2016年度秋季大会講演予稿集

会期:2016年10月26日(水),27日(木),28日(金) 会場:名古屋大学東山キャンパス (名古屋市千種区不老町)

110

2016年10月

日本気象学会





スキャン式レーザ積雪計

レーザスキャナで最大 342 ポイントの 積雪深を連続計測、轍、足跡、飛来物等 による誤計測を防ぎ、 安定した測定を実現

·測定角度:最大 60° ·走杳間區:10秒 ·測定範囲:0~6m(積雪深) - 派定構度:土1cm ・最大ケーブル長:1km(発信器~変換器間) ・IF:RS-232C/O~1V他 ·電源:AC100V±10% ·消費電力:発信器180mA以下、変換器100mA以下 ·概寸等:発信器H130×W360×D135mm/約6.5kg :変換器H434×W100×D255mm/約5.5kg

現在天気計パーシベル2

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

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

重量式雨量計プルービオ2

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

·最大測定雨量:1500mm ·集雨面積:200cm³ 測定精度:±0.1mm 動作温度:-40℃~+60℃(無結露) 防塵防水規格:IP65 (ハウジング部) IF:RS-485 ·電源:DC9.6V~28V ·消費電力:12V時、最大15mA ·慨寸等:H750×W450Φ/約15.0kg



路面状態検知センサー

路面状態計と 放射温度計の一体型 路側に設置可能な斜方測定を実現

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



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

営業本部〒152-8508東京都目黒区中央町1-5-12 TEL03-5768-8251(代) FAX.03-5768-8261 大阪営業所〒532-0012 大阪市淀川区木川東3-5-21 TEL06-6309-8251(代) FAX.06-6309-8268 九州営業所〒814-0012 福岡市早良区昭代1-18-8 TEL.092-852-8051(代) FAX.092-833-3310



ギルドライン社・塩分計シリーズ



GUILDLINE

8410A "ポータサル" ポータブル塩分計

研究室レベルの精度が ポータブルになりました

□精度:±0.003 PSU
□レンジ:最高 2~42 PSU
□温度安定度:±0.001 ℃/日
□試料量:100 ml
□分解能:最高 0.0003 PSU
□インターフェース: RS232C (標準装備) IEEE488
□ソフトウェア: "ポータサル"塩分計支援ソフト



8400B "オートサル" 研究室用塩分計

□精度:±0.002 PSU
□レンジ:0.005~42 PSU
□温度安定度:±0.001 ℃/日 補正不要
□試料量:わずか50 ml
□分解能:0.0002 PSU
□ソフトウェア: "オートサル"塩分計支援ソフト

1502A デジタル白金抵抗温度計



Calibration



"オートサル"& "ポータサル"塩分計の温度安定度 (±0.001℃)のチェックに最適です。 □測定範囲:-200~+962℃

□分解能:0.001℃(全温度範囲) □精度:±0.01℃ □GP1Bインターフェイス

日本総代理店 キーテクノ株式会社 〒101-0041東京都千代田区神田須田町1-14-6 神田荒木ビル www.kagaku.com/keytechno/

電話 03-3251-3161 ファックス 03-3251-3166 E-mail:keytechno@pop14.odn.ne.jp

日本気象学会誌『天気』広告掲載のご案内

『天気』では研究用機器や関連書籍などの広告を募集しております。広告についての詳細は http://www.kagakusan.co.jp/meteo.htmlをご覧いただくか下記までお問い合わせください。

広告掲載料金	表紙2	1色1頁	75,000円	前付 1 色 1 頁 65,000 円
	表紙3	1色1頁	70, 000 円	後付 1 色 1 頁 55,000 円
	表紙4	1色1頁	80,000 円	1/2頁(書籍のみ)30,000円

日本気象学会誌『天気』広告総代理店 (株)科学技術社

〒111-0052 東京都台東区柳橋 2-10-8 TEL 03-5809-1132 FAX 03-5809-1138 www.kagakusan.co.jp info@kagaku.com

科学カレンダー(理工系)学会と展示会のカレンダー http://www.kagaku.com/calendar.php

主として理工学分野における学会、協会の大会、講習会・セミナーおよび一般の展示会などのカレンダーです。



日本気象学会 2016 年度秋季大会 出展・協賛企業・団体等一覧

今大会の開催にあたり,以下の企業・団体からご出展・ご協賛・ご協力を頂きました(2016年8月30日 現在;50音順).厚く御礼申し上げます.(*は会場内に併設されるブースにて展示を行う予定の企業・団体 です.)

株式会社朝倉書店

サイバネットシステム株式会社*

株式会社 三弘*

全日本空輸株式会社

一般財団法人 日本気象協会*

日本無線株式会社

株式会社ニューテック*

三菱電機株式会社*

明星電気株式会社*

日本気象学会 2016 年度秋季大会

会期:2016年10月26日(水)~28日(金)

会場:名古屋大学東山キャンパス 〒464-8601 名古屋市千種区不老町 <u>http://www.nagoya-u.ac.jp/</u>

大会実行委員会担当機関:名古屋地方気象台,名古屋大学,三重大学,信州大学,日本気象協会中部支社, 日本気象予報士会東海支部

大会委員長:長谷川 洋平(名古屋地方気象台)

当日の会場への連絡先:大会実行委員会事務局

TEL:090-5102-6410 (大会期間中のみ有効)

取り次ぎ等はいたしませんのでご了承ください.

交通案内:

1)中部国際空港(セントレア)から名古屋大学まで

「中部国際空港駅」から「金山駅」まで名古屋鉄道(名鉄)で約30分(特急利用時)(運賃810円). 「金山駅」から名古屋市営地下鉄(以下,地下鉄)名城線左回りに乗り換え,「名古屋大学駅」まで 約20分(運賃270円).

- 2)JR名古屋駅から名古屋大学まで 「名古屋駅」から「本山駅」まで地下鉄東山線で約15分.「本山駅」で地下鉄名城線右回りに乗り換え, 「名古屋大学駅」まで2分(運賃270円).
- 3)県営名古屋空港から名古屋大学まで 空港から「名鉄西春駅」まで名鉄バスで約20分(運賃340円).「名鉄西春駅」から「上小田井駅」 まで名鉄犬山線で約3分.「上小田井駅」で地下鉄鶴舞線に乗り換え、「八事駅」まで約30分. 「八事駅」で地下鉄名城線左回りに乗り換え、「名古屋大学駅」まで約4分(名鉄西春駅から名古屋大 学駅までの運賃470円).

なお、大学周辺に駐車場はありませんので、公共交通機関をご利用ください.



会場案内図

大会行事予定

 A 会場
 :豊田講堂ホール

 B 会場
 :豊田講堂シンポジオン会議室

 C 会場
 :野依記念学術交流館2階カンファレンスホール

D 会場 : ES 総合館 ES ホール

ポスター会場:野依記念学術交流館1階

シンポジウム・授賞式会場:豊田講堂ホール 受付:豊田講堂1階ロビー 大会事務局:豊田講堂3階 第3会議室 懇親会:豊田講堂1階アトリウム

()内は講演数と講演番号

		A 会場	B会場	C会場	D会場	
10月26日 (水)	09:30~ 12:30	降水システム I (15, A101~A115)	スペシャル・セッション 「衛星観測データの新 しい解析手法による 雲・降水過程の理解深 化と数値モデル検証」 (14, B101~B114)	スペシャル・セッション 「気象子測・観測技術 の再生可能エネルギー 分野への応用」 (13, C101~C113)	スペシャル・セッション 「海大陸における大 気・海洋・陸面マルチ スケール相互作用研究 一国際集中観測 YMC に向けて一」	
	13:30~ 17:00	降水システムII (18, A151~A168)	データ同化 (18, B151~B168)	大気境界層 (14, C151~C164)	 (13, D101×D113) 大気放射 (8, D151~D158) 大気力学 (9, D159~D167) 	
	17:00~ 18:00	ポスター・セッション	(97, P101~P197)	1		
10月27日 (木)	09:15~ 12:00	気候システム I (13, A201~A213)	気象予報 (5, B201~B205) 気象教育 (6, B206~B211)	スペシャル・セッション 「気候形成の統合的理 解一気候科学における 基礎研究の推進と地 学・地理教育との連携 一」 (13 C201~C213)	スペシャル・セッション 「あかつきが拓く惑星 気象学」 (12, D201~D212)	
	13:00~ 15:30					
	15:45~ 16:15	堀內賞·正野賞·山本賞·奨励賞授与				
	16:15~ 18:15	 堀内賞·正野賞·山本賞受賞記念講演 				
	18:20~ 20:20	懇親会				
10月28日 (金)	09:15~ 11:30	気候システムII (12, A301~A312)	物質循環 I (11, B301~B311)	観測手法 (12, C301~C312)	中高緯度大気 (7, D301~D307) 中層大気 (5, D308~D312)	
	11:30~ 12:30	ポスター・セッション	(97, P301~P397)			
	13:30~ 17:00	熱帯大気・台風 (16, A351~A366)	物質循環 Ⅱ (18, B351~B368)	スペシャル・セッション 「気象情報の活用およ び気象講座・気象教育」 (19, C351~C369)	スペシャル・セッション 「気候変動が日本・東 アジア域の降水現象の 変化に及ぼす影響の理 解に向けて」 (18, D351~D368)	

発表件数:483件(一般口頭発表187,ポスター194,スペシャル・セッション102) 口頭発表の講演・質疑時間:9分と2分

当大会予稿集に掲載された研究発表の文章・図表を複製あるいは翻訳して利用する場合には、日本気象学会の文書による利用許 諾を得た上で出所明示して利用しなければなりません。ただし著作者自身による利用の場合は、利用許諾の申請は不要です。 本プログラムの記載内容に関する問い合わせは、〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1 気象研究所予報研究部内 講演企画委員会 (e-mail: kouenkikaku2016a@mri-jma.go.jp) まで.

大会参加費・懇親会費

大会参加費

・大会参加費は以下の表の通りです.

	大会参加費	
種別	前納	当日
講演者 A	8,000 円	—
講演者 B	5,000 円	—
聴講者	3,000 円	4,000 円

・講演者の種別:

講演者 A:研究機関・大学に所属する講演者(ただし, 学部生・院生は除く)

講演者B:講演者Aに該当しない講演者

- ・講演件数が2件の場合も大会参加費は変わりません(講演件数による加算はありません).
- ・シンポジウムのみに参加する場合は、参加費は無料です.

懇親会費

・懇親会費は以下の表の通りです.

懇親会費		
種別	前納	当日
一般	5,000 円	6,000 円
学生	2,500 円	3,000 円

支払方法

- ・講演者の参加費の支払い方法は前納のみとなっており、既 に受付は締め切られています。
- ・懇親会費及び聴講者の参加費を前納する場合は、大会ホームページにて2016年8月23日(火)までにお支払下さい (郵便振替の場合は2016年8月16日(火)まで).それ を過ぎた場合は当日払いとなります.

領収書

- ・<u>領収書は参加者本人の名義で、大会当日受付にて名札と一</u> 緒に手渡される予定です。
- ・名義の変更が必要な場合には再発行が可能ですので、大会 当日受付にてお申し出下さい.

その他

- ・一旦支払われた参加費・懇親会費は返却いたしません。
- ・参加費・懇親会費には会員・非会員の区別はありません.
- ・非会員の方も規定の参加費・懇親会費をお支払い頂ければ
 大会・懇親会に会員と同様に参加することができます.

講演の方法

口頭発表(スペシャル・セッションを含む)

- 一般口頭発表の講演1件あたりの持ち時間は<u>11分</u>(講 演9分・質疑2分)です。
- スペシャル・セッションの発表時間については世話人からの指示に従ってください。
- 講演にはPCプロジェクターを使用できます。
- ・ 講演にあたり、予め以下の点をご了承ください。
- パソコンは各自で準備して下さい、会場にはプロジェ クターおよび接続ケーブルのみを準備します。
- ✓ セッション開始前の休憩時間などを利用して、必ず接続の確認を行っておいて下さい.また接続が不安な場合は、セッション開始前に会場係に申し出て下さい.
- ✓ 突然の故障や接続の際のトラブルが発生した場合,座 長の判断で発表順の繰り下げなどの対応をとること があります.携帯用メディアによるバックアップファ イルの準備など,トラブルへの備えは講演者自身で行 って頂くようにお願いします.

ポスター発表

- 講演者はポスターに表題と著者名を明記して下さい。
- ポスター発表の一人当たり使用可能面積は、縦160 cm× 横110 cm 程度となっています。
- ポスターの掲示にはセロハンテープなどのテープ類, フ ックが使用できます. 画鋲等のピンは使用できません.
 デープ類は会場に用意しますが,発表者が用意していた だいても構いません.
- ポスターの掲示可能時間は以下の通りです. <u>会場の都合</u> 上時間厳守でお願いします.
 - ✓ 第1日の発表者は10月26日09:00~20:00
 - ✓ 第3日の発表者は10月28日09:00~12:30
- ポスター会場での機器の使用は、講演申し込み時に申し 出ていたもの以外は原則として認められません。

保育施設の紹介について

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

保育施設:

「トットランド栄」

URL : <u>http://www.totmate.jp/</u>

TEL: 052-253-5777

補助金額:

保育施設利用料の3分の2を補助しますが、1日あたり補助金額の上限は8,000円です.また、交通費についても補助 を行いますが、上限を1,000円とします.

施設を利用される場合は、利用者が直接お申込みのうえ、 9月30日(金)までに下記担当者までご連絡下さい.他の施設を利用される場合にも同様の方法で補助を行います.保 育施設の利用を検討されている方は、気軽に担当者にお問い
 合わせください。
 連絡先:西尾 伊三男、川嶋 徹(名古屋地方気象台)
 E-mail: <u>msj-chubu-2016@metsoc.jp</u>
 TEL: 052-751-5125

シンポジウム「航空機が気象学にもたらす科学イノベーション」

日時:大会第2日(10月27日[木]) 13:00~15:30 会場:名古屋大学 豊田講堂ホール(名古屋市千種区不老町) 司会:坪木 和久(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

※シンポジウムの聴講は無料です.一般の方も参加できます.

趣旨

雲やエアロゾル粒子,温室効果気体の観測,台風やメソシステムの観測などさまざまな目的において航空機の重要性は誰 もが認めるものである.気象学会は観測専用の航空機を保持することを長い間希望してきた.近年,観測専用の航空機を所 有し,新しい気象学の発展を目指す気運が高まりつつある.そのような状況のなかで名古屋大学宇宙地球環境研究所は飛翔 体観測推進センターを設置し、国内の航空機観測に貢献することを目指している.名古屋大学は県営名古屋空港が近くにあ り,航空機観測という点で地の利もある.航空機観測先進国の米国では、台風観測をはじめとする航空機の有効利用が行わ れてきており、最近は偏波フェーズドアレーレーダを航空機に搭載することが計画されている.台湾では台風の航空機観測 が大学を中心とした研究段階から現業段階に入った.韓国や中国も専用の航空機で観測を開始しつつある.そのような国内・ 国際情勢の中で、気象学会として航空機観測の有用性とそれによる新しい研究の展開について、会員全体さらに学会外も含 めて議論・検討する時期に来ている.

名古屋大学は大気水圏科学研究所の時代に観測専用の航空機を所有することを目指した時期があった.当時やはり名古屋 で行われた気象学会のシンポジウムで航空機観測が取り上げられている.そのときは航空機を所有するまでにはいたらず, これまで国内での航空機観測は個別の研究プロジェクトで行われてきている.それから20年を経て国内外の状況も大きく変 わり,再び観測専用の航空機に対する期待と気運が高まりつつある現在,もう一度,専用の航空機を所有し気象学の新しい 展開を検討することは、今まさに適時といえる.本シンポジウムでは気象学だけでなく、より広い地球科学における航空機 利用の現状とその将来性について議論したい.

プログラム

1)	「航空機観測による気候・地球システム科学研究の推進:気象学会の研究計画」
	小池 真(東京大学大学院 理学研究科)
2)	「雲・降水研究における航空機観測の役割」
	村上 正隆(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)
3)	「航空機観測の熱帯低気圧予測へのインパクト」
	山口 宗彦(気象庁 気象研究所)
4)	「合成開口レーダによる地球観測において航空機観測に求められること」
	浦塚 清峰(国立研究開発法人 情報通信研究機構)
5)	総合討論
	坪木 和久 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

*各講演時間は,質疑応答を含めて 30 分です.

スペシャル・セッションの概要紹介

衛星観測データの新しい解析手法による雲・降水過

程の理解深化と数値モデル検証

日時:大会第1日(10月26日)09:30~12:30 場所:B会場 趣旨:近年の衛星観測では複数のプラットフォームやセンサ ーによって雲降水システムの様々な物理量が同時に得ら れるようになり、衛星観測は従来の物理量の推定から、物 理量を組み合わせて素過程を診断できる新しい時代に入 ったと言える.特に今年は、雲の鉛直内部構造を観測する CALIPSO/CloudSat衛星が運用10周年を迎えるほか、降雨 の三次元構造をとらえる GPM 主衛星の打ち上げからは2 年,高時間分解能での計測を可能としたひまわり8号の運 用開始からは1年が経つ歴史的な節目の年でもある.本セ ッションでは、このように拡充しつつある衛星観測データ を縦横に活用して雲・降水過程を調べる新しい解析研究と、 それを用いた数値モデルのプロセス検証に関する研究発 表を広く募集する.これにより、異なる衛星ミッションに またがるコミュニティ間の情報交換を図り、雲・降水過程 の理解を進めるための衛星観測とモデリングの連携を促 進したい.

世話人:鈴木健太郎(東大大気海洋研),増永浩彦(名大宇 宙地球研),端野典平(九大応力研)

気象予測・観測技術の再生可能エネルギー分野への 応用

日時:大会第1日(10月26日)09:30~12:30 場所:C会場

趣旨:近年,固定価格買取制度(FIT)の導入以降,太陽光 発電や風力発電システムなどの再生可能エネルギーの導入量には目覚ましいものがあります.一方,これらの発電 出力は天候等により左右されるため,時間的,空間的にも 大きく変動します.このため,再生可能エネルギーを含め た電力の安定供給,電力の需給バランスの安定化には,太 陽光や風力の予測,把握技術は不可欠な技術要素となりつ つあります.また,気象の分野で技術開発された様々な予 測・観測技術を用いることは,電力系統の運用コスト削減 に貢献し,系統安定性へ大きく寄与できる可能性を秘めて います.

このセッションでは、気象予測や気象観測技術が電力シ ステム分野においてどのように利用、応用され有効に活用 されていくのか、その議論の場にしたいと思います.研究 機関から民間の気象会社、電力システム分野など様々な角 度からのご発表、意見交換を期待致します.

世話人:大竹秀明, 宇野史睦(産業技術総合研究所太陽光発 電研究センター),嶋田進(産業技術総合研究所再生可能 エネルギー研究センター),宇田川佑介(構造計画研究所 /東京大学生産技術研究所エネルギー工学連携研究セン ター),中島孝(東海大学情報理工学部),滝谷克幸(日 本気象協会),早崎宣之(伊藤忠テクノソリューションズ 株式会社)

海大陸における大気・海洋・陸面マルチスケール相 互作用研究—国際集中観測 YMC に向けて—

日時:大会第1日(10月26日)09:30~12:30 場所:D会場

趣旨:インド洋から太平洋にかけての暖水プール域に広がる 「海大陸」はウォーカー循環,ハドレー循環の上昇流域に あたり,この地域の降水とそれに伴う加熱は,全球の気候 システムを理解する上で重要な要素の1つである.海大陸 では,沿岸部の海陸風,季節内周期で発現する MJO,両 半球からの季節風,数年おきに発生する IOD 等の様々な 時間スケールの現象が絡み合いながら降水活動に影響を 与えている.同地域の独自性・重要性は国際的にも広く認 識されており,海大陸の気象・気候システムを明らかにす る試み"Years of the Maritime Continent (YMC)"が,201719年に計画されている.本セッションでは、海大陸の大 気・海洋・陸面における様々な現象とその相互作用研究の 現状を整理すると共に、国際集中観測 YMC に向けた課題 について議論する.また多角的な理解のため、比較対象と なる他地域の研究も歓迎する.

世話人:安永数明(富山大学),竹見哲也(京都大学),米 山邦夫(海洋研究開発機構),鈴木賢士(山口大学),増 永浩彦(名古屋大学)

気候形成の統合的理解—気候科学における基礎研究の推進と地学・地理教育との連携—

日時:大会第2日(10月27日)09:15~12:00 場所:C会場

- 趣旨:近年の気候システム研究の発展はめざましく、大規模 計算機や各種の先端的研究によって、温暖化予測を含む気 候の変動機構に関して、様々な知見が得られている.本セ ッションでは、これらの知見を気候形成論の統合的理解に 援用することで、地理的な気候諸現象に対して、気候力 学・海洋力学の視点から、これまでに提唱された各種の仮 説を再検討する.大学教養課程や高校の地学・地理の基礎 教育を含め、広く気候科学の最新知識を社会還元するコミ ュニティーの形成を目指す端緒を開きたく、気象学会だけ ではなく、地理学会、海洋学会などの隣接諸学会でも活躍 する研究者の積極的な参加を期待したい.
- 世話人:植田宏昭(筑波大生命環境),立花義裕(三重大生物資源),松本淳(首都大学東京),三寺史夫(北大低温研),野沢徹(岡山大自然科学)

あかつきが拓く惑星気象学

日時:大会第2日(10月27日)09:15~12:00 場所:D会場

趣旨:日本の金星気象衛星「あかつき」が昨年の12月に金 星周回軌道へ投入されました.いろいろな波長のカメラに よる撮像を中心に、金星大気大循環の解明に向けた観測が 行われつつあります.様々な高度での雲模様の変化や、そ れから推定される風速分布などから、大気スーパーローテ ーションの実態だけでなく、その維持メカニズムに深く関 係していると考えられる、平均子午面循環や大気波動・大 気擾乱に関する情報が得られるものと期待されます.同時 に、金星以外の惑星に関しても、近年は活発な理論的・観 測的研究が展開されつつあります.

本セッションでは、あかつきの初期成果を中心に、惑星 大気全般に関する研究を広く募集し、最新の惑星大気科学 の成果について議論したいと思います.惑星大気に従来か ら興味をお持ちの方は勿論、あかつきの成功を機に、惑星 大気に関心を持たれた方の参加を歓迎します.

世話人:高木征弘(京都産業大学理学部),今村剛(JAXA 宇宙科学研究所),高橋芳幸(神戸大学大学院理学研究 科),中島健介(九州大学大学院理学研究院),松田佳久 (東京学芸大学自然科学系)

気象情報の活用および気象講座・気象教育

日時:大会第3日(10月28日)13:30~17:00 場所:C会場 趣旨:昨年の「平成27年9月関東・東北豪雨」,一昨年の 「平成26年8月豪雨」など毎年のように大きな気象災害 が発生している.しかしながら残念なことに住民が防災気 象情報を正しく理解していないこと,首長からの適切な避 難情報が発表されないこともあり,住民の適切な避難行動 が執られていないケースもしばしば見受けられる.このた め,最近では防災,減災を目的とした気象講座等の開催が 多くなっている.また,気象庁では地方自治体に試験的で はあるが,防災目的で気象予報士を派遣する動きもでてい る.また,教育面では,学校教育においても自然を理解し 防災面で重要性が高まっており,地学等の科目を見直すべ きだとの論議もされるようになってきた.このようなこと から,防災の研究成果の発表,防災啓発や防災教育などに ついての方向性の議論とともに,気象予報士の役割等の論 議をしたいと考える.

世話人:岩田修,岡田登志惠,鈴木浩文,関谷不二夫,槇野 泰夫,與語基宏,水谷俊雄,荒川知子(日本気象予報士会)

気候変動が日本・東アジア域の降水現象の変化に及 ぼす影響の理解に向けて

日時:大会第3日(10月28日)13:30~17:00 場所:D会場

- 趣旨:地球温暖化に伴い、気温はほぼ全球で上昇するが降水 は地域差のある複雑な変化をすると指摘されている、特に、 日本・東アジア域は、ユーラシア大陸と太平洋との境に位 置し,気象は,大陸と海洋,中緯度と熱帯の多方面からの 影響を受けるため、気候変化に対する応答が複雑で敏感な 可能性がある.近年の日本では、2014年2月に南岸低気 圧が甲府に前代未聞の大雪を、8月には多雨域でない広島 の豪雨が甚大な被害をもたらした.このような現象は気候 変化と係っているのだろうか.本セッションでは、気候変 動に伴う大循環の変化と日本・東アジア域での降水変化と の関係についての理解を深めるために研究成果を持ち寄 り議論する.気候モデル実験,最新の気象・衛星観測,水 同位体比,全球雲解像モデル出力データ等を利用した研究, 海洋,成層圏,北極圏,対流圏上部を含めた大循環の変化 が東アジア域の降水に及ぼす影響のメカニズム研究など の投稿を歓迎する.
- 世話人:高薮縁(東京大学大気海洋研究所),尾瀬智昭(気 象庁気象研究所),中村尚(東京大学先端科学技術研究セ ンター)

研究会のお知らせ

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

第46回メソ気象研究会

日時:2016年10月25日(火)大会前日 13:30~17:30 場所:B会場(豊田講堂 シンポジオン会議室) コンビーナー: 金田幸恵(名古屋大学宇宙地球環境研究所) テーマ:「擬似温暖化実験のメソ気象研究に対する可能性」 内容:近年,集中豪雨や台風といった極端気象現象に対する 地球温暖化の影響がしばしば取り上げられています.たと えば、2013年11月にフィリピンを襲い甚大な被害をもたら した台風Haiyanは,はたして温暖化の影響を受けていたの でしょうか.また,もし仮にHaiyanのような台風が,温暖 化が進んだ21世紀末に現れたとしたら、どのような台風に なってどのような被害をもたらしうるでしょうか.

このような特定の気象現象の将来変化研究に取り組む 手法の一つとして「擬似温暖化実験」が挙げられます. 擬似温暖化実験は,再現実験と温暖化実験の一組の実験 から成り立ちます.再現実験では再解析データ等を境界 値に現象を再現します.次に温暖化実験では,この再解 析データ等に全球気候予測実験等から取り出した差分を 足し合わせます.昨今,海外でもHurricane Katrina (2005), Sandy (2012)といった熱帯低気圧をはじめ,竜巻,洪水, winter storm等,さまざまな気象現象に対して,この手法 が用いられています.

本手法は,温暖化に限らず,過去や将来のさまざまな 気候変動に対するメソ気象現象の応答を調査する上で活 用できるかもしれません.その可能性と限界について活 発な議論をお願いします.

プログラム:

13:30-13:40 開会挨拶

- 13:40-14:10「レビュー:擬似温暖化実験」(発表20分+質 疑10分)木村 富士男(筑波大学)
- ~第一部:台風への適用~
- 14:10-14:50「擬似温暖化実験による伊勢湾台風の将来変 化」(発表30分+質疑10分)金田 幸恵(名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

 14:50-15:30「台風強度に関する擬似温暖化実験」(発表3 0分+質疑10分)吉野 純(岐阜大学)

休憩

- ~第二部:応用 メソ気象学における可能性~
- 15:45-16:25「Conditional event attribution (Typhoon Haiyan)」 (発表30分+質疑10分) 高薮 出(気象研究所)
- 16:25-17:05「過去の地域気候変化に対する下部境界条件の 寄与」(発表30分+質疑10分)佐藤 友徳(北海道大 学)
- 17:05-17:30 総合討論:擬似温暖化実験の可能性と限界
- 世話人: 坪木和久(名大地球水循環),加藤輝之(気象研 究所),小倉義光(東大大気海洋研)
- **連絡先**: 坪木和久(名古屋大学地球水循環研究センター) E-mail: tsuboki@nagoya-u.jp

極域・寒冷域研究連絡会

- 日時:2016年10月26日(水) (大会第1日) セッション終 了後2時間程度
- 場所:D会場(ES総合館ESホール)
- テーマ:「南極域におけるエアロゾル研究の現状と今後」
- 趣旨: 南極域のエアロゾル研究は、大気中の物質動態だ

けではなく、雪氷表面で起こる極域特有の物質循環過程 も解明してきました. それに加えて、例えば、アイスコ アの分析において氷期・間氷期のサイクルで現れる化学 成分の濃度変動を理解するためには、少なくとも南極大 陸・南大洋規模の物質輸送や大気と雪氷表面層の間の物 質交換のメカニズムを知っていかなければなりません. エアロゾルの性質や分布は雲生成を通して南極の水循 環に影響を与え、更に将来的には日射吸収量の変化をも たらす可能性が提示されてきました. 今回は、いくつか の代表的な地域での観測結果に基づいて南極域の沿岸 域から内陸の物質分布や季節変化に関する大局的特徴 を確認し、それらをもたらすメカニズムの解明に期待さ れる全球大気化学モデルの解析,及び南極氷床表面積雪 層の物質の堆積状態の時間変化について議論します.以 下の3名の方々の講演を計画しています. 学会員からの 講演の追加も期待しておりますので,ご希望の方は下記 連絡担当者またはお近くの極寒連関係者にお声掛けく ださい.

プログラム:

- 1. 「趣旨説明」
- 2.「南極大気中のエアロゾルなどの大気微量成分の物質 循環」
 - 原 圭一郎 (福岡大学)
- 「モデルから見える南極への長距離輸送」 須藤健悟(名古屋大学)
- 「雪氷面への物質沈着,表層のプロファイルの形成機構」
 - 保科 優(国立環境研究所)
- 連絡先:當房 豊(国立極地研究所)
 - E-mail : tobo.yutaka@nipr.ac.jp

統合的陸域圏研究連絡会

日時: 2016年10月26日(水) (大会第1日) セッション終

了後2時間程度

場所:C会場(野依記念学術交流館カンファレンスホール)

- テーマ:「土壌からの温室効果ガス排出とそのメカニズム」
- 内容: 土壌は直接あるいは植生を介して大気とさまざまな物 質を交換している. このうち, 土壌から大気へ放出される ものの中には CO₂ や N₂O などの主要な温室効果ガス (GHGs) が含まれており, 気候に大きな影響を与えてい る. そこで, 今回の研究会では, 土壌からの CO₂ 放出と それに対する土壌微生物の寄与, ならびに窒素肥料利用を 考慮した NH₃, NO, N₂O 放出量推定についてご講演を頂 き, 土壌から大気への GHG 放出とそのメカニズムについ て議論したいと考える. (タイトルや講演者は変更になる 場合があります)

プログラム:

陸域土壌から放出される二酸化炭素量の全球スケールの推定(仮)

橋本昌司 (森林総研)

- 2)陸域生態系における土壌呼吸と土壌微生物群集 吉竹晋平(岐阜大)
- 3) 窒素形態を考慮した全球窒素肥料マップの開発と VISIT モデルによる陸域 NH₃・NO・N₂O ガス放出の推定 仁科一哉(環境研)
- 4)総合討論
- 世話人:伊勢武史(京大),市井和仁(JAMSTEC),大石龍 太(極地研/東大 AORI),熊谷朝臣(名大),近藤雅征 (JAMSTEC),佐藤永(JAMSTEC),立入郁(JAMSTEC), 羽島知洋(JAMSTEC)

連絡先: 立入郁(JAMSTEC)

E-mail : tachiiri@jamstec.go.jp

2017年度春季大会の予告

2017 年度春季大会は、2017 年 5 月 25 日 (木) ~28 日 (日) に国立オリンピック記念青少年総合センターで開催される予定です.大会告示は「天気」12 月号に掲載予定です.なお、春季大会の講演申し込み締め切りは 2017 年 2 月頃となる予定です.

大会第1日 10月26日(水) 9:30~12:30 一般口頭発表

A 会場

降水システム I

座長 : 石津 尚喜 (気象研)

- A101 楠 研一 (気象研) 2016年1月19日庄内平野で観測された下層渦の2重構造
- A102 小野村 史穂 (アルファ電子/気象研) 2015年12月4日庄内平野に突風被害をもたらした気象じょ う乱
- A103 猪上 華子 (気象研) 庄内平野に突風をもたらした降水システム内の渦の高分解能観測
- A104 石津 尚喜 (気象研) 渦が庄内平野に上陸したときの総観場と降水形態の分類
- A105 足立 透 (気象研) 2015年8月6日茨城県桜川市に突風被害をもたらしたBow Echoに伴うダウンバー スト
- A106 岩下 久人 (明星電気株式会社) 地上稠密気象観測による突風予測システムで用いる気温減率閾値 の検討
- A107 道本 光一郎 (ウェザー・サービス) フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) を利用した極端 気象現象 (落雷, 降雹等のシビアハザード) 予測に関する研究 (続報)
- A108 岩崎 博之(群馬大教育) 暖候期の日本周辺における発雷効率の特徴
- A109 柏柳 太郎 (日本無線) 2015年9月4日に関東で発生した積乱雲のフェーズドアレイ気象レーダーに よる観測 -東京23区に局地豪雨と竜巻をもたらした事例-

座長 : 横田 祥 (気象研)

- A110 湯浅 惣一郎 (高知大院理) アウターレインバンド内で発生した特異なミニスーパーセル
- A111 末木 健太 (東大大気海洋研) 台風環境場で発生するスーパーセルのエントレインメントを調べる 理想化数値実験
- A112 横田 祥 (気象研) 超高解像度アンサンブル実験による竜巻と下層メソサイクロンの関係
- A113 加藤 輝之 (気象研) 大気成層の構造変化・上昇流に対する数値モデルの水平解像度の影響
- A114 荒木 健太郎 (気象研) 南岸低気圧に伴う関東甲信地方の降雪における沿岸前線の役割
- A115 岩崎 慎介 (九大応力研) 夏季・瀬戸内海の海洋潮汐による霧の応答

大会第1日 10月26日(水) 9:30~12:30 スペシャル・セッション

B 会場

衛星観測データの新しい解析手法による雲・降水過程の理解深化と数値モデル検証

座長 : 鈴木 健太郎 (東大大気海洋研)

趣旨説明 (5分)

- B101 *濱田 篤 (東大大気海洋研) 衛星降水レーダ観測による降水プロセス研究への貢献
- B102 西 憲敬 (福岡大理) 雲データベースCTOPおよびGSMaPデータを用いた梅雨期東シナ海における 雲と降水の解析
- B103 広瀬 民志(京大院理) ひまわり8号観測データを用いた機械学習による強い雨の強度推定
- B104 山内 晃 (長大院水産環境) CloudSat-CALIPSO併用データを用いて解明したユーラシア大陸広域に わたる氷相割合の違いについて
- B105 Roh Woosub (東大大気海洋研) Evaluations of thermodynamic phases of clouds in NICAM using Joint simulator and CALIPSO
- B106 端野 典平 (九大応力研) 晶癖予測モデルにより再現される北極混合相層雲の評価

座長 : 端野 典平 (九大応力研)

- B107 *清木 達也 (JAMSTEC) 巻雲の解像と気候影響の理解に向けて:高解像大気大循環モデルの取り 組み
- B108 江口 菜穂 (九大応力研) GOSAT TANSO-FTSスペクトルから導出された巻雲の特徴について
- B109 岩渕 弘信 (東北大院理) ひまわり8号の高頻度観測データを用いた氷雲のライフサイクルの解析
- B110 *永尾 隆 (JAXA/EORC) ひまわり8号雲特性プロダクトの開発および水雲微物理特性の時間発展 モニタリングの可能性検討
- B111 計盛 正博 (気象庁数値予報) マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの評 価--大陸西岸沖の層積雲の日変化について--
- B112 神代 剛 (気象研) 衛星観測シミュレータCOSPによるCMIP5モデルAMIP実験の亜熱帯海洋下層雲 量と推定逆転強度の関係の検証
- B113 *道端 拓朗 (九大院総理工) 気候モデルにおけるエアロゾル-雲-降水相互作用プロセスの不確実性の評価
- B114 岡本 創 (九大応力研) CloudSat-CALIPSOからEarthCAREへ: 雲物理特性プロダクト改訂

*は招待講演 (各15分), それ以外は一般講演 (各11分)

大会第1日 10月26日(水) 9:30~12:30 スペシャル・セッション

C 会場

気象予測・観測技術の再生可能エネルギー分野への応用

座長 : 宇野 史睦 (産総研)

- C101 田中 幸也 (慶大理工) DTWに基づくクラスタリングを用いた日射量多地点予測システム
- C102 竹中 栄晶 (JAXA) 衛星観測に基づく日射量及び太陽光発電出力の現況把握技術と短時間予測技術の開発
- C103 宇野 史睦 (産総研) マルチモデルアンサンブル予報を用いた日射量予測と予測大外しへの利用可 能性

座長 : 嶋田 進 (産総研)

- C104 加藤 央之 (日大・文理) 風力発電の急変動現象に関する風の予測 (2) 平均風速とランプの確立予 測
- C105 永松 慎平 (気象協会) 新島における再生可能エネルギー発電出力予測の検討
- C106 島田 照久 (弘前大院理工) 北日本沿岸海域の風力資源に対する地形性強風の寄与
- C107 大澤 輝夫 (神戸大院海事) NEDO洋上風況マップにおけるWRF計算精度の検証
- C108 嶋田 進 (産総研) デュアル鉛直ライダー観測による沿岸風の増速率に関する研究

座長 : 宇田川 佑介 (東大生産研)

- C109 中島 孝 (東海大) エネルギー・マネジメントにおける気象学と需要科学の協働
- C110 南波 和樹 (首都大システムデザイン) 日射量予測の変更に合わせた太陽光蓄電池の充放電制御法
- C111 益田 泰輔 (名城大) 日射予測の電力系統需給制御への適用
- C112 宇田川 佑介 (東大生産研) 日射量予測の改善が電力系統における需給運用に与える影響
- C113 野本 哲 (中部電力) 電力需給における日射強度予測の必要性と予測精度

総合討論 (5~10分)

大会第1日 10月26日(水) 9:30~12:30 スペシャル・セッション

D 会場

海大陸における大気・海洋・陸面マルチスケール相互作用研究—国際集中観測YMCに向けて—

座長 : 竹見 哲也 (京大防災研)

趣旨説明

- D101 米山 邦夫 (JAMSTEC) Years of the Maritime Continent 海大陸研究強化年
- D102 猪上 淳 (極地研) 極域予測年(YOPP)の準備状況
- D103 茂木 耕作 (JAMSTEC) Pre-YMC観測期間中のMJO通過によるスマトラ西岸沖バリアレイヤーの発 達
- D104 松岸 修平 (東大院理) Pre-YMC、MJO通過時におけるNICAMと観測の地表面潜熱フラックスの検 証
- D105 安永 数明 (富山大理) Warm Pool域における水蒸気変動特性に関する研究
- D106 那須野 智江 (JAMSTEC) 2015年11-12月の海大陸集中観測期間のMJO発達過程
- D107 耿 驃 (JAMSTEC/RCGC) スマトラ島沖で「みらい」偏波ドップラーレーダーにより観測された西 進擾乱の通過に伴う日周期降水活動への影響
- D108 鈴木 賢士 (山口大院) インドネシア・スマトラ島でのビデオゾンデとみらい偏波降雨レーダとの 同期観測
- D109 勝俣 昌己 (JAMSTEC) Pre-YMC集中観測期間における船舶搭載ライダーを用いた洋上水蒸気の高 解像度観測
- D110 横井 覚 (JAMSTEC) Pre-YMC観測データを用いた降水日変化メカニズムの検証
- D111 山中 大学 (JAMSTEC) 海大陸西岸における「重力波族」の出現状態
- D112 鈴木 順子 (JAMSTEC) Pre-YMC 期間中にコトタバンで観測された波動にともなう水蒸気・オゾン 変動
- D113 西本 絵梨子 (京大院理) 成層圏QBOが南半球夏季MJOにおよぼす影響について

A 会場

降水システムⅡ

座長 : 津口 裕茂 (気象研)

- A151 山本 宗尚 (京大院理) チベット高原におけるGSMaP降雨判定手法の改良
- A152 伊藤 直 (京大生存研) 稠密GNSS受信ネットワークによる可降水量の時間・空間変動のリアルタイ ム観測
- A153 清水 慎吾 (防災科研) 地上設置型マイクロ波放射計ネットワークを用いた可降水量の水平分布の 検証
- A154 中井 専人(防災科研・雪氷) レーダー降水量推定への降雪種観測の即時利用の試み
- A155 二宮 洸三 (無所属) 1982年7月23-25日の九州(長崎)豪雨の降水系:再検討
- A156 加藤 輝之 (気象研) 2016年6月20-21日の長崎・熊本での大雨の発生要因について
- A157 津口 裕茂 (気象研) 「平成27年9月関東・東北豪雨」の発生要因について (その2) 上空の環境場と豪雨発生との関係 -
- A158 佐野 哲也 (NICT) 夏季静穏時に甲府盆地で発達した対流性降水システムの出現に先立つ気象場の 事例解析
- A159 竹見 哲也 (京大防災研) 擬似温暖化実験による平成26年8月豪雨への気候変動影響の解析
- A160 廣川 康隆 (気象庁予報) 降水システム形成に寄与する渦位場の特徴 その2

座長 : 馬場 雄也 (気象研)

- A161 當房 豊(極地研) CRAFTを用いた氷晶核の数濃度の計測: コロラド高原での事例
- A162 田尻 拓也 (気象研) 鉱物ダスト粒子氷晶核能の温度依存性(その2)
- A163 大瀧 莞司 (名大院環境) 東海地方における対流性降水域にみられた霰領域と上昇流統計値の関係
- A164 山下 晃 (大阪教育大) 空気模様を作る雪の結晶成長
- A165 齋藤 泉 (名工大院工) 積雲内における雲粒子の成長
- A166 三隅 良平 (防災科研) 東京スカイツリーで観測された下層雲の雲粒粒径の特徴
- A167 馬場 雄也 (JAMSTEC) TOGA-COARE実験から得られる統計的雲構造
- A168 村上 英世 (いい研) 新人工降雨システムの地球温暖化への効果

B 会場

データ同化

座長 : 本田 匠 (理化学研究所計算科学研究機構)

- B151 山下 浩史 (気象庁数値予報) 気象衛星ひまわり8号から算出される大気追跡風の現業数値予報シ ステムにおける利用開始
- B152 大塚 道子 (気象研) ひまわり8号高頻度大気追跡風のデータ同化実験―その2―
- B153 澤田 洋平 (理研計算科学) ひまわり8号を活かした局地的大雨の予測精度向上の試み
- B154 本田 匠 (理研計算科学) ひまわり 8 号輝度温度観測のデータ同化研究: 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨事例
- B155 岡本 幸三 (気象研) ひまわり8号の曇天域赤外輝度温度同化(第2報)観測誤差等の同化パラメー タの設定
- B156 上清 直隆 (気象研) ハイパー赤外サウンダの雲域全球同化と予報誤差感度に基づく観測データの 評価
- B157 岡崎 淳史 (理研計算科学) 次世代静止衛星搭載降水レーダデータの同化実験にむけて
- B158 川畑 拓矢 (気象研) 二重偏波レーダーデータを用いたデータ同化実験

座長 : 小槻 峻司 (理化学研究所計算科学研究機構)

- B159 Lien Guo-Yuan (理研計算科学) LETKF assimilation of dense radar data for short-range fine-scale prediction of convective systems
- B160 大塚 成徳 (理研計算科学) フェーズドアレイ気象レーダを用いた三次元降水補外予測へのデータ 同化の適用
- B161 前島 康光 (理研計算科学) 高頻度地上観測データ同化の局地的豪雨予報へのインパクト
- B162 国井 勝 (気象研) 領域大気海洋結合モデルを用いたアンサンブルカルマンフィルタの構築(第3報)
- B163 石橋 俊之 (気象研) 観測誤差共分散構造の診断とその利用(2)
- B164 寺崎 康児 (理研計算科学) 観測誤差相関を考慮したデータ同化手法の開発
- B165 斉藤 和雄 (気象研) アンサンブルデータ同化のための摂動手法について(序報)
- B166 小槻 峻司 (理研計算科学) アンサンブルカルマンフィルタの適応型共分散緩和手法
- B167 近藤 圭一 (理研計算科学) 10240メンバーアンサンブルデータ同化による局所化の解析誤差への 影響
- B168 $\lor \vec{r} = \gamma \rho$ (JAMSTEC) Development of a local Deterministic Ensemble Kalman Filter and comparison with LETKF

C 会場

大気境界層

座長: 高根 雄也 (産総研)

- C151 高根 雄也 (産総研) 領域気候・建物エネルギー連成数値モデルによる都市気候と電力需要の再現
- C152 中山 浩成 (原子力機構) リサイクリング技術を用いたLES温度成層乱流生成手法に関する研究
- C153 伊藤 純至 (気象研) JMANHMによる肱川あらしの数値的再現
- C154 服部 康男 (電中研) 蔵王風下での山岳波に起因するメソ擾乱の中立大気接地層乱流への干渉に関 するLESによる洞察
- C155 新藤 永樹 (気象研) 2013年8月11日東京の最低気温30.4℃に対する都市モデルの再現性
- C156 山口 晃毅 (東北大流体研) 羽田空港における格納庫後流に発生する乱気流の非定常流体解析
- C157 高咲 良規 (立正大地球環境) 長野市におけるドップラーライダを用いた山風の観測
- C158 鈴木 真一(防災科研) ドップラーライダー観測から解析された地表近くの風とラジオゾンデ観測 との比較
- C159 松尾 諒 (京大人環) 街と森における気温と水蒸気量の関係性について —2013年-2014年と2015 年-2016年における観測結果より—
- C160 堀口 光章 (京大防災研) 大気境界層の発達に伴う大規模乱流構造の出現状況の変化(都市近郊での観測より)
- C161 永尾 一平 (名大院環境) 名古屋港で観測された夏季海陸風のホドグラフの鉛直分布(その2)
- C162 名越 利幸 (岩手大教育) 岩手雫石盆地で発生する霧のドローンによる観測
- C163 北城 佑記 (同志社大院理工) 大阪における海風の長期変動とその要因
- C164 大塚 清敏 (大林組技研) 秋田県北部沿岸での海上風観測に見られる冬季における海上風の乱れに ついて

D 会場

大気放射

座長 : 片桐 秀一郎 (九州大学)

- D151 中山 智喜 (名大ISEE) 自動車排ガス起源の二次有機エアロゾルの光吸収特性の実験的研究
- D152 中川 真秀 (名大ISEE) 単一粒子の光散乱全角度分布計測装置の開発と性能評価-
- エアロゾル粒子による放射影響推定の不確実性の低減のために-
- D153 関口 美保 (海洋大) 広帯域放射伝達モデルMstrnXの気体吸収テーブルの更新
- D154 藤川 雅大 (九大応力研) 多視野角・多重散乱偏光ライダーによる粒子タイプ識別及び偏光解消度 を用いた雲の相識別手法の開発
- D155 太田 晃平 (九大応力研) 衛星・地上型アクティブセンサによるニーオールスンの雲物理量の統計 解析
- D156 佐藤 可織 (九大応力研) 衛星搭載ライダを用いた新しい水雲プロダクト
- D157 片桐 秀一郎 (九大応力研) CALIOPデータを用いた雲マスクプロダクトの改訂
- D158 石元 裕史 (気象研) µ-CTデータから得られた積雪粒子の形状と粒子散乱特性の計算

大気力学

座長 : 杉本 憲彦 (慶応義塾大学)

- D159 杉本 憲彦 (慶大日吉物理) 自発的重力波放射とその反作用
- D160 南原 優一 (東大院理) PANSYフルシステム観測に基づく昭和基地上空の対流圏・下部成層圏の重 力波解析
- D161 原田 やよい (気象研) JRA-55を用いた北半球冬季の惑星規模波動の伝播特性解析(第5報)~2013/14年北半球冬季に見られた東西波数2の卓越に着目して~
- D162 雨宮 新 (東大院理) PV-Θ位相平面を用いた圏界面付近の不可逆的物質混合の表現
- D163 相木 秀則 (名大宇地研) 時間的ローパスフィルタに基づく擾乱位置エネルギーの収支式
- D164 野田 彰(気象研) 一般化された変換Euler平均(GTEM)の データ解析応用上の問題点とその解決策
- D165 田中 博(筑波大計算科学) 大気の鉛直構造関数の数値解法に伴う問題について
- D166 北野 慈和(北大院工)開水路流れとの類似点に着眼したジェット気流のエネルギー解析
- D167 伊賀 啓太 (東大大気海洋研) 円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流の側壁付近における加速

大会第2日 10月27日(木) 9:15~12:00 一般口頭発表

A 会場

気候システム I

座長 : 小玉 知央 (海洋研究開発機構)

- A201 中村 哲 (北大院地球環境) 海氷全面消滅 (Blue Arctic Ocean実験) に対する冬期大気循環応答
- A202 小玉 知央 (JAMSTEC) 14kmメッシュNICAM気候実験データを用いた温帯低気圧の将来変化解析
- A203 杉 正人 (気象研) 将来温暖化時の確率台風強度マップの作成(2)
- A204 吉森 正和 (北大院地球環境) 中高緯度の温暖化が熱帯の降雨分布に与える影響
- A205 長谷川 聡 (土研ICHARM) 全球d4PDFにおける比較SPIを用いた将来の降水量の評価
- A206 Cruz Faye Abigail (気象研) Assessment of future changes in climate over Southeast Asia using NHRCM

座長 : 川瀬 宏明 (気象研)

- A207 川瀬 宏明 (気象研) 地球温暖化が近年の日本の天候に及ぼす影響の定量的評価
- A208 今田 由紀子 (気象研) 高解像度MRI-AGCMアンサンブル実験を用いた日本域の10年規模の気温変 動に関する要因分析
- A209 高橋 千陽 (東大大気海洋研) 2015年8月上旬に持続した日本の猛暑に対する自然変動と人為起源 温暖化の寄与
- A210 筒井 純一 (電中研) 地球温暖化緩和策の長期目標における温室効果ガスの人為的な排出と吸収の 均衡について
- A211 谷田貝 亜紀代 (弘大気象) ヒマラヤ山岳域のlandslide災害への局地的降水影響の評価(序報)
- A212 藤部 文昭 (首都大都市環境) 東京23区における熱中症死亡率の分布とその変動: 2013年についての解析
- A213 釜堀 弘隆 (気象研) SEAWINDS海上風データによる熱帯低気圧の平均循環場

大会第2日 10月27日(木) 9:15~12:00 一般口頭発表

B 会場

気象予報

座長 : 高谷 祐平 (気象研)

- B201 山田 和孝 (気象庁数値予報) 2016年3月に実施した気象庁全球モデル(GSM)物理過程等の改良について
- B202 榎本 剛 (京大防災研) 2013年台風第3号Yagiの予報実験
- B203 山上 晃央 (筑波大院生命環境) 2012年8月に発生した北極低気圧の予測可能性について -最低中心気圧の予測-
- B204 高谷 祐平 (気象研) マルチモデルアンサンブルによる季節予報
- B205 栗津 妙華 (理研 計算科学) 画像認識を用いた降水予測の検証

気象教育

座長 : 山本 哲 (気象研)

- B206 松浦 麻子 (日本科学未来館) 気象及び地球温暖化をテーマとした実験教室の開発と実施・普及~ Miraikan Lab サテライト気象コース「天気が教えてくれる地球のこと」~
- B207 関 隆則 (気象予報士会) 光音響効果を用いた温室効果実験装置
- B208 山本 哲 (気象研) 御雇英人ジョイナーによる東京での気象観測
- B209 實本 正樹 (気象予報士会) 2013年3月10日の温帯低気圧に伴う寒冷前線の解析
- B210 川井 睦夫 (気象予報士会) 既存データを用いた海陸風の調査について
- B211 伊藤 忠 (気象予報士会) 局地解析から見た濃尾平野の積雪 2014年12月18日の事例と2016年1月 25日の事例比較

大会第2日 10月27日(木) 9:15~12:00 スペシャル・セッション

C 会場

気候形成の統合的理解—気候科学における基礎研究の推進と地学・地理教育との連携—

座長 : 植田 宏昭 (筑波大生命環境)

- C201 松本 淳 (首都大院都市環境、JAMSTEC/DCOP) モンスーン気候
- C202 三瓶 岳昭 (会津大) 梅雨降水帯の形成と大規模循環場の力学
- C203 立花 義裕 (三重大院生物資源) オホーツク海高気圧再考と高校地学地理
- C204 宮坂 貴文 (東大先端研) 夏季北太平洋亜熱帯高気圧の形成力学
- C205 加藤 内藏進 (岡大・教育・理科) ドイツと日本の冬から春への季節進行と季節感(春を迎える行事「ファスナハト」と「節分」に注目して(その2))
- C206 早崎 将光 (環境研) 低気圧活動の気候学
- C207 植田 宏昭 (筑波大・生命環境) チベット高気圧の形成と変動

座長 : 野沢 徹 (岡山大自然科学)

- C208 増田 耕一 (JAMSTEC) 「ケッペンの気候区分」を引退させてそれに代わるものを考えよう
- C209 中山 秀晃 (気象予報士会) 高校地理教育における気候分野の扱いと課題
- C210 西川 はつみ(北大低温研) 大気循環に影響する北太平洋移行領域周辺の流動構造
- C211 三寺 史夫 (北大低温研) 海洋循環の西岸強化とロスビー波
- C212 川崎 健太 (三重大院生物資源) オホーツク海の存在が及ぼす梅雨強化メカニズム
- C213 高谷 康太郎 (京都産大) シベリア高気圧/冬季東アジアモンスーンの変動

大会第2日 10月27日(木) 9:15~12:00 スペシャル・セッション

D 会場

あかつきが拓く惑星気象学

座長 : 高木 征弘 (京都産業大理)

はじめに

D201 佐藤 毅彦 (宇宙研) 金星周回軌道のあかつき科学機器と観測計画

D202 佐藤 毅彦 (宇宙研) あかつき IR2 カメラによる金星大気科学

D203 田口 真 (立教大) 金星雲頂高度に発見された巨大重力波

D204 安藤 紘基 (京産大) 「あかつき」電波掩蔽観測の初期成果報告

D205 高橋 幸弘 (大学院理学研究院) あかつきによる雷検出の現状 Latest status of lightning detection by Akatsuki

D206 小郷原 一智 (滋賀県大) 金星探査機「あかつき」Level 3プロダクトに見られる雲パターンの時間 変化

D207 堀之内 武(北大院地球環境) 金星探査機「あかつき」の紫外データを用いた雲追跡

D208 山本 勝 (九大応力研) 放射コードを組み込んだ金星GCMでシミュレートされた気温および大循環 構造について

D209 杉本 憲彦 (慶大日吉物理) AFESおよびLMD/GCMで再現された金星大気中の波の比較

D210 樫村 博基 (JAMSTEC) 簡易金星版AFES高解像度計算におけるエネルギースペクトルの鉛直分布

D211 三村 和男 (東海大学教養学部) 回転水槽実験におけるスーパー・ローテーション

D212 山中 大学 (JAMSTEC) 地球の海はなぜ干上がらないのか: 「雨滴惑星」の考察

総合討論

A 会場

気候システムⅡ

座長 : 川合 秀明 (気象研)

- A301 Chen Ying-Wen (JAMSTEC) NICAMにおける上層雲の温暖化応答—シングル・ダブルモーメントバルクスキーム間の相違—
- A302 河本 和明 (長大環境) CloudSat搭載レーダから得られた雲層内の降水発生状況の解析
- A303 川合 秀明 (気象研) 衛星から見た北極海の下層雲の特徴
- A304 行本 誠史 (気象研) 気象研究所地球システムモデルMRI-ESM2の気候再現性
- A305 竹村 俊彦 (九大応力研) 大気海洋結合モデルを用いたエアロゾルによる放射収支変化と気温変化 との関係性の検証

座長 : 高橋 千陽 (東京大学大気海洋研究所)

- A306 桑名 佑典 (岡山大教育理科) 東アジアとの比較気候学的視点でみたヨーロッパの春への進行と低 気圧活動(2000年の事例解析)
- A307 松本 健吾 (岡山大・院) 梅雨最盛期と盛夏期の東日本における大雨日の降水特性と総観場の気候 学的解析
- A308 槌田 知恭 (岡山大教育) 日本の盛夏期の降水特性と大気場に関する総観気候学的解析(2)
- A309 山口 拓朗 (岡山大教育) 1970年代以降の冬型気圧配置の特徴に関する解析(初冬と真冬との違い を意識して)
- A310 高橋 千陽 (東大大気海洋研) 過去20年間の太平洋貿易風加速に対する硫酸性エアロゾルの役割
- A311 前田 修平 (気象研) ITCZの強い積雲対流活動がもたらした2014年暖候期の北太平洋の循環偏差
- A312 黒田 友二 (気象研) 北半球亜熱帯ジェットの月々変動とその影響

B 会場

物質循環I

座長 : 後藤 大輔 (極地研)

- B301 稲飯 洋一 (北大院地球環境) 熱帯対流圏界層上端大気起源の経年変動 その原因と成層圏大気質 への影響
- B302 山内 恭 (極地研) 南極オゾンホール解消の兆し?
- B303 関谷 高志 (JAMSTEC) 対流圏オゾンの全球モデリングにおける水平格子解像度の影響
- B304 池上 雅明 (気象庁環境気象) 気象庁 領域大気汚染気象予測モデルへの地上大気汚染観測データ 同化の導入
- B305 柴田 泰邦 (首都大システムデザイン) 下層大気中のCO2濃度と気温鉛直分布のライダー同時観測
- B306 Patra Prabir (JAMSTEC) On the use of aircraft CO₂ observations for carbon cycle studies
- B307 眞木 貴史 (気象研) 複数の衛星観測データを用いたCO2データ同化実験
- B308 佐々井 崇博 (東北大院理) 衛星データ利用型モデルによるアジア10kmメッシュの陸域炭素収支解 析
- B309 保科 優(環境研) 酸素や炭素同位体の測定に基づく大気CO2濃度変動成分の起源推定法の開発
- B310 後藤 大輔 (極地研) スパールバル諸島ニーオルスンにおける大気中CO₂濃度および炭素同位体比 の時間変動
- B311 石戸谷 重之 (産総研) 南鳥島における大気中酸素濃度の連続観測

C 会場

観測手法

座長: 酒井 哲(気象研)

- C301 森 昂志 (京大生存研) 小型無人航空機・MUレーダー同時観測実験
- C302 田畑 啓 (京大生存圏) EAR-RASSによる赤道域UTLSの気温変動の連続観測に関する研究
- C303 内野 修 (環境研) GOSAT-2プロダクト検証用ライダーの開発と試験観測

C304 酒井 哲 (気象研) 局地的大雨予測のための可搬性に優れた次世代型水蒸気ライダーの開発 (2)

- C305 泉 敏治 (気象研) ミーライダーデータから算出した混合層高度
- C306 Baron Philippe (NICT) Measurement Performance Assessment of Future Space-Borne Doppler Wind Lidar for Numerical Weather Prediction
- C307 下妻 達也 (長大院工学) XRAINを用いたGPM主衛星二周波降水レーダの降水強度の評価
- C308 佐藤 晋介 (NICT) フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ~ 地表面クラッタの統計的性質~
- C309 吉田 翔 (気象工学) フェーズドアレイ気象レーダの逐次的ZR式推定手法の検討
- C310 民田 晴也 (名大宇地研) 降雪粒子の立体形状と等価体積直径
- C311 山本 哲 (気象研) 極細熱電対による気温観測における日射/放射影響の評価
- C312 上條 賢一 (東洋大) 気象変動モニタリングにおけるLFD異常検出のための一方法

D 会場

中高緯度大気

座長 : 山田 恭平 (国立極地研究所)

- D301 山田 恭平 (極地研) NHMによる南極定期予報計算の導入
- D302 菅野 湧貴 (東北大院・理) 中高緯度直接循環の3次元構造とボーラス速度
- D303 庭野 匡思 (気象研) 極域領域気候モデルNHM-SMAPの初期評価結果
- D304 青木 輝夫 (岡山大院自然) グリーンランド氷床上SIGMA—Aサイトにおける放射収支観測 — 近赤外アルベドと気温の関係 —
- D305 本田 明治(新潟大理) 2016年1月下旬の日本各地に記録的寒波をもたらした大気循環場の特徴
- D306 趙 寧 (九大総理工) Response of SST in the Sea of Japan on the Winter Cyclones
- D307 清水 亮介 (同志社大院理工) Lanczosフィルタを用いたPolar Lowの客観的検出

中層大気

座長: 直江 寛明(気象研)

- D308 木下 武也 (JAMSTEC) 波が作る成層圏の物質輸送の3次元構造について
- D309 平野 創一朗 (東大院理) 北半球昇温時の物質循環の東西非一様性
- D310 小新 大 (東大院理) アンサンブルカルマンフィルターを用いた下部熱圏までのICSOM期間中のデ ータ同化解析
- D311 岩尾 航希 (熊本高専) 冬季中層大気における西風分布とプラネタリー波
- D312 直江 寛明 (気象研) QBOが成層圏中高緯度循環に与える影響 (QBOi実験)

A 会場

熱帯大気・台風

座長 : 山田 広幸 (琉球大学)

- A351 坪木 和久 (名大宇地研) 台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析のための航空機な どの飛翔体を用いた観測計画
- A352 森 一正 (高層台) 台風Yancy(T9313)の初期発達過程の解析(続) 啓風丸 I レーダー観測と数値実験結果を用いて-
- A353 山田 広幸 (琉球大理) 2010年第7号は「猛烈な」台風だった
- A354 嶋田 宇大 (気象研) 2015 年台風第15 号の壁雲交換後の急発達に関する観測的研究
- A355 山口 宗彦 (気象研) 1ヶ月予測は2016年の不活発な台風活動を予測できていたか?
- A356 伊藤 耕介 (琉大理) RSMC Tokyoによる台風強度の発表予報の誤差と環境場との関係

座長 : 和田 章義 (気象研)

- A357 伊藤 耕介(琉大理) 発達期から成熟期にかけての軸対称的な台風の構造上の特徴
- A358 辻野 智紀 (宇地研) 理想化した熱帯低気圧に伴う長寿命多重壁雲の維持メカニズム
- A359 小嶋 ゆう実 (岡大・教育・理科) 秋が深まった時期のTy1326に伴う日本列島での広域降水の特徴 ~季節進行の中での違いの理解に向けて~
- A360 和田 章義 (気象研) 海洋環境場が台風数値シミュレーションに与える影響
- A361 筆保 弘徳 (横浜国大) 台風発生環境場の統計解析 ~発生時の環境場はどのように影響するの か?~
- A362 中野 満寿男 (JAMSTEC) 全球非静力学モデルによる季節内変動と北西太平洋域の台風発生数の 将来変化
- A363 金田 幸恵 (名大ISEE) 21世紀末を想定した擬似温暖化実験による伊勢湾台風の将来最大強度推定 (続報)温暖化による強化プロセス
- A364 柳瀬 亘 (東大大気海洋研) 北大西洋の熱帯・亜熱帯・温帯における低気圧の理想化実験
- A365 伍 培明 (JAMSTEC/DCOP) MJOと日変化対流によるスマトラ島西岸の集中豪雨
- A366 清木 亜矢子 (JAMSTEC) エルニーニョ非発生年における春以降の西風バースト欠如と背景場との関係

B 会場

物質循環Ⅱ

座長 : 五十嵐 康人 (気象研)

- B351 車 裕輝 (名大ISEE研) イソプレンによる新粒子生成抑制:京都市内と東京多摩丘陵での観測の比較
- B352 鵜野 伊津志 (九大応力研) 粗大硝酸塩の越境輸送の重要性と生成要因
- B353 渡邊 明(福島大・理工) 大気中放射性物質の減衰特性
- B354 鶴田 治雄 (RESTEC) 大気環境常時測定局で使用済みテープろ紙の分析による福島第一原子力発 電所事故直後における東日本での大気中放射性セシウムの時空間分布(その3):関東地方での複雑な 輸送過程の解明
- B355 五十嵐 康人 (気象研) 放射性セシウムの大気への再浮遊でバイオエアロゾルが果たす役割
- B356 張 代洲 (熊本県立大環境共生) 九州西岸における偏西風中のバイオエアロゾルの変動
- B357 田中 泰宙 (気象研) 極東の森林・泥炭火災の煙は北日本にどのくらい飛来しているか:エーロゾ ル再解析による研究
- B358 武靖 (名大院環境) Regional Characteristics of Recent Dust Occurrence and Its Controlling Factors in East Asia
- B359 鄭 運先 (名大ISEE) Asian dust effect on the cloud and precipitation over Korean Peninsula

座長 : 伊藤 彰記 (海洋研究開発機構)

- B360 馬場 賢治(酪農大 環境) CALIPSOを用いた2012年4月のダストストームの時空間変遷について
- B361 河合 慶(名大院環境) ライダーネットワークが捉えた寒冷前線によるダスト舞い上げの空間構造
- B362 神 慶孝 (環境研) シーロメータCHM15kとライダーによるエアロゾル鉛直プロファイルの比較観 測
- B363 佐藤 陽祐 (理研計算科学) 全球雲解像実験による黒色炭素の北極への輸送
- B364 伊藤 彰記 (JAMSTEC) 南大洋域へ供給される鉱物エアロゾルに関する全球エアロゾル化学輸送 モデル解析
- B365 五藤 大輔 (環境研) モデル水平分解能のエアロゾル濃度への影響
- B366 吉田 真由美 (JAXA/EORC) JAXAひまわりモニタの開発(1):多波長イメージャによるエアロ ゾル推定アルゴリズム
- **B367** 菊池 麻紀 (JAXA/EORC) JAXAひまわりモニタの開発(2):時空間変動特性を用いたエアロゾル1時間合成アルゴリズム
- B368 弓本 桂也 (気象研) ひまわり8号観測を用いたエアロゾル同化予測システムの開発

大会第3日 10月28日(金) 13:30~17:00 スペシャル・セッション

C 会場

気象情報の活用および気象講座・気象教育

座長 : 多々良 秀世 (気象予報士会)

- C351 多々良 秀世 (camj) 「クロスロード防災気象情報編」による防災啓発支援--気象予報士等、県内の団体での活用を支援-
- C352 荒川 知子 (田園調布学園) アクティブ・ラーニング型気象教育による防災意識の向上(2)
- C353 安達 史典 (愛知県河川課) 災害避難カードを活用した水害に対する地域主体の取組の試行につい て
- C354 植松 久芳 (予報士会) ~適切な避難行動のありかたについて~
- C355 若月 泰孝(茨城大理) 広島豪雨における気象防災情報の伝達と避難行動に関する現地調査
- C356 白石 晶二 (気象予報士会) 気象災害から命を守る(その3)
- C357 龍山 康朗 (アナウンス部) 放送メディアが試みる「防災情報が伝わる工夫」
- C358 岡田 みはる (ウェザーマップ) テレビの天気予報に天気図が登場することの大切さ~防災の観点から~
- C359 内山 常雄 (気象予報士会) 健康被害を防ぐための気温情報の提供
- C360 土井 修二 (気象予報士会) 地方在住予報士の気象情報活用法

座長 : 與語 基宏 (気象予報士会)

- C361 槇野 泰夫 (気象予報士会) 聴覚障がい者への気象防災講座
- C362 大矢 康裕 (WFT、気象予報士会) 山岳防災におけるDIG (災害図上訓練)の活用について
- C363 安福 英俊 (神戸市灘消防署) 消防機関における気象情報の活用事例と気象教育への提言
- C364 小池 佳奈 (エムティーアイ) 「3D雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリによる実証 実験2年目
- C365 滋野 哲秀 (龍大) スマートフォンを活用した気象知識の普及について
- C366 吉川 契子 (清水西高校) 高校「地学基礎」気象分野の指導上の工夫
- C367 加藤 内藏進 (岡大・教育・理科) 降水の『質』の多様性や季節サイクルの中での広域気団分布に も注目した日本の梅雨に関する中学校での授業実践
- C368 関谷 不二夫 ((一社) 日本気象予報士会) 子供たちに天気の楽しさを教える
- C369 奥村 政佳 (横浜国大) 気象情報を利活用した気象・防災教育の取り組み~アイコンで構成された 天気予報・注意報警報アプリケーションの開発~

大会第3日 10月28日(金) 13:30~17:00 スペシャル・セッション

D 会場

気候変動が日本・東アジア域の降水現象の変化に及ぼす影響の理解に向けて

座長 : 濱田 篤 (東大大気海洋研)

D351 舘野 愛実(北大院環境) 中緯度の対流圏上層の渦位擾乱と降水の総観規模変動の関係 D352 横山 千恵 (東大大気海洋研) GPM KuPR観測による中緯度降水の特徴-熱帯降水との対比から-D353 小野 茉莉花 (東大大気海洋研) GPM-DPRデータを用いた降水システム特性と環境場の関係 D354 濱田 篤 (東大大気海洋研) 日本域の極端降水・極端対流イベントの降水特性・環境場の違い D355 大塩 健志 (気象庁気候情報) CMIP5データにおける日本の極端降水の現在気候再現性評価に向け て 鬼頭 昭雄(筑波大生命環境) 温暖化時の年最大日降水量の変化と台風の役割 D356 D357 佐藤 尚毅 (学芸大) 気候変動が日本・東アジア域の降水現象の変化に及ぼす影響の理解に向けて 友近 全志 (富山大院理工) 北陸における初冬季の降水量増加傾向と熱帯インド洋の降水活動との D358 関係 宮坂 貴文 (東大先端研) 海洋前線帯上の移動性擾乱に伴う上昇流に対する力学・熱力学的寄与 D359

座長 : 小坂 優 (東大先端研)

- D360 吉田 聡 (JAMSTEC/APL) 北太平洋爆弾低気圧活動長期変動に伴う低気圧発達過程の変化
- D361 西井 和晃 (三重大院生物資源) 季節平均降水量の潜在的予測可能性に対する中緯度海洋の役割
- D362 関澤 偲温 (東大先端研) 海洋大陸における対流活動変動に伴う熱帯から冬季東アジアへの遠隔影 響
- D363 勝部 豪 (千葉大院理) APHRO_JPに見られた沖縄梅雨の数十年規模変動
- D364 松村 伸治(北大院地球環境) PDOによる太平洋高気圧とオホーツク海高気圧の変動
- D365 小坂 優 (東大先端研) 階段状の地球温暖化のペースメーカーとしての熱帯太平洋変動
- D366 楠 昌司 (気象研) 雨のティッピング年の将来予測にどう信頼度情報を付加するか?
- D367 尾瀬 智昭 (気象研) 東アジアの温暖化時降水量予測とモデル依存性
- D368 遠藤 洋和 (気象研) 温暖化に伴うアジアモンスーンの変化: SST効果とCO2効果

P101 阿部 康一 ((公財)環境科学技術研究所) 大型再処理施設から試験運転時に排出されたI-129の 大気拡散 中坪 稔 (名大院生農) 永久凍土の熱・水特性の変化が東シベリア・カラマツ林の森林水循環に与 P102 える影響 P103 橋本 明弘 (気象研) JMA-NHMを用いたアラブ首長国連邦気象再現実験 P104 早崎 将光 (環境研) 日本におけるPM広域高濃度時の気温逆転層の動態 P105 佐川 正人 (釧路高専) 知床半島羅臼における強風時の気圧変動位相差 P106 桶本 勇二(防衛大地球海洋) ウィンドプロファイラを活用した強風ナウキャスト 文武 (気象研) 東京大手町露場周辺における風の微気候とその季節変化 P107 志藤 P108 吉田 信夫 (多治見の気温をはかる会) 2015年夏の気温調査からみた多治見の気温分布の特徴 P109 北島 育美(阪大院工) 日本の主要都市における降雨に対するヒートアイランド現象の影響の数値 解析 伊藤 佑 (東北大院理) 平成27年9月関東・東北豪雨の宮城県における発生要因 P110 藤田 実季子 (JAMSTEC) GPS可降水量を用いたCCスケーリングの再考 P111 P112 飯泉 仁之直 (農研機構・農環研) 気象外力データセット間の気温・降水極端指標の再現性の差異 P113 尚子 (気象大) 1995年11月7-8日に急発達した低気圧のJRA-55再解析における構造 北畠 P114 吉田 龍平 (福島大理工) 高解像度アンサンブル気象データを用いた冷害の発生予測 松下 拓樹 (土木研) 2014年2月の大雪時の雪崩発生条件に関する一考察(4) P115 戸塚 紗織(株式会社エムティーアイ) 「3D雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリと P116 VRを活用した児童向け防災意識向上のためのイベント実験 P117 加藤 亮平 (防災科研) 局地的大雨に対するナウキャストと数値予測を併合させたブレンディング 手法の適用可能性-2015年7月24日渋谷駅冠水事例-P118 大泉 伝 (JAMSTEC) スーパーコンピュータ「京」を用いた豪雨の広域・高解像度実験 和田 章義 (気象研) NHM-LETKF大気波浪海洋結合システムにおける海面水温の制御変数化 P119 菊地 亮太 (東北大流体研) グランドアンサンブル予報を用いたリアルタイムデータ同化 P120 和正 (気象研) Neighboring Ensembleに基づく変分同化法を使った2015年台風18号事例への衛 P121 青梨 星搭載マイクロ波放射計輝度温度の同化実験 P122 山口 弘誠 (京大防災研) 豪雨の「種」を捉えるための積雲生成シミュレーション P123 栃本 英伍 (東大大気海洋研) 2015年9月1日に対馬の海上で突風を引き起こした小スケール渦の特 徴 林 修吾 (気象研) 高解像度モデルによる2016年冬季の再現実験 P124 P125 櫻井 南海子 (防災科研) ドップラーライダーで観測された積乱雲発生前後の下層風変動 山下 克也 (防災科研・雪氷) 新潟県上越市における降水量の捕捉特性 P126 P127 馬場 賢治(酪農大 環境) 冬季石狩平野における筋状雲による降雪がもたらす地上気温と気圧の 変化について P128 折笠 成宏 (気象研) エアロゾル濃縮器を利用した氷晶核のモニタリング観測 P129 工藤 玲(気象研) CALIPSO-MODIS複合解析によるエアロゾルプロダクトの開発

P130 宮崎 理紗 (JAXA/EORC) GCOM-C/SGLI大気プロダクト及びその検証計画の紹介

- P131 渡邊 武志 (東海大TRIC) 東アジア・オセアニア地域における温室効果ガス観測衛星の雲なし観測の影響
- P132 藤枝 鋼 (気象研) 日本国内における地表面付近の下向き長波長放射量推定法の改良(その2)
- P133 小司 禎教 (気象研) ひまわり8号水蒸気バンド,可降水量と地上比湿を用いた水蒸気鉛直構造の推定
- P134 広瀬 正史 (名城大) 地表近傍降水鉛直分布に関する入射角依存性の低減
- P135 山地 萌果 (JAXA/EORC) GPM/DPR データを用いたGSMaP 用の雨滴粒径分布データベースの作成
- P136 酒巻 洋 (三菱電機) ドップラーライダー用動揺補正方式の改良
- P137 中井 専人(防災科研・雪氷) レーダーと遠隔地光学式ディスドロメーターの観測値即時処理系
- P138 前坂 剛 (防災科研) Kaバンド雲レーダー観測における大気減衰の影響について
- P139 佐々 浩司 (高知大理) SCOPE小型レーダーネットワーク計画
- P140
 小林 隆久 (電中研) GPM・DPRによる降雪観測時の2周波レーダー反射因子の差-2-Mixed phase
- P141 菊池 博史 (阪大院工) X帯気象用二重偏波フェーズドアレイレーダの数値シミュレーションによ る観測精度の評価
- P142 青木 誠 (NICT) PAWRのドップラー速度測定精度検証-ドップラーライダーで観測された降雨ス ペクトルとの比較-
- P143 諸富 和臣 (日本無線) 日本無線製フェーズドアレイ気象レーダの反射強度評価
- P144 早野 真理子 (古野電気) 小型Xバンド二重偏波レーダーを用いた雹の検知
- P145 薄井 聖 (石川県立大) 冬季発雷の予測-安定度指数による評価-
- P146 山浦 剛 (理研計算科学) 浅水波方程式を用いた演算精度限界の理論的実証
- P147 村橋 究理基 (北大院理) SCALE-LES を用いた火星大気高解像度計算で得られた大気最下層の循 環構造
- P148 大山 博史 (名大ISEE) 陸別のミリ波分光放射計で観測された1 hPa付近の冬季のオゾン濃度変動に ついて
- P149 星 一平 (新潟大) 北極海氷域変動に伴う成層圏突然昇温の特徴

P150 江口 菜穂 (九大応力研) 2011年北半球初冬の中間圏・成層圏のジェットの急変について

- P151 吉田 康平 (気象研) MRI-ESM2によるQBOの力学的特性と気候変動応答
- P152 太田 芳文 (気象研) 多重散乱の効果を含む線形放射モデルの構築と感度解析への応用
- P153 中山 智喜 (名大ISEE) イソプレン起源の二次有機エアロゾルの光学特性:酸化過程による違い
- P154 岡村 凜太郎 (東北大院理) SCALE-LESデータを用いたMODISの雲物理量の推定における雲の不 均質性の影響の解明
- P155 坂西 渓 (海洋大) 放射伝達モデルRstarへの双方向反射関数BRDFの導入と精度の検討
- P156 大竹 秀明 (産総研) 高解像度モデルによる2015年夏季の再現実験結果-日射量予測の検証-
- P157 佐伯 田鶴 (JAMSTEC) Decadal trends in regional CO₂ fluxes estimated from atmospheric inversions

- P158 出原 雅也 (名大院理学) 実大気における連続観測を目的としたオープンパスレーザー分光メタン 検出器の校正
- P159 山下 陽介 (JAMSTEC) 人工的なトレーサーを用いた対流圏界面付近の物質交換量推定
- P160 市井 和仁 (JAMSTEC) データ駆動型モデルで推定された陸域CO2収支の変動把握
- P161 杉田 考史 (環境研) 西シベリア上空のGOSAT (熱赤外バンド) と航空機観測によるメタンの比較
- P162 秋吉 英治 (環境研) 3つの化学気候モデルによる北半球中高緯度域オゾン層破壊の塩素濃度依存 性
- P163 松枝 秀和 (気象研) CONTRAILで観測された上部対流圏のメタン濃度の分布と変動
- P164 森本 真司 (東北大院理) 南極昭和基地における大気中の酸素・二酸化炭素濃度の変動
- P165 甲斐 憲次 (名大院環境) モンゴル国ダランザドガドにおけるアジアダストの鉛直分布-2016年 春季-
- P166 渡辺 幸一 (富山県立大) 回転翼航空機を利用した富山県における上空大気中の過酸化水素濃度の 測定(Ⅱ)
- P167 入口 武史 (気象研) LGEMによる台風強度予測に向けた開発
- P168 小山 亮 (気象研) 台風の発達と上層アウトフローの強さとの関係の統計調査
- P169 藤原 圭太 (九大院理) インド洋SST改変実験にみられる台風と水蒸気コンベアベルトの相互作用の変化
- P170 八代 尚 (理研計算科学) 全球雲解像モデルで再現された熱帯域での降水日周期変動の解像度依存 性
- P171 辻 宏樹 (九大院理) 加熱強制の与え方が台風を模した渦の大きさの変化に与える影響
- P172 田盛 智翔也 (琉球大理) 2015年台風第15号の急発達期における壁雲の構造変化
- P173 辻野 智紀 (宇地研) 2010 年台風 13 号 (MEGI) の強度変化に対する波浪の役割
- P174 北 祐樹 (東大院新領域) 再解析データにおける日本周辺の爆弾低気圧の再現性の検証
- P175 山田 恭平 (極地研) 昭和基地における2015年1月の強風現象の解析
- P176 山崎 哲 (JAMSTEC) 2010年夏のヨーロッパ・ロシアブロッキングの予測可能性変動における移動 性擾乱の影響
- P177 高橋 信人 (宮城大) 1880年以降の日本付近における前線帯の南北変動
- P178 安富 奈津子 (京大防災研) 観測データに基づく地上気温気候平均場
- P179 小山 博司 (東大大気海洋研) 日本域の歴史的観測データのデジタル化
- P180 石原 幸司 (気象庁気候情報) 観測所の移転に伴う階級別日数の補正
- P181 高橋 洋(首都大) 東南・南アジアモンスーンのオンセット前後における土壌水分の降水特性への 影響
- P182 村田 昭彦 (気象研) 雲解像地域気候モデルによる日本の降水量の再現性
- P183 堀 直登 (山形地方気象台) 単層都市キャノピースキームSPUCの積雪モデルの改良
- P184 足立 幸穂 (理研計算科学) 関西地域の夏季降水を対象としたSCALEによる将来変化予測(その2)
- P185 李 捷 (名大院環境) CMIP5気候モデルの降雪再現性の評価
- P186 阿部 学 (JAMSTEC) CMIP5マルチモデルにおける北極海の雲量と雲の放射強制力の再現性

- P187 仲江川 敏之 (気象研) オーストラリアを対象としたノンパラメトリック法による将来気候アナロ
- P188 井上 知栄 (首都大都市環境) インドにおける降水量の季節進行とその長期変動
- P189 渡邊 英樹 (東大院新領域) 夏季日本の家庭用エネルギー消費と熱帯の気候変動現象の関係
- P190 栁澤 和紀 (阪大院工) 重回帰分析と作物収量モデルを用いた気候変動による兵庫県のコメ収量予 測
- P191 安孫子 悟 (首都大院都市環境) 日本の降雪深と大気循環場の関係とその年々変動
- P192 大泉 三津夫 (気象大) NHRCM の都市キャノピースキームに導入した積雪サブモデルの特性
- P193 一柳 錦平 (熊本大院先端科学) 日本における降水同位体比の年加重平均値の推定
- P194 遠藤 伸彦 (農環研) 日別降水発現に対するマルコフ連鎖モデルのパラメータの推定とその空間分 布の特徴-関東地方東部を事例として-
- P195 荒井 建伍 (富山大院理工) EOF解析から見た冬季の北陸地域の気象状況の時間変化
- P196 浅野 裕樹 (筑波大院生命環境) 箱根町仙石原で発生する霧の観測研究
- P197 村崎 万代 (気象研) JRA-55CHSを境界条件に用いたNHMによる大気応答その3梅雨期の日本域に おける対流活動の変化
- P301 岡田 将誌 (農環研) 気候・水資源制約下での農業適応策としての灌漑面積拡大の有効性
- P302 栁瀬 篤志 (名大院環境) 『Pre-YMC』観測実験においてスマトラ島西岸で観測された降水システムの伝播特性
- P303 佐藤 友徳 (北大院地球環境) メガラヤ丘陵周辺における降水日変化の南北非対称について
- P304 松下 拓樹 (土木研) 長野県乗鞍高原付近で発生した雨氷~2016年1月29日の事例~
- P305 佐々木 博三 (日大院総合基礎) 宮崎平野における海風の特性
- P306 吉田 敏哉 (京大院理) 実在都市における粗度パラメータと流れ場との関係性に関するLES解析
- P307 高橋 洋 (首都大) 日本近海の海面水温が関東地方の気温に与える影響 -地域スケールの水蒸気温 室効果-
- P308 清野 直子 (気象研) 首都圏における対流性降水環境場の観測と数値実験(2)
- P309 中前 久美 (高知工科大) 高知県における過去の雨量データから解析した豪雨の頻度分布
- P310 下瀬 健一(防災科研) 変分法を用いた複数台ドップラー解析において観測演算子が下層水平風速 場の解析精度に与える影響
- P311 藤田 実季子 (JAMSTEC) アンサンブル予報データを用いた低頻度事象の統計解析-「平成27年9月関東・東北豪雨(鬼怒川)」を例に-
- P312 細井 杏里 (千葉大CEReS) TRMM/PRで検出したアジア域における極端な降雨イベントの発生場 所について
- P313 松尾 奈緒子 (三重大生物資源) 降水の酸素・水素安定同位体比を利用した紀伊半島における降水 への森林の影響の解明
- P314 岩井 尚晴 (阪大基礎工) ニューラルネットワークを用いた日平均気温の予測
- P315 野村 光春 (電中研) 相当温位を用いた雨雪判別の可能性の検討
- P316 石垣 雄太 (古野電気) Xバンド気象レーダーを用いた都市小河川の水位予測
- P317 三浦 裕司 (いであ) 現象のスケールを考慮した短時間予測雨量の精度向上の取組
- P318 牛山 朋來 (土研ICHARM) 2015年鬼怒川洪水のLETKF解析のメンバー数依存性
- P319 吉岡 大秋 (京大院理) アンサンブルダウンスケール実験による台風発生メカニズムに関する解析 -2016 年ハリケーン PALI の事例-
- P320 中野 満寿男 (JAMSTEC) 正二十面体格子全球非静力学モデルにおける単精度の可用性の検討~ 傾圧不安定波
- P321 吉岡 真由美 (名大ISEE) 雲解像モデルCReSSを用いたフェーズドアレイデータ同化実験: 2015年6月21日の積乱雲の事例
- P322 山崎 行浩 (九大院理) 発達する温帯低気圧による関東地方での竜巻等突風の発生環境場
- P323 岩井 宏徳 (NICT) 海上竜巻の傾きの時間・高度変化
- P324 吉田 智 (気象研) 庄内平野における冬季雷 3 次元観測の初期解析
- P325 妻鹿 友昭 (阪大院工) 新しいGSMaP 雨量計補正降水マップ(GSMaP Gauge)の検証
- P326 山田 芳則 (気象研) 石狩平野における大雪発生時の降雪雲や気流の特徴
- P327 原田 正輝 (京大院理) 過冷却水滴に着目した降雪システムの鉛直構造の解析
- P328 橋本 明弘 (気象研) 多次元ビン法微物理モデルを用いたバルク法粒子クラスの検討

P329 西澤 智明 (環境研) ライダーデータを用いたエアロゾルコンポーネント導出パッケージの開発 P330 小野 遼太 (東海大) エアロゾルの影響に着目した衛星推定日射量の地上検証 P331 西澤 慶一 (電中研) 静止気象衛星から観測された散乱日射強度に基づく地上日射量の推定法 豊嶋 紘一 (千葉大CEReS) ひまわり8号Griddedプロダクトの公開と精密幾何補正前後の位置補正 P332 比較 古澤 文江 (名大宇地研) 衛星観測データを用いた降水プロダクト間の比較 P333 P334 岩間 夏紀(長大院工学) 降水強度と質量重み付き平均粒径の解析 P335 瀬古 弘 (気象研) 航空機からのSSRモードSダウンリンクデータの同化実験(その2) P336 智広 (気象研) 局地的豪雨予測のための機動観測用水蒸気ラマンライダーの開発(Ⅱ) 永井 P337 小川 まり子 (神戸大地域連携) 統計的手法を用いたビデオゾンデの定量性検討に関する研究 P338 金子 有紀 (JAXA/EORC) 2台のKa帯レーダによる隆水粒子および融解層の観測 P339 吉村 洸太朗 (高知大院理) 高知大MPレーダーによるレーダーネットワーク 藤原 達朗 (阪大院工) Ku帯二重偏波レーダを用いた偏波観測精度の評価 P340 佐野 哲也 (NICT) 吹田PAWR観測の降雨減衰の補正への国土交通省XRAIN観測データの利用 P341 P342 南雲 信宏 (気象研) 二重偏波レーダーで観測された再凍結層の特徴-2016年1月29日の事例-道本 光一郎 (ウェザー・サービス) フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) による降水量推定に P343 向けた取り組み Nguyen Vinh Xuan Tien (北大院環境) Global WRF simulations with the oceanic thermal forcing P344 P345 角田 裕磨(九大院総理工) 厚い雲で覆われた惑星の自転速度が大気大循環に与える影響 P346 山本 直人 (京大院理) 3次元のスペクトル法を用いた静水圧大気モデルの作成 幸若 裕也(福岡大院理) 北半球冬季の熱帯下部成層圏にみられる雲の経年変動 P347 劉 光宇 (九大院理) 南極域におけるオゾン変動と力学場の関係 P348 三村 慧(北大院環境) 二粒径エアロゾル分布条件下での熱帯対流圏界層内巻雲生成 P349 P350 安井 良輔 (東大院理) 中間圏および下部熱圏の運動量収支 P351 佐久間 隼司 (新潟大院自然科学) 不均質雲における三次元放射伝達モデルの精度検証 谷川 朋範 (気象研) 海氷の放射伝達モデルを用いた大気・積雪が海氷の波長別アルベドに与える P352 影響 P353 石田 春磨 (気象研) 高解像度大気モデルにおける広帯域赤外フラックスの3次元放射伝達計算 及川 栄治 (環境研) CloudSat/CALIPSO衛星データを用いた地球の放射収支の見積もり P354 今川 翔平 (富山大学院理工) 沖縄・辺戸岬における太陽放射観測から得られた雲の光学的特性 P355 P356 白石 浩一 (福岡大理) 福岡でライダーにより観測された大気エアロゾルの蛍光特性 P357 梅澤 拓 (環境研) CONTRAILで観測されたアジア上空のCO2変動とアジアンモンスーンとの関連 P358 原 圭一郎 (福大・理) 海洋大気境界層内のブラックカーボン濃度水平分布

P359 菅原 広史(防大) 首都圏広域における二酸化炭素排出の測定 財前 祐二 (気象研) 冬季つくばにおけるサブミクロンエアロゾルの混合状態 P360 P361 石島 健太郎 (JAMSTEC) Passive tracerを用いたNICAMの大気輸送の検証 藤田 遼 (東北大院理) ユーラシア大陸上空の対流圏界面領域における大気中CH4濃度とその炭 P362 素・水素同位体比の季節変動の解析 渡辺 幸一 (富山県立大) 北陸地方におけるPM2.5中の水溶イオン成分の連続測定 P363 P364 甲斐 憲次(名大院環境) モンゴル国の乾燥地域におけるアジアダストの水平分布解析 P365 斎藤 龍生 (東京海上研究所) 確率台風モデルを用いた台風発生数の季節予報精度向上に向けた取 組 P366 高橋 直也 (東北大院理) Cloud Object解析手法を用いた熱帯域の雲特性と環境場の関係の解明 P367 松葉 史剛 (京大院理) 2007年1月に発生したボルネオ渦に関する数値実験 P368 夏菜(筑波大院生命環境) ENSOの遷移期における北西太平洋熱帯低気圧の発生数の特徴 三輪 山根 悠介 (常葉大) バングラデシュにおける降水強度の季節変動について P369 あずさ(神戸学院大) インド・アッサム州北部における局地的降雨の事例-P370 福島 日降雨量グリッドデータ (IMD4) と地点観測データの比較-寺尾 徹 (香川大教育) 8月の西武北太平洋モンスーン抑制とインド亜大陸北東部の洪水 P371 P372 智洋(筑波大院生命環境) 自己組織化マップ(SOM)を用いた AO と NAO の違いの解析 須長 雨貝 裕介 (筑波大院生命環境) 南岸低気圧活動を規定する太平洋の大気海洋結合変動 P373 宏樹(筑波大院生命環境) 大気海洋陸面結合系から見た夏季西アフリカモンスーン P374 瀧川 P375 雄太 (三重大院生物資源) 初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞とシベリアの寒冷化 安藤 P376 永野 隆士 (東京海上研究所) 気候変動による淀川流域における洪水リスクの確率的評価 伊藤 昭彦 (環境研) モンスーンアジアにおける陸域生態系への気候変動影響:複数モデルを用い P377 た解析 P378 若月 泰孝 (茨城大理) 中部山岳域の積雪の気候変化と昇温 田上 雅浩 (東大院工) 同位体領域気候モデルを用いた日本域における降水の同位体比の高解像度 P379 再現実験 西森 基貴 (農研機構・農環研) 経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による複数気候要素の変 P380 動再現ー力学ダウンスケール結果との比較ー P381 山崎 稜太 (日本大院総合基礎) 浦河における風速の急変動メカニズム 水瀬 正雄 (長岡市) 日本における大気圏外の太陽輻射量と気温の日別平滑平年値の関係について P382

- P383 田中 朱美 (北海道農研センター) 北海道農業の気候変動影響評価に向けた気候予測情報の統計的 ダウンスケーリング
- P384 増田 宇将(筑波大院生命環境) 北半球における降雪、積雪、融雪の将来変化
- P385 塩竈 秀夫 (環境研) 気候変動の検出と要因分析に関するモデル相互比較計画 (DAMIP/CMIP6)
- P386 牛上 直斗 (筑波大院生命環境) チベット高気圧の季節的な発達における非断熱加熱と背景風の相 互作用

- P387 野津 雅人 (首都大) 南シナ海北西部沿岸における冬季二重気温逆転層発生についての熱収支解析
- P388 小林 ちあき (気象研) 対流圏子午面循環におけるENSOの影響
- P389 梶川 義幸 (理研計算科学) 東アジアの冬季・夏季モンスーン年々変動を繋ぐ東シナ海の海面水温 の役割
- P390 山田 洋平 (JAMSTEC) 2015年台風シーズンのアンサンブル再現実験
- P391 石原 幸司 (気象庁気候情報) MRI-NHRCM05による不確実性を考慮した日本域の気候変化予測
- P392 野崎 瑛一(筑波大院生命環境) オホーツク海高気圧の季節進行における海洋・陸面フィードバックの定量化
- P393 木村 浩彰 (日本大院総合基礎) 北陸地方における局地的豪雪の分布パターン
- P394 原 政之 (埼玉県CESS) 東京都市圏における緑地の暑熱環境緩和効果の定量的評価
- P395 栗林 正俊 (長野県環保研) 長野県における長期的な気象観測値の詳細解析
- P396 福井 真 (東北大院理) 従来型観測のみを用いた日本域再解析システムの降水量の再現性
- P397 野坂 真也 (気象研) やまじ風の再現に関する解像度の影響

講演者索引

< A >

< / L >	
Abe Koichi (阿部 康一)	P101
Abe Manabu (阿部 学)	P186
Abiko Satoru (安孫子 悟)	P191
Adachi Fuminori (安達 史典)	C353
Adachi Sachiho (足立 幸穂)	P184
Adachi Toru (足立 透)	A105
Aiki Hidenori (相木 秀則)	D163
Akiyoshi Hideharu (秋吉 英治)	P162
Amagai Yusuke (雨貝 裕介)	P373
Amemiya Arata (雨宮新)	D162
Ando Hiroki (安藤 紘基)	D204
Ando Yuta (安藤 雄太)	P375
Aoki Makoto (青木 誠)	P142
Aoki Teruo (青木 輝夫)	D304
Aonashi Kazumasa (青梨 和正)	P121
Arai Kengo (荒井 建伍)	P195
Arakawa Tomoko (荒川 知子)	C352
Araki Kentaro (荒木 健太郎)	A114
Asano Yuki (浅野 裕樹)	P196
Awazu Taeka (粟津 妙華)	B205
< B >	
Baba Kenji (馬場 賢治)	B360
Baba Kenji (馬場 賢治)	P127
Baba Yuya (馬場 雄也)	A167
Baron Philippe (Baron Philippe)	C306
<c></c>	
Chen Ying-wen $(f_{\pm} \chi / \chi / \eta_{\pm} \chi)$	A301
Cruz Fave Abigail $(2\pi \sqrt{2}\pi^2)$	A206
	11200
< D >	
Doi Shuji (土井 修二)	C360
< F >	
Eguchi Nawo (江口 菜穂)	B106
Eguchi Nawo (江口 菜穂)	P150
Endo Hirokazu (遠藤 洋和)	D368
Endo Nobuhiko (遠藤 伸彦)	P194
Enomoto Takeshi (榎本 剛)	B202
< F >	
Fudeyasu Hironori (筆保 弘徳)	A361
Fujibe Fumiaki (藤部 文昭)	A212
Fujieda Tsuyoshi (藤枝 鋼)	P132

Fujikawa Masahiro (藤川 雅大)	D154
Fujita Mikiko (藤田 実季子)	P111
Fujita Mikiko (藤田 実季子)	P311
Fujita Ryo (藤田 遼)	P362
Fujiwara Keita (藤原 圭太)	P169
Fujiwara Tatsuro (藤原 達朗)	P340
Fukui Shin (福井 真)	P396
Fukushima Azusa (福島 あずさ)	P370
Furuzawa Fumie (古澤 文江)	P333
<g></g>	
Geng Biao (耿 驃)	D107
Goto Daisuke (後藤 大輔)	B310
Goto Daisuke (五藤 大輔)	B365
< H >	
Hamada Atsushi (濱田 篤)	B113
Hamada Atsushi (濱田 篤)	D354
Hara Keiichiro (原 圭一郎)	P358
Hara Masayuki (原 政之)	P394
Harada Masaki (原田 正輝)	P327
Harada Yayoi (原田 やよい)	D161
Hasegawa Akira (長谷川 聡)	A205
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	P103
Hashimoto Akihiro (橋本 明弘)	P328
Hashino Tempei (端野 典平)	B102
Hattori Yasuo (服部 康男)	C154
Hayano Mariko (早野 真理子)	P144
Hayasaki Masamitsu (早崎 将光)	C206
Hayasaki Masamitsu (早崎 将光)	P104
Hayashi Shugo (林 修吾)	P124
Hirano Soichiro (平野 創一朗)	D309
Hirockawa Yasutaka (廣川 康隆)	A160
Hirose Hitoshi (広瀬 民志)	B112
Hirose Masafumi (広瀬 正史)	P134
Hojo Yuki (北城 佑記)	C163
Honda Meiji (本田明治)	D305
Honda Takumi (本田匠)	B154
Hori Naoto (堀 直登)	P183
Horiguchi Mitsuaki (堀口 光章)	C160
Horinouchi Takeshi (堀之内 武)	D207
Hoshi Kazuhira (星一平)	P149
Hoshina Yu (保科 優)	B309
Hosoi Anri (細井 杏里)	P312

< I >

Ichii Kazuhito (市井 和仁)	P160
Ichiyanagi Kimpei (一柳 錦平)	P193
Iga Keita (伊賀 啓太)	D167
Igarashi Yasuhito (五十嵐 康人)	B355
Iizumi Toshichika (飯泉 仁之直)	P112
Ikegami Masaaki (池上 雅明)	B304
Imada Yukiko (今田 由紀子)	A208
Imakawa Shohei (今川 翔平)	P355
Inai Yoichi (稲飯 洋一)	B301
Inoue Hanako (猪上 華子)	A103
Inoue Jun (猪上 淳)	D102
Inoue Tomoshige (井上 知栄)	P188
Iriguchi Takeshi (入口 武史)	P167
Ishibashi Toshiyuki (石橋 俊之)	B163
Ishida Haruma (石田 春磨)	P353
Ishidoya Shigeyuki (石戸谷 重之)	B311
Ishigaki Yuta (石垣 雄太)	P316
Ishihara Koji (石原 幸司)	P180
Ishihara Koji (石原 幸司)	P391
Ishijima Kentaro (石島 健太郎)	P361
Ishimoto Hiroshi (石元 裕史)	D158
Ishitsu Naoki (石津 尚喜)	A104
Ito Akihiko (伊藤 昭彦)	P377
Ito Akinori (伊藤 彰記)	B364
Ito Junshi (伊藤 純至)	C153
Ito Kosuke (伊藤 耕介)	A356
Ito Kosuke (伊藤 耕介)	A357
Ito Naoki (伊藤 直)	A152
Ito Tadashi (伊藤 忠)	B211
Ito Tasuku (伊藤 佑)	P110
Iwabuchi Hironobu (岩渕 弘信)	B104
Iwai Hironori (岩井 宏徳)	P323
Iwai Naoharu (岩井 尚晴)	P314
Iwama Natsuki (岩間 夏紀)	P334
Iwao Koki (岩尾 航希)	D311
Iwasaki Hiroyuki (岩崎 博之)	A108
Iwasaki Shinsuke (岩崎 慎介)	A115
Iwashita Hisato (岩下 久人)	A106
Izuhara Masaya (出原 雅也)	P158
Izumi Toshiharu (泉 敏治)	C305
<1>	

J

Jin Yoshitaka (神慶孝)

B362

Jung Woonseon (鄭 運先)	B359
< K >	
Kai Kenji (甲斐 憲次)	P165
Kai Kenji (甲斐 憲次)	P364
Kajikawa Yoshiyuki (梶川 義幸)	P389
Kamahori Hirotaka (釜堀 弘隆)	A213
Kamijo Kenichi (上條 賢一)	C312
Kanada Sachie (金田 幸恵)	A363
Kaneko Yuki (金子 有紀)	P338
Kanno Yuki (菅野 湧貴)	D302
Kashimura Hiroki (樫村 博基)	D210
Kashiwayanagi Taro (柏柳 太郎)	A109
Katagiri Shuichiro (片桐 秀一郎)	D157
Kato Hisashi (加藤 央之)	C104
Kato Kuranoshin (加藤 内藏進)	C205
Kato Kuranoshin (加藤 内藏進)	C367
Kato Ryohei (加藤 亮平)	P117
Kato Teruyuki (加藤 輝之)	A113
Kato Teruyuki (加藤 輝之)	A156
Katsube Go (勝部 豪)	D363
Katsumata Masaki (勝俣 昌己)	D109
Kawabata Takuya (川畑 拓矢)	B158
Kawai Hideaki (川合 秀明)	A303
Kawai Kei (河合 慶)	B361

Jitsumoto Masaki (實本 正樹)

B209

Kato Teruyuki (加藤 輝之)	A156
Katsube Go (勝部 豪)	D363
Katsumata Masaki (勝俣 昌己)	D109
Kawabata Takuya (川畑 拓矢)	B158
Kawai Hideaki (川合 秀明)	A303
Kawai Kei (河合慶)	B361
Kawai Mutsuo (川井 睦夫)	B210
Kawamoto Kazuaki (河本 和明)	A302
Kawasaki Kenta (川崎 健太)	C212
Kawase Hiroaki (川瀬 宏明)	A207
Kazumori Masahiro (計盛 正博)	B109
Kikuchi Hiroshi (菊池 博史)	P141
Kikuchi Maki (菊池 麻紀)	B367
Kikuchi Ryota (菊地 亮太)	P120
Kimura Hiroaki (木村 浩彰)	P393
Kinoshita Takenari (木下 武也)	D308
Kita Yuki (北 祐樹)	P174
Kitabatake Naoko (北畠 尚子)	P113
Kitajima Ikumi (北島 育美)	P109
Kitano Yoshikazu (北野 慈和)	D166
Kitoh Akio (鬼頭 昭雄)	D356
Kobayashi Chiaki (小林 ちあき)	P388
Kobayashi Takahisa (小林 隆久)	P140
Kodama Chihiro (小玉 知央)	A202
Koike Kana (小池 佳奈)	C364
Kojima Yuhmi (小嶋 ゆう実)	A359
Kondo Keiichi (近藤 圭一)	B167
Kosaka Yu(小坂 優)	D365

Koshin Dai (小新大)	D310
Koshiro Tsuyoshi (神代 剛)	B107
Kotsuki Shunji (小槻 峻司)	B166
Kowaka Yuya (幸若 裕也)	P347
Koyama Hiroshi (小山 博司)	P179
Kudo Rei (工藤 玲)	P129
Kunii Masaru (国井勝)	B162
Kuribayashi Masatoshi (栗林 正俊)) P395
Kuroda Yuhji (黒田 友二)	A312
Kuruma Yuki (車 裕輝)	B351
Kusunoki Kenichi (楠 研一)	A101
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	D366
Kuwana Yuusuke (桑名 佑典)	A306
Kuwano-yoshida Akira (吉田 聡)	D360
< L >	

Le Duc (レ デ コック)	B168
Li Jie (李 捷)	P185
Lien Guo-yuan (Lien Guo-Yuan)	B159
Liu Guangyu (劉 光宇)	P348

< M >

A311
B161
P138
B307
C361
C208
P384
C111
P367
P163
D104
C201
A307
D364
P313
C159
P115
P304
B206
P325
B111
A107
P343
D211
P349
D160

Minda Haruya (民田 晴也)	C310
Misumi Ryohei (三隅 良平)	A166
Mitsudera Humio (三寺 史夫)	C211
Miura Yuji (三浦 裕司)	P317
Miwa Kana (三輪 夏菜)	P368
Miyasaka Takafumi (宮坂 貴文)	C204
Miyasaka Takafumi (宮坂 貴文)	D359
Miyazaki Risa (宮崎 理紗)	P130
Mizuse Masao (水瀬 正雄)	P382
Mori Kazumasa (森 一正)	A352
Mori Takashi (森 昂志)	C301
Morimoto Shinji (森本 真司)	P164
Morotomi Kazuomi (諸富和臣)	P143
Moteki Kosaku (茂木 耕作)	D103
Murahashi Kuriki (村橋 究理基)	P147
Murakami Hideyo (村上 英世)	A168
Murata Akihiko (村田 昭彦)	P182
Murazaki Kazuyo (村崎 万代)	P197
< N >	
Nagai Tomohiro (永井 智広)	P336

Nagai Tomonito (水开 首本)	F 3 3 0
Nagamatsu Shimpei (永松 慎平)	C105
Nagano Takashi (永野 隆士)	P376
Nagao Ippei (永尾 一平)	C161
Nagao Takashi (永尾 隆)	B105
Nagoshi Toshiyuki (名越 利幸)	C162
Nagumo Nobuhiro (南雲 信宏)	P342
Nakaegawa Tosiyuki (仲江川 敏之) P187
Nakagawa Maho (中川 真秀)	D152
Nakai Sento (中井 専人)	A154
Nakai Sento (中井 専人)	P137
Nakajima Takashi (中島 孝)	C109
Nakamae Kumi (中前 久美)	P309
Nakamura Tetsu (中村 哲)	A201
Nakano Masuo (中野 満寿男)	A362
Nakano Masuo (中野 満寿男)	P320
Nakatsubo Minoru (中坪 稔)	P102
Nakayama Hideaki (中山 秀晃)	C209
Nakayama Hiromasa (中山 浩成)	C152
Nakayama Tomoki (中山 智喜)	D151
Nakayama Tomoki (中山 智喜)	P153
Namba Kazuki (南波 和樹)	C110
Naoe Hiroaki (直江 寛明)	D312
Nasuno Tomoe (那須野 智江)	D106
Nguyen Vinh Xuan Tien ($\mathscr{I}^{*}\mathfrak{I}\mathcal{V} \models^{*}\mathcal{V}$	P344
シュワン ティエン)	
Ninomiya Kozo (二宮 洸三)	A155
Nishi Noriyuki (西 憲敬)	B103

Nishii Kazuaki (西井 和晃)	D361
Nishikawa Hatsumi (西川 はつみ)	C210
Nishimori Motoki (西森 基貴)	P380
Nishimoto Eriko (西本 絵梨子)	D113
Nishizawa Keiichi (西澤 慶一)	P331
Nishizawa Tomoaki (西澤 智明)	P329
Niwano Masashi (庭野 匡思)	D303
Noda Akira (野田 彰)	D164
Nodzu Masato (野津 雅人)	P387
Nomoto Satoshi (野本 哲)	C113
Nomura Mitsuharu (野村 光春)	P315
Nosaka Masaya (野坂 真也)	P397
Nozaki Eiichi (野崎 瑛一)	P392
<0>	
Ogawa Mariko (小川 まり子)	P337
Ogohara Kazunori (小郷原 一智)	D206
Oh'izumi Mitsuo (大泉 三津夫)	P192
Ohsawa Teruo (大澤 輝夫)	C107
Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	P156
Ohyama Hirofumi (大山 博史)	P148
Oikawa Eiji (及川 栄治)	P354
Oizumi Tsutao(大泉 伝)	P118
Okada Masashi (岡田 将誌)	P301
Okada Miharu (岡田 みはる)	C358
Okamoto Hajime (岡本 創)	B114
Okamoto Kozo (岡本 幸三)	B155
Okamura Rintaro (岡村 凜太郎)	P154
Okazaki Atsushi (岡崎 淳史)	B157
Okemoto Yuji (桶本 勇二)	P106
Okumura Masayoshi (奥村 政佳)	C369
Ono Marika (小野 茉莉花)	D353
Ono Ryota (小野 遼太)	P330
Onomura Shiho (小野村 史穂)	A102
Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	P128
Ose Tomoaki (尾瀬 智昭)	D367

Nodzu Masato (野津 雅人)	P387
Nomoto Satoshi (野本 哲)	C113
Nomura Mitsuharu (野村 光春)	P315
Nosaka Masaya (野坂 真也)	P397
Nozaki Eiichi (野崎 瑛一)	P392
< () >	
Ogawa Mariko (小川 まり子)	P337
Ogohara Kazunori (小郷原 一智)	D206
Oh'izumi Mitsuo (大泉 三津夫)	P192
Ohsawa Teruo (大澤 輝夫)	C107
Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	P156
Ohyama Hirofumi (大山 博史)	P148
Oikawa Eiji (及川 栄治)	P354
Oizumi Tsutao (大泉 伝)	P118
Okada Masashi (岡田 将誌)	P301
Okada Miharu (岡田 みはる)	C358
Okamoto Hajime (岡本 創)	B114
Okamoto Kozo (岡本 幸三)	B155
Okamura Rintaro (岡村 凜太郎)	P154
Okazaki Atsushi (岡崎 淳史)	B157
Okemoto Yuji (桶本 勇二)	P106
Okumura Masayoshi (奥村 政佳)	C369
Ono Marika (小野 茉莉花)	D353
Ono Ryota (小野 遼太)	P330
Onomura Shiho (小野村 史穂)	A102
Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	P128
Ose Tomoaki (尾瀬 智昭)	D367
Oshio Kenji (大塩 健志)	D355
Ota Kohei (太田 晃平)	D155
Ota Yoshifumi (太田 芳文)	P152
Otaki Kanji (大瀧 莞司)	A163
Otsuka Kiyotoshi (大塚 清敏)	C164
Otsuka Michiko (大塚 道子)	B152
Otsuka Shigenori (大塚 成徳)	B160
Oya Yasuhiro (大矢 康裕)	C362
Oyama Ryo (小山 亮)	P168
< h >	
Patra Prabir (ハットラ フッラビール)	B306

< R >	
Roh Woosub (ロ ウソフ°)	B101
< S >	
Saeki Tazu (佐伯 田鶴)	P157
Sagawa Masato (佐川 正人)	P105
Saito Izumi (齋藤 泉)	A165
Saito Kazuo (斉藤 和雄)	B165
Saito Ryusei (斎藤 龍生)	P365
Sakai Tetsu (酒井 哲)	C304
Sakamaki Hiroshi (酒巻 洋)	P136
Sakanishi Kei (坂西 渓)	P155
Sakuma Syunji (佐久間 隼司)	P351
Sakurai Namiko (櫻井 南海子)	P125
Sampe Takeaki (三瓶 岳昭)	C202
Sano Tetsuya (佐野 哲也)	A158
Sano Tetsuya (佐野 哲也)	P341
Sasai Takahiro (佐々井 崇博)	B308
Sasaki Hiromi (佐々木 博三)	P305
Sassa Koji (佐々 浩司)	P139
Sato Kaori (佐藤 可織)	D156
Sato Naoki (佐藤 尚毅)	D357
Sato Tomonori (佐藤 友徳)	P303
Sato Yousuke (佐藤 陽祐)	B363
Satoh Shinsuke (佐藤 晋介)	C308
Satoh Takehiko (佐藤 毅彦)	D201
Satoh Takehiko (佐藤 毅彦)	D202
Sawada Yohei (澤田 洋平)	B153
Seiki Ayako (清木 亜矢子)	A366
Seiki Tatsuya (清木 達也)	B108
Seino Naoko (清野 直子)	P308
Seki Takanori (関 隆則)	B207
Sekiguchi Miho (関口 美保)	D153
Sekiya Fujio (関谷 不二夫)	C368
Sekiya Takashi (関谷 高志)	B303
Sekizawa Shion (関澤 偲温)	D362
Seko Hiromu (瀬古 弘)	P335
Shibata Yasukuni (柴田 泰邦)	B305
Shido Fumitake (志藤 文武)	P107
Shigeno Tetsuhide (滋野 哲秀)	C365
Shimada Susumu (嶋田 進)	C108
Shimada Teruhisa (島田 照久)	C106
Shimada Udai (嶋田 宇大)	A354
Shimizu Ryosuke (清水 亮介)	D307
Shimizu Shingo (清水 慎吾)	A153
Shimose Ken-ichi (下瀬 健一)	P310
Shimozuma Tatsuya (下妻 達也)	C307
Shindo Eiki (新藤 永樹)	C155

Shiogama Hideo (塩竈 秀夫)	P385
Shiraishi Koichi (白石 浩一)	P356
Shiraishi Shouji (自石 晶二)	C356
Shoji Yoshinori (小司 禎教)	P133
Sueki Kenta (末木 健太)	A111
Sugawara Hirofumi (菅原 広史)	P359
Sugi Masato (杉正人)	A203
Sugimoto Norihiko (杉本 憲彦)	D159
Sugimoto Norihiko (杉本 憲彦)	D209
Sugita Takafumi (杉田 考史)	P161
Sunaga Tomohiro (須長 智洋)	P372
Suzuki Junko (鈴木 順子)	D112
Suzuki Kenji (鈴木 賢士)	D108
Suzuki Shin-ichi (鈴木 真一)	C158
< T >	
Tabata Hiraku (田畑 啓)	C302
Tachibana Yoshihiro (立花 義裕)	C203
Taguchi Makoto (田口真)	D203
Tajiri Takuya (田尻 拓也)	A162
Takahashi Chiharu (高橋 千陽)	A209
Takahashi Chiharu (高橋 千陽)	A310
Takahashi Hiroshi (高橋 洋)	P181
Takahashi Hiroshi (高橋 洋)	P307
Takahashi Naoya (高橋 直也)	P366
Takahashi Nobuto (高橋 信人)	P177
Takahashi Yukihiro (高橋 幸弘)	D205
Takane Yuya (高根 雄也)	C151
Takasaki Yoshinori (高咲 良規)	C157
Takaya Koutarou (高谷 康太郎)	C213
Takaya Yuhei (高谷 祐平)	B204
Takemi Tetsuya (竹見 哲也)	A159
Takemura Toshihiko (竹村 俊彦)	A305
Takenaka Hideaki (竹中 栄晶)	C102
Takikawa Hiroki (瀧川 宏樹)	P374
Tamori Chikaya (田盛 智翔也)	P172
Tanaka Akemi (田中 朱美)	P383
Tanaka Hiroshi (田中 博)	D165
Tanaka Taichu (田中 泰宙)	B357
Tanaka Yukiya (田中 幸也)	C101
Tanikawa Tomonori (谷川 朋範)	P352
Tanoue Masahiro (田上 雅浩)	P379
Tatara Hideyo (多々良 秀世)	C351
Tateno Manami (舘野 愛実)	D351
Tatsuyama Yasuaki (龍山 康朗)	C357
Terao Toru (寺尾 徹)	P371
Terasaki Koji (寺崎 康児)	B164
Tobo Yutaka (當房 豊)	A161

Tochimoto Eigo (栃本 英伍)	P123
Toduka Saori (戸塚 紗織)	P116
Tomochika Masashi (友近 全志)	D358
Toyoshima Koichi (豊嶋 紘一)	P332
Tsuboki Kazuhisa (坪木 和久)	A351
Tsuchida Tomoyasu (槌田 知恭)	A308
Tsuguti Hiroshige (津口 裕茂)	A157
Tsuji Hiroki (辻 宏樹)	P171
Tsujino Satoki (辻野 智紀)	A358
Tsujino Satoki (辻野 智紀)	P173
Tsunoda Yuma (角田 裕磨)	P345
Tsuruta Haruo (鶴田 治雄)	B354
Tsutsui Junichi (筒井 純一)	A210

< U >

Uchino Osamu (内野 修)	C303
Uchiyama Tsuneo (内山 常雄)	C359
Udagawa Yusuke (宇田川 佑介)	C112
Ueda Hiroaki (植田 宏昭)	C207
Uekiyo Naotaka (上清 直隆)	B156
Uematsu Hisayoshi (植松 久芳)	C354
Umezawa Taku (梅澤 拓)	P357
Uno Fumichika (宇野 史睦)	C103
Uno Itsushi (鵜野 伊津志)	B352
Ushigami Naoto (牛上 直斗)	P386
Ushiyama Tomoki (牛山 朋來)	P318
Usui Takara (薄井 聖)	P145

< W >

Wada Akiyoshi (和田 章義)	A360
Wada Akiyoshi (和田 章義)	P119
Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	C355
Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝)	P378
Watanabe Akira (渡邊 明)	B353
Watanabe Hideki (渡邊 英樹)	P189
Watanabe Koichi (渡辺 幸一)	P166
Watanabe Koichi (渡辺 幸一)	P363
Watanabe Takeshi (渡邊 武志)	P131
Wu Jing (武靖)	B358
Wu Peiming (伍培明)	A365
< Y >	
Yamada Hiroyuki (山田 広幸)	A353
Yamada Kazutaka (山田 和孝)	B201
Yamada Kyohei (山田 恭平)	D301

Yamada Kyohei (山田 恭平)	D301
Yamada Kyohei (山田 恭平)	P175
Yamada Yohei (山田 洋平)	P390
Yamada Yoshinori (山田 芳則)	P326
Yamagami Akio (山上 晃央)	B203

Vana anali Vali (山口 見熱)	0150
Yamaguchi Koki (山口光寂)	0150
Yamaguchi Kosei (山口 弘政)	P122
Yamaguchi Muneniko (山口 示彦)	A355
Yamaji Moeka (山地 明来)	P135
Yamamoto Akıra (山本 哲)	B208
Yamamoto Akira (山本 哲)	C311
Yamamoto Masaru (山本 勝)	D208
Yamamoto Munehisa (山本 宗尚)	A151
Yamamoto Naoto (山本 直人)	P346
Yamanaka Manabu D. (山中大学)	D111
Yamanaka Manabu D. (山中大学)	D212
Yamane Yusuke (山根 悠介)	P369
Yamanouchi Takashi (山内恭)	B302
Yamasaki Yukihiro (山崎 行浩)	P322
Yamashita Akira (山下 晃)	A164
Yamashtia Katsuya (山下 克也)	P126
Yamashita Koji (山下 浩史)	B151
Yamashita Yousuke (山下 陽介)	P159
Yamauchi Akira (山内 晃)	B110
Yamaura Tsuvoshi (山浦 剛)	P146
Yamazaki Akira (山崎 哲)	P176
Yamazaki Ryota (山崎 稜太)	P381
Yanagisawa Kazuki (栁澤 和紀)	P190
Yanase Atsushi (加漸	P302
Yanase Wataru (柳瀬 百)	1362
Yashira Hissahi (小体当)	A304
	P1/0
Y asuruku Hidetosni (女福 央夜)	0363
Yasui Ryosuke (安井 艮輔)	P350
Yasunaga Kazuakı (安永 数明)	D105
Yasutomi Natsuko (安富 奈津子)	P178
Yatagai Akiyo (谷田貝 亜紀代)	A211
Ymaguchi Takuro (山口 拓朗)	A309
Yokoi Satoru (横井 覚)	D110
Yokota Sho (横田 祥)	A112
Yokoyama Chie (横山 千恵)	D352
Yoneyama Kunio (米山 邦夫)	D101
Yoshida Kohei (吉田 康平)	P151
Yoshida Mayumi (吉田 真由美)	B366
Yoshida Nobuo (吉田 信夫)	P108
Yoshida Ryuhei (吉田 龍平)	P114
Yoshida Satoru (吉田 智)	P324
Yoshida Syo (吉田 翔)	C309
Yoshida Toshiya (吉田 敏哉)	P306
Yoshikawa Keiko (吉川 契子)	C366
Yoshimori Masakazu (吉森 正和)	A204
Yoshimura Kotaro (吉村 洸太朗)	P339
Yoshioka Hiroaki (吉岡 大秋)	P319
Yoshioka Mavumi (吉岡 真由美)	P321

Yuasa Soichiro (湯浅 惣一郎) A	110
Yukimoto Seiji (行本 誠史) A	304
Yumimoto Keiya (弓本 桂也) B	368
< Z >	
Zaizen Yuji (財前祐二) P	360
Zhang Daizhou (張代洲) B	356
Zhao Ning (趙 寧) D	306

大会第1日 午前

2016年1月19日庄内平野で観測された下層渦の2重構造

楠 研一1, 石津尚喜², 新井健一郎², 猪上華子1,小野村史穂², 足立透1, 吉田智1, 藤原忠誠³ (1:気象研究所、2:アルファ電子/気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

気象研究所とJR東日本は、鉄道用の突風探知システム開発 に向けたプロジェクトの一環として、2007年10月から山形県庄 内平野で突風の高密度観測をしている。得られたデータに基 づき、突風をもたらす可能性のある渦を対象とした自動探知・ 追跡アルゴリズムをこれまで開発してきた。現アルゴリズムの探 知する対象は、最大風速直径100m~2kmの単一のランキン渦 である。このアルゴリズムを検証・改良するためには、実際に発 生する渦の構造を詳しく調べることが常に重要である。

2016年1月19日、冬型の気圧配置のもと日本海上で発生し 上陸する渦が気象研究所可搬型ドップラーレーダー(XPOD) で観測された。今回、下層で見られた渦の2重構造を報告する。

2. 気象研究所可搬型ドップラーレーダー(XPOD)

XPODは2014年冬季の機能強化により、セクタースキャンに よる高頻度観測が可能となった(猪上ほか、本学会)。今回の データは水平角度幅90度のセクタースキャンで取得したもの である(表1)。

表1	<u>XPODで行れ</u>	りれたセクタースキャン観測	
観測日時 (JST)	ボリューム スキャン間隔	仰角	セクター 角度幅
2016 Jan. 19 13:51-14:16	30-40 (sec)	2.0, 6.0, 10.0, 14.0, 18.0, 22.0	90°

<u>3. 結果</u>

(1) 図1に上陸後の渦の例(仰角2度; 渦の高度220m)を示す。 フック状エコーを伴う最大風速直径1kmの渦(渦L)と、フックの らせん中心部に位置する最大風速直径100mの渦(渦S)とがあ り、渦は2重構造になっている。渦L・Sともに20分以上持続し、 一般風に沿って16ms⁻¹で東北東進し、14:07付近で上陸した。 (2)渦が多くの仰角で明瞭に観測された時間帯の、最大風速 直径と最大接線風速の高度分布を図2に示す。すべて渦の中 心は上陸した時間帯である。渦L・Sともレーダーの観測最低高 度220-260mから観測され、渦Lの高さは2km以上、渦Sの高さ は1kmである。最大風速直径(図2(a))は、渦Lは高さ方向にば らっきはあるものの1km前後、渦Sは130-160mである。最大接 線風速(図2(b))は、渦L・Sともに10ms⁻¹前後である(渦Sのスケ ールは観測分解能に近く、風速はより強い可能性がある)。

(3) 図3に仰角2度の渦Sの変位を示す(高度200-350m)。平均 すると直径600-800mの円周を反時計回りに1周22分の速さで 回っていることがわかる(トロコイダル運動)。

4. まとめと議論

2016年1月19日に庄内平野で観測された渦を解析した。高さ2km以上に達する直径1kmの渦の内部に、トロコイダル運動する高度1km、直径100mの背の低い小さな渦があるという2重構造が見られた。これら2つの渦はどちらも20分以上持続し、ほぼ同じ10ms⁻¹前後の最大接線風速を持っていた。

これまで庄内平野でレーダーで観測された下層の渦の多く は今回の渦Lに相当する水平スケール数百m~1km程度と考 えられてきた。一方で今回観測されたような、さらに水平スケー ルが小さい渦を伴う渦を念頭にした解析はこれまで行っておら ず、探知アルゴリズムでも想定していない。このような2重構造 の渦について、その特性や発生頻度・発生環境といった気象 学的観点と探知アルゴリズムの両面で今後検討する。



図1 観測された2つの渦の位置および最大風速直径。 フック状エコーを重ねてある(14:10:20, el = 2 deg)。



の高度分布。図中●▲■は渦L、〇△□は渦Sに対応。



図3 観測された渦Sの変位(13:55:17~14:13:50)。最低 仰角2度。平均移動成分を差し引いてある。

2015 年 12 月 4 日庄内平野に突風被害をもたらした気象じょう乱

小野村史穂¹、楠研一²、新井健一郎¹、猪上華子²、石津尚喜¹、藤原忠誠³ (1:アルファ電子/気象研究所、2:気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェ クトの一環として、2007 年 10 月より山形県庄内平 野で突風の高密度観測をしている。2015 年 12 月 4 日、観測領域内で突風被害が発生した。余目駅設置の JR東日本ドップラーレーダー(JR レーダー)と庄内 空港設置の気象研可撤型ドップラーレーダー (XPOD)は、渦が庄内平野を移動し、突風被害が発 生した時刻付近で、その上空を通過していたことを はっきり捉えていた。二台のレーダー観測から分か った渦の発達及び構造を、被害調査結果と照らし合 わせて報告する。

2. 突風被害の概要

気象庁機動調査班(JMA-MOT:山形地方気象台) の調査により、同日午前9時頃、山間に位置する庄 内町肝煎において、住家の屋根瓦の落下や非住家の 一部損壊の突風被害が報告されている。被害域は、長 さ約100 m、幅約50 m、強さはF0と推定された ¹⁾。被害や痕跡から推定した風向に、明らかな収束性 や発散性は見られず、現象の特定に結びつく目撃情 報や証言も得られなかったため、突風の原因特定に は至らなかった。

3. 気象の総観場

日本付近は上空に強い寒気の流入を伴う冬型の気 圧配置となっており、日本海から次々と上陸したセ ル状の雲の一つが、突風をもたらした親雲と推測さ れる。

4. 突風被害をもたらしたじょう乱とその動向

被害域から約 13 km 北西に位置する JR レーダー より、親雲に伴うエコーの大きさは概ね南北 30 km ×東西 15 km であった。親雲は、8 時 52 分に上陸 し、移動速度 26.9 ms⁻¹ で東方向に進み、9 時 8 分に 被害域上空を通過した (図 1)。

上陸 5 分後(8:57)からエコー南端に低気圧性の フック状エコーが出現し、内陸に向かうにつれドッ プラー速度の回転を伴って、次第に明瞭化すること が分かった(図 2a)。被害発生直前のフック状エコー 中心部の RHI 断面(図 2b)から、親雲は高度 6 km に達しており、その下部に高さ 2 km 幅 1 km のヴォ ールト構造を形成していることが分かる。フック状 エコー及びヴォールト構造は竜巻の親雲に伴う特徴 である。

被害域上空通過時、高度 684 m で観測された渦の 最大風速直径は 1 km、最大接線速度は 13.8 ms⁻¹ で あった。移動速度を勘案すると最大風速は 40.7 ms⁻¹ と見積もられる。特に風速が強いとされる渦の南側 が被害域を通過していた。

5. まとめと今後

以上の結果から、本突風被害は、冬型の気圧配置で 発生したセル状雲に伴って上陸後に発達した低気圧 性循環の竜巻により起きたと推測できる。このよう なセル状雲による竜巻発生の報告事例は数少なく、 また上陸後にフック状エコーを伴う渦が顕在化した ことも今回の事例の特徴である。今後は、渦の成長・ 消失過程、ドップラー速度と被害状況の詳細な比較 を行っていく。







図2被害域通過1分前のa)エコーのPPI画像とb)フック状エコー中心付近のRHI画像。各々の画像上の直線はRHIの断面とPPIの高度を示す。図b直線の破線部は図aで示されている領域に相当する。×印は被害発生場所。

参考文献

 山形地方気象台、2015:現地災害報告書、平成27年 12月4日に山形県庄内地方で発生した突風について、 pp1.

庄内平野に突風をもたらした降水システム内の渦の高分解能観測

猪上華子¹、楠研一¹、新井健一郎²、石津尚喜²、藤原忠誠³、小野村史穂²、吉田智¹、足立透¹ (1:気象研究所、2:アルファ電子/気象研究所、3:東日本旅客鉄道)

1. はじめに

鉄道用の突風探知システム開発に向けたプロジェ クトの一環として、我々は2007年10月より山形県庄 内平野で2台のドップラーレーダー(JR東日本レーダ ーと気象研究所可搬型ドップラーレーダー(以下、 XPOD))と地上観測等による突風の高密度観測をして いる。XPODの高機能化を実施することで、2014年冬 季からは更に高い時間・空間分解能での観測が可能と なった。本発表では、XPODの高機能化の概要と、得 られたデータから明らかになった、突風をもたらす降 水システム内の渦の詳細な構造と上陸前後の変化に ついて報告する。

2. XPOD の高機能化の概要

XPOD の高機能化により実現されたのは以下の3点で ある。①セクタースキャンによる時間分解能の向上、 ②パルス幅の短縮($0.5 \mu s \rightarrow 0.2 \mu s$)による距離方向 の分解能の向上($75m \rightarrow 30m$)、③IQ データの取得機能 の追加。①のセクタースキャンの実施により、30秒 毎に下層を観測するJR 東日本レーダーと同頻度で下 層を観測することが可能となった。また②の距離方向 分解能30mはレーダーから約1kmの距離におけるビー ム幅(2度)と同程度であり、レーダーから数 km の至 近距離で方位方向と同程度以上の距離分解能で観測 可能であることを意味する。高機能化によってより詳 細な渦の実態が明らかになることが期待される。

3. 突風をもたらす渦の詳細な構造

2014 年 12 月 3 日 02 時 30 分頃、庄内空港の北西約 1.5 kmの海岸沿いに設置している多点型地上気象観 測システム (LAWPS, Kusunoki et al., 2016)の上空 を降水システム内の渦(最大風速直径約 300m,最大 接線速度約 15ms⁻¹(XPOD から推定))が通過し、LAWPS で最大瞬間風速 27.6ms⁻¹の突風をもたらした。XPOD から数kmの至近距離において観測した渦の詳細な鉛 直構造と上陸時の変化を以下に示す。

<u>(1)鉛直構造</u>

図1は、レーダーから約3.5kmの至近距離において 渦を観測した最下層の水平断面(PPI)とほぼ同時刻の 鉛直断面(RHI)を示す。RHI 観測による鉛直断面は、 フック状エコーの先端に位置する渦の強風域側を観 測しており、エコー頂約1.5km程度の非常に背の低い エコーの中に、高度約1kmまでほぼ鉛直に同程度の強 さ,幅の強風域が立ち上がっていたことが分かる。ま た反射強度場では、対応する目の構造が同高度まで延 びていることが確認できる。

(2)上陸時の渦の速度構造の変化

図2は高度約100mの上陸前後の渦のドップラー速 度場と反射強度場を示す。上陸直前(02:32:38JST)は 明瞭な反射強度の目の中心に速度場の渦中心が位置 し、背景風に対しほぼ対称なドップラー速度の極大・ 極小の構造が見られる。その49秒後、上陸直後 (02:33:27JST)には速度場が急変し、強風域が縮小、 弱風域が目の中心まで広がって背景風に対し非対称 なドップラー速度場となり、ランキン渦の構造が崩れ たことを示唆する。02:34:52JST には標高100m以下 の丘陵にさしかかる直前で渦構造は崩れていった。

4. まとめと今後

高機能化された XPOD による観測で、庄内平野に突 風をもたらす渦の詳細な構造と上陸前後の変化を捉 えることができた。今後はより多くの事例を積み重ね、 庄内平野に突風をもたらす渦の詳細な構造の理解に つなげたい。





図 2:上陸直前(左:02:32:38JST)と上陸直後(右: 02:33:27JST)の渦に伴うドップラー速度(カラー),反射強 度(コンター:30dBZ)を示す。太い実線は海岸線を示す。 XPOD は図の南東側に位置する。

渦が庄内平野に上陸したときの総観場と降水形態の分類

*石津尚喜¹, 猪上華子², 新井健一郎¹, 藤原忠誠³, 楠研一² (1:アルファ電子/気象研究所, 2: 気象研究所, 3: 東日本旅客鉄道)

<u>1. はじめに</u>

我々は鉄道用突風探知システム開発に向けた研究の一環 として、2007年10月から山形県庄内平野一帯で突風の実態 把握を目的として観測を実施している。これまで、地上の突 風の大部分は上空の渦を伴っていたこと(楠ほか 2010 秋)が 報告されており、現在、それらの結果を踏まえた探知アルゴリ ズムの開発をし、多くの事例を適用したアルゴリズムの検証・ 改良を進めている。探知アルゴリズムの開発にあたり、冬季 日本海側の突風をもたらす可能性のある渦の発生頻度や強 さ、総観場との関係を把握することは重要である。

本研究では、学術的にもこれまで断片的にしか知られてい なかった冬季日本海側の渦の様相を統計的に明らかにする ため、総観場とレーダーエコーにより降水形態で分類し、統 計解析を行う。

2. 使用データと解析手法

解析には、JR 余目駅に設置された JR 東日本レーダーデ ータ(el=3.0° PPI)を使用した。データは 2007 年 10 月から 2015 年 3 月に至るまでの冬季(10 月~3 月)のデータを用い た。ドップラーレーダーデータから、渦探知アルゴリズムの対 象である直径 0.1km から 2km かつ、最大接線速度 5ms⁻¹以 上の渦を 30 秒間隔で検出し、さらにその中で、2 分以上持続 し、かつ日本海上から上陸した渦を抽出した。抽出した渦が 存在したときの総観場と降水形態を分類した。降水形態の分 類には JR 東日本レーダーデータを、総観場の解析には気象 庁天気図を用いた。

<u>3. 結果</u>

抽出された渦は 673 個であり、そのうち反時計周りの渦は 563 個(83.7%)、時計周りの渦は 110 個(16.3%)であった。 抽出された渦が発生したときの総観場及び庄内平野付近 でのレーダーエコーで分類した。まず総観場を、冬型の気圧 配置、低気圧、寒冷前線、トラフのそれぞれの通過、それ以 外に分類した。降水形態は、低気圧通過のときは渦状もしく は不定形、寒冷前線とトラフの通過では線状降水帯として分 類した。分類結果を表1に示す。さらに冬型の気圧配置に見 られる複数のエコーパターンを表2で分類した。

- 1. L モード (走行に対してエコーが平行)
- 2. Tモード (走行に対してエコーが垂直)
- 3. T/L モード(T モードとL モードの中間)
- 4. セル状
- 5. 線状降水帯
- 6. 渦状 (小低気圧)

表1および2から分かったことは以下の通りである。

(1) 渦の87.7%は冬型の気圧配置で生じる。

(2) 冬型の気圧配置における、時計回りの渦の比率は他の形態と比べほぼ 2.8 倍である。

(3) 冬型の気圧配置のなかでは、特に L モードで多くの 渦が発生する。

(4)時計周りの渦は、L モード、T/L モード、セル状の降水形態のとき発生しやすい。

<u>4. 今後</u>

今後は、総観場や降水形態と渦の接線速度、直径、移動 速度などの物理量との比較を行う。また、これまで鉛直シア内 のロール状対流(Asai, 1970)という比較的シンプルな構造と 考えられてきた L モードで多くの渦が発生したことから、L モ ードで渦が発生するメカニズムについて調べて行く。

総観場	冬型	低気圧	寒冷前線	トラフ	不明
降水形態	表 2 の通り	渦状、不定形	線状降水帯	線状降水帯	不明
渦(時計回り)	590 (105)	22 (2)	21 (1)	17 (1)	2 (0)
比率	87.7 %	3.3 %	3.1 %	2.5 %	0.3 %
表2. 冬型におけろ隆水形能の事例教及び比率					

衣 1. 秘観場と降小形態の事例数及い比≅	表 1.	総観場と降水形態の事例数及び比率
-----------------------	------	------------------

表 2.	冬型における降水形態の	つ事例数及び比率

降水形態	Lモード	T モード	T/L モード	セル状	渦状	線状降水帯
渦(時計回り)	294 (52)	120(16)	16 (4)	122 (28)	22 (2)	16 (3)
比率	43.7 %	17.8 %	2.4 %	18.1 %	3.3 %	2.3 %

※ ()内は時計回りの渦の事例数。

2015 年 8 月 6 日茨城県桜川市に突風被害をもたらした Bow Echo に伴うダウンバースト

*足立 透、楠 研一、吉田 智、南雲 信宏、猪上 華子 (気象研究所)

1. はじめに

2015 年 8 月 6 日の 17 時過ぎに茨城県桜川市大 国玉で突風被害が発生した。気象庁の現地災害調 査速報によれば、突風の強さは F0 と推定され、被害 範囲は幅約 350m、長さ約 750m に渡り、現象の種類 はダウンバーストの可能性が高いとされた。本稿では、 同時刻に取得された気象研究所フェーズドアレイレ ーダー(茨城県つくば市)の観測データを解析し、突 風被害をもたらした降水系の時空間構造を論じる。

2. 観測データ

2015 年 7 月 8 日に運用を開始した気象研究所フ エーズドアレイレーダーは、距離方向 100m、方位角 方向 1.2 度、仰角方向約 1 度の分解能を有し、10~ 30 秒の短時間に全天の立体スキャンを行う新型レー ダーである。当日は、観測半径 60km、観測仰角 100 面、更新間隔 30 秒の運用モードで観測を実施した。

<u>3. 結果</u>

8月6日は、地表付近の気温上昇と湿潤大気の影響で大気が不安定となり、13時以降に広い範囲で活発な積乱雲が発生した。気象庁東京レーダーと地域気象観測装置では、栃木県東部の積乱雲から外出する冷気プールとガストフロントが観測され、南進しながら次々に積乱雲を生成する様子が捉えられた。桜川市の突風被害は、この過程で生じた線状降水系の通過時に発生したものである。

図1に、フェーズドアレイレーダーによる当該降水 系の観測結果を示す。16:50JST には、低層冷気流 の上空に線状降水系が見られ、高度 8~10 km まで 直立した構造を持つことが分かる。17:00 以降になる と、後方から Rear Inflow Jet(RIJ)と考えられる北よりの 風が中層から低層へと流入するとともに、降水系の一 部が前方に押し出されて弓状(Bow Echo)へと変化し、 下層が前方に上層が後方に傾く鉛直構造となった。

突風被害地点は、RIJ による北風の強まりを受ける 領域の裾野に位置し、中心軸から西に約4 km 離れ ていた。そこで図2に、被害地点を通る RHI 断面の 時間変化を示す。RIJ の流入が始まった 17:00 から 17:04 にかけて、降水系の前面で降水コアの落下が 観測された。降水コアの地上到達時刻と考えられる 17:03~17:04 には、ダウンバーストの発生を示す強 い外出流が観測され、被害地点の周辺では局所的 に22 m/sを超える北よりの風が見積もられた。

<u>4. まとめ</u>

本事例では、Bow Echo の形成に伴う RIJ の流入に よって北風が強まる中、降水系の前面に生じたダウン バーストが局所的に強い外出流をもたらす様子が明 らかになった。講演では、しばしば被害をもたらす Bow Echo に伴うダウンバーストの形成過程について、 フェーズドアレイレーダーとともに気象研究所C帯2 重偏波レーダーのデータを併せた解析結果を報告し、 桜川市で発生した突風被害との関連を考察する。

謝辞:本研究は JSPS 科研費(15H03728)の助成を受けたものです。



図1. RIJ を伴う Bow Echo の形成前(上)と形成後 (下)の PPI 断面(左)と RHI 断面(右)。等値線はエコ 一強度(35, 45 dBZ)、色はドップラー速度を表す。



図2. 被害地点付近の 30 秒毎の RHI 断面。等値線はエコー強度(35,47 dBZ)、色はドップラー速度を表す。

地上稠密気象観測による突風予測システムで用いる気温減率閾値の検討

岩下久人*1・佐藤香枝*1・矢田拓也*1・呉宏堯*1・小林文明*2

<u>1. はじめに</u>

明星電気は、当社開発の小型気象計 POTEKA Sta.(ボテカ: Point Tenki Kansoku、以下 POTEKA)による地上稠密気象観測データを利用 することで、ダウンバーストやガストフロントなどの気温低下型突風の 予測システムを開発した。この突風予測システムは、1 分間の気温減率 の大きさを識別することで、発生可能性が高い領域(発生予測領域)と低 い領域(安全領域)を切り分ける予測手順を持つ。本稿では気温低下時に 観測された気圧変化から、この気温減率閾値の妥当性について言及する。



図1. 突風予測実証領域(POTEKA 観測域)と POTEKA 外観写真

2. 突風予測システムの概要

図 2-1~2-4 は、2015 年 6 月 15 日の 16:05~16:15 に被害が発生したダ ウンバースト型突風を、事前に予測した結果である。発生予測領域を POTEKA 観測域内に表示した薄灰色の扇形領域で示し、実際に突風被 害が発生した領域を長方形で示す。

突風予測システムの予測手順は以下の通りである。

- (1)気温急低下(閾値・2℃/分)以下)の第1 観測点周囲に発生予測領域を展 開。(図 2-1)
- (2)(1)以降の気温低下(閾値・1[C/分]以下)観測点と第1観測点との距離と 観測時刻から事象進行速度を求め、予測領域内の到達予測時刻を算出。 (図 2-2)
- (3)(2)以降、他観測点での気温低下(閾値・1)℃/分]以下)観測毎に事象進行 速度を修正し、到達予測時刻を修正。(図 2-3)
- (4)(2)以降、気温急低下(閾値・2)°C/分]以下)と気温急低下なし(閾値・2~ -1[°C/分])の観測点を識別し、予測領域を絞り込む。(図 2・4)



図 2-1 15 時 28 分突風予測図



図 2-3 15時 42 分突風予測図



図 2-2 15 時 33 分突風予測図



図 2-4 16 時 03 分突風予測図

3. 各観測点での気温と気圧の変化

図 2・4 に示す観測点①~③は、当該予測システムの気温減率閾値によ り、以下のように識別された地点である。

*1:明星電気株式会社 *2:防衛大学校

地点①:気温急低下(気温減率最大値・3.9[°C/分])が観測され、発生予測領 域内に入った観測点

地点②:気温低下(気温減率最大値・1.5 °C/分])はあったものの・2 °C/分]以 下の急低下はなく、発生予測領域と安全領域の境界点となった観測点

地点③:気温低下(気温減率最大値・1.1[℃/分])はあったものの・2[℃/分]以 下の急低下はなく、安全領域内に入った観測点



図3 観測点①~③の気温及び気圧変化

4. 考察

気温急低下(-2[°C/分]以下)観測点では、約10分間の気圧高圧状態が特 続された(Pressure Jump)。一方で、気温低下が観測されたものの気温 急低下はなかった(-2~-1[°C/分])観測点では、一時的な気圧高圧状態の特 続はなかった。

気圧高圧状態の持続は、ダウンバーストのアウトフローによる影響を 連続的に受けたためであると考えられ、閾値・2 (°C/分)以下の予測発生領 域では実際にダウンバーストが発生していた可能性が高いと考察する。 一方で、閾値・2 ~ 1 (°C/分)の安全領域では、ダウンバーストの影響が小 さかったと考察する。

2015年6月15日の突風事例に関して、気温減率閾値は妥当であった。

<u>5. 今後の課題</u>

過去3年間に観測した他の突風事例について、気温減率と気圧変化の 関係を分析し、気温減率閾値の妥当性を確認する。また、気温減率と気 圧変動幅(最大振幅)の相関関係についても分析を行う。

更に、気温低下や気圧変化を引き起こす裏付けを得るために、各観測 事例における事象進行速度から冷気層厚みを算出する。

[参考文献]

(1)Keioko Norose, Fumiaki Kobayashi, Hirotaka Kure, Takuya Yada, Hiroyuki Iwasaki,

2016Observation of downburst event in Gunma prefecture on August 11, 2013 using a surface dense observation network, Journal of Atmospheric Electricity, Vol.35, No.2, 2016, pp.31-41.

(2) 岩下久人、佐藤香枝、矢田拓也、呉宏莞、小林文明、地上御密気象観測データを利用した突風予報システムの開発 2016 年度奉季大会予稿集 122, B152

フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR)を利用した極端気象現象 (落雷、降雹等 のシビアハザード) 予測に関する研究 (続報)

道本光一郎・天野慎史・諸田雪江・横田匡彦・宮川美南子・鳥居大亮 (ウェザー・サービス(株))

1. はじめに

予測が困難な局地的大雨(いわゆる「ゲリラ豪雨」な ど)が引き起こす、河川の氾濫や洪水などの災害軽減 のためには、防災(気象などの)情報が有効である。

本研究では、新型気象レーダー (PAWR と略記)など から得られる、いわゆるソーシャル・ビッグデータを用 いて、防災(気象)情報を導出する方法に関する研究 を実施する。すなわち、「PAWR」や「ひまわり8号」な どからの膨大なデータを用いた高密度の気象予測の 基本技術を確立するための基礎的な解析研究を平成 26,27年度の二か年にわたって実施し、今後、平成28, 29年度の二か年間延長して研究を実施していく予定 である。

2. 研究の背景

近年、突然発生する局地的大雨、竜巻やダウンバー スト、突風などの極端気象現象、いわゆる「シビアハザ ード」によって、河川氾濫、家屋倒壊、斜面崩壊、浸水、 車両や航空機への雷撃などの被害が多発し、人命被 害の発生も希ではない。よって、これらのシビアハザー ド現象に起因する災害への対応が喫緊の課題となって きている。

3. 観測手法等の説明

総務省情報通信研究機構(NICT)殿の保有する PAWRは、日本で初めて設置された新しい測定原理に 基づく気象レーダーであり、従来のレーダーよりも短時 間で詳細な三次元構造を観測できるが、その観測情報 を気象予測に利用する研究は着手したばかりで確立さ れておらず、これらの観測データをもとにした、雲の動 き等のシミュレーションを行う雲解像モデル(CReSS:名 古屋大学)を組み合わせ、局地的な気象の解析と予測 を行うということなどの全体研究を現在、鋭意実施中で あり、データ解析とデータ授受ネットワーク環境構築作 業を同時に継続中である。

さらに、今年度からは、大阪PAWRデータに加えて、

神戸と沖縄の各PAWRデータの解析も実施している。

図1は、PAWRデータの解析の一例として、エコーの 三次元可視化画像と落雷の関係を示した図である。 2015年8月8日1630JSTのものである。強いエコーの 盛衰と落雷発生(図中のエコー上部の白丸印)との関 係が見て取れる。本事例は神戸PAWRデータのグラ ンドクラッタを除去したものを示している。神戸~大阪 付近の地形性エコーがきれいに取り去られていること がわかる。



図1. PAWR反射強度の3次元描画(2015年8月8日1630JST) これらの解析データと監視カメラの画像を利用して、 水位や降水量を導出する研究も同時に進行中である。

そして、防災情報等の導出のために、レーダーなど から得られる情報に加えて、アメダスや独自の気象観 測測器網(ESN:NTTドコモが設置、運用している環 境センサネットワークの略称)などにより得られる風向 風速、降水量、落雷などの観測情報を活用し、防災情 報の導出を試みる研究について、継続実施中である。 (謝辞)本予稿の作成に際し、NICT殿にはPAWRデ ータの提供やネットワークの構築等の便宜をはかって いただきました。ここに記してお礼申し上げます。 岩崎博之*(群馬大学教育学部)

1. はじめに Zipser (1994)は、月降水量と 月落雷日数を用いて熱帯における「発雷効率」 を定義し、積乱雲に伴う上昇気流の強さと発雷 について議論している.ここでは、Zipserの考 え方をメソスケールに拡張し、「発雷効率」とい う視点から日本の落雷活動の特徴を記述する.

- 2. データと解析期間
- 解析に用いた落雷データは、次の2つである. 1) WWLLN落雷(ワシントン大学提供):
- 落雷時刻と落雷位置の情報を使用した. 2)気象庁全国合成レーダー: 10分毎の高度2kmの簡易CAPPIである. 精度を 確保するため、仰角数が少ないレーダサイトか ら150km以遠のデータは解析に用いなかった. 3)夏期の落雷を対象とするため、解析期間は、

2009-2015年の7月20日-9月10日とした.

発雷効率の定義

1) 基準雨量強度の決定

発雷効率をメソスケールに拡張し、「積乱雲に 伴う強い降水1回あたりの落雷発生数」の指標と する.そのために、積乱雲強度の指標としての 「強雨(雨量強度)」の基準を決定する.

先ず、0.25度×0.20度(≒22km×22km)の解析 単位毎に落雷密度と強雨密度を求める. 第1a図 は、日本周辺の落雷密度分布であり、陸上では 関東と北九州において落雷頻度が高い. 雨量密 度については、0mm/hから100mm/hまで10mm/h毎 の基準値を設定し、基準値以上の雨量強度が観 測された回数から強雨密度を算出した.

第2図は、各基準値の強雨密度と落雷密度との 相関係数である。海洋上では、30mm/hの強雨密 度と落雷密度との相関係数が最も高い(r=0.45). 陸上では、100mm/hの雨量強度で、相関係数が最 大となるが(r=0.74)、70mm/hからは相関係数は ほぼ一定となる。落雷が卓越する陸域における 相関係数を参考に、ここでは、70mm/h以上の降 水を落雷に直結した「強雨」と見なす。

2) 落雷効率の定義

第1b図は70mm/hで定義した強雨密度の分布で ある.第1b図と比較すると、強雨密度が高い領 域で落雷密度が高いとは限らず、落雷の起きや すさが、領域により変動していることが分かる. そこで、その特徴を明らかにするために、各解 析単位毎に、落雷効率を次のように定義する.

落雷効率 = 落雷密度/強雨密度×100(%)

3. 落雷効率の特徴

海洋上と陸域上の違い

落雷効率の分布を第1c図に示す. 落雷密度の 高い九州北部と関東における発雷効率は20%以上 と高いが、それ以外の陸上の発雷効率は低い. それに対して、海洋上、特に、陸域の東側の海 洋上では発雷効率が高い特徴が認められる.

2) 北九州と関東の発雷効率の日変化

夏期の九州北部と関東域では、強雨頻度は15-16JSTに最大になり、14-15JSTに落雷個数も最大 になる(図略).しかし、2つの領域共に、強雨 頻度が最大になる2-3時間前の12-13JSTに落雷効 率は極大に達している.また、関東域では強雨 頻度が弱まる19-20JSTにも、発雷効率の極大が 見られる.

発表では、関東域を中心に、個々の積乱雲の 発達過程に注目しながら、発雷効率の特徴につ いて説明を行う予定である。



第1図:落雷密度(a), 強雨密度(b), 落雷頻度(落 雷密度/強雨密度×100%)の分布. 図中の円は, レ ーダーサイトから150kmの範囲を示す.



2015年9月4日に関東で発生した積乱雲のフェーズドアレイ気象レーダーによる観測

-東京23区に局地豪雨と竜巻をもたらした事例-

柏柳太郎,諸富和臣(日本無線/千葉大 CEReS),小林文明(防大地球) 鷹野敏明(千葉大院工),樋口篤志,高村民雄(千葉大 CEReS)

1. はじめに

都市部において,局地豪雨や竜巻といった異常気象によ る災害が多発しており,社会的な問題となっている.

2015 年 9 月 4 日においては,埼玉県の秩父の山間部に 11 時半頃に発生した積乱雲が,東進し,東京都心部に 13 時半から 15 時過ぎまで局地豪雨をもたらした.更に, 世田谷区北烏山付近で竜巻の目撃情報があり,気象庁は 14 時 14 分に竜巻注意情報を発表した.

日本無線が千葉市に設置したフェーズドアレイ気象レ ーダー(以下千葉 PAWR)(柏柳ほか,2015 年秋季大会: P336)では、PRF は 3400 Hz で 30 秒毎に半径 30 km の範 囲を試験観測していた.長パルスの観測範囲である半径 5 km から 33 km の範囲には有効な1次エコーはなかった. そこで、49 km から 77 km までの2次エコー成分を抽出 する処理を施し、東京上空の積乱雲の解析を試みた.レー ダーの設置位置から北烏山までは約60 km である.また、 観測仰角は0.5 度から1度ごとであり、方位方向のセクタ ー間隔は1度である.よってこの付近の高度方向と南北方 向の分解能は約1 km である.なお、エコー強度に関して 降雨減衰補正は施していない.また、断面図の作成におい ては、線形補間を用いている.

2. 解析結果

図1に14時00分におけるエコー強度の3次元画像を, 図2に高度2km,4km,6kmの水平断面図を示した.エコ ー強度を見ると、降水システムの南端部に弓上の強いエコ ーが存在し、弱いエコーが北東に方向に広がっている.ま た、降水システムの南西部で上空までエコー観測されてい る.ドップラ速度を見ると、レーダーの視線方向にあたる 東西方向の水平シアが、システム南西部において、高くま で存在している.

図3に、水平断面図上AA、で示した、レーダーの視線方向に対してほぼ直交する方向の垂直断面図を示した.エコー強度を見ると、降水システム南西端はオーバハング状になっており、高度3km付近に強いエコーが存在している. ドップラ速度をみると、降水システムの南西端では水平シアが北の方向に傾きながら、高くまで存在している.変化の大きい高度3.5kmにおける水平シアは、渦度にすると0.005 s⁻¹である. 以上のことから,システム南西端に存在する水平シアの 部分にはメソサイクロンの様な渦による強い上昇流が存 在した可能性があり,世田谷で目撃された竜巻はこの渦に よる可能性がある.







図 2 14 時 00 分における高度 2km(上), 4 km(中), 6 km(下)の水平断面図. 左:エコー強度, 右:ドップラ速度





アウターレインバンド内で発生した特異なミニスーパーセル

*湯浅惣一郎(高知大院理), 佐々浩司(高知大理)

1. はじめに

2014 年 7 月 10 日に台風 8 号のアウターレインバ ンド内で 2 つの竜巻が発生した(湯浅, 佐々 2014)。 竜巻に対応する親雲内の渦は高度 700m の室戸レー ダーデータによるといずれも 1 km と小さく、上陸時 の親雲はスーパーセルでないと考えていたが、再解 析の結果、竜巻に伴う渦とともにメソサイクロンも 存在することがわかった。

そこで、今回は上陸前後の竜巻親雲内部のそれぞ れの渦の構造を明らかにすることを目的とし、レー ダーデータの解析を行った結果を報告する。

2. レーダー解析

解析には、NICT アーカイブより取得した気象庁 室戸ドップラーレーダーと 2 基(物部,朝倉)の本学 MP ドップラーレーダーのデータを使用した。

3. 解析結果

渦上陸前の最低仰角 0.4deg. (高度約 700m, 図 1b) における強エコー域(40dBZ 以上)南端に、渦径が、 1.5km, 1.2km と小さい 2 つのマイソサイクロン(図中 実線〇、西側が mc1,東側が mc2)と、mc1 を取り囲む 直径 7.5km, 渦度 $8.0 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$ の弱いメソサイクロン MC(破線〇)が認められた。図 1a に示す仰角 1.8deg.(高度 1800m)には、mc1, mc2 の存在は確認で きなかったが、弱い MC は存在していた。同様に、 本学朝倉レーダーの仰角 2.5deg. (高度 800m)には、 直径 3km, 渦度 $1.4 \times 10^2 \text{ s}^{-1}$ の MC の存在を確認した。 室戸レーダーよりも渦径が小さいのは、分解能の違 いによるものと思われる。

渦上陸後の最低仰角 0.4deg.(高度 700m, 図 2b)にも mc1 周辺で弱い低気圧性の気流場が見られ MC が存 在していた。しかし、渦度 1.0×10⁻³ s⁻¹ と上陸前 (6:15JST)よりも弱くなっていた。仰角 1.8deg.(高度 1800m, 図 2a)の mc1 上空でも、MC は残存していた。

最低仰角のレーダー反射強度(図 1b,2b)には、強エ コー域南端で線状に変化したエコーの様子が伺えた。 これは、アウターレインバンド内の強い南風と親雲 からの冷気外出流との収束により形成されたガスト フロントだと考えられる。しかし、スーパーセルに 見られる FFGF や RFGF とは異なる向きであった。

ここでは示していないが両渦上陸時の MC 中心の 鉛直断面図にヴォールト構造は認められず、下層の ドップラー速度が発散場になっていたことから、す でに親雲は減衰期に入っていたと思われる。さらに、 強エコー(40dBZ 以上)は高度 3km までで、ミニスー パーセルの強エコー高度 5km(Suzuki et.al., 2000)よ りもかなり低く、上陸時の親雲はスーパーセルの構 造を崩していたと考えられる。

謝辞

本研究は科研費(15H02994)の補助を受けて進められた。



図1 渦上陸前(6:15JST)の各仰角の室戸レーダーデータ; 左: レー ダー反射強度, 右:ドップラー速度, (a)仰角 1.8deg., (b)仰角 0.4deg., mc1, mc2 は実線〇, メソサイクロンは破線〇で表す。



台風環境場で発生するスーパーセルのエントレインメントを調べる理想化数値実験

*末木健太, 新野宏 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

日本で発生する竜巻の 20% は台風に伴って発生 する (Niino et al., 1997). 台風は竜巻の主要な発生環 境の1つといえるが、 竜巻を多数伴う台風がある-方, 竜巻を伴わない台風も存在し, その違いは十分 には理解されていない. この点について, 2015 年度 春季大会では、対流有効位置エネルギー (CAPE) の計算に、持ち上げ空気塊が環境場の空気を取り込 む効果(エントレインメント)を加味した CAPE (Entraining-CAPE: 以下 E-CAPE; Molinari et al., 2012) が竜巻を伴う台風では大きく、そうでない台 風に比べ、より不安定な成層を持つことを、気象庁 の長期再解析 (JRA-55) を用いたコンポジット解析 により示した.両者の違いは、通常の CAPE では捉 えることができないため、エントレインメントの考 慮は、

台風に伴う

竜巻の発生リスクを評価する上で 重要であることが示唆された.

しかし、 竜巻を伴うスーパーセルのエントレイン メントの実態はよく分かっていない. 2015 年度春季 大会で示した E-CAPE は、質量エントレインメント 率 $\varepsilon = 20\%$ km⁻¹としたものであったが、これは竜巻 の発生位置の分布との整合性の観点から選択したも ので,エントレインメント率の実測に基づくもので はなかった. Marat and Randall (2006)や Romps (2010), Dawe and Austin (2011) などは、積雲・積乱雲の Large Eddy Simulation を行い,対流雲のエントレインメン ト率について議論しているが,彼らの結果は、強い 鉛直シアのある環境場中で準定常的な構造を持つス ーパーセルに対して直ちに適用できるものではない. 本研究の目的は, スーパーセルを再現する理想化数 値実験により, スーパーセルのエントレインメント の実態を調べ、E-CAPE の有効性の物理的な裏付け を得ることである.

2. 数値モデルと計算設定

本研究では,理想化数値実験に特化した非静力学 モデル CM1 ver.18.3 (Bryan and Fritsch, 2002)を使用 した.水平格子間隔は 500 m,鉛直格子間隔は最下 層 1 km が 100 m,高度 10 km より上では 500 m,そ の間では格子間隔が滑らかに変化するようにした. 積分の時間間隔は 0.9 s である.計算領域として水平 に 100 km 四方,鉛直に 25 kmを確保し,側面境界 を解放境界,下部・上部境界は free slip とした.高 度 20 km より上は Rayleigh damping 層としている. Sub grid の乱流運動エネルギーは Deardorff (1980) と類似の方法により予報される. 雲微物理として雲 水・雨水・雲氷・雪・雹を予報する Morrison double-moment スキーム (Morisson et al., 2005, 2009) を用いた.

台風に伴うスーパーセルの発生環境場として, 1990年9月19日に台風19号に伴って関東平野で複数の竜巻が発生した事例(Suzuki et al., 2000)の環境場を代表する高層観測データ(1990/09/1921:00 JST, 館野)を平滑化したプロファイルを用いた.ストームに相対的な環境場のヘリシティは,高度1,3 km の鉛直積算がそれぞれ 301, 362 m² s⁻² で,下層に鉛 直シアが集中している.一方,CAPE と E-CAPE (ε = 20% km⁻¹) はそれぞれ 1445, 444 J kg⁻¹ であり,対流 圏の全層にわたって湿潤で,条件付き不安定な環境 場である.実験では,このプロファイルを水平一様 に与え、温位擾乱(中心で最大 + 4K)から対流を 励起させることにより,スーパーセルを発生させた.

3. 結果

励起された対流雲は、積分開始後 30 分程度で上昇 流、鉛直渦度がそれぞれ 20 m s⁻¹、0.01 s⁻¹を超える ようなメソサイクロンを形成し、積分開始後 1時間 程度で準定常的なスーパーセルにまで達した. 図 1 は、積分開始後 1~2時間における対流雲(相対湿度 100%,上昇流 1 m s⁻¹以上として定義)中における相 当温位の確立密度分布(各高度で規格化)に、Romps and Kuang (2010)のパーセルモデルにより計算した 持ち上げ空気塊の相当温位の高度変化を重ねたもの である.高度5 km以下では、パーセルモデルの ε =20 ~100% km⁻¹に対応する相当温位が対流雲内で優勢 である一方、高度5 km より上では、パーセルモデル から予想されるものに比べ、より高相当温位の空気 が対流雲内で多く見られた.

4. まとめ

台風環境場で発生するスーパーセルの理想化数値 実験を行い、対流雲内の相当温位分布と、一定のエ ントレインメント率を仮定した持ち上げ空気塊の相 当温位の高度変化を比較した.発表では、対流雲の エントレインメント率と環境場の各要素(鉛直シア や大気の不安定度など)との関係や、格子間隔100 m とした実験結果についても示す予定である.



図1 対流雲中の各高度で規格化した相当温位の確率密度 分布(シェード)と, Romps and Kuang (2010)のパーセ ルモデルにより計算した持ち上げ空気塊の相当温位の高 度変化(実線;数字はエントレインメント率 ε [% km⁻¹]). 点線は環境場の相当温位プロファイルを示している.

超高解像度アンサンブル実験による竜巻と下層メソサイクロンの関係

^{*1}横田祥,^{1,2}瀬古弘,¹國井勝,^{3,1}山内洋,⁴新野宏 (¹気象研究所,²海洋研究開発機構,³気象庁観測部,⁴東京大学大気海洋研究所)

<u>1. はじめに</u>

強い竜巻の多くは、直径数 km の渦(メソサイク ロン)を伴う発達した積乱雲(スーパーセル)の下 で発生する。しかし、中層にメソサイクロンが存在 していても地上に竜巻が発生するとは限らず、強い 竜巻の発生条件は未だ明らかではない。

Yokota et al. (2016, MWR)は、2012 年 5 月 6 日のつ くば竜巻の事例において、NHM-LETKF (気象庁非静 力学モデルに基づく局所アンサンブル変換カルマン フィルター)を用いて稠密な観測データを同化し、 得られた解析値から水平解像度 350 mのアンサンブ ル予報を行った。そして、この実験で再現された下 層(地上 0.8 km)のメソサイクロンの強化にストー ム後方の下層水蒸気とストーム前方の下層収束が重 要であることを示した。しかし、水平解像度 350 m では竜巻の解像には不十分であるため、これらの条 件が竜巻の発生にとっても重要かどうかは明らかで はない。そこで本研究では、この実験をさらにダウ ンスケールした水平解像度 50 m のアンサンブル実 験を行い、その結果から下層メソサイクロンと竜巻 の関係について考察を行った。

2. 解析手法

Yokota et al. (2016, MWR)の水平解像度 350 m のア ンサンブル実験(初期時刻 5 月 6 日 1100JST、33 メ ンバー)の結果を初期値・境界値とし、1110JST から 1210JST まで水平解像度 50 m のダウンスケール実 験を行う。地上 20 m の鉛直渦度が最大となる時刻 (*to* min)と位置をメンバー毎に求め、その点を中心 にコンポジットした物理量に対して、地上 20 m の 最大鉛直渦度(5 分移動平均)ζ_{max}との相関を求める。 コンポジットの際は、方角やスケールはそのままと した。

<u>3. 結果</u>

 と ζ_{20m}(*t*₀-5)の位置の水平距離は 1 km 未満であった (図 2 下)。これらの結果は、地上の渦の真上に強い メソサイクロンがあり、これによって鉛直上向きの 気圧傾度力が生じて鉛直渦度が引き伸ばされること が、5 分後に地上で強い竜巻が発生するための条件 である、ということを示していると考えられる。

4. まとめと今後の予定

本研究では、下層メソサイクロンの位置や強さと 竜巻との関係を、現実場のアンサンブル実験で初め て示した。今後は各メンバーの渦の起源を後方流跡 線解析等により詳細に調査し、何が竜巻の発生や強 化の有無を決めているのかを物理的に明らかにする ことを目指す。



図1: ζ_{max} の位置を中心に コンポジットした降水物 質混合比($g kg^1$, $\partial x - k$ t_{t_0} min, $\exists y - kt_{t_0} - k$ min)と水平風($m s^-1$, 黒矢 印, t_0 min)。白矢印の始点 と終点はそれぞれ $\zeta_{0m}(t_0-5) と \zeta_{20m}(t_0)$ の位置。

図2: ζ_{max}(s⁻¹)に対する (上) ζ_{0.8km}(t₀-5)(s⁻¹), (中) ζ_{20m}(t₀-5)(s⁻¹), (下) ζ_{0.8km}(t₀-5) とζ_{20m}(t₀-5) の位置の水平距離(km)の 散布図と相関係数。

謝辞:本研究の一部は HPCI戦略プログラム 分 野3「防災・減災に資す る地球変動予測」(課題 ID: hp120282, hp130012, hp140220, hp150214)、ポ スト「京」で重点的に取 り組むべき社会的・科学 的課題 重点課題④「観 測ビッグデータを活用 した気象と地球環境の 予測の高度化」(課題 ID: hp150289, hp160229)、お よび社会システム改革 と研究開発の一体的推 進「気候変動に伴う極端 気象に強い都市創り」よ り支援を受けました。本 実験で同化した地上観 測データの一部は株式 会社 NTT ドコモよりこ 提供いただきました。

大気成層の構造変化・上昇流に対する数値モデルの水平解像度の影響 加藤輝之(気象研予報)

1. はじめに

大気状態が不安定で、自由対流高度まで下層気塊が持ち 上げられると湿潤対流が発生し、不安定の一部が解消され る。大雨時には大量の湿潤対流が発生し、大気成層は相当 温位&がほぼ一定の状態に近づくことが期待される。そこ で平成26年8月20日の広島での事例を対象に、大雨をも たらした線状降水帯の再現に成功した前日19日18時初期 値の水平分解能2kmと250mの気象庁非静力学モデル (2kmNHM,250mNHM)を用いて、大気成層の構造変化 や強い上昇流の出現頻度について調査し、モデルの水平分 解能による違いを調べてみた。初期値・境界値は気象庁局 地解析(なお250mNHMの境界値は2kmNHMの予報値) から作成し、降水過程としては氷相のみ2モーメントのバ ルクスキームを単独で、乱流スキームとしては MYNN レ ベル3を用いた。

2. 相当温位の出現頻度

相当温位の出現頻度は、大雨をもたらした線状降水帯を 含む周辺約5500km²の領域内で算出した。湿潤対流を発生 させやすい高&(355K以上)気塊の大雨期間中の出現頻 度(図1)を見ると、下層の高&気塊が持ち上げられてい るにもかかわらず中上層では0.01~0.001%と非常に低い。 中層のやや高い&(350K以上)の出現頻度は、250mNHM より2kmNHMの方が約2倍高い。これは2kmNHMの対 流スケールが実際よりも大きく、周囲の空気の貫入が小さ いためだと考えられる。この特性は水平分解能を1kmに すると改善されたが、500mにすると250mNHMよりも出 現頻度が低下してしまった。

線状降水帯の形成期と成熟期の 250mNHM による & の 出現頻度を比較すると、高 & は10倍以上(0.001→0.01%)、 やや高い & は2倍(0.3→0.6%)になった(図略)が、全 体からみるとその変化は僅かである。このことは対流活動 による成層構造の変化は小さく、Kain-Fritsch 対流パラメ タリゼーションスキームのような CAPE を 15%減させる ような大きな安定化は生じていないことを示唆している。

3. 強い上昇流の出現頻度

鉛直流の出現頻度分布(図 2)を見ると、2kmNHMで は18m/s以上の強い上昇流が高度10km付近に存在する一 方、250mNHMではCAPE(~2000J/kg)から見積もられ る値の約半分の35m/sを超える上昇流が作られている。そ の強い上昇流が見られる高度は、高&気塊を持ち上げた場 合の浮力がなくなる高度(LNB)よりも2~3km低い。ま た強い上昇流はLNBよりも高高度でも見られ、250mNHM はオーバーシュートを再現できている。中層の5m/s以上 のやや強い上昇流で比較すると、出現頻度(~2%)に水 平解像度依存性はほとんどみられない。一方、下降流の特 徴は2kmNHMと250mNHMでかなり異なる(図2bと2d)。 250mNHMでは強い上昇流に対する補償下降流として高 度10km付近に10m/sを超える下降流が存在するが、 2kmNHMにはそのような下降流は存在しない。

高 θ_{α} 気塊を持ち上げると CAPE によって強い上昇流が 作り出されるので、 $\theta_{\alpha} > 355K$ に限定した場合の鉛直流の 出現頻度を調べた(図3)。2kmNHM でも θ_{α} がほぼ保存さ れながら、鉛直流は高度とともに上方に加速されている。 高度 10km より上空で、高い&の出現頻度は急速に減少し ている一方、強い上昇流は維持されている。この領域で周 辺空気と強い混合があることが示唆される。



図 1 (a) 2kmNHM (19 日 18 時初期値) による 19 日 23 時~20 日 04 時の 1K 間隔の等値線で示された閾値を 超える&の出現頻度の鉛直プロファイルと(b) 大雨が もたらされた線状降水帯を含む周辺約 5500km² の領 域での&の出現頻度の鉛直分布(最大値で規格化、太 線は中央値、点線は 0.05 から 0.2 間隔で表示).(c)・ (d) (a)・(b)と同じ、ただし 250mNHM.



図2 図1と同じ、ただし(a)・(c)は1ms⁻¹間隔で示された閾値を超える鉛直速度の出現頻度の鉛直プロファイル、(b)・(d)は線状降水帯周辺領域での鉛直速度の出現頻度の鉛直分布(log(最大値)で規格化、太線は中央値、点線は0.05から0.2間隔で表示).



図 3 図 2b、2d と同じ、ただし *θ*_e > 355K に限定. 破線は
 *θ*_e > 355K の出現頻度の鉛直プロファイル(目盛りは
 図の上部に記載).

南岸低気圧に伴う関東甲信地方の降雪における沿岸前線の役割

|荒木健太郎*,加藤輝之(気象研究所), 北畠尚子(気象大学校)

1. はじめに

南岸低気圧に伴って発生する関東甲信地方の降雪現象には, 沿岸前線の存在が重要であることが指摘されている(荒木 2015). 荒木ほか(2015, 2016)は南岸低気圧による関東甲信地 方の降雪事例の総観・メソスケール環境場の統計解析を行い, 顕著な大雪ほど降雪期間が長いことを示した.また,顕著な 大雪事例では関東平野で Cold-Air Damming や沿岸前線が形 成・強化されやすい環境場となっていることを報告した.本 研究では,降雪に対して沿岸前線が果たしている役割を把握 することを目的に,沿岸前線の特徴や継続時間に着目して関 東甲信地方の降雪事例の統計解析を行った.

2. データと統計解析手法

荒木ほか(2015, 2016)と同様に, 1958~2015年の南岸低気 圧による東京・甲府の総降雪量5cm以上の事例の総降雪量・ 降雪期間を抽出し,東京の総降雪量によってカテゴリ化した. ここではS5-10(総降雪量5~9cm; 22例),S25(同25cm以上; 5例)に着目する.各事例の降雪開始時刻(ST)の6時間前 (ST/-6h,以後時刻を同様に表記)から終了時刻6時間後までを 対象に,JRA-55モデル面データを初期値・境界値として気象 庁非静力学モデルによる数値実験を行った.水平解像度は 2km,計算領域は関東甲信地方を覆う1,400km四方とした. 数値実験結果から,カテゴリ毎に沿岸前線の特徴や降雪への 影響について解析した.

沿岸前線の特徴と関東甲信地方の大雪との関係

まず、地上水平発散の平均場を時刻毎に確認すると、S25、 S5-10 ともに南岸低気圧接近前に関東南部で平野部を吹き抜 ける北〜北東風が強化されて発散場となっており、その南海 上で水平収束が徐々に強まっていた(第1図).この水平収束は 静岡県の南海上までのびており、南北気温勾配が大きいこと から(図略)、沿岸前線と考えられる.一方、S25では、ST/-1h から ST/+6h にかけて、南岸低気圧の中心付近から温暖前線と 考えられる暖気を伴う南東風と東寄りの風による水平収束の 強い領域が東西方向にのびていた.

関東平野の南海上に形成される沿岸前線と温暖前線が降雪 に及ぼす影響を議論する.これらの前線が顕著に見られるS25 の ST/+6h における,東京付近(139.7°E)を通る 32-37°N の南 北鉛直断面を第2図に示す.34.7°N付近が沿岸前線に対応し ていると考えられ, その北側の高度 1km 以下では北東風にな っている.また,33°N付近に温暖前線が位置し,その南側で は高度約3kmまで,温暖前線と沿岸前線の間では高度約1km まで水蒸気フラックス量が100gm²s⁻¹を超えていた.また, 沿岸前線上の南寄りの風,温暖前線面(相当温位 305K に対応) 上の南西風によって水蒸気が内陸部まで供給されていた.、 のとき、内陸部で水蒸気供給量の大きい高度 3~4km 付近で 特に雪混合比が大きく(図略)、雪粒子の昇華成長が促進される 環境場であった。個々の事例の雪混合比でもストリーク構造 が見られ、雪粒子の昇華成長に伴う非断熱加熱によって生成 セルの発生環境場が維持されていることが示唆された、この ような特徴は S5-10 にも見られた.

関東平野南海上で形成される沿岸前線・温暖前線に伴う地 上収束の継続時間と、甲府の総降雪量との関係を第3図に示 す.本研究では、便宜的に関東平野の南海上(139.7°E, 30-35°N)のどこかで 40km 四方で領域平均 した地上水平発散が-100×10⁻⁶ s⁻¹以下で あった期間を地上収束継続時間とした.地上 収束の継続時間が長いほど総降雪量が多く, 降雪期間も長い傾向が見てとれる.これは甲 府だけでなく東京についても同様であり,有 意水準5%のt検定を各地点の総降雪量のカ テゴリ毎に行ったところ,地上収束継続時間 に有意な差があった.

このことから,南岸低気圧接近前には沿岸 前線,接近時には沿岸前線・温暖前線等の地 上収束が関東平野の南海上に存在しており, これらが関東甲信地方の上空に水蒸気を供 給することで,効率的な降雪雲の形成・降雪 粒子の成長に寄与しているといえる.また, これらの前線の持続時間が長いほど,降雪の 環境場が持続することで総降雪量の増大を もたらす要因になっていることがわかった.



第1図 S25における ST/-6h~ST/+6hの 139.7 E で の南北時間断面. 陰影は 40km 四方で領域平均し た地上水平発散(10⁻⁶s⁻¹),等値線は海面気圧(2hPa 毎)を表す. 矢羽は地上風を意味する.



第2図 S25における ST/+6h での,139.7°E での南 北鉛直断面.陰影は水蒸気フラックス量(g m⁻² s⁻¹), 等値線は相当温位(5K 毎)を表す. 矢羽は各高度の 水平風を意味する.



第3図 甲府における総降雪量(cm)と地上収束の継 続時間(hour)との関係.丸印の陰影は地上観測に よる降雪期間(hour)を表す.

参考文献 荒木, 2015: 沿岸前線. 天気.

荒木ほか,2015:日本気象学会 2015 年度秋,A208. 荒木ほか,2016:日本気象学会 2016 年度春,B102.

夏季・瀬戸内海の海洋潮汐による霧の応答

*岩崎慎介(九大応力研)・趙寧(九大総理工)・磯辺篤彦(九大応力研)

1.はじめに

近年では、外洋域に限らず瀬戸内海といった非常に空間ス ケールの小さい沿岸域においても、海洋に対する大気応答の が数値モデルや観測データから確認されている。我々は、夏 季・瀬戸内海の海洋潮汐による海面水温(SST)変化が、同海域 の海上気温や風を変化させることを報告した(Iwasaki et al.,2015)。夏季(特に 6-7 月)の瀬戸内海では南からの暖か く湿った空気の流入により霧が発生することが知られてい る。このことから、夏季・瀬戸内海の大潮・小潮による周期的 な SST 変化は、気温や風だけでなく、霧の発生頻度にも影響 することが期待される。そこで本研究では、夏季・瀬戸内海 の海洋潮汐による SST 変動が、霧の発生頻度にどの程度影響 するのか、領域大気モデルを用いて調べた。

2. 使用データとモデル

はじめに、MODIS衛星のSSTデータを用いて、夏季・瀬戸内海 の大潮・小潮時におけるSST変化を見積もった。期間は 2003-2012年までの各年の夏季(6-8月)である。また、大潮・小 潮期はそれぞれ、満月・新月と上弦・下弦の日(1日)としている。

次に、Weather Research and Forecast (WRF) ver. 3.8と上記 のSSTを用いて、大潮:小潮時のSST変化による大気応答を調べ た。計算領域は図1に示す通りで、計算期間は5月16日から8月 31日の夏季の計算を、2011年から2015年の5季節分行った。モ デル実験は2パターン行っている。衛星データであるG1SSTの 各年の月平均値に、瀬戸内海の海洋潮汐によるSST変動を与え た実験(Tide-Run:TR)と、それを与えていない実験 (No-Tide-Run:NTR)である(図2)。TRに使用している瀬戸内海 のSST変動の振幅はMODIS衛星から見積もった値を使用してい る。また、TRとNTRの初期場と側面境界条件には気象庁のMSMデ ータを与え、モデル出力は1時間毎としている。



図 1. モデル領域。Domain1 (Domain2)の空間解像度は 10 (約 3) km としている。



図 2. TR (黒) と NTR (灰色) で使用した SST 時系列の一例。場所は 速吸の瀬戸 (33. 3°N, 132°E)。

3. 結果

夏季・瀬戸内海上の下層大気は概ね安定(2m 気温-SST>0) している。図3から、大潮(小潮)時は、瀬戸内海の殆どの海 域で、SSTの低下(増加)により、安定度が強化(弱化)してい ることがわかる。霧への影響を見ると、瀬戸内海西部で、大 潮(小潮)時に発生頻度が 4%程度、大きく(小さく)なって いることが分かる(図4)。講演時には、SSTの変化による霧 の発生頻度が瀬戸内海西部だけで見られる理由や、ICOADS を用いた観測データとの比較結果について紹介する。



図3. 大潮(左図)・小潮(右図)時におけるTRとNTRの安定度(2m 気温-SST)の差(°C)。2011 年から2015 年までの各年の夏季(6-8 月)。



図4. 大潮(左図)・小潮(右図)時におけるFTRとNTRの霧の発生 頻度の差(%)。霧の発生頻度は、[大潮(小潮)期の雲水量が 0.1g/kgを超えた時のデータ数/大潮(小潮)期のデータ数]× 100としている。2011年から2015年までの各年の夏季(6-8月)。

衛星降水レーダ観測による降水プロセス研究への貢献

*濱田篤(東京大学大気海洋研究所)

序

熱帯降雨観測(TRMM)衛星は世界初の衛星降水レーダ(PR)を搭載し,1997年12月-2014年10月の約17年間にわたって太陽非同期軌道からの観測を行い,熱帯・亜熱帯(40°S-40°N)の降水特性研究を大きく進めただけでなく,各種の衛星降水プロダクトや数値モデルの開発・検証においても枢要な役割を担ってきた.その拡大後継ミッションとして2014年3月に観測を開始した全球降水観測(GPM)主衛星は,PRを発展させた2周波降水レーダ(DPR)を搭載し,新たに中緯度を含めた65°S-65°Nを観測する.

PRの長期観測によって極めて多数の降水3次元観測 データが提供され、極端降水域までを含めた降水スペ クトルの広い範囲で安定した統計解析が行えるように なった.PRの弱点の一つであった,弱い(<0.5 mm/h) 雨や降雪の観測は、降水検出感度が向上した DPR に よって補われつつある.

本講演では、現在まで唯一の降水レーダ観測を継続 している TRMM/PR, GPM/DPR 観測データを用い た最近の研究を紹介し、今後の降水プロセス研究への 貢献可能性について議論したい.

極端降水をもたらす降水プロセス

雨量計などを用いた極端降水研究は数多いが,極端降 水をもたらす降水システムの特性を明らかにしようとし たものは、ごく限られた地域における事例解析的研究に 限られていた.そこで我々は、11年間のTRMM/PR観 測を利用して,熱帯・亜熱帯各地の極端降水イベントの 特性を調べた(Hamada et al. 2014, JC; 2015, Nature Comm.). PR 観測データからひとつながりの雨域を同 定し、PR 観測域を 2.5°格子に分けた各地域で、上位 0.1%の強雨と激しい対流をもたらした雨域をそれぞれ 極端降水・極端対流イベントと定義した.

極端降水・極端対流イベントの降水プロファイルには 明瞭な違いが見られ、極端降水は相対的に低い雨雲に 伴っていることが分かった(図1).0°C高度(~4.5 km) より下層では、極端降水のレーダ反射強度は地表に向 かって増大するのに対し、極端対流では一定もしくは やや減少している.この特徴は定性的には海・陸や熱



図 1:極端降水・極端対流イベントに対する TRMM/PR レーダ反射強度プロファイル.(a) 降水のみ,(b) 対流のみ, (c)両方が極端事例であったもの. 陰影は 2 次元ヒストグラ ム,右軸沿い実線は降雨頂高度分布.(Hamada et al. 2015, Nature Comm.より引用)

帯・亜熱帯の地域に依らない普遍的なものであり,対 流の強さと雨の強さに比例的関係をおく慣例的な考え 方が,極端降水には当てはまらないことを示している.

極端降水イベントの環境場は、極端対流に比べ相対 的に安定で、対流圏全体が深く湿っていることが特徴 的である.また、下部対流圏で水蒸気が潤沢に供給さ れていることも特徴的である.このような環境場およ び降水プロファイルの特徴は、極端降水をもたらすの に"暖かい雨"のプロセスが重要であることを示唆する. この仮説を実証するため、偏波観測が可能な地上レー ダを用いた解析を進めているところである.

GPM/DPR による弱い降水の捕捉

GPM/DPR の TRMM/PR に対する検出感度向上の 効果を実証するため,半年間の DPR 観測を用いた解 析を行った(Hamada and Takayabu 2016, JTEC). 感 度向上の効果だけを議論できるように,PR データは使 わず,DPR のレーダ反射強度(Ze)に,18 dBZ (PR 実 績値)および 12 dBZ (GPM/KaHS 仕様値)の異なる閾 値を設け,閾値未満のデータを人為的に無降水とした 2 つの DPR データセットを作製して比較解析を行った.

感度向上に伴い,TRMM 観測域の地表降水頻度は約 30%,総降水量は約3%の増加を示す.全球平均的に見 るとさほど大きくないが,大洋東部や陸上の乾燥・対 流抑制域においては顕著な増加を示す.感度向上の最 も顕著な効果は,降水頂1-2 kmの浅い降水の増加で ある.この増加傾向は海上で顕著であり,DPRが対流 抑制域の浅く弱い降水を効果的に捉えていることを示 す.もう一つの特筆すべき効果は,組織化した降水シ ステムに伴う anvil などの,地表に到達しない弱い降水 を新たに捉えられるようになったことである(図2).

12 dBZe は最低検出感度の公称値よりもかなり低い が,統計的な解析に対しては十分実用に耐えること,ま た降水検出アルゴリズムの改良によって更に検出能を 高められる可能性が示唆された. DPR が 10 dBZ 付近 まで降水を検出できるようになれば, CloudSat 雲レー ダ観測との融合利用も比較的容易となり,雲-降水プロ セスの観測的研究の大きな進展が期待できる.

現在の衛星雲・降水レーダは、周回衛星であるが故に スナップショット観測しか得られないという弱みを持つ. 雲・降水システムのライフサイクルを知ることは、降 水プロセス研究を進める上で極めて重要である.5-10 分間隔の高頻度観測が可能になった静止衛星データを 利用した研究(Hamada and Takayabu 2016, GRL)も、 時間が許せば紹介したい.



図 2:GPM/DPR 観測例. 2014 年 7 月 1 日 11:13 UTC 頃 の,アングルビン#3 でのレーダ反射強度鉛直断面図. 最 も薄い灰色部が GPM/DPR によって新たに捉えられた箇 所.(Hamada and Takayabu 2016, JTEC より改変引用)

雲データベース CTOP および GSMaP データを用いた

梅雨期東シナ海における雲と降水の解析 *西 憲敬¹・濱田 篤²・広瀬民志³・堀田 祥⁴・鈴木順子⁵ (1:福岡大理 2:東京大・大気海洋 3:京都大理・4:(株)サンテク 5: JAMSTEC)

日本のすぐ西にある東シナ海の気象は、低気圧や前線 活動などを通して日本の気象とも関連が深い。しかし、こ れまで観測データが十分でなかったため、雲や雨の定量 的解析が十分になされてはいなかった。ここでは、蓄積が 進んできた衛星による観測を組み合わせることによって、 特に梅雨期の雲および降水活動についての定量的解析を おこなった。

雨のデータとしては、Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP: 衛星全球降水マップ)を用いた。 当データはマイクロ波による観測をベースとし、それが ない時間には赤外観測などを用いて推定を行っている。 今回は、データに付されたフラグを用いて、信頼度の高い マイクロ波観測だけを抽出したデータセットを作製して 解析にあてた。データのバージョンは 2000 年 3 月から 2010 年 11 月までが standard_v5、2014 年 3 月から現在 までが standard_v6、2011 年 1 月から 2014 年 2 月まで が reanalysis v6 である。

昨年秋の学会(A367)で報告したように、静止衛星の赤 外スプリットウィンドウ観測を用いた熱帯雲頂高度プロ ダクト CTOP を中緯度に拡張する試みを行っている。熱 帯での雲頂「高度」推定テーブルに替えて、中緯度ではい ったん雲頂「温度」を推定するテーブルを用いることによ り、時空間の鉛直温度プロファイルの変動があっても、よ い精度で推定ができることがわかった。雲頂温度と雲頂 高度の変換には、客観解析データ(JRA-55)を用いている。 このデータの検証を兼ねて、東シナ海およびその周辺に おける雲頂の高い雲の分布を解析した。MTSAT-1R 観測 期間の 2005 年7 月から 2010 年5 月までのデータを用い た。

まず、GSMaP データを用いて、東シナ海での降水割合 (総時間数のうち、0.5mm/hr 以上の降水が生じた割合)の 分布を用いて、降水帯の北上速度について解析した。 Moteki and Manda (2013,SOLA) は TRMM/PR データ を使用して、黄海付近の高気圧が衰弱するにつれて降水 帯が 6 月中旬に急速に北上することを示した。北上のよ うすの経度差に注目すると(図1)、東シナ海の東西で異な り(図中黒矢印)、急激な北進は西部に限られていること がわかった。

次に、降水の性質についての経度方向の違いに着目した解析を行った。Sasaki et al. (2012, JC)は黒潮付近の海面水温(SST)と平均降水量の分布についての関係を調べ、 黒潮が平均降水量を増加させていることを示唆した。ここでは、黒潮の主流が存在しない東シナ海中部(九州と同じ緯度帯)の降水について解析した。東シナ海中部において、降水割合は東ほど大きくなっていた。梅雨期には低気 圧が東シナ海で発生することも多いので、その影響を調 べるために、 相対温度と相 当温位勾配の 東西コントラ ストについて atitude(° 旬ごとに解析 を行ったが、 それらには東 西の明瞭な違 いはみられな かった。この 緯度帯でも、 東シナ海南部 よりはずっと小さ いものの SST が東 部のほうが高いこ



122 123 124 125 126 127 128 129 130 longitude(°)

図 1:GSMaP データによる旬ごとの降 水帯の経度ごとの重心の移動(2001-2015)

とから、東部で降水が多いのは、低気圧や前線の活動度よ りも下部境界としてのSSTの直接影響が大きいのではな いかと考えている。

雲頂高度データ(CTOP)の品質について精査を行った ところ、衛星天頂角が熱帯に比べて大きいため、その影響 が大きくでていることがわかった。このプロダクトは主 に高度 10km 以上に雲頂をもつ雲に関して良い精度の推 定が可能であることから、梅雨期の雲頂高度 10km 以上 の雲の存在割合を旬ごとに求めた。12km を超える雲の割 合では、東シナ海のほうが大陸や日本付近に比べてはっ きりと低くなっており、梅雨期においての雲高度の海陸 差がよくとらえられていた(図 2)。また、降水量にみられ たような 6 月下旬以降の北進の促進は、雲頂高度データ にも認められた。



N 116E 118E 120E 122E 124E 126E 128E 130E 132E 134E 136E 138E 140E

図 2: CTOP データによる 6 月 21-30 日に雲頂高度 12km 以上の雲の存在する割合 (2005-2010).

