると考えられる。



MIMO 観測結果とビームパターンから推定されるドップラースペクトルの比較(高度 1.2km)。

5 まとめ

LQ-7 を用いて DDMA-MIMO レーダーの実証実験を行い、MIMO 合成後のドップラースペクトルを得ることができた。ほぼ理論通りのビームパターンが形成されていたことが示唆される結果が得られた。

2023 年台風 6 号（Khanun）の大気・海洋同時観測実験

*小阪尚子(NTT)，遠藤直人(NTT)，倉恒子(NTT)，梅宮悠輔(NTT)，篠崎友花(NTT)，
松原浩史(NTT)，久田正樹(NTT)，村田揚成(OIST)，御手洗哲司(OIST)

1. はじめに

台風による環境や社会基盤への影響が深刻な問題となっている．台風に対して早期に備えるためには，上陸前に海上で発達する台風の状態を正確に把握する必要がある．著者等は，これまでに波から推進力を得て無人で自律航行する観測機器 Wave Glider (WG)での台風観測に取り組んできた[1][2]．本研究では，2023 年台風 6 号の中心付近での観測実験結果を報告する．

2. 観測実験

観測領域は，台風の発達期～最盛期を観測するため，沖縄本島の南海上とし，2022 年と同じ 2 台の WG (SV2, SV3)を観測領域内で回遊させて待機した[2]．対象の 2023 年台風 6 号(Khanun : 7 月 28 日～8 月 10 日)は，フィリピンの東で発生し，北上して大型の台風になると，大東諸島の南で進路を西寄りに変え，沖縄本島の南側を西進し，2 台の観測機器の間を通過した．その後，折り返して東寄りに進路を変え，再び沖縄本島に接近して北上した．

3. 実験結果

台風が最接近した 8 月 2 日 9 時の前後で，大気と海洋の同時観測データを得た．SV2 は進路の右(北)側，SV3 は左(南)側で台風通過時の風速を，両機とも暴風域内で観測した．図 1 に両 WG で観測した海面気圧と，近隣の地上気象観測所(那覇，宮古島，久米島)での観測値を示す．台風の接近と共に気圧が低下し，また上昇していく様子が捉えられている．SV2 は，慶良間諸島の北側に位置しており，那覇よりも遅れて低下し始めていた．久米島はより台風が近くを通過したため気圧が SV2 よりも低くなっていた．一方，SV3 は宮古島の東側に位置しており，先に近い位置を台風が通り過ぎたため気圧の谷が前にあることが確認できる．図 2 に気象庁のベストトラックから得た台風の中心位置を原点として，観測機器の位置での風速を示す．y 軸の正の向きを北としているので，矢印の向きが風向を示している．両 WG で台風の通過と共に，風速の上昇・下降，及び，風向が逆向きに転向していく状況が確認できる．このような台風の強度や構造に関わる重要な観測データの他に，波浪や海水温等の海洋側の観測データも取得し，台風の通過に伴う変化を確認した．

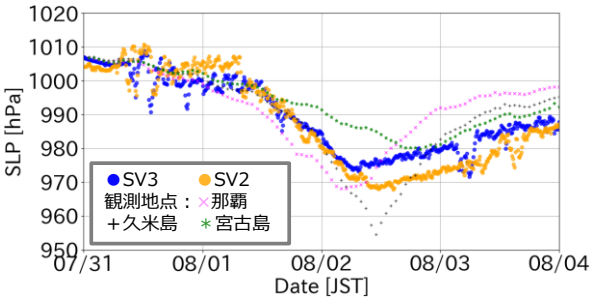


図 1. WG と近隣の地上気象観測所での海面気圧.

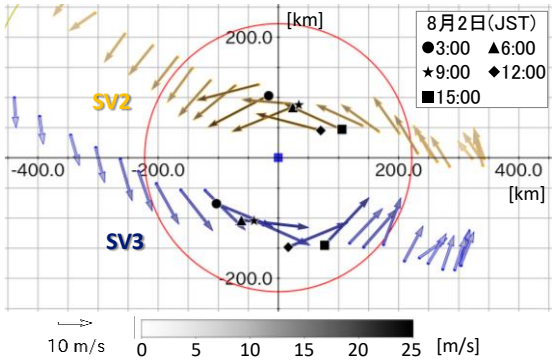


図 2. 台風座標系での 2 台の WG の風速の変化
（台風の目が原点，y 軸正の向きが北，赤枠は暴風域）.

4. まとめ

本研究では，2022 年に引き続き，2023 年夏に台風直下で 2 台の観測機器による大気・海洋の同時観測実験を行った．台風進路両側での暴風域内における大気・海洋の観測データを取得し，台風通過に伴う各種変化について把握することができた．今後は，予測精度向上に向けた観測要件の整理を進めながら，観測機器も含めた観測手法の最適化をしていきたい．

参考文献

[1] S. Mitarai and J. C. McWilliams, “Wave glider observations of surface winds and currents in the core of Typhoon Danas,” GRL, 43, 11312-11319, 2016. doi:10.1002/2016GL071115

[2] N. Kosaka, et al., “Synchronous observations of atmosphere and ocean directly under typhoons using autonomous surface vehicles,” SOLA, 19, 116−125, 2023. doi:10.2151/sola.2023-016

P257

内閣府BRIDGE「積乱雲危険度予測情報の研究開発と社会実装モデルの展開」: 企業の事業継続判断に資する積乱雲危険度予測情報の開発と実証実験

＊清水慎吾[1)]・小林誠[2)]・長谷川晃一[3)]・宮島亜希子[2)]・
川谷篤史[4)]・増田有俊[5)]・下瀬健一[1)]・加藤亮平[1)]・櫻井南海子[1)]・紀平旭範[3)]
柴﨑紘基[4)]・高木晴彦[2)]・梁允禎[2)]・林春男[2)]
1:防災科研，2:Iレジリエンス，3:中電CTI, 4:東京海上レジリエンス，5:日本気象協会

1. はじめに

内閣府の「研究開発とSociety5.0との橋渡しプログラム(BRIDGE)」の１課題である「積乱雲危険度予測情報の研究開発と社会実装モデルの展開」(代表機関：防災科研、代表者：清水慎吾)は、積乱雲の様々なハザード（主に雷）について、直前予測、数時間予測、半日先予測の３つの予測情報を作成・統合し、産業界からのニーズを踏まえた、企業の事業継続判断に資する、「積乱雲危険度予測情報」を開発し、その有効性を検証する実証実験を行う研究プロジェクトである（2023年10月-2025年３月）。研究開発項目は、１）予測の不確実性を考慮したハザード予測手法の開発と、２）「瞬停・瞬低」リスク予測に基づく製造工程の実情に合わせた工程管理支援情報（稼働停止や稼働率調整）の開発に大きく分けられる。ハザード予測手法の開発を防災科研と中電CTIが担当し、工程管理支援情報の開発と実証実験をIレジリエンスが担当する。また、BRIDGE後の事業化にむけたビジネスモデルの検討を日本気象協会と東京海上レジリエンスも含めた５者で実施している。

産業界の様々な業種で、瞬低・瞬停への対応が実施されているが、本プロジェクトでは、ターゲット企業群として、製造業（電子部品・デバイス・電子回路製造）を選択した。「瞬停・瞬低」が、精密加工に影響を与え、不良品や精密機器の故障など損失額が実績として大きいことと、大企業から中小企業まで市場規模が大きく、事業の横展開が見込まれるためである。製造業の中でも、経済安全保障の観点から、「産業のコメ」とも呼ばれる半導体工場に焦点を当てて、実証実験を2024年暖候期に、半導体出荷額が日本トップシェア（21.6%）の九州地方で行う予定である。

2. ニーズ調査と課題抽出

複数の半導体工場へのヒアリングを行い、無停電電源装置（UPS）によるハード対策ではコスト面からの限界もあり、高精度な予測情報に基づく工程管理による損失軽減が課題であると判明した。さらに、半導体ウエハを製造する前工程において損失が大きいため、前工程における製造工程における、稼働率調整に必要なリードタイムを調査した。

3. 半日先と2時間先予測情報の開発と精度評価

必要なリードタイムとして、人員体制などの管理において半日程度先まで、稼働率調整のために数時間先までの予測が必要であることが判明した。12時間先予測として、気象庁のメソモデルガイダンスの発雷確率（図1左）を活用し、予測精度の検証に着手した。また、2時間先までの発雷予測として、第2期SIP線状降水帯予測（清水他，2020年秋季大会）と同様に,九州全域を解像度1kmで2時間先までをリアルタイムで予測する。国交省XRAINの動径風と反射強度を3DVAR+IAU法で同化することで初期値改善を図り、McCaul et al., 2009 (Wea,Forecasting)が提案した落雷指数をCReSSに導入した（図1右）。検証として、フランクリン・ジャパンの落雷データを活用した。2022年7月5日の04時30分から6時(すべて日本標準時)において、熊本市内で落雷による大規模な停電が発生した事例において、4日の18時を初期値とするメソガイダンスでは熊本県の広範囲に12%以上の発雷確率が予測されているのに対し、04時を初期値としたCReSS予測では落雷位置が集中している領域に高い落雷指数を予測でき、直前予測では落雷ハザードの絞り込みが可能であることが示された。今後、予測精度の向上と工程管理支援情報の高度化を進める予定である。

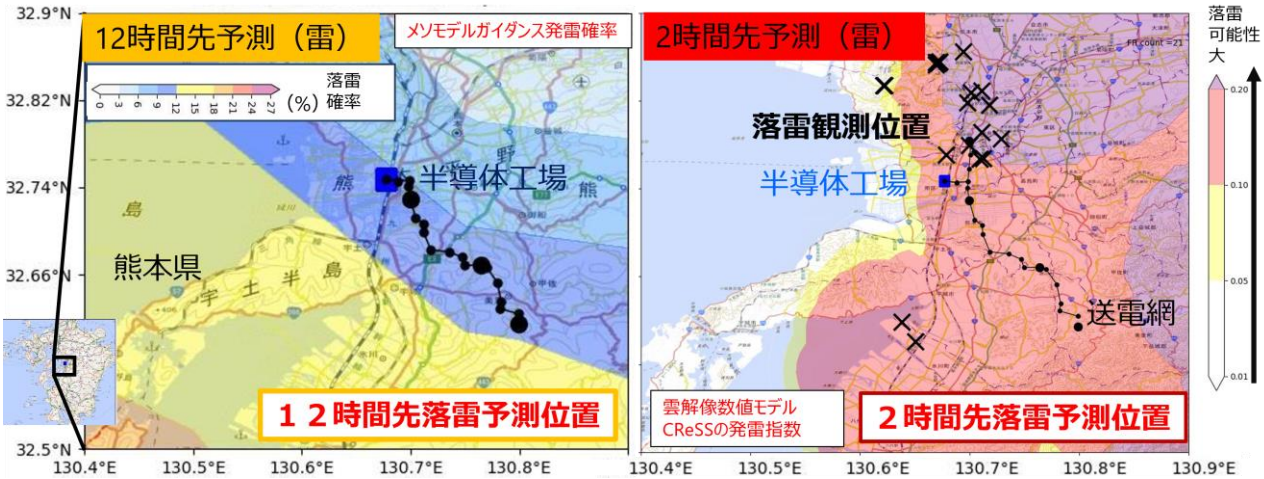


図1（左）気象庁メソモデルガイダンスによる2022年7月5日06時(日本標準時)の発雷確率分布と（右）雲解像数値モデルCReSSによる、2022年7月5日5時40分の発雷指数の予測分布と同時刻における落雷位置（×印）を示す。青四角が、とある半導体工場を、黒い実線が送電線の分布を示す。送電線への落雷が多発した時刻（5時40分）において、04時を初期値としたCReSSの予測で、落雷位置付近において発雷指数が高い分布を予測することができた。

