

2022年度春季大会講演予稿集

会期：2022年5月17日(火)～5月21日(土)
オンライン開催

121

2022年5月

日 本 気 象 学 会

高性能・高密度・超高速

HDDメーカーが本気でストレージを作ると、こうなる。

Seagate EXOS CORVAULT

¥15,000,000 (税込) ~

※ご提供価格は保守内容によって異なります



EXOS CORVAULT™

4Uシャーシに3.5inch HDD 106本収納
高密度 最大容量 2.12ペタバイト

エラーを検知しプラッタレベルで置き換え
HDDを無駄なく使いきる自己修復機能 ADR

スピードと回復力がすごい
Active-Activeのデュアルコントローラ

クラウドでどこからでも健康管理
リモート監視による保守コスト低減

ついに
ペタバイトの
世界がやって来た
!!!!

HDDは故障します。 しかしこの製品は、

HDDは消耗品、故障は免れないものとして、障害連発の都度、交換用のHDDをご提供して来たストレージメーカーのニューテックとしては、思わず目を疑いました。HDDは退縮します。しかし、この製品はデグレードもデータロスもせず、99.999%の可用性で働き続けるのです。

誤解のなきよう出来る限り正確にお伝えすると、HDDに発生した不良ブロックが存在するプラッタを無効化し、即時スペアブロックに置換えることで冗長レベルを保ったまま運用を継続することが出来るのです。これまでは不良ブロックの発生を故障と検知してHDDを丸ごと交換していたところを、そのまま放置しておくだけでOK。ストレージから警告音がピーピー鳴って、あら壊れた交換だ。おーい鳴いてるぞー。とHDD交換に振り回される、そういう時代は終わったのです。4Uの筐体に最大106台の3.5inch SASディスクベイを備えた超高密度ストレージ。1台でなんと最大2.12PBの物理容量を誇ります。Exos® CORVAULT™自己修復ストレージは、外部記憶装置業界最先端のイノベーションをこれでもかと盛り込んでエクサスケールの世界を迎え撃ちます。

ご検討いただく 価値があり過ぎる。

ADR
Autonomous
Drive
Regeneration
自己修復機能

ディスク交換なしで
アレイボリュームを
自己修復する ADR。
ディスクを無駄なく
隅々まで使い切る。
もうピーピー鳴りません！

**RAID
ADAPT**
分散型アレイ

スペア領域をアレイ構成
ディスクのそれぞれに分散
させてリビルド時間を圧縮！
データロスのリスク激減！



●仕様、デザインは、予告なく変更することがあります。

●一般に、各商品名は各社の登録商標または商標です。

■その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合わせは、営業部三課まで。



Newtech Co.,Ltd.

株式会社ニューテック

<https://www.newtech.co.jp>

〒105-0013 東京都港区浜松町 2-7-19 KDX 浜松町ビル

Tel : 03-5777-0852 Fax : 03-5777-0853 E-mail : academic@newtech.co.jp

営業部三課：久保田・松田・田中・永井（学術研究機関担当）



証券コード
6734

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。



新製品

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



新製品

気象庁型式証明取得品！ 電子制御ヒータ式雨雪量計

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



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、霰、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



現在天気計 パーシベル²

「霧雨・雨・霰・霰・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

ClassNK JAB
ISO 9001
登録番号: 06-209
ANEOSは、(株)日本エレクトリック・インスルメントと(株)小笠原計器製作所が合併した新しい社名です。

本社・工場 〒152-0001 東京都目黒区中央町1-5-12
渋谷営業所 〒150-0044 東京都渋谷区円山町16-1
東北営業所 〒980-0011 仙台市青葉区上杉1-9-11
関西営業所 〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21
九州営業所 〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8

TEL:03-5768-8251(代) FAX:03-5768-8261
TEL:03-3496-1977(代) FAX:03-3496-1987
TEL:022-227-7805(代) FAX:022-264-4145
TEL:06-6309-8251(代) FAX:06-6309-8268
TEL:092-833-3311(代) FAX:092-833-3310



植物の光環境評価と生理反応の観測に

携帯型分光放射計で、光合成有効光子密度 (PPFD) の測定や、
光合成蒸発散測定装置で、野外フィールドでの測定が可能です。

装置のデモについてはお気軽にお問い合わせ下さい



LC pro T 光合成蒸発散測定装置

CO₂, H₂O, チャンバー内温度, 光量を
制御して CO₂, H₂O, PAR, 温度, 葉温,
チャンバー内流量を測定します。

MS-730 携帯型分光放射計



スマートフォンと WiFi 接続してスペクトル, GPS 情報,
撮影画像を保存できます。レーザーポインタ付きで
機動的な測定が可能です。

英弘精機株式会社

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

日本気象学会 2022 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（2022年4月19日現在；50 音順）。
厚く御礼申し上げます。

[ANEOS株式会社](#)

[一般財団法人日本気象協会+](#)

[英弘精機株式会社](#)

[オフィス気象キャスター株式会社+](#)

[株式会社サニースポット](#)

[株式会社ニューテック](#)

[株式会社フランクリン・ジャパン](#)

[三報社印刷株式会社](#)

[全日本空輸株式会社](#)

[ダイヤモンドエアサービス株式会社](#)

[東京ダイレック株式会社](#)

[ビジュアルテクノロジー株式会社](#)

（五十音順）

+はリクルート対応を行う予定の企業・団体です。

日本気象学会 2022 年度春季大会

2022 年度春季大会は完全オンライン開催とします。授賞式、受賞記念講演とシンポジウムは関係者を絞って気象庁講堂からオンライン配信します。講演の発表者をはじめ、通常の参加者はオンラインで参加する形式であることをご承知おきください。参加方法は学会ホームページや大会ウェブサイト等でお知らせします。

会期：

2022 年 5 月 17 日（火）～5 月 21 日（土）

シンポジウム、授賞式、受賞記念講演、総会：

日程 2022 年 5 月 19 日（木）

開催方式 気象庁講堂よりオンライン配信

真鍋淑郎先生ノーベル賞受賞記念特別公開シンポジウム：

日程 2022 年 5 月 21 日（土）午後

開催方式 オンライン配信（大会参加者以外も聴講可能）

申込方法 決まり次第、学会ホームページや大会ページ等でお知らせします。

研究発表：

口頭発表者を含む全ての講演者は講演資料を大会ウェブサイト上で公開する「オンラインポスター講演」を行います。参加者は全てのオンラインポスター講演資料を閲覧可能です。口頭発表は 17 日（火）・18 日（水）・20 日（金）に、ウェブ会議システム（Zoom）を利用して開催します。

大会実行委員会担当機関：

気象庁

大会委員長：

森 隆志（気象庁大気海洋部）

当日の連絡先：

大会実行委員会 msj-ecomm2022s@metsoc.or.jp

■オンライン大会の参加にあたって

講演や聴講、質疑を行うには気象学会 [Google Workspace \(G Suite\) アカウント](https://www.metsoc.or.jp/membersite)（会員）または [Google アカウント](https://www.metsoc.or.jp/membersite)（非会員）が必要です。Google Workspace アカウント発行の申請は、会員サイト (<https://www.metsoc.or.jp/membersite>) より可能です。

■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ください。

<https://sites.google.com/metsoc.or.jp/spr2022/home>

■ご質問等おありの方は、下記メールアドレスか、問い合わせフォームよりご連絡ください。

メールアドレス kouenkikaku2022s@googlegroups.com

問い合わせフォーム <https://sites.google.com/metsoc.or.jp/spr2022/contact>

大会行事予定（オンライン開催）

() 内は講演番号と講演数

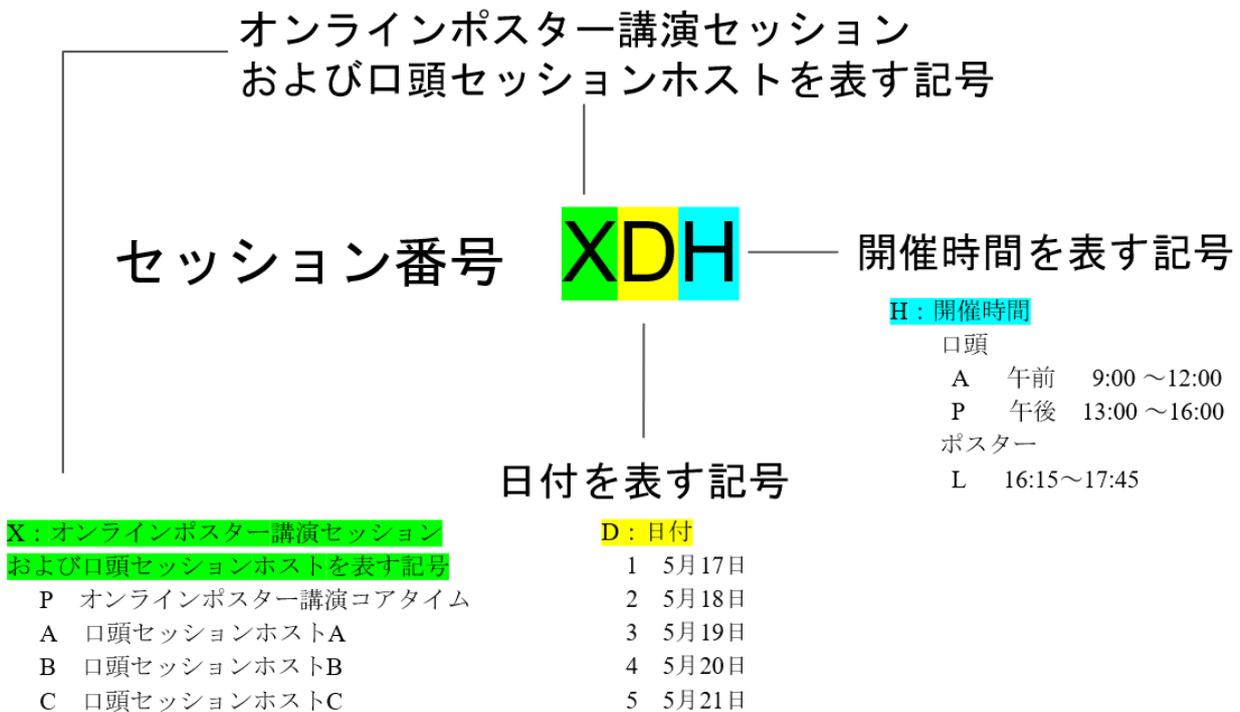
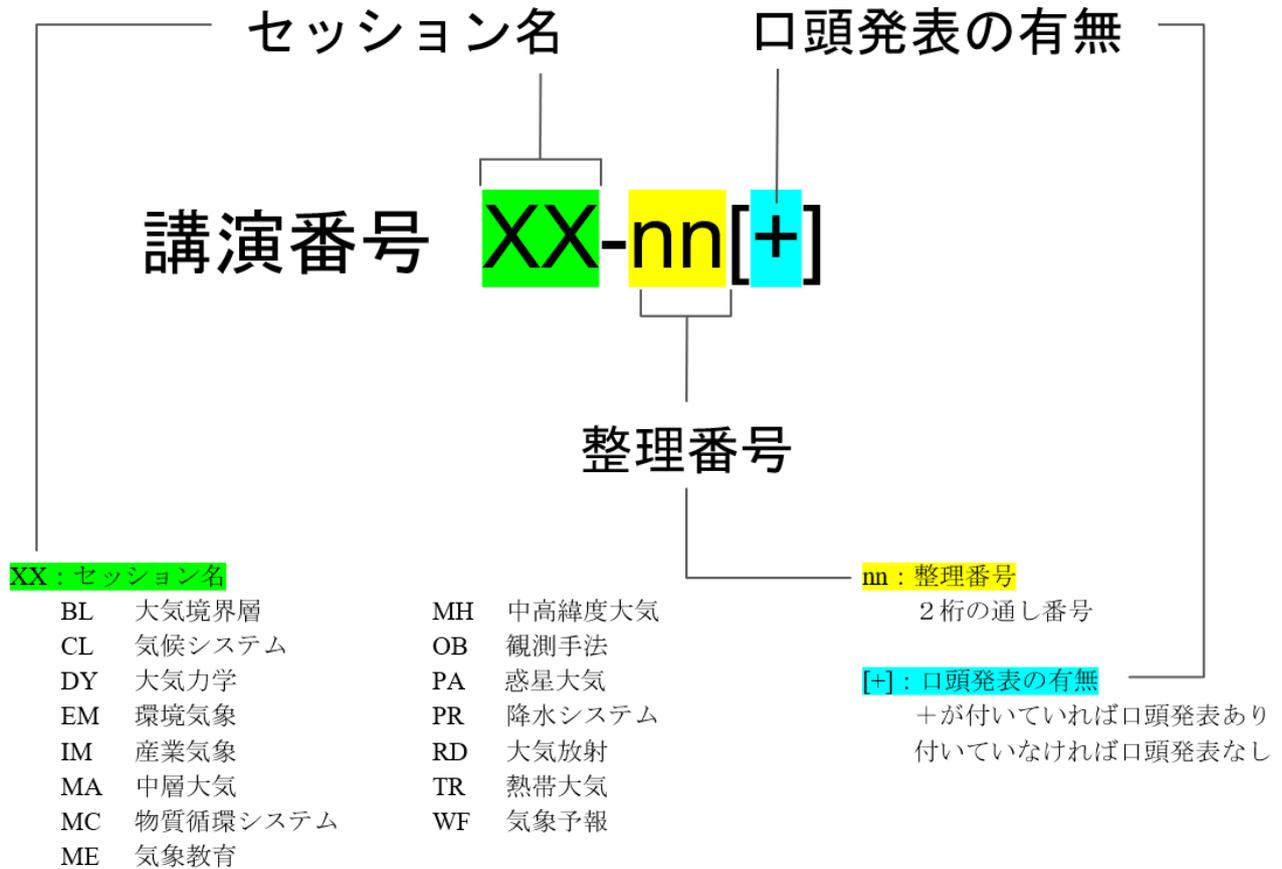
		ホストA	ホストB	ホストC
5月17日 (火)	09:00～ 12:00	A1A 降水システム I (PR, 6)	B1A 気候システム I (CL, 8)	C1A 物質循環システム (MC, 8)
	13:00～ 16:00	A1P 気象予報 I (WF, 9)	B1P 観測手法 I (OB, 9)	C1P 環境気象 (EM, 4) 産業気象 (IM, 3) 気象教育 (ME, 2)
	16:15～ 17:45	P1L オンラインポスター I (65)		
5月18日 (水)	09:00～ 12:00	A2A 気象予報 II (WF, 7)	B2A 熱帯大気 I (TR, 6)	C2A 中高緯度大気 (MH, 9)
	13:00 ～ 16:00	A2P 降水システム II (PR, 9)	B2P 気候システム II (CL, 8)	C2P 大気境界層 (BL, 5) 大気放射 (RD, 2)
	16:15～ 17:45	P2L オンラインポスター II (65)		
5月19日 (木)	09:00～ 12:00	シンポジウム「線状降水帯に関する研究の最前線と今後の展望」		
	13:30～ 16:00	授賞式および学会賞、藤原賞、岸保・立平賞受賞記念講演		
	16:30～ 18:00	総会		
5月20日 (金)	09:00～ 12:00	A4A 気象予報 III (WF, 8)	B4A 熱帯大気 II (TR, 6)	C4A 大気力学 (DY, 5) 中層大気 (MA, 2) 惑星大気 (PA, 1)
	13:00～ 16:00	A4P 降水システム III (PR, 9)	B4P 気候システム III (CL, 9)	C4P 観測手法 II (OB, 9)
	16:15～ 17:45	P4L オンラインポスター III (65)		
	16:00～ 18:00	ジュニアセッション I-1	ジュニアセッション I-2	注) オンラインポスター講演とジュニアセッションは、一部講演時間が重複しています
5月21日 (土)	10:30～ 12:30	ジュニアセッション II-1	ジュニアセッション II-2	
	13:30～ 17:00	真鍋淑郎先生ノーベル賞受賞記念特別公開シンポジウム		

発表件数：195 件

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: kouenikaku2022s@googlegroups.com) まで

講演番号とセッション番号の見方



講演の方法

大会ウェブサイトにも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。

オンラインポスター講演

- ・ 大会ウェブサイト上に掲載された発表資料を閲覧し、発表資料にコメントを残すことで質疑応答を行います。
- ・ 講演者は G Suite の Meet や Chat を使って、オンラインの質疑応答の場を設定することも可能です。
- ・ 気象学会会員は、気象学会が発行する G Suite アカウントが必要になります。

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。
- ・ 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。

- ・ 聴講者の利便性を考慮して、20 分刻みの開始時刻を設定しています。スムーズな進行ができるよう、持ち時間の厳守にご協力をお願いします。

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、オンラインポスター講演・口頭発表に必要なパソコン、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頂くようにお願いします。

お知らせ

(領収証について)

PDF 形式の領収証をメールにて送付します。紙媒体の領収証が必要な場合は、講演企画委員会 (kouenkikaku2022s@googlegroups.com) までご連絡ください。

(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。

大会には参加せず、予稿集のみ購入を希望する場合は、講演企画委員会 (kouenkikaku2022s@googlegroups.com) までご連絡ください。

(保育支援について)

今大会はオンライン開催のため、保育施設利用費用の補助は行いません。

シンポジウム

「線状降水帯に関する研究の最前線と今後の展望」 ～メカニズム解明、観測、予測の現状と将来～

日時：2022年5月19日（木）（大会第3日）9:00～12:00

場所：気象庁講堂からオンライン配信

趣旨：近年、線状降水帯に伴う災害が顕著で、社会的関心も高まっています。一方、線状降水帯のメカニズムは未だ十分に解明できておらず、観測の強化や予測精度の改善等が喫緊の課題となっています。本シンポジウムでは、これらの最先端の科学的知見について専門分野の方々にご紹介いただくとともに、防災気象情報の改善にどのように反映させていくか、多角的にご議論いただくことを計画しました。

司会者：佐藤正樹（東京大学大気海洋研究所教授）

プログラム：

概要説明：佐藤正樹（東京大学）

線状降水帯のレビューと今後の課題：加藤輝之（気象研究所）

内閣府第 2 期 SIP における線状降水帯の観測・予測技術開発の進捗と実証実験：清水慎吾（防災科学技術研究所）

『富岳』を使ったシミュレーション予測実験：三好建正（理化学研究所）
日本における停滞性降水系の特徴と近年の豪雨時に見られた大気環境条件：竹見哲也（京都大学）
線状降水帯の理想化実験：伊藤純至（東北大学）
梅雨の環境場と線状降水帯：川村隆一（九州大学）
※総合討論では、上記の講演者に加え、川畑拓矢（気象研究所）、中村尚（東京大学）、安田珠幾（気象庁）もパネラーとして参加。ファシリテーターは佐藤正樹（東京大学）。

特別シンポジウム

「真鍋淑郎先生ノーベル賞受賞記念特別公開シンポジウム」

日時：2022年5月21日（土）（大会第5日）13:30～17:00

場所：気象庁講堂からオンライン配信

趣旨：日本気象学会名誉会員の真鍋淑郎博士（プリンストン大学）が2021年ノーベル物理学賞を受賞されたのはまだ記憶に新しい。受賞理由は「地球温暖化を確実に予測する物理気候モデルの開発」で、地球気候をコンピューター上で再現・予測できる数値モデルを開発し、大気中の二酸化炭素濃度の増加による気候への影響を初めて明らかにした真鍋先生の先駆的な研究が評価されたものである。真鍋先生が開拓された数値気候モデル研究は、「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」の評価報告書に代表される地球温暖化研究の進展は勿論のこと、古気候研究も含め、今日の気象学・気候学研究の礎となっているほか、日々の数値天気予報の発展にも影響をもたらしている。そこで本特別公開シンポジウムでは、許可を得て真鍋先生のノーベル物理学賞受賞講演（英語）を日本語字幕付でビデオ上映したあと、真鍋先生の先駆的な研究の意義や今日へのインパクトについて5名の気象学会員が解説する。

司会者：中村 尚（東京大学先端科学技術研究センター教授）

プログラム：

概要説明：中村 尚（東京大学）

真鍋淑郎先生ノーベル物理学賞受賞講演（日本語字幕付ビデオ講演）：真鍋淑郎（プリンストン大学）

真鍋先生が拓いた気候モデリングと温暖化研究—その後の発展—：渡部雅浩（東京大学）

真鍋氏の気候モデル開発を追って：積雲対流と高解像度モデリング：佐藤正樹（東京大学）

古気候モデリングの新展開：阿部彩子（東京大学）

最新の気候モデルが描き出す、地球温暖化と異常気象・日本の将来気候：今田由紀子（東京大学）

真鍋先生のご研究の数値予報に対するインパクト：岩崎俊樹（東北大学）

閉会の挨拶：佐藤 薫（東京大学）

研究会のお知らせ

大会期間中に研究会が予定されています。興味のある方はご自由にご参加下さい。

第11回気象学史研究会

主催：気象学史研究連絡会

日時：2022年5月19日（木）18:00～20:00

形式：オンライン（リアルタイム形式）

テーマ：「古典籍・古文書の自然現象記録を用いた気候復元と気候変動」

趣旨：日本では、歴史文書に記録された天候情報などを用いて気候復元研究が行われてきた。その中でも、桜の開花時期に代表される植物季節や湖の結氷日に関する記録は長期にわたって記録されており、それらを用いた研究成果は、国内外で注目されてきた。本研究会では、古典籍に記された京都の植物季節と古文書に記された諏訪湖の結氷日の情報を利用した

気候復元を行う著名なお二方の先生に、これまでの成果と現在進行中のご研究にもとづく最新の知見を紹介していただく。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。

コンビーナ・司会：財城真寿美（成蹊大学）

プログラム：

1. 古典籍の植物季節記録による京都の気候復元
青野靖之（大阪公立大学）
2. 579年間の諏訪湖結氷記録からみた長期気候変動
三上岳彦（東京都立大学）

連絡先：山本 哲（元・気象研究所）

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でご連絡ください。

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

リクルート対応について

大会開催にあたり、以下の企業・団体からリクルート対応のご連絡をいただきました（50音順）。連絡先等は大会ページ（<https://www.metsoc.jp/meetings/2022s>）にて公開します。

リクルート対応企業・団体：

一般財団法人日本気象協会

オフィス気象キャスター株式会社

2022 年度秋季大会の予告

2022 年度秋季大会は、2022 年 10 月 24 日（月）～10 月 27 日（木）に北海道大学で開催される予定です。大会告示は「天気」5月号に掲載予定です。なお、秋季大会の講演申込締切は2022年7月頃となる予定です。

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第1日 [5月17日(火)] 9:00~12:00 口頭・セッション

A1A, B1A, C1A:各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A1A	B1A	C1A
		降水システム I	気候システム I	物質循環システム
	座長	足立 透 (気象研)	新藤 永樹 (気象研)	村山 利幸 (東京海洋大学海洋工学部)
09:00~		PR-01+ 足立 透(気象研) PAWRおよびCNNによる竜巻性渦の立体検出技術の初期評価	CL-01+ 竹村 俊彦(九大応力研) 2022年1月トンガ火山噴火に伴う気候変動のシミュレーション	MC-01+ 阿保 真 (都立大) ライダーで観測される夜間大気境界層内のCO2濃度増加 イベントのトラジェクトリ解析
09:20~		PR-02+ 瀬瀬 丈晴(名大ISEE) MP PAWR で観測された関東の降雹 事例	CL-02+ 戸田 賢希(AORI) 温暖化時の海陸昇温コントラストメカニズム~準平衡状態~	MC-02+ 今須 良一(東大AORI) 気象庁観測船による大気中CO2カラム平均濃度の観測
09:40~		PR-03+ 宮入 真菜(名古屋大学環境学研究科) マルチパラメータ・フェーズドレイ気象レーダデータを用いた孤立積乱雲のライフサイクルにおける内部構造の変化	CL-03+ 新藤 永樹(気象研) 水惑星実験及び AMIP 実験による ITCZ と長波雲放射効果の関係について	MC-03+ 村山 利幸(海洋大) 波長355nmでの黄砂の偏光ライダー観測
	座長	櫻井 南海子(防災科研)		
10:00~		PR-04+ 櫻井 南海子(防災科研) 2018年8月26日に発生した「青天の霹靂」と親雲の特徴	CL-04+ 黒田 友二(気大) 太陽活動の北大西洋振動への影響：海洋の役割	MC-04+ 河合 慶 (名大院環境) アジアダストの発生・輸送・気候影響に対する臨界摩擦速度の重要性
	座長		美山 透(海洋研究開発機構)	田上 雅浩(国立環境研究所)
10:20~		PR-05+ 岩崎 博之(群馬大教育) 雷撃密度と雨量の分布から見た北関東における雷神社の分布の特徴	CL-05+ 塩崎 公大(九大応力研) WPパターンに対するインド洋昇温の影響	MC-05+ 柴田 風衣(山梨大学) 偏光光散乱式粒子計測器における雲粒判定方法の検討および氷雲検出の可能性
10:40~		PR-06+ 塚越 葉奈(名大ISEE) 梅雨前線帯降水システムで発生した複数の突風の事例解析	CL-06+ 竹村 和人(気象庁) ロスビー波の砕波によって生じるPJパターンの事例の推定割合	MC-06+ 山崎 耕平(東大AORI) LES領域モデルSCALE-RMを用いたエアロゾル排出に対する混合相雲の応答の数値実験
11:00~			CL-07+ 美山 透(国立研究開発法人海洋研究開発機構) 海洋再解析による北西太平洋の海洋熱波寒波データ	MC-07+ 田上 雅浩(NIES) NICAM-WISO による寒冷域でのd-excess のバイアス分析

11:20～		CL-08+ 藤原 正智(北大地球環境) SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) の概要とS-RIP Phase 2計画について	MC-08+ 伊藤 彰記(JAMSTEC) IMPACTモデルの福江島における微小エアロゾル元素組成・ブラックカーボンの高時間分解観測データを用いた評価
--------	--	---	--

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第1日 [5月17日(火)] 13:00～16:00 口頭・セッション

A1P, B1P, C1P:各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A1P	B1P	C1P
		気象予報 I	観測手法 I	環境気象 産業気象 気象教育
	座長	藤田 匡(気象研)	猪上 淳(極地研)	藤部 文昭(都立大)
13:00～		WF-01+ 畔野 貴弘(気象庁数値予報) 気象庁局地解析へのハイブリッド同化手法の導入に向けた開発	OB-01+ 飯塚 達哉(NTT) センサ応答時間を考慮したドローン上昇速度による大気鉛直分布測定精度の検討	EM-01+ 藤部 文昭(都立大) 夏季高温による日本の超過死亡率の長期変化
13:20～		WF-02+ 樋口 真悠子(気象庁数値予報課) 気象庁メソ数値解析予報システムでの船舶GNSS可降水量の現業利用	OB-02+ 猪上 淳(極地研) 市販のドローンで高精度の気象観測を行う手法の開発	EM-02+ 大橋 唯太(岡山理大・生物地球) 気温に感度をもつ循環器・呼吸器疾患の死亡がコロナ禍でどのように変わったか?
13:40～		WF-03+ 藤田 匡(気象研) スケールを考慮した変分法による高頻度高密度データ同化手法の検討	OB-03+ 小司 禎教(気象研) 遅延量勾配を用いた船舶搭載GNSS可降水量の品質管理	EM-03+ 田中 健路(広工大環境) 2022年1月15日のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山噴火に伴う日本付近における空気振動の伝播(第1報)
14:00～		WF-04+ 岡部 いづみ(気象研) リトリーブ地表面温度を用いた静止気象衛星CO2バンドの晴天放射輝度温度データ同化	OB-04+ 工藤 玲(気象研) 全天カメラによる雲分布・雲底高度分布の推定	EM-04+ Seiji Shimoda(農研機構北農研) 近年の北日本の冬季積雪傾向の変化が土壌温度に与える影響
	座長	南出 将志(東京大学)	大和田 浩美(気象庁)	飯泉 仁之直(農研機構)
14:20～		WF-05+ 岡本 幸三(気象研究所) 静止衛星の全天候赤外輝度温度同化	OB-05+ 大和田 浩美(気象庁) RTTOV13.1によるMTG/IRSのシミュレーションの調査	IM-01+ 小畑 淳(気象研) トンガ沖噴火、寒冷化凶作不安、市場過熱と気候情報

14:40～	WF-06+ 南出 将志(東京大学/JPL) 大アンサンブルによる全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性	OB-06+ 黒沢 裕也(名大ISEE) GPM DPR の固体降水プロダクトの評価	IM-02+ 飯泉 仁之直(農研機構) 気候変動適応に資する再解析・予報接合データの作成
15:00～	WF-07+ ソン キウエン(理研) Increasing the Efficiency of the Control Simulation Experiments with the Lorenz-96 Model	OB-07+ 岩下 久人(明星電気) 様々な気象条件下における山間部でのGSMaP衛星観測とPOTEKA地上観測との比較分析	IM-03+ 保坂 征宏(気象研) 気候データ可視化システムCDVoB(仮称)の開発
15:20～	WF-08+ 前島 康光(理化学研究所・計算科学研究センター) 領域気象モデルを使った局地豪雨の制御シミュレーション実験(2)	OB-08+ 青梨 和正(京都大学大学院理学) 次期GSMaPマイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズム(V06)開発(その2): DPRとGMI観測値から求めた固体降水粒子特性	ME-01+ 納口 恭明(防災科研) 水と空気層で作るベナール・セルの鉛直パターン可視化
15:40～	WF-09+ 石橋 俊之(気象研) 全球大気と地球表面状態等の結合同化に向けて	OB-09+ 古澤 文江(宇地研) 多衛星マイクロ波観測データからの降水プロダクトの観測時刻に基いた比較	ME-02+ 山本 哲(芙蓉日記の会) 大日本気象学会員 野中至(到)・千代子

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第2日 [5月18日(水)] 9:00～12:00 口頭・セッション

A2A, B2A, C2A:各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A2A	B2A	C2A
		気象予報Ⅱ	熱帯大気Ⅰ	中高緯度大気
	座長	山崎 哲(JAMSTEC)	坪木 和久(名大宇地研)	春日 悟(三重大学生物資源学 研究科)
09:00～		WF-10+ 原田 やよい(気象研) 様々な観測データセットを用いたJRA-3Qの品質評価	TR-01+ 山田 広幸(琉球大理) 航空機観測により捉えた台風Mindulle(2021)の暖気核構造	MH-01+ 栃本 英伍(防災科研) スプリット前線の統計的特徴と温帯低気圧との関係
09:20～		WF-11+ 直江 寛明(気象研究所) 気象庁長期再解析(JRA-3Q)非衛星時代の品質評価(その2)	TR-02+ 坪木 和久(名大宇地研) 新ジェット機へのドロップゾンデ観測システム搭載と台風Mindulle(2021)の観測概要	MH-02+ 春日 悟(三重大学生物資源学 研究科) 日本域へ到来する寒冷渦の特徴

09:40～		WF-12+ 山崎 哲(JAMSTEC) 両半球での 2019 年成層圏突然昇温の LETKF 再解析システムでの再現性	TR-03+ 菱沼 美咲(横国大) 回転水槽実験装置を用いた台風内部構造の模擬実験	MH-03+ 山本 晃立(東大AORI) 寒冷渦の維持に寄与する渦間相互作用
	座長		嶋田 宇大(気象研)	
10:00～		WF-13+ 福井 真(東北大) 長期(2001-2020)日本領域再解析の再現性の検証	TR-04+ 金田 幸恵(名古屋大学ISEE) 顕著台風の多重壁雲構造と強度変化	MH-04+ 釜江 陽一(筑波大生命環境) オホーツク海海氷面積の急変動をもたらす大気循環場の特徴
	座長			岡島 悟(東大先端研)
10:20～		WF-14+ 安藤 滋人(MEC) ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(1)～ゾンデ観測と毎時大気解析GPVの比較～	TR-05+ 嶋田 宇大(気象研) 発達ハリケーンの上層アップシアー左象限で観測される強い上昇流について	MH-05+ 吉田 聡(京大防災研白浜) 真冬の北太平洋爆弾低気圧活動の1980年代後半からの急激な活発化
10:40～		WF-15+ 対馬 雄一(MEC) ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(2)～気象庁数値予報モデル出力値の精度評価～	TR-06+ 佐々木 春花(気大) 台風の極端急速強化における海洋熱塩構造の役割に関する研究	MH-06+ 岡島 悟(東大先端研) 北太平洋の移動性擾乱活動の「真冬の振幅低下」に対する擾乱の構造と背景場の役割
11:00～		WF-16+ 小野 耕介(気象研) 降水予報へのアンサンブル次元の利用		MH-07+ 齋藤 圭祐(総研大極域科学) 南極氷床上に設置したAWSにより観測された積雪面レベルの時間変動の特徴とデータ処理手法の検討
11:20～				MH-08+ 平沢 尚彦(極地研) 南極氷床上のAWS群が捉えたトンガ噴火に伴う衝撃波
11:40～				MH-09+ 平沢 尚彦(極地研) 南極昭和基地の地上大気中の7Be濃度の日別通年観測

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第2日 [5月18日(水)] 13:00~16:00 口頭・セッション

A2P, B2P, C2P: 各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A2P	B2P	C2P
		降水システムⅡ	気候システムⅡ	大気境界層 大気放射
	座長	谷田貝 亜紀代 (弘前大理工)	山中 大学 (地球研)	河合 祐太 (理化学研究所)
13:00~		PR-07+ 村上 正隆 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所) エアロゾル・雲・降水統一 (CReSS-4ICE-AEROSOL) モデルを用いた UAE日周対流雲の再現実験	CL-09+ 島袋 琉 (熊大院 自然科学教育部) 機械学習のクラスタリング技術を用いたアリソフ気候区分の改訂	BL-01+ 工藤 達貴 (筑波大院) 生保内だしの気候特性に関する解析
13:20~		PR-08+ ONG CHIA RUI (東京大学) Idealized Large-Eddy Simulations of Arctic Mixed Clouds Observed during M-PACE Campaign	CL-10+ 山中 大学 (地球研) 多雨米作列島国の行政区画人口密度依存性の気候学的要因	BL-02+ 小野寺 平 (筑波大院) 高密度地上気象観測から判明した清川だしの吹走範囲
13:40~		PR-09+ 馬場 雄也 (JAMSTEC) 雲解像モデルに基づくスペクトル型積雲対流スキームの性能まとめ	CL-11+ 天野 未空 (三重大院生物資源) 災害級の冷夏が近年発生していない理由とは?	BL-03+ 久米田 健人 (慶應大学) 宗谷北部での強風特性について
14:00~		PR-10+ 岡崎 恵 (京大院理) ふた山形状の雨滴粒径分布の観測事例解析と形成物理メカニズム	CL-12+ 竹端 光希 (三重大院生物資源) オホーツク海の海水変動に及ぼす熱帯海洋からの遅延影響	BL-04+ 河合 祐太 (理研計算科学) 不連続ガラーキン法を用いた大気ラージエディシミュレーション: 数値誤差に関する指標の導出
	座長		福井 真 (東北大)	関口 美保 (東京海洋大学)
14:20~		PR-11+ 谷田貝 亜紀代 (弘前大理工) 弘前市における降水の同位体比変動 -2021年2月16日の降水起源-	CL-13+ 加藤 実紗 (三重大学) 黒潮大蛇行が及ぼす海上の落雷分布の変化	BL-05+ 稲垣 厚至 (東工大) 熱画像風速測定法を用いた都市街区内風速分布の観測
	座長	鈴木 賢士 (山口大院創成)		
14:40~		PR-12+ 正木 岳志 (京大院理) チベット域における地上ドップラーレーダ観測を用いた衛星搭載降水レーダ降水タイプ分類アルゴリズムの検証 (その2)	CL-14+ 北野 慈和 (一般財団法人電力中央研究所) 大量アンサンブル気候予測データを用いた風向別風速極値の将来変化の分析	RD-01+ 関口 美保 (海洋大) 広帯域放射伝達モデルMstmの気体吸収過程の更新 (その1)

15:00～	PR-13+ 吉村 飛鳥(名大ISEE) 深層学習を用いた客観的粒子判別システムの精度改良	CL-15+ 福井 真(東北大) 東北南部及び北信越の山岳域における積雪の将来変化	RD-02+ 桃井 裕広(千葉大学) 切断近似による偏光放射伝達の効率的計算法の開発
15:20～	PR-14+ 篠原 雅貴(京大) レーダ反射強度と落下速度を用いた層状性降水雲中の固体降水粒子タイプの推定	CL-16+ 河合 英俊(放送大学大学院) 新型コロナ(COVID-19)新規感染者数と気候の影響(2)	
15:40～	PR-15+ 鈴木 賢士(山口大院創成) 新しい粒子撮像ゾンデRainscopeによる雲内の降水粒子落下速度測定		

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第4日 [5月20日(金)] 9:00～12:00 口頭・セッション

A4A, B4A, C4A:各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A4A	B4A	C4A
		気象予報Ⅲ	熱帯大気Ⅱ	大気力学 中層大気 惑星大気
	座長	安田 勇輝(東工大)	石崎 紀子(国環研)	中島 健介(九大・院・理)
09:00～		WF-17+ 高谷 怜(大阪ガス株式会社) 深層学習による雷ナウキャスト高精度化検討	TR-07+ 荒金 匠(AORI) 北西太平洋における夏季季節内振動の北進伝播に対する台風の効果	DY-01+ 伊藤 創司(慶應大) 日本空域の上層における乱気流の発生環境場の季節別特徴
09:20～		WF-18+ 小野寺 孔明(東工大) 注意機構付き深層学習による都市街区熱環境マップの物理超解像	TR-08+ 荻野 慎也(JAMSTEC) 研究船「みらい」による西太平洋における2021年夏季モンスーン・対流季節内変動に伴う物質循環の観測	DY-02+ 佐野 美憂(三重大生物資源) 熊野灘で観測された海上竜巻の発生環境場
09:40～		WF-19+ 安田 勇輝(東工大) 回転同変な畳込ニューラルネットによる2次元流体の超解像	TR-09+ 石崎 紀子(国環研) パナマにおける降水量の日変化に見られる地域性	DY-03+ 小原 涼太(東北大学院理) Cold Air Damming (CAD)に伴う強い降水帯に対する内陸の地形の高さの影響

	座長		柳瀬 友朗 (理研CPR)	
10:00～		WF-20+ 北村 祐二(数値予報開発センター) 2022年の気象庁メソモデル更新の概要	TR-10+ 坂本 律(新潟大院) 熱帯インド洋におけるOLR日気候値振動	DY-04+ 中島 健介(九大・院・理) トンガ火山噴火により励起された大気海洋波動に関する初期的考察
	座長	中川 雅之(気象研)		
10:20～		WF-21+ 林 修吾(気象研) NHMとasucaによるモデル間相互比較実験(冬季)	TR-11+ 中村 雄飛(東大大海研) 赤道Rossby波・Kelvin波に結合する降水・雲の統計解析	DY-05+ 佐藤 宏樹(京大院理) 非対称に粗度ブロックを配置した竜巻状渦数値流体実験
	座長			小林 ちあき(気象研)
10:40～		WF-22+ 山崎 一哉(東大院理) MIROCでのスーパーパラメタリゼーションの改良	TR-12+ 柳瀬 友朗(理研CPR) 下層循環と自由対流圏変動の結合を通じた湿潤対流の自己集合化メカニズム	MA-01+ 奥井 晴香(東大院理) 全大気長期解析値を用いた北半球冬季クライマトロロジーと成層圏突然昇温時における渦位構造と惑星規模波の解析
11:00～		WF-23+ 中川 雅之(気象研) 気象庁全球モデルにおけるグレイゾーンに対応した積雲対流スキームの開発(1)		MA-02+ 小林 ちあき(気象研) 再解析で表現される平均子午面循環の強度差の要因の考察
11:20～		WF-24+ 金浜 貴史(気象庁数値予報) 気象庁全球モデルにおける地形効果表現の改良に向けて		PA-01+ 小郷原 一智(京産大理) 複数地域における火星ダストストームの自動領域分割

口頭プログラム

日本気象学会2022年度春季大会

大会第4日 [5月20日(金)] 13:00~16:00 口頭・セッション

A4P, B4P, C4P:各講演の開始時刻に差異が生じる場合があることをご留意ください

開始時刻		A4P	B4P	C4P
		降水システムⅢ	気候システムⅢ	観測手法Ⅱ
	座長	末木 健太 (理研計算科学)	横島 徳太 (国立環境研究所)	川村 誠治 (NICT)
13:00~		PR-16+ 加藤 輝之(気象研) 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	CL-17+ 栗田 直幸(名大宇地研) 東南極ドームふじ周辺における温暖化影響の実態把握	OB-10+ 岩井 宏徳(NICT) 高出力2 μ m水蒸気差分吸収ライダーの性能評価
13:20~		PR-17+ 石井 智(京大院理) 潮岬風力実験所におけるマイクロ波放射計を用いた降水前の水蒸気変動の分析	CL-18+ 廣田 渚郎(国立環境研究所) MIROCにおける雲・降水プロセス高度化の雲フィードバックへの影響	OB-11+ 山中 沙羅(TMU) 次世代衛星搭載コヒーレントライダーのためのシミュレータ開発に向けて
13:40~		PR-18+ 児玉 真一(東大AORI) 9月の台風による日本の遠隔降水の力学的解析	CL-19+ 横島 徳太(国立環境研究所) 地球システム統合モデルによる将来シナリオ評価	OB-12+ 吉田 智(気象研) 教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去(2)
14:00~		PR-19+ 末木 健太(理研計算科学) 西日本全域500 m解像度のH30.7豪雨アンサンブル予報実験	CL-20+ 釜江 陽一(筑波大生命環境) 地球温暖化による東アジアにおける極端降水の増加に対する大気の川の寄与	OB-13+ 柴田 泰邦(都立大) ライダーによるCO ₂ ・気温観測精度向上のための気圧高度分布モデル評価
	座長	辻 宏樹 (東大大気海洋研)	土井 威志 (JAMSTEC)	
14:20~		PR-20+ 郭 威鎮(気象研) Numerical Simulation on Feasibility of Rain Enhancement by Hygroscopic Seeding over Kochi Area, Shikoku, Japan in Early Summer	CL-21+ 林 未知也(国環研) 日本域の気候変動影響評価適応研究のために選択されたCMIP6の将来予測ミニアンサンブルの分析	OB-14+ 川村 誠治(NICT) 地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 -九州実証実験の現状 その2-
	座長			堤 雅基 (極地研)
14:40~		PR-21+ 西井 章 (名大宇地研) 高知県室戸半島から南北に延びる地形性線状降水帯(室戸ライン)の維持機構	CL-22+ 三浦 陽介(JMBSC) 水文学的観点から見た高解像度AGCMの降水の再現性	OB-15+ 高橋 暢宏(名大ISEE) 二重偏波レーダの校正について
15:00~		PR-22+ 北島 尚子(気象大) 2021年8月13~14日の西日本の大雨に対する前線と総観場の流れの影響	CL-23+ 楠 昌司 (気象研) 高分解能全球大気モデルの降水量再現性	OB-16+ 堤 雅基 (極地研) 南極昭和基地大型大気レーダーに付加した受信システムによる長期連続流星風観測

15:20～	PR-23+ 中 七海 (京大院理) 九州北部で発生した豪雨事例における環境条件およびMAULの解析	CL-24+ 塩竈 秀夫(国環研) 21世紀後半までの降水量変化予測の不確実性低減	OB-17+ LUCE Hubert (RISH) Estimation of TKE Dissipation Rate from Radar Data using a Weak Stratification Model
15:40～	PR-24+ 辻 宏樹 (東大大気海洋研) GPM搭載降水レーダ観測データを用いた 2021年8月に九州で大雨をもたらした降水システムの解析	CL-25+ 土井 威志(JAMSTEC) シグナルノイズ比は季節予測精度を暗に示すのか? -日本周辺における1ヶ月先の気温予測の精度調査より-	OB-18+ 大野 裕一(NICT) WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(6)

一般発表 65件

BL-06	西場 慧(筑波大学・院)	北陸フェーンに対する海風と風上の大気安定度の影響
BL-07	橋本 明弘(気象研)	2018年4月グリーンランド北西部シオラパルクで観測された強風に関する数値実験
CL-01+	竹村 俊彦(九大応力研)	2022年1月トンガ火山噴火に伴う気候変動のシミュレーション
CL-02+	戸田 賢希(AORI)	温暖化時の海陸昇温コントラストメカニズム~準平衡状態~
CL-03+	新藤 永樹(気象研)	水惑星実験及び AMIP 実験による ITCZ と長波雲放射効果の関係について
CL-04+	黒田 友二(気大)	太陽活動の北大西洋振動への影響：海洋の役割
CL-05+	塩崎 公大(九大応力研)	WPパターンに対するインド洋昇温の影響
CL-06+	竹村 和人(気象庁)	ロスビー波の砕波によって生じるPJパターンの事例の推定割合
CL-07+	美山 透(国立研究開発法人海洋研究開発機構)	海洋再解析による北西太平洋の海洋熱波寒波データ
CL-08+	藤原 正智(北大地球環境)	SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) の概要とS-RIP Phase 2計画について
CL-26	内山 常雄(日本気象予報士会)	10年間平均気温の月別変化
CL-27	遠藤 伸彦(国立研究開発法人海洋研究開発機構)	機械学習を用いた全天日射量推定の試行
CL-28	田中 実(無所属)	梅雨降水量とENSOの最近60年間の関係
CL-29	村崎 万代(気象研)	5kmダウンスケーリングデータにおける極端気候指標の再現性 ~DSJRA-55とJRA-55DSの比較~
EM-01+	藤部 文昭(都立大)	夏季高温による日本の超過死亡率の長期変化
EM-02+	大橋 唯太(岡山理大・生物地球)	気温に感度をもつ循環器・呼吸器疾患の死亡がコロナ禍でどのように変わったか?
EM-03+	田中 健路(広工大環境)	2022年1月15日のフンガ・トンガ・フンガ・ハアパイ火山噴火に伴う日本付近における空気振動の伝播 (第1報)
EM-04+	下田 星児(農研機構北農研)	近年の北日本の冬季積雪傾向の変化が土壌温度に与える影響
EM-05	帯金 康夫(対馬市役所島のちから推進部)	微気象学 (<1km) より小さいスケールでの3D地形による局所降雨予測の研究 Study of prediction method of local rainfall exerted by 3D topography on a scale smaller than micrometeorology (<1km)
IM-01+	小畑 淳(気象研)	トンガ沖噴火、寒冷化凶作不安、市場過熱と気候情報
IM-02+	飯泉 仁之直(農研機構)	気候変動適応に資する再解析・予報接合データの作成
IM-03+	保坂 征宏(気象研)	気候データ可視化システムCDVoB(仮称)の開発
IM-04	平山 拓明(慶大SFC)	風の予測値と航空機による実測値の比較
MC-01+	阿保 真(都立大)	ライダーで観測される夜間大気境界層内のCO ₂ 濃度増加 イベントのトラジェクトリ解析
MC-02+	今須 良一(東大AORI)	気象庁観測船による大気中CO ₂ カラム平均濃度の観測
MC-03+	村山 利幸(海洋大)	波長355nmでの黄砂の偏光ライダー観測
MC-04+	河合 慶(名大院環境)	アジアダストの発生・輸送・気候影響に対する臨界摩擦速度の重要性
MC-05+	柴田 風衣(山梨大学)	偏光光散乱式粒子計測器における雲粒判定方法の検討および氷雲検出の可能性
MC-06+	山崎 耕平(東大AORI)	LES領域モデルSCALE-RMを用いたエアロゾル排出に対する混合相雲の応答の数値実験

MC-07+	田上 雅浩(NIES)	NICAM-WISOによる寒冷域での d-excess のバイアス分析
MC-08+	伊藤 彰記(JAMSTEC)	IMPACTモデルの福江島における微小エアロゾル元素組成・ブラックカーボンの高時間分解観測データを用いた評価
MC-09	清水 厚(環境研)	日本国内における日最高気温とオキシダント濃度の相関およびその長期変動
ME-01+	納口 恭明(防災科研)	水と空気層で作るベナール・セルの鉛直パターン可視化
ME-02+	山本 哲(芙蓉日記の会)	大日本気象学会員 野中至(到)・千代子
OB-01+	飯塚 達哉(NTT)	センサ応答時間を考慮したドローン上昇速度による大気の鉛直分布測定精度の検討
OB-02+	猪上 淳(極地研)	市販のドローンで高精度の気象観測を行う手法の開発
OB-03+	小司 禎教(気象研)	遅延量勾配を用いた船舶搭載GNSS可降水量の品質管理
OB-04+	工藤 玲(気象研)	全天カメラによる雲分布・雲底高度分布の推定
OB-05+	大和田 浩美(気象庁)	RTTOV13.1によるMTG/IRSのシミュレーションの調査
OB-06+	黒沢 裕也(名大ISEE)	GPM DPRの固体降水プロダクトの評価
OB-07+	岩下 久人(明星電気)	様々な気象条件下における山間部でのGSMaP衛星観測とPOTEKA地上観測との比較分析
OB-08+	青梨 和正(京都大学大学院理学)	次期GSMaPマイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズム(V06)開発(その2): DPRとGMI観測値から求めた固体降水粒子特性
OB-09+	古澤 文江(宇地研)	多衛星マイクロ波観測データからの降水プロダクトの観測時刻に基いた比較
OB-19	箕輪 昌裕(FURUNO)	小型マイクロ波放射計による「みらい」洋上水蒸気観測
OB-20	足立 アホロ(気象研)	二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の推定(その5)
OB-21	橋口 浩之(京大RISH)	MUレーダー外付け受信専用アンテナを用いたアダプティブクラッター抑圧システムの開発
PR-01+	足立 透(気象研)	PAWRおよびCNNによる竜巻性渦の立体検出技術の初期評価
PR-02+	瀧瀬 丈晴(名大ISEE)	MP PAWRで観測された関東の降雹事例
PR-03+	宮入 真菜(名古屋大学環境学研究科)	マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダデータを用いた孤立積乱雲のライフサイクルにおける内部構造の変化
PR-04+	櫻井 南海子(防災科研)	2018年8月26日に発生した「青天の霹靂」と親雲の特徴
PR-05+	岩崎 博之(群馬大教育)	雷撃密度と雨量の分布から見た北関東における雷神社の分布の特徴
PR-06+	塚越 栞奈(名大ISEE)	梅雨前線帯降水システムで発生した複数の突風の事例解析
PR-25	藤野 梨紗子(慶大SFC)	藤沢市辻堂での2018年9月17日の降水事例における環境場の解析
PR-26	末木 健太(理研計算科学)	豪雨事例の領域ネスティング計算において子モデルの境界付近で偽の降水帯が生じる問題の検討
TR-13	西 憲敬(福岡大理)	太平洋ITCZ領域でみられる巻雲の大規模発生
WF-01+	畔野 貴弘(気象庁数値予報)	気象庁局地解析へのハイブリッド同化手法の導入に向けた開発
WF-02+	樋口 真悠子(気象庁数値予報課)	気象庁メソ数値解析予報システムでの船舶GNSS可降水量の現業利用
WF-03+	藤田 匡(気象研)	スケールを考慮した変分法による高頻度高密度データ同化手法の検討
WF-04+	岡部 いづみ(気象研)	リトリブ地表面温度を用いた静止気象衛星CO2バンドの晴天放射輝度温度データ同化
WF-05+	岡本 幸三(気象研究所)	静止衛星の全天候赤外輝度温度同化
WF-06+	南出 将志(東京大学/JPL)	大アンサンブルによる全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性
WF-07+	ソン キウエン(理研)	Increasing the Efficiency of the Control Simulation Experiments with the Lorenz-96 Model
WF-08+	前島 康光(理化学研究所・計算科学研究センター)	領域気象モデルを使った局地豪雨の制御シミュレーション実験(2)

WF-09+	石橋 俊之(気象研)	全球大気と地球表面状態等の結合同化に向けて
WF-25	加藤 亮平 (防災科研)	水蒸気ライダー同化と位置ズレ補正による線状降水帯の2時間先高精度予測 — 2021年7月10日の顕著な大雨に関する情報発表事例—

一般発表 65件

BL-01+	工藤 達貴(筑波大院)	生保内だしの気候特性に関する解析
BL-02+	小野寺 平(筑波大院)	高密度地上気象観測から判明した清川だしの吹走範囲
BL-03+	久米田 健人(慶應大学)	宗谷北部での強風特性について
BL-04+	河合 佑太(理研計算科学)	不連続ガラーキン法を用いた大気ラージエディシミュレーション: 数値誤差に関する指標の導出
BL-05+	稲垣 厚至(東工大)	熱画像風速測定法を用いた都市街区内風速分布の観測
BL-08	川端 康弘(気象研)	日本の主要空港における視程の変化
BL-09	安斎 太朗(JMA-MRI)	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino モデルを利用した地表面フラックス計算の asucaでの利用と検証
CL-09+	島袋 琉(熊大院 自然科学教育部)	機械学習のクラスタリング技術を用いたアリソフ気候区分の改訂
CL-10+	山中 大学(地球研)	多雨米作列島国の行政区画人口密度依存性の気候学的要因
CL-11+	天野 未空(三重大院生物資源)	災害級の冷夏が近年発生していない理由とは?
CL-12+	竹端 光希(三重大院生物資源)	オホーツク海の海氷変動に及ぼす熱帯海洋からの遅延影響
CL-13+	加藤 実紗(三重大学)	黒潮大蛇行が及ぼす海上の落雷分布の変化
CL-14+	北野 慈和(一般財団法人電力中央研究所)	大量アンサンブル気候予測データを用いた風向別風速極値の将来変化の分析
CL-15+	福井 真(東北大)	東北南部及び北信越の山岳域における積雪の将来変化
CL-16+	河合 英俊(放送大学大学院)	新型コロナ(COVID-19)新規感染者数と気候の影響(2)
CL-30	釜堀 弘隆(AORI)	日本における台風降水量の変動
CL-31	井上 知栄(筑波大・生命環境)	環オホーツク海領域におけるCMIP6 マルチ気候モデルの冬季気候再現性とその将来変化
CL-32	川瀬 宏明(気象研)	非静力地域気候モデルを用いたJRA-55からの5km長期ダウンスケーリング実験
CL-33	山本 諒(三重大院生物資源)	豪雪地帯と非豪雪地帯における降雪量と風向依存性の違い
EM-06	森岡 丈博(北大院環境)	北海道における熱中症搬送者数と総観場の関係
EM-07	原田 裕太(千葉工大院)	ひまわり8号輝度温度情報と標高値を用いたWBGT推定式
MC-10	山上 晃央(気象研)	北極でのエアロゾルの変動と循環場の関係
MH-01+	梶本 英伍(防災科研)	スプリット前線の統計的特徴と温帯低気圧との関係
MH-02+	春日 悟(三重大学生物資源学研究所)	日本域へ到来する寒冷渦の特徴
MH-03+	山本 晃立(東大AORI)	寒冷渦の維持に寄与する渦間相互作用
MH-04+	釜江 陽一(筑波大生命環境)	オホーツク海海氷面積の急変動をもたらす大気循環場の特徴
MH-05+	吉田 聡(京大防災研白浜)	真冬の北太平洋爆弾低気圧活動の1980年代後半からの急激な活発化
MH-06+	岡島 悟(東大先端研)	北太平洋の移動性擾乱活動の「真冬の振幅低下」に対する擾乱の構造と背景場の役割
MH-07+	齋藤 圭祐(総研大極域科学)	南極氷床上に設置したAWSにより観測された積雪面レベルの時間変動の特徴とデータ処理手法の検討
MH-08+	平沢 尚彦(極地研)	南極氷床上のAWS群が捉えたトンガ噴火に伴う衝撃波
MH-09+	平沢 尚彦(極地研)	南極昭和基地の地上大気中の ⁷ Be濃度の日別通年観測

OB-22	新堀 敏基(気象研)	2022年1月15日トンガ海底火山噴火により発生した火山灰雲のひまわり8号による解析
OB-23	木下 篤彦(国総研)	夜間におけるカメラ画像を活用した雨量推定手法の検討
OB-24	小田 僚子(千葉工大)	地デジ放送波を用いた千葉県東京湾奥部における水蒸気量変動の事例解析
OB-25	中井 専人(防災科研)	ディストロメーター観測に基づく降雪粒子分類速報
PR-07+	村上 正隆(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)	エアロゾル・雲・降水統一 (CRSS-4ICE-AEROSOL) モデルを用いた UAE 日周対流雲の再現実験
PR-08+	ONG CHIA RUI (東京大学)	Idealized Large-Eddy Simulations of Arctic Mixed Clouds Observed during M-PACE Campaign
PR-09+	馬場 雄也(JAMSTEC)	雲解像モデルに基づくスペクトル型積雲対流スキームの性能まとめ
PR-10+	岡崎 恵(京大院理)	ふた山形状の雨滴粒径分布の観測事例解析と形成物理メカニズム
PR-11+	谷田貝 亜紀代(弘前大理工)	弘前市における降水の同位体比変動 -2021年2月16日の降水起源-
PR-12+	正木 岳志(京大院理)	チベット域における地上ドップラーレーダ観測を用いた衛星搭載降水レーダ降水タイプ分類アルゴリズムの検証(その2)
PR-13+	吉村 飛鳥(名大ISEE)	深層学習を用いた客観的粒子判別システムの精度改良
PR-14+	篠原 雅貴(京大)	レーダ反射強度と落下速度を用いた層状性降水雲中の固体降水粒子タイプの推定
PR-15+	鈴木 賢士(山口大院創成)	新しい粒子撮像ゾンデRainscopeによる雲内の降水粒子落下速度測定
PR-27	益子 渉(気象研)	2021年7月10日に九州南部に大雨をもたらした降水システムの特徴
PR-28	川代 迅(弘前大理工)	2018年8月に山形県で発生した豪雨の再現に海面水温が与える影響
PR-30	柴田 泰邦(都立大)	パーティクル偏光ライダーによる降水粒子鉛直分布観測
RD-01+	関口 美保(海洋大)	広帯域放射伝達モデルMstrmの気体吸収過程の更新(その1)
RD-02+	桃井 裕広(千葉大学)	切断近似による偏光放射伝達の効率的計算法の開発
RD-03	北川 裕人(気象大)	移流霧の2次元数値シミュレーション:発生と維持に対する赤外放射過程の役割
TR-01+	山田 広幸(琉球大理)	航空機観測により捉えた台風Mindulle(2021)の暖気核構造
TR-02+	坪木 和久(名大宇地研)	新ジェット機へのドロップゾンデ観測システム搭載と台風Mindulle(2021)の観測概要
TR-03+	菱沼 美咲(横国大)	回転水槽実験装置を用いた台風内部構造の模擬実験
TR-04+	金田 幸恵(名古屋大学ISEE)	顕著台風の多重壁雲構造と強度変化
TR-05+	嶋田 宇大(気象研)	発達ハリケーンの上層アップシアア左象限で観測される強い上昇流について
TR-06+	佐々木 春花(気大)	台風の極端急速強化における海洋熱塩構造の役割に関する研究
TR-14	小野 太郎(東管)	深層学習を用いた熱帯低気圧の検出に向けて
WF-10+	原田 やよい(気象研)	様々な観測データセットを用いたJRA-3Qの品質評価
WF-11+	直江 寛明(気象研究所)	気象庁長期再解析(JRA-3Q)非衛星時代の品質評価(その2)
WF-12+	山崎 哲(JAMSTEC)	両半球での2019年成層圏突然昇温のLETKF再解析システムでの再現性
WF-13+	福井 真(東北大)	長期(2001-2020)日本領域再解析の再現性の検証
WF-14+	安藤 滋人(MEC)	ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(1)~ゾンデ観測と毎時大気解析GPVの比較~
WF-15+	対馬 雄一(MEC)	ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(2)~気象庁数値予報モデル出力値の精度評価~
WF-16+	小野 耕介(気象研)	降水予報へのアンサンブル次元の利用
WF-26	Ying-Wen Chen (AORI)	気象予測システム(NEXRA)の開発現状

一般発表 65件

BL-10	野坂 真也(気象研究所)	気候シミュレーションデータセットからの局地風検出手法の検討
BL-11	伊藤 雄基(千葉工大院)	ドップラーライダー観測に基づく非定常な無次元風速の鉛直分布特性
CL-17+	栗田 直幸(名大宇地研)	東南極ドームふじ周辺における温暖化影響の実態把握
CL-18+	廣田 渚郎(国立環境研究所)	MIROCにおける雲・降水プロセス高度化の雲フィードバックへの影響
CL-19+	横畠 徳太(国立環境研究所)	地球システム統合モデルによる将来シナリオ評価
CL-20+	釜江 陽一(筑波大生命環境)	地球温暖化による東アジアにおける極端降水の増加に対する大気の水の寄与
CL-21+	林 未知也(国環研)	日本域の気候変動影響評価適応研究のために選択されたCMIP6の将来予測ミニアンサンブルの分析
CL-22+	三浦 陽介(JMBSC)	水文学的観点から見た高解像度AGCMの降水の再現性
CL-23+	楠 昌司(気象研)	高分解能全球大気モデルの降水量再現性
CL-24+	塩竈 秀夫(国環研)	21世紀後半までの降水量変化予測の不確実性低減
CL-25+	土井 威志(JAMSTEC)	シグナルノイズ比は季節予測精度を暗に示すのか? -日本周辺における1ヶ月先の気温予測の精度調査より-
CL-34	中村 祐貴(三重大院生物資源)	大気・海洋の長期変化による 近年の関東の異常降雪
CL-35	木口 雅司(東大未来)	0.01度高解像度長期降水量データセットの開発
CL-36	山中 晴名(三重大院生物資源)	大気海洋同時観測で視えた日本海のユニークな海洋構造と 2022年1月末の気象現象への影響力
CL-37	安藤 雄太(新潟大学理学部)	寒冷渦指標でみる初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞
DY-01+	伊藤 創司(慶應大)	日本空域の上層における乱気流の発生環境場の季節別特徴
DY-02+	佐野 美憂(三重大院生物資源)	熊野灘で観測された海上竜巻の発生環境場
DY-03+	小原 涼太(東北大学院理)	Cold Air Damming (CAD)に伴う強い降水帯に対する内陸の地形の高さの影響
DY-04+	中島 健介(九大・院・理)	トンガ火山噴火により励起された大気海洋波動に関する初期的考察
DY-05+	佐藤 宏樹(京大院理)	非対称に粗度ブロックを配置した竜巻状渦数値流体実験
EM-08	長谷川 巧(千葉工大院)	トレーサー流動解析を用いた外環道千葉区間開通に伴う自動車排出NOx量分布の推計
MA-01+	奥井 晴香(東大院理)	全大気長期解析値を用いた北半球冬季クライマトロロジーと成層圏突然昇温時における渦位構造と惑星規模波の解析
MA-02+	小林 ちあき(気象研)	再解析で表現される平均子午面循環の強度差の要因の考察
MC-11	秋吉 英治(環境研)	中高緯度オゾン全量・極気温・極夜ジェットのODS・GHG濃度依存性の500アンサンブル実験
MH-10	宮本 真希(北大院工)	前線周辺における環境場の定量化に向けた天気図の活用
OB-10+	岩井 宏徳(NICT)	高出力2 μ m水蒸気差分吸収ライダーの性能評価
OB-11+	山中 沙羅(TMU)	次世代衛星搭載コヒーレントライダーのための シミュレータ開発に向けて
OB-12+	吉田 智(気象研)	教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去 (2)
OB-13+	柴田 泰邦(都立大)	ライダーによるCO ₂ ・気温観測精度向上のための気圧高度分布モデル評価
OB-14+	川村 誠治(NICT)	地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 -九州実証実験の現状 その2-
OB-15+	高橋 暢宏(名大ISEE)	二重偏波レーダの校正について

OB-16+	堤 雅基 (極地研)	南極昭和基地大型大気レーダーに付加した受信システムによる長期連続流星風観測
OB-17+	LUCE Hubert (RISH)	Estimation of TKE Dissipation Rate from Radar Data using a Weak Stratification Model
OB-18+	大野 裕一 (NICT)	WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(6)
OB-26	小阪 尚子 (NTT)	ウェーブグライダー観測データを活用した人工衛星および再解析データの海面水温の比較方法の検討
OB-27	ZHU CHENDI (ISEE, Nagoya university)	Study on hail characteristics based on X-rain data and entropy – Case study for the hail storm event in July 18, 2017 –
OB-28	瀬古 弘 (気象研)	線状降水帯の降水予報精度向上を目指した気象観測用ドローンを併用した水蒸気観測
PA-01+	小郷原 一智 (京産大理)	複数地域における火星ダストストームの自動領域分割
PR-16+	加藤 輝之 (気象研)	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
PR-17+	石井 智 (京大院理)	潮岬風力実験所におけるマイクロ波放射計を用いた降水前の水蒸気変動の分析
PR-18+	児玉 真一 (東大AORI)	9月の台風による日本の遠隔降水の力学的解析
PR-19+	末木 健太 (理研計算科学)	西日本全域500 m解像度のH30.7豪雨アンサンブル予報実験
PR-20+	郭 威鎮 (気象研)	Numerical Simulation on Feasibility of Rain Enhancement by Hygroscopic Seeding over Kochi Area, Shikoku, Japan in Early Summer
PR-21+	西井 章 (名大宇地研)	高知県室戸半島から南北に延びる地形性線状降水帯 (室戸ライン)の維持機構
PR-22+	北畠 尚子 (気象大)	2021年8月13~14日の西日本の大雨に対する前線と総観場の流れの影響
PR-23+	中 七海 (京大院理)	九州北部で発生した豪雨事例における環境条件およびMAULの解析
PR-24+	辻 宏樹 (東大大気海洋研)	GPM搭載降水レーダ観測データを用いた2021年8月に九州で大雨をもたらした降水システムの解析
PR-29	村田 文絵 (高知大理工)	Bhubaneswarにおける雨滴粒度計の解析
PR-31	田尻 拓也 (気象研)	つくばで計測された大気エアロゾル粒子の氷晶核能 (その4)
TR-07+	荒金 匠 (AORI)	北西太平洋における夏季季節内振動の北進伝播に対する台風の効果
TR-08+	荻野 慎也 (JAMSTEC)	研究船「みらい」による西太平洋における2021年夏季モンスーン・対流季節内変動に伴う物質循環の観測
TR-09+	石崎 紀子 (国環研)	パナマにおける降水量の日変化に見られる地域性
TR-10+	坂本 律 (新潟大院)	熱帯インド洋におけるOLR日気候値振動
TR-11+	中村 雄飛 (東大大海研)	赤道Rossby波・Kelvin波に結合する降水・雲の統計解析
TR-12+	柳瀬 友朗 (理研CPR)	下層循環と自由対流圏変動の結合を通じた湿潤対流の自己集合化メカニズム
TR-15	松田 佳奈 (三重大)	近接する台風と高・低気圧の統計的特徴
WF-17+	高谷 怜 (大阪ガス株式会社)	深層学習による雷ナウキャスト高精度化検討
WF-18+	小野寺 孔明 (東工大)	注意機構付き深層学習による都市街区熱環境マップの物理超解像
WF-19+	安田 勇輝 (東工大)	回転同変な畳込ニューラルネットによる2次元流体の超解像
WF-20+	北村 祐二 (数値予報開発センター)	2022年の気象庁メソモデル更新の概要
WF-21+	林 修吾 (気象研)	NHMとasucaによるモデル間相互比較実験 (冬季)
WF-22+	山崎 一哉 (東大院理)	MIROCでのスーパーパラメタリゼーションの改良
WF-23+	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 (1)

WF-24+	金浜 貴史(気象庁数値予報)	気象庁全球モデルにおける地形効果表現の改良に向けて
WF-27	石水 尊久(個人参加)	HTML5とJavaScriptを用いたGRIB2形式データ処理

講演者索引

	講演番号	セッション番号				
		オンライン	口頭			
		ポスター				
< A >						
Abo Makoto (阿保 真)	MC-01+	P1L	C1A			
Adachi Ahoro (足立 アホロ)	OB-20	P1L				
Adachi Toru (足立 透)	PR-01+	P1L	A1A			
Akiyoshi Hideharu (秋吉 英治)	MC-11	P4L				
Amano Miku (天野 未空)	CL-11+	P2L	B2P			
Ando Shigetō (安藤 滋人)	WF-14+	P2L	A2A			
Ando Yuta (安藤 雄太)	CL-37	P4L				
Anzai Taro (安齋 太郎)	BL-09	P2L				
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	OB-08+	P1L	B1P			
Arakane Sho (荒金 匠)	TR-07+	P4L	B4A			
< B >						
Baba Yuya (馬場 雄也)	PR-09+	P2L	A2P			
Banno Takahiro (畔野 貴弘)	WF-01+	P1L	A1P			
< C >						
Chen Ying-Wen	WF-26	P2L				
< D >						
Doi Takeshi (土井 威志)	CL-25+	P4L	B4P			
< E >						
Endo Nobuhiko (遠藤 伸彦)	CL-27	P1L				
< F >						
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	EM-01+	P1L	C1P			
Fujino Risako (藤野 梨紗子)	PR-25	P1L				
Fujita Tadashi (藤田 匡)	WF-03+	P1L	A1P			
Fujiwara Masatomo (藤原 正智)	CL-08+	P1L	B1A			
Fukui Shin (福井 真)	CL-15+	P2L	B2P			
Fukui Shin (福井 真)	WF-13+	P2L	A2A			
Furuzawa Fumie (古澤 文江)	OB-09+	P1L	B1P			
< H >						
Harada Yayoi (原田 やよい)	WF-10+	P2L	A2A			
Harada Yuta (原田 裕太)	EM-07	P2L				
Hasegawa Takumi (長谷川 巧)	EM-08	P4L				
Hashiguchi Hiroyuki (橋口 浩之)	OB-21	P1L				
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	BL-07	P1L				
Hayashi Michiya (林 未知也)	CL-21+	P4L	B4P			
Hayashi Syugo (林 修吾)	WF-21+	P4L	A4A			
Higuchi Mayuko (樋口 真悠子)	WF-02+	P1L	A1P			
Hirasawa Naohiko (平沢 尚彦)	MH-08+	P2L	C2A			
Hirasawa Naohiko (平沢 尚彦)	MH-09+	P2L	C2A			
Hirayama Takuaki (平山 拓明)	IM-04	P1L				
Hirota Nagio (廣田 渚郎)	CL-18+	P4L	B4P			
Hishinuma Misaki (菱沼 美咲)	TR-03+	P2L	B2A			
Hosaka Masahiro (保坂 征宏)	IM-03+	P1L	C1P			
< I >						
Iizuka Tatsuya (飯塚 達哉)	OB-01+	P1L	B1P			
Iizumi Toshichika (飯泉 仁之直)	IM-02+	P1L	C1P			
Imasu Ryoichi (今須 良一)	MC-02+	P1L	C1A			
Inagaki Atsushi (稲垣 厚至)	BL-05+	P2L	C2P			
Inoue Jun (猪上 淳)	OB-02+	P1L	B1P			
Inoue Tomoshige (井上 知栄)	CL-31	P2L				
Ishibashi Toshiyuki (石橋 俊之)	WF-09+	P1L	A1P			
Ishii Satoshi (石井 智)	PR-17+	P4L	A4P			
Ishizaki Noriko (石崎 紀子)	TR-09+	P4L	B4A			
Isimizu Takahisa (石水 尊久)	WF-27	P4L				
Ito Akinori (伊藤 彰記)	MC-08+	P1L	C1A			
Ito Soshi (伊藤 創司)	DY-01+	P4L	C4A			
Ito Yuki (伊藤 雄基)	BL-11	P4L				
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	OB-10+	P4L	C4P			
Iwasaki Hiroyuki (岩崎 博之)	PR-05+	P1L	A1A			
Iwashita Hisato (岩下 久人)	OB-07+	P1L	B1P			
< K >						
Kamae Youichi (釜江 陽一)	CL-20+	P4L	B4P			
Kamae Youichi (釜江 陽一)	MH-04+	P2L	C2A			
Kamahori Hirotaka (釜堀 弘隆)	CL-30	P2L				
Kanada Sachie (金田 幸恵)	TR-04+	P2L	B2A			
Kanehama Takafumi (金浜 貴史)	WF-24+	P4L	A4A			

Kasuga Satoru (春日 悟)	MH-02+	P2L	C2A	Minamide Masashi (南出 将志)	WF-06+	P1L	A1P
Kato Misa (加藤 実紗)	CL-13+	P2L	B2P	Minowa Masahiro (箕輪 昌裕)	OB-19	P1L	
Kato Ryohei (加藤 亮平)	WF-25	P1L		Miura Yosuke (三浦 陽介)	CL-22+	P4L	B4P
Kato Teruyuki (加藤 輝之)	PR-16+	P4L	A4P	Miyairi Mana (宮入 真菜)	PR-03+	P1L	A1A
Kawabata Yasuhiro (川端 康弘)	BL-08	P2L		Miyama Toru (美山 透)	CL-07+	P1L	B1A
Kawai Hidetoshi (河合 英俊)	CL-16+	P2L	B2P	Miyamoto Maki (宮本 真希)	MH-10	P4L	
Kawai Kei (河合 慶)	MC-04+	P1L	C1A	Momoi Masahiro (桃井 裕広)	RD-02+	P2L	C2P
Kawai Yuta (河合 佑太)	BL-04+	P2L	C2P	Morioka Takehiro (森岡 文博)	EM-06	P2L	
Kawamura Seiji (川村 誠治)	OB-14+	P4L	C4P	Murakami Masataka (村上 正隆)	PR-07+	P2L	A2P
Kawase Hiroaki (川瀬 宏明)	CL-32	P2L		Murata Fumie (村田 文絵)	PR-29	P4L	
Kawashiro Jin (川代 迅)	PR-28	P2L		Murayama Toshiyuki (村山 利幸)	MC-03+	P1L	C1A
Kiguchi Masashi (木口 雅司)	CL-35	P4L		Murazaki Kazuyo (村崎 万代)	CL-29	P1L	
Kinoshita Atsuhiko (木下 篤彦)	OB-23	P2L					
Kitabatake Naoko (北畠 尚子)	PR-22+	P4L	A4P	< N >			
Kitagawa Hiroto (北川 裕人)	RD-03	P2L		Naka Nanami (中 七海)	PR-23+	P4L	A4P
Kitamura Yuji (北村 祐二)	WF-20+	P4L	A4A	Nakagawa Masayuki (中川 雅之)	WF-23+	P4L	A4A
Kitano Yoshikazu (北野 慈和)	CL-14+	P2L	B2P	Nakai Sento (中井 専人)	OB-25	P2L	
Kobayashi Chiaki (小林 ちあき)	MA-02+	P4L	C4A	Nakajima Kensuke (中島 健介)	DY-04+	P4L	C4A
Kodama Shinichi (児玉 真一)	PR-18+	P4L	A4P	Nakamura Yuhi (中村 雄飛)	TR-11+	P4L	B4A
Kosaka Naoko (小阪 尚子)	OB-26	P4L		Nakamura Yuuki (中村 祐貴)	CL-34	P4L	
Kouketsu Takeharu (纈 文晴)	PR-02+	P1L	A1A	Naoe Hiroaki (直江 寛明)	WF-11+	P2L	A2A
Kudo Rei (工藤 玲)	OB-04+	P1L	B1P	Nishi Noriyuki (西 憲敬)	TR-13	P1L	
Kudo Tatsuki (工藤 達貴)	BL-01+	P2L	C2P	Nishiba Satoshi (西場 慧)	BL-06	P1L	
Kumeta Kent (久米田 健人)	BL-03+	P2L	C2P	Nishii Akira (西井 章)	PR-21+	P4L	A4P
Kuo Weichen (郭 威鎮)	PR-20+	P4L	A4P	Nohguchi Yasuaki (納口 恭明)	ME-01+	P1L	C1P
Kurita Naoyuki (栗田 直幸)	CL-17+	P4L	B4P	Nosaka Masaya (野坂 真也)	BL-10	P4L	
Kuroda Yuhji (黒田 友二)	CL-04+	P1L	B1A				
Kurosawa Yuya (黒沢 裕也)	OB-06+	P1L	B1P	< O >			
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	CL-23+	P4L	B4P	Obata Atsushi (小畑 淳)	IM-01+	P1L	C1P
< L >				Obikane Yasuo (帯金 康夫)	EM-05	P1L	
Luce Hubert	OB-17+	P4L	C4P	Oda Ryoko (小田 僚子)	OB-24	P2L	
< M >				Ogino Shinya (荻野 慎也)	TR-08+	P4L	B4A
Maejima Yasumitsu (前島 康光)	WF-08+	P1L	A1P	Ogohara Kazunori (小郷原 一智)	PA-01+	P4L	C4A
Masaki Takeshi (正木 岳志)	PR-12+	P2L	A2P	Ohara Ryota (小原 涼太)	DY-03+	P4L	C4A
Mashiko Wataru (益子 渉)	PR-27	P2L		Ohno Yuichi (大野 裕一)	OB-18+	P4L	C4P
Matsuda Kana (松田 佳奈)	TR-15	P4L		Okabe Izumi (岡部 いづみ)	WF-04+	P1L	A1P
				Okajima Satoru (岡島 悟)	MH-06+	P2L	C2A
				Okamoto Kozo (岡本 幸三)	WF-05+	P1L	A1P

Okazaki Megumi (岡崎 恵)	PR-10+	P2L	A2P	Takatani Rei (高谷 怜)	WF-17+	P4L	A4A
Okui Haruka (奥井 晴香)	MA-01+	P4L	C4A	Takehata Mitsuki (竹端 光希)	CL-12+	P2L	B2P
Ong Chiarui (王家瑞)	PR-08+	P2L	A2P	Takemura Kazuto (竹村 和人)	CL-06+	P1L	B1A
Ono Kosuke (小野 耕介)	WF-16+	P2L	A2A	Takemura Toshihiko (竹村 俊彦)	CL-01+	P1L	B1A
Ono Taro (小野 太郎)	TR-14	P2L		Tanaka Kenji (田中 健路)	EM-03+	P1L	C1P
Onodera Taira (小野寺 平)	BL-02+	P2L	C2P	Tanaka Minoru (田中 実)	CL-28	P1L	
Onodera Yoshiaki (小野寺 孔明)	WF-18+	P4L	A4A	Tanoue Masahiro (田上 雅浩)	MC-07+	P1L	C1A
Oohashi Yukitaka (大橋 唯太)	EM-02+	P1L	C1P	Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	MH-01+	P2L	C2A
Owada Hiromi (大和田 浩美)	OB-05+	P1L	B1P	Toda Masaki (戸田 賢希)	CL-02+	P1L	B1A
< S >				Tsuboki Kazuhisa (坪木 和久)	TR-02+	P2L	B2A
Saito Keisuke (齋藤 圭祐)	MH-07+	P2L	C2A	Tsuji Hiroki (辻 宏樹)	PR-24+	P4L	A4P
Sakamoto Toru (坂本 律)	TR-10+	P4L	B4A	Tsukagoshi Kanna (塚越 菜奈)	PR-06+	P1L	A1A
Sakurai Namiko (櫻井 南海子)	PR-04+	P1L	A1A	Tsushima Yuichi (対馬 雄一)	WF-15+	P2L	A2A
Sano Miyu (佐野 美憂)	DY-02+	P4L	C4A	Tsutsumi Masaki (堤 雅基)	OB-16+	P4L	C4P
Sasaki Haruka (佐々木 春花)	TR-06+	P2L	B2A	< U >			
Sato Hiroki (佐藤 宏樹)	DY-05+	P4L	C4A	Uchiyama Tsuneo (内山 常雄)	CL-26	P1L	
Sekiguchi Miho (関口 美保)	RD-01+	P2L	C2P	< Y >			
Seko Hiromu (瀬古 弘)	OB-28	P4L		Yamada Hiroyuki (山田 広幸)	TR-01+	P2L	B2A
Shibata Fui (柴田 風衣)	MC-05+	P1L	C1A	Yamagami Akio (山上 晃央)	MC-10	P2L	
Shibata Yasukuni (柴田 泰邦)	OB-13+	P4L	C4P	Yamamoto Akira (山本 哲)	ME-02+	P1L	C1P
Shibata Yasukuni (柴田 泰邦)	PR-30	P2L		Yamamoto Koryu (山本 晃立)	MH-03+	P2L	C2A
Shimabukuro Ryu (島袋 琉)	CL-09+	P2L	B2P	Yamamoto Ryo (山本 諒)	CL-33	P2L	
Shimada Udai (嶋田 宇大)	TR-05+	P2L	B2A	Yamanaka Haruna (山中 晴名)	CL-36	P4L	
Shimbori Toshiki (新堀 敏基)	OB-22	P2L		Yamanaka Manabu (山中 大学)	CL-10+	P2L	B2P
Shimizu Atsushi (清水 厚)	MC-09	P1L		Yamanaka Sara (山中 沙羅)	OB-11+	P4L	C4P
Shimoda Seiji (下田 星児)	EM-04+	P1L	C1P	Yamasaki Kohei (山崎 耕平)	MC-06+	P1L	C1A
Shindo Eiki (新藤 永樹)	CL-03+	P1L	B1A	Yamazaki Akira (山崎 哲)	WF-12+	P2L	A2A
Shinohara Masataka (篠原 雅貴)	PR-14+	P2L	A2P	Yamazaki Kazuya (山崎 一哉)	WF-22+	P4L	A4A
Shiogama Hideo (塩竈 秀夫)	CL-24+	P4L	B4P	Yanase Tomoro (柳瀬 友朗)	TR-12+	P4L	B4A
Shiozaki Masahiro (塩崎 公大)	CL-05+	P1L	B1A	Yasuda Yuki (安田 勇輝)	WF-19+	P4L	A4A
Shoji Yoshinori (小司 禎教)	OB-03+	P1L	B1P	Yatagai Akiyo (谷田貝 亜紀代)	PR-11+	P2L	A2P
Sueki Kenta (末木 健太)	PR-19+	P4L	A4P	Yokohata Tokuta (横畠 徳太)	CL-19+	P4L	B4P
Sueki Kenta (末木 健太)	PR-26	P1L		Yoshida Akira (吉田 聡)	MH-05+	P2L	C2A
Sun Qiwen (ソン キウエン)	WF-07+	P1L	A1P	Yoshida Satoru (吉田 智)	OB-12+	P4L	C4P
Suzuki Kenji (鈴木 賢士)	PR-15+	P2L	A2P	Yoshimura Asuka (吉村 飛鳥)	PR-13+	P2L	A2P
< T >				< Z >			
Tajiri Takuya (田尻 拓也)	PR-31	P4L		Zhu Chendi	OB-27	P4L	
Takahashi Nobuhiro(高橋 暢宏)	OB-15+	P4L	C4P				

生保内だしの気候特性に関する解析

* 工藤達貴 (筑波大院)・日下博幸 (筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

生保内だしは、秋田県仙北市生保内地区で奥羽山脈から吹き降りる東寄りの局地風である^[1]。生保内だしにより、太平洋側でヤマセが吹くときでも気温が上昇するとされる。そのため、豊作をもたらす風として重宝され、現地の民謡「生保内節」に「宝風」と歌われる^[2]。吹走時に気温が上昇することから、吉野は生保内だしをフェーン型の局地風に分類した^[3]。しかし、生保内だしによって冷害が発生した年もある^[4]ことから、フェーン型とボラ型の両方のタイプがあると考えられる。また、気候学的特徴(強度、吹走時の風向風速と気温変化及び気圧配置)は明らかになっていない。

本発表では、生保内だしの頻度、吹走時の気圧配置と気温変化を解析した結果を報告する。

2. データと手法

解析には、AMeDAS(田沢湖・雫石・角館)における風向風速及び気温の観測値と地上天気図を用いる。風速は、風速計の高さ 10m に補正した値を用いる。2010 年から 2021 年までの 12 年間に生保内だしの吹走事例を抽出し、月ごと、時刻ごとの吹走頻度と吹走開始直後の気圧配置を解析する。典型事例を抽出し、吹走時の気温変化を解析する。なお、次の条件を満たすときに生保内だしの吹走事例とする。

田沢湖で東北東～東南東風かつ風速 5.5m/s 以上の時間が 3 時間以上継続する。

* 6 時間を超えて条件を満たさない場合、条件を満たす最後の時刻を吹走終了時刻とする。

3. 結果と考察

生保内だしの吹走日数は 355 日、吹走事例数は 266 事例、吹走時間は 2680 時間 10 分であった。吹走月は 4～6 月、吹走時刻は 9～12 時が最も多かった。吹走時の気圧配置は、高気圧が日本の東に位置する型が 86 事例と最も多く、次いで日本海低気圧型が 50 事例と多かった。4・5 月は移動性高気圧が日本付近を頻繁に通過し高気圧が日本の東に位置するときに生保内だしが吹くため、6 月はオホーツク海高気圧が東北地方に張り出すことが多いため、生保内だしが頻繁に吹くと考えられる。

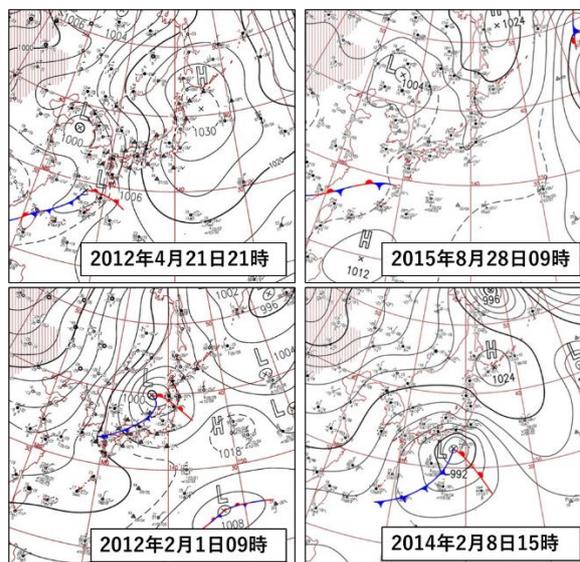


図 1 生保内だし吹走時の気圧配置

(左上)日本の東に高気圧 (右上)オホーツク海高気圧
(左下)日本海低気圧 (右下)南岸低気圧

原典：気象庁「天気図」

加工：国立情報学研究所「デジタル台風」

吹走時の気温は上昇する事例が 21 事例と最も多く、下降する事例が 11 事例、変化しないまたはその他の事例が 12 事例あった。

4. まとめ

4・5 月は移動性高気圧によって、6 月はオホーツク海高気圧によって生保内だしが頻繁に吹く。生保内だしにより気温が下降する事例や変化しない事例も存在する。

参考文献

- [1]本谷研, 2018 : 秋田県の気候. 日本気候百科, 日下博幸, 藤部文昭, 吉野正敏, 田林明, 木村富士男編, 丸善出版, 70-76.
- [2]仲井幸二郎, 丸山忍, 三隅治雄, 1996 : 日本民謡辞典. 東京堂出版, 424pp.
- [3]吉野正敏, 1992 : フェーン型とボラ型の局地風に関する気候学的・気象学的・地理学的研究. 地理学評論, 65, 1-16.
- [4]北浦史談会, 1976 : 石ころ第 13 号－田沢湖町冷害特集－. 北浦史談会, 30pp.

高密度地上気象観測から判明した清川だしの吹走範囲

*小野寺 平 (筑波大院), 日下 博幸 (筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

清川だしは山形県庄内平野の最上峡谷出口付近で吹く局地的な東寄りの強風である。清川だしの吹走範囲に注目した研究がいくつか存在する。地上風観測の結果、清川だしの吹走範囲は最上峡谷出口付近から庄内平野の中央部に限定された(以降、狭い清川だしとする)[1]。一方で、気象庁観測値や集中気象観測の結果から、清川だしは最上峡谷出口付近に限定せずに吹走する(以降、広い清川だしとする)ことも指摘されている[2][3]。吹走範囲を示した例は限られ、しかも1時刻の地上風分布しか得られていない[1]。また、気象庁観測値を用いた解析[2]では観測地点が限られるため清川だしの吹走範囲を判断するには不十分である。そのため清川だしの吹走範囲の詳細については解明されていない。そこで本研究では20年間のデータを用いた統計解析を行うことで狭い清川だしと広い清川だしがどの程度存在するのかを調査し、清川だしの吹走範囲を高時間・空間分解能での独自地上気象観測によって確かめた。そして、数値シミュレーションから清川だしの吹走範囲がどのように決定されているのかを明らかにした。

2. 清川だしの解析

使用データは1999年1月1日~2018年12月31日の狩川における気象庁観測データ(10分間平均値)である。清川だしの先行研究や地元住民の認識を参考に狩川での日最大風速が10.8 m/s以上で、そのときの風向が東~南東の日を清川だし吹走日とし(計172日)、下限風速3.4 m/s以上かつ同風向で事例ごとに整理した。その結果、清川だしは5523時間20分となった。以降、前述の方法によって抽出された事例を本研究の清川だしとする。このうち狭い清川だしが吹走する時間は2517時間50分、広い清川だしが吹走する時間は2525時間10分となった。

3. 高時間・空間分解能での独自清川だし観測

次に清川だしの詳細な吹走範囲を明らかにするために、本研究では庄内地方ののべ16か所に測器を設置して高時間・空間分解能での長期地上気象観測を実施した。2021年3月20日6:40~2021年3月21日13:40(JST)に吹走した清川だしの吹走範囲は、吹き始めには最上峡谷出口付近に限定し、最盛期には吹走範囲が拡大して庄内平野の広範囲に及んだ(図1)。つまり、清川だしには吹き始めから最盛期にかけて吹走範囲が拡大する「遷移型」が存在することが明らかとなった。

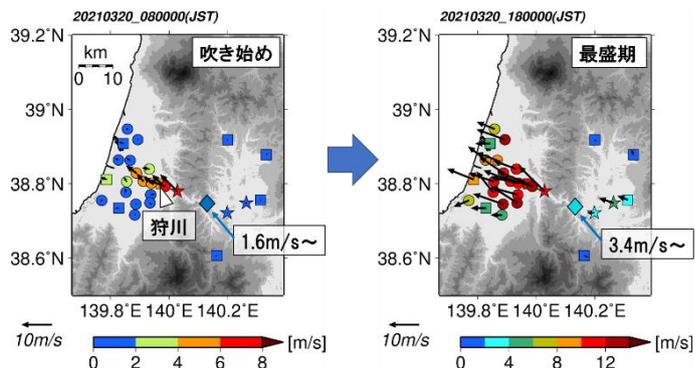


図1: 清川だしの地上風分布。

丸は独自に測器を設置した地点、四角は気象庁観測地点、星は他機関からのデータ提供を受けた地点、菱は清川だし吹走時に風速のインタビュー調査を行った地点。

4. 領域気象モデルWRFを用いた清川だし再現実験

観測された遷移型清川だしを対象に領域気象モデルWRF (Weather Research and Forecasting)を用いて再現実験を行った。このときの気圧配置は、高圧型から日本海低気圧型に遷移した。再現の結果、地上風分布は観測結果とよく一致し、吹走範囲の時間変化が再現された。清川だしの流れのレジームを検討した結果、吹き始めは最上峡谷の風下でのみおろし風が吹走するために清川だしの吹走範囲が限定されること、最盛期はおろし風が庄内平野で吹くために清川だしの吹走範囲が拡大することが明らかとなった。なお、吹走範囲の遷移は出羽山地風上側の風速の増大が主な要因であった。

5. 結論

独自気象観測の結果、吹き始めから最盛期にかけて吹走範囲が遷移する清川だしが存在することが明らかとなった。再現実験の結果、吹き始めはおろし風が最上峡谷風下に限定して吹きやすく、最盛期は出羽山地のおろし風が吹きやすいために吹走範囲が拡大することが明らかとなった。また、出羽山地風上側の風速が増大することで流れのレジームが遷移し、清川だしの吹走範囲が拡大することが判明した。

謝辞

本研究の一部はJSPS科研費JP19H03084の助成により実施されました。

参考文献

- [1] 吉野正敏, 1986: 地人書館, 274 pp.
- [2] 山岸ほか, 1996: 研究時報, 48, 3-14.
- [3] 佐々木ほか, 2004: 天気, 51, 15-28.

宗谷北部での強風特性について

久米田健人, 宮本佳明 (慶應義塾大学)

Kent KUMETA, Yoshiaki MIYAMOTO (Keio University)

1. はじめに

利尻島、礼文島と北海道本土を結ぶフェリー航路は、島民の生活や産業を支える重要な交通手段である。しかし冬の期間の1割で終日全便欠航になってしまい、航路の安定化には至っていない[1]。欠航の事前予測が可能になった場合、予め人・物を輸送するなど対策を施すことが可能となる。

フェリーが欠航となる一因として、冬季に発生する北西の季節風や利尻山による局地風が起因していると考えられているものの、欠航時にどのような風が吹いていたのかは分かっていない。そこで本研究では、フェリー航路の安定化を目指して、宗谷北部の強風特性を明らかにする。

2. 研究手法

本研究では、港が存在する稚内、本泊、杓形、礼文の4地点で、2010-2020年の期間のアメダスで得られた風データの解析を行った。データの時間解像度は1時間である。本稿では、港の欠航判断に用いられる10 m/s[1]を「強風」と呼ぶ。

3. 結果と考察

図1は稚内、本泊、杓形、礼文の4地点で2010-2020年間の強風回数を表す。図2は図1で示した回数を風向別に表したものである。

稚内では北風系と北東風系において強風になることが多いと分かる。北北東の回数が少ないことから、北風系と北東風系だと発生メカニズムが異なることが考えられ、北風系は幌尻岳、北東風系は利尻山のおろし風の影響だと示唆される。

本泊では南西風系において強風になる事が多いと分かる。発生メカニズムは逆転層が存在する時に利尻島が遮蔽物となり、風が迂回流となることで逆転層に急激な沈降が起こるためである[2]。

北西風系の強風発生事例は非常に少ないことが分かる。このことから西高東低の気圧配置は強風に発達する事例は少なく、フェリーの運行に与える影響は少ない事が考えられる。

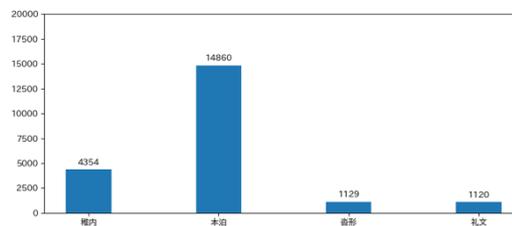


図1: 宗谷地方各地での解析期間における強風回数

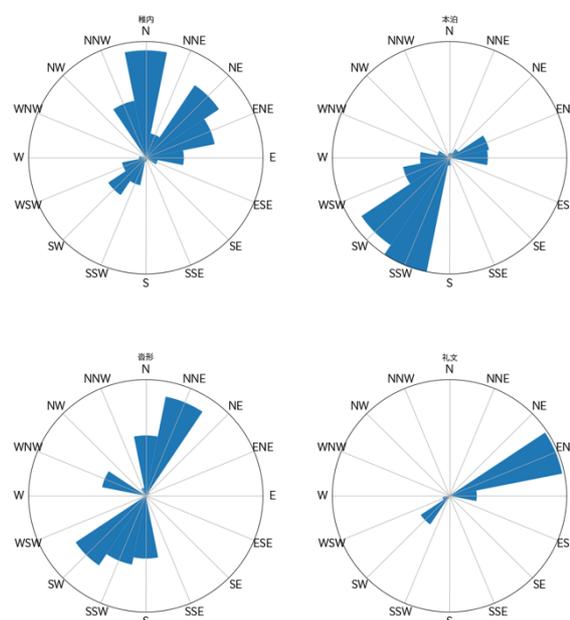


図2: 宗谷地方における強風の風向

4. まとめ

アメダスデータの解析から、宗谷北部での強風は、山岳によって生じるおろし風、迂回流が主要因であることが示唆された。今後は面的なデータを解析し、強風発生のメカニズムを解明する。

5. 参考文献

- [1] 桑名 智幸, 千葉 俊夫, 伊藤 徹也 離島フェリー航路の安定化に向けた実証実験について 港湾空港部港湾計画課, 稚内開発建設部 2010年
- [2] 細野達徳・加藤美和・小野寺悠・佐藤健 春季における南西強風の領域調査 (第2報) 札幌管区気象台研究会 2013年

不連続ガラーキン法を用いた大気ラージエディシミュレーション 数値誤差に関する指標の導出

* 河合 佑太(理研計算科学), 富田 浩文(理研計算科学)

はじめに

将来的な全球大気ラージエディシミュレーション(LES)に向けた課題の一つは、力学過程の離散精度である。Kawai and Tomita (2021, Mon. Weather Rev; 以後 KT2021)では、移流項の離散誤差が乱流モデルに伴う渦粘性項を卓越しないために必要な精度のオーダーを有限差分法の枠組みで議論した。我々が導いた数値指標によれば、7~8 次精度は必要であることが示唆された。しかし、このような高精度化を従来の格子点法で実現しようとすると、離散式の複雑化やステップシムル拡大による計算局所性の悪化が問題となる。そのため、高精度化が単純であり、コンパクト性が高い特徴を持つ不連続ガラーキン法(DGM)に注目している。大気計算における DGM の適用可能性を検討するために、DGM による領域 LES モデルを構築し、大気境界層乱流の数値実験を実施した。境界層の鉛直構造やエネルギースペクトルは、高次移流スキームを用いた保存型有限差分法に基づく SCALE-RM の結果とおおよそ一致することが確認された(2021 年度気象学会春季大会で報告)。しかし、DGM に伴う数値散逸が短波長域のスペクトルに与える影響の数理的解釈は不十分であった。そのため、KT2021 で導いた数値指標を DGM の枠組みに拡張し、DGM の短波長域での数値誤差の影響を調べる。また、KT2021 と同様の基準において、必要とされる展開多項式の次数(p)を明らかにする。本発表ではその初期的結果を示す。

数値的指標の定式化

数値粘性に関する指標は、数値粘性に対する渦粘性項のラプラシアン項の減衰時定数比(R_{diff})として定式化する。一方、数値分散に関する指標は、渦粘性項のクロス項に対する数値分散に伴う位相速度比(R_{disp})で定式化する。数値誤差が渦粘性項を卓越しないためには、これらの指標が 1 より十分小さい必要がある。有限差分法では、修正方程式を容易に導けるため、数値誤差項に伴う減衰係数や位相速度が陽に得られたが、そのような導出は DGM では難しい。そのため、Moura et al. (2015) 等にならってフーリエ固有値解析を用いる。DGM では、一つの有限要素に多数の自由度が存在するため、複数の固有値が得られる。正味の数値解の振る舞いを調べるために結合モードを考える。厳密解と数値解の比較によって、最終的に増幅率や位相

誤差を定量化でき、数値粘性に伴う減衰時定数と数値分散に伴う位相速度を見積もることができる。風上化した数値流束を用いた場合の $p=3$ と $p=7$ の DGM に対する R_{diff} と R_{disp} の格子幅と空間スケール依存性を図 1 に示す。O(10 m) の実効格子幅において、8 格子より長波側で $R_{diff}, R_{disp} < 10^{-1}$ を要請すれば、少なくとも $p=3\sim 5$ 程度は必要であることが示唆される。

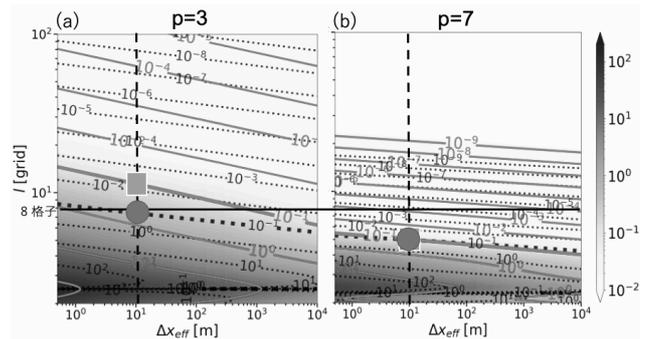


図 1: 数値指標の格子幅と空間スケール依存性。 R_{diff} は実線、 R_{disp} は点線で示している。図中の印は指標が 10^{-1} となる点である。

数値的指標の妥当性の検証

半理論的に導いた数値的指標の妥当性を検証するために、Nishizawa et al. (2015) に基づく惑星境界層乱流実験を、DGM に基づく大気 LES モデルを用いて実施した。実効格子幅を 10 m に固定し、 $p=3, p=7$ の六面体要素を用いる。乱流スキームの空間フィルタ長は実効格子幅の 2 倍に設定する。この場合、8 格子付近ま

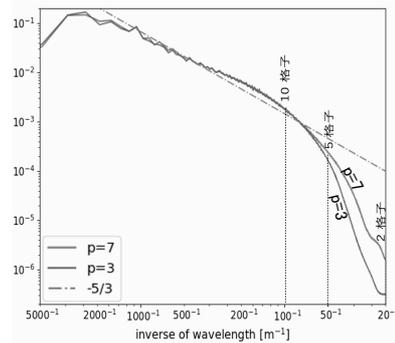


図 2: DGM に基づく大気 LES モデルから得られた三次元速度(高度 500 m)のエネルギースペクトル。

で $-5/3$ 乗則におおよそ従い、それより高波数側では空間フィルタと数値粘性の両方がスペクトルの傾きに寄与する。 $p=3$ で、スペクトルは約 8 格子まで $-5/3$ 乗則に従っており、我々の基準を満たすことが分

かる(図 2)。より短波長では数値粘性の影響が顕著となる。これらの特徴は R_{diff} からの示唆と整合する。本研究で導いた数値的指標は、大気 LES における DGM の展開多項式の必要次数や数値安定化機構の影響を考察する上で有益な指標となると考えられる。

熱画像風速測定法を用いた都市街区内風速分布の観測

*稲垣厚至, 桐谷蒼介, 神田学 (東京工業大学)

伊藤雄基, 小田僚子 (千葉工業大学)

1. はじめに

都市街区の風は、街区内に発せられた熱や物質動態をコントロールするほか、強風による構造物への影響や飛散物の発生など、都市での生活環境に密接に関わっている。街区内の風を計測する方法としてはこれまで、点計測に代わる測定方法がなく、街区内の複雑な風の空間分布を把握するには限界があった。そこで熱画像風速測定法^{[1][2]}を用いて、都市街区内の風の空間分布計測を試みた。

2. 熱画像風速測定法

熱画像風速測定法 (Thermal Image Velocimetry, TIV) は、地表面温度の揺らぎの空間分布模様を時空間的に追跡することで、地表面近傍風速分布を測定する手法である。地表面温度の揺らぎは主にコヒーレントな渦構造の通過に伴う地表面と大気の熱交換によりもたらされる。渦構造が風速に依存して移動しているとすると、熱画像に残された渦構造の「足跡」を定量的に追跡することで、風速測定が可能となる。

3. 観測概要

2021年8月から9月にかけて、東京工業大学大岡山キャンパス内にて観測を実施した。サーモカメラ (SC5200) を4階建ての建物屋上に設置し、アスファルト舗装されたT字路を中心に熱画像を撮影した。これと同期して、地上の撮影範囲内に風速計及び熱電対 (6高度) を2地点に設置して地表面近傍の気象場の観測を実施した。建物屋上にはドップラーライダー及び超音波風速計を設置して領域気象場の観測を実施した。観測は合計25日間、概ね12時から1時の間に行った。

4. 結果

TIVで計測された地上近傍風速と、超音波風速計の実測値と比較し、両者の相関が高かったデータを用いて、風向別の条件付きアンサンブル平均を実施した。風向はドップラーライダーで観測された高度200m付近の平均値を参照した。図1は北風のケースと南風のケースでそれぞれ平均した、地上近傍風速の水平空間分布である。図の北側では、上空の風向に依らず地上

近傍では北風が卓越することが分かった。上空で南風が卓越する際は、観測領域の南側で南風が卓越し、交差点付近で北風とぶつかり収束していることが確認できた。このような単純なT字路においても街区内平均風速が複雑な分布を形成することがTIVによる実測により示された。

謝辞

本研究はJSPS科研費20H02253, 21H04573の助成を受けました。

参考文献

- [1] Inagaki et al., 2013, *Boundary-Layer Meteorol*, **149**, 1-18.
 [2] Inagaki et al., 2021, *Boundary-Layer Meteorol*, <https://doi.org/10.1007/s10546-021-00674-6>.

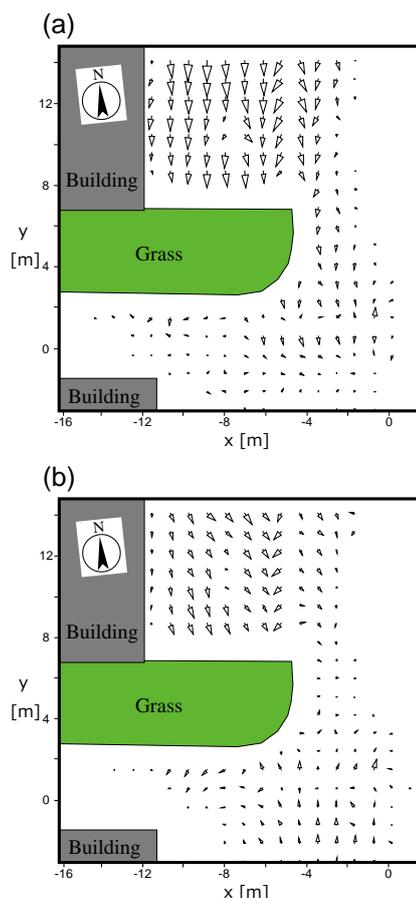


図1 地表面近傍平均風速分布 (a) 北風時, (b) 南風時

北陸フェーンに対する海風と風上の大気安定度の影響

*西場慧（筑波大学・院），日下博幸（筑波大学計算科学研究センター）

1. はじめに

北陸地方は、フェーンが頻繁に発生することで有名である。富山平野で発生する南風フェーン(以下、富山フェーン) は夜間に吹き始める傾向があり、これは夜間に海風が止むからだと推察されている[1].

海外では、フェーンが夜間に吹き始める要因として風上の大気安定度の影響が提唱されている[2].

本研究の目的は、典型事例を解析することで、富山フェーンの吹き始めに対する(1)海風の影響を明らかにすること(2)風上の大気安定度の影響を調査することである。

2. 典型事例の選定方法

富山フェーンは一般的に、(1)春に発生する、(2)日本海低気圧によって引き起こされる、(3)夜間に吹き始める、という特徴を持つことが知られている[1]. この3つの条件を満たす事例を、本研究の典型事例とした。典型事例について領域気象モデル WRF を用いて数値シミュレーションを行った。

3. 富山フェーンが夜間に吹き始めるメカニズム

日中は、飛騨山地の風上で混合層が発達するため、大気が中立に近くなる。したがって、山岳波が発生せず、おろし風が吹かない。また風下の富山では北寄りの海風が吹く。夕方になると、風上の混合層が衰退し、山岳波が増幅する。山岳波の増幅によって碎波が発生し、おろし風が吹き始める。しかし、このおろし風は海風によってブロックされ、富山までは到達しない。夜間になると、海風が止み、おろし風が富山まで到達する。このとき富山では、地上気温が急上昇し、地上風が増大する。富山フェーンの吹き始めには、飛騨山地の風上の混合層の衰退、さらに風下の海風が止むことが重要である。

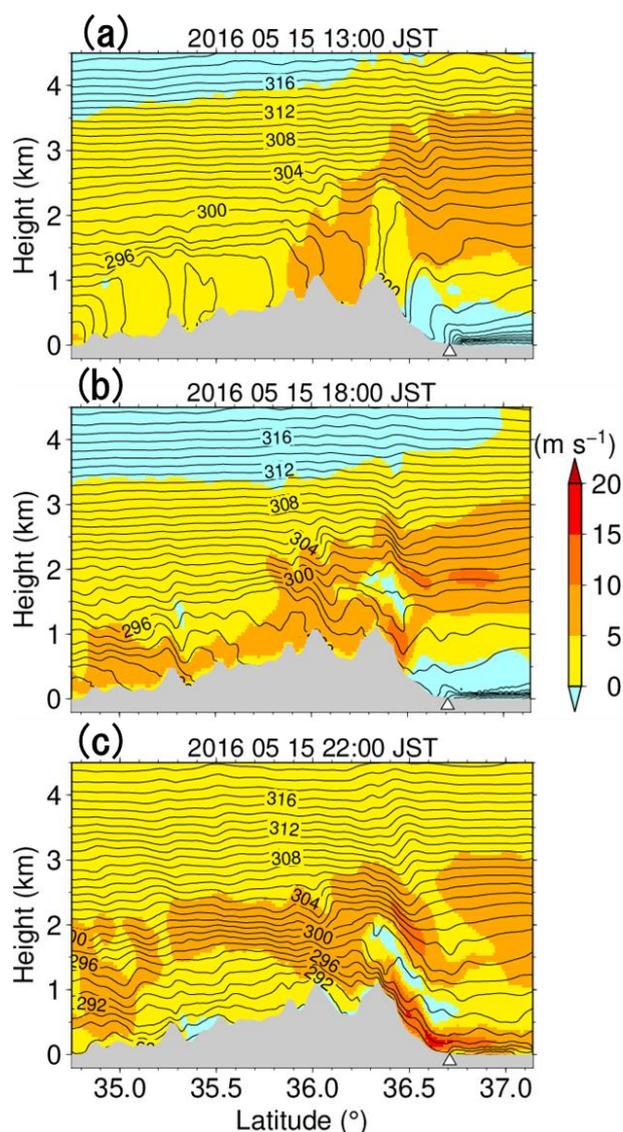


図 1: WRF による鉛直断面図。2016 年 5 月 15 日(a)13:00 JST, (b)18:00 JST, (c) 21:00 JST. シェイドは南北風を表し、コンターは等温位線である。△は富山の位置を表す。

参考文献

- [1] Kusaka, H., et al., 2021, *Int. J. Climatol.*, **41**, 5350-5367.
 [2] Duine, G. J., et al., 2021, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **126**, e2020JD033791.

謝辞

本研究の一部は、(独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (JPMEERF20192005) により実施された。

2018年4月グリーンランド北西部シオラパルクで観測された強風に関する数値実験

*橋本明弘¹, 庭野匡思¹, 山口悟², 山崎哲秀³, 青木輝夫^{4,1}

¹ 気象研究所, ² 防災科学技術研究所, ³ アバンナット北極プロジェクト,

⁴ 国立極地研究所

1. はじめに

2018年4月, 庭野ほか (2018) [1] によってグリーンランド北西部シオラパルクから氷床上の SIGMA-A 地点までを往復する犬橈観測が行われた。この時シオラパルクで観測された強風の発生メカニズムを, 数値実験をもとに検討した結果を報告する。

2. 数値実験と解析

Hashimoto et al. (2018) [2] と同様に, 気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) を用いて, 水平解像度 1km でグリーンランド北西部を覆う計算領域を設け, 2018年4月2日から30日までの各日午前3時 (UTC) を初期時刻として, それぞれ, 30時間の時間積分を行った。さらに, シオラパルクを含め, 海岸線上と海上に位置する複数の地点を起点として, 4月4,5,6日の午前9時 (UTC) から6時間遡る後方流跡線解析を行った。

3. 結果

シオラパルク (図1のS) では4月3日から5日にかけて風速 10 m s^{-1} に達する強風が観測された。数値モデルはこれをよく再現できていた。その他の観測点について, 数値モデルは, SIGMA-A (図1のA) では過小評価, カナック (図1のQ) では過大評価していた (図略)。後方流跡線 (図1) を見ると, 北東から南西へ向けた気流がシオラパルク背後の稜線を乗り越えてシオラパルクに流下したことを表していた。シオラパルクに達する空気塊は 255 K 前後の温位を保ちつつ, 稜線を乗り越えながら速度を増し, 風下斜面上で最大速度を示した (図2)。風下斜面上空では, 等温位面が風下に向けて低まった後, 上昇しており (図略), ハイドロリックジャンプを伴うおろし風の特徴を示していた。上流域では, 3日から5日にかけて, 大気下層が強い安定成層をなすとともに, 気圧勾配が大きくなり, 北東の地衡風が強まる環境であった (図略)。今後, 当地の強風と環境場との関係についても調べる予定である。

謝辞

本研究の一部はJSPS 科研費 JP17K12817, JP15H01733, JP16H01772, 21H03582, および, 北極域研究加速プロジ

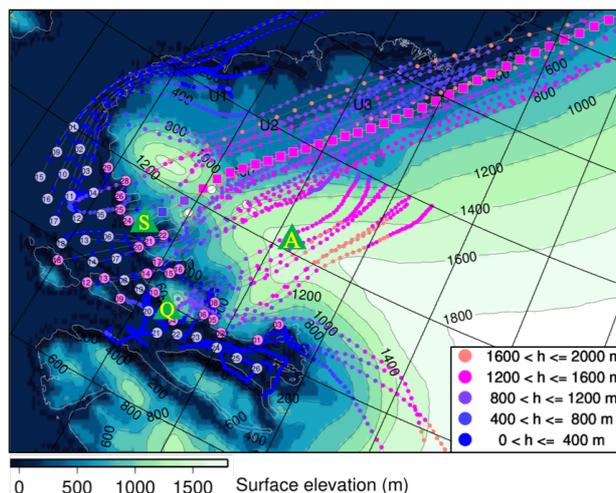


図1. 2018年4月5日9時 (UTC) から遡った後方流跡線。□はシオラパルク上空, ○は海岸線または海面上空を起点とするトレーサの8分間毎の位置を表す。S, Q, Aは, それぞれ, シオラパルク, カナック, SIGMA-Aを表す。

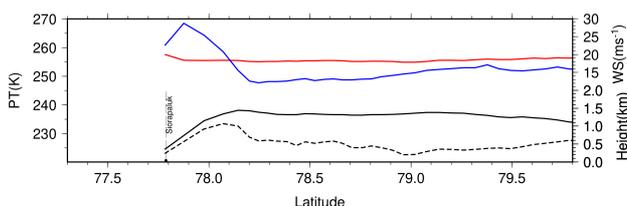


図2. シオラパルク上空を起点とする後方流跡線上の温位 (赤, PT), 水平風速 (青, WS), 高度 (黒実線), 直下の地形高度 (黒点線)。

ェクト (ArCS II) の助成を受けたものです。

参考文献

- [1] 庭野匡思, 山崎哲秀, 山口 悟. 北極犬橈観測行 2018. 雪氷. 2018. 80. 6. 588-592.
- [2] Hashimoto, A., M. Niwano, S. Yamaguchi, T. Yamasaki and T. Aoki, 2018: Numerical simulation of lee-side downslope winds near Siorapaluk in northwest Greenland. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **48**, 5.05-5.06.

日本の主要空港における視程の変化

*川端康弘 (気象研究所)

1. はじめに

視程は観測場所から見ることのできる距離の程度を表し、どの程度見通しがきくかという情報である。視程は気象状況の把握のほか、大気汚染の監視等に利用されており、特に、航空機の離着陸には欠かせない情報である[1]。雨や雪などの降水現象のほか、霧や風じん・煙霧などによる視程の低下は航空機の運航に影響を与える。本研究では日本国内の主要空港における視程について、気候学的特徴を調査したのでその結果について報告する。

2. 解析データ

視程は目視観測によって行われた卓越視程である。卓越視程は、最も見通しの悪い方向における見通しの最大距離で定義される。気象観測データは航空気候情報から取得した。このデータは5年間を統計期間としており、本研究で示す各プロットの値は5年平均値である。解析対象とする空港は、新千歳空港、東京国際空港、成田国際空港、大阪国際空港、福岡空港、那覇空港である。

大気環境の把握には、エアロゾル粒子として浮遊粒子状物質 (SPM) のデータを用いた[2][3]。観測点は空港近傍の一般大気監視測定局である。

3. 結果と考察

図1は各空港における低視程 (5km未満) の発現頻度の経年変化である。近年では新千歳空港が最も低視程の発現頻度が多いが、年変化傾向は小さい。しかし、東京国際空港および成田国際空港の低視程発現頻度は年々減少しており、東京国際空港では減少傾向が最も大きい。これは東京で観測された低視程日数が年々減少していることと整合的である[4]。日降水量 0.0 mm 以上の日数には各解析年で大きな変化がないため、降水現象以外にも要因があると考えられる。視程の低下には人為起源・自然起源のエアロゾル粒子も関係しているため、SPM濃度の経年変化を調査した。その結果、濃度は年々減少しており、両空港において大気環境の改善が低視程発現頻度減少の一つの要因であると考えられる。

次に、図1において近年の低視程発現頻度が多い

上位3空港について調べる。図2は各時刻における発現頻度の平均値を示す。新千歳空港では解析年の前半と後半で大きな違いは見られない。東京国際空港および成田国際空港ではどの時刻も視程の改善が見られる。成田国際空港では明け方に霧が発現することがあるが[5]、霧も近年減少していると考えられる。東京国際空港では解析年の前半において、ピークとなる時刻がその他の空港より遅れ、朝にピークを持つ。大気汚染物質は人間活動が活発になる日中にかけて増加することから、低視程発現時刻のピークはこの状況を反映していると考えられる。

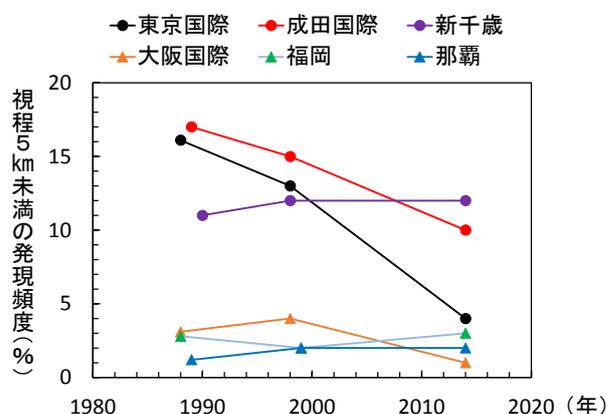


図1: 各空港における低視程 (視程 5 km 未満) の発現頻度の経年変化。

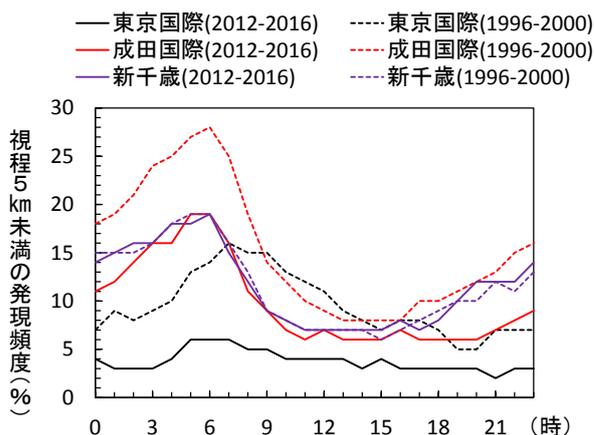


図2: 各空港における低視程 (視程 5 km 未満) の発現頻度の時間変化。

参考文献・データ

- [1] 気象庁, 1998, 81pp.
- [2] 国立環境研究所「環境数値データベース」大気環境データ。
- [3] 東京都環境局 大気汚染測定データ。
- [4] 川端康弘ほか, 2021, 天気, **68**, 5-12.
- [5] 藤部文昭, 1985, 天気, **32**, 419-424.

Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino モデルを利用した 地表面フラックス計算の asuca での利用と検証

*安齋太朗 (気象研究所)、中西幹郎 (日本気象協会)、
新野宏 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

多くの気象モデルにおいて、地表面フラックスは、地面付近の接地境界層で乱流フラックスが高さ方向に一樣であると仮定し、モニン・オブコフの相似則を用いて推定している。成層が中立な場合、接地境界層では対数則と呼ばれる関係が成り立ち、非中立時は対数則からのずれを安定度関数と呼ばれる関数で表現する。安定度関数には様々な形が提案されており、地表面フラックスには大きな差異が生ずる。特に地表面付近の安定度が高い場合、これらの安定度関数間の相対的な差異は大きく、フラックスの絶対値は小さいものの、長時間のうちには地上気温や風速に顕著な差が現れる。

気象庁現業メソモデル (MSM) の asuca で境界層の乱流計算に用いられている Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino スキーム [1]は、乱流の非等方性に応じて複数のレベルがあり、asuca ではレベル3のスキームが使われている。一方、定常状態を仮定できる接地境界層ではレベル2のスキームから安定度関数を導出でき、地表面フラックスを推定することができる (N22, [2])。地表面乱流フラックスを境界層乱流スキームと同じ方程式に基づいて推定することにより、フラックスや乱流統計量の不自然な鉛直プロファイルの解消が期待できるが、現在のところ (2022年5月時点) asuca では、成層が中立と安定な時の漸近挙動から定式化し、観測にフィッティングすることで導出された地表面フラックス計算スキーム (G20, [3]) が使われている。

本研究では asuca の地表面フラックス計算について、安定時の計算方法を G20 から N22 に変更した場合の地上の気象要素への影響を検証し議論する。

2. 計算手法

実験は、地表面のフラックスの計算を、安定時は N22 の定式化に従い、不安定時は既存の計算方法と同じ定式化に従って行う。

N22 は、慣性小領域が存在する乱流によるフラックスを対象としているため、慣性小領域が存在せず、間欠性を持つ乱流で構成される強安定成層時の乱流は考慮できず、バルクリチャードソン数(Rb)には原理上上限

が存在する。この上限を超える強い安定度の場合、乱流は存在しないことになるが、フラックスを完全に 0 にして大気へのエネルギー供給が無くなるのは非現実的なため、Rb の上限を 0.26 とした。一方 G20 には Rb の上限は存在しないが、計算安定性のため MSM と同じ 5.0 を上限とした。

実験は MSM に準じた設定で 2019 年 12 月 22 日から 2020 年 1 月 11 日までの 3 時間ごとの初期値 (168 初期値) を用い、予報時間 39 時間分 (00,12UTC 初期値は 78 時間) の予報を行った。

3. 検証と議論

図 1 は全国のアメダスの地上風速・気温の観測と、1 時間ごとのモデル予想値を、予測対象時刻別に 2 つのスキームで比較検証したものである。N22 では、フラックスが増加し夜間の高温、強風バイアスが減少した。

Rb が 0.26 を超えた場合の扱いが異なるため、Rb>0.26 でフラックスを 0 として同様の実験を行っても N22 の方が高温バイアスがより小さく、Rb<0.26 でも N22 のフラックスは G20 より大きい。一方、Rb が 0.26 を超えるような強安定な場合でも乱流が存在することが複数の観測から知られており、強安定な場合での乱流フラックスの取り扱いが N22 の今後の課題である。

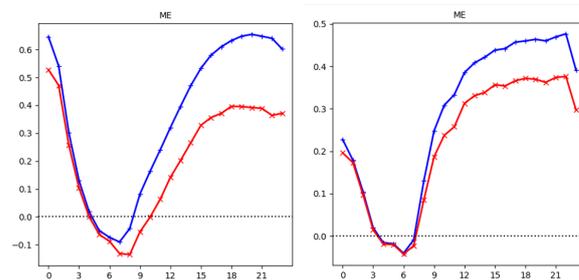


図 1 予報対象時刻[JST]ごとの気温(左)、風速(右)の平均誤差(予測値-観測値)。青: G20、赤: N22

参考文献

- [1] 西本秀介, 2020, 数値予報課報告・別冊第 66 号,69-78
- [2] Nakanishi et al, 2022, doi:10.2151/jmsj.2022-013
- [3] Gryanik et al, 2020, doi:10.1175/JAS-D-19-0255.1

気候シミュレーションデータセットからの 局地風検出手法の検討

*野坂真也, 村田昭彦, 川瀬宏明, 佐々木秀孝(気象研究所), 福井真(東北大学)

1. はじめに

局地風は様々な地域で、局所的に強く吹く地域特有の強風現象である。時には住宅被害や農業への被害をもたらすこともあり、局地風の将来予測を行うことは重要である。一方で、地域特有の現象であり、発生要因に地形が絡み、現象の発生頻度が高くなく空間スケールが小さいため、高解像度のモデルでのシミュレーションが必要であり、全国を対象に画一的な手法を用いての検出や解析は行われていなかった。

気象研究所では地域気候モデル NHRCM を用いた解像度 5km のダウンスケーリング計算を利用し、局地風の検出手法の検討を行った。

2. 使用データ

解像度 5km の地域気候モデル NHRCM を用いて、再解析データ JRA-55 からダウンスケーリングを行い、1958 年から 2017 年まで再現計算を行った[1]。

3. 検出手法

局地風は局地的に風が急に強くなり、気温変動を伴うという特徴があると考えられる。これをとらえるため、6 時間前からの風速変化量が 3m/s 以上ある地点を求め、周囲 200km 以内の格子の平均風速から 1 標準偏差以上速く、平均変化量から 1 標準偏差以上大きく変化している地点に絞る。それらの地点について、6 時間前からの気温変化量が周囲 200km 以内の格子平均から 1 標準偏差以上高くなるまたは低くなっている場合に、局地風が発生しているとした。

4. 検出結果

60 年分のデータから検出した局地風の 1 年当たりの発生回数を図 1 に示す。局地風では、山形県の清川だし、北海道の十勝風、群馬県のからっ風等が検出され、富山県や新潟県ではフェーン現象をとらえている。また、東京湾や大阪湾、有明海などの内海で検出数が多くなっている。周囲の陸地と比べて粗度が小さく風が強まりやすいため検出数が増えていることが考えられる。これは平野と山岳でもあり得ることであり、検証が必要である。

5. 風向別の検出

やまじ風は愛媛県東部で南風時に吹く局地風であるが、瀬戸内海で全体的に検出数が多く、埋もれて判別

がつかなくなっている。そこで、風向別に検出し、南風が吹いている時の検出された事例を図 2 に示す。愛媛県東部で検出数が多くなっており、やまじ風が適切に検出された。

6. まとめ

気候シミュレーションデータを利用して局地風の検出手法を検討し、課題はあるものの、検出できた。今後は将来気候予測データを利用した局地風の将来変化について解析を行う。

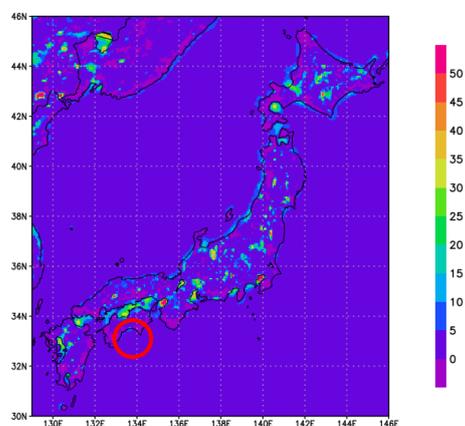


図 1 局地風年間検出回数(回/年)

赤丸はやまじ風の吹く領域を示している。

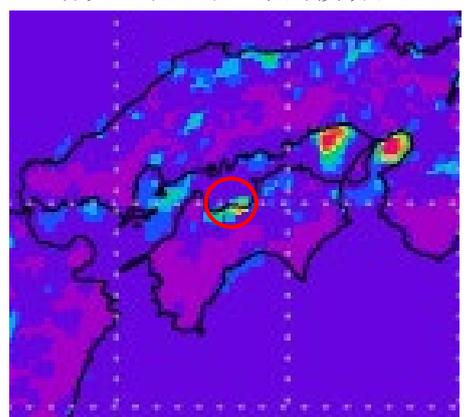


図 2 南風の局地風年間検出回数(回/年)

赤丸はやまじ風の吹く領域を示している。

謝辞

本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム (JPMXD0717935561) 及び科学研究費助成事業 (19H01377) の支援を受けた。

[1] 川瀬ほか, 2022, 気象学会 2022 年春季大会

ドップラーライダー観測に基づく 非定常な無次元風速の鉛直分布特性

*伊藤雄基, 小田僚子 (千葉工業大学), 桐谷蒼介, 稲垣厚至 (東京工業大学)

1. はじめに

30分程度の時間平均風速の鉛直分布について, 非定常な大気境界層下では対数則とかけ離れた鉛直分布を取ることがある[1]. そこで本研究では, 対数則の成立条件などを検討するために, ドップラーライダーによる風速の鉛直分布計測を実施した. ここでは, アンサンブル平均的な風速鉛直分布 U が対数則に従うのかという点に着目し, U と摩擦速度 u_* の関係を確認した.