ひまわり8号観測データを用いた機械学習による強い雨の強度推定

*広瀬民志(京大院理),樋口篤志(千葉大 CEReS),妻鹿友昭・牛尾知雄(阪大院工), 山本宗尚・重尚一(京大院理),濱田篤(東大大気海洋研)

1. はじめに

本研究では1月毎のひまわり8号 - GPM 同時観測デー タに対し Random Forest 機械学習法(Kühnlein et al., 2014)を応用することで,ひまわり8号と同様の解析範 囲,時・空間分解能を持つ降雨強度推定プロダクトを開発 した(H27年度秋季大会).今回は地上レーダ観測と比較 することで,特定事例における推定精度減少の原因を追究 し,精度向上のための改良をおこなった.

2. データ

ひまわり8号データは千葉大 CEReS が公開するものを 利用した.衛星降雨観測の学習標本として GPM/DPR-Ku レ ーダによる地上降雨強度を用いた.また,地上降雨観測と して気象庁合成レーダの換算降雨強度を用いた.

3. 結果

ひまわり8号観測から推定した降雨強度と、地上降雨レ ーダ観測とを比較した結果を図1に示す.図1(a)・(b)で 示される 2015 年 9 月 9 日の関東・東北豪雨の事例では、 ひまわり8号推定降雨強度(b)は(a)のレーダ観測と比較し て強い過小評価傾向がみられ、特に降雨強度8mm/hr 以 上の強雨がほとんど再現されていない. 一方, 図1(c)・(d) は2015年7月7日の九州付近での持続的豪雨の事例を示 し、この事例ではひまわり8号推定降雨強度(d)は8mm/hr 以上の強雨域も推定できており、二乗平均誤差も (b)と比 べて小さく約 1.2 mm/hr であった. これら2つの事例の 差を生み出している原因を調査した結果,後者(d)の事例 では全降雨標本 7727 個中に降雨強度 8mm/hr 以上の強 雨標本が37個含まれていたのに対し、前者(b)事例では 全降雨標本 6878 個中, 強雨標本が 8 個しか含まれていな いことがわかった. つまり, ひまわり8号とGPM 主衛星 の同時観測地点に強い雨の標本がほとんど含まれていな い場合が存在しているということである.

強い雨の標本数を増やすために次のような改良を試み た.強い雨の強度推定に対する個々のひまわり8号観測チ ャンネルの重要度を再度調べた結果,可視チャンネルの重



図1:ひまわり8号による推定降雨強度(b,d)と地上レー ダ観測(a,c)の比較.(a)・(b)が強い雨が再現できなかった 事例,(c)・(d)が強い雨が再現できた事例をそれぞれ示す. 下段表は事例を再現するのに用いた学習標本数を示す.

要度は低く、赤外チャンネルのみで推定した場合でも推定 精度はあまり低下しないということがわかった.強雨を赤 外チャンネルのみから推定することで、日中・夜間・夕方 の全ての時間帯の学習標本が利用可能となるため、期間あ たりの学習標本数の増加が見込まれる.これに加えて強い 雨を推定する際のみ学習期間を 1.5 カ月に延長した結果, 図1(a)・(b)の事例で強い雨の標本数が8個から83個ま で増加し、8 mm/hr 以上の強雨域が再現できるようにな り、二乗平均誤差も約2.4 mm/hr まで改善した.一方、8 mm/hr 以上の降雨のみ標本数を増加させたことにより、 標本内の降雨強度の確率密度分布が強雨方に歪んだ形に なり、一部領域で降雨強度の過大評価が見られるようにな った.今後は標本内の確率密度分布を自然な形に修正する ようなある種の調整と、対流雲の生育ステージを何らかの 形で表現する工夫等が必要であると思われる.

謝辞:本研究は JAXA 第8回 PMM RA および環境省推 進費の支援を一部受けた.

CloudSat-CALIPSO 併用データを用いて解明した ユーラシア大陸広域にわたる氷相割合の違いについて

山内晃¹、河本和明¹、岡本創² (¹長崎大水産・環境科学総合研究所、²九州大学応用力学研究所)

1. はじめに

雲は地球のエネルギー収支や水循環に大きな影響を与 えており、気候変動を理解・予測する上での不確実性を含 む重要な要素の一つとして認識されている(e.g. Stephens 2005, Dufresne and Bony 2008)。雲が気候変動 に与える影響は雲の微物理・巨視物理特性に強く依存して いる。しかしながら、氷雲の形成過程や成長過程について はまだ詳しくわかっていない。なぜなら氷粒子の形成・成 長過程には複数のバリエーションが存在しており、形成過 程には均質形成と不均質形成(接触凍結、内部凍結、凝結 凍結、昇華凍結)が存在するからである。気温が-38℃以下 で氷粒子は均質形成によって形成され、一方-38℃以上で 氷粒子は不均質形成によって形成される(Hoose and Möhler 2012)ことがわかっている。また、清浄大気の条 件下に比べ、雲頂温度が-10~-20℃の汚染大気の条件下で はより多くの氷を含む雲が観測されている(Seifert et al. 2010)。本研究では、-40℃以上の氷粒子の形成過程に 着目し、2007年1月の2つの領域(ユーラシア大陸の東西 領域)について比較を行った。その結果、下層の氷粒子の 形成が大気の状態に大きく影響を受けることを明らかに した。

2. 使用データ

雲粒子相判別データは九州大学より提供して頂き、 *Yoshida et al.* (2010)が開発した CALIPSO に搭載されて いる CALIOP から得られる、後方散乱係数と偏光解消度を 使用した相判別手法が用いられている。また、氷相は雲粒 子判別が水平状氷粒子(2D-plate)、三次元ランダム配向氷 粒子(3D-ice)、3D と 2D の混合層の場合を定義し、水相は 0℃以上の水粒子、過冷却水粒子の場合を定義した。雲内 部の鉛直気温データは CloudSat の ECMWF-AUX プロダクト (*Partain* 2007)を使用し、地上 2m 気温、短波・長波放射 量は JRA-55 再解析データ (*Kobayashi et al.* 2015, *Harada et al.* 2016)を使用した。

結果と考察

図1は-25~0℃温度域における3°×3°の緯度-経度ボ ックスでの氷相割合を示している。ユーラシア大陸の氷相 割合は東経 60°を境に急激に変化しており、ユーラシア 東部では氷割合が増加しており、一方で水割合は減少して いる。このことは、この温度領域ではユーラシア西部に比 べて、ユーラシア東部で氷粒子の形成が促進していること を示している。図2は氷相割合をユーラシア東部(40-80N°,60-120E°)、ユーラシア西部(40-80N°,0-60E°)、 全球で比較している。明らかな氷相頻度の増加をユーラシ ア東部の-20~-5℃温度域で観測した。対称的に、水相頻 度の減少をこの温度帯で観測している。ユーラシア西部や 全球に比べて、ユーラシア東部の氷雲頻度割合は-20~-5℃帯で20%程度増加しており、水雲頻度割合は20%程度 減少している。-20℃以上で、氷晶形成は内部凍結と接触 凍結によるものが主であり(Hoose and Möhler, 2012)、 この結果はユーラシア東部での内部凍結・接触凍結過程が 促進したことを示している。

このように氷相割合が増加した原因としては、ユーラシ ア東部が西部に比べて雲量が少ないことによって放射冷 却が進み、氷粒子の不均質形成温度域が地面に近くなった ことにより、地表面からの氷晶核が氷粒子形成過程に与え る影響を強く受けるようになったためと考えられる。

大会当日は上記の気象場(地表 2m 気温、短波・長波放射 量等)の結果を加えて議論を行いたい。



図2.各温度帯の氷相割合。それぞれのマー クはユーラシア東部(実線の丸)、ユーラシア 西部(実線の三角)、全球(点線のバツ)を示して いる。



図1. -25~0℃層に雲が存在した場合の氷相割合図。

Evaluations of thermodynamic phases of clouds in NICAM using Joint simulator and CALIPSO

Woosub Roh¹*, Masaki Satoh^{1,2}, and Tempei Hashino³ (¹AORI, the University of Tokyo, ²JAMSTEC, ³Kyushu University)

1. Introduction

The evaluation of cloud and precipitation is important in high-resolution models such as NICAM. These models are generally defined as nonhydrostatic models with horizontal grid spacing sufficiently fine to be able to explicitly simulate individual cloud systems. For clouds, NICAM more realistically represents microphysical processes, such as the consistent treatment of precipitating hydrometeors, compared with general circulation models (GCMs), and they calculate the time evolution, structure, and life cycle of cloud systems.

We evaluated thermodynamic phases of clouds in a NICAM using Joint simulator and a Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) lidar. For the evaluation, we developed the simulator of depolarization ratio in Joint simulator. We compared and analyzed two simulations using two microphysics schemes such as NICAM Single-moment Water 6 (NSW6, Tomita 2008b) and the modified NSW6 (Roh and Satoh 2014). We followed the methodology of Yoshida et al. 2010 in order to evaluate microphysics schemes in terms of the thermodynamics phases of NICAM. We evaluate the effects of microphysics on the cloud statistics using and in NICAM based on CALIPSO signals.

2. Experimental design and data

The NICAM was carried out using a regional version of NICAM with a stretched grid (Tomita 2008a), minimum resolution is 2.4 km horizontal resolution and most of resolutions are under 5 km. The integration time is from 00 UTC 1 to 18 UTC 5 January 2007. The first 18 ours are used for the spin up time. The NICAM simulations were initialized with National Centers for Environmental Prediction (NECP) data with one degree resolution for winds, temperature, relative humidity, and geopotential data. The sea surface temperature is fixed. We tested two microphysics schemes: the first is the original NSW6 (Tomita 2008b, herein CON), and the second is the modified NSW6 (Roh and Satoh 2014, herein MODI). The sensor simulators used are the EarthCARE Active Sensor Simulator (Okamoto et al. 2007, 2008; Nishizawa et al. 2008) in Joint simulator. A merged dataset for CloudSat CPR radar and CALIPSO lidar is used. (Hagihara et al. 2010, hereafter, CSCA-MD). In order to increase the sample size, the CSCA-MD for the month of January 2007 is compared to the simulation.

3. Results

Yoshida et al. (2010) categorized shapes and thermodynamic phases of clouds using the parameter (x) estimated from two attenuated backscattering coefficients in neighboring layers and depolarization ratio (δ) from CALIPSO. Figure shows two-dimension frequency distributions of x and δ among CSCA-MD, CON, and MODI. Clouds are determined as the threshold β_{532} larger than 10⁻⁵ m⁻¹sr⁻¹. The observation shows frequencies of 3D ice clouds are dominant in the cloud particle diagram of Yoshida et al. 2010. The peak of frequencies located from

20% and 40% of δ . CON and MODI shows similar high frequencies between 20% and 40% of δ . However, observation shows more wide-spread distribution δ in 3D ice clouds than NICAM simulations. Observation shows frequencies related to 2D plate, which lower than 3% of δ . However, both simulations underestimated frequencies of the 2D plate regimes. The reason is NICAM cannot simulate ice particle clouds with 2D plates in Joint simulator. And it is needed to understand and consider 2D plate clouds in Joint simulator.



Figure. Joint histograms of clouds in terms of the ratio of attenuated backscattering coefficients for successive layers, x, and for all temperature ranges in January 2006. a) is from CALIPSO data. b) is from CON, and c) is from MODI. PDFs of cloud occurrences are shown on the below.

MODI understates water clouds comparing to observation and CON. We find it is mainly related to underestimation of supercooled water clouds. In order to improve the simulation of supercooled water clouds in J-simulator and NICAM's microphysics schemes, we need to understand characteristics of supercooled clouds such as microphysical processes and the preference locations.

We will investigate the microphysical processes related to supercooled water clouds and effects of supercooled water clouds on radiative properties and dynamics of atmosphere over a globe. We also try to consider the effects of ice clouds with 2D plates in a satellite simulator.

晶癖予測モデルにより再現される北極混合相層雲の評価

*端野典平(九州大学応用力学研究所), Gijs de Boer (University of Colorado at Boulder), 岡本創(九州大学応用 力学研究所)

研究の背景

近年北極において、地表面気温の急激な上昇と海 氷の減少が観測されている。雲は放射を通じて、地 前方計算には、Joint Simulator for Satellite Sensors 表でのエネルギー収支に影響を与えるので、海氷の 成長や融解を理解する上で重要である(Curry and Ebert 1990)。北極では混合相層雲が、卓越する雲種 2008、Liu 20 など)を用いる。先行研究にあるように、 として知られている。これは雲頂に過冷却水を持ち、 時々、氷粒子として降水現象を示す雲システムで、 特に地表で正味の正の雲放射効果を示す(Shupe and Intrieri 2003)。しかし数値モデルによる再現性は悪く (Klein et al. 2009, Morrison et al. 2010, Hashino et al. 2016)、改善が急務である。

熱力学的に不安定な混合相雲が持続する要因とし て、筆者らは雲水浸水凍結仮説を提唱している(de Boer et al. 2010、図)。 雲水に内在する IN(Ice Nuclei) が凍結を引き起こすので、一般に観測できる IN と 氷粒子の数密度の差を説明できる仮説である。また、 凍結は大きな粒子から選択的に起こると考えられ、 過冷却水の層から落下するのでさらなる雲水の消耗 が抑えられる。また、雲水内の溶質濃度が増加し凍 結温度が下がるので、凍結そのものが抑制される。

筆者らは上の仮説を 2 D の Large Eddy Simulation(LES)の枠組みで、氷の晶癖を明示的に予 測する詳細雲微物理(SHIPS, Hashino and Tripoli 2007)を用いて、検証してきた。そして、雲水内の IN の種類は、溶質の量よりも過冷却水の維持に大きく 影響を与えることを示した(de Boer et al. 2013)。 落下 する氷の晶癖は、昇華成長と落下速度に結びついて いるので、 明示的に晶癖を予測する SHIPS のアプ ローチは、晶癖を仮定するアプローチよりも望まし W.

2. 研究内容

本研究では、晶癖予測モデルの有効性を示すこと を目的とし、3D LES 実験により再現される晶癖と 粒径分布の評価を行う。対象とする事例を ISDAC(Indirect and Semi-direct aerosol campaign)から 選定する。特に、CloudSat 雲レーダ、CALIPSO ライ ダ、また、地上設置の雲レーダとライダを用いる。

予測される晶癖に対応するシグナルを前方計算する ことにより、直接、観測と比較することができる。 (Hashino et al. 2013)とともに、非球形1次散乱データ ベース(Okamoto et al. 2010, Yang et al. 2013, Ishimoto ライダの偏光解消度とレーダのドップラー速度は、 水粒子の相と落下速度の把握に効果的である。発表 では、観測と再現結果の差を議論し、2Dから3D に拡張することによる力学場の違いとその雲微物理 過程への影響、シグナルの前方計算の課題などを議 論する予定である。



図: 雲水浸水凍結仮説 (de Boer et al. 2010 より)

3. 謝辞

本研究は、JSPS 科研費若手 B(課題番号 16K17803) の助成を受けて実施されている。

巻雲の解像と気候影響の理解に向けて:高解像大気大循環モデルの取り組み

*清木 達也¹、小玉 知央¹、CHEN Ying-Wen¹、野田暁¹, 佐藤 正樹^{1,2}、 端野典平³、萩原雄一朗⁴、岡本創³

1. 海洋研究開発機構、2. 東京大学 大気海洋研究所、 3. 九州大学 応用力学研究所、4. JAXA EORC

1. 研究背景

巻雲は圏界面付近に薄く広がっており、その 強い長波放射強制力の為に全球気温に大きな影響を及ぼすことが知られている。巻雲の寿命や 放射効果の時間スケールは数日程度である為、 数値予報や領域気象研究というよりは、気候研 究において巻雲は重要視されている。

これまで日本やドイツではチャンバーを用い た室内実験により、圏界面付近を想定した極低 温状態における氷晶核形成や凝固成長といった 初期の氷晶成長に注目した基礎研究が進められ てきた。アメリカでは航空機による雲の観測が 盛んであり、ARM(Atmospheric Radiation Measurement) 地上観測サイトにおけるライダー や雲レーダーを複合的に利用し、雲の鉛直構造 の理解を進めようという試みもなされてきた。 これらにより、衝突成長や重力落下を含めた雲 内部における雲粒子の成長過程全体を評価でき るようになってきた。しかしながら、これらは 事例的な解析研究に留まり、気候研究へ応用さ れた例は多くない。2000年以降、アメリカや ヨーロッパでは INCA (Interhemispheric Differences in Cirrus Properties from Anthropogenic Emissions) といった大洋上の子 午面を縦断するような大規模な航空機観測キャ ンペーンも行われており、雲の鉛直分布や氷晶 核となるエアロゾルのサイズ、量や化学種に地 域特性が有る事が分かって来た。そのような中 で、より広範囲で長期にわたる氷雲の全球観測 の需要が高まってきており、2006年にはライ ダーや雲レーダーを搭載した CALIPSO や CloudSat 衛星が打ちあがり、全球の雲微物理特 性を評価しようという研究が活発になって来た。

ー方で、気候研究に用いられている大気大循 環モデルでは CMIP3(2006 年頃)までは雲氷を予 報する雲モデルは少なく、温度の関数で雲水と 雲氷の分類を診断する手法が主流であった。 CMIP5(2010 年頃)になってようやく雲氷を予報す る雲モデルが標準的になり(IPCC-AR5)、数値モ デルと衛星を組み合わせた全球の氷雲の理解は ここ数年になって進められてきた段階にある。 現在、大気大循環モデルで用いられている氷雲 微物理モデリングはまだ簡易的な物であり、 JMA-NHM や WRF といった雲解像モデルに用いられ ている詳細な雲微物理過程はほとんど取り扱わ れていない。大気大循環モデルの水平解像度が 益々上がってきており、全球実験に適した詳細 な雲微物理モデルの開発が急務となっている。

2. 研究内容

本発表では巻雲に注目し、複合的な衛星観測 データを利用した全球高解像実験結果の検証と 氷雲微物理や雲放射効果の理解に関する一連の 研究成果を紹介する。主に、モデル解像度の向 上や地形の取り扱いに伴う放射収支の改善、雲 微物理過程やパラメータに対する巻雲成長の感 度や気候場の改善について発表を行う。更に、 将来予測に関連して巻雲の雲フィードバックに ついても紹介する。

3. 利用した数値モデルと衛星データ

ー連の研究では詳細な雲微物理過程を網羅し ている 2 モーメントバルク法モデル (Seifert and Beheng 2006; Seiki and Nakajima, 2014; Seiki et al., 2014)を利用し、サブグリッドの 雲パラメタリゼーションは利用していない。氷 雲の放射特性は Fu (1996), Fu et al. (1998)の 非球形散乱テーブルを利用し、有効半径 1 μ m か ら 1mm までの短波・長波放射強制力を精度良く 計算できるようになっている。モデル出力デー タと衛星観測データを比較する際には衛星シ ミュ レ ー タ J-Simulator (Hashino et al., 2013;2016)を利用し、データの QA を保っている。

大気モデルには NICAM(Satoh et al., 2014) を用い、水平解像度は全球一様に 14km とした (一部の実験では 28km, 7km)。詳しい実験設定 については Seiki et al. (2015a;b)を参照され たい。積分期間は 10 日程度とした。雲微物理特 性の感度実験に必要な積分期間の議論について は Noda et al. (2010), Kodama et al. (2012), Seiki et al. (2015a)を参照されたい。

衛星観測データは放射フラックスに CERES Level3 SYN1deg_Ed3A プロダクトを利用し、雲マ スク、雲氷量、雲氷有効半径の鉛直分布は CALIPSO、CloudSat 衛星のリトリーバルプロダク ト (Hagihara et al., 2010; Okamoto et al., 2010; Yoshida et al., 2010)を利用した。

3. 謝辞

本研究は気候変動リスク情報創生プログラムの支援に よって行われています。共著者の一部は文部科学省科学 研究費助成事業基盤研究 A (25247078)の助成と文部科 学省フラッグシップ 2020 (ポスト「京」)重点課題4 「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の 高度化」の委託を受けて(課題番号: hp150287;hp160230;hp120279;hp130010;hp140219;hp1502 13)行われました。シミュレーションには地球シミュレー タを用いました。

GOSAT TANSO-FTS スペクトルから導出された巻雲の特徴について

<u>江口菜穂</u>*(九大・応力研)、吉田幸生(国環研・CGER)、 染谷有、今須良一、濱田篤、井上豊志郎(東大・AORI)

<u>はじめに</u>

本研究は、温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) 搭載の TANSO-FTS (Thermal And Near-infrared Sensor for carbon Observation - Fourier Transform Spectrometer) から取得された短波長 赤外域 (Short-Wavelength InfraRed: SWIR (Band3: 2.0 µm)) と熱赤外域 (Thermal InfraRed: TIR (Band $4:5.5 \sim 14.3$ um)) OXペクトルデータ (Level 1B (L1B)) を用いて、巻雲 の識別およびその物理量(雲頂高度、光学的厚さ、 有効半径等)の導出手法を開発し、得られたデータ を用いて、巻雲の総観規模の時空間変動を明らかに することを目的としている。GOSAT 観測の強みは、3 日周期で全球をカバーし、約6年間分のデータの蓄 積がある。

卷雲検出手法

L1BのVer.160系(最新版 V160.160, V160.161; 時期により異なる)を用いて、2つの巻雲検出手法の 開発を行った。(a) WV 帯検出法: SWIR の Band3 の水蒸気飽和帯 (5100 ~ 5300 cm⁻¹, 1.86 um 帯) のスペクトル形状をクラスター解析 (最 短距離法)により12 種類に分類し、巻雲の有無の 判定を行う。水蒸気飽和帯を利用する検出手法は MODIS の 1.38 um 帯でも行われている [Gao et al., 2002] が、本研究はスペクトル形状を分類する 点でユニークである。 (b) CO₂ Slicing 法: Someya et al. [AMT, 2016] で開発された CO₂ Slicing 法に より導出した雲頂高度を用いた。これは、TIR の 15 um 帯の各チャンネルにおける荷重関数を計算し、 同じ高度範囲に感度を持つチャンネルの組み合わ せを求め (最適化し)、仮想チャンネルとして再構築 し、雲の高度を推定するものである。

今回、結果には含めないが、上述の 2 つの手法の他 に (c) Split Window 法の開発を行っている。これは、 Inoue (1985) に基づき TIR の 10 ~ 12 μ m で 水蒸気の影響の少ない波長域の輝度温度差を用い て、巻雲の検出と高度の推定を行う手法である。

本発表では、上記 2 つの検出手法によって得られ た巻雲有無を CALIOP の雲層データ (Level 2, V3.01) および MODIS の雲データ (Level 2, V6; MYD06) と比較をした結果を示す。解析期間は 2010 年の 1 年間で、TANSO-FTS と CALIOP、 MODIS 間の観測距離、時間がそれぞれ 400 km、 同一地点、15 分、10 分以内のデータを対象とした。

解析結果

WV 帯検出法では、散乱体が上空にあると判定され たデータの約 90% 以上が CALIOP の光学的に 薄い巻雲と判定されている。Split Window 法も同様 の結果が得られている。CO₂ Slicing 法では、適合 割合は低くなるが、CALIOP とは約 70%、MODIS とは約 85% の割合で雲と判定されていた。しかし、 その高度差は、CALIOP より約 1 km 低く、 MODIS とは約 50 hPa 高い傾向であった。かつ CO₂ Slicing 法は比較的光学的に厚めの上層雲を 捉えており、2 つの検出手法を組み合わせることによ り、上層雲の鉛直方向の特徴を理解するために有益 な情報が得られると考えられる。



図1(右)WV帯検出法で上層に散乱体無(上段)、 散乱体有(下段)と判定された観測点とマッチした CALIOPの雲頂高度の頻度分布。(左)12種類のス ペクトル形状の頻度分布。大きい番号程、上層に散 乱体が存在する割合が高い。2010年1月。



図2 (上段) CO_2 Slicing 法で検出された雲の雲頂 高度とマッチした CALIOP の雲頂高度の頻度分布。 (下段) CO_2 Slicing 法 と CALIOP (左; km)、 MODIS (右; hPa) との雲頂高度 (気圧) 差の頻度 分布。2010 年 1 月。 ひまわり8号の高頻度観測データを用いた氷雲のライフサイクルの解析

*岩渕 弘信・所 悠香・齊藤 雅典・Nurfiena Sagita Putri (東北大理)

1. はじめに

静止気象衛星ひまわり8号の高頻度観測に より、雲降水系の時間変化を詳細に捉えるこ とができる。この特長を活かし、雲系のライ フサイクルや日変化の研究を進めている。こ れまでに開発した雲解析システム (ICAS)では、 AHI の熱赤外域の8個のバンドを用いて、雲 粒有効半径、鉛直積算雲氷量、光学的厚さ、 雲頂気圧・気温・高度、および地表面温度が 推定される。今回、雲特性の推定値を用いた 雲追跡アルゴリズムを開発し、氷雲のライフ サイクルの事例解析をしたので、結果につい て報告する。

2. 雲追跡法

興味の対象の雲群を追跡するために, ICAS により推定された雲特性のデータを, 雲追跡 の入力として用いる。対象となる雲の画素の 選択基準は、リトリーバルの品質が高く、光 学的厚さが 0.1-10 の範囲内, かつ雲頂高度が 特定の範囲内にあることとする。雲頂高度の 範囲は、雲頂高度の時間変化に応じて動的に 変化させる。雲群の移動ベクトルを推定する 方法は、いわゆる相互相関法である。これは、 気象庁の大気追跡風プロダクトで使われてい る方法と基本的には同じである (Havashi and Shimoji, 2013)。始めに, 雲特性の空間分布か ら,対象となる雲画素を特定し,追跡領域を テンプレートとして切り出す。2タイムステ ップの雲特性の空間分布を比較して,対象雲 の重なり率,および雲の光学的厚さと雲頂高 度それぞれの相関係数の積を適合度関数とし て定義し,その空間分布に2次元ガウス分布 をフィットさせることで、画素より小さいス ケールまで考慮して移動ベクトルを推定する。

3. 事例解析

2015 年 10 月 26 日に,奥羽山脈の南東側風 下に発生した地形性の巻雲の事例について解 析した。この巻雲は,山岳波が伝播して対流 圏界面付近に発生したと考えられる。250 hPa において 50 m/s 前後の強い北西の風が吹いて いた。日本域の 2.5 分間隔の観測データを用い, 時刻 04:45UTC を起点として, 前方と後方それ ぞれの時間について, 雲群を追跡した。雲量 が 5%以下になった時刻を生成または消滅とす ると, 2:55 UTC に生成し, 山脈付近で急激に 発達し、徐々に高度を下げながら光学的に薄 くなっていき,07:40 UTC に消滅した(図1)。 発生から 1-2 時間の間は、雲粒有効半径が 10 um 程度と非常に小さかった。同様の事例を航 空機によって現場観測した先行研究 (Baker and Lawson, 2006) でも, 氷晶サイズは 10 µm 程度 が報告されている。過冷却水滴の凍結によっ て生成する地形性の巻雲の特徴を捉えている と考えられる。05:00 UTC からは、高度を下げ ながら雲粒有効半径は増大し、06:00 UTC には 約 20 µm の大きさになった。その後, さらに 高度を下げ,温度が上がって,水雲に転じる とともに消散していく様子が捉えられた。発 表では、他の CloudSat や CALIPSO 衛星との 比較検証結果についても報告する。



図 1. 2015 年 10 月 26 日に発生した地形性の巻 雲の雲頂気圧 (hPa) の頻度分布の時間変化。黒 い実線は雲頂気圧の中央値を示す。

謝辞:本論文の研究は情報通信研究機構の NICT サイエ ンスクラウドを用いて行われました。

References

- Baker, B. A. and R. P. Lawson (2006). In situ observations of the microphysical properties of wave, cirrus, and anvil clouds. Part I: Wave clouds. Journal of the atmospheric sciences 63, 12, 3160–3185.
- Hayashi, M. and K. Shimoji (2013). 大気追跡風算出アルゴ リズム. 気象衛星センター 技術報告 (58), 3-109.

ひまわり8号雲特性プロダクトの開発および 水雲微物理特性の時間発展モニタリングの可能性検討

*永尾隆(JAXA/EORC)、村上浩(JAXA/EORC)、菊池麻紀(JAXA/EORC)、中島孝(東海大 TRIC)

1. はじめに

ひまわり8号は気象庁が開発した静止気象衛星で、 2015年7月7日に正式運用が開始させ、1年以上が 経過した。ひまわり8号に搭載された可視赤外放射計 AHI の機能向上は雲リモセン分野を強く刺激する。雲 粒有効半径に高感度な 1.6, 2.3, 3.9 um バンドをはじ めとする観測バンドの増加で、MODIS 等の極軌道衛 星搭載多波長放射計を対象に開発されてきた多数の 雲リモセン手法が適用可能になった。赤外バンドの空 間分解能が 2 km に向上し、画素内の雲不均質性に 依る雲特性推定誤差が軽減される。観測頻度も増え、 10 分毎のフルディスク観測、2.5 分毎の日本周辺観測 が可能である。時空間的に密な雲特性データは時系 列解析のみならず、衛星搭載レーダ、地上観測網、航 空機観測とのマッチングを容易にする。本発表では筆 者らが準備中のひまわり8号雲特性プロダクト(JAXA ひまわりモニターで8月末公開予定)を紹介する。また 幾つかの水雲解析事例を示し、ひまわり8号雲特性の 時間変化が、リモセン手法に起因する不確かさを考慮 した上でなお、雲自体の時間発展や成長段階の遷移 として解釈可能であること、さらに雲・降水過程の理解 深化に繋がる新しい道具と成り得ることを示したい。

2. ひまわり8号雲特性プロダクト

雲特性推定は CAPCOM (Nakajima and Nakajima, 1995; Kawamoto et al. 2001)で行った。この手法は可 視近赤外、短波長赤外、熱赤外の各1バンド計3バン ドから雲光学的厚さ(COT)、雲粒有効半径(CER)、雲 頂温度を推定する。本発表では水雲解析事例のみを 示すが、プロダクトには氷雲特性も格納する。 (27°S - 31°S, 101°E - 106°E)の水雲の 01:00 - 09:00 (UTC)の2時間毎の例を示す。上段は可視合成画像 で、01:00 では closed-cell 構造の層積雲だが、09:00 に向かって雲が薄くなり、雲と雲の隙間も広がっている。 下段は COT-CER 散布図で、図中の実線と点線は 各々Adiabatic cloud model (Brenguier et al. 2000)のも とでの雲粒数(Nc)一定での凝結成長と、雲水量(W)一 定での衝突併合における COT, CER の関係である (Suzuki et al. 2010)。まず 01:00 では Nc=一定の実線 に沿った COT-CER の正の相関が見られ凝結成長が 支配的と解釈できる。散布点の下限はどの時刻も Nc= 一定に沿っているが、時間とともに上昇、つまりNc がよ り小さい場合の曲線に沿うよう変化している。これは衝 突併合に伴う雲粒数の減少と解釈でき、01:00 - 05:00 で顕著な COT の減少と CER の増加、さらに CER がド リズルの閾値とされる 14µm (Rosenfeld & Gutman, 1994)より大きいことと整合する。図 2 は全球海洋上で のひまわり8号 COT-CERとCloudSat の鉛直平均レー ダ反射率(Z)の統計的な関係で、ドリズルの閾値とされ る Z = -15 dBZ (e.g. Stephens & Haynes 2007)は CER =14 µm と整合する。以上、本稿では定性的な議論で ひまわり8号雲特性の時間変化が成長段階の遷移と して解釈可能としたが、当日の発表では雲リモセンの 不確定性も考慮した上で定量的に示したい。







図1オーストラリア西方海洋上の水雲の観測事例. 上段)可視合成画像.下段)COT-CER 散布図

マイクロ波輝度温度データを用いた気象庁全球数値予報モデルの評価 —大陸西岸沖の層積雲の日変化について—

計盛 正博 (気象庁 予報部 数值予報課)

1. はじめに

大陸西岸沖に広く発生する海洋性の層積雲は、高いア ルベド特性により太陽からの短波放射を反射するととも に、長波放射の射出にも寄与し、地球のエネルギー収支に 関わる要因の一つである。このため、層積雲の時空間的な 特性(雲頂高度、雲の厚さ、積算雲水量等)を全球数値予 報モデルで正確に表現することは、気象・気候のモデル開 発において重要な課題になっている。

本研究では、気象庁の全球数値予報モデル(全球モデ ル(GSM)。2016年3月時点のバージョン)を用いて、衛 星搭載マイクロ波放射計による観測輝度温度とGSMの大 気プロファイルから求めた計算輝度温度を比較し、その違 いからGSMが持つ雲・降水に関係する物理量予測の問題 点を明らかにする。特に大陸西岸沖の層積雲の日変化に着 目する。

2. マイクロ波放射計データと放射伝達計算

今回評価に用いたのは、GCOM-W 衛星 AMSR2, DMSP 衛星(F16, F17, F18) SSMIS, GPM 衛星 GMI の輝度温度 データである。これらのマイクロ波放射計の観測チャンネ ルのうち、大気中の積算雲水量に感度のある 37 GHz の輝 度温度データを用いた。GSM の大気プロファイルを入力 とし、マイクロ波放射伝達計算を行い、観測輝度温度と計 算輝度温度を比較した。これとは独立に観測輝度温度から 算出された積算雲水量とGSMの積算雲水量の比較も行っ た。

放射伝達計算には、気象庁全球データ同化システムで輝 度温度データ同化に使用されている放射伝達モデルのパ ッケージ RTTOV を用いた。雲域計算のため、入力大気プ ロファイルは、GSM による出力(予報時間3~9時間) の気温、比湿、雲水、雲水、降水(雨、雪)、雲量とし、 雲や降水粒子による吸収・射出・散乱も考慮するバージョ ンの RTTOV-SCATT を用いた。観測輝度温度は、GSM が表現できる現象の水平スケール(数+km)と合わせる ため、GSM の格子間隔で平均化した。ちなみに、AMSR2, SSMIS については、データセットを上昇軌道、下降軌道 に分け、それぞれ平均誤差を計算し分布を求めた。一方、 GMI は、太陽非同期衛星搭載であるため、様々な地方時 の観測データが利用できる。この特性を利用して、地方時 別にデータを分類し、平均誤差を計算した。

ここで着目しているのは、変分法バイアス補正により各 衛星チャンネル別にそれぞれ一定の係数での補正後に残 る領域依存の輝度温度のバイアスである。統計期間は 2015年6月~9月である。各衛星の赤道通過時刻は、上 昇軌道、下降軌道の順にそれぞれ GCOM-W(1:35, 13:35), DMSP(F164:20, 16:20, F176:10, 18:10, F187:30, 19:30) であり、複数衛星のデータを軌道別に分類することで、地 方時別の誤差の分布、時間変化が求まる。輝度温度に見ら れる地方時依存のバイアスは、放射計算の入力とした GSMの大気プロファイルのバイアスを意味する。放射伝 達モデル自体の雲水量依存のパイアスと区別するため、独 立観測データとして GMI 積算雲水量プロダクト(米国 Remote Sensing Systems 作成)と GSM の積算雲水量と の比較も行った。

3. 比較結果

図1は、GCOM-W 衛星 AMSR2 の 37 GHz 垂直偏波 についての観測輝度温度と計算輝度温度の差の期間平均 分布図である。ここでは、発生した層積雲の日変化(雲の 厚さが夜間増加し、日中減少する)が顕著なことで知られ ているペルー沖に着目した。日中(13:35頃)はバイアス が小さい一方、夜間(1:35頃)はバイアスが大きくなり、 昼夜で傾向が異なることがわかった。更に、複数衛星によ る地方時別の結果(図略)からは、バイアスそのものも層 積雲の日変化に対応して、日変化することが判明した。ま た、図2に示す積算雲水量での比較結果から、どの時刻も GSMの積算雲水量は、観測に比べ過少であることがわか った。更に、昼間の雲水量の少ない時間帯は、観測とGSM の差は小さいが、夜間は差が大きいことが判明した。この 結果は、夜間の層積雲の発達に伴う雲水量の増加が、GSM では十分表現できていないことを示しており、図1で見ら れた計算輝度温度のバイアスは、GSMの雲水量予測のバ イアスに起因していることが示唆された。なお、大西洋の アフリカ大陸西岸の層積雲についても同様のバイアス傾 向が見られた(図略)。

4. まとめ

マイクロ波輝度温度データを用いて気象庁GSMの評価 を行った。GSMには、大陸西岸沖の層積雲の日変化にバ イアスがあり、夜間の雲水量が過少であることがわかった。 欧州中期予報センターの全球数値予報モデルにも同様の バイアス傾向が見られており(Kazumori et al. 2016)、 層積雲の表現は、全球数値予報モデル共通の課題であるこ とが示唆される。今後も、観測データやスキーム間の比較 を行うことにより、雲過程や境界層過程等の層積雲の表現 に影響を与える各過程の改良を進める必要がある。



図 1. GCOM・W 衛星 AMSR2 の 37 GHz 垂直偏波 観測輝度温度と計算輝度温度の差 (バイアス)の期間平均分布図 (0°
 S-60° S. 60° W-120° W)。(a)上昇軌道(地方時 1335 頃)データ。(b) 下降軌道(地方時 1:35 頃)データ。統計期間 2015 年 6月~9月。破線枠は、図 2 の積算雲水量平均値の計算領域を示す。



図 2. GMI 積算雲水量(黒丸)と GSM の積算雲水量(白丸) のペルー沖(図1の破線で囲われた領域)の平均値の地方時 別の変化。統計期間2015年6月~9月。

参考文献

Kazumori, M., Geer, A. J. and English, S. J. (2016), Effects of all-sky assimilation of GCOM-W/AMSR2 radiances in the ECMWF numerical weather prediction system. Q. J. R. Meteorol. Soc., 142: 721–737. doi: 10.1002/qj.2669
衛星観測シミュレータ COSP による CMIP5 モデル AMIP 実験の 亜熱帯海洋下層雲量と推定逆転強度の関係の検証

*神代 剛,川合秀明,行本誠史(気象研)

1. はじめに

気候モデルの開発において、雲をよりよく再現するこ とは、最も重要な課題の一つである.なかでも亜熱帯海 洋上に多く存在する下層雲は、短波放射効果が強いため、 気候に対する影響が特に大きい雲であることが知られて いる.したがって、その再現性を観測データと比較して 検証することは非常に重要である.下層雲量の地理的分 布・季節変動は、対流圏下層の安定度(その指標の一つ が推定逆転強度 EIS; Wood and Bretherton 2006)と強 い正相関があることがよく知られている.そこで本研究 では、この関係の再現性に注目して、CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)に参加した気 候モデルにおける亜熱帯海洋下層雲の検証をおこなった.

2. データと手法

衛星観測シミュレータ COSP (CFMIP Observational Simulator Package) を組み込んで ISCCP と CALIPSO 衛星による雲量を出力している 9 つの気候モデルを対 象とし,各モデルの AMIP 実験 (観測の海面水温を与 えた大気モデルによる歴史実験)の月平均データ (1998 年7月–2008 年 6 月)から,2.5°×2.5°の季節平均気候 値データを作成した.亜熱帯下層域に注目するため,南 北緯度 40 度以内の海上で ISCCP 上層雲量の気候値が 20%以下の領域のみを解析対象とした.ISCCP データ の特性を考慮し,ランダムオーバーラップの仮定で補正 した光学的厚さ 3.6 以上の ISCCP 中・下層雲量を,本 研究での「下層雲量」と定義した.このようにして導出 した下層雲量は,船舶観測による下層雲量と定量的によ く一致することを確認した (図省略).

3. 結果

モデルおよび観測から得られた、亜熱帯海上の下層雲 域における下層雲量と EIS の関係を図1に示す.これ を見ると、ほとんどのモデルが観測のような強い線形 関係を再現できていないことがわかる. ある程度の正相 関は認められるものの,観測よりもばらつきが大きく, 傾きが小さいモデルが多い.また,観測よりも強い相関 をもつモデル、無相関あるいは負相関の傾向をもつモデ ルもみられた.下層雲量と EIS それぞれの水平分布を みると、下層雲量の分布はモデルによって様々で、観測 との差が大きいモデルが多いが、EIS の分布はいずれの モデルでも観測と非常によく一致していることがわかっ た (図省略). このことから、同じ EIS であっても、そ れが示す逆転層の存在する高度がモデルによって異な ることが考えられる. これを調べるには, Koshiro and Shiotani (2014) で提案された, 層別 EIS が有用である. ISCCP の雲量は光学的厚さから雲タイプの類推が可能 であり、CALIPSO 雲量からは鉛直構造が得られる、講 演ではこうした解析の結果も示して議論する.

参考文献

Koshiro, T., and M. Shiotani, 2014: J. Meteor. Soc. Japan, 92, 107–120.

Wood, R., and C. S. Bretherton, 2006: J. Climate, 19, 6425–6432.



図 1: 亜熱帯海上の下層雲域における下層雲量 (2.5%毎) と EIS (0.5K 毎) の頻度分布. COSP が組み込まれた CMIP5 参加の 9 モデルと, 観 測 (ISCCP-D1 および JRA-55 再解析; 下段右端) による結果.

気候モデルにおけるエアロゾル-雲-降水相互作用プロセスの不確実性の評価 *道端拓朗(九大院総理工)・鈴木健太郎(東大大気海洋研)・佐藤陽祐(理研計算科学)・竹村俊彦(九大応力研)

1. はじめに

多くの気候モデルが抱える雲-降水プロセスにお ける課題点として,雲水から雨水へと成長する autoconversion プロセスが衛星観測結果よりも早 い(Suzuki et al., 2013)ことや,モデルはエアロゾ ル-雲相互作用を過大に表現している(Wang et al., 2012)ことなどが挙げられる.これらの不確実性は, 放射への影響を介して気候モデル全体としてのパフ オーマンスを左右するプロセスであるが, autoconversion スキームの変更のみでは雲-降水 過程・放射過程をバランス良く改善するのは難しい ことも明らかになっている(Michibata and Takemura, 2015).従って,モデル内のエアロゾル -雲-降水プロセスにバイアスをもたらす根源を適切 に把握した上で,パラメタリゼーションを重点的に 改良する必要がある.

本研究では、気候モデル MIROC-SPRINTARS の シミュレーション結果と、A-Train 衛星観測データ を複合的に用いた全球解析を行い、モデルと観測に おける雲–降水微物理過程のバイアスの検証を、素 過程レベルで実施した.

2. データ

本研究では、対流圏の主要なエアロゾルを陽に予 測できる全球エアロゾル-気候モデル MIROC-SPRINTARSを用いた. 解像度は、T42L20 (約2.8°格子)とし、6時間ごとの瞬間値1年分を 解析した. その他の実験設定は、Michibata and Takemura (2015)と同様である.

モデルとの比較に用いる衛星データは, CloudSat Data Processing Centre の標準プロダクトを利 用し, 2006年6月から2011年4月までの計5年 分を解析した. 雲およびレーダーの鉛直プロファイ ルに関する情報として, 2B-TAU, 2B-GEOPROF, 雨に関する情報として 2C-PRECIP-COLUMN, 2C-RAIN-PROFILE, 気象場の客観解析データとし て ECMWF-AUX プロダクトをそれぞれ用いた.

モデル・観測ともに, 氷雲を含まない低層の水雲 のみを解析対象とした.

3. 解析結果と今後の課題

エアロゾル-雲-降水相互作用プロセスの解析とし て、エアロゾルの perturbation に対する雲の感受 性(cloud susceptibility)を、代表的な雲物理量であ る雲光学的厚さ τ ・雲粒有効粒径 r_e ・雲水量 LWP について考察した、ここで、エアロゾルのプロキシ として雲粒数濃度 N_e を用いて規格化すると、これ らの変数の間には次の関係性が成り立つ.

$d \ln \tau_c$	$d \ln r_e$	$d \ln LWP$
$\frac{1}{d \ln N_c}$	$-\frac{1}{d \ln N_c}$	$\frac{1}{d \ln N_c}$



 図: MIROC, A-Train により得られた雲物理変数の雲粒数濃度 Ncへの感受性(cloud susceptibility)の全球平均値. それぞれ非降水性・降水性・全サンプルのカテゴリ別に統計を示す.

すなわち,雲の光学特性に及ぼす影響を,エアロゾ ルの雲アルベド効果(右辺第1項)および雲寿命効 果(右辺第2項)に切り分けて考察することが可能 である.

図は、MIROCおよびA-Trainにおける上式の各項 について全球平均した結果を示す.モデルは雲アル ベド効果に過小評価が見られるが、それ以上に雲寿 命効果に大きな不確実性を抱えていることが明らか になった.その結果として、モデルはエアロゾルの perturbation に対する雲の光学的厚さの感度を、 観測より約2倍過大評価していることがわかった.

また、*d* In LWP / *d* In *N*_c の全球分布を描くと、 モデルは雲寿命効果に基づいたパラメタリゼーショ ンに従い全球で正の応答を示した一方、衛星観測の 結果は、正の応答と負の応答に地域性が明瞭に現れ ることを示した、観測で見られた負の応答の解釈と しては、エアロゾルが降水を促進する効果や、エア ロゾルの増加による雲粒の小粒径化による雲頂付近 での蒸発を促進する効果などが可能性として挙げら れ、これらはバッファ機構と呼ばれるメカニズムの 一つであると考えられる.気候モデルはこのような 応答を考慮していないため、エアロゾル-雲相互作 用の本質的な過大評価の主要因になっている可能性 が非常に高い.

上述のバイアス改善を目指し,雨水を予報変数と してモデルに導入し,複数タイムステップにまたが り降水が落下する新しいスキームの導入を推進して いる.このスキームでは,降水粒子が落下中に蒸発 するプロセスや,大気中に浮遊するドリズル粒子も 陽に考慮することが可能となり,気候モデルの性能 向上に貢献することが期待される.講演では,1次元 モデルを用いた感度実験の結果を示す予定である.

References

Michibata and Takemura (2015), *J. Geophys. Res.*, 120, 9570-9590, doi: 10.1002/2015JD023818 Suzuki et al. (2013), *J. Geophys. Res.*, 118, 170-184 Wang et al. (2012), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L15709

CloudSat-CALIPSO から EarthCARE へ : 雲物理特性プロダクト改訂

*岡本 創, 佐藤可織, 片桐秀一郎(九大応力研)

1. はじめに

2006 年 6 月から現在に至るまで 94GHz(波長 3.16mm)の雲レーダを搭載した CloudSat 衛星は雲・ 降水関するデータを提供している. また同じ A-Train の軌道上にある可視・赤外波長のライダを 搭載した CALIPSO 衛星からは、雲とエアロゾルに関 するデータが蓄積されている。これらの 10 年を超 えるアクティブセンサの信頼性と鉛直に解像され たエアロゾル・雲・降水の物理特性抽出が得られる という特徴は貴重な 2018 年度には日欧共同の雲・ エアロゾル・放射ミッション EarthCARE 衛星の打ち 上げが予定されており, ドップラー機能を持つ 94GHz 雲レーダ(CPR), 紫外波長で高スペクトル分 解ライダ(ATLID),多波長分光放射計(MSI),広帯域 放射計(BBR)の4種類の観測機器を用いた観測が行 われる予定である. EarthCARE 衛星観測によって, A-Train とのデータの連続性が期待できるだけでな く, 落下速度や鉛直流を中心とした新たな解析が期 待できる.この講演では既存のプロダクトと現在進 行中のプロダクトの更新計画,検証や進行中の科学 的課題, そして EarthCARE で期待できるプロダクト と期待される科学的成果について述べる.

2. アルゴリズムとプロダクトの改訂

CloudSat と CALIPSO データを用いたプロダクトと しては以下のものがある.これらのプロダクトの水 平解像度は約 1.1km, 鉛直分解能は約 240m である.

雲域検出のために雲マスクアルゴリズム (Kyushu University cloud Mask: KU-Mask) [Hagihara et al., 2010] がある.衛星からの雲底判定は雲レーダ,ライダともに課題が存在するが,今回ライダ光の減衰領域における雲検出を改良し,雲底付近の雲や霧雨の検出向上を行う.また完全に減衰した領域を特定するスキームを開発した.

雲の相や粒子タイプの検出は、CALIPSOに対する雲 粒子タイプ識別アルゴリズム(KU-Type)[Yoshida et al., 2010]に基づくが,雲マスクの改訂に伴う 改良の他,雲レーダによるものやライダと組み合わ せた拡張を行う[Kikuchi et al., in prep.]. CALIPSOの観測値を用いた雲検出や雲の相に関する 3つのプロダクト間の相互比較検証を行った研究 では,氷雲と水雲の双方の分布に大きな差があった [Cesana et al., 2016].これはエアロゾルと雲の識 別スキームや減衰領域の雲の取り扱いの違い,相識 別スキームの違いが要因であると考えられるが上 記の雲マスクと雲相プロダクトの改訂によってよ り詳細に調べていく予定である.氷雲の微物理特性 に関しては、まずレーダとライダの両方で検出され ているものに対しては、レーダ反射因子、ライダ後 方散乱係数、そして偏光解消度を用いて有効半径や 氷水量等の氷雲微物理特性(KU-Micro)を解析した ものを提供してきた[Okamoto et al., 2010].レー ダかライダのみで検出される氷雲の微物理特性は、 Sato のものを用いた[Sato and Okamoto 2011].氷粒 子の非球形形状と配向の効果をより現実的な状況 を考慮するために物理光学理論 [Borovoi et al., 2012, Konoshonkin et al., 2016] に基づいた参照 テーブルを作成しアルゴリズムに取り込む.

水雲の微物理特性解析には、まず CALIPSO の後方 散乱係数と偏光解消度からライダ光の多重散乱の 効果を陽に取り扱う物理モデルに基づいた計算手 法を開発し,有効半径と雲水量を求める[Sato 2016].これらは地上で衛星ライダと同等な多重散 乱の影響を受けたライダ信号の観測が可能な測器 である多視野角・多重散乱偏光ライダによって検証 を行う.また CALIPSO に CloudSat の情報を組み合 わせる事で下層雲と霧雨の推定を行う.

エアロゾルに関しては CALIPS0 の 2 波長の後方散 乱係数と可視の偏光解消度の 3 つの情報からエア ロゾルタイプ毎の消散係数を見積もる [Nishizawa et al., 2007, 2008].

3. EarthCARE アルゴリズムとプロダクト

EarthCARE 衛星では雲レーダ CPR が大きなアンテ ナを用いる事,衛星高度が 400km である事から CloudSat に比べて 1 桁弱の高感度を達成する予定 である. さらにドップラー速度の情報が新たに加わ る.ドップラー速度は粒子落下速度や鉛直流の抽出, 雲・霧雨・降水・降雪の微物理量抽出に利用され る. CPR では CloudSat で生じた地表面のクラッター の影響もかなり軽減されると期待できるため高度 1km 以下の雲検出が可能になる. ATLID では 355nm の波長で消散係数が直接求まる. CloudSat 雲レー ダと CPR の感度と機能の違い, ATLID の紫外波長と CALIPS0 の可視・近赤外の情報との変換が CloudSat/CALIPS0 と EarthCARE をつなぐ雲とエア ロゾルの長期変動解析の鍵となる.

謝辞:本研究は科研費 25247078 基盤研究(A)の 助成を受けたものです. DTW に基づくクラスタリングを用いた日射量多地点予測システム

田中 幸也, 高橋 正樹 (慶應義塾大学, JST CREST)

1. はじめに

将来の太陽光発電の大量導入を見越して,広域にわたる 日射量予測が重要である.電力システムの効率的な運用の ため,本研究では広域多地点の数時間先予測に着目する.

東海大学情報技術センターは気象衛星ひまわりを利用 した全球準リアルタイム太陽放射量解析システム (AMATERASS)⁽¹⁾を開発し、これにより日本全域多地点の 日射量データを観測することが近年可能となった.衛星搭 載カメラの解像度は今後向上していくと考えられ、多地点 で予測モデルを構築するには多大な計算量を要する.この 課題に着目して、計算量の削減を目的とした日射量多地点 予測システムの基本的な構想を提案した^(2,3).提案システ ムは、動的時間伸縮法 (DTW: Dynamic Time Warping)を用 いた時系列解析を実施し、日射量時系列の非類似度に基づ いて多地点をクラスタリングすることでモデル構築数の 大幅な削減を狙いとする.高い予測精度を維持しつつ少な いモデル構築数を定める必要があるため、本報告では提案 システムの拡張として、モデル構築数を自動的に決定する 方法について述べる.

2. 日射量多地点予測システム

日射量多地点予測システムは、多地点における過去の時 系列を入力として、多地点の予測値を出力とする.

[1] 日射量時系列の非類似度測定

周期や長さが必ずしも等しくない2つの時系列に対し, DTWを用いてそれらの非類似度をスカラーで算出する. [2] 多地点のクラスタリング

DTW による非類似度に基づいて, 階層的クラスタリン グを用いて多地点をクラスタリングする. クラスタ数 N の初期値は1とする.

[3] クラスタ代表予測モデルの構築

各クラスタにおいて,最北端1地点からの非類似度の平 均を取る地点をクラスタ代表地点として選出する.代表地 点の時系列にサポートベクターマシンを適用して予測モ デルを構築する.

N個の予測モデルが得られた後,学習済みデータを用い て予測精度を検査する.検査には,真値との乖離を表す RMSE (Root Mean Squared Error)と,現時刻の日射量値を そのまま予測値とするナイーブ法をベンチマークとして 用いる.次の2つの条件を満足するとき,現在のNが最 終的なクラスタ数となる.そうでなければ,現在のNに1 を加えて,[2]の多地点のクラスタリングに戻る.



- N個の予測モデルによる全地点の平均 RMSE が、ナ イーブ法による RMSE より小さい.
- N 個の予測モデルによる全地点の平均 RMSE が, N-1 個の予測モデルによる RMSE より c 以上小さい.

ただし c は要求される精度と計算時間によって決定されるパラメータである.

最終的に, N 個の予測モデルをそれぞれのクラスタ内の 地点における現時刻の日射量データに適用して予測値を 得る.

3. シミュレーション

2013 年 11 月, 2014 年 1, 4, 8 月の前半 2 週間, 日本全 域 102 地点の 30 分間隔日射量データに対して本システム を適用した.図1は、ナイーブ法および N 個の予測モデ ルによる全地点の平均 RMSE を表す.さらに, c=1 のとき に最終的に決定されたクラスタ数 N を黒い丸で示す. N=102 のときと比較すると,高い予測精度を維持しつつ可 能な限り小さい N を選出できていることがわかった.

4. おわりに

日射量多地点予測システムは、全地点でモデルを構築す る代わりに、日射量時系列の非類似度に基づいて多地点を クラスタリングし、モデル構築数を自動的に決定して、各 クラスタで代表予測モデルを構築することで、モデル構築 数の大幅な削減を行った.

謝辞

本研究の一部は科学技術振興機構 CREST によって行われたことを記し, 謝意を示す.

参考文献

 太陽放射コンソーシアム, http://www.amaterass.org/ (2016.6.27 閲覧).
 Y. Tanaka, M. Takahashi, 2016: "Dynamic time warping-based cluster analysis and support vector machine-based prediction of solar irradiance at multi-points in a wide area", Proceedings of the 47th ISCIE International Symposium on Stochastic Systems Theory and Its Applications, pp. 210-215.
 Bru+幸也, 高橋正樹, 2016:「動的時間伸縮法に基づくクラスタリング とサポートベクターマシンを用いた日射量多地点予測システム」, 平成 28 年電気学会全国大会, 6-173, pp. 283-284. 衛星観測に基づく日射量と太陽光発電出力の現況把握技術と短時間予測技術の開発

竹中栄晶1、中島映至1、中島孝2、日暮明子3、橋本真喜子1、石崇1、 鈴木健太郎4、打田純也4、井上豊志郎4、樋口篤志5

1.宇宙航空研究開発機構地球観測研究センター

2.東海大学情報技術センター,東海大学宇宙情報センター

3.国立環境研究所

4.東京大学大気海洋研究所

5.千葉大学環境リモートセンシング研究センター

研究背景

地球は太陽放射を受けて温まる一方で、その温度 によう地球の気候はこれらの放射エネルギーの収 ている。地球の気候はこれらの放射エネルギーの収 支の変化に大きく影響される。太陽放射は地球大気 の気象現象に対する唯一のエネルギー源である。 雲は太陽放射を反射し地球を冷却する効果と地球 放射を吸収再放射することで地球を保温する効果を 併せ持っている。しかしながら、雲は地表面の蒸発 散や降水など地球大気系の他要素と複雑なフィード バック結合によって関連付けられるため、雲の気候 に対する効果の定量的な評価は難しいものとなって いる。従って、地球の気候をより良く理解するために は雲やエアロゾルの放射収支に対する効果を定量 的に評価することが重要である。また、近年では気 候変動に関する課題として再生可能エネルギーの 積極的導入が検討されている。2008年における世 界全体の一次エネルギーは 492[EJ]であり、そのうち 再生可能エネルギは 12.9[%]となっている(IPCC SRREN)。内訳には太陽光発電や風力など様々な エネルギーソースが含まれるが、10.2[%]を占めるの がバイオエネルギであり、その内訳は 67[%]が薪に よるエネルギ利用となってる。IPCC による温暖化シ ナリオに基づく再生可能エネルギのシェア推定では バイオエネルギ、太陽光、風力が有力となるが、先進国が積極的に導入すべきエネルギは太陽光と風 力が最も有力である。再生可能エネルギーとしての 太陽放射エネルギーの利用には太陽光発電や太 陽熱利用が挙げられるが、これらを電力等のエネル ギー源として利用するためには高精度な太陽放射 エネルギーの現況把握技術と予測技術の開発が不可欠である。本研究では静止衛星観測データに基づく日射量解析技術を利用した現況把握技術と短 時間予測技術について概説する。

現況把握技術

本研究では静止衛星「ひまわり」観測データを用いて日射量を推定するアルゴリズムの開発と準リアルタイム解析を行ってきた[Takenaka et al, 2011]。現在では「ひまわり」7号までのアルゴリズムを拡張することでひまわり8号観測データから雲の光学特性を推定し、水蒸気などの吸収ガスの影響を合わせて10分毎に東アジア域、及び西オセアニア領域を含む広域の日射量プロダクト(4x4km 解像度)と日本領域の

日射量プロダクト(1x1km)の解析を実行している。また、ひまわり8号観測データの特性を最大限に利用するため2.5分時間解像度の解析も開始した。同様に2.5分ごとに太陽光発電量の推定も実行している。

短時間予測技術

予測技術には衛星など現況観測に基づく予測手 法とNonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM)に代表される地球物理モデルによる予測 手法がある。本研究では衛星観測に基づく短時間 予測手法として大気移動ベクトル解析に基づく短時間 予測手法を開発した。ひまわり8号の多チャンネ ル高時間分解能観測データから多パターンのベクト ル解析を実行し51パターンの大気場を作成、準リ アルタイム解析に用いている高速な放射計算ソルバ を活用することで51パターンの日射量アンサンブル 予測を行う(図1)。これにより単一の予測に対して 51倍の情報量を持つ。

本発表ではこれまで再生可能エネルギへの貢献を 目指して3.11以降に展開してきた太陽エネルギ利 用に関する研究について現況把握技術と短時間予 測技術の進捗を報告する。



Downward SW flux at the surface 51 mean value

Standard deviation of Downward SW flux at the surface

図1.衛星観測に基づく短時間予測結果一例。アン サンブル平均と標準偏差。

マルチモデルアンサンブル予報を用いた日射量予測と予測大外しへの利用可能性

*宇野史睦^{1,2}, 大竹秀明^{1,2}, 山田芳則² 1, 産業技術総合研究所,2, 気象庁 気象研究所

1. 研究背景

再生可能エネルギーの中でも太陽光発電は急激に導入され ており、電力の安定供給または経済的な運用には気象予測情 報の活用が不可欠である.数日から中・長期の予測には気象 モデルによる予測が有益とさているが(Diagne et al. 2013)、気 象モデルによる日射量の予測は雲やエアロゾル分布等に大き く依存しており、予報を大きく外す事例も少なくない.前日 以降の予測を行う場合、多くの日射量・発電量予測モデル(物 理・統計モデルに関わらず)は気象モデルの予測値を入力値 としているが、入力値が共通していると全ての予測モデルが 予測を外す可能性がある(加藤 2015).

本研究は複数機関のアンサンブル予報データをアーカイブ している TIGGE プロジェクトのデータを使用する. 関東域に おける気象庁メソモデル (MSM)の日射量予測誤差と各予報 機関の予測値を比較し,マルチモデルアンサンブル予報(複 数予報機関の予測情報を利用したアンサンブル予報)の有用 性とアンサンブルスプレッド(以下、スプレッド)を利用し た日射量の大外し事例における予報精度の評価を行った.

2,使用データ

本研究は 2015 年に対象とし、日射量を公開している中の ECMWF, JMA, UKMO, NCEP, の4予報機関を用いた. 各予 報機関のアンサンブルメンバー数はそれぞれ 51, 27, 12, 21 で ある.,関東域の気象官署 5 地点における日射量とその最近隣 の MSM 予報値の領域平均の差を観測値で規格化し,絶対値 と取ったものを大外し係数 (*E*_o) とした. TIGGE の日射量デ ータは 00-23UTC の日積算値であり、本研究ではすべての日 射量データの期間を統一し, 24 時間の平均値として議論する.

<u>3, 結果</u>

初めに、各予報機関における日射量予測値のバイアスについて評価した、その結果、JMA、ECMWF、UKMOにはほとん



Figure 2 関東域における日射量の大外し係数(上) と 各予報機関におけるアンサンブルスプレッド.太 線がグランドアンサンブルを示す.

ど差は見られなかったが, NCEP が他の機関と比べて約 15% 程度過大評価傾向であった.2015 年10 月における *E*_oとスプレ ッドを比較した (Fig. 1). その結果, 多くの予報機関, また予 報機関の平均 (グランドアンサンブル) において *E*_oとスプレ ッドの変動が一致した.スプレッドによる大外し事例の予測 可能性を評価するため *E*_o とアンサンブルスプレッドの上位 10% (36 日)の事例を比較した.これらの相関係数を評価し たが有意な相関は見られなかった.また, *E*_oとスプレッドと もに上位 10%である事例はグランドアンサンブルで 9 事例 (25%)のみであった.

各月で*E*。とグランドアンサンブルスプレッドの相関係数を 評価すると 95 (90) %で有意な月が 8 (10) ヵ月あり,特に 冬季で相関係数が高い傾向にある (Fig. 2) . 予報機関によっ て相関係数が高い月が異なることからも複数の予報機関のア ンサンブル予報を利用することが有益であることが伺える. また,高解像度の MSM と低解像度の TIGGE による全球予報 値の RMSE を評価すると,冬季においては MSM の予測精度 が高いが,夏季はTIGGE によるグランドアンサンブルの予測 精度が若干高いことがわかった. これは,本研究では広域に おける平均日射量を評価しているため,高解像度実験である MSM の利点が不明瞭になった可能性がある.

これらの結果から、広域における日射量予測においてはマ ルチモデルアンサンブル予報を用いることで MSM に近い予 測精度を持ち、また、適中率は低いものの大外し事例の予見 の可能性があると考えられる.

参考文献

Diagne et al. 2013: Review of solar irradiance for ecasting methods and a proposition for small-scale insular grids, Renewable and Sustainable Energy Reviews, **27**, 65-76.

加藤 2015: 日射強度・風力発電出力の前日予測に関する第一回コン ペ実施報告,電気学会全国大会論文集,東京都市大学,2015年3月.

謝辞

本研究はJST CREST「太陽光発電予測に基づく調和型電力系統制御のた めのシステム理論構築」において産総研と気象研との共同研究の中で実 施された.また筑波大学松枝未遠氏には貴重なコメントを多数頂いた. ここに記して御礼申し上げます.



Figure 1 大外し係数とアンサンブルスプレッドの各月にお ける相関係数。丸は統計的に有意な月を示し、太線が グランドアンサンブルを示す.

風力発電の急変動現象に関する風の予測(2) 平均風速とランプの確率予測

加藤央之, 永野良紀(日本大学文理学部), 日下博幸, 池田亮作(筑波大学), 小笠原範光(日本気象協会)

1. はじめに

地球温暖化対策として風力エネルギーが注目され ているが、風速の急激な変動(以下ランプ現象)は 風力の安定供給に影響を及ぼす可能性があるため、 その大きさとタイミングを正確に予測することが喫 緊の課題として求められている。本報告では、前回 の手法概要の報告(2015年秋)に引き続き、北海道 における狭領域(気象官署22地点)の海面気圧(SLP) の主成分分析結果(気圧パターン)と過去の風速履 歴をもとに構築した手法(統計ダウンスケーリング 手法)により求めた、風速および風速のランプ現象 の確率予測結果について報告する。

2. 予測手法の概要

北海道における気象官署22地点のSLPの時別値
 年間分のデータを毎時刻ごとの地域平均偏差に
 直して主成分分析を行い、上位3主成分の主成分空
 間内の位置(気圧パターン)と地点ごとの風速データ(分布)との関連性を求める。

2) 筑波大 WRF を用いた気象シミュレーションにより上記気象官署の SLP データを計算し、このデータから主成分空間内における位置(予測位置)を求める。

3)1時間ごとの予測位置に対して、主成分空間内の 近隣の風速データ(過去の履歴)の平均と標準偏差 を解析対象官署別に求め、出現確率風速を計算する と同時に、1時間ごとのこれらの変化から、風速の 変化が「ある閾値」を越える確率を求める。

本報告では、北海道における風力発電量のランプ 現象の予測を解析対象とし、発電所近隣の複数地点 の平均風速を用いた検討を行った。これは発電に関 連した風速の急変動予測の指標として用いるもので ある。また、風速と同様に北海道の合計発電量に対 しても直接この手法を適用することが可能であり、 結果について比較検討した。

3. 手法の適用事例

図1に2012年4月3日9時から75時間分の再 現結果を示す。3日~4日にかけて急速に発達した 低気圧が北海道を通過したが、これに伴う平均風速 の急変が再現されている。また、この変化に対応す る風速の変動確率が良く示されている。この例を含 め、1年間のテスト期間で見た場合には本手法によ る平均風速の変動ならびに風速の急変(本計算では 閾値を5m/sに設定)確率はおおむね良く再現されて いた。また、これと同様に北海道全域の合計発電量 に対して本手法を適用したところ、カットアウトな どの不規則変動事例の一部を除いて、概ね良く再現 していることがわかり、統計ダウンスケーリングを 発電量予測に適用できる可能性が示唆された。





図1:2012年4月3日9時から75時間の予測結果。上段: 地点平均風速(平均±1σ)の予測結果と実測値(太い実線) の比較。下段:地点平均風速がn時間で5m/sを越える変動を する確率。正がアップ方向、負がダウン方向の確率。アップ, ダウンともn=1~6のそれぞれについて計算。

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

新島における再生可能エネルギー発電出力予測の検討

*永松慎平、桃谷辰也、前田剛宏、久野勇太、岡田牧(日本気象協会)

1. はじめに

天候によって出力が変動する風力発電や太陽光発電と いった再生可能エネルギーを大量に電力系統へ接続した 場合、電力の安定供給に影響を及ぼす可能性がある。この 問題に対し、平成26年度から国立研究開発法人新エネル ギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の委託業務「電力 系統出力変動対応技術研究開発事業」が開始された。本事 業は、2030年における日本の再生可能エネルギーの電力 系統への大量導入を見据え、電力品質や系統運用上の技術 的な課題とその解決策を明らかにすることを目的として いる。また新島(東京都新島村)において、実際の電力系 統を使った実証試験を計画しており、既存の火力発電機の ほか風力発電設備や太陽光発電設備、蓄電池の協調運用お よび出力制御・抑制を行う。この中で、再生可能エネルギ ーの発電出力予測情報を EMS (エネルギー管理システム) へ連携し、予測を用いた発電計画の作成および各発電機の 制御を検討している。しかし離島における予測は、周辺が 海に囲われており気象観測点が少なく、また気象予測モデ ルの解像度に対して島の面積が小さいことから、広域を対 象とした場合よりも予測が難しい傾向がある。そこで本事 業において、新島およびその周辺地域にて観測を実施し、 新島のスケールに合わせた予測モデルの開発を検討して いる。

2. 現地気象観測

島嶼で発電出力の予測を実施する場合、予測計算に必要 な観測データの取得に加え、地形の影響を受けて局所的に 変化する風況や、島上空に発生する局所的な雲などの詳細 な気象を把握するための現地気象観測が必要である。しか し新島が位置する伊豆諸島では、数地点のアメダス観測し か行われておらず、詳細な気象を把握するためには不十分 であった。そこで、実証試験を実施する新島とその周辺13 地点に気象観測設備を設置し、観測データをリアルタイム で収集できるシステムを構築した(図 1)。平成27年6月 以降、設置完了した地点から順次観測を実施している。

3. 発電出力予測手法の検討

新島における実証試験で利用する再生可能エネルギー 発電出力予測情報は、気象現象の時間スケールに合わせて、 4種の気象予測手法(表 1)の結果を統合し、EMSへ提供 する。

新島での当日・翌日の風速および全天日射量を予測した 結果を図 2 に示した。両者とも観測値とおよそ一致して いるが、細かな変動に対しての精度にはまだ課題が見られ る。この理由の一つとして、気象モデルの解像度に対して 島の面積が小さいことが原因に挙げられる。今後、さらに 予測精度を向上させるため、運用中の気象モデルより解像 度や予測配信の時間間隔を細かくした、離島実証用気象予 測モデルの開発を進めている。

謝辞:本事業の成果は、国立研究開発法人新エネルギー・ 産業技術総合開発機構(NEDO)の委託業務により得られ たものである。この場を借りて関係各位に感謝いたします。





図 2 風速(上)と全天日射量(下)について 当日・翌日予測の結果

表1発電出力予測手法の概要

予測種別	数十分先	数時間先	当日・翌日	週間
予測時間	~1 h	~6 h	~48 h	~8 days
更新間隔	10min 毎	30min 毎	風力:3h 毎 太陽光:6h 毎	1day 毎
手法	時系列 モデル	[風力] 局地モデル [太陽光] 雲の移動ベクト ルを用いた予測	メソモデル	気象庁 GSM と 統計モデル

北日本沿岸海域の風力資源に対する地形性強風の寄与 島田照久(弘前大院理工)

1 はじめに

風力エネルギーは、低炭素社会の構築に向け た重要な再生可能エネルギーであるため、日本に おいても風力発電の技術開発・設備導入、また洋 上風力発電の実証実験が進んでいる。風力エネ ルギーの利用を進めていくために、風力エネルギ ーの賦存量や変動要因、風力発電の出力予測の さらなる理解が気象分野に求められている。

北日本の陸上および沿岸海域は、日本の中で は、風力エネルギー資源が豊富であることが示さ れている。そして、風力エネルギーの賦存量が大 きい地域では、一般風が強いことに加えて、地 形性強風が頻繁に発生していることが示唆され る。そのため、地形性強風の気象学的な理解を進 めることによって、風力エネルギー賦存量や変動 要因、風力発電の出力予測についての重要な示 唆が得られると考えられる。

本研究では、夏季の北日本の沿岸海域で発生 する局地的強風を対象にして、その分布、発生 要因、また経年変動等をまとめ、風力エネルギ ーの理解につなげることを目指す。

2 データ

マイクロ波散乱計などの衛星観測、現場観測 気象データ、再解析データ等を用いる。

3 結果

夏季の北日本の沿岸海域において、東寄りの 地形性強風が各地で卓越する状況がある。オホ ーツク海高気圧が発達し、日本海を低気圧が進 んでくる気圧配置の時で、オホーツク海高気圧 からの冷たい東風はヤマセと呼ばれる。また、 北日本の太平洋・オホーツク海側では低温にな る。図1は、このような状況において、合成開 ロレーダから推定した海上風の例である。宗谷 海峡から南東北まで、海峡・地峡から東風の強 風(~15 m/s)が日本海に吹き出している。太 平洋側では、襟裳岬の西部に強風が広がってい る。この一連の強風については、これまでの研 究から、下記のことがわかっている。1)強風 の発生は、北太平洋の亜寒帯海域から下層(せ いぜい高度1000m程度)の冷気が押し寄せる時 に発生する。2)海峡・地峡に沿った東西気圧 差が、太平洋/オホーツク海側の下層の冷気量 および地形性強風の風速の良い指標となる。3) 経年変動が大きく、オホーツク海高気圧が発達 する年に平均風速が大きくなる。

4 最後に

発表時には、津軽海峡、宗谷海峡、襟裳岬周 辺を中心に、地形性強風の風況全体への寄与等 を示す。



図1合成開口レーダ(ENVISAT)から推定し た海上風(2005-07-04T12:07)

NEDO 洋上風況マップにおける WRF 計算精度の検証

大澤輝夫*、香西克俊(神戸大)、嶋田 進、竹山優子、小垣哲也(産総研)

1. はじめに

平成 27 年度より、洋上風力発電の導入拡大及び 開発支援を目的として、NEDOによる「風力発電等 技術研究開発/洋上風力発電等技術研究開発/洋上 風況観測システム実証研究(洋上風況マップ)」プロ ジェクトが実施されている。同プロジェクトで開発 される洋上風況マップは、基本的には従来のNEDO 局所風況マップの洋上版という位置付けであるが、 洋上では関係する開発要素が多くあるため、風況情 報の他にも、水深や海底地質等の自然環境情報や漁 業権、航路等の社会環境情報を一元的に整備する予 定である。本稿では、同マップの中核をなす風況シ ミュレーションの精度について報告する。

2. 手法

洋上風況シミュレーションには、NCAR/NCEP Advanced Research WRF ver. 3.6.1 (以下 WRF)を 用いる。最終的に作成される NEDO 洋上風況マッ プは、日本沿岸を約1度×1度の面積からなる 160 領域でカバーすることにより作成される。本稿では、 日本沿岸で初めて風車ハブ高度の風況観測が行われ た NEDO の2つの洋上風況観測タワー(北九州沖, 銚子沖)の 80m 高度観測値を用いて、WRF 計算値 の精度検証を行った。計算領域には、2.5km 格子の 第1領域に 500m 格子の第2領域を 1-way ネストし たものを用いた。鉛直層は地表から 100hPa 間に 40

> 2005 0.00

> > 10 15 20 West Speed [m/s]

図1 北九州沖タワーにおける検証結果

層を配置し、高度 300m 以下に 5 層を配置した。客 観解析値には気象庁メソ解析値、土壌温度・水分量 データには NCEP FNL、海面水温データには産総 研・神戸大共同開発の MOSST を用いた。

3. 精度検証結果

北九州沖及び銚子沖での WRF 計算精度の検証結 果を図 1 及び図 2 に示す. 各図, 左上が鉄塔概観, 左下が 500m 格子計算領域, 右上が月平均風速, 右 下が風速頻度分布を示している.まず北九州沖では, 年平均風速の観測値 7.00m/s に対して WRF 計算風 速は 7.25m/s であり, 年平均風速の誤差は 3.6%と なった. 一方, 銚子沖では, 年平均風速の観測値 7.44m/s に対して WRF 計算風速は 7.66m/s であり, 年平均風速の誤差は+1.2%となった. いずれも±5% という開発目標を達成していることが確認された. 月平均風速誤差では、北九州沖は-0.2%から 9.1%、 銚子沖は-5.9%から 15.2%であった。また両タワー の計算値共にやや過大評価の傾向があり、特に陸か らの風向時にその傾向が見られやすいことが明らか になった。

謝 辞

本研究は、NEDO 事業「風力発電等技術研究開発/洋 上風力発電等技術研究開発/洋上風況観測システム実証 研究(洋上風況マップ)」による成果である。



デュアル鉛直ライダー観測による沿岸風の増速率に関する研究 *嶋田進,竹山優子,小垣哲也(産総研),中村聡志,川口浩二(港空研),大澤輝夫(神戸大学)

<u>1. はじめに</u>

洋上風力への積極投資に伴い、風車ハブ高度におけ る海上風観測は以前に比べて格段に充実してきた.例 えば,陸上風とは異なる海上風の鉛直プロファイルや 乱れ強度の特性については洋上気象マストでの観測よ り理解が深まりつつある。しかしながら、陸から海へ と風が吹送する場合の様に、フェッチ(吹送距離)に 応じて風が徐々に増速する様な複雑な過程については 研究例が以前として少ない.こうした海陸境界での風 の変質や増速過程が詳細に理解されれば、ニアショア の洋上風力開発において沖合に風車を建設することに よる便益の増分や最低限確保が必要な離岸距離を議論 できるようになる. 平成 27 年度より, 著者らは NEDO 洋上風況マップ事業の一環として、茨城県神栖市の観 測桟橋にて鉛直ライダーよる海上風観測キャンペーン を実施中である.本研究は、桟橋先端および根元に設 置された2台のライダー観測結果の比較より、フェッ チと風速増速率の関係について検討するものである.

<u>2. 観測条件</u>

図1はライダーの設置状況を示している. 観測サイトは港湾空港技術研究所の波崎海洋研究施設である. 橋長約400mの桟橋先端(図1中LiDAR#1)および根元の観測小屋の屋上(LiDAR#2)にLeosphere 社製のライダーWINDCUBE WLS7をそれぞれ1台ずつ設置した. 桟橋の高さは平均海面より約7mで,それぞれライダー設置面より上空40~200mまでの風向風速を20m高間隔で計測している.サンプリング周波数は約1秒で, 今回の解析では10分平均の風向風速を用いている. 桟橋の南側には海岸線に沿ってハブ高さ60mの大型風車が複数機稼働しており,207°および173°の風向付近はライダー観測値は直近の風車後流の影響範囲に含まれる. デュアルライダーでの同時観測は2016年3月後半より開始しており,現在も実施中である.

3. 結果と考察

図2には、2台のライダーから得られた風向と風速 比の関係をプロットしている(上:200m高,下:40m 高).風向10⁰間隔でビン平均した値を見てみると、200 m高での値は風向に寄らず風速比は1付近にプロット される.つまり200m高では、個別の10分値にはばら



図1 波崎海洋研究施設でのライダー設置状況.

つきはあるものの,平均的見れば,200 m 高では地表 面が陸面であろうと海面であろうと風速差には大きな 違いはないと言うことを意味している.接地層の高さ を大雑把に100 m と仮定すれば,それより上層では地 表面の影響を直接的には受けないというこの結果は接 地層の定義で十分解釈できる.

他方,40 m高での風速比は,風向に大きく依存して いることが見て取れる.160°及び 320°付近にははっき りとした2つのピークがあり,これらは海岸線の走行 と一致している.すなわち,桟橋周辺の陸上風は,海 岸線を越えてフェッチが十分長くなった場合に,1.1 ~1.2倍まで増速される可能性を示唆している.また, これら風向における10分値の大きなばらつきは増速 率が単に離岸距離のみの関数になっておらず安定度の 影響も含まれるであろうことを想像させる.

その他の風向について見てみると,海風(335°~ 145°)の場合は風速比はほぼ1であることに加えて, 陸風でも短いフェッチの場合(200°~300°)では同様 に値は1に近い.すなわち,桟橋先端および根元のラ イダー観測結果に大きな差は見られず,風力エネルギ ー利用の視点から考えてみると,これらの結果は洋上 風力発電で強勢・良質な海上風を利用するには海岸線 から数百mより離れた沖合の方が風車を海上に建設す る利点を享受できる可能性を示している.

謝 辞

本研究は、NED0 受託研究「風力発電等技術研究開発/洋上



エネルギー・マネジメントにおける気象学と需要科学の協働

*中島 孝(東海大),渡邊武志(東海大),山本義郎(東海大) 竹中栄晶(JAXA),中島映至(JAXA),入江仁士(千葉大),鈴木健太郎(東大 AORI) 下田吉之(阪大),岩船由美子(東大 IIS),日高一義(東エ大)

1,はじめに

世界におけるエネルギー管理の在り方が変わろ うとしている。現在、日本における発電の8割以上 はLNG,石炭、石油等などの化石燃料系でまかなわ れており、太陽光発電や風力などのいわゆる再生可 能エネルギーは数パーセントにすぎないが、今後は 相当量の再生可能エネルギーが入ってくることは 想像に難くない。出力の時空間変動が大きな再生可 能エネルギーの導入においては気象学の知見が欠 かせない。そこで、2015年秋の気象学会では「エ ネルギー・マネジメントにおける気象学の役割」に ついて紹介した。本講演では、エネルギー・マネジ メントにおける重要課題であるエネルギー需要と 気象学の協働について紹介する。

2, エネルギー需要科学と気象学

居住者によるエネルギー需要は、世帯構成や居住 者の生活スタイルに大きく依存し、生活行動、用途 別需要(機器、照明、厨房、給湯)、室内環境、住 宅設備などの分析を通じて明らかになる。現在、需 要を構成する各要素をモデル化して住宅における 電力ロードカーブをシミュレーションで再現し、エ ネルギー需要の発生メカニズムを解明する新しい 試みが始まっている。そのメカニズムを構成する要 素のひとつに天気や気温などの気象状態や日射量 がある。例えば、夏期に気温が上昇すればエアコン 需要が高まり、冬期に気温が下がれば暖房需要が発 生する。太陽光発電設備(PV)を有する住居では日 射量の変動によって需要も変化する。

筆者らは 2015 年に地球科学の知見とエネルギー 需要科学の知見を集合させた新しい研究チームを 立ち上げた。図1に示すように、この研究チームは 日射量の推定や予測を行う地球科学と、人間の行動 変容、HEMS (House Energy Management System)、 需要モデルなどの研究をおこなう需要科学が互い に歩み寄ることでエネルギー・マネジメントに貢献 することを目標としている。研究の実施において地 球科学、エネルギー需要科学から様々なデータが出 てくる。それらのデータを共有する機能としてデー タ・インタフェースを設置した。



図1 地球科学、エネルギー需要科学、データ・イ ンタフェースの関係

3, JST, CREST 研究課題の進捗

筆者らが推進する JST, CREST 研究課題(2015 年 唐~2019 年度)は現在2年目である。地球科学担 当分では、ひまわり8号を用いた日射量の準リアル タイム推定システムや、雲解像モデルを用いた短時 間予測の研究が進捗している(竹中ら 2016 年春季 大会)。また、日射量の利活用を図るために必要な、 日射量変動の定量化の研究も進捗した(渡邊らの最 新の研究)。エネルギー需要担当分では、エネルギ ー需要の構造の理解を目的とした電力ロードカー ブの再現実験が行われ、10月(中間期)や7月(冷 房期)の電力需要の再現に成功している(Taniguchi et al. 2016)。その他にも、家庭用需要に着目し た需要予測を行い、発電量予測等の気象データと併 せたエネルギー・マネジメントシステム最適運用等 の検討も実施されている(Iwafune et al. 2015 等)。 需要家の行動変容に影響を与える諸要因に関する 知見の蓄積も進捗している。これらの実証のため、 長崎県の離島である対馬市を対象とした研究が進 められている (Hidaka らの研究)。

4, まとめ

再生可能エネルギーが大量に導入された社会に おいて、大きな役割を果たすのがエネルギー・マネ ジメントシステムであり、制御対象である需要は中 心となる事項のひとつである。需要は気象の状態や 日射量の影響をうけるため、気象学の役割は大きい。 今後も地球科学と需要科学の融合を目指した研究 を進めていく。

Facebook https: //www.facebook.com/TEEDDA

日射量予測の変更に合わせた太陽光蓄電池の充放電制御法

○南波 和樹 端倉 弘太郎 児島 晃 (首都大学東京)

1 はじめに

太陽光 (Photovoltaic: PV) 発電に併用される蓄電池 は、将来の電力需要量や日射量の予測に基づく充放電計 画に沿って運用される. PV 発電量は天候状況に応じて 大きく変動するため、天候変化に応じて充放電計画を切 り替える運用法が必要である.

本研究では,目標値の切り替えを考慮したモデル予測 制御¹⁾を応用し,蓄電池の運用中に充放電計画が切り替 えられることを考慮した充放電制御法を設計する.

2 運用シミュレーション

本研究で扱う制御対象を Fig. 1 に示す. 図は, 東京電 力管内に蓄電池と 30 [GW] の PV 発電, 50 [GW] の外 部発電機が導入された電力系統を表している.

充放電計画の作成に用いる予測情報を Fig. 2 に示す. 図は電力需要量から PV 発電量を差し引いた値を表して おり,実線が雨天時,破線が晴天時の値を示している.

これらから各天候に応じた充放電計画を作成し,雨天 から晴天へ急変する場合のシミュレーションを行った. 計画変更を考慮しない制御則の結果を Fig. 3 に示す.こ の場合では,変更された後の計画軌道へ蓄電量を回復さ せることができていないことが確認できる.一方で,任 意時刻での計画変更を考慮し,そのための余力を残す制 約条件を付加した提案法の結果を Fig. 4 に示す.雨天の 間蓄電量を計画値より下げて運用を行うことで,変更後 の計画へ蓄電量を回復させることができている.

3 おわりに

蓄電池の運用計画が変更されることをあらかじめ想定 した制御則を構築し, 突発的な天候変化への対応が可能 となることを数値シミュレーションにより確認した.

本研究は, JST CREST の援助のもと行われた. 記し て謝意を表する.

参考文献

 R. C. Shekhar, et al. "Robust Predictive Control with Feasible Contingencies for Fault Tolerance", 18th IFAC World Congress, 4666/4671, 2011.







Fig. 2 Predictions of power demand.





Fig. 3 Operation without regarding sub-schedule.

Fig. 4 Operation regarding sub-schedule.

日射予測の電力系統需給制御への適用 *益田泰輔¹・Joao Gari da Silva Fonseca Jr²・大竹秀明³・村田晃伸³

1. 名城大学理工学部, 2. 東京大学生産技術研究所, 3. (国研)產業技術総合研究所

<u>1. はじめに</u>

電力系統では、電気エネルギーの需給バランスを 維持し、かつ経済的に電源を運用するために、火力 発電の出力を制御しており、これを電力系統需給制 御と呼んでいる。2012年に始まった固定価格買取制 度によって,我が国では,太陽光発電 (Photovoltaic Generation,以下,PVと表記)の大量導入が進んで いる。PV はその発電電力が日射強度に依存する制 御の難しい変動電源である。PV の出力が急減した 場合には電力供給不足(停電).急増した場合には電 力供給過剰という需給インバランスが発生する可能 性があり、大量導入された PV が電力系統需給制御 に悪影響を与えることが懸念されている。PV の出 力をあらかじめ予測できれば、需給インバランスの 発生を回避・低減することが可能であるため,現在, さまざまな電気事業者・研究機関で、日射予測を利 用した電力系統需給制御手法が検討されている[1][2]。 本稿では、現状の電力系統需給制御について説明し、 日射予測を適用した場合の需給制御の効果および問 題点について述べる。

2. 電力系統需給制御

現在の電力系統では、原子力発電、水力発電、火 力発電によって電気エネルギーを供給している。こ のうち、原子力発電と水力発電は燃料費が安いため、 できるだけ一定出力で運転を行うことが望ましい。 よって、現状の電力系統需給制御は主として火力発 電を対象としており、その起動台数と発電出力を制 御している。

一般に、大型の火力発電機は起動および並列(電 力系統に接続し、電気を供給すること)に長時間(数 時間~十数時間程度)を要するため、発電機ごとに 起動および停止の時間帯をあらかじめ計画しておく 必要がある。この計画を発電機起動停止計画と呼び、 現状では1日前の段階で、負荷需要の予測値に基づ いて翌日の起動・停止状態を決定している。当日は 起動されている発電機の出力を調整することで、電 気エネルギーの需給バランスを維持する。

起動中の火力発電機群の出力を制御することで需 給バランスの維持が可能であるが、一般的な火力発 電は定格出力の30%程度以上の出力で運転する必要 がある。また、当然ながら定格出力(100%)以上は 発電できないため、出力調整能力には上限および下 限が存在する。よって、出力調整能力の上限以上の 電気を供給する必要がある場合には電力供給不足 (停電)が、下限以下の電気を供給する必要がある 場合には電力供給過剰が発生してしまう。ただし、 現状では負荷需要の予測精度が非常に高いため、需 給インバランスが発生することは少ない。

3. 日射量予測の利用

現状,1日前の起動停止計画は負荷需要予測にの

み基づいて作成されているが, PV が大量に導入された電力系統では,負荷需要の時間変化だけでなく PV 出力の時間変化にも対応可能な起動停止計画を 作成しなければならない。このため,1 日前の段階 での日射予測と PV の分布(設置位置および設置容 量)から PV 出力を予測し,起動停止計画の作成に 利用する。予測精度が高ければ,火力発電の出力調 整によって,負荷需要と PV 出力の時間変化に対応 し,需給バランスを維持することが可能である。

4. 予測誤差の影響

前述した通り PV 出力の前日予測を用いることで PV が大量導入された電力系統の需給バランスを維持することが可能であるが,予測には誤差が存在し, 予測誤差によって需給インバランスが発生する可能 性がある。

例えば、前日予測値が当日実際値と比べて大きい。
 場合(過大予測),前日の大きな出力予測値に基づい て火力発電は少なめに起動するよう計画されており, 全ての発電機が最大出力(100%)で運転しても必要 な電気エネルギーを供給することができなくなる事 態が起こりうる。この場合は電力供給不足が発生し, 需給バランスを維持するためには負荷遮断(特定の 負荷への電力供給を止めること)が必要となってし まう。逆に、前日予測値が当日実際値と比べて小さ い場合(過小予測),前日の小さな出力予測値に基づ いて火力発電は多めに起動するよう計画されており, 全ての発電機が最小出力(30%程度)で運転しても 必要以上の電気エネルギーを供給してしまう事態が 起こりうる。この場合は電力供給過剰が発生し、需 給バランスを維持するためには PV 出力抑制が必要 となってしまう。このように、予測誤差が原因とな る需給インバランスが発生する可能性があり、予測 精度の向上が望まれる。

<u>4. おわりに</u>

本稿では、日射予測の電力系統需給制御への適用 について述べた。PV が大量導入された電力系統に おいては、火力発電を中心とする需給制御に日射予 測を利用することが重要であるが、予測誤差が原因 となる需給インバランスが発生する可能性がある。 予測を利用した需給制御によって需給バランスを維 持していくためには、予測精度の向上と、予測が外 れた場合の電力系統としての対応策(予備力、調整 力の確保など)の検討が重要である。

謝辞:本研究は JST CREST の支援により実施された。個々に記 して感謝の意を表する。

参考文献

[1] 益田他. (2014), 電気学会論文誌 B, vol. 134, no. 4, pp. 286-295.

[2] 益田他 (2016), 電気学会論文誌 B, vol. 136, no. 11 (to be published).

日射量予測の改善が電力系統における需給運用に与える影響

*宇田川佑介^{1,2}・荻本和彦¹・Joao Gari da Silva Fonseca Jr¹・大竹秀明³・大関崇³・池上貴志⁴・福留潔⁵

1. 東京大学生産技術研究所, 2. (株)構造計画研究所, 3. 産業技術総合研究所

4. 東京農工大学, 5. (株) J P ビジネスサービス

1. はじめに

太陽光発電(Photovoltaic、以下、PV)や風力発 電は温室効果ガスを排出せず,かつ,半永久的に国 内で生産できることから持続可能な国産エネルギー 源として、またエネルギー安全保障という面からも, その導入は非常に重要である。これら再生可能エネ ルギー電源(再エネ)は、2010年に制定されたエネ ルギー基本計画をきっかけに導入が進み、特に、2012 年7月に開始された固定買取価格制度(Feed In Tariff)が導入を加速させている。経済産業省⁽¹⁾に よれば2016年2月末で,PV,風力発電導入量は約 31.4GW,2.96GW(認定容量はそれぞれ 84.3GW と 5.18GW。導入量を含む)と見積もられている。

再エネの導入は急速に進んでいる一方で、特に PV、 風力発電の出力は天候に依存することから、電力シ ステム運用において、確実な供給力として考慮する ことの難しさ、また、様々な時間レンジの変動に対 応する調整力の不足が危惧されている。不確実な再 エネの変動・予測誤差には、従来の対応策である予 備力(調整力)のみでは対応できない可能性が高く、 一方で、その対策として安易な調整力確保(火力発 電機の新設)は、経済性、環境性から非現実的であ る。そこで、既存電源の活用(従来火力の技術革新)、 連系線の拡充(ならし効果、調整力の共有)、需要の 調整(デマンドレスポンス、エネルギーマネジメン トシステム)、変動電源の出力制御、予報情報の活用、 需給運用技術の改良などの対策が考えられる。近年、 我が国でも予測情報の活用に着目した技術開発・実 証が実施されており^{(2)など}、再エネの大量導入下にお ける需給均衡の維持への貢献を目指している。これ らの事業で日射量・発電量予測技術(以下、予測技 術)の開発が進められており、本稿ではその成果の 一部を報告する。

2. 分析手法とデータ

PV 出力の予測精度が与える影響分析には,発電機 (火力・揚水)の起動・停止の時刻,発電量を計画 する発電機起動停止計画モデル⁽³⁾⁽⁴⁾を用いた需給運 用シミュレーション上にて行う。発電機データ,需 要データ等は東京電力系統規模データを利用した⁽⁵⁾。 入力データである PV 出力予測値には,気象庁 MSM に よる日射量予測値⁽⁶⁾を用いた。その初期値時刻は 03UTC(日本時間・前日12時)と21UTC(同・当日朝 6時)とし、前者を前日予測、後者を当日予測と呼ぶ ことにする。また、予測データがない場合として持 続予測を用いたケースを参考として考える。これは 前日の実測値を翌日の予測値とするものであり、予 測技術が開発されていないケースを想定している。

<u>3. 解析結果</u>

年間で最も需給運用が厳しいと考えられる4月末 から5月初旬の大型連休時期を含む、4月~5月の2 ヶ月間を分析対象期間とした。前日予測もしくは当 日予測を用いて PV 出力を供給力として勘案した需 給計画を作成し、その計画に沿って、当日の需給運 用シミュレーションを行った。その上で、PV 出力予 測が持つ予測誤差により、想定通りの PV 出力が得ら れず需給運用シミュレーション上で発生した供給力 不足を同時期の電力需要との比率で示す。この結果 より需給運用において、翌日予測を用いるよりも当 日予測を用いた方が当日の供給力不足を減らすこと が可能であることがわかる。ただし、実際の需給運 用では様々な制約により本研究での当日予測は発表 時刻が遅いため活用できない。従って、前日予測が 当日予測水準まで予報精度が向上した場合を模擬し た分析結果と言える。



Persistence は持続予測、03UTC (21UTC) Predict.は日本時 間・前日12時(当日6時)の予測を用いたケースを示す。

参考論文:

- 経済産業省・資源エネルギー庁:「なっとく!再生可能エネ ルギー」http://www.fit.go.jp/statistics/public_sp.html (2016/06/30 アクセス確認)
- 2) 国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構: 「太陽光発電システム次世代高性能技術の開発」 (2016/3/11 アクセス確認)

 http://www.nedo.go.jp/activities/FF_00020.html
 宇田川佑介・荻本和彦・大竹秀明・大関崇・池上貴志・福留 深:「電力系統運用のための気象予測情報の利用-その2-発 電燈10年6月1日まで、「中いた日時見不知信の信任日期

- (森・電力系統連邦のための気象) 例情報の利用 その2 先 電機起動停止計画モデルを用いた日射量予測値の信頼区間・ 予測精度が与える影響」,2014 年度気象学会秋季大会予稿集, P381 (2014)
- 4) 宇田川佑介・荻本和彦・大関崇・大竹秀明・池上貴志・福留 潔:「太陽光発電出力予測に基づく起動停止計画モデルの開 発と実規模系統の解析」、電学論 B、Vol. 136 (2016)
- 5) 荻本和彦・片岡和人・池上貴志・野中俊介・東仁・福留潔: 「将来の電力システムの需給調整力の解析手法」,電学論C, Vol. 132, No. 8, pp. 1376–1383 (2012)
- 6) H. Ohtake, Joao Gari da Silva Fonseca Jr, T. Takashima, T. Oozeki, K-I. Shimose, and Y. Yamada, "Regional and seasonal characteristics of global horizontal irradiance forecasts obtained from the Japan Meteorological Agency mesoscale model", Solar Energy, 116, 83-99. /doi:10.1016/j.solener.2015.03.020(2015)

謝辞:本研究はNED0「太陽光発電システム次世代高性能技術の開 発」においてなされた

電力需給における日射強度予測の必要性と予測精度

*野本 哲,山口 忠徳,三輪 靖,杉本 重幸(中部電力)、 齋藤 哲彦(日本気象協会)、田村 英寿(電力中央研究所)、甲斐島 武(伊藤忠テクノソリューションズ)

1. はじめに

電気は大量に貯めておくことが出来ず,発電と消費の バランスが崩れると発電機の回転数が変化してしまい, 一定の周波数で電気を供給することができなくなってし まう。そのため,電力会社等の電気事業者は発電と消費 が同時同量となるように,発電を逐次調整して一定の周 波数を保って電気を供給している。近年,天候により出 力が左右される太陽光発電(以下,PV)の大量導入によ り,電気の発電と消費の同時同量のバランスを取ること が困難となってきている。こうした状況に対応するため, 経済産業省の補助事業「太陽光発電出力予測技術開発実 証事業(平成23~25 年度)」(以下,PV出力予測事業) により,PVの出力を事前に予測する技術を開発した。本 論文では,PV出力予測における日射強度予測の必要性と 概要,そして現時点における予測精度について紹介する。

2. 日射強度予測の必要性と概要

〈2・1〉 日射強度予測の必要性 発電を逐次調整する役割は主に火力発電が担っている。発電方式や待機状態により異なるが、火力発電は発電を始める数時間~十数時間程度前に運転操作を開始するため、前日には運転計画を決め、当日朝に必要があれば補正している。火力発電の運転計画を決めるに当たり、大量に導入された PV 発電出力を予測しなければならない。図1 に PV 出力予測のイメージを示す。PV 出力を予測するためには、先ず日射強度を精度良く予測する必要がある。

〈2・2〉日射強度予測の概要 PV 出力予測事業において、3 法人がそれぞれの保有技術を用いて日射強度を予測した。日射強度予測仕様を表1に、各法人の予測手法の概要を表2に示す。

3. 日射強度予測精度

10km四方(横浜市付近,名古屋市中心),20km四方(名 古屋市内,大阪市内),40km四方(愛知県西部,大阪市 付近) エリアの日射強度予測値と実測値により予測誤差 を求めた。本論文では年間の予測誤差を RMSE[W/m²]で 示す。平成 22 年 11 月~平成 25 年 10 月の期間 {6 時~ 18 時(日の出前,日の入り後は除く)} における1 年毎 の翌日予測の年間予測誤差は100~160[W/m²]程度,当日 予測の年間予測誤差は 80~150[W/m²]程度であった。

4. おわりに

上述した日射強度の予測誤差は年間平均値である。日 ごとに見ると、日中快晴・曇天(雨天)の日は比較的精 度良く予測出来るが、それ以外の日は図1における PV 出力の「大きさ」「いつ変わる」「どのくらい変わる」の いずれも大きく外すことが多い。今後の PV 導入量の増 加に伴い、日射強度予測のニーズは更に高まり、予測精 度向上も要求される。また、予測が外れる時でも電気事 業者が周波数を一定に保ち電気を安定に供給する運転体 制を計画できるよう、予測に対し実績が入る幅(信頼度) の情報を付加するなど、予測手法のさまざまな改良が必 要である。



表 1. 日射強度予測仕様

予測 種別	予測値 提示時間	予測範囲	予測値の 出力間隔	予測値
翌日	前日11時	翌日1日間	30 分間隔	前 30 分
当日	当日5時	当日1日間	(毎 00,30 分)	平均值

表 2. 日射強度予測手法の概要

法人名	手法の概要	結果出力	入力データ
日本気象	数値気象モデル(SYNFOS-3D)による予測値	1km	GSM・MSM (初期値 21 時),北西太平洋海面水温,
協会	を,過去の実測値を用いて統計的に補正する。	メッシュ	過去の日射強度(気象官署, PV300)
電力中央 研究所	数値気象モデル(NuWFAS)により予測を行 う。水平領域など適切な計算条件の設定によ り精度向上を図る。	5km	GSM (初期值 21 時), 北西太平洋海面水温
伊藤忠テクノ ソリューションズ	気象庁数値予報データ(GPV)の雲量を元に, 統計学的手法により予測を行う。	メッシュ	GSM (雲量,初期値3時 ^{翌日予測} ・21時 ^{当日予測}), MSM (雲量,初期値6時 ^{翌日予測} ・0時 ^{当日予測}), 過去の日射強度 (PV300)

日射強度実測値は気象官署のデータおよび分散型新エネレギー大量導入促進系統安定対策事業(PV300)で設置した日射計の計測値を使用

Years of the Maritime Continent - 海大陸研究強化年

*米山邦夫(海洋研究開発機構)・Chidong Zhang(マイアミ大学)

<u>1. はじめに</u>

インド洋から太平洋の赤道上にまたがる海と陸地が混在 する世界最大の多島海ー海大陸ーは、地球上で最も海面 水温の高い暖水プール域に位置し、急峻な地形も影響して、 雨の降り方1つとっても予測の難しい場所である。その一方 でハドレー・ウォーカー循環の上昇流域であることから、同 域の積雲対流活動の変動の影響は遠く中高緯度にも及ぶ。 そこで、この海大陸域における気象・気候システムを観測と 数値実験により理解し、予測技術の向上を図り、さらにはそ れらが全球の気象・気候に与える影響についても理解する ことを目指す。これが、現在80を超える大学や研究機関の 参加が見込まれている国際プロジェクト "Years of the Maritime Continent (YMC)"の目的である。YMC は、そのキ ャンペーンとしての観測期間を2017年7月からの2年間と 決め、この間に地元現業機関による観測(生データの研究コ ミュニティへの無償提供)の他、ターゲットとする現象に応じ たいくつかの集中観測を実施する。ここでは、プロジェクトを 巡る現在の状況を紹介する。

2.5つの研究テーマと5つの活動方針

YMC 科学委員会主導のもと、複数回の会合を経て、YMC の骨格が決められている。まず、YMC として目指す主要研 究テーマ・ターゲットは、1)日変化、MJO、モンスーンなど 様々なスケールが相互に影響を及ぼす大気対流活動、2) インドネシア通過流や沿岸湧昇などに代表される表層海洋 (と大気海洋相互作用)、3)脱水過程などに注目した成層圏 と対流圏との相互作用、4)バイオマスバーニングなどのエ アロゾルによる雲形成効果、そして、5)これらの各現象の理 解と特に予測に重点を置いた数値モデル改善、である。

同時に、5つの基本行動についても宣言している。1)キャンペーン期間中に取得したデータのタイムリーかつ容易取得可能な公開、2)ターゲットを絞ったいくつかの強化観測、3)数値モデル実験、4)予測技術の向上を目に見える形で地域に還元、そして、5)人材育成、である。

海大陸域の気象・気候学的重要性に対する認識は何十年も前から研究者は持っており、多くの(集中)観測が行われてきた。今回のキャンペーンの特徴は、イ)テーマを1つに絞らず、共通に扱うことができるものは最大限共有すること、ロ)通常取得が困難な観測許可や現地機関によるデータの無償提供を実現させること、である。これらは、これまで多くの研究機関が各テーマの理解のために地道に実施・構築してきた現地機関との信頼関係をベースに実現可能となった、と言っても過言ではない。

<u>3. シナジー</u>

現在、海大陸域とその周辺海域では多くの観測や数値実 験プロジェクトが進行している。YMC は各プロジェクトと連絡 を取り合い、データの相互利用だけでなく、計画そのものに も効果的・効率的な連携を図っている。インド洋における 5 年間(2015~2020年)の大規模な海洋観測キャンペーン IIOE-2 やフィリピン周辺の米国 PISTON、CAMP2Ex プロジ ェクト。海大陸における MJO の理解を主眼とした S2SとMJO タスクフォースによる共同数値モデル実験。さらには、同じ 時期の2年間をキャンペーン YOPPとして行う極域予測研究 プロジェクト PPP とも連絡を取り、この期間の精密な全球再 解析データの作成も計画中である。このような動きを踏まえ、 WCRP や WWRP など国際機関から各プロジェクト間の連携 を強化して進めるようエンドースメントを受けており、真の国 際プロジェクトとしてその活動の幅を広げている。

<u>4. これから</u>

YMC に対して、現在日本の研究チームは 2017 年 11-12 月に海洋地球研究船「みらい」をスマトラ沖に送り、陸上との 間で同時観測を行う他、2018 年夏にはフィリピン付近での集 中観測も予定している。しかし、何か大型研究費の下で行っ ているわけではなく、参加を希望する研究者が持ち寄りなが ら、進めているのが実情である。また、2 年間という長期にわ たるキャンペーンであることから、これから計画を練り、参加 することも当然可能である。全データはやがて自由に公開さ れるが、参加者だけがキャンペーン中から相互利用を実現 し、またその研究結果をさらにキャンペーンに反映すること も可能となる。数値モデル研究も含め、新規の参加は大歓 迎であり、この機会の活用を是非期待する。

参考:YMC ホームページ(http://www.jamstec.go.jp/ymc/)



図1. 生データの提供が予定されている現地現業機関 によるラジオゾンデ観測サイト.

極域予測年(YOPP)の準備状況 *猪上 淳(国立極地研究所)

1. はじめに

極域予測プロジェクト (PPP: Polar Prediction Project) は、極域から中緯度における数時間か ら季節スケールの気象予測の精度向上を目指す WMO-WWRP の国際プロジェクトである。2013 年か ら 10 年計画で進められている PPP は、2017 年半 ばから 2019 年半ばの 2 年間を YOPP (Year Of Polar Prediction:極域予測年)として設定し、集中観 測、モデリング、YOPP 再解析の作成に向けて準備 を行っているところである (Jung et al. 2016)。

2. PPP の活動状況

YOPP の準備期間である 2013 年から現在までは、 PPP 運営委員会(著者もその一人)を中心に各国 の観測・モデリング・大型プロジェクトの状況を 踏まえ、多岐にわたる活動を行ってきている。特 に重要な事項としては、YOPP 実行計画の策定 (2016 年 5 月)、ステークホルダーを交えた YOPP サミットの開催(2015 年 7 月)、若手研究者育成 のための Polar Prediction School の開催(2016 年 5 月)、YOPP エンドースメントの発行、各種ア ウトリーチ等が挙げられる。今後は Pre-YOPP WS (2016 年 9 月)、YOPP データ関連ミーティング (2016 年 11 月)を経て、YOPP を迎えることとな る(2017 年 5 月の WMO Executive Council Meeting にて Launch Event を開催予定)。

3. 日本の準備状況

日本の北極観測は、地理的制約を受けるものの、 アンサンブルデータ同化やそれを用いた予測可 能性研究で着実に成果を挙げてきている。例えば、 ドイツ砕氷船のラジオゾンデデータで北極低気 圧の予測精度が向上し(Yamazaki et al. 2015)、 それに伴って海氷予測も向上すること(Ono et al. 2016)、「みらい」北極航海のラジオゾンデデータ から観測コストを考慮した最適観測頻頻(1 日 4 回)を提唱したこと(Inoue et al. 2015)など、 YOPPを意識した先行研究を行っている。このよう な実績から、日本は非北極国でありながらも PPP に対して独自のプレゼンスを示し始めている。

2015 年 9 月からは、北極域研究推進プロジェク ト ArCS (Arctic Challenge for Sustainability) が文部科学省補助事業として始まり、YOPP 期間中 に「みらい」や北極のニーオルスン基地で観測を 強化するとともに、中緯度における極端現象の予 測可能性研究を発展させる体制を整えている



PPP の全体計画と YOPP 期間中の活動

(ArCS 国際共同研究推進テーマ1:気象・海氷・ 波浪予測研究と北極航路支援情報の統合: PI 猪 上 淳)。

また、PPP/YOPP は両極を対象としているため、 昭和基地でのラジオゾンデ観測の強化(1日4回 等)も、国立極地研究所を中心に検討を始めてい るところである。

4. YMCとの連携の可能性

YMC と YOPP の期間がほぼ同時期ということは、 観測・予報・再解析プロダクト等が全球的に充実 することを意味する。これは熱帯-中緯度-極域の 気候遠隔応答メカニズム、及びその予測可能性を 探求するための好機となる。特に日本付近は熱帯 と北極の観測の影響が同程度に予報精度に反映 されるため (Jung et al. 2014)、YMC-YOPP によ る観測データと予報・再解析プロダクトは利用価 値が極めて高い。いつどこで観測が強化され、ど のような予報実験や再解析プロダクトがあるの かを把握するためにも、熱帯-極域の研究者間で 情報交換を密にする必要がある。

講演では 2016 年 9 月に ECMWF で開催される Pre-YOPP WS の参加報告も交え、YOPP 集中観測や YOPP 再解析プロダクトの最新情報も紹介する。

参考文献

Inoue et al. (2015), Sci. Rep., 5, 16868. Jung et al. (2014), GRL, 41, 3676-3680. Jung et al. (2016), BAMS (in press). Ono et al. (2016), JAMES, 8, 292-303. Yamazaki et al. (2015), JGR, 120, 3249-3273.

Pre-YMC 観測期間中の MJO 通過による スマトラ西岸沖バリアレイヤーの発達

*茂木耕作・勝俣昌己・米山邦夫・安藤健太郎・長谷川拓也 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

スマトラ西岸沖では、降水量増大に対応して 10 月か ら12月にかけてバリアレイヤー(等温層内に強い塩分成 層ができた結果として鉛直混合を妨げる層)が厚くなる ことが、過去の統計的な研究から知られている(e.g. Qiu et al. 2012, GRL)。一方で、個別の MJO と対応した観 測例はまだ少なく、月平均よりも細かい時間規模におけ るバリアレイヤーの発達過程は、十分に理解されていな い。本研究では、2015 年 11 月から 12 月に行われた Pre-YMC 観測キャンペーン中に捉えられた MJO 通過に よるバリアレイヤーの発達過程について調べた。

2. 結果

図 1 は、赤外輝度温度(Global-IR)と地表東西風 (JRA55)の時間経度断面および観測船「みらい」の定点 である南緯4度、東経102度、水深約800mのスマト ラ西岸から55km沖合における鉛直時間断面である。12 月11日に MJOの大規模な西風域と雲群が観測点(aの 破線)を通過していることがわかる。「みらい」では、11 日の降水による1次元的な日積算淡水フラックス(2× 10⁵kg/m²)、13日の海上風速の5-7m/s に及ぶ増大が観 測され、混合層深度に比べて等温層深度が急激に深まり、 40-60mのバリアレイヤーが形成された。

塩分鉛直傾度(b)は、12月11日以前に表層20mで極 めて大きくなっているが、11日以降は、等温層の深ま りに大きな塩分鉛直傾度が追随している。こうした水温 と塩分成層の急激な変化に伴って形成されたバリアレ イヤーは、11日のMJOに伴う降水による淡水フラック スよりもむしろ13日以降の海上風強化に伴う乱流エネ ルギー散逸率の増大(c)とよく対応している。8m/sを超 える海上風速のピークは、12月13日と15日に2回見 られ、同日に乱流エネルギー散逸率の増大が起こってい る。1度目のピークである13日には、バリアレイヤー が厚くなっているが、15日のピークでは逆に混合層が 深まってバリアレイヤーが薄くなっている。しかし、15 ~16日の淡水フラックス増大後には、表層に新たな塩 分鉛直傾度極大が現れた結果として混合層のみが浅く なり、バリアレイヤー厚が80mに達している。

3. まとめ

Pre-YMC 中に捉えられた MJO 通過時のバリアレイヤ ー構造の急変について調べた。MJO に伴う強い西風の 風応力に伴って表層の鉛直混合が強まっていることが 分かった。また、2 回の西風ピークに鉛直混合が対応し ていることが分かった。MJO 通過前に表層 20m で形成 されていた極めて強い塩分成層が、MJO に伴う風速強 化によって鉛直拡散し、約 60m に及ぶ非常に厚いバリ アレイヤーが形成されたと考えられる。定点観測のため 水平移流の定量化は難しいが、流速が 10-30cm/s と極 めて小さいこと、植物プランクトンの指標である蛍光度 において 10-70m に鉛直混合の特徴が確認されている ことから、鉛直混合の効果がバリアレイヤー発達の主要 因であったと考えられる。



図1:(a)赤外輝度温度と地表東西風の時間経度断面、研 究船「みらい」のCTD(3時間毎)、TurboMAP(24時間 毎)による深度時間断面図(b)塩分鉛直傾度(下向き正、陰 影)と日積算淡水フラックス(太実線、右軸、×10⁵kg/m²)、 (c)乱流エネルギー散逸率(陰影)と海上風速(太実線、右 軸)、(d)混合層深度(破線)、等温層深度(実線)、バリアレ イヤー厚(太実線)の時系列。破線と点線は、水深10mを 基準に0.2°C相当の密度差で定義された混合層、水温差 0.2°Cで定義された等温層。全ての変数は、潮汐変動を 除くために24時間の移動平均をかけた。

Pre-YMC、MJO 通過時における NICAM と観測の地表面潜熱フラックスの検証

*松岸修平・三浦裕亮(東大院・理)

1. はじめに

2015 年 11 月から 12 月にかけて、海洋大陸 が MJO に及ぼす影響などの解明を目的として 観測船『みらい』及び地上観測による Pre-YMC 集中観測が行われ、期間終盤に MJO の通過が 観測された。同時期に非静力学モデル NICAM を用いた予測計算も行われていた。そこで、 NICAM の予測計算と観測値から算出した潜熱 フラックスの比較を行うことで、NICAM の再 現性について検証した。予測計算において MJO が再現された場合とそうでない場合について、 その特徴を報告する。

2. <u>データ</u>

観測データの10分平均値に COARE3.0 の アルゴリズムを適用して潜熱フラックスを計 算した。NICAM による予測計算データは、水 平 14km 格子、鉛直 40 層のものを用いた。海 面水温は、daily の気候値に初期日の偏差を加え た値が用いられている。初期値は NCEP Final analysis から内挿して作成し、30 日積分してい る。12/1-12/08 日の初期値について解析した。 NICAM データは海洋研究開発機構の那須野研 究員より提供していただいた。

3. 解析結果と今後の展望

観測地点付近の潜熱フラックスと風速の散 布図を図1に示す。本実験設定において、 NICAM は風速の弱いところで潜熱フラックス が過小評価、強いところで過大評価する傾向が あった。次に MJO がよく再現された事例とそ うでない事例において、コンポジット解析を行 った。図2にインド洋、海大陸、西太平洋で領 域平均した可降水量の時間変化を示す。MJO が 再現されない場合は、海大陸への可降水量のピ ークの伝播がおそく、インド洋に対流が留まっ てしまう振る舞いが見られた。 今後は潜熱フ ラックスに対する感度実験を行うとともに、海 洋大陸域の乾燥化が東進の停滞にどのように 寄与するのかを解析する予定である。



図 1縦軸:潜熱フラックス、横軸:風速の散布図

(左:観測、右 NICAM12/01 初期値)



ポジット 下:06-08 初期値のコンポジット)細実線:イ ンド洋、太実線:海大陸、破線:西太平洋

45

*安永 数明

(富山大学理工学研究部/海洋研究開発機構)

1. 研究概要

熱帯域の海面水温の高いインド洋から西部太 平洋において、マッデン・ジュリアン振動(MJ O)とよばれる、地球規模の循環を伴った数千 km のスケールの雲群が、20-60日の準周期的に発生 し、ゆっくりと東進する.最近の MJO の発生過程 の研究において、対流性の降水に伴う加熱と(相 対的に下層で強い)放射加熱が、大気中の水蒸気 の蓄積に働く一方で, 層状性の降水に伴う加熱と (相対的に上層で強い)放射加熱が、大気中の水蒸 気の減少に働くことが、本質的に重要であると指 摘されている.「水蒸気モード」とよばれる理論 仮説はその1例で、MIO という熱帯域で最も卓越 する季節内の時間スケールの雲・降水現象を代表 とする「比較的ゆっくり」とした擾乱の発達メカ ニズムを説明しようとするものである.この仮説 では、「降水量は大気中の水蒸気量の増加に伴っ て指数関数的に増大する」という事実が、重要な 基盤となっている.一方で、降水量と大気中の水 蒸気量との関係における地域における違いにつ いては、あまり注目されていない. 以上から本研 究では,熱帯域の水蒸気の変動と降水特性との関 係について,東インド洋から西太平洋の Warm Pool とよばれる領域を対象に調べた.

2. 解析手法·解析結果

降水,海面温度,可降水量のデータとして,そ れぞれ TRMM-3B42 (ver. 7), NOAA の 0I-SST, Remote Sensing Systems の TRMM-TMI (ver. 4) を使用し た.解析期間は,均質なデータの揃う 2001 年の 9 月-2013 年 8 月までとした.

降水分布に関しては、良く知られるように、ス マトラ島の西岸域,パプアニューギニアからソロ モン諸島付近、またその赤道を挟んだ反対側の緯 度で極大となっている(下図の左上).一方で、 可降水量の分布は、降水分布と必ずしも一致しな い(下図の右上).例えば、インド洋に関しては、 スマトラ島西岸域において南北に広く高可降水 量の領域が拡がっているが,降水は南緯5度付近 に集中している.また西太平洋に関しても、パプ アニューギニア付近の赤道域では比較的高い可 降水量の値を示しているが,降水分布では極小と なっている.海面温度に関しては、おおよそ赤道 付近に極大となっており,気候学的な降水分布を 説明出来そうにない(下図の左下).一方で,高 可降水量の出現頻度(高可降水量は60mm以上 で定義)を調べてみると、降水の多い領域と良く 一致した. 即ち, 降水量の極大域では,「放射過 程もしくは降水加熱プロファイルの特徴から,多 くの水蒸気を貯めやすい」ことが示唆される.



図1:降水量(左上図),可降水量(右上図),海面温度(左下図),高可降水量(60mm以上)の出現頻度(右下図)の気候値(月別値を2001年の9月—2013年8月の期間で平均).

2015 年 11-12 月の海大陸集中観測期間の MJO 発達過程

*那須野 智江(海洋研究開発機構)

<u>1. はじめに</u>

海大陸域の大気海洋現象の多重スケール・多重プ ロセスの理解を目指して 2015 年 11-12 月にスマトラ 南西において"Pre-YMC"集中観測が行われた(勝 侯他、2016 年春季大会)。海大陸域における局地的 な降水システムや循環場とMJOとの相互関係につい ては未解明の要素が多く、数値予測においても大き な課題である。本研究では、観測期間を対象として全 球非静力学モデル NICAMを用いた予測計算を行い、 12 月半ばの MJO 発達に際して、総観規模擾乱の活 発化や日内変動も関与した可能性を示した(那須野 他、2016 年春季大会)。今回はその過程について水 蒸気収支等の解析結果を報告する。

2. データと解析手法

客観解析データ(NCEP final analysis)および NICAMを用いた予測計算データを用いる。計算デー タは、2015年11月1日-12月25日の0000UTCを 初期値とし、水平14km格子ランは1か月(週2回)、 7km格子ランは1週間(1回/日)である。6時間間隔 の瞬間値出力を用いてオフライン計算で水蒸気の移 流項および時間変化項を算出し、初期日の異なる複 数の計算データのアンサンブル平均を取った。

3. MJO 発達時の水蒸気収支

図1に MJO が観測域付近で急発達した 12 月 13 日 前後の水蒸気移流の各成分(陰影)と風速の各成分 (等値線)を示す。12 月 13 日に上昇流と水蒸気の直 輸送が見られ、対流の活発化(図略)と対応する。こ れに先立ち、12 月 12 日頃から対流圏下層で西風お よび北風が加速し、高度 2 km以下で水平移流による 湿潤化が見られる(図 1b, c)。この湿潤化は日内変 動成分による潜熱放出を伴う。12 月 12 日半ばには、 対流圏中層で南北移流による湿潤化が認められる。 これらの水平移流は水蒸気の時間変化項とよく対応 する(図 1d)。対流圏中下層の北西風については、ス マトラ北西沿岸を中心とする渦擾乱に伴う風速場と接 続し、北東から流入する北東風と合流する形で強化 した(図2)。

以上の結果は、MJO が日内~数日程度の局所循 環や総観規模擾乱と相互に強め合いながら、水蒸気 輸送や潜熱放出を通して発達したことを示唆する。今 後、これらを分離して相互関係を把握すると共に、海 面水温の季節進行の影響(Miura et al. 2015, JMSJ) やこの時期にピークとなった顕著なエル・ニーニョ現 象の影響についても考察する。





2015/12/12 1200 UTC の可降水量(陰 影)および 850hPa 風ベクトル。囲みは 図1の平均領域。

図1: NICAM を用いた 7-km 格子計算(2015/12/9,10 初期値計 算の合成)における水蒸気収支の時間—高度図。陰影は(a)鉛 直(b)東西移流(c))南北成分水蒸気移流、太線はそれぞれの 風速成分(m s⁻¹)。(d)水蒸気時間変化率(陰影)と水蒸気量 (時間平均からの偏差、g kg⁻¹)。

謝辞

計算は地球シミュレータを利用して行った。

スマトラ島沖で「みらい」 偏波ドップラーレーダーにより観測された 西進擾乱の通過に伴う日周期降水活動への影響

* 歌 驃 ・ 勝侯 昌己 (海洋研究開発機構・地球環境観測センター)

1. はじめに

インドネシア・スマトラ島周辺多雨帯の降水メカニズム を解明するために、2015年にスマトラ島沖の沿岸部(東 経101.9度、南緯4.067度)において海洋地球研究船 「みらい」による定点観測が実施された。観測期間は11 月23日から12月17日までで、期間中に、「みらい」偏 波ドップラーレーダーにより多様な降水システムが観測 された。本研究は、スマトラ島沖の局地的な循環と熱帯 総観規模な大気循環との相互作用に着目し、西進擾乱 が観測サイトを通過する際の日周期降水システムの構 造と変動過程に関する解析を行った。

2. 解析結果

観測期間中に、南北風は周期的に変化し、また、その周期的な変化は東から西へ伝播していた(図 1)。上空の周期的な風の変化に伴い、海面気圧が約5日間の 周期で変動していた(図 2)。これら南北風と気圧の周期 的な変動は混合ロスビー重力波のような西進する熱帯 波動擾乱によりもたらされたものだと考えられる(図略)。

図2には偏波ドップラーレーダーにより観測された反 射強度(>35dBZ)の面積の時間変化を示す。降水の面 積は毎日の夕方から夜にかけてピークに達し、顕著な 日変化を現していた。一方、日周期ピーク時の降水の 面積は、西進擾乱のトラフが通過する際により広がり、ま た、そのリッジが通過する際に狭まる傾向が見られた。

12月9日から11日にかけて、観測サイトにおいて海 面気圧がリッジからトラフに変わり(図 2)、この期間中に 観測された日周期降水システムの鉛直構造を詳細に調 べた。気圧のトラフが通過時(12月11日)に観測された 降水システムにおいて、比偏波間位相差(KDP)は一番 強く、また、3°km⁻¹より大きいKDPは0°C高度(~5km) を超えており、大きい水滴はより高い上空にまで運ばれ ていたと考えられる(図3)。VAD方法で計算された鉛直 流の構造(図4)はKDPの構造とよく一致した。12月9 日(リッジ通過)に比較的に弱い上昇気流が観測され、 また、12月11日(トラフ通過)に深くて強くい上昇気流が 現れた。更に、図1によると、12月11日に形成された降 水システムは強度を保ちながら遠く西へ伝播していた。 それと対照的に、12月9日に形成された降水システム は観測サイトの近くて弱まっていた。

3. まとめ

スマトラ島沖で「みらい」偏波ドップラーレーダーにより 観測された西進擾乱が通過する際の日周期降水システ ムの構造と変動過程を調べた。西進擾乱がスマトラ島周 辺における日周期降水活動の発達、維持、伝播過程に 大きく影響を及ぼすことを明らかにした。



図1 700hPa における南北風(等値線、一日移動平均)と赤外輝度温度(陰影)の時間経度断面図。鉛直線は「みらい」の位置を表す。



図2 レーダー観測範囲内における 35dBZ を超える反射強度の面積 のカバレッジ(実線)と定点観測地の海面気圧(破線、一日移動平均) の時系列。



図3レーダー観測範囲内での各高度における最大の比偏波間位相差(KDP)の時間高度断面図。水平線は0℃高度を表す。



図4 VAD 方法で見積った鉛直速度の時間高度断面図。

インドネシア・スマトラ島でのビデオゾンデとみらい偏波降雨レーダとの同期観測

*鈴木賢士(山口大院) 川野哲也(九大院理) 中川勝広(情報通信研究機構) 森 修一・勝俣昌己・耿 驃・米山邦夫(海洋研究開発機構)

1. はじめに

本研究は、降水雲内を直接観測できる強力なツー ルのひとつであるビデオゾンデを用いて、インドネ シア・スマトラ島沿岸部および熱帯東インド洋上に 発達する雲内の降水粒子の鉛直空間分布を明らかに し、同時に海洋地球研究船「みらい」に搭載された 偏波レーダとの同期観測により熱帯降水雲の降水プ ロセスを理解することを目的としている。今回は Pre-YMC として位置づけられた集中観測期間中、イ ンドネシア・スマトラ島西岸に位置しているベンク ルにおいて、世界初の試みとして海陸共同での直接 観測と偏波レーダの同期観測を実施した。

2. ビデオゾンデとみらい偏波レーダの同期観測

ビデオゾンデは、CCDカメラを搭載し、隆水粒子 が赤外線センサーを遮ることによる電圧変化をトリ ガーとしてストロボを発光させ、粒子の静止映像を 捉える,つまり大気中の粒子を浮遊(落下)してい るそのままの状態の映像を捉える仕組みである。得 られた映像から画像処理によりそれぞれの粒子のサ イズ (長径, 短径, 周長), 形状, 種類および空間濃 度の情報が得られる。粒子は、映像の透明度や輪郭 などから雨滴,凍結水滴,霰,氷晶,雪片に分類さ れる。ビデオゾンデは、2015年11月23日より12 月17日まで、インドネシア・ベンクル空港気象台(南 緯 3.86 度、東経 102.34 度)から降水雲内に放球さ れた。一方,みらいは観測航海 MR15-04 において, ベンクルより約50km沖合で定点観測を実施し、ビ デオゾンデの放球後はビデオゾンデ方向に RHI ス キャンを実施した。

3. 2015年12月15日の事例

2015年12月15日は昼過ぎ頃よりみらいの南側 に広範囲エコー域が現れ、徐々に北上した。前縁部 (北端)対流域は、19LST頃にみらい上空を通過し、 その後20LST頃にベンクルサイトに上陸した。 20:31LSTに1台目(ビデオゾンデ#17)をベンク ルサイトから放球した。その後は縁につらなる広範 囲の層状性降雨が夜半まで継続した。21:06LSTに は層状性降雨域に2台目(ビデオゾンデ#18)を放 球した。ベンクル市内では21LST頃に最大108 mm/hの降水を観測している。Pre-YMC観測期間前 半とは大きく異なり、この日の降水時には雷活動は 全く観測されなかった。

ビデオゾンデ#17 は南西から近づいた対流性降雨 域の先端部に放球された。ビデオゾンデは高度 2-5 kmで上昇速度 10 m/s を記録しており、上昇気流の 強い領域を上昇したと思われる。図に示すように、 下層では大きな雨滴が観測されたが、0℃付近では霰 や雪片のような目立った氷粒子は観測されず、針状、 柱状の氷晶粒子が観測されたものの、雲頂は 6 km と低く、上空には活発な氷晶形成はみられなかった。

ビデオゾンデ#18 は、#17 と同じ降水システムの 層状域へ放球された。地上では 10 mm/h 程度の雨が 続いていた。みらいレーダではブライトバンドもみ られた典型的な層状性雲であった。下層では直径 1 mm 程度の雨滴が観測され、0℃付近では雪片がみら れた。上空では氷晶が多数観測された。



図. 左から 2015 年 12 月 15 日 20LST のみらいレーダ PPI 画像,ビデオゾンデ#17 および#18 の粒径高度分布図

Pre-YMC 集中観測期間における 船舶搭載ライダーを用いた洋上水蒸気の高解像度観測

*勝俣昌己,谷口京子 (海洋研究開発機構), 松井一郎, 西澤智明, 清水厚 (国立環境研究所)

[はじめに]

大気中の水蒸気量は時間的空間的に変動が大きい ため、高精度・高分解能の観測が求められている。ラジ オゾンデ類は今日に至るまで水蒸気量観測の主力で あるが、時空間分解能の向上には多くのリソースを必 要とする。そこで、高い時間・鉛直分解能でのデータ取 得が可能であるライダー等のアクティブリモートセンシ ング技術の開発・展開が進められてきた。しかし、水蒸 気の主な供給源である海洋上での観測データは乏しく、 その詳細変動の理解は遅れている。

そこで、海洋研究開発機構(JAMSTEC)と国立環境 研究所では、研究船「みらい」にラマン散乱/ミー散乱 ライダーシステムを搭載し、海上での観測を実施してい る。この観測により、海洋上の水蒸気変動をより詳細に 捉えることが可能となった。本発表では、2015年に行わ れた Pre-YMC 集中観測期間について、ライダーを用い た水蒸気観測結果を報告する。

[データ及びデータ処理手法]

「みらい」は 2015 年 11 月 23 日~12 月 17 日の間、 インドネシア・スマトラ島沖の(4S,102E)近傍で定点観 測を実施した。本研究ではこの期間を中心とした観測 データを用いた。

水蒸気混合比(Qv)は、ライダー観測パラメータのうち、水蒸気ラマン散乱量(660nm)、窒素ラマン散乱量(607nm)、及びミー散乱信号(532nm)から得られるエアロゾル量を用いて算出した。日光による観測不能時間帯(日中)、雲底以高、及び降雨時のデータは、ノイズが大きいため除外した。

上記の算出結果に対して、同航海中に船上にて3時 間毎に実施されたラジオゾンデ観測データを基に補正 を行った。



図 1: (上)11 月 22 日にライダーで観測された水蒸気混合比 の時間高度断面(時間分解能:10分、鉛直分解能 90m)。(下) 同期間にラジオゾンデで観測された水蒸気混合比の鉛直プ ロファイル。

[結果]

11月22日(定点観測開始直前)の観測データを図1 に示す。ライダーQv はラジオゾンデ観測値と概ね良く 一致しており、かつラジオゾンデでは捉えることが難し い短時間スケールの変動を能く捉えている。

一方、当該海域は日変化する伝播性降水雲が卓越 しているが、それを捉えた12月3日の事例を図2に示 す。15時台を中心に観測された降雨が日変化降水雲 に由来する。この降水を境に、混合層およびその上空 の自由大気中の両方において、湿潤な前面から乾燥し た後面へのQvの大きな変化が見て取れる。また16時 以降、大気境界層に相当する高度500m以下の高度帯 において、ゆっくりとQvが増加していく様子も捉えられ ている。これらの変動は、過去の研究でも指摘されてい る、メソ対流系の通過に伴う層状性降水域での下層大 気乾燥化、及び、その後の混合層回復過程を捉えたと 考えられる。

[まとめと今後]

「みらい」ライダー観測により、Pre-YMC 集中観測期 間の対流圏下層の詳細な Qv 変動を捉えることが出来 た。今後、精度と時空間分解能のバランスを考慮して データセットを準備し、大気境界層を含む対流圏下層 の詳細水蒸気変動プロセスについて解析を進める予定 である。

[謝辞]

「みらい」MR15-04(Pre-YMC)航海にご尽力いただ きました皆様に感謝します。本研究は海洋研究開発機 構と国立環境研究所の共同研究の成果です。



図2:(上)12月3日にライダーで観測された水蒸気混合比の 時間高度断面。(下)「みらい」船上で観測された雨量(灰色棒 グラフ)及び相対湿度(線)。 Pre-YMC 観測データを用いた降水日変化メカニズムの検証

*横井覚,森修一,勝俣昌己,米山邦夫(海洋研究開発機構)

<u>1. はじめに</u>

スマトラ島西岸を含む多くの熱帯沿岸域では,夜 間に降水域が沖合へ向かって移動するという特徴的 な降水日変化が見られる。その原因については,陸 風と背景風の収束や背景風による移流,重力波によ る不安定化など,様々なメカニズムが提案されてい る。しかし,特に海上における大気観測データが乏 しかったため,メカニズムの検証はほとんど行われ ていなかった。

2015年11-12月にスマトラ島西岸域にて実施した 大気海洋集中観測 Pre-YMC では、海岸から約50km沖 合に配した海洋研究開発機構所属の研究船「みらい」 と沿岸都市ベンクルにて、気象レーダ観測に加えて 3時間間隔の GPS ラジオゾンデ観測を行った。この データの解析を通じて、降水日変化メカニズムの検 証に貢献することが本研究の目的である。

2. 使用データ・期間

「みらい」搭載のCバンドレーダデータをもとに 計算された高度2kmにおける推定降水量(6分間隔) と、「みらい」及びベンクルのラジオゾンデ観測デー タを解析した。解析期間は2015年11月23日から 12月12日の20日間である。なお、この期間におけ るマッデン・ジュリアン振動(MJO)は振幅が小さい かもしくは対流活発位相が東部インド洋上にあり、 12月13日以降その位相が海大陸を通過した。

<u>3. 結果と考察</u>

図1は、降水量の平均日変化を海岸線からの距離 ごとに平均したものである。既往研究で指摘されて いる特徴、すなわち、日中午後に陸域で活発な降水 が見られ、夕方から深夜にかけて降水域が10ms⁻¹に 満たない速度で沖合へと移動する様子が捉えられて いる。「みらい」上空では22時頃に最も降水が活発 である。なお、この日変化はMJOの対流活発位相の 到達後は不明瞭になった(図略)。

「みらい」上空の対流圏下層では、日中は高温, 夜間は低温という太陽同期した気温日変化に加えて、 800-900hPa 面では、16-19 時の3時間で気温が急激 に低下し、19時には日移動平均からの偏差が負とな る温度変化をしていた(図2)。一方で地表付近では 19時も有意な正偏差を保っていた。これらは、降水 域到達前に対流圏下層の熱的不安定性が増大してい たことを意味する。なお、800-900hPa 面の16-19時 での気温低下が大きい日ほど降水日変化がより明瞭 であるため、両者には深い関係があると推察される。 また,温位や混合比プロファイルを解析したところ, 気温低下の主要因は上昇流による断熱冷却であると 考察された。

この観測結果は、Mapes et al. (2003, MWR)が数 値実験結果の解析を通して提唱した、自由対流圏下 部を伝播する重力波が沿岸海域での降水日変化をも たらすという仮説と一部整合的である。



図 1. 「みらい」搭載 C バンドレーダで観測した降水平 均日変化。縦軸は地方時(下向き)。横軸は海岸線からの 距離。「みらい」及び海岸線の位置を縦点線で示す。



図 2.「みらい」上空の気温の日平均からの偏差の平均日 変化(等値線間隔:0.2 [K])。陰影は偏差が有意水準95% で統計的に有意であることを示す。横軸は地方時。

海大陸西岸における「重力波族」の出現状態

山中大学・荻野慎也・米山邦夫(海洋研究開発機構)・Bengkulu 観測班*・みらい観測班*

1. はじめに

海大陸観測年(YMC; 2017~19)に先立ち, スマト ラ島南西岸 Bengkulu およびその西南西約 50 km の 沿海上(観測船みらい)で 2015 年 11~12 月に Pre-YMC 集中観測が実施され, 特に 12 月 13 日頃 には MJO 上陸に伴う日周期降雨の「激変」(夜間の 陸→海移動の不規則化)が認められた(横井他, 森 他, 勝俣他, 前回学会), 本稿では, 両地点の毎 3 時間 GPS ゾンデ集中観測(図1)に基き, 対流圏~下 部成層圏の海陸風, 雲対流, (慣性)重力波, Kelvin 波(まとめて「重力波族」と呼ぶ)の実態を示す.

2. 単色波解析による MJO 上陸に伴う変化

各観測データについて上昇時間 1000 秒(鉛直波 長約 5 km)を境に長い成分と短い成分に分けた(cf. Ogino et al., 1995, *JMSJ*). (a)対流圏最下層の海陸 風, それとほぼ同期して(b)中・上部対流圏に節をも つ循環(上下伝重力波の重畳), それらより長周期で (c)圏界面付近に現れる鉛直波長の短い Kelvin 波 (位相速度は重力波的だが東西風速と温度に顕著; cf. Shimizu & Tsuda, 1997, *JGR*), (d)下部成層圏の さらに短波長の慣性重力波(楕円偏波)が見出され た.特に「激変」期には(c)(d)が重なって出現し, 圏界 面付近に薄く強い鉛直シア層を形成した.

3. 鉛直波数スペクトル解析による海陸比較

各データの周波数スペクトルを計算し, 平均上昇 速度を用いて鉛直波数スペクトルに換算した(cf. Yamanaka et al., 1996, JATP).この観測では成層圏 最下部までしか観測されていないので, 成層圏内で の飽和を示す白色ノイズへの折れ曲がりまでは明瞭 に描き出せていないが, 海上観測の高波数側-3 乗 則は過去の中緯度観測で普遍的に見られたもの(cf. Tsuda et al., 1986, JAS)とから1~2桁大きく(振幅 3 ~10倍),陸上(海岸線上)でも形状は同様であるが, 強さは海上よりさらに1桁程度大きい.

4. おわりに

今回の観測は全て,海陸の熱容量コントラストによる日周期の対流雲や降雨が卓越し,地上年雨量3,000 mm以上の全地点が集中する海岸線から300 km以内の地帯(Ogino et al., 2016, JC)で行われたが,対流圏~下部成層圏の「重力波族」の出現もこの地帯で顕著であることが示された.





図1. 日周期降雨「激変」期(2015 年 12 月 11~14 日)の陸上 (上)・海上(下)放球 GPS ゾンデ東西風(横軸 m/s)の鉛直分 布(縦軸 km). 実線は 00~09Z (07~16LT)で日中、破線は 12~21Z (19~04LT)で夜間に相当、13 日 00Z を太実線でこ れを基準に1 時間あたり 1m/s ずつ前後にずらして示す.

 ^{*} 森修一・伍培明・横井覚・清木亜矢子・H. Bellenger(海洋研究開発機構)・濱田純一・井上知栄(首都大); F.
 Syamsudin, R. Sulistyowati, S. Lestari (BPPT); Agus (BMKG-Bengkulu 空港測候所).

[†]勝侯昌己・耿驃・茂木耕作(海洋研究開発機構)

Pre-YMC 期間中にコトタバンで観測された 波動にともなう水蒸気・オゾン変動 *鈴木順子'、荻野慎也'、城岡竜一'、米山邦夫'、橋口浩之²、阿保真³、柴田泰邦³ (1:JAMSTEC・DCOP、2:京都大・生存圏研、3:首都大・システムデザイン)

1. はじめに

インドネシア海大陸気候に関する国際共同研究プロ ジェクト Years of the Maritime Continent (YMC、平成 29 ~平成 31 年度実施予定)に向けた予備観測 (Pre-YMC 観測、平成 27 年 11~12 月)期間中、インドネシ ア・コトタバンの赤道大気観測所にて水蒸気ゾンデ等を 搭載したラジオゾンデ飛揚観測を実施した。現地では、 京都大学生存圏研究所と現地機関の LAPAN (インドネ シア航空宇宙庁)が共同で赤道大気レーダーを稼動し ており、鉛直流などの波動の特性を熱帯域で唯一観測 できる。本発表では、観測期間中に上空を通過した赤 道波の力学場(東西風、南北風、鉛直流および温度場) と水蒸気量とオゾン量の変動について調査した結果を 報告する。

2. 使用したデータ

集中観測期間の 2015 年 12 月 3~13 日におこなわ れた、計 5 回の CFH 水蒸気ゾンデおよび ECC オゾン ゾンデ観測と赤道大気レーダー連続観測によるデータ をもちいた。波動の力学構造を調べるため、ECMWF の ERA-interim 再解析データ(東西風、南北風および温 度場)をもちいた。以下、時間は UTC(現地時間は UTC+07)で記した。

3. 解析結果

観測期間中、高度 10km から対流圏界面付近には、 常に巻雲や高層雲がみられた。図1は、2015 年12 月 7日における、水蒸気・オゾンの鉛直プロファイルである。 水蒸気混合比および相対湿度値では、高度 13~15km 付近と16~17km 付近において、水蒸気の飽和層がみ られ、この高度帯に巻雲が存在していたことを示してい る。このうち、高度 16~17km の飽和層は、他日のゾン デ観測データにもみられた。また、オゾン混合比の鉛直 プロファイルでは、高度 10~13km は鉛直にほぼ一様で あり、空気塊が鉛直方向に混合していたことを示唆して いる。

図 2 は、赤道大気レーダーで観測した鉛直流の時間・高度断面図である。1 日以上の周期成分のみ取り出し解析にもちいた。高度 16~17km では、期間を通じて上昇流が卓越していた。このため、図 1 にみられたこの高度の水蒸気飽和層(巻雲)が1週間にわたり保持されていたとみられる。また、10km~16km においては、2~3 日周期の鉛直流変動がみられる。たとえば 12 月 7 日



図 1: 2015 年 12 月 7 日の鉛直プロファイル。 左図:水蒸気ゾ ンデで測定した水蒸気混合比(薄黒、[ppmv])、ラジオゾンデ で測定した気温値から求めた飽和水蒸気混合比(黒、 [ppmv])、およびオゾン混合比(濃黒、[ppbv])。 右図:水蒸気 ゾンデで測定した相対湿度(%)。





のゾンデ放球時間直前~12 月 8 日 12 時には高度 10 ~16km で下降流、その前の 12 月 6 日 0~18 時頃には 上昇流が存在し、図 1 で示したオゾン混合比の分布と 対応がみられた。このとき、観測地上空に数日周期の 波動が通過し、オゾン変動をもたらしていたことが示唆 される。

また、期間をつうじて積雲対流活動が活発であり、高度 10km 以下では上昇流が卓越していた。日周期の変動では、上昇流は 0~9時(現地時間 7~16時)に最大であった。

謝辞:本研究は、京都大学、LAPAN の協力のもとでお こなわれた。また Toulon 大の Hubert Luce 氏には、デ ータ提供をいただいた。

成層圏 QBO が南半球夏季 MJO におよぼす影響について

*西本絵梨子、余田成男 京都大学大学院理学研究科

1. はじめに

Yoo and Son (2016)は、南半球夏季におけるマッ デン・ジュリアン振動(MJO)の振幅が成層圏準二年 周期振動(QBO)の位相によって有意に異なることを 示した。本研究では、QBO が南半球夏季における MJO におよぼす影響について、さまざまな観測デー タ、再解析データを用いて詳細な解析を行なう。

2. データ

1979 年から 2013 年までの 35 年間における、 Nino3.4 領域(5S-5N, 170W-120W)の海面水温偏差 が±1.0(K)以内であるエルニーニョでもラニーニャ でもない南半球夏季の月(DJF)のみを解析に用いる。

QBOの指標として ERA-Interim 再解析データの 月平均 50hPa 帯状平均東西風(10S-10N 平均) U_{50} を 用いる。時間平均値を $[U_{50}]$ 、標準偏差を σ として、 $U_{50} \leq [U_{50}] - 0.5\sigma$ の期間を QBO 東風位相(E-QBO)、 $U_{50} \geq [U_{50}] + 0.5\sigma$ の期間を QBO 西風位相(W-QBO) とする。MJO の指標には、大規模積乱雲群の活動度 を示す OLR-based MJO index (OMI)を用いる。

積雲活動の指標として NOAA/OLR を用いる。気 温、東西・鉛直風、水平発散、比湿は ERA-Interim 再解析データ、対流圏界面気温は NCEP 再解析デー タを用いる。 また、TRMM 衛星データから推定さ れた降水データも使用する。TRMM データの期間は 1998 年から 2013 年である

3. 結果

まず、積雲活動が海洋大陸で活発である MJO phase 4 において OMI の振幅 A(t)が大きい(A(t)≥1) イベントを抽出し、QBO 位相毎に合成図解析を行な った。OLR の経度・時間断面(図 1)より、E-QBO 時 の MJO に伴う積雲活動は W-QBO 時のものに比べ て統計的有意に強く、東進速度も遅く、活発な期間 が長いことがわかる。このような QBO 位相による MJO 東方伝播の特徴は、MJO の力学的・熱力学的 構造と関係した他の物理量においても力学的整合性 をもってみられ、E-QBO 時と W-QBO 時の差は統 計的に有意である。QBO 位相間の MJO 活動の有意 な差は TRMM 降水データや対流圏界面気温におい ても見られる。

つぎに、MJOの位相に関係なく、OMIの振幅A(t)が1以上である日において、最も対流活動が活発な 領域を条件付で抽出しQBO位相毎に合成解析を行 なった。その結果、E-QBO時にはW-QBO時に比 べて統計的有意に、対流圏界面付近で東西風の鉛直 シアーと安定度が弱く、対流圏界面付近での気温も 低く、また対流圏全層において鉛直流が強いことが わかった。このことは、対流活動活発域の対流圏界 面の状態が、E-QBO時にはより強い対流が発達し やすい状態であることを示している。最も対流活動 が活発な領域を中心とした経度・高度断面は、MJO と関係した対流圏における大規模対流システムの特 徴と、対流システムにより励起された赤道 Kelvin 波の構造を示しており、それらの強さは E-QBO時 には W-QBO時に比べて統計的有意に強い。

4. まとめ

南半球夏季において、成層圏 QBO が MJO の力 学的・熱力学的構造とその時間発展に対して、統計 的有意に影響を及ぼすことが明らかになった。対流 活動により励起された赤道波の影響も受けることを 留意する必要があるが、E-QBO 時には W-QBO 時 に比べて、対流活動活発域の対流圏界面付近はより 強い対流が発達しやすい状態にあることがわかった。



図 1:OLR 偏差(W/m²)の経度・時間断面合成図。(a)E-QBO、 (b)W-QBO、(c)E-QBO と W-QBO の差。値は 10S-10N 平均で、気候値(図 d)からの差。図 c では 95%以上有意な 値のみ示す。図 a,b に積雲中心を x で示す。OMI の位相 角θ(t)と MJO の phase 番号を図 a,b の右に示す。

参考文献: Yoo, C., and S.-W. Son, 2016, Geophys. Res. Lett., 43, 1392-1398.

大 会 第 1 日 午 後

チベット高原における GSMaP 降雨判定手法の改良

山本宗尚・田中一平・重 尚一 (京大院理)

はじめに

地上観測の展開が困難なチベット高原では、衛 星観測は有用なツールである。衛星搭載マイクロ 波放射計 (MWR) による降水推定アルゴリズム (例 えば, GSMaP (Aonashi et al. 2009, IMSI)や GPROF (Kummerow et al. 2015, JAOT)) による降水マ ップが公開され、各地で検証が行われている. Yamamoto et al. (2011, JMSJ)は, 全球陸域では GSMaP の降水判定精度は十分であるが、ネパール 東部の山岳域では地上に設置された雨量計及び 他の衛星降水プロダクトに対して夏季モンスー ンによる降水の増加を表現できておらず、ネパー ル・チベットの高標高域で降水判定精度が例外的 に下がっていたことを示した. 地表面からのマイ クロ波シグナルは地表面状態(土壌水分の多寡, 積雪の有無など)により時空間的に大きく変動す るため,原因の追究には地上観測データが重要と なる.

本研究は、チベット高原における降水判定精度 の向上を目的として、GAME/Tibet 夏季特別観測 (IOP; 1998 年 5-9 月)における地上観測データ および TRMM PR データと、TMI および SSM/I の観 測輝度温度を比較した.

結果

積雪によるマイクロ波散乱シグナルは降雨に よるそれと区別することが困難なため、GSMaP で は地表面温度(Ts)が0度以下の領域は降水推定 を行わない.標高1000m以上の地域に対しては、 TsをTb(21V)の観測値と地表面射出率 ϵ から求め た物理温度を客観解析のTsの代わりに用いる. PRで降雨があったが、GPROF・GSMaP ともに降雨 を見逃した事例(それぞれ図a,b,c)では、PCT85 (図 d)の散乱シグナルが十分かつ客観解析の地 表面温度は0度以上にかかわらず、Tb21Vの観測 輝度温度(図 e)が低かった.つまり、Tb(21V) を用いたTsが積雪域を誤推定していた.

衛星通過地方時間がほぼ一定となる SSM/I の Tb(23V)と地上観測データを比較すると, Tb23Vの 変動と地表面近くの土壌水分の変動傾向がよく 一致した(図省略). Ts の算出にあたり, GSMaP ではεは一定値を与えている.これは,土壌水分 の変動が表現されず,積雪がなく,降水による高 周波数のマイクロ波散乱シグナルがあるにもか かわらず積雪域と判定するために降雨推定が行 われなかったことが明らかとなった.

GSMaP に対し0.2 度格子の月平均 ε データベー スを用いたところ,降水判定が改善された(図 e). 見逃し事例に対して重要成功指数 CSI が 0.05 か ら 0.37 に,誤報率 FAR は 0.50 から 0.31 となり, 両者でスコアが改善された. IOP 期間に TRMM が通 過した 87 事例に対しても, CSI は増加したことが 確認された.



図:1998年6月17日における TRMM 観測事例 (軌道番号 03182).(a) PR,(b) GPROF,(c) 現行 GSMaP 地上降水量(濃灰色は降雨域), (d) PCT85,(e) Tb(21V),(f) 改良 GSMaP 地 上降水量.

稠密GNSS受信ネットワークによる可降水量の時間・空間変動のリ アルタイム観測に関する研究

伊藤直

京都大学生存圈研究所 津田研究室

1 研究背景および目的

GNSS 気象学では、衛星測位システムである GNSS の衛星電波の大気伝播遅延 ZTD を解析して可降水量 PWV(天頂方向の大気中の水蒸気が全て降水した場 合の量)を推定する。局所的大雨の前兆として、降雨 の約30分前からPWVが小さい空間スケールで分布 が急激に変動することが分かっている。そこで我々は 2011 年3月から京都府宇治市に1-2km 程度の稠密な 間隔で GPS 受信機を設置することにより、数 km ス ケールの PWV 変動を観測した。観測結果から局地的 大雨と PWV 変動の関係を統計的に調べ、局地的大雨 の前兆として PWV とその空間分散が増加すること を確かめた。本研究ではさらに発展させて、数 km ス ケールでの局地的大雨をリアルタイムで予報するシス テムの開発を目指す。宇治市より標高差の大きい滋賀 県信楽町にも稠密観測網を設置し、リアルタイム観測 システムを構築する。システム実用化に必要なことと しては、次の3点が挙げられる。1. リアルタイム衛 星軌道・時計情報を用いた ZTD 推定の精度確保 2. 廉 価な1 周波 GPS 受信機を用いた ZTD を推定の精度 確保3.標高差の大きい場所でも同様に局地的大雨の 前兆を捉えるこれらを満たし、実際にリアルタイムで PWV 観測を行うシステムの開発を目標とする。2は 既に示されたため、今回は特に1と3を中心として研 究を行った。

リアルタイム衛星軌道情報を用いた ZTD 推 定精度

PWV のリアルタイム観測に向け、リアルタイム の衛星軌道および時計情報(暦)が補正された情報 を用いて ZTD、PWV の精度検証を行った。全国の GEONET を用いたネットワーク解析によって衛星時 計誤差の補正を行った RTNet 暦 (日立造船)を用いる ことで、ZTD の誤差を補正なしの超速報暦に比べて 軽減することができた。RTNet 暦による ZTD の誤差 は RMS で 5.9 mm (PWV の誤差は RMS で 0.9 mm) となった。さらに電離層補正も合わせると、1 周波解 析による PWV のリアルタイム解析において、シス テム全体の誤差を 1.75 mm と見積もることができた。 大雨の前兆として検出される PWV の空間差はこの 値に比べて大きいため、1 周波受信機によるリアルタ イム PWV 観測システムは実現可能であると考えら れる。

3 リアルタイム PWV 観測システムの構築

新たに滋賀県信楽町に 2-3km 間隔の 12 点に設置さ れた観測網を用いてリアルタイム観測を行う。まず GPS 受信機から携帯電話回線で観測データを研究室 のサーバーに配信する。これが1周波受信機である と想定して、周辺の GEONET の観測結果を参照して SEID により電離層補正する。さらに RTNet 暦を用 いて、リアルタイムで ZTD を推定し、気象計の気温・ 気圧から PWV を求める。現在は、受信機からの観測 データの配信が5分間隔、補正暦の配信が10分間隔 となっているため、平均で約5分の遅延が起こる。一 方、衛星電波観測量から PWV を計算するのにかかる 時間は合計で2分程度であるため、システム全体にか かる遅延は平均約7分となる。また信楽の観測網では 宇治よりも標高差が大きく、ZTD が同程度であって も気温・気圧に差が出るため、PWV の分布にも勾配 が生じてしまう。それゆえ水蒸気の空間差が小さい場 合でも、降雨の前兆と認識される可能性がある。そこ で我々は PWV の絶対量ではなく変化率を見ることに よってこのバイアスを除去することを考えている。

4 まとめと今後の課題

局地的大雨予報システムの実用化を目指すにあた り、リアルタイム観測による ZTD の精度確保と、廉 価な1周波 GPS 受信機を用いた ZTD 推定の精度確 保が課題として挙げられる。そこで衛星時計誤差の 補正を行った RTNet 暦 (日立造船)を用いることで、 RTNet 暦による PWV の誤差は RMS で 0.9 mm とな り、1 周波リアルタイム観測でも十分に水蒸気変動の 観測が可能であると考えられる。今後は信楽に設置中 の観測網を用いて実際にリアルタイム観測システムを 開発していく。信楽では宇治の観測網よりも標高差が 大きいため、その影響を抑えて正確に PWV 変動を観 測できるようにする必要がある。そのために PWV の 変化率を見ることで、標高によるバイアスを除去して 観測を行う予定である。

地上設置型マイクロ波放射計ネットワークを用いた可降水量の水平分布の検証

*清水慎吾・宇治 靖・前坂 剛・岩波 越・木枝 香織・加藤 亮平・下瀬 健一・三隅 良平

防災科学技術研究所

1. はじめに

防災科学技術研究所(以下、防災科研)では、積乱雲の 早期検出および早期予測に向けた地上設置型マイクロ波 放射計(以下、MWR)のネットワークを首都圏に構築し(清 水ほか,2015年春季大会C210)、2015年4月から連続観 測を開始した。1カ月間の館野ゾンデとの比較により、可 降水量は概ね1-2mmの誤差で得られることを確認した(清 水ほか,2015)。本研究では、MWR ネットワークから得ら れる水平分布に対して、GPSの精密歴による可降水量デー タを真値とした精度評価を行う。

2. データ

解析した事例は、2015 年7月24日11時(以下、すべて日本標準時)に東京都奥多摩付近で発生した降水システムが東進し、15時に渋谷駅で冠水被害をもたらした事例である。使用したデータは、9台のMWRと日立造船(株)が提供しているGEONETの5分毎のGPS可降水量である。 MWRの可降水量は、天頂観測の22GHzと31GHzからニューラルネットで得られた解析値を5分間平均したものを用いた。12時の気象庁MSMを初期値とした格子解像度1kmの雲解像数値モデルCReSSを用いて、5時間積分した。5分毎に3DVAR-IAU法によって可降水量を連続同化した。統計解析には、降水システムがMWRネットワーク内で観測された13時から17時の4時間における図1で示すGPS点にて行った。降雨データは、国交省MPレーダXRAINと防災科研レーダネットワークの合成雨量データを用いた。

3. 結果とまとめ

図1に同化に利用したMWR と精度評価に用いたGPS 観測 点の位置を示す。13時には降水システムは八王子市付近 に位置して、15時30分までに発達しながら東京湾に抜け た。図2に、13時にGPSネットワークで得られた可降水 量の分布(OBS)と、MWR を連続同化した実験(MWR)および同 化なし実験(CNTL)で得られた可降水量の分布を示す。CNTL 実験および MWR 実験で、千葉県にピークをもった 60 mm 以上の可降水量の分布は概ね観測と一致した。ピーク値と しては、MWR 実験が 1-2 mm 程度過大に推定した。降水シ ステムが13時から14時にかけて通過する八王子市から町 田市にかけて、MWR 実験は観測に比べて 1-2 mm 程度大き



図 1: 13 時における降水強度分布(陰影)、GPS 観測 点(黒丸)、マイクロ波放射計(MWR)の位置。

く、CNTL 実験では観測に比べて 1-2 mm 程度小さく可降水 量を推定した。表1にすべての GPS 点での誤差評価をまと めた。MWR 同化実験では、CNTL 実験に比べて、RMSE を0.1mm 程度改善し、負バイアスも0.7mm 程度改善した。相関係数 も0.71 まで改善し、MWR 同化による水蒸気場の修正が適 切に行われたことが分かった。この MWR 同化実験による降 雨予測の精度評価については、加藤他,2016 (2016 年秋季 大会)にまとめた。さらに 2015 年の他の複数事例におけ る調査結果も報告する予定である。

表1: MWR 同化実験と CNTL 実験の可降水量の誤差

	RMSE (mm)	相関係数	BIAS (mm)
同化あり	2.16	0.71	-0.11
同化なし	2.23	0.58	-0.82

謝辞

本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP(戦略 的イノベーション創造プログラム)「レリジエントな防災・減災 機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。利用した XRAIN データは国土交通省より提供されたものである。利用したデータ セットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ 統合・解析システム (DIAS)の枠組みのもとで収集・提供された ものである。



レーダー降水量推定への降雪種観測の即時利用の試み

*1中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭 (1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大)

1. はじめに

気象レーダーによる反射因子(Ze, in dBZ)などの 観測値と降水強度(R, in mm hour⁻¹)との関係は一 義的ではない。降雪種別のZe-R関係などは実験的 に得られているものがあり、一方で、偏波パラメー ターから降雪種を分類する手法が確立してきている (e.g., Kouketsu et al. 2015)。しかし、実際の降雪 粒子は雪片から霰には雲粒寄与率(Harimaya and Sato 1989)、乾いた降雪から霙、雨へは含水率 (Misumi et al. 2014)が連続的に変化する。降雪種 は同じでも密度が異なればZeは大きく異なる。例 えば梶川(1976)が観測した霰の密度は0.096~ 0.417(10³ kg m⁻³)とかなり幅がある。

そこで、レーダーと降雪粒子の同時観測を行い、 降雪粒子の情報を即時的(Adaptive)にレーダー解 析に取り込みむ試みを行っている。本発表では両 者のデータが得られたとして、降雪種を考慮し連続 的に変化するZe-R関係算出の試みについて述べる。

2. 広域降雪強度推定アルゴリズム

レーダー観測が面的なある瞬間の値であるのに 対して地上観測は1点の時系列であり、高度差もあ るため、ある程度のサンプル数を持ったデータから 統計的に対応づける必要がある。アルゴリズムの 概略を図1に示す。レーダー視野内の光学式ディス ドロメーター観測からIshizaka et al. (2013)の方法 で求めた代表的な粒径落下速度(CMF)を求め、こ れとZeとの比較から降雪種情報を得てZe-R関係式 の係数Bを自動的に決定し、それを用いてRを計算 する。このBは現バージョンでは限られた条件では あるが定数ではなくZeの関数B(Ze)となる。この B(Ze)とZe分布とからRの分布を算出する。

このとき、処理時刻より前のある時間幅について、 風上側約10km四方の平均Ze(算術平均ではなく Ze^{1/1.67})とCMFとを比較し、平均Zeに対する雪と霰 それぞれの頻度分布を作成する。それを確率密度 関数に直したものから雪霰比をZeの関数として得る。 これと雪片、霰それぞれのZe-R係数Bを用いて B(Ze)を求め、そのB(Ze)とZeとから降水強度Rの分 布を求める。

3. 今後の課題

今後、アルゴリズムの検証を進めるとともに、偏 波パラメーターからの粒子判別も加えた改良を行う 計画である。将来的には、降雪雲の雲物理構造を 解明し、上空の降雪粒子と地上降雪粒子との対応 付けを明確にする必要がある。特に、融解を伴う場 合は地上観測される粒子と上空の粒子とが大きく異 なるため、降雪雲の鉛直構造の知見が重要である。



図1 広域降雪量推定アルゴリズムVer.0.26の概略。



図2 計算例。平均Zeに対する(左)霰(実線)と雪片(破 線)の確率密度関数、及び(右)雪霰比。

謝辞: 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『多様化する雪氷災害軽減のための危険度 把握と面的予測の融合に関する研究』、及び宇宙 航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM-RA8 PI203『融解を含む降雪の粒径落下速度分布と鉛 直プロファイルの観測的研究』)によります。

- Harimaya, T. and M. Sato, 1989: J. Faculty Sci. Hokkaido Univ., Ser VII (Geophysics), 8, 355-366.
- Ishizaka, M. et al., 2013: J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II, 91, 747–762.
- 梶川正弘, 1976: 天気, 23, 685-695.
- Kouketsu, T. et al., 2015: J. Atmos. Oceanic Tech, 32, 2052-2074.
- Misumi, R. et al., 2014: J. Appl. Meteorol. Climatol., 53, 2232-2245.
二宫洸三 (無所属, knino@cd.wakwak.com)

1. 目的

この豪雨事例について多くの報告があるが、ど のような降水系が発現したのか不明である。本報 告ではこの基礎的・単純な疑問を再検討する。

2. 過去の報告の問題点

過去の調査では、10分間降水量、1時間降水量 の分布図上の降水極大域を追跡している。 1)10分間降水量解析では、時間分解能に比して空 間分解能が不足しており有意の解析ができない。 2)1時間降水量解析では沿岸部の大きな降水量に マスクされて降水系の移動が把握できない。

3. この調査の着眼点

本報告では1)の理由により1時間降水量を扱う。 2)の問題を回避するため時系列データにフィルタ ーをかけ地形的降水の背景場を除くことを試み たが成功しなかった。そこで各観測点の時系列の 時間的極大の等時線解析をおこない、例示する。

4. 九州豪雨の4ステージの降水系

- ●長崎豪雨期間:SW-NE 降水帯の南下と停滞。
- ●長崎・島原・天草・熊本豪雨期間:団塊的降水 系の東進
- ●天草,熊本,大分豪雨期間:複数の W-E 降水 帯の引き続く発生
- ●熊本・鹿児島・宮崎豪雨期間:多重構造を持つ 大きな降水帯の発現

5. 今後の課題

九州豪雨の降水系が抽出できた。降水系・循 環系・環境場との関係の調査が残されている。

<図:降水時系列データの例>



<図:降水系の解析例>



2016 年 6 月 20-21 日の長崎・熊本での大雨の発生要因について

加藤輝之(気象研予報)

1. 大雨の概要

2016年6月20日夜遅くから翌日未明に梅雨前線上の低気 圧が九州北部を通過し、その際前線の南約100kmに位置す る長崎と熊本で3つの顕著な線状降水帯が形成して大雨が発 生した(図1)。総観場で見られる大雨の発生位置は梅雨期西 日本の典型的なパターンである。熊本県甲佐に観測史上第4 位の1時間降水量150mmをもたらした線状降水帯Aは、少 なくとも4つの積乱雲群が繰り返し発生することで作り出さ れていた。1時間降水量124.5mmを観測した長崎県雲仙岳も 含めて、大雨の継続期間が2時間程度と短く、2012年7月九 州北部豪雨のような降水量(~600mm)には至らなかった。

2. 下層水蒸気の起源

大雨の要因となった下層水蒸気場を高度 500mの相当温位 & と水蒸気フラックス量 FLWV でみると、それぞれ 356K と 500g/m²/s であった。これらの値を九州北部豪雨時と比較す ると、 & は 6K 低く、FLWV はやや大きい程度であった。 & が低いのは、九州の西方沖(東シナ海)の海面水温 SST が約 1℃低く、流入する気塊の気温も約1℃低かったためである。

この下層水蒸気の起源を調べるために、20日22時に長崎 半島の南海上の高度500mにパーセルを置いて後方流跡線解 析(図2a)を行った。1日前には八重山諸島の北西海上にパ ーセルは存在し、その領域のSSTは27~28℃であった。高 度をあまり変えずに高度200~600mを移動し、北寄りのパ ーセルは24℃以下のSSTの上空を通過していた。その移動 期間中の下層水蒸気量(図2b)の変化を見ると、SSTが低く なるに従って一旦減るものの、九州に流入時ではどのコース を通っても値はほぼ同じになっている。特に北寄りのものは 九州に近づくにつれてSSTが2℃高くなるのに連動して、水 蒸気量が多くなっている。その増加には、太平洋高気圧が西 方に勢力を拡大させていたことに加えて、低気圧の通過も、 東シナ海上での風速強化に伴う海上からの潜熱フラックス の増大を通して寄与していた。

3. 上空の大気の影響と気候値との比較

大気の不安定度を決める上では上空の気温も重要となる。 1 時間で 100mm 超の特に強い降水が観測された 20 日 22 時 ~24 時では、500hPa の気温 *T500* が-5~-6℃に低下し、九州 北部豪雨時に比べて 3~4℃冷たかった(飽和相当温位では 7 ~10K 低くかった)。この低温化が大気の不安定度を強化し、 強い降水をもたらしたと考えられる。

大雨直前の20日21時の345K 等温位面渦位(図3)を見 ると、西方から九州に高渦位域の先端が接近してきている。 この高渦位域前面の上昇流により断熱冷却が起こり、大気中 層の気温が低下した。また高渦位域は図3の等値線で示して いるように600hPaより上空に乾燥域を引き連れており、こ の乾燥空気の流入により大雨が終焉した。この乾燥域の流入 はひまわり8号のバンド10(水蒸気画像)で確認できた。

この *T500* の低温さに関して、気象庁長期再解析データ (JRA-55)を用いて、気候値と比較してみた。気候値に見ら れる中国大陸上の暖気域が北に移動し、日本列島への張り出 しは弱く、九州上空の気温は気候値並であった。ただ九州北 部豪雨時のように、大雨時は通常、気候値より数℃高くなる ことを考慮すると、気候値並が特徴であったと言える。



図1 6月20日20時~21日5時の9時間積算降水量 分布. 解析雨量から作成.



図 2 20 日 22 時に長崎半島の南海上の高度 500m に パーセルを置いた後方流跡線解析. (a) 海面水温 (℃)分布、(b) 追跡気塊を含むコラムの高度 936m までの積算水蒸気量(可降水量). 局地解析から作成.



図 3 20日 21時の345K等温位面渦位(PVU、陰影、50km スケールで水平平均)分布、500hPaの湿度(%,等値線)分布と水平風ベクトル.メソ解析から作成.

「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」の発生要因について(その2) - 上空の環境場と豪雨発生との関係 -

*津口裕茂¹•加藤輝之¹•堀之内武²•北畠尚子³ (1:気象研究所予報研究部, 2:北海道大学•地球環境科学研究院, 3:気象大学校)

1. はじめに

2015年9月9日から11日にかけて発生した「平成27年9月 関東・東北豪雨」について、主に関東地方の豪雨を対象に、そ の発生要因の解析に取り組んでいる。前回(2016年度春季大会 B202)は、豪雨の発生要因の一つである大気下層における暖湿気 塊の流入とその形成プロセスについて報告した。今回は、上空 の環境場と豪雨発生との関係について報告する。

2. 上空の環境場と豪雨発生との関係

2.1 湿潤・乾燥空気の流入の影響

第1図に、豪雨の最盛期直前にあたる9日21時の500hPa面 における相対湿度・高度・風向風速の水平分布を示す.豪雨が 発生した関東地方付近は深いトラフと明瞭なリッジの間に位置 しており、30m/s以上の南風となっていた.また、相対湿度の水 平分布をみると、関東地方上空には幅 200km 以上の帯状の高湿 度域が南北方向にのびていた. 大気の中・上層が湿っているこ とは、豪雨をもたらす降水システムの形成にとって好条件であ ることが指摘されており(加藤 2016)、本事例もその条件を満た していた. 一方,帯状の高湿度域のすぐ西側には,相対湿度が 5% 以下の非常に乾燥した空気の流入がみられる. これほど乾燥し ていると、その領域では、積乱雲が発生したとしても雲粒がす ぐに蒸発してしまい、降水システムは形成され難い. 実際, 関 東地方に豪雨をもたらした降水システムの西端は、この乾燥域 の東端とよく一致していた、このことから、この乾燥空気の流 入が豪雨をもたらした降水システムの位置を決めるのに影響し ていた可能性がある.

2.2 渦位の変動(トラフの位置)と豪雨の発生場所との関係

関東地方の豪雨は、上空の深いトラフの前面に幅 100-200km、 長さ 500km 以上の降水システムが形成されたことでもたらされ た. この上空のトラフは、355K 等温位面上にみられる高渦位域 と良い一致をしていた. Horinouchi (2014)は、上空の渦位の変 動と大雨をもたらすような降水システムが形成される位置に密 接な関係があることを指摘している.本事例においてもそのよ うな関係があるかどうかを調べるために、気象庁の週間アンサ ンブル予報を用いて解析を行った. 上空の渦位の変動として 355K 等温位面上の1.5PVU 等値線に着目し、モデルで予想された 大雨域との位置関係をみた. 第2図に,6日21時を初期値とす る9日21時の予報結果の一例を示す.07pは、トラフの位置と 大雨域の位置が実況(気象庁メソ解析)にもっとも近かったメン バーである. 08p では、07p と比較してトラフが西に位置してお り、大雨域は近畿地方南部〜四国地方にみられる. 13p では、 07p・08p と比較してトラフがさらに西に位置しており、大雨域 は四国地方~九州地方にみられる.他のメンバーでも、トラフ と大雨域の位置はそれぞれ異なっていたが、トラフのすぐ前面 に大雨域が位置するという相対的な位置関係は同じであった.

以上のことから、本事例では、上空の渦位の変動にみられるト ラフの位置と大雨の発生位置に密接な関係があったことが示唆 される.ただし、上空の渦位の分布は、降水の影響(本事例の場 合は、特に台風第 18 号の動向)によってその分布が変化するこ とから、一方的な影響ではなく、相互的な影響を考慮する必要 がある.

3. 今後の課題

現時点では豪雨の発生要因を個々にみている状況であるが, 当然ながら、これらの要因は無関係で独立なわけではない. 今 後、それぞれの発生要因を統一的に解釈することが必要である.



第1図: 気象庁メソ解析による2015年9月9日21時の500hPa面におけ る相対湿度(%:陰影),高度(m:実線:60m間隔),同気圧面における風向風 速(ベクトル)を示す。



第2回: 2015年9月6日21時初期値の週間アンサンブル予報(27メンバー)による9日21時(FT=72h)の予報結果の一例(3メンバー分: 07p,08p, 13p).前12時間積算降水量(陰影),海面更正気圧(hPa:細実線:4hPa間隔), 355K 等温位面上の1.5PVU等値線(太実線)を示す.

夏季静穏時に甲府盆地で発達した対流性降水システムの出現に先立つ気象場の事例解析

*佐野 哲也(NICT), 大石 哲(神戸大学 RCUSS)

<u>1. はじめに</u>

盆地では、夏季の対流性降水の出現頻度が小さい (Kuwagata 1997,斎藤と木村 1998)。しかしながら、ひ とたび出現すると 1~2 時間で 30 mm 以上の降雨をもた らすことがある(佐野ほか 2014)。夏季の盆地で発達す る対流性降水システムの出現に先立つ気象場を知るこ とは、突然の局地的短時間大雨の形成の理解につながる。 本研究では、2014 年 7 月 25 日に甲府盆地上で出現した 対流性降水システム(以下、*CS*)の事例について、*CS* の 出現に先立つ盆地内の気象場を解析した。解析には、甲 府盆地内の地上気象(気象庁、NTT ドコモ環境センサー ネットワーク、山梨大学、10 分毎)、GNSS 可降水量(10 分毎)、山梨大学 X-MP レーダー(梨大レーダー、5 分毎) の各観測データ(図 1)、および気象庁発行の天気図と高 層気象観測(浜松、甲府盆地の南西)のデータを用いた。

2. 対流性降水システム(CS)の概要

09:00JST の地上天気図と高層天気図から、地上の総 観規模の擾乱や上空の寒気の流入は見られなかった(図 なし)。同時刻の浜松の高層気象観測から、対流有効位置 エネルギーは0Jkg⁻¹であり、風の鉛直シアは弱かった。 このような場において、甲府盆地の中央から東側の領域 にて、15:48 JST に CSが出現した。梨大レーダー観測 から、CS は 17:08 JST 頃まで維持し、その水平スケー ルは 10km 程度であったが、最大反射強度が 50 dBZ 以 上に達するまでに発達した(図 1)。

3. CS出現前の甲府盆地内の気象場の変化

図 2a は、13:40 JST の甲府盆地内の地上気象場を示 す。この時までに、盆地の中央部では気温が 36℃以上に 達し、水蒸気混合比は小さく、風向の定まらない弱風で あった。一方甲府盆地東西の両側では、水蒸気混合比は やや大きく、山岳域へ向かう弱い風が吹いていた。甲府 盆地内では熱的局地循環が発達し、山岳域への水蒸気輸 送に伴い盆地は高温かつ乾燥であった。

その後、15:20 JST までに、盆地の西側から中央にか けてではわずかな気温の低下と水蒸気混合比の増加を 伴った南南西~南南東風が発達した。一方東側でも、わ ずかな気温の低下と水蒸気混合比の増加を伴った南東 風が発達した(図 2b)。盆地内の地上では、盆地の外側か らの南よりの風に伴い、やや高温で湿潤な場となり、か つ水平収束の場となった。

盆地の中央域にあたる下今井(N)の相当温位の時間変 化を見ると、13:40 JST から 15:20 JST までに、361K から 372K まで増加した(図 3)。水蒸気混合比の増加に 伴って相当温位が大きくなったことが示唆される。近傍 の中道(G)での GNSS 可降水量を見ると、12:00 JST ま での減少、12:30 JST までの増加、14:20 JST までの微 増を経て、14:20 JST から 15:30 JST までに 44 mm か ら 54 mm へ急激に増加した。盆地内の大気の鉛直方向 への急激な加湿が示唆される。

<u>4. まとめ</u>

2014年7月25日に、静穏な大気場において、甲府盆 地上で対流性降水システム(CS)が出現した。CS出現前 の甲府盆地の気象場の解析から、甲府盆地内では、熱的 局地循環による弱風を伴った高温かつ乾燥した大気場 から、盆地外側からの南寄りの風の流入による水平収束 の形成と鉛直方向の加湿を伴ったやや高温かつ高湿な 大気場に変化した。甲府盆地の中央部では、条件付不安 定の強化、および下層の湿潤な大気の持ち上げの存在す る場となり、CSが出現しやすい場が形成したと考えら れる。またこのような場の形成は、CS出現の約2時間 前に始まっていた。これらは、時空間的に細かい、かつ 水蒸気の変動を含めた小スケールの気象観測が、突然の 局地的短時間大雨の形成の理解につながることを示唆 する。

謝辞:本研究は科学研究費助成事業(若手研究 B: 26750134)により支援されています.また、社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端現象に強い都市創り」(主幹:防災科学技術研究所)から一部支援を受けました.地上気象観測において、山梨大学の小林拓准教授と米山由紀氏にご協力いただきました。梨大レーダーは山梨大学 ICRE にて運用されています。







擬似温暖化実験による平成 26 年 8 月豪雨への気候変動影響の解析

*竹見 哲也 (京大防災研), 伊東瑠衣 (防災科研), 荒川 理 (筑波大)

1. はじめに

平成26年夏には、台風や前線の影響により全国各地で豪雨が頻発し(平成26年8月豪雨),広島での 土砂災害に見られるような甚大な災害も多発した. 全球気候予測実験によると、将来気候では梅雨明け が遅れるという指摘もあり、平成26年夏の状況は温 暖化気候での豪雨の特徴の一端を示したとも言える であろう.本研究では、擬似温暖化実験の手法を用 いて、気候変動の影響により平成26年8月豪雨級の 豪雨がどのように変化するかを領域気象モデルによ る1km格子数値シミュレーションにより調べた.

2. 数値シミュレーションの設定

WRF-ARW (version 3.3.1)を用いた.平成 26 年 8 月 豪雨の再現のため,JRA-55 を初期値・境界値に用い た.計算領域は,双方向ネストにより,北西太平洋 の大部分をカパーする第 1 領域(モデル上端高度: 30 hPa;格子点数:301×301×52;水平格子幅:9 km), 第 2 領域(601×703;3 km),西日本をカバーする第 3 領域(865×766;1 km)を設定した.主な物理過 程は Mori et al. (2014)と同様であるが,積雲過程に Kain-Fritschスキームを用いた.計算期間は,2014 年 7 月 28 日 00 UTC(第 3 領域は 7 月 30 日 00 UTC) から 9 月 1 日 00 UTC である(CNTL 実験).

気候変動の影響を調べるために,擬似温暖化実験 を行った.気象研究所 MRI-AGCM3.2 による現在気 候および将来気候の数値実験の結果を用いて,将来 気候の8月の月平均値から現在気候の8月の月平均 値の差分を求めた.この差分を JRA-55 に加算し, WRFモデルの初期値・境界値として与えた.差分に は、コントロール SST による GCM 実験のほか, Mizuta et al. (2014)による3通りの SST クラスター別 の GCM 実験について求めたものを用いた.各擬似 温暖化実験を PGW0, PGW1, PGW2, PGW3 とする.

また,平成26年8月の状況が温暖化した状況であったと仮定し,温暖化差分だけ大気が寒冷化した条件での豪雨特性を調べるため,擬似「寒冷化」実験(PGC0)も行った.

3. 結果

第3領域のうち陸上格子点での計算結果を解析対 象とした.図1は,格子点毎の計算期間の積算雨量 と時間雨量の頻度分布を示す.積算雨量については, 500 mmを超えたあたりから CNTL および PGC0 が 擬似温暖化実験よりも頻度が高くなっている.一方, 時間雨量については,おおよそ 50 mm h⁻¹を超えると 擬似温暖化実験のほうが高頻度となることが分かる. つまり図1は,温暖化条件では,一ヶ月単位での積 算雨量は減少するものの,時間単位での降水強度は 逆に強まる傾向にあることを示している.

この降水の変化傾向の原因を探るため、大気の環 境条件の違いを調べた.図2に、可降水量と対流圏 の気温減率の頻度分布を実験別に示す.擬似温暖化 条件において、可降水量は多く、気温減率は低いこ とが分かる.擬似寒冷化条件では、可降水量は低く、 気温減率は高めになる.相対湿度の違いを調べると、 擬似温暖化条件で高くなる傾向は認められないこと から、気温上昇に伴う水蒸気量の増加が、気温減率 の低下にも係わらず大気の不安定化に寄与し、結果 として降水量の増大に繋がったといえる.以上の特 徴は、メソ対流系の理想実験の結果(Takemi 2014) により説明することができる.



図1:平成26年8月豪雨の再現実験(CNTL)および擬 似温暖化実験(PG*)による陸上での期間積算雨量(上) および時間雨量(下)の頻度分布.



図 2:解析対象期間中の陸上での可降水量(上)お よび気温減率(下)の頻度分布.

謝辞

本研究は, 文科省気候変動リスク情報創生プログ ラムテーマ D・C の枠組みにより実施されました.

降水システム形成に寄与する渦位場の特徴 その2 廣川 康隆¹² 加藤 輝之² 津口 裕茂² (気象庁予報部,²気象研究所予報研究部)

目的

廣川ほか 2015)は、暖候期の降水システム形成時の渦位場に ついて、月 降水強度 総観場別の特徴を調べた.その結果、低 気圧 温暖前線を含む)の場合は正の渦位偏差に、停滞前線の 場合は負の渦位偏差にそれぞれ着目することが、降水システム発 達の診断には有効であることが分かった.これらの調査を基に、 降水システム発達に対する渦位の寄与をより具体的に診断できる 目安について考察することを本研究の目的とする。

解析手法

統計期間は2006~2014年の4~10月とし、水平格子間隔5km に統一した解析雨量 律口・加藤 2014)の3時間積算最大値 K3) から降水システムを強度別に分類 強:100mm 以上,並:50~ 100mm,弱 50mm未満)した.渦位場と下層水蒸気場は同期間の 気象庁メン解析を利用し、津口・加藤 2014)の定義から事例を総 観場別に分類した にこまでの手法は、廣川ほか 2015)と同様).

総観場の擾乱と降水システムとの関係を理解するために,事例 を降水システムとの相対位置 ①直上 総観場の擾乱と降水シス テムとの距離が約 50km 以内),②北西,③南西,④南東,⑤北 東:以後,単に相対位置)で分類する.たとえば低気圧の南東側 で降水システムが生じた場合,その相対位置は 北西」とする.ま た地域別 ①北日本,②東日本,③西日本,④南日本,⑤南西諸 島)にも分類した.低気圧 温暖前線を含む)の場合について,降 水強度 相対位置 地域別の出現頻度を第 1 図に示す.低気圧 や温暖前線による降水は北日本や東日本で多く,擾乱は降水シ ステムに対して南西に位置する場合が多い傾向が見られる。

以上の分類で抽出した事例を、降水システム内の最大降水量 格子点を中心とする空間 1500km の領域でコンポジット解析を行 い、環境場の特徴を調べた.なお明瞭な差異が無いことから、本 研究では月別には分類せず、4~10月の事例は同等に扱った.

環境場の特徴

総観場・地域・相対位置別に分類したコンポジットのうち,降水 強度別の分布に明瞭な差が確認できるものを降水システム発達 の診断に有効な指標」として抽出した.北東の相対位置の事例を 除く、北日本・東日本・西日本の低気圧 温暖前線を含む)の場合 と、西日本・南日本の停滞前線の場合の345K 等温位面渦位や 500m 高度の相当温位で有意な差が見られた 第2図).前者は 正の渦位偏差 第2図 a,b,c)が,後者は負の渦位偏差 第2図 d,e,f)がそれぞれ支配的であることは廣川ほか2015)と同じだが, 地域や相対位置で絞り込むことで降水強度別の差異はより明瞭と なった 500m 高度の相当温位 第2図 g,h,1)も同様).たとえば西 日本以北に影響する低気圧や温暖前線の場合,対象地域の北 西象限に大きな正の渦位偏差が広がり,下層に高相当温位が流 入することが降水システムの盛衰を診断する目安となり得る。

降水システム発達の診断

有効な指標と判断した,北日本 東日本 西日本の低気圧 温 暖前線を含む)の降水システムを対象に,客観的な診断を試み た.正の渦位偏差 345K等温位面渦位 PPV)の広がりと下層暖 湿気塊 500m高度相当温位 EPT)の流入に着目した,簡易な 診断である $EPT \ge 330K$ の条件の下, PPV $\ge 2PVU$ の分布が北 西象限 (辺 800km)の 30%以上に広がる場合を 強 X3 100mm 以上)」, PPV $\ge 1PVU$ の分布が北西象限の 50%以上に広がる場 合を 並 X3 50~100mm)」,それ以外を 弱 X3 50mm 未満)」と 降水強度をそれぞれ診断した.検証には2015年4~10月の解析 雨量と気象庁メツ解析を利用し、その結果を第1表に示す 括弧 内の数値は渦位場のみの診断結果).この診断では、降水システム 強」の的中率は25%と低く、空振 防時に多い.一方、渦位場 だけの診断では、強」の空振 りはさらに多く、的中率はより低くな る。これは降水システム発達の診断には渦位場の寄与だけでなく、 下層暖湿気塊の流入もあわせて確認することの重要性を示唆し ている。今回の診断法は簡易なため、良い結果は得られなかった が、閾値の変更や、渦位場の水平傾度や進行速度等を考慮する ことで、降水システム発達の診断は有効になり得ると考えられる。



第1図 低気圧 温暖前線を含む)の場合についての、降水強度 地 域 たから順に、北日本、東日本、西日本、南日本、南西諸島)別 の出現頻度、ヒストグラムの配色は降水強度 \$T 強、M0 述、 WE 弱)を、各地域のヒストグラムは相対位置 たから順に、①直 上、②北西、③南西、④南東、⑤北東)別の出現頻度を示す。



- 第2図 最大降水量格子点を中心に空間 1500km でコンポジットした, 降水システム形成直前の北日本 東日本 西日本の低気圧 温暖前 線を含む)の場合の345K 等温位面渦位偏差 & b.c. と500m 高度相 当温位と水平風 (s.h.), 西日本 南日本の停滞前線の場合の345K 温位面渦位偏差 (s.e.f)の降水強度別分布 強 (d.g), 並 (s.e.h),弱 (f.f.)). 北東の相対位置を除く事例の平均。
- 第1表 2015年4~10月における,正の渦位偏差と下層水蒸気場 から客観的に降水システムの発達を診断した検証結果,括弧内 の数値は渦位場だけから診断した結果を示す。

		的中	空振り	見逃し	的中率(%)				
低	強 (100m m 以上)	105 (119)	210 (532)	102 (102)	25.2 (15.8)				
気	並 (50~100m m)	16 (26)	14 (79)	308 (311)	4.7 (6.3)				
圧	弱 (50m m 未満)	769 (432)	0 (0)	369 (292)	67.6 (59.7)				

CRAFT を用いた氷晶核の数濃度の計測:コロラド高原での事例

*當房 豊, 植竹 淳(国立極地研究所)

Kaitlyn J. Suski, Gregory P. Schill, Thomas C. J. Hill, Paul J. DeMott (コロラド州立大学)

1. はじめに

大気中で氷晶核として働くエアロゾル粒子の数濃度は、 場所や時期,温度などによって,非常に幅広い変動を示す. 氷晶核の計測には,氷晶核計や雲生成チャンバーなどが使 われてきている.しかし,これらの計測機器では,数濃度 が各機器の検出限界(約1L⁻¹)を上回っていないと,氷 晶核を検出することができない.その他の手法としては、 微粒子を含んだ水滴をコールドステージ上で冷やすこと により,対象とする微粒子の氷核活性を調べる方法(水滴 凍結法)が使われてきている.水滴凍結法では,水滴中の 微粒子の数濃度を濃縮した状態での凍結実験ができるこ とから,極微量に含まれる氷晶核の検出にも使えるという 利点がある.ただし,従来の水滴凍結法は,不純物を含ん でいないはずの純水滴でも,理論値よりもかなり高い温度 (約-25℃~-15℃)で凍結し始めてしまうという技術的 な問題を抱えていた.