謝辞：本研究は内閣府BRIDGE「積乱雲危険度予測情報の研究開発と社会実装モデルの展開」によって実施されました。

JMA-NHM２モーメント雲微物理スキームへの観測に基づく雲粒粒径分布の導入実験

*三隅良平（日本大学），橋本明弘（気象研究所），

1. はじめに

２モーメント雲微物理スキームは雲粒子の数濃度と混合比を予報するもので，数値予報や気候モデルに使用されている．ただし雲粒粒径分布の観測が不足しているため，必要とされる雲パラメータには大陸または海洋に代表的な値が用いられることが多い．本研究では JMA-NHM の２モーメント雲微物理スキームに，東京スカイツリーで観測された雲粒粒径分布を適用し，降水シミュレーションへのインパクトを調べた．

2. 方法

JMA-NHM では，雲粒粒径分布を以下の関数で表現している（橋本 2008）．

$$n(D) = N_c \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)} \lambda^{\alpha\nu} D^{\alpha\nu-1} \exp\left[-(\lambda D)^{\alpha}\right]$$

ここで D は雲粒の直径，N_c は雲粒数濃度，λ は傾斜パラメータで雲水混合比の関数，α と ν は定数で α=3.0, ν=1.0 である．この雲粒粒径分布を東京スカイツリーで観測された雲粒粒径分布の平均値（Misumi *et al.* 2018）と比較すると，かなり狭い分布になっている（図 1）．そこで観測された雲粒粒径分布にフィットするようパラメータを調整した（α=1.07, ν=1.29）．一方，活性化する雲粒数濃度は以下の式で診断される．

$$N_{CCN} = CS^k$$

ここで S は過飽和度，C と k は定数で C=3000 cm^{-3} および k=0.63 が与えられている．Misumi *et al.* (2022)が東京スカイツリーで測定した 15 事例の平均は C=817 cm^{-3}, k=0.85 であったため，この値に入れ替えた．

変更した雲パラメータのインパクトを調べるため，2019 年 6 月 8 日および 7 月 21 日の２つの降水事例について数値シミュレーションを行った．これらはいずれも関東に北東気流が流入し，弱い層状性降水が発生した事例である．初期値，境界値には気象庁メソ解析データ（MANAL）を用い，水平解像度 5 km および 1 km の二重ネスティングにより，東京を中心とする 500 km ×500 km の範囲を計算した．初期値を 06UTC とし 18 時間の積分を行った．以下，デフォルトの雲パラメータを用いたシミュレーションを「NHM」，雲パラメータを変更したものを「NHM-TKY」として結果を比較する．

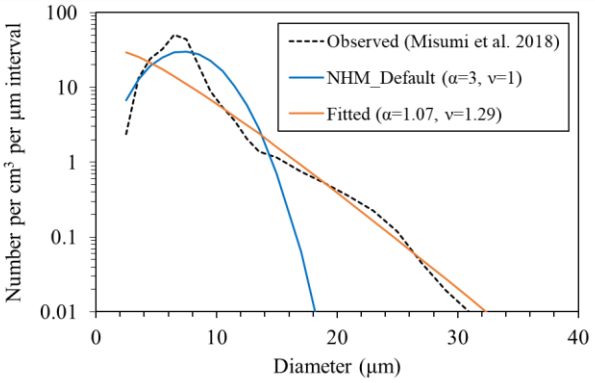


図１．NHM で仮定されている雲粒粒径分布（青線）と東京スカイツリーで観測された平均の雲粒粒径分布（破線），および近似曲線（橙線）．N_c=213cm^{-3}、雲水量 0.128 g/m^3 のとき．

3. 結果

計算結果を表１，２にまとめる．雲パラメータを変更することにより，解析雨量との類似度が増し，弱い降水や雲粒数濃度の再現性が高まる．

表１．2019 年 6 月 8 日 06～24UTC におけるシミュレーションの結果と観測値との比較

	観測	NHM	NHM-TKY
解析雨量に対するスレットスコア（総雨量；閾値 1 mm）	—	0.72	0.79
東京スカイツリーにおける総降水量	1.3 mm	0.8 mm	1.7 mm
東京スカイツリー高度 458m での平均雲粒数濃度	44 cm^{-3}	220 cm^{-3}	43 cm^{-3}

表２．2019 年 7 月 21 日 06～24UTC におけるシミュレーションの結果と観測値との比較

	観測	NHM	NHM-TKY
解析雨量に対するスレットスコア（総雨量；閾値 1 mm）	—	0.22	0.29
東京スカイツリーにおける総降水量	0.6 mm	0.1 mm	0.7 mm
東京スカイツリー高度 458m での平均雲粒数濃度	55 cm^{-3}	271 cm^{-3}	56 cm^{-3}

参考文献

[1] 橋本明弘, 2008，数値予報課報告・別冊 54 号

[2] Misumi *et al.*, 2018, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 405-413

[3] Misumi *et al.*, 2022, *Atmos. Res.*, **272**, 106150

SOM を用いた地形分類による大雨発生傾向の推定

*高嶋祐希，宮本佳明 (慶應義塾大学),
Yuuki Takashima, Yoshiaki Miyamoto(Keio University),

1. はじめに

豪雨の発生には様々な要因が関係すると考えられるが、特に水蒸気の流入と地形が重要である。気候変動の影響により大気の川が強化され日本付近での頻度が増加するなど[1]、豪雨の予測において水蒸気の流入は無視できない．一方で地形は水蒸気の輸送経路や収束場所に影響を及ぼすものの，低気圧や台風，前線などと比べて地域差や不確実性の問題から全国的な研究は進んでいない．そこで本研究では，自己組織化マップ(SOM)[2]による地形の分類を通して，過去の事例から大雨に対する水蒸気流入と地形の影響パターンを求め，地形の効果を考慮した大雨の発生傾向を明らかにする．

2. 研究手法

本研究では，SOM を用いて地形を分類した．SOM は教師なし学習によって多次元データの関連性を可視化する手法で，台風の経路分類[3]や気象場の分類と解析[4]に用いられるが，地形への適用例はない．熊本県南部を含む東経 130.5 度から 130.875 度、北緯 32 度から 32.25 度の標高データを，経度・緯度それぞれ等間隔に 1350 区画に分割し，区画内の平均値を引いてデータの中心化を行った上で SOM を用いて 25 ノードに分類した．標高データとして国土地理院の数値標高モデル[5]を用いた．次に，2005 年から 2012 年に発生した強い降水をもたらす準停滞性対流群(QSCC)[6]について，発生地点がどのノードに分類されるか特定した．対象の期間・範囲に発生した QSCC は 16 件であった．

3. 解析結果

各ノードに分類された区画の平均標高分布を図 1(左)，各ノードの発現頻度と QSCC の発生割合を図 1(右)に示す．QSCC の発生割合は，各ノードで発生した QSCC の総数を分類された区画の数で割って算出した．各ノードに分類される区画の数には 9 から 180 までばらつきがあり，それぞれ特徴的な地形を有することが確認できた．QSCC の発生頻度もノード毎に異なり，本研究の解析範囲では東西に高低差がある地点で QSCC の発生頻度が最も高く、北が高地の場合にも比較的多く発生していることが分かった．

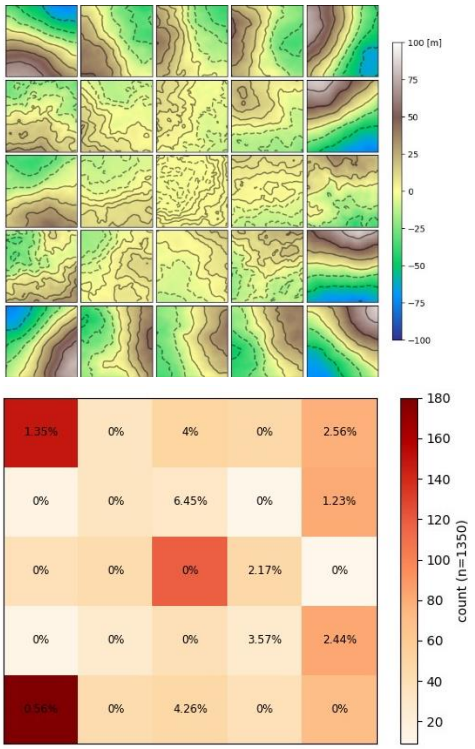


図 1．(上)各ノードの平均標高分布と（下）各ノードの発現頻度．百分率は QSCC 発生頻度を表す．

4. まとめと今後の展望

本研究では，九州の一部地域について SOM による地形分類を行い，2005 年から 2012 年で生じた QSCC の発生地点の傾向を明らかにした．今後は水蒸気の流入経路の解明のため，解析対象を九州全域や全国に拡大し，降水量や水蒸気フラックス，風向風速，鉛直流の地形影響を分析する．また，地形の分割方法も複数検討し妥当な分類手法を確立する必要がある．

参考文献

[1] Kamae et al., 2019, *Env. Res. Lett.*, 14, 5, 054019.
[2] Kohonen T., 1995, *SSINF*, 30.
[3]柴田ら, 2020, *土木学会論文集*, 76, 2, 1129-1134.
[4] Inatsu et al., 2021, *JAMC*, 60, 1483-1494.
[5]国土地理院, 10m メッシュ基盤地図情報数値標高モデル.
[6] Unuma et al., 2016, *QJRMS*, 142, 1232-1249