2. 観測概要・解析概要

東京工業大学大岡山キャンパスの建物屋上に設置した可搬型ドップラーライダー (WLS-8) 及び超音波風向風速計 (CYG-81000) を用いて都市大気境界層内の風観測を実施した. ドップラーライダーの観測高度は地上58~518m (高度分解能20m), 時間分解能は約7秒であり, 超音波風速計の観測高度は約20mで時間分解能は0.1秒である. 解析対象期間は2021年7月1日15:30~8月11日9:00までであり, 30分平均統計量を用いた. なお, 超音波風速計の南西側に倉庫があり風が乱されるため, 風向が南西時のデータを除外した. 本研究では大気安定度が不安定 (データ数1254) と中立 (同83) 条件下の解析結果を示す.

3. 観測高度ごとの水平風速と摩擦速度の関係

高度58mにおける水平風速 U_{58m} と, 超音波風速計で計測した摩擦速度 u_* の関係を図1に示す. 不安定時・中立時ともに概ね線形関係にあることが分かる. この回帰直線の傾き a がアンサンブル平均した U/u_* に相当し, 中立時の方が a の値が大きいことが分かる. 各高度の U と u_* の関係から得られた回帰係数 a を描画したものが図2(a)である. 不安定時の a の鉛直分布は中立時よりも直立しており, 鉛直混合が盛んな大気境界層内の風速プロファイルの特徴が表れている.

中立時の高度58mの $a(=U/u_*)$ を対数則の式(1)に適用し, 収束計算によりゼロ面変位 $d = 9.49m$ と粗度長 $z_0 = 0.11m$ を得た. κ はカルマン定数 ($=0.4$) である.

$$\frac{U}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (1)$$

この d と z_0 を用いて対数則分布を描いたものが図2(b)

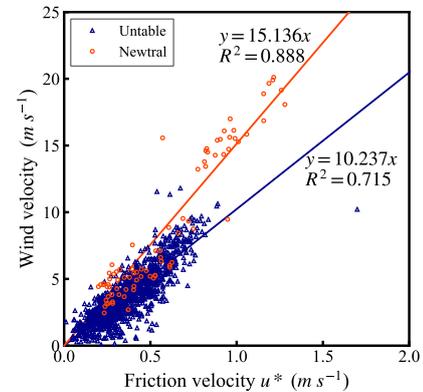


図1 摩擦速度 u_* と水平風速 U_{58m} の関係

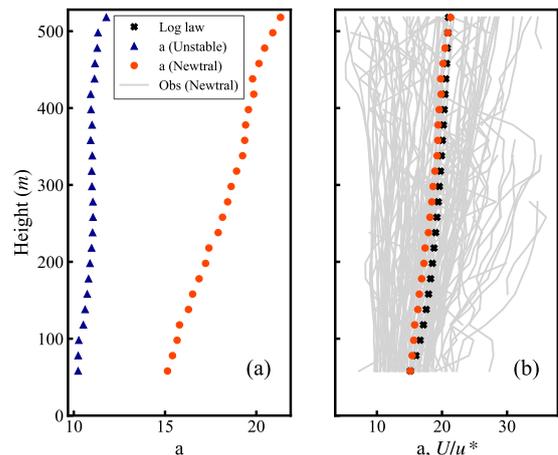


図2 回帰係数 $a(≈U/u_*)$ の鉛直分布 (a)中立時と不安定時の比較, (b)対数則分布との比較と全観測事例 (中立時) の U/u_* プロファイル

中の黒×であり, 中立時の回帰係数 a は対数則に概ね従うことが確認できた. 中立時の全事例の無次元風速プロファイルは約10~30の幅を持って分布しており, 非定常性の強い実在大気中では, 対数則周りにデータが大きくばらつくことが示された. 今後は風向別に対数則の成立割合や成立高度の評価を行う予定である.

謝辞: 本研究は科学研究費補助金基盤研究B (課題番号: 20H02253, 代表: 稲垣厚至) の支援を受けた.

参考文献

[1] 白井健 (2018): 都市大気境界層における非定常な無次元風速の鉛直分布特性, 平成29年度千葉工業大学修士学位論文.

2022年1月トンガ火山噴火に伴う気候変動のシミュレーション

*竹村 俊彦, 安井 良輔 (九州大学 応用力学研究所)

1. 背景

トンガにある海底火山（フンガ・トンガ＝フンガ・ハアパイ火山）が、2022年1月15日に大規模噴火した。噴火の衝撃に伴う空振を原因とする潮位変化が日本でも観測されたことから、関心を集めた現象であった。人工衛星搭載センサSentinel-5/TROPOMIおよびSuomi NPP/OMPSのデータ解析により、噴火後の大気中のSO₂カラム量の水平分布が捉えられており（図）、放出されたSO₂はおよそ0.4Tgという速報的な解析が研究者によりなされている。また、OMPSによるLimb観測によると、エアロゾルが高度約30kmまで到達していることが確認されている。

ピナツボ火山およびエルチチョン火山の大噴火の際のSO₂排出量が、それぞれ約20Tg, 7Tgと推定されていることから、今回のトンガ火山による気温低下等の気候影響は限定的であると予想される。しかし、科学的・定量的に推定しておくことは必要であろう。そこで、本研究では、エアロゾルの輸送過程および気候影響を計算する全球モデルを用いて、SO₂およびエアロゾルの量を観測データと整合的になるように設定した上で、トンガ火山噴火に伴う気候影響をシミュレートする。

2. 実験概要

エアロゾル気候モデルSPRINTARS[1]が結合した大気海洋結合モデルMIROC[2]を用いる。まず、SO₂やエアロゾルの分布の再現性を検証するために、2022年1月のシミュレーションを大気モデルにより行った。ERA5の水平風速・気温・地表気圧でナッジングをかけて実施し、解像度は水平方向T213・鉛

直40層とした。OMPSによるSO₂水平分布の時間変化の観測データに近くなるSO₂排出パターンを、シミュレーション結果を解析して探索した（図）。その結果、SO₂は、前噴火の13日15:20UTCから2時間で0.075Tg、本噴火の15日04:10UTCから2時間で0.6Tgを、高度16~30kmの間で等濃度で与えることとした。SO₂は、排出後に酸化して、硫酸塩エアロゾルとなる。また、OMPSによるエアロゾル消散係数の観測データを参照して、微小火山灰をSO₂と同じタイミングで0.0375Tg, 0.3Tgを地上から高度30kmの間で等濃度で与えることとした。火山灰の複素屈折率および対数正規分布のモード半径と標準偏差は、WCP-55 (1983)のVolcanic ashを適用した。微小火山灰の凝結核・氷晶核特性は、鉍物粒子として扱った。トンガ火山噴火からの排出量なしの場合の実験も実施し、エアロゾル瞬時放射強制力および気象場の速い応答の解析に利用する。以上の設定を大気海洋結合モデルにも適用して、2022年末までの気候変動予測実験を実施した。講演では、これらの結果を紹介する。

謝辞

国立環境研究所スーパーコンピュータシステムを利用して計算を行っています。本研究はJSPS科研費19H05669および環境研究総合推進費S-20の支援を受けています。

参考文献

- [1] Takemura, 2018, <https://www.cgcr.nies.go.jp/publications/report/i138/ja/>.
 [2] Tatebe et al., doi:10.5194/gmd-12-2727-2019.

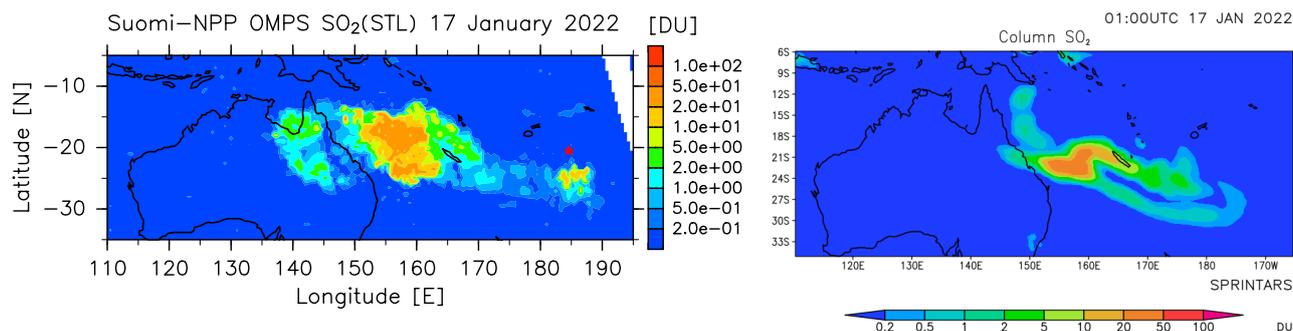


図 (左) Suomi NPP/OMPS (右) MIROC-SPRINTARSによる2022年1月17日のSO₂カラム濃度。

温暖化時の海陸昇温コントラストメカニズム~準平衡状態~

戸田賢希

1.はじめに

全球気候モデル(GCMs)による将来気候シミュレーションは、二酸化炭素濃度の上昇に伴う温暖化の特徴として、陸の地表面温度(SAT)の上昇が海洋よりも大きくなることを示唆している。これは、温暖化時の海陸昇温コントラストとして広く知られた現象である。海陸昇温コントラストは、GCMsだけでなく、近年の観測データからも確認されている。人類が生活する陸上で温暖化応答が大きいという事実は、社会的にも大きなインパクトを持つ。しかし、海陸昇温コントラストという現象の明確さや重要性にも関わらず、その性質や物理的メカニズムについての理解は十分とはいえない。

直感的には、熱容量の海陸差が海陸昇温コントラストを説明するように思える。しかし、熱容量の海陸差の寄与がないはずの平衡状態でも海陸昇温コントラストが見られることから、熱容量のみが海陸昇温コントラストの要因ではないということが既に知られている。先行研究では海陸昇温コントラストをもたらすいくつかのメカニズムが提唱されているが、いまだに体系的な海陸昇温コントラストの理解には至っていない。

2.手法

海陸昇温コントラストは、陸のSAT昇温量を海洋の昇温量で割った ϕ という値で評価され、 ϕ が1よりも大きい時、海陸昇温コントラストがあるとみなされる。海陸昇温コントラストのメカニズムを体系的に理解するには、 ϕ に対する様々な気候要素の寄与を定量的に評価することができ、かつ多様な温暖化シナリオに適用できる診断フレームワークが必要である。そこで、本研究では大気上端と大気エネルギー収支に基づいて、 ϕ を診断する方程式を導出し、有効放射強制(ERF)、気候フィー

ドバック、熱容量それぞれの海陸間の違いおよび、海陸のエネルギー輸送の ϕ に対する寄与を評価する診断手法を開発した。今回はこのフレームワークを第6期結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP6)の15モデルで行ったCO₂瞬時4倍増実験(初期に二酸化炭素濃度を産業革命前の4倍にし、その後一定に保つ実験; abrupt4×CO₂)に適用し、121-150年目の平均で定義される準平衡状態(near-equilibrium state, NEQ と略)での海陸昇温コントラストのメカニズムを調べた結果を発表する。

3.結果

NEQの ϕ に対する各気候要素の寄与を図1に示す。その結果、NEQでは海陸の熱容量の差に加えて、ERFの海陸差が重要であることが新たに示唆された。発表ではより詳細な結果の考察を紹介する。

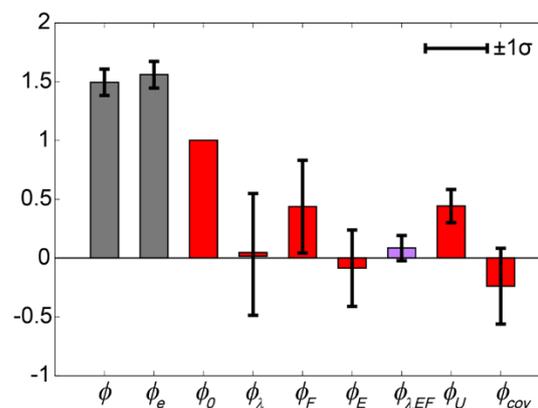


図1: CMIP6のNEQにおける海陸昇温コントラストの大きさ ϕ と各要素の寄与のマルチモデル平均。 ϕ_e はフレームワークによる ϕ の推定値。 ϕ_0 はベースとなる値(=1)。 ϕ_λ , ϕ_F , ϕ_E , ϕ_U , ϕ_{cov} はそれぞれフィードバック、ERF、海陸間エネルギー輸送、熱容量の海陸差の寄与と、残差。 $\phi_{\lambda EF}$ はフィードバック、ERF、エネルギー輸送の寄与を合わせたもの。エラーバーは15モデルの1標準偏差。

水惑星実験及び AMIP 実験による ITCZ と長波雲放射効果の関係について 新藤 永樹 (気象研究所)

1. はじめに

雲放射効果は、大気大循環や地球温暖化応答に重要な役割を果たし、ITCZ (Intertropical Convergence Zone; 熱帯収束帯) の構造、位置、移動を変調することが知られている (Slingo and Slingo 1988; Sherwood et al. 1994; Hwang and Frierson 2013; Fermepin and Bony 2014; Voigt et al. 2014; Loeb et al. 2015)。この役割を適切に評価できれば、気候モデルの ITCZ バイアスの特定や気候変動予測におけるモデル間の差異の解釈に大きく貢献することになると考えられている。第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) では、AMIP 実験 (歴史海面水温で駆動する大気モデル実験) 及び水惑星実験 (赤道極大、東西一様海面水温 (SST)、陸、季節変化なしで駆動する大気モデル) で、長波雲放射効果を晴天放射の値に置き換える実験プロトコルを提案している (Webb et al. 2017)。本講演では、長波雲放射効果 ON-OFF の比較、及び水惑星実験と AMIP 実験の比較を紹介する。

2. 実験データ

気象研究所地球システムモデル (MRI-ESM2.0; yukimoto et al. 2019) の大気部分を使用し、CMIP6 の実験仕様に従って行われた水惑星実験、AMIP 実験の長波雲放射効果 ON-OFF 実験 (aqua-control; aqua-lwoff; amip; amip-lwoff) の結果を解析する。

3. 水惑星実験の結果

図 1 左) は、水惑星実験による 10 年東西平均降水量である。aqua-control では、赤道でシングル ITCZ となり、aqua-lwoff 実験では、赤道を挟んでダブル ITCZ となっている。つまり、水惑星実験における長波雲放射効果は、ITCZ を赤道方向へ集中させ、ダブル ITCZ を低減している。これは、熱帯上部対流圏で長波雲放射加熱により気温が上昇し、大気がより安定になり、SST が高い赤道領域に近づくまで対流の発生が抑制されるためである。また、長波雲放射効果は、降水バンドを狭くしているように見えるが、これは、対流抑制により赤道での水蒸気収束が強められた結果である。そして、平均子午面循環が強化され、さらに水蒸気収束が

強まるという正フィードバックが働いている。この循環強化の駆動源は、晴天放射冷却ではなく、対流による非断熱加熱そのものである。これらの結果は、短波雲放射効果も同時に OFF にした先行研究 (Harrop et al. 2016) と整合的であり、本調査から水惑星実験では、ITCZ の変調は、短波よりも長波雲放射効果が支配的であることがわかる。短波雲放射効果は、aqua-control の構造を強める方向に働き、両者を OFF にすると長波雲放射効果の特徴が勝ることは確認済である。

4. AMIP 実験の結果

水惑星実験は、非常に理想化しているため、現実の季節変化や海陸分布、非一様な海面水温を与えた AMIP 実験でどの程度の効果が見えるのかは興味深い。図 1 右) は、36 年 (1979-2014) 東西平均降水量である。amip では、南半球で降水過多な double ITCZ バイアスが見られ、長波雲放射効果は ITCZ の降水を若干強化している。また、水惑星実験と異なり、南半球側の降水ピークのシフト及びバンドの広がりは見られるが、北半球側では見られない。この結果は年平均であり、季節変化を詳しく調べると、長波雲放射効果は、冬半球側で顕著になり (GPCP に対してバイアス)、夏半球の amip の降水ピーク過多バイアスを低減している。これは、海面水温の高い領域に対応しており、長波雲放射効果による大気安定度変化に関連しているように見えるが、不明瞭なのは、モデルの熱帯降水は、強制した海面水温分布でほぼ決まっているからである。

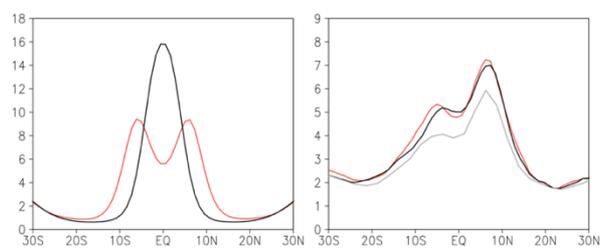


図 1 左) 水惑星実験 10 年東西平均降水量(mm/day)

黒 : aqua-control 赤 : aqua-lwoff

図 1 右) AMIP 実験 36 年東西平均降水量(mm/day)

黒 : amip 赤 : amip-lwoff 灰 : GPCP (1979-2013)

太陽活動の北大西洋振動への影響：海洋の役割

黒田友二^{1,2}、小寺邦彦²、吉田康平²、行本誠史²、Lesley Gray³

1: 気象大学校、2: 気象研究所、3: オックスフォード大

1、はじめに

北大西洋域では、太陽活動の11年周期変動に同期して北大西洋振動(NAO)とよばれる南北双極子的な気圧偏差が変動する。今回は特に海洋がこの変動に関わって重要な役割を果たしていることを見出したのでこのことに重点を置いて発表したい。

2、データと解析方法

近年の解析においては、太陽活動指数として、カナダ天然資源省作成のF10.7指数を、大気場データとしてヨーロッパ中期予報センター作成の再解析データERA-Interimを使用した。近年の解析期間は1979年～2017年である。より長期間の歴史的データ解析には、太陽活動指数としてはベルギー王立天文台の太陽黒点数を、NAOデータにはイーストアングリア大学作成のデータを使った。海面水温データとして米国大気海洋局作成のERSSTv5は近年も歴史的データ解析にも使用した。

3、結果

これまでの解析(Kodera and Kuroda, 2002)によると、太陽活動が高い年の冬季11月には赤道域上部成層圏が紫外線増大により平年より温度が高まり、それに伴って北半球上部成層圏の低緯度域では温度風の関係により西風風速偏差が生じる。この西風偏差は惑星波との相互作用により成層圏極夜ジェット域で極夜ジェット振動(PJ0)とよばれる極向き下向きの西風偏差の下降伝搬を引き起こして対流圏下層にNAOを誘起する。NAOがもっとも太陽活動と対応する時期は、PJ0の下降時間スケールにより太陽活動のピーク年の2月頃となる(図a)。

しかしながら、NAOのピークはラグ0の2月に孤立したピークにならず、有意性は低くなるものの図で左上から右下に走るラインに沿って正のピークになっていることに注意する。このことは、太陽活動のピーク年を過ぎても段々冬季の早い月にNAOのピークが移動し存在し続けていることを意味する。同様な信号はPJ0指数にも見られた(図略)。

このようなNAO応答の太陽活動の年スケールでの正負の非対称性の要因としては海洋からの寄与が考えられる。そもそもNAOとSSTには強い結びつきがあり、太陽活動とSSTの関連性は10年スケールが重要と思われるので、まずは歴史的NAOIとSSTの両方から10年スケール以上を取り出し、NAOIをSSTに回帰した。このパターンは米国東岸から大西洋中央にかけて広がる正、そのまわりの負の信号で特徴付けられる。次に大西洋域の10～60N、80W～0Eの領域で毎月のSSTAと回帰パターンの内積を取ることで月ごとのSST-NAOIを定義した。

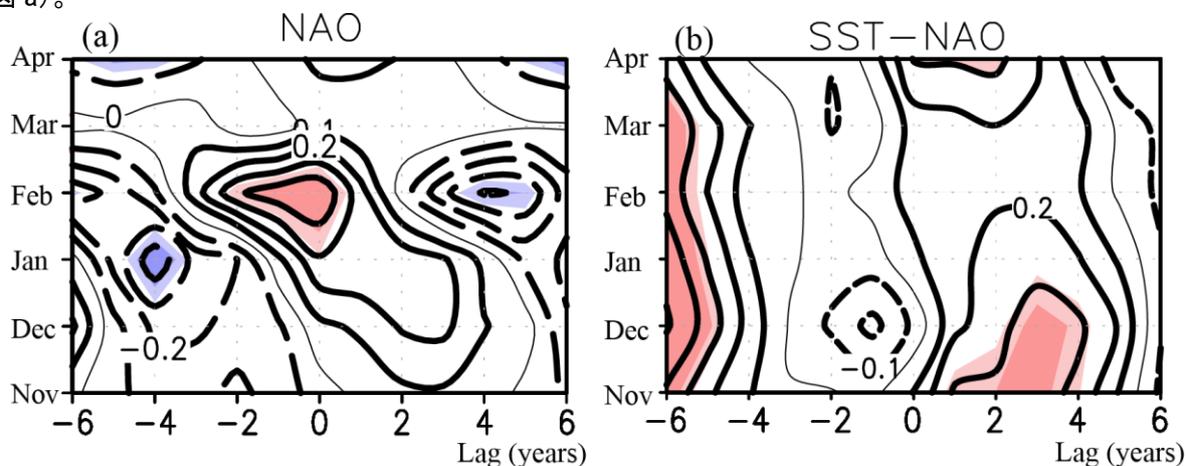
このようにして得られたSST-NAOIについてNAOと同様にして太陽活動との近年でのラグ回帰を計算したものが図bである。NAOに比べて月変動は比較的小さいが年単位では大きく変動している。しかし、季節的にも特に初冬の太陽活動ピーク3年後の時期に大きな信号を持つことが分かる。

このようなSSTの遅延信号がNAOの遅延信号を作りだしていると考えられる。PJ0についても同様にして信号を作っていると考えられる。

参考文献：

Kodera and Kuroda (2002), JGR 107, 2002JD002224

Kuroda et al. (2022), JGR. 127, e2021JD033519.



図、1979年から2017年のデータを使用した太陽活動F10.7指数に対する(a)北大西洋振動指数(NAOI)および(b)海面水温NAO指数(SST-NAOI)のラグ回帰図。ラグ回帰は月ごとに計算している。縦軸は月、横軸はラグ年で、正は太陽活動が先行することを意味する。コンター間隔は共に0.1で破線は負値、細線は0である。また、濃い(薄い)影は統計的に95(90)%有意な領域を表す。

WP パターンに対するインド洋昇温の影響

*塩崎公大 (九大応力研)、時長宏樹 (九大応力研)、森正人 (九大応力研)

1 はじめに

エルニーニョ/南方振動 (ENSO) 発生時に発生するテレコネクションパターンとして、Western Pacific (WP) パターンと Pacific-North American (PNA) パターンがよく知られている。エルニーニョ発生時における WP パターンの形成には西太平洋の対流活動の弱体化に伴う局所ハドレー循環の変調が重要な役割を果たしており (Shiozaki et al. 2021)、西太平洋の対流活動の弱体化にはインド洋の海面水温 (SST) が寄与していることが分かかってきた (Watanabe and Jin 2002)。しかしながら、Shiozaki et al. (2021) では地球温暖化トレンドを除去しており、地球温暖化の影響については不明であった。

一方で最近の研究では、地球温暖化に伴ってエルニーニョが激化する可能性 (Cai et al. 2018) やインド洋は他の海域と比較して急速な昇温傾向を示していること (IPCC AR6) などが指摘されている。そこで本研究では、WP パターンに対する急速な昇温傾向を示すインド洋からの影響に注目する。

2 解析方法

本研究で使用したデータは地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF) における過去実験データを使用した。ENSO の定義は冬平均 (DJF 平均) における NINO.3 の SST が 1 標準偏差を超えた事例 (エルニーニョ $> +1\sigma$ 、ラニーニャ $> -1\sigma$) とした。100 メンバ全てから抽出されたエルニーニョ事例に対して、極東域 (25° – 40° N, 100° – 140° E, 850 hPa) における気温偏差の 1 標準偏差を基準に暖冬事例と寒冬事例に分類した。この合成図と先行研究とを比較することで d4PDF における観測の再現性を確認した後、熱帯インド洋および太平洋における降水量に対して経験的直交関数 (EOF) を適用した。得られた各モードに対して、熱帯 SST、高度場、ロスビー波源に回帰した。

3 結果

エルニーニョ発生時における極東域が暖冬 (寒冬) となった事例では WP (PNA) パターンが卓越しており、再解析データを用いた結果 (Shiozaki et al. 2021) とよく似ている。熱帯インド洋および太平洋における降水量に対する EOF では、熱帯インド洋における第 1 モードで顕著な地球温暖化トレンドが見られる (図 1)。熱帯インド洋における対流活動と中緯度大気への影響を確認するため、熱帯インド洋における降水量の EOF を熱帯 SST に回帰したところ、第 1 モードでは南インド洋を中心とした海盆昇温、第 2 モードでは ENSO (エルニー

ニョ) とインド洋ダイポール (IOD) を示した。それぞれ Z500 に回帰すると (図 2)、第 1 モードでは東アジア–北太平洋のダイポール、第 2 モードでは東アジア–日本のダイポールに加え WP-like なパターンを示している。これらの形成メカニズムを理解するため 250 hPa 面における発散風とロスビー波源を見ると、第 1 モードでは南インド洋から北半球中緯度への渦度移流、第 2 モードではエルニーニョに伴う西太平洋の局所ハドレー循環の変調を示している。したがって、熱帯インド洋の昇温はエルニーニョ発生時における WP パターンを強化する可能性を示唆している。

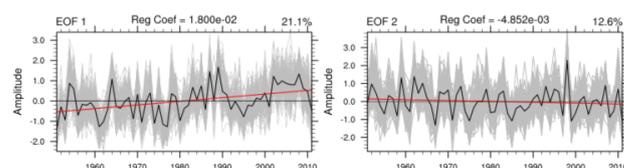


図 1 : DJF 平均した熱帯 (10° N– 10° S 平均) における降水量に対する EOF 第 1 および第 2 モードの時系列を示す。実線 : 全サンプル (灰色) と平均 (太黒)、ゼロ線 (細黒)、平均に対する回帰直線 (赤)。

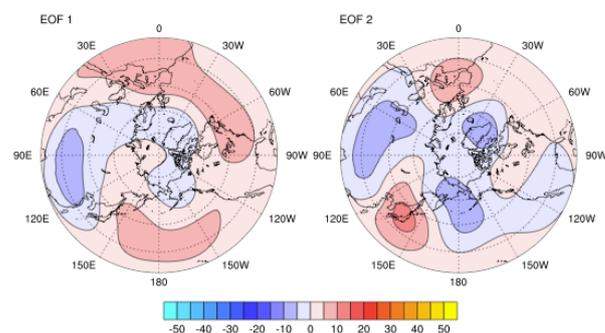


図 2 : 500 hPa 面における高度場に回帰した DJF 平均した熱帯の降水量に対する EOF 第 1 および第 2 モードを示す。

参考文献

- Cai, W., Wang, G., Dewitte, B. et al. 2018: Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. *Nature*, 564, 201–206.
- Shiozaki, M., T. Enomoto, and K. Takaya, 2021: Disparate mid-latitude responses to the Eastern Pacific El Niño, *J. Climate*. 36, pp. 773–786.
- Watanabe, M., and F.-f. Jin, 2002: Role of Indian Ocean warming in the development of Philippine Sea anticyclone during ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1478.

ロスビー波の砕波によって生じる PJ パターンの事例の推定割合

*竹村 和人 (気象庁気候情報), 向川 均 (京大院理)

1. はじめに

夏季日本付近でのロスビー波の高気圧性砕波に伴う高渦位大気の高緯度側へ進入は、北西太平洋亜熱帯域で力学的に積雲対流活動を励起し、対流圏下層のフィリピンの東海上で低気圧性循環偏差、日本付近で高気圧性循環偏差となる位相を持つ太平洋・日本パターン（以下、正位相の PJ パターン；逆も同様）の形成を促すことが示されている[4]。一方、PJ パターンは主に熱帯域の海面水温偏差や季節内振動と関連して発現することが多数の研究で示されているため、砕波に伴って生ずる PJ パターンが全事例のどの程度の割合を占めているのかを明らかにすることは大変興味深い。そこで本研究では、PJ パターンの形成に及ぼす砕波の寄与の重要性を、熱帯大気海洋変動の寄与と比較しながら定量的に調べるために、砕波を伴う PJ パターン発現事例の全事例に対する割合を調べた。

2. 使用データと解析手法

大気循環場の再解析値として気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55[2]) を、海面水温の解析値として COBE-SST[1] を用いた。対象期間は 1958~2018 年の 7、8 月である。気候値は 1981~2010 年の日別平均値を平滑化した値、偏差は気候値からの差で定義した。

3. 解析結果

まず、先行研究[3]の手法に倣い、850hPa 渦度偏差の主成分分析に基づき数十事例の PJ パターンの発現事例を抽出し、それらの事例を日本の東海上での砕波発現の有無で分類した。その結果、砕波によって生じた正位相の PJ パターンの事例は、正位相の全事例の約 20% を占めることが分かった。この結果は、PJ パターンの形成に対する砕波の寄与が無視できないことを示している。

次に、砕波を伴う正位相の PJ パターン事例を対象とするラグ合成図より、日本の東海上での砕波が、北西太平洋亜熱帯域へ向かう南西方向への高渦位大気の進入及びそれに伴って力学的に惹起される積雲対流活動を通して、PJ パターンの形成を促す特徴が見出された。この PJ パターンの形成メカニズムは、先行研究[4]で示された特徴と一致する。一方、砕波を伴う負位相の PJ

パターン事例を対象とする合成図より、砕波と関連する対流圏上層での東西方向に伸びた構造を持つ大気循環場偏差及びインド洋全体での正の海面水温偏差が、北西太平洋亜熱帯域での積雲対流活動を弱体化し、砕波が発生しているにも拘わらず、負位相の PJ パターンが形成されることが示された。また、砕波を伴わない PJ パターンの事例を対象とするラグ合成図解析より、北西太平洋亜熱帯域での積雲対流活動域が時間とともに北西進して PJ パターンの形成を促すことが示された。この結果より、砕波を伴わない PJ パターンは、熱帯域の海面水温偏差や北半球夏季季節内振動の位相と密接に関連し、「純粋な」熱帯の影響で形成されることが明らかとなった。

参考文献

- [1] Ishii et al. 2005, *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
 [2] Kobayashi et al., 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
 [3] Kosaka and Nakamura 2011, *J. Climate*, **24**, 3935–3955.
 [4] Takemura and Mukougawa, 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 169–187.

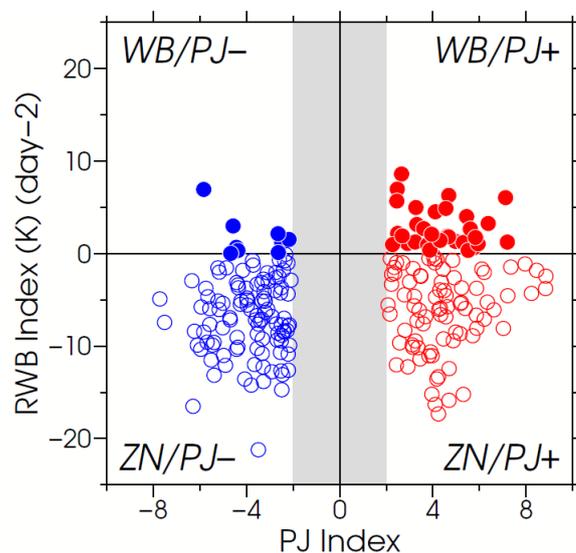


図1 正位相 (赤丸) 及び負位相 (青丸) の PJ パターン事例における PJ パターンの指数 (横軸) と PJ パターンのピーク 2 日前の砕波の指数 (縦軸; 単位: K) との散布図。灰色の陰影は、PJ パターンの指数の絶対値が 2 以下の範囲を示す。丸印の塗りつぶしの有無は、砕波発生の有無 (砕波の指数の正負) に対応する。

海洋再解析による北西太平洋の海洋熱波寒波データ

*美山透,

宮澤泰正, Sergey Varlamov, 章若潮(海洋研究開発機構アプリケーションラボ)

1. はじめに

IPCC 第6次報告書で、海洋熱波の頻度が1980年台以降倍増したと結論づけられるなど、海洋熱波に対する関心が高まっている。海洋熱波は日本域でも頻発し漁業にも影響を与えている可能性があり(Miyama *et al.* 2021)、その実態を調べる必要がある。海洋熱波のデータセットには人工衛星海面水温観測をもとにした物などが存在しているが、本研究では海洋研究開発機構アプリケーションラボで作成している北西太平洋を対象とした海洋再解析 JCOPE2M から海洋熱波データを作成した。海洋再解析データで海洋熱波を計算する人工衛星と比較したメリットとして、海面だけでなく海面下の海洋熱波を調べることが挙げられる。また、本研究では海洋熱波だけでなく、海洋寒波のデータも作成した。

2. データと手法

海洋再解析 JCOPE2M(Miyazawa *et al.* 2017)は、北西太平洋(108-180° E, 10.5-62° N)を対象として、水平分解能 1/12 度のデータである。1993 年以降の日平均水温を使用する。海洋熱波の定義は Hobday *et al.* (2018)によった。すなわち、90 パーセンタイルを越える水温偏差が 5 日以上続いた場合に海洋熱波とする。水温偏差が気候値と 90 パーセンタイルの差の何倍越えるかにより、1(並み)、2(強い)、3(激しい)、4(極端)とカテゴリを決定した。同様に、10 パーセンタイルを基準として海洋寒波を定義した。気候値は1993年から2020年の平均を用いた。

3. 結果

図1は日本周辺の2021年7月31日の海洋熱波・海洋寒波の派生状況である。この時は北海道周辺に極端な海洋熱波が発生していた。太平洋で亜表層(b)より表層(a)の広がりが大きいのは、この海洋熱波に大気の影響が大きいことをしめしている。一方、表層(a)でははっきりしないが、亜表層(b)では日本南で黒潮大蛇行の寒冷渦が激しい海洋寒波を発生させている。

図2は、1993年から2020年までの各年に図1の領域平均で海洋熱波が何日発生したかの時系列である。どの深さでも海洋熱波は増加傾向にあり、特に2015年以降の上昇が大きい。水深1mの海洋熱波が2008年に多いのはエルニーニョの影響と考えられる。亜表層の海洋熱波にはそのような大気の影響を受けた変動は小さ

い。一方、海洋寒波は減少トレンドである(図略)。

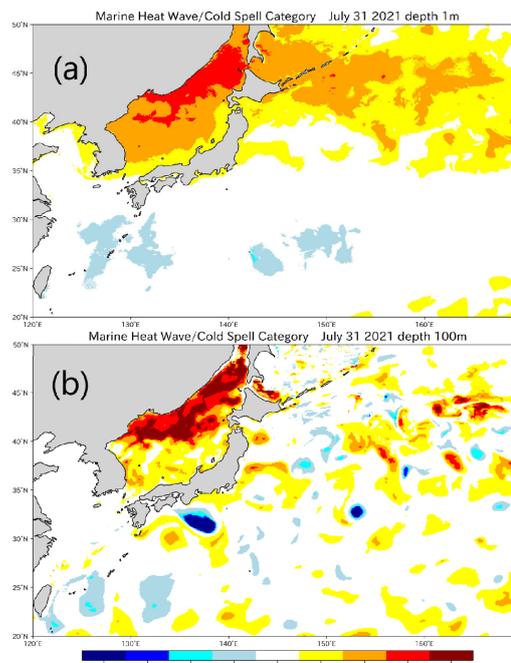


図1: 2021年7月31日の海洋熱波・寒波カテゴリ。正值が熱波、負値が寒波。(a)水深1m、(b)水深100m。

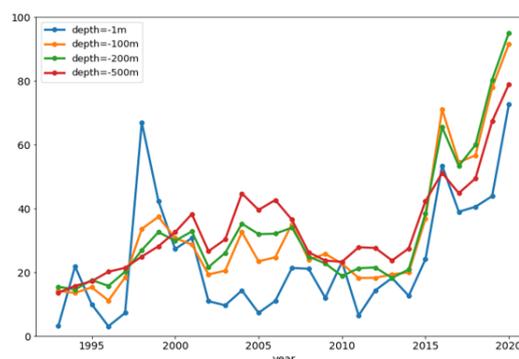


図2: 各深さの122~150°E, 23~46°Nの領域で平均した1年間の海洋熱波発生回数の時系列(1993年から2020年)。

SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) の概要と S-RIP Phase 2 計画について

*藤原正智 (北大地球環境), Manney, G. L. (NWRA / New Mexico Tech, USA), Gray, L. J. (Univ. Oxford / NCAS, UK), Wright, J. S. (精華大学), and S-RIP Team

1. はじめに

全球大気再解析データは、気象・気候研究において重要なデータのひとつである。複数の気象機関が複数のバージョンの再解析データを公開しており、異なる再解析データが異なる様子を示すことはよく知られている。

SPARC (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate) Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP, <https://s-rip.github.io/>) は2013年から WCRP/SPARC の下で始まったプロジェクトであり、その目的は以下の通りである：(1) すべての（あるいは最新のいくつかの）全球大気再解析データを、成層圏を中心として対流圏・下部中間圏も含む領域における様々な重要な診断量について比較する；(2) 再解析データ間の相違の原因について理解する；(3) 様々な再解析データの適切な利用についての指針を提供する；(4) これらの活動を通じて、再解析実施機関と SPARC に関わる研究者（データユーザー）との間の協力関係を確立し、将来の再解析データの改善につなげる。

2. S-RIP Final Report

S-RIP は2022年1月に全12章(表1)からなる Final Report を出版した ([1], [2])。本発表ではその概要を紹介する。

第2章では、12種の再解析データについて、予報モデル、同化手法、同化した観測データ、ストリーム等についての詳しい情報をまとめてあり、すべての再解析データユーザーに活用して頂きたい。第3、4章では月平均の力学場、オゾン、水蒸気（上部対流圏～成層圏）に関する基本的な比較・評価をおこなっている。第5～11章では SPARC に関わる力学過程や領域についての詳細な比較・評価をおこなっている。第12章では、第3～11章のまとめを再掲するとともに全体のまとめをおこなっており、Report 全体の概要を把握できる。

3. S-RIP Phase 2 計画

Report では、ECMWF の最新の再解析 ERA5 については一部の章の一部の診断量についてしか評価できて

いない。S-RIP Phase 2 [2]では、ERA5 のより広範な評価、および今後利用可能となってくる再解析 (JRA-3Q, MERRA-3 等) の評価をおこなう。また、診断量や領域（章立て）については、再考や追加をしたいと考えている。特に、対流圏内における各種過程（成層圏との力学結合やテレコネクションの観点等）をより多く取り込んでいきたいと考えている。上部中間圏領域の評価や化学再解析データの評価もおこなう。

表1 S-RIP Final Report [1] の全12章の章立て。

	Chapter Title
1	Introduction
2	Description of the Reanalysis Systems
3	Overview of Temperature and Winds
4	Overview of Ozone and Water Vapour
5	Brewer-Dobson Circulation
6	Extratropical Stratosphere-Troposphere Coupling
7	Extratropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere
8	Tropical Tropopause Layer
9	Quasi-Biennial Oscillation
10	Polar Processes
11	Upper Stratosphere and Lower Mesosphere
12	Synthesis Summary

参考文献

- [1] SPARC (2022), *SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) Final Report*, edited by Fujiwara, M., Manney, G. L., Gray, L. J., and Wright, J. S., SPARC Report No. 10, WCRP-6/2021, 612 pp., doi: 10.17874/800dee57d13, available at <https://www.sparc-climate.org/sparc-report-no-10/>.
- [2] Fujiwara, M., G. L. Manney, L. J. Gray, and J. S. Wright (2022), S-RIP Final Report Published, *SPARC Newsletter*, **58**, 12–13, available at <https://www.sparc-climate.org/publications/newsletter/sparc-newsletter-no-58/>.

機械学習のクラスタリング技術を用いたアリソフ気候区分の改訂

*島袋 琉 (熊本大学大学院 自然科学教育部), 富田智彦(熊本大学大学院 先端科学研究部), 福井健一 (大阪大学 産業科学研究所)

1. 研究背景・目的

気団とは、気温と湿度が水平方向にほぼ様な広がりをもつ大規模な空気塊を指す。ある特定気団内での天気・天候は固有の性格を有するため、気団は大気の特徴が総合された、いわば気候の総合的な指標として、気候を包括的に表現する[1]。

気候の変化を気団気候学的に理解するにあたり、本研究ではアリソフの気候区分(ACC)[2]を参考にする。ACCは、気団が気候を決定する、という考えのもとに提案された、代表的な成因的気候区分の1つである。しかし、ACCは1月と7月の気温分布のみに着目した模式的な区分であり、現実の大気大循環の支配域との対応が困難な部分もある。ACCに限らず、このように気候を形成する原因に着目した区分は、時に現実の気候とよく対応しないという欠点をとる。本研究では、全球再解析データと機械学習のクラスタリング技術(K-means法)を用いて、気団域を定量的かつ客観的に決定し、現在の気候をより適切に表現する、新しい成因的ACCへの改訂を行う。

2. 使用データ・解析方法

ECMWFのERA5再解析データ[3]を用い、1981-2020年(40年)で対流圏下層高度925-775hPaで鉛直積算した気温・比湿をクラスタリングの特徴量とした。K-means法には、適切なクラスタ数を事前に与える必要があるため、3つの異なる定量的な評価指標(Distortions Index, Davies-Bouldin Index[4], Calinski-Harabasz Index[5])を総合的に考慮し、クラスタ(気団帯)の数を決定した。

3. 解析結果

Fig. 1は、各クラスタ数における、3つの異なる定量的評価指標のスコアであり、これらを総合的に考慮すると、最適なクラスタ数は4であると判定できる。

北半球の寒候季(10-3月)と暖候季(4-9月)の各気団帯の分布域を重ね合わせて気候帯図を作成した(Fig. 2)。ここで、斜線部は、寒候季と暖候季で気団の交代が起こる地域である。冬の日本上空でジェット気

流が強くなることを、寒候季の寒帯前線帯(③と④の境界線)の位置で表現し、また、夏の梅雨前線帯や秋の低気圧性擾乱の頻発域を、暖候季の亜熱帯前線(②と③の境界線)の位置で捉えており、従来のACCよりも、現実の気候を適切に反映した気候帯図が描かれる。

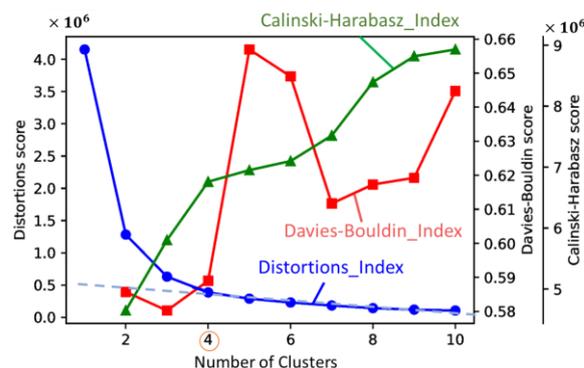


Fig. 1 クラスタリング適性数の定量的評価指数.

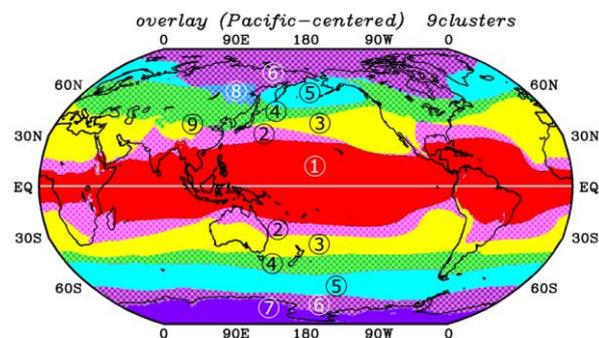


Fig. 2 1981-2020年(40年)の高度925-775hPa鉛直平均の気温と比湿を用い、寒候季と暖候季で4つの気団帯に分類後、両者を総合した世界気候帯図.

参考文献

- [1] 福井英一郎 (1968) : 『気候学』, 古今書院, 76p.
- [2] Alissow, B. P. (1954) : Die Klimate der Erde. Berlin.
- [3] Hersbach, H., et al (2020) : The ERA5 global reanalysis, *RMetS*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- [4] Davies, D. L. and Bouldin, D. W. (1979) : A Cluster Separation Measure, *IEEE*, PAMI-1(2): 224–227.
- [5] Calinski, T. and Harabasz, J. (1974) : A Dendrite Method for Cluster Analysis, *Communications in Statistics. Theory and Methods*, **3**, 1-27.

多雨米作列島国の行政区画人口密度依存性の気候学的要因

*山中 大学 (総合地球環境学研究所)

1. はじめに

山中他 (2020 秋 EM03+, 予稿集 p.107) は日本 47 都道府県およびインドネシア 34 州の大部分 (北海道やインドネシア外島などでは下位行政区画) の COVID-19 総感染者数が一義的には人口密度に比例し, 自然災害の被害者数においても同様になることを指摘した. 今回は, このような行政区画の人口密度差に法則性が見られることを示し, それが河川流域の降水量 (で決まる米生産量) のような気候学的要因によることを主張する.

2. 行政区画の人口・面積の普遍的法則性

日伊両国の行政区画には, $\text{人口} \propto \sqrt{\text{人口密度}}$ (図 1) および (人口密度 = 人口 / 面積なので当然) $\text{面積} \propto 1/\sqrt{\text{人口密度}}$ という傾向が存在する. すなわち近似的に $\text{人口} \times \text{面積} [\text{km}^2] \approx \text{一定} (\approx 10^{11})$ であり, 狭いほど人口が多い. 両国の行政区画は千年以上前 (日本では 701 年の律令国より前の古代豪族国, インドネシアでも同じ頃の各民族王国) に大島嶼内の河川流域 (稜線または河川自体で境される) を基本に成立し, 次第に各区域に跨り最終的には全土 (日本では江戸幕府, インドネシアではバタビア (ジャカルタ) 蘭植民地政府) に及ぶ専制・中央集権下 (完全な一極集中は日本では明治維新後, インドネシアは独立後の集中居住 (城下町, 藩王都) とその人口を養う周辺の広い農業 (米作) 地域を形成してきた結果である.

3. 人口 (降水量) \times 面積保存則

米作地域では $\text{人口} \propto \text{水田面積} \propto \text{地域内河川の流域降水量 (体積)}$ あるいは $\text{人口密度} \propto \text{年降水量 (mm)}$ で, 年降水量の海岸集中 (Ogino et al., 2016, 2017) から確認できる. 従って各行政区画の $\text{人口} \propto \text{年降水量} \times \text{面積}$, また $\text{年降水量} \propto 1/\text{面積}^2$ のような傾向をもつ. 少雨地域ほど行政区画の面積は広い (雨量 1/4 なら面積 2 倍).

一方, ある期間の降水量の極値 $\propto \sqrt{\text{期間}}$ (Jennings, 1950; 吉野, 1960; 二宮・榊原, 1979; Matsumoto, 1993; 木口・沖, 2010 など) つまりある期間内の降水強度 = 降水量 / 期間の極値 $\propto 1/\sqrt{\text{期間}}$ が知られている. 気象現象の空間スケール \propto 時間スケールから降水強度極値 $^2 \times$ 面積 \approx 一定, また年降水量 \propto 降水強度極値 4 となる. 年降水量 2 倍なら降水強度極値は $\sqrt[4]{2} \approx 1.2$ つまり 2 割増す.

4. 考察とまとめ

感染症では感染率 $\propto 1/\text{平均対人距離} \propto \sqrt{\text{人口密度}}$ から総感染者数 = 人口 \times 感染率 \propto 人口密度 \propto 人口 2 , 他の人口密度依存の災害でも同様に総被害者数 \propto 人口 2 となるので, 規模が大きくなると人口に比例した医療・防災体制では対応できない. 古代米作本位・専制制に由来する中央集権の一極集中 (都市) は, 人口比例 (住民平等) な民主制には適合していないことが示唆される.

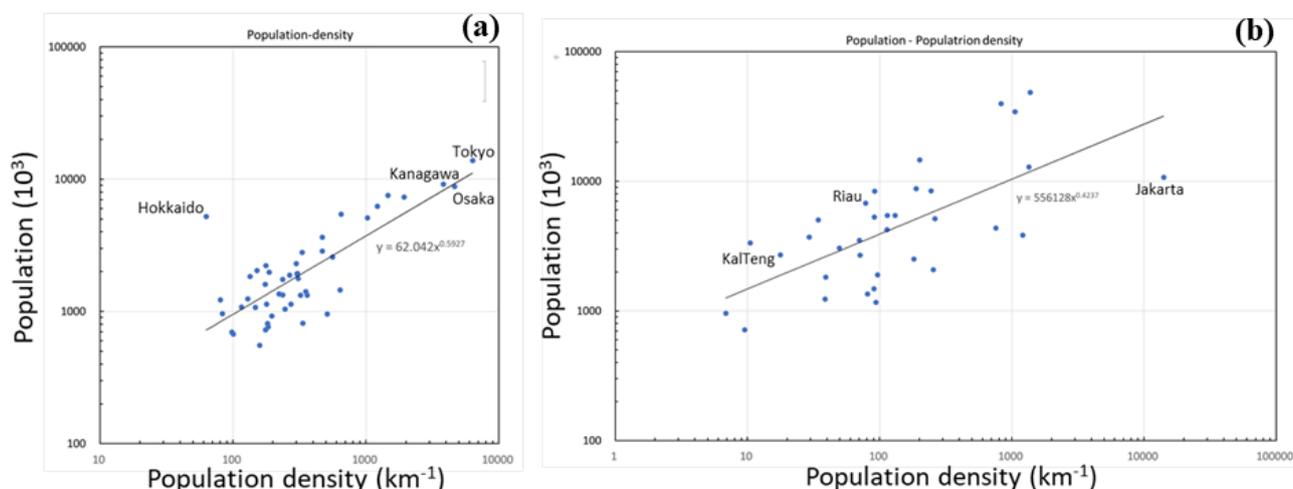


図 1. (a) 日本 47 都道府県および (b) インドネシア 34 州の人口の人口密度に対する分布

災害級の冷夏が近年発生していない理由とは？

*天野未空¹, 立花義裕¹, 安藤雄太²

¹三重大院生物資源, ²新潟大理

1. はじめに

日本の中でも主要な稲作地域である北日本は、度々発生する冷夏によって凶作に見舞われるなどの被害を受けてきた。例えば、1993年の大冷夏時には、当時のコメの需要に対し収穫量が大幅に不足し、海外からコメを緊急輸入する事態に陥った。このような“災害級の冷夏”が発生する一因として、オホーツク海高気圧の存在が知られている^[1]。その他、日本の夏に影響を及ぼす海洋現象としてエルニーニョ・ラニーニャ現象、またこれと関係がある気圧配置パターンとして、太平洋-日本 (Pacific-Japan, PJ) パターンがある^[2]。エルニーニョ現象、負のPJパターンの場合に日本は冷夏となる^{[3][4]}。

こういった事実が先の研究により知られている一方、近年は農業に影響を及ぼすような冷夏は発生していないという事実もある。この理由を統計的に調べ、考察を行った先行研究は存在しない。そこで本研究ではこの理由解明を目的とする。

2. 使用データと解析手法

大気場のデータにはJRA-55を、海面水温 (SST) データにはHadISSTを使用した。いずれも7月の月平均データを、1958-2020年の63年分使用し、これを気候値と定義した。近年・冷夏年の指標には、北海道、東北六県、新潟の気象官署40地点の平均気温データを使用した。北日本気温インデックスを作成し、値が -0.5σ 以下であった15事例を“冷夏年”、2010-2020年までを“近年”と定義した。

近年・冷夏年の大気海洋場の特徴を調べるために、合成図解析を行い、SST、大気下層 (975hPa面)・上層 (250hPa面)の高度場について、気候値と比べてどのような特徴が見られるかを調べた。さらに、冷夏年の特徴を表す各種インデックスを作成し、近年冷夏が発生していない理由の考察を行った。

3. 結果と考察

近年の合成図解析の結果、SSTは(図略)日本周辺や北太平洋東部、西部熱帯域で有意な高水温偏差となっていた。大気下層の高度場においては(図略)、日本周辺および、北太平洋東部に有意な高気圧偏差が見られた。オホーツク海、フィリピン海付近に有意な差は見られなかった。大気上層の高度場においては(図1)、カムチャツカ半島～北太平洋東部を中心に、日本を含む広域で有意な高気圧偏差が見られた。

冷夏年の合成図解析の結果(図略)、SSTは日本周辺～北太平洋中央部にかけて低水温偏差となっていた。大気下層の高度場においては、負のPJパターンと同様の気圧偏差、オホーツク海高気圧と見られる高気圧偏差も見られた。大気上層の高度場においては、日本を含む極東アジアの広域で低気圧偏差、その南で高気圧偏差と、南北のダイポール構造が見られた。

冷夏年の特徴を表す各種インデックスを作成し(図略)、SST、オホーツク海高気圧およびPJパターンの発生、日本付近の下層・上層の高度場について、近年の様子を1年ごとに確かめ、結果をまとめた(表1)。まず、近年のSSTは、2015年以外の全ての年で高水温偏差

であった。一方、オホーツク海高気圧はほとんどの年で発生しており、近年も冷夏年と同様の特徴が現れていることが分かった。それにも関わらず、冷夏が発生していない理由として、日本付近のSST上昇が影響していると考えられる。やませのような北東風が吹いた場合でも、近年は海によって温められた相対的に“暖かいやませ”となっている可能性がある。また、近年は負のPJパターンが発生した年が無く、正のPJパターンについても、ほとんど発生していないことが分かった。これは、熱帯域の海洋現象の影響を近年受けにくくなっている可能性を示唆している。また、日本付近の大気下層～上層にかけては、近年高気圧化していることが分かった。これにより、フィリピン海付近の影響が上層を介して日本付近に及びにくくなり、このために負のPJパターンが発生していないと考えられる。また、大気上層の高・低気圧偏差は、偏西風の蛇行と関係していることから、この結果は、近年偏西風の蛇行パターンが変化している可能性を示唆していると考えられる。

4. 参考文献

- [1] Yasu-Masa KODAMA et al., 2009 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**(4), 665-685.
 [2] Tsuyoshi Nitta et al., 1987 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
 [3] Xie S. P. et al., 2009 : *Journal of Climate*, **22**(3), 730-390.
 [4] Hisayuki Kubota et al., 2016 : *Int. J. Climatol.*, **36**, 1575-1589.

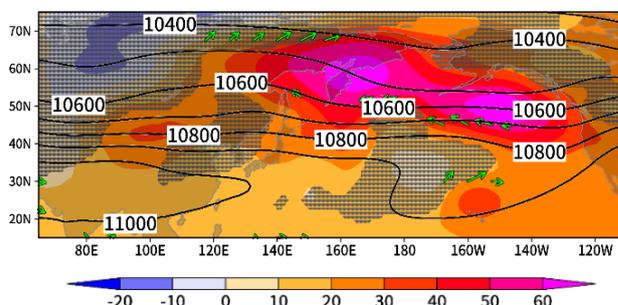


図1. 近年における250hPa面の高度場の合成図。(等値線：気候値、色：気候値からの偏差、点：信頼係数90%以下、矢印：同面高度場における水平風の気候値からの偏差が信頼係数90%以上で有意であった風ベクトル)

表1：近年の大気海洋場の特徴のまとめ

年	SST	オホーツク海 高気圧	PJパターン	日本付近	
				上層(Z250)	下層(Z975)
2010	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	高気圧偏差
2011	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	高気圧偏差
2012	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	低気圧偏差
2013	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	低気圧偏差
2014	高水温偏差	低気圧偏差	×	低気圧偏差	低気圧偏差
2015	低水温偏差	低気圧偏差	正	高気圧偏差	高気圧偏差
2016	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	高気圧偏差
2017	高水温偏差	低気圧偏差	×	高気圧偏差	高気圧偏差
2018	高水温偏差	高気圧偏差	正	高気圧偏差	高気圧偏差
2019	高水温偏差	高気圧偏差	×	高気圧偏差	高気圧偏差
2020	高水温偏差	高気圧偏差	×	低気圧偏差	高気圧偏差

冷夏年の特徴が現れていない場合にオレンジ色で塗りつぶしている。またPJパターンの正も負も見られていない年を“×”で表している。

オホーツク海の海水変動に及ぼす熱帯海洋からの遅延影響

*竹端光希, 立花義裕 (三重大学大学院生物資源学研究所),
安藤雄太 (新潟大学理学部)

1. 研究背景

オホーツク海は世界で最も低緯度に海氷が拡大する特異な海である。オホーツク海の海氷は顕著な年々変動をしており、その要因として、冬季のシベリアからの北西風や、オホーツク海付近の気温低下などが知られている[1]。また、オホーツク海の海水変動と熱帯の海洋との関係を示した先行研究では、エルニーニョ現象の年にオホーツク海の海水面積が多くなることを指摘している[2]。しかし、この研究ではオホーツク海の海水変動と同時期のエルニーニョ現象との関係を見ており、熱帯海洋からの遅延影響については考察されていない。そこで本研究では、オホーツク海の海水変動に及ぼす熱帯海洋からの遅延影響について考察することを目的とする。

2. 使用データ・解析手法

オホーツク海の海水データには、気象庁の最大海水域面積を使用した。SSTのデータにはHadISSTを、大気場、陸面のデータには気象庁55年長期再解析データ(JRA-55)を使用した。また、アメリカ海洋大気庁の外向き長波放射(OLR)も使用した。いずれも月平均のデータで解析期間は1982-2020年の39年間である。

まず、オホーツク海の海水データからオホーツク海の海水インデックスを作成した。続いて、Niño 3海域(5° S-5° N, 150° W-90° W)のSSTを3ヶ月の領域平均したNiño 3インデックスを作成した。各インデックスそれぞれ線形トレンド除去と標準化を行っている。そして海水インデックスに対してNiño 3インデックスを作成する月を1ヶ月ずつずらしていき、両者の間の相関係数の時系列を作成した。また、作成した海水インデックス、Niño 3インデックスと使用変数とのラグ回帰計算を行った。

3. 結果

ラグ相関分析から、海水インデックスに対して1年前の12-2月のNiño 3インデックスとの相関は-0.33となり、信頼係数95%で有意であった(図1)。この結果は、ラニーニャ現象が起こった翌冬には、オホーツク海の海水が発達する可能性があることを示唆している。1年間の過程を見るため、1年前の12-2月のNiño 3インデックスを続く6-8月のOLRに回帰したところ、フィリピン海付近に活発な対流活動が見られた(図略)。その領域でOLRのインデックスを作成し、7-9月の850hPaのジオポテンシャル高度に回帰すると、正のPJパターンの気圧配置が確認された(図略)。この結果はエルニーニョ後の夏にPJパターンが発生すること[3]

と整合的である。また、シベリア付近では低気圧偏差が見られており、土壌温度に回帰すると、低温偏差となっていた(図2)。その領域で土壌温度のインデックスを作成し自己ラグ相関を調べると、11-1月まで有意なシグナルが持続していた(図略)。11-1月のシベリアの低温偏差とオホーツク海の海水変動は有意な相関がある(図略)ことから、1年前のラニーニャ現象が翌夏にPJパターンを発生させ、シベリアの土壌を介してオホーツク海の海水変動に影響を与えた可能性が考えられる。

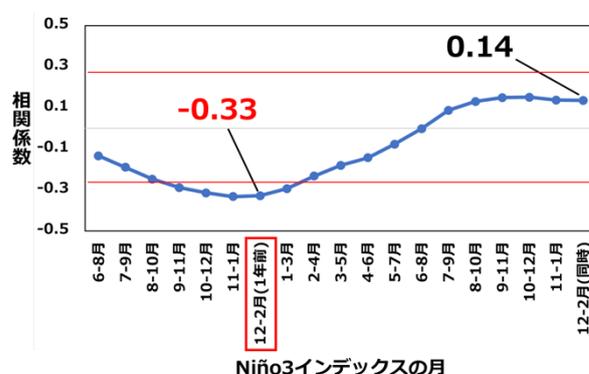


図1. オホーツク海の海水インデックスと Niño 3 インデックスの相関係数の時系列
赤線：信頼係数 90%

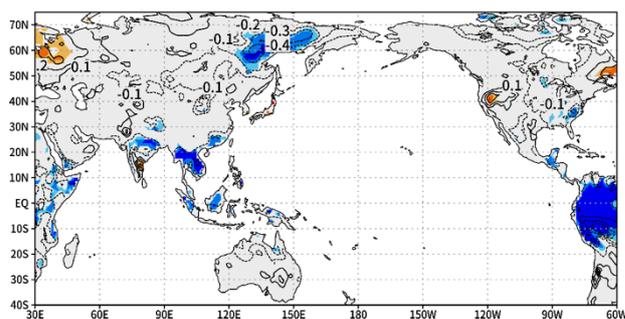


図2. 6-8月のフィリピン海のOLRインデックスと7-9月の土壌温度の回帰
等値線：回帰係数(°C), 陰影：信頼係数90%以上

参考文献

- [1] 山崎孝治., 2017, 日本雪氷学会誌, **62**, 345-354.
- [2] Nishio and Cho., 1996, 日本リモートセンシング学会誌, **16**, 26-31.
- [3] Xie et al., 2016, *Advances in Atmospheric Sciences*, **33**, 411-432

黒潮大蛇行が及ぼす海上の落雷分布の変化

*加藤実紗¹，立花義裕，安藤雄太²，佐藤敬子³，重田絵里奈

¹三重大院生物資源，²新潟大理，³株式会社フランクリン・ジャパン

1. 序論

日本の落雷の先行研究はほとんどが事例解析であり、今まで気候学的な視点で研究が行われた例は少ない。さらにその対象は陸上で発生したものであり、海上で発生した落雷について述べたものはごくわずかである。その一つである Iwasaki (2014) は 2009~2012 年の平均的落雷分布を示した[1]。ただしこの研究は数年間の平均的分布を示すにとどまり、長期変化は調べられていない。近年は黒潮大蛇行が発生しており、それに伴った海面水温の変動が大気に影響を及ぼす[2][3][4]。また、大蛇行時に発生する冷水塊、暖水塊は沿岸部の異常気象の一因となることが指摘されている[5]。これらの先行研究から黒潮大蛇行は落雷分布に影響すると予想される。しかし、黒潮大蛇行と落雷との関係を考察した研究は存在しない。

そこで本研究では、日本周辺の海上の落雷について黒潮大蛇行に着目し、大蛇行が起こることで落雷分布にどのような変化があるか考察した。

2. 使用データと解析手法

本研究では、日本周辺での雷データとして、株式会社フランクリン・ジャパンからご提供いただいた高解像度の月平均落雷数データ[6]を使用した。海面水温のデータとして OISST、降水量のデータとして PERSIANN-CDR、ERA5 予報・再解析データから潜熱フラックス、気温、風速、CAPE を使用した。また、2011~2016 年を非大蛇行期間、2018~2020 年を大蛇行期間として、それぞれの変数において大蛇行時と非大蛇行時の比、2 期間の年平均の差、月推移の違いを考察した。

3. 結果・考察

大蛇行、非大蛇行時の落雷数の比を見ると大蛇行時は非大蛇行時と比べ、暖水塊の海域で落雷数が約 5 倍以上増加、冷水塊で約 2 分の 1 以下に減少していることがわかった(図 1)。次に大蛇行、非大蛇行時の他の変数の差を見ると、ほぼ全ての変数で暖水塊の海域で上昇、冷水塊で低下が見られたが、降水量は明瞭な差が見られなかった(図略)。従って、暖水塊では海面水温、地上気温が上昇し風速が強くなることにより海から大気への熱、水蒸気輸送が活発となる。この結果上昇気

流が強化され、落雷が発生しやすい環境場になったと考えられる。冷水塊ではその逆のプロセスをたどる。大蛇行、非大蛇行時の落雷数の月推移を見ると、暖水塊では、大蛇行時で 10 月に約 15 倍の増加が見られた(図略)。年平均の結果を考慮すると、冷水塊では大蛇行時は落雷数が少なくなるはずだが 9, 10, 11 月には多くなった(図略)。また、陸上の落雷数は降水量と CAPE の積に比例する[7]が、暖水塊と冷水塊では大蛇行と非大蛇行の比が落雷数と降水量×CAPE で一致しない。特に暖水塊ではその違いが顕著(図略)であった。以上のことから海上の落雷の発生原理の理解が今後重要であると考えられる。

5. 謝辞

今回の日本周辺の落雷数につきまして、株式会社フランクリン・ジャパン様の JLDN (Japanese Lightning Detection Network) の観測データを使用しました。データを提供して頂きました事を深く感謝いたします。

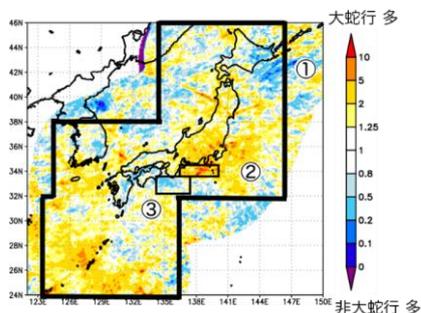


図 1 大蛇行 (2018~2020 年) と非大蛇行 (2011~2016 年) の落雷数の比 ①全領域, ②暖水塊, ③冷水塊
参考文献

- [1] Hiroyuki Iwasaki, 2014, *SOLA*, **10**, 98–102
 [2] Xu, H., H. Tokinaga, and S.-P. Xie, 2010, *J. Climate*, **23**, 4704–4715
 [3] Nakamura, H., Nishina, A., & Minobe, S., 2012, *J. Climate*, **25**, 7772–7779
 [4] Nonaka, M., and S. P. Xie, 2003, *J. Climate*, **16**, 1404–1413
 [5] Sugimoto, S., B. Qiu, and N. Schneider, 2021, *J. Climate*, **34**, 3571–3589
 [6] 株式会社フランクリン・ジャパン JLDN 全国雷観測ネットワーク [https://www.franklinjapan.jp/network/jldn/\(2022/2](https://www.franklinjapan.jp/network/jldn/(2022/2) 閲覧)
 [7] David M. Romps, Jacob T. Seeley, David Vollaro and John Molinari, 2014, *Science*, **346**, 851–854

大量アンサンブル気候予測データを用いた 風向別風速極値の将来変化の分析

*北野慈和 (電中研), 大庭雅道 (電中研), 早田直広 (電中研), 服部康男 (電中研),
星野剛 (土木研究所), 山田朋人 (北大)

1. はじめに

世界各国の建築物等の設計基準では、風外力の情報として風速の再現期待値がマップ形式で示されている。これまでの設計基準の多くでは過去の観測情報に基づくマップが掲載されているが、近年、温暖化予測に基づく風外力の設定方法が提示されつつある[1], [2], [3].

日本では、対象となる構造物の立地条件や特性に応じて、複数の風速マップが公開されている。電気学会が定める送電用鉄塔設計標準[4]では、山岳域の局地的な強風により被害が発生していること、気象条件や地形により卓越する風向が異なること等を鑑み、気象モデルの解析結果により山岳域等の風速分布も考慮した風向別のマップが提示されている。

以上より、山岳域の風速や風向特性に留意したうえで、気候変動の影響を考慮した日本域の設計風速の算定法を考案する重要性が示唆される。本検討では、大量アンサンブル気候予測データ (d4PDF) [5]を高解像度にダウンスケーリングしたデータセットを用い、風向別風速極値の特性や解析精度を議論する。なお、寿都だし風、日高しも風、羅臼風等、局地風による強風が多く観測されたことのある北海道を対象とする [6].

2. データと手法

d4PDF を水平解像度 5km に力学的ダウンスケーリングしたデータセット[7]を用いた。これは、d4PDF の領域モデル実験 (水平解像度 20km) を入力値とし、非静力学地域気候モデル (NHRCM) により、7月24日から翌年8月31日までの約1年間の連続計算を、過去実験 (HPB) 782年分・4°C上昇実験 (HFB4K) 1605年分を対象に実施したものである。解析結果の検証に、気象官署における過去約70年分の観測データを用いた。

各データの地上風速 (U10, V10, 高度補正した風観測値) を用い、8風向別年最大風速を抽出した。これらに対し、ガンベル分布を仮定し、風向別の再現期間風速を算出した。主として再現期間50年の値を対象とした。

3. 結果の一例

HPB, HFB4K 共に、日高山脈や知床半島などの大規

模な山脈の風下側斜面に再現期間風速が高いエリアが形成され、おろし風 (日高しも風、羅臼風等) による強風が反映されている。南東よりの地峡風の発生が知られる寿都では、対応する風向で高風速になるものの、HPB の風速値は観測値に対して過小評価である。これは地形が十分に解析されていないためと推察される。

北海道全域において、風向別年最大風速の発生季節は6-8月に少ないなどの特徴は観測と整合的である。そのほかの季節における年最大風速の発生頻度にはバイアスがあり、地域差が確認される。HPB に対し HFB4K では、山岳風下の再現期間風速が減少、風上に増加する等の特徴がみられる (図1の日高山脈付近参照)。

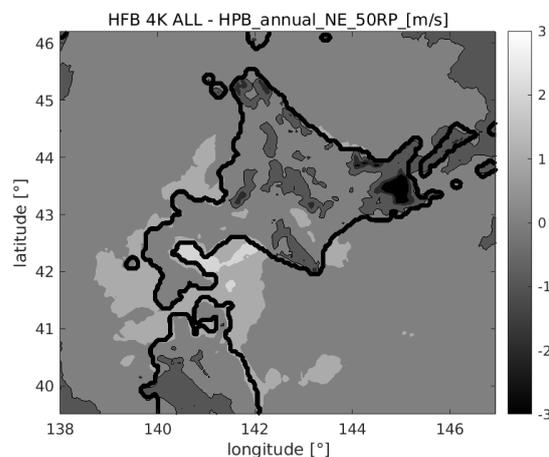


図1 北東風の再現期待値の差 (HFB4K-HPB) [m/s]

参考文献

- [1] Mudd, L., et al., 2014, *Nat. Hazards Rev.*, **15**(3), 1-13.
- [2] Hong, H.P., et al., 2021, *Struct. Saf.*, **93**, 2021.
- [3] Standards Australia, Standards New Zealand: AS/NZS 1170.2:2021.
- [4] 送電用鉄塔設計標準 JEC-TR-00007-2015 追補 1 2020-6, 電気企画調査会, 2020.
- [5] Ishii, M., et al., 2020, *Prog. Earth and Planet. Sci.*, **7**, 1-22.
- [6] 荒川, 局地風のいろいろ, 気象ブックス, pp.171, 2011.
- [7] Yamada, T.J., et al., 2021, *Atmos. Sci. Lett.*, e1065.

東北南部及び北信越の山岳域における積雪の将来変化

*福井真^{1,2}, 山崎剛¹, 高橋直也^{3,1}, 川瀬宏明², 野坂真也²

1 東北大学大学院理学研究科, 2 気象研究所, 3 ハワイ大学

1. はじめに

山岳域における積雪は、水力発電や農業などに欠かせない水資源である。温暖化は、降雪の減少や真冬の融雪量の増加をもたらす、積雪水資源の減少につながる懸念がある。しかし、循環場が変化し降水が変わったり、温暖化しても氷点下のままであったりすれば、積雪への影響はより複雑になることが考えられる。

日本域においても、温暖化による降雪の将来変化は、場所や年によって、異なる可能性が指摘されている[1][2][3]。積雪については、標高 2000m を超える北アルプスにおいて、積雪が多い年は温暖化の影響は顕在化しにくいという報告がある[4]。しかし、ここで解析された地域は限られている。そこで、本研究は東北南部及び北信越の山岳域に着目し、積雪量の将来変化について調べる。

2. 手法

水平格子間隔 1km の気象研究所非静力学地域気候モデル(NHRCM)[5]を用いた力学的ダウンスケール実験を行った。ここで、積雲対流も陽に扱う。積雪の消長も陸面モデル iSiB によってオンラインで評価する。領域は東北南部と北信越をそれぞれ図 1 の通り設定した。境界値には、現在気候、2K 上昇気候、4K 上昇気候の各気候下のアンサンブル気候データセット d4PDF[6]を水平格子間隔 5km に力学的ダウンスケールした結果[2][7]を与えた。ただし、各気候下において、372 年分の 5km 格子データのうち、各領域の山岳域の年最大積雪深が上位/中位/下位の 5 年ずつを抽出して用いた。なお、山岳域として、東北南部ではモデル標高 500m 以上の地域、北信越ではモデル標高 800m 以上の地域とした。

3. 山岳域の積雪量の再現性の評価

東北南部の代表地点として月山志津、北信越の代表地点として奥只見丸山をとり、積雪深について観測と現在気候実験の結果を比較する。中間的な積雪の年の結果は、観測の範囲に含まれていた。極端に多い(少ない)年については、観測の最大(最小)値に比べてやや多く(少なく)なった。観測は 30 年程度であるのに対し、実験で抽出したものは 372 年に 5 度程度の極端な年であることを踏まえると、現在気候下における山岳域の積雪を各年における推移や年ごとの違いをよく再現で

きていたとみなせる。

4. 山岳域の積雪量の将来変化

降雪量を比べると、現在気候に対して 2K、4K と温暖化が進むにつれて減少する。少雪年に着目すると、4K 上昇気候下では、真冬(DJF)に限ると、奥只見丸山では現在気候の 64%まで、月山志津では 54%まで減少した(図 2 上段)。一方、DJF の平均積雪水当量で比べると、奥只見丸山では現在気候の 17%まで、月山志津では 7%まで減少する結果となった(図 2 下段)。気温上昇に伴う降雪量の減少に加え、真冬の融雪量の増加により、山岳域においても 4K 上昇気候下において積雪が大幅に減少する年が出てくる可能性を示唆する。

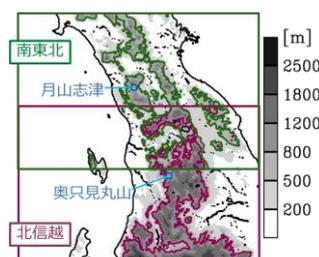


図 1 対象領域。緑枠内が南東北、赤枠内が北信越。陰影がモデル標高。等値線(緑は南東北、赤は北信越)は山岳域の境界線。

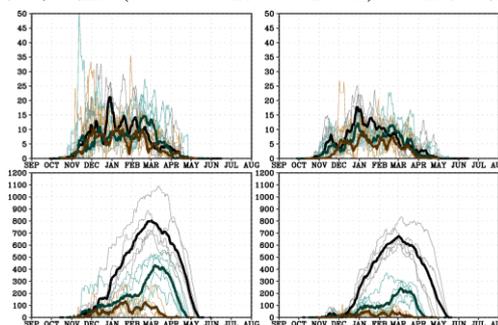


図 2 奥只見丸山(左列)及び月山志津(右列)における少雪年の日降雪量10日移動平均[mm/day](上段)と積雪水当量[kg/m²](下段)。黒/緑/赤が現在/2K 上昇/4K 上昇気候実験。細線が各年の値、太線がその平均。

謝辞

積雪の観測データは、防災科学技術研究所から提供頂いた。

本研究は、文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム領域テーマC「統合的気候変動予測」JPMXD0717935561 の助成を受けた。

参考文献

- [1] Kawase, H., et al., 2016, *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 8000-8010.
- [2] Sasai, T., et al., 2019, *J. Geophys. Res.*, **124**, 13975-13990.
- [3] Kawase, H., et al., 2021, *SOLA*, **17**, 1-7.
- [4] Kawase, H., et al., 2020 *Prog. Earth. Planet. Sci.*, **7**, 10.
- [5] Sasaki, H., et al., 2008, *SOLA*, **4**, 25-28.
- [6] Mizuta, R., et al., 2017, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **98** 1383-1398.
- [7] 山崎ほか, 2019, シミュレーション, **38**(3), 145-149.

新型コロナ（COVID-19）新規感染者数と気候の影響（2）

*河合英俊（放送大学大学院情報）

1. はじめに

2021年10月でCOVID-19感染症「第5波」終息後、2021年末から新たな遺伝子配列の感染力が強い海外からの変異株「オミクロン株」が急激に感染拡大してきている（図1）。前回報告した第5波に続き第6波の新規感染者数に影響を与える要因を気候と検査数との関係を東京都で分析した結果を報告する。

2. 新規感染者と気温、蒸気圧、検査陽性率

COVID-19の第5波終息後、第6波始まりの2021年12月1日から2022年2月11日まで、東京都における毎日の気象データ、新規感染者数、検査データを下記のオープンデータを正規化（標準化）し分析評価した。

新規感染者数：厚生労働省オープンデータ

気象データ：気象庁オープンデータ

検査数データ：東京都オープンデータ

分析に利用した方法は、回帰分析を用いて検証した。

3. 結果

前回回の感染拡大第5波の分析結果で、気候との優位性が得られたため、今回は、その気候変数の平均気温、平均蒸気圧と新規にCOVID-19検査データを説明変数として用いて分析した結果は、以下である。

- ① 2021年12月1日から平均気温、平均蒸気圧が低下し、正規化値がマイナスとなった2022年1月10日頃から新規感染者が急激に上昇した。
- ② 上記①の時点から、検査陽性率（※）が右肩上がりに上昇している。（図2、図3）

（※）PCR検査と抗原検査の実施件数に対する陽性者数の比率



図1 新規感染者数推移(国内全て、東京、大阪)

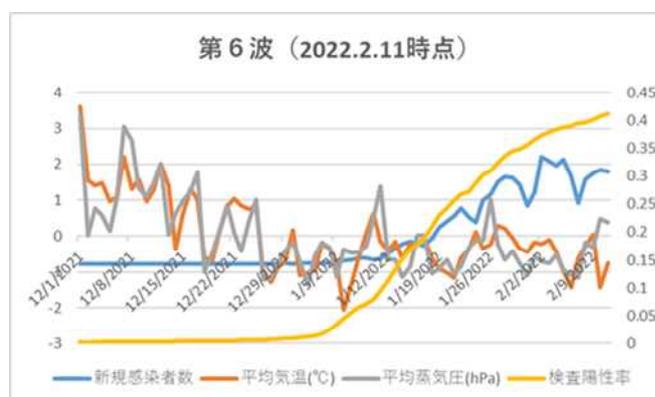


図2 新規感染者数、気候、検査陽性率の関係（第6波）



図3 新規感染者数、気候、検査陽性率の関係（第6波、水曜日）

4. 新規感染者の回帰予測モデル

分析結果でわかることは、第6波のCOVID-19新規感染者数の予測は、平均気温と平均蒸気圧の他に検査陽性率の重回帰モデルで説明できる。（表1）

表1 回帰分析結果 第6波（2021/12/1～2022/2/11）

	3変数	気温	蒸気圧	検査陽性率
重相関 R	0.96776	0.35968	0.32246	0.96633
重決定 R ²	0.93655	0.12937	0.10398	0.93380
補正 R ²	0.93379	0.11745	0.09170	0.93287

5. まとめ

現在、第6波拡大期であるが、新規感染者の増加は、気温と蒸気圧の低下による影響が大きい。また、検査陽性率との相関が非常に強い。検査陽性率が、過去最大値であり、実際の感染者数はかなり多いと考える。

6. 参考文献

- [1] 気象庁オープンデータ、過去の気象データ
- [2] PCR test positive rate revealing the real infection epidemic status examined in the COVID-19 epidemic in Tokyo, Japan, Toshihisa Tomie, medRxiv, 2021.11

東南極ドームふじ周辺における温暖化影響の実態把握

森野祥平 (名古屋大), *栗田直幸 (名古屋大), 亀田貴雄 (北見工大),
 本山秀明 (極地研), 平沢尚彦 (極地研), Lazzara, M.A.(U. Wisconsin)

1. はじめに

世界各地で地球温暖化の影響と思われる現象が多発しているが、日本の南極事業が対象としている東南極ドームふじ周辺域では温暖化影響が顕在化していないと言われている。しかしながら、南極半島や西南極地域では $0.5^{\circ}\text{C}/10$ 年という急速な温暖化が進行するなど、南極の一部地域では温暖化の影響が顕在化している[1]。さらに近年では、南極半島から南極氷床内陸域までの広域において春季(9月から11月)平均気温が上昇傾向($0.5\text{--}0.6^{\circ}\text{C}/10$ 年)を示しており [2], 温暖化影響の兆しが南極全域に拡大しつつある。本研究は、観測空白地であるドームふじ周辺域の長期気温データセットを作成し、温暖化影響の実態を明らかにする。

2. 長期気温データセット作成

南極観測事業では、1990年代より沿岸域からドームふじ基地に至るルート上に複数の自動気象観測器(AWS)を設置し、観測器を更新しながら気象観測を継続している。本研究では、20年にわたる観測データが存在する(1)みずほ基地(70.7S, 44.3E, 2260m), (2)中継拠点(74.0S, 43.1E, 3353m), そして(3)ドームふじ基地(77.3S, 39.7E, 3810m)を研究対象地点とし、品質管理及び放射バイアス補正を行い、1994年から2021年までの月平均気温データセットを作成した。本研究の品質管理は、南極研究科学委員会(SCAR)が定めた方針に則って実施した[3]。しかしながら、作成した気温データには数年にわたる欠測期間が存在するという問題点がある。そこで、客観解析データ(ERA5)の地上2m気温から観測値を推定する手法を開発し、1979年から2021年までの月平均気温データセット(ERA5推定値)を作成した。ERA5推定値の平均2乗誤差は 1.5°C 以下であり、年々変動を十分議論できる。

3. 結果と考察

1979年から2021年までの年平均気温の時系列変化を調べたところ、平均値よりも有意に高い高温年が2000年以降に頻出しており、その傾向は3地点とも同様であることが明らかとなった。南極氷床域では冬季の気温変動が最も顕著であり、この年々変動は冬季の気温

変化を強く反映していた。また、春季の平均気温に着目すると、1990年代に寒冷化した後、2000年以降は温暖化傾向を示している(図1)。同様の変動は、内陸域に位置するヴォストーク基地や南極点でも報告されており、赤道太平洋域での対流活発化にともなう遠隔応答が原因であると指摘されている[4]。そこで、ドームふじ基地における春季の平均気温の時系列変化と500hPaのジオポテンシャル高度の同時相関解析を行った。結果は、赤道太平洋域から南極大陸に伝播するロスビー破列の特徴が見られ、赤道太平洋域で対流活動が活発した影響が南極沿岸域だけでなく、遠くドームふじ周辺にも及んでいること示した。これは2000年以前には見られない現象であり、当該地域においても温暖化影響が顕在化しつつあることを示唆している。

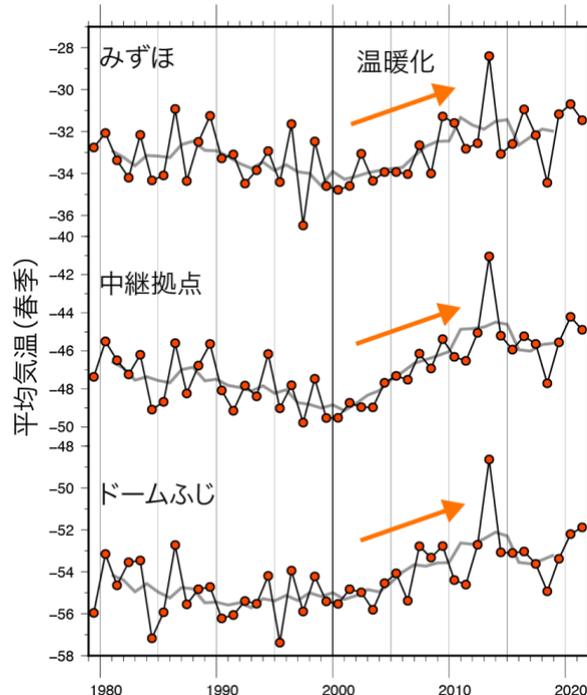


図1 ERA5推定値による春季平均気温の年々変動

参考文献

- [1] Bromwich, D.H., et al., 2012, *Nat. Geosci.* **6**, 139-145.
- [2] Turner, J., et al., 2020, *Int. J. Climatol.* **40**, 2986-3007.
- [3] Turner, J., et al., 2004, *J. Climate* **17**, 2890-2898.
- [4] Clem, K.R. et al., 2020, *Nat. Clim. Change* **10**, 762-770.

MIROC における雲・降水プロセス高度化の雲フィードバックへの影響

*廣田渚郎¹、道端拓朗²、塩竈秀夫¹、小倉知夫¹、鈴木健太郎³

(1.環境研、2.岡山大学、3.東大大気海洋研)

はじめに

気候モデルによる気候変動予測には大きな不確実性がある。例えば、世界の気候モデル CMIP6 モデルにおける、二酸化炭素倍増時の全球地表気温の上昇量で定義される“気候感度”には 1.8~5.6°Cの幅がある。予測不確実性の最大の要因は、温暖化に対する雲・降水プロセスの応答(フィードバック)がモデル間で異なることである (Zelinka et al. 2020)。

東大/環境研/JAMSTEC で開発されている気候モデル MIROC では、雲・降水プロセスを高度化する改良が行われている。例えば、これまで診断的に扱われていた雨と雪の降水粒子を予報変数として扱い、それらの雲との相互作用、放射プロセスへの影響をより精密に表現できるようになった(Michibata et al. 2019)。本研究の目的は、MIROC における雲・降水プロセスの高度化が雲フィードバックに与える影響を調べる。

データと方法

MIROC で、従来の診断型降水スキーム(DIAG)と新しく実装された予報型降水スキーム(PROG)を用いた場合の比較を行う。DIAG と PROG の現在気候実験と温暖化実験を行う。DIAG と PROG の温暖化時の雲フィードバックを比較する。特に、Zelinka et al. (2012)の放射カーネルを用いて、雲の日傘効果や温室効果に関わる、雲の量、高さ、厚さの温暖化への応答の違いを調べることで、フィードバックプロセスの理解を深める。更に、17 個の CMIP5/6 モデルとの比較を行い、MIROC に見られたプロセスの違いが、CMIP5/6 モデルの気候感度の不確実性をどの程度説明できるのかを調べる。

結果

PROG と DIAG の MIROC の比較を行い、PROG は DIAG に比べて雲フィードバックが大きく、気候感度は 20%程度大きくなった。雲フィードバックが変わったことは、雲の量、高さ、厚さの何が変わったことに起因するのかを調べた。その結果、PROG は、DIAG に見られた上層雲量の過少バイアスが改

善され、その上層雲の高度が温暖化の進行と共に上昇することで、温室効果がより効果的に働き温暖化が促進されることが分かった。

同様の関係性が、CMIP5/6 の気候モデル間にも見られるかを調べた。図の様に、上層雲量と雲の高度が高くなることで温暖化が促進されるフィードバックの強さの関係は CMIP5/6 モデルにも見られた。モデル間の相関係数は 0.59 である。また、多くの CMIP5/6 モデルは、DIAG と同様に、観測に比べて上層雲量を過小評価している。雲が高くなることによる雲フィードバックの強さには、CMIP5/6 モデルで-0.67~0.84W/m²/°Cの幅があるが、上層雲量との関係性と、上層雲量が観測と整合的なモデルがより信頼できると考えると、その不確実性の幅(>66%の likely range)は、0.15~0.97W/m²/°Cに低減することができた(Emergent Constraint)。

(謝辞) 本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援を受け、国立環境研究所および JAMSTEC のスーパーコンピュータを利用しています。

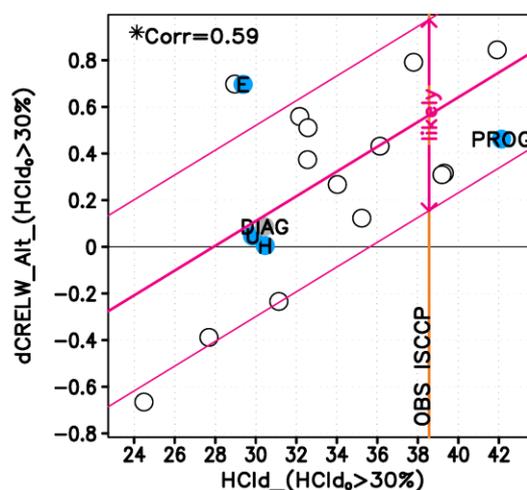


図 1. 雲の高さに関わる長波雲放射フィードバック (縦軸)と上層雲量(横軸)の関係。各点は CMIP5/6 モデルと MIROC の PROG と DIAG を表す。オレンジ線は観測の上層雲量を示す。ピンク線は、雲フィードバックと上層雲量の間帰直線と、そこから±1σの雲フィードバック。

地球システム統合モデルによる将来シナリオ評価

*横嶋徳太(国環研), 櫻井玄(農研機構), 木下嗣基(茨城大), 藤森真一郎(京都大)
Y. Pokhrel (Michigan State University), 伊藤昭彦(国環研), 佐藤雄亮(国環研),
加藤悦史(エネ総研), 岡田将誌(国環研), 立入郁(JAMSTEC), 松本健一(東洋大),
江守正多(国環研), 高橋潔(国環研)

1. はじめに

将来の地球システムと人間社会の変化を定量的に予測するためには、気候変動対策を含めた様々な人間活動の変化と、地球システムの変化との間の相互作用を、定量的に評価することが重要である。例えば、土地利用改変を伴う緩和・適応策の実施は、地表の植生分布を変えることを通じて、二酸化炭素の吸収と排出量に影響を及ぼす。また再生可能エネルギーとしてバイオ燃料作物を栽培することは重要な緩和策の一つであるが、炭素や窒素などの物質循環に影響を与えるだけでなく、それによって灌漑が強化されれば、地球システムにおける水循環にも大きな影響を及ぼす。この一方で、地球システムの変化が、人間活動にも影響を与える。例えば将来の気候変化は、人間が利用できる水資源や作物の生産に影響を及ぼし、これによって人間による土地利用が変わる可能性がある。このため、地球システムと人間活動の相互作用をモデルに組み込み、地球-人間システムにおける様々なフィードバックを定量的に評価し、将来予測を行う必要がある。本発表では、これまでにわたしたちの研究チームが開発してきた陸域/地球システム統合モデルによる研究の成果を報告する。

2. 陸域/地球システム統合モデル

これまでに私たちは、気候モデル (MIROC) における陸面過程モデル (MATSIRO) に、陸域生態系モデル (VISIT)、貯水池やダム操作および灌漑を記述する水資源モデル (H08)、作物の収量を計算する作物モデル (PRYSBI2)、人間による耕作地利用面積を予報する土地利用モデル (TeLMO) を結合させた「陸域統合モデル MIROC-INTEG-LAND」の開発を行った (Yokohata et al. 2020a; 図1)。さらに現在では、陸域統合モデルに大気・海洋過程を結合させた「地球システム統合モデル MIROC-INTEG-ES」の開発を行なっている。地球システム統合モデルでは、最新の地球システムモデル MIROC-ES2L がベースとなっている。

3. 結果と議論

陸域統合モデルを利用し、さまざまな将来の社会経済・気候シナリオ (SSP/RCP) のもとで実験を行い、分析を行ったところ、次のような地球-人間システムフィードバックが明らかになった。将来の人口の増加による食糧需要の増加、気候変動緩和策のためのバイオ燃料需要の増加によって、農地面積が拡大する。大きな気候変動が生じるシナリオでは、作物収量が低下することで、より多くの農地が必要になり、農地面積をさらに拡大させる。農地面積の拡大は、灌漑のための水需要を増加させるとともに、土地利用変化に伴う温室効果ガス排出を増加させ、さらに気候変動を促進する。発表では、MIROC-INTEG-LAND を活用したさまざまな研究 (永久凍土融解による温室効果ガス放出の将来予測; Yokohata et al. 2020b など) や、地球システム統合モデルを活用した研究についても紹介する。

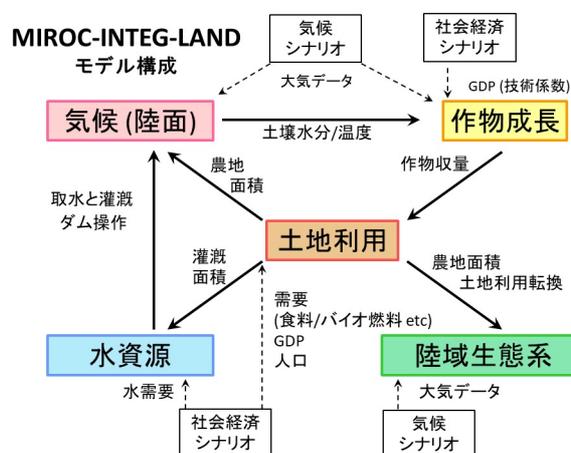


図1 陸域統合モデルの概念図。ボックスがモデルの構成要素 (サブモデル) を表し、矢印がサブモデルの間でやりとりする変数を表す。

参考文献

- [1] Yokohata, T., et al., 2020a, Geosci. Model Dev., 13, 4713–4747, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-4713-2020>
[2] Yokohata T., et al. 2020b, Prog. Earth Planet. Sci., 7, 56. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00366-8>

地球温暖化による東アジアにおける極端降水の増加に対する大気の水の寄与

*釜江陽一 (筑波大生命環境), 今田由紀子(気象研究所),

川瀬宏明 (気象研究所), Wei Mei (ノースカロライナ大学)

1. はじめに

中緯度に存在する細長く伸びた強い水蒸気フラックスの帯は、atmospheric river (大気の水) と呼ばれ、上陸した際に洪水や土砂災害を引き起こすことがある。近年、東アジアで夏季に広い範囲で豪雨が観測される事例には、大気の水が関係していることがある。春季に日本上空を通過する大気の水は、爆弾低気圧に伴う発達した寒冷前線に沿って形成される事例が多く、強風による交通障害をもたらすことがある。

地球温暖化の進行によって、大気の水は地域や季節によってはより頻繁に発生する可能性が指摘されている (Payne et al. 2020)。加えて、より強い水蒸気フラックスを伴う大気の水が発生し、より極端な降水をもたらす可能性がある。東アジアでは、地球温暖化によって全体的に発生頻度が増加し、その不確実性の要因の一部は、亜熱帯西部北太平洋上の気圧偏差を介した熱帯インド洋・太平洋の海面水温上昇パターンの効果であることが指摘されている (Kamae et al. 2019, 2021)。

総観規模の現象である大気の水の振る舞いの将来予測のためには、全球気候モデルが有効である。一方で、極端降水の頻度・強度を検証するためには、地域的な地形分布を考慮する必要があり、全球気候モデルでは十分に検証できない。そこで本研究では、全球および地域気候モデルによるアンサンブル実験によって、東アジアにおける大気の水の振る舞いとそれによる極端降水の地球温暖化による変化を検証する。

2. 使用データ

気象研究所高解像度大気大循環モデルMRI-AGCM3.2と非静力学地域気候モデルNHRCMを用いて構築された、d4PDFの過去実験と+4K実験の結果を用いる。全球モデルを用いた過去実験と+4K実験の結果から、大気の水の位置を特定し(Kamae et al. 2019, 2021)、NHRCMを用いた過去実験と+4K実験の出力から、大気の水の直下の降水を抽出し、これを大気の水による降水と定義する。大気の水による降水の気候値を確認すると、観測データから得られる分布とよく整合する分布が得られることを確認している。

3. 結果

NHRCMの過去実験から得られた1時間ごとの降水強度をもとに、上位0.1%に相当する降水を極端降水と定義すると、温暖化時には、極端降水に相当する降水が春季に3.1倍、夏季に2.4倍に増加した。次に、この増加分のうち大気の水による極端降水が占める割合を求めると、春季は77%、夏季は46%であった。台風のような大気の水以外の現象が、極端降水事例の大きな割合を占める夏季や秋季に比べて、春季には気候学的な大気の水の役割、および温暖化時の極端降水頻度の増加に果たす役割が大きい。

大気の水通過時に極端降水が観測される典型的な地域の一つである日本アルプスを対象に、上空を流れる鉛直積算水蒸気フラックスと降水強度の頻度分布を確認すると、温暖化時にはより強い水蒸気流とより強い降水が発生(図1)し、その大部分が大気の水通過時に起きていることがわかった。

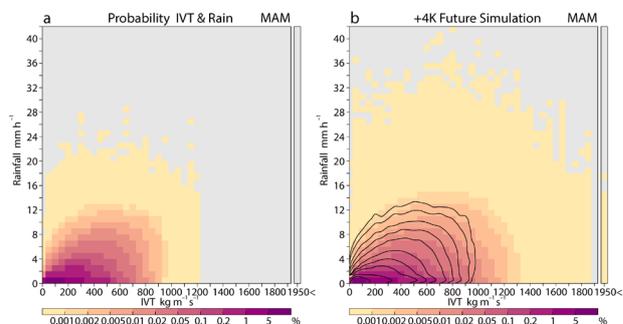


図1 日本アルプス上の (a) 過去実験と (b) +4K 実験での鉛直積算水蒸気フラックス (横軸) と降水強度 (縦軸) の頻度分布。

謝辞 本研究は統合的気候モデル高度化研究プログラム (JPMXD0717935457、JPMXD0717935561)、科研費 (19H05704、19H05703、19H05697) の支援を受けて実施されました。

参考文献

Kamae, Y., et al., 2019, *Env. Res. Lett.*, **14**, 054019.

Kamae, Y., et al., 2021, *Env. Res. Lett.*, **16**, 099501.

Payne, A. E., et al. 2020, *Nature Rev. Earth Env.*, **1**, doi: 10.1038/s43017-020-0030-5.

日本域の気候変動影響評価適応研究のために選択されたCMIP6の将来予測ミニアンサンブルの分析

*林 未知也, 塩竈秀夫 (国環研)

1. はじめに

多数の全球気候モデル(GCM)から少数のサブセットを選択する手法は、地域的な気候変動の影響評価および適応研究のための気候シナリオを提供するために重要である。Shiogama et al. (2021) [1]は、CMIP6 アンサンブルからサブセットを選択するための統計手法を開発し、影響評価・適応研究でよく用いられる 8 つの大気変数(日平均気温, 日最高気温, 日最低気温, 降水量, 短波放射, 長波放射, 相対湿度, 地表風速)について、CMIP6 による日本気候の将来予測のばらつきをよくカバーするように 5 つの GCM を選んだ(ミニアンサンブル)。結果は 1 km メッシュ日本域バイアス補正気候シナリオデータ作成に用いられ[2], 今後活用が期待される。ただし、ミニアンサンブルのどの GCM が予測幅を効率的にカバーするのに貢献したかは明らかでない。また、ミニアンサンブルは全球気温変化のばらつきもよくカバーするため、温暖化レベルとの高い相関が予測幅の広いカバー率に寄与した可能性も考えられる。

本研究では[3], 影響評価・適応研究に有用な情報を提供することを目的とし、5 つの GCM による将来予測の CMIP6 アンサンブルにおける位置付けを示す。また、温暖化レベルと 8 変数の変化の相関関係による予測幅のカバー率をミニアンサンブルと比較することにより、GCM 選定手法の有用性を調査する。

2. 手法

CMIP6 の 19 モデルによる過去再現実験と 3 つの SSP シナリオ実験での 8 変数の 1961-2010 年と 2051-2100 年の差(将来変化)を、年平均と各季節について解析する。各変数の将来変化について 1°格子ごとに、CMIP6 アンサンブル内での 5 つの GCM のパーセンタイルランクと、CMIP6 アンサンブルの将来予測の最大・最小幅に対するミニアンサンブルによるカバー率(Fractional Range Coverage, FRC_{mini}) [1]および CMIP6 アンサンブルの温暖化レベルと将来変化の相関関係によるカバー率(FRC_{GW})を求め、3 シナリオについて平均する。

3. 結果と考察

パーセンタイルランクの解析から、相対湿度を除き、選択された 5 つの GCM が系統的な偏りなく CMIP6 アンサンブルによる予測幅をカバーすることが分かる(図

示せず)。相対湿度については減少傾向に偏りがある。

手法から期待されるように、ミニアンサンブルは 8 変数全てについて CMIP6 の予測幅を約 60% 以上カバーする(図 1a)。一方、温暖化レベルの広いばらつきは、日平均・最高・最低気温および長波放射の CMIP6 の予測幅を 70% 以上カバーするのに貢献するが、降水量と短波放射、相対湿度、地表風速の予測幅カバー率は約 50% を下回る(図 1b)。降水量と短波放射、相対湿度、地表風速は、全球平均気温の変化ではなく大循環やエアロゾル強制の変化などさまざまな要因に敏感であるため、将来予測幅をカバーするために Shiogama et al. (2021) [1]の統計的モデル選定手法が効果的となる。

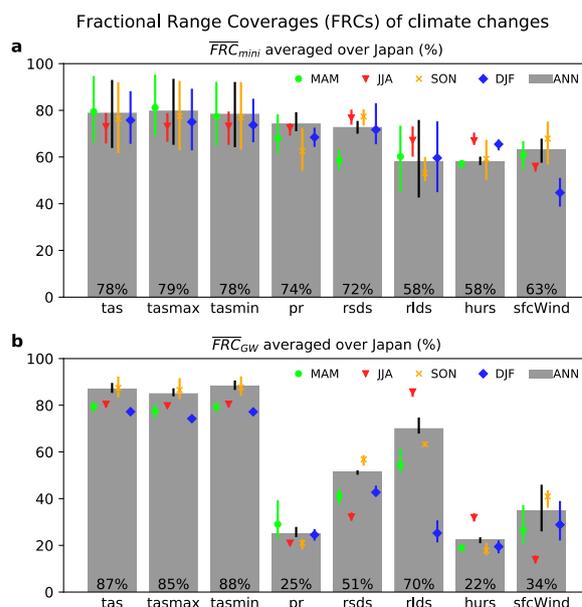


図1 日本域での(a) FRC_{mini} と(b) FRC_{GW} の SSP シナリオ平均(%). 左から日平均・最高・最低気温, 降水量, 短波放射, 長波放射, 相対湿度, 地表風速. 灰色のバーと数値は年平均, マークは季節ごとの結果であり, 縦線は 3 シナリオ間の幅を示す。

謝辞 本研究は、(独)環境再生保全機構の環境研究総合推進費(JPMEERF20192004)および国立環境研究所の気候変動適応研究プログラムの助成により実施した。

参考文献

- [1] Shiogama, H., et al., 2021. *SOLA*, **17**, 57-62.
- [2] Ishizaki, N., 2021. [doi:10.17595/20210501.001](https://doi.org/10.17595/20210501.001).
- [3] Hayashi, M., and H. Shiogama, 2022. *SOLA* (submitted).

水文学的観点から見た高解像度 AGCM の降水の再現性

*三浦 陽介(気象業務支援センター), 仲江川 敏之(気象研究所)

1. はじめに

気候変動に伴うシステムの急激な変化点であるティッピング・ポイント(以降、転換点)について検討されている[1]。本研究は河川流量から見た転換点を探ることを最終的な目的としている。そのために河川流量に最も大きな影響を与えると考えられる降水について観測値と比較し、その再現性について確認したものである。

2. 使用データ及び手法

本研究の最終的な目的を実現するためには、連続的な実験結果が必要であるため、150年連続で計算され、高解像度 20km 格子の結果がある気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2[2]の結果を用いることとした。観測値は陸域のみが対象で、解像度が 0.25 度と高い GPCP の月平均値を使用した。本研究は河川流量に対する降水の再現性確認を目的としていることから、河川流量観測地点の上流域に対する流域平均雨量を対象とし、上流の集水域の情報は GRDC より得た。再現性の確認は現在気候である 1950 年～2014 年を対象に、10 年間で 1 年ずつずらした平均値を用いた。「10 年間平均 1 年ずらし」と「30 年間平均 5 年ずらし」で結果に大きな違いがなかったため、サンプル数の多い 10 年間 1 年ずらしを用いた。また、ケッペンの気候区分の大部類である 5 区分に対し、再現性の確認を実施した。

3. 結果

大まかな再現性を確認するため、年降水量の全球的な傾向として、バイアスと相関係数の分布を図 1 及び図 2 に示す。なお、図は各流域の形に応じて色をつけている。図 1 からは計算値が観測値より過大に予測している傾向があり、図 2 からは高緯度の寒帯では高い正の相関と負の相関を示す流域があり、南半球の熱帯も負の相関を示す流域がある。

季節的な再現性を確認するため、ケッペンの気候区分内の集水面積が最大の河川を対象に計算と観測の月平均値を比較した結果を図 3 から図 5 に示す。図 3 の熱帯と乾燥帯及び図 4 の温帯は計算が観測と比較して遅れて極大と極小の月が現れる傾向にある。図 5 の寒帯は季節変動を良く再現しているが、亜寒帯である図 4 のアムール川(ロシア・中国)と図 5 の二番目に大きなヴォルガ川(ロシア・カザフスタン)に対して、計算は秋から冬にかけて過大に予測する傾向にある。

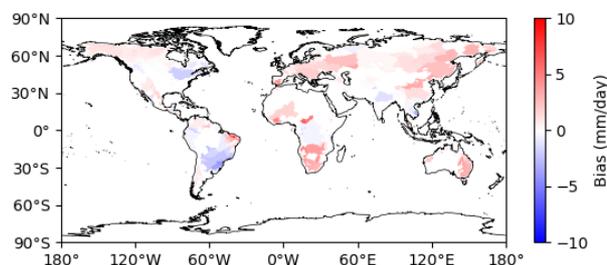


図 1 年降水量のバイアス (計算値 - 観測値)

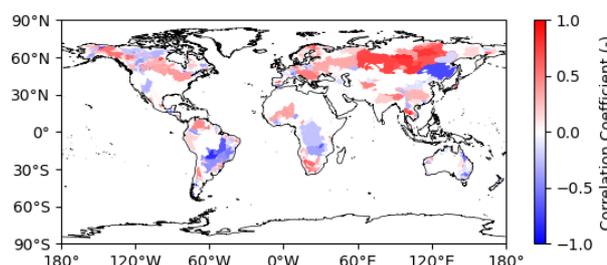


図 2 年降水量の相関係数

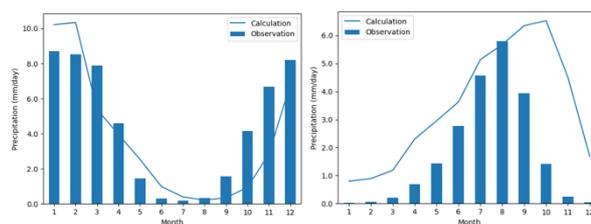


図 3 月平均降水量の比較 (左: 熱帯 右: 乾燥帯)

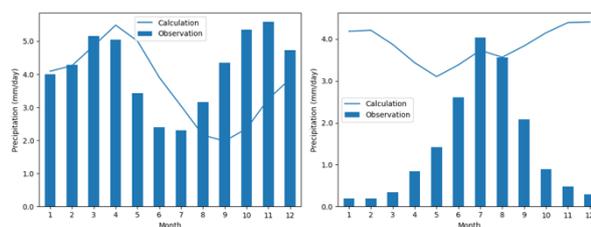


図 4 月平均降水量の比較 (左: 温帯 右: 亜寒帯)

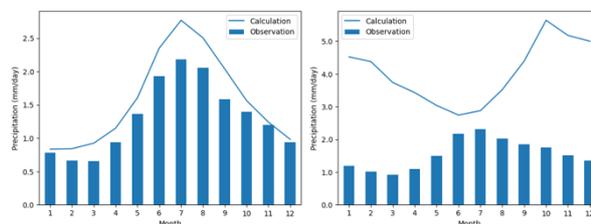


図 5 月平均降水量の比較 (左: 寒帯 右: 亜寒帯)

参考文献

[1] Kusunoki, S., et al., 2020. *Sci Rep* **10**, 4802

[2] Mizuta et al., 2012 *J. Meteorol. Soc. Japan*, **90**, 233-258

高分解能全球大気モデルの降水量再現性

楠 昌司 (気象研究所、関西大学)、水田 亮、仲江川 敏之 (気象研究所)

1. はじめに

高分解能の大気モデルは計算機資源が膨大なので、温暖化実験では対象期間を限定したタイム・スライス実験が行われることが多い。しかし、この設定では連続した気候の変化やティッピング・ポイント(転換点、臨界点)を評価できない。高分解能大気モデル比較計画 HighResMIP[1]では、1950年から2099年まで連続した実験が行われた。気象研のモデル MRI-AGCM3.2もこの計画に参加した[2]。MRI-AGCM3.2はd4PDF[3]や気象庁温暖化予測情報にも使用されており、他の全球モデルと精度を比較することは信頼度の評価に必要である。

2. モデルと現在気候実験

23個の全球大気モデルを用いた。赤道での東西格子間隔は最小21km(MRI-AGCM2.3S)、最大278km、平均78km。観測された海面水温を与えた1995-2014年の20年気候値を解析した。

3. 検証結果

モデルの精度は、GPCP 1ddv1.3(1度格子)で評価した。

3.1 全球

モデルによる年平均降水量の全球平均は観測より多い。MRI-AGCM3.2S(20km)、H(60km)の根2乗誤差と空間相関による精度は、全モデルの中では高い(図無し)。

3.2 東アジア

モデルは6月の梅雨前線の降水量が不足している(図1, 2a)。しかし、MRI-AGCM3.2の精度は全モデルの中では高い(図2)。7月の梅雨前線については、空間相関係数が全体に6月より低いが、MRI-AGCM3.2の精度は全モデルの中では高い(図無し)。

謝辞：本研究は、文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム(テーマC: 番号 JPMXD0717935561) 及び JSPS 科研費 21K03670 「大雨変化」、20K12154 「パナマ気候変化」の支援を受けた。

参考文献

[1] Haarrsma et al., 2016: *Geosci. Model Dev.*, doi: 10.5194/gmd-9-4185-2016. [2] Mizuta et al., 2022: *JMSJ*, doi: 10.2151/jmsj.2021-0068. [3] Ishii and Mori, 2020: *Prog. Earth. Planet.* doi:10.1186/s40645-020-00367-7.

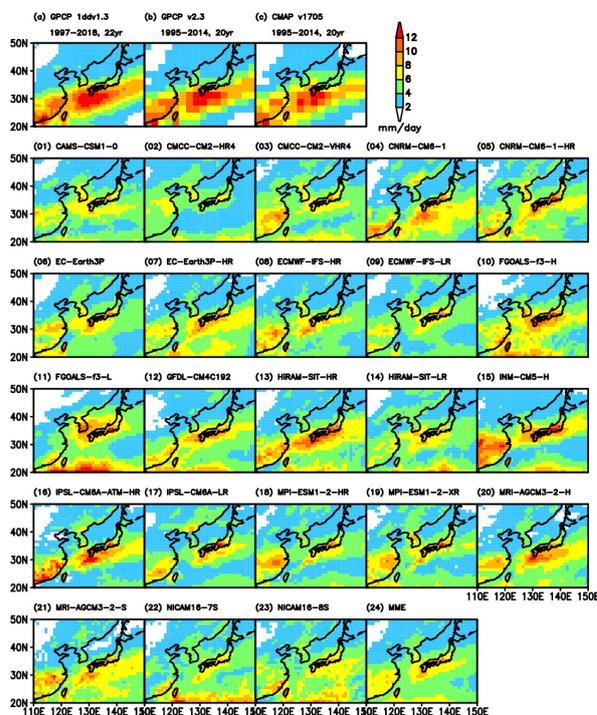


図1 東アジア(110-150E, 20-50N)での6月降水量(mm/day)。(a-c)観測、(1-23)各モデル、(24)全モデル平均MME。

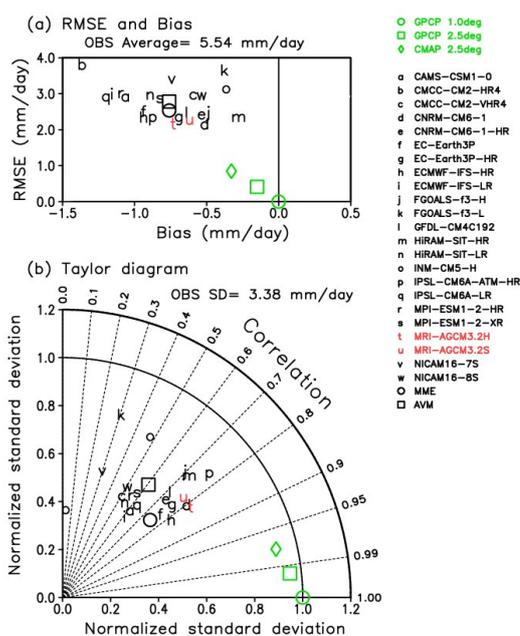


図2 東アジアにおける6月降水量の再現性精度。(a)バイアスと根2乗誤差 RMSE。(b)Taylor 図。緑は観測。赤は気象研モデル。AVMは全モデルの精度の平均値。

21世紀後半までの降水量変化予測の不確実性低減

塩竈秀夫^{1*}, 渡部雅浩², Hyungjun Kim^{3,4,5}, 廣田渚郎¹¹国立環境研 ²東大大気海洋研 ³Moon Soul Graduate School of Future Strategy, KAIST⁴Department of Civil and Environmental Engineering, KAIST ⁵東京生産研

はじめに

世界平均気温が将来何程度上昇するか予測には気候モデル間ではばらつきがあり、その不確実性を低減するための研究がこれまで数多く行われ、成果を上げてきた。一方、世界平均降水量変化予測の不確実性に関しては、これまで誰もその不確実性を低減することが出来なかった。

降水量変化予測の不確実性低減が難しかった最大の原因は、過去の降水量トレンドに温室効果ガス濃度増加だけでなくエアロゾル排出量増加の影響が多く含まれていることである。温室効果ガス濃度増加による将来の降水量変化と過去の変化の要因が異なるため、過去の変化から将来予測の不確実性を低減するための情報を得ることが困難であった。

我々は、世界平均エアロゾル排出量がほとんど変わらず気温や降水量のトレンドに影響しない期間(1980-2014年)に着目して、モデルと観測のトレンドを比較することで、エアロゾル排出量増加の影響を受けずに温室効果ガス濃度増加に対する気候応答の信頼性が評価できると考えた。

研究方法と結果

我々は、CMIP5とCMIP6の67の気候モデルによる1851-2100年の気候変動実験データを解析した。ここでは、中程度の温室効果ガス濃度シナリオ(RCP4.5/SSP2-4.5)を分析した結果を紹介する。全67モデルによる予測が平等に信頼できると仮定した場合は、1851-1900年平均から2051-2100年平均の降水量変化の67モデル平均値は4.0%の降水量増加で、その予測には1.9-6.2%増加の幅(5-95%幅)がある(図1)。

21世紀後半までの世界平均降水量変化予測(縦軸)と1980-2014年の世界平均気温トレンド(横軸)の間には、統計的に有意な相関があり、エアロゾル排出量が一定で温室効果ガス濃度増加の影響が顕著な期間(1980-2014年)の気温上昇が大きいモデルほど、将来の降水量増加が大きい傾向にあることが分かる。これは、過去の温室効果ガス増加に伴う気温上昇が大きいモデルほど将来の気温上昇が大きく、また将来の気温上昇が大きいモデルほど将来の降水量増加も大きい傾向にあるためである。観測(横軸のバー)との一致度に基づく各モデルの信頼性評価を考慮した不確実性幅が、色付きの箱ひげ図である。

多数のモデルが過去の気温トレンドを過大評価しており、その降水量変化の将来予測の信頼性も低いと考えられるため、箱ひげ図の上限が低くなっており、幅も小さくなっている。

本研究によって、気温だけでなく降水量も予測不確実性を低減できるようになったことで、影響評価や気候変動対策の政策決定者に対して、より正確な情報を提供できると期待される。

発表論文 Shiogama H., et al. (2022) Emergent constraints on future precipitation changes. *Nature*, in press.

謝辞 文科省統合的気候モデル高度化研究プログラム(JPMXD0717935457)、科研費(JP21H01161)、環境再生保全機構環境研究総合推進費(JPMEERF20202002)およびNational Research Foundation of Korea grant(MSIT)(2021H1D3A2A03097768)の支援を受けた。

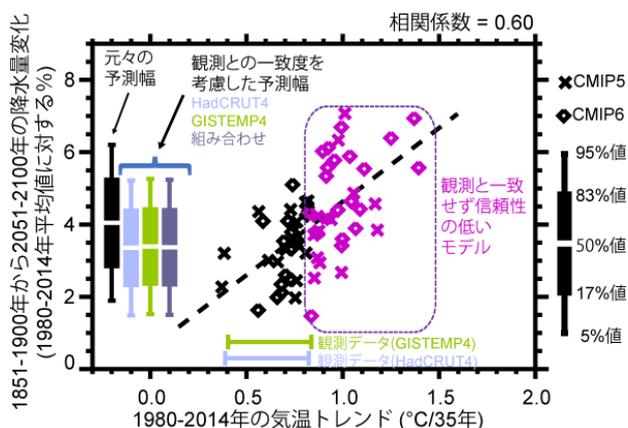


図1 縦軸は将来の世界平均降水量変化予測。横軸は世界平均気温の1980-2014年トレンド。回帰直線を破線で示す。横向きバーはHadCRUTとGISTEMP4の1980-2014年トレンド。バーの幅は、内部変動による不確実性を考慮した5-95%幅。×と◇はそれぞれ個々のCMIP5とCMIP6モデルを表し、紫色は1980-2014年の気温トレンドがHadCRUT4より大きく、観測データと整合的でないモデル、黒色は、それ以外のモデル。縦向き黒い箱ひげ図は、67モデルの平均値(50%値)および正規分布を仮定した17-83%幅と5-95%幅を示している。色付きの箱ひげ図は、観測との一致度に基づく各モデルの信頼性評価を考慮した不確実性幅。観測データ間のずれを考慮した箱ひげ図(組み合わせ)も示す。

シグナルノイズ比は季節予測精度を暗に示すのか？ -日本周辺における1ヶ月先の気温予測の精度調査より-

○土井 威志*・野中正見*・Swadhin Behera*
(*JAMSTEC/VAiG/APL)

キーワード：季節予測，シグナルノイズ比，予測精度の評価

1.はじめに

JAMSTEC アプリケーションラボ では、季節予測シミュレーション「SINTEX-F」を、毎月準リアルタイムに運用しているが、日本を含む、東アジアの予測精度は低いのが現状である。本研究では、「SINTEX-F」を使って日本の1ヶ月先の月平均気温の予測(例えば11月初旬時点で12月平均を予測する場合)の精度調査に加えて、予測精度が低い場合においても、何らかの有益な予測情報を発掘することが出来ないかを考えた。特に、「SINTEX-F」の最新版は、100を超えるアンサンブル数(単一の気候モデルを使うシステムでは世界最大規模)で予測を実施しており(Doi et al. 2019, J. Climate)、数値カオス性が強い中緯度域の季節予測において、新しい知見を開拓するために、有利であることが期待される。

2. 予測精度の季節性

日本付近(129°- 141°E, 30°N- 37°N)で領域平均した月平均気温偏差の予測精度の季節性を調べた(図1)。ここでは、1ヶ月先(例えば11月初旬から12月を予測する場合)の精度に注目し、「SINTEX-F」の最新版による1983-2020年の過去再予測結果(108アンサンブルメンバー平均)とNCEP/NCAR再解析データとの相関係数で評価した。線形トレンドは除去した。その結果、Persistent予測(予測開始時期の状況が持続すると仮定した予測。その精度は自己ラグ相関係数に相当)の精度を上回るのは、9月の予測のみであった。再解析データを基準として、9月の気温偏差が0.5°Cより高い年を選んで合成解析を実施したところ、エルニーニョ・南方振動の影響が大きいことを見出した。

興味深いことに、シグナルとノイズの比(SN比:ここでは、アンサンブル平均値をシグナル、アンサンブルスプレッドをノイズとして、その比で定義した)の経年変動に注目し、1983-2020年で平均したSN比よりSN比が高い年の15年(1984, 1987, 1988, 1989, 1990, 1994, 1997, 2000, 2004, 2006, 2008, 2009, 2010, 2017, 2019)のみを対象に相関係数スキルを計算すると0.67で、それ以外の23年間で計算したスキル-0.15と比べてはるかに高精度であり(差は99%の信頼限界で有意)、Persistent予測の精度を上回ることがわかった。さらに、アンサンブル位相空間での共変動解析

を実施することで、12月の日本の気温予測の鍵になるのが、インド洋熱帯域西部の高温偏差や、熱帯太平洋のエルニーニョモドキ的な構造であることを示した。これは、2019/2020年の記録的暖冬の状況とも酷似していた。

準リアルタイムの季節予測情報として、アンサンブル平均値だけでなく、SN比やアンサンブル位相空間での共変動解析結果も併せて提供することで、各々の予測の精度や予測の潜在的根拠についてより踏み込んだ情報を提供できる可能性があることが示唆できた。それらの情報は、ユーザー側が季節予測結果をさらに深く理解し、その適切な利活用を促進するための一助になると考える。

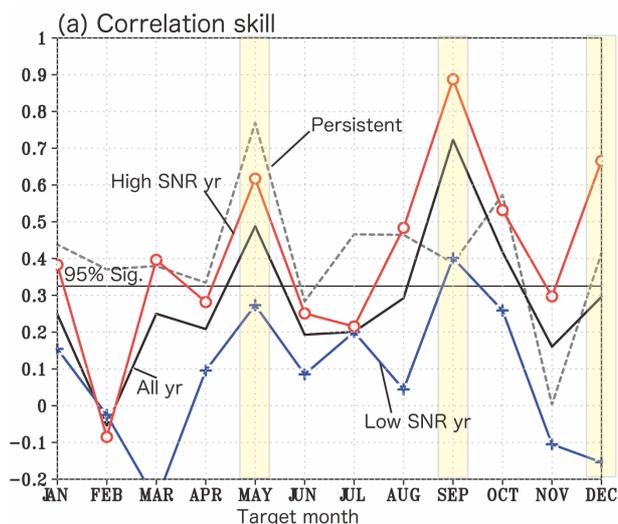


図1: 1ヶ月先(例えば11月初旬から12月を予測する場合)の日本付近(129°- 141°E, 30°N- 37°N)で領域平均した月平均気温偏差の予測精度(相関係数スキル)の季節性(黒線)。1に近いほど予測スキルが高い。SINTEX-F2 季節予測システム(Doi et al. 2019)による1983-2020年の過去再予測実験の結果で、108アンサンブルメンバーの平均値とNCEP/NCAR再解析データの値から計算した。線形トレンドは除去した。Persistent予測の予測スキル(自己ラグ相関係数)は灰色の点線で示した。SN比が、1983-2020年の平均値より高い年を選択し、その年だけで予測精度を計算した場合を赤色の線と○、それ以外の年で計算した場合を青色の線と+で示した。

10年間平均気温の月別変化

内山 常雄（日本気象予報士会）

1. はじめに

10年ぶりに更新された平年値と10年前の平年値を比較したところ、12月の気温上昇率が他の月と比較して全国的に低いことが分かった。その傾向がいつごろから現れているかを調べるために、1950年以降の10年ごとの平均気温の比較検証を行った。

2. 方法

気象庁のホームページの各種データ・資料のページから、155観測点の1951年から2020年の月平均気温を調べ、10年ごとの月平均気温を求めた。1951年から1960年までの10年間の月平均気温とそれ以降の10年間の月平均気温の偏差を求めた。また、1961年以降の10年隔たった各期間の月平均気温の偏差を求めた。

3. 1951年からの10年間の平均気温との偏差

1951年から1960年の10年間平均気温に対するその後の10年間平均気温との偏差を表1に示す。年平均気温の上昇は80年代までは小さく、90年代から大きく上昇した。2011年からの10年間平均気温は1951年からの10年か平均気温に対して1.05℃上昇している。

表1 1951-60年の10年間平均気温に対する偏差

月	61-70	71-80	81-90	91-00	01-10	11-20
1	-0.33	0.27	-0.02	1.06	0.83	0.79
2	-0.79	-0.32	-0.34	0.24	0.91	0.67
3	-0.59	-0.28	-0.04	0.60	0.81	1.24
4	0.14	0.14	0.27	0.58	0.71	0.76
5	0.62	0.29	0.39	0.76	0.97	1.56
6	0.17	0.57	0.34	0.73	1.31	1.31
7	0.27	0.17	0.03	0.66	0.75	1.22
8	0.29	-0.18	0.46	0.49	0.78	1.24
9	0.13	-0.17	0.21	0.69	1.12	1.21
10	-0.16	0.10	0.09	0.95	1.19	1.37
11	0.04	-0.01	0.07	0.78	0.75	1.10
12	-0.49	-0.35	-0.18	0.48	0.29	0.17
年	-0.06	0.02	0.11	0.67	0.87	1.05

表1の左半分の年平均気温の上昇が小さい間は、5月、6月の気温上昇が大きい反面、12月から3月の気温が上昇していない。表1の右半分の気温上昇が大きい期間では、すべての季節で気温が上昇しているが、4月を除き3月から11月の気温上昇が大きい。特に5月、6月と10月の気温上昇が大きい。一方、12月の気温上昇は小さい。

4. 地方による差異

12月の月平均気温の上昇幅が小さいという特徴は、日本のすべての地域で共通した特徴であった。ほとんどの地域で12月の気温上昇幅が最も小さかったが、唯一の例外は伊豆・小笠原の島嶼部で、2月、3月の気温の低下幅が12月より大きかった。

東北、島嶼部、中国、四国は2010年代の12月の平均気温が1950年代の12月の平均気温を下回った。それ以外の地方は、気温上昇幅は小さいといえどもプラス偏差だった。

5. 10年ごとの平均気温の変化

10年ごとの平均気温の偏差を表2に示す。

表2 10年ごとに比較した平均気温の変化

月	61-70	71-80	81-90	91-00	01-10	11-20
1	-0.33	0.66	-0.27	1.04	-0.25	-0.04
2	-0.79	0.37	-0.04	0.55	0.68	-0.24
3	-0.59	0.32	0.30	0.59	0.21	0.43
4	0.14	0.00	0.15	0.29	0.14	0.05
5	0.62	-0.19	0.18	0.41	0.21	0.59
6	0.17	0.50	-0.23	0.37	0.58	0.01
7	0.27	-0.06	-0.17	0.63	0.09	0.47
8	0.29	-0.50	0.62	-0.01	0.28	0.46
9	0.13	-0.34	0.36	0.48	0.44	0.09
10	-0.16	0.20	-0.09	0.88	0.24	0.18
11	0.04	0.05	0.15	0.69	-0.04	0.35
12	-0.49	0.10	0.18	0.61	-0.20	-0.12
年	-0.06	0.09	0.10	0.55	0.20	0.18

1990年代の気温上昇が大きかったが、その後の気温上昇が穏やかになっていることがわかる。

6. 考察

温暖化が進んでいるのに冬が寒いと感じている人が多い。これは温暖化に対する懐疑論につながることもある。実際、日本では、12月の気温の上昇率は低い。地方によっては60年前より低下しているところもある。春と秋の気温がこの60年でかなり上昇していることと比較すると冬の気温の上昇が鈍いことは確かである。また、21世紀になって、日本の気温上昇率は前世紀末より収まっているように見える。

機械学習を用いた全天日射量推定の試行

*遠藤伸彦 (海洋研究開発機構), 石川洋一 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

気象研究所で開発された領域気候モデル NHRCM を用いた現在気候ならびに将来気候のシミュレーションが行われてきた。NHRCM の出力のうち気温・降水量は精度評価をモデル開発者によって行われた。筆者は気象庁ならびにその他の機関等による観測値を用いて全天日射量の再現性の評価を実施した。モデルのシミュレーション結果から気候シナリオを作成する際、それぞれの気象要素に対してバイアス補正を行う。ところがモデルの全天日射量と観測値の出現頻度分布の形状があまりに異なるため、現在よく用いられているバイアス補正手法をそのまま適用することは問題であろう。そこで気温・降水量・水蒸気量等にバイアス補正を適用し、それらを入力として全天日射量を推定することを考えた。まず第一歩として、気象庁の観測値を用いて全天日射量を推定する経験式ならびにいくつかの機械学習の手法による全天日射量の推定精度を確認する。

2. 手法ならびに観測値

まず気温ならびに降水量の観測値を用いて全天日射量を推定する経験式 6 種類 ([1]~[6]) を選択した。次に機械学習の手法としてサポートベクターマシン (多項式カーネルと RBF カーネル)、ランダムフォレスト、Xgboost, ニューラルネットワークを選択した。

気象庁の 4 官署 (館野, 札幌, 福岡, 石垣島) における 1991 年から 2015 年の観測値を用いた。機械学習手法への入力データとして、日最高・日最低気温, 地上水蒸気圧, 地上気圧, 大気上端水平面日射量, 通年日を与えた。なおトレーニング期間を 1991 年から 2010 年とし, 2011 年~2015 年を検証期間とした。

3. 結果

全季節・全地点をプーリングした場合の全天日射量の再現性を図 1 に示す。農業分野や再生エネルギー分野でよく利用されている経験式 ([1]~[5]) の再現精度は 4~5 MJ/m²/day 程度であり, 中国での適用例と同じ程度の再現性であることがわかった。機械学習の手法では, サポートベクターマシンを除いて, RMSE は 3 MJ/m²/day 程度の大きさであり, 経験式と比較して再

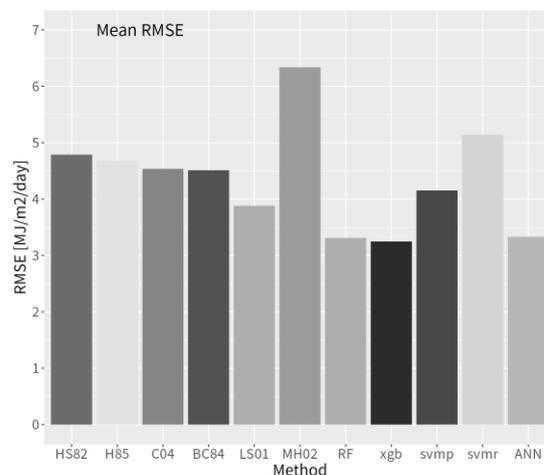


図 1. 全天日射量推定の再現性

現性が高かった。また, 地点間で比較すると館野で RMSE がもっとも小さく, 福岡で相対的に RMSE が大きかった。地点間で RMSE が異なる原因については, 今後調査地点数を増やすことを通じて検討を行う。

機械学習では, ランダムフォレストの計算コストが最も小さい。Xgboost は計算コストがランダムフォレストの約 10 倍程度高いが, ランダムフォレストと Xgboost の RMSE はさほど変わらない。

今後, バイアス補正したモデル出力を機械学習手法に入力することによって全天日射量の推定を試みる。

謝辞: 本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラムの支援のもと実施された。

参考文献

- [1] Hargreaves and Samani, 1982, *J. Irrig. Drain. Div.*, **108(3)**, 225-230.
- [2] Hargreaves et al., 1985, *J. Irrig. Drain. Eng.*, **111(3)**, 265-275.
- [3] Chen et al., 2004, *En. Con. Man.*, **45(11-12)**, 1759-1769.
- [4] Bristow and Campbell, 1984, *Agr. Forest Met.*, **31(2)**, 159-166.
- [5] Liu and Scott, 2001, *Agr. Forest Met.*, **106(1)**, 41-59.
- [6] Mahmood and Hubbard, 2002, *Agronomy J.*, **94(4)**, 723-733.