一方,新たに開発した国立極地研究所の水滴凍結実験用 の装置(CRAFT: Cryogenic Refrigerator Applied to Freezing Test)では、この問題が大幅に改善されており、標準鉱物 試料や生物試料を用いた実験では、約−30℃~0℃という 幅広い温度範囲で、それらの氷核活性を調べられることを 確認してきている.本発表では、CRAFTを用いて行った 実際の大気中での氷晶核の数濃度の計測に関して、2016 年5月のコロラド高原での事例を紹介する.

2. 実験方法

氷晶核計測用のエアロゾル粒子の採取は、2016 年 5 月
にコロラド高原の位置するユタ州の Canyonlands Research
Center (CRC)付近の乾燥地 (38.1378°N, 109.6229°W:
図 1)およびコロラド州の Colorado State University (CSU)
の Foothills campus の敷地内(40.5882°N, 105.1477°W)に
て、2回ずつ実施した.粒子はニュークリポアフィルター
(直径 47 mm, 孔径 0.2 µm)上に約 3600 L 分を捕集した.
それと同時に、CSUの氷晶核計(CFDC: Continuous Flow
Diffusion Chamber)による氷晶核計測も実施した.

フィルター上に捕集された粒子は、純水(Milli-Q)中に 抽出し、その懸濁液より5µLの水滴を作成した.水滴は 疎水性油脂を表面に塗ってあるステージ上に並べて、 CRAFTを用いて1℃/minで冷却し、各温度にて凍結した



図2 CRC および Colorado State University (CSU) で計測され た氷晶核の数濃度 (CRAFT を用いた実験より算出).

水滴の割合を計数した. さらに,一定の倍率に希釈された 懸濁液でも同様の実験を行い,それによって得られた結果 を元に,大気中における氷晶核の数濃度を算出した.

3. 結果

CRAFTを用いた水滴凍結実験によって算出された CRC および CSU での氷晶核の数濃度を図2に示す.ここに例 示してあるように, CRAFTを用いた場合,氷晶核計や雲 生成チャンバーの検出限界(約1 L⁻¹)を大きく下回るよ うな数濃度であっても,氷晶核の計測が可能である.CRC と CSU での観測結果を比較すると,約-20℃以下の温度 域では,計測値がほぼ一致している.一方,それよりも高 い温度域では,CRC よりも周囲の植生が豊富な CSU での 計測値の方が高い値を示すことが確認された.

さらに本発表の中では、CFDC によって同時に計測され た氷晶核の数濃度との比較の結果なども報告することを 予定している.

謝辞

本研究は, JSPS 科研費 15K13570, 16H06020 の助成を 受けて実施したものである.

鉱物ダスト粒子氷晶核能の温度依存性(その2)

*田尻 拓也 (気象研)·村上 正隆 (名大宇地研)

1. はじめに

鉱物ダスト標準粒子である Illite NX (Arginotec, NX Nanopowder)を用いて、再現性の ある粒子発生方法(RBG-1000, PALAS)によりエ アロゾル化し、雲生成チェンバーにより断熱膨張 過程を制御した状態でIllite粒子の氷晶核(IN) としての働きを検出し、その温度依存性に関する 解析を進めている。

比較的取扱いの容易な特定粒子を用いた室内 実験から、エアロゾル粒子の氷晶核能を定量化す る解析手法を確立し、実験データの解析精度を高 め、より複雑な外部混合・内部混合状態を模した 実験へと解析手法の適用範囲を拡張し、更には、 大気中で優位に IN として働く多様なエアロゾル 種の IN 能の定式化を目指している。

2. 内部凍結核として働く粒子

近年の純粋な鉱物ダスト標準粒子を用いた室 内実験から、Illite 粒子は-15℃以下で IN として 働くことが示されている。一方、不溶性ではある が、比較的大きな粒子であるため雲生成過程にお いて雲核 (CCN) としても働くことが示唆されてい る。このため、ダスト粒子の氷晶発生過程への関 与を定量的に評価するには、雲粒生成の後、温度 低下に伴って水滴の凍結を促進させるメカニズ ム (内部凍結核) について着目する必要がある。

雲生成チェンバー実験結果より、エアロゾル粒 子が雲粒凍結に関与する過程を精確に取り扱う には、気温低下に伴う氷晶数濃度の増加を把握す るだけではなく、氷晶発生に関与した Illite 粒 子を適切に選別しなければならない。雲粒凍結実 験において、Active な粒子はまず CCN として働き 雲粒を形成する。実験初期状態でチェンバー内に 存在した Illite 粒子のうち、雲生成段階におい ては、より大きな乾燥粒径を持つものから CCN 活 性する。また、生成された雲粒および氷晶は、そ のサイズに応じて時間と共にチェンバー底面へ と落下する。これらの影響を考慮し、実験開始後 に底面へ落下した Illite 粒子の割合を求めたも のを図1に示す。この事例では、実験を通じて2 割弱の Illite が雲粒子(ほとんどが雲粒)の成 長に伴って落下したと見積もられた。従って、実 験時間経過と共に、より大きな Illite 粒子はチ ェンバー空間から除去され、残った粒子のみが以 降の氷晶発生に関与する。

3. IN 能の温度依存性の定量化

エアロゾル粒子の内部凍結核能を簡便に知る には、CN 数濃度に対する氷晶数の活性化比 (Activated Fraction; AF)を示せば良いが、CN の中には実験条件次第でCCN活性化できない粒子 が存在するため、生成した雲粒数濃度に対するAF を評価する方がより現実的である。このことによ り、CN に対し雲粒数濃度が少ない事例でAF が向 上したが、チャンバー空間に残って氷晶発生に関 与する Illite 粒子の乾燥粒径分布の時間変化に ついて考慮していない点で改善の余地があった。 一方、IN 能の定式化アプローチとしては、INAS (乾燥粒子総表面積当たりの IN active site 数) 密度が有望であり、その評価には乾燥粒子サイズ の情報が必要である。従来の解析では、この乾燥 粒子の数平均サイズを雲生成実験中は固定とし ていたが、雲粒子の落下による Illite 粒子の除 去の影響を加味して、INAS の評価を試みた。定性 的には AF が一定ならば、乾燥粒子の平均サイズ が大きい時(雲粒生成初期)には INAS 密度は相 対的に低く、平均サイズが小さくなると INAS 密 度は高くなる。結果、気温-23℃以上の比較的高 い温度域では先行研究との差が大きいものの、よ り低い温度ではほぼ一致した(図2)。また、温 度依存性は K-feldspar に近い傾きを示した。



4. 今後の予定

雲生成条件の異なる複数事例を解析し、事例蓄 積を増やすことにより、鉱物ダスト標準粒子に関 する IN 能定式化パラメータとしての INAS 密度の 温度依存性の解析精度を高めて行く予定である。 また、先行研究との比較を進め、解析手法を確立 し、現実的な雲生成過程中における内部凍結核能 の定式化を進めて行きたい。

東海地方における対流性降水域にみられた霰領域と上昇流統計値の関係

*大瀧 莞司^{1,2}, 篠田 太郎², 勝野 継太², 纐纈 丈晴², 坪木 和久² (1:名古屋大学大学院 環境学研究科 2:名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

った。

<u>1. はじめに</u>

大粒径の霰粒子が融解し、大粒の雨となって地上 に到達することで、局地的な強雨が観測されること がある(Morotomi et al. 2012)。一般的に、大粒径の 霰が形成されるためには対流域における強い上昇流 が必要であると考えられるが、対流性降水域におけ る霰粒子の分布と上昇気流との関係については、ま だ十分に理解されていない。現在、複数のドップラ ーレーダーを用いて、降水域内部の3次元気流場を 解析することができる一方、偏波レーダーの導入に よって、降水粒子の3次元分布を推定できる粒子判 別法も開発されている。

本研究では、複数のXバンド偏波レーダーを用いて、両手法を組み合わせることで、東海地方における対流性降水域にみられる霰領域と上昇気流との関係性について調べた。

2. 使用データ&解析手法

国土交通省が運用している3台のXバンド偏波レ ーダー(安城、尾西、鈴鹿)を使用する。取得パラメー タは、反射強度、ドップラー速度、反射因子差、偏 波間位相差変化率、そして偏波間相関係数である。 これを水平分解能 0.5 km、鉛直分解能 0.25 km、時 間分解能5分の直交座標系のデータに変換した。本 研究では、降水域における3次元気流場を調べるた めに、デュアルドップラー解析(Shimizu and Maesaka 2007)を用いた。また Kouketsu et al. (2015)の粒子判別法を参考にして、霰領域の3次元 分布を調べた。降水粒子分布の検討を行った結果、 霰領域が高度 12 km 付近にまで伸びていた霰の多 い事例(2013年9月4日)と、融解層付近にのみ霰 領域が存在した霰の少ない事例(2014年9月25日) の2事例の比較を行うこととした。対流性降水域を 解析対象とするために、以下の3つの条件を満たし た鉛直格子列に対して解析を行った(①反射強度と 鉛直流の両者の解析値が存在する、 ②高度 2 km に おける反射強度が 30 dBZ を超えていること、 ③Bright Band Fraction (BBF)法によって層状性降 水の特徴であるブライトバンドを含まない鉛直格子 列を抽出する)。また融解層高度は両事例ともに5 km である。

3. 結果と考察

各事例に対して上昇気流のピーク時間(霰の多い 事例は14時20分(日本時)、霰の少ない事例は02時 25分)を基準として全5スナップショットを積算し 2.名占屋大子 手由地球環境研究所) た。鉛直流の頻度分布を調べたところ、霰の形成に 寄与すると考えられる融解層より下層の上昇気流に おいて中央値では両者の差が見られない(図 1)。しか し、強い上昇気流では、両者の間で顕著な違いが現 れている(図 2)。霰の多い事例では、融解層よりも下 層で上昇流の 99th、95th、90thの差が大きい。また上

これは霰の多い事例では、融解層より下層で、凝 結加熱による上昇気流の加速がより強く働いていた ためであると考えられる。一方、融解層よりも上層 においては上昇気流の上位パーセンタイル値は一定、 もしくは高度とともに減少している。この原因とし て、融解層より上層に存在する霰の荷重による負の 浮力の効果であると考えられる。

昇気流の 99th の方が 90th よりも両者の差が大きか



図 1:鉛直流に対する高度別の頻度分布。陰影は各 高度における頻度を示している。図中の白実線は中 央値を示し、黒実線は各高度における条件を満たし た格子数を示す。左が霰の多い事例、右が霰の少な い事例。





図 2:強い上昇気流のパーセンタイル値の鉛直プロ ファイル。それぞれ、99th(破線)、95th(実線)、90th (一点鎖線)を示す。霰の多い事例は黒線で、霰の少な い事例は灰色線で示されている。

空気模様を作る雪の結晶成長

山下 晃

1. はじめに

角板の柱面は空気模様を作りながら成長する¹. 今回は、ベントレーの写真集²に掲載された角板 等の解析結果を発表する.「天から送られた手紙」 に記録された暗号に相当する模様の発見と解読 の試みである.

2. 大きな空気模様と環状空気模様

解析対象の空気模様の例を図1と図2に挙げる.



図1 大きな空気模様. 掲載ページ²は, 順に, 47; 26; 25; 27; 33; 48; 24.



図2 環状空気模様.掲載ページ²は、49;80. これらの空気模様の形成時を推定すると,次の ような共通の特徴がある.それを示すのが図1の (g)に記入した矢印で,空気模様の柱面上の開口部 には「①形成開始直後には白抜き矢印が示す a 軸 から離れる移動があり、②完成直前には黒矢印が 示す a 軸に近づく移動がある」ことを表している. これらの移動は、図3のdの値が、①で増加し、 ②で減少することに対応する.なお、①と②の 特徴は大きな空気模様と環状空気模様の大多数 に見られ、逆向きの移動は全く見出すことができ ない.また、環状空気模様では、隣り合う2つの 柱面の①と①に続く変化によりヘッドマークが 誕生する.



図3空気模様形成時の柱面上の開口部. so (side opening) は大きさと位置が変動する. co は center opening.

3. 拡散過程及び隣接面過程(AFP)の役割

角板の柱面は、中央部分だけではなく図3では so とした両端に近いところでも頻繁に空気を取 り込んで成長する.これら(so)の位置への水分 子の供給が極小になる可能性があるのは、2種類 の水分子供給がある場合である.

柱面へ向かう水分子の流れを考察した図 4 では、(c)がこの事実をよく説明する場合で、長円印の記入があるところが水分子の届き難いところになり、図3の so としたところと一致する.このように、空気模様形成の説明は、拡散過程に加えて底面からの隣接面過程(以下 AFP とする)が実際に関わっていることを考慮して初めて可能になる.



図4 柱面への水分子供給模式図.(a)拡散過 程,(b)AFP,(c)拡散過程+AFP.(AFPを 説明するため,最上部に底面上の水分子密 度に勾配があることを covellite 劈開面を用 いた 1960 年代の実験を参考に描いている.)

ここで2.の①とAFPとの関係を考察する.大 きな空気模様の形成は,成長中の角板の柱面が過 飽和度の増加とその後の減少の影響を受けたこ とに対応している.過飽和度増があった場合,新 しい過飽和度の下では,拡散過程による水分子供 給は連動して増えるが,AFPによる水分子供給 は,底面上の水分子密度分布が一定時間後に新 しい平衡状態に達して初めて定常状態に達する. この一定時間が無視できないとき,柱面上では拡 散過程だけが先に変化する(図5(a)の下段の)状 態が存在することになり,空気模様に①の移動が あることを説明できる.(②については省略)



 図 5 柱面へ水分子を供給する拡散過程と AFP. (a)と(b)は、それぞれ、過飽和度の 増と減の直後の柱面上の変化.

参考文献

- 1) 山下晃, 2016: 雪結晶が作る空気模様.天気, 63.
- Bentley, W.A. and W.J. Humphreys, 1931: Snow Crystals. Republished by Dover Pub., Inc. in 1962.

積雲内における雲粒子の成長

齋藤泉·後藤俊幸·永井一輝(名工大院工)

1. はじめに

雲内における雲粒子から雨粒子への成長過程の定量的な理解は、気象モデルの精緻化のために不可欠な問題である.この成長過程は、気体・液体・固体が様々な時空間スケール(数μm~数百 m,数 ms~数十分)に亘り相互作用する複雑なものであり、気象モデルではパラメタリゼーションによってその効果が取り入れられている.

近年,発達した計算機資源を利用して,雲乱流中の雲粒子 の成長を物理法則に従って第一原理的に計算することで,雲 微物理過程についての多くの知見が得られている(例えば乱 流中のエアロゾル,微小水滴の輸送,これらの粒子の空間分 布(濃淡)に対する粒子慣性の効果,粒子間衝突への乱流揺ら ぎの効果など).しかしながら,これらの研究の多くは個別要 素的なものであり,雲粒子から雨粒子形成に至る過程全体の 視点からの研究は,その数値計算上・計算機資源上の困難の ためにほとんど行われていない.

Gotoh et al. (2016)[1](以下 GSS16)は、上記の雲微物理 過程を総合的に、かつ可能な限り第一原理に忠実に計算する 枠組として、「雲マイクロ物理シミュレータ」と呼ばれるモ デルを提案した.このモデルは、雲内を移動する小さな領域 を考え、その領域内の速度場、温度場、水蒸気場、水滴の運動 を直接計算することで、雲粒子が乱流的な流れ場の中で凝結・ 衝突・併合等によって成長する過程を再現する.GSS16は、 雲マイクロシミュレータを単純なパーセルモデルと結合し、 乱流内における雲粒子の凝結過程のみによる成長を、長期間 (~20分)に亘ってシミュレートすることに成功した.本研究 では衝突過程を導入した結果について報告する.

2. 雲マイクロ物理シミュレータの概要

支配方程式系は,GSS16 で用いたものと基本的に同じであ り, Vaillancourt *et al.* (2001)[2] で用いられた乱流中の雲微 物理過程の定式化を土台としている.

雲中を上昇する小さなパーセルを想定し、周期境界の立方体領域を考える.立方体領域内で解かれる発展方程式は、流体部分(大気)と粒子部分(水滴)に分けられる.流体部分において、速度場は Navier-Stokes 方程式(Boussinesq 近似)に、 温度場と水蒸気場は移流拡散方程式に支配される.温度場と水蒸気場は、浮力を通じて速度場に影響を与える.一方で粒子部分においては、各粒子の Lagrange 的な時間発展を記述する運動方程式が解かれる.粒子の形状は球形で近似され、 質点として扱われている.各粒子は、周囲の流体との相対的な速度から受ける流体抵抗と重力を受け、周囲の過飽和度に応じて進行する凝結/蒸発過程を通じて、水蒸気場と質量を交換する.またこの際に交換される潜熱は、温度場と浮力に影響を与える.ただし、凝結・核生成による新たな雲粒の導入は考慮されていない.

以下の手順で衝突の検出を行った.二体衝突のみを考慮し, 各時間ステップ内での二粒子の軌跡の最短距離が,二粒子の 半径の和以下であれば衝突とみなした.ただし各粒子の半径 は凝結によって変化するので,粒子が各時間ステップの始め に持つ半径の値を用いた.本研究では単純化のために,衝突・ 併合効率を1とした.即ち,衝突した二粒子は必ず併合する. 効率的な衝突判定のために, cell-index 法を用いた.

以上に説明した内部システムを持つパーセルは,指定され た環境場(温度・水蒸気プロファイル)の中を,内部の流体の 平均鉛直速度がゼロになるように上昇する.

3. シミュレーション結果と考察

上記の雲マイクロ物理シミュレータを,速度場を3次元ス ペクトル法,温度場と水蒸気場を結合8次コンパクト有限差 分法で解くハイブリッド手法を用いて時間積分した.立方 体領域の一辺の長さを51.2cmとし,格子点数512,粒子数 $2^{24} ~ 1.6 \times 10^7$ 個 (数密度125 /cm³),粒子の初期分布の ピークを約10 μ mとした.速度場にはエネルギー散逸率がお よそ100 cm²/s³ となるランダムな強制を加えた (Taylor 長 Reynolds 数~135). GSS16 と同様に,パーセルの初期温度 を環境場よりも (0.25 度) 高くし,上昇するパーセルの時間 発展を調べた.

初期温度の正偏差および凝結過程の進行による潜熱の開放 による浮力を得て、パーセルは初期の高度 (500m) から 1km 程度,最大上昇速度 6m/s 程度で上昇した。図1は、この間の 粒子の質量分布の時間発展を示している. 凝結過程の進行に より、まず水滴(粒子)の総質量が増加するとともに、平均半 径も増加する.また凝結による成長の特徴として、粒子半径 の成長率が自身に反比例するために、時間とともに分布の広 がりは狭くなる (図, 初期~7分).水滴の平均半径が 20µm に近くなる頃 (~6分)から衝突過程が顕著になり始め、分布 の右側の裾が広がる (図, 5~7分). この分布の広がりは, 主 に同程度の半径を持つ粒子同士の衝突・併合により生じたも ので、いわゆる「auto-conversion」の段階に対応する.時間 が更に進むと、分布の右側の第二のピークが明確に確認でき るようになる (図,7~8.5分). 第二のピークの成長と共に、凝 結によって成長してきた第一 (左側) のピークは減少する. こ れはいわゆる「accretion」の段階に対応する.

以上より,雨粒形成の初期段階を定性的に再現することに 成功した.ただし,8分強という短い時間でこれらの過程が 進行したのは,衝突・併合効率をいずれも1と,過大評価して いるためである.より正確な再現のためには,衝突過程に対 する流体力学的相互作用の影響などを考慮する必要がある.

参考文献

- Gotoh T, Suehiro T and Saito I 2016 New Journal of Physics 18 043042
- [2] Vaillancourt P A, Yau M K and Grabowski W W 2001 J. Atmos. Sci. 58 1945–1964



図1 水滴の質量分布の時間発展. 横軸は水滴の半径 (cm). 長 点線は平均半径, 一点鎖線は質量で重み付けされた平均半径.

東京スカイツリーで観測された下層雲の雲粒粒径の特徴

* 三隅良平¹・宇治靖¹・三浦和彦²・岩本洋子²・當房豊³・植竹淳³・前坂剛¹・岩波越¹ 1:防災科学技術研究所 2:東京理科大学 3:国立極地研究所

1. はじめに

雲粒の粒径分布や数濃度は、雲の降水効率や放射特性 に強く影響することが知られている。人口密集地帯であ る東京では雲凝結核が多く、数濃度の大きな雲が形成さ れていると想像されるが、東京において雲粒粒径を測定 した研究はほとんどない。本講演では東京スカイツリー を活用し、下層雲の雲粒粒径を測定した結果を報告する。

2. 観測の概要

防災科学技術研究所、東京理科大学、国立極地研究所 が共同で、東京スカイツリーの高度 458m 地点に表1のよ うな測器を設置し、2016 年6月から観測を開始した。東 京スカイツリーの南方約15kmにはKaバンドレーダが設 置されており、約3分間隔で東京スカイツリー周辺をPPI およびRHIスキャンで観測している。

3. 事例の抽出

今回は直径 50µm 以下の雲粒で構成されている下層雲 を対象とした。ドリズルを含んだ下層雲を対象から除く ため、Ka バンドレーダで観測されたレーダ反射強度が -25dBZ 未満の雲を抽出した。この閾値は、直径 50µm 以 上の雲粒の数濃度が 0.2 個/cm³ 未満であることに相当す る。解析事例は 6/6 2:30-4:00、6/13 4:00-5:00、6/20 7:15-7:45、 6/22 4:00-6:30 の4事例で、1分平均したデータから各種 の量を求めた。

4. 解析および結果

測定された雲水量 (*LWC*) と、雲粒数濃度(N_c)、平均直 径(D_a)、平均直径まわりの標準偏差 (σ_v)、有効直径(D_c)、 レーダ反射強度(dBZ)の関係を図1に示す。雲粒数濃度は 最大867個/cm³に達するが、全体を平均すると214個/cm³ (標準偏差142個/cm³)である。*LWC*とdBZの間に強い 相関は見られないが、0次、3次、6次のモーメントの間 に

$$\frac{M_6}{M_0} = k(\frac{M_3}{M_0})^2$$

の関係がみられる(図 1(f))。なおn次のモーメントは、 N(D)を粒径分布関数とするとき、

$$M_n = \int_0^\infty D^n N(D) dD$$

で定義される。

表1.設置した測器

測器名	測定範囲	粒径ビンの数
Fog Monitor	2 - 50 μm	30
MPS	50 - 3200 μm	62
CCN Counter	0.75 - 10 μm	20
	(過飽和後)	
SMPS	0.01 - 0.487 µm	54
OPC	0.3 - 5 μm	5
エアロゾルサンプラー		

謝辞:本研究一部は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施されました。



図1. 雲水量(LWC)と(a) N_c 、(b) D_a 、(c) σ_v 、(d) D_e 、(e)dBZの関係、および(f) $(M_3/M_0)^2 \ge M_6/M_0$ の関係。

TOGA-COARE 実験から得られる統計的雲構造

馬場 雄也 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

積雲対流スキームの近年の開発では、計算格子 では解像できない雲構造をより詳細に与える方法 により、雲の特性・挙動の再現性向上を目指すモ デリングが進められている。しかしながら、雲構 造を与えるための浮力、エントレインメント、デ トレインメントの関係式は短期的な雲解像モデル ランに基づくものが多く、また対流の深さに導き 出された方程式のパラメータが依存しており、普 遍的なモデルを導出することができていない。こ れには雲構造には時間、空間的にばらつきがあり、 統計的な情報が不足していることに原因があると 考えられる。著者はこの点に着目し、これまでに 放射対流平衡実験を実施し、統計的な雲構造を抽 出し、積雲対流スキームへ取り込みモデリング手 法を模索してきた。本研究ではこれまでの試みを さらに発展させ、より現実的な条件で統計的な雲 構造を抽出し、積雲対流スキームへ取り込み雲構 造のモデリング手法を確立することを目的とした。 統計的な雲構造を抽出する雲解像モデルランとし て、観測データとの比較が容易でかつ比較的長期 間の積分が必要な TOGA-COARE 実験に着目した。

2.実験設定および結果

基本的な実験設定は先行研究⁽¹⁾に従う。初期化、 大規模強制力、および湿度のナッジングには再解 析データセット⁽²⁾を用いた。積分時間は 1992 年 11 月1日からの3か月間としている。簡単のため、 雲解像モデルは Baba (2015)で用いたモデルの雲 微物理⁽³⁾を3クラス微物理⁽⁴⁾に置き換えたものを 使用した。

図1に実験から得られた外向き長波放射の観測 データとの比較を示す。3か月の積分期間の間中、 外向き長波放射は観測データとよい一致を示して おり、モデルが観測期間中の雲の振る舞いを再現 できていることを示している。このときに得られ た雲解像モデルの各種物理量を用いて、浮力、エ ントレインメント、デトレインメントに着目して 雲構造を抽出した(図2)。浮力との比較のため、 雲内部の運動量保存式に現れる項と一致するよう、 エントレインメント・デトレインメントには上昇 速度の2乗を乗じて比較してある。浮力のピーク 高度はエントレインメント、デトレインメントの ピーク高度の中間に位置し、大きさは相対的なオ ーダーとして O(10¹)程度となることが分かった。 これは既往研究およびこれまでの検討結果と整合 している。また、雲頂付近ではエントレインメン トは減少するため、雲が浮力を失う効果はデトレ インメントによる効果が支配的になる傾向も同じ である。ただし、関係式は理想的な放射対流平衡 の条件で抽出したこれまでの式とは異なり、係数 の修正が必要となることが分かった。



図1:TOGA-COARE 実験で得られた外向き長 波放射と観測データとの 90 日間の比較。



図2:(a)浅い積雲対流および(b)深い積雲対流 における浮力、エントレインメント、デトレ インメントの鉛直分布比較(浮力には O(10⁻¹) の係数を乗じている)。

3. まとめ

雲解像モデルを用いた TOGA-COARE 実験を行 い、対流性雲の雲構造を統計的に解析した。得ら れた知見は次のとおりである。(1) 雲底付近でエ ントレインメントが支配的で、雲頂付近でデトレ インメントが支配的になる傾向は系が違っても変 わらない、(2) エントレインメントと浮力は積雲 対流中で単純な比例関係になっておらず、デトレ インメントを考慮したモデル化が必要である。(3) 浮力、エントレインメント、デトレインメントの 関係式中の係数は理想的な系から導いた係数とは 異なる結果となり、修正が必要と考えられる。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 16K05559 の助成、およ び名古屋大学 HPC 計算科学連携研究プロジェク トの支援によるものである。

参考文献

- (1) Wu, X. et al., J. Atmos. Sci., Vol.55 (1998), 2693-2714.
- (2) Ciesielski, P. E. et al., J. Clim., Vol.16 (2003), 2370-2384.
- (3) Baba, Y., Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Vol.141 (2015), 114-127.
- (4) Grabowski, W. W., J. Atmos. Sci., Vol.55 (1998), 3283-3298.

新人工降雨システムの地球温暖化への効果

村上 英世 (いいエコ研究所)

住所: 福岡市地行 4-2-4-1, E メイル: muroku@oregano.ocn.ne.jp

1. <u>はじめに</u>

COP21 は、地球温暖化の目標値を産業革命以 前の平均温度に比較して、2℃の増加と決定した。 この目標を実現するには、CO2を含むグリーンガ スの大気濃度を 450PPM 以下にする必要がある。 一方、CO2の増加実績をこのまま続けると、今後 10 年でその限界値を超える見込みである。CO2大 気濃度を実用的で有効に減少させるシステムは、 確立していない。従って、今後数十年に渡って、 2℃の増加した状態のままになる可能性が高い。

2. 新人工降雨システム

新人工降雨システムは、既に提案されている(1)。 このシステムは、図1に示すように、水上に浮遊 した平坦で、黒色の上表面を持つ浮きで構成され ている。この黒色の表面で太陽光を受けて、熱エ ネルギーに変換して、周囲の水上の水蒸気を含む 大気を太陽光エネルギーを用いて収集・加熱して、 周囲の大気より高温にして高高度に上昇させる。 図2に示すように、上空に上った水蒸気は冷やさ れて潜熱を放出して水滴・雲になり、上空の風に 乗せて降水予定地で、シーディング等が適用され て雨になる。

3. 地球温暖化への効果

低緯度の地域に新人工降雨システムを設置し た場合、1 平方メータのシステムで受光できる太 陽光エネルギーIo は約 1kW m⁻²(=3.6×10⁶ J m⁻²) である。この Io で、水蒸気を含む水上の周囲の大 気を加熱した場合、1000kgの大気の温度が I₀/Ka(=3.6 ℃ h⁻¹ kg⁻¹)上昇する(Ka は大気の比 熱容量とする, Ka =1030 J kg-1 K-1)。この周囲の 1kgの大気は、夏には約30℃で、飽和水蒸気量に 近い水蒸気を含んでおり、約20g kg⁻¹の水蒸気を 含んでいると仮定する。約20gkg⁻¹の水蒸気を含 んだ大気が上昇し他場合、その場所に、水上には 少量の水蒸気を含んだ大気が上空から占有して、 水面から水蒸気を発生させて再度約 20g kg⁻¹の水 蒸気を含む大気となる。この時に、約20g kg-1の 水蒸気を発生させるための潜熱が、水面周囲から 奪わられて、水面周囲がその分冷却されることに なる。

一方、1000kg の 3.6℃加熱された大気は、20kg 水蒸気を含んでいる。水蒸気 20kg の潜熱(=20× 630=12600 Wh)が高高度で放出され、その中の約 半分の 6300 Wh が上方向(宇宙)に、残りの 6300 Wh は下方向(地上)に放出されるとする。

この場合、1平方メータのシステムは、太陽光エ

ネルギー1kW を用いて、1 時間当たり約 6.3kWh の熱エネルギーを宇宙に放出している。つまり、 地球は、1 平方メータのシステムによって、1 時 間当たり約 6.3 kWh m⁻² 冷却できる。

4. <u>考察と結論</u>

新人工降雨システムは、運用にガソリン等の CO₂を放出するエネルギー源や運用エネルギー コストを必要とせず、十分な太陽光を必要とする のみである。従って、エコで経済的なシステムで ある。

本システムは、人口降雨を実現するのみではな く、水上の水蒸気を含む大気を上昇させて雲に変 換することで、本システムは1平方メータ当たり、 1時間当たり約 6.3kWh の熱エネルギーを宇宙に 放出して、地球の冷却を可能としている。

また、本文では、本システムの原理的な概要を 述べているが、大規模な実験による動作確認を必 要とする。更に、地球温暖化防止の総合的な計画 作成が今後の課題である。

参考文献

 Murakami H., Using Vapor Generation Equipment to Create Artificial Rain, J. Basic Appl. Sciences, 2013, Vol. 9, pp.615-624



Figure 1 A structure of An Artificial Rain System



Figure 2 Vapor Stream and An Artificial Rain System

気象衛星ひまわり8号から算出される大気追跡風の 現業数値予報システムにおける利用開始

山下 浩史(気象庁予報部数値予報課),岡本 幸三(気象庁気象研究所)

1. はじめに

2015年7月7日からひまわり8号の運用が開始された。ひ まわり8号は,水平解像度の強化,高頻度化(撮像時間間 隔:10分)により観測機能が向上し,同時に大気追跡風 (AMV)の算出においても雲移動量や雲高度の推定処理 が高度化され,算出数が大幅に増加した。2016年3月17日 から全球・メソ・局地の各現業数値予報(NWP)システ ムにおいてもひまわり7号から同8号のAMVへ切り替えて の利用を開始した。

本報告では、ひまわり8号のAMVの品質調査の結果及び 品質管理(QC)の改良,並びに、全球NWPシステムを用い たインパクト調査の結果について報告する。

2 ひまわり8 号 AMV の品質と特徴

2015年2月5日から3月20日にかけて,ひまわり7号 AMVと比較する形で全球 NWPシステムを使った風速 D 値(観測値と第一推定値の差)統計調査を行った。各 AMV については品質指標(Quality Indicator :QI)値が60以 上のものを使用した。風速 D値のヒストグラムはひまわ り7号 AMVと同様にガウス分布をなし,標準偏差(STD) はひまわり7号に比べて0.5m/s程度小さく,バイアスも改 善していることを確認した。また,データ分布についても AMVの算出手法の高度化により,ひまわり7号 AMV比で 改善した(図1)。

3. ひまわり8 号 AMV のための QC の改良

主に以下の4つの点について改良を行った。

- QI 閾値の見直し
- 陸上の 700hPa から下層の赤外・可視画像から算
 出された AMV は利用しない
- 3 400~700hPaの中層 AMVの利用(ひまわり7号 では未利用)
- ④ 日本とその周辺領域で100km間隔のAMVの平均 化処理(Super-observation: SPOB)手法の導入

図1の日本域は④の効果。その他の QC は,ひまわり 7 号時と変更はないが,詳細は山下(2015)を参照願いたい。

4. ひまわり8 号 AMV 利用のインパクト

実験には,2014 年 9 月当時の全球 NWP システム¹を用 いた。期間は 2015 年 1 月中旬~3 月上旬(2015 年冬) お よび 2015 年 7 月上旬~9 月上旬(2015 年夏)で解析およ びそれを初期値とする予報を対象とした。ひまわり 7 号 AMV を使用した実験を CNTL,ひまわり 8号 AMV を使用 し、改良した QC を適用した実験を TEST と呼ぶ。

実験の結果,ひまわり8号 AMV による算出手法,データ

分布の改善および SPOB の導入の効果により,風の場を中 心に解析・予報誤差が減少する効果が得られた。具体的に は,TEST では主に日本付近の 2 日までの風の予測場を中 心に改善が見られ,特に 850hPa 風速では CNTL 比で平均 3~6%の改善が得られた。さらに TEST の 10 個の平均台 風進路予測誤差が CNTL 比で 5 日先までの期間で概ね減 少しており,例えば 1~2 日予測では約 6%減少した。図 2 に台風進路予測の改善例を示す。

5. まとめ

ひまわり 8 号 AMV の NWP システムでの利用につい て,AMV 自体の精度向上に加えて QC の改良を行うことで, 解析・予測場の改善が確認されたことから現業利用を開始 した。

本発表ではさらに,AMV の観測領域を補完できそうな ドップラー風ライダー (Doppler Wind Lidar :DWL) についても報告する予定である。

なお,本研究は JSPS 科研費 15K05293 の助成を受けた ものである。

参考文献.

山下浩史,2015:大気追跡風,数値予報課報告·別冊第 61 号,気象庁予報 部.70-77.



図1 2015年7月13日12UTC 解析時にひまわり観測領域と その周辺で利用された AMV の分布図。左図はひまわり7号 (CNTL)。右図はひまわり8号(TEST)。



図 2 2015 年 7 月 13 日 12UTC 初期値の台風第 11 号の TEST (実線) と CNTL (点線)の台風進路予測を示す(84 時間予 測まで)。BST (実線)は気象庁のベストトラック。

¹全球モデル(GSM:水平分解能約20km)とその初期値 を作成する全球解析(GSMを基にした4次元変分法:イ ンナーモデルの水平分解能約55km)から構成される。

ひまわり8号高頻度大気追跡風のデータ同化実験―その2―

大塚道子, 國井 勝, 瀬古 弘 (気象研・理研 AICS), 下地和希 (気象衛星センター)

1. はじめに

本研究では、集中豪雨や局地的大雨の予測 精度を向上させるために、気象衛星ひまわり 8 号で得られる高分解能な高頻度観測(ラピ ッドスキャン)データの同化手法を開発して いる。ひまわり 8 号になって、水平解像度は、 赤外 2 km、可視 0.5~1 kmに向上し、時間間隔 も、全球は 10 分、日本付近では 2.5 分毎にな った。この 2.5 分間隔で得られる観測の大気 追跡風(RS-AMV)は、よりきめ細かい水平 風の空間分布や時間変化をとらえることがで きるため、同化データとして用いることによ り、解析や予報の精度が向上することが期待 できる。

大塚ほか (2016 春季大会) では、RS-AMV と高層ゾンデ・ウィンドプロファイラー観測、 気象庁メソ解析 (MA)、MA を初期値とした 第一推定値(5km NHM による予測風)を用 いた統計調査により、精度検証や観測誤差相 関の把握を行った。従来の AMV を用いた同 化システムの前処理では、解析の解像度や観 測誤差相関を考慮して、データの空間引きや 平均化によるスーパーオブザベーションを行 い、同化に用いる AMV データを作成してい る (Yamashita, 2014 など)。さらに高解像・ 高頻度な RS-AMV を有効に利用するために は、空間間引きなどの方法も再検討する必要 がある。ここでは、前述の統計調査に基づき、 バンドの種類やスーパーオブザベーションに 用いる平均化の間隔を変えた同化実験の結果 について報告する。 0.8

2. 手法

本報告では、NHM-LETKF (Kunii, 2014) 0.4 を用いて RS-AMV の同化実験を行った。実験^{0.3} 対象は、2015 年 8 月 17 日の大雨事例である。^{0.2} RS-AMV は、2.5 分間隔のラピッドスキャン 0 観測画像を 5 分間隔に間引いた連続する 3 枚 の画像から作成し、下層(700hPa より下) では 50 km・50hPa、それより上では 100 km・ 100hPa で平均化した。データ同化は、3 時間 同化ウィンドウで毎時間内に得られたデータ を 15 km解像度で同化した。その後の延長予報 では、6 サイクルまで同化した 18 時間後の解 析値のアンサンブル平均を初期値、全球予報 値を境界値として、5km 解像度で 12 時間ま で予報した。実験は、最初に、気象庁メソ解 析で用いられた主なデータのみを同化した CNTLと、それらに加えてRS-AMVも同化し たTESTを行い、両者の解析と予報について 風や降水分布の違いを確認した。次に、同化 に用いた RS-AMV のバンドの種類やスーパ ーオブザベーションの際の平均化の距離を変 えた実験、高度によるインパクトの違いを調 べるために下層風のみを同化した実験などを 行った。

3. 降水予報に関するインパクト

3 時間降水量の各閾値に対する全予報時間 平均のスレットスコアとバイアススコアで比 較した。TEST は、CNTL に比べて、弱い降 水で改善がみられたが、強い降水では悪化し た。一方、全層で 50 km平均のスーパーオブザ ベーションを用いた実験では、強い降水で TEST よりある程度の改善がみられた。また、 可視 (B03)、赤外 (B13)、水蒸気 (B10) の 3 バンドのみを同化した実験は、全 6 バンド を同化した場合よりスコアが改善した(図略)。 この結果は距離やバンド間による誤差相関を 考慮しつつ、なるべく多くのデータを有効に 利用する必要があることを示している。一方、 下層風のみを同化した実験では、TEST より も若干の改善がみられた(図1)。今後、引き 続き、これらの結果をもとに、最適なスーパ ーオブザベーションの作成、データ間引きの 方法を検討していく。



図1. 全予報時刻平均の3時間降水量 各閾値での降水予報スコア. スレットスコア (左図), バイアススコア(右図).

本研究はJST CREST「ビッグデータ同化」 の技術革新の創出によるゲリラ降雨予測の実 証(研究代表者:三好建正(理研 AICS))の 支援を受けました。

ひまわり8号を活かした局地的大雨の予測精度向上の試み

*澤田洋平(理研 AICS), 岡本幸三(気象研/理研 AICS), 国井勝(気象研/理研 AICS), 三好建正(理研 AICS)

1. <u>背景と目的</u>

2015年7月に運用開始されたひまわり8号によ り、従来よりも高時空間分解能、多バンドの可視・ 赤外輝度温度観測が得られるようになった。このよ うな「観測ビックデータ」のメソモデルへの同化に より、これまで正確な予報が困難だった局地的大雨 (いわゆる「ゲリラ豪雨」)の予報精度改善が期待さ れる。すでに台風事例への応用が報告されたが(例 えば、本田ほか 2016春季大会)、赤外放射輝度温度 の同化が局地的大雨の予測精度にどのような効果 をもたらすかは十分に調べられていない。

本研究の目的は以下の2点である。(1) ひまわり 8号の輝度温度データの観測誤差の性質を調べ、同 化を行う上での観測の扱いについて方針を示す。(2) 2015年7月30日の関西での局地的大雨事例を対 象に、ひまわり8号輝度温度データ同化が大雨の再 現性を高めることを実証する。

2. <u>手法</u>

気象庁非静力学モデルを使った局所アンサンブ ル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF(Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF)に観 測演算子として RTTOV を組み込んだシステム(岡 本ほか、2016 春季大会)を使用した。モデルの水平 解像度は 10km. 鉛直 50 層でメンバー数は 50 とし た。計算領域は気象庁現業メソ解析と同じである。 現業用の品質管理済み観測データのみを同化した 実験(noHim)とこれに加えてひまわり8号の輝度温 度データを同化した実験(Him)を行った。ひまわり 8号の10分毎のフルディスクデータを使用し、同 化に用いたバンドは水蒸気に感度のあるバンド8,9, 10 である。輝度温度データはモデルの解像度 (10km)に合わせてスーバーオブザベーションを行 い、加えて 30km ごとに間引きを行った。同化ウイ ンドウは1時間、観測データは10分毎に同化した。 2015年7月28日6時から30日12時まで計算し、 最初の6時間分の結果は用いない。

ひまわり 8 号輝度温度の観測誤差の性質を調べ るため、Desroziers et al. (2005 QJRMS)の統計式 を用いて観測誤差、バンド間誤差相関、空間誤差相 関等の見積もりを行った。また、モデルが計算した 物理量と輝度温度のアンサンブル間の相関を調べ たほか、特定の1点のみの輝度温度データを同化し、 輝度温度同化がモデルの計算する気象場にどう影 響するかを考察した。

3. 観測誤差の解析

Desroziers 統計式で計算した、バンド8,9,10の 輝度温度の観測誤差はそれぞれ1.7[K],2.1 [K],2.7 [K]であったが、非常に大きなバンド間誤差相関が 存在し、また観測間の距離を150km 程度離さない と大きな空間誤差相関が生じる事がわかった。その ため、ひまわり8号の高分解能・多バンドのデータ をすべて使用するためには観測誤差相関を陽に考 慮する必要があるといえる。さらにこれらの観測誤 差の性質は、晴天域と曇天域で大きく異なることも わかり、雲の量に基づき観測誤差の大きさを変える 方法(Okamoto et al. 2014 QJRMS)の有用性が確認 された。

4. <u>局地的大雨の再現性へのインパクト</u>

図1に2015年7月30日7UTCにおける3時間 積算降水量を示す。noHim実験の解析値では再現 できていない京都から三重にかけての雨が、Him実 験の解析値では再現できていることがわかる。ただ し降水量は過小であり、また両実験とも兵庫県で観 測にはない雨域を作っており、改善の余地が残る。

大気下層の水蒸気量と風の場に注目すると、Him 実験では noHim 実験に比べて、日本海側からの海 陸風が強くなっており、内陸部での水蒸気の収束を 促し、雨の再現性が向上していることがわかる。水 蒸気や気温と直接感度がある輝度温度を同化する ことにより、気圧や風の場も効果的に改善すること ができることがわかる。このような赤外輝度温度デ ータ同化の広範囲に渡る効果は既往の完全モデル シミュレーション実験(例えば、Zhang et al. 2016 GRL)と整合的で、かつ本研究のアンサンブル間の 相関をみた分析や1点同化の分析でもよく説明で きた。

謝辞:本研究はJST CREST 「ビッグデータ同化」の技 術革新の創出によるゲリラ豪雨予測の実証(研究代表者: 三好建正)の支援を受けた。



図1:2015 年7月30日7UTCにおける3時間合計降水量。(左)気象庁解析雨量、(中)noHim 実験、(右)Him 実験

ひまわり8号輝度温度観測のデータ同化研究:

平成27年9月関東・東北豪雨事例

*本田匠¹・Guo-Yuan Lien¹・前島康光¹・岡本幸三^{2,1}・三好建正¹

(1. 理研計算科学、2. 気象研)

1. はじめに

甚大な被害をもたらす豪雨を予測するため には、データ同化を用いた高精度の初期値が 必要不可欠である。Lien et al. (2016)は、 SCALE の領域数値天気予報モデル (SCALE-RM; Nishizawa et al., 2015; Sato et al., 2015)に局所アンサンブル変換カルマ ンフィルタ(LETKF; Hunt et al. 2007)を適用 した SCALE-LETKFを開発し、平成27年9 月関東・東北豪雨事例について従来型観測 PREPBUFR のみを同化して比較的精度の高 い予報が得られることを示した。しかし、太 平洋上から延びる降水帯の位置や強度の予報 には、実際の観測との間にずれがみられた。

従来型観測の少ない海洋上では、静止気象 衛星ひまわり8号による高頻度観測がより重 要となる。実際、Honda et al. (2016)は SCALE-LETKFを用いてひまわり8号輝度 温度観測を直接同化し、海洋上の台風の解析 および予報が著しく改善されることを示した。 本研究では、ひまわり8号輝度温度観測の同 化による、平成27年9月関東・東北豪雨事例 の解析および予報への影響を調査する。

2.実験設定

実験にはネスティングを使用した。18 km

メッシュの外側領域では NCEP FNL を境界 値として従来型観測 PREPBUFR のみを6時 間間隔で同化した。初期アンサンブルには、 NCEP FNL を初期値・境界値とした Lien et al. (2016)による50メンバーの準リアルタイ ムシステムから得られる解析値を使用した。 外側領域の結果から作成したアンサンブル境 界値を用いて、3km メッシュの内側領域につ いて10分間隔のデータ同化サイクルを実行 した。内側領域について、PREPBUFR のみ を同化した実験(NoHim8)、加えてひまわり8 号観測を同化した実験(Him8)の2つの実験 を実施し、比較した。赤外10バンドのうち、 水蒸気に感度の高いバンド9を同化した。 3. 結果

図1は、21サイクル実行後(同化開始210 分後)の解析値(アンサンブル平均)から算出し たひまわり8号輝度温度観測と、同時刻にお ける実際の観測を示している。Him8実験は 観測された雲域パターンをよく捉えている。 今後、解析サイクルをさらに進め、予報に与 える影響をさらに詳しく調査する。

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)形成推進事業の助成及びJST CRESTの 援助を受けた。本研究は、文部科学省フラグシップ 2020(ポスト「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活 用した気象と地球環境の予測の高度化」の委託を受けた ものである。



Simulated/Obserbed Brightness Temperature B09 (K), at 03:30z07SEP2015 cycle

図 1. (a),(b) 各実験の解析値(アンサンブル平均)からシミュレートした輝度温度観測(K)と(c) ひまわり 8 号 によって実際に観測された輝度温度(K)。(a) 従来型観測のみ同化(NoHim8)、(b) ひまわり 8 号輝度温度観 測も同化した(Him8)実験をそれぞれ示す。輝度温度は全てバンド 9。

ひまわり8号の曇天域赤外輝度温度同化(第2報) 観測誤差等の同化パラメータの設定

岡本幸三^{1,2}、澤田洋平²、國井勝^{1,2} 1:気象研究所、2:理研 計算科学研究機構

1. 目的·経過

本研究は、今日の数値予報データ同化システム で広く用いられている、赤外輝度温度データの同 化を高度化することを目標としている。具体的に は、現在は雲の影響を受けたデータを除いて同化 が行われているのに対し、雲域も含めた全天候域 での同化を行う。これにより、これまでは利用で きなかった擾乱域などの観測情報を活用できる ようになり、数値予報精度の向上が期待される。 前回の大会(岡本等 2016,春季大会)では、ひま わり8号に対して観測輝度温度とモデルシミュレ ーションとの比較や、それに基づく品質管理手法、 試験的な同化実験結果について報告した。その後、 同化パラメータの調整や、同化システム応答など について調査を行っている

2. 同化システム

同化システムは、15km 分解能、50 メンバーの NHM-Letkf (Kunii 2014, WAF)を用いる。輝度 温度同化に必要な放射伝達計算は、高速放射伝達 モデル RTTOV11.3 を用いる。輝度温度観測デー タは、ひまわり 8 号の標準データを、同化システ ムの分解能に合わせて 6x6 ピクセルで平均化 (super-ob)する。QC としては、super-ob 内の非 一様性が高いもの、輝度温度値が低すぎるもの、 観測とシミュレーション値の差 (O-B) が大きす ぎるものを除く。O-B に対する QC は、静的な閾 値を設けるだけでなく、雲の影響を考慮して決め た (雲の効果が大きい場合は閾値を緩める)。今回、 パラメータ調査や解析・予報検証のための同化を、 2015 年 9 月 4 日 6 時から 10 日 18 時まで、6 時 間の同化窓内で 1 時間スロットを設けて行った。

3. 結果

Desroziers の方法(Desroziers et al. 2005, QJRMS;澤田等 2016,秋季大会)を用いて、観 測誤差を見積もった。図は、QC 適用前後のデー タを用いてそれぞれ計算した誤差相関である。こ れより、QC 前の全データを用いた場合バンド9 に用いる誤差相関距離は240km(相関0.2におい て)であるが、QC をパスしたデータだけを用い ることより150km と小さくなる。これは、モデ ルが表現する雲の効果が過小(輝度温度が高めに 計算される)という系統的な誤差であり、このよ うなデータを QC で多く除くことにより、疑似的 な相関が減少するためである。同様に、観測誤差 値やバンド間の相関も、QC 適用によって小さく なることを確認した。現在、この結果を反映した 間引き距離・誤差値を設定した同化実験を行って いる。大会ではこの実験結果や同化システム応答 調査などについて、報告する予定である。

謝辞:本研究は、文部科学省フラッグシップ 2020 プロジェクト(ポスト「京」の開発)「ポスト「京」 で重点的に取り組むべき社会的・科学的課題」に おける重点課題④「観測ビッグデータを活用した 気象と地球環境予測の高度化」研究の成果の一部 である。また JST CREST「ビッグデータ同化」 の技術革新の創出によるゲリラ降雨予測の実証 (研究代表者:三好建正(理研 AICS))の支援を 受けている。



QC 適用前後のデータに対するバンド 8(中心 波長 6.2µm)、9(6.9µm)、10(7.22µm)の観 測誤差相関。破線は使用したデータ数を表す (右軸)。

ハイパー赤外サウンダ(HSS) 雲域データの全球データ同化と予報誤差感度(FSO)に基づく評価 上清 直隆(気象研)

1. 背景

従来型の赤外センサに比較してはるかに高い波 数分解能を持つハイパー赤外サウンダの登場で、赤 外域観測の直接同化利用が進展し、Aqua 搭載の AIRS や Metop 搭載の IASI などは ECMWF など 世界の主要機関で数値予報の精度向上に寄与して おり、気象庁でも2015年から現業利用が始まって いる。しかし赤外域の雲域データは依然として扱い が困難で、世界的にも一部の機関に限られ気象庁で も晴域データの利用にとどまっている。この課題に 対処するため、単純な雲(simple cloud)の仮定に基 づいた雲域データ同化を試みた。予報誤差感度 (FSO)は、観測データの数値予報への寄与を評価す る指標のひとつであり、観測模擬実験(OSE)を行う ことなく観測データの予報精度への寄与を個別に 評価できる利点がある。新たに同化利用する雲域デ ータの数値予報に対する有効性を FSO を用いるこ とで客観的に評価し、その結果を品質管理に利用す ることで晴域データも含めてより有効に観測デー タを活用することが目的である。

2. 同化の設定や環境など

気象庁の現業全球数値モデルと4DVAR同化シス テムを用い、極軌道衛星搭載のAIRSとIASIの13-15 ミクロン帯域の気温に感度のあるそれぞれ約80の チャンネルが評価の対象であり、その他の観測デー タの利用や品質管理は現業利用に準ずる。対象期間 は2015年6月20日から7月31日。同化予報実験は気象 庁から気象研に導入された数値実験システム MRI-NAPEXを使って行った。

3. 単純雲(simple cloud)による雲域データ利用

雲域は晴部分と単層の雲部分から構成され、雲域 の観測はそれぞれの放射の構成比率を乗じたもの の和とする。雲域の情報は観測データから最小残差 法により算出した雲量と雲頂高度を用いる。

雲域の放射

=時部分の放射×(1-雲量)+雲部分の放射×雲量 4. 結果

FSOに基づいて予報誤差を大きくする観測デー タの特徴を統計的に見出すことができれば、品質管 理工程で当該データを排除することで予報性能の 改善が期待できる。 雲域データを利用することで、同化利用できるデー タはほぼ倍に増える。晴域データと雲域データを予 報誤差感度(FSO)について比較したが、その分布 に顕著な差異は見られなかった。次に、それぞれD 値(観測と第一推定値の差)、インクリメント(観 測と解析との差)、雲量、雲高度などとFSOとの関 係について調査した。その結果、FSOの積算値(平 均値)に、D値とチャンネル依存性が確認された。 すなわち、FSOの正負にD値の正負依存があり、チ ャンネルにより明瞭な違いがみられた。またこの関 係は雲量による依存性があり、晴域と雲域ではチャ ンネルによって特徴的な変化があった(図)。

5. 今後の予定

FS0の評価結果に基づいて品質管理の工程でデー タ選別を行い同化予報実験を行う。当日はその結果 について報告する予定である。



図. FSO の雲量(縦軸)、チャンネル(横軸)分布。上が予 報を改善する観測で下は予報を悪化する観測の図。濃いほど FSO としての効果が大きいことを表す。30..45 チャンネル について見ると、雲量の大きな観測は予報改善に寄与し晴域 含む雲量の小さな観測は予報を改悪している。その他、チャ ンネル30までの観測は予報誤差への寄与が相対的に小さく、 チャンネル50以降は雲域は予報を悪化させ、晴域は予報改 善に寄与するチャンネルが多いことが分かる。

謝辞 FSO の計算には気象研の石橋主任研究官作 成のプログラムを使わせていただきました。紙面を 借りてお礼申し上げます。 次世代静止衛星搭載降水レーダデータの同化実験にむけて

*1岡崎淳史・¹本田匠・¹小槻峻司・²山地萌果・²久保田拓志・²沖理子・³井口俊夫・¹三好建正 ¹理研計算科学、²JAXA/EORC、³NICT

1. はじめに

降水量を同化することで数値予報の精度を改 善できる手法が開発された(例えば Lien et al., 2013)。最近では、GPM 衛星に搭載された降水レ ーダが観測する反射強度の直接的な同化につい ても研究がすすめられており、これにより解析・ 予報ともに精度が向上することが示されている (Okamoto et al., 2016)。

一方で、現在の低軌道衛星ベースの観測は、同 じ場所での観測頻度が限られる。JAXA では現在、 静止軌道に大型フェーズドアレイアンテナを搭 載した衛星を打ち上げることを検討している。こ れにより低緯度から中緯度にかけて集中的な降 水観測が可能になる。しかし、静止軌道から観測 するため緯度が高くなると降水を斜めに見るこ とになるが、このようなデータが気象予報精度の 向上にどの程度有効かはわからない。また精度向 上にはどの程度の水平分解能や鉛直分解能が要 求されるかも定かではない。衛星計画段階におい てこれらの点を明らかにしておくことは重要で ある。そもそも、すべての格子点で反射強度観測 データが得られたとしても、数値天気予報を改善 するためのデータ同化手法は確立されていない。 このような手法を開拓していくことは科学的に も有意義である。

本研究では、静止軌道からの降水観測を仮定し た場合、気象予報にどのようなインパクトをもた らすのかを、観測シミュレーションにより調査す る。

2. 実験設定と対象事例

本研究では、理化学研究所計算科学研究機構を 中心に開発が進められている次世代気象気候科 学基盤ライブラリーを用いた領域非静力学モデ ル SCALE-RM に、同化手法 LETKF を適用した SCALE-LETKF (Lien et al., 2016)を用いる。

レーダ反射強度は、Joint-Simulator (Hashino et al., 2013)を用いてモデル各格子点における反射 強度を計算したのち、衛星の視線方向および分解 能に応じる重み付き平均を行う事で得る。図1に 衛星分解能ごとの反射強度を示す。ここでは対象 とする平成27年7月30日にマーシャル諸島 で発生した台風 Soudelor の、8月4日23時 (UTC)における断面図を示している。

本発表では、これらのデータを同化するシミュ レーション実験も含め、発表までに得られた最新 の結果について報告する。



図1(a) モデル格子点における反射強度、(b-d)異 なる観測解像度を仮定した静止衛星から観測し た反射強度(dBZ)。最淡色は観測可能領域を示す。

参考文献

Hashino et al., *J. Geophys. Res.*, 118, 7273-7292, 2013. Lien et al., *Tellus*, 65A, 19915, 2013.

Okamoto et al., Mon, Wea, Rev., 144, 2307-2026, 2016.

二重偏波レーダーデータを用いたデータ同化実験 川畑 拓矢¹,山内洋²,南雲信宏¹,足立アホロ¹ 1:気象研究所,2:気象庁

<u>1. はじめに</u>

Kawabata et al. (2015) ではいくつかの二重偏 波レーダーデータ同化手法について精度を比較し、 散乱計算をフィッティングによって簡略化したや り方(FIT)と、観測された Kopから雨水量を算出す るやり方(KD)の2種類が、精度が良く、変分法デ ータ同化には適していると結論づけた。さらにこ れらを WRF Var へ実装し、簡単な実験によって両 者がほぼ同等の解析値を算出することを示した (Kawabata et al. 2016)。今回は、これらの観測演 算子を NHM-4DVAR (Kawabata et al. 2014) へ 実装し、実際の豪雨事例への適用を試みた。

<u>2.NHM-4DVARの改良</u>

NHM-4DVAR の forward model で用いている 雲物理過程はバージョンが古く、warm rain に対 する 2-moment スキーム(橋本 2008)が実装され ていない。今回、これを最新版 NHM よりコード 移植し、NHM-4DVAR の前方計算において、雲水、 雨水量混合比とともに数濃度を考慮できるように 改良した。なおアジョイント計算においては混合 比の摂動のみを考慮することは、従来と変わりな く、また WRF Var と同じである。

<u>3. 観測演算子の実装</u>

FIT の観測演算子は以下の通りである。

$$\begin{aligned} Z_{\rm H,V} &= \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \Big(\alpha_{h,v}^2 N_0 \Lambda^{-(2\beta_{h,v}+1)} \Gamma(2\beta_{h,v}+1) \Big) \\ K_{\rm DP} &= \frac{180\lambda}{\pi} N_0 \alpha_k \Lambda^{-(\beta_k+1)} \Gamma(\beta_k+1) \end{aligned}$$

ここで、H,V および h,v は水平、鉛直偏波を表す。 さらに α 、 β はフィッティング係数、 λ 、 K_w 、 N_0 、 Λ 、 Γ はそれぞれ波長、誘電係数、intercept parameter、slope parameter である。すなわち、 モデル内で予報された混合比と数濃度から反射強 度、 Z_{DR} 、 K_{DP} を算出する。

KD は次式で与えられ、事前に用意された係数 (b2,c2)と波長(f)、観測された KDP から雨水量を算 出する。

$$Q(K_{\rm DP}) = c_2 \left(\frac{K_{\rm DP}}{f}\right)^{b_2}$$

FIT と KD の大きな違いは入力値としてモデルの 予報値を与えるか、観測値を与えるかという点に あるが、いずれもモデルの雨水量混合比解析にイ ンパクトを与える点では同じである。

アジョイントモデルの制約と Kop の性質を鑑み て扱いやすい液体の領域のみで同化を行い、モデ ル内で気温が 0℃以下の高度は除外している。

<u>4. 同化実験</u>

今回はテストとして、3D-Var で FIT を用いて同 化を行った。観測データは反射強度(水平偏波)、 Z_{DR} 、 K_{DP} である。誤差は Kawabata et al. (2016)に基づ いて、それぞれ 15 dBZ、1 dB、 2° km⁻¹とした。

第1図に結果を示すが、ここでは強い反射強度 が観測されている領域で正のインクリメントが解 析されていることが分かる。すなわちおおむねデ ータ同化プロセスが正常に働いていることが確認 できた。今後は他の要素や KD による結果を確認 し、4D-Var によるテストを行う予定である。さら には現象を再現、調査可能な領域に拡大し、本シ ステムの有効性を確かめたい。

謝辞

本研究の一部は文科省フラッグシップ 2020(ポスト「京」) 重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予 測の高度化」(hp160229)の委託を受けた。



第1図 反射強度(dBZ)の解析インクリメント(シェ ード)と観測値(コンター)。

LETKF assimilation of dense radar data for short-range fine-scale prediction of convective systems

*Lien, Guo-Yuan¹ · 三好建正¹ · Ruiz, Juan^{2,1}

(1. 理研計算科学、2. CIMA, CONICET-University of Buenos Aires, Argentina)

1. Introduction

Assimilation of meteorological radar data has been proven useful for analyses and short-range forecasts of convective storms. However, the resolution of radar observations can be higher than that one can easily use in data assimilation. In particular, an advanced radar such as the phased array weather radar (PAWR) can scan a 3-dimensional volume at resolution as high as 100 meters, which can nicely observe the movement of hydrometeors in the 3-dimensional space. Making use of these dense observation data at its original spatial and temporal resolution is an important issue.

2. Experimental settings

We developed the SCALE-LETKF data assimilation system, coupling the Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF; Hunt 2007) with a regional mesoscale NWP model, the Scalable Computing for Advanced Library and Environment-Regional Model (SCALE-RM; Nishizawa et al. 2015). We carefully designed the system to be able to efficiently conduct high-resolution, rapid-update-cycle data assimilation of observation Big Data. Using the system, we run LETKF data assimilation with multiple nested domains. In the innermost domain, the Osaka University PAWR data are assimilated at model resolution ranging from 1 km to 100 m. Both the reflectivity and radial velocity data, superobed at the model resolution, are assimilated after a radar quality control procedure (Ruiz et al. 2015). All reflectivity data below 10 dBZ are defined as "clear reflectivity" and set to a constant 5 dBZ. A technique to limit the observation numbers per grid in LETKF (Hamrud et al. 2015) is used. Covariance inflation is done by the relaxation-to-prior-spread (RTPS; Whitaker and Hamill 2012) method; covariance localization scales are adjusted differently for clear and raining reflectivity.

3. Results

The results of 100-m resolution assimilation and forecasts are shown in Fig. 1. Fig. 1a shows the simulated radar reflectivity at 3068-m height after 10 minutes of 30-second-cycle data assimilation, which closely resembles the PAWR observation (Fig. 1c). The

LETKF is able to construct all model variables not limited to moisture variables. Starting from this initial condition, the 10-minute model forecast (Fig. 1b) can still capture many features of the convective cells as observed by the PAWR (Fig. 1d). We successfully perform the 30-second-cycle experiments for 1 hour, showing no filter divergence and forecasts with a consistent skill. Our other results indicate that among the tested experimental settings, the observation number limit plays an important role in optimally assimilating such dense observation Big Data.

4. Conclusion

We assimilated dense PAWR data at model resolution as high as 100 meters with 30-second rapid update cycles, using the SCALE-LETKF system. The sensitivity to the settings to assimilate these dense radar data was tested, and reasonable 10-minute model forecasts were achieved.

Acknowledgements

This work was supported by CREST, JST. It used computational resources of the K computer provided by the RIKEN Advanced Institute for Computational Science (AICS) through the HPCI System Research project (Project ID: hp150019 and hp160162).



Figure 1. The model simulated and observed reflectivity (dBZ) after 10-min DA and the following 10-min forecast. The light gray shade in observation indicates no data.

フェーズドアレイ気象レーダを用いた三次元降水補外予測へのデータ同化の適用 大塚成徳・三好建正(理研計算科学)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)は高速に 三次元ボリュームスキャンを行うことの出来る 最新の観測装置であり、急激に発達する積乱雲と その内部構造の時間変化を早期に捕捉できる。そ の利点を生かし、Otsuka et al. (2016b)は相互相 関法を用いて三次元的な時空間補外予測実験を 行い、二次元的な時空間補外と比べて降水予測精 度が向上することを示した。しかしながら、短時 間で変動する積乱雲の内部構造を追跡するには、 移動ベクトル算出精度のさらなる向上が求めら れる。

本研究ではデータ同化を用いて移動ベクトル 推定の精度向上を目指す。二次元的な時空間補外 に対しては、Otsuka et al. (2016a)が全球衛星降 水量マップGSMaPの時空間補外に対して局所ア ンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)を適 用し、精度が向上することを確認している。本研 究ではこの手法を三次元に拡張し、PAWRで観測 された降水エコーに適用する。

2. 実験設定

入力データは大阪大学に設置された PAWR の レーダ反射因子を 100 m 間隔の等方格子に内挿 したものを用いた。2014 年 9 月 11 日 8:17:32~ 8:32:02 JST の間の 30 秒毎を初期時刻とする実 験 30 例を行った。この期間に孤立対流系が発生 した神戸市周辺の 350×250×100 格子点を実験 領域とした。

移動ベクトル算出は Otsuka et al. (2016b)の三 次元相互相関法(TREC)を用いた。ベクトル算出 の空間スケールは、同化なし実験1では水平40格 子、同化なし実験2では水平21~40格子の20通 りで計算したものの平均を用いた。同化無し実験 1では水平非発散条件を用いてベクトル場を平 滑化した(COTREC)。

LETKF 実験の初期アンサンブルは同化無し実 験2で算出した 20 通りのベクトル場、以降の時 刻で用いる観測情報は水平スケール 40 格子で算 出したベクトルを 3×3 格子点に1点に間引いた ものを用いた。観測局所化スケールは5 格子点、 背景誤差共分散膨張は Otsuka et al. (2016a)の手 法を用いた。上記の3種類のベクトル場を用いて 10分先までの移流予測実験を行った。

3. 結果

図1にスレットスコア時系列の30例平均を示 す。LETKF実験は同化無し実験2に比べて精度 が向上していることが分かる。同化無し実験1は 大幅に精度が劣るが、同じ観測情報を同化してい るLETKF実験が最も精度が高い。

今後はさらに詳細な解析を行う予定である。



図 1:1 mm/h スレットスコア時系列の 30 例平 均。破線:同化無し実験1、点線:同化無し実験 2、実線:LETKF実験。

参考文献

- Otsuka, S., S. Kotsuki, and T. Miyoshi, 2016a: *Wea. Forecasting*, in print, doi:10.1175/WAF-D-16-0039.1.
- Otsuka, S., G. Tuerhong, R. Kikuchi, Y. Kitano, Y. Taniguchi, J. Ruiz, S. Satoh, T. Ushio, and T. Miyoshi, 2016b: *Wea. Forecasting*, **31**, 329-340, doi:10.1175/WAF-D-15-0063.1.

高頻度地上観測データ同化の局地的豪雨予報へのインパクト

*前島 康光¹, 国井 勝^{2,1}, Juan J. Ruiz^{3,1}, 呉 宏堯⁴, 佐藤 香枝⁴, 三好 建正¹ (1. 理研·計算科学研究機構, 2. 気象研究所, 3. University of Buenos Aires, 4. 明星電気株式会社)

1. はじめに

2014 年 9 月 11 日に神戸市付近で急に発生し急速 に発達した孤立積乱雲に伴う局地的豪雨を対象とし て、大阪大学に設置されたフェーズドアレイ気象レ ーダー(PAWR)と、理化学研究所と明星電気(株)が共 同で設置した簡易型地上気象観測装置 "POTEKAII" を 30 秒毎に同化する実験を行ってきた。

これまでに水平解像度 100m の NHM-LETKF (Miyoshi and Aranami, 2006; Kunii, 2014)を用いた同化 実験を行い、その結果 PAWR が捉えた個々の対流セ ルの構造と、それに伴う 50dBZ 前後の強い降水が非 常に良い精度で解析値に再現された。また POTEKA II のデータについては、神戸地方気象台官署データ を用いた簡易的なバイアス補正を施して同化するこ とによって、特に地表面付近の気温と相対湿度の改 善に貢献することが明らかになった (2016年度春季 大会 C157)。

本発表では、30 秒毎のデータ同化によって得られ た解析値を初期値とした予報実験にスポットを当て る。様々な初期時刻から予報を行うことで、局地的 豪雨の予報精度や、高頻度地上観測データ同化が予 報に与えるインパクトについて議論する。

2. データ同化および予報実験の設定

データ同化実験のワークフローについては、2015 年秋季大会(D152)、2016 年度春季大会(C157)で報告 したので、それらを参照していただきたい。

予報実験では、PAWR データのみ同化した場合の 予報実験(CTRL)、加えてバイアス補正済みの POTEKAIIデータを同化した場合の予報実験(TEST) を行う。初期時刻は2014年9月11日0805JSTから 0830JST まで5分毎にとり、30分間予報を行った。 水平解像度は100mであり、モデルの設定は、水平 解像度100mのデータ同化サイクルを回した時と同 じである。

3. 結果

ここでは 0830JST を初期時刻とした予報実験の結 果について示す。図1は北緯 34.665°におけるレーダ 一反射強度[dBZ]の鉛直断面図である。モデルの結果 については Roux (1985)をもとに、混合比から反射強 度相当に変換して示している。

東経 135.20°付近、及び東経 135.30°~135.35° にかけての領域に着目すると、いずれも TEST の方 が強い反射強度がみられている。またエコー頂高度 も TEST の方が 1000m 程度上層にあり、PAWR の観 測に近い結果が得られた。地上観測データの同化に よって形成された大気下層の高相当温位場が対流セ ルの成長を促進し、強い降水が予報されたものと考 えられる。

図2は各初期時刻からの予報実験の結果とPAWR の観測値から、閾値25dBZとしてバイアススコアを 計算したものである。TESTの方がわずかに高い値 であるが、どちらも同じ傾向を示している。予報実 験ではいずれのケース・初期時刻からにおいても、 降水域が東側に大きく広がる傾向が共通して見られ ており、比較的大きなバイアススコアに現れている。



図 2: 各初期時刻からのバイアススコアの時系列。 (a)CTRL、(b)TEST の結果をそれぞれ示す。閾値は 25dBZ とした。

謝辞

本研究は JST・CREST「『ビッグデータ同化』の 技術革新の創出によるゲリラ降雨予測の実証」(研 究代表者:三好建正)および「ゲリラ豪雨予測を可 能にする次世代ビッグデータ同化アプリケーション の EBD コデザイン」(研究代表者:松岡聡)の一環 として行われた。

領域大気海洋結合モデルを用いたアンサンブルカルマンフィルタの構築(第3報) 国井 勝[※](気象研究所),伊藤耕介(琉球大学),和田章義(気象研究所)

1. はじめに

本研究では,領域大気海洋結合モデルを用いたア ンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)を構築し、海洋 場の不確実性が大気場の解析に与える影響について 調査を行っている、現在のシステムでは、領域大気 海洋結合モデルをデータ同化サイクルに用いること により、EnKF において海洋場の不確実性を考慮す ることが可能となっているものの、海洋データにつ いては同化を行っていないため,長時間のデータ同 化サイクルでは海面水温(SST)の負バイアスが顕著 となる. これを改善するため. 海洋の鉛直混合に関 するパラメータ調整を行ったところ、SST の負バイ アスは軽減され、またアンサンブルスプレッドの減 少および他の海洋変数に対する影響も軽微であるこ とが示された.また、予報場に対しても正のインパ クトがあることがわかった(2015年気象学会秋季大 会).

しかし,ここで使用している海洋モデルは比較的 簡易な1次元海洋表層モデルであるため,移流の効 果の大きい黒潮域,もしくは潮汐混合の影響の大き い沿岸付近でSSTの誤差が比較的大きくなるといっ た問題が依然として残っている.この問題を改善す るため,海洋変数についても大気変数と独立にデー タ同化を行うよう実験システムを改良した.今回は 初期的なデータ同化結果について紹介する.

2. 弱結合データ同化システム

気象庁非静力モデルに基づく局所アンサンブル変 換カルマンフィルタ(NHM-LETKF; Kunii 2014)にお いて、予報モデルを従来の NHM に 1 次元海洋表層 モデルを結合した CMSM(Ito et al. 2015)とした実験 システムを構築している.データ同化については、 従来の大気変数の解析に加え,海洋変数の解析を行 うパートを新規に追加した.海洋変数については、 0~400m 深度まで鉛直13層の東西流および南北流 (m s⁻¹),海水温度(K),塩分(psu)を制御変数としてい る. データ同化に用いた観測データとして, OISST を水平約 60km 程度まで間引いたものを用いた。観 測誤差については,海洋変数のデータ同化の影響を 見るため、1Kと比較的小さめの値を設定した.本シ ステムは大気変数,海洋変数を異なるデータ同化プ ロセスで解析を行うため、弱結合データ同化に分類 される.

海洋変数についてデータ同化を含まない従来のシ ステムを用いた実験(CTRL)と、今回構築した弱結合 データ同化による実験(TEST)について、2014 年 7 月を対象としたデータ同化サイクルを通じて比較を 行った.

3. 海洋データ同化のインパクト

海洋変数に対するデータ同化の影響を調査するため、SSTの対OISST二乗平均平方根誤差(RMSE)を算出した.下図に、データ同化サイクル開始から10日後における、SSTのRMSEの水平分布を示す.大気変数のみデータ同化を行ったCTRL実験では、黒潮域、および沿岸部において比較的大きな誤差が見られる一方で、SSTデータを同化したTEST実験ではこれらの誤差が改善されていることがわかる.また、CTRLとTESTとで、SSTのアンサンブルスプレッドに差異はほとんど見られなかった(図略).これは、海洋データ同化の際の共分散膨張手法としてRTPS(Relaxation-to-prior spread、Whitaker and Hamill 2012)を用いているためと考えられる.

4. まとめ

領域大気海洋結合モデルを用いたアンサンブルデ ータ同化システムに海洋変数のデータ同化パートを 新規に作成し,SST データの同化実験を行った.大 気変数のみのデータ同化を行う実験と比較し,黒潮 域や沿岸部でSSTの誤差が減少することを確認した.

今後については,海洋データ同化部分の局所化係 数や共分散膨張手法の感度を調べるとともに,台風 事例へ応用することで,海洋データ同化の台風予測 に対するインパクトについて調査を継続する予定で ある.



図. データ同化サイクル開始から 10 日後の SST の RMSE の水平分布. (a) CTRL 実験, (b) TEST 実験.

謝辞:本研究は JSPS 科研費 26800247, 15K05292 および 文部科学省フラグシップ 2020(ポスト「京」)重点課題 4 「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の 高度化」の委託を受けたものである.

観測誤差共分散構造の診断とその利用(2)

石橋俊之(気象研究所 台風研究部)

1. はじめに

大気解析における第一次情報元は観測データである。この ため同化する観測データによって、解析、予報精度は大きく 変化する。例えば、ラジオゾンデなど主要な観測データセット が解析、予報精度に与える影響は、背景誤差共分散行列へ のアンサンブル情報の導入による予報誤差の変化等と比べ て概して大きく、主要数値予報センター間の精度差と比べて も小さくない。一方で、現在、全球大気同化システムで実際に 同化されている観測データは、潜在的に利用可能な観測デ ータ(入電データ)の数%でしかない。このような観測データ 利用の制約は、データ同化システムを構成する個々の要素の 近似やその実装に起因するものである。本研究の目的は、こ れらの近似精度を改善し、より多くの観測データを解析に利 用することで解析予報精度の向上を図ることである。ここでは 特に観測誤差共分散行列(**R**)の推定とその利用について報 告する。

2. 観測誤差共分散構造の診断と利用

データ同化システムにおいて観測データの重みは**R**によっ て決定される。**R**を対角行列で近似する場合でも、相関距離 を知る必要がある。このためまず**R**の診断を行った。図1は、 Desrosiers (2005)の手法で推定した AMSR2 センサ (GCOMW1 搭載)の観測誤差相関である。0.8 以上の大きな 相関があることがわかる。これは、MHS など水蒸気に主な感 度をもつ他のマイクロ波センサでも共通してみられる特徴であ り、AMSU-A等の気温に感度のあるセンサの相関が0.2 未満 であるのと対照的である(図略)。

次に観測誤差相関が解析や予報精度に与える影響を評価 するため、診断で得られた **R** を用いた観測システム実験 (OSE)を行った。実験は、MRI-NAPEX(気象庁全球数値予 報実験システム)上で水平低解像度版(水平解像度を Tl319 としたシステム)で実施した。図2は TEST 実験(診断した **R** で同化)の CNTL 実験(対角な **R** で同化)に対する気温の予 報精度の全球平均の改善率(真値は CNTL 解析値)である。 予報精度は概ね改善していることがわかる。他要素やゾンデ や衛星データを真とする評価でも同様の改善が見られた。図 3 は台風進路予報誤差の変化である。非対角な **R** による水蒸 気センサの同化で概ね改善しており、図2と整合的である。

3. 今後

発表では、高解像度システム(T1959)での実験結果や、他のセンサへの適用した実験の結果等についても報告する。



図1AMSR2/GCOMW1の観測誤差のチャンネル間相関



図2 予報誤差改善率(%)。2014年8月の一か月の平均。



図3 台風進路予報誤差の変化。2014年8月。

寺崎康児1、三好建正1

1: 理化学研究所 計算科学研究機構

<u>1、 はじめに</u>

データ同化において、観測誤差共分散行 列をどのように扱うかは大きな問題の1つ である。一般的に同一測器での観測データ には観測誤差相関を持つことが知られてい る(Bormann et al. 2010)。多くの現業セ ンターでは、それぞれの観測データを空間 的に間引きし、誤差相関を考慮しないデー タ同化を行っている。Terasaki et al. (2015) では Lorenz モデルを用いて、観測誤差相関 を適切に考慮することで、観測データが持 つ情報を有効に利用し、解析精度が向上す る可能性を示した。本研究では、Lorenz モ デルと NICAM-LETKFシステムを用いて、 観測システムシミュレーション実験

(OSSE)を行い、観測誤差相関の扱い方 法による解析誤差の違いを調べる。

<u>2、実験設定</u>

本研究では、誤差相関を持つ観測データ を作成し、以下の4つの実験を行った。(a) 誤差相関を考慮しない、(b)誤差相関を考慮 せず観測誤差分散を膨張させる、(c)観測誤 差相関を考慮する、(d)観測誤差相関の影響 を受けないように間引き(500km)をする。

<u>3、結果</u>

図1は真値に対する平方根二乗平均誤差 (RMSE)を示す。(a)及び(b)では、解析誤 差の最小値が約0.4Kとなった。また、観測 データを間引きした(c)は約0.5Kと改悪し た。観測誤差相関をLETKFで考慮し適切 に同化を行った場合(図1c)、観測誤差相関 があるにも関わらず、それを考慮同化した 場合と比べて解析精度が向上した。Lorenz モデルを用いて同様の実験を行った結果、 観測誤差相関を考慮することによる解析値 の向上はNICAM-LETKFでの実験より顕 著となった。

<u>4,まとめ</u>

NICAM・LETKF を用いた OSSE によって、観測 誤差相関をデータ同化において考慮することで、 解析精度が向上する可能性が示された。



図1:1月1日00Zから3月1日00Zまでの(a)誤差相関を考慮しない場合、(b)誤差相関を考慮せず誤差分散を膨張させた場合、(c) 誤差相関を考慮した場合、(d)観測密度が500km程度になるよう間引きをし、誤差相関を考慮しない場合の気温の解析誤差の全球 平均(準備中の論文、Terasaki et al. 2016の図を改変)。

アンサンブルデータ同化のための摂動手法について(序報)

* 斉藤 和雄¹²、國井 勝¹、Le Duc²¹、栗花 卓弥³ (¹ 気象研究所、²海洋研究開発機構、³筑波大学)

1. はじめに

近年アンサンブルカルマンフィルタなどアンサンブル予報を 用いるデータ同化手法が、変分法に代わる、もしくは変分法と 組み合わせて解析精度を改善させることが期待出来る手法と して注目されており、いくつかの先進予報センターで現業シス テムへの導入もが始まっている。アジョイントモデルが不要な ため開発コストが少なく、アンサンブル予報が同時に行える、 などの利点がある。その一方で、精度比較では4次元変分法 など既存の手法を凌駕出来ないという報告も多い。アンサンブ ルデータ同化ではアンサンブル予報が張る空間でアンサンブ ルデータ同化ではアンサンブル予報が張る空間でアンサンブ ルマカ場からの差からデータ同化に必要な予報誤差を見積も るが、アンサンブル予報場の特性はどのようにアンサンブルメ ンバーを生成させるかに強く依存する。既存の摂動手法の特 徴や問題点を把握しておく必要がある。

2. アンサンブル変換について

現在 LETKF(やアンサンブル変分同化法)などでは摂動手 法として、「アンサンブル変換」と呼ばれる方法が広く用いられ ている。これは解析誤差共分散

 $\widetilde{\mathbf{P}}^{a} = \left[(m-1)\mathbf{I} / \alpha + (\mathbf{Y}^{f})^{\mathrm{T}} \rho \circ \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^{f} \right]^{-1}$

の固有値分解により変換行列を作成するもので、解析誤差の 主成分分析を行いデータ同化サイクルでのアンサンブル予報 で作られたブレッドベクトルの線形結合でアンサンブル摂動を 作成することを意味する(図1)。



図1 アンサンブル変換によるアンサンブルメンバーの生成。 Bowler et al. (2008: QJRMS) より。

アンサンブル初期摂動法の一つとして従前用いられてきた 成長モード育成法(BGM 法)に比べ、変換行列に非対角成分 が加わることになる。アンサンブル変換法の利点として、摂動 振幅に解析誤差が反映すること、摂動場の直交性がある程度 保証されるということが挙げられる。一方で、LETKF の摂動は、 BGM 法や特異ベクトル法などの他の摂動手法に比べて成長 が遅く、アンサンブル予報の初期摂動として用いた場合のアン サンブル平均の精度やアンサンブル予報の検証スコアで必ず しも良くないことが講演者らのこれまでの調査(Saito et al. 2011; 2012: Tellus)で示されている。

LETKF による摂動の成長が遅い原因の一つとして変換行 列に非対角成分が含まれる場合の非線形効果の影響が考え られるが、より影響が大きい問題として、アンサンブル変換を 局所化と組み合わせた場合、局所化スケールよりも大きな大 域的な場の構造が摂動場に反映されないということが懸念さ れる。太田(2016)は、全球アンサンブル予報において LETKF の摂動に特異ベクトルを加えることで摂動の成長を大きくする 試みを行っている。またアンサンブルデータ同化の改良手法と して最近提唱されている RTPP (relaxation to prior perturbation)は、変換行列の対角成分を増やすことに相当す ると解釈できる。しかしながらこれらのいずれの方法も非対角 成分の問題については対処していない。

3. SPEEDY-LETKF を用いた確認

アンサンブル変換で何が起きているかを確認するため、5 メ ンバーの SPEEDY-LETKF を実行し、変換行列の係数を実際 に出力するとともに、非対角成分の重ね合わせによる摂動ベ クトルを図示して確認した。SPEEDY-LETKF の諸元は T30(約 400km)7 層、OSSE としてランダム誤差を加えた疑似ゾンデデ ータを生成して同化する。局所化スケールは 1000km、 adaptive inflationを使用している。スピンアップとしてLETKFサ イクルを 40 日行った後の第3層の解析場の風と解析インクリ メントを図2に示す。変換行列の係数の大きさは、観測のある 場所で非対角成分の割合が 10%程度だった。この解析におけ るアンサンブルメンバー01 と02の非対角成分のみによる摂動 成分の日本付近の拡大図を図3に示す。気象擾乱の構造と無 関係な小スケールの摂動構造になっているのが分かる。



図2 左)SPEEDY-LETKF による第3層の解析場の風(ベクトル) とその北向き成分(シェード)。右)ベクトルは解析インクリメント。



図3 上) SPEEDY-LETKF アンサン ブルメンバー01 における 非対角成分による摂動。 下) 同じくアンサンブルメ ンバー02 の場合。

4. 今後

アンサンブルメンバー数を変えてサンプリング誤差や局所 化スケールと摂動の構造の関係を調べる。NHM-LETKFを用 いた場合の鉛直構造などについても調べる。また境界摂動の 与え方などについてもこの研究で調べていく予定である。

謝辞:本研究の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金基盤 研究(B)「アンサンブルデータ同化のための最適摂動手法に関する研 究」(課題番号16H04054)、及び文部科学省フラッグシップ2020(ポス ト「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予 測の高度化」(課題番号:hp160229)の助成を受けた。研究に関して、 伊藤耕介・福井真・岩崎俊樹・三好建正・山口宗彦・横田祥の各位を はしめとする上記研究参加者より有益な助言や情報を頂いた。

アンサンブルカルマンフィルタの適応型共分散緩和手法

小槻峻司(理研計算科学)*,太田洋一郎(気象庁),Guo-Yuan Lien,三好建正(理研計算科学)

1. はじめに

アンサンブルカルマンフィルタでは、モデルの非線形 発展やアンサンブル数の不足などの制約により、共分散 膨張が必要不可欠である.共分散膨張は、解析精度に 大きな影響を与えるため、膨張量を決定するパラメータを 適切に見積もることが重要である.一般に、大気や海洋 データ同化では、その計算コストが膨大であることを鑑み ると、共分散膨張のパラメータは自動的に推定することが 望ましい.本研究では、共分散膨張の1 つである relaxation to prior (RTP)法に焦点をあて、そのパラメータ の自動推定(以下、適応型共分散緩和手法)を試みる.

RTP 法は、同化による誤差共分散の減少を同化前の 大きさに緩和(relax)する手法であり、摂動に対する RTP perturbation (RTPP 法; Zhang et al. 2004, MWR) や,ス プレッドに対する RTP spread (RTPS 法; Whitaker and Hamill 2012, MWR) がある. このうち, RTPS 法について は、Ying and Zhang (2015, QJMRS) により、適応型手法 の考案と Lorenz96 モデルでの動作確認が行われている.

本研究の目的は、大気データ同化システムにおける誤 差共分散膨張法を確立することにある.まず、Ying and Zhang (2015)の手法を発展させ、適応型 RTPS 法を大気 データ同化に適用可能とした.更に、適応型 RTPP 法を 新たに考案した.これら適応型の RTPP・RTPS 法は、観 測値と第一推定値・解析値の差を用いた innovation 統 計に基づく (Desroziers et al. 2005 QJMRS).本稿では、 適応型 RTPS・RTPP 法を、実大気データ同化システム NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2015, SOLA)に適用し、 その性能評価を行った.

2. 実験と結果

NCEP の提供する PREPBUFR と AMSU-A 衛星観測 輝度温度を同化する実験を行った(Terasaki et al. 2016, submitted to SOLA). 実験期間は 2014 年 6 月-8 月の 3 ヶ月である.本稿では適応型 RTPP 法の結果を示す が,適応型 RTPS 法によっても良好な結果が得られて いる.

推定された RTPP パラメータの時系列を図-1 に示 す. RTP のパラメータは,各同化時刻の innovation 統 計を用いて推定している.時刻毎に多少のばらつきが あるため,安定性を向上させるために時間方向にスム ージングして各時刻の誤差共分散膨張に用いている. 概ね,15日程度で安定したパラメータが得られる.

ERA-Interim に対する 500hPa 高度の気温の RMSD (二乗平均平方根偏差)を表-1に示す. 手動チューニング では、パラメータが 0.80 の時に最善の結果となっている が,適応型 RTPP 法においても同程度の性能が確認され ている.図-1 においても、スムージングされたパラメータ が0.70-0.80の間で推移しており、推定が適切に行われ ていることが示唆される.表-1 では比較のため、適応型 Multiplicative 共分散膨法 (Miyoshi 2011, MWR; M11法) の結果も示している.今回開発した適応型 RTP 法は、 M11 法と比較しても性能が改善されている.この理由は 現在調査中であるが、1つの仮説として、用いた innovation 統計の違いが考えられる.

今回考案した適応型 RTP 法は、全球の innovation 統 計を用いて、1 つの RTP パラメータを推定する. 全球とし ては統計を満たしているものの、過大分散・過小分散とな る領域があることが分かっている. その一方で、全球パラ メータによる共分散膨張は、モデルグリッド毎に共分散膨 張率を見積もる M11 法と比較して、衛星に代表される 時々刻々と変化する観測ネットワークに対して安定性が 高い. 今後更に、適応型誤差共分散膨張法の高度化に 向けて調査を進める方針である.





2-1 推走された RIPP ハフメータの時糸列. 時間方向に スムージングされたパラメータを示す.

表-1 500 hPa 高度における気温)の ERA-Interim に対す る 8 月の RMSD 平均値(K). 手動チューニング(α =0.50-0.90)と適応型手法の結果を示す.

	RMSD vs. ERA-Interim (T 500 hPa)					
	RTPP 法	M11 法				
<i>α</i> =0.50	1.244					
<i>α</i> =0.60	1.176					
<i>α</i> =0.70	1.095					
<i>α</i> =0.80	1.051					
<i>α</i> =0.90	1.150					
適応型	1.064	1.145				

10240 メンバーアンサンブルデータ同化による局所化の解析誤差への影響

*近藤圭一 (理研 計算科学), 三好建正 (理研 計算科学)

1. はじめに

アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) を用い たデータ同化は多数行われており、アンサンブル メンバー数は多くても 100 メンバー程度が一般的 である。Miyoshi et al. (2014) は、SPEEDY-LETKF (Miyoshi 2005) を用いて、完全モデル実験である ものの従来のアンサンブルメンバー数をはるか に上回る 10240 メンバーによるアンサンブルデー タ同化実験を行い、大気の誤差相関スケールが一 般的な局所化のスケールよりはるかに大きい1万 km に達することを示した。Kondo and Miyoshi (2016) は、局所化を完全に取り除くことで、はる か遠方の観測の持つ情報がデータ同化に重要で あることを示した。その中で、局所化の大きさや 形状が解析誤差に与える影響について示したの で、今大会で発表する。

2. 実験設定

本研究では、低解像度の全球大気モデル SPEEDY (T30/L7, Molteni 2003) に LETKF (Hunt et al. 2007) を適用した SPEEDY-LETKF システム (Miyoshi 2005) を使った。実験1では、アンサン ブルメンバー数を 80 から 10240 まで増やすこと で、アンサンブルメンバー数に対する解析精度の 感度について調べた。局所化関数には一般的に用 いられるガウス関数を使い、局所化の影響半径を 7303 km (標準偏差は 2000 km) に固定した。実験 2 では、アンサンブルメンバー数が 10240 のとき に、局所化の影響半径を 2000 km, 4000 km, 7303 km としたステップ関数を使い、7303 km のガウス 関数と比較した。

なお、各実験で用いる初期値は、10240 メンバ ーで局所化なしの実験を2ヶ月間(1月、2月)行 い、1月22日00UTCの解析値をその他の同化実 験の初期値に用いている。また鉛直局所化は適用 していない。

3. 結果

実験1におけるモデル4層目(~500 hPa)の東 西風の解析 RMSE の時系列を図1(Kondo and Miyoshi (2016)より一部改変)に示す。アンサンブ ルメンバー数を 80 から 320 に増やすことで、解 析誤差は大幅に減少している。これは、サンプリ ング誤差が減少したことに起因すると考えられ る。しかし、アンサンブルメンバー数を10240ま で増やしても解析誤差の減少は小さく、特に1280 メンバーと10240メンバーの解析誤差はほとんど 同じである。同じ10240メンバーでも局所化をな くすことで、解析誤差は大幅に減少する。

実験2(図略)では、局所化関数がステップ関数、局所化半径が2000kmのとき最も解析誤差が大きく、局所化なしが最も小さい。局所化関数の形状の比較では、局所化半径が7303kmのガウス関数と4000kmのステップ関数の場合、解析誤差の大きさは同程度となる。局所化半径が7303kmのステップ関数では、局所化なしの場合に最も近い解析誤差となる。

4. まとめ

本研究では、アンサンブルメンバー数を 10240 まで増やし、解析誤差に対するアンサンブルメン バー数の感度や局所化の与える影響について調 査した。その結果、アンサンブル数を増やしても 局所化の影響により解析精度が伸び悩むことが わかった。これは遠方の観測がデータ同化におい て重要な情報を持っていることを示唆している。 また、同じ影響範囲の局所化関数でも、ガウス関 数よりステップ関数を使った方がよい結果が得 られた。これは 10240 メンバーを用いてサンプリ ング誤差がきわめて小さい場合の事例であるこ とに注意が必要である。

また10240メンバーからなる予報誤差共分散行 列を固有値分解し解析したので、大会当日はその 結果も発表する予定である。



図 1. 実験 1 における東西風モデル 4 層目(~500 hPa)の解析 RMSEの時系列。アンサンブルメンバ 一数 80 (一点鎖線), 320 (点線), 1280 (破線), 10240 (細 実線)、及び 10240 メンバーで局所化なし (太実線) を示す。Kondo and Miyoshi (2016)より一部改変。

Development of a local Deterministic Ensemble Kalman Filter and comparison with LETKF

Le Duc (JAMSTEC/MRI) and Kazuo Saito (MRI/JAMSTEC)

Introduction

The Deterministic Ensemble Kalman Filter method (DEnKF) was proposed by Sakov and Oke (2008) to replace for the use of perturbed observations in the stochastic EnKF which results in noises in the analysis ensemble. To generate the analysis perturbations, DEnKF uses a linear equation which has the same form as the equation used to generate the analysis

$$X_a = X - \frac{1}{2}KHX = X - \frac{1}{2}KY$$
 (1)

Here X is the forecast ensemble, \mathbf{H} is the Jacobian of observation operator and K is the Kalman gain.

When examined closely, Eq. 1 is in fact an approximation of the square root of the analysis error covariance and therefore DEnKF can be classified into the deterministic EnKF class. In this study we have implemented a local version of DEnKF which uses the same R-localization as LETKF. This system was then compared with the LETKF system with the same configuration to see the impact of the methods generating analysis perturbations on the analysis quality.

Derivation of DEnKF

Here we introduce one of the methods to derive Eq. 1. In EnKF the analysis covariance is computed from the following equation

$$P_a = XX^T - XY^T (YY^T + R)^{-1} YX^T$$
(2)

where R is the observation error covariance. This can be rewritten as

$$P_a = X[I - Y^T(YY^T + R)^{-1}Y]X^T$$
(3)

Equation 3 shows that the square root of Pa is reduced to find the square root of the matrix in the bracket on the right-hand side. This can be approximated by

$$[I - Y^{T}(YY^{T} + R)^{-1}Y]^{1/2} \approx I - \frac{1}{2}Y^{T}(YY^{T} + R)^{-1}Y \quad (4)$$

Using this approximation the square root of Pa becomes

$$X_a = X - \frac{1}{2}XY^T(YY^T + R)^{-1}Y = X - \frac{1}{2}KY$$
(5)

Local DEnKF system

The DEnKF method as an alternative method for generating analysis perturbations was incorporated into the LETKF system that used the limited area mesoscales model NHM as the driving models. That means a local version of DEnKF was implemented. To calculate the Kalman gain in Eq. 1, the matrix in the bracket of Eq. 3 is transformed to $I - Y^T (YY^T + R)^{-1}Y = (Y^T R^{-1}Y + I)^{-1}$ (6)

Similar to LETKF, the eigen-decomposition was performed for this

matrix.

Real observation experiment

The local EnKF system with two methods for generating analysis perturbations was run in one month (August 2014) over Japan at the dual resolutions 15 and 5 km. Real observations obtained from JMA were assimilated every three hours. The number of ensemble members was 50 members. Relaxation to prior spread with the weight of 0.9 for forecast spreads was applied.





Figure 1 shows the analysis perturbations of u fields at the model level 8 from the first member after eight cycles. In general, both perturbation fields have the same pattern with minor differences in details. To examine these differences, Fig. 2 shows the power spectra of perturbations of u and t fields at the model level 8 from the first member averaged over the domain and the assimilation time. It's clear that LDEnKF produced perturbations with more energy than LETKF at large scales.

Fig. 1. Perturbations of u fields using LETKF (left) and LDEnKF (right).



Fig. 2. Power spectra of u (left), and t (right) fields using LETKF and LDEnKF. Figure 3 shows RMSEs of 3-hour forecasts of u, t fields with respect to aircraft data averaged over the domain and the assimilation time. Local DEnKF was slightly better than Local ETKF.



Fig. 3. RMSEs of u (left), and t (right) fields using LETKF and LDEnKF.

領域気候・建物エネルギー連成数値モデルによる都市気候と電力需要の再現

*髙根雄也(産総研)、亀卦川幸浩(明星大)、原政之(埼玉県環境科学国際センター)、 井原智彦(東大)、大橋唯太(岡山理大)、足立幸穂(理研)、 近藤裕昭(産総研)、山口和貴(東電HD)、兼保直樹(産総研)

1 はじめに

都市の気温と電力需要の将来予測は、都市計画やイン フラ整備計画等に関わるため、今後の急激な発展が予測 されているアジアの大都市において、特に重要である。 将来予測の手段の一つとして、領域気候・建物エネル ギー連成数値モデルを用いた温暖化ダウンスケーリン グがあるが、モデルが現状でどの程度都市の気温と電力 需要を再現可能であるか、よく分かっていない。そこで 本研究では、上記モデルを用いた温暖化ダウンスケーリ ングに先立ち、本モデルによる都市気温と電力需要の再 現精度を気候学的に検証する。

2 使用データと使用モデル

対象都市は、時空間的に高解像度でかつ年間での電力 需要データが存在する大阪市である。本研究では、検証 用データとして大阪市周辺の12のエリアで2013年4月 から2014年3月まで収集された電力消費データを用い る。また、気温と電力消費の実測データに基づき2013 年7月から9月を冷房期、同年11月から2014年3月 までの暖房期と定義する。その他の月である2013年4 月から6月、10月は空調未使用の中間期とする。

本研究では、検証モデルとして WRF-BEP+BEM を 用いる。BEP+BEM は、多層都市キャノピーモデルと 建物エネルギーモデルの連成モデルである。

本研究では、先行研究と同様のパラメータを入力した 計算ケースを CTRL とする。この CTRL では、空調シ ステムとしてデフォルト設定である全館空調システム を使用する。CTRL の計算期間は、上述した観測期間 を含む 2013 年 4 月から 2014 年 3 月の 1 年間である。

3 結果

2013 年4月から2014年3月の各月における大阪市 の地上気温の計算の結果、CTRL は冷房期と中間期に おける大阪市の地上気温を良好に再現できることが分 かった(図1)。一方で、暖房期においては、深夜から 朝の地上気温を2℃以上過小評価した。

CTRLは、冷房期と暖房期における大阪市(オフィス、 住宅)の電力需要を大幅に過大評価した(図2)。過大 評価した時刻は、空調負荷が高まる時間帯と一致する。

4 考察

電力需要の過大評価の要因の一つとして、CTRL で は全館空調設定に伴う空調使用の過大評価が考えられ る。日本では、個別空調がメインに使用されているた め、WRF-BEP+BEMのデフォルト設定である全館空 調設定は現実的ではない。

そこで本研究では、個別空調をなるべく簡単に考慮す るため、熱負荷計算の計算式に、下記3つのパラメー タを導入した。すなわち、1)空き家・空きテナント率 (0.172、大阪市)、2)空調床面積率(0.71)、3)空調使 用率(冷房期 1.0、暖房期 0.6、インターネット調査)で ある。この計算ケースを P-AC を呼ぶ。その他の設定 は CTRL と同様である。

P-ACの結果、CTRLに見られた冷房期と暖房期における電力需要の過大評価が大幅に改善された。また、暖 房期における深夜から朝における地上気温の過小評価 も改善された。

上記の結果は、本研究で改良した領域気候・建物エネ ルギー連成数値モデルが都市における年間での都市気 温と電力需要を十分再現可能であり、そして、他の都市 における都市気温と電力需要の将来予測に有効である ことを示している。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP24360218 の助成を受けたも のです。本研究の一部は、環境省の環境研究総合推進 費 (S-14) により実施されました。本研究成果は筑波大 学計算科学研究センターの学際共同利用プロジェクト (COMA (PACS-IX))を利用して得られたものです。

JST	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1 0	1 1	1 2	1 3	1 4	1 5	1 6	1 7	1 8	1 9	2 0	2 1	2 2	2 3	A ve
Apr	-0.9	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-1.0	-1.2	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	-0.3	-0.1	0.5	0.5	0.4	0.2	-0.2	-0.6	-0.7	-1.0	-0.9	-0.5
Мау	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.6	-1.0	-0.9	-0.3	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.1	0.4	0.2	-0.1	-0.5	-0.6	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3
Jun	0.3	0.2	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.2	0.2	0.6	0.7	0.7	0.9	0.7	0.4	0.2	0.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3
Jul	-1.1	-1.1	-1.1	-1.0	-1.1	-1.1	-1.2	-1.0	-0.6	-0.1	0.3	0.5	0.3	0.5	0.2	0.0	0.2	0.8	0.7	0.2	-0.6	-0.7	-1.0	-1.1	-0.4
Aug	-0.8	-0.7	-0.8	-0.7	-0.8	-1.0	-1.2	-1.4	-1.1	-0.3	0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.3	-0.2	0.3	0.4	0.0	-0.2	-0.7	-0.5	-0.7	-0.6	-0.5
Sep	0.7	0.7	0.7	0.6	0.5	0.4	0.2	-0.1	0.2	1.0	1.3	1.4	1.8	1.7	1.5	1.4	1.3	1.2	0.9	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.9
Oct	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.4	-0.8	-0.8	-0.2	0.3	0.7	1.0	1.1	1.0	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2
Nov	-0.9	-1.0	-1.1	-1.3	-1.3	-1.6	-1.7	-1.9	-2.3	-1.8	-0.7	-0.4	-0.2	-0.2	0.2	0.3	0.2	0.0	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.7	-0.7	-0.8
Dec	-1.1	-1.2	-1.5	-1.9	-1.9	-1.9	-2.1	-2.3	-2.5	-2.7	-1.8	-1.2	-0.8	-0.4	-0.2	-0.1	-0.1	-0.4	-0.8	-1.0	-0.8	-0.9	-0.9	-0.9	-1.2
Jan	-0.8	-0.8	-1.0	-1.2	-1.2	-1.4	-1.5	-1.8	-2.3	-2.4	-1.6	-1.0	-0.4	0.0	-0.1	0.1	0.1	-0.1	-0.6	-1.0	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.9
Feb	-0.6	-0.9	-0.8	-1.2	-1.2	-1.3	-1.4	-1.8	-2.3	-1.7	-0.9	-0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	-0.2	-0.4	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.6
Mar	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-1.0	-0.9	-0.8	-1.1	-0.9	-0.4	-0.1	0.2	0.1	0.3	0.6	0.4	0.1	0.2	0.1	-0.3	-0.3	-0.5	-0.7	-0.8	-0.4

図 1: CTRL と観測値(大阪管区気象台)の地上気温の 差 (バイアス).



図 2: 電力需要の水平分布. (a) 測定値、(b)CTRL. 電 力需要の時間変化. (c) 一戸建て住宅、(b) マンション、 (c) オフィス.

リサイクリング技術を用いた LES 温度成層乱流生成手法に関する研究

*中山 浩成 (原子力機構)・竹見 哲也 (京大防災研)

1. はじめに

数値流体工学・境界層気象・大気拡散などの研究 分野において Large-Eddy Simulation (LES)を用いる 際、もっとも難しい問題の一つが流入境界条件の取 り扱い方である。大気は、地表面との摩擦や熱的影 響により常に乱流状態にあり、風速も常に変化する。 そのため、LES では、その変動性状に応じて時間変 化する風速値を流入境界に与える必要がある。この 問題を克服するため、Lund (1998)は乱流境界層の空 間相似性に着目して re-scaling 手法による流入変動 風生成手法を提案した。その後、Kataoka and Mizuno(2002)は re-scaling 手法を簡略化し、風速変動 成分のみをリサイクリングさせた手法(recycling 手 法)を提案した。近藤・飯塚(2012)は、Reynolds 応力 のコレスキー分解に基づき流入変動風の作成を試み ている。近年では、従来の乱流生成手法を活用した 温度成層境界層乱流の生成手法も提案されてきてい る。例えば、Jiang et al., (2012)は、まず recycling 手 法を用いて温度をパッシブスカラーとして取り扱っ た境界層乱流の予備計算を行い、ある程度下流側よ り浮力効果を導入して温度成層境界層乱流を作って いる。しかしながら、この手法は境界層が十分に空 間的に発達するまでに長い吹送距離を要する。

そこで、本研究は、実用上の観点から、短い吹送 距離で温度成層境界層乱流を生成させるための計算 手法を提案し、既往の風洞実験結果と比較すること により、その有効性を検証することを目的とする。

2. 計算モデルと計算条件

LES モデルの基礎方程式は、空間フィルター操作 された連続の式、Naiver-Stokes 方程式、温度輸送方 程式により構成されている。流れ場のサブグリッド スケールモデル定数はラグランジアンダイナミック スマゴリンスキーモデルにより評価する。乱流プラ ントル数は 0.71 とした。計算アルゴリズムは MAC 法, Poisson 方程式の反復解法は SOR 法,時間進行 法は Adams-Bashforth 法である。支配方程式の空間 微分項は2次精度中心差分としている。

今回は、弱安定・弱不安定の2つのケースを対象 とする。計算条件の詳細について表1に示す。ここ で、δは境界層厚さ、Res は境界層厚さに基づくレイ ノルズ数、Ribは床面と境界層高さとの温度差に基づ くバルクリチャードソン数を意味する。

	──衣 1 計昇采件	•
LES cases	弱安定	弱不安定
Reδ	12,000	12,000
Ri _b	0.10	-0.45
計算領域	6δ×2δ×2δ	6δ×5δ×3δ
格子数	300×100×94	300×250×120

刊 佐 友 山

3. 温度成層乱流生成手法

中立条件での風速分布は一般に 1/7 べき指数の分 布により近似できるため、流入境界にべき指数分布 の平均風速分布を簡易に与えることができる。しか しながら、熱的効果を伴う場合、安定度によってそ のべき指数は変わるため、前もって平均風速分布を 規定するのは困難である。そのため、本研究では、 変動成分に加え、平均成分をもリサイクリングさせ ることにした。方程式を以下に示す。

 $u_{int}(z,t) = U_{recy}(z,t) + \phi \{ u_{recy}(z,t) - [u](z) \} \omega(z)$ (1)

$$v_{init}(z,t) = \phi \{ v_{recy}(z,t) - [v](z) \} \omega(z)$$
(2)

$$w_{init}(z,t) = \{w_{recv}(z,t) - [w](z)\}\omega(z)$$
(3)

ここで、Urecv、Urecv、[u]は、リサイクル地点での平 均風速および瞬間風速、流入境界からリサイクル地 点までの時空間平均風速をそれぞれ表す。なお、ω は境界層の発達を抑制するための減衰関数、
↓
は
調 整係数を意味する。

温度場に対しても、recycling 手法を用いた。

$$\theta_{init}(z,t) = \overline{\theta}_{recy}(z,t) + \left\{ \theta_{recy}(z,t) - \left[\theta\right](z) \right\} \omega(z) \tag{4}$$

 θ_{recy} 、 θ_{recy} 、[θ]は、それぞれリサイクル地点での平 均温度および瞬間温度、流入境界からリサイクル地 点までの時空間平均温度をそれぞれ表す。ただし、 計算初期条件として、弱安定条件に対してはべき指 数 1/5、弱不安定条件に対してはべき指数 1/7 の風速 分布を与え、温度場に対しては、ターゲットに近い 温度分布を与えている。

4. 結果とまとめ

下図は、弱安定条件におけるリサイクル地点での 計算結果を示している。Ohya and Uchida(2004)の実 験結果と比較すると、平均風速分布は一致している。 鉛直成分の乱流強度は、レイノルズ数の影響により 地表近傍で急激に減衰しているが、それ以外は実験 結果と同様な分布を示している。局所勾配リチャー ドソン数は、境界層内で0.25以下を示しており、実 験結果と同様、弱安定時での基本的な特徴を再現す ることができた。弱不安定時に対しても、実験結果 と同様な分布を得られていることを確認している。 以上により、本手法の有効性が示されたと言える。



JAMNHM による肱川あらしの数値的再現

*伊藤純至(気象研)、黒坂優、名越利幸(岩手大)

1. はじめに

愛媛県南予地方の大洲盆地から瀬戸内海へ 流れ込む肱川の河口付近では、「肱川あらし」 とよばれる、盆地で生じた放射霧を伴い海上へ 吹き出す局地的な強風が、冬季の早朝にしばし ば生じる。霧によって局地風自体が可視化され る珍しい現象である。気象学会においても肱川 あらしに関する既往発表が多数あり(大橋ら 2013、重田ら 2013、名越ら 2013 など)、注目 を集めてきた。

晴天時の夜間、放射冷却によって大洲盆地内 に蓄積した冷気により、約10km下流の河口で は陸風となる。その際、最も狭い箇所で幅数100 mとなる峡谷を陸風は通過する。峡谷通過後、 hydraulic jump(跳ね水現象)を生じ、肱川河 口付近では地表風近くの強風の出現につなが ると考えられている(例えば名越 2015)。

本研究では現実的な地形や雲物理過程が導入された、いわゆるメソ気象モデルのひとつである気象庁非静力学モデル(JMANHM、Saito et al. 2016)の高解像度化により、このような微細気象の再現を試みる。

2. 手法

実際に「肱川あらし」がみられた事例につい て、JMANHM によって数値的再現を試みた。 はじめに、ある程度峡谷や盆地の地形が再現可 能となる水平解像度400m、水平格子数は750 ×750とした実験を行った。3時間毎の気象庁 メソ解析(MANL)を初期値・解析値として利 用し、発生前日の00JSTより36時間積分を行 った。さらに、発生当日の00JSTより1時間毎 の計算結果にネストし、水平解像度80m、水平 格子数1200×1200とした実験を行った。

3. 結果と考察

最下層の鉛直解像度 40 m(メソ気象モデル の標準的な設定)とした実験では、河口付近に ある程度の強風(10 m/s 弱)は生じたものの、夜 間、大洲盆地において放射霧が生じなかった。 鉛直層数を3倍に増加させと、モデル上端を下 げ、下層付近の鉛直解像度を大幅に向上させた 実験(最下層の鉛直解像度は10m)では、放射 霧が生じ、さらに霧からの長波放射で盆地内の 気温が大幅に下がったため、肱川河口付近の風 速が大幅に増強した(約15m/s)。

水平解像度 400m の実験では、狭谷地形の解 像が不十分であり、冷気の流出口がわずかに盛 り上がった地形となる。偽の盛り上がりを越え た下流の河口に向けて霧の流出はみられない。 一方、狭谷地形が解像された水平解像度 80 m のネスト実験では、偽の盛り上がりは解消し、 河口付近の hydraulic jump による強風速は微 減するが、冷気流は盆地内で生じた霧を伴いな がら河口まで流出するようになった(図)。この ように水平・鉛直解像度両者を大幅に向上させ ることにより、肱川あらしの再現に成功した。



図:JMANHM によって再現された肱川あらし に伴う雲の3次元可視化。

謝辞

本研究の実施にあたり、文部科学省の HPCI 戦略プログラム分野3の助成を受けた(課題代 表者:斉藤和雄)。

蔵王風下での山岳波に起因するメソ擾乱の中立大気接地層乱流への干渉に関する LES による洞察

*服部 康男(電中研),野村 光春(電中研),中尾 圭佑(電中研) 須藤 仁(電中研),平口 博丸(電中研,石原 修二(DCC)

1. 緒 言

中立条件下での接地層を含む地表面近傍における大気境 界層の乱流生成機構の検討は、数値気象モデルの表現力向 上や普遍的な壁乱流構造の解明に有益である(Marusic et al. 2010).大規模流体運動(Very Large-Scale Motion, VLSM) の寄与を暴いている(Hutchins, Marusic 2007). VLSM の発 生起源として、大気接地層上空のメツ擾乱(detached eddies) の top-down 運動(Högström et al. 2002, Hattori et al. 2010)と 地表面近傍の縦渦重畳の bottom-up 運動(Kunkel, Marusic 2006)という相反する解釈を抱えている.本研究は、蔵王風下 における山岳波に随伴して発生する太平洋側へ吹きおろす 強風(沢田ら 2010, Sawada et al. 2012, 野村ら 2015)を対象 に、数値気象モデル LES による実気象場の再現から、メソ擾 乱の中立大気接地層乱流への干渉(竹見ら 2008)を論ずる.

2. セットアップ

日本海側での発達した低気圧の東進とともに強風が長時 間観察された事例(2012年4月3日UTC)を対象とした.再 現解析には、WRFをコアとする電中研気象予測・解析システ ム NuWFAS(橋本・平口2010)を用いた.地表面近傍の乱流 構造を再現しうるセットアップ(服部ら2015)を与えた.東北地 方全域をカバーする領域 d01から太平洋側の仙台平野にフ オーカスした領域 d05までの5重のネストを施した.鉛直層数 を96とした.水平格子解像度(150m-5.6m)が三次元乱流 を捕捉しうる領域 d03 -領域 d05では、乱流表現にLES (TKE)を用いた.以下では、領域 d05中心に位置する仙台管 区気象台地点での19:40-20:00(UTC)の解析を行った.

3. 結果および考察

図1に、地上高さz ≃ 10m での r.m.s.値で規格化した水平・ 鉛直風速変動および風向の瞬時値の時系列を示す.水平・ 鉛直風速・風向とも顕著なトレンドを持たず,エルゴード性に 立脚した時間平均によるアンサンブル処理の妥当性を支持 する. 図2に、温位勾配, 水平・鉛直風速の時間平均値・r.m.s. 値および Reynolds 応力の鉛直分布を示す. 規格化には摩擦 速度 utを用いた. 風速変動を GS(grid)成分のみから算出し た. 地表面ごく近傍においても SGS 成分に対して GS 成分が 卓越することを別途把握した. 対数域(接地層およびその上 層)が, $z \approx 100$ m 以下で発達する. そこでの, $\partial \theta | \partial z \approx 0$, $W \approx$ 0, u', w', uw の最大値における観測での代表的な値(Hattori et al. 2010)との一致を確認できる. 図3に,水平風速 uのパワ ースペクトルに周波数fを乗算した値および水平風速 u の鉛 直方向2点相関値の鉛直方向分布をコンターとしてそれぞれ 示す. なお, z ≅ 1000 m 以上に, 振動性状が見られる. 今後, その原因を精査したい. パワースペクトルは、接地層において 最大値を高周波数域(f ≅ 8×10-3 Hz 以下)でとる. また, 接地 層においても、低周波数域でも極大値をとり VLSM の貢献を 理解できる. VLSM のスケールと上空のメソ擾乱のスケールと の整合も与える.また,不連続な極大値の分布を呈する.相 関値は, それに呼応して不連続な分布を呈する. z ≅ 700m で 極小値を有し, z ≅ 1000m で極大値を有する. ここでは, Reynolds 応力の鉛直分布にも観察されるように, 渦運動から 波運動への変調が推測される.これらから、大気境界層上空 の波運動の接地層の乱流生成への関与を理解できる.

有益なご議論をいただいた Dr. Chin-Hoh Moeng(NCAR), 半場藤弘先生(東大)ほか LES 研究会各位,橋本篤博士・杉 本聡一郎博士(電中研),に深謝いたします.



Fig. 1 Time-series of instantaneous wind speed fluctuations normalized with r.m.s. values and wind direction at $z \approx 10$ m



Fig. 2 Vertical profiles of time averaged potential temperature gradient, wind speed, r.m.s. values and Reynolds shear stress



Fig. 3 Contour of power spectra and spatial correlation of horizontal wind speed fluctuation u
2013年8月11日東京の最低気温30.4°Cに対する都市モデルの再現性

*新藤 永樹・清野 直子(気象研究所)

1. はじめに

2013年8月は、月を通じて日本の南海上で太平洋高気 圧の勢力が強く、特に上旬後半から中旬にかけて東・西日 本中心に連日猛暑が続いた。東京大手町では、11日明け 方に最低気温30.9℃を観測し、その後日中は38.3℃まで 上昇した。16時に一時雷雨があったものの、気温はそれ ほど下がらず、この日の最低気温は23時44分に観測され た30.4℃となった。日最低気温の記録としては、歴代2位 となり、日本海側のフェーン現象に伴うものとは異なり、 都市化により夜間・早朝に気温が下がらないという事が要 因である。

この事例に対して気象庁気象研究所非静力学モデル NHM(Saito et al., 2006;2007) に導入されている単層都 市キャノピーモデルSPUC (Aoyagi and Seino, 2011) と平板地表面モデルの比較、再現性を調べ、モデルの欠点 を探る。

2.実験設定

2013年8月11日明け方に30°Cを下回らない事例を対 象に、気象庁メソ解析を初期値、境界値としてモデル実験 を行った。2013年8月10日09時 (JST)を初期値とし、 水平格子間隔2kmとした。地表面過程として、平板スキー ム実験(SLAB実験)と都市キャノピースキーム実験 (SPUC実験)を行った。「建物用地」「幹線道路用地」 「その他の用地」の占める面積が80%を超える都市グリッ ドに都市キャノピースキームが作動するように設定した。

3. 結果

図1は、11日05時(FT=20)における地上気温予測の SPUC実験とSLAB実験との差である。都市化の顕著な東 京都心を中心にSPUC実験の方が2°Cから5°C程度高く予 報されれいる。図2と図3は、東京と熊谷における地上気 温予測の時系列でアメダスとの比較である。モデルは、観 測に比べて低温バイアスであるが、都市グリッドの東京に おいて(図2)、SPUC実験では、11日明け方の気温の 低下抑制がみられ、都市化による効果を表現しているが、 SLAB実験では、気温の低下が著しい欠点がある。一方、 日中の気温の上昇はSPUC実験は、アメダスに比べてやや 緩やかな欠点がある。また、都市グリッドでない熊谷では (図3)、SPUC実験とSLAB実験の差はなく、観測に比 べて特に夜間に1-2°C程度の低温バイアスとなっている。

SPUC実験では、都市グリッドに人工排熱を付加してい るが、不確実性が大きいため、感度実験として、人工排熱 なし、0.5倍、2倍実験を行ったが、SLAB 実験との差に 比べて小さかった(図略)。明け方の地上気温再現性は、 SPUC スキーム内部の熱収支の精緻的な解法による所が大 きい事を示している。 ところで、地表面気温の初期値がアメダスに比べて1℃か ら2℃程度低温となっている。これはメソ解析はアメダス を同化していない事を反映していると考えられる。今後の 調査は、今回得られた示唆である、都市スキームは、明け 方の地上気温に対する都市の効果を表現しているが、日中 の気温の上昇が緩やかであるという仮説を事例を増やして 検討しつつ、データ同化実験が行えるような環境を構築し ていく必要がある。



図1:11日05時(FT=20)の地上気温差(°C) SPUC実験-SLAB実験、ハッチは負値



羽田空港における格納庫後流に発生する乱気流の非定常流体解析 *山口晃毅, 菊地亮太, 三坂孝志, 大林茂(東北大), 又吉直樹, 三角暁雄(JAXA), 黒須政信(JAL)

1. <u>はじめに</u>

近年,旅客機による輸送量は拡大傾向にあり,よ り安全な航空機運航が求められている.羽田空港は, 年間着陸回数の最も多い国内最大の空港であるが, 北東寄りの強い風が羽田空港内にある格納庫を超 えることで乱気流が発生し,同空港滑走路 34L に おける航空機の離着陸の安全を脅かすことが知ら れている.羽田空港における格納庫後流の影響は同 空港内に設置されているライダーによって確認さ れた報告はあるが,実際の格納庫に対して高解像度 な流体計算を実施し,乱気流の影響を評価した事例 はまだない.そこで本研究では,Large Eddy Simulation(LES)を用いて,羽田空港の格納庫後流 についての流体計算を実施し,後流における乱気流 の影響を評価する.

2. 予測手法

本研究では、LES により羽田空港の格納庫周り の流体計算を実施した.流体計算手法として Building Cube Method (BCM)を用いる[1]. BCM は,流れ場を"Cube"と呼ばれる立方体領域に分割し, 各 Cube 内に"Cell"と呼ばれる等間隔直交格子を生 成して,流体計算を行う.基礎方程式には、3次元 非圧縮性ナビエ・ストークス方程式を用いる.数値 解法は以下の通りである.対流項には 3 次精度河 村・桑原スキーム,粘性項には2次精度中心差分を 適用し,時間積分は4次精度ルンゲクッタ法を用い た.今回使用した計算 Cell 数は 22,605,000 個, Minimum Cell Size は 1.25m である.羽田空港の 高度データおよび格納庫の建物データは Google earth から参照した.

3. <u>予測結果</u>

図1に北東風10m/sにおける滑走路34Lの格納 庫後流の計算結果を示す.このとき,鉛直流0.8m/s の領域を白色の等値面で,鉛直流-0.8m/sの領域を 黒色の等値面で示した.図1より,格納庫後流によ る影響が滑走路に到達していることが確認できる. また,図2および図3に高度40,80,120mでの東西 風および鉛直風の時間変動を示す.図1の円はその 領域を表している.格納庫の最大高さは44mほど であり,図2より,東西風速は,格納庫高さ以下で は風速が小さく,変動が大きくなっている.また, 図3より鉛直風は,高度80m地点で最も乱れが大 きく,高度40mで最も変動が小さかった.これよ り,滑走路34Lでの非定常流体計算が実施できた. 発表当日では,滑走路上の乱気流について,より詳 細な流体解析について行う.



図1 滑走路 34L における格納庫後流の計算結果



参考文献

 K. Nakahashi, L-S. Kim, "Building-Cube Method for Large-Scale, High Resolution Flow Computations, 42nd AiAA Aerospace Sciences Meeting and Exhibit, AIAA 2004-434, 2004.

長野市におけるドップラーライダを用いた山風の観測

*高咲良規¹・吉崎正憲¹・鈴木パーカー明日香¹・渡来靖¹・中川清隆¹ 武井祐興¹・榊原保志²・浜田崇³

1.立正大・地球環境科,2.信州大・教育,3.長野県・環境保全研究所

1. はじめに

長野市は長野県北部に位置する県庁所在地である. 長野市は山脈に囲まれていることや市街地には3つの 河川があることで,複雑な地形と川や谷の走向に沿っ た特有の強い風が吹くことがある.その1つとして西 側の裾花川谷口では,夜間〜明け方にかけて吹く冷気 流をともなった山風が報告されており,ヒートアイラ ンドを緩和する効果があるとされている(浜田 2001,浜 田・一ノ瀬 2011).しかし,山風の流入による気温低下 のメカニズムや山風の季節変化は不明であり,本研究 は長野市裾花川谷口から吹く山風のメカニズムを明ら かにすることをめざす.

2. 観測方法

ドップラーライダ(以後, DL と記述する)による観測 は 2015 年 7 月 27 日~11 月 3 日の期間行った. DL を 設置した地点は信州大学の長野キャンパスの教育学部 屋上である. DL の距離分解能を 75m とし, 観測範囲 は 1500m の範囲を対象とした(図 1a). また, 同期間の 長野地方気象台の風向・風速について解析を行い, DL と比較した. 今回は, 2015 年 8 月 7 日~8 日の事例に ついて報告する.

3. 結果·考察

この日は太平洋高気圧に覆われており日本全国で猛 暑日であった.この時の長野地方気象台では日最高気 温 34.7℃を記録した.

図 1b と図 1c に 2015 年 8 月 7 日 23 時における高度 角 10°の DL の 1 号機と 2 号機の水平風を示す. 図 1b では7日23時には裾花川谷口から長野市内に向かって 西北西方向からの 4~5m s⁻¹の風が吹いていたことが わかる. この時の気象台は 1.7 m s⁻¹で西風となってお り、DLと同じような風向であるが、観測された風速よ りも小さかった. このため, DL で観測された西北西風 は裾花川からの山風を捉えていたと考えられることか ら,この西北西風について詳細に解析をした.まず, 山風を把握するために、2015年8月7日~8日にかけ て谷側の角度(角度273°から283°まで)の視線方向の 風速を図2に示す.図2aを見ると、この山風は7日 21 時から翌6 時まで 4m s⁻¹以上の風速を伴っており, 夜間~明け方にかけて長期間持続していたことがわか った. また, 375m と 750m の水平距離を基準にする と、高度角10°では高度65.2mと130.2m、高度角30° では高度 187.5 と 375m となる. 高度角 10°では山風 は見られるものの, 高度角 30°の高さでは小さかった. これから、山風の鉛直方向の厚さは 200m 程度であっ たと考えられる.

図3に高度560mを基準にした8月8日0時10分 のモデル計算結果を示す.DLを設置した付近の温位は 0.5Kの低下が見られたが風速は2ms⁻¹であった.こ のことから,裾花川谷口から市内に向かって吹きこむ 山風(西から西北西風)は再現されているものの,DLの 観測した風速よりも弱かったために,計算結果では温 度があまり低下しなかったためと考えられる.したが って,先行研究と類似している点が多いものの,山風 の再現性について検討する必要があり,さらに研究を 進めたい.



図2 DLの2015年8月7日~8日までの(a)高度角10°と(b) 高度角30°における角度273°から283°までの視線 方向の風速の時間変化.



図 3 NHM モデルで再現した山谷風. 2015 年 8 月 8 日 0010JST における高度 560m の水平風と温位.

ドップラーライダー観測から解析された地表近くの風とラジオゾンデ観測との比較



1. はじめに

防災科学技術研究所では、X バンド MP レーダー、Ka バン ドレーダー、ドップラーライダー、マイクロ波放射計などの気 象測器を首都圏近傍に配備し、積乱雲の発生や発達を予測する 手法の開発を行っている.現在、大型ドップラーライダー(以 下、ライダーと呼ぶ)は、東京都目黒区、横浜市都筑区及び茨 城県つくば市の3箇所に設置されている.

つくばのライダーは 2015 年 4 月から 12 月にかけて,連続 観測を行った. このライダーで観測されたデータから VAD 法 を用いて解析した風向風速の鉛直分布を,館野のゾンデ観測で 得られた風向風速と比較した結果について報告する.

2. ライダー観測とデータ処理

つくばのライダーは 5 分毎に仰角 10 度及び 30 度の PPI ス キャンと方位角 75 度の RHI スキャンを行った. このうち,仰 角 30 度の PPI スキャンから VAD 法を用いて各高度における水 平風の風速と風向を導出し,各日 08 時 37 分及び 20 時 37 分の スキャンと 09 時及び 21 時のゾンデ観測のデータを比較した. 館野のゾンデ観測のデータはワイオミング大学の web ページか ら取得した.ライダーのサイトと館野のゾンデ放球地点は 8.3 km 程度離れている.

3. 観測結果

2015 年 5 月 16 日午後 20 時 37 分のライダーの観測結果と, 同 21 時のゾンデのデータを図 1 及び 2 に示す. この日は観測 条件が良く,高さ 2.8 km までデータが取得できている. 風向風 速ともにゾンデ観測の結果ともよく一致していた.

4月から12月までの高さ1kmにおけるライダーとゾンデ の観測結果を比較したのが図3である.高さ1kmの値は観測 データから内挿して得た.ライダーの解析値は、高度1kmの 前後50mに観測値が存在した場合にのみ解析に用いた.この 解析におけるサンプル数は255であった.相関係数は0.92であ り、それぞれに対する回帰直線も原点近くを通る傾き1の直線 に近く、よい一致が得られたと考えている.

観測可能高度は季節や天候に依存しており,降水がなく,エ アロゾル濃度の高い境界層が厚い際には2km以上の高度まで 観測できていた.



図 1: 2015 年 5 月 16 日の 20 時 37 分につくばのライダーで解 析した水平風速(点)と同日 21 時の館野のゾンデ観測による 水平風速(円)の鉛直分布。



図 2: 図1と同じ. ただし,水平風向に対するもの.



図 3: 2015 年 4 月から 12 月までのつくばのライダーと館野のゾ ンデ観測によって得られた高さ 1000 m における風速の散布図. 図中の式はゾンデ解析及びライダー解析に対するそれぞれの回 帰直線と,相関係数である.

4. まとめ

2015年につくばで行ったドップラーライダーの観測から求 めた水平風の鉛直分布を,館野のゾンデ観測の結果と比較した. 観測可能高度は天候に大きく依存するものの,夏季の観測条件 のよい時にはおよそ高度2kmまでデータを取得できた.ライ ダーの観測結果はゾンデの観測と風向風速共によく一致した.

謝辞 解析の計算と作図の補助を筑波大学大学院の横山土実さ んにお願いしました.

街と森における気温と水蒸気量の関係性について 2013年-2014年と2015年-2016年における観測結果より * 松尾 諒・堀之内 龍一・酒井 敏(京都大学大学院 人間・環境学研究科)

街と比較して森の中が涼しいということはよく知られ ている。またその理由として世間でよく上げられるの が「木が蒸散を行い、その際の蒸発熱が気温を下げてい るのである」という説である。確かに観測を行い、街と 森の気温と湿度を比較すると、一日中、どの季節におい ても森の気温は低く、水蒸気量は多い(図1)。しかし、 大気中の水蒸気量と気温には関係性が低く、水蒸気量が 気温を下げているとは言えないことが見えてきた。すな わち、木の蒸散が気温を下げているとは考えにくいとい うことが言える。

観測地点は2013年4月から7月と2013年 12月から2014年3月までの京都大学吉田南2号 館屋上と吉田山と、2015年10月から現在も継続し て観測中の京都大学北部食堂前と京都大学理学部植物園 を、それぞれ街と森としている。今回はこれらの観測期 間から晴天日を選び出し、夏季と冬季に分け、比較を行っ た。

ここで、街と森とで気温の差と水蒸気量の差を取り、 気温の差を横軸、水蒸気量を縦軸にとってプロットする (図2・図3)。仮に、水が蒸発することによって、気温 の差が生じているのであれば、気温の差と水蒸気量の差 は比例するはずである。理想的には水の蒸発潜熱により 大気の気温を冷やすことを考えた場合、水1gを蒸発さ せることで大気1立法メートルを約2℃下げることがで きる。すなわち図2・図3のおける点線の直線に沿うは ずである。しかし、観測結果によると、水蒸気量の差と 気温の差は比例しておらず、日の出後に気温差がついた 後、水蒸気量の差がつくということが見えてくる。すな わちこれは、街と森とで気温の差がつく要因が水蒸気量 によるものではないということを示している。

この傾向は、観測地点の異なる2013年から 2014年における観測と、2015年から2016年 における観測のどちらにおいても見ることができる。こ のことから、観測地点固有のものではなく、街と森との 差が現れているものと考えられる。

これらの結果から街と森における気温の差は日照によ るものと考えられ、また、水蒸気量の差については、気 温の上昇により飽差が大きくなったことで森の持つ水分 が蒸発することによって生じたものと考えられる。

表1	期間と観測地点	
期間	2013年4月-7月	2015 年 10 月 -

HOBBL, MELDING LE

	2013年12月-14年3月	継続中
場所	街:吉田南2号館屋上	街:北部食堂
	森:吉田山	森:理学部植物園



晴天日における2015年10月から11月にか 図1 けての京都大学北部食堂と理学部植物園の 気温と大気中の水蒸気量の時別平均



図2 晴天日における吉田山と吉田南2号館屋上の 気温差と水蒸気量差の関係(2013年観測)



大気境界層の発達に伴う大規模乱流構造の出現状況の変化(都市近郊での観測より)

堀口光章 (京大防災研)

1. はじめに

京都市近郊に位置している京都大学防災研究所宇 治川オープンラボラトリーにおいて 2016 年 1 月 12 日から2月12日の冬季に境界層乱流の観測を行った。 今回は、安定度が中立に近い時の大気境界層構造と 組織的乱流構造(大規模乱流構造)の関係について 解析した結果を報告する。

2. 観測の概要

鉄塔の高さ 25 m に設置された超音波風速計により乱流観測を行うのと同時にドップラーライダー

(Leosphere 社製 WINDCUBE WLS7) により 40 m から 220 m まで 20 m おきの高さにおける風速 3 成分を約4秒おきに測定した。接地層での安定度の指標 z/L
 (z は測定高度, L は Obukhov の長さ) は超音波風速計による測定から評価する。

観測期間のうち2月2日と3日には、日中に5回 ずつラジオゾンデ(明星電気製 GPS ゾンデ RS-11G) を飛揚し、大気境界層の鉛直構造を観測した。

3. 大気境界層の鉛直構造

北寄りの風が比較的強く吹いた2月3日における ドップラーライダーによる10分間平均風速(水平風 速)の一日での変化を見ると、日中午後に風速が全 層で時々強くなっており,鉄塔55mでの風車型風向 風速計でも14時30分からの10分間でこの日で最も 大きい平均7.5ms⁻¹の風速値を示している。

ラジオゾンデによる観測結果(図 1)を見ると, およそ1200~1800 mの高さでは10時30分の観測時 から常に強い風が吹いているが,高さ1000 m 程度以 下では午後の時間帯に風速が強くなっている。なお, これらの観測においては,午前中の時刻から気温の 高度分布は高さ2000 m 程度まで乾燥断熱減率に近 く,(気温で見ると)良く鉛直混合されている。風速 についてはそれより遅れて(午後に)高さ方向に一 様に近くなっていることが分かる。



図1 2016 年 2 月 3 日の各時刻におけるラジオゾンデ観測 から得られた風速高度分布

4. 大規模乱流構造の出現状況

2月3日の12時以降を2時間30分ごとの時間帯に 分けて検討する。各時間帯でのz/Lの値は、30分ご との平均化時間に対して、-0.5~-0.1、-0.9~-0.1、 -0.1~0.8の範囲であり、概ね中立に近かった。

乱流変動のスケール分布を調べるために Mexican Hat 函数を用いた連続ウェイブレット変換を行う。 12 時からと 14 時 30 分からの時間帯では,超音波風 速計平均流方向風速成分 *u* に対するウェイブレット 分散スペクトルに大きな時間スケール(100~300 秒)でピークは見られないが,17 時からの時間帯で は 148 秒にピークがあり,大きなスケールの風速変 動が卓越している。また,14 時 30 分からの時間帯 でもより大きな(300 秒以上)スケールでの風速変 動の寄与が大きくなっている。日中午後での風速の 強化に伴って,大規模な乱流構造が出現しているこ とが分かる。

図2には,鉄塔での観測で風速が最も強くなった 時間に近い14時43分頃に見られた乱流構造の例を ドップラーライダー風速成分u,w(w:鉛直方向風 速成分)と超音波風速計風速成分uにより示す。上 昇する動きを示す弱風域の後に下降する強風域が見 られ,中立に近い状態での(強風の)大規模乱流構 造に対応していると考えられる。



図2 2016年2月3日14時42分33秒を中心として前後160秒の時間でのドップラーライダー風速成分u(等値線), w(矢印)と超音波風速計風速成分u(折れ線グラフ)

5. おわりに

別の日の例とも比較して大気境界層の変化と乱流 構造との関係を検討する予定である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 26282107(研究代表者:竹 見哲也(京大防災研))の助成のもと実施したもの である。また,観測などについて,京都大学防災研 究所附属流域災害研究センターその他の方々のご協 力を得た。ここに記して謝意を表する。

名古屋港で観測された夏季海陸風のホドグラフの鉛直分布 (その2)

*永尾一平¹, 菊本雄紀^{1,2}, 河合 慶¹, 長田和雄¹, 柴田 隆¹, 甲斐憲次¹ (¹:名大院環境, ²:舞鶴市役所)

1.はじめに

名大理学部3年生の実習として、名古屋港において測 風気球(以下、パイバル)の追跡により、風の鉛直分布 の24時間観測を実施している.地上風のホドグラフは伊 勢湾東側で反時計回り(CCW)回転、西側で時計回り (CW)回転を示すがSakazaki & Fujiwara (2008)、名 古屋港はその中間に位置する.海陸風発生時の風のホド グラフの形状と回転方向の鉛直分布を調べ、その特徴を もたらした条件を調べた.

2. 使用データ

2010年7月17日,2011年7月16日の各正午から翌日の正午まで、ヘリウムを充填したパイバル(2.5m/sで上昇)を1時間毎に10秒間隔で追跡し、鉛直方向に約25m間隔の風の鉛直分布を得た.解析には、名古屋地方気象台で観測しているウインドプロファイラの風データ、およびメソ客観解析(MANAL)の風と気圧データ、中部地方の気象官署の海面気圧データを使用した.

3. 結果と考察

海陸風:2回の観測期間に得られた風速の南北成分の日 平均からの偏差 vを調和解析し、1日周期成分の時間高度 分布を求めた.図1に名古屋のウインドプロファイラの 風の結果を示す.1日目の12時~22時に約1000m以下 で南風、約1500m以上で北風が吹き、午前0時~10時 に約1000m以下で北風、約1500m以上で南風が吹いて おり、それぞれ海風と反流、陸風と反流と考えられる.

風のホドグラフの形状と回転方向: 図2に2011年の観 測期間の風速の東西,南北成分の各偏差u,vの調和解析 により得られた1日周期の風のホドグラフの形状(離心 率、長軸の傾斜角)と,uとvの位相差を示す(これはホ ドグラフの回転方向を示す一つの指標となる場合があり, 正の値はCCW回転,負の値はCW回転).海風や陸風が 吹く下層でやや丸みを持ち(離心率が0.7~0.8)、長軸の 走向が南西-北東のCCW回転のホドグラフであり,反 流が吹く高度では,長軸の走向が南北(やや北西-南東) で細長く、CW回転のホドグラフであった.

大気場の条件: 図3 に運動方程式の各項の大きさの鉛直 分布を示す.このうち摩擦力は,観測値と線形の運動方 程式の解析解から得られた計算値の差を最小にする Rayleigh 摩擦係数を求め,その係数に風速を掛けたもの である.図に示していないが,気温勾配の日変化の振幅 は、気圧傾度力の振幅の鉛直分布と同様に地上付近が最 も大きく、海陸風が吹きやすい条件であった.

4. まとめ

海風や陸風が吹く下層は、気圧傾度力の振幅が大きく、 気圧傾度力ベクトルも図には示していないが CCW 回転 であること、そして地上の摩擦が大きいことにより、風 のホドグラフが CCW 回転となる. 高度が増すにつれて 気圧傾度力の振幅が小さくなり、コリオリカの寄与が相 対的に大きくなった結果、風のホドグラフが CW 回転に 反転したと考えられる.



図1:風の南北成分の時間高度分布(名古屋のウインドプロファ イラの風). 左が2010年,右が2011年の各観測期間の結果.



図2:2011年の観測期間の風のホドグラフの形状と回転方向を 示すパラメータの鉛直分布. 左から離心率、長軸傾斜角、回転 方向. パイバル(●),ウインドプロファイラ(■), MANAL (△)の各風データから求めたもの.



図3:2011年の観測期間に解析された気圧傾度力項(●),移流 項(○),コリオリ力項(◇),そして摩擦項(▲)の各大きさ の鉛直分布. 左が東西成分,右が南北成分.

岩手雫石盆地で発生する霧のドローンによる観測

○名越利幸・石森明洋(岩手大教育)

1. はじめに

岩手県雫石盆地は、6月と11月に濃霧の発生が 数多くなる.しかし、その発生頻度や構造に関す る先行研究は行われていない.そこで、本研究では その霧の鉛直構造をドローンを利用した気温・湿 度の観測により解明することを目的に調査したの で、以下報告する.

2. 調査の手法

1) 各気象要素の鉛直分布の観測手法

放球型と係留型に二分される。放球型は消耗品 費がかかる点,係留型は充填するヘリウムの消費 と備品費が高額である点がそれぞれ欠点である.

2) ドローンによる気象観測

近年急速に発達している小型の無人航空機(以下:ドローン)を活用することで,バッテリーの 充電費用のみで何度も観測できる点とドローンに 搭載されたカメラによって現象の撮影ができる点 がメリットである.そこで,ドローン飛翔による 気象観測法の試行を行った.

3) ドローンによる気象観測法の試行

使用するドローンは DJI 社製の Phantom2 VISION+である.気温・湿度・気圧の測器は T&D 社製 のTR-73U おんどとり(以下:TR-73U)を使用した. TR-73U は気温・湿度・気圧の3チャンネルを任意 の間隔で 8000 回分自動保存するものである.測定 間隔は,最低の1秒とした.ドローンの脚部に凧 ひもで測器をつり下げ,鉛直方向に飛行させた. 高度は,地上との気圧差から算出した.また,2015 年4月30日に実施した予備観測において,ドロ ーンによる鉛直方向の気温・湿度測定が可能であ ると判断した.

一方,観測実施当時施行されていた旧航空法に よるドローンの飛行は最高250mまでと規定さ れていた.本観測に際し,国土交通省東京交通局 航空管制運航情報官と空域調整を実施し,地表か ら700mまでの高度においての飛行許可を取得 した上で観測を実施した.

4) 観測場所

飛行地点は、ドローンの安全飛行の観点から選 定を行い、秋田新幹線雫石駅近傍の稲作地の御所 湖より地点とした.

○雫石町麁津田(地表) 【標高:182.5m】

3. 調査結果

1) 2015年11月20日霧有りの事例



図1 高度 550m 上空からの霧の様子(東向き,盛岡方向) 2)霧の様子

地上付近まで霧が発生している状況下で、ドロ ーンを飛翔,約130mで、霧層から抜けた様子で ある.東向き、盛岡方向を向いている.写真右中 央に、生森山があり、霧層の上限を物理的に推測 することが出来る.



図2 濃霧発生時の鉛直気温分布(2015年11月20日)

3) 気温の鉛直分布

境界層内の放射冷却による逆転層下部が,霧層 内で一律の気温となっている(図2)。四角で囲 った高度が霧層である。その上限とドローンから の上限がほぼ一致した。

4. まとめ

データロガー付き簡易気象観測測器で、ドローンに搭載し、上昇・下降させて測定した。結果、 霧層内の構造を調査することが可能である。当日は、湿度データも提示しながら報告する。 〇本研究は(科研費: 26350181,代表者:名越利幸)によった。

大阪における海風の長期変動とその要因

*北城 佑記(同志社大学理工学研究科)・山根 省三(同志社大学理工学部)

1. 緒言

海風には、日中の陸上の気温上昇を緩和する 効果があり、大阪市はヒートアイランド対策と して、海風を市街地へ導く「風の道」の施策を 推進している,一方,近年の都市化による陸上 気温の上昇と地表面摩擦の増大により,海風の 内陸への進行が遅れることが知られている (Yoshikado and Kondo 1989; Kusaka et al. 2000). 山本(2003)は、1971 年から 1995 年の 大阪府大気汚染常時監視システムの風向・風速 データを解析して、大阪に吹く海風が約20年 間で1時間程度遅れていることを明らかにし た、本研究では、解析期間を延長し、1971年か ら2014年までの大阪に吹く海風の長期変動の 特徴を調べた、そして、その変動をもたらす要 因として,都市温暖化や土地利用変化との関係 を調べた.

2. 方法

大阪管区気象台と大阪府大気汚染常時監視 システムの合計10地点の地上気象観測データ を使用した.山本(2003)を参考に,7月15日 から8月31日の大阪管区気象台のデータにお いて日平均雲量が7以下,日平均風速5.4 m/s 以下の日を夏季晴天日として選択した. 南南西 から北北西の西寄りの風向の風を海風と定義 し,1971年から2014年の期間を5年または10 年の期間に分けて,各期間の晴天日において海 風が記録された割合を1時間ごとに算出した. 地点ごとに風速分布や風向分布を調べ. 晴天日 の選択条件や海風の定義を変えた場合につい ても同様に海風の割合を調べた. 夜間の都市温 暖化による陸上気圧の低下の影響を調べるた め、午前9時から正午までの海風の風上と風下 の地域の気温差の長期変化を調べた.国土数値 情報の 1976 年から 2009 年の土地利用細部メ ッシュデータを用いて,大阪府周辺の土地利用 の変化が海風の長期変動に与える影響を検討 した.

3. 結果と考察

5 年ごとの期間に分けて夏季晴天日の海風 の割合を計算した結果は、山本(2003)の結果と 概ね一致した. 10 年ごとの期間に分けて算出 した海風の割合は、1985 年-1994 年が最も海風 の吹き始めの時刻が遅れ(10 地点中7 地点), 次いで 1975 年-1984 年が遅れ(5 地点), 1995 年-2004年が最も早く(3地点), 2005年-2014 年が午後に最も海風の割合が下がる(6 地点) という傾向があった.この傾向を示した寝屋川 市役所の結果を図1に示す、風向分布から海風 の通り道になっていると考えられる海に近い 都市中心部の国設大阪と内陸部の東大阪市旭 町庁舎の晴天日午前中の気温差は、1985 年-1994年が最も大きく、次いで1975年-1984年 が大きかった、これより、1990年ごろまでは都 市中心部の温暖化が顕著であったが、2000年 ごろから都市域の拡大に伴い,内陸部でも温暖 化が進行したと考えられる、それにより、海風 の吹き始めの時刻に影響した可能性が考えら れる.

4. 結言

海風の遅れは 1970 年代から 1990 年頃にか けて最も進行し、この要因として大阪湾沿岸部 の都市化による影響が大きいと考えられた. 1990 年以降は都市域が拡大し、内陸において も都市温暖化が進み、都市中心部と内陸との気 温差が縮まることで海風の吹き始めの時刻が 早まったと考えられる.



図 1.寝屋川市役所における夏季晴天日の海風 の割合の時間変化. 10 年ごとの期間に分けて 示す: 1975-1984(実線), 1985-1994(点線), 1995-2004(破線), 2005-2014(一点鎖線).

秋田県北部沿岸での海上風観測に見られる冬季における海上風の乱れについて

大塚清敏・榎木康太 (大林組技術研究所)

1.はじめに 風力発電において,風の乱れは発 電効率の低下や風車の疲労損傷等の観点から重要な 風況関連量のひとつである。筆者らは秋田県能代港 の港湾内(北防波堤上)で,1年間の海上風観測を行 った。観測では,特に冬の季節風の時期に日本海か らの風に,乱れの大きなデータ(乱流強度で 20%超) がたびたび観測された。海上には地面の起伏や障害 物等の大きな粗度要素がないため,海からの風の乱 れは気象的要因による可能性が高い。ここでは,風 観測で得られた 10分毎の水平風速の標準偏差につ いて,気象的要因との関連で考察した結果を示す。

2. 観測概要 観測地点は、ほぼ南北走行の海岸 から西へ約 1km 沖の海上である。観測期間は 2014 年8月1日~2015年7月31日で、観測には3杯風 速計・矢羽根風向計(米国 NRG 社製)を用いた。観測 要素は10分間の水平風速・風向平均値および、10 分毎の水平風速標準偏差である。観測高度は、平均 海水面+40m、45m、50mの3高度とした。測器は金 属性支柱に水平アームで支柱直径の約 10 倍離した 位置に取り付けた。

3. 観測結果と考察 図1に2015年1月の高度 50mの10分間平均風速と風向の時系列を示す。240 ~300°の西よりの風向で風速が10m/sを超えてい る期間が多く,冬季季節風の影響と見られる。図2 は,同じ期間・高度の10分毎の風速標準偏差の時系 列である。標準偏差は風速と同様に西よりの風向で



大きい。また、10分値の小刻みな変動も西よりの風 で顕著になっている。図2には、観測点でのレーダ ー雨量(10分毎)、メソ客観解析値に基づく静的エネ ルギー(乾燥,湿潤,豊和湿潤)鉛直分布から見積も った対流可能高さ(3時間毎)も併せて示す。(ここで はSSTデータは利用せず、大気の熱力学量のみから 求めたため、不安定時には実際より低く見積もられ ている可能性はある。)標準偏差の時間的な変動は、 降水の有無やその強さとの関連が示唆され、メソ客 観から求めた対流高度の時間変化傾向ともよく対応 している。そのため、日本海からの風の乱れは季節 風の対流による部分が少なくないと見られる。

洋上風力発電においては、平均、変動合わせ洋上 風況の適切な把握は不可欠である。直接的な海上観 測がない海域では、気象モデル等で推定する必要が ある。そこで2015年1月の期間、WRFを用いた計算 を行い、出力から診断的に得られる風の乱れに関連 する量について、今回の観測値との関連を予備的に 調べてみた。秋田県能代周囲を含む4段階ネスティ ングの最内領域は水平1km格子である。図3に観測 点を含む格子について、10分間平均された時系列の 結果を示す。図には、観測値(①)、WRFの境界層モデ ル MYJの乱流運動エネルギーから乱れの等方性を仮 定して時間刻み毎に形式的に標準偏差に換算し10 分間平均したもの(線②)、②に WRF 計算の格子スケ ール水平風速の10分間の標準偏差を加えたもの(②

+③として表示)が示されている。 境界層モデルのみ(②)では,西風時は 観測より明らかに小さい。格子スケール の変動を加えると観測値の大きさに近 づいている。図4は季節風が発達した日 のWRF降水量分で,帯状構造が明瞭であ り,帯状の対流が風速乱れに関与してい る可能性が高い。今回の検討だけでは十 分な結論は出せないが,気象モデルを利 用した海上の乱れの程度の把握の可能 性につながるものと考える。※この成果 は、国立研究開発法人新エネルギー・産業技 術総合開発機構(NEDO)の共同研究業務 の結果得られたものです。



図 4 WRF 計算降水量(2015/1/7,14JST).

自動車排ガス起源の二次有機エアロゾルの 光吸収特性の実験的研究

〇中山智喜¹, 藤谷雄二², 佐藤圭², 猪俣敏², 森野悠², 伏見暁洋², 近藤美則², 高見昭憲², 田邊潔², 小林伸治², 松見豊¹

(¹名大 ISEE、²国立環境研)

1. はじめに

大気エアロゾルは、太陽放射を散乱・吸収するた め放射収支に影響を及ぼしている。近年、短波長 可視から紫外領域に光吸収性を持つ有機エアロゾ ル(ブラウンカーボン)が存在し、放射収支や光化学 反応過程に影響を与えている可能性が指摘されて いる[中山(2012)、Laskinら(2015)他]。自動車排ガ スは、ブラックカーボン(BC)粒子や一次有機エアロ ゾル(POA)を直接粒子として排出するだけでなく、 種々の揮発性有機化合物(VOC)を放出する。近 年、自動車排ガス中の VOC から従来考えられてい るよりも多くの二次有機エアロゾル(SOA)が生成す ることがわかってきており[Robinson ら(2007)]、 SOA 生成量の決定要因に関する研究が盛んに行 われている。しかし、自動車排ガス起源の SOA の 光吸収特性については、ほとんど報告例がないの が現状である。そこで本研究では、自動車排ガス 起源の SOA の光吸収特性について調べた。

実験の概要

ガソリン車やディーゼル車を、シャシーダイナモメ ータ上で、JC-08 試験モードで過渡走行させた。自 動車排気を希釈したのち、6 m³の反応チャンバー に導入した。反応チャンバーに、1)紫外光を照射、 2)OHの前駆体(H₂O₂)を添加し紫外光を照射、もし くは、3)O₃ を添加することで、VOC を酸化させ、 SOAを生成した。一部の実験においては、SOAの みの光学特性について調べるために、自動車排気 を粒子フィルターに通し、BC や POA を除去したう えで、反応チャンバーに導入した。反応チャンバー に各種計測装置を接続し、VOC やO₃, NO_x, COな どの気相成分の濃度および、エアロゾルの粒径分 布、化学成分、光学特性などの計測を行った。エア ロゾルの粒径分布は走査型移動度粒径計測器 (SMPS)、化学成分はエアロゾル質量分析計 (AMS)により計測した。エアロゾルの光学特性につ いては、波長375,405,532,781 nmにおける吸 収および散乱係数を、光散乱測定機能のついた光 音響分光装置(PASS-3 および PAX)で、532 nmに おける消散係数をキャビティリングダウン分光装置 (CRDS)で測定した。エアロゾルのこれらの特性の 計測においては、12分毎に流路を切り替え、 300°Cに加熱したサーモデニューダーを通過させ た場合と、室温のバイパスラインを通過させた場合 での測定を交互に行った。

3. 結果と考察

酸化触媒及び粒子フィルター付きのディーゼル 車の排ガス中のVOCを光酸化し、SOAを生成した 場合、波長 405nm 以下で有意な光吸収が観測さ れ、光吸収に対応する複素屈折率の虚部は、波長 375 nm で、0.014と推定された。一方、同じ車両の 排ガス中の VOC に、オゾンを添加し、SOA を生成 した場合、375 nmにおける虚部は、0.001と推定さ れ、光酸化反応で生成する SOA に比べて小さいこ とがわかった。また、ポート噴射型ガソリン車(三元 触媒付き)の排ガス中の VOC を光酸化し、SOA を 生成した場合、有意な光吸収が観測されなかった。 発表では、排ガス中の VOC の種類や、NO_x 濃度、 反応過程の違いが光吸収特性に及ぼす影響につ いて、検討した結果を報告する予定である。

文献

中山智喜, *エアロゾル研究*, **27**, 13-23 (2012). Laskin *et al.*, *Chem. Rev.*, **115**, 4335-4382 (2015). Robinson *et al.*, *Science*, **315**, 1259-1262 (2007).

単一粒子の光散乱全角度分布計測装置の開発と性能評価 -エアロゾル粒子による放射影響推定の不確実性の低減のために-

*中川真秀(名古屋大学),中山智喜(名古屋大学), 笹子 宏史(名古屋大学),上田紗也子(名古屋大学), D. S. Venables (University College Cork, Leibniz Institute for Tropospheric Research), 松見豊(名古屋大学)

1. はじめに

エアロゾル粒子は地球の放射強制力に対して、 直接効果からも間接効果からも不確実性を与える 大きな原因である。エアロゾル粒子の直接効果に よる放射影響推定の不確実性を低減するためには 、エアロゾルの光学特性を正確に測定する必要が ある。エアロゾルの光学特性パラメータの一つと して、散乱の角度分布(位相関数)がある。散乱角 度分布は、粒子の粒径、複素屈折率、形状に依存 して複雑に変化する。そこで、マルチチャンネル 型のエアロゾル散乱全角度分布同時計測装置(ポ ーラーネフェロメータ、PN)を開発した¹⁾。散乱 角度分布は入射光の偏光方向により異なるため、 PNを使用すると単一粒子について平行偏光と垂直 偏光を同時に測定できる。本研究では単一粒子の 散乱角度分布を計測することで、粒子の形状、及 び複素屈折率に関する情報を得た。PNを用いた測 定により、粒子を分類できる可能性があることを 明らかにしたので報告する。

2. 計測装置の概要

開発した装置はYAGレーザーの第二高調波の波 長532 nmのレーザー光を使用しており、エアロゾ ル粒子が流れる導入管を二重にし、外側にシース フローを流すことで、導入された粒子の空間的な 広がりを抑えている。粒子は検出器中心でレーザ ーと当たり、その散乱光強度が前方散乱11.7度か ら後方散乱168.3度まで約7.8度の角度分解能で検 出される。本装置では、レーザー光の偏光面と垂 直および平行面上の散乱光の角度分布が同時に測 定できる。また、時間平均した多粒子の光散乱角 度分布を測定することができるだけでなく、100 Hzという高い時間分解能の計測により1つ1つの 粒子の水平垂直偏光面の角度分解散乱強度を測定 できる。この装置を使用してMie散乱領域での散 乱の角度分布を測定した。

3. 標準試料を用いた試験

球形標準粒子(PSL)(直径299 nm,499nm,707nm) をネブライザーでエアロゾル化し、拡散ドライヤ ーで水分を飛ばした粒子を粒径選別した。粒径選 別はDMA(微分型静電気分級装置)とAPM(エアロ ゾル質量分級装置)を組み合わせて行った。その 後、PNに導入し散乱角度分布を計測した。

複素屈折率の推定のために光吸収性の球形粒 子であるニグロシンの散乱角度分布の計測を行っ た。また、形状の違いや光吸収性による影響につ いて調べるため、非球形粒子である塩化ナトリウ ム粒子とスス粒子に関しても散乱角度分布の計測 を行った。ニグロシンと塩化ナトリウム粒子は PSLと同様にネブライザーでエアロゾル化した。 スス粒子はプロパンガスの燃焼で発生させた。 その後、拡散ドライヤーで水分を飛ばした粒子を 粒径選別(300 nm、500 nm、700 nm)し測定を行っ た。PSLを用いた結果測定値と球形を仮定した理 論曲線の散乱角度分布が一致した。また、ニグロ シン粒子の測定結果から、複素屈折率実部はLiu et al. (2012)に報告されているn=1.61と整合的であ った。塩化ナトリウム粒子とスス粒子による非球 形粒子の散乱角度分布は、理想的な球形の散乱角 度分布とは異なった。ここからPNを用いた測定で は非球形粒子が球状粒子と区別可能であることが 分かった。

4. 外気エアロゾル粒子の測定

2014年2月26日に名古屋大学東山キャンパス (35°09'N, 136°58'E, 60 m asl) において実大気エア ロゾルの測定を行った。取り込まれた粒子は拡散 ドライヤー、DMA. APMの順に通し、水分を飛ば した粒子を粒径選別(500 nm)した後、PNで測定し た。DMAとAPMを組み合わせることで異なる有 効密度の粒子を選別した。同じ粒径でも有効密度 が異なれば、形状に差がでると考えられる。この ため、有効密度の条件を変え、PNによる測定でど のような違いが出るのか比較検討した。球形に近 い散乱角度分布が得られた有効密度が1.4 g/ccの場 合は、無機塩や有機物粒子であると推定した。 方、非球形に近い散乱角度分布が得られた0.3 g/cc の場合は、鎖状構造を持つ煤粒子であると推定し た。また、電子顕微鏡分析用のサンプリングも同 時に行った。インパクターをDMAとAPMの後ろ に設置し、粒径選別した粒子をサンプリングした。 電顕画像から推定した粒子の形状と、個別粒子の 散乱角度分布との比較を行った。この結果からPN を用いた測定では非球形粒子が球状粒子と区別可 能であることが分かった。

¹⁾ M. Nakagawa, T. Nakayama, H. Sasago, S. Ueda, D. S. Venables, and Y. Matsumi, (2016), *Aerosol Sci. Technol.*, **50**:392-404



Figure 1. Schematic view of the PN. Scattered incident Nd:YAG laser light from single particles was measured in planes either parallel or perpendicular to the laser polarization.

広帯域放射伝達モデル MstrnX の気体吸収テーブルの更新

*関口美保(東京海洋大学 学術研究院)

1. はじめに

広帯域放射伝達モデル MstrnX [Sekiguchi and Nakajima, JQSRT, 2008]は、東京大学大気海洋研究 所・国立環境研究所・海洋研究開発機構が共同で 開発している全球気候モデル(MIROC)や東京大 学大気海洋研究所と海洋研究開発機構による全 球非静力正 20 面体大気モデル(NICAM)、名古屋 大学と高度情報科学技術研究機構による領域雲 解像モデル(CReSS)など様々な気象・気候モデル に導入されている。放射コード比較プロジェクト CIRC に参加し、結果を精査したところ、二酸化 炭素4倍増の大気状態での再現性が悪いことが 判明した。本研究では、4倍増状態の再現性向上 のため、MstrnXの気体吸収テーブルについて主に 更新を行った。

2. ブロードバンドモデル MstrnX

ブロードバンドモデル Mstrn は、東大で開発され、様々な気象・気候モデルに導入されている(<u>http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~clastr/</u>からダウンロード可)。最新版は ver. X(10)であり、気体吸収ファイルは用途別に3種類用意されている(表1)。気体吸収テーブルは各バンドで相関 k-分布法を採用し、これの積分点と重みについて最適化を行っているが、最適化の基準値として使用する大気状態は標準状態と温暖化状態(温暖化対応の場合に適用)としていた。ここでいう温暖化状態においては二酸化炭素の濃度は倍増状態であったため、4倍増状態には対応できていないのではないかと推察された。

表1: MstrnX のバンド数と気体吸収テーブルの設定

ban	nd/ 許容	される誤差	最適化	温暖化対応
poi	^{nts} flux	加熱率	高度[km	
	[W/m	²] [K/day]		
低解像度 18	/40 1.0	0.1	50	×
温暖化用 29/	111 0.5/1	.0 0.05/0.1	70	\bigcirc
化学計算 31/	126 0.5/1	.0 0.05/0.1	70	\bigcirc

3. 気体吸収テーブルの更新

まず、再現性が悪い原因の推定を行った。標準

状態と二酸化炭素 4 倍増状態での大気上端上向 き放射フラックスの波長分布を比較したところ、 強吸収帯である 15μmの周辺領域、13 – 14μm及 び 16 - 17μm 付近に差が顕著に現れている。二酸 化炭素の吸収が強い中心波長領域よりも吸収の 弱い領域で差が大きくなっていることがわかる。 すなわち前者の領域では吸収が飽和しており、後 者の領域では吸収が非線形に増加していると考 えられることから、前章での推察が支持されるこ とがわかった。

これを踏まえ、気体吸収テーブルの更新を試み た。本更新ではこれまでの標準状態、温暖化状態 に加え、二酸化炭素4倍増の大気状態に合わせて 行ったが、フラックスの誤差が大きいバンドもあ ったため、二酸化炭素の吸収帯を含むバンドだけ ではなく、近赤外~赤外領域のバンドについて更 新を行った。

また、この更新において、気体吸収線データベ ースも HITRAN2004 から HITRAN2012 に更新し た。最適化の手法においては、設定する初期値を 二通り (completely correlated および uncompletely correlated)、最適化中に積分点を減らしていく方 法と増加させる方法の二通り、計四通り行い、最 も差の少ないものを選択した上で、放射強制力の 誤差が 0.1W/m²以下の結果を採用した。これより、 温暖化実験用の気体吸収テーブルは29バンド111 点から、29 バンド 147 点に更新された。どのバン ドでも誤差が小さくなり、4倍増状態での再現性 が向上したことがわかった。

4. 今後の課題

今回の更新では、近赤外〜赤外域のバンドにつ いて更新を行った。紫外〜可視域においても更新 を行い、本大会で結果を発表する予定である。ま た、太陽入射と地球からの射出の双方を考慮すべ き波長領域では、最適化の収束が悪く、良い結果 が得られなかった。原因の一つに天頂角の依存性 が考えられる。伝達過程を別の取り扱いにする等、 更なる精度向上に向けて検討を重ねる。

多視野角・多重散乱偏光ライダーによる粒子タイプ識別及び

偏光解消度を用いた雲の相識別手法の開発

*藤川 雅大¹, 岡本 創¹, 佐藤 可織¹, 西澤 智明², 杉本 伸夫², 神 慶孝²,工藤 玲³

1. 九州大学応用力学研究所、2. 国立環境研究所、3. 気象研究所

1. はじめに

ライダーは小さい粒子に対して感度が高く、雲 の観測に非常に有効な観測手段であるが、通常の 地上設置ライダーでは雲による減衰が大きいため、 観測できる雲の光学的厚さが限られている。この 問題に対して、これまでに広視野角の多重散乱ラ イダーの開発が行われている(Davis 2008 など)。 しかし、これらのライダーでは雲の相識別や微物 理特性の抽出に有効である偏光解消度の情報を取 得することができないため、相識別が可能でなく、 また雲微物理特性の解析が十分に行われていなか った。

本研究に用いられる多視野角多重散乱偏光ライ ダー(MFMSPL)は、10mrad の視野角を持つ鏡筒 を平行と垂直成分用の2本を、10mrad ずつ傾けて 合計8チャンネルでの独立した観測を行い、多視 野角化することで、広視野角で減衰後方散乱と偏 光解消度を同時に観測することが可能である。本 大会では、MFMSPLの8チャンネルの情報を利用 して、雨、雲(氷粒子や水粒子)、エアロゾル識別手 法の開発を行なった結果について発表する。

2. 粒子タイプ識別の手法

MFMSPL は国立環境研究所にて 2014 年 6 月 7 日より連続観測を開始している。

まず、各チャンネルの最低検出感度を求め、ノ イズや完全に減衰した信号から雲やエアロゾルと して有意な信号を取り出すノイズマスクの開発を 行った。MFMSPLでは衛星と同等の大きさの多重 散乱の影響を受けた信号を観測することになり、 通常の地上型ライダーではライダー光が完全に減 衰するような領域についても信号が得られる。そ のようなライダー光の減衰の大きな領域における 雲検出スキームの開発を行った。まず、Ch.1を用 いて雲底を検出する。観測船「みらい」による先 行研究(Okamoto et al. 2007)により算出された後 方散乱係数の閾値に加え、後方散乱係数の鉛直方 向の微係数も考慮して雲底判定を行い、雲底より 上の高度における有意な信号を雲とした。この時、 傾斜角が大きいチャンネルではCh.1と比較して雲 頂高度が高く検出される。これは多重散乱光の影 響を外側のチャンネルほど多く受けるからである。 雲底下においては Ch.3~8 で有意な信号が雲底か ら連続していれば雨とし、エアロゾルと区別の区 別を行った。

3. 解析結果と展望

解析例として、2015年3月6日にて得られたノ イズマスク後の減衰後方散乱の時間高度断面図と 粒子タイプ識別結果を示した(図1)。期間後半にお いて、降水が検出されていることがわかる。今後 は全てのチャンネルの減衰後方散乱係数と偏光解 消度(図2)を組み合わせた雲の相や氷粒子形状の 判別手法の開発を行う。また、雲レーダを用いた 粒子タイプ識別結果の検証を実施した結果につい ても発表する予定である。

謝辞:本研究は科学研究費補助金 基盤研究(A): 25247078の助成を受けたものです。



図 2. (左) 2015 年 3 月 6 日に MFMSPL によって取得された真上チャンネル の偏光解消度の時間高度断面図。 (右)10mrad 傾けたチャンネルの偏光解消度。

衛星・地上型アクティブセンサによるニーオールスンの 雲物理量の統計解析

*太田 晃平, 岡本 創, 佐藤 可織 (九大応力研), 鷹野敏明(千葉大), 塩原匡貴(極地研), 矢吹正教(京大)

1. はじめに

北極域の海氷面積の増減に対して、雲の放射過程 が影響すると考えられている。その評価には雲の微 物理特性の鉛直分布が必要となり、それには原理的 にアクティブセンサが適している。一方衛星型であ る CloudSat および CALIPSO は一定時刻のデータ しか得られず、また雲底付近の観測に不確定性があ る。ニーオールスンでは地上型である雲レーダ FALCON-A.偏光マイクロパルスライダ PMPL が稼 働しており詳細な時間分解能のデータの取得が行わ れているが、上層雲の観測に不確定性がある。本研 究では、まず地上と衛星搭載アクティブセンサの同 期観測データを利用した校正に関して解析を実施し、 さらにこれらを複合利用した統計解析、雲物理量解 析、それらを用いた雲の地表面における放射効果解 析、そして海氷の変化に対する雲の放射効果の解明 を目標とする。

2. 解析手法

CloudSat 衛星は 94GHz 雲レーダを搭載し、雲か らのレーダ反射因子 dBZe の観測を行っている。 CALIPSO 衛星に搭載された CALIOP センサは、波 長532nm と 1064nm における減衰後方散乱係数と、 波長 532nm における偏光解消度の観測を行ってい る。雲検出には KU-Mask[Hagihara et al., 2010]を 改良したものを利用した。GRENE 北極気候変動事 業において、ニーオールスンでは 2013 年より地上 型のレーダとライダの同時観測が行われている。 FALCON-A は 95GHz レーダでレーダ反射因子の観 測を行っている。PMPL は波長 523.5nm における 減衰後方散乱係数と偏光解消度の観測を行っている。 雲検出は Hagihara et al., [2010]の方法を改良した ものを用いた。

今回 2013 年 10 月 13 日から 2014 年 3 月 24 日の 期間で、CloudSat 軌道がニーオールスン観測サイ トから 10km 以内に入った計 13 シーンのデータを 抽出し、そのシーンの時間に最近接した地上データ と比較した。

3. 解析結果

地上と衛星の同時観測の13シーンにおける、 CloudSatとFALCON-Aで雲判定された鉛直ビン のdBZeの高度別の平均値を求めた。FALCON-A 降雨判定を行ない、降雨のある場合とない場合に分 けて解析した。図1は降雨なしの10シーンの解析 結果である。高度2.5km付近まではCloudSatの校 正精度の範囲内で良い対応を示していた。それより 高高度では雲のエコーがFALCON-Aの最低検出感 度以下であったため対応していないと考えられる。 CloudSatは高度9km付近まで雲を検出しており、 下層と上層で極大を持つ形をしていた。10シーンの 統計であるため不確定性が大きいが、2013年から 2014年の64シーンでCALIPSOにより雲出現頻度 分布を求めた図に近い形であった。低高度の水雲と、 高高度の氷雲が卓越しているシーンが多く含まれて いた可能性がある。図2は降雨判定された3シーン の結果である。減衰補正前のFALCON-Aのデータ は、CloudSatの値を過小評価していた。降雨時に はFALCON-Aの値はレドーム上についた降雨減衰 の影響等があると考え、約+10dBの減衰補正を行 うと[Okamoto et al., 2007]、CloudSatの値とよい 一致を示した。これらの結果は地上の雲レーダとの 比較が衛星搭載雲レーダの検証の手段となり得る事 を示している。

CALIPSOとPMPLの上記と同様な比較解析結果 や、これらのセンサから得られる雲微物理量や、北 極域の特徴である下層雲の持続時間の長さ、これら の雲による短波と長波の影響、海氷面積と雲のこれ らの物理特性との関係性についても発表する予定で ある。



図1. 2013 年 10 月 13 日から 2014 年 3 月 24 日の期間 に CloudSat 軌道がニーオールスンから 10km 以内の距離 にある事例で、降雨が検出されなかったデータに対する CloudSat と FALCON-A の高度別レーダ反射因子の平均 値の比較。



図2 図1と同様だが下層で降水が検出された場合の比 較。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 25247078,15K17762,文部科 学省 GRENE 北極気候変動研究事業、及び Arcs 北極域研 究推進プロジェクトの助成を受けたものです。

衛星搭載ライダを用いた新しい水雲プロダクト

佐藤可織*、岡本 創、片桐秀一郎 (九大応力研)、石元裕史 (気象研)

1. はじめに

これまでにCloudSat衛星搭載の雲レーダ、 CALIPSO衛星搭載の2波長偏光ライダ CALIOPを複合的に利用した様々な雲微物 理特性の抽出手法の開発が行われてきてい る。しかし、主にライダ単独で感度がある水 雲や過冷却水滴の微物理特性の鉛直分布に 関しては、CALIOPを十分に活かした解析は 未だ行われていない。この背景には、後方散 乱係数や偏光解消度は微物理特性の鉛直構 造に依存し、単純にその層の微物理特性に対 応しているわけではないが、これまでに提案 された衛星ライダのフォワード計算手法で は、特に偏光解消度の鉛直構造の解析が行え ていないといった課題がある。

2. 手法と結果

衛星ライダの水雲の解析手法として、以前 ライダの多重散乱効果を考慮したモンテカ ルロベースの解析手法[Sato et al., 2016]を 提案し、実際の衛星データのリトリーバルを 行ったが、本研究では、新たにライダ多重散 乱過程の物理モデルを作成し、地上多重散乱 偏光ライダ(MFMSPL)や、CALIPSO衛星、 EarthCARE衛星搭載ライダの異なる仕様や、 微物理特性の鉛直分布を考慮することがで き、光学的に薄い雲域から厚い所までを統一 的に取り扱う汎用性のある高速なフォワー ド計算手法の開発を行った。

謝辞:本研究は JSPS 科研費 25247078、15K17762 の助 成を受けたものです。 図には、開発したライダの物理モデルで推定 した偏光解消度とモンテカルロ計算から求 めたものとの比較を行った結果を示した。異 なるライダの仕様について求めた偏光解消 度の特徴が、新しいスキームで良く捉えられ ている事がわかった。また鉛直不均質な雲微 物理特性抽出には、時間の遅れのないライダ 信号と時間の遅れのあるものを別々に評価 し、考慮する必要があり、その再現性も同様 に確認にした。

今後は、開発した物理モデルの検証及びそれを用いた雲解析の感度実験をさらに進める予定である。また、CALIPSOデータの解析に関しては、ライダ光の減衰領域における 雲検出と相識別を改善する手法の開発も行われており[片桐他、日本気象学会秋季大会2016]、そのデータへの適用も予定している。



図 モンテカルロ法とライダ物理モデル(LMP)で求めた偏 光解消度の比較。CALIPSO 衛星の仕様に対してそれぞれ 左)ビームダイバージェンス、右)FOV を変化させたものに ついて計算した結果。

CALIOP データを用いた雲マスクプロダクトの改訂

*片桐 秀一郎, 岡本 創, 佐藤 可織, 藤川 雅大 (九大応力研)

1. Introduction

雲の鉛直分布およびその微物理特性を知ることは、 雲による放射収支の評価、更にはエアロゾルと雲の 相互作用を通した放射収支の変調の把握等の、重要 な意義を持っている。しかし、雲の鉛直分布に関す る各研究グループの解析結果もまだ収束していると は言えず、その先にある粒子タイプ識別などの解析 も当然影響を受けている。本研究では、これまで用 いられてきた雲マスクアルゴリズム (KU-Mask: Kyushu University cloud Mask) [Hagihara et al., 2010]を、より精緻なものとすることを目的として、 その改良を行っている。また、本研究は今後打ち上 げが予定されている EarthCARE 衛星のデータ解析 アルゴリズムの開発も兼ねており、そのデータを用 いた雲微物理特性プロダクト導出を念頭に置いたも のである。

2. Lidar data

今回、本研究では CALIOP 取得のデータ (CAL_LID_L1-ValStage1-V3-30)の高高度領域 (40km 付近)の、シグナルから得られるノイズの 標準偏差を元に解析を行った。CALIPSO チームの 解析では高度 20km 付近のノイズを参考にしており、 そのノイズには大気からの情報も含まれると考えら れる。実際、高度 40km 付近と 30km 付近でのノイ ズの標準偏差は2倍ほど大きくなっていた。図1、 2に高度 40km での1グラニュール内の標準偏差と 平均ノイズを示す。

3. Analysis

本解析では、標準偏差を用いたノイズ・スクリー ニングを行うと共に、コヒーレントテストを用いて ノイズの除去を行い、雲域を抽出した。下層におい ては大気分子による後方散乱係数を考慮している。 図3に本解析の例(南極大陸の雲のマスク)を示す。 図中下層に見える白い部分は南極の表面であり、そ の上に雲がマスクされている。発表では、これらの 結果を、KU-Mask [Hagihara *et al.*, 2010]の結果と 比較して紹介したい。

Acknowledgement: CALIPSO データの収集では国 立環境研究所・清水厚博士、及川栄治博士に協力頂 きました。本研究は宇宙航空研究開発機構(JAXA) による EarthCARE プロジェクトの助成を受けたも のです。



図1 40km 付近でのノイズの標準偏差。15x15 ピクセル から算出。



図 2 40km 付近でのノイズの平均値。15x15 ピクセルか ら算出。



図3 CALIPOP データ (CAL_LID_L1-ValStage1-V3-30.2015-04-14T08-39-08ZD) に雲マスクアルゴリ ズムを適応した例。上図は南極上の雲をマスクしたもの。

μ-CT データから得られた積雪粒子の形状と粒子光散乱特性の計算

*石元裕史¹,山口 悟²,安達 聖²,青木輝夫^{3,1},谷川朋範¹,増田一彦⁴ 1:気象研究所,2:防災科学技術研究所,3:岡山大学自然科学,4:気象衛星センター

<u>1. はじめに</u>

新しい積雪の衛星リモートセンシングアルゴリ ズムでは可視-近赤外における複数のチャンネル観 測値を用いて積雪の融解過程に重要な積雪粒径や不 純物濃度を推定する。高精度のリトリーバルを実現 するためには放射伝達計算に用いる積雪粒子モデル の形状を現実に近いものにする必要がある。これま での研究から積雪 BRDF 計算に2種類の非球形粒 子モデルを粒子サイズに対して使い分けることで、 その場計測による粒径観測結果をよく再現するリト リーバル結果が得られることがわかった(青木ほか 気象学会 2015 春 A164)。これら粒子モデルは目視 による積雪粒子の形状にある程度整合したものであ るが融解を含む様々な物理過程を経た全ての積雪粒 子に対応しうるとは考えにくい。また放射計算にお いて物理的に接触している粒子集合の散乱を単一粒 子同士の多重散乱として扱う far field 近似が、どの ような粒子モデルの場合によく成り立つのかも明ら かではない。



図1:積雪 BRDF 計算に用いる粒子形状モデル。粒径およそ 200 μ m を境にして左側 (Voronoi column) と右側 (Voronoi aggregate) を使い分ける。

<u>2. μ-CT データからの粒子形状の抽出</u>

実際の積雪粒子の形状とその散乱特性を調べる ため雪のµ-CTデータから積雪粒子を抽出し、その 散乱特性を理論計算することを計画している。ここ では防災科学技術研究所が作成した積雪のサンプル µ-CTデータ(生成後比較的新しいサンプルA,Bと 3ヶ月経過したサンプルC,D)を解析に用いた。サ ンプル内では粒子同士が接触しているため個別粒子 の抽出には接触粒子を分離させる必要がある。点集 合に離散化した氷の表面を削りながら分離判定を行 い、サンプル内の最大粒子体積が全体の10%以下に なるときに接触粒子同士が分離したと考えた。個別 粒子の表面をレンダリングで定義し、単位質量中の 表面積として定義される Specific Surface Area (SSA)について、サンプル全体の SSA と同じ SSA を持つ粒子をサンプル内の代表的な粒子と考えた。



図2:サンプルμ-CTデータから抽出した雪粒子のSSA 頻度 分布。矢印はサンプル全体のSSA 値。



図3:サンプルAとCで全体と同じSSAを持つ粒子の例。

3. 粒子散乱特性の計算

図3で示した μ -CT 粒子の単散乱特性を幾何光学 近似法(GOM)で計算した。3ヶ月経過して大きな粒 径となった粒子(粒径140 μ m, サンプルC)の散 乱位相関数は同じ体積の Voronoi aggregate のそれ と似ており衛星リトリーバルに用いている粒子モデ ルが妥当であることが示唆された。一方、サンプル A の粒子(粒径55 μ m)は樹枝状形状ではあるもの の位相関数の特に後方散乱方向で Voronoi column とは違っている。この違いが生じる原因について、 粒子形状の抽出方法も含め今後検討する必要がある。



謝辞: 本研究は JSPS 科研費 15H01733, 16H01772、JAXA GCOM 研究公募の助成を受けたものです。

自発的重力波放射とその反作用

*杉本憲彦(慶大日吉物理), Riwal Plougonven (LMD, École polytechnique)

1. はじめに

大気重力波は運動量を遠方まで輸送し、中層大 気の大循環を駆動する.中層大気の大循環は物質 輸送を通して、気候に大きな影響を与える.この ため、重力波の励起、伝播、散逸の諸過程の解明 は、将来の気候変動予測の精度向上のためにも、 重要な研究課題の一つになっている.

ジェット気流等からの重力波放射は自発的な重 力波放射過程と呼ばれる.近年,ダイポールを用 いた数値実験により,放射過程についての理解が 進展してきた[1,2].しかし,重力波放射の反作用 や解像度の依存性についての理解は十分でない.

本研究では、ダイポールからの重力波放射を再 検討する.実験設定は先行研究[3]と同じであるが、 重力波放射の反作用を調べるため、長時間の数値 実験を様々な水平解像度で行った.

2. 実験設定

数値モデルには DCPAM5-plane を用い,f 平面シ グマ座標系で乾燥プリミティブ方程式を計算した. 計算領域は水平 3000 km×3000 km(2 重周期境界), 鉛直 20 km で,格子点数は 128×128×80,格子間 隔は水平に約 23.4 km, 鉛直に 250 m である.

初期値には、準地衡系における surface modon の 解析解[4]を与えた.先行研究[3]の設定に ageostrophic winds を加え、よりダイポールを安定 にした.6 つのロスビー数(Ro=0.05-0.30)で数値実 験を行い、ダイポールの移動距離がほぼ等しくな るように積分時間を設定した.同様に、水平粘性 も各 Ro での大きさが同じになるように設定した. Ro=0.3 については、水平解像度を 64×64, 96×96, 192×192, 256×256 に変えた実験も行った.

3. 結果

重力波は Ro が 0.15 以上で放射された(図 1). ジ エットの出口付近で生じた重力波は,高低気圧渦 に巻き込まれ,ダイポールとともに移動する.解 像度を倍にすると重力波の水平波長が小さくなり, 振幅が大きくなる(図 1 右).

重力波の振幅は Roの約3.49のべきに従った(図2左). これは先行研究[2,3]とも整合的である. 一方,解像度に対しては比例した(図2右). 鉛直解像度を変化させた実験では,このような依存性は生じない.異なる水平解像度でも,重力波の放射が解像され,重力波のエネルギー*E_{IGW}*が保存するとき,

$$E_{IGW} = \frac{\rho}{2}(\hat{u}^2 + \hat{w}^2) + N^2 \hat{\theta}^2 \sim \frac{\rho}{2} \hat{w}^2 \left(\frac{m^2}{k^2}\right),$$

より,水平解像度を2倍(kが2倍)にするとwは2 倍になる.ここで鉛直波数 m を一定とした.実際 に、m は異なる解像度でほぼ変化しない.

また,長時間積分の結果,重力波放射の反作用 は、ダイポールの運動エネルギーに現れた.高解 像度計算では、減少の割合にほぼ差がなくなった.

4. まとめ

ダイポールからの自発的重力波放射を調べた. 重力波の振幅は水平解像度に比例し,反作用はダ イポールの運動エネルギーに現れた.発表では, 海洋のエネルギー収支の観点からも議論したい. 詳細については,[5]をご参照いただきたい.



図 1:21 日後のダイポール(Ro=0.3)の z=125 m 付近 の鉛直速度(トーン, m/s). (左)標準実験と(右)水平解 像度倍実験.実線のコンターは 60hPa の気圧偏差.



図 2: 重力波の(左)Ro 依存性と(右)解像度依存性. 全 成分(〇), バランス成分(*), 重力波成分(+)を示す.

参考文献

[1][2] Y. Yasuda, K. Sato, and <u>N. Sugimoto</u>, A theoretical study on the spontaneous radiation of inertiagravity waves using the renormalization group method, *J. Atmos. Sci.*, **72**, p957–983 (Part I) and p984–1009 (Part II), 2015.

[3] C. Snyder et al., Inertia-gravity waves generated within a dipole vortex, *J. Atmos. Sci.*, **64**, p4417–4431, 2007.

[4] D. J. Muraki, and C. Snyder, Vortex dipoles for surface quasigeostrophic models, *J. Atmos. Sci.*, **64**, p2961–2967, 2007.

[5] <u>N. Sugimoto</u> and R. Plougonven, Generation and backreaction of spontaneously emitted inertia-gravity waves, *Geophy. Res. Lett.*, **43**, 3519–3525, 2016.

PANSY フルシステム観測に基づく昭和基地上空の対流圏・下部成層圏の重力波解析 * 南原優一(東大院理),佐藤薫(東大院理),堤雅基(極地研),佐藤亨(京大情報)

<u>1. はじめに</u>

重力波は主に対流圏で励起され、中層大気へ 運動量を輸送することで大気大循環を駆動す る。時空間スケールが小さいため、重力波の観 測は困難である。特に極域における重力波の実 態把握は不十分であり、観測に基づいた定量的 な解析が待たれている。昭和基地に設置された 南極初の大型大気レーダーである PANSY レ ーダーは、鉛直風を含む3次元風速の鉛直プロ ファイルを高精度高分解能に観測することが 可能である。PANSY レーダーは 2012 年 3 月に 初観測に成功し、2012年4月末から部分システ ムで連続観測を開始している。2015年9月末か らはフルシステムによる連続観測が開始され、 部分システムによる観測と比べて、より高い高 度までの高精度なデータが得られている。本研 究は PANSY レーダー連続観測データを用いて、 対流圏・下部成層圏の重力波を統計的に解析す る。

<u>2. データと解析手法</u>

解析期間はフルシステム観測が行われた 2015年10月~2016年9月の1年間である。観 測物理量は鉛直および東西南北各方位の視線 速度である。時間データ間隔は4分と短いため、 背景風が十分に弱い場合には、慣性周波数(周 期約13時間)から浮力周波数(周期約8分)ま での重力波の持つほぼ全ての周波数帯を捉え ることができる。

周波数スペクトルの推定には Blackman-Tukey 法を用いた。水平風の周波数スペクトル は、各視線速度の周波数スペクトルを組み合わ せた精度の高い方法で推定した。水平運動量鉛 直フラックス、3次元風速のバリアンスの推定 には、Vincent and Reid (1983)の手法を用いた。 重力波の間欠性は、先行研究に倣い運動量フラ ックス強度の頻度分布を調べた。

3. 結果

図1に1月(a)と5月(b)のPANSYレーダ ーで観測された東西風と南北風の周波数スペ クトルの周波数高度断面を示す。エネルギーコ ンテント表示で示している。両月共に、上部対 流圏 7~9km 付近では約数日の周期成分が、下 部成層圏の高度 15~20km 付近では慣性周期近 傍の周期成分が卓越している。下部成層圏の慣 性周期に近い周期成分は冬の期間 (b) と比べ て夏の期間 (a) でより明瞭である。

次に、運動量フラックスとバリアンスの結果 について述べる。両成分共に、夏に比べ冬に活 発な様子が見られる。これは、運動量フラック スには明瞭な季節変化が見られない (Minamihara et al. 2016) という下部対流圏の先 の研究の結果と異なる。

最後に、重力波の間欠性の結果について述べ る。運動量フラックス強度の頻度分布の高度間 比較から、高度が増すにつれて大きい運動量フ ラックスの頻度が減少する様子が見られる。さ らに周期成分ごとに調べたところ、短周期成分 の波が大きい運動量フラックスを伴うことが 分かった。

今後は、極渦の等価緯度と運動量フラックス の関係や、wavekt解析に基づいた卓越する周期 成分の季節変化についても調べる予定である。



図 1:1月(a)と5月(b)の東西風の周波数スペ クトル(左)と南北風の周波数スペクトル(右)。 エネルギーコンテント表示。

JRA-55 を用いた北半球冬季の惑星規模波動の伝播特性解析(第5報) ~2013/14 年北半球冬季に見られた東西波数 2 の卓越に着目して~ 原田やよい*(気象研究所), 廣岡俊彦(九州大学大学院理学研究院)

1. はじめに

2016年春季大会(2016D163)に引き続き,惑星 規模波動の鉛直伝播特性の解析結果について報 告を行う.2016D163では,2013/14冬に見られた 上部成層圏における順圧的なアリューシャン高 気圧の勢力拡大が,1958/59冬以降の期間におい て統計的に顕著だったことを示した他,東西波数 2(WN2)卓越冬のうち成層圏大規模突然昇温 (MSSW)が発生しなかった1961/62冬および 1971/72冬や,MSSWが発生した1962/63冬,2008/09

冬との比較を行い,MSSW非発生冬にはアリューシ ャン高気圧東方の120°W付近で下方伝播が明瞭で ある一方,MSSW発生冬には120°W付近で上方伝播が 明瞭であることを示した.

本稿では、2013/14冬に見られた120W付近にお ける顕著な下方伝播に着目し、1958/59冬以降の 期間に見られた下方伝播顕著イベントについて、 対流圏からのWN2の伝播や、順圧的なアリューシ ャン高気圧の勢力拡大など、2013/14冬と同様の 特徴が見られるか調査を行った.

2. 使用データおよび解析手法

解析に用いたデータは気象庁55年長期再解析 (JRA-55)である.JRA-55の3日平均場を擾乱場, その帯状平均場を基本場として,波活動度フラッ クス(WAF)をPlumb(1985)に従い1958/59冬から 2013/14冬の期間の日別値を計算し,その鉛直成 分(WAFZ)について100hPa, 30-90°N, 140°W-0°の領 域平均値を求めた(RWAFZ_140W0).この値の極端 に低いものを,ここでは"120°W付近における顕著 な波束の下方伝播"とする.また,惑星規模波動 の鉛直伝播の目安としてAndrews et al. (1987) に従いTEM系のEPfluxの鉛直成分(EPFZ)を,惑星 規模波動の振幅の目安として、ランチョスフィル ター(Duchon, 1979)を用いて南北風成分(V)を東 西波数別に分解し,それを2乗したもの(VVAR) をそれぞれ用いた.