新潟県十日町市における降水の一冬季の粒径分布変動

*[1]中井専人・[2]勝島隆史・[3]熊倉俊郎・[1]本吉弘岐・[1]山下克也
(1:防災科研・雪氷; 2:森林総研・十日町; 3:長岡技大・環境社会基盤工学)

１．はじめに

レーダー観測に基づく固相／混相(mixed phase)降水の定量的降水推定(quantitative precipitation estimation: QPE)のためには、降雨よりも極めて多様な粒子特性を把握する必要がある。その一環として、光学式ディスドロメーター(OD)による一冬季観測の粒径分布を解析したので報告する。

２．研究方法

観測は2022/2023冬季に森林総合研究所十日町試験地(新潟県十日町市)露場設置の防風ネット内において実施した．観測サイトの仕様は[1]と同様である．ODは[1]から変更されており、Thies製Laser Precipitation Monitor (LPM)をTelegram 3 (Particle Event、以後PE[2])で運用した。

PEではLPMの検知領域を通過した全粒子の即時記録が得られ、それのデータを5分毎に区切り、粒子数、CMF法[3]による粒径(Dcmf)および落下速度(Vcmf)、粒径分布の0.3mmから3mmまでの粒子数を片対数直線近似した傾き(Slope)と切片(Intercept)、を求めた。なお、粒子数は測定値そのままを用いたので検知領域を通過したフラックスであり、数濃度ではない(cf.[4])。この報告では相対的な変化について述べる。

３．結果

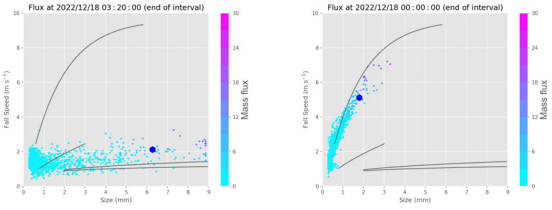
解析期間は2022/2023冬季において観測データが得られた2022年12月15日-2023年2月27日とした。

第１図は左が雪片、右がほぼ雨の粒径−落下速度解析例である。このデータから５分毎の粒径分布(粒径ビン0.05mm)を求め、粒子数の少ない大粒径を除いて片対数直線(指数関数)近似を行った(第２図)。そのうち５分間に1000個以上の降水粒子が観測された4595サンプルについて、解析期間全体の時系列にしたものが第３図である。

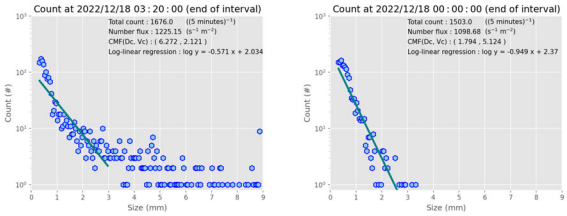
５分という高い時間分解能にも関わらず、降水粒子の特性は数時間から数日の長さで類似の特徴が継続する傾向が見て取れる。また、第３図の45日ごろにSlopeとInterceptに見られた大きな変動(第１、２図右に対応)は、粒径-落下速度分布、CMF、気温(図略)の値から、霙交じりの降雨に伴うものであったと考えられる。

４．まとめ

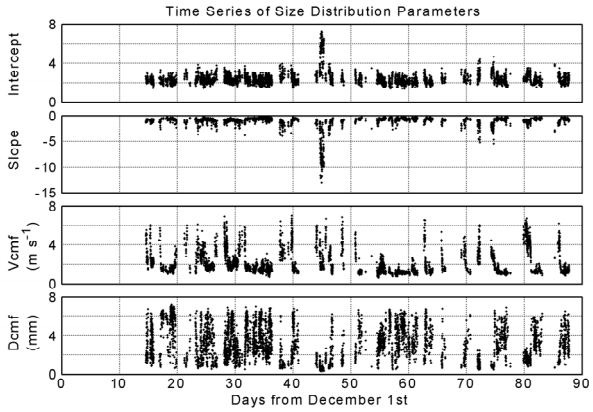
今後、粒径分布が５分毎にどのように変化していたか調べていく予定である。また、気温などの時系列も参照し、観測された粒径分布の変化がどのような雪片-霰の変化や融解を反映していたか、解析を進めていきたい。



第１図　PE観測された粒径−落下速度分布(水色枠の点；色塗りは個々の粒子の持つ水フラックス(降水強度))とCMF粒径および落下速度(大きい青六角形)の例。実線は雨[5]、紡錘状霰[6]、濃密雲粒付き及び雲粒なし雪片[6]の関係式。



第２図　第１図のデータより求めた粒径分布。縦軸は0.05 mm間隔の粒径ビンごとの粒子数。片対数近似直線(本文参照)も示す。



第３図　粒径分布パラメーターの時系列。上から、片対数直線近似の切片と傾き、CMF落下速度と粒径である。横軸は2022年12月1日からの日数。

謝辞　本研究は宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM, 第8回研究公募課題)によります。

[1]中井ほか 2011: https://www.bosai.go.jp/seppyo/news/news_WS/o6cq970000000ac5-att/20110222_Abstract.pdf (2024年2月10日閲覧).
[2]中井ほか 2020: 天気, 67, 89-108.
[3]Ishizaka et al. 2013: JMSJ, 91, 747-762.
[4]Katsuyama and Inatsu, 2021: SOLA, 17, 35-40.
[5]Atlas etal. 1973:Rev.Geophys.Space Phys.,11,1-35.
[6]Locatelli,Hobbs1974:J.Geophys.Res.,79,2185-2197.

METAR/SPECI 報を使った日本の霧に関する気候学的研究

*三澤良太 (防衛大学校), 菅原広史 (防衛大学校),

1. はじめに

Akimoto and Kusaka(2015)は, 気象官署及び特別地域気象観測所の観測値を用いて, 日本の様々な地域で発生する霧の主要なタイプの特定を行った. しかしながら, 気象官署などでは, 雲底高度を数値データとして記録していないため, 霧の発生前後の雲にも着目して霧を調査した研究は少ない.

本研究では METAR/SPECI 報（雲底高度観測値を含む) を用いて, 複数の国内飛行場で発生した霧を成因別に分類し（例えば, 放射霧, 移流霧など）, 霧の特性を詳細に解析した.

2. 使用データと解析方法

霧のデータセットとして, 国内飛行場 18 地点で通報された METAR/SPECI 報を使用する. これは, 飛行場の航空気象情報を運航管理者や乗務員などに提供する際に使用される国際的に規定された通報式で, 航空機の離着陸に必要な飛行場周辺の気象状態（雲量や雲底高度, 視程, 気温など）の情報が含まれている.

成因別の霧の分類は, Tardif and Rasmussen (2007) を参考にした.（表 1）

表 1 霧の分類と主要な成因

霧のタイプ	主要な成因
降水霧 (PCP)	降水の蒸発による空気の飽和
放射霧 (RAD)	地表面の放射冷却
移流霧 (ADV)	暖気が移動し冷却される
雲底低下霧 (CBL)	層雲の雲底が低下
Morning evaporation (EVP)	日射で蒸発した地表面の水滴の再凝結

3. 解析結果

図 1 は茨城空港（RJAH) および, 新千歳空港（RJCJ) における成因別霧の発生頻度である. 両地点共に降水霧 (PCP)の頻度は 20%台であるが, 移流霧 (ADV)と放射霧 (RAD)の頻度が異なる. 茨城空港は放射霧の頻度が高く, 新千歳空港は移流霧の頻度が高いと言える.

図 2 は, 全観測地点での降水霧の発生頻度を時間帯と月別に示したヒートマップである. 幅広い時間帯や月で見られるが, 梅雨期や日中午後の頻度が高いことがわかる.

4. 今後の予定

今後は図 1 以外の地点や, 他のタイプの霧に関する解析を実施する. また, 霧の事例数が少ない地点があるため, データセットの期間を延ばして解析する予定である.

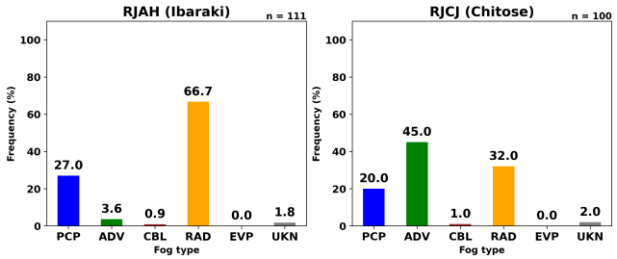


図 1 茨城空港および新千歳空港での霧の発生頻度
2010 年～2015 年のデータセットを使用

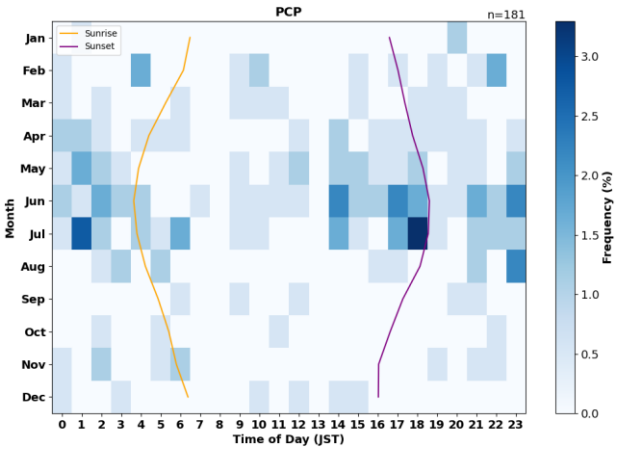


図 2 全観測地点での降水霧の発生頻度の時間帯別、月別分布
2010 年～2015 年のデータセットを使用

参考文献

[1] Akimoto, Y., Kusaka, H., 2015, *Atmos. Res.*, **151**, 200-211.

[2] Tardif, R., Rasmussen, R.M., 2007, *J. App. Meteorol. Clim.*, **46**, 1141-1168.

1つの雷雲が引き起こした複数の Bolt from the blue の特徴

*工藤剛史 (音羽電機工業), 櫻井南海子 (防災科学技術研究所)

1. はじめに

青天の霹靂 (Bolt From the Blue, BFB) は雷雲の側面から雲外に放電が進展し落雷に至る現象[1]で，雷雲から離れた場所に落雷するため落雷事故を引き起こしやすい．BFB の国内外の研究は少なく，雷雲の側面から雲外に放電が進展するメカニズムはよくわかっておらず，雷雲内および雲外の放電進展の特徴を明らかにすることは重要である. 2018 年 8 月 26 日に関東地方北部で発生した 1 つの雷雲が 18 の BFB を伴っていたことを我々が示した[2]．この 18 の BFB うち，動画と写真によって照合することが出来た 4 つの BFB について，雲内および雲外を進展する放電の特徴を調べた.