梅雨降水量と ENSO の最近 60 年間の関係

田中 実（無所属、土浦市西根西 1 - 6 - 2 1）

1・はじめに

梅雨降水量と NINO3 SST との関係性を 1962 年から 2021 年までの 60 年間調査した。

2. 資料

JRA-55 再解析、気象庁の NINO3 SST、インド洋熱帯域の海面水温 (IOBW)、ダイポールモード指数 (IOD)、北九州の 7 月降水量データを使用した。

3. 梅雨降水量と ENSO の関係

図 1 に Tanaka (1997) で使用した 7 月の北九州 (佐賀、長崎、熊本、福江の平均) 降水量と NINO3 SST の関係を示す。赤が +1°C 以上、オレンジが +0.5°C 以上のエルニーニョ (EL) 年、青が -1°C 以下、水色が -0.5°C 以下のラニーナ (LA) 年である。その他の年は緑で示す。上段の前半の 30 年は論文 (JMSJ) の調査と同じで EL 年に多く、LA 年に少なくなっている。下段の最近の 30 年は LA 年も雨が多い年が多い。

4. IOBW と ENSO の関係

図 2 に 7 月の IOBW と NINO3 SST の関係を示す。前半の 30 年は EL 年の翌年が高い (Xie et al,2009 により capacitor 効果) のを除くと EL 年に高く、LA 年に低い。後半の 30 年は LA 年も高い年がある。梅雨降水量と IOBW の関係は EL 年は梅雨降水量と (IOBW) が共に多い (高い)。EL 年の翌年は梅雨降水量は少なく (IOBW) は (高い)。それ以外の年は梅雨降水量と IOBW は正の関係を示す。最近では LA 年でも IOBW が高く梅雨降水量が多い年がある。

5・梅雨降水量と ENSO・IOBW の関係

図 3 に上記の関係を JRA 解析で調査した例を示す。左上に EL 年の例 (1987) を示す。日本の南に高気圧、北に低気圧で梅雨前線に強い南西風があり梅雨降水量が多い。右上に EL 年の翌年 (1998) で高気圧はフィリピン付近で日本の南に低気圧があり梅雨の雨は南海上に南下する。左下は LA 年で IOBW が低い年 (2013) で九州付近の高気圧で猛暑と少雨であった。右下は LA 年で IOBW が高い年 (2020) でインド洋とアジア大陸の温度差が少なくモンスーンが記録的に弱くチベット高気圧が弱く大雨の年であった。近年の LA 年の高い IOBW (1995,2007,2020) は前年の IOD が強い正でその翌年まで IOBW が高いことが多い。(Takaya et al,2020)。近年の EL 年以外の IOD の増加が梅雨降水量と ENSO の関係の減

少につながっている。

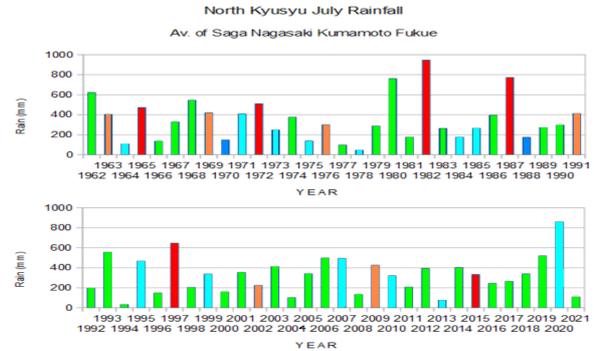


図 1 7 月の北九州の降水量と NINO3 SST の関係、オレンジ・赤がエルニーニョ年。

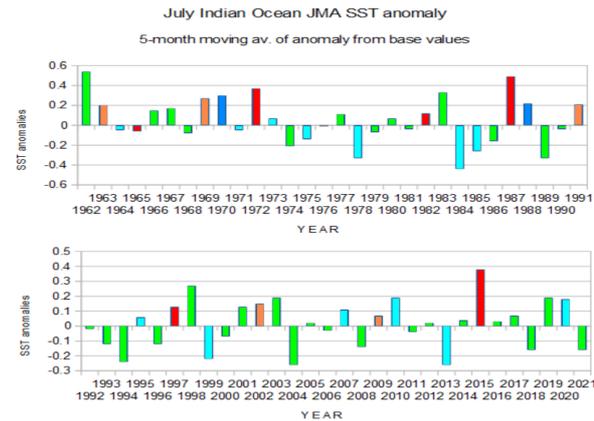


図 2 図 1 と同じ。但し 7 月の IOBW。

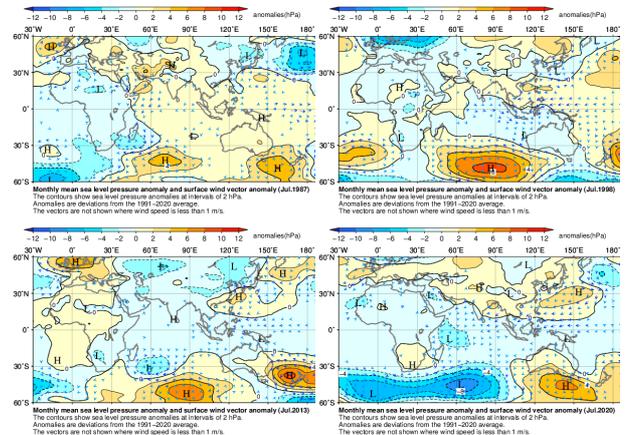


図 3 JRA 解析による海面気圧と地上風の平年値からの偏差。

5km ダウンスケーリングデータにおける極端気候指標の再現性
 ～DSJRA-55 と JRA-55DS の比較～

*村崎万代、仲江川敏之、川瀬宏明 (気象研究所)

1. はじめに

急速な地球温暖化による気候場の変化は、治水、農業、健康、建設など多方面に影響が及ぶ (IPCC, 2021)。全球データからの力学的ダウンスケーリング(DDS)は、そのような気候・気象状態を詳細に把握する上で非常に有用な方法である。気象庁、気象研究所においても長期再解析データJRA-55からのDDSにより高精度のデータが得られている。しかし、極端気候指標という観点からは、まだその再現性の検証は十分とは言えない。本研究では、各分野の利用者がニーズにあったDDSデータを活用するために、極端気候指標における2種類の5kmDDSデータを評価し、その特徴を明らかにすることを目的とする。今回はWMOが推奨する62種類の極端気候指標についてAMeDASとの比較を行った。

2. 使用したデータ

JRA-55を境界条件に用いた2種類の5kmDDS。検証期間は1980-2010年。

1) **DSJRA-55** 20kmNHM→5kmNHMのダブルネスティング。30時間の短期積分。最初の6時間はスピニングアップとし、その後の24時間分を使用。日毎のタイムスライス実験。(詳細はKayaba et

al., 2016, SOLA参照)

2) **JRA55-DS** 20kmNHRCM→5kmNHRCMのダブルネスティング。1年40日間の連続積分。最初の40日間はスピニングアップとし、その後の1年分を使用。1年毎のタイムスライス実験。(川瀬ほか, 2022, 気象学会2022年度春季大会)

3. 結果

降水に関連する極端気候指標の例を示す。RX1day (年最大日降水量)の31年平均値では両DDSデータともよく似た分布を示すが(図1a,b)、その差を見ると、北緯35°以南でJRA-55DSの方が多いことがわかる(図1c)。さらに、R10mm (日降水量10mm以上の日の年間日数)をみると、その差は北日本まで及ぶことがわかる(図2c)。RX1dayの2地点(鹿児島、伏木)における年ごとの比較では、両DDSデータとも殆ど観測との相関関係は見られない(図3)。R10mmでは観測と強い相関があるが、負バイアスがあり、その傾向はDSJRA-55の方が大きいことがわかる(図4)。

これらの結果が示すように、同じ境界値を基にした同じ分解能DDSであっても、手法の違いにより相違点がある。発表ではさらに詳細にその特徴について示す予定である。

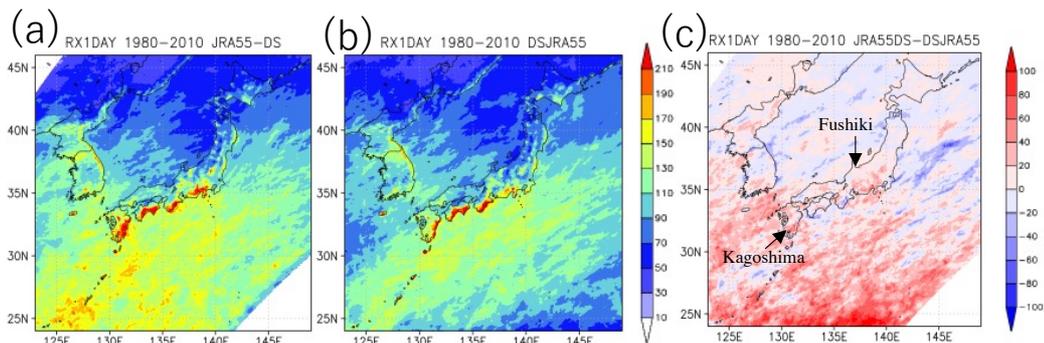


図1 RX1day (年最大日降水量) の31年平均値 (a) JRA55-DS、(b) DSJRA-55、(c) その差。

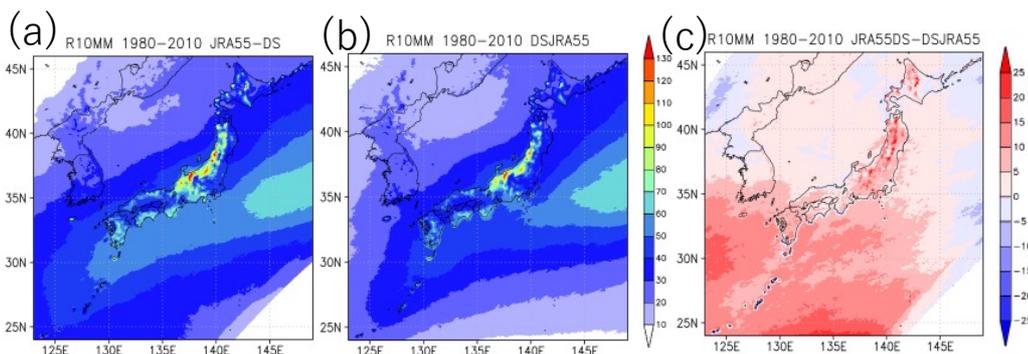


図2 R10mm (日降水量10mm以上の日の年間日数)の31年平均値。(a) JRA55-DS、(b) DSJRA-55、(c) その差。

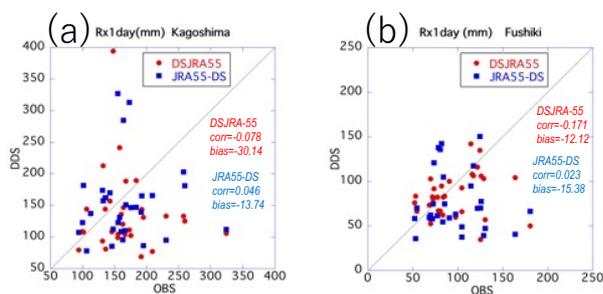


図3 毎年のRx1day (a)鹿児島、(b)伏木。横軸AMeDAS、縦軸DDSデータ。

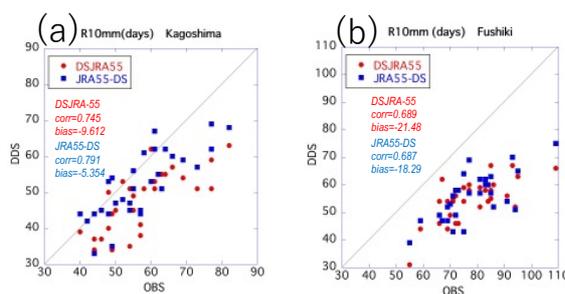


図4 毎年のR10mm (a)鹿児島、(b)伏木。横軸AMeDAS、縦軸DDSデータ。

日本における台風降水量の変動

*釜堀弘隆 (東京大学大気海洋研究所), 高藪縁 (東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

気候変動に伴って台風が強化されると言う議論が多くあるが、観測的には台風最大風速の変動にはまだ不確実性が大きい。これは、台風強度解析の基盤データであるベストトラックの品質には年代間に大きな差があり、変動解析に適さないことが大きい。一方、降水量観測は均質性が高く、これから台風降水量の年間総量や強度の変動を求めることが可能であり、中国においてはすでに調べられており[1]、台風降水量の強化傾向が見出されている。日本においても、中国と同様な結果が得られるか、アメダス降水量データを用いて調べた。

2. データと方法論

台風位置情報としては気象庁のベストトラックを用いた。一般にベストトラックは6時間毎のデータであるため、これを内挿して1時間データとした。降水量は、アメダスの1時間値を用いた。アメダスシステムは観測開始以来46年の歴史を持つが、このうち40年以上観測を継続している地点(全体の約70%)を今回の解析対象とした。また、各アメダス地点から1000km以内に台風中心が位置する場合を台風降水量と定義した。

3. 結果

図1は年最大1時間台風降水量および台風を含む全じょう乱による年最大1時間降水量の50年あたりの相対トレンドを示す地点数の頻度分布を示している(単位は%/50yr)。いずれの量も増加トレンドを示す地点が

多いが、分部全体の傾向として、台風降水量の方が増加側に偏っていることが分かる。さらに、年最大1時間全じょう乱降水量のトレンド分布は10%/50yr付近にピークがあるのに対し、年最大1時間台風降水量は30%/50yr付近にピークがあり、台風による降水強度増大が他のじょう乱によるものより大きいことを示している。この結果は、中国における研究と整合的である。

図2は年積算台風降水量および全じょう乱による年積算降水量の相対トレンド(%/50yr)を示している。台風降水量および全じょう乱降水量ともに増加傾向を示す地点が多いが、分布の傾向としてやはり台風降水量の方がより多くの地点で降水量増加傾向を示している。分布のピークを見ても、全じょう乱降水量のピークは0%/50yr付近にあるのに対し、台風降水量のピークは30%/50yr付近にあり大きな増加率を示している。これもまた、中国における結果と整合的である。

アメダス降水量観測から、日本における台風降水量はその強度・総量共に増大していることが分かった。このことは台風による影響が強まる傾向にあることを示しており、中国における傾向と整合的である。講演では、これら増加トレンドの地域分布や台風影響時間の傾向など、増加の詳細を紹介する。

参考文献

[1] Ying, M., et al., 2011: Climate trends in tropical cyclone-induced wind and precipitation over mainland China. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L01702.

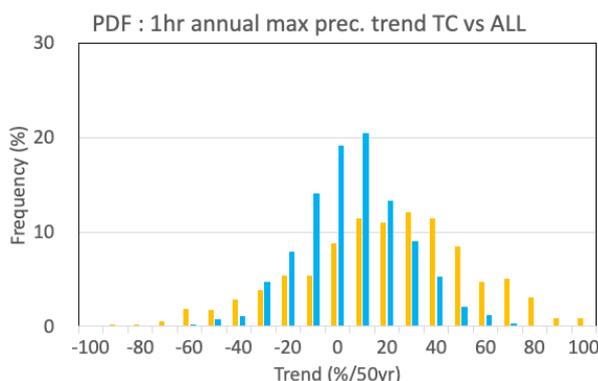


図1 年最大1時間台風降水量(黄色)および年最大1時間全じょう乱降水量(水色)の50年あたり相対トレンドを示す地点数の頻度。

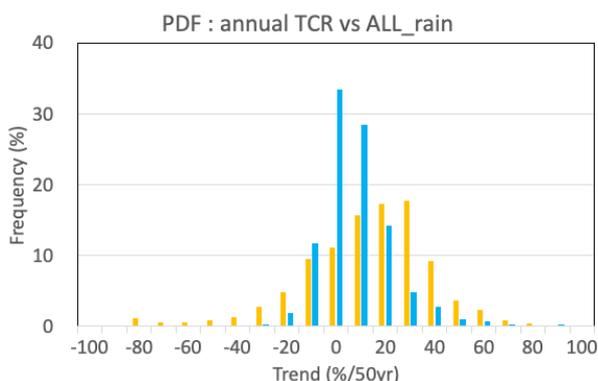


図2 年積算台風降水量(黄色)および年積算全じょう乱降水量(水色)の50年あたり相対トレンドを示す地点数の頻度。

環オホーツク海領域における CMIP6 マルチ気候モデルの 冬季気候再現性とその将来変化

*井上知栄，植田宏昭，釜江陽一（筑波大・生命環境）

1. はじめに

環境研究総合推進費 4-2102 「世界自然遺産・知床をはじめとするオホーツク海南部海域の海氷・海洋変動予測と海洋生態系への気候変動リスク評価」では、オホーツク海および周辺域における温暖化時の海氷・海洋変動予測に関する研究を進めている。最新の気候予測モデル群である CMIP6 (Eyring et al. 2016, *Geosci. Model Dev.*) に基づいた信頼度の高い温暖化予測情報を得るためには、各モデルの現在気候再現性の評価を行い、再現性の良いモデル群を選択した上で、将来変化について解析する必要がある。本研究では、環オホーツク海領域を対象に、CMIP6 マルチ気候モデル群の北半球冬季の現在気候再現性を評価した上で、その将来変化について調べた。

2. データ

CMIP6 マルチ気候モデル群の中から、AOGCM 実験において historical 実験および ScenarioMIP の ssp585 実験の月平均値が利用できる 22 モデル (各 1 ランのみ) を選択し、解析を行った。現在気候においては historical 実験の 1981-2010 年、将来気候においては ssp585 実験の 2071-2100 年の各 30 年平均値 (12~2 月の 3 か月平均) を対象とした。また地表風の再現性評価のために、JRA-55 (Kobayashi et al. 2015, *JMSJ*) の月平均値を使用した。

3. 結果

オホーツク海を囲む北緯 30~70 度、東経 120~180 度の領域における地表風の水平分布再現性について、JRA-55 の 1981-2010 年の 30 年平均値を基準とし、二乗平均平方根誤差および Taylor (2001, *J. Geophys. Res.*) のスキルスコアを用いて評価を行った (図 1)。多くのモデルは日本周辺の北西季節風やアリューシャン低気圧などの循環場をよく再現していたが、やや再現性が低いモデルも 4 つ存在する。

上記の 4 モデルを除いた 18 モデルの平均について、大気場の諸変数についての将来変化量を求めた。それらのうち、850 hPa 水平風および海面更正気圧の変化量について図 2 に示す。CMIP5 マルチ気候モデルの平均

でも示されていた (e.g., Ogata et al. 2014, *JMSJ*; Gan et al. 2017, *J. Climate*) 温暖化時のアリューシャン低気圧の強化・北偏傾向は CMIP6 マルチモデル平均においても確認される。発表当日は、他の要素における現在気候再現性評価や将来予測についても議論する予定である。

謝辞

本研究は、(独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (4-2102) により実施した。

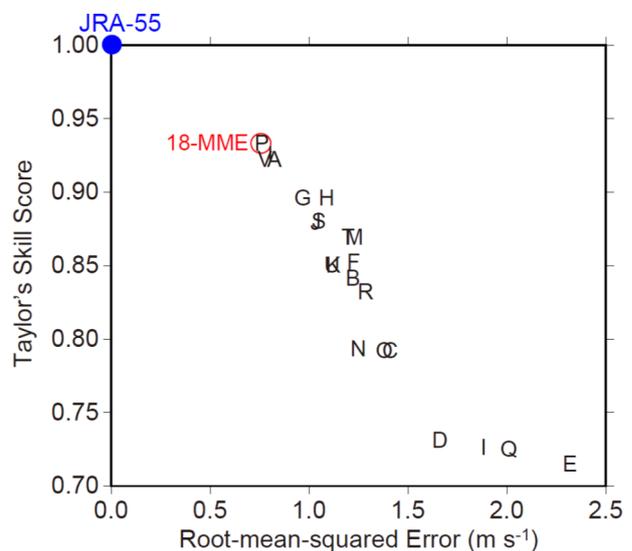


図 1 CMIP6 の個々のモデル (アルファベット) および再現性が良い 18 モデル平均 (赤丸) における、12~2 月の 3 か月平均地表風の水平分布再現性指標 (横軸: 二乗平均平方根誤差、縦軸: Taylor のスキルスコア) についての散布図。

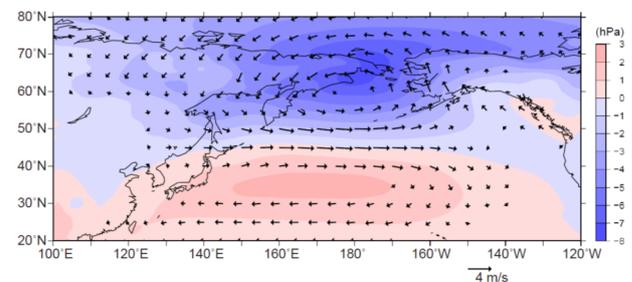


図 2 CMIP6 の 18 モデル平均における 850 hPa 水平風 (ベクトル、風速差 0.5 m s^{-1} 以下は省略) および海面更正気圧 (陰影) の 12~2 月平均での将来変化量 ([ssp585 実験 2071-2100 年] マイナス [historical 実験 1981-2010 年平均])。

陸面過程を含む地域気候モデルを用いた

JRA-55 からの 5km ダウンスケーリング実験

*川瀬宏明（気象研），福井真（東北大），渡邊俊一（気象研），大友啓嗣（筑波大），野坂真也（気象研），村田昭彦（気象研），仲江川敏之（気象研），村崎万代（気象研），

1. はじめに

近年，日本では極端気象が頻発している．2018 年の夏は記録的猛暑となり，埼玉県熊谷市で最高気温 41.1 度を観測した．一方，平成 30 年 7 月豪雨，令和元年東日本台風，令和 2 年 7 月豪雨など，豪雨も毎年のように発生しており，いずれも地球温暖化との関連が指摘されはじめている（Kawase et al., 2021; Imada et al. 2020）．一方，雪に関しては，全国的に年最深積雪が減少してきているが，2020/21 年冬季や 2021/22 年冬季など，これまでの記録を更新する大雪も発生している．

長期間の気候変化を知る上では長期間の連続観測が重要となる．しかし，そのような観測点は限られているうえ，山岳部には元々観測点がなく，降水や降雪，積雪の変化を評価するのが困難である．気象庁 55 年長期再解析データ（JRA-55）を 5km にダウンスケーリングしたデータ（Kayaba et al. 2016）は，対象期間が 2012 年までであり，近年の極端現象をとらえていない．また，積雪を計算していないなどの課題がある．

そこで本研究では，気象研究所非静力学地域気候モデル（NHRCM: Sasaki et al. 2008）を用いて，1958 年から 2020 年までの長期力学ダウンスケーリングを実施し，気温や降水，積雪等の長期変化傾向を調査した．

2. 実験概要

NHRCM の陸面過程には 4 層の積雪モデルが実装された iSiB を使用した．本計算では土地利用を固定する．JRA-55 を境界値として，20km と 5km の 2 段ネスティングで計算した．5km の計算領域は沖縄から北海道を含む．20km(5km) の計算は各年 7 月 20 日(21 日)から始め，翌年の 8 月末まで計算した．最初の 8 月末まではスピンアップ期間とする．以後，本データを JRA55-5kmDS と呼ぶ．気温と降水量，年最深積雪の検証には気象庁（2020）で使用された観測点（それぞれ 15，51，30 地点）を用い，モデルの最寄り格子の値と比較した．

3. 結果

JRA55-5kmDS は観測された年平均気温（図 1 上）及び年降水量の年々変動及び長期変化をよく再現した．気

温上昇は観測より小さく，土地利用の変化の影響を受けた可能性がある．一方，東日本の日本海側の冬季総降雪量は，標高の 250m 以下の格子では観測と同様に減少傾向を示したが，標高 1500m 以上の格子では増加傾向がみられた（図 1 下）．降水量は標高に関わらず増えており，近年の気温上昇が低標高域には降雪量の減少，高標高域には降雪量の増加をもたらした可能性がある．発表では極端降雨の変化についても紹介する．

謝辞

本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム（JPMXD0717935561）及び科学研究費助成事業（19H01377）の支援を受けた．

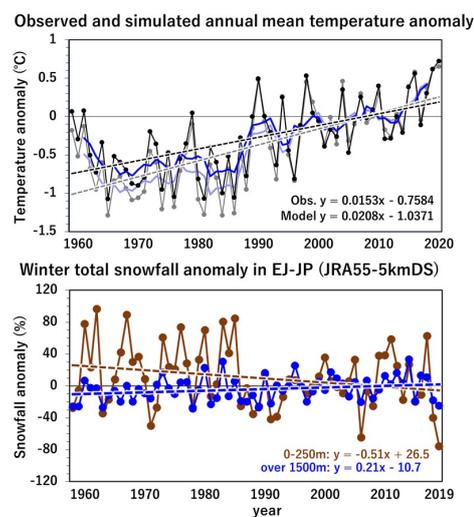


図 1（上）観測された気温（灰，薄青）と JRA55-5kmDS の気温（青，黒）．青及び薄青は 5 年移動平均．（下）JRA55-5kmDS の標高 250m 以下（茶）と標高 1500m 以上（青）の冬季降雪量．上下とも気候値（1991-2000 年）からの偏差で示す．破線は線形トレンド．

参考文献

- [1] Kawase et al., 2021, SOLA.
- [2] Imada et al., 2020, npjCAS.
- [3] Kayaba et al. 2016, SOLA.
- [4] Sasaki et al. 2008, SOLA.
- [5] 気象庁, 2020, 日本の気候変動 2020.

豪雪地帯と非豪雪地帯における降雪量の風向依存性の違い

山本 諒¹ 立花 義裕¹ 安藤 雄太²

1 三重大院生物資源 2 新潟大理

1. 序論

西高東低型の気圧配置の時、北西季節風と強い寒気は日本海沿岸地域に降雪をもたらすことが一般的に知られている。地域ごとの降雪量の違いに関する研究^{[1][2][3]}では、地域内の地形や風向による違いが降雪量の違いをもたらすことを指摘している。日本の広い範囲における降雪地域の地理的分布を考察した研究^[4]では、西高東低型の気圧配置の時、日本海沿岸地域では降雪が起きやすいことを示している。本研究は、全国的な視点で豪雪地帯と非豪雪地帯における降雪量の違いを決める要因の解明を目的とする。なお、本研究では気温や海水温、風、地形などの降雪因子のうち風向に着目した。

2. 使用データ・解析手法

本研究では、日降雪量データとして全国の気象官署 99 地点の気象観測データを用い、降雪量が 1cm 以上の日を降雪日として定義した。解析期間は 1961/62～2020/21 年の 12 月～翌 3 月である。風向データは気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55^[5]における 925hPa 面の風速の Daily データを用い、気象官署の地点を原点として第二象限方向の最短距離の格子点のデータをその地点上空の風とした。

本研究では、日降雪量の平均値の上位 5 地点（岩見沢、倶知安、青森、新庄、高田）を豪雪地帯と定義した。まず、風向を 16 方位とし解析期間中の気候学的な風向と降雪日の最頻風向を決定した。次に、地点ごとの気候学的な風、降雪日の最頻風向、それら 2 風向のずれをプロットしたマップを作製した。また、以下の式から風向別の降雪確率を定義した。

$$\frac{\text{降雪日の風向別の日数}}{\text{解析期間の風向別の日数}} = \text{風向別の降雪確率}$$

ここで風向別の降雪確率が一番高い風向を最も雪が降りやすい風向とし、地点ごとの最も雪が降りやすい風向、気候学的な風向と最も雪が降りやすい風向とのずれを示すマップについても作製した。本研究では、豪雪地帯と非豪雪地帯における風向と降雪量の関係を調べるために、気候学的な風向と降雪日の最頻風向を豪雪地帯と非豪雪地帯で比較する。

3. 結果・考察

気候学的な風向（図略）は、北海道から中国・四国地方までの広い範囲で一部地域を除いて西北西であった。10cm 以上の降雪日における最頻風向はすべての豪雪地帯において西北西となり（図略）、気候学的な風向と最頻風向が一致した（図 1）。非豪雪地帯にお

いても、多くの地点で 2 風向が一致した。

10cm 以上の降雪日における最も雪が降りやすい風向は一部地点を除き、豪雪地帯は西北西となり（図略）、気候学的な風向と最も雪が降りやすい風向が一致した（図 2）。非豪雪地帯において 2 風向が一致した地点は、図 1 の結果に比べて大幅に減少した。

4. まとめ

本研究は、豪雪地帯と非豪雪地帯において、気候学的な風向と降雪日の最頻風向及び最も雪が降りやすい風向の比較を行った。この結果、豪雪地帯では一部を除いて気候学的な風向と降雪日の最頻風向及び最も雪が降りやすい風向が一致した。

一方、非豪雪地帯では、気候学的な風向と最も雪が降りやすい風向が一致する地点は少なかった。以上のことから豪雪地帯と非豪雪地帯における降雪量の風向依存性の違いが示唆された。

5. 参考・引用文献

- [1] Kawase, H. et al., 2018: *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**(2), 161-178.
 [2] 藤田 敏夫., 1966: *天気*, **13**, 359-366
 [3] Tachibana, Y., 1995: *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**(3), 697-715.
 [4] 力石 國男, 大西 健二., 1991: *雪氷*, **53**(4), 281-289.

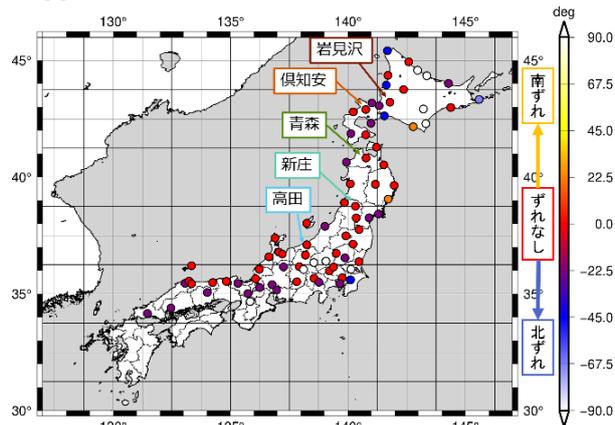


図 1 気候学的な風向と 10cm 以上の降雪日における最頻風向のずれマップ

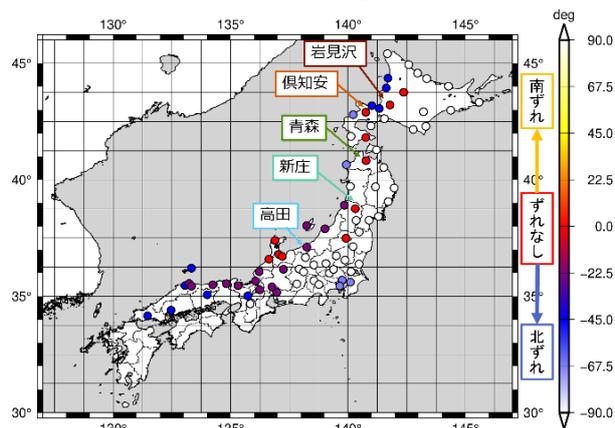


図 2 気候学的な風向と 10cm 以上の降雪日における最も雪が降りやすい風向のずれマップ

大気・海洋の長期変化による近年の関東の異常降雪

*中村祐貴¹, 立花義裕¹, 安藤雄太²

¹三重大院生物資源, ²新潟大理

1. 序論

関東地方は降雪回数・降雪量ともに、日本海側に比べて少ない。そのため、大雪への対策は不十分で、一度大雪が降ると交通等に大きな影響が出る。今後の対策検討のために、関東地方の降雪の将来予測は重要である。数値モデル実験により 21 世紀末は現在と比べて日本のほとんどの地域で総降雪量は減少すると言われている^[1]。しかし、数値モデルには予測の不確実性があるため、再解析データにより過去の長期的な変化を考察することも重要である。先行研究には 2014 年の関東の大雪事例^[2]のもの、解析期間全体での東京の積雪とユーラシア (EU) パターンとの関係^[3]や関東の大雪とブロッキング高気圧との関係^[4]を調べたものなどがあるが、長期的な変化を見たものはない。

以上より、本研究では再解析データを用いて関東地方の降雪とそれをもたらす環境場の長期的な変化を調べることを目的とする。

2. 使用データと解析手法

降雪・降水量は気象官署の観測データ、海面水温は HadISST、大気場は気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55 を用いた。解析期間は 1961~2018 年の 58 年間で、降雪量の多い 1,2 月に着目した。また、1988/89 年を境にアリューシャン低気圧が弱まり、日本付近で気温が上昇した^[5]こと、1980 年代後半に東アジアの冬期モンスーンが弱まり北西太平洋のストームトラックの活動が活発になった^[6]ことから、1988/89 年を境にすると長期的な変化が見やすい。そのため、1988 年以前を過去、1989 年以降を近年とし、合成図解析により環境場の差を比較した。

3. 結果と考察

まず、一年あたりの総降雪量を過去と近年で比較した。結果、過去が 99cm、近年は 92cm だが、有意な差は無かった。しかし、総降雪量の多い年順に並べると近年の年が上位を占める (図略)。その要因として、近年は大雪事例の回数が増えたのではないかと、いう仮説を立てた。これを調べるため、まずは降雪事例を抽出した。関東の降雪はほぼ南岸低気圧による。そのため、南岸低気圧による降雪で都県庁所在地の気象官署と館野 (茨城県) の 8 地点中 5 地点以上で 1cm 以上の降雪を観測した事例を降雪事例とした。結果、過去 40 事例、近年 30 事例抽出された (表 1)。さらに抽出した事例の中で 8 地点合計 100cm 以上の事例を大雪事例とし、大雪事例数の変化を確認した。結果、大雪事例の回数は過去 5 事例、近年 9 事例と、近年の方が増えていた (表 1)。そこで、移動性高低気圧の個数や強度と関係のあるストームトラックの変化を確認すると、850hPa 面では日本の南海上から東海上で正偏差であった (図 1)。また同様の場所で海面水温の南北温度勾配も正偏差であった (図略)。次に、大雪事例の量についても比較した。まず、降雪日の 850hPa 面の比湿を比較すると、

近年の事例では日本の南海上から東海上で正偏差であった。そこで、降雪日の 3~1 日前の場を確認した。その結果、850hPa 面の比湿は東シナ海から日本の南岸で正偏差となっており、鉛直積算した水蒸気フラックスは、日本の南岸での収束とフィリピン海から日本の南岸に向かうフラックスが強まっていた。そこで、事例あたりの降水量・降雪量を比較したところ、近年の事例では、降水量は増加していたが降雪量には変化がなかった。また、降雪日や降雪日前 3 日間の関東付近の気温偏差を見ると、大気下層では全体的な温度上昇が確認出来た。

以上の結果より、大雪事例数の増加が近年における総降雪量の多い年の増加に大きく寄与していると考えられる。大雪事例数の増加の要因としては、海面水温の南北温度勾配が強化されたことによりストームトラックが強まったことが示唆された。

また、近年は大雪事例で平均降水量が多くなっているが、関東付近の気温も上昇しているため、降雪量の増加にはつながらなかったことが考えられる。

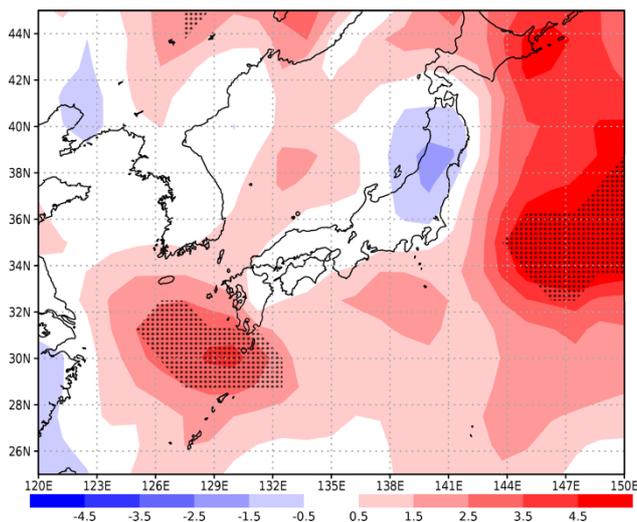


図 1 ストームトラックの 1,2 月月平均 近年一過去の差
ストームトラックは $\bar{v}^2 - \bar{v}^2$ (\bar{v} は日平均, \bar{v} は月平均の南北風) で計算した。色: 近年一過去 [m^2/s^2]、ドット域: 信頼係数 90% 以上で有意な領域

表 1 抽出された全事例と大雪事例

	過去	近年
全事例	40	30
大雪事例	5	9

引用文献

- [1] Kawase et al., 2016: *Climatic Change*, **139**:265–278
 [2] Honda et al., 2016: *SOLA*, **12**, 259-264
 [3] Tachibana et al., 2007: *SOLA*, **3**, 129-132
 [4] Yamazaki et al., 2015: *SOLA*, **11**, 59-64
 [5] Tachibana et al., 1996: *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 579-584
 [6] Nakamura et al., 2002: *J. Climate*, **15**, 1855-1874

0.01 度高解像度長期降水量データセットの開発

鳩野 美佐子(広大院先進理工), *木口 雅司(東大未来), 芳村 圭(東大生研), 鼎 信次郎(東工大環境・社会理工学院), 蔵治 光一郎(東大院農), 沖 大幹(東大院工)

1. はじめに

2021年にIPCCは第6次評価報告書を発表し、19世紀の産業革命以降の地球温暖化によって豪雨頻度が増加し、今後も増加し続けることを示した[1]。日本でもこの5年間だけでも、2017年九州北部豪雨、2018年西日本豪雨、2019年九州北部豪雨と東日本台風(台風19号)、2020年7月豪雨など、毎年のように気象庁が命名する災害が発生している。気象庁は、全国に展開するAMeDASの各観測地点における豪雨の確率を推定しているが、ある地域での降雨イベントを評価する場合、より詳細な空間分布が重要である。降水パターンの分析に加え、グリッド化された降水データセットは、観測所のない流域での水文モデルを用いた洪水分析の入力データとしてよく用いられるが[2]、グリッド化された降水量データセットから得られた空間的な変動性は、極端な降水量イベントとその後の洪水の重大性と特性を評価するうえで重要である[3]。日本において開発された、観測に基づいたグリッド化された降水データセット(GSMaP等)は、比較的短い期間で解像度が粗かった。それを克服すべく開発されたAPHRO_JP[4]は1900~2008年までをカバーする0.05度解像度の日降水量データセットであるが、品質の一貫性を重視し、1901~1976年のHistorical Periodは、全国で200地点未満にとどまるため、局所的な極端降水イベントの解析には不十分である。さらに、社会経済にとって重要である一級河川でも小さいものでは約130km²しかなく、0.05度の空間解像度では洪水分析には不足している。そこで、本研究では、利用可能なすべての観測データを利用して、0.01度の空間分解能を持つ長期降水量データセットを開発した。

2. データ・手法

使用したデータは、1)区内観測所(1926~1975)の日降水量、2)AMeDAS(1976~2020)の1時間降水量[5]、3)水文水質データベース(1976~2020)の1時間降水量[6]の3つである。また、作成されたデータセットの検証のため、全国演習林データベースの降水量データ(1990~2009)の日降水量[7]を用意した。その結果、1926年から1975年では、ステーションの数を1000以上に大幅に増やした。また、1976年から2020年では、APHRO_JPで利用された気象庁のデータに加えて、水文水質データベースを利用し、利用可能なポイント観測の数をほぼ2倍にすることができた。

あるグリッド j における降水量 P_j (mm/T)は、次式(逆距離加重法)を用いて計算した。ここで、 p_i (mm/T)と d_{ij} (m)は、グリッド j に対して i 番目に近い降水量と距離、 T はデータセットごとの時間単位、 k は距離に対する重みづけパラメータ、 $sNum$ は使用した地点数である。このパラメータ推定は、全国演習林データベースの降水量データをキャリブレーションとヴァリデーションにそれぞれ前半と後半の10年を用いた。

$$P_j = \frac{\sum_{i=1}^{sNum} \frac{p_i}{d_{ij}^k}}{\sum_{i=1}^{sNum} \frac{1}{d_{ij}^k}} \quad (1)$$

その結果と先行研究[8]から、 $sNum$ は3、 k は2とし、計算に用いる範囲を半径100kmとした。

3. 結果とまとめ

開発したデータセットを時空間分解能の異なるAPHRO_JPと比較するため、北海道を除く日本の流域面積の大きい6河川(利根川、信濃川、北上川、阿賀野川、淀川、最上川)における平均月雨量と年雨量を計算した結果、2つのデータセット間の相関係数は高かった。一方で、極端イベント(1947年カスリーン台風、1999年千葉県香取市での豪雨)と比較してみると、使用する地点数の多い本研究のデータセットのほうがより詳細な情報を得ることができ、河川モデルへの入力値としてもより再現性の高い結果が期待できる。

謝辞 本研究は、科研費(JP21K14252, JP21H05002)、文科省統合プロ(JPMX D0717935457)、九大応力研共同研究、中国建設弘済会技術開発支援事業による。区内観測所のデジタル化は、藤部文昭氏、松本淳氏(以上都立大)、山本晴彦氏(山口大)の科研費(JP18340145, JP23240122)、平成19年度河川整備基金助成事業、三井物産環境基金2006年度研究助成で実施された。またデータセット作成には釜堀弘隆氏(気象研)、竹島滉氏(東大生研)に大変お世話になった。河川マップは、山崎大氏(東大生研)から提供された。

参考文献

- [1] IPCC, 2021.
- [2] 例えば、Cole, S. J. & Moore, R. J., 2009, *Adv. Water Resour.*, **32**, 1107-1120.
- [3] 例えば、Douinot, A., et al., 2016, *J. Hydrol.*, **541**, 359-370.
- [4] Kamiguchi, K., et al., 2010, *Hydrol. Res. Lett.*, **4**, 60-64.
- [5] 気象庁, <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, (2022年2月15日閲覧)
- [6] 国土交通省, <http://www1.river.go.jp>, (2022年2月15日閲覧)
- [7] 東京大学演習林, http://www.uf.a-u-tokyo.ac.jp/research_division/data/kishou/index_english.html, (2022年2月15日閲覧)
- [8] 例えば、Dirks, K. N., et al., 1998, *J. Hydrol.*, **208**, 187-193.

大気海洋同時観測で視えた日本海のユニークな海洋構造と 2022年1月末の気象現象への影響力

*山中晴名¹, 立花義裕¹, 本田明治², 柏野祐二³, 西川はつみ⁴, 畑大地²

1. 三重大学, 2. 新潟大学, 3. 水産大学校, 4. 東京大学

1. はじめに

日本海は北西風が卓越する冬の日本列島にとって風上に位置する海である。日本海の表層には南部の高温・高塩分水（暖水）と北部の低温・低塩分水（冷水）との間で強い水温勾配が存在する。対馬暖流やつめたいオホーツク海などの影響により空間的变化に富む日本海に対して、直上大気はどれほどの感度をもつか？日本海は日本の冬の気象現象にどの程度影響力をもつか？本発表ではこの観点から、2022年1月末に行った大気海洋同時観測で取得したデータをもとに考察する。

2. 観測概要

本観測は2022年1月19日～1月27日の間、水産大学校附属練習船「耕洋丸」の協力を得て行われた。全ラジオゾンデ測点を図1に示す。本観測の主目的は、日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）をはじめとした日本海沿岸地域に豪雪をもたらす総観規模擾乱の観測データを取得することであった。さらに上記の主目的に加えて、強い水温勾配の上を通る観測（図1中018～023）や極前線に沿う観測、オホーツク流氷に接近した観測といった日本海の特徴をおさえた観測にも成功した。

3. 観測結果（一例）

強い水温勾配と直上大気の対応

図2は図1中018～023の測点において3時間毎に水温勾配上を通して観測した際の海面付近の相対湿度と水温である。なお、このとき雪雲が大陸から北西方向から流れてきており、ちょうど対向する形での観測であったことを衛星画像で確認している。図3は仮に雪雲の時間発展を無視すると、図3は雪雲の厚さが水温勾配と対応しているように見える。この構造は気温にも顕れている（図略）。

JPCZに対する海面からの寄与（図略）

JPCZを観測した測点において、気温と水温の差は最大で約11℃であった。そして約17m/sの強風が吹いていたことで、この場所では対馬暖流のあたたかい水温によって、海面から $16\text{kg}\cdot\text{m}^2\cdot\text{day}^{-1}$ の蒸発量をJPCZに与えていたことがわかった（計算式はFairall et al.,

2003^[1]に倣った）。

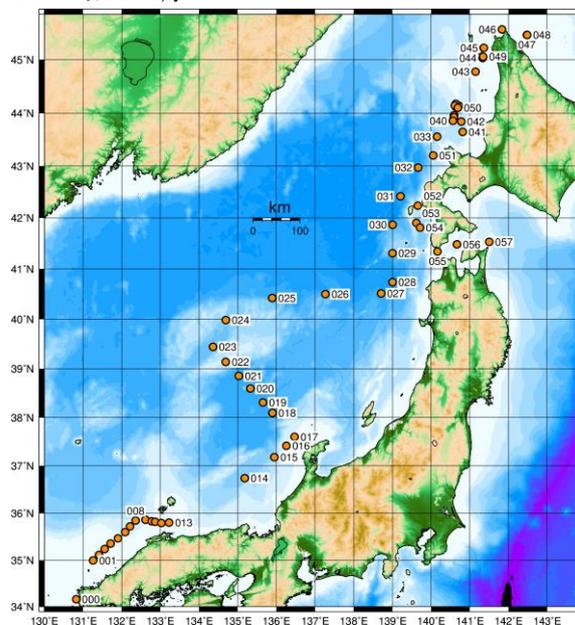


図1 全ラジオゾンデ観測点

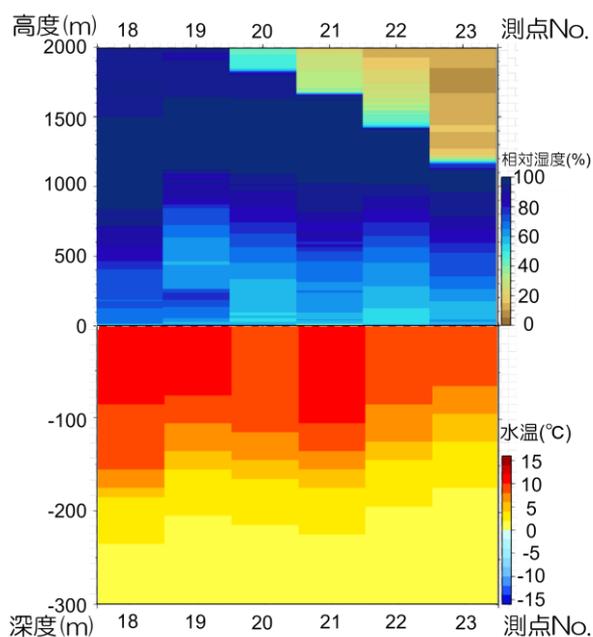


図2 018～023測点での相対湿度（上）と水温（下）

参考文献

- [1] C. W. Fairall et al., 2003: Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *J. Climate*, **16**, 571–591.

寒冷渦指標でみる 初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞

*安藤 雄太¹, 山崎 孝治², 立花 義裕³, 小木 雅世², 浮田 甚郎¹, 春日 悟³
1) 新潟大理, 2) 北大, 3) 三重大院生物資源

1. 研究背景

成層圏の極夜ジェットは冬半球の極域で発生する強い西風である。多くの先行研究で北極振動など対流圏の環状モードと密接に関連していることが指摘されている。

極夜ジェットの気候値の季節進行を15日移動平均の時系列で見ると秋から線形的に風速が増加し、12月後半～1月前半にピークに達し、その後減少する(図1a)。しかし、11月後半と2月後半にはその季節進行が停滞する。2月後半は成層圏の西風が弱まる成層圏突然昇温が発生しやすい時期である。一方、11月後半の停滞はあまり知られていない。本研究では11月後半の極夜ジェットの季節進行の停滞とその要因を極端現象と関連の深い寒冷渦との関係を中心に探ることを研究目的とする。

2. 解析手法

データは日平均 JRA-55 再解析データを使用した。気候値は1979～2021年の平均値、極夜ジェット指数は50hPa、65°Nの東西風の東西平均値(Kodera and Koide 1997)を用いた。

11月後半の線形的な季節変化からのずれを見るため、11月後半から11月前半と12月前半の平均を引いたものを季節変化からのずれとした。

寒冷渦の指標はトラフと寒冷渦を連続的に捉えることができる Kasuga et al. (2021) を使用した。

3. 結果

TEM 運動方程式より極夜ジェットの減速はEPフラックスの収束と関連する。100hPaのEPフラックスの鉛直成分を見ると、11月後半に急増し成層圏で収束したことから成層圏へのプラネタリー波伝播が急増したことが分かった(図1b)。

このプラネタリー波がどこから来たのかを調べるためEPフラックスの季節変化からのずれを見ると、中高緯度の対流圏から成層圏に伝播していた。

次に100hPaの波活動度フラックス(Plumb 1985)の鉛直成分の季節変化からのずれを見ると、東シベリア域で増加したことが明らかとなった。

500hPa ジオポテンシャル高度(Z500)の季節変化からのずれを見ると、東シベリア域で低気圧偏差であった。

寒冷渦の強度・数と関係の深いAS⁺はこの地域で正偏差、つまり寒冷渦が急増していることが示唆された。発表時には寒冷渦の数や経路などを示す予定である。

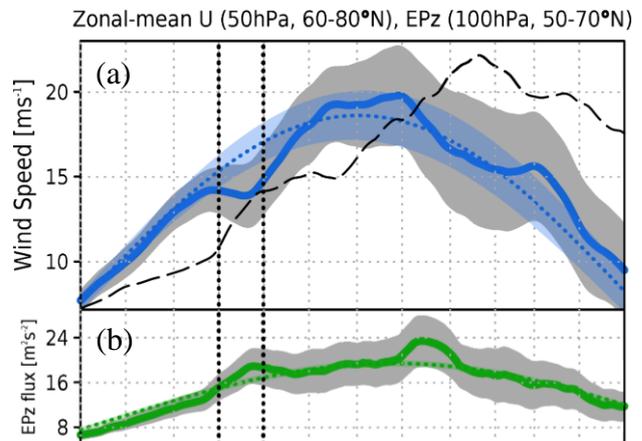


図1 (a) 15日移動平均した気候値の極夜ジェット指数(太線)と標準誤差(灰色) (b) 100hPaのEPフラックスの鉛直成分(60-70°N平均)。

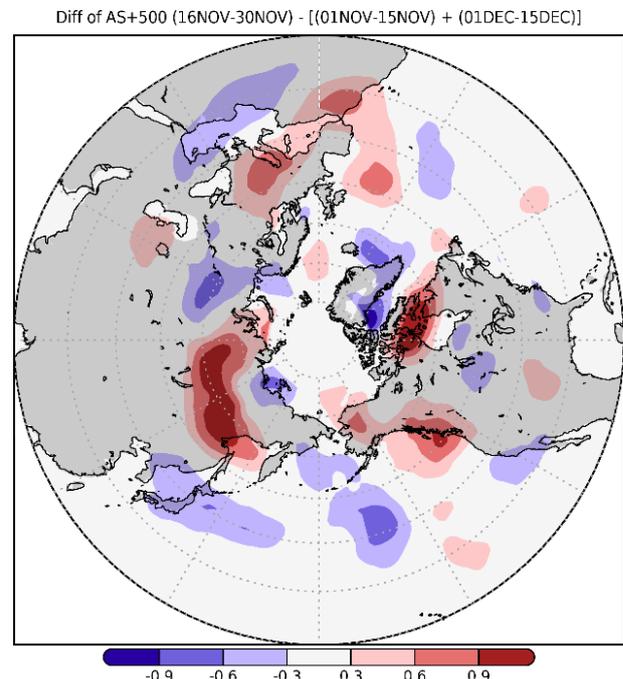


図2 500hPa ジオポテンシャル高度の凹み具合(AS⁺)の11月後半の線形的な季節変化からのずれ。[m/100km]。

参考文献

Kasuga et al., 2021: Seamless Detection of Cutoff Lows and Preexisting Troughs, *Monthly Weather Review*, doi: [10.1175/MWR-D-20-0255.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0255.1).

日本空域の上層における乱気流の発生環境場の季節別特徴

*伊藤創司¹、宮本佳明^{1,2}、梶川義幸^{2,3}

1:慶應義塾大学、2:理化学研究所、3:神戸大学

1. はじめに

乱気流は航空機の安全な航行を妨げる要素の一つである [1]。様々な予報機関が乱気流の予測を試みているが、発生位置と時間を精度よく予測できるシステムはない [2]。乱気流の発生予測が難しい要因の一つに発生メカニズムが明確でないことが挙げられる [3]。さらに、乱気流発生箇所の実環境場や発生時の気流の状態など、未解明な点が多い [4]。

本研究では、これまであまりやられていなかった日本空域における乱気流の解析を上層に焦点を当てて季節別に行う。解析結果から、日本空域の上層における乱気流発生時の環境場の季節別の特徴を明らかにする。

2. 使用データ

本研究では、パイロットが飛行中に遭遇した気象現象を通報したデータである Pilot Report (PIREP)と、メソ客観解析データ (MANAL)を用いて解析を行った。解析期間は2010年～2017年の8年間である。ただし、今回は雲内乱気流と晴天乱気流の区別をしていない。MANAL から乱気流発生地点を中心として 321 × 321 の格子を作り、東西風・南北風・気温・ジオポテンシャル高度のデータを、各乱気流事例ごとに作成した。発生地点・高度・時間はそれぞれ線形補間を用いて内挿した。

3. 結果・考察

図1に解析期間における乱気流の遭遇数を月別に平均し高度別に割合を出したものを示す。300～200 hPaと600～500 hPaの二つのピークがあった。よって、高度400 hPaより上空、高度700～400 hPa間と高度700 hPaより低空では乱気流の特性が異なると考えられる。

図2に風とジオポテンシャル高度のコンポジット解析の結果を示す。夏季以外では西風が強かった。等ジオポテンシャル高度線が遭遇した経度周辺で下に凸になっており、ジェット気流のトラフ周辺で発生した事例が多いと考えられる。夏季では西風が弱かった。

4. まとめ

本研究では、PIREPとMANALを用いて、日本空域の上層における2010年～2017年の8年間で発生した

乱気流周辺の環境場の解析を行った。これらの結果から、日本空域における乱気流の季節と高度による発生要因の特徴を明らかにできた。

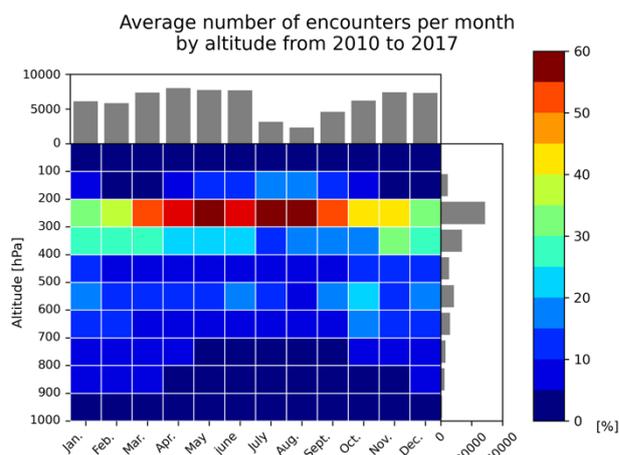


図1. 乱気流の月別遭遇数(上部ヒストグラム)と高度別の遭遇数(右部ヒストグラム)と月ごとの高度別遭遇割合(ヒートマップ)。

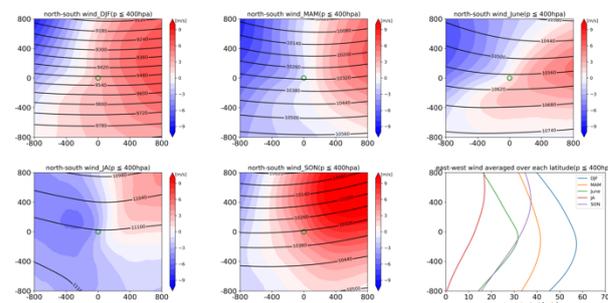


図2. 高度400 hPaより上空での乱気流遭遇地点を中心とした、1600 km四方における南北風の平均風速(シェード)と60 mごとの等ジオポテンシャル高度線。中央の緑の点が乱気流遭遇地点を示す。右下は、季節ごとに東西平均した東西風の緯度分布を示す。

参考文献

- [1] Luke N. Storer, et al., 2019, *Pure and Applied Geophysics volume 176*, 2081–2095
- [2] Sharman, R., C., et al., 2006, *Weather Forecast.*, 21, 268–287, doi:10.1175/WAF924.1.
- [3] Lane, T. P., et al., 2012, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 499–515, doi:10.1175/BAMS-D-11-00062.1..
- [4] Dutton, J., 1971, *Rev. Geophys.*, 9, 613–657, doi:10.1029/RG009i003p00613.

熊野灘で観測された海上竜巻の発生環境場

*佐野美憂 (三重大学生物資源学研究所), 西井和晃 (三重大学生物資源学研究所)

1. はじめに

2015年9月に長崎県対馬沖で6隻の漁船が転覆し乗組員5名が死亡した事故の要因として海上竜巻が指摘されている。また、2006年9月に宮崎県延岡市で建物破壊や特急列車の横転などを起こし、3名の死亡者をだした竜巻は、海上竜巻が上陸したものであった。このように、海上竜巻は海上と陸上の両方に被害を及ぼし得るため、その発生要因の解明は重要である。上述の対馬沖の事例の数値実験では、渦度方程式の各項が評価され、鉛直渦度の増大に対し伸縮項が大きく寄与している一方、立ち上がり項は比較的小さいことが示されている[1]。1994年10月に高知県土佐湾で連続的に発生した5本の海上竜巻は海面付近のシアライン上で形成された初期渦が鉛直流で引き伸ばされたことが直接的な発生要因と考えられる[2]。しかし、海岸から離れた場所で発生した海上竜巻は、観測事例が少なく研究例が少ない[3]ため、先行研究で提唱された以外のメカニズムも存在する可能性がある。2019年6月5日8時40分頃に熊野灘で海上竜巻が発生し、その近傍でラジオゾンデによる観測が行われた。本事例は観測地から最も近い陸上の間に約30kmの距離があり、陸上から観測することは不可能である。本研究では、数値実験に基づき、この海上竜巻をもたらした発生環境場を明らかにすることを目的とする。

2. 解析手法

本研究では、Weather Research Forecasting (WRF) modelを用い、2段階ネスティングを行った、水平解像度は親領域で5km、子領域で1kmである。両領域とも熊野灘を中心とした水平601×601格子点数で、鉛直33層である。初期値・境界値は3時間間隔のNCEP FNL解析値を用いた。実験期間は、2019年6月5日3時から9時までである。

3. 結果

2019年6月5日9時は、紀伊半島の南方に前線を伴う低気圧が存在していた(図略)。観測時に放球したラジオゾンデデータから、持ち上げ凝結高度(LCL)は500m程度と推定され、また、この高度以上で飽和していたことから雲底はこの高度であったと考えられる。

海上竜巻はこの高度で見られた。8時10分にはLCLでの水平面において、観測地点(北緯34.0036度、東経136.994度)の北西にある南西から北東にのびた正の渦度の極大とともに、観測地点近傍で渦度の正負の極大が並んだ構造がみられた(図1)。この時刻に着目し、渦度方程式の各項を評価したところ、伸縮項(図2a)は観測地点でわずかに負の値であった。一方で、立ち上がり項(図2b)は相対渦度(図1)と同様に正負の極大が交互にみられた。このことは渦度の増大に立ち上がり項が寄与していたこと示唆している。

この立ち上がり項をもたらした風の場合、南方の低気圧との関係の解明は今後の課題である。

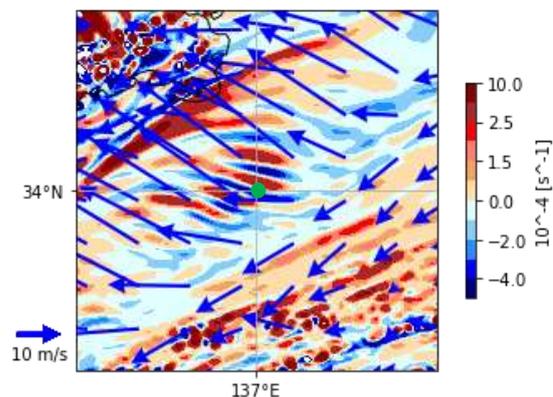


図1 2019年6月5日8時10分における高度500mの相対渦度(色の濃淡; 10^{-4} s^{-1})と水平風(矢印: ms^{-1})の水平分布。緑色の丸は観測地点を示す。

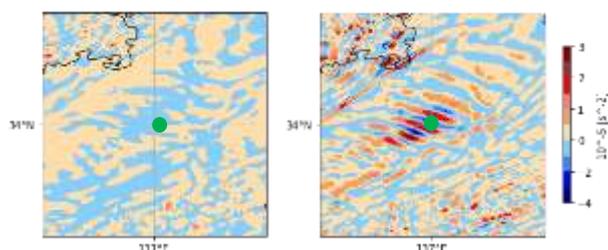


図2 2019年6月5日8時10分における高度500mの渦度方程式の(a)伸縮項(10^{-5} s^{-2}), (b)立ち上がり項(10^{-5} s^{-2})。緑色の丸は観測地点を示す。

参考文献

- [1] Tochimoto et al., 2019, MWR, 147, 1989~2007
 [2] 小林ら, 1997, 天気, 44, 19~34
 [3] 小林, 2016, 天気, 63, 966~969

Cold Air Damming (CAD)に伴う強い降水帯に対する内陸の地形の高さの影響
 *小原 涼太, 岩崎 俊樹, 山崎 剛 (東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

2019年10月25日のCADに伴って発生した沿岸前線に向かって南東から多量の水蒸気が流入し、千葉県では日降水量が200mmを超える大雨となり11人の死者が出た。この事例を対象に、CADに伴う大雨に対する地形の高さの影響を調べた。2020年の秋季大会では、異なるモデル地形 Mean/Envelope Orography^[1]を使用した場合の影響を報告した。今回は、地形の高さを変更した数値実験を行うことで、内陸の地形の高さがCADに伴う沿岸前線付近の大雨位置に及ぼす影響を調べた。

2. 使用データと実験設定

観測降水量の確認にはレーダーアメダス合成雨量(水平解像度1km)を使用し、数値実験の初期・境界値には気象庁メソ解析(水平解像度5km)を用いた。数値実験には気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い、図1に示す領域で水平解像度1kmの4つの数値実験①dx1_CNTRL, ②dx1_FLAT, ③dx1_05, ④dx1_15を行った。dx1_FLATでは領域内の地形を平坦化し、dx1_05では地形の高さをdx1_CNTRLの0.5倍、dx1_15では1.5倍にした数値実験を行った。初期時刻を10月24日21UTCとして15時間後まで計算を行った。積雲対流パラメタリゼーションは用いず、雲物理過程に氷相を含む2-moment バルク法を用いた。

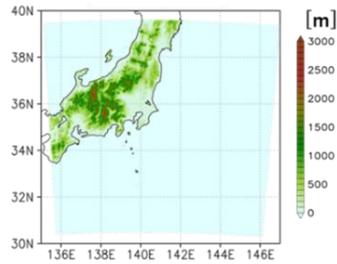


図1. 計算領域.

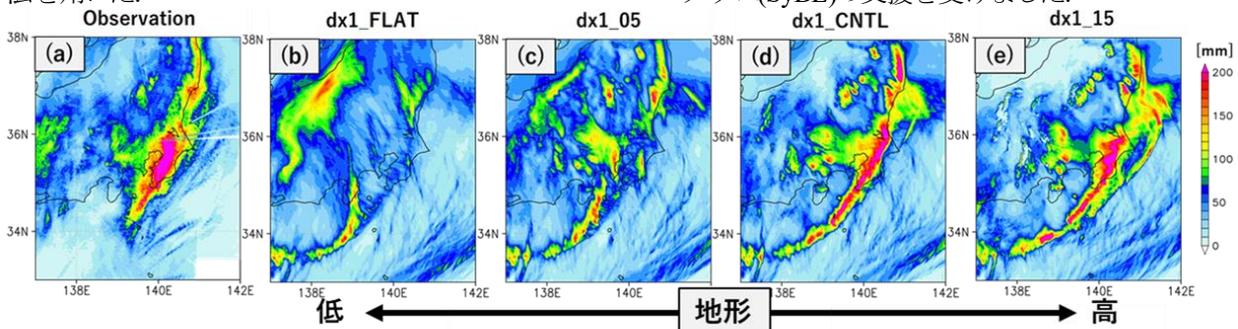
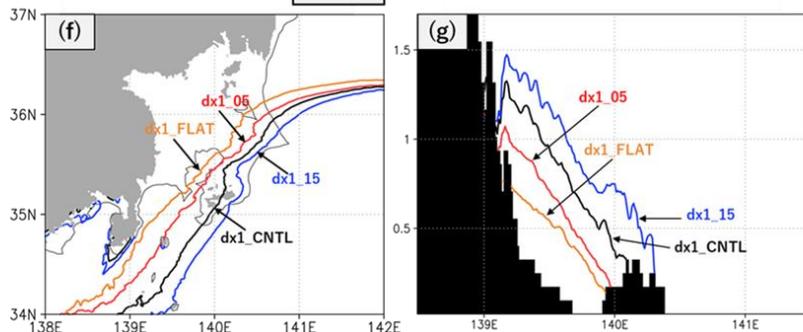


図2. 10/25 12UTCまでの15時間積算降水量(a~e)と10/25 00-03UTCで平均した293K等温位線(f: 高度250m, g: A-B断面).



3. 結果・まとめ

図2に10月25日12UTCまでの15時間積算降水量および、10月25日00-03UTCで平均した293Kの等温位線の位置を示す。コントロール実験は房総半島付近の沿岸前線に沿った大雨を概ね再現したが(図2a, d), 地形を平坦化した実験 dx1_FLAT では房総半島付近の帯状の強雨域が消失した(図2b)。また、地形を低くした場合には、dx1_CNTRLに比べて帯状の強雨域が内陸側にシフトし(図2c)、地形を高くした場合には海側にシフトした(図2e)。沿岸前線の位置と対応していた293K等温位線の位置を見ると、地形が高いほど鉛直方向の寒気の厚みが増し、より海側に等温位面が張り出したことがわかる(図2f, g)。これは、内陸地形が高いほど東から流入する寒気のせき止め効果が強まったことと対応しており、せき止めが生じない平坦化実験では関東平野から伊豆諸島方面への寒気の流れ出しが形成されず、前線は内陸側へと後退していった(図略)。

以上から、内陸の地形の高さの違いはCADの寒気の張り出しの違いを通して沿岸前線とそれに伴う大雨位置に影響を与えることが示された。

参考文献 [1] Suzuki K., T. Iwasaki, T. Yamazaki, 2021: Analysis of Systematic Error in Numerical Weather Prediction of Coastal Fronts in Japan's Kanto Plain, *JMSJ*.
 謝辞 数値モデルの計算には東北大学サイバーサイエンスセンターの大規模科学計算システムを利用しました。本研究は、東北大学変動地球共生学卓越大学院プログラム(SyDE)の支援を受けました。

トンガ火山噴火により励起された大気海洋波動に関する初期的考察

* 中島健介 (九大・院理)

1. はじめに

2022年1月15日午後1時過ぎ(JST)トンガのフンガ・トンガ=フンガ・ハアパイ火山が噴火し、その後、日本を含む全球で数日間にわたり気圧変動と海面変動が観測された。特に海面変動は、噴火に伴い通常の津波が励起された場合に想定される到達時刻に先立って各地で観測され始め、さらにカリブ海など大陸の反対側でも観測された点が特徴的であり、これは1883年のクラカトア火山に伴って観測された事象と共通している。当該の火山噴火の物理的様相の定量的な詳細はまだ明らかになっていない。そこで本研究では、今回の大気海洋擾乱が噴火によりどのように励起され得るかについて、線形モデルを用いて幅広いパラメタをサーベイし理論的考察を加える。

2. 方程式系

圧縮性大気およびこれと結合した海洋津波の火山噴火による強制への線形応答を考える。簡単のため系は水平鉛直2次元 (x, t) とする。大気の方程式系(記号は小倉[1]に準拠)は、火山による鉛直運動量、質量、熱の強制をそれぞれ F, M, Q として

$$u_t^* = -p'_x \quad (1)$$

$$w_t^* = -p'_z - \rho'g + F \quad (2)$$

$$\rho'_t = -u_x^* - w_z^* + M \quad (3)$$

$$\theta_t^* = -(N^2/g)w^* + Q \quad (4)$$

$$\rho' = p'/c_s^2 - \theta^* \quad (5)$$

である。海洋津波は、水面での圧力擾乱 p^s で強制される浅水方程式(H は水深、 ρ_w は水の密度)

$$u_t = -gh_x + p_x^s/\rho_w \quad (6)$$

$$h_t = -(Hu)_x \quad (7)$$

で記述されるとする。上の二つの方程式系を、海面($z=0$)における境界条件(ρ_{as} は海面での基本場大気密度)

$$p^s(x, t) = p'(x, 0, t) \quad (8)$$

$$w^*(x, 0, t) = \rho_{as}h_t(x, t) \quad (9)$$

で結合して、初期値問題として解く。上部境界条件は $w^* = 0$ 、計算領域は水平3200kmまたは12800km、鉛直480km(ただし400km以上はスポンジ層)で、大気の基本場は等温(288K)または標準大気、海の深さは標準値を4000mとする。解像度の標準値は500mである。

3. 初期的な結果

様々の時空間スケールの局在熱強制を与えた結果は、強制が十分短時間で空間スケールが小さければパラメタに鈍感であり以下の様に要約できる。運動量、質量強制への応答を含め詳細は当日示すが、本研究の結果を観測された各種波動の諸相を組み合わせ、噴火の様相(マグマの熱の大気加熱と海水蒸発への分配など)を推定できる可能性がある。

3.1 大気波動の励起特性

幅広いパラメタの局在熱強制によりラム波が励起され、遠方まで伝わる。基本場が等温でない場合、ラム波はパルス幅10km程度まで分散するが、その後はほとんど非分散的に振る舞う。振幅とパルス幅の高度依存性も弱い。一方、内部重力波の特性(鉛直波長、周期など)は、熱強制の高度に非常に敏感である。特に強制高度が20km程度より高い場合、鉛直波長が長い内部重力波と重力音波が大振幅で励起される。前者は津波と共鳴し(下記を参照)、後者は固体地球の振動を励起する可能性がある。

3.2 津波の励起

強制の幅広いパラメタにおいて、ラム波と共に伝わる津波が励起される。気圧偏差と海面変位は同符号であり、高潮等のstaticな応答とは逆である。一方、強制の高度が高い場合に励起される内部重力波は、典型的な津波の速度(水深4000mの場合、約200m/s)程度をカバーする幅広い位相速度をもつため、津波を共鳴的に励起する。その結果、地表気圧振幅に対する津波振幅の比は、ラム波が励起する津波よりずっと大きくなる。内部重力波の分散性を念頭に置くと、ラム波より後に「通常の津波」として伝播した海面変動は、内部重力波により火山近傍で励起された可能性がある。

3.3 津波とラム波の共鳴

大気基本場を等温(温度 T)、水深 D を $\gamma RT/g$ とするとラム波と津波が完全に共鳴する。しかしこの条件で実際に計算を行うと、伝播速度が異なる二つのモードが現れ、津波の励起振幅には上限があることがわかった。この特性は、大気側の方程式を鉛直積分して浅水方程式と同相の方程式を構成し、これを海側の方程式と結合してモード解析すると再現される。現実的な場合を含め水深がラム波との共鳴条件を満たさない場合にも、励起振幅の上限を近似的に見積もることができる。

参考文献

1. 小倉義光(1983): 気象力学通論第7章, 東大出版会

非対称に粗度ブロックを配置した竜巻状渦数値流体実験

*佐藤宏樹 (京大院理), 竹見哲也 (京大防災研)

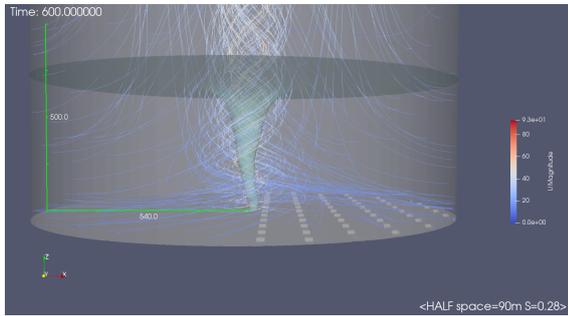


図1 HALF 実験の流線と等圧面。 $S = 0.28$, ブロック高 8 m

1 はじめに

日本では海上で数多くの竜巻が発生しており、中には上陸して被害をもたらすものもある (小林ほか 2014^[1])。粗面上の竜巻状渦実験として Natarajan and Hangan(2012)^[2] などがあるが、海陸境界のように粗度分布が非対称な場合の実験はみられない。底面に非対称に粗度ブロックを配置した数値流体実験を行い、底面の粗度分布が竜巻状渦に与える影響を考察した。

2 実験方法

数値流体計算プログラム OpenFOAM v2006 (OpenCFD Ltd.) を用いて、底面半径 540 m の円筒領域の側面下部に流入 (動径成分 $U_r \propto z^{1/7}$, 接線成分 $U_\theta \propto SU_r$, S : スワール比) を与える実験を行った。底面には水平幅 16 m、高さ 8 m または 64 m の直方体状の固体壁の粗度ブロックを配置した。配置パターンは、底面の右側半分 ($x > 0$) のみに 90 m で粗度ブロックを配置する HALF 実験のほか、底面全体に粗度ブロックを配置する ALL 実験、粗度ブロックを配置しない NOBLOCK 実験も行った。流体は非圧縮とし、格子スケール以下の影響は Large Eddy Simulation で扱った。

3 結果

HALF 実験では、粗度ブロックを配置した領域右側 ($+x, -y$) に向かって渦の中心軸が傾斜している様子が見られた (図 1)。HALF 実験で得られた渦の構造と強度は、同数のブロックを 1/2 の面密度で全域に配置した場合の結果と似ていた (図 2)。

図 3 は、HALF 実験について 180 s 平均場を定常流れとみなし、流線が流跡線と一致するとみなしてその上で渦中心に対する角運動量の履歴を描いたものであ

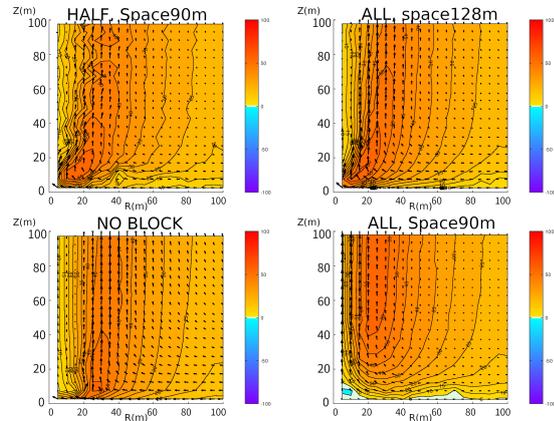


図2 時間、周平均風速場 ($S = 0.28$, 渦中心周り)。ベクトルは (動径, 鉛直) 風速、等値線は接線風速。

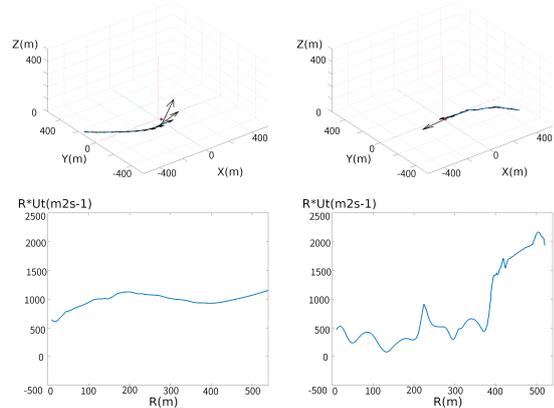


図3 HALF 実験 ($S=0.28$, ブロック高 8 m) の平均場の流線およびその上の渦中心からの距離と角運動量 (単位質量あたり), $x > 0$ に粗度ブロックあり。

る。粗度のある ($+x, -y$) 領域からの流線と粗度のない ($-x, +y$) 領域からの流線を比較すると、どちらも渦中心付近まで接近した時の最終的な角運動量に大差は無いが、前者の方が初期に持つ角運動量が大きく、途中で大きく損失していた。粗度による角運動量損失を、流入角度の変化によって補うようにして、渦中心が定まるものと考えられる。

参考文献

- [1] 小林文明、野呂瀬敬子、木村考承 2014. 第 23 回風工学シンポジウム論文集 pp.169-174
- [2] Natarajan, D., Hangan, H., 2012. J. Wind Eng. Ind. Aerodyn. 104-106(2012) 577-584

夏季高温による日本の超過死亡率の長期変化

*藤部文昭・松本 淳 (都立大・都市環境)

1. はじめに

夏の暑さは狭義の熱中症だけでなく、他の原因による死亡にも影響する。1995～2019年を対象にした統計解析^[1]によると、7、8月の国内の死亡数は気温偏差1℃当たり1.1%増減し、その変動幅＝超過死亡数は狭義の熱中症(X30)による死亡数の変動幅の約8倍である。超過死亡の多くは高齢者の循環器系あるいは呼吸器系の疾患による。

一方、20世紀中期には乳幼児の死亡率が現在の数十倍に及び、80歳以上の高齢者の死亡率も今の2倍以上であった。本研究では1951年以降の資料に基づき、20世紀後半から現在までの死亡率低下期を通じた、夏季高温による超過死亡率の長期変化を調べた。

2. 資料と解析方法

人口動態統計による1951～2020年7、8月の年齢別死亡数と、気象庁による日本の月平均気温を使った。死亡率(＝死亡数÷人口)は2015年の全国の年齢別人口に換算(年齢調整)した。死亡率・気温とも、各年の前後計9年間の値を使って平滑値を求め、これからの偏差を求めた。そして、7、8月の気温偏差に対する死亡率偏差の回帰係数を超過死亡率の指標にした。回帰は各年の前後計15年を対象にした。

3. 結果

7、8月の全国の死亡率偏差(平滑値との差)は、高温年に高い傾向がある(図1)。死亡率偏差の気温偏差に対する回帰係数は、対象期間の初期を除いて正であり、かつ、経年的に低下している(図2a)。このように、夏季高温による超過死亡率は以前の方が近年よりも高かった。全死亡率に対する相対値、すなわち死亡率比(＝死亡率偏差÷全死亡率)の回帰係数も低下傾向にあり(図2b)、夏季高温による超過死亡率の低下は全死亡率の低下よりも急であることがうかがえる。

超過死亡率の経年低下はすべての年齢層に認められ、高齢者よりも若年者の方が急である(図2c, d)。なお、新生児の死亡率は2000年ごろ以降、気温との

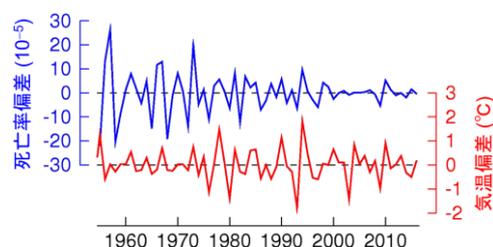


図1 7、8月の全国の死亡率偏差と気温偏差(ともに9年平滑値からの差)の時系列。1955～2016年。

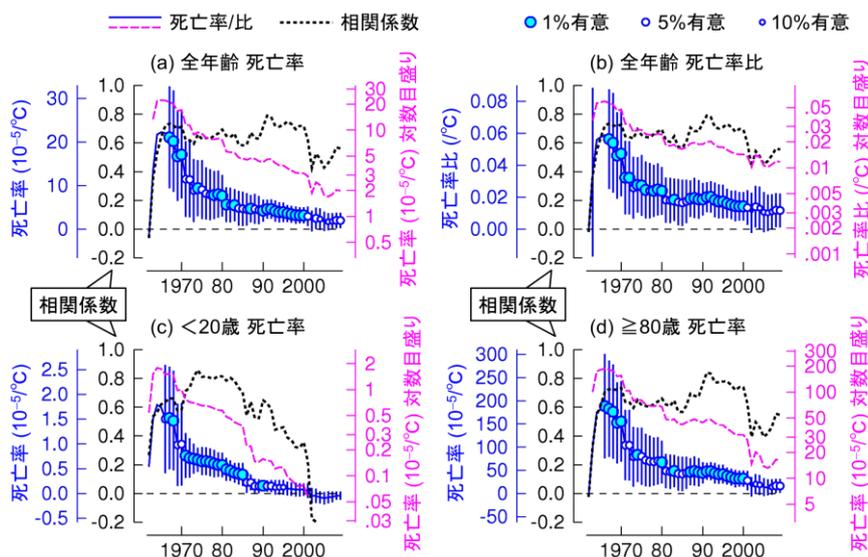


図2 7、8月の死亡率偏差(9年平滑値からの差)および死亡率比(＝死亡率偏差÷全死亡率)について、気温偏差に対する回帰係数と相関係数の経年変化を示したもの。回帰・相関解析は各年の前後計15年を対象にした(例えば2000年の値は1993～2007年についての解析値)。回帰係数は真数目盛りと対数目盛りの2通りで示し、前者には95%信頼区間(縦棒; 長すぎるものは非表示)と有意性情報(○)を付加した。

相関が負すなわち暑夏に低い傾向がある(図は省略)。

男女を比べると、20歳未満の超過死亡率は男性の方が高いが、80歳以上は女性の方が高く(図は省略)、狭義の熱中症の死亡率がすべての年代で男性が高いこととは状況が異なる。

謝辞: 研究費の一部として、科研費基盤(S)17H06116および基盤(A)19H00562を使用した。

参考文献

[1] Fujibe and Matsumoto, 2021: SOLA, 17, 220-223.

気温に感度をもつ循環器・呼吸器疾患の死亡が コロナ禍でどのように変わったか？

*大橋 唯太（岡山理科大学生物地球学部），
高根 雄也，中島 虹（産業技術総合研究所）

1. はじめに

2021年秋季大会で、日本の死因で上位を占める心疾患や脳血管疾患などの死亡率が、月平均気温の影響を強く受けている結果を、新型コロナ流行前10年間の解析から報告した。本発表では、コロナ禍2020年の月平均気温から予想される死亡率と、実際に記録された死亡率の乖離を分析してみた。

2. 資料と解析

札幌市・東京23区・大阪市について、厚生労働省の人口動態調査2010~2020年の月別・死因別死亡数を、政府統計ポータルサイト e-Stat より取得した。これらは年齢階級別・性別でも集計されている。気温に死亡感度をもつ「虚血性心疾患」・「不整脈」・「心不全」・「脳内出血」・「脳梗塞」・「呼吸器疾患」を、対象とした。

コロナ流行に伴う1回目の緊急事態宣言が発出された2020年4月以降をコロナ禍とみなし、月別に平均気温と上記疾患の死亡数を、65歳以上人口10万人あたりの年齢調整済み死亡率として整理した。

3. 結果と考察

例として図1に、冬12月の脳梗塞と夏8月の呼吸器疾患の死亡率と月平均気温の関係を示す。東京と大阪の脳梗塞の死亡率は冬の気温に対して負の感度をもつが、2020年は（札幌を除き）コロナ前10年のいずれの年よりも低い（図1a）。呼吸器疾患の死亡率は夏の気温に正の感度をもち、脳梗塞と同様に2020年の死亡率は大きな減少を示した（図1b）。もし新型コロナの流行がなければ、10年間の母平均と信頼区間をもとに、2020年の月平均気温から脳梗塞は2020年12月に東京で12~55%、大阪で21~33%、呼吸器疾患は2020年8月に札幌で64~90%の死亡率の増加が見込まれた。

2020年の死亡率の減少には、緊急事態宣言など大規模な人流抑制が影響したと考えられる。NTTドコモのモバイル空間統計の人口メッシュデータからは（図2）、例えば東京の場合、緊急事態宣言期間（2020年4月17日~5月14日）および都心エリア平均で、平日正午に39%の人口減少がみられていた。反対に郊外エリアでの人口は増加していたことから、時空間的に変動の大

きな気象環境への暴露時間が短くなったことや、特に呼吸器疾患の場合には感染源への暴露機会も減ったことが、死亡リスクを低下させたと考えられる。

謝辞：本研究は、JSPS 科研費・基盤研究(B)「高温な気候暴露の循環器系疾患リスク評価とAIを利用した予測手法の構築」(20H03949；代表 大橋唯太) の助成を受けています。

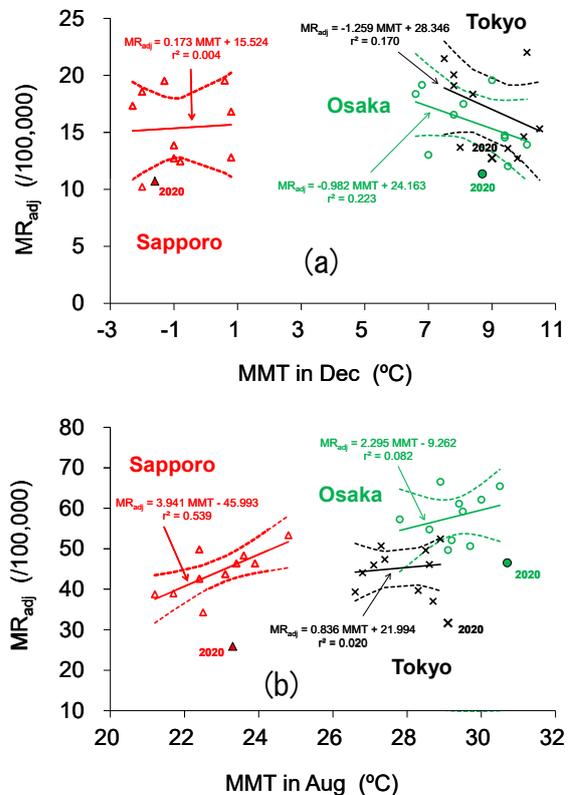


図1 (a) 12月の脳梗塞・(b) 8月の呼吸器疾患の死亡率(MR)と月平均気温の関係。2010~2019年から得られる回帰直線と95%信頼区間(破線)の範囲。これにコロナ禍2020年のプロットが示されている。

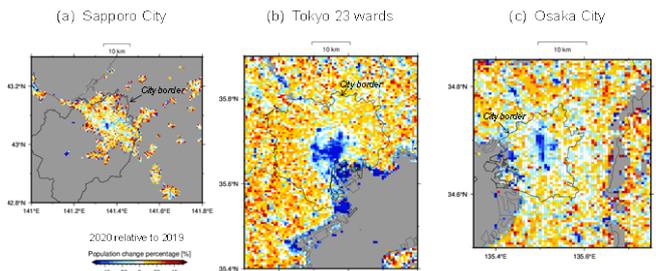


図2 緊急事態宣言期間(2020/4/17-5/14)平日正午の、(a)札幌・(b)東京・(c)大阪で前年と比較した1kmメッシュ人口の増減率。

2022年1月15日のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山噴火に伴う日本付近における空気振動の伝播（第1報）

*田中健路（広島工業大学環境学部）

1. はじめに

南太平洋上のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山(南緯 20.546° , 西経 175.380°)で 2022 年 1 月 15 日 13 時 14 分 45 秒に発生した海底火山噴火に伴う衝撃波(空気振動)が大気中を伝播した. その際の海面気圧変動が秒速 300m/s 前後の平均速度で伝播し, 日本の太平洋沿岸で当初の予想到達時刻より 2~3 時間早く第 1 波の海面変動として観測された.

日本近海において気圧波と海洋波の共鳴が成立するためには, 300m/s 程度の速度はやや過大である. 本研究では, 空気振動の上空の風による対地速度の減少の有無を明らかにすることを目的として解析を行った.

2. 使用データ

今回使用した地上観測データは, 気象庁の 17 地点の気圧観測(内・釧路・秋田・石巻・輪島・御前崎・館山・八丈島・舞鶴・広島・厳原・土佐清水・室戸岬・名瀬・南大東島・父島・南鳥島), および Weather News 社提供の地上気圧毎分観測値である. 現地気圧の時系列データからバンドパスフィルター(周期 4~128 分)で変動成分を抽出し, 最大振幅を持つ空気振動の第 1 波の先端部のゼロ・アップ点の時刻を求め, これを空気振動の到達時刻とした. 火口に最も近い南鳥島(火口から約 5967km)の通過時刻を基準として, 距離差と時間差から日本付近での平均伝播速度を算出した.

また, ひまわり 8 号の日本域観測データのうち, 対流圏中~上層の水蒸気観測に用いられる Band-08 の輝度温度の時間変化の 2 階微分値を求め, 空気振動の波面の分布を求めた.

3. 結果

南鳥島を基準とした地上気圧観測を基に, 平均速度を算定すると, 日本付近の平均緑波速度は 270~290m/s の範囲となった. 火口を基準とした場合の平均速度は 305~313m/s であり, 20~30m/s 低下している. 火口から南鳥島までの平均速度は 320m/s であり, 日本周辺の太平洋上を通過するときに対地速度が減少したことが示唆される. ひまわり 8 号の Band-08 輝度温度から波

面を解析すると(図 2), 波面が火口を中心とした等距離線に対して平行に分布せず, 北方ほど波の進行が遅くなっている. 地上観測の分布をみても北方ほど平均速度が低下している傾向が現れており, 地上観測と衛星観測の双方の特徴が合致している. 先端部が日本上空を通過した時間帯の対流圏上層の風の場合(図 3)によると, 日本の太平洋の南岸に強風軸が南下し, 対地速度の減少に寄与したものと考えられる.

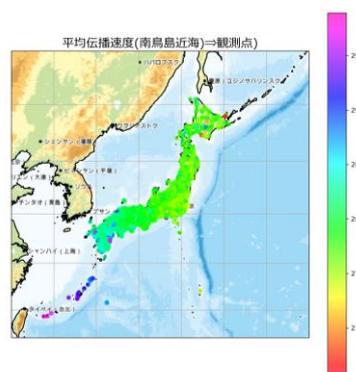


図 1 地上観測から算定される日本付近の伝播速度

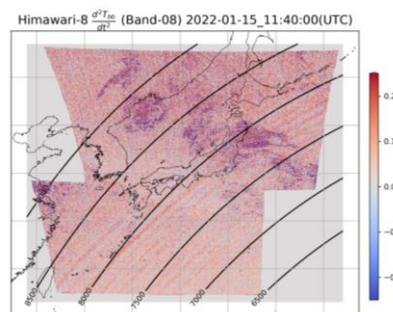


図 2 ひまわり 8 号 Band-08 から解析される波面

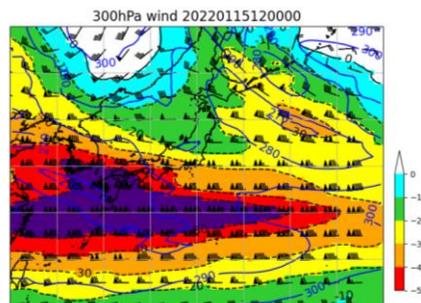


図 3 気象庁 GSM300hPa 面風速場(色塗り部分は火口からの視線速度が負の領域)

近年の北日本の冬季積雪傾向の変化が土壌温度に与える影響

下田星児^{1*}・中嶋美幸²・島崎由美³

(¹農研機構北農研芽室・²農研機構東北農研・³農研機構中農研)

【はじめに】

北日本の冬季積雪傾向は変化している。北海道東部太平洋側に位置する十勝地方では、1990年以降、積雪開始時期が早まり、それまで無かった12月に50cm以上の積雪を記録する年が増え、土壌は積雪による断熱を受けることで、寒冷な外気の影響を受けずに12月以前の熱を保持することになり、土壌温度の低下は緩慢になった(Hirota et al.,2006)。土壌温度が農業活動に与える影響は大きく、バレイショの小塊茎の越冬を防ぐために雪割り・雪踏みと呼ばれる、積雪を減じる技術を開発し、地温を人工的に低下させる対策が、十勝・オホーツク地域に普及した(Hirota et al.,2011; Shimoda et al., 2021)。この傾向は2010年代に入っても続いたが、2018/19年の冬季から、一気に積雪傾向が変化し、2019年以降、北日本太平洋側の12月の積雪量は大きく減少している。2018/19年、2021/22は暖冬により積雪が少ないが、寒冷でも2020年12月は、帯広測候所では、1910年の統計開始以降初の月間降雨量ゼロ、最遅の積雪日を記録した。12月の積雪量は少ないが、気温は例年と大きく変わらないため、浅い積雪により、地上部が越冬を要する秋まき小麦や牧草、土の中で越冬させる一部のナガイモやにんにくへの凍害が懸念され

ている。日本海側では、新潟県を中心に積雪量が増えており、土壌環境の変動傾向が、地域によって異なる可能性がある。

本研究は、作物や農作業に影響を与える土壌温度に着目し、北日本の冬季積雪傾向の変化が、地域の土壌温度にどのような変化をもたらすか検証し、農業影響を考察する。

【方法】

越冬する麦類の栽培試験を行っている農研機構北農研(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解析し、冬季の積雪量と深さ10cm地温の変化を検討した。

【結果と考察】

地域ごとの地温は、上越>盛岡>芽室の順となり、概ね気温を反映する。12月の積雪が地温に与える影響が大きく、北農研では、積雪が多かった2005/06年から2017/18年まで0℃を下回ることがほぼ無かったが、2019/20年の地温は大きく低下し-3℃以下を記録した。東北・北陸は、12月から1月の積雪が地温に影響を与えた。麦類に与える影響は、調査中である。

謝辞:本研究は、科研費 JP20H03110 の支援を受けた。

微気象学 (<1km) より小さいスケールでの 3D 地形による局所降雨予測の研究
Study of prediction method of local rainfall exerted by 3D topography on a scale smaller than micrometeorology (<1km)

*帯金康夫 (対馬市役所島づくり推進部),
安田壽和 (対馬市消防団),
Khenmedekh Lochin (モンゴル科学技術大学応用物理学科)

1. はじめに

長崎県の対馬の空気の流れは水面に浮かぶ洗濯板やヤスリの目の付近を解くような問題で、通常の機械工学、土木工学などでは対馬の山並みはラフネスとして境界面に取り込まれて計算しない。昨今、世界的に、降雨の強度が増し、短時間、局所的な降雨が頻繁に起き、深厚な洪水被害が発生している。対馬の様な地形の島では島全体が山林、急斜面で覆われていることで、峠ごとに降雨量が異なる。通常行われている河川の流出計算で仮定されている様な降雨分布では正確に流出を計算できない。今後、詳細な流出量を予測をするためには小スケール (対馬の解析スケール 1 km 以下) 降雨予測をする方法を研究して流出の予測をする必要がある。

2. 物理量の詳細設定

長さのスケール：対馬はリアス式海岸、南部は深い谷を持つ 300m から 500m の山がフラクタル状、北部も同様に 100 から 200m の深い谷で、南北 82 km、幅約 18 km の細長い島である。東部に長い山脈があり峠を越えるたびに降雨の状態は著しく変わり、風向で雨量分布が大きく異なる。この研究では、北部の短い山脈を形成する御岳付近を解析地区として選択した。

3. 計算条件

格子点は 342x342x44, 風の条件は台風時を仮定、風が強く、横方向の風の運動量が流れを支配していると仮定した。台風の降雨時の風向はアメダスデータ (厳原、美津島) の解析から、厳原、美津島ともに南であった。

4. 雨滴のモデル

台風時、雨を含む雲海の大きさは数キロと仮定し、垂直の雨の構造は単純に雨滴層が存在して、雨滴層より高い高度の状態は考慮に入れない。雨滴層内は均一に雨滴が分布、下層の空気層には INTERFACE 面を通して落下する。落ちた雨滴は乱流場で拡散される。計算は雨滴粒子が LANGRANGE 的に落下、LES で計算された流れ

場で運ばれる。雨滴の大きさは変わらないと仮定した。地表面に到達した粒子は流下せずその場所 (セル) に留まる。シミュレーションでは地面セル内の積算粒子数を降雨量に変換する。同時計算は時間がかかるので、時間変化していく流れ場を前もって計算して HD に記憶させ、ステップ毎に、新しい流れ場を読みこみ、粒子の速度を計算、追尾した。流れ場は LBM (D3Q19)、スマゴリンスキーモデルを使い計算を行った。

5. 計算結果

降雨の積算分布を画像で図 1 に示した。降雨が多い地区が赤色になっている。2021 年 7 月と 8 月に降雨計測を実施し、代表的な結果を図 2 に示した。

6. 結論

計算結果と測定値は概ね一致した (図 1、図 2)。特に第 3 地点に雨量が多いことは、今回のシミュレーションで知れたことで、今後、水文計算にこの手法が応用できると期待できる。

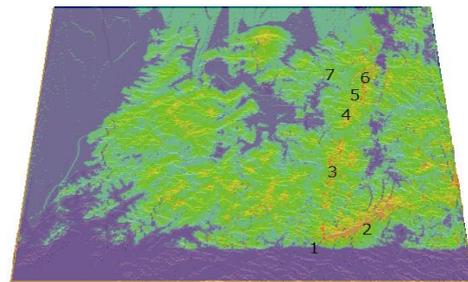


図 1. 降雨分布 (御岳付近)



図 2. 御岳付近の降雨分布図(黄色が台風時)

北海道における熱中症搬送者数と総観場の関係

*森岡 丈博 (北大院環境), 佐藤 友徳 (北大院地球環境),
田村 健太 (北大院環境)

1. はじめに

熱波などの極端な気象は人間の健康や生態系に影響を与えるため、近年注目が高まっている。2018年7月は記録的な猛暑により、熱中症による全国の死者数が1032人に上った[1]。この事例では、上層のチベット高気圧と下層の太平洋高気圧が猛暑の要因であることが示唆されている[2]。しかし、総観規模の大気場と熱中症搬送者数(以下、搬送者数)の関係についてはよく分かっていない。また、北海道のような比較的冷涼な地域での搬送者数について調査した研究は少ない。本研究では、夏季日本周辺の総観場と北海道における搬送者数の関係を明らかにすることを目的とする。

2. データと手法

本研究では大気のパラメータとして JRA-55、熱中症搬送者数のデータとして総務省消防庁の北海道全域での搬送者数、地上気温のデータとして気象庁による日最高気温の観測値を用いた。調査期間は搬送者数のデータの入手が可能であった 2008-2021 年とした。総観場を分類するため、日本周辺における 7-8 月の日毎の 500hPa 面ジオポテンシャル高度の偏差(1991-2020 年平均との差)を用いて自己組織化マップを作成した。また、搬送者数による総観場の違いを調査するため、各ノードについて搬送者数別に合成図解析を行った。

3. 結果

それぞれのノードに対応する平均搬送者数を調べたところ、搬送者数が多いノードでは北海道上空に正の高度偏差が卓越していることが分かった(図1)。また、それぞれのノードについて日搬送者数が10人未満と10人以上でそれぞれ高度別に合成図を作成したところ、搬送者数が多い場合は、北海道上空の200hPa面で正の高度偏差が強まっていることが分かった(図2)。これは、搬送者数が多い日の方が、リッジの中心が北海道上空に位置しているためと思われる。以上より、500hPa面、200hPa面の正の高度偏差が熱中症リスクを高めている可能性があることが分かった。

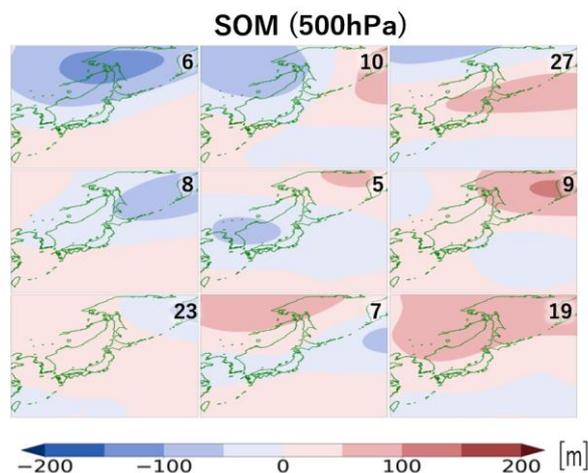


図1. 500hPa ジオポテンシャル高度の偏差で作成した自己組織化マップと各ノードの平均搬送者数(人/日)。

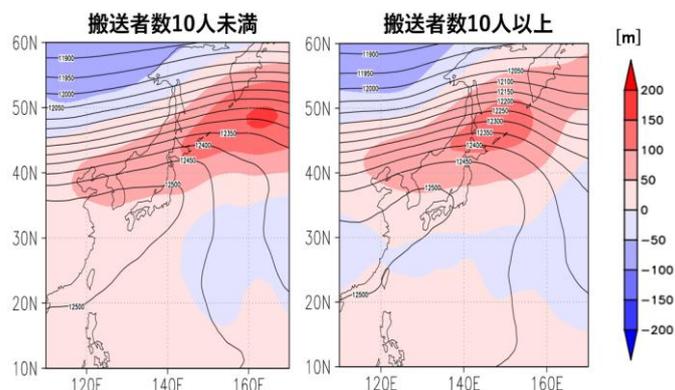


図2. 図1の平均搬送者数(人/日)が最も多いノードで搬送者数の違いにより作成した200hPa面ジオポテンシャル高度の合成図。

参考文献

- [1] 藤部文昭ほか, 2019, 天気, 66, 19-23.
- [2] Imada Y. et al., 2019, SOLA, 15A, 8-12.

ひまわり 8 号輝度温度情報と標高値を用いた WBGT 推定式

*原田裕太 (千葉工業大学大学院), 小田僚子 (千葉工業大学)

1. はじめに

環境省と気象庁は湿球黒球温度 (以下, WBGT: Wet-bulb Globe Temperature) を用いて, 2021 年より全国に「熱中症警戒アラート」を提供している[1]. 提供される観測値は点データであり, どの程度の空間代表性を持つのかは疑問である. そこで, 伊落・小田 (2020) [2] は, ひまわり 8 号から得られる輝度温度情報を用いて, 熱ストレスを面的に評価する WBGT 推定式の提案をした. その結果, RMSE は 3.0°C 以内と面的な熱ストレスの評価が期待できたが, 標高の高い地域や薄い雲の存在, 水蒸気の流入が推定値の誤差を大きくすることが指摘された. 本研究では熱中症危険度の指標が大きく変化しない水準で WBGT を推定すべく, RMSE 1°C 未満の評価式の提案を目標としている. ここでは, 課題の一つである標高による誤差を低減することを目的に, 標高を考慮した推定式の提案とその精度評価結果を示す.

2. 解析概要

関東圏の都六県を対象に, ひまわり 8 号の輝度温度情報を用いた. また, 対象領域に存在する気象庁地域気象観測所 75 地点で測定/推定されている WBGT 観測値 (1 時間値) として環境省が提供するデータを用い[1], 各観測所の標高データを気象庁から取得した[3]. 解析対象期間は 2018~2020 年の各年 8 月とした. なお, 2018 年 8 月 17 日 12 時~20 日 11 時は強い放射冷却で特異な状況であったため, 今回の WBGT 推定値の精度評価ではこの期間を除外した. 推定式には変数増加法の重回帰分析を行い, RMSE と kappa 係数による精度評価を行った.

3. 標高を考慮した WBGT 推定式

WBGT 観測値を目的変数, 各バンドの輝度温度情報と標高を説明変数として重回帰分析を行った結果, 以下の WBGT 推定式を算出した.

$$\text{WBGT} = 0.103(\text{Tb}_7 - \text{Tb}_9) + 0.105(\text{Tb}_7 - \text{Tb}_{13}) + 0.266(\text{Tb}_{13} - \text{Tb}_{15}) - 0.004(\text{ele}) + 20.046 \quad (\text{式} 1)$$

ここで, Tb_x は輝度温度 (K) (x : 各バンド番号), ele は標高 (m) である.

地上気象観測所 13 地点における推定精度の各指標を表 1 に, 東京と奥日光における WBGT 推定値の時間変化を図 1 に示す. 本研究で提案した推定式では, RMSE が 2°C を下回る地点が多くみられ, 特に標高の高い奥日

表 1 WBGT 推定値の精度評価

	2018-2020年08月				
	RMSE($^{\circ}\text{C}$)	相関係数	一致率	期待値	kappa係数
水戸	2.094	0.748	0.537	0.305	0.333
つくば	1.926	0.770	0.547	0.308	0.345
奥日光	2.438	0.597	0.902	0.897	0.043
宇都宮	1.950	0.749	0.561	0.319	0.356
前橋	1.928	0.757	0.572	0.310	0.380
熊谷	1.894	0.766	0.545	0.308	0.343
秩父	2.144	0.739	0.547	0.328	0.325
東京	1.879	0.759	0.593	0.325	0.397
銚子	2.201	0.446	0.479	0.385	0.153
千葉	1.776	0.704	0.596	0.365	0.363
勝浦	1.945	0.611	0.520	0.396	0.204
館山	2.204	0.503	0.499	0.417	0.141
横浜	1.818	0.710	0.583	0.367	0.341

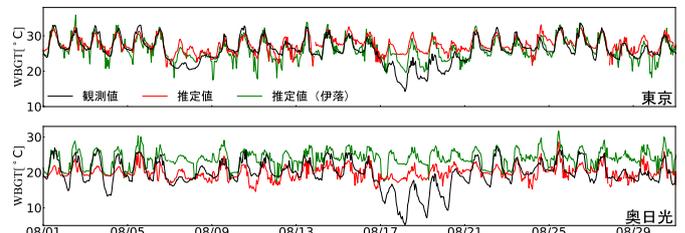


図 1 2018 年 8 月における WBGT 観測値と推定値の比較

光では既存式で 5.5°C であった RMSE が 2.4°C となり, 標高による推定誤差の改善が見られた. 時間変動に着目すると, 観測値と比較して, 日中の変動は概ね捉えられているものの夜間の変動は 3°C 以上高く推定される日もある.

4. まとめ

WBGT の面的な評価を目的に, ひまわり 8 号の輝度温度情報に着目し, 標高を考慮した WBGT 推定式を提案した. 既存研究と比較し, 標高の高い地域での推定精度の改善がみられたが, RMSE は平均で 2.3°C にとどまっている. 課題として薄い雲や水蒸気の流入を考慮することが上げられ, 複数のバンドを利用した雲判別などから, 推定精度を向上していく必要があると考えている.

謝辞: ひまわり 8 号グリッドデータは千葉大学環境リモートセンシング研究センターで提供されたものを利用しました.

参考文献

- [1] 環境省熱中症予防サイト (2022.2.10 参照)
<https://www.wbgt.env.go.jp/>
- [2] 伊落貴之, 小田僚子: ひまわり 8 号の輝度温度情報に基づく首都圏を対象とした WBGT 推定式の提案, 土木学会論文集 B1 (水工学), 76(2), pp.1_271-I_276, 2020.
- [3] 気象庁: 地域気象観測所一覧
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/amedas/ame_master.pdf

トレーサー流動解析を用いた外環道千葉区間開通に伴う 自動車排出 NOx 量分布の推計

*長谷川巧, 鈴木翼, 西塚沙月, 村田徹也, 小田僚子, 赤羽弘和 (千葉工業大学)

1. はじめに

窒素酸化物 (以下, NO_x) は主に工場や自動車の排出ガスに含まれる物質であり, 高濃度の NO_x は呼吸器官に悪影響を及ぼす[1]. 2018年6月2日に東京外かく環状道路三郷南 IC~高谷 JCT 区間 (以降, 外環道千葉区間と称す) が国道 298 号 (国道 6 号~国道 357 号間) と共に新規開通した. それに伴い川口 JCT~高谷 JCT にかけて利用されていた中央環状線の一部が外環道千葉区間に転換し, 中央環状線の渋滞損失時間が約 3 割減少, また, 川口 JCT~高谷 JCT にかけての所要時間のばらつきが約 20 分減少するといった渋滞緩和効果が報告されている[2]. 本研究では, 接続する高速道路も含めた外環道千葉区間の新規開通による交通流の変化が, 周辺地域の大気中 NO_x 濃度にもたらす影響について, WRF によるトレーサー解析から考察する.

2. 観測概要

2.1 自動車 NOx 排出量の推計

外環道千葉区間とこれに接続する複数の高速道路を含めた図 1 に示す領域を解析対象領域と設定した. 解析対象区間を 5 分あたりに通過する自動車の台数と速度から示す走行速度データから, 自動車 NO_x 排出量を推計した[3].

2.2 WRF によるトレーサー解析

WRF ver3.9 を使用し, FNL データ ds083.2(NCEP), 国土数値情報 50m メッシュ (標高) /100m メッシュ (土地利用) データを初期値・境界値として設定した. 解析最小格子サイズは 1km×1km である.

解析対象日時は外環道千葉区間開通前の 2017 年 7 月 7 日(金)と開通後の 2018 年 7 月 13 日(金)とし, 2017 年 7 月 7 日の気象条件のもと, 2.1 で推計した 1 時間ごとの自動車 NO_x 推計値に応じた無次元トレーサーを排出させる. 対象高速道路上にある車両感知器台数は, 開通前後でそれぞれ 160 台, 215 台であるが, WRF の解析最小格子サイズ内に複数台の感知器が存在する場合は, 同一格子内に存在する複数の自動車 NO_x 排出量推計値を積算した数値をもとに 1 つの格子から排出する無次元トレーサーの重みを考慮している.

3. 自動車排出 NOx 量に基づくトレーサー拡散状況

解析対象日の午前 8 時におけるトレーサー分布図を図 2 に示す. トレーサーは千葉北西部を超えて茨城県まで流入しており, 解析対象路線から排出される NO_x

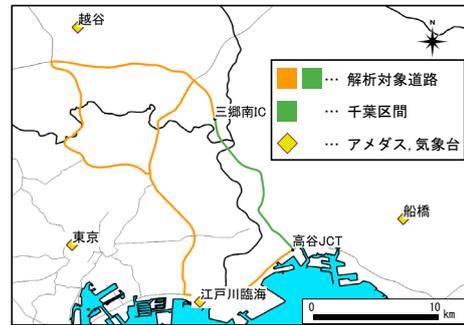


図 1 解析対象領域

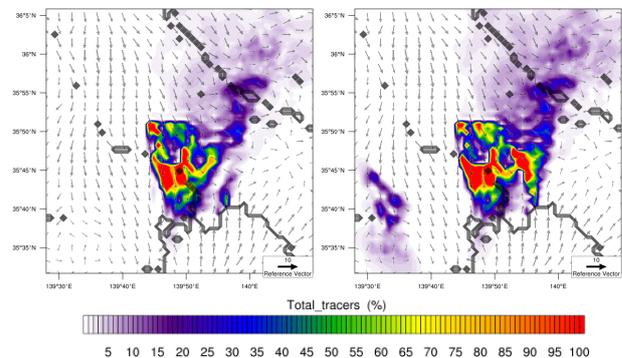


図 2 午前 8 時におけるトレーサー分布図
(左: 2017/7/7, 右: 2018/7/13)

は広域的に影響を及ぼしていることがわかる. この時間帯は平均的に新規開通区間を除く路線で開通後の自動車 NO_x 排出量は減少していたが, 新規開通区間への車両の流入に伴い, 当該路線起因の自動車 NO_x 排出量は増加している (図 2 右). これに伴い, 全体的なトレーサー濃度は増加しているが, 影響範囲は開通前後で大きく変わらない. 当然, 空間的な影響範囲は風環境場に依存するため, 今後は統計的な解析を進め, 解析対象路線の交通量変化が大気中 NO_x 濃度分布に与える影響を評価する.

参考文献

- [1] 中島泰知, 楠本繁子, 織田肇: 窒素酸化物による大気汚染と生体影響, 生活衛生, 17, pp.32-43, 1973.
- [2] 東京外かく環状道路 (三郷南 IC~高谷 JCT) 開通後の整備効果 https://www.enexco.co.jp/rest/pressroom/press_release/kanto/h31/1225/pdfs/pdf.pdf (2022/02/14 参照)
- [3] 鈴木翼: 環状高速道路の区間新設による交通状況と窒素酸化物排出への効果評価, 千葉工業大学修士論文, pp.71, 2022.

謝辞: 本研究において, 国土交通省関東地方整備局千葉国道事務所様, 首都高速道路株式会社様, 東日本高速道路株式会社様より, 交通量データ及び移動速度データをご提供いただきました. ここに記して感謝の意を表します.

トンガ沖噴火、寒冷化凶作不安、市場過熱と気候情報

小畑 淳 (気象研)

1. はじめに

1月15日のトンガ沖海底火山噴火の2日後、大規模噴火による気候変動が引き起こす農産物被害を憂慮して、農産物関連株の売買が急増した。この事を題材として、商業活動安定化に気候情報が果たす役割の可能性を考えてみる。

2. 噴火後の経過と考察

1/15 トンガ沖海底火山噴火

1/16~17 噴火で放出された二酸化硫黄は40万トン程度
(衛星観測、米ミシガン工科大カーン教授 SNS 投稿)

1/17 東京株式市場、農産物の関連株や上場投資信託は売買高が急増(日経)。普段の10倍の出来高の米穀卸株、1月最高値の穀物大手株、前日の30倍の売買代金の穀物上場投資信託等が見られた。

1/18~19 報道取材(気候への影響)へ講演者回答

①気象研地球システムモデル、産業革命後(人為二酸化炭素排出、火山噴火二酸化硫黄放出等)歴史実験(1851-2005年)[1](図1)参照

②通常、全球平均地表面気温の経年変動(標準偏差の2倍)は約0.1°C(主にエルニーニョ南方振動等)

③これを超える低下が、噴火による気候への影響

④1883年クラカタウ噴火、二酸化硫黄放出3000万トン、約0.3°C(詳細には0.35°C)低下

⑤比例を仮定、0.1°C低下には二酸化硫黄1000万トン(詳細には860万トン)必要

⑥1982年エルチヨン700万トンでも気温は低下するが、通常の経年変動と区別し難い、結論として1000万トン必要

以下、上記の教授の解析や講演者の回答が反映された新聞記事(抜粋)

1/19 朝日 気温下げるガス 放出少なめ 気候への影響 限定的か「気候に影響するのは少なくとも二酸化硫黄の放出が1千万トン以上の場合」

1/20 日経 地球寒冷化へ影響「限定的」二酸化硫黄の放出少なく「少なくとも放出量が1000万トンはないと気候への影響はない」

1/23 読売 気温低下 影響限定的 カーン教授「気温低下のような影響を引き起こすには、少なくとも500万トンのSO₂が必要」

カーン教授曰く「500万トン必要」は講演者と同じ考え方と思われる。即ち、1991年ピナツボ2000万トンで0.4°C低下(観測)、従って0.1°C低下には500万トン必要。以上の見積もりは、観測解析誤差やモデルの不十分な再現性のため不確かであるが、規模としては500万~1000万で整合している。

今回、噴火の気候への影響に関する情報としては、先ず新聞が専門家への取材により市場の過熱を防ぐ性質(影響は限定的)の記事を伝えたが、遅きに失した感がある。幸い市場過熱の規模は市場全体の売買(2~3兆円)に比べ少額(10億円)であったが、安定な市場のためには常に先んじて正しい気候情報を社会へ伝える努力が必要である。今回は噴火の翌日が日曜であったため、市場の反応は2日後になった。しかし虚実に拘わらず市場の反応は素早い。迅速な気候解析予測と情報伝達を以てしても間に合うか危ぶまれる。

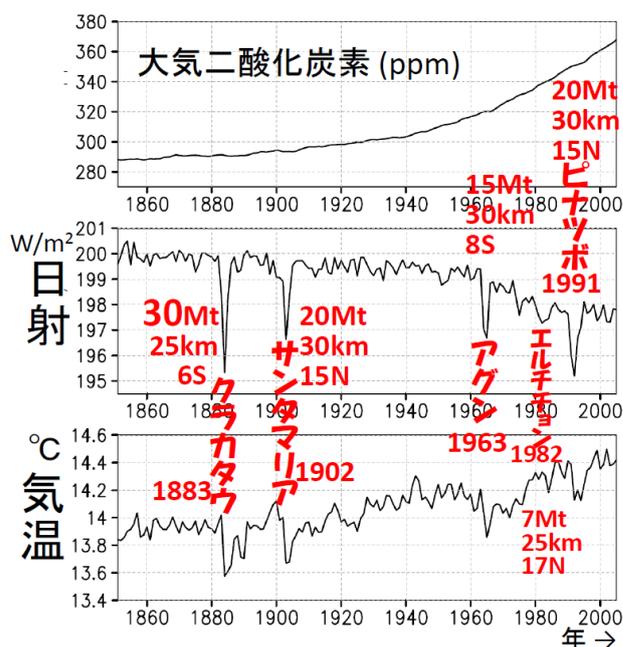


図1 気象研地球システムモデル産業革命後歴史実験(1851-2005年)[1] 全球平均:(上)大気二酸化炭素濃度、(中)地表面日射、(下)地表面気温
主な火山噴火による二酸化硫黄放出量(単位Mt:百万トン)、放出の高さ、緯度を赤で付記

参考文献

[1] Obata, A., and Y. Adachi, 2019, *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, **124**, 1865-1886. 10.1029/2018JG004696

気候変動適応に資する再解析・予報接合データの作成

*飯泉仁之直(農研機構), 滝本貴弘(農研機構), 増富祐司(国環研)

1. はじめに

気候変動の極端気象への対応力を向上し、社会・経済活動への影響を軽減するため適応を進める必要がある。年々変動により生じる高温年は適応技術の試金石となることから、高温や干ばつなど季節スケールの極端現象への適応については季節予報を活用した早期警戒や意思決定支援を進めていくことが重要である。

しかし、再解析など気象の実績データと予報データは時間・空間解像度やファイル形式がそれぞれ異なり利便性に欠ける。また、使用された気候モデルがそれぞれ異なるため、系統誤差(バイアス)の特性も実績データと予報データで異なると考えられる。そこで、利用者が早期警戒や意思決定支援に使いやすいように、再解析と予報を一つの日別時系列データに接合したデータプロダクトを作成した。

2. 手法

図1は接合データの概略を示す。接合データは全球・0.5°・日別である。再解析には JRA-55[1]、予報には JMA/MRI-CPS2[2]を使用した。バイアス補正手法には最も簡易なデルタ法[3]を使用した。バイアス補正時の基準は気象外力データ(観測値で補正した再解析)である S14FD[4]を使用した。

3. 結果

作成した接合データの例を図2に示す。2010年1月5日に作成された接合データでは、2010年1月5日までが再解析値であり、1月6日から2010年9月初旬までが予報値(日々変動がある複数の線)、その後、気候値(滑らかな一本の線)となっている。2010年3月6日に作成された接合データでは2010年3月6日までが再解析値(日々変動がある一本の線)であり、2010年11月半ばまでは予報値、それ以降は気候値となる。その後、再解析値が使用された期間が次第に延びていき、それに伴って予報値が用いられた期間が時間的に後方に移動していく(図1左下・右下)。

接合データを使用することにより、2010年9月頃に収穫を迎える北半球では、イネなど夏作物について、2010年1月5日時点で、播種前予測とそれに基づく栽培計画の検討が可能になる。同様に、2011年5月頃に

収穫を迎える南半球の夏作物については、2010年9月2日時点で、播種前の栽培計画の検討が可能になる。

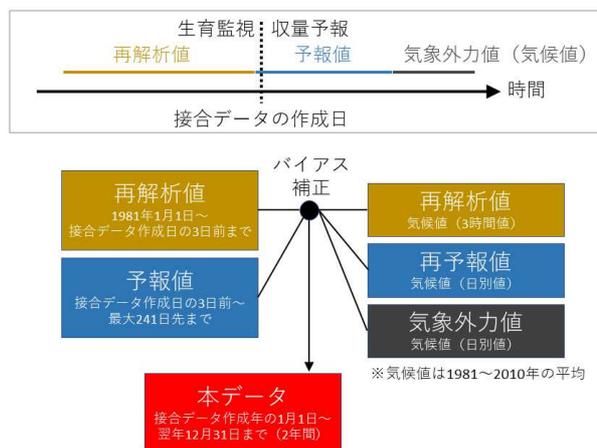


図1 再解析・予報接合データの概略

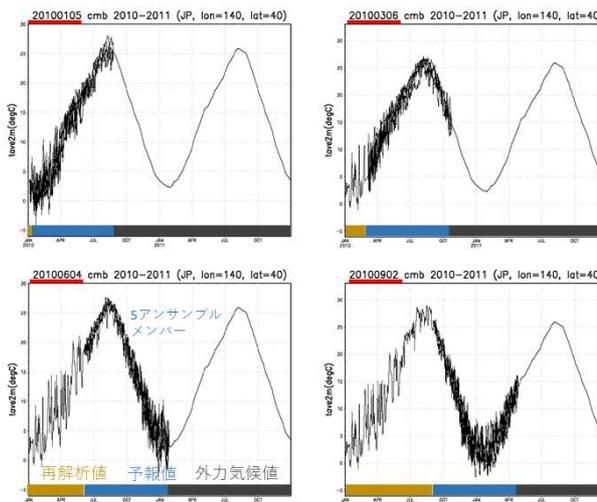


図2 作成した接合データの例。秋田県大湯村付近における2010-2011年の日平均気温。接合データの作成日はいずれも2010年で、1月5日(左上)、3月6日(右上)、6月4日(左下)、9月2日(右下)の4ケース。

参考文献

[1] Kobayashi, S., et al. 2015, *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
 [2] Takaya, Y., et al. 2018, *Clim. Dyn.*, **50**, 751-765.
 [3] Hay, L. E., et al. 2000, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, **36**, 387-397.
 [4] Iizumi, T., et al., 2017, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 7800-7819.