3. 結果

第1図にRWAFZ_140W0の顕著な下方伝播時(下位 5%) および伝播不明瞭時(中位5%)からそれぞれ 5日前のWN2のEPFZの出現頻度分布を示す.顕著な 下方伝播時には,伝播不明瞭時に比べてWN2の上 方伝播の明瞭な事例数が多く,同様の傾向が2~7 日前のWN2のEPFZの出現頻度分布に見られた(図 省略).一方,WN1のEPFZの出現頻度分布には,こ のような出現頻度の差異は見られなかった(図省 略).第2図にはRWAFZ_140W0と5hPa,WN1のVVARと の散布図を示す.顕著な下方伝播発生時(およそ -1.7以下が下位5%に当たる)には、WN1のVVARが 大きい事例がほとんどを占めており、上部成層圏 でアリューシャン高気圧がよく発達しているこ とが分かる.また同様に5hPa面におけるWN1の EPFZについて調べたところ、顕著な下方伝播発 生時には、WN1のEPFZは0付近の値を示す、すなわ ち順圧的な構造であることも分かった(図省略).

以上の結果より,120[®]W付近における顕著な下 方伝播時には,その数日前の対流圏からのWN2の 伝播,上部成層圏における順圧的なアリューシャ ン高気圧の勢力拡大など,2013/14冬と同様の特 徴が見られる傾向にあることが分かった.



第1図 RWAFZ_140W0の下位5%発生時(顕著な下方 伝播発生時)および中位5%発生時(伝播不明瞭時) から5日前の,WN2のEPFZの出現頻度分布.



参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, Orland, 489 pp.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. J. Applied Met., 18, 1016–1022.
- Plumb, R. A., 1985: On the three dimensional propagation of stationary waves. J. Atmos. Sci., 42, 217-229.

PV- θ 位相平面を用いた圏界面付近の不可逆的物質混合の表現

雨宮 新*、佐藤 薫 (東大院理)

1 背景

物質輸送・混合に関するデータ解析において、トレー サーを座標軸の一つとして用いる方法が有力である。 特に、等温位面上のパッシブトレーサー(オゾン混合比 や渦位)の等値線をもとに、囲まれる面積が等しいよ うな緯度円に移したときの緯度として定義したものが Equivalent latitude(等価緯度)である。等価緯度上での 物質混合比の平均は、近似的な流線にそった平均とみな せ、単純なオイラー平均より物質分布の特徴を適切に 表現できる。例えば極渦内外のオゾン混合比の顕著な勾 配は、(図 1b)のように等価緯度で診断することで非常 に明瞭となる。また、等値線の長さを用いて、等価緯度 間での物質の拡散係数にあたる effective diffusivity を 計算することができる (Nakamura, 1996; Haynes and Shuckburgh, 2000)。

近年では圏界面付近の物質交換において、北半球夏 季の亜熱帯に卓越するアジアモンスーン高気圧が注目 されており、PVを基に定義した等価緯度を用いての診 断の応用が試みられている (Ploeger et al., 2015)。た だし、特定の温位面上の解析では考慮できない、対流 に伴う潜熱と長波放射の非断熱加熱による鉛直方向の 空気の不可逆的移動も、アジアモンスーン高気圧にお いては重要である。そこで、本研究では断熱的 (準水平 的) および非断熱的な不可逆輸送と混合を同時に扱うた めに、PV,θの二つの物理量を座標として用いる手法を 考えた。

2 2次元位相平面上の質量密度

各 PV, 温位の値に対する領域内の空気の質量密度 $\nu(q, \theta)$ を定義する。すなわち、

$$\rho(x, y, z)\delta x\delta y\delta z = \rho_{q\theta}(q, \theta, \lambda)\delta q\delta\theta\delta\lambda$$
$$= \nu(q, \theta)\delta q\delta\theta$$

ここで、 $\lambda \iota q, \theta$ の等値面の交わる線上での規格化された座標変数として導入した。したがって $\nu = \int \rho_{q\theta} d\lambda$ である。上式より、 ν はある時刻、ある領域内の PV と 温位の分布 $q(x, y, z), \theta(x, y, z)$ をもとにして格子デー タより計算できる。

3 具体例

まずは簡単のため、特定の温位面上での PV に対す る質量分布を確認する。先に示した極渦の事例につい て、質量分布 $\nu(q, \theta = 400K)$ およびオゾン混合比分布 は (図 lc)のようになる。質量は約-8 PVU および約-22PVUをそれぞれ中心とした二つの PV の範囲に集中 しており、それぞれ極渦の外側と内側に対応する。こ れら二つのピークの間に質量密度が顕著に低い PV の 範囲があることは、等価緯度に関する PV の勾配が大 きいことと対応し、物質混合のバリアの存在を示唆す る。同じ極渦の場合における 2 次元的な $\nu(q, \theta)$ の分布 は (図 2)のようになる。質量分布は極渦内外に対応す る二つの異なる領域に明瞭に分かれている。



図 1: 2013 年 10 月 20 日 1800UTC における 400K 温位面 上の PV およびオゾン混合比 (ERA-Interim) (a) 東西平均 (b) 等価緯度に沿った平均 (c)(b) を PV 座標系で表現したもの 棒グラフは質量分布 実線は平均値、破線は標準偏差



図 2: 質量密度 (濃淡)、 O₃ 混合比 (等値線 [ppmv]) データは図 1 と同じ

図 3: 2013 年 7 月 20 日 1800UTC、30-120°E、10-60°N の場合

次にアジアモンスーン高気圧の場合、ある時刻にお ける $\nu(q,\theta)$ の分布は(図3)のようになる。8~10PVは 高緯度側の成層圏の空気に対応し、図の左側に明瞭に 分かれた2本のピークはそれぞれ、オゾン混合比が低い 高気圧内側の対流圏由来の空気および、オゾン混合比 が比較的高い高気圧外側の低緯度側の成層圏の空気に 対応する。これらの2本のピークの境目は370~380K で最も明瞭であり、その上下では不明瞭となるが、こ れは Ploeger et al. (2015)の等価緯度を用いた診断で 指摘された通りである。

4 展望

本研究では、PV, θを座標変数とした2次元位相平面 上での質量分布を導入した。この手法を用いて、従来 の等価緯度を用いた物質混合のバリアの診断を一般化 することができる。特に、東西方向に局在した構造を もち、大きな季節内変動を示すアジアモンスーン高気 圧では、東西平均や単一の温位面上のみの時間平均に 比べて、高気圧内外の力学・化学的特性を適切に診断 する手法を提供する可能性がある。

また、本稿では省略したが、確率過程の手法の援用 により質量密度 $\nu(q, \theta)$ の時間発展方程式を導くことが できる。時間発展方程式の解析への応用の可能性、お よび effective diffusivity との理論的な関連についても 発表では触れる予定である。

時間的ローパスフィルタに基づく擾乱位置エネルギーの収支式

* 相木 秀則 (名大・宇宙地球環境研)

1. はじめに

大気力学においては、東西平均を用いて擾乱エネルギー の収支を診断する研究がよく行われてきた 海洋力学にお いては、時間的ローパスフィルタ(以下、時間平均)を用い て擾乱エネルギーの収支を診断するのが一般的である、擾 乱エネルギーの収支式は、(i) 擾乱運動エネルギーの収支式、 (ii) 擾乱位置エネルギー(以下, PE)の収支式, (iii) 圧力フ ラックスの発散の式の3つによって構成される。(i)と(ii) の移流項によって平均流による擾乱エネルギーの空間的移 動が表され、(iii)の圧力フラックス(あるいはその改訂版) によって波動による擾乱エネルギーの空間的伝達(即ち群 速度ベクトル)が表される、時間平均を用いると、エネル ギー変換やエネルギーフラックスの水平分布が得られるた め、大気や海洋の現象の詳しい診断に適している.しかし ながら、特に擾乱 PE の収支式については、過去の研究に おいてさまざまな表現が使われており、それぞれの特徴に ついての共通見解や決定打的表現についての検討検証が十 分になされていない.

2. 擾乱 PE の表現についての相互比較

海洋のような Boussinesq 近似できる成層流体を考える. $x^{\epsilon}, y^{\epsilon}, z^{\epsilon}, t^{\epsilon}$ を直線直交座標系の独立変数, $\nabla^{\epsilon} = (\partial_{x^{\epsilon}}, \partial_{y^{\epsilon}})$ を水平微分演算子, (u, v, w) を 3 次元流速成分, $\mathbf{V} = (u, v)$ を水平流速ベクトルとする. 3 次元流速は非圧縮の条件を 満たし,海水のポテンシャル密度 $\rho = \rho(x^{\epsilon}, y^{\epsilon}, z^{\epsilon}, t^{\epsilon})$ は次 のような保存式を満たすとする.

$$\nabla^{\epsilon} \cdot \mathbf{V} + \partial_{z^{\epsilon}} w = 0, \tag{1}$$

$$\partial_{t^{\epsilon}}\rho + \nabla^{\epsilon} \cdot (\mathbf{V}\rho) + \partial_{z^{\epsilon}}(w\rho) = 0, \qquad (2)$$

2.1 Euler 平均に基づく定式化

任意の物理量 Aについての Euler 時間平均(即ち,深さを 固定した時間的ローパスフィルタ)とそれに基づく擾乱を \overline{A}° とA'のように表す事にする。海水の基準密度を ρ_0 ,重 力加速度の大きさをgとすると従来の研究では擾乱 PE を

$$\frac{g}{2\rho_0} \frac{\overline{\rho'^2}^{\epsilon}}{(-\partial_{z^{\epsilon}} \overline{\rho}^{gs})} \tag{3}$$

のように定義することが多い. 分母の $p^{ss} = p^{ss}(z^{\epsilon})$ はグ ローバルにソーティングして得られた密度の鉛直 1 次元構 造である (図 1b). しかし式 (3) のような定義を使ってし まうと, 擾乱 PE の収支式の移流項を保存型で表現するこ とができない, という問題があった. そこで擾乱 PE を

$$\mathcal{P}^{\mathbf{eddy}} \equiv \frac{g}{2\rho_0} \frac{\overline{\rho'^{2^{\epsilon}}}}{(-\partial_{z^{\epsilon}} \overline{\rho}^{\epsilon})} \tag{4a}$$

のように定義すると

$$\begin{aligned} \partial_{t^{\epsilon}} \mathcal{P}^{\mathbf{eddy}} + \nabla^{\epsilon} \cdot (\overline{\mathbf{V}}^{\epsilon} \mathcal{P}^{\mathbf{eddy}}) + \partial_{z^{\epsilon}} (\overline{w}^{\epsilon} \mathcal{P}^{\mathbf{eddy}}) \\ &= (g/\rho_0) \overline{\rho' w'}^{\epsilon} - \Psi^{qs}_{app*} \cdot (g/\rho_0) \nabla^{\epsilon} \overline{\rho}^{\epsilon} + \overline{w}^{\epsilon}_{z^{\epsilon}} \mathcal{P}^{\mathbf{eddy}} \end{aligned} \tag{4b}$$

Intermeidate Water (IIW) Pacific Intermediate Water (PIW) Atlantic Intermediate Water (AIW) Indian Deep Water (IDW Atlantic Deep Water (ADW) Deep Water (PDW Antarctic Bottom Water (AAB (a) r'IIW PIW PIW PIW AIW AIW AIW IDW IDW IDW PDW PDW PDW ADW ADW ADV AABW (b)

図 1: 東西鉛直断面における (a) 大西洋, インド洋, 太平洋 の海水の分布の模式図と (b) 各水塊の密度に基づいて全球 で並べ替えた後の分布.

のような収支式を擾乱の積についての 2 次の精度で導くこ とができる (Aiki et al., 2016). Ψ^{qs}_{app*} は準 Stokes 流線関 数の Euler 近似表現で、次のように定義される.

$$\Psi^{qs}_{app*} \equiv -\frac{\overline{\rho' \mathbf{V}'}^{\epsilon}}{\partial_{z^{\epsilon}} \overline{\rho}^{\epsilon}} + \frac{1}{2} \frac{\overline{\rho'}^{2^{\epsilon}}}{(\partial_{z^{\epsilon}} \overline{\rho}^{\epsilon})^{2}} \partial_{z^{\epsilon}} \overline{\mathbf{V}}^{\epsilon}.$$
(4c)

2.2 密度座標系における平均に基づく定式化

x,y, ρ ,t を密度座標系の独立変数, $\nabla = (\partial_x, \partial_y)$ を等 密度面に沿う微分演算子とする. 密度座標系における時間 平均とそれに基づく擾乱を \overline{A}^e と $A^{\prime\prime\prime}$ のように表す事にす る. 密度面の深さ $z^e = z^e(x, y, \rho, t)$ については,特別に, $z^e = \tilde{z} + z^{\prime\prime}$ のように記号を簡単化する. 従来の研究では, 擾乱 PE を密度座標系においては

$$\frac{g\rho}{\rho_0} \frac{\overline{z''' z_{\rho}'''^{\varrho}}}{\widetilde{z}_{\rho}} \tag{5}$$

のように定義することが多かった (Bleck, 1985). 式(5)か ら擾乱 PE の収支式を導くと,保存則を満たす事を数学的 に簡単に確認することができる.しかし式(5)の擾乱 PE は 局所的に正定値ではないし,派生する移流項や圧力フラッ クスの項が物理的に解釈しにくいという弊害があった.そ こで素直に擾乱 PE を式(4a)に対応させる形で

$$\mathcal{P}^{\mathbf{eddy}} \equiv \frac{g}{2\rho_0} \frac{\overline{z'''^2}}{(-\widetilde{z}_{\rho})},\tag{6}$$

のように定義して収支式を導き, Euler 平均系の収支式 (4b) のどちらを用いても (モデル診断における) 物理的な解釈 が同じになるようにする必要がある.

ー般化された変換 Euler 平均 (GTEM) の データ解析応用上の 問題点とその解決策

野田 彰 (気象研究所), 河谷芳雄 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

WKB 近似の単一波動を仮定して定式化されたGTEM (Noda,2014)を実際のデータ解析に応用する上で、a)波 の伝搬方向に4分の1波長ずらしたデータ(Hilbert 変 換)が必要、b)Rossby波(β 効果)の取り扱いに不備、c) 渦拡散テンソルの成分の分母の主要項がfのため、赤道 付近で適用出来ない等の問題点があった。a)はGTEM 固有の問題だが、b)と c)は3次元 TEM 共通の問題点 である。以下、GTEM の枠組みでの解決策を紹介する。

2. 保存則と GTEM

GTEM のエッセンスは、源泉項 Q を持つ任意の物理 量 q の保存則 $(\partial/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla) q = Q$ に対して、Boussinesq 流体、WKB 近似の非中立波 (周波数 $\omega \cdot 波数 \mathbf{k}$ が複素数) を仮定すると、渦輸送フラックス (ベクト $\mathcal{W})\overline{\mathbf{u}'q'}$ が、 $\overline{\mathbf{u}'q'} = -\mathbf{L} \cdot \nabla \overline{q} - \mathbf{D} \cdot \nabla \overline{q} + \mathbf{F}_Q$.の形で得 られることにある。ここで $\mathbf{L} \equiv (\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2)\overline{\mathbf{u}'_H \mathbf{u}'}$ は反対 称 (渦拡散) テンソル、 $\mathbf{D} \equiv (\gamma/|\hat{\omega}|^2)\overline{\mathbf{u}'_H \mathbf{u}'}$ は対称 (渦拡 散) テンソル、 $\mathbf{F}_Q \equiv (\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2)\overline{\mathbf{u}'_H \mathbf{Q}'} + (\gamma/|\hat{\omega}|^2)\overline{\mathbf{u}'_Q \mathbf{V}'},$ $\hat{\omega} \equiv \omega - \mathbf{k} \cdot \overline{\mathbf{u}}, \ \hat{\omega}_r \equiv \operatorname{Re}\{\hat{\omega}\}, \ \gamma \equiv \operatorname{Im}\{\hat{\omega}\}, \ s_H$ は s の Hilbert 変換を示す。

a) Hilbert 変換

実際のデータ解析において、単一波の仮定は成り立 たないので、厳密な擾乱方程式

$$\left(rac{\partial}{\partial t}+oldsymbol{u}\cdot
abla
ight)q'=-oldsymbol{u}'
ablaar{q}+Q'+
abla\cdotoldsymbol{u}'q'$$

の両辺の2乗平均から $|\hat{\omega}|^2$ 、両辺に q' を掛けた平均か ら γ を見積もる。 $\hat{\omega} = \hat{\omega}_r + i\gamma$ が見積もられたので、q' の Hilbert 変換は $q'_H = (-\gamma q' - \boldsymbol{u}' \nabla \bar{q} + Q')/\omega_r$ から求 められ、 $\overline{q'q'_H} \equiv 0$ を満たす。

b) Rossby 波の取り扱い

Rossby 波では、水平風の振幅に緩やかな変化を仮定 しても、気圧 p の振幅に f が陽に含まれる。その結果、 $\partial p/\partial y = ilp$ (l は y 方向の波数)を用いた定式化は問題 である。これを避けるため、GTEM 導出過程で気圧傾 度力を源泉項として残し、(気圧擾乱ではなく)気圧傾 度力擾乱との相関量を解析に用いる。

c) 赤道付近の取り扱い

Noda (2010, 2014) で示されたように、渦拡散テンソ ルの 3 成分は ax = b の形の式で代数的に解ける。そ の解は赤道付近で $a \to 0$ となる。この時、理論的には $b \to 0$ だが、実際のデータでは満たされないので解が発 散する。これを回避するため、先ず水平運動方程式から $u_H \ge v_H \ge \hat{a} \varepsilon_{\overline{x}}$ め、 $\mathbf{L}_{xy} = -\mathbf{L}_{yx}$ やその他の相関項を 得る。Lの残りの成分は、温位 θ の渦フラックスの渦拡 散表現式 $\overline{u'\theta'} = -\mathbf{L} \cdot \nabla \overline{\theta} - \mathbf{D} \cdot \nabla \overline{\theta} + \mathbf{F}_Q$ から代数的に求 める。

3. 改良版 GTEM による GCM 出力の解析

これまで、GTEM を含む全ての TEM では、温位渦 フラックスと絶対角運動量渦フラックスは共通の渦拡散 テンソルを持つ事が暗黙のうちに仮定されていた。この 仮定が実際の GCM データで検証し得るか見るために、 12,1,2 月東西平均子午面循環について、温位保存、絶対 角運動量保存、南北運動量バランスから求めた特徴的周 期と成長率を図1に示す。その他、改良版 GTEM で初 めて可能となる解析例を講演で紹介する。



図 1: GTEM に基づく 12,1,2 月東西平均子午面循環に伴う渦輸送の特徴的周期 $2\pi\hat{\omega}_r/|\hat{\omega}|^2$ (上図;単位 Day、太実線間隔 1Day、細実線間隔 0.2Day)、及び、特徴的増幅率と特徴的周期の比 γ/ω_r (下図;単位%、等値線間隔 3%)。a),d) は温位 保存則、b),e) は絶対角運動量保存、c),f) は南北風運動量バランスに基づいて求められた。

大気の鉛直構造関数の数値解法に伴う問題について

田中 博*(筑波大学 CCS)、Nedjeljka Zagar (リュブリアーナ大学)

1. はじめに

地球大気の3次元ノーマルモードは、鉛直構造関数 と水平構造関数のテンソル積として求められる。水 平構造関数には静止大気を基本場とする擾乱の固有 解としてハフ関数が用いられるが、鉛直構造関数は 気圧p=0の特異点を持つ Singular Sturm-Liouville 境界値問題となるため、数値解の構造には問題があ ることが以前から知られていた。そのため、鉛直構 造関数に射影して得られる鉛直エネルギースペクト ルには問題があった。

Terasaki and Tanaka (2007)では大気上端を有限 にした鉛直構造方程式の理論解を示し(図1a)、そ れらに射影した大気の鉛直エネルギースペクトルが 鉛直波数(m)の-3乗に従う事を示したが、数値解 による鉛直構造関数を用いた場合には全く異なるス ペクトルになることが示されている。

そこで、本研究では、これまでに用いられてきた 鉛直構造関数の数値解の問題を、Galerkin 法と差分 解法とで比較し、解決策を検討した。

2. 鉛直構造方程式と数値解

鉛直構造方程式に含まれる静的安定度 y を定数と 仮定すると、 σ 系での解くべき方程式は Euler方程 式となり、その固有値は λ 、解析解 G_m は σ の冪関 数となる(図1a)。ここで、冪は複素数である。

$$-\frac{\partial}{\partial\sigma} \left(\sigma^2 \frac{\partial G_m}{\partial\sigma} \right) = \frac{R\gamma}{gh_m} G_m = \lambda G_m$$

しかし、この方程式をKasahara(1976)の差分法や

Kasahara and Puri (1984)の Galerkin 法で数値的 に解くと、図1bのように高次の関数の振幅は大気下 層で最大となり、解析解と全く異なった結果が得ら れる。この違いはサンプリングの際に起こるエイリ アッシングのためと考えられてきた。そこで、本研 究では、鉛直積分で定義される内積を $z=-\ln\sigma$ のロ グ σ 系に座標変換して内積を再定義した。しかし、 計算の結果、構造の問題は解決されなかった。

3. 変数変換による特異点の処理

そこで、座標変換に加えて密度成層による包絡線 を陽に含んだ以下の変数変換を行い、特異点を持た ない Regular Sturm-Liouville 境界値問題に再定義 してから数値的に解いたところ、解析解と同様の結 果が得られた(図1c)。

$$G_m = \sigma^{-\frac{1}{2}} F_m , \qquad z = -\ln \sigma$$
$$-\frac{\partial^2 F_m}{\partial z^2} + \frac{1}{4} F_m = \lambda F_m$$

4. まとめ

鉛直構造関数の構造が高次になるにつれて解析解 と異なる数値解になる原因は、サンプリングによる エイリアッシングが原因と考えられてきたが、たと え大気上端を有限にした場合でも、上端の特異点の 問題が数値解に重要な影響をもたらすことが解った。 その解決のためには、特異点を持たない方程式に変 数変換して解かなければならないことが解った。



開水路流れとの類似点に着眼したジェット気流のエネルギー解析

*北野慈和^{(1), (2)}·山田朋人⁽³⁾

(1)北海道大学大学院工学院 (2)学術振興会特別研究員 (3)北海道大学大学院工学研究院

<u>1. はじめに</u>

河川で扱うような開水路流れの比エネルギー式は、水深 h と流速 U で定義される Froude 数で説明され、Froude 数 が1より大か小かで射流か常流かを区別する。Armi (1989) は上記の理論を大気に応用し、ジェット気流の横断方向の 幅により規定される Froude/Rossby 数を用い、ジェット気 流のエネルギー形態と開水路流れとの類似性を示唆した。 彼らはβ面近似を想定し、地衡風平衡の式からジェット気 流の流速分布に対する圧力分布を算出し、ジェット気流の 有する運動・位置エネルギーの比を定式化した。

Riffler (2005)は Armi (1989)により提案された同手法を 用い、冬季にブロッキングが発生した際の、ブロッキング の上・下流のジェット気流が有するエネルギーを解析した。 北太平洋ブロッキング発生の有無と、太平洋・大西洋域の Froude/Rossby 数との関係を示した。ジェット気流の横断 面の流速分布の違いや緯度の変化を加味しなかったため、 定量的なエネルギーの変化を評価できなかった。

本研究では、Armi (1989)の手法に流速分布や緯度の変化 を加味し、ブロッキング形成時におけるジェット気流のエ ネルギー解析を行う。

Armi(1989)の提案した手法

β 面近似を想定した地衡風平衡の式を積分し、流速分布 に対する圧力分布を得る。これを以下のエネルギーフラッ クスの式 G に代入する。

$$G = \int_{-a}^{a} u \left(\frac{u^2}{2} + \frac{p}{\rho} \right) dy \tag{1}$$

ここで、yは南北方向、aは対象とするジェット気流の南 北幅の1/2、uは東西流速、pは密度、pは地衡風平衡の式 から得られた圧力である。整理すると以下を得る。

$$G = \underbrace{\int_{-a}^{a} \frac{1}{2} u^{3} dy - \beta \int_{-a}^{a} u \int_{-a}^{y} uy' dy' dy}_{G_{0}} + \left(\frac{p_{y-a}V}{\rho} - \frac{1}{2} f_{0}V^{2}\right)$$
(2)

ここで、 f_0 、 β はコリオリパラメタ $f=f_0+\beta y$ で定義され、V は流速uのy=-aからaの積分値であり流量に相当する。 Armi (1989)は G_0 をジェット気流における比エネルギーと 定義した。これより無次元化した比エネルギー G_0 を得る。

$$G_{0} = \left(\frac{\beta^{2/3} V^{7/3} \alpha \alpha^{2/3}}{2}\right) \underbrace{\left(\frac{Ro_{Froude}^{2/3} + 2Ro_{Froude}^{-1/3}}{G_{0}}\right)}_{G_{0}}$$
(3)

$$\begin{cases} u(y) = (V/a)g(\eta), & y = a\eta, \\ \alpha = \int_{-1}^{1} g^{3} d\eta / \left(\int_{-1}^{1} g d\eta \right)^{3}, & \alpha' = \int_{-1}^{1} g \int_{-1}^{1} g\eta' d\eta' d\eta / \int_{-1}^{1} g^{3} d\eta. \end{cases}$$

なお Froude/Rossbby 数 Ro_{Froude} は $V/(\alpha'\beta a^3)$ で定義される。 詳細は Armi(1989), Riffler(2005)を参照されたし。

3. 本研究の解析手法と結果の一例

Armi(1989), Riffler(2005)は、ジェット気流の横断面の流 速分布で規定される *a*, *a* 'を定数とした。 *a*, *a* 'の変化を 加味するため(3)を変形し比エネルギー*G*₀ ''を用いる。

$$G_{0} = \left(\frac{\beta^{2/3}V^{7/3}}{2}\right) \underbrace{\left(\alpha Ro_{Fultz}^{2/3} + 2\alpha\alpha' Ro_{Fultz}^{-1/3}\right)}_{G_{0}^{*}}$$
(4)

RoFult:は V/(β a³)である(Fultz(1961))。ジェット気流が南北 に分流し、その間に東風領域があるようなブロッキングの 場では、例えば図 1 実線に示す g(η)が想定される。図 1 点線の放物線状のジェット気流の g(η)と G₀"を比較する と、図 2 に示す Ro_{Fultz}に対するエネルギー線がそれぞれ得 られる。これらのエネルギー線の違いからブロッキング付 近のジェット気流の横断面流速分布について説明する。ベ ータ面近似以外の近似を用いることで、ジェット気流の緯 度変化も加味した理論を検討中である。さらに、乙部ら (2016, 日本気象学会機関誌 Vol.63, No.7)の底面に冷温源 を有する回転水槽実験に本理論を適用する予定である。

謝辞 本研究は MEXT/SICAT, MEXT/SOUSEI (theme C-i-C), JSPS 科研費 26.1522, JSPS 科研費 15K18118の成果の一部である。





円筒容器内で回転する円盤上の軸対称流の側壁付近における加速

伊賀 啓太 (東大大気海洋研)

1. はじめに

地球や惑星の大気では、周囲の環境が軸対称である にもかかわらず、さまざまな非軸対称な現象が観測さ れることがある。このような軸対称性の破れは、水を 入れた円筒容器の底で円盤を回転させる簡単な実験で も見ることができる。

これまで、この室内実験においてさまざまな非軸対 称現象が見られたことを報告し (2010 春 D403, 2011 春 D202, 2012 春 C101, 2014 秋 A216)、実験パラメー タを変えて調べたダイアグラムとしてまとめている (Iga et al. 2014)。

この非軸対称現象の起きる原因を調べるための基本 場については Tophøj et al. (2013) が解析を行ってい るが、すぐには定まらないパラメータが一つあり、彼 らは乱流境界層を前提とした簡易的な見積もりでその パラメータを決定していた。それに対して、境界層の 構造をきちんと解くことによって、そのパラメータを 求めたことを報告した (2012 秋 D301, 2013 秋 D106)。

このようにして導かれた軸対称流の理論解を、鈴木ら (2006), Suzuki et al. (2006), Bergmann et al. (2011), Bach et al. (2014) によって実験的に測定されている 軸対称流の速度場と水面場、あるいは我々自身が行っ た室内実験での測定結果と比較したところ、Tophøj et al. (2013) によるものより、測定結果を圧倒的によく 説明することが示された (2015 秋 C202)。

ただし、この理論は、円盤の回転数に応じて下がっ てくる水面の中心の高さや、中心の水面が底の円盤に つく回転数などは実験結果と非常に精度よく一致して いるものの、側壁で盛り上がった水面の高さに関して は、若干の過小評価となっていた。

そこで、側壁の境界層付近での水の振る舞いについ て考察を行い、理論と実験との間に見られたずれにつ いて行うべき補正とその影響について調べた。

2. 実験設定

半径 168mmの円筒容器に水を入れ、底の半径 Rが 150mmの円盤を回転させる。初期水深 H_{init}と円盤の 回転数 Ω に応じてできる流れのうち軸対称流ができ る場合に、特に側壁付近での水面の上昇や横から見た 水面の変形の測定を行った。

3. 境界層解析による理論

境界層を解析することにより、水が剛体回転する領 域の外縁の半径 rs と側壁での水の高さ Hw が関係式

$$\begin{aligned} \frac{H_{\rm w}}{R} &= \frac{1}{2} \left(\frac{I_2^2 I_{2\theta}}{I_1^4 I_3} - \frac{I_2^3}{I_1^4 I_3} + \frac{I_2}{I_1^3} \right) \left(\frac{r_{\rm S}}{R} \right)^2 \\ &- \left(\frac{I_2^2 I_{2\theta}}{I_1^4 I_3} - \frac{I_2^3}{2I_1^4 I_3} + \frac{I_2}{2I_1^3} \right) + \frac{I_2^2 I_{2\theta}}{2I_1^4 I_3} \left(\frac{r_{\rm S}}{R} \right)^{-2}. \end{aligned}$$

によって導かれる (ξ_0 , I_1 , I_2 , I_3 , $I_{2\theta}$ は定積分で定義さ れる定数で、それぞれの値は約 1.72, 1.06, 0.82, 0.69, 0.38)。これと水の体積の不変の条件から、 H_w は H_{init} と Ω の関数として表される。この理論は実験結果とよ く一致するが、初期水深と回転数の大きい場合には実 験結果より小さい値を与える傾向にある。

4. 壁に沿った狭い環状領域での補正

壁付近で水面が盛り上がる一つの要因として、側壁 境界層の上昇流の慣性による影響が考えられる。この 効果による側壁での水面の上昇幅 Δ*H*₁ は

$$\Delta H_1 = \frac{I_1^2}{128I_2^2} \frac{(\Omega R + 3u_{\theta \mathrm{I}}(R))(\Omega R - u_{\theta \mathrm{I}}(R))^4}{g\Omega R \left(\Omega R - u_{\theta \mathrm{I}}(R) + 2\frac{I_1^3}{I_2}\Omega H_{\mathrm{w}}\right)^2},$$

と計算される。

一方、側壁境界層の上昇流の運動量輸送から見積も られるこの領域での u_θの増え分は、最縁部で

$$\Delta u_{\theta Iw} = 4\xi_0 I_1 f_{\theta\nu} \Omega R \left[\log \frac{\Omega R - u_{\theta I}(R) + 2\frac{I_1^3}{I_2} \Omega H_w}{\Omega R - u_{\theta I}(R)} \right]^{-1}$$

の大きさで ($f_{\theta\nu}$ は H_w/R の関数でおよそ 0.05 以下の 値をとる)、これによる水面の持ち上がりはこの $\Delta u_{\theta I w}$ を用いて

$$\Delta H_2 = \frac{2u_{\theta \mathrm{I}}(R)\Delta u_{\theta \mathrm{Iw}}^2}{3qR\Omega}.$$

と評価される。

測定値との比較

水面の変形の測定結果とこの補正を比較したのが 図 1 である。回転数に対する側壁での水面高の変化 (左図) と側面から見た水面の形 (右図) に対して補正 量を比較しているが、側壁付近での局所的な水面の盛 り上がりは上記で考察した補正でほぼ説明できる。二 つの効果を比べると、側壁付近での環状領域での u_{θ} の加速による効果 ΔH_2 が、水面の盛り上がり量の大 部分を占めている。

6. 結果とまとめ

側壁の境界層付近での流れの様子を調べてその補正 を見積もることにより、理論と実験との間に見られた ずれがほぼ説明できた。

この見積もりの際には、水面の盛り上がり量だけで なく、側壁付近での u_{θ} の増え分 $\Delta u_{\theta Iw}$ も見積もられ たが、軸対称流を基本場として安定性を調べる際に、 この増加分は臨界層の存在範囲を考える上で、大きな 影響を与える。



図 1: 回転数に対する側壁での水面高の変化と側面か ら見た水面の形

大型再処理施設から試験運転時に排出された 129Iの大気拡散

* 阿部 康一¹, 五代儀 貴¹, 赤田 尚史^{1, 2}, 柿内 秀樹¹, 江 俊賢³, 斯波 宇司³, 久松 俊一¹

1(公財)環境科学技術研究所,2核融合科学研究所,3日本エヌ・ユー・エス株式会社

1. 目的

青森県六ヶ所村に建設されている大型再処 理施設で使用済み核燃料を用いた試験運転や 商業運転の際に、微量の放射性物質(⁸⁵Kr, ¹⁴C, ³H, ¹²⁹I等)が排気筒から大気中に排出される. その影響を適切に評価するため、精度の良い 大気中の拡散・沈着計算を目指して、大気拡 散モデルやモデルに入力するパラメータの改 善を進めてきた.

既報では、他の核種と比べ、¹²⁹Iの計算値は、 実測値との一致性が良くなかった.¹²⁹Iの沈着 パラメータとして様々な値が提案されている が、その範囲が広いため、適切な値を選択・ 設定できていなかった事が主因と考えられた.

そこで,沈着パラメータが大きく異なるガ ス態と粒子態を分けて扱い,試験運転時に大 型再処理施設の東約 2.6 km で実測した濃度及 び沈着量と計算値を比較した.さらに,計算 値と実測値の一致性の比較により,与えた沈 着パラメータの妥当性を検討した.

2. 方法

大気中¹²⁹Iの捕集は、石英繊維フィルター で粒子態を、TEDA 添着活性炭繊維フィルター 及び TEDA 添着活性炭カートリッジを用いてガ ス態を捕集した.降下した¹²⁹I は、降下物採 取装置を用いて捕集した.それぞれ捕集した ¹²⁹I は抽出後、加速器質量分析計を用いて測定 した.

表.	沈着ハ	ペラメ-	ータの語	設定例	と評値	面値
<u>-</u> <u>1</u> .	//u/li				<u> </u>	

計算条件名		ケース1	ケース2
粒子直径(mm)		2	0.2
乾燥降下率	ガス態	0.003	0.034
(m s ⁻¹)	粒子態	0.003	0.00001
冲海石米	ガス態	粒子態の 1/100	0
洗净係敛 (s ^{−1})	粒子態	Chamberlain の式	4.97×10 ⁻⁶ × [降水強度] ^{0.6}
日間際下昌	ME/平均	-0.19	0.12
月间阵下里	RMSE/平均	1.24	1.12
月間平均	ME/平均	1.07	1.10
濃度	RMSE/平均	2.06	2.14

大気拡散・沈着計算は、¹²⁹I が排出された期間について、まず MM5 で水平方向 1 km メッシュの気象場を計算し、その結果を入力値として、我々が改良してきた MATHEW/ADPIC を用いて実施した.

3. 結果と考察

様々な沈着パラメータを設定して、¹²⁹Iの拡 散計算を行った.そのうち、大気中濃度・降 下量の ME・RMSE が小さいケースを、表に示す. 実測値との一致性についてケース1と2を比 べると、月間降下量はケース2の方が、月間 平均濃度はケース1の方が高かった.

図に,サンプリング地点の月間降水量と, 計算値の実測値に対する比との関係を示す.

ケース 1 では、降水量が少ない月では計算 値の実測値に対する比が小さく、降水量が大 きい月では比が大きくなる. すなわち、ケー ス 1 の沈着パラメータの設定では、適切な設 定値と比べて、乾燥降下率の設定値が小さく、 洗浄係数の設定値が大きいと考えられる. こ れに対して、ケース 2 では、降水量の多寡に よらず概ね計算値の実測値に対する比が 1 と なっていて、概ね適切な設定値が与えられた と考えられる.



本記載事項は青森県からの受託事業により 得られた成果の一部である. 永久凍土の熱・水特性の変化が東シベリア・カラマツ林の森林水循環に与える影響

* 中坪 稔 1、小谷 亜由美 1、太田 岳史 1、飯島 慈裕 2 (1:名古屋大学大学院生命農学研究科,2:三重大学大学院生物資源学研究科)

<u>1. はじめに</u>

ロシアには地球全体の森林の約2割が存在してお り¹⁾、その活動によって生じる地球水循環への影響 は非常に大きなものである。そのうち、東シベリア の森林は年間200-300mmと極めて降水量が少ない 点、永久凍土上に存在する点によって特徴づけられ る。永久凍土は不透水層として機能し、降水によっ て地表に供給された水分を土壌表層に留める役割を 持つ。この働きにより、年降水量が少ないこの地域 であっても森林が成立することができる。

本研究の観測対象地であるロシア連邦サハ共和国 のレナ川中流域に分布する森林では2005-2008年 にかけて降水量の著しい増加と永久凍土の熱・水特 性の劇的な変化が観測された。この過湿イベントに より、観測対象地では枯死木が出現した²⁾。これを 踏まえて、本研究の目的を、永久凍土の熱・水特性 の変化が東シベリア・カラマツ林の森林水循環に与 える影響とその影響が生じるメカニズムを明らかに することとする。

2. 使用データ

ロシア連邦、レナ川中流域に位置する Spasskaya Pad カラマツ林観測サイト(SPA)における 2004-2013 年の潜熱フラックス(LE, W/m²)と各気象デー タを使用した。また、同じくレナ川中流域に位置し ているが SPA のような現象が確認されていない森 林として Elgeeii カラマツ林観測サイト(ELG)にお ける 2009-2013 のデータも使用し、解析を行った。

<u>3. 解析手法</u>

パス解析は、重回帰分析を応用した解析手法であ り、各説明変数が目的変数に与える影響について、 他の説明変数を通じた間接的な影響も調査できると いう特徴を持ち、説明変数間の関係性のネットワー クを表現できる。本研究ではその特徴を利用し、図 1に示す様な概念図を構築した。図の例では、永久 凍土の水分状態を表す土壌水分量(SWC)の変化が各 気象要素を通じてLEやに与える影響を調査し、過 湿イベントの前後で影響の現れ方がどの様に異なる か比較した。

4. 結果と考察

図2は両観測サイトにおけるLEに対してパス解 析を使用した結果である。SWCの変化が各気象要 素を通じて与える間接的な影響の大きさは偏相関係 数で表され、各要素の係数を合計するとSWCと LEの相関係数となる。各時期において、各要素を 通じて現れるSWCの間接的な影響はSWCの変化 そのものが与える直接的な影響と比較しても十分大 きく、無視できないものであった。また、SPAの 過湿イベントが観測された時期のみ、影響の現れ方 が大きく異なっており、その前後の期間とELGで は一致する点が多く見られた。このことから、枯死 木が発生したSPAでは過湿イベント前の関係に戻 りつつあるといえる。また、今後も継続的に観測と 解析を続けていくことが重要であると考えられる。



FAO.(2009): State OF The World's Forests 2009
 Iwasaki *et al.*(2010): Hydrology and Earth system sciences, 14.pp301-307

JMA-NHM を用いたアラブ首長国連邦気象再現実験

Application of JMA-NHM to meteorological simulation over the United Arab Emirates

*橋本明弘(気象研)・村上正隆(名大宇宙地球環境研究所)・萩野谷成徳(気象研) Akihiro Hashimoto (MRI), Masataka Murakami (ISEER, Nagoya Univ.), Shigenori Haginoya (MRI)

1. はじめに

アラブ首長国連邦(UAE)政府による「降雨強化科 学プログラム」のもとで2016年にスタートした研究プロ ジェクト「乾燥・半乾燥地域における降水強化に関す る先端的研究」では、野外観測と数値実験により、 UAEにおけるシーダビリティやシーディング効果の評 価、最適シーディング法の開発、長期的なシーディン グ効果の統計的評価を実施する予定である。それに 先立ち、数値実験のデザインや数値モデルの改良 点について検討するため、予備実験を行い、数値モ デルによる乾燥・半乾燥地域の気象の再現性評価に 取り組んでいる。

2. 数値モデル

数値実験は、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)を用いて実施した。JMA-NHMは中緯 度で湿潤な環境下にある日本の気象予測に最適化 されている。これを乾燥・半乾燥環境下にあるUAEに 適用するにあたり、JMA-NHMに組み込まれている陸 面4層スラブモデルに修正を加えた。強制復元法に 則る体積含水率の定式化をNoilhan and Planton (1989,MWR,117,536-549.)に基づいて修正した。蒸 発効率については、近藤(1994,水環境の気象学)を もとに修正した。土壌の熱容量・熱伝導率、地表面粗 度については、いずれも、オリジナルの値よりも小さく した。さらに、土壌中鉛直層数を12層とした。

3. 数值実験

気象庁非静力学モデルを用いて、2015年2月2 日から 2016 年 2 月 1 日の 1 年間を対象に、UAEを 中心としてアラビア半島東部・イラン西部を覆う 2000 km x 2000 km の領域で、水平解像度 5 km での気 象再現実験(5km-NHM)を行なった。2015年9月9, 10,11 日の3日間については、さらに、UAEを中心と する 1200 km x 800 km の領域で、水平解像度 1 km での実験(1km-NHM)を行った。モデル大気の の上部境界は高度約22km、鉛直層数は50層とし、 40-904mの可変格子を用いた。積分時間間隔は 11 秒とし、36時間の時間積分を24時間毎に行なった。 解析には計算開始後6時間目から30時間目までの 1 時間毎の出力データを用いた。5km-NHMの初期 値・境界値には気象庁全球客観解析値を用い、 1km-NHMの初期値・境界値には 5km-NHMの結果 を用いた。上記設定の実験を、オリジナル版(CTL) および修正版 (MDF) のJMA-NHMを用いて、2 通り 行った。

4. 結果

図1は、衛星観測(MODIS)と数値実験による地表 面温度のアラビア半島南東部での平均値を表してい る。CTL実験(図1a)では、日中の高温化に追随でき ていないのに加え、夜間の低温化も不十分である。 それに対して、MDF実験(図1b)では、昼夜にわたる 温度変化の振幅を良く再現できている。

図2はUAEを覆う領域における雲量平均値である。 CTL 実験(CTL)に対して MDF 実験(MDF05)は地 表面加熱によって励起される雲生成を良く表してい た。1km-NHM による MDF 実験(MDF01)では日中 の雲生成がさらに強化されていた。今後、雲・降水に 関する検証を進める予定である。



図1. 地表面温度の観測値(MODIS)と再現値 (JMA-NHM)との比較。(a) CTL 実験。(b) MDF 実験。



図2.2015年9月9~11日の雲量変化。5km-NHM による CTL 実験(破線 CTL)と MDF 実験(破線 MDF05)、および、1km-NHM による MDF 実験(実 線 MDF01)の結果。棒グラフ(DSWB)は下向き短 波放射フラックス。

日本における PM 広域高濃度時の気温逆転層の動態

* 早崎将光・菅田誠治 (国立環境研究所)

1. はじめに 浮遊粉じんないし浮遊粒子状物質 (SPM) 高濃度を対象とした過去の事例解析では、寒 候期の関東平野を研究対象地域とするものが多い。そ れらの研究では、高濃度をもたらす気象要因として、夜 間から早朝の地上付近に形成される接地逆転層 (水野 ほか. 1990) や房総不連続線などが挙げられている (水 野ほか, 1993). これら先行研究により, 関東平野にお ける寒候期の高濃度大気汚染に対する気象要因の理解 は進んできたが、それらの多くが1990年代までの報告 例であり,近年西日本で幾度も観測された越境汚染由 来の PM25 広域高濃度事例には適用し難い. 我々のこ れまでの研究で、冬季~春季で検出した PM25 広域高 濃度において、複数のゾンデ観測点で上層の逆転層を 同時観測する事例や従来型の接地逆転層のみが顕著な 事例などを報告してきた (2015 年秋季 P360, 2016 年 春季 P234). ただし、それら PM25 広域高濃度時の気 温逆転層の成因や、逆転層が高濃度をもたらす直接要 因となり得るかなどが検討不足であった。

本研究では、全国の高層気象ゾンデなどの長期観測 値を用いて気温逆転層に関する気候学的特徴を明らか にし、広域高濃度時にみられる逆転層の地域的・季節 的な動態を明らかにすることを研究目的とする.

2. 資料および解析方法 日本の高層気象ゾンデ観測 値 (09, 21JST)を用いた (2001–2015 年,国内 18 地点). 気温逆転層は,Serreze et al. (1992)に基づき,鉛直気 温減率が正 ($\Delta T/\Delta z \ge 0$)かつ逆転層厚さが 100 m 以 上 ($\Delta z \ge 100$)を選択した.なお,地上での高濃度大 気汚染との関連を検討するため,逆転層下端高度 (z_b) が標高 2000 m 以上の場合は解析対象から除外した. また, $z_b < 100$ を「接地型逆転層」,それ以外を「非 接地型逆転層」と呼称する.

大気汚染物質については,解析期間中 (PM_{2.5}: 2013-2015 年,SPM: 2001-2015 年) で継続観測 (有効データ 比率 80%以上) していた一般局 (PM_{2.5} で合計 421 局) の PM_{2.5}・SPM の 1 時間値を使用した.なお,前報 までと同様に,PM_{2.5}・SPM 濃度の品質管理をおこな い,近傍局の濃度との乖離が顕著な測定値を除外し格 子平均値 (25 km 間隔格子)を算出した.本研究におけ る「PM_{2.5} 広域高濃度日」は,閾値 (50 μ g m⁻³)を上 回る格子点が 14 点 (約 10,000 km².千葉・神奈川・東 京の合計面積に相当) 以上の日とする.

補助的な気象観測データとして,アメダスおよびウィンドプロファイラ (2003 年以後) を,背景場の気象データとして JRA55(水平 1.25°×1.25°, 1000-100hPa 鉛直 27 層) を用いた.

3. 気温逆転層の季節変化と広域高濃度汚染 図 1 に,館野(つくば)・福岡における月別の気温逆転層 に関する統計値を表す.よく知られるように,館野の 晩秋から真冬の期間では接地型逆転層が逆転層全体頻 度の40-50%を占める.逆転層内の気温差を逆転層の 強さとすると,これも逆転層頻度と同様の期間で最も 強くなる.寒候期の関東平野は晴天かつ乾燥した天候 になる事が多いことから,夜間の放射冷却に伴う接地 型の気温逆転層の形成を反映していると考えられる. ただし,寒候期の関東平野における接地型逆転層の場 合でも,その全てが放射性逆転ではない.例えば,東 京湾岸と北関東で PM_{2.5} 広域高濃度日となった 2015 年 12 月 10 日の場合,前線を伴う低気圧が西から接近 中であり,逆転層の上部は飽和した南寄りの強風が支 配的であった (前線性逆転).

福岡でも逆転層内の温度差は寒候期に最大となるが, 接地逆転層の出現比率は館野に比ベ少ない (寒候期で 10-20%程度). 松江 (米子) や輪島,秋田などの日本海 側の観測点でも,寒候期の接地逆転層の頻度は少ない (輪島以外は 30%未満). 館野以外の日本のゾンデ観測 地点は海岸近くに位置し,寒候期の内陸部で発生しや すい接地逆転層を捉えにくいためと考えられる.また, 福岡を含め西日本の日本海側では逆転層下端高度は4-6 月に極小となる.このような逆転層下端高度の季節変 化は,春季から梅雨期にかけての沈降性逆転や前線性 逆転などを反映していると考えられる.実際に西日本で PM_{2.5}広域高濃度となった複数の事例で,高度 1000m 近傍に下端高度をもつ逆転層が見られている.

発表では,全ての PM_{2.5}(および SPM) 広域高濃度 事例における気温逆転層の有無やその分類(放射性,前 線性,沈降性),さらに地上での汚染物質濃度動態と気 温逆転層の時空間変動を総括して報告する.



図1: 館野 (上段), 福岡 (下段) の気温逆転層に関する月別統 計量. 各月の2つの箱ひげ図は, 逆転層下端高度(左)・上端 高度(石)のパーセンタイル値を表す(箱の上下端:75%および 25%値,ひげ部分の上下端:90%および10%値). 実線は逆転 層内の最大温度差(月別の中央値). 上部の数値は,上から逆転 層の層厚(95%値,中央値)と全逆転層頻度に対する接地型逆 転層の比.

本研究は環境省推進費 (5-1408) により実施した.

知床半島羅臼における強風時の気圧変動位相差

佐川正人(釧路高専)

I.はじめに

佐川ほか(2010)で述べているように、知床半島の羅臼側では 強風時に気圧の変動幅が大きくなる.気圧の測定は、風向・風速 の観測よりも設置場所選定が容易であるので、二地点間で気圧 を測定し、強風時の位相について解析をおこなった.

Ⅱ. 使用資料·解析方法

使用資料には風向・風速と気圧の値を用いた.風の資料として AMeDAS 羅臼の観測値と,新規に設置した風速計の値を用いた. 気圧観測は2地点で実施し,一つは羅臼町役場屋上(以下,役 場),もう一つは羅臼除雪ステーション(以下,除雪ステーション) で観測した.気圧計は VAISALA 社 PTB210 型デジタル気圧計 (分解能:0.01hPa)と SPH20 型気圧取入口であり,GPS で同期を 取り5 秒間隔で記録した.風の観測には VAISALA 社 WXT520 を用い,NTP で同期を取り10 秒間隔で記録した.観測期間は 2013/14 年冬季である.各地点の位置は図1のとおりである.

Ⅲ. 結果

本観測期間内で特徴のある気圧変化が認められたのは 2014 年10月29日の一事例であった.当日, AMeDAS 羅臼では平均 15m/s 程度の風が吹走していた(図2).除雪ステーションと役場 の風速を比較すると,除雪ステーションでは強風をとらえている が,役場では周囲の地物により強風をとらえていない.気圧変化 は図3(上)のように,両地点とも,強風時の特徴である気圧の小 刻みな変動が 12 時頃に現れている.気圧の低下傾向時(図3 中)に,気圧の小刻みな変動が始まり,その振幅も大きくなる.図



3(下)を見ると、除雪ステーションでは12時40分20秒から気圧の 大きな振幅の変動が始まり、12時06分15秒から役場でも同様であ った.気圧差に着目すると、この時間帯を挟んで傾向が異なってい る.二地点間の距離は2kmであり、時刻差(1分55秒)から、本事例 では風上から風下に向かって強風の伝播があり、その伝播速度は 約17m/sであった、本地域は「羅臼だし」吹走地域でもあるので、こ の気圧計による風の二次的な観測を生かせればと考えている.

謝辞

機材の一部は富士通株式会社テクノロジーフロンティア開発室から提供を 受けました.ここに感謝申し上げます.

Ⅳ. 参考文献

佐川ほか,2010:知床半島羅臼における強風時の気圧変動.日本気象学会 秋季大会講演予稿集,98,348.



ウィンドプロファイラを活用した強風ナウキャスト * 桶本勇二, 遠峰菊郎, 平野竜貴(防衛大地球海洋)

1. はじめに

地上風の急激な強まりは、航空機の運用に影響を 及ぼす.このため、風の強まる時刻の予想が重要と なるが、台風や前線といった擾乱通過による強風と 比較して、季節風時における急激な風速増大の時刻 を予測するのは難しい.

気象庁は、豪雨をもたらす湿潤大気の流れの常時 監視や擾乱構造の把握を目的として、ウィンドプロ ファイラを用いた高層風の定常観測を 2004 年から 開始している⁽¹⁾.現在では全国 33 か所で 10 分間隔 の観測が行われている.ここで宮ら(2009)は、冬季 季節風時に関東平野で吹く空っ風を対象とした風の 鉛直構造や時間変化の解析から、地上風速の強まる 時刻よりも早いタイミングで上空の風速が小さくな ることを報告している.このことから、上層風の常 時観測データを用いた地上風速増大時刻の予測が期 待できる.

そこで本研究では、ウィンドプロファイラの常時 観測データを活用した冬季季節風時における強風発 生時刻の予測可能性を探ることを目的として、風の 鉛直構造と時間変化について解析を行なった。

2. 使用データと解析手法

風速の解析には、北緯 38.25 東経 140.88 に位置 する仙台管区気象台のウィンドプロファイラ、アメ ダスの 10 分毎のデータを用いた.また、温位解析 には、気象庁が提供しているQMA(毎時大気解析) による気温のデータを用いた.

本研究では、統計対象期間2014年10月1日-2015 年3月31日とし、解析日を2014年12月25日と している.また、最大瞬間風速12 ms⁻¹以上を強風 発生時刻としている.

3. 結果

図1に、2014年12月25日における風速の日変 化を示す.ウィンドプロファイラデータの6時前後 に着目すると、上空の風速が弱まる起点となってい る.一方で、地上の最大瞬間風速は9時から10時 の間に、8ms⁻¹から13ms⁻¹に増大している.

また、図2に図1と同日の温位の日変化を示す. 7 時から8 時に着目すると、SFC 温位は 850hPa-950hPa の温位密集域に近づき、交わって いる.

これらのことから、温位が鉛直方向に一定になる

ことにより、対流混合層が発達し、運動量の輸送が 起きていると考えられる。

また、上空の風速が弱まり、地上の強風発生時刻 までは、この事例では、約3時間を要している。そ のため、この事例解析ではウィンドプロファイラの 毎正時の配信時刻を考慮すれば、強風発生時刻の予 測は可能であると考えられる。







4. 今後の展望

今回は1つの事例解析であったため,解析事例を 増やすことで,上空の風速が弱まる起点及び運動量 の輸送にどれくらいの時間を要するのかを分類し, 明らかにしたい.

*参考文献

- (1) 加藤ら, 2003, 天気 **50**(12), 891-907.
- (2) 宮ら, 2009, 地理学評論 82(4), 346-355.

東京大手町露場周辺における風の微気候とその季節変化

*志藤文武¹,清野直子¹,山本哲¹,藤部文昭²¹,青栁曉典³¹⁽¹気象研究所,²首都大学東京,³気象庁)

1. はじめに

植栽等の遮蔽物による気温観測への影響を評価 するため、気象庁構内の大手町露場(東京都千代 田区)において気温の通年観測を行っている。すでに 報告したように、露場東端の植栽に囲まれた空間で は露場中央付近に比べ、夏季日中を中心に気温が 高い傾向にある。(志藤ら 2015,『天気』, 62, 403-409)。本報告では、気温観測への影響を知るた めに設置した超音波風速計の観測結果を利用し、大 手町のようなビル街にある露場の温度計設置高度 付近 2 ヶ所と都市キャノピー上部のビル屋上での風 向の違いについて調査した。

2. 観測と期間

気象庁の現業観測に利用されてきた温湿度計は 大手町露場の中央付近に位置し、周囲に障害物は 少ない。その露場東端付近の植栽に囲まれた所に、 別の温湿度計を設置し、2011 年 4 月より連続観測を 実施している。2014 年 6 月には、各温度計(地上高 1.5m)の横に超音波風速計(地上高 2.5m)を設置し通 年観測を開始した。都市キャノピー上部の風は気象 庁屋上(地上高約 53m)のプロペラ型風向風速計 (2012 年 12 月設置)を利用した。解析期間は 2014 年 7 月から 2015 年 12 月までとした。

3. 結果

気象庁屋上で観測される風向は、冬に北風を中心、 夏に南風を中心とする季節変化をしている。露場中 央は屋上に比べて冬の北風の出現頻度が少なく、 年間を通して南風の頻度が最も多い。また、東風の 頻度は屋上と露場で逆の季節変動となる。露場東端 は、季節変動が最も少なく、静穏と東風の割合が多 い。(第1図)風速に関して、露場中央は屋上の半分 強の大きさで推移し、露場東端は露場中央のさらに 1/3 から半分程度の大きさになる。(図は省略)

露場内で気温差が拡大する春夏季の 14 時ごろ、 露場中央と東端の風向差は、22.5 度(16 方位1つ分) 以内が全事例の 35%を、45 度(同 2 つ分)以内が計 70%以上を占め、障害物の影響によるとみられる風 向の変化が一定程度に抑えられている。風向の逆 転はほとんどない。それに対し、上空と露場中央の 比較から、双方で主風向である南から南西風系では 風向が揃うが、上空が北東風系の際には、地上で南 から北まで様々な風向をとり、風向が真逆になるよう な複雑な鉛直構造が認められる。(第 2 図)。

謝辞 観測と測器の管理に関して、気象庁観測部観測課およ び東京管区気象台気象防災部技術課のみなさまにご協力い ただいた。



☑東風 Ⅲ南風 目西風 □北風 ■静穏

第1図 風向風速計で観測された風配を時別値から月毎に求 めたもの。0度を真北として、風向45~135度を東風、135~ 225度を南風、225~315度を西風、315~360度と0~45度を 北風と定義し、風速が0.2m/s以下となる場合は静穏とした。



第2図 春夏季(2014年7~8月,2015年4~8月)における14 時の露場中央風向(横軸)に対する露場東端風向(〇)と気象 庁屋上風向(×)。90度が真束、180度が真南、270度が真西、 360度(0度)が真北にあたる。斜めの灰点線は風向が一致する ラインで灰実線は風向が±45度の範囲内である。

2015年夏の気温調査からみた多治見の気温分布の特徴

吉田 信夫 (多治見の気温をはかる会)

1. はじめに

多治見はなぜ暑いのか?疑問を持った市民が集まっ て真夏の気温を測り始めて今回が14回目となった。

当初はアメダスの測定環境に疑問を抱く市民や市内 外の研究者、専門家も多く、アメダスが多治見の気温を 代表しうるのか、ということが関心の的であった。

調査を重ねる中、地理的位置や地形(小盆地)によ る気象特性、都市開発による地表面性状の変化(水田 面積の減少等)、自然及び人為的起源による気候変動な どが絡み合い、他都市に比べて多治見の暑さが目立っ てきたと考えられるようになった。

今回、名古屋市で10年ぶりに市民による広域の気温 調査が計画されたことから、周辺と多治見の気象特性 を比較検討する好機と考え、これにあわせて実施した。

2.気温調査の概要

(1)調査の趣旨と方法 今回は、名古屋市の気温調査との連携を軸に、 観測日、観測方法、機材等の統一を図った。

(2) 調査の実施内容

調査日時:2015年8月8日(土) 7~19時(毎正時:合計13回) 調査地点:市内29地点+(気温自動測定)1地点 調査項目:気温、風向、風の強さ、天気

3. 調査結果

早朝と午後の気温偏差(時刻毎の各地点と全市平 均の差)の水平分布を図1に示す。

早朝7~8時は盆地底部の市街地で高温域が広が り、市域外縁の丘陵上部で相対的低温域(高温域マ イナス3~4℃程度)低温域となっていた。

大半の地点で最高気温が出現した14~15時は、 盆地底部の高温域が盆地内の主谷筋に沿って北西方 向に広がり、標高の高い丘陵上部の北東及び南西側 で低温域がみられた。一方、市街地の高温域の中で も土岐川周辺に相対的低温域がみられた。



図1 早朝と午後の気温偏差分布 (左:7~8時 右:14~15時)

4.考察

(1) 観測地点毎の特徴

各地点の気温と風の日変化(図略)をみると、盆地 底部の市街地、丘陵上部あるいは緑地の中の日陰にな りやすい場所など、周辺の地形や環境によって特徴的 な日変化が多数の観測地点でみられた。

そこで、各観測地点のグループ分けを試みた。グル

ープ分けはクラスター分析により、観測地点毎に①最 高気温②平均気温③気温較差(最高気温と最低気温の 差)④時刻毎の「気温-全観測地点平均値」の2乗の 平均値の4要素を正規化してWard法を使った。

その結果、図2に示す8グループに特徴付けられる。

- 1) 盆地底部の市街地(グループ⑦)
- 2)南部丘陵部 (グループ⑥)
- 3)市街地を北西~南東の谷筋沿い(グループ③)
- 4) 丘陵中腹部 (グループ⑤)
- 5)標高の高い丘陵上部 (グループ(8))
- 6)市街地周辺の丘陵部(グループ①、④)

7)その他(グループ②) 8つのグループのうち、最 も気温が高く推移しているの がグループ⑦である(図3)。 盆地底部の市街地で、周辺 の地物の影響で風通しが悪い ため、終日気温が高めとなっ ている。なお、多治見のアメ ダスはグループ⑦に属し、従 来の調査同様、グループ内で



平均的な日変化を示している。 図2 クラスター分析によるグループ分け



5. 名古屋市の調査との比較

今回の観測で気温が最も高かったグループ⑦は、名 古屋市での最高気温 37.5℃を記録した中村区などと ほぼ同程度の気温の日変化であった。

気象庁の観測地点でみると、多治見が36.5℃、名古 屋地方気象台が35.5℃で、多治見がやや高い。名古屋 地方気象台は名古屋市郊外で比較的風通しの良い丘陵 部にあり、今回の一斉観測と比較すると気温が最も高 いグループより少し低めに推移している。多治見と名 古屋の気温差は周辺環境の差によるものと考えられる。

6. まとめと今後の課題

今回の観測では風通しの良くない盆地底部のグルー プ⑦で終日高温が目立った一方、午後から強まった南 寄りの風の影響で、標高が高く風通しの良い地域や盆 地底部でも風が通りやすかった大原川の谷筋沿いで気 温低下が目立った。今回は、盆地上空で南風が卓越し た条件であったが、上空の風向きや大気安定度が変わ れば各地点の風の通り具合も変わるため、グループ分 けの結果も変わることが予想される。今後、上空の風 や大気安定度を考慮した分析が必要と考えられる。

日本の主要都市における降雨に対するヒートアイランド現象の影響の数値解析

*北島育美(大阪大学)、 嶋寺光(大阪大学)、 近藤明(大阪大学)

1. はじめに

日本の主要都市において問題視されているヒート アイランド現象は、熱中症等の健康被害を増加させ るだけでなく、都市大気の循環を変化させ降雨現象 にも影響を及ぼしていると考えられる。降雨に対す るヒートアイランド現象の影響を評価するためには、 長期的な観測データを解析する方法と数値気象モデ ルを用いる方法があるが、観測データには広域的な 気候変動をはじめとする様々な要因による影響が含 まれているため、観測データのみによる評価は困難 である。したがって、本研究では数値気象モデルを 用いて、日本の主要都市である大阪、東京、名古屋、 福岡周辺を対象に、土地利用を変更する数値実験を 行い、主要都市におけるヒートアイランド現象が夏 季の降雨現象に及ぼす影響について評価を行った。

2. 計算方法

数値気象モデルには WRF v3.5.1 を用い、WRF への入力データとして、初期値・側面境界地に NCEP FNL および気象庁 GPV MSM、海面温度に RTG SST HR、土地利用に国土数値情報利用細分メッシュデー タ(平成 21 年度)を用いた。計算領域は、近畿地方、 関東地方、中部地方、九州地方を対象とする 3 km 格 子領域(D1)および大阪府域、東京都域、愛知県域、 福岡県域を対象とする 1 km 格子領域(D2)とした。 また鉛直層は、地表面から上空 100 hPa までを 30 層 に分割し、地表に接する第 1 層の中心高さを約 28 m とした。ネスティングは、D1 から D2 への単方向と し、解析値ナッジングは使用していない。

各計算領域におけるヒートアイランド現象が降雨 現象に及ぼす影響を評価するために、現況土地利用 を用いた URBAN ケースと、D2 の都市を草地に変更 した NOURB ケースで計算を行った。また、両ケー スにおいて、D1 の計算条件は共通であり、単方向ネ スティングであるため、D2 の側面境界条件は同一で ある。対象期間は、2006 年から 2010 年の 5 年間の 各8月とし、それぞれ3日間の助走計算を行った。

3. 結果

評価対象領域・期間のうち、URBAN ケースと NOURB ケースの結果を比較した。ここでは、大阪 府域の結果について述べる。都市域では、主に地上 気温、大気境界層高さ、降雨量についての上昇が見 られた。図1 に、大阪府域の URBAN ケースと NOURB ケースの平均降雨量分布の差を示す。 URBAN ケースでは NOURB ケースに比べて、評価 対象領域とその周辺で降雨量が増加し、その他の地 域で降雨量が減少する傾向を示した。また、図2に 大阪府域の降雨量の平均日内変動について示す。降 雨量は、特に夕方に増加する傾向を示した。東京都 域、愛知県域、福岡県域の結果については当日の発 表で示す。





図2 大阪府域の降雨量の平均日内変動
平成27年9月関東・東北豪雨の宮城県における発生要因

伊藤佑 (東北大学大学院理学研究科)

<u>1. はじめに</u>

平成27年9月9日から11日にかけて、台風18号から変 わった低気圧と、台風17号周辺の暖湿な空気の流入によ り、関東地方から東北地方にかけて多数の線状降水帯が隣 接して発生した(図1).この豪雨によって宮城県の成瀬 川水系の河川の堤防が決壊し死者が出るなどの被害が出 た.本研究では宮城県付近の降水帯の発生要因について気 象庁メソ解析データ(水平解像度5km)を用いて明らかに することを目的とした.

<u>2.環境場</u>

宮城県で線状降水帯が多数発生し始めた10日21時ごろに は台風17号が太平洋上を北西進し,18号から変わった低 気圧が日本海上に存在していた.また,オホーツク海付近 にあった高気圧によってこの低気圧の北上が妨げられて いた.豪雨をもたらした水蒸気の供給源は鉛直積算水蒸気 フラックス(図3)をみると,台風17号の北側から低気圧に 流れる経路があり,その経路上に宮城県が位置していたこ とがわかる.この状態が10日9時頃から続いていたため豪 雨の起こりやすい環境場が維持されたと考えられる.

3. 大気の不安定性

鉛直断面を示した図3おいて下層では東から台風由来の 高相当温位の空気塊が流入している.しかし,対流圏中層 あたりでは風向が少しずれて南東からの空気塊の流入が みられる.このため相対的に下層よりも中層の方が,相当 温位が低くなっており,対流不安定の場を形成している. 下層に西から低相当温位気塊が流入したことによって不 安定性が解消され,降水帯は消滅した.

<u>4. 降水帯の形状</u>

先行研究(瀬古(2010))によって,下層風と中層風の風向 の違いによって形成される線状降水帯の形状が決まるこ とが指摘されている.下層風が南東風であるのに対して, 中層風が東風である.そのため発生した対流が中層風によ って北西に流され,下層風が流された対流の東側面で対流 の下降流の吹き出しと収束し,新たな対流が生まれたと考 えられる.この分類は瀬古(2010)によるとBSB型と分類 される.このことは,降水帯の形状が人参状になっていた ことに矛盾しない.

Accumulated rainfall(mm) 20150910 10-11JST



図 3:140.5E に沿った相当温位(陰影)の鉛直断面と 面に沿った風(ベクトル)

GPS 可降水量を用いた CC スケーリングの再考

*藤田実季子¹·佐藤友徳²(1:JAMSTEC, 2:北海道大学)

<u>1. はじめに</u>

大気中の水蒸気量の変動は対流活動に影響を与える。強 い降水は社会的・自然科学的に重要な現象であるため、短期 から温暖化といった時間スケールが様々な予測と変動メカニズ ムの解明が求められている。気温上昇に伴う最大可能降水強 度の増加は多くの研究で示されており、大気の飽和水蒸気量 が気温の関数であること(いわゆるClausius-Clapeyron(CC)定 理)で説明されてきた。地上気温に対する降水強度の変化率 (CCスケーリング)は、高温条件下では理論値である7%/K超え る例が示されている(例えば Lendrink and Meijaard 2008)。し かし、上空の水蒸気量データは限られていることから、CC定理 から予想される変化は直接示されていない。本研究では、本 来議論すべき水蒸気量の観測データを用い、CCスケーリング の理論値(7%/K)超過の原因について調査した。

<u>2. 観測データ</u>

水蒸気量のデータとしてGRASP可降水量データセット (Fujita et al. 2012)から、日本全国1213点のGEONET GPS観 測点における1時間値の可降水量13年分について品質管理 を行い使用した。先行研究に従い、日平均地上気温2℃毎の ビンに分けたのちに、パーセンタイル値を算出した。

<u>3. 結果と考察</u>

まず、大気が保持しうる飽和水蒸気量(飽和可降水量)の 理論値の算出を試みた。標高0m、地上気圧1013hPaの仮定の もと、地上気温から乾燥断熱減率と湿潤断熱減率を用いて気 温の鉛直プロファイルを推定し、各層の飽和水蒸気量を積算 し算出した。図に示すように、乾燥断熱減率から推定された飽 和可降水量は地上気温に対して約7%/Kの変化率で増加した。 これは地表面付近の気温変化を考慮した、従来のCCスケーリ ングに相当する。一方、湿潤断熱減率から推定された飽和可 降水量の変化率は、潜熱加熱により気温の鉛直変化が緩やか なため、飽和可降水量はCC(7%/K)を超過していた。

実際の可降水量の観測値が、飽和可降水量の理論値に対 してどの程度の割合を占めるのか比較したところ、図に示すよ うに、地上気温が約10°Cを上回ると、GPS可降水量の上位が乾 燥断熱減率を仮定して求めた飽和可降水量を超過し、気温上 昇とともに湿潤断熱減率を仮定して求めた飽和可降水量に近 づく結果が得られた。これは、地上気温が高くなるほど、また 水蒸気量が大きいほど、気柱内の相当温位が上昇し気柱に占 める湿潤層の割合が増加することを示している。

一般的に湿潤地域では、地上気温が高い場合に対流活動 の頻度が高く、気柱内の潜熱加熱量や水物質の鉛直輸送量 が増加する。従来の地上気温によるCCスケーリングでは、湿 潤過程による上空の加熱が考慮されていないことから、高温時 にCC超過が出現すると考えられる。

本研究は日本付近の一例ではあるが、降水強度で実施さ れてきた従来のCCスケーリングを本来議論すべき水蒸気観測 値を用いて説明を試みた。結果として得られた湿潤過程による 大気加熱を考慮すると、温暖化時の豪雨強化の一層の懸念を 示すものであり、水蒸気量変動の正確な予測には湿潤過程を 含んだ鉛直プロファイルの詳細把握が極めて重要である。



図:地上気温[℃]とGPS可降水量(mm]の関係。細線はGPS可降水量の 各パーセンタイル値、太線は気温減率から推定された飽和可降水量 (乾燥断熱減率:Dry,湿潤断熱減率:Wet)、破線はCC(7%/K)と 2CC(14%/K)をそれぞれ示す。

謝辞:本研究は、環境省環境研究総合推進費(RFa-1101, 2RF-1304) 科研費若手研究(B)15K16316の助成により実施しました。

気象外力データセット間の気温・降水極端指標の再現性の差異

飯泉 仁之直·西森 基貴 (農研機構/農環研)

1. はじめに

気候変動に伴う極端現象の変化と人間・自然システムへの影響については社会的な関心が高い。極端現象の影響は、全球気候モデル(GCM)の出力値を水資源モデルや作物モデルなどの影響モデルに入力することで、渇水や作物収量被害などの指標に翻訳される。この際、GCM 出力値のバイアス補正が不可欠である。

しかしながら、補正手法や観測データセットの違いに より、バイアス補正後の極端現象の統計的な特徴に差 異が生じることが報告されている(lizumi and Nishimori 2011 Glob Environ Res)。また、全球でバイアス補正を 行う場合、再解析値とグリッド観測値を組み合わせて作 られた気象外力データセットを観測値の代わりに使用 せざるを得ない(Hempel et al. 2013, Earth Syst Dyn)。 そこで、気温・降水極端指標を例として、気象外力デー タセット間の極端現象の再現性の差異を評価した。

2. データおよび手法

気象外力データセットには影響評価で広く用いられて いる Weedon et al. (2011, J Hydrometeorol)と Sheffield et al. (2006, J Clim)を用いた。これらは、それぞれ、 ERA-40とNCEP-R1 再解析値を CRU や GPCC などの グリッド観測値で補正したもので、それぞれ WFD、PFD と表記する。加えて、JRA-55 (Kobayashi et al. 2015, J Meteorol Soc Japan; Harada et al. 2016, J Meteorol Soc Japan)をベースに WFD や PFD と同様の手法で作成し た気象外力データセット(S14FD)を解析に用いた。

上記の3つの気象外力データセットから計算した気 温・降水極端指標は、The Expert Team on Climate Change Detection and Indices が定義する27指標のう ち、生育期間(GSL)などを除く25指標である(表 1)。 GSL は低緯度地域では値が一定となり、全球での解析 に適しないため除外した。計算した指標は、観測値から 計算された極端指標のデータセット HadEX2(Donat et al. 2013, J Geophys Res)と比較した。

3. 結果と議論

比較の結果、図1に示すように、降水極端指標については多くの指標・地域でJRA-55 をベースとする気象 外力データセット S14FD が、WFD や PFD よりも観測値 と整合的であった。この傾向は相関係数と二乗平均平 方根誤差のいずれについても共通していた。

一方、気温の極端指標については、WFD、次いで S14FD が多くの指標・地域で観測値と整合的であった。 PFD は気温・降水量の極端指標のいずれでも、他の 2 つの気象外力データセットに比べて、相対的に観測値 との整合性が低いことが示された。

表1 使用した 25 種類の気温・降水極端指標

Label	Description
FD	Number of frost days
SU	Number of summer days
ID	Number of icing days
TR	Number of tropical nights
TXx	Annual maximum value of daily maximum temperature
TNx	Annual maximum value of daily minimum temperature
TXn	Annual minimum value of daily maximum temperature
TNn	Annual minimum value of daily minimum temperature
TN10p	Percentage of days when $TN < 10$ th percentile
TX10p	Percentage of days when $TX < 10$ th percentile
TN90p	Percentage of days when $TN > 90$ th percentile
TX90p	Percentage of days when $TX > 90$ th percentile
WSDI	Warm speel duration index
CSDI	Cold speel duration index
DTR	Daily temperature range
Rx1day	Annual maximum 1-day precipitation
Rx5day	Annual maximum consecutive 5-day precipitation
SDII	Simple pricipitation intensity index
R10mm	Annual count of days when PRCP≥ 10mm
R20mm	Annual count of days when PRCP≥ 20mm
CDD	Maximum length of dry spell
CWD	Maximum length of wet spell
R95pTOT	Annual total PRCP when RR > 95p
R99pTOT	Annual total PRCP when RR > 99p
PRCPTOT	Annual total precipitation in wet days



図 1 3 つの気象外力データセット(S14FD、WFD、 PFD)のうち、相関係数(左)と二乗平均平方根誤差 (右)の観点で、最も観測値(HadEX2)に近いもの。サン プル数は40(1960-1999年)。横軸は世界の地域区分。 謝辞:本研究は環境省の地球環境研究総合推進費(S-10、 S-14)の支援により実施された。

1995年11月7-8日に急発達した低気圧の JRA-55 再解析における構造

*北畠尚子(気象大学校)

1995年11月7日09時(JST、以後同じ)に朝鮮半島北部で1004hPaだった低気圧は、同日21時には日本 海中部で980hPa、8日09時には北海道の北で960hPa

(中心気圧は気象庁の解析による)と、24 時間で44hPa の急発達をした。この低気圧の構造について、北畠・ 三井(1998、天気、以後 KM98 とする)は主に現業地 上・高層気象観測データを用いて解析を行い、低気圧 に伴う寒冷前線がスプリットフロントの構造を持って いたことなどを示した。この低気圧・前線の構造が、 JRA-55 再解析などの新しい資料ではどのように表現 されていて、観測データの解析で推測を含んでいた部 分が正しかったのか、また見逃されていたことがある のかを調べる。

はじめに図1に、低気圧が日本海で発達中だった7 日21時の300K 等温位面解析を示す。流線は地上低気 圧に相対的な流れを表す。図では気流は朝鮮半島付近 では傾斜した等温位面を南東へ進みながら下降し、日 本海西部~西日本の600hPa前後の高度で北東に向き を変えて、南からの湿潤空気と合流して東日本で上昇 することが示されている。これはKM98で結論付けて いた、米子付近の寒冷前線に伴う幅の狭いレインバン ドは上層からの沈降により発達を抑制され、東日本で は下層の湿潤空気に西からの乾燥空気が乗り上げた対 流不安定層が東日本で上昇して幅の広いレインバンド が生じたとする考え方を裏付ける。

図1の日本海西部で流れの方向が急変することに関 して、図2に示した同時刻の2PVU面では、日本海西 部に500hPaより下方まで達する顕著な圏界面の折れ 込みが見られる。これにより、その周辺での風向の急 変に加え、その近傍での背の高い対流の抑制や、その 進行方向前面である北東側での地上低気圧の発達を関 連付けられる。

低気圧の発達への圏界面の下降の寄与が示唆される ことから、図3には、8日09時の低気圧中心の位置(45° N,141°E)の上空のジオポテンシャル高度(以後、単 に高度とする)と気温の前12時間変化を示す。高度は 100-200hPaでは変化が小さいが、1000hPa面は約280m の下降があり、その約70%の190mは200-400hPaの 層厚の増大による。この層で大きな気温の上昇があっ たことは図3bに示されている。そこでは渦位の増大も あった(図省略)ことから、この高度の気温の上昇は、 7日21時に日本海西部にみられた圏界面の下降に伴う 沈降昇温と同様と説明できる。一方、下層でも昇温が あるが、その層の層厚増大は30m程度で、1000hPa面 高度の下降の10%程度に寄与するに過ぎない。このこ とは、KM98で地上低気圧が北海道付近を通過した際 に下層暖気核が見られなかったことを裏付ける。 以上のように、特徴の多くは従来型の観測データに より把握されていたが、上層の渦位分布等を見ること により解釈が明確にできるようになった。



図1 1995年11月7日21時の300K等温位面の気圧(太線、 hPa)、低気圧の移動に相対的な流れの流線(細線)、混合比 (陰影、g/kg)。Xは地上低気圧中心。







図3 8日09時の地上低気圧中心位置における、前12時間の (a) ジオポテンシャル高度(m)及び(b)気温(°C)の変化。 縦軸は気圧(hPa)。

高解像度アンサンブル気象データを用いた冷害の発生予測

* 吉田 龍平 (福島大理工) · 福井 眞 (早大人科) · 福井 真 (東北大院理)

1 はじめに

北日本は低温による農作物への影響が懸念される地 域である。そのため、冷害の発生を予測し事前の対策 (深水管理等)に役立てる試みが多く行われてきた。 冷害予測には特定の時期の気温が使われ、アンサンブ ル気象データが用いられてきた。

アンサンブル予測を水稲生育モデルと組み合わせる ことで、日々の生長段階による耐冷性を考慮した、よ り実態にあった冷害予測が可能になると考えられる。 本研究は、アンサンブル予測による気象データと水稲 生育モデルから冷害の有効な予測期間を推定する。

2 使用データ

水稲生育の計算は Hasegawa/Horie (H/H) モデル ^[1]、気象データは北日本の 5km メッシュアンサンブ u (9 メンバー、2000 年 -2009 年)を用いた^[2]。まず、 メッシュアメダスの観測値を H/H モデルに入力し、予 測開始日での生長段階 (DVI)を決定した。続いて、7 月 10 日、7 月 20 日、7 月 31 日、8 月 10 日、8 月 20 日を初期値とする 9 メンバー・14 日間の気象データ を入力した。日平均気温 $T_{\rm m}$ を用いて次式の積算冷却 量 ($Q_{\rm T}$ 、障害型冷害を想定)を日々計算し、メッシュ アメダスを予報期間もそのまま用いた場合の $Q_{\rm T}$ と比 較した。 2.2

$$Q_{\rm T} = \sum_{\rm DVI=1.5} \left(T_{\rm m} - 22\right)$$

3 結果と考察

全域で障害型冷害が発生しうる時期(1.5≤DVI≤2.2) の予測結果を示す(図1)。5日先まではRMSEは小さいものの、それ以降は太平洋側での誤差が顕著となった。スプレッドも次第に拡大し、RMSEと同様に6日 以降でのばらつきが大きくなった。

初期値別に RMSE を比較すると、いずれの場合で も1週目は概ね3℃以下で推移し、2週目に大きく増 加した(図2a)。計算最終日に最大の RMSE となった のは8月10日初期値の場合(予測日:8月24日)で、 特に東北北部の太平洋側で高い値であった(図略)。そ れ以外の地域では DVI は2.2よりも大きく、障害型 冷害の発生時期は過ぎていた。初期値によって数日の 幅があるものの、スプレッドは予報開始5日目を境に 大きくなった(図2b)。RMSE と同様に、スプレッド も明瞭な空間分布の特徴があり、太平洋側で予測の信 頼性が低い傾向が見られた。

以上から、北日本の冷害予測に有効な情報を抽出で きるのは、長くても1週間程度であることが明らかと なった。先行研究においてヤマセの予測可能期間は5 日ほどとされており^[2]、この傾向は冷害に対しても 同様であることが示された。



図 1 2001 年 7 月 31 日初期値の(上) アンサンブル平均 の RMSE、(中) スプレッド、(下) 成長段階。 各図の FT は予報開始からの経過日数を表す。



図2 初期値別平均した (a)RMSE と (b) スプレッドの変化。

謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動適応技術社会実装 プログラム」の支援により実施された。メッシュアメ ダスは農研機構 農業環境変動研究センターの石郷岡 康史博士より提供していただいた。

参考文献

Yoshida, R., et al. (2015): Clim. Res., 64, 275-290.
 Fukui S., et al. (2014): J. Meteorol. Soc. Japan, 92(6), 505-517.

2014年2月の大雪時の雪崩発生条件に関する一考察(4)

*松下拓樹、石田孝司(土木研究所 雪崩・地すべり研究センター)

1. はじめに

2014年2月14日から16日にかけて、関東甲信地 方は記録的な大雪となった。この大雪に伴い、一般 的には発生しにくい樹林内でも雪崩が発生した。こ れまでの検討(松下ほか,2014;2015a~c)では、樹 林内での雪崩発生の気象および積雪条件を明らか にするため、気象観測データを用いた解析を行った。 しかし、斜面積雪の安定性を考慮した理論計算が必 要になるなど、現場での活用には課題があると考えら れる。雪崩対策の現場では、すぐに入手でき、容易 に判断できる指標が望まれる。

ここでは、短時間多量降雪時の雪崩発生に関わる 気象観測データに基づいた簡便な指標を見いだす ことを目的に、山梨県河口湖を例に、2014年2月の 大雪事例と過去の大雪事例の降雪状況を比較した。

2. データと解析方法

解析には、山梨県河口湖(気象庁 AMeDAS、標高 860m)の気温と積雪深の1時間間隔の観測値を用い た。降雪深(cm)は1時間毎の積雪深差として求め、 これを降雪時間で除した値を降雪強度(cm/h)とした。 その他の詳細は、前報(松下ほか, 2015b)を参照。

3. 結果

雪崩が発生した 2014 年 2 月 14~15 日の大雪事 例の特徴は、図1で示すように、降雪期間の平均的 な降雪強度と降雪深が過去の大雪事例に比べて大 きかったことである。ただし、2014 年 2 月 14~15 日の 雪崩発生前 12 時間の降雪強度と降雪深の関係(図



図2 2014年2月の大雪事例の1時間毎の降雪強度 と積雪深の時系列と雪崩発生との関係。(a)2月14~ 15日、(b)2月8日。■は雪崩が発生した時刻。

中の◆)をみると、降雪深は 60cm 程度と他の大雪事 例とそれほど大きな違いはないが、降雪強度が 5cm/h であり、過去の大雪事例に比べて強い降雪状 況にあったことがわかる。つまり、降雪期間全体の平 均的な降雪状況(松下ほか, 2015b~c)に着目するこ とも重要だが、雪崩発生の観点からは、より短時間の 降雪状況も考慮する必要があると考えられる。

そこで、図2は、2014年2月14~15日の大雪事例 とその一週間前の2月8日の大雪事例(雪崩発生無 し)について、1 時間間隔の降雪強度と積雪深の時 系列と雪崩発生との関係をみたものである。図中の 実線が下から上に向かうにつれ、そのときの降雪強 度に従って積雪深が増えていく時系列変化を示して いる。図2aの2014年2月14~15日の大雪事例で は、河口湖周辺における雪崩は、積雪深が 50cm 以 上になり降雪強度が 6cm/h 以上の強い降雪となった 1~2 時間後に発生したことがわかる。短時間の多量 降雪によって脆弱な積雪層が形成され、雪崩発生に 至ったと推測される。一方、雪崩が発生しなかった 2014年2月8日の事例(図2b)をみると、降雪強度が 6cm/h に達した時間があったが、それ以上の強い降 雪とはならず、そのときの積雪深は 50cm 未満であっ た。雪崩発生条件の試みとして、図に積雪深 50cm 以上で降雪強度 6cm/h 以上の状況を破線で示す。

4. 考察

雪崩発生における降雪強度の重要性は、斜面積 雪の安定性を考慮した理論的または統計的な解析 でも指摘されている。遠藤(1993)の理論解析によると、 降雪強度 4~6cm/h 程度以上の強い降雪が数時間 続いた後に雪崩が発生しやすい。2014 年 2 月 14~ 15 日の大雪事例もこの条件に整合しており、これをよ り単純化して示した一例が図2であると考えられる。

今後、図2で示した雪崩発生条件が他の大雪事例 や他の地域で成り立つのか等の調査や、その理論的 な裏付けに関する解析などを行う必要があるが、短 時間の多量降雪時の雪崩発生に関連する簡便な指 標として活用できる可能性があると考えられる。

参考文献

遠藤八十一, 1993: 雪氷, **55**, 113-120. 松下拓樹ほか, 2014: 秋季大会予稿集, **106**, 560. 松下拓樹ほか, 2015a: 春季大会予稿集, **107**, 232. 松下拓樹ほか, 2015b: 秋季大会予稿集, **108**, 434. 松下拓樹ほか, 2015c: 雪氷, **77**, 433-445.

「3D 雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリと VR を活用した児童向 け防災意識向上のためのイベント実験

*戸塚紗織・小池佳奈・門田尚子・島田侑治((株)エムティーアイ)・奥村政佳(横浜国立大学大学院)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(以下 PAWR)は、世界でも類を 見ない 30 秒毎の詳細な 3 次元降水分布観測を実現している。

これまで主に研究目的として利用されていた PAWR 観測デ ータを一般市民向けに発信し利用できるようにすること、また、 年々増加するゲリラ豪雨の情報や予測をより高い精度で提 供することを目的とし、情報通信研究機構(以下「NICT」)と (株)エムティーアイは 2015 年より共同研究を開始した。

スマートフォン端末に、リアルタイムの雨雲内部の雨粒分 布を 3D 描画で表示する技術を初めて開発し、同社が運営す る一般向け気象情報サービス『ライフレンジャー』において、 スマートフォン向けゲリラ豪雨検知アプリ『3D 雨雲ウォッチ~ フェーズドアレイレーダ~』として無償配布するとともに、大阪 大学吹田キャンパスに設置されているレーダでの観測データ を用いて降雨予想の精度や情報の利活用に関する実証実験 を行い、2015 年度秋季大会で発表した。

また、2016年からNICT未来ICT研究所(兵庫県神戸市)に 設置されたレーダの観測データを加えることで、情報の提供 対象地域・人口を拡大するとともに、2015年に引き続き実証 実験を行っている。

なお、豪雨発生に関する情報の提供は、PAWR から得られ る上空の雨水量など各パラメータ情報や、積乱雲の発達状況 などを元に発生可能性を判定し、『ライフレンジャー』の情報 提供元である民間気象予報会社のいであ(株)が担当する。

本研究では、2 年目の実証実験の一環として、将来、現在 開発中の最新技術を駆使した気象情報を使用していくことが 予想される小学生の児童を対象とし、本アプリと VR(バーチャ ル・リアリティ)を用いて行った防災イベントでの調査結果を紹 介し、本アプリを利用した児童の様子や反応を報告する。さら に、そこから見えてくる課題点、また今後の将来展望につい て言及する。

2. イベント内容と検証方法

今回のイベントには、小学2年生から小学4年生の児童と、 その保護者が参加した。本アプリの使い方を説明した後、実際にスマートフォン端末にゲリラ豪雨が発生した際の過去の データを表示させ(図2)、児童達に操作させる。また、同時に



図1 イベントの様子(「気象予報士ジュニア講座」)

教材として手芸用の綿を使用し、十種雲形を参考に雲の形を 作る体験やVRを通じてゲリラ豪雨をもたらせる雲の特徴を知 ることで、短時間の強雨が災害につながる危険性を肌で感じ ることができるようにした。

イベントの最後にアンケートと十種雲形に関する穴埋めシ ートを配布し、本アプリを使用した感想と児童達のゲリラ豪雨 に対する関心の変化や、理解度を検証した。



図2 『3D 雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~』を用いて 3D 描画した過去の事例の積乱雲中における雨粒の様子

3. 結果

本アプリの使い方を説明し、実際にスマートフォンで操作し てもらった結果、雨雲の発達傾向からゲリラ豪雨の可能性を 予想するなど、情報の内容を理解し、活用につなげることが できる児童の姿が多くみられた。

また、アンケート結果から「雨の強さを分かりやすく情報として受け取ることができた」「3Dの雨雲情報を見て 危険を感じた場合、避難等適切な行動が取れると思う」という意見も多く得ることができた。

ー方で、「雨雲の高さと今後予想される降水強度の関係 性をアプリでは感じることができない」「自分のいる場所 や住んでいる地域へのゲリラ豪雨の影響については具体 的に知ることができない」といった意見もみられた。

今後は積乱雲の発達度合いと予想される降水強度の関 連性を視覚的に分かりやすく表現するとともに、予想され る災害についても伝え、更に改善していく必要がある。

4. 将来展望

今後、関東と関西の科学館を中心に、イベントを実施して いく中で、本アプリを通じて児童達にゲリラ豪雨やそれによっ てもたらされる災害の危険性を伝えていく。

児童に、幼少期から防災という観点で本アプリを使ってもらうことで、リテラシーを高め、自分の身を自分で守るという考え 方や習慣を身に着けてもらうという点で防災意識の向上を狙う。なお、9月にかけて実施するイベントの結果は、2016年度 秋季大会で発表する予定である。 局地的大雨に対するナウキャストと数値予測を併合させたブレンディング手法の適用可能性 --2015年7月24日渋谷駅冠水事例--

*加藤亮平,清水慎吾,下瀬健一,前坂剛,鈴木真一,出世ゆかり,櫻井南海子,木枝香織,宇治靖,三隅良平,岩波越 (防災科学技術研究所)

1.はじめに

防災科学技術研究所(以下,防災科研)ではSIP(謝辞 参照)の一環として局地的大雨の予測手法を開発してい る。Kato et al. (2016, submitted) は、局地的大雨に 対する最新の予測手法の一つのである気象庁高解像度降 水ナウキャストの予測精度を検証し、強雨域に対する有 用な予測時間は約10kmの位置ずれを許容しても約30分ま でであることを示した。このことは、局地的大雨に対し て精度の高い予測を約1時間先までシームレスに提供する には、30分以降で予測精度の高い数値予測をナウキャス トとブレンドさせる必要があることを示唆している。 般的に降水予測に対するブレンディング手法は、メソβ スケール以上の比較的大きなスケールの降水に対して数 時間先までの予測精度を向上させるために用いられてい るが(例えば、気象庁の降水短時間予測),メソγス ケールの局地的大雨に対するブレンディング手法の適用 可能性はほとんど検討されていない。本発表では2015年7 月24日に渋谷駅が冠水した局地的大雨事例に対して、フ レンディング手法を適用した結果を報告する。

2. 予測手法

時間外挿をベースとするナウキャストとして気象庁高 解像度降水ナウキャストの予測(NOWC),数値予測として 雲解像度数値モデルCReSSによる予測(NWP)を用いた。研 究の第一歩として,NOWCとNWPの降水強度を等価な割合で 合成したブレンド予測(BLEND)を5分毎に作成した。

CReSSによる数値予測は、まず、09JSTのMSMを初期値・ 境界値とし、関東周辺の広域予測を水平格子間隔1kmで 12.JSTから16.JSTまで行った。この広域予測では、国交省 が運用しているXRAINの5台のXバンドMPレーダ(新横浜, 船橋,さいたま,八斗島,氏家)の動径風を3次元変分法 (3DVAR) で同化した。この広域予測の結果を初期値・境 界値とし、関東南部を中心とした狭域予測を水平格子間 隔0.7kmで行った。計算開始時刻は渋谷駅で非常に激しい 降水が観測された約30分前の14JSTとし、16JSTまで計算 を行った。この狭域予測の計算では、上述した国交省の5 台のレーダに加え, X-NETの3台のレーダ(我孫子, 海老 名,木更津),防災科研の2台のドップラーライダー(大 岡山,岩槻)の動径風を3DVARで同化した。さらに,防災 科研の9台のマイクロ波放射計からリトリーブした可降水 量も3DVARで同化した。加えて、モデルのスピンアップ時 間を短縮する目的で"HOT START"を行い,国交省の5台 のレーダの反射強度を同化した。このようにして得られ た狭域予測をブレンディング予測の作成に利用した。

3. 結果

図1に2015年7月24日14:00JSTを計算開始時刻とする3種 の予測の予測精度(Fractions Skill Score; FSS)と予測 時間の関係を示す。BLENDは10分~60分後において, NOWC 単独と同等もしくはそれ以上の精度を示した。NWPの精度 は5分後に高く、15分後まで急激に低下、その後35分後ま で増大し、30~40分後まではNOWCの精度を上回っている。 このようなNWPの精度の時間発展は, HOT START により初 期に加えられた強雨域が5分~15分後にかけて減衰した後、 35分後まで再発達した結果を反映している。図2にNWPの 精度がNOWCの精度を上回った14:35JST(35分後)の降水 強度を示す。NOWC (図2b) では渋谷駅付近の20mm/h以上 の強雨域の面積が観測(図2a)よりも広く予測されてい る。一方NWP(図2c)では、この強雨域の広がりがNOWCに 比べ正確に予測されている。この2つの予測を合成した BLEND(図2d)の強雨域はNOWCよりも正確に表現されている ことがわかる。50分以降はNOWC, NWP, BLENDともに予測 精度が急激に低下している。これは、NOWC、NWPともに渋 谷駅付近の強雨域の位置・広がりの表現が悪くなったこ とに加え,評価領域の北東で生成した新たな強雨域を予 測できなかったためである。



図1.2015年7月24日14:00JSTを初期時刻とするナウキャス ト(NWC),数値予測(NWP),ブレンド予測(BLED)に対する 予測精度(FSS)と予測時間の関係。FSSの計算は渋谷駅を中 心とする0.6°×0.6°領域(図2)に対して,降水強度の 関値20 mm/h,位置ずれ許容のスケール11kmで行った。



図2. 評価領域における降水強度(2015/7/24 14:35JST)。(a) は観測 (高解像度降水ナウキャストの解析値), (b-d) は14:00JST初期値 の35分後における予測値であり, それぞれ(b) 高解像度降水ナウ キャストの予測,(c) 数値予測,(d) プレンド予測を示す。

4.まとめ

渋谷駅が冠水した局地的大雨事例に対して、ナウキャスト と数値予測を併合させたブレンディング手法の適用可能性を 調査した。ブレンディングにはナウキャストとして気象庁高 解像度降水ナウキャストを、数値予測には高密度な観測デー タを同化し HOT START を導入したCReSSによる予測を用いた。 渋谷駅で非常に激しい降水が観測された約30分前の14JSTを 初期値とする予測の精度をFSSにより評価した結果、ブレン ディング予測は10分~60分後において、ナウキャストによる 予測と同等もしくはそれ以上の精度を示した。特に、ナウ キャストの予測精度が低下した30分以降の精度を向上させる ことができたことは、局地的大雨の直前予測に対するブレン ディング手測な有効性を示唆している。発表では、異なる計 算開始時刻の予測精度評価の結果や、数値予測のバイアス補 正、ナウキャストと数値予測の合成係数を最適に決定する方 法の検討状況についても紹介する予定である。

<u>謝辞</u>:本研究の一部は,総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。利用したXRAIN データは国土交通省より提供されたものである。利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解 析システム (DIAS)の枠組みのもとで収集・提供されたものである。

スーパーコンピュータ「京」を用いた豪雨の広域・高解像度実験 *大泉伝、(海洋研究開発機構/気象研究所)、斉藤和雄(気象研究所/海洋研究開発機構)、 Le DUC(海洋研究開発機構/気象研究所)、伊藤純至(気象研究所)

1. はじめに

広島市周辺では 2014 年 8 月 19 日の夜から 20 日 未明に降った大雨により土砂災害が発生した。この 様な局地的な豪雨の予報を行う為には、モデルの高 解像度化が重要である。本研究では「京」コンピュ ータを用いて、これまでは計算資源の制約などで難 しかった広い計算領域を対象に、異なる解像度 (2km, 500m, 250m)で実験を行い、モデルの高解像度 化によって豪雨の再現性が良くなるか検証を行った。

2. 実験

上述の広島での豪雨を対象に、8月19日21時から翌06時の9時間で再現実験を行う。モデルは「京」 に最適化した気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用 いる。表1に主なモデルの設定を示す。積雲対流パ ラメタリゼーションは用いず、雲物理過程(氷相を 含むバルクモデル)のみを用いる。計算対象領域は 東北南部から九州南端を覆う1600×1000kmの領域 とする。初期値・境界値には気象庁メソ解析を使用 する。2種類の地形データ(1)NHMの基本的な地形 (GTOP030を用い、斜度を30%に抑制した地形)と (2)現実に近い地形(国土地理院の50mメッシュ データを用い、斜度は抑制しない)を使用する。

表1 各解像度で用いた主なモデルの設定

Experimental name	Grid spacing (m)	Time step (s)	Horizontal grid points	Vertical level	Turbulence closure model	Orography data
CM2kmMY3	2,000	10	800 × 550	60	Mellor-Yamada- Nakanishi-Niino Level 3	(1)
CM500mDD CM500mDD K	500	2	3197×2197	85	Deardorff	(1) (2)
CM250mDD CM250mDD K	250	1	6393×4393	168	Deardorff	(1) (2)

3. 結果

図1は、解析雨量と各実験の6時間雨量(19日22 時から翌04時)である。解析雨量では広島市を中心 に南西から北東に伸びる降水帯が現れ、降水帯の中 心付近では241mmの雨が解析された。CM2kmMY3では 降水帯の位置が解析雨量よりも北東にずれていた。 CM500mDDとCM500mDD_Kでは、特に100mm以上の強 い降水域が解析雨量の様に広島市周辺に再現された。 CM500mDD_K では最も強い雨 (231mm) も解析雨量と 似た位置に現われた。解像度 250m の実験では、 CM250mDD_K の方が CM250mDD よりも 100mm 以上の降 水域の幅(北西-南東) が広く、解析雨量と似た形状 であった。しかし、最も強い雨は CM250mDD (238mm) の方が CM250mDD K (193mm) より良かった。

図 2 に Fractions skill score(FSS)を用いた CM2kmMY3 と CM500mDD の降水検証の結果を示す。 CM500mDD の方が CM2kmMY3 よりも弱い雨と強い雨両 方の再現性が良い事を示した。CM500mDD と CM250mDD の比較では CM250mDD の方が、強い雨の再現性が良い 結果を示した(図略)。これらの結果から、高解像度 化によって豪雨の再現性が良くなる事を示した。



図1 解析雨量と計算結果の6時間雨量(19日22時から翌04時).矢印は最も強い雨が降った位置



図 2 CM 2 kmMY3 と CM500mDD の FSS を用いた比較結果 謝辞:理化学研究所の「京」コンピュータを使い、HPCI 戦略プロ グラム分野 3 (課題 ID:hp120282, hp130012, hp140220, hp150214) とポスト「京」重点課題 4 (課題 ID:hp150289, hp160229)の助 成をいただいた。海洋研究開発機構の SC システムを使用した。

和田 章義,国井 勝(気象研究所)

1. はじめに

台風強度推定精度及び台風予測精度向上のため、 大気初期値を改善する目的で、気象庁非静力学モデ ル(NHM)波浪海洋結合モデル及びアンサンブルカル マンフィルターを用いた大気データ同化システム (NHM-LETKF: Kunii 2014:Weather and Forecasting) を構築し、2008年台風第13号(Sinlaku)の予測可能 性に関する調査を実施してきた(和田&国井 2014,2015)。海面水温予報値を次のサイクルに引き 継ぐことにより、台風中心気圧の解析値が高くなる (すなわち海洋結合の効果により台風が弱まる)と ころまで開発は進んだ。しかしながら海面水温予報 値の水平分布を衛星海面水温解析データや海洋再解 析データと比較すると、台風による海面水温低下域 が異なる場所で形成されるという問題があった。

2. 海面水温の制御化

海面水温分布、特に台風による海面水温低下域を より現実的な位置に解析するため、NHM-LETKF 大気 波浪海洋結合システムにおいて、海面水温の"観測" データによる"制御化"を行った。

"観測"海面水温データセットとして、GHRSST プロダクトに格納されているAMSRE のGDS2.0L2P プロ ダクト(バージョン v7a)を使用した。2008 年 8-9 月 のデータについて、データ数を10分の1に間引き した後に個々のデータを6時間ウインドウ内に1時 間毎に分類し、このデータをCDAから作成された大 気観測データにマージした。本稿では海面水温誤差 は0.5℃と設定した結果を示すものの、3℃に設定 した実験も実施する予定である。

和田&国井(2014,2015)と同様の実験設定, すな わち水平解像度 15km, 50 メンバー(週間アンサン ブルより摂動作成) にて 2008/9/1/1200UTC ~ 9/19/1800UTC の期間, 6時間毎にサイクル実験を行 った。海洋の初期値については MOVE データ(北太平 洋版,水平解像度緯経度 0.5 度)を使用した。

3. 結果

図1は気象庁ベストトラック及びNHM-LETKFにより解析されたSinlaku (2008)の中心気圧の時間変化である。海面水温制御実験で得られた中心気圧は、海面水温予報値引継実験よりも気象庁ベストトラックの値により近くなっている。

図2は2008年9月19日における日別衛星海面水 温分布(0ISST:図2a, http://www.remss.com/)及び 海面水温予報値引継実験(図2b)と海面水温制御実 験(図2c)により得られた1800UTCの海面水温分布 を示す。図2aに表われている台湾東方の冷水渦は図 2bでは台湾北方で解析されていた。海面水温を制御 することにより台湾東方の冷水渦は衛星観測に整合 する海域で解析されるようになった(図2c)。

しかしながら図 2a と比較すると海面水温のコン トラストは十分に解析されていない。また解析当初 にて海面水温領域平均値が衛星海面水温データと比 較すると正のバイアスを持つことがわかっている。 こうした問題に対処するため、観測海面水温誤差の 値を変更した計算の実施を予定している。



図1 気象庁ベストトラック(BT)による Sinlaku (2008)の中心気圧(hPa:縦 軸)及び海面水温予報値引継実験(RESTART)と海面水温制御実験(SSTL2) による中心気圧解析値の時系列。横軸は解析日時。

参考文献

和田 章義, 国井 勝 (2014). NHM-LETKFを用いた台風 0813号 (Sinlaku)の予測可能性. 2014 年度春季大会講演予稿集 P328, 304.

和田 章義, 国井 勝 (2015). NHM-LETKF による台風予測研究, 2015 年 NHM ワークショ ップ.



図 2008 年9月 19 日の(a) 日別衛星海面水温分布(OISST)、(b) 海面水温引き継ぎ実験により得られた同日 1800UTC での海面水温分布および(c) 海面 水温制御実験で得られた同日 1800UTC での海面水温分布。コンター間隔は1℃。

謝辞:本研究は JSPS 科研費若手研究 B(26800247)及び基盤研究 C(15K05292)の助成を受けました。

グランドアンサンブル予報を用いたリアルタイムデータ同化 *菊地亮太、三坂孝志、大林茂(東北大)、井之口浜木、及川博史、三角暁雄(JAXA)

1. <u>はじめに</u>

航空機の運航は気象現象により大きな影響を受ける ため、 運航判断や経路決定に気象予測情報は重要であ る.しかしながら、気象予測モデルに含まれる予測誤 差は、飛行時間の見積もりの誤差や、非効率な経路決 定を招く恐れがある.そのため、予測情報の誤差によ る運航への影響を定量化し、運航判断に活かすことが 求められている、本研究では、航空機運航の更なる効 率化および安全化を念頭に置いて,飛行中の旅客機の フライトデータをリアルタイムに活用して、予測情報 に含まれる予測誤差を逐次に取り除く同化システムの 開発を行っている、予測情報の不確実性を表現するた めにマルチセンターグランドアンサンブルデータ[1] を使用して、予測情報はアンサンブル群の重み平均か ら生成する.通常では、全てのアンサンブルの重みを 同一として取り扱うが、本研究ではそれぞれのアンサ ンブルの重みを, Bayesian Model Averaging(BMA) によりフライトデータからリアルタイムに推定する. 本発表では、実際のフライトデータを使用して、提案 手法による予測計算を実施し、予測性能の評価を行っ たので報告する.

2. 予測手法

WMO の主導による観測システム研究・予測可能性 実験(THORPEX)によってまとめられた世界各国の気 象 予 測 機 関 の アンサンブルデータ THORPEX Interactive Grand Global Ensemble (TIGGE)[1]を用 いる. ECMWF, NCEP, UKMO, JMA, KMA の 5 機関 166 アンサンブルを予測で使用することとした.

BMA は、ベイズの定理に従って、ある予測モデル に対して、モデルの事後確率で重みづけし、重み平均 をとったものである.

$$P(X_i|Y) = \frac{P(Y|X_i)P(X_i)}{P(Y)}$$

P(X_i|Y)は使用するアンサンブルごとの事後確率, P(Y|X_i)は観測値Yに基づく尤度関数,P(X_i)は使用す るアンサンブルごとの事前確率,P(Y)は規格係数であ る.P(X_i|Y)をアンサンブルごとの重みとして使用し, 重み平均を取ることで予測を実施する.

3. <u>予測結果</u>

今回の同化計算では、10時間のうちに31機の航空 機がフライトし、風向・風速を計測した事例を使用し て予測計算を行った.予測対象時間内で、BMAを5 分ごとに適用し、前方予測を実施している.計算コス トは同化ステップごとに 1CPU を使用して、1分程度 で計算可能である. 図1は、BMA に基づく予測を行 う提案手法(DA)とコントロールラン(Ctr)による東西 風予測とフライトデータ(Exp)の比較を示した. DAの 結果は、同化ステップの時点から3時間後に飛行中の 航空機の予測結果である. Ctr では Exp と比較して 5m/s 程度の誤差が見られるが、DA ではその誤差を修 正することが出来ている. 図2に DA の予測性能の評 価結果を示した. 予測時間が2時間以下の場合は、 Ctrに比較して風速予測精度が1.5m/s ほど改善してい ることがわかる. しかしながら、DA では6時間先の 予測に関しては Ctr とほぼ変わらない予測性能となる こともわかる. 今回の事例において、Ctr に含まれる 予測誤差を、DA により低計算コストで2時間程度先 までの予測性能を改善できることを確認した.







参考文献

 Froude, Lizzie SR. "TIGGE: Comparison of the prediction of Northern Hemisphere extratropical cyclones by different ensemble prediction systems." Weather and Forecasting 25.3 (2010): 819-836.

Neighboring Ensemble に基づく変分同化法を使った 2015 年台風 18 号事例への 衛星搭載マイクロ波放射計輝度温度の同化実験

<u>青梨和正、岡本幸三、山口宗彦(気象研究所)、田島知子(リモート・センシング技術センター)</u>

1. はじめに

我々は、台風等の降水解析・予測の改善を目的として、 雲・降水域の衛星搭載マイクロ波放射計(MWI)輝度温度 (TB)のデータ同化システムを開発している。本研究では、 この一環として開発した、雲解像モデルNFM用の Neighboring Ensemble (NE)に基づく変分同化法(EnVA: Aonashi et al 2016)を用いた、MWI TB観測データの同化 実験を行なった。

今回は 2015 年台風 18 号 (ETAU) 事例での GCOMW-1 AMSR2 TB 観測データ(2015/9/8/17UTC)の EnVA を用いた 同化の解析値とこれからの予報について報告する。(発 表では、9/7⁻9/8の GMI, SSMIS も同化したサイクル実験 の結果も報告する予定である。)

2. MWI TB 観測値を同化した解析値

本研究は、9/8/00UTC 初期の52 メンバーのアンサン ブル17時間予報を用いた。我々は、このアンサンブ ル予報値に台風の中心位置を使った位置ずれ補正 (DEC)を行なった。そして、補正したアンサンブル予報 に、EnVAで、AMSR25周波(10v, 18v, 23v, 36v, 89v)の TBを同化した。図1は、アンサンブル平均の解析値の インクレメントを高度1460mでの相対湿度と水平風速、 地上気圧について示す。





図1:2015/9/8/17UTC のAMSR2 TB を EnVA で同化したときの解 析インクレメントと地上気圧(contour) (上) 高度 1460m での 相対湿度(%)(下)高度 1460m での水平風速(m/s)と地上気圧

台風の東-南東側のスパイラルバンド付近で、大 規模スケールの加湿がみられる。また、台風中心 の位置ずれ補正に伴う気圧と水平風速の偏差、 EnVA による相対湿度のメソスケールの正負の偏 差がみられる。

3. MWI TB 観測値の同化の解析値からの予報

図2は、2015/9/8/17UTC 初期の降水強度、地上 気圧、風速の NHM24 時間予報を示す。(上)は、 DEC+EnVA の第1推定値を初期値とする予報(同 化なし)である;(下)は、DEC+EnVAの解析値を初 期値とする予報(同化あり)である。

同化なしでは、関東-東海付近に複数の弱い降 水帯が発生している。一方、同化ありでは、関東 付近に南北走行の強い降水帯が発生して、停滞す る。これは、同時刻の解析雨量の分布と良く合っ ている。また、同化ありでは、同化なしよりも日 本海上の台風から変わった温帯低気圧がより北上 しており、観測に近づいている。

謝辞:本研究は、気象研究所とJAXAの共同研究「衛星雲・降 木観測データのデータ同化システムの構築に関する研究」及び、 JSPS科研費基盤研究C(15K05294)の助成を受けました。



図2:2015/9/8/17UTC 初期の降水強度(mm/h, shade)と地上 気圧(hPa, contour) 風速(m/s, vector)のCRM24 時間予報 (上)同化なし (下)同化あり

豪雨の「種」を捉えるための積雲生成シミュレーション

山口弘誠(京大防災研)・高見和弥(鉄道総研)・中北英一(京大防災研)・ 井上実(京大防災研)・相馬一義(山梨大)・須崎純一(京大院工)

局地的豪雨(ゲリラ豪雨)はその時間

・空間ス ケールの小ささから予測が困難であり、特に都市 域において重大な被害をもたらしている。中北ら (2013) はゲリラ豪雨をもたらす積乱雲の発達過 程のうち気象レーダーによって発見できる最早単 位を豪雨のタマゴと呼び、タマゴと渦度の関係に 着目することで豪雨をもたらす積乱雲の早期探知 と危険性の評価を行う手法を開発した。このゲリ ラ豪雨の予測に関して、これまで積乱雲発生後に 雲中の上空で降水粒子が生成される段階や、成長 時に焦点をあてた研究・観測が行われているが、 その研究の新たなステージとして、積乱雲の発生 する前の段階、すなわちタマゴの起源が新たな着 眼点となっている。しかし、まだ雲粒を伴わない 水蒸気から雲の発生に至るプロセスやその水蒸気 を持ち上げる上昇流はレーダーではとらえること ができない現象である。これを本研究では豪雨の 「種」と呼ぶ。さて、この「種」の原因の一つと して、例えばヒートアイランド現象など都市の影 響がしばしば指摘されている。豪雨の「種」を捉 えるためには、都市の建物について出来るだけ陽 に扱い、渦との関係を調べるために乱流構造を詳 しく表現し、また降水につながるところまで計算 できることが必要であると考える。そのため、降 水の起源となる現象の解明に対して数値モデルか らのアプローチをするため、都市内部から境界層 上部までを一気通貫に扱える、雲物理を取り扱う 準圧縮の LES モデルの開発に取り組んできた(山 ロ,2016)。本研究では、開発したモデルを用いて、 神戸市における実際の降水イベントにおける積雲 生成をシミュレーションすることを目的とする。

開発したモデルを用いて積雲の生成と都市の効 果に関する数値実験を行った。神戸市付近ではし ばしば強い降水をもたらす積乱雲が発生・発達す る。積雲が発生しやすい原因として瀬戸内の西寄 りの風と紀伊水道から入る湿った南寄りの風が六 甲山の地形により強制上昇し収束することが考え られる。この南寄りの風は海側から神戸市街を通 り六甲山にぶつかるが、この際都市からもたらさ れる熱や乱れの影響を受けていることが予想され る。計算対象は2014年8月23日の午前11時頃に 六甲山上空で積雲が急激に発生・発達した事例で ある。都市の降水に対する効果を調べるためこの 事例を参考に、六甲山に南から吹き込む風が受け る都市の効果について、都市に関する条件を変え て比較実験を行った。格子間隔は水平方向に60m, 鉛直方向に 4m~60m でストレッチさせた。格子 数は165×330×100 で最上端が 4871m である。対 象日の午前10時を初期値として2時間の計算を行 った。初期条件は気象庁 MSM-GPV の初期値を理 想化して与えた。境界条件は東西が free-slip、南 側が流入境界、北側が放射境界とした。南側の流 入境界では南北風、圧力を固定し、湿潤な空気の 侵入を表現した。被覆別地表面温度は典型的な夏 季晴天日のメソ・陸面連結モデルの計算結果、人 工排熱は計算部門別(民生家庭部門,業務・産業 部門,交通運輸部門)にわけて時系列で推定され た人工排熱顕熱量分布(Souma and Noyori, 2015) を領域平均した時間変化を与えた。

計算開始21分後における各物理量の3次元分布 を図1に示す。都市の熱によりプルームが立ち上 がる様子が3次元の分布で見られる。レーダーで は何も見えていない時間帯(計算された雲物理量 からレーダー反射強度に変換しても何も見えな い)であり、雲粒子がようやく形成され始めた時 刻である。この時刻において、積雲の場所で鉛直 渦度の正負のペアおよび渦管構造を発見すること ができた。高度数100m以下においては、都市の 条件がプルーム生成に極めて大きな効果を持って いることがわかった。



図1 計算開始21分後における各物理量の3次元分布

参考文献:

- 中北ら:ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予知に関する研究,土木学会論文集,B1(水工学), Vol.68 巻, pp.427-432, 2012.
- 山口ら:豪雨の「種」を捉えるための都市効果を考慮するLES気象モデルの開発,土木学会論文集B1(水工学),第72巻,pp.I 205-I 210,2016.
- Souma et al.: Localized heavy rainfall simulations by using a cloud resolving model that considers urban activity information in Osaka, Japan, Proceedings of the 9th Workshop of the Virtual Laboratory for the Earth's Climate Diagnostics Program, and the University Allied Workshop, p.21, 2015.

2015年9月1日に対馬の海上で突風を引き起こした小スケール渦の特徴

*栃本英伍1·横田祥2·新野宏1·柳瀬亘1

(1:東京大学大気海洋研究所、2:気象庁気象研究所)

1. はじめに

2015年9月1日0300JST~0400JST頃にか けて、対馬の海上において強い突風が生じ、これ により漁船6隻が転覆、4名が死亡、2名が行方 不明となる甚大な被害がもたらされた。この突風 は温帯低気圧の北東象限において形成された直 径数+ km程度の小スケールの渦に伴って生じ ていたと考えられる。そこで本研究は、観測デー タの解析および数値シミュレーションを用いて、 この小スケール渦の構造とその時間発展を調べ た。

2. 使用データと数値モデル

解析に使用した観測データは福岡に設置され ている気象庁 C バンドドップラーレーダー(分 解能:距離方向500m,方位角方向0.7度)であ る。使用した数値モデルは気象庁非静力学モデル (JMANHM)で、初期値・境界値には3時間ご との気象庁のメソ解析(水平格子間隔は5km) を用いている。水平解像度は2kmで格子点数は 750x750である。鉛直層数は50層で地表面付 近は40m間隔、モデルトップ付近は900m間隔 のストレッチ格子を用いている。雲物理過程には 氷相を含むバルクモデルを用いており、積雲パラ メタリゼーションは用いていない。乱流クロージ ャーモデルにはMYNNのLevel-3を用いている。 積分開始時刻は8月31日 1800JST である。

3. 結果

a. 観測結果の特徴

9月1日の0300JST頃、レーダー反射強度の 分布から、対馬の東の海上においてスパイラル型 の特徴を持つ降水システムが確認された(図1a)。 この降水システムは時間とともに北進し、0400 JST頃には眼を持つような円環状のシステムと なった(図1b)。被害をもたらした突風はこの降 水システムの通過に伴って生じ、0320JST頃に は、対馬の東海上にドップラー速度の絶対値が50 ms⁻¹を超える箇所が正と負のペアを成していた。

b. 数値シミュレーション

数値シミュレーションによって、対馬の東海上 に水平スケール数十 km 程度の渦状擾乱が再現さ れた(図 2a, 2b)。この渦状擾乱は温帯低気圧の北 東象限の中心から約 300 km 付近において 0300 JST 頃に形成され、時間と共に発達した。そして 0330 JST 頃、高度 250 m 付近で風速が 20 m s⁻¹ を越え(図 2c, 2d)、渦の中心付近は暖気核構造を 持っており、比較的背の低い構造が見られた。

本発表では、より高解像度の数値実験の結果を 用いて、詳細な渦の構造とその時間発展について 紹介する予定である。

SEFU 2015 09/01 03:01:18JST PPI EL= -0.3 deg SEFU 2015 09/01 04:08:04JST PPI EL= -0.3 deg Reflectivity (dBZ) Reflectivity (dBZ)







図 2: NHM で再現された海面気圧(実線; hPa) と 陰影は(a), (b)が 975 hPa 面の渦度(10⁻³ s⁻¹)、(c), (d) が 975 hPa 面の風速(m s⁻¹)。左列は 0330JST、右列 は 0400JST の図

高解像度モデルによる2016年冬季の再現実験

林 修吾,山田芳則,橋本明弘,伊藤純至(気象研究所)

1. はじめに(目的)

高解像度数値モデルによる2016年冬季(1~2 月)の再現実験をおこなったのでその結果を報 告する.本実験の目的のひとつに,冬季の降水・ 降雪の再現性向上を目指すことがあるが,本稿 ではおもに雷観測データを用いてモデルの再現 性の確認をおこなった結果を報告する.

2. 対象期間と解析方法

対象とした期間は、2016年1月12日から2月18 日の38日間とし、解析領域は本稿では特に発雷 に着目し冬季に雷の多い石川県・福井県とした (図1の太枠内).この期間は、低気圧が周期的 に通過し、その後の冬型の気圧配置が強まるこ とがあったが、冬型が長期間持続することは少 なかった.

用いたモデルは、気象庁非静力学モデル(NHM) で、モデル水平解像度は、5km、2km、1km、500m、 の4種類で、物理過程は全て同一のものを利用した.予報時間は12時間で1日四回メソ解析を初期 値・境界値とする再現実験をおこなった.積乱 雲内部を詳細に解析できるよう5分間隔で3次元 データを出力した.

3. 結果

図2に解析期間はじめにおけるLIDENによる1 時間毎の対地放電数および5km及び1kmモデル (予報後半6時間)による解析領域内の0℃以下 でレーダ反射強度40dBZ以上の体積の積算値の 時系列を示す. LIDEN対地放電数(実線)に対し て、5kmモデル(破線)・1kmモデル(二重線)の 0℃以下40dBZ体積は似た変化傾向を示している が、5kmモデルの方が体積が大きくなる傾向がみ られた.これは以降の解析期間でも同様であっ た.表1にLIDEN対地放電数と福井レーダおよび モデルの各種指標との相関係数を示す. 福井レ ーダによる観測データとの相関では0℃以下 40dBZ体積が良い相関を示し、これは夏の関東平 野を対象とした前回発表(林, 2016春季大会) とも一致する結果であった. モデルから求めた 反射強度体積も高い相関係数を示しており、夏 の実験ではほぼ相関がなかったことと対照的な 結果となった、これは冬の降雪雲・雷雲のモデ ル内での再現性が,夏の不安定性降水よりも良 いことを示していると考えられる. さらに1kmモ デルは5kmモデルよりもどの指数でも良い相関 係数を示し、高解像度化による効果も現れてい たと考えられる.降雪雲・雷雲の再現性および モデル解像度間の再現性の違いについては、よ り詳細な解析をすすめ、その結果を報告する.



図1. モデルドメインおよび解析対象領域



図 2. 2016 年 1 月 13~20 日 LIDEN 対地放電数, NHM5km および NHM1km の 0℃以下の 40dBZ 体積の 1 時間毎時系列

表 1. 対地放電数とレーダ及びモデル指数との 相関係数

	RADAR	NHM5km	NHM1km
0℃以下 35dBZ 体積	0.20	0.32	0.40
0℃以下 40dBZ 体積	0.29	0.36	0.58
鉛直速度 0m/s 体積		0.33	0.43
鉛直速度 5m/s 体積		0.27	0.45
霰 1g/kg 以上体積		0.46	0.58

ドップラーライダーで観測された積乱雲発生前後の下層風変動

*櫻井南海子・鈴木 真一・前坂 剛・岩波 越・清水 慎吾・木枝 香織・宇治 靖・三隅 良平

防災科学技術研究所

1. はじめに

防災科学技術研究所(以下、防災科研)では、積乱雲の ー生の実態解明と早期予測技術開発のために、首都圏にマ ルチセンシングネットワークを構築し(岩波ほか,2011 年秋季大会C211,2014年秋季大会B201)、特に積乱雲の 発生・発達初期段階に着目した観測研究を行っている。 Sakurai et al.(2012)では、KaバンドレーダとXバンド MP レーダを用いて、積乱雲の発生初期から最盛期に至る までの発達過程について事例解析を行った。本研究では、 積乱雲発生前の下層風収束に注目し解析を行ったので、そ の結果を報告する。

2. データ

解析した事例は、2014 年7月27日に東京工業大学(以下、東工大)付近で発生した降水システムである。使用したデータは、東工大に設置したドップラーライダーと XRAINである。ドップラーライダーは、2013年度に設置してから連続観測を実施している。2014年の夏季は仰角2°のPPI観測を2分間隔で行った。XRAINの雨量分布データは1分間隔である。

3. 結果

2014年7月27日は寒冷前線が通過し、それに伴う降水 システムが福島県から埼玉県にかけて存在し、1400 JST 時点では降水システムはライダーから見て北西側に位置 していた(図1a)。東工大ライダーでは、はじめ南西風が 卓越していたが、次第に降水システムからの冷気外出流と 見られる北風成分の侵入が観測された(図1)。この北風 域は約7m/sの速度で徐々に南へ広がった。北風域の先端 は、後に新たに発生する降水システムの発生域を14時20 分頃に通過し(図1d)、14時半頃には東工大付近を通過し た(図1e)。アメダスの練馬観測点では、1350 JSTに35.2 度あった気温が、北風の流入によって、1520 JSTには26.1 度まで下がった。東工大付近では14時43分に新たに降水 システムが発生し(図1f)、降雨強度30 mm/hrを超すま で発達した(図略)。

4. まとめ

積乱雲の発生過程を把握するため、ドップラーライダー を用いて積乱雲発生前後の下層風速場を調べた。2014年7 月27日の事例では、福島県から埼玉県に伸びる降水シス テムからの冷気外出流とみられる北風成分と背景風の南 西風成分が収束し、東工大付近で新たに降水システムが発 生する過程を捉えた。今後は、アメダスを用いて北風の水 平規模を把握するとともに、GPS等を用いて水蒸気場の時 空間変動についても調べる予定である。また、2014年夏 季には本事例以外にも降水システム発生前後の下層風場 の変動が捉えられたので、発表ではそれら事例についても 紹介する予定である。

謝辞

XRAIN データは、国土交通省より提供されたものです。 本研究で利用した XRAIN データセットは、国家基幹技術 「海洋地球観測探査システム」:データ統合・解析システ ム (DIAS) の枠組みのもとで収集・提供されたものです。



図 1 XRAIN から得られた雨量分布(コンター)と東工 大に設置したドップラーライダーの動径風(シェード)。 太線のコンターは 0.1 mm/hr を示し、細線のコンターは 20 mm/hr 間隔である。図 1a のみ、0.1 mm/hr の雨域を 灰色で塗っている。図中の円は、それぞれ東工大からの 距離 10 km, 20 km, 30 km を示す。図 1b~g 中の矢印は、 動径風から推定される水平風向を示す。点線は、冷気外 出流の先端(背景風との収束域)を示す。

新潟県上越市における降水量の捕捉特性

*山下 克也・中井 専人・横山 宏太郎(防災科研・雪氷)

1. はじめに

気象庁の降水量測定に使用されている風除け無 しの温水式や風除け有り溢水式の転倒マス降水量 計の雪に対する捕捉損失は、風速が大きくなるにつ れて大きくなり、風速 2ms⁻¹でそれぞれ 4 割、2 割で あることが報告されている(横山ほか 2003、以後、横 山 03)。固体降水量に不確定要素があることは世界 気象機関(WMO)でも以前から認識されており、不確 定要素の把握、気候区による要因の違い等を明らか にするために、冬季に世界中で固体降水量を測定 する固体降水国際比較実験(Solid Precipitatioan InterComparison Experiment: SPICE)プロジェクトが 2012 年から行われている。防災科学技術研究所雪 氷防災研究センターは、2014 年に新潟県上越市の 農研機構中央農業研究センター北陸研究拠点 37º06'56"N, 138º16'23"E, 10m ASL) に複数の降 水量計を設置し、SPICE プロジェクトに参加して おり、降水量の捕捉特性の調査のための測定をこ れまで実施してきた。ここでは、観測概要と捕捉 特性調査結果を報告する。

2. 観測

使用した降水量計は、Geonor 重量式降水量計(以 後、Geonor)、風除け無しの温水式転倒マス降水量 計(以後、RT-3)、風除けありの溢水式転倒マス降水 量計(以後、RT-4WS、WS は Wind Shield の略)、風除 けあり RT-3(以後、RT-3WS)、風除けなし RT-4(以後、 RT-4)、田村式降水強度計(以後、Tamura)、光学式 ディスドロメーターである Laser Precipitation Monitor (以後、LPM)である。Geonor は、Double Fence Intercomparison Reference(以後、DFIR)という八角計 の2重防風柵内に設置しており、これを参照器とした。 DFIRと重量式降水量計を組み合わせたシステムは、 SPICEプロジェクトにおける参照用の降水量計測シス テムとして推奨されている。データは、データロガー (CR1000)に1分間隔で記録されている。観測は、 2014年1月から4月、2014年11月から2015年5 月、2015年11月から2016年4月までの3冬季実 施した。

3. 降水量の捕捉特性調査結果

降水量の捕捉損失の大きな要因のひとつは風によ る受水口付近の気流の乱れによるものである。そこで、 ここでは、降水事象を抽出し、その積算降水量と気 象要素の統計値を用いて調査を行った。捕捉率とし ては各降水量計とDRIR内のGeonorの事象中の積 算降水量の比とした。降水事象の抽出は、180分内 に、Geonorの積算降水量が3mm以上であり、降水 時間が108分(60%)以上であることを条件とした。抽出 した降水事象の平均風速に対する捕捉率を降水種 別に分けて示したものが図1である。降水種別判定 には、降水事象内のLPMで測定している粒径と落下 速度の質量フラックス中心(Ishizaka et al. 2013)とそれ の粒径-落下速度関係を用いた。風に対する捕捉率 の減少傾向は、雨と雪で異なっていることが分かる。 図中の曲線は、横山 03 で報告されている各降水量 計の風速に対する捕捉率曲線である。RT-4WS に関 しては、今回の調査結果とおおよそ一致していること が分かる。一方、RT-3 に関しては、今回の調査結果 の方が捕捉損失の少ない結果であった。原因は調査 中である。発表では、他の降水量計の結果について も報告する予定である。

謝辞

本研究の一部は、防災科研と農研機構の共同研 究「固体降水の量と種類の計測に関する研究」に より行いました。ここに記して、謝意を表します。

参考文献

横山ほか(2003):雪氷, 65, 303-316. Ishizaka et al. (2013): JMSJ, 91, 747-762.



図1 平均風速に対する降水事象ごとの捕捉率。 雨(○)、霰(▽)、雪(□)に分けてプロットしてい る。曲線は、横山03によって報告されている回 帰曲線係数を用いて描いた RT-3 と RT-4WS の風に対する捕捉率。雪(実線)と雨(破線)の 曲線を示している。

冬季石狩平野における筋状雲による降雪がもたらす地上気温と気圧の変化について

*馬場賢治^{1,2},伊藤花好²,上田博^{1,2} (1:酪農学園大学大学院酪農学研究科 2:酪農学園大学農食環境学群)

1. <u>はじめに</u>

冬季石狩平野では、気団変質により生じた積雲系の雲が 入り易い、時には石狩湾低気圧が通過し、局地的に荒天とな ることが知られ、実測やシミュレーションなどの研究が数多く 行われている。Shirooka and Uyeda(1999)では、札幌で観測 を行い、積乱雲がもたらすしゅう雪は、地上で突風や気温変 化を引き起こす強い下降流のバーストタイプ、およびそれら がはっきりしないバーガータイプに分類した。ここでは下降 流の記述はあるが、気圧の変遷についての言及は行われて いない、また、積乱雲からの降雪の際の地上気圧について 触れている研究はあまりない、そこで、本研究では、札幌付 近の石狩平野に入り込む積乱雲列に着目し、それらからの 降雪時にもたらす地上気温と気圧の変遷の特徴を明らかに する。

2. 観測概要とデータ

2014年12月から2015年3月までの間, 札幌, 石狩, 当別 の小学校15校, および札幌管区気象台(2015年3月のみ) の百葉箱におんどとり TR-73U(気温・湿度・気圧)とサーモク ロン G タイプ(気温)を設置した. 観測時間間隔は10分であ る. また, 同地域内のAMeDASデータ, 気象レーダー, およ び気象衛星画像を用いて解析を行った.

3. 解析方法

筋状雲による地上の応答は短時間であることが推測される ため、今回の観測間隔10分間あたりの気温(Δ T)と気圧(Δ P)の変化量を用いた.このうち、 $-0.5^{\circ}C \ge \Delta$ T、且つ 0.5hPa $\le \Delta$ Pの時間を観測地点ごとに抽出し、その後、気象衛星画 像と気象レーダーにおいて筋状雲が同地点上を覆っていた か否かを確認した.

期間中において上記の条件を満たす事例は、2014 年 12 月 14 日 13 時 20 分、2015 年 1 月 11 日 12 時 10 分、および 2 月 2 日 10 時 50 分の 3 回確認できた.

4. 結果

2014年12月14日の北海道付近は西高東低の冬型の気 圧配置であり、札幌管区気象台の観測によれば、12時は晴 れ、15時は曇りであった.札幌アメダスでは降雪は観測され ていないが、13時30分の可視画像からは、石狩湾から石狩 平野にかけて筋状雲が西北西-東南東方向に入り込んで いた.13時10分から20分の気温と気圧の変化量を図に示 す.図の中心付近に局所的な気温が周囲より0.4~0.6℃低 下し、且つ同様に気圧が最大で0.7hPa 程度の大きい地域が 見られる. この 10 分後にはこのような大きな変化はみられない. 同時刻の気象レーダーの変遷からは、気温と気圧の変化の大きい時間帯において、同地域を強い降水強度帯が一時的に覆い、その後弱化している様子が確認された.

2015 年1月11日の事例は, 札幌管区気象台で降雪が観 測され, 気温は0.7℃の低下, 且つ気圧が0.7hPa上昇してい た. また, 同2月2日では, 気温が0.6℃低下, 且つ気圧が 0.9hPaの上昇した地域が現れた. 何れも12月14日同様の 気象レーダーの推移が確認出来た.

5. 考察とまとめ

本研究の事例は、筋状雲の走向と風向がほぼ一致してお り、ウインドシアは小さいと考えられる.また、筋状雲は 10 分程度で減衰していたため、短時間に降雪をもたらしたと考 えられる.同地域において短時間に気温の低下と気圧の上 昇した地域が存在し、その範囲は 10 km程度であった.気温 低下は、降雪の際の蒸発による潜熱の効果と推測される.ま た、その効果により密度を増した空気塊が落下速度を増し、 局所的に地上気圧の上昇に繋がった可能性がある.今回観 測された事例は、Yamada et al.(2004)の Rw タイプの筋状雲 であり、Shirooka and Uyeda (1990)のバーストタイプに分類さ れると考える.



図 2014年12月14日13時10分~20分の気温(濃淡)と気圧 (コンター)の変化量

(湖文)

Shirooka, R., and H. Uyeda, 1990: Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 677–686.

Yamada, H., H. Uyeda, K. Kikuchi, M. Maki, and K. Iwanami, 2004: Dual-Doppler radar observations on factors causing differences in the structure of snow clouds during winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 179-206.

エアロゾル濃縮器を利用した氷晶核のモニタリング観測

*折笠成宏¹·斎藤篤思²·田尻拓也¹·財前祐二¹·村上正隆³ ¹気象研究所,²仙台管区気象台,³名古屋大学

1. はじめに

気象研究所では、つくばにおいて大気エアロゾル 粒子の地上モニタリング観測を2012年より連続し て実施している。この連続観測では、エアロゾル粒 子の粒径分布のほか、雲核計と氷晶核計による活性 化スペクトルを同時測定していることが大きな特徴 である。氷晶核は、一般に個数濃度が低いため精度 良く計測することが困難である。その困難を克服す る方策として、エアロゾル濃縮器を利用した氷晶核 数濃度の計測を2016年4月より開始した。エアロゾ ル粒子を効率良く濃縮した試料空気をサンプリング し、濃縮を行わない場合との比較測定を行った。今 回は現時点の課題も含め、その初期結果を報告する。

2. 観測方法

大気エアロゾル粒子の地上モニタリング観測は、 茨城県つくば市にある気象研究所の低温実験棟別棟 で実施している(山下 2012 秋、斎藤 2013 秋、斎藤 2014 春)。屋根からの高さ 2m(地上高 11m)に位置 する配管先端に取り付けられた直径 10µm粒子カッ トインレットを通して、建物内の小型ブロアーで外 気を吸引する。試料空気は配管途中を分岐し各測器 に接続され、氷晶核計での濃縮器を通さない通常サ ンプリング時もここから分岐する。

エアロゾル濃縮器は、米国 MSP 社 Aerosol Concentrator Model 4240 を利用した。濃縮器を通 したサンプリングは、別の $10 \mu m$ 粒子カットインレ ットを通して大型ブロアーで吸引した外気を $4m^3$ の バッファータンク内に貯めてから行った。全体の装 置外観を図1に示す。2016 年 3 月 24 日に低温実験 棟の外気を吸引し、通常サンプリングと濃縮サンプ リングを 15 分ずつ3 回繰り返し、TSI 社 APS を用い て粒径分布を測定した。氷晶核計のサンプル流量 1LPM と合わせた場合の濃縮率を図2に示す。濃縮率 は粒径 0.5 μ m から増加し始め、約1.3 μ m まで顕著 に増加する。

本研究で用いる氷晶核計は、Rogers (1988)の CFDC 改良型である(斎藤 2012 秋)。濃縮率は 1 μ m 以上 で顕著であることをふまえ、インレットの 2 段式イ ンパクターのカットオフ径をこれまでの 1 μ m 用か ら 2 μ m 用に切り替えた。設定温度-15℃~-25℃まで 5℃間隔で主に、通常と濃縮サンプリングの比較測定 を行った。2016 年 4-6 月に約 30 日間の比較データ を取得した。

3. 結果と課題

通常と濃縮サンプリングで検出された氷晶核数濃 度の初期結果を図3に示す。これは、設定温度毎に 過飽和度5%刻みで平均した氷晶核数濃度を全事例で 算術平均した。ノイズレベルの閾値となるチャンネ ル番号は、測定データを見ながら一律で79とした (従来は63)。従来と同様に、各設定温度で過飽和 度を変化する前(180 秒間)にノイズ測定を行い、 その平均をノイズ値とした。このノイズ値を差し引 くと負になる場合が時々見られたため、この場合は 除外した。このような処理が妥当かどうかは検討の 余地がある。また、温度が低くなるにつれ、過飽和 度が増加するにつれ、有意な氷晶核数濃度の増加は あまり見られなかった。濃縮率を勘案しても、濃縮 サンプリングしたことによる顕著な氷晶核数濃度の 増加率にならなかった。今回は初期的な解析結果で あるが、解析方法のほか測定自体についても見直し て濃縮器を利用した氷晶核測定の改良を継続する。



-5<88w<0 0<88w<5 -5<88w<0 0<88w<5 -5<88w<0 0<88w<5 -5<88w<0 0<88w<5 TEMP (C)



CALIPSO-MODIS 複合解析によるエアロゾルプロダクトの開発

*工藤玲(気象研),西澤智明,日暮明子,及川栄治,杉本伸夫(環境研)

1. はじめに

エアロゾルの三次元全球分布の観測を目的に、日欧共同 ミッションの衛星 EarthCARE (2018 年打ち上げ予定) に 搭載されるライダーとイメージャを利用したエアロゾル の推定手法の開発を行ってきた.本研究では、テストを兼 ねて、開発中の手法を CALIPSO と MODIS へ応用し、エ アロゾルの全球分布を調べることを目的としている.

2. データと解析法

CALISO の観測データは、波長 532 と 1064nm の減衰付 後方散乱係数, 532nm の偏光解消度を用いる. MOIDS の 観測データは、バンド 1 (620~670nm) とバンド 2 (841 ~876nm) の散乱輝度を用いる. これらのバンドは、 EarhCARE のイメージャと同じ波長帯を選択した.

推定するパラメータは、物理・光学特性の異なるエアロ ゾルの4要素(水溶性,黒色炭素、ダスト、海塩)の乾燥 状態における体積濃度の鉛直分布と、水溶性、ダストそれ ぞれの乾燥状態におけるモード半径である.これらのパラ メータを全ての観測データに対して同時に最適化する.そ して、最適化されたパラメータから計算される各要素の消 散係数をプロダクトとして出力する.

各エアロゾルは、対数正規分布の体積粒径分布を仮定す る.水溶性とダストのモード半径は推定するが、黒色炭素 のモード半径は既存のデータベースの値を与える.海塩の モード半径は、客観解析の海上風からパラメタリゼーショ ンによって決める(Erickson and Duce 1988).各要素の乾 燥状態での複素屈折率は、既存のデータベースから与える. 水溶性と海塩に関しては、客観解析の湿度のデータを使っ て吸湿成長させる.このようにして得られる物理特性から、 光学特性(消散係数,位相関数,一次散乱アルベド、後方 散乱係数等)を計算する.ダストに関しては、回転楕円体 の光学特性(Dubovik et al. 2006)を用いる.

MODIS が観測する輝度の計算には、偏光を考慮した放 射伝達モデル (PSTAR, Ota et al. 2010) を用いる.

粗大粒子のダストと海塩は、1064nm の後方散乱係数と 532nm の偏光解消度から、それぞれを分離して推定するこ とが出来る. 微小粒子の水溶性と黒色炭素は、532nm の後 方散乱係数から推定される. しかし、微小粒子の場合、後 方散乱係数の複素屈折率に対する感度が小さくなるため、 水溶性と黒色炭素を分別することは難しい. それでも、黒 色炭素が極端に多い場合は、複素屈折率虚部が大きくなる ため、後方散乱係数が小さくなる. また、イメージャが観 測する輝度の値も小さくなる. このような場合、黒色炭素 無しで観測値を説明することは不可能になる. このため、 黒色炭素が非常に多く含まれている時には、分別が可能に なると思われる.

3. 擬似観測データによるテスト

様々な状況を想定して、エアロゾルの鉛直分布、太陽高 度、海上風、地表面アルベド、観測データのノイズ等を変 えた擬似観測データを作成し、開発した手法をテストした. テストでは、CALIPSOのデータだけを用いた推定も行っ た.この時には、水溶性とダストのモード半径の推定は行 わない.

海上にダストが輸送された場合(図1)と,陸上に汚染 物質が飛来した場合(図2)に対する波長 532nmの消散係 数の結果をしめす.両ケースとも、上空のダストや汚染物 質(水溶性+黒色炭素)の特徴をよく推定できていた.また、CALIPSOのみから推定した場合(点線)と比べて、 CALIPSOと MODISを組み合わせて推定することで(破線)、結果が良くなっていることが分かる.

4. まとめ

CALIPSO と MODIS からエアロゾルを推定する手法を 開発している. 擬似観測データを用いた実験では、上空の ダストや汚染物質の特徴を捉えた良好な結果を示した. 今 後、実際のデータ解析を進めていく.



図1 水溶性、黒色炭素、ダスト、海塩の消散係数の鉛直 分布の推定結果.海上へのダスト輸送を想定したケース. CALIPSOの擬似データには10%, MODISの擬似データに は5%のランダムエラーを与えた.実線が真値.点線は、 CALIPSO のみから推定した結果.破線は CALIPSO と MODIS を使って推定した結果.推定結果が良かったため、 実線と破線は重なっている.



図 2 水溶性, 黒色炭素, ダストの消散係数の鉛直分布の 推定結果. 陸上での汚染物質輸送を想定したケース. CALIPSOの擬似データには 10%, MODIS の擬似データに は 5%のランダムエラーを与えた. 陸上の場合は, 海塩を 推定しない. 実線が真値. 点線は, CALIPSO のみから推 定した結果. 破線は CALIPSO と MODIS を使って推定し た結果. 推定結果が良かったため, 実線と破線はほぼ重な っている.

GCOM-C/SGLI 大気プロダクト及びその検証計画の紹介

^{}宮崎 理紗¹, 堀 雅裕¹, 村上 浩¹, 入江 仁士² (¹JAXA/EORC, ²千葉大)

1. はじめに

今年度打ち上げ予定の GCOM-C は多波長光学放射 計 (SGLI)を搭載し,二日に一度程度の頻度で全球を 観測し,陸圏・大気圏・海洋圏・雪氷圏に対する多様 な地球物理量プロダクトを得ることができる.取得し たプロダクトを気候変動やモニタリングに利用する場 合,その絶対値や変動パターンの精度を計測し,GCOM のミッション要求を達成するために必要な精度まで向 上させる校正検証を行うことが重要である.

本発表では、GCOM-C/SGLIの各プロダクトの校正 検証計画についての概要についてまとめる。

2. SGLI プロダクト内容

SGLIは29の標準プロダクト,23の研究プロダクト が計画されている.このうち,大気分野に関連する標 準・研究プロダクトを表1に示す.

標準プロダクトの一つである陸上エアロゾルは,エ アロゾルの主たる発生源であるため全球規模での監視 が重要であるが,観測の困難さから従来の他衛星では 陸上エアロゾルを高精度に推定することに課題があっ た.SGLIでは近紫外及び偏光多方向チャンネルを使っ て陸上エアロゾルを高精度に推定することを計画して おり,近紫外観測から陸上エアロゾルの光学的厚さと 吸光特性を,偏光観測から光学的厚さと粒子の大きさ を推定する.これらの推定結果からモデル研究等との 連携を通じて得られるエアロゾルの発生源と地球の放 射収支に関する情報は、地球温暖化をはじめエアロゾ ルによる気候形成への影響を見積もるうえで非常に有 益な情報となりうる.

3. 校正検証

検証は各チャンネルの分光放射輝度値から推定され る地球物理量の精度を見積もる作業である.達成目標 とすべき精度は、表1に示すとおり、個々の物理量に ついてミッションフェーズ(リリース、標準、目標) 毎に設定されている.

精度の評価方法は、地上・船舶・航空機等で得られ た現場観測データに基づく推定と、他衛星における同 様のプロダクトとの比較による評価に大別される.他 衛星プロダクトとの比較による評価は、現場観測デー タの入手が技術的・時間的に困難ないくつかのプロダ クトの精度評価として用いられる.現場観測データに 基づく検証では、近い時刻に同一地点を観測した現場 観測データと、SGLI切り出しデータから算出された物 理量の比較を行うことによって、SGLI高次プロダクト の精度を算定する.

陸上エアロゾルは主に地上観測ネットワークのスカ イラジオメーターの観測値をもとに検証を行うことを 予定している.

- + - + + 1 h	жњ	八坂	精度*1			イン	
ノロダク下名	单位.	プ規	リリース	標準	目標	- 手伝	
雲フラグ・タイプ (CLFG)	_	標準	10%	(雲種別	雲量と同じ)	全天カメラ	
雲種別雲量 (CLFR)	%	標準	20%	15%	10%	基準地上放射観測網、全天カメラ	
雲頂温度・高度 (CLTTH)	温度(K) 高度(km)	標準	1K ^{*2} —	3K 2km	1.5K 1km	衛星・航空機搭載ライダー, 雲レーダ 一FALCON	
水雲光学的厚さ・粒径 (CLOTER_W)	厚さ(ー) 粒径(µm)	標準	10% ^{*2} 30% ^{*2}	100% 100%	50% 20%	他衛星と比較, マイクロ波放射 計, スカイラジオメーター	
氷雲光学的厚さ (CLOT_I)	_	標準	30% ^{*2}	70%	20%	他衛星と比較、スカイラジオメーター	
海洋上エアロゾル (ARV)	_	標準	0.1	0.1	0.05		
陸上エアロゾル(近紫外) (ARU)	_	標準	0.15	0.15	0.1	スカイラシオメーター、エアロネット、 航空機塔載サンフォトメーター	
陸上エアロゾル(偏光) (ARP)	_	標準	0.15	0.15	0.1		
水雲幾何学的厚さ (CLGT_W)	m	研究	_	_	300m	雲レーダーFALCON, 雲高計	
地表面長波放射フラックス (LWRF)	W/m ²	研究	_	_	下:10w/m² 上:15w/m²	他衛星と比較, 全天日射計	
地表面短波放射フラックス (SWRF)	W/m ²	研究	_	_	下:13W/m² 上:10W/m²		

表1 : 大気分野に関する SGLI プロダクトと達成目標の精度

*¹ リリース:打上後1年後に評価されるミニマムサクセスの評価基準,標準:打上後5年後に評価されるフルサクセスの評価基準,目標:打上 後5年後に評価されるエクストラサクセスの評価基準.^{*2} 他衛星との比較により評価する精度値

東アジア・オセアニア地域における 温室効果ガス観測衛星の雲なし観測の影響

*渡邊 武志、 大石 優 (東海大TRIC)

1. はじめに

現在,大気中の CO₂などの温室効果ガス観測衛 星は,温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」

(GOSAT : Greenhouse gases Observing SATellite) と OCO-2 : Orbiting Carbon Observatory-2 がある。これらの衛星ではフーリ エ変換分光計で得られた観測スペクトルの解析 によって大気中の CO₂ 濃度などを推定している。 観測視野内に雲がある場合, CO₂ 濃度を誤推定す る可能性があるため, 雲のない領域のみを対象と して濃度推定 (雲なし観測)を行っている。本研 究の目的は、温室効果ガス観測衛星の雲なし観測 の影響について評価を行うことである。人為起源 CO₂の領域平均量を対象とし、雲のない領域のみ の大気中の CO₂ 濃度を用いた場合の影響につい て解析を行った。

2. データ

GOSAT CAI L2 雲フラグプロダクト (画素サイ ズ 500 m)、及び、FTS SWIR L2 CO₂ プロダクト (フットプリントの直径 10.5 km)を用いた。使 用したデータの期間は 2010 年から 2014 年、デ ータ領域は、日本域 (Path 1-8、44、Frame 21-28) およびオセアニア域 (Path 1-8、41-44、Frame 31-39)を使用した。

3. Lagrangian particle dispersion model (LPDM)を用いた数値実験

オーストラリアおよび日本国の人為起源 CO₂ を対象とし、大気へ放出された CO₂ がどのように 輸送されるかを、LPDM を用いた数値実験により 調べた。使用した LPDM は FLEXPART (Stohl et al. 1998)、入力する気象データは NCEP/CSFR を用いた (Saha et al. 2010)。人為起源 CO₂ 放出 量データは、CDIAC から配布されている化石燃 料起源 CO₂ 放出量データ (Boden et al. 2016)の うち、2007 年から 2011 年までのものを月ごとに 平均して使用した。2010 年から 2014 年までの期 間で計算し、放出から 10 日以内の粒子を解析対 象とした。計算結果は、0.1°×0.1°グリッドの 空間解像度で出力した。

4. 結果と考察

LPDM 数値実験の結果と雲フラグプロダクト を用いて、人為起源 CO_2 の領域平均に対する雲な し観測の影響を評価した。 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ の領域平均 を、領域内の全グリッドを対象とした場合(全平 均)と雲の無いグリッドのみを使用した場合(雲 なし平均)を計算した。ただし、雲なし平均には 観測周期による影響も含まれている。日ごとに2 つの領域平均を計算し、計算期間5年間のデータ から CO_2 濃度に関する経験累積分布関数を得た。 コルモゴロフースミルノフ検定により帰無仮説 H_0 「全平均および雲なし平均が同じ分布から得ら れたものである」を 99%の信頼度で検定した。

図1に示すオセアニア域での結果からは、検定 が棄却された領域は雲なし観測により領域平均 に影響があることが示唆される。日本域での解析 においても同様の影響が示唆された。



藤枝 鋼 (気象研究所)

1. はじめに

大気からの下向き長波長放射は、地表面温度に影響を与 えることが知られており、地上気象観測所周辺の気温の観 測環境に影響を及ぼす要因の一つになっている.しかしな がら、大気放射の観測地点は限られている.このため、日 本国内における気温や水蒸気圧等の地上観測データから、 1時間平均の下向き長波長放射量(大気放射量)を推定す るための簡易な手法の検討を行ってきた.

今回は、晴天時の大気放射量の推定式として、高橋ほか (2012)により最も誤差が小さいとされる Prata(1996)の 式(以下, PRとする)と藤枝(2015b)による改良式との比較 結果等について報告する.

2.これまでの成果

気象学会 2014 年度秋季大会では、札幌,館野,福岡, 石垣島,南鳥島の気温と水蒸気圧の観測値を用いた晴天時 の大気放射量の推定法の比較結果について報告した(藤枝, 2014).2015 年度春季大会では、比較的精度の良かった Brutsaert(1975)の式(以下,BTとする)による晴天時の大 気放射量を日照率と相対大気路程(air mass)を用いて補 正することにより,曇天時を含む気象条件における大気放 射量の推定法を提案した(藤枝,2015a).しかしながら, 各地点における年間を通じた気温・水蒸気圧等の下限・上 限付近において,晴天時の大気放射量の推定精度が低下す ることによる季節変動が課題となった.このため,2015 年度秋季大会では、2011~2013 年の観測値を用いて地点 ごとにBTの係数を調整した改良式を作成し、2014 年の観 測値と計算値を比較したところ良好な結果を得た(藤枝, 2015b).

3. 晴天時の大気放射量の推定法

気温や水蒸気圧等の地上気象観測データを用いた晴天時の大気放射量 (R_{CLR})の推定には、様々な式が提案されている.地上気温を T_0 (K)、水蒸気圧を e_0 (hPa)、ステファン・ボルツマン定数を σ 、大気の射出率を ε_{a0} とすると、BT タイプの式による射出率は、

 $\varepsilon_{a0} = R_{CLR} / (\sigma T_0^4) = C_0 (e_0 / T_0)^{C_1}$ (1) で表される.ここで、BT の場合、 $C_0 = 1.24$ 、 $C_1 = 1/7$ で ある.そして、BT タイプの改良式の係数を表 1 に示す. また、PR による射出率は、

 $\varepsilon_{a0} = [1 - (1 + \xi)\exp\{-(1.2 + 3.0\xi)^{1/2}\}]$ (2) で表される. ここで, $\xi = 46.5 (e_0/T_0)$ である.

BTによる射出率は、 e_0 が小さくなるにつれ、0 に向かっ て減少する.ところが、実際は、水蒸気が少なくなるにつ れて、 CO_2 や O_3 などによる放射の影響が相対的に大きくな るため、射出率は0 にならず、ある一定の値に近づくこと が知られている. このため, PR による射出率は, e₀が小 さくなるにつれて,ある一定値に近づくようにされている. 4. 比較結果

図1に,大気放射量の観測値に対する計算値のバイアス (上図)とRMSE(下図)を示す.PRは,RMSE が最も小さいけ れども,バイアスが大きい.これに対して,改良式は,バ イアスが最も小さく,RMSEについても,PRとほぼ同じか やや大きい程度という良好な結果が得られた.





【参考文献等】

- Brutsaert, W. (1975): Water Resource Research, 11, 742-744.
- Prata, A. J. (1996): *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1127-1151.
- ・高橋尚人ほか(2012): 雪氷研究大会, 福山市, 2012.9.23-27.
- ·藤枝鋼(2014): 気象学会 2014 年度秋季大会予稿集, D303, 410.
- 藤枝鋼(2015a): 気象学会2015年度春季大会予稿集, P124, 112.
 藤枝鋼(2015b): 気象学会2015年度秋季大会予稿集, P303, 383.

ひまわり8号水蒸気バンド,可降水量と地上比湿を用いた水蒸気鉛直構造の推定

小司禎教*1·南雲信宏*1

*1: 気象研究所

1. はじめに

下層水蒸気の増減は大気の安定度に影響し,対 流圏中・上層における局所的な水蒸気の変化は対 流活動に関連する.小司・南雲(2016)は,可降水量 (PWV)と地上比湿(Qstc)を独立変数とする重回帰式 を用い,茨城県つくば市舘野上空の水蒸気鉛直構 造を2g/kg未満の精度で推定できることを示したが, 水蒸気の絶対量に対する誤差の割合は上層ほど大 きくなった.2015年7月に運用を開始したひまわり8 号は,異なる高度に感度中心のある3つの波長 (B08(6.2 µ m), B09(6.9 µ m), B10(7.3 µ m))による水 蒸気観測を2km 解像度で行っている.そこで,中・ 上層の水蒸気精度向上を目的に,ひまわり水蒸気 画像を加えた重回帰推定を試みた.

2. 解析手法

ひまわり8号の試験運用期間データも含め,2015 年6月-2016年5月の期間を対象とした. 舘野の 高層観測から得られた00,12UTCの地上比湿(Qstc), PWV,さらにひまわり8号で観測された舘野上空の 水蒸気バンド(B08,B10)による輝度温度(TBB),を独 立変数とし,各高度の比湿(Q(h))を従属変数とする 重回帰式を高度50m間隔毎に作成する.(B09によ るTBBは,図1に示すようにB08やB10との相関が 高いため,今回の調査では用いないこととした.)

水蒸気バンド TBB の感度中心は季節変化する. 図 2 は, B08 の TBB と, 各高度の Q(h)との相関の 年変化を示す(横軸は年通算日).相関係数が-0.6 より低い高度が, 5km (冬季) から 8km (夏季)程度 の高度で季節変化している.感度の大きい高度の 季節変化を考慮するため, 各日毎に前後 30 日間の データによる回帰分析を行った.

3. 従属データによる検証結果

図3に1年間の従属データセットによる検証結果 (RMSE)を示す.比較のため,独立変数をQ_{stc}のみ にした場合(灰線),Q_{stc}とPWVを使用した場合(黒 細線)による結果もプロットしている.Q_{stc}のみを独立 変数とした場合,絶対値では高度3km付近で誤 RMSE が最大の2g/kg程度に達している.PWVも 用いると,約半減し最大で1.3g/kg以内に収まる.さ らにTBBを加えると,RMSEとしては高度5kmより 上層で0.1~0.2g/kg程度小さくなる.絶対値に対する 比(右図)では,高度10km付近で,Q_{stc}とPWVを用 いた推定より10%程度改善している.

図4には、2015年9月8日00UTC~10日12UTC のゾンデプロファイルとの比較を示す。前述のとおり PWV を独立変数に加えることによる改善に比べ、 TBBを加える効果は絶対量としてはわずかであった。 4. 今後

放射伝達を考慮したひまわり8号水蒸気情報の利 用法の検討やGNSS視線遅延量を用いたトモグラフ ィーの併用等,精度向上に取り組む.



図1 ひまわり8号水蒸気各バンドによるTBBの散布図. (左)B08とB09,(中)B09とB10,(右)B08とB10.



図 2 舘野上空のひまわり 8 号 B08 による TBB と, 各高 度の比湿との相関. 2015 年 6 月 1 日~2016 年 5 月 31 日. 年通算比に従って並べた.



図 3 舘野上空について推定した比湿高度プロファイルの 誤差(RMSE). (点線)Q_{sfc}による推定.(細実線)Q_{sfc}とPWV による推定.(太実線)Q_{sfc},PWV,ひまわり B08,B10 による 推定.(左)絶対値,(右)平均比湿に対する比(%).



図 4 舘野上空のゾンデ観測による比湿鉛直分布(灰太線)と,推定結果.(点線)Qsfc,(黒細線)Qsfc と PWV, (黒太線)Qsfc, PWV,ひまわりTBBによる推定結果. 左端は9月8日00UTC.以後の観測には,直前の観測に 対し10g/kgのオフセット付加している.

地表近傍降水鉛直分布に関する入射角依存性の低減

*広瀬 正史, 小川 達也, 堤 勇人 (名城大)

1. はじめに

熱帯降雨観測衛星(TRM)搭載降雨レーダ(PR)が17年に渡 る運用を終え、現在はGPM主衛星搭載二周波降水レーダ(DPR) が3年目の降水データを収集している.長期データの連続性を 保証するため、地表近傍の雨の捕捉特性の状況を明らかにする 必要がある.PR は軌道変更前後でメインローブクラッターの及 ぼす影響範囲が異なり、より高感度であるDPR は浅い雨の検出 率が向上している.これらに起因する不整合が入射角依存性の 違いとして表れている.特に高緯度域では大部分の降水頂が3km 以下であるため、走査端におけるクラッターによる見逃しの影 響や仮定されている降水高度変化モデルの依存性が大きいこと が懸念される.本発表では、地表近傍の降水鉛直分布に関する 誤差や浅い雨の見逃しの影響について報告する.

2. 地表近傍降雨強度鉛直分布

地表面クラッターの影響を受けにくい衛星直下付近(スキャン前半側の2ビンと海上では衛星直下)のPRデータをもとに高度2km以下の地表近傍降雨強度データベースを作成した.地表 面付近ではクラッターの影響を受けない最下層のデータと2A25の推定地表面降雨強度を連結してクラッター内のプロファイル を算出した.地表面を示す変数が79番を越える場合は回転楕円体面を地表面として再設定した.海陸,降雨タイプ,降雨頂, 2km付近の降雨強度鉛直勾配に対して168種の平均プロファイル を作成し、クラッター内部の降雨強度プロファイルを瞬時値の 各変数に関連づけて置き換えた.

この補正によって下層で一様に減少していたプロファイルが 緩和され、直下付近の統計に近くなった、陸では5%近い降水量 の増加が見られ、特にクラッターの厚い急峻な山岳域では10% 程度の増加となった(図1).また、降水量の少ないエジプト付 近やアンゴラ沖などでは顕著な蒸発による下方減少のプロファ イルも選択され、補正により数%減少した. 直下付近データに限 定した場合は補正効果が小さいものの、クラッターが厚いヒマ ラヤ域での顕著な増加やサハラ砂漠などの乾燥域における減少 傾向が見られる. 走査端では、 クラッターの厚みの地形依存性 が不明瞭であり、陸上の降水が広域に渡って10%以上増加してい る. 補正量は少雨域を除くとクラッターの厚みに対して相関が 高い. この補正により、直下付近に対する差異の半分程度(約 2%)の過小評価傾向が低減した.残りの過小評価は浅い雨の見 逃し等の影響が考えられる. この補正により、軌道変更による 影響も軽減される。中緯度の直下付近の観測が集中する緯度帯 では補正効果が小さく、走査端の観測しか得られない観測域の 北限・南限の緯度帯では補正によって1km以下の高度で10%以上 増加する(図2).日本域で地上検証をする際は、地域によって 大きく異なる入射角依存性に起因する誤差を考慮することが重 要である.現在、中・高緯度の降水の検証・改良にDPR データ の活用を検討している.



図 1:地表面降水量に関する補正効果 [%]





浅い雨の見逃し

浅い雨の捕捉率の入射角依存性に起因する降水量の誤差は, 降雨頂に対する平均降雨強度を直下付近の統計から求め,降雨 頂の頻度分布の違いをもとにして推定する.浅い雨(<3km)が 少ない陸域や熱帯の多雨域では見逃しの影響は小さいが,例え ば日本周辺域では数%の過小評価となる.特に浅い雨の出現頻度 が高いペルー沖とアンゴラ沖においては見逃しの影響が顕著で あり,走査端では9割,全入射角では5割以上の降水量が捉え られていない.こうした浅い雨の検出率はDPRのほうが優れて いる.発表では,他の入射角依存性の問題も含め,データ間の 連続性について議論する.

GPM/DPR データを用いた GSMaP 用の雨滴粒径分布データベースの作成

*山地萌果・久保田拓志(JAXA/EORC)・濱田篤・高薮縁(東大大気海洋研)・沖理子(JAXA/EORC)

1. はじめに

降水を特徴付けるものの1つとして雨滴粒径分 布(DSD)が挙げられる。DSDの特徴が、降水タイ プ(気象システムの違い)により異なることは、 過去の研究から知られている。またマイクロ波放 射計による降水推定においてDSDの仮定による誤 差も指摘されている(Wilheit et al. 2007)。

GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation)研究チームでは熱帯降雨観測衛 星 (TRMM)降雨レーダ (PR)の観測データをもと に作成した DSD モデルを、マイクロ波放射計アル ゴリズムに利用する可能性を検討し、導入してき た (Kozu et al. 2009, Aonashi et al. 2009)。 Kozu et al. (2009)では、地上観測データから 得られたレーダ反射因子 (Z) -降雨強度 (R) 関 係と TRMM/PR の DSD を調節するパラメータ (ε) から調節した Z-R 関係の間に相関があることを確 認した。これをもとに ε の全球分布と降雨タイ プ分類との関係を統計解析し、対流性降雨の DSD パラメータを、降雨タイプごとのデータベースの 形で GSMaP アルゴリズムに導入している。

TRMM/PR は 2014 年 10 月に後期運用を終了した が、2014 年 2 月に打上げられた全球降水観測計画 (GPM) 主衛星搭載二周波降水レーダ(DPR) によ り衛星降水レーダ観測が継続されている。DPR は KuPR (13.6GHz) と KaPR (35.55GHz) の二周波レ ーダから構成され、PR の一周波観測(13.8GHz) と比べて降水推定精度の改善が期待できる。また 軌道傾斜角を TRMM の 35 度から GPM で 65 度に上 げたため、中高緯度は衛星搭載降水レーダによる 世界初の観測領域となる。

本研究では、まず、これまでのTRMM/PRデータ を用いたDSDデータベースの作成手法と同様の手 法を GPM/KuPR の観測データに適用する。次段階 として、DPR の二周波観測を活用した DSD データ ベースの作成について検討する。

2. GSMaP 用雨滴粒径分布データベース作成手法

TRMM/PR データを用いた GSMaP 用 DSD データベ ースは、まず、 ϵ を用いて Z-R 関係 (Z=aR^b)の 係数 "a"を算出する。従来は年々変動を考慮し ない3ヶ月ごとに DSD データベースを作成してい たが、GPM 主衛星の観測が2年分蓄積されてきた こともあり、今回は2年平均値で、降水タイプご とに計算を行った。

図 1 は GPM 主衛星が観測した 2 年間分の KuPR の ϵ の分布と、その値から算出した係数 a の分布 であり、陸で a が大きく(平均粒径が大きく)、 海上で a が小さい(平均粒径が小さい)特徴が確 認できる。

今後は、KuPRから算出した DSD データベースを GSMaP アルゴリズムに組み込むとともに、DPRの 二周波情報を利用した DSD データベース作成を検 討する予定である。







図 1. GPM 主衛星 KuPR が観測した 2 年間の ε の平均 値(上)と Z-R 関係(Z=aR^b)の係数 a(下).

ドップラーライダー用動揺補正方式の改良

酒卷 洋、藪垣 吉幸、圓城 雅之、原 照幸(三菱電機)

1. はじめに

近年、安定した風量が期待できる洋上において、 浮体式の風車で風力発電を行う洋上風力発電が注目 されている。筆者らは、洋上において風計測用ドッ プラーライダーを用いて風車建設前の風況調査を行 う際に必要となる動揺補正方式の検討を行っている [1]。本発表では、視線毎に補正を行うことで補正性 能向上を図った動揺補正方式を提案し、計算機シミ ュレーションによる従来法との性能比較結果及び、 動揺試験台を用いた性能評価結果を示す。

2. 改良動揺補正方式

従来法[1]では、方位の異なる複数の視線速度から 算出した風ベクトルに対し、ライダーの姿勢角(ロ ール、ピッチ、ヨー)の変動や並進速度(スウェイ、 サージ、ヒーブ)の重畳による動揺の影響の補正を 行っていた。しかし、この方式では、視線方向同士 の空間的な位置関係が崩れることにより算出する風 ベクトルの精度が劣化する問題があった。

そこで、視線毎に補正を行うことにより、上記課題の解消を図る補正方式を提案する。図1に動揺補正処理ブロック図を示す。提案法では、動揺補正後の風ベクトルを $\overrightarrow{V_c}$ 、ライダーで計測した視線速度を V_{Li} (添え字iはビーム方位)、方位i計測時のライダーの並進速度ベクトルを $\overrightarrow{V_{Xi}}$ 、方位i方向の単位ベクトルを $\overrightarrow{e_{ci}}$ としたとき、動揺補正後の風ベクトルは式(1)のCを最小化する $\overrightarrow{V_c}$ として得られる。

$$C = \sum_{i} \left(\left\langle \overrightarrow{V_{c}}, \overrightarrow{e_{ci}} \right\rangle - \left\langle V_{Li} + \left\langle \overrightarrow{V_{Xi}}, \overrightarrow{e_{ci}} \right\rangle \right) \right)^{2} \qquad \cdots (1)$$

以上のように補正することで、動揺による視線同 士の空間的な歪みを低減でき、動揺補正後の風計測 精度向上が期待できる。

3. シミュレーションによる検証

まず、計算機シミュレーションにより、提案法と 従来法の比較を行う。風ベクトルは、東・西・南・ 北・天頂の5ビームから更新レート2秒で算出する ものとする。与える動揺は文献[2]を参考にロール・ ピッチ・ヨーそれぞれ独立に最大振幅 10deg、平均 周期 0.1Hz となる単振動とした。設定風速を 15m/s とし、従来法と提案法をそれぞれ適用した結果を図 2((a)瞬時(2秒)値、(b)10分平均値)に示す。瞬 時値の場合の誤差は従来法が平均 1.0m/s であるの に対し、提案法は 0.4m/s 程度、10分平均値の場合 は従来法 0.4m/sに対し、提案法は 0.1m/s 程度であ る。これらの結果から、提案法は従来法よりも補正 性能が優れ、特に、時間平均が少ない場合でも高い

補正効果があることがわかる。

次に、ロール・ピッチ回転が可能な動揺試験台に ライダーを取り付け、上空(約 90m)の風を計測し た結果と、リファレンスとして地上に固定したライ ダーで同じ領域を計測した結果の比較を行う。横軸 を固定ライダーの風速(10 分平均)値、縦軸を動揺 させたライダーの風速値とした散布図を図3((a)動 揺補正なし、(b)動揺補正あり)に示す。図3から、 回帰直線の傾き及びy切片は動揺補正後の方が良く、 また、固定ライダー計測値との誤差(RMSE)も約1/2 に改善していることがわかる。これらの結果から、 動揺補正方式(提案法)の有効性が確認できる。

4. まとめ

視線毎に補正を行う動揺補正方式を提案し、シミ ユレーション及び実測結果により有効性を示した。 今後はより複雑な動揺環境(洋上)において検証を 行う。

参考文献

[1] 日本気象学会 2014 年度春季大会予稿集 P237, 2014.

[2] Boundary-Layer Meteorology 81:3-4, 373-397, 1996.



レーダーと遠隔地光学式ディスドロメーターの観測値即時処理系

^{*1}中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・³村上茂樹 (1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大, 3: 森林総研十日町)

1. はじめに

遠隔地に観測サイトを設置するとき、データ処理 内容が確定しており、維持費も含めて予算がある なら、容量と速度の十分な固定IP回線を確保し、 専門家によるデータロガープログラミングをしてサ イトを設置することが望ましい。しかし、研究用で 解析に柔軟性を持たせたい、環境の都合で高速固 定IP回線が接続できない、予算上ロガープログラ ミングの委託ができない、等の場合はセンサー付 属のソフトウェアで作られるデータファイルをサイト から自動送信する必要がある。

しかし、例えば光学式ディスドロメーター(OD)の 場合、粒径分布データは要素数百個の2次元配列 で、ファイルサイズは最大数Mbytes/日、それが1 分毎に24時間上書き更新される、というような状況 になる。そのようなデータの最新値を数分毎に新し く得るためには、遠隔地のサイト側で部分切り出し と圧縮という処理が必要になる。しかも、ソフトウェ アの都合でOSがWindowsに限られることが多い。

このような状況で、遠隔地からのODデータの取 得、及びレーダーと組み合わせた降水分布算出ま でを行う処理系を構築した。実施した個々の内容 は特別なものではないが、それを組み上げて動作 させるのに相当の手間がかかるので、ひとつの事 例として報告しておく。なお、本発表では、レー ダー及び地上観測点はそれぞれのデータ記録まで はできていることを前提とする。

2. 即時処理系の構築

構築した処理の概略を図1に示す。処理系は観測 サイト、外部サーバー、研究室の3箇所に分かれ ており、それぞれが処理に必要な最新ファイルを用 いて動作するようになっている。観測サイトが遠隔 地にあるため携帯回線を使用し、費用を抑えるため 容量制限のある定額プランで契約し、IPアドレスも 固定ではない。

そこで、送信データを携帯回線容量制限内に収 めるためサイトに管理制御PCを別途設置し、分割、 圧縮、外部サーバーへの送信を10分毎に行うよう にした。降水強度推定で必要なため、常に最新6時 間のデータを送信した。研究室では外部サーバー からダウンロードしたODデータと最新のレーダー 観測データから降水強度分布を算出した。一方、 遠隔アクセス(サイト外→サイト)の設定など、障害 時への対処も行った。また、即時処理を行う観測 サイトは、サイト上空近傍でデータ利用可能な最低 仰角を考慮して選択した。



図1 レーダー・ディスドロメーター即時処理の概略

表1 処理系構築時の作業リスト

- (1) レーダーと視野内の地上観測点の検討
- a. サイト近傍上空で低仰角が使えること。 (2) 観測通信系の構築
 - a. サイトへの通信回線の確保 b. サイトの固定IP、もしくはIP通知の構成
 - c. 外部アクセス可能なサーバーの準備
- (3) 速報用オンサイトデータ処理の作成 a. 回収データの速報用への加工
- b. 定期送信スクリプトの作成 (4) レーダーデータ処理の自動化
- a. rawファイル更新の監視
 - b. rawからの各種変換
 - c. サーバーから最新ODデータのダウンロード
 - d. Ze-R式の作成
 - e. Ze分布からR算出、作図
 - f. 以上の定期処理化

3. おわりに

本発表では、レーダー観測視野内遠隔地に設置 されたODデータをオンラインでレーダー降水量推 定に使用するシステム構築について述べた。構築に あたり実施した作業は表1の通りであり、通信の確 保とデータ処理について解決する事項が多くあった。

謝辞: 本研究は防災科学技術研究所『多様化す る雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測の 融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構 降水観測ミッション(PMM-RA8 PI203『融解を含む 降雪の粒径落下速度分布と鉛直プロファイルの観 測的研究』)によります。 Kaバンド雲レーダー観測における大気減衰の影響について

*前坂剛・岩波越・鈴木真一・出世ゆかり・櫻井南海子・宇治靖(防災科研)

1. はじめに

防災科研では、雨粒が形成される前の雲粒を観測できる 雲レーダーを開発し、積乱雲発生の早期検知に用いる研究 を行っている.気象レーダーにおいて、受信電力からレ-ダー反射因子を算出する際、レーダー方程式に従い計算を 行うが,同時に大気による減衰も考慮することが一般的で ある.通常の気象レーダーで用いられる波長帯 (3 cm~10 cm) では、大気減衰のほとんどが酸素分子に由来するもの である.この波長帯での酸素分子による減衰は、波長によ らずほぼ一定であり、およそ 0.01 dB km⁻¹ の減衰係数 (単 位距離あたりの減衰量)を持つ.しかし,その波長帯より も短い波長では、水蒸気分子による減衰が増大する、しか も、大気中における酸素濃度は気象条件によらずほぼ一定と 仮定できるが、水蒸気濃度は大きく変動する.本研究では、 Millimeter-wavelength Propagation Model (MPM; Liebe 1985) を用いて大気減衰として支配的な酸素分子と水蒸気 分子による減衰量を求め、実際の Ka バンド雲レーダー観 測と比較することにより、その影響を調べた.

2. Ka バンドにおける大気減衰

図1はMPMにより求めた周波数34.86 GHz (Ka バンド), 大気圧1000 hPaにおける気温毎の減衰係数を示しており, 横軸は相対湿度である. この図からKa バンドにおける大気減衰は通常の気象レーダーの周波数帯にくらべ1桁大きな値となり,たとえば気温25℃,相対湿度80%の 条件で距離30kmの対象を観測する場合の往復の減衰量は14.5 dBである.また,減衰係数は気温および相対湿度に大きく依存する.

3. 東京スカイツリーのレーダー反射因子

観測されるレーダー反射因子がほぼ一定であると仮定で きる固いターゲットとして東京スカイツリーを選定し,東 京都大田区に設置した防災科研の Ka バンド雲レーダーで 観測されるそのレーダー反射因子の時系列と, MPM から 求めた減衰量を比較した. 図 2a はレーダーサイトで観測さ れた気圧・気温・相対湿度から減衰係数を求め,その減衰係 数が東京スカイツリーまでの空間(距離 14.4 km)で一定と して求めた往復減衰量の時系列である.6月1日から2日 にかけて,大陸から移動してきた高気圧により梅雨前線が 南下し,関東地方は乾燥した空気に覆われた.それに対応

し、それまで5dB 程度あった減衰量は2dB 程度まで減少 した.その後、低気圧の接近により水蒸気量が増加し、減 衰量も大きくなった.図2bは仰角1.6°のPPI 観測により 得られた東京スカイツリー本体のレーダー反射因子である. 空中線を回転しながらの観測であるので、3分ごとの観測 値はかなりばらついているが、3時間幅の移動平均(実線) と、推定した大気減衰量の変動パターン(破線)の変動の 傾向はよく一致している.

4. まとめ

レーダーサイトの気象観測データを用いて MPM より求 めた Ka バンドにおける大気減衰量を,東京スカイツリー 本体のレーダー反射因子と比較したところ,その時間変動 の傾向はよく一致した.大気減衰量の値は 数 dB と小さく なく,高精度のレーダー反射因子観測のためには,その補 正を適切に行う必要がある.



図 1: MPM により求めた周波数 34.86 GHz, 大気圧 1000 hPa における気温毎の大気 (酸素+水蒸気)の減衰係数 (縦 軸). 横軸は相対湿度.



図 2: 東京都大田区に設置した防災科研 Ka バンド雲レーダーの仰角 1.5 ° PPI 観測により東京スカイツリーを観測した時の, a) MPM により推定された大気減衰量,および,b) レーダー反射因子の時系列 (2016 年 5 月 31 日から 6 月 4 日). 大気減衰量の推定では,レーダーサイトで観測された気圧・気温・相対湿度により求めた減衰係数が東京スカイツリーまでの空間 (距離 14.4 km) で一定であることを仮定した.レーダー反射因子の灰色の丸印は 3 分ごとの PPI 観測の結果を,実線は 3 時間幅の移動平均を示す.破線は a) に示す時系列を比較のために重ね合わせたものである.

SCOPE 小型レーダーネットワーク計画

*佐々浩司(高知大理)

1. はじめに

高知県の海岸線沿いの地域は、毎年1回は竜巻被 害を受けるような竜巻多発地域である。また、高知 県内では 50mm/h を超えるような短時間強雨や大雨 の事例も毎年頻発している。しかしながら、このよ うな気象環境にあって雨雲を捉えるレーダーは気象 庁室戸ドップラーレーダーと高知県中西部に設置さ れた降雨レーダーのみであり、7月1日から配信さ れた XRAIN 拡大版では、近畿・中国・九州に整備 された C バンド MP レーダーによる観測がおこなわ れている現状にあり、複雑地形の高知県ではまだ十 分な雨雲の捕捉が可能になったわけではない。高知 大学では小型 X バンド MP レーダー3 基による常時 観測を行ってきたが、本年度より総務省 SCOPE に て「単一周波数の小型気象レーダを複数用いた極端 気象監視ネットワークのプロトタイプ構築」が採択 され、古野電気とNICTの3機関による共同研究を開 始した。来年度から始まるフェーズ || では新たに3 基の小型 X バンド MP レーダーを増設して高知県沿 岸部のほぼ全域をカバーすることを計画している。 このプロジェクトの成果は、X バンド MP レーダー ネットワークから外れている地域や、X バンド MP レーダーネットワークにあっても複雑地形のため降 雨量を適切に評価できない地域に安価な小型レー ダーネットワークを構築するためのプロトタイプに なるものと期待されている。

ここでは、フェーズ I から開始される観測計画の 概要と今後の展望について紹介する。

2. 観測計画概要

図1に SCOPE にて設置されるレーダーネット ワークの観測範囲を示す。実線の丸はすでに常時観 測を行っている朝倉レーダー(観測半径 80km)、物 部・安芸レーダー(観測半径 30km)の観測範囲を示 す。フェーズIにおいては、減衰補正や相互データ 補完を行ったレーダーネットワークとして1分毎の 高度1kmまたは1.5km面のレーダー降水量データを 公開するとともに、地上観測点をあらたに増設して アメダス、高知市設置の雨量計などによる地上降雨 量データと比較し、精度検証を行う。また、複数台 同時に設置するレーダー間での電波干渉をさえるが、 ここでは電波有効利用を目指してできる限り単一周 波数のレーダーを用いることとし、電波の相互干渉 を防ぐシステムの開発を進める。

3. フェーズ II における計画

次年度から始まるフェーズ II では、図1の破線丸 に示す3箇所にレーダーを配置して高知県の海岸線 沿いをほぼカバーする予定である。宇佐、窪川レー ダーについては、特に高知県南西部の海岸線沿いに 多発する線状降水帯や台風接近時によく見られる南 東風により発生する地形性降水の高精度評価をね らっている。足摺岬周辺は100mm/hを超える強雨や 竜巻が発生するが、朝倉レーダーや気象庁室戸レー ダーでは十分にカバーできない地域である。清水 レーダーはこれらの地域の観測を担う。

現状では物部・安芸レーダーの lkm 高度面 CAPPI データの表示に観測後3分を要しているが、この後 のネットワーク表示においては観測後1分以内の表 示となるよう開発を進めている。さらに、渦検出ア ルゴリズムも組み込んで、高知から安芸にかけての 竜巻多発地域などには渦接近情報も提供することを 計画している。これらのデータは NICT のサイエン スクラウドで一括管理し、一般住民が利用しやすい ようなスマートフォンアプリを開発してデータ公開 をしていきたいと考えている。

謝辞

本研究は総務省 SCOPE(受付番号 165009001)の 委託を受けたものです。



図1 高知県内の小型レーダーネットワーク 実線 丸の朝倉、物部、安芸レーダーは観測中。破線丸の 宇佐、窪川、清水レーダーは次年度以降設置予定。

GPM・DPRによる降雪観測時の2周波レーダー反射因子の差-2- Mixed phase

小林 隆久^{1,2}、野村光春¹、杉本聡一郎¹、平口博丸¹、足立アホロ² (¹電力中央研究所、²気象研)

序 Global Precipitation Measurement Mission (GPM) では、Ku (14GHz) とKa (35 GHz) の2 周波降水レーダー(DPR)を搭載、 TRMM衛星搭載の1周波レーダーに比べ、降雪 やmixed phaseなどもより高精度で観測できると 期待されている。しかし、降雪は、降雨と比べ形 状や粒径分布に加え密度や含水率がレーダー受 信信号に影響する。このため、正確な降雪強度の レーダー観測は容易ではないが、Ku、Kaで観 測したZeの差(DFR: Differential frequency ratio)) が雨と乾雪の区別またmixed phaseの検 出にも有用と考えられる。本報告ではDFRの有 用性について観測・計算による検討結果を述べる。 観測・計算 DPRで降雨を観測する場合、Ka、 Kuバンド共に主にレーリー散乱信号を受信、両者 で観測したZeは同一となりDFRはゼロとなる。 一方降雪や雹ではK a レーダーはミー散乱、Kuでは レーリー/ミー散乱による信号を受信、この散乱の 違いにより、DFRがゼロとならない。DFRは上 述した散乱による違いだけではなく減衰にも依存 する。乾雪では減衰は一般的に無視できるが、降雨 減衰はKaバンドで大きくKuバンドでは比較的 小さい。この減衰差が大きいほどDFRも大きくな る。散乱に起因するDFRは、観測高度の降水特性 に依存するが、減衰によるDFRは、電波の全減衰 量に依存するため高度低下と共に増加する。降雨で は高度低下と共にDFRは増加し、降雪や雹などで はこのような傾向は見られないと期待できる。この 傾向の差から雨と乾雪、mixed phaseを分類できる。

図1に乾雪時(左)、降雨時(右)のDFR/Ze(Ku) の高度分布を示す。乾雪では特定の変化はないが降 雨では高度低下と共にDFRが増加する傾向が明 瞭に見られる。乾雪、降雨時ともに図1のような傾 向が多いが例外もある。図2左は、降雨時のKa、 KuバンドでのZe観測値で高度低下と共にその差 が縮小している。上空に大きい粒子、下層に小さい 粒子があると予想される。雨滴サイズが高度と共に 大きくなるような降雨モデルで計算すると、観測と 類似の傾向にあることが分かる(図2右)。このよ うな場合の雨雪判別はPIZ等他の情報が必要となる。 図3、図4に雨、雹、雨と雹が等しいfall rateの mixed phaseにおけるZe、DFR/Zeを示す。高 度と共にFall rate 40->0.2mm/hの場合で、雨 ではDFR/Zeが高度低下と共に顕著な減少を示 し、他と異なる傾向にある。



図1 降雪(左)、降雨(右)時のDFR/Ze高度分布



第2図降雨時DのDFR/Ze高度分布観測(左) とシミュレーション(右)



図3 雨、雹および雨と雹が同じfall rate で混在する場合のKuバンドでのZe(上) とDFR/Ze(下)。粒径分布:雨 M-P 分布。雹 Cheng and English(1983)

X帯気象用二重偏波フェーズドアレイレーダの 数値シミュレーションによる観測精度の評価

*菊池博史,喜田智亮,牛尾知雄(阪大院工),後藤秀人,水谷文彦(東芝)

1. はじめに

2012 年から運用されている X 帯気象用フェー ズドアレイレーダは現在日本において4基(吹田. 沖縄、神戸及びつくば)設置され、短期(30秒以 内の時間分解能)の降雨観測を目的として普及し 始めている. 気象災害を引き起こすシビア現象(豪 雨, 竜巻, ダウンバースト等)の観測監視には高速 スキャニング(数十秒~1分程度)が必須である. 上記に示された1次元フェーズドアレイレーダは 高時間分解能(10 秒~30 秒)を実現した. 一方で、 近年二重偏波レーダが降雨観測精度の向上に貢献 し, 普及している. このような状況を考慮して, 今後数年間でフェーズドアレイレーダの二重偏波 (水平, 垂直)化(MP-PAWR)を行う計画が進んでい る.二重偏波化には3つの利点がある.1つ目は 粒子判別が可能,2 つ目は偏波間位相差を用いた 降雨減衰補正,3 つ目は降雨強度推定精度の向上 である.本稿では東芝及び情報通信研究機構との 共同研究の中で開発中の気象用二重偏波フェーズ ドアレイレーダの実用化に向けた研究の一環とし て,アンテナ形状とその降雨観測精度に関する数 値シミュレーション結果について述べる.

2. アンテナ形状

図1にアンテナ形状を示す.下部に縦に12個, 横に80個のアンテナ素子を配置したアレイアン テナを送信部とする.方位角方向に対して約 0.9[degree]の幅の狭いビームを形成することが可 能で,縦に最大12個のアンテナ素子により幅の広 いビームを形成する.一方受信アンテナは上部に 設置され,縦に最大104個,横に最大80個のア ンテナ素子5960個を平面円状に配置した.横方 向にサブアレイによる信号を合成することで,縦 104列の一次元アレイアンテナによるディジタル ビームフォーミング処理(DBF)を行う.中心周波 数は9.8GHz,観測に用いるパルス数は64とした.





図 2 比偏波間位相差(K_{dp}):(a)真值(b)推定值 本研究では、偏波観測を用いた降雨強度の高精 度化において最も重要なパラメータである比偏波 間位相差(K_{dn})に着目して研究を行った.図2に2 節で述べたアンテナ形状から算出されるアンテナ パターンを利用し場合の推定結果を示す.(a)に示 すようなシングルセルで構成される降雨分布 (K_{dn})を仮定した場合,その推定結果は(b)のよう になった. 真値との相関係数は 0.87 で, バイアス 誤差は 0.33[deg/km]となった. この結果は設計目 標である降雨強度推定精度 1[mm/hr]以内を達成 していることが分かった. 同様に送信パルス数を 変化させた場合、上記設計目標を基準とするとパ ルス数は少なくとも 60 パルス必要であることが 分かった.更に降雨セルの位置に関する検討も行 った. 降雨セルが上部に存在するとき DBF による 仰角方向にサイドローブの低減が難しくなり観測 精度が低下する、本研究の結果、レーダ正面より -10~10[degree]の領域に降水セルのコアが存在す る場合、上記目標を達成可能であった.