2. データと解析方法

先行研究[2]と同様の手法を用いて BFB の定義を，JLDN の落雷データで負極性落雷と判定され，TOKYO LMA で評定された雷放電源が地面方向に進展し且つ XRAIN 降雨強度データの降雨域 (地上付近の降雨強度 ≧ 1 mm/h) 外に複数点あるものとした. 18 の BFB のうち動画と写真によって照合できた 4 つの BFB について，LMA データを用いて放電開始点と放電終了点を求めた．雨域外に進展する LMA データが XRAIN の雨域境界と重なる点を雨域外放電開始点とした．放電開始点から雨域外放電開始点までの水平距離を雨域内水平放電距離とした．雨域外放電開始点から放電終了点までの水平距離を雨域外水平放電距離として，それぞれ求めた．図 1 に 2018 年 8 月 26 日 09:51:28UT に発生した BFB の例を示す. LMA データの高度情報を用いて放電開始点から雨域外放電開始点までのデータ数の 25 %, 50 %, 75 %のポイントの高度をそれぞれ求め，雲内を進展する放電路の高度方向の変化を調べた.

3. 雨域内・雨域外水平放電距離の結果

4 つの BFB の雨域内水平放電距離は 1.6 km から 3.7 km となり，雨域外水平放電距離は 2.0 km から 4.9 km となった．雨域内・外の水平放電距離の平均値はそれぞれ 2.9 km と 3.5 km となり，雨域外水平放電距離のほうがやや長くなった.

4. 雲内の放電高度の特徴

4 つの BFB のうち 3 つについては放電開始高度が約 6.5-7 km 付近で雨域外放電開始高度は 5-6 km となった。この 3 つの BFB について雲内の放電進展に伴う高度変化を確認したところ, 2 つの BFB は下方 (地面方向) に放電が進展し，1 つの BFB はほぼ水平に雲内を進展した。一方，もう 1 つの BFB は高度約 9 km 付近から放電を開始し，雲内をやや上空方向に進展した後，雲外に放電した．雨域外放電高度は約 9.5 km となった．アメリカでの先行研究[3,4]では，典型的な BFB は通常の雲内放電として負リーダーが上層の正電荷領域を進展し雲外へ放電することが示されているが，本研究の 4 つの BFB は先行研究とは明らかに異なる結果となった.

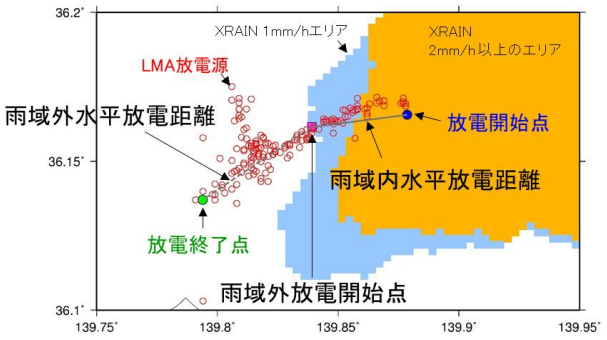


図 1　2018 年 8 月 26 日 09:51:28UT に発生した BFB.

謝辞

本研究では，国土交通省が提供する XRAIN データセットを利用した．またこのデータセットは，文部科学省の補助事業により開発・運用されているデータ統合解析システム (DIAS) の下で，収集・提供されたものである．BFB を撮影した動画を提供してくださった小林正明氏に感謝の意を表す.

参考文献

[1] Uman, M. A., 2001, *Academic Press*, 377 pp.

[2] Kudo and Sakurai, 2023, *APL2023*, DOI: 10.1109/APL57308.2023.10181852

[3] Thomas, R. J. et al., 2001, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 143–146.

[4] Lu, G. et al., 2012, *J. Geophys. Res.*, 117, D04212.

地デジ放送波を用いた水蒸気量変動の観測に必要な反射体選定方法の検討

*石塚　瞬，岩永裕豊，水津拓巳，小田僚子（千葉工業大学）
花土　弘，川村誠治（情報通信研究機構）

1. はじめに

豪雨予測精度の向上には水蒸気量の観測体制を強化することが重要であると指摘されている．これに対し，国立研究開発法人情報通信研究機構は，地上デジタル放送波（以降，地デジ放送波）の伝搬遅延量から水蒸気量変動を推定する技術を開発した[1]．地デジ放送波が送信点から受信点に到達するまでに生じるピコ秒レベルの伝搬遅延時間から，大気中に存在する水蒸気量を推定する．受信点より後方にある建物の反射を利用した“反射法”により水蒸気量推定を行う場合，どの空間の水蒸気量であるかを知るために反射体を特定する必要があるが，その手法は確立されていない．これまで著者らは，航空写真により建物の外観（大きさや向き）を確認することで反射体を推定していたが，複数の反射体が候補となることが多かった．そこで本研究では，定量的な手法を取り入れることで，反射体を選定する方法を検討した．

2. 観測概要

本観測では，受信点である千葉工業大学新習志野キャンパス 2 号館屋上に八木式アンテナ（UHF20 素子アンテナ）を設置し，東京スカイツリーからの直達波と反射波（中心周波数 521，533，539MHz）を受信している．観測対象領域は，受信点から約 12km 圏内である．

3. 反射体の選定方法

図-1 は 521MHz の地デジ放送波の伝搬遅延プロファイルであり，2023 年 12 月 3 日 11 時 26 分 50 秒から 11 時 27 分 50 秒の 1 分間に得られた受信強度(dB)の平均値を示す．横軸は受信点からの距離である．距離 0m（＝伝搬遅延時間0μsec）の直達波のピークに加え，複数の反射波のピークが確認できる．代表的なピークを図中赤丸で示し，このうち，今回反射体選定の対象としたピーク距離を図中の縦点線で示す．反射体は，送信点と受信点をそれぞれ焦点とする楕円上に存在する．反射体の選定手順として，まずはこれまでと同様に，それぞれのピーク距離に対して航空写真より建物の外観から反射体候補となる建物を 2～4 つ選定し，続いてその中から“定量的判断”と“航空写真による定性的判断”を行った．“航空写真による定性的判断”は，「①建物の形状」，「②建物の向き」，「③周辺の建物の影響」の 3 つの項目で行い，各項目の 1～4 位に

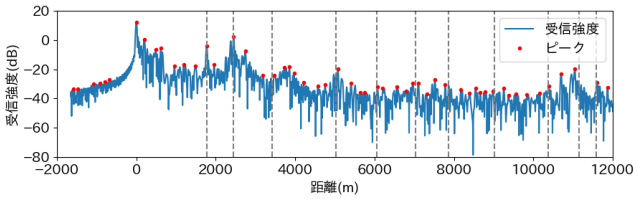


図-1 地デジ放送波の伝搬遅延プロファイル

表-1 反射体の選定例

判断項目 ＼ 建物名		A	B	C	D
定量的判断	建物の側面積（㎡）	5327（3.9点）	1315（1.0点）	3713（2.7点）	3407（2.5点）
	反東京スカイツリー方向からの角度（°）	−14.2（4.4点）	−5.6（5.5点）	63.7（0.1点）	83.6（0.0点）
航空写真による定性的判断	建物の形状（点）	1	3	2	4
	建物の向き（点）	4	1	3	2
	周辺の建物の影響（点）	2	4	3	1
合計点数（点）		15.3	14.5	10.8	9.5

それぞれ 4～1 点を配点した．ここで，①は単純な形状であるほど，②は建物の面が受信点の方向に向いているほど，③は周辺に建物が少ないほど，高得点とした．“定量的判断”は，「④建物の側面積」と「⑤反東京スカイツリー方向からの角度」の 2 つの項目に対して，それぞれ式(1)，式(2)に基づき点数化した．④は面積が大きいほど，⑤は 0° に近いほど高得点である．

$$\text{項目の合計点数} \times \frac{\text{対象反射体の側面積}}{\text{反射体候補の側面積の和}} \qquad (1)$$

$$\text{項目の合計点数} \times \frac{\text{対象反射体の電力比}}{\text{反射体候補の電力比の和}} \qquad (2)$$

ここで，“項目の合計点数”は“航空写真による定性的判断”の項目の合計点数と同じ値である．また，電力比とは受信電力が基準（反東京スカイツリー方向からの角度が 0°）の電力の何倍であるかを表したものである．上記の通り点数化した 5 項目の合計点を反射体候補間で比較し，合計点数が最も高い建物を反射体として選定する（**表-1**）．

これまでは航空写真から建物の外観を確認することで反射体選定を行っていたのに対し，判断基準を設けたことによって，より客観的に反射体を選定できる可能性を示した．

今後，本研究で選定された反射体が妥当であるかを確認する試験観測を行う．

参考文献
[1] Kawamura, S., et al., 2017, .*Radio Sci.*, 52, 367-377.

中間圏・下部熱圏に現れる 2 種類の QBO とそのメカニズム

*小新大（東大院理）、佐藤薫（東大院理）

1. はじめに

赤道域成層圏の準 2 年周期振動（SQBO）に同期する変動が上部中間圏でも見られることが知られている（MQBO と呼ばれる）[1]。MQBO は SQBO に対して逆位相という特徴をもつ。これは SQBO に伴い変動する成層圏の東西風による重力波のフィルタリングが起こり、中間圏まで伝播して砕波する重力波の位相速度分布が異なるためと考えられている。

MQBO はこれまでレーダーや人工衛星により観測されている。しかしながらそれらの手法では中間圏全体にわたる風速の分布は得られず、波のフィルタリングについての考察は難しい。そこで、中層大気全域をカバーする長期再解析データを用いた解析を行った。その結果、中間圏と下部熱圏それぞれの高度にピークをもつ 2 種類の MQBO が存在していること、そして前者は重力波のフィルタリング、後者は 1 日周期潮汐（DW1）の変調により形成されていることがわかった（気象学会 2023 年秋季大会で発表済）。ただし、潮汐の振幅が変動する理由についてはいくつかの異なる要因が指摘されている。そこで本研究では背景場の構造に注目してそのメカニズムを調べることとした。

2. 手法

全中性大気 ($z < 115$ km) を対象とするデータ同化システム[2, 3]で作成した解析値を用いた。水平解像度は約300 km (T42)、鉛直解像度は約1 kmである。中層大気のデータとしてAura MLSとTIMED SABERの気温、DMSP SSMISの輝度温度の衛星観測値を同化している。対象期間は2004年9月~2023年10月の約19年間である。