気候データ可視化システム CDVoB (仮称) の開発

*保坂征宏 (気象研究所 気候・環境研究部)

1. はじめに

気象研究所は 1990 年代から CMIP (Couple Model Intercomparison Project) に参加して気候予測データを提出するとともに、今世紀初頭からは文部科学省の一連の気候変動予測プロジェクトの中で大気高解像度の全球・領域気候モデルによる気候変動予測を行い、特に近年のデータについてはデータ統合・解析システム DIAS 等で公開してきた。

しかしながら、データのハンドリング等の理由により、広く国民に活用されているとは言えない。地球温暖化が進行し、適応策や緩和策の取り組みが進められる状況のもと、気候変動予測情報の発信に加え、利用・参照しやすい形でのデータ提供を推進すべきだろう。

現状の打開に向け、ブラウザ上で気候変動予測等のデータを可視化等するシステム CDVoB (Climate Data Viewing system On my Browser) の開発に着手した。

2. CDVoB の概要

CDVoB は、気候・気象データを格納するシステム (DIAS 等) 上の HTTP サーバで動作するシステムである。ユーザはインターネットを介して手元のマシンのブラウザから CDVoB にアクセスし、指定するデータを GrADS で描画・画像ファイル化し、これをブラウザ上に表示させる。

CDVoB は、CGI, perl, GrADS (the Grid Analysis and Display System) 等を使って unix コマンドも利用しつつ、動作する。GrADS は気候予測データの多くを標準で読み込むことが可能であり、データの入出力を GrADS に任せることにより、CDVoB 独自のプログラムを簡素化することができる。

CGI を使う、つまり、HTTP サーバへの書き込み等を含むシステムであるため、セキュアでなくてはならないし、サーバへの過剰な負荷をかけてもいけない。そうした意味での問題がない、しかし利便性が高く、各種解析・画像ファイルの作成・データ切り出し・ダウンロード等が可能になるシステムを目指している。

3. 利用イメージと動作

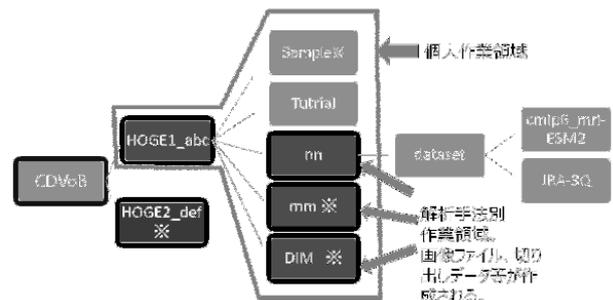
ユーザはブラウザから CDVoB にアクセスし、ID

とパスワードを入力して「ログイン」し、個人作業場を作成・移動する。用意されたいくつかの解析手法 (例えば、何らかの物理量を、2期間の平均値とその差を、何らかの領域で描画する、等) から選択し、その作業場を作成し移動する。物理量、データセット、期間、領域、画像ファイル名を指定して (描画等にデータを作成し、) GrADS で描画・画像ファイルを作成し、ブラウザ上で画像ファイルを描画させる。作成された画像ファイルや GrADS スクリプト、切り出したデータ等は、選択した上でダウンロード可能である。

ここで下線は CGI の動作を伴うものである。「作業場の作成」のほか、「用意された解析手法」での取り扱いについて、セキュアかつ利便性の高い仕組みを作っていく必要がある。後者は今後増やしていくことになるが、ひな形となる解析手法をいくつか作成し、それらを参照しつつ増やしていく形を考えている。

CDVoB で利用可能なデータセットを増やす際には、データセットのメタ情報を作成する必要がある。個々の解析手法のツールは、それらのメタ情報を参照することで、既存のツールが新たなデータセットでも利用可能な形になる、そういう枠組みとしたい。

図：CDVoB のイメージ図。



4. おわりに

CDVoB は CGI を利用するがここで、HTTP サーバごとのポリシーや設定の違いにより、多少の作りこみが必要になる。各サーバ管理者と相談の上、多くのシステムで利用可能にし、気候変動予測等のデータを広く利用可能になるようにしていきたい。

※データセットごとの著作権等があることには変わりはありませんので、ご注意ください。

風の予測値と航空機による実測値の比較

平山拓明, 宮本佳明 (慶應義塾大学)

1. はじめに

航空機にとって、飛行中の風の予測は余分な燃料消費を抑える為にも重要である。そのため出発前に、気象予報データをもとに飛行開始の 3~4 時間前に飛行計画を作成する。しかし、飛行計画はあくまで予測であり、実際の飛行中の値とは異なることから、特に長時間のフライトでは余分な燃料を消費してしまう[1][2]。

航空機にとって重要な風の予測精度の向上に貢献するためには、まずどこで、どの程度風速の予測に誤差があるのかを知る必要がある。そこで本研究では、羽田-ロスアンゼルス便の風向・風速に着目して、風の予測値と実際に航空機が観測した値の比較を行うことで、予測が外れやすい場所と特徴を明らかにする。

2. 解析手法

本研究では、以下の 2 つのデータ A、B を使用し、2 つの検証 1、2 をおこなった。両データとも 2017 年 9 月 5 日から 2018 年 8 月 25 日までの 5 日おきのデータである。便数は 56 便、サンプル数は合計 1,102,610 である。

データ A.)航空会社が飛行計画作成時に巡航高度の航路上の風向・風速を予測した予報データ

データ B.)航空機が巡航高度を飛行した際に観測した風向・風速

手法 1.)両データの東西風・南北風・合成風で 20 m/s 以上の誤差がある区間を抽出

手法 2.)データ A を B の各地点に線形内挿して、予測値と実測値の RMSE を計算

3. 結果・考察

図 1 に予測誤差が ± 20 m/s 以上外れた時の航路図を示す。図から、予測が大きく外れた区間は、日本とアメリカ付近ではなく、太平洋上の東経 180 度より東側に多く分布していることがわかる。

また、図 1 に全データから飛行時間経過と予測値と実測値の RMSE の変化を示す。解析前は、飛行時間経過につれて RMSE が上昇すると仮説を立てていたが、離陸後 6 時間をピークに RMSE が上昇し、その後減少していることがわかった。特に東西風よりも南北風の RMSE が高い。図には示していないが、この区間では

東西風の値が大きくジェット気流の存在が示唆される。以上の点から、ジェット気流の南北蛇行に関して誤差が大きくなることが示唆される。

4. まとめ

本研究の結果、航空会社が予測する羽田-ロスアンゼルス便間の太平洋上の風予測は、予測時間の経過によって精度が低下しているのではなく、南北風成分の予測ができていないことから、太平洋上の予測精度が低下していることが示された。

今後は研究結果に関連性の高い太平洋上のジェット気流の蛇行について、再解析データ ERA5 を用いて予測が外れた付近の環境場を検証していく。

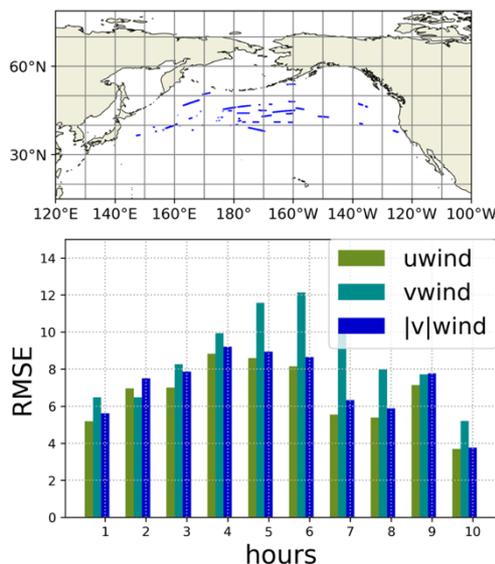


図 1(上)予報誤差が ± 20 m/s 以上外れた時の航路図(下)離陸後経過時間と RMSE 値の変化

参考文献

- [1] ビクラマシンハナヴィンダ, 平林博子, マークブラウン, “DARP 運用における気象予測誤差の影響に関する検討,” 2018 年(第 18 回)研究発表会講演概要, 2018
- [2] 松本紋子, 宮本佳明, 岡本幸三, 石井昌憲, “衛星搭載ドップラー風ライダーデータの同化による航空路の風の予測への影響,” 第 37 回レーザーセンシングシンポジウム講演予稿集, 2019

全大気長期解析値を用いた北半球冬季クライマトロロジーと成層圏突然昇温時における渦位構造と惑星規模波の解析

*奥井晴香 (東大院理), 佐藤薫 (東大院理)

1. はじめに

中層大気では、大気波動が大循環の形成において大きな役割を果たす。特に冬季北半球においては、振幅の大きな惑星規模ロスビー波が対流圏から成層圏へ伝播する。これらの波がもたらす波強制は、成層圏突然昇温SSWの主要因と考えられている。惑星規模波は、背景場の渦位の緯度勾配が正の領域を伝播する。しかし、中層大気全体の渦位分布の気候学的特徴や気候値からの偏差について、長期解析値を用いた詳細な記述はほとんど行われていない。本研究では、データ同化システムJAGUAR-DASにより作成された15年間の大気解析データを用いて、成層圏・中間圏の渦位分布と惑星規模波の伝播経路について、北半球冬季におけるクライマトロロジーと成層圏突然昇温発生時の変化を調べた。

2. 方法

JAGUAR-DAS[1]により作成された長期大気解析値を用いた。水平解像度はT42(解像できる最小波長~900 km)で、地表から高度150 kmまで鉛直124層で構成される。解析期間は2004/05年~2019/20年の北半球冬季(DJF)とした。この期間、9度の大昇温が起きている。渦位の解析にはLait(1994)[2]のmodified potential vorticity(MPV)を用いた。緯度勾配への各物理量の寄与を調べるため、次のようにMPVを分解した[3]。

$$\begin{aligned} MPV &\equiv A(f + \zeta)N^2 = (A_0 + \delta A)(f + \zeta)(N_0^2 + \delta N^2) \\ &\cong A_0 f N_0^2 + \delta A f N_0^2 + A_0 \zeta N_0^2 + A_0 f \delta N^2 \\ &\equiv MPV_0 + \delta MPV\text{-}A + \delta MPV\text{-}\zeta + \delta MPV\text{-}N^2 \end{aligned}$$

ここで $A \equiv (H\theta/p)(\theta/\theta_{00})^{-9/2}$ 、 $H=7$ km、 p は気圧、 θ は温位、 $\theta_{00}=420$ Kである。 f は惑星渦度、 ζ は相対渦度、 N^2 は静的安定度を表す。 A 、 N^2 の添え字0は温位面平均を、 δ は平均からのずれを表す。

3. 結果と考察

図1a~dにDJFの MPV_y 、 $\delta MPV_y\text{-}A$ 、 $\delta MPV_y\text{-}\zeta$ 、惑星規模波のEP flux (EPF、色はその発散)のクライマトロロジーの緯度高度図を示す。添え字 y は南北微分を表す。冬半球中間圏では $\delta MPV_y\text{-}A$ は広い領域で負である。これは、 $\delta MPV_y\text{-}A$ が $-\theta_y$ に依存し、冬半球中間圏では $\theta_y > 0$ となるからである。 $\delta MPV_y\text{-}A < 0$ は $\delta MPV_y\text{-}N^2 < 0$ (図示せず)とともに中間圏高緯度の負の MPV_y 域(図1a)を形成していた。ジェット軸付近には強い正の

$\delta MPV_y\text{-}\zeta$ が分布する(図1c)。これらにより、高さと共に赤道向きに傾いた MPV_y 極大が維持されている。この MPV_y 極大に沿って、惑星規模波(PW、東西波数1~3と定義)の強いEPFがみられており(図1d)、 MPV_y 極大域がPWの導波管の役割を担うことがわかる。

続いて、解析期間に発生した9回の大昇温事例に対し、発生日10日前~発生日までの合成図解析を行った(図1e~h)。この期間、極域の高度80 km付近では東西風が10 m/s以下と非常に弱く、複数の事例で大昇温発生日直前に東西風の逆転が起きていた。クライマトロロジーと比べ、 $MPV_y < 0$ 域(図1eの青色)の低緯度への張り出しが弱く、強い正の MPV_y 極大が45~60°N、高度70~80 kmに存在し、ここでPWの上方伝播が顕著である(図1h)。そこで、成層圏の西風と中間圏での重力波強制を調べてみるといずれも弱く、対応して極域中間圏では低温偏差が形成されている(図1f)。これにより2500~7000 K、45°N以北の $\delta MPV_y\text{-}A < 0$ が弱まり(図1f)、上記の正の MPV_y 極大が高緯度へ広がっている。このように、重力波強制の弱化に伴うMPV分布の変化がPWの極域中間圏への伝播を促進し、昇温初期の中間圏の東西風逆転に寄与していると考えられる。

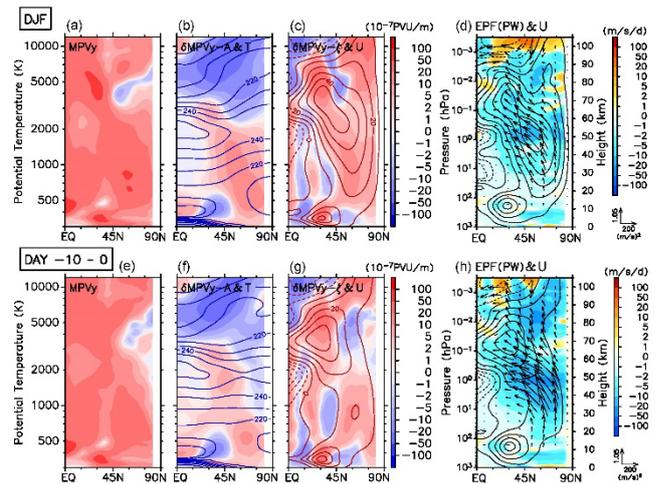


図1 DJFのクライマトロロジー(a~d)と大昇温前10日間(e~h)のMPVおよびPWのEPF(矢印)とその発散(色)。等値線は気温(b, f)と東西風(c, d, g, h)。

参考文献: [1] Koshin, D., et al., 2021, GMDD, in review.

[2] Lait, L. R., 1994, JAS, 51, 1754-1759.

[3] Sato, K., et al., 2018, JAS, 75(10), 3613-3633.

再解析で表現される平均子午面循環の強度差の要因の考察

*小林ちあき(気象研究所)・岩崎俊樹(東北大学)

1. はじめに

Brewer-Dobson 循環 (BD 循環) の強度は、対流圏・成層圏質量交換率の指標であり、各種観測データの蓄積に伴い、長期の経年変化傾向が着目されている。これまで、再解析データに表現される BD 循環は、気候値として季節性や南北半球の非対称性は再解析間で共通にみられるが構造や強度に差があること (Iwasaki et al, 2009) や JRA-55 の BD 循環強度は増加傾向を示し、ERA-Interim とは逆であることが指摘されている (Kobayashi and Iwasaki, 2016)。気象庁では第3次長期再解析 JRA-3Q を実施しており、JRA-3Q で表現される BD 循環は、JRA-55 と同様、経年変化として増加傾向を示すこと、気候値としては JRA-55 と比べて強度が 80%程度となっていること、が指摘されている (小林と岩崎, 2021 年春季大会)。この気候値の強度差の原因について調査をおこなった。

2. 方法

JRA-3Q は 2018 年 12 月時点の気象庁現業数値解析予報システムをもとに解析システムが構築されている。2009 年 12 月時点の現業システムを用いた JRA-55 と比べ、データ同化に利用する観測データの取り扱い(バイアス補正、衛星輝度温度計算等)をはじめ、利用する SST、海水、陸面解析、オゾン、などの境界条件、強制場の変更、使用している全球大気モデルの鉛直水平解像度、長波放射、雲放射、エアロゾルなどの放射過程や、積雲対流、雲過程の改良、境界層過程の変更など、数多くの改変がおこなわれた同化システムが使用されている。それぞれの変更はバイアスの改良や予測精度の改善によってその効果が確認され現業システムに採用されており、JRA-55 と JRA-3Q で表現される気候値の差は 9 年分のシステム改良の成果である。しかし、システム改良は重層的不可逆的に行われているため、BD 循環強度のようにシステム改変時に確認されない量の再解析データ間の差がどの箇所の変更によってもたらされたのか、を特定することは大変困難になっている。

今回、BD 循環強度の表現に影響を与える可能性のある JRA-55 から JRA-3Q への全球大気モデルの変更のうち、非地形性重力波抵抗の導入および非断熱加熱率の違いに着目し、気象研究所の計算機システムに構築さ

れた全球同化システム(MRI-NAPEX H014, GSM1705 相当)を用いたデータ同化実験を行った。この実験同化システムは JRA-3Q とほぼ同等の同化システムであり、実験期間は 2018 年 12 月から 2019 年 2 月である。

BD 循環は Iwasaki et al (2009)と同様、質量加重付帯平均(MIM)による質量流線関数で定義し、再解析データの 6 時間値から求めた質量流線関数の季節平均を比較した。

3. 結果

実験同化システムの基本実験と非地形性重力波抵抗をオフにした実験の季節平均質量流線関数(2018 年 12 月から 2019 年 2 月平均)の差を図 1 に示す。基本実験のほうが非地形性重力波抵抗をオフにした実験よりも対流圏上部から下部成層圏での循環が強く表現されている。このことは非地形性重力波抵抗の導入が解析場で表現される子午面循環を強く表現することを示しており、JRA-3Q の子午面循環が JRA-55 より弱い理由を非地形性重力波抵抗の導入が説明するものではないことを示している。

4. まとめと今後の課題

JRA-3Q で表現される BD 循環は JRA-55 より弱く、その理由について調査を行っている。多くのシステム変更のうち、全球モデルの非地形性重力波抵抗の導入は、BD 循環強度の差を説明しないことが分かった。一方、熱帯圏界面付近の非断熱加熱率も BD 循環強度に影響を与える可能性があり、現在、同化実験を進めている。これらの結果についても示す予定である。

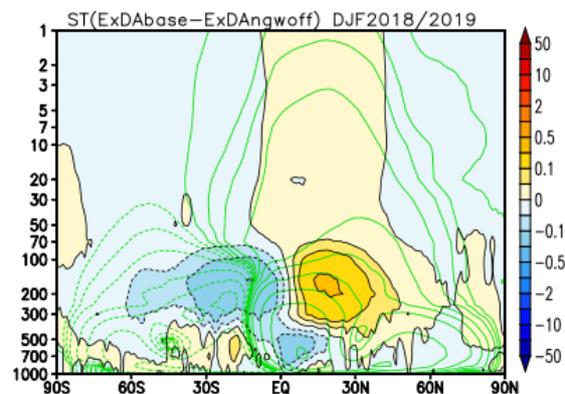


図1 冬平均質量流線関数(2018年12月から2019年2月平均)における非地形性重力波抵抗の導入の影響(黒線)。緑線は基本実験の冬平均質量流線関数。実線は時計回りの循環、点線は反時計回りの循環を示す。

ライダーで観測される夜間大気境界層内の CO₂ 濃度増加イベントのトラジェクトリ解析

*阿保 真, 柴田 泰邦, 長澤 親生 (東京都立大学システムデザイン研究科)

1. はじめに

我々は波長 1.6 μm の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar) を用い、地上から高度 2.5 km までの CO₂ 濃度の鉛直分布連続観測を継続的に行ってきた [1-3]。これまでの観測結果から、晴天時昼間の境界層内は 400 ppm 前後へと減少するが、夜間は地上から高度 1.5 ~ 2.0 km 付近まで 400 数十 ppm まで上昇するイベントがしばしば観測されている。このような大気境界内の夜間 CO₂ 濃度増加のソースが不明であった。今回は簡易的なトラジェクトリ解析を行いソースの推定を試みた。

2. トラジェクトリ解析の方法

粒子追跡法による簡易トラジェクトリーシミュレーションを行った。使用した気象場データは、メソ数値予報モデル GPV データの各気圧高度面風データ (経度 0.125° × 緯度 0.1° グリッド、3 時間毎) を緯度/経度 1 km メッシュ、高度分解能 100 m 相当、時間間隔 20 分に内挿したものを用いた。観測点周囲の CO₂ の大規模ソースと推定される各種工場の煙突からの CO₂ 排出量を公開データから推定し、高度 300 m に連続的に注入し、煙突からのガスの拡散推定に用いられるブルーム式に

合致するように、上下方向並びに水平方向へ拡散させ CO₂ 濃度の増加分を 3 次元時系列として計算した。

3. DIAL 観測とトラジェクトリ解析結果の比較

図 1(a) に東京都立大学日野キャンパス (東京都日野市) でライダーにより観測された 2020 年 12 月 7~8 日の CO₂ 混合比観測結果、下にトラジェクトリ解析により得られた CO₂ 濃度の増加分を示す。絶対量の比較はできていないが、どちらも夜間 3~4 時の時間帯に下層で CO₂ 増加が見られる。実際の流跡線を見るとこの CO₂ のソースは観測点北側にある工場であると推定され、この時間帯に局地的に風が収束することにより高濃度の CO₂ が観測点まで輸送されたものと推定される。

今後、解析事例を増やし、解析の妥当性を調べていく。

参考文献

- [1] Y. Shibata, et al., 2017, *Appl. Opt.*, **56**, 1194-1201.
- [2] Y. Shibata, et al., 2018, *Sensors*, **18**, 4064.
- [3] 阿保他, 2021, 気象学会 2021 年度秋季大会, MC-04+.

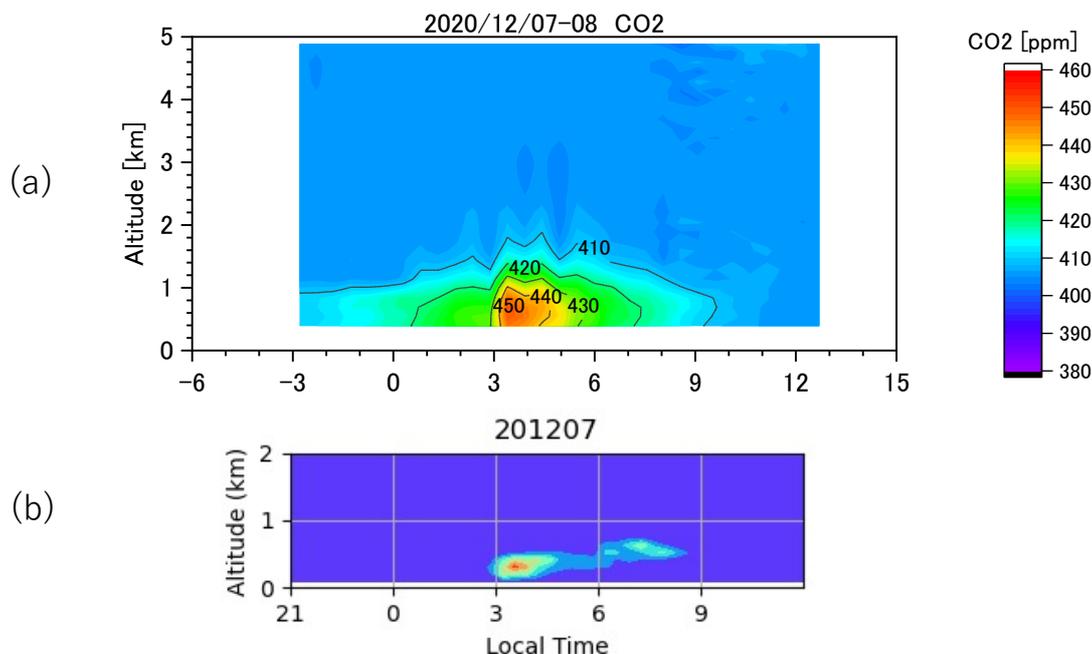


図 1 (a) ライダーによる CO₂ 混合比観測結果 (東京都立大学 日野キャンパス)
(b) トラジェクトリ解析により得られた観測点上空の CO₂ 濃度の増加

気象庁観測船による大気中 CO₂ カラム平均濃度の観測

*今須良一 (東大 AORI), 松見豊 (名大 ISEE), 向井人史, 森野勇 (国環研),

1. はじめに

東京大学と国立環境研究所は、気象庁と環境省との間の申合わせに基づいた温室効果ガス共同観測の一環として、温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT/GOSAT-2 と気象庁観測船との同時観測を委託業務として実施している。2021 年度は、凌風丸に取り付けた船の揺れセンサーから得られた情報を元に観測機器の改良を行い、11 月から実際の観測を開始した。

2. 同期観測頻度

2018 年から 2020 年間の凌風丸の航行記録と GOSAT/GOSAT-2 の観測点から、時間差±12 時間、距離 100km の条件でマッチアップを取った結果を図 1 に示す。天候を考慮しない場合、どちらの衛星も月に 1 回程度の頻度でマッチアップが取れていることが分かる。

3. 船の揺れセンサーと太陽追尾装置

凌風丸は船の揺れの記録がないため、独自の揺れセンサーを設置し、GPS 位置情報と 3 次元の揺れ情報を 5Hz で記録。すべての観測データはモバイルルーター経由で船が日本近海にあるときに受信している。2021 年夏の航海時の記録 (図 2) から、ロール、ピッチどちらの方向についても船の揺れの周期は 0.1~0.2Hz が卓越し、振幅は最大で 10°、平均で 5° の触れ角だった。この揺れを再現するシミュレーターを作成し (図 3)、太陽追尾装置を乗せて追尾精度が要求を満たすよう駆動部と制御ソフトの改良を行った。

4. CO₂ カラム平均濃度測定用分光器

大気中 CO₂ カラム平均濃度の観測は、名古屋大学において開発された CASTLE-CO₂ (Compact Array Spectrometer Targeting Local Emissions of CO₂) を船舶用に改良して用いる。このシステムは、上記太陽追尾装置と分光器部から成る。分光器部には Ocean Optics 社製のグレーティング分光器 (CO₂ 1.6 μm 帯, dv=1.0cm⁻¹) を使用。太陽追尾装置との間はシングルモードの光ファイバーで接続する。凌風丸への機器設置は、2021 年 11 月に実施した。太陽追尾装置は最上階の甲板部に (図 4)、また、分光器部はその直下の機器制御室に設置した恒温槽内に配置し、この日から観測を開始した。

5. 測定精度の評価方法

現在、取得スペクトルから CO₂ カラム平均濃度を解析中であり、船の揺れの影響評価を行う。また、同じ装置のある南鳥島と、TCCON サイトである国立環境研究所データとの比較により、測定精度の評価を行う。

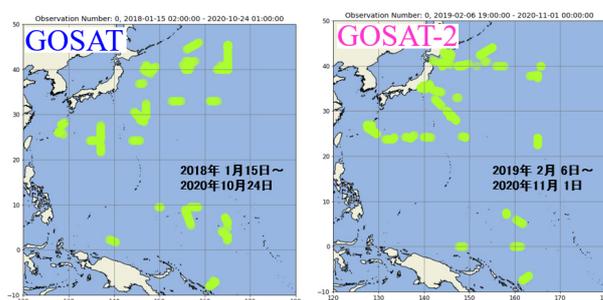


図 1 凌風丸と GOSAT, GOSAT-2 の観測点とのマッチアップ点。円のサイズは半径 100km。

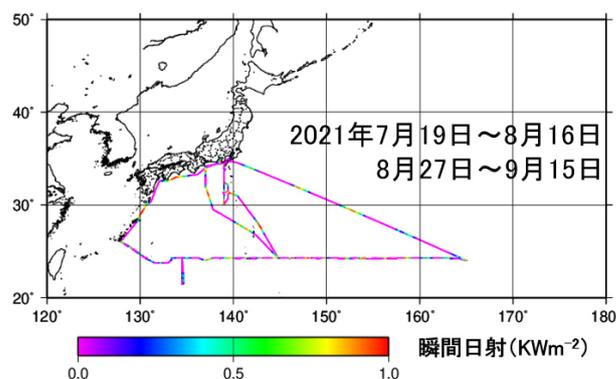


図 2 揺れデータを取得した航海の航路。



図 3 揺れシミュレーターによる観測実験。



図 4 船上に取り付けられた CASTLE-CO₂。

波長 355 nm での黄砂の偏光ライダー観測

*村山利幸 (東京海洋大学海洋工学部)

1. はじめに

2021年5月13日に弱い黄砂が東京首都圏でも観測された[1]。このとき、東京海洋大学越中島キャンパスでは、偏光ライダー（波長 355 nm）とサンフォトメーター及びスカイラジオメーター、地上設置したオプティカルパーティクルカウンター（OPC）によって、黄砂の動態、黄砂粒子の光学性質を捉えた。黄砂の偏光解消度は波長 532 nm での観測が多く、精密な多波長観測により特徴が見出せる可能性がある[2]。ここでは日中のサンフォトメーターとの比較から黄砂のライダー比及び粒子偏光解消度を推定した。また、自由対流圏を輸送される黄砂の地表への降下現象が観測された。

2. 偏光ライダー、サンフォトメーター、OPC による観測結果

東京海洋大学では 1999 年に 355 nm 用の偏光チャンネルを増設し、355 nm レーザー光をベースとしたミー・ラマン（窒素・水蒸気）・偏光が測定できるライダーシステムが設置されている。近接して、スカラジオメーター（自動）、サンフォトメーター（手動）、OPC、ラドンモニターを稼働できる。Fig. 1 に 2020 年 5 月 13 日の日中に観測された黄砂層の時間-高度変化を示す。黄砂粒子の微物理量の一つである粒子偏光解消度（非球形性の指標）を求めるために全偏光解消度（TDR、大気からの寄与も含む）が最も高い領域を含む 0951-0956 LT の平均プロファイルから散乱比、粒子偏光解消度（PDR）を求めた（Fig. 2）。方法は同時に測定したサンフォトメーターからの 355 nm における大気の光学的厚さ（ $\tau_{355}=0.55$ ）とライダーから求めたエアロゾルの光学的厚さが一致するようにライダー比 S_1 を求めた。

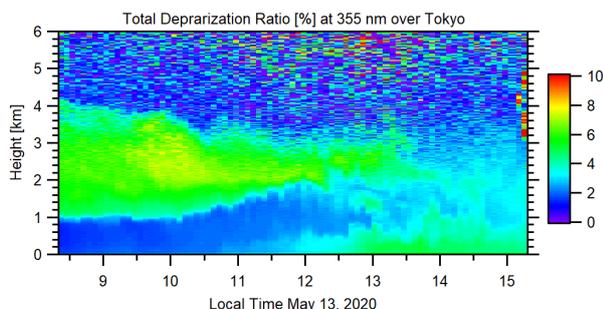


Fig. 1. 2020 年 5 月 13 日に東京都江東区で観測された TDR の高度-時間断面図

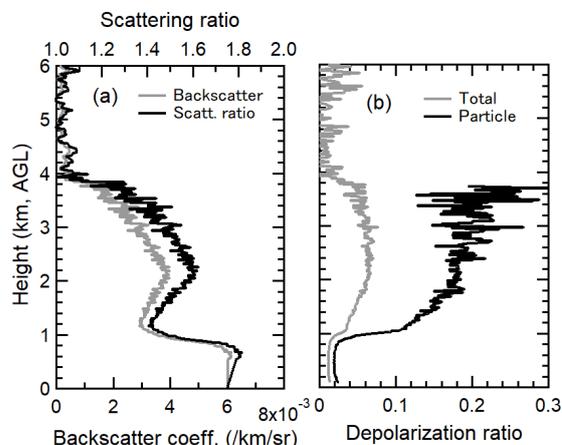


Fig. 2. 2020 年 5 月 13 日 0951-0956 LT の観測から導いた(a) 散乱比, 後方散乱係数, (b) 偏光解消度。

その結果、 $S_1=37 \pm 2$ sr であった。レーザービームと受信望遠鏡との視野の重なりが完全でない高度 0.55 km 以下は消散係数を一定として求めた。高度 2~3 km での PDR の平均値は $19 \pm 2\%$ であった。

関東でのラマン偏光ライダーによって得られた波長 532 nm で黄砂層の PDR の値は 20-30 % である[2]。また、サハラダストに関して PDR は 355 nm の方が 532 nm より小さいことが報告されており、今回の値は報告値 [3] の下限に近い。

3. 大気境界層への黄砂の降下

同日における地表での OPC による $5 \mu\text{m}$ 以上の粒子（大粒子）の個数濃度（個/L）と測定高度 101 m における TDR の相関関係は非常に良いことがわかった（データ省略, [4]）。Fig. 1 より、自由対流圏を輸送される黄砂粒子は正午頃、十分に発達した大気境界層への遷移層からの取り込み（エントレインメント）によって地表に輸送されると思われる。

参考文献

- [1] <https://www-lidar.nies.go.jp/Tokyo/>
- [2] T. Murayama et al., 2004, *Geophys. Res.* **31** doi:10.1029/2004GL021105.
- [3] M. Harrig et al., 2017, *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 10767-10794.
- [4] T. Murayama et al., 2001, *J. Geophys. Res.* **106**, 18345-18358.

アジアダストの発生・輸送・気候影響に対する 臨界摩擦速度の重要性

*河合 慶, 松井仁志 (名古屋大), 木村玲二 (鳥取大), 篠田雅人 (名古屋大)

1. はじめに

アジアダスト (黄砂) は、東アジアの乾燥・半乾燥地域 (ゴビ砂漠やタクラマカン砂漠) で強風によって地表面から放出されるが、その発生は土壌水分や植生、積雪などの影響を受ける[1]。数値モデルでは、これらの地表面状態による影響を臨界摩擦速度 u_{*c} として定量化し、摩擦速度 (風速) u_* が臨界摩擦速度を超えた時にダストを放出させているが、臨界摩擦速度の不確か性は大きい。本研究では、全球エアロゾルモデル CAM5-chem/ATRAS2 [2] を用いて、アジアダストの発生・輸送・気候影響 (ダストと放射・雲の相互作用など) が、臨界摩擦速度の推定方法によって、どのように変化するかを調べた[3]。

2. 方法

ダストの発生は、陸面モデル CLM を用いて、摩擦速度と臨界摩擦速度からオンラインで計算された[4]。CLM では、臨界摩擦速度の基準値 (滑らかな面での値) u_{*0} は 0.23 m/s に設定されているが、東アジアなどでのダスト観測[5]に基づいて、0.40 m/s に変更したシミュレーションも行った (以下、変更前を BASE、変更後を UST04 とする)。UST04 におけるアジアダストの年間発生量は、BASE と同じ値になるように設定した。モデル計算は 2011~2012 年を対象に行い、解析には 2012 年の結果を使用した。また、SYNOP 観測データのダスト報からダストイベント頻度 (ダストを観測した日数/対象期間の日数) を計算し、モデルの結果と比較した。

3. 結果・考察

BASE に比べて、UST04 は東アジアで観測された春と夏のダストイベント頻度をよく再現した。UST04 におけるアジアダストの発生量は、BASE に比べて、春に 31% 増加し、夏~秋に 46% 減少した (図 1)。これにより、UST04 におけるアジアダストの北太平洋での大気中量は、春に 67% 増加し、夏~秋に 44% 減少した。BASE と UST04 におけるアジアダストの年間発生量は同じ (289 Tg/yr) であるが、その季節変動が変化する (相対的に春に増加する) ことで、アジアダストの北太平洋 (北極) での大気中量・沈着量は、年平均でそ

れぞれ 43%・49% (130%・73%) 増加した (図 2)。また、UST04 におけるエアロゾル放射相互作用による放射強制力は、ゴビ砂漠周辺で増加、中国東部から日本で減少し、エアロゾル雲相互作用による放射強制力は、東アジアから北太平洋で減少した。以上から、アジアダストの発生・輸送・沈着をより正確に推定し、その気候・地球システム (放射、雲、陸域・海洋生態系、雪氷アルベドなど) への影響をより正しく理解するためには、観測などに基づいて、臨界摩擦速度の推定方法を改良し、アジアダストの年間発生量だけでなく、その季節変動も精度よく再現する必要がある。

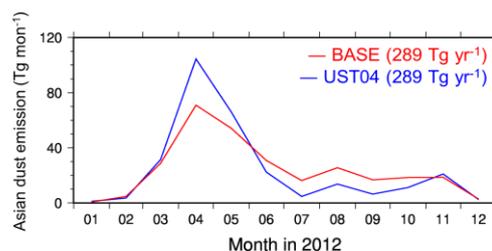


図 1. BASE (赤線) と UST04 (青線) における 2012 年のアジアダスト発生量の時系列図

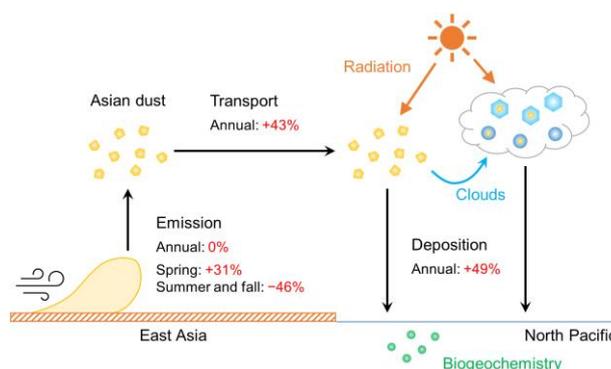


図 2. 本研究で得られた結果の要約図 (パーセント: BASE から UST04 への変化率)

参考文献

- [1] Kurosaki et al., 2011, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11702.
- [2] Matsui, 2017, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, 1921–1947.
- [3] Kawai et al., 2021, *SOLA*, **17**, 239–245.
- [4] Kok et al., 2014, *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 13043–13061.
- [5] Kimura & Shinoda, 2010, *Geomorphology*, **114**, 319–325.

偏光光散乱式粒子計測器における雲粒判定方法の検討 および氷雲検出の可能性

*柴田風衣（山梨大・院），小林 拓（山梨大・院），鈴木啓助（信州山の環境研究センター）

1. はじめに

自由対流圏中の黄砂の動態を把握するため，長野県木曾駒ヶ岳千畳敷（2640m AMSL）で，偏光光散乱式粒子計測器¹（以下，POPC）による測定を実施している。千畳敷は雲に覆われることが多く，雲粒を測定すると，エアロゾルの質量濃度を過大評価してしまう。そこで本研究では，POPC における雲粒の判定方法を検討する。

2. 方法および結果

POPC は，ホテル千畳敷の南側のポール取付けられた金属箱の内部に設置した。外気は導電性チューブにより POPC に導入している。ホテル千畳敷のライブカメラの画像から雲の有無を確認し，雲内・雲外の検証用のデータセットを作成した。POPC は散乱角 60° のセンサ（粒径用），散乱角 120° のセンサ（偏光解消度用）を持つ。この2つの散乱角のセンサの信号比を前方後方比と呼ぶ。この比と偏光解消度との相関係数が雲内と雲外で異なるため，雲粒の判定に使用した（図1）。また，相対湿度も判定に使用した。

検証データから各判定条件の正答率を求めた（表1）。相関係数の閾値は 0.3, 0.35, 0.4, 相対湿度の閾値は 75, 80, 85, 90, 95% を用いた。or と and はそれぞれ論理和，論理積を表す。従来法²は粗大粒子と微小粒子の個数濃度比から判定している。この結果から単純に相対湿度のみを用いた場合が最も正答率がよくなることがわかった。

表1 各判定方法の正答率

2021-03,04 AVERAGE	閾値	正答率
相関係数	0.3	88.95%
	0.35	89.43%
	0.4	89.24%
相対湿度	75%	91.35%
	80%	93.68%
	85%	94.44%
	90%	94.51%
	95%	91.64%
相関係数or相対湿度	0.35 or 80%	91.54%
相関係数and相対湿度	0.35 and 80%	91.57%
従来法	—	64.95%

3. 氷雲検出の可能性

相関係数を用いた場合に，相対湿度のみを使用した場合に比べ正答率が下がった原因を確認したところ，画像からは雲内であることが確認され，相対湿度も高かったが，相関係数が低いデータの存在が明らかとなった。このデータの偏光解消度は高くばらついており，非球形粒子であった。すなわち，水滴ではなく氷晶である可能性が高い。よって，相関係数により雲内かどうか判定し，相関係数により水雲か氷雲か判定できると考えられる。

参考文献

- ¹Kobayashi, H. *et al.*, *Atmos. Environ.* 97, 486-492, (2014).
²石井雄太，山梨大学大学院修士論文，(2020)。

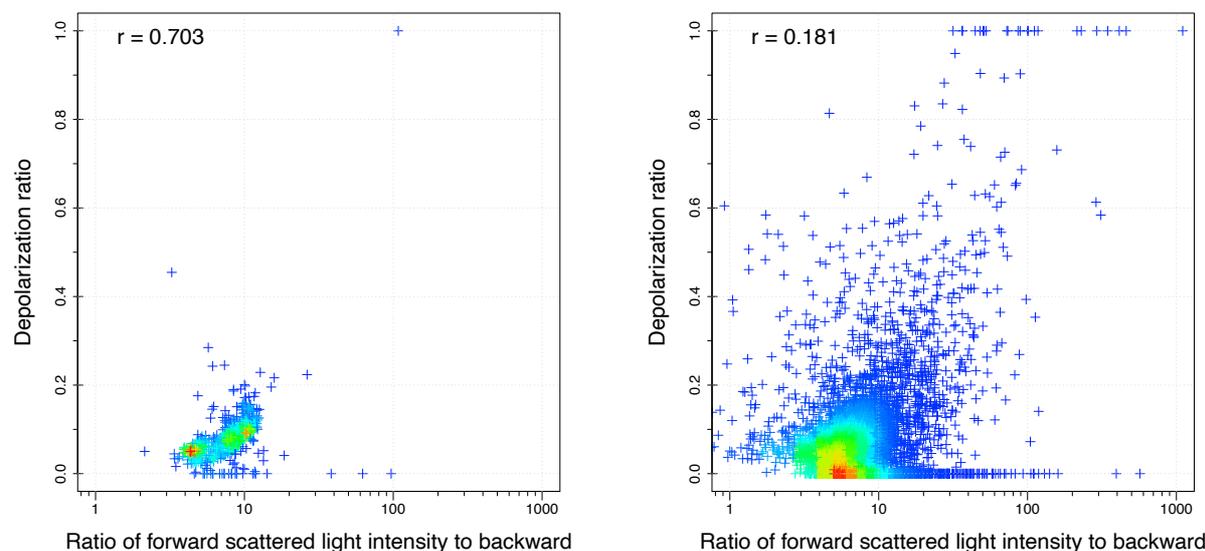


図1 POPC で測定された前方後方比と偏光解消度との散布図。右側が雲内，左側が雲外のとときの測定結果の例を示す。

LES 領域モデル SCALE-RM を用いた エアロゾル排出に対する混合相雲の応答の数値実験

*山崎 耕平, 鈴木 健太郎 (東京大学大気海洋研究所)

1 はじめに

エアロゾルは雲の放射特性を介して気候に影響を与える。航跡雲のようなエアロゾルの集中的排出による筋状の雲は、エアロゾルが雲凝結核 (CCN) や氷晶核粒子 (INP) として雲のアルベドを増加させる例である。この雲はその周囲の雲との比較により環境条件を固定しエアロゾルの影響を調べられる利点があり、水雲の場合は観測やモデルによる研究が多数行われている [1]。混合相雲の場合、衛星観測で多数の航跡雲を統計的に解析した研究 [2] では、水雲より降水強度の応答が強まることでアルベドの応答が弱まること示唆された。一方で、環境条件の特性が雲の応答に影響を与える [1,3] ことが水雲の場合の研究から示唆されている。さらに、混合相雲の場合の観測 [2] やモデル [4] による研究は未だ僅かしかない。そこで、本研究では点源排出のエアロゾルに対する混合相雲の応答のプロセスやその環境場への依存性を調べる目的でモデル計算を行った。

2 手法

二つの混合相雲の観測キャンペーン M-PACE、SHEBA についてのモデル間相互比較研究 [5,6] で用いられた環境条件の設定に基づき、LES (Large Eddy Simulation) 領域モデル SCALE-RM[7,8]ver. 5.4.1 で混合相雲の計算を各 20 時間行った (それぞれ実験 A, B とする)。計算領域の INP 数濃度を実験 A は 5 通り、実験 B は 4 通りに設定することで雲の相を液相寄りから氷相寄りまで変化させた上で、それぞれ計算開始 3~4 時間後に計算領域最下層中央の点源から CCN を排出した場合としない場合を比較し、点源排出のエアロゾルに対する混合相雲の応答の、雲相による違いを調べた。

3 結果

雲水のアルベドは概ね計算領域が氷相寄りであるほど CCN 排出による相対的応答が小さくなった (図 1a, 1b)。この原因として、実験 A、B ともに雲相が氷相寄りであるほど鉛直積算雲水量の相対的応答の値が小さく雲粒の有効半径の相対的応答の値は大きい (図 1a, 1b) ことがある。一方で雲粒数濃度は実験 A と B で雲相に対する相対的応答の傾向が逆であった (図 1a, 1b) が、その原因として環境条件における地表面の潜熱フラックスの値の違いによる計算領域の水蒸気量の大小が示唆された。また、混合相の航跡雲の衛星観測研究 [2] では混合相雲で水雲より降水強度の変化率が大き

かったが、本研究では水蒸気量が多い環境条件の実験 A で同傾向となったため、この先行研究の解析対象は比較的水蒸気が豊富な環境であったことが示唆された。

今後は、モデル表現による応答の不確かさを調べるためモデルのパラメータについて感度実験を行い、また混合相の航跡雲の衛星観測研究 [1] での応答の環境場への依存性や応答プロセスを調べるため、観測された代表的な事例のモデル計算を行う予定である。

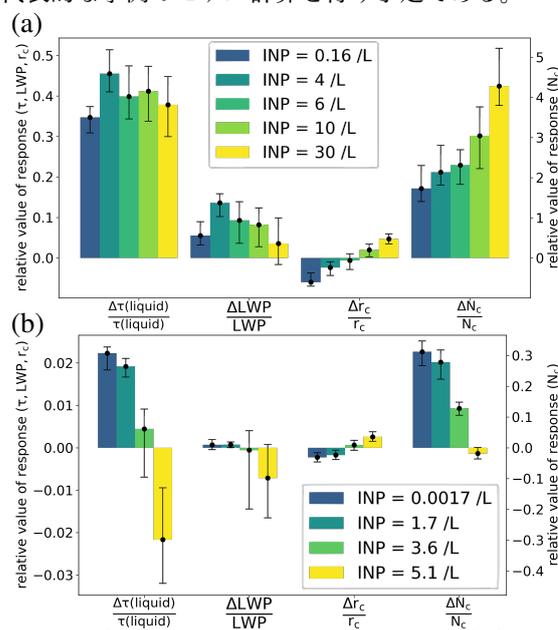


図 1: (a) 実験 A (b) 実験 B の各 INP 数濃度のケースで計算開始 4~20 時間後までの雲水の光学的厚さ $\tau(\text{liquid})$ 、鉛直積算雲水量 (LWP)、雲粒の有効半径 r_c (以上は縦軸が左)、雲粒の数濃度 N_c (縦軸は右) の相対的応答 (点源排出を行わない場合で規格化した雲内での応答)。黒の点は時間方向の中央値、黒のバーは第一、三四分位数。

参考文献

- [1]Christensen, M. W. et al., 2022, *Atmos. Chem. Phys.*, **22**, 641-674.
- [2]Christensen, M. W. et al., 2014, *Geophys Res. Lett.*, **41**, 6970-6977.
- [3]Toll, V. et al., 2019, *Nature*, **572**, 51-55.
- [4]Kravitz, B. et al., 2014, *Phil. Trans. R. Soc. A*, **372**, 20140052.
- [5]Klein, S. A. et al., 2009, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 979-1002.
- [6]Morrison, H. et al., 2011, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **3**, M05001.
- [7]Nishizawa, S. et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393-3419.
- [8]Sato, Y. et al., 2015, *Prog. Earth. Planet. Sci.*, **2**, 1-16.

NICAM-WISO による寒冷域での d-excess のバイアス分析

*田上雅浩 (国環研), 高野雄紀 (東大大気海洋研), 芳村圭 (東大生研), 八代尚 (国環研)

1. はじめに

$^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ や $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ といった水の同位体置換体は蒸発、凝結、降着の際に、熱力学および拡散係数の違いから軽い水 ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) とは異なったふるまい (分別) を示す。これまで、著者らは水同位体をトレーサーとして導入した全球雲システム解像モデル NICAM-WISO を開発し、降水同位体比のバイアスから、モデルに大気水循環や雲微物理過程に関する不確実性を示した。その中でも、動的分別の指標である降水 d-excess が、寒冷域において観測値や他の同位体 GCM と比較して過大になることが確認されている。寒冷域では、氷過飽和時の水蒸気の降着により動的分別が生じる。本研究では、動的分別に対する氷過飽和度の感度を変えた感度実験を行い、寒冷域における降水 d-excess の過大バイアスが改善されるのかを調べた。その結果について紹介する。

2. 研究方法

最新版の NICAM (Sato et al., 2014) に水の同位体をトレーサーとして導入した NICAM-WISO を用いた。1 モーメントの雲微物過程である NSW6 に、雪などの粒径分布を変更したスキームを用いた (Roh et al., 2017) [2]。

本研究では、2 つの実験 (CTRL, SICE) を行った。これらは、水蒸気降着時の動的分別に対する氷過飽和度の感度のみを変えたものである。NICAM-WISO における水蒸気降着時の同位体分別式は下記のとおりである。

$$\frac{dq'_i}{dt} = \alpha_i \alpha_k \frac{q'_v}{q_v} \frac{dq_i}{dt} \quad (1)$$

ここで、 q_v は水蒸気比湿、 q_i は固相の水物質の比湿、 α_i は同位体平衡分別係数、 α_k は同位体動的係数である。上付きの' (プライム) は、水同位体の比湿である。 α_k は下記の式で定義される。

$$\alpha_k \equiv \frac{R_i^{(s)}}{R_v^{(\infty)}} = \frac{1}{1 + \left(\alpha_i \frac{K_v}{K_v'} \frac{f_v}{f_v'} - 1 \right) \left(1 - (S_i^{(eff)})^{-1} \right)} \quad (2)$$

$$S_i^{(eff)} = [1 - G_i(1 - S_i^{-1})]^{-1} \quad (3)$$

ここで、 $R_i^{(s)}$ は氷粒の表層の同位体比、 $R_v^{(\infty)}$ は氷粒から十分に離れた水蒸気の同位体比、 K_v は水蒸気の拡散係数、 f_v は通風係数、 S_i は氷飽和度、 $S_i^{(eff)}$ は粒と周囲の温度差を考慮した氷過飽和度、 G_i は熱力学関数である。

CTRL では $S_i^{(eff)}$ を用いているが、SICE では代わりに S を用いた。氷過飽和度は SICE のほうが CTRL よりも大きい。そのため、動的分別係数は SICE のほうが小さい。氷過飽和度に関する感度を高くすることで、降水 d-excess のバイアスが改善されるのかを評価した。注意点として、これら氷過飽和度は水同位体の診断においてのみ使用するものであり、他のプロセスに一切影響を与えない。

3. 結果

図 1 は DJF における CTRL からの降水 d-excess の差分の空間分布である。CTRL では寒冷域、特に北アメリカ東部、シベリア、グリーンランド、南極にて、降水 d-excess が観測値と比べて過大であったが、SICE ではこれらの地域において降水 d-excess が 10% 近く低下した。このためシベリアにおける過剰な降水 d-excess バイアスが 5% ~ 10% 改善した。これらの地域では、動的分別係数に対する氷過飽和度による影響が考えられる。

氷過飽和度における動的分別係数の感度を高くすることで降水 d-excess のバイアスは多少改善したが、北アメリカ、シベリアにおける降水 d-excess のバイアスは残ったままであった。NICAM は中高緯度における混合雲が維持されにくくというバイアスがある。これは、混合雲内にて水雲が消失しやすく、氷雲が生成されやすいためである。このような雲の中では、水蒸気の降着が起きやすく、結果として動的分別が進み、降水 d-excess が高くなりやすいと考えられる。最近の研究では、これら混合雲バイアスを改善するためのパラメタリゼーションが提案されていたため、今後は新しく提案されたパラメタリゼーションを用いて降水 d-excess のバイアスが低減するのを確認する。

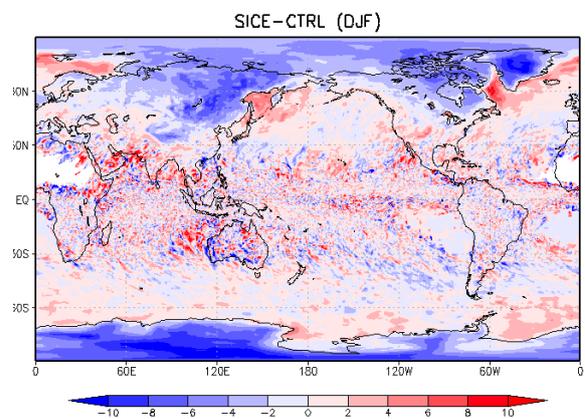


図 1. CTRL からの降水 d-excess の差分の空間分布。

IMPACT モデルの福江島における微小エアロゾル元素組成・ブラックカーボンの高時間分解観測データを用いた評価

*伊藤彰記 (海洋研究開発機構), 宮川拓真 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

鉱物及び燃焼起源のエアロゾルは、海洋表層へと供給される重要な栄養塩(鉄)濃度を変化させることで、植物プランクトン(一次生産者)を起点とした食物連鎖を通して海洋生態系および気候へ影響を与える。近年、エアロゾル中微量元素の高時間分解観測データが大気化学輸送モデルの評価に使用されるようになった[1, 2]。本発表では、エアロゾル化学輸送(IMPACT)モデルを福江島における微小エアロゾル元素組成・ブラックカーボンの高時間分解観測データを用いて評価する。

2. 手法

大気化学輸送モデルとしては、IMPACT モデルを用いた。この数値モデルの予測結果は、数値モデル相互比較プロジェクトなどで大気中のエアロゾル観測結果などを用いて、これまで評価された[3]。さらに、西部北太平洋において、IMPACT モデルは人為起源の影響を受けた微小粒子中の鉱物起源より低い鉄安定同位体比の観測データをよく再現できた[4]。

長崎県福江島において、2018年春季に微小エアロゾル粒子中の元素組成の連続観測を実施した[5]。この発表では、ブラックカーボン(BC)[6]に加えて、鉄(Fe)、ケイ素(Si)、カルシウム(Ca)、鉛(Pb)、銅(Cu)、マンガン(Mn)、カリウム(K)、塩素(Cl)、硫黄(S)の微量元素の観測結果を、モデル計算と比較し、データ解析を行った。

3. 数値実験結果と考察

図1に4時間ごとに平均されたBC質量濃度の観測データ[6]とIMPACTモデル予測結果の比較を示した。IMPACTモデルで、BC質量濃度の観測結果と概ね良い一致が得られた。BCは、主に、人為的な化石燃料及びバイオマス燃料燃焼起源と推定された。同様に、図2に4時間ごとに平均されたFe質量濃度の観測データ[5]とIMPACTモデル予測結果を示した。IMPACTモデルで、Fe質量濃度の観測結果と概ね良い一致が得られた。Feは、主に、鉱物起源と推定された。さらに、その他の微量元素のモデル計算予測結果を、観測結果と比較し、データ解析を行った。

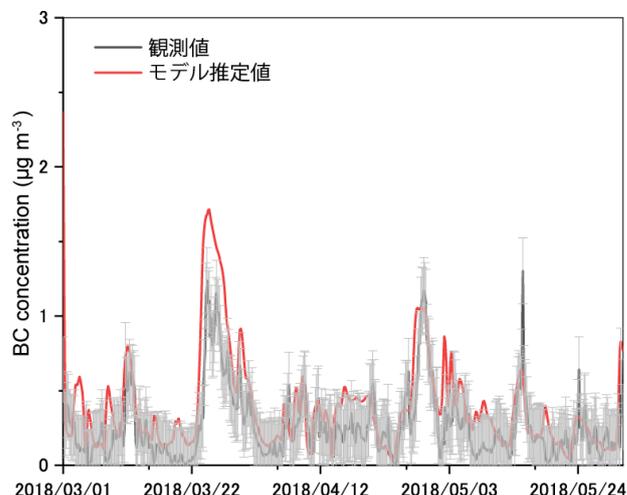


図1 2018年春季の福江島におけるBC濃度の比較。

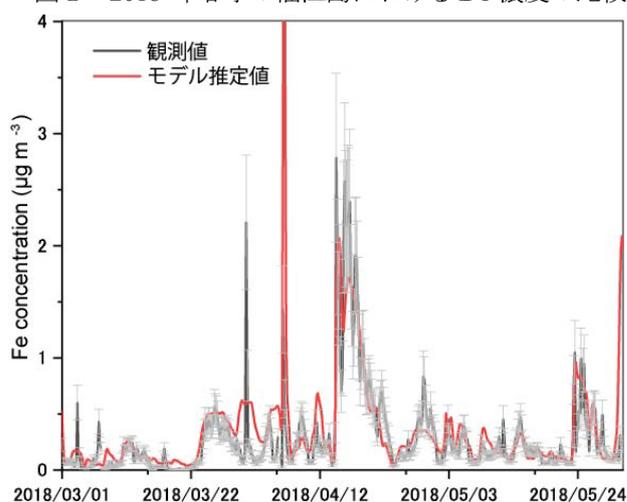


図2 2018年春季の福江島におけるFe濃度の比較。

参考文献

- [1] Kajino, M., et al., 2020, *GeoHealth*, **4**, e2020GH000259.
- [2] Chatani, S., et al., 2021, *Ajian J. Atmos. Environ.*, **15**, 2021008.
- [3] Ito, A., et al., 2019, *Sci. Adv.*, **5**, eaau7671.
- [4] Kurisu, M., et al., 2021, *Atmos. Chem. Phys.*, **21**, 16027–16050.
- [5] Miyakawa, T., et al., 2020, JpGU-AGU joint meeting, AAS07-P25.
- [6] Kanaya, Y., et al., 2020, *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 6339–6356.

日本国内における日最高気温とオキシダント濃度の相関およびその長期変動

* 清水厚・永島達也 (国立環境研究所)

はじめに

日本における光化学オキシダント (Ox) 濃度の環境基準達成率は令和元年度に一般局で 0.2%・自排局で 0% と依然低く、VOC 等前駆物質の排出削減努力が続けられている。今後気候変動が進行した状況において国内の Ox 濃度がどのように変動していくかは各自治体における対策の方針にも影響することから、気温と Ox 濃度との関連についてその地域的な特徴や過去の長期的な変動を把握し、将来予測に利用される数値モデルの再現性等を確認していく作業が必要である。本研究では大気汚染常時監視測定局で測定された日最大 Ox 濃度と気象台における日最高気温の各都道府県における相関関係について過去 42 年間のデータから計算し、その地域特性や長期変動を明らかとするともに数値モデルの再現性について検討を行う。

手法

日最大 Ox 濃度は、1976 年度以降の大気環境常時監視局における 1 時間値に基づく 8 時間移動平均値の日最大値が午前 9 時から午後 9 時に出現した場合に有効データとして定義した。この値を都道府県内で平均したものと、同県内の気象台における日最高気温との間で線形のフィッティングを 1ヶ月の単位で行う。これにより得られた勾配を気候罰則係数 (Climate Penalty Factor; CPF、単位は ppb/K) として、その際得られる相関係数と共に 42 年間 (ただし都道府県により Ox データが公開されている期間は異なる)・1-12 月・全都道府県でそれぞれ表示して地域別の傾向や 20 世紀から 21 世紀に掛けての長期変動の特徴を調べる。数値モデルとしては一次排出物質のインベントリとして REAS を利用し、水平解像度 15km または 60km の化学輸送モデル WRF-CMAQ による計算結果から得られる CPF について評価する。

結果・考察

このようにして得られた過去の CPF の一例として、8 月の CPF 全国分布および 1976 年から 2017 年の間の変動を図 1 に示す。この場合、沖縄県で常に CPF が負、九州では年により負となる他は全国的にはほぼ正の値をとり、その絶対値は東北や北陸でやや小さいこと、また CPF の年々変動は全国で同じような傾向を示すことが分かる。他の月の CPF (図は省略) は国内において概ね正の値を取るものの、12 月から 2 月には広い範囲で負になる他、沖縄においては通年でほぼ負、また 6 月から 9 月にも主に西日本において年によっては負となることが分かった。6-8 月には正の CPF の絶対値も大きいことが多く、年々変動も大きい。

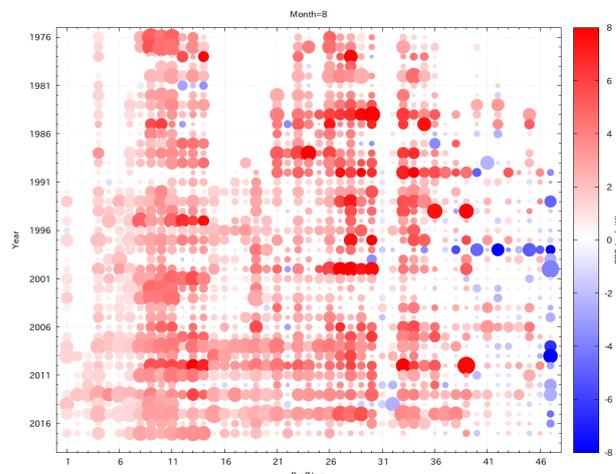


図 1: 8 月における CPF の全国的な分布と 1976 年から 2017 年までの変動。暖色と寒色の濃度で CPF を、点の半径で相関係数の絶対値を示す。横軸は都道府県コード (1=北海道...47=沖縄)、縦軸は年。

主に西日本、特に沖縄と九州において負の CPF が見られる点については、太平洋側から温暖・清浄な空気塊が流入する影響があると考えられる。一方、夏季に見られる正の CPF は関東や近畿で大きく、主に大都市近傍で高温時に高濃度 Ox が見られる傾向がある。1976 年から 2018 年にかけての変動は、年々変動の大きさに比べると小さいものの、冬季の負の CPF は近年見られにくくなっている模様である。緩やかなトレンドよりも年々変動が大きいことはエミッションの変化よりも気象の影響が大きいことを示唆しており、その空間スケールは西日本全域などの広域に達している。

WRF-CMAQ による計算は計算資源の制約により 1980/1990/2000/2010 年についてのみ CPF が計算され、負の CPF が観測よりも北日本側で見られやすいことや広域で見られる年があることなどが示されている。

今後の展望

数値モデルでの 10 年おきの結果からは CPF に対するエミッションの変動と気象の影響を分離しにくいため、今後は 2010-2014 年のような連続した期間の計算結果から CPF の評価を行っていく。

謝辞

本研究で使用した Ox 時間値は国立環境研究所と地方環境研究所が実施する II 型共同研究「光化学オキシダントおよび PM2.5 汚染の地域的・気象的要因の解明」によって収集されたものです。

北極でのエアロゾルの変動と循環場の関係

*山上晃央 (気象研), 梶野瑞王 (気象研), 眞木貴史 (気象研)

1. はじめに

近年、地球温暖化に伴う海水減少によって北極域での人間活動が活発になっており、北極の大気質への関心も高まっている。Mori et al. (2021, JGR)ではニーオルスンとバローでのブラックカーボン (BC) の地上観測から、月変動の質量濃度はどちらも似ているものの、湿性沈着フラックスはニーオルスンでは冬季に大きく、バローでは夏季に大きいことを示し、降水量の月変動に関係することを示した。また、Yamashita et al. (2021, JMSJ)では、中緯度起源の BC の高緯度への輸送を NICAM-SPRINTARS でシミュレーションし、低解像度では局所的な鉛直流を表現できないため対流圏上層でのエアロゾルの輸送を表現できないことを示した。

北極域のエアロゾルは地上観測や船舶観測のような点での観測の研究が多い。一方で、北極低気圧 (AC) やブロッキング高気圧のような大気現象に伴う中緯度起源のものも北極のエアロゾル変動に寄与すると考えられる。本研究では、エアロゾル再解析を用いて、北極域におけるエアロゾル変動と循環場の関係について調べた。

2. データと手法

エアロゾル再解析データとして、気象庁および気象研究所で開発された全球エアロゾル輸送モデルである MASINGAR mk-2 を用いた JRAero (Yumimoto et al., 2017, GMD) の Aerosol Optical Depth (AOD) データを用いた。JRAero は 6 時間毎に MODIS によって取得された AOD (60°S-60°N) を同化している。しかし、北極域では利用可能な観測データが限られており、再解析データの不確実性も大きいと考えられる。そのため、ヨーロッパ中期予報センターおよびアメリカ航空宇宙局が提供しているエアロゾル再解析データである CAMSRA および MERRA2 の AOD も利用した。また、大気の再解析データとして JRA-55 (Kobayashi et al., 2015, JMSJ) を用いた。全ての再解析データの時間間隔は 6 時間毎で、対象期間は 2011 年 1 月 1 日から 2019 年 12 月 31 日である。

3. 結果とまとめ

2012 年 8 月の AC に伴う JRAero の AOD の分布 (図 1 上) は、発生・発達期から最盛期にかけて高 AOD 領域が AC の東側で見られた。一方で、最盛期以降は AC の中心は低 AOD であり、

高 AOD は周辺域に分布していた。従って、AC のライフサイクルに伴ってエアロゾルの変動が異なり、AC は輸送にも除去にも影響していることが示唆された。また、高 AOD (各月の 90%-ile 値以上) となった日の AOD, SLP および地上風の偏差のコンポジット (図 1 下) では、北極域全体が高 AOD となるのはグリーンランドとカラ海にそれぞれ高気圧、低気圧偏差が存在する時であり、ユーラシアと北米を起源とする高 AOD 域が北極域へ侵入していた。また、カナダ北極諸島やグリーンランドで高 AOD となった時は、低気圧と高気圧偏差の間の風によって北米を起源とする高 AOD が輸送されていた。一方で、低 AOD 時は、ユーラシアや北米の AOD が低く、循環場のみではなく発生源の影響が示唆された (図略)。また、夏季の北極域の AOD 変動は再解析間で同等であり、ユーラシアと北米から伸びる AOD の変動は、CAMSRA および MERRA2 においても見られた。

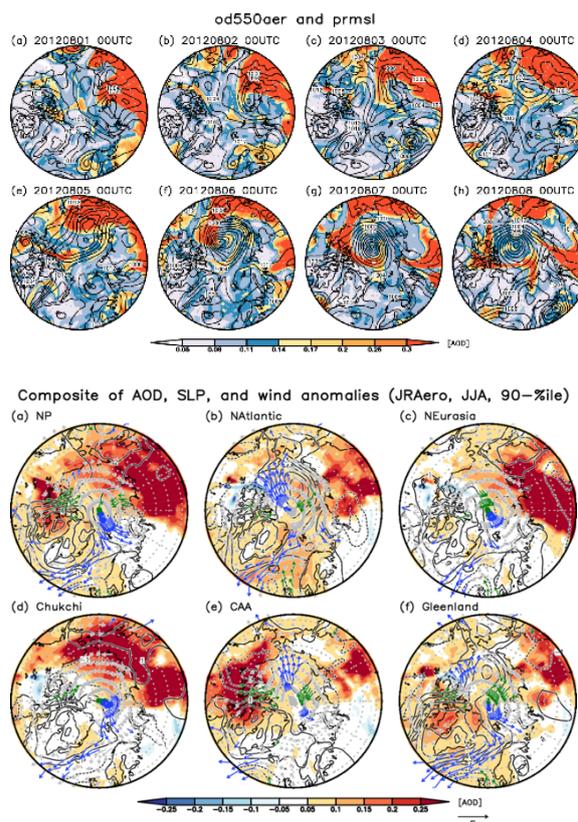


図 1: (上) 2012 年 8 月の AC に伴う AOD の分布 (シェード)、(下) 高 AOD 時の AOD (シェード)、SLP (コンター)、および地上風 (ベクトル、風速 5m/s 以上のみ、緑と青は北風と南風が 1m/s 以上) 偏差のコンポジット。

中高緯度オゾン全量・極気温・極夜ジェットの ODS・GHG 濃度依存性の 500 アンサンブル実験

*秋吉英治¹・門脇正尚²・山下陽介^{1,3}・長友利晴¹

(国立環境研究所¹・日本原子力研究開発機構²・海洋研究開発機構³)

1. はじめに

フロン規制により大気中の等価実効成層圏塩素 (EESC) 濃度が 1990 年代終わり頃から減少しているにもかかわらず、1990 年代以降、北極では約 10 年に一度の割合で春季に大規模なオゾン破壊が起こっている (1997 年、2011 年、2020 年)。北極域のオゾン量は北極渦の強さやオゾンの中緯度からの輸送の影響を受けてそれらの年々変動が激しく、その激しい年々変動がこの領域のオゾンの ODS や GHG 濃度依存性をわかりにくくしている。この点を克服するため、ODS 濃度や GHG 濃度をシナリオに沿って連続的に変化させる長期シナリオ実験ではなく、将来起こり得る 24 ケースの ODS 濃度と GHG 濃度の組み合わせを作りそれらの濃度下における 500 アンサンブル実験 (500 年連続計算) を行い、極端なオゾン量を示すアンサンブルについて、北極域オゾン量の ODS 濃度および GHG 濃度依存性を調べた。

2. 解析

10 年に一度に相当するように、500 アンサンブルメンバーのうちオゾン量の多い 50 アンサンブルメンバーとオゾン量の少ない 50 アンサンブルメンバーを選んで、その特徴を解析した。また、結果のモデル依存性を考慮するため、MIROC3.2 化学気候モデルと MIROC5 化学気候モデルの両方を用いた実験と解析を行った。なお、MIROC3.2 と MIROC5 の化学計算モジュールは同一である。したがって、両モデルの結果の違いはそれぞれのモデルの気候特性の違いを反映している。

3. 結果

図 1 には、MIROC3.2 化学気候モデルによる 45-90N および 45-90S におけるオゾン全量の ODS 濃度および GHG 濃度の依存性を示す。左からオゾン量の多い 50 アンサンブル平均、500 アンサンブル平均、オゾン量の少ない 50 アンサンブル平均の依存性を示す。45-90N のオゾン全量は ODS と GHG の両方に依存性を示すが、45-90S のオゾン全量は、ほぼ ODS 濃度依存性のみで GHG 濃度依存性はほとんど見られない。45-90N では、オゾン量の多い 50 アンサンブルメンバーではオゾン全量の ODS・GHG 依存性が弱く、かつ極渦が弱く、成層圏の気温は高かった (図 2)。一方、オゾ

ン量の少ない 50 アンサンブルメンバーでは、オゾン全量の ODS 濃度依存性が大きく、極渦が強く、気温が低かった。このメンバーでは ODS 濃度の増加によってオゾン全量が 220DU 以下 (オゾンホール) の定義) が発生した。

北半球中高緯度では GHG が増加するとオゾン量が増加すると言われているが、北極大気的年々変動の中で北極渦が安定した年は ODS 濃度依存性が大きくなり、ODS 濃度が高ければ GHG 濃度に拘わらずオゾンホールに匹敵するオゾン減少が生じることをこの実験結果は示している。

本研究は推進費【2-1709】と国環研のスポンジによって行われた。

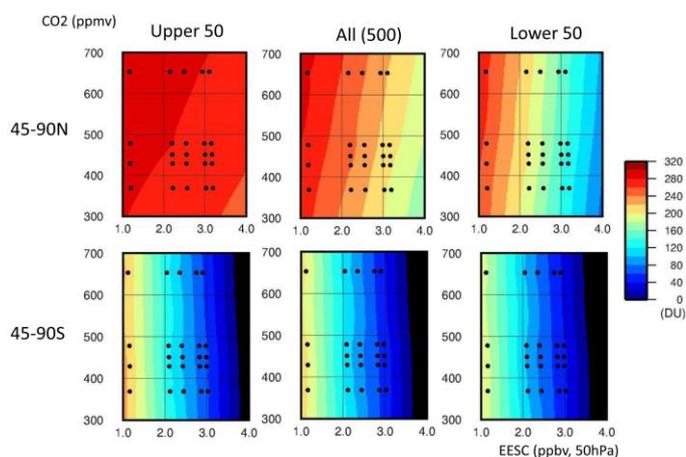


図 1: MIROC3.2 化学気候モデルによるオゾン量の多い 50 アンサンブル平均 (左)、500 アンサンブル平均 (中央)、オゾン全量の少ない 50 アンサンブル平均 (右) の、オゾン全量の ODS 濃度 (横軸)・GHG 濃度 (縦軸) 依存性。●は行われた実験を表す。ODS 濃度は 50hPa の等価実効成層圏塩素濃度 (EESC) で表す。(上段) 3 月-5 月の 45-90N 平均 (下段) 9 月-11 月の 45-90S 平均。

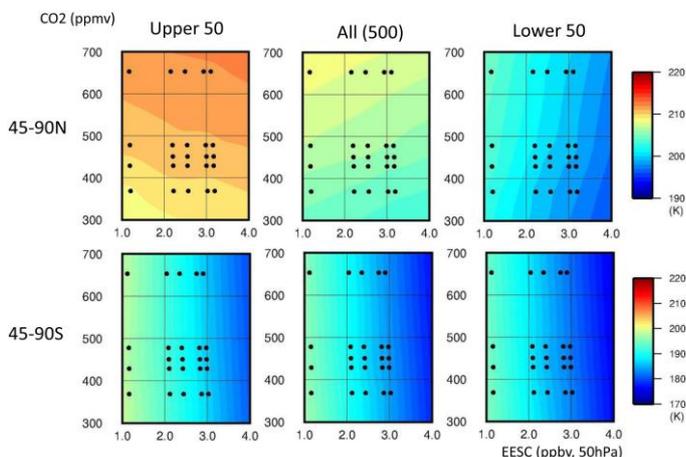


図 2: 図 1 と同じ。ただし、60-90N (上段) および 60-90S (下段) の 50hPa 気温の ODS 濃度と GHG 濃度依存性。

水と空気層で作るベナール・セルの鉛直パターン可視化

*納口 恭明（防災科研），罇 優子（防災科研），
鈴木 真一（防災科研）

1. はじめに

気象研究者に限らず，ベナール・セルの規則的なパターン形成は，多くの人に科学的な興味を喚起する古典的な物理現象のひとつである．本報告では，科学教育を目的に，空気の鉛直対流パターンを，壁面に結露する水滴によって可視化する簡便な新しい方法を見出したので紹介する．

2. 方法

用意するものは，厚さ 5 mmの透明のアクリル板でできた密閉容器「タイリュウジャー（縦 85 mm，横 600 mm，奥行き 25 mm）」と，室温よりも 10℃程度，温度の高いぬるま湯のみである．タイリュウジャーというのは，もともと筆者らが，中に水と粉粒体を入れて，雪崩シミュレータ「ナダレンジャー」として使用していた容器である（図 1）．

このタイリュウジャーの中にぬるま湯を 5 分目ほど入れて密閉し，テーブルにそっと置き，動かさずに約 1 分間待つ．すると，容器の上半分にある空気層に接したアクリルの前後両面に，水蒸気が結露して白っぽくなった領域とそうではない黒っぽい領域からなる規則的な同一パターンが現れてくる（図 2）．

この領域は，立ち上る巨大な積乱雲が組織化されて 1 列に並んだ線状降水帯のようでもあり，几帳面なひつじたちが列をなすひつじ雲のようでもある．結露した水滴で白く見えている領域で上昇気流，水滴のない領域で下降気流となっており，空気層の上下温度差で形成されたベナール・セルの鉛直パターンが可視化されたものと考えられる．室温よりも温度の高いぬるま湯は，空気層の上下に温度差を与えると同時に，蒸発と結露によって対流を可視化するための仕掛けでもある．

パターンが形成されたタイリュウジャーを大きく揺り動かして，中のぬるま湯でアクリル容器の内壁の水滴をすべて洗い流すだけでリセットが完了し，そっとテーブルにおいてちょっと待つだけで同じことが再現される．これを繰り返せば，ぬるま湯と室温との温度差がわずかになるまで，何度でもパターン形成が再現できる．

ぬるま湯を追加して空気層の厚さを薄くすれば，一

つのセルの幅も小さくなる．容器を傾けて，セットすれば，空気層の厚さとともにセルのサイズが変化する様子が可視化できる（図 2）．空気層の厚さが 20 mm以下になると，水滴は一樣に結露し，白黒パターンは形成されない．

3. ぬるま湯が用意できなくても

室温，水温，容器温度がすべて一樣であれば，空気層の上下に温度差が生じないためにパターンは形成されない．しかし，タイリュウジャーの置かれている室内が一樣な温度であっても，例えば，夏，冷房が入るか，冬，暖房が切れると，水と空気の熱容量の差により，温度差が生じ，パターンが生じる．容器に日射が当たっても同様である．また，リセットはむずかしくなるが，水の代わりにしめった砂でも同様な実験が可能である．



図 1 水が 5 分目ほど入った透明アクリル容器「タイリュウジャー」をもつ Dr.ナダレンジャー．



図 2 規則的な対流パターン．空気層の厚さに比例してセルのサイズが変化する．

大日本気象学会員 野中至 (到)・千代子

山本哲 (芙蓉日記の会)

1895 (明治 28) 年、富士山頂での冬季気象観測を初めて試みた野中至 (到) (1867~1955)・千代子 (1871~1923) 夫妻の事蹟は小説『芙蓉の人』 (新田次郎) やテレビドラマ、英語や道德の教科書・副読本などを通じて広く人口に膾炙したものになっている。文献資料に基づいた歴史的史実の詳細な記述としては大森 (1978) がある。多くの資料を気象学の視点で概観し、この事蹟が気象学的にどのように評価されてきたのか検討したい。

野中至 (「到」が戸籍名であるが、主要著作は「至」名で発表された。) が私費を投じて富士山頂剣ヶ峰に設置した観測所で、中央気象台の囑託を受け、1895 (明治 28) 年 10 月 1 日に観測が開始され、10 月 11 日に千代子も加わり 2 名での観測が続けられたが、12 月 12 日に慰問のため山頂に到達した強力らにより夫妻の危機的健康状況が伝えられ、野中の理解者であった中央気象台予報課長和田雄治 (1859~1918) らにより 12 月 22 日に救出され観測は終了した。

至は 1886 (明治 19) 年に第一高等中学校 (東京大学予備門の後身) のドイツ語で講義を行うクラスに入学したが、約 2 年後には中退している。医師になることが期待されていたとされるが、1889 (明治 22) 年頃から高層観測事業に関心を寄せ、欧米の高山観測所について調べたほか、富士山に冬季を含め幾度も登山し実地調査したという。同郷の天文学者・寺尾寿 (1855~1923) の紹介で、1894 (明治 27) 年に和田雄治と面会し、観測が具体化する。当初は「二三ノ観測器ヲ携へ越年ヲ山上ニ試ミ」と述べていた (野中 1894) が、実際の観測では中央気象台から貸与を受け、乾湿計、水銀気圧計、最高・最低温度計、雨量計、風力計など測候所に匹敵した多種類の測器が持ち込まれた。過酷な環境で測器の多くの障害にも見舞われたが、2 時間毎の観測はほぼ抜けなく続けられた (山本ほか 2019)。中央気象台に提出した報告書「富士山気象観測報文」 (野中 1896) は『気象集誌』には掲載されていない。「気象の専門でないので、異論があつて地学雑誌に連載した」と佐藤

(1955) は記す。観測値は気温の月統計値のみが示されている。2 時間毎の観測資料は出版された形跡はなく解析への利用例も見当たらない。『気象集誌』

にはその後「寒中ノ登嶽ヲ勧誘ス」 (1899) と「寒中富士山巔實驗談」 (1900) (後者は講演会の口述記録) が掲載された以後、『気象集誌』に著作の発表はない。

至の大日本気象学会への入会は和田雄治と面会した 1894 (明治 27) 年とされる。1903 (明治 36) 年に会頭よりの諮問の件を評議する評議員の制度ができ、他の 12 名とともに就任している。名簿上の記載は 1904 (明治 37) 年までに「至」から「到」になっている。1935 (昭和 10) 年に退会しているが、退会後 20 年を経た 1955 (昭和 30) 年、逝去に当たり『天気』誌は 1 頁を割いて至に続いて富士山冬季観測に挑んだ佐藤順一 (1872~1970) による追悼文 (佐藤 1955) を掲載した。葬儀には中央気象台長と富士山測候所長が参列し、弔辞を奉読したという。

千代子 (戸籍名チヨ) は 1895 (明治 28) 年 10 月富士山登山直前に和田雄治宛に大日本気象学会への入会を願い出る手紙を送り、同年 12 月の会員名簿に掲載されたという (大森, 1978)、以後 1911 (明治 44) 年までほぼ毎年の名簿に掲載されている。大正期の会員名簿が確認できていないが、逝去時点まで継続して会員であったことが考えられる。富士山下山後、活発な執筆活動を展開したことが認められる。山頂観測について記した『芙蓉日記』 (1896) は下山後 1 か月も経ずに『報知新聞』への連載が開始され、他誌にも転載された。翌 1897 年には『萬朝報』紙の「女大学」 (女子向け教訓書) 懸賞に応募して第一等を得た。その後も『女学世界』など主に女性向けの雑誌などに 1900 (明治 35) 年頃を中心に、確認されただけで 20 編以上の著作がある。内容は家庭道德から「改良服」 (伝統的和服の近代的改良) 提案、最新戦艦見学記など多様であるが、気象学に関するものは皆無である。『気象集誌』に著作はない。

謝辞 所蔵の貴重な資料の閲覧・複写をご承諾くださった野中家のみなさまに深い謝意を表す。認定 NPO 法人「富士山測候所を活用する会」の活動支援を受けて活動する富士山気象観測史に関心を持つ有志の集まり「芙蓉日記の会」会員諸氏との情報交換と討議を通じて多くを学ぶことができた。本研究は JSPS 科研費 20H00676 の援助を受けた。**おもな参考文献** 野中至, 1894 富士山頂気象観測所設立ノ為ニ敢テ大方ノ志士ニ告ク気象集誌; 同 1896: 富士山気象観測報文, 地学雑誌; 大森久雄, 1978: 新選覆刻日本の山岳名著 解題, 大修館書店; 佐藤順一 1955 野中至君の逝去を悼む, 天気, 山本哲・佐藤政博・土器屋由紀子・中山良夫, 2019 秋季大会 P433.

スプリット前線の統計的特徴と温帯低気圧との関係

* 栃本英伍^{1,2}・新野宏²

(1:防災科学技術研究所 2:東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

スプリット前線モデルは、**Browning and Monk (1982)**によって提案された。湿球温位勾配や相当温位勾配で特徴づけられる対流圏中上層の前線が地上の寒冷前線を追い越し、暖域に侵入すると暖域内の対流不安定が強化される。さらに、暖域に侵入した空気塊が下層暖気を滑昇すると、対流不安定が顕在化し対流を生ずる場合があり、時折大雨や竜巻等突風などのシビアストームを引き起こす(**Locatelli et al. 1995; Russel et al. 2008; Browning 1997**)。日本においてもスプリット前線の存在は確認されており(**北島・三井 1998; 金井 2002**)、大雨との関係も指摘されている(**金井 2002**)。一方、スプリット前線が気候学的にどれくらいの頻度で出現するのか、スプリット前線を伴う温帯低気圧はどのような構造を持っているのかなどは十分に理解されていない。そこで、本研究では、まずスプリット前線を客観的に抽出し、続いてスプリット前線の気候学的特徴および温帯低気圧との関係を調べた。

2. 使用データと解析方法

使用したデータは **JRA-55(Kobayashi et al., 2015; Harada et al., 2016)**で、解析期間は1979-2016年である。前線の抽出には、**Thermal front parameter (Hewson 1998)**を用いた。まず、**Schemm et al. (2015)**に倣い850 hPaの相当温位を用いたTFPによって下層の寒冷前線を抽出した。続いて、600hPaの相当温位を用いたTFPにより、中層の寒冷前線(Cold front aloft)を抽出した。中層の寒冷前線と下層の寒冷前線の位置関係から、下層の寒冷前線よりも下流に存在し、かつ500 km以上の長さをもつ中層の寒冷前線をスプリット前線として抽出した。また、スプリット前線を伴う温帯低気圧の特徴を調べるために、**Hodges (1994, 1995, 1999)**の手法を用いて温帯低気圧を客観的に抽出した。

3. 結果

a. スプリット前線の気候学的分布

上記手法によって抽出されたスプリット前線の1979-2016年の間の頻度分布を調べた(図1)。スプリット前線は、春季と秋季により多く出現していた。特に秋季においては、日本列島付近でスプリット前線の頻度が高くなっていた。一方、冬

季は他の季節と比べるとスプリット前線の頻度は少なくなっており、頻度が高い領域は30°N以南に位置していた。

続いて、スプリット前線と温帯低気圧との関係を調べるために、低気圧中心に相対的なスプリット前線の頻度分布を調べた。スプリット前線は、低気圧中心の東および南東領域で最も頻度が多く、南北に伸びた特徴を示していた(図2)。

b. スプリット前線を伴う温帯低気圧の構造

最大発達期にスプリット前線を伴う温帯低気圧の構造を調べたところ、低気圧は上層のジェット近傍で発達し、時間と共に上層渦位の接近・発達が顕著であった。上層渦位後面では北西風および下降流の卓越に伴い、低相当温位の侵入が見られ、スプリット前線の形成・強化との関係が示唆される。今後は、スプリット前線と低気圧構造およびジェット気流などの環境場との関係をより詳しく調査する予定である。

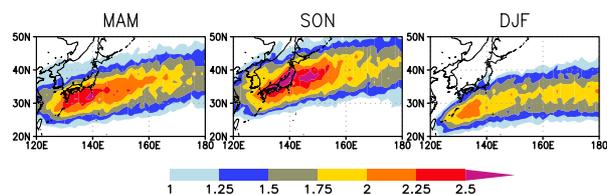


図1. 1979-2016年の(左)春季(MAM)、(中央)秋季(SON)、(右)冬季(DJF)におけるスプリット前線の気候学的分布(%)

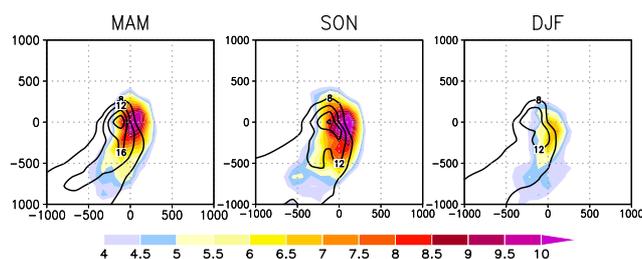


図2. (左)春季(MAM)、(中央)秋季(SON)、(右)冬季(DJF)における温帯低気圧中心に相対的なスプリット前線の頻度分布(カラー; %)。コンターは各季節の下層の寒冷前線の頻度(%)。

謝辞

本研究の一部は、科学研究費助成事業(20K14553)の助成による。

日本域へ到来する寒冷渦の特徴

*春日悟 (三重大学), 本田明治, 浮田甚郎 (新潟大学),
山根省三 (同志社大学), 川瀬宏明 (気象研究所), 山崎哲 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

寒冷渦の日本域へ到来する方角は二つのパターンが知られている。一つは、西北西から北西の方角であり、偏西風蛇行に伴うものである。500 hPa 高層天気図を用いて極東域で発生する寒冷渦を統計的に調査した例 [1] では、日本列島の北部からオホーツク海付近を東向きに通過するものが多いことを示した。もう一つのパターンは、南東より到来するものである。主に夏季に太平洋の中央で生成し西進する寒冷渦であり、Tropical upper tropospheric trough cell (TUTT cell) と呼ばれる。北西太平洋域に発生する TUTT cell を 200 hPa ジオポテンシャル高度 (以降, Z) を利用し統計解析した例 [2] では、太平洋上の北緯 20° 付近に頻出し概ね西向きに移動することが示された。これらの研究はそれぞれ異なる解析領域で調査されており、尚且つ両領域とも日本の縁辺ではあるが、日本直上を通過した寒冷渦を主眼に置いたものではなかった。また、二つのパターンの方向から到来する寒冷渦を画一的に調査した例はこれまでにない。

筆者らはこれまで、寒冷渦の強度を客観的に評価することのできる自動抽出手法の開発に着手してきた [3,4,5]。その抽出手法の特徴は、寒冷渦周囲の Z の凹み具合を幾何学的に評価することで、寒冷渦 (凹み) の強度とサイズ、及びそのサイズに基づく背景の Z 勾配を得られる点にあり、抽出の過程でその背景勾配を取り除くため、前段階のトラフから連続した同一な渦として抽出し、シームレスな追跡を可能とする。本研究では、[5] では着手されなかった自動追跡手法を開発し、日本域へ到来する寒冷渦の特徴を調査した。

2. データと寒冷渦の追跡手法

データは気象庁 55 年長期再解析 JRA-55 を用いた。寒冷渦の抽出手法は Kasuga et al. (2021) を用いた。寒冷渦の追跡は、ある時刻の寒冷渦の現象領域を 6 時間後に投影し、6 時間後の現象領域と重複する場合に、同一の寒冷渦と定義し追跡した。寒冷渦の現象領域は抽出された寒冷渦のサイズを基に推定した。複数の寒冷渦

が追跡の候補にある場合、最も近いものを優先的に追跡し、その他は併合または分裂と定義した。

3. 日本域へ到来する寒冷渦の特徴

「日本域」を経度 135°, 緯度 35° を中心とした半径 1000km の円内と定義し、この内部を通過した寒冷渦を集計した (第 1 図)。解析期間は 1979 年から 2020 年の 42 年であり、ここでは 200 hPa の Z より抽出した結果を下にまとめる。

- ・どの季節でも主に西北西～北西より到来、夏と秋では南～南西からも到来する。
- ・南～南西の寒冷渦は比較的弱くて小さい。
- ・冬に最も少なく、夏に最も多い。
- ・強い寒冷渦は春に多く、弱い寒冷渦は夏に多い。
- ・北寄りの経路ではより早い段階で寒冷渦化する。
- ・強い寒冷渦ほど日本域に接近して最大発達するものが多い。

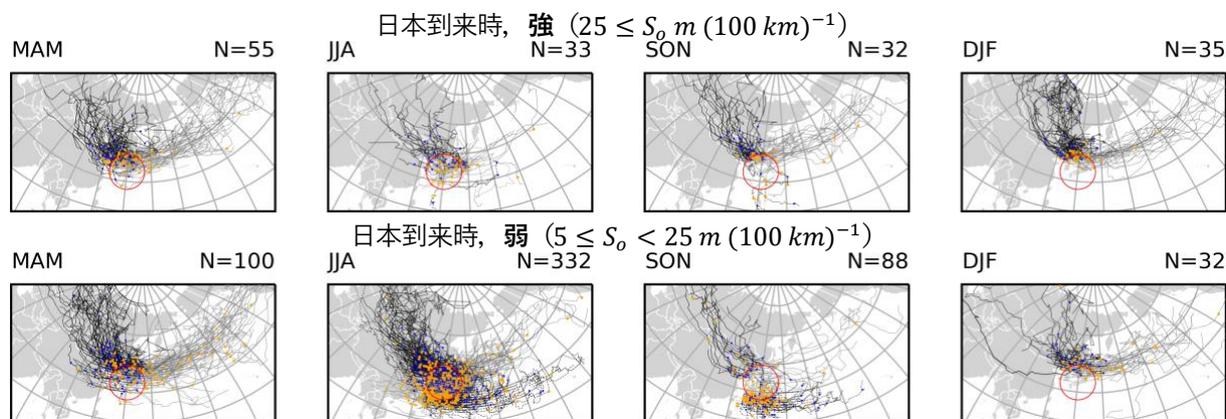
これらの特徴は先行研究と概ね整合的であり、これまで経験的に語られることの多かった寒冷渦の特徴をも客観的に記述しうる結果を得た。

当日は、移動速度や強度・サイズ等の統計値の詳細のほか、先行研究との比較を議論する予定である。

参考文献

- [1] 広沢ら, 2006: 東アジアにおける寒冷渦の発生と分布特性. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要.
- [2] Wen et al., 2018: A Statistical Analysis of Tropical Upper-Tropospheric Troughs Cells over the Western North Pacific during 2006–15, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0003.1>.
- [3] 春日ら, 2019: 寒冷渦・トラフを連続的に補足する新客観的強度指標の提唱. 日本気象学 2019 年度秋季大会, 福岡, C206.
- [4] 春日ら, 2021: 寒冷渦・トラフを連続的に補足する新客観的強度指標の提唱 (その 2). 日本気象学 2021 年度秋季大会, 津, MH-08+.
- [5] Kasuga et al., 2021: Seamless Detection of Cutoff Lows and Preexisting Troughs. *Mon. Wea. Rev.*, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0255.1>.

本研究は、科学研究費補助金 17H02067 及び 19H05698, 国立極地研究所一般共同研究, 新潟大学災害・復興科学研究所共同研究, ArCSII 北極域研究加速プロジェクトの助成を受けています。



第 1 図, 200hPa における寒冷渦の日本域到来経路。赤丸は便宜的な日本域。黒線は到来前、灰線は到来後の経路。到来時の強度により上段に高強度 ($25 < S_0 \leq 25 \text{ m (100 km)}^{-1}$), 下段に低強度 ($5 < S_0 < 25 \text{ m (100 km)}^{-1}$), 到来時の季節により左から春 (3–5 月, MAM), 夏 (6–8 月, JJA), 秋 (9–11 月, SON), 冬 (12–2 月, DJF), 到来時のサイズにより破線で比較的小さな渦 ($r_0 < 500 \text{ km}$), それ以外は実線, と区別。青点はトラフから寒冷渦へ変化した時刻。橙点は各経路の最大発達点。

寒冷渦の維持に寄与する渦間相互作用

*山本晃立 (東京大学大気海洋研究所), 伊賀啓太 (東京大学大気海洋研究所),
山崎哲 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

寒冷渦はトラフが深まり切離されることによって発生する低気圧性の渦であり, 対流圏上層で明瞭である. 寒冷渦の直下では, 一般に大気の安定度が低下するため突発的な風雨をもたらされることがある. 2021年7月にヨーロッパで200人以上が死亡した顕著な大雨・洪水害が発生したが, 数日にわたる寒冷渦C1の停滞が大雨に寄与したと見られている[1]. C1は7月11日頃に発生(図1)し, 7月12~14日頃に別の寒冷渦C2と一度併合した. その後再切離して19日頃まで持続した.

本研究は, C2との渦間相互作用の立場から持続期間前半(11~14日頃)におけるC1を詳細に解析し, 維持メカニズムを定量的に議論することを目的とする.

2. 使用データ

解析には全球長期再解析データ ERA5[2]を用いた. 水平格子間隔を1.00度に設定し, 時間解像度は1時間とした. パラメタリゼーション(長波放射, 短波放射, すべてのパラメタリゼーション)に伴う気温変化への寄与のみ1時間間隔の第一推定値を用いたが, 残りの変数は毎正時における解析値である.

3. 結果

まずC1を囲む固定領域の内部において渦運動エネルギーの収支解析を行ったところ, C2は渦間相互作用を通して再切離以降のC1の維持に寄与するエネルギーの供給を担っていることが示唆された.

次に, 14日00UTCにおいてC1の内部にトレーサを設置した3日間の後方流跡線解析により, C2に由来する高渦位のトレーサが約12%存在していることを確認した. 一方で, C2からC1への流入過程においてトレーサの渦位が顕著に減少していた. この結果は, 特に渦間相互作用の過程において場の非断熱的效果がトレーサに対し顕著に働いていたことを示唆している(*).

続いて, 11日00UTCにおいてC2の内部にトレーサを設置した3日間の前方流跡線解析により, C2からC1に流入するトレーサの具体的な経路を特定した. 最後に, 渦位の時間発展方程式を用いて(*)における非断熱的效果の内訳および時空間的な分布を定量的に診断

した. 詳細は講演にて報告する.

4. 議論・まとめ

山本と伊賀(2021)は, 中・高緯度の偏西風帯で維持される高・低気圧に対して, 渦間相互作用に着目した維持メカニズムの非対称性をコンポジット的に議論した[3]が, 本研究により寒冷渦の定量的かつ詳細な維持メカニズムが初めて明らかになった. また, 高気圧における断熱的維持メカニズム[4, 5]との比較から, 寒冷渦の場合には非断熱的效果が無視できないことを支持する結果となった. 今後は数値実験なども用いた本事例の詳細な解析に取り組む一方で, 対象事例を長期的・全球的に拡張させた統計解析も行う予定である.

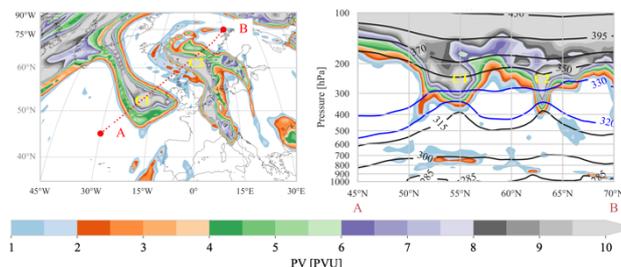


図1 2021年7月11日00UTCにおける(左)330K等温位面の渦位および(右)地点A-B間の鉛直断面図. C1とC2を黄字で示した. 右図の実線は温位[K].

謝辞

本研究は, JST 次世代研究者挑戦的研究プログラム JPMJSP2108 の支援を受けたものである.

参考文献

- [1] Kreienkamp, F., et al., 2021, <http://hdl.handle.net/1854/LU-8732135>. (2022/2 閲覧)
- [2] Hersbach, H., et al., 2020, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999-2049.
- [3] 山本晃立, 伊賀啓太, 2021, *ながれ*, **40(6)**, 414-417.
- [4] Yamazaki, A., and H. Itoh, 2013, *J. Atmos. Sci.*, **70**, 725-742.
- [5] -----, and -----, 2013, *J. Atmos. Sci.*, **70**, 743-766.

オホーツク海海氷面積の急変動をもたらす 大気循環場の特徴

*釜江陽一 (筑波大生命環境), 植田宏昭 (筑波大生命環境),
井上知栄 (筑波大生命環境), 三寺史夫(北大低温研)

1. はじめに

冬季に広い範囲を海氷が覆うオホーツク海海氷密接度分布は、風応力や海流、河川流出量などの複数の影響を受ける。海氷の張り出しや融解、その年々変動は、海面熱収支を介して大気大循環を大きく左右する (Honda et al. 1999)。

これまで、年々変動に卓越する冬季海氷密接度分布の変動とその要因に関する研究が、多数行われてきた。冬季東アジアモンスーン、アリューシャン低気圧、北極振動や北大西洋振動の影響に加えて、Fang and Wallace (1998) と後続の研究では、西太平洋 (WP) パターンがオホーツク海海氷密接度の年々変動に影響することを指摘している。

従来の研究では、データの時間解像度の問題から、月ごとの特徴や季節平均海氷分布の年々変動に関する調査が行われてきた。今日では、衛星観測や高解像度大気・海洋再解析データをもとに、日ごとの海氷密接度の変動を調査することが可能である。本研究では、日々の変動に注目し、オホーツク海海氷密接度の急激な変動をもたらす大気循環場の特徴を明らかにする。

2. 使用データ

高解像度海洋再解析 GLORYS12V1 (Lellouche et al. 2021) の日平均 1/12° 水平解像度の海氷密接度データを用いる。同じ解析を Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) version 2 の海氷データを用いて行くと、同様の結果が得られることを確認している。WP パターンおよび大気場の調査には JRA-55 を用いる。

3. 海氷急減事例

オホーツク海で平均した海氷密接度の時系列に着目すると、海氷が張り出す 11 月から 2 月にかけて、数日間に渡って急激に減少する事例を確認することができる。例として 2017 年 12 月 25 日には、地上では二つ玉低気圧が日本列島を横断し、上空では日本の東側にリッジ、日本上空にトラフが張り出し、30 日にかけて北側の高度場が高いパターンが持続していた。地上では低気圧が発達しながら北東進し、強い東風がオホーツク海に吹き付けていた。

1993/94 冬季 (12 月 1 日から 2 月 15 日まで) から 2018/19 冬季までを対象に、オホーツク海海氷密接度の減少が 4 日以上続く事例を抽出したところ、21 事例が抽出された。このときの海氷分布と大気場を合成解析すると、北日本の北東側を中心とした地上の低気圧、その北側の高気圧と、オホーツク海に吹き込む東風偏差が得られた。また、21 事例全てにおいて北側が正の高度場のパターンが 2 日以上持続していた。

海氷密接度の減少が始まる日を基準として日々の変化を合成解析すると、4 日前にアラスカに存在していた地上の高気圧偏差がアリューシャン列島上に移動し、WP パターンが顕在化するとともに北海道沿岸で低気圧、オホーツク海海上で東風偏差が卓越していた。高度場偏差と海氷の減少の間のずれは 0 日であり、強い相互作用の存在を示唆している。高度場偏差と海氷密接度偏差の解消と入れ替わるように、7 日後には負の北太平洋指数の偏差がピークを迎える様子も確認された。

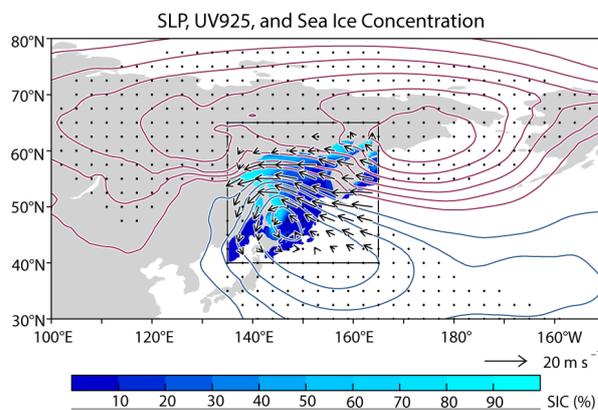


図1 海氷急減事例の合成解析の結果 (陰影は海氷密接度、矢印は 925hPa 風偏差、等値線は SLP 偏差)。

謝辞 本研究は (独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (4-2102)、科研費 (19H05704) の支援を受けて実施されました。

参考文献

Fang, Z., and J. M. Wallace, 1998, *Polar Meteor. Glaciol.*, **12**, 58-67.

Honda, M., et al. 1999, *J. Climate*, **13**, 4430-4440.

Lellouche, J.-M., et al. 2021, *Front. Earth Sci.*, **9**, 698876.

真冬の北太平洋爆弾低気圧活動の 1980 年代後半からの急激な活発化

*吉田 聡 (京大防災研白浜), 岡島 悟, 中村 尚 (東大先端研)

1. はじめに

冬季北太平洋は爆弾低気圧活動が地球上で最も活発な領域の一つであり, その長期変動の理解は気候変化に伴う爆弾低気圧活動の将来変化を知る上で重要である. しかし, これまでは 1970 年代後半からの衛星観測開始以後の解析が多く, それ以前を含めた変動は明らかでない. そこで本研究では衛星観測データを同化していない長期大気再解析データを用いることで, 北太平洋爆弾低気圧活動の長期変化を解析した.

2. データと解析手法

用いたデータは気象庁全球大気再解析データ JRA-55C である. このデータは衛星観測を同化せず, 従来型の地上・高層観測のみを同化しているため, 観測データの変化による影響が小さく, 数十年規模の長期変化を解析可能である. 解析期間は 1958/59 から 2011/12 の寒候期 (10 月~5 月) である.

爆弾低気圧の抽出には局所発達率 LDR24[1]と低気圧トラッキング[2]による緯度 60 度で規格化した中心気圧発達率を用いた. LDR24 の要因診断には気圧傾向診断方程式[4]を用いた.

3. 結果

解析期間中, 1 月の爆弾低気圧が 1980 年代後半から北太平洋中央部で急激に増加し, その多くが東シナ海で発生し, 日本南岸を通過しながら急発達する事例であった (図 1). 1987 年以降と 1986 年以前を比較すると, 1987 年以降は南シナ海, 東シナ海, 中国南部に吹き込む季節風が弱体化し, 対流圏下層が高温湿潤化していた (図 2). この暖湿偏差の北端に沿って傾圧性が強まり, そこで発生した低気圧が暖湿気塊を伴って北東進し, 北太平洋中央部で急発達していた. さらに, 上層の渦度移流が弱くても, 凝結加熱によって爆弾低気圧化する事例が増えたことが爆弾低気圧数の増加をもたらしていた.

また, 爆弾低気圧活動とストームトラックの長期変化の比較から, この爆弾低気圧活動の活発化が近年のストームトラックの「真冬の振幅低下」の弱体化[3]の要因になっていることが示唆された.

謝辞

本研究は科研費 19H05702, 21H01164, 文科省統合的気候モデル高度化プログラム・テーマ D 統合的ハザード予測 (JPMXD0717935498) の支援を受けた.

参考文献

- [1] Kuwano-Yoshida, A. 2014, *SOLA*, 10, 199–203.
 [2] Kuwano-Yoshida, A., Okajima, S., & Nakamura, H., 2022, *Journal of Climate*, 35, 1113–1133.
 [3] Nakamura, H., Izumi, T., & Sampe, T. 2002, *Journal of Climate*, 15, 1855–1874.
 [4] Fink, A. H., Pohle, S., Pinto, J. G., & Knippertz, P., 2012, *Geophysical Research Letters*, 39, L07803.

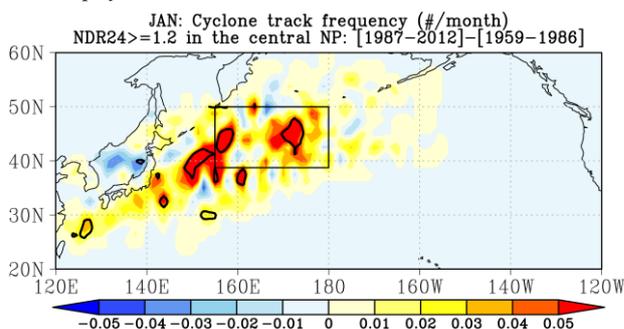


図 1. 黒枠内で発達率が 1.2 Bergeron 以上の爆弾低気圧の発生からの経路頻度分布の 1987 年以降と 1986 年以前の差 (陰影, 頻度/月). 黒太線は 95% 有意.

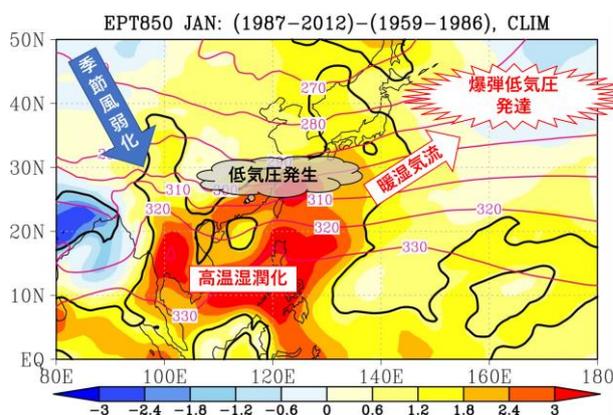


図 2. 爆弾低気圧急増メカニズムの模式図. 背景は 1 月平均の 850hPa 相当温位 (K) の 1987 年以降と 1986 年以前の差 (陰影) と解析期間の 1 月平均 (赤コンター). 黒太線は差が 95% 有意な領域.

北太平洋の移動性擾乱活動の「真冬の振幅低下」に対する擾乱の構造と背景場の役割

*岡島悟 (東大先端研), 中村尚 (東大先端研),
Yohai Kaspi (ワイツマン科学研究所),

1. はじめに

傾圧不安定理論において、傾圧擾乱の最大成長率は南北温度勾配＝上空のジェット気流の速度と比例する。北大西洋では、理論と整合的に、真冬に移動性擾乱活動が最大となるが、その一方で、北太平洋ではジェットの風速が最大となる真冬に擾乱の活動度が極小を示す[1]。理論と矛盾するこの現象は「真冬の振幅低下」と呼ばれ、様々な側面から調査が行われてきたものの、そのメカニズムには未解明な点が多い。発表者は2021年度の春季大会において、「真冬の振幅低下」に関わるエネルギー収支解析の結果[2]について報告を行った。本研究では、さらに擾乱の構造と背景場の「真冬の振幅低下」に対する役割について調査を行った。

2. データと手法

解析には全球大気再解析 JRA-55 を使用した。データは水平 1.25°格子・6 時間毎で、寒候期を中心とする9月-5月を解析対象とし、1958/59-2016/17 の59季節を解析した。移動性擾乱活動を抽出するための時間フィルタはカットオフ周期8日の低周波 Lanczos フィルタを用い、低周波成分からのずれを高周波成分とした。気候平均場には31日の移動平均を施した。

移動性擾乱に伴うエネルギーの収支解析は、擾乱に伴う運動エネルギー・有効位置エネルギーに対し、各変換・生成・相互作用成分を評価した[2]。各項は北太平洋領域[130°E-130°W, 20°-65°N]で水平積分した後に地表面から100hPa面まで鉛直積分した。さらに、移動性擾乱の振幅の影響を取り除くため、移動性擾乱に伴う全エネルギーで割ることで、各項の「変換・生成効率」を評価した。

3. 結果

寒候期の間、傾圧的変換は移動性擾乱に伴う運動エネルギーを平均場に伴う運動エネルギーへ変換し、擾乱が背景のジェット気流を加速している事を意味する。

西風の南北シアに伴う変換項の効率は、寒候期を通じてほぼ一定であるのに対し、西風の東西シア（ジェット出口における分流）に伴う変換項は、真冬にその効率が最大となる。傾圧的変換に関わる擾乱構造の指標として、水平方向の傾きと非等方性を統計的に評価した所、ジェット気流軸の北における傾きの強化を除き、擾乱構造の変換は傾圧的変換の季節性を説明しない事が明らかとなり、背景のジェット気流の季節進行が傾圧的変換の季節性に重要である事が示唆された。

傾圧的変換は他の過程と比べて大きく、南北温度勾配に伴う有効位置エネルギーの変換が支配的である。対流圏下層では、擾乱の最大成長率の季節性と同様に、擾乱の鉛直方向の傾きの指標は真冬に最大となる。一方で、対流圏中上層では、鉛直西向き傾きが初冬に最大となるが、これが傾圧的変換の初冬のピークに寄与していると考えられる。東西温度勾配に伴う傾圧的変換の寄与は小さいものの、真冬には背景場から擾乱へエネルギーを変換する符号となる。先行研究[3]では500hPa面における擾乱に伴う東向き熱輸送の重要性が指摘されており、本研究の結果とは整合しないが、これは対流圏下層と中上層では擾乱に伴う東西熱輸送の向きが異なる事に起因すると考えられる。この事は、本研究のように三次元的にエネルギー収支を評価する重要性を示す。

参考文献

- [1] Nakamura, H., 1992, *J. Atmos. Sci.*, **49(17)**, 1629-1642.
- [2] Okajima, S., Nakamura, H., Kaspi, Y. 2022, *J. Climate*, **35(4)**, 1137-1156.
- [3] Schemm, S., Rivière, G. 2019, *J. Climate*, **32(23)**, 8373-8398.

南極氷床上に設置した AWS により観測された積雪面レベルの時間変動の特徴とデータ処理手法の検討

*齋藤圭祐 (総研大), 平沢尚彦 (極地研, 総研大), 猪上淳 (極地研, 総研大)

1. はじめに

近年の南極全体の氷床質量は減少傾向にあるが、東南極氷床に限っては増加傾向にあり、氷床質量損失量の増加を妨げる方向に働いている[1]。氷床質量収支は主に氷床表面質量収支と沿岸域での氷山の流出によって決まるため、将来の氷床質量収支の予測する上で氷床表面質量収支の変動をもたらす仕組みの理解が必要である。

日本の南極地域観測事業 (JARE) では2016年以降、東南極氷床上の H128, MD78, NRP, NDF の4地点で、超音波積雪深計を搭載した自動気象観測装置 (AWS) が運用されている。積雪深計が計測する積雪面レベルの時系列中には、積雪面レベルが短期間の間に上昇し下降するパルス状の変動と、上昇後そ積雪面レベルを保つ階段状の上昇があり、階段状の上昇が氷床表面における涵養に寄与していると考えられる[2]。パルス状の変動は地吹雪によるデータの攪乱[3]や一時的な雪の堆積と削剥などの現象を反映している可能性がある。

本研究の目的は南極氷床上の積雪面レベルの観測をもとに、氷床表面における氷床の涵養・消耗に関わる現象を明らかにすることである。そこで、積雪面レベルの階段状の変動に着目し、総観規模擾乱などの大気循環との関りや、季節性、年々変動を調べる。そのために、まず、積雪面レベルの時系列から階段状の変動の抽出を行う。本講演では、階段状の変動を抽出する手法を説明し、それにより得られた階段状の変動に関わる総観規模大気循環特徴と季節性について述べる。

2. データの性質とデータ処理手法

積雪面レベルの観測間隔は10分であり、時系列には主にパルス状の変動と階段状の変動、そして測器の計測精度 (概ね1cm) による小さな変動が含まれる。初めに、時系列データから階段状の変動を抽出するために、以下の手順で“継続的な積雪面レベル”と“変動的な積雪面レベル”に分離した。①積雪面レベルが閾値以内 ($\pm 0.5\text{cm}$ に設定) で継続している参照時間 (3時間に設定) の平均値を求める。②次の10分後の積雪面レベルがその平均値に対して閾値を越えれば積雪面レベルの変化とする。閾値以内であれば参照時間を10分ずらして平均値を作る。③積雪面レベルの変化があった場合、変化後に閾値以内の値が継続して参照時間

を満たせば新たな積雪面レベルとする。④積雪面レベルが閾値以内の値のまま参照時間を満たさない場合、変動成分とし、パルス状の変動や積雪面レベルの変化の途中が含まれる。さらに詳細は講演時に説明する。

3. 結果及び考察

図1は昭和基地から約650kmの内陸に入った標高約3450mのNRP地点の積雪面レベル時系列を示す。観測値 (a)、“継続的な積雪面レベル” (b)、“変動的な積雪面レベル” (観測値と“継続的な積雪面レベル”との差) (c)である。

“継続的な積雪面レベル”の時系列に見られる不連続的な変化を階段状の変動とする。階段状の変動は暖候期に発生しやすい傾向がある。また、下降する場合がある。

図2はNRPにおける各年の月毎の階段状の変動による積雪面レベルの変化量と変動イベントの発生回数を示す。11月～2月の正味の変化量の絶対値は3月～9月と比較して大きく、階段状の上昇を引き起こす現象に季節性がある。当日はH128地点の解析結果も述べる。

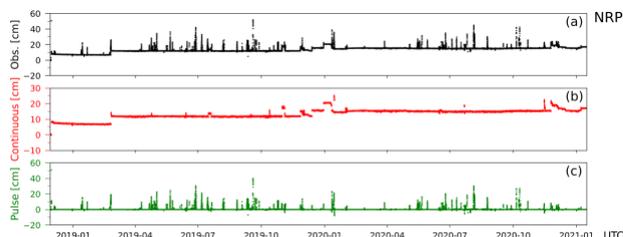


図1 NRP地点の観測値 (a)、“継続的な積雪面レベル” (b)、“変動的な積雪面レベル” (aとbの差) (c)。

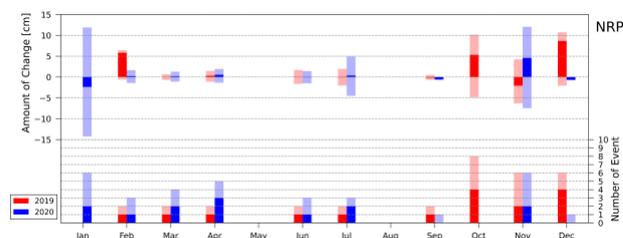


図2 NRPの2019, 2020年の月毎の階段状の変動による積雪面レベルの変化量 (上) とその発生回数 (下)。上: 薄色で階段状の変動による各月の正の変化量と負の変化量を示し、濃色で正味の変化量を示す。下: 上昇の回数を濃色、下降を薄色で積み上げて示す。

[1] IPCC, <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/> (2022/2閲覧)

[2] 平沢他, 2021, 雪氷, **83(1)**, 67-77

[3] Ryan et al., 2008, *J. Atmos. Oceanic Tec.*, **25(5)**, 667-684

南極氷床上の AWS 群が捉えたトンガ噴火に伴う衝撃波

*平沢尚彦 (極地研, 総研大)

1. はじめに

2022年1月15日4時10分(UT)頃にトンガで大規模な噴火が起こった。その影響は地球全体に及び、津波被害や気圧変動が記録された。米国地球物理学会のニュースレター[1]や日本でも直ぐに多くの報道が行われた。この気圧の変動は南極氷床上に設置したAWSでも観測され、極地研究所は小さな記事を公表した[2]。

この噴火が地球全体の大気に与えた影響は近代的な観測が整備されて以降に起こった希少な現象であった。世界中に散在する様々な測器により観測された記録を抽出し、残す価値があると思う。そこで、我々が南極氷床上に展開する4つのAWSに記録されたデータを編集し、公開する。本講演ではAWSに記録された気圧変動とその他のデータの解析結果を紹介する。今後、この現象に関連したAWSのデータを極地研のホームページから公開する予定である。URL等は講演当日までに決定する。

2. 観測の結果

図1はAWSとトンガの位置を示す。トンガに最も近いのはドームふじ・NDF(トンガとの距離8866km, 標高3794m)であり、中継拠点・MD364(同9154km, 3354m), MD78(同9359km, 2428m), H128(同9603km, 1377m)と続く。昭和基地(同9682km, 20m)はH128から約80km離れて、南極氷床から約4kmのオングル島にある。

図2は各地点の気圧の3時間移動平均からの偏差の時系列を示す。噴火から約9時間後に全ての地点で大きな正偏差が2回、負偏差が1回観測された。噴火から約27時間後にはH128とMD78では大きな正偏差が2回、負偏差が1回、MD364とNDFでは大きな負偏差が1回観測された。それぞれ、トンガから近い大円(順周りとする)と反対方向の大円(逆回りとする)を通過して到達した衝撃波と考えられる。それぞれの時刻から約36時間後には2周目の衝撃波が観測された。気圧偏差の時間変化の特徴が、場所ごとに1周目と異なっている。波動の分散性や散逸がその要因として考えられる。3周目を捉えられているという情報[1]があるが、今回のAWSの気圧の解析では明瞭ではない。

音波の速度では地球一周に約32時間を要するところ、

それよりも遅い。逆回りの方が順周りよりも4地点を通過するために要する時間が長い。標高や気温の異なる4地点通過する際の波動の速度が異なることを反映している可能性が考えられる。講演当日にはその他のデータの解析結果を加えて説明する。



図1 南極氷床上に設置した4つのAWSとトンガの位置。

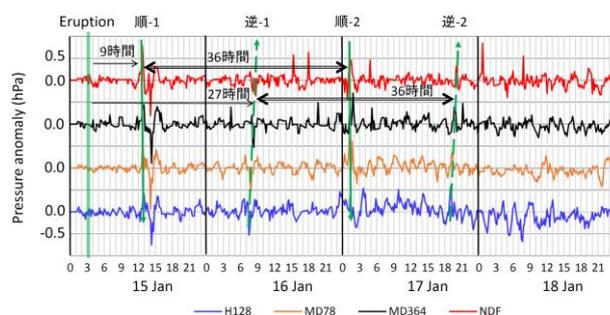


図2 4つのAWSによって観測された気圧の3時間移動平均から偏差。縦軸は各地点の3時間移動平均値を0とし、横軸の間隔は0.5 hPaで描いた。時刻はUT。順1はトンガから近い大円を通過して到達した第1回目の衝撃波、逆1は反対方向の大円を通過して到達した衝撃波。順2、逆2はそれぞれの2周目。

参考文献

- [1] Duncombe, J., 2022, Eos, 103, <https://doi.org/10.1029/2022EO220050>.
 [2] <https://nipr-blog.nipr.ac.jp/jare/20220118post-203.html>

南極昭和基地の地上大気中の ^7Be 濃度の日別通年観測

*平沢尚彦 (極地研, 総研大), 中村琢 (岐阜大), 三輪美代子(岐阜大),
井上睦夫(金沢大), 白山栄(極地研), 安田悠人(岐阜大), 田阪茂樹(岐阜大)

1. はじめに

^7Be は主に下部成層圏において大気中の窒素原子や酸素原子から生成される宇宙線放射性核種 (cosmogenic radionuclide) であり, その半減期は約 53 日である. ^7Be は生成されると直ぐに付近のエアロゾルに吸着し, 一部は対流圏に混入する. この挙動が着目され, 成層圏からの大気輸送の指標として利用されてきた[1]. 我々は南極域における成層圏を経由した大気・物質循環に関する理解を深めることを目的として, 2014 年から夏季の日ごとの ^7Be 濃度の観測を行ってきた. その結果, 昭和基地付近では総観規模擾乱に伴う tropopause folding を反映した濃度の増加が顕著に見られることや, 海洋上よりも大陸上で濃度が高い傾向があることが分かった[2].

成層圏からの大気輸送の季節性や南極氷床上と昭和基地との濃度の違い, それらの原因となる総観規模の大気輸送を知る目的で, 昭和基地での冬季の日々の観測を 2020 年から開始した. 昭和基地でフィルターに捕集された試料には約 1 年を経たものが含まれるが, 金沢大学低レベル放射能実験施設での計測により, ほぼ全ての試料から日ごとの濃度を得ることができた. 南極における日別時系列の提出は世界的にも殆どなく, 総観規模擾乱やカタバ風の変動に関連した成層圏大気の地上への輸送について研究可能な初めてのデータとなった. 尚, 昭和基地では 2005 年に年間の前半は約半月間隔, 後半は日別で得た通年のデータがある.

本発表では昭和基地の ^7Be 濃度の 2020 年の季節変化について, 2005 年の昭和基地のデータや南極の他の基地で示されている季節変化との比較を通して昭和基地の ^7Be 濃度の季節変化を特徴づけ, 年々変動について述べる. また, 日々の濃度の変動に関わる総観規模の大気輸送について考察する.

2. 観測の結果

図 1 は昭和基地, 及び ^7Be 濃度の観測を過去に実施した Neumayer 基地 (ドイツ) と Dumont d'Urville (以後 DdU) 基地 (フランス) の位置を示す. 図 2(a) は 2020 年の ^7Be 濃度の日別の時系列である. 濃度の極大が 1 月, 2 月の夏季と 7 月, 8 月の冬季に現れている. 10

mBq/m^3 を超える比較的高い値が夏季と冬季の両時期に観測された. 夏季と冬季の濃度の極大は 2005 年の観測値にも現れている. この二山型の季節変化は Neumayer 基地や DdU 基地では明瞭ではなく, 昭和基地の地域的な特徴の可能性がある. また, 2020 年は 2005 年に比べて濃度が高い傾向がある. Neumayer 基地の 20 年以上に及ぶ観測結果にも年々変動が明らかである. 太陽活動と大気輸送の年々変動の観点から調べており, 発表当日に述べる.

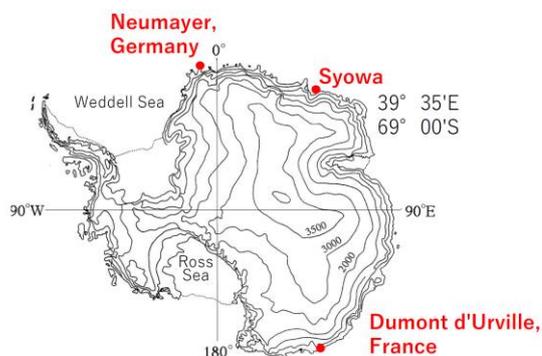


図 1 昭和基地, 及び ^7Be 濃度を比較する Neumayer 基地 (ドイツ) と Dumont d'Urville 基地 (フランス) の位置.

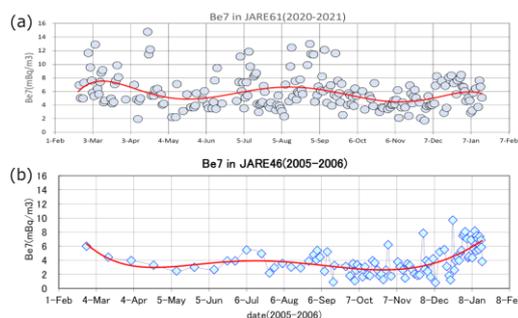


図 2 ^7Be 濃度の時系列. (a) 2020 年 2 月 ~ 21 年 1 月, (b) 2005 年 2 月 ~ 06 年 1 月. 時系列に重ねた赤線は多項式でフィッティングした時系列.