謝辞

本研究は「戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)」の課題のひとつである「レジリエントな防災・減災機能の強化」達成の一環として実施された。

PAWR のドップラー速度測定精度検証 - ドップラーライダーで観測された降雨スペクトルとの比較 -

青木誠、岩井宏徳(情報通信研究機構)

1. はじめに 情報通信研究機構(NICT)では、フェ ーズドアレイ気象レーダ(PAWR)とコヒーレントド ップラーライダー(CDL)の融合システムを整備し、 現在、各観測機器の測定精度検証を進めている。その 結果、CDLのドップラー速度測定におけるバイアス およびランダムエラーが非常に小さい(それぞれ、 0.016 m/s および 0.01-0.10 m/s)こと、CDLとの船舶 エコードップラー速度の比較から、PAWRのバイアス が CDLと同様に小さく(0.0 m/s)、CDLとの平均二 乗誤差が0.1 m/s程度であることが、それぞれ検証さ れている(青木ほか2014,青木・岩井2016)。

本報告では、CDL で観測された降雨スペクトルの ドップラー速度との比較に基づく、降雨時の PAWR のドップラー速度測定精度検証について報告する。

2. 観測概要 NICT 沖縄に設置されている PAWR は、 30 秒間隔で 3 次元観測(600 レンジ×300 方位×110 仰角)を実施している。本研究では、CDL との比較 のために、ドップラー速度データ(Vr-NOR)から、 CDL で観測を行った任意の仰角のデータを取り出し て使用した。CDL(WINDCUBE400S, LEOSPHERE) は、PAWRのアンテナが設置されている20 m 鉄塔の 高さ17.5 mのデッキに設置されている。本研究では、 仰角毎のドップラー速度を比較するために、降雨時

(2016年6月3日および2016年6月13日)に複数 の仰角で、方位角255-15度、方位角分解能1度、観 測時間120秒のセクターPPI観測を継続的に実施した。

3. 降雨時の CDL スペクトル解析 CDL は、大気中 のエアロゾルからの後方散乱信号のドップラーシフ トを解析することで、晴天時に三次元風分布を観測す る装置であるが、降雨時の観測では、エアロゾルから の散乱信号に加えて、雨滴からの散乱信号を受信する ことができる。二つの信号に速度差がある場合、それ ぞれのスペクトルを分離して、エアロゾルの流れ(= 風速)と雨滴の移動速度を別々に推定することができ る。本研究では、観測時間差1秒以内、CDLの観測 レンジが PAWR の観測レンジ内に存在する条件の下 で、エアロゾルおよび雨滴からの散乱信号が分離可能 なデータを抽出して、ドップラー速度の比較を行った。

4. 比較結果 図1に、分離可能な状態で観測された CDL のドップラースペクトルを示す。降雨時・高仰 角での CDL 観測では、視線方向風速に、雨滴の自由 落下成分が入り込むために、スペクトル内に速度差が 生まれやすい。そのため、比較的高い頻度で、分離可 能なスペクトルが観測される(本研究の場合、仰角 30度で4割程度)。図2に、仰角30度でのドップラ 一速度比較結果を示す。両装置で観測体積や雨滴の散 乱機構の差はあるが、CDL の降雨スペクトルから推 定されたドップラー速度は、雨滴の移動を測定している PAWR のドップラー速度とよく一致することがわかる。また、CDL のランダムエラーが非常に小さいことをから、雨滴のドップラー速度測定における測定誤差は、主に PAWR の測定誤差に起因していると考えられる。その一方で、PAWR のドップラー速度は、自由落下の影響が小さいエアロゾル成分から推定された速度(=風速)とは明確な差があることがわかる。

5. まとめと今後の課題 CDL の降雨スペクトルから 推定した降雨成分のドップラー速度は、PAWR のドッ プラー速度とよく一致することを示した。今後は、降 雨時の観測事例を増やし、様々な条件下で PAWR の ドップラー速度測定精度検証を実施する。



図 1 エアロゾルおよび雨滴からの散乱信号が分離可能な状態で 観測されている CDL のドップラースペクトル (2016 年 6 月 13 日 22 時 59 分 48 秒、レンジ 1300m、方位角 260 度、仰角 30 度のデー タ)。二峰ガウス分布を仮定して分離している。負のドップラー速 度が装置に近づく風速を示している。破線および点線は、エアロ ゾルおよび雨滴成分のスペクトルと推定されたドップラー速度を 示している。実線は、PAWR のドップラー速度を示している。



図 2 仰角 30 度での PAWR と CDL のドップラー速度比較(○は 降雨成分、●はエアロゾル成分から推定)。実線は、降雨成分比較 時の線形回帰直線を示している。RMSD および MAE は、それぞれ 降雨成分比較時の二乗平均平方誤差と平均絶対誤差を示している。

日本無線製フェーズドアレイ気象レーダの反射強度評価

*諸富和臣、柏柳太郎、菅原博樹、島田尚 (日本無線株式会社)

1. はじめに

日本無線は、独自開発した X バンドフェーズドア レイ気象レーダ(以下、JRC-PAWR)を2015年夏季 から千葉市緑区に設置し、試験観測している(柏柳 ほか、2015年秋季大会:P336)。2016年7月現在、 半径80kmの範囲を30秒で観測しており、千葉市 や東京23区、横浜等の関東都市部の広範囲を瞬時に 捉える PAWR として試験運転を続けている。

本発表では、2015 年夏季の初期観測で得られた JRC-PAWR の反射強度と現業の気象レーダの反射強 度を比較し、JRC-PAWR の観測データが理論的に妥 当であることを示す。

2. 使用データと解析方法

2015 年夏季、JRC-PAWR は初期評価のため、半径 30 km の範囲を 30 秒で観測していた。この JRC-PAWR と観測範囲の重なる、国交省 X バンド MP レーダ(以下、XRAIN)のデータを比較に使用 する。

XRAIN のレンジビン反射強度と最近傍の JRC-PAWR のレンジビン反射強度(降雨減衰補正は 未適用)を比較するため、相関図を作成する。その 際、レンジビン反射強度のパルス積算による平均化 効果を抽出するため、速度幅情報を活用する。この 抽出した平均化効果を参考に、指数分布モデルを仮 定した反射強度をシミュレーションし、相関図を作 成する。

3. 解析結果とまとめ

JRC-PAWR と XRAIN 船橋局で、2015 年9月8日 11時36分に観測されたレーダ反射強度を図1に示 す。この時刻、東日本では、秋雨前線に関連する層 状性降水が広く分布していた。また、反射強度は最 大40 dBZ 程度であり降雨減衰の影響は少ないと考 えられる。

PAWR と XRAIN のレンジビン反射強度の相関図 を図 2 (左)に示す。両レーダの反射強度には正の 相関がみられ、その相関係数は 0.64 である。また反 射強度の平均値は、PAWR で 31.3 dBZ、XRAIN で 31.2 dBZ であり同程度である。

次に、指数分布モデルを仮定した反射強度シミュ レーションの相関図を図 2 (右) に示す。図 2 (右) は、相関係数 0.62 の正の相関で、両レーダ相関図で ある図 2 (左) と同等の分布である。

本事例から、JRC-PAWR の観測データが理論的に 妥当であると考えられる。

発表では、XRAIN 他局との比較結果、対流性降水 の事例での比較結果、更に気象庁 C バンドレーダと の比較結果についても示す予定である。



図 1 2015年9月8日11時36分に観測された反射 強度、PAWR を中心に半径80km範囲を表示。左は JRC-PAWR で得られた高度2.5kmにおける水平断 面図。右は XRAIN 船橋局で得られた仰角1.6°の PPI。右図内の太円弧はJRC-PAWRの観測範囲。

*背景地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の基盤地図情報を 使用した。(承認番号 平 27 情使、第 609 号)



図 2 左は 2015 年 9 月 8 日 11 時 36 分における JRC-PAWR 反射強度と XRAIN 仰角 1.6°の反射強 度相関図。右は指数分布モデルによる反射強度シミ ュレーションの相関図。

謝辞

利用した XRAIN データは、国土交通省から提供されたものである。ま た、利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システ ム」: データ統合・解析システム (DIAS)、地球環境情報統融合プログラム (DIAS-P)、並びに地球環境情報プラットフォーム構築推進プログラムの 枠組みの下で収集・提供されたものである。

小型Xバンド二重偏波レーダーを用いた雹の検知

早野真理子、高木敏明(古野電気株式会社)、大石哲(神戸大学)、中北英一(京都大学)

1. 背景

二重偏波気象レーダーは雨、雪、雹といった降水 粒子の種別推定に有効である。特に雹に関してはガ ラス窓や車体の損傷、農作物への被害、路面に降り 積もることにより交通障害などをもたらすため、高 い時間・空間分解能を有する気象レーダー観測によ り落下前の雹を検知する技術が強く望まれている。

2. 解析事例

アメリカテキサス州北部に設置した古野電気製二 重偏波気象レーダーで降雹を観測したのでその解析 結果を報告する。2016年4月11日、発達した積乱 雲の通過に伴いテキサス州では広い範囲で雹が観測 され、野球ボール大の降雹も報告されている。そこ でレーダー周辺50km四方の観測データ(表1)の 偏波パラメータ解析を実施した。

3. 解析結果

偏波パラメータ解析結果を図1に示す。領域A,C において、図1(a)より Z_{hh} はいずれも50dBZ付近の 値、図1(b)より ρ_{hv} は0.95以下の値を示すことから 領域A,Cは電粒子の存在が示唆される。また図1(c) より K_{dp} は領域Aで3deg/km以下であるが領域Cで は5deg/km付近の値を示しており値に差がみられる。 このことから領域Aは水物質の少ない乾いた雹、領 域Cは水物質を比較的多く含む溶けかけた雹であっ たと推測される。

領域 B においては Z_{hh} が 40 dBZ 付近であるが ρ_{hv} が 0.75 付近の非常に小さい値を示している。このこ とから領域 B には X バンドの波長に対して相対的に 大きな粒径の雹の存在し、これにより複雑なミー散 乱が発生した可能性がある。また領域 B は降雹報告 のあった経路とも良く一致している。

以上の結果はXバンドレーダーの偏波パラメータ 解析によって、融解度合いや粒径の情報を含めた雹 検知が可能であることを示唆している。

謝辞 本研究にご協力いただきました Colorado State University の Dr. V. Chandrasekar に感謝の意を表します

表1 解析対象データ

Items for observation	Conditions
Date	At 5:05 p.m. on 11th April in 2016, Local time
Location	Denton, TX, USA
Sequence	CAPPI, 2 elevations, 2.0/3.2 deg
Altitude	583 - 1620 m



図1 偏波パラメータ解析結果

☆はレーダー位置、〇は降電報告のあった位置を表す

- (a) 反射強度 Z_{hh} プロット
- (b) 偏波間相関係数 ρ_{hv} プロット
- (c) 偏波間位相差変化率 K_{dp} プロット

冬季発雷の予測ー安定度指数による評価ー

*薄井 聖(石川県立大)・皆巳 幸也(石川県立大)

1. はじめに

雷は地域や季節によって特性が異なるので、日本海沿岸で多発する冬季の雷の予測を行うためには、その特性を考慮した解析・研究を行う必要がある。発雷の可能性を調べるツールとして、各種の「安定度指数」が多くの研究(河野ら,2004; 田口ら,2002)で利用されている。これらは本来、 夏季における雷雲の特性を考慮して計算される 指数である。藤沢ら(2005)は、安定度指数によ る冬季発雷予測の精度を改善する方法として、 SSI(Showalter Stability Index)を本来より低高 度で計算した解析を行った。これは、「雷雲が夏季 と比較して低高度に存在する」という冬季発雷の 特性を考慮しており、安定度指数による冬季の発 雷予測の可能性が示された。

そこで本研究では、より正確な冬季発雷の予測 を行うため、低高度に設定した4種類の安定度指 数を計算し、金沢における冬季発雷の有無の判別 に利用した際の予報精度を評価した。

2. 方法

気象データは、金沢地方気象台にて観測された 地上気象データと、輪島特別地域気象観測所にて 観測された高層気象データを使用した。解析期間 は2010~2016年の寒候期(前年11月~当年2月) の7冬分である。解析期間において金沢での雷電 の観測数が最多であった18時台に注目し、この 時間帯に雷電が発生した日を、発雷日の事例とし て抽出した(計46日)。また、無発雷日を、①大 気電気象が発生していない、②日降水量が 10.0mm以上である、③18時台に驟雨性の降水が ある、という3つの条件で抽出した(計83日)。

発電予測に利用するために計算した安定度指数は、SSI、LI(Lifted Index)、KI(K -Index)、 TT(Total Totals Index)の4種類である。

なお、これらの指数は、冬季の雷雲の特性を考 慮して本来の計算式よりも低高度に設定して計 算した。 また、予報精度の評価には、各種の指数に基づ く予報と実況の発雷あり・なしによるカテゴリー 予報の2分割法を用いた。

3. 結果

表は、各種安定度指数によって判別されたスキ ル・スコアである。適中率はTTが約70%と最も 高く、それに続いてSSI、LIが約60%であり、こ れら3種類の安定度指数は冬季の18時台におけ る発雷予測に有効であることが示唆された。一方 でKIの適中率は50%以下であり、KIのみでは発 雷予測の精度が低い結果となった。

また、見逃し率は全ての安定度指数において 10%以下であり、十分に捕捉できていることが分 かった。空振り率は KI が約 50%であり、このこ とが適中率の低下に繋がっていると思われる。

今後の課題として、他の時間帯などの事例の追加 や、安定度指数以外のデータとの組み合わせによ る予報精度の向上などを行っていきたい。

表. 各種安定度指数によって判別された

スキル・	スコア
------	-----

	閾値(℃)	適中率(%)	見逃し率(%)	空振り率(%)
低高度SSI	1.8	57.4	3.1	39.5
低高度LI	-0.8	64.3	5.4	30.2
低高度KI	8.5	47.3	5.4	47.3
低高度TT	26.0	69.8	7.8	22.5

4. 参考文献

河野耕平,廣川康隆,大野久雄(2004)

: 天気. 51, 17-30

田口晶彦,奥山和彦,小倉義光(2002)

: 天気. 49, 649-659

藤沢仰,川村隆一(2005)

:天気. 52, 449-460
浅水波方程式を用いた演算精度限界の理論的実証

*山浦 剛1、富田 浩文1 (1理研計算科学)

1. はじめに

計算機の発展において、演算器の演算速度は今後式に従う再現率Rを示す。 さらに高速化していく傾向にある。一方でメモリ やネットワーク等のデータ転送帯域幅の強化は、 小していく傾向にある。倍精度浮動小数点数はスの範囲は0~1をとり、1に近いほど再現率が良い。 ーパーコンピュータにおける演算速度を律速する かし単精度浮動小数点数を採用した気象モデルは 1km 程度で単精度演算(=仮数部23ビット)でも の程度演算結果に影響を及ぼすかは不明である。 モデルに必要な演算精度を理論的に明らかにする 日は本実験を含んだ包括的な結果について報告す ことを目的とする。

2. 浅水波方程式と地衡風バランス実験

本研究で採用する方程式系は次の通り。

•
$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial v} + u \frac{\partial v}{\partial v} + u \frac{\partial v}{\partial v} + f u - -a \frac{\partial h}{\partial v}$$

$$\partial t = \partial x + \partial y + f = \partial y$$

•
$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

ここで u, v は東西・南北流速 (m/s)、h は流体波 高 (m)、g は重力加速度 (m/s²)、f はコリオリパ ラメータ(1/s)。初期場を次のように設定する。

•
$$u_{t=0} = 0$$
, $v_{t=0} = const$, $\frac{\partial h}{\partial v} = 0$

南北風による地衡風が成立する時、方程式は次の 通りとなる。簡単化のため、v/gの比は1とする。

$$fv = g \frac{\partial h}{\partial r} \rightarrow f = \frac{\partial h}{\partial r}$$

このとき格子間の波高差dhと格子幅dxの商がfに 等しい場合に地衡風が成立する。h の値は領域西 端で1km とし、地衡風が維持されるように東ほど 大きくとる。ここで dx を小さくする場合、即ち領 域の一部を拡大して見るような場合、dh の値は高 い演算精度を要求される。さらに浮動小数点数の 仮数部を任意の長さに丸めて演算精度を落とし、 丸め誤差の影響を評価する。

3. 結果

図1は理論的に地衡風が維持されるように設定され た初期場から10000ステップ計算された時の波高 の東西―時間断面図である。倍精度演算を行う場 合、時間経過によって変動がないことが明らかで ある。一方、仮数部ビット長が22ビットしかない 場合、10000ステップ後にはバランスがやや崩れ 始め、波打っていることが分かる。これは仮数部 差を指標化した図。計算式は文中を参照。縦軸は倍精度浮動小数 が短くなったことで、dh の数値表現に対して丸め 点数の仮数部ビット長、横軸は格子幅の距離(m)。

誤差の影響が現れていることを示す。図2は下記の

 $R = max(1 - MAXE_m / AVE_0, 0)$ ここで $MAXE_m$ は仮数部ビット長 m における $\partial h/\partial x$ 演算速度の高速化に追いついていない。結果としの倍精度演算初期場からの最大絶対誤差、AVEoは て、演算速度に対するデータ転送帯域幅の比は縮 ∂h/∂xの倍精度演算初期場の平均値を示す。Rの値 図1右の10000ステップ後の再現率は0.54である。 原因の一つであり、これを単精度浮動小数点数に dx を1000km から1m まで細かくした時、演算精 置き換えることができれば、データ転送帯域幅が 度が下がるほど再現率 R の値が小さくなりやすい 半分になっても現在の演算速度を維持できる。し ことが分かる。特にこの実験設定では格子幅が 数少なく、精度を下げることによる丸め誤差がど 既に R は0となっている。また dx=100km の時な どは、dh の値を整数で表現でき、丸め誤差の影響 本研究は、基礎的な浅水波方程式を用いて、気象 を受けにくくなっていることが分かった。学会当 る予定である。今後、移流項の差分に伴う桁落ち についても理論的側面・数値実験による実証を経 て、精度を落とした時、誤差が支配的になる項を 特定していく。同様の手法を用いて非静力学方程 式系についても考察する予定である。



図1; (左) dx=10km において、倍精度演算による地衡風バランスを 維持するように設定された波高の東西―時間断面図。縦軸は時間 ステップ数、横軸は東西格子数。(b)(a)と同様、ただし仮数部ビッ ト長は22ビットのときの演算結果。



図2:倍精度浮動小数点数の演算結果を基に計算された最大絶対誤

SCALE-LES を用いた火星大気高解像度計算で得られた 大気最下層の循環構造

* 村橋究理基 (北大·理), 西澤誠也 (AICS), 石渡正樹 (北大·理), 小高正嗣 (北大·理), 中島健介 (九大·理), 竹広真一 (京大·数理研), 杉山耕一朗 (松江高専·情報工), 高橋芳幸 (神戸大·理), 林祥介 (神戸大·理)

1. はじめに

火星大気温度構造に大きな影響を与える大気ダスト の巻き上げ量は地表面応力によって決まるとされてお り (Kahre et al., 2006), 地表面付近における循環場の 構造が重要な役割を果たしていると考えられる.しか し、10 m 以下の微細な空間スケールを持つ循環構造に ついては、これまで詳しく調べられてこなかった. それ に対して, Nishizawa et al. (2016) は, 火星大気境界層 における循環場の微細構造に注目し,高解像度ラージエ ディーシミュレーション (LES) を行った. 計算領域の サイズは 19.2 km × 19.2 km × 21 km, 解像度は 5 m であった.彼らは主にダストデビルに注目して、渦度と 鉛直風の統計的性質について調べた. その結果, 循環場 の空間分布について、高度 62.5 m においては、細く強 い上昇流を境界にして,比較的弱い下降流を内部に持っ たセル状構造の存在が示された.しかし地表面付近にお ける循環場の様子の詳細については調べられていない ままである.本研究ではダスト巻き上げ過程に関わる、 地表面付近の微細な循環場を理解することを目的とし て、まず循環場全体を詳細に俯瞰することを開始した. ここではその概況について発表する.

2. 使用データ

本研究では、Nishizawa et al. (2016) で計算された解 像度 5 m のデータを用いて解析を行う. このデータは、 RIKEN/AICS で開発された SCALE-LES ver.3 を使 用して得られたものである.計算で用いられた各種パラ メータの値は、火星を想定して設定されている.加熱・ 冷却率については、Odaka et al. (2001) による一次元 放射対流モデルで得られた日変化する鉛直分布を外部 から与える.地表温度は、同じく Odaka et al. (2001) で得られた結果が与えられている.水平境界条件は周 期境界である.上記データは解像度 10 m で 14:00 (地 方時)まで計算した結果を初期値として、5 m 解像度で 1 時間分計算したものである.本研究では計算モデル 最下層 (高度 2.5 m),及び 14:30 におけるデータを用 いた.

3. 結果

図1に鉛直風の水平分布を示す.これらは計算領域 の一部のみを描画したものである.図1左ではいくつ かの円環状の構造が見られる. 図中でもっとも水平ス ケールが大きいものは、図の中央にある直径3km 程度 のものである (これは Nishizawa et al., 2016 で得られ た、セル状構造に対応するものである). また円環構造 の間には全体的に細かく広がった筋状構造が並んでい る (図1中,楕円枠内). さらに筋状構造の間には下降 流領域が直径数 10 m サイズに細かく分かれた構造が 存在している (図1右,四角枠内). 以上のように,鉛直 風の水平分布は大まかに3種類の異なる構造を有して いることがわかった、この構造は、計算領域内のどこに おいても、同様な特徴を持って存在している、また水平 風分布についても、鉛直風分布における円環構造に対応 するような分布が見られることがわかった (詳細は講 演で示す). 今後は循環場の発散や渦度, 地表面応力の 分布について調べる予定である. その結果より、ダスト の巻き上げ過程に対する効果について理解を深めるこ とを目指したい.



図 1: モデル最下層における鉛直風 [m/s] の水平分布. 左図は計算領域の一部 (6 km 四方) を描画したもの. 中図 は左図中心付近の一部 (1 km 四方) を描画したもの. 右図は中図中心付近の一部 (400 m 四方) を描画したもの.

陸別のミリ波分光放射計で観測された1hPa付近の冬季の オゾン濃度変動について

*大山博史,水野亮,長濱智生 (名古屋大 ISEE),秋吉英治,杉田考史 (国立環境研)

【はじめに】両半球中緯度の上部成層圏 (高度42 km 付近)のオゾン濃度は、2000年以降増加傾向にある ことが報告されるようになってきた [1]. このよう な高度でのオゾントレンドの解析には、人工衛星の グローバルデータの他に,地上に設置された分光装 置によって観測されたオゾンの高度プロファイルの データも使用されている [e.g., 2]. ほぼ同じ緯度に 位置する陸別 (43.5°N, 143.8°E) とベルン (47.0°N, 7.5°E) では、ミリ波分光放射計によって1時間の時 間分解能でオゾン濃度の高度プロファイルが観測さ れており、これらの1 hPa付近のデータを比較すると、 冬季のオゾン濃度の値とその短期変動の大きさが年 毎に大きく異なっていることがわかった. 各サイト のデータからトレンドを評価する際には、このよう な年毎の変動が影響すると考えられるため、陸別の 年毎の変動を引き起こす要因について調査した.

【観測】陸別において 1999 年 11 月からミリ波分光 放射計によって測定されている 110.8 GHz 帯のオゾ ンのエミッションスペクトルから, optimal estimation method により高度約 20-60 km のオゾンの高度プロ ファイルを算出した [3]. 図1(上) に 2015 年冬季の 高度 46-48 km (1 hPa 付近)のオゾン濃度を示す.数 日で最大2ppm 程度の変動が観測されており、これ は 1999 年からの観測の中で最も大きな変動であっ た.この高度ではオゾンの寿命が短い(冬季で<2日) ため、オゾンの変動は主に化学反応によって引き起 こされると考えられる. その反応には温度依存性が あり,気温とオゾンの変動は逆相関を示すことがわ かっている. このときの MERRA の高度 47 km にお ける気温を図1 (下) に示す. 12月中旬に 210 K 程 度まで低下しており,この気温の低下がオゾン濃度 の変動を引き起こしたと考えられる.

【考察】緯度 45°N の 1 hPa における気温変動の要 因を調べるために, 波数 1-3 毎に EP-flux を計算し た. 1 hPa における気温の最大値と最小値の差は, 波 数 1-3 の EP-flux の z 成分 (heat flux) の和の時間変 動とよく対応していた. 2015 年 12 月の大きな気温 変動については, 主に波数 1 のプラネタリー波が寄

与していたが、他の年については波数2や3の寄与 も相応にあることがわかった.また,1hPa 面での経 度方向の気温の位相について見ると,波数1の極小 値は気候値的には経度180°付近に位置しており、陸 別は気温の低い位相にあたっていた. このようなプ ラネタリー波の影響によって、陸別上空の気温変動 が引き起こされたことがわかった.気温の変動に対 するオゾンの変動の度合い (Δ[O₃]/ΔT) は, 1999-2015 年の各年の 12 月の平均値で, -0.037 ± 0.015 ppm/K であった. Stolarski et al. [4] が MLS の 1 hPa, 45°S-50°S のオゾンと気温の季節変化から推定 した値は,約-0.06 ppm/K であった.本研究ではオ ゾンと気温の短期変動から算出しているため、

輸送 の影響を受けたことが Stolarski et al. [4] の値との違 いの要因と考えられる.また,年毎の傾きの違いは, オゾンの変動に対する輸送の効果の違いを反映した ものと推測される.以上のことから、冬季の陸別上 空1 hPa 付近の短期間のオゾン濃度の変化は、プラ ネタリー波伝搬による温度変化によって化学的にオ ゾン濃度が変化するプロセスが支配的であり、それ に輸送による濃度変化が加わったものと考えられる.



図1:(上)2015年12月-2016年1月に陸別のミリ波分光 放射計で観測された高度46-48 kmのオゾン濃度お よび(下)オゾンデータに対して時間的・空間的に 補間されたMERRAの高度47 kmの気温.

【参考文献】[1] WMO, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 55, 2014. [2] Moreira et al., Atmos. Chem. Phys., 15, 10999–11009, 2015. [3] Ohyama et al., Earth, Planets Space, 68:34, 2016. [4] Stolarski et al., J. Geophys. Res., 117, D10305, 2012.

北極海氷域変動に伴う成層圏突然昇温の特徴

*星一平¹、浮田甚郎²、本田明治² 1. 新潟大学大学院自然科学研究科 2. 新潟大学理学部

1. はじめに

冬季の成層圏では、数日間で極域の気温が数 十度上昇する現象、すなわち成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming: SSW)がし ばしば発生する。その発生は、対流圏からの惑 星波の上方伝播に伴う、成層圏における波と平 均流の相互作用で説明される(Matsuno, 1971)。 惑星波上方伝播が強化される要因としては、対 流圏でのブロッキング高気圧 (Nishii et al., 2011)、熱帯における南方振動 (Cagnazzo and Manzini, 2008)、ユーラシアでの積雪分布変動 (Cohen et al., 2007)等、これまで多くの報告 がある。

また近年の研究により、北極域、特にバレン ツ・カラ海 (Barents-Kara Sea: BKS)における 海氷域減少も、上方伝播を強める事が分かって きた(*Kim et al.*, 2014; *Nakamura et al.*, 2015)。 本研究では、北極域の海氷域減少が SSW に及 ぼす影響を、BKS での海氷域分布の多少による 分類で調べた。

2. 解析手法

本研究では主に、大気再解析データ Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55; *Kobayashi et al.*, 2015)を用い、1979/80年冬 以降の36冬季に着目した。冬(12、1、2月) における日毎の10hPa 面高度場に対して主成 分解析を行い、第一主成分(環状モード)の時 系列が1標準偏差以下(極域で高気圧性偏差) となった日を基準(発生日)とし、弱いイベン トも含めてSSWを抽出した(37イベント)。

以降の解析は、日々のデータから、31 日移動 平均を施した日毎の気候値を引いた、偏差に対 して行った。抽出した SSW について海氷域の 多少に伴う差異を調べるために、12 月における BKS (15°-90°E, 70°-85°N) で領域平均した海 氷密接度の平年値に対する多少で、SSW の分 類を行った(サンプル数は少氷年 SSW が 14、 多氷年 SSW が 23)。その後、発生日(Day 0) を 基準にそれぞれ合成図解析を行った。

3. 解析結果

SSW イベントに先行する惑星波上方伝播の 時空間構造を調べるために、Eliassen-Palm flux を見積もった。日々の 100hPa 面における 50°-80°N 領域平均値は、多氷・少氷時の両者共 に Day -10 ~ Day -1 で特に顕著であり(図 略)、以降はその期間に着目した。

図 1a, b は多氷・少氷時それぞれの 300hPa 面における高度偏差の合成図である。多氷時に おいては、オホーツク海周辺に低気圧性偏差が 分布しており、気候平均極東トラフの強化と対 応する。加えて、欧州上に高気圧性偏差が分布 するが、SSW 発生前にこの地域でのブロッキ ング高気圧の頻発(*Nishii et al.*, 2011)に対応し



図1 成層圏突然昇温発生直前(day -10~day -1 平均) の時期における、多氷時の(a) 300hPa 面高度偏差(線) と、(c)北緯 60°における東西平均差の高度偏差(線) と、Plumb(1985)による波活動度フラックス偏差の 合成図。偏差は気候値からの差。(b, d)(a, c)に同じ。 但し、少氷時。色は高度場の95%で有意な領域。

た結果と考えられる。しかし、少氷時において はこれらのパターンは見られず、バレンツ海上 の高気圧性偏差からユーラシア上の低気圧性 偏差への波列構造が特徴的であった。

次に、対流圏から成層圏へ伝播する惑星波の 鉛直構造に着目した。図1c,dは、多氷・少氷 時それぞれにおける東西平均差をとった高度 偏差の北緯60°鉛直断面図である。多氷年にお いては、シベリア上の低気圧性偏差と欧州上の 高気圧性偏差の、2つの波源からの惑星波上方 伝播の強化が見られた。これに対して少氷時に は、ユーラシア上の波列構造に伴って惑星波の 上方伝播が強化されていた。バレンツ海上の高 気圧性偏差は、対流圏下層においても傾圧構造 をとっており、この応答は BKS における海氷 減少による影響の反映と考えられる。

4. 終わりに

弱いイベントも含めた 1979 年以降の SSW について、海氷域変動に伴う惑星波上方伝播の 特徴について調べた。その結果、特に少氷時に おいては、BKS上から励起された波列構造に伴 う上方伝播が見られた。またこのパターンは、 少氷と多氷の偏差の場でも明瞭に見られた(図 略)。さらに、多氷・少氷時における特徴は、 大昇温の SSW のみについて解析を行った結果 でも同様であった(図略)。本研究の結果は、 北極域海氷域変動による影響が、SSW に対し ても存在する事を強く示唆している。

2011年北半球初冬の中間圏・成層圏のジェットの急変について

江口菜穂*(九大・応力研)、小寺邦彦(名大)、廣岡俊彦(九大・理)

<u>はじめに</u>

冬の中層大気には太陽紫外線加熱による亜熱帯 ジェット(STJ)と極夜の放射冷却による極夜ジェ ット(PNJ)の2種類の西風ジェットが存在する。 北半球冬季の極夜ジェットは北緯60~70度に 出現し、上部成層圏では12月末にピークを迎える。一方、亜熱帯ジェットは下部中間圏の北緯35 ~45度に中心を持ち11月末にピークに達する。 しかし、2011年12月上旬にPNJの急激な南 下と、12月中旬に両ジェットが共に北緯45度 付近で強化される現象が観測された(図1)。本研 究では、両ジェットが急変した際の風系の特徴とそ の影響について議論する。

<u>解析データ</u>

Japanese 55-year reanalysis data (JRA-55) の東西風 (1000 ~ 1 hPa) と、EOS/MLS (Earth Observing Satellite, Microwave Limb Sounder)のLevel-2、Ver.4.2x [Livesey et al., 2015]の気温、ジオポテンシャル高度と、それらよ り導出した帯状平均東西風 [大羽田他、2014 年 気象学会秋季大会予稿集 p.344]を解析に使用 した。データ期間は 2004 年 8 月より 2015 年 12 月までで、特にジェットの特異現象の起こった 2011 年 11 月と 12 月に着目して解析を行った。 EOS/MLS の気圧 (高度)範囲は 260 ~ 0.001 hPa (高度約 12 ~ 90 km) である。

解析結果と考察

図2は着目期間の東西平均東西風の緯度高度断 面を4日間平均、7日おきに表示した図である。 赤道域では、11月の上旬に上部中間圏(0.001 ~0.005 hPa)で西風が卓越しており、時間と共に 弱まりながら高度を下げている。高度(気圧面)毎 の詳細をみていくと、0.01(0.2)hPaでは、期間 前半で東風(西風)が卓越しており、中盤で風速 が弱まり、期間後半で西風(東風)が卓越してい る。この11月後半(11月19~30日)の風向 遷移は中間圏半年周期振動(MSAO)に伴うもの と考えられる。この時期は、まだ PNJの南下がみ られていない時期である(図1)。

次に、STJ(北緯 30 ~ 40 度付近)と PNJ(北 緯 60 ~ 70 度付近)に注目する。11 月中旬頃、 STJ が徐々に強まり、約 1 週間後に極域の西風 (PNJ)が強まる。その後、12 月上旬から中旬に かけて STJ と PNJ、さらに中間圏からの西風が 融合している様子が見られる。また同時に南半球 側の東風も 0.01 hPa 付近で強まっており、先述 したとおり、その東風が赤道域に張り出してきてい るのがわかる。その後、12 月下旬にかけて、中緯 度(北緯 40 度付近)の西風が弱まっていき、12 月中旬頃に EP flux の鉛直成分 (VT)が大きく なり(図省略)、12 月下旬に成層圏突然昇温が生 起する。逆にそれ以前までは、VT の値は小さいこ とから、12 月上旬の中間圏と成層圏の風の場の急 変は、対流圏中緯度起源のプラネタリー波活動と の関係が薄いことがうかがえる。一方、上述の中間 圏の風の場との融合から、赤道域も含めたプラネ タリー波以外の波活動との関係が示唆される。

発表では、ジェット急変にともなう成層圏南北循環 場による対流圏への影響と、これらジェットの急変 と波活動との関係について議論を行う予定である。



図1 帯状平均東西風の時間緯度断面 (JRA-55)。コンターは5hPa、陰影は1hPa。2011年11 月1日から12月31日まで。



図2 帯状平均東西風の緯度高度断面 (MLS)。 (左上から右下に)2011年11月1日から12月27 日まで、4日間平均を7日おきに表示。コンター間 隔は16 m/sec。

<u>謝辞</u>: 本研究は、科学研究費補助金・基盤(C) (課題番号: 25340010) の助成を受けたものである。

MRI-ESM2によるQBOの力学的特性と気候変動応答

吉田 康平・直江 寛明 (気象研究所)

1. 序論

成層圏準二年周期振動(QBO)は赤道成層圏の東風 と西風が交互に平均28か月程度の周期で降下する現象 である。その影響は赤道成層圏に留まらず、二次循環 や波と平均流の相互作用、成層圏対流圏結合を経て熱 帯〜極域対流圏にまで及ぶことが示唆されている

(Anstey and Shepherd, 2014; Collimore et al., 2003; Yoo and Son, 2016)。そのため地球温暖化など気候変動 に伴う QBO の変調とその影響を評価することは重要 であるが、計算機資源の制約から多くの気候モデルで は非地形性重力波パラメタリゼーションを導入するこ とで QBO を再現しており、QBO 位相が季節に固定さ れることなど問題点が指摘されている(Anstey et al., 2016)。本研究では最近行われた QBO 相互比較実験 (QBOi)の気象研究所地球システムモデル

MRI-ESM2の結果を調査し、QBOの再現性、感度実験の応答、力学的構造などから改善のための問題点を明らかにすることを目的とする。

2. 実験設定と使用データ

使用したモデルは最新の気象研究所地球システムモ デル MRI-ESM2 で解像度は TL159L80 (水平 120km 相当、モデルトップ 0.01 hPa) である。非地形性重力 波パラメタリゼーションに Hines (1997) を用いてい る。本実験では海洋モデルを結合せず海面水温(SST) を外部境界として与えた。QBOiで行った実験は5つで、 1) 1979-2009年の境界条件を与える過去再現実験の amip、2) 2002年の境界条件と気候値SSTで30年計 算する1xCO2、3,4) 1xCO2からSSTを全球一様に +2度(+4度)、CO2を2倍(4倍)した2xCO2(4xCO2)、 5) 1993-2007年の5月1日、11月1日を初期時刻に9 か月の過去予測を行うQBOhindcastである。結果の比 較のため、再解析データJRA-55を用いた。

<u>3. 結果</u>

amip 実験では QBO の周期は 24 か月程度でやや短 い傾向であるが全体的に QBO をよく再現できている (図 1a, c)。振幅のピーク高度は再解析の 20 hPa 付近 に比べ高く 5 hPa 付近である。50 hPa の QBO 位相に よる合成図から、非地形性重力波パラメタリゼーショ ンの効果が QBO の駆動に支配的であること、対流圏界 層で再解析に比べ強制を加えられていないことがわか る (図 1b, d)。それに対し上部成層圏では過剰な強制が 見られ、ピーク高度の違いの原因と考えられる。また 2xCO2、4xCO2 では 1xCO2 に比べ東西風の 2 年周期 が弱化し、1 年周期が強化された。発表時は解像される 波の波数一振動数分布などより詳細な解析と、追加実 験の結果を示す予定である。



図1. (上) MRI-ESM2 (下) JRA-55 による、赤道付近での(左)帯状平均東西風偏差の時間高度断面と、(右) 50 hPa帯状 平均東西風偏差による合成図(西風-東風)で(実線)帯状平均東西風、(破線)非地形性重力波抵抗(点線)鉛直運動量フラッ クス(- $\rho_0 u'w'$)発散。ここでの偏差とは1979-2008年の気候値からの差を示し、左図の白破線は0を表す。JRA-55では非 地形性重力波抵抗の代わりに変形オイラー平均運動方程式の残差項をプロットしている。

多重散乱の効果を含む線形放射モデルの構築と感度解析への応用

太田芳文 (気象研究所)

1 背景

衛星で測定される放射データから大気・地表面 パラメータを定量的に推定する手法として、近年 では一次元変分法の考え方に基づいた解析手法が 広く用いられている。その最適化の過程では、通 常の放射モデル計算に加えて線形化した放射モ デル(ヤコビアン行列)が必要となる。

推定パラメータと観測チャンネルの数が少ない 場合には、通常の放射モデル計算値をテーブル化 することによって効率的な線形放射モデルを構築 することができる。しかし最適なテーブルを構築 するためには感度解析によって最適なパラメータ の組み合わせを決める必要があり、近年では観測 測器の多チャンネル化と、推定パラメータおよび 干渉パラメータ数の大幅な増加によって感度解 析に基づいたテーブルの最適化が困難になって いる。

一方、テーブル参照法に代わる方法として放射 伝達過程を解析的に微分する方法がある。この方 法は一度実装してしまえば効率的な線形放射モデ ルとなるが、熱赤外領域で散乱過程を無視した場 合や一次散乱近似など、放射伝達の数式解が得ら れる場合に用いられることが多い。多重散乱過程 を含む場合には定式化が非常に複雑になり、任意 のパラメータについての線形放射モデルの構築 は容易ではない。そのため、多パラメータ化に適 した線形放射モデルはまだ十分に実用化されて いない。

2 随伴放射伝達解法

線形放射モデルの構築方法として、近年では随 伴放射伝達解法が様々な放射伝達モデルに応用さ れている。この方法の最大の特徴は、通常の放射 伝達計算 (forward RT, FRT) に加えて随伴放射伝 達計算 (adjoint RT, ART) を行うことで、次式の 内積計算によって原理的に放射伝達計算で用い る任意のパラメータについての線形放射モデル を構築することができる。

$$\frac{\partial \boldsymbol{I}\left(0,\Omega\right)}{\partial p} = \langle \boldsymbol{I}^{*\mathrm{T}} \boldsymbol{\Psi}_{p} \rangle$$
$$= \int_{\tau_{i}}^{\tau_{i+1}} \mathrm{d}\tau \int_{4\pi} \mathrm{d}\Omega' \boldsymbol{I}^{*\mathrm{T}}\left(\tau,\Omega'\right) \boldsymbol{\Psi}_{p}\left(\tau,\Omega'\right)$$

ここで、 $I(0,\Omega)$ はFRT による大気上端のストー クスベクトル、 $I^*(\tau, \Omega')$ はART によって得られ る任意の光学的深さ・角度方向の随伴ストークス ベクトルを表す。 $\Psi_p(\tau, \Omega')$ は線形化パラメータpに応じたベクトルで、放射伝達演算子をパラメー タpで微分したベクトルに相当する。 τ_i は鉛直 レベルiにおける光学的深さを表し($\tau_{i+1} > \tau_i$)、 任意の区間で積分することでその層全体に対す る線形化が行える。

ART は FRT と全く同じ計算アルゴリズムを使って計算することができるため、線形放射モデルの構築に必要なのは2回の放射伝達計算(多重散乱過程を含む)とパラメータに応じた内積計算のみである。しかし、内積計算そのものは大きな計算処理ではないが、上式で示される通り光学的深さでの積分が必要なため、層が光学的に厚く多重散乱の効果が卓越する場合には計算精度を維持することが難しい。先行研究では層を非常に薄い層(光学的厚さ 0.02 程度)に分割して放射伝達計算を行うなどの対処がなされており[1]、この点を改善する必要がある。

3 離散座標法への応用

本研究では、随伴放射伝達解法を離散座標法に 応用して線形放射モデルの構築を行った。離散座 標法を用いると任意の光学的深さでの放射伝達 の解析解が求まるため、前述の内積計算に伴う 積分が精度良く求まることが期待できる。具体 的には、衛星観測を想定した随伴放射伝達計算 と内積計算を放射モデル Pstar に実装し、大気上 端でのストークスベクトルに対して線形化を行っ た。Pstar は大気海洋系の放射モデルであり、多 重散乱や熱放射の効果を考慮した放射計算を行う ことができる。光学的厚さ、一次散乱アルベド、 プランク関数等のバルクパラメータについての 線形化は既に実装済みである。地表面について も地表面アルベドと海上風速について線形化を 行っている。加えて、水蒸気等の成分ごとのガス 濃度や雲・エアロゾルの微物理パラメータ、雲頂 高度等についての線形化への拡張を試みている。 発表では構築した線形放射モデルの概要を示すと ともに、新たに実装した線形化パラメータについ ての感度解析と計算精度について議論したい。

References

[1] Landgraf, J. and O. P. Hasekamp, *JGR*, **106**, 27,291–27,305, 2001.

イソプレン起源の二次有機エアロゾルの光学特性 :酸化過程による違い

O中山智喜¹, 佐藤圭², 今村隆史², 松見豊¹ (¹名大 ISEE、²国立環境研)

1. はじめに

イソプレンは大気中への放出量が最も多い植物 起源の非メタン炭化水素であり、二次有機エアロゾ ル(SOA)生成に寄与すると考えられている。特に、 酸性のシード粒子存在下では酸触媒反応が進行 し、SOA の収率が増加することが知られている。近 年、短波長可視から紫外領域に光吸収性を有する 有機性炭素(ブラウンカーボン)が、放射収支や光 化学過程に寄与を持つ可能性が指摘されている。 最近、我々は、室内実験により、イソプレンの NO_x 存在下での光酸化(OH 酸化)反応で生成する SOA の複素屈折率を初めて決定し、共存する SO2 濃度 が高いほど、光吸収に対応する複素屈折率の虚部 が大きくなることを見出した[Nakayama ら(2015)]。 本研究では、イソプレンがO3やNO3ラジカルにより 酸化され、生成する SOA の複素屈折率を決定し、 酸化過程の違いがイソプレン起源 SOA の光学特 性に及ぼす影響について調べた。

2. 実験の概要

国立環境研究所のスモッグチャンバー内に反応 ガスを導入し、SO₂の有無それぞれの条件で、1) OH 捕捉剤なしで O₃を添加(OH 酸化および O₃酸 化が寄与)、2) OH 捕捉剤ありで O₃を添加(O₃酸化 が主に寄与)、3) O₃および NO₂を添加(NO₃酸化 が主に寄与)により SOA を生成した。生成した SOA の波長 375,405,532,781 nm における吸収およ び散乱係数を、光散乱測定機能のついた光音響分 光装置(PASS-3 および PAX)で、532 nm における 消散係数をキャビティリングダウン分光装置 (CRDS)で測定した。また、粒径分布を走査型移動 度粒径測定器(SMPS)で、化学成分を飛行時間型 エアロゾル質量分析計(AMS)で測定した。

3. 結果と考察

得られた光学特性を、Mie 散乱理論と比較する ことにより、実験データを最もよく再現する複素屈 折率(*m* = *n* - *ki*)を決定した。

実部 n については、理論的に、分極率が大きく、 比重が大きいほど、n が大きくなると予想される。 NO_x存在下での光酸化反応で生成する SOA につ いては、n 値は、分極率の指標となる SOA 中の酸 素原子/炭素原子(O/C)比や、比重と正相関してい た。しかし、O₃やNO₃酸化で生成する SOAを含め た場合、有意な相関関係は見られず、異なる酸化 過程で生成した SOA の n 値を、単純な指標で定式 化することは困難であることがわかった。

光吸収に対応する虚部 k については、NO3酸化 で生成するSOAは、SO2あり/なしのいずれの場合 でも、有意な値を持たなかった。OH 捕捉剤なしで の O3添加で生成する SOA については、SO2あり の場合、NO_x存在下での光酸化反応で生成する SOAと同程度の k 値(波長 375 nm で 0.011)を有 することが判明した。また、OH 捕捉剤ありの場合、 k 値が数分の1に減少した。このことから、SO2存 在下での OH 酸化により、光吸収性成分が生成し やすいことがわかった。また、SOA 中の有機物の 不飽和度が大きいほど光吸収が大きい傾向がみら れたことから、酸性粒子表面(もしくは内部)での脱 水反応により生成した不飽和度の高い成分が光吸 収に関与している可能性が考えられる。本研究の 結果、酸性粒子の存在下でイソプレンから SOA が 生成する環境下では、イソプレン起源 SOA による 光吸収が寄与を持ちうることが示唆された。

文献

Nakayama et al., J. Geophys. Res., **120**, 7777-7787 (2015).

P154

SCALE-LES データを用いた MODIS の雲物理量の推定における雲の不均質性の影響の解明

* 岡村 凜太郎, 岩渕 弘信 (東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

雲はその存在により,地球に入射する短波放射を反 射させて地球を冷却する日傘効果と,地球から宇宙空 間に放出される長波放射を減少させて地球を暖める温 室効果をもたらす.このため,雲は地球の放射収支を 決める重要な因子のひとつであり,その物理特性を定 量的に調べることは気候変動を議論するために必要と なっている.

雲の物理特性を定量的に扱うために重要なのが、光 学的厚さ (τ), 雲水量 (LWP) および雲粒有効半径 (r_e) などの雲物理量である. 雲物理量の推定はさまざまな手 法により行われているが、そのひとつに Terra 衛星およ び Agua 衛星に搭載された可視・赤外多波長イメージン グセンサーである Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) を用いたものがある. MODIS をはじめとするイメージャを用いた雲物理量のリトリ バルでは、可視と近赤外の2波長で観測された反射率 と平行平板を仮定した雲についての放射伝達計算結果 の参照表 (LUT) とを比較して、 τ や r_e など、複数の 物理量を同時に決定する方法が用いられる (Nakajima and King, 1990). しかしながら、このような観測推定 では、3次元的に複雑な構造を持つ現実の雲とは大き な隔たりのある鉛直1次元の雲を仮定した独立画素近 似 (IPA) の放射計算を用いているため, 雲の水平不均 質性や3次元の放射伝達などに起因する誤差が生じる (Zhang et al., 2012; Grosvenor and Wood, 2014).

本研究では、3次元放射伝達モデルを用いて衛星観 測による雲物理量のリトリバルをシミュレートし、雲 の不均質性が雲物理量の衛星観測に与える影響を調査 する.

2. シミュレーション・解析方法

本研究では、シミュレーションに用いる雲シーンとして SCALE-LES より生成された雲データ (Sato *et al.*, 2014) を利用する. これは、層積雲と積雲についてシ ミュレーションした 28 km 四方の領域データで、解像 度は 35 m と非常に高解像度である.本研究ではこの データを粗格子化したデータを用いて放射伝達計算を 行う.

雲データに対し, モンテカルロ法を用いた3次元放 射伝達モデル MCARaTS (Iwabuchi, 2006) により3次 元放射伝達計算を行い, 0.86 µm, 2.1 µm の2つの波長 での衛星観測シグナルをシミュレートする.

計算から得られた衛星観測シグナルを用いて雲物理 量のリトリバルを行い,推定された雲物理量と元の雲 データが持つ物理量との比較を行う.

3. 結果と今後の方針

太陽天頂角を 20°, 視天頂角を 0° として 1120 m の 解像度に粗格子化した SCALE-LES 雲データに対する シミュレーションを行った. 図1 にはこの計算から,



図 1: 隣接ピクセルとの放射輝度の差と3次元放射効果,リトリバルされた光学的厚さのバイアスの関係(波長 860 nm). 太陽天頂角 20°,視天頂角 0°として計算した.

横軸に3次元放射計算(3D)により得られた対象とす るピクセルの放射輝度とそれに隣接するピクセルの放 射輝度の平均値との差,縦軸に3Dと1次元放射計算 (IPA)による放射輝度の差をとり,濃淡でリトリバル された光学的厚さのバイアスを表した。周囲よりも輝 度が低い(谷に該当すると考えられる)領域では3次元 放射伝達では周囲から光子が集まって光学的厚さは大 きく見積られ、周囲よりも輝度が高い(山に該当すると 考えられる)領域では周囲へと光子が発散し,光学的厚 さは小さく見積られる.このように,ピクセルスケー ルより大きなスケールにおける不均質性を考える場合 には,隣接するピクセルとの関係性を用いるのは有用 なアプローチであると考えられる.

現在,MODISセンサーによる観測の特徴を正確に表 現できるよう,シミュレートされた衛星観測シグナルの 処理を実装している。今後,発表に向けては,先行研究 を参考に雲の不均質性の指標となる量を定め,MODIS センサーの特徴を再現しつつ不均質性が雲物理量リト リバルに与える影響の定量的な解析を目指す.

謝辞

SCALE-LES を用いた計算結果 (の一部) は,理化学研究所のスーパーコ ンピュータ「京」を利用して得られたものです. SCALE-LES は理化学研究所 計算科学研究機構の Team-SCALE にて開発されています. SCALE-LES の結果は理化学研究所の佐藤博士から提供を受けました.

参考文献

Grosvenor, D. and R. Wood (2014). Atmospheric Chemistry and Physics 14, 14, 7291–7321, doi:10.5194/acp-14-7291-2014.

Iwabuchi, H. (2006). J. Atmos. Sci. 63, 2324–2339, doi:10.1175/JAS3755.1.

Nakajima, T. and M. D. King (1990). Journal of the Atmospheric Sciences 47, 15, 1878–1893.

Sato, Y., S. Nishizawa, H. Yashiro, Y. Miyamoto, and H. Tomita (2014). SOLA 10, 10–14, doi:10.2151/sola.2014-003.

Zhang, Z., A. S. Ackerman, G. Feingold, S. Platnick, R. Pincus, and H. Xue (2012). Journal of Geophysical Research: Atmospheres 117, D19, doi:10.1029/2012JD017655. 放射伝達モデル Rstar への双方向反射関数 BRDF の導入と精度の検討

*坂西 渓、関口 美保、佐藤 拓也

(東京海洋大学大学院)

1. はじめに

Rstar(Radiance System for Transfer of Atmospheric Radiation)は、東京大学大気海洋研究所で開発された放射伝達モデルであり、 衛星解析の現場で利用されている。現在は東京海洋大学の関ロ美保准教授によって管理され、プログラムの改良が進められている。本研究では、Rstar に双方向反射関数 BRDF を導入して改良したモデルを作成することを目的としている。

2. Rstar と BRDF の概略

2.1. 放射伝達モデル Rstar

放射伝達モデルとは、放射伝達理論に基づ くシミュレーションを行うソフトウェアであ る。*Rstar*は、放射伝達モデルのナローバンド モデルの一つとして主に衛星解析の分野に用 いられている(<u>http://157.82.240.167 /~clastr/か</u> らダウンロード可、最新版は*Rstar7*)。

*Rstar*は、吸収係数、粒子散乱、太陽定数、 プランク関数、地表面反射の計算を経て放射 伝達過程を算出する。地表面は様々な物質で 構成されており、各物質の屈折率や吸収率は それぞれ特有な波長依存性を有しているので、 地表面の反射率はそれぞれ固有の波長特性を 持つ。*Rstar*では、地表面の構成物質を選択式 で指定しこれらの計算処理することができる。 また、海洋上では風速に依存する反射率を内 部で計算することができる。しかし、反射の 角度分布パターンは等方反射(ランバート反 射)を仮定しているため、衛星解析等に用い るには不適切なケースも考えられる。

2.2. 双方向反射率関数 BRDF

双方向反射関数 BRDF(Bi-directional Reflectance Distribution Function)は、光の反射 モデルの一つで物体表面の反射特性を表現す る。この関数は天頂角及び方位角を変数とし、 入射輝度と反射輝度の比で表す。

BRDF は、地表面反射の計算で重要な乱反射を再現する事が可能である。近似式を用いてモデル化した BRDF を Rstar に組み込む事で地表面反射の精度向上、ひいては衛星解析の精度の向上が見込まれる。

3. BRDF を導入した Rstar

3.1. 変更点の詳細

Rstar の地表面反射の計算に双方向反射率 関数 BRDF を導入する。一般に地表面からの 反射光は、強度の違いがあり、現在 Rstar に 導入されている『等方反射』として扱うより も、『乱反射』とする方が適当である。BRDF を導入することにより乱反射を計算すること が可能となる。現在、放射伝達モデルの一つ 6S(Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum)に用いられている BRDF を Rstar に導入している。プログラム内では、ラ ンバート反射による計算及び BRDF による計 算を選択式で指定できるよう作成している。

本大会にて、*BRDF* 導入過程と導入後の精 度について報告予定である。

3.2. 地表面反射のパラメータ

BRDF を導入した地表面反射の計算には、 地表面の構成物質に依存した屈折率や吸収率 を考慮しなければならない。従来のランバー ト反射でも、地表面の構成物質に依存した固 有の屈折率や吸収率を考慮していた。BRDF を導入した地表面反射の計算にも同様に固有 の屈折率や吸収率を用いる必要がある。本研 究では、それらのパラメータについても考察 する。

高解像度モデルによる 2015 年夏季の再現実験結果―日射量予測の検証―

*大竹秀明 1,2 · 宇野史睦 1,2 · 山田芳則 2

1. 産業技術総合研究所, 2. 気象庁気象研究所

1. はじめに

電力エネルギーシステムでは、太陽光発電などの 再生可能エネルギーの大量導入に加えて、電力シス テム改革に伴って、電力小売りの自由化や電力広域 運営推進機関の発足によって、事前に発電量予測を 踏まえた電力システム運用のニーズが高まっている。 しかし、現状の気象予報モデルでは雲の表現には課 題もあるため、日射量の予測が大きく外れる場合も あり、太陽光発電出力予測の精度にも影響を与える。 これまで気象庁メソモデル(MSM)による日射量の 前日予測が大きく外れル場合を調べると、積雲や層 積雲、巻雲などの雲のタイプが観測される場合に多 いことがわかってきている(Ohtake et al., 2015[1])。

本稿では現業モデルよりも高解像度化した水平 分解能を有するモデルの結果を用いて、日射量予測 の精度検証を、地上で観測された日射量に加えて、 昨年から本格運用が開始された気象衛星ひまわり 8 号から推定された日射量を用いて検証を行った。

2. 日射量データ

解析に用いた日射量観測データは、気象庁の気象 官署で観測されている地点毎のデータと気象衛星ひ まわり8号から得られた地上における推定された日 射量(衛星推定日射量と略す)を用いた。衛星推定 日射量データは太陽放射コンソーシアム[2]から提 供されたデータを利用し、2.5 分毎に計算されてい る出力値を用いた。

日射量予測データには MSM, 局地モデル(LFM) に加えて, 気象研予報研究部で実施されている重点 研究課題の一つで行われている水平解像度を変えた モデル実験(系統的モデル実験と略す)の結果を利 用した。水平解像度は 5km, 2km, 1km 及び 500m である。図1aにモデルの計算領域を示すが, 東北 地方南部から近畿地方まで含むエリアを対象として いる。初期値は 00UTC(日本時間 09 時)の結果を用 いた。モデルの出力値は気象衛星との比較も含めて おり,2.5分間隔で出力されている。解析期間は2015 年7月~8月の2ヶ月間である。系統的モデル実験 の実験詳細や初期解析結果については、林ら(2016, 気象学会春季大会 B458,[3])を参考にされたい。

3. 日射量検証

図1b-dは衛星推定日射量と5km,500mの水平 解像度による日射量予測を行った場合の出力の出現 頻度分布(対象:東京電力エリア)を比較したもの である。2015年7月30日12時00分の時間断面の 結果を示す。気象衛星ひまわり8号から推定した日 射量の結果からは(図1b),特に日射量が高い所(約 1000W/m²)でピークも見られる。また,モデルでは 5kmと500mのメッシュでの比較においては,概ね のヒストグラムの分布状況は同様に見えるが,分布 の起伏がやや異なっている(図1c,d)。(但し,5km メッシュのデータでは解析データ数(N:1,822)が 500m メッシュのもの(Num:185,257)と異なること にも注意。)。別の時間帯についても2.5分毎に出力 を用いて出現頻度分布を確認したが,同様な傾向が 見られていた(図略)。

講演では、BSRN データ(つくば)も用いて直達、 散乱日射量を含めた検証結果についても報告しなが ら、再生可能エネルギー分野における高分解能モデ ルの有用性について議論する予定である。

謝辞:本研究はJST CREST「太陽光発電予測に基づく調和型電力系統制御のためのシステム理論構築」[4]において産総研と気象研との共同研究の中で実施された。解析データ利用には、気象研予報一研の皆様にも支援を頂き、またBSRN データの利用には高層気象台居島修氏の協力を得た。ここに感謝の意を表す。

参考文献

[1] Ohtake et al. 2015, Solar Energy, 116, pp.83-99. doi:10.1016/j.solener.2015.03.020.

[2] 林ら, 2015, 気象学会春季大会, B458, pp.346.

[3] 特定非営利活動法人 太陽放射コンソーシアム, http://www.amaterass.org/

[4] JST CREST HARPS ホームページ

http://www.cyb.mei.titech.ac.jp/crest/index.php



図1. (a) 2015 年夏季の実験におけるモデルドメイン(地形は 500m メッシュの場合を表示)。関東地方に おける日射量の出現頻度分布で 2015 年 7 月 30 日 (12 時 00 分断面)の事例(積雲が観測された事例) で、(b)衛星から推定した地上の日射量、(c)水平解像度 5km、(d)同 500m の結果。

Decadal trends in regional CO₂ fluxes estimated from atmospheric inversions

Tazu Saeki* and Prabir K. Patra

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

Top-down approach (or atmospheric inversion) using atmospheric transport models and CO₂ observations are an effective way to estimate carbon fluxes at global and regional scales. We used the CCSR/NIES/FRCGC AGCM-based Chemistry Transport Model (ACTM) for simulations of various greenhouse gases and ozone depleting chemicals. Following validation of ACTM transport at regional and hemispheric scales, we conducted CO₂ flux estimations by using a Bayesian synthesis inversion framework for the period of 1990-2011.

Carbon fluxes were estimated for 84 regions (54 lands + 30 oceans) over the globe during the period of 1990-2011 from atmospheric CO₂ concentrations at NOAA, CSIRO, JMA, NIES, NIES-MRI sites from Obspack GLOBALVIEW-CO2 data product (2013). A priori fluxes are (1) exchange atmosphere-ocean from Takahashi et al. (2009), (2) 3-hourly terrestrial biosphere fluxes (annually balanced), and (3) fossil fuel fluxes from CDIAC global totals and EDGAR4.2 spatial distributions. Four inversion cases have been tested with 1) 21 sites (sites which have real data fraction of 90 % or more for 1989-2012), 2) 21 sites + CONTRAIL data, 3) 66 sites (over 70 % coverage), and 4) 157 sites.

As a result of time-dependent inversions, mean total flux (excluding fossil fuel) for the period 1990–2011 is estimated

to be -3.09 ±0.16 PgC/yr (mean and standard deviation of the four cases). where land (incl. biomass burning and land use change) and ocean absorb an average rate of -1.80 ±0.18 and -1.29 ±0.08 PgC/yr, respectively. The average global total sink from 1991-2000 to 2001-2010 increases by about 0.5 PgC/yr, mainly due to the increase in north and tropic land sinks (Africa, Boreal Eurasia, East Asia and Europe), while ocean sinks show almost no clear trend. Inversion with CONTRAIL data estimates large positive flux anomalies in late 1997 associated with the 1997/98 El-Nino, while inversion without CONTARIL data fails to estimate such large anomalies (Fig. 1).



Fig. 1. Anomalies in estimated fluxes (PgC/yr) over Tropical Asia derived from inversions without (solid) and with (dashed) CONTRAIL data.

Acknowledgements. This work is supported by the Environment Research and Technology Development Fund (2-1401) of the Ministry of the Environment, Japan. We thank all measurement groups for submitting CO₂ concentration data to the obspack-GLOBALVIEW product. 実大気における連続観測を目的としたオープンパスレーザー分光メタン検出器の校正 *出原雅也¹、秀森丈寛¹、中山智喜¹、松見豊¹、笹子宏史¹、川崎昌博¹、高橋けんし²、 林田佐智子³、山本昭範⁴、今須良一⁵

(1 名古屋大学宇地研、2 京都大学生存圈研、3 奈良女子大学、4 東京学芸大学、

5 東京大学大気海洋研)

【はじめに】メタンは二酸化炭素に次いで影響力が 大きい温室効果ガスである。その放出源は自然起源 では主に湿地であり、人為起源については化石燃料 や農業・畜産などである。メタン濃度は産業革命以 降急激に増加し、その濃度は今や産業革命以前の倍 以上である。メタンの放出にはまだ多くの不明な点 が残っており、正確なメタン放出量の定量化には各 地域での詳細な観測が不可欠である。各地域での詳 細な観測の実現には大気中のメタン濃度をその場 で且つリアルタイムで測定でき、観測が困難な地域 でも使用できる装置が必要である。そこで我々は、 市販されている安価なオープンパスレーザー分光 メタンガス検出器を大気メタン濃度の連続観測に 応用しようと試みた。本発表では装置を実大気中の メタン濃度の観測に用いるための校正方法につい て発表する。

【装置】本研究で使用した装置はアンリツ(株)製 のLaserMethane®である。この装置は1.65 umの 近赤外レーザーを用いたオープンパス分光測定器 であり、レーザーの光路上の大気メタン濃度を計測 する。LaserMethane は元々高濃度のメタンガス漏 れを検知するための装置であるため、大気中の低濃 度のメタンでも直線的に測定できるかの確認と測 定精度を向上するための補正が必要となる。そこで LaserMethane と同時に 3.27 µm の中間赤外レー ザー分光を用いた高精度なメタン濃度計である Thermo 製 IRIS 5500 メタン計を用いて、①長光路 チャンバー実験を行いメタン濃度に対する LaserMethane の測定の直線性を確認した。また、 ②実大気測定を行うことで補正関数の導出を試み た。さらに、実大気測定で得られた測定の温度依存 性を理論計算から求めた温度依存性と比較した。

【結果】①チャンバー(長さ15m、容量約1400L) を用いて 0 - 10 ppm のメタン濃度範囲を LaserMethaneによって測定した。濃度の絶対値を IRIS 5500 で決定し LaserMethane の測定値と比 較したところ、濃度に対して LaserMethane の測定 は直線性を示した。②実大気測定では気温・圧力・ 水蒸気量が変化する環境下で LaserMethane の値 がそれらの値によってどのように変化するか確認 した。2015 年夏、名古屋大学敷地内において光路 長 60 m に 設定 し Laser Methane で 大気のメタン 濃 度の測定を行うと同時に、IRIS 5500 でも外気を吸 入してメタン濃度を測定した。その結果、実大気の 濃度に対する LaserMethane の測定値のズレが気 温と水蒸気量に依存することが分かった。 LaserMethane と IRIS 5500 の測定値を比較し、温 度と水蒸気に対する依存性を補正するための関数 を導出した。図は名古屋での実大気中のメタン濃度 の IRIS 5500 と LaserMethane による測定値の時 間変動を示す。黒色の破線は補正前、黒色の実線は 補正後の LaserMethane によるメタン濃度の測定 値であり、補正後の値は灰色の実線で示されたIRIS 5500の結果とよく一致した(R=0.82)。今回得られ た測定の温度依存性は HITRAN のメタンの吸収線 の情報を基に算出した測定の温度依存性の理論値 に近い値を示した。以上のことから、LaserMethane の測定値に対し実大気測定から得られた校正を行 うことで、高精度な装置による測定を安価な LaserMethane で再現できた。現在インドにおいて LaserMethane を用いた観測が実際に行われてい



図:名古屋大学内でのメタン濃度の時間変化 [1]J. J. Scherer et al., Applied Physics B. February 2013, Volume 110, Issue 2, pp 271-277

人工的なトレーサーを用いた対流圏界面付近の物質交換量推定

山下陽介¹, 滝川雅之¹, 石島健太郎¹, 秋吉英治², 八代尚³ (1. JAMSTEC, 2. 国立環境研究所, 3. 理研計算科学)

1. はじめに

対流圏オゾンには、対流圏内で生成・輸送され るものに加え,春先にしばしば起こる対流圏界面高 度の低下イベント時などに成層圏から流入してく るものが含まれる.対流圏界面の低下イベントは空 間スケールの小さい現象であるため,空間分解能の 粗い全球モデルを用いた場合に,こうしたイベント 時の流入量を過小評価している可能性がある.

本研究では,成層圏で生成されてからの時間(以 降 age と表現する)を情報として持つトレーサーを 数値気候モデルに導入した実験を行い,成層圏から 対流圏への物質到達量を見積もる.さらにモデルの 空間解像度を複数設定して実験を行うことにより, 成層圏から対流圏への到達量の分解能依存性を評 価する.

2. 解析に用いたモデル

2-1. CCSR/NIES-MIROC3.2 CCM

1つ目のデータは、CCSR/NIES-MIROC3.2 化学 気候モデル (chemistry climate model: CCM)の出 力である.このモデルは、水平解像度 T42 (約2.8° ×2.8°の経度—緯度グリッドに相当),鉛直 34 層で、 圏界面付近の解像度は約 1.3~2.2 km である.CCMI で行った気象場同化実験(REF-C1SD 実験)の出力 を解析に用いた.ageを推定するトレーサーとして、 CCMIの ST80_25 を解析した.ST80_25 は人工的な トレーサーで,80 hPa 以上で常に 200 ppbv, それよ り下の高度では 25 日で 1/e になる.

なお REF-C1SD 実験では,気象場のデータとして, ERA-interim の6時間毎の東西風,南北風,気 温を用い,ナッジングにより同化させている.

2-2. NICAM

2つ目のデータは、全球雲解像モデル NICAM の出力である.解像度は GL05 (水平約 220 km), GL07 (水平約 56 km),GL09 (水平約 14 km)の3 種類を用いる.鉛直 40 層で圏界面付近の解像度は 約 0.7~1.5 km である.CCM と同様に ST80_25 ト レーサーを導入した.CCM と分解能が近いGL05 の結果を CCM の結果と比較した後、3 種類の実験 を比較し分解能依存性の評価を行う予定である.

3. 解析結果

REF-C1SD 実験の結果から age の解析を行うと, 2010 年 3 月 25 日に対流圏上層の age が低下した事 例(図1 陰影)では,上層 300 hPa において 130°E, 50°N 付近に中心を持つトラフ(実線)に伴う局所 的な対流圏界面高度の低下(点線)が生じており, 圏界面高度の低下によって成層圏から対流圏への 流入が増加し age が低下したことが示唆される. 他方,2010年6月15日の事例では,850 hPa に おいて日本付近の140°E,30°N付近にageの低い領 域が見られる(図2).この領域は中国南東部,台 湾付近から日本の南を通る梅雨前線に沿った流れ

(矢印)の下流側にあり,対流圏中下層における移 流が age の低下をもたらしたことを示唆する.

4. まとめ

数値気候モデルに気象場のデータをナッジング した実験を行った.人工的なトレーサーの結果を2 事例について解析し,成層圏からの経過時間を表す age を計算した. CCM の解析では,3月の対流圏 界面高度の低下イベント時に対流圏上層の age 低 下が見られた.他方6月の事例では,梅雨前線に沿 った流れによる対流圏中下層の age 低下が見られ た.事例毎の age 低下のプロセスは今後詳細に解析 する予定である.NICAM の空間解像度を複数設定 した実験も進めており,発表時には物質交換量の分 解能依存性の評価結果も提示する予定である.



図1 2010 年 3 月 25 日の 300 hPa における age トレー サー(陰影,単位は日),ジオポテンシャル高度(実線), 東西・南北風(矢印)と圏界面の場所(点線)



図2 2010年6月15日の事例

謝辞:本研究は文部科学省ポスト「京」重点課題4の下 で実施され,計算の一部は「京」を利用して得られた(課 題番号:hp160231).また本計算の一部は,国立環境研 究所の NEC SX-ECO を用いて行われた.

データ駆動型モデルで推定された陸域 CO2 収支の変動把握

市井和仁(JAMSTEC, 環境研), 植山雅仁(大阪府大), 近藤雅征(JAMSTEC), 柳 裕二(JAMSTEC), 三枝信子(環境研)

1.はじめに

グローバルな CO₂ 収支を把握するうえで、陸域の 推定の不確実性は大きいとされている。例えば、 IPCC の5 次報告書では、亜大陸別にトップダウン手 法とボトムアップ手法による推定結果を比較した上 で、両者の手法間で、陸域 CO₂ 収支に大きな開きが あり、一部の地域では、吸収・放出の符号の違いが みられた地域も存在した。

これらの推定をより正確にするには、より多くの 観測データに制約された推定を行うことが必要であ る。我々は、これまで、FLUXNET や AsiaFlux など に代表される渦相関法の観測ネットワークデータと 衛星データを利用したデータ駆動型モデル(Data-Driven Model)を用いて、アジア、アラスカ、グロー バルなどを対象にして、広域の CO₂ フラックスなど の推定を試みてきた。これまでのところ、アジア、 アラスカ、全球において、2000-2015年の期間の CO₂ フラックスを推定してきた。

本研究では、これらの推定された広域 CO₂フラッ クスデータを用いて、特に、アジアと全球に関して、 2000-2015年における陸域CO₂フラックスの変動把握 を実施した。過去15年間において、経年変動やトレ ンド成分を解析することにより、アジアや全球にお いて、特徴的な変動の抽出とその変動要因を解析し た。CO₂フラックスとしては、総一次生産量(Gross Primary Productivity; GPP)と、純生態系交換量(Net Ecosystem Exchange; NEE)を対象とした。

2. 使用データ

グローバルとアジアの両者において、データ駆動型モデルによる結果を利用した。両者ともに、渦 相関法観測ネットワークデータと衛星データを用い て、サポートベクタ回帰モデルを利用して大気-陸 域 CO₂フラックスを推定した。グローバルについて は、Kondo et al. (2015)に基づいて、FLUXNET デー タ 145 サイトのデータを利用し、アジアについては、 Ichii et al. (投稿中)に基づいて、AsiaFlux を中心とし た 53 サイトのデータを利用して推定した。両者と もに 2000-2015 年の期間を 8 日のデータ間隔で 0.25°の空間分解能で推定した。

まずは、これら CO₂フラックスデータの妥当性を 確かめるために、GPP については、GOME2 センサ からの太陽光励起クロロフィル蛍光(SIF)データと 比較し、NEE については、GOSAT Level 4A プロダ クト(GOSAT L4A)と比較をした。

これらのデータを用いて、過去 16 年間の CO₂フ ラックスの変化を解析した。亜大陸スケールでデー タ駆動モデルによる CO₂フラックスの変化を経年変 動と長期トレンドの観点から変化を抽出し、気候デ ータなどを用いて得られた変動の解釈を実施した。

3. 結果

データ駆動モデルで推定された GPP や NEE は、 北半球中高緯度域において、SIF データや GOSAT L4A データと季節変動や経年変動がおおむね一致し ており、データ駆動モデル結果、SIF データ、 GOSAT L4A データの相互の信頼性を確認すること ができた。一方で、亜熱帯や熱帯域では、各データ の一貫性があまり高くなく、それぞれの手法に関し て、より詳細な検証が必要であった。

データ駆動モデルによって推定された CO₂フラッ クスについては、特に、アジア周辺域(インド、中 国、シベリア)において、顕著な変化を示し、アジ ア周辺域では CO₂が陸域に吸収されていることが明 らかになった。これら抽出された陸域 CO₂吸収量の 変化の解釈については、今後解析を進める予定であ る。

謝辞:本研究は、環境省環境研究総合推進費 (2-1401)と科研費(25281003)により実施された。

引用文献:

1. Kondo M., Ichii K., Takagi H., Sasakawa M. (2015) Comparison of the data-driven top-down and bottom-up global terrestrial CO_2 exchanges: GOSAT CO_2 inversion and empirical eddy flux upscaling. Journal of Geophysical Research Biogeosciences 120, 1226–1245, doi:10.1002/2014JG002866.



図 1. データ駆動型モデルによる 2000-2015 年におけ る GPP の変化傾向。

西シベリア上空の GOSAT (熱赤外バンド)と航空機観測によるメタンの比較 杉田考史¹*, 齋藤尚子², 林田佐智子³, 町田敏暢¹, 笹川基樹¹ (¹環境研,²千葉大学,³奈良女子大学)

はじめに

GOSAT/TANSO-FTSの熱赤外バンド(TIRバンド)からの メタン高度分布の導出結果を定量的に評価する目的で、西 シベリアで行われている航空機観測の領域に焦点をあてた 比較を行う。これら航空機観測とGOSAT/TANSO-FTSの短 波長赤外バンド(SWIR)からのカラム平均メタン混合比 (XCH4)との比較は、高緯度のためその比較が4月から10 月に限られる(e.g., Inoue et al., AMT, 2014, Ono et al., SOLA, 2015)。本研究ではTIRバンドの特長を生かし、11月から3 月も含む通年の比較を実施し、そのデータ質について議論 する。

観測データと比較手法

GOSATは2009年1月に打ち上げられ現在も運用中である (e.g., Kuze et al., AMT, 2016)。解析期間は2009年から2013 年までとした。TIRバンド(5.5から14.3 µmの波長範囲)か らのメタンの導出には、公募研究者向けに提供されている V01.20アルゴリズムによるデータを用いた。最近このデー タ版による二酸化炭素の導出アルゴリズムとその検証が出 版され(Saitoh et al., AMT, 2016)、メタンについても他の 観測データとの比較が出版され始めている(Holl et al., AMT, 2016; Zou et al., AMTD, 2015)。

導出されたメタン濃度等の高度分布の比較のために、航空機によるメタン等の観測結果が得られる西シベリア上空での2つの地点に焦点をあてる。この観測は国立環境研究所がRussian Academy of Science (RAS)の協力を得て実施している(Machida et al., ICDC, 2001)。ここではNovosibirsk (55°N, 83°E)とSurgut (61°N, 73°E)のデータを利用した。観測は高度0.5kmから7 kmの範囲で、その頻度は月に1度である。サンプル大気は実験室にて水素炎イオン化検出器を備えたガスクロマトグラフによって定量される(町田ら,低温科学, 2010)。

航空機による観測がない上空のメタン混合比については、 対流圏界面 (NCEPの気象データで定義; Kalnay et al., BAMS, 1996) までは等混合比を仮定し、その上の成層圏について は気候値 (HALOEによる観測; Grooss and Russell III., ACP, 2005) を用いることとした。この解析ではOno et al. (SOLA, 2015)で用いたのと同じプロファイルを利用した。こうして 得られた結合プロファイルを真値とみなして、リトリーバ ル過程におけるアベレージングカーネル関数 (AK) とアプ リオリを用いて以下の式により、リトリーバル値との比較 が可能な高度分解能に変換した。

X(w/AK) = X(a priori) + A[X(true) – X(a priori)] ここでX(a priori)はアプリオリのプロファイル、AはAK、 X(true)は航空機などによるプロファイルである。

結果と考察

上述の式でリトリーバル層レベル(地表から0.6hPaまで 22層)に内挿した各プロファイルの比較を図1に示す。こ れはNovosibirskにおける航空機観測との距離差が300km以 内で同じ日のGOSAT観測を抽出した結果から、一例として 2010年6月14日の結果を示している。このシーンでは対流圏 界面が高く、アプリオリとの違いが200hPa付近で100ppb近 くに及ぶ。航空機による測定がある高度は7kmがおよそ 430hPaのリトリーバルレベル、5.5kmが500hPaレベルに相当 する(図中の横点線)。AKから算出される自由度は0.72と 低い値ではあるが、この緯度帯においては夏期のため高い 方である。AKを適用したプロファイルは、AK値が低いに もかかわらずアプリオリから離れる傾向にある。一方で図 に示してないが、7月のシーン(自由度は0.61)では対流圏 界面が低く、AKを適用したプロファイルはほとんどアプリ オリと同じになる。このような違いの原因の一つとしては、 真値として仮定している上部対流圏から下部成層圏 (UT/LS) におけるメタン混合比の大小が挙げられる。し たがって、航空機より上空のプロファイルをどのように与 えるのかをより詳細に検討する必要がある。発表では UT/LSでの変動幅を仮定した上で、それがAK適用後のプロ ファイルにどの程度影響し得るかを、各TIR観測のAK値も 考慮に入れて定量的に解釈する。

謝辞:航空機観測とHALOEの結合プロファイルは小野朗子 博士(近畿大学高専)により作成されました。またこの研 究はGOSAT研究公募課題の一つとして実施しています。



図1: Novosibirsk における航空機と GOSAT/TIR の比較

航空機とHALOEによる気候値を結合したプロファイルを閉 丸、TIRの初期値を開丸、それらにアベレージングカーネル を適用したプロファイルを閉四角、TIRのリトリーバル(バ ーはリトリーバルエラー)を開四角で各々示す。

3つの化学気候モデルによる北半球中高緯度域オゾン層破壊の塩素濃度依存性

*秋吉英治¹・門脇正尚²・山下陽介³・日高康輔^{1,4}・今村隆史¹ (国立環境研究所¹・日本原子力研究開発機構²・JAMSTEC³・東京大学大気海洋研究所⁴)

<u>はじめに</u>

北半球中高緯度大気の大きな年々変動によって、 中緯度や上・中部成層圏から北極域下部成層圏への オゾン輸送は多大な影響を受け、その結果、北極域 オゾン全量は必ずしも塩素・臭素等のオゾン層破壊 物質 (ODS) 濃度の変化に呼応した変化を示さない ことがわかっている。観測からも化学気候モデルに よる数値実験からも、オゾン層破壊物質(ODS)の 影響が見えにくい状況となっている。特に2010年 と 2011 年の北極域の 3 月のオゾン全量最低値の差 は大きい(WMO 2014 など)。このように大気の年々 変動と ODS 濃度の両方によって影響を受けると考 えられる北半球中高緯度域のオゾン量について理解 するため、いくつかの典型的な ODS 濃度を想定し た化学気候モデルによる100アンサンブル実験を行 った。実験は力学特性の異なる3つの化学気候モデ ルで行い、輸送の影響との関係を考察する。

化学気候モデルによる数値実験および解析

国立環境研究所で開発を行った3つの化学気候モ デル (CCSR/NIES 化学気候モデル、MIROC3.2 化学 気候モデル、MIROC5 化学気候モデル)を用いた。 これらのモデルの化学スキームは同一であり、力学 特性が異なっている。また、MIROC3.2 化学気候モ デルと MIROC5 化学気候モデルの放射スキームは 同一で、CCSR/NIES モデルに比べて放射パラメタが 改訂され、放射 bin 数(放射スペクトルの区分数) が増加している。実験では、温室効果ガス (GHG) 濃度は 2000 年レベルに固定し、 2000 年に対応する 海水面温度および海氷面積として CMIP5 の MIROC-ESM による温暖化実験の結果を与えた (1995~2004 年平均値の日単位のデータ)。ODS 濃 度は成層圏の濃度がほぼピークに達した 2000 年の 値、人為的なハロゲンの影響がほとんどなかった 1960年の値、およびオゾンホール発生から数年後の 1985年の値に指定した実験を行った。これらの ODS 濃度と GHG 濃度によって 110 年間の連続計算を行 った。定常的な季節サイクルに落ち着いたと思われ る 11 年目~110 年目の 100 年間の結果を 100 アンサ ンブルとみなして解析を行った。なお、モデルでは ODS、GHG とも地表面濃度シナリオで与えている。

<u>結果</u>

図に、3月~4月、45-90°Nにおけるオゾン全量最

低値に関する3つの化学気候モデルによる100アン サンメンバーの頻度分布を示す。どのモデルにおい ても、ODS 濃度が 1960 年レベルから 2000 年レベル に増加することによって、分布全体の位置が左にず れてオゾン全量最低値が低くなり、また、分布の左 端の裾野が値の低い左側に拡大していることがわか る。つまり ODS 濃度の増加によってアンサンブル 平均的にオゾン全量は低くなり、目つばらつきが大 きくなった。この結果は、ODS 濃度が高くなった 1990年代~2000年代に、北極オゾン全量の年々変動 が大きい事実をある程度再現している。また、 MIROC3.2 化学気候モデルは春季の北極域のオゾン 全量が最も少なく(図略)、ODS 濃度依存性が最も 大きい。一方、CCSR/NIES 化学気候モデルは春季の 北極域のオゾン全量が最も多く、ODS 濃度依存性が 最も小さい。この ODS 濃度依存性のモデル間の違 いは、モデルの北極域へのオゾン輸送の違いを反映 していると考えられる。発表では、気温に関する解 析結果も示す。



図:3つの化学気候モデルによる100 アンサンブルメンバーのオ ゾン全量最小値の頻度分布。最もオゾン層破壊が起こりやすい3 月~4月の北緯45度~90度についての解析結果。左側がODS濃 度1960年レベルの実験結果、右側がODS濃度2000年レベルの実 験結果。縦軸はアンサンブルメンバーの個数(0~40)、横軸はオ ゾン全量最低値(125~320DU)を表す。

謝辞:本研究は環境省環境研究総合推進費【2-1303】(H25~H27) により国立環境研究所スーパーコンピュータを用いて行われた。

CONTRAIL で観測された上部対流圏のメタン濃度の分布と変動

*松枝秀和(気象研),町田敏暢,梅澤拓,寺尾有希夫,向井人史(国環研), 澤庸介,丹羽洋介(気象研)

1. はじめに

定期旅客機は上部対流圏の定期的かつ長期的な観 測に有効なプラットホームである。CONTRAIL プロ ジェクトでは日本航空の大型旅客機を利用した微量 気体の観測を 1993 年 4 月から継続してきた¹⁾。本プ ロジェクトでは、自動大気採取装置(ASE)を利用 して、日本と豪州を結ぶ西部太平洋上空の大気を採 取し、メタン(CH₄)濃度の測定を行っている²⁾。 本発表では、過去 22 年間に観測されたデータを基に、 上部対流圏における CH₄の時空間変動の特徴につい て解析した結果を報告する。

2. 観測方法

ASE はほぼ毎月2回の頻度で日本—豪州間の定期 便に搭載した。1回のフライトで巡航高度約10kmに おける12個のサンプルが、約5度の緯度間隔で採取 できる。これまでに5000個以上のサンプルを収集し、 そのCH4濃度について気象研究所と国立環境研究所 で高精密測定を行ってきた。ここでは全測定値を気 象研究所のスケールに統一して解析に用いた³⁾。

3. 濃度変動の特徴

データ解析に当たっては、各フライトで得られた 測定値を用いて緯度5度毎に平均濃度を求め、北緯 30度から南緯30度までを12個の緯度帯に分けて濃 度変動を解析する方法を適応した¹⁾。図1は、過去 22年間の時系列解析の一例として、北半球

(30N-25N) と熱帯(5N-EQ)と南半球(20S-25S) の3つの緯度帯におけるCH4濃度の変動を示す。な お、2009年から2011年の2年間は観測機体の交替 のために豪州航路の観測が中断した。

CH₄ は興味深い長期トレンドを示す。濃度上昇が 2000 年代に入って一時的に停止するが、2006 年以降 は再び増加に転じる。このトレンドの変遷はどの緯 度帯でも共通しており地球規模の現象と言えるが、 その原因については未だ十分に解明されていない。

上部対流圏の季節変動については、長期に亘る観 測によって平均的なパターンが南北両半球で異なる ことが分かってきた。さらに、季節変動より短い周 期の変動として、顕著な濃度上昇が北半球の夏季に 頻繁に見出された。これは、アジア大陸での微生物 起源の CH₄放出が強まり、一部が夏季モンスーン循 環による上空への輸送で誘起されていることが分か ってきた⁴⁾。一方で、10月前後の南半球上空では熱 帯の森林火災の影響と考えられる CH₄の濃度上昇も 多く認められた。これらの結果は、上部対流圏の観 測データが CH₄発生源の定量的評価に有用な拘束条 件を与えることを示している。さらに、船舶観測に よる下部対流圏のデータ⁵⁾ とも比較し、注目すべき 上部対流圏の特徴について議論を深めたい。

- 4. 参考文献
- 1) Matsueda et al. (2015), Geophys. Res. Lett.
- 2) Machida et al. (2008), J. Atmos. Oceanic Technol.
- 3) Tsuboi et al. (2016), Pap. Meteorol. Geophys.
- 4) Umezawa et al. (2012), Atmos. Chem. Phys.
- 5) Terao et al. (2011), J. Geophys. Res.



図1. 西部太平洋上の高度約10kmにおける3つの緯 度帯のCH₄濃度の時間変動。

謝辞:本観測は、日本航空・JAL 財団・JAMCOの 多大な協力のもと、環境省地球環境保全試験研究費 で実施されている。微量気体の測定には、三反畑尚 代、勝又啓一の両氏に協力をいただいた。

南極昭和基地における大気中の酸素・二酸化炭素濃度の変動

森本真司¹、後藤大輔²、P. K. Patra^{1,3}、石戸谷重之⁴、青木周司¹、中澤高清¹
 ¹東北大・院理、²極地研、³JAMSTEC、⁴産総研

1. はじめに

大気中の酸素(O₂)濃度(以下、酸素・窒素比 **δ**(O₂/N₂)として表記する)は、二酸化炭素(CO₂) の放出・吸収と密接に関連して変動しているた め、大気中の CO_2 濃度と $\delta(O_2/N_2)$ の高精度時系 列観測から、地球表層での CO₂、O₂循環に関す る情報を得ることができる。大気中δ(O₂/N₂)の 精密観測は、主にグラブサンプリング法によっ て1990年代から開始された。その後、より高 時間分解能のδ(O₂/N₂)データ取得を目的として、 2000年代から現地連続観測が世界各地で展開 されている。我々は、2008年2月に昭和基地 においてδ(O₂/N₂)の現地連続観測を開始し、現 在まで観測を継続している。ここでは、δ(O₂/N₂) 連続観測の結果と1984年から継続している CO2 濃度連続観測データ及び大気化学輸送モ デル(ACTM)を用いた解析結果を報告する。

<u>2.観測システム</u>

昭和基地で稼働している $\delta(O_2/N_2)$ 連続観測シ ステムは、市販の燃料電池式酸素計を基にして、 試料大気の温度・圧力を精密に制御するための 独自の改造を加えたものである。試料大気は昭 和基地観測棟の卓越主風向側タワー頂部から 連続して吸引し、試料大気中の水蒸気を $\cdot 80$ 度 に冷却した H_2O トラップによって取り除いた 後に観測システムに導入する。本システムを較 正するために、あらかじめ国内で $\delta(O_2/N_2)$ を決 定した標準ガスを約 30 分ごとに分析し、その 間に 7 回の大気試料分析を行う。測定精度(標 準偏差)は約 2.5 per meg(~ 0.5 ppm)である。

<u>3. 結果と考察</u>

図1に、昭和基地で観測された大気中 CO_2 濃度と $\delta(O_2/N_2)$ の日平均値と、それらへのベス トフィットカーブ及び経年変化成分を示す。 CO_2 濃度、 $\delta(O_2/N_2)$ 日平均値の標準偏差平均値 はそれぞれ 0.05ppm、3.7 per meg である。観 測された $\delta(O_2/N_2)$ は明瞭な季節変化を示し、そ の振幅(peak-to-peak)は 2008-2013 年の平均 で 72 per meg (~15 ppm) であった。同時に 観測されている CO_2 濃度の季節振幅が約 1.4 ppm であることから、δ(O₂/N₂)の季節変化には 海洋生物活動及び表層海洋中の酸素溶解度の 季節変化に伴う大気-海洋間のO₂放出・吸収量 の季節変化が大きく寄与していることが分か る。

昭和基地においてこれまで、夏期(1-2月) に CO2 濃度の短周期(数日スケール)変動が 度々観測されており、近年その振幅が 1ppm を 越えるようなイベントも頻発していた。同様の 短周期変動はδ(O₂/N₂)にも見られ、その振幅は 30 per meg に達していた。このような短周期変 動について $CO_2 \ge \delta(O_2/N_2)$ の関係を調べると、 その変動比 (ΔCO₂/Δδ(O₂/N₂)) が大気-陸上生 物間での CO₂、O₂交換時に期待される-1.1 より も数倍大きいことから、昭和基地で観測される CO₂、O₂の短周期変動は、海洋生物活動によっ て CO₂、O₂がそれぞれ減少、増加した空気塊の 昭和基地への流入によって生じていると考え られる。ACTM を用いた数値実験及びタグトレ ーサー実験によって、このような低 CO₂,高 δ(O₂/N₂)気塊の起源は昭和基地西方の南太洋 (西経150度以東)であることが示された。

謝辞

昭和基地での CO₂、 δ(O₂/N₂)連続観測の維持にご尽力頂 いた南極地域観測隊気水圏モニタリング担当隊員各位に 感謝いたします。



図 1 南極昭和基地で観測された大気中の CO₂ 濃度とδ(O₂/N₂)の変動

モンゴル国ダランザドガドにおけるアジアダストの鉛直分布-2016 年春季-

小原一真¹、牧輝弥²、能田淳³、E. DAVAANYAM⁴、源祐輝¹、河合慶¹、甲斐憲次¹ 1:名大院環境、2:金沢大学、3:酪農学園大学、4:モンゴル気象水文環境情報研究所

1.はじめに アジアダストは、発生源地域のみ ならず、風下の日本を含む東アジア地域にも視程 悪化や健康被害などの影響を与える。アジアダス トの発生は、発生源における局地気象が大きく関 わっている。本研究では、ゴビ砂漠中央部に位置 するダランザドガド気象台で、係留気球によるエ アロゾル観測を実施し、発生源地域におけるアジ アダストの鉛直分布を調べた。

2. 観測方法 2016年4月26日午前8時、モンゴ ル南部ダランザドガド気象台で係留気球による 観測を行った(図1)。係留気球に光散乱式粒子計 測機 OPC(Airy Technology P611)を搭載し、地表 から上空500mまでのエアロゾルの粒子数密度を 測定した。また同地点におけるシーロメーター観 測データと、ダランザドガド気象台が行ったラジ オゾンデによる高層気象観測データも使用した。

3. 結果・考察 2016年4月29日午前8時(LST)、 モンゴル南部ダランザドガド気象台における気 象条件は、ほぼ無風で快晴であった。大型気球に OPCを搭載して大気中のエアロゾルの鉛直分布の 観測を行った結果、地表から上空200m付近まで はエアロゾルが各粒径で高い個数濃度で存在し た。しかし上空200mを境にエアロゾルの個数濃 度が減少し、そこから上空500mまではほとんど 一様の個数濃度で存在した(図2)。

シーロメーターの観測結果は、地表から上空 200 mまで後方散乱が強く、一方で上空 200 mか ら500 mまでは後方散乱が地表から上空 200 mま での後方散乱と比較して弱く、一定であった。そ れに加えて上空 500 m付近で後方散乱がさらに弱 くなっていた。この観測結果は OPC による観測結 果と一致した。

ラジオゾンデの観測結果は、地表から上空150m 付近まで接地逆転層が存在し、上空300m付近と 700 m 付近に逆転層が存在していた。このことか ら逆転層に挟まれた上空 150 m から 300 m まで夜 間安定層が存在しており、上空 300 m から 700 m まで残留層が存在していた。

4. まとめ 2016 年 4 月 29 日午前 8 時(LST)、ダ ランザドガドにおける、地表から上空 200 m まで の高い個数濃度と上空 200 m から 500 m までの一 様で低い個数濃度のエアロゾルの鉛直分布は、複 数存在する逆転層の影響を受けていた。

なお、本研究は、JSPS 研究拠点形成事業(コ ーディネーター:甲斐憲次)と科研費 (No.16H02703)の助成を得た。



図1 ダランザドガド気象台における気球観測の様子



回転翼航空機を利用した富山県における上空大気中の過酸化水素濃度の測定(Ⅱ)

宋笑晶¹、角山沙織¹、矢地千奈津¹、渡辺幸一¹ (1.富山県立大学)

1. はじめに

大気中の過酸化物(過酸化水素(H2O2)、有機過酸 化物(ROOH))は、主にオゾン(O3)を介した光化 学反応によって生成され、二酸化硫黄 (SO₂)の液 相酸化を促進させることや大気中への PM25の主成 分でもある硫酸エアロゾルの供給に大きく寄与して いることから、大気中で極めて重要な働きを果たし ている。近年、国内のバックグラウンド大気中の O₃ 濃度が大きく変化していることが報告されており、 H₂O₂濃度増加も促進されているものと考えられる。 そのため、HoOo濃度の測定データの蓄積が非常に重 要となる。特に、上空大気中の測定は、山岳域など 高所における植生などへの影響評価や雲粒内での硫 酸生成過程などを考察するために重要であるが、国 内での鉛直プロファイルの測定は少ない。本研究で は、ヘリコプターを利用して富山県における上空大 気中の過酸化物濃度の測定を行い、環境試料中の濃 度変化や SO2の液相酸化などについて考察する。

2. 方法

2014年9月3日および2015年10月15日に、ヘ リコプターを利用して富山県射水市上空の大気観測 を行った。高度2000 ft (600 m) 毎に10分間旋回水 平飛行し、ミストチャンバーにより大気中の過酸化 物を採取した。試料採取終了後、富山県立大学構内 ヘ下降し、過酸化物を採取した捕集液を学内に投下 させ、速やかに HPLC・ポストカラム・酵素式蛍光 法により分析を行った。学内ヘサンプルを輸送後、 直ちに次の高度へ上昇し、試料採取を行った。この 方法により、試料採取後 10 分以内に分析することが でき、精度の良い過酸化物の測定を行うことが可能 となった。また、O₃、SO₂ 濃度は、自動計測を行っ た。

3. 結果と考察

図1に、2014年9月3日および2015年10月15 日における富山県射水市上空の過酸化物、O₃、SO₂ 濃度の鉛直プロファイルを示す。2014年9月の観測 では、SO₂は上空で高濃度となった。これは、上空 に大気汚染が輸送されてきたためと考えられる。 H₂O₂も上空で高濃度であり、SO₂濃度よりも高かっ た。上空は紫外線量が多いため高濃度になったと考 えられる。また、上空ではSO₂の液相での十分な酸 化能力があり、硫酸エアロゾルの生成に大きく寄与 しているものと考えらえる。H₂O₂が高濃度のとき、 大気中への硫酸エアロゾルの供給が促進される可能 性が考えられる。O₃濃度についても、上空で高くな る傾向がみられた。

2015年10月の観測時は、SO₂は地表付近で濃度が 高く、上空で低濃度となった。O₃濃度の鉛直プロフ ァイルは不明瞭であった。10月の H_{2O_2} 濃度は 1ppb 程度と9月の値と比較すると低濃度であった。これ は、10月は9月と比べ日射量が少なく H_{2O_2} の光化 学生成が抑えられていたと考えられる。上空では、 SO₂濃度よりも H_{2O_2} 濃度が高く、雲水の酸性化は 進行するものと考えられる。ただし、硫酸エアロゾ ルの生成は、9月の観測時に比べて抑制されると考 えられる。



図1 2014年9月3日および2015年10月15日における富山県上空のH₂O₂、CH₃OOH(MHP)、O₃、SO₂の鉛直プロファイル

LGEM による台風強度予測に向けた開発

入口 武史¹、嶋田宇大¹、大和田浩美²、山口宗彦¹、沢田雅洋¹ (1:気象研究所 2:気象庁)

1. 背景

ここ十数年程度の台風の進路予報の精度向上に比 べて強度予報の精度向上はあまり大きくない。特に 急発達に対する台風の強度予測に関しては、現在の 気象庁の現業全球大気モデル(GSM)でも正確に予測 するのが難しい状況である。

米国では統計力学モデル SHIPS を現業運用し、台 風強度予測で利用している。SHIPS では数値モデル によって予測される大気環境場を説明変数として利 用しているため、現実的な大気状態を反映した回帰 計算が可能となっている。現在気象庁でも SHIPS を 用いた5日先までの台風強度予測の現業運用を目指 して開発が進められている(大和田他、2016)。

台風強度予測を向上させるため、気象研究所台風 研究部では SHIPS に加えて、簡易予測モデル

LGEM(logistic growth equation model, DeMaria (2007))を用いた台風強度予測に関する開発を進 めている。LGEM では SHIPS が行っている説明変数 の予報時間平均等の制限が緩和されるため、時間的 な変動が比較的大きい台風に対する予測精度向上が 期待されている。ここでは LGEM の開発状況につい て報告する。

2. LGEM について

LGEM では最大風速の時間発展を計算するが、海上 と陸上とで異なる式を用いている。

まず台風中心が海上に存在する時、以下の方程式 で最大風速の時間発展を計算する。

$$\frac{dV}{dt} = \kappa V - \beta V \left(\frac{V}{V_{\rm mpi}}\right)^n$$

ここで、V は最大風速、Vmpi は最大風速の Maximum Potential Intensity (MPI) である。右辺第一項の κ は数値モデルで表現される大気場等(風速の鉛直シ ア等)を説明変数とした線形重回帰で計算される。 また右辺第2項によって V が Vmpi に近いほどより 発達を抑える式となっている。n、 β は予報時刻によ らない定数としている。 κ は上式から

$$\kappa = \left(\frac{1}{V}\right) \frac{dV}{dt} + \beta \left(\frac{V}{V_{\rm mpi}}\right)^n$$

となる。線形重回帰に用いる回帰係数の算出にはこ の式によって算出された κ を利用する。ここで dV/dtとしては24時間の最大風速の変化率を用いて おり、Vmpi はベストトラックの台風中心位置におけ る MPI とした。n、 β の最適値は台風毎に異なるが、 ここではそれぞれ数通りずつ値を組み合わせて複数 の台風に対する強度予測誤差等を調査し、統計的に 最適な n、 β の値を決定した。

次に台風中心が陸上にある時は decay model と呼ばれる次の方程式で減衰の効果を考慮して最大風速

を予測している。

$$\frac{dV}{dt} = -\alpha(V - V_b)$$

ここでαは統計に基づいた定数、Vb は陸上における 背景場の風速である。

3. LGEM の性能調査

2000 年から 2012 年の JRA55 再解析データとベス トトラックデータを利用して κ の回帰係数を計算し た。2013 年~2015 年の台風速報解析値(LGEM の予 報初期値)と GSM の予報値を用いて LGEM による強 度予測を実施し、ベストトラックと比較することに よりその性能調査を実施した。

図1は2013年10月16日18UTCの台風第27号の 予測事例である。この事例ではGSMはベストトラッ クの最大風速に比べてかなり弱い予測となっている が、LGEMの予測はベストトラックに近づいてい る。一方で台風が一時的に衰弱し、その後再発達す るような事例ではLGEMが一時的な衰弱を予測でき ず、逆に発達させている事例も見られた(図略)。



図 1 LGEM による最大風速の改善例 2013 年 10 月 16 日 18UTC 初期値の LGEM による最大風速の予測(破線) と GSM (一点破線)の予測。灰色線は気象庁ベストトラ ックの最大風速。

参考文献

大和田他、2016:台風強度予測に向けた統計力学モ デルSHIPSの開発.2016 年度春季大会講演予集,p76 M. DeMaria,2007: A Simplified Dynamical System for Tropical Cyclone Intensity Prediction. Mon. Wea. Rev., 137, 68-82

謝辞

LGEM の開発を進めるにあたり、米国国立ハリケー ンセンターの Mark DeMaria 博士からソースコード を提供していただいた。

台風の発達と上層アウトフローの強さとの関係の統計調査

小山 亮 (気象研究所台風研究部)

1. はじめに

台風発達と上層での台風中心から外への吹き出 し(アウトフロー)の強さとの関係は、近年関心 を集める研究テーマの一つである。台風の上層ア ウトフロー強化は、台風の内部コア内の対流に伴 う二次循環の強まりを示唆するが、環境場の影響、 特に上層ジェットの接近によっても強化されうる ことが指摘されている(Rappin et al. 2011)。し かしながら、上層アウトフロー強化と台風発達と の関係を定量的に調べた観測的研究は少ない。そ こで本研究では、上層アウトフローと台風の強 度・発達率との定量的な関係を、台風領域内で高 密度に得られる大気追跡風(AMV)を用いて調査、 議論することを目的とした。

2. データ・手法

MTSAT-2 の赤外 (10.8 μm) 及び水蒸気 (6.8 μm) チャンネルの15分間隔北半球画像から算出した 6 時間毎の上層 AMV (高度 100~300 hPa、0.25 度 格子)を使用した。この上層 AMV を用いて、半 径 50~350 km 内の各半径 (50 km おき)の平均 動径風を計算し、最大値をアウトフローの強さと 定義した。今回、2011~2014 年の計 44 個の台風 を対象とした。また、考察のため、台風発達の前 兆として知られる対流バースト (CBs)を、赤外 輝度温度 (TB)の半径 200 km 内平均が 12 時間 に 20K 以上低下した対流活動として定義し、特徴 を調べた。さらに、JAXA TRMM/PR 潜熱加熱 プロダクト (L2H25 Ver.7)を用いて、発達期の 潜熱加熱プロファイルの特徴も調べた。台風の中 心及び強度は気象庁ベストトラックを用いた。

3. これまでの結果

対象全台風を用いた調査から、発達期の上層ア ウトフローは、発達率が大きな台風ほど強い傾向 がみられた(図1)。この検証のため、CBs が起こ



図 1:対象台風の発達率最大(横軸)と上層アウ トフローの発達期平均・最大(縦軸)の関係。

っていた台風について、発達期における上層アウ トフローと雲頂温度(赤外 TB の半径 200 km 内 平均)との関係を調べた。上層アウトフロー最大 時刻と雲頂温度最低時刻は多くの台風で近く、特 に15 m/s/day以上の急速発達をした台風では殆ど が最盛期の約 15~50 時間前に出現していた(図 略)。これらの結果は、発達期の主要な二次循環強 化が CBs に伴っていたことを示唆する。また、CBs 期間の雲頂温度は、急速発達をした台風ではいず れも-50~-40℃以下と低く(図 2)、先行研究 (Steranka et al. 1986)と整合的であった。

潜熱加熱プロファイルの調査では、最盛期の最 大風速が大きい台風ほど発達期で潜熱加熱率が大 きく、中層(6~8 km)でピークが明瞭な傾向が みられた(図3)。この加熱率プロファイルにみら れた特徴は、渦位強化と温位鉛直勾配の関係に基 づく診断的議論(Schubert et al. 1999)と整合的 であり、台風の発達に貢献する CBs による非断熱 加熱効果を示唆している可能性がある。

謝辞:本研究はJAXA 降水観測ミッション第8回 RA(PMM8)の支援を受けています。



図 2: 台風の最大発達率と CBs 期間(1、2 番目に検出 されたもの)の半径 200 km 内平均赤外 TB との関係。



図 3: 対象台風の発達期における平均潜熱加熱プロフ ァイル (半径 150、200、250 km 内)。最盛期の最大風 速が(a) 25~33 m/s、(b) 44 m/s 以上の台風。

インド洋 SST 改変実験にみられる台風と水蒸気コンベアベルトの相互作用の変化

藤原圭太,川村隆一,平田英隆,川野哲也 (九大院・理)

<u>1. はじめに</u> 台風の発達・維持には海面水温(SST)が重要で あるが、インド洋や南シナ海等の遠隔海域から台 風システム内への水蒸気輸送(MCB: Moisture Conveyor Belt)も無視できないことが近年報告さ れている(Kudo et al. 2014, Hegde et al. 2015 等). 2016 年度の春季大会(P216)では, 雲解像領域気 2016 年度の春季人云(P216)では、雲麻像領域気 象モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002, 2007)による流跡線解析を実施し、遠隔海域の空 気塊が MCBに沿って台風内部に流入しているこ とを示すと同時に、その空気塊に含まれる水蒸気 が台風中心近傍で潜熱加熱を誘起し、台風の発 達・維持に一定の寄与をしていることを指摘した. 本発表では遠隔海域の SST を改変する感度実 験を行うことで、MCBの応答を調べ、台風の強 度や経路、台風内部へ流入する空気塊の経路等が どのように変化するかについて報告する.

実験設定 <u>2.</u>

初期値・境界値には CFSR 及び OISST を用いた 水平解像度は約 5km, 計算期間は 2007 年 7 月 9 日 00UTC から 5 日間とし,計算領域は EQ-42.5°E, 70°E-160°Eである. SST 改変実験 として,インド洋(70°E-105°E,EQ-26°N)の SST を±2℃,±3℃変化させる. SST 昇温実験を WR(Warm Run), 降温実験をCR(Cool Run), SST標 準実験を CNTL(Control Run)と定義する. だだし、 インド洋と太平洋間の SST の不連続をなくすた め、次の関数を用いて SST を変化させる.

$$SST(x) = SST_{ori} - \frac{\Delta T}{2} \left[\tanh\left(\frac{x - 112.5}{5}\right) - 1 \right]$$

(SST_{ori}: 元の SST, ΔT: SST の変動幅, x: 経度)

3. SST 改変実験

遠隔海域のSSTを改変すると、西太平洋の大気 循環場は各実験で変化しないが、台風 Man-yi (2007)の経路は CNTL と比較すると WR は東に、 CR は西に変位した. また WR では南シナ海上で MCB の断裂が見られ, Hegde et al. (2015)と同様な 結果が得られた(図略). 中心気圧を指標とした台 風の強度に関しては WR より CR で強度が増す傾 向が見られるものの. CNTL に対して変動の激し いものとなった

3.1 後方流跡線解析

WRとCRの差が大きくなる13日00UTCをstart timeとし、初期高度 5000m、計算時間 97 時間で後 方流跡線解析を実施した結果, 流跡線は MCB と 良く対応していることが分かる。また、WR では 遠隔海域から台風内部まで最短経路で流入して いる一方、CR では後方流跡線が大きく東に張り 出している様子が確認できる(図 1, 図 2)、統計的 に見ても、CR の方が遠隔海域からより多くの空気塊が台風内部に流入しており、MCB の断裂や 強化が空気塊の輸送経路に影響を与えていると 考えられる

3.2 台風の構造の変化

SST 改変実験に対して、 台風のコアの構造にも

有意な変化が見られた.+3℃の WR(WR3)と -3℃の CR(CR3)の接線風方位角平均で比較する と, CR3 では風速 40 m/s や 30 m/s の領域が 50 km 程度外側に広がる等, 全体的に強風域が WR3 よ り大きくなっている(図 3). +2 ℃の WR(WR2)と -2 ℃の CR(CR2)にも同様な傾向が確認できるた め、MCB が台風のサイズにも影響を与えている 可能性がある.

まと<u>め</u> <u>4.</u>

<u>CReSS</u>を用いた SST 改変実験を実施した結果. MCBの断裂、台風の経路や強度の変化等は先行 研究と矛盾しない結果が得られた.また先行研究 では言及されていない台風のサイズにも変化が 見られたため、MCBは台風の経路や強度に加え て、サイズ自体にも影響を及ぼしている可能性が ある. 今後解析を進めると同時に,他の台風事例 Halong(2002) に対して同様な SST 改変実験を実 施し、学会当日に比較結果を報告したい.



図 1. WR3 における遠隔海域起源の空気塊の後方流跡線 (矢印は13日 00UTC における鉛直積算水蒸気フラックス[kg m⁻¹ s⁻¹], カ ラーバーは空気塊の高度[m], ●は 13 日 00UTC における台風中心を表す.)







図3. 13日00UTCにおける接線風方位角平均の半径-高度断面図 (太線:CR3, 細線:WR3)

全球雲解像モデルで再現された 熱帯域での降水日周期変動の解像度依存性

*八代尚¹、梶川義幸¹、宮本佳明^{1,2}、山浦剛¹、吉田龍二¹、富田浩文¹ (1:理研計算科学 2:マイアミ大)

1. はじめに

TRIMM をはじめとする降水観測衛星の登場 により、熱帯域における降水の日変化の平均的 描像が広く知られるようになった。この領域に おいて降水量は海上では早朝、陸上では夕方に 極大値を持つような日変動周期を示す (Dai, 2006)。数百 km の水平格子幅を持つ大気大循 環モデルの場合、熱帯陸上では午前中に降水の ピークが現れる傾向にあり、観測された日周期 変動をうまく表現出来ていない(Dai, 2006)。 この不整合は主に積雲パラメタリゼーション (CP)が持つ特性に起因していると考えられて いる。一方で、CP を用いない全球高解像度シ ミュレーションでは、夕方よりも遅い時刻に極 大値が出現し、水平解像度が高くなるにつれて より出現時刻が早くなる(観測に近づく)傾向 にある (Sato et al., 2009; Noda et al., 2012)。 近年、スーパーコンピュータ「京」の登場によ り、1km を切るような超高解像度の全球大気シ ミュレーションが可能になった。この実験を用 いた研究からは、深い対流が水平解像度 2-3km を境に複数格子で表現されるようになることが 明らかにされている (Miyamoto et al. 2013, 2015; Kajikawa et al., 2016)。本研究では、熱 帯域における降水日変化の解像度依存性とその 要因について明らかにするべく、全球雲解像モ デル NICAM (Satoh et al., 2014) を用いた実 験・解析を行った。

あり、同じ水平解像度の海陸分布、標高データ を共有している。72時間のスピンナップ計算を 経て48時間の積分を行った。このうち、後半 24時間の30分毎の出力結果を用いて解析を行 った。解析ではローカル時刻での並び替えを行 った後に緯度帯別、海陸別の集計を行った。

図1に、シミュレーションによって得られた 熱帯域における降水量の日変動を示す。海上(図 左) では 14km を除くすべての実験において早 朝に極大値が出現し、明瞭な解像度依存性は見 られなかった。一方で陸上(図右)では、14km および 7km 実験では深夜に極大が現れるのに 対し、解像度が高くなるにつれて出現時刻が早 くなり、また極大値は大きくなる傾向にあった。 1.7km および 870m 実験では正午よりも前の時 刻から降水が開始している。鉛直流速度や雲底 高度、境界層高度など、降水以外の変数を含め た解析の結果、降水を伴う対流活動は 1.7km と 3.5kmの間を境に傾向が異なっており、低解像 度側では午後に境界層高度が下がり始めてから 降水が始まるのに対し、高解像度側の実験では 浅い対流活動が午前中から開始し、夕方の降水 極大へと繋がっていくことが示唆された。

References

Dai,A. (2006) J. Clim., doi:10.1175/JCL13884.1
 Kajikawa,Y. et al. (2016) Prog. Earth Planet. Sci., doi:10.1186/s40645-016-0094-5
 Miyamoto,Y. et al. (2015) Atmos. Sci. Lett., doi:10.1002/asl2.558
 Miyamoto,Y. et al. (2013) Geophys. Res. Lett., doi:10.1002/grl.50944
 Noda,A. et al. (2012) J. Clim., doi:10.1175/JCL15-011-00295.1
 Sato,T. et al. (2014) Prog. Earth Planet. Sci., doi:10.1186/s40645-014-0018-1

2.実験設定と結果

シミュレーションに関 する詳細な実験設定は Miyamoto et al. (2013) に準拠する。本研究では 14km から 870mまでの 5つの水平解像度を用い た。すべての実験におい て鉛直層は 94 層(対流 圏は層厚 200-500m)で





加熱強制の与え方が台風を模した渦の大きさの変化に与える影響

*辻 宏樹・伊藤 久徳・中島 健介 (九大院・理)

1. はじめに

台風の大きさは台風の強さとともに台風を特 徴付ける重要な性質である。Tsuji et al. (2016) は、台風の大きさの変化メカニズムを明らかに するために、台風を模した渦に積雲加熱を模し た加熱強制を特定の動径位置にのみ与える理想 化数値実験を行い、加熱強制の位置が風速 15 m s⁻¹以上の領域の半径(R15)で定義した渦の大きさ に与える影響を調べた。実験の結果から、渦内 部の相対的に外側の領域への加熱強制が渦の大 型化に寄与し、渦の中心付近の加熱の寄与は小 さいことを明らかにした。

しかし、現実の台風における加熱の分布は、 ある特定の半径にのみ存在するのではなく様々 な場所に存在しているうえ、様々な強さや水平 スケールを持つ。そのため、強制の強さや幅(水 平スケール)の違いや、複数の強制領域の存在 が、加熱による渦の大きさの変化に与える影響 の違いを明らかにする必要がある。

本研究では、Tsuji et al. (2016)と同じ設定の 下、加熱強制の強さや幅を変えた場合と、加熱 強制を二ヶ所に与えた場合に加熱強制が渦の大 きさの変化に与える影響を明らかにする。

2. 数値モデルと設定の概要

モデルは 3 次元の f面プリミティブ方程式系に 基づく。実験設定は基本的に Tsuji et al.(2016) を踏襲するが、今回は旋衡風バランスした初期 渦を与える(Chan and Chan 2014)。初期渦の R15 は約 540 km である。

3. 数値実験の結果

3.1 加熱の強さについての感度実験

幅 100 km の加熱を渦中心から 400 km の位置 に置き、加熱の強さを標準値の 0.2 倍から 2 倍 まで変えた。実験の結果、R15 の増加率は加熱 の強度にほぼ比例する事がわかった(図 1)。



3.2 加熱の幅についての感度実験

加熱の幅を 60 km から 200 km まで変えた。 加熱は中心から 400km に置き、その強度は加熱 総量が標準値の 0.5 倍になるように設定する。実 験の結果、R15 の増加量は加熱の幅にほとんど よらない(幅の違いによる R15 の増加量の違い は最大でも 6%である)ことがわかった。

3.3 二ヶ所に加熱域を与える実験

標準の強さで幅 100 km の加熱を渦内の二ヶ所 の動径位置に与える。実験の結果、二ヶ所を加 熱した実験での R15 の増加量は、それぞれの位 置に別々に強制を与えた実験における R15 増加 量の和とほぼ同じであった(図 2)。

4. まとめと考察

以上の結果は、加熱が渦のサイズの変化に与 える影響がほぼ線形的に重ね合わせ可能である ことを示唆する。その理由は、加熱強制に対す る二次循環の形成がほぼ線形的であり、また、 R15付近の角運動量分布の変動が小さく、その 結果として、R15の増大の主因である動径風に よる角運動量輸送もまた加熱に対して線形的に 応答するためである(図 3)。







図3:加熱の強さを変えた実験(●印)、加熱を幅を変えた実験(△印)、二ヶ所に加 熱を与えた実験(×印)、一ヶ所に加熱を与えた実験を足したもの(□)のR15の増加 量とR15における動径風の関係。

2015年台風第15号の急発達期における壁雲の構造変化

田盛 智翔也·山田 広幸 (琉球大学理学部), 嶋田 宇大 (気象研究所台風研究部)

1. はじめに

強い台風はしばしば、二重壁雲の内側の壁雲が消滅 し、外側の壁雲が収縮するという壁雲の交換が生じる。 さらに壁雲の交換は、台風の著しい構造変化や急発達 を引き起こす事が明らかとなっている(e.g, Sitkowski et al.2011)。しかし、壁雲の交換メカニズムは未解明で 原因として、詳細な観測データの不足が挙げられる。

本研究で取り上げる 2015 年台風第 15 号は、石垣島 気象庁レーダーにより、壁雲の交換が 5 分間隔の高解 像度で観測された。内側の壁雲が、8月 23 日 01 時(UTC) 頃に消滅した後、8 月 23 日 18 時にかけて、壁雲の収 縮を伴いながら台風が急発達した(嶋田他 2016.秋季大 会予稿集)。本研究では、反射強度のデータを用いて、 台風第 15 号の急発達期における壁雲の構造の変化を明 らかにする。

2. 使用データと解析方法

気象庁石垣島レーダーのドップラー観測範囲に台風 第15号の壁雲が全て含まれる期間(23日06時から18 時)を解析期間とした。さらに、台風第15号の壁雲の構 造変化を解析するため、壁雲の反射強度を用いた非対 称成分の調和解析と、反射強度25dBZを基準とした壁 雲の傾斜測定、壁雲の半径の測定を10分間隔で行った。

3. 解析結果

台風は06時から12時にかけて、壁雲の収縮と気圧 の低下を伴い、石垣島の南西から北上し西表島を通過 した後、18時にかけて、ほとんど壁雲の収縮を伴わず、 石垣島の北北東へ進んだ(図1と図2a)。特に、6時から 7時頃にかけての壁雲の急収縮が特徴的である。

台風の壁雲の傾斜は、06時から12時頃をピークに 徐々に急になった後、緩やかになっていく。また反射 強度の平均(降水量に変換)は、壁雲が急収縮した直後の 7時から8時のピークと壁雲が西表島と石垣島の両島 にかかる12時から13時半の2つのピークがある(図2b)。

次に、台風の壁雲の各波数(WN1,2,4)の時間変化を示 す(図 3)。6時から14時頃にかけては、概ね波数2が卓 越している。しかし、9時頃は波数1と2が卓越。12 時から14時頃にかけては波数1が卓越する。また、14 時以降は波数4が卓越する。12時から14時頃の波数 1は、台風の壁雲の西側が西表島にかかった際に島の 風下に位相角を持っていた。

4. まとめと考察

台風の壁雲の構造変化を解析した結果、西表島と石 垣島の間を通過する12時頃を境に各解析要素に顕著な 変化が現れた。特徴的な変化として、壁雲の収縮の停止、傾斜のピーク、反射強度のピークが挙げられる。 また、12時から14時頃にかけては波数1が卓越する 期間であり、西表島の風下に位相角を持っていた。こ のことは、台風第15号の急発達期における壁雲の構造 変化に、西表島と石垣島の地形が関係している事を示 唆する。

謝辞:本研究は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリピン のドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関係 解明」(16H04053)の助成を受けています。



図1:高度2kmにおける反射強度、太線と黒丸はそれぞれ台風の 経路と毎正時の中心位置を表す.

左)8月23日0835UTC 右)8月23日1155UTC



図2:(a)壁雲の半径と中心気圧(ベストトラック)の時系列. (b)壁雲の傾斜と反射強度の方位角平均(降水量変換)の時系列.



図3:壁雲の反射強度の周期解析(波数1,2,4)の時系列.

2010 年台風 13 号 (MEGI) の強度変化に対する波浪の役割 * 辻野 智紀・相木 秀則・吉岡 真由美・坪木 和久 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

1. 研究目的

台風をはじめとする熱帯低気圧(以下,台風)は熱帯海洋 上で発生・発達し,対流圏下層に最大風速をもつ低気圧性の 渦である.このため,台風に伴う強風は海面において強い風 応力を引き起こす.この応力は海洋表層の循環を駆動し,混 合層乱流やエクマン湧昇などの過程を通して,海洋表層の成 層構造ひいては海面水温(SST)に変化を引き起こし,台風の 強度を変化させる.この台風と海洋のフィードバックは台風 海洋相互作用として知られ,数値モデルにおける台風の強度 予報にとって重要と考えられる(例えば和田 2012).近年で はこの相互作用のうち,特に海面付近での波浪による台風と 海洋への影響を評価する研究がなされている(例えば,Wada et al 2010, Liu et al. 2011).これらの研究は主に発達した 台風直下に伴う強風域を対象としている.しかし,強風下で の波浪の力学は未解明な点が多く,台風および海洋への影響 に対して統一的な見解は未だないようである(和田 2012).

そこで本研究は、先行研究のように台風直下の限られた強 風域ではなく、台風を中心としたより広い領域にわたる波浪 が台風海洋相互作用を通して台風および海洋に与える影響を 調べる.この目的を達するため、雲解像大気海洋波浪結合モ デルを用い、実台風を対象とした波浪なし実験と波浪あり実 験を比較する.

2. 数値モデル

本研究で対象とする実台風は 2010 年 13 号台風 (MEGI) である.この台風は気象庁ベストトラックにおいて 885 hPa まで中心気圧が低下した非常に発達した台風であり,既に 久 保他 (2013;春季大会), Wu et al. (2016) らによって非静力 学大気海洋結合モデルを用いた解析が行われている.

本研究では、雲解像大気モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002), 3 次元海洋モデル NHOES (Aiki et al., 2006) および 2.5 世代波浪モデル UMWM (Donelan et al. 2012) を相木他 (2015) による手法で結合した、雲解像大気 海洋波浪結合モデル CReSS-NHOES-UMWM (以下,波浪 結合システム)を用いて MEGI のシミュレーション (波浪な し,波浪あり)を行った.大気モデルから海洋モデルへ渡さ れる運動量 (風応力) は海洋モデルの表層を直接駆動するス キン応力と波浪モデルにおける波の消散に伴って海洋に渡さ れる消散応力で構成される.なお、本波浪結合システムでは、 Liu et al. (2011) で議論されている sea spray の効果は含ま れていない.波浪なし,波浪あり実験はともに久保他 (2013) と同様の計算設定を用いた (計算領域は図 1a).ただし、積分 は 2010 年 10 月 14 日 00 UTC から 23 日 00 UTC まで 行った。

3. 結果·考察

波浪なし, 波浪あり実験ともに, MEGI の経路はほぼベス トトラックに沿った経路であった (図 1a). 強度は両実験と もほぼ同じ強度変化を示した (図 1b). ただし, 最低中心気圧 で見ると, 波浪なし実験の方が気圧の深まりが大きく, より 発達していた. MEGI に伴う海洋応答は 19 日以降の南シナ 海において顕著であることが既に示されている (Wu et al., 2016). 両実験間で MEGI が南シナ海に存在した期間 (19 日 から 23 日) について強度を比較すると, 19 日 12 UTC か ら差が大きくなり, 最大約 20 hPa の差が生まれた (図 1b). 風速は最大 10 m s⁻¹ の差が生まれた (図略).

強度差が顕著になる前の18日12UTCに110°E-120°E, 15°N-22°Nに渡る MEGIの進行方向前方の広い範囲で 0.2°C 程度の SST 差 (波浪なし – 波浪あり) が存在した (図 2). 潜熱フラックスも同領域で 100 W m⁻² 程度, 波浪なし 実験が大きくなっており MEGI の中心に向かって過剰な潜 熱が供給されていた (図略). したがって, この強度差は SST 差 (潜熱フラックス差) が原因であると考えられる. 上記の 領域では波浪なし実験より波浪あり実験の方で海洋混合層に, より大きな乱流運動エネルギーが見られている (図略). ゆえ に, 波浪あり実験では, MEGI が南シナ海に移動する以前に 発達した波浪により, 南シナ海表層での鉛直乱流混合が強く なり, 波浪なし実験に比べて SST が低下したと考えられる. 本研究は, 先行研究で調べられている, 台風中心付近の強

風域だけではなく、台風に伴う広範囲に発達する波浪が台風 強度に与える影響を明らかにした.



OCTOBER 図 1 波浪なし実験 (破線) と波浪あり実験 (実線) における 経路 (a) と中心気圧 (hPa) の時間変化 (b). 黒星は気象庁ベ ストトラックデータを示す.



図 2 波浪なし実験と波浪あり実験における南シナ海上での SST の差 (陰影) と波浪あり実験での SST (等値線; 0.5°C ご と). 日時は 18 日 12 UTC. 黒星は波浪あり実験での MEGI の中心.

再解析データにおける日本周辺の爆弾低気圧の再現性の検証

北祐樹⁽¹⁾ ・ 早稲田卓爾⁽¹⁾ ⁽¹⁾東京大学新領域創成科学研究科 キーワード: 中高緯度大気 ・ 高低気圧系 ・ 爆弾低気圧 ・ 再解析データ

1. <u>はじめに</u>

日本周辺では、温帯低気圧が急速に発生する現象「爆 弾低気圧」が冬季に多く見られる. Sanders and Gyakum(1980)が名付けた爆弾低気圧は、研究によって その定義は様々に変化するものの、概ね「中心気圧が 24時間に24hPa以上低下した低気圧」のことを指して いる.爆弾低気圧は短時間で急激に発達するために、 発生後に警告を発しても対策が間に合わず、甚大な被 害を発生させることがある. その発生メカニズムや発 生数の年変動、その経路選択にはまだ不可解な点が多 く残されており、予報の迅速性と正確性を向上させる ためにも、より包括的な理解が求められる.

爆弾低気圧については、再解析データを用いた研究 が数多く存在する.様々な機関が配布している再解析 データにおける温帯低気圧の再現性は概ね同等である との報告もなされてきた (e.g. Hodges et al. (2011)). しかし、それらの研究はグローバルなスケール・温帯 低気圧のみの結果であり、ローカルなスケールにおけ る、爆弾低気圧に限った再現性に関する研究はなされ ていない.再解析データは、それ自体についての解析 や数値シミュレーションのダウンスケールの初期値と しても用いられるため、その再現性が重要なファクタ ーとなることは言うまでもない.本研究では、最新の 再解析データにおける、爆弾低気圧の再現性を検証す ることを目的とする.

2. 手法

比較する再解析データとして,NCEP CFSR, ERA-Interim, JRA-55 を取り上げる(各水平解像度は, 0.5°, 0.75°, 0.5625°). 低気圧のトラック・爆弾低気 圧の抽出方法は,Yoshike and Kawamura(2008) を改 変したものを用いる. 低気圧をトラックする指標には 海面更正気圧を用い,ノイズを除去するために T63 (1.875°)のローパスフィルターを施す.対象領域は, 経度 100°:200°,緯度 10°:70°とする. 隣接する全格子 点よりも気圧が低く(local min),かつそれが周囲の緯 度経度 10°の範囲において最小値であれば、それを低気 圧の中心とする.また、低気圧は 24 時間以上持続した ものに限る.前ステップのから推定された低気圧中心 が経度方向 9.0°緯度方向 6.0°の中にない local min point は新しい低気圧の始点とし、逆にその中に低気圧 中心の候補が見つからない場合は、低気圧の終点とし た.下記の式で発達率が 1.0 を超えたものを爆弾低気圧 と定義する.

3つの再解析データは6時間毎に統一し、同じ上記の アルゴリズムを用いて、2013年における爆弾低気圧の トラックについて比較した.なお、ここでは日本周辺 (経度20°:160°,緯度20°:60°)で最大発達率を記録し た爆弾低気圧のみを取り上げて比較する.

発達率:
$$\varepsilon = \frac{p_{t-6} - p_{t+6} \sin 60^{\circ}}{12}$$
 (p:中心気圧, ϕ :緯度)

3. 結果

Fig.1 に 2013 年における爆弾低気圧のトラックを示 す. CFSR と JRA-55 では同数 34 の爆弾低気圧が抽出 された一方で, ERA-Interim での数は 5 つ少ない 29 であった. 九州大学の川村らによる爆弾低気圧データ ベースでは,抽出方法に若干の差異はあるものの, 2013 年には JRA-25 において 24 の爆弾低気圧が発生したこ とになっている. このことは,再解析データによって 爆弾低気圧の傾向が異なることを示す重要な結果であ る. Jung et al. (2006) は解像度が高くなるほど,抽出 される温帯低気圧の数が増加することを示しており, 今回の結果はそれに準ずるものとなった. また, ERA-Interim とその他 2 つのデータとの経路や最大発 達率を記録した位置には大きな差異があり,データ同 化の手法の相違についても検討を行う.

2013年の数十程のデータでは不確実性が大きいもの の、爆弾低気圧が示した最低低気圧にも大きな差異が 現れた(図略).今後,より期間を延長し、結果の不確 実性の削減に努める.また,現業解析データである気 象庁 GSM と今回の結果との比較も現在進めている.



Fig.1 2013年における,各再解析データから抽出された爆弾低気圧のトラック ○は最大発達率を記録した点、+は始点と終点

昭和基地における 2015 年1月の強風現象の解析

*山田恭平¹、平沢尚彦¹ (¹国立極地研究所)

1. はじめに

2015年1月17日、南極昭和基地において1月の記録を 塗り替える最大瞬間風速秒速51.4m強風が観測された。昭和 基地の地上付近の風は4月に最大となり、冬に向かって徐々 に弱くなる季節変化を示しており、1960年から2015年の 平均では、1月は地上での平均風速が最も弱い。本研究では 領域計算モデルWeather Research and Forecasting Model (WRF; Michalakes et al., 2001)を用い、平年では強風が最も 少ない1月に生じた2015年の強風現象の解析を行った。

2. データ

WRF の計算には National Center for Atmospheric Research (NCAR)の水平解像度1度、時間解像度6時間の Final Analysis データ・セット (GFS-FNL)を用いる。WRFの 物理過程や放射計算等の設定については Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS; Bromwich et al., 2005)が WRF による計算に用いている設定値に従う。出力 は時空間解像度3時間および0.13度のドメイン①と、①か らネスティングを行った時空間解像度1時間および0.014度 のドメイン②に分けて行われた。風速・風向の計算結果は強 風時刻前後の00UTC、12UTC における気象庁ラジオゾンデ の観測結果と比較し、その精度を確かめており、WRF による 風や気温の計算値はラジオゾンデと比較して概ね良い相関を 示していた。

3. 結果

図1に2015年1月17日の00UTCにおける昭和基地周 辺の950hPaの陸面高度(濃淡)、海氷域(黒太線)、風(ベ クトル)をドメイン①と②について示す。画像中央の丸は昭 和基地である。強風時、低気圧が北西から接近しており、強 風時刻においては昭和基地北部の海水上で東風が加速してい た。昭和基地の東部から南部にかけては急勾配な地形が形成 されており、地形性ブロッキングの影響があったと考えられ る(O'connor et al., 1994; Schwerdtfeger, 1975)。強風時 刻前後では昭和基地北側に逆転層が存在しており、温度風に よる東風強化の条件が成立していた。2km以上上空では温度 勾配の傾きが抑えられており、この上空では強い減速域とな っていた。

図2 に領域2の図1 中の薄太線で示されている昭和付近で 緯度方向に区切った領域A と経度方向に区切ったB の断面で のU風速(濃淡)、温位(線)、断面方向と100倍した鉛直風 の合算(矢印)を示す。領域B は昭和基地付近での海岸線の 影響を避けるため、昭和基地から東側に二度ずらした領域を 用いた。緯度方向の断面である領域A では、強風時刻前は地 表付近では北風で、高度2-3kmでは南北風が弱く、それより 上層では逆に南風となっていたが、強風時刻付近では地上か ら上層まで常に北風が強く吹いていた。経度方向の断面であ る領域B では斜面に沿って駆け下りるカタバ風が定常的に吹 いているが、特に最大強風時刻である 2015 年 1 月 17 日 00UTC の約 6 時間前から斜面上空から地上付近までかけて 下降風が強く、上空の大気が境界層付近まで下降してきてお り、等温位線の傾きが非常に大きくなっていた。一方昭和基 地の西側では逆に強い上昇流となっていた。



図1. 2015年1月17日00UTCにおける950hPaの風。黒太線は海氷域、 濃淡は地上面高度。丸は昭和基地。左は空間解像度0.13度のドメイン ①。右は左の昭和基地付近に拡大したドメイン②(空間解像度0014度)。



図2.2015年1月17日00UTCでの緯度(左。図1のA)と経度(右。 図1のB)方向断面でのU風速(濃淡)、温位(等温位線)、断面方向と 100倍した鉛直風の合算(矢印)。丸は昭和基地。

4. 参考文献

Bromwich, D. H. et al. (2005). *Monthly Weather Review*, 133(3), 579-603.

Michalakes, J. et al. (2001). Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the use of high performance computing in meteorology (Vol. 1, pp. 269-276). World Scientific. O'Connor, W. P. et al. (1994). *Monthly weather review*, **122(1)**, 137-150. Schwerdtfeger, W. (1975). *Monthly Weather Review*, **103(1)**,

45-51.

2010年夏のヨーロッパ・ロシアブロッキングの予測可能性変動における

移動性擾乱の影響

*山崎 哲 (JAMSTEC)・伊藤 久徳 (九大・理)・直江 寛明 (気象研)

1 はじめに

2010年夏ヨーロッパ・ロシア西部に2ヶ月程度発生した ブロッキングは,持続期間中に予測可能性が大きく変動した。Matsueda (2011)・藤井ら (2013)では,複数現業機関 のアンサンブル予報や気象研究所/気象庁統一大気大循環モ デルでの予報において日々のブロッキング持続の予測可否 を調査し,予測可能性の変動,さらに7月末でのブロッキ ングの予測精度低下とブロッキング南西トラフとの関係が 共通して言及された。

このブロッキングの持続メカニズムについて,我々は,ブ ロッキング上流大西洋域の移動性擾乱(ストームトラック) が持続に寄与したことを示した(山崎・伊藤,2012).具 体的には,ブロッキング高気圧が移動性高気圧を吸収する ことで持続性を強化する選択的吸収メカニズムが働くこと が重要であったと述べた.

しかし,選択的吸収メカニズムによる移動性擾乱の寄与 は,持続期間中に変動し得る.その理由は,一時的にストー ムトラックが弱まったり,吸収が起きにくい場ができたり し得るためである.今回,ブロッキング持続期間中におけ る移動性擾乱の寄与を選択的吸収メカニズムの「効率」と して定量化し,その変動を調査する.さらにその変動がブ ロッキングの予測可能性変動と関係しているかを調査する.

2 選択的吸収効率の定量化

山崎・伊藤(2013)と同様の 330 K 等温位面上での後方 流跡線解析で選択的吸収効率の定量化を行う、解析には全 球アンサンブル大気再解析 ALERA2 データ (6 時間毎,水 平解像度1.25°)を用いた。この再解析は、対流圏での総観・ 大規模現象に対して妥当な解析精度を持っている。持続中 のブロッキング領域に対して. 低渦位 (PV) 域で定義され る位置に初期粒子を置き、330 K 面を移動する6日前まで の粒子の位置を追跡した。追跡中に上流のストームトラッ ク域を通過した粒子を数えて、それの全粒子数に対する割 合を選択的吸収効率とした。7月1日から8月10日までの 12UTCにおいて、毎日追跡を開始し、日々の吸収効率の変 動を調べた(図 1a)、その結果、ブロッキングの衰退期(8 月10日付近)と7月26日前後数日を除き吸収効率が8割 程度以上であった、これは、ブロッキングが持続期間中ほ ぼ選択的吸収で維持されていたことを示す。持続期におい て吸収効率が大きく低下した7月26日前後ではブロッキン グ南西のトラフが大きく南東側に伸長しており、これが選 択的吸収を一時的に妨げた可能性を示唆している.

3 予測可能性の変動

次に,予測可能性の変動について予報モデルを用いて調 査を行った.初期値には流跡線解析と同じ ALERA2 を用い て,大気大循環モデル AFES (水平解像度約1°) でのアンサ ンブル予報実験を行った.予報開始5日目での300hPaジ オポテンシャル高度についてブロッキング域(10~70°E,40 ~70°N)の根2乗平均誤差(RMSE)をブロッキングの予 報精度の指標とした.予報対象時刻が2節と同じ期間(7月 1日~8月10日)となるように5日前の12UTCから毎日 の予報を行った.その結果,7月26日前後数日に予測精度 が大きく減少していた(図1b).この予測精度の減少はブ ロッキング域のみで,その上流のストームトラック域(270 ~360°E,40~60°N)では見られなかった.ちょうどこの時 期は選択的吸収効率が低下した時期に対応しており,選択的 吸収メカニズムがブロッキング持続の予測可能性をサポー トしている可能性が示唆された.

引用文献

- Matsueda, M., 2011: Geophys. Res. Lett., 38, L06801.
- 藤井晶・黒田友二・向川均,2013:平成24年度「異 常気象と長期変動」研究集会報告.
- 山崎哲・伊藤久徳,2013:2013 年度気象学会春季大 会講演予稿集。



図1: (a) 選択的吸収効率 [%] の日々変動. 横軸は粒子追跡開始の初期時刻を示す.(b) 予報5日目でのブロッキング域(黒線)とストームトラック域(灰色破線)での300 hPaジオポテンシャル高度の RMSE [m]の日々変動. 横軸は予報対象日を示す.ここでは再解析・予報実験ともにアンサンブル平均値のみを示す.

1880年以降の日本付近における前線帯の南北変動

高橋信人(宮城大)

1. 研究目的

日本の季節変化は、日本付近を冬(夏)から夏(冬) にかけて北上(南下)する前線帯の位置の変化と対応 している。また、特定の季節における気温や降水量な どの気象要素の年々変動も、前線帯の位置の違いと 深く関連する。Takahashi(2015)では、日本付近の前 線帯の振る舞いを指数化することを目指し、半旬ごと の日本付近における前線頻度分布の平年偏差に対 して主成分分析をおこなった。その結果、各年各半旬 において前線帯の南北方向の偏りを表す前線帯指 数(第1主成分のスコア)を得た。しかし、この指数は、 NCEP/NCAR 再解析値に基づく前線データから作ら れているため、指数が得られる期間はこのデータが存 在する1948年以降に限られる。そこで本研究では、よ り長期における前線帯の振る舞い(南北変動)を明ら かにするために、近年の前線帯指数と各地の気象要 素との統計的関係(回帰式)を利用して、日本各地の 気象観測データが集まり始めた 1880 年以降の各年 各半旬の前線帯指数を求めることを目指した。

2. データと方法

2σ

回線帯指数 σ ο σ

ここで調査の対象とする前線帯指数は、前述のとお り、Takahashi(2015)で主成分分析によって得た第1 主成分の得点(寄与率は 30.7%)である。この指数は 1948 年以降の半旬値であり、負荷量の分布図からは、 正(負)の場合に、絶対値が大きいほど気候値に比べ て北偏(南偏)傾向が強いことを示し、ほぼ平年と同じ 位置に前線帯がある半旬は0に近い値をとることが読 み取れる。まず、1961年~2013年における前線帯指 数と気象官署 144 地点のそれぞれの気象要素(気温、 降水量、降水日数(1mm/日以上)、日照時間、およ びそれぞれの長期トレンドを除去したものなど)の半旬 値との間で、データマイニングの要領で相関分析をお こなう。次に、各半旬において最も高い相関係数(最 大相関係数)を示した地点および気象要素に注目し、 前線帯指数との間で求めた回帰式を使って、1961年 より前の各年各半旬の前線帯指数を算出する。ただ し、最大相関係数を示す地点が観測値を持たない年 は、その年の観測値がある地点の中から最大相関係 数を示す地点を選び、その地点の気温データと回帰 式を使う。このような手順によって 1880 年以降の各半 旬の前線帯指数を得た。

3. 結果

1961 年~2013 年の各半旬における前線帯指数と 気象要素の相関関係をみると、ほぼ全ての半旬にお いて最大相関係数を示した気象要素は気温(長期) レンドを除去したもの、半旬ごとに統計値を算出する 地点は異なる)であった。最大相関係数を示す地点 は、夏季には北日本、他の季節には南西諸島に多く みられる(図1)。特に冬の南大東島の気温変動は、こ の時期の前線帯の南北変動を表す良い指標となる。

最大相関係数を示した地点の回帰式をもとに、気 温データから1880年以降の前線帯指数を算出すると、 例えば、気候値では前線帯が最も北上する時期とな る第 44 半旬(8/4~8/9)における前線帯指数の年々 変動が得られる(図2)。図中のA、B、Cはそれぞれ旭 川、倶知安、函館の気温データ(それぞれ 1961 年、 1898 年、1880 年時点で観測値があり、観測値がある 地点の中で最も高い相関係数が得られた地点)と回 帰式を使って復元した前線帯指数である。この図から は、前線帯の大きな南北変位を示した年(図中のOで 示した年)が、過去の冷夏年や暑夏年に対応している ことが確認できる。また、1980年代以降はそれ以前と 比べて、いずれの指数も変動幅が大きくなっているよ うに見える。

このようにして算出した前線帯指数は、各地点の気 象要素との単相関分析結果を利用したものであるが、 今後は例えば地点間の気温差を利用するなど、さら に高い相関係数が得られるものを使った前線帯指数 の復元を試みたい。



図1 前線帯指数と気温(長期トレンド除去)の相関係数が



観測データに基づく地上気温気候平均場

安富 奈津子(京都大学防災研究所)

1. はじめに

地上平均気温は、地球温暖化を評価する重要な指 標であり、特に寒冷地や標高の高い地域では氷河や 積雪の有無、河川洪水や水資源管理にも大きく影響 を及ぼす変数である。

地上平均気温の観測は、衛星によるリモートセン シングの精度も向上しているが、長期間にわたる変 動の解析のためには、地上観測データが依然として 重要である。しかしながら、地上気象観測データ は、山岳地帯などアクセスが悪く、周辺環境が苛酷 な地点については時間・空間ともに十分な観測が継 続されている状況にはない。

APHRODITE プロジェクト(Yatagai et al., 2012 www.chikyu.ac.jp/precip)では、2006 年度からの5 年間で、ユーラシア域の日降水グリッドデータのほ か、日平均気温グリッドデータ AphroTemp を作成 した(Yasutomi et al.,2011)。プロジェクトでは、ア ジア各国の気象当局の協力を得て、ネパール、ブー タン、ウズベキスタン、キルギスタンなど南~中央 アジアの山岳地帯を多く含む国々の観測データを入 手できた。これらのデータを使用してグリッド化し た AphroTempV1204R1 は、高地での気候平均気 温が他のデータセットに対して正偏差を示してお り、高地データの入力数が増加することで、気候平 均気温の精度が向上する可能性を示した。(2015 年 度秋季大会)

新たに 2016 年度から 3 年間、「極端降水評価と 気象解析のための APRHODITE アルゴリズムの改 良」研究課題が始まった。新プロジェクトでは、 2007 年以降更新されていない従来のデータセット を更新するとともに、日界補正と入力データの再検 証を行い、極端現象解析に適した日降水データセッ ト作成を目指している。

2. データセットと解析方法

AphroTemp にはモンスーンアジア域(60°-155°E, 15°S-55°N)で最大 3500 地点の観測データが含まれ ている。気候平均値については、モンスーンアジア 域を対象とした日平均気温グリッドデータセットは 他に例をみないため、月平均の観測値を基本とした グリッドデータセットである CRU_TS3.2 と比較し たところ、月平均では、高地での差が大きいほかは 顕著な違いはなかった。データ入力数の差は、沿岸 部や平野部では小さく、高地で大きかった。

気候平均は 1981-2007 年の平均値を用いた。水 資源管理や農業モデルへの入力への活用可能な高解 像度(0.25 度/0.5 度、日本域 0.05 度)の日平均気 候値も作成した。

3. 今後の予定

日平均気温データは、気候平均場と観測データを 使用してグリッド化計算しているため、今回新たに 作成した気候平均場を用いて、新しい日平均気温プ ロダクトを作成・公開する予定である。

謝辞:本研究は、科学研究費助成事業(15K05291)、 環境省地球環境総合推進費(2-1602, 2016-2018 年度、 A0601, 2006-2010 年度)によって実施された。

日本域の歴史的観測データのデジタル化

*小山博司(東大・大気海洋研/気象研・気候)・ 石井正好(気象研・気候)・山本広志(気象研・気候)・木本昌秀(東大・大気海洋研)

1. はじめに

気象や海洋の歴史的観測データは、過去から現 在までの長期間の大気や海洋の現象を解明し気候 変動を評価する上で重要な役割を果たしてきた。 歴史的観測データのデジタル化は、資料の劣化や 廃棄などにより失われてしまう可能性があるデー タを電子的に保存・整備するもので、国際的にも その取り組みが活発になってきている。また、近 年ではこうした歴史的観測データの活用法として、 高度なデータ同化の手法を用いることで観測が存 在する局所的な領域だけでなく、全球的な長期間 の大気大循環を再現しようという試みが行われて いる (Compo et. al 2011; Poli et. al 2013)。本研究 では、国際的データベースに未だ収録されていな い、気象庁所有の 1960 年以前の日本域の歴史的地 表面気圧観測データをデジタル化する。また、文 科省「気候変動リスク情報創生プログラム」で進 められている大気海洋結合同化システムを用いた 150年気候再解析実験での活用を目指す。

2. データの概要

地表面気圧気象観測と高層気象観測の2種類の データセットのデジタル化を行った。地表面気圧 気象観測は、国内の気象官署において気象現象の 各要素について観測され、主に「気象月表原簿」 として収録されたものである。このうちまだデジ タル化されていない 1960年以前の9地点の地表気 圧の毎時観測値についてデジタル化を行った。一 方、高層気象観測では、気象庁所蔵の書籍「上層 気流観測表(大正 14年~昭和 15年)」と「夏季 特別気象観測調査報告(昭和 14年度)」のデジタ ル化を行った。上層気流観測表は、かつて日本の 委任統治領であった西太平洋の赤道付近の島々に 設置された南洋庁観測所(サイパンやパラオなど)

3. 地上気象観測データの検証

図は、4 地点(函館、東京、神戸、福岡)につい ての 1878~1960 年の月平均地表気圧観測値の平年 偏差の時系列である。近年の値との系統的な差を 調査するために、1981~2010 年の月別平年値(気 象庁)からの差を平年偏差として定義した。また、 観測値に対して以下のような単位換算と補正を行 った。

- 1) 単位換算 (mmHg、inchHg から hPa への換算)
- 2) 気圧補正(気圧検定による誤差に伴うもの)
- 3)重力補正(水銀気圧計の値は観測地点の 重力加速度に依存するため)
- 高度補正(移転などによる観測地点の高度の 変化を考慮するため)

全ての補正を行った後の観測値偏差(太実線)は、 いずれの観測地点においてもゼロ付近を変動し、 近年の気圧の観測値との間に系統的な大きな差は みられない。補正値の内訳は、気圧補正値は一律 -0.25 [hPa]、重力補正値は -1.1 ~ -0.2 [hPa] 程度、 高度補正値は -5 ~ +4 [hPa] 程度である。高度補正 値は、気圧や重力補正値に比べて大きな場合が多 く、観測地点の正確な高度を用いることが気圧の 観測値を扱ううえで特に重要である。

4. 謝辞

気象観測原簿を管理する気象庁観測部計画課情 報管理室からの助言を受けた。本研究は、文科省 気候変動リスク情報創生プログラムのプログラム 間連携課題および環境省環境研究総合推進費課題 (2-1506)として進めた。



図:4 地点での月平均地表気圧。補正前の値(細実線)、 気圧・重力・高度の補正後の値(太実線)。いずれも 1981~2010年の月別平年値からの偏差で、12か月の移動 平均値。

観測所の移転に伴う階級別日数の補正

*石原幸司・萱場亙起・山下和也(気象庁地球環境・海洋部気候情報課)

1. はじめに

気象庁観測部で取扱っている気温の平年値は、年・月等 の平均値だけでなく階級別日数も観測所の移転があった 場合その影響を補正して作成している 気象庁 2016)、気 象庁観測部 2016))。その作成方法は、月別の補正値から 日別の補正値を作成し、それを移転前のすべての日に一律 に適用して階級別日数を数え直すものである。一方、気候 情報課では、気候変動の監視・評価の観点から観測開始ま で遡った毎年のデータを扱っているが、そこでの移転の影 響の補正は年・月等の平均値は行っているものの、階級別 日数は行っていない(大野ほか(2011))。そのような中、 2014年12月に東京の観測所が大手町から北の丸公園に移 転したことに伴って、東京における階級別日数の記録も均 質な累年値としては切断されてしまうこととなった。そこ で今回、この平年値の補正と同じ方法を用いて、観測開始 まで(実際には、気象観測統計指針で定義されている年統計値 として正常値または準正常値として扱える年まで) 遡った 毎年の階級別日数の補正を試みた。

2. 真夏日日数と冬日日数の補正前後の違い

階級別日数のうち真夏日(日最高気温が30℃以上の日) と冬日(日最低気温が0℃未満の日)について、東京、大 阪、広島、鹿児島において補正前後の累年値の比較を行っ た(表1)。表1からこの補正によって東京で冬日が年平 均として21.4日、広島で真夏日が11.0日とそれぞれ大きく 増加していることが目立つ。東京の冬日日数の補正前後の 経年変化について、補正後の日数がほぼ一様に各年増加し ていることがわかる(図1)。

考察と議論

東京の冬日日数の増加は、気象庁観測部ほか(2016)で 示されているように、移転後の北の丸露場の方が移転前の 大手町露場より低温バイアスがあり、2012~2014年の比較 観測期間でも約4倍北の丸露場の冬日日数が多いことや気 象庁観測部(2016)で示されている2010年平年値において も、北の丸露場の方が年間で14.7日多いことが示されてい るので、その傾向が現れていると考えられる。

この階級別日数の補正方法は、気温(平均気温)の補正 方法と同様、移転前後16年間のデータを基にして作成した 月別の補正値、もしくは、東京の場合は2年間の同時比較 観測から得られた月別の補正値から11項移動平均を3回行 って日別の補正値を作成し、それを移転前のすべての日に 一律に適用して作成する。この点については、都市化の経 年変化の影響をさらに考慮できるような手法を検討する 必要がある。

参考文献

大野浩史ほか,2011:気温の時系列データから気象官署の 移転にともなう影響を補正する方法について, 測候 時報, 78, 1-2.

気象庁,2016:気象観測統計指針

- 気象庁観測部ほか,2016:地上気象観測地点 「東京」 の 露場移転について(その1 移転までの経緯につい て),測候時報,83,1-6
- 気象庁観測部,2016:地上気象観測地点 「東京」 の露場 移転について (その2 平年値の更新について),測 候時報,83,7-32

観測	移転	補正	真夏日日数 補正差		冬日日数 補正差	
地点	年	期間	平均	標準 偏差	平均	標準 偏差
東京	2014	1876	-2.8	2.0	21 4	6.9
		2014	1.0	1	511.1	0.0
大阪	1910	1883				
	1933	\sim	-5.4	4.3	-7.3	4.9
	1968	1968				
広島	1935	1931				
	1988	\sim	11.0	8.3	-3.1	2.9
		1987				
鹿児島	1994	1931				
		\sim	0.7	1.3	-5.9	4.3
		1987				

表1 東京、大阪、広島、鹿児島の真夏日日数、冬日日数の補正 差(符号は補正後に減少したら負)

本調査での統計期間は、補正前のデータが気象観測統計指針で定 義されている年統計値として正常値または準正常値として取扱え る期間とし、それぞれ開始年が東京は1876年、大阪は1883年、広 島と大阪は1931年で終了年は全地点2015年である。



図1 東京の補正前後の冬日日数の経年変化 (補正前がグレーの実線、補正後が黒の点線。横軸の▲は移 転年(2014年)を示す。)

高橋 洋(首都大学東京/JAMSTEC)・杉本志織(JAMSTEC)

1. はじめに

東南・南アジアモンスーン域でのオンセット 前には、背の高い対流性の降水がみられるのに 対して、その後降雨面積の広い降水が卓越する など、降水特性が急激に変化する。興味深いこ とに、このような季節変化は、海上ではみられ ない。その季節変化の原因として、大規模な大 気循環場の変化がよく調べられている。一方で、 地表面状態も大きく変わるため、その影響も考 えられるが、陸面の大気への影響という観点か らの研究は少ない。オンセット前には、土壌水 分が少ないため、蒸発散が少なく、オンセット 後には、蒸発散が多くなる。蒸発散の増加によ る水蒸気の増加により、強い降水を発達させそ うだが、土壌水分が乾燥している方が、強い香 水がもたらされる場合もある。本研究では、ア ジアモンスーン域の降水特性の季節変化につい てに、十壌水分がどれだけ影響を及ぼしている かを定量的に調査することを目的とする。地表 面からの顕熱フラックスと潜熱フラックスのど ちらが増えることが降水強化に寄与するのかに 注目する。

2. 使用したデータおよび実験設定

本研究では、領域気候モデルとして Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) V3.4.1を用いる。計算領域は、インドシ ナ半島を中心とした東南・南アジアモンスーン 領域であり、空間解像度は8kmである。降水日 変化など諸降水現象の再現性のため、積雲パラ メタリゼーションは使わない設定とし、雲物理 過程のみを使用した。初期値および側面境界値 には ERA-interimを用いた。SST は NOAA の OISST の月平均値を与えた。2010年と2011年 の3月から7月までを対象に再現実験(CTL)を行 った。さらに CTL に対して土壌水分のみを積分 期間全体で固定した感度実験を行った。感度実 験は、体積含水率で 0.1 m3/m3 に設定した実験 を DRY 実験と 0.45 m3/m3 に設定した WET 感 度実験を実施し、二つの実験の差から土壌水分 の感度を評価した。

3. 結果と考察

CTL 実験で再現された結果を GPCP の降水量 データと比較したところ、陸域は概ね季節変化 を再現していた。一方で、海域は、降水量が過 小評価であり、今回のモデル設定の水平解像度 が8kmとやや粗めであることが影響している可 能性がある。再現性の向上は今後の課題である。

DRY 実験とWET 実験の南アジアの一部で領 域平均した降水強度の季節推移を調べたところ、 図のように、DRY 実験でオンセット前に降水強 度が強く、WET 実験ではそれに比べて降水強度 が弱かった。このことから土壌水分の違いが降 水特性の違いに影響を与えていることが示唆さ れた。しかしながら、複数の年の結果も調べる などより系統的な実験を行う必要がある。また、 どのようなプロセスで、今回のような違いがみ られたのかについても、今後詳しく調べる。



図:南アジア(88-92E,22-26N)における降水強度の季節推移。
謝辞:本研究は、文部科学省の GRENE プログラム、RECCA プログラム、環境省推進費、首都大学東京スタートアップ調査経費のサポートを受けて実施された。
雲解像地域気候モデルによる日本の降水量の再現性

村田昭彦*, 佐々木秀孝, 川瀬宏明, 野坂真也(気象研), 青柳曉典(気象庁), 大泉三津夫(気象大学校)

1. はじめに

近年の地域気候シミュレーションにおいては、高解 像度の地域気候モデルが用いられることが多い。例え ば、気候変動リスク情報創生プログラム(創生プログ ラム)においては、格子間隔 5km の非静力学地域気 候モデル(NHRCM)が使用されている(Murata et al. 2015, SOLA)。モデルは更に高解像度化されてきて おり、積雲対流パラメタリゼーションを使わないモデ ルによる地域気候シミュレーションも行われるよう になってきた(例えば Murata et al. 2016, Clim. Dyn.)。現在、創生プログラムにおいては、格子間隔 2km の NHRCM を用いて日本全国を対象とした地域 気候予測実験が実施されているところである(青柳 2015,秋季大会)。これまでのところ、現在気候実験 が終了しつつあるので、計算された結果から主に降水 量の再現性を調べることを目的に今回の報告を行う。

2. 数値実験の設定

使用した地域気候モデルは格子間隔 2km の NHRCM (NHRCM02) で、日本全国を覆う計算領域 を設定している。現在気候実験の積分期間は 1980 年 9 月から 2000 年 8 月までの 20 年間である。現時点で は、このうち 14 年間の積分が終了している。境界条 件としては、格子間隔 5km の NHRCM (NHRCM05) による計算結果が使用されている。その外側には水平 解像度約 20km の気象庁全球モデルがネストされてい る。

3. 年降水量の再現性

NHRCM02 で再現された年降水量を気象庁アメダ スによる観測値と比較し、平均誤差(Bias)及び二乗 平均平方根誤差(RMSE)を計算した(表1)。また、 親モデルである NHRCM05 における年降水量の誤差 についても併せて表示した。

RMSEについてはNHRCM05と比べてNHRCM02 の値の方が小さくなっており、両者の差は統計的に有 意(信頼度 95%)であった。つまり、高解像度化によ って降水量の再現性が向上していると言える。Bias についてもNHRCM02の方が小さな値を示している。 しかしながら、両者の値の間に統計的に有意な差(信 頼度 95%)はなかった。

4. 地形の再現性との関係

NHRCM02 による降水量の再現性向上の理由の一 つとして、格子間隔が小さくなることによって急峻な 山岳などの複雑な地形が現実的に再現されることが 挙げられる。このことを確認するために、地形の複雑 さの度合いと降水量の再現性との関係を調べた。複雑 さの度合いとしては、アメダス地点を中心とした 40km 四方の領域におけるモデル標高の標準偏差を用 いた。また、ある程度標高が高い地点のデータを使う ことで地形性の降水量がより多くなることが期待さ れることから、実際の標高が 500m 以上の地点におけ るデータのみを用いた。

図1によると、地形が複雑なほど年降水量の再現性 の(NHRCM02のNHRCM05に対する)改善率が大 きくなる傾向にあることが分かる(相関係数:0.53)。 このことは、5km 格子で再現が難しかった複雑な地形 の再現が、2km 格子を用いることで部分的に可能とな ったため、地形性の降水量の再現性が改善したものと 考えられる。ただし、地形の再現性向上の他にも降水 量の再現性の改善に寄与している要因があるものと 考えられる。まず考えられるのは、積雲パラメタリゼ ーションを使用しないことによって、降水量の再現性 が向上する効果である。今後はこの要因に関しても解 析を進める予定である。

謝辞:本研究は文部科学省「気候変動リスク情報創生 プログラム(テーマ C)」のもと、地球シミュレータ を用いて実施された。

表1 NHRCM02及びNHRCM05によって再現された年降水量 (全国平均且つ14年平均)の平均誤差(Bias)及び二乗平均 平方根誤差(RMSE)。全国のアメダス地点におけるデータを サンプルとして計算した。

	Bias [mm]	RMSE [mm]
NHRCM02	39	292
NHRCM05	112	423



図1 各アメダス地点における NHRCM02 の標高の空間標準 偏差と年降水量の再現性の改善率との関係。モデル標高の 標準偏差はアメダス地点を中心とした 40km 四方の領域にお いて計算した。降水量再現の改善率は、年降水量バイアスの 絶対値のモデル間の差(NHRCM05-NHRCM02)を観測値で 規格化したもので定義した。実際の標高が 500m 以上の地点 におけるデータのみを使用した。

単層都市キャノピースキーム SPUC の積雪モデルの改良

*堀 直登(山形地方気象台)

1 はじめに

非静力学領域気候モデル NHRCM には単層の都市キャノ ピースキーム SPUC(Square Prism Urban Canopy scheme) が陸面モデルとして組み込まれており、都市域特有のヒー トアイランドを始めとする都市気象・都市気候の再現性を 向上させるのに役立っている。計算機資源の増加により札 幌等の積雪都市域にも SPUC を適用することが可能にな り、SPUC への積雪モデルの導入が求められてきた。これ を受けて 2015 年に気象研究所で試験的な積雪モデルが導 入された。本研究ではこの試験的な積雪モデルの問題点を 洗い出し改良を加える事によって積雪都市域での冬季の都 市気候・気象の再現性を向上させることを目的とする。

2 使用データ

本研究では計算時間短縮のため大気モデルから陸面過程 を切り離したオフラインモデルを用いてパフォーマンスを 調べる。オフラインモデルにはNHRCMのフレームを採用 した MJ-SiB オフラインモデルを利用し、そこに NHRCM に組み込まれている SPUC を移植して実験を行った。大気 強制力として北海道大学低温科学研究所の露場で得られた 地上気象データを与えた。計算は札幌を中心とした都市域 に対して 2006 年 10 月から 2007 年 4 月にかけて行った。

3 研究手法

試験的な積雪モデル(以下、試験モデル)のパラメータ を調節してそのパフォーマンスを検討した後、以下のよう な改良を加えた(改良モデル)。

3.1 雪温変化、融雪・凍結量の計算方法の変更

試験モデルでは雪温の変化に要するエネルギーは正味放 射量から統計的に求めており、融雪・凍結量も簡便な積算 寒度・暖度に基づく計算式で算出している。これを改良モ デルでは積雪モデルに一般的な手法である出入りするエネ ルギー(正味放射、顕熱、潜熱、伝導熱、降水熱)の残差 から求める手法に変更した。残差によってまず雪温を計算 し、雪温が0℃に達した場合に融雪を発生させる計算過程 を採用した。

3.2 顕熱・潜熱フラックスの計算方法の変更

雪温変化、融雪・凍結量の計算手法の変更に伴い、顕熱・ 潜熱フラックスの計算方法も変更した。試験モデルではペ 大泉 三津夫 (気象大学校)

ンマン法で求めているが、雪温変化、融雪・凍結量の計算 方法の変更に伴い、バルク法に変更した。バルク係数は森 林における積雪の熱収支の観測結果(竹内・他 1993)を基 に調節した。

4 結果・考察

計算結果を建物周囲の地面の積雪深については低温研露 場での観測値と、建物屋上の積雪深に関しては地上積雪深 との相関関係から求めた推定値と比較を行った(図1)。試 験モデルの積雪深は屋上・周囲地面ともに非常に小さい。一 方、屋上・周囲地面ともに改良モデルでは再現性が大幅に 向上した。この再現性向上は正味放射から統計的に推定し ていた雪温変化、融雪・凍結量を熱収支から算出したこと で正確に評価できるようになったことによると考えられる。

改良モデルによる建物周囲の地面の積雪深は期間を通し て誤差は小さいが、屋上の積雪深は2月中旬以降の融雪期 に過大評価となっている。積雪の冷却に寄与している潜熱 フラックスが地面よりも大きく、融雪が過剰に抑制された ことが原因として考えられる。

5 今後の課題

建物屋上の積雪については観測例が少ないため、今回は、 計算結果の評価は推定値を用いて行い、バルク係数は土壌 の上の積雪についての観測に基づいて調節を行った。今後、 屋上での積雪の観測による評価やパラメタリゼーションを 行うことで更なる再現性の向上が期待できる。



図1: 試験モデルと改良モデルによる積雪深の計算結果.赤線が建物屋上,緑線が建物周囲の地面の計算結果.黒線は低温研露場での観測値.灰色線が建物屋上の積雪深の推定値.実線は改良モデルの結果,点線は試験モデルの結果を表す.

関西地域の夏季降水を対象とした SCALE による将来変化予測 - その2:ダウンスケーリング実験による将来降水変化予測 -

*足立幸穂・西澤誠也・山浦 剛・吉田龍二・梶川義幸・八代 尚・安藤和人・富田浩文 (理研計算科学)

<u>1. はじめに</u>

都市域で発生する短時間豪雨は、時に床上・床下浸 水や地下交通網のまひなどを引き起こすことがある。 それに加えて、長時間継続する降雨は土砂崩れなどの 危険も高める。兵庫県神戸市 COE プロジェクトでは、 神戸市を含む関西地域を対象に、将来気候変化に伴う 降水変化の適応策に資する目的で、力学的ダウンスケ ール手法を用いて同地域の空間詳細な降水変化予測を 行っている。雨水排水能力の見積もりや、大規模河川 の洪水対策を考える上で、将来の降水イベント特性の 把握は重要である。本発表では、MRI-AGCM3.2S による 将来気候予測を境界値として SCALE により見積った関 西地域の夏季降水将来予測を示す。

2.実験設定とモデル設定

使用したモデルは、計算科学研究機構で開発された SCALE-RM である(Nishizawa et al. 2015; Sato et al. 2015)。SCALE の初期値境界値には、MRI-AGCM3.2S(約 20km 水平解像度) で計算された現在気候実験

(1979-2003年)と将来気候実験(2075-2099年)のそれぞれ6~9月を使用した。MRI-AGCMの将来実験はSSTパターンが異なる4ケースある(Mizuta et al. 2014)。 計算は、各年5月31日から9月30日までを、1日のスピンナップ期間を含む5日間積分のタイムスライスで行った。計算ドメインには2段ネストを適用し、第1、第2ドメインの水平解像度はそれぞれ7.5km、2.5km、鉛直層数は48層、60層である。解析には神戸市を中心とする第2ドメインの計算結果を使用する。積雲パラメタリゼーションは両ドメインとも使わず、雲微物理に1モーメントバルクスキーム(Tomita, 2008)を使 用した。

<u>3. 結果</u>

図 la は MRI-AGCM 将来気候実験のうちの1ケース (CMIP5 のマルチモデル平均の SST を与えた実験)を境 界値に用いてダウンスケーリングにより見積もった将 来降水変化を示す。SCALE の結果は、MRI の予測結果を 引き継いで夏季降水は西日本全域で14%程度減少する。 平均日最大降水量 (R1d) については、山陰や太平洋側 沿岸域で増加する地域も見られるが、統計的に有意で はない(図1b)。月別の解析より、降水はすべての月で 減少傾向にあるが、特に6月と8月の減少が顕著であ った。また、R1dで有意な変化がみられるのは8月のみ であった。低気圧性擾乱の頻度解析より、台風を含む 夏季の低気圧頻度は将来減る予測となっており、擾乱 頻度の減少が降水減少の主要因の一つであると考えら れる。気候場の変化と擾乱変化のそれぞれの寄与を定 量的に評価する擬似温暖化手法の拡張方法について紹 介し、それを用いて降水変化の要因分析を行う。

参考文献

Nishizawa, S., H. Yashiro, Y. Sato, Y. Miyamoto, and H. Tomita, 2015, Geosci. Model Dev., 8, 3393-3419.

Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo, and A. Kitoh, 2014, SOLA, 10, 167–171.

Sato, Y., S. Nishizawa, H. Yashiro, Y. Miyamoto, Y. Kajikawa, and H. Tomita, 2015, Prog. Earth Planet. Sci., 2, 23.

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



図 1:6-9月25年間平均の(a)月積 算降水量(mm/day)と(b)年最大日 降水量値の現在気候実験と将来気 候実験の差。ハッチは将来変化が 5%の危険率で有意な領域を示す。

CMIP5 気候モデルの降雪再現性の評価

李 捷、神沢 博(名古屋大学大学院・環境学研究科)

1. はじめに

未来の全球降雪変化を予測するときに、気候モ デルは不可欠である一方、過去の全球降雪変化を 考察するときにも、気候モデルが有効である可能 性がある。降雪の観測の困難により、グローバル かつ長期間の降雪量観測データセットが存在し ないからである。しかし、気候モデルが有効であ るためには、気候モデルの降雪再現性を評価する 必要がある。従来の気候モデルの降雪の再現性の 評価は、降雪量平均値やその空間パターンを定性 的に議論することにとどまっていた。本研究では、 降雪量の気候値、季節変化、長期変化の三つの側 面に着目し、気候モデル全般の降雪表現、及び気 候モデル間の降雪表現の差異を考察する。

2. 使用データ

モデル値として、Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) に参加した気候モデルの うちの 19 個の歴史再現実験データ (historical experiment, データ期間: 1850-2005年)を使用す る。「観測」値として、JRA55 再解析データ(デー タ期間: 1958年以後)の月降雪量、および格子化 地上気温・降水量観測データセット University of Delaware Air Temperature & Precipitation (v3.01) (データ期間: 1901-2010年)により推算した月 降雪量(以下、推算月降雪量または推算量という) を用いる。推算月降雪量 Ps は Legates, D. R., & Bogart, T. A. (2009)の以下の経験式で算出する:

$$Ps = R \times P$$
, $R = \frac{1}{1 + 2.147 \times 1.5315^T}$

ここで、Ps は月降雪量、P は月降水量、R は月降 水量に対する月降雪量の割合、T は月平均地上気 温(℃)である。以下、JRA55 再解析データの月 降雪量及び推算月降雪量を観測月降雪量という。

3. 解析手法

観測月降雪量、各気候モデル、および気候モデ ル全体平均(マルチモデル)の降雪量の気候値、 季節変化、長期変化を、陸上と海上とに分けて考 察する。

1) 降雪の気候値の再現性の評価

1971-2000 年の 30 年間平均の月降雪量の年・ 季節平均値に関し、以下の全球分布の特徴を考察 することで、降雪の気候値再現性や不確定性を調 べる:月降雪量平均値(図1)、月降雪量平均値の 偏差率(気候モデル月降雪量平均値と観測月降雪 量平均値の差の観測月降雪量平均値に対する割 合)、分布幅率(19 個の気候モデルの月降雪量平 均値の 75 パーセンタイルと 25 パーセンタイル の差のマルチモデルに対する割合)。

2) 降雪の季節変化の再現性の評価

1971-2000 年の 30 年間平均の各月の月降雪量 Xiの標準偏差 SD(次式)を調べ、各地の降雪量季 節変化の大きさを考察する。

$$SD = \sqrt{\frac{1}{11} \sum_{i=1}^{12} (X_i - \bar{X})^2}$$

平均二乗誤差(RMSE;次式)を使い、各気候モ デルの降雪季節変化再現性を評価する。

$$\text{RMSE} \equiv \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (X_i(model) - X_i(obs))^2}$$

 降雪の気候値・季節変化の再現性の長期 変化

20世紀末期(1971-2000年)と20世紀初期 (1901-1930年)の2期間に分け、1),2)と同じ 方法を適用し、降雪量の気候値および季節変化 の大きさの2期間の差を調べ、降雪の長期変化 の再現性や不確定性を評価する。1901年から 2000年までの月降雪量の年・季節平均値、季節 変化の大きさの線形トレンドを計算する。

4) 気候モデルの降雪再現性に対する考察 降雪量はおおざっぱに降水量と地上気温に依 存するため、気候モデルの地上気温と降水量を 観測値とそれぞれ比べることで、上述の気候モ デルの降雪の再現性を左右する原因に迫る。

参考文献:

Legates, D. R., & Bogart, T. A. (2009). Estimating the proportion of monthly precipitation that falls in solid form. J. Hydrometeorol., 10(5), 1299-1306.





図1 1971-2000年の30年間平均の月降雪量の年平均値: (a) マルチモデル (モデル13個;19個に増やす予定)、(b) 推 算量。 阿部 学 (JAMSTEC) · 野沢 徹 (岡山大学)

はじめに

近年、北極海の海氷が急激に減少するなど北極域では 温暖化の影響が顕在化している。北極海では海氷減少 に伴うアイスアルベドフィードバックの効果のほかに、 海氷減少や温暖化の影響によって、雲量が増加するこ とが知られている。また、この雲量増加によって生じ るフィードバックが北極域の温暖化に重要な役割を果 たしている可能性が指摘されている。このようなこと から、北極海の雲や雲の放射強制力に関する再現性は 地球温暖化における北極域の温暖化プロセスを理解す る上で重要である。

本研究では、CMIP5に参加した複数の気候・地球シス テムモデルに関して、北極海の雲量や雲の放射強制力 に関する季節変化に関する再現性や不確定性を評価す る。また、将来予測実験について、北極海の雲量変化 の季節性や海氷減少との関係を調べ、将来変化と再現 性に関するモデル間の関係を明らかにする。

データ

本研究では、雲量や放射量データの利用が可能であった、CMIP5 に参加した 27 つの気候モデル・地球システムモデルの歴史実験と将来予測実験(RCP4.5)の 月平均データを解析する。実験では、自然の外的要因 (太陽活動の変動や火山噴火)、温室効果ガスやエアロ ゾルの人為的な気候変動要因を条件として与えている。 解析では、すべてのモデルのデータについて、水平解 像度を 2°×2°に変換して、統計処理を行った。また、 すべてのモデルで、1 つ目のアンサンブルメンバーの みを選択し解析を行った。

結果

図1に、各モデルの66^N-90^Nの北極海で平均した雲 量について、1976-2005年平均の季節変化を示す。北 極海の雲量の季節変化に関するモデル間の不確定性が 大きいことがわかる。特に、秋季から春季の間のモデ ル間の不確定性が大きい。大きく分けると、秋季から 冬季にかけて雲量が多く、春季から夏季で減少すると いう季節変化を示すモデル、秋季から冬季に雲量が小 さく夏季に雲量が大きいモデル、季節変化が小さい(ほ ぼない)モデルがある。

図2に、下向き短波放射量に関する雲の放射強制力に ついて、図1と同様に示す。すべてのモデルで3月か ら7月かけて、負の放射強制力が強くなり、雲によっ て下向き短波放射量が減衰されていることがわかる。 しかし、その減衰量についてはモデル間で異なり、不 確定性が大きい。一方で、雲量の季節変化が大きく異 なることに比べると、雲の放射強制力の季節変化の特 徴はモデル間で類似していることがわかる。 図3に、下向き長波放射量に関する雲の放射強制力に ついて、図1と同様に示す。雲によって、地表面での 下向き長波放射量は増加する。しかし、1年を通して、 モデル間で30-40 W m²の不確定性がある。



図 1 各モデルの 66°N-90°N の北極海で平均した雲量について、 1976-2005 年平均の季節変化。単位:%。



図 2 図 1 と同様。ただし、地表面下向き短波放射量に関する 雲の放射強制力。単位:Wm²。



図 3 図 1 と同様。ただし、地表面下向き長波放射量に関する 雲の放射強制力。単位:Wm⁻²。

オーストラリアを対象としたノンパラメトリック法による将来気候アナログ

I. はじめに

未開の地に適した農作物を選定する際に、未 開の地の気候と類似した地域で栽培されている 農作物を参考にすることはしばしば行われてき たことである。この類推を現在気候と将来気候 で行う事が、近年盛んに行われている(例えば Hibino et al. 2015, Climatic Change; 仲江川 ほか 2014, 秋季予稿集)。温暖化することは頭 で分かるが、実際にどうなるのかを実感するこ とは容易ではない。ある地点の将来気候が、現 在のある地点の気候に類似していると提示する ことは、実感して貰う有効な一手法である。そ こで本研究では、オーストラリアの都市を対象 として、今世紀末の気候アナログを行った。

II. 測度、実験、データ

<u>測度</u>将来のターゲット都市と現在のアナログ 都市の月平均気温と降水量の季節変化の差が、 年々変動とモデル予測の不確実性よりも小さい 時に、アナログとして相応しいと判断し、全体 でどの位相応しい年があるかの割合を測度とす る。従って、この測度は、ノンパラメトリックで あると言える。

<u>実験・観測データ</u>現在・将来気候実験は気象 研究所大気全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)を用 いた。水平解像度はTL319(約 60km)である。境 界条件の海面水温と海氷密接度は、現在実験 (1979年~2003年)では、観測値を、将来実験 (2075年~2099年)では、第3次結合モデル相互 比較プロジェクトに参加した 18 個の結合モデ ルから、アンサンブル平均、3つのクラスタ平均、 計4つを利用した。排出シナリオは SRES A1B を 用いた。モデル結果にはバイアスがあるので、 気温は、将来気候値と現在気候値の差、降水量 は将来気候値と現在気候値の比を、現在観測気 候値に加算、乗算して、将来のデータを得た。観 気象研究所 仲江川敏之、日比野研志、高薮 出

測値として、CRU のデータ(Mitchell and Jones 2005, IJC)を用いた。

III. 結果

図1にオーストラリア17都市の今世紀末気 候条件下での気候アナログ結果を示す。半分以 上の10都市は、オーストラリア大陸内で、アナ ログ都市が見つかった。西オーストラリアのパ ースの将来気候は、西海岸を北上した地点の現 在気候と最も類似しているといえる。気温、降 水とも将来予測されているが、降水量予測の不 確実性が大きいため、気温の変化が、アナログ 都市探索では主要因となっている。同様に、東 海岸沿いの都市も、東海岸を北上する傾向が見 られる。

大陸中央に位置するターゲット都市のアナ ログ都市は、非常に近い南に位置する場所がア ナログ都市として探索されている。これはター ゲット都市の標高が高いため、標高差による気 温差が近距離で生じているからである。

残り7ターゲット都市は、オーストラリア 大陸外でアナログ都市が見つかったが、ケッペ ンの気候区分と比較して、妥当であった。

謝辞: 本研究は、文科省創生プログラム(テーマC)の下で行われました。



インドにおける降水量の季節進行とその長期変動

*井上知栄¹・松本 淳^{1,2} (1:首都大・都市環境 2: JAMSTEC/DCOP)

<u>1. はじめに</u>

インド降水量の100年スケールの変動については、 年降水量や夏季(6~9月)降水量などを対象とした 研究が多数報告されている。一方で当該地域におけ る季節進行の長期的な変動の研究は、広域的なイン ド亜大陸全体スケールにおける夏季モンスーンの開 始時期に関するものなどに限られたものが多い。本 研究では、最近利用可能となった高解像度の長期降 水量格子点データを用いて、降水量の季節進行に基 づいたインドの地域区分を試み、過去113年におけ る各地域の降水量季節進行の変動について調べた。



図 1 半旬降水量気候値の季節進行に基づくインドの地 域区分の結果。



434444(4) 2199(436)
334444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(436)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 2199(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
344444(4) 219(46)
34444(4) 219(46)
34444(4) 219(46)
</

<u>2. データ</u>

インド気象局による水平解像度 0.25°×0.25°の日 降水量格子点データ (Pai et al. 2014, Mausam)を使用 した。期間は 1901~2013 年の 113 年である。北緯 31 度以北は格子点データ作成に用いられている地点密 度が低いため、北緯 31 度以南の地域を対象とした。

<u>3. 結果</u>

対象となる各格子点における半旬降水量気候値 (1981~2010年の30年平均)の年降水量気候値に 対する割合を変数として、ウォード法によるクラス ター分析を行った。空間的なまとまりも考慮してク ラスターを切断した結果、図1の9つの地域に区分 された(ただしBsとBnは同じクラスターとなった ものを2つに分けている)。各地域における降水量の 季節進行は図2のように示される。

次に各地域の降水量季節進行の長期的な変動を調 べるため、図3のような降水量の等値線図を作成し た。西岸のD地域では、1940年頃までは7月付近に 降水量のピーク時期が集中していたが、1950年代以 降は8月の降水量が増え、ピーク時期が8月中旬頃 まで続くようになるなどの変動が確認された。

<u>謝辞</u>

本研究は JSPS 科研費 JP26220202 の助成を受けた。



図3 D地域(西岸)の領域平均における降水量季節進行 の長期変化傾向。半旬降水量の年降水量気候値(1981~ 2010年の平均)に対する割合(単位:%)で示し、9半旬・ 21年の二項加重移動平均で平滑化している。陰影は4%以 上の領域。

夏季日本の家庭用エネルギー消費と熱帯の気候変動現象の関係

○渡邊 英樹¹・森岡 優志²・早稲田 卓爾¹・Swadhin K. Behera²

(1:東大院新領域、2:JAMSTEC/APL)

キーワード:家庭用エネルギー消費・エルニーニョ/南方振動・インド洋ダイポール

<u>1. はじめに</u>

日本はエネルギー資源の約95%を海外から輸入しており、国内の エネルギー需要の予測は重要な課題である。本研究では日本の総 エネルギー消費の約14.3%を占める(資源エネルギー庁「総合エ ネルギー統計」)、家庭と商店で消費された家庭用エネルギー消費 と気候変動の関係について議論する。家庭用エネルギー消費の変 動の原因は、主に家庭用エネルギー消費の約26.3%を占めるエア コンによる消費であり、気温など気象条件に大きく左右される。

一方、日本の気候に影響を与える熱帯の気候変動現象として、 エルニーニョ/南方振動(ENSO)やインド洋ダイポール(IOD; Saji et al. 1999)が知られている。しかし、これら気候変動現象が 家庭用エネルギー消費の変動に及ぼす影響については未だよく 分かっていない。そこで、本研究ではエネルギー消費が高くなる 夏季に注目し、家庭用エネルギー消費の変動と熱帯の気候変動現 象の関係を明らかにする。また、先行研究(Saji and Yamagata 2003, Weng et al. 2011)において、ENSOや IOD が東アジアの気候に与 える影響が年代ごとに異なると報告されており、両者の関係の十 年規模変動についても考察する。

<u>2. データと解析手法</u>

家庭用エネルギー消費には、電力会社が提供している電灯電力需 要実績月報(電気事業連合会)を、気温と降水量には、気象庁が 提供している月平均データを用いた。解析期間は1980-2015年の 7-9月、解析領域は家庭用エネルギー消費の多い関東地方と関西 地方(図略)とした。各データについて長期トレンド、月平均気 候値を抜いて偏差を計算し、さらに、9年の移動平均値を抜くこ とで年々変動を抽出した。熱帯の気候変動現象の指標として、 NIN03.4 指数および IOD 指数を用いた。また、家庭用エネルギー 消費と気候変動の関係に見られる十年規模変動を調べるため、各 年について10年の移動相関を計算した。

<u>3. 結果と考察</u>

図1は関東地方の夏季における家庭用エネルギー消費と気温の 偏差を表す。期間全体で、エネルギー消費と気温の間には、かな り高い相関が見られた(相関係数0.84)。一方で、エネルギー消 費と降水量の相関は低かった(相関係数-0.24、図略)。従って、 家庭用エネルギー消費は降水量よりも気温と強く関係している ことが分かった。 次に、関東地方の夏季の気温と熱帯の気候変動現象との関係に ついて調べた。期間全体でNIN03.4指数との相関係数は-0.21で、 IOD 指数との相関係数は0.16であり、両者の関係はそれほど強く ないことが分かった(図略)。これは、期間全体で相関係数を計 算していることによる。

そこで、先行研究に従い、関東地方の夏季における家庭用エネ ルギー消費と、NINO3.4指数または IOD 指数の 10 年の移動相関を 計算した(図2)。1980 年代前半は NINO3.4指数と負の相関が見ら れたが、1990 年代から IOD 指数との相関係数が 0.5 を超え、IOD との関係が強くなっていることが分かった。一方で、2000 年代に なると、NINO3.4指数と負の相関が高くなり、ENSO との関係が IOD に比べてわずかに強いことが分かった。

以上の解析から、関東地方の夏季における家庭用エネルギー消費は、主に気温によって変動し、先行研究で報告されているよう に、ENSOやIODとの関係性が年代ごとに異なることが示唆された。 ℃ 10⁵MWh







図2. 関東地方の夏季における家庭用エイルキー消費と、NLN3.4 指数 (M 線) または IOD 指数 (黒線) の 10 年の移動相関係数

重回帰分析と作物収量モデルを用いた気候変動による兵庫県のコメ収量予測

○栁澤 和紀(大阪大学) 近藤 明(大阪大学) 嶋寺 光(大阪大学)

1. はじめに

近年温暖化をはじめとする気候変動が問題となっ ている.温暖化は長期的な気温上昇だけでなく,集 中豪雨や干ばつなど,極端な気象現象の発生頻度も 大きくさせる.コメは気候条件への依存性が大きく, 気候変動による影響評価が必要である.

本研究では、兵庫県において過去~現在の気候変 動とコメ収量・作況指数の関係から重回帰分析を用 いて得た回帰式と作物収量モデルに、数値モデルに よる将来気候予測結果を適用することで将来のコメ 収量・作況指数の推計を行った.作況指数は気候変 動を平年並みとした 10a 当たり平年収量と実収量の 比から算定するため、極端現象の影響を評価できる. また作物収量モデルを用いることで、気候だけでな く、水田管理方法、土壌種など様々な条件について 考慮できるため、より詳細な将来推計が可能となる.

2. 気候計算

現況及び将来気侯データは、全球気候モデル Com munity Climate System Model version 4 (CCSM4) の出力データセットを基に、メソスケール気象モデ ル Weather Research and Forecasting model (WRF) version 3.5.1 で力学的ダウンスケーリングを行うこ とで作成した.現況計算には Coupled Model Interna tional Project phase5 (CMIP5) による現在気候再現 実験に基づいて計算されたデータから 1981~2000 年の 20 年間を、将来計算には CMIP5 による IPCC の RCP4.5 シナリオを用いた将来気候予測実験に基 づいて計算されたデータから 2081~2100 年の 20 年 間を使用した.計算結果から、温暖化による将来の 気温上昇と極端現象の発生回数の増加を確認した.

3. 重回帰分析

1962 年~2004 年の 5~9 月の気温,風速,降雨に 関する月別統計値及び 10a 当たりのコメ収量・作況 指数の観測値を用いて重回帰分析を行った.説明変数の決定には、変数減少法を用いた.以下にコメ収量(X)と作況指数(Y)を示す.

X=9.23×A+25.38×B-13.05×C-184.16(1)
 (A:7月の日降水量0.0mm以上0.1mm未満の日数,
 B:8月の日最低気温の月平均,C:9月の日最大風
 速 10m以上の日数)

 $Y = -5.32 \times D + 0.87 \times E + 1.03 \times F$

 $+1.44 \times G - 1.52 \times H - 5.42 \times I + 189.18$ (2)

(D:7月の日最高気温の月平均,E:7月の日最高 気温30度以上の日数,F:7月の日降水量0.1mm未 満の日数,G:8月の日最高気温の月平均,H:9月 の不照日数,1:9月の日降水量100.0mm以上の日数)

4. 作物収量モデル

コメの収量計算には、The decision support system for agrotechnology transfer cropping system model (DSSAT_CSM)を用いた.最高/最低気温・降雨量・日 射量の日別値をWRFの出力から得てDSSATの入力 値とし、現況及び将来のコメ収量を算定した.

5. 結果

回帰式(1)及び(2)に数値計算によって得られ た気象変数を入力した結果によると、将来計算の期 間内20年の10a当たり収量は現況よりも約27kg増 加した.寄与として,式(1)の変数Bの増加が見ら れた.また,作況指数は100以下となる不作の年が 20年間で7回から12回に増加することが示された. こちらは式(2)の変数Iの増加の寄与が大きかった.

以上のことから,コメ収量は将来の気温上昇や極端気象の発生頻度の増加を受け,収量の増加と同時 に大きく不作となる年が増加するため,不作となる 年への対策が必要であると考えられる.

作物収量モデルによる解析結果についてはポスタ 一内で示す.

日本の降雪深と大気循環場の関係とその年々変動

*安孫子悟¹・高橋 洋^{1.2}・松本 淳^{1.2} (1:首都大・都市環境, 2:JAMSTEC)

<u>1. はじめに</u>

日本では冬季に多くの雪が降り,特に日本海側は世界的に見て も有数の豪雪地帯である.日本海側や山岳地帯の異常な大雪や多 雪は雪崩などの自然災害につながることがある.また,普段あま り雪が降らない太平洋側の地域では大雪によって交通機関大き な影響を及ぼすことがある.

近年,日本の冬季の気温や降水量などの年々変動と大気循環場 との関係について多くの議論がなされている.前田(2013)では, 冬季のエルニーニョ発生時における全国の高温傾向と東日本太 平洋側と西日本の多雨傾向を示唆した.しかし,日本の降雪深と 大気循環場との年々変動の関係に注目している論文は少ない.中 井(2015)では,日本全国の降雪量の年々変動や分布,ENSOや北 極振動などとの関連について調べ,Niño3.4 SST・AOI(北極振 動指数)・WPI(西太平洋パターン指数)は最深積雪を基にした指数 との回帰係数が負になることを示した.

しかし、これらの研究では日本海側や北日本を対象領域として おり、太平洋側や西日本では解析がされていない.また、これら の研究では降雪の年々変動の特徴が違う地域を区分せず解析し ており、地域的な降雪の年々変動の特徴の違いを捉えられていな い.そこで本研究では、太平洋側や西日本を含む降雪の地域分布 に着目し、降雪深と ENSO や北極振動などの大気循環場との関 係について研究を行った.

<u>2. 使用データと解析手法</u>

解析には気象庁の気象官署の観測データを用いる.年累積降雪 深として11月から3月までの月別累積降雪深を積算した.対象 期間は、気象官署のデータが使用できる1961年~2015年とした. 累積降雪深には、中井(2015)を参考に指数化を施した.また、多 雪年や少雪年の大気循環場を詳細に把握するため、JRA-55 再解 析データを使用した.さらに、累積降雪深の年々変動に影響があ りそうな大規模な大気循環場との関係を考察するため、Niño3 SST と AOI を使用した.