3. 結果

図 1 に赤道域の東西風の季節変化からの偏差を示す。時折、高度約 85 km に瞬間的な強い東風とその下での強い西風がみられる（より詳細な解析によると、4 月頃に多い）。これは 1 つめの MQBO に対応する。また、高度 90~110 km ではゆるやかに東風と西風とが繰り返し、高度 30 km の SQBO とは逆位相となっている。これは 2 つめの MQBO である。

2 つめの MQBO を形成する下部熱圏の DW1 の強さは中層大気の背景場により季節変化する[4]。また、SQBO に同期した年々変動も指摘されている[5]。東西風の南北シア（相対渦度あるいは絶対角運動量の緯度勾配と等価）が DW1 の上方伝播しやすさに影響するため、相対渦度+コリオリ周波数が DW1 の周波数と等しくなる緯度を SQBO の東風/西風時について求めた（図 2）。この緯度幅は SQBO 東風時の高度 60~75 km で狭く、DW1 が伝播しにくい。実際 DW1 の振幅はこの高度から上で違いが大きい。この高度の東西風の違いは 1 つめの MQBO によるものである。このことから、1 つめの MQBO に伴う中間圏東西風構造の変動により、その上で DW1 が変調されて 2 つめの MQBO が形成されるという 2 段階のメカニズムが存在している可能性が考えられる。今後は潮汐波のソース（気温やオゾンの QBO）自体の変動についても解析を進める予定である。

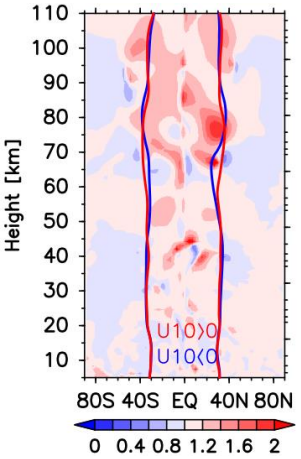


図 2 DW1 南北風成分の振幅の SQBO 東風時と西風時との比（4 月）。DW1 が伝播できる境界である $|f+\zeta| = \Omega$ となる緯度を太線で示す（SQBO 西風時：赤、東風時：青）

参考文献：[1] Baldwin et al. (2001) [2] Koshin et al. (2020) [3] Koshin. et al. (2022a) [4] McLandress (2002b) [5] McLandress (2002c)

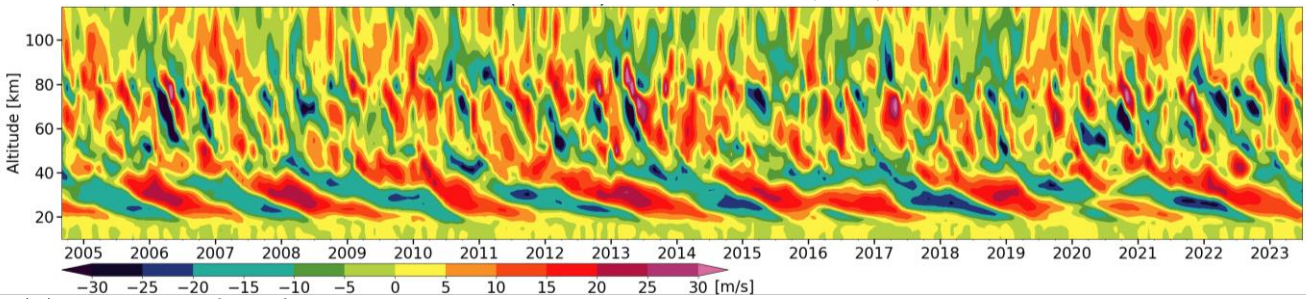


図 1 赤道域（10°S~10°N）の東西風解析値について、線形トレンド、1 年周期、半年周期成分を除いたもの

衛星観測による北インドにおけるエアロゾルの研究

久慈 誠、*田中 伶奈、菊池 咲也花（奈良女子大学）

1. 背景と目的

大気中のエアロゾルが増加すると大気汚染が発生し、視程の悪化や健康被害の原因となる。そして、エアロゾルは風で輸送されるため、越境汚染を引き起こすことが懸念されている。特に、インドのデリー首都圏では深刻な大気汚染が発生しており、その原因として北西部のパンジャーブ地方における藁焼きの影響が示唆されている [1]。ここで、広域の大気汚染を監視するためには、衛星観測が有効な手段の一つである。

そこで本研究では、衛星観測データ解析によるエアロゾルの動態把握を目的とし、北インドの大気汚染について調べた。

2. 観測データと解析方法

本研究では、気候変動観測衛星「しきさい」（GCOM-C）によって観測された陸上エアロゾルの解析を行った。

GCOM-C の観測データは、JAXA G-Portal [2] によって 2018 年 12 月から提供されている。本研究では、陸上エアロゾルプロダクトから、波長 500 nm における光学的厚さを使用した。空間分解能は 1 km で、2~3 日に一度、インド時間（IST; IST=UTC+0530）で 10:30 頃にインド上空を通過している。また、使用したプロダクトのバージョンは 1~3 である。

エアロゾルの動態把握を行うために、北インドの 4 地点に着目し、波長 500 nm における光学的厚さ (エアロゾルの量に相当) について調べた。そして、10 月下旬から 11 月上旬に高い光学的厚さが観測された日について、イベント解析を行った。具体的には、(年平均値)+3 × (標準偏差) を超えた場合を高濃度イベントとした。さらに、NOAA が提供している流跡線解析ツール HYSPLIT[3] と NASA が提供している Fire Map[4] を用いて、空気塊の輸送経路とパンジャーブ地方における火災の有無を確認した。また、NASA が提供している MERRA-2 気象再解析データ [5] と GCOM-C 観測の光学的厚さの分布を比較した。

3. 結果

図 1 に、北インドの 4 地点での、波長 500 nm におけるエアロゾル光学的厚さの時系列を示す。2022 年 10 月下旬から 11 月上旬にかけて光学的厚さが急激に高くなっており、この期間に北インドでは深刻な大気汚染が発生していることが示唆される。

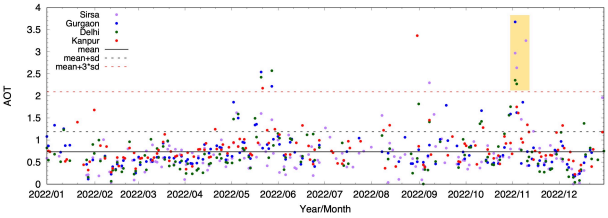


図 1: 北インドの 4 地点における 2022 年の光学的厚さの時系列。縦軸は光学的厚さ、横軸は年/月を表す。緑が Delhi（28.65°N, 77.23°E）、青が Gurgaon（28.32°N, 76.92°E）、紫が Sirsa（29.53°N, 75.02°E）、赤が Kanpur（26.51°N, 80.23°E）。黄色の影はイベントの期間。

4. まとめと今後の課題

本研究では、気候変動観測衛星「しきさい」（GCOM-C）によって観測された陸上エアロゾルの解析を行った。その結果、北インドでは、10 月下旬から 11 月上旬にかけて深刻な大気汚染が発生していることが示唆される。発表当日は、光学的厚さの分布図や流跡線解析の結果、Fire Map なども示し、北インドにおける大気汚染についてより詳細に報告する予定である。

謝辞

総合地球環境研究所の Aakash プロジェクトから、サポートを受けています。

参考文献

[1] Masayuki Takigawa et al., Can Delhi's Pollution be Affected by Crop Fires in the Punjab Region? *SOLA*, 2020, **16**, 86-91.

[2] JAXA G-Portal, https://gportal.jaxa.jp/gpr/?lang=ja

[3] NOAA HYSPLIT, https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php

[4] NASA EarthData Active Fire Map, https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov

[5] NASA EarthData GES DISC, https://disc.gsfc.nasa.gov

天気図を 3D 化した教材制作

*佐藤有貴・矢内原美梨 ((株)エムティーアイ),　藤田友香 (桜美林大学)

1.　はじめに

航空機の安全運航には，気象状態を正確に読み取ることが欠かせない．特にパイロットやディスパッチャーは，ライセンス取得のために天気図を使ったブリーフィングが必要となるが，気象を専門に学んでいる者は少なく難易度が高い．その中でも苦労するのが天気図の立体構造の理解である．

そこで，天気図を立体的に可視化し，理解を支援することを目的に，ゲリラ豪雨検知アプリ「3D 雨雲ウォッチ」や，航空気象サービス「3D ARVI」など気象現象の 3D 化技術を持つ(株)エムティーアイとパイロット養成コースがある桜美林大学が共同で「3D 天気図アプリ」を開発した．本アプリは，温帯低気圧の発達から衰退までの構造を立体的に可視化したもので，今回は実際に授業で使用した結果を報告する．

2.　3D 天気図アプリの制作

今回の制作には，気象庁の 2016 年 4 月の 3 日間の地上天気図および 850hPa，700hPa，500hPa，300hPa の各天気図を使用した. 5 枚の天気図を地上天気図から順に立体的に重ね，850hPa，700hPa，500hPa，300hPa の各天気図においては，等高度線の数値を参考に，天気図に凹凸をつけて，等圧面と高度の関係を可視化できるようにした（図 1）.

300hPa と 500hPa の水平風は天気図に記載されている等風速線や矢羽根の情報を参考に描画した．上昇流と下降流は，地上の低気圧と高気圧や 300hPa の気圧の谷の位置でイメージ的に描画した．これらは，アニメーションで速度の変化をつけている．そして，渦管の傾きを便宜的に長方形の板で表現し，地上の低気圧の中心から 500hPa の気圧の谷を繋ぐことで，1 日目の温帯低気圧の発達期には大きく西に傾いている様子，2 日目には傾きがほぼ直立となり, 3 日目の衰退期には東に傾きが変化している様子が可視化できるようにした.（図 2）

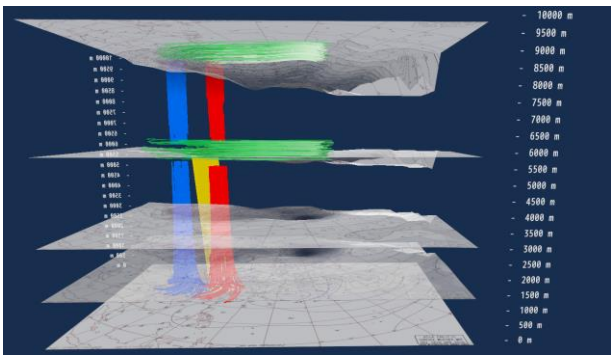


図 1　3D 天気図アプリ

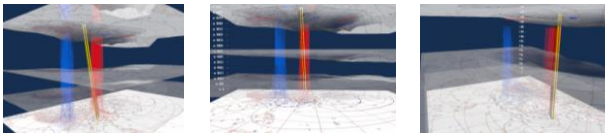


図 2　渦間の変化の様子

3.　授業での活用と効果

桜美林大学の 1 年生と 3 年生合わせて 104 名の学生を対象に, 温帯低気圧をテーマとする授業で 3D 天気図アプリを使用し，授業後に学生にアンケートを実施した．アンケートの結果，本教材があったことで「理解できた」と答えた学生が 7 割を超え，理解しやすかったポイントとしては「立体的に見ることでイメージがしやすかった」「異なる高さの天気図を一度に見ることができた」という意見が多かった．また，画面を自由に回転させることもできるため，様々な角度から大気の構造を見て学ぶことができたり，ある部分に注目したい際に不要な情報を消したりすることができる等，デジタル教材ならではの点も学生の理解を高めた.