参考文献

- [1] Sanak, et al., 1985, Tellus 37B, 109–115.
[2] 平沢尚彦ほか, 2020, 日本気象学会 2020 年度秋季大会(ネット開催). (Hirasawa et al., 投稿中)

前線周辺における環境場の定量化に向けた天気図の活用

*宮本真希 (北海道大学工学院), 山田朋人 (北海道大学工学研究院)

1. はじめに

前線とは大気中に生じる密度界面の一つであり、水平方向に数千キロメートルの長さ、数百キロメートルの厚さを有することから、全体の構造や位置を観測で捉えることは難しい。地衡風平衡と静水圧平衡を仮定した場合、前線周辺において水平方向の気温勾配は大きく、相対渦度の鉛直成分は正である。また、水平方向の気温勾配の時間変化は水平風の合流やシア変形に依存しており、これは前線の形成・消滅を表す物理量として考えられる。上述した物理式と限られた観測情報から導かれる知見と経験を頼りとして、気象庁の予報官が大気場中に前線の位置を推定し、天気図に前線記号として記録する。

統一的な前線抽出手法では前線の特徴付ける気象要素を利用した物理指標が用いられる。この物理指標は天気図に示された前線周辺において大きい値を取るが、一定ではない。すなわち、前線が空間的に不均一な物理特性を有していると考えられる。本研究では、前線が存在しやすい物理条件を特定するために、天気図の前線をグリッドデータに変換することで、前線周辺における空間的に連続な物理情報を定量化した。

2. データと手法

1978年から2020年の6月から10月における午前9時(日本時間)の天気図を対象に、前線データの作成を行った。天気図上における前線の表現方法が年代ご

とに異なるため、目視による前線の判別と色情報を利用する画像解析を組み合わせた手法を構築した。気象データとしてMSMの初期値を用いた。

3. 結果

図1(a)に示す通り、天気図から抽出した前線(黒)の周辺において等温線が集中する。850hPaの気温分布を示すため、地上の前線に対して北側に等温線の集中帯が存在する。2003年から2020年の6月から10月を対象とした前線が存在するグリッドにおける水平方向の気温勾配のヒストグラムを図1(b)に示す。平均0.7[K/100km]、最大9.2[K/100km]であった。

4. まとめ

天気図に示された前線のグリッドデータを作成することで、前線が存在する場での水平方向の気温勾配が得られた。前線全体における物理場の定量化が可能となり、密度界面としての前線の構造や物理特性に関する理解を深めるための一助となることが期待される。

謝辞:本研究は科研費基盤研究(A)19H00815 および北海道気象予測分野(北海道気象技術センター)、文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム領域テーマC「統合的気候変動予測」JPMXD0717935561の支援を受けて実施されました。また、天気図の画像データは気象庁より提供いただきました。記して感謝の意を表します。

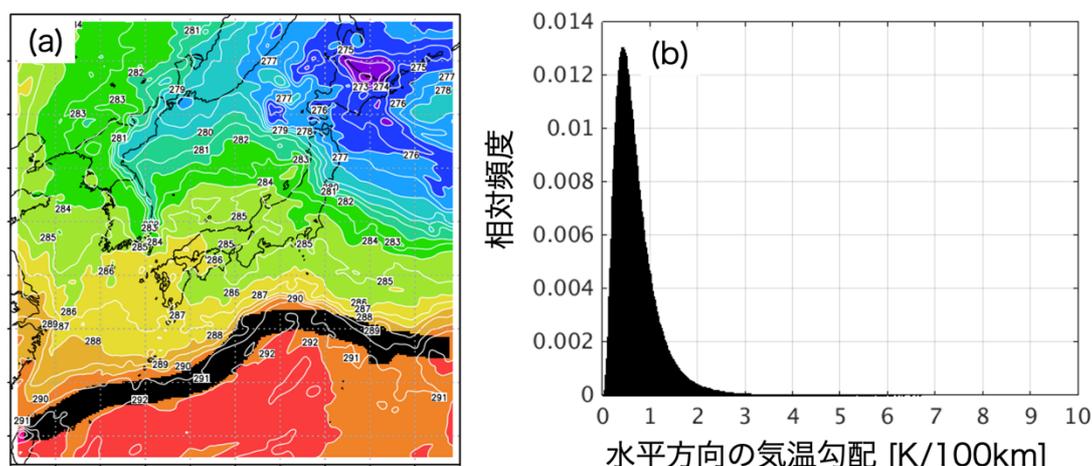


図1 (a) 2018年6月15日午前9時における天気図に示された前線(黒)と気温(色)。

(b) 2003年から2020年の6月から10月における天気図に示された前線周辺での水平方向の気温勾配。

センサ応答時間を考慮したドローン上昇速度による 大気鉛直分布測定精度の検討

*飯塚達哉, 中村亨, 小阪尚子, 倉恒子, 梅宮悠輔, 久田正樹
NTT 宇宙環境エネルギー研究所

1. はじめに

ドローンによる大気鉛直分布測定は、測定する地点および時間に高い自由度を持ちながら高精度な測定を可能にすることから、気象観測に有用である[1]。一般に気象センサを搭載したドローンを用いる場合、機体の高いコストと耐久性より長期間に渡った繰り返しの測定が期待されることから、搭載されるセンサにも高い耐久性が求められるため応答時間は長くなりやすい。ドローンの上昇速度が速いとき、大気状況の変化も早くなるため、応答時間が長いセンサでは真値との乖離が大きくなる。一方で上昇が遅いと、計測に要する時間や消費電力が増加する等のデメリットが生じる。このトレードオフを考慮して、ドローンの上昇速度を適切に決定する必要がある。

本稿では、ドローンの上昇速度とセンサの応答時間を考慮した測定精度を定量的に評価するために、簡易化した温度の鉛直分布をもつ大気に対するドローンでの測定値をシミュレーションした。その結果、時定数が 20 秒のセンサを用いて高度 500m 地点の温度を測定するとき、誤差が 0.5°C 以下になるためには上昇速度を 4.5 m/s 以下である必要が分かった。

2. 応答時間を考慮した大気鉛直分測定値の解析

ドローンが一定速度で上昇するときの応答時間を考慮した温度の測定値を求めたい。ここでは簡単のため、真値となる温度の鉛直分布として、高度 0m にて温度 T_0 であり、高度の増加とともに温度勾配 k にて線形に変化すると仮定する。時定数 τ の温度センサを搭載したドローンにより高度 0m から最高高度 h まで一定速度 v で上昇し、最高高度に到達時の真値と測定値の誤差を比較した。

測定値は、伝達関数 $H(s)$ をもつセンサのシステムに、ドローンを取り巻く温度の時間変化をラプラス変換した $X(s)$ を入力として与えたときのシステム応答 $Y(s)$ として表現できる。このとき、 $H(s), X(s), Y(s)$ は下記の式として表せる。

$$Y(s) = H(s) \cdot X(s),$$

$$H(s) = \frac{1}{Ts + 1}, \quad X(s) = \frac{kv}{s^2}.$$

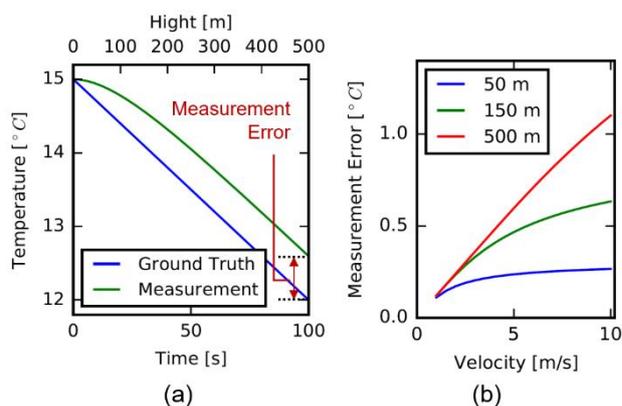


図 1 : (a) ドローン位置における温度変化および応答時間を考慮したセンサ計測値. (b) ドローンの上昇速度と最高高度での測定誤差の関係。

3. 解析結果と考察

2章で述べた条件のもと、 $T_0=15\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $k=-6\cdot 10^{-3}\text{ }^\circ\text{C/m}$ 、 $\tau=20\text{ s}$ 、として解析を行った。図 1(a)に $v=5\text{ m/s}$ のときの真値と測定値を示す。真値に対して、測定値は時間遅れをもって追従していることが分かる。

次に、ドローンが最高高度に達した時の真値と測定値の差を測定誤差として定義し、 $h=50, 150, 500\text{ m}$ に対して、 v と測定誤差の関係性を算出した。その結果を図 1(b)に示す。どの高度においても、 v が大きいほど測定誤差も大きくなる。 $h=500\text{ m}$ のとき、気象測器の検定合格基準値である 0.5°C 以内の誤差に収まるためには、上昇速度は 4.5 m/s 以下である必要が分かった。

4. おわりに

本稿では、ドローンによる大気鉛直分布観測の測定精度の検討に向けて、応答時間を考慮した温度測定地の精度評価を行った。今後は、ドローンの実観測データを用いた検証や応答時間による誤差を補正して高精度に真値を推定する信号処理手法の検討を行っていく予定である。

参考文献

[1] 西原, 他., "ドローン技術を活用した霧の鉛直気象情報の観測."2020, 環境情報科学論文集, pp. 228-233.

市販のドローンで高精度の気象観測を行う手法の開発

*猪上淳 (国立極地研究所), 佐藤和敏 (北見工業大学)

1. はじめに

無人回転翼機(ドローン)の飛行性能が向上した昨今、汎用小型ドローンに気象センサーを搭載して大気境界層の気象観測を行える環境が整ってきた。しかし、その観測データに機体の排熱や日射の影響がどの程度含まれるのかは十分に検証する必要がある。本報告では、先行研究を参考に、(1)最適な気象センサーの搭載位置を決定するための室内実験、(2)気象センサーに対する放射の影響を軽減する放射シールドの開発、(3)ラジオゾンデや他の気象ドローンとの野外比較実験、から汎用小型ドローンの気象観測性能を調査した[1]。

2. 気象測器の搭載位置の決定方法

DJI社のMavic2 Enterprise Dual(以下、M2ED)を使用した。可搬重量は200g程度であるため、比較的軽量のInternational Met Systems社のiMet-XQ2(以下、XQ2)を搭載測器とした(重量60g; GPS、気圧、気温、相対湿度を毎秒記録)。プロペラが作り出す下降流によってXQ2の通風を維持させるのが有効であるが(Greene et al. 2018)、機体の排熱の影響を考慮した搭載位置にする必要がある。そこで、アルミフレームにM2EDを固定し、プロペラを回転させた状態で機体底部の気温と風速を計測する室内実験を実施した(図1)。その結果、ローターから5cm外側に離れた位置が、機体の排熱の影響が小さくかつ下降流が強いことが分かったため、この位置にXQ2のセンサー部分を配置することにした。

3. 放射シールドの開発

XQ2はラジオゾンデのようにセンサー部が露出しているが、観測データには日射補正が行われない。また、雲粒や雨滴・雪片が付着すると気温と相対湿度は異常

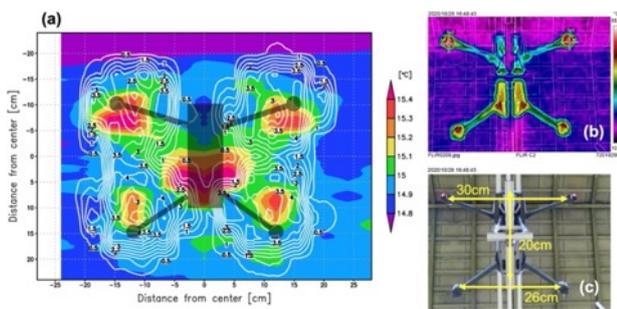


図1 (a)機体底部の気温分布(陰影)と風速分布(等値線)、(b)赤外線カメラと(c)可視カメラによる機体の状況。

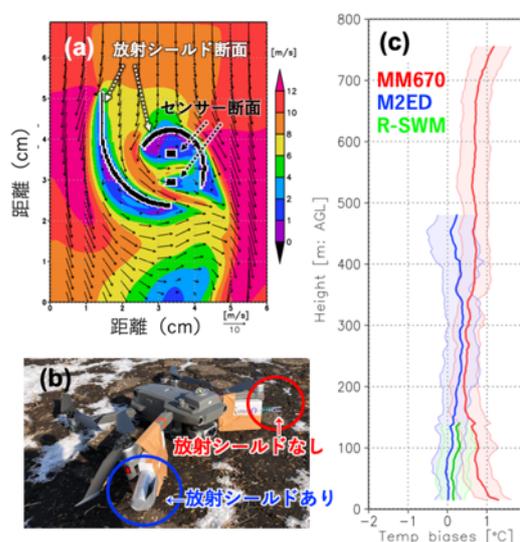


図2 (a)放射シールドの通風計算、(b)放射シールドの野外実験、(c)各ドローンのラジオゾンデからの気温差(2021年3月23~25日)。

値となる。そこで、日射や雲・降水の影響を軽減するため、センサー部分に被せる放射シールドを作成した([2]にて公開)。数値計算を元に、シールド内の通風が妨げられない設計とした(図2a)。3Dプリンタによる造形物に放射リフレクターを塗布し、シールドあり/なしの比較実験を行ったところ(図2b)、このシールドで高温バイアスを0.1度軽減できることを確認した。

4. 野外比較実験

北見工業大学の「オホーツク地域創生研究パーク」で、ラジオゾンデ観測(Vaisala社RS41-SGP)と共にM2EDや他の気象ドローン(タイプエス社R-SWM, Meteomatics社Meteodrone MM670)を昇降させ、10回分の観測データについて比較した。その結果、M2EDは500m未満の高度ではラジオゾンデに対し0.2度の高温バイアスで、その他の気象ドローンよりも高精度な結果を得た(図2c)。ただし、XQ2が機体の風下に位置する場合は高温バイアスが増幅するため、今後は風向・風速も同時に計測する必要性も示された。講演では各ドローンの気温観測に対する日射の影響や、厳冬期の北海道陸別町での観測結果についても紹介する。

参考文献

- [1] Inoue & Sato, 2022, *Env. Res.*, **205**, 112468.
[2] Inoue & Sato, 2021, <http://doi.org/10.17592/001.2021091701>

遅延量勾配を用いた船舶搭載 GNSS 可降水量の品質管理

小司禎教^{1,2}, 三浦甚哉², 椿修二², 東吉一², 日比野祥², 小嶋惇², 中村哲也², 習田恵三³

1: 気象研究所, 2: 気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課, 3: 沖縄気象台

1. はじめに

小司他(2021 秋学会)による船舶搭載 GNSS によるリアルタイム可降水量(PWV)解析では、気象庁メソ解析との比較で RMS2.5mm 未満の一致度を得たが、一定の頻度で異常値が発生した。大気遅延量と同時に推定している遅延量勾配を判断基準として異常を判定し、回避する方法を考案した。

2. 異常値の特徴

小司他(2021)の解析は、時間幅 90 分の sliding-window (Foster et al. 2005)測位解析を 10 分間隔で更新する。測位解析には RTKLIB 2.4.3 b33 を用いた。天頂遅延量とともに、大気遅延量勾配(MacMillan 1996)(単位は長さ)を 2 秒間隔で推定する。大気遅延量が異常となる場合、以下の特徴がある (図 1)。(1)解析のごく初期段階から異常が発生し、解析終端時刻まで継続する。また(2)直前、直後の解析は正常に行われる。解析される遅延量勾配は、99%が 20mm 未満(図 2)だが、GNSS PWV が異常値となる場合、遅延量勾配が 20mm を超える場合がほとんどであった(図 3)。

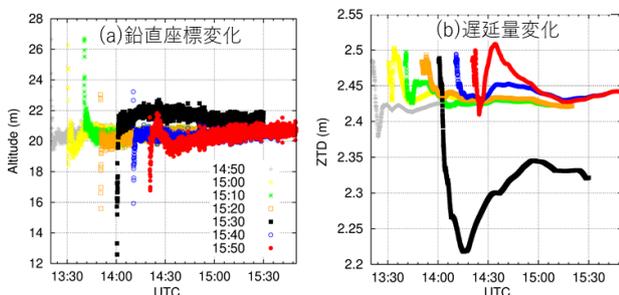


図1. Sliding-window 解析における(a)鉛直座標と(b)大気遅延量の変化(凌風丸, 2021 年 5 月 20 日 14:50~15:50 の解析)。15:30 の解析のみ、異常となっている。

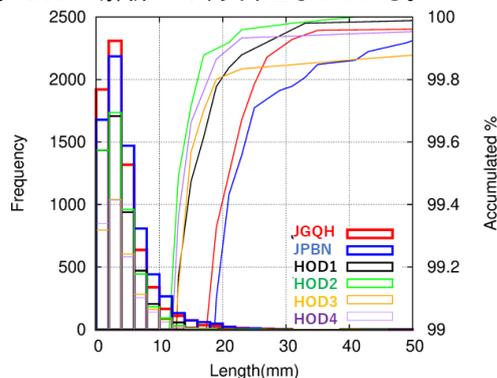


図2. 船舶別にみた遅延量勾配の長さの頻度(2021 年)

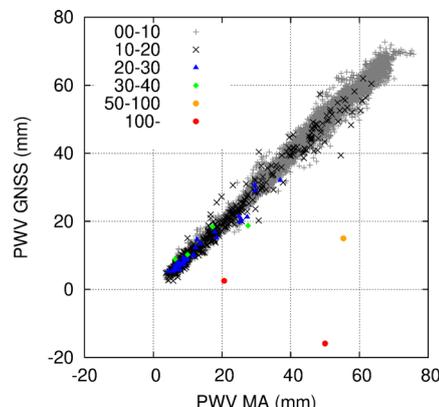


図3. 船舶 GNSS PWV の MA との比較(凌風丸, 2021/4-7)。遅延量勾配の長さによって色分けしている。

3. 異常値回避措置

遅延量勾配の閾値を 40mm とし、それ以上の勾配が推定された場合、sliding-window の開始時刻を 10 分前方にずらした解析を行う。このことで異常値の多くを回避できることがわかった(図 4)。

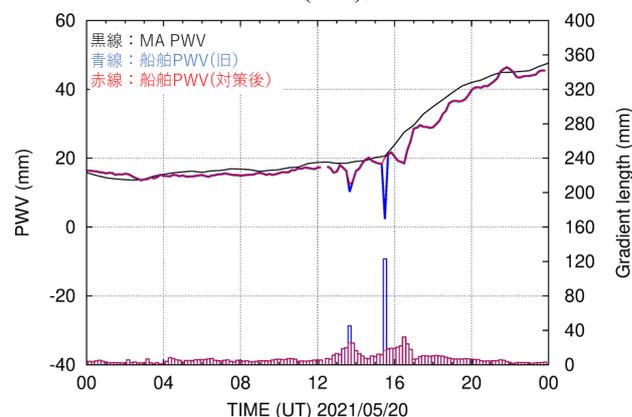


図4. 凌風丸の PWV(折れ線)と遅延量勾配(棒グラフ)の時系列(2021/5/20)。青:これまで。赤:対策後。

今回は一律に遅延量勾配 40mm を閾値としたが、水蒸気量や気象状況等に応じて閾値を最適化することも考えられる。また、異常値の原因は解析初期の搬送波位相にマルチパスなど異常値の影響と推測されるが、詳細な要因調査も今後必要である。

謝辞:

本研究の一部は JSPS 科研費 20H02420 の支援を受けました。

引用文献:

Foster J. et al., 2005: *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 687-695.

MacMillan, D. S., 1995: *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1041-1044.

小司他, 2021: 日本気象学会 2021 年度秋季大会, OB-23

全天カメラによる雲分布・雲底高度分布の推定

*工藤玲（気象研），高野松美（大阪管区気象台）

1. はじめに

雲が大気の放射収支に与える影響を評価するためには、雲の三次元分布を把握する必要がある。しかし、複雑な雲の時空間変動を観測で把握することは難しく、また数値モデルで再現することも困難である。気象庁の雲量や雲の状態の目視観測は、大気放射の分野でも有用で、地上日射の長期変動に対する雲の影響解析にも使われている (<https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-409>)。しかし、近年、観測地点は削減された。

全天カメラは、目視観測を代替する可能性を持っており、RGB 色情報を使った雲の分布の推定 (<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0204.1>)、2台のカメラを使った雲底高度の推定 (<https://doi.org/10.5194/amt-11-593-2018>)、機械学習や深層学習による雲量と雲の状態の推定 (<https://doi.org/10.5194/amt-3-557-2010>) などの様々な雲のリモートセンシング手法が開発されている。本研究では、目視観測の代替・補完を目的とし、全天カメラを使った雲の自動観測システムを構築した。

2. 自動地上観測システム

本研究では独自に開発した全天カメラを用いる。この全天カメラは、広いダイナミックレンジを持っており、太陽直達光も白飛びせずに観測することができる。このため、太陽周辺の雲も観測することが可能になる。令和2年3月から令和3年12月にかけて、大阪管区気象台の屋上で、全天カメラの観測を実施した。撮影は自動で行われ、RAW データと画像データ (jpeg) は LTE/3G 回線によって気象研究所のサーバーに逐次転送される。サーバーでは、動画作成、雲分布の解析などを行い、その結果は気象研究所のクラウドサーバーを通してオンライン上で公開される。大阪管区気象台の職員は、準リアルタイムで PC やスマホから画像や動画、解析結果を閲覧することができる。

3. 雲分布と雲底高度分布の推定

予め全天カメラの内部・外部パラメータの校正を行い、画素毎の方位 (天頂角と方位角) を決定した。また、撮影画像中の建物をマスキングし、解析範囲を定めた。撮影は、20秒 (または30秒) の時間差で連続して2回行うこと

で、RGB 色情報に加えて、輝度の時間変化を取得する。

雲分布の推定は、まず、輝度の時間変動と赤青比から大雑把なシーン (厚く覆われた雲、薄く覆われた雲、快晴、晴天積雲、その他) を判別し、その後シーンに応じて決めた時間変動と赤青比に対する閾値を使って画素毎に雲を判別する。大阪管区気象台の目視観測データを使って雲量を検証したところ、1800 事例中、目視雲量±1を正解とした場合の正解率は75.1%、目視雲量±2を正解とした場合の正解率は 82.8%であった。この結果は、先行研究 (高野 2008、高層気象台彙報 68 号、<https://www.jma-net.go.jp/kousou/information/journal/index.html>) と同程度であった。

雲底高度分布の推定は、時間差の画像を疑似的なステレオ撮影に見立てた手法を考案した。まず、一方の画像中の雲に対応する雲を、もう一方の画像からテンプレートマッチングによって検出する。これによって画像中の雲の移動ベクトルが求まる。画素毎の方位が分かっているため、2つの雲と撮影地点 (画像上の光軸点) を結ぶ三つの点から、三角測量によって雲の高度を算出することができる。通常のステレオ撮影では、2台のカメラの距離が分かっているため、これを物差しとして高度を定量的に求めることができる。しかし、疑似ステレオ撮影では、物差しがないため、算出される高度は定性的なものである。このため、算出高度を指標として扱う。高度の指標のヒストグラムを描くと、下層雲と上層雲の二山が描かれる。ここで二山を分ける閾値を決める。この閾値によって、下層雲と上層雲を画素毎に判別する。カメラで単層雲と多層雲を判別できたかを目視観測データで検証した。644 事例に対する結果は、正解した割合が21.0%。その内、多層雲を判別できたケースは、4.5%であった。ほとんどのケースでは、高度指標のヒストグラムがはっきりした二山にならなかったため、多層雲を単層雲と誤判別していた。

4. まとめ

LTE/3G 回線を使った全天カメラによる雲の自動観測システムは、2年近く安定に稼働した。雲分布の解析は、概ね先行研究と同程度の正解率で雲を判別することができた。しかし、雲底高度分布の正解率は、実用には遠い結果であった。このため、現在、2台の全天カメラによるステレオ撮影に方針を切り替えて開発を進めている。

RTTOV13.1 による MTG/IRS のシミュレーションの調査

*大和田浩美 (気象庁情報基盤部)

1. 背景

気象庁では、静止気象衛星ひまわり 8・9号に続く後継衛星の検討を開始した[1][2]。搭載を検討しているハイパースペクトル赤外サウンダ (HSS) については、観測システムシミュレーション実験 (OSSE) を行い、数値予報精度の改善を確認してきた[2][3]。OSSE で必要な疑似観測データは、放射伝達モデル RTTOV のバージョン 12.2 (RTTOV12.2) を使い、欧州で計画されている MTG 衛星の IRS が気象衛星ひまわりと同じ場所に位置した場合のシミュレーションを行い作成してきた。これは OSSE に着手した 2018 年当時、RTTOV が既に IRS の計算に対応していたためである。

RTTOV は 2021 年 11 月にバージョン 13.1 (RTTOV13.1) がリリースされた。RTTOV12.2 からの主な変更は光学的厚さの計算のための係数ファイルの更新で、同時に IRS の計算については IRS の最新のレベル 1B の仕様案を反映した係数ファイルが公開された。新仕様ではチャンネル数やサンプリング間隔などが変更になっているが、RTTOV12.2 はこの新仕様に対応していない。今後 HSS の OSSE で新仕様の IRS の評価を行うことを考え、RTTOV13.1 による新仕様の IRS のシミュレーションを行い、従来の RTTOV12.2 からの IRS シミュレーションとの比較を行うことにした。

2. RTTOV13.1 リリース時の IRS の仕様の変更

ここでは、RTTOV12.2 で対象としている従来の IRS を IRS1738 (1738 は全チャンネル数)、新仕様の IRS を IRS1960 (1960 は全チャンネル数) と区別する。表 1 にそれぞれの観測波数域とサンプリング間隔を示す。

IRS1960 は IRS1738 より観測波数域が広く、サンプリング間隔が細かくなっている。また、数値予報での利用の観点では、長波長赤外について $680 - 700 \text{ cm}^{-1}$ ($14.2 - 14.7 \text{ }\mu\text{m}$) が新たにカバーされ、気温に感度のあるチャンネルが増えたことが特徴と言える。

表 1 IRS の観測波数域とサンプリング間隔

	観測波数域 (サンプリング間隔)	
	長波長赤外	中波長赤外
IRS1738	700 – 1210 cm^{-1} (0.625 cm^{-1})	1600 – 2175 cm^{-1} (0.625 cm^{-1})
IRS1960	680 – 1210 cm^{-1} (0.6031 cm^{-1})	1600 – 2250 cm^{-1} (0.6037 cm^{-1})

3. 特定チャンネルの比較と今後の調査

今までの OSSE では、IRS1738 の長波長赤外から 36 チャンネル、中波長赤外から 25 チャンネルを選択して同化利用してきた。長波長赤外については気象庁全球解析で使用されている極軌道衛星の HSS (AIRS、IASI、ChS) のそれぞれの使用チャンネルの波数に一番近いチャンネルを、中波長赤外は[4]の使用チャンネルを選択した。本調査ではまず、OSSE で同化利用している IRS1738 のチャンネルの波数に一番近い IRS1960 のチャンネルを抽出し、ある 137 層の晴天プロファイルからそれぞれ輝度温度と気温 (T)、水蒸気 (Q) の Jacobian (ヤコビアン) を計算して比較した。ヤコビアンは与える大気プロファイルの各層の T、または Q の変化による輝度温度の変化量である。図 1 に中波長赤外の Ch.971 (IRS1738) と Ch.1041 (IRS1960) のヤコビアンを示す。Q のヤコビアンは IRS1960 のみ対流圏に負の値が見られ、近い波数のチャンネルを選択して同化しても、数値予報での効果は同じものにならないことを確認する結果となった。

今後も IRS1960 のチャンネル毎の特性を丁寧に確認し、同化利用の際の効果的なチャンネル選択につなげていきたい。

参考文献

- [1] 別所, 2019, 気象学会春季大会予稿集, C160.
 [2] 岡本ほか, 2020, 測候時報第 87 巻, 気象庁, 99-150.
 [3] 大和田ほか, 2021, 気象学会春季大会予稿集, SP5-07+.
 [4] Duruisseau et al., 2017, Q.J.R.M.S., 143, 2104-2115.

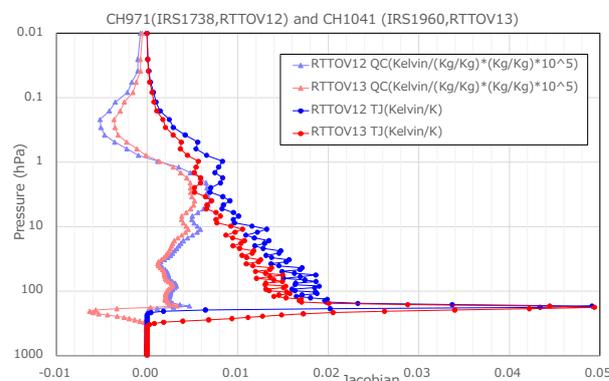


図 1 IRS1738 と IRS1960 のヤコビアン
(チャンネルの波数は約 1695 cm^{-1} ($5.9 \text{ }\mu\text{m}$))

GPM DPR の固体降水プロダクトの評価

*黒沢裕也・高橋暢宏 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

全球降水観測計画 (GPM) 主衛星搭載の二周波降水レーダ (DPR) は周波数の異なる Ku 帯 (KuPR) と Ka 帯 (KaPR) のレーダから構成されている。この二周波における液体や固体降水の散乱や減衰の特性の違いを用いることによる、相の状態の推定や降水粒子タイプの推定に関する研究が盛んに行われている。

GPM DPR Level2 の最新プロダクト (V7) には雹、霰の検出フラグ [flagGraupelHail] (以下、flagGH) [1]、粒径の大きい固体降水の検出フラグ [flagHeavyIcePrecip] (以下、flagHIP) [2]、多重散乱の検出インデックス [MSindex] が含まれている。本研究ではこれら 3 種の固体降水に関連したプロダクトの関係について調査した。これらのプロダクトに共通して用いられているのが、Ku と Ka のレーダ反射因子 Z の観測値の比 (dual frequency ratio : DFRm) である。m は観測値を意味し、減衰補正が行われていないことを表す。

2. 使用データ

flagGH は鉛直プロファイル内の観測レーダ反射因子 Zm (Ku) の最大値、ストーム頂高度と DFRm を用いて算出されている。flagHIP は -10°C 以下の高度での Zm や DFRm の最大値を用いて算出される。MSindex は主に多重散乱のプロファイルに特徴付けられる DFRm の Knee と、地表面エコーとその付近の受信電力の傾きから算出されている。

データは GPM DPR Level2 V07 のテストプロダクト ITE760 を暫定的に使用した。解析期間は 2018 年 7 月から 2019 年 6 月までの 1 年間とした。解析領域は南北緯度約 65 度以内とした。また MSindex は直下付近の 25 アングルビン (インナーズワス) でのみ有効な指標であるため、そのほか二種のプロダクトもインナーズワスのみで解析した。固体降水の存在を示唆する以下の (a)~(c) のいずれかの条件を満たしているピクセル数を母数とし、それに対する各条件の占める割合を調査した : (a) MSindex = 100, (b) flagGH > 0, (c) flagHIP > 0。

3. 結果

解析期間の陸上または海上において上記の (a)~(c) の

いずれかの条件を満たしているピクセルは陸上と海上でそれぞれ 378015 個と 567266 個であった (降水ピクセルの約 2.4% と約 1.0%)。そのうち各条件の占める割合を図 1 に示す。固体降水の存在が示唆されたうち MSindex は 0.5 割以下、flagGH は 4~5 割、flagHIP での検出は 6~7 割を占めている。陸上 (海上) で多重散乱が検出されたうちの 6 割 (3 割) で flagGH または flagHIP それぞれにより固体降水が検出されている。また、複数のプロダクトで固体降水が検出される割合は海上よりも陸上で増加する結果が得られた。flagGH と flagHIP は共に高密度・大粒径の固体降水の検出フラグであると考えられるが、両方で検出された場合はそれぞれの 4 割程度にとどまる結果となった。

4. 今後の予定

課題として、それぞれのプロダクトの違いを明確にすることでそれらの持つ物理的な意味を明らかにすることが挙げられる。今後は、固体降水を flagGH で検出したが flagHIP では検出していないなど様々なパターンの事例におけるレーダ反射因子の鉛直プロファイルを解析する予定である。

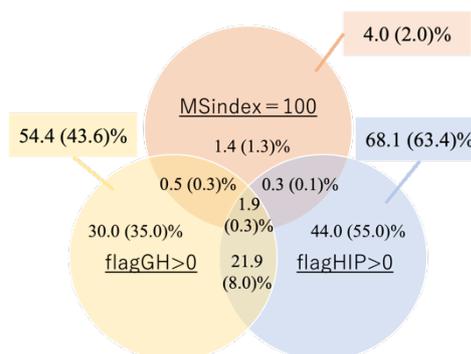


図 1 陸上 (海上) における固体降水に関連したプロダクトの関係。括弧内の数値は海上を表す。

参考文献

- [1] Le, M., and V. Chandrasekar, 2021, *J. Meteor. Soc. Japan*, 99, 49–65, doi:10.2151/jmsj.2021-003.
 [2] Iguchi, T., N. Kawamoto, and R. Oki, 2018, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 35, 491–502.

様々な気象条件下における山間部での GSMaP 衛星観測と POTEKA 地上観測との比較分析

*岩下久人 (明星電気株式会社)

1. はじめに

POTEKA 気象観測装置 (図 1) は気温、海面気圧、相対湿度、風速、風向、日射、感雨、降水量の 8 つの気象要素が観測可能である。気温、海面気圧、相対湿度、風速、降水量の 5 要素は、気象庁検定を取得している。2022 年 1 月現在で、検定品のみであれば日本全国に約 800 台が設置されている。POTEKA の地上気象観測網は、気象庁アメダスのように全国一様ではなく局所的ではあるが、地域によっては観測距離間隔が約 1~10 km の稠密な観測網を構成する。また、40 年以上の観測の歴史を持つ気象庁アメダスと比較すると、POTEKA は早いものでも 2013 年頃の観測開始であり観測統計期間は短い、気象庁アメダスの観測地点数が比較的少ない山間部に、観測距離間隔が約 2~10 km の稠密な観測網を構成する地域もあり、その中には複数年の観測統計期間を持つ POTEKA も存在する^[1]。

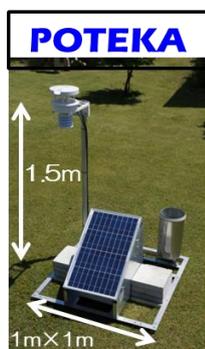


図 1 POTEKA

2. 衛星の過小/過大評価時に現れやすい気圧配置

山間部における GSMaP による衛星降水量観測は、季節や地域によって様々な異なる特徴を持っており、地上降水量観測に対して、時には過小もしくは過大評価が非常に顕著に現れることもある。山間部において POTEKA が比較的稠密な地上気象観測網を構成し、3 年程度の観測統計期間を持つ 4 地域 ((1)長野県, (2)岩手県, (3)島根県, (4)愛媛県/高知県) について、GSMaP 衛星降水量観測と POTEKA 地上降水量観測との比較検証を実施した。特に、2020 年 7~10 月の 4 か月においては、各地域で GSMaP の過小/過大評価が様々な形で現れていたことが確認された。その中でも 4 地域に共通して過小もしくは過大評価が出現する時には、高確率で現れやすい日本列島周辺の気象条件(気圧配置)が存在することが確認された。4 地域で過小評価が顕著な時は、総観規模レベルにおける低気圧帯が日本列島の北側に存在する可能性が高く、4 地域で過大評価が顕著な時は、総観規模レベルにおける低気圧帯が日本列島の

南側に存在する可能性が高かった。その出現の精度確率は、どちらの場合も 60~70%程度であった(図 2)。

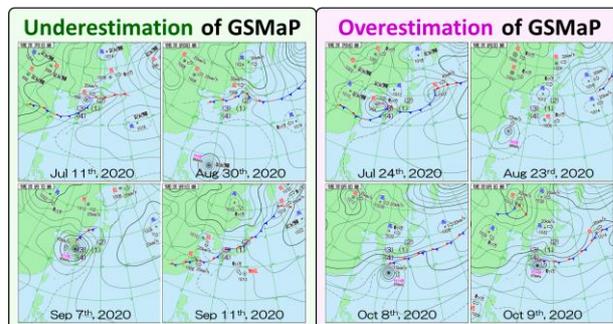


図 2 GSMaP 過小気圧配置(左)と過大気圧配置(右)

3. 過小/過大評価を引き起こした様々な気象事例

本稿では、2 項で示した出現精度確率が高いケース以外の 2020 年気象事例について紹介する。例えば、4 地域の内の 2~3 地域で GSMaP の過大評価が確認されたにも関わらず、総観規模レベルにおける低気圧帯が日本列島の南側に存在しなかった事例(7 月 7 日:線状降水帯, 8 月 8 日:各地で局地的大雨(図 3)), 4 地域の内の 2 地域で GSMaP の過小評価が確認されたにも関わらず、総観規模レベルにおける低気圧帯が日本列島の北側に存在しなかった事例(9 月 6 日:台風 10 号ハイシェンの東シナ海北上による地形性降雨), 4 地域において GSMaP の過大もしくは過小評価が混在して確認された事例(8 月 22 日:各地で局地的大雨, 10 月 22 日:寒冷前線が日本列島を分断するように通過)などである。

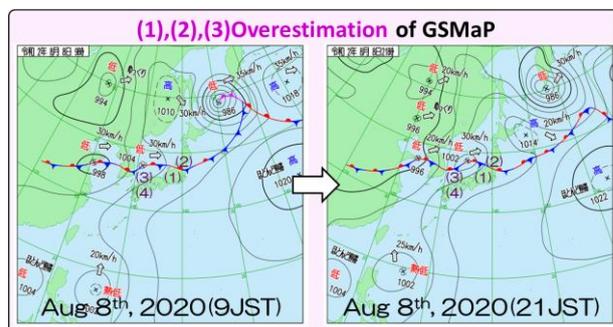


図 3 2020 年 8 月 8 日 GSMaP 過大評価も北に低気圧帯

参考文献

[1] 岩下久人, 吳宏堯, 「地上の天気測る」, 計測自動制御学会誌「計測と制御」, 第 56 巻, pp.325-330, (2017)

次期 GSMaP マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズム(V06)開発(その2):
DPR と GMI 観測値から求めた固体降水粒子特性
青梨和正、重尚一(京都大学大学院理学研究科)

1. 初めに

従来の GSMaP マイクロ波放射計(MWI) 降水リトリバルアルゴリズムでは、固体降水粒子特性(形状、密度)モデルが、降水プロファイルに使っている GPM 2 周波降水レーダ(DPR) L2 data の作成アルゴリズムと一貫していなかった。本研究の目的は、次期 GSMaP(バージョン V06)の MWI アルゴリズム用に DPR、GPM マイクロ波放射計(GMI)の観測値と合う固体降水粒子特性を見つけることである。今回は、初期的な結果について報告する。

2. 手法の概略

我々は、DPR L2 アルゴリズムの降水物理量モデルを基に、KuPR の減衰補正後の反射因子 (Z_e) から、非球形を含む固体降水粒子特性に対して固体降水の融解直径平均値 (D_m) と数密度 (N_w) を求める手法を開発した。

この D_m , N_w と $0 \sim 0.7 \text{ kg/m}^2$ の雲水量から、固体降水粒子による散乱に感度のある 36, 89, 166GHz 垂直偏波 (TB36v, TB89v, TB166v) の輝度温度 (TB) を Liu(2008) の RTM で計算した (TBc)。この TBc と GMI 観測値 (TBo) を比較することで尤もらしい固体降水粒子特性モデルを推定した。

3. 実験

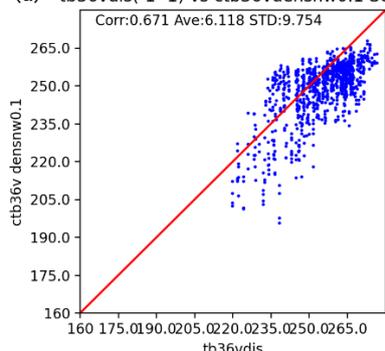
本研究は上記手法を層状性の降水 (2018 年 7 月 5 日 12UTC)、深い対流性強雨 (2020 年 7 月 24 日 00UTC)、台風周辺の降水事例 (2016 年 9 月 27 日 00UTC) で実験した。この実験では、すべてのレベルの固体降水に同じ粒子特性モデルを用いて KuPR Z_e から D_m , N_w を求めた。その結果、固体降水粒子の形状、密度を変えると、 Z_e からリトリバルされる D_m , N_w とそれから計算される TBc が大きく変動した。

これらの TBc と TBo を比較すると、層状性降水では、非球形の sector snow の TBc が TB89v, TB166v 共に TBo に近い値を示した。一方、深い対流性強雨では、周波数ごとに TBo に近い値を示す形状が違った。TB36v では、密度=0.1 の球形粒子、TB89v では、sector snow、TB166v では、6-rosette が最も TBo に近い値を示した (図 1 参照)。台風周辺の降水でも、周波数ごとに TBo に近い値を示す形状が違った。TB36v と TB89v では、密度=0.1 の球形粒子、TB166v では、6-rosette が最も TBo に近い値を示した。

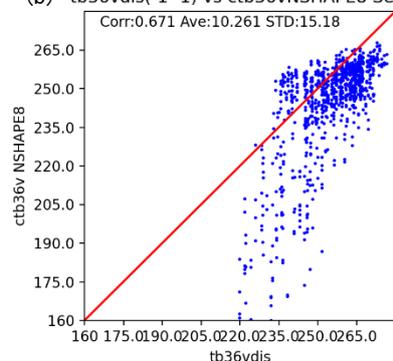
図 1: 深い対流性強雨(2020 年 7 月 24 日 00UTC)海上での TBo(X 軸)と TBc(Y 軸)の分散図(単位:K);(a)球形(密度=0.1)で計算した TB36v;(b)6-rosette で計算した TB36v;(c) 球形(密度=0.1)で計算した TB166v;(d)6-rosette で計算した TB166v

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。

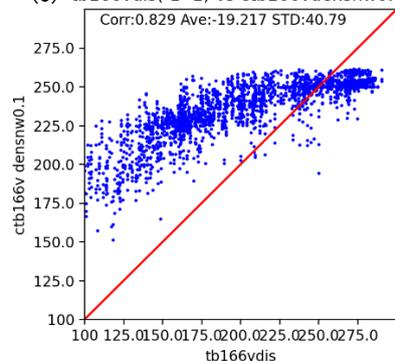
(a) tb36vdis(-1 -1) vs ctb36vdensnw0.1 Sea



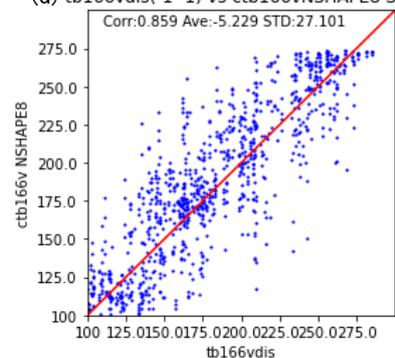
(b) tb36vdis(-1 -1) vs ctb36vNSHAPE8 Sea



(c) tb166vdis(-1 -1) vs ctb166vdensnw0.1



(d) tb166vdis(-1 -1) vs ctb166vNSHAPE8 Sea



* 古澤(秋元)文江・増永浩彦(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1 はじめに

熱帯降雨観測衛星 (TRMM) と全球降水観測計画 (GPM) の主衛星が打ち上げられ、マイクロ波放射計 (TMI/GMI) に加え、降雨レーダ (PR/DPR) が搭載され、降水量の推定精度が画期的に向上した。しかし、様々な機関から衛星データを用いた降水プロダクトが発表されているが、その元になっているのは、レーダより観測幅の広い放射計やサウンダーによる観測データである。GSMaP(Global Satellite Mapping of Precipitation)-MWRはマイクロ波のみによる衛星観測に基いて推定された降水量のプロダクトであり、放射計の GPM-GMI, TRMM-TMI, GCOM-W1 AMSR2, DMSP シリーズ-SSMIS, サウンダーの NOAA シリーズ-AMSU, MetOp シリーズ-AMSU 等の観測データから降水量が推定されている。GSMaP データには、この”どの衛星のデータを使用したのか”という情報が入っていて、衛星毎に分けることができ、さらに、1時間 UTC 毎の分布なので、地方時間毎の分布に変換することで、衛星毎の地方時刻に基いた解析を行うことが可能である。主に、緯度や経度に落とし込んだ zonal mean の結果に着目した結果を報告する。また、これらの衛星毎の観測で導出した降水量を他のプロダクトと比較するため、GSMaP-MWR に加え、IMERG(Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM)-HQを使用した。IMERGにはこの衛星情報がなく、同じ方法は採れないので、1時間平均にした上で、GSMaPと同じ衛星のデータを使用したと仮定して、同様の解析を行い、各プロダクトの比較を行った結果も示す。

2 結果

2014-2018 年の GSMaP データにおいて、太陽非同期である GMI や TMI から求めた海上の降水量の経度分布や緯度分布は午前が大きく午後に小さい傾向があったが、図 1 に示すように連続的な変化であり、GMI と TMI 以外の太陽同期衛星で求めた降水量の分布とは、大きく異なっていた。それらの分布は、地方時刻毎に大きな違いがあり、平均降水量を基準とすると、海上では、地方時刻で 10~11 時、13~14 時、22~23 時で降水量が大きく、陸では、12 時で低く、0~2 時、10~11 時が大きいことがわかった。つまり、地方時刻で 10 時~14 時、22 時~2 時 (= 0 時の前後 2 時間) において、降水量の推定に特徴があるということがわかった。

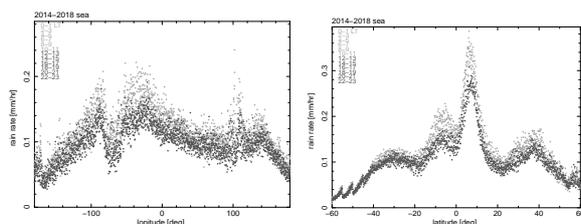


Fig. 1: longitude dependency (left) and latitude dependency (right) of rain rate over the ocean at GSMaP V7 whole region based on GPM/GMI. Light gray is AM, and dark gray is PM.

また、協定世界時 UTC 毎、地方時 LT 毎に 2014-2018 年の GSMaP の使用観測データの頻度分布を調べると、場所によって頻度が決まっていて、頻度の低い領域がある事がわかった(図 2)。また、その領域は時刻によって変化し、地方時で 10 時、22 時は観測頻度が平均で 4 割未満、11 時、23 時は 2 割未満と低く (10 時 11 時は南半球が、22 時 23 時は北半球が頻度が低い)、GMI, TMI 以外 GCOM-W/AMSR2, MetOp-A&B/AMSU-A, NOAA-18&19/AMSU-A の走査端が含まれる程度である。この低い観測頻度が原因で、降水量が平均から外れると考えられる。TRMM は観測領域が赤道に限られるため経度分布においては降水量が大きくなるのでその影響もあるが、太陽非同期衛星の走査端で極端に大きな降水量があったり、衛星によって平均的に降水量が異なることも原因であるだろう。0 時は観測頻度が 2~6 割で、後 2 時間は 5 割程度と、他の時間帯と遜色はない。0 時とその後 2 時間は GMI, TMI と DMSP-F16/SSMIS, GCOM-W/AMSR2, NOAA-18&19/AMSU-A の観測データが使用されている。これら、各衛星毎の降水量導出アルゴリズムを精査する必要がありそうだ。

緯度分布に着目すると、GSMaP V6 から V7 になることで、40 度以上の高緯度における緯度 5 度毎の不連続が顕著になってしまっていたが、V8 で改善している。また、経度分布とは異なり、観測頻度は赤道で 4 割、高緯度で 6 割であり、時刻によって変化しない。そのため、低緯度の海上では、朝方大きく、夜間に小さい(図 1 右)、また、陸上では朝方小さく、午後大きい、という特徴があるが、これは、観測頻度の影響だけではなく、日周変化の影響を強く受けているものと考えられる。また、使用衛星毎に見て行くと、TRMM/TMI が同じ領域であるのにやや大きな降水量であることがわかった。

3 おわりに

2014-2018 年の降水量の変化について GSMaP の使用衛星の情報を使用して地方時間毎の降水量の比較を行った。今後、さらに様々な視点で精査する計画である。謝辞: 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 受託研究「Inter-comparison of global rainfall data products for the improvement of satellite rainfall algorithm」の助成等を受けて行った。利用データは NASA と JAXA により提供されたものである。

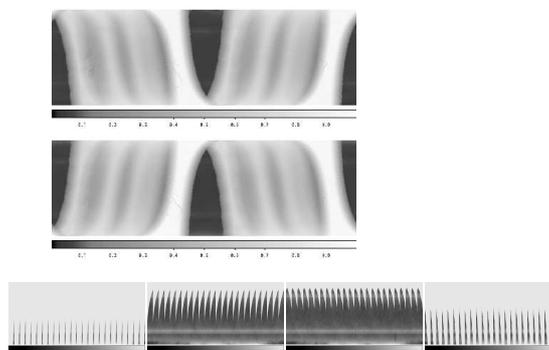


Fig. 2: observation frequency map at 11 and 23 UTC during 201403-201812 at GSMaP V7 whole region (top and middle) and at 09, 10, 11 and 12 LT (bottom).

高出力 $2\ \mu\text{m}$ 水蒸気差分吸収ライダーの性能評価

*岩井宏徳, 青木誠 (情報通信研究機構)

1. はじめに

情報通信研究機構では CO_2 差分吸収ライダー (Differential Absorption Lidar, 以下 DIAL) [1]の観測システムをベースとして, 新たに開発した波長制御技術 [2]を組み込んだ水蒸気 DIAL (冷却型) の測定精度検証実験を 2020 年夏季に実施した. 現在, より長距離かつ高精度な水蒸気計測実現のために, ツリウムファイバーレーザー励起の Ho:YLF レーザ [3]を用いた水蒸気 DIAL (常温動作型) を開発中である. 本稿ではシミュレーションにより開発中の水蒸気 DIAL の性能評価を行った結果を報告する.

2. $2\ \mu\text{m}$ 水蒸気 DIAL の諸元

表 1 に $2\ \mu\text{m}$ 水蒸気 DIAL の主要諸元を示す. 常温動作型の各種パラメータはレーザー実験で得られた数値を示している. 水蒸気に吸収される波長 (On line ; $\lambda_{\text{on}}=2050.550\text{nm}$) と吸収されない波長 (Off line ; $\lambda_{\text{off}}=2051.103\text{nm}$) や望遠鏡の直径などは冷却型, 常温動作型とも同じである. 常温動作型では, パルス繰り返し周波数 (PRF) を上げて高出力化し, 受信帯域を狭帯域化してノイズを低減させる方針である.

表 1 $2\ \mu\text{m}$ 水蒸気 DIAL の主要諸元.

パラメータ	冷却型		常温動作型	
	C	R1	R2	R3
Pulse energy	50 mJ	33.1 mJ	15.7 mJ	6.7 mJ
Pulse duration	200 ns	150 ns	160 ns	500 ns
PRF	30 Hz	300 Hz	1000 Hz	3000 Hz
IF frequency	105 MHz		55 MHz	
Sampling rate	400 MHz		200 MHz	
Bandwidth	159 MHz		11 MHz	
Range res.		100 m		

3. 性能評価方法と結果

ここでは, 夏季の日中を想定した $2\ \mu\text{m}$ 水蒸気 DIAL の性能評価結果を示す. 気温, 気圧, 水蒸気量, 各種分子の鉛直プロファイルは Tropical atmospheric model [4]を用いた. ただし, CO_2 濃度は 410 ppm とした. λ_{on} と λ_{off} での各種分子の吸収断面積は HITRAN データベース [5]を用いて計算した. エアロゾルの消散係数は clear air でのプロファイル [6], 後方散乱係数は $1\ \mu\text{m}$ 帯

のプロファイル [7]を $2\ \mu\text{m}$ 帯に変換し [8], 乱流構造乗数 (C_n^2) は SLC Daytime model [9]を用いた.

図 1 に積分時間 10 分での冷却型と常温動作型の水蒸気 DIAL による水蒸気量測定の相対誤差を示す. 冷却型と比べ, 常温動作型では測定精度の大幅な改善, および, 高度 2km まで相対誤差 10%以下での計測の実現が見込まれる. λ_{on} と λ_{off} の積分パルス数を最適化 ($M_{\text{on}}=2.34 M_{\text{off}}$) [10]した場合の相対誤差を点線で示しているが, 改善はわずかである.

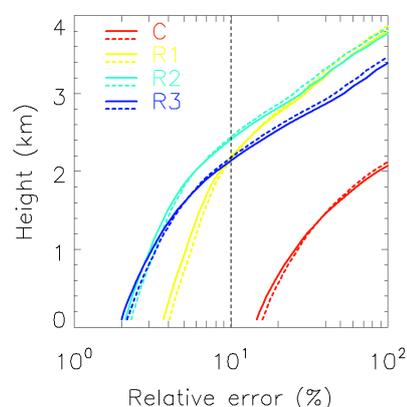


図 1 積分時間 10 分での水蒸気 DIAL による水蒸気量測定の相対誤差の高度プロファイル.

4. まとめ

開発中の常温動作型の水蒸気 DIAL の想定される水蒸気測定精度を示した. 今後, 常温動作型の水蒸気 DIAL を完成させ, 各種気象測器との比較検証を行う予定である.

参考文献

- [1] Ishii, S., et al., 2010, *Appl. Opt.*, **49**, 1809-1817.
- [2] Aoki and Iwai, 2021, *Appl. Opt.*, **60**, 4259-4265.
- [3] Mizutani, K., et al., 2018, *Opt. Lett.*, **43**, 202-205.
- [4] Anderson, G., et al., 1986, *AFGL-TR-86-0110*, **954**.
- [5] Gordon, I. E., et al., 2017, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **203**, 3-69.
- [6] McClatchey, G., et al., 1972, *AFGL-TR-72-0497*, **411**.
- [7] Spinhirne, D., et al., 1988, *Appl. Opt.*, **36**, 3475-3490.
- [8] Srivastava, V., et al., 2001, *Appl. Opt.*, **40**, 4759-4769.
- [9] Good, R., et al., 1988, *Proc. SPIE*, **928**, 165-182.
- [10] Bruneau, D., et al., 2006, *Appl. Opt.*, **45**, 4898-4908.

次世代衛星搭載コヒーレントライダーのためのシミュレータ開発に向けて

*山中沙羅, 石井昌憲, 竹中秀樹 (都立大)

1. はじめに

風は大気を動かすため気圧配置と密接に関係し、総観規模な大気運動の指標として重要な気象要素である。風の観測値は気象予測精度の向上、異常気象予測など災害リスク低減、地球環境問題の改善に利用される。SDGs では目標 11「持続可能な都市」や目標 13「気候変動」に関連し、風観測はよりよい社会の実現に必須である。現在の風観測システムは地域による観測点数の差が大きく、数値気象予報において誤差を生じさせている。そのため、広範囲を定期的に同一機器で観測できる衛星観測は非常に有用である¹⁾。また、世界気象機関が定めるユーザ観測要求の観測精度を満足していない観測の一つに風の高度分布観測がある。そのため、全球で風の高度分布を観測できる衛星センサーが望まれる²⁾。現在風観測実験で用いられているシミュレータでは、検討している高解像度化に必要なパラメータ設定が十分にできない問題点がある。また、現在一般化している操作モジュールの導入や新アルゴリズムの実装、より高解像度なシミュレーションが求められる。

本研究では、全球で風の高度分布観測を可能な衛星センサーを実現するため、次世代衛星搭載コヒーレントドップラーライダーのためのシミュレータ開発を目的とする。

2. ライダーシミュレータの概要

シミュレータでは、衛星搭載ドップラー風ライダーによる疑似風観測を行う。レーザ出力や受光部の望遠鏡口径、受光効率などのライダーシステムのパラメータを設定し、受信信号アルゴリズムを用いて疑似風観測データとして風速や風速誤差を算出する。受信信号アルゴリズムの詳細は次項に述べる。現在の衛星搭載ライダーの仮想観測は、大気の疑似真値場をライダーシミュレータに入力して生成されており、実観測データと整合し予報誤差を減少させる場として作成されている。この疑似真値場によって計算された視線方向風速を入力値として、シミュレーション実験では視線方向風速を真値として誤差の付加を行い推定された視線方向風速が出力されている。

3. 受信信号アルゴリズム

受光面積やレーザ出力などを初期値に受信電力の生成を行う。受信電力を時間領域に変換すると光ヘテロダイン検波後の出力信号を得ることができ、これを周波数領域に変換すると正規化されたパワースペクトル密度が得られる。図 1 は光ヘテロダイン検波後の出力信号、図 2 は周波数領域におけるパワースペクトル密度を示す。これを複数レンジ分繰り返す、時空間分解能に合うよう積分平均を取る。その後、周波数スペク

トルから最尤推定法を用いてピーク検出を行う。また、ライダー方程式を用いて信号対雑音比 SNR (Signal to Noise Ratio)を算出することで、各高度における周波数スペクトルの算出が可能となる。周波数スペクトルの確率密度分布から平均周波数を求めることにより視線方向風速を求めることが出来る。

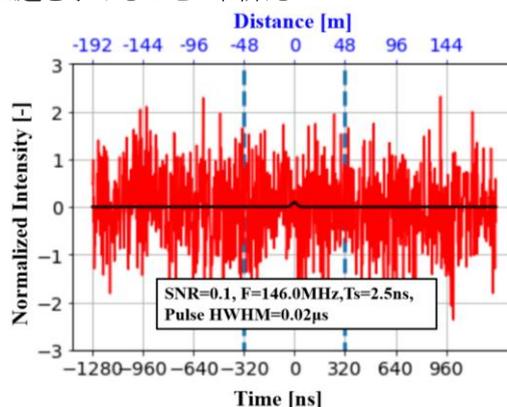


図1 光ヘテロダイン検波後の出力信号

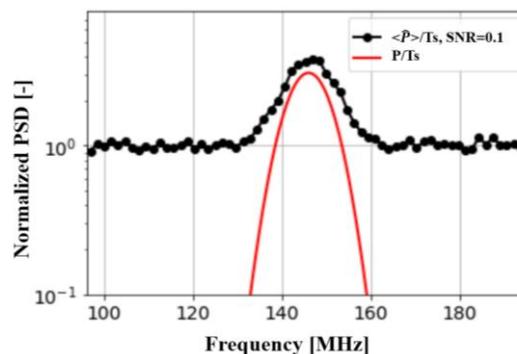


図2 パワースペクトル密度

4. まとめ

本研究では、全球で風の高度分布観測を可能な衛星センサーを実現するため、次世代衛星搭載コヒーレントドップラーライダーのためのシミュレータ開発を目的とした。当日は複数の SNR の周波数スペクトルの確率密度分布について議論する予定である。

参考文献

- [1] S.Ishii, et al, 2017, "Feasibility Study for Future Space-Borne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 1: Instrumental Overview for Global Wind Profile Observation".
- [2] Philippe BARON, et al, 2017, "Feasibility Study for Future Spaceborne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 2: Measurement Simulation Algorithms and Retrieval Error Characterization"

謝辞

本研究はJSPS 科研費 19K04849, 19H01973 の助成を受け、シミュレーション実験に情報通信研究機構のシミュレータを利用した。同機関関係者のご支援に感謝いたします。

教師なし機械学習によるラマンライダーデータのノイズ除去 (2)

*吉田智 (気象研)、上里達実 (日立製作所)、川畑拓矢、酒井哲 (気象研)、高橋温志、横矢直人、上田修功 (理研 AIP)

1. はじめに

大雨の予測精度向上を目的として、気象研究所では、水蒸気混合比(WVMR)の鉛直プロファイルを得る水蒸気ラマンライダー(RL)を用いた観測とそのデータ同化実験を進めている (吉田他、2021)。RL 観測データをデータ同化に効果的に用いるために、本稿では教師なし機械学習の一つである DIP を用いて、RL 観測データのノイズ除去を行う。これまで上里他 (2020) によって提案され、川畑他 (2020) で進捗を報告してきたが、本発表では総合的な調査結果について報告する。

2. Deep Image Prior (DIP)

DIP は CNN(Convolutional neural network)を用いた機械学習で、最初にランダムな画像を入力し、イタレーションにより徐々にターゲット画像に近づけていく。何らかの構造を持った入力には少ないイタレーション回数でターゲット画像に近づく一方で、ランダムノイズで構成される画像はターゲット画像に近づくために多くのイタレーションが必要である。このため、適切なイタレーション回数で計算を止めることにより、ターゲット画像に対して効果的なノイズ除去が可能となる。

3. 結果とまとめ

つくば市における 2016 年 8 月 12 日から 2016 年 10 月 31 日の期間の RL の観測データに対して DIP を適用し、ゾンデによる WVMR の観測結果(館野)と比較した。イタレーション回数(it)を増やすことにより徐々に RMSE が減少し、DIP 適用前(赤破線: 1.14g/kg)よりも改善している (図 1)。ただし、it を 4000 回以上としても RMSE の大きな改善は見られない。一方で、チャンネル数(nCH: DIP の複雑さを示すパラメータ)が 50 以下で RMSE が大きく、また 200 以上で緩やかに上昇している。以上より、本稿では最適な設定を it=4000、nCH=100 として解析を進める。この設定では DIP 適用によりおよそ 27%の精度改善が確認できる。RL 観測の SNR から得られる観測不確定性(dW/W: 小さいほうが不確定性が低い)で観測データを層別化し、層別化した各層ごとの RMSE を示す(図 2)。SNR が高く観測の不確定性が低い場合(dW/W<0.05)では、DIP 適用により精度が改悪する

ものの、それ以外では概ね DIP 適用により精度が改善している。図 3 に 2016 年 9 月 6 日の DIP を用いない場合と用いた WVMR を示す。dW/W が大きく観測不確定性の高い観測レンジの上端付近で WVMR の相違が見られ、図 2 の結果を考慮すると DIP 適用によりこのあたりの WVMR が改善していると考えられる。

謝辞 本研究の一部は JSPS 科研費(19H01983) によって実施された。

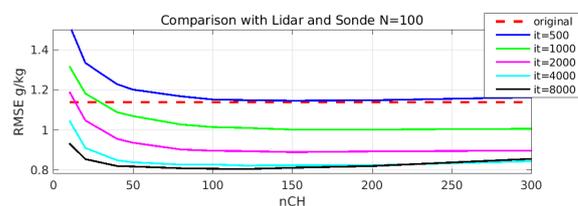


図 1: DIP によるデノイズとゾンデ観測結果の比較。(赤破線: DIP 適用なし、実線: 各 it の RMSE。100 回の DIP を行いその平均の RMSE を示す)

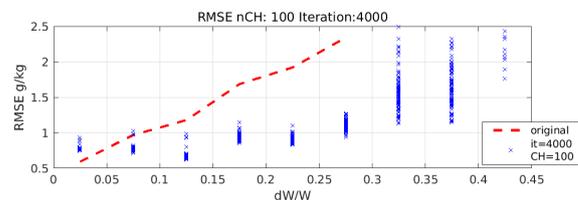


図 2: dW/W で層別化した WVMR に対する DIP と RMSE。(赤破線: DIP 適用なし、x: DIP 適用後)

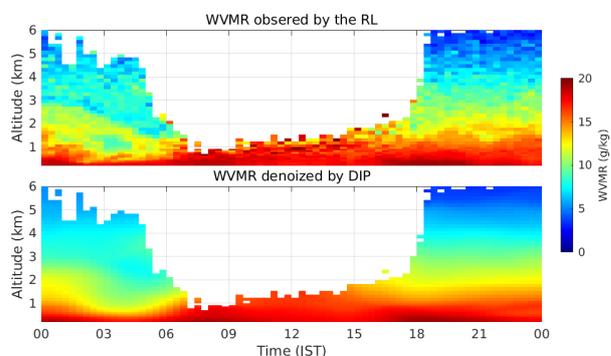


図 3: 2016 年 9 月 6 日の RL 観測結果に対して DIP を適用した結果。(上) DIP 適用なし、(下) DIP 適用後。

ライダーによる CO₂・気温観測精度向上のための 気圧高度分布モデル評価

*柴田 泰邦, 長澤 親生, 阿保 真 (東京都立大学システムデザイン学部)

1. はじめに

我々は地上付近から高度 5 km までの CO₂ 混合比分布を連続観測する 3 波長の差分吸収ライダー (DIAL: Differential absorption lidar) を開発した [1, 2]。基本的なダイヤル技術は、2 波長発振のレーザを利用し、CO₂ 吸収スペクトルの吸収ピーク波長 (λ_{on}) と λ_{on} 近傍の弱い吸収領域上の波長 (λ_{off}) に同調され、各波長における受光信号強度の差から密度分布を得る。吸収スペクトルは圧力広がりおよびドップラーの広がりに依存するので、観測点上空の気温および気圧の高度分布を仮定する必要がある。しかし、これらの仮定誤差は、CO₂ 混合比観測誤差に直結する。そこで、我々は気温分布を同時に測定するために、 λ_{on} と λ_{off} の間に第 3 の波長 λ_3 を加えた。CO₂ 混合比と気温は二組の DIAL (λ_{on} と λ_{off} , λ_{on} と λ_T) から決定される。この方法でも気圧分布の仮定が残っているので、我々はライダー観測所近傍の客観解析データのグリッド点の気圧分布を利用している。本発表では、客観解析データの気圧分布モデルを用いた場合の CO₂ 密度測定精度の評価を行う。

2. 客観解析気圧分布モデル評価

館野 (36.06N, 140.13E) のラジオゾンデで観測された気圧と、その近傍のグリッド点 (36.00N, 140.00E) の NCEP GDAS/FNL の気圧について、2020 年 1 年間の両者の差の平均 (Mean error) と差の標準偏差 (RMS error) を示す。600 hPa (約 4000m) 以下において、Mean error は -0.2 hPa, RMS error は 0.4 hPa である。この結果は、NCEP GDAS / FNL データが、都立大ライダー観測地点における 3 波長 DIAL による CO₂・気温観測に有用であることを示す。

次に、館野でのラジオゾンデ気温・気圧データを正解とした 3 波長のライダー信号を作成し、同時刻の NCEP GDAS / FNL 気温・気圧データを吸収断面積計算の初期値として、CO₂ 混合比と気温の測定誤差を計算した。各データは 2020 年 3 月 5 日 12 UTC を用い、CO₂ 混合比は高さによらず 400 ppm 一定とした。誤差の計算結果およびラジオゾンデの気温分布を図 2 に示す。高度 z における CO₂ 密度 $N(z)$ は以下の二組の DIAL 方程式で計算される。

$$N_{on}(z) = \frac{1}{2|\sigma_{\lambda_{on}} - \sigma_{\lambda_{off}}|\Delta z} \ln \left[\frac{P_{off}(z + \Delta z) P_{on}(z)}{P_{off}(z) P_{on}(z + \Delta z)} \right]$$

$$N_T(z) = \frac{1}{2|\sigma_{\lambda_{on}} - \sigma_{\lambda_{off}}|\Delta z} \ln \left[\frac{P_{off}(z + \Delta z) P_{on}(z)}{P_{off}(z) P_{on}(z + \Delta z)} \right]$$

ここで、 σ_i は吸収断面積、 Δz は距離分解能、 $P_i(z)$ はライダー信号で、添え字 i は波長に対応する。 N_{on} と N_T が一致するよう、気温 (つまり σ_i) が更新され、CO₂ 密度と気温が決定する。ラジオゾンデに対する NCEP GDAS / FNL の気圧データの差 dp は高度 500~3500m で概ね -1 hPa であった。CO₂ 混合比誤差 dMR は ± 1 ppm 内、気温誤差 dT は +1 K 程度となった。3500m 付近の dT の揺らぎは逆転層に起因すると考えられる。

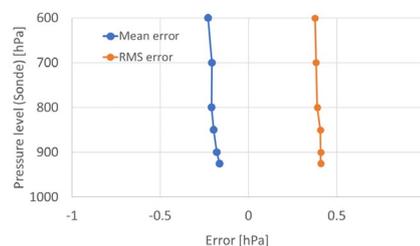


図 1 2021 年 1 年間のラジオゾンデ観測と NCEP GDAS/FNL データの気圧差の平均 (Mean error) と標準偏差 (RMS error)

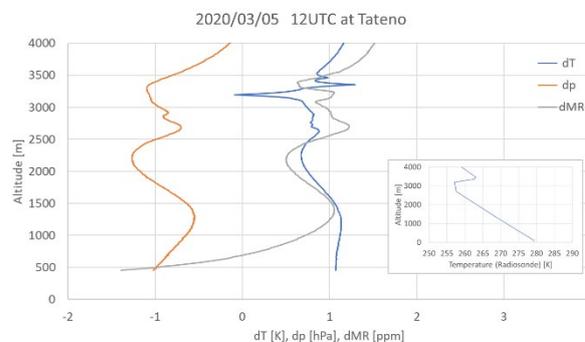


図 2 CO₂ 混合比誤差と気温誤差のシミュレーション結果 (2020 年 3 月 5 日 12 UTC のデータを利用)

3. まとめ

都立大ライダー観測地点において、3 波長 DIAL による CO₂・気温観測に用いる客観解析データの有用性を示した。洋上など、客観解析データの精度が劣る地点での観測を想定し、第 4 の波長 λ_4 を追加して CO₂・気温・気圧を同時観測する手法についても講演にて詳細を報告する。

参考文献

- [1] Y. Shibata, et al., 2017, *Appl. Opt.*, **56**, 1194-1201.
[2] 柴田他, 2021, 気象学会 2021 年度秋季大会, OB-12+

地デジ放送波を用いた地表付近の水蒸気量観測 —九州実証実験の現状 その2—

*川村 誠治、花土 弘、金丸 佳矢 (情報通信研究機構)

北井 信則、比留間 利通、佐々木 歩、渡辺 琢也、田村 強 (日本アンテナ)

清水 慎吾 (防災科学研究所)

1. はじめに

水蒸気はレーダーで見える前の水であり、その動きを監視することは通常の降雨予測をはじめ、局地的大雨や線状降水帯といった豪雨予測にとっても非常に重要である。情報通信研究機構 (NICT) では、地表付近の水蒸気量を面的に観測する手法として地上デジタル放送波の伝搬遅延を用いる技術の研究開発に取り組んでいる [1]。これまでソフトウェア無線デバイスと PC を用いたプロトタイプ観測装置を関東域で展開して実証を進めてきた。現在 SIP 第 2 期のプロジェクトの中で、FPGA を用いて低消費電力・安定運用を実現した新しい観測システムを九州地方に展開して、線状降水帯をターゲットとした実証実験を進めている。その概要と現状を報告する。

2. 手法概要

地デジ放送波に埋め込まれている既知のパイロット信号を復調することで算出される遅延プロファイルの位相を用い、ピコ秒レベルで伝搬遅延を精密に測定することで水蒸気量の情報を得ることが可能になる。ピコ秒の精度で測定をするためには放送局や受信点の局部発振器の位相雑音が大きくなると誤差要因となり、遅延プロファイル上で検出される直達波や反射波の位相はこれら位相雑音を含むためランダムに大きく変動するが、両者の差を取ることで位相雑音は相殺され、観測地点と反射点の間の伝搬遅延を精度良く測定することができる。

3. 九州観測展開の現状と今後の計画

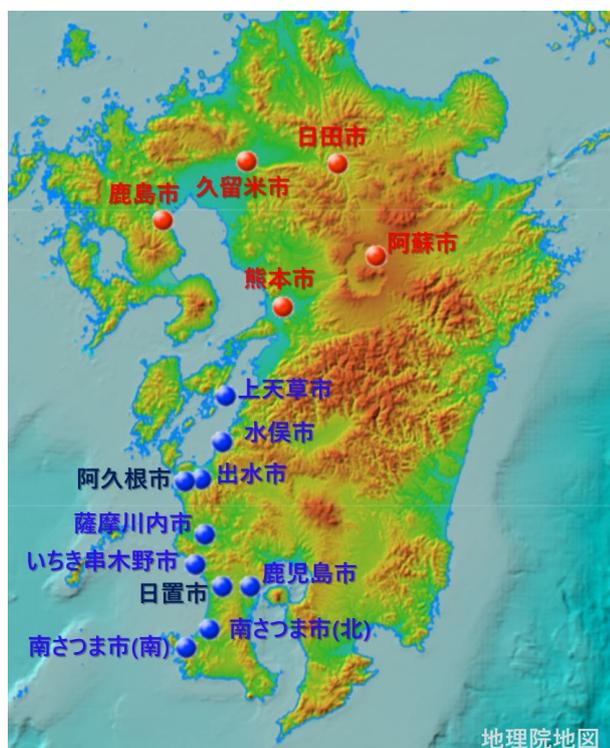


図 1: 九州観測展開の現状。赤で示した地点がすでに観測を開始している所で、青で示した地点は今年度中に観測装置を展開する予定(阿久根市と日置市は設置済み)。



図 2: 阿蘇の観測地点付近の地図。盆地内の阿蘇市役所の他に、大観峰にも観測地点を設け、複数の送信局の電波を利用した観測を実施中。

図 1 に 2022 年 2 月現在の九州観測展開の現状を示す。赤で示された 5 地点は 2020 年度中に展開を終えて観測データを取得できている。青で示された 10 地点はすでに現地調査を進めており、うち阿久根市と日置市はすでに装置を設置済みである。今年度のうちに残り 8 地点の観測装置の設置を目指している。

4. 阿蘇市大観峰での観測

図 2 には阿蘇の観測点付近の地図を示す。阿蘇では 2020 年に設置した阿蘇市役所 (盆地内) の他に、2021 年から大観峰横にも観測点を設けている。このエリアには阿蘇局と阿蘇北局の 2 局の送信所があり、複数の基線を取ることができる。市役所と大観峰は約 400m の高低差があり、高さ方向に異なるエリアの観測が可能で、雲海の発生などとの関係についても考察できる可能性がある。

5. 今後の計画

今後、整備ができた観測地点からデータ利用を開始し、順次データ同化を進めていく計画である。観測データを 3DVAR によって 1.5 km メッシュの局地モデル (LFM) に同化させて水蒸気分布を算出することを考えている。この水蒸気分布はデータ同化の初期値となるほか、水蒸気分布そのものの可視化も準備する計画である。

謝辞: 本観測実験は、SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) 第 2 期「国家レジリエンス (防災・減災) の強化」研究開発項目 V 「線状降水帯の早期発生予測及び発達予測情報の高度化と利活用に関する研究」によって実施されています。

参考文献

- [1] Kawamura, S., et al. (2017), Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, 52, doi:10.1002/2016RS006191.

二重偏波レーダの校正について

*高橋暢宏 ・ 瀬瀬丈晴(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

Nobuhiro Takahashi and Takeharu Kouketsu (ISEE Nagoya University)

1. はじめに

気象レーダの校正は、降水強度の正確な推定や降水粒子の特徴抽出、さらに、レーダのネットワーク化に伴うデータ合成においても重要である。本研究では、Gourley et al. (2009)[1]の絶対校正の手法を二重偏波レーダである XRAIN の関東地方のネットワークおよびマルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR) に適用した結果を紹介する。

2. 手法

Gourley et al. (2009) の考え方は ZDR が校正されているとして Z の絶対校正を行うもので、図 1 に示すように、ZDR に対して KDP/Z が雨滴粒径分布によらず、1 つの関数で表せることを利用している (特に図 1 に示した Brandes, Zhang and Vivekanandan (2003)[2] による雨滴の軸比モデルでは一意性が高いが別の軸比モデルでは ZDR が 1 dB 以下でばらつきが生じる)。

XRAIN や MP-PAWR では、ZDR の校正も行う必要があるため、Marshall-Palmer 分布を仮定して Z-ZDR 関係の評価するが、同時に、Z の絶対校正が必要となるため、Z と ZDR を同時に校正する手法を検討した。

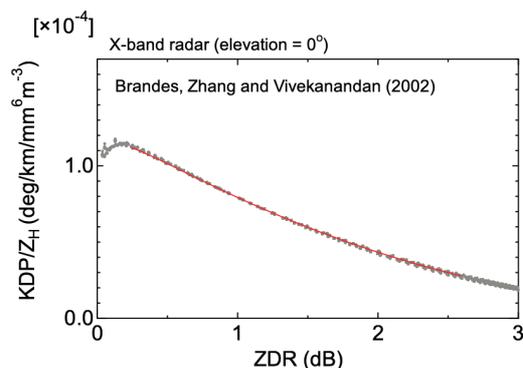


図 1. X-band における ZDR と KDP/Z の関係 (仰角 0 度)。T-matrix (Mishchenko 2002[3])により計算。

まずデータセットの作成として、1 dB きざみの Z に対して ZDR と KDP の平均値を求める。なお、Z と ZDR に対しては KDP を用いて減衰補正 (Park et al. 2005[4]) を施しておく。次に、校正値の推定として Z のバイアスを 1 dB 刻み、ZDR のバイアスを 0.1 dB 刻みに変化させて ZDR-KDP/Z の関係式との差が最も小さい組み

合わせを選び校正値とした。図 2 ではモデル化した雨滴粒径分布に Z と ZDR のバイアスを与えた場合の誤差を示しており、バイアスが 0 となる付近で誤差が最小となっていることを確認できる。

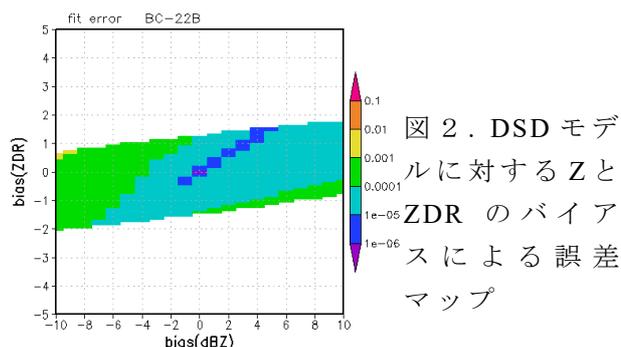


図 2. DSD モデルに対する Z と ZDR のバイアスによる誤差マップ

ZDR の校正を併せた校正方法は、図 2 において Z のバイアスに対する ZDR のバイアスが 1 つの直線として決まるため、ZDR のバイアス直線上の最小値となる点を Z と ZDR のバイアスと決定した。XRAIN の場合はパラボラアンテナを用いているため、仰角間の校正には違いがないと考えられるが、MP-PAWR は、ビーム合成を行なっているため、全仰角での評価が必要になる。

3. 評価方法

XRAIN の場合は、複数のレーダがオーバーラップしているため、レーダ間での Z および ZDR の相対的な誤差と校正量の差を比較することにより確認する。また、衛星搭載レーダとの比較を行うことにより、校正結果を確認する。

4. 検討課題

今回は、Z に対して ZDR および KDP を平均したが、平均前のデータを用いる方法を検討する必要がある。また、KDP の推定値の誤差に対する検討も必要である。

参考文献

- [1] Gourley et al., 2009: JTECH, 26, 689-7003.
- [2] Brandes, E. A., Zhang, G., & Vivekanandan, J., 2003: JAM, 42, 652-660.
- [3] Mishchenko, M. I., 2002: Cambridge University Press.
- [4] Park, S.-G., M. Maki, K. Iwanami, V. N. Bringi and V. Chandrasekar, 2005: JTECH, 22, 1633-1652.

南極昭和基地大型大気レーダーに付加した受信システムによる長期連続流星風観測

*堤雅基(国立極地研究所), 橋本大志(国立極地研究所),
西村耕司(京大生存圏研究所), 佐藤亨(京都大学国際高等教育院),
高麗正史(東京大学大学院理学系研究科), 佐藤薫(東京大学大学院理学系研究科)

1. はじめに

南極昭和基地大型大気レーダー (PANSY レーダー) (69S, 39E) は, 対流圏・成層圏・中間圏の連続観測を中心に各種特殊観測も実施している南極域唯一の大型大気レーダーである[1]. 乱流エコーを利用した対流圏・成層圏・中間圏の観測モードは, 鉛直風を含む 3 次元風速を高い時間高度分解能で観測可能であり, 大気重力波の研究などに成果を上げている[2]. 一方, 中間圏モードは, 日射による大気電離が弱くなる夜間(極域では特に冬期)には観測時間に制約が生じるため, その補強のための流星エコーを利用した観測手法開発を行っている[3]. 今回は, 約 1 年にわたって蓄積されたデータを用いた解析結果を紹介する.

2. 流星エコー観測用付加受信システム概要

流星が高度 70-110km に残す線状の電離飛跡は, 電波の強い散乱体であり, 比較的簡便な受信システムを使ってそのエコーを元に風速観測が行える. この利点を活かし, 大型大気レーダーが中間圏乱流エコー観測を行っている最中に副産物として流星エコー観測を行う付加受信干渉計システムが, 筆者らも参加して過去に開発がなされている[4]. その経験を元に, PANSY レーダーに付加する受信装置を開発し (図 1), 2021 年 3 月から連続観測を開始した[3].

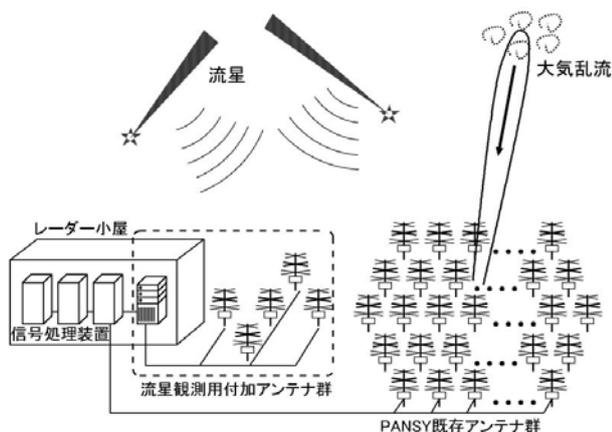


図 1 : PANSY レーダーに付加した受信システム概念図

3. 風速観測

副産物としての観測であるが, 1 日当たりの代表的な流星エコー数は 10^4 個程度以上であり, 一般的な流星観測専用レーダーと同等からそれ以上である. 推定される風速の時間高度分解能は 1 時間・2km 程度であり, 昼夜・季節を問わず連続的に高度域 70-95km で推定可能である. 図 2 に, 2021 年 3 月から 2022 年 1 月にかけての日平均風速の推定例を示す. 東西風においては, 冬季の東向き及び夏季の西向きの季節変化が明らかであり, 南北風には夏季の赤道向き流が明瞭に捉えられている.

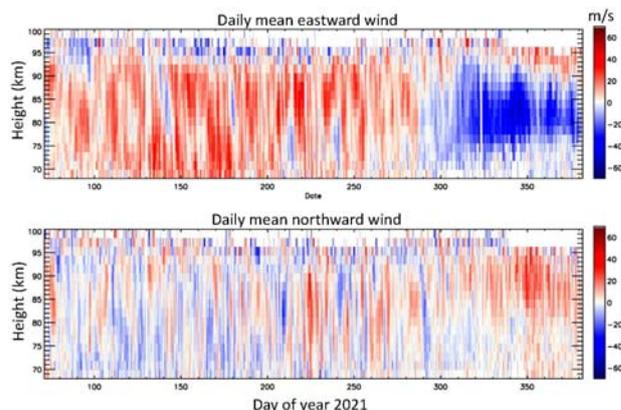


図 2 2021 年 3 月 12 日から 2022 年 1 月 16 日の日平均風速推定値. 上 (下) : 東 (北) 向き風速

本開発により, 中間圏乱流観測モードの背景風情報を得るとともに, 観測高度域を下部熱圏域側に拡張することにも成功した. 今後, 中間圏乱流観測から得られた風速との比較検証や各種大気波動の解析を進める.

参考文献

- [1] Sato et al., 2014, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **118**, 2–15, doi:10.1016/j.jastp.2013.08.022.
[2] Sato et al., 2017, *J. Geophys. Res.*, 122, doi:10.1002/2016JD025834.
[3] 橋本他, 2021 年気象学会秋季大会.
[4] Nakamura et al., 1997, *Radio Sci.*, 32, 1203-1214.

Estimation of TKE Dissipation Rate from Radar Data using a Weak Stratification Model

*Luce H. (RISH, Kyoto University), Kantha L. (University of Colorado, Boulder), Hashiguchi H. (RISH, Kyoto University), Lawrence D. (University of Colorado, Boulder), Doddi A. (University of Colorado, Boulder), Yabuki M. (RISH, Kyoto University)

1. Introduction

The increasingly fine spatial resolution of numerical weather prediction models requires a better parameterization of the mixing intensity represented by the Turbulence Kinetic Energy (TKE) dissipation rate ε . VHF radars and UHF wind profilers have the potential to monitor ε . Consequently, the radar models of ε need to be re-evaluated.

2. The radar models

Several models relate ε to σ , the 1/2 Doppler spectrum width corrected for non-turbulent effects. We applied these models to the VHF Middle and Upper atmosphere (MU) radar and the UHF (1.357 GHz) LQ7 wind profiler and compared with ε derived from Unmanned Aerial Vehicles (UAV) measurements made at Shigaraki MU Observatory (Shigaraki UAV Radar Experiment, ShUREX 2016-2017, [1]). We found that the most commonly used radar model ($\varepsilon_N \sim 0.5\sigma^2 N$, where N is the buoyancy frequency) fails to reproduce the UAV-derived ε estimates (ε_{UAV}). Instead, we found a σ^3 dependence ($\varepsilon_R = \sigma^3/L$ with $L \sim 50-70$ m) [2]. An alternative model [3] whose asymptotic form for weak stratification ($Ri \rightarrow 0$) is $\varepsilon_S = 0.64\sigma^2 S$ (where $S = |d\vec{V}/dz|$ is the horizontal wind shear) was tested. This model is expected to be valid up to $Ri=0.2$ at least, according to Direct Numerical Simulations [4]. ε_N model is likely only valid for strong stratification ($Ri \rightarrow 1$).

3. Results

By estimating S from radar data for a deep turbulent layer generated by a Kelvin-Helmholtz (KH) instability, we found good agreement between ε_{UAV} and both ε_R and ε_S (but not ε_N). This agreement seems to suggest that $\sigma/L \sim 0.64S$, or equivalently, L is equal to $L_H/0.64$ where $L_H = \sigma/S$ is the Hunt scale defined for neutral

turbulence. From statistical analysis made on multiple cases of KH layers identified from 11 years of LQ7 wind profiler data, L was found to be slightly variable and dependent on the depth D of the KH layers ($L \sim 0.0875 D$) (Fig. 1). Interestingly, an equivalence between *mean* values of ε_R and ε_S was also found for convective boundary layers (CBL), where non-zero mean shears were observed, with $L \sim 0.1 D$ (where D is the depth of the CBL).

4. Conclusions

The observed σ^3 dependence of ε described by [2] might be explained by the slight variability in L , for the range of values detectable by the radars. We suggest that ε_S is thus more relevant than ε_N for shear-generated turbulence at least for low Ri values.

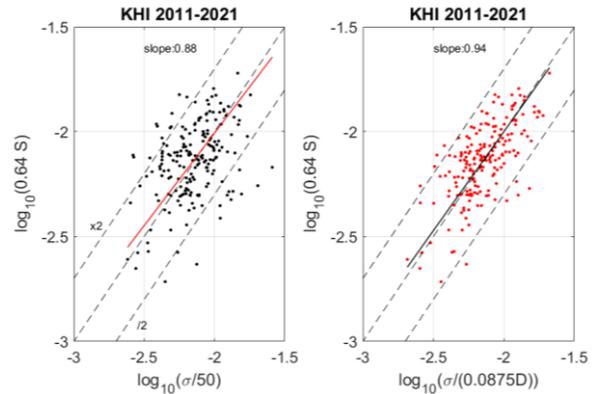


Figure 1: (left) $\log_{10}(0.64S)$ vs $\log_{10}(\sigma/50)$ for 192 cases of KH layers identified from 11 years of LQ7 wind profiler data (2011-2021). (Right) Same as the left panel with $0.0875 D$ instead of $L=50$ m.

References

- [1] L. Kantha et al., Prog. Earth Planet Sci., 4, 19, 2017.
- [2] H. Luce et al., Earth Planets Sci., 70, 207, 2018.
- [3] S. Basu, & A. M. Holtslag, , Envir. Fluid Mech., 21, 1273–1302, 2021.
- [4] S. Basu et al., Boundary-Layer Meteorol 178, 167–184, 2021.

WINDAS鉛直速度観測を用いた高層雲の解析(6)

大野裕一・堀江宏昭・川村誠治・山本真之(情報通信研究機構)

1. はじめに

これまで各地のWINDASデータの鉛直ドップラ速度を用いて主に高層雲の鉛直速度プロファイルに注目して解析を進めてきた。そして、長期平均した高層の雲粒子の落下速度が気温と強い相関があり、気温が低い上空では落下速度が小さく、気温が高い下層になると落下速度が増加し、季節場所によらずに幅の狭いプロファイルに収束することを示してきた。上記の解析をする際に、雲粒子や雨のエコーのみを取り出すために大気乱流からのエコーを取り除いて解析を進めたが、今回はこれまで取り除いていた大気乱流からのエコーによる鉛直速度に着目して、その統計値を調査した。

2. 大気乱流エコーと雲雨エコーの分離

使用したWINDASの鉛直速度データは大気乱流からのエコーによる鉛直速度と雲や雨などからのエコーによる鉛直速度が区別なく0.1 m/sの単位で記録されている。落下速度が大きく、エコー強度の大きい雨のエコーは強度と速度を組み合わせると比較的容易に判別できる。しかし、高層の雲粒子からのエコーは落下速度が小さく、エコー強度もそれほど大きくないために大気乱流からのエコーとの判別は難しく、誤判別も多くなる。前回までは高層の雲のエコーに注目していたために大気乱流エコーをできるだけ取り除くために鉛直速度とエコー強度の閾値を少し大きめに設定していた。そのため、強度が弱く落下速度の小さな雲のエコーの一部は大気乱流エコーとして判別して取り除かれていた。今回は大気乱流エコーの鉛直速度統計値を得るために雲や雨エコーの混入をできるだけ避けるため、この閾値を調整し直している。

3. 大気乱流エコーの鉛直速度の統計

図1は2003-2005年夏季の熊谷WINDASの高度別ドップラ速度別の頻度分布である。左図は乱流エコーと雲雨エコーの両方

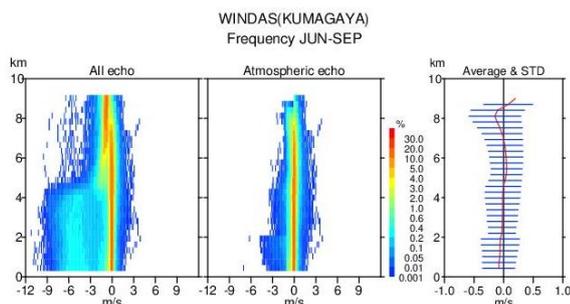


図1 WINDAS熊谷夏季の全エコーの頻度分布(左)、大気乱流エコーの頻度分布(中)、平均鉛直速度と標準偏差(右)

を含む全ての観測データの頻度分布で、真ん中の図は雲・雨エコーを取り除いた大気乱流エコーの頻度分布である。鉛直速度0 m/s付近に頻度が集中していて、落下している雨、雲粒子のエコーがほぼ取り除かれていることが分かる。しかし、高度8kmあたりの上空では、雲粒子エコーと思われるデータが除去しきれずに、鉛直速度が負に偏っている。右図は大気乱流エコーの鉛直速度を平均した高度プロファイルと標準偏差を示している。平均鉛直速度は8 kmより下ではほぼ0 m/s付近で標準偏差が0.2~0.3 m/s程度のばらつきになっている。8km付近で負になっているのは上述した雲粒子の落下速度の混入と思われる。

図2は2003-2005年冬季の尾鷲WINDASを用いた図1同様な頻度分布と平均鉛直速度を描いた図である。左図で上空の雲粒子の落下速度の分布が大気乱流エコーの速度分布と重なっている。大気乱流エコーを取り出した真ん中の頻度図では上空で負の鉛直速度側が大きく削られている。このために右図で平均速度を計算したときに上昇流になる一つの要因となっている。しかし、全体的に見ても下層から滑らかにつながった0.4 m/sほどの上昇速度が表れていて、実際に平均的に上昇流があるようにも思われる。標準偏差を見ると図1の例と比べて大きく、特に2~3 km付近では0.7 m/sを超えるばらつきがある。長期平均の鉛直風でこのように上昇風があるのは観測システムの問題にも思われるが、山の風下で生じた山岳波の影響も原因として考えられる。今後、水平風との関係などを含めて、詳しく調べていきたい。

謝辞

気象庁観測部観測課よりWINDASデータのご提供いただきました。本件は、総務省から受託した「電波伝搬の観測・分析等の推進」の支援を受け行われた。

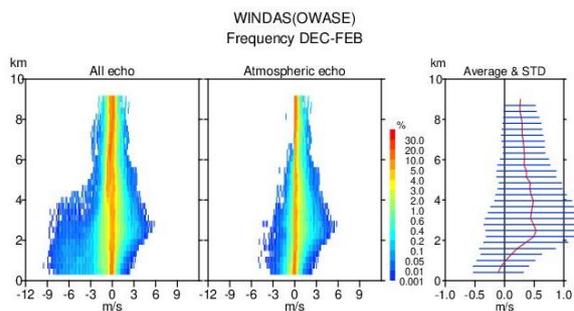


図2 WINDAS尾鷲冬季の全エコーの頻度分布(左)、大気乱流エコーの頻度分布(中)、平均鉛直速度と標準偏差(右)

小型マイクロ波放射計による「みらい」洋上水蒸気観測

*箕輪昌裕、岩堀太紀、早野真理子（古野電気株式会社）

吉田聡（京都大学）、勝俣昌己、横井覚（JAMSTEC）

1. はじめに

線状降水帯等の気象観測および防災に寄与するため、マイクロ波放射計による洋上水蒸気観測の研究を進めている。マイクロ波放射計 (Microwave Radiometer) は、Passive に大気放射を観測し、PWV（可降水量）や水蒸気鉛直分布を推定する装置である。本放射計（図1）のPWV 算出には機械学習を用いており、教師データはGNSS 水蒸気観測およびゾンデ観測データである。

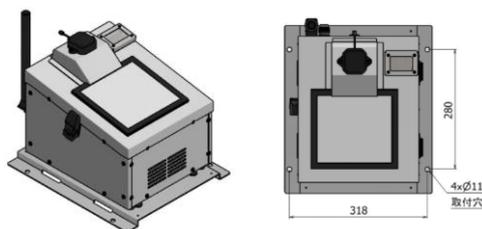


図1 FURUNO 製マイクロ波放射計

2. 観測場所

小型マイクロ波放射計を、海洋地球研究船「みらい」甲板上に設置し、太平洋上（パラオ沖等）の水蒸気観測を行った（研究航海[MR20-E01] 2020/08/01～09/14）。

3. 観測結果

観測期間全体のPWVの時系列グラフを図2に示す。

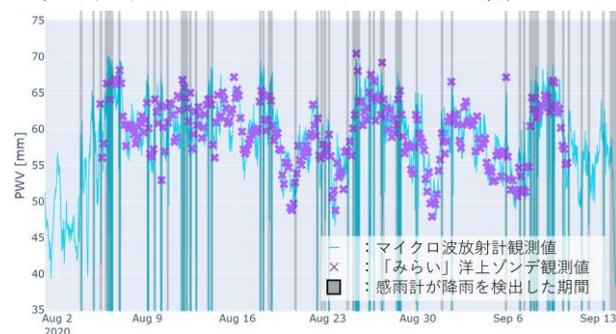


図2 可降水量PWVの時系列グラフ

水色の線は放射計で観測したPWV観測値、×印のプロットは「みらい」船上から打ち上げたゾンデ観測データからPWVを算出したものである（打上回数：全254回）。グレーアウトした領域は感雨計が降雨を検出した期間である。航海全体を通じて、50～70mmの高いPWVが観測された。

次に示す、可降水量、水蒸気鉛直分布の比較評価においては、ともに洋上ゾンデ観測データ（後半126回）を正解として評価した。

西宮のGNSS水蒸気観測で学習（2020/03/05～07/10）

したモデルを用いてPWVを算出したところ、図3左のようにRMSE: 2.936mmとなり、PWVが小さい場合に放射計が僅かに過小評価する傾向となった。

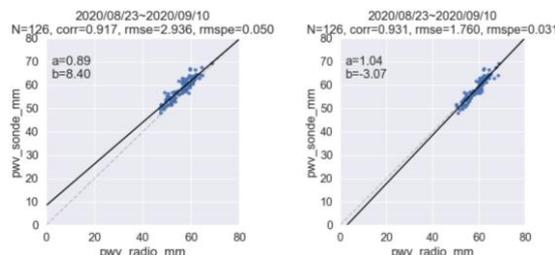


図3 左：西宮で学習 右：洋上ゾンデで学習

みらい洋上でのゾンデ観測データで学習（2020/08/05～23の128回）したモデルを用いてPWVを算出したところ、図3右のようにRMSE: 1.760mmに改善した。

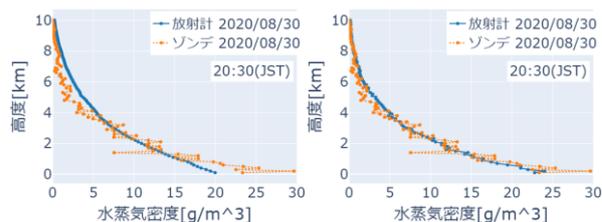


図4 左：西宮で学習 右：洋上ゾンデで学習

また、図4には、放射計による水蒸気鉛直分布算出を評価した結果を示す。西宮で学習（潮岬高層気象観測データ2020/03/06～2021/04/30の612回）したモデルを用いて水蒸気鉛直分布を算出したところ、図4左のように海表面付近では過小評価、および高度3km以上では過大評価する傾向にあった。そこで、みらい洋上でのゾンデ観測データで学習（2020/08/05～23の128回）したモデルを用いて水蒸気鉛直分布を算出したところ、両者が改善する傾向を示した。

4. まとめ

小型マイクロ波放射計によるPWVおよび水蒸気鉛直分布推定値を、洋上ゾンデ観測と比較し評価した。洋上でのゾンデ観測結果を学習させることで、その海洋・海域に適した水蒸気学習モデルを生成出来る可能性があることが分かった。

※謝辞:「本研究はJSPS 科研費 20H04306 の助成を受けたものです。」

二重偏波レーダーによる雨滴粒径分布の推定 (その 5)

*1) 足立アホ口・*2) 小林隆久・*1) 梅原章仁・*3) 山内洋・*3) 南雲信宏 (1: 気象研究所, 2: 電力中央研究所, 3: 気象庁)

1. はじめに

雨滴の粒径分布 (DSD) は雨に関する基本的なパラメータであり、DSDが推定できれば降水強度や液水量など雨に関する様々な物理量が分かるだけでなく、その時間や高度変化から雨滴の成長や分裂など雲物理に関する情報も得られる。

Adachi et al. (2015) は DSD に修正ガンマ函数を仮定し、そのパラメータ (N_0 , D_0 , μ) を二重偏波レーダーから推定する手法を提案した。但し彼らは形状パラメータ (μ) を距離方向に一定と仮定しており、特に積雲と層雲が混在する場合にはこの仮定が成り立たない可能性がある。そこで我々は各距離における μ を求め、DSD を推定する手法の開発を目指している (足立ら 2020, 気象学会)。今回は関東地方の強雨を観測した二重偏波レーダーのデータからこの手法を用いて粒径分布を推定し、地上観測と比較した結果について紹介する。

2. 2021 年 12 月 1 日の強雨と観測手法

寒冷前線の通過に伴い 12 月 1 日未明に関東地方では激しい雨が降り、ディストロメータ (Parsivel1) を設置した板橋でも 170mm/h 以上の強雨を観測した。この寒冷前線通過に合わせて気象研究所の C-band 二重偏波レーダーは仰角 1 度の観測を約 1 分毎に行った。取得したデータから粒径分布のパラメータを推定し、これから更に降水強度を推定した。なお、上空約 1km を観測するレーダーと地上のディストロメータとの比較にあたり、レーダー反射因子から雨滴の落下速度を推定し落下時間によるずれを補正した。

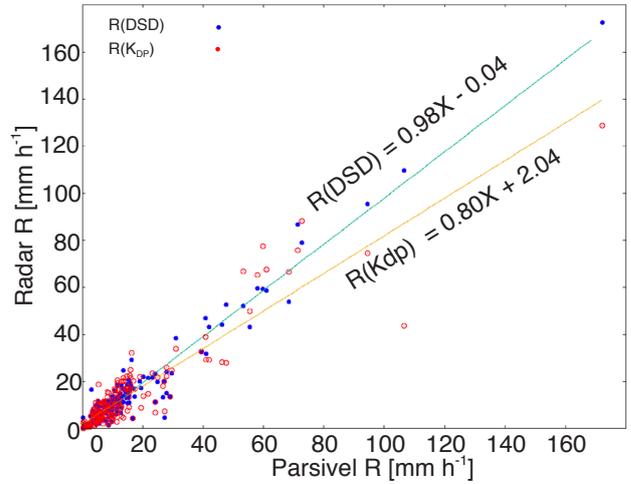
3. 解析結果

第 1 図に推定した粒径分布から求めた降水強度 (R) の比較結果を示す。粒径分布から推定された降水強度は地上観測とよく一致している。また Adachi et al. (2015) の結果と比較してバラツキが小さい。これは μ を各距離で推定しているためだと考えられる。図中、比較のため K_{DP} から推定した降水強度も示す。但しこの K_{DP} は Φ_{DP} から推定したものではなく自己整合性を利用して Z と Z_{DR} から推定している (Adachi et al. 2015)。

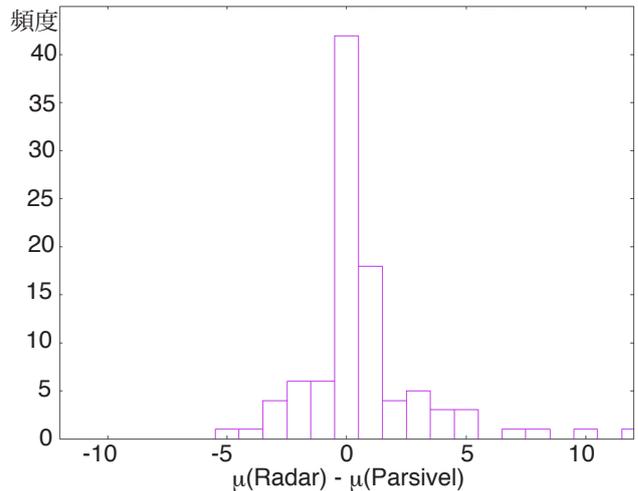
強雨の際にレーダーから推定された μ のバイアスを第 2 図に示す。ディストロメータの観測では μ の推定にある程度の雨滴の数を必要とするため $R > 5\text{mm/h}$ の降水について解析を行なった。この図は例外はあるものの μ が ± 1 程度の精度で推定できていることを示唆している。第 3 図に地上観測並びにレーダーから推定した DSD の例を示す。両者は μ で 1 程度、R は 20% 程度異なっているが全体の形状は比較的一致している。

4. まとめ

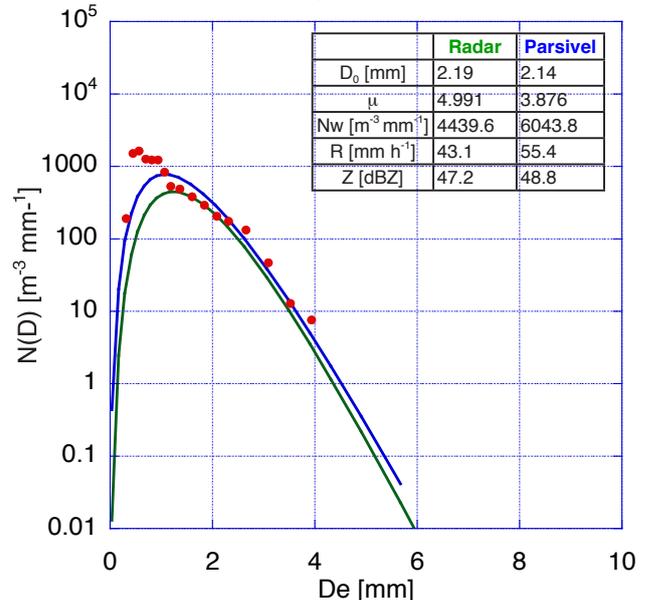
2021 年 12 月 1 日未明の強雨の粒径分布を二重偏波レーダーのデータから推定しこれを地上観測と比較した。その結果、レーダーから推定した降水強度や形状パラメータは地上観測と比較的よく一致した。また D_0 や N_w についても同様な結果が得られた (第 3 図)。



第 1 図 二重偏波レーダー観測から推定した降水強度と板橋に設置したディストロメータの観測値との比較 (2021.12.1. EL = 1.0 deg.)



第 2 図 二重偏波レーダー観測から推定した μ のバイアスの頻度分布 ($R \geq 5\text{mm h}^{-1}$)



第 3 図 粒径分布の例 (06:39). ディストロメータの観測 (赤) を近似した DSD (青) とレーダーから推定した DSD (緑)。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 20K04092 の助成を受けた。

MU レーダー外付け受信専用アンテナを用いた アダプティブクラッター抑圧システムの開発

橋口 浩之・矢吹 諒・西村 耕司 (京大生存研)

1 はじめに

大気レーダー観測において、しばしば強い地形性クラッターエコー(山や建物からのエコー)が観測の障害となることがある。MU レーダーの 25 チャンネル受信データに対して、クラッター抑圧法として NC-DCMP (Norm Constrained-Directionally Constrained Minimum Power)法が有効である [Nishimura et al., JTech., 2012; Hashiguchi et al., Radio Sci., 2018]。しかし、この方法では若干メインローブにも影響を与えるため、大気エコーの S/N が劣化する。そこで本研究では、水平方向(クラッター方向)に指向性を有する受信専用の外付けアンテナを用いて、S/N 劣化の少ないクラッター抑圧手法について研究した。

2 NC-DCMP 法

NC-DCMP 法では、下記の制約条件付最適化問題を解く。

$$\text{minimize } P = \frac{1}{2} w^H R_{xx} w$$

$$\text{subject to } C^T w^* = N \text{ and } |w^H w| \leq \delta N$$

P は信号電力、 w はウェイトベクトル、 R_{xx} は入力信号の共分散行列、 C は所望信号の方向ベクトル、 N はアレイの数、 δ はノルム拘束値、 H はエルミート演算子、 T は転置作用素、 $*$ は複素共役を表す。各サブアレイ(アンテナ)のゲイン G_i が異なる場合、方向ベクトルの大きさを $C_i = \sqrt{G_i} / \|G\|$ とすれば良い。特に、今回のようにメインアンテナが高ゲインで、クラッター抑圧用アンテナの大気方向のゲインが無視できる ($G_1 \gg G_2, G_3, \dots$) ときには、 $C = [1, 0, 0, \dots]^T$ として良い。

3 提案手法

MU レーダー周辺に、図 1 に示すようにターンスタイルアンテナを 4 基設置した。アンテナからの信号を、リミッター、BPF、LNA を通し

て増幅した後、MU レーダー観測室まで同軸ケーブルを引き、観測室で LNA でさらに増幅した後、中間周波数(5MHz)にダウンコンバートし、MU レーダー超多チャンネル受信システムの空きチャンネルに入力した。

従来のクラッター抑圧法である 25 チャンネルの受信データを独立に使用した NC-DCMP 法と、25 チャンネルを単純合成したものと外付けアンテナ 4 チャンネルで NC-DCMP 法を適用したものを比較した。前者では大気エコーの S/N が劣化するが、後者では S/N 劣化はほとんど見られなかった。クラッター抑圧特性は、後者では抑圧が十分でない場合があった。これは、外付けアンテナとメインアンテナが離れているため、クラッター源の方向によりレンジがずれることが原因の一つと考えられた。そこで、外付けアンテナの受信データのレンジをずらしたものを NC-DCMP 法の入力とした。これにより、実時間処理が可能な計算時間で、クラッター抑圧を改善することができた。

4 まとめ

MU レーダーに受信専用アンテナを付加し、NC-DCMP 法による S/N 劣化の少ないアダプティブクラッター抑圧システムを開発した。MU レーダーの実時間処理システムに実装し、対流圏・成層圏標準観測モードで試験運用中である。



図 1. 信楽 MU 観測所に設置された受信専用ターンスタイルアンテナ。

2022年1月15日トンガ海底火山噴火により発生した 火山灰雲のひまわり8号による解析

*新堀敏基・林 昌宏・石元裕史（気象研究所）

1. はじめに

火山噴火により発生する火山灰雲（以下、灰雲と呼ぶ）や降灰の影響を予測する情報として、航空路火山灰情報（VAA）と降灰予報がある。気象庁から発表されるこれらの情報は移流拡散モデル（JMA-ATM）に基づくが、その初期値には噴煙や灰雲の高度の観測値が必要である。

2022年1月15日に発生したフンガ・トンガ・フンガ・ハアパイ（HTHH）火山の海底噴火に伴うVAA発表は、ウェリントンVAACから15日04:39 UTCに第一報の後、西に隣接するダーウィンVAACから22日23:40 UTCまで継続した。一連のVAAの情報源は静止気象衛星ひまわり8号（Himawari-8）などにに基づき、灰雲の高度は50000～63000 ftで通報された。

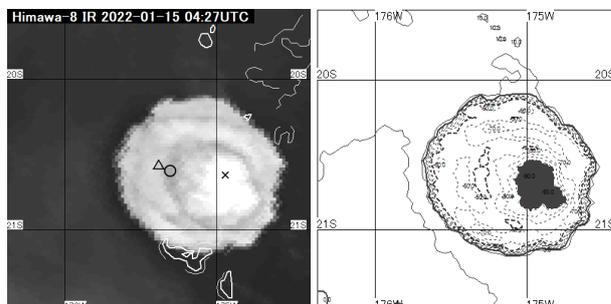
本発表では、Himawari-8の赤外面像の輝度温度の解析による、この灰雲の特徴について報告する。

2. 赤外面像

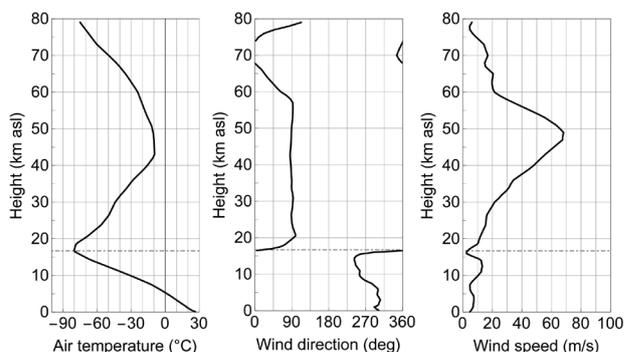
15日の噴火は、Himawari-8画像では04:10 UTCに最初に検知された。HTHH火山（20.536°S, 175.382°W）はスワス16に当たるため、その撮像時刻から噴火は03:57～04:07 UTCの間に発生した。その後10分間で噴煙は東南東方向に平均64 m/s以上の水平移動速度で急速に広がった。04:30 UTCには傘型噴煙が確認され始め、赤外面像（バンド13, 10.4 μm）では火口の東南東47 kmに最低輝度温度-96.9°Cをもつ突出部が解析された（第1図）。この温度は噴火前の対流圏界面付近の最低気温（第2図）より16°C以上低い。傘型域は輝度温度の激しい変化（第3図）を伴いながら成長し、05:20 UTCまでに平均半径200 kmに拡大した。以降、傘型噴煙からの灰雲は風で西へ流された。夏半球の南緯20度帯は対流圏の偏西風と成層圏の偏東風の違いが明瞭であり（第2図）、灰雲が成層圏に達したことは、その流向や輝度温度が14:00 UTC前後に下降から上昇へ転じたこととも整合している。

3. 課題

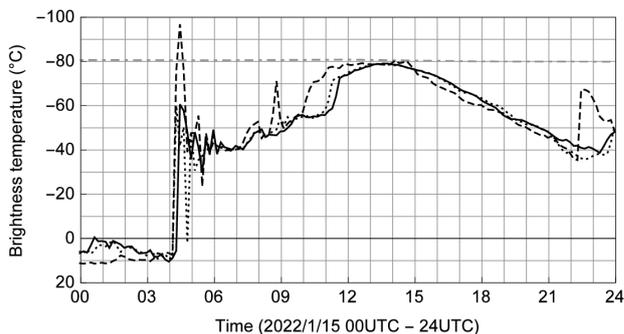
灰雲の赤外輝度温度の著しい変化は、大気と速やかな熱力学的平衡には達しておらず、一般的な噴煙の力学によるオーバーシュートや大気重力波の浮力振動以上の影響を受けた可能性がある。その可能性として、噴火により発生した衝撃波に由来するとみられる気圧波が考えられる。気圧波はその後、潮位変化も引き起こしたと考えられている。気圧波の伝搬は気象衛星でも観測されており、その影響を想定しておくことは、2021年福徳岡ノ場や今次の様な海底火山で非常に大規模な爆発的噴火が将来発生したときに雲頂高度などの即時推測とともに課題である。



第1図 HTHH火山噴火のHimawari-8赤外面像（10.4 μm, 2022年1月15日04:30 UTC）。（左）△：火山，○：最高／×：最低輝度温度を観測した位置。（右）輝度温度の等温線（10°Cごと、ハッチは-80°C以下）。



第2図 HTHH火山上空の気温と風のプロファイル（2022年1月15日04:00 UTC）。15日00, 06 UTCの全球サイクル解析値を内挿。鎖線は対流圏界面付近の高度を示す。



第3図 HTHH火山付近の赤外輝度温度の時間変化（10.4 μm, 2022年1月15日00:00～24:00 UTC）。実線：火山（第1図の△）、点線：最高（同図の○）／破線：最低輝度温度記録位置（同図の×）の10分値。鎖線は対流圏界面付近の気温（6時間値）を示す。

謝辞

気象衛星画像の解析には気象衛星センターで作成された「SATAID」を使用した。

夜間におけるカメラ画像を活用した雨量推定手法の検討

*木下篤彦(国総研), 海原荘一(エイト日技), 井深真治(ブレインズ),
北本楽(国交省), 中谷洋明(国総研), 金澤瑛(国総研)

Kinoshita A.(NILIM), Kaihara S.(EJEC), Ibuka S.(BRAINS)

Kitamoto G.(MLIT), Nakaya H.(NILIM), Kanazawa A.(NILIM)

1. はじめに

河川の洪水や土砂災害などの早期警戒・避難においては、現地雨量は最も基本かつ重要な情報である。全国の地上雨量計の数は約 9,000 箇所以上[1]であるが、山岳地域等を含む全国を地上雨量計のみで観測するのは現実的でなく[1]、また、レーダー雨量計は上空数 km を計測対象としているため、その推定精度は地上雨量計には及ばないとされている[1]。

一方、国土交通省では洪水氾濫や土砂災害の発生しやすい箇所での現地状況把握を目的として監視カメラ(CCTV)の設置を進めている。また、その監視映像を活用して画素値のヒストグラムの変化を基にした雨量計測の試みが行われている[2] [3] [4]。監視映像による雨量計測手法の開発において、現地観測では降雨強度の高い時期の映像が得られにくいこともあり、国立研究開発法人防災科学技術研究所(以下「防災科研」と表記)の大型降雨実験施設で実験を行った。ここではその実験のうち、輝度値の方向性ヒストグラムによる降雨計測[4]に関する実験について述べる。



図1 降雨実験時の映像の例(300mm/hr)

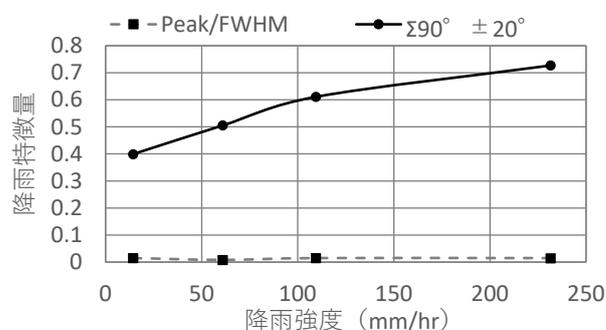


図2 降雨強度と降雨特徴量の関係

関係を把握した。

2. 方向性ヒストグラムによる画像雨量計測の概要

降雨時の夜間の CCTV の映像は、図1に示すように、照明により露光時間内の雨滴の軌跡が鉛直に近い角度で線状に映し出された映像となり、降雨強度が高いほどそれが顕著となる。そこで、CCTV の映像に対し2次元周波数解析を行い、1角度毎のフィルタで処理し、0～180度の輝度値のヒストグラムを作成し、ヒストグラムのピーク値/半値全幅(FWHM)を特徴量とし、夜間の降雨との相関性が高いことが明らかとなっている[4]。

3. 降雨実験の概要

この防災科研の大型降雨実験装置を使った実験では、目標強雨強度として約 15mm/hr～約 300mm/hr(実際にはばらつきが生じる)で4段階変化させた。また、降雨の照明による反射が、降雨特徴量に影響を及ぼすため、照明の条件や照明の種類を変更して映像取得を行い、その映像を基に方向性解析を行い、特徴量と降雨強度の

4. 実験結果

実験で得られた映像を見ると、降雨強度に応じて鉛直方向の線状の雨滴が著しく映り込んでいるものの、図2に示すように、従来の現地の CCTV の映像の解析で適用していた降雨特徴量(ピーク値/半値全幅(FWHM))[4]は、降雨強度との比例関係が認められなかった。しかし、ヒストグラムでは鉛直方向に近い角度の値は大きくなっていることから、 $90^{\circ} \pm 20^{\circ}$ の総和と降雨強度を比較したところ、相関性が認められた。

参考文献

- [1]牧原康隆,2020, 気象学ライブラリ 1 気象防災の知識と実践, 朝倉書店, p.73
- [2] Grag, K. and Nayar, S., 2007, International Journal of the Computer Vision, Vol.75, p.3-27
- [3]金澤ら,2021, 砂防学会誌,Vol.74,No.3,p.37-48
- [4]金澤ら, 2020, 砂防学会研究発表会概要集, p.683-684

地デジ放送波を用いた千葉県東京湾奥部における水蒸気量変動の事例解析

*小田僚子, 高谷晃生, 鈴木杏梨 (千葉工業大学)
花土 弘, 川村誠治, 金丸佳矢 (情報通信研究機構)

1. はじめに

頻発する豪雨災害に対して, 防災・減災の観点から時空間的に高精度な降雨予測情報が求められている。降雨予測の高精度化につなげることを目的として, 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) を活用した地上付近の水蒸気量変動を捉える最新技術を開発した[1]。本研究ではこの最新技術を用い, 千葉県東京湾奥部の観測領域内の水蒸気量変動を推定した。ここでは, 雨雲の通過と地デジ水蒸気量の時空間変化に着目した事例解析結果について紹介する。

2. 観測概要

大気中を移動する電波は, 送信点から受信点に到達するまでに, 大気中の水蒸気量に応じてピコ秒レベルでの伝搬遅延が生じる。この遅延時間を高精度に計測することで伝搬経路の空間に存在する水蒸気量を推定する[1]。本研究では, 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を推定する。地デジ放送波の伝搬遅延量と水蒸気圧の関係は以下の式で表される。

$$\tau = \frac{R}{c} \times 7.76 \times 10^{-5} \frac{P}{T} + \frac{R}{c} \times 3.73 \times 10^{-1} \frac{e}{T^2}$$

ここで, τ は伝搬遅延時間(μsec), R は受信点から反射体までの距離(m), c は光速 ($299.7924 \text{ (m}/\mu\text{sec})$), P は現地気圧(hPa), T は気温(K), e は水蒸気圧(hPa)である。

今回は 2021 年 8 月 7 日に千葉工業大学新習志野キャンパス 2 号館屋上で受信した東京スカイツリーからの直達波/反射波 (中心周波数 521MHz/観測領域北西-南東方向) について解析した結果を記す。この日は台風の影響で, 千葉県東京湾奥部の沿岸部では東から西に雨雲が通過し, レーダー画像上で断続的に降雨が確認された。図 1 に示す通り, 千葉駅付近 (受信点から 12788m) から海浜幕張駅付近 (同 3742m) の“千葉エリア” (水平距離 9046m) と, 海浜幕張駅付近からイオンモール幕張新都心付近 (同 932m) の“幕張エリア” (水平距離 2810m) の 2 区間の水蒸気量変動を推定した。

3. 雨雲の通過と地デジ水蒸気量変動の関係

図 2 は 2021 年 8 月 7 日 7:00 JST~13:00 JST の地デジ放送波の伝搬遅延時間 (以降 τ) の時間変動であ

る。9:40 頃に千葉エリアの τ (青線) が急激に増加に転じ 10:00 頃にピークとなった。XRAIN の降雨分布を確認すると, 同時間帯に千葉県東京湾岸付近は千葉エリア (南東) から幕張エリア (北西) へと雨雲が通過しており, 9:50 頃に千葉エリアの上空で降雨域がかかり始めた時間であった。千葉エリアの τ が上昇してから約 20 分後の 10:00 頃に幕張エリアの τ (赤線) も急激な増加を示し, 10:05 頃に同エリア上空で降雨が確認された。各エリアを雨雲が通過する直前に地上高度 1km 程度における水蒸気量が増加していることを示している。一方で, 7:30~9:00 頃や 11:00 以降の両エリアの τ ピークの変動はレーダーによる降雨分布と明瞭な関係性が見られず, 大気境界層内の水蒸気量変化と降雨との関連性を多角的に評価していく必要がある。

参考文献

[1] Kawamura et al., 2017, *Radio Science*, Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, **52**, 367-377.

謝辞: 本研究では, 国土交通省が提供する XRAIN リアルタイム雨量情報サービスを利用した。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。



図 1 解析対象領域 (OpenStreetMap 使用)
受信点(黒丸: 千葉工大) から反射体までの距離

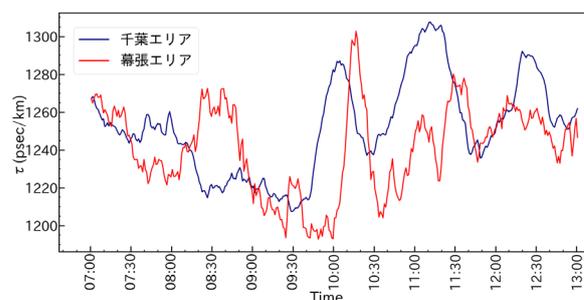


図 2 2021 年 8 月 7 日 7:00~13:00 における
伝搬遅延時間 τ (psec/km)の変動

ディストロメーター観測に基づく降雪粒子分類速報

*¹中井専人・¹本吉弘岐・¹山下克也・¹砂子宗次朗・¹山口悟・¹伊藤陽一・¹横山宏太郎
(1: 防災科研・雪氷)

1. はじめに

降雪粒子の種類(以下、降雪種と略す。)はZ-R関係を通してレーダー降水量推定に影響する。また、南岸低気圧による雲粒なし結晶起因の雪崩など、雪氷災害に対しても本質的な情報となることがある。近年では降雪種分布は気象レーダーの偏波モーメントを利用して推定され、降水量評価に活用されているが、レーダー観測高度の高さや推定に利用するZ-R関係式の選択など課題も残している。

防災科学技術研究所では地上観測とレーダーを併用した降雪量推定手法の開発を行っている。その一環として光学式ディストロメーター観測値から降雪種分類を行いWeb公開する処理系を作成した。

2. 地上降雪粒子観測値の速報処理

光学式ディストロメーターはThies社製LPM[1]を使用し、1分間隔で粒径-落下速度分布の二次元ヒストグラム(PSVD)をセンサーから受け取るようにした。そのデータを10分ごとで更新で処理しており、その内訳は次の通りである。まず、粒径-落下速度分布はCMF法[2]を用いて代表的な粒径、落下速度のペアに変換し、乾雪についてはさらに便宜的なパラメーターRMIを導入した分類[3]を行った。湿雪については、観測点で同時観測されている気温が0.5℃以上(霰については0.0℃以上)で湿雪として、CMFを参照して霰と雨に分類した。

3. 速報例

図1は2020年12月25日の上越の速報事例である。1分毎の粒径、RMI値に加えて、降雪種は30分ごとのCMF(間引きではなく前30分データを使用)から算出してイラストで示した。降雪種が2段になっているのは上段に固相、下段に雨もしくは霰を表示して視覚的に捉えやすくするためである。図1では8時ごろまで代表粒径2mm前後の雨であったものが代表粒径4mm以上の雪片になり、16時ごろから代表粒径2~3mmの霰に変化したことが示されている。

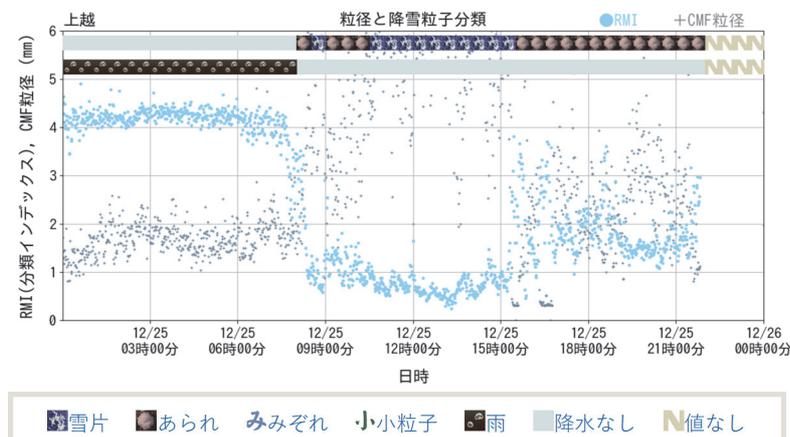


図1 防災科学技術研究所上越観測点における光学式ディストロメーター観測に基づく降雪粒子分類速報の例。2020年12月25日の1日分を示す。●と+はそれぞれ10分毎のRMI[3]とCMF粒径[2]を示す。降雪種分類は30分毎のCMFから求めている。

4. 今後の課題

気象庁高田の観測(自動観測による天気)では、6時過ぎごろまでは雨であったが、その後霰と雪とが入り替わり記録されたところが本研究と異なる。2観測点に少し距離があることも理由であろうが、本研究では気温による乾湿判別がかなり簡易であるなど改良すべき点があり、引き続き比較調査が必要である。特に、レーダー偏波モーメントからは霰とぬれ霰は分けて推定されるので、今後それに合わせた改良が必要である。ぬれ霰を含む降雪種の変化があったときにどうなるかなど、詳細な調査も行いたい。

謝辞：本研究は、防災科研『変容する雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測技術の融合に関する研究』、JR東日本・防災科研共同『鉄道沿線における降雪の面的把握に関する研究』、科研費基盤研究(C)18K03766によります。

- [1] 中井専人・山下克也・本吉弘岐・熊倉俊郎・村上茂樹・勝島隆史, 2020: 球体を用いた室内試験と全粒子ロギングによる1ビーム光学式ディストロメーターの特性評価. 天気, 67, 89-108.
- [2] Ishizaka, M., H. Motoyoshi, S. Nakai, T. Shiina, T. Kumakura and K. Muramoto, 2013: A new method for identifying the main type of solid hydrometeors contributing to snowfall from measured size-fall speed relationship. J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.
- [3] Nakai, S., K. Yamashita, H. Motoyoshi, T. Kumakura, S. Murakami, and T. Katsushima, 2022: Relationships between radar reflectivity factor and liquid-equivalent snowfall rate derived by direct comparison of X-band radar and disdrometer observations in Niigata Prefecture, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II, [Advance publication].