累積降雪深の年々変動が類似した地点を分類し、それぞれの地 域の降雪の年々変動の特徴を捉えるため、各地点の累積降雪深指 数を説明変数にクラスター分析を行った.

<u>3. 解析結果</u>

クラスター分析の結果,北海道,日本海側,東日本太平洋側, 西日本の4地域に分けられた(図1).例えば,59豪雪の1984年 や平成18年豪雪の2006年は各地域で高い指数だったほか,38 豪雪の1963年は日本海側や西日本が,2014年は東日本太平洋側 が高い指数となるなど,年による地域的な降雪の多寡の分布の特 徴が表現できた.

さらに,各地域で多雪だった年の大気循環場の傾向を調べるため、地域別に累積降雪深指数が上位25%以上だった年を多雪年, 上位75%以下だった年を少雪年と定義し,広域的な大気循環場や 海水温のコンポジット解析を行った.その結果,全地域で多雪の 年にはシベリア高気圧やアリューシャン低気圧の強化がみられ た.また,北極域の高圧偏差と中緯度域の低圧偏差がみられ,北 極振動の負偏差が多雪の関連が示唆された.さらに,日本海側や 西日本の多雪年には中国南部の低温偏差や高圧偏差,日本周辺の 高圧偏差がみられた.Ueda et al.(2015)で指摘されたフィリピン 周辺域での対流活動の変化などを介して,ラニーニャ現象が間接 的ながら日本海側や西日本の多雪に関連していると考えられる.

今回は、期間全体を対象に年々変動の解析を行ったが、1980 年代終盤から1990年にかけて生じた累積降雪深のジャンプが見 られるため、年々変動と長期変動が分離できていない可能性があ る.そこで、対象期間を前半と後半に分けて解析を行い、降雪深 の年々変動の地域区分の違いや多雪をもたらす大気循環場の特 徴についてより詳しく考察したい.

引用文献

- Ueda, H., Kibe, A., Saitoh, M. and Inoue, T. 2015. Snowfall variations in Japan and its linkage with tropical forcing. *International Journal of Climatology* 35(6):991-999.
- 中井専人 2015. "多雪指数"を用いた全国の多雪・少雪の年々変動と分布. 天気 62(3):187-199.
- 前田修平 2013. ENSO と日本の天候 (エルニーニョ・南方振動 (ENSO)研究の現在) -- (ENSO の影響). 気象研究ノート 228. 167-179.



謝辞

本研究は、科学研究費補助金の支援をうけて実施した.

NHRCMの都市キャノピースキームに導入した積雪サブモデルの特性

*大泉 三津夫 (気象大学校)、堀 直登(山形地方気象台)、青柳 曉典 (気象庁)

1. はじめに

NHRCM は気象庁短期予報モデル NHM を領域気候研究用に 発展させたものであり、陸面モデルとして非都市域では植 生キャノピーモデル (MJ-SiB)を、また都市域には都市キ ャノピーモデル (SPUC)を指定できる。青栁 (2015,秋季 大会)は冬季積雪域での都市気候の再現性向上を図って、 SPUC に正味放射から統計的に融雪量を予測する積雪サブ モデルを導入し(以下、試験モデルと呼ぶ)、2006~07 年 冬季の札幌での積雪深の再現性を調べた。一方、堀・大泉 (2016,秋季大会)はSPUC 用の積雪サブモデルとして、積 雪表面での熱収支から単層積雪の融雪量を予測する積雪 サブモデルを開発し(以後、改良モデル)、オフライン実 験で上記の青栁の実験と同じ期間の札幌の積雪の再現性 を調べている。

今回、上記の堀・大泉による改良モデルをNHRCMの SPUC に組み込み、2006~07 年冬季再現実験を行った。この再現 実験とは別に、青栁による SPUC 用の試験モデル、及び、 都市域も植生モデル MJ-SiB を使用する NHRCM 再現実験も 行って、3つの積雪サブモデルの再現性の比較を行ったの で、以下に報告する。

2. 冬季再現実験

今回の実験の目的は、試験モデルと改良モデルのパフォ ーマンスを調べ、両者の特性を把握することにある。広い 領域で数年に渡る再現実験を実施するのが理想であるが、 先ずは予備実験として札幌を含む狭領域で1冬季の再現 実験を行うことにした。再現期間は上述したように2006 ~07年冬季で、モデルの空間分解能は10kmである。初期 値・境界値にはMANALを利用した。北海道の中心を計算領 域の中心にとって50x50格子で積分を実施すると、日本海 の計算領域が狭くなって十分な水蒸気の供給が行えずに 札幌付近の降雪が少ない結果となった。そこで、降雪を増 やすため日本海領域を広く取り、北海道中央部が計算領域 の東端になるようにした。以下、札幌市中心部に対応する 格子点(38,13)での計算結果を示す。

3. 結果

図1は積雪深の再現結果である。全般に積雪深の大きい 方から、札幌管区気象台での観測(Obs)、MJ-SiB、改良モ デル(Mod)、試験モデル(Exp)という結果となった。これま で5km 分解能での計算結果から MJ-SiB による積雪の再現 結果は良好という結果が得られており、今回の再現実験で の2月1日以後の過小積雪は降雪量の不足が原因と考えら れ、計算領域の再設定や解像度を5kmに上げて再計算する



図1.2006~07 年冬季の札幌市中心部に対応する格子点での積 雪深(m)の NHRCM 再現結果. MJ-SiB, 改良モデル(Mod), 試験モ デル(Exp)の計算結果. 0bs は札幌管区気象台での観測値.

必要がある。試験モデルは改良モデルより積雪深が少なく、 堀・大泉のオフライン実験と整合している。

図2は積雪形成期(1/15~2/14:左列)、及び、融雪期(2/15 ~3/18:右列)の時刻別に期間平均した積雪表面での正味 放射(Rdn)、顕熱フラックス(S.H)、潜熱フラックス(L.H)、 表面への伝導熱フラックス(G.H)である。積雪形成期では (a)の試験モデルのフラックス変化が小さく、(b)の改良モ デルは両期間を通じてフラックスの日変化が大きい。



図2. 札幌市中心部に対応する格子点での正味放射(Rdn),顕熱 フラックス(S.H),潜熱フラックス(L.H).積雪表面伝導熱フ ラックス(G.H)の日変化. 左列は1/15~2/14までの積雪形成 期の時別平均,右列は2/15~3/18までの融雪期.上段から(a)試 験モデル,(b)改良モデル,(c)MJ-SiBの計算結果.

謝辞:本研究の一部は、文科省気候変動リスク情報創生プ ログラム・テーマ C の支援により実施された。

日本における降水同位体比の年加重平均値の推定

*一柳錦平(熊本大院先端科学)・田上雅浩(東大院工学系)

<u>1. はじめに</u>

日本水文科学会の同位体マッピングワーキ ンググループ(Isotope Mapping Working Group: IMWG)は、2013年に日本全国を対象として降 水の安定同位体比の集中観測を行った.本発表 では、熊本大学で同位体分析した 56 地点の結 果より、降水量で加重平均した年平均値の分布 と、さまざまな同位体効果、さらには位置情報 のみからの推定式について報告する.

2. 研究地域,研究方法

降水の安定同位体比の観測は、日本全域 56 地点において、2013 年を通して行った. 降水の δ¹⁸O および δD は, 熊本大学の同位体質量分析 装置 (Delta-V) により分析した. 測定誤差は δD で±0.5 ‰, δ¹⁸O で±0.05 ‰, d-excess で±0.52‰ である. 降水量は採水量から求め, 気温は最も 近い気象観測所のデータを利用した.

<u>3. 年平均 δ¹⁸O の分布と同位体効果</u>

図1に56地点の降水δ¹⁸O年平均値の分布と, 緯度効果を示す.降水δ¹⁸Oの年平均値の分布は, 北海道の-10‰以下から,九州の-4‰以上まで緯 度効果が明らかに現れている.



図1:降水δ¹⁸O年平均値の分布と緯度効果. 記号 の違いは気象庁の予報区分の地域を示す.

次に,太平洋側と日本海側に分けて平均した 降水 δ¹⁸O と緯度,標高,年降水量,年平均気温 との関係を図 2 に示す. その結果, 緯度効果は太平洋側で 0.28‰/°, 日本海側で 0.45‰/°である. 高度効果は太平 洋側で-0.003‰/mm, 日本海側で-0.047‰/mm である. また, 降水量との相関は両者とも低く, 降水量効果は認められない. 気温効果は太平洋 側では 0.26‰/°C, 日本海側では 0.46‰/°Cで ある. このように, 太平洋側と日本海側では顕 著な違いが認められた.



図2:降水 δ¹⁸O 年平均値と(a) 緯度,(b) 標高,(c) 年降水量,(d) 年平均気温との関係.太平洋側(○), 日本海側(●) に分けて計算した.

そこで、日本全域、太平洋側、日本海側に分けて、降水δ¹⁸O年平均値の推定式を作成した. 気温は緯度と標高に依存しており、降水量は相 関がないため、説明変数は緯度(LAT)と標高 (ALT)のみとした、以下に結果を示す.

日本全域:Y=-0.348*(LAT)-0.00307*(ALT)+4.29 太平洋側:Y=-0.279*(LAT)-0.00306*(ALT)+1.95 日本海側:Y=-0.416*(LAT)-0.00288*(ALT)+6.55

本結果は日本初の降水同位体の推定式であ り、今後は他の観測による 2013 年のデータを 増やして、推定式の精度をさらに高めていく必 要がある(Ichiyanagi and Tanoue, 2016).

日別降水発現に対するマルコフ連鎖モデルのパラメータの推定とその空間分布の特徴 ―関東地方東部を事例として一

遠藤 伸彦・西森 基貴 (農研機構・農環研)

1. はじめに

気候変動にともなう自然や社会に対する影響 とそれへの適応策を立案する際の基盤情報とし て、全球気候モデルによる将来予測に基づく高 時空間分解能の気候統計値が必要とされる.全 球気候モデルによる予測を地域スケールに落と し込む手法として、計算コストが相対的に小さ い統計学的ダウンスケーリング手法がある.

日別の降水発現に対してマルコフ連鎖モデル が適用できることを利用して 1980 年代に地点 レベルの気象情報を生成する Richardson 型ウ ェザー・ジェネレーター (WG) が登場し, 1990 年代後半から多地点対応のWGが開発されてき ている. だが Richardson 型WG の多地点への 拡張に際し,各観測地点において得られたマル コフ連鎖モデルのパラメータの空間的なスムー スさ,つまりパラメータの内挿可能性について の検討は丁寧になされていないように思われる. 関東平野東部という比較的広く平坦であり,か つ多数の雨量計が運用されている地域を対象と して,マルコフ連鎖モデルのパラメータを推定 し,その空間的な分布の特徴について検討を行 った.

2.1階マルコフ連鎖モデルとデータ

1 階・2 状態のマルコフ連鎖モデルは日スケー ルでの降水発現の確率モデルとして利用できる とされている.このモデルでは、ある日の状態 は前日の状態にのみ依存する.ある日と前日の 間での降水・無降水の遷移確率は、無降水を'0'、 降水ありを'1'と表し、分割表の形で推定するこ とができる.その遷移確率は P_{xy} (x,y はそれぞ れ前日と当日を表し、無降水'd'・降水あり'w') で表現される.また気候学的な降水の確率 π_w は P_{dw} と P_{ww} から求められる.また、気候学的 な無降水の確率 π_d も同様に得られる.また、気 候学的な降水・無降水連続日数も遷移確率から 情報を得られる.

使用したデータは、主に茨城県・栃木県・埼 玉県東部・千葉県北部に位置する気象官署(5 地点)・アメダス(54地点)・国交省(74地点)・ 農環研・筑波大(2地点)の132地点の日降水 量データであり, 期間は 1986 年から 2011 年の 26 年間である. なお, 降水の有無のしきい値と して 1 mm/day を採用した.

3. 結果

推定した遷移確率の空間分布は、無降水の連続する確率 P_{dd} は相対的に地域差が小さいが、 降水の連続する確率 P_{ww} は栃木県・茨城県北部 で相対的に高く、特に栃木県北部の山岳地帯で 確率が特に高い. P_{ww} が山岳地帯で高いことは、 気候学的な降水確率 π_w が大きいこと、また降 水継続期間が相対的に長いことと対応している.

小領域でのパラメータのスムースさを検討す るために館野および宇都宮から 25km 以内の距 離にある観測所のパラメータの分布を検討した. 無降水から降水ありへの遷移確率 Pdw は, 館野 において相対的に小さいが地点間のばらつきが 大きい.一方で,降水ありから無降水への遷移 確率は宇都宮において相対的に小さいが地点間 のばらつきが大きい.両地点での遷移確率の中 央値とばらつきの違いは,降水をもたらすシス テムの違い,ならびにその降水継続期間の違い を反映していると考えられる.

※本研究は文部科学省 SI-CAT の支援を受けて 実施した.



図1. 館野と宇都宮のそれぞれ 25km 以内の地点にお ける P_{dw}の分布.

EOF 解析から見た冬季の北陸地域の気象状況の時間変化

荒井	建伍1)
1)富山ナ	~院理丁

安永 数明 2)

2)富山大学理工学研究部/海洋研究開発機構

1. 研究概要

日本海側では冬季に季節風による多量の降雪が見 られる。降雪のパターンには内陸部で相対的に多く降 る山雪型と、沿岸の平野で相対的に多く降る里雪型が 知られている。

2016 年の春季大会では、レーダーアメダス解析雨 量に対して主成分解析を行った結果について示した

(P103)。そこでは山雪型と里雪型に対応する、沿岸部と内陸部のコントラストが大きいパターンを、第1モードとして抽出した(図1)。本研究では、この第1モードが卓越している時間帯の気象要素やその時間変化を調べ、冬季北陸地域の特徴的な気象パターンを明らかにすることを目的とする。

2. 解析データ・手法

本研究では時間解像度1時間、空間解像度1km²の レーダーアメダス解析雨量データを用いた。解析範囲 は富山県を中心とした日本海沿岸域で解析期間は 2007年~2013年の冬期(12~2月)である。ただし 計算時間短縮のため、空間解像度を4km²に落として 解析を行った。解析領域の毎時の平均値を引いた時系 列データに対して、主成分解析を行い、同定された第 1主成分(図1)の卓越時間に関して、下記の様なコ ンポジット解析を行った。

まず第1主成分の係数の時系列の、前後2時間の移 動平均値を計算し、正の極値の時間と負の極値の時間 を、それぞれ極値の値順に抜き出す。この抽出方法で は、低気圧の通過に対応しているものを含むが、これ は冬季の北陸地域の特徴的な降水である寒気の吹き 出しによる降水とは異なる。そのため、上記の抜き出 した中から、相対的に24時間の変化が小さい事例を、 更に主観的に絞り込んだ。最終的に抽出された3事例 において、極大・極小における、前後12時間の気象 要素を調べた。なお気象要素のデータは、気象庁の観 測データを使用した。

3. 結果・考察

係数が正の極値となる3事例において、輪島の気象 データに注目すると、24時間の気圧の変化は小さく、 気温は平年よりやや低く時間変化が小さいことが分か った(図略)。風向は南から西が多く(図2左上)、相 対湿度は80%前後であった(図2左下)。それに対し て係数が負の極値となる3事例では、気圧は24時間 を通して緩やかに上昇傾向であり、風向は西から北が 多かった(図2右上)。湿度は正の極値の3事例よりも 低かった。(図2右下)。気温はおおむね一定で、24時 間を通して変化が小さかった(図略)。

地上の風速は、負の極値の事例のほうがやや大きく、 強い季節風が降水分布を山側に寄せるという従来の仮 説と矛盾はない。一方で、負の極値の事例でみられた 北からの相対的に乾燥した空気は、対流の発達には不 利であることから、降水形成には地形による強制上昇 等の外力が必要である。強風と相対湿度のどちらが本 質的に重要かに関して、今後解析を進めていく。



図1:本解析によって求められた第1モード



図2:第1モードが卓越する場合の、輪島の風向・湿度 データの時系列。上段左:正の極値の場合の風向きの 変化、上段右:負の極値の場合の風向きの変化。いず れも風向は16方位で、0と16が北風、4が東風、8が 南風、12が西風を表す。下段左:正の極値の場合の相 対湿度の変化、下段右:負の極値の場合の相対湿度の 変化。図中の太線は、コンポジットの中心を示す。

箱根仙石原で発生する霧の観測研究

浅野裕樹(筑波大学大学院)、日下博幸(筑波大学計算科学研究センター)

<u>1. はじめに</u>

霧とは、雲のうち雲底が地表面のごく近くにあり、地表面の 水平視程が 1km 未満の場合のことをいう。霧は放射霧や混合 霧など発生原因によっていくつかの種類に分類される(沢井, 1982)。

廣田(2014)は、箱根において監視カメラを利用して空間的・時間的に密な霧観測を約1年間行い、数kmしか離れていない地点においても霧の発生しやすい条件が異なることを指摘した。しかし、箱根の霧の特性をより理解するためには、さらなる霧観測データの蓄積と解析が必要である。

次に、仙石原のような盆地で発生する霧は一般的に放射霧で あることが多く、廣田(2014)も仙石原での霧が発生時の気象 条件や時間帯から放射霧である可能性が高いと主張している。 しかし、盆地霧は川沿いで発生した混合霧が発達してできるこ ともあり(小気候団体研究会,1994)、仙石原から南に数 km 離 れたところにある芦ノ湖が仙石原での霧発生に関係している ことも考えられる。しかしながら、仙石原での霧発生要因につ いて詳細な調査は行われていない。

以上より、本研究では長期間の定点観測および夜間集中観測 を行い箱根仙石原における霧の発生要因を明らかにすること を目的とする。

2. 観測方法および使用データ

霧、気温、相対湿度、風向および風速を盆地内の計 12 地点 (観測した内容は地点によって異なる)で長期間観測した。霧 観測では、独自に設置したインターバルカメラやインターネッ トに公開されているライブカメラ映像を用いた。そして、気温、 相対湿度の観測では温湿度計、風向および風向の観測では三杯 式風向風速計を用いた。

集中観測は仙石原(盆地底)、元箱根(湖畔)の2地点で行った。仙石原では接地層鉛直観測(係留気球:温湿度、パイロットバルーン:風向風速)と地上観測(温湿度計:温湿度、三杯式風速計:風向風速、4成分放射計:短波放射および長波放射)を行い、芦ノ湖畔では地上観測(温湿度計:温湿度、三杯式風速計:風向風速)を行った。また、サーモカメラを用いて 芦ノ湖〜仙石原周辺の地表面温度を測定した。

さらに、本研究では箱根周辺の気象場を把握するために、地 上天気図、気象庁メソ客観解析値、AMeDAS 地上観測値を使 用した。

3. 結果

10月上旬からの長期観測によって、仙石原で明け方に霧が発 生した事例を10事例(10月19,22日、11月1,3,5,6,7,16,18,21 日)観測した。そして、観測の結果から、10事例を①48時間 以内に降水があった場合と②48時間以内に降水がなかった場 合に分類した。

①の場合の霧発生要因は、高い相対湿度、静穏夜間、降水、 であると考えられ、②の場合の霧発生要因は、高い相対湿度、 静穏夜間、逆転層の発達、であると考えられる。このように、 直前の降水の有無によって霧発生要因が異なることが長期観 測によって示唆された。

また、②の場合では先に述べた3つの要因を満たしていても 霧が発生しない事例が2事例(10月21日、11月4日)ある ため、霧発生要因が他にもあると考えられる。そして、他の霧 発生要因については集中観測の結果から考察する。

11 月 3~5 日(4日:霧非発生、5日:霧発生)の夜間に集 中観測を行った。3-4 日および 4-5 日は②の場合の霧発生要因 を満たしていたが、5 日朝のみ霧が発生した。そのため、3-4 日と 4-5 日の観測結果を比較することで②の場合の霧発生要因 について考察する。

3・4 日と4・5 日の観測結果で異なった点として、まず冷気湖 の厚さが挙げられる。パイロットバルーン観測によって、境界 層内の風向風速を観測した結果、弱風域が3日23時は約200 m、4日23時は約400mであり、4・5日の方が冷気湖は発達し ていると考えられる。

次に、夜間の水蒸気移流の有無が相違点として挙げられる。 盆地の北西斜面で観測した気温と相対湿度から夜間の水蒸気 量を計算した結果、水蒸気量が 3-4 日は減少していたが、4-5 日は増加しており、4-5 日は水蒸気移流があったと考えられる。 そして、静穏な夜間であったことを考慮すると水蒸気は芦ノ湖 から移流したと考えられる。さらに、霧発生時には霧が芦ノ湖 から仙石原にかけて流れていく様子をカメラで撮影できたの で、仙石原での霧発生に芦ノ湖からの南風が関係していたと考 えられる。

夜間集中観測によって、芦ノ湖からの水蒸気移流と冷気湖の 深さが②の場合の霧発生要因であることが示唆された。

<u>4. まとめ</u>

長期観測および夜間集中観測によって箱根仙石原の霧発生 要因について調査した。

長期観測により、霧発生要因は直前に降水が①有る場合と② 無い場合で異なることが示唆された。また、②の場合は一般的 な放射霧の発生要因である高い相対湿度や夜間静穏の他にも 発生要因があると考えられる。そして、夜間集中観測によって、 ②の場合の他の霧発生要因として、芦ノ湖からの水蒸気移流と 冷気湖の深さが示唆された。

当日の発表では、観測結果および WRF (Weather Forecast and Research model) を用いた数値シミュレーションの結果 について紹介する予定である。



図1:集中観測で得られた盆地底(仙石原)での気温、相対湿度および 風向をそれぞれ示す。破線で囲まれた時間帯に霧が発生した。 霧無(3・4日)と霧有(4・5日)では夜間の気温や相対湿度に大 きな違いは見られないが、霧有(4・5日)では夜間に南風が卓越 していた。

JRA-55CHS を境界条件に用いた NHM による大気応答その3 梅雨期の日本域における対流活動の変化 ^{村崎万代*}、釜堀弘隆、行本誠史、小林ちあき(気象研究所)

はじめに

近年、日本周辺域における低気圧及び前線活動は 周辺の海面水温(SST)分布と密接に関係しているこ とが観測、モデルによる研究から明らかになりつつ ある。本研究では黒潮をある程度表現できる高解像 度SST(MGDSST:分解能約0.25°)を使って作成した 全球客観解析プロダクト(JRA-55CHS)を境界条件 として使用し、さらに高分解能なNHMをネスティン グすることにより、海流による日本域の対流活動へ の影響を調査することを目的とする。前回の報告で は、6月東シナ海周辺域について気温、降水量、雲 量、鉛直流の変化を示した。今回は解析を7月まで 進め、梅雨前線の北上による日本域の対流活動変化 の境界値依存性について調査した。

実験の設定

実験期間:2004~2010年の6/1-7/31 計算:タイムスライス(18UTC初期値の30時間積分 で最初の6時間をスピンアップとし、その後の24時 間について解析)

モデル:JMA-NHM水平分解能5km

CNTL-run (コントロールラン):側面、下部境界 条件はJRA-55C(COBE-SST版)を使用。

HS-run (高分解能SSTラン):側面、下部境界条件はJRA-55CHSを使用。

結果

図1はHS-runによる2004年からの7年間の6月 と7月の1時間降水量5mm以上の頻度を示している。 6月に日本の南海上にピークを持つ降水頻度分布が (図1a)、7月になると本州上に北上しているのがわ かる(図1b)。図1aのABに沿った降水頻度の2つ の実験で比較すると、6月では28N-30Nにかけてピ ークの位置が北上していることがわかる(図2a)。 これは黒潮を表現できるHS-runにおいて暖かい SSTが北上したためだと考えられる。7月になると梅 雨降水帯は北上し(図1b)、28N-30N2つの実験に よる差異は小さくなるが、降水帯がかかる32N-34N の陸上における差異は残り、その変化は最大で約 20%程度になる。このことは、陸上の降水の再現性 が周辺のSST分布の表現に依存していること示唆し ている。今後、地表風の風向依存性や、雲とSST分 布の関連性などについて解析を進めていく予定であ る。

図2 (右図) 130E28N-34N(図 1a における直線 AB)における時間降水量 5mm/h 以上の頻度の HS-run と CNTL-run の比較. (a)6月、(b)7月 46N a) 44N 42N 40N 38N 36N 50 34 N 40 32N - 30 -20 30N - 10 28N 26N 24N 130E 135E 140E 145E 125F precipitation NHM5km (JRA55chs) JUL 2004-2010 46N b) 44N 42N 40N 38N 60 36N 50 34N 40 -30 32N -20 30N -10 28N 261 24N 🖡 120E 125E 1.30F 1.35E 140F 145E

precipitation NHM5km (JRA55chs) JUN 2004-2010

図1 HS-run の時間降水量 5mm/h 以上の頻度。 (期間:2004-2010) コンターは SST。(a)6 月、(b)7 月



大会第2日

海氷全面消滅(Blue Arctic Ocean 実験)に対する冬期大気循環応答

*中村 哲1、山崎孝治1、本田明治2、浮田甚郎2

1. 北大地環、2. 新潟大

<u>1. はじめに</u>

近年の地球温暖化に伴い、北極域では他地域より も大きな昇温傾向を示しており(極域増幅、Polar amplification)、それに伴い特に北極海の海氷は急 速に減少している事が報告されている。北極海の海 氷減少は北極近辺のローカルな大気応答のみなら ず、大気の波動活動を通して北極振動の負位相傾 向をもたらす事がわかってきた。(Nakamura et al., 2015, JGR)。北極振動の負位相は極から中緯度へ の寒気流出を強めるとともに、極への大気熱輸送を 強める事で極域増幅を加速させていると言える。

現在気候での北極海氷減少は気候学的な惑星波 の振幅を強める事で成層圏突然昇温(Stratospheric sudden warming, SSW)時に観測されるような上下結 合により負の北極振動をもたらす事が認識されつつ ある(Nakamura et al,, 2016, GRL)。一方で、海氷一 北極振動の関係は非線形であり(Petoukhov and Semenov, 2010, JGR),将来予測された海氷分布に 対する大気応答では海面からの熱フラックスの水平 分布の違いにより、成層圏応答およびそれに続く対 流圏での北極振動は現在気候での応答とは逆にな るという研究もある(Sun et al., 2015, JC)。

本研究では北極海氷が現在気候の範囲で減少し たケースと、海氷がすべて融解する極端なケースとに おける大気応答の変化を比較する。海氷だけを変化 させるので温暖化の未来予測との対応があるわけで はないが,海氷減少度合いの違いに対する大気応 答を調べることで、その物理的プロセスの理解を深め ることが目的である。

2. モデルと実験方法

モデル上端高度を上部成層圏(60km)まで延伸し たAFES(解像度:T79L56)を用い、SSTを1979-1983 の5年平均値、海氷を表1に示す境界条件を設定し た3タイプの実験の150年積分を行った。CNTLは現 在気候での多氷期、AICE は少氷期を代表する海氷 分布を与えるのに対し、Im50 は北極海に海氷が存 在しないという極端な条件を与える。

3. 結果

現実的な海氷減少に対する大気応答は北極域で 高気圧偏差、中緯度域で低気圧偏差のいわゆる負 の北極振動パターンとなり、最近の研究結果と整合

表1. 谷	実験に用し	いた海氷の	境界	粂件
-------	-------	-------	----	----

CNTL	1979-1983 平均値
AICE	2005-2009 平均値
Im50	CNTL と同じ、但し 65°以北海氷なし

する(図1a 左)。北極海氷全消滅時の大気応答もま た負の北極振動パターンとなるがその振幅は2倍以 上で、かつ全体的に水平構造が赤道側に拡大して いる(図1a 右)。どちらのケースでも負の北極振動パ ターンに付随して中緯度域、特に東シベリアから極 東域で地表付近に寒冷偏差が見られた(図なし)。

一方で、成層圏-対流圏結合を調べてみると、二つ のケースで支配的なプロセスが異なる事がわかった。 現実的なケースでは晩冬にかけて上部成層圏の極 渦弱化シグナルが下方伝播し対流圏の負の北極振 動に対応する東風偏差と結合しているのに対し(図1 b 左)、全消滅のケースでは11月から3月まで対流 圏と成層圏の東西風偏差は逆位相であり、上下結合 関係は完全に破綻している(図1b 右)。このような差 異は、現実的なケースでは北極海大西洋側に集中 する乱流熱フラックス偏差に対する大気波動応答に より下部成層圏での波数1構造が強化されるのに対 し、全消滅ケースでは乱流熱フラックス偏差の分布が 北極海全体に拡大する事で下部成層圏の波数1構 造に影響を与えない事に起因する事がわかった。

本研究についてのより詳細な結果は GRL 誌に投稿中(2016年7月現在)である。



図1. a, CNTL 実験に対する(左)AICE 実験および (右)Im50 実験の 150 年平均、冬季(12-2 月)平均 300hPa 高度場偏差。実(破)線は正(負)偏差、陰影 はt検定による統計的有意水準 95%を示す。等値線 は0値を除去し、等値線間隔を各パネルの左下隅に 示す。b, aと同じ、但し北緯 60°東西平均東西風偏 差の時間高度断面。

14km メッシュ NICAM 気候実験データを用いた温帯低気圧の将来変化解析

*小玉知央(JAMSTEC)・Bjorn Stevens・Thorsten Mauritsen(MPI-M) 清木達也(JAMSTEC)・佐藤正樹(東大/JAMSTEC)

1. はじめに

温帯低気圧は中緯度における日々の天候を 大きく支配している。しばしば洪水や暴風と いった災害をもたらし、将来変化についても 多くの研究が行われている。しかし、これま での高解像度モデル研究では、特に降水変化 について水平解像度が不足している可能性が 指摘されている^[1,2]。

最近、14km メッシュの全球非静力学大気モ デル NICAM^[3]を用いた 30 年分の現在・将来気 候実験が終了した^[4,5]。本発表ではこの実験デ ータを用いて、特に降水に着目して温帯低気 圧の将来変化を解析した結果を報告する。

2. 解析手法

[6]で行った方法を修正し、6時間毎の総観 規模成分^[7]の海面更正気圧(MSLP)と風ベク トルを用いて温帯低気圧を自動追尾した。温 帯低気圧の中心を基準とする単純平均を取る ことで合成図を作成した。

3. 結果

はじめにストームトラックの地理分布の再 現性を確認した(図省略)。JRA-55 再解析^[8] に比べて北太平洋において北偏バイアスがあ るものの、大ざっぱな分布や温帯低気圧の数 は再現されていた。温暖化変化を解析した結 果、極向きシフト(特に南半球)および温帯 低気圧の数の減少を確認した(図省略)。





図1:生涯最大の下層風速(左)および 中心から500km以内の領域平均降水量 (右)の頻度分布。シェードは現在気候 (スケール10分の1)、折れ線は変化。 図1は温帯低気圧周辺における生涯最大の 風速および降水量の頻度分布である。強い降 水を伴う温帯低気圧の数は増加する一方、強 風を伴う温帯低気圧の増加は明瞭ではない。 中心気圧の変化も小さい(図省略)。以上の 傾向は過去の研究とよく一致している。

図2は温帯低気圧の構造変化である。降水 は進行方向のやや極側で増加する。この降水 増加はエネルギーバランスで決まる全球平均 降水量の増加より大きく、クラウジウス・ク ラペイロンの関係(~7%/K)に近い。当日の 発表では強い温帯低気圧のみを取り出し、南 北半球それぞれの温帯低気圧の降水変化に注 目して解析した結果を示す予定である。

謝辞

計算は理化学研究所の「京」(課題番号:hp120279, hp130010,hp140219)を利用した。本研究は文部科学省 の気候変動リスク情報創生プログラムおよびフラグシッ プ2020(ポスト「京」)重点課題4「観測ビッグデー タを活用した気象と地球環境の予測の高度化」の支援を 受けて行った。また、JAMSTECの松野スカラーシップの 支援を受けて MPI-M と共同研究を行った。

参考文献

- [1] Bengtsson et al. (2009), J. Climate.
- [2] Champion et al (2011), Tellus.
- [3] Satoh et al. (2014), Prog. Earth and Planet. Sci.
- [4] Kodama et al. (2015), J. Meteor. Soc. Japan.
- [5] Satoh et al. (2015), J. Meteor. Soc. Japan.
- [6] Kodama et al. (2014), Geophys. Res. Lett.
- [7] Hoskins and Hodges (2002), J. Atmos. Sci.
- [8] Kobayashi et al. (2015), J. Meteor. Soc. Japan.



図2:温帯低気圧中心に対する MSLP(等値線) および降水量(シェード)の合成図。(左)現 在気候、(右)将来変化。中心における方位角 を基準に半径3,000km以内を図示した。

将来温暖化時の確率台風強度マップの作成(2)

- 強い台風の出現頻度の変化-

*杉 正人(気象研究所)・村上裕之(GFDL)・吉田康平(気象研究所)

はじめに

気候変動リスク情報創生プログラム(文科省 H24-H28)のテーマ C「気候変動リスク情報の基 盤技術開発」では、高解像度の全球大気モデルに よる予測実験結果を用いて、将来温暖化時の確率 台風強度マップを作成する研究を進めている。重 要な課題の一つは、モデルの数値実験の現在と将 来それぞれ 25 年のデータから、どのようにして 出現頻度の低い強い台風の出現確率の変化を精 度よく推定するか、ということである。

台風強度のバイアス補正

本研究では、上記の課題に対して、多数のアン サンブル実験の結果を用いることにより、強い台 風の出現確率の計算精度を高めること試みてい る。その場合、ほとんどのモデルでは台風の強度 は現実の台風よりかなり弱いので、台風の強度に ついてバイアス補正を行うことが必要になる。本 研究では、台風強度(最大風速)の累積分布関数 (CDF)によるバイアス補正法(杉・村上、2012 秋 D369)を用いる。この方法では、累積分布関 数の確率値が同じところ(例えば、上位 20%のと ころ)でモデルの台風強度が観測の強度と一致す るように補正を行う。

強い台風の頻度の将来変化

本研究では、21世紀気候変動予測革新プログラ ム (文科省 H19-H23) で実施された、解像度 20km と 60km の MRI-AGCM のアンサンブル実験結果(現 在 11 メンバー、将来 29 メンバー) に、台風強度 のバイアス補正を行うことにより、台風強度カテ ゴリーごとの台風の現在と将来の出現頻度(5°x5° のグリッドボックスに滞在する日数)の空間分布、 およびその将来変化を求めた。その結果、台風全 体(Category 0 以上、最大風速 ≥ 17 m/s)では、中部太 平洋など一部の地域を除くほとんどの地域で、台 風の出現頻度が減少するが、強い台風(Category 3 以上、最大風速 ≥ 50 m/s)の出現頻度は、図1のよう に、多くの地域で将来増加することが示された。 ただし、北西太平洋の南西部 (フィリピン周辺)、 北東太平洋、メキシコ湾、カリブ海、オーストラ リア周辺など、将来強い台風の数が減少すると予 測されている地域もあるため、全球あるいは特定 の海域全体の頻度の変化は小さくなる。



図 1 強い台風(Category 3 以上、最大風速 ≥ 50 m/s)の出現頻度(5°x5°のグリッドボックスの 10 年 あたりの台風滞在日数: TC days)の変化。

中高緯度の温暖化が熱帯の降雨分布に与える影響

吉森正和(北海道大学 大学院地球環境科学研究院・北極域研究センター) 濱野勇臣(北海道大学 大学院環境科学院) 阿部彩子(東京大学 大気海洋研究所)

<u>1 はじめに</u>

全球気候モデルを用いたシミュレーションでは, 大気中の CO₂ 濃度の増加など,空間的に比較的一 様な放射強制力を加えた場合に,地上気温の変化が 極域で大きく現れることがよく知られている [1,2,3].近年の地球温暖化においても,観測や再解 析データから,北極域で気温上昇が顕著に大きくな っていることが確認されている.

他方で、古気候データや古気候シミュレーション、 理想化数値実験では、北半球と南半球の温度差が熱 帯の降雨分布に変化を与えることが強く示唆され ている[4,5].したがって、将来の地球規模の温暖化 においても、南極域よりも大きな北極域の温暖化が、 熱帯の降雨分布に影響を与える可能性が考えられ る.先行研究では、温暖化実験結果から診断的にそ の可能性が支持されたものの、数値実験によって明 確に遠隔影響の効果が示されていない[6].

2 目的

本研究では、地球温暖化における熱帯降雨分布変 化の要因が多数考えられる中で、中高緯度の大きな 温暖化が熱帯の降雨分布にどの程度影響を与える のかを明らかにし、その支配的なプロセスを特定す ることを目標にする.

3 数値モデルと実験設定

本研究では、気候モデル MIROC4m の大気大循 環モデル部分に海洋混合層モデルを結合したもの を使用する.まず、産業革命前実験(コントロール 実験), CO2濃度を産業革命以前の2倍,4倍にし た平衡実験を行った(2xCO2 実験, 4xCO2 実験). 次に, 遠隔影響のみを切り離すために, 北半球中高 緯度の温暖化を抑制・増幅した感度実験を行った. 具体的には,北緯 40 度以北の中高緯度のみ海氷分 布や海面水温を外部強制として与えた.実施した多 数の感度実験の中から,ここではいくつかに絞って 紹介する:2xCO2実験において、北半球のみコント ロール実験の海氷分布を与える (Icelx) 実験,中 高緯度のみコントロール実験の海氷および海面水 温を与える (SSTIce1x) 実験, 北半球のみ 4xCO₂ 実験の海氷分布を与える(Ice4x)実験,中高緯度 のみ 4xCO 実験の海氷および海面水温を与える (SSTIce4x) 実験の結果を示す.

4 結果

図1は、それぞれの実験におけるコントロール実 験からの地上気温変化(冬:12-2月)を表す.2xCO₂ 実験では、冬に中高緯度(40-90[°]N)の地上気温は 約7[°]C上昇し、熱帯(20[°]S-20[°]N)の降雨分布は太 平洋で主に変化が見られた.東西平均すると北半球 側は南半球側より平均0.5 mm/day多く増加し、降 雨量が最大となる緯度は北へ約1度移動した.図1 から、Ice1x 実験では北極温暖化増幅が抑制されて いることがわかる.図2は、Ice1x 実験における降 雨分布の変化を示す.北極温暖化増幅によって、



図2 Icelx 実験と2xCO2実験の降水量の差(mm/day). 北 極温暖化増幅が熱帯の降雨分布に与える遠隔影響を示す (12-2 月平均). 破線は負の値(減少). 右図は東西平均.

熱帯の北半球側で降雨量が増え,南半球側で減少し ていることがわかる.4つの感度実験結果をまとめ ると,2xCO2実験を基準に,北半球中高緯度は冬に 平均約-5℃から+7℃変化し(図1),東西平均した 熱帯の降雨量は北半球側と南半球側の差でコント ロール実験と2xCO2実験の約-160%から+160%の 変化が見られ,降雨量の最大緯度は-1.5度から+2.5 度北へ移動した.また,これらの降雨変化は、大気 中の水蒸気量の変化ではなく,ほとんどがハドレー 循環の変化によって説明されることが解析によっ て示された.

<u>5 参考文献</u>

[1] Yoshimori, M. et al. (2014a), *Clim. Dyn.*, 43,1613-1630. [2]
Yoshimori, M. et al. (2014b), *J. Climate*, 27, 6358–6375. [3] Laîné,
A. et al. (2016), *J. Climate*, 29, 3297-3316. [4] Yoshimori, M.
and A.J. Broccoli (2008), *J. Climate*, 21, 4399-4423. [5]
Yoshimori, M. and A. J. Broccoli (2009) *Geophys. Res. Lett.*,
48, L20703, doi:10.1029/2009GL040488. [6] Frierson,
D.M.W. and Y.T. Hwang (2012), *J. Climate*, 25, 720-733.

全球 d4PDF における比較 SPI を用いた将来の降水量の評価

CAREER EXPLORER Menerikgital Socky of Zepan * 長谷川 聡・Maksym Gusyev ・岩見 洋一

土木研究所 (PWRI) 水災害・リスクマネジメント国際センター (ICHARM)

1 はじめに

SPI (Standardized Precipitation Index)は、水文条件や 農業活動や社会経済活動を考慮しない気象条件のみによ る渇水 (気象学的渇水)や洪水の指標の一つである.通常 は連続する 20-30 年以上の長期間の観測データからガン マ分布関数のパラメータを決定して、その CDF (累積分 布関数)から標準化正規分布の CDF に変換した際の Z 値が SPI の値となる.

気候変動実験などの同一地点の異なる気候状態(例: 現在気候実験 vs 将来気候実験,観測 vs 現在気候実験) の比較を可能とした比較 SPI (comparative SPI; cSPI)を 提案し, MRI-AGCM3.2S および 3.2H の創生プログラ ムや環境省実験を用いて,幾つかの河川流域(MOD-SIM2015;日本気象学会 2015 年度秋季大会 P197),ア ジア全域(日本気象学会 2016 年度春季大会 A303)や全 球(ICWRER2016)における降水量変化による気象学的 渇水・洪水の動向を調べた.本研究では,アンサンブ ル数が非常に多い d4PDF (database for Policy Decision making for Future climate change)を用いて,単一の気候 モデル内の自然変動の幅をより正確に捉えた形で将来の 降水量変化を調べることを目的とする.

2 データと解析手法

MRI-AGCM3.2H を用いた d4PDF 全球版のうち, 1951-2010年の60年間の過去実験100メンバーを参照 データセット,産業革命から全球平均気温で4°C上昇 を想定した60年間の4°C上昇実験90メンバー(6種類 のSST将来変化空間パターンを使用)を対象データセッ トとした.SPIの計算における標準化の効果で原理的に 降水量のバイアスを除いた形で評価できるため,降水量 のバイアス補正なしで比較SPIを計算した.

100 メンバーもある参照データセットからガンマ分布 のパラメータを決定する手法として、本研究ではより多 くのサンプル数を一度に用いて稀な極端降水を加味した CDF を得るために全メンバーをまとめて 6000 年分でガ ンマ分布関数のパラメータを各地点で決定した.このパ ラメータから得られた CDF を用いて,過去実験・4°C上 昇実験の各ランの結果について比較 SPI を計算した.

3 結果と考察

図は12ヶ月降水量を用いた過去実験6000年分から得た CDF を元に計算した4°C 上昇実験の個々の比較 SPI の中央値の90 アンサンブル平均を示す.4°C 上昇実験の降水量の中央値が過去実験と変わらなければ0付近,過去実験の年々変動の幅の上下に達すると±1.0という形に標準化されている.この強度や分布は,創生プログラムや環境省実験のMRI-AGCM3.2S および3.2HのRCP8.5シナリオ実験の解析結果と似ているが,アンサンブル数の増加に伴ってより滑らかな分布が得られた.発表の際には,6種類のSST空間パターンによる違いについても紹介する予定である.また d4PDF の非温暖化実験データを入手次第,人間活動の影響が無かった場合の1951-2010年も同様に評価したい.

図の濃灰色は、過去実験の個々の比較 SPI の中央値の 100 アンサンブル平均の絶対値が1を超えたために、ガ ンマ関数への適応が不十分とみなしてマスクした地点を 示す.このような地点はパラメータを求める際のサンプ ル数の増加に伴って大きく減少したが、期待に反してサ ハラやアラビア半島の一部等に残った.これらは乾燥地 域であることから、無降水の取扱いがまだ不十分なこと も原因として考えられる.他の分布関数を用いることも 視野に入れながら、計算手法の改善にも努めたい.



図: d4PDF 全球版の過去気候実験 60 年間 100 メンバー (計 6000 年分) から求めたガンマ分布関数を基準とした 4°C 上昇 実験 (60 年間 90 メンバー) における 12 ヶ月スケールの比較 SPI の中央値のアンサンブル平均.

■謝辞 本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創 生プログラム」の支援により実施された.各種データの 提供に感謝します.

Assessment of future changes in climate over Southeast Asia using NHRCM

*Faye T. Cruz (Manila Observatory, Philippines), Hidetaka Sasaki (Meteorological Research Institute, Japan)

1. Introduction

Recent extreme rainfall events have caused much damage over countries in Southeast Asia (SEA) highlighting the vulnerability of the region to these climate hazards. Thus, it is crucial to have information on how climate, particularly extreme events, will change over the region at high spatial and temporal resolution in order to prepare the appropriate responses. This study aims to describe the future climate changes over the SEA region at high resolution. Climate projections from global climate models have been downscaled using regional climate models, including the MRI Nonhydrostatic Regional Climate Model (NHRCM) (Sasaki et al., 2008). NHRCM has been used extensively to assess the future climate over Japan (e.g. Sasaki et al. 2012; Murata et al. 2015), but has also been applied elsewhere, such as to examine projected changes in rainfall and tropical cyclones over Vietnam (Kieu-Thi et al., 2016).

2. Methodology

NHRCM is used to downscale output from the 60km resolution MRI-AGCM3.2 model (Mizuta et al., 2012). Simulations for the present (1981-2000), near-future (2020-2039) and far-future (2080-2099) climates under the representative concentration pathway (RCP) 8.5 scenario are conducted over this domain (17.39 °S to 31.48 °N; 79.77 °E to 181.74 °E), which covers the SEA region and the western section of the Pacific Ocean, at 25-km resolution with 50 vertical levels. Model output is analyzed only over the SEA region to assess the changes in climate means and extremes.

3. Results

Initial results indicate a significant regional average warming of 0.96 °C and 3.38 °C in the near-future and far-future, respectively. The highest temperature increase occurs during the warm season of March to May (Figure 1). Changes in rainfall vary depending on the region and season. More areas will have wetter conditions at the end of the century, including Myanmar, parts of Vietnam, Malaysia and Indonesia, particularly during the season of September to November (Figure 1). However, there is a decline in rainfall over some areas in the Indochina Peninsula during the dry season of December to February. Changes in the extremes are also examined. For example, extreme daily rainfall (95th percentile) over the region is projected to increase by 2.4% then 12.5% on average. In the future, rainfall events will also tend to occur over a shorter duration, i.e. fewer than five consecutive days.

4. Summary and future work

Using NHRCM, the seasonal and spatial variability of future changes in climate, e.g. temperature and rainfall, are better characterized over the SEA region. Simulations of the far-future climate under other RCP scenarios will also be done to provide a range of possible future climates for the region that can be used for impacts assessment studies.



Figure 1. Seasonal mean temperature (line) and rainfall (bar) averaged over land in Southeast Asia for the three 20-year time periods.

Acknowledgments

F. Cruz is an International Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS). This work is supported by JSPS KAKENHI Grant Number 15F15028, and the SOUSEI program of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan.

References

Kieu-Thi, X. et al., 2016. Rainfall and tropical cyclone activity over Vietnam simulated and projected by the Non-hydrostatic regional climate model – NHRCM. J. Meteor. Soc. Japan, 94A, 135-150.

Mizuta, R. et al., 2012. Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. J. Meteor. Soc. Japan, **90A**, 233-258.

Murata, A. et al., 2015. Projection of future climate change over Japan in ensemble simulations with a high-resolution regional climate model. *SOLA*, **11**, 90-94.

Sasaki, H. et al., 2008. Preliminary experiments of reproducing the present climate using the non-hydrostatic regional climate model. *SOLA*, **4**, 25-28.

Sasaki, H. et al., 2012. Projection of future climate change in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmospheric general circulation model. *SOLA*, **8**, 53-56.

地球温暖化が近年の日本の天候に及ぼす影響の定量的評価

*川瀬宏明, 佐々木秀孝, 村田昭彦, 石井正好, 今田由紀子, 野坂真也, 高薮出(気象研) 森正人(東大先端研), 塩竈 秀夫(環境研)

1. はじめに

地球温暖化の進行とともに,日本でも気温が上昇し ていることが指摘されている。また、雨についても、 強い降水の増加が指摘されており、地球温暖化との関 連が議論されている.近年,地球温暖化が異常気象の 発生確率に及ぼす影響を調べる研究が世界各地で行 われ始めている.この研究はイベントアトリビューシ ョン(EA)と呼ばれ、大気大循環モデル(AGCM)を用いて 多量のアンサンブル実験を行うことで、地球温暖化に より近年の異常気象の発生確率がどの程度変化した かを明らかにするものである. EAの最初の研究は Stott et al. (2004)による2003年のヨーロッパの熱 波に関する研究である.この研究以降,世界各地で 様々なEAの研究が実施されている.日本では平成24年 九州北部豪雨や平成25年夏の猛暑等を対象としたEA の研究が行われている(例えば, Imada et al., 2013). ただ、EAの研究は全球モデルを用いたものが多く、日 本のローカルな異常気象への影響を評価することは できなかった.本研究では、全球大気モデルの過去実 験と非温暖化実験を領域気候モデルを用いてダウン スケーリングすることで、日本で発生した極端な高温 や降水に対する地球温暖化の寄与を調査する.

2. 過去実験と非温暖化実験の概要

地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測デ ータベース(d4PDF)の一環で実施したEA実験(過去 実験と非温暖化実験)の結果を用いる.全球モデルに は水平解像度約60kmの気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM3.2)を使用した.過去実験の海面水温(SST) には1950年から2010年までのCOBE-SST2に初期摂動を 与えて、100本のアンサンブル実験を実施した.非温 暖化実験はCOBE-SST2をもとに1900年から1919年を平 均状態として定め、これに長期トレンドを除去した 年々変動と過去実験で使用した摂動を加えて、 MRI-AGCM3.2に与えるSSTを作成した.

領域モデルには気象研究所で開発している非静力 学地域気候モデル(NHRCM)を用いた.MRI-AGCMの過去 及び非温暖化実験を20km格子間隔のNHRCMでダウンス ケーリングすることで,非温暖化状態下の日本の気候 を高解像度で再現した.全球及び領域モデルの詳細な 設定は,http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/を参 照されたい.なお,非温暖化実験のダウンスケーリン グは本研究で独自に行ったものであり,d4PDFを更に 進化させるものになる.

3. 結果·考察

図1にNHRCMで再現された東京における8月の最高 気温の頻度分布を示す.灰色太線が過去実験における 1981年から2010年の30年間、黒実線が猛暑であった 2010年. 黒点線が冷夏であった1993年の頻度分布であ る. 過去実験はCOBE-SST2で強制されていることで、 現実と同様に1993年は冷夏傾向に、2010年は猛暑傾向 になっている.2010年において地球温暖化の効果(長 期トレンド成分)を除去した非温暖化実験(黒破線)で は、気温の頻度分布が大きく低温側にずれた.ただ、 非温暖化実験の頻度分布は、地球温暖化の効果を含む 過去30年の頻度分布とほぼ重なっていることから、 2010年は自然変動と地球温暖化が同程度影響した、か なり気温の高い夏であったと考えられる.また、過去 実験の2010年は非温暖化実験の 2010年に比べて、高 温側の頻度が高くなっており、温暖化による何らかの フィードバックで高温が出やすい状況が発生した可 能性がある.

謝辞

本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施 する「地球シミュレータ特別推進課題」の一つとして実 施し,文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラム, 地球情報統融合プログラム,及び気候変動適応技術社会 実装プログラムの協力を得ました.



図1.8月の東京の最高気温の頻度分布.1981年~2010 年の観測(棒グラフ)と過去実験(灰太線).過去実験の 2010年(黒実線)と1993年(黒点線).非温暖化実験の2010 年(黒破線).

引用文献 Stott, P.A., et al. Nature, 432, 610-614.

Imada Y., et al. BAMS 94 (9), S52-S54.

高解像度 MRI-AGCM アンサンブル実験を用いた 日本域の 10 年規模の気温変動に関する要因分析

今田 由紀子¹・前田 修平¹・渡部 雅浩²・塩竈 秀夫³・水田 亮¹・ 石井 正好¹・木本 昌秀² (1: 気象研究所、2: 東大・大気海洋研究所、3: 国立環境研究所)

はじめに

2000 以降の日本の気温傾向について、Urabe and Maeda (2014)では、夏から秋にかけての日本の気温 には上昇トレンドが見られるものの、冬から春にか けての気温は停滞していることを指摘している。本 研究では、高解像度全球大気モデル MRI-AGCM (水 平解像度約 60km、鉛直 64 層)を用いて実施された 60 年×100 メンバーのタイムスライス実験「地球温 暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベ ース (d4PDF)」の過去再現実験(観測ベースの境 界条件)及び非温暖化実験(境界条件から人為起源 の影響を除去)を用いて、地球温暖化及び 2000 年 代に入って持続した 10 年規模のラニーニャ傾向が、 それぞれどの程度日本の気温傾向に影響を与えてい たかを定量化する試みを行った。

結果

図1に、各実験における日本の陸上気温の12年 移動平均値の頻度分布を示す。過去実験における 2000年代と過去30年の比較(図1左列)から、夏 秋季、冬春季ともに2000年代は過去に経験したど の12年よりも平均気温が高く、特に夏秋季に顕著



図1.日本の夏秋季(6-11月、上段)及び冬春季(12-5月、下段)の地上気温偏差(陸域のみ)の12年移動平 均値の頻度分布。(左)過去再現実験の過去30年間

(1981-2010年)と2000年代(2001-2012年)の比較。 (中央)過去再現実験と非温暖化実験の比較。(右)非温 暖化実験の過去30年と2000年代の比較。 であることが分かる。この結果に対する地球温暖化 の寄与は、過再現実験と非温暖化実験の比較から定 量化することができ(図1中央)、両季節ともに温 暖化によって日本域の高温偏差の出現頻度が大きく 増加していることが分かる。一方、2000年代に入っ て持続したラニーニャ傾向の影響は、非温暖化実験 における2000年代と過去30年の差で表される(図 1右列)。興味深いことに、10年規模のラニーニャ 傾向は夏秋季には日本域を高温側にシフトさせる一 方、冬春季には低温側にシフトさせる傾向があるこ とが分かる。この結果はUrabe and Maeda (2014) とも一致しており、太平洋10年規模変動の負位相 (ラニーニャ傾向)は日本域の季節差を増大させる 方向に寄与し、夏秋季の昇温を深刻化させる働きを すると考えらる。

季節差に対する影響を明確化するため、図2に 夏秋季と冬春季の温度差の頻度分布を同様に示 す。図の結果から、2000年代は気温の季節差が 増大する傾向にあり(図2左)、この傾向の大部 分は太平洋10年規模変動の負位相によってもた らされたことが分かる(図2右)。一方で、地球 温暖化は季節差を減少させる方向に働くという 結果が得られた(図2中央)。発表では、循環場 の違いについても解説する予定である。

謝辞

本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施す る「地球シミュレータ特別推進課題」の一つとして実施し、 文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムならび に地球情報統融合プログラムの協力を得た。



図 2. 日本(陸域)の夏秋季と冬春季の気温差の 12 年移 動平均値の頻度分布を図1と同様に示す。

2015年8月上旬に持続した日本の猛暑に対する自然変動と人為起源温暖化の寄与

*高橋千陽¹, 渡部雅浩¹, 塩竈秀夫², 今田由紀子³, 森正人⁴ 1: 東大大気海洋研, 2: 国立環境研, 3: 気象研, 4: 東大先端研

1. はじめに

2015 年 8 月上旬、日本は連続猛暑日を記録した。幾つ かの観測地点では、日最大気温は8日連続で35℃を超え、 8 日平均の気温偏差は 4℃以上となり、1 万人以上の熱中 症被害が出るほどであった。2015 年夏季は、強い El Niño の発達に影響を受け、日本域では冷夏となることが予測さ れただけに、この猛暑は特に異例であった。本研究では、 気候モデルを用いて、この猛暑の要因及び、猛暑に対する 自然変動と人為起源温暖化の寄与について調べた。

2. モデル実験と解析手法

MIROC5-AGCM を用いて 4 つの 100 メンバアンサン ブル実験を 2015 年 1 月-10 月の期間で実施した: (1) ALL: 初期値・境界値に、自然強制及び人為放射強制を 含む観測(HadISST)された海面水温(SST)と海氷(SIC)を 用いた実験、(2) NAT1: 1870-2012 年の線形トレンドを 除去した SST/SIC を用いた自然強制実験, (3) NAT2: CMIP5 の人為起源成分を SST/SIC から除去した自然強 制実験, (4) ALLnoENSO: 2015 年の El Niño の影響を取 り除くため、Niño3.4 SST 偏差に回帰した成分を除去し た SST を用いた ENSO 除去実験(他は ALL と同じ)。 観測、モデル共に 1981-2010 年を気候値とした日平均偏 差を解析した。

3. 結果と考察

2015年7月中旬~8月中旬の日本の地上気温 (SAT) 偏差は、10-60 日周期の季節内振動(ISV)成分に支配され ていた(図 1a)。連続猛暑の期間には、2 つの熱帯低気圧 (TC)が熱帯北太平洋西部(WNP)で発生・発達していた(図 1b)。これら TCs の降水に伴う非断熱加熱により励起され たと考えられるロスビー波列が、WNP で低気圧性循環偏 差、日本域で高気圧性循環偏差として観測された。TCs がもたらしたパターンは、夏季に見られる PJ パターンに 良く似ている。ALL 実験において、日本域で極端な SAT 高温偏差が見られた数メンバ (extreme メンバ) は、 TC-like な熱帯擾乱と、それに励起された正の PJ パター ンを形成していた (図略)。観測では、西から伝播する上 層の波列も存在していたが、extreme メンバでは上層波列 は不明瞭であった。従って、TCs に伴う正の PJ パターン が、2015年8月上旬の日本域の異常な乾燥かつ猛暑を引 き起こした主要因と言える。では、人為起源による温暖化 と、2015年の El Niño は日本の猛暑にどの程度寄与して いたのだろうか? 観測された 10 日平均 SAT 偏差(約 1.7℃)を超える猛暑の発生割合は、100 メンバアンサン ブルを用いた確率密度関数(PDF)の解析から、ALL は 2.8%, NAT1 は 1.8%, NAT2 は 1.7%, ALLnoENSO は 4.5%と見積もられる(図 2b)。SAT 偏差を ISV 成分と 60 日周期以上の季節成分(LP)に分離(図1a)すると、ISV 成分は実験間で PDF が殆ど変化しなかったが、観測され た LP 成分の SAT 偏差(0.2℃)を超える確率は、ALL は 48.8%、NAT1 は 8.5%、NAT2 は 18.5%、ALLnoENSO は 69.5%であった (図略)。これらの結果は、連続猛暑の 発生確率は、El Niñoの影響で約 0.6 倍に減少する一方、 人為起源の温暖化によって 1.5~1.7 倍に増加する事を示 している。さらに SAT 偏差に対する人為起源の温暖化の 影響は、El Niño による冷却効果を上回っていた事を意味

する。もし、2015年の夏季に強い El Niño が発達してい なければ、連続猛暑に対する温暖化の寄与はより大きかっ たと示唆される。

謝辞:本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」およ び科研費基盤研究 A「熱帯大気海洋系変動と日本の異常天候に関する数値 的研究」の補助を受けて実施された。



図 1: (a) 日本域(図 1b の黒枠域)の観測された SAT 偏差の 時系列(2015年7月16日~8月16日)。日平均偏差(黒実線) とその ISV 成分(黒破線)、LP 成分(灰色実線)。Heat wave は、8日連続猛暑期間を示す。(b) 観測された10日平均(図 1a 陰影期間)の降水偏差(陰影)、850hPa 流線関数偏差(コ ンター、10⁶ m s⁻¹間隔、破線は負偏差)、850hPa 波活動フラ ックス(ベクトル)。2つの TC(TC1513, TC1514) トラック を太黒線で示す。



図2: 連続猛暑日を含む10日間(図1a陰影期間)で平均した日本のSAT偏差の(a)箱ひげ図(ALL実験:日平均偏差,LP成分,ISV成分を観測値と共に示す)、(b)PDFs(ALL:黒実線、NAT1;灰色実線、NAT2;灰色破線、ALLnoENSO;黒破線)。縦棒は、観測値を示す。

地球温暖化緩和策の長期目標における温室効果ガスの人為的な排出と吸収の均衡について

筒井純一 (電力中央研究所)

1はじめに

国連気候変動枠組条約の第 21 回締約国会議 (COP21)で採択されたパリ協定には、世界全体 の温室効果ガス排出について、「今世紀後半に人 為的な排出と吸収の均衡を達成すべく、最善の科 学にしたがって急速に削減する」と記載されてい る(4条1項)。本研究では、第5期結合モデル相 互比較(CMIP5)の地球システムモデルの平均的 な振舞いを模擬する簡略化モデルを用いて、CO₂ に注目して、排出と吸収が均衡した状態での長期 的な気候の推移を定量的に分析する。

2 試算結果と論点

代表濃度経路(RCP)の低排出側の二つのシナ リオ(RCP4.5 と RCP2.6)を想定して、二通りの 均衡に至る排出・濃度パスを試算した結果を図 1 に示す。一方は CO₂の正味排出量がゼロ、他方は 大気 CO₂濃度が一定の場合である。両者は海洋や 森林などの自然の CO₂吸収の扱いが異なる。正味 排出ゼロの場合は、人間活動による吸収に限定し、 濃度一定の場合は、自然・人為の区別なく大気に 出入りする CO₂が正味ゼロとなる。図 1a-d は人 為起源の炭素の蓄積量の推移を示している。正味

排出ゼロの場合は、累積排 出量が一定の下で、大気蓄 積量(大気 CO2 濃度)が減 少に向かう。濃度一定の場 合は、自然の吸収と均衡す る排出が続き、系全体の炭 素蓄積量が増加するが、自 然の吸収量に限度がある ため、その増加率が徐々に 減少する。

RCP4.5 と RCP2.6 では、 排出量のピークとその後 の削減率が異なる(図 le)。 いずれも 2000 年時点の排 出量の半分程度になった 頃から、均衡条件の違いに よる差が生じる。排出ピーク後の削減率を所定の レベルに抑えつつ、今世紀末頃までにいずれかの 均衡に近づけることを前提とすると、正味排出ゼ ロでは RCP2.6 相当に限定されるのに対し、濃度 一定では RCP4.5 相当までの幅が出てくる。この ことは、2050 年頃の排出量が均衡条件の違いに大 きく左右されることを意味する。

長期的な全球平均気温の推移には非CO2要因も 関係する(図 1f,g)。非CO2要因の放射強制力が、 RCP4.5 と RCP2.6 で想定されるレベルで長期的に 一定となる場合、気温上昇は、正味排出ゼロでは ほぼ一定、濃度一定では徐々に増加する。両者の 違いは、海面上昇などの数百年以上の規模での気 候変化リスクを左右する。正味排出ゼロで気温上 昇がほぼ一定となることは、気温上昇と累積 CO2 排出量が近似的に比例することに対応する。ただ し、この関係には、大気中 CO2残留率や気温応答 に関する不確実性が影響する他、様々な非 CO2要 因を均衡条件でどのように扱うかも不確実要素 である。

謝辞:本研究の一部は、文科省「気候変動リスク 情報創生プログラム」の支援のもとに実施した。



図1 人為的な温室効果ガスの排出・吸収均衡の試算例

ヒマラヤ山岳域の landslide 災害への

局地的降水影響の評価(序報)

谷田貝 亜紀代(弘大理工)・千木良 雅弘(京大防災研)・檜垣 大介(弘大農学生命)・ 鄒 青穎(弘大農学生命)・David Petley(イーストアングリア大)

1. はじめに

地球温暖化により、アジアの湿潤地域は、豪雨 の発生頻度の増加が指摘されており、洪水・土砂 災害と局地降水およびその背景の気候要因の対 応づけを行うことは、温暖化によるリスク評価, 被害緩和のために意義がある。降水は、土砂災害 に間接的にも影響する. 例えばカトマンズ近郊で 2015 年 4 月, 地震による landslides が発生した が,先行降水や土壌水分条件について調査がすす められている.世界有数の多雨地帯であるヒマラ ヤ南斜面地域で、降水強度と landslides を、定量 的な降水量観測値に基づき比較した例は、ほとん どなく, Petlev et al. (2007)はインド総降水量と ネパールの landslide 発生数および死者数に, 負 の相関を指摘しているが、インド総降水量とヒマ ラヤ降水量の負相関は古くから知られており、今 後現地の降水と landslide を比較する必要がある.

そこで本研究は、APHRODITE の手法を改良させ つつ、ネパールを含むヒマラヤ地域の雨量計デー タを収集整理し、ネパールの landslide 災害記録 と対比させることを目的とする.

2. <u>データと解析手法</u>

AHRODITE アルゴリズムでは,月降水量気候値を 作成し,それを366日の日降水量気候値に変換し た後,日々の降水量の,そのカレンダー日の気候 値からの割合を内挿する(Yatagai et al., 2009, 2012).このため,日降水量の収集地点数が少な い年であっても,その季節の降水量空間分布の地 域特性を反映した空間内挿パターンを得ること ができる.

ここでは、TRMM/PRと雨量計観測値からヒマラヤ 地域の月降水量気候値を求めた Yatagai and Kawamoto (2008)を発展させ、サンプリングノイズ が残るため斜面の方向(8方位)を考慮した空間 フィルターを適用した日降水量気候値を用いる.

日降水量データは、2008 年から 2014 年はネパー ル水文気象局の約 280 地点データ、2015 年につい ては、ネパール空港および Synoptic station network の 20 地点とインド(全域 340 地点)デー タを用いた.

3. 結果

図1に、本研究で用いる日降水量気候値を1年 間積算した年降水量分布図を示す.マハーバーラ トやグレイトヒマラヤなどの地形に沿った降水 分布が明瞭に表れている.この分布図と、2004-2011年における landslide 災害死者発生位置(

http://blogs.agu.org/landslideblog/2016/03/24/ the-yale-himalaya-initiative-1/)とを比較したと ころ,強い降水帯と災害頻発発生地域には対応関 係が見られた. Landslide は斜面で発生するもの であり,降水の影響を受けることが多いが,降水 量分布との強い対応は,降水そのものと,斜面が インドモンスーンの地形性降雨が発生する障壁 であることとも関係するため,今後急斜面前面の 局地降水との対応が,警戒区域をマークする上で も重要であることがわかる.

4. <u>今後の予定と謝辞</u>

今後は、ネパールの landslide 災害データと、 1951-2015 年の APHRODITE(0.05 度グリッド日雨 量)データとを対比させた後、主な豪雨と大気循 環場の関係性を調べる.

なお、本研究には、J-RAPID (代表:千木良雅弘) 地 球環境研究総合推進費 (2-1602 APHRODITE-2,代表:谷田貝) および京大防災研一般共同研究 (286-05) を使用した.ネ パール (2008-2015 年) とインド (2015 年)の雨量計データ 入手は、Dr. Rishi R. Sharma および Dr. N. Ra jeevan か ら提供を受けた.データ整理には、黒崎、増田、福田、安 藤(弘大) にご協力頂いた.



図 1 TRMM/PR と雨量計によるヒマラヤ地域 の年降水量分布.

東京 23 区における熱中症死亡率の分布とその変動: 2013 年についての解析

*藤部文昭・松本 淳(首都大・都市環境),鈴木秀人 (東京都監察医務院)

【はじめに】熱中症による全国の死 者は年間数百人~1000人以上に上る が,その分布についての知見はまだ少 ない。本研究では,東京都監察医務院 の検案資料に基づいて東京23区の熱 中症死亡率の分布と変動を明らかに し,それらと社会的要因や気象状態と の関係を調べた。記録的な高温の下で 過去2番目(1位は2010年)の熱中症 死者が発生した2013年を対象とした。





【資料】 東京都監察医務院による 23

区内の異状死の検案記録の中から,2013年に熱中症による死亡と認められた135人を抽出した。

【結果】熱中症の死亡率(各区の死者数÷人口)は都心部 で低く周辺部で高い(図1)。この分布はヒートアイランド の特徴とは逆であり,むしろ各区の死亡率と平均所得との 間に有意な負の相関がある(図2)。一方,所得が同じ区同 士では,都心部や臨海部よりも内陸部で死亡率が高い傾向 があり,この点は夏の昼間の気温が内陸部で高い傾向と整 合的である。このほか,死亡率と高齢者比率や生活保護受 給率との間に弱い正相関があるが,統計的には有意でない。

2013年の夏は7月10日前後と8月10日前後に高温の ピークがあり、これら2期間に当年の熱中症死者の88% (119人)が発生した(図3)。このうち7月の高温期は内陸 部で死亡率が高かったが、8月はむしろ臨海部で死亡率が 高かった(図4)。8月の高温期は関東近海の水温が7月よ りも4℃程度高く、東京湾岸域の気温も2℃程度高かった (図5)。7月と8月の死亡率分布の違いは、こ の気温分布の特徴と符合する。このことは、 数+km以下のスケールにおける気温分布が 熱中症死亡率の分布に影響する可能性をデー タの面から示唆するものである。

謝辞:本研究は首都大学東京の新大都市リーディングプ ロジェクト基金による「極端気象災害軽減にむけた都 市気候学研究プロジェクト」(平成 27~28 年度)の成 果の一部であり,東京都監察医務院と首都大学東京の 共同研究「気候モデルによる熱中症発現リスクの将来 予測」に基づいて行われた。



図 3 東京 23 区の日々の熱中症 死者数と大手町の日最高気温. 2013 年 7~8 月. 高温期(各月 7 ~15 日)を点線で示す.



図 4 2013 年の各地域の熱中症 死亡率.期間別に塗り分けた もの.



図5 2013 年7月 と8月の高温期 (ともに 7~15 日)の15時の地 上風と地上気温 の差 (8 月-7 月).等温線は 1℃ごとで,2℃ 未満のものを点 線で示す.

SEAWINDS 海上風データによる熱帯低気圧の平均循環場 ^{釜堀弘隆(気象研究所)}

1. はじめに

これまで、熱帯低気圧(TC)の降水量場を調べてきた(Kamahori, 2012)。TC による降水量分布は中心から5 度以内に存在することや、その外側にTC によると思われる負の降水量アノマリが存在すること、また降水強度が最も強いTC は北西太平洋のものであること等が分かった。ここでは、次のステップとしてTC の循環場が平均的にどのような分布をしているかを調べた。

2. データと平均 TC 場抽出方法

衛星による海上風観測データとして Blended Sea Winds (SEAWINDS, Zhang et al 2006)を用いた。 SEAWINDS は DMSP/SSMI や QuikSCAT など 様々な海上風観測衛星データを合成した解像度 0.25 度の格子点データで、1987 年以降が利用可能 である。ただし、期間初期は利用可能な衛星が少な いため、データサンプリング間隔が長く、時間的に 密な観測が得られない。ここでは、平均サンプリン グ間隔が 6 時間以下となった 1998 年以降のデータ を用いる。TC 位置データとしては、JTWC および NHC のベストトラックを用いる。

ベストトラックの TC 中心に相対的に SEAWINDS データを海域別にコンポジットした。 その際、日データと当月の月平均値との差を TC からの寄与と見なして差のみをコンポジットしている。 ここで、降水強度が大きい領域では海上風は算出で きないため、特に TC 中心付近ではサンプル数が少 なくなっていることに注意が必要である。

3. 結果

図1に帯域別のTC海上風速の水平分布を示す。 ほとんどの海域で同心円状の風速分布を示すが、北 インド洋だけは中心の北側にノイズ的な分布が見え る。これは北インド洋では TC 発生数が少なくサン プル数が限られていることと、すぐ近くに陸地があ り、陸の影響を受けているためと考えられる。中心 付近の最大風速が最も大きいのは北西太平洋の TC であり、もっとも小さいのは北東太平洋および北イ ンド洋であることが分かる。図2に各海域における 相対渦度場の分布を示す。風速場と同様、相対渦度 場においても北インド洋ではノイズ的な分布が見え る。中心付近の相対渦度が最も大きいのは北西太平 洋であり、北東太平洋および北インド洋のものが最 も小さい。またすべての海域において低気圧性の相 対渦度は中心から約5度以内に限られ、その外側に は 5x10⁻⁶ s⁻¹ 程度の弱い高気圧性の渦度場が拡がっ ていることが分かる。このような分布は、 Kamahori(2012)が見出した降水量の分布と整合的 である。図3に各海域における発散場の水平分布を 示す。発散場においても、最も大きいものは北西太 平洋で見出される。発散場の分布も、正値は中心か ら約5度以内に限られ、その外側に収束場が見られ、 相対渦度場や降水量場と整合的な構造をしている。



図1 (a)北西太平洋,(b)北東太平洋,(c)北大西洋,(d)北イン ド洋,(e)南太平洋,(f)および南インド洋における TC 風速場。 単位は m s⁻¹。



図 2 図 1 と同じ。たたし、TC 相対満度場 (単位は 10° s')。 正値のみに陰影をつけた。



図3図1と同じ。ただし、TC 発散場(単位は 10⁻⁵ s⁻¹)。負値 にのみ陰影をつけた。

2016 年 3 月に実施した気象庁全球モデル (GSM) 物理過程等の改良について

米原仁、長澤亮二、徳廣貴之、下河邉明、佐藤均、齊藤慧、籔将吉、堀田大介、*山田和孝、 関口亮平、金浜貴史、氏家将志、中川雅之(気象庁)

1 はじめに

気象庁全球数値予報システムについて、全球モデル (GSM)の物理過程等の改良と全球解析における新規 衛星データ同化の開始を2016年3月に実施した。そ のうち、物理過程改良の概要と検証結果について報告 する。

2 物理過程改良の概要

主な改良点の概略について以下に記す。

1) 積雲過程及び雲過程

積雲過程において、積雲対流による大気中のエネル ギー輸送の取扱いの精緻化を行った。また、雲過程に おいて、雲氷の落下計算及び積雲域での雲水から降水 への変換の見直しを行った。これにより、対流活動域 を中心とした中下層低温、乾燥バイアスの改善ととも

に、500hPa高度場のバイアスが改善された。

2) 陸面過程

陸面過程モデル(SiB)を改良し、土壌や植生、積雪等の扱いを大幅に高度化した。これにより、地表面付近の予測特性が大きく変わり、日変化の表現等が改善した。

3) 放射過程

短波放射に対し、格子内の雲の重なりを考慮するマ キシマムーランダムオーバーラップを導入した。また、 水雲粒の光学特性の見直しを行った。

4) 海面過程

海氷について、氷4層で表面の取扱いありの新しい スキームを導入した。また海氷と開水面の混在を考慮 する接地境界層過程の精緻化を行った。これにより、 極域における下層の低温バイアスが改善した。

3 精度検証

従来の GSM (変更前) と今回の改良を行った GSM (変更後)を用いて行った 2015 年 7 月~9 月 (夏季) 及び 2014 年 12 月~2015 年 2 月 (冬季)を対象とし た実験結果を紹介する。

夏季の結果から、2015年に発生した16個の台風(台 風第8号〜第23号)に関して、気象庁の事後解析デ ータ(ベストトラック)に対する進路予測誤差検証の 結果を示す(第1図)。今回の変更によって、予測期 間の後半で台風中心位置の予測誤差が減少した。また、 降水検証結果として、日本付近の1mm/3h以上の降水 に関する解析雨量に対するエクイタブルスレットスコ ア(ETS)を示す(第2図)。夏季(a)では予測期間を通じ て変更による大幅な改善が、冬季(b)においても、予測 期間前半で変更による改善が見られた。一方で冬季の 南岸低気圧について予報時間 48 時間以降、中心示度 が浅くなり、位相が遅れる誤差が大きくなる等、悪化 する要素も見られた(図略)。



第1図 GSMによる台風中心位置予測誤差の比較。



第2図 夏季(a)及び冬季(b)における GSM の 1mm/3h 以上の降 水量予測についての ETS

4 まとめ

今回の改良により、台風の位置誤差や降水表現の改善、対流活動域における中下層低温及び乾燥バイアスと 500hPa 高度場の改善、地表面特性の日変化の表現等多くの改善が見られた。今後も精度向上に向けてさらなる改良を予定している。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムの支援により実施された。

2013年台風第3号 Yagi の予報実験

* 榎本剛 (京大防災研/海洋機構),吉田聡,山崎哲,中野満寿男(海洋機構), 山根省三(同志社大),山口宗彦(気象研),松枝未遠(筑波大/オクスフォード大)

1 はじめに

台風の進路予報の精度は年々向上し,近年では1 日予報の平均値が100 km を下回ることが多い。し かしながら,個々の事例では大きな進路予報誤差が 現れることがある。2013年台風第3号 Yagi は九州 または四国への接近または上陸が予報されていたが (図1 \bigcup),気象庁ベストトラック(同 \bullet)ではよ り東に進み関東の南海上で減衰した。

我々はこの事例に着目し,地球シミュレータ用大 気大循環モデル AFES や非静力学正 20 面体格子大 気モデル NICAM を用いて複数のセンターが作成 した初期値からの予報実験を行った。これまでに地 球シミュレータで行った実験で,進路は初期値に依 存することや中心示度はモデルに依存することが明 らかになった (Enomoto et al. 2015)。

我々は現業数値予報モデルによる実験も並行し て行っている。今回は、欧州中期予報センター統合 予報システム(ECMWF IFS)のコミュニティ版 OpenIFS (38r1)を用いて、複数の解像度で行った 実験の結果について報告する。本研究では気象庁ベ ストトラックを「観測値」とみなす。

2 実験設定

モデルの解像度は TL159, 255, 511L60 (それぞ れ水平解像度 125, 78, 39 km, 鉛直 60 層) である。 初期値は 6 月 8 日 12, 18 UTC, 9 日 0, 12, 18 UTC, 10 日 0, 12 UTC の ECMWF の現業解析である。

3 結果

他のモデルで ECMWF の初期値を用いた場合 (Enomoto et al. 2015)と同様に,気象庁の現業 予報よりも進路は東に予報されたがその程度は解像 度により異なり,解像度が高いほど系統的にベスト トラックに近づく(図1)。2日予報(11日12UTC) でのTL159,255,511の中心位置の誤差は,それぞ れ 334,273,170 km であった。

解像度が高いほど中心示度が低く、観測値に近づ (J), ECMWF (E)の現業予報, OpenIFS く。TL159, 255, 511の予報値と観測値との差は、(▼), 255 (▲), 511 (■)L60 による予測実験。

それぞれ 9.02, 6.86, 2.90 hPa であった。

台風の構造や環境場が解像度によりどのように異 なるかについて報告する予定である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP26282111 の助成を受け た。OpenIFS の初期値は ECMWF Glenn Carver 氏から提供された。

参考文献





図 1: 2013 年台風第 3 号の気象庁ベストトラック (●),6月9日12 UTC を初期時刻とする気象庁 (J),ECMWF(E)の現業予報,OpenIFS TL159 (▼),255 (▲),511 (■)L60 による予測実験。

2012 年 8 月に発生した北極低気圧の予測可能性について -最低中心気圧の予測-山上 晃央¹, 松枝 未遠^{2,3} 1:筑波大学生命環境科学研究科, 2:筑波大学計算科学研究センター, 3:オクスフォード大学物理学部

1.はじめに

北極低気圧 (Arctic Cvclone: AC)は北極域に発生す る低気圧であり、その特徴は長いライフタイムを持つ こと、決まった移動方向がなく迷走することなどが挙 げられる (Tanaka et al., 2012, Polar Sci.). また, AC は海氷や海水温と密接に関係しており (Inoue and Hori, 2011, GRL), Parkinson and Comiso, 2013, GRL)、それらシステムの予測にACのような影響の大 きな現象の正確な予測は重要である. Jung and Matsueda (2016, QJRMS)は、極域における現業モデル の予測精度を調査し、冬季北極域の予測精度は北半球 中緯度と同程度だが、観測データの少なさに起因し初 期誤差が大きいという問題があることを示した.また, Yamazaki et al. (2015, JGR)は、AFES モデルによっ てゾンデ観測を同化すると AC の再現性が改善するこ とを示した.しかし,ACのような大気顕著現象の現業 数値予報モデルにおける再現性は調べられていない.

本研究では、北極域における大気顕著現象の1つで あるACが、現業モデルでどの程度予測できたのかに注 目した.

2. データおよび事例

 予報データとして,現業中期アンサンブル予報
 (TIGGE)データベース (Swinbank et al., 2016, BAMS) から取得可能な,CMC (カナダ),ECMWF (欧州),JMA (日本),NCEP (米国),UKMO (英国)のアンサンブル予報を利用した.また,観測データとして
 ERA-Interim (Dee et al., 2011, QJRMS)を用いた.

解析対象事例は、2012年8月2日にシベリア東部で 発生した史上最大のACである.この低気圧は、発生後、 北上しながら東進し、4日に東シベリア海から北極海へ と進入した.5日にはユーラシア北部の沿岸に位置して いた極渦と結合した低気圧と併合し、その1日後の8 月6日18UTCに北極海の中心付近で最低海面更正気圧 (SLP)である965hPaを記録した.その後、衰退しなが ら北極諸島に抜けて14日に消滅した (Simmonds and Rudeva, 2012, *GRL*: Aizawa and Tanaka, 2016, *Polar Sci.*).

3. 結果とまとめ

図1は、7月28日から8月5日までの12UTCを初 期時刻とした各センターのアンサンブル予報の、8月6 日12UTCにおけるAC領域内(70°-90°N、90°-270°E) での最低SLPである.CMC、JMA、ECMWFは8月4 日以降を初期日とする全てのメンバーで、SLPの深ま りをとらえられていたのに対し、NCEPとUKMOは8 月3日以降の初期日からSLPの深まりを予測できてい る.また、CMC、ECMWF、NCEPは8月3日以前の 初期日の予報であっても深まりをとらえているメンバ ーがいくつか存在した.

図2は8月2日12UTCを初期時刻とした予報のうち、8月6日12UTCのAC領域内でのSLPのRMSEが大きな5メンバーと小さな5メンバーをそれぞれ平均したものである。予報精度の高いメンバーの平均では、CMC以外の4センターは低気圧の発達を概ね予報できているが、中心気圧が実際よりも高い(980hPa程度)ことが分かる。また、ECMWF、NCEP、UKMOの

予測精度が低いメンバーの平均では、低気圧は見られ るものの中心の深まりは正確に予測されていない. CMC, JMA の平均では顕著な低気圧は見られない.予 測精度の良いメンバーと悪いメンバーの各メンバーを 見ると、中心気圧が深まったメンバーは SLP の併合と ともに対流圏上層の暖気アノマリーの併合も見られる が、深まらなかったメンバーは SLP の併合が見られて も暖気アノマリーの併合が見られないという特徴があ った.

以上より,2012 年 8 月の AC の深まりの予測は2 日 (CMC, ECMWF, JMA)もしくは3日 (NCEP, UKMO) 前から可能であり,SLP の深まりの予報には上層の暖 気アノマリーの併合の予測が重要であることが示唆さ れた.

謝辞 本研究は, 文部科学省の補助事業である北極域研 究推進プロジェクト (ArCS: Arctic Challenge for Sustainability)の助成により実施されました.



図 1: 2012 年 7 月 28 日から 8 月 5 日を初期日とした各 センターのアンサンブル予報の,2012 年 8 月 6 日 12UTC における AC 領域内(70°-90°N,90°-270°E)での 最低 SLP.縦軸が気圧 (hPa),横軸が予報初期日,× 印はコントロールラン,丸印(灰色)は各メンバー.

SLP composite Initial: 2012.08.02 12UTC, Valid: 2012.08.06 12UTC



図 2: 2012 年 8 月 2 日 12UTC を初期時刻とした各セン ターのアンサンブル予報のうち,2012 年 8 月 6 日 12UTC における AC 領域内(70°-90°N,90°-270°E)での SLP の RMSE が小さい 5 メンバーの平均 SLP(上段) と大きい 5 メンバーの平均 SLP(下段).中段は同時刻の ERA-Interim の SLP.

マルチモデルアンサンブルによる季節予報

高谷祐平^{1,2}·松川 知紘^{2,1} (1: 気象庁気象研究所, 2: 気象庁気候情報課)

はじめに

季節予報のような予測期間の長い予測においては、モデ ル及び初期値(解析値)の不完全さ、並びに気候システム のカオス的性質に由来する予測誤差が時間積分が進むに つれて成長するため、複数の予測(アンサンブル予報)を 行うことで予測の不確実性を評価することが行われてい る。モデルの不確実性を表現する手法はいくつか提唱され ているが、そのうち、複数の異なる予測モデル(システム) の結果を用いてアンサンブルを行う手法を「マルチモデル アンサンブル」と呼ぶ(松枝 2010;以下 MME)。

こうした MME 予測は世界的に行われており, 気象庁も 世界気象機関(WMO)の MME のためのリードセンター (LC-LRFMME)やAPEC気候センター(APCC)等にデータ提 供することを通じて, それらの活動に参加している(Kim et al. 2015; Min et al. 2014)。一方, MME において単ーモデル の結果より精度の高い予測を得るためには, MME を構成 する個々のモデルが高い予測精度を持つこと, 予測システ ムの設定(例えば, 予測開始日)を可能な限り合わせるこ となどが必要になる。例えば, 欧米には欧州中期予報セン ター(ECMWF)が主導する EUROSIP (Stockdale et al. 2009) や, アメリカ及びカナダの現業機関が参加する NMME 等 の現業的な季節予報の MME が存在する。EUROSIP や NMME では、参加するモデルに厳しい予測精度の条件を 課したり,実験設定を統一化することにより, MME の高 い精度を維持している。

一方,日本においては EUROSIP や NMME の予測デー タを用いた実用的な季節予報の MME の研究はこれまで 行われていない。そこで,本研究では世界有数の予測精度 を持つ EUROSIP に気象庁の季節予報システム (JMA/MRI-CPS2;高谷ほか 2015)を加えた結果を解析す ることで,MME による精度向上,及び予測の不確実性の 表現への影響について調査した。

<u>使用データと解析方法</u>

現在, EUROSIP に参加する機関は, ECMWF, イギリス 気象局(UKMO), フランス気象局(MF), 米国環境予測セン ター (NCEP)である。これらのモデルの過去予報実験(ハ インドキャスト; 高谷 2012)のデータを世界気候研究計 画(WCRP)気候システム歴史予測プロジェクト(CHFP)の アーカイブ及び NCEP ホームページから取得し,使用した。 但し, MF については,最新版の結果が提供されていなか ったため,本研究では使用していない。検証データには ERA-Interim 再解析データ(Dee et al. 2011)を使用した。

解析には提供されている全てのアンサンブルメンバー の予測結果を用いた(モデル毎に異なる)。予測精度の検 証は標準的な精度検証の方法(WMO, 2010)に従った。また, アンサンブルスプレッドによる予測の不確実性の評価,分 散解析による予測可能性の評価も合わせて行った。

<u>結果</u>

MME の効果の一例として、個々のモデルを用いた予測 及び4つのモデルを用いた MME 予測による、3 か月平均 2m 気温(リードタイム1 か月)の北半球域(北緯 20 度以 北)ブライアースキルスコアを示す(図1)。どのモデル もほぼ全ての季節において気候値予測に比べ精度が高く、 また、最も精度の高いモデルは、季節により異なることが わかる。一方、全てのモデルを用いた MME 予測は冬(12 月~2月)の予測を除き、単一モデルよりも精度が高いこ とから、MME の有効性が確認できる。その他の要素、検 証指標においても、MME による改善がおおむね確認でき る。但し、これらの検証指標は、アンサンブルサイズに依 存することに留意する必要がある。

本発表では MME によるスプレッド等の不確実性の表 現へのインパクトなどを示し, MME が精度向上をもたら す理由についても議論したい。



図1 個々のモデルを用いた予測及び4つのモデルを用いた MME 予測による,3か月平均2m気温(リードタイム1か月)の北半球域(北緯20度以北)ブライアースキルスコア(3階級の「高い」と「低い」のスコアを平均)

参考文献

高谷 (2012) 天気, 59(6), 493-495.

高谷ほか (2015) 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 1-111, 気象庁.

松枝 (2011) 天気, 58(10), 891-892.

Dee et al. (2011) Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 137 (656), 553-597

Kim et al. (2015) Int. J. Climatol. 36(4), 1657-1675.

Kirtman et al. (2014) Bull. Amer. Meteorol. Soc. 95, 585-601.

Min et al. (2014) J. Geophys. Res., 119(12), 12,132-12,150.

Stockdale et al. (2009) ECMWF Newsletter, 118, 10-16.

WMO (2010) Manual on the Global Data-Processing and Forecasting System, WMO No. 485

画像認識を用いた降水予測の検証

*粟津妙華, 大塚成徳, 三好建正 (理研 計算科学)

1. はじめに

降水予測の検証に用いられる手法は、スレットス コアや RMSE などが一般的である.しかし、これら の手法は、降水領域の形や、小さな領域の集合体を 正確に評価できない.また、どれだけ正しい形を予 測できても、わずかな位置ずれが大きく評価を下げ ることがある.この他、位置は正しいが、形が大き く異なるものを高く評価することもあり、評価方法 として改善すべき点が多い.降水予測の評価には、 降水領域を集合体として、領域の位置ずれや形、降 水量を総合的に評価する方法が望ましい.

従来手法の問題点を改善するための評価手法が 探られてきた.例えば,降水領域の位置ずれを考慮 した評価方法にFraction Skill Score (FSS) がある.こ の手法は指定した範囲の位置ずれを許容するが,形 状は評価しない.他にも,降水領域の位置と構造, 降水量を個別に評価する手法として,SAL (Wernli et al. 2008)がある.この手法は,降水領域の構造を評 価するものの,領域の形状や,小領域を一つの集合 体として評価することができないという問題点が ある.予測を正当に評価することは,予測技術向上 に欠かせないものであり,そのためには,新たな評 価技術の開発が重要である.

本研究では、降水領域の形状や位置ずれ、降水量 を総合的に評価する手法を提案する. 位置ずれと形 状、小領域の評価を正当に行うため、画像認識でよ く用いられるラベリング技術を使い、降水領域を統 合し、集合体として評価する. これにより、これま で評価が難しかった小領域や、領域の形状を数値化 し、評価することができるようになる.

2. アルゴリズム

はじめに、画像認識でよく用いられるラベリング 技術を適用し、降水領域の統合を行う.重複矩形の 統合や近接矩形の統合の組み合わせを変化させ、複 数個の領域の集合体パターンを作成する.

次に統合領域の形状特徴を求める.これは,降水 領域のおおよその形を表現する形状特徴値と,領域 の広がり方を表す形状ベクトルで構成される.これ らは,領域の重心を中心に4領域に分割し,各領域 の降水点の数から算出する.形状特徴値は,

(4領域中の最大量 - 最小量)/4領域中の最大量 によって計算され,円形になるほど0に近づき,伸 びた形状であれば1に近づく.形状ベクトルは,4領 域内の降水点の数と対応した領域番号を降順に並 べたものである.これにより,どの方向に広がって いるかを表す.

この他、領域の重心距離や領域の外接矩形の中心

距離,降水量や領域の面積から,予測値の評価を行 う.評価式は2つの項の和で表され,第1項でおお まかな形状の特徴から評価を行い,第2項で領域内 の形状以外の詳細な特徴を数値化し,それらの和を 評価値とする.評価値は小さい方が高い評価となる.

最後に,最初に作成したパターンごとに評価値を 求め,最も良い値を各グリッドの評価値とする.

3. 実験と結果

Global Satellite Mapping of Precipitation の時空間補 外データ(Otsuka et al. 2016)を用いて,提案手法とス レットスコア, RMSE の時系列における比較を行っ た.実験期間は 2016 年 5 月前半の 2 週間である.

結果を図1に示す.提案手法とスレットスコアは 時系列が進むにつれ,評価が悪くなっている.スレ ットスコアでは,時系列が進むと徐々に評価値の変 化が鈍くなり,RMSEでは途中から評価値に変化が なくなっており,正当な評価ができていないことが 示唆される.しかし,提案手法では,評価値が直線 的に単調増加(評価自体は低下)しており,従来手法 に比べ,より直観的な評価になっていると考えられ る.また,提案手法では,いずれの時系列において も予測値の97%~99%の面積を評価している.これ はスレットスコアやRMSEでは評価できない位置ず れに関しても,評価できていることを示している.

4. まとめ

本研究では、降水領域の形状や位置ずれ、面積, 降水量を総合的に評価する手法を提案した.結果は、 予測時間の時系列が進むにつれ、評価が悪くなり、 正常な評価ができていることがわかった.また、位 置ずれがある場合も評価ができている.この手法で は、降水領域を統合することで、降水領域を集合体 として評価することができ、より人の主観に即した 評価ができるようになった.



図 1. 提案手法とスレットスコア, RMSE の時系列に おける評価値. 2016 年 5 月前半 2 週間の平均スコア.
気象及び地球温暖化をテーマとした実験教室の開発と実施・普及 ~Miraikan Lab サテライト気象コース「天気が教えてくれる地球のこと」~

*松浦麻子(日本科学未来館)、田中健(日本科学未来館)、池辺靖(日本科学未来館)、石原幸司(気象庁)

【背景と目的】

地球温暖化問題は社会全体で取り組むべき問 題であり、その対策に正しく取り組むためには、 地球温暖化のメカニズムとその影響について理 解する必要がある。さらに、その理解のためには 日々私たちの生活を取り巻く気象現象を理解す る必要がある。そこで日本科学未来館(略称:未 来館)では、①身近な現象を理解し、②地球温暖 化問題を科学的視点で読み解き、③自ら判断でき る次世代を育成するために Miraikan Lab サテ ライト気象コース「天気が教えてくれる地球のこ と」を開発した。ここでは、コンテンツ内容、実 践状況、Miraikan Lab サテライト概要及び普及 状況について報告する。

【コンテンツ内容】



図1 本コンテンツ全体像

本コンテンツは、以下のような構成とした。

- ① 熱がたまる
- ② 大気がめぐる-空気がうごく-
- ③ 大気がめぐる・風がふく・
- ④ 水がめぐる-雲ができる-
- ⑤ 水がめぐる・雨がふる・
- ⑥ 地球があたたまる

第1回から第5回では、基礎科学を理解するた めの簡単な実験を取り入れ、それらの結果を積み 上げることで気象現象を理解する。また気圧計な ど気象観測のための簡易な測定器を工作し、自宅 でも気象現象を意識できるようにした。第6回で は、未来館展示の電子書籍「Geo-Scope 地球を探 る」を利用し、地球全体における気温や二酸化炭 素濃度の経年変化などを視覚的に捉えた上で、第 1回から第5回で学んだ気象現象に対する二酸化 炭素濃度上昇の影響を考察し、地球温暖化現象と その影響を理解する。さらに未来の地球を生きる ために参加者自身が、今、どのように生活するの かを考える。

本プログラムでは、参加者の想像力を高めるこ とも目的としている。科学とは、自らが使って未 来を想像し、そして創造するための道具であるこ とを認識することが、未来を拓く人材育成として 重要であるという認識のもと、プログラムを開発 している。

【実施状況】

RICOH Future House (神奈川県海老名市)内 学童ラウンジ「コサイエ」にて月1回各コンテン ツを実施している。参加者が各回で学んだ知識を 積み上げると同時に日々の気象現象の観察を実 施することで、理解を深めている様子が確認され ている。

【Miraikan Lab サテライト概要及び普及状況】

本コンテンツは未来館でのノウハウやコンテ ンツをベースに、より幅広いターゲットを想定し、 体験コンテンツの導入部分の拡充や追加、科学コ ミュニケーション活動を広く普及するものとし て制作された「Miraikan Lab サテライト」コン テンツのうちの1つである。科学リテラシーの向 上と日々の現象から地球規模課題を理解する力 を持った次世代を館外でも育成することを目的 に、対象年齢小学校4年生以上、定員12名~16 名推奨としたプログラム開発を進めている。未来 館に対する理解と実験教室を実施できる設備等 を持った施設・組織に普及展開する予定である。

光音響効果を用いた温室効果実験装置

関隆則(日本気象予報士会)

1. はじめに

温室効果を理解すためには、太陽からの可視光が 地面を加熱、地面からの赤外線放射、大気中の温室 効果気体の赤外線吸収と赤外線放射のエネルギーの 流れを実感できる実験が有効である。2015年秋季大 会(P102)では赤外線吸収について、2016年春季大会 (D106)では赤外線の放射を確認する実験を報告した。

今回は可視光から赤外線への変換と温室効果気体 の赤外線吸収に関する実験を報告する。

実験装置は前回の赤外線吸収・放射と同様に実験 対象の空気の赤外線吸収を光音響効果による微小な 気圧変化を確認することができた。

2. 実験の目的

(1)容器の外側に可視光吸収膜を付けると、二酸化炭 素を含む空気は可視光の照射によって気圧変化が発 生することを確認する。(2)乾燥空気における気圧変 化はほとんどない事を確認する。

3. 実験装置の動作

温室効果気体を入れた容器は白熱電球の反対側に 黒色テープを貼る。(テープから容器内の気体に顕熱 が伝導しないよう容器の外側に貼る)回転シャッタ はほぼ45°遮光、135°照射する。シャッタ回転周期 は約4秒。容器内の気圧変化をコンデンサマイクで 検出する。感度は14Pa/Vである。実験項目は(1)黒 色テープを貼る前に乾燥空気について測定。(2)黒色 テープを貼って測定。(3)二酸化炭素を定量(1気圧 にて10%体積を注入し測定。



図1 実験装置の構成

3.実験装置の詳細

図2に各部の配置を示す。図3に気圧変化を測定 するコンデンサマイクと信号処理部を示す。

6. 実験結果

図4は乾燥空気に対する気圧変化である。変化極 性は遮光時に気圧上昇を示す。容器の収縮にともな う変化である。図5は二酸化炭素(10%)を注入した時 の気圧変化を示す。可視光照射時に気圧が上昇し、 黒色テープからの赤外線で容器内の二酸化炭素混合 空気が加熱された事を示す。



図2 シャッタ、黒色テープを貼った容器、白熱電球



図3 差動増幅器とコンデンサマイク



図4 乾燥空気の気圧変化



図5 二酸化炭素 10%注入による気圧変化

5. まとめと今後の課題による

 太陽光を吸収する地表に黒色テープを対応させ、 可視光の照射した時に放射される赤外線による温室 効果気体の加熱を説明する実験ができた・乾燥空気 に対する気圧変化の低減が課題。容器の加熱低減を 検討する。・教材化の検討。

御雇英人ジョイナーによる東京での気象観測

山本 哲 (気象研究所環境・応用気象研究部)

1 はじめに

今日にいたる気象庁の気象観測の創始と位置づけ られる内務省地理寮による東京・溜池葵町での1875 年6月からの観測は御雇英人ジョイナー(Henry Batson Joyner)により開始された⁽¹⁾。この観測開始前 に彼が東京で気象観測を行っており、その観測記録 が出版されていた。

2 観測記録

以下2つの観測記録は、1856年に英国気象学会員 に選ばれ要職を歴任し理事長もつとめた George Symons が 1866年に私的に創刊した Symons's Monthly Meteorological Magazine⁽²⁾に掲載されていた。 (1) 1872年高輪での降水量観測(1873年4月号)

1872年10月10日の台風接近時の携帯型アネロイ ド気圧計で測定した数十分毎の気圧が風向とともに 掲載されている。被害状況などについて報告した父 宛の手紙も抜粋されている。また1872年の毎日7:30 に測った日降水量の表が掲載されている。観測場所 は北緯35°43′、東経139°43′の高輪・長応寺、 雨量計直径5インチ、標高50フィート、地上高4 インチなどとされている。雨量計について「われわ れが贈った雨量計」との編集者註がついている。 (2)1874年東京での降水量・気温の観測(1875年10 月号)

1874 年各月の降水量(Rain) と午前 8 時、午後 2 時・8 時の気温(Shade Temperature)のおそらく月 平均値が掲載されている。北緯 35°、東経 139°、標 高 50 フィート、雨量計地上高 33 フィートなどと記 載されているが測器や詳細な観測場所は不明である。

3 本観測の位置付け

ジョイナーの経歴については英国土木技術者協会 報に載った彼の死亡記事(1885年)と、日本語では 岡田武松がこれを抄訳したもの⁽³⁾が今日に至るまで ほとんど唯一のものである。来日は1871年で東京・ 横浜間の鉄道工事のために工部省測量司に雇用され た。高輪・長応寺で観測を行った経緯は不明である。 測量司は1874年1月に内務省に移管され、ジョイナ ーは1874年7月に内務省に「気象課専務トシテ」 雇 継されており、1874年当時は翌年観測を開始した内 務省の観測場所に隣接する溜池葵町の外国人宿舎に 住んでいたと考えられ、1874年の観測もこの場所で 行われた可能性が高い。翌年からの観測に使用され た気象測器が日本に到着したのは1874年7月であり、 1874年の観測で使われた温度計は別に用意された ものである。

自身熱心な気象観測者であった George Symons は 後に"British Rainfall"と呼ばれる篤志観測者による ネットワークを 1860 年頃から私的に組織していっ た⁽⁴⁾。ジョイナーの父 Henry St. John Joyner はロンド ン郊外ハーローの農場主であったが、熱心な篤志観 測者であった。Symons's Monthly Meteorological Magazine には彼による特異現象の報告がたびたび 掲載されている。ジョイナーはこうした父のもとで 気象観測に慣れ親しみ、おそらく父の指導で観測を 行うこともあったと思われる。ジョイナーが日本に 携行し高輪での観測に使用した雨量計も父ら篤志観 測者の寄付したものであろう。

4 おわりに

ジョイナーのこうした経歴が、内務省の気象観測 が国家的気象事業として創設され発展したことに結 びついたと直ちに判断すべきでない。1882年に中央 気象台に入り気象電報や暴風警報を実施したクニッ ピングも開成学校教員当時の1872~1878年自宅で 気象および地震の観測を行っていた。むしろ当時の 欧米知識人にとって気象観測を行うことは身近なこ とであったと考えるべきだろう。ジョイナーが気象 台設置を建議したと当時工部省に任官していた館潔 彦が 1915 年に著述しており⁽⁵⁾、広く採用されている が、ジョイナーによる観測開始数か月後から溜池葵 町での気象観測に関わった正戸豹之助は矛盾する見 解を述べている。少なくとも館潔彦のジョイナーに ついての「彼ハ建議者ナレドモ気象学ニ通セス」と いった記述に関しては再評価の必要があるだろう。 参考文献

 (1) 気象庁編集, 気象百年史, 1975; (2) Pedgley, Weather. 2010, 65, 115–117; (3)岡田武松 測候瑣談, 1937; (4) Walker, Weather. 2010, 65, 117–120; (5) 須磨漁史. 洋式日本測量野史. 三交会誌. 1915

2013年3月10日の温帯低気圧に伴う寒冷前線の解析

實本正樹 (日本気象予報士会)

1. はじめに

2013年3月10日,発達中の温帯低気圧が日本海北部を東進, 中心付近より南南西方向に延びる寒冷前線が東北から九州北部 を通過した.この寒冷前線通過に伴って,各地では強風が吹き, 著者が住んでいる近くの京都では 10:20 に風向が南から北北西 変わり,10:30 に最大瞬間風速 14.4m/s(WSW)が記録された.し かし,降水量は少なく,10~12時には 0.0mm であり,この寒冷 前線の構造は特異なものであると考えられるので,解析を試み た。

2. データと解析方法

アメダス観測所の諸データのうち,降水量,気温,平均風速 とその風向の10分値を用いて解析した.前線の通過時は,風向 が南寄りから北寄りに変わるとともに風速が増し,気温の急低 下が起こった時刻と仮定した。風向の変化を判別するために, 10分ごとの風速を南北及び東西の成分に分けた.

高層天気図は、500hPa 及び 850hPa を、また気象衛星画像を 用いた.ウィンドプロファイラは、気象業務支援センターより 入手し、地上や上空における前線面を推定した.ワイオミング 大学高層気象データでは上空の相当温位と相対湿度を用いた.

3. 結果

3.1.アメダスデータ(京都)

京都府京都では、10:10 に気温 16.6°C,風向は南,風速 1.8 m/s であった(南成分 1.8 m/s,西成分 0 m/s). 10:30 に気温 13.6°C, 風向は北北西,風速 6.7 m/s(北成分 6.2 m/s,西成分 2.6 m/s)に 変化した.この 20 分間に風は 157.5°順転し、気温が 3.0°C低 下した、寒冷前線は 10:20 頃に通過したと考えられる。



3.2.高層天気図及び気象衛星画像

500hPa 面では低気圧中心付近から南南西に延びる気圧の谷 があり、その付近での等温線は、等高度線とほぼ並行で傾圧性 は弱い. 850hPa 面での傾圧性は 09 時で高く 21 時では弱まっ た.また西日本域では湿数の大きな乾燥域が広がった.上空の 風向は西から北西に変化した.

3.3.ウィンドプロファイラ(福井)

福井では,8:00頃に寒冷前線が通過し,時間経過とともに風 向シアラインの高度が上がった.また,15:00を過ぎると上空は 乾燥域に入った.



3.4.ワイオミング大学 高層気象データ

09時に松江では、温位は、高度とともに単調に減少しており、 乾燥断熱的には安定である.しかし、相当温位は、高度2300m から4300mにかけて、湿潤断熱的に不安定な層が存在している. これは、下降流が生じたことを意味しているものと考えられる. 21時には、潮岬、浜松でも寒気域に入り大気の状態は安定と

なり,09時に高度4000mから6000mで見られた乾燥域が高度 2000m以上の領域すべてに広がった.

4. 考察

アメダス観測所の寒冷前線通過時刻を推定し、1時間ごとの 寒冷前線の位置を描いた.寒冷前線は6時間で南方向へ約 210km移動した(東経135度子午線上).これによると寒冷前 線の南方向への平均速度成分は35km/hとなる.また偏西風に より、温帯低気圧の中心は東北東進し、大陸の高気圧は南東進 し、東方向への速度成分をもつ.

寒冷前線の移動方向は、850hPa高層天気図や松江、潮岬,輪島の高層気象データから、おおよそ南東方向と推定される.寒 冷前線の南進平均速度を35km/hとすると、南東進した寒冷前 線の平均速度は約50km/hとなる.

近畿地方中南部では、寒冷前線通過の直前に気温上昇が観測 された地点があった.これは前線面に沿って気流が下降したこ とを示す.また、この寒冷前線の通過時、近畿地方北部や北陸 地方を除いて、降水はほとんどなく、赤外・可視画像とも雲の 発達は弱めであった.これらのことから、この寒冷前線は、カ タフロントタイプであったと考えられる.

5. 参照資料

気象庁ホームページ <u>http://www.jma.go.jp/jma/index.html</u> 気象業務支援センター「気象観測月報 2013 年 3 月号」

ワイオミング大学 HP <u>http://weather.uwyo.edu/wyoming/</u> 6. 謝辞

京都産業大学名誉教授藤井健先生には助言を頂きました. 本研究はJSPS 科研費 JP16H00322の助成を受けました. 感謝致します 既存データを用いた海陸風の調査について

川井 睦夫(日本気象予報士会)

1.はじめに

東海地方で夏のよく晴れた日、下の積雲が、南から流れ その直上の積雲が北から流れる時のあることに気付いた。 また、雲が南から流れる時は、北の方に発達した雄大積雲 などが多いことに気付いた。時間により雲の行き違う高度 が変化することにも気付いた。局地気象現象、特に、海陸 風と関連がないか、目視観測及びインターネットで公開さ れているデータを用い調べた。

また、この手法は高度な観測機器を手元に用意する必要 がなく、テーマとしても身近なものであるため、中学2年 生での理科の授業への応用が可能と思われる。

2.調査データ入手先について

気象庁 HP より、天気図、風向風速、気温、気圧、ウィンドプロファイラー、気象衛星写真。

海上保安庁 HP、伊勢湾環境データベース、愛知県水産試 験場HPより伊勢湾、太平洋の風向風速、海水温のデータ。

以下2012年8月16日のデータを用いる

3. 地上天気図



等圧線が混んでいないことより総観場での風は弱い

4. ウィンドプロファイラ解析事例



時間とともに、海風の高度が上昇している。

5. 気温、風向風速データ

時刻 時 1 2	気温 ℃	降水量	THE safe				
時 1 2	°C		J <u>91</u> [0]	風速	日照時間	湿度	気圧
1		mm	16方位	m/s	h	5	hPa
2	26.3	0.0	南東	3.8		85	1014,7
	26.1	0.0	南東	3.0		84	1014.6
3	25.9	0.0	南東	2.9		86	1014.5
4	25.9	0.0	東南東	2.7	0.0	87	1014.4
5	25.8	0.0	東南東	2.2	0.0	88	1014.4
6	26.0	0.0	南東	2.6	0.1	88	1014.7
7	27.0	0.0	南東	2.0	0.6	02	1014.0
8	28.5	0.0	南東	2.6	0.6	77	1014.5
9	29.7	0.0	東南東	1.7	0.8	72	1015.0
10	30.0	0.0	南南東	1.0	0.8	67	1015.0
11	31.1	0.0	南東	1.1	0.2	64	1014.7
12	31.4	0.0	東	1.0	0.2	57	1014.0
13	33.5	0.0	南南西	2.9	1.0	56	1013.2
14	32.9	0.0	南南東	3.9	0.7	59	1012.5
15	32.2	0.0	南南西	3.9	0.7	59	1012.2
16	31.9	0.0	南	4.2	0.6	63	1012.0
17	31.8	0.0	南	3.4	0.8	61	1012.1
18	31.4	0.0	南	2.8	0.0	62	1012.4
19	30.3	0.0	南南東	2.7	0.3	66	1012.6
20	29.6	0.0	南南東	2.8	0.0	67	1013.2
21	28.4	0.0	南東	2.9		78	1013.4
22	28.1	0.0	南南東	2.3		80	1013.7
23	27.6	0.0	南東	2.8		83	1013.5

6. 伊勢湾での測定データ解析事例



7.これらのデータからの考察

海風の高度が時間とともに上昇する要因は、地上の気温 が時間とともに上昇し、海面の気温との差が開くためと考 えられる。

8.まとめ

身近な海陸風をテーマに、高度な観測機器を手元に用意 しなくても、感じたことをインターネットにて検索し解析 出来ることを示せた考える。中学2年生での理科の海陸風 のテーマ授業時、身近な観測拠点のデータを示すことで、 生徒へ興味を持たせることが出来ると考えられる。

9.謝辞

本文を作成するにあたり、日本気象予報士会東海支部のご協力に感謝いたします。

10.参考文献

川井睦夫,2014,日本気象予報士会研究成果発表会講演予 稿集

局地解析から見た濃尾平野の積雪 2014 年 12 月 18 日の事例と 2016 年 1 月 25 日の事例比較

伊藤 忠 (一社)日本気象予報士会東海支部

1. はじめに

強い冬型の気圧配置のとき,濃尾平野では太平 洋側であるにもかかわらずかなりの積雪となる ことがある。2014年12月18日,名古屋では23 cmの積雪となった。一方,2016年1月24から 25日にかけて数10年に一度の寒波が襲来したが, 濃尾平野ではそれほどの積雪にならなかった。太 平洋側では少ない積雪でも交通障害や災害が発 生することがあるので,積雪の予想は防災上重要 である。ここでは,上記2例について考察し,濃 尾平野での積雪要因について探索する。

2. 2014年12月18日の事例

2014年12月17日21時(以下,日本時間)の輪 島の500hPaでの気温が-34.9℃となる強い冬 型となった。名古屋で17日21時から気温が-1℃ 以下まで一段と下がると同時に降雪が始まり,18 日6時に積雪23 cmとなった。図1は12月18 日3時の気象官署・アメダスデータ(気象庁, 2016a)から作成した関東〜近畿の海面気圧の分 布と気温-1℃以下の領域を示したものである。 気温は0.6℃/100mで標高の効果を補正してある。 飛騨方面から愛知県にかけて-1℃以下の寒気に 覆われている。若狭湾から岐阜県中部にかけて気 圧の谷が見られ、岐阜、名古屋の風向が南成分を もっている。風向の南成分は降雪中見られた。

3. 2016年1月24日~25日の事例

2016年1月24日21時の輪島の500hPaでの 気温が-43.9℃となる強い冬型となった。図2は 2016年1月24日21時の図1と同様の図である。 本州の広い範囲が-1℃以下の領域となっている。 しかしながら,濃尾平野の天気は晴れとなってお り,岐阜,名古屋では風向に南成分が見られない。



日本海沿岸は気圧の谷となっており,図3(気象 庁, 2016b) に示すように、これに対応する対流 雲の帯が見られた。

25日2時には対流雲の帯は弱まり,堰を切るように雪雲が濃尾平野になだれ込み名古屋でも降雪となった。降雪に先行して,25日1時から気温が一段と降下し,それまで見られた北寄りの風は弱まった。降雪は7時過ぎまで続いたが,積雪は名古屋で1cm,岐阜でも3cmどまりとなった。

4. 濃尾平野での大雪の条件

濃尾平野で大雪になるための条件として,強い 冬型の気圧配置になることのほか,①降雪に先立 ち一段と気温が降下すること,および②風向が南 成分をもつことの条件が必要と考えられる。今回 の事例のほか濃尾平野で大雪になったときもこ の条件を満たしていた。

今後は、防災上重要な大雪について、アメダス データなどから得られる知見を一般化し、防災教 育に役立てていきたい。

引用文献

気象庁(2016a):http://www.data.jma.go.jp/obd/ stats/etrn/index.php (2016 年 1 月 25 日閲覧)。 気象庁(2016b): http://www.jma.go.jp/jp/gms150jp/





図2. 関東〜近端の海面気圧と気温分布 (2016年1月24日21時)



図3.赤外雲画像(気象庁ホームページより)

高校地理教育における気候分野の扱いと課題

中山秀晃(日本気象予報士会,東京都立小平高等学校)

1. はじめに

高等学校地理(現行の地理 A, 地理 B) における気候分 野の内容とその扱いについて、高等学校における現状報告 をするとともに、次期学習指導要領に向けて、気候分野の 内容をどのように組み入れていったら良いのか、その課題 と今後の方向性について私見を述べたい。

2. 高等学校での気候分野の扱い

高等学校の地理歴史科の中で、気候分野について主に扱うのは地理である。現行の学習指導要領では、地理A(標準単位数2単位)と地理B(標準単位数4単位)が設置されている。ご存じの通り、地理歴史分野の科目編成は、世界史が必修科目となっており、地理は日本史との選択必履修科目である。高校によっては、地理を設置しないカリキュラムの場合も有り得るので、その場合は、理科において地学基礎、地学を選択しない限り、中学段階までの内容で気候・気象分野の扱いは終了ということになる。近年のセンター受験者数(図1)をみると、受験科目としての地学選択者は、他の理科科目と比べて非常に少ないのがわかる。 一方、地理Bは国公立大学理数系の生徒が多く受験しているものと考えられ、地歴科目では日本史Bに次いで多くなっている。

次に、地理で扱う気候分野の内容であるが、ここでは各 高校で一年次に比較的多く設置されている地理A(2単位) について見てみる。現行の学習指導要領によると、(1)現 代世界の特色と諸課題の地理的考察という大項目に続い て設定される中項目「世界の生活・文化の多様性」の中で、

「生活の舞台としての気候」「諸地域の生活・文化」との関 連で気候を扱うようになっている。特に「生活の舞台とし ての気候」では、簡略ではあるが「大気大循環」や主な気 候要素の地理的特徴についても扱っており、さらに気候と 植生および土壌との関係、また、各気候区の特徴と人々の 生活との関連を取り上げている。次に中項目「地球的課題 の地理的考察では、「世界の環境問題」の内容があり、地球 温暖化、砂漠化、酸性雨などが取り上げられる。大項目(2) 生活圏の諸課題の地理的考察では、「自然環境と防災」と いう中項目が有り、この中でも日本の気象災害と防災の観 点からの、授業展開が考えられる。

3年次に選択科目として設置されることが多い地理Bに ついての詳細は、ここでは省略するが、「現代世界の系統 地理的考察」の中で「世界の気候」「日本の気候」「環境問 題」などの内容が設置され、教える側の工夫次第で、気候 分野をより詳しく取り上げることが可能となっている。

3. 地理で気候分野を扱うことに関する課題

いろいろな側面から課題を挙げることができるが、まず 受け手側(生徒側)の課題として、中学校で習ってきた気 候分野の内容(例えば気候区分)を暗記学習としてとらえ る傾向が強く、苦手意識を持っている生徒が多い点が挙げ られる。この課題は裏返せば、そのまま送り手側(教師側) の問題でもある。中学校、高校の地理担当教員のうち地理 学専攻、ましてや気候分野を専門としてきた教員は非常に 少ない。送り手側も、生徒同様に苦手意識を持っている場 合が多いと考えられる。一方、内容についてみると、新し い知見である気候変動や環境問題に関するものを如何に かみ砕いて授業提供するかという課題、ケッペンの気候区 分に代表される暗記に陥りがちな内容を如何に分かり易 く魅力的な授業にするかといった課題などが挙げられる。

気候分野が専門ではない教員でも、工夫次第で分かり易 く、主体的に学ぶことができる内容と展開方法を示してい く必要がある。

4. 次期学習指導要領に向けた対応

文科省の中央教育審議会を通して、次期学習指導要領の 教科科目案が次々と発表されているが、地理に関しては、 地理に関わる探求科目として、地理総合(仮称)が設置さ れる予定である。この地理総合は、現行の選択必履修科目 から共通必履修科目に格上げされている。内容的には(1) GIS の活用,(2)国際理解教育、そして(3)防災とESD など三つの柱が検討されているが、この中に気候分野の内 容をどのように盛り込んでいくのか。主体的な学習方法も 取り入れながらの授業展開の一事例を当日は示したい。 5. まとめ

気候システムに関する先端的な研究を、どのように高 校の地理・地学といった基礎教育に取り込んでいくの か。次期学習指導要領改定をにらんで、今まさに検討さ れるべき重要課題となっている。教育の現場にいる者と して、先端研究に携わる皆様から、いろいろなアドバイ スを頂戴したい。

☆参考文献

中山秀晃,2014:関東地方の雨雪判定と降雪情報の開発 日本気象学会秋 季大会予稿集 B356



図1:地歴,理科科目のセンター試験受験者数の比較 (平成15,16年度)大学入試センター試験資料より作成

中山秀晃,2015: WebGIS を活用した気象情報データベースの構築と活用 日本気象学会秋季大会予稿集B362

夏季北太平洋亜熱帯高気圧の形成力学

*宮坂 貴文、中村 尚(東大先端研)

はじめに

日本の夏の気候・天候を語る際に太平洋高 気圧という言葉がよく聞かれる。海盆スケー ルの亜熱帯高気圧の事を指す場合もあれば、 より局所的な小笠原高気圧の事を指す場合も ある。小笠原高気圧はインドモンスーンによ って励起されるロスビー波がユーラシア大陸 上の亜熱帯ジェットを東方に伝播して日本付 近に高気圧に形成されることが Enomoto et al. (2003)によって示され、シルクロードパタ ーンとして知られている。

海盆スケールの亜熱帯高気圧の形成力学に ついても、2000 年代前半に相次いで発表され るようになり、そのきっかけはシルクロード パターンの研究のきっかけともなったモンス ーン・砂漠メカニズム (Hoskins and Rodwell 1995)に触発されたものと思われる。

亜熱帯高気圧の形成

亜熱帯高気圧の形成力学としてハドレー循 環による下降流が候補としてあげられるが、 東西平均ハドレー循環は夏半球よりも冬半球 に強い下降流をもたらすため、夏に見られる 東西費一様性の高い、高圧帯ではなく**セル状** の高気圧の形成の要因たり得ない。

そこで、Chen et al. (2001)はアジアモンス ーンがロスビー波を形成してその東側の亜熱 帯高気圧を形成するとチャネルモデルに基づ いて主張したが、Hoskins et al. (2001)はメキ シコモンスーンがその北西に下降流をもたら すことが亜熱帯高気圧の形成に重要であると 乾燥プリミティブモデルに基づいて主張した。

Miyasaka and Nakamura (2005)は Chen et al. (2001)の主張するロスビー波は観測さ れないことを示すとともに、Hoskins et al. (2001)と同じモデルを用いつつ実験設定を変 えることで、海盆の東に中心が寄っている亜 熱帯高気圧の形成にとって重要なのは下層雲 に伴う放射冷却であることを示した。放射冷 却と高気圧の関係やそれらの間にフィードバ ックが存在することは以前より指摘されてい たが、下降流の形成・強化について力学診断 に基づいて考察することでフィードバックの 新たな側面を加えた。これにより、東西海陸 温度コントラストをトリガーとしたフィード バックシステムの存在が示唆され、夏季にな ると自励的に亜熱帯高気圧が形成・維持され 得るメカニズムが提唱された。

なお、北太平洋以外の海盆でも夏季亜熱帯 高気圧は存在し、どれもが同じメカニズムで 形成されているのが興味深い(Miyasaka and Nakamura, 2005, 2010)。



(上段)7月の気候平均海面気圧(等値線; hPa)と1000 hPa 水平風(ベクトル; m s⁻¹)

(下段)7月の気候平均1000 hPa 温度の東西非一様成分 (等値線; K)

三瓶岳昭 (会津大)

1. 背景

夏の東アジアに長雨をもたらす梅雨は古くか ら研究されており、1910年頃の岡田武松の梅雨 論ではオホーツク海高気圧の重要性などが指摘 された。1950年代には梅雨入り・梅雨明けが上 空のジェット気流の変化と同期していることが 村上多喜雄博士により指摘されたが、梅雨が形成 される力学についてはその後も明確になってい なかった。例えば、南北温度勾配のために下層の 南風が北側の寒気の上へはい上がり上昇流や降 水が生じるといった単純な解釈では、梅雨の季節 性や地域性を十分説明することは困難であろう。 また、下層の水蒸気収束や太平洋高気圧の西縁に 沿う南西風、前線をはさむ風のシアーなどの重要 性を強調する研究も多い。しかし、線形傾圧モデ ルを用いて梅雨の非断熱加熱に対する循環場の 応答を調べると、地表の低圧部、下層風のシアー、 降水帯南側での南西風の強化などが再現され、こ れらの特徴はかなりの部分が梅雨に伴う加熱の 結果とも解釈できる。したがって、これらの下層 の場の特徴を梅雨形成の原因とするのは、循環論 法に陥りかねない問題がある。 2. 梅雨の形成と循環場

Sampe and Xie (2010) は、気候平均の循環場に 基づき梅雨降水帯の形成を調べている。梅雨降水 帯は下層に大きな相当温位勾配や、弱い低圧部を 伴う(図 a)。また西風ジェットは南北に傾き、 上層では降水帯の北側、下層では南側にジェット 軸が位置している。

大規模場の上昇流強制となりうる、対流圏上層 の温度移流と中層の温度移流を調べると、後者で 梅雨に伴う上昇流とほぼ重なる位置に暖気移流 がみられる(図 b)。中層の暖気移流は梅雨に伴 う加熱の応答とは考えにくいので、中層の暖気移 流が上昇流を励起しており、下層の暖湿空気の存 在と相まって対流を活発化させることで梅雨の 降水帯が生じるという仮説が成り立つ。降水に伴 う非断熱加熱は上昇流を増幅するため、観測され る上昇流は対流不安定成層である梅雨降水帯の 西側で大きくなる。この暖気移流は、5月にイン ドシナ北部、6月にチベット高原南方に形成する 高温域の下流に、中層のジェットに沿って生じる。 また、ジェット気流が中緯度の擾乱の導波管とな るため、頻繁に擾乱が通過していくことも梅雨の 形成に寄与していると考えられる。

この仮説は、梅雨の年々変動や、大循環モデル における梅雨の再現性、地球温暖化時に予想され る梅雨の変化などを解釈する上でも有用である と考えられ、近年そのような応用も進んでいる模 様である(e.g., Kosaka et al. 2011)。



図(a): 本州付近の梅雨にあたる時期の海面気圧(実線)と GPCP 降水量(影、mm/day)。図(b): 500hPa 面水平温度移流(0.25K/day 毎、ゼロ線省略)と上昇流(影、Pa/s)。JRA-55 平年値から計算

オホーツク海の存在が及ぼす梅雨強化メカニズム *川崎健太¹⁾,立花義裕¹⁾,中村哲²⁾,山崎孝治¹⁾²⁾,小寺邦彦³⁾ 1) 三重大院,2)北大院,3)名大院



1. はじめに

梅雨降水帯はチベット高原からのジェット 気流がもたらす暖気移流が上昇流を励起し形 成されるという要因が主流であるが,太平洋 高気圧からの暖気とオホーツク海高気圧から の寒気が衝突し形成するという要因も知られ ている.ここで、オホーツク海に着目してみ ると、地理的に大陸、島々に囲まれた、閉ざ された海であり、陸地と比べ夏季は冷たい特 異な海である、このことから、オホーツク海 の存在が梅雨に対しどのような役割を持って いるのかに興味を持った、しかし、オホーツ ク海そのものが大気へどのように影響を及ぼ すのかを研究した事例は少ない. 先行研究で は, [Honda et al.1999]が冬季におけるオホー ツク海の海氷分布の違いによる大気応答実験 を数値モデルを用いて行ったが、夏季におい ては、海氷が張らないので、海の大気への露 出の違いによる応答を見ることは出来ない. そのため本研究では、オホーツク海を陸地と する埋立実験(いわばオホーツク海に蓋をす る実験)を行うことにより、大気への応答を 評価し、オホーツク海の梅雨期における役割 を検討することを本研究の目的とした.

2. 使用データ・解析手法

使用モデルは大気大循環モデルであるAFES (AGCM For Earth Simulator)である.海面水温 (SST),海氷の境界条件は Merged NOAA/OI SST&SIC [Hurrell et al,2008]を用いた.オホーツ ク海の存在が大気にどのような影響を与えて いるのか知るため,オホーツク海を海とする実 験(CTL)と陸とする実験(LAND)の2つの実験を 行った.両者の違いはオホーツク海が海か陸か のみであるので,両者の差を評価すれば,オホ ーツク海の有無による大気への応答を知ること が出来る.また,本研究では梅雨の最盛期であ る5月~6月の平均場について解析を行った.

3. 結果・考察

CTL とLAND での降水量の違いを見ると,オホ ーツク海が存在することで,直上では減少し, 日本では降雨が増加することが分かった(図1). 次になぜ,オホーツク海は日本の降雨を強めて いるのかを考察するため,大気-海洋間の熱フ ラックスを見るとオホーツク海では負であるこ とが分かる.これは,オホーツク海が冷源である ことを示しており,直上の大気は局所的に冷却 されることが分かった.次に海面気圧を見ると(図 2),オホーツク海上で高気圧化,東側での低気圧 化が顕著であり,同様に太平洋高気圧にも有意 に応答が及んでいることが分かる.ここで,降 雨のプロセスを考察するため,水蒸気フラック

スを求めたところ、太平洋高気圧が作る南東風 により日本へより多く水蒸気が輸送されてい ることが分かり,太平洋高気圧の強化が降雨増 加を及ぼしていることが示唆される.次に、太 平洋高気圧が強化される原因を考察するため, オホーツク海上を含む東経140 度から西経 60 度までを東西平均した気温偏差の鉛直構造を 見ると、オホーツク海上で形成される冷気が上 層まで維持されていることがわかる.このこと は、オホーツク海と周辺において強い温度傾度 を形成することを意味し、擾乱活動の強化を示 唆することがわかる.よって,移動性高低気圧 の活動度を示すストームトラックを求めたと ころ、オホーツク海から下流にかけて活発化し ていることがわかる. 擾乱が活発化するという ことは、時間平均流に対するフィードバックの 存在を示唆する.よって短周期擾乱が時間平均 流にどのような影響を与えるのか知るため、E ベクトル[Hoskins et al, 1983]を求めたところ,ス トームトラックの活発箇所と対応するように E ベクトルの発散が強化されていることがわか る. E ベクトルの発散は時間平均流の西風加速 を強制するので、東西風を見てみても、同様の 箇所で西風が強化されていることがわかる. こ れらのことから, 西風が加速される個所の南側 (北側)では高気圧(低気圧)が強化される傾 向にあることから,太平洋高気圧の強化の原因 は擾乱の活発化による時間平均流へのフィー ドバックによるものであることが示唆された.



図 1. CTL と LAND の降水量偏差(mm/day), 等値 線間隔は 0.2 毎, 陰影は統計的有意水準 90%以 上の箇所を示す.



低気圧活動の気候学

早崎将光 (国立環境研究所)

1. はじめに 低気圧,特に中高緯度における温帯 低気圧は,近代気象学の出発点となる研究対象であ る.日本付近〜北太平洋地域は,最も低気圧活動が活 発な地域の一つである.冬季を中心に急発達する低 気圧 (爆弾低気圧)が多発し,同地域での寒候期の気 候の特徴ともなっている (Yoshida and Asuma 2004; YA2004と略記).また,テレコネクションパターン に伴う低気圧活動の挙動や mid-winter suppression と呼ばれる特徴的な季節進行 (Nakamura 1992)な ど,気候学的に見ても興味深い研究対象地域であり 続けた.

一方で,近年ではアジア諸国の急速な経済発展に 伴い,人為起源汚染物質の増加とその長距離輸送が 問題視されつつある.健康影響をもたらしうる大気 汚染とその長距離輸送は,低気圧活動を含む総観規 模の気象条件に大きく左右される.将来気候変化が 将来の大気質にも影響を及ぼす可能性があるため,多 くの人口を抱える東アジアでは重要な研究テーマと なり得る.

2. 大気海洋相互作用と低気圧活動 中高緯度の 低気圧活動は,黒潮や湾流などの暖流やその続流域 が低気圧発達に適した大気下層の傾圧性を維持する ため,気候学的な低気圧活動極大軸の地理的位置が 規定されていると考えられる.

低気圧活動と海洋前線帯との関連は、大洋規模の前 線帯との対応だけにとどまらない.数値モデル研究の 進展により、東シナ海や日本海のような縁辺海スケー ルの海洋前線帯も低気圧の強さなどに影響を及ぼす可 能性が指摘されている (Xie et al. 2002; Yamamoto and Hirose 2011). さらに、黒潮の大蛇行により南岸 低気圧の経路が異なることが観測及び大気海洋結合 モデル (CGCM)の両面で示されてきた (Nakamura et al. 2012; Hayasaki et al. 2013). 大洋規模の前線 帯に比べれば相対的に小規模な SST 擾乱成分であっ ても、大気海洋結合作用を通じて大気循環場に大き な影響を与える可能性がある. 次節で述べる将来予 測の精度向上のためにも、モデルの高解像度化や相 互作用過程の精緻化をいっそう推し進める必要があ るだろう.

3.1. 将来気候における低気圧活動 温暖化時における低気圧活動の将来変化は、Geng and Sugi (2003)をはじめ多くの研究がなされてきた.近年で も、温暖化時の半球~大洋規模の低気圧活動の将来 変化について最新の多数モデルによる相互比較など がおこなわれている(例えば Mizuta et al. 2012)が、 地域スケールの低気圧活動の将来変化は研究例も少 ない.筆者らは一部の高解像度 CGCM (6 モデル) を用いて日本付近を通過する全低気圧の経路別個数 や爆弾低気圧活動の将来変化を解析した.南岸低気 圧に相当する経路(YA2004のPO-Oタイプ)では弱 化および個数減少がみられる一方で、OJタイプで は現状とほぼ同程度の個数となるという結果を得た (図 1).ただし、全体的な傾向として、多くのモデ ルが現在気候再現実験においても南岸低気圧型の全 低気圧個数 (または PO-O タイプの爆弾低気圧個数) を過小評価している.すなわち,北太平洋規模の低 気圧活動などの指標で見れば, IPCC AR5 で評価に 使われている CGCM は現実大気の低気圧活動をよ く再現できているものの,経路タイプ別に見れば未 だ不十分な再現性にとどまっていると言える.

4. 気候形成に関わる低気圧活動の新たな視点

近年では土壌粒子(黄砂)や人為起源汚染物質の長 距離輸送をもたらす媒体として,低気圧活動が気候 形成に果たす役割についても議論されつつある。例 えば,将来気候予測の問題に関する最新の知見とし て,全球モデルの高解像度化により極域への黒色炭 素エアロゾル輸送量の過小評価問題が改善されたと する報告もある (Sato et al. 2016).しかしながら, 前節で述べたように現時点で最新の CGCM であっ ても低気圧経路やその頻度などの再現性が必ずしも 良好でないことから,各種エアロゾルを含め大気汚 染物質の長距離輸送やその将来変化についても,さ らなる改善の余地があると考えられる。

発表では、主に東アジア〜北太平洋域に着目し、現 在気候及び将来の気候変化に伴う低気圧活動の研究 を紹介する.また、温暖化予測の問題だけでなく、大 気汚染物質の長距離輸送など、健康影響問題も含め た広義の大気環境分野における低気圧活動研究の位 置づけについても紹介したい.



図 1: OJ タイプ (YA2004) の爆弾低気圧の強さ別頻度.強 さは低気圧中心における SLP 水平ラプラシアンの最大値で評 価.棒グラフが JRA55 (1981-2005 年),実線が 6 モデル合 計の現在気候 (20C),破線が将来気候 (late-21C; 2076-2100 年)の場合.頻度分布の中央値,90 パーセンタイル値,低気圧 個数は枠内の上部参照,

海洋循環の西岸強化とロスビー波

三寺史夫 (北大・低温研)

1. 海洋循環の平易な理解に向けて

海洋における流れの物理の基礎は大気の 力学と同じであるが、南北に伸びる陸岸地形 によって強く影響を受けるという点で大き な相違がある。特に、強い海流は海洋の西岸 (大陸の東)に存在するという、東西非対称性 を示すところが海洋の流れにおける独自の 性質であり、面白い。

海流は、大雑把に見れば偏西風帯で東向き であり、貿易風帯では西向きである。しかし ながら、風の向きに単純に海水が流されてい るわけではない。北半球では風応力とコリオ リカが釣り合うように風向きに対して右手 に流れ(エクマン輸送)、循環中央に海水が 集まって海面が高くなるため、地衡流の関係 から時計回り循環が駆動される。

以上のような説明は高校地学を含め多く の教科書等でなされており、正しく記述され ている。難しいのは循環の西側に強い海流が 存在するという非対称性、すなわち西岸強化 の説明のようである。コリオリカの緯度依存 性(地球が丸いこと)が重要ということは述 べられているものの、そのことと循環の西岸 強化がうまく結びついていないように見え る。一方、大学院など専門課程で学ぶ渦位の 観点は、それが循環形成の本質ではあるとは 言っても、アウトリーチなどで述べるには敷 居が高い。

ここではロスビー波の観点から、西岸強化 に関して平易な説明を試みる。丸い地球はロ スビー波の伝播を促す。したがって、ロスビ ー波で西岸強化を考察することは自然なこ とと考える。また、ロスビー波そのものにつ いても、イメージしやすい説明を紹介する。

2. ロスビー波と海洋循環

コリオリカはコリオリパラメータに流速 をかけたものである。したがって、同じ流速 に対するコリオリカは高緯度ほど大きい。こ のことは、同じ圧力傾度力に対する地衡流は 低緯度ほど大きいことを意味する。北半球の 高気圧性渦を考えると、地衡流は等圧線に沿 って時計回りに流れるが、南へ行くほど地衡 流速度は増加するので、渦の中心より東側で は北から流れて来る水よりも南に流れ去る 水の方が多くなる。すなわち、渦の東側では 流れが発散し水が減る。他方、西側では逆に 水が溜る。水が減れば水位は下がり、溜まれ ば水位が上昇するので、これは、渦(水位の 高い所)が西に移動することを意味する。す なわち、ロスビー長波の西方伝播である。

さて、亜熱帯において偏西風と貿易風がも たらすエクマン輸送により盛り上がった時 計回り循環の中心も、ロスビー波として西に 進む。その際、循環中心より東側では地衡流 が発散するので、エクマン輸送の収束とつり あうことで定常な循環となる。一方、循環中 心より西側ではつりあわず西方へ伝播しよ うとする。しかしながら、西岸境界(陸)に 達すると押し付けられて等圧線間隔が細く なり、北向きの流れが強化される。最終的に、 西岸付近の細い領域を除き、循環中心の東に 当たる南下流が領域のほとんどを占めるこ とになる。このように、循環の東西非対称性 を生む根本要因は、ロスビー波にある。

以上の説明は、イメージしやすい海水の収 束・発散を中心にしたものである。アウトリ ーチの機会などでこのような説明をすると、 海流の西岸強化が、高校生や一般の方々にも 比較的簡単に伝わったように思える。

海洋の西岸強化は、ロスビー波の西方伝播 が海岸によりブロックされ境界層ができる、 ということを本質としている。このようなロ スビー波伝播のブロッキングは、ロスビー波 同士の遭遇によっても起こりうる。講演では この観点から、中緯度気候変動にも重要であ る亜寒帯前線の形成と変動に関する最新の 研究についても述べる予定である。

ドイツと日本の冬から春への季節進行と季節感 (春を迎える行事「ファスナハト」と「節分」に注目して(その2))

*加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))・加藤晴子(岐阜聖徳学園大学教育学部(音楽)) 大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科)・濱木達也(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

詳細な季節サイクルは、「極端現象も含めた日々の気 象系やその変動の季節性」と「多彩な季節感が育まれ た文化生成の重要な背景」の双方を深く捉えるための 『共通基底』である。従って、基本場と日々・年々の 変動をセットとして、各地の季節サイクルや関連する 季節感を比較気候学的に見直すことの意義は大きい。 その一環として本グループは、ドイツ語文化圏の季節 サイクルと季節感について、ユーラシア大陸の西岸と いう位置づけの違いを意識しながら東アジア(アジア モンスーンシステムの大きな影響も加わり六季やそれ らの中間的な季節などで特徴づけられる)との比較を 行ってきた(加藤・加藤 2014)。

両地域の冬から春への進行の中で、ドイツ付近では 「冬の追い出し」に関わる行事であるFasnacht(ファ スナハト)が行なわれる一方、日本では「節分祭」が 行なわれる。そこで本グループは、2016年春の全国大 会にて(2件)、そのような冬から春への進行の気候学 的特徴や両者の行事に関連した季節感について、学際 的な比較を試みた。本講演ではその続編として、春の 大気場や日々の気温の変動にも注目して、ドイツ付近 のファスナハトや子供の歌などにみられる季節感につ いて、日本の「節分」と比較しながら更なる検討を加 える。なお大気場の解析には、主に NCEP/NCAR 再解析 データを用いた(2.5°×2.5°緯度経度格子点)。

2. ドイツ付近での冬から春への季節変化



第1図 日々の日平均地上気温の時系列を,2000/2001 年冬~2010/2011 年冬について10 年分重ねたもの(°C)。左はドイツ中南部、 右は日本列島付近の格子点より。なお、ファスナハト(Fasnacht), Easter (復活祭),節分に対応する大まかな時期も表示した。

前回も報告したように、ドイツ付近では、年間を通 して地上気温の日々の変動が大きく(季節内変動や 年々変動も含む)、とりわけ冬には振幅が大きい(第1 図)。そこでの冬の平均気温は九州〜関東より数℃〜 5℃程度低いのみであるが、日々の変動に伴って、日平 均気温が-10℃~-15℃程度の極端な低温日も時々出現 していた。 このような大きな気温変動の終了は(3月終わり頃), 月平均場のアイスランド低気圧の消滅にほぼ対応して いた。なお、シベリア高気圧もこの時期にほぼ消失す る(日本の春と季節感に関連して、加藤他(2009)等も 参照)。また、ドイツ付近の5月頃には、暖かい高気圧 に覆われやすく、海面気圧の日々の変動は冬に比べて 小さくなった(季節内変動は大きいが)、(図は略)。

3. ファスナハトと節分(春の迎え方に関連して)

前回の講演でも若干紹介したように、ドイツ文化圏 の春を迎える行事の一つファスナハト Fasnacht は、カ トリック地域 (ドイツ,オーストリア,スイス) で行 われ、復活祭を迎える前の寒さの底が感じられる時期 に行われる。その様子や伝統の背景は武田(1980)に、 また実際の映像も、植田・江波戸(1988)(ヴィルフリ ンゲンの村 (ドイツのシュヴァーベン州)), NHK エン タープライズ 2007 (ガッサライト村 (オーストリアの チロル州))等で紹介されている。一方、筋分祭は、季 節の変わり目に身体に入ってくる邪気を払い、一年の 息災を願い, 福を授かる行事として, 立春の前日で大 寒の最後の日に行われる(本研究では、岡山市の岡山 神社での祭礼と宗忠神社での豆まき等の様子も撮影)。 ファスナハトでは、「冬の象徴を打ち負かせたり追い出 したりして、春(夏)が勝利する」ことで、季節の完 全なる春(夏)への転換を願う点が特徴と考えられる。

4. 終わりに

冬から春をどのように迎えるか、その背景にある気 候と季節感は次のように纏められよう。

(1) 冬の『厳しさ』:ドイツの冬は日本に比べて日々の気温の変動が大変大きい。「厳しい冬」は、平均値として寒いだけでなく、そのような極端な低温日の頻出を反映(アイスランド低気圧の変動にも関連して)。

(2) ファスナハト:長い「底」を持つそのような冬が「やっと間もなく終わりそう」という時期→「本当に冬に終わって欲しい!」という心情。

(3) 節分:冬の「底」となる時期で,節分後もしばら くは平均気温が真冬と同等でも,春への進行を示す具 体的現象はステップを追って出現し,また日射も既に かなり強まり始めている。→「巡り来る節目としての 春」を喜び迎える。

引用文献·資料(一部略)

- 加藤内藏進・加藤晴子・逸見学伸,2009:日本の春の季節進 行と季節感を切り口とする気象と音楽との連携(小学校で の授業実践)。天気,56,203-216。
- 加藤晴子・加藤内藏進,2014:『気候と音楽―日本やドイツ の春と歌―』。協同出版社,全168頁。

武田昭 1980: 『教会暦によるドイツ民謡』,東洋出版。

チベット高気圧の形成と変動

植田宏昭 (筑波大・生命環境)

1. はじめに

盛夏期に、東経 80 度、北緯 30 度、高度 150hPa 付近に中心を持つ高気圧は、一般に「チベット 高気圧」と呼称され、その温度の極大は 200~ 300hPa 付近に見られる。この高気圧性循環は、 盛夏期に至るモンスーンの季節進行のみならず、 しばしば異常気象を引き起こすモンスーンの 年々変動、さらには温暖化に伴う降水変化など と密接に関係することから、様々な時間スケー ルに内在する維持・変動機構の統一的な理解が 待たれている。

チベット高気圧の季節進行に関しては、村上 多喜雄博士による「モンスーン(1986)東京堂 出版」に、以下のような記述がある。「インド シナ半島南部の上層高気圧は季節が進むにつれ て北上し,盛夏にはチベット高原上に移る。こ のようにチベット高気圧の起源はインドシナ半 島南部であり、その発生はニューギニア付近の 熱源と思われる.一方盛夏の頃におけるチベッ ト高気圧の発達と維持にはチベット高原の地形 性の熱源が大きな役割を果す.」村上博士の高 著における「熱」と「循環」の関係性への示唆 は、Gill (1980)による大気の熱源応答が発表 された後にあたり、熱源の特定を含め、後続の 研究に大きな動機付けを与えた。当時は、東大 の新田勅博士や UCLA の柳井辿雄博士らが、チ ベット高原やその周辺での非断熱加熱(いわゆ る Q,)の算定に情熱を注がれていた。それらの 先達の積み重ねを踏まえ、様々な数値モデルを 利用できる現代において、もう一度、「熱」と 「循環」に関して (a)気候形成≈季節変化、(b) 年々変動、(c)気候変化(温暖化・過去の寒冷期) の観点から問題の整理を試みる。

2. (a)気候形成≈季節変化

鉛直積分した夏の非断熱加熱(図 1)と対流 圏中上層の気温(図 2)を比べると、非断熱加 熱の中心は北緯5度付近に位置しているのに対 し、気温の極大およびチベット高気圧の中心は 北緯25度付近にあり、両者は大きく離れている。 興味深いことに、チベット高気圧の中心は、チ ベット高原の直上には見られず、インド亜大陸 北西部から中央アジアに位置している。このこ とは、チベット高気圧の形成において、対流圏 中上層に突出したチベット高原からの顕熱加熱 以外に、他の地域における非断熱加熱の寄与が 少なくないことを示唆する。実際に後続の研究 の多くは、インド洋を含む南アジアから東南ア ジアにかけての非断熱加熱に対する大気の遠隔 応答から、チベット高気圧の形成、さらには半 乾燥地域の気候形成を論じている (e.g., Rodwell and Hoskins [1996; *QJRMS*]; Wang et al. [2012; *Clim. Dyn*])。

このような科学的進展の中、近年では、チベ ット高気圧という呼称から「South Asian High (南アジア高気圧)」と呼ぶ研究論文も多く目 にするようになってきた。従来の研究は、ある 特定の地域の熱源に対する応答を個別に調査し たものが多い。また力学的には、ロスビー波応 答は背景場(偏西風の季節変化)の状況によっ ても大きく異なる。従って、チベット高気圧の 形成過程を理解するためには、季節的・地域的 に変化する熱源と背景風の関係を包括(定量) 的に整理する必要がある。なお講演時には、(b) 年々変動、(c)気候変化の視点も織り交ぜ、チベ ット高気圧に関わる問題点を抽出するとともに、 筆者らによる研究結果も報告する予定である。



図1 夏期(JJA) 非断熱加熱の鉛直積分値[w/m²]



図 2 夏期 (JJA) 500-200hPa 平均気温[K]・200hPa 水平風[m/s]

謝辞:本研究は文部科学省「気候変動リスク情報創 生プログラム」テーマCの支援を受けて実施された。

シベリア高気圧/冬季東アジアモンスーンの変動

高谷康太郎(京都産業大学)

1. はじめに

シベリア高気圧は冬季のユーラシア大陸に現れる 地表付近の寒冷な高気圧である。冬の天気予報など で良く言われる「西高東低の気圧配置」のうち、「西 高」の部分がシベリア高気圧であり、我々にも馴染 みの深い高気圧である。シベリア高気圧は冬季東ア ジアモンスーン活動を通じて、極東域から北西太平 洋域の気候システムに大きな影響を及ぼす。言うま でもなく、冬季東アジアモンスーンの強弱は、季節 風による東アジア域への寒気の吹き出しなどを通じ、 日本を含む極東域の冬の気候に決定的に影響する。 例えば、シベリア高気圧が強まり、東アジアモンス ーン活動が活発な時は、日本を含む東アジア域には 寒波が襲来し、日本海側はしばしば大雪に見舞われ る。一方、シベリア高気圧及びモンスーン活動が弱 まれば、東アジア域は「暖冬」となる。

このように気候システムの中で重要な役割を果た しているシベリア高気圧であるが、その成因は放射 冷却であるという説明が良く行われる。すなわち、 大陸の方が海洋より熱容量が小さいため、冬には大 陸の方が相対的によく冷却され、そのため地表付近 の空気も寒冷化しシベリア高気圧の形成につながる というものである。成因についてはこのメカニズム で説明出来る(これだけで説明出来るかはやや疑義 がある)が、変動については充分に説明出来ない。 しかし、シベリア高気圧/冬季東アジアモンスーン の変動は、2週間から1ヶ月程度の周期の季節内変 動がよく知られており、加えて年毎の変動(年々変 動)も顕著に現れる。このような様々な時間スケー ルの変動は我々も日常生活で良く感じている事であ り、放射冷却ではない要因でその変動を説明する必 要がある。

2. シベリア高気圧/冬季モンスーン変動の力 学的メカニズム

Takaya and Nakamura (2005a, 2005b, 2013)の一 連の研究により、シベリア高気圧/冬季東アジアモ ンスーンの変動には、対流圏上層の偏西風の蛇行が 大きな役割を果たしている事が指摘された。ここで 重要な事は、シベリア高気圧/冬季モンスーンその ものは対流圏下層または地表付近で卓越する現象で あるにも関わらず、その変動には対流圏上層の大気 循環変動が大きく寄与している事である。偏西風の 蛇行の典型的なパターンは、季節内変動と年々変動 ともに大きく2つに大別される。一つは、ユーラシ ア大陸上で偏西風が波状に蛇行するパターンで、対 流圏上層の高度偏差場ではヨーロッパ方面から極東 付近へのロスビー波伝播として観測される。もう一 つは、北西太平洋域で偏西風が大きく蛇行するパタ ーンで、高度偏差場では極東/北西太平洋域での南 北ダイポール構造として観測される。前者はいわゆ る EU パターンと、後者は WP パターンとそれぞれ 解釈する事が可能である。スペースの関係で本稿で は、年々変動で冬季モンスーンが強化されたケース において、対流圏上層で WP パターン的な構造が高 度偏差場に卓越したときの合成図を以下に示す。図 にも明らかなように、極東付近のモンスーンの変動 には、半球規模の大気循環変動が密接に関係してい る事が見て取れる。

なお、上記の WP 的(または EU 的)な構造は、 季節内変動及び年々変動の双方で見られ、互いに良 く似た構造を持つが、比較すると年々変動の水平空 間スケールの方が季節内変動のそれより大きい。こ れは年々変動に伴う大気循環変動が、惑星波及びそ の時間発展の変調と密接に関係している事に依るも のと思われる。詳細については、他の力学的メカニ ズムの詳細と合わせ、講演時に説明する予定である。



図:1月の冬季東アジアモンスーンの変動に伴い、対流圏上層に WP パタ ーン (に良く似た) 循環変動が卓越する時の Z250 偏差場 (単位:m)。 NCEP/NCAR 再解析データを基にした合成図。詳細は Takaya and nakamura (2013)を参照の事。

大気循環に影響する北太平洋移行領域周辺の流動構造

*西川はつみ¹・三寺史夫¹・奥西武²・伊藤進一³・和川拓⁴・長谷川大介²・美山透⁵・金子仁² (1 北大低温研・² 水産機構東北水研・³ 東大大気海洋研・⁴ 水産機構日水研・⁵ JAMSTEC)

<u>1. はじめに</u>

太平洋中緯度海域では亜寒帯前線や亜寒帯境 界,黒潮続流前線のような強い海面水温前線が形 成される (Kida et al., 2014)。これらの海面水温前 線が大気循環に与える影響については、近年活発 に議論が行われている。例えば, Frankignoul et al., 2011は亜寒帯前線の南北シフトがアリューシャ ン低気圧に大きく影響し、北太平洋振動 (NPO: Walker and Bliss, 1932) や西太平洋 (WP) パター ン (Wallace and Gutzler, 1981) の変動と関連する ことを示した。また、亜寒帯前線と亜寒帯境界に 挟まれる北太平洋移行領域は, 亜熱帯系の水と亜 寒帯系の水の交換が行われる非常に重要な海域 である (図1)。特に、準定常ジェット (磯口ジェ ット)は、黒潮続流から派生し亜熱帯系の水を移 行領域へ供給する重要な役割を担っていること が近年指摘されている (Isoguchi et al., 2006; Wagawa et al., 2014)。つまり, 磯口ジェットは亜 熱帯の熱の北向き輸送に大きく寄与しており、そ の変動は海面熱フラックスを通して大気循環に 影響を与える。しかしながら、北太平洋移行領域 流動構造の形成過程や変動は未解明な部分が多 い。

これらの背景から,北太平洋移行領域及びその 周辺の海面水温前線の流動構造や変動について 理解することは,大気循環および気候形成を理解 することへと繋がると考える。本発表では,『科 研費基盤A:表層と中層を繋ぐ北太平洋の子午面 循環:その三次元構造と変動メカニズムの新たな 描像』の一環で2015年9月に行われた,漂流ブイ 観測の結果から得られた移行領域の流動構造に ついて紹介したい。

2. 観測概要

2015年9月2日に東北区水産研究所の若鷹丸に より、磯ロジェット流軸を横断しながら漂流ブイ を放流した。ブイは水深60mにドローグがついた ブイを9基、水深30mにドローグがついたブイを3 基の計12基を放流しており、流軸近傍の3地点で は、30mブイと60mブイを同時に放流した。60mブ イの放流地点と約3ヶ月間の軌跡を、図2に示す。

<u>3. 結果</u>

60mブイは、放流地点から北東方向へ流れるが、 その後北側の数基はそのまま北東方向へ、磯ロジ ェット流軸近傍及び流軸の南側で放流したブイ は南東方向へと流れた(図2)。磯ロジェットに乗 って流れた後に、北側では亜寒帯循環、南側では 亜寒帯境界に伴うジェットに乗ったと考えられ る。また、2つの流れの間では、ブイの動きが遅 く回転するような軌跡を描くことから、移行領域 における流れが混沌としている様子が捉えられ たと考えられる。また、ブイの同士の距離変化を 用いて、収束発散の関係から鉛直流の推定を試み た。鉛直流の水平分布は、Yoshikawa et al., 2012で 示された傾圧不安定の様相と整合的であり、これ は移行領域が混合の起きやすい海域であること を支持している。



図1 本研究対象海域の概略図 (Kida et al., 2014参照)



図2 水深60mにドローグがついたブイの放流後3ヶ 月の軌跡。背景のカラーは観測期間平均した AVIS0の海面高度。

モンスーン気候

松本 淳^{1,2} (¹首都大院都市環境,²JAMSTEC)

1. モンスーン気候の定義と分布

モンスーンとは、冬と夏とで卓越風向が反対となる「季節風」を意味する。旧ソ連の気候学者 Khromov (1957)は モンスーン気候の定義を「地上風の卓越風向が1月と7月 の間で120°以上変化」、「両月での卓越風出現頻度の平 均が40%以上」としグローバルな分布図を示した。

その後 Ramage (1971)は、Khromov (1957)の成果を尊 重しつつも、風速が小さい亜熱帯高気圧の中心付近や高低 気圧の交代がある中緯度地域をモンスーン域とすること に疑問を呈し、「平均風速が 3m/s 以上」、「高低気圧の 交代頻度が低い」との条件を加え、モンスーン地域をアフ リカからアジアにかけての熱帯に限定した。なお、日本を 含む東アジアは、最後の定義によって初めて熱帯モンスー ンと区別され、典型的なモンスーン域から除外されている。 「日本は季節風気候が発達」と簡単には言えない。

一方、モンスーンという言葉を、雨季・乾季の季節的交替に対して使うこともある。Köppen (1918)による世界の気候区分での熱帯モンスーン気候は、短い乾季をもつ熱帯多雨気候で、雨季・乾季の交替のある気候のなかで、乾季が密林の成立をさまたげない気候状態をさす。またインドでは、モンスーンと雨季をほぼ同義に使っている。冬の風は大陸から大洋に向けて吹き、大陸上での乾季に対応し、夏の風は逆に大洋から大陸に吹き込み、大陸上での雨季にあたっていることから、風の交替と雨季・乾季の交替をほぼ同義に使うことがある。

Ramage (1971)は海洋上の降水量が不明確だったこと もあって、降水量をモンスーン気候の指標とすることに懐 疑的であった。他方、後述するモンスーンの成因の観点か ら、対流活動に伴う潜熱放出がモンスーン循環に重要で、 1980 年代以降は対流活動のグローバルな分布が衛星観測 によって得られ、それを利用した降水量データも作成され るようになり、近年は対流活発流域や雨域の季節変化が顕 著なところをモンスーン域とみなす傾向が強くなった。 Wang (1994)は、対流活動の季節性によって定義をし、風 と降水量を用いた定義も試みた (Wang and Ding, 2008)。 これらの研究では、モンスーン気候は世界の熱帯地域全般 に大陸を中心に分布し、夏に降雨が集中する気候は、東ア ジアでは中緯度まで広がっている。ただし日本の日本海側 は冬に多降水となり、モンスーン気候からはずれてしまう。

<u>2. モンスーン気候の成因</u>

モンスーン気候の成因は、すでに9世紀のアラビアの地 理学者により、海陸の季節的加熱の違いによるとされたと いう(家島,2000)。欧文では、Halley (1686)による巨大海 陸風説が最初とされる(村上, 1993)。Webster and Chou (1980)は南北断面での2次元数値モデルにより、海陸分布 の南北半球非対称性が重要であることを示した。

海陸風をモデルに海陸間の季節的な非対称的な加熱を モンスーン気候の成因とする考えは、広く共有されている。 しかし周りを海に囲まれている北アメリカ大陸では、夏雨 地域も風向の季節的反転も限られた地域にしか起こって いない。他方、Murakami and Matsumoto (1994)は、大 陸がない西部北太平洋域に顕著な夏のモンスーン気候が みられることを指摘した。地球全体を海にした Chao (2000)の水惑星モデルでもモンスーン循環は再現されて いる。Chen (2004)は、モンスーン気候の成立には、東西 の熱的差異が重要とした。

3. モンスーン気候の地域性と日本の気候特性

中緯度にある日本の季節風気候は、風の観点からはむし ろ冬に顕著で、しかも日本海側で多降水となる点は特異で ある。このような日本のモンスーン気候の特性を明快に示 した世界規模の図は、残念ながらまだ存在していない。

<u>4. まとめ</u>

モンスーン気候という日本人にとって大変に身近な気 候現象も、グローバルな視点からは簡単に説明できない。 この複雑な気候システムと変動機構の解明、および最新の 成果の社会への伝達に、一層の努力が必要である。

<u>文献</u>

- Chao, W.C. and Chen, B. 2001. J. Atmos. Sci., 58, 3497-3507.
- Chen, T.C. 2003. J. Climate, 16, 2022-2027.
- Halley, G. 1686. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 26, 153-168.
- 家島彦一,2000. 尾本恵一他編「海のアジア②モンスーン 文化圏」.
- Khromov, S.P. 1957. Petermanns Geogr. Mitt., 101, 234-237.
- Köoppen, W. 1918. Petermanns Geogr. Mitt., 64, 193-203, 243-248.
- Murakami, T. and Matsumoto, J. 1994. J. Meteor. Soc. Japan, 72, 719-745.
- 村上多喜雄 1993. 科学, 63, 619-623.
- Ramage, C. S. 1971. Monsoon Meteorology.
- Wang, B. 1994. J. Climate, 7, 1109-1118.
- Wang, B. and Ding, Q. 2008. Dyn. Atmos. Oceans, 44, 165-183.
- 謝辞:本研究は JSPS 科研費 (26220202)の助成を受けた。

「ケッペンの気候区分」を引退させてそれに代わるものを考えよう

增田 耕一 (海洋研究開発機構)

1. 確かにある需要

地球上の地域によって、気候が、そのおもな要素をあげ れば、寒暖、乾湿、それらの季節的配分が違う。それを、 数量で表示するだけでなく、たとえば「熱帯・温帯・寒帯」 「乾燥地帯」などの類型としてつかみ、伝える必要がある。

2. ケッペンの気候区分

日本では、中学や高校の地理で「ケッペンの気候区分」 が教えられており、気候の類型としてこれが持ち出される ことが多い。Wladimir Köppen (1894-1940)によるものだ が、Rudolf Geiger (1894-1981)や Glenn Trewartha (1896-1984)による修正を受けたバージョンもある。日本 語による紹介としては矢沢(1989)のものがよいだろう。

各地点について、月平均気温と月降水量の平年値という 24 個の数値を与えれば、一定のアルゴリズムによって気 候型が定まるので、地理に関する情報処理の例題ともなる が、気候の理解につながっているかは疑問に思う。

3. 「ケッペンの気候区分は気候区分ではない」

1970年代ごろ以後、気候学の専門家はケッペンの気候 区分を重視しないことが多い。その極端な例は鈴木(1975) である。ケッペンの気候型の境界は、植生の型(その主要 構成種の生活形)の分布の境界を気候変数で近似したもの だ。鈴木は気候と植生との(また人間社会現象との)関係を 論じかったのだが、それには、気候に内在する(植生と独 立な)特徴による気候区分を求めることが必要だと考えた のだ。 鈴木が有効な気候区分として考えたのは、世界の 規模では Allisow による前線帯(気団の境界)の位置とそ の季節的移動に基づくもの、日本の規模では鈴木自身によ る冬の季節風時の降水の有無に基づくものだった。

4. 地域区分は必要ではない

しかし、気候に内在する特徴は、必ずしも地域区分に使 えるような不連続性をもっていない。そして、気候と植生 や人間社会現象との関係を考えるには、気候を、区分でな く、気温や降水量などの連続量のまま扱うことも可能だ。

5. 気候に内在する要因による区分の候補

(a) 大気大循環の観点からは、地球を、ハドレー循環に支配される領域と温帯低気圧(傾圧不安定波)に支配される領域に大別できる。中村ほか(1986)は、その境界が季節とともに移動するという観点による地域区分を示している。
(b) 無降水の状況がどのくらい長く続くかによる地域区分が可能かもしれない。ただしどのような期間で無降水を認定すべきかの問題が残る。Eguchi ほか(1986)は世界のある1年間の旬単位の無降水域の分布を記載した。
(c) 陸面の雪氷の有無とその季節変化による地域区分が

6. 植生分布を制約する気候条件

可能かもしれない。

植生分布を制約する気候条件については、ケッペン以後 多くの研究がある。Masuda (2000)はその時点で知られて いるものの整理を試みた。研究者によって指標とする変数 が違うが、「利用可能なエネルギー(正味放射または生育期 の積算温度)」「利用可能な水分」「冬の温度」とまとめら れるだろう。光も重要なはずだが野外ではエネルギー要因 と区別困難である。「冬の温度」は生物体内の水の凍結と 低温による反応速度低下とを区別すべきかもしれない。

ケッペンについては、科学史的な観点で、この問題に挑 んだ先駆者としてとりあげるのが適切だと思う。

文献

Eguchi T. ほか, 1986: *Geogr. Rev. Japan* **59B**: 43-54. Masuda K., 2000: *Geogr. Rep. Tokyo Metro. U.* **35**: 21-30. 中村 和郎, 木村 龍治, 内嶋 善兵衛, 1986: 日本の気候。 岩波書店。

鈴木 秀夫, 1975: 風土の構造。大明堂。

矢沢 大二, 1989: 気候地域論考。古今書院。

オホーツク海高気圧再考と高校地学地理

立花義裕 (三重大学大学院・生物資源学研究科)

<u>1. はじめに</u>

オホーツク海高気圧は日本に極端な冷夏をもたらすこ とから、日本にとって極めて重要な現象である。日本の歴 史上の記録に残る凶作や飢饉、そしてそれが誘因であろう と思われる一揆。これなどはおそらくオホーツク海高気圧 の存在とその長期変動に大きく関わっているであろう。日 本の歴史の変遷には凶作や飢饉が多分に影響したのでは ないか。大げさに言えば、もしオホーツク海高気圧が無か ったなら、日本の歴史は全く違った道を歩んでいたのでは ないだろうか。1993年は平成の米騒動と言われるほどの冷 夏であった。翌年は記録的猛暑であったために米騒動はす ぐに収まった。もし将来1993年級の冷夏が数年連続で起こ れば、日本の歴史を変えるきっかけとなるかもしれない。

<u>2. 高校地学のオホーツク海高気圧</u>

高校生が履修する科目である「地学基礎」の多くの教科 書(教科書5社の中で4社)にオホーツク海高気圧とそれに 伴う日本の冷夏の記述があり、中学の教科書にも掲載され ていることから、地学を学習した普通の大人は、この高気 圧の名称程度は知っていると考えて良い。ただし「地学基 礎」(主として文系の生徒が学ぶ)を開講している高校は 他の理科科目の開講率に比して少なく、「地学」(主とし て理系の生徒が学ぶ)を開講している高校は希有であるこ とを付記する。高校地学不履修問題は由々しき問題である。 気象学や気候学を学ぶ高校生を増やすためには、高校地学 の枠に留まらない何らかの策が必要であろう。

後述するように、オホーツク海高気圧は冷たいオホーツ ク海の海洋の影響を受けている。現状では、海洋の影響に まで踏み込んだ記述がある教科書は無い。オホーツク海と 同様、黒潮などの日本周辺の海洋が日本の気候形成やその 変動にきわめて重要な役割を演じていることが知られて いるが、高校教科書では日本周辺の海洋の影響の記述は無 い。エルニーニョ・北極振動・北大西洋振動等の日本の気 象への遠隔的影響について触れられている教科書はある ー方で、日本周辺の海の近接的影響の記述が無いのはバラ ンスに欠けるのではないだろうか。

3. 近年のオホーツク海高気圧研究の概観

夏季のオホーツク海は、同緯度帯の他の海洋と比較する と世界で最も寒冷な海洋である。夏季海面水温は10℃度程 度である。オホーツク海は冬季には海氷に覆われ、海氷が 完全に融解するのは6月下旬である。オホーツク海高気圧 に伴って霧や下層雲が発生することが知られており、その 形成にはオホーツク海の冷たいSSTや下層雲が関わって いる(Tachibana et al, 2008, JMSJ; Koseki et al, 2012, JGR). さ らにブッソル海峡を始めとした千島列島に沿って潮汐混 合の影響により海面水温は局所的にきわめて低く夏でも 5℃以下である。その影響により非常に小さなメソ高気圧 が発生することが数値モデルや衛星観測(Tokinaga and Xie, 2009, JGR)と、ブッソル海峡でのラジオゾンデによる直接 観測から明らかとなった(Nishikawa et al, 2014, JGR)。 一方、西方や北方に隣接するロシア極東域は、最高気温 が30℃にも達する。このような極端な温度コントラストが 存在する世界的にも希な地域である。このような極端な温 度コントラストが存在する世界的にも希な地域である。こ の環境場が、上空のブロッキング高気圧の発達に影響を及 ぼす(Nakamura and Fukamachi 2004, QJRMS; Tachibana et al., 2004, JMSJ)。オホーツク海高気圧は夏の北極振動に も関連する(Ogi et al., 2005, GRL)。また、オホーツク海高 気圧にはブロッキング高気圧が関連する「背の高い高気圧」 と、大気境界層に留まる「背の低い高気圧」の2つのタイ プがある(Tachibana et al., 2004, JMSJ)。背の低い高気圧は エルニーニョ年に発生頻度が高く、それに伴い冷夏が発生 する傾向にある。

4. オホーツク海のヤマセへの遠隔影響

本発表の目的は二つある。一つ目はオホーツク海の局所 的に冷たいSSTが直上の小スケールの大気だけでなく、総 観規模擾乱を通じた大気場の遠隔影響についての研究報 告を行いつつ、オホーツク海高気圧を再考することである。 数少ないオホーツク海でのラジオゾンデ観測データと,鉛 直解像度を密にした領域気候モデルの計算を実行した。そ の結果千島列島に沿った低海面水温が、オホーツク海や低 海面水温上の高気圧形成に留まらず、日本東海上での低気 圧を誘発することが示された。この誘発された低気圧に伴 う冷たい下層風が東北地方や関東地方に吹き、ヤマセを強 化しこれら地域の低温化を促進する。これらプロセスによ りオホーツク海からは比較的遠方に位置する東北地方や 東日本にヤマセをもたらす遠隔影響が示唆された。オホー ツク海高気圧だけではなく隣接した低気圧の存在が冷夏 をもたらすために重要であろう。

5. 高校地学と高校地理の融合

二つ目の目的は、現状の高校地学教科書記述問題、そし て地学不履修問題を解決するためにはどうすべきかにつ いての一つのアイデアを紹介しつつ、会場のみなさまと意 見交換をすることである。筆者は、地学を履修する高校生 が増えることを願っているが、地元の地学の高校の先生と の交流をすればするほど、それがきわめて困難であること の認識がより深まってしまうのである。

それを変えるための逆説的アイデアを以下に記す。その アイデアとは、気象・気候についての記述を高校地学から 削除することである。そして削除した中のdescriptiveな部 分をそっくり高校地理教科書へ移動し、削除した中の mechanismに関する記述は高校物理へ移動することを提案 する。現状の高校地理の教科書においては、海流図や気候 図の記述は地学基礎の教科書よりも充実しており、気象災 害についてもしっかりと記述されている。地理の履修者数 が地学を圧倒することをふまえ、実を採ることを優先する のであれば、地学の気象・気候・海洋部分の記述と地理の 気候関係の記述の部分を融合させ、最新の科学的知見を加 えた教科書への衣替えが現実的であろう。

金星周回軌道のあかつき科学機器と観測計画

佐藤 毅彦、中村 正人、鈴木 睦、山崎 敦、佐藤 隆雄(宇宙科学研究所) 今村 剛(東京大学)、あかつきプロジェクトチーム

2015年12月7日のあかつき金星周回軌道投入[1]の前から、科学チームは機器の健全性確認 を進めた[2]。周回軌道に入ってからは、さまざ まな探査機姿勢における熱環境を評価するなど の準備段階を経て、2016年1月中旬から金星 試験観測を開始した。

あかつきは長楕円軌道を周期約 10.5 日でま わる[1]。長い時間を過ごす遠金点(金星からの 距離~37万 km)側から見た金星の位相により

「夜面観測シーズン」「昼面観測シーズン」に大 きく分けられ、両者は金星の半年(112地球日) 毎に交代する。昼面観測シーズンは UVI、IR1

(0.90 µm 昼用)、IR2 (2.02 µm)、が活躍し、 夜面観測シーズンは IR1 (0.90 µm 夜用, 0.97, 1.01 µm)、IR2 (1.735, 2.26, 2.32 µm)、が活 躍する。波長 8-12 µm の熱赤外線放射をとらえ 雲頂の温度分布を測定する LIR は、昼夜を問わ ず観測できる。近金点付近で探査機が日陰を通 過するときは、LAC による雷観測の機会となる。 近金点付近で探査機が地蝕となる前後では電波 掩蔽観測を行う。

本稿執筆までに、UVI, IR1, IR2, LIR はその 健全性が確認され本格的なデータ取得フェーズ

に入っている。遠金点側の多くの時間は、 2時間毎の全球撮像を定型観測としている。 画像の一部を記録・転送する ROI

(Region of Interest)機能追加により、 雲追跡から風速場を求めるのに支障のない観測計画を組めるようになった。電波 掩蔽観測は順調に実施され、期待通りの データを得ている。残念ながら1月20 日以降、しばらく日陰通過のない時期に 入ったためLACは立ち上げ過程(段階 的な昇圧と確認を要する)にある[3]。特 筆すべき出来事として、6月7日の金星 外合では地球から見て金星が太陽の真裏 へ回り込んだ。そのときはもちろん交信 不能であるが、その前後期間に太陽コロ ナの観測を実施しデータを取得した。 2016年7月19日には、金星周回軌道入りか らちょうど1金星年となる。「夜面観測シーズ ン」「昼面観測シーズン」の交代が一巡し、熱環 境のサイクルをひととおり経験したことになる。 これからは現在の定型観測に加え、近金点付近 での金星リム観測(上層エアロゾルの構造をタ ーゲット)、雲頂付近の一点を見つめる観測(立 体視効果を得たり、短時間の構造変化を捉える) といった特殊観測を組み入れてゆく。

あかつきの画像データは、天文分野の標準的 なフォーマットである FITS 形式に加え、緯度 経度展開したうえで気象分野でよく使われる NetCDF 形式でもアーカイブされる。データは その取得後1年程度を目処に全世界の研究者に 向けて公開される。

[1] Nakamura, M. et al. (2016), *Earth, Planets, Space,*

doi:10.1186/s40623-016-0457-6

- [2] 山崎敦他 (2015), 日本惑星科学会誌「遊星 人」, 24, 339-341.
- [3] http://www.isas.jaxa.jp/j/topics/topics/ 2016/0428.shtml



あかつき IR2 カメラによる金星大気科学

佐藤 毅彦、佐藤 隆雄、鈴木 睦、中村 正人(宇宙科学研究所) 上野 宗孝(神戸大学)、上水 和典(国立天文台)、笠羽 康正(東北大学) はしもと じょーじ(岡山大学)、中串 孝志(和歌山大学)

あかつきの金星周回軌道成功[1]を受け、2 μm 帯カメラ IR2[2]による本格的な金星観測が開 始された。IR2は、顕著な「窓」(CO₂の吸収が 相対的に弱い)[4]である波長 1.735 μm と 2.26 μm を用い、金星夜面を観測する。高度 50~60 km 付近におけるエアロゾル粒子のサイズや密 度情報[5]の取得(図1)と、それらを追跡する ことで下層の風速場[6]を調べる。



25 日、波長 1.735 μm と 2.26 μm から疑似カ ラー合成している)

2.26 μm 窓が含む CO 吸収帯[7]2.32 μm での 観測は、2.26 μm 画像との差分により CO 吸収 強度のマップを与える。CO は金星上層大気に おける CO₂の光解離により生成し、それが下層 へ運ばれると考えられている[8]。したがって、 CO のマッピングやその濃淡の追跡は、子午面 循環に関する情報を与えるものである。

IR2 の金星昼面観測は、CO2吸収帯波長 2.02 µm を使う(図 2)。CO2吸収帯では、金星大気 中を進む太陽光は雲で反射され宇宙空間へ出て くるまでの光路で吸収を受ける。光路が長い(短 い)ほど、吸収が強く(弱く)なるから、雲頂 の凹凸を調べられるのである[9]。

周回軌道の熱環境に対する冷凍機運転(IR2 検出器は70K以下に冷やす必要がある)技術 を確立し、図1や2に示すような高いクオリテ



図 2: IR2 による金星昼面画像(2016 年 5 月 6 日、波長 2.02 µm で金星雲頂の凹凸が明暗とな って可視化されている)

ィのデータが取得されている。本講演では、IR2 データを解析して得られた初期結果について報 告する。

[1] Nakamura, M. et al. (2016), *Earth, Planets, Space,*

doi:10.1186/s40623-016-0457-6

[2] Satoh, T. et al. (2016), Earth, Planets, Space,

doi: 10.1186/s40623-016-0451-z

- [3] 佐藤毅彦他 (2016), 日本惑星科学会誌「遊 星人」, 25, 68-71.
- [4] Allen, D. and J. Crawford (1984), *Nature* 207, 222-224.
- [5] Carlson, R. W. and F. W. Taylor (1993), *Planet. Space Sci.* **41**, 475-476.
- [6] Sanchez-Lavega, A. et al. (2008), *Geophys. Res. Lett.* **35**, 13.
- [7] Taylor, F. W. et al. (1997), in *Venus II* (eds.
 S. W. Bougher et al.), U. of Arizona Press, pp.325-351.
- [8] Tsang, C. C. C. et al. (2008), J. Geophys. Res. 113, E00B08, 1-13.
- [9] Ignatiev, N. I. et al. (2009), J. Geophys. Res. 114, E00B43, 1-10.

金星雲頂高度に発見された巨大重力波

福原哲哉(立教大学)、はしもとじょーじ(岡山大学)、堀之内武(北海道大学)、今村 剛(東京大学)、 岩上直幹(東京大学)、神山 徹(産業技術総合研究所)、村上真也(宇宙科学研究所)、 中村正人(宇宙科学研究所)、小郷原一智(滋賀県立大学)、佐藤光輝(北海道大学)、 佐藤隆雄(宇宙科学研究所)、鈴木 睦(宇宙科学研究所)、田口 真(立教大学)、高木聖子(東海大学)、 上野宗孝(神戸大学)、渡部重十(北海道情報大学)、山田 学(千葉工業大学)

2015 年 12 月 7 日に金星探査機「あかつき」は金 星周回軌道投入に成功した。その直後から、あらかじ め設定されていたタイムラインによる観測プログラムが 実行され、金星観測が開始された。

2015年12月7日05h26m UT に中間赤外カメラ (LIR)が取得した金星雲頂高度温度分布を図1に示 す。タ方ターミネータ付近の日照側に、南北高緯度を つなぐ弓状の高温領域(東側)とそれに続く低温領域 (西側)が10000 km 以上にわたって南北方向に伸 びている。弓状構造の高温領域及び低温領域の温 度はそれぞれ230~231K、225~226K であった。こ の構造はその後少なくとも4日間は連続してほぼ同じ 地形上の位置に存在していた。弓状構造の対地角速 度は-1~0°/day であり、金星の対太陽自転角速度 の-3°/day とは明らかに異なっている。弓状構造 の高温領域と低温領域の境界の赤道上の位置はア フロディーテ大陸の西側高地の上空にあった。

図 1 を詳しく調べると、低緯度領域にはより小さい 1000 km スケールの弓状温度構造がいくつか見られ る。スケールは異なるものの、これらの弓状構造の特 徴は赤道上空でおよそ 100 m/s の西向きの背景風に 流されることなく金星固体と同じ角速度で回転してい るように見える点と、弓状構造が東向きに凸である点 である。

弓状構造はほぼ同時刻に紫外イメージャ(UVI)に よって撮像された紫外画像にも認められており、紫外 で明るい領域は輝度温度で高温領域に対応している。 波長 283 nm 及び 365 nm 画像には過去の探査に よってよく知られている Y 字型の構造がとらえられて



図 1. 2015 年 12 月 7 日 05h26m UT、「あかつ き」の金星周回軌道投入直後に LIR によっ て取得された金星雲頂輝度温度分布。ほぼ、 上が北、右が東である。高温ほど白く表示し ている。南極上空が最も高温である。このと き「あかつき」直下点の緯度、経度はそれぞ れ-6.6°、94.8°、地方時は 15h06m であっ た。

いる。UVI 画像から雲追跡手法で求めた 12 月 7、8、
9 日の赤道付近の平均東西風速はそれぞれ-95、
-96、-107 m/s であった。

その後、2016年4月15日、25日、5月6日、 24日の雲頂輝度温度分布にも、振幅は1K以下な がらも同様の弓状構造が検出されている。

弓状構造の起源としては、山岳波のように地表 付近に起源がある重力波が上空に伝播して雲層上 端での輝度温度変動及び紫外吸収物質のカラム量 変動として出現していると解釈している。

「あかつき」電波掩蔽観測の初期成果報告

○<u>安藤紘基</u> (京都産業大学・理学部), 今村剛 (東京大学・新領域創成科学研究科),

あかつき電波科学チーム

1. 背景

日本初の金星探査機「あかつき」は超高安定発振 器を搭載し、惑星探査機が地球から見て惑星の背後 に隠れる際に通信電波が惑星大気を通過することを 利用した電波掩蔽法を用いて(図1)、気温の高度分 布を高精度(温度測定誤差~0.1 K)・高分解能(鉛直 分解能~1 km)で測定できる。また「あかつき」に は5台のカメラが搭載され、大気の水平構造を知る ことができる。電波掩蔽観測はこれと補完関係にあ り、大気の3次元構造を明らかにすることができる。 また電波掩蔽観測では、電波受信強度の時間変化か ら硫酸蒸気混合比の高度分布を算出でき、金星雲物 理の解明のための手掛かりを与える。

現在までに、「あかつき」は全部で 6 回の電波掩 蔽観測を実施し、低緯度を中心にデータを取得した。 実際の解析結果から、データ取得は良好であると判 断している。



図1 電波掩蔽観測の概念図

2. 解析手法

「あかつき」の電波は臼田宇宙空間観測所のパラ ボラアンテナで受信され、この受信信号の電圧値が 高速サンプリングされる。これにフーリエ変換を用 いたデジタル信号処理を施し(図 2a)、大気の影響 に伴うドップラー周波数を精密に計算する(図 2b)。 次に、このドップラー周波数から幾何光学を用いて 屈折角とインパクトパラメータを計算する(図 2c)。 この両者が求まれば、球対称性を仮定して屈折率し いては数密度の高度分布が求まる(図 2d)。そして、 静水圧平衡を仮定して気圧の高度分布を計算し、最 後に理想気体の状態方程式を用いて気温の高度分布 が算出される。



3. 結果

図3は、2016年5月6日に取得された気温と大 気安定度の高度分布である。高度38-90kmの範囲 で気温を測定できていることが分かる。また、大気 安定度分布を見ると、高度50-55kmに中立安定層 があり、その下は弱安定、その上は高安定になって いる。このような特徴は、過去にPioneer Venus ミ ッションで実施されたプローブによる直接観測と概 ね整合的である。本発表では、他の日に取得された 気温と大気安定度の高度分布も示し、今後の展望に ついて述べる。



図3気温と大気安定度の高度分布の一例。

D205

Latest status of lightning detection by Akatsuki あかつきによる雷検出の現状

Yukihiro Takahashi, Mitsuteru Sato, Masataka Imai, Shigeto Watanabe Department of Cosmosciences, Hokkaido University Hokkaido Information University

Even though not a few extensive investigations using data obtained with spacecraft and ground-based telescopes have been carried out in order to get a firm evidence of lightning discharge in Venus, we don't reach consensus on its existence. Indeed there exist some strong indications of electrical discharge both in optical and radio wave measurements, LAC on board Akatsuki, Venus climate orbiter, is the first sensor optimized for the lightning detection in planets other than the Earth so that it can identify the optical flash caused by electrical discharge in the atmosphere of Venus with an optical intensity of 1/100 of the average lightning in the Earth when it is at the closest approach. Unique performance of LAC compared to other equipments used in the previous studies of Venus is the high-speed sampling rate at 30 kHz for all 32 pixels of APD matrix, enabling us to distinguish the optical lightning flash from other pulsing noises. The second attempt of the insertion of Akatsuki into the orbit around Venus on December 7, 2015 was carried out successfully. We checked out the sound condition of high voltage system of LAC on January 20, 2016 for the first time after the launch. Due to some elongated orbit than that planned originally, we have umbra for ~ 30 min to observe the lightning flash in the night side of Venus only every ~10 days after April 2016. Considering the possible damage on APD detector due to long journey more than 5 years in space, we are increasing the high-voltage for APD very carefully step-by-step and the target voltage will be achieved by this fall. Here we would report the latest status of LAC. Also we discuss plans of the operation with other cameras onboard Akatsuki in order to capture the lightning flash emitted by CO2 and to compare the lightning activity with cloud condition.

金星探査機「あかつき」Level 3 プロダクトに見られる 雲パターンの時間変化

*小郷原一智¹,高木征弘²,あかつき Level 3 チーム, UVI チーム,LIR チーム,IR2 チーム ¹滋賀県立大,²京都産業大

はじめに

金星探査機「あかつき」は 2015 年 12 月に金星 周回軌道に投入された (Nakamura et al., 2016).「あ かつき」に搭載された 4 つのカメラによって複数 高度に対応する雲画像が得られる (Nakamura et al., 2011)。これら輝度値データや雲追跡によって求 められる雲移動ベクトル分布を解析することに より、長らく議論されてきたスーパーローテーシ ョンの維持機構や子午面循環の有無などの問題 に対して、決定的な情報が得られると期待される。 本発表では、気象研究を想定した「あかつき」の Level 3 プロダクトの概要と,初期解析結果を報告 する.

「あかつき」Level 3 プロダクト

もともと惑星探査データは撮像された画像 (pixel×pixel)として配布されるのが一般的であ る。しかし、あかつきでは気象の研究を想定して、 経度緯度座標に変換された格子点データとして 公開する(Ogohara et al., 2012)。物理量は各フィ ルターの輝度値であり(一部輝度温度を含む)、 ファイル形式は NetCDF 形式である。

輝度値データの解像度は、測器および波長にか かわらず 0.125°×0.125°(2880×1440 grids)であ る。ただし、実質的な解像度は金星—探査機間距 離や衛星天頂角に依存する.0.125°は、探査機が 金星中心から 60000km の地点にいるときのその 直下点付近の解像度(0.11°/pixel)に相当している. 輝度値(および輝度温度)に加えて、各格子点に おける太陽天頂角、衛星天頂角などのジオメトリ 情報の経度緯度分布も付与されている。このよう なジオメトリ情報の作成は、放射計算や雲物理の 研究のためはもちろん、地球の気象研究に慣れた ユーザが、地球とは大きく異なる金星大気のデー タ解析で混乱しないようにするためでもある。

初期結果

図1は「あかつき」に搭載されているUltra Violet Imager (UVI)が観測した輝度値の緯度経度分布で ある.欠損領域は、「あかつき」から見たときの 金星の裏側領域に対応している.発表では、図1 のような観測結果を連続的に示すとともに、低緯 度におけるホフメラー図を用いて模様の位相の 時間変化について簡単に報告する.

参考文献

Nakamura et al. (2011), *Earth Planets Space*, 63, 443–457, doi:10.5047/eps. 2011.02.009.

Ogohara et al. (2012), *Icarus*, 217, 2, 661–668,doi:10.1016/j.icarus.2011.05.017.

Nakamura et al. (2016), *Earth Planets Space*, 68, DOI:10.1186/s40623-016- 0457-6



図 1 2016 年 4 月に UVI が観測した輝度値の緯 度経度分布.

(UVI 20160425T171715 30 L3B 00.NC)

金星探査機「あかつき」の紫外データを用いた雲追跡

堀之内武(北大・地球環境科学研究院)(*)・村上真也(宇宙研)・神山徹(産総研)・小郷原一智(滋 賀県立大)・今村剛(宇宙研)・高木征弘(京産大)・樫村博基(JAMSTEC)・J. Peralta (JAXA)・ 山田学(千葉工大)・山崎敦(宇宙研)・渡部重十(北海道情報大)・あかつき雲追跡研究グループ

はじめに

金星探査機「あかつき」は,2015年12月に 軌道投入され,その後,打上前の計画よりも遠 点が約4倍遠方の軌道に移された。

我々は、雲追跡による風速推定を多波長で実施するためプログラムを開発している。本発表では、あかつきの紫外カメラ UVI による撮像 データを用いた結果を紹介する。遠方での分解 能が当初計画より大幅に悪化したにも関わら ず、良好な科学成果が得られる見通しが得られ てきたことを報告する。

UVI の観測波長には, Pioneer Venus Orbiter をはじめ Venus Express でも採用された 365 nm (未特定の吸収物質が生ずる散乱光の濃淡 で高度約 70 km の雲頂付近が可視化できる)に 加え,金星探査機としては初めての SO2吸収帯 (中心波長 283 nm)がある。両波長の全般的 な特徴は異なるが,雲追跡に用いる数度以下の

水平スケールの構造は類似している。

結果

現在の軌道遠点(38万km)に近い33万km の位置から撮像された2015年12月9日のデー タを用いて雲追跡を実施した。2時間おきの3 枚の画像を用い, Ikegawa and Horinouchi (2016, IH16)による,相関曲面を重ね合わせて 精度を高め誤推定を抑制する推定法を適用す ると,365 nm では低・中緯度で比較的滑らか な風速分布が得られた。結果が意味する各点の 位置を各画像上に表示して,結果の妥当性を確 認した。得られた風速場は過去の研究と整合的 な発散を示した。283 nm でも同様の結果が得 られたが,365 nm より S/N 比が低いためか, ややばらつきが大きく,得られた誤差指標も全 般に劣っていた。

12月9日より分解能が高い12月7日(12 月9日より分解能が倍程度),12月8日の撮像 データを用いた雲追跡の結果は,両波長で非常 に良く一致した(図)。得られた速度ベクトル の信頼性は高いと考えられる。

まとめと今後の展望

遠点付近の観測を用いても雲追跡は可能で あり,追跡法の工夫により数千kmスケールの 風速構造のスナップショットを得ることもで きる(IH16以前はそれ自体が難しかった)。さ らに(上記以外の結果も含め),より近くでの の観測から興味深い構造が見えつつある。今後 は多波長で研究を展開し,金星大気の運動の新 たな描像を提示したい。

文献

Ikegawa and Horinouchi, Icarus, 271, 98-119, 2016.



図: 2015 年 12 月 7 日の UVI 365 nm 画像を 用いた雲追跡風 (矢印)。場所による違いを 強調するため,赤道で西向きに 100 m/s とな る剛体回転分を差し引いて表示。右下に 15 m/s に相当する長さの矢印を示す。誤差指標 に基づくスクリーニングを行うのに加え, 283 nm での雲追跡風との差の絶対値が 5 m/s 以内のもののみを表示している。背景は ハイパス処理した最初の時刻の紫外輝度。

放射コードを組み込んだ金星 GCM でシミュレートされた気温および 大循環構造について

※山本勝(九大応力研),池田恒平(国立環境研), 高橋正明(東大大気海洋研)

1. はじめに

従来のニュートン冷却を用いた金星 GCM では, 80 km 以高の加熱を無視することが多く,気温分 布は全球一様な平均値に緩和させている.この ような大幅な簡略化の改善に向けて,本研究で は, Ikeda (2011)の放射コードを用いた数値実験 を行い,金星中層大気の気温分布と大循環構造 について調査した.