通常は平面の天気図を見て，言葉による説明を学生自身が頭の中で立体的に描かなければならず，説明の仕方や理解力によって 1 人 1 人のイメージが違ってしまう可能性があるが，今回のような教材を使用することで，全員が同じ構造を理解することができ，気象分野の学習に良い効果が発揮できた.

4.　課題と今後の展望

今回の教材は，鉛直流と水平流をどこまで正確に描画するか，雲の立体描画はどうするか，など教材の価値を高めるための改良点は残るが，気象現象を立体的に可視化することは，教育，研究，防災など様々な分野で役に立つ技術であると考えるため，今後も新たなサービスを展開していきたいと考える.

COSMIC-2 による GNSS 掩蔽観測データの気象庁メソ解析への導入

*安井良輔、瀬古弘、川畑拓矢（気象庁気象研究所）

1. はじめに

全球測位システム（GNSS）衛星からの電波を COSMIC-2 等の低軌道（LEO）衛星で受信することによって、電波が通過する大気の気温・水蒸気分圧等に依存する屈折率/屈折角の鉛直分布が得られる。この掩蔽（RO）観測は、雲や降水の存在に関わらず全球的に高い鉛直分解能で高精度なデータが得られることが特徴であり、バイアス補正も不要と言われている。

気象庁メソ解析では、2016 年より GNSS-RO の屈折率データの利用を開始したが、データ数の多い COSMIC-2 の観測データの同化を行なったところ、対解析雨量および対ゾンデ 700hPa 気温などに精度の悪化が見られたため、導入が見送られていた。

ここでは、COSMIC-2 の 1 次元屈折率データ（GNSS 衛星から LEO 間の視線上で最も地球に近いタンジェント点の鉛直分布）のメソモデルへ同化を行ない、精度悪化の原因について調査した内容を発表する。

2. 同化データおよび同化システム

COSMIC-2 [1]は、2019 年 6 月 25 日に打ち上げられ、6 機の LEO 衛星で構成される。屈折率/屈折角データは、緯度 40°N～40°S の高度約 0.6～60km において、1 日約 5000 プロファイル程度取得されている。本発表では、1 次元屈折率データを使用した。

同化システムは、2022 年 8 月時点で現業利用されている気象庁メソ解析[2]を用いた。メソ解析は、非静力学モデル asuca を基にした 4 次元変分法データ同化(asuca-Var)を使用している。解析変数は、x, y 方向風速、温位、地上気圧、偽相対湿度などである。インクリメント法を用い、アウターモデルは水平格子間隔 Δx=5km、鉛直 96 層(0~37.5km, Δz=20m~916m)、積分時間間隔 Δt=33.3 秒、インナーモデルは Δx=15km、鉛直 48 層(Δz=20m~1762m)、Δt=100 秒である。同化窓は解析時刻の前 3 時間で、最小値探索回数は最大 50 回である。

3. COSMIC-2 データの品質調査

同化実験を行なう前に、COSMIC-2 屈折率データの品質調査を行なった。図 1 は 2022 年 4 月から 2023 年 3 月の COSMIC-2 屈折率と気象庁メソ解析から計算される屈折率[3]の<O-B>/<O>（高度毎の観測値と第一推定値の差（O-B）と観測値（O）のそれぞれの年平均の比）である。高度 2km 以下には大きな負バイアスが見られる。この領域は、しばしば電波の超屈折（super refraction）が発生し、屈折率の推定が難しい高度である。他に下部成層圏（高度 10~25km）には 1 年を通して正バイアスが生じていた。この正バイアスはモデルのオゾン分布が現実と異なる事で生じた可能性が考えられる。

4. COSMIC-2 の 1 次元屈折率データの同化実験

2022 年 7 月 17 日～19 日の九州北部における大雨事例について COSMIC-2 屈折率を同化したインパクト実験を行なった。品質調査で得られた知見を踏まえ、データを同化利用する領域やグロスエラーチェックの閾値、鉛直データ間引きなどの変更を行い、それらの予測精度への影響を調べた。詳細は発表で示すが、上記変更をすべて行なった解析値は上部対流圏で低温傾向になり、予測した降水分布も再現性が高かった。

5. 今後の予定

タンジェント点ではなく GNSS 衛星から LEO 間の視線全体の情報の鉛直分布である 2 次元屈折率/屈折角の同化など、リトリーブ段階の仮定の少ない観測データを用いた同化などによって予報精度向上を目指す。

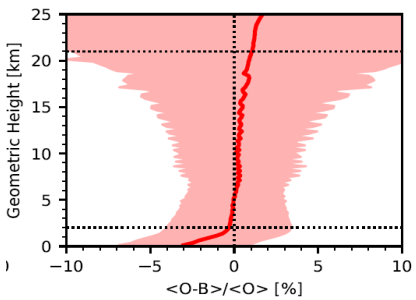


図 1．2022 年 4 月～2023 年 3 月の COSMIC-2 屈折率と気象庁メソ解析の屈折率の年平均<O-B>/<O>。

参考文献

[1] Schreiner et al. (2020), GRL, 47, e2019GL086841.

[2] 気象庁数値予報課報告・別冊 60 号 (2014).

[3] ROM SAF, SAF/GRAS/METO/REP/GSR/005, (2008).

JMA/MRI-CPS3 における夏季アジアジェットの季節予測精度評価

*竹村和人，前田修平（気象庁気候情報，気象研究所），直江寛明（気象研究所）

1. はじめに

シルクロードパターン[1]に代表される夏季アジアジェットに沿って群速度伝播するロスビー波は，ジェット出口付近でしばしば砕波を伴って著しく増幅し，日本付近における猛暑や大雨等の異常気象の原因となる[1, 2]．盛夏期の日本付近における砕波の出現頻度は，エルニーニョ・南方振動（ENSO）と関連し[3]，その気象庁現業季節アンサンブル予報システム（JMA/MRI-CPS3[4]; 以下 CPS3）における年々変動の再現性は認められる一方，解析値と比べて過小であることが示されている[5]．しかしながら，頻度が過小となる要因については明らかにされていない．

そこで本調査では，アジアジェット出口付近での大気の偏差に大きな影響を及ぼすアジアジェットの南北変動に着目し，その CPS3 における季節予測精度および ENSO との関連の再現性を評価した．

2. 使用データ

大気循環場の解析値には気象庁第 3 次長期再解析（JRA-3Q[6]）を，熱帯の対流活動の指標には NOAA 提供の外向き長波放射量を，海面水温（SST）には MGDSST[7]を用いた．平年値は 1991～2020 年の平均値，偏差は平年値からの差で定義した．予測値には 1～6 月を初期値とする CPS3 の再予報データを用いた．対象期間は 1991～2020 年の 30 年間における 7～8 月，再予報データのアンサンブルメンバー数はひと月あたり 10 メンバーである．

アジアジェットに沿うロスビー波の振幅及び位相の CPS3 での再現性を評価するため，先行研究[8]に倣い，ユーラシア大陸上における JRA-3Q の 7～8 月平均の 200hPa 南北風を対象に EOF 解析を実施した．EOF 解析より抽出された上位 3 モード（EOF1, 2, 3）の固有ベクトルに，解析値および予測値における各年 7～8 月平均の 200hPa 南北風偏差を投影した時係数を比較した．

3. 解析結果

アジアジェットに沿う東西に並ぶ波列状の偏差パターンが EOF1（寄与率 30.6%）として，位相が東西に 90º ずれた直交パターンが EOF2（寄与率 20.0%）としてそれぞれ抽出され，これらはシルクロードパターンに対応すると考えられる[8]．さらに，EOF3（寄与率 11.9%）として EOF1, 2 と比較して東西波長がやや短い波列状の偏差パターンが抽出された．

まず，予測値における EOF1 の時係数の年々変動の振幅は，解析値と比べて 7 割程度と過小傾向であることが分かった（図 1）．また，予測値で再現される波列パターンの位相ずれを考慮し，EOF1, 2 で貼られる位相空間上で固有ベクトルを回転させた場合にも，年々変動の振幅の過小傾向の解消は見られなかった．この振幅の過小傾向は，アジアジェット出口付近でのロスビー波の振幅が過小傾向であること[5]と対応している．さらに，アジアジェットの上流にあたるヨーロッパ付近でのブロッキングの出現頻度が，CPS3 では過小であることとも整合的である．さらに，EOF1 の時係数の年々変動を予測値と解析値で比較すると，予測値における年々変動の再現性はかなり低く，両者のアノマリー相関はゼロに近い値となった．これは，主に大気の内部変動によって駆動されるシルクロードパターンの季節予測精度は低いことを示した先行研究の結果[9]と整合的である．

一方，EOF3 の時係数の年々変動は，太平洋赤道域の中部の SST と統計的に有意な相関関係を示し（表 1），時係数との回帰パターンには ENSO と関連する SST や大気循環場の特徴が見られた．これらの結果は，ENSO と関連するアジアジェットの変動が EOF3 として抽出されていることを示している．また，予測値における EOF3 の時係数の年々変動を解析値で比較すると，解析値の年々変動がある程度再現されており，特に 5 月及び 6 月初期値における両者のアノマリー相関係数は 99%信頼度水準で統計的に有意だった．

以上の結果は，CPS3 において，主に大気の内部変動として駆動されるアジアジェットに沿う波列状の変動成分（EOF1, 2）の季節予測には課題が残されている一方で，ENSO と関連するアジアジェットに沿う波列状の変動成分（EOF3）は数か月程度のリードタイムで季節予測精度があり，夏季日本の天候の季節予測に資することが期待される．

参考文献

[1] Enomoto et al. 2003. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157–178.
[2] Takemura and Mukougawa, 2020. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 169–187.
[3] Takemura et al., 2020. *J. Climate*, **33**, 6731–6744.
[4] Hirahara et al. 2023. *J. Meteor. Soc. Japan*, **101**, 149–169.
[5] Takemura et al. 2023. *Weather and Forecasting*, **38**, 999–1010.
[6] Kosaka et al. 2024. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.
[7] Kurihara et al. 2006. *Weather Service Bulletin*, **73**, s1–s18.
[8] Kosaka et al. 2009. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561–580.
[9] Kosaka et al. 2012. *J. Climate*, **25**, 7574–7589.