ウェーブグライダー観測データを活用した人工衛星 および再解析データの海面水温の比較方法の検討

*小阪尚子(NTT), 中村亨(NTT), 倉恒子(NTT), 飯塚達哉(NTT), 梅宮悠輔(NTT),
伊丹豪(NTT), 村田揚成(OIST), 御手洗哲司(OIST)

1. はじめに

近年、台風や線状降水帯等の極端気象による被害が問題となっている。被害を軽減するためには、より早く、かつ正確な極端気象の予測が求められている。そのためには発生源に近い海域での観測データを用いることで予測性能を向上できると考えられる。既存研究では、航空機を活用した観測の試みもあり、効果が確認されている。本研究では、海域で無人航行し、台風観測の実績もある Liquid Robotics 社の Wave Glider SV2 (以降、WG) [1]という測機を用いて気象及び海象情報を取得する。WG 観測データを広く研究や実運用でも活用されている人工衛星データや再解析データと比較するため、時空間分解能の異なる各種データを定量的に比較する方法について検討したので報告する。

2. WG 観測データと人工衛星・再解析データ

WG に搭載しているセンサと観測項目は、波浪計 (有義波高、ピーク周期等)、気象計 (気温、気圧、風向風速)、CTD (塩分濃度、水温、水圧)、ADCP (流向流速等)、蛍光光度計 (クロロフィル a 量) である。

本研究では、まずは三種類のデータ間の比較において、人工衛星 GCOM-W の海面水温 (Sea Surface Temperature: SST) プロダクトを中心に比較評価する。WG では水温は、CTD と ADCP の 2 種類のセンサで計測している。CTD は水深 6.5m であり、ADCP はフロートの直下に設置されており、海面にかなり近いと考えられるため、ADCP の水温を比較対象とする。再解析データは PacIOOS の ROMS モデルの海面に一番近い層の水深 0.25m の海水温を対象とする。

3. 比較方法

時空間分解能の異なるデータの比較において、30 分間隔の WG に 3 時間間隔の再解析データをアップサンプリング (線形補間) する。一方で、人工衛星データは 1 日 1 回から多くても数回程度しか観測していないため、時系列方向の補間は物理現象の変化を考えると不適切である。また画素毎の観測時間幅も短いため、比較の際には図 1(左)に示す通り画素のある一定の周辺領域

に含まれ、かつ画素の観測時刻の前後一定の時間幅に含まれる WG 観測データや再解析データの平均値と比較することとする。

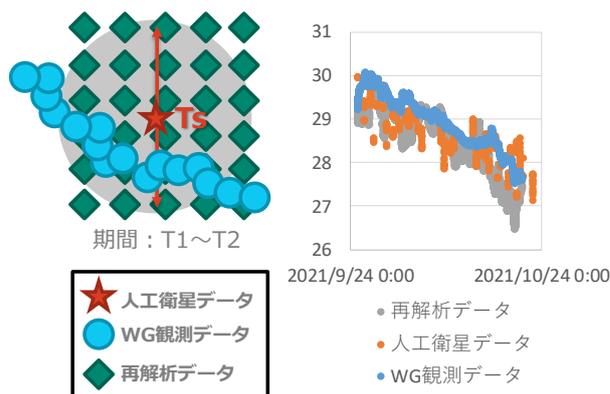


図1 WG との比較方法(左)と SST 比較結果の例(右)

4. 結果

2021年9月25日～10月24日に沖縄本島の南の海域で台風の観測を目指して WG を回遊させた。期間中に観測エリアに台風 16 号、18 号が発生していたが、台風 の中心に向かうものの台風に関わる領域には到達できなかった。期間中に観測された人工衛星データは 49 枚であった。人工衛星データに関しては領域や時間幅の設定を変化させながら比較する。WG 観測データと比較データの例を図 1(右)に示す。1 ヶ月間での海面水温の変化の傾向は類似していた。

5. まとめ

本研究では時空間分解能の異なる各種データの比較方法について検討した。今後は、数値予報モデルへのデータ同化に対する各種データ要件での効果の評価し、将来的には海域での WG 観測データによる極端気象予測の精度向上を目指す。

参考文献

- [1] S. Mitarai, et al., "Wave glider observations of surface winds and currents in the core of Typhoon Danas," *Geophysical Research Letters*, 43, 11, 312-11, 319, 2016.

Study on hail characteristics based on X-rain data and entropy

- Case study for the hail storm event in July 18, 2017 -

Zhu Chendi¹ and Nobuhiro Takahashi²

1. Department of Earth and Environmental Sciences, Nagoya University

2. ISEE, Nagoya University

1. Introduction, Background, and Purpose

Microphysical processes of hail generation have always been a challenge in meteorology. The authors attempt to use the informatics concept of information entropy, combined with radar reflectivity data [1], to analyze the variation of particles in the phenomenon of hailfall.

In this presentation, we report the results of our analysis using the data of July 18, 2017, when hail and strong precipitation were observed around Ikebukuro Station and Komagome Station of Tokyo.

2. observation data and analysis methods

The three-dimensional structure of precipitation clouds in the Kanto region is shown based on radar reflectivity data from the X-band Multi-Parameter (MP) Radar Observation Network (XRAIN) of the MLIT(The data used are from three radar stations in Kantou, Shinyoko and Funabashi and 3-dimensional data are created with horizontal resolution of 0.25 km and vertical resolution of 0.5 km).

The data for the study are for a 25-km area centered on the midpoint of Ikebukuro Station and Komagome Station. The entropy of radar reflectivity factor Z is calculated as a group of 30*30*6 data points around each data point, as the entropy value of this information point. The definition of entropy [2] is based on:

$$H(X) = - \sum_a p_x \ln p_x$$

Here p_x stands for the probability of each Z-value in group a, while a is the group of 30*30*6 points.

3. Analysis results and summary

Figures 1 and 2 show the slices of the central latitudes of the two stations where hailfall occurred. The entropy of a random variable is the average level of information. Here the entropy indicates the number of particles with different Z values within a certain range (30*30*6). The entropy value of Z reflects the degree of chaos of the particles in the

three-dimensional structure. We can find difference between Figure 1 and Figure 2. According to Figure 1, near the 0°C layer (about 3.3 km), the entropy value produces a relatively large change. This could be the effect of the change in the phase state of the particles.

4. Future work

The entropy data based on Radar Reflectivity Factor Z has revealed different characteristics from Z itself, and the future work is to analyze the entropy of Differential Reflectivity ZDR, and the joint entropy of Z and ZDR, and to consider the effect of cloud movement (based on Doppler velocity) to further analyze the changes during hailfall.

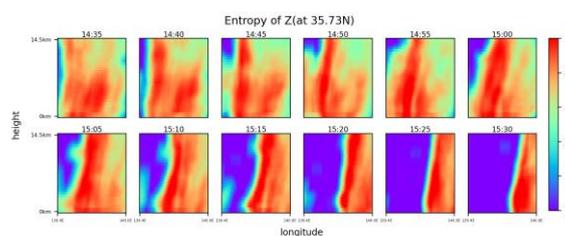


Fig1. Vertical cross section of entropy of Z from 14:35 to 15:30 July 18, 2017, with 5 minutes intervals. According to reports hail occurred at around 15:15.

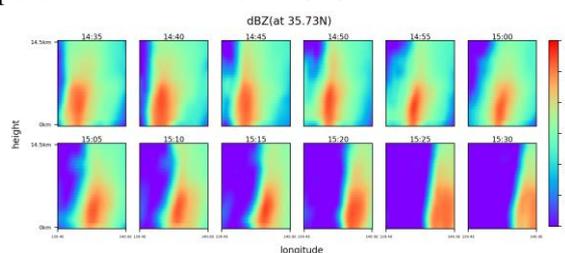


Fig2. Same as Fig 1, except for Z.

References:

- [1] LiP, JiJL, DingQ W,2021. GRNN hail recognition based on entropy method and feature fusion [J]. MeteorMon,47(7):854-861
- [2] Shannon, Claude E. A Mathematical Theory of Communication. Bell System Technical Journal. July 1948, 27 (3): 379-423.

線状降水帯の降水予報精度向上を目指した 気象観測用ドローンを併用した水蒸気観測

*瀬古弘、足立アホロ、梅原章仁、佐藤英一、小司禎教、酒井哲、吉田智(気象研究所)

1. はじめに

気象研究所では、近年、豪雨を引き起こす線状降水帯の予報精度向上を目指し、緊急研究「集中観等による線状降水帯の機構解明」を実施し、令和4年6～7月に九州において集中観測を行う予定である。

その一環として気象観測用ドローンをを用い、令和3年2～3月につくばにおいてゾンデとの比較観測を行ったうえで、九州北部ではレーダー位相観測と併用して屈折率の時間変化の平面分布を得るとともに、九州西側の東シナ海上では気象観測船上で飛行させるドローン観測と船舶 GNSS 観測を併用することで、水蒸気量の鉛直分布が推定できるかどうかを確認する。本予稿ではこれらの計画を紹介したい。

2. レーダー位相観測と併用した屈折率時間変化量の水平分布推定

送電鉄塔等の固定物から反射して戻る気象レーダーの電波から、電波の位相が水蒸気等で遅れる性質を利用して、大気下層の気温と水蒸気の関数である屈折率の時間変化を得ることができる[2]。大気下層の水蒸気分布を得ることができれば、線状降水帯の実況監視に有効な観測データになることが期待できる。しかし、レーダー屈折率観測は観測高度が不明のため、気象観測用ドローンで鉛直プロファイルを高頻度に観測し、時系列を比較することでレーダー屈折率の観測高度を得る(図1)。本研究では気象庁現業の福岡レーダーを用いて、九州北部の大気下層の屈折率の時間変化の平面分布を得る。

3. 船舶 GNSS 観測と併用した水蒸気量の鉛直分布推定

気象庁気象観測船上でドローンを飛行させ、高度1kmまでの水平風や気温、水蒸気量の鉛直分布を得る(図2)。地上固定のGNSS観測による視線水蒸気量では、トモグラフィ法により水蒸気量の3次元構造を解析する研究が行われている[1]。船舶搭載GNSSによる視線水蒸気量解析では、アンテナの揺動により変化する反射波や位相特性の影響を評価し除去する必要がある。そこで、ここでは船舶GNSS観測の疑似視線水蒸気量を数値予報モデルの出力から作成し、トモグラフィ法を適用して、地上GNSS観測と同様に、水蒸気量の水平平均値からの偏差が得られることを確認する。トモグラフィ法は、GNSS受信機の位置が固定されている場合(GEONET等)はGNSS衛星の動きが遅いため解析領域内で視線が交差しないため推定が困難である。船舶GNSS観測では、受信機の移動に伴って視線が多く交差するため、数少ないGNSS受信機でも鉛直分布を得る

ことができる。この偏差が求められれば、ドローン観測値を併用することで、気象観測船の進行方向に沿った水蒸気量の鉛直分布を得ることができる。この鉛直分布により、水蒸気量がどれだけ下層に偏っているかをデータ同化で与えることができれば、可降水量よりもより大きな予報へのインパクトが期待できる。

4. 今後の予定

本予稿では計画を述べたが、春季大会までに福岡レーダーの位相データが得られることから、春季大会では九州北部の屈折率の時間変化分布を、また、気象観測船上のドローン観測では、高分解能な数値予報モデルから作成した模擬視線水蒸気量データをトモグラフィ法に適用して、視線データを与える最適な頻度等の調査結果を示す予定である。

謝辞

福岡管区气象台のご協力により福岡レーダーの位相データを取得します。ここに記して感謝いたします。

本研究は、気象研緊急研究「集中観等による線状降水帯の機構解明」によるものです。船舶GNSSデータは、科研費「船舶搭載GNSSによる東シナ海水蒸気、波浪、海面高度の観測」(代表 小司禎教)により取得します。

参考文献

- [1] Seko, H. et al, 2004: *J. Met. Soc. Japan*, **82**, 569-586.
[2] Seko, H. et al, *SOLA*, **5**, 145-148.

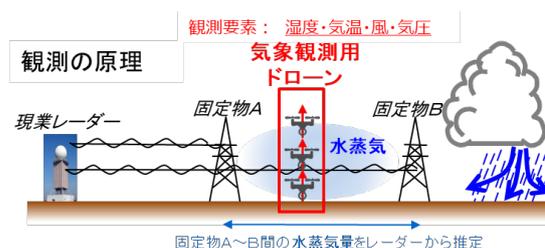


図1 レーダー屈折率推定のためのドローン観測

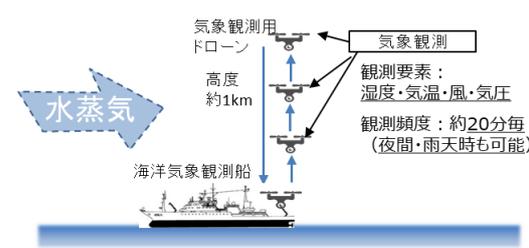


図2 気象観測船上でのドローン観測

複数地域における火星ダストストームの自動領域分割

*小郷原一智 (京都産業大学理学部)

1. はじめに

1 火星年で千個以上発生すると言われている火星のダストストームを、機械学習を用いて自動で検出する方法がすでいくつか提案されている。なかでも [1] は Arcadia 平原西部に注目し、深層学習を用いてダストストームの領域分割を行う方法を提案した。しかし、彼らの研究は $40^{\circ} \times 30^{\circ}$ の領域に限定されており、識別器も当該領域の画像でしか訓練されていない。すなわち彼らの方法を火星全体に応用しようとすると、50 個以上もの識別器を必要とすることになる。本研究では、Arcadia 平原の画像で訓練した識別器が、他の地域におけるダストストーム領域分割にどの程度転用できるのかを検証するとともに、彼らの方法を用いて他の地域で別途識別器を訓練すると、どの程度の精度になるのかを調査する。

2. データ

Mars Global Surveyor (MGS) 搭載の Mars Orbiter

Camera (MOC) によって観測された赤青両波長の画像を使用する。[1] に基づいて作成した Arcadia 平原のダストストーム識別器は、高い精度を示している (図 1)。

3. 結果

Arcadia 平原の画像のみで訓練された識別器を、他の地域にそのまま流用すると、識別精度は著しく低下した。地域が異なれば地面のアルベドパターンも異なるので、この結果自体は自然である。一方、[1] の方法で北半球の別の地域の画像を用いてその地域専用の識別器を訓練しても、Arcadia 平原ほどの精度は得られなかった。

4. 参考文献

[1] Ogohara, K. and R. Gichu, 2022, “Automated segmentation of textured dust storms on mars remote sensing images using an encoder-decoder type convolutional neural network”, *Comput. Geosci.*, 160, 105043.

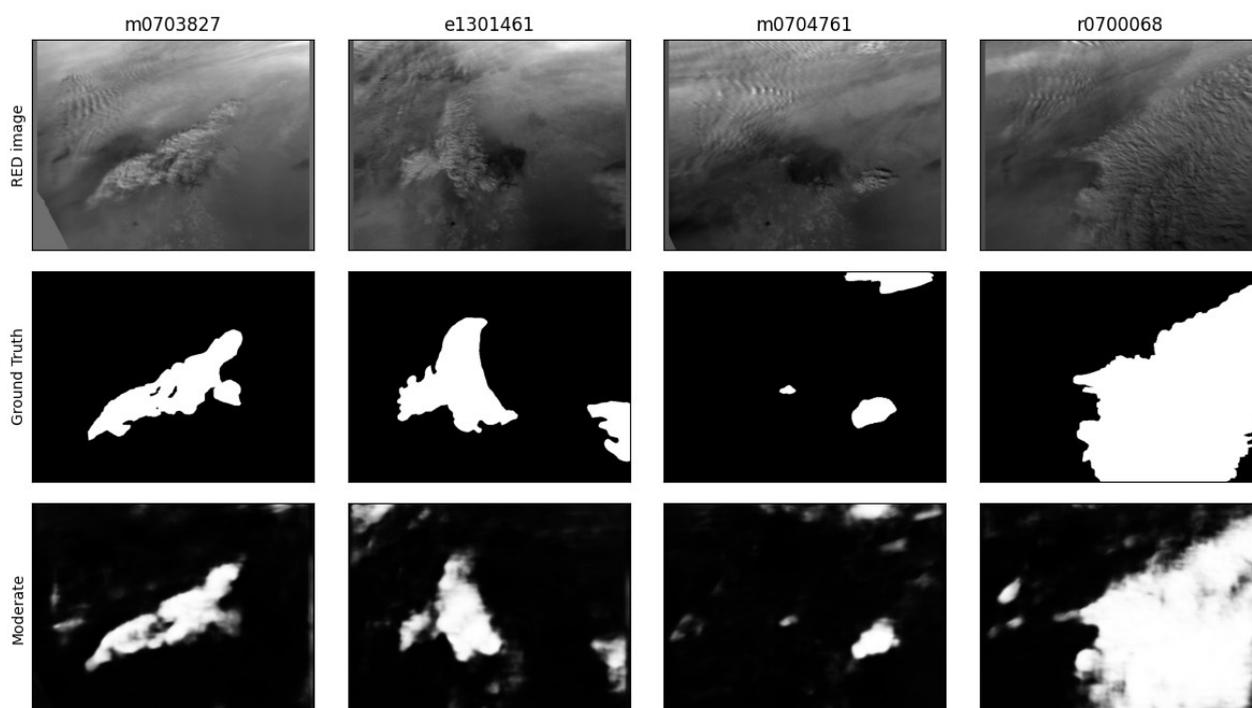


図 1 Arcadia 平原西部におけるダストストームの領域分割の結果。(上段) MGS/MOC によって観測された赤色画像。(中段) 筆者が目視で作成した教師画像。(下段) Arcadia 平原の画像で訓練された識別器による予測画像。陰影はダストストームらしさを示している。([1]の Fig. 4 を改変)

PAWR および CNN による竜巻性渦の立体検出技術の初期評価

*足立透¹,石津尚喜²,楠研一¹,猪上華子³,新井健一郎²,鈴木修¹,藤原忠誠⁴,鈴木博人⁴
 (¹気象研究所, ²アルファ電子/気象研究所, ³気象庁大気海洋部, ⁴東日本旅客鉄道)

1. はじめに

我々は竜巻の高度な監視・直前予測を目的として、フェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)と畳み込みニューラルネットワーク(CNN)を用いた渦の立体検出技術の開発を進めている。本発表では、顕著な気象場のデータを用いた当該技術の初期評価の結果を報告する。

2. 検出技術

本技術では、PAWR による多仰角ドップラー速度データを単一仰角ごとに扱い、CNN による2次元渦探知技術(特許第 6756889 号)を適用して渦候補の抽出と物理量の算出を行った。次に、多仰角で抽出されたこれらの渦候補について品質管理を施した上で、鉛直・時間連続性を有するものを立体的な渦として抽出した。

3. 実験と結果

利用するデータは、気象研究所及び日本無線株式会社がつくば市及び千葉市でそれぞれ運用する PAWR の観測データである。2015 年から 2021 年にかけて激しい風雨が観測された計 46 日間、各サイト 310~340 時間分のデータを対象として、渦検出の評価実験を実施した。

まず、観測圏内に発生した竜巻性の被害事例 9 件(図 1 左)に着目したところ、概ね被害域の通過前の時間帯から渦の検出に成功していることが明らかになった。図 1 (中・右)に、つくば市の PAWR から約 55km の距離で発生した JEF0 の竜巻事例を示す。遠距離で観測された比較的弱い竜巻という、渦検出の難易度が高い

事例であるにも関わらず、被害域通過の約 20 分前から検出し、下層の渦の強まりを捉えるなど、当該技術の高い有用性が示唆された。一方で、降雨減衰や乾燥大気の流れに起因すると考えられる渦パターンの部分的欠落による見逃しも確認され、課題の克服に向けた技術の高度化が必要であることも明らかになった。

次に、竜巻被害報告のない時間帯のデータに着目したところ、台風環境下の境界層ストリークに伴う誤検出を大幅に軽減する効果が確認された。境界層ストリークによる筋状の気流は、その揺らぎや歪みなどによって、しばしば渦と紛らわしいドップラー速度パターンを形成する。PAWR による多仰角観測に基づく本技術では、高度方向に強い一貫性を持たないこのような構造を効率よく排除することができたと考えられる。

4. まとめ

本研究では、PAWR および CNN による渦の立体検出技術について、初期評価を行った。竜巻性の被害事例に対して概ね良好な結果が得られたほか、境界層ストリークに伴う誤検出の軽減効果が認められるなど、本技術の有用性が示唆された。今後、より総括的な評価を行い、諸課題の克服に向けた技術の高度化を目指す。

謝辞 本研究は、官民研究開発投資拡大プログラム(PRISM) および JSPS 科研費(JP21K03666)の助成のもとで推進した。解析の一部には、日本無線株式会社が運用する PAWR データを使用した。

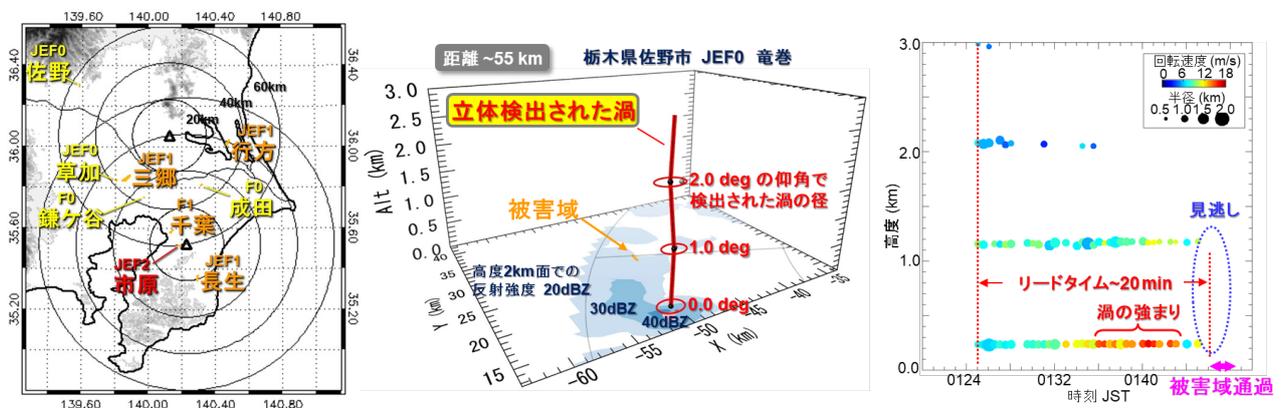


図 1 (左) つくば市および千葉市の PAWR (△に位置) の観測圏内で発生した竜巻性の被害事例。なお、鎌ヶ谷市及び草加市における被害は、竜巻の可能性のあるものの特定に至らなかった事例である。(中) 2019 年 7 月 27 日に佐野市で発生した竜巻に伴う渦の立体検出の結果。(右) 検出された渦の半径・回転速度の時間・高度断面図。

MP-PAWR で観測された関東の降雹事例

* 瀬瀬丈晴, 高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所),

1. はじめに

雹は非常に発達した積乱雲に伴ってもたらされ、日本国内では春から初夏にかけてを中心に降雹による農作物等への被害が発生する。特に、関東平野では雹をもたらすような発達した積乱雲が発生することがしばしばある。このような関東地方における降雹事例について、2017年12月より東京周辺の降水雲の観測を行っている埼玉大学設置のマルチパラメータ・フェイズドレイ気象レーダー (MP-PAWR) の観測データを用いて積乱雲内部の粒子分布およびその時間変化を調べる。

2. 使用データ・手法

埼玉大学設置の MP-PAWR[1]によって得られる偏波パラメータ (レーダー反射強度 Z_h , レーダー反射因子差 Z_{dr} , 偏波間位相差変化率 K_{dp} , 偏波間相関係数 ρ_{hv}) を用いて降水粒子判別[2]を行い、降雹をもたらす積乱雲内部の降水粒子分布を調べる。また、積乱雲の雷活動 (落雷極性と頻度) を調べるため、中部電力の落雷位置標定システム (LLS) のデータも用いた。本予稿ではスペース等の都合上、2018年8月27日の埼玉県を中心とした降雹事例について紹介する。

3. 事例

2018年8月27日は13時過ぎから埼玉・東京両都県西部の山地で積乱雲が発生し始め、15時以降は両県平野部でも雷雲が次々に発生した。特に、17時半～19時半頃は雷活動が非常に活発であり、埼玉大学の停電によってこの時間帯は MP-PAWR が欠測となっている。この日の21時の館野における高層気象観測では、 0°C 高度は約 4.9km, -10°C 高度は約 6.7km であった。図1は MP-PAWR が観測を再開し、かつ東京都内で降雹の報告[3]があった時間帯である 19:45 の落雷地点 (正極雷: 桃色の+印、負極雷: 黒色の×印) と降雹のあった大まかな地点の目安 (赤色点線) を示す。カラーは高度 7.0km における降水粒子判別結果である。[3]で降雹が報告された付近は減衰の影響が大きいので降水粒子判別が欠損となっているが、周辺では湿雹が判別され、さらに多くの落雷が観測されていることから、積乱雲が発達していたことがうかがえる。

4. 今後の予定

本予稿では2018年8月27日の降雹事例の観測例を示したが、MP-PAWR の観測開始後には関東地方で降雹 (もしくは霰) が複数回観測されている。発表ではこれらの事例について、事例解析の結果を紹介する。

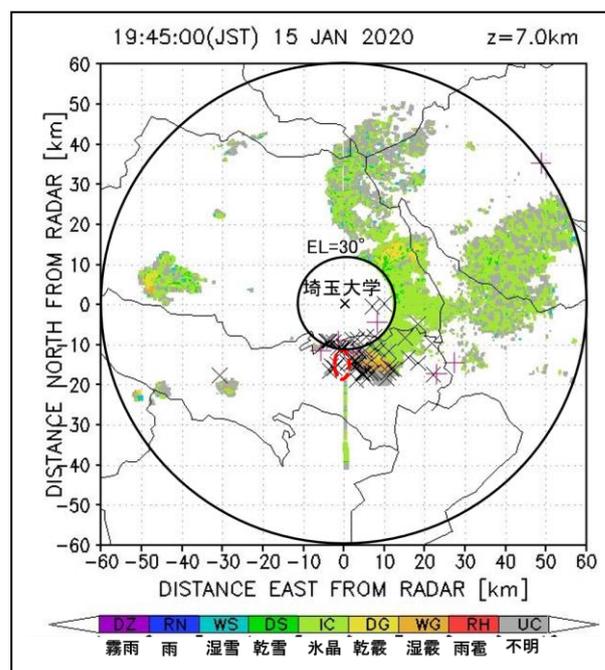


図1 2018年8月27日19:45の高度7kmにおける降水粒子判別結果 (カラー) と落雷地点および地上で降雹が見られた大まかな位置。仰角 30° 以上となる領域は偏波情報劣化のため降水粒子判別を行わない。

謝辞

解析では SIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」において開発された MP-PAWR と、中部電力の LLS のデータを使用させて頂きました。

参考文献

- [1] Takahashi, N., et al., 2019, *J. Disaster Res*, **14**, 235-247.
- [2] Kouketsu, T., et al., 2015, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **32**, 2052-2074.
- [3] 気象庁, 現地災害調査報告, https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/new/20180827/20181024_tokyo.pdf, (2022/2 閲覧).

マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダデータを用いた 孤立積乱雲のライフサイクルにおける内部構造の変化

*宮入真菜 (名古屋大学環境学研究所), 高橋暢宏 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

近年、通称「ゲリラ豪雨」と呼ばれる局地的大雨や集中豪雨などの急激な気象変化による被害が大きな問題となっている。それらは発達した積乱雲によってもたらされるが、1つの積乱雲の寿命は30~60分と短時間であり、早期予測が難しい。マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)は、『迅速な雨雲把握』と『正確な降水量観測』という2つの目的を1つのレーダで実現することができるため、雨雲全体の姿や降雨の状態を連続的に捉え、上空で発生する“豪雨のたまご”を素早く観測し、ゲリラ豪雨なども早期に探知できるようになることが期待される。

本研究では、MP-PAWRによるデータを利用し、積乱雲の発達のパターンや積乱雲の発達における相互作用の理解を目的とし、孤立積乱雲の解析を行った。対象とした事例は2018年8月2日15~16時頃に東京都で観測されたものである。当日は東京都東部でいくつもの積乱雲が発生しており、その中の二つのケースを解析した。

2. 使用データおよび解析手法

使用したMP-PAWRデータは半径60km、高度15kmの3次元情報を、30秒で114仰角、300方位角でカバーするものである。解析は、個々の積乱雲の同定、ライフサイクルの特徴抽出(ファーストエコーの高度、最大エコー頂、最大エコー強度、粒子判別)を行った。

3. 結果

解析を行った二つのケースをそれぞれCase1, Case2とする。Case1は大田区のあたり(レーダから見ておよそ南南東の方角)で発生し、15:06:30 - 15:32:00までの約25分間の事例であり、川口らによる先行研究[1][2]でも解析が行われている。Case2は墨田区のあたり(レーダから見ておよそ南東の方角)で発生し、15:11:00 - 15:42:00までの約31分間の事例である。どちらもレーダ反射因子30dBZ以上の領域を定義した降水コアが検出され、そのコアが地上付近まで落下したとほぼ同時に地上での降水が最大となっていた。二つのケースの降水コアについて、Case1では鉛直方向、Case2では斜め方向と構造の違いが見られた。MP-PAWRと館野の高層気象観測によって得られた気温のデータを用いて粒子判別[3]を行った結果、Case1では先行研究

[1][2]の結果同様、初期の降水コアはWet Graupelで構成され、落下に伴いrainに変化する様子が確認された。一方、Case2では上層でWet Graupelが多く生成されていたが、Case1のような降水コアに合ったWet Graupelは確認されなかった。また、MP-PAWRによるドップラー速度の解析による結果から、Case1では積乱雲内部のドップラー速度の変動が大きく、明確な収束や発散といった風の流れが見られたが、Case2ではCase1に比べてドップラー速度の変動が小さく、発散や収束がはっきりとは見られなかった。このような積乱雲内部での風の影響により、Case2ではCase1に比べて降水コアに対するWet Graupelができていく環境であったと考えられる。これら二つの事例の解析から、孤立積乱雲の内部構造の変化の違いやその環境の違いについて比較をすることができた。

4. 今後の計画

風速の鉛直分布などの解析を行い、雲内部のより詳細な時間変化を明らかにする。また、他の事例の解析も行い、共通する特徴や特有の特徴などの比較を行うことで、積乱雲の発達におけるより細かい分類や、次から次へと発生し衰退していく積乱雲の相互関係を明らかにしていく。

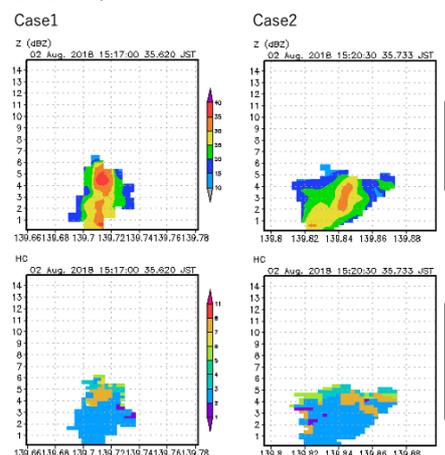


図1. 2018年8月2日に観測された孤立積乱雲の二つの事例における最盛期の鉛直構造の比較。上段はレーダ反射因子を、下段は粒子判別の結果を表す。

参考文献

- [1] 川口ほか, 2020: 日本気象学会 2020年春季大会, P328.
- [2] 川口ほか, 2020: 日本気象学会 2020年秋季大会, PR-03(P3P).
- [3] Kouketsu et al., 2015: JTECH. 32,2052-2074.

2018年8月26日に発生した「青天の霹靂」と親雲の特徴

*櫻井 南海子¹・工藤 剛史²

(1: 防災科学技術研究所・2: 音羽電機工業)

1. はじめに

雷雲の側面からリーダが飛び出して地面に落ちてくる負極性落雷がある。青天の霹靂という。雷への警戒心が薄くなりがちな雨が降っていない領域に落雷することがあるため、非常に危険な雷である。青天の霹靂は、雷の3次元観測が可能になってから、めずらしい現象ではないことが既に米国などで報告されている。しかしながら、日本では、Sakurai et al. (2022)が事例解析を報告しただけで、青天の霹靂の実態把握は殆ど行われていない。本研究では、防災科研が首都圏に展開している Lightning Mapping Array (Tokyo LMA)を用いて、2018年8月26日に観測された青天の霹靂の事例解析を行ったので、結果を報告する。

2. データ

解析に使用したデータは、Tokyo LMAで観測された雷放射源の位置標定点と埼玉大学に設置されているMPフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)、フランクリン・ジャパン(JLDN)の落雷および雲放電データである。

解析した事例は、2018年8月26日に茨城県南西部で発達した雷雲とそこから発生した青天の霹靂である。

3. 観測結果

2018年8月26日18時45分50秒から19時2分30秒(JST)の期間にTokyo LMAで観測された雷放射源の分布図と鉛直プロファイルを図1に示す。電荷構造解析から、この雷雲は上層に正電荷領域、中層に負電荷領域、下層に正電荷領域をもつ3極構造をしていた(図略)。雷放射源の鉛直分布を見ると、高度約13kmと約6kmに極大が見られ、それぞれ正電荷領域と負電荷領域に対応する。この雷雲では、負電荷領域の雷放射源数の極大の方が上層の正電荷領域の雷放射源数よりも大きかった。通常、VHF帯の観測では、正電荷領域の雷放射源の検知数の方が負電荷領域で位置標定される雷放射源数に比べてずっと多い。このことから、この雷雲は通常の雷雲よりも負電荷領域が大きかった可能性が考えられる。JLDNの落雷データを見ると、この雷雲から発生した対地雷の殆どが負極性落雷だった。青天の霹靂は、中層の負電荷領域と上層や地面等の正電荷領域との間で中和する負極性落雷である。これらのことから、この雷雲は青天の霹靂が起りやすい雷雲の電荷構造だったと考えられる。

図1の矢印で示す雷放電を抽出し、雷雲と重ねて三次元表示したものを図2に示す。リーダが高度10km付近から雷雲の外に飛び出し、地面に向かって進展する様子が見られる。雷雲は図の左から右へ移動しており、青天の霹靂による落雷は、雷雲の進行方向から見て後方に落雷していた。

4. まとめ

2018年8月26日に茨城県内南西部で発達した雷雲を解析し、雷雲および青天の霹靂の特徴について調べた。発表では、18時51分の事例以外の青天の霹靂についても報告する。

謝辞 本研究の解析に、NICTのMPフェーズドアレイ気象レーダ(MP-PAWR)を使用しました。

参考文献

Sakurai et al., 2022:3D total lightning observation network in Tokyo metropolitan area (Tokyo LMA), *J. Disaster Res.*, 16, 778-785.

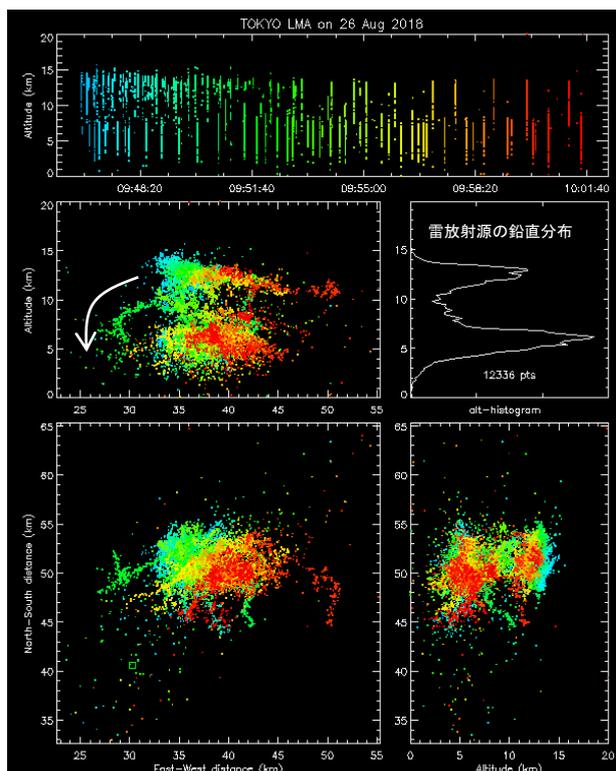


図1 2018年8月26日9時45分50秒から10時2分30秒(UTC)にTokyo LMAで観測した雷放射源の分布を示す。色は寒色系から暖色系へ時間の経過を示している。

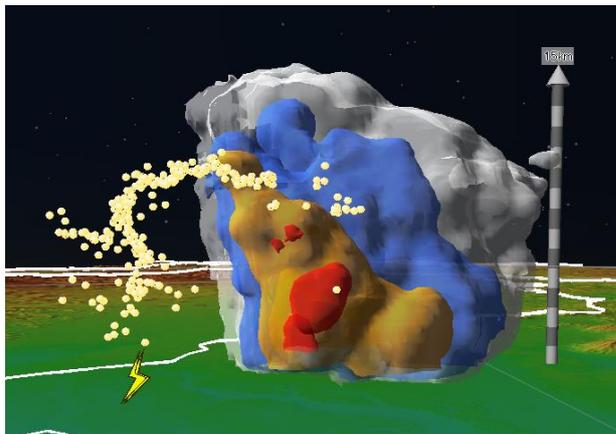


図2 2018年8月26日18時51分に発生した青天の霹靂と親雲。黄色の丸はTokyo LMAで観測された雷放射源を示し、シェードはNICTのMP-PAWRで観測された降水域を示す。白色、青色、橙色、赤色は、それぞれ30 dBZ、40 dBZ、50 dBZ、60 dBZを示す。雷印は、JLDNで観測された落雷地点を示す。地図は国土地理院の色別標高図を使用。

雷撃密度と雨量の分布から見た北関東における雷神社の分布の特徴

後藤 恵津子(無所属)・*岩崎 博之(群馬大学教育学部)

1. はじめに

夏期に熱雷が多発する北関東(栃木・埼玉・群馬・茨城)には、雷電神社や火雷神社など「雷」を冠する神社があり、雷神社と呼ばれている。その祈願目的には、雷を恐れる「雷除け」と雷からの恵みを期待する「雨乞い」に大別される。同じ雷神を祀る神社でありながら、「恐れ」と「恵み」という人間の相反する感情が反映されている。落雷が多い地域には雷除雷神社が多く、雨が少ない地域では雨乞雷神社が多いとする文献も多いが、その関係を定量的に示した研究は知られていない。

ここでは、夏期の雷撃密度・雨量の分布と雷神社の祈願目的の関係を定量的に示し、更に、過去の雷神信仰などの研究成果を参考にすることで得られた知見を紹介する。

2. 雷神社の定義と解析データ

ここでは社名に「雷」を冠する神社を「雷神社」と定義した。北関東4県の宗教法人名簿に記載された神道系の神社(7040社)には104社の雷神社が、更に、インターネット上の地図と聞き取り調査から72社の雷神社が確認できた。この176社の雷神社のうち167社において現地での聞き取り調査を行い、94社の祈願目的を明らかにした。

次に、2009-2020年の夏期(7月15日-9月15日)を対象に、緯度・経度0.1度の空間分解能で、雷撃密度と雨量の分布を作成した。雷撃密度と雨量の計算には、それぞれ、WWLLN(World Wide Lightning Location Network) データとを気象庁合成レーダーデータを用いた。

3. 祈願目的と雷撃密度と雨量の分布との関係

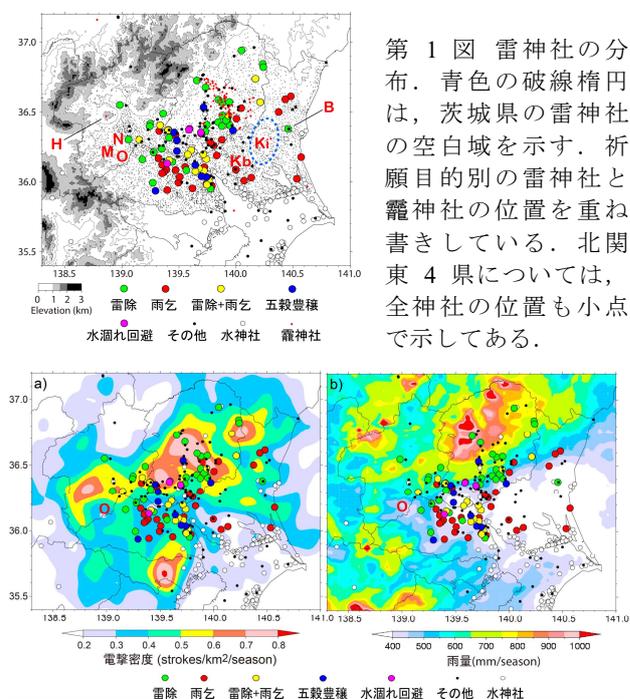
第1図に祈願目的別の雷神社の分布を示す。関東とその隣接県には131社の雷神社が鎮座しているが、その82%が北関東に在る。雷神社の数は栃木、埼玉、群馬、茨城の順に少なくなる。茨城県には、関東三雷神の金村別雷神社と別雷皇太神(第1図のKBとB)があり、雷神信仰が浸透していると思われるが、その2社の中間は雷神社の空白域(第1図の青楕円)であることは興味深い。

雷を恐れる雷除雷神社と雷からの恵みを期待する雨乞雷神社は、それぞれ31社ある。第2図から、雷除雷神社は宇都宮周辺などの雷撃密度が高い地域に、雨乞雷神社は埼玉中部や茨城県の雨量の少ない地域に多いことが分かる。これを定量的に示すために、北関東を0.2度×0.3度の格子で分割し、雷撃密度と雷除雷神社の割合、および、雨量と雨乞雷神社の割合を調べ、その結果を第3図に示す。全神社数に占める雷除雷神社の割合は雷撃密度と高い正の相関があり、また、雨乞雷神社の割合は雨量と負の相関がある。それぞれの相関は統計的に有意である。つまり、これまで定性的に解釈されてきた雷神社の祈願目的と落雷頻度・雨量との関係を定量的に示すことができた。

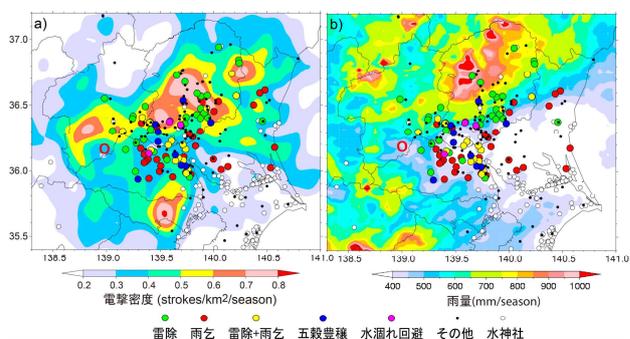
4. 雨乞雷神社が重視されなかった地域の特徴

雨量の多い地域には雨乞雷神社は少ない(第3b図)。しかし、民俗学の研究によると、農作物の生育状況が天候に大きく左右された時代には、気候学的に雨量の多い地域でも旱天が続くと雨乞い行事が行われていた。では、なぜ、雨量が多い地域では雷神社に雨の恵みを託さなかったのか。

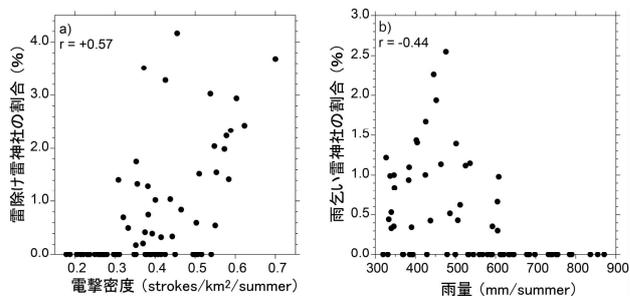
ここでは雷除雷神社が集中するが、雨乞雷神社が確認されておらず、かつ、夏期雨量が多い宇都宮周辺に注目する(第2図)。宇都宮近隣の市貝町には1183年に建立された社格の高い闇籠(くらお)神社が鎮座し、宇都宮周辺には90社以上の高籠神社もある(第1図の赤点)。「籠」は水を掌る龍神を意味し、闇籠神社と高籠神社は雨乞いのための神社でもある。宇都宮周辺は闇籠神社と高籠神社の信仰圏に属するため、あえて雨乞雷神社を建立する必要がなかったのかも知れない。



第1図 雷神社の分布。青色の破線楕円は、茨城県の雷神社の空白域を示す。祈願目的別の雷神社と籠神社の位置を重ね書きしている。北関東4県については、全神社の位置も小点で示してある。



第2図：雷撃密度の分布(a)と雨量分布(b)。図中の丸は、祈願目的別の雷神社の位置を示す。



第3図：解析単位の全格子(経度0.2度×緯度0.3度)についての(a)雷撃密度と雷除雷神社の割合、(b)雨量と雨乞雷神社の割合

梅雨前線帯降水システムで発生した複数の突風の事例解析

*塚越葉奈・坪木和久 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

梅雨前線が停滞していた2020年7月8日0630JSTごろから0740JSTごろにかけて、三重県桑名市、岐阜県加茂郡八百津町、愛知県豊橋市、静岡県浜松市の4ヶ所で突風被害が確認された。また、これら突風は気象庁現地災害調査で現象区別が特定されていない[1]。本研究は客観解析データを用いた環境場推定とレーダ解析による突風の現象識別を行った。これにより本事例が発生した環境場と発生した突風の種類を明らかにし、4つの突風がどのように発生したのかを考察することを目的とする。

2. 使用データと手法

環境場推定には気象庁局地客観解析及びXRAIN合成雨量を使用した。

レーダ解析には突風発生地点を観測範囲とする安城、尾西、鈴鹿、浜松のXRAINレーダのドップラー速度(V_r)と水平反射強度(Z_h)を使用した。単一ドップラー解析による渦・発散の検出、または[2]の手法を用いたデュアルドップラー解析による鉛直流の検出を行い、各突風の現象を識別した。

3. 結果と考察

突風発生時刻付近、東海地方には梅雨前線が停滞しており日本海は気圧の谷となっていた。2020年7月8日0630JST~0730JSTのXRAIN合成雨量をFig.1に示す。南西—北東走向の梅雨前線の降水帯内部に20 mm/h以上の強降水域が存在し、0630JSTにこの強降水域が南北に分裂した。分裂後、北側の降水域では非常に強い降水がみられ0700JST以降この降水域が弱まっていることから降水セルが衰退期に入ったと考えられる。また、南側の強降水域はボウエコーとなり0730JSTにかけて強い降水強度を維持した。局地客観解析ではこの強降水域に対応すると考えられる大きな相当温位勾配が存在した。勾配周辺のCAPEは 300 Jkg^{-1} 以下の小さな値を示し、勾配の南東側で南風と暖気移流、北西側で西風と寒気移流がみられた。このことから環境場はスーパーセルが発達しにくい場で、梅雨前線帯内部における低相当温位空気塊前面のシアラインに降水システムが発達したと考えられる。これは西側からの寒気移流

と梅雨前線に伴う暖湿流が原因であり、降水セルの発達期に鉛直渦度増大と強い上昇流が、衰退期に非常に強い降水に伴う下降流が発生したと考えられる。

レーダ解析では、4つの突風のうち3つが竜巻、1つがダウンバーストと識別された。三重県桑名市の突風はデュアルドップラー解析で竜巻と識別され、強降水域分裂時に形成されたフックエコーと弱い反射強度域(Weak echo region)の境界で発生していた。岐阜県八百津町の突風は降水セル衰退期の非常に強い降水域で発生しており、単一ドップラー解析でダウンバーストと識別された。愛知県豊橋市と静岡県浜松市の突風はボウエコー頂点付近の前面で発生しており、いずれも単一ドップラー解析で竜巻と識別された。分裂した降水システムの構造や降水セルの発達段階の違いが、近接した時間内に異なるタイプの突風を発生させたと考えられる。

4. まとめ

2020年7月8日に東海地方で発生した4つの突風について事例解析を行った。突風発生時、梅雨前線帯の内部で暖気移流と寒気移流によるシアラインが形成されたことで降水システムが発達した。この降水システムの分裂や分裂後の構造の違いと、システム内部の降水セルの発達段階の違いにより、短い時間内でダウンバーストと竜巻というタイプの異なる突風が発生したと考えられる。

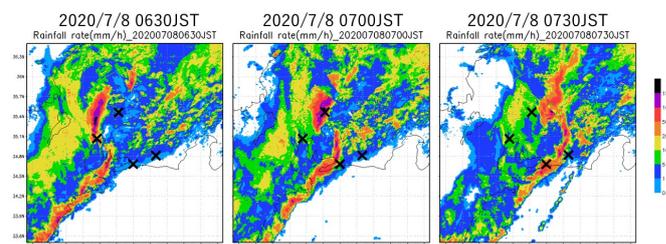


Fig.1 2020年7月8日0630JST-0730JSTにおけるXRAIN合成雨量(単位はmm/h, ×印は突風発生地点を示す。)

参考文献

- [1] 気象庁竜巻等の突風データベース最近発生した事例一覧(速報), https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tomado/new/list_new.html (2022/02/06 閲覧)
- [2] 清水・前坂, 2007, 防災科学技術研究所研究報告, 70, 1-8.

エアロゾル・雲・降水統一(CReSS-4ICE-AEROSOL)モデルを用いた

UAE 日周対流雲の再現実験

*村上正隆^{1,2}, 長谷川晃一³, 紀平旭範³, 榊原篤志³, 竹村俊彦⁴, 吉住蓉子¹, 篠田太郎¹, 加藤雅也¹
(1 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2 気象研究所, 3 中電シーティーアイ, 4 九州大学応用力学研究所)

1. はじめに

エアロゾルの雲・降水影響(意図的・非意図的気象変化)に関する研究の一環として、雲核・氷晶核として働くエアロゾル粒子の雲生成・降水発達に及ぼす影響を調べるため、CReSS-4ICEパラメタリゼーション(村上ほか、2021年度春季大会)にエアロゾル・雲・降水統一パラメタリゼーションを追加しCReSS-4ICE-AEROSOLを開発し、理想化実験で動作確認を行ってきた(村上ほか、2021年度秋季大会)。

本稿では、夏季UAE上空に発生した日周対流雲を対象として、全球エアロゾルモデル、SPRINTARS(Takemura et al., 2000, 2002, 2005)の計算結果を初期値・境界値とした現実的数値実験を行い、航空機観測データを用いてCReSS-4ICE-AEROSOLモデルの再現性能を検証したので、その結果を報告する。

2. CReSS-4ICE-AEROSOLの概要

雲・降水粒子の取り扱い(CReSS-4ICE): 雲・降水粒子は雲水・雨水・雲氷・雪・霰・雹の6種類からなり、それらの粒径分布は3パラメータからなるガンマ関数で表し、形状パラメータは任意の値を持つことができる。雲氷は粒径が小さく(落下速度も小さく)、雲粒捕捉成長を開始する前の粒子と定義した。詳細は村上ほか(2021年度春季大会)を参照のこと。

エアロゾルの取り扱い(CReSS-4ICE-AEROSOL): 大気中及び雲粒子・降水粒子中の各種エアロゾル(最大20種まで)は対数正規分布を仮定し、混合比と数濃度を予報変数とし、移流・拡散・沈降・Precipitation scavenging・Nucleation scavenging過程を考慮して計算される。雲粒子・降水粒子間の衝突・併合過程に対応して、雲粒子・降水粒子中のエアロゾル濃度の変化も計算される。雲粒子・降水粒子の蒸発・昇華蒸発時のエアロゾル粒子の大気中への再放出も考慮されている。各エアロゾル種はCCN能(吸湿度)と氷晶核能(INAS)で特徴付けられる。詳細は村上ほか(2021年度秋季大会)を参照のこと。

SPRINTARSからのエアロゾル情報の取り込み: SPRINTARSでは、硫酸塩、有機炭素、無機炭素、有機炭素と無機炭素からなる内部混合粒子、海塩、鉱物ダストの6種類のエアロゾルの質量混合比を予報変数としている。前者4種は対数正規分布を仮定して、モード径・分散幅・粒子密度を固定値としている。後者2種はそれぞれ、 μ サイズ3ビン、サブ μ サイズ3ビンの計6ビンの質量混合比で粒径分布を表現している。各エアロゾル種のCCN能として異なる吸湿度(固定値)を与えている。CReSS-4ICE-AEROSOLでは、これら6種のエアロゾルを8つのモード(海塩と鉱物ダストは μ サイズとサブ μ サイズのbi-modal)の対数正規分布で扱っている。前者4種

はSPRINTARSからの質量混合比とCReSS-4ICE-AEROSOL側のモード径の初期値・分散幅・粒子密度から数濃度を算出している。後者2種はそれぞれ3ビンの質量混合比分布から粒子密度を考慮して数濃度を計算し、3 BINを合計した質量混合比と数濃度で対数正規分布を規定(モード径の初期値を決定、分散幅は固定値)する。

3. UAE日周対流雲の再現実験

2017年9月16日にUAE東部山岳域上空で発生した日周対流雲(Orikasa et al, 2020)を対象として、全球エアロゾルモデル、SPRINTARS、の計算結果(海塩、ダスト、有機炭素、無機炭素、有機・無機炭素の内部混合、硫酸塩エアロゾルの空間濃度)を初期値・境界値とする、エアロゾル・雲・降水統一雲物理パラメタリゼーションを組み込んだ数値モデル、CReSS-4ICE-AEROSOL、を用いたシミュレーションを実施、エアロゾル・雲の微物理構造に関するモデル性能の検証を行った。

図1にCCNとINPとして働く主要なエアロゾル種と考えられる硫酸塩と鉱物ダスト粒子数濃度の16日10LTにおける空間分布を示す。

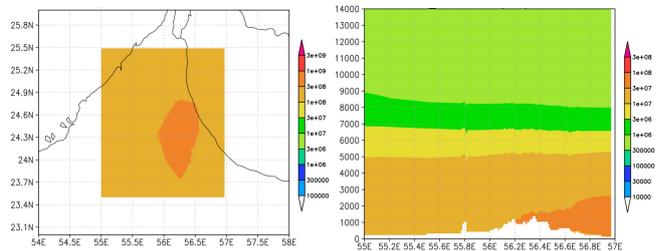


図1 雲底直下の硫酸塩(左)、ダスト(右)エアロゾル数濃度(#/kg)の水平分布と24Nを通る鉛直分布

図2には、これらエアロゾル粒子を雲底から取り込んで発生した日周対流雲の雲底付近(3.7km)の雲粒数濃度と -10°C 高度(7.0km)付近の雲氷数濃度の水平分布を示す。

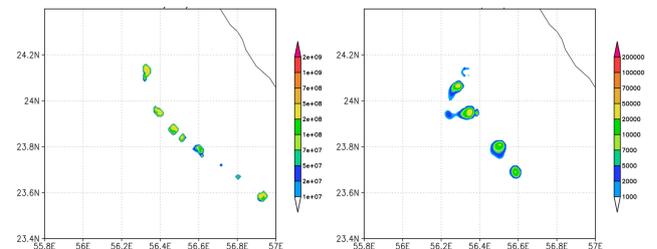


図2 16日14LTにおける雲底直上の雲粒(左)、 -10°C 高度付近の雲氷(右)の数濃度(#/kg)

シミュレーション結果は航空機観測から得られた雲微物理構造をおおむね再現していることが示された。

Idealized Large-Eddy Simulations of Arctic Mixed Clouds Observed during M-PACE Campaign

*Ong Chia Rui (東京大学), 小池真 (東京大学), 端野典平 (高知工科大学),
三浦裕亮 (東京大学)

1. Introduction

Low-level mixed-phase clouds play very important role for Arctic climate. However, there is still great uncertainty in understanding microphysical properties and processes of these clouds and how they are represented in numerical model simulations. In general, Arctic mixed-phase clouds have been studied using large eddy simulation (LES) and model inter-comparison has been conducted for specific cloud systems observed during field campaigns to evaluate model performance. A cloud system observed over the open sea during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment, M-PACE, is one of these well-known systems, in which active riming took place [1]. In this study, we simulate this cloud system to evaluate performance of the SCALE-AMPS LES model [2, 3, 4], which adopts one of the most sophisticated cloud microphysical representation, following the setup used in the previous inter-comparison study. We also conduct sensitivity test of ice habits to study the impact of different ice habits on evolution of mixed-phase clouds.

2. Model setup

We adopt the bin spectral microphysics scheme AMPS, which can preserve the particle geometrical characteristics and mass composition by defining the axis lengths, crystal mass, riming mass, and aggregation mass as prognostic variables in each bin. The computational domain is 10 km wide and 2 km high. Integration time is 12 hr. The grid size is 50 m and 20 m in horizontal and vertical directions, respectively. We follow [1] for the initial and boundary conditions. The water vapor profile is taken from the balloon-sonde data at the Barrow station. We turn on the immersion freezing scheme which uses the classical nucleation theory for ice formation. Table 1 summarizes dominant ice habits and types in the control run and sensitivity tests.

Table 1.

Experiment	Dominant habit	Dominant type
Control run	Dendrite	Graupel
Plate run	Plate	Graupel
Spherical run	Plate (regular hex.)	Graupel
Column run	Column	Graupel
Crystal run	Dendrite	Crystal

3. Results and conclusion

In the control run we find a good agreement with observations, including liquid water content and ice water content when ice particle number concentration is reproduced. We will present results from the sensitivity experiments in which ice habits influence the water content of mixed-phase clouds through Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) and riming processes due to different terminal velocity and collisional efficiency.

Reference:

- [1] Klein, S., et al., 2009, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 979-1002
- [2] Nishizawa, S., et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393-3419.
- [3] Sato, Y., et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **12**, 23.
- [4] Hashino, T., Tripoli G. J., 2007, *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2210-2237

雲解像モデルに基づくスペクトル型 積雲対流スキームの性能まとめ

*馬場雄也 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

対流活動を伴う積雲対流は、大気大循環モデルでは通常は計算格子で解像できないため、積雲対流スキームを用いてモデル化する必要がある。しかし、計算格子で解像せずに積雲対流をうまくモデル化することは難しく、このため積雲対流スキームはモデルバイアスの主な原因となってきた。従来の研究では積雲対流をより精緻に表現するために工夫が重ねられてきたが、モデルは複雑化したものの性能向上は限定的など、成功した開発は多くはない。これはモデルの中で何をどのように表現しようとするか、そのモデル化の方法が誤っていたためであると考えられる。(1) 積雲対流スキームはその特性上、計算格子内に含まれる多数の積雲対流をモデル化するため、グリッド内部の統計的な雲の構造を表現する必要があり、(2) その構造は現実に即した法則に従って形成されなければならない。この2点に着目し、筆者は新しい積雲対流スキームを開発し[1]、性能の評価を行ってきた。この発表ではその性能のまとめについて発表する。

2. 積雲対流スキームの開発とその性能

雲の構造を観測データのみから詳細に得ることは難しいため、モデル化する積雲対流のデータは雲解像モデルにより統計的に得ることが望ましい。雲の構造を決めるのにはエントレインメントが大きな影響を持つことから、雲・大気間の質量交換に着目してシミュレーションから得られた物理量を解析し(図1)、雲内部のエントレインメントモデルを開発した[1]。このモデルは積雲対流の深さに寄らず適用可能で、積雲対流のスペクトル表現[2]と合わせて適用することで、様々な深さの雲を一つのスキームで表現することを可能とした。

積雲対流スキームが苦手とする現象の一つに雲の階層的構造を持つマッデン・ジュリアン振動(MJO)があるが、開発したスキームはどの大循環モデルでもMJOを再現可能であることが分かった[1, 3, 4, 5]。通常、積雲対流スキームの性能は実装されるモデルに依存することが多いが、このことは開発したスキームが普遍的に高い性能を持つことを示している。性能向上の原因を調べると、組織化された対流が発達する際に浅い対

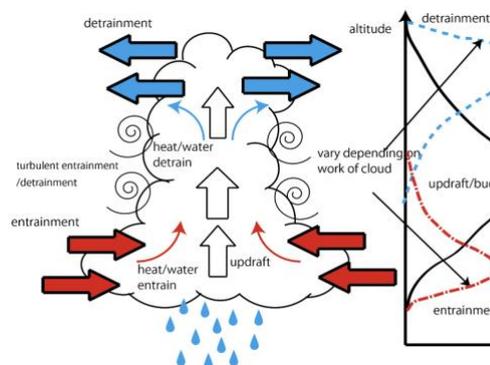


図1：積雲対流内部構造の概略図

流と深い対流をバランスよくかつタイミングよく再現できていることが分かった。小規模の変動に対する性能として熱帯低気圧、降水の日周期についても調べている。熱帯低気圧についてもスキームは現象の再現性を向上させた。熱帯低気圧の再現性はモデルバイアスに依存していて、バイアスが低下することで熱帯低気圧の発生頻度、強度、分布が改善することが確認された[6]。また、解像度を上げたときの強度改善傾向も向上していた[7]。降水の日周期も積雲対流スキームが苦手とする現象であるが、開発したスキームは従来スキームと異なり、変動が特に大きい海大陸での日周期を観測と比較して良好に再現することができている[8]。

3. 今後の展開

開発した積雲対流スキームは様々な大気モデルで性能向上を示した。大気・海洋結合モデルでも性能向上を示す可能性が高く、予測研究に役立てられることが期待されている[5]。

参考文献

- [1] Baba, Y., 2019, *Clim. Dyn.*, **52**, 309-334.
- [2] Arakawa, A., Schubert, W. H., 1974, *Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- [3] Baba, Y., 2020, *Atmos. Res.*, **233**, 104707.
- [4] Baba, Y., Giorgetta, M. A., 2020, *J. Adv. Model. Earth Sys.*, **12**, e2019MS001732.
- [5] Baba, Y., 2021, *Int. J. Clim.*, **41**, 6690-6712.
- [6] Baba, Y., 2021, *Quart. J. Rol. Met. Soc.*, **147**, 1170-1188.
- [7] Baba, Y., Ogata, T., 2022, *Dyn. Atmos. Ocn.*, in print.
- [8] Baba, Y., 2020, *Dyn. Atmos. Ocn.*, **70**, 21-39.

ふた山形状の雨滴粒径分布の観測事例解析 と形成物理メカニズム

岡崎恵・竹見哲也・柳瀬友朗(京都大学大学院理学研究科), 大石哲・梶川義幸
・山浦剛・松嶋知樹(神戸大学大学院工学研究科), 阿波田康裕 (JAXA)

1. 序論

雨滴粒径分布は降水現象の定量的な理解に必要である。粒径分布の関数として指数分布[1]や修正ガンマ分布[2]が広く使用されている。ふた山形状の雨滴粒径分布とは、数密度が最大となる小さい粒径クラスに加え中程度の粒径クラスにも極大を持つ分布のことである。その形成メカニズムについては様々な見解があるものの、統一した見解は未だ示されていない。本研究では、ふた山形状の雨滴粒径分布の形成物理メカニズムについて、観測値解析により説明することを試みる。

2. 使用したデータ

千葉県勝浦市において 2DVD (two dimensions video disdrometer) (35.21N, 140.32E) と X バンド二重偏波気象レーダー (35.15N, 140.32E) による同期観測を行った。本研究では台風と低気圧の影響によって関東地方で大雨となった 2019 年 10 月 25 日の事例を対象とした。

3. 2DVD 観測結果

日本時間 16:14~16:16 の間にふた山形状の雨滴粒径分布が観測された。ふた山形状の雨滴粒径分布が観測される直前まで 30mm/h 以上の強い降雨が続いていたが、その後、約 10mm/h 以下まで減少し、雨滴粒径分布はふた山型となった。降水強度の減少に伴い、新しい降水粒子の生成も減少したと考えられる。一方で、粒径の小さい降水粒子の衝突併合過程による成長は、降雨が弱まった後も継続していたことが示唆される。ふた山形状の雨滴粒径分布の 2 つ目のピークは、降雨量の減少する中、その粒径より小さい粒子による衝突併合過程によって形成されたのではないかと考えられる。

4. X バンド二重偏波気象レーダー観測結果と考察

雨滴粒径分布がふた山になる直前まで K_{DP} が 3 以上の降雨域が存在していた(図 1)。ふた山型の雨滴粒径分布が見られた時間帯では、 K_{DP} は 1 未満となった。 K_{DP} が 3 以上の降雨は対流性降雨、 K_{DP} が 1 未満の降雨は層状性降雨であることが示唆される。降雨量の減少は対流性降雨から層状性降雨への移り変わりによるものであったことが考えられる。また、対流性降雨内には多くの大きな雨粒が含まれており、大きな雨粒の存在によって衝突併合過程が促進されたことが示唆される。

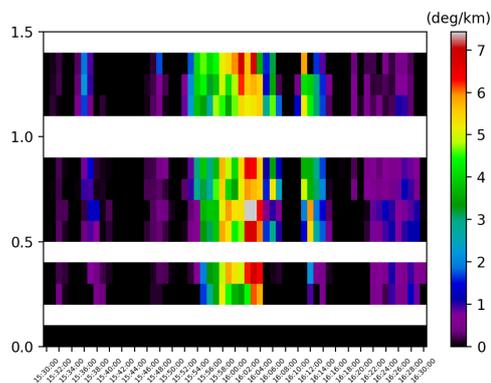


図 1 2DVD 上空の降水形態(K_{DP})。横軸:時間(JST),縦軸:高度(km)。

5. 結論

ふた山形状の雨滴粒径分布は、

- ① 降雨システムが対流性降雨から層状性降雨へ移り変わることに伴う降雨量の減少
- ② 対流性降雨からもたらされる大きなサイズの降水粒子の増加によって促進される衝突併合過程によって生成されると提案する。

6. 今後の展望

今回の結論を踏まえ、別の事例に関して解析を行い、論理の整合性を図りたい。また、ふた山形状の雨滴粒径分布は一般的に使用される修正ガンマ分布では表しきれない[3]ため、降雨強度推定に対して影響を及ぼしている可能性がある。そのため、雨滴粒径分布がふた山になる時間帯の降雨強度推定について検討したい。

参考文献

- [1] Marshall, J. S., and Palmer, W. M: The Distribution of Raindrops with Size., *J.Meteor.*, Vol.5,pp.165-166, 1948.
- [2] Ulbrich, C.W.: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution, *J.Climate Appl. Meteor.*, Vol22,pp.1764-1775,1983.
- [3] D'Adderio, L. P., F. Porcù, and A. Tokay, 2015: Identification and analysis of collisional breakup in natural rain. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3404-3416.

弘前市における降水の同位体比変動 -2021年2月16日の降水起源-

上野優 (弘前大学理工学部), *谷田貝亜紀代 (弘前大学大学院理工学研究科),

芳村圭 (東京大学生産技術研究所)

1. はじめに

降水の安定同位体比は相変化の際、分別と呼ばれる同位体比の変化により、その水が経た相変化と循環過程の逆推定が可能となる[1]。そのため、冬季の地形性降水の雲微物理過程を理解のために、水の安定同位体を用いた研究が進められているが、日変化や季節変動に関する研究はまだ多くはない。そこで、本研究では弘前市における冬季の日降水の安定同位体比を観測し、モデル (IsoRSM [2])を用いて同位体比変動の解析から、変動の原因と降水の輸送経路を明らかにすることを目的とする。

2. データと解析手法

降水観測は2020年12月1日から2021年2月28日まで、弘前大学理工学部屋上 (青森県弘前市)でポリ袋を入れたバケツを24時間設置して行い、採集した降水は水同位体分析計 (Picarro L2120-i)で分析し、水の安定同位体 ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$)と d-excess ($\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$)を求め、2021年2月16日に観測された発達した低気圧通過に伴う降水を対象事例とした。

モデルは、米国環境予測センター (NCEP)とスクリプス海洋学研究所 (ECPC)にて開発された領域気象スペクトルモデル (RSM)に、新たなトレーサーとして水の安定同位体を導入した領域版大気大循環モデル IsoRSM を用いて、対象期間は2020年11月26日00UTC~2021年3月1日00UTCとし、初期・境界条件を変え、次の2つの方法で、計算領域を28.277~50.158°N, 119.58~146.258°E、解像度30kmで実行した。方法Iは、水の安定同位体をトレーサーとして設定した同位体実験で、上記期間の同位体比の再現を確認した。方法IIは、水蒸気の発生領域を2つ日本海域に設定した色水実験で、北領域の36~50°N, 120~140°Eと南領域の28.5~36°N, 120~140°Eとし、各領域から蒸発した水の寄与を調べた。なお、モデルの出力観測値は前1時間の値である。

さらに、解析にはERA5再解析データを用い、渦位、比湿、鉛直流、風速を使用した。

3. 結果と考察

24時間平均した方法Iの結果と、観測結果における安定同位体比の関係は、相関係数0.69、標準偏差3.42で再現性が極めてよい。対象事例についてモデルと観測結果を比較する (“方法I、観測結果”で値を示す)。酸素同位体比は方法Iと観測結果で共に最低値 (-17.4‰, -20.9‰)となり、d-excessはやや低い値 (10.1, 7.8)で、降水量も共に多かった (26.1 mm,

14.9 mm)。

また、方法Iの1時間毎の $\delta^{18}\text{O}$ 変動傾向から3つの期間 (T1: $\delta^{18}\text{O}$ 低下, T2: $\delta^{18}\text{O}$ 上昇, T3: $\delta^{18}\text{O}$ 低下傾向)を抽出し、方法IIから水蒸気起源を検討した。その結果、T1では南北領域起源からの水蒸気の寄与が1%未満であることから、発達した低気圧による太平洋起源の水蒸気によってもたらされた降水であり[3]、降水量の増加に伴い $\delta^{18}\text{O}$ が低下する一方、d-excessはT1後半の変化が少ないことから降水量効果が変動原因であると考えられる。T2では北領域起源の地表面降水量に水蒸気の割合が2月15日12UTCにおいて最大で42%まで増加し、南北領域起源の水蒸気を合わせて50%未満であることから、T1と同様に、太平洋起源の水蒸気が降水に含まれていると考える。また、T3では北領域起源の水蒸気が地表面降水量に44%含まれていた一方、成層圏起源の空気が600hPa気圧面まで流入していることが明らかになった。

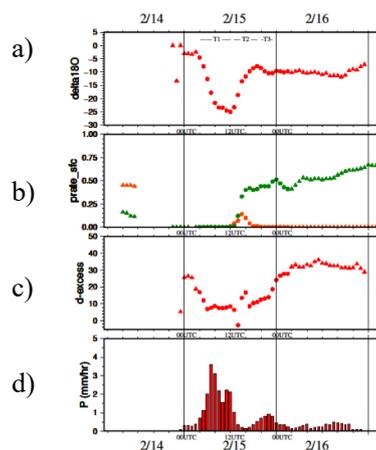


図1 対象事例における1時間毎のモデル (方法I, II)結果。横軸は、2021年の日付を表す。a) 酸素同位体比、b) 北領域 (緑)と南領域 (橙)の蒸発の寄与、c) 水素同位体比、d) 降水量

4. 今後の課題

観測対象とした2020/2021年の降水安定同位体比の特徴、対象事例における1時間毎の $\delta^{18}\text{O}$ の変動原因や降水起源の詳細については当日示す。

謝辞 本研究は、弘前大学機関研究および総合地球環境学研究所の同位体環境学共同研究事業の支援により行った。

引用文献

- [1] 芳村圭ほか, 2009, 気象学における水安定同位体比の利用, 気象研究ノート 第220号, 日本気象学会, 128pp.
- [2] Yoshimura, K., et al., 2010, Regional downscaling for stable water isotopes: A case study of an atmospheric river event, *Journal of geophysical research*, **115**, D18114, doi:10.1029/2010JD014032, 13pp.
- [3] 山口純平, 2021, 令和3年度2月15日から17日にかけての発達した低気圧の解析, 令和3年度日本気象学会東北支部気象研究会・仙台管区気象台東北地方調査研究合同発表会予稿集, 28pp.

チベット域における地上ドップラーレーダ観測を用いた衛星搭載降水レーダ降水タイプ分類アルゴリズムの検証（その2）

*正木岳志（京大院理、RESTEC）、重尚一（京大院理）、山田広幸（琉球大）

1. はじめに

降水タイプ分類では、分類指標として鉛直流の情報が必要である。しかし、レーダ観測では、多くの場合鉛直流の観測が難しいため、レーダ反射因子（Z 因子）の強度や分布を用いて降水タイプ分類を行う。これにより降水タイプ分類の誤判定が生じ得る。衛星搭載降水レーダ TRMM PR や GPM DPR の降水タイプ分類（Awaka et al., 2016, JTECH）も同様の手法を採用しており、PR 観測データを用いた統計解析の結果、夏期チベット域では降水の日周期が卓越する一方、午後の降水の多くが層状性降水と判定された。本研究では、チベット域を対象に GAME-Tibet プロジェクトの観測データを用いて衛星搭載降水レーダによる降水タイプ分類アルゴリズムの検証を行った。

2. データと解析手法

NASDA（現 JAXA）は、GAME-Tibet プロジェクトの一環で 1997 年から 1998 年に X バンドドップラーレーダ（以降、NASDA レーダ）を標高 4548m に設置し降水観測を行った（Shimizu et al., 2001, JMSJ）。本研究では、NASDA レーダと衛星搭載降水レーダの同時観測を確認するため、PR V06A level-2 プロダクトを、0 度高度算出のため ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) を使用した。また、NASDA レーダ観測から鉛直流を推定するため、Mapes and Lin (2005, MWR) の手法を基に Velocity azimuth display (VAD) 法を用いて水平発散 (Div) の鉛直分布を解析した。

3. 結果

NASDA レーダと PR の同時観測が行われた 1998 年 8 月 1 日 22:43 LT では、NASDA レーダ観測範囲で PR 降水タイプの大部分が層状性降水に分類されている（図 1 a）。また、PR 降水タイプ分類で採用されている手法を NASDA レーダ観測結果に対して適用した結果、ほとんどが層状性降水に分類された（図 1 b）。なお、降水タイプ分類は、0 度高度より 1km 下層の液層域で評価した。他方、Div の時間-高度断面から、PR 通過時には下層収束の対流性分布が確認された（図 2）。PR 通

過後には、ブライトバンドが明瞭に現れ、対流性から層状性への変遷が確認できる。Shimizu et al. (2001) では、同事例に対し対流性分布は確認できなかったとしたが、本研究により対流性分布が明らかとなった。これは Mapes and Lin (2005) の手法による VAD 法適用前の観測データ積算手法の効果であると推察される。

PR 降水タイプ分類アルゴリズムでは、ブライトバンドの検出とオーストラリア・ダーウィン域を対象とした Steinar et al. (1995) の手法をベースとして全球様に適用しており、Z 因子の最大値が 40 dBZ より強い場合、対流性降水と判定される。この事例における降水タイプ分類の誤判定は、チベット高原の地域特性の考慮が不十分であることに起因していると考えられる。

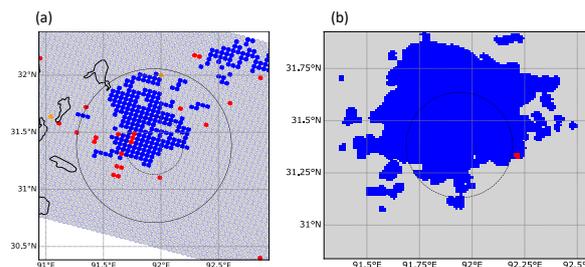


図1(a):PR 降水タイプ分類。青色は層状性、赤色は対流性、円(実線)は NASDA レーダ観測範囲、円(破線)は VAD 評価域を示す。(b):NASDA レーダ降水タイプ分類。色は PR 降水タイプ分類と同じ。円は VAD 評価域を示す。

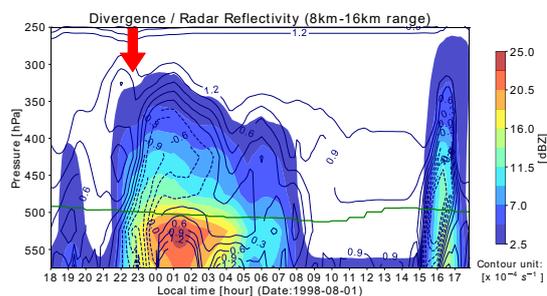


図2:NASDA レーダによる Div と Z 因子の時間-高度断面。等値線は Div(間隔 $0.3 \times 10^{-4} s^{-1}$)、陰影は Z 因子、緑線は 0 度高度、矢印は PR 通過時刻を示す。

謝辞

本研究で使用した VAD 解析プログラムはマイアミ大学 Brian Mapes 教授にご提供いただきました。

深層学習を用いた客観的粒子判別システムの精度改良

*吉村飛鳥・坪木和久・篠田太郎・村上正隆(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)
大東忠保(防災科学技術研究所)・清水健作(明星電気株式会社)

1. はじめに

雲はさまざまな形状をした粒子によって構成されている。この粒子を詳細に観測し、その分布と時間変化を知ることができ、降水の形成過程や雲の放射特性をあきらかにすることができ、雲・降水システムの理解が深まる。粒子を直接観測するために、雲粒子ゾンデ(HYVIS)が用いられている。HYVIS は約1時間の観測で、11 万フレーム程度の動画を撮影する。その映像について従来の解析では、数フレームごとに切り出し、目視で粒子の判別と計測を行っていた。しかし、解析に膨大な時間を要するとともに、客観性を保つことが難しいことから、統計的研究が難しいという問題があった。吉村他(2021)では、深層学習を用いて粒子の形状を客観的に判別するシステムを構築した。本研究では、構築したシステムの高精度化を目的としている。

2. データと方法

本研究では、深層学習画像認識アルゴリズムとして You Only Look Once v5(YOLO)を使用した。また、学習に使用する教師データ、学習の精度を確かめる検証データには、2013 年パラオ共和国で HYVIS により撮影された画像(①)に、典型的な粒子の画像(②)、雲粒子を撮像する Cloud Particle Imager (CPI)画像(③)を追加し教師データを増やした。教師データ、検証データとは独立なテストデータには、①、②、の他に新型のHYVISで、鮮明なデジタル画像を撮影する Cloud Scope の画像を用いた。学習の際に、複数の教師データグループの作成や学習を行い比較した。教師データの増加の他に、教師データと学習結果の差分二乗値の最小値を見つける勾配降下法の計算法の変更も行なった。

3. 結果と考察

最も粒子の判別精度が高かった教師データは、①、②、③に加え、粒子の回転拡大縮小によるデータ拡張をし、さらに勾配降下法を改良したものであった。教師データ数の増加に伴い学習される数が増え、回転・拡大縮小によって粒子の存在姿勢がより現実のものに近く学習できたためである。さらに、勾配降下法の改善により、教師データとの差も精度よく小さくなったと考えられる。

全ての粒子に対して、精度が大幅に向上したが、不定形粒子の向上はわずかだった。この原因として、不

定形粒子は形が多様であること、粒子が小さいことが考えられる。教師データに不定形粒子として追加している画像は、目視でも判別が困難なものが含まれている。教師データが明確でないものは、深層学習でも明確に行われない。さらに、本研究で使用した YOLO は小さな物体を判別することが不得意であるため、不定形粒子の検出や判別が困難と考えられる。また、実際の雲内には、教師データ以上に多様な粒子が存在しているため、雲粒子を完全に分類することは困難であると考えられる。

4. まとめ

本研究では、吉村他(2021)のシステムから、全ての粒子に対して判別精度を向上させるため、改良を行なった。深層学習画像認識アルゴリズムである YOLO を使用し、HYVIS で撮影された画像、典型的な形状をした画像CPI画像を用いて学習を行なった。その結果、不定形粒子を除く全ての粒子では精度が向上した。一方で、不定形粒子は雲内の粒子の多様性から、深層学習による判別が困難であった。これを解決するために、不定形と壊れた板状粒子を同一分類として学習させた。

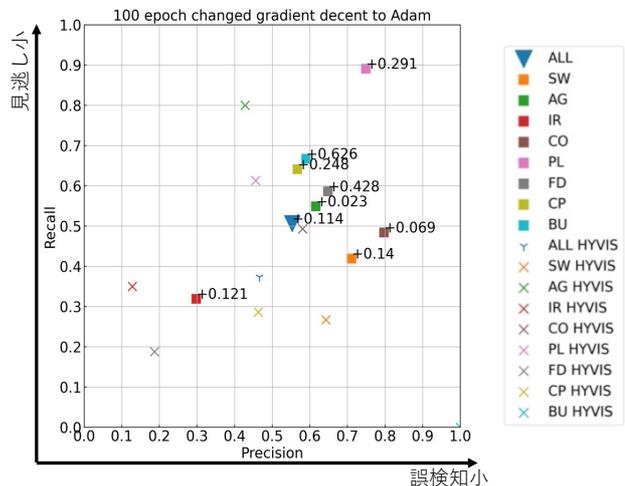


図 1 学習の精度。X, Y は HYVIS のみでの精度、▼と■は最も改良された結果を表している。横軸は誤検知を表す Precision, 縦軸は見逃し率を表す Recall で、図中の数値はそれらの調和平均を、HYVIS のみの結果との差分である。ALL は全ての粒子の平均, SW は過冷却水滴, AG は aggregates, IR は不定形, CO は柱状, PL は板状, FD は凍結水滴, CP は鼓状, BU は砲弾状粒子を示す。

レーダ反射強度と落下速度を用いた 層状性降水雲中の固体降水粒子タイプの推定

*篠原 雅貴, 重 尚一, 青梨 和正 (京都大学大学院理学研究科),
岩波 越 (防災科学技術研究所), 花土 弘 (情報通信研究機構)

1. はじめに

固体降水粒子に関してはこれまで主に地上での観測研究が行われてきた。本研究では粒子タイプごとの落下速度の違いを利用して上空の層状性降水雲中の固体降水粒子タイプの推定を行った。終端落下速度の算出には鉛直方向に向けた Ka バンドレーダのドップラー速度 V と 400MHz ウィンドプロファイラのドップラー速度 V_a を利用した。そして全球降水観測衛星二周波降水レーダの降水推定アルゴリズムを用いて先行研究での粒径と落下速度の関係を利用して降水粒子タイプを推定した。

2. データと手法

本研究では 2004 年に CREST-GSMaP チームと CREST-LAPS チームが共同で実施した沖縄梅雨集中観測のデータを用いた。まず粒子の終端落下速度 V_t を V 、 V_a を用いて式(1)で求めた。

$$V_t = -(V - V_a) \quad (1)$$

そして落下速度と粒径の関係として Locatelli and Hobbs(1974)の紡錘型霰と濃密雲粒付き雪片の関係式を用い、Seto et al. (2021)の降水推定手法より霰と雪片に対するレーダ反射強度と質量重み付き落下速度の関係を算出した。そして描いた参考曲線と、観測されたレーダ反射強度と終端落下速度の関係との比較を行い、事例ごとの降水粒子タイプの推定を行った。

3. 結果

図1は異なる3つの日時の層状性降水のレーダ反射強度と落下速度の正規化した頻度分布を示している。図1の3枚の図に共通して描かれた実線が霰、破線が雪片のレーダ反射強度と落下速度の関係である。これを見ると霰の方が雪片よりも落下速度が大きくなることが見て取れる。これは先行研究での傾向と一致している。各事例の特徴を見ると、まず図1左上の事例においては破線の周りに多く分布しており雪片が多い事例だと考えられる。図1右上では実線の周りに多く分布し、霰の多い事例だと考えられる。図1下の事例では2つの曲線の間に広く分布し、霰と雪片の両方が存在した事例だと考えられる。

次に降水粒子タイプと鉛直風との関係を調べた。図2はそれぞれの事例の時間平均した鉛直風分布(実線)と融解層上端高度(点線)を示している。これを見ると雪片の多い事例では上昇流が弱く、霰と雪片が両方存在している事例においては上昇流が強いことがわかる。このことより上昇流が強いほど降水粒子の密度が増加していることが推測される。

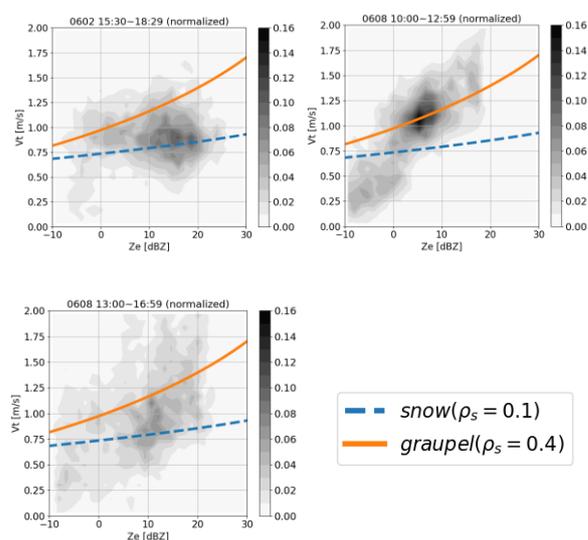


図1：各事例のレーダ反射強度[dBZ]と落下速度[m/s]の正規化した頻度分布と理論曲線

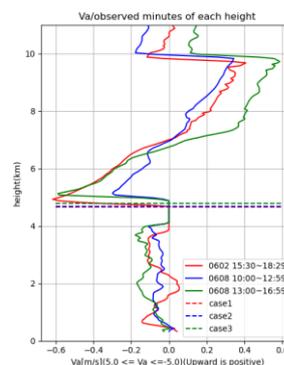


図2：事例ごとの鉛直風の時間平均と融解層上端高度

参考文献

Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs, 1974: *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185-2197.

Seto, S., et al., 2021: *J. Meteor. Soc. Japan*, **99**, 205-237.

新しい粒子撮像ゾンデ Rainscope による雲内の降水粒子落下速度測定

*鈴木 賢士 (山口大院創成)・根間 綾香・原 優里佳 (山口大農)
杉立 卓治・清水 健作 (明星電気(株))・藤原 正智 (北大院環境)

1. はじめに

ビデオゾンデは雲内の降水粒子を直接撮像する特殊ゾンデとして雲物理学的な観測研究に有用であるが、我々はこのビデオゾンデを大幅に改良し、新しい気球搭載型の降水粒子撮像ゾンデの開発を進めてきた(清水ら 2021, 根間ら 2021)。これまでの 1680MHz 帯によるアナログビデオ信号送信に代わり、送信可能な情報量が限られる 400MHz 帯を使用するため、ゾンデ内にて得られた粒子画像圧縮を行っている。Rainscope は内蔵する赤外線センサーを降水粒子が横切るとカメラの電子シャッターにより落下中の粒子の静止画像をとらえる仕組みで、画像のデジタル化により受信アンテナから数 10km 離れても鮮明な粒子画像が受信できる。降水粒子はランダムに赤外線センサーを通過するため、最大 1 秒間に 2 回もしくは 4 回撮像された画像は一旦ゾンデ内で保存され、2 秒に 1 枚の画像を順番に地上に送信する。この Rainscope の開発により、特に上空の氷粒子について、図 1 に示すように、粒子の輪郭、立体感、凝集具合などがはっきりと認識できる画像取得が可能になった。

さらに、この Rainscope にはもう一段の赤外線センサーが搭載されており、上下 2 つのセンサーを粒子が通過した時刻を記録することで、降水粒子の落下速度が測定可能となった。降水粒子の落下速度の知見は雲内の微物理プロセスの解明に加え、通常のゾンデでは測定できない雲内の上昇流を見積ることが可能になる。根間ら (2021) はプロトタイプによる試験結果を報告したが、今回は雨雪の地上試験および実際の降水雲内への試験飛揚の結果を報告する。

2. 地上試験および飛揚試験結果

2021 年 12 月 21 日および 25 日に鉄道総研・塩沢雪害防止実験所において、Rainscope を地上に設置して降雨時および降雪時の落下速度測定試験を実施した。12 月 21 日には降雨時に雨滴を観測、25 日には降雪時に雪粒子を観測した。図 2 は粒径-落下速度の分布を示す。雨滴は最大で直径 2mm 程度であったが、

Gunn and Kinzer (1949) によく似た分布を示し、雪粒子の落下速度は 1 m/s 程度であった。これは Rainscope による降水粒子落下速度測定が十分な精度を持っていることを示している。ただし、図 1 (g)(h) のように複数の粒子が連続して観測される場合は落下速度の測定は困難である。

また、2022 年 2 月 10 日には水戸市小吹町において Rainscope の試験飛揚を実施した。この日は南岸低気圧に伴う降雪があったが、雪に変わる前、地上では弱い降雨が観測されていた 14:30 JST に放球した。放球後すぐの上空 300m では小さな雪片が観測され始めたが、地上付近では直径 1mm 程度の雨滴も観測できた。結果は学会当日に報告する。

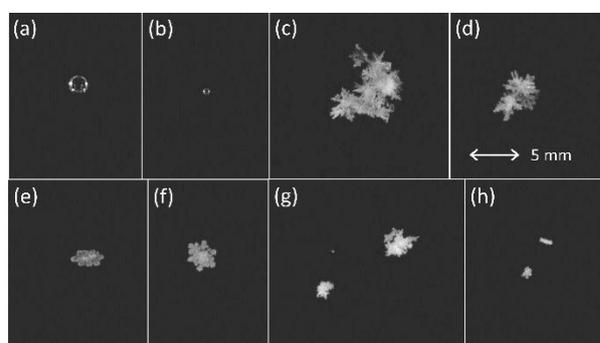


図 1. Rainscope がとらえた降水粒子画像 (2021 年 12 月 21 日および 25 日, 塩沢雪害防止実験所)

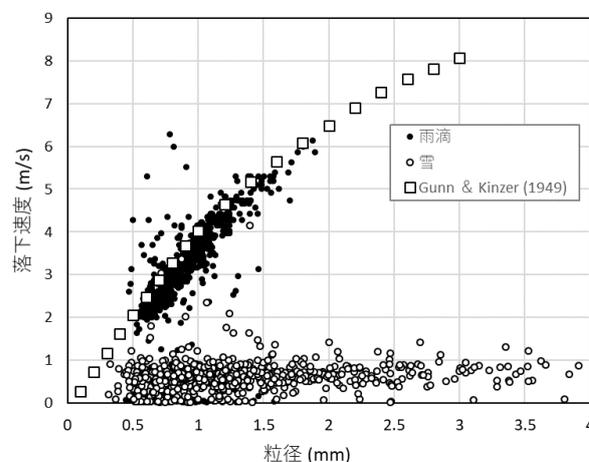


図 2. 塩沢で地上設置された Rainscope により測定された粒径-落下速度分布. ●は雨滴, ○は雪粒子を示す。

※ 本研究は「総務省戦略的情報通信研究開発推進事業 SCOPE (JP195003007)」により実施されました。

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

加藤輝之（気象研究所）

1. はじめに

日本での大雨発生頻度の経年変化は、気象庁の官署データやアメダスデータを用いて、日降水量や 1 時間積算降水量 (P1H) などを対象に調べられてきており、それらの調査結果は統計的に有意な増加傾向を示している (Fujibe et al. 2005; Fujibe 2015)。一方、線状降水帯に代表される数時間の大雨である集中豪雨の経年変化についての調査はなされていない。そこで、本研究ではアメダスの 3 時間積算降水量 (P3H) を用いて、集中豪雨事例の発生数における経年変化を調べた。

2. データと調査方法

1976~2020 年のアメダスで観測された P1H データ (正時から正時) を用い、1979 年以前から継続して同一地点番号で観測されている 881 地点に、観測地点が近傍へ移転されて継続的に観測されている地点を加えた 1178 地点を対象とした。集中豪雨事例 (以降、集中豪雨) は津口・加藤 (2014) や Kato (2020) が設定した P3H=130mm を閾値として抽出した。具体的には、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、P3H で判断した集中豪雨と P1H で判断した短時間大雨の発生数の特徴を比較した。その際、単純に集中豪雨の発生数 (年平均 49.2 事例) と短時間大雨の発生数がほぼ同数 (年平均 50.5 事例) になるように、P1H の閾値は 68mm とした。長期変化傾向の有意性は、Mann-Kendall 検定による Z 値で判断した。

3. 過去 45 年間の集中豪雨の経年変化

年単位の変化 (図 1 a) では、気象庁の気候変動監視レポートで示されている P1H \geq 50mm および P1H \geq 80mm の発生数と同様に、集中豪雨と短時間大雨の発生数は信頼水準 99% 以上で長期増加傾向を示しているが、集中豪雨の増加率の方が 1 割ほど高くなっている。P3H の閾値を変えた場合 (表 1)、年平均発生数で規格化した増加割合は閾値が大きくなるほど増大している。このことは、降水量の多い大雨ほど長期増加傾向がより明瞭になっていることを意味している。

月別の変化 (表 2) では、梅雨期の集中豪雨の長期増加傾向が顕著で、7 月の発生頻度 (図 1 b) が 45 年間で約 3.8 倍 (信頼水準 95% 以上) に増大している (短時間大雨は約 2.8 倍)。8 月には集中豪雨の増加傾向は見られず、要因としては大量の下層水蒸気の流入頻度が減ったことが考えられる。一方、短時間大雨の発生数 (表略) は統計的には有意ではないが増加傾向を示し、要因としては気温上昇にともなう大雨をもたらす積乱雲の発生しやすい大気状態の出現頻度の増大が考えられる。9 月では短時間大雨の発生数の増加傾向は小さく、これは 8 月のように大雨をもたらす積乱雲の発生しやすい大気状態の出現頻度増大が見られなかったのが要因だと考えられる。一方、集中豪雨の発生数は統計的には有意ではないが増加傾向を示している。10 月については統計的に有意な特徴はみられない。

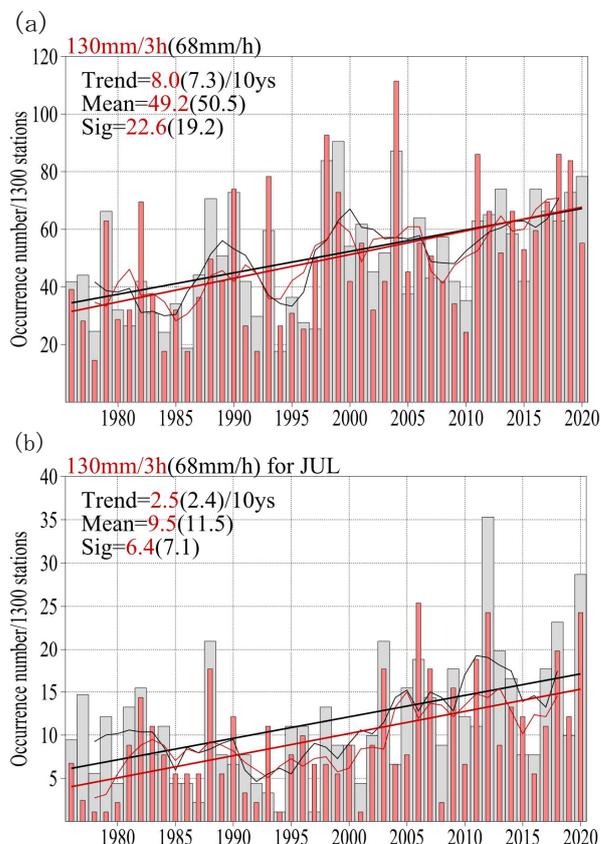


図 1 P3H \geq 130mm (赤) と P1H \geq 68mm 以上の 1300 地点当たりの (a) 年単位と (b) 7 月の発生回数 (黒) の経年変化。細線は 5 年移動平均、太線は長期変化傾向 (Trend)、Mean は年平均回数、Sig は標準偏差。

表 1 P3H \geq 100, 130, 150, 200mm の 1300 地点当たりの年平均発生数 (Mean)、10 年での長期変化傾向 (Trend/10ys) と Mean で規格化した値 (Trend/10ys/Mean)、標準偏差を Mean で規格化した値 (σ /Mean)、長期変化傾向に基づいた 1976 年に対する 2020 年の比 (Ratio/45ys)、および Z 値 (Z value、2.69 以上: 信頼水準 99% 以上で統計的に有意)。

mm/3h	Mean	Trend/10ys	Trend/10ys/Mean	σ /Mean	Ratio/45ys	Z value
100	169.9	23.65	0.14	0.38	1.90	4.95
130	49.20	8.05	0.16	0.46	2.16	5.35
150	22.39	4.43	0.20	0.53	2.58	5.09
200	3.57	0.91	0.26	0.70	3.62	4.53

表 2 表 1 と同じ、ただし 6~10 月における P3H \geq 130mm の結果。Z 値は正 (負) 値では増加 (減少) 傾向を示し、その絶対値は 1.68 (2.02) 以上で信頼水準 90 (95)% 以上で統計的に有意。

Month	Mean	Trend/10ys	Trend/10ys/Mean	σ /Mean	Ratio/45ys	Z value
6	4.62	1.23	0.27	0.98	3.90	1.74
7	9.55	2.51	0.26	0.67	3.80	2.16
8	9.64	0.82	0.09	0.73	1.47	-0.20
9	14.87	1.74	0.12	0.73	1.71	0.76
10	5.97	1.15	0.19	1.54	2.49	-1.57

潮岬風力実験所におけるマイクロ波放射計を用いた 降水前の水蒸気変動の分析

*石井智 (京大院理), 吉田聡 (京都大学防災研究所)

1. はじめに

降水前の水蒸気は大きく変化することが知られており, GPS 可降水量 (神田ほか[1]) や, 数値モデル (Tsuji et al.[2]) を利用したものなど, 多くの研究が行われている. 降水前の可降水量変動だけでなく, 高さごとの水蒸気変動を解析することは降水システムの特徴を知るうえで重要であると考えられる. そこで, 本研究では, 潮岬風力実験所に設置してあるマイクロ波放射計を用いて, 降水前の水蒸気変動の特性を調査する.

2. 方法

和歌山県の潮岬風力実験所に設置してある古野電気株式会社製のマイクロ波放射計の水蒸気量データを使用する. データは約 20 秒ごとに取得し, 高度 10000 m までの 100 m ごととなっている. 5000 m までは気象庁の潮岬でのゾンデ観測結果との相関係数が約 0.8 以上と高い相関がある[3]ため, 本研究では, 5000 m までのデータを使用する. 他に, 気象庁のメソ数値予報モデル (MSM) の初期値, 2 時間先までの予報値を使用する. MSM の水平分解能は 5 km である. 解析期間は 2020 年 8 月 21 日 14 時から 2021 年 8 月 31 日までとする.

まずは, マイクロ波放射計のデータを, 中央値で 1 分ごとのデータに変換する. 次に, マイクロ波放射計付属の感雨計の値を用いて, 降水イベントを抽出する. 感雨計は水滴が付着すると電流が流れ, その時の電圧を記録する. 雨が降っていない期間の値は 0 である. 降水イベントの抽出条件は以下の通りである. 1. 感雨計が反応している時間が 10 分以上継続している, 2. 降水の前 1 時間以内に別の降水がない, 3. 降水の前 20 分以内に水蒸気量が 0 となる高度がない, 4. 降水開始の 1 分前の水蒸気量の地上から 5000 m までの鉛直積算値 (以下, Sum WV) と 2 分前の Sum WV の差 (以下, ΔWV_2) が ± 4 mm 以内である. 条件 4 については, 極端な変化は誤検出と考え, ± 4 mm 以内とした.

3. 結果とまとめ

降水イベントは 121 事例抽出された. これらの事例の降水開始の 1 分前の Sum WV と 30 分前の Sum WV の差 (以下, ΔWV_{30}) と ΔWV_2 の対応関係を調査した (図示せず). 本解析では, ΔWV_{30} , ΔWV_2 ともに減少する事例, 特に 2021 年 8 月 16 日の降水事例に焦点を置き, 解析を行った (図 1). 感雨計は 16 日 00:08JST か

ら反応があり, その約 3 時間前から水蒸気量が徐々に減少し始め (図 1 (a)), また, 降水の約 13 分前から 2000 m 以下で水蒸気量が減少した (図 1 (b)). ここで, 2021 年 8 月 15 日 21JST, 8 月 16 日 00JST の地表面における水蒸気分布を確認すると 21JST では水蒸気の多い領域が流入していたが, 00JST では乾燥空気が流入していた (図 2). この乾燥空気の流入が降水直前に水蒸気量が減少した要因と考えられる.

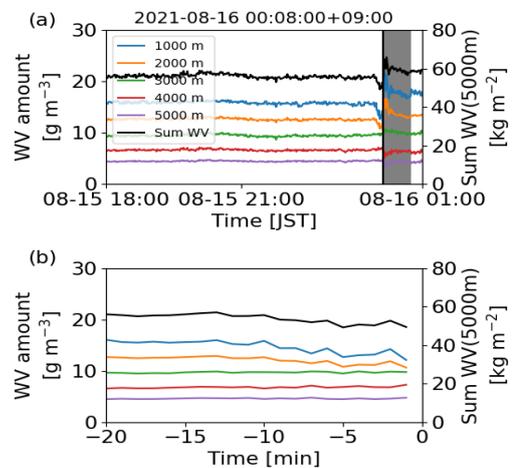


図 1 : マイクロ波放射計の水蒸気変動. (a)降水の約 6 時間前からの水蒸気変化. 灰色領域は降水期間. (b)降水開始(0 分)から 20 分前の水蒸気変化.

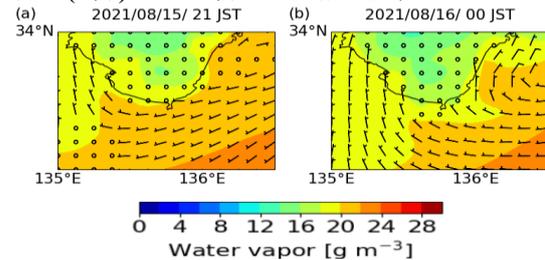


図 2 : (a)2021 年 8 月 15 日 21JST, (b)2021 年 8 月 16 日 00JST における MSM 初期値の地表面の水蒸気分布 (g m^{-3}). 矢羽根は風向, 風速 (m s^{-1}).

謝辞 : 本研究は古野電気株式会社との共同研究及び科研費 20H04306 の成果である.

参考文献

- [1] 神田ほか, 2000, 天気, 47(1), 7-15.
- [2] Tsuji, H. et al., 2021, *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL095030.
- [3] 岩堀ほか, 2021, 気象学会 2021 年度春季大会講演予稿集, 135.

9月の台風による日本の遠隔降水の力学的解析

*児玉真一，佐藤正樹（東京大学大気海洋研究所）

1. はじめに

秋季の日本では，台風が日本から遠く離れた南海上に位置しているときに，多大な降水がもたらされる場合がある．この遠隔降水現象は台風東側からの暖かく湿った風によって前線が刺激されることで発生すると考えられているものの，そのメカニズムについては明瞭に理解されていない．また，北米で発生する遠隔降水に類似した現象は Predecessor Rain Event (PRE) と呼ばれており，先行研究からいくつかの特徴が示されている[1][2]．しかし，日本の事例は主に海洋上，北米の事例は主に大陸上で発生するために，メカニズムに異なる点があると考えている．2021年度春季大会 (TR-20) では9月の台風による遠隔降水の全体的な特徴について発表した．今回は特に力学的なメカニズムに着目した解析の結果について報告する．

2. データと手法

解析期間は1980年から2019年までの40年間の9月で，抽出領域は日本付近の長方形領域[130–150°E, 30–40°N]である．台風データは気象庁ベストトラックを，降水量，その他物理量はERA5を使用した．遠隔降水事例については領域内で日降水量40 mm以上の日のうち，台風が遠隔にあった日（台風中心と降水域中心の距離が500 kmから1500 kmの範囲内）として抽出した．各中心の定義については，台風中心は降水日の12UTCの時の位置，降水域中心は日降水量の最大値の場所とした．最終的に，遠隔降水事例として58事例抽出された．Qベクトルと前線形成関数の計算ではERA5の解像度を0.25°から1.25°に変換して行った．また，コンポジット解析では抽出された58事例の各降水域中心をそれらの中央値に合わせて行った．

3. 結果

Day-2とDay0の両時間とも事例抽出領域内の降水域中央値に対応する付近でQベクトルの収束が見られた(図1)．このことから降水域付近は上昇流が励起される地点であることが説明され，特にDay0時では台風中心の北東に収束域が位置している．また，この地点はDay0時で700 hPaの鉛直運動がある場所と200 hPaのジェットストリーク入り口右側の場所と一致していることが以前の解析と合わせて分かった．

前線形成についてはDay-2からDay0にかけてより前線強化が強まっており，特にDay0時では台風の北から北東方向に強くあらわれている(図2)．また，850 hPaの相当温位のリッジや等相当温位線で示される前線位置に対応していることが以前の解析と合わせて分かった．台風が接近していない場合の大雨事例についても調べており，台風の有無で降水メカニズムにどのような違いがあるのかについても解析を進めている．

今後の研究では，より詳細な力学的解析の解釈に加えて，台風と高気圧の張り出し変化の関係性や，台風と高気圧周りの水蒸気分布についても調べていく予定である．

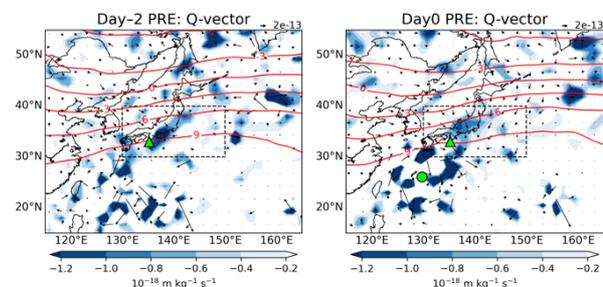


図1 Qベクトル Day-2(左)とDay0(右)
(矢印はQベクトル(600–800 hPa平均)，陰影はQベクトル収束(600–800 hPa平均)，等値線は700 hPa気温[°C]，○は台風中心中央値，△はday0時の降水域中央値)

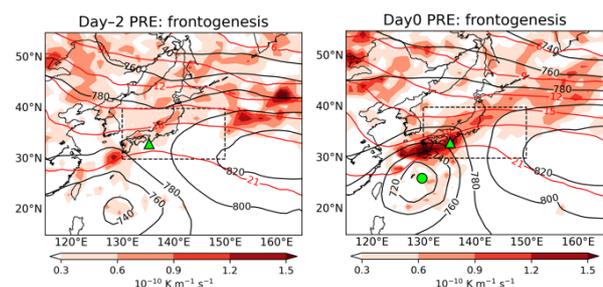


図2 前線強化 Day-2(左)とDay0(右)
(陰影は925 hPa前線強化，等値線(黒)は925 hPaジオポテンシャル高度[m]，等値線(赤)は925 hPa気温[°C]，○と△は図1と同じ)

参考文献

- [1] Galarrneau, T. J. Jr., L. F. Bosart, and R. S. Schumacher, 2010, Mon. Wea. Rev., 138, 3272–3297.
[2] Moore, B. J., L. F. Bosart, D. Keyser, and M. L. Jurewicz, 2013, Mon. Wea. Rev., 141, 1022–1047.

西日本全域 500 m 解像度の H30.7 豪雨アンサンブル予報実験

*末木健太^{1,2}, 梶川義幸^{1,3}, 足立幸穂^{1,2}, 富田浩文^{1,2}, 大石哲^{1,3}

(1. 理研計算科学, 2. 理研開拓, 3. 神戸大)

1. はじめに

平成30年7月4日から8日にかけて西日本を襲った豪雨は、広島・岡山を中心に大きな被害をもたらした。全球アンサンブル予報（水平解像度約100 km, 100メンバー）の解析[1]によれば、6日～7日に日本海付近に生じたメソ低気圧の発生予測が西日本域の降水量予測に重要であった。また、領域アンサンブル予報（水平解像度18 km, 50メンバー）の解析[2]によれば、3日～5日に日本海を通過した台風7号の進路予測と、豪雨期間中に琉球諸島付近に存在した対流擾乱の強度予測が重要であった。一方、各地域の災害リスクを正確に評価するためには、降水システムを表現可能な高解像度のアンサンブル予報により局地的な確率的予測を行う必要がある。本研究では、西日本全域を水平解像度500 m で表現するアンサンブル予報実験を実施し、広島地域などの降水量予測のリードタイムを調べた。

2. 計算設定

理化学研究所で開発している領域気象・気候モデルSCALE-RM ver. 5.4.3[3][4]を用いた。西日本域で降水量が増加した7月4日1200UTCから7日1200UTCまでの72時間を対象に、2, 3, 4日0000UTCを初期時刻とする予報実験（以下2日初期値予報などと呼ぶ）を実施した。SCALE-LETKFシステム[5]により作成された全50メンバーの解析値を初期値、NCEP GFSの予報データを全メンバー共通の境界値とした。一方向のオンラインネスティングシステム[6]を利用し、3つの解像度（Domain#1: $\Delta x = 18$ km, Domain#2: $\Delta x = 3$ km, Domain#3: $\Delta x = 500$ m）の計算を同時実行した。 $\Delta x = 500$ mの最内Domainは936 km四方であり、西日本のほぼ全域をカバーする。鉛直層数はDomain#1, #2が36層、Domain#3が70層である。雲微物理スキームはDomain#1, #2, #3全てで1モーメントバルクスキーム[7]を利用し、Domain#1のみ積雲スキーム[8]を用いた。乱流スキームとして、Domain#1, #2ではMYNN lev. 2.5[9], Domain#3ではSmagorinsky[10]を使用した。

3. 結果

西日本から関東地方、日本付近の海上までをカバーする広領域での72時間雨量の空間平均は、気象庁の解析雨量データに基づく値107 mmに対し、Domain#2 ($\Delta x = 3$ km)の2日初期値予報のアンサンブル平均が104 mm, 3日初期値予報99 mm, 4日初期値予報100 mmであった。日本付近の総降水量が解析雨量データ程度になることは2日時点で既に予測されていた。一方、

より狭い西日本域に着目すると、解析値225 mmに対し、2, 3, 4日初期値予報は、Domain#3 ($\Delta x = 500$ m)のアンサンブル平均でそれぞれ130, 113, 163 mmとなり、4日初期値予報の降水量は2日, 3日初期値予報の降水量より増加した。さらに、多数の土砂災害が生じた広島地域に着目すると、解析雨量415 mmに対し、2, 3, 4日初期値予報の降水量はそれぞれ108, 93, 199 mmとなり、西日本域よりも大きな増加率で、4日初期値予報の降水量が増加した（図1）。降水量予測のリードタイムは着目する空間スケールに依存するが、広島地域の災害リスクは4日0000UTCの時点で急激に増加したことが本実験により示された。

4. まとめ

平成30年7月豪雨を対象に、50メンバーのアンサンブル予報実験を西日本全域500 mの水平解像度で実施した。72時間雨量予測のリードタイムは、着目する空間スケールが小さくなるほど短くなるが、土砂災害が多発した広島地域の場合、4日0000UTC初期値の予報において、豪雨が生じる可能性が急激に高まった。

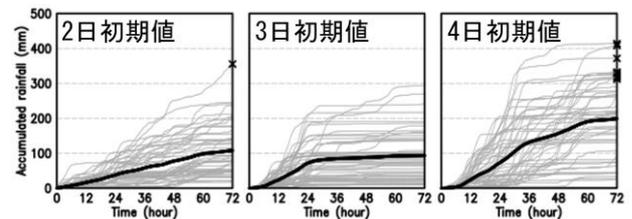


図1. 7月2, 3, 4日初期値予報における、4日1200UTCから72時間の広島地域の累積降雨量の時系列(全50メンバー). 太線はアンサンブル平均. 72時間雨量が300 mmを超えたメンバーには、各グラフ右端(T=72 h)に×印を付した。

謝辞

本研究は公益財団法人計算科学振興財団研究教育拠点(COE)形成推進事業の支援を受けた。本研究の計算には、理化学研究所のスーパーコンピュータ「富岳」を利用した。

参考文献

- [1] Kotsuki, S., et al., 2019, *SOLA*, **15A**, 1–7.
- [2] Honda, T., and T. Miyoshi, 2021, *SOLA*, **17**, 113–119.
- [3] Nishizawa, S., et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393–3419.
- [4] Sato, Y., et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23.
- [5] Lien, G.-Y., et al., 2017, *SOLA*, **13**, 1–6.
- [6] Yoshida, R., et al., 2017, *Parallel Comput.*, **65**, 21–31.
- [7] Tomita, H., 2008, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86A**, 121–142.
- [8] Kain, J. S., 2004, *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.
- [9] Nakanishi, M., and H. Niino, 2004, *Bound-Lay. Meteor.*, **112**, 1–31.
- [10] Smagorinsky, J., 1963, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99–164.

Numerical Simulation on Feasibility of Rain Enhancement by Hygroscopic Seeding over Kochi Area, Shikoku, Japan in Early Summer

Wei-Chen KUO* (MRI), Katsuya YAMASHITA (NIED), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI (MRI), Akihiro HASHIMOTO (MRI) and Narihiro ORIKASA (MRI)

Hygroscopic seeding is a potentially suitable technique for increasing precipitation from warm clouds. The seeding aerosol particles are larger than the background (BG) cloud condensation nuclei (CCN), thus could be used to prevent the smaller BG CCN from nucleating to cloud droplets, resulting in broader droplet spectrum and fewer cloud droplets with larger mean sizes. However, WMO (2000) stated that measurements of the key steps in the chain of physical events associated with hygroscopic seeding are needed to confirm this conceptual model. To assess the feasibility of rain enhancement by hygroscopic seeding, it is important to understand the physicochemical properties of the BG aerosol particles acting as CCN and cloud types suitable for cloud seeding and their microphysical structures. Kuba and Murakami (2010) performed idealized hygroscopic seeding simulations by using a 2D kinetic model and found that the key change in microstructures for precipitation enhancement is the increase in mean droplet size and decrease in droplet number concentration.

As a part of the Japanese Cloud Seeding Experiments for Precipitation Augmentation (JCSEPA) project, Fujibe et al. (2008) reported that the Sameura Dam, which is the main water supply for Shikoku and is located in Kochi area with mean annual precipitation amount exceeding 3,000 mm, has often experienced severe water shortage because of the large variation of annual summertime precipitation from year to year. If the cloud seeding is effective enough, the water source of this area could be more stable in the future. In the JCSEPA project, we performed ground-based

measurements of BG aerosol properties in Kochi city, windward of the area chosen as a target for the precipitation enhancement, during June 2010 synchronized with the instrumented aircraft observation, and also measured the micro powder (MP, mainly consists of NaCl) and hygroscopic flare (HF, mainly consists of KCl and CaCl₂) particles released by aircraft as the cloud seeding materials.

In this study, we use the detailed bin microphysics parcel model originally developed by Chen and Lamb (1994) and improved by substituting Kohler theory with kappa-Kohler theory at MRI, to realistically simulate the activation of BG aerosol particles in Kochi with corresponding atmospheric and environmental conditions, and the effects of MP seeding and HF seeding on initial cloud microstructure by comparing the mean droplet sizes and droplet number concentration. The possible dilution of MP and HF particles after releasing, and the inclusion of anti-caking materials for MP seeding are also considered in the simulations to verify the cloud seeding effects. Basically, MP seeding resulted in an increase in mean droplet sizes and decrease in cloud droplet number concentrations and vice versa for HF seeding, which means MP seeding has positive seeding effect and HF seeding has negative seeding effect. The inclusion of anti-caking materials for MP seeding deteriorates the seeding effect, but this adverse effect is limited and does not largely change the efficacy of MP seeding.

References

- Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: *J. Atmos. Sci.*, 51, 2613-2630
- Kuba, N., and M. Murakami, 2010: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 3335-3351.
- WMO, 2000: WMP Report No. 35, World Meteorological Organization, Geneva Switzerland, 68pp.

高知県室戸半島から南北に延びる地形性線状降水帯 (室戸ライン)の維持機構

*西井章, 篠田太郎(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

山地上やその近傍で発生する線状降水帯の維持にどのような地形効果が重要であるかは山地の標高や風向・風速場などにより異なる。したがって、各地で発生した地形性線状降水帯の維持機構を解明することは依然として重要である。昨年の春季大会で発表者らは高知県室戸半島から南北に延びる地形性線状降水帯(室戸ライン)17事例の形状などを調べ、対流雲の高さが比較的低い事例(エコー頂の最頻値 8 km 未満, 以降 Low-top 事例)と高い事例(同 10 km 以上, 以降 High-top 事例)があることを報告した^[1]。本研究では 2018 年 7 月 3 日 11-20JST に発生した Low-top 事例と同年 8 月 15 日 16-21JST に発生した High-top 事例の維持機構を国土交通省 XRAIN 合成雨量データ(250 m メッシュ, 1 分間隔), 気象庁 AMeDAS(室戸岬, 海陽), ウィンドプロファイラ(高知), メソ解析により調べた。

2. 発生環境場

両事例とも四国の西に台風または熱帯低気圧, 東に太平洋高気圧がある総観場であったが, 四国付近で強い冷氣外出流や総観規模の強い収束は認められず, 室戸ラインの維持に地形効果が重要であったことが示唆された。風向は両事例とも地上付近が東南東～南南東で高度約 2 km にかけて南へ転向する構造が持続していた。発生直前時刻のメソ解析から算出した LFC は両事例とも 600-700 m であった。

3. 室戸ライン維持メカニズム

いずれの事例も南端で対流雲が次々と形成されるバックビルディング(以降 BB)型の線状降水帯であったため, 本研究では BB の維持機構を調べた。Low-top 事例では下層風が東南東から南南東に転向するとともに室戸ラインの走向と形成位置が若干変化したが, 走向転向前(11-15JST, 図(a))は標高 600 m 以上の尾根上で, 転向後(17-20JST, 図(b))は標高 500-800 m の尾根上といずれも LFC と同程度かそれ以上の山地上で室戸ラインは発生していた。したがって, Low-top 事例は斜面上昇流により BB が維持されていたと考えられる。一方 High-top 事例は LFC 未満の山域から室戸ラインが発達していた(図(c))。この事例における図(c)赤枠で示した南南西から北北東に延びる尾根(最高標高 650 m)に対する Froude 数 ($Fr = U/(N_m H)$, U は H 以下の平均風の尾根に直交する成分, N_m は未飽和の湿潤 Brunt-Väisälä 振動数, H は尾根の高さ)は 0.56 であったことから, High-top 事例の BB はこの尾根にブロックされ南南西風に転向した気流と海から直接流入した南南東風が形成した下層収束により維持されていたことが示唆された。

謝辞

国交省 XRAIN データは DIAS により, ウィンドプロファイラとメソ解析は京大生存圏データベースにより提供されているものを用いた。

参考文献

[1] 西井ら, 2021, 2021 年度日本気象学会春季大会, SP6-06+

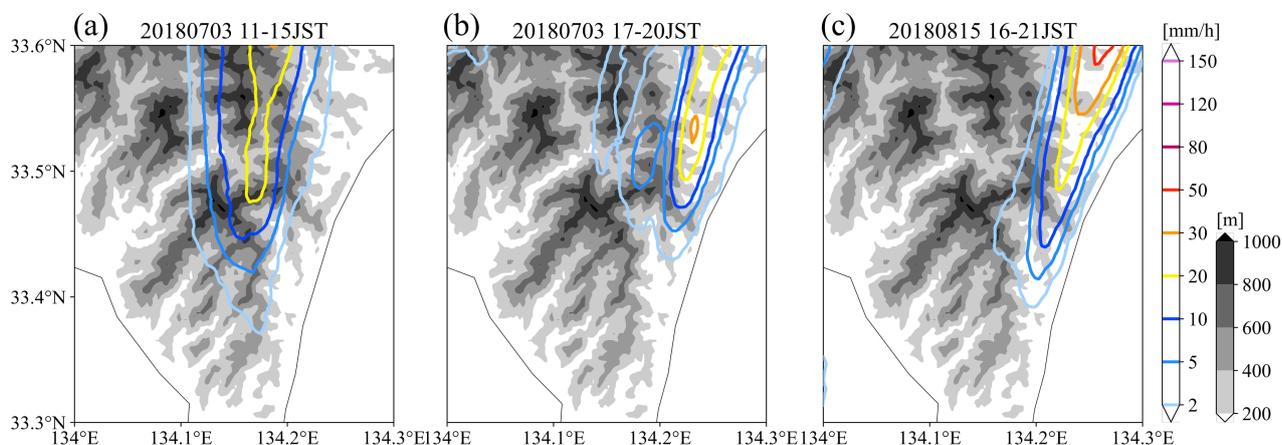


図 室戸ライン南端の(a)走向転向前の Low-top 事例(2018 年 7 月 3 日 11-15JST), (b)走向転向後の Low-top 事例(7 月 3 日 17-20JST), (c)High-top 事例(2018 年 8 月 15 日 16-21JST)における平均降雨強度(等値線)と標高分布(陰影)。

2021年8月13～14日の西日本の大雨に対する 前線と総観場の流れの影響

*北島尚子（気象大）、黒良龍太（気象庁）

1. はじめに

2021年8月中旬は、本州付近で前線が活発化し盛夏期としては異例の大雨となり、特に13日から14日にかけては九州北部から中国地方にかけていくつかの県で特別警報が発表された。平成30年7月豪雨時（北島ほか2020）と同様に、太平洋側ではなくどちらかというと日本海側寄りで降水量が多くなったのは、そこに組織的な上昇流励起の寄与があったことが考えられる。本研究では、この大雨に対する前線や上空の流れの影響を明らかにすることを目的とする。使用するデータはJRA-55再解析データと気象庁メソ解析である。

2. 総観～メソ α スケールの前線構造

西日本には8月11日から前線が停滞し、13日夜から14日にかけて九州の北から中国地方で下層の前線が強まって（図1）、その南側で強雨となった。図2の南北断面の相当温位分布では、下層から中層まで傾斜した前線の構造で、850hPaより下層ではほぼ対流不安定、 34° N付近では中立成層となっている。そしてそこで水蒸気フラックスの南と北からの収束が鉛直対流に対応している。下層の水蒸気フラックスの大きさは寒気側でも暖気側の1/2程度と、無視できる大きさではなく、日本海の高いSSTの影響が示唆される。

3. 上層の流れ

図2の前線は下層（図1）だけでなく中層（図省略）も前線強化となっていた。関連する上層の流れは、13日初めまでは蛇行の小さいジェット気流が見られたが、14日には渤海付近が弱いトラフ、日本付近はリッジとなった（図3）。リッジ強化は降水に伴う非断熱加熱の影響が考えられる。トラフにおける力学的圏界面の折れこみは弱く、西日本に上空の寒気や乾燥空気の影響はなかったが、リッジの強化により朝鮮半島から日本海北部ではジェット気流が強まって、上層の前線強化に寄与し、逆にジェット気流と上層の前線の強化に伴う上昇流の励起は降水の増大に寄与したことが考えられる。

（右）図3 14日00UTCの2PVU面温位（カラー、K）、気圧（赤線、hPa）、風（矢羽）。黒実線は850hPa渦位（PVU）。

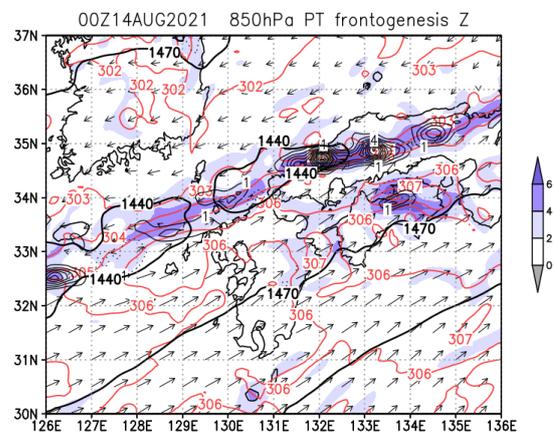


図1 14日00UTCの850hPa温位（赤線、K）、水平温位傾度（シェード、K (100km)⁻¹）、前線強化（黒細線、K (100km hour)⁻¹）、風（ベクトル、m s⁻¹）、ジオポテンシャル高度（黒太線、m）。

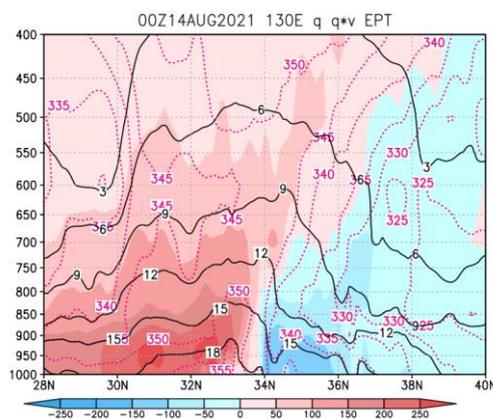
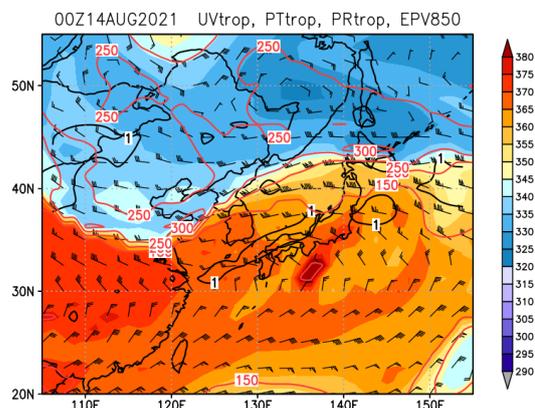


図2 14日00UTCの130E南北断面における南北風による水蒸気フラックス（カラー、 $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$ ）、比湿（黒線、 g kg^{-1} ）、相当温位（赤点線、K）。



九州北部で発生した豪雨事例における 環境条件および MAUL の解析

*中 七海（京大院理）， 竹見哲也（京大防災研），

1. はじめに

近年、九州北部では、暖候期における集中豪雨が頻繁に発生しており、毎年のように様々な災害が発生している。このような暖候期の集中豪雨がどのような気象条件の下で発生しているのかを研究することは、豪雨の発生機構を解明する足がかりとなり、気象学の基礎的研究のみならず、予報精度の向上といった実用上の面でも非常に重要である。また、同じ地域で発生した豪雨事例の解析を行うことで、集中豪雨が発生する気象条件の特徴を比較しやすくなり、暖候期の集中豪雨の発生条件について理解をより深めることができると考えられる。

Bryan and Fritsch (2000) は、メソ対流系において、湿潤断熱減率よりも大きな気温減率で、かつ飽和している大気層、湿潤絶対不安定の層（moist absolutely unstable layers : MAUL）が存在することを確認した。この MAUL の存在が集中豪雨の発生に関わっている可能性があり、MAUL 発現特性について理解を進めることで、MAUL を用いたより精度の高い豪雨予測が可能になると期待できる。

本研究は、九州北部で発生した最近の豪雨災害事例において、環境条件、特に MAUL の発生状況に注目して解析を行った。MAUL と集中豪雨の発生との関係を解明することを本研究の目的とする。

2. 使用データと解析手法

本研究では、平成 29 年 7 月九州北部豪雨、令和 2 年 7 月豪雨、令和 3 年 8 月の前線による大雨の 3 事例を対象として解析する。本研究では、気象庁 MSM 客観解析データ・解析雨量データを使用して解析を行った。気象庁 MSM 客観解析データは、3 時間間隔の格子点データである。

本研究では、MAUL を解析するにあたり、気温減率と湿潤断熱減率の比較を容易にするため、相当温位を用いて、下式のような条件を満たす層を MAUL とする。 θ_e は相当温位、RH は相対湿度である。

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \text{ and } RH \geq 95 \%$$

Bryan and Fritsch (2000) では、湿数が 1 度以下で空気が飽和しているとみなしていた。この湿数が 1 度以下という条件は、日本の暖候期における各豪雨事例での気温から相対湿度に換算すると、およそ 88%~94% である。そのため、本研究での MAUL の判定条件は、Bryan and Fritsch (2000) より厳しい条件である。

3. 結果とまとめ

MAUL と降水量、水蒸気フラックスの収束の関係を明確にするために、図 1 左列に示す解析領域内において、1000hPa~700hPa の MAUL の発生面積・領域内の 3 時間積算降水量・水蒸気フラックスの収束量の時系列を調査した。図 1 右列から、特に降水強度の強い時間帯のグラフのピーク位置に注目すると、MAUL が先にピークになった後、水蒸気フラックスの収束と降水量のピークが見られる。このことから、MAUL は降水をもたらす原因となる可能性があると考えられる。また、水蒸気フラックスの発散が顕著になると、その後 MAUL の面積が減っていく事から、MAUL の持続には水蒸気フラックスの収束が重要な役割を担うことがわかった。

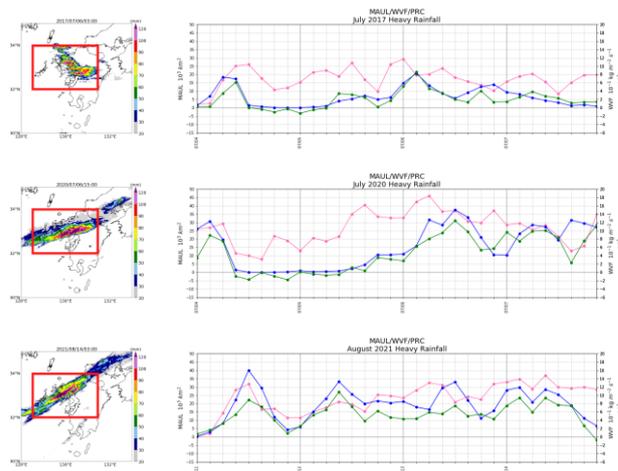


図 1：本研究で対象とする 3 事例における、MAUL（ピンク）・降水量（青）・水蒸気フラックスの収束（緑）の時系列図。
参考文献

Bryan, G. H., and J. M. Fritsch, 2000: Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 1207-1230.