2. モデル

本研究では、T21L52 の GCM (lkeda, 2011)に、 初期値として雲頂で 55 m s⁻¹ となる超回転と VIRA の気温と 730 K の地表面温度を仮定し、お よそ高度 40 km 以下の下層大気東西風を初期値 にナッジングして風と温度が平衡になった後、 ナッジングを外した状況で中層大気の温度およ び循環構造を調査した.

3. 結果

帯状平均の東西風では,緯度 60 度の雲頂付近 で 120 m s⁻¹のジェットが形成され,赤道付近で は 80-90 m s⁻¹の高速風が形成される(図 1).中 緯度ジェットの上では 8 m s⁻¹を超える極向き子 午面流が見られ,雲層内の低緯度では $1-2 \text{ m s}^{-1}$ 程度の極向き子午面流が見られる.

数値実験で得られた温度構造は金星と似てお り、低緯度域では雲底付近(~55 km)の低安定度層 が形成される.高緯度では温度風に伴い 40-50 km の安定成層が弱まり、ほぼ中立状態が雲底付 近から下層大気に広がる(図2).赤道雲頂付近で は、正午から夕方にかけて、温度低下が見られ (図3)、観測と類似の傾向が見られた.

東西流や南北流に関しては、帯状平均と昼面 平均(UV 観測における帯状平均)の差が見られた. これまでの研究で示されているように、昼面の 子午面流はおおむね熱潮汐波の極向き成分に対 応し、帯状平均子午面流よりもかなり大きい. 高度 70 km 付近の昼面について平均した水平渦 熱フラックスおよび運動量フラックスは、共に、 中緯度ジェットの高緯度側で極向きの大きな値 をもつ.低緯度域では、これらの渦フラックス は相対的に小さい赤道向きとなるが、この高度 域ではフラックスの大きさや向きには高度依存 性がある.

4. まとめ

Ikeda (2011)の放射コードを用いて、金星大気

の放射過程を導入し中層大気大循環構造を調査 した.上記の実験に加えて、平衡に達する前の ナッジングで使用した風速分布に対する大気大 循環構造の依存性についても調査しており、こ れらの実験がこれまでの探査やあかつきに適用 できるか検討したい.



図1. 帯状平均された東西風速(m s⁻¹, 等値線)と 南北風速(m s⁻¹, 濃淡).



図 2. 帯状平均された気温分布(K, 等値線)と安 定度(K km⁻¹, 濃淡).



202 204 206 208 210 212 214 216 218 220 222 図3. 太陽固定座標系(180度が太陽直下)昼面 について1金星日平均した4.54×10³ Pa付近の温度 (K, 濃淡)と風速 (矢羽).

AFES および LMD/GCM で再現された金星大気中の波の比較

*杉本憲彦(慶大日吉物理), Sébastien Lebonnois(LMD/IPSL, UPMC Univ Paris 06), 高木征弘(京産大理), 松田佳久(東京学芸大自然)

1. はじめに

熱潮汐波などの金星大気中の波は、運動量や熱 の輸送を通して、スーパーローテーションの発生 や維持に重要である.観測で得られた惑星規模の 波の候補として、赤道ケルビン波や中緯度ロスビ 一波が推定されてきたが、その励起メカニズムや 鉛直構造などは不明である.また、傾圧不安定波 や不安定化したケルビンモードの存在、地形や雲 層対流から発生した重力波が雲のパターン形成に もたらす役割、なども指摘されている.

一方で、これまでの大気大循環モデル(GCM)を 用いた研究では、金星のスーパーローテーション の再現に主眼が置かれ、観測と整合的な波の構造 は再現されていない.その理由として、非現実的 な実験設定、観測と異なるスーパーローテーショ ンの構造、解像度の不足、などが考えられる.

本研究では、簡易金星版[1]大気大循環モデル AFES(Atmospheric general circulation model For the Earth Simulator)と放射や境界層等の物理過程も含 む LMD/GCM を用いて、現実的な設定の下で金星 大気のスーパーローテーションを再現し、両 GCM に発現する波の比較を行った。

2. 実験設定

両 GCM ともに,基礎方程式はシグマ座標系に おける乾燥大気の球面プリミティブ方程式で,物 理パラメータは金星の観測値に基づく.

格子点数は AFES で 192×96×120(T63L120), LMD/GCMは96×96×50である.AFESでは, 観測 に基づく太陽加熱を与え, 熱潮汐波を励起する日 変化成分を含めた. 放射過程はニュートン冷却で 簡略化し, 係数に Crisp(1986)の値を用いた. これ により, 温度場は水平一様な場に緩和される.ま た, 水平と鉛直の渦粘性も含む. LMD/GCM では, 放射伝達過程を解いて熱収支を計算する.また, 境界層の乱流過程, 地形等の物理過程も含む.

初期値に、AFES ではスーパーローテーション を仮定した剛体回転の東西風を設定し、温度場は 東西風とバランス(傾度風平衡)させた.また、静 的安定度は観測値を模擬した.LMD/GCM では、 静止とスーパーローテーションの両方を用いた、 この初期値を用いて、AFES では 10.25 地球年、 LMD/GCM ではそれぞれ 300 金星日(静止)、190 金 星日(スーパーローテーション)の数値実験を行っ た.LMD/GCM では、二つの異なる初期場から、ほ ぼ同様のスーパーローテーションが得られた.

3. 結果

AFES, LMD/GCM ともに, 観測と整合的なスー パーローテーションの準定常状態が実現した.密 度の薄い上層の帯状平均東西風は熱潮汐波で減速 される.安定度の低い雲層高度では太陽加熱によ って,赤道極間の温度勾配から傾圧不安定波が発 生し,緯度方向の熱や運動量の輸送を担う.

各モデルで, 観測と整合的な惑星規模の波がい くつか確認された. AFES では, 雲層上端(高度 70km付近)で緯度30-60度の波数1構造が現れ, 観 測されるロスビー波と周期も類似していた.また, その励起源が高度 60km 付近の傾圧不安定である 可能性が強く示唆された[2]. LMD/GCM では, 高 度 50km 付近の赤道域にケルビン波と類似した構 造が発現(図 1)し, 赤道付近の東西風の構造に関 わっていた[3]. 同様な波は AFES に置いても確認 された.この他, 重力波の励起についても, 傾圧 波(AFES)や地形性(LMD/GCM)のものが見られた.

4. まとめ

簡易金星版 AFES および物理過程入り LMD/GCM において,現実的な設定による数値実 験を行い,観測と整合的なスーパーローテーショ ンを再現,維持した.そして,両GCM中の波の比 較を行った.発表では,あかつきによる観測を念 頭に議論したい.



図1: 高度 50km 付近の温度(トーン)と水平流(ベクト ル)の短周期擾乱(周期 5-10 日)の水平断面.

参考文献

 N. Sugimoto, M. Takagi, and Y. Matsuda, Baroclinic instability in the Venus atmosphere simulated by GCM, *J. Geophys. Res. Planets*, **119**, 1950–1968, 2014.
 N. Sugimoto, M. Takagi, and Y. Matsuda, Waves in a Venus general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 7461–7467, 2014.
 S. Lebonnois, N. Sugimoto, and G. Gilli, Wave analysis in the atmosphere of Venus below 100-km altitude, simulated by LMD Venus GCM, *Icarus*, **278**, 38–51, 2016.

簡易金星版 AFES 高解像度計算におけるエネルギースペクトルの鉛直分布

*樫村 博基(JAMSTEC)・杉本 憲彦(慶應大)・高木 征弘(京産大) 大淵 済(JAMSTEC)・榎本 剛(京大防災研)・高橋 芳幸・林 祥介(CPS/神戸大)

1 はじめに

惑星規模の高速東西風「スーパーローテーショ ン」をはじめ、金星大気の力学はほとんど解明され ていない.大気循環を理解するために、運動エネ ルギースペクトルの鉛直分布を理解することも重 要である.我々は、AFES (Atmospheric GCM for the Earth Simulator)の簡易金星版を開発し¹高解 像度計算を実施してきた.これまでに水平運動エ ネルギーは全波数 $n \sim 10$ から高波数側で -5/3 乗 則に従って減衰するということを報告してきた.² また、回転成分と発散成分に分けた波数間収支解析 によって、加熱が強い高度の平均流加速は回転成分 の移流によってもたらされていることを示した.³ 本発表では、エネルギースペクトルの両成分の鉛直 分布を調べ、地球の場合とも比較し、重力波の鉛直 伝播を考察する.

2 計算設定

解像度は T159L120 ($\Delta z = 1$ km) である. 日変 化を含む太陽加熱を与え,放射はニュートン冷却で 表す. ただし,現実的な低安定度層を模した基準温 度場¹を用いる. 湿潤過程は含まない. 初期値とし て剛体回転の高速東西風と,それに傾度風平衡する 温度場を与える. 上記の設定で4地球年の時間積 分を実施し,最後の1地球年を解析する. この積分 期間中は,観測されているスーパーローテーション に似た風速場が維持されている.

3 エネルギースペクトルの鉛直分布

エネルギースペクトルの発散成分の全成分に対 する割合は $\sigma = 2 \times 10^{-3}$ で高波数側 (n = 20か ら80程度)で低くなっており、この高度より上方 および下方では徐々に発散成分の割合が高くなっ ている (図 1a). これは,地球設定の AFES による 計算結果⁴ から求めた同様の図 (図 1c) において, 気圧高度 500 hPa 付近で見られる特徴と同じであ り、重力波の鉛直伝播を示唆している。また、各 高度の平均密度をかけたエネルギースペクトル (図 1b) は, $\sigma = 5 \times 10^{-3}$ から 1 × 10⁻³ まで,高波 数側で鉛直方向に変化が小さく,かつそれ以外の高 度よりも値が大きい. このように, 波の励起高度の 運動エネルギーが他の高度よりも大きいので、下 方へ伝播した重力波も, 伝播先の発散成分の割合 を増加させうる.ゆえに本研究の結果は、金星では $\sigma = 2 \times 10^{-3}$ つまり雲層上端付近で、重力波が励 起され,上下に伝播していることを示唆している.

謝辞

北村祐二博士,石岡圭一博士,岩山隆寛博士に多くの 助言を頂きました.また,本研究は地球シミュレータ利 用課題『AFES を用いた地球型惑星の大気大循環シミュ レーション』及び『AFES を用いた火星・金星大気の高 解像度大循環シミュレーション』のもとで実施しました.

参考文献

- ¹ Sugimoto et al., 2014: *JGR*, **119(8)**, 1950–1968.
- ² 樫村他, 2014 年度春季大会 D451.
- ³ 樫村他, 2015 年度秋季大会 C315.
- 4 Takahashi et al., 2006: $GRL,\, {\bf 33},\, {\rm L12812}.$



図1 (a) エネルギースペクトルの発散成分の割合,(b) 各高度の平均密度をかけたエネルギースペクトル,(c) 地球設定計算の場合のエネルギースペクトルの発散成分の割合.

回転水槽実験におけるスーパー・ローテーション

三村 和男 (東海大学教養学部)

はじめに

半球規模の惑星ベータ効果を持つ回転水槽実験に おいて、地衡風平衡と静力学平衡の仮定の下では、 温度風の関係式は

∂U	γg	∂T	$\int fU \partial T$	$\sim -\gamma g \partial T$
∂z	$\frac{1}{2(1+\beta T)\Omega}$	$\frac{\partial v}{\partial v}$	$\frac{g}{g} \frac{\partial z}{\partial z}$	$\approx -\frac{1}{2\Omega} \frac{\partial v}{\partial y}$

ただし、 $U, \gamma, g, T, \Omega, y, z$ は、各々、西風風速、水の 熱膨張率、重力加速度、水温、系の回転角速度、極 向き座標、鉛直座標、となるので、南北温度勾配が あるとき、系の回転角速度が極めてゆっくりの場合、 西風の鉛直シアーが大きくなる。従って、室内実験 において、金星のようなスーパー・ローテーション が実現する可能性が有る。

実験方法及び結果

実験装置の概念図は図1で、水槽の底を放物面状 に膨らませることで、惑星ベータ効果を持たせてい る。水面下10cmにスリット光を照射し、対流圏中 層の流れを可視化しようとしている。実験開始後30 分かけて目標回転速度にし、さらに30分かけて水 槽内の動作流体(水)を系の回転角速度(Ω)に馴 染ませてから、1時間後から、赤道と北極の間に温 度差($\Delta T = 5$ °C)を付け始めながら、1時間放置 すると、再現性良く、強い西風を作る事に成功した。

図2は、左からΩが0.1,0.2,0.3rpmの時の、帯状 平均西風の時系列である。西風ジェットの最大値は、 各々、2.5、5.0、6.5mm/s であった。ジェットの軸 の位置での系の回転速度に比べて、各々、8.67、6.12、 5.09 倍の回転速度に相当する。図3は、図2 同様、 帯状平均西風加速度の時系列である。温度差を付け 始めた直後に強い西風加速が認められる。このタイ ミングに連動しているシグナルは、レイノルズ応力 やその収束よりも、帯状平均極向き流れにおいて顕 著であった(図4)。

考察

今後、対流圏上層や下層の観察を行い、子午面循 環の果たす役割を調査したい。





図4 帯状平均極向き流速時系列

地球の海はなぜ干上がらないのか:「雨滴惑星」の考察

山中 大学(海洋研究開発機構 SS, 神戸大学名誉教授) · 松田 佳久(東京学芸大学)

1. はじめに

木村(2016: 天気, 63, 421)は、大量の液相の水から 成る海洋と接する地球大気全体が水蒸気飽和(平衡)し ない理由が、主要成分(窒素,酸素)と大気循環(対流) の存在にあると論じた.このような基礎的問題を忽せに せず常に考え直しておくことは、特に今後様々な惑星 大気構造を一般的に論じる上で不可欠である.本稿で は木村とは逆に、そもそも密閉されていない地球の海が なぜ(両隣の惑星のように散逸したり埋蔵したりして)干 上がらなかったかを考え直してみる.

2. 分子間力のみが働く水滴の蒸発

宇宙空間に孤立した充分に小さい水滴の内部および 表面を出入りする水分子には分子間力(表面を最小に しようとする表面張力を含む)が働く.表面での水分子 の出入が釣合う(飽和)以上に外側の水蒸気圧が高まる と水分子が表面に付着するので水滴は成長する(均質 核形成).Kelvin曲率効果により,水滴表面の飽和水蒸 気圧は平水面(半径∞)の飽和値より大きい(過飽和). (土星環や彗星核など過冷却水滴も存在できない低温 では固相(氷)になるが,ここでは触れない).

水滴が純水でなく溶液の場合は(濃度が濃すぎない 場合)Raoult 溶質効果により飽和水蒸気圧は下がり,周 囲が混合気体の場合は Henry-Dalton 法則により水蒸 気分圧が水滴表面で飽和値となる.他成分の分圧(木 村の言う「外圧」)はここでは無関係である.

水滴表面の水蒸気圧が飽和値以下なら水分子は蒸 発し水蒸気量を増して平衡しようとする.水滴から遠方 へ水蒸気量が減る場合,分子拡散で水蒸気は一方的 に流出し,結局水滴は完全に蒸発してしまう.

3. 惑星重力場での降水による水の維持

水分子が固体粒子表面に凝結(不均質核形成)すれ ば、大きな水滴となり得る.これの極端なものが地球海 洋のような惑星表面の水で、惑星本体による重力が生 じる.重力により水蒸気あるいはそれを含む湿潤大気は 密度成層(静水圧平衡)するが、水分子は他成分より軽 いので上方で高密度となり(重力分離)、さらに光解離さ れて水素は(熱速度が脱出速度を超えて)散逸し、酸素 は惑星表面(岩石)を酸化して埋蔵され、この場合も(長 時間要し、また光化学や火山活動による水蒸気供給過 程も考えねばならず、金星・火星大気形成の重要問題 であるが)結局海洋は干上がってしまう.

これを防いで水を惑星表面に戻しているのが降水過

程である.重力場内では、大きい粒子は速く落下するため小さい粒子を捕捉してさらに大きく速くなり、単一水滴の凝結よりずっと効率的に成長する(衝突併合成長).

現在の地球の降水は、上記の凝結核供給や衝突併 合に加えて、特に赤道域上空に存在する極低温な対流 圏界面(所謂 cold trap),陸地(山岳地形と海陸比熱差) による強制対流、条件付不安定による湿潤対流で維持 されている.これらのうち、圏界面と対流には重力と放射 収支が暗黙に含まれている.

4. 対流による水循環の促進

湿潤過程(降水)がなく断熱な場合には,静力学方程 式と熱力学方程式を連立して解けば,断熱減率(大気 分子が単原子,窒素のような2原子,水蒸気や炭酸ガス のような多原子で異なるがオーダーまでは変わらない) をもつ等「温位」大気が得られる.湿潤大気では潜熱解 放により一般にそれより緩い勾配で不安定となる(条件 付不安定).なお露点の高度に対する直線的逓減性は, 潜熱の温度依存性による.

このような鉛直対流は,原因となる成層(静力学的) 不安定が対流自身の鉛直熱輸送で解消すれば消滅す る.従って安定成層下での(水平温度差や地形起伏に よる)強制的な水平対流(大気循環)が重要となる.木村 は Hadley 循環による自励的な大気の除湿を考えたが, 原因となる極赤道間温度差は惑星自転(または金星の ような大気超回転)に伴うもので,帯状角運動量勾配と ほぼ平衡(温度風)した僅かなずれの補償(帯状流摩擦 と非断熱加熱との平衡)である.海大陸など地球赤道域 では,特に海岸線付近で海陸風(と季節風)に伴う対流 の集中が本質的である.

5. おわりに

地球大気の水蒸気量が大気循環(対流)で規定され ているのは木村の論じる通りであるが、対流は除湿とい うより湿潤維持の作用がより本質的である.本来全球で 起きる蒸発を、対流は下降流(晴天)域に集中させるとと もに、上昇流域の降水で地上・海上に戻して海の干上 がりを防いでいるのである.大気そのものの維持にも勿 論であるが、大気循環による海の維持のためにも、惑星 は充分に大きい必要がある.また海陸や山岳の維持の ためには、浸食による平坦化に抗するだけの惑星内部 変動が維持されていなければならない.

文末に当たり,林祥介,中島健介,荻野慎也の各位 との議論に謝意を表する.

大会第3日 午前

NICAM における上層雲の温暖化応答 ―シングル・ダブルモーメントバルクスキーム間の相違―

Chen Ying-Wen¹・清木 達也¹・小玉 知央¹・佐藤 正樹^{1,2}・野田 曉¹・山田 洋平¹ 1海洋研究開発機構 2東京大学大気海洋研究所

<u>1. はじめに</u>

気候変動の将来予測において、モデル間 のバラつきはいまだに大きい。主な原因が モデルの間に雲の表現の違いが大きいと思 われている(Vial et al. 2013)。このよう なモデルにおける雲の表現は各モデルに用 いられた雲スキームによって生じ、主に各 モデルに氷物質の表現に支配されている (Li et al. 2012)。

本研究では、雲のプロセスを陽に計算す る全球非静力モデル NICAM を用いて、モデ ルに組み込まれる雲微物理スキームの違い により、雲の温暖化応答及び放射フィード バックの変化に注目している。そして、放射 効果に重要とされる雲氷と雪の表現の違い から生じる雲長波放射への影響の評価を行 った。

2.データ

本研究ではNICAM(水平解像度14km、積 雲パラメータライゼーションを不使用)に よる温暖化実験結果を用いて解析を行った。 比較された雲微物理スキームは NSW6(Single-moment water 6; Tomita 2008)と NDW6(Double-moment water 6; Seiki and Nakajima 2014)である。NSW6で は、雨、雲水、雲氷、雪、及び霰の質量混合 比を予報しているに対し、NDW6は質量混合 比に加え数濃度も予報している。その数濃 度の情報を使い、有効半径の情報も得られ



図1:雲放射カーネルによる計算された各雲種の雲フィードバックへの寄与。図で示されたのは CMIP5 の気候平均とNICAM における NSW6 と NDW6 の結果である。

る。解析期間は、NSW6の一年間とNDW6の北 半球の夏期の3ヵ月である。

3. 結果

3-1) 雲放射フィードバックについて

雲放射カーネル (Zelinka et al. 2012) による計算された NSW6 と NDW6 雲放射フィ ードバック及び CMIP5 モデルとの比較は図 1 に示されている。CMIP5 と比較すると、 NSW6 と NDW6 における上層雲と薄い雲に長 波フィードバックに大きな応答が現れてい る。このような応答をもたらしたのは、主に NSW6 と NDW6 における熱帯域の巻雲の増加 であった。

3-2)巻雲の温暖化応答による雲長波放射への影響

本研究では巻雲に含まれる雲氷と雪の温 暖化応答により、巻雲の射出率が氷物質の 有効半径の変化を通じてどのように雲長波 放射力に影響を与えるのを解析した。雲の 長波放射強制力(LWCRF)は式(1)のように雲 量(n)、雲射出率(ε)により、見積ることが できる。

LWCRF = $\eta \times \varepsilon \times \sigma \times (T_s^4 - T_c^4)$ (1) その中、氷物質の有効半径 (R_{ei}) は式(1) の よう Ice Water Path(IWP)と雲の光学的厚 さ(τ_i) は式(2) で示されるようと関係を結 びつける。

$$\tau_i = \frac{3}{2} \frac{IWP}{\rho_i R_{ei}}; \ \varepsilon_i = 1 - \exp(-a\tau_i) \tag{2}$$

NDW6 により計算された氷物質の有効半径 を使い、解析した結果、温暖化によって有効 半径が大きくなり、それに伴う雲の射出率 変化は雲長波放射力に-2.08 w m⁻²のインパ クトがあり、無視できないことが分かった。 詳細は発表で紹介する。

謝辞 : 本研究で使われた NICAM-NDW6 のデータ及び NICAM-NSW6 のデ ータはそれぞれ地球シミュレータと京コンピュータによる計算されたもの。 雲放射カーネル及び CMIP5 の計算結果は Dr. Zelinka に提供されたもの。

CloudSat 搭載レーダから得られた雲層内の降水発生状況の解析

*河本 和明(長崎大学大学院 水産・環境科学総合研研究科)、鈴木 健太郎(東大大気海洋研究所)

1 はじめに

2006年に打ち上げられた CloudSat 衛星には 94-GHz のレーダ Cloud Profiling Radar が搭載されており、雲粒 子やドリズル (霧粒)の鉛直構造が得られている。一方、 同じく A-Train 衛星群を構成する Aqua 衛星に搭載され ている MODIS センサーの可視・赤外チャンネルからは 雲の光学的厚さや有効雲粒径が推定され、これらを同 時に解析することによって多くの解析事例が積み重ねら れてきた(e.g. Nakajima et al. 2010 JAS, Suzuki et al. 2010 JAS, Kawamoto and Suzuki 2012 JQSRT)。

最近 Kawamoto and Suzuki (2015 JQSRT)では、雲頂 高度を0、雲底高度を1と規格化して雲層を10分割し、 最大レーダ反射率が0dBZを超える割合(Probability of Precipitation; POP)の鉛直分布を示した。その結果、海 域と陸域でその形状に大きな違いがあり、その理由は 雲粒径の違いに依ることを見出したが、本稿では、その 形状の特徴を雲粒径の違いからさらに考察する。

2 データ

本稿では、CloudSat プロダクトの中で 2B-GEOPROF (レーダ反射率), 2B-TAU(雲の光学的厚さと有効雲粒 径), ECMWF-AUX(気象要素)を 2006 年から 2008 年 まで収集し、北西太平洋(北緯 35°, 東経 150°を中心 として 1500km)と中国(北緯 35°, 東経 120°を中心とし て 1800km)上での単層の水雲(雲頂温度が 273K 以上 の水滴で構成された、多層にはなっていない雲)の年 統計データを作成した。

3 結果とまとめ

POP の雲層内鉛直構造について有効粒径の3つの範囲(大・中・小)を考えると、形状はそれぞれ「弓型」と「漏 斗型」であることが示された。また想定しやすいことでは あるが両事例とも有効粒径の値が大きい方が POP は大 きいことがわかった。

この形状をもたらす理由として、これまで雲粒径の大き さ(雲頂付近から中部にかけて粒径が成長してmaxZ_eは 概ね大きくなること、中部から雲底にかけて粒径が更に 大きくなるが Z_eの減衰によって POP は小さくなること)が 主たる理由として提示された。ここで MODIS から推定さ れる雲頂付近の雲粒径の値をより細かい粒径範囲に分 けて作図した図1(海洋雲)、図2(陸上雲)を用いて考 察すると、図1から形状は相似であるが、ピークとなる 点(〇で囲った部分)は雲粒径が大きい方が下方(より 雲底に近い)にあること、図2からは雲粒径が小さい方 が、雲の下方でより急激に POP の値が大きくなることが わかり、雲内の雲粒成長・微物理過程に関する示唆を 与えている。



図1 有効雲粒径の値別 (12um以下と13から15umの間の場合) の POP の雲内鉛直分布(海上)



図2 有効雲粒径の値別 (9um 以下と 9~14um の間の場合) の POP の雲内鉛直分布(陸上)
衛星から見た北極海の下層雲の特徴

*川合秀明(気象研究所)、藪将吉(気象庁)、萩原雄一朗(宇宙航空研究開発機構)

1. はじめに

北極海の下層雲は、夏季は主に短波放射を通じて、また冬 季には長波放射を通じて、北極海における放射収支に極めて 重要な役割を果たしている。そして、この下層雲は、海氷の 量を大きく左右する。しかし、極付近は白い海氷や雪に覆わ れているため、極付近の雲を、従来の可視や赤外チャンネル を持つ衛星を用いて広域に観測することは困難であった。近 年、極軌道ライダー衛星 CALIPSO の登場により、雲の有 無、さらに雲頂も正確にとらえられるようになり、北極海の 下層雲の実態を研究することが可能となった。さらに、 CALIPSO は、低緯度帯に比べて極付近を高密度で通過する ため、極付近の雲の観測に適していると共に、光学的に薄い 雲でもとらえられる。本研究では、そのデータを用いて、北 極海の下層雲の実態を調査し、Kawai et al. (2015)で示された、 中緯度帯の下層雲の特徴と比較し、その特徴を明確にする。

2. 使用する観測データと解析手法

本研究では、CALIPSO 衛星データからリトリーブされた 九州大学雲マスクデータ (C2 データ: Hagihara et al., 2010)を使用する。ここでは、5km より上に雲がある場合 は除外して統計を取り、5km より上に雲がない場合で規格化



図1:(上段)5km 以上の高度の上層雲量(左)及び、上層雲のない場合で 規格化した下層雲量(右)の季節変化。アラスカ北部北極海(黒太線)、 ノルウェー北部北極海(灰色太線)、及び中緯度海域(細線)。(下段) LTS と雲頂高度(左)、及び、2m 気温 – SST または海氷面温度と霧 の発生頻度の関係。ダイヤはアラスカ北部北極海、白抜きダイヤはその うち海氷被覆が 60%以上の点、灰色丸はノルウェー北部北極海、小丸 は中緯度海域。2007-2009年の3年分のデータを使用。

された下層雲の雲量・雲頂高度などの特徴をとらえる(手法の詳細は、Kawai et al., 2015)。海氷が冬でも比較的少ない、 ノルウェー北部の北極海と、ほぼ一年中海氷に覆われている アラスカの北部の北極海を調べた。中緯度の比較対象として、 北太平洋中部、北大西洋東部・西部の結果も示す。

3. 結果

結果を図1に示す。まず、北極海においては、5km 以上 の高度の上層雲量は、中緯度海域に比べて少ないことがわか る。また、上層雲のない場合で規格化した下層雲量は、海氷 が少ないノルウェー北部の北極海では、中緯度海域と同程度 で70-80%程度である。一方、夏季以外には、ほぼ海氷に覆わ れているアラスカ北部の北極海では、特に冬季には下層雲量 は非常に少なくなっている。これは、海氷に覆われている場 合には、覆われていない場合に比べて水蒸気の供給が少ない ことが主な原因であると考えられる。

下層安定度 LTS と雲頂高度の関係を見ると、中緯度では LTS が大きいほど雲頂高度が低くなるという明瞭な関係があ るが、海氷が少ないノルウェー北部の北極海のデータは、基 本的にそれに近い振る舞いをしている。一方で、アラスカ北 部の北極海では、特に、海氷被覆が 60%以上ある場合には、

> この関係から大きく外れており、安定度が 高くても雲頂高度は高くなっている。これ は雲の性質の違いによるものであると考 えられる。霧の発生頻度と、2m 気温と SST または海氷面温度の差の関係については、 中緯度と同様の関係が見られた。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムの支援により実施された。

参考文献

- Kawai, H., S. Yabu, Y. Hagihara, T. Koshiro, and H. Okamoto, 2015: Characteristics of the Cloud Top Heights of Marine Boundary Layer Clouds and the Frequency of Marine Fog over Mid-Latitudes. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 613-628.
- Hagihara, Y., H. Okamoto, and R. Yoshida, 2010: Development of a combined CloudSat-CALIPSO cloud mask to show global cloud distribution, *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H33, doi:10.1029/2009JD012344.

行本誠史、川合秀明、大島長、神代剛、吉田康平、新藤永樹、保坂征宏、辻野博之、 浦川昇吾、吉村裕正、田中泰宙(気象研究所)出牛真、足立恭将(気象庁)

■ はじめに

気象研究所の気候モデル・地球システムモデル MRI-CGCM3/MRI-ESM1 を改良し、第6期結 合モデル比較計画 CMIP6 に向けた新しいバー ジョン MRI-ESM2 を開発した。これまでと異 なり、炭素循環を含まない構成についても MRI-ESM の名称に統一する。

■ 大気モデル

水平解像度は約 110km (T_L159)、鉛直解像度 は 80 層 (上端 0.01hPa) である。非地形性重 力波抵抗パラメタリゼーション (Hines スキー ム)を導入し、成層圏 QBO を表現できるよう になった。雲頂エントレイメントを考慮した層 積雲スキーム (Kawai 2013)を導入した。そ の他、雲物理過程、雲放射過程など数多くの改 良を行った。BF 効果の扱い、雲氷落下スキー ムなどの改良を行った結果、混合相雲において、 雲水・雲氷比が観測に近づいた。また、各種エ ーロゾルの粒径分布や光学特性の適正化を行 った。

■ 海洋モデル

海洋モデルは MRI.COM4 の新全球海洋モデル GONDOLA100 である。水平解像度 1°×0.5° (3極格子)で、赤道付近は南北解像度 0.3° まで細かくなっている。鉛直は 61 層である。 混合層スキームに GLS を導入したことにより、 北半冬季の海氷の過剰な広がりが改善した。

■ 物質循環

エーロゾルモデル(MASINGAR-mk2r1、水平 解像度 T_L95)と(オゾン)化学気候モデル (MRI-CCM2.2、水平解像度 T42)を大気モデ ルと結合し、物質循環と気候との相互作用を表 現している。硫酸塩エーロゾルを火山起源とそ れ以外に分けてモード半径等異なる特性を表 現し、また黒色炭素(BC)について疎水性 BC と親水性 BC に分け、変質過程及び湿性沈着過 程を改良し、さらに放射過程では親水性 BC と 硫酸塩との内部混合を取り扱うようにした。

■ 実験

気候再現性評価のため、炭素循環を含まない構

成のモデルを用いた実験を行った。温室効果気 体濃度、人為起源排出、太陽活動、および火山 活動の外部強制について、1850年状態に固定 した工業化前基準実験(piControl)と1860 年から2015年までの観測値を与えた歴史実験 (historical)を行った。また、気候感度を推定 するためCO2濃度を瞬時4倍増する実験 (abrupt4xCO2)、エーロゾル放射強制力を推 定するための気候値SSTを与えた実験 (sstClimとstClimAerosol)を行った。実験 名と実験設定は原則としてCMIP5に従った。

■ 気候再現性

historical の全球平均地上気温の変化を図1に 示す。Historical は20世紀の観測された気温 変化をよく再現している。ただし、2000年以 降の温暖化停滞期は観測よりも昇温が大きい。 地上気温、降水量、海面気圧、海氷分布、雲放 射効果などについて、1986-2005の20年平均 の気候値を観測と比較して現在気候再現性を 評価し、全般的にほぼ良好な結果を得た。南大 洋において雲量の表現が改善し雲放射効果の バイアスが減少した。CO2倍増に対する気候感 度は3.0Kと推定され、2000年におけるエー ロゾルの有効放射強制力は-1.1Wm⁻²と推定 された。



図1 全球平均地上気温の変化. historical (太線) と観測(HadCRUT4、細線). 1860-1920の期間平 均を観測と一致させてある。破線は piControl の線 形回帰直線.

大気海洋結合モデルを用いたエアロゾルによる放射収支変化と 気温変化との関係性の検証

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

1. 序論

一般的に、正の放射強制力は気温上昇をもたらし、 負の放射強制力は気温を低下させる。そのことから、 対流圏での黒色炭素(ブラックカーボン,BC)の増 加は、対流圏界面での正の放射強制力をもたらすた め、対流圏の気温を上昇させると一般的には認識さ れている。この認識をベースとして、例えば、 Climate and Clean Air Coalition (CCAC)では、BC を大気汚染と地球温暖化の両方をもたらす物質であ り、二酸化炭素削減による地球温暖化緩和よりも削 減効果が短時間で現れるとしている。しかし、地表 面では、BC増加に伴う放射強制力は負である。この 状況下において、一般的に気候変動の議論の際の気 温である地上気温について、BC増加に伴い上昇する ことは自明ではないと考えられる。

そこで本研究では、我々の研究グループが開発し た全球エアロゾル気候モデルMIROC-SPRINTARS (Takemura et al. 2005, 2009)を大気海洋結合モデ ルとして使用して平衡実験を行うことにより、BCお よび二酸化硫黄 (SO2)の排出量変動に伴う地上気温 変化を定量的に検証する。

2. 実験概要

MIROC-SPRINTARSは、気候モデル相互比較プロ ジェクトの1つである Precipitation Driver and Response Model Intercomparison Project (PDRMIP) (Samset et al. 2016) に参画しているが、 その実験の一部に、硫酸塩エアロゾル濃度(あるい は前駆気体の発生量)を現在の5倍、BC濃度(あるいは排出量)を現在の10倍にするというプロトコル が含まれている。これらは、地上気温や降水量に対 する硫酸塩やBCの効果を把握しやすくするために、 非現実的な設定としている。 本研究では、PDRMIP実験を拡張するという形で、 人為起源SO₂あるいはBCの発生量を0,0.1,0.3, 0.5,0.8,1.5,2,5,10倍とする感度実験を行った。 それぞれの実験について100年積分を行い、ほぼ平 衡に達したと見られる後半50年分を解析対象とした。 標準実験の排出量データは、Hemispheric Transport of Air Pollution Phase 2 (HTAP2) 実験 に準拠する。大気モデルの空間分解能は、T85L40 である。

3. 結果

SO2もしくはBCの発生量の増減に伴い、エアロゾ ル・放射相互作用の放射収支変化は、ほぼ線形に変 化していることを確認できる(図左・中)。一方、 地上気温の変化は、SO2の発生量変化(つまり硫酸 塩の変化)に対してはほぼ線形であるものの、BCの 発生量変化に対しては明確な関係性が見られないと いう結果が得られた(図右)。様々なパラメータと 発生量との相関を解析したところ、水蒸気量変化が 地上気温変化と最も近いことを見出したことから、 BC発生量増減による放射収支の変化に伴う水蒸気量 変化を詳細に解析することが、地上気温変化の定量 的評価に繋がることが示唆される。

謝辞

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

参考文献

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



図:SO2もしくはBCの発生量変化に伴う全球平均変化(左)大気上端でのエアロゾル・放射相互作用による放射収支(中)地表面でのエアロゾル・放射相互作用による放射収支(右)地上気温

東アジアとの比較気候学的視点でみたヨーロッパの春への進行と低気圧活動 (2000年の事例解析)

*桑名佑典(岡山大学教育学部(理科))・加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科)) 小嶋ゆう実(岡山大学教育学部(理科))・濱木達也(岡山大学大学院教育学研究科(理科)) 大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

温帯低気圧は、中緯度地域における日々の気象現象 を支配する主要なシステムの一つであり、ユーラシア 大陸東側の日本付近とヨーロッパ等、その季節サイク ルや地域による差異も小さくない。従って、逆に各地 域の季節サイクルの特徴を比較気候学的に吟味する際 にも、日々の低気圧活動やその環境場に関する実態の 記述は有用な情報となる。

本グループは(2015年秋や2016年春の全国大会等), ヨーロッパ(特にドイツ付近を中心に)における冬か ら春への季節進行と,ドイツと日本で「春を迎える行 事」(それぞれファスナハトと節分)に関する季節感の 学際的な比較も行なった。また,夏の低気圧活動との 比較も試みている。その中で,ドイツ付近の冬の気温 の大きな変動に対して,アイスランド低気圧の季節内 変動の影響も大きい可能性を示唆したが,その状況が 消失する時期の低気圧活動の,季節サイクルの位置づ けの中での詳細な記述も興味深い。

そこで本講演では、2000年の事例に関する本グルー プー連の解析の続報として、冬から春への進行の理解 の一環として、4~5月頃の状況を中心に、NCEP/NCAR 再解析データ(2.5°×2.5°緯度経度格子)を用いて 行なった解析結果について報告する。

2. 地上低気圧の出現状況の季節的変化(冬から春へ)

各日 00UTC における当該格子点を含む9格子点のデ ータで海面気圧を平滑化して 2hP 間隔で引いた等圧線 の分布から,低気圧や高気圧の中心を判定した(平滑 化は,生データの分布から等圧線を人が引く際に行な っているような等圧線の滑らかさに近づけるため中心 1,東西南北0.5,その他0.3の重みとした)。

第1図に示されるように(2月,3月は略),冬の平 均場や日々の低気圧出現域を特徴づけていたアイスラ ンド低気圧が3月から4月にかけてほぼ消失し,アイ ルランド南部付近に中心を持つ平均場の低気圧が出現 した(日々の,中心気圧1000hPa以下となる強い低気 圧中心も頻出)。但し,高気圧が出現する時期もあり, 月平均海面気圧 SLPは1008hPa 程度あった。興味深い ことに、4月に現れた上記の平均場の低気圧は、中心 に寒気を伴う寒冷低気圧となっていた(500hPa高度場 (Z500)も参照。温度場は略)。5月になると、ドイツ付 近では、SLPでもZ500でも平均場のリッジとなり、日々 で見ても高気圧中心が多数見られた。4月から5月に かけて、月平均場でみた下層気温が大西洋側よりも内 陸側が高くなるような東西に反転する時期に対応した 現象であることも興味深い。



第1図 (上段)2000年1月(左),4月(中央),5月(石)にお ける毎日00UTCの月平均海面気圧(SLP)に、地上低気圧中心(●),高 気圧中心(○)の位置を重ねたもの。なお、中心気圧が1000hPa以下 の低気圧、1030hPa以上の高気圧については、それぞれ、大きな黒丸、 大きな白丸で表現した。(下段)上段と同様。但し、500hPa高度場(Z500) に日々の高低気圧の位置を重ねた。

3. 日々の変動(季節内変動も含む)でみた特徴

冬にはアイスランド低気圧の季節内変動に伴う日々の地上気温変動も大変大きかったが(本グループのこれまでの報告),第2図によれば、3月から4月への変化を境に、アイスランド低気圧は消失する一方,ドイツ~北欧にかけて(45~65N付近),半月~1ヶ月程度の周期のSLPの季節内変動が明瞭に見られる。

また、1,2月に比べて、3月の日々のアイスランド 低気圧の中心気圧の低いものの頻度が減少しつつ、春 への移行した点も指摘出来る(図は略)。

今後は、これらの日々のシステムの出現状況や構造、 平均場や季節内変動する場の中での位置づけ、等について、さらに解析を進める予定である。



第2図 10Eに沿う11日移動平均のSLP(hPa)。日平均値に基づき, 2000年3~5月について示す。

梅雨最盛期と盛夏期の東日本における大雨日の 降水特性と総観場の気候学的解析

* 松本健吾,加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科),大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

梅雨最盛期の東日本では,50 mm/日を超えるよう な「大雨日」の出現頻度は西日本ほど高くないが, 梅雨降水の将来予測などの際には,東日本のように 大雨の少ない地域についても知見を整理する必要が ある。そこで,東京を例とする東日本の大雨日につ いて,解析を行ってきた(2016年春の全国大会,他 で報告)。東日本では,梅雨最盛期の「大雨日」の約 半分は台風が直接関連した事例であり,また,西日 本の集中豪雨と違い,10 mm/h 未満の「普通の雨」 が持続することにより大雨日となる事例が少なくな かった。本講演では,そういった「普通の雨」の寄 与が大きい事例での降水特性や大気場について,降 水域の南北の広がりも参照しながら吟味した。

2. 梅雨最盛期の降水特性と大気場の対応

これまでの報告で分類した東京での大雨日におけ る気圧配置の違いを第1表に示す。

第1表 梅雨最盛期における東京での大雨日における地 上天気図のパターンの特徴と、それぞれの事例数(1971 ~2010年の6月16日~7月15日)。

	パターン	天気図の特徴	回数
梅雨最	A	台風もしくは熱帯低気圧が東京から 700 km 以内に位置する(停滞前線が 存在する場合も,ほぼ東北かそれ以 北)	6
	В	A と同様だが, 停滞前線も東京付近も しくはそれ以南に位置する	7
盛 期	C	4 hPa 毎の閉じた等圧線を2本以上持 つ停滞前線上の小低気圧が,東京付 近に接近中もしくは位置する	7
	D	停滞前線が140°Eにおいて30°N以 北に位置する場合で,パターンC以 外	8
	E	その他	3
(kı 4(m) 00 +	PatternA ••••••PatternB Akita	а
30 20		Xigat. Waka	a matsu
10	0 - •	Utsur Kuma Tokyc	iomiya gaya nama
-10	» <u>-</u>	Tatey	ama
-20		Miyal	kejima
-30	20	40 60 80 100(%)	jojima



第1図は東京の大雨日について総降水量に対する 10 mm/h以上の降水の寄与率の南北分布である。総 降水量の図は省略するが、パターンAとBではまと まった降水は南北に見られたが、パターンBで東京 から北方にかけてはまとまった降水域で、10 mm/h 未満の降水による寄与が大きかった。さらに暖気移 流(図は略)を参照すると、大きい暖気移流域では まとまった降水域が広がっていたが、普通の雨の寄 与が大きい領域はその暖気移流域の北半分であった。



第2図 パターンBの1000 hPa(左)と925 hPa(右)に おける気温の分布。



水蒸気輸送(館野)Pattern B



第3図 館野における水蒸気輸送の鉛直分布の平均。

先ほどの降水特性の違いに関わる過程を調べるために大気場の解析を行った。

パターン B について気温を見ると(第2図),東京 の東側で傾圧性が強かったが,それは地上のみでな く,1000 hPa から 925 hPa でも共通していた。図 は省略するがパターン A でも1000 hPa ではそこそ こ傾圧性の強い領域があったが,925 hPa では弱ま っていた。パターン B では関東付近でもより上方ま で傾圧性が強い中,北向きの水蒸気輸送が大きい高 度は700 hPa ぐらいまで伸びていた点は興味深い (第3図)。

このように傾圧性の強さが持続している高度と,水 蒸気輸送の大きい高度との関係も含めて,これらが 意味することを吟味し,安定度などの解析も行い, パターン B のような総降水量に対して,激しい雨で はなく 10 mm/h 未満の「普通の雨」により大雨日 となる降水特性となることにどのような大気場が影 響を与えうるのか,また,梅雨期の他のパターンや 盛夏期についても少し吟味し,報告する。

日本の盛夏期の降水特性と大気場に関する総観気候学的解析(2)

*槌田知恭(岡山大学教育学部(理科)),松本健吾(岡山大学大学院教育学研究科(理科)) 大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科),加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

盛夏期では、平均的には梅雨前線が北上し、日本 列島は亜熱帯高気圧に覆われるが、前線の南下や天 気図で必ずしも明瞭な前線が描かれていない場合で の強い降水がもたらされることもある(Ninomiya et al. 1983)。また、松本他(2014)で東日本の盛夏期と 梅雨期の大雨の違いも指摘されているが、盛夏期の 降水についての系統的記述は不十分と考える。

そこで本グループは、その観点から研究を開始し、 2016春の全国大会で、盛夏期には日本列島スケール の領域平均降水量が少ない場合でも、短時間の強い 雨が多くの地点で観測される日がそれなりの頻度で 出現し、特に8月の前半よりも後半の方がその傾向 が強く、また、盛夏期には台風や前線を伴わなくて も、広い範囲で強雨をもたらす事例がそれなりの頻 度で出現することが分かった。今回は、水収支過程 に関連した観点も含めて解析した結果を報告する。

本研究では、2006~2015 年の 8 月における,各 気象官署の日降水量,1時間最大降水量,10分間最 大降水量のデータや(北陸地方を除く関東から九州 の気象台,測候所 87 地点),NCEP/NCAR 再解析デ ータ(2.5°×2.5°格子)を利用した。

2. 各降水パターンの合成場(1)

一般的には、領域平均降水量が多い方が、大雨の 出現頻度、あるいは短時間降雨の強度の最大値が大 きな値をとる地点の出現頻度が大きい。しかし、前 回指摘したように、領域平均降水量が平均を上回っ ているのに、日降水量 50mm 以上の地点がなかった 日(以下、タイプ A と呼ぶ)。また、領域平均降水量 が平均以下であるのに、10 分間最大降水量 2mm 以 上の地点数が平均を大きく上回っている日(24 地点 以上)も見られた(タイプ B)。また、領域平均降水量 と 10 分間最大降水量 2mm 以上の地点数の双方が、 平均を大きく上回っている日(タイプ C)も併せて解 析した。なお、タイプ A でも強雨が観測された地点 数は平均を大きく上回っており(上述のデータより)、 単なる地雨ではなさそうである。

それぞれのタイプの 925 および 500hPa 面におけ る風と比湿の場の合成によれば、タイプ A では、小 笠原諸島付近に中心を持つ高気圧の縁辺に沿って、 湿潤な空気が日本に流れ込んでいる。一方、本州南 岸付近を中心に、低気圧性循環が明瞭で、しかも、 その付近の比湿が特に大きな値を示す。

タイプ B では、亜熱帯高気圧南縁側の東風(貿易 風)の領域が、タイプ A よりも北偏している。タイプ A で見られた本州南方の高気圧性循環のセルの中心 付近での比湿の極小域もなく、湿潤な空気が本州南 方に広く分布していることが分かる。

また,タイプCを日々の天気図から主観的ではあ

るが、タイプ Ct(台風あり)、Cf(前線あり)、Cfs(前線 あり+南東気流あり)、Cx(その他)、Cxs(その他+南 東気流あり)の5つに分類できた。大気場に関しては、 h/Cp(K)の、500hPa あるいは700hPa と、925hPa との差で見た大気の不安定度も調べた。

各タイプとも、大雨のあった領域でも、強い対流 不安定がそのまま残っていた。つまり、梅雨最盛期 と違って、強雨域でも不安定を十分解消してないよ うに思われる。また、前線があるタイプでも同様に、 対流不安定が解消され切っていないことが興味深い。

3. 各降水パターンの合成場(2)



第1図 タイプ Cx の(上)925hPa 面での風ペクトル(m/s, 凡例参照) と比湿(g/kg, 実線)の分布の合成。 タイプ Cx の(下)925hPa 面での水蒸気フラックスの収束 ((m/s)*(g/kg)/m*1e5)の分布の合成。

第1図に示したように、台風や前線、および南東 気流を伴わない大雨であるタイプ Cx では、大きな 水蒸気フラックスの収束が広がっているが、収束域 の風下側でも多量の水蒸気が日本列島の南から北へ 吹き抜けていることが分かった(500hPa と 700hPa でも水蒸気フラックスの収束を確認することができ た)。つまりこういう状況ですら、フラックスの流入 量の割に、水蒸気消費の効率が必ずしも良くない可 能性が示唆され、今後の具体的な解析が必要である。

4.終わりに

盛夏期では、日本列島付近で強雨も伴って領域平 均降水量が多いパターンでも(タイプ C)、下層で多 量の水蒸気が吹き抜ける傾向が強いようである。ま た、タイプCの中で日本付近に前線がある事例では、 南東風が流入するパターンも含めて、降水域でもか なり強い対流不安定が残っている点も興味深い。

1970年代以降の冬型気圧配置の特徴に関する解析(初冬と真冬との違いも意識して)

*山口拓朗 (岡山大学教育学部(理科)),友岡希 (岡山大学教育学部(理科)) 大谷和男 (岡山大学大学院自然科学研究科),加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

冬の日本海側では,寒気吹き出し時の海上の対流 雲の組織化により,平野部でもしばしば豪雪に見舞 われる.また,日本列島全体では,気温がまだ高い 11 月頃にシベリア気団やシベリア高気圧の季節的な強 まりに対応して,冬型気圧配置の出現が増大する(大 和田 1994;吉野・甲斐 1977;加藤他 2011,2013 他).

ところで,2013 年に公表された IPCC 第5 次報告書 (AR5)では,過去15 年ほどの全球地表気温の上昇率が それ以前に比べて非常に小さく(10 年あたり 0.03℃ ~0.05℃)(渡部 2014),この温暖化の停滞現象は global warming hiatus と呼ばれている(以下ハイエ イタスと略).

近年では、日本付近の冬に対するハイエイタスの 影響についても注目されるようになった.しかし、例 えば北陸地方など、日本海側の降雪には山雪型や里 雪型の違い、寒気団内低気圧等、単に冬型の出現頻度 だけでなく冬型の中での特徴の違いの影響も大きい. また、季節経過の中での違いも大きい.従って、初冬 の早春と真冬における冬型時の状況の違いも含めて 長期的な傾向の視点での吟味が必要と考える.

そこで本研究では、ハイエイタスが見られるよう になった2000年代以降を含む、1970年代以降の日本 付近の初冬と真冬における冬型気圧配置の特徴や、 その長期変動について解析を開始した.

解析は1971/72~2014/15年冬について気象庁による日々の簡易版の地上上天気図(09JST)と,印刷天 気図(地上や高層),NCEP/NCAR 再解析データ(2.5° ×2.5°緯度経度格子)等を利用し行った.

1971/72~2014/15 年冬の長期的なデータに基づく指標の統計

吉野・甲斐(1977)や大和田(1994)と同様な分類で 1971/72~2014/15 年冬の 11 月と 1 月について, 日々の地上天気図から冬型気圧配置を抽出した.更 に,日本海域での下層の季節風の強さの指標とな る,130E から 140E での値を引いた海面気圧差 Δ SLP が,40N で 10hPa より大きく,かつ 30N で 5hPa より大 きい場合を「強い冬型」とした(Δ SLP が 10hPa の時, で約 10ms⁻¹の地衡風の北風成分に対応).

ところで,北陸地方の平野部の4地点(新潟県高田, 富山県富山,石川県金沢,福井県福井)で平均した総 降雪量は,北陸平野部4地点の総降雪量に関しては, よく知られているように1980年代以降全体として減 少しているが,冬型時以外の南岸低気圧の寄与は大 変小さい.つまり上記の変化は,冬型時の総降雪量の 違いを反映している.



第1図 (左) 北陸平野部4地点で平均した1月の総降雪(cm).
 (右) 同地点の冬型時以外の総降雪量(cm).

さらに「強い冬型」とそれ以外の冬型(「弱い冬型」 とする)時の1日あたりの降雪量の年々変動を比較 すると、北陸での1986年頃以前の大きな総降雪量は、 単に「強い冬型」(や「弱い冬型」)の出現日数の違 いというよりは、「強い冬型」でも、1日あたりの降雪 量がより多かった点を反映していたことになる.



第2図 (左)1月の強い冬型の1日あたりの降雪量(cm). (右)弱い冬型の1日あたりの降雪量(cm).

3. 1980年代頃の「強い冬型」時の降雪の特徴

「強い冬型」時には、1986年以前と1986年以降の どちらも40NでのΔSLPが約10~20hPaをとる日の降 雪が集中している.しかし、1986年以前にはΔSLP(≧ 約10hPa)が同じような値でも大きな降雪の生じる日 が出現しており、日本海側の多量の降雪が下層の季 節風の北風成分だけでなく、二宮(2006)でも指摘さ れているようにその他の要因の影響も受けているこ とを示す.今後、1986年以前に出現する多量の降雪の 要因を、上層の寒気や寒冷渦の影響も吟味しながら、 更なる解析を行う予定である.



第3図 1月の北陸平野部4地点で平均した日降雪量と40N(日本 海域)の海面気圧の東西差(130E-140E)

過去 20 年間の太平洋貿易風加速に対する硫酸性エアロゾルの役割

*高橋千陽, 渡部雅浩 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

近年の20年間において、観測史上例のないレベルで赤 道貿易風が強化された。赤道貿易風の長期変動は、太平洋 域の海水準や降水分布へ影響を及ぼすため、貿易風加速の 原因究明は重要である。貿易風加速の要因の一つとして、 自然変動である太平洋数十年規模変動(IPO)に伴う、熱 帯中東部太平洋の海面水温(SST)の冷却が指摘されてい るが、IPOだけでは説明出来ない。外部放射強制である温 室効果ガスは、継続的に増加傾向を示しているため、十年 規模の貿易風変動の要因とは考えられない。一方、人為起 源や火山噴火により排出される硫酸性エアロゾルによる、 熱帯太平洋域の貿易風を含む気候変動への影響はよく分 かっていなかった。本研究では、気候モデルを用いて熱帯 太平洋域のSST 及び貿易風の近年の変動に対する硫酸性 エアロゾルの役割を明らかにすることを試みた。

2. モデル実験と解析手法

全球気候モデルMIROC5.2を用いて1921~2014年の期 間で複数の5メンバアンサンブルシミュレーションを行 った。全外部放射強制を与えた気候再現実験(HIST)と、 人為起源及び火山性硫酸エアロゾルの排出を産業革命前 の1850年状態で固定した実験(SO2CONST)、火山性エ アロゾルのみ1850年状態で固定した実験(VOLCONST) を実施した。観測とモデルシミュレーション共に、年平 均偏差から長期線形トレンドを除去し、10年ローパスを かけて比較した。

3. 結果と考察

観測された熱帯太平洋に卓越する SST 十年規模変動パ ターンの第1モード(EOF1)は IPO を示すが(図略)、 第2モード(EOF2)は熱帯西部太平洋、インド洋、大西 洋で同じ SST 正偏差となるパターンを示した(図1a)。 これは近年、熱帯海盆間変動(trans-basin variability、TBV) と呼ばれるモードに対応する。この二つの変動パターンは、 HIST 実験の解析でも得られた。観測と HIST アンサンブ ル平均の TBV の時系列 (PC2, 図 1b) は、ともに数十年 規模変動を示し、高相関かつスプレッドも小さい事から、 TBV は放射強制応答であると言える。そこで観測と HIST アンサンブルで高い SST 十年規模変動の相関を持つ TBV の卓越領域である、熱帯西部北太平洋(WNP)に注目し、そ の領域平均 SST 偏差時系列を HIST, SO2CONST 実験で 比較した (図 2a-c)。観測と HIST 実験は PC2 と同様に数 十年規模変動を示す一方で、SO2CONST 実験では、変動 が非常に小さくなった。この結果は、WNP 域の SST 数十 年規模変動は、大部分が硫酸性エアロゾル変動により駆動 された事を示している。1991-2010 年の WNP 域 SST は 上昇トレンドを示している。要因分析の結果、この WNP 域の SST 昇温は、火山性エアロゾルの直接効果に加えて、 熱帯大西洋域の SST 昇温(人為起源エアロゾルの影響も 有意)が大気海洋相互作用を通じてもたらしたと示唆され る。観測された熱帯太平洋域の 1991-2010 年の貿易風強 化(過去最大)は、観測より弱いが HIST 実験でも有意に 見られる一方、SO2CONST実験では見られない(図2d-f)。 エアロゾル放射強制がもたらす 1991-2010 年の貿易風加 速は、観測の約34%を説明する事が明らかにされた。本 研究では、硫酸性エアロゾルによる放射強制が太平洋域の 過去~将来の十年規模気候変化の要因を理解する上で重

要な知見が得られた。

謝辞:本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」およ び科研費基盤研究 A「熱帯大気海洋系変動と日本の異常天候に関する数値 的研究」の補助を受けて実施された。



図 1: 熱帯太平洋十年規模 SST 変動の EOF 第二モードとその 時系列 PC2(1936-2009 年)。(a)観測された熱帯太平洋域(細 実線枠域) SST 偏差の PC2 に対する回帰場。点描は 95%水準 で統計的有意領域。(b) 観測(黒破線)と HIST 実験(赤線は アンサンブル平均、陰影はアンサンブルのばらつき)の時系列 PC2。r は観測と HIST アンサンブル平均時系列の相関係数。



図 2:(a)-(c) WNP 域 (図 1 a の太実線枠域) の SST 変動の時 系列 (1931~2014)。(a)観測、(b) HIST 実験、(c) SO2CONST 実験。トレンド除去した年平均偏差(太灰色曲線)とアンサン ブルスプレッド(灰色縦棒)、10 年ローパス成分(黒曲線を示 す。1991-2010 年の SST 線形トレンドを破線で表す。(d)-(f) 赤道中部太平洋(図 1 a の黒破線枠域) における地表面東西風 の変動。(d)観測、(e)HIST 実験、(f)SO2CONST 実験。陰影 はアンサンブルスプレッド。1991-2010 年の貿易風トレンドを 破線で表す。

ITCZ の強い積雲対流活動がもたらした 2014 年暖候期の北太平洋の循環偏差

*前田修平(気象研気候)、ト部佑介・竹村和人・安田珠幾(気象庁気候情報)、谷本陽一(北大院地球環境)

1. はじめに

2014 年には、各国気象機関や専門家の予測に反して本 格的なエルニーニョ現象が発生しなかった。その要因につ いてはいくつかの研究がなされており、その中で Maeda et al. (2016)は、①赤道の北で海面水温偏差(SSTA)が高く 南で低いという SSTA の強い南北コントラスト、②SSTA が 高い北半球側の熱帯収束帯 (ITCZ) に吹き込む赤道越えの 強い南風、③ITCZ の強い積雲対流活動、という南北反対 称の偏差パターンが中・東部太平洋熱帯域で卓越し、その 一環としての赤道域における上向きの潜熱フラックスの 増加が、エルニーニョ現象の成長抑制の一因となったこと を示した。また、この南北反対称の偏差パターンの形成に は、ITCZ の積雲対流活動と結合した風 - 蒸発 - 海面水温 (WES) フィードバックの寄与が重要だったことを示唆し た。ところで、エルニーニョ現象などによる熱帯域におけ る SSTA の影響は、主に積雲対流活動に伴う大気の凝結加 熱偏差の応答として亜熱帯や中・高緯度の大気に及ぶ。 2014 年は本格的なエルニーニョ現象にはならなかったも のの、上記のとおり ITCZ で積雲対流活動が強まったため、 その影響が大気循環場に現われた可能性がある。

2.2014年6~10月の北太平洋の循環場

図1は、エルニーニョ現象が成長しなかった2014年の 北半球暖候期(6~10月)で平均した、大気循環場の偏差 である。中・東部熱帯太平洋域では、北緯5~15度帯に帯 状の0LR負偏差域が見られ、平年でITCZが位置する緯度 帯で積雲対流活動が活発なことを示している。一方、海面 気圧で見ると、北太平洋高気圧が平年に比べて弱いことが わかる。また、対流圏上層の200hPa高度では、中部太平 洋トラフが平年に比べて浅い。このように北太平洋亜熱帯 域では、対流圏下層で負偏差、上層で正偏差という傾圧的 な偏差分布をしているが、そのことは亜熱帯域で平均した 流線関数偏差の経度 - 高さ断面図で明瞭に確認できる。 1979~2014年で比較すると、2014年は、ITCZ域で平均し



 図1 2014年6~10月の平年偏差。左上)OLR(W/m²)、右上)海面気圧(hPa)、左下)200hPa高度(m)、右下) 北緯10~30度で平均した流線関数の経度一高さ断面図 (10⁶m²/s)。右上(左下)の等値線は海面気圧(200hPa 高度)の平年値で単位はhPa(m)。

た OLR は 3 番目に低く、中部太平洋トラフは最も浅く、太 平洋亜熱帯域の対流圏の層厚は最も厚い。ITCZ 域の対流 活動がかなり活発で、北太平洋亜熱帯域で傾圧的な偏差が 顕著に大きかった、といえる。

3. 凝結加熱偏差と循環場の関係

中・東部太平洋熱帯域の北半球側(北緯 5~15 度、180 度~西経 120 度)で平均した 0LR (0LR-N) への循環場の 回帰図を図 2 左に示す。回帰係数に 2014 年の 0LR-N の規 格化偏差をかけたものである。図 1 と比べると、北半球亜 熱帯域の傾圧的な構造をした循環偏差が、0LR-N でよく説 明されていることがわかる。図 2 右は、2014 年の熱帯域 における凝結加熱偏差に対する線形応答を、Watanabe and Kimoto (2000)の線形傾圧モデル(LBM)で求めたものである。 ITCZ における強い凝結加熱偏差(図略)の線形応答とし て、図 1 や図 2 の大気循環の特徴が再現されている。2014 年に観測された北太平洋域における傾圧的で顕著な循環 偏差は、ITCZ 域の強い積雲対流活動の応答として発現し たことが理解される。

4. おわりに

2014年は平年の ITCZ の緯度帯において積雲対流活動が 活発で、その応答として北太平洋の亜熱帯域に顕著な傾圧 的な循環偏差が見られた。熱帯域に積雲対流活動の偏差が あれば、その応答が亜熱帯域に現われることはほぼ自明で あるが、2014年は、積雲対流活動と結合したWESフィー ドバックに伴う変動であったことが特徴である。大気海洋 の正の相互作用は、長い時間スケールで大気に影響を及ぼ すため、気候系の監視や季節予報にとって重要な過程であ る。太平洋ではエルニーニョ現象の発達に関係するビヤー クネスフィードバックに注目することが多いが、WESフィ ードバックにも注目する必要があることを本研究は示し ている。



図2 左) OLR-N への回帰図で回帰係数に2014年6~10月 の規格化偏差をかけてある、右)2014年6~10月の凝結 加熱偏差に対するLBMの線形応答で帯状平均からのず れ。上)海面気圧(hPa)、下)北緯10~30度で平均し た流線関数の経度―高さ断面図(10^em²/s)。左の回帰図 には、統計的に90%の信頼度で回帰が有意な領域にハッ チを付けた。

北半球亜熱帯ジェットの月々変動とその影響

黒田友二(気象研究所)

1、はじめに

対流圏の亜熱帯域に存在する亜熱帯ジェット は中緯度域の天候現象や気候変動に一年を通じて 強い影響を及ぼしている。春の学会では日変動と その要因について報告したので、今回は北半球冬 季のジェットの月々変動特性とその原因および影 響について報告したい。

2、データと解析方法

解析するデータは春の学会で用いたのと同じ 再解析データ ERA-Inter im の 1989~2009 年の 6 時 間ごとのデータであり、これより摩擦や非断熱加 熱を残差として求めている。他方、各種の波動は 時間フィルターにより抽出している。

解析方法としては、亜熱帯ジェット軸上風速 の月々変動を基準として非断熱加熱等の各強制や 子午面循環、そして強制の作る加速についてのラ グ回帰解析を行った。そのために、各冬の DJF の 各月のジェットの様相が似ていることから、これ らを独立のデータと考えこれらの月偏差20×3 月分のデータを扱った。ラグとしては、毎冬 DJF 各月の16日前後31日平均したジェット軸上の 風速をラグのの基準風速として取る。他方、基準 日から1日単位でラグの日を動かした。その際に、 そこからの前後15日分の移動平均(全部で31 日平均)した場で回帰計算を行う。ラグとしては 前後1ヵ月分を調べた。

3、結果

同時回帰の結果を図に示す。ここで赤点が気 候学的な冬季のジェット軸の位置であり、影は各 冬のみが独立であるという仮定での95%有意水 準である。ジェットの月々風速は 40N を節とする 双極子的変動でありジェット上で3.5m/sの振幅と なっている。加速の主要因である、波動、加熱、 摩擦による回帰を見ると月スケールでも加速の主 因は波動(b)であり、加熱(c)と摩擦(d)は減速要因 として働いている。なお、加熱による減速は赤道 加熱では無く中緯度の波動活動に伴うものが主因 であり(g)、摩擦によるものは速度増大に伴う地表 面摩擦増大に依っている(h)。どの波動が加速の主 要因か見ると停滞性波動(e)であるが、総観波動 (f)も寄与している。他方LFT 波は減速に働いてい た。また干渉項はそれらに比べ小さかった。

なお、この変動と北極振動との相関は-0.5 も あることから、かなりの部分が北極振動と被って いる。しかし北極振動を統計的に除去した時係数 と回帰を計算すると風速の変動はより単極子的に はなるもののジェット軸でなお3m/s以上の振幅を 持つことから独立な変動と考えるべきである。

因果関係はラグを調べることにより分かると 期待されるが、これについては発表時に論じたい。



図、冬季ジェットの月々変動に対する各加速、強制の回帰。赤丸がジェット軸の位置。a が風速、 b~f はそれぞれ全波動、加熱、摩擦、停滞性波動、総観波動による加速度とEP フラックス、g、h は 加熱と摩擦それぞれが駆動するオイラー子午面循環を表す。コンター間隔は速度は 1m/s、加速度 は 0.1m/s/day で破線は負値を表し、青い矢は EP フラックス、赤線はオイラー流線関数を表す。

熱帯対流圏界層上端大気起源の経年変動 その原因と成層圏大気質への影響

*稻飯洋一(北大院地球環境)

1. はじめに

成層圏の化学過程に大きな役割を持つ対流圏起 源の物質(水素酸化物、窒素酸化物、ハロゲン類等) の成層圏への流入量は対流圏での生成と成層圏へ の輸送過程に支配されている。成層圏へ流入する大 気に含まれる大気微量成分濃度は熱帯対流圏界層

(TTL)領域における観測(例えば航空機による観 測キャンペーン等)により直接観測することが可能 であるが、長期間に渡って継続的に対流圏起源の物 質の成層圏流入量を把握することは容易ではない。

一方で、CR-AVE, TC4, ATTREX 等の TTL 航空 機観測を基にした研究ではよくトレーサーとなる 大気微量成分濃度から空気塊の起源を推測する手 法が用いられるように、TTL 領域の微量成分濃度は 空気塊の起源にある程度依存している。少なくとも、 成層圏を起源とする大気と対流圏を起源とする大 気とでは短寿命化学種はもちろん六フッ化硫黄な どの長寿命化学種の混合比も異なっている。

そこで本研究では、成層圏へ流入していく大気の 起源を力学場から評価し、どこ起源の大気がどの程 度混合して成層圏へ流入しているのかについての 長期変化傾向を推定することで、これに伴う成層圏 流入大気の化学的変質傾向を吟味する。

2. 手法

成層圏へ流入する大気(すなわち TTL 上端の大 気)の起源を推定するために Hasebe and Noguchi (2016)で用いられたラグランジュ的解析手法を応 用する。すなわち、TTL 上端として定義された南北 20 度以内の 400 K 温位面に経度/緯度 5 度/1.5 度毎 に均一に配置された格子点から、客観再解析データ

(ERA-Interim)の3次元風速を用いて後方流跡線 を計算し、各空気塊を時間を遡って追跡する。流跡 線解析は1980年1月から2015年12月までの毎月 について実施し積分期間は90日とする。

計算された流跡線は、緯度、渦位、温位、積分期 間に設けられた閾値に従って、起源別(南/北半球 中緯度下部成層圏、南/北半球対流圏、その他)に 分類され、35年分の結果から空気塊の起源別の割 合について気候値を作成し、それからの偏差で長期 変化傾向を評価する。

3. 結果

図は、解析から見出された起源別割合の気候値 (下)と全解析期間についての偏差の年平均(上) である。対流圏起源と成層圏起源の比率には明瞭な 季節変化が見られ、対流圏起源は5月/9月に極大/ 極小を持ち振幅は30%、成層圏起源は8月/5月に 極大/極小を持ち振幅は15%程度(ピークtoピーク 値)である。さらに対流圏成層圏両方について南/ 北半球間の割合にも明瞭な季節変化を見ることが でき、対流圏については2-4月/8-11月に南/北半球 起源の大気が支配的であり、成層圏については1-3 月/7-8月に南/北半球起源が卓越している。

長期変化に注目すると、対流圏起源について最大 で10%、成層圏起源について最大5%程度の変動性 を持ち、対流圏起源大気の割合は全解析期間のうち 1980年から2008年まで減少傾向(-3.5%/10年) であった後2010年以降は高い割合(5-8%程度)で あることが示された。発表ではより詳細な結果の紹 介に加え、上記のような長期変化の原因と起源の変 化が成層圏大気質に与える影響について考察する。



図:(下)TTL上端大気について南/北半球対流圏(太 破線/太一点鎖線)、両半球対流圏(太実線)、南/北 半球中緯度成層圏(細破線/細一点鎖線)、両半球中 緯度成層圏(細実線)を起源とする空気塊の割合の 気候値。(上)下図と同様、ただし気候値からの偏 差の年平均値(両半球対流圏、両半球成層圏のみ)。 **謝辞:**作図には地球流体電脳倶楽部を利用しました。

南極オゾンホール解消の兆し?

山内恭 国立極地研究所および総合研究大学院大学名誉教授

オゾン破壊物質の規制が功を奏し、南極オゾン ホールは解消に向かうことは予測されているが、果 たして本当に予測通り解消するのか、その行く末が 注目されている。最近になって、「オゾンホール解 消の兆しが見え出した」との Solomon, et al. (2016) が発表されると、大いに話題を呼んだ。あらためて、 実態を確認しつつ、将来の検討を行い、成層圏オゾ ンの重要性を再確認したい。

1. オゾンホール解消の兆し論文

2015 年のオゾンホールは、ここ数年に比して規 模が大きく、最大規模であった 2006 年に次ぐもの であり、まだオゾンホール解消の兆しありというの は難しいと言う説明が多かった(WMO, 2015)。とこ ろが、2016年6月30日、Science誌 on-line版に オゾンホールの原因解明で有名な S. Solomon (オゾ ン破壊物質規制に貢献、IPCC AR-4 議長)は「南極 オゾン層に修復の可能性が出てきた」との論文を発 表 (Solomon et al., 2016)、わが国マスコミでも 大いに報道された。これまでは、オゾンホールと言 うと、10月の状態にばかり気が向いていたが、実は 9月の状態の方が真の姿を表しているとの立場から、 2000年以降の9月の平均オゾン量(南極点基地と衛 星 SBUV より)の推移から統計的に有意なオゾン量 の増加が示された。10月のオゾンホールが規模が拡 大したのは、火山噴火(Calbucoというチリの火山) の影響と言う突発的現象のためであると説明され た。

2. 昭和基地での状況

それでは、最も長いオゾン観測の歴史を有する昭 和基地のデータではどのようになっているかを調 べた。図1は、1961年の観測開始以来の推移を9 月および10月の月平均値でみたものである。1980 年頃からのオゾン減少が顕著であり、1990年代か ら 2000 年代前半にかけては、オゾン層が破壊しつ くされ、オゾンホールが最大規模に発達して定常化 していることが見て取れる。確かに、10月のオゾン 全量は最低値を取ることが多いが、年々の変動も大 きく、様々な要素の影響を受けやすい期間であると いう Solomon の指摘は裏付けられる。その意味で、 9月のオゾン量で回復のあるなしは判断されるべき というのは順当で、ここでは2006年の最低値以降、 これも年々の変動があるものの、増加傾向は明瞭で、 回復の兆しがあると言って良い変化を示している。 ただし、昭和基地は極渦の周辺にかかることも多く、 オゾンホールの位置の変化によるオゾン量の変化 もあり得るので、増加したからといって単純にオゾ

ンホールが弱まったとはいいきれないこともあり 得る。2012、13年の急増はそのための変化の可能 性があるが、低い値はほぼオゾンホール中の値であ るとみることができる。



図1 昭和基地におけるオゾン全量の推移、9月 および10月の平均値(気象庁データより)。

鉛直分布をみるオゾンゾンデ観測は9月中7回、 10月6回行われている。9月末(28日)以降は普 段はオゾン極大となる層でオゾンが破壊尽くされ ており、オゾンホール回復の兆しとは言えない。

3. 今後の議論

今後のオゾン層回復の影響がどのようになるか、 オゾンホールの影響で東南極の温暖化抑制がなさ れているとの論からは、極めて重大な問題である。 その中で、これまでオゾンホールのない基準として いた 1980 年以前もオゾン量の減少があったとする 最近の議論は(WMO, 2014)影響が少なくなく、 データの再確認が必用である。

いずれにしても、南極ではオゾンホールで成層 圏極渦が強化され、その影響が対流圏におよび東南 極の温暖化抑制につながっており、一方、北極域で は温暖化による海氷減少が成層圏極渦の弱化をも たらし、それが対流圏の環状モードを負の方向にも たらし、中緯度の異常気象・低温化に影響をすると いう、成層圏-対流圏結合の逆の表出をしている問 題の議論にとっても、成層圏オゾンの研究はますま す重要となっている。

(参考文献)

- Solomon, S. et al., 2016: Science 10.1126/ science.aae0061.
- WMO, 2014: Scientific assessment of ozone depletion.
- WMO, 2015: Antarctic Ozone Bulletin, No. 5.

対流圏オゾンの全球モデリングにおける水平格子解像度の影響

関谷 高志¹、須藤 健悟^{1,2} ¹海洋研究開発機構、²名古屋大学・環境学研究科

<u>1. はじめに</u>

対流圏オゾンは健康被害や植物の成長阻害を 及ぼす物質であると同時に、強力な温室効果気体 でもある。したがって、局所的な高濃度オゾンイ ヴェントだけでなく、全球規模の対流圏オゾン変 動の正確な理解・予測が必要である。現状で典型 的な水平解像度の全球モデルは、オゾン前駆物質 のひとつである窒素酸化物(NO_x)の分布を解像 できないことに起因して、対流圏オゾン濃度を過 大推定する(e.g., Wild and Prather, 2006)。しかし ながら、オゾン前駆物質の排出量変化に対する対 流圏オゾン濃度の応答については、モデル水平格 子解像度の影響はよくわかっていない。そこで、 本研究では、全球化学輸送モデル CHASER を用 いて、排出量変化に対する対流圏オゾン応答の水 平解像度依存性を調査した。

2. モデル概要と実験設定

本研究では、地球システムモデル MIROC-ESM の枠組みの中で開発されている、全球化学エアロ ゾル結合モデル MIROC-CHASER/SPRINTARS を 用いた。本モデルの水平解像度は、T42(約2.8° ×2.8°)、T106(約1.1°×1.1°)、T213(約0.56° ×0.56°)の3種類を用いた。鉛直方向には、地 表から高度約40kmまでを32層で表現している。 本モデルでは、気体成分、エアロゾルの排出、輸 送、オゾンを中心とした対流圏・成層圏の化学反 応、乾性・湿性沈着の各過程を考慮している。

本研究では、2010 年を対象とした標準実験を 行った。排出量データは、人為起源について は、EDGAR-HTAP2(0.1°×0.1°)、森林火災起 源については GFEDv3(0.5°×0.5°)のデータ セットを用いた。また、気象場は、モデル内で 計算された気温、水平風を ERA- Interim 再解析 データにナッジングさせた。

表 1. OMI 衛星観測に対する各水平解像度の モデルの空間相関、RMSE、平均バイアス(× 10¹⁵ molecules/cm²)

	T42	T106	T213
S-Corr	0.752	0.848	0.886
RMSE	3.43	2.528	2.543
Bias	-1.639	-0.209	-0.673

<u>3. 対流圏 NO2 カラム量の検証</u>

排出量変化に対する対流圏オゾン濃度の応答 を調査する前に、対流圏 NO₂カラム量の再現性を OMI 衛星観測データ (Boersma et al., 2011) により 評価した。オゾンの化学生成率は NO_x に大きく依 存するため、その再現性はモデル水平解像度依存 性においても重要な要因である。表1に中国東部 における年平均の対流圏 NO₂カラム量の空間分 布の相関係数、2乗平均平方根誤差 (RMSE)、平 均バイアスを示す。水平解像度約 2.8°のモデル に比べて、約 1.1°、約 0.56°のモデルは空間相 関、平均バイアス、RMSE が大きく改善した。

4. 排出量変化に対する対流圏オゾン応答

次に、排出量変化に対する対流圏オゾン濃度の 応答を調査した。東アジア域の排出量を20%削減 した感度実験を行い、標準実験との比較により、 排出量変化に対する応答を定量化した。水平解像 度約0.56°のモデルでは、東アジア域の20%の排 出量削減によって、対流圏オゾンの全球総量が1.2 Tg減少した。水平解像度約1.1°のモデルの対流 圏オゾン全球総量の応答には約0.56°のモデルと 大きな違いはないが、約2.8°のモデルでは全球 総量の応答を約17%大きく推定することを示し た(図1)。



図 1. 東アジア域における 20%排出量削減に対 する対流圏オゾン全球総量の応答の水平解像度 依存性。横軸はモデル水平解像度、縦軸は約 0.56°のモデルに対する相対的な差(%)。

参考文献: Wild and Prather (2006), JGR, doi:10.1029/ 2005JD006605; Boersma et al., (2011), AMT, doi:10. 5194/amt-4-1905-2011

謝辞:本研究は、国立環境研究所のスーパーコンピ ュータシステムを利用した。

気象庁 領域大気汚染気象予測モデルへの地上大気汚染観測データ同化の導入

○池上雅明^{1,2}, 鎌田茜^{1,2}, 梶野瑞王², 出牛真^{1,2} 気象庁¹, 気象研究所²)

1. 概要

気象庁では、光化学スモッグが発生しやすい気 象状況が予測される場合、スモッグ気象情報を発 表している.この情報作成のための支援資料とし て、水平解像度約 110km の全球化学輸送モデル (MRI-CCM2)に東アジア域を対象とした水平解像 度 20kmの領域大気汚染気象予測モデル(NHM-Chem) (Kajino et al. 2012)をネスティングした全球

-領域大気汚染気象予測モデルシステムの予測結 果を利用している(池上ら 2014, 2015).

今回,領域大気汚染気象予測モデルに環境省大 気汚染物質広域監視システム(そらまめ君)で観 測された光化学オキシダント地上濃度の1時間値 (速報値)をナッジング手法によりデータ同化す る開発を行った.精度の検証を行ったところ,予 測精度の向上が確認できたので報告する.

2. 実験手法

そらまめ君で観測された光化学オキシダント濃 度の1時間値(速報値)を、モデルの精度検証お よびデータ同化用の観測データとして使用した. 異常値を除去してモデルに取り込むため,時空間 的な品質管理(Kamada et al. 2015)を行い、領域 モデル格子内に含まれている測定局の観測値を 平均して格子点値を毎時作成した。大気汚染気象 予測システムでは現業的に毎日 21 JST 初期値で翌 04JST に計算を開始している。このため検証実験 では1日のうち21~03JSTは観測値をナッジング 手法によりデータ同化をおこない、続いて 04~ 20JST は観測データを同化せずに予報モードで計 算した.比較のために、全くデータ同化しない計 算も実施した.気象モデルの境界値には気象庁現 業解析値 (GSM) を, 化学モデルの境界値には MRI-CCM2 の結果をそれぞれ用いた. 検証は 2015 年 3月から9月までの期間について行った.

3. 領域モデル検証結果

例として東京 23 区付近の格子における 2015 年 8 月の光化学オキシダント観測値とモデル予測値の地 表面オゾン濃度1時間値の推移を示す 図). モデル 結果は観測で見られる日変化を良く再現しており、 特にデータ同化が行われている夜間は同化による修 正が効いていることが確認できた。

観測のある全格子について,全ての時間と予報時間 (04~20JST)のみとに分けて検証したところ,表の 結果が得られた.データ同化による改善は予報時間 帯でも確認された.

4. 今後の課題

日中の高濃度予測精度向上を図るため,モデル計 算を日中にも実施し同化時間を長くとる検討をしたい. また,都道府県を細分化したきめ細かい予測を実現 するためのモデル高解像度化も課題である.

謝辞:本研究の一部は JSPS 科研費 15K 1612 の助成 を受けたものです。

平 均 誤 2 乗平均平方 相関係数 根誤差 (ppb) 差 (ppb) 同化なし(全時間) 10.3 16.8 0.56 同化あり(全時間) 5.511.9 0.76 同化なし(予報) 8.9 15.7 0.61 同化あり(予報) 6.6 13.7 0.69 Obs
 model





図. 東京 23 区付近の格子における 2015 年 8 月の地表面 オゾン濃度時系列 黒丸 観測,実線:モデル値 観測デ ータ同化あり,)

参考文献

池上ら, 2014:日本気象学会 2014 年度秋学会, D 217.
池上ら, 2015:気象庁 平成 26 年度予報技術研修テキ スト, 133-140.

Kamada et al., 2015: WAQFR, S1L

Kajino et al., 2012: Atmos. Chem. Phys., 12, 11833-11856.

下層大気中の CO2 濃度と気温鉛直分布のライダー同時観測

柴田 泰邦,長澤 親生,阿保 真(首都大学東京システムデザイン研究科)

1. はじめに

下層大気中の CO₂ 濃度鉛直分布を観測する小型 1.6 µm 差分吸収ライダー (DIAL: Differential Absorption Lidar)を開発し、連続観測を行っている¹。CO₂吸収スペクトル分布は濃度・気温・気圧の 3 変数の影響をうける。現在、ライダー観測データ処理において、吸収スペクトル分布の計算は茨城県 館野のラジオゾンデ観測で得られる気温・気圧高度分布を用いているが、下層、特に境界層内は地上付 近の地形等の影響を受け、気温鉛直分布が場所ごとに異なる。気温推定誤差が2 ℃の場合、CO₂濃度誤差は約±0.1%(±0.4 ppm)となる。よって、CO₂濃度の動態を正確に把握するにはライダー観測点上 空の気温分布の取得が重要となる。現在 DIAL 観測に用いている吸収線の中心波長 λ_{on} と裾 λ_{off} (吸収の 少ない波長)に波長 λ_{T} のレーザ波長を追加し、 λ_{on} と λ_{T} の受信強度を比較することで気温分布測定が可能となる。さらに、密度・気温の観測結果と測高公式から得られる気圧分布から、吸収スペクトル分布 を反復計算することによって、各々の測定精度は向上する²。今回は温度同時観測による CO₂測定精度 の改善効果と、気温測定に向けた準備状況について報告する。

2. 気温分布の同時観測による CO2 濃度測定精度の改善

DIALによる気温測定は、次式で表す入てと入offの受信信号の比から求めることができる。

$$\frac{S_T(z)}{S_{off}(z)} = \frac{E_T \beta_T}{E_{off} \beta_{off}} \exp\left[-2 \int_0^z N(Z) \{\sigma_T(Z) - \sigma_{off}(Z)\} dZ\right]$$

ここで *z* は高度、*E* はレーザ出力、 β は後方散乱係数、N(z) は CO₂ 気体密度、 $\sigma(z)$ は吸収断面積である。 $\sigma(z)$ は気温 T(z)と気圧p(z)の関数なので、p(z)と λ_{on} と λ_{off} の DIAL 観測で得られるN(z)を用いてT(z)を求めることができる。さらに、p(z)と求めたT(z)から N'(z)を求め、N'(z)とp(z)からT'(z)を求める。このような計算を繰り返し、気温と密度を決定する。

下層大気中の CO₂ 濃度鉛直分布の DIAL 測定精度について、以下に示す条件を用いて反復計算手法 により求めた。気温の真値(Model) は図 1 に示す接地逆転層を仮定し、CO₂ 濃度分布は図 2 の実線

(Model) で示すモデルを用いた。反復計算における気温鉛直分布の初期値は U.S. Standard の値を、気 圧分布は測高公式を用いた。ライダー信号には日中に実測したランダムノイズを付加している。気温 と濃度の反復計算結果(1st, 2nd, 3rdは反復計算回数)を図1,2に示す。反復計算回数3回以上で気温と 濃度の値は真値に対してそれぞれ0.2K以下、0.2 ppm以下に収束することが示された。

4. まとめ

DIAL によって CO₂ 鉛直分布測定を行う場合、 観測点上空の気温鉛直分布を取得することで CO₂ 濃度の動態をより正確に把握することが可能であ る。反復計算により、気温・CO₂ 濃度の鉛直分布 をそれぞれ 0.2 K 以下、0.2 ppm 以下になることを 示した。この手法はラジオゾンデ観測点から離れ た場所での移動観測においても、効果を発揮する。 現在、気温分布測定波長を追加した DIAL システ ムに改修中で、講演ではその詳細についても報告 する。

- 1. 長澤他、2016年春季気象学会、B201, 2016.
- 2. C. Nagasawa, et. al., 2012 AGU Fall Meeting.





On the use of aircraft CO₂ observations for carbon cycle studies

Prabir K. Patra^{*1}, Tazu Saeki¹, Shinji Morimoto², Hidekazu Matsueda³, Toshinobu Machida⁴, Yosuke Sawa³, Taku Umezawa⁴, Shuji Aoki² and Takakiyo Nakazawa²

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama, Japan

2. Tohoku University, Sendai, Japan

3. Meteorological Research Institute (MRI), Tsukuba, Japan

4. National Institute for Environmental Studies (NIES), Tsukuba, Japan

Most of the longest records of CO₂ measurements in the troposphere using aircrafts is conducted from Japan (Tohoku Univ., MRI and NIES). We used the CCSR/NIES/FRCGC AGCM-based Chemistry Transport Model (ACTM) for simulating CO_2 concentrations since 1990 to present. ACTM meteorology (T106L32) is nudged to the reanalyzed horizontal winds and temperature from JRA-55. CO_2 fluxes are taken from the 84 regions inverse model (Saeki et al., this issue) for the period of 1990-2011. Prior fluxes constitute a seasonally varying sea-air exchange (Takahashi et al., 2009),interannually varying emissions from production fossil fuel and cement (EDGAR4.2), and 3-hourly terrestrial biosphere fluxes (based on Randerson et al., 1997). Here we test three cases of



Fig. 1. CO₂ seasonal cycle (SCI) and growth rate (GR) anomaly as measured and modelled at JAL cruising altitudes between Tokyo and Australia in the latitude bands of southern and northern tropics.

ACTM simulations for Prior flux and two cases of inversion using CO₂ observations from 21 and 66 sites (st021 and st066, respectively). Both ACTM-st021/st066 simulated the observed CO_2 increase from ~ 358 ppm in 1994 to ~ 395 ppm in 2014 at the Japan Airlines (JAL) cruising altitudes. Figure 1 shows the decomposed time series of CO₂ for irregular component in seasonal cycle (SCI) and growth rate (GR) as obtained by a curve-fitting tool (Nakazawa et al., 1997). It is clearly seen that the amplitude and phase of CO_2 GR is best simulated by the ACTM-st066 case which used the JAL observations in the inversion calculation. Our results show that without using the JAL data in inversion, the CO_2 emission peak due to the 1997/98 El Nino event is shifted to 1998 compared to that is

> observed in the late 1997 in the southern tropics (Fig. 1d), and the GR amplitude is greater than that is observed in the northern tropics (Fig. 1c).

Acknowledgements. This study is partly supported by Global Environ. Res. Fund (2-1401) of the Ministry of Environ., Japan.

複数の衛星観測データを用いた CO2 データ同化実験

*眞木 貴史¹、関山 剛¹、三好 建正²、中村 貴³、岩崎 俊樹⁴ 1:気象研究所、2:理化学研究所、3: 気象庁、4:東北大

1. はじめに

衛星観測データは直接観測(地上、航空機等)と比較し て精度の面では劣るものの、観測可能領域が広く観測デ ータ数が多い。観測データ数や観測可能エリアに関して は単一の衛星ではまだ十分ではなく、複数の衛星観測 データの利用が望ましい。この場合に問題になるのが衛 星間のバイアスをいかに統一的に補正するかである。今 回はこれまでに報告したバイアス補正法を用いて複数の 衛星観測データ(GOSAT、OCO-2)を用いたデータ同化 実験を実施した。

2. 解析手法

データ同化システムは実観測データを用いた6日平均 の二酸化炭素フラックスの推定を目標とした。解析期間 は2014年9月~2015年12月である。データ同化システ ムは LETKF (Sekiyama et al., 2010)を CO₂用に変更した。 輸送モデルはMJ98-CDTM(T42L30;オンラインモデル) を用いた。衛星観測データは GOSAT SWIR L2(Ver. 2.31、2.40、2.50、2.60)とOCO-2 L2(Ver. 7r)を用いた。 衛星観測データのバイアスは、直接観測データ(地上、 航空機、船舶)とオフライン輸送モデル、逆解析による独 立解析(気象庁二酸化炭素分布情報:Maki et al.,2010)を 用いて評価した。その結果、各衛星データのバイアスに 緯度、海陸や季節による変化が見られた(図略)ため、全 球を一定値で補正する方法(FIX)、全衛星データと解析 値の差を補正する方法(ALL)、月毎に衛星データと解析 値の差を補正する方法(MON)と全く補正を行わない方 法(RAW)の実験を行った。

図1に本解析の概念図を示す。今回の実験では、衛星 観測データのバイアス補正法による影響を評価するため に、衛星観測データのみを用いたデータ同化実験を実 施した。



3. 結果

データ同化実験の結果、地上 CO₂ 濃度の解析値に対 する差(RMSE)は表 1 のとおり MON 実験で最も小さくな った。解析された CO₂フラックスはバイアス補正による違 いが大きかったが、RAW 実験は特に他の実験との差が 大きくかつ不自然なパターンが見られた(図 2)。これは 衛星観測データのバイアスの時間・空間的な変化に加え、 用いたオンライン輸送モデルの誤差(CO₂フラックス先験 値による寄与が大きいと考えられる)も影響しているもの と考えられる。今後は衛星観測データのバイアス補正法 の調整とより適切な CO₂フラックス先験値の導入も含めた 輸送モデルの改良が重要になると考えられる。

表1:解析後の月平均地上CO,濃度と解析値の差(ppm)

	RAW	MON	ALL	FIX
Bias	-1.26	-0.40	0.30	-0.22
RMSE	3.83	2.83	3.72	3.53



図 2:解析された 2015 年 12 月の月平均 CO2 フラックス (左上:RAW、右上:MON、左下:ALL、右下:FIX)

4. 謝辞

本研究は環境研究総合推進費課題(2-1401:統合的観 測解析システムの構築による全球・アジア太平洋の炭素 循環の変化の早期検出)の支援の元に行われた。 GOSAT 観測データは、GOSAT 研究公募(RA)事務局よ り提供を受けた。OCO-2 観測データはNASA GES-DISC より提供を受けた。

5. 参考文献

Maki, T., et al, Tellus B, 62, 2010. Sekiyama, T. T., et al, Atmos. Chem.Phys.,10, 2010.

衛星データ利用型モデルによるアジア 10km メッシュの陸域炭素収支解析

*佐々井崇博¹、村上和隆²、加藤創史³、松永恒雄²、Ramakrishna R. Nemani⁴ 1東北大院理、²国環研、³産総研、⁴NASA Ames

1. はじめに

アジア地域の温暖化メカニズムを解明する上で、陸 域生態系と大気間の炭素収支量(NEP)を正確に推定 し、その時空間的特徴を把握することは重要である。 しかし、既存研究の空間解像度は粗く、土地被覆の不 均一性の影響を十分に捉えられない。炭素収支が生態 系タイプによって大きく異なることは周知の事実で ある。地域別の炭素収支量の推定精度を改善する上で、 陸域の高解像度化は必要不可欠であろう。また、ア ジアの気候変動予測では地域毎に気象の特徴が異な り、温暖化への応答も場所により異なるとされる。 気候変動によってアジア地域の NEP が将来どのよう に変化するかを見積もることが、科学的、社会的に大 きな課題である。

そこで、本研究では、複数の衛星観測データと診断型モデルを組み合わせた独自の炭素収支算定アプローチ¹⁾を開発し、10kmメッシュでアジア地域の NEP を推定した。CMIP5と衛星観測データから地表面データを予測して 2001~2100 年の長期ランを行い、2001-2010 年と 2091-2100 年の比較によって、現在と将来の炭素収支の違いを調べた。

2. 手法

本炭素収支算定アプローチは、生態系モデルと衛 星・気候データを組み合わせた手法である(Table 1)。 Table1 衛星・気候データセットリスト

Parameter	Dataset
LST	MOD11A2, MYD11A2
LAI, fPAR	MOD15A2, MYD15A2
Albedo	MCD43B3
Air temperature	JRA-55 reanalysis
Solar radiation	JASMES/MODIS radiation product
Wind speed	JRA-55 reanalysis
Relative humidity	JRA-55 reanalysis
Precipitation	GPCP version 2.2
CO ₂ concentration	Observation in Mauna Loa
Elevation	SRTM30
Land cover map	MCD12Q1

将来予測データは、4つの RCP シナリオについて、 それぞれ複数の CMIP5/GCM 出力値を平均して用いた。 fPAR、LAI は衛星観測値と気候データとの関係式をも とに予測値を計算した。

解像度が粗いデータは、元データの各ピクセルの中 心点を代表値として定義し、負の重み付けを用いな い Kriging 法により補間した。気温や水蒸気圧は標 高補正を行った。

使用したモデルは、衛星データ利用型生態系モデル BEAMS²⁾ である。100 年間(2001 から 2100 年まで)の 10km グリッドシミュレーションを行った。

3. 結果と考察

NEP の空間分布は、低緯度で吸収量が高く、高緯度 地域や半乾燥・乾燥地域に向かうほど低くなった (Fig.1)。本傾向は、各地域での生態系の活性度や 気候条件を考慮すれば妥当な空間パターンである。

将来予測では、炭素吸収期間は高排出量シナリオほ ど長く、21世紀初期よりも末期の方が平均して10年 間当たり約6ヶ月、高山帯では最大21ヶ月程度延び た。一方、アジア域の炭素吸収量は、高排出量シナリ オほど吸収傾向だが、RCP6.0シナリオをピークとし て RCP8.5では放出傾向へ転じた。CO2肥沃化効果より も昇温により生態系呼吸が活発する効果の方が大き いためである。このように、炭素吸収期間と吸収量と の関係性は、現在と将来で異なる可能性がある。



引用文献:1) Sasai et al., Remote Sens. Environ., **115**, 1758-1771, 2011. 2) Sasai et al., J. Geophys. Res., **110**, G02014, 2005.

酸素や炭素同位体の測定に基づく大気 CO2 濃度変動成分の起源推定法の開発

*保科優,遠嶋康徳,寺尾有希夫,勝又啓一,向井人史,町田敏暢,遅野井祐美(国立環境研究所)

1. はじめに

都市部や大陸,またはその周辺部で観測される 大気中の二酸化炭素(CO₂)濃度には比較的短期 間(数時間~数日)の変動がしばしば観測される。 このような変動の主な原因は生物圏や化石燃料 燃焼(石炭,石油,天然ガス等)から発生するCO₂ の直接の影響と考えられる。観測される濃度変動 に対する発生源ごとの寄与率がわかれば,大気輸 送モデルを用いて推定される各放出量の不確か さを低減できると期待される。そこで本研究では CO₂濃度と同時に酸素濃度や炭素安定同位体,放 射性同位体を測定することで各種発生源の寄与 率を推定する手法の確立を目指す。

2. 大気試料の採取・測定

大気試料は、つくばの環境研究所の屋上に設置 したインレットから吸引し、-40°Cのトラップで 除湿した後、直列につないだ2本の2.5Lのガラ スボトルそれぞれに CO2 濃度と炭素同位体測定 用、酸素 (O2) 濃度測定用に採取した。大気試料 の充填圧は背圧調整弁で0.10-0.12 MPa に保ち、 5-8 L/min で20分充填した。CO2濃度の日変化 を見るため、2015年7月31日と2016年3月17 日の朝から夜間にかけて2~3時間おきに大気の 採取を行った。また、同時に燃料電池型酸素計

(Oxzilla-II), CO₂計 (LI840A) によって大気の 連続観測を行った。同位体の分析には真空ガラス ラインを用いて大気試料から CO₂を抽出生成し た後, ¹³CO₂の分析には, 質量分析計 DELTA Plus

(Thermo Fisher Scientific)を、¹⁴CO₂には小型 加速器質量分析計(CAMS)を用いた。

3. CO2起源の推定方法

CO₂ 濃度の日変動に対する生物起源,化石燃料 起源(石油,天然ガス,石炭等)それぞれの寄与 率を,Δ¹⁴C,δ¹³C,O₂の時間変化から推定した。 炭素同位体と1/CO₂との直線関係(Keeling plot) の切片より、 CO_2 の日変化(増加分)を起こす端 成分の $\Delta^{14}C$, $\delta^{13}C$ 値を推定した。化石燃料の炭素 には ^{14}C が含まれないため($\Delta^{14}C_{f=}-1000$),生 物起源の寄与率(x_b)と化石燃料起源の寄与率

 $(x_{r=1}-x_{b})$ を以下の関係で分別することができる。 $\Delta^{14}C_{b}$ については,波照間で観測されるバックグ ラウンド値から推定した ($\Delta^{14}C_{b}=14$)。

$\Delta^{14}C = x_b \Delta^{14}C_b + x_f \Delta^{14}C_f$

化石燃料の寄与率は石油 (x_l) ,天然ガス (x_g) ,石 炭 (x_s) ,セメント (x_c) それぞれの寄与率を合わ せたものであり、以下の関係で表せられる。

$$x_f = x_l + x_g + x_s + x_c$$

δ¹³C も発生源によって異なる値を持つため,以下の関係で各発生源を分別する。

$$\begin{split} \delta^{13}C &= x_b \delta^{13}C_b + x_l \delta^{13}C_l + x_g \delta^{13}C_g + x_s \delta^{13}C_s \\ &+ x_c \delta^{13}C_c \end{split}$$

さらに、 燃焼過程では酸素と CO₂ が交換するが、 その際の O₂:CO₂ 交換比 (OR) は化石燃料の種類 によって異なる。

 $OR = x_b OR_b + x_l OR_l + x_g OR_g + x_s OR_s + x_c OR_c$ つくばにおいては、石炭使用、セメント生成は無 いと仮定した。

4. CO2 濃度変化の各起源寄与率

各起源寄与率を表に示す。化石燃料の分別は O₂:CO₂ 交換比と δ^{13} C (カッコ内に示す)による ものである。誤差はいずれも 10~26%であった。

	Xb	X 1	Xg
2015年7月	0.35	0.26 (0.40)	0.39 (0.25)
2016年3月	0.31	0.52 (0.61)	0.17 (0.07)
7月,3月の結	課から	季節による寄り	写率の優位な
差は見られなか	いった。{	5 ¹³ C と O ₂ :CO	2による寄与

率の差は,起源別の δ¹³C のリファレンス値の不 確かさの改善, O₂:CO₂の時間変化(各寄与率の時 間変化)を考慮することが必要であると考えられ る。 スバールバル諸島ニーオルスンにおける大気中 CO2 濃度および炭素同位体比の時間変動

後藤大輔¹、森本真司²、石戸谷重之³、青木周司²、中澤高清² (¹国立極地研究所、²東北大学、³産業技術総合研究所)

<u>1. はじめに</u>

大気中 CO₂ 濃度およびその炭素同位体比δ¹³C の 長期観測は、陸上生物圏および海洋による CO₂ 吸 収量の定量化のために利用されている。しかし、 大気-陸上生物圏間および大気-海洋間の同位体 非平衡(isoflux)の不確定性により、δ¹³C を利用 して推定された CO₂ 吸収量には大きな不確実性 がある。国立極地研究所および東北大学では、全 球炭素循環の定量的な理解を目的として、スバー ルバル諸島ニーオルスンにおいて 1991 年よりグ ラブサンプリング法による CO₂濃度およびδ¹³Cの 測定を実施している。本発表では、観測した CO₂ 濃度およびδ¹³C の長期変動、およびそれらを利用 した近年の isofluxの推定結果について報告する。

<u>2. 方法</u>

大気試料は、国立極地研究所ニーオルスン観測 基地(78.93°N、11.83°E)において、週に一回の 頻度で 800 mlのステンレス製容器に加圧採取さ れ、2 か月に一度ごとに日本へ返送される。返送 された大気試料は、国立極地研究所において非分 散型赤外分析計(NDIR)を用いて CO₂ 濃度を測 定後、更にクライオジェニック法により CO₂を抽 出し、その δ^{13} Cを東北大学において質量分析計 MAT delta-S を用いて測定した。CO₂ および δ^{13} C の測定精度はそれぞれ 0.01 ppm (Tanaka et al., 1983)、0.02‰ (Nakazawa et al., 1997)である。

<u>3. 結果と考察</u>

図 1 にニーオルスンにおける大気中 CO₂濃度お よびδ¹³C の変動を示す。CO₂濃度は、4 月下旬か ら 5 月初旬に極大、8 月下旬に極小となる明瞭な 季節変化を伴いながら、経年的に増加し、1996-2013 年の平均年増加率は 2.0 ppm yr⁻¹であった。 一方、δ¹³C は CO₂とは逆位相の季節変化を示し、

平均年率-0.018 ‰ yr⁻¹で経年的に減少していた。 我々はニーオルスンにおいて 2001 年から大気中 O₂濃度(δ(O₂/N₂)で定義)も測定している(Ishidoya et al., 2012)。CO2 収支を推定する方法として、大 気中O2とCO2を同時に解析する手法もあり(e.g. Manning and Keeling, 2006)、ニーオルスンにおい て観測された大気中 O₂および CO₂濃度の経年変 化から推定した陸上生物圏と海洋による CO2 吸 収量は、2001-2013年の平均として、それぞれ1.7 ± 0.8 GtC yr⁻¹ および 2.2 ± 0.7 GtC yr⁻¹ であった。こ れらのCO2吸収量推定値およびδ¹³Cの長期観測結 果を用いて大気中の¹³CO₂の収支式を解くことに より、2001-2013 年の平均 isofulx は 99 ± 18 Gt ‰ yr⁻¹と推定された。この値は、Battle et al. (2000)が 報告している 1991-1997 年の値(89±21 Gt ‰ yr⁻¹) と比較して 10 Gt ‰ yr⁻¹ 高い値であった。



図1. ニーオルスンにおける大気中 CO₂ 濃度(上)および δ¹³C(下)の変動。点は観測値、黒実線は観測値に対する ベストフィットカーブ、黒点線は長期変動成分、灰実線は 増加率を示す。

南鳥島における大気中酸素濃度の連続観測 石戸谷重之¹、坪井一寛²、丹羽洋介²、村山昌平¹、松枝秀和²、澤庸介²、奥田智紀³、 出原幸志郎³、細川周一³

¹産業技術総合研究所、²気象研究所、³気象庁 地球環境・海洋部

1. はじめに

大気中酸素 (0_2) 濃度 $(\delta(0_2/N_2)^*)$ を ppm オーダー の高精度で観測し、二酸化炭素 (CO_2) 濃度と組み合わ せて解析することで、陸上生物圏と海洋による人為起 源 CO_2 の正味吸収量などの、炭素循環に関する有用な情 報が得られる (e.g. Keeling and Manning 2014)。そ こで本研究では、日本国内で唯一、世界気象機関 (WMO) 全球大気監視 (GAW) 計画の全球観測所として選定され ている南鳥島気象観測所において、気象庁の協力の下、 2015 年 12 月より大気中 $\delta(O_2/N_2)$ の連続観測を開始した。 本報告では、現在までに観測された $\delta(O_2/N_2)$ の数日スケ ールの変動について、同時に観測した CO_2 濃度との関係、 および大気輸送の変動との関係から議論する。

* $\delta(0_2/N_2)$ と 0_2 濃度の関係:1molの空気から、1 μ molの 0_2 分子が増減する際に $\delta(0_2/N_2)$ が4.8 per meg 増減 する。 0_2 分子増減により空気の総分子数が変化しない 場合(0_2 と $C0_2$ が1:1交換される場合など)、4.8 per meg は 0_2 濃度1 μ mol mol⁻¹(ppm)の変動に相当する。 2. 観測

気象庁南鳥島気象観測所(24.28°N, 153.98°E)に おいて、大気中 $\delta(0_2/N_2)$ および CO₂ 濃度を、それぞれ磁 気式酸素分析計(POM-6E、Air Liquid Japan)および 非分散型赤外分析計(Li-820、Licor)を用いて連続観 測した。 $\delta(0_2/N_2)$ の測定精度は、標準ガス分析における 分析計出力の2分移動平均値のばらつき(±1 σ)が約 ±5 per meg、30分移動平均値では約±2.5 per meg で あり、CO₂ 濃度の精度は同2分値および30分値が±0.06 および±0.04 ppm であった(石戸谷ら 第21回大気 化学討論会予稿)。

結果と考察

南鳥島において観測された、2015 年 12 月 23 日から 2016 年 5 月 15 日の期間の大気中 $\delta(0_2/N_2)$ と CO_2 濃度の変動を図 1 に示す。観測された $\delta(0_2/N_2)$ の変動は、日内から数十日の時間スケールにおいて、 CO_2 濃度の変動 と明瞭な負相関関係にあった。観測期間を通じた長期的な変動は季節変動の断片と考えられ、その $\delta(0_2/N_2)$ と CO_2 濃度の変動量の関係や、3 月末から 4 月初旬に見られる $\delta(O_2/N_2)$ 極小値の出現時期は、過去の北半球亜熱帯域の $\delta(0_2/N_2)$ 季節変動の報告例とほぼ整合的である(e.g. Tohjima et al., 2003)。

連続観測から得られる短期間の変動について詳しく 調べるため、図2に、12月から2月の冬季における $\delta(0_2/N_2) \geq CO_2 濃度の日々変動を示す(ppm 相当量とし$ $て示した<math>\Delta O_2$ および ΔCO_2)。 $\Delta O_2 \geq \Delta CO_2$ は負相関の関係に あり、平均的な $-\Delta O_2/\Delta CO_2$ 比は2.0であった。この値は 陸上生物活動や平均的な化石燃料消費における比(1.1 および1.4)より大きく、 $\Delta O_2 \geq \Delta CO_2$ の変動に大気海洋 間のガス交換(数日スケールでは主に O_2 の交換)が寄 与していることを示唆している。また図2に示した後 方流跡線解析の結果から、 ΔO_2 が負の値を示す空気塊は 高緯度側から、正の値の空気塊は低緯度側から南鳥島 に輸送されてきたことが分かる。以上から、冬季の ΔO_2 の日々変動は、陸上生物活動と大気海洋間ガス交換の 季節変動により冬季にδ(0₂/N₂)が低下する北半球中高 緯度の大気と、南鳥島が位置する亜熱帯域の大気との 輸送・混合の日々変動を反映していると考えられる。 発表では、各種の 0₂および CO₂の地表フラックスと大 気輸送の寄与をより詳細に調べるため、大気輸送モデ ル (NICAM-TM)を用いた計算結果との比較も行う予定 である。

謝辞:本研究は環境省地球環境保全試験研究費、科研費 15H02814 等により実施された。



図1:南鳥島における大気中
δ(0₂/N₂)とC0₂濃度の変動。 2015年12月23日から2016年5月15日の期間の結果 を示す。灰点、黒実線および黒破線は、それぞれ分析 計出力の1時間、24時間および1週間の移動平均値を 示す。



図2:南鳥島における大気中 $\delta(0_2/N_2)$ と CO_2 濃度の日々 変動。図1に示した24時間平均値の1週間平均値から の偏差を ppm 相当量で表した、2015年12月27日から 2016年2月29日の期間の結果である(ΔO_2 および ΔCO_2)。 図の下段の〇および破線は、南鳥島に到達した空気塊 の後方流跡線(NOAA-HYSPLITによる)について、その 過去84時間における平均緯度を示す。

小型無人航空機・MUレーダー同時観測実験

森昂志¹・橋口浩之¹・Lakshmi Kantha²・Dale Lawrence²・Tyler Mixa²・ Hubert Luce³・Richard Wilson⁴・津田敏隆¹・矢吹正教¹

1 京都大学生存圈研究所

2 Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder, Colorado, USA 3 Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, France 4 Université Pierre et Marie Curie (Paris06); CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Paris, France

1. はじめに

近年,対流圏の観測手法として自律飛行が可能 な小型無人航空機(UAV)が注目されている。 2015 年 6 月に滋賀県甲賀市信楽町で ShUREX(Shigaraki, UAV-Radar Experiment) キャンペーンが実施された。UAV が MU レーダー の近くで運用され、気温、湿度、気圧、風向・風 速や乱流パラメータなどが測定された。

本研究では ShUREX キャンペーンにおいて, MU レーダー上空を飛行する UAV で測定された 気温の変化について,エコー強度や鉛直流などと の関係を検討する。

2. 観測実験の概要

実験ではコロラド大で開発された DataHawk UAV [Lawrence and Balsley, 2013]を使用した。 UAV 搭載のセンサーにより気温、湿度、気圧など を1秒毎にリアルタイムに得ることができる。

MU レーダーは、中心周波数 46.5MHz, アンテ ナ直径 103m,送信出力 1MW の大型大気レーダ ーである。観測は天頂方向と天頂角 10°で北,北 東,東,南東,南の5方向にビームを切り替えて, 周波数イメージングモードで行われた。

3. 結果

図1に2015年6月9日の観測結果を示す。 MUレーダー上空では上昇流と下降流が頻繁に入れ替わり、UAVはその中を高度約2.42kmでほぼ水平に飛行していることが分かる。高度が一定でも、鉛直流に伴う断熱圧縮・膨張により気温は上下するが、それだけでは説明できない大きな気温変化が観測されている。また、図2に示すように、MUレーダーによって2.5km付近にエコー強度の強い層が観測されており、UAVがこの層の中に入るときに大きな気温変化が生じていることが分かる。

今後は、シミュレーションによって気温変化の 妥当性を検証する。強いエコー層の厚みや上下移 動の仕方から、エコー層における UAV の位置や、 エコー層を出入りするタイミングを知ることが できる。また、エコー強度のピーク値の変化から、 エコー層を上下させる鉛直流をより現実に近い 値に補正できると考えられる。その上で、強いエ コー層では気温減率が大きな値をとると仮定し てシミュレーションを行う。



図 1. 2015 年 6 月 9 日に MU レーダー近傍に おいて、UAV で測定された気温と UAV の飛行 高度, MU レーダーで測定された鉛直流(コンタ) の時間(高度)変化。このとき UAV は 4-5 分周期 で MU レーダーを中心とした半径 400-500m の円を描いて半時計周りに旋回している。



図 2. 2015 年 6 月 9 日における MU レーダー 周波数イメージング観測によるエコー強度(コ ンタ)及び UAV の飛行高度と UAV で測定され た気温。

4. まとめ

UAV・MU レーダー同時観測で得られた MU レーダー 上空の気温変化について解析を行った。水平飛行にお いて、比較的大きな気温変化が観測された。発表では、 シミュレーションによりエコー強度や鉛直流などとの関係を 検討して報告する予定である。

Lawrence, D.A., and B.B. Balsley, High-Resolution Atmospheric Sensing of Multiple Atmospheric Variables Using the DataHawk Small Airborne Measurement System, J. Atmos. Oceanic Technol., 30, 2352-2366, 2013.

EAR-RASSによる赤道域の気温プロファイルの観測に関する研究

Observation of Temperature Profiles in Equatorial Region with EAR-RASS

田畑 啓¹,津田 敏隆¹,橋口 浩之¹, InaJueniv²
 1.京都大学生存圏研究所, 2.LAPAN

1 研究背景および目的

赤道域の対流圏界面付近の UTLS (Upper Troposphere and Lower Stratosphere, 10~20 km) ではエ ネルギーや物質の交換など特有の現象が起こってい る。これらの現象の解明には高精度・高時間分解能の 気温観測が重要である。本研究では赤道大気レーダー (EAR) に RASS(Radio Acoustic Sounding System) を適用し、UTLSの広い高度範囲で連続的に気温を観 測することを目指す。

RASS は大気レーダーと音波発射装置で構成され る。生成した音波からの後方散乱波(RASS エコー) をアンテナで受信し、ドップラー遷移を検出すること で散乱高度の音速を知ることが出来る。大気中では気 温と音速に一定の関係式が成り立つので、気温の高度 プロファイルを導くことができる。

気温・風速の背景場はRASSで用いる音波の伝搬に 大きな影響を与える。ray tracing 計算により、背景 の風速から音波の伝播を計算することで RASS 観測 可能な高度を知ることができる (Masuda, 1988)。こ の結果に基づいてレーダービームの方向をより広い高 度の観測が可能になるよう傾ける。

赤道域特有の急激な風速の変動と急峻な気温勾配を 考慮した適切な音源設置を検討し、準リアルタイムで 音波面を ray-tracing し、効率的なアンテナビーム走 査を行う。

2 EAR での RASS 観測

インドネシアに設置されている EAR (赤道大気レー ダー)を用いて 2016年の2月から複数回にわたり RASS 観測を行った。過去の気球観測データによる 気候学的な背景状態の検討をもとに ray tracing した 結果から、特に高度10km以上の観測にはアンテナ 中央部の音源が有効と予想されたため(田畑、卒論、 2015)、アンテナ中央に4台の音源を設置した。加え てアンテナ外周にも音源を6台配置した。観測は約1 分ごとにRASS 観測と風速観測を交互に繰り返した。 EAR で同時に観測されていた風速データを使用して ray-tracingを準リアルタイムで行い3次元的に観測 可能な領域を計算し、その結果からレーダービーム方 向を最適な方向に変更する実験を行った。2016年5 月 31 日に行った観測では計算結果からビーム方向を 変更すれば地上から約 13 km までの観測が予想され、 実際観測できた高度範囲もこれと一致した。また計算 によりエコー強度は高度 5 km 付近でいったん弱くな り、高度 10 km 付近で強くなると予想されたが、観 測されたエコー強度も同様になっていることが確認で きた。

得られるエコースペクトルから解析を行い気温を算 出した。2016年3月24日に行ったRASS観測では、 鉛直ビームから高度約12kmまでの気温を連続的に、 高度分解能は150m、時間分解能は2分程度という高 精度で観測することに成功した。観測時は低高度の風 速の影響が比較的弱く、鉛直ビームで最も高高度まで 観測できた。

また特定の高度のみをターゲットにし、その高度に 対応する音波周波数のみを使用することで観測高度 範囲の狭域化の代わりに目的高度のエコー強度を上 げる試みを行った。使用しているレーダーの波長が音 の波長と対応していないと強いエコーを受信できない (Gopal Rao, 1966) ため、高度に応じて音速が変化す ることから RASS 観測では目標の高度範囲をカバー するような FM チャープ音を使用する。これまで地上 から高度 14 km を目標として 90~115 Hz の音波を使 用していたが、対流圏海面付近 (高度 10~20 km)の みをカバーする 85 ~95 Hz の音波を使用した観測を 行った。その結果目標高度でのエコー強度が増加する ことを確認でき、より高い高度の観測が期待できるこ とが分かった。

現在 ray tracing に使用する風速データは EAR で 観測されたものであり地上から高度約 2 km までと、 高度 15 km 以上の有効なデータが存在しない。今後 ray tracingの正確性向上のために、入力する風速デー タの補間について過去の統計的な観測データを用いる などしたい。

GOSAT-2 プロダクト検証用ライダーの開発と試験観測

内野修 1, 2), 泉敏治 2), 酒井哲 2), 永井智広 2), 森野勇 1) (1環境研 2気象研)

1. はじめに

温 室 効 果 観 測 技 術 衛 星 (GOSAT) 搭 載 の TANSO-FTS SWIR から導出される二酸化炭素とメ タンのカラム平均濃度 (XCO₂ と XCH₄)の検証等に 資するために、高分解能フーリエ変換分光計 (FTS) が設置されている陸別(43.5°N, 143.8°E)、佐賀 (33.2°N, 130.3°E)、Lauder (45.0°S, 169.7°E) でラ イダー観測を行っている。波長 532 nm と 1064 nm の ライダー受信信号を用いて、エアロゾルの後方散乱比 (R)・後方散乱係数 (BA)・消散係数 (EA)の高度 分布を、ライダー比S (S=消散係数/後方散乱係数)を 仮定(通常 50 sr)して算出している。2 波長の BA か ら粒子の波長指数 α (BA $\alpha\lambda^{-\alpha}$)の情報を、532 nm で 全偏光解消度 (D) と R が 1.2 程度以上では粒子の偏 光解消度を算出している。また、つくばの気象研のラ イダーデータも GOSAT の検証に利用している。

更に 2017 年度打ち上げ予定の GOSAT-2 の検証を 強化するために、コンテナ搭載型の TCCON (Total Carbon Column Observing Network) FTS とライダ ーを開発し、熱帯域のフィリピン Burgos (18.5°N) に設置を予定している。ここでは、GOSAT-2 検証用 ライダーの開発と試験観測結果について報告する。

2. GOSAT-2 ライダーの開発

レーザー送信部には Nd:YAG レーザー (繰り返し周 波数 10 Hz) を利用した。レーザーのパルスエネルギ ーは 1064 nm と 532 nm でそれぞれ 180 mJ と 210 mJ であった。5 倍のビームエクスパンダーを用いて ビーム広がりを 0.1 mrad にした。 受信望遠鏡は口径 356 mm (焦点距離 2845 mm) のものを使用し、受信視野は 1.0 mrad とした。受信 光はダイクロイックミラー等により 532 nm、607 nm (窒素ラマン)、660 nm (水蒸気ラマン)、1064 nm に分離した。532 nm は垂直(S) と平行(P)成分に 分け、P 成分はさらに低高度用と高高度用に分けた。 各波長の受信光は、狭帯域の干渉フィルターなどを通 過した後、光電子増倍管やアバランシェフォトダイオ ード(APD)を用いて検出した。信号処理にはトラ ンジェントレコーダーを利用した。観測は水平から 15 度傾けたガラス窓を通して鉛直方向に行った。

3. 試験観測とまとめ

開発したライダーを用いて2016年3月3日18時か ら4日5時まで環境研で取得された積算データ(但し、 雲が出現した1時間のデータを除く)を用いて解析さ れた観測例を図1に示す。図1の左側に2波長のRと αの高度分布を示す。波長 532 nm は高度 1 km 弱付 近から 30 km まで、APD を用いた 1064 nm の場合は 10 km 付近まで R の測定が可能であることが分かっ た。図1の右側にDとSの高度分布を示す。窒素ラ マン信号から求めた高度2 km 付近のS の値は40 sr 程度であった。図2に5月24日20:30-21:00にライ ダーで観測された水蒸気混合比(w)と同日21時の高 層気象台のゾンデデータのwとの比較を示す。両者は 0.4-4.7 km間で良く合っている。以上の試験観測から、 開発したライダーは新たにSと夜間5km付近までの 水蒸気の観測も可能であることが分かった。 謝辞 解析に高層気象台のゾンデデータを使用した。





局地的大雨予測のための可搬性に優れた次世代型水蒸気ライダーの開発(2)

*酒井哲 1, 阿保真 ², Phong Pham Le Hoai², 菊田達也 ²,永井智広 ¹, 内野修 ¹, 泉敏治 ¹ 柴田泰邦 ², 長澤親生 ², 瀬古弘 ¹, 川畑拓也 ¹

1: 気象研究所, 2: 首都大学東京

1. はじめに

都市域で発生する局地的大雨の被害を軽減 するために、気象レーダ等を用いた観測や数値 予報モデルを用いた大雨予測が行われている。 しかし、そのリードタイム(予報から実際に現象が 起こるまでの期間)や予測精度は必ずしも十分で はない。そこで本研究では、より早い時刻に正確 な予測が可能になるように、大雨をもたらす積乱 雲が発達する前段階で、風上側の水蒸気量の高 度分布を機動的に観測するための、小型で可搬 性に優れた水蒸気ライダーの開発を行っている。 今回はその開発状況と観測結果を報告する。

2. 水蒸気ライダー

本研究で開発している水蒸気ライダーは、差分吸収式である。その特徴は、

- 注信部に半導体レーザーを使用することに より、装置が小型・軽量で安価
- 2)校正が不必要
 3)昼夜問わず観測可能

の3つである。技術的に困難な点は、送信レーザ ーの波長を1 pmの精度で水蒸気の吸収波長に 同調し、かつその出力を長時間安定した状態に 保つことである。

前回の報告(2015 年秋季気象学会)では、初 期観測結果を報告した。その後装置を改良し、 送信レーザー出力を約 10 倍増大させる(約 4µJ/pulse)ことにより、観測高度範囲と時間分解 能を向上させた。

3. 観測結果

図1に2016年1月8日21時(JST)に首都大 学東京(東京都日野市)においてライダーで観測 した水蒸気数密度の高度分布(誤差棒付き



図1:2016年1月8日21時に首都大学東京(東京都 日野市)においてライダーで観測した水蒸気数密度 分布(誤差棒付きの線)。誤差棒無し線は同時刻に高 層気象台(茨城県つくば市)においてラジオゾンデで 観測した水蒸気分布。 線)を示す。データの時間分解能は 60 分、高度 分解能は 75 m(高度 0.9 km 以下)もしくは 300 m (高度 0.9 km 以上)である。このデータと水平距 離で約 80 km離れたラジオゾンデデータ(誤差棒 無し線)を比較すると、高度 0.6~4 km の範囲で 良く対応していることが分かる。

図2に同日21時から翌日21時にライダーで 連続観測した水蒸気数密度の時間-高度断面図 を示す。時間・距離分解能は10分・150mである。 高度0.9 km以下に水蒸気密度が高い領域(相 対湿度で60%以上)があり、その上端高度が時 間とともに変動する様子が捉えられている。



図 2:2016 年 1 月 8 日 21 時~9 日 21 時に水蒸気ラ イダーで観測した水蒸気数密度の時間-高度断面図。

4. 現状の問題点とクリアすべき課題

現状の問題点は、装置周囲の気温変動によっ て送信レーザー出力が低下してしまうことである。 この原因は、温度変動によって送信光学系の光 軸が数ミクロンオーダーで外れるためと考えられ る。現在この問題を解決するための改良を行って いる。

5. まとめと今後の課題

小型で可搬性に優れた水蒸気ライダーを開発 し観測を行った。冬季観測の結果、高度分解能 10分・時間分解能150mで夜間高度3km以下、 昼間高度1km以下の水蒸気分布を観測できる ことが分かった。今後は装置安定化の改良を行 い、積乱雲が発達する夏季に集中観測を行う予 定である。

謝辞:本研究はJSPS 科研費 26282115の助成を 受けたものです。 ミーライダーデータから算出した混合層高度

泉敏治¹、内野修^{2,1}、酒井哲¹、永井智広¹、森野勇² (¹気象研究所、²国立環境研究所)

1. はじめに

混合層 (Mixing layer: ML) 内で発生した大気汚染物質 は一般に ML の中に捕捉され続けるため、ML の発達を把 握することは大気汚染物質の輸送の予測などに大きく資 する。

今回、気象研究所のミーライダーの波長 1064 nm の後 方散乱光の距離二乗補正信号(Range-corrected signal: RCS)から ML 高度を求めた。その算出手法や算出結果、 その統計的な性質、ラジオゾンデの観測データおよび気象 庁メソ解析データから算出した ML 高度との比較結果に ついて報告する。

2. ML 高度の算出方法

ML 上端では一般にエーロゾル濃度が高度方向に著し く減少するため、ライダーの後方散乱光の距離二乗補正信 号も著しく減少する。その高度を求めるため、低高度用望 遠鏡で受信した波長 1064 nm の RCS を使用し、その高 度方向変化の指標として、高度 1000 m までの最大値で RCS を規格化した値(Normalized RCS、略して NRCS と する)に、以下のようなウェーブレット共分散変換 (Wavelet covariance transform: WCT)を施した値を利用 する。

 $WCT(a,b) = \frac{1}{a} \int_0^\infty NRCS(z) H\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \qquad (1)$

ここで、H は haar 関数で、

$$H\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} 1 \ (b-a/2 < z < b) \\ -1 \ (b < z < b + a/2) \\ 0 \ (\text{L} \ \text{Ell} \ \text{U} \ \text{M} \) \end{cases}$$
(2)

である。この WCT の値は NRCS の減少が著しいほど大きい値となり、また aの値が小さいほど NRCS の局所的な変動の影響を受ける。

今回はライダーデータの高度分解能、時間分解能をそれ ぞれ15m、10分、aの値を300mとして、以下の手順で ML高度 *h*_{lidar}を算出した(図1)。

 高度 300 m から 3000 m において、WCT の値が 0.07 を超える極大値となる高度のうち、最も地表に近い高度を *h*_{lidar}とする。

② ①を満たす高度が存在しない場合は、同じ範囲において WCT の値が最大となる高度を *h*idar とする。

3. ML 高度日最大値の月別平均値

日の出1時間後から日の入り1時間前の時間帯におい て、日照時間が80%以上、かつ平均風速4m/s以下の日 (MLが発達していると考えられる静穏な日)を対象として、 2011年5月から2016年6月の観測データから*h*idar日最 大値の月別平均値を求めた結果、3月と10・11月が極大 となった(図2)。日射の強い夏季が最大とはならなかった 理由は、この時期は下層大気における鉛直方向の温位の増 加が大きい熱帯海洋性気団の影響を受けてMLの発達が 抑制されることが多かったためと考えられる。

4. ゾンデデータ・気象庁メソ解析データとの比較

3 節と同じ日を対象とし、9 時のラジオゾンデ、12 時の 気象庁メソ解析データから算出(地上と同じ仮温位の高度) した ML高度 *h*sondeおよび *h*MAと *h*lidarを比較した(図3)。

9時の h_{sonde} が300mを超えている事例に限ると、一部の事例で別の層をMLとしていたものの概ね対応が良かった($h_{\text{lidar}}-h_{\text{sonde}}$ の平均と標準偏差はそれぞれ 1.42m、

305 m)。一方、12 時の h_{MA} は h_{lidar}より大きい傾向があった。

5. まとめ

気象研究所のミーライダーの波長 1064 nm の後方散乱 光の距離二乗補正信号から混合層高度を求めた。静穏な日 の混合層高度日最大値の月別平均値は、3 月と 10・11 月 に極大となった。また、その算出結果と 9 時のゾンデデー タから算出した混合層高度と比較すると、混合層が発達し た事例では概ね対応していた。一方、12 時の気象庁メソ 解析データから算出した混合層高度は、ライダーデータか ら算出した値と比べて大きい傾向であった。

謝辞:混合層高度算出結果の比較に、高層気象台のゾンデ データと地上観測データ、および気象庁メソ解析データの 気圧面データを使用した。



図 1 2013 年 9 月 17 日の 1064 nm の RCS の時間・高度断面図 と *h*_{lidar} の算出結果。三角印は *h*_{lidar}、星印と丸印はそれぞれゾン デデータ、気象庁メソ解析データから計算した ML 高度(*h*_{sonde}、 *h*_{MA})、破線は日の出の時刻と日の入りの時刻。



図 2 2011 年 5 月から 2016 年 6 月にかけての静穏な日の *h*_{itdar} 日最大値の月別平均値。丸印は平均値、エラーバーは標準偏差、 棒グラフは日最大値の算出の対象とした日数。





Measurement Performance Assessment of Future Space-Borne Doppler Wind Lidar for Numerical Weather Prediction

Philippe Baron (NICT), Shoken Ishii (NICT), Kozo Okamoto (MRI/NICT), Takuji Kubota (JAXA), Yohei Satoh (JAXA), Daisuke Sakaizawa (JAXA), Toshiyuki Ishibashi (MRI), Taichu Y. Tanaka (MRI), Koji Yamashita (JMA), Satoshi Ochiai (NICT), Kyoka Gamo (FIP), Motoaki Yasui (NICT), Riko Oki (JAXA), Masaki Satoh (Tokyo Univ.), Toshiki Iwasaki (Tohoku Univ.)

Global wind profile observation is important to improve initial conditions for numerical weather prediction (NWP), general circulation model, and various other meteorological studies. A space-borne Doppler wind lidar (DWL) is one of promising remote sensing techniques for global wind measurement. In the context of a feasibility study on a DWL lead by NICT, MRI and JAXA, simulations have been performed for assessing the measurement performances of such instrument [1].

Wind profiles are retrieved throughout the troposphere with an horizontal resolution of 100 km and vertical resolutions between 0.5 and 2 km. The percentage of good quality wind measurement is 40% below 8 km, and it decreases to 10% at 8-20 km in the southern hemisphere and is 20-50% in the northern hemisphere. Expected line-of-sight wind speed errors are 0.5 m s⁻¹ below 8 km and 1.1 m s⁻¹ at 8-20 km. With a line-of-sight nadir angle is 35°, the error on the horizontal wind is twice that on the line-of-sight wind.

Below about 3 km, the relatively high aerosol concentration allows for the high level of good retrievals. Above, good measurements are obtained from the signal reflexion on the top of the clouds but the latters hide the altitude below them. The measurement errors are dominated by the wind and scatterers inhomogeneities over the observed ranges.

Atmospheric parameters (cloud and winds) are taken from the speudo-truth of an observing system simulation experiment (OSSE) conducted using the global NWP system of the Japan Meteorological Agency [2]. Aerosols are taken from Model of Aerosol Species IN the Global AtmospheRe (MASINGAR) [3]. Results from versions 2 and 3 of MASINGAR have been compared. The simulated measurements are being used in the OSSE in order to assess the impacts of the instrument on the NWP accuracy.

This presentation will describe the measurement performances and the first results from the OSSE.

Acknowledgement

Part of this research was supported by JSPS KAKENHI Grant Number 15K06129 and 15K05293.

References

- Ishii, S., Okamoto, K., Baron, P., Kubota, T., Satoh, Y., Sakaizawa, D., Ishibashi, T., Tanaka, T. Y., Yamashita, K., Ochiai, S., Gamo, K., Yasui, M., Oki, R., Satoh, M., and Iwasaki, T., "Measurement performance assessment of future space-borne doppler wind lidar for numerical weather prediction," SOLA 12, 55– 59 (2016).
- [2] Okamoto, K., Ishii, S., Baron, P., Ishibashi, T., and Tanaka, T., "Feasibility study for future Space-borne Coherent Doppler Wind Lidar, Part 3: Initial evaluation using the Operational Global Data Assimilation System," *To be submitted to J. Meteor. Soc. Japan*, (2016).
- [3] Tanaka, T. Y., Orito, K., Sekiyama, T. T., Shibata, K., Chiba, M., and Tanaka, H., "MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM: Model description," *Meteorology and Geophysics* 53(4), 119–138 (2003).

XRAIN を用いた GPM 主衛星二周波降水レーダの降水強度の評価

*下妻達也(長崎大学 大学院工学研究科), 瀬戸心太(長崎大学 大学院工学研究科)

<u>1. はじめに</u>

二周波降水レーダ DPR を搭載した GPM 主衛星が, 2014年3月より運用されている.人工衛星に搭載さ れた二周波降水レーダによる降水観測は初の試みで あり,観測結果の十分な評価が必要である.本研究 では,地上レーダによる観測として国土交通省の運 用する X バンド MP レーダ(XRAIN)に着目し,二周 波降水レーダにより観測された降水強度の評価を行 うことを目的とする.

<u>2. 評価方法</u>

XRAIN は 2016 年 6 月現在で日本国内 39 か所に 設置されており,高頻度(1分間隔),高解像度(250m メッシュ)な観測を 14 地域にて行っている.本研究 では,GPM 主衛星が XRAIN の観測範囲上空を通過 し,重なった観測範囲内で降水があったマッチアッ プ事例を抽出した.マッチアップ事例は 2014/3~ 2016/1 の間に日本全国で 994 事例見つかっているが, 各事例において二周波と XRAIN の降水強度を直接 比較した.二周波は JAXA より公開されている V04A のデータを使用し,降水強度の変数は[precipRate NearSurface]を使用した.また,二周波と XRAIN で は観測の解像度が異なるため,比較の際は XRAIN の 降水強度を二周波の座標に内挿している.

<u>3. 結果と考察</u>

図-1 は層状性降雨,図-2 は対流性降雨における XRAIN と二周波の全マッチアップ事例の降水強度 の散布図であり,表-1 は両結果の統計値を示したも のである.図中の赤・青線は XRAIN の降水強度に 対する二周波の降水強度の平均値を示したものであ る.図より層状性降雨の結果は XRAIN 側にプロッ トが集中している.また,表-1の統計値でもバイア スが負の値となっていることから,二周波は XRAIN と比較して降水強度が過小評価となっていることが 分かる.一方,対流性降雨の結果は,やや二周波側 のプロットが多いものの概ね 45 度のライン上に集 中しており,バイアスの値も層状性降雨の結果より 0 に近い値となっている.以上の結果より,二周波 観測は層状性降雨の場合に降水強度を過小評価して いる可能性があることが分かった.今後,層状性降雨の過小評価について,原因を調査する予定である.



表-1 統計値

	データ数	バイアス (mm/hr)	相関係数	RMSE (mm/hr)
層状性	235116	-0.808	0.416	4.123
対流性	30135	0.375	0.522	11.069

本研究は、JAXA/PMM/RA8 および、文部科学省 (MEXT)気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)の研究成果の一部です.利用した XRAIN デー タは、国土交通省より提供されたものです.利用し たデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探 査システム」:データ統合・解析システム(DIAS)の枠 組みの下で収集・提供されたものです.

フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ~地表面クラッタの統計的性質~

*佐藤晋介、磯田総子、佐野哲也、花土弘、岩井宏徳(NICT)、 水谷文彦(東芝)、牛尾知雄(大阪大)、大塚成徳、三好建正(理研 AICS)

1. はじめに

局地的大雨や竜巻・突風の早期探知と予測を目指して開発したフェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)は、詳細な3次元データ(100m距離分解能、100仰角)を30秒間で観測することができる。これまで、クイックルック画像のウェブ公開やスマホアプリ「3D雨雲ウォッチ」では最低限のデータ品質管理しか行ってこなかったが、「京」コンピュータを用いた「ビッグデータ同化」によるゲリラ豪雨予測の実証実験においては地表面クラッタ除去などのデータ品質管理が必須となる。これまでの実験では、過去のPAWRデータを対象にRuizetal(SOLA, 2015, 11, 48-52)のアルゴリズムを用いてきたが、リアルタイム実証実験を行うためにはこの手法の高速化が必要不可欠となっている。そこで本研究では、データ品質管理の高速化を目的として、大阪大学に設置した吹田PAWRの観測データによる地表面クラッタの統計的性質を調べる。

2. 高層ビルおよび地形によるクラッタエコーの性質

図1は無降雨時の反射強度およびドップラー速度の観測 データ12時間分(1440ファイル)を用いて特定の極座標グリッ ドポイントにおける地表面クラッタの出現頻度を調べた結果で、 その確率密度分布を示す。最初のポイントは観測範囲内で最 大反射強度を示した大阪京橋駅付近のポイントで、高さ 100 m を超える高層ビルからのエコーと考えられる。最低仰角 (EL=0.0°)では平均反射強度が70 dBZを超えていた。図1(c) に示した仰角 2.0°では平均 36 dBZ であるが、52 dBZ 付近に も別のピークが見られ、時間によってクラッタ強度が変動する ことを示唆している。図1(a)で仰角毎の変化を見ると EL Num=1 (EL=1.0°)から 5 (EL=4.4°)まで高度が増えてもほとんど 平均強度が変化せず、降雨エコーの鉛直勾配のような特徴 が見られる。EL Num=6 (EL=4.4°)より上で強度が減少してい るが、送信ファンビームが異なるためと考えられる。図1(b)(d) に示すドップラー速度については±2.0 m/s の範囲に収まっ ており、0.0 m/s で鋭いピークとなっている。2番目のポイント は山による地形エコーで、同じ解析結果を図1(e)~(h)に示す。 平均反射強度は仰角 0.0°で 30 dBZ、仰角 3.9°で 20 dBZと 単調減少の鉛直勾配を示す。ドップラー速度も平均は 0.0 m/s であるが、高層ビルのエコーに比べるやや広い分布を示 している。なお、グラフの一番左端は受信感度以下の無効デ ータ (No Data)の頻度を示しており、地形エコーのポイントで は EL num≧7 でほぼクラッタフリーとなることを示している。

3. 地表面クラッタマップ

図2(a)は図1と同じ無降雨時の反射強度データを用いて作 成した仰角 2.0°の地表面クラッタエコーの平均強度である。 レーダーからの距離11kmに見られる円は短パルスと長パル スの切り替え位置で受信感度の違いにより平均強度に差が 生じているが、西~北方向の山岳に対応するエコーが見られ る。地表面クラッタの強度は前述のように数時間でも変化す るし地表面状態や季節が変わるとさらに大きく変化するが、 図2(b)に示した地表面クラッタの出現頻度の分布はほどんど 変化しない。しかし、どの出現頻度をしきい値としてでクラッタ 除去のためのエコー判別を行う必要があるかを決めるために は、強度に依存するレンジサイドローブや異常伝播などの問 題を含めて、より長期間の詳細な調査が必要である。

4. 今後の方針

Ruiz et al.(2015)の地表面クラッタ除去アルゴリズムでは、

エコー判別に反射強度の Texture 情報、ドップラー速度に加 えて、強度の鉛直勾配と時間相関を用いており、特に後者2 つに計算時間を要している。アルゴリズムの高速化の方針と しては、本研究で紹介した出現頻度のクラッタマップを用いる ことで判別領域を削減することに加え、送信ファンビームを考 慮した鉛直勾配計算の簡略化、対流性・層状性の区別による エコー判別条件の差別化、時間相関の省略(Texture 等によ る空間相関での代替)などを検討している。

本研究は JST CREST の支援を受けたものである。







図2 無降雨時の12時間分の反射強度データ(2015年8月6日、 00~12JST、EL=2°)を用いた地表面クラッタエコーの(a)平均反射 強度、(b)出現頻度。コンターは等高線(100,200,400,600,800m)。

フェーズドアレイ気象レーダの逐次的ZR式推定手法の検討

吉田翔¹, 牛尾知雄², 高田望¹

¹気象工学,²阪大院工

1. はじめに

大阪大学と気象工学研究所は、大阪大学に設置されたフ エーズドアレイ気象レーダ(以降、PAWR)により局地的 な豪雨をいち早く捕え、短時間に発生する浸水被害等に対 する防災・減災対策支援に必要な情報発信を行う社会実験 を大阪市福島区役所の協力の下実施している。本社会実験 では豪雨の監視だけでなく、PAWRのデータを活かした3 次元移流予測による地上雨量予測も行っている。高精度の 地上雨量予測を行うためには、適切なZR式が必要不可欠だ が、ZR式は降雨状況に依って変化する為、逐次的にZR式 の推定を行う事が望ましい。しかし、ZR式推定には真値と なる雨量値が一定量必要となり、PAWR観測範囲内におい て十分な地上雨量値を得ることは困難である。

そこで本検討では国土交通省XバンドMPレーダネット ワーク(以降、XRAIN)の1分毎の合成レーダ雨量値を参 照した逐次的なPAWRのZR式推定を行い、精度を検証した。

2. 逐次的ZR式推定方法

刻一刻と変化する積乱雲に対応する為、XRAIN で観測 された合成レーダ雨量値を真値として、PAWR で観測され た高度 1kmの反射強度と XRAINの雨量値の過去 10 分間 のデータから層別平均値法により ZR 式を推定した。尚、 対象とする領域は PAWR の降雨減衰や地形遮蔽を避ける 為、レーダーサイトの南側半径 40kmの領域を対象とした (以降、解析領域)。さらに、弱雨と強雨で ZR 式の傾向が 異なる場合はそれぞれについて ZR 式の推定を行った。

3. 結果

図1に2015年8月12日22時〜翌13日7時までのZR 式の逐次推定結果を示す。時間によってZR式は大きく変 化しているが、概ねZR式の一般的な式(Z=200 $R^{1.6}$ や Z=300 $R^{1.35}$)と比べて、Rが強く推定される関係式が得 られた。このZR式を用いて解析領域全メッシュの10分雨 量を算出した結果の一例を図2に示す。Z=200 $R^{1.6}$ を用い た場合はPAWRの雨量がXRAINの雨量と比べて著しく過 小であるのに対し(図中灰色点)、本検討で得られた関係



図 1. ZR 式の推定結果 黒:逐次推定式 灰実線:Z = 200*R*^{1.6} 灰破線:Z = 300*R*^{1.35}



式を採用したところ、一部過小傾向が見られる値もあるが、 概ね非常に良い対応が得られた(図中黒色点)。

4. 結論

XRAIN の雨量値を基にした PAWR の逐次的 ZR 式推定 手法の精度を検証したところ、一般的な ZR 式を採用した 時に生じる著しい過小推定が大幅に改善されることがわ かった。今後は本手法を 3 次元移流予測に適用し、予測 雨量の精度評価を行う。

謝辞

本研究は文科省の地域防災対策支援プロジェクトの支 援を受けて実施された。

降雪粒子の立体形状と等価体積直径

民田晴也 (名大宇地研)

津田紀生 (愛知工大) 藤吉!

概要

レーダ降雪強度の高精度化のため、降雪粒子の立体形 状と粒径分布を計測する低コストなラインスキャナ型 の観測機器 (LLD3D) を開発している⁽¹⁾。これまで立 体形状再現を中心に開発してきたが、現在、レーダ反射 因子評価に向けた2次元ビデオ雨滴粒径分布計(2DVD) と LLD3D の粒径分布 (PSD)の比較を行っている。

LLD3D は独自開発ラインスキャナを 45 度毎に配置、 4 方向から計測シート光を通過する粒子影を取得、立体 形状を再現する。4 影画による立体形状再現は、2DVD (2 影画)に比べ立体形状再現性が高く、特に、板状粒子 の再現性は大きく上回っている。また、4 つの計測シー ト光は 2.6mm の高さ間隔内に配置され、2DVD に比べ 密なシート光間隔で落下速度を計測でき、シート光間で の粒子特定性が高く、検出粒子数が多い事例で 2DVD に現れる高速落下する小粒子が現れない特徴を有す(図 3)。本報告では、取得立体形状から得た等価体積直径 を真値とした 2DVD の等価直径補正を報告する。

結果

図1にLLD3Dの4画像と2画像から合成した立体 形状の等価体積直径比較を示す。2 画像合成が13 %大 きな径を示すバイアスが確認でき、2DVD 等価直径か ら13%縮小する補正が妥当と示唆している。図2に、 LLD3D 等価直径 (4 画像) と 2DVD の等価直径(補正 値)の PSD 比較を示す。比較事例は、2DVD のノイズ 粒子 (> 6 m/s) が少ない 2015 年 2 月 27 日と、粒子幅 20mmを超える大雪片を記録した3月13日を選択した。 最大径は LLD3D が小さいが、PSD は良い一致を示し ている。3月13日は径 9mm を境に PSD が交差する 関係を示すが、この傾きの差の原因は落下速度にある。 2DVD に比べ遅い落下速度分布は、数濃度分布の絶対 値を大きくし、傾きを浅くする傾向にあった。図3に 落下速度の頻度分布を示す。LLD3Dと2DVDは同等の 計測性能を示しているが、3月13日に、LLD3Dは0.4 m/s以下の粒子を観測、3 m/sを超える粒子を観測し ていない。結果を示さないが、LLD3Dの3月13日の 粒子数および降水強度(体積積算)は2DVDの半値を、 数濃度積算のレーダ反射因子では同等の値を示す(0.5 dB LLD3D が大きい)。このようにレーダ反射因子比較 は等価直径に加え落下速度精度も重要であり、数濃度の 高精度化は今後の課題である。

謝辞

本研究は科研費 (26400464) および北海道大学低温科学研究所 共同研究の助成を受けている。

参考文献

1. 民田ほか、日本気象学会 2015 年度秋季大会予稿集、C105



図 1:4 影画と2 影画の立体形状から得た等価体積直径 の比較。破線は13 %バイアスを示す。



図 2: LLD3D と 2DVD の粒径分布比較(2015 年 2 月 27日 0100-0400 JST と 3 月 13 日 1100-1400 JST の 3 時間平均)



図 3: LLD3D と 2DVD の落下速度頻度(2月27日 0100-0400 JST と 3月13日 1100-1400 JST の 3時 間平均)。落下速度クラス分類は、クラス 1-9:0.1 m/s、 10-14: 0.2 m/s、15-19: 0.4 m/s、20-24: 0.8 m/s 間隔。

極細熱電対による気温観測における日射/放射影響の評価

山本 哲 (気象研究所環境・応用気象研究部)

1 はじめに

地上気温観測において日射/放射影響を軽減する ために使用される通風筒の特性を評価するための基 準値として、日射/放射影響が原理的に小さい方法 による地上気温観測方法を確立することが望まれて いる(Lacombe, M. *et al.*, 2011)。これには各種の候 補となる手法を相互比較することが必要である。大 気放射輝度温度(2016 春季大会 D201)に続き、 ISO(2007)の提案している極細センサーを検討する。

2 極細センサーの導入

Foken(1979)や中村ほか(1986)によれば直径 10-20µm 程度の極細センサーによる気温測定の日射影 響は0.1℃程度以下とされる。極細センサーには白金 抵抗線や熱電対などがあるが、脆弱で寿命が短いと ころ市販品は高価であり、導入に課題があった。森 脇ほか(2003)は中村ほか(1986)を参考に25µm 径の熱電対を自ら点溶接により作成して気温分布の 詳細な測定を実現した。本研究でもこの手法を用い、 3つの直径13,25,200µmのE型熱電対素線を点溶接 した熱電対を作成した。茨城県つくば市の気象測器 検定試験センター試験露場において地上高1.5mに 設置し、10ms 毎にデータを取得した。

3 初期結果

第1図に温度変動のスペクトルの一例を示す。 13µm 径と 25µm 径では 1Hz より高周波で違いが顕 著になり、空気との熱交換係数のセンサー径による 違いを反映していると考えられる。200µm 径ではス ペクトル型がまったく異なっており、温接点の温度 が空気との熱交換だけでなく、熱電対素線に沿った 熱流に大きく影響されていることを示唆している。

第2図に晴天日の3種のセンサー径の温度差の時 系列の一例を示す。昼はセンサー径が太いほど高温 になる傾向があり日射の影響と考えられる。日射に よる測定誤差と日射量・センサー径との関係を理論 的に求めた Kurzeja(2010)によると、ここで用いた3 種の径のセンサー間の測定誤差の比はそれぞれ約2 倍、約5倍と読み取れ。今回の結果と概ね一致する。 この例では日射による測定誤差は13,25,200µm径 でそれぞれ最大0.2℃、0.5℃、1℃程度と見積もられ る。今後さらにさまざまな気象条件の場合のデータ を取得し日射/放射影響を評価する。校正が必要で あるが、センサーが極めて脆弱であることから技術 的に課題がある。

謝辞 極細熱電対による観測は、東京工業大学環境・ 社会理工学院稲垣厚至助教から懇切丁寧な指導により 実現できた。観測実施については気象庁観測部観測課 気象測器検定試験センターの多大な協力を得た。ここ に記して深く感謝する。



第1図 13µm 径の温度変動のスペクトル E₁₃(a)と、E₁₃ と 25、200µm 径(破線)の温度変動のスペクトル E₂₅、 E₂₀₀との比(b)の一例。2016年6月27日9時57分~ 15時57分(JST)のデータ。



第2図 25,200µm径(細線)と13µm径の温度差(℃、 1分平均値)の時間変化例。13,25,200µm径の温度 T₁₃,T₂₅,T₂₀₀はそれぞれセンサー2、4、3本の平均。2016 年6月25日17時39分~27日15時57分のデータ。 同一構内の館野(高層気象台)の全天日射量Gをあ わせて示す。

参考文献

Foken, Meteorologische Zeitschrift. 1979, 29, 299–307; Kurzeja, Boundary-Layer Meteorol 2010, 134, 181–193.; ISO, 2007: ISO 17714 Meteorology - Air temperature measurements; Lacombe, M. *et al.*, 2011: WMO IOM Rep.106. 森脇亮ほか,水工学論文集. 2003, 47, 1–6.;中村泰人ほか,日 本建築学会計画系論文報告集. 1986, 364. 48–56.

気象変動モニタリングにおける LFD 異常検出のための一方法

金城 登志樹 福澄 健吾 ^〇上條 賢一 東洋大学食環境科学部食環境科学科

1. はじめに

著者らは一般の時系列変動に対して、局所的フラ クタル次元 LFD を用いる方法を既に提案しているが [1, 2]、本報では更に各種気象要素に関する変動モ ニタリングにおける LFD 異常検出のための一方法を 提案し、日本各地の日平均気温を例として議論する。 なお、この方法は汎用手法のため応用範囲は広く、 対象となる物理量に関しては、時間的に不規則に変 動している限り特段の制限はない。

2. LFD の算出方法[1, 2]

解析処理の対象となる長さLの離散時系列

 $\{x_k, x_{k+1}, x_{k+2}, \cdots, x_{k+L-1}\}$

に対する、サンプリング間隔rにおける累積変動量 N(r, k, L)は、一般に次式のようにr, k, Lの関数 となる。

$$N(r,k,L) = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^{r} \sum_{j=0}^{\left\lfloor \frac{L}{r} \right\rfloor^{-2}} \left| x_{k+jr+r+i-1} - x_{k+jr+i-1} \right|$$
(1)

但し、[] はガウス記号である。

ここでN(r, k, L)を、適当な比例定数Aと指数 D_{μ}

を用いて、以下のように再定義する。

 $N(r,k,L) = A r^{-D_k}$ ⁽²⁾

このときの D_k を時間長Lにおける局所的フラク タル次元 LFD (Local Fractal Dimension)と定義する。 式(2)の両辺の対数をとり所定の回帰分析を行えば、 回帰係数としての D_k が求められる。

3. 日平均気温変化とLFD 及び LCR の変化

ー例として2013/1/1から2016/4/30までの東京と 那覇における日平均気温の変化を Fig. 1に示す。 次に、東京の日平均気温に関する移動 LFD 及び移動 LCR の日変化を Fig. 2に示す。LCR はほぼ1に近い 値をとり安定しているが、LFD は周期的な変動を呈 し、グラフの外観から概ね0.5から1.2の範囲の値 をとっていることが分かる。(時間長 L=30)







4. 移動 LFD のヒストグラム

ー例として、東京の日平均気温に関する移動LF Dのヒストグラムを Fig. 3 に示す。ヒストグラム の外観から判断して、やや非対称ではあるものの概 ね正規分布を仮定しても、実用上差し支えないもの と考えられる。



5. 考察及びまとめ

統計的品質管理の考え方に基づけば、移動 LFD の 母平均及び個々の値の 95%信頼区間は、下記のよう に推定できる。

$0.82427 < \mu_{LFD} < 0.83671$	(3)
0.54861 < <i>LFD</i> < 0.97735	(4)

即ち、個々のLFDの値が式(4)の範囲を逸脱すれば、 変動の仕方に何らかの「異常」があると考えられる。

参考文献

- [1] 加部 渚,上條賢一(2014):マクロ的気象変動
 における LFD を用いた複雑性観測のための一方法,2014 年度秋季大会,日本気象学会
- [2] 鈴木宏一,上條賢一(2015):気象観測時系列に おける変動特性解析のための一方法-LFDの分 散分析法とその適用-,2015年度秋季大会,日 本気象学会

NHM による南極定期予報計算の導入

*山田恭平¹、平沢尚彦¹、橋本明弘²、庭野匡思²・青木輝夫²³ (¹国立極地研究所気水圏研究グループ、²気象庁気象研究所、³岡山大学自然科学研究科)

1. はじめに

国立極地研究所では現地観測の支援及び大気場の解析のため、2016 年 6 月 24 日より、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM; Saito et al., 2006)による南極での定期的な予 報計算システムを試験的に導入した。本発表ではその NHM に よる極地研での計算システムについて述べる。

2. データ

グリーンランド実験の設定(橋本ほか,2016)をもとに南 極実験用にカスタマイズされたNHMを用いて計算を行い、京 都大学生存研究所の全球予報データと気象研究所の海水デー タ、および地形・気候値等の定数データから地形、陸面、全 球予報値、海氷の初期値および境界値を設定する。予報計算 は 00UTC と 12UTC に合わせて行う。現在は 500hPa にお ける渦度・気温・相当温位・湿度・鉛直高度・風、700hPa における湿度・鉛直高度・風、850hPa における渦度・相当 温位・鉛直高度・風、地上高度での降水量・気温・風・気圧 を出力している。現在は水平解像度一律6kmで南極全域につ いて計算を行っているが、将来的には昭和基地周辺のみの計 算を水平解像度1kmで行うことで、南極観則隊での観測範囲 に集中し、昭和基地周辺の気象現象の解明に寄与する予定で ある。

出力結果は 13 の南極観測地点ごとに地点予報値として 水・氷の混合比、および風の鉛直分布と地上での下向き短波・ 長波放射量、降水量、雲量、風、気圧、気温、相対湿度の時 系列変化を描画している。また、主要な観測基地である昭和 基地、南極点、ヴォストーク基地に関しては Weather Quality Reporter の SYNOP データや Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS)の WRF モデルとの時系列での比 較を行っている。現時点では昭和基地に関してのみ、気温・ 湿度・風向・風速の鉛直プロファイルをラジオゾンデの観測 値と比較している。現在はテスト稼働中であり、図化された 指定気圧面での予報値と各観測地点での時系列変化は極地研 の公開用ウェブサーバーpolaris で公開予定である。

3. 結果

図1に2016年6月26日の00UTCから3時間ごとの南 極全域での2m気温と風を示す。地上気象および指定気圧面 での予報値は南極全域で描画されており、3時間毎の値を42 時間後まで表示している。図2に昭和基地における2016年 6月21日から26日にかけての降水量、風速、2m気温、湿 度の観測値とモデルの予報値を示す。黒丸で示されている観 測値は、薄線で示される予報値と概ね良い相関を示している。

4. 参考文献

Saito K, et al. (2006). *Monthly Weather Review*, **134(4)**, 1266-1298. 橋本明仏むか (2016). *雪氷*, **78**, No.4, in press.



図1. 2016年6月26日の00UTCから3時間ごとの2m気温(濃淡)と風(矢印)。

INITIAL 201606261800UTC, , Syowa, nhm 10.03/NA m, obs 29.18 r



図2. 昭和基地での 6/21-26 日の降水量、10m 風速、2m 気温、相 対湿度の観測値(黒点)と予報値(薄線)。

中高緯度直接循環の3次元構造とボーラス速度

*菅野 湧貴、岩崎 俊樹 (東北大院・理)

1 はじめに

東西平均によって得られる平均子午面循環は、大 気大循環の基礎を成すものであるが、平均の取り方 によって大きく異なる。温位面での質量重み付き 帯状平均(MIM;Iwasaki, 1989)は、下部境界条件 を適切に表現することができるため、対流圏の平均 子午面循環を解析する有用な手法である。MIM で は冬半球の中高緯度に1つの直接循環がみられ、こ の直接循環の3次元構造に興味が持たれる。本研 究では、帯状平均の代わりに時間平均を用いること で MIM を3次元に拡張し、子午面循環の3次元構 造を明らかにしていく。

2 解析手法

任意の物理量 A の質量重み付き時間平均は、次 式で定義される。 ____

$$\overline{A^*} \equiv \frac{\sigma A}{\overline{\sigma}} \tag{1}$$

ここで、 $\sigma \equiv -g\partial p/\partial \theta$ は温位座標系での密度、-は 温位座標での時間平均である。また、質量重み付き 時間平均速度 $\overline{V^*}$ は次式のように分解することが できる。

$$\overline{V^*} = \frac{\overline{V\sigma}}{\overline{\sigma}} = \frac{(\overline{V} + V'')(\overline{\sigma} + \sigma'')}{\overline{\sigma}}$$
$$= \overline{V} + \frac{\overline{V''\sigma''}}{\overline{\sigma}}$$
(2)

ここで、"は温位座標での質量重みを掛けていない 時間平均からのずれである。(2)式の右辺第1項は 温位面での質量重みをつけていない時間平均速度、 右辺第2項はボーラス速度と呼ばれ、擾乱による残 差的な質量輸送を表す (Rhines, 1982)。

3 質量重み付き時間平均南北風

図1上段は気圧座標に投影したボーラス速度の 北緯45度における経度-鉛直断面である。JRA-55再解析データを使用し、時間平均場を冬季の気 候値(1980/81-2009/10の12月から2月の平均) とした。ボーラス速度は対流圏下層の0W-60W、 120W-180W で大きな負の値を持ち、強い経度依存 性がある。対流圏上層では赤道向きの質量輸送が 見られ、対流圏界面が Eady モデルの上蓋のように 働くことが示唆される。図1下段は 925 hPa 面に おけるボーラス速度の緯度-経度断面である。北半 球に着目すると、太平洋北東部、北米大陸東部から 大西洋北部、ヨーロッパ北部にかけて大きな負の値 を持つ。ストームトラックが対流圏下層の残差的 な赤道向き質量輸送を担っていることがわかる。

大会では、南北両半球の比較、東西平均子午面循 環への各速度成分の寄与についても発表する。



図1 気圧座標に投影したボーラス速度。上段:北 緯 45 度における経度-鉛直断面。下段:925 hPa 面における緯度-経度断面。等値線間隔は1 m/s、 点線は負値を示す。黒塗りは地形を表す。

参考文献

Iwasaki, 1989, JMSJ,67,293-312.

Rhines, 1982, Woods Hole Oceanographic Institution Technical Report.

極域領域気候モデルNHM-SMAPの初期評価結果

*庭野匡思(気象研),青木輝夫(岡山大・気象研),橋本明弘,谷川朋範,保坂征宏(気象研), 堀雅裕(JAXA),的場澄人(北大),山口悟(防災科研),藤田耕史(名大),本山秀明(極地研)

1. はじめに

北半球最大の氷床であるグリーンランド氷床 (GrIS)では、1990年代以降、急激な質量損失が加 速度的に進行中である.2000年代以降では、融解・ 流出量の増加に起因する表面質量収支の減少が、そ の主要因になっていると考えられている.しかし、 表面質量収支に関係する現地観測は絶対的に不足し ており、その実態は依然として不透明である.そこ で本研究では、極域に適用された気象庁非静力学モ デルNHM(橋本ほか)と詳細な積雪変質モデル SMAP (e.g., Niwano et al., 2015)を組み合わせて極域 領域気候モデル(以下, NHM-SMAPと呼ぶ)を構築 し、GrISにおける近年の急激な雪氷物理状態の変化 の理解を試みる.本発表では、記録的な表面融解イ ベントが発生した2012年7月(e.g., Nghiem et al., 2012) を対象とした計算結果について報告する.

2. GrIS向けNHM-SMAP結合システム

水平解像度は5 km (水平格子数は450×550), NHM の鉛直格子数は50である. SMAPで計算する雪氷内 部(表面30 mを計算対象とする)の鉛直格子数は可 変であり,本研究では最大40層とした.NHMの計算 は,毎日18UTCを初期時刻とする天気予報モードで 30時間予報を行い,積分開始7時間目以降の値のみを 解析に用いる.NHMの初期値・境界値には気象庁の 最新の再解析データJRA-55を用いた.一方,NHM計 算から得られる地上気象データを用いて駆動される SMAPの計算は,計算期間における初期化を行わな い気候計算モードで行った.

3. 結果と考察

Nghiem et al. (2012) によれば、2012年7月には、12 日前後と29日前後に顕著な表面融解イベントが発生 した.特に前者は98.6%の領域で表面融解が引き起 こされた記録的なイベントであったとされている. 図1にNHM-SMAPで計算された12日と29日の日最大 表面温度の分布を示す.表面融解が予測された領域 (0℃の領域)はNghiem et al. (2012) が衛星観測デー タを組み合わせて示した表面融解発生領域と良く対 応している.実際,NHM-SMAPで計算された12日の 表面融解面積の割合(図2)は97.7%と彼らの結果と 整合的であった、また、それ以外の期間の表面融解 面積の割合の変化の様子(図2)はHanna et al. (2014) の報告と良く対応していた.加えて、NHM-SMAP で計算された7月中の雪面温度の変化の様子も北西 グリーンランドSIGMA-Aサイト(78°03'N, 67°38'W, 1490 m a.s.l.) では観測と妥当な精度で一致していた (⊠3) (ME = -0.2 °C, RMSE = 1.2 °C). $\pm \hbar$, Summit

(72°35'N, 38°30'W, 3208 m a.s.l.) において12日前後 に表面融解が引き起こされた(Nghiem et al., 2012) ことも再現されていた(図3). 今後は,より長期, かつ,より多角的なモデル検証を行い,モデルの信 頼性向上を図る.

参考文献

Hanna et al., 2014: Int. J. Climatol., doi: 10.1002/joc.3743. 橋本明弘ほか, 2016: 雪氷, 78, No. 4, in press. Nghiem et al., 2012: GRL, doi:10.1029/2012GL053611. Niwano et al., 2015: The Cryosphere, doi:10.5194/tc-9-971-2015.



図 1: 2012 年 7 月 (a) 12 日と(b) 29 日における NHM-SMAP によって計算された日最大雪氷表面温度 (℃).



図 2: NHM-SMAP によってシミュレートされた 2012 年 7 月における GrIS 表面融解域の広がり.



図 3: 2012 年 7 月の SIGMA-A サイトにおける表面温度の 観測(OBS)と NHM-SMAP 計算結果の比較. Summit に おける NHM-SMAP 計算結果も合わせて示す.
グリーンランド氷床上 SIGMA- A サイトにおける放射収支観測 - 近赤外アルベドと気温の関係 -

青木輝夫(岡山大,気象研),庭野匡思・谷川朋範(気象研),的場澄人(北大),山口悟(防災科研), 山崎哲秀(アバンナット),藤田耕史(名大),本山秀明(極地研),堀雅裕(JAXA)

はじめに

近年グリーンランド氷床の顕著な融解が観測されているが、同時に氷床表面のアルベド低下が衛星 観測から観測されている。そこで我々は2012年7 月から北西グリーンランド氷床上に自動気象観測 装置(AWS)を設置し、放射収支観測を実施してきた。表面融解が顕著であった2012年及び2015年夏 季の放射収支及びアルベドの特徴を考察した。

観測場所と気象条件

AWSの設置場所は北西グリーンランド氷床上の SIGMA-Aサイト (78° N, 67° W, 1,490 m a.s.l.) で、 表面状態は積雪、年間の質量収支が一般に正の涵養 域に位置する。質量収支の基準日を9月1日とした場 合の年間質量収支(ここでは、雪面高度の変化と定 義する)は、2012-13年:+117 cm、2013-14年:+61 cm、 2014-15年:-9 cmであった。2014-15年は、年間涵養 量が少なかったことに加え、2015年7月の表面融解 が顕著であったため、負の質量収支となった。この ときに表面融解量が大きかった原因は、気温の上昇 である。AWSでは温湿度、風向風速、積雪表面高度、 短波、近赤外、長波の各波長域における放射収支な どの気象要素を1時間毎に観測し、衛星通信によっ てデータを回収している。秋から春にかけては、下 向きの日射計と赤外放射計ドームへ着霜により、放 射要素の欠側が度々起こった。観測データから着霜 の有無を完全に検知することは難しいが、本解析で はアルベドの異常値と長波放射量の上下の値が完 全に一致する条件等で、着霜したデータを除去した。

結果と考察

図1a は短波と長波の各波長域における正味放射 収支の変化を表す。着霜のため、冬期の長波正味放 射量がマスクされているが、本来負の値になってい ると思われる。また、春と秋に短波味放射量が分散 して増加しているデータも着霜の可能性が高い。そ の他のデータが正しいと仮定すると、夏季の長波正 味放射量の絶対値はやや増加し、その値を上回る短 波正味放射量が観測されている。2015年の7月には 短波正味放射量が急激に増加し、このとき顕著な表 面融解(積雪表面高度の低下)が起こった。同様に 2012年の7月にも、短波正味放射量の増加が観測さ れ、表面融解が観測された。図 1b は短波及び近赤 外の各波長域におけるアルベド変化を表す。表面融 解が顕著であった 2012 年及び 2015 年の7月には短 波長域のアルベド低下が観測されているが、このと き、近赤外域のアルベド低下がより顕著であった。 近赤外域のアルベドは積雪粒径に強く依存するた め、気温の上昇に伴う表面積雪の融解の結果、積雪 粒径が増加し近赤外域のアルベドが低下したと思 われる。グリーンランド氷床上涵養域では積雪不純 物濃度が少ないため、アルベド変化は主にこのよう な積雪粒径の変化に支配されている。氷床上涵養域 では気温上昇による表面融解が発生し、それに伴い 積雪粒径の増加が起こり、アルベド低下によってさ らに表面融解が加速される正のフィードバック効 果が働いていると考えられる。



図1 北西グリーンランド氷床上 SIGMA-A で観測された、(a) 短波(SW)、長波(LW)の各波長域にお ける正味放射収支、(b) 短波(SW)、近赤外(NIR)の各波長域のアルベドの変化。測定間隔は1時間。

2016年1月下旬の日本各地に記録的寒波をもたらした大気循環場の特徴

*本田明治1、春日 悟2、山崎 哲3

1: 新潟大学理学部 2: 新潟大学大学院自然科学研究科 3: 海洋研究開発機構

1. はじめに

2015/16年冬季は全国的に暖冬少雪年であったが、1月 中旬以降は極東一帯に寒気が入りやすい状況となり、1月 下旬には西日本を中心に一時的に非常に強い寒気が入っ た。九州・四国・中国地方で所々大雪や記録的な低温とな り、沖縄・奄美でも雪やみぞれを観測した。また日最低気 温の低い記録を70地点以上で更新している。この冬は寒 暖の変動が大きかったことも特徴であったが、14/15年冬 季から継続したエルニーニョ(1950年以降では3番目の 大きさ)も一因と考えられる。今回極東域にこの記録的寒 波をもたらした大気循環場の特徴を調べた。

2. 2015/16 年冬季の気象経過と大気循環場の特徴

冬季(12月~2月)平均の大気循環場の特徴をみると、 偏西風の蛇行は全般に弱く、ユーラシア大陸の北部で正 (高気圧性) 偏差、北太平洋東部と北大西洋東部で負(低 気圧性) 偏差となっていた。一方でエルニーニョ年には比 較的みられる特徴であるが、季節内の循環場変動は大きく 北半球全般に寒暖の大きな冬であった。12 月は北極一帯 上空は負偏差に覆われ、北極振動(AO)指数は正の状態、 特に極東トラフが明瞭に見られず、日本では各地で記録的 高温・少雪だった。ところが1月は偏西風の蛇行が強まり、 ユーラシア大陸北部にブロッキング高気圧が発達し北極 一帯上空は正偏差となり、AO 指数は年末年始を境に一気 に「正」から「負」に振れた。ユーラシア大陸ではシベリ ア高気圧が非常に発達し、極東には寒気が南下しやすい状 況が続き、1月後半を中心に東アジアは記録的な寒波に見 舞われた。1月末~2月中旬にかけては成層圏突然昇温が 発生し、再び北半球の大気循環場を大きく変化させた。

3.1月後半の記録的寒波をもたらした大気循環場

1月24日~25日にかけて日本列島は西日本~沖縄奄美 を中心に記録的な寒波に見舞われた。九州・四国・中国地 方も軒並み氷点下となり、沖縄・奄美でも雪やみぞれが降 る気温となった。1月第5半旬(21日~25日)の実況を みると、バイカル湖の西側に1060 hPaに近い中心気圧持

つシベリア高気圧が発達し、太平洋ではアリュ ーシャン低気圧が 980 hPa 近くまで発達、日本 を含む東アジアは非常に強い冬型の気圧配置と なっていた(図1右)。寒気の中心は大陸寄りの 東アジア(中国〜東シナ海〜西日本)で、大陸 を中心に平年より 6~10 度低い状況であった (図1右)。上空 250 hPa 面高度では、東欧(負) 〜ユーラシア北部(正)〜極東(負)に中心を 持つ波列である(正の)ユーラシアパターン (Eurasian Patern: EU)が明瞭で、強い寒気 が極東に南下しやすい循環場であった(図1左)。

ここで注目すべきは、250hPa 面高度に見ら れるユーラシア大陸北部の高気圧性偏差場で1 月初めからほぼこの位置に留まっていた(図略)。 320Kの渦位場を追跡するとその源は12月に欧 州上空に留まっていた高気圧性偏差場で、北米 からの定常ロスビー波列による波束伝播が寄与 していたと考えられる(図略)。12月第5半旬 まで欧州に位置していた高気圧性偏差場は、ブロッキング 高気圧として第6半旬にはスカンジナビア半島に、1月第 1半旬にはユーラシア大陸北部にその中心を移した。この 高気圧性偏差場この位置に留まり、下流方向にロスビー波 を形成し東アジアの上空は低気圧性偏差が強まり、また上 流側の欧州上空にも低気圧性偏差が形成され、1月中旬に は EU パターン的な波列構造が明瞭になり、極東一帯は 徐々に寒気に覆われていった。1月前半はユーラシア北部 で発達していたシベリア高気圧は、上空の波列が中旬以降 に極東で蛇行が強まるとともに、東アジアに向けて拡大し 第5半旬にはそのピークに達した(図1)。

ー連のメカニズムについては今後詳しく解析する必要 はあるが、1月後半の記録的な寒波は12月の北米~大西 洋~欧州の循環場変動をきっかけに、1月の欧州~極東の 大気循環変動によってもたらされたことが分かった。

4. 終わりに

2016年1月後半に日本を含む東アジア一帯に記録的な 寒波をもたらした過程を大気循環場の視点で調べた。12 月の正のAO的なパターンが、年末年始を挟んで欧州〜ユ ーラシア北部のブロッキング高気圧の形成に伴って半球 スケールの循環場が大きく変化して負のAOパターンに なり、1月半ば以降はユーラシア上空では北部の高気圧性 偏差に伴うEUパターンが卓越していた。渦位の追跡から 12月下旬の欧州にあった高気圧性偏差場が一の過程の引 き金となったことが示唆される。

冬季を通して見ると北半球は高温傾向であったが、エ ルニーニョ年にはしばしばみられる傾向同様に、一冬を通 じて循環場変動が大きく、局所的・一時的に強い寒気が南 下することもある特徴的な冬であったと言える。2009/10 年冬のエルニーニョ時も今冬同様に寒暖の変動が大きく、 今後比較検討をしていきたい。尚、北極海の海氷はバレン ツ海を中心に少ない状況が冬季を通じて維持され、極東に 寒気をもたらしやすい大気循環パターンの形成・維持に1 月を中心に寄与したことが示唆される。



図1.2016年1月第5半旬(1月21日~25日)平均の、(左)250hPa面 高度(m:黒実線)及び平年からの偏差(m:陰影)、定常ロスビー波の活動 フラックス(m²s²:矢印)、(右)海面気圧(hPa:実線)、1000hPa気温の 平年からの偏差(℃:陰影)。H、L、W、Cはそれぞれ高気圧性、低気圧性、 高温、低温偏差。

Response of SST in the Sea of Japan on the Winter Cyclones

 \bigcirc Ning Zhao¹ Shi

Shinsuke Iwasaki²

1 Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, Japan. 2 Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Japan.

Keywords: subpolar front, extratropical cyclone, cyclone activity

Introduction: Zhao et al. (2016, JGR) showed that the extratropical cyclone passage results in a localized surface cooling along the subpolar front in the winter Sea of Japan (Fig. 1) because of the cold-air outbreaks associated with the cyclones. It is reasonable that the SST alters atmospheric processes and, thus, a twoway coupling process may occur between SST (hence, the front) and the following cyclones which passing



near the Sea of Japan, although the detailed process remains unclear. Using the WRF model Version 3.7.1 (WRFV3), we attempt to uncover such potential effect of the SST altered by the previous cyclones on the following ones during winter in the Sea of Japan.

Fig. 1 Localized surface cooling in the Sea of Japan because of the extratropical cyclones passage during winter.

Materials and Model Settings: The initial and boundary conditions were obtained from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Operational Global Data (FNL). More details are shown in Table 1. Of note, SST in the winter was given to WRFV3 (hereafter, BF run), and thereafter SST is reduced by the SST difference associated with the passage of a single cyclone (Fig. 1, AF run). Also, we conducted two additional runs for comparison. AF2 run used a homogenous Δ SST field with the lowest value in Fig. 1, and AF3 runs were same but with the Δ SST averaged over Fig. 1.

Cyclones Tracking: The 6-hourly sea level pressure (SLP) from FNL data were used to detect the cyclones. The identification of cyclone centers was performed by searching for the local SLP minima (< 1010 hPa) using a 5×5 grid window. Then, the paths were tracked by searching within a 9×6 degree window and a lifetime limitation (> 24 hours). The cyclones were separated into three groups based on their



Fig 2. The five most intensive extratropical cyclones with three different paths near the Sea of Japan during winters of 2003-2011.

paths. Fig 2 shows the paths of five most intensive cyclones in each group. Also, to composite the different cyclones, all the cyclones were normalized based on the methods introduced in Rudeva and Gulev (2007).

Atsuhiko Isobe²

Table 1 Settings of Two Runs Performed by WRFV3				
Run	BF	AF	AF2	AF3(working)
Domain Settings	Mother Domain: 230×132 30 km Nest Domain: 181×217 10 km			
	35 sigma layers			
Period	Different for each cyclone with prior 4 days for spinning up			
Lower Boundary	OISST	∆SST (Fig. 1)	-0.5 °C	ΔSST (-0.23 °C)

Results: Fig 3 shows the composite maps of the SLP differences between AF/AF2 and BF runs when the SLP difference between the cyclone center and perimeter reaches 35 hPa. In AF run, we found cyclones were weakened (intensified) in the northern (southern) part when passing north of Sea of Japan, and similar pattern can also be found in AF2 run with a rotated direction. But for those cyclones passing over the the Sea of Japan (see "middle"), the reduced SST in AF and AF2 runs appear to have an opposite effect. Same contrast could be seen in the cyclones passing south of Sea of Japan but with a much different pattern, except in the western part where the same intensified signal can be seen. Further results would be shown in the presentation.



Fig 3. Composite SLP differences between AF and BF runs (Left), and between AF2 and BF runs (Right). Contour interval is 0.25 hPa, while white (black) contours show the negative (positive) values.

Lanczos フィルタを用いた Polar Low の客観的検出

*清水 亮介(同志社大学理工学研究科)・山根 省三(同志社大学理工)

1 はじめに

極域などの高緯度帯では冬季に Polar Low (PL) と呼ば れる小さな低気圧がしばしば発生する.空間スケールはメ ソαスケール (200~2000km),時間スケールは数時間から 数日という特徴を持つ低気圧である (例えば,小倉 2015).

近年になり PL の事例研究は進み,発達メカニズムは未 だ完全ではないものの解明されつつある(例えば, Zappa et al. 2014). 日本海の PL については長期間に渡ってそ の現象を統計的に調べた研究の例は少ない(Yanase et al 2015). ただ,メソ解析値を用いて統計的に調べた研究の例 は少ない.

PLの統計的な研究を行うためには、PLを客観的に検出 する方法が確立されなければならない.PLの検出方法がよ り簡単になることで、メソスケールの大気現象のトラッキ ングなどの気候学的研が発展すると期待される(Yanase et al 2015).

本研究では、Lanczos フィルタを用いて時間方向に Highpass,空間方向に Lowpass の Bandpass フィルタを 相対渦度場に適用することで、PL と温帯低気圧を区別す る4 つの基準を設けることなく PL を客観的に検出できな いか検証した.

2 使用データと検出方法

本研究では気象庁 MSM 格子点値の初期値 (GPVMSM (格子間隔約 11 km)) と気象庁 55 年長期再解析値 (JRA-55)の気圧面 (P125, 格子間隔約 140 km), Model 面 (Model, 格子間隔約 60 km) の3 種類のデータの 850 hPa 面の相 対渦度を用いた.

Lanczos フィルタを時間方向に Highpass (24 時間, 48 時間),空間方向に Lowpass (200km, 400km) による Bandpass フィルタ (Low200/High24, Low200/High48, Low400/High24, Low400/High48) を相対渦度場に適用し た

フィルタを適用した相対渦度場のうち, Zappa et al. (2014)の閾値である相対渦度 $6.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ を超えた 極大値を PL と判定した.

2011 年 2 月 11 日に山陰沖で発生し, 2 月 12 日午前 3 時に最盛期を迎えた PL の事例に対して Lanczos フィルタ を適用した.

3 結果

本研究の事例では、山陰沖にPolar Low (PL), 北海道西 岸に小規模の低気圧 (LP), 太平洋沖に温帯低気圧 (EC) が存在した.いずれの空間と時間両方からのBandpass フィ ルタの結果を見てもPL のみを検出することはできず, PL とEC は残ったままであり (図1), これは他の2 種類のデ ータにおいても同様であった.

PL とEC の有無をそれぞれ使用したフィルタとデータ ごとにまとめたものが表1である.PL とEC が両方残るも のが多く,ECが残ったままだがPL が消えた結果も見られ た.これらの計算では,PL とECの相対渦度はフィルタを 適用しても似通った値を取るため,PL を検出するためには EC と区別する条件が必要であった.しかし,GPVMSM に 時間方向に12-60時間のBandpass フィルタを適用すると EC の中心周りの相対渦度が大きく減少し,空間方向に 200kmもしくは400kmのLowpassフィルタを適用するとLP 周りの相対渦度が少し小さくなった(図は省略).そのた め,時間のBandpassフィルタによりEC の中心周りの相対渦 度を弱め,空間方向に200 km もしくは100 km 以上の現象 を取り除くHighpass フィルタを適用することでPL の中心 を客観的に抽出できる可能性があると考えられた.

 Lowpass と Highpass の適用結果.

 22007年時間ブイルタ
 GPVMISM
 P126(JRA-55)
 Model(JRA-55)

 Low2007High24
 PL ECが減力残る
 PL/First & PL ECが減力残る
 PL

 Low2007High48
 PL, ECが減力残る
 PL/First & PL Affilt & PL & ECが減力残る
 PL
 PL Affilt & First & First

表 1: Lanczos フィルタによる空間 Bandpass フィルタの

図 1: GPVMSM の 850 hPa 相対渦度場に空間方向の Lowpass フィルタ、時間方向 Highpass フィルタを適用した結果 (a) フィルタ適用前, (b)Low200/High24, (c)Low200/High48, (d)Low400/High24, (c)Low400/High48.