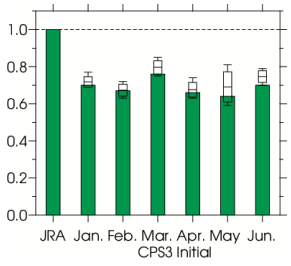


図 1　EOF1 の時係数の年々変動の標準偏差を，JRA-3Q で規格化した値．CPS3 の 1～6 月初期値に付した箱髭は，EOF1, 2 で貼られる位相空間上において固有ベクトルを回転させた場合の取りうる範囲，およびその標準偏差を表す．

EOF	CPS3 の 5 月初期値	JRA-3Q
1	–0.08	+0.36*
2	–0.03	+0.30
3	+0.43**	+0.47**

表 1　EOF1, 2, 3 の時係数と 5ºS–5ºN, 180º–120ºW で平均した SST との相関係数．*，**は相関係数が 95%，99%信頼度水準で統計的に有意．

気象パターン類似日の抽出と過去実績に基づく意思決定支援

*羽入拓朗, Richard COLLINS, 牧野大介 (株式会社ウェザーニューズ)

1. はじめに

近年極端化する気象現象が、全国の高速道路等の交通や社会インフラに多大なる影響を与えている。気象予測をもとに、各企業が影響を見積もり対策の判断を行うが、暗黙知が高く担当者の経験に頼ることも少なくない。業務効率化や人材育成・技術継承などの観点から、業務プロセスのデジタル化が急務となっている。

機械学習技術の発展により、対応策そのものを目的変数とした取り組みも増えているが、予測の根拠がわかりにくいため、実運用においては扱いくいという課題もある。

今回は、人の経験による判断プロセスをデジタル化することを目的とする。気象パターンの類似日を抽出し、当時の交通への影響履歴や業務実績を閲覧可能にする。過去実績データを判断材料の一つとすることで、根拠を説明しやすく納得感のある意思決定を支援する。担当者間でのコミュニケーションの円滑化、プレスリリース作成業務の生産性向上、第三者への説明時の訴求力向上としての価値も期待される。

2. データ・手法

入力データは、気象庁メソ数値予報モデル(MSM)を使用。予測対象日の気象予測に対して、過去実績の気象データ(MSMの初期値(FT=0))との類似度を計算し類似日を抽出する。

パラメータは、地上気圧、500hPaのジオポテンシャル高度、気温、u/vと850hPa気温、u/vを使用。領域は、MSM領域とした(北緯22.4度～47.6度、東経120度～150度)。

前処理として、60×50に次元削減した上で、距離と相関係数を組み合わせて定義した類似度をパラメータごとに算出し、最後に平均する。予測対象日と類似日の気象データや交通への影響履歴を比較し、その有効性を検証した。

3. 結果・考察

2023年1月24日は、そのシーズン一番の強い寒気が流れ込んだため日本海側を中心に大雪となった。2023年1月24日に対する類似日として、2020年12月30日が抽出された。地上天気図を比較すると、日本付近は強い冬型の気圧配置であった(図1)500hPaで大雪の目安となる-36℃の寒気が北陸地方まで南下し、850hpaで-9度以下の寒気が東～西日本の日本海側を中心に覆っていた。レーダー画像では北陸～山陰地方にかけて雲が発達していた(図2)

高速道路は西日本の日本海側の路線を中心に通行止めが発生し、航空では国内線の200便以上が欠航となった[1][2]。予測対象日の方が寒気が相対的に強く、影響範囲が広くなったと考えられる。気象の特徴量が必ずしも合致しなくとも、相対的に規模感を見積もることも可能である。

4. まとめ

人の経験に基づく気象リスクへの対応策判断をデジタル化することを目的に、気象類似日を用いた事例検証を行った。強い冬型の気圧配置で大雪となった事例を対象とし、MSMの予測値と解析値を用いて類似日を抽出し、気象場の特徴や交通機関への影響の規模感が似ていることを検証した。

気象データと対応策の実績を紐付けて蓄積・抽出することで、意思決定を後押しする材料が得られる。似た事例への対処を思い出すことで判断の品質向上や判断に必要な情報収集の生産性向上へも寄与できると考える。

計算手法については、類似度の尺度について時間変化を加味したり、解像度を上げた小さいスケールの現象への適用、探索方法を工夫することで計算の効率化など、改善する予定である。

過去の実績データから類似した事柄を抽出し対応策に活用する仕組みを構築することで、減災や交通インフラの安全への貢献と、そのデジタル化を推進する。

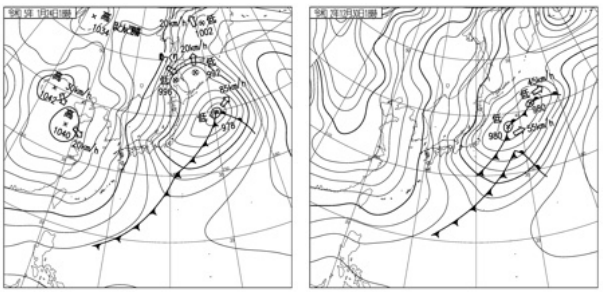


図1.地上天気図(左:2023年1月24日18時、右:2020年12月30日18時)

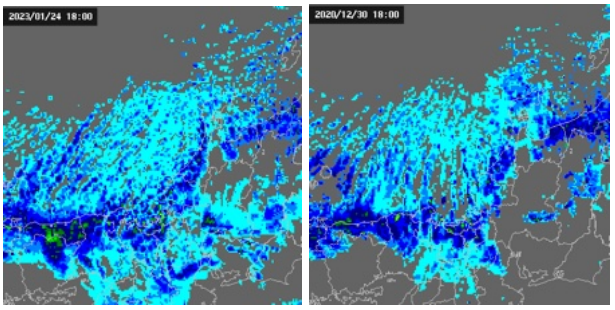


図2.レーダー画像(左:2023年1月24日18時、右2020年12月30日18時)

参考文献

[1] 国土交通省 1月20日からの大雪への対応について(第 6 報)令和5年1月25日06:30, https://www.mlit.go.jp/common/001583919.pdf

[2] 国土交通省 年末年始の大雪による被害状況等について(第1報)) 令和2年12月31日08:00, https://www.mlit.go.jp/common/001381555.pdf

南シナ海における台風の再発達：海洋環境場と数値シミュレーション

*和田章義 (気象研究所台風・災害気象研究部)

1. はじめに

2020 年台風第 22 号(VAMCO)，2021 年台風第 22 号(RAI)及び 2023 年台風第 14 号(KOINU)はフィリピン諸島通過後，南シナ海を西進しつつ再発達した．南シナ海で再発達する台風については他にも 2008 年台風第 14 号(HAGUPIT)や 2017 年台風第 13 号(HATO)など，いくつかの事例があり、その進路・強度予報誤差が大きくなる事例もみられる．ここでは予報誤差に関連していると想定される南シナ海での台風再発達に関する知見を得るため，①再発達の外的要因として南シナ海における海洋表層場の状況確認，及び②非静力学大気波浪海洋結合モデルによる再発達に関する数値シミュレーション結果から，再発達再現時における大気環境場及び台風内部構造を確認することを本研究の目的とする．②について，本稿では VAMCO の結果を示す．

2. データ

まず①について，JCOPE-FGO データセット[1]・JRA3Q[2]を用いて計算された南シナ海における海洋貯熱量[3]を用いて，2000 年 1 月から 2023 年 11 月までの海洋蓄熱量及び基準深度の長期変化傾向を調べた．データの仕様は日別値（JRA3Q は 00UTC），水平解像度は 0.1°（JRA3Q は 1.25°），解析海域は東経 100-120 度，0°-北緯 20 度とした．

次に②について，VAMCO，RAI，KOINU の 3 事例について，JMANHM と非静力学大気波浪海洋結合モデル[4]により数値シミュレーションを実施した．なお本研究では[4]と異なり，モデル再上端高度を 31,844m に設定した．

3. 結果

南シナ海における海洋環境場について，海洋貯熱量は基準深度の勾配よりも大きな割合で増加しているものの，10 年間で 5.8kJ/cm^2 程度であり，季節変動成分よりも小さい(図 1)．従って 2000 年以降の南シナ海において，海洋表層の成層強化の傾向は現れているものの，有意に海洋表層において海洋貯熱量が増加しているとは言えない．

VAMCO の数値シミュレーション結果及び気象庁ベストトラックとの比較結果を図 2・3 に示す．気象庁ベストトラックでは中心気圧が急速に深まるのに対し，シミュレーション結果は緩やかに深まっている様子が見られる．図 4 は非静力学大気波浪海洋結合モデルにおける VAMCO 再発達期の水蒸気フラックス（図 4a）及び収束発散分布（図 4b）を示す．高緯度側からの北東風が VAMCO 進行方向前面に流入し，また収束は強い．この大気環境場の特徴は、しかしながら再発達が良好に再現できない事例にもみられる．このため台風域内の力学，熱力学を解像しうる，高解像度の数値シミュレーションを検討する必要があるかもしれない．

参考文献

[1] Kido et al., 2022, *Ocean Dyn.*, **72**, 599-619.
[2] Kosaka, Y. et al., 2024, J. Meteor. Soc. Japan, 102, 49-109
[3] Wada, A. and W. Yanase, 2024, *Hurricane Risk in a Changing Climate*, Springer Nature, 印刷中.
[4] Wada et al., 2018, *JGR*, 123, 10379-10405.

※本研究の一部は JSPS 科研費 22K03725 の助成を受けました.

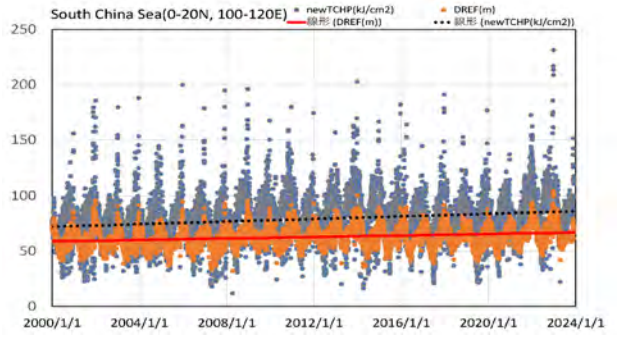


図 1 2000 年 1 月から 2023 年 11 月までの海洋貯熱量(寒色 縦軸：kJ/cm2)及び基準深度(暖色：縦軸：m)の長期変化及び線形回帰式.