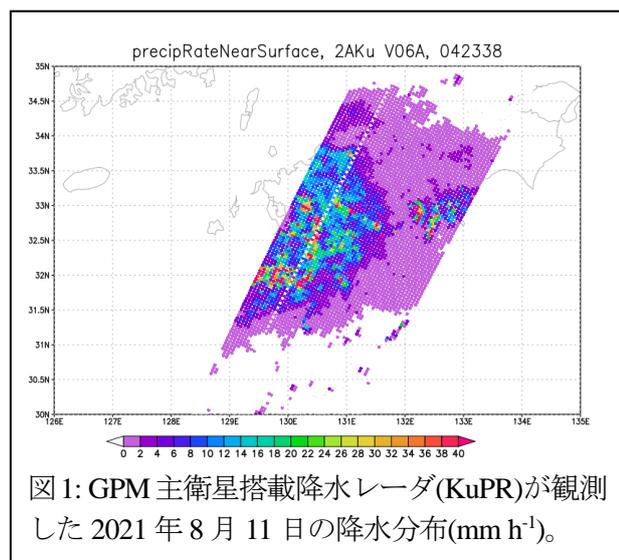
GPM 搭載降水レーダ観測データを用いた 2021年8月に九州で大雨をもたらした降水システムの解析

*辻宏樹, 高藪縁 (東京大学大気海洋研究所),

1. はじめに

九州域では近年、大きな被害をもたらす豪雨が頻発している。Tsuiji et al. (2021)では、気象庁メソモデル(MSM)初期値データを用いて、九州域での大雨の統計解析を行った。この解析では、大雨に先行して自由対流圏が加湿化、湿潤絶対不安定層(MAUL)を伴うメソスケールに組織化した降水システムが発達、維持され、大雨をもたらしていることが示された。しかし、Tsuiji et al. (2021)では個々の豪雨事例についての詳細な解析は行われていない。

九州域での大雨時に自由対流圏が湿った環境場で発達するメソスケールに組織化した降水システムの特徴を明らかにするために、2021年8月中旬の九州における大雨事例の際に発達した降水システムを対象とした事例解析を行った。この降水システムに対して、Tsuiji et al. (2021)と同じ手法で解析を行うと、豪雨に先行した可降水量の増加や MAUL が確認されていた。加えて、この降水システムは GPM 主衛星搭載レーダ(KuPR)によって観測されていた(図 1)。本発表では、KuPR の観測データを使って、MAUL を伴うメソスケールに組織化した降水システムの 3 次元特性を解析した結果を報告する。



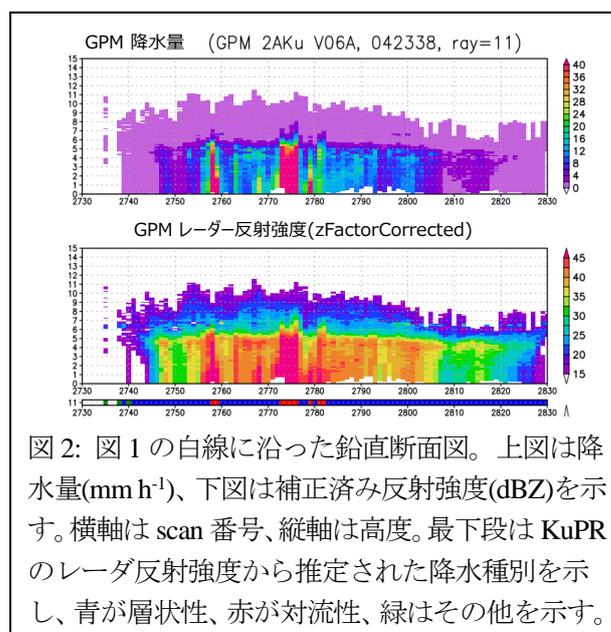
2. データと解析手法

解析対象とした降水システムは 8 月 11 日 15 JST ごろに GPM KuPR によって観測されている(軌道番号

042338)。解析に利用したデータは GPM 主衛星の軌道に沿った観測データ(L2 データ)で、水平解像度が約 5 km、鉛直解像度は 125 m である。3 次元の降水量(PrecipRate)と補正済み反射強度(zFactorCorrected)、降水種別(rainType)データを用いた。

3. 結果

GPM で観測された降水域には、30 mm h⁻¹ を超える強い降水が熊本付近や 32N 付近に含まれていた(図 1)。この領域は MSM による解析で MAUL が確認される領域と一致していた。図 2 は図 1 の白点線に沿った鉛直断面を示す。MAUL が確認される強い降水域では対流性降水が確認できるが、雨域の大部分はブライトバンドを伴う層状性降水から成っていた。対流性降水の降水頂高度は 12 km 程度であり、極端に背の高い対流ではなかった。対流の背の高さの指標である雨域内最大 40 dBZ エコー頂高度は 7 km であった。これは、熱帯海上や日本域の極端降水イベントで特徴的な値(6-8 km)と整合的であった。これらの結果は、今回観測された MAUL を伴う降水域の特徴が、熱帯海上で見られるメソスケールに組織化した降水システムの特徴と整合的であることを示唆している。



参考文献

Tsuiji, H., et al. (2021). *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL095030. doi:10.1029/2021GL095030

藤沢市辻堂での 2018 年 9 月 17 日の降水事例における環境場の解析

*藤野梨紗子¹, 宮本佳明^{1,2}

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

1. はじめに

エアロゾルは、アルベド効果や寿命効果を通じて、雲特性に影響を与える。一方で、雲はエアロゾルの生成や降水を通じて起こる除去(湿性除去)に影響を与える。この相互作用を介し、様々な変数によってエアロゾルの付着量は決まるが、個々の降水イベントにおける除去メカニズムの詳細はわかっていない[1]。これまでに、藤沢市辻堂における降水量と PM_{2.5} の観測データの解析を行い、降水開始前後 1 時間での PM_{2.5} 濃度値減少を示した(2021 年度春季気象学会)。また、各降水イベントにおける PM_{2.5} の降水に伴う除去率 (scavenging rate) を算出し、PM_{2.5} は降水量が多いほど除去率が大きくなることを示した(2021 年度秋季気象学会)。今回は、観測データ解析にて算出した除去率が、72%と大きかった降水事例を対象として、シミュレーションを行い、環境場を解析した。

2. 実験設定及びモデル

使用したモデルは、SCALE-RM version 5.4.4[2,3]である。積分期間は、2018 年 9 月 17 日 15UTC から 9 月 18 日 09UTC の 18 時間であり、計算領域は、35.34° N、139.45° N を中心とする 600 km² (格子数 120 x 120) の範囲である。水平格子間隔は 5 km、鉛直層数は 19,528 m までを 32 層として、初期値・境界値にはメソスケール解析値(MANL)を使用した。雲微物理過程には、6-class 1-moment スキーム (Tomita 2008) を使用した。

3. 結果

図 1 に、2018 年 9 月 17 日 17 時の高度 850 hPa における風向・風速と地上降水量の 1 時間値を示す。850 hPa の風向分布からは、除去率を算出したデータの観測地点である中心座標付近で、南東風と北風の収束がみられた。また、この収束の強い地点付近で、地上降水量が 1 時間に 12 mm 以上に達していた。

図 2 に、2018 年 9 月 17 日 17 時の 1000 hPa から 200 hPa での凝結物混合比と雲水混合比、雨水混合比、鉛直流の鉛直断面図を示す。高度 600 hPa 付近において、鉛直流が強い領域がみられ、雲水混合比の値が大きい高

度と一致している。また、下降流域となっている高度 950 hPa から 800 hPa 付近においては、雨水混合比の大きい領域となっている。

4. まとめ

本研究では、観測データによる PM_{2.5} 除去率が大きかった 2018 年 9 月 17 日の降水事例でのシミュレーションを行った。その結果、観測データで示された PM_{2.5} 濃度値減少の発生要因として、湿潤対流を通じた PM_{2.5} の除去が起こっていた可能性が示唆される。今後エアロゾルの挙動を解く計算も行い、この事例での湿性除去の過程を解析する。

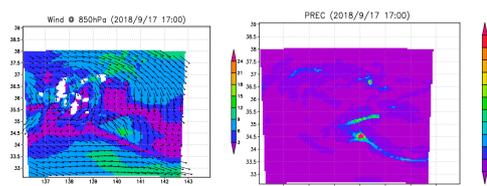


図 1 積分開始時間から 2 時間後の 2018 年 9 月 17 日 17 時における風と地上降水量。

(a) 高度 850hPa での風 (m/s)、(b) 地上降水量の 1 時間値 (mm/h)

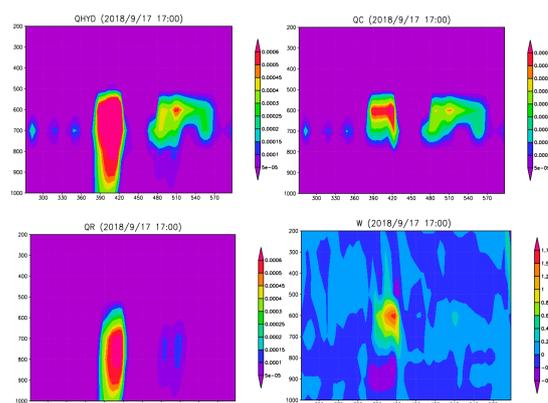


図 2 積分開始時間から 2 時間後の 2018 年 9 月 17 日 17 時における、高度 1000 hPa から 200 hPa での、混合比と鉛直流の鉛直断面図。

(a)凝結物混合比 (g/kg)、(b)雲水混合比 (g/kg)、(c)雨水混合比 (g/kg)、(d) 鉛直流 (m/s)

参考文献

[1] Textor, C. et al. (2006), [2] Nishizawa et al. (2015), [3] Sato et al. (2015)

豪雨事例の領域ネスティング計算において 子モデルの境界付近で偽の降水帯が生じる問題の検討

末木 健太 (理研計算科学, 理研開拓)

1. はじめに

講演者の別の発表(西日本全域 500 m 解像度の H30.7 豪雨アンサンブル予報実験)で紹介する豪雨事例の領域ネスティング計算では当初, 水平解像度 3 km の親モデルと水平解像度 500 m の子モデルの接続において, 子モデルの境界内側に偽の降水帯が生じていた(図 1a). 対象領域(図 1a 実線枠内)における親モデルと子モデルの総降水量を比較すると, 子モデルの雨量の方が少ない傾向となり(図 1b), 対象領域上流側で偽の降水が生じた影響により, 子モデル内部領域への水蒸気供給が減少していた可能性がある. この事象は, 豪雨シミュレーションにおける降水量の定量的な評価に影響する恐れがあり, 何らかの改善策が求められる. 本研究では, 領域ネスティング計算において, 親モデルと子モデルの大気場を緩やかに接続するために設けられている緩和領域に着目し, 偽の降水を抑制し, 計算領域内部に適切に水蒸気を供給する設定を検討した.

2. 使用モデルと緩和領域の設定

理化学研究所で開発している領域気象・気候モデル SCALE-RM ver. 5.4.3[1][2]を用いた. 実験では, 平成 30 年 7 月豪雨を対象に, 3 つの水平解像度 (Domain#1: $\Delta x = 18$ km, Domain#2: $\Delta x = 3$ km, Domain#3: $\Delta x = 500$ m) の計算を一方向のオンラインネスティングシステム[3]により同時実行したが, 本研究では Domain#2 (親モデル) と Domain#3 (子モデル) のネスティングに着目する. 子モデルの境界内側には緩和領域が設けられ, 緩和領域内では水平風速, 温位, 水蒸気, 水凝結物, 密度が親モデルの値にナッジングされる. 境界でのナッジングの時定数 τ を与えると, 親モデルと子モデルの値の差にかかる減衰係数 α は $\alpha = e^{-\tau/L}$ となる (e は, 緩和領域の外側から内側にかけて 1 から 0 へと変化する係数. 詳細は SCALE-RM のユーザーズガイド[4]を参照のこと). 本研究では, 緩和領域の幅 L と, 境界でのナッジングの時定数 τ に関する感度実験を行った.

3. 感度実験の結果

偽の降水が生じた当初の実験(図 1a)では, $L = 30$ km, $\tau = 20$ s としていた. アンサンブルのうち偽の降水が顕著に生じていたメンバーを対象に, L を 30, 66, 138 km, τ を 2, 20, 200, 2000 s と変化させる感度実験を行った結果, $L = 138$ km, $\tau = 2000$ s のときに, 境界付近の降水が最も抑えられていた. L を 100 km 以上とし, τ を当初よりも長く設定する必要があると示唆されたため, 次に L を 144 km に固定し, τ を 100 s から 100000 s

まで変化させる感度実験を行った. 境界付近の降水量は τ が 1000~10000 s のときに最も抑えられていた(図 2a). また, 下流側での平均降水量の減少幅は, τ が 8000 s 以上のときに抑えられていた(図 2b). $L = 144$ km の場合, τ を 2 h 以上に設定することで計算領域内部に適切に水蒸気が供給されることが示唆された.

4. まとめ

領域ネスティング計算において, 子モデルの境界付近に偽の降水帯が生じ, 子モデル内部領域の雨量が減少する問題を改善するため, 親モデルと子モデルを接続する緩和領域の設定を再検討した. 実験では, 緩和領域の幅を 100 km 以上, 境界でのナッジングの時定数を $O(1$ h) に設定することで, 問題の改善がみられた.

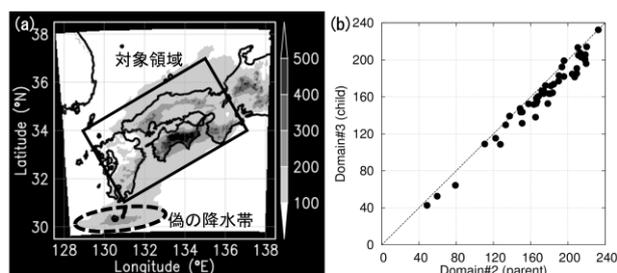


図 1. (a) H30.7 豪雨のアンサンブル予報実験における 72 時間総降水量のアンサンブル平均 (全 50 メンバー). (b) 各メンバーについて, 対象領域における親モデルの平均降水量を横軸に, 子モデルの平均降水量を縦軸にプロットした散布図.

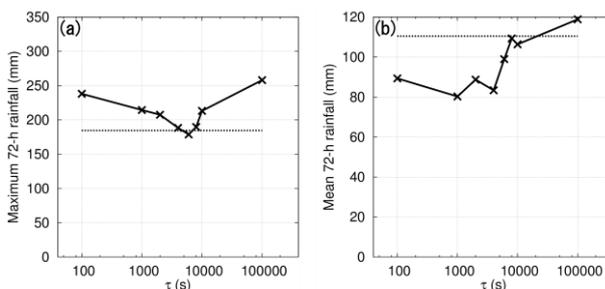


図 2. (a) 子モデル境界付近の 72 時間総降水量の最大値の τ 依存性. 点線は親モデルの値. (b) 下流側の平均降水量について.

謝辞

本研究は公益財団法人計算科学振興財団研究教育拠点 (COE) 形成推進事業の支援を受けた. 本研究の計算には, 理化学研究所のスーパーコンピュータ「富岳」を利用した.

参考文献

- [1] Nishizawa, S., et al., 2015, *Geosci. Model Dev.*, **8**, 3393–3419.
- [2] Sato, Y., et al., 2015, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 23.
- [3] Yoshida, R., et al., 2017, *Parallel Comput.*, **65**, 21–31.
- [4] SCALE-RM ユーザーズガイド, <https://scale.riken.jp/ja/documents/>, (2022/2 閲覧)

2021年7月10日に九州南部に大雨をもたらした降水システムの特徴

*益子 渉（気象研究所）

1. はじめに

2021年7月10日梅雨前線の南側にあたる九州南部では、太平洋高気圧縁辺の下層暖湿気の流入、上空の寒気の影響、総観スケールの力学による上昇流場に位置するなど大雨の発生しやすい環境場であった。その状況下において、鹿児島県薩摩地方や宮崎県南部山沿いを中心に総降水量が400mmを超える記録的な大雨となった。特に雨が強まったのは00~09JSTと比較的短時間であったが、降水システムの時間変化は激しく、以下の3つのステージを経ている。①対流の発生とともに組織化した東西走向の極めて発達した線状の降水系、②コールドプールの発達とともに多数の積乱雲群を伴った南北幅広の対流域、③下層擾乱前面の南北走向の対流域。本研究ではステージ②に着目し、降水システムの発達・維持機構について数値シミュレーションを用いた調査を行った。

2. 数値シミュレーション結果

気象庁非静力学モデル(Saito et al. 2006, MWR)を使用し、初期値・境界値には気象庁メソ解析値を用いて実験を行った。まず水平解像度1kmのモデルを7月10日00JSTを初期値として実行し、その結果を用いて水平解像度250mの実験を行った。その結果、実況に比べて降水強度は弱く、1時間程度の遅れも見られるものの、実況で見られた降水システムの各ステージの特徴的なパターンが再現され、ステージ②では南北幅広の降水域が東西に延びていることが分かる(図1a)。アメダスによる実況では時間とともにコールドプールが強まり、ステージ②では降水システムに伴う気温低下は約6度と梅雨期として

は顕著なものだった。シミュレーションにおいても同様の特徴が再現され、図1bの南北断面をみると、降水システムは下層の環境場の風のアップシア側に傾いており、傾斜したコールドプール上端面上で対流が立っていることが分かる。

米国を中心としたスコールラインの研究においては、RKW理論(Rotunno et al. 1988, JAS)が提案され、降水システムの発達・維持には、環境場の鉛直シアとコールドプールに伴う負の浮力によって生成される水平渦の強さがバランスした状態が適していると指摘されている。今回、雨滴の蒸発の程度を調節することでコールドプールの強さを変化させ、降水システムに与える影響を調査した。雨滴の蒸発を50%に抑制してコールドプールを弱めた実験(図1c,d)では、標準実験に比べて降水分布が北側に少しくずれるとともに、降水が集中化しシャープな線状の降水系が形成されている。鉛直断面をみると、コールドプールの先端に集中して強い対流が立っており、降水量も増大していた。一方、雨滴の蒸発を除去しコールドプールをほぼなくした実験(図1e,f)では、局所的に強い対流は立っているものの、線状の降水システムとしては組織化されていないことが分かる。これらの結果は、コールドプールは降水システムの組織化に必要なものであるが、過度な冷気は対流の発達を阻害することを示しており、今後環境場の鉛直シアとの関係をふまえて詳細に調査する予定である。

謝辞：本研究の一部は科学研究費助成事業(20K04071)の助成による。

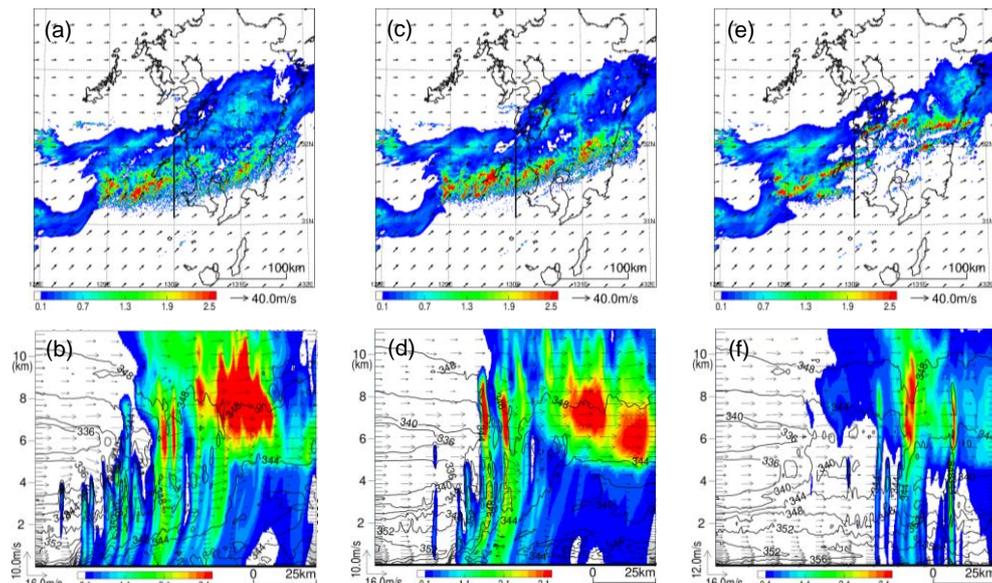


図1. (a) 水平解像度250mの実験による7月10日08JSTの高度3kmの降水物質の分布(シェイド)と風ベクトル。(b) (a)の黒実線に沿った南北鉛直断面図。降水物質(シェイド)、相当温位(コンター)、断面上に投影された風(矢印)を示す。(c) (d) (a) (b)に同じ。但し、雨滴の蒸発を50%に抑制しコールドプールを弱めた実験。(e) (f) (a) (b)に同じ。但し、雨滴の蒸発を除去しコールドプールをほぼなくした実験。

2018年8月に山形県で発生した豪雨の再現に 海面水温が与える影響

*川代迅 (弘前大理工)

1. はじめに

メソ気象モデルによる豪雨の再現には、初期・境界条件として大気、地表面、植生、地形などのデータが必要である。海面水温もそのうちの一つであり、気象モデルで用いられる海面水温データセットの値には不確実性がある。先行研究で2013年に北東北で発生した豪雨の再現において海面水温に温かいバイアスがあれば降水量が過大に評価されることが示された[1]。また、西日本の豪雨が7月に最も多く発生する傾向は東シナ海の急激な温暖化がなければ再現できないことが示された[2]。本研究は、2018年8月5日に山形県で発生した豪雨事例について複数の海面水温データセットを用いて対照実験を行い、海面水温のバイアスが降水量に与える影響の調査を目的とする。

2. モデルとデータ

メソ気象モデルはThe Advanced Research WRF[3]、大気データの初期・境界条件はERA5再解析(ヨーロッパ中期予報センター)を使用した。モデルの空間解像度を6km、2kmと変更しネスティングを行い、鉛直層を45層に設定した。2018年8月4日0時(協定世界時)から48時間のモデル計算を行った。海面水温データセットは、ERA5に組み込まれたSST、MGDSST(JMA)、HIMSST(JMA)、OISST(NOAA)、OSTIA(UKMO)、MWIR(REMSS)、MUR(NASA JPL)、GAMSSA(ABOM)の8種類用意した。海面水温は2018年8月4日の値を初期条件とし、この値を一定にして実験を行った。モデル予測と観測値の降水量を比較するためにRadarAMeDASを使用した。

3. 結果

風上側の日本海の海面水温が高いほど領域平均の総降水量が多くなり、観測値よりも降水量を過大に予測した実験があった。海面水温と降水に明瞭に差があったHIMSSTとOISSTを使用した実験を比較したところ、日本海上で対流有効位置エネルギー・相当温位・対流抑制・自由対流高度などに差が見られ、温かいバイア

スがあるHIMSSTの方が大気の不安定性が大きく対流の発達に有利な環境であった。同様に900hPaの水平収束を比較した結果、内陸や沿岸で強い収束が発生した頻度の分布に差が見られた。水平収束の差も降水量の増減に寄与していると考えられる。モデル予測精度を統計的に検証するためEquitable Threat Score(ETS)を計算した。弱い降水において海面水温に大きな差があるHIMSSTとOISSTは明瞭にETSの差があった。強い降水においては実験間でETSの差が無く、どの実験でも予測精度が低かった。

4. 今後の課題

予測精度向上に海面水温を初期条件から変化させることと東北の豪雨に最適な物理過程の選択が必要である。モデル設定の再検討結果について当日に示す。

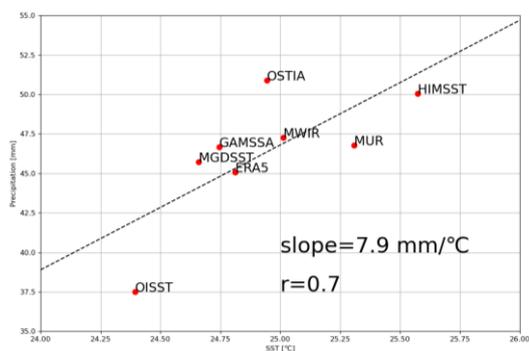


図1 初期条件のSSTの領域平均と領域平均降水量の散布図と回帰直線

参考文献

- [1] Iizuka, S., & Nakamura, H., 2019, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 4365–4381.
- [2] Manda, A. et al., 2014, *Sci. Rep.* 4, 5741.
- [3] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., ... Huang, X. -yu., 2021, A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3, *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 145 pp.

Bhubaneshwar における雨滴粒度計の解析

○ 村田 文絵 (高知大理工), 寺尾 徹 (香川大教育), Sandeep Patnaik (IIT, Bhubaneshwar)

1. はじめに

Bhubaneshwar はインド半島東側のベンガル湾に面した地域にあるインド・オリッサ州にある都市である。モンスーン季にはベンガル湾北部からインド半島内を北西方向にのびるモンスーントラフに近く、しばしばモンスーン低気圧やサイクロンに伴う雨が生じている。本研究は INCOMPASS プロジェクト (Turner 2019) によって Bhubaneshwar に設置された雨滴粒度計の解析を行い、この地域の降水と雨滴粒度分布の特徴を明らかにする。

2. 用いたデータ

雨滴粒度計は Thes Clima 社の光学式雨滴粒度計 LPM である。観測期間は 2017 年 4–12 月及び 2019 年 7–10 月である。データには時々粒径が最も小さいクラスにおいて雨滴とは考えられない幅広い落下速度を観測しており、Kalina et al.(2014) の手法を用いて除いた。

3. 結果

観測期間中、複数のモンスーン低気圧或いは弱いサイクロンに伴う降水を観測した。左図に一例として 2017 年 10 月 19 日 12UTC の気象衛星ひまわり赤外輝度温度と 10 月 19 日の雨滴粒度分布、雨滴粒度パラメータ D_m (中心粒径) と N_w (一般化切片パラメータ) の時系列を示す。この低気圧はインド気象局による定義において depression まで発達した。しばしば粒径 2mm 以上の大きな雨滴を含む雨が観測されており、 D_m は 1.5mm 程度、 $\log_{10} N_w$ は 3–4 ($\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$) 程度が観測されている。一方、降水日変化の特徴は午後の日中の降水が卓越する。GSMaP によるとインド半島東側の海岸近くの内陸において、日中に日射加熱に伴うと思われる積乱雲の発達がよくみられる (図略)。発表では低気圧及び降水日変化に伴う雨滴粒度分布の特徴について示す予定である。

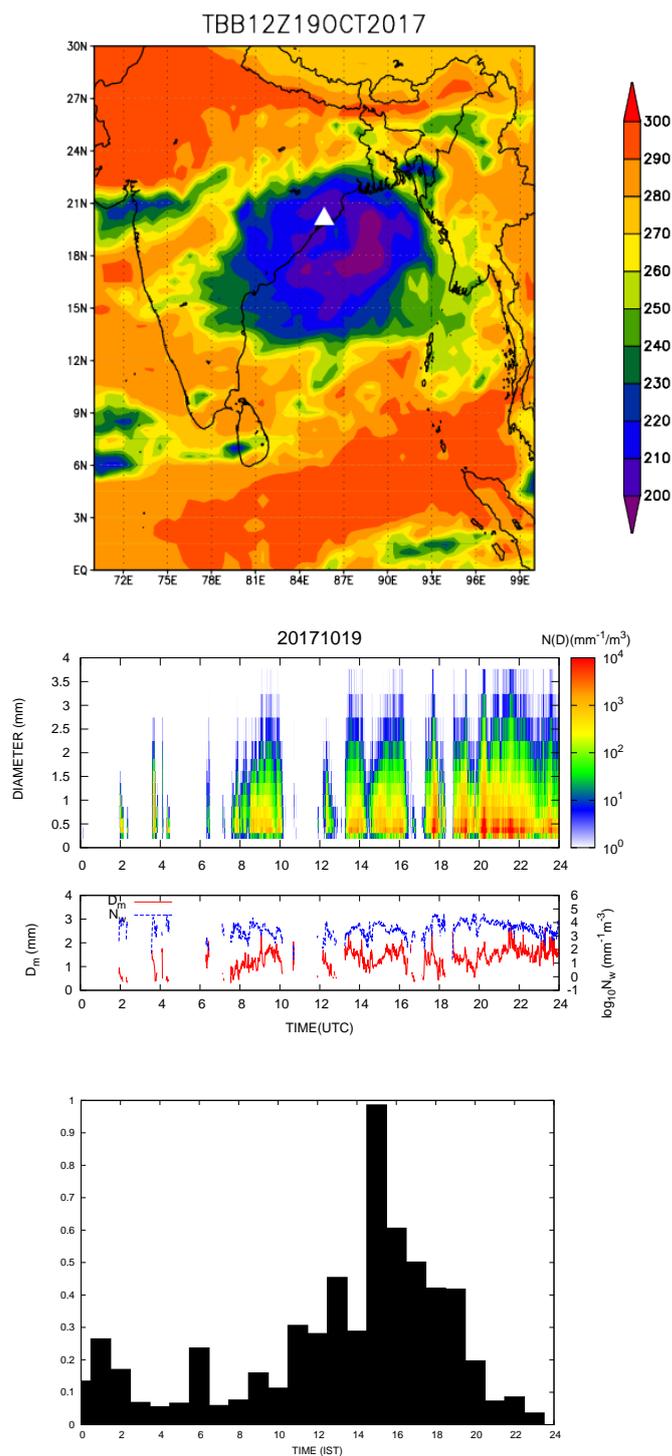


図 1: 上から 2017 年 10 月 19 日 12UTC の Himawari-8 赤外輝度温度 (三角が Bhubaneshwar の位置), 雨滴粒度分布の時系列, 及び D_m (赤線) 及び N_w (青線) の時系列を示す。一番下の図は 2017 年の降水平均日変化を示す。

パーティクル偏光ライダーによる 降水粒子鉛直分布観測

*柴田泰邦、佐藤諒典(東京都立大学システムデザイン学部)

Yasukuni Shibata, Ryosuke Sato (Tokyo Metropolitan University)

1. はじめに

首都圏の降雪による交通や物流への影響は重大な問題となっている。我々は個々の降水粒子の偏光情報を取得し、それが球形（雨滴）か非球形（雪片、霰、霰など）かを判別するパーティクル偏光ライダーを開発した[1,2]。指向性の高いパルスレーザー光を用いるのでレーザービーム体積が小さく、個々の降水粒子から偏光情報を取得できる利点がある。本講演では、2022年1月11日の降雪時に、東京都立大学日野キャンパスにおいて観測した降水粒子の鉛直分布例を示す。

2. パーティクル偏光ライダーによる降水粒子判別

直線偏光したレーザー光が球形の粒子に照射されると、その後方散乱光の偏光面は保持され、非球形粒子の場合は偏光面が変化する。偏光解消度 δ はレーザー偏光面と平行の散乱光 $P_{//}$ と垂直の散乱光 P_{\perp} の比 $P_{\perp}/P_{//}$ で表される。先行研究より雨滴の δ は 0.1 以下、雪片の δ は 0.4~0.5 程度、溶けかかった雪の δ は 0.7 程度であることが分かっている。降水粒子からの散乱光は大気分子やエアロゾルからの散乱光より 2 桁程度大きく、大気に照射されたパルス光が降水粒子に当たれば、パルス状の散乱信号が受光され、個々の降水粒子の偏光情報を正確に計測できる。

3. 鉛直分布観測

2022年1月10日 11:02~11:07 に、東京都立大学日野キャンパス（東京都日野市）においてパーティクル偏光ライダー観測を行った。レーザー波長は 1064 nm、パルス繰り返しは 2 Hz、ビーム径は 10 mm、ビーム拡がり角は 0.1 mrad である。降水粒子がレーザー光を横切るように、ライダーは仰角 45° に傾けた。図 1 にライダー信号の距離二乗補正信号を示す。高度 300 m 付近と 600m 付近に雲があった。図 2 に降水粒子の種別ごとの鉛直分布、1 パルスごとの $P_{//}$ 成分から得た距離二乗補正信号、地上気温の経時変化をそれぞれ示す。種別は $\delta \leq 0.2$ を雨滴、 $0.2 < \delta$ を雪片と定義した。地上では雨主体の霰（霰や溶けかかった雪片）と雪片主体の霰が数分ごとに变化していた。図 2 の降水粒子分布を

見ても、雨滴と雪片が時間をおいて交互に地上へ降りてきている様子が観測された。

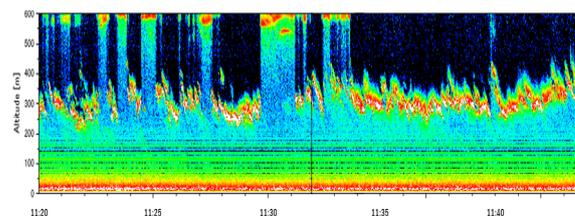


図 1 2022年1月10日に観測されたライダー信号

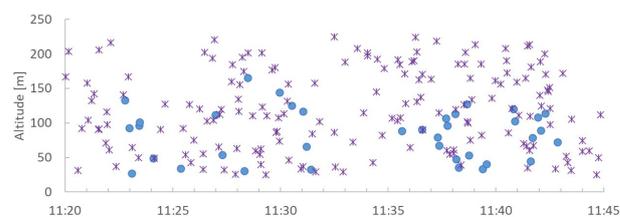


図 2 2022年1月10日に観測された降水粒子の雨・雪鉛直分布（●：雨滴、x：雪（溶けた雪を含む）

謝辞：本研究は JSPS 科研費 JP19K22030 の助成を受けたものです。

参考文献

- [1] Y. Shibata, “Particle polarization lidar for precipitation particle classification”, Appl. Opt., to be published.
[2] 柴田, 気象学会 2021 年春季大会, PR-36, 2021.

つくばで計測された大気エアロゾル粒子の氷晶核能(その4)

*田尻拓也・折笠成宏・財前祐二・郭威鎮(気象研),
村上正隆(名大宇地研)

1. はじめに

気象研究所にて大気エアロゾル粒子(AP)の地上モニタリング計測を2012年より通年で行っており、AP数濃度や雲核(CCN)能・氷晶核(INP)能の季節変化を観測している[1]。前々回(2021春)、雲生成チェンバーを用いたAPの実験事例(非ダスト日)について、INAS(AP総表面積当たりのINP active site数)密度の温度依存性を指標としたINP能を地上モニタリング観測の月平均値と比較し、APの混合状態によるINAS密度の変動を示唆した。前回(2021秋)は、APの外部混合がINP能に及ぼす影響について、標準粒子を用いた外部混合実験結果を示した。今回は、前回同様に内部混合がINP能に及ぼす影響について議論する。

2. APの混合状態とCCN・INP能

つくばで地上採取されたAPの電子顕微鏡解析から、通常APは混合しており、黄砂飛来時ではCCN能を有する鉱物ダスト粒子とCCN能を有する硫酸塩粒子の混在が観測されている。一方、黄砂粒子表面は長距離輸送に伴うエイジングにより硫酸塩・硝酸塩・塩化物などによる内部混合の影響を受けることが知られている。鉱物ダストと水溶性物質との混合において、個別粒子レベルではそれぞれの鉱物組成や物性、不均一反応の度合いに依存して異なる様相を呈し、CCN能としては吸湿特性の変容を通じて雲形成に関与すると考えられる。しかし、APの連続計測では個々の粒子を選択的に分離することは困難であり、混合状態にあるAPの吸湿度の解析値は、低吸湿度の鉱物ダスト粒子と、海塩や硫酸塩などの低吸湿度の水溶性粒子の範囲内で見かけ上、事例ごとに大きく異なる。APのINP能評価において、混合状態にあるAPのなかで氷晶発生に寄与する粒子を適切に取扱うには、実験的に外部混合と内部混合を切分けた解析手法の工夫が必要であり、一助としてダスト標準粒子を用いた雲生成チェンバー実験に取り組んでいる。

3. 雲生成チェンバーによる内部混合実験

ダスト標準粒子のATDと水溶性APの代替粒子としての硫酸アンモニウム(AS)を用いて、蒸留水中で混

ぜ合わせた後、乾燥することで簡易に内部混合粒子を生成した。この粒子を雲生成チェンバー内に導入し、実験初期値を気圧1,000hPa、気温+5°C、露点-15°Cとして氷晶発生実験を行い、ATD粒子のみの事例および外部混合の事例と比較した。雲粒発生については、3事例とも-18.8°Cにかけて始まり、ATD粒子と内部混合粒子の事例では速やかに氷晶発生へ移行しすぐに雲粒が消費されたのに対し、外部混合の事例では幾分緩やかに氷晶発生が開始され雲粒生成が比較的持続した(図1)。今回の比較事例では、内部混合粒子が暖かい温度域から比較的高いINAS密度を示し、-27°C付近までには外部混合の事例についても、他の2事例と同様なINAS密度となった。各事例における試料粒子のCCNとしての働きが、ATDによる氷晶形成に差異を生じた可能性が示唆される。

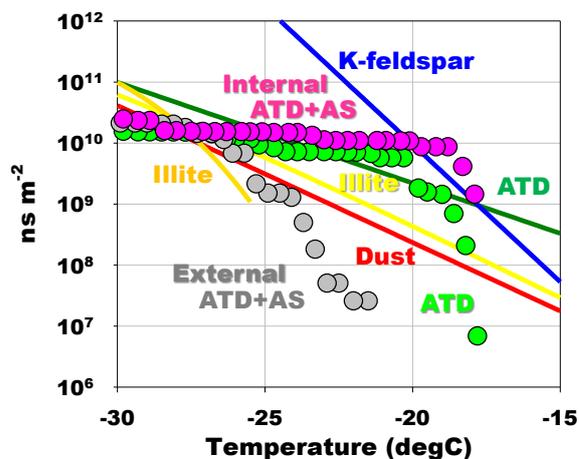


図1 チェンバー実験による試料粒子のINAS.

4. 今後の予定

鉱物ダスト粒子と水溶性物質による内部混合について、混合度合いを明瞭に変化させた感度実験を行い、雲粒生成から氷晶発生に至る過程における内部混合の影響に関して温度依存性の変動幅を把握する。地上モニタリング観測データとの比較を行い、混合状態を考慮したINP能の定式化を進めたい。

参考文献

[1] Orikasa, N., et al., 2020, SOLA, 16, 212-219.

広帯域放射伝達モデル Mstrn の 気体吸収過程の更新 (その 1)

*関口美保 (東京海洋大学)

1. はじめに

気象・気候モデルに必須の物理過程として、放射伝達過程が挙げられる。放射伝達過程は、力学過程で計算された大気場に対して放射エネルギーの伝達を計算し、各層の大気加熱率を出力する。放射伝達モデルはこの過程をモデル化したものであり、計算コストの都合上、多くの仮定やパラメタリゼーションが用いられている。時間・空間スケールの高解像度化が進んだ近年では、詳細な表現が可能になったことにより、モデル変数の誤差も改善したと言える。筆者は高解像度気候計算時代に即した放射伝達モデルの発展について検討を行っている。本研究では、気体吸収過程の太陽放射領域についての更新を示す。

2. 使用データと放射伝達モデル

本研究では、広帯域放射伝達モデル *MstrnX*[1]の更新について示す。*MstrnX*は旧CCSR(現東大AORI)で開発された放射伝達モデルであり、MIROC[2]、NICAM[3]などに導入されている。高速化のため、吸収過程と散乱過程はあらかじめテーブル化されている。気体吸収テーブルは29バンド111チャンネル版(以下、温暖化対応版)がCMIP6向けに採用されている。この気体吸収テーブルは二酸化炭素倍増状態やメタン、一酸化二窒素が増加した状態を再現するように最適化されており、二酸化炭素4倍増のケースで放射強制力の精度が不十分であることが指摘されている[4]。また、太陽放射領域での吸収が少ないことも示されている[5]。これは、使用している吸収線データベースがHITRAN2004[6]であり、近年のデータベースの更新により水蒸気の吸収線が大幅に増加したためと考えられる。更に、従来4 μ mで太陽放射領域と地球放射領域を分離していたが、範囲外の寄与を考慮するため、太陽放射と地球放射を分離して計算するように更新する。バンド内の積分点数、積分点、重みに関しては、従来通り最適化手法を用いて決定する。目的関数はLBLモデルを真値としたTOA、地表面、対流圏界面の放射フラックスと加熱率の二乗平均誤差を用いる。初期値を数通りに設定し、閾値以下の誤差の積分点数を採用する。

本研究によって更新されたモデルは相関 *k*-分布モデル比較プロジェクト(CKDMIP; the Correlated K-Distribution Model Intercomparison Project)[8]に参加する。CKDMIPは同じ吸収線データベースを用いて広帯域モデルを作成し、設定された34シナリオ、100地点の大気について放射伝達計算を行い、LBLモデルに対して評価、比較を行う。太陽放射領域について、波数250–50000 cm^{-1} のそれぞれの気体の光学的厚さが提供されており、これを用いて吸収テーブルを作成した。吸収気体は、 H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CH_4 , O_2 , N_2 , CFC-11(等価吸収強度), CFC-12が提供されているが、CFC-11,12に関してはこの領域では扱わない。

3. 吸収テーブルの構築

CKDMIPではバンド数に対する精度を確認するため、複数のバンド数のモデル結果を提供することが推奨されている。本研究では、太陽放射領域について6, 14, 22, 30バンドの吸収テーブルを作成した。大会では、CKDMIP大気に対するそれぞれの評価と参加する他のモデルとの比較を示す予定である。

Band range	gas	Band range	gas
1000–3300	H_2O , CO_2	11480–11620,	H_2O , O_3 , O_2
3300–3760	H_2O , CO_2 , N_2O	12850–13220,	
3760–4600	H_2O , O_3 , CH_4 , N_2	14300–14500	
4600–5350	H_2O , CO_2	11620–12850	H_2O , O_3
5350–6000	H_2O , CH_4	13220–14300	H_2O , O_3
6000–7000	H_2O , CO_2 , CH_4	14500–15400	H_2O , O_3
7000–7550	H_2O , CH_4	15400–24000	H_2O , O_3 , O_2
7550–8500	H_2O , CO_2 , CH_4 , O_2	24000–25500	H_2O , O_3
8500–9100	H_2O , CH_4	25500–27400	O_2
9100–9650	H_2O , CO_2 , O_3 , O_2	27400–30000	O_3 , O_2
9650–11000	H_2O , O_3 , O_2	30000–36000	O_3
11000–11480	H_2O , O_3 , CH_4	36000–50000	O_3 , O_2

表1: Mstrn_SW (22バンド)の波数領域と吸収気体

参考文献

- [1] Sekiguchi and Nakajima, 2008, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **109**, 2779–2793.
- [2] Tatebe et al., 2019, *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2727–2765.
- [3] Satoh et al., 2008, *J. Comput. Phys.*, **227**, 3486–3514.
- [4] Pincus et al., 2015, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 5485–5492.
- [5] Smith et al., 2020, *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 9591–9618.
- [6] Rothman et al., 2005, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **96**, 139–204.
- [7] Rothman et al., 2013, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **130**, 4–50.
- [8] Hogan and Matricardi, 2020, *Geosci. Model Dev.*, **13**, 6501–6521.

切断近似による偏光放射伝達の効率的計算法の開発

*桃井裕広, 入江仁士 (千葉大), 中島映至 (環境研), 関口美保 (海洋大)

1. はじめに

エアロゾルの気候影響を定量化するためには, エアロゾルの微物理・光学特性や物理過程の解明が不可欠である. 近年, エアロゾルの観測に従来の天空輝度観測に加え, 偏光成分の観測が広く行われつつある. これらの輝度観測からは放射伝達モデルを介することでエアロゾルの物理特性の推定が行われている. そのため, 放射伝達モデルの精度は推定に影響を与え, またリアルタイム解析には高速性が求められる. GCOM-C や GOSAT-2 などの衛星観測[1]や, SKYNET[2]などの地上観測に広く使われている OpenCLASTR project[3]が開発する放射伝達コード (RSTAR[4], PSTAR[5]) は, 異方性の強い位相関数をもつ粗大粒子や雲粒子などを含む大気下では精度を担保するためにはコストの高い計算を要する. 本研究では, 偏光を含む大気下で, 角度モーメントを保存した切断近似[6]により前方ピークを分離し, 分離した前方散乱については逐次散乱近似計算により補正する方法 (P^n -IMS 法[7]) を開発した. また, RSTAR/PSTAR 統合コード RpSTAR に導入した.

2. 手法

本研究で開発した P^n -IMS 法は, 異方性の強い前方散乱を効率的に切断する delta M 法[6]を利用して, 無偏光大気近似の下で開発された補正法 (TMS/IMS 法[8]) を, 偏光を含む放射伝達に拡張することで得た. さらに, TMS/IMS 法はそれぞれ 1 次/2 次までの補正に対し, 任意の n 次の散乱を定式化した.

まず, 散乱位相行列 \mathbf{P} を球関数展開し, delta M 法により M 次で打ち切ることによって前方ピーク $\hat{\mathbf{P}}$ とその他 \mathbf{P}^* に分離する: $\mathbf{P} = f\hat{\mathbf{P}} + (1-f)\mathbf{P}^*$. M 次で表現される \mathbf{P}^* による放射輝度 \mathbf{u}^* については RSTAR, PSTAR 等の離散座標法[4,5]により $N(=M/2)$ 個の求積点を用いて精度良く解くことができる. しかし, \mathbf{P} による放射輝度と比べて $\cos(M\theta)$ の Gibbs 振動を伴う誤差が生じる. P^n -IMS 法では, 差分放射伝達方程式から n 次の補正放射輝度を解析的に得ることでこの振動を打ち消し, 求めたい放射輝度 \mathbf{u} を再現する ($\mathbf{u} \approx \mathbf{u}^* + \sum \hat{\mathbf{u}}_n$) ことを可能にしている:

$$\hat{\mathbf{u}}_n = (1-f\omega)^{n-1} \hat{\omega}^n [\hat{\mathbf{z}}_{n-2} - \hat{\mathbf{z}}_{n-1} + \hat{\mathbf{z}}_n] h_n(\tau, \mu),$$

$$\hat{\mathbf{z}}_{n+1}(\Omega, \Omega_0) = \int d\Omega' \hat{\mathbf{P}}(\Omega, \Omega') \hat{\mathbf{z}}_n(\Omega', \Omega_0).$$

3. 結果

図 1 にダストエアロゾルにおける本手法の相対誤差を示す. 1 次補正 (P^1 -IMS, 図 1b) により, delta M 法を用いた散乱位相行列 \mathbf{P}^* による放射輝度で存在していた振動 (図 1a) を取り除いているが, 前方散乱に強い誤差が生じている. この誤差はより高次の散乱 (図 1c-d) を補正することで取り除くことができ, 前方ピークの多重散乱が強くなる比較的光学的に厚い大気 (光学的厚さ 1 程度) においても, 本手法を利用することで放射輝度を 1% 以下, 偏光成分を 0.2% 以下の精度で保ったまま N を小さく ($N \sim 10$) して計算コストを下げていることがわかった.

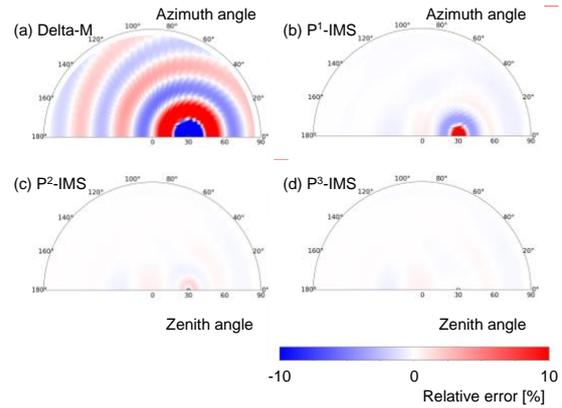


図 1: ダストエアロゾル (光学的厚さ 2) における $N=5$ で求めた地上の下向き放射輝度の相対誤差. (a) 散乱位相行列 \mathbf{P}^* による放射輝度, (b-d) 本研究で開発した n 次までの補正 (P^n -IMS) による放射輝度. (Momoi et al.[7] を一部改変)

参考文献

- [1] Hashimoto and Nakajima, 2017, *JGR*, **122**, 6347-6378.
- [2] Nakajima et al., 2020, *AMT*, **13**, 4195-4218.
- [3] OpenCLASTR project, <http://157.82.240.167/~clastr/>
- [4] Nakajima and Tanaka, 1986, *JQSRT*, **35**, 13-21.
- [5] Ota et al., 2010, *JQSRT*, **111**, 878-894.
- [6] Wiscombe, 1977, *JAS*, **34**, 1908-1922
- [7] Momoi et al., 2022, *JQSRT*, **277**, 107976, 1-15.
- [8] Nakajima and Tanaka, 1988, *JQSRT*, **40**, 51-69.

北川裕人（気象大学校）

1. 目的

移流霧は、湿潤空気が温度の低い地表面上へ移流して露点以下に冷却されることにより生じる。湿潤空気が冷たい海面上へ移流して起こる海霧はその典型である。

このように、霧の発生、発達には湿潤空気の冷却が不可欠である。この研究では、移流霧の発生および発達における放射過程の役割を、2次元の数値シミュレーションを用いて明らかにする。

2次元シミュレーションを利用する狙いは、計算量を抑えて結果を詳細に解析すること、現象をある程度簡略化し物理過程の理解を容易にすることである。

2. 事例

2019年5月25日夜から26日朝にかけて、房総半島沖で海霧が発生した。暖かい海上の湿った空気が伊豆諸島付近から、房総半島に沿って南下する親潮の冷水域へ、移流することによる移流霧と考えられる。現場海域では、26日未明に貨物船同士の衝突事故が発生している。

日本の南に中心をもつ高気圧に覆われて上空には下降気流があり、海面付近では南西から北東へ5m/s前後の空気の流れが持続していた。衛星観測によると、霧は夜半頃に千葉県勝浦市沖付近で発生が始まり、時間ともに水平に拡大し、衝突事故の報道等から霧層の厚さは100mを少し超える程度であったと推定される。

3. 2次元数値シミュレーション

計算領域（水平）：南西 - 北東方向に180km（図1）

（鉛直）：海面から高度800mまで

解像度（水平）：1500m

（鉛直）：5m

積分時間：10時間（日没から日出までの夜間）

支配方程式：

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{K} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}$$

$\mathbf{v} = (\text{北東成分}, \text{北西成分}, \text{鉛直成分})$

$$\frac{d\theta_L}{dt} = Q_\theta \quad \theta_L = \theta - \left(\frac{\theta}{T}\right) \left(\frac{L_v}{C_p}\right) q_l$$

$$\frac{dq_t}{dt} = Q_q \quad q_t = q_v + q_l$$

NS方程式：Boussinesq近似，SMAC法

Poisson方程式：反復解法

空間差分：3次精度風上差分

時間差分：オイラー陽解法

4. 物理過程

大気乱流：1次クロージャ，霧頂エントレインメント

赤外放射：狭帯域射出率法

液水（0 - 3000cm⁻¹，21バンド）

H₂O line（0 - 900，1200 - 3000cm⁻¹，19バンド）

H₂O cont.(e&Pタイプ)（0 - 3000cm⁻¹，21バンド）

CO₂（582 - 752cm⁻¹，3バンド）

O₃（1000 - 1065cm⁻¹，1バンド）

5. 結果

図1に海面温度分布および計算領域（水平）を、図2に移流霧の計算結果を示す。

霧の発生には赤外放射の水蒸気吸収による冷却が必要で、本事例ではeタイプ連続吸収(cont.)が重要な役割を果たすことが確認できた。一方、霧頂における強い放射冷却は、霧層へのエントレインメントを促進する。この冷却がない場合、霧層の厚さが著しく小さくなるとともに、発生した霧は水平移流により下流へ輸送され、霧層が発生場所で維持されないことがわかった。

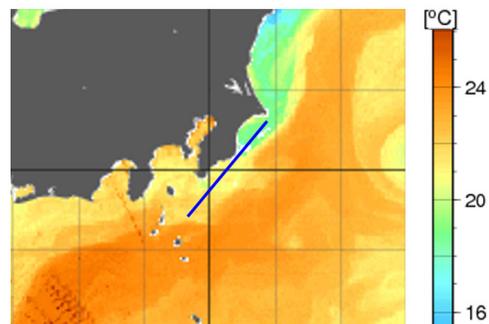


図1: 海面温度分布と水平の計算領域（青線）

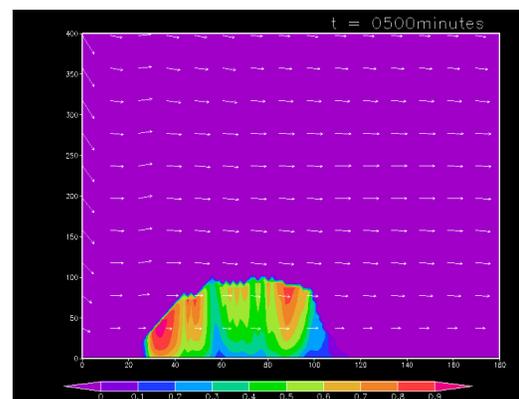


図2: 計算された霧水量の分布（g kg⁻¹）

航空機観測により捉えた台風 Mindulle (2021)の暖気核構造

山田広幸^{1,8}, 伊藤耕介^{1,8}, 平野創一朗¹, 坪木和久^{2,8}, 篠田太郎², 加藤雅也², 金田幸恵², 大東忠保³, 辻野智紀⁴, 嶋田宇大^{4,8}, 中澤哲夫⁴, 長浜則夫⁵, 清水健作⁵, 堀之内武^{6,8}, 高橋暢宏², 清水慎吾^{3,8}, 南出将志⁷

¹琉球大学理学部, ²名古屋大学宇宙地球環境研究所, ³防災科学技術研究所, ⁴気象研究所, ⁵明星電気,

⁶北海道大学地球環境科学研究所, ⁷東京大学大学院工学系研究科, ⁸横浜国立大学台風科学技術研究センター

1. はじめに

台風の進路・強度予測の高精度化を目指して中心気圧と最大風速の高精度データを取得する航空機観測プロジェクト T-PARCI では、2021 年から新たなジェット機 Gulfstream-IV を使用する。この航空機は従来機に比べ、最大飛行時間が 4 時間から 8 時間に増え、最大飛行高度が 45,000ft に増加したのが特徴である。この航空機による初めての台風観測を、2021 年第 16 号(Mindulle)に対して実施し、ドロップゾンデを目の中に 5 個、壁雲に 11 個、その外側に 15 個の合計 31 個を投下した(図 1)。本発表では観測された暖気核構造の特徴を報告する。

2. 結果と考察

気象庁の解析によると、中心気圧は観測期間を含む 18 時間内に 950 から 935hPa に低下しており、緩やかな発達から定常状態に移行する段階を観測したことになる。環境場の 200-850hPa 鉛直シアーは東向き 6.7 m s^{-1} で、moderate な強さのシアーの影響を受けていた。衛星可視画像によると、目の直径は対流圏下層で約 80 km と比較的大きかった。これらは、2017 年第 21 号(Lan)の観測期間の特徴(Yamada et al. 2021)に類似する。

図 2 は目の中心付近に投下したドロップゾンデのデータを用いて作成した温位プロファイルである。紫の線が環境場からの温位偏差($\theta - \theta_{REF}$)を表す。高度約 3, 10 km に極大が、観測の上端(14km)付近に増加傾向がみられ、多重な暖気核構造になっていた。相当温位は海面付近と対流圏上層で約 380K に達しており、この点は、Lan とよく似た特徴である。

暖気核と海面気圧の関係について、先行研究(Durden 2013 の図 18)と比較するため、900-250hPa で平均した気温偏差($T - T_{REF}$)を計算した(図 3)。ここでは Mindulle を含め、これまで航空機または地上からのゾンデにより目の中で取得した 4 つの台風の暖気核について示す。先行研究と同様、海面気圧と気温偏差には負の相関がみられる。破線は、静水圧平衡の式を用いて対流圏上端を 17km、環境場の対流圏平均気温を -21°C と仮定して求めた気温偏差と気圧の関係で、観測結果と概ね整合する。ただし Mindulle と Lan を比較すると、両者では気圧が 10hPa 程度異なるのに気温偏差はほぼ同じである。従って、中心気圧の決定には静水圧平衡だけでなく、他の要因も関与すると考えられる。

謝辞：本研究は科研費補助金(16H06311, JP19K03973, 21H04992)の助成を受けました。

参考文献

Durden 2013, *MWR*, 4256-4268.

Yamada et al., 2021: *JMSJ*, 99, 1297-1327.

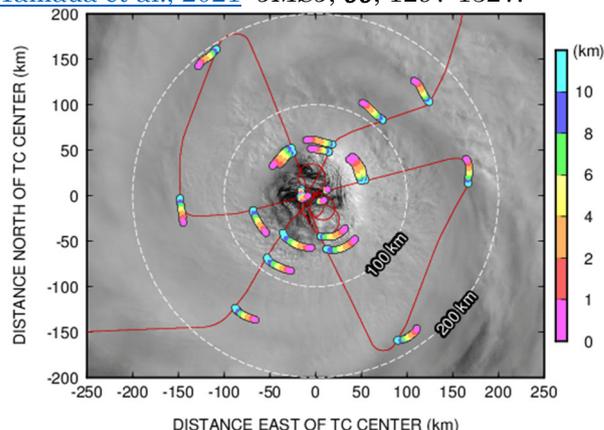


図 1 台風の中心に相対的なドロップゾンデの投下経路と飛行経路。背景は 9 月 29 日 0530UTC の可視画像。

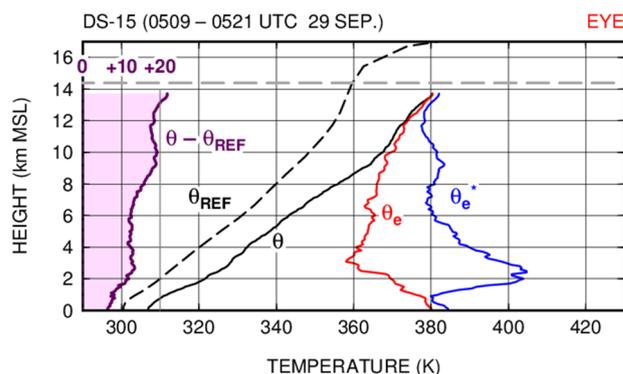


図 2 目の中心付近の温位偏差($\theta - \theta_{REF}$)、温位(θ)、相当温位(θ_e)、飽和相当温位(θ_e^*)、破線は環境場の温位(θ_{REF})。

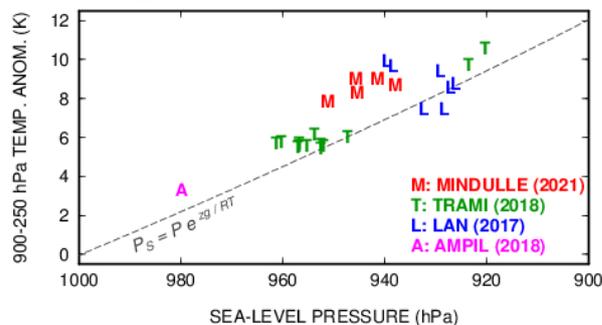


図 3 航空機からのドロップゾンデ、または地上からのラジオゾンデにより観測された、台風の目の温位偏差と海面気圧の関係。破線は静水圧平衡から求められる温位偏差と海面気圧の関係。

新ジェット機へのドロップゾンデ観測システム搭載と 台風 Mindulle(2021)の観測概要

*坪木和久^{1,2}・山田広幸³・伊藤耕介³・平野創一朗³・清水健作⁴・長浜則夫⁴・
篠田太郎¹・加藤雅也¹・金田幸恵¹・大東忠保⁵・辻野智紀⁶・嶋田宇大⁶・中澤哲夫⁶・
堀之内武⁷・高橋暢宏¹・清水慎吾⁵・南出将志⁸

1 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2 横浜国立大学台風科学技術研究センター

3 琉球大学理学部, 4 明星電気株式会社, 5 国立研究開発法人防災科学技術研究所

6 気象庁気象研究所, 7 北海道大学地球環境科学研究院, 8 東京大学大学院工学系研究科

1. はじめに

海洋上で発生する台風の中心気圧や最大風速の高精度データを取得し、進路・強度予測の高精度化と台風の構造の理解を目的として、航空機によるドロップゾンデ観測を実施してきた。このプロジェクト T-PARCII は、5年間の第1期が2021年度に終了し、2021年7月から科研費基盤研究(S)(21H04992, 研究代表者坪木)により第2期が開始された。今期は、台風強度の正確な計測と予測に加え、急速発達メカニズムや二重壁雲構造の解明を目的としている。ここでは T-PARCII における台風の航空機観測の概要を報告する。

2. 新ジェット機ガルフストリーム IV

ダイヤモンドエアサービス株式会社のガルフストリーム II が退役し、新たにガルフストリーム IV (G-IV) が就航した。名古屋大学総長裁量経費の支援により、2021年8月に明星電気株式会社のドロップゾンデ観測システムを G-IV に搭載した。それをを用いて2021年9月7日、日本海上空でドロップゾンデ投下試験飛行を実施した。このとき G-IV の後を別のジェット機が追尾し、高度2万フィートでドロップゾンデ投下を観察した。図1は G-IV 主翼付根部に設置された射出口からドロップゾンデが射出された瞬間の様子である。



図1: G-IVからのドロップゾンデ射出の瞬間。
(ダイヤモンドエアサービス(株)提供)

3. 台風 Mindulle(2021)観測

台風16号(Mindulle)が2021年9月23日に北緯13.6度、東経143.3度で発生し、沖縄方面に向かって北西に進んだ。Mindulleは9月26日にフィリピンの東でスーパー台風の強度に達し、その後、強度は低下した。9月29日、沖縄本島の南西で北緯23度付近に達したとき、G-IVに搭載されたドロップゾンデ観測システムを使って、Mindulleの航空機観測を実施した。

Mindulleの内部コア領域を観測するため、高度45,000フィートで、バタフライパターンで眼への3回の貫入観測を行った。眼と眼の壁雲の周辺に合計31個のドロップゾンデを投下し、観測と名古屋大学へのリアルタイムデータ送信実験が成功した。これにより中心気圧と最大風速に加えて、眼の暖気核構造が観測された。

4. 台風の眼内部の観測と中心気圧の導出

ドロップゾンデは、気圧、気温、湿度をセンサーで測定するのでこれらは精度がよいが、高度はGPSを用いるため、海面から数100mまでは正しい値が得られない。そこで仮温度から層厚を求め、全層の高度プロファイルを再構築し、バイアスを除去した後、海面更正により海面気圧を求める方法を開発した。表1は眼の中心付近の観測から導出した海面気圧である。観測値は気象庁ベストトラックと比べて変動が大きく、最大で10hPaを超える差が見られた。このように海面気圧の導出を高精度化し、精度のよい中心気圧が得られた。

表1: 2021年9月29日の眼内部のドロップゾンデ観測の海面気圧と気象庁ベストトラックの時間内挿値

投下時刻 (UTC)	中心までの 距離 (km)	海面気圧 (観測) (hPa)	気象庁ベスト トラック内挿
04:25	27	951	938
05:09	10	946	936
05:25	19	948	936
06:04	21	936	935

回転水槽実験装置を用いた台風内部構造の模擬実験

*菱沼美咲，筆保弘徳（横浜国立大学），辻野智紀（気象研究所），
伊藤耕介（琉球大学），乙部直人（福岡大学），松岡大祐（JAMSTEC）

1. はじめに

日本気象学会 2021 年度秋季大会では，回転水槽を用いた台風内部構造の模擬の可能性を提示した．そこでは，実験設定の改良や実験数のご指摘を頂いた．本研究では，上記の課題を解決し，引き続き台風内部構造の模擬と発生する波動メカニズムの解明を目的とした研究を行った．

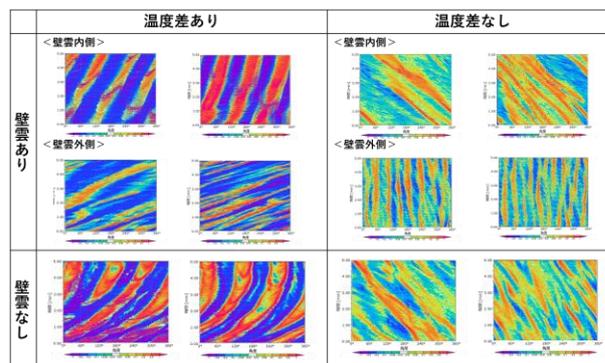
2. 手法

本研究では，回転水槽実験装置（舛田他，2015 天気），実験槽と同じ回転をさせた高感度カメラで撮影，撮影した映像から粒子画像流速測定法（PIV 解析）を行った．台風構造を模擬するために，通常の実験とは異なり中央水槽が高温域，外側水槽が低温域になる実験設定に拡張した．台風は渦度のピークが中心ではなく壁雲付近に存在するため，壁雲の内側と外側で渦度勾配が異なる．その効果を模擬するため，実験槽底面に高低差をつけた壁雲あり実験（さらに壁雲内側実験，壁雲外側に分類），壁雲なし実験の 3 種類の実験設定に拡張した．条件①温度差 20℃，条件②温度差なしで，水深 4cm または 6cm，回転速度 1～12 rpm（1rpm 間隔）の約 140 回以上の実験を行った．解析は回転開始から 5～20 分の 5 分間を切り出した結果を解析した．

3. 結果

実験設定によって規則的な波動の有無があったが，本稿では波動伝播が顕著な結果を示す．図は壁雲ありなしと温度差ありなしで区別したホフメラー図である．温度差あり実験の背景の流れ（背景流）は時計回りであった．温度差あり壁雲なし実験のホフメラー図から，発生した波動が時計回りに，速度は約 0.1 cm/s で伝播したことがわかる．壁雲内側実験（外側実験）では波動が時計回りに伝播したが，その伝播速度は壁雲なし実験よりも遅い（速い）．一方，温度差なし壁雲なし実験では，不規則な波動が発生していた．その背景流は弱いながらも反時計回り方向に発生したため，そのホフメラー図は断続的にはあるが，反時計回りに伝播している．温度差なし壁雲内側実験では比較的規則的な波動が発生していて，壁雲なし実験よりも速く反時計回りをしていた．壁雲外側実験では規則的な波動が発生していたが，発生した波動はどちらの方向にも伝

播していなかった．



図：各実験の実験槽ほぼ中央の円周で発生した相対渦度のホフメラー図．相対渦度は暖（寒）色系が正（負）で示す．横軸は左から 0 から時計回り方向に 360 度，縦軸は約 5～20 分で期間は 5 分間ですべて統一している．回転速度は 2～11 rpm の範囲である．

4. 考察・まとめ

まず，温度差ありの実験結果について考察する．壁雲なし実験における波動が温度差のみによって発生した波動であり，温度差ありの条件における背景流と一致する．壁雲内側実験において，壁雲なし実験よりも遅い時計回りの伝播が見られたことから，時計回り方向の背景流に合わせて，反時計回り方向の波動伝播が存在すると考えられる．壁雲外側実験においては，壁雲なし実験よりも速い時計回りの伝播が見られたことから，背景流に合わせて時計回り方向の波動伝播が存在すると考えられる．この波動伝播は，渦ロスビー波を模擬した波動伝播ではないかと考える．渦ロスビー波は渦度が高い方を右に見て伝播する特徴があり，実験結果の波動伝播と同様の特徴をもつ．

次に温度差なしの実験結果について考察する．温度差なし壁雲なし実験で波動が発生した原因は，実験中で水面上部の温度（室温）と実験槽底面の鉛直方向での温度差が発生したために，対流運動が起きたのではないかと考えられる．それが背景流の流れで反時計回りに移動したものがホフメラーで観測されたと考察した．これは，温度差なし壁雲あり実験でも発生したが，渦度偏差勾配の効果により，渦ロスビー波的な振る舞いが観測されたのではないかと考察した．

顕著台風の多重壁雲構造と強度変化

*金田幸恵 (名古屋大学)、嶋田宇大、辻野智紀 (気象研究所)、小山亮 (気象庁)、坪木和久 (名古屋大学)

1. はじめに

一つの眼を中心に複数の同心円状の壁雲を持つ台風を多重壁雲(CE)台風と呼ぶ。1997-2006年、カテゴリ5強度(最大風速 V_{max} が 137kt 以上)に達した台風の72%にCEがみられた[1]。一般に、CEは海面水温(SST)が高く、鉛直シアが小さい環境でみられ、多重壁雲化(SEF)前後の強度変化は小さいとされている[1]。既存の研究[1][2]はSEF時刻に対する時間変化に着目している一方、強い台風は大半が急発達(RI)することも知られている。本研究では、既存研究と異なり、 V_{max} が 140kt に達した時刻の前後48時間に対する時間変化に着目し、カテゴリ5台風のCEと強度変化の関係を調査した。

2. データ

Joint Typhoon Warning Center(JTWC)及びRSMC-Tokyo(JMA)のベストトラックから最大風速(1分平均; V_{max})と強風半径(R15)・暴風半径(R25)をそれぞれ用いた。R15とR25は長径と短径を平均した。1997年~2014年の V_{max} が137ktを越えたカテゴリ5の顕著台風を対象とする。[2]の多重壁雲台風リストから、多重壁雲構造を20時間以上保った事例をCEM(8例)、より短時間で壁雲交換した事例をERC(19例)とする。比較のため、多重壁雲構造が確認されなかったカテゴリ5の台風をNCE(16例)として抽出した。SST及び環境場の解析には、JRA-55の6時間毎1.25度データを用いた。

3. 結果と議論

V_{max} が初めて140ktに達した時刻を $t=0$ としてコンポジットした V_{max} の時間変化を図1に示す。 $t=0$ 以降、CEMは140kt以上を約30時間維持する一方、ERCやNCEにおける継続時間は約18時間であった。NCEにおいては、その後、急激な減衰傾向が顕著であった。 $t=48$ の時点でCEMはもっとも弱い、その後、急激に発達する; $t=24$ ~ 0 には大半が24時間前からの発達率がRIの定義を満たす30kt以上であった(図示せず)。

次にR15, R25の時間変化に着目する。CE台風と比較してNCEではR15, R25ともに小型傾向にある。また、CEMは $t=0$ で V_{max} の増加は止まるが、R15, R25については拡大を続け、 $t=24$ にはNCEの倍近くまで巨大化した。

環境場を調査したところ、他の事例と比較してCEM

は台風経路のSSTが非常に高いものの、上層(高度150hPa)の気温が比較的高い傾向がみいだされた。一方、NCEは上層に強い寒気がみられるほどR25が縮小する傾向にあった(図示せず)。これらの特徴は、非常に暖かい海上で急発達したCEMに対して上層の高温傾向がその発達停止や著しい水平拡大のカギを握ることを示唆する。CEMの最大強度維持傾向は既知であるが、本研究にて V_{max} が140ktに達した時刻に着目することで、成熟期前の急発達傾向や、強風域・暴風域等が成熟期以降においても継続して拡大すること、また後者が上層の気温特性に関連する可能性があることが明らかになった。

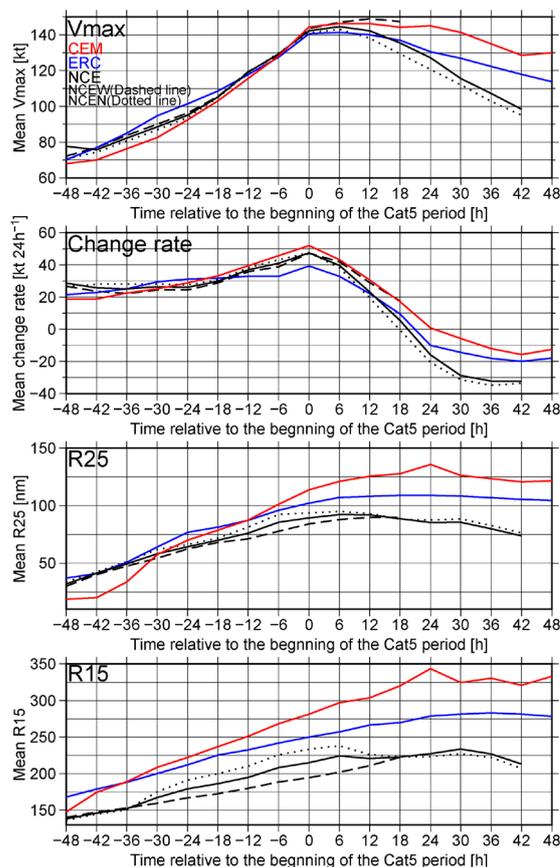


図1 V_{max} が 140kt に達した時刻を $t=0$ としてコンポジットした時間変化。上から V_{max} , 強度変化, R25, R15。

参考文献: [1] Kuo et al. (2009), MWR, [2] Yang et al. (2021), JGR
謝辞: 本研究は、「台風の強度解析・予報精度向上に資する台風の衰弱時や多重壁雲時における風・中心気圧の関係及び強度変化メカニズム解明」に関する共同研究(気象庁・気象研究所・名古屋大学)の一環として実施された。多重壁雲台風リストは国立台湾大学の H.-C. Kuo 教授の研究チームから提供を受けた。本研究は、文部科学省の統合的気候モデル高度化研究プログラム及び 20H05166 の支援を受けた。

発達ハリケーンの上層アップシアー左象限で 観測される強い上昇流について

嶋田宇大 (気象研), Paul Reasor, Robert Rogers, Michael Fischer,
Frank Marks, Jonathan Zawislak, and Jun Zhang (NOAA/HRD)

1. はじめに

熱帯低気圧 (TC) の強度変化と構造の関係を理解し、TC の強度予測精度を向上させることは重要な課題である。最近の研究では、ハリケーンの発達 (IN) 事例は定常 (SS) 事例に比べ、アップシアー (鉛直シアーベクトルの後方側) 左象限 (USL) でより強い上昇流を持つ傾向が明らかにされてきた[1, 2]。しかしなぜ IN 事例は USL でより強い上昇流を持つのか、その役割は何かについては未解明である。USL で強い上昇流が起こる理由がわかれば、TC の強度変化と構造の関係性が理解でき、強度予測の改善につなげられる。本研究では、長期にわたる米国海洋大気庁 (NOAA) 航空機搭載レーダーデータを用いて、IN 事例と SS 事例の事例統計とコンポジット解析を行い、ハリケーンの IN 事例で強い上昇流が USL で卓越する原因と役割を調査した。

2. データと解析方法

本研究では、NOAA 航空機搭載の X バンドドップラーレーダーデータに基づく、ハリケーン三次元風速及び反射強度のデータを用いた。このデータは 2km の水平解像度と、高度 0.5km から 18km まで 0.5km の鉛直解像度を持つ。期間は 1997 年から 2019 年までである。データはハリケーンの移動速度に相対的な座標で扱い、動径方向には最大風速半径 (RMW) で規格化し、方位角方向には鉛直シアーベクトルの向きにそろえた。

解析事例は、IN と SS 事例が共に存在する強度 80kt 以上 140kt 未満で、かつ最大到達可能強度未満の事例とした。IN 事例の定義は、航空機観測の実施に最も近い時刻 (00, 06, 12, 18 UTC) をはさんだ前後 6 時間の強度変化量が 10kt 以上、SS 事例の定義は同±10kt 未満とした。事例数は IN 事例が 29、SS 事例が 38 だった。

3. 解析結果

個別事例を調査した結果、ハリケーンの IN 事例のうち半数以上で、高度 12 km の USL に波数 1 の上昇流ピークが存在していた。また鉛直流の CFAD (高度別の頻度分布) を調べると、IN 事例は SS 事例と比べてダウンシアー側の眼の壁雲内で 2-6m/s の上昇流頻度が高く、USL の上層では 2-8m/s の上昇流頻度が高かった。この事実から、IN 事例ではより強い対流がダウンシアー側

で発生・発達し、強い接線風速で移流しながら USL で対流活動の最終段階を迎えていると考えられる。

なぜ IN 事例では SS 事例より強い対流が発生・発達するのか？コンポジット解析を通じ、二つの可能性が見出された。一つは、IN 事例の眼の内部領域にはダウンシアー側の眼の壁雲に向かう対流圏下層アウトフローが存在し、眼の中の高相当温位気塊を対流発達域に供給可能な構造になっていた。もう一つは、IN 事例の眼の壁雲外側の下層インフロー域には SS 事例より強い反射強度が観測され、より湿潤な環境だったことが示唆された。渦度解析の結果、USL の強い上昇流はアップシアー側の中上層の渦度増加に大きく寄与していた。以上の解析結果から、USL 上層の強い上昇流は、ハリケーンが発達しているシグナルであり、ダウンシアー側の強い対流活動の結果であり、ハリケーンを深い渦に発達させる役割を果たしていると考えられる。

謝辞

本研究は文科省宇宙関係在外研究、JSPS 科研費 19K14797 及び 19H00705 の助成を受けたものです。

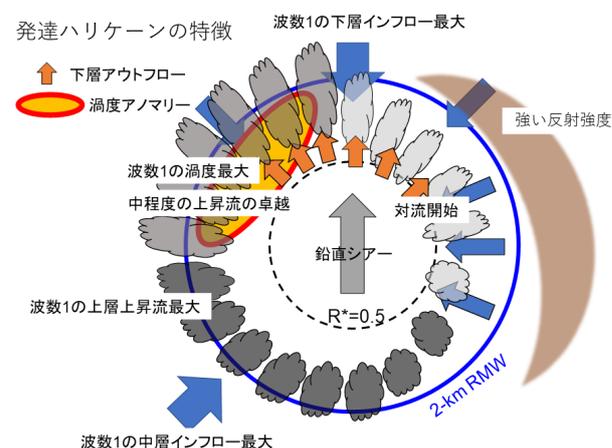


図 1: ハリケーンの発達事例にみられた内部コア構造と対流活動の特徴を示した概要図。雲の絵は眼の壁雲における対流活動を示し、定常事例と比べて上昇流が強かった動径範囲をカバーしている。雲の絵は上昇流が卓越する高度に応じて、下層から上層へ三段階で色が濃くなる。青矢印はインフロー、橙矢印はアウトフローを示す。

参考文献

- [1] Rogers et al. 2013, MWR.
[2] Wadler et al. 2018, MWR.

台風の極端急速強化における 海洋熱塩構造の役割に関する研究

*佐々木春花 (気象大学校), 本井達夫 (気象大学校)

1. はじめに

1990年代後半の気候シフトにより、西部熱帯太平洋の大気環境場は台風の急速強化を妨げる一方、海洋環境場は促進する状況に変化した[1]。また北西太平洋海域では極端な急速強化を伴う台風が近年頻発していることが報告されている[2]。しかし、台風の強化率や最大強度が気候シフト前後の海洋環境場の変化、特に海洋熱塩構造の違いにどのように影響されるのか、未だ明らかではない。ここでは統計解析と台風海洋結合モデルを用いた数値実験により、海洋熱塩構造が台風の極端急速強化に果たす役割を研究した。

2. データ

気象庁ベストトラックデータ(1977-2020年)とADT-HURSAT[3](1978-2017年)を台風解析データとして使用した。2009年版全世界海洋データ(WOA09)の水温・塩分気候値、2018年版全世界海洋データ(WOA18)の水温・塩分10年平均値及び“Heat & Salt”水温(1955-2020年)・塩分(2005-2020年)各年季節毎の偏差(WOA09からの偏差)[4]とCOBE-SST[5]の海面水温(1958-2020年)を海洋解析データとして使用した。気象庁55年長期再解析(JRA-55)[6]の気温、比湿、海面気圧、風応力(全て1958-2020年)データを大気解析データとして使用した。

3. 方法

本研究では最大風速24時間変化(ΔV_{24h})が30kt以上の台風を急速強化台風、50kt以上の台風を極端急速強化台風と呼ぶ。海水温 26°C 以上の熱量(TCHP)の計算には、Heat & Saltから得られる偏差にWOA09の気候値を加えたデータを用いた。またHeat & Saltに倣い、冬を1-3月とし、以下3ヶ月刻みに季節を分類した。台風進路・進行速度・海洋環境場が ΔV_{24h} に与える影響を調べるため、軸対称台風モデル[7]と3次元海洋モデル[8]の台風海洋結合モデルを構築し、感度実験を実施した。

4. 結果と考察

急速強化台風と極端急速強化台風は夏と秋に頻繁に見られたことから、本研究ではこの2つの季節において台風の急速強化が検出される海域を急速強化海域と定めた。気候シフト後に急速強化台風の発生率は増加し、急速強化を経験する位置は西へ移動していた。

1997年から1998年にかけて急速強化海域の海洋環境場に気候シフトの影響があることをTCHPから確認した。この海域のTCHPは加速的に増加し、等温層と混合層の深さの差で定義されるバリエイヤーは気候シフト後に低緯度ほど、特に秋に増加した。台風海洋結合モデルの感度実験から、進行速度が 8m/s 以下の時、気候シフト後に最大強化率が大きくなった。バリエイヤーが存在する海洋環境場では、成層の強化により鉛直混合が抑制されるため、台風通過域における海面水温の低下量は小さくなり、結果として最大強化率が大きくなっていった(図1)。

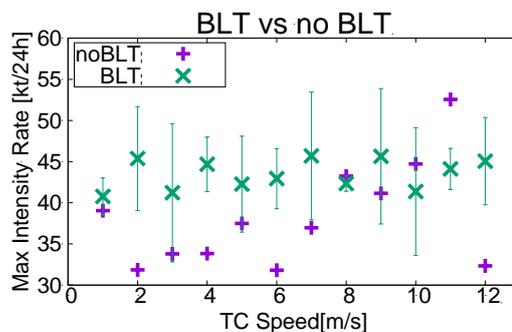


図1 モデル環境場が10月・気候シフト後・台風進路西向きの場合の計算結果の平均値(BLT ×:バリエイヤーあり)とバリエイヤーなし実験の結果(noBLT +)の台風進行速度別最大の ΔV_{24h} 比較。緑色のエラーバーは標準偏差。

参考文献

- [1] Zhao et al. 2018, *Journal of Climate*, **31**, 8163-8179.
- [2] Song et al. 2020, *Environmental Research Letters*, **15**, 084043.
- [3] Kossin et al. 2020, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **117**, 11 975–11 980.
- [4] Levitus et al. 2012, *Geophysical Research Letters*, **39**.
- [5] Ishii et al. 2005, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **25**, 865–879.
- [6] Kobayashi et al. 2015, 気象集誌. 第2輯, **93**, 5-48.
- [7] Rotunno and Emanuel 1987, *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**, 542–561.
- [8] Price et al. 1986, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **91**, 8411–8427.

北西太平洋における夏季季節内振動の北進伝播に対する台風の効果

*荒金匠, 佐藤正樹, 宮川知己, 渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

近年の研究[1,2,3]において台風は存在期間は短いものの, その激しい対流活動により季節平均値や季節分散の表現に影響を与えていると報告されている. 一方, 北半球夏季季節内振動 (BSISO) の活発期において, 多くの台風が発生することが報告されている[4]. したがって台風シグナルは BSISO の表現や特性に影響を与えている可能性がある. 本発表では北西太平洋 (WNP) の BSISO の北進伝播に対する台風シグナルの効果について報告する.

2. データと解析手法

本研究では JRA55 再解析 6 時間毎のデータ (元データ) を用いた. また JRA55 における 1958 年から 2019 年に WNP に存在した台風渦を PV inversion を用いて除去したデータ (台風除去データ) を作成した. 季節内 (20–80 日) フィルタリングした元データの下層渦度偏差の基準領域 (10°N–20°N, 130°E–140°E) で領域平均した時系列 (1958–2019 年, 6–10 月) に対して, それぞれのデータをラグ回帰した. これら二つの解析の差から BSISO の北進伝播に対する台風の効果を推定した.

3. 結果と考察

120°E–150°E で平均した下層渦度偏差のラグ–緯度断面図を図 1 に示す. 図 1a は元データにおける北進伝播を示しており, その位相速度はおおよそ $(25/30)^\circ \text{ day}^{-1}$ である. 台風除去データの解析でみられる北進伝播の位相速度はほとんど変化しないが, その振幅が減少している (図 1b). この差は, BSISO の北進伝播における台風の効果と考えられ, 15°N から 35°N にかけて振幅の増加がみられる (図 1c). これは, 台風シグナルが BSISO の北進伝播に関連していることを示しており, また台風が BSISO の北進伝播を促進している可能性を示唆している.

多くの台風発生が BSISO の活発期を作り出す可能性について考察する. もし台風シグナルを除去した際に BSISO の北進がほとんどなくなるのであれば, 台風発生数の多いときに, BSISO の活発期が形

成されていると主張することが可能である. しかし解析結果は, 台風除去後に弱化した北進伝播を示している. したがって, このことを強く主張することはできないが, 多くの台風によって BSISO の北進伝播が強まる可能性は必ずしも否定できない. より詳細な解析のために, 渦度収支を用いた BSISO の北進伝播に対する台風の寄与の推定が有用であると考えられる.

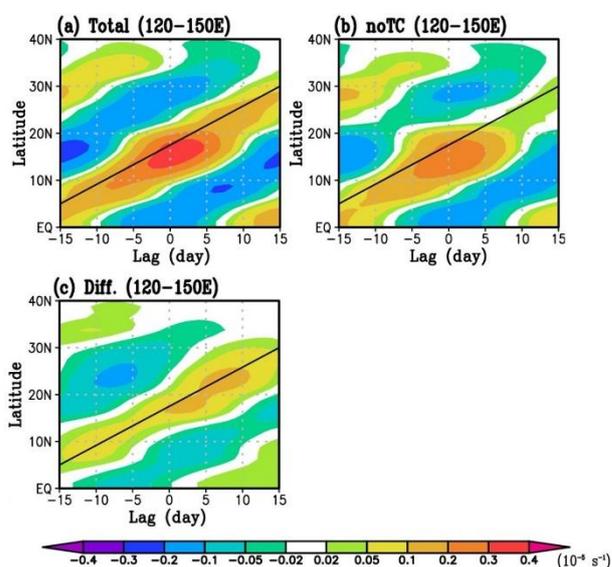


図 1 季節内フィルタリングしたオリジナルデータにおける下層渦度偏差の基準領域 (10°N–20°N, 130°E–140°E) で領域平均した時系列 (1958–2019 年, 6–10 月) に対しラグ回帰し, 120°E–150°E で平均した下層渦度偏差. (a) 元データ, (b) TC 除去データ, (c) それらの差. 黒線は $(25/30)^\circ \text{ day}^{-1}$ の位相速度.

参考文献

- [1] Hsu H.-H. et al., 2008, *J. Climate Dyn.*, **21**, 2960–2975.
- [2] Arakane S., and H.-H. Hsu, 2020, *Climate Dyn.*, **54**, 3201–3226.
- [3] Arakane S., and H.-H. Hsu, 2021, *J. Climate*, **34**, 7443–7460.
- [4] Kikuchi, K, 2021, *J. Meteor. Soc. Japan*, **99**, 933–972.

研究船「みらい」による西太平洋における 2021 年夏季モンスーン・対流季節内変動に伴う物質循環の観測

*荻野 慎也, 鈴木 順子, 木下 武也, 城岡 竜一, 勝俣 昌己, 耿 驪, 永野 憲, 谷口 京子(海洋研究開発機構), 清水 健作, 杉立 卓治(明星電気), 植木 巖, 米山 邦夫 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

夏季の西太平洋域ではモンスーンや対流季節内変動(BSISO)に関連した活発な対流活動により、大気の流れの場が変動し、それに伴う中緯度・熱帯間および対流圏・成層圏間の物質の輸送が起こっていると考えられている。また、対流活動により励起された各種波動が上層大気の流れ場を変動させることで、大気大循環や物質輸送に影響を与える。しかし、その実態は直接観測の不足もあり、必ずしも明らかではない。特にオゾンと水蒸気は気候の形成に本質的な役割を果たすため、その変動の実態を明らかにすることは地球環境変動の理解に重要である。また、そのような輸送過程の変動に影響する各種大気波動の実態は特に通常の気球観測では到達不能な高度 30 km 以上の領域で不明な点が多く残されている。我々は 2021 年夏季に研究船「みらい」において、オゾンと水蒸気の空間的な分布実態とより高層の力学過程を捉えることを目的に気球観測を西太平洋において実施した。本稿ではその概要を報告する。

2. 観測概要

観測は YMC (Years of the Maritime Continent) の一環として、2021 年 5 月 24 日から 7 月 8 日にかけての研究船「みらい」による西太平洋航海の航路上で行なった(図 1)。日本を出航後、南下、西進する途上、定点観測地点、その後北上する途上において、11 回のオゾン・水蒸気ゾンデ観測、15 回のオゾンゾンデ観測、27 回の超高層ゾンデ観測を行なった(詳細は図 1 参照)。水蒸気ゾンデは明星電気の新型鏡面冷却型水蒸気ゾンデ Skydew を用いた。超高層ゾンデは、3000 g (一部 4000 g) のバルーンに明星電気 iMS-100 を取り付け飛翔させ、通常の気球観測では到達しない、高度およそ 40 km までの温度と風速を測定するものである。オゾンゾンデには En-sci 製 Model-1Z ECC を使用した。

3. 観測期間中の気象場の状況

観測期間中、西太平洋域での対流活動は比較的不活発であり、BSISO のシグナルも不明瞭であった。一方、東南アジア域ではモンスーンの対流が活発化しており、

それに伴う対流圏上層の高気圧性循環が形成されつつあった。「みらい」での観測では、この高気圧性循環に伴う中緯度からの物質輸送が捉えられている可能性がある。

4. まとめ

2021 年 5 月下旬から 7 月上旬にかけて研究船「みらい」MR21-03 航海において、夏季モンスーン、西太平洋対流に伴う物質輸送、力学変動を捉えることを目的に、オゾンゾンデ、水蒸気ゾンデ、超高層ゾンデの観測を行なった。モンスーン循環発達期における、オゾン・水蒸気データおよび、超高層の温度・風速データを取得することができた。今後、モンスーン循環と各種擾乱による物質分布の変調過程の解析、水蒸気ゾンデの品質評価、巻雲生成機構と水蒸気輸送の解析、超高層ゾンデ観測による波動を中心とした力学解析などを行ない、結果を報告する予定である。

謝辞

観測の実施に当たっては、研究船「みらい」の乗員および日本海洋事業の観測技術員の方々のご協力を頂きました。深く感謝いたします。

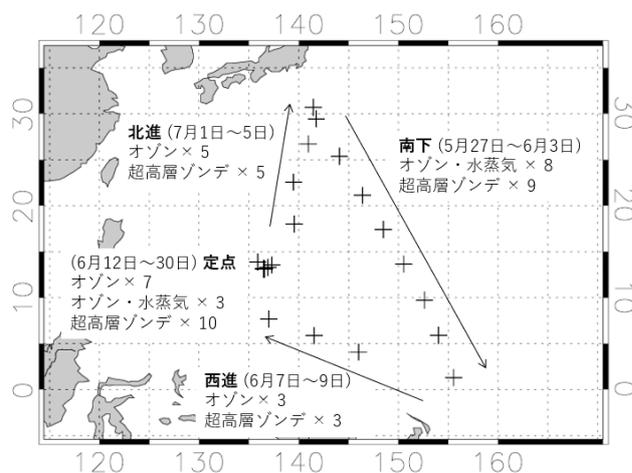


図 1 みらい MR21-03 航海におけるオゾンゾンデ、オゾン・水蒸気ゾンデ、超高層ゾンデの放球地点(+)と放球回数。

パナマにおける降水量の日変化に見られる地域性

*石崎 紀子¹・仲江川 敏之²・Reinhardt Pinzón³・佐々木 秀孝²

(1:国立環境研究所, 2:気象研究所, 3:パナマ工科大学)

1. はじめに

パナマは熱帯に位置しており、カリブ海と太平洋に面していることから、その気候は ENSO や熱帯低気圧などの様々な大規模現象の影響を受ける。熱帯収束帯の移動に伴い雨季と乾季が見られ、雨季には他の熱帯域と同様に強い日変化があることが知られている。しかし、地上観測や十分な時間解像度を持つ降水量データがないために、降水量の日変化はほとんど調べられていない。衛星を用いた研究はいくつかあるが、水平解像度や観測期間が十分でないなどの課題がある。Nakaegawa et al. (2019) は狭い範囲に位置する 4 つの地点における日変化について調べ、その季節変化が地点ごとに大きく異なることを示している。このことから、日変化の地域性の把握には高解像度の数値シミュレーションが役立つと考えられる。本研究では、パナマ周辺を対象に領域モデルを用いた力学的ダウンスケーリングを実施し、地上観測や衛星観測と比較、検証を行いながら、日変化の季節性や地域性を明らかにすることを目的とする。

2. モデルとデータ

本研究では、水平解像度約 20km の MRI-AGCM 3.2S を境界条件として駆動した水平格子間隔 5km の領域モデル NHRCM (NHRCM05) と、NHRCM05 を境界条件とした水平格子間隔 2km の NHRCM (NHRCM02) を用いた。計算領域を図 1 に示す。1980 年から 1999 年の各年 12 月 1 日から 13 ヶ月のタイムスライス実験を行い、最初の 1 か月をスピンアップ期間として除いた残り 12 ヶ月を解析に用いた。20 年間の数値実験結果から、月ごとに平均した時別値を作成し、気候学的な日変化の特徴を調べた。

3. 結果

パナマ周辺における気温や降水量の気候学的特徴は NHRCM05 と NHRCM02 で良く再現されていることが示されている (Pinzón et al. 2021)。図 2 は西経 79-79.5 度における 7 月の降水量の緯度-時間断面を示す。陸上では、現地時刻の午後 2 時から 6 時頃に降水量のピークがあり、それが夜間にかけて衰退するのに対し、海上の降水はそれと入れ替わるように夜間に発達している。南側に位置する太平洋上では沿岸から離れた海上にピークのある降水が夜中に発達し、午前中にかけてゆっくり衰退する様子が見られた。また、北側のカリブ海上でも同じ夜間に発達する降水が見られるものの、降水強度は太平洋側よりも弱く、陸上に近いところにピークを持つ。また、この北側の降水システムは陸上にも降水をもたらしていることがわかる。

これは、Nakaegawa et al. (2019) が示した地点ごとの日変化の地域性の特徴とも一致している。すなわち、この経度帯では、沿岸に近い地域では夜間から午前中にかけて海上にピークをもつ降水システムの影響を受け、午後になると陸上で発達する降水システムによる強い降水が発生することを示している。この両者の関係性などについてはさらに解析が必要である。また、パナマ西部の高標高地域では、日中の陸上の降水が太平洋上に移動する様子が見られ、海上での再発達はほとんど見られなかった。地域差や季節性と関連する要因についても、NHRCM05 や地上観測や衛星データ等を利用して議論する。

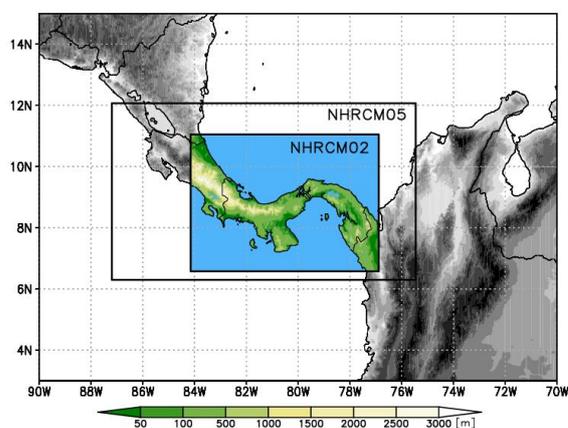


図 1: NHRCM05 と NHRCM02 の計算範囲。色は NHRCM02 の標高を示す。

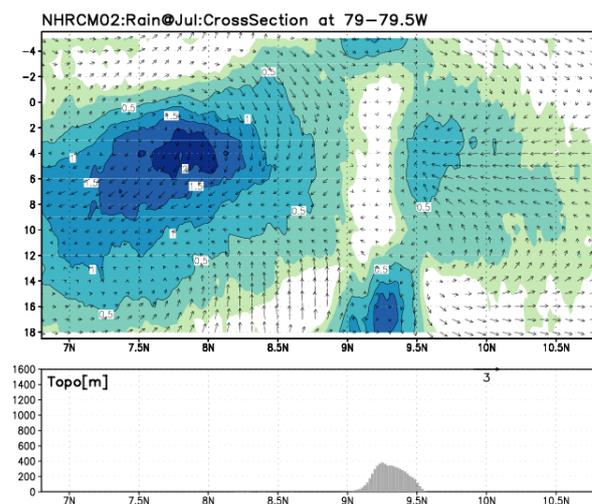


図2: 西経79-79.5度付近における7月の降水量の緯度-時間断面。縦軸は現地時間。下のパネルは対応する経度帯における標高を示す。矢印は日平均からの東西・南北風偏差。

熱帯インド洋における OLR 日気候値振動

*坂本律, 浮田甚郎, 本田明治 (新潟大学)

1. はじめに

MJO (Madden-Julian Oscillation) は、インド洋から太平洋にかけて対流活動を伴いながら東進する 30-60 日の時間スケールを持つ変動である。MJO は、活発な対流活動に伴う上層の発散風が励起するロスビー波の伝播による NAO や極渦などとの連関が指摘されており[1]、MJO による遠隔影響の理解は予測可能性の向上に寄与する。この遠隔影響を評価する際に、RMM (Real-time Multivariate MJO) index[2] に代表される EOF を用いた指標によって定義されるが、EOF は MJO と他の現象との背景に存在する非線形な物理プロセスを陽に考慮することが困難である事に加えて、MJO 指標によって MJO の表現が異なることが指摘されており[3]、用いる指標によって他の現象との関係性が異なって見える可能性がある。

このような背景から、本研究では熱帯対流活動を指標により捉えるのではなく、熱帯対流活動の全体像を包括的に捉える視点から個々の対流活動の変動パターンとその関係性を明らかにすることを目的として、日気候値から熱帯対流活動の変動パターンを抽出した。

2. 使用データ・解析手法

熱帯対流活動の指標として外向き長波放射 (OLR) を 1979/1/1-2020/12/31 の期間で用いた。また、降水データとして TMPA 3B42 v7 を 1998/1/1-2019/12/30 の期間で用いた。OLR の日気候値から抽出された変動と ISM (Indian Summer Monsoon) との関係の評価するために、ISM のオンセット (IMS onset) を 40°E-80°E、5°N-15°N で領域平均した 850hPa の東西風 (ERA5) が 6.2 m/s 以上の日が 7 日以上継続した初日として定義した[4]。

OLR の日気候値の経度-時間断面図から特定の領域・期間に発生する現象を抽出し、スペクトル解析によりその現象の卓越周期を確認した。また、ISM onset を基準として各年の OLR 時系列を一致させることで、抽出された変動と ISM との関係を検討した。

3. 結果

10°N-10°S で平均した OLR の日気候値より、5 月から 10 月のインド洋において、およそ 40 日周期の振動が抽出された (図 1)。日気候値に対して経度ごとに卓越周期を確認したところ、インド洋においては他の経度帯と比べて 40 日周期の振動 (以下 DCO : Daily

Climatological Oscillation) が卓越していることが分かった (図省略)。また、TMPA 降水データの日気候値においても、OLR と同様の振動が得られたため、この DCO がノイズでないことが分かった。

DCO を構成する各年の OLR 時系列は 1 年を通じて振動しており、ISM の発生時期である 5 月以降に各年の振動の位相が比較的揃っていた。これより、ISM の発生に伴う活発な対流活動が各年の振動の位相を固定し DCO が出現すると考察された。ISM onset を基準にして一致させた OLR 時系列と元の時系列の標準偏差を比較したところ、前者の標準偏差が小さくなることが分かった (図 2)。これらの結果より、ISM が各年における OLR 時系列に見られる振動の位相を揃えることで、DCO が出現することが示唆された。

参考文献

- [1] Lee, R. W., S. J. Woolnough, A. J. Charlton-Perez, and F. Vitart, 2019, *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 13535–13545.
 [2] Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004, *Mon. Weather Rev.*, **132**, 1917–1932.
 [3] Straub, K. H., 2013, *J. Clim.*, **26**, 1130–1151.
 [4] Wang, B., Q. Ding, and P. V. Joseph, 2009, *J. Clim.*, **22**, 3303–3316.

本研究は ArCS II 北極域研究加速プロジェクトの助成を受けています。

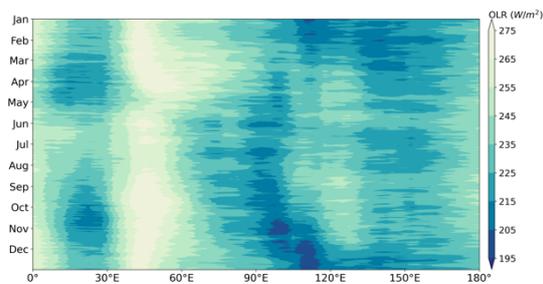


図 1. OLR 日気候値のホフメラー図

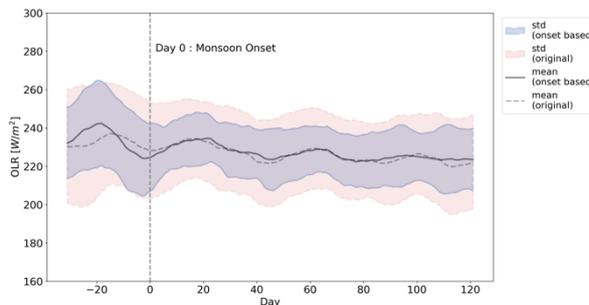


図 2. OLR 標準偏差

暖色 : 元の時系列

寒色 : ISM onset で一致させた時系列

赤道 Rossby 波・Kelvin 波に結合する降水・雲の統計解析

*中村 雄飛, 高藪 縁 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

熱帯域における湿潤対流は積雲の発達高度による分類や、層状性降水を伴い組織化したMCSsによって特徴づけられる。赤道波はこのような湿潤対流と結合することでより浅くまた各波モードでおおよそ共通な等価深度を持つなどの特徴を示す。赤道波に結合する対流活動の詳細な特性についての知見は未だ不足している。本研究では衛星観測データを積極的に活用して結合する対流活動の詳細を統計的に調査する。

2. 使用データと解析手法

TRMM PR レベル2 プロダクト(2001/12~2014/11)を降水特性の解析に用いた。また、降水イベントを5種類(MCS, deep, congestus, shallow, others)に分類して解析した。CloudSat/CALIPSO レベル2レーダ・ライダープロダクト(2006/6~2010/8)を雲特性の解析に用いた。可降水量(CWV)にはSSM/Iによる観測データを用いた。赤外輝度温度を利用したスペクトル解析によって対流結合性赤道波の検出と位相の決定を行い、この位相に基づいて偏差合成図解析を行った。

3. 結果

Rossby 波では、CWV の大きな偏差と降水の偏差が正負ともに非常によく同期する特徴を示した。対流活動が活発な位相では、MCS と deep な対流が同期して発達した。降水量への貢献は MCS が主体的であった。一方で、対流活動が抑制される位相の後半で shallow と congestus な対流の発生がピークを示した。

雲活動としては、12-16 km での上層雲の変動が強くみられていることに加えて、5-10 km の中層雲もほとんど同期した偏差を示している。このことは、deep な対流やMCSに伴う上層 anvil 雲の張り出しと、層状性降水をもたらす雲層の発達がほとんど同期していると解釈できる。TRMM の降水イベントデータが示す対流活動の特徴とよく整合する結果である。

Kelvin 波では、降水・CWV の正偏差が同期する一方で、降水量が負偏差を示すにもかかわらず CWV は負偏差を生じない。はじめ shallow な対流が発生し、引き続いて congestus な対流が頻繁に発生した。これらの降水量への貢献は限定的であった。deep な対流によって降水をもたらされると、その後MCSの発達によって降水量はピークに達した。

雲活動としては、2-5 km での下層雲が先行して発生することが認められた。続いて12-16 km での上層雲が明瞭に発達したが、中層雲を伴わなかった。位相が進んで降水量がピークとなると、5-10 km での中層雲が大きな正偏差を示した。このことは、shallow な対流・deep な組織化の程度の低い対流・よく組織化した対流システムという変遷を示している。TRMM の降水イベントデータが示す降水特性の変遷とよく整合する。

4. 考察と展望

Rossby波の降水が活発な位相では、可降水量は非常に高い正偏差を示していた。これによって対流の深い発達や組織化が支持され、同期した発達となっていると考えられる。一方で、降水への主要はMCSが担っていることから、top-heavy な対流加熱が支配的である。

Kelvin波では、波が持つ鉛直に傾いた湿度場の構造と、降水特性の変遷がよく対応している。すなわち、地表付近に湿潤偏差があり自由対流圏は乾燥・下降流偏差の位相では浅い積雲が、自由対流圏下層まで湿潤であるが中層は乾燥偏差の位相では組織化の程度の弱い深い対流が、また対流圏全体にわたってよく湿っているときにはMCSが、それぞれ発達している。加えて、MCSが最も降水をもたらすので、top-heavy な加熱が主である。

TRMM による降水イベントの解析と、CloudSat/CALIPSO による雲活動の解析は整合的な結果を示している。よって、それぞれからの対流加熱・放射加熱の見積もりを複合的に用いて非断熱加熱の推定を行いたい。

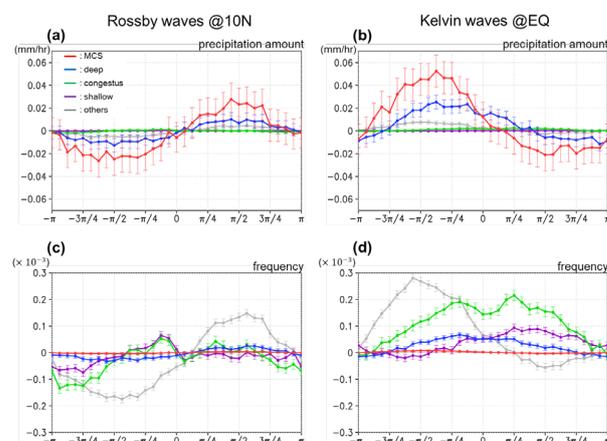


図: 降水量とイベント発生頻度の種類別分布。(a): Rossby 波における降水量分布, (b) Kelvin 波における降水量分布, (c) Rossby 波におけるイベント発生頻度分布, (d) Kelvin 波におけるイベント発生頻度分布

下層循環と自由対流圏変動の結合を通じた 湿潤対流の自己集合化メカニズム

*柳瀬友朗 (理化学研究所), 西澤誠也 (理化学研究所), 三浦裕亮 (東京大学),
竹見哲也 (京都大学), 富田浩文 (理化学研究所)

1. はじめに

深い湿潤対流はしばしば大規模に組織化するが、どのような水平スケールにおいてどのような物理機構が対流の組織化に重要であるのかについての理解は不十分である。水平一様な境界条件を課した放射対流平衡 (RCE) 実験において、大気が自発的に湿潤雲域と乾燥晴天域へと大規模水平分離することがある。最近我々は、この対流の自己集合化 (CSA) は水平領域幅が約 500km 以上の場合に発生することを発見し、CSA はメソ α スケール以上において重要であることを示唆した [1]。本研究は、水平領域幅増加に伴う CSA の発生をより詳細に調べることで、CSA の発生機構の理解を深める。特に、水蒸気の水平輸送に重要な役割を果たす下層循環の発達機構、及びその自由対流圏における水蒸気・放射・対流の水平変動との結合過程に注目する。

2. データ・新たな解析手法

本研究は、非静力学領域大気モデル SCALE-RM [3,4] を用いて行われた一連の RCE 実験データセットを用いる [1]。二重周期側面境界条件を課した 3 次元計算領域において、海面温度 300K 一定の下部境界条件を課し、雲微物理・放射・地表フラックス過程を陽に表現することで大気状態を RCE へと時間発展させる。

また本研究では、乾燥域から湿潤域に亘る循環の特徴を定量化するために、等可降水量 (PW) 線による水平領域分割に基づく新手法を導入し、循環強度の指標である準 3 次元流線関数を提案する。既往研究 [5] によって提案された有効流線関数の算出手法とは異なり、本手法は大気柱の水平並び替え操作を行わないため水平方向のトポロジーの情報が損なわれないという利点がある。準 3 次元流線関数は次のように定義される：

$$\Psi_{i,z} \equiv \iint_{D_i} (\rho w) |_{z'=z} dS,$$

ここで、 i は等 PW 線のインデックスで、 D_i は等 PW 線で囲われた乾燥側の水平領域である。

3. 結果

図 1 に水蒸気-高度空間における循環を示す。図 1b

に示すように、CSA 非発生事例においては、高度 1km 以上の自由対流圏においては反時計回りの循環が卓越しているのに対し、地表付近においては時計回りの循環が卓越している。一方、図 1a に示すように、CSA 発生事例においては、自由対流圏のみならず乾燥域の地表付近においても反時計回りの循環が卓越している。この反時計回りの循環が、CSA の特徴である水蒸気の水平不均一性の増幅に本質的役割を担うと考えられる。

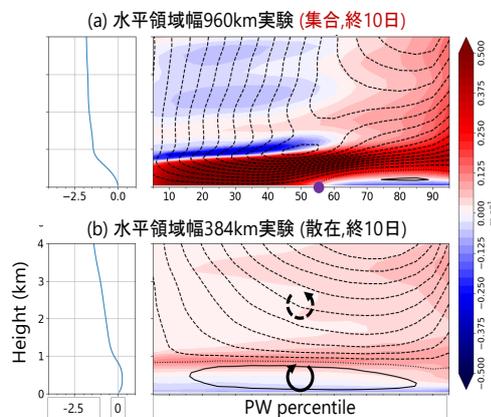


図 1. 水蒸気-高度空間における循環。シェードは等 PW 線を横切る水平風速。コンターは準 3 次元流線関数を計算領域面積で除した量で、実線(破線)は正值(負値)で時計回り(反時計回り)の循環を意味する。横軸方向に平均した準 3 次元流線関数の鉛直分布を左に示す。(a) CSA 発生事例。(b) CSA 非発生事例。水平格子幅 1km。

4. 展望

本研究ではさらに、(1)下層循環を駆動する力学的要因、(2)下層循環発達のトリガーとして乾燥域の自由対流圏下降流が境界層に鉛直貫入する過程、(3)自由対流圏下降流と非断熱加熱・水蒸気の間関係を詳しく調べた。これらの結果に基づき、下層循環と自由対流圏変動の結合を通じた CSA 発生機構の全体像を提示する [6]。

参考文献

- [1] Yanase et al. (2020), [2] Muller et al. (2022), [3] Nishizawa et al. (2015), [4] Sato et al. (2015), [5] Bretherton et al. (2005), [6] Yanase et al. (2022, *JAS*, under review).

太平洋 ITCZ 領域でみられる巻雲の大規模発生

*西 憲敬¹・濱田 篤²・三浦裕亮³・佐藤正樹⁴

(1:福岡大理 2:富山大学術研究部 3:東京大院理・4:東京大大気海洋)

中・東部熱帯太平洋の熱帯収束帯(ITCZ)の中に、東西数千 km におよぶ帯状の雲域が形成され、それが一気に変形して南北 2-3 本の主に巻雲から構成される雲帯に変形する様子が観察される(Hamada et al. 2013, JMSJ)。少なくとも雲の分布と変化については、この現象が新しい再解析 ECMWF Reanalysis v5 (ERA5)でよく表現されていることを昨年度春季大会で報告した。今回は ERA5 内にみられる現象の物理的解釈を進めるとともに、全球雲解像モデル NICAM を用いて、その再現を試みた。

再解析データについては主に ERA5 (0.25°格子)を用いた。衛星画像としては、Himawari-8 の毎時観測データおよび NCEP/CPCL3 Half-Hourly 4km global merged IR を用いた。

ERA5 には雲に関する情報が同化されているので、雲の分布や変化が衛星観測とあっても、その維持機構が現実の現象を正しく表しているか判断しにくい。そこで、ERA5 を初期値とする NICAM を用いた数値実験を行い、どのような物理が現象の発生に重要かを調べることにした。2020~2021 年に発生した顕著な 3 例の分割イベントについて、雲帯

の発生より 2-3 日前を初期値とする再現実験を 7km 格子で行った。

若干の発生位置・時間および形態の差はあるものの、3 例すべてで東西に長い雲帯の形成とその分割が再現された。図 1 に、2020 年 12 月 24 日の例について、21 日 00Z 初期値の実験結果を示す。観測された雲と、ERA5 と NICAM による上部対流圏における凝結物の変化を比べる。23 日 12Z 頃における 6~8N 付近の帯の形成および 24 日 06Z 頃の 3 本への帯の分割などについて、観測された雲域(図 1a)を ERA5(図 1b)は非常によく表現している。NICAM 実験の結果(図 1c)では、雲帯の形成はよく再現され、分割については 3 本でなく 2 本への変化となっているが、タイミングなどは観測と似ている。このように、東西に長い雲帯の生成、さらにその分割の両方が、2-3 日前の初期値から再現されるということは、この現象の発生がかなり大規模な力学過程に由来していることを示唆する。今回は再現された事例について、雲帯の形成および分割過程を分析した結果を報告したい。

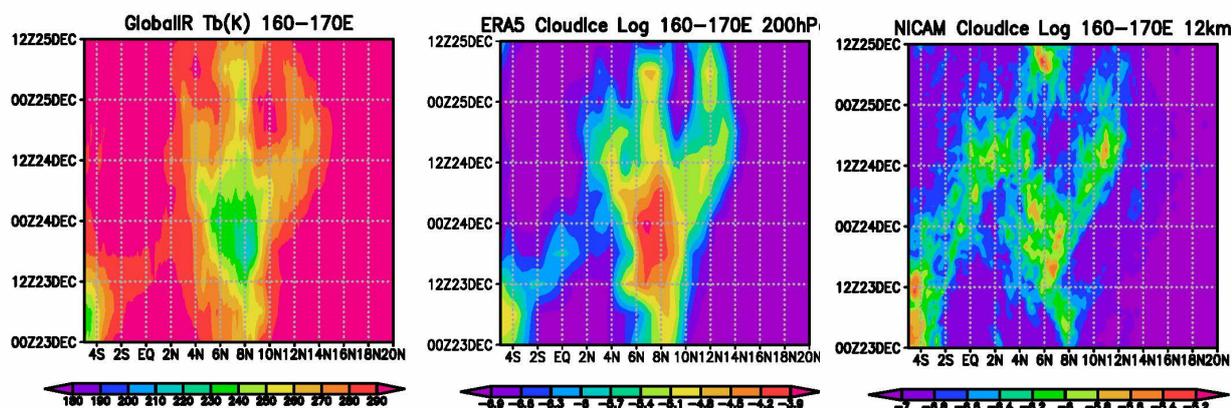


図 1: 2020 年 12 月 23-25 日における帯状雲域中心経度付近(160-170E)で平均された(a) global IR データによる等価黒体温度(K), (b) ERA5 による 200hPa における雲氷量(kg/kg)の対数, および(c) NICAM 実験(21 日 00Z 初期値)による高度約 12km における雲氷量(kg/kg)の対数, の緯度時間分布。

深層学習を用いた熱帯低気圧の検出に向けて

小野太郎(東京管区気象台)

1. はじめに

台風やハリケーンなどの大型の熱帯低気圧は人間生活、農業、林業、漁業、インフラに対して甚大な被害をもたらす。熱帯低気圧の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（熱帯低気圧のタマゴ）は専門家ですらも正しく識別するのは難しく、熱帯低気圧の発生予測を精度よく行うのは難しい現状がある[1]。

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 [2] により生成された大気シミュレーションデータ（画像化されたデータ）から熱帯低気圧とそのタマゴを検出した [3]。深層学習による物体検出技術は日々開発や調整が続けられており、本研究では近年改良された YOLOv5 [4] などについて熱帯低気圧検出タスクに対する適用を検討した。

2. 深層学習を用いた熱帯低気圧の検出

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(Region proposal method)などが提案されている。YOLO[5]はこの抽出と分類の処理を一貫して行うことが可能な深層学習である。その処理速度から静止画像だけでなく、動画などリアルタイムでの物体認識としても普及している。図1は改良された YOLOv5 のアーキテクチャであるが、Transformer Prediction Heads (TPH)を統合することで、従来よりも高密度な対象について処理を行うことができるとされており、熱帯低気圧検出タスクへの適用が考えられる。

学習及び検証データには、雲解像気象モデル 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、YOLOv5 によって学習を行ったところ熱帯低気圧の検出について一部出力を得た(図2)。学習及び検証データ量を増加させ検討する予定である。

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は感謝いたします。

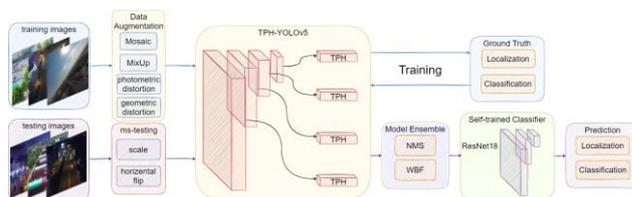


図1 YOLOv5 のアーキテクチャ[4]

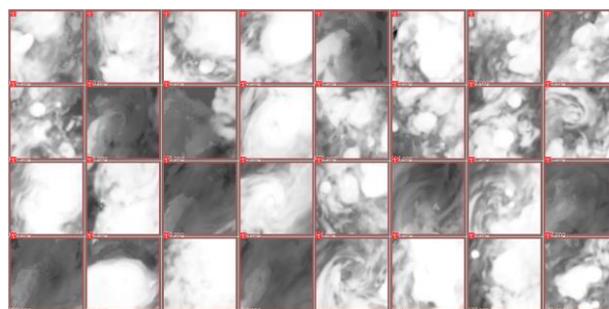


図2 YOLOv5 を用いた熱帯低気圧の検出

参考文献

- [1] 海洋研究開発機構, 2018: 熱帯低気圧（台風等）検出アルゴリズム作成 <https://signate.jp/competitions/134> (2022/02/15 閲覧)
- [2] Kodama, C. et al, 2015: A 20-year climatology of a NICAM AMItype simulation. Journal of the Meteorological Society of Japan, 93, 393–424.
- [3] Matsuoka, D., M. Nakano, D. Sugiyama, and S. Uchida, 2018: Deep learning approach for detecting tropical cyclones and their precursors in the simulation by a cloud-resolving global nonhydrostatic atmospheric model. Progress in Earth and Planetary Science, doi: 10.1186/s40645-018-0245-y.
- [4] Zhu, X., S. Lyu, X. Wang and Q. Zhao, 2020: TPH-YOLOv5: Improved YOLOv5 Based on Transformer Prediction Head for Object Detection on Drone-captured Scenarios. <https://arxiv.org/pdf/2108.11539.pdf> (2022/02/15 閲覧)
- [5] Joseph, R., S. Divvala, R. Girshick and A. Farhadi, 2015: You Only Look Once: Unified, Real-Time Object Detection. <https://arxiv.org/pdf/1506.02640.pdf> (2022/02/15 閲覧)

近接する台風と高・低気圧の統計的特徴

*松田佳奈¹, 立花義裕¹, 安藤雄太²

(1.三重大学大学院 生物資源学研究所 2.新潟大学理学部)

1. はじめに

台風の強度変化は SST などの海洋場以外に大気場からも影響を受ける。Kitabatake et al., (2020) では、中緯度の低気圧の発達に熱帯低気圧が影響していることについて議論されている[1]。しかしながら、大気間による台風との相互作用に関する研究は、個々の台風の多様性から事例解析が多く、普遍的な理解は得られていない。そこで本研究では台風強度に着目して複数の事例をみることによって、一般性の解明を目的とする。

2. データ・解析手法

本研究では 1999 年～2019 年の日本周辺域の地上天気図から台風と高・低気圧の距離が 1000 km 以内[2]にある事例を抽出し解析を行った。事例抽出の対象外としている条件は以下の通りである。台風と 1000 km 以内に複数の高・低気圧がある。高・低気圧と 1000 km 以内の台風が既に上陸後であるもの。台風と熱帯低気圧の事例。なお、台風や高・低気圧の時間変化は事例数に含めず同一のものとして扱う。相互作用の検証には領域気象モデル WRF ver.3.4.1 を用いて数値実験を実行した。大気場には ERA-interim, SST データには OIsst を初期値・境界値として使用し、水平解像度は 45 km, 鉛直層数は 80 層とした。期間は 2009 年 10 月 26 日 00UTC から 10 月 27 日 12UTC まで積分した。台風の除去後に積分した結果 (MOD とする) と、除去を行わずに積分した結果 (CTL とする) との比較を行った。

3. 結果・考察

事例の抽出を行った結果、高気圧事例は 8 例、低気圧事例は 13 例抽出された。台風を中心においたときの高・低気圧との位置関係 (図略) を示した。両事例で台風の北側に高・低気圧が位置しており、高気圧事

例のほうが台風から離れた位置にいる傾向が確認された。両事例の台風の大きさと強さをみた結果、2000 年以前に使用されていた階級である“中型”または“小型”の台風のみとなった。また、両事例の約 8 割が、気象庁が定義する“強い”台風より最大風速が小さい台風であった。

図 1 はそれぞれ CTL と MOD の海面更正気圧の時間変化を表す。10 月 27 日 12UTC の時点で CTL の中心気圧が 975hPa であることに對し、MOD の中心気圧は 985hPa となった。この結果から低気圧の発達に台風が影響していることが示唆される。

今後は台風と高・低気圧の位置が異なる事例で数値実験を行うことによって各事例の共通点を模索したい。また、現在は 12 時間ごとの地上天気図から事例を抽出しているため、より客観的に解析を進めるために再解析データから事例を抽出することが課題である。

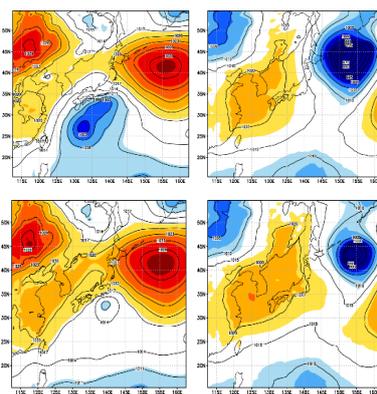


図 1
海面更正気圧
の時間変化。
等値線と陰影
は海面更正気
圧を示す。
CTL (上) と
MOD (下)

参考文献

- [1] Kitabatake et al., 2020, *J. Papers in Meteorology and Geophysics* Vol. 68, 1-19,
[2] Brand . S, 1970, *J. Appl. Meteor.*, 9 . pp.433-441

気象庁局地解析へのハイブリッド同化手法の導入に向けた開発

*¹畔野 貴弘,^{1,2}横田 祥,¹大井川 正憲,¹秋元 銀河,¹河野 耕平,^{2,1}幾田 泰醇
(¹気象庁数値予報開発センター,²気象研究所)

1. はじめに

気象庁の局地モデル（水平格子間隔 2 km）の初期値を作成する局地解析^[1]では、データ同化手法として 3 次元変分法 (3DVar) を採用している。2022 年 2 月現在、この 3DVar は第一推定値に対する背景誤差共分散行列として気候学的に推定した固定値 (\mathbf{B}_c) を使用しているため、予測の不確実性の時空間分布を解析に反映できない。このため、メソアンサンブル予報^[2]（水平格子間隔 5 km, 摂動メンバー数 20）の予報値のアンサンブル平均からの差（以下、MEPS 摂動）を用いて場の流れに依存した予測誤差を表す誤差共分散行列 (\mathbf{B}_e) を作成し、これを \mathbf{B}_c に混ぜて用いるハイブリッド同化^[3]を局地解析に導入することを試みた。

2. ハイブリッド同化の概要

今回導入するハイブリッド同化では、下記の評価関数の最小化によって解析インクリメント $\delta\mathbf{x}$ を得る。

$$J(\mathbf{v}) = \frac{1}{2} \mathbf{v}^T \mathbf{v} + \frac{1}{2} (\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - \mathbf{d})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - \mathbf{d}) + J_{bc}$$

$$\delta\mathbf{x} \equiv \mathbf{B}^{1/2} \mathbf{v} \equiv [\beta_c \mathbf{B}_c^{1/2} \quad \beta_e \mathbf{B}_e^{1/2}] \begin{bmatrix} \mathbf{v}_c \\ \mathbf{v}_e \end{bmatrix}$$

ここで $\mathbf{d} = \mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{x}^b)$ は観測値 \mathbf{y}^o の第一推定値 \mathbf{x}^b からの差、 \mathbf{H} と \mathbf{H} は観測演算子とその接線形、 \mathbf{R} は観測誤差共分散行列、 \mathbf{B}_c は気候学的な背景誤差共分散行列、 \mathbf{B}_e は MEPS 摂動から作成された誤差共分散行列、 J_{bc} はバイアス補正項、 β_c と β_e はハイブリッドの重みである。 \mathbf{B}_e の作成にあたっては、誤差分散を \mathbf{B}_c と同程度の大きさにするために高度 5.5 km における温位の「(気候学的な誤差分散) / (MEPS 摂動の分散の水平平均)」を \mathbf{B}_e に乗じる誤差共分散膨張を行った。さらに、サンプリング誤差を軽減するために 5 つの初期時刻の MEPS 摂動を用いてメンバー数を 100 にした上で距離によってガウス型に減衰する関数 ($e^{-0.5}$ になる距離: 水平 100 km, 鉛直 0.5 km) を乗じる空間局所化を行った。

3. 性能評価

ハイブリッド同化導入の影響を確認する実験を 2020 年 7 月 2–15 日の期間（3 時間毎）で行った。2021 年 5 月時点の現業局地解析相当の設定に対して \mathbf{B}_c を再調整

して実施した実験を CNTL とし、CNTL に対して背景誤差を重み (β_c^2, β_e^2) = (0.5, 0.5) でハイブリッド化した実験を M020, M100 とする。M020 はハイブリッド化に利用する MEPS を 1 つの初期時刻（20 メンバー）、M100 は 5 つの初期時刻（100 メンバー）用いた。

実験の結果、M020 や M100 では強雨や地上要素の予測が CNTL に対して改善し、M100 の方が大きく改善した。特に 7 月 3 日 12UTC 初期値の予測では、熊本県を中心とする線状降水帯がより実況に近い位置に表現された (図)。この初期値を作成する解析では、M100 が最も線状降水帯付近への暖気の流入が強くなった (図略)。これは、利用するアンサンブルメンバー数を増やすことで九州および西海上の予報の不確実性 (スプレッド) が大きいことが伝わり、その結果流れに依存したインクリメントがより強く入ったためと考えられる。

4. まとめ

局地解析において、MEPS による誤差共分散を気候学的な背景誤差共分散に混ぜることにより、強雨や地上要素の予測精度が向上することを確認した。本手法 (M100) は 2022 年 3 月に現業局地解析へ導入予定である。

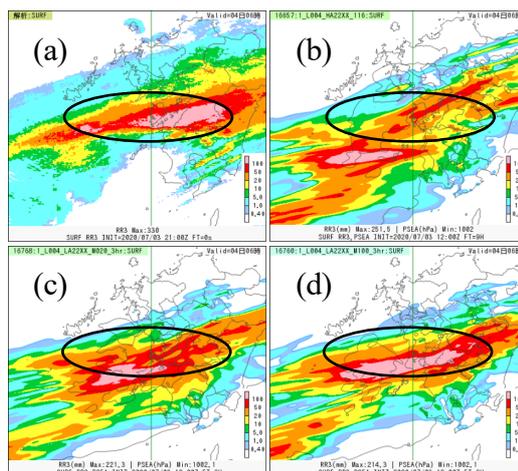


図: 2020 年 7 月 3 日 18–21UTC の 3 時間積算降水量 (mm)。(a) は解析雨量、(b–d) は 12UTC の解析値からの予報 (b: CNTL, c: M020, d: M100)。

参考文献

- [1] Ikuta et al., 2021, *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- [2] Ono et al., 2021, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **147**, 465–484.
- [3] Lorenc, 2003, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183–3203.