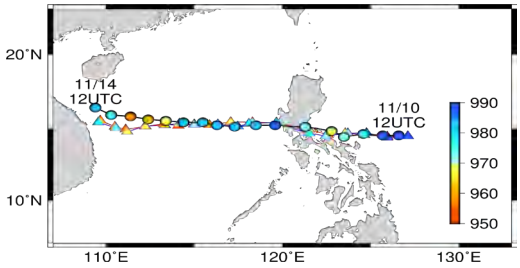


図 2 VAMCO(2020)の数値シミュレーション結果．初期値は 11/10 12UTC. 水平解像度は 3km. 黒丸は気象庁ベストトラック，赤線は JMANHM，青線は大気波浪海洋結合モデルのトラック（6 時間毎）．記号内の色は中心気圧(hPa).

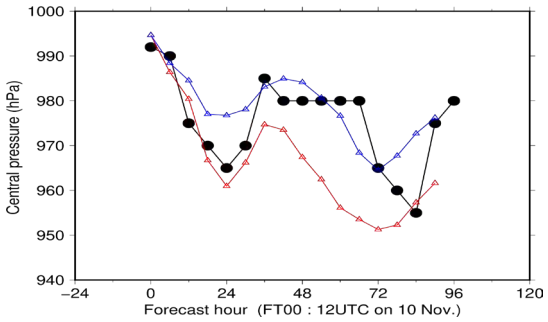


図 3 VAMCO(2020)の数値シミュレーション結果．初期値は 11/10 12UTC. 水平解像度は 3km．黒丸は気象庁ベストトラック，赤線は JMANHM，青線は大気波浪海洋結合モデルのトラック（6 時間毎）．記号内の色は中心気圧(hPa).

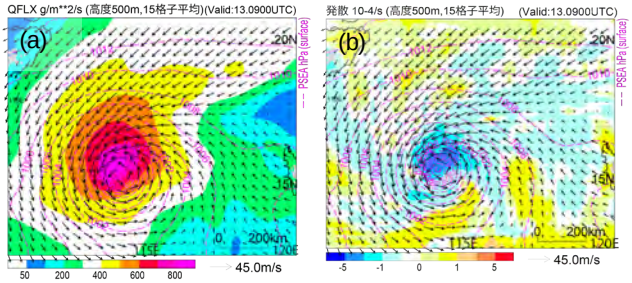


図 4 VAMCO(2020)の積分時間 69 時間における大気波浪海洋結合モデルの数値シミュレーション結果(500m 高度)．(a)水蒸気フラックス，(b)発散（負の値は収束）．等値線は地表面気圧(hPa)，矢印は風ベクトルを示す.

2023 年台風第 7 号 (Lan) に伴う山陰地方の豪雨
-日本海の高い海面水温とメソ低気圧の役割-

* 辻野 智紀・和田 章義・加藤 輝之 (気象研)

1. はじめに

台風は中心付近 (≤200 km) の壁雲域, および外側 (>200 km) レインバンド域において降水を伴う. 中緯度傾圧帯に位置する日本に台風が接近, 上陸する際, 上層ジェットと台風の相互作用 [1] や, 海面水温の高い状況における下層傾圧帯への台風の接近 [2] が顕著な地上降水をもたらす. 一方, 2023 年 8 月 14 日から 16 日にかけて近畿地方を北進した台風 Lan は, 偏西風ジェットがユーラシア大陸に後退した傾圧性の弱い状況下で山陰地方に積算 500 mm を超える豪雨を引き起こした. 台風の接近時には日本海の海面水温が平年より 4°C 高い状態であり, 山陰地方は若狭湾沖に形成したメソスケールの低気圧性循環によって北風となっていた.

本研究では中緯度ジェットが弱い状況で, (1) 日本海の高い海面水温および (2) 若狭湾のメソ低気圧が台風に伴う降水に果たす役割を調査する. 数値モデルを用いて降水の再現実験 (コントロール, CTL) を実施し, 山陰地方の降水量に対する 2 つの要因の影響を感度実験から明らかにする.

2. 数値実験設定

本研究では気象庁非静力学大気モデル asuca (2022.03 版) を用いた現実大気での数値実験を実施する [3]. 水平解像度は 2 km, 鉛直に 96 層を下層が細かくなるように配置する (上端高度は 38 km). 初期時刻は台風が日本に上陸する前の 2023 年 8 月 14 日 00 UTC, 初期値境界値は気象庁全球解析を用いる. 海面水温 (MGDSST) は 8 月 14 日の分布を時間について固定して与える.

日本海の海面水温を平年値に置き換えた実験 (climSST) および台風進路の右側における日本の地形を除去した実験 (noTRN) から, 山陰地方の降水に対する (1), (2) の役割をそれぞれ検証する. メソ低気圧は台風に伴う日本海側のフェーンと接続しており, noTRN では地形を除去することでフェーンとともにメソ低気圧の形成が抑制された.

3. 結果

CTL 実験における台風の進路および強度は気象庁ベストトラックをよく再現した (図略). 積算降水の水平分布も観測とよく一致し, 山陰地方に 500 mm を超える降水が再現された (図 1b). この降水イベントにおいて降水強度は時間方向に 2 回の極大を持った. 前半と後半の降水極大はそれぞれ台風のレインバンドと壁雲に伴うものであった (図略). 観測で見られた若狭湾沖のメソ低気圧循環に類似した構造も再現され, 山陰地方が面する日本海上は北風成分で覆われた. この北風は北陸に見られるフェーンの暖かく乾いた南東風につながっており (図 2a), 海上からの潜熱による水蒸気供給が見られた (図略).

climSST 実験では山陰地方での積算降水量が 100 mm 程度減少した (図 1c). メソ低気圧の形成は CTL, climSST 実験いずれでも見られたが, 潜熱は CTL で大きく表現された (図略). この事実より日本海の海面水温が高い状況は, 潜熱供給を通して山陰の降水に寄与したことがわかる. noTRN 実験では北陸沖に広がるフェーンに伴う暖気移流は弱く, メソ低気圧の形成も見られない. 山陰での降水域は CTL に比べて西にシフトしている (図 1d, 2b).

感度実験の結果から, 日本海の平年より高い海面水温は山陰地方での降水量の増加に寄与し, 若狭湾沖のメソ低気圧は降水の発生する位置の決定に寄与したことが明らかになった. 日本海上でのメソ低気圧による降水への役割はこれまでの研究で指摘されておらず, 日本に接近する台風に伴う豪雨メカニズムの解明に新しい知見を提供しうる.

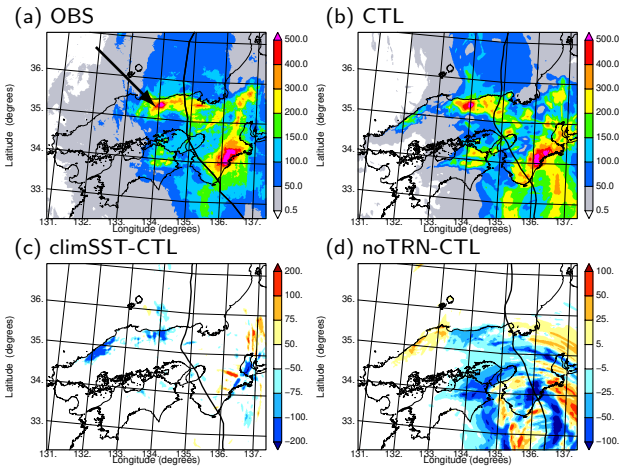


図 1 (a) 気象庁レーダーアメダス合成解析および (b) CTL 実験の積算降水量, CTL と (c) climSST および (d) noTRN 実験間での積算降水量の差. カラーの単位は mm, 降水の積算期間は (d) を除いて 8 月 14 日 00 UTC から 16 日 00 UTC. (d) は 14 日 00 UTC から 15 日 00 UTC まで. 黒線は各実験での台風進路 (a は観測). 黒矢印は本研究で対象とする降水イベントの発生位置を表す.

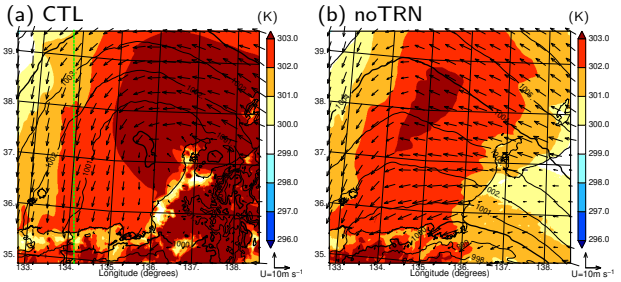


図 2 (a) CTL, (b) noTRN 実験の 8 月 14 日 18 UTC の 10 m 温位 (カラー, K), 海面気圧 (等値線, hPa), 10 m 風 (ベクトル). CTL では台風が日本に上陸する前に, 若狭湾沖に形成されたメソ低気圧が見られる.

2024年度春季大会講演予稿集　編集

（五十音順）

［講演企画委員会］

委員長　橋本　明弘

副委員長　青柳　曉典　　堀之内　武

委員　石崎　紀子　　石戸谷重之　○伊藤　純至　○宇野　史睦　　日下　博幸
楠　　研一　　佐藤　陽佑　　澤田　洋平　　清水　　厚　　菅原　広史
竹村　和人　　出牛　　真　　那須野智江　　西本　秀祐　　西森　基貴
○野坂　真也　○林　　昌宏　　林　未知也　○廣川　康隆　○福井　　真
○益子　　渉　　松山　　洋　　望月　　泰　　吉住　蓉子　○渡邉　俊一

（○印：委員会事務局）

事務補佐　山田　恵子

［大会実行委員会］

大会実行委員長　佐藤　正樹

事務局長　鈴木健太郎

実行委員　阿部　彩子　　荒川　恭子　　安藤　麻子　　伊賀　啓太
今須　良一　　今田由紀子　　内田　由紀　　大野　知紀
北小路雪子　　窪田　　碧　　清水　直樹　　宅野　恵子
中浦　京子　　日比野英美　　宮川　知己　　横山　千恵
吉森　正和　　渡部　雅浩

2024年4月25日　発行

編集兼発行者　公益社団法人 日本気象学会
東京都港区虎ノ門3-6-9 気象庁内

ISSN 2435-3299（オンライン）
ISSN 2435-3280（冊子版）