気象庁メソ数値解析予報システムでの 船舶 GNSS 可降水量の現業利用

*樋口真悠子 (気象庁数値予報課)

1. はじめに

線状降水帯等、顕著な降水の発生要因の1つとして大気下層における海上からの水蒸気の流入が挙げられる。そのため、予報初期値における海上の水蒸気場の精度を上げることができれば、顕著な降水の予測改善につながると思われる。船舶搭載 GNSS による可降水量解析値[1] (以下、船舶 GNSS 可降水量) は海上における水蒸気観測のひとつであり、船舶 GNSS を同化することにより顕著な降水の予測が改善した例も示されている[2]。また、制限はあるものの、ある程度任意の場所・時刻で観測を行うことができるという利点がある。このような背景から、気象庁では、メソ数値予報システムの解析部分(メソ解析)において、船舶 GNSS 可降水量の利用を実施した(2021年8月31日～10月31日)。本発表では、船舶 GNSS 可降水量の品質と、船舶 GNSS 可降水量の同化が気象庁メソ数値解析予報システムに与える影響について報告する。

2. 新規利用する観測データと品質管理処理について

メソ解析で新たに用いる船舶 GNSS 可降水量は、気象庁の観測船2隻と協力機関の船舶4隻の計6隻(2021年12月時点)から気象庁に向けて配信されたものである。メソ解析においては、船舶 GNSS 可降水量とほぼ同様の原理で可降水量を算出する地上 GNSS 可降水量を、品質管理処理や間引き処理などを実施した上で現業利用している。船舶 GNSS 可降水量の利用においても、地上 GNSS 可降水量に対して行う処理[3]と同様の品質管理処理・間引き処理を行った。

3. 船舶 GNSS 可降水量の品質、降水予測への影響

調査期間(2021年6月1日～7月15日)に得られた船舶 GNSS 及び地上 GNSS の可降水量観測値を、予測値と比較すると(表1)、船舶 GNSS 可降水量は予測値に対してやや負バイアス傾向であるが、バイアスの大きさは地上可降水量と同程度($\sim 10^{-1}$ mm)、D値の標準偏差も同程度であった。このことから、船舶 GNSS 可降水量と地上 GNSS 可降水量のデータ品質はほぼ同程度であると考えられる。また、品質管理処理により、外れ値等が概ね適切に除去されていることを確認した(図1)。

船舶 GNSS 可降水量の利用が降水予測に与える影響について調査したところ、メソ領域を対象とした降水

予測のスレットスコア等の統計的な検証では概ね中立であったが、顕著な降水の予測が改善する事例が見られた。予測が改善する事例では、予測初期における水蒸気場の表現が特定の時刻の船舶 GNSS 可降水量を同化することで明瞭に変化した場合が多かった。そのような事例では、船舶 GNSS 可降水量の観測位置付近で可降水量の解析場の勾配がより明瞭となるといった特徴がみられた。

4. まとめ

メソ解析で新規利用開始した船舶 GNSS 可降水量は、データ品質が地上 GNSS 可降水量と同程度であること、船舶 GNSS 可降水量を同化に利用することで降水予測が改善する事例があることが分かった。一方で、海上で観測するため周囲に観測が少ない船舶 GNSS 可降水量に対して、地上 GNSS 可降水量と同様の品質管理処理を行ったことで、正しいと思われる観測が除去される事例も見られた。今後は、海上の可降水量の特性に合わせた品質管理処理の改善を行いたい。

表1. 地上 GNSS と船舶 GNSS の可降水量の D 値統計

	平均[mm]	標準偏差[mm]	サンプル数
地上GNSS可降水量	0.29	2.50	1256145
船舶GNSS可降水量	-0.72	2.63	15562

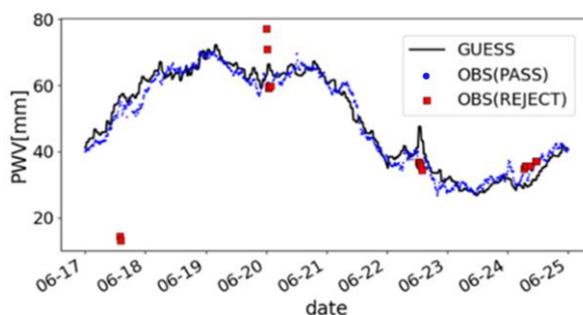


図1 2021年6月17日から6月25日の気象庁観測船・凌風丸の船舶 GNSS 可降水量の時系列図。横軸は観測時刻、縦軸は可降水量(mm)。黒線：予測値。青点：品質管理処理を通過した観測値。赤四角：品質管理処理で除去された観測値。

参考文献

- [1] 小司ほか, 2021 年度秋季大会講演予稿集 137p
- [2] Ikuta et al, 2021, *QJR Meteorol Soc.* 1-19
- [3] 気象庁, 2010, 数値予報課報告・別冊第56号, 54-60.

スケールを考慮した変分法による高頻度高密度データ同化手法の検討

藤田 匡、瀬古 弘、川畑 拓矢、岡本 幸三（気象研究所）

1. はじめに

リモートセンシング観測の高度化により、時間、空間的に広く分布する均質な高頻度、高密度のデータが取得可能となってきている。本研究では、その数値予報での有効な活用のためのデータ同化技術の高度化に取り組む。検討には気象庁現業メソ解析で2020年3月まで運用されたJNoVA 4D-Var [1]による実験システムを用いる。これまで、ドップラー速度観測を中心に、高頻度高密度同化で考慮が必要となる観測誤差(R)の時空間相関の特性を調査し、これを4D-Varに導入した。また、流れに依存する背景誤差(B)を導入し、高頻度高密度同化における有効性を確かめた[2,3]。さらに、様々なスケールの有効な情報の抽出に向けて、ウェーブレット空間でのアンサンブル制御変数を導入した[4]。本研究では、ひまわり8号による大気追跡風の同化による調査を行った。

2. 大気追跡風の観測誤差相関

Desroziers et al. (2005)の手法により、時間空間方向のR相関を1週間のデータ同化サイクルで診断した。水平方向には、相関が0.2となる距離が約200 kmと、長い相関幅がみられた(図1)。大気追跡風は、10分間隔で撮影された数十km程度の画像パターンの移動ベクトルから算出され、代表する解像度が低いため、代表性誤差のスケールが大きいものと考えられる。水平・鉛直・時間方向それぞれのR相関(図略)の、おおよその振る舞いを近似して、同化システムに組み込んだ。

3. 観測誤差時空間相関を考慮したスケール依存同化

4D-Var、ハイブリッド4D-Var、スケール依存ハイブリッド4D-Varにより、3時間同化ウィンドウで大気追跡風を約50 km、30分間隔で同化した。R相関を考慮すると、これ

くなる。対応して4D-Varによる同化ウィンドウ開始時の東西風インクリメントで、特に鉛直断面でR相関有りの方が、若干より小さいスケールのパターンを持つ傾向が見られた(黒楕円)。

4D-Varでは観測値が多く風速も大きい上層でインクリメントが大きい、ハイブリッド4D-Varでは流れ依存Bにより、台風付近を中心により下層でも大きいインクリメントがみられる。流れ依存Bは多様なスケールの情報を持つ。ハイブリッド4D-Varではこの効果が大きくインクリメントは詳細な構造を持ち、R相関の有無によるスケールの差は4D-Varよりは小さい。ただし、Bにはサンプリングノイズが含まれる可能性もある。

スケール依存ハイブリッド4D-Varでは、Bの特性や局所化をスケール毎に指定する。インクリメントは定性的にはハイブリッド4D-Varと類似するものの、小さいスケールのパターンが減り、より滑らかである。各観測の遠方のインクリメントのノイズが抑制されたものと考えられる。特に、台風付近で局地的な強いインクリメントが減少した(黒矢印)。また、R相関の有無による差は小さいものの、R相関有りのほうがやや小さいスケールを持つ領域もみられた(黒破線楕円)。

今後、広域高頻度高密度観測の利用に適した同化手法の検討にさらに取り組む予定である。

謝辞

本調査では気象庁情報基盤部数値予報課が開発したメソ数値予報システムの数値解析予報実験システムを用いた。本調査の一部は、JST AIP JPMJCR19U2、JSPS KAKENHI Grant Number JP 19K23467、21K03667、及び「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」の支援を受けたものである。

参考文献

[1] Honda et al., 2005, *QJRMS*, **131**, 3465-3475.

[2] Fujita et al., 2021, *MWR*, EOR.

[3] 藤田, 2020, 数値予報課報告・別冊第66号, 145-155.

[4] 2020(WF-09+), 2021(WF-07+)年度気象学会秋季大会.

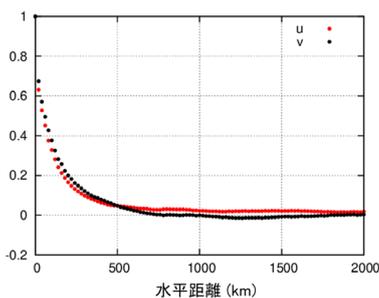
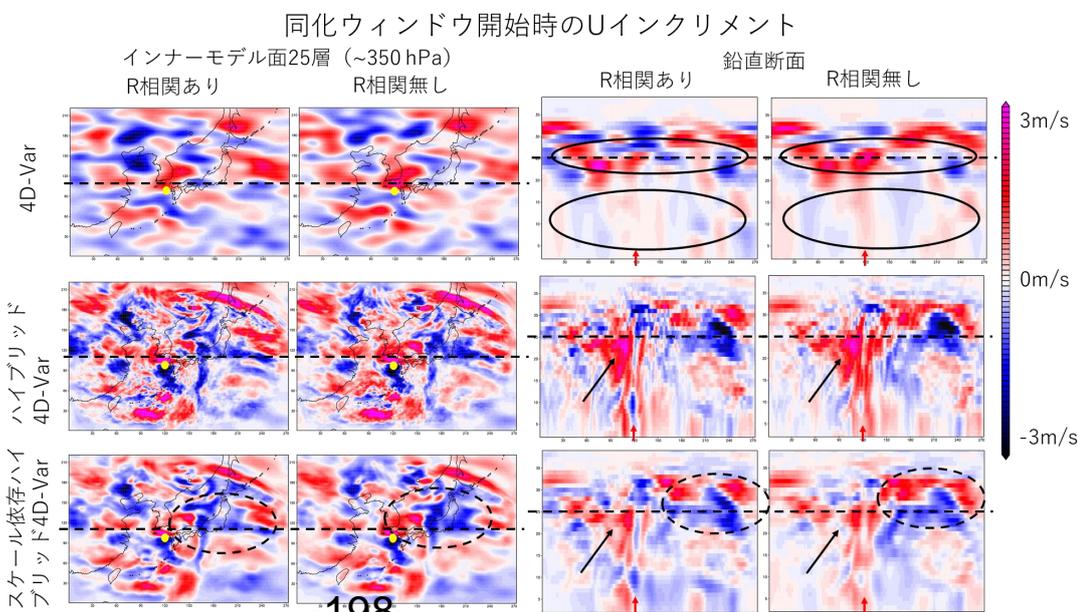


図1 大気追跡風の観測誤差水平相関。2018年7月1~7日の統計。U赤、V黒。

図2 大気追跡風の同化による2018年7月3日06UTCの解析の同化ウィンドウ開始時03UTCの東西風インクリメント。上から、4D-Var、ハイブリッド4D-Var、スケール依存ハイブリッド4D-Var。左から、モデル面35層(~350hPa)の観測誤差(R)相関有り、R相関無し、鉛直断面(左図点線に沿った断面) R相関有り、R相関無し。黄色丸(25層の図)、赤矢印(鉛直断面)は、台風のおおよその位置を示す。

を無視した場合と比較して、観測誤差は、大きい(小さい)スケールの固有成分で大きく(小さ



リトリーブ地表面温度を用いた 静止気象衛星 CO2 バンドの晴天放射輝度温度データ同化

*岡部いづみ¹, 岡本幸三¹, 石橋俊之¹

1: 気象研究所

1. はじめに

気象庁を含む世界の多くの現業気象数値予報センターでは、静止気象衛星による水蒸気(WV: Water Vapor)バンドの晴天放射輝度温度データ(CSR: Clear-Sky Radiance)を同化している。これらのデータは、主に対流圏中上層の水蒸気に関する情報を持っており、同化することにより水蒸気場の解析精度向上や、水蒸気・高度・気温等の予測精度向上が見られる[1]。CSRには、WV バンド以外にも赤外バンドの観測から作成された輝度温度データもあり、2020年気象学会秋季大会では、対流圏中下層の気温に関する情報をもつ二酸化炭素(CO₂)バンドの CSR データ同化インパクトについて発表した。このデータの利用が難しい点は、全層大気透過率が高く地表面の影響を受けやすい点である。そのため、前回の発表では全層透過率の比較的低い地点での利用に留めた実験を行い、その結果から、夏半球を中心に水蒸気や気温・高度場の予測精度改善が得られることを示した。一方、アフリカ赤道付近では対流圏下層の予測精度が悪化するなど課題が残った。今回は、それらの課題に対応するため品質管理手法を改良し、冬半球での利用も追加した実験結果について発表する。また、これらの CSR データの同化に必要な放射計算に用いるリトリーブ地表面温度について、JAXA が運用する気候変動観測衛星 GCOM-C の地表面温度プロダクトを用いて検証したので紹介する。

2. リトリーブ地表面温度の検証

気象庁全球解析予報システムでは、CSR 以外の衛星データ輝度温度の放射計算にモデル第一推定値の地表面温度を用いている。しかし、大気のと比較して地表面温度の数値予報モデルによる再現は難しく、誤差が大きいと、これによる放射計算の誤差が問題となる。そのため、CSR データ同化では、窓バンドの CSR からリトリーブした地表面温度を用いている。今回、改めて GCOM-C による地表面温度プロダクト[2]をリファレンスとして検証を行った。その結果、リトリーブ地表面温度は、モデル第一推定値より誤差の標準偏差が最大 45%小さいことが分かった(図1)。

3. 品質管理手法の改良と同化実験

前回の発表で示したアフリカ赤道付近での予測精度改善の原因としては、調査の結果、雲の誤混入である可能性が高く、これに対応し品質管理手法の改良を行った。また、リトリーブ地表面温度の検証結果を受けて、全層透過率の高い冬半球でも CO₂ バンド CSR データを利用することとし、最新の気象研全球解析予報実験システムを用いて実験を行った。その結果、CO₂ バンド不使用の実験に対し、利用した場合は気温・水蒸気・風速・高度場などの各気象要素の予測精度が、熱帯または夏半球で最大 5 日予報まで改善した(図2)。また、冬半球でも改善または中立の結果となった。

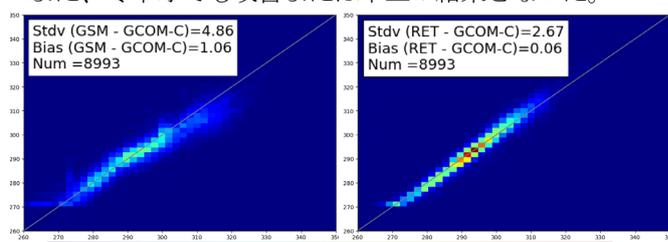


図1. モデル第一推定値(左)・リトリーブ値(右)を縦軸、GCOM-Cの地表面温度を横軸とした確率密度分布図。Meteosat-8 観測領域、統計期間は2020年1月。

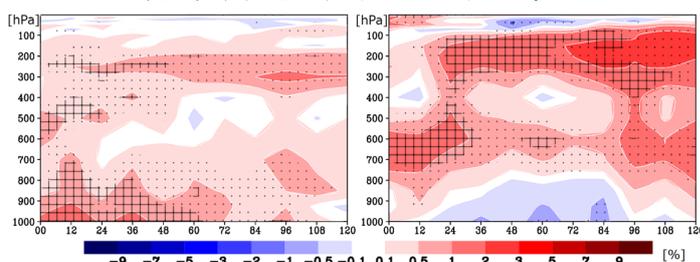


図2. 気温(左)と高度(右)の対ERA5再解析値予測誤差減少率[%]。暖色が改善を意味する。縦軸は気圧高度、横軸は予報時間。対象領域は熱帯、統計期間は2020年8月。

参考文献

- [1] Okabe, I., 2020: Operational use of GOES-16 clear-sky radiance (CSR) data in JMA's global NWP system. Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 50, 17-18, WCRP Report No.12/2020. WMO, Geneva
- [2] Moriyama, M., 2020: GCOM-C1/SGLI Land Surface Temperature Product Algorithm Theoretical Basis Document (Version 2). Retrieved from https://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_C/data/ATBD/ver2/V2A_TBD_T4A_LST_Moriyama_r1.pdf

静止衛星の全天候赤外輝度温度同化

岡本幸三¹、石橋俊之¹、岡部いづみ¹、林昌宏¹

¹: 気象研究所

1. 背景と目的

気象衛星によって観測される赤外輝度温度は、数値予報データ同化において最も影響の大きな観測データの一つであり、多くの数値予報センターが利用している。現在は雲の影響を受けない晴天輝度温度 (CSR: clear-sky radiance) の同化が主であるが、時空間分布や観測情報が限定的であるため、雲域も含む全天候域の輝度温度 (ASR: all-sky radiance) を同化すべく研究開発が進められている。CSR 同化と比べ ASR 同化は、モデルや放射伝達モデルの観測再現性が悪いことや、気象状況に応じた特性 (観測やモデルの誤差統計など) の変化が大きい、非ガウス性や非線形性が強いといった課題に対処する必要がある。

筆者らはこれまで、ひまわり 8 号搭載イメージャ AHI の赤外バンドに対して、気象庁全球数値予報システムを用いてモデルの再現性の調査や (Okamoto et al. 2021, QJRMS)、気象状況 (特に雲の放射効果) に応じた同化前処理の開発を行ってきた。本発表ではこれらの開発の概要と全球データ同化システムに導入した途中結果について紹介する。

2. 調査・開発概要

ASR 再現性調査から、気象庁全球モデルの氷雲が過小であること、放射伝達モデル (本研究では RTTOV を用いる) が薄い雲氷で吸収を過大に計算することが分かった。同化処理では、雲の影響が大きく再現性が著しく低い観測は品質管理で取り除き、残った観測はバイアスを補正して同化する。再現性やバイアスは雲の放射効果が大きく影響するため、この雲効果を表現するパラメータ

CA を新たに開発した (Okamoto et al. 2014; QJRMS)。例えばバイアス補正では、他の輝度温度観測と同様に変分法バイアス補正を適用しているが、バイアス量を推定するための説明変数として CA を追加する。

同化対象とするバンドは、モデル再現性や線形性が比較的高く、対流圏中上層の水蒸気情報を得られるバンド (AHI ではバンド 8,9,10) とする。これら 3 つの水蒸気バンドの ASR は、雲の効果が大きいところでは荷重関数が重なり独立した情報はほとんど得られない一方で、晴天に近い状況では異なる高度の水蒸気情報が得られる。また雲の効果に応じて観測誤差の分散値も増大する。そのため、観測誤差値は CA に応じて線形に増大するモデルを構築し、バンド間相関は CA の値に応じて 3 種類の行列を用意した (図 1)。

3. 同化実験結果

2020 年 7 月 10 日~9 月 17 日の全球データ同化実験を行い、AHI の ASR 同化の効果を CSR 同化と比較した。本予稿執筆時点では、短期予報では対流圏中上層の水蒸気や気温が改善する一方で、2 日以降の予報では改悪も見られることを確認している。そのため品質管理やバイアス補正の高度化に加え、放射伝達モデルの更新 (RTTOV v10 から v13) や、ひまわり以外の静止衛星にも ASR 同化を適用すべく準備を進めている。

謝辞: 本研究は、JSPS 科研費 19H01973 及び JAXA「第 2 回地球観測研究公募共同研究」の支援を受けたものです。

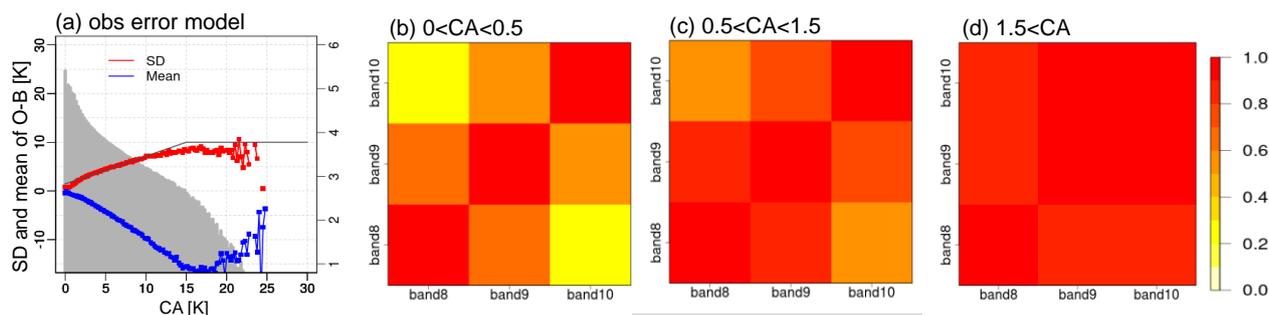


図 1: (a)雲効果パラメータ CA に対する、観測誤差モデル (黒線)、O-B 標準偏差 (赤線)、O-B 平均値 (青線)。観測誤差モデルは O-B 標準偏差を近似する線形関数として求めた。2018 年 8 月一か月間の AHI バンド 10 データから計算し、データ数は灰色棒で対数 (右軸) 表示。(c-d)3 種類の CA に応じたバンド間誤差相関。

大アンサンブルによる全天赤外輝度温度同化を通じた対流の予測可能性

*南出将志 (東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻),

Derek J. Posselt (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology)

1. 背景

「いつ」「どこで」大気の対流活動が発生するか予測することは、発達過程に伴う強いカオス性のため、数値予報分野における挑戦的なトピックの一つである。特に対流活動は、より組織化された現象 (例えば台風や線状降水帯など) 発達の基幹的プロセスであり、極端気象現象の予測可能性を阻む主要因の一つである。よって、対流発達を規定するメカニズムやシグナルの理解は、数値気象予報分野の発展において不可欠である。

ひまわり 8 号や GOES-16 は、フルディスクスキャンで 2km メッシュ・10 分間隔の解像度を持ち、対流活動を補足できるようデザインされた最先端の静止軌道観測衛星である。本発表では、筆者が開発してきた全天赤外輝度温度データ同化を用いて、対流スケールデータ同化システムにおける、対流シグナルの補足・再現可能性について検証する。特に、1000 を超える大規模アンサンブルによるパフォーマンス向上可能性を探る。

2. 手法

本研究では、米国 NASA による Convective Processes Experiment (CPEX) 中にカリブ海で発生したメソスケール対流システム内部の対流活動をケースとして用いる。ペンシルバニア州立大学で開発された EnKF データ同化システムを用いて、全天赤外輝度温度データ及び現業で用いられる観測データセットの同化実験・アンサンブル予測実験を実施する。特に、データ同化によって解像された対流活動に着目し、それらの発生と環境場の関係について、アンサンブル共分散を解析する。

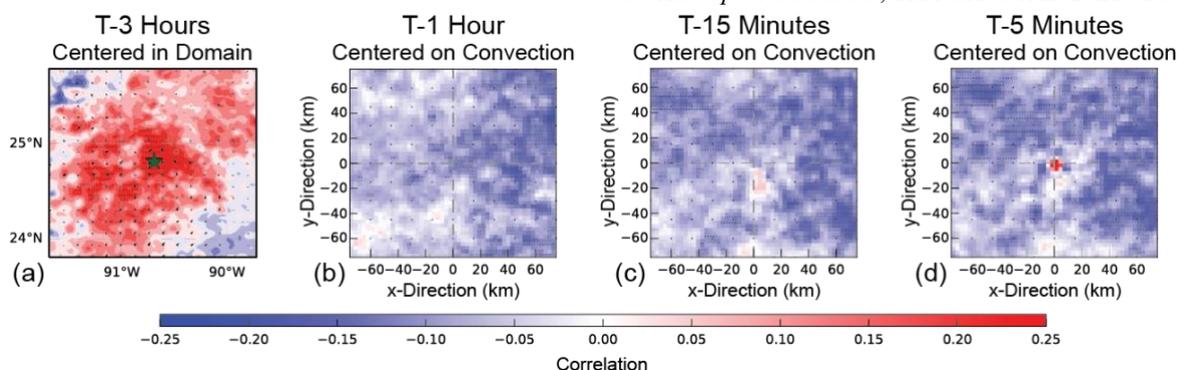
3. 結果, 結論

GOES-16 による全天候赤外衛星観測データ同化を通じて、対流活動の解析・予測精度が改善した。環境場として、メソ- α (2000-200 km), $-\beta$ (200-20 km) スケールの水蒸気場は、対流活動発生前の 1-3 時間程度前から特徴的な湿潤傾向のシグナルが同定できる (下図 a)。このような対流活動に比べて比較的大きなスケールの環境場は、“対流活動が発生しやすい” 状態の発生を拘束するが、必ずしも内部で発生する個々の対流の場所・時間を規定するものではないことが明らかになった。個々の対流活動に伴う水蒸気場の湿潤シグナルは、メソ- γ (20-2 km) スケールにおいて、対流活動ピークの 15-5 分前程度において、明確に表出した (下図 b-d)。

アンサンブル数の増加によって、小規模スケールのノイズが減少し、より効果的に非対流圏での対流活動を抑えることができた。一方で、ノイズとともに小規模スケールの相関シグナルも失われてしまい、大アンサンブルは必ずしも個々の対流の解析・予測精度向上に繋がらなかった。よって、対流活動が「いつ」「どこで」発生するか正確に捉えるためには、数値モデルや観測の高解像度化や、“flow-dependent” な対流発生のシグナルをとらえるため更なる同化手法開発の必要性が示唆された。本発表では、より体系的な解析結果を紹介する。

4. 参考文献

Minamide, M., D. J. Posselt, 2021: Using Ensemble Data Assimilation to Explore the Environmental Controls on the Initiation and Predictability of Moist Convection, *Journal of the Atmospheric Sciences*, doi:10.1175/JAS-D-21-0140.1.



図：対流活動に伴うピーク時の上昇気流と、水蒸気的环境場のラグタイム相関

Increasing the Efficiency of the Control Simulation Experiments with the Lorenz-96 Model

*Qiwen SUN^{1,2}, Takemasa MIYOSHI¹, Serge RICHARD^{1,2}

1) Data Assimilation Research Team, RIKEN Center for Computational Science

2) Graduate School of Mathematics, Nagoya University

In the MSJ 2021 autumn meeting, we presented the preliminary results of the controllability of extreme events with the Lorenz-96 model. The results show that the number of extreme events during a long enough evolution of a chaotic dynamical system can be significantly reduced by applying small, pre-designed perturbations to the system. Those small signals generate powerful effects and effectively prevent extreme events. The effectiveness of the method is related to the high sensitivity to initial conditions which could ultimately lead to modifications of extreme events with infinitesimal perturbations. Figure 1 shows the success rates of the experiments with respect to different sizes of perturbations and the forecast lengths.

The follow up research focuses on better understanding the effect of different kinds of perturbation vectors and increasing the efficiency of the control simulation experiments. In the preliminary experiments, the criterion for generating perturbations is set as at least one ensemble member showing an extreme value in the forecast. This criterion was chosen based on the consideration of not missing any chance for taking action to avoid extreme events. In this presentation, we discuss how this strict criterion generates extra false alarms which could result in taking too much unnecessary efforts. To understand the results, we study the effect of perturbations which are false alarms by eliminating them in the experiments. We also evaluate the effectiveness of the criterion by studying the predictability of the LETKF method.

The potential refinement of the experiment

design was indicated by the results of partial perturbations experiments, namely applying perturbation to a subset of all states (Fig 2). In this presentation, we discuss the properties of various choices of the perturbed locations and how they affect the controllability and the cost of total efforts.

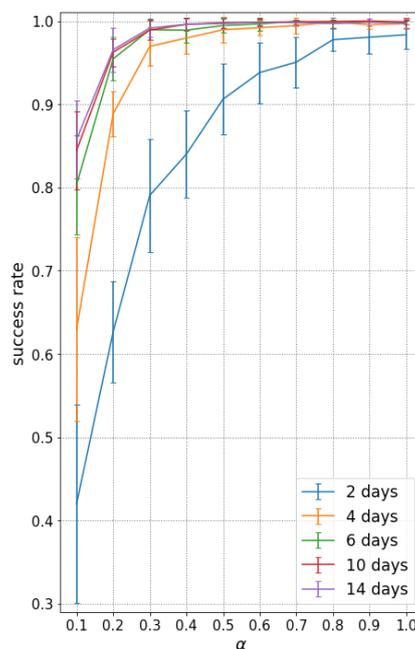


Fig. 1 Success rates of control simulation experiments.

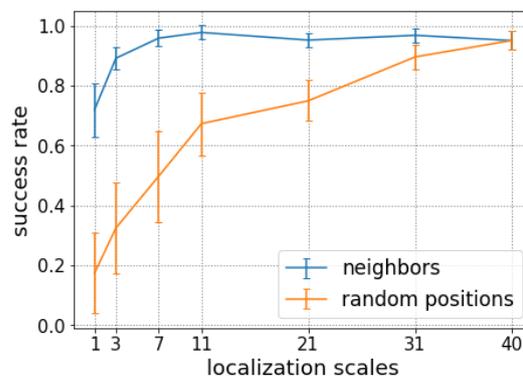


Fig. 2 CSE result for partial perturbations.

領域気象モデルを使った局地豪雨の制御シミュレーション実験(2)

*前島 康光¹, 三好 建正^{1,2,3}

(1. 理研・計算科学研究センター, 2. メリーランド大学, 3. 海洋研究開発機構)

1. はじめに

発表者らの研究グループでは、2050年の社会像として、「気象を制御し、豪雨や台風などの気象災害の恐怖から解放された社会」を掲げ、2021年1月より半年間、ムーンショット型研究開発制度の新たな目標検討に向けた調査研究を行ってきた。その一環として、近年頻発する甚大な災害をもたらす豪雨現象に対し、微小な介入による擾乱がカオス性により大きく発達し、降水量や降水域を災害が起きない方向へと制御することを目的とした、制御シミュレーション実験(Control Simulation Experiment; CSE, Miyoshi and Sun 2021, in press)に取り組み、第一報を2021年度秋季大会にて報告した(三好 WF-11+; Q. Sun and Miyoshi WF-30; 寺崎・三好 WF:02+; 前島・三好 WF-12+)。本発表では、前回の前島・三好の発表に引き続き、平成26年8月豪雨を対象に、領域気象予報システム SCALE-LETKF(Miyoshi et al. 2016; Lien et al. 2017)を用いたCSEの結果を報告する。

2. 制御シミュレーション実験(CSE)の概要

(1) カイトを用いた観測システムシミュレーション実験(OSSE)

CSEに先立ち、「平成26年8月豪雨」を対象としたOSSEを行う(Maejima et al. in prep)。OSSEでは高度1000mまで上昇するカイト上に気象観測器を取り付けた、新しい観測システムを想定する。データ同化サイクルは2014年8月18日1800JST～8月20日0000JSTまで行う。数値モデルの水平解像度は1km、同化ウィンドウは1時間、アンサンブルメンバー数は50である。

(2) 微小擾乱の作成

(1)のOSSEにおける解析値を初期値としたアンサンブル予報を行い、広島付近で最も強い降水を予報したメンバーと、最も弱い降水を予報したメンバーを選ぶ。両メンバーの選択に当たっては、1時間予報の結果からメンバーを選び作成した擾乱を同化する実験(CSE-1)と、3時間予報から作成した実験(CSE-3)を行う。

全てのモデル予報変数に対して両メンバーの差を取り、Nature runの水平解像度、タイムステップに合わせるように内挿する。さらに風速の最大値が 0.1 m s^{-1} となるように規格化して、Nature runに与える擾乱とする。

(3) Nature runの制御とデータ同化実験

(1)で作成した擾乱をNature runに毎タイムステッ

プ与えて制御を行う。制御したNature runから改めて観測データを作成して、これを同化する実験を行う。その後、同化実験による解析値を初期値として、(2)～(3)の過程を繰り返す。

本研究ではOSSEと同じ8月18日1800JST～20日0000JSTの期間、1時間毎にCSEサイクルを繰り返した後、8月20日0000JSTにおけるアンサンブル平均の解析値を初期値とした6時間予報を行い、豪雨に対するインパクトを評価した。

3. 結果と今後の課題

図1に、8月20日0000JST～0600JSTの6時間積算降水量[mm]を示す。非制御のNature runではピークの降水量が216mmと、非常に激しい降水が起きているが、CSE-1, CSE-3ではともにピークの降水量が90～100mmと、非制御のNature runに対して約45%にまで減少している。さらにCSE-3では、降水帯の位置が東に約60kmずれている。この結果から、3時間予報の結果に基づいて微小擾乱を作成することで、より強い降水の制御可能性があることが確かめられた。発表では、比較的制御の道筋が立てやすい風向・風速や気温に制御変数を絞った実験を行い、豪雨現象へのインパクトと制御可能性についても報告する予定である。

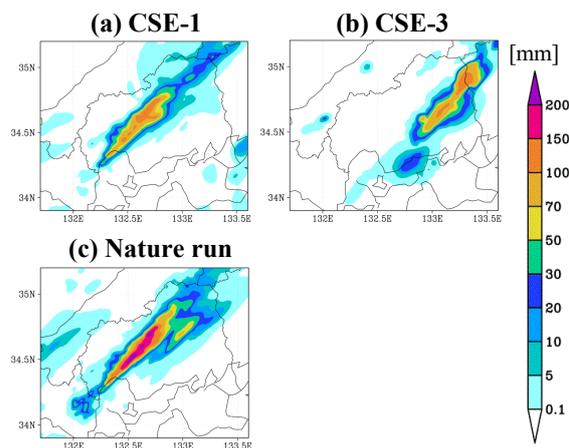


図1: 8月20日0000JST～0600JSTの6時間積算降水量[mm]。 (a) CSE-1, (b) CSE-3, (c) Nature run(非制御)の結果をそれぞれ示す。

謝辞

本研究は、JST ムーンショット型研究開発事業・ミレニアプログラム「気象制御可能性に関する調査研究(Grant番号JPMJMS20MK)」(代表: 三好建正)

全球大気と地球表面状態等の結合同化に向けて

*石橋俊之（気象研究所）

全球の大気状態の解析において、最も重要な情報源は観測データである。大気解析や予測精度の向上のためには、より多くの観測情報をデータ同化によって無矛盾に統合する必要がある。一方で、現在大気解析で同化されている観測は、利用可能な観測のごく一部でしかない。これは、数値予報システムの近似精度等に起因している。

地球表面（海面及び陸面）状態（Earth Surface State: ESS）の情報を持った観測は、大気状態解析において、同化の難しい観測の一つである。ESS は大気モデルでは下部境界条件となるため、物理過程が十分に表現できないこと等が主な理由である。例えば、晴天域の衛星赤外窓チャンネル(10.4 μ m)の観測は、大気最下層やESS の情報を持っているが、既存の大気解析に単純に追加しても、誤った応答によって、適切な同化はできず、大気解析精度を改善しない(図1)。現在、大気解析に利用されている多くの衛星観測もESS の情報も含んでいるが(図2)、この情報は同化されていない、一方で、例えば海洋が大気の前報精度に与える影響は大きい(図3)。

近年、大気と海洋等を対象にした結合同化がはじまっているが(Laloyaux (2015) 等)、大気と相互作用の強い海面過程は、海洋の平均的な時間スケールに比べて速いため、海洋モデルで十分に表現されていないなど、既存の各媒質単体モデルを単純に結合しても、十分な境界過程が同化で利用可能とはならない場合がある。このため、境界過程だけを部分的に結合する研究もはじまっている(Akella (2017)等)。

本研究では、気象庁全球大気数値予報システムを拡張して、ESS と大気を同時に解析することで、同化される観測情報を拡充し、大気・ESS 結合系の解析や予報精度を向上することを目的とする。先行研究の部分結合の方法を高精度なアンサンブル生成や誤差共分散等によって高精度化するとともに、低周波マイクロ波や赤外窓観測などの同化も可能にして観測情報を拡充する。

謝辞：本研究はJSPS 科研費JP17K05658 の助成を受けたものである。

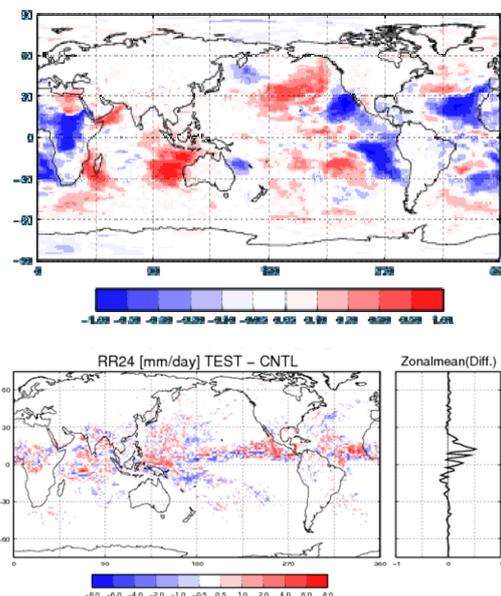


図1 赤外窓チャンネル同化による850hPa 気温解析場の変化(上)と初期24時間降水量の変化(下)。

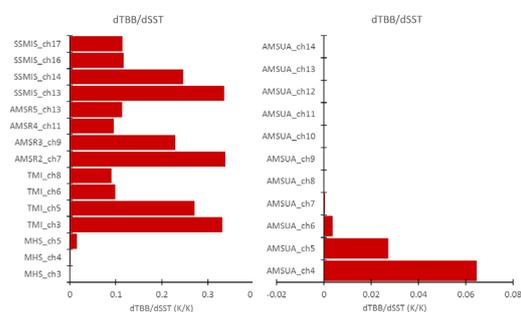


図2 全球大気解析に利用中の衛星輝度温度観測のSST 感度。左図は水蒸気、右図は気温に感度をもつ観測。

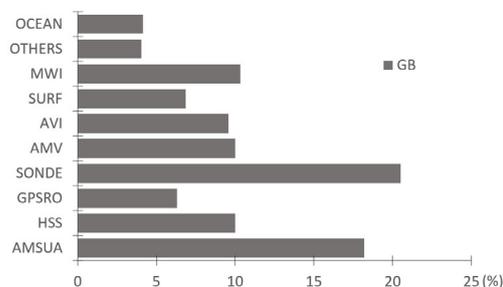


図3 観測種別ごとの予報精度へのインパクト。OCEAN は海洋観測の大気に対するインパクト

様々な観測データセットを用いた JRA-3Q の品質評価

*原田やよい¹, 古林慎哉², 高坂裕貴², 千葉丈太郎², 徳広貴之²

¹ 気象研究所気候・環境研究部, ² 気象庁数値予報開発センター

1. はじめに

現在、気象庁は長期再解析データの更なる品質向上を図るため、現行の気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015) 実施以降の全球数値解析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た気象庁第 3 次長期再解析 (Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q) の本計算を実施している。

JRA-3Q は 2018 年 12 月時点の現業全球データ同化システムの低解像度 (TL479 解像度) 版に基づいており、1940 年代末以降を解析対象としている。1990 年代以降を対象とした本計算 (ストリーム A) は 2021 年 5 月に完了し既に公開されている他、1960 年代以降を対象としたストリーム B は 1989 年末まで到達している (2022 年 2 月現在)。

前回発表 (2021 年春季大会、WF-24/P2L) では、JRA-55 で課題とされた海上熱フラックスや大気上端外向き長波放射フラックスの過大バイアス、成層圏オゾン濃度の過少バイアス等が軽減されていることを報告した。本発表では様々な観測データセットを用いた評価に加えて、長期的なプロダクトの均質性にも着目した品質評価結果を報告する。

2. 評価に用いた主な観測データセット

CERES… TRMM 衛星などに搭載されている地球放射収支計により作成された観測データセット。

ISCCP…国際衛星雲気候計画により作成された地球の輝度・雲量に関するデータセット。

MLS/Aura…米国航空宇宙局の Aura 衛星に搭載されたマイクロ波リムサウンダ観測により作成された観測データセット。

GPCP…全球降水気候計画により作成された衛星データや地上観測を基に作成された降水量データセット。

TRMM…TRMM 衛星観測から推定された降水量データセット。

GPM…GPM 主衛星に搭載された降雨レーダー観測から推定された 3 次元潜熱加熱データセット。

GNSS-RO…GNSS 掩蔽観測からリトリーブされたレベル 2 水蒸気データセット。

3. 評価結果

熱帯域を中心とした降水量の過剰バイアスが軽減されたことは前回発表で示したが、1979 年以降の GPCP との空間アノマリ相関係数を見ると (図) JRA-55 からの改善が 2000 年以降よりも明瞭となっている。また、JRA-55 では 1990 年代から 2000 年代にかけて過剰バイアスの増加が見られていたが、JRA-3Q ではその増加幅が 6 割程度に抑制されていることが分かった (図省略)。

次に GNSS-RO との比較から、熱帯対流圏中層の乾燥バイアスが概ね解消されたことが分かった。また JRA-55 では 1960 年代から 1970 年代にかけて熱帯対流圏中層水蒸気の明瞭な増加がみられていたが、JRA-3Q では安定した経年変化を示すことが分かった。これらは JRA-3Q のデータ同化システムで使用されている数値予報モデルの物理過程の総合的な改善により対流圏水蒸気のバイアスが大きく軽減されたことが寄与している。このように数値予報モデルのバイアスが軽減されることにより、観測データの地点数や品質などの変遷が解析値に与える影響が軽減され、再解析プロダクトが安定した経年変化を示すことが分かった。

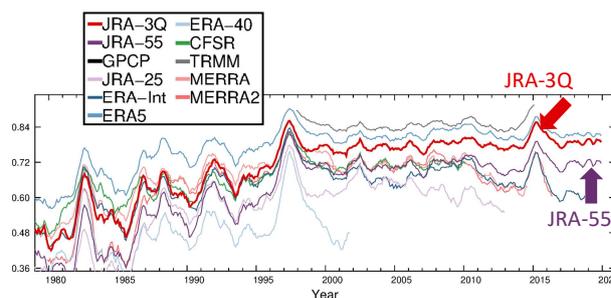


図 12 か月移動平均した熱帯域対 GPCP 空間アノマリ相関の時系列図。年間偏差は各データの 1991~2010 年平均の平均値を用いて計算している (ただし ERA-40 は 1991~2001 年平均、TRMM は 1997~2010 年平均)。

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.

気象庁長期再解析(JRA-3Q)非衛星時代の品質評価 (その 2)

*直江寛明¹, 古林慎哉², 高坂裕貴², 千葉丈太郎², 徳広貴之²,

原田やよい¹, 小林ちあき¹, 今田由紀子¹

¹ 気象研究所, ² 気象庁数値予報開発センター

1. はじめに

気象庁では現在、第3次長期再解析 (Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q) を実施しており、解析対象期間である1940年代末から2020年 (以降、準リアルタイムで作成継続) についてプロダクトを作成している。プロダクトの公開は気象業務支援センターを通じて2022年1月に開始し、それ以外のデータ提供協力機関からも2022年度から順次開始予定である。

再解析データの利用促進には再解析の評価活動が極めて重要で、データの信頼性に関する情報提供が鍵である。非衛星時代 (1970年代以前) は評価用の観測データが乏しいため、JRA-3Qの評価は、JRA-55や他機関の長期再解析のプロダクト間の相互比較によって行う。着眼点は、衛星時代における相互比較の差が非衛星時代でも同程度であるかの確認、品質の均質性と一貫性があること、衛星観測時代と非衛星観測時代との長期変化傾向についてである。本発表では JRA-3Q 非衛星時代の品質評価結果について報告する。

2. JRA-3Qの概要

データ同化システムは2018年12月時点の気象庁現業数値解析予報システムを用いており、水平解像度はTL479 (インナー解像度 TL319)、鉛直100層でモデルトップは0.01hPa、解析手法は4次元変分法である。2021年12月の時点で、ストリームA (1991-2020年) の計算は既に終了し、ストリームB (1960年代~1980年代) とストリームC (1940年代末~1950年代) についても2021年度中に計算が完了する予定である。

JRA-3Qの境界条件として用いている日別3次元オゾン分布は、MRI-CCM2を再解析の気象場で駆動し、衛星観測オゾン全量をナッジングして作成している。JRA-55と比べて大幅に改善し、品質も一貫している。

3. 非衛星時代の初期評価結果

図1に全球平均の気温偏差プロファイルの時系列 (気候値1990-2010) を示す。観測データの再処理や物理過程の大幅な改良により系統誤差が縮小したため JRA-

3Qでは上部成層圏においてJRA-55JRA-55でみられた衛星観測の切り替えに伴う不連続が解消され時間的な連続性が向上している。ERA-InterimやERA5では衛星プロダクト切り替えの差異が顕著である。図2に全球平均降水量の時系列を示す。JRA-3QではJRA-55よりも降水の過大バイアスが改善しており、ストリームA, B間で連続的である。

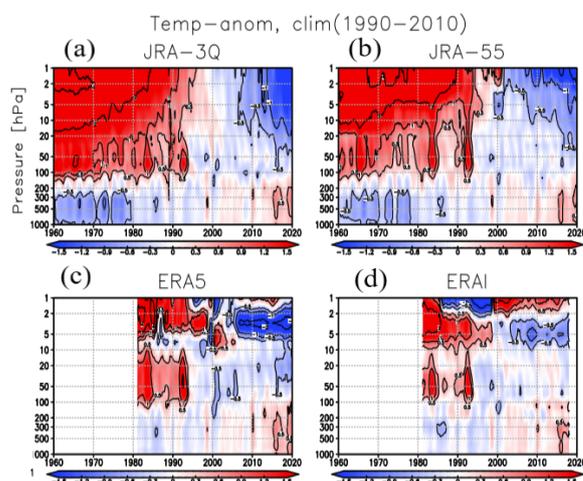


図1. 全球平均気温の気候値(1990-2010)からの偏差の時系列. (a) JRA-3Q, (b) JRA-55, (c) ERA5, (d) ERA-Interim. 単位はK.

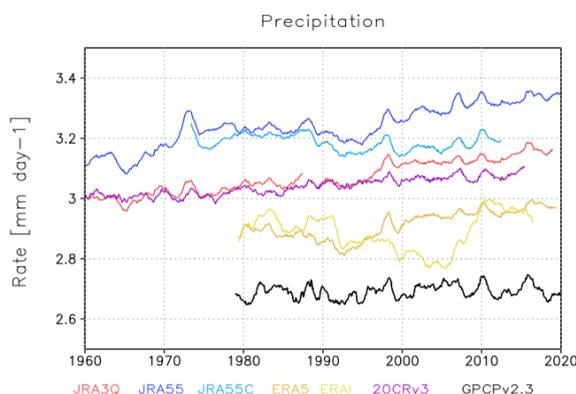


図2. 全球平均降水量の時系列. JRA-3Q, JRA-55, JRA-55C, ERA5, ERA-Interim, 20CRv3, GPCP (ver2.3) (単位: mm/day).

両半球での 2019 年成層圏突然昇温の LETKF 再解析システムでの再現性

* 山崎哲 (JAMSTEC), 野口峻佑 (JAMSTEC)

実験的グローバルアンサンブル再解析 ALERA (AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis) における、成層圏突然昇温の再現性と解析スプレッドの振る舞いについて調査した。これまで、ALERA とそのデータ同化システムを使って、特定の観測の予報へのインパクトを見積もる観測システム実験などが行われてきた (例えば, Yamazaki et al. 2021)。今回、我々は ALERA のシステムのモデルトップを約 0.1 hPa まで変更し、成層圏を解像できるモデルとした。さらに、Terasaki and Miyoshi (2017) で開発された LETKF での放射輝度同化スキームを実装し、AMSU-A 放射輝度観測を同化できるようにした。この新システムを使って、成層圏で重要な循環変動である成層圏突然昇温 (SSW) の再現性について調査を行った。

2018 年 12 月から 2019 年 9 月を ALERA システムで解析し、その間に両半球で発生した SSW イベントを対象とした。ALERA は、両半球でのイベントにおける気温の昇温のタイミングや西風弱化あるいは東風形成のタイミングを他の再解析と比較して遜色ない再現性を示した。さらに、解析アンサンブルスプレッドがイベント発生の数日前に極大となるシグナルが見られた (図 1)。このシグナルは、Enomoto et al. (2010) で北半球の 1 つの SSW 事例について最初に発見されたものである。しかしながら、モデルトップが約 3 hPa の旧版の ALERA システムでみられた Enomoto et al. におけるシグナルと、成層圏を解像できるシステムでみられた本研究で着目するシグナルとは、若干の差異があると考えられる。

さらに、この解析スプレッドに現れるシグナルの特徴を、様々な高度についてより詳細に調査を行なった。このシグナルは成層圏上・中部でのみ顕著で、下部成層圏や上部対流圏では見られなかった (図 1)。解析アンサンブル摂動場のジオポテンシャル高度場についての主成分分析によって、シグナルが成層圏で等価順圧的な構造と、解析アンサンブル平均場の分布に対して東西に 90° 位相がずれた構造を持っていることがわかった。この構造の特徴から、アンサンブル摂動・スプレッド場に現れるシグナルは順圧不安定であることが示唆された。

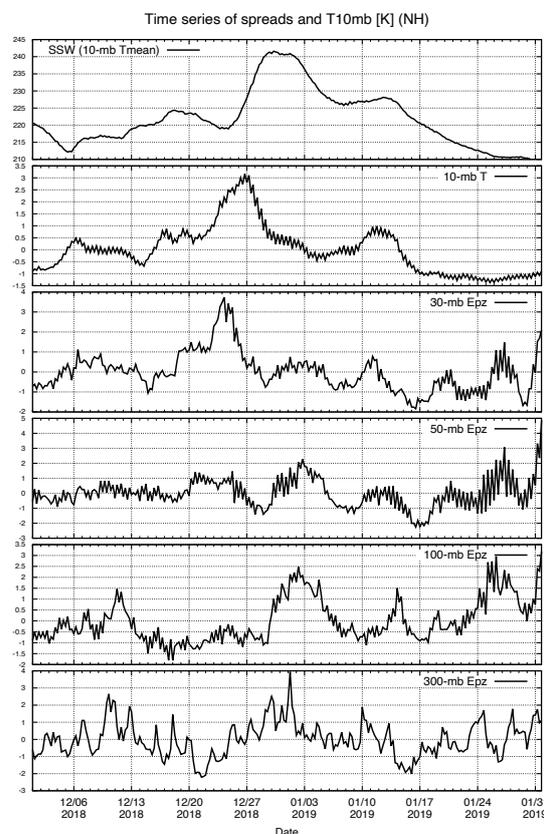


図 1: 北半球 SSW イベントについて、300 hPa から 10 hPa (下パネルから、300, 100, 50, 30, 10 hPa) における、特定の緯度帯で平均された解析スプレッドの時系列を示す。最上部のパネルのみ ALERA 解析 (アンサンブル平均) 値で、60° 以北の緯度帯で平均された 10 hPa 帯状平均気温 [K] の時系列を示す。30 hPa 以下ではプラネタリー波の活動が大きい緯度帯で、10 hPa は 60° 以北の緯度帯で平均される。30 hPa 以下の高度は上向き E-P フラックス $[\text{kg s}^{-2}]$, 10 hPa では帯状平均気温 [K] についての解析スプレッドを示している。全ての解析スプレッドは時間方向 (2018 年 12 月~2019 年 1 月) について規格化されており、振幅 1 が 1 標準偏差に相当する。

文献

- Enomoto, T., et al., 2010, *Geophys. Res. Lett.*
- Terasaki, K., and T., Miyoshi, 2017, *J. Meteor. Soc. Japan.*
- Yamazaki, A., et al., 2021, *Wea. Forecasting.*

長期（2001-2020）日本領域再解析の再現性の検証

*福井真，曾我大輝，小原涼太，白井健，瀧口海人，小野佳祐，廣瀬大河，松島沙苗，
白川栄一，伊藤純至，岩崎俊樹，山崎剛（東北大院理），
斉藤和雄（気象業務支援センター/東大大気海洋研/気象研），瀬古弘（気象研）

1. はじめに

我々は、日本域を対象とした水平格子間隔 5 km の長期領域再解析を実施している。領域再解析を通じて、気候変動の影響把握や、過去のメソスケール極端気象の解析、気象情報の利活用促進、数値モデル改善などへの貢献を目指している。

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システムを構築しており[1]、現在は長期間(過去 60 年程度)を対象とした領域再解析を実行する段階に入っている。本発表では、2001 年 7 月から 2021 年 6 月の 20 年分の領域再解析の結果の再現性について、JRA-55 の再現性と比較しながら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ように構成されている[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。対象期間は 2001 年 7 月から 2021 年 6 月までの 20 年間とした。計算は 1 年 1 ストリームに分け、各年の開始時刻を 25km 格子の再解析では 6 月 20 日 12UTC、5km 格子の領域再解析は 6 月 21 日 12UTC とした。評価には、スピニアップ期間を除いた、7 月から翌年 6 月までを用いた。

3. 結果

期間を通じて概ね安定した動作を確認した。同化された観測数は、ラジオゾンデによる斉時観測の有無によって 00/12UTC と 06/18UTC で異なることを除くと、概ね一貫しており、第一推定値が観測から離れすぎ、同化する観測数が極端に少なくなることはなかった(図略)。海面更正気圧における JRA-55 に対する根平均二乗差は、夏季(JJA)は平均 $0.66 \pm 0.14 \text{hPa}$ で、冬季(DJF)は平均 $0.87 \pm 0.22 \text{hPa}$ で推移した(図略)。冬季は、観測の少ない日本の南海上を低気圧が発達・通過すること

が多く夏季に比べ大きくなった。

台風の中心位置の平均誤差は 60km で、台風ボーガスを同化している JRA-55 と同程度となった。中心気圧については、台風の強度情報は直接同化していないものの、中心気圧の誤差は平均で、16hPa から 13hPa まで減少し、台風ベストトラックとの対応が JRA-55 に比べて改善した。側面境界付近では JRA-55 と同じくバイアスが大きかったが、日本の南岸を中心に改善した(図略)。側面境界付近では台風のスピニアップの問題があるものの、側面から離れると、台風の内部コアをある程度解像できる高解像度モデルを用いた再解析の有効性が表れることを示唆する。

日本域で AMeDAS 地点への内挿値を平均した降水量の季節進行について、領域再解析では観測と同様に 7 月及び 9 月に極大をとったが、JRA-55 では 9 月は極大とはならなかった。9 月は、九州、四国、紀伊半島の東斜面で降水量の多い地域が観測される(図 1 上段)。領域再解析ではその特徴をよく再現できていた(図 1 下段右)が、JRA-55 では不十分であった(図 1 下段左)。高解像度化に伴い、地形の影響を反映できるようになったこと、台風強度の日本付近での再現性が改善したことが要因と考えられる。

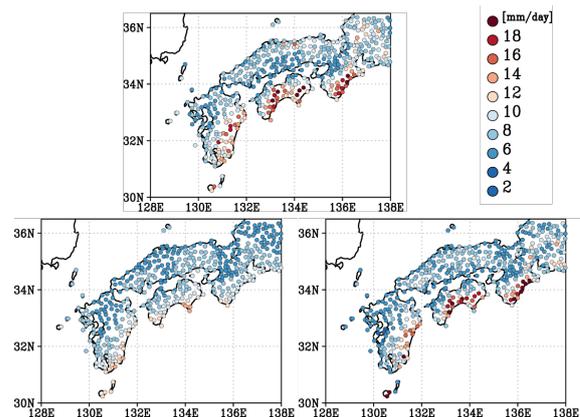


図 1 9 月の平均降水量[mm/day]。上段が AMeDAS 観測値、下段左が JRA-55、下段右が領域再解析。

謝辞

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。

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.

ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(1)

～ゾンデ観測と毎時大気解析 GPV の比較～

安藤滋人(気象工学研究所) 対馬雄一(気象工学研究所) 高田望(気象工学研究所)

1. はじめに

ロケットは大気中を風圧を受けながら飛行するため、ロケットの安全飛行には、ロケット飛行中の風圧を正確に把握・予測することが重要である。

上空の風データの把握はゾンデ観測によるのが一般的であるが、ゾンデ観測には一定のコストを要する。また、ロケット事業の観点からは、ゾンデ観測による風データと同程度の精度の風データを低コストで入手出来ることが望ましい。

今回、気象庁から提供される毎時大気解析GPVの風データ(時間解像度:1時間 水平空間解像度:5km 鉛直空間解像度:地上及び1000hPa～100hPaまで16層)をゾンデ観測値と比較し、毎時大気解析GPVの風データの精度を検証した結果について報告する。

2. 毎時大気解析の精度評価GPVの比較

気象庁毎時大気解析GPVとゾンデ観測データ(観測地点:和歌山県串本町:北緯33.545度 東経135.890度)を用いて、風の推定精度評価を行った。検証期間はゾンデ観測データを行った2019年10月～2021年6月迄(月10日、日4回)とした。図1に風の鉛直分布における風速の最大値をそれぞれ抽出し、最大風速の相関を分析した。

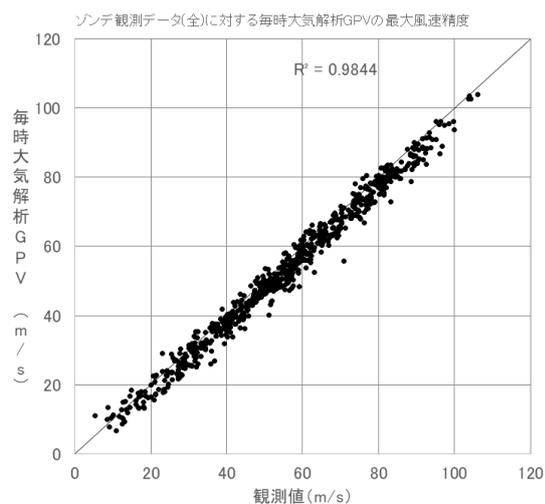


図1 鉛直分布における最大風速の散布図

同図からゾンデ観測データと毎時大気解析GPVの相関は高い(相関係数 $R=0.992$)ことが確認できた。

なお、毎時大気解析GPVへの入力データには気象

庁の高層気象観測は00UTC (09JST)、12UTC (21JST) が用いられているため、9時、21時及びその直後のデータは精度が高い可能性があるため、時間毎の検証も行った(表1)。

表1 時刻ごとのゾンデ観測データと毎時大気解析GPVの最大風速の相関係数

全データ	4時	6時	8時	10時
0.992	0.992	0.993	0.992	0.991

同表に示すとおり、相関係数は0.991～0.993であり、時刻による精度の大きな差はなく、毎時大気解析GPVは全時刻を通じ高い精度であることを確認できた。

3. ロケットの飛行環境を考慮した風の推定精度評価

ロケットを打ち上げに際しては、大気密度が大きいほど、風圧がロケット機体へ与える影響は大きい。以下に平均風圧エネルギー誤差(AWE: Averaged Wind pressure energy Error)をロケット飛行環境を考慮した風の精度評価指標として定義した。

$$AWE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} \rho(i) \left| V_o(i) - V_e(i) \right|^2$$

ρ : 大気密度 (kg/m^3) V_o : 観測風ベクトル
 V_e : 推定風ベクトル N : 鉛直観測総数

※密度については、気温、気圧から、乾燥大気(湿度=0)として計算した。

全観測データを対象に、毎時大気解析GPVのAWEを算出した。その結果、平均値:5.945、最大値:49.717、最小値:1.305であった。平均的には誤差が小さいと言えるが、事例によっては大きな値が見られた。

4. 今後の展開

毎時大気解析GPVは風データの推定値として十分な精度があることが解った。一方、AWEにて誤差の大きい事例も見られ、この要因や気象特性を特定する必要がある。また、今後、ロケット打ち上げ判断の際には1～2日先の予測が必要となるため、風データの予測値も同様に精度検証を行い、ロケットの打ち上げに特化した気象データの活用を検討する。

ロケットの安全飛行に向けた気象情報の評価(2)

～気象庁数値予報モデル出力値の精度評価～

対馬雄一(気象工学研究所) 安藤滋人(気象工学研究所) 高田望(気象工学研究所)

1. はじめに

ロケットは大気中を風圧を受けながら飛行するため、ロケットの安全飛行には、ロケット飛行中の風圧を正確に把握・予測することが重要である。ロケット飛行計画は、2日程度先までの気象状況等に基づいて策定される。

本研究では、気象庁から提供されるMSM(更新頻度:3時間毎 水平空間解像度:10km 鉛直空間解像度:地上から100hPaまで14層 予測リードタイム:39時間先)及びGSM(更新頻度:6時間毎 水平空間解像度:20km 鉛直空間解像度:地上から100hPaまで14層 予測リードタイム:84時間先)の風の予測データを毎時大気解析GPVの推定値と比較し、ロケット飛行中に想定される上空風の予測データの精度を検証した。

2. データと解析手法

検証対象地点は和歌山県串本町:北緯33.545度 東経135.890度)、予測に用いるデータはGSM(グリッド:北緯33.6度 東経136.0度)、MSM(グリッド:北緯33.5度 東経135.9度)とした。また、検証期間は2019年10月～2021年6月とした。

ロケット打上げの本格的な準備は、打上げの約2週間前から実施される。打上げ2日前までの予測についてはGSMを用いるが、打上げ1日前の予測はGSMとMSMの2パターンあり、その両方についての精度を検証した。

検証方法については、ロケット飛行中に機体の受ける風圧が想定と異なるとロケット運行上問題があると考え、以下に示す風圧エネルギー誤差(AWE: Averaged Wind pressure energy Error)を、ロケット飛行環境を考慮した風の精度評価指標として定義した。

以下の定義では、風速ベクトルの誤差が同じであっても大気密度が高い層における誤差が平均風圧エネルギー誤差(AWE)に対する寄与率が高い。大気密度の鉛直分布は下層程大きくなっているため、AWEは大気下層における風ベクトルの誤差に対して大きなペナルティを与える定義となっている。

3. 結果と考察

毎時大気解析GPV、GSM、MSMのそれぞれのAWEを表1に整理する。表1より、1日前の予測について、平均メッシュの細かいMSMの方が精度が高いと予想したが、GSMの方が誤差が小さく、毎時大気解析GPVに近

い結果となった。これについては、GSMのMSMに対する予測精度上の優位性を示していると推測され、メッシュの粗さが奏功していると考えられる。

1日前、2日前の予測について、2019年10月～2021年6月までの全ての日のAWEを計算した(表)。その中でも比較的誤差の大きかった事例について、気象条件を分析し、補正方法の検討を行うことで予測情報の信頼性を向上させる方法を考案したい。

さらに、毎時大気解析GPVの推定データ及び気象庁GSMの予測データを時系列で並べ、地図上に3次元グラフィック表示させるシステムを開発した(図1)。これにより、過去から未来、下層から上層の風向、風速が一目瞭然であり、ロケットの安全飛行のための支援に役立てたい。

今後も、気象工学的な観点からの有益なデータ分析、システム開発等に注力する。

表1. AWE結果

	平均(J/m ³)	最大(J/m ³)	最小(J/m ³)
毎時大気解析GPV (5kmメッシュ)	5.945	49.717	1.305
MSM 1日先 (10kmメッシュ)	10.074	58.810	1.678
GSM 1日先 (20kmメッシュ)	5.958	56.669	1.087
GSM 2日先 (20kmメッシュ)	9.202	52.865	1.543

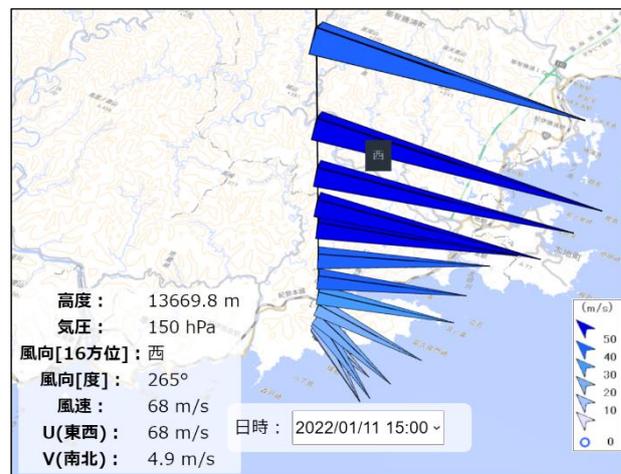


図1. 鉛直風の3次元グラフィック表示(串本町)
(過去データ:毎時大気解析GPV 予測データ:GSM)

降水予報へのアンサンブル次元の利用

小野耕介（気象研究所）

1. はじめに

気象庁ではメソモデル（MSM）による予測の不確実性を表すためにメソアンサンブル予報システム（MEPS）^[1]を運用している。予測の不確実性は通常スプレッド（SPD）が利用されるが、SPDの大きさは流れに依存する。図1及び2にMSMの3時間降水量のスレットスコア（TS；閾値10mm）が高かった事例と低かった事例の予測を示す。図1は大陸からトラフが接近し梅雨前線上の降水が強まった事例であり、等相当温位（EPT）線の集中帯に降水が予測されSPDは大きい、降水予測精度は高い（TS=0.59）。一方、図2は総観場の影響が小さい事例であり、九州の南西部を中心に西からの暖湿気により降水が予想され、降水域のSPDは小さい、降水予測精度は低い（TS=0.02）。

以上のように、SPDは予測の不確実性を表すがその大きさは環境場によって左右され、降水予測精度とも必ずしも結びつかないことがわかる。これはSPDが確率密度関数（PDF）の幅のみを反映し、多峰性等の形状に関する情報を持たないためである。

アンサンブル次元（ED）^{[2][3]}は大気を持つ局所的な低次元性を表す指標として総観規模の予測可能性研究に利用されてきた。EDはアンサンブル摂動が張る局所空間の自由度に対する指標であり、PDFの多峰性に関連する量と考えられる。そこで本研究では、MEPSにより予測されたEPTに対してEDを計算し、降水予測精度との関連を調べる。

2. アンサンブル次元

EDは個々の格子点において、周辺格子を参照した局所的な摂動ベクトル（次元 n ）を列とする $n \times k$ の共分散行列（ k はメンバー数）の固有値を基に計算される^{[2][3]}。EDは摂動ベクトルが全て直交する場合に最大値 k を取り、摂動が全て同一の場合に最小値1を取る。したがって、EDが大きいほど予測された場には多様なモードが存在し、予測が困難であると考えられる。

3. 事例

図1,2(d)に両事例のEDを示す。図1では、梅雨前線上の降水域でEDが小さく、予測可能性が高いことが示唆される。一方、図2の事例では予想降水域に沿ってEDの大きい領域が伸び、予測可能性が低いことを示唆している。現在2018・2019年の夏季の降水事例に対して、EDと降水予測精度の関連性を調査している。

参考文献

- [1] Ono, K., et al., 2021, *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, **147**, 465-484.
 [2] Patil, D., et al. 2001, *Phys. Rev. Lett.*, **86**, 5878-5881.
 [3] Oczkowski, M., et al. 2005, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1135-1156.

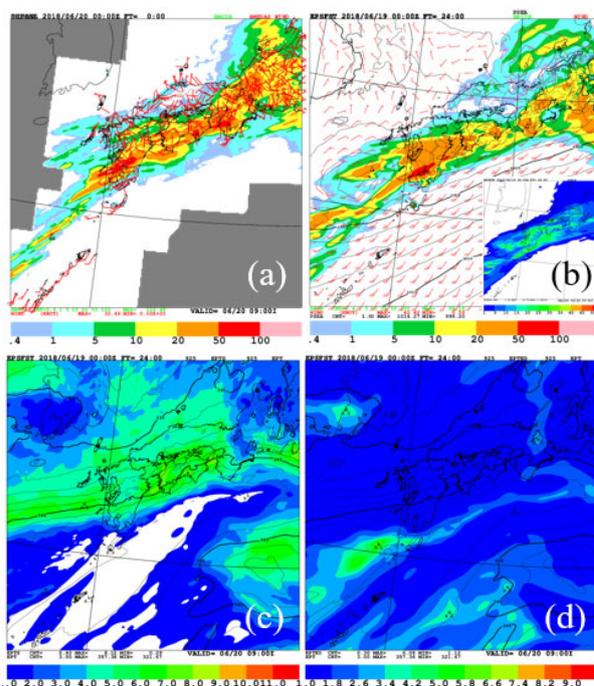


図1 2018年6月19日00UTC初期値の24時間予報。(a)解析雨量[mm/3h]、(b)MSM予想降水量[mm/3h]とそのスプレッド(右下)、(c)925hPaにおける相当温位[K]（等値線）とそのスプレッド(色)、及び(d)そのアンサンブル次元(色)。

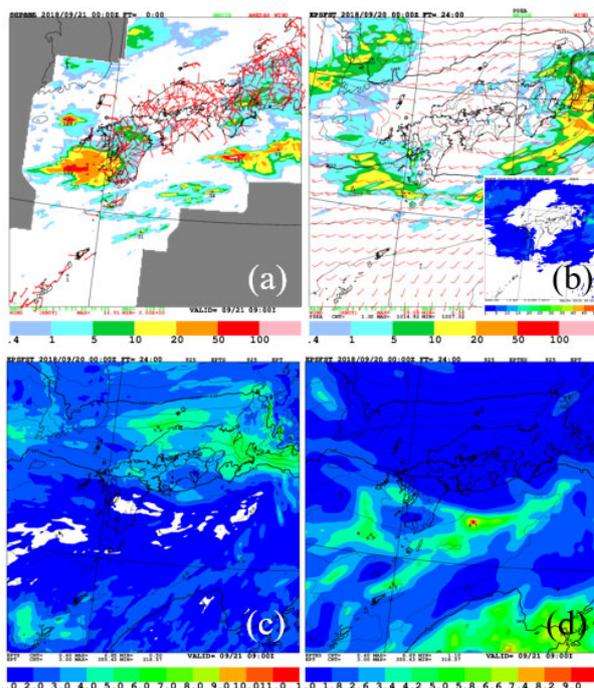


図2 図1と同じ。ただし2018年9月20日00UTC初期値。

深層学習による雷ナウキャスト高精度化検討

*高谷 怜 (大阪ガス株式会社), 窪田康大 (株式会社オージス総研)

1. はじめに

近年気象分野では、降水ナウキャストに CNN(Convolutional Neural Network) や RNN(Recurrent Neural Network)などの深層学習手法を取り入れた予測研究が複数見受けられる[1][2]。本研究はこのような深層学習手法を用いた機械学習モデルを、雷ナウキャストの高精度化に用いることが出来るか、検証したものである。雷はタイムスケールの小さい気象現象であるため、深層学習を活用して短時間で予測が出来れば、利用価値があると考えられる。

2. 学習モデル・実験設定

本研究で用いたモデルのアーキテクチャを図 1 に示す。本モデルは U-Net[3]をベースとし、雷活動の時間変化を学習するために、Encoder の各 Convolutional2D 層を Convolutional-LSTM 層に変更している。また、Encoder の変更に伴い Decoder の各 Convolutional2D 層を Convolutional3D 層に変更している。

学習データには、雷ナウキャスト・GPV 降水ナウキャストを利用した。雷ナウキャスト解析値および予測値と、降水ナウキャスト予測値をモデルへの入力値とし、60 分先までの雷活動を予測するよう学習した。

なお雷活動度は 0 から 4 までの五段階があるが、活動度毎のサンプル数の偏りが非常に大きいため、本研究では活動度 1 以上と 0 の二値分類問題に簡略化した。

実験に用いた学習データは 4 年分 (2017/6-2021/6) である。また対象のエリアは、大阪を中心とする正方形の領域(192km×192km)とした。

精度評価は雷ナウキャスト解析値を真値とし、その 10-60 分前にモデルが予測した活動度とどれだけ一致していたかを、適合率 (precision) ・再現率 (Recall) および F1Score を用いて評価した。

3. 結果と考察

図 2 は、気象庁雷ナウキャスト・本研究モデルそれぞれの、全格子点における活動度 1 以上の予測精度を、縦軸を精度評価値(F1Score)、横軸を予測のリードタイムとしてプロットしたものである。

精度評価値は時間経過とともに悪化していくが、本研究のモデル (図 2 赤線) は、雷ナウキャスト予測値

(同黒線) に比べ、時間経過に伴う精度悪化を抑制し、高い精度を維持することが出来た。

4. まとめ・今後

今回の実験では、深層学習を用いることで、雷活動度を雷ナウキャストより高精度に予測できるか検証し、活動度 1 について、本研究の深層学習モデルのほうが高い精度を得られた。

今後は、本研究モデルの更なる高精度化を目指すと同時に、既存のナウキャストや気象シミュレーション計算と組み合わせる価値があるか、検証したい。

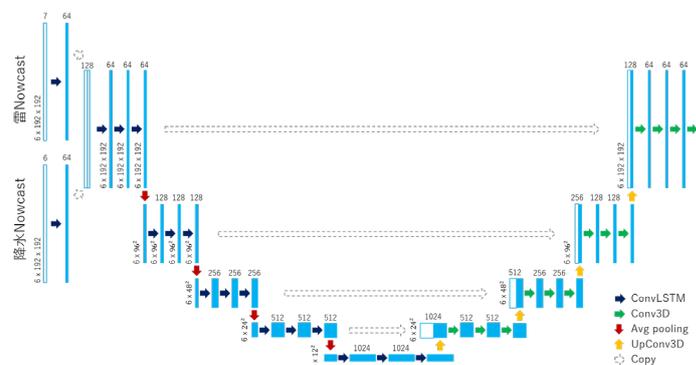


図 1：本研究モデルのアーキテクチャ

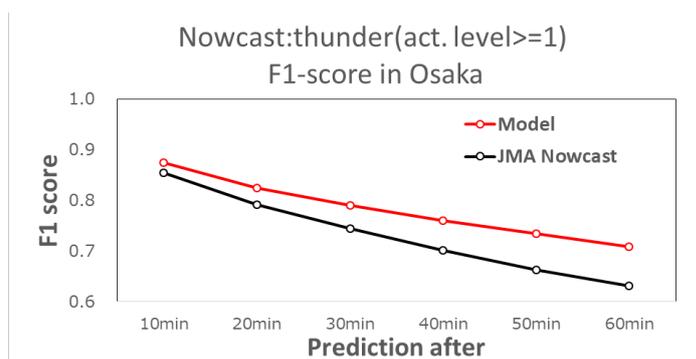


図 2 大阪エリア、雷活動度 1 以上/0 の予測 F-1 スコア (赤：本研究モデル, 黒：気象庁雷ナウキャスト)

参考文献

- [1]Shi et al., 2015, NIPS 28, 802-810.
- [2]大塚ほか, 日本気象学会 2019 秋季大会 B352
- [3]Ronneberger et al., 2015, MICCAI 234-241

注意機構付き深層学習による都市街区熱環境マップの物理超解像

*小野寺孔明, 大西領, 安田勇輝 (東京工業大学)

Onodera, Y., Onishi, R., Yasuda, Y. (Tokyo Institute of Technology)

1. はじめに

未来都市では、大気の変化に応じ、様々な自律機器が社会サービスを提供すると考えられている。例えば、風速予測情報を利用することで、ドローンはより安全に飛行できる。これらのサービスは、建物を考慮したリアルタイム微気象予測を必要とする。しかし、その計算コストは大きく、社会実装は容易ではない。このコスト低減のため、低解像度の画像から高解像度の画像を推定する超解像技術と物理シミュレーションを併用した超解像シミュレーション法が提案されている[1]。この手法は、微気象予測のリアルタイム運用を可能にし得る。

流体の超解像には、畳み込みニューラルネットワーク(CNN)が有用であると報告されている(e.g., [1])。先行研究[2]では、注意機構をCNNに導入し、微気象シミュレーションから得た温度場を超解像した。ここで、注意(アテンション)機構とは、入力に応じて動的に重み(アテンション重み)を付与する仕組み[3]を指す。[2]では、入力物理量を畳み込みして抽出された特徴量に対してアテンション重みを付与している。結果、提案する3次補間より高性能であることを示した。また、アテンション重みの解析から、モデルは物理法則を学習しており、特に建物高さに大きな重みが付与されていることを明らかにした。一方、その注意機構付きCNNは空間(ピクセル)ごとに変動する物理を考慮しきれていない。

本研究では、ピクセルごとに重みを付与する注意機構を導入することで、空間変動する物理までを陽に考慮できるモデルを提案する。このモデルを微気象計算結果の超解像に適用し、その性能を評価した。

2. 手法とデータ

本研究では、特徴量ごと、ピクセルごとにアテンション重みを付与するPA-SRN (Pixel Attention Super-Resolution Network)を新たに提案する。

今回は、都市街区における猛暑日を対象とした建物解像・微気象シミュレーションを行い、得られた地上2m高度の温度分布を超解像する。微気象シミュレーションにはMulti-scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)(e.g., [4])を用い、3次元の放射過程も計算した[5]。対象都市街区として、学習・テスト用に東京駅周辺、テスト用のみに大阪駅周辺を設定した。PA-SRNには、温度分布の他に建物高さ、地表面の下向き短波長日射量、平面方向の東風・北風の速さ分布を入力した。

3. 結果

図1は、東京における超解像結果の一例である。PA-SRNは、3次補間と比べ、温度場のより細かい構造を超解像可能であることがわかった。そして同様の結果が大阪における超解像からも得られた。また、各都市において全テストデータに対する誤差を評価した。結果、PA-SRNは3次補間よりも誤差が小さく、特に大阪においてもこの傾向が見られたことから、PA-SRNは十分に汎化していると言える。

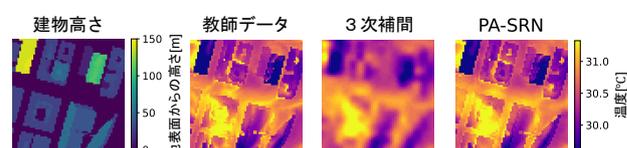


図1 超解像結果 (東京)

4. 考察

PA-SRNは、物理量の空間変化が推論にどう影響するか、そして物理量間の相互作用をアテンション重みの解析により調べることができる。ここでは[2]に従い、ビルに対するアテンション重みを解析する。

大阪における、建物高さに対するアテンション重みと日射分布の一例を図2の左・中央に示す。アテンション重みの大小は日射の強弱に対応している。この結果は、日向と日陰の違いに応じ、建物壁面の重要度が決定されることを意味する。さらに日射の弱い領域では、アテンション重みが大きく変動することもわかる(図2右)。これは、放射以外の物理過程をPA-SRNが考慮していることを示唆する。例えば、日陰では放射による非断熱加熱が弱く、建物壁面が作る乱流の混合が温度分布を変化させ得る。発表では、風速ベクトルが温度場の超解像に与える影響も議論する予定である。

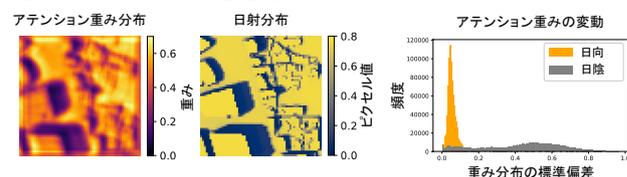


図2 アテンション重み・日射分布の例と、日射の強弱で分割した各アテンション重みの標準偏差 (大阪)

参考文献

- [1] Onishi, R., et al., 2019, SOLA, 15, 178-182.
- [2] Yasuda, Y., et al., 2022, Build Environ, 209, 108597.
- [3] Hu, J., et al., 2018, CVPR, 7132-7141.
- [4] Takahashi, K., et al., 2013, J Phys Conf Ser, 454, 012072.
- [5] Matsuda, K., et al., 2018, J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn., 173, 53-66.

回転同変な畳込ニューラルネットによる 2次元流体の超解像

*安田勇輝 (東京工業大学)

1. はじめに

畳込ニューラルネット (CNN) は流体分野で近年盛んに応用されている[1]。流体の速度はベクトル量であるが、畳込演算の際、画像の色のようにスカラーとして扱われることが多い。本研究は「CNN 内でベクトルをスカラーとして扱って良いか」という問いを、超解像の枠組みで考察する。

超解像は、画像の解像度を上げる技術を指し、ダウンスケージングに対応する用語である。CNN を利用した超解像は、気象を含めた流体分野でも有効である [1-4]。本研究は、データの対称性次第で、超解像された速度がベクトルとして振る舞わないことを示す。

2. 共変性と同変性

ベクトルやスカラーは、座標変換に伴う変換規則 (共変性) により区別される。例えば、座標回転の際、ベクトルの向きは変化するが、この変換は回転行列 R で表わされる。一方、スカラーは回転で値が変わらず、変換行列は恒等的に 1 となる。

超解像された速度がベクトルとして振る舞う十分条件は、入力の高解像速度 \mathbf{v}_{LR} を回転させた際、出力 $\hat{\mathbf{v}}_{HR}$ も同様に回転することである。この条件は CNN による超解像 f に同変性を課すことで満たされる。同変性は f と R の可換性として記述され、以下の式

$$f(R\mathbf{v}_{LR}) = Rf(\mathbf{v}_{LR}) = R\hat{\mathbf{v}}_{HR}$$

を満たす (図 1)。入力がベクトルの場合、同変性により、出力もベクトルの共変性を持つことが保証される。

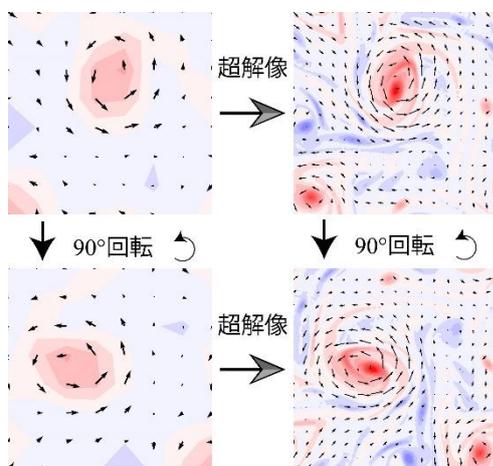


図1: 回転と超解像の同変性
例として、色はスカラー場、矢印はベクトル場を表す

3. 同変な畳込ニューラルネット

事前知識として同変性を CNN に組み込む手法が提案されている[5]。群論の正則表現を利用し、回転操作をピクセルの置換として表す。結果、畳込演算は学習に依存しない回転同変性を獲得する。本研究は、方法[5]を利用し、非同変 CNN[2,3]から同変 CNN を構築した。

4. 実験方法

教師データである低/高解像の速度場は、スペクトル・ナッジングを組み込んだ順圧不安定シミュレーションから得た。高解像速度に空間方向の移動平均を作用させて得られた低解像場も、比較対象として利用した。

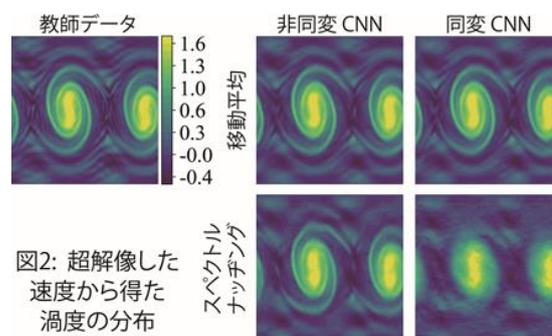


図2: 超解像した速度から得た渦度の分布

5. 実験結果

移動平均による速度場に対し、同変/非同変 CNN は細かい構造の再現に成功している (図 2 上)。同変 CNN は訓練パラメータ数が少ないため、少量のデータで学習可能なことも分かった。物理法則の共変性がデータに反映される場合、同変 CNN を利用すべきである。

スペクトル・ナッジングによる速度場に対し、同変 CNN は高解像場の再現に失敗している (図 2 下)。この原因を調べるため、同変誤差 $\|f(R\mathbf{v}_{LR}) - Rf(\mathbf{v}_{LR})\|$ を求めた。もしデータが回転共変性を持つ場合、非同変 CNN の同変誤差は学習により減少する。移動平均による速度場と異なり、スペクトル・ナッジングによる速度では、この誤差減少を確認できなかった。発表では、グラフィカル・モデルを用いて、この原因を考察する。

既存データが回転共変性を持たない場合、同変 CNN は推論精度の悪化を招き得る。この時、ベクトルをスカラーとして扱う通常の CNN の利用が正当化され得る。

[1] Brunton et al., 2020, *ARFM* [2] Fukami et al., 2019, *JFM* [3] Bode et al., 2021, *PROCI* [4] Yasuda et al., 2022, *BAE* [5] Weiler & Cesa, *NeurIPS2019*

2022年の気象庁メソモデル更新の概要

* 北村 祐二, 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

メソモデルは日本域を予報領域とした水平解像度 5 km の予測モデルとなっており、防災気象情報や航空気象情報の作成支援、降水短時間予報への入力を中心に、1 日 8 回、予測期間 51 時間 (00, 12UTC 初期値) または 39 時間 (03, 06, 09, 15, 18, 21UTC 初期値) で運用している。数値予報開発センターではメソモデルの更新を 2022 年に予定している。この更新では、衛星観測データの利用拡充を主な目的として鉛直層を 76 層から 96 層に増強し、モデル上端高度を 21.8 km から 37.5 km に引き上げる。また、台風が日本に接近する可能性がある場合等に 3 日先までの総雨量予測情報を提供するとして「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」に示された目標に沿って、00, 12UTC 初期値の予測期間を 51 時間から 78 時間に延長する。あわせて、予測精度改善のために海洋混合層モデルの導入等物理過程の改良を行う計画である。本講演では、2022 年に更新予定のメソモデルの改良の概略について報告する。

2. メソモデルの更新内容

2022 年に更新予定のメソモデルでは鉛直層数を 76 層から 96 層に増強する。本変更では地上から 76 層の層配置はほぼ現ルーチンと同様とし、モデルトップを 21.8 km から 37.5 km に引き上げる。また、予測精度改善を目的として鉛直 1 次元海洋混合層モデルの導入、陸面の蒸発散プロセスの精緻化、境界層モデルの改良等の物理過程の改良を行う。

現在のメソモデルは、予測時間が進むにつれ台風が過発達する傾向にあることがこれまでの調査から分かっている。この要因の一つとして、海面水温 (SST) を初期値から固定していることが挙げられる。鉛直 1 次元の海洋混合層モデルの導入は、大気の流れによって海洋が鉛直混合されて SST が低下する効果を取り入れることにより、台風の過発達バイアスを軽減させることを意図したものである。用いた海洋混合層モデルは Price-Weller-Pinkel (PWP) モデル (Price et al. 1986) で、メソモデルに導入するにあたり、予測時間が進むにつれ非現実的な海水温にドリフトすることを防ぐために、初期値にナッジする処理を加えた。

地上気温の日変化が不明瞭 (日中の低温バイアス、夜間の高温バイアス) であることや地上比湿が予測期間を通して負バイアスとなることがメソモデルの予測特性に見られる課題である。このため、より現実的な土壌水分気候値を作成するとともに、蒸発散プロセスの定式の改良を行うことで、地上気温・比湿のバイアスの低減を試みた。蒸発散フラックスの定式化については、陸地で

の格子平均の蒸発散を遮断降水の蒸発・結露、植生域の蒸発散、裸地面の蒸発の 3 つのソースからの寄与としてそれぞれ考慮できるようにし、各プロセスについても見直した。境界層スキームについては、現在採用している MYNN レベル 3 モデル (Nakanishi and Niino 2009) で用いている、混合長や乱流運動エネルギー (TKE) の散逸率を特徴づける長さスケールの定式化を見直した。現行の実装では、対流圏上層で TKE が生成される場合に乱流フラックスが過剰になることがあったが、境界層と自由大気とで長さスケールを区別することによりこの問題の解決を図った。

3. 予測特性の変化

図 1 に 2020 年 7 月 1 日から 9 月 15 日を対象とした、台風の中心気圧平均誤差および最大風速平均誤差の統計検証結果を示す。現ルーチンのメソモデル (青線) は予測時間が進むとともに中心気圧の負バイアス、最大風速の正バイアスが拡大する傾向が見られるが、改良したメソモデル (赤線) はいずれのバイアスも軽減することが分かる。講演では、地上要素等の予測特性の変化も含め報告する予定である。

参考文献

- 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画, https://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp_strategic_plan_towards_2030_181004.html
- Nakanishi and Niino, 2009: Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.
- Price et al., 1986: Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8411–8427.

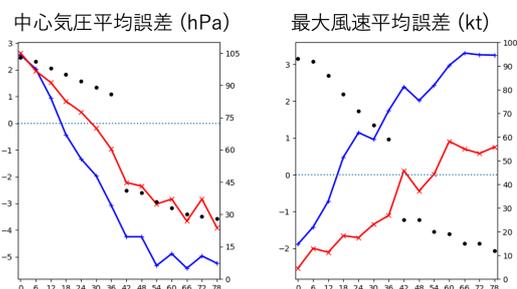


図 1 台風の中心気圧平均誤差 (左)、最大風速平均誤差 (右) の予測時間別検証結果。横軸は予測時間を表し、黒点は検証事例数 (右縦軸) を示す。青線、赤線がそれぞれ現ルーチン、改良したメソモデルの結果を示す。

NHM と asuca によるモデル間相互比較実験（冬季）

*林修吾，渡邊俊一，橋本明弘，藤田匡（気象研）

1. はじめに

気象庁では，現業用メソスケール数値予報モデルとして asuca [1]を開発し，5km および2km の水平解像度で日々の天気予報に用いられている．また以前に開発された NHM [2]も研究用途で広く利用されている．2021 年度秋季大会[3]では令和 2 年 7 月豪雨を対象に2km～250m 解像度でモデル間相互比較実験を行い，両者のモデルの再現性を統計的に比較・検証を行った．本研究では，2020/21 冬季の豪雪期間を対象に同様のモデル間相互比較および検証を行うことを目的とする．

2. 使用したモデルとその設定

NHM と asuca それぞれについて2km, 1km, 500m, 250m の解像度で再現実験を実施する．モデルの設定や物理スキームの選択は前回の発表同様に現業やこれまでの研究でよく利用され実績のあるものを使用する．ただし asuca については最新の改良を取り込んだバージョン(r8885)を使用した．

3. 対象期間

気象庁 HP において「災害をもたらした気象事例」として2020/21 冬季には大雪事例が2期間とりあげられている．一つは2020 年 12 月 14～21 日の本州日本海側山間部を中心とした大雪事例，二つ目は2021 年 1 月 7～11 日の日本海側平地を中心とした大雪・暴風事例である．本研究ではこの2 期間を対象に再現実験を行った．水平解像度2km と1km の実験では，初期値境界値

に気象庁メソ解析を使用し，06UTC および18UTC 初期値の18 時間積分を各日2 回実施し，それぞれの後半12 時間を解析対象時刻とする．500m 以下の解像度実験では，NHM-1km のFT3hr を初期値，FT4-18hr を境界値として与え，15 時間積分を行い，同様に後半12 時間を解析対象時刻とする．

4. モデル間相互比較結果

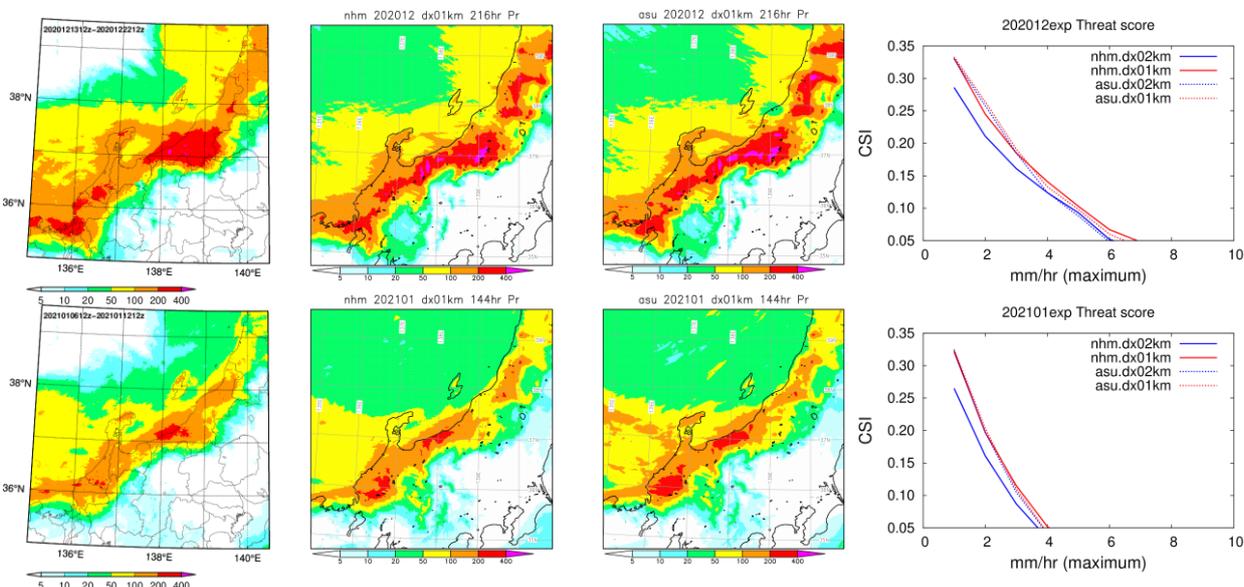
ここでは，初期的な解析結果として2km, 1km 解像度での再現実験について，各モデルの降水量検証を行った結果を紹介する．図の期間積算降水量に示すとおり，レーダーアメダス解析雨量に対して両者の全体的な降水再現性はほぼ同様である．また対象とした2 事例間の降雪分布の違い（山地を中心とした降雪か平地を中心とした降雪か）についてもよく再現している．スレットスコアで見ても nhm2km 以外はほぼ同等である．500m, 250m のより高解像度での検証結果について今後解析を進めていく．

参考文献

- [1] 気象庁, 2014, 数値予報課報告別冊第60号.
 [2] Saito et al., 2006, Mon. Wea. Rev., 134, 1266-1298.
 [3] 林修吾ほか, 2021, 2021 年度秋季大会予稿集.

図上段：2020/12/13 12UTC から12/22 12UTC までの216 時間積算降水量．左からレーダーアメダス解析雨量，NHM-1km，asuca-1km，1 時間雨量スレットスコア．

図下段：2021/01/06 12UTC から1/12 12UTC までの144 時間積算雨量．図の並びは同上



MIROC でのスーパーパラメタリゼーションの改良

*山崎一哉、三浦裕亮 (東京大学大学院理学系研究科)

1. はじめに

3次元雲解像モデルと比較して小さい計算量で積雲対流を陽に表現する手法として、鉛直2次元の雲解像モデルを子モデルとして親モデルの各格子に割り当てて積雲対流を計算させるスーパーパラメタリゼーション(以下、SP)が提案されており[1]、発表者はこの手法を改良し、先行研究[2]より大規模に行うことで、雲解像気候計算を実現することを目指している。本研究では、2021年秋季大会に引き続き、気候モデルMIROCと雲解像モデルSCALE-RMを用いた全球スーパーパラメタリゼーションの実装と改良を行った。

2. 手法

親モデルとなる全球モデルにはMIROC 6.0 AGCMを用いた。水平解像度はT85、鉛直40層(トップ約1hPa)とした。子モデルとなる雲解像モデルはSCALE-RM v5.3.6を用いた。領域は鉛直2次元とし、水平格子は $2\text{ km} \times 32$ 、鉛直座標は親モデルの各格子とできるだけ近い配置の高度座標とした。計算量削減のため、親モデルの物理量を水平 2×2 格子で平均し、この平均量に子領域を1つずつ結合した。雲微物理過程に1モーメントバルク法を用いた場合は対流圏に顕著な低温バイアスが現れたため、2モーメントバルク法[3]を用いた。

雲解像計算の主なターゲットである深い対流は鉛直シアの影響を強く受けるが、本研究での子領域は2次元であるため、領域と垂直な方向の鉛直シアの影響を表現することができない。そこで、子領域の水平方位は、対流圏全体における鉛直シアの方向と一致するように動的に設定した。

OISST月平均海面水温の1991~2020年気候値を境界値とし、静止大気から標準のMIROC 6.0 AGCMで5年間スピンアップして得た初期条件を用いて、1年積分を行って年平均値を気候値と比較した。

比較対象とする気候値は、降水にはGPCPv2.3(1981~2010年平均)、外向き短波・長波放射にはCERES EBAF Ed 4.1(2005~2015年平均)、それ以外の変数に関してはJRA-55(1991~2020年平均)を用いた。

また、スーパーパラメタリゼーションを行わずにMIROC 6.0標準の積雲対流パラメタリゼーション[4]を用いた実験も合わせて行い、これを標準実験とした。

3. 結果

標準実験、SP実験と気候値との比較を図1で示す。降水に関しては、標準実験においてSPCZ域・アジアモンスーン域・中央アメリカ周辺・高緯度帯で過剰降水となっているのがSP実験では緩和された。ただし、ストームトラック・熱帯アメリカ大陸周辺などでは、SP実験で降水が過少となった。

外向き長波放射(OLR)は、標準実験では気候値から $\pm 20\text{ W/m}^2$ の差がある一方、SP実験では熱帯を中心に 50 W/m^2 の大幅な射出過少域が広がる結果となった。この射出過少域では外向き短波放射は過大になっており、対流圏上層の雲量が過大になっていると考えられる。現在はこの雲量過大の緩和に取り組むとともに、子領域の水平方位を鉛直シアに合わせて動的に設定したことの効果を具体的に検証中である。

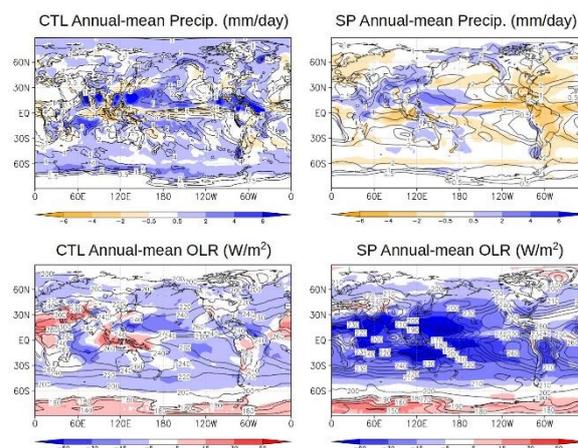


図1 標準実験(CTL、左列)とSP実験(右列)での、年平均の降水量(上段)とOLR(下段)。等値線は気候値、塗りは各実験の結果から気候値を引いた差を表す。

参考文献

- [1] W. Grabowski, 2001, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 978-997.
- [2] Hanna, M., et al., 2020, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **12**, e2019MS001863.
- [3] Seiki, T. and Nakajima, T., 2014. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 833-853.
- [4] Chikira, M. and Sugiyama, M., 2010. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2171-2193.

気象庁全球モデルにおけるグレーズーンに対応した積雲対流スキームの開発(1)

*中川雅之, 吉村裕正(気象研究所), 松林健吾(気象庁数値予報開発センター)

1. はじめに

気象庁では「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」で、台風防災についての重点目標を達成するための開発の方向性として、全球モデル(GSM)の水平格子間隔を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。この解像度はモデルにおいて、積雲の一部が格子平均場によって表現されはじめるとともに従来の近似が不適切になる、積雲対流スキームのグレーズーンとなっている。本研究では今後のモデル水平高解像度化に向けグレーズーンに対応した積雲対流スキームを開発している。本発表ではスキームのフィードバック部分をグレーズーンに対応させるため、まず[1]および[1]を拡張した手法をGSMに導入して初期的な実験を行った結果について報告する。

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。しかしながらこの仮定は、モデルの水平解像度が高くなると不適切になる。そこで[1]は、[2]による非静力学モデルでの手法を拡張し、静力学モデルで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、[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GSMに導入した。連続の式と保存量 ϕ の収支の式は以下ようになる。

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} = -\nabla_H \cdot (\bar{\rho} \bar{\mathbf{u}}_H) - \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w})}{\partial z} - (1 - \alpha) \frac{\partial M_{net}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \bar{\rho} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} &= -\bar{\rho} \bar{\mathbf{u}}_H \cdot \nabla_H \bar{\phi} - \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \\ &- \frac{\partial M_u(\phi_u - \bar{\phi})}{\partial z} - \frac{\partial M_d(\phi_d - \bar{\phi})}{\partial z} - (1 - \alpha) M_{net} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \end{aligned} \quad (2)$$

ただし力学過程と積雲対流スキームの関連する項のみ示している。上式で H は水平、 $\bar{\cdot}$ は格子平均値、下付きの \mathbf{u} は積雲の上昇流、 d は対流性下降流の値であることを表し、 M_{net} は積雲の上昇流と対流性下降流を合計した正味の上向きマスマックスである。力学過程で使う連続の式(1)に右辺第3項を加えることで、補償下降流の効果を含むテンデンシーを力学過程で計算する。式(2)右辺第3~5項は従来の手法と同様に積雲対流スキーム内で計算する。なお両式で $\alpha=0$ とすると[1]と一致し、 $\alpha=1$ とすると従来の手法と一致する。

3. 結果

GSM(2020年3月現業化版[3]、積雲は荒川-シューバートスキーム)に上記手法を導入し、水平解像度TL959(約20km)で $\alpha=0$ として単発予測実験を行った。予測初期24時間における帯状平均加熱率の差を図1に示す。補償下降流に伴う気温の時間変化が、従来の手法では積雲対流スキームの中で表現されるのに対し、本研究の手法では力学過程の中で表現されている。比湿についても同様であった(図略)。合計した加熱率の差(図1右)を見ると、概ね差は小さいものの、熱帯対流圏上部で本研究の手法の方が加熱率が小さくなっており、結果として予測時間が進むと気温が低くなる傾向が見られた。合計した加熱率が小さくなる原因は明らかでなく、調査を行っているところである。

今後は引き続き加熱率の変化の原因を調査するとともに、台風や積雲の組織化の表現などに着目した詳細な評価を進める。また積雲モデルやクロージャについてもグレーズ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] Kuell, V., Gassmann, A. and Bott, A., 2007, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 479–490.
 [3] 気象庁, 2021, 全球モデルの改良. 数値予報開発センター年報(令和2年), 気象庁数値予報開発センター, 31-41.

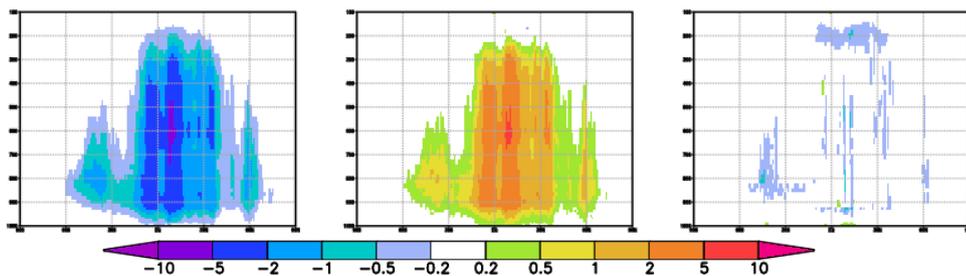


図1. 予測初期24時間平均帯状平均加熱率の差(本研究の手法-従来手法, K/day). 左から積雲, 力学, その和.

気象庁全球モデルにおける地形効果表現の改良に向けて

金浜 貴史*、氏家 将志
気象庁数値予報開発センター

1 はじめに

大気の流れは地表面起伏(地形)の強制を常に受けており、その影響は局地的な循環から大気大循環に至るまで広範囲に渡る。数値予報モデルの観点では、地形効果は力学過程によって陽に解かれる一方、支配方程式の時空間離散化の結果として表現されなくなったスケールの効果はサブグリッド地形性抵抗としてパラメタライズされる。気象庁全球モデル(GSM)においても、地形効果表現の改良は予測精度に大きな影響を与えている。近年ではサブグリッド地形性抵抗の扱いの改良[1]や2次格子の採用とモデル標高作成手法の見直し[2]により予測精度向上を得た。本発表ではGSMの地形効果表現の更なる改良に向けた試みとして高精度全球数値標高モデル(Digital Elevation Model; DEM)の利用と実効地形解像度の推定について報告する。

2 高精度全球 DEM の利用

2.1 全球 DEM

GSMではモデル標高とサブグリッド地形性抵抗パラメタライゼーションのパラメータ作成にGTOPO30[3]を用いている。一方で、より新しく精度の良いデータセットとしてGTOPO30の後継であるGMTED2010[4]が作成されているほか、最近、種々のバイアスを除去したMERIT DEM[5]も公開された。これらのデータセットのGSMの予測精度への影響を評価した。

2.2 比較実験

GMTED2010あるいはMERIT DEMを用いてモデル標高を作成し、解析予報サイクルにより影響を評価した。解釈を容易にするためサブグリッド地形性抵抗パラメタライゼーションのパラメータファイルは従来通りGTOPO30で作成したものを使用した。MERIT DEMではカバーされていない南緯60度以南はRAMP2[6]で補完した。夏冬1か月間の解析予報サイクル実験の結果、従来のGTOPO30に対してGMTED2010, MERIT DEMの順に予測精度が向上することが確認された(図1)。また、GMTED2010では南極半島周辺の地形が適切に表現されておらず、周辺領域で予測精度が顕著に低下することが明らかになった。

3 実効地形解像度の推定

3.1 手法

近年の研究では、サブグリッド地形性抵抗パラメタライゼーションでは格子間隔や切断波数で求まる解像度

ではなく、実効解像度以下のスケールの効果を表現するべきと提唱されている。本発表では先行研究[7]にならない、地形の水平解像度を変えずに大気の解像度を変化させた複数の実験を行い、帯状平均鉛直積算角運動量方程式における解像地形によるトルクの変化量を評価することでGSMの実効地形解像度を推定した。

3.2 結果

2次格子を用いたGSMでは地形の水平解像度に対して大気の水平解像度が4倍程度以上となると、解像地形によるトルクが大気の解像度によらずほぼ収束することが分かった。したがって、GSMの実効地形解像度は切断波数Nに対しN/4程度と推定される。

4 今後の予定

今後は、サブグリッド地形性抵抗のパラメータ作成にも高精度のDEMを利用し、また、実効地形解像度以下のスケールをパラメタライゼーションで考慮することで、GSMの地形効果表現の改良に取り組む予定である。

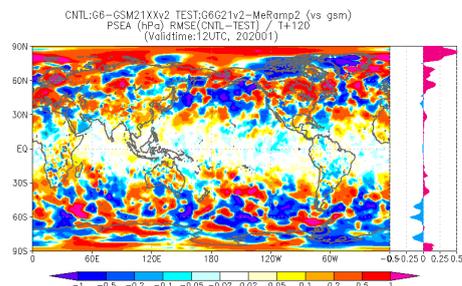


図1 2020年1月を対象とした5日予報の海面更正気圧対解析RMSE差(GTOPO30-MERIT DEM)とその帯状平均。暖(寒)色系がMERIT DEMによるモデル標高を利用した実験のRMSE減少(増加)を示す。

参考文献

- 気象庁数値予報開発センター. 全球モデルの改良. 数値予報開発センター年報. 気象庁数値予報開発センター, 2021.
- 黒木ほか. 気象庁全球モデルの水平高解像度化に向けた力学過程の開発. 2021年度春季大会講演予稿集. 日本気象学会, 2021.
- Dean B. Gesch, et al. New land surface digital elevation model covers the earth. *Eos Trans. AGU*, Vol. 80, No. 6, p. 69, 1999.
- Jeffrey J. Danielson and Dean B. Gesch. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010), 2011.
- Dai Yamazaki, et al. A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 44, No. 11, pp. 5844–5853, jun 2017.
- H Liu, et al. Radarsat antarctic mapping project digital elevation model, version 2. *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*, 2001.
- Takafumi Kanehama, et al. Which orographic scales matter most for medium-range forecast skill in the northern hemisphere winter? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, Vol. 11, No. 12, pp. 3893–3910, December 2019.

*加藤亮平, 清水慎吾, 下瀬健一, 平野洪寛 (防災科研), 白石浩一 (福岡大), 吉田智 (気象研)

1. はじめに

線状降水帯に伴う大雨による被害を軽減するために、防災科研では、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」の一環として、九州地方を対象に線状降水帯に伴う大雨を高頻度 (10分毎) に2時間先まで高解像度 (1km) でリアルタイムに予測する技術開発を行っている。

2021年7月10日に線状降水帯による大雨に伴い鹿児島県薩摩地方で顕著な大雨に関する情報が発表され、河川の氾濫などにより鹿児島県を中心に床上浸水等の大きな被害が発生した。この大雨事例に対して、SIPで開発した予測システムによって2時間先の大雨危険度予測に成功した。その成功の鍵は最新水蒸気観測 (水蒸気ライダー) データの同化と特許出願済の位置ズレ補正技術であったことが解析により明らかになったため、その詳細について報告する。

2. 予測手法

本研究の予測システムの特徴は、観測、ナウキャスト、データ同化を行った数値予測の予測結果を位置ズレ補正等の技術を用いてブレンドし2時間先の3時間積算雨量を予測することである (ブレンド予測)。さらに、予測された3時間積算雨量に対して大雨の稀さを意味する再現期間を計算する。再現期間の値が大きい場所ではその土地における雨が稀であり、大雨による災害が起こる可能性が高いことが示唆される。

ブレンド予測では数値予測のスピニング問題を解決するために、予測開始から1時間先までを気象庁高解像度降水ナウキャスト、1時間先から2時間先までをデータ同化を行った雲解像数値モデルCReSS (水平格子1km) による数値予測を用い、過去1時間のXRAINにより観測された雨量を用いて3時間積算雨量を計算する。ナウキャストと数値予測による予測雨量には、特許出願済の位置ズレ補正の技術を用いる。この技術は、ナウキャストと数値予測という異なる予測雨量を足し合わせる際に、それぞれの予測に対して位置ズレが存在することで、予測される積算雨量のピークが観測に比べ過小となり、災害の危険性を適切に予測するのが難しいという課題の解決を図ったものである。この位置ズレ補正においては、ナウキャストと数値予測それぞれが持つ統計的な位置ズレスケールの情報を基に、それぞれの予測に対して各格子点の雨量を統計的な位置ズレの範囲内の最大値で置き換える空間フィルター (最大値フィルター) を適用する。この最大値フィルターにより強雨域を空間的に広げたそれぞれの予測を足し合わせることで、大雨に伴う積算雨量のピークを予測することを可能とする。最大値フィルターの空間スケールは、それぞれの予測の精度を基にナウキャスト7km四方、数値予測11km四方に設定した。

数値予測の初期値は3DVAR+IAUの手法を用い、10分毎の高頻度更新でデータ同化を行った客観解析データを用いた (Shimose, et al. 2017, JDR)。同化に利用する観測データには、国交省XRAINのレーダー動径風、アメダスの風向・風速に加え、鹿児島県下甑島と長崎県野母崎に設置された水蒸気ライダーによる水蒸気鉛直プロファイルを用いた。客観解析データ作成における初期の背景場及び数値予測の境界値には気象庁局地数値予報モデル (LFM) の予測値を用いた。

謝辞: 本研究は、戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) 第2期「国家レジリエンス (防災・減災) の強化」(テーマV) 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。

3. 予測結果

図1に2021年7月10日3時 (日本時間) における前3時間積算雨量に対する再現期間を示す。観測 (図1a) を見ると、2つの線状降水帯により大雨がもたらされ、再現期間が長い2つのラインが出現していた。2つのラインのうち南側のラインについては50年に一度の大雨を水蒸気ライダーの同化のありなしに関わらず予測することができた (図1b, c)。一方、北側のラインを見ると、下甑島の水蒸気ライダーの同化を行うことで予測雨量が増加し、ピークの位置は15km程度北東にずれているものの、同化なしでは予測されなかった10年に一度の稀な雨の予測に成功したことがわかる。位置ズレ補正の技術を使わない場合 (図1d) は、位置ズレ補正ありの場合に予測できていた北側の線状降水帯による危険度を予測できなかった。このことから、水蒸気ライダーの同化と位置ズレ補正の両方の技術を組み合わせることで、より適切に大雨の危険度を予測できたといえる。

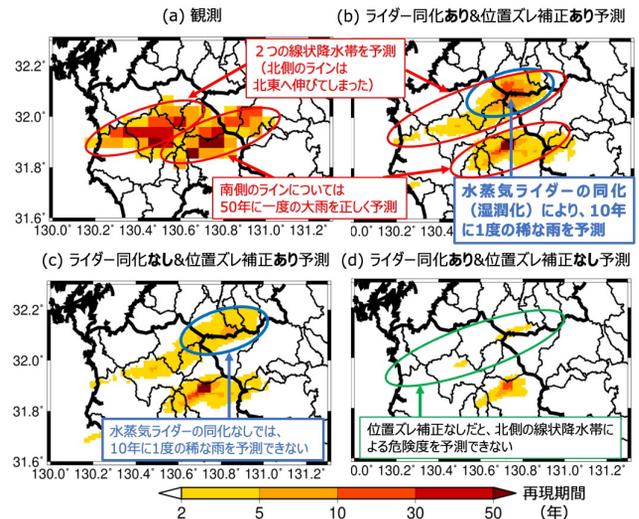


図1 2021年7月10日3時 (日本時間) における前3時間積算雨量に対する再現期間。(a)観測(XRAIN)、(b)ライダー同化あり&位置ズレ補正ありの予測、(c)ライダー同化なし&位置ズレ補正ありの予測、(d)ライダー同化あり&位置ズレ補正なし予測。

4. まとめ

2021年7月10日に鹿児島県薩摩地方で顕著な大雨に関する情報が発表され水害をもたらした線状降水帯に伴う大雨事例において、最新水蒸気観測 (水蒸気ライダー) データの同化と特許出願済の位置ズレ補正の技術により、ブレンド予測による2時間先の大雨危険度予測に成功した。

今回示した予測は土砂災害警戒情報よりも40分早く、災害につながる可能性の高い大雨の発生を予測できており、既存の警戒情報よりも避難に向けたリードタイムを長く確保できる可能性を示すものである。発表では水蒸気ライダー同化と位置ズレ補正の予測雨量への感度についてより詳細に示す予定である。

気象予測システム(NEXRA)の開發現状

*Ying-Wen Chen¹, 佐藤正樹¹, 寺崎康児², 小槻峻司³, 三好建正², 久保田拓志⁴
(1 東京大学大気海洋研究所, 2 理化学研究所計算科学研究センター, 3 千葉大学, 4 宇宙航空研究開発機構)

1. はじめに

2017年から東大・理研・JAXAの連携で開発され続けているNEXRA(NICAM-LETKF JAXA Research Analysis)は、正20面体格子非静力大気大循環モデルNICAM(Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model; Satoh et al. 2014, 2017)に局所アンサンブル変換カルマンフィルター(LETKF; Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007)を導入したデータ同化システム(NICAM-LETKF; Kotsuki et al. 2017a, b; Terasaki et al. 2015)による作成した初期値を使用した全球天気予測システムである。予測した気象情報は「世界の気象リアルタイム

(https://www.eorc.jaxa.jp/theme/NEXRA/index_j.htm)」にて公開されている。本発表はプロジェクト「衛星全球降水マップのデータ同化システムNEXRAの高度化とNEXRAを用いた気象リアルタイム解析」のもと、宇宙航空研究開発機構のスーパーコンピュータシステム(JAXA Supercomputer System; JSS)に構築されたNEXRAの開発状況、及びNEXRAのデータを利用した2021年7月に起きた熱海大雨をターゲットとしたアンサンブル予測実験を紹介する。

2. NEXRA システム

JSS3の運用開始に合わせてNEXRAの同化システムおよび予測システムは以下の通りに変更した。

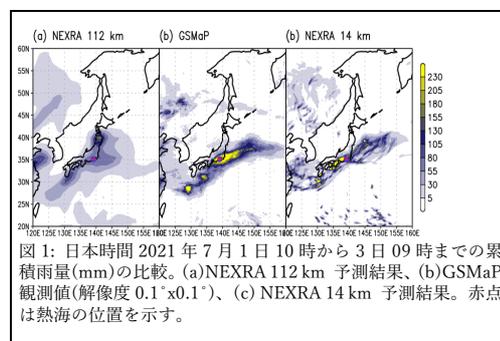
a) 同化システム: NICAM-LETKFの同化サイクルは6時間おきに1日4回(00/06/12/18 UTC)を行っている。JSS3運用開始と同時に同化プロセスでは、これまでの従来型観測PREPBUFR、改良型マイクロ波探査計(AMSU-A)、ガウス変換を用いた衛星全球降水マップ(GSMaP)のほか、新たにクロストラック走査マイクロ波放射計(ATMS; 温度と湿度)とマイクロ波サウンダ(MHS; 湿度)のデータを新たに取り入れた。アンサンブル数は100から128に拡張した。モデルの境界条件の海面水温や海水氷密接度はNCEP FNLの速報解析値を使用している。

b) 予測システム: NEXRAの予測はNICAM-LETKFの全メンバーによる解析値の平均値を大気の初期値を用いて、水平解像度を112 km (cumulus parameterizationを使用)、鉛直解像度をモデルトップ40kmまで38層の設定の元に5日予測を計算していた。JSS3の計算性能の向上により、7月か

ら、NEXRAの予測の鉛直解像度を維持し、水平解像度を14 km(cumulus parameterization 不使用)に変更された。水平解像度14 kmの初期値はNICAM-LETKFで作成された解析値の平均(水平解像度112km)から線形内挿したものを使用する。予測におけるモデルの境界条件の海面水温や海水氷密接度はこれまでと同様にNCEP FNLの速報解析値を使用しており、計算開始時刻の値を固定している。また、大雨や台風などによる災害リスク評価用の参考データとして、アンサンブル予測の実施も可能となっている。

3. 事例解析

新たに公開された高解像度化したNEXRAのデータを用い、2021年6月下旬から7月上旬にかけて日本各地で梅雨前線に伴う大雨の事例の解析結果について紹介する。NEXRAの計算結果によると、6月30日から7月9日の10日間において日本近辺は常に帯状の水蒸気が存在していた。この水蒸気の帯は7月1日から3日にかけて日本の南岸に存在し、4日に西日本付近まで北上し、5日から7日にかけて日本海側に移動した後に、九州地方までに南下した。期間中に鳥取県・島根県・九州南部に線状降水帯による大雨が発生した。図1はNEXRAによる2020年6月30日午前9時を初期値とした7月1日から3日までの3日間予測累積雨量(112 km(1a)/14 km(1c))と同期間における衛星全球降水マップGSMaPの観測雨量(2b)の比較である。解像度を上げることにより、雨の分布はよく捉えられたと同時に雨量の予測も改善された。発表では、現在のNEXRAの運用情報や2020年7月大雨の予測事例を中心に紹介する。



謝辞: 本研究はJSS3を利用した。

HTML5 と JavaScript を用いた GRIB2 形式データ処理

* 石水 尊久

1. はじめに

2015 年度秋季大会 [1]では、気象庁予報課の降水短時間予報関連 GRIB2 形式データの読み込み処理を、スマートフォンやタブレット端末などの Web ブラウザ上で利用できるよう、HTML5 と JavaScript 言語で実装する試みについて報告した。本大会ではその後の発展について、地方気象台在職時の調査研究を基に報告する。

2. 背景

地方気象台は、大雨による災害発生が予想される際、防災気象情報の発表を通じて、担当地域の府県および市区町村による避難指示等の発令判断を支援するなどの地域防災業務を担っている。平常時は、府県の担当部署と連携し、発表予報や防災気象情報を検証するほか、上級官署の指導の下、大雨警報の基準値などの発表判定基準等の最適化に取り組んでいる。府県や市区町村から対象事例の降水短時間予報や、危険度分布(キキクル)の判定結果、各種指数の値などの問い合わせがあれば、地方気象台は可能な範囲で速やかに対応することを心掛けている。

そこで地域防災支援や検証業務の一層の改善を図るため、全国の地方気象台の行政業務用 PC などのクライアント端末の Web ブラウザから、気象庁本庁に整備された開発用データ提供サーバ上の降水短時間予報関連の GRIB2 形式データを XMLHttpRequest(Ajax)通信で取得し、数値などの詳細を確認できる手法を検討した。

3. 手法と結果

[1]に示したように、JavaScript 言語にて、ランレングス圧縮を含む GRIB2 形式データの読み込み、カンマ区切りテキストおよび HTML5 の Canvas への出力処理を実装した。地方気象台から気象庁内サーバへの XMLHttpRequest(Ajax)通信には、サーバ側にクロスドメイン通信を許可する設定が必要となるが、気象庁旧予報部予報課開発班が対応して下さった。

その後、彦根および広島地方気象台のイントラ Web ページ内に、HTML5 と JavaScript 言語を用いた降水短時間予報関連 GRIB2 データ読み込みページを公開し、防災関連機関からの土壌雨量指数値等の問い合わせ対

応や、検証業務などに活用した。

図 1 に、(一財)気象業務支援センターが公開した修正済み[2]土壌雨量指数実況値(1km) GRIB2 形式サンプルデータを、XMLHttpRequest(Ajax)通信で取得し、JavaScript 言語でデータ読み込み処理を行い、HTML5 の Canvas 上に画像表示した例を示す。

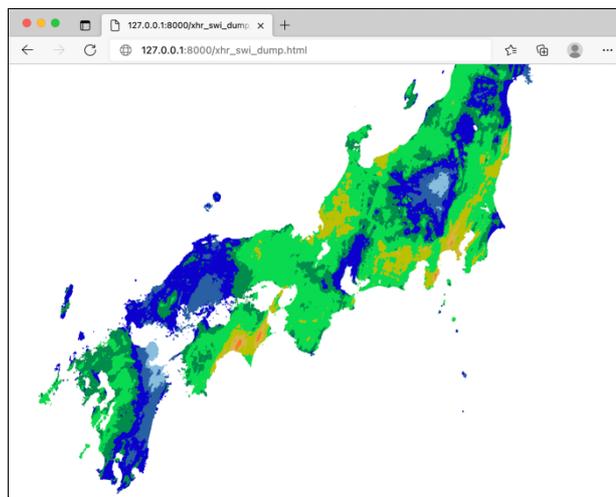


図 1 土壌雨量指数実況値(1km)の分布図
(2021 年 12 月 1 日 8 時 日本標準時)

4. まとめ

Web ブラウザの標準機能である HTML5 と JavaScript 言語のみを用いて、GRIB2 形式データ処理を実装し、地方気象台の地域防災支援や、検証業務等に活用した。この手法が、C 言語プログラムを用いたソフトウェアと同様に、実用的であることを実証できた。

参考までに、C 言語や Rust 言語等のソースコード資産を、JavaScript バイナリ表現の WebAssembly[3]へ直接コンパイルする開発環境の存在も指摘しておきたい。

なお、この調査研究で用いた JavaScript 言語のソースコードは整理を行い、公開することを検討している。

参考文献

- [1] HTML5 と JavaScript を用いたデータ処理の試み, 石水尊久, 2015, 日本気象学会秋季大会予稿集 P112
- [2] 気象庁大気海洋部, 配信資料に関するお知らせ「土壌雨量指数(1km)」の配信領域の設定値の一部誤りについて, 令和 4 年 2 月 9 日
- [3] WebAssembly, <https://webassembly.org/>, (2021/1 閲覧)

2022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 暁典 廣岡 俊彦 平松 信昭 堀之内 武
三好 建正 渡部 雅浩
委員 石戸谷重之 ○石元 裕史 ○伊藤 純至 ○宇野 史睦
小山 亮 日下 博幸 楠 研一 ○工藤 玲
澤田 洋平 清水 厚 出牛 真 那須野智江
西本 秀祐 西森 基貴 ○野坂 真也 ○林 昌宏
平原 翔二 ○廣川 康隆 藤部 文昭 ○益子 涉
松山 洋 茂木 耕作 安成 哲平 ○渡邊 俊一

(○印：委員会事務局)

事務補佐 江口 恵美

[大会実行委員会]

大会委員長 森 隆志
実行委員長 安田 珠幾
副実行委員長 榊原 茂記 太原 芳彦
実行委員 及川 義教 後藤 優太 齋藤 篤思
中村 貴

2022年4月30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)