波が作る成層圏の物質輸送の3次元構造について

木下武也 (JAMSTEC) · 佐藤薫 (東大院理)

1. はじめに

中層大気の子午面循環は、波と平均場の相互作 用を記述する変形オイラー平均(TEM)系を用い た研究により、様々なスケールの波により駆動さ れることが知られている。しかし、子午面循環の 経度依存性や空気塊の経度方向の平均的な輸送 については解明されていないことが多く、TEM系 を3次元に拡張する研究が行われてきた。本研究 では、これまでに導出された3次元 TEM系およ び温位面上の質量重みつき平均(MIM)系を用い て、波が作る成層圏物質輸送の3次元構造を調べ、 気候学的な特性を明らかにする。続いて、3次元 TEM系と MIM系の違いについて議論する。

2. 使用データの概要

本研究では ERA Interim 再解析データを使用 する。解析期間は 1990~2009 年とし、3 次元残 差流を計算する。本研究で解析対象の波は、東西 平均からのずれと定義し、拡張 Hilbert 変換を用 いて計算する。

3. 解析結果および議論

図は、1990~2009年で平均した 50~2 hPa の 3 次元 TEM 系(左)および MIM 系(右)を使用 して計算した 3 次元残差流の水平断面である。ま ず、両者は東西平均した場合、2 次元 TEM 系の 残差流と一致する(図省略)。まず、水平成分に着 目する。この高度域の子午面循環は東西平均した 緯度高度断面では、冬極で赤道域から極域が卓越 することがわかっているが、水平断面では東半球 において赤道向きの流れがみられる。これは極夜 ジェット中に存在する準停滞性惑星波そのもの の構造によるものである。次に TEM 系と MIM 系を比較する。水平成分は各季節でほぼ一致して いることがわかる。一方で、鉛直成分は、MIM 系 の方は、中高緯度ではほぼすべての領域で下降流 であるのに対し、TEM 系では、東半球側で上昇流 がみられる。この両者の差は、準停滞性惑星波に 伴う温位面の傾きから生じる流れであり、その流 れを表す以下の項を TEM 系の残差鉛直流から除 くことで両者はほぼ一致することを確認した。

$$\left(\bar{u}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}\right) / \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}$$

また、低緯度域の残差鉛直流には、特に冬半球側 において両者ともに東西波数4の構造がみられる。 これは、残差流に含まれるストークスドリフトに よるものではなく、月平均鉛直流に見られるもの であり、50 hPaから2 hPaまで各高度で確認で きた。しかしながらこの構造は、再解析データ間 で異なっており、JRA55 では同様に見られたが、 MERRA では見られなかった。そのため、この構 造が現実の子午面循環の特徴であるかどうかは 注意を要する。

4. まとめ

本研究では3次元 TEM 系と MIM 系を用い て各季節の成層圏の子午面循環の3次元構造 を調べた。今後は波の発生・砕波に伴う物質 輸送に着目した解析を行う予定である。



図: 1990~2009 年で平均した 50~2 hPa における各季節 (DJF, MAM, JJA, SON) の 3 次元残差流の水平断面図。左は 3 次元 TEM 系、右は 3 次元 MIM 系を用いて計算。

北半球昇温時の物質循環の東西非一様性

*平野創一朗 • 佐藤薫 (東大院理)

<u>1. はじめに</u>

北半球極域冬季成層圏は、極渦の変位や、対流 圏で励起された波により駆動された循環に伴う 断熱加熱により、昇温することがある。その昇温 現象の特徴は、時期によって異なることが知られ ている。初冬期には Canadian warming (CW)、冬の 中頃には成層圏突然昇温 (stratospheric sudden warming; SSW)、冬の終わりには成層圏最終昇温 (stratospheric final warming; SFW) が起こる。

SSW や SFW の定義には、多くの研究で東西平 均東西風が用いられてきた (Black et al. 2006; Charlton and Polvani 2007 など)。この定義は非常に シンプルではあるが、いくつか問題点がある。ま ず、SSW の定義に CW や SFW が含まれていたり、 SFW の定義に SSW が含まれていたりする場合が ある。次に、SSW や SFW 時の極渦は特徴的な経 度構造を持ち、このような東西平均場に基づいた 定義ではそれを十分に捉えられない。そこで、極 渦を楕円に近似しその水平構造に着目する vortex momentum diagnostics (Waugh 1997 など)を用いた SSW の定義が提唱されている (Seviour et al. 2013 など)が、SFW が含まれるという問題は未解決で ある。一方、初冬期に起こる CW の明確な定義は 存在しない。

そこで、本発表では、極渦に vortex momentum diagnostics を適用し、CW, SSW, SFW の新たな定義を提案し、その妥当性を確認する。

<u>2. データ</u>

解析期間は 1958 年から 2016 年とした。解析に は、主に Japanese 55-year Reanalysis (JRA55) を用 いた。データ同化の手法が 4 次元変分法の再解析 データであり、1958 年から現在までのデータを提 供している。比較のため、European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis Interim (ERA-Interim)、及び the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis (ERA40) も用いた。

<u>3. CW, SSW, SFW の定義</u>

Vortex momentum diagnostics を極渦に適用する ことで得られる極渦の中心緯度、尖度を CW, SSW, SFW の定義に用いる。昇温現象は、極渦が極点か ら大きく変位する変位型(D-SSW などと表現する) と、極渦が2つに分裂する分裂型(S-SSW などと 表現する)の2つに分類される。変位型の判定に は、従来通り極渦の中心緯度を用いる。Mitchell et al. (2011) によれば、中心緯度の3 乗の分布は正規 分布に近似できる。そこで、中心緯度の3 乗が平 均値より2標準偏差小さい場合を major D-SSW と した。また、1標準偏差小さい場合は、上部成層 圏の変位が大きい場合を minor D-SSW、その逆の 場合を CW とした。一方、分裂型の判定にはこれ まで極渦の縦横比が用いられてきたが、縦横比が 増すだけで分裂していない場合もあることがわ かった。そこで、尖度が-0.1を下回ると楕円が分 裂する (Matthewman et al. 2009) ことから、これを 分裂型の基準とした。さらに、変位型と分裂型が ほぼ同時に起こる場合を混合型とした。次に、 SFW の定義は、SSW の基準を満たした後に極渦 が消滅するものとした。こうして、SSW と SFW を区別する。SFW の際、極渦が変位も分裂もせず に消滅するだけの場合もあることがわかったの で、これを消滅型 SFW と分類することにした。

最後に、この定義の妥当性を確認するため、等 価緯度 (Nash et al. 1996) を用いた解析を行い、 CW と、SSW 及び SFW 時の極渦縁辺における物 質混合の違いを明らかにする。

4. 今後の展望

中層大気の大循環は、変形オイラー平均系と呼ばれる東西平均の場で議論されることが多かった。物質循環を表現するためのラグランジュ的な流れが TEM 系における残差平均流により近似できるからである (Pendlebury and Shepherd 2003 など)。しかし、その循環に東西非一様性があることが指摘されており (Gabriel et al. 2011 など)、その定量的な解析が望まれる。Kinoshita and Sato (2013) は、その解析に必要な、ロスビー波・重力波両方に適用可能な3次元残差平均流の式を新たに導出した。今後は、本発表の定義に基づき、CW, SSW, SFW のコンポジット解析を行う。また、3次元残差平均流の式を用いて、物質循環の東西非一様性を明らかにする。

アンサンブルカルマンフィルターを用いた下部熱圏までの ICSOM 期間中のデータ同化解析

*小新大、佐藤薫(東大院理)、宮崎和幸(海洋研究開発機構)

1. はじめに

循環が関わる半球間結合の存在が示唆されている。成 層圏や中間圏の力学解析には現実大気の解析値が必 は両半球で弱まり、下部熱圏の東西風 0m/s 線が北 要だが、気候解析によく用いられる再解析データは成 層圏界面近くの高度までしか提供されていない。そこ で、本研究では下部熱圏までの客観解析データの作成 半球中間圏で上昇、南半球成層圏で低下した。 を試みた。

2. ICSOM の観測

SCOSTEP (太陽地球系物理学・科学委員会)の 公式観測プロジェクト(PI: 佐藤)として、南極の PANSY レーダーを含む世界7か所の大型大気レー ダーネットワーク、及び、相補的な各種電波・光学 観測が 2016 年 1 月 25 日から 2 月 16 日まで同時に 行われた (ICSOM: Interhemispheric coupling study by observations and models)。期間中の2月1日と8 日に北半球成層圏突然昇温(小昇温)が発生した。

データ同化の概要

同化には全球モデル JAGUAR を用いた。モデル トップは約 150km、水平解像度 T42、鉛直解像度約 500m。時間ずらし法により初期値の異なる 30 アン サンブルメンバーを用いた。観測値として NCEP 提 供のラジオゾンデや地上観測等のデータセット PREPBUFR と Aura 衛星搭載の Microwave Limb Sounder の気温リトリーバルデータ(高度約 20~ 100km)を用いた。この衛星は1日に地球を約14 周する。6時間毎に局所アンサンブル変換カルマン フィルター(LETKF)により同化し解析値を得た。

4. 結果

図1は2016年1~2月の南北風で、上図は PANSY レーダーの観測値、下図は解析値である。 両者とも全体的に南風の卓越が見られ、2月12日の 高度約 82km や2月 20日の約 86km の北風がよく対 応している。次に、作成した解析値を用いて突然昇 温前後の子午面断面における東西平均場とその変化 を調べた。図2に突然昇温後の風速場を示す。高度

約90kmの東西風0m/s線は赤道域で低く高緯度域 最近の研究により、重力波が駆動する中間圏子午面 では高い。この線に沿うように強い北向きの風がみ られた。図示しないが、突然昇温前と比べて東西風 半球で下降、南半球で上昇していた。北向きの風も 弱くなった。また、気温は北半球中間圏で低下、南

5. 今後の予定

高解像度 JAGUAR を用いてデータ同化を行うこ とで重力波を含む客観解析値を作成し、観測との比 較を行いたい。



冬季中層大気における西風分布とプラネタリー波

*岩尾航希(熊本高専)・廣岡俊彦(九大院理)

1. はじめに

冬季の高緯度中層大気には成層圏界面付近に 極大を持つ極夜ジェットがあり,対流圏から伝 播してくる定常的なプラネタリー波は,極夜ジ ェット中を上方に伝播し,砕波することで主に 成層圏で西風を減速させる。このような一般的 な描像は,プラネタリー波の活動により年々大 きく異なる。また,Tomikawa ら(2012)や lida ら (2014)では,成層圏突然昇温 (SSW)時に移動性 のプラネタリー波が成層圏・中間圏で生成され ることを示し,移動性プラネタリー波の重要性 を示した。本研究ではその移動性のプラネタリ ー波にも着目し,成層圏・中間圏の気候場とそ の変動を調べた。

2. データと解析手法

用いたデータは NASA 提供の TIMED/SABER version 2.0 で,2002 年から 2015 年までの温度と ジオポテンシャルハイトを解析した。解析しや すいように日々の格子データ(経度:24°×緯度 5°×高度 1km)を作成したが,潮汐成分が含ま れるため,まず各格子点で平均的な冬季の日変 動データを作成し,観測値からその値を差し引 いて,定常的潮汐成分を含まない日々のデータ を作成した。さらにこのデータから,傾度風近 似を用いて帯状平均東西風を,また EP Flux は東 西波数 3 以下の大規模場に対して計算した。

3. 結果

図1に、特徴的な差異が見られた2004年と 2008年の1月平均帯状平均東西風とEPFlux、及 びその発散を示す。2008年1月(下段)は極夜 ジェットの極大が高度50km付近に存在し,そこ から高緯度に行くにつれ,ジェットの高度が下 がるという,気候場に近い分布をしている。一 方2004年1月は極夜ジェット極大の高度が若干 高く,さらに高緯度に行くほどジェットの高度 が上がっている。2つの年の違いはEPFluxの発 散場に顕著にみられ,2008年には高緯度の中間 圏において EP Flux の大きな収束が見られるが, 2004年には見られない。2008年ではこの収束が 中間圏での西風を減速させ、ジェットの高度を 押し下げていることが考えられる。また,2008 年のこの収束の下の高度では EP Flux の発散が見 られ,ここで生成されたプラネタリー波が中間 圏で収束した可能性が考えられる。

U EPFX(PW), CLM 2004JAN





図 1: (上段) 2004 年と(下段) 2008 年 1 月平均の帯状 平均東西風(等値線), EP Flux(矢印)とその発散(陰 影; ms⁻¹day⁻¹)。見やすいように EP Flux は密度で割ってい る。

QBO が成層圏中高緯度循環に与える影響 (QBOi 実験)

直江寛明・吉田康平 (気象研)

1. はじめに 準二年周期変動 (QBO) は赤道成層 圏の主たる変動であるが、その影響・インパクトは、 熱帯の対流圏 (Collimore et al. 2003; Yoo and Son 2016)や、極渦変動 (Holton and Tan 1980) にまで及ん でいる。これまでの研究により QBO-極渦の関係は robust とされているが、その説明・メカニズムは諸 説ある (Naoe and Shibata 2010; Watson and Gray 2014)。 QBO を気候モデルで再現するには未だに多 くの困難を伴っているため、我々は QBO を駆動す る諸過程の改善を目的とした QBO 相互比較実験 (QBOi) に参加し、QBOi の推奨実験 (Exp1-5) を行 った。本発表では、その実験結果から QBO の teleconnection について報告する。

 <u>方法</u>使用したモデルは、気象研で開発された 地球システムモデル (MRI-ESM2)で、Hines (1997) の非地形性重力波パラメタリゼーションを用いた。 解像度は大気モデル TL159L80、モデルトップは 0.01hPaである。Exp1 実験 (Amip)は、CMIP5の Expt3.3 に基づき 1979-2009年のSST、海氷等の外部 境界条件を与えて行った約 30年間の過去再現実験 である。Exp2 実験 (1xCO2)は、気候値 SST と 2002 年の外部境界条件を年周期で繰り返し与え、30年間 時間積分する Amipの理想実験である (CO2 濃度 372.5ppmv)。Exp3 実験 (2xCO2)は、Exp2 実験に+2K の摂動 SST を与えかつ CO2 濃度は 2 倍にした(将 来気候理想)実験である。Exp4 実験 (4xCO2)は、 +4K SST と 4 倍 CO2 濃度を与えている。Exp5 実験

は、再解析 ERA-Interim から 1993-2007 年 5 月 1 日 と 11 月 1 日を初期時刻とし、9 か月の過去予測を行 う QBO hindcast 実験で、3 メンバー実行した。

3. 結果 図1は、Amip 実験の月平均データから、 季節変動成分を引いた熱帯下部成層圏東西風につ いて西風位相時と東風位相時の分類し、両者の差 (wQBO-eQBO)の10hPa高度面緯度季節変化を示す。 QBO 位相を定義している高度は 50hPa であり、熱 帯 10hPa では東風偏差領域、北半球高緯度では秋か ら3月にかけ西風偏差領域になっている。10-11月 に統計的に有意な領域がある。図2は、11月におけ る 西 風 位 相 時 か ら 東 風 位 相 時 を 引 い た (wQBO-eQBO) 緯度高度断面図である。赤道では、 下部から西風・東風・西風の3 セル構造となってい る。北半球成層圏の中高緯度では、30N を中心に東 風領域、50N 以北では西風領域となっている。極渦 付近の統計的に有意な領域では、Holton and Tan (1980) で示唆された QBO-極渦 teleconnection があ ると解釈できる。



図 1. 下部成層圏の東西風(月平均値、50hPa、 10S-10N) を西風位相時と東風位相時に分類し、そ の差 (wQBO-eQBO) の緯度季節分布。Amip 実験 (1979-2008) 結果で、高度面は 10hPa。ダッシュは統 計的有意性が 95%。



図 2. QBO 西風位相時と東風位相時の差 (wQBO-eQBO) について 11 月平均値東西風の緯度 高度合成図。

気候・水資源制約下での農業適応策としての灌漑面積拡大の有効性

* 岡田 将誌・飯泉 仁之直・櫻井 玄・西森 基貴 (農研機構 農業環境変動研究センター)

1. はじめに

農耕地の天水栽培から灌漑栽培への切り替えは気 候変化に対する有効的な適応策である。これまで作 物影響評価研究に使用されてきた作物モデルの多く は灌漑シナリオを外的に与えており、将来の動的な 水資源量変動を考慮しつつ作物の収量予測を行った 研究例は少ない。そこで本研究では流域の水循環変 動を扱うことができる広域スケール作物モデル CROVER (Okada et al., 2015, JAMES) に、複数 の気候変化シナリオを適用し、気候・水資源制約の 下、灌漑面積拡大による潜在的な農業適応策の有効 性を評価する。

2. モデル概要

本研究で使用した CROVER モデルは、作物生 育・収量形成、陸面過程、河川流下、ダム操作、農 業・工業・家庭用水取水サブモデルから構成してい る。日単位で1.125 度メッシュごとに、気象、土壌、 土地利用、作物栽培管理、水利用、ダム管理に対応 した流域の水循環及び作物生育・収量形成をシミュ レートできるモデルである。

3. モデル入力データ

主なモデル入力データとして、気象変化シナリオ はRCP8.5を考慮したバイアス補正済みの5つの GCM 出力データ(GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM,

NorESM1-M)を使用した。将来の灌漑面積シナリ オは、現行の収穫面積を超えない制約条件下で、メ ッシュごとに過去の灌漑面積の変化傾向に基づいて 作成した(図1)。



図 1 全球及び地域ごとの灌漑面積変化の推計

4. 結果

コメ収量は多くの地域で今世紀末にかけて減収す ることを予測した(図 2a)。コメを主食としている アジアの国・地域において、東南・南アジアでは灌 漑面積拡大により増収する効果が見込まれる(図 2b)。しかしながら、東アジアでは灌漑面積の拡大 が減収に働くことを予測した。東アジアのコメ主要 産地である長江流域において、灌漑面積拡大に伴い、 上中流域でのトウモロコシやコメ農地における灌漑 取水量が増加し、結果、コメ主生産地である下流域 で利用可能な水資源量が減少したことが減収の要因 であることを示唆した。本研究により、灌漑適応策 の有効性は流域の気候・土地利用変化やそれに付随 する水資源環境の変化に依存することがわかった。

謝辞:本研究は環境省の環境研究総合推進費 S-10-2 の支援によ り実施された。





図 2 全球及び地域ごとの将来における(a)コメ収量の 変化比と(b)灌漑面積拡大によるコメ収量の適応策効果

『Pre-YMC』観測実験においてスマトラ島西岸で観測された

降水システムの伝播特性

*栁瀬 篤志¹, 増永 浩彦², 安永 数明^{3, 4}, 横井 覚⁴, 勝俣 昌己⁴, 耿 驃⁴, 森 修一⁴, 米山 邦夫⁴

1:名古屋大院・環境,2:名古屋大・宇宙地球環境研究所,3:富山大院・理工,4:海洋研究開発機構

1. <u>はじめ</u>に

インドネシア海洋大陸のスマトラ島では、対流・ 降水活動の日周期が卓越することが知られている. いくつかの先行研究において、降水システムは昼過 ぎから夕方にかけて陸域で発生・発達し、西向きも しくは東向きに伝播することが示されている. 我々 の研究グループでは、日周期の降水システムの伝播 方向は、環境場の風の影響を強く受けることを、衛 星の長期観測と客観解析データを用いて明らかにし た.

本研究では、2015 年 11 月、12 月に実施された大 気海洋集中観測『Pre-YMC』期間中のレーダーデー タを用いて、その優れた時空間解像度を生かし、気 候学的なコンポジットでは捉えられなかった降水シ ステムの伝播の特徴について調べた.

2. データ・解析手法

降水システムを捉えるために,研究船「みらい」 のCバンドドップラーレーダーのレーダー反射強度 データを用いた.解析には,水平解像度1km,鉛直 解像度0.5km,時間間隔6分のCAPPIデータをさ らに水平解像度0.02°に内挿して用いた.解析期間 は2015年11月23日から12月17日の25日間で ある.

対流性降水と層状性降水の分類にあたり、Steiner et al. (1995)の手法を参考にしつつ. ブライトバンド

(BB)の検出を加味し新たな分類方法を開発した. 西風日と東風日を分けるために、「みらい」および スマトラ島ベンクルにおいて実施されたラジオゾン デ観測のデータの平均値を使用した.1000-500 hPaの層の東西風を日平均し、正値の日を西風日、 負値を東風日とした.本解析期間の西風日は9日、 東風日は16日であった.

3. <u>結果</u>

図1は、東風日と西風日における対流性降水と層 状性降水の発生頻度を示す.東風日では、対流性降 水が昼過ぎから夕方にかけて、陸側(東側)におい て発生した降水システムがいったん弱まりながら西 進しつつ、日没後から深夜にかけて海側(西側)で 再び勢力を強める.層状性降水は、海側の夜に、対 流性降水に3時間遅れて発生率が高くなっている. これは、陸上を起源とする日周期降水システムの伝 播と考えられ、先行研究と整合的な結果である.一 方,西風日では,対流性降水が一日を通して絶え間 なく発生と衰退を繰り返しながら東へ伝播している. 対流性降水の東方向への伝播は,スマトラ島東岸で は確認されているが,この地域での継続的な東向き 伝播は,レーダーの高解像度データによって初めて 明らかとなった.層状性降水は,先行研究で知られ ているとおり一日を通して活発であり,特に深夜か ら午前中に活動度が高い.

講演では,東風と西風の遷移期における降水シス テムの特徴の変化や,風以外の大規模環境場の変動, 赤道波動との関係性について議論する.



図1:東風日(上段)と西風日(下段)における対流 性降水(左)と層状性降水(右)の発生頻度のホフ メラーダイアグラム.縦軸は地方時(=UTC+7時 間).観測数が少ない時間帯には灰色のマスクをかけ ている.領域の東端は一部スマトラ島西岸を含む.

メガラヤ丘陵周辺における降水日変化の南北非対称について

1一木拓哉、1佐藤友徳*、2藤波初木、3村田文絵

(1北海道大学大学院地球環境科学研究院,2名古屋大学宇宙地球環境研究所,3高知大学理学部)

<u>1. はじめに</u>

インド、メガラヤ州に位置するメガラヤ丘陵は世 界的な多雨地域として知られている.発表者らは、 この地域における多雨のメカニズムについて、季節 内振動と日周期という2つの異なる時間周期に着目 して調べてきた.一木・佐藤(2015)では、1998年 ~2014年について TRM3B42を用いて7-25日周期 の季節内変動の解析を行った.その結果、活発期に は夜間~明け方にメガラヤ南斜面で、不活発期には 北斜面において日中~午後に極大を持つ降水量の日 変化が確認された.南側における夜間~早朝の降水 極大は先行研究(Sato, 2013等)で調べられているも のの、北側斜面の降水は未だに実態が明らかになっ ていない。そこで本研究では、メソ気象モデル実験 により、同地域で日中に発達する対流システムを解 析した。

<u>2. 方法</u>

解析対象期間は2004年6月15日から19日とした. この期間は7-25日周期の季節内変動は活発期にも 不活発期にも属していなかった(APHRODITEを使用 した場合).ここでは、Sato(2013)による実験出力 を使用して解析を行う.実験はWRF v3.2.1を用いて メガラヤ周辺に18km、3.6kmの2重ネスティングを 設定し、初期値と境界値には6時間間隔のNCEP2再 解析データ、日平均値の0ISSTを使用した.詳細は Sato(2013)を参照されたい.

3. 結果

対象期間において、メガラヤの南斜面では先行研 究と同様に 900hPa 付近に極大を持つ下層ジェット に対応して夜間の降水ピークが確認された.一方, 北側の斜面では,正午から午後にかけて降水が見ら れた.この降水は,正午過ぎに山頂付近で発生し, 後に北側斜面へと北上していた.

図1に東経90.5-92.5度で平均した南北断面図を 示す.メガラヤ周辺の地上風は概ね南成分が卓越し ているものの,夜間には南斜面で北風が生じており, 南斜面において南風成分の下層ジェットと収束して いる.日中に着目すると,正午前後にはメガラヤの 山頂を境界に下層の南風と北風が収束しており,そ の後で降水が発生している.この日中の収束は解析 したすべての日で発生しており,谷風循環によるも のと考えられる.メガラヤ丘陵の高度に対応する 800hPa 程度の高度では午後に南風が卓越しており (図2),局地循環の収束域が時間とともに丘陵の風 下側(北側)へと移動している様子が確認できる. これは Sato and Kimura(2003)の理想実験とも整合 している.以上のことから,メガラヤ周辺では日中 に熱的局地循環が発達し,山頂付近で発生した対流 系が北側へ移動すると考えられる.また,夜間にな ると夜間ジェットによる強制上昇の結果,南斜面で 降水が発生する.このようにメガラヤ周辺では異な るメカニズムによって,丘陵の南側と北側の斜面で 位相の異なる降水極大が発生していると考えられる.

参考文献

一木拓哉, 佐藤友徳, 2015: 日本気象学会秋季大会
 Sato, T. (2013), Mon. Wea. Rev., 141, 2451-2466.
 Sato, T. and F. Kimura (2003), J. Atmos. Sci. 60, 1992-2003

謝辞

本研究は、科学研究費補助金(15H05464)および名 古屋大学宇宙地球環境研究所の支援で実施された.



図 1:WRF 実験による 90.5-92.5E で平均した下層風と 降水強度の緯度-時間断面図.シェードは降水強 度,コンターは南北成分,ベクトルは水平風.



図 2:メガラヤ周辺の降水分布と南北鉛直断面(南 北風)の時間変化

長野県乗鞍高原付近で発生した雨氷 ~2016年1月29日の事例~

*松下拓樹、石川 茂 (国立研究開発法人土木研究所 雪崩・地すべり研究センター)

1. はじめに

雨氷は、雨滴や雲粒などの過冷却の水滴が物体 に付着して凍結する現象である。2016年1月29日、 松本市や塩尻市などの長野県中部で雨氷(図1)が 発生し(松下ほか,2016)、樹木に付着した雨氷によ って倒木が起き、松本市入山辺では温泉宿が孤立 するなどの被害となった。ここでは、松本市乗鞍高原 周辺の気温と降水量の観測データから雨氷の発生 条件と発生期間を調べた結果を報告する。

2. 解析に用いたデータ

雨氷発生から5日後の2月3日に、松本市乗鞍高 原周辺にて、雨氷の確認と写真(図1)を撮影した。 雨氷の発生条件や発生期間の解析には、気象庁 AMeDAS 奈川(標高 1068m)の気温と降水量、土木 研究所で観測した乗鞍高原2箇所の気温(乗鞍①標 高1805m:おんどとりJr、乗鞍②標高1458m:サーミス タ温度計107、いずれも自然通風YG-41303)の観測 値を用いた。これらの位置を図2に示す。また、上空 気温の鉛直分布は、乗鞍高原から西へ約 200kmの 茨城県つくば市(館野、気象庁高層気象観測所)の 29日9時と21時の観測値を用いた。



図1 雨氷

図2 観測地点の位置

3. 雨氷の発生条件と発生期間

雨氷の原因となる着氷性の雨(freezing rain)が発 生する典型的な気象条件は、上空に降雪粒子を融 解して雨滴にする暖気層があり、その下層に雨滴を 過冷却状態にする寒気層が存在することである(松 下・西尾, 2004)。図3より、標高1805mの乗鞍①では、 気温が29日2時から0℃以上となり30日5時まで 継続した。一方、標高1068mの奈川では、気温が 0℃以下で推移し29日3時から降水が観測されてい た。図4の館野上空の29日9時と21時の気温分布 より、高度1800~2000mに気温の逆転層があり、そ の上空は0℃以上の暖気層となっていた。この暖気 層は、低気圧に伴う南からの暖気移流によるもので、 乗鞍①ではこの暖気移流により気温が上昇した。

以上より、乗鞍高原周辺では、29日3時から30日 5時までの27時間、標高1800m付近より上空に気温 0℃以上の暖気層が存在し、標高1000m付近の地域 では気温0℃以下の降水となり、着氷生の雨による雨 氷が発生しやすい気象条件であったと考えられる。こ の期間の合計降水量は73mmであった。この降水量 のうち雨氷形成に寄与した量などの詳細解析(松下 ほか,2005)は今後の課題である。今回の雨氷は、茨 城県の筑波山中腹(400~600m)でも観察されており (川瀬・南雲,2016)、広域に発生した可能性がある。

参考文献

川瀬宏明・南雲信宏, 2016: 雪氷, **78**(3), i-ii. 松下拓樹・西尾文彦, 2004: 雪氷, **66**, 541-552. 松下拓樹ほか, 2005: 天気, **52**, 675-680. 松下拓樹・石川茂・池田慎二, 2016: 雪氷, **78**(2), i-ii.



* 佐々木博三(日本大院・総合基礎),加藤央之(日本大学・文理学部)

1. はじめに

四方を海に囲まれた日本において,海陸風循環の研 究は盛んに行われ,各地域の地形的影響によって,その 挙動に差異がみられることが指摘されている.特に海 風は,夏季好天静穏日に,都市圏の熱的環境,大気汚染, 局地的な集中豪雨に影響を与えることも知られている. 本研究では,海陸風の特性の研究がなされていない宮 崎平野において,複数地点で定点観測を行い,海風の 進入過程と挙動,その影響を明らかにした.

2. 観測方法

太平洋高気圧の発達に伴い,海風の発生が期待され る夏季を観測対象とし,2015 年 8 月 1 日から 10 日の 10 日間,宮崎平野内の全 10 地点で気象観測を行った. 宮崎平野内の気象官署(宮崎)・AMeDAS 地点(高鍋,西 都,赤江,青島)では,内陸への海風の進入過程がとらえ られないため,海岸線と垂直になるよう,日向灘から九 州山地東麓付近の大淀川・本庄川側流域約 20km にか けて,東西方向に定点観測点を設けた.日向灘海岸付近 A 地点,中間 B 地点,九州山地東麓付近 C 地点には風 向・風速,温度計,その他 8 箇所には温度計を設置し,宮 崎平野内の5か所の気象官署,AMeDAS データをあわ せて,海風の進入過程や挙動をとらえた.本報告では,観 測期間中とらえた 5 事例の海風の進入過程,および代 表的な8月2日の事例における海風の挙動を紹介する.

3. 結果

本研究では,10日間の気象観測のうち,8月2日,3日4日,9日,及び10日において,明瞭な海風の進入がとら えられた. 8月2日,3日,4日の事例では,九州は太平 洋高気圧に覆われていた.

宮崎平野は北部の九州山地,南部の鰐塚山地の間で, 日向灘にかけて広がる形状を持つ地形である.そこで 本研究では,北部は高鍋・西都,中部は宮崎を含めた観 測領域,南部は赤江・青島で代表する.

定点観測によってとらえられた5事例の海風の進入 過程は、内陸にかけて早まる傾向がみられた(図1).特に C地点付近は、九州山地東麓付近に位置し、河川浸食に 伴う谷地形や起伏が多くみられ、海風進入前に風向変 化が現れる事例もあることから、これらの地形的影響 による局地的な熱循環系の発生が、海風の進入過程に 影響を与えたと推定される.

8月2日の事例では,鰐塚山地付近の南部と,九州山 地の迫る北部では,海風の進入が早く,これら山塊の谷 風(熱的局地風循環)の影響によるものとみられる.一方 観測領域を含む中部では,海風の進入が相対的に遅い. 海風の進入がみられると,特に観測地点や南部付近の 観測点では,南東成分の風となる.これらから,宮崎平野 へ進入する海風は,北西方面に位置する九州山地付近 の熱的局地風循環と結合し,一体化する広域海風とな ることが考えられる(図 2).

8月2日,3日,4日の事例では,宮崎平野以西の内陸(九 州内陸)で,積乱雲が発生し,豪雨となった.その発生・発 達プロセスにおいて,宮崎平野から進入する海風と九 州山地における熱的環境場との相互作用も考えられ る.



図2:8月2日15時における風ベクトル 白ベクトルは観測1時間平均値,黒ベクトルは気象 官署・AMeDASの1時間値を示す.

謝辞:観測機器の設置にご協力いただいた,宮崎市,国 富町,綾町の各施設の皆様に,深く御礼申し上げます.

実在都市における粗度パラメータと流れ場との関係性に関する LES 解析

*吉田敏哉(京大院理)・竹見哲也(京大防災研)

1. はじめに

構造物の配置と流れ場との関係に関する研究 は、立方体状の粗度ブロックを規則的に配置した 仮想的な地表面を対象として行われてきた。しか し、実在都市における構造物の形状や配置は非常 に複雑であり、一様高さの粗度ブロックを用いた 研究だけでは実在都市での流れ場の特性を理解 するには不十分である。

そこで本研究では、実在都市である京都市の地 表面を数値モデルに再現し、境界層乱流の Large-eddy simulation(LES)を行い、構造物といっ た粗度の高さや配置の違いによる流れ場への影 響を調べた。

2. 計算設定と解析方法

本研究では大気安定度が中立の場合を対象としている。計算領域は京都市内の南北11km・東西2km、水平格子幅は4mとし、北風の場合を対象として、都市境界層のLESを実行した

(control 実験)。都市構造物の高さや配置の特徴 を定量的に表現するために、粗度パラメータを使 用した。具体的には、 λ_p (建物面積の総和と建物 を含む面積の比)や平均建物高さ H_{ave} 、建物高さ の標準偏差 $\sigma_H \varepsilon H_{ave}$ で規格化した値を用いた。こ れらのパラメータを 500 m四方の領域毎に求め、 解析に使用した。さらに、建物高さを計算領域内 の平均建物高さ h_{all} で一様な高さとした感度実験 (uniform)も行い、control 実験との比較を行った。





黒三角は $\sigma_H/H_{ave} < 0.33$ 、十子は $0.33 \leq \sigma_H/H_{ave} < 0.66$ 、 白丸は $0.66 \leq \sigma_H/H_{ave}$ を示す。

3. 結果

図1は500 m四方の領域毎に導出したλ_nとレ イノルズ応力の散布図である。Control の結果は σ_H/H_{ane} の影響も調べるために σ_H/H_{ane} の大きさ によって点のマークを変えている。まず、高度 $0.5H_{ave}$ では、control と uniform とのプロファイ ルの違いは少なく、hall以下では高さのばらつき の影響が小さいことが示唆される。高度2.5hauで は、uniform の場合、レイノルズ応力は λ_p ととも に減少する傾向にある。一方、control の場合に は、レイノルズ応力はんとともに増加し、さらに σ_{H} が大きいほどレイノルズ応力はより大きくな る傾向にある。よって、hau 以上では、建物高さ のばらつきが大きくなるにつれ、乱れが強くなり、 運動量フラックスが大きくなることが示唆され る。この結果はブロックの高さにばらつきを与え た感度実験(Nakayama et al, 2011)の結果に一致 している。

次に各時刻別の運動量フラックスがトータル のレイノルズ応力に対して、20 倍以上になる場合 を抽出した。図 2 に 20 倍以上の運動量フラック スによるトータルのレイノルズ応力への寄与率 と σ_H/H_{ave} の散布図を示す。この図から、高さの ばらつきにより、強い乱れが発生する寄与率が増 加したことで、レイノルズ応力が大きくなったと いうことが示唆される。

4. まとめ

実在都市の粗度パラメータと流れ場との関係 性を調べた。建物高さのばらつきによって、乱れ の強さが増大し、レイノルズ応力が増加すること を粗度パラメータを用いて定量的に示した。



図 2:20 倍以上の運動量フラックスによるトー タルのレイノルズ応力への寄与率とσ_H/H_{ave}の 散布図

参考文献: Nakayama et al. 2011:J, Appl. Meteor. Climatol., 50(8), 1692-1712 高橋 洋(首都大学東京/JAMSTEC)・足立 幸穂(理研)・佐藤 友徳(北海道大学)

1. はじめに

大規模都市域は、地球温暖化と都市ヒートアイ ランド現象による温暖化により、すでに現時点で 高温環境下にある。今後さらなる高温化のリスク がある。関東地方の高温現象は、太平洋高気圧の 張り出しが、主要な要因であると考えられる。一 方で、黒潮の蛇行による海面水温(SST)の変化な ど、近海からの影響も考えられるが、その影響は ほとんど評価されていない。本研究では、関東域 の地上気温の年々変動に、SST がどれだけ影響し ているかを定量的に調査することを目的とする。 2. 使用したデータおよび実験設定

本研究では、領域気候モデルとして Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) V3.4.1 を用いる。2 つの双方向にネスティ ングした計算領域を設定した。内部の計算領域は、 図の範囲であり空間解像度は 4 km である。外部 の計算領域は日本域を概ねカバーし、16 km の解 像度で計算した。初期値および側面境界値には ERA-interim を用いた。SST は NOAA の OISST の月平均値を与えた。1982 年から 2012 年の 31 年について、各年の 7 月 8 月を対象に再現実験 (CTL)を行った。さらに CTL 実験に対して SST のみを OISST の気候値に変更した感度実験 (CLIM)を実施し、2 つの実験の差から SST の感 度を評価した。

3. 結果

CTL 実験で再現された結果を関東における数 地点の AMeDAS データの月平均した地上気温と 比較した結果、CTL は観測値の年々変動をよく再 現していた。各年の8月の関東南海上における月 平均 SST の平年差と、地上気温の感度は、基本的 に同符号であった。ここで、感度は、各年の CTL と CLIM の差によって定義した。

CTL と CLIM の 8 月の関東における地上気温 の年々変動の分散を比較することで、SST が地上 気温の年々変動の約3割を説明していることが分 かった。関東の南海上のSSTが1℃上がると、関 東の地上気温は約0.4℃上昇していた。また、こ の地上気温の上昇は夜間に顕著であった。

4. 議論

今回の実験の SST 変化による地上気温への影響について次のように考察した。地上気温の上昇 と対応して、地表面での下向きの長波放射量が増加していた。長波放射量の変化は、一般的に、地 上付近の気温と大気全体の水蒸気量により説明 できる。

SST の変化に伴う、顕熱フラックスの変化は小 さく、潜熱フラックスの変化は顕著であった。ま た、SST の上昇時に、水蒸気量も増加し、関東地 方まで輸送されていた。長波放射量の増加の約半 分が水蒸気量の増加により説明できることが分 かった。よって、SST 上昇に伴う、地域規模の水 蒸気温室効果の強化の重要性が示唆された。



図:関東の南海上の SST 偏差に対する水蒸気量と水蒸気輸送の 回帰係数。

論文: Takahashi H.G., S. A. Adachi, T. Sato, M. Hara, X. Ma, and F. Kimura, 2015: An Oceanic Impact of the Kuroshio on Surface Air Temperature on the Pacific Coast of Japan in Summer: Regional H2O Greenhouse Gas Effect, J. Climate, 28, 7128-7144.

謝辞:本研究は、文部科学省の GRENE プログラム、RECCA プ ログラム、環境省推進費、首都大学東京スタートアップ調査経費 のサポートを受けて実施された。

首都圏における対流性降水環境場の観測と数値実験(2)

清野直子¹・菅原広史²・小田僚子³・青栁曉典^{4,1} (1:気象研究所、2:防衛大学校、3:千葉工業大学、4:気象庁)

1. はじめに

研究プロジェクト「気候変動に伴う極端現象に 強い都市創り」では、極端気象の実態解明のため の稠密観測の一環として、2011年から 2013年の夏 季を中心に首都圏における多点ゾンデ観測が実施 された。その目的は、対流性降水、とりわけ短時 間強雨の発生環境を時空間的に高解像な観測で捉 えることと、都市境界層が対流系の形成や発達に 与える影響を調べることである。本研究では、ゾ ンデ観測が行われた短時間強雨事例のうち、2011 年 8 月 26 日 (CASE1) と 2013 年 7 月 18 日 (CASE2)について、大気環境場の特徴と都市の 効果を、観測データと数値実験に基づき解析した。

2. 2事例の大気環境場の比較

CASE1 は、3 年間の夏季に東京周辺で生じた最 も大規模な短時間強雨事例の一つであり、16JST 頃 を中心に羽田などで猛烈な雨が観測された。対照 的に、CASE2 では、17JST 頃から夜間にかけて強 雨が比較的狭い範囲で生じた。これら2事例の降 水時間帯は異なるものの、関東の北に位置する総 観規模擾乱(停滞前線・低気圧)の存在や、強雨に 先行する鹿島灘方面からの東風の進入といった共 通点が見られた。関東平野部の地上風としては、 東京における夏季高温日の強雨時に現れやすいこ とが知られている E-S 型に準ずる風系が形成され ていた。既報(清野ほか、2014年度春季大会講演 予稿集 B152) で示したゾンデ観測点における大気 環境場とその時間推移は、E-S 風系の立体構造を示 すものと考えられる。その特徴としては、横須賀 での南寄りの下層風速の変動に比べ、つくばでは 東寄りの流入風速の時間変動が大きいこと、各風 系内での水蒸気量変動に応じ CAPE など大気の不 安定度を示す指数の時間的推移も地点により異な ること、さらに、下層の相当温位は必ずしも降水 域の南側で高いとは限らないことが挙げられる。

大規模な降水となった CASE1 では CASE2 に比 べ自由対流高度 LFC が低く、大気中層の 500 hPa はより湿潤で(相当温位が高く)対流雲の発達に 適した環境だったと言える。ただし,3時間毎に取 得されたゾンデ観測データの範囲内では、CAPE は むしろ CASE2 の方が大きく、不安定の指標におい て CASE1 に極端な値は見られなかった。下層風に ついては、CASE1 の方がより厚く風速も強い東寄 りの下層風がつくばで観測されている(図 1)。こ のことから、CASE1 では大気の鉛直構造に加え対 流雲の発生に必要な水平収束の強さや持続時間の 差異が降水規模の違いに結びついたと推察される。

3. 数値実験による都市効果の考察

2km 格子の気象庁非静力学モデル(NHM) により、 関東域を対象に現実的な都市効果をとりいれた数 値実験を行ったところ、降水の時間帯や強度に差 異はあるものの、概ね実況に近い降水分布が再現 された。南からの流入風と東寄りの風の収束が、 降水をもたらした対流雲の発生に関与していたこ とが計算結果からもうかがえる。比較のため、仮 想的に都市化の程度を弱めた実験を行ったところ、 CASE1 では東京都区部の降水量が減少し神奈川県 内の降水が強まった。CASE2 では全般に降水量が 少なくなった。この結果は、ヒートアイランドの 強化が総じて都市域での領域平均・最大降水量の 増加につながる可能性を示した Seino et al.(2015, ICUC9)と整合的で、強雨の発現域が都市の土地利 用変化に応じて変わりうることを示唆している。



図1 つくばで観測された(a) 2011 年 8月 26日(b) 2013 年 7月 18日の風速の高度時間断面.シェードは水蒸気混合 比.

謝辞 本研究は文部科学省・社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端現象に強い都市創り」及び文部 科学省・気候変動リスク情報創生プログラム・テーマ C の支援 により実施されました.

高知県における過去の雨量データから解析した豪雨の頻度分布

中前久美、柴田清孝 (高知工科大学)

1 はじめに

近年の地球温暖化に伴い、日本全体の降水特性が変化し ていることが指摘されている。21世紀末を想定した気候 モデルでは、年総降水量における1度の豪雨の占める割合 が増加する傾向にあると予想されている(気象庁 異常気象 レポート,2014)。本研究では、高知県において過去に観 測されたアメダスの降水量データを解析し、豪雨の頻度や 年降水量などから、気候モデルによる過去再現や予測の精 度を検証する。

なお、本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)の一環で行われている。

2 データ

気象庁の地域気象観測システム (Automated Meteorological Data Acquisition System; AMeDAS) は、1974年 から運用を開始しており、降水量、風向・風速、気温、日 照時間の観測を自動的に行い、そのデータは気象庁の Web ページで公開されている。本研究では、このデータから、 高知県内の降水データを日雨量にして用いる。気象台や 測候所のある高知や室戸では、1986年からのデータが蓄 積されており、最近のものは1時間雨量で得られている。 一方、新たに観測点として設置された地点は1979年から の1時間雨量データがある。また、モデルデータの再現 性を見るために、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 (database for [4] Policy Decision making for Future climate change; d4PDF)の日本域ダウ ンスケーリングされたデータ(1950.09-2010.08)も用いる。

3 解析

高知県は、四国山脈と太平洋に挟まれて、四国地方の中 で雨の最も多い地域であり、特に、県の東側の雨量が多い ことがわかっている。図1は魚梁瀬の、図2は高知の日雨 量頻度分布である。これによると、魚梁瀬(やなせ;標高 450m、四国山脈の南東部に位置する山間にある)は2011 年7月19日に日雨量851.5mmという、2015年時点で日 本国内最大値を記録した他、30年以上解析期間の中で、日 雨量400mmを超える極端に多い雨量が何度か観測されて いることがわかる。また、高知は海側に位置するが、同様 に過去30年ほどの間に400mmを超える豪雨を何度か観 測している。しかし、室戸や大栃(おおどち;標高210m、 魚梁瀬よりもやや西よりの物部川上流域の山間にある)で は 400mm 以上の豪雨は観測されていない。高知県内の降 水傾向は地形の影響が強いと考えられるが、これらの違い は他の要因も考慮しなければならないことを示唆してい る。発表では、このような降水傾向が、高知県内でどのよ うな違いがあるかを過去のアメダスデータから求めていく と同時に、気候変動リスク情報創生プログラムの提供する d4PDF の過去モデルではどのように再現されているかに ついても検討した結果を示したい。



図 1: 魚梁瀬の日雨量頻度分布。2011 年 7 月 19 日: 815.5mm、2011 年 9 月 2 日:611.5mm、2003 年 8 月 8 日:604.0mm



図 2: 高知の日雨量頻度分布。1998年9月24日:628.0mm、 1974年9月12日:524.5mm

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 https://www.jamstec.go.jp/sousei/jp/event/ others/d4PDFsympo/index.html

気象庁 各種データ・資料 過去の気象データ http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html

変分法を用いた複数台ドップラー解析において 観測演算子が下層水平風速場の解析精度に与える影響 *下瀬健一・清水慎吾・前坂剛・加藤亮平・木枝香織・岩波越 国立研究開発法人 防災科学技術研究所

1. はじめに

複数台のドップラーレーダデータから変分法を用い て風速場を推定する場合、観測演算子(観測データ内 挿)を考慮すると2つのタイプのドップラー動径風(Vr) のデータフォーマットが考えられる。1 つはレーダ観 測座標系(PPI)のフォーマットでもう1つは PPIを 3 次元内挿することで直交座標系へ変換(CAPPI) し たフォーマットである。PPI を用いた変分法(以下 PPI-VAR) の場合 (Gao et al., 1999 など), データの 変換の際に生じる誤差が少なく精度のよい推定ができ るが、観測が時空間的に疎である場合、得られるデー タが非常に限定的となる。CAPPI を用いた変分法(以 下, CAPPI-VAR)の場合 (Shimizu et al., 2007 など), 観測が疎であっても広い範囲でデータを得ることがで きるが、変換誤差が大きくなる。フェイズドアレイレ ーダなどにより高時空間分解能でデータを取得可能と なった場合,スキャン方法に相応しい風速場を推定す るアプローチを検討する必要がある。

本発表では、複数台ドップラーレーダから得られた Vrを用いて PPI-VAR と CAPPI-VAR から解析された 下層の水平風速場(以下,それぞれ WSPPI-VAR・ WScAPPI-VAR)について観測と比較した検証結果につい て報告し、高時空間分解能のレーダデータ利用時のア プローチに関して議論する。詳細な議論は Shimose et al. (2016, SOLA)を参照されたい。

2. データと解析手法

本研究では、名古屋に設置されているウィンドプロ ファイラ (WPR) 上空で解析された WSppi-var・ WS_{CAPPI-VAR} について, WPR で観測された水平風速場 (以下, WSwPR)を用いて検証を行った。検証期間は 2011~2013 年の暖候期(4~9月)である。名古屋付 近には国交省が運用している3台のXバンドMPレー ダ(安城,尾西,鈴鹿)がありWPRはその3台のレ ーダの観測範囲内に位置している。X バンド MP レー ダは距離分解能 150m・方位分解能 1.2 度・観測範囲 80km であり、12 仰角のボリュームスキャンの時間分 解能は5分である。CAPPIフォーマットデータは Cressman (1959)にしたがって5分毎に作成された。 解析格子の間隔は水平1 km, 鉛直 500 m であり, 影 響楕円体の半径は水平 1.5 km, 鉛直 500 m である。3 次元風速場の推定に用いた変分法は Gao et al. (1999) に基づく。解析は CAPPI フォーマットデータと同様に 水平格子間隔 1km・鉛直格子間隔 500m・時間間隔 5 分で行われた。WSwpr と WSppi-var · WSCAPPi-var に関 する平均バイアス誤差 (MBE) と根平均二乗誤差 (RMSE) により検証を行った。WSwPR は 10 分毎の 観測であるから, WSppi-var・WScappi-var ともに 10 分 値とし、高度 3000 m 以下を検証の対象とした。

3. 結果**・**議論

暖候期3年分の統計解析において,高度500mでは

PPI-VAR のほうが CAPPI-VAR より精度が良いことが 示された。この結果は、下瀬ほか(2014、気象学会秋季 大会 B101)の事例解析と類似の結果であった。図 1 は暖候期 3 年 (2011-2013) 平均の RMSE, MBE, WSwpr の鉛直分布を示している。高度 500 m では. WSPPI-VAR \mathcal{O} RMSE は 1.6 m s⁻¹ であり、WSCAPPI-VAR \mathcal{O} RMSE (2.0 m s⁻¹) より小さくなっている。MBE は WSppi-var · WScappi-var ともに高度 500 m では正の値 となっているが、WScappi-vanのほうがより顕著に過大 な値となっている。高度 1000 m では、WSppi-var と WS_{CAPPI-VAR}の RMSE はほぼ同じ値を示しており、そ れより上の高度では WSppi-var のほうが WScappi-var よ りも RMSE が大きくなっている。しかしながら,高度 3000 m では WSPPI-VAR と WSCAPPI-VAR の RMSE は再び ほぼ同じ値を示している。WScappi-varの MBE は高度 1000 m 以上では小さい値をとっているが、WSppi-var の MBE は高度 2000 m では大きな正バイアス・高度 2500 m では大きな負バイアスとなっている。

高度 500 m における PPI-VAR と CAPPI-VAR の誤 差要因について考察を行った。CAPPI-VAR では、WPR からの距離が他の2台のレーダより遠い鈴鹿レーダか ら得られる Vrの代表性誤差が解析精度を悪くしていた。 この代表性誤差は解析格子点付近で水平風速に大きな 鉛直シアがある場合に顕著に大きくなる(暖候期3年 平均の WSwpr の鉛直分布では、高度 500~1000 m で 大きく変化している)。CAPPI-VAR は3台のレーダか ら得られる Vr をそれぞれ等価に扱い解析を行うので、 1台レーダの代表性誤差が解析精度を劣化させていた。 -方で, PPI·VAR はそれぞれのレーダから得られる Vr を解析格子点からの距離で重みをつけて用いるので、 この代表性誤差の影響が少なくなり、CAPPI-VAR よ りも解析精度が良くなっていた。この代表性誤差を低 減するためには、2 台以上のフェイズドアレイレーダ により Vr を高空間分解能で取得し, 適切な観測演算子 と解析格子を設定する必要がある。

謝辞:本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノ ベーション創造プログラム) 「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。国交省 X バンド MP レーダデータについては、国交省「X バンド MP レーダに関する技術開発コンソーシアム」よりデータの提供を受けた。





アンサンブル予報データを用いた低頻度事象の統計解析 -「平成27年9月関東・東北豪雨(鬼怒川)」を例に-

*藤田実季子¹•山田朋人²•佐藤友徳²•中野満寿男¹•伊藤耕介³ (1:JAMSTEC, 2:北海道大学, 3:琉球大学/気象研究所)

1. はじめに

平成27年9月関東・東北豪雨では、2015年9月に接近した 台風17・18号に伴い、前線の影響も受け西日本から北日本に かけての広い範囲で大雨となった。特に9日から11日にかけて、 湿った空気の流入により線状降水帯が発生し、関東地方では 降雨量が600mmを超え、鬼怒川流域などではこれまでの最多 雨量を記録した。本研究では、この鬼怒川豪雨の例に、アンサ ンブル予報データを用い多数の類似した現象を再現し、低頻 度事象の理解とその不確実性の推定を試みた。

<u>2. 数値実験</u>

アンサンブル予報データはNCEPのGlobal Ensemble Forecast System (GEFS)による予報値を用いた。全球1度格子、 鉛直28層で16日予報のデータが6時間間隔で入手できる。対 象時期を2015年9月8日00UTC~11日00UTC()として、この期 間の予報値を初期・境界値として領域モデルWRFにより力学 的ダウンスケーリングを実施した。アンサンブルメンバーは21 個、予報初期時刻は6時間間隔であるため、<u>計1029個の鬼怒</u> <u>川豪雨</u>を再現することとなる。実験領域は3ドメイン(水平解像 度:24,8,1.6km)とし、1-wayネスティングで実行した。ドメイン1, 2には積雲パラメタリゼーションを用いた。以下に示す解析に は1.6kmの計算結果を使用した。

3. 結果と考察

領域モデルの再現性を評価するために、客観解析値(FNL) を初期・境界値に用いたダウンスケール実験(初期値は2015 年9月8日00UTC)を行ったところ、山岳付近での降水が過多 になる傾向があるが、日光付近で再現された3日雨量は 600mm前後であり再現され観測とも概ね一致した。

豪雨の強度を調査するために、FNLで再現された雨量(日 光付近の領域平均値)と1029個のアンサンブルメンバーにお ける雨量との比較を行った。図は得られた3日雨量のパーセン タイル値とFNLを用いた実験における雨量を示す。実際の現 象(FNLを用いた実験)はおよそ95パーセンタイルに相当し、 本事例は統計的に稀な現象であったことが窺える。さらに予報 誤差を考慮して、直近5日分の356メンバーで同様の解析を実 施したが、およそ91パーセンタイルと上位であった。上位にお ける雨量分布は、多くが鬼怒川周辺域にピークを持ち、限定さ れた台風経路によって収束域が生成されていた。一方で、南 側に形成した線状降水帯は、発生位置にばらつきが大きかっ た(図略)。ただし、本研究は対象期間を限定した上にアンサ ンブル予報の予報スプレッドに依存する条件での議論となるこ とをご留意いただきたい。

多数の実験結果を用いることで、従来の年単位の確率降水 量などと別の角度から、低頻度事象の不確実性を検証できる 可能性がある。さらに、実際に起こった災害がどの程度の幅を もつ現象であったか等、観測や従来の気候実験からは見えな いリスクを推定することは、防災・適応策の観点からも有益な情 報となるだろう。発表では流域雨量・台風の予報可能性を踏ま えた結果を示す予定である。



図:日光付近(東経139.4~139.7北緯36.6~37.0の領域平均) における全1029メンバーの3日降水量のパーセンタイル分布。

謝辞:本研究は、科研費若手研究(B)15K16316の助成により実施しま した。

TRMM/PRで検出したアジア域における極端な降雨イベントの発 生場所について

細井杏里 (千葉大院理), 樋口篤志 (千葉大 CEReS), 豊島紘一 (千葉大 CEReS), 広瀬民志 (京都大院理), 濱田篤 (東京大 AORI)

1. はじめに

Hamada et al.(2015)では熱帯降雨観測衛星 (TRMM) に搭載された降雨レーダ (PR)による長期観測から、熱帯・ 亜熱帯の極端降水・極端対流を定義して解析を行った.結 果、極端降水イベントは極端対流イベントよりも大気が相 対的に安定であることを示した.一般的な降雨と極端に強 い降雨の日周期特性を比較した研究は多く存在するが、極 端に強い降雨、特に発生場所に関係する詳細な研究はは少 ない.極端に強い降雨強度の中でも強い雨と弱い雨を比較 することで、極端に強い降雨の発生場所に関するより正確 な理解が得られると考えられる.本研究では、アジア域に おいての強い降雨強度の降雨イベントを 0.1 %や 0.2 %な ど細かく分類することて、それぞれの強度の変化が発生場 所や変化率にどのような影響を及ぼすのかを調査した.

2. 使用データ・解析手法

対象領域はアジア域で北緯 5 度- 37.5 度・東経 60 度-120 度と定義した. 降水データは、TRMM/PR 2A25 V7 の 2001 年 9 月から 2012 年 8 月 (12 年間) のデータを用 いた. TRMM のデータから連続雨域データベースを作成 し、対象領域を 2.5 度格子に分割した. 各格子に属する雨 域のうち、最大地表降雨強度が各格子の上位 0.1 %以内、 0.2 %以内、0.3 %以内…となるようにそれぞれ分割して抽 出した.

3. 結果

図1に対象領域での上位 0.1 %での閾値の変化を示す. 上位 0.1 %では格子毎に閾値の明瞭な違いが見られる.格 子によっては降雨イベントとして抽出された数は少ないが 閾値が比較的高い地域の他に、降雨イベント数は多いが閾 値は低い地域が存在する.上位 0.1 %以内で見られる格子 毎の降雨強度閾値の違いも 0.5 %の降雨強度では周辺の格 子毎の降雨強度の閾値の差は小さくなるが、地域毎での降 雨強度の閾値の強弱は明確になっていく.

図2に上位 0.1 %から上位 0.2 %の降雨強度の減少率を 示す.降雨強度の閾値の 0.1 %から 0.2 %の減少率は 20 %から 50 %以上の減少率を示す格子が見られるが、減少 率は徐々に小さくなり、0.6 %から 0.7 %での減少率は対 象領域全体で 20 %未満になる.さらに減少率は南側から 徐々に小さくなっていく.

図3に0.1%と0.8%の降雨事例の発生地点をプロット

したものを示す. 0.1 %以内の降雨事例は陸上で海岸線よ りもわずかに離れた地点に発生する.また海洋上では海岸 線に最も接近するのは 0.1 %よりも 0.5 %や 0.8 %といっ た強い降雨の中でもわずかに弱いパーセンタイルの時であ る.またそれぞれのパーセンタイルで格子毎に密になる部 分と粗になる部分にわかれる.以上のことから、1 %未満 の強い降雨は地域や地形によって異なる性質を持つことが 予想される.当日はそれぞれのパーセンタイル内での地域 性などに着目した解析を行った結果について発表する.



降水の酸素・水素安定同位体比を利用した紀伊半島における降水への森林の影響の解明

石森仁博(三重大学生物資源学部),*松尾奈緒子(三重大学大学院生物資源学研究科) 芳村圭(東京大学大気海洋研究所),勝山正則(京都大学学際融合教育研究推進センター) 立花義裕(三重大学大学院生物資源学研究科)

1. はじめに

紀伊半島は日本有数の多雨地域であり、降雨災 害が多発する地域である.こうした災害の予測・ 防止のためには紀伊半島の降水システムの解明が 不可欠である.先行研究により,紀伊半島南東部 における豪雨の発生原因は紀伊山脈によっておこ る地形性上昇流であることが示されている.本研 究ではさらに, 紀伊半島の広範囲に分布する森林 からの蒸発散起源の水蒸気がこの地域の降水に及 ぼす影響を明らかにすることを目指す. 降水の水 素安定同位体比 (δD) と酸素安定同位体比 ($\delta^{18}O$) は水蒸気の凝結・蒸発過程にともなって変動する. このことを利用して,降水の水蒸気起源や輸送経 路,降水履歴の解明が行われてきた.そこで本研 究では、紀伊半島の山脈上と東側、北西側の6地 点において降水のδD およびδ18O の観測を行い、こ れらの空間分布から森林の蒸発散の寄与の推定を 行った.

2. 方法

紀伊半島の山脈上の京都大学護摩壇山試験林 (GF),奈良女子大学共生科学研究センター東吉野 分室(YS),三重大学平倉演習林(HF),山脈東側の三 重大学構内(MU),尾鷲市有林(OW),北西側の奈良 女子大学構内(NW)の6地点にポリボトルを設置し, 降水を貯留した.HFとMUのみ1日に1回,その 他の4地点では1ヶ月に1回の頻度で降水を回収 し,その δDとδ¹⁸Oを京都大学農学研究科所有の CRD 式水同位体比分析装置(Picarro L2120-I, Picarro)を用いて測定した.GFとHF,MUにおい ては降水量や気温等の条件を現地観測し,その他の3地点においては最寄のAMeDASのデータを 使用した.地点間で観測期間は異なるが,本稿に 示す解析では約3年分のデータを使用した.

3. 結果と考察

降水のδD とδ¹⁸O は年間を通して太平洋に近い OW において他の地点よりも高い値を示した(下 図).この結果は,紀伊半島南東沖の太平洋上で発 生した水蒸気塊が雨を降らせながら紀伊半島内を 進んでいると仮定した場合の降水のδD とδ¹⁸O の 空間分布と矛盾しない.しかし,山脈北西側の NW における降水のδD とδ¹⁸O は山脈上の YS における それらとあまり差がなかった.このことは,NW の 降水に紀伊半島南東沖の水蒸気塊の他に水蒸気起 源,例えば日本海など別の海域起源の水蒸気塊や 森林からの蒸発散起源の水蒸気が寄与している可 能性を示唆している.



図 紀伊半島の4地点の降水のδ¹⁸Oの季節変動

ニューラルネットワークを用いた日平均気温の予測

*岩井尚晴(大阪大学 基礎工学部),浅谷学嗣(大阪大学 基礎工学部),田川聖一(大阪大学 基礎工学 研究科),新岡宏彦(大阪大学 基礎工学研究科),三宅淳(大阪大学 基礎工学研究科)

1. はじめに

現在、気温の週間予報には地球の全球モデルが 用いられており、その空間分解能は 20km 四方の 領域である^[1]。本研究ではより狭い領域での予測 を目指しニューラルネットワークを用いた解析 を行った。ある地域における多点の観測のデータ を用いて、その中にある一地点の翌日の日平均気 温予測を行った。

2. 使用データと予測方法

予測に用いたデータは、「気象庁 | 過去の気象 データ・ダウンロード」^[2]より入手した。予測に 用いたニューラルネットワークの構造を、図1に 示す。



図 1:予測に用いたニューラルネットワークの概 念図。入力を 108 ノード、中間層を 54 ノードと し、出力として都市の気温を予測させた。

九州・南西諸島の 108 個の観測地点のデータを入 力として、鹿児島市の翌日の平均気温の予測を出 力とした。訓練データは、1995 年 1 月 1 日~2013 年 12 月 31 日のデータとし、テストデータは、2014 年1月1日~2014年12月31日の一年間のものと した。翌日の平均気温予測を行うため、予測値と して出力されるのは2014年1月2日~2015年1 月1日の日平均気温となる。

3. 結果

図2に日平均気温の予測値と実際に観測された 平均気温(実測値)をプロットしたグラフを示す。 予測値と実測値の RMSE(二乗平均平方根誤差)を まとめたところ、約1.51 ℃であった。



図2:予測値と実測値の比較。

4. 参考文献

- [1]気象庁|数値予報モデルの種類 (http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/wh itep/1-3-4.html)
- [2]気象庁 | 過去のデータ・ダウンロード (http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsd l/index.php)

*野村光春 (電力中央研究所)

1. はじめに

降雪現象は、一般社会において時として大きな問 題を起こすことがあり、降水の雨雪判別を行うこと は必要である。雨雪判別において用いられる気象要 素は、主に気温と相対湿度である。任意の地点にお いて、これら2つの要素を用いることが可能であれ ばよいが、観測点は密にないため、気象モデルの結 果を用いる必要がある。モデルの結果には観測との バイアスがあり、気温と相対湿度のバイアス補正を 行うのは煩雑であるため、これらの要素を反映した 相当温位による雨雪判別の可能性を検討する。最初 に、気象官署の観測値を用いて、相当温位と降水の 種類の関係を調べ、相当温位の雨雪判別への適応性 を検証する。そして、気象モデルの結果の相当温位 を用いた雨雪判別の可能性を検討する。

2. 使用データと解析事例

対象とした事例は、雨から雪、または雪から雨へ と相変化を含む事例を主とした、2012年2月29日、 2013年1月14日、2015年2月8,14日の関東地方 の降雪、2014年12月16-20日、2015年3月9-13日 の日本海側の降雪事例を対象とした。使用したデー タは、関東地方と、青森県から福井県にかけての日 本海側の気象官署の観測値を用いた。なお、1時間 毎の天気データがない気象官署においては、気象庁 ホームページにある"記事欄"の値を参考にした。ま た、モデルの結果は水平解像度5kmのWRF-ARW の結果を用いた。

3. 結果

ここでは、雨雪判別を雨と、みぞれ・雪・霰の2種 類に分けて実施した。2014年2月14日の関東地方 の事例における宇都宮では、287Kより低い相当温 位でみぞれとなっていた(図1)。他の事例や地点で は、相当温位が283~286Kの間で雨とみぞれ・雪の 境界があった。283Kより低い相当温位では、ほぼみ ぞれまたは雪であった。また、沿岸域より内陸にあ る気象官署の方が、1~2Kほど高い相当温位で雨と みぞれ・雪の境界が存在していた。

2015年3月9-13日の日本海側の事例における金 沢では、286.5Kより低い相当温位でみぞれが見られ た。他の事例や地点では、相当温位が284~288Kの 間に雨とみぞれ・雪の境界があった(図2)。284Kよ り低い相当温位では、雨となることはほとんどなかっ た。雨とみぞれ・雪の境界の幅が日本海側の地域で は関東地方よりやや高く、相当温位と降水の種類に 関して、地域性があることが示唆された。

2015年3月9-13日の事例における金沢の観測と モデルの相当温位を図3に示す。観測とモデルのグ ラフ形状はよくにており、気温や相対湿度のような 大きな変動が見られず、バイアスの変動も小さかっ た。日本海側の事例では、他の地点でも同様の傾向 であった。また、みぞれまたは雪が観測されていた 時、モデルの相当温位は 284-288K より低い範囲に あり、雨雪判別への適用の可能性が示唆された。関 東地方の事例では、メソスケールから総観スケール の大気場の再現性が低い時に、誤差が大きくなるも のがあった。

4. まとめ

関東地方と日本海側の地方では、雨とみぞれ・雪の 境界となる相当温位帯があり、それぞれ283~287K、 284~288Kであった。モデルの相当温位を用いた雨 雪判別の可能性は、検討すべき点はあるが、総観規 模の大気場がおおむね再現されている時に可能性を 見いだした。特に、気温と相対湿度の時間変化の大 きい日本海側の地域では、相当温位の補正をあまり することなく雨雪判別が行えることが示唆された。



図 1: 2014 年 2 月 14 日、宇都宮の相当温位 と降水の種類の出現頻度割合。







図 3: 2015 年 3 月 9-13 日における、金沢 の相当温位。黒線が観測、灰色線がモデルを 示す。

Xバンド気象レーダーを用いた都市小河川の水位予測

*石垣雄太、高木敏明(古野電気株式会社)、大石哲(神戸大学)、中北英一(京都大学)

1. 背景

近年、都市の小規模河川では流域の都市化と局所的豪雨 の多発が原因となって、頻繁に都市型水害が発生している。 そのため、降水の状況、河川の水位状況を精度良く観測、 予測する技術が求められている。

2. 研究内容・方法

本研究では、まず X バンド気象レーダーの降水強度デー タを用いて、短時間降雨予測を行った。次にその予測デー タを都市河川の流出モデルに入力し、都市小河川の流出予 測特性の傾向を調べ、短時間降雨予測データを利用した流 出予測の実用性について検証した。

河川の流出計算は京都大学 立川研究室の「流域地形情 報を基盤とした水文モデル構築システム GeoHyMos」[1]と 国土数値情報[2]を利用して行った。レーダーデータは古 野電気製Xバンド気象レーダー3台から得られた水平面分 解能100m、時間分解能1min.の降水強度データを利用し た。短時間降雨予測は京都大学 椎葉らによる移流モデル [3]を基本とする予測モデルを利用した。

事例は 2015 年 10 月 1 日~10 月 2 日の兵庫県夙川(流 域面積約 8 km²)の降水事例を選択した。

3. 結果

まず、図1にレーダーの降水強度データを利用した GeoHyMos の計算結果を示す。図中の黒破線が計算結果を 示し、四角の灰色の点は夙川に設置された水位計の値であ る。また、黒実線はレーダーから得られた夙川流域付近の 降水強度である。図から、計算結果で現れている突発的な 水位上昇が、実測とよく一致している事がわかる。流出モ デルが夙川の流出特性を良く再現できているといえる。

次に、この流出モデルに短時間降雨予測から得られた予 測降水強度を入力した。予測は先 20 分までの予測を、開 始時刻を変えて4回行い(0:40、0:50、1:00、1:10)、 それぞれ流出計算に入力している(1:00 開始のみ先7分 までの予測となっている)。その結果を図2に示している。 灰色実線はレーダーの観測降水強度データを利用した GeoHyMosの計算結果である。それぞれの予測データによ る水位計算結果は、観測データを用いた計算結果とよく一 致していることがわかる。



図1. レーダー観測データによる水位計算結果



図2. 降雨予測データによる水位計算結果

4. 結論

本事例では、気象レーダーの観測データ、短時間降雨予 測技術、流出モデルを組み合わせることで、水位のピーク タイミングと高さをうまく再現し、20分後までの水位変 化を精度よく予測することができた。

5. 参考

[1] http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp

[2] http://nlftp.mlit.go.jp

[3] 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一,第28 回水理講演会 論文集,第28巻,pp. 423-428

6. 謝辞

本研究は、国立研究開発法人 科学技術振興機構 研究 成果最適展開支援プログラム A-STEP ハイリスク挑戦 タイプにおける成果である。

現象のスケールを考慮した短時間予測雨量の精度向上の取組

*三浦裕司、越田智喜、竹森史郎、吉田一全(いであ株式会社)

1. はじめに

昨今の我が国では、平成26年8月広島豪雨、平 成27年9月関東・東北豪雨、また本年の九州地方 の豪雨等、非常に強い降雨がある地域に長時間停 滞する、いわゆる線状降水帯による水災害が相次 いでいる。

高解像度データや数値モデルを用いた豪雨の予 測手法の研究は各方面で活発に進められているが、 ある地域内で豪雨の発生を予測できた場合でも、 しばしば時空間的な誤差を有するために、ピンポ イントでみた予測雨量の精度は時間の経過ととも に急激に低下する。このため、予測雨量の利用者 側では不確実性を考慮した対応が重要となる。

予測雨量は気象庁や民間気象会社の各機関から 提供されているが、前記の不確実性の問題に加え、 前線、台風や暖湿流の流入といった降雨タイプや 現象のスケールによる短時間予測雨量の定量精度 の違いに関する知見は十分ではない。

本稿では、運動学的予測手法の一つである移流 モデル(椎葉ら、下式)を用いて、様々なスケー ルをもつ現象を考慮して、レーダ雨量に時空間的 な平滑化を施して予測誤差を軽減する手法の導入 を試みた。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + u \frac{\partial Z}{\partial x} + v \frac{\partial Z}{\partial y} = W$$
(1)
$$u = C_1 x + C_2 y + C_3 \\
v = C_4 x + C_5 y + C_6 \\
W = C_7 x + C_8 y + C_9$$
(2)

Z:降雨強度、W:発達衰弱項、C1~C9:パラメータ

2. 検討方法

平成27年9月関東・東北豪雨を対象に、まずCtrl 計算として、移流モデルを / x=5km、 / t=5 分、 W=0 として予測計算を行った。初期雨量としてC バンド全国合成レーダ雨量を用いた。

本移流モデルでは 5 分毎に得られる現時刻と過 去 3 時刻のレーダ雨量データから移動ベクトルを 算出するため、メソγスケールの場の変化に対す る感度が高い。この点は、個々の積乱雲の移動と 全体の場の停滞を特徴とする線状降水帯事例にお いて主要な誤差要因となる。そこで、初期雨量を 対象スケールに適した長さで時間平均し、全体の 場の動きを重視する手法を導入した。

3. 結果

まず、実況雨量とCtrl計算の3時間前予測雨量の 累加雨量図を図1に示す。実況では栃木県の累加 雨量が大きいが、予測では個々の積乱雲の移動に 追従し、ピークが福島県北西部にずれていること がわかる。対して、初期雨量に60分程度の時間平 均を施した予測を導入したケースでは、移動ベク トルが北関東〜東北で停滞する状況を再現するこ とができた(図2右)。



図1 実況雨量と3時間前予測雨量(Ctrl)比較 2015年9月8日 0:00~12日 0:00 累加雨量



図2時間平均導入前後の移動ベクトル(9日22:00)

4. 今後の展開

筆者らはレーダ雨量や数値モデルを活用したア ンサンブル予測をはじめとして時空間的な不確実 性を考慮した予測雨量の算出手法について検討を 行っており、対象地域やユーザ毎に適した予測雨 量の提供方法を見出すことを目標としている。

今後、降雨タイプ別に、地形特性等も考慮しな がら最適なパラメータの検討を行う。また、最適 化した運動学的予測と、別途検討中の数値モデル によるアンサンブル予測結果をブレンドし、短~ 長時間先までシームレスな予測手法の検討を行う。

2015年鬼怒川洪水の LETKF 解析のメンバー数依存性

*牛山朋來¹、佐山敬洋²、岩見洋一¹

(1:土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター、2:京都大学防災研究所)

1. はじめに

集中豪雨に伴う洪水等を未然に予測し、災害対策 を可能にするため、半日~1日前の豪雨の定量的予 測を目指し、WRF-LETKF (Weather Research and Forecasting-Local Ensemble Transform Kalman Filter, Miyoshi and Kunii, 2012)を用いた領域アンサンブル 予報システムの開発を行っている。前回の大会では、 2015年9月の関東・東北豪雨に伴って発生した鬼怒 川の洪水事例を対象に、降水量および河川流量の予 測実験を行い、豪雨発生の12~18時間前の時点で、 洪水発生を予測できる可能性が高いことを示した。

しかし、アンサンブルを用いたデータ同化と予報 では、アンサンブルメンバー数に対する精度依存性 があり、今後予測システムの開発を続ける上で、こ の点を確認しておく必要がある。そこで、今回はメ ンバー数の依存性について調査を行った。

2. 実験設定

洪水を引き起こした豪雨は、2015年9月9~10日 に、栃木県北部で持続して発生した。この事例を対 象にWRF-LETKFを用いて解析を行った。領域モデ ルWRFの解像度は15km/3kmで、領域は図1のよ うな外側3000km×2250km、内側450km×450km、 鉛直40層である。境界条件はGSM-GPV、メンバー 数は12,21,33,51とした。同化データは、1時間毎 のPREPBUFRである。15kmの外側モデルには、気 象庁週間アンサンブル予報をダウンスケーリングし て作成した側面境界摂動を与えている。15kmモデル によるLETKF解析サイクルを8月29日~9月11日 まで、3kmモデルによるLETKF解析サイクルを9 月7日~11日について走らせた。3km LETKFにつ いては、PREPBUFRの他AMeDAS, GPS-PWVを同 化した。

得られた予報降水量を分布型流出モデル RRI モデル (Sayama et al.2012) に導入し、石井地点 (図1右)の流出予測を行った。

<u>3. 結果</u>

15km メッシュの WRF-LETKF 解析による降水量 (鬼怒川流域平均)の時系列を図2に示す。(a)~(d) はメンバー数の違いである。(a)12メンバーは解析値 が観測にほとんど追随していないが、(b)21メンバー ではかなり改善し、(c)33メンバー(d)51メンバーで はさらに改善している。しかし、33メンバーと51 メンバーでは、両者とも9日09UTC前後のピーク降 水量を表現することはできなかった。また、アンサ ンブル平均降水量の空間分布では51メンバーの方 が優れていた(図は省略)。

さらに、3km メッシュの WRF-LETKF 解析では、 アンサンブル平均の観測への追随が良くなり、さら に51 メンバーの33 メンバーに対する優位性が明瞭 になった(図省略)。

一方、850hPaのUのRMSE(図3)では、メンバ 一数による目立った違いは見られないものの、降水 発生時の9日付近における誤差は、メンバー数が増 えるに従って減少した。

<u>4. まとめ</u>

WRF-LETKF を用いたアンサンブルデータ同化解 析について、メンバー数依存性を調べた。15km メッ シュによる解析では、12 から 21 メンバーへ、また 21 から 33 メンバーに増やした時大きな改善があっ た。また、3km メッシュの解析では、33 から 51 メ ンバーに増やした時にも改善が見られた。

謝辞:GPS PWV データは気象研究所小司禎教氏より提供 を受けた。ここに謝意を表します。







図 2. 15km メッシュ LETKF 解析による時間降水量。横軸 は 2015 年 9 月の日付で、時刻は UTC。(a)12 メンバー,(b)21 メンバー,(c)33 メンバー、(d)51 メンバー。太い灰色実線 は観測値。縦棒と灰色ボックスは、それぞれアンサンブル 予報の 0~100%と 25~75%の範囲を示す。



図 3. RMSE の時間変動。実線:12 メンバー、長破線:21 メンバー、短破線:33 メンバー、一点鎖線:51 メンバー。

アンサンブルダウンスケール実験による台風発生メカニズムに関する解析

<u>―2016 年ハリケーン PALI の事例―</u>

*吉岡大秋⁽¹⁾・榎本剛⁽²⁾⁽³⁾ ⁽¹⁾京大院理⁽²⁾京大防災研⁽³⁾海洋研究開発機構

<u>1.研究目的</u>

2016年1月7日に、北緯4.4度でハリケーンPALIが 発生した。このハリケーンはその後に、気象庁の分類 では「非常に強い台風」に該当する、中心気圧977hPa、 最大風速85ノットまで発達した。ハリケーンPALIの ベストトラックを1図に示した。

Grav(1968)、Anthes (1982)、McBride (1995) で述べ られているように、惑星渦度が小さい赤道域(北緯5度 から南緯5度まで)で発生する熱帯低気圧は稀だとさ れている。しかし、ハリケーン PALI のように現実に赤 道域で発生した台風を、世界気象機関(WMO)の台風ト ラックデータ、International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) v03r08 を用いて、1948 年から 2014 年までに発生した台風を確認したところ、 北西太平洋、インド洋の赤道域で台風が発生していた (図 2)。また、1950年以降一部の年を除きほぼ毎年、 赤道域(北緯5度から南緯5度まで)で台風が発生し ていることが分かった(図 3)。最も多い年(1986年) では、全球で発生した台風 110 個のうち、およそ 12%の 13 個の台風が赤道域で発生しており、惑星渦度が小さ くとも無視できない個数の台風が発生している、しか し、惑星渦度の小さい領域で、どのような条件がどの 程度台風発生に寄与しているかは、ほとんど分かって いない。そこで、全球アンサンブル予報結果を初期値 として行う、領域モデルを用いたダウンスケール実験 により、惑星渦度の小さい赤道域で、現実に発生した 台風の発生メカニズムを理解することが本研究の目的 である。

2. 研究手法

アンサンブル大気データ 2nd- Generacon NOAA Global Ensemble Reforecast Data Set (GEFSR2, Hamill et al., 2013)を初期値・境界値として、領域 モデル WRF-ARWver. 3.6.1 を利用し、台風発生を対象と したダウンスケール実験を実施した。GEFSR2のアンサ ンブルメンバーから境界値を作成することで、境界値 摂動を与えている。本研究では、水平解像度を 10 kmと 設定し、積雲対流パラメタリゼーション (Kain-Fritsch scheme)を使用し、領域モデルのネスティング を用いずにダウンスケール実験を行った。計算領域は 図1に示した。計算初期時刻を、Joint Typhoon Warning Center (JTWC) 発表の台風発生日(2016 年 1 月 7 日 18UTC)の18時間前(7日00UTC)から発生162時間前(1 日 00UTC)まで、24 時間毎に7 点を設定し、7 日間予報 を行った。研究対象は、2016年1月に北緯4.4度で発 生したハリケーン PALI の発生過程である。

<u>3. 結果</u>

本研究でのダウンスケール実験の結果の一部を図 4 に示す。計算初期時刻を台風発生の 42 時間前に設定す ると、ハリケーン PALI の発生時の強度を予報すること が出来た。本発表では、他のパラメータや他のダウン スケール実験結果の解析も含めて報告する。



図 1:ハリケーン PALI のベストトラックとダウンスケール実験 計算領域。熱帯低気圧発生(7日 12UTC)以降の6時間毎のベスト トラックで、正時毎にプロットした。



図 2: IBTrACS v03r08 による、北緯 15 度から南緯 15 度、東経 50 度から西経 130 度まで領域内で、1848 年から 2014 年までの台風 発生位置。



図 3: IBTrACS v03r08 による、1848 年から 2014 年までに、赤道 域(北緯 5 度から南緯 5 度まで) で発生した台風の数。



図 4 : ダウンスケール実験による、ハリケーン PALI の強度の時間 変化。 黒でアンサンブルメンバー、灰色でベストトラックを示す。

正二十面体格子全球非静力学モデルにおける単精度の可用性の検討~傾圧不安定波

*中野満寿男1・八代尚2・小玉知央1・富田浩文2

1:海洋研究開発機構、2:理研計算科学

1. はじめに

文科省 FLAGSHIP2020(ポスト「京」)では、ハ ードウエアとソフトウエアの協調設計 (co-design)を行っている。CPUの演算性能向 上に比べてメモリの速度向上は緩やかであり、 年々、B/F(理論値)は小さくなっている。た とえば 2002 年に運用開始した地球シミュレー タは B/F=4 であったが、京コンピュータでは B/F=0.5 である。

気象モデルをはじめとするステンシル計算 はメモリ帯域幅への要求が大きい。今後も B/F 比が小さくなることを考えると、将来の計算機 でも効率よく計算を行うためには、メモリ帯域 幅への要求を下げる必要がある。

気象モデルは一般に倍精度計算を用いてい る。これを実用に耐える範囲で単精度計算に置 き換えることができれば、メモリ帯域幅への要 求を下げることが可能となる。

2. モデルと実験設定

本研究では全球正二十面体格子非静力学モ デル NICAM の力学コア(NICAM-DC)を用いて、 Jablonowski and Williamson(2006;以下 JW06) が提唱した傾圧不安定波試験をおこなう。これ は東西一様南北半球対称な理想的な大気場中 の北半球のみに初期擾乱を置き、その時間発展 を求める。水平解像度は 220,56,14,3.5km とし た。鉛直総数は 40 層(最下層 58.8m、最上層 45km) である。ここでは 11 日積分を行う。

3. 結果

計算を全て単精度で行った場合は、南北半球 とも東西波数5の構造をもつパタンが卓越し 実用に耐えないことがわかった。この原因を調 査したところ、NICAM-DCでは有限体積法により 空間差分を行っているが、単精度の場合はコン トロールボリュームの面積や法線方向単位ベ クトルを求める際の精度が不足しており、この ため微分演算で用いる係数が精度良く求まっ ていないためであることがわかった。

そこで、微分演算に用いる係数を求めるまで の計算を倍精度のまま行い、係数自体は単精度 で保持する混合精度化を行った。この場合、時 間積分ループそのものはすべて単精度で計算 が行われる。そのため、混合精度の方が倍精度 に比べて1.8倍高速に計算を終えることができた。これは全て単精度にしたときとほとんど変わらない。

図1に混合精度9日予報における地表面気圧 の倍精度の結果からの差を示す。220km モデル では差はほとんどの領域で 1Pa 以下である。 56-3.5km モデルでは擾乱付近で差のパタンは 正と負の対になっており、56,14km モデルでは 倍精度の方が位相が遅く、3.5km モデルでは倍 精度の方が位相が速いことを示している。また、 誤差は高解像度モデルほど大きくなっている ことがわかる。

地表面気圧の差の全球 L2 ノルムは最も大き い3.5km モデルの11 日後においても0.5hPa を 下回っており、これは JW06 で示された数 10km モデルの異なる力学コア間の差の全球 L2 ノル ムよりも小さく、実用に耐えるものである。



図1 9 日目における倍精度実験の地表面気圧 (コンター、20hPa 間隔) と混合精度実験との 差(陰、hPa)。

参考文献: Jablonowski and Williamson, 2006, QJRMS, 2943-2975, doi: 10.1256/qj.06.12

謝辞:本研究は文科省 FLAGSHIP2020 重点課題 4のもと京コンピュータを用いて行った(課題 番号:hp150287, hp160230)。

雲解像モデル CReSS を用いたフェーズドアレイデータ同化実験: 2015 年 6 月 21 日の積乱雲の事例

*吉岡真由美¹·坪木和久¹·諸田雪江²·榊原篤志³

1.名古屋大学地球水循環研究センター、2.ウェザー・サービス(株)、3.(株)中電シーティーアイ

<u>1. はじめに</u>

一般にゲリラ豪雨と呼ばれるような、短時間で急速に発達し、局地的に大雨をもたらす降水システムの形成と発達の理解は気象学上の関心の深い問題である。気象観測技術の発達により、現象の把握が進んでいるが、防災上で重要となる早期検出と発達の経過を見るには、観測と連携した数値的手法による予測システムが必要である。

近年運用を開始したフェーズドアレイレーダ (PAWR, phased array weather radar)は、従来型 では 5~10 分を要していた 1 回のボリュームスキャ ンを 30 秒間隔で提供する。この高密度観測レーダ データを、大雨をもたらす積乱雲を解像する数値モ デル(雲解像モデル)の用いる初期値・境界値に加え る(同化する)ことで、数値モデルによる短時間降水 予測の精度向上が期待できる。

本報告では、2015年6月21日に京阪神地方で観 測された積乱雲群の事例について、フェーズドアレ イデータを雲解像モデル CReSS に同化して行った ハインドキャストの結果について報告する。 2. モデル・実験設定

数値実験には名古屋大学の開発した非静力雲解像 大気モデル CReSS (Tsuboki, 2007)を用いた。

大気の初期値・境界値として JMA/MSM-GPV を、 SST には JMA/MGDSST 利用した。同化実験では、 大阪に設置された NICT の PAWR により 30 秒ごと に取得した反射強度のデータを CAPPI (Constant Altitude Plane Position Indicator) に変換し、ナ ッジングにより高頻度に同化し、CReSS による時 間発展を計算した。

対象とする現象は、2015 年 6 月 21 日 15~21JST に観測された、1 時間程度で急速に発達し大雨をも たらした積乱雲群の事例である。大阪 PAWR をほ ぼ中心とし、積乱雲を表現する水平解像度約 1km で、 格子数 1024×1024 の広い計算領域(130E-141E, 30N-39N)を設定した。初期時刻を 2015 年 6 月 21 日 12JST に設定し 12 時間積分を行った。同化実験 では計算開始から 30 秒間隔の PAWR のデータを 3 時間ナッジングし、その後、同化なしで計算を継続 した。計算開始時刻から 3~6 時間後に観測された積 乱雲の再現について比較を行った。

<u>3. 結果</u>

本事例の気象庁レーダによる観測では、15:50JST 琵琶湖南端の大津市付近、その南の生駒山付近で積 乱雲によるとみられる 50mm/hr を超える強い降水 が観測された(図 1)。標準実験(PAWR 同化なし)では、 この付近に積乱雲に伴う降水が再現されたが、強度 は弱かった(最大で 30 mm/hr 程度、図略)。一方、 PAWR データを同化した実験(同化実験)では、これ らの地域に見られた降水強度が強まり、観測に近い 強度を再現した。これは、PAWR の観測から得られ る反射強度(降水)の情報が同化されたことで、積乱 雲の形成・発達に効く初期擾乱と発生域の場を形成 したと考えられる。このことから、積乱雲(群)のよ うな小規模の降水システムを定量的に精度よく予測 するためには、観測情報として PAWR の降水強度デ ータを用いることが重要であることを示唆する。 謝辞

本研究はNICT 受託研究課題「ソーシャル・ビッ グデータ利活用・基盤技術の研究開発」の一環とし て名古屋大学で行われました。



図 1:2015年6月21日に京阪神地方に発生した積乱 雲群。15:50JSTの降水強度分布。(気象庁レーダ)



図 2: PAWR データ同化実験における同時刻の降 水分布(塗りつぶし)と 10m 高さ地上風(ベクトル)。

発達する温帯低気圧による関東地方での竜巻等突風の発生環境場

*山崎 行浩、川村 隆一、川野 哲也(九大院理)、本田 匠 (理研計算科学)

<u>1. はじめに</u>

発達する温帯低気圧に伴い寒候期においても竜巻 等の激しい突風が発生することがある。特に関東地方 は日本における竜巻多発地域の一つ(Niino et al. 1997)であり、過去には発達する温帯低気圧の通過時 に竜巻が発生し、重大な被害が生じたこともある(例 えば1990年12月茂原竜巻)。そこで本研究では、寒 候期に関東地方において発達した温帯低気圧がもた らす竜巻等突風の発生環境場やその低気圧の構造を、 総観〜メソスケールの観点で調査した。

2. 使用データと解析手法

解析に使用したデータは、気象庁メソモデル (MSM) 初期値、気象庁長期再解析 (JRA55)、気象庁の竜巻等 の突風データベースである。MSM の初期値データは、 突風の発生環境場を示す各種パラメータの計算やメ ソスケール場の解析に、JRA55 のデータは MSM の領 域外を含む日本周辺の環境場の解析にそれぞれ用い た。対象とする低気圧は、高解像度の MSM のデータ がある 2006 年 3 月~2016 年 3 月までの寒候期 (10 月~3 月)において、関東地方 (海上や島しょ部を除 く) で激しい突風を伴った発達する温帯低気圧である。

3. 結果

対象となった温帯低気圧は5事例(2006年12月27日、 2010年11月1日、同年12月3日、2014年2月15日、2016 年1月18日)あり、時期の早い事例からCase1~5とす る。突風が発生した時刻はいずれも未明から朝の間で あり、突風の発生時間帯に共通性がみられた。

各事例ともに関東地方では下層(850 hPa)におい て高相当温位の空気が南から流入しており、中層(700 hPa)には温暖前線面上の湿潤域が広がっていた。特 にCase1(2006年12月27日)、Case3(2010年12月3日)、 Case4(2014年2月15日)では低気圧前面に典型的な温 暖コンベアーベルト(WCB)の構造がみられた。また、 Case2 (2010年11月1日)を除き、低気圧東側には優勢 な高気圧が存在しており、低気圧との間で下層の暖気 移流を強めることに加え、風向が高度とともに時計回 りに変化しストームに相対的なヘリシティ(SREH) も高めていた。Case5 (2016年1月18日)以外では、突 風の発生地点付近は複合パラメータKHI(櫻井・川村 2008)が概ね2以上の極大域となっており(図1)、中 下層が暖湿でかつ鉛直シアーが大きいという突風の 発生環境場を示していたと考えられる。一方、対流有 効位置エネルギー(CAPE)を含む複合パラメータEHI (Davies 1993)やSTP(Thompson et al. 2003)が高 い値となるのは海上が中心で、多くの突風発生地点付 近では相対的に低い値となっていた。

次に、関東付近のメソスケールの環境場に着目する。 突風の多くは KHI が高い領域内でも、低気圧前面に あたる海側からの強い南寄りの風と、陸側の北または 東寄りの弱い風との収束場で発生していた。また、突 風が多発した Case3 では、950 hPa 面の水蒸気フラッ クスが関東南部の陸上でも 400~500 g m⁻²s⁻¹の非常 に高い領域がみられ、陸側の収束場に向かって水蒸気 供給が強まっていた。KHI が他の事例と比べて低かっ た Case5 では、低気圧中心が他事例より突風発生地点 から離れており、下層の暖湿気塊の流入は相対的に弱 いが、関東地方には局地的な高圧部が南西に張り出す ように形成され、陸側の下層では東風が卓越していた。 その一方、中層(500 hPa)では南西風が強く、風向が 高度とともに時計回りに大きく変化しているため、中 層にかけての鉛直シアーが他の事例より非常に大き い (SREH_{6km}>1200 m²s⁻²) 環境場が特徴的であった。

なお、関東地方で突風を伴った低気圧と突風を伴わ なかった低気圧との比較も進めているが、その内容に ついては大会当日に示す予定である。



図1 KHI(陰影)、SLP(実線;hPa)、地上風向・風速(ベクトル;m/s)、突風発生地点(×印)の分布。 (a) Case1(2006 年 12 月 27 日 0 時)、(b) Case2(2010 年 11 月 1 日 6 時)、(c) Case3(2010 年 12 月 3 日 9 時)。

海上竜巻の傾きの時間・高度変化

岩井宏徳、青木誠、久保田実(情報通信研究機構)

1. はじめに

前回の報告において、2015年8月31日にNICT 沖縄電磁波技術センターに設置されているにフ ェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)とドップラ ーライダーにより観測された海上竜巻の観測事 例を報告した。海上近傍に北側の降水からの冷 気外出流と南西よりの一般風との境界が形成さ れ、水平シア不安定により反時計回りの循環に 発達したことをドップラーライダーにより検出 した。その循環の上空に成長する降水コアに伴 う上昇流が存在し、上昇流による循環のストレ ッチングにより海上竜巻が発生したことをフェ ーズドアレイ気象レーダ(PAWR)により検出し た。本報告では、海上竜巻に関連する親雲内の ドップラー速度の azimuthal shear signature (ASS) が北西方向に顕著に傾いていることを示す。

2. 観測結果

ドップラーライダーにより検出された海上竜 巻に関連する渦のパターンの上空に、PAWR に よりドップラー速度の正負の対が検出された。 ここでは同じレンジ内で 2km 以上離れていない ドップラー速度の局所極大・極小の差を ASS と 定義し、その中心を ASS の位置とする。ASS の 傾き (inclination angle) は天頂からの角度で定義 する。

図1に各観測高度(1,1.5,2,2.5km)における ASS の水平位置の時間変化を示す。高度 1km で は、海上付近の渦の位置から北西に約800m離れ ており、40 度程度傾いている (図 2)。これは、 親雲の北方向の動きと海上竜巻を発生させた上 昇流の傾きが関係していると考えられる。海上 竜巻の成熟期においても ASS の観測高度が上が るにつれ、ASS の水平位置は北西から北にずれ ていき、上空においても ASS は顕著な傾きを示 している。フェーズドアレイレーダによる tornado の観測から、tornado に関連する tornadic vortex signature は成熟期にはより垂直に近い構 造になることが報告されており(French et al. 2014)、本研究の結果とは異なる。海上竜巻の消 滅前には全観測高度で傾きがさらに増大してお り、こちらは French et al. (2014)と一致する。

3. まとめ

沖縄本島沿岸で発生した海上竜巻に関連する 親雲内の ASS の傾きの時間・高度変化について 報告した。今回観測された海上竜巻に関連する ASS は発生から消滅に至るまで顕著に傾いてお り、発生時のストレッチングをもたらした上昇 流の傾きと親雲の移動の影響を受けているもの と考えられる。海上竜巻の消滅期の ASS の傾き の増大は、消滅プロセスが密接に関係しており、 詳細は発表で報告する。



図 1 ドップラーライダーにより観測された渦と PAWR により観測された各高度での ASS の水平位置 の時間変化。



図 2 各観測高度における ASS の傾き (inclination angle) の時間変化

庄内平野における冬季雷3次元観測の初期解析

*吉田智¹,吉川栄一²,楠研一¹,足立透¹,猪上華子¹,石津尚喜³,林修吾¹ (1:気象研究所,2:宇宙航空研究開発機構,3:アルファ電子/気象研究所)

1. はじめに

気象研究所と宇宙航空研究開発機構では 2015 年度よ り山形県庄内空港周辺において気象レーダーおよび雷3 次元標定装置(BOLT)を用いた冬季雷観測を実施してい る(吉川ほか, 2016 年気象学会春季大会).この冬季雷観 測は 2015 年 11 月下旬からおよそ 2 か月半に渡り実施さ れ,観測期間中に雲放電や落雷に加え,上向き放電で 開始する雷放電など冬季雷特有の雷放電の 3 次元標定 に成功した.本稿では 3 次元標定結果を詳解する.

2. BOLT について

BOLT は複数の BOLT センサで構成されており, 庄内 平野を中心として 11 機設置し雷観測を行った(図1). 各 BOLT センサは容量性平板アンテナ, A/D 変換器, GPS, パーソナルコンピュータで構成される. アンテナ受信波 形は 500kHz のローパスフィルタを通過し, A/D 変換する. A/D 変換器のサンプリングレートは 4MHz, 垂直分解能 は 16bit である. 受信波形からパルスピークを抽出し, 到 達時間差法で 3 次元標定を行う.

3. 結果およびまとめ

観測事例の一例として雲放電の3次元標定結果を示す. 本事例は110 ミリ秒程度継続する事例で,高度およそ 2.5kmで開始した雲放電は高度5km程度まで上昇し,そ の後水平方向に進展している.リーダに伴うLF帯電磁波 波形の解析より,負極性のリーダであることが判明してい る.負極性リーダが高度4-5km付近で水平に進展してい ることからこの領域に正電荷領域が存在したと推定される. 一方,高度3km付近にもBOLT標定点が得られており, 断続的に標定されていることからこの標定点は負電荷領 域に対応している.推定された電荷構造は通常夏季に推 定される高度(正電荷領域;10-12km,負電荷領域; 7-9km)と比較し,非常に低く,電荷領域の高度が低くなる という冬季雷特有の特徴を示している.

MSM の結果によるとこの雲放電により中和された正電 荷領域,負電荷領域はそれぞれ,-20℃高度から-30℃高 度,および-10℃高度付近に存在していることが分かる. 推定された電荷構造も一般的な夏季に観測される電荷構 造(正電荷領域;-30℃高度以上,負電荷領域;-10℃高度 から-30℃高度)と比較して低高度(高温度)に推定され た.

冬季積乱雲は夏季積乱雲と比較し、上昇気流が弱いた

め電荷領域高度が低いことが知られている. 夏季と比較 し冬季では電荷領域に対応する温度高度が低高度(高 温度)について考察する.

謝辞 本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金(課 題番号、26750138 及び15H03728)の支援のもとに行われた.



図1:BOLT 観測サイトマップ. 〇が BOLT サイトを示す.



図2:2015年11月30日に観測された雲放電のBOLT標定 点.(上図)標定点高度の時間変化,(2段目左図)東西断面, (2段目右図)BOLT標定点密度,(3段目左図)平面図,(3 段目右図)南北断面.

新しい GSMaP 雨量計補正降水マップ (GSMaP Gauge)の検証

* 妻鹿友昭・牛尾知雄(阪大院工)

1 はじめに

全球における降水分布は地球の熱輸送の把握はもとよ り、水資源管理・洪水渇水の把握等の実利用においても 重要な情報である。しかし先進国等では雨量計やレーダ による降水観測網が整備されているが、途上国では十分 な観測網が整備されていない。また、国家や地域により 観測手法が異なるため、統一されたデータとして処理す るには手間がかかる。

一方、衛星からのリモートセンシンシングは全球を 同じ測器で観測することができる。しかし静止衛星を 除いて、低軌道衛星はある場所を連続して観測するこ とはできない。降水粒子はマイクロ波を放射・散乱す るため、放射計の輝度温度は変化する。この輝度温度 の変化から降水量を推定することができる。現在、受 動マイクロ波放射計は多数の人工衛星で運用されてい る。これにより、複数の衛星により一時間程度でほぼ全 球を観測できるようになった。複数の衛星を組み合わ せた降水マップが作成されている (Joyce et al. 2004; Sorooshian et al. 2000; Aonashi et al. 2009; Huffman et al. 2015)。その一つに航空宇宙研究開発機構が中 心となって開発する全球合成降水マッププロダクト (Global Satellite Mapping of Precipitation; GSMaP) がある (Aonashi et al. 2009)。GSMaP の標準プロダ クト (GSMaP MVK) は放射計の観測範囲は推定した降 水量、観測範囲外は赤外の雲移動ベクトルからカルマン フィルタを用いて降雨を補完した一時間毎の 0.1° 間隔 の全球降雨マップである。

また、実利用においては陸上の降水量の精度が重要で あるが、放射計の降雨推定では陸面の放射が強く、散乱 信号を用いて降雨を推定する。それゆえ陸上の降雨推定 の誤差は海上より大きい。そこで、高い時間空間分解能 を持つ GSMaP MVK プロダクトに低い時間・空間分 解能であるが直接観測である雨量計データを用いて降雨 量を補正する雨量計補正 GSMaP (GSMaP Gauge)が 作られた。今年度、GSMaP アルゴリズムは新しいバー ジョンがリリースされる。新しい GSMaP Gauge では 補正に用いる雨量計データの信頼度を考慮して補正を変 更するように変更した。新しい GSMaP Gauge アルゴ リズムの紹介および GSMaP Gauge プロダクトの新旧 の結果や他のデータを用いて比較・検証を行う。

2 GSMaP Gauge

GSMaP Gauge は地上の雨量計データを用いて GSaMaP MVK を補正するアルゴリズムである。補 正には以下の降雨モデルと観測モデルを用いる。

$$\boldsymbol{x}_{n+1} = \boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\mu_w, \sigma_w^2) \tag{1}$$

$$\boldsymbol{y}_n = c\boldsymbol{x}_n + \mathcal{N}(\mu_v, \sigma_v^2) \tag{2}$$

ここで N は正規分布を表す。 x_n は n 時の降雨強度, μ_w 、 σ_w は平均と分散である。 y_n は n 時に推定された降水 量、 μ_v , σ_v は観測ノイズの平均と分散である。c は比例 定数である。式 (1) は降雨の時間変化である。式 (2) は 観測した降水量と実際の降水量との関係をしめす。これ らのモデルから以下の評価関数 (J)を最小化し、24 時間 分の時間降水量 (x_n , $n = 1 \dots 24$)を求める。

$$J(\boldsymbol{x}) = J_1(\boldsymbol{x}) + \lambda J_2(\boldsymbol{x}) \tag{3}$$

$$J_1(\boldsymbol{x}) = -\ln \Pr(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}) \tag{4}$$

$$J_2(\boldsymbol{x}) = \frac{1}{2} \left(\sum_{n=1}^{24} \boldsymbol{x}_n - W \right)^2$$
(5)

W は 24 時間降水量である。 λ は最適化に対するモデ ルと雨量計の重みである、 λ が大きいほど雨量計の雨 量に一致する。GSMaP Gauge で用いた 24 時間雨量は NOAA Climate Prediction Center が提供する雨量計か ら推定した 5°×5°の分解能を持つ日雨量データ (CPC) を用いる。

GSMaP Gaugeで用いる CPC 雨量において雨量計の 無い所は Optimal Interpolation を用いて補完している (Xie et al. 2007)。一方 GSMaP Gauge の検証から雨 量計の無い所の CPC で補正されたグリッドは、補正に より悪化することが指摘されている (Oliver 2016)。そ こで、雨量計の数が少ない観測データでは入を変更し、 CPC の降水量に対する補正の重みを減らし、また、補 正する場所とその周辺に全く雨量計が無い場合は補正し ないことにした。

この結果、アメリカ合衆国・日本・ヨーロッパ・オー ストラリアは CPC とよく合い、アフリカ・東南アジ ア (ミャンマー、カンボジア、インドネシア等)・南米等 は MVK に近くなった、インドでは MVK と CPC の 間になった。帯状平均では多くの緯度で MVK と現状 Gauge との間とになった。

3 おわりに

今年度、GSMaP MVK を雨量計補正する GSMaP Gauge アルゴリズムは新しいバージョンに変更する。新 GSMaP Gauge アルゴリズムでは雨量計の数により重 みを変更し、CPC では信頼度が低いデータの影響を減 らした。発表では新 GSMaP Gauge アルゴリズムの詳 細と定量的な評価を示す。

石狩平野における大雪発生時の降雪雲や気流の特徴

山田芳則(気象研)

1. はじめに

冬季の石狩湾上や石狩平野では、さまざまな型 の降雪雲が出現して、これらの雲によって大雪が もたらされる場合がある。大雪をもたらすような 降雪雲の特徴(雲内の3次元気流構造など)につ いては、これまでに十分解明されているとは言え ないため、Dual-Doppler と数値モデルによって 解析した結果について報告する。

2. 解析方法

降雪雲内の3次元気流構造は、札幌レーダーと 新千歳空港レーダーのデータを組み合わせて MUSCAT 法によって解析した。水平格子間隔は1km, 鉛直方向は0.5 kmの解像度とし、最低の解析高 度は地表から0.7 kmにとった(札幌レーダーの 地上高が約0.7 km)。なお、比較的精度よく気流 が解析されているのは、石狩平野の沿岸部から石 狩湾上にかけてである。また、札幌レーダーの3 次元走査は10分に1回であるので、降雪雲の時 間発展は十分に解析できない。数値実験は、気象 庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて、水平解 像度1 km (鉛直層数は60)で行った。

<u>3. 解析結果</u>

降雪システム内に含まれる様々な降雪雲を調べた 結果、大雪時とそれ以外の降雪雲内での上昇流の大 きさには顕著な違いはなく、いずれも高々数 m s⁻¹ であった。その一例を図1(大雪時)と図2(降雪強 度が弱い時)に示す。この他の事例についての解析 結果でも、上昇流の大きさはこれらと同様であった。 また、レーダー解析から算出された上昇流の大きさ は、数値実験による結果とも整合していた。

大雪時とそうでない時の水平風の特徴について、 大雪時には雲層内で鉛直シアがやや強いことがレー ダー解析からわかった。たとえば、2014年12月15 日の大雪事例では、高度1km以下の下層では北西 ~北北西の風となっていたのに対して、上層では北 西の風が卓越していた(図3)。下層の風は、地形の 影響を受けている可能性がある。これに対して、図 2のL-modeの事例では、混合層内では北西~北北西 の風が卓越しており、鉛直シアは弱かった。

謝辞:本研究は、JSPS 科研費 26242036 の助成を受けたものです。札幌と新千歳空港レーダーデータは、 気象庁観測部から提供していただきました。



過冷却水滴に着目した降雪システムの鉛直構造の解析

*原田正輝・重尚一・山本宗尚(京都大院・理)

1 はじめに

熱帯降雨観測衛星降雨レーダ(TRMM/PR)による 観測によって、熱帯の降水システムの3次元構造が 明らかになった。一方、中緯度における降水システ ムの研究は発展途上にある。降雪システムにおいて は、Liu and Seo (2013, JGR)で指摘されているよう に、降雪雲の雲頂部にしばしば過冷却水滴が存在し、 水滴による吸収・射出のために、下部にある氷から の散乱シグナルが見えなくなってしまうため、衛星 搭載マイクロ波放射計の散乱アルゴリズムによる降 雪リトリーバルの障壁となっている。したがって、 降雪システムにおいて過冷却水滴が雲の上部に存在 するか否かが重要である。そこで、本研究では寒気 の吹き出しに伴う降雪システムと温帯低気圧に伴う 降雪システムという2つの降雪システム着目し解析 を行っていく(図1)。

2 使用データ

本研究では、CloudSat/CPR の雲マスクと降雪強 度、大気場データ、CALIPSO/CALIOP の雲相デー タ (Yoshida, Okamoto, Hagihara, Ishimoto, 2010, JGR) (Okamoto, Hagihara, Hayasaka, Oki, 2014, JGR)、Aqua/AMSR-E のマイクロ波輝度温度を用 いた。輝度温度は、水・氷ともに高い感度を持つ周 波数 89GHz のマイクロ波輝度温度の偏波差 (PD=TBv-TBh)と、 polarization corrected temperature (PCT=1.818*TBv-0.818*TBh)を用い た。Liu and Curry (1998, JAS)で、PD は雲水から の放射、PCT は氷粒子による散乱の良い指標である と述べられている。

3 解析結果

図2は寒気の吹き出し時、図3は温帯低気圧のシ ステムにおける解析結果である。寒気の吹き出しに 伴う雲は北側の雲の中~上部に過冷却水滴が存在し、 南側では主として氷晶が存在している(図2上)。 それに伴って、過冷却水滴が存在する場所では PD89は雲の発達とともに低下し、氷晶の卓越する ところではPD89は上昇している。PCT89について は変化が小さい(図2中)。一方、温帯低気圧の事 例では、43N~44Nを除いて雲頂はほとんど氷晶で ある(図3上)。降雪強度の増加に伴って PCT89、 PD89 共に低下している(図3中)。

以上の結果から、寒気の吹き出しと温帯低気圧の 降雪システムでは、雲の中〜上部における過冷却水 滴の有無という大きな違いがあることが分かった。 前者は Murakami et al. (1994, JMSJ)の結果と一致 している。衛星搭載のマイクロ波放射計による降雪 のリトリーバルについては、雲水が雲の上部にある 寒気の吹き出しに伴うシステムでは、PCT89 がほぼ 一定のため散乱シグナルは小さく、PD89 が大きく 低下しているため、降雪の検出・リトリーバルには 過冷却水滴からのシグナルに応答している PD89 を 使うのが望ましいと考えられる。一方で、温帯低気 圧の事例に対しては、雲水が上部になく、PCT89、 PD89 ともに低下しており、散乱のシグナルに対応 する PCT89 を使うのが望ましいと考えられる。



図 1: 寒気の吹き出し(左)及び温帯低気圧(右) に伴う雲の可視光の反射率と CloudSat, CALIPSO の軌道(黒線)



図2:寒気の吹き出しの事例。横軸は緯度で共通(上) 雲域(薄灰色)、氷晶(濃灰色)、過冷却水滴(黒)、相当 温位(等値線)(中)降雪強度とPCT89・PD89(下) 地上付近の気温(℃)



豁储

本研究は JSPS 科研費 22340133 衛星搭載アク ティブセンサーによる雲微物理特性導出とその生成 機構の解明(代表岡本創)で作成した雲相のデータ の提供を受けたものである。
多次元ビン法微物理モデルを用いたバルク法粒子クラスの検討

*橋本明弘¹•三隅良平²•折笠成宏¹ ¹気象研究所.²防災科学技術研究所

1. はじめに

自然界に出現する雲・降水は多種多様な形態をと るが、数値気象モデルに組み込まれている従来のバ ルク法微物理過程は、表現可能な雲・降水粒子の特 性が、現実の多様さに比べて極めて限定されている。 この点を解消し、氷粒子の多様性を現実的な形で表 現しながら、比較的低コストで運用可能な、高精度の バルク法微物理モデルの構築を目指して具体的な 検討を行っている。本稿では、バルク法粒子クラスの 設計のために、多次元ビン法微物理モデル用いて検 討している内容について概要を述べる。

2. 数值実験

国内で共同開発された多次元ビン法微物理モデル(Misumi et al. 2010)は、液体・固体水粒子の状態を、複数のパラメータで構成されるパラメータ空間における多次元スペクトルとして表している。このモデルを用いて、空気塊断熱上昇実験を行った。粒子状態を表す 5 つのパラメータ、水質量・エアロゾル質量A・エアロゾル質量B・アスペクト比・体積を、それぞれ、46,17,9,11,16 個のビンに離散化した。これにより、100 万種以上の粒子状態を表現可能であるが、これを従来のバルク法並みの数のクラスに分類し平均アスペクト比や平均粒径等のバルクパラメータを求め、その振る舞いを調べる。断熱上昇実験の初期値は、気圧 1000 hPa,湿度 95%,温度 8℃とした。空気塊の上昇速度は 4.0 ms⁻¹とし、25 分間の時間積分を行った(上昇距離 6000 m)。

3. 結果と考察

試行可能な粒子分類方法の内、表1のように分類 した場合の各粒子クラスにおける粒子の代表的特徴 を図1に示す。氷晶に相当するクラス C1 と霰粒子を 包含するクラス C3 のアスペクト比は 0.3~4.0 程度の 値を示した(図 1a)。比較的大きな氷晶または凝集体 に相当するクラスC2は、0.1~6.0程度とさらに広い範 囲の値を示した。このことは、バルク法に粒子形状を 取り込む場合には、これらに相当する範囲のアスペク ト比を各粒子クラスが表現し得るモデル化を施す必 要があること、または、アスペクト比によるクラス分けが さらに必要であることを表している。粒子サイズ(図 1b)は、いずれの粒子クラスも、断熱冷却に伴う低温 化とともに増加した後、減少していた。これは、成長し た大粒子と新しく生成された小粒子が、一つの粒子 クラスに混在し平均化されることで、本来、単調に増 加すべき粒子サイズが、実験後半で見かけ上小さく なるためである。このことは、質量による分類(表 1)を 細分化する必要性を表している。

謝辞

本研究は<u>JSPS 科研費 16K05557</u>の助成を受けたも のです。

参考文献

Misumi et al., 2010: Atmos. Sci. Let., 11, 186-191. doi:10.1002/as1.268

表1. 質量と密度による粒子分類。括弧内は、その クラスに該当するバルク法の粒子クラス。

		Mass		
		M< 1.35x10 ⁻¹⁰ kg	1.35x10 ⁻¹⁰ kg < M	
	ho < 500 kgm ⁻³		C2 (snow)	
Density	500 < ρ < 700 $~\rm kgm^{-3}$	C1 (cloud ice)	C3 (graupel)	
	700 kgm⁻³ < ρ		C4 (hail)	



図 1. 断熱上昇実験から得られた(a)アスペクト比と (b)粒子半径のそれぞれ平均値。縦軸は空気塊の 温度。C1,C2,C3,C4 は表1の粒子クラスを表す。

ライダーデータを用いたエアロゾルコンポーネント導出パッケージの開発

*西澤智明¹、工藤玲²、岡本創³ (¹国立環境研究所、²気象庁気象研究所、³九州大学)

<u>1. はじめに</u>

国立環境研究所では 1996 年より、2 波長(1064,532nm) 偏光(532nm) Mie 散乱ライダーによる地上観測ネットワー ク(AD-Net)を東アジア広域に展開し、エアロゾルの動態 把握を行ってきた。そして、エアロゾルの光学・微物理特 性の詳細測定、そしてライダーデータを用いたエアロゾ ル種分離推定の高度化を目指し、2009 年より AD-Net ラ イダーの多チャンネル化(多要素測定+多波長測定)を 進めてきた。。

現在、AD-Netでは、従来の2波長偏光 Mie 散乱ライダ ー(ML)による観測を継続すると共に、主要サイト5地点 (つくば、松江、福江、ソウル、ピマイ)では、MLにRaman 散乱光(532nm 励起の窒素振動 Raman(607nm))の測定 チャンネルを付加した Mie-Raman ライダーシステム (MRL)による観測を行っている。また、福岡(九州大学応 用力学研究所)、富山(富山大学五福キャンパス)、沖縄 (環境研辺戸岬大気・エアロゾル観測ステーション)では、 2013 年より多波長 Mie-Raman ライダーシステム(MMRL) の導入を進め、連続観測を実施している(ただし、昼間 は太陽光の影響により十分な Signal-to-Noise 比が望め ないことから、Raman 散乱信号を用いた解析は夜間デー タのみ用いる)。さらに、つくば(環境研究所敷地内)では、 波長 532nm での高スペクトル分解ライダー(HSRL)による 連続測定も実施している。

これらの多チャンネルライダーの測定データを用いて、 鉱物ダスト、海塩粒子、大気汚染粒子(硫酸塩等粒子や ブラックカーボン)といったエアロゾルの種類を判別し、 それらの光学特性の鉛直分布を抽出するデータ解析手 法の開発も進めてきた。MLからは鉱物ダスト、海塩粒子、 大気汚染粒子の光学的濃度(消散係数)を推定する解析 手法*1を開発し、AD-Netのデータ解析に適用すると共に、 CALIPSO 衛星搭載ライダーCALIOP(NASA)データに適 用し全球エアロゾル解析も実施している。また、MRL や HSRL からは、大気汚染粒子を細分化し、鉱物ダスト、海 塩粒子、硫酸塩等粒子およびブラックカーボンの4種エ アロゾルの消散係数を推定する解析手法*23を開発し、 AD-Net への利用と共に、EARTHCARE 衛星搭載ライダ ーATLID(JAXA/ESA)用のエアロゾル解析アルゴリズム にも応用している*4。また、これら開発したアルゴリズム は、他で実施されている Mie 散乱ライダー、Raman ライダ ー、やHSRLデータの解析にも適用できるため(例えば、 欧州の地上ラマンライダーネットワーク EARLINET や LaRC や DLR の航空機搭載 HSRL 等)、応用の幅は極め て広い。そこで、上記アルゴリズムを統合したパッケージ の開発を進めている。

本発表では、上記アルゴリズム群の概要とその観測適 用例を示すと共に、パッケージ開発状況について報告す る。

<u>2. 統合パッケージ</u>

統合パッケージの開発では、まず、AD-Netおよび衛星 搭載ライダーの解析をターゲットとして、5タイプのライダ ー測定値からエアロゾル種毎の光学特性を推定するア ルゴリズムの統合を始めている(図1)。

MMRL システムからは、全 7 チャンネルの測定値が得 られる(2α(355,532)+3β(355,532,1064+2δ(355,532))(図1 左から3番目)。ML や MRL 用に開発してきたエアロゾル 種推定アルゴリズムを発展することで、MMRL の全7チ ャンネルデータを同時利用し、光吸収性が強い小粒子 (ブラックカーボン)、光吸収性の弱い小粒子(硫酸塩等 粒子)と大粒子(海塩粒子)、そして非球形粒子(鉱物ダ スト)の4種エアロゾルの消散係数と、それらの粒径(モ ード半径)の鉛直分布を推定するアルゴリズムの開発を 現在進めている。



図:統合パッケージの入出力の流れ

謝辞

本研究は科研費基盤研究(課題番号 S25220101)の助成のもと実施されている。

参考文献

- *1) Nishizawa et al., JQSRT, 112, 254-267, 2011.
- *2) Nishizawa et al., IEEE TGRS 46, 4094-4103, 2008.
- *3) Nishizawa et al., JQSRT, accepted, 2016.
- *4) Nishizawa et al., JRSSJ, 33, 367-376, 2013 (Japanese)

エアロゾルの影響に着目した衛星推定日射量の地上検証 *小野遼太¹・中島孝¹・竹中栄晶²・竹下秀³ (1:東海大学, 2: JAXA, 3:東海大学総合科学技術研究所)

1. 背景

近年,地球温暖化への懸念から,再生可能エネル ギーに対する関心が高まっている.特に太陽光発電 は広範囲で取得が可能なエネルギー源とされており, 徐々にその設置数は増えている.太陽光発電におい ては設置点の日射量を正確に知ることが重要である. しかし,設置点の日射量データが必ず存在するとは 限らない.一方で,気象衛星を利用した日射量推定 では広い対象範囲で日射量の推定が行えるため,取 得したい地点の日射量データを得ることができる.

衛星推定日射量の検証には地上放射計が用いられ る.気象衛星を利用した日射量推定では、大気中の エアロゾルの影響により、推定量が過大評価される 可能性があることに注目した研究を行う.

2. 目的

本研究では、気象衛星ひまわり 8 号により取得さ れたデータを用いて推定された衛星推定日射量と東 海大学にて行われている地上観測日射量の比較を行 い、さらに同地点でのエアロゾルの光学的厚さの観 測から衛星推定日射量に対してエアロゾルがどの程 度影響を及ぼしているかを調査することを目的とし た.

3. 研究方法

3.1 使用データ

本研究では,太陽放射コンソーシアム (http://amaterass.org)より提供されている衛星 観測データに基づく日射量推定データ,及び東海 大学湘南校舎で実施している日射量地上観測データ を用いた.さらに同地上観測地点では,雲の状態に ついて全天カメラを用いて記録しており,雲画像デ ータとして用いた.

また、東海大学湘南校舎にて携行型サンフォトメ ータ MICROTOPS II (Solar Light Company, Inc.) により観測したエアロゾルの光学的厚さを用いた.

3.2 研究手法

表1及び図1に示す地上観測地点での日射量と, 図2に示す衛星推定日射量データの範囲から地上観 測地点と同緯経度のデータを抜き出して比較・解析 を行う.さらに同地点での同時刻におけるエアロゾ ル光学的厚さの観測結果を比較することにより,衛 星推定日射量におけるエアロゾル光学的厚さの影響 を調査する.

表1. 解析対象地点の緯度・緯度

解析対象地点	緯度[°]	経度[°]
東海大学湘南校舎	$35^\circ~21^{\circ}25^{\circ}\mathrm{N}$	139° 16' 22"E



図 1. 解析対象地点 図 2. 衛星推定日射量データ範囲

4. 解析結果

図3に、2016年2月19日における地上全天日射 量と衛星推定日射量データの比較を示す。2015年8 月5日から2016年3月31日までに行った計40日の MICROTOPSII観測日について検討したところ、図3 に示す事例のように、衛星推定日射量が過大評価と なっている日が存在していることが判明した。これ は大気のエアロゾルの光学的厚さが全天日射量に影 響を与えていると考察される。今後は衛星推定日射 量が過大評価だった日とそうでない日のエアロゾル の光学的厚さの比較を行う。



図 3. 2016年2月19日の地上-衛星全天日射量比較

静止気象衛星から観測された散乱日射強度に基づく地上日射量の推定法

西澤慶一(電力中央研究所)

1. <u>はじめに</u>

近年、太陽光発電の普及が急速に進んでおり、電力系統 に及ぼす影響を把握するため、発電出力を正確に知る必要 がある。地域で積分された発電出力を見積もるには、静止 気象衛星から観測された散乱日射強度に基づき、対応する 雲の状態と地上日射量を推定する方法が有効である。

2. 太陽光発電出力の推定法の概要

太陽光発電出力の推定法における地上日射量の推定ス キームの位置づけを、図1に示す。本推定スキームでは、 初めに、衛星から観測された地表面-大気系の双方向反射 率に対応する、層状雲の光学的厚さを推定する。続いて、 地上日射量の直達成分・散乱成分を、デルタ2ストリーム 近似の簡単な太陽放射伝達モデルを用いて推定する。

3. 双方向反射率の計算

雲の光学的厚さを推定するために、双方向反射率

$$R_{\lambda}(\tau_{c}, f_{ice}; \mu, \mu_{0}; \phi - \phi_{0}; R_{s}) = \frac{\pi I_{\lambda}(\mu, \phi)}{S_{0}, \mu_{0}}$$

を、東京大学が開発した放射伝達モデル(Rstar6b)を用 いて計算した。その結果を、雲の光学的厚さ τ_e 、氷雲の比 率 fice、衛星天頂角の余弦 μ 、太陽天頂角の余弦 μ の、衛星と 入射太陽放射の方位角の差 $\phi - \phi_0$ 、および地表面アルベド Rsに関する 6 次元配列に保存しておき、観測された R_{λ}に 対応する τ_e を効率的に推定できるようにした。

図2は、 μ_0 =0.7、 R_s =0.15の条件で、 τ_c =4の水雲の $R_\lambda を、様々なµに対して計算した結果である。さらに、図$ $3は、<math>\tau_c$ =4の氷雲と水雲の R_λ の比を示している。なお、 水雲と氷雲の R_λ は、雲頂付近の温度から推定された fice で 内挿することができる。

4. <u>まとめ</u>

当所では、衛星観測データに基づいて地上日射量を推定 するスキームを開発しており、そのために、双方向反射率 から雲の光学的厚さを効率的に見積もる方法を考案した。 このスキームでは、予め計算された双方向反射率の値を、 6次元の一覧表に保存して利用する。今後、地上日射量の 推定誤差などについて、詳しく分析する予定である。



図1 太陽光発電出力の推定法における情報の流れ。



図2 水雲の双方向反射率の計算値(波長 0.51 µm で)。





ひまわり8号 Gridded プロダクトの公開と精密幾何補正前後の位置補正比較

*豊嶋紘一 ¹•樋口篤志 ¹•竹中栄晶 ^{2,1}•坂下太陽 ²

(1:千葉大 CEReS, 2:JAXA EORC)

1. はじめに

現在千葉大 CEReS ではひまわり 8 号全球スキ ャン (FD) について、精密幾何補正処理を行っ て等緯度経度座標系のデータに変換を行った Gridded プロダクトを公開している. 処理のはじ めに FFT 位相限定相関法を用いた衛星観測デー タ(HSデータ)の位置精度補正を行う.静止軌 道上で衛星の姿勢がわずかに変化することによ り、観測データの位置精度を低下させ、マルチバ ンド合成や解析を行う際にバンド間誤差が問題 となる.この変化は非常に小さいものであるが、 500m 解像のデータにとっては大きな誤差とな る. ひまわり8号のセンサは可視から赤外にかけ て16のバンドをもち、さらに時間解像度も日本 域では2.5分間隔の高頻度観測が行われ、遅延の 少ないデータ公開には処理の高速化が求められ る. 位相情報の計算には新たに SRTM(Shuttle Radar Topography Mission)の 3sec メッシュデ ータを利用し、ひまわり8号用にアルゴリズムを 改善し, 並列計算に特化させることにより, 処理 時間を40秒に圧縮し2.5分ごとの準リアルタイ ム解析とデータ公開が可能となった.

ここでは精密幾何補正前のひまわり標準デー タと, CEReS で処理・公開を行っている Gridded プロダクトを比較し, どの程度改善されたのか位 置ずれ補正の比較検証を行う.

2. 解析手法

気象庁が公開するひまわり標準データと、千葉 大 CEReS で精密幾何補正処理を行った Gridded データについて、それぞれバンド 03 (0.64 µ m, 500m 解像度)を用いて位置ずれの比較を行った. 解析期間はひまわり 8 号静止運用開始後の 2015 年 7 月から 2016 年 7 月の観測分を対象とした.

3. 結果とまとめ

観測データの位置精度誤差は衛星の姿勢制御 に起因し、ランダムにみられる.東西方向の位置 精度誤差は南北方向よりも大きく 4pixel 程度の ずれがみられるものもある.例として図1,2に 2016年5月9日4時30分(UTC)の精密幾何補 正前後の観測画像を示す.発表では約1年分の観 測データを統計的に解析し,位置ずれの頻度やそ の発生時刻などの結果をもとに,その特徴につい て議論する予定である.



図1 精密幾何補正前の観測画像(オーストラ リア西部拡大)



謝辞

本研究は CREST/TEEDDA, VL, 千葉大学, 環境省推進費の支援を受けて実施しております.



衛星観測データを用いた降水プロダクト間の比較 * 古澤(秋元)文江・増永浩彦(名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1 はじめに

1997年に熱帯降雨観測衛星 (TRMM)と 2014年に全球 降水観測計画 (GPM) の主衛星が打ち上げられ、マイ クロ波観測装置 (TMI/GMI) に加え、精度の高い降雨 レーダ (PR/DPR) で降水を観測することができ、画期 的に全球の降水量分布の観測精度が向上した。ここで、 改めて、同一手法にて現在よく 使用されている 衛星に よる降水プロダクト間の比較をする意義は大きい。比 較結果は各プロダクトの開発者に対してはアルゴリズ ムの改善に寄与し、また、各プロダクトの利用者にはプ ロダクトの利点、問題点の把握に寄与するものである。 比較した衛星プロダクトは、GPCP、CMAP/CMAPno-numeric, TRMM3B42/IMERG, GSMaP(-MVK)/ GSMaP-GAUGE, CMORPH/CMORPH-MWの9つ である。GSMaP-GAUGEなど、衛星による降水デー タに雨量計データ CPC や GPCC を組み込んだプロダ クトがあるため、それらの比較も行なった。

比較する際、NASAの Shuttle Radar Topography Mission(SRTM)のデータを元に、海、陸、沿岸に分け、時 空間分解能を合わせた。2015 年 8 月の月平均降水量の 頻度分布を比較した結果、全領域平均では IMERG を 除くとよく一致していることがわかった。詳しく調べ ていくと、各データセットの特徴が見えてきた。

2 DATA

GPCP:全球降水気候計画 (Global Precipitation Climatology Project) を support するための、衛星デー タと雨量計データ GPCC を用いた降水データセット である。V2.2の日毎1度毎と月毎2.5度毎のデータ を使用した。CMAP:CPC Merged Analysis of Precipitation は、雨量計データ CPC と 5 種類の衛星 データ (GPI,OPI,SSM/I scattering, SSM/I emission, MSU)と数値モデル予報を組み込んだデータセット である。V1604の月毎2.5度毎のデータを使用した。 TRMM3B42:TRMM-TMI から求めた降水量に GMS, GOES-E, GOES-W, Meteosat-7, Meteosat-5, NOAA-12 の赤外から求めた降水量を組み込んだ NASA の データセットである。V7の3時間毎0.25度毎の データを使用した。IMERG:Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM の略である。Goddard Profiling Algorithm(GPROF2014)を使って GPM-GMI か ら導出した降水量を MTSat-2, Meteosat-9/7, GOES-8/10/11/12/13/15を使って CMORPHの KF(Kalman Filter) で移動している。V03Dの 30 分毎 0.1 度毎の陸 面が GPCC 月平均雨量計データによって補正された final 版データを使用した。



Fig. 1: histogram of rain rate over ocean with 0.5° resolution during Aug. 2015 (left) and 2.5° spatial resolution (right). Circles show IMERG.

GSMaP:Global Satellite Mapping of Precipitation-MVK は衛星のみのプロダクトであり、GPM-GMI. TRMM-TMI, GCOM-W1 AMSR2, DMSP シリーズ-SSMIS, NOAA シリーズ-AMSU, MetOp シリーズ-AMSU等、19の MWR(マイクロ波放射計) で求めた雨 域を静止気象衛星 MTSat, Meteosat-7/8, GOES-11/12 を使って雲移動ベクトルで移動させた日本のプロダク トである。GSMaP-GAUGE は陸を雨量計データ CPC にしている。V6.4133の1時間毎0.1度毎のデータを 使用した。CMORPH:CMORPH-MW は CPC MOR-PHing technique & DMSP-13/14/15(SSM/I), NOAA-15/16/17/18(AMSU-B), AMSR-E, NASA の Aquaと TRMM-TMI に適応し、MWR の雨域を静止気象衛星 を使って雲移動ベクトルで移動させたプロダクトであ る。CMORPH は CMORPH-MW に対し 雨量計デー タ CPCを使って補正した陸上降水となっている。3 時 間毎 0.25 度毎のデータを使用した。CPC:海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) が提供する雨量計 データ。V1.0の1日毎0.5度毎のデータを使用した。 GPCC:ドイツ気象庁 (DWD) 内の Global Precipitation Climatology Centre(GPCC)の雨量計データ。月毎1度 毎の monitor データを使用した。

3 方法と結果

2015 年 8 月について 0.5 度格子と 2.5 度格子の月平均 にした降水量の頻度分布を比較した結果、0.4 mm/hr を越える降水に対し、2.5 度/0.5 度で海では IMERG が 大幅に少なかったが、IMERGを除くと皆よく一致した (図1)。しかし、空間を分けてみた場合北中高緯度では ばらつきが大きく CMORPH がやや大きく IMERG が 小さいが、南中高緯度では、IMERGと TRMM3B42 が 大きい傾向があった。地図で降水量の差を調べてもその 傾向はよくわかる。図2に IMERGと GSMaP の差を 示す。IMERG が北半球の海洋で少なく、南半球で多い ことがわかる。陸は空間分解能 0.5 度で両 GSMaP がや や小さく両 CMORPH がやや大きい傾向を示した。北 中高緯度で GSMaP が、南中高緯度で CMORPH が小 さく、赤道域では CMORPH が高かった。沿岸はプロダ クト間の違いが小さいが、南中高緯度だけ CMORPH がやや小さい傾向があった。

4 おわりに

プロダクト 間の比較を降水量の頻度分布に対して行なっ 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 imporovement of satellite rainfall algorithm」の助成を受けて行った。利用したデータは NASA,NOAA,JAXA 等各発信元により提供されたものである。



Fig. 2: difference map of IMERG rain rate from GSMaP.

降水強度と質量重み付き平均粒径の解析

岩間夏紀(長崎大学)、瀬戸心太(長崎大学)、越田智喜(いであ)、沖大幹(東京大学)

はじめに

現在、雨の観測は地上レーダと、人工衛星を利用 したリモートセンシング、雨量計が用いられている。 しかし、それらを利用し観測したデータにはそれぞ れ差異がある。本研究では、地上観測としてディス ドロメータを使用し、雨滴の粒径を観測したデータ を解析した。これは、衛星リモートセンシング(レー ダ)のレーダ反射因子 Z から降水強度 R を推定する ためである。様々な降水の原因の中で特に湿度が粒 径と関係があるのではないかと考えた。そこで、降 水を各月ごとに深夜、早朝、昼間、夕方、夜の5つ の時間帯に分け、また、湿度を10%毎に分けて時間 帯と湿度によってどのような平均粒径となるか解析 を行った。

*R-D_m*図の作成

*R-D_m*図とは、縦軸に降水強度 R(mm/hour)、横軸に 質量重み付き平均粒径 $D_m(\text{mm})$ をとった図である。 データは、東京大学生産技術研究所に設置されてい るディスドロメータおよび AWS を用いた。ディス ドロメータは、雨滴の粒径の個数を1分毎にサイズ 別に計測することができる。データの期間は2010 年 から2013 年の4年間を対象としている。 $R \ge D_m を$ 以下の式を用いて算出した。

$$R = \frac{0.0006 \,\pi}{Ft} \sum_{i=1}^{20} \left(n_i D_i^{3} \right) \qquad \vec{r}(1)$$

$$D_{m} = \sum_{i=1}^{20} \left(n_{i} D_{i}^{4} / V_{i} \right) / \sum_{i=1}^{20} \left(n_{i} D_{i}^{3} / V_{i} \right)$$
 $\overrightarrow{\mathbf{R}}(2)$

F=0.005m²: 測定部の表面積、t:時間間隔(s)、n_i:時 間間隔 t で観測された雨滴サイズクラス i における 雨滴の数量、D_i: クラス i の雨滴の代表粒径(mm)、 V_i:直径 D_iの雨滴の落下速度(m/s)である.

解析結果

時間帯を 5 つに分け、降水強度 R=1(mm/hour)のときの質量重み付き平均粒径 $D_m(mm)$ を月毎に示したのが図-1 である。図-1 の結果から、季節と時間帯による違いがわかる。まず季節による違いは、冬は D_m の値が夏に比べて大きく、5 月頃にかけて、 D_m の値は右方下がりとなっている。しかし、8~9 月になるとまた、 D_m の値は大きくなっている。次に、どの季節でも時間帯による D_m の値の幅はあるが春と秋は、夏と冬と比較してみるとその幅は小さいことが分かった。

また、湿度に着目し、湿度が 80%未満、また 80% 以上の $R-D_m$ 図を作成した。これが図-2 である。図 より、湿度によって D_m の大きさに変化があること が分かった。湿度の値が低いと D_m の値が大きく、湿



図-1 縦軸に D_m(mm)、横軸に月を示す。



図-2 左は湿度が 80%未満、右は 80%以上の *R*-*D*m 図。紫の線は、*D*m の平均を示す。点の色、お よびコンターは、レーダ反射因子 Zを示している。

度の値が大きいと D_m の値は小さいことを示した。 ただし、湿度が低い場合には、降雪も含まれており、 D_m が大きく算出された可能性もある。

例 えば、Z=20dBZ のとき、左の図だと、 R=0.7(mm/hour)、 $D_m=1.1$ (mm)であり、一方、右の図 だと、R=0.8(mm/hour)、 $D_m=0.9$ (mm)である、。よっ て、2 つの図で $R や D_m$ の推定値が大きく異なるの で、湿度による $R-D_m$ 関係の違いを考慮することが 重要である。

今後の課題

今回は、粒径と湿度の関係に着目した。層状性と 対流性に分類したうえで、それぞれ、湿度に着目し た *R-Dm* 図を作成すれば、より詳細な解析が行える と考えられる。また、図-1 で月毎と時間帯に着目し た結果から、今後は、温度と季節風による風向きに 着目する必要があると考えられる。それらに着目し た *R-Dm* 図を作成すれば、レーダによる降水強度推 定精度が向上する結果が期待できる。

謝辞:本研究は、JAXA/PMM/RA8の研究成果の一部 である。

航空機からの SSR モード S ダウンリンクデータの同化実験(その2)

瀬古 弘 (気象研究所)、瀬之口 敦・吉原 貴之・古賀 禎 (電子航法研究所)

1. はじめに 新型の航空管制用レーダ(SSR モード S)を 用いると、航空機に個別質問を送ることにより、個々の 航空機の機体の位置・高度や、機上の情報を得ること ができる(ダウンリンク)。多くの機体のダウンリンク可能な 情報に、真経路角、対地速度、真対気速度、機首磁方 位やマッハ数等があり、これらから水平風や気温を求め ることができる。ダウンリンクデータは10秒毎に得られる ことから、データ数は非常に多くなり、離着陸時の航空 機からの多数のデータは、高頻度・高密度な鉛直プロ ファイルデータになる。さらに、新型航空管制用レーダ も全国に展開が予定されていることから、集中豪雨や 局地的大雨等の実況監視やデータ同化の有効なデー タになる可能性がある。今回は、実際に電子航法研究 所の実験用 SSR モード S システムで観測した 2015 年 9月の1か月分のデータについて、気象庁メン解析との 比較結果を報告する。

2. SSRモードSダウンリンクデータと比較法 比較した ダウンリンクデータは、温度と水平風で、重富ほか (2013)に従って求めた。比較はメソ解析値のある 3 時 間毎に行った。比較するメソ解析値は、基準の時刻か ら1時間内にデータが取得できた航空機について、メソ 解析の格子点値から内挿して求めた航空機の位置の 値を用いた。ダウンリンクデータの高度情報は、もともと 観測される気圧値を標準大気で高度に変換して提供さ れるため、実際の高度ではない。そのままで用いると、 温度等にバイアスが現れるため、高度情報を気圧に戻 してから求めた。水平風では高度毎に特徴が異なるこ と期待されるため、高度毎に比較を行った。また、航空 機が旋回中は水平風の精度の悪化が予想されることか ら、機体の姿勢(ロール角の大きさ)にも注目した。

3.比較結果 温度について、観測値とメソ解析の差の ヒストグラムを図 1a に示す。高度毎に、地上~500m、5 ~1.5 km、1.5~5 km、5~10 kmの 4 つに分けている。そ のままではデータ数が大きく異なるため、全体のデータ 数に対する割合で表示した。まず、すべてのデータを 用いると、特に地上~500m に大きな差があらわれた。 大きな差が現れたデータを航空機識別番号で確認する と、数機の航空機で観測されたものであることから、ブラ ックリストを作成して対応した。そうして得られた分布には -1 度程度のバイアスがあるものの、ヒストグラムは正規分 布に近いものとなっている。

水平風の同様なヒストグラムを図 1b,c に示す。最大頻 度が 0m/s で見られるが、すべての高度で、負の頻度の 割合が大きくなっている。特に、図内に〇で示したように、 東西風に顕著な差が見えた。この差について、機体のロ ール角との関係を調べたが対応が見られなかったため、 現在、原因を調査中である。 4. まとめ 2015 年 9 月の 1 か月間について、ダウンリ ンクデータと気象庁のメン解析と比較を行った。気温に はバイアスがあるものの、歪度の小さい分布となってい た。水平風については、観測値の方が小さい割合が多 く、ひずんだ分布になっている。今後、水平風で差が大 きくなる原因を取り除いたうえで、気象研究所に移植し た気象庁現業同化システムである JNoVA を用いた同 化実験や、どのような地点のダウンリングデータを与え るとよりよく予報改善するかを観測システムシミュレーシ ョン実験により調べる予定である。

参考文献

重富ほか, "SSR モード S 監視データを用いた気象 予報データの評価解析", 第 51 回飛行機シンポジウ ム講演集, JSASS-2013-5158, 2013 年 11 月。

謝辞本研究は電子航法研究所と気象研究所の共同研究「SSRモードS気象データによる数値予報の精度向上と航空機の安全運航に関わる気象予測情報の高度利用に関わる研究」の成果です。本研究の一部は、文科省のフラグシップ2020(ポスト「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」の委託を受けたものです。



(b)地上から高度 1.5 kmまでの水平風、(c)高度 1.5 kmから 10 kmまでの水平風。

局地的豪雨予測のための機動観測用水蒸気ラマンライダーの開発(Ⅱ)

*永井 智広、酒井 哲、泉 敏治、内野 修、小司 禎教、鈴木 修(気象研究所、衛星・観測) 瀬古 弘、川畑 拓矢、斉藤 和雄(気象研究所、予報)

1. はじめに

近年、雨の降り方が局地化・集中化し、局地的 な豪雨による災害の激甚化が進行している。この ような豪雨は、降雨の発生している地域に、大気 下層にある高濃度の水蒸気が連続して供給され ることが要因の一つである。このため、水蒸気の 供給される風上側において、大気下層の水蒸気の 鉛直分布を連続観測することが重要であるが、ラ ジオゾンデの観測は時間的、空間的に疎であり、 また、GNSS による可降水量は水蒸気量の鉛直積 算値であるため、下層の水蒸気量が十分な精度で 観測されていない状況にある。

ライダーは、このような水蒸気の鉛直分布を測 定するのに有効な手段であり、局地的豪雨の予測 の改善に寄与できると期待されている。本研究で は、機動観測が可能な小型のライダー装置を開発 し、あらかじめ豪雨が予想される地域の風上での 水蒸気鉛直分布観測を行い、ライダー観測データ の同化により、数値予報モデルの降水予報が改善 するかどうか、実際の観測データを使って検証す ることとしている。本発表では、このために開発 している装置の開発状況などについて報告する。

2.装置の概要

ここでは、機動観測を行うため、信頼性の高い Nd:YAG レーザーを送信部に採用して容易に運用 できるラマンライダー方式を採用した。ラマンラ イダーは、散乱断面積の小さなラマン散乱を用い るため、日中の観測可能高度が低下する欠点があ るが、本開発では、

- 1) 送受信光学系の光学効率を向上させること、
- 2) 視野角を狭めること、
- 3) 最新の干渉フィルターを用いて透過帯域幅 を狭め、背景光雑音の減少を図ること、

4) 遮光バッフルの設置、主鏡裏面などへの無反 射塗装などで背景光雑音の減少を図ること、 などの工夫を行い、日中の観測可能高度範囲を向 上させた。装置は、トレーラーに組み込み、容易 に移動観測が可能である。

3. 試験観測結果

開発した機動観測用ライダーによる気象研究 所(つくば)での試験観測結果の鉛直プロファイ ルの例を図1に、時間変化を図2に示す。図1か らは、高度分解能150mの30分間の観測で、高度 4kmまで精度約10%で観測できており、気象研と 同じ敷地にある高層気象台のラジオゾンデ観測 とも良く一致していることが分かる。時間高度断面(図2)からは、下層に雲のない時間帯には高高度まで、また、高度約 1.5~2km に雲底を持つ 雲がある時間帯には雲底までの水蒸気の変化が 観測できていることがわかる。



Time [JST] 図2 機動観測用ライダーで観測した水蒸気鉛 直分布の時間変化。鉛直分解能は75m(高 度1kmまで)及び150m(高度1km以上)、 時間分解能は約20分。

4. まとめと今後の予定

本研究で開発する機動観測用ライダーは、水蒸 気の鉛直分布を、地上近くから2~3km 程度まで、 昼夜観測できることが期待できる。細かな調整を 行って、気象研のあるつくばにおいて、既有の大 型ライダーや隣接する高層気象台のラジオゾン デなどとの比較を行って観測精度や観測可能高 度などの検証を行った後、夏期に関東域で機動観 測を行い、数値予報モデルの予報値との比較や、 データ同化による予報精度向上の確認、予報精度 向上のための最適な観測点や観測法の検討など を行う予定である。

統計的手法を用いたビデオゾンデの定量性検討に関する研究

*小川まり子(神戸大学),大石哲(神戸大学),鈴木賢士(山口大学),中川勝広(情報通信研究機構), 山口弘誠(京都大学),中北英一(京都大学)

1. 背景·目的

雨滴粒径分布は個々の雨滴に着目した詳細な降雨 特徴を表す物理量である.上空の雨滴を直接観測す ることができるビデオゾンデ(Takahashi, 1990)は 気象レーダーを用いて推定された雨滴粒径分布の精 度検証に有効と考えられるが,その定量性は不確実 である.本研究では高度2500m以下におけるビデオ ゾンデの定量性を,地上雨滴計を用いて検討した. 時間・場所・事例の異なる雨滴個数群の均一さを統 計的手法により判定した.最適な補正係数を検討し, ビデオゾンデで捕捉された雨滴を用いて粒径分布及 びレーダー反射因子(Z)を推定・検証した.

2. データ

本解析では、2012年及び2013年の5~6月に沖縄県 本島周辺地域において実施されたビデオゾンデとC バンド偏波レーダーを用いた同期集中観測事例のう ち、高度2500m以下において雨滴が比較的多く安定 して観測された12個の放球事例を解析した. 放球地 点では、インパクト型ディスドロメータを用いた雨 滴観測を実施した. ビデオゾンデで捕捉された雨滴 は粒径クラス毎(粒径が0.3mm~5.6mmを20クラス に分割)に分類された. 解析対象の雨滴は粒径が 0.5mm~2.4mm(粒径クラス3~12に相当)とし、粒 径クラス毎の観測個数は少なくとも3個以上とした.

3. 方法

補正係数の算出に必要な個数比率(ratio(I))は ratio(l)=nv(l)/nd(l) (1)で算出される. nv(l), nd(l)はそれぞれ, 4 分毎のビ デオゾンデ観測と1分毎のディスドロメータ観測で 得られた,単位体積あたり(1m³)の粒径クラス毎 (1)の雨滴個数である. 補正係数は ratio(1)の逆数と する. ratio(1)算出に際して,時間・空間・事例の違 いによる雨滴個数の変動が比較的小さな降雨を予め 調査・抽出し、nv(l)の平均値や中央値に基づいて多 群検定を行う.以下のように帰無仮説を立てる.あ る粒径クラスのグループ(小さい・中程度・大きい 粒径クラスのグループはそれぞれ 1 が 3~5. 6~9. 10~12に相当)において、ある一回の放球事例のあ る4分間のnv(1)の集まりを一つの群としたとき、「す べての放球事例のいずれの4分間においても、各群 の nv(l)がすべて均一」という帰無仮説を立てる. 粒 径分布の表現方法はnv(I)を用いて最小二乗法により フィッティングを行う.

4. 雨滴粒径分布及び Z の推定・検証結果

最適な補正係数を検討後,検討に使用した事例以 外において雨滴粒径分布と2の推定・検証を行った. まず,最適な補正係数の検討結果,ビデオゾンデ で捕捉された単位体積あたりの雨滴個数(*nv(l*))を1 倍~4.7倍(粒径とビデオゾンデの観測総個数に依 存)にすると,推定後の粒径分布がディスドロメー タのそれとほとんどの粒径クラスで良く合っていた.

次に、補正係数の適用の有無に応じて、ビデオゾ ンデで推定された粒径分布から計算された粒径の6 乗和(つまりZ)(図1のy軸)とビデオゾンデ経路 上の水平偏波のレーダー反射因子の平均値(図1のx 軸)についてRMSEを算出した。補正係数を適用し た場合のZのRMSEは4.2dBZ,補正係数を適用しなか った場合は13.0dBZとなった。ただし、大きい粒径 クラスにおいて粒径分布の誤差が過大となった2つ の解析事例(図1右の円で囲まれた2点)を除いた。

5. 結論

統計的手法を用いて粒径が0.5mm~2.4mmの雨滴 に対するビデオゾンデの定量性を検討した.ビデオ ゾンデで捕捉された単位体積あたりの粒径クラスあ たりの観測個数を1~4.7倍にすると、放球されたビ デオゾンデを用いて雨滴粒径分布及びZを十分に推 定できる場合があることが明らかになった.今後, 粒径クラス毎の観測個数が3個未満の時も視野に入 れて、雨滴が観測されにくい大きい粒径クラスにつ いても定量性を検討し、補正係数を検討していく.

参考文献

1) Takahashi, T.: Near absence of lightning in torrential rainfall producing micronesian thunderstorms, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.17, 2381-2384, 1990.



 図1 X軸:ビデオゾンデ経路上の水平偏波のレーダー反射 因子の平均値, y軸:ビデオゾンデで推定された粒 径分布から計算された Z(右図と左図はそれぞれ補 正係数を適用した場合,適用しなかった場合).凡 例内の文字は放球年と放球番号を示す.放球日は, 2012年のNo.06,No.08が5月20日,2013年のNo.06 が5月21日,No.07~10が5月23日,No.17が6 月5日である.

2台のKa帯レーダによる降水粒子および融解層の観測

金子有紀*(宇宙航空研究開発機構),中村健治(獨協大学), 鈴木賢士(山口大学), 中川勝広(情報通信研究機構),藤吉康志(北海道大学)

1. はじめに

全球降水観測計画の主衛星である GPM 主衛星は 2014 年 2 月に打ち上げられ、現在も観測中である。 GPM 主衛星は熱帯降雨観測衛星 TRMM の後継として 観測範囲を南緯 65 度から北緯 65 度まで拡大し、固体 降水も含めた全球の均質な降水データを把握すること を目的としている。搭載測器はマイクロ波放射計 GMI および Ku 帯(13.6GHz)と Ka 帯(35.55GHz)の電波を 用いる二周波降水レーダ DPR である。中高緯度は衛星 搭載降水レーダによる世界初の観測領域となることか ら、DPR には降雪の検出および降雪量の推定が期待さ れている。しかし衛星搭載レーダによる降雪量の推定 はチャレンジングな課題であり、アルゴリズムの開発 及び評価、プロダクトの評価が必須である。

そこで、JAXA は降雪(湿雪、みぞれ)と融解層の 電波特性を測定する観測を行ってきた。これにより降 雪の電波特性(等価レーダ反射因子、減衰係数)およ び融解層中の融解粒子の特徴を把握し、DPR 降水推定 アルゴリズムの改良に役立てるとともに、DPR の降雪 プロダクトの質の検証につなげることを目指す。

2. 観測概要

GPM/DPR アルゴリズム検証の一環として、固体降 水をターゲットとした観測を、長岡(2011 年度)および 札幌(2012 年度)で実施した。また、2014 年度 11 月~ 3 月は山形県の蔵王山の斜面において融解層をターゲ ットとした観測を実施した。観測手法は、二台の Ka 帯レーダを対向させて同時に観測を行うというもので ある。観測概念図を図1に示す。融解層観測の成果に ついて述べる。



図 1:二台のレーダによる対向観測のイメージと等価レーダ反射因子 Ze および減衰係数 k の導出方法

Ka帯レーダでの対向観測と同時に、ビデオゾンデを 2 次元に拡張し地上用に改造した、降水粒子撮像シス テム(G-PIMMS: Ground-based Particle Image and Mass Measurement System)により融解層中の降水 粒子の画像を二次元で取得し、サイズ、形状、フェー ズ(固体/融解途中/液体)、一分間平均降水量を測定し た。レーダサイトではマイクロレインレーダ、パーシ ベル、田村式雨量計なども同時に観測を行った。

3 結果

融解層中を挟んだ対向観測により、融解層のZeおよびkを測定した。



図 2:2014/11/13 16:00-20:00 の等価レーダ反射因子 (上)および減衰係数(下)。気温の降下にともない融解 層高度が降下している。

融解層中では基本的に高度による気温の変化により 粒子の融解フェーズが決定されると考えると、融解層 内での k-Ze 関係の変化は融解粒子の散乱特性が決定 すると考えられる。

図 3 に示した k-Ze 散布図では、k,Ze ともに小さい乾 雪(①)、融解に伴う Ze,k の増加(②)、k 最大となったの ち急激な k が減少し雨の k-Ze 関係に一致する(③)とい う段階を示している。



図 3: 2015/3/1 高度 400m~500m の k-Ze 関係

測定した k,Ze を用い融解層全層での積算減衰量を算 出し、DPR アルゴリズムの推定結果と比較した。その 後、融解層の電波特性とその場の粒子の特徴を結びつ けるため、G-PIMMS で取得した粒子のフェーズ、密 度などとの検討を行った。DPR は Ku 帯と Ka 帯の二 周波反射因子差(DFR)を降水推定に活用することか ら、地上観測での DFR と、地上での粒子観測結果との 関係を調査した。

さらに、北海道大学低温研で長期にわたり降雪の物 理量を測定してきたデータから降雪の降水強度対粒径 の関係を求め、電波特性との関連を評価した。

高知大 MP レーダーによるレーダーネットワーク

* 吉村洸太朗, 湯浅惣一郎 (高知大院理), 村田文絵, 本田理恵, 佐々浩司 (高知大理)

1. はじめに

我が国のレーダーネットワークとしては気象庁 C バンドレーダーネットワーク、国土交通省の XRAIN のほか関東地区の X-net などがあるが、大雨や竜巻 の事例数が極めて多い高知県は XRAIN 対象外のた め事実上気象庁室戸レーダー単独でカバーされた状 況であり、空間時間分解能の高度化には無理があっ た。そこで朝倉、物部、安芸の3箇所に設置した X バンド MP レーダー(図1)を用いて減衰補正や相 互補完をするレーダーネットワークデータの提供を 試みた。

2. 解析方法

本学設置の3箇所のレーダーデータは現在 http://gust.sc.kochi-u.ac.jp/monobeR.htmlなどで 公開中であるが、朝倉レーダーは探査範囲80kmを 2分半毎に10仰角(2.2°, 2.6°, 3.0°, 3.4°, 4.0°, 5.0°, 7.0°, 10.0°, 16.0°, 32.0°) のPPIスキャン、物部と安芸は探査範囲30kmを1 分毎に5仰角(3°, 4°, 8°, 12°, 16°)の PPIスキャンを行っており、物部と安芸については 1km高度面のCAPPIデータを公開している。今回 はそれぞれのCAPPIデータの合成を試みた。

3. 解析結果

本予稿作成段階での反射強度について物部と安芸 の1km 高度面の CAPPI 合成図を図2に示す。安芸 レーダーは周囲の山が比較的高くブラインドになっ ている箇所が多いため観測範囲はそれほど広がって いないが、両レーダーによる反射強度がほぼ適切に 合成されていることがわかる。今後の一般公開にむ けては KDP を用いた降水強度の正確な評価や減衰 補正も含めた合成レーダーエコーを作成していく予 定である。

朝倉レーダーについては CAPPI データがまだ作 成されていないため、運用モードを変更して下層を 1分間隔で観測するようにしたのち、発表時には 1kmCAPPI データを作成し、3台のレーダーを用い た反射強度の合成降水強度を表示できるようにして いきたい。さらにドップラー速度場を用いて水平風 速場を表示できるようにしていく予定である。

謝辞

本研究は総務省 SCOPE(受付番号 165009001)の 委託を受けたものです。



図 1 本麻朳 ご用いる谷レーターの設直点 (●:朝倉 ★:物部 ☆:安芸)とそれぞ れのレーダーの探査範囲



図 2 2016 年 6 月 7 日 9:12(JST)における物 部と安芸の 1km 高度面 CAPPI の反射強度 合成図

Ku帯二重偏波レーダを用いた偏波観測精度の評価

*藤原達朗,嶋村重治,菊池博史,牛尾知雄(阪大院工)

1. はじめに

二重偏波レーダは観測して得られた偏 波パラメータを用いる事で, 降水粒子の 粒径分布や粒子判別が可能となり,降雨 強度の推定精度の向上が期待出来る.

現行の二重偏波レーダでは送信周波数 に、C帯 (5GHz帯) やX帯 (9GHz帯) が 採用されている. しかしこれらの周波数 帯域では降雨強度が小さい場合に感度が 不十分で, 偏波パラメータの観測精度が 低下してしまう問題が生じる. これは降 雨強度推定精度の低下と同意であり、改 善が必要である.

そこで本稿では,送信周波数にKu帯 (15.7GHz)を用いた二重偏波レーダの有 効性を実験的及び数値シミュレーション を用いて検証する.

2. Ku帯広帯域レーダ(Broad Band Radar) 本研究グループでは、大阪大学豊中キ ャンパスにKu帯広帯域レーダ(Broad Band Radar: BBR)を設置しており、二重偏波観 測が可能となっている。BBRの諸元を表1 に示す.本レーダでの二重偏波観測結果 を基に後述のシミュレーションを行った.

Operation mode	Spiral	収の影響を受けやすく,X帯等に比べた な降雨減衰が発生する問題がある。こ
Azimath rotation speed	28.8rpm	問題を解決するには、レーダを複数台
Elevation	0-90°	直し、旧価的に成業価圧を行えるホック ローク細測が右効であると考えられる
Pulse Length	138us	ノーノ戦闘が有効でのるころんら400 その為Ku共二重信波レーダのネット「
PRT	271us	ク知測の実現に向けている。レージョ
Pulses / Segment	64pulse	等の検討,議論も進めていく必要があ
Transmit frequency	15.735 – 15.748GHz (Ku-band)	• 参考文献
Range resolution	About 13m	[1] V.Chandrasekar , PJ Brockwell 1986, "Statistical Properties of Dual-Polarize Radar Signals"
雨滴粒径分 N _D		 ◆ 受信信号(X) → 偏波パラメータ(X) ◆ 受信信号(Ku) → 偏波パラメータ(Ku) ・ 比較

表1 BBR 諸元

3 シミュレーション

シミュレーションの概要を図1に示す. まず雨滴粒径分布N(D)を設定し、N(D)か ら偏波パラメータ(レーダ反射因子差:Zdr, 偏波間位相差: K_{dn} ,偏波間相関係数: ρ_{hv}) の真値を設定する. 算出したパラメータ からX帯(9.4GHz)とKu帯(15.7GHz)で観測 した場合の模擬的な受信信号を作成する [1]. 各周波数帯に対応する二種類の信号 からそれぞれ偏波パラメータを推定し, 真値との比較を行った.

比較結果より、X帯の信号から算出した 値よりもKu帯の信号から算出した値の方 がより真値に近く,バイアス誤差,標準 偏差を用いた評価においても、高精度な 観測が可能である事を示した.

4. まとめ

送信周波数にKu帯を用いた二重偏波レ ーダの有効性について検討した. BBRを 用いた観測結果に基づいた数値シミュレ ーションにおいて,X帯の観測精度に比べ てKu帯の観測精度はより高い結果となっ た. 今後は、実際の観測データを用いた 比較を行っていく.

また今後の検討として, Ku帯を用いる 観測では降水粒子による電波の散乱・吸 大き \mathcal{O} 配 \mathbb{P} 1 ____ ン る.



吹田 PAWR 観測の降雨減衰の補正への国土交通省 XRAIN 観測データの利用

佐野哲也・佐藤晋介・花土弘 (NICT)

1. はじめに

局地的短時間大雨の形成過程の解明とその早期検出手 法の開発を目的として、Xバンドフェーズドアレイ気象レ ーダー(以下、PAWR)による高時空間分解能の3次元降水 観測が実施されている(牛尾ほか 2012、佐藤ほか 2014)。 PAWR は X 帯の電磁波を用いるため、降雨減衰を強く受 ける。さらに PAWR は 30 秒間隔で 3 次元観測を行うた め、それにも対応できる降雨減衰の補正手法の開発が必要 とされる。また、降雨減衰の影響が顕著になる地点を示す ことで、PAWR 観測データの品質管理に関する情報の提 供が期待できる。現在、大阪平野と大阪湾においては吹田 と神戸の2台のPAWR、および六甲山、葛城山、田口、鷲 峰山の4台の国土交通省 XRAIN の X-バンド二重偏波ド ップラーレーダー(以下、MP-X)による降水観測が実施さ れている。そこで本研究では、吹田 PAWR と4台の MP-X で観測された大雨事例について、MP-X の観測データを 用いた吹田 PAWR の降雨減衰を受けた等価レーダー反射 因子(Ze)の補正を試みた。

2. 大雨の**事例**

2016 年 6 月 25 日の 01:00 JST から 02:00 JST にかけ て、大阪湾と大阪平野上を帯状の降水システムが通過した。 01:25 JST から 01:30JST までの XRAIN の 4 台の MP-X の複数仰角 PPI スキャン観測から作成した反射強度(*Z_H*) の高度 2 km の水平断面図では、*Z_Hが* 50 dBZ 以上の降水 バンドを含む 40 dBZ 以上の領域が広く見られた(図 1a)。 図 1a の四角内での 01:26 JST の吹田 PAWR の仰角 5.3° の PPI 図では、MP-X の 40 dBZ 以上の領域に対応して、 いくつかの小さな 40 dBZ 以上の領域が見られた(図 1b)。 その強エコー域より吹田 PAWR から離れる方向に *Ze* は 急激に減少し、受信感度レベル以下となった。ここでは吹 田 PAWR で観測された *Ze* は、強雨による減衰を強く受 けたと考えられる。

3. 合成 MP-X データの作成と降雨減衰補正

今回は、MP-Xの観測データを精度の高い降雨情報と仮 定し、MP-XのZHと KDPを用いて吹田 PAWR 観測によ る Zeのビーム方向の降雨減衰の補正量を推定する。毎00 秒の前後1分間において、各 MP-X の複数仰角 PPI スキ ャンから得られる3次元極座標データZHとKDPを、図1a の四角の領域について抽出する。抽出された各 MP-X の データを、吹田 PAWR のスキャンに対応する3次元極座 標系に変換し、吹田 PAWR からビーム方向に見る合成 MP-X の Z_Hと K_{DP}が作成される。一例として、01:26JST の吹田 PAWR から仰角 206.4°、仰角 5.3°方向(図 1b の線 分 A-A'に沿う)の合成 MP-X の Z_Hと K_{DP}を図 2a に示す。 これを1分毎に作成することで合成 MP-X は 吹田 PAWR 観測の時間分解能(30秒)に近いデータとなる。しかし、正 確には2分間の複数仰角 PPI スキャンデータであり、比 較の際には各 MP-X のスキャン状況によってはデータの 欠損が生じることに注意されたい。

Zeの降雨減衰の補正は、Park et al. (2005, JAOT)での 単位距離あたりの降雨減衰量 (A_H(K_{DP})と A_H(Z_H)、単位: dB km⁻¹)を推定する方法を参照し、図 2b 中に示した式群 で推定する。A_H(K_{DP})と A_H(Z_H)の推定のパラメータは、 Park et al. (2005)より得られた範囲内であり、A_H(K_{DP}) と *AH(ZH)*のそれぞれでビーム方向の積分で得られる補正量がほぼ同じになること、そして補正後 *Ze* が合成 MP-X の *ZH*に近い値をとるように設定した。

<u>4. 結果</u>

図 2b は、図 2a で示したビーム方向について、01:26JST の PAWR 観測による $Ze \ge A_H(K_{DP})$ で補正された補正後 Ze、および合成 MP-X の Z_H を示す。吹田 PAWR からの 距離 $3 \sim 9 \text{ km}(以下、r=3 \sim 9 \text{ km})$ では、細かい変動を伴 うが、Ze、補正後 Ze、 Z_H の値に大きな差はなかった。r=9 km 以降、増加する Z_H に対し、補正後 Ze は Z_H と同様 に増加し、 Z_H に近い値となった。Ze は概ね Z_H に近い値 に補正されたと考えられる。一方、Ze は r=9 km 以降増 加せず、r=16 km 以降減少に転じて Ze と補正後 Ze との 差が急激に大きくなった。Ze は r=9 km から降雨減衰を 受けはじめ、r=16 km 以降で顕著になった。

以上の結果から、PAWR の観測で降雨減衰を受けた Ze の補正への MP-X の観測データの利用可能性が示された。 また、Ze と補正後 Ze の比較を基にした、Ze の降雨減衰 の影響を受ける距離の推定の手法開発にもつながると考 えられる。

謝辞:利用した国土交通省 XRAIN のデータセットは、国 家基幹技術「海洋地球観測探査システム」:データ統合・ 解析システム(DIAS)の枠組みの下で収集・提供されたも のです。



図1(a) 2016 年 6 月 25 日 01:25 JST~01:30JST の XRAIN の 4 台の MP-X の複数仰角 PPI スキャン観測から作成した Z_Hの 高度 2 km の水平断面図(水平解像度 500 m)、および(b) 01:26 JST の吹田 PAWR で観測された(a)の四角内の Ze の仰角 5.3° の PPI 図(水平解像度 250 m)、□印は次田 PAWR、■印は神戸 PAWR、●印は MP-X の位置を示す。



図 2 吹田 PAWR から方位角 206.4°、仰角 5.3°の方向の(a)合 成 MPXの Z_H(大黒線)と K_{DI}(細黒線)、および(b)吹田 PAWR の Z_e(細黒線)、A_H(K_{DP})で補正された補正後 Z_e(太黒線)、合 成 MPX の Z_H(大白線)。方位は図 1b 中の線分 A-A'と対応す る。距離解像度は 100 m である。時刻は図 1b と同じ。

二重偏波レーダーで観測された再凍結層の特徴-2016 年1月29日の事例-*南雲信宏・足立アホロ(気象研究所)・山内洋(気象庁)

<u>1. はじめに</u>

2016年1月29日につくば、水戸、熊谷で凍雨が報告 され、筑波山の標高400m~山頂では雨氷も確認され た.凍雨は、雨か融解した雪が氷点下の層を落下中 に凍結し、雨氷は過冷却水滴のまま落下し地上で凍 結する現象である.凍雨と雨氷は同時に報告される 場合も、一方のみ報告の場合もあり、大気中の凍結 時の雲物理過程と偏波の関係や、凍結のタイミング など未だ解明されていない点がある.本研究では、 気象研究所の固体素子二重偏波レーダーと地上に設 置した2D-Video-Distrometer(以後、2DVD)で観測し た凍雨・雨氷(雨)の解析結果をもとに、再凍結層 における雲物理過程の考察を行った.

2. 観測データ

本研究で使用した気象研究所固体素子二重偏波レ ーダーの波長は C バンド (5.4 cm) で,距離方向 150m, 方位角方向 1 度の分解能を有している.通常運用モ ードで RHI 観測 2 方向と仰角 0.5 度~18 度の PPI 観 測を行い,反射強度 Ze,偏波間相関係数 $\rho_{\rm HV}$,ドップ ラー速度 V,反射因子差 Z_{DR},偏波間位相差 $\Phi_{\rm DP}$ 等のデ ータを取得した.以下で示す偏波情報の鉛直分布は 各仰角 (18 度,14 度,10.4 度)の観測結果を全方 位平均して求めた.また気象研究所の露場に 2DVD を設置し,10 cm×10 cmの領域の降水の形状・落下速 度などの連続観測を行い,地上における降水粒子の 粒子判別や粒径分布の観測を行った.上層の気温に は舘野(つくば)のゾンデデータを使用した.この 事例では湿度はほぼ全層で飽和していた.

3. 結果

2016年1月29日は南岸低気圧が関東の南を東進し, 温暖前線北側のつくばでは21時40分から約2時間, 雨滴に混じって凍雨を観測した(図1).21時(12UTC) のつくば上空の気温(図2a)は、高度2500m以上は 氷点下で、その下は温暖前線に伴う逆転層で2000m ~2500mは0度以上の融解層であった.逆転層は高 度1300mまでで、下端で最低温度(-3℃)を示した. それより下は高度が低いほど気温が高く、高度400m 付近が0度高度で、地上の降水は雨だった.

21時の気温と二重偏波パラメータ(Ze, $\rho_{\rm HV}$)の鉛 直分布を図2に示す. Zeは,高度2500mより上の氷 点下の層では約10dBZで一定である.融解層(高度 2000~2500m:図2aの①領域)では、Zeのピークがあ りブライトバンドの特徴を示している.①の高度よ り下のZeは約13dBZで一定で、①の上と比べて相対 的に高い値を示した. $\rho_{\rm HV}$ は、上層で1に近く、① の中間で顕著な低下を示し、①より下の氷点下では 約0.975で変動している.①を挟んだ上下の氷点下 の層では下の方が相対的に $\rho_{\rm HV}$ は小さい.

ここで融解層(①領域)から上(2000m 以上)の Ze, $\rho_{\rm HV}$ の変化は、上層の雪片が融解し反射強度が増 すとともに雨、雪が混在し徐々に雨に変わっていく までを表している.そして①より下の $\rho_{\rm HV}$ が上に比 べて相対的に低い値であることから雨滴(過冷却水 滴)に混じって凍雨も存在していたことを示唆して いる.そして地上付近で融解して雨になり地上付近 で $\rho_{\rm HV}$ が高まったと考えられる.熊谷と水戸で凍雨 が報告された時刻には Ze のブライトバンド高度か ら地上付近まで $\rho_{\rm HV}$ の低い値が続いていた(図3). 一方、レーダーの20km 北の筑波山上空はZeのブラ イトバンドが検出されたが、再凍結を示唆する $\rho_{\rm HV}$ の低下がみられなかった.これは過冷却状態で落下 したこと意味し、筑波山の氷点下の層(標高400m 以上)で氷雨が確認されたことと一致する.

<u>4. まとめと今後</u>

本研究では,偏波情報と温度の関係をもとに再凍結 層の雲物理過程の考察を行った.地上の観測結果と 偏波との対応から, ρ_Wの低下と凍結の対応を確認 することが出来た.今後は再凍結層における他の偏 波情報の特徴も調査して,大気中の降水の凍結現象 ついて考察を深める.



図1 2010 年 1 月 29 日に 2000 か捉えに輝水粒子 (a) 保 雨 (b) 雨滴. 各図は同じ粒子の二方向からのシルエット を表す.



図2 2016年1月29日21時のつくば上空のプロファイル (a)温度.(b)反射強度 Ze.(c) 偏波間相関係数 ρ_{HV} .(a)彼のプロファイルは仰角18度,14度,10.4度の仰角平均高度分布を表す(それぞれ実線・破線・点線).



図3 2016年1月29日22時26分,仰角3.6度PPI:(a) 反 射強度 Ze. (b)偏波間相関係数 $\rho_{\rm HV}$.

フェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)による降水量推定に向けた取り組み

天野慎史・道本光一郎・諸田雪江・横田匡彦・宮川美南子・鳥居大亮(ウェザー・サービス株式会社)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダー(以下、PAWR と記 す)は従来のレーダーと比較して時間的・空間的な分 解能に優れており、局地的大雨等に対して、短時間で 詳細な3次元構造を観測できるという利点を有する。こ の利点を活用して、時間的・空間的に精緻な、定量的 な降水分布の推定ができないか試みている。そのため に、グランドクラッタなどの非降水性エコーの処理、ZR 関係の確認、地形(山地)による信号遮蔽や降雨減衰 の影響把握などが課題となる。今回はこれらの検討状 況について報告する。

2. 非降水性エコーの処理について

PAWRの観測領域の一部では最大 2km 付近まで非 降水性エコーが出現するが、降雨時には、PAWR で観 測される各信号(反射強度、ドップラー速度、速度幅) が晴天時とは異なる変動を示すことを利用して、降雨と 非降雨とを判別する手法について検討し(2015 年度秋 季大会 P136 参照)、検証を続けている。

今回、本手法により降雨有無の判別処理を行った結 果と AMeDAS 観測(10 分間雨量)による降雨有無とを 比較することにより、降雨有無の定量的な評価を行っ た。解析対象は、AMeDAS 観測地点のうち、ほぼ定常 的に非降水性エコーが現れる6地点、2014-2015年の 9日間のうち、降雨のあり/なしが混在する、延べ約9時 間である。その結果、降雨の「捕捉率」は71%、非降水 性エコーの「除去率」は73%となった(表1)。晴天時の 非降水性エコーは本手法により除去できることを確認 しており、神戸 PAWR に対しても同様に適用できたこと から、本手法は非降水性エコーの処理に対して有効に 働くものと思われる。非降水性エコー処理の事例を図1 に示す。

3. 地形(山地)による遮蔽領域の把握について

吹田 PAWR の北東から西にかけての領域では、低 仰角で反射強度が弱いかまたは観測されない。標高 データを利用して地形(山地)により遮蔽される領域を 推定したところ、両者は極めて良く一致する(図 2)。遮 蔽領域の特定は、反射強度が弱いまたは観測されな い要因の直接的な理解につながるため、今後の取り組 みに有効であると考える。遮蔽領域についての処理方 法は今後検討していく予定だが、上層のデータを用い て補完した事例を図3に示す。

4. おわりに

これらと並行して降水量の定量的な把握(ZR 関係の 確認、降雨減衰状況の把握、地上実観測との比較な ど)についても解析を進めている。これまでの解析においては、強い非降水性エコーが現れる領域では降雨による反射強度も相対的に強く現れる傾向があるように見受けられる。これらの点については、今後、神戸や沖縄のPAWRも含めて更に確認、検討を進めていく予定である。

			PA	WR]		
全地点、全期間合計		信号なし		信号あり				
		[判別不要]		[判別処理]				
		(降雨なし)	降雨あり	降雨なし	合計			
7.187	降雨あり	2889	84	1983	822	2805	(捕捉率=	71%)
アメタス	降雨なし	3051	391	731	1929	2660	(残存率=	73%)
ĹĹ	合計	5940	475	2714	2751	5465	(適中率=	72%)

表1. 吹田 PAWR による降雨有無の判別と AMeDAS 観測による 降雨有無の比較結果



図1. 吹田 PAWRから南方向の鉛直断面における反射強度分布 (2015年9月1日6時)。処理前(左図)および処理後(右図)



図 2. 本庄・須知方面を通る鉛直断面(方位角 345 度)における反 射強度分布(2015 年 7 月 17 日 21 時)





- 図 3. 地上付近の反射強度分布。上層データによる補完を行わ ない場合(左図)と行った場合(右図)(解析日時は同上)
- 謝辞:本研究は NICT「ソーシャルビッグデータ利活用・基盤技術の研究開発課題 B 新たなソーシャル・ビッグデータ利活用・基盤技術の研究開発」の一環として実施されました。

Global WRF simulations with the oceanic thermal forcing

^(*) Xuan Tien Nguyen Vinh and Fumio Hasebe Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

The global version of the Weather Research and Forecasting (WRF) model has not been well established in spite of its frequent use in mesoscale simulations. For the study of atmospheric response to the oceanic thermal forcing, we compare five cumulus schemes: Betts-Miller-Janjic (BMJ), Arakawa-Schubert (SAS), Grell-Freitas (GF), Tiedtke, and Kain-Fritsch (KF). The model is set at $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$ for the horizontal resolution and on 60 vertical levels with the model top at 1 hPa. The depth of the gravity wave absorbing layer at the top of the atmosphere is 15 km. The topography in the polar region is smoothed to reduce a noisy effect of the polar filter.

Simulations are run for two months and for two periods, one in winter and the other in summer of 2000, with the first month of each is considered as the spin-up time. Sea surface temperature (SST) and sea-ice fraction are updated every 6 hours. Each simulation is initialized by fields from the ERA-Interim dataset of OOZ of the starting day of the simulating period, and then is run freely with the only forcing from the SST. Results show that the model can reproduce patterns on meridional cross-sections of monthly means of zonal-mean zonal wind, temperature, meridional wind and vertical velocity. As for the distribution of the temperature field in the tropopause region, simulations using the BMJ and KF schemes present relatively smaller RMS errors in monthly temperature on 100hPa level than ones using the other cumulus schemes.

Four longer-time runs with the same configuration are also carried out using the

BMJ and KF schemes. These simulations are initialized at 00Z, on May 1, 1999 and 2000, and are run for 14 months with the two first months being considered as the spin-up time. The results show relatively high correlations with the ERA-Interim dataset in spatial patterns of simulated monthly means of zonal-means of wind components and temperature on meridional cross-section for the whole simulating period, with a relatively higher correlation in the KF using case (Figure 1 for zonal-mean zonal wind).

Further study is being carried out focusing on profiles of heating rates produced with different cumulus schemes to get a better understanding on how these cumulus schemes affect the distribution of temperature field in the upper troposphere and lower stratosphere region.



Figure 1: Taylor diagram for monthly mean of zonal-mean zonal wind simulated by WRF in comparing with the ERA-Interim dataset, using the BMJ scheme (dots) and the KF scheme (crosses), for the simulating period from July 2000 to June 2001.

厚い雲で覆われた惑星の自転速度が大気大循環に与える影響 *角田裕磨(九大院総理工),山本勝(九大応力研),高橋正明(東大大気海洋研)

1. はじめに

金星やタイタンなどの厚い雲で覆われた惑星では, 自転よりも速く惑星を一周するスーパーローテー ションと呼ばれる高速風が存在する.このような惑 星の高速風や大循環構造が,どのように形成・維持 されているのか,十分に理解されていない.本研究 では,ロスビー数以外の無次元パラメータを固定し, 自転速度が大気大循環に及ぼす影響について調べ た.

2. 解析方法

本研究では、大気大循環モデル MIROC ver.4を 用い、水平解像度 T42 で計算した.放射過程は Lee(2006)に基づいて簡略化した.

自転周期は240地球日,80地球日,16地球日と 変化させる.このとき,自転速度が変化するに伴い, 無次元数であるエクマン数 Ek,熱減衰数で。も変化し てしまう.そのため,これらの無次元数が変化しな いように,Pinto and Mitchell (2014)に基づいて, エクマン数および熱減衰数を固定した.このように エクマン数や熱減衰数を同じにした条件で,自転周 期の変化が、ロスビー数を介して,大気大循環に与 える影響を調査した.なお、解析は風速が平衡に達 してから、6時間ごとのデータを240地球日につい て解析した.本稿では子午面循環と渦熱輸送につい て記載する.

3. 解析

自転周期を240地球日にした実験と16地球日に した実験において,帯状平均された流線関数(図1) と水平渦熱フラックス(図2)をそれぞれ比較する. 流線関数において,16地球日(図1右)では, Yamamoto and Takahashi (2016)と同様に,1つの 大きな循環を持つ.80地球日では高緯度に小さい 間接循環が形成され,240地球日(図1左)では,緯 度 70°を挟んで循環が2つできる.自転が極端に遅 いにも関わらず,高緯度ジェットに関連して間接循 環が形成される.

水平渦熱フラックス $\bar{\rho}\cos\varphi v'\theta'$ を比較すると、16 地球日(図2右)では、弱い極向きのフラックスが見 られるが、240地球日の実験(図2左)では、10^{5.5}Pa 高度で16地球日の実験の2倍ほど強い極向きのフ ラックスが見られる。自転速度が16地球日の実験 では、子午面循環が強いのに対し、自転が極端に遅 い240地球日の実験では、子午面循環が弱いことで、 南北熱輸送が不十分になり、渦による熱輸送の寄与 が大きくなることが示唆される。





図 1. (左)240 地球日,(右)16 地球日における帯状 平均子午面循環の流線関数



図 2. (左)240 地球日,(右)16 地球日における水平 渦熱フラックスp̄ cos q v (θ)

4. まとめ

自転が極端に遅くなる(自転周期が 240 地球日) と、帯状平均の直接循環だけでは高緯度の南北熱輸 送が十分に機能しない.このような状況下の高緯度 ジェット付近で水平渦熱フラックスに伴う関接循 環が形成される.発表では,惑星半径を変えた大気 大循環の相似性や波の構造についても議論する.

3次元のスペクトル法を用いた静水圧大気モデルの作成 *山本直人・石岡圭一(京大院理)

1 はじめに

既存の全球大気モデルでは、水平方向には球面調和関 数展開のスペクトル法を、鉛直方向には差分法をそれぞ れ用いることが主流である.しかし、鉛直方向にもスペ クトル法を用いた3次元スペクトルモデルを作成するこ とによって、少ない自由度でより高精度な数値解を得ら れる可能性がある. Machenhauer and Daley (1974)で は、鉛直方向に Legendre 多項式展開を用いた3次元ス ペクトルモデルを提案しており、黒木・村上 (2015)では モデルの高速化を意図して、Legendre 多項式の代わり に Chebyshev 多項式展開を用いた3次元スペクトルモ デルを提案している.本研究では、保存性及び定式化の 明瞭さという利点を重視して、Machenhauer and Daley (1974)の手法を参考に3次元スペクトルモデルを作成 し、Polvani et al.(2004)の力学コアの test case を実行 し、モデルの動作検証を行った.

2 数値モデルの概要

2.1 支配方程式系

支配方程式系としては、標準的な σ 座標のプリミティ ブ方程式系 (例えば, Durran (2010)を参照)を用いた. ただし、Polvani et al.(2004)においては、水平速度 u と 温度 T の予報方程式の右辺に damping 項が各々加えら れているため、本研究においても対応する damping 項 を加えている.

2.2 スペクトル展開

Machenhauer and Daley (1974) に従い,水平方向の 展開には球面調和関数を、 σ 方向の展開には Legendre 多 項式を用いた.ただし支配方程式中に含まれる T'/σ の 項 (T' は水平一様な温度の基本場からの偏差) が $\sigma \rightarrow 0$ で発散することを防ぐため,本研究では T' に対しての み以下のようなスペクトル展開を導入する.

$$T' = \sum_{l=0}^{L} \sum_{m=-N}^{N} \sum_{n=|m|}^{N} \sigma \hat{T}_{m,n,l} Y_{m,n}(\lambda,\mu) P_l(1-2\sigma)$$

ここで, $Y_{m,n}(\lambda,\mu)$ は球面調和関数, $P_l(1-2\sigma)$ は Legendre 多項式である.また, λ は経度, $\mu = \sin \phi(\phi$ は緯度). m, n, l はそれぞれ東西波数,水平全波数,鉛直波数であり, N は水平方向の切断波数, L は鉛直方向の切断波数である.

3 計算設定

本研究では Polvani et al. (2004) における T85L20 の test case との比較を行った.本モデルにおける水平 方向の切断波数 N を 85,鉛直方向の切断波数 L を 19 とした擬スペクトル法を用い,時間発展スキームとし て 4 次の Runge-Kutta スキームを用いた.時間刻みは 600 秒とし,積分期間は 12 日とした.

4 計算結果

Polvani et al. (2004)の Fig.4c, Fig.5b と比較を行う ため, $\sigma = 0.975$ における, t = 12[day] での渦度場 (図 1) と渦度場の絶対値の最大の時間変化 (図 2) を示す. これらの結果は Polvani et al. (2004)の結果とほぼ完璧 に一致しており,本研究で開発した 3 次元静水圧大気モ デルの動作が検証できた.

講演では, Polvani et al.(2004)の test case における 解像度を変えた場合の解の収束性や Held and Suarez (1994)の benchmark test の結果についても紹介する予 定である.



図 1 渦度場のスナップショット (単位 $[s^{-1}]$. $\sigma = 0.975, t = 12$ day).等値線は実線部は正,破線部は負の渦度を表しており,±0.5×10⁻⁵から 1.0×10⁻⁵ 毎に引かれている. Polvani et al.(2004)の Fig.4c に対応.



図 2 渦度の絶対値の最大の時間変化 (単位 $[10^{-5}s^{-1}]$. $\sigma = 0.975$ 面). Polvani et al.(2004) の Fig.5b に対応.

参考文献

Durran, D. R., 2010: Numerical Methods for Fluid Dynamics, Springer, 516pp.

Held, I. H., and M. J. Suarez, 1994: Bull. Amer. Meteor. Soc., **75**, 1825–1830.

黒木 · 村上, 2015: 日本気象学会 2015 年度春季大会予稿 集, P434.

Machenhauer, B., and R. Daley, 1974: *GARP Publication Series*, 14, 226–251.

Polvani, L. M., R. K. Scott, and S. J. Thomas, 2004: Mon. Wea. Rev., 132, 2539–2552.

北半球冬季の熱帯下部成層圏にみられる雲の経年変動

*幸若 裕也(福岡大院理)・高島 久洋(福岡大理)

1. はじめに

本研究では、北半球冬季に、最低気温で定義される 熱帯対流圏界面 (Cold Point Tropopause: CPT~熱帯平 均で高度約 17.5 km) より高い高度でみられる雲に 着目し、長期間 (9 年間)の人工衛星観測データ (CALIOP)を用いて、その変動について調べた。

2. 使用データ

CALIPSO CALIOP Level 2 version 3 (5 km Cloud Layer Product) の雲頂高度、対流圏界面高度、対流圏界面 気温のデータを用いた。解析期間は 2006 年 12 月か ら 2016 年 1 月までの北半球冬季 (12~2 月) である。 CALIOP の観測時間 (赤道通過時間)は LT 13:30/1:30 である。本研究において頻度とは、各月の 全観測データ数に対する雲頂高度の観測データ数の 割合と定義した。

3. 結果·考察

図1に雲頂高度の頻度分布(昼/夜)を示す。雲頂高 度の出現頻度は夜が昼よりも約1.0~1.5%程度高く、 平均的な CPT 高度(高度約17.5 km)をこえると雲 の出現頻度は下がり、18 km 以上では1.0%以下と低 い。

高度18 km以上の雲頂高度の雲の出現頻度の時系 列を図2に示す。2006年12月から2016年1月まで の期間で約0.5~2.0%と低い。ただし2013年1月は 約4.5%、2011年2月は約0.03%の頻度であった。

水平分布の雲の出現パターンは大きく分けて2種 類あり、西部太平洋など局所的に雲が出現する場合 と熱帯全体に雲が出現する場合がある。それぞれの 場合において、雲頂高度と対流圏界面高度及び対流 圏界面気温との関係について調べた(図3に雲頂高 度と対流圏界面気温の関係の例について示す)。その 結果、西部太平洋など局所的に雲が出現する場合は (図3左)、対流圏界面気温が低いとき(約185~190 K) 対流圏界面高度が高く、このとき雲頂高度も高い (2015年1月など)。ただし雲頂高度が対流圏界面気 温に依存しないときもある(2008年2月、2011年12 月)。熱帯全体で雲が出現する場合は、対流圏界面気 温によらず対流圏界面高度が高い(図3右)(2007年 1月、2013年1月など)。

本発表では対流圏界面より高い高度にみられる雲 の光学的厚さ・幾何学的厚さにも着目し、また ENSO/MJO、QBO、成層圏突然昇温との関係につい ても議論する。



南極域におけるオゾン変動と力学場の関係

劉光宇・廣岡俊彦(九大院・理)・江口菜穂(九大・応力研)

はじめに

成層圏オゾンは、種々の要因により、幅広い 時間スケールで変動することが知られている。 半田他(2016年度気象学会春季大会C456)は、 成層圏オゾンの長期変動について、力学場との 関係を解析し、オゾン場の年々変動が赤道域準 2年周期振動(QBO)とプラネタリー波活動度 により支配されていることを示した。しかしな がら、特に、オゾン場に大きな変動が見られる 年について、どのようなメカニズムにより、大 きなオゾン変動が引き起こされたのかという、 詳細な議論はまだ不十分なままである。そこで 本研究では、過去 11 年間の期間に関し、オゾ ン変動の大きな事例を抽出し、力学場との関係 の詳細な解析を行うことで、両者の間の定量的 議論を行うことを目的とする。以下では、特に 南極オゾンホールが 1990 年以降で最小となっ た、2012年の南半球についての結果を示す。

使用データと解析手法

本研究で用いるオゾンデータは、アメリカ航 空宇宙局 (NASA) 作成の、Aura 衛星搭載の OMI に基づくオゾン全量データ、および MLS に基づく 261~0.02 hPa (高度 9.4~75.2km) の高度範囲のオゾン混合比データである。一方、 力学場データは、MLS の温度、等圧面高度デ ータに加え、気象庁長期再解析データ JRA-55 を使用する。解析期間は 2005 年から 2015 年 の 11 年間である。

力学的な解析を容易にするために、衛星軌道 上で与えられている MLS データを経度緯度方 向に(5.0°×5.0°)の格子点データへと変換した。 緯度平均する際は、緯度による格子点面積の違 いを考慮した加重平均を行った。

結果

まず、オゾン場、力学場それぞれについて、 解析期間にわたる平均的な季節進行(気候値的



図1 2012年のオゾン混合比について、気候値的 季節進行からの偏差の 60~80°S における高 度時間断面図。等値線間隔は 0.2ppmv。実線は 正の偏差、点線は負の偏差を表す。

季節進行)を求め、それからの偏差を各年につ いて計算した。図1は、2012年のオゾン混合 比偏差について、60~80°Sの緯度帯で平均し たものの高度時間断面図である。

図 1 より、8 月から 11 月の期間の 100~ 10hPa の高度領域で、正のオゾン混合比偏差が 見られる。これがこの年の弱いオゾンホールに 対応している。一方、7 月から 9 月の期間の 10 ~1hPa の領域では、負のオゾン混合比偏差が 広がっている。オゾン混合比そのものは、この 期間 10~5hPa あたりで極大を取り、また冬季 の高緯度に当たるためオゾンがほぼ保存的に 輸送されると考えると、100hPa~1hPa の広い 高度範囲で、下降流が強まっていることが示唆 される。

発表では、力学場の解析結果を合わせて、こ の変動を詳細に議論する。

二粒径エアロゾル分布条件下での熱帯対流圏界層内巻雲生成

三村 慧¹, *長谷部 文雄², 柴田 隆³

¹ 北大·環境科学院,² 北大·地球環境科学研究院,³ 名大·大学院環境学研究科

1. はじめに

全球地表面気候変動に寄与する成層圏水蒸気 (Solomon et al., 2010) 決定に関わる熱帯対流圏界層 (Tropical Tropopause Layer; TTL) 内巻雲生成過程は、主に航空 機観測された氷晶数密度データと雲微物理モデルシミュ レーション結果の統計的比較から多く議論されている (e.g., Jensen et al., 2010). Mimura et al. (2016) は、Airborne Tropical Tropopause Experiment (ATTREX) 2011 K よって観測された、非常に薄く (10¹ m) 高氷晶数密度 (10⁴ L⁻¹)の巻雲 (Jensen et al., 2013)の生成過程を考 察し、その生成には観測時の気象条件下にて数 K h⁻¹ 以 上の冷却率が必要であることを示した。一連の実験では、 単粒径エアロゾルという単純化された条件ながら、最大 氷晶数密度がエアロゾル粒径の増大に伴い大きくなると いう興味深い特徴が見出された。本研究では、現実的な エアロゾル粒径分布を与える研究に先立ち、粒径分布を 単粒径から二粒径に拡張し、数密度の大きな主粒径エア ロゾルに対し、数密度の小さい副粒径エアロゾルを混在 させた場合の巻雲氷晶数密度に与える影響を考察する。

2. 解析手法

解析には、圓若 (2009)、櫻井 (2014) が開発したボック スモデルを使用する。Mimura et al. (2016)の実験設定 の単粒径エアロゾルを主粒径エアロゾルと扱い、これに 半径 (r_{sub}) と背景量を少しずつ変化させた副粒径エアロ ゾルを与え、生成する巻雲の最大氷晶数密度 $(N_{total}) へ$ の影響を調べる。更に主粒径エアロゾル半径 (r_{main}) も変 化させる。上記 3 つを変数とし、 N_{total} とそれを構成す る主、副粒径エアロゾル起源の氷晶数密度 (順に N_{main} , N_{sub})に着目する。

3. 結果

半径 0.05 μ m、10⁵ L⁻¹ の単粒径エアロゾルを仮定し た場合、冷却率 -2.8 K h⁻¹、初期水蒸気混合比 6 ppmv、 付着係数 0.3 条件下にて最大氷晶数密度 10⁴ L⁻¹ の巻雲が 生成する (Mimura et al., 2016)。この条件下で 10⁴ L⁻¹、 $r_{\rm sub}$ の副粒径エアロゾルを加えた場合の $N_{\rm total}$ (実線)、 $N_{\rm main}$ (破線)、 $N_{\rm sub}$ (点線)を図 1 に示す。

 $r_{\rm sub}$ の全範囲において、 $N_{\rm main}$ は $r_{\rm sub}$ の増加とともに 減少する。これは、副粒径エアロゾルから生成した氷晶 の成長に水蒸気が使われる為である。 $N_{\rm sub}$ は $r_{\rm sub} = 0.15$ μ m 付近で極大となる (図 1)。この特徴は $r_{\rm sub}$ の変化が N_{sub} に与える2つの相反する効果により説明される。第 1に、氷晶生成率がエアロゾル体積に比例して増加する 効果、第2に、最大氷晶数密度がエアロゾル粒径の増大 とともに減少する効果 (Mimura et al., 2016)である。以 上から、 r_{sub} が小さい領域では、第1の効果により r_{sub} の増加とともに N_{sub} が増加するが、 r_{sub} が大きい領域 では、第2の効果が支配的となり N_{sub} が減少したもの と解釈される。以上の主副粒径間相互作用の帰結により 決定する N_{total} は、 $r_{sub} = 0.04$ に極大を持つ。

4. 今後の課題

氷晶生成過程における複粒径エアロゾル間相互作用に ついて考察を行った。より多くの条件で計算を行うこと により、様々な効果の有効性を検討し、粒径と数密度の 差が最大氷晶数密度に及ぼす効果を明らかにする。

参考文献

Jensen et al. (2010), *ACP*, *10*, 3, 1369 – 1384. Jensen et al. (2013), *PNAS*, *110*, 6, 2041 – 2046. Mimura et al. (2016), *SOLA*, in revision.

Solomon et al. (2010), *Science*, *327*, 5970, 1219 – 1223. 圓若和希 (2009), 名古屋大学環境科学研究科修士論文 櫻井万祐子 (2014), 名古屋大学環境科学研究科修士論文 rmain = 0.05 [µm], 10⁵ [L⁻¹]



図 1: 半径 0.05 μ m(縦線)の主粒径エアロゾル 10⁵ L⁻¹ に横軸で示される半径の副粒径エアロゾル 10⁴ L⁻¹ を加 えた場合の最大氷晶数密度 (実線)と主 (鎖線)、副 (破線) 粒径エアロゾルから生成した氷晶の数密度

中間圏および下部熱圏の運動量収支

*安井 良輔 (東大院理)、佐藤 薫 (東大院理)、三好勉信 (九大院理)

1. はじめに

中間圏および下部熱圏では、潮汐波、重力波、 ロスビー波などの大気波動が卓越しており、こ れらの波と大規模場が相互作用し、大気の大循 環を駆動することで、放射平衡とは異なる温度 場を形成している。主に対流圏に起源をもつ重 力波は、中間圏で大きな役割を果たす。また、 ロスビー波については、夏季、冬季中間圏にお いては、それぞれ準2日波(Quasi-two day wave; QTDW)や4日波と呼ばれるプラネタリー波が 卓越することが知られている。しかし、中層大 気の運動量収支における各波動成分の寄与は まだ十分に解明されておらず、特に中間圏およ び下部熱圏(MLT)領域に着目した研究はほとん どない。本研究では、全大気モデルによる再現 データを用いて、運動量収支の詳細な解析を行 なった。

2. データと解析手法

本研究では、中性大気モデルと電離大気モデ ルを結合させた Ground-to-topside model of Atmosphere and Ionosphere for Aeronomy (GAIA) による現実大気再現実験データのうち、中性大 気パートのデータ(以下、GAIA データ)を用いた。 解析高度は地表面から下部熱圏、期間は2004 年 8月8日から2015 年 6 月 19 日の約 11 年であ る。またモデルの解像度は T42L150 である。

運動量収支は Transformed Eulerian-Mean 方程 式系の Eliassen-Palm flux (EPF)とその発散 (EPFD)のクライマトロジーに着目した。ここで、 各波動成分は、以下のように定義した。潮汐波 成分は、太陽同期の東西波数s = 1, 2, 3成分とし た。これを元のデータから取り除いた成分のう ち、EPF の $\overline{u'v'} \ge \overline{v'\theta'}$ に比例する成分をロスビ 一波成分、EPF の $\overline{w'u'}$ に比例する成分を重力波 成分とした。

<u>3. 結果</u>

ロスビー波成分については、夏季中間圏にお いて EPFD が正の領域が存在し、その領域から 強い上向き EPF の領域が下部熱圏(~113 km)ま で広がっていることが分かった。夏季中間圏の 渦位を調べたところ、この強い上向き EPF に伴 うロスビー波は、夏季中間圏に生じる渦位極大 から放射されることが分かった。また、この渦 位極大は、GAIAのパラメタライズされた重力 波ドラックによって生じる N^2 と相対渦度 ζ_{θ} の 増大によって形成されていることが分かった。

潮汐波成分については、夏と冬で比較的弱く、 春と秋に強く、赤道を中心とした低緯度かつ下 部熱圏に限られることが分かった。

また解像される重力波成分も MLT 領域で大 きな EPF と EPFD を持ち、夏半球側で東向き、 冬半球側で西向きの EPFD を持つことがわかっ た。夏半球の MLT 領域での、東向き伝播を示す 下向き EPF は、夏季中間圏の渦位極大の上で特 に大きくなっていた。重力波は渦位極大からは 発生しないため、別のメカニズムが存在すると 考えられる。そこで MLT 領域でのリチャードソ ン数を調べたところ、1/4 以下となる頻度が高い ことがわかった。この結果は、東向き重力波がシ ア不安定によって発生した可能性を示唆する。最 後に、GAIA モデルのサブグリッドスケールのス ケールの重力波は、パラメタリゼーションとして 与えられており、その大きさは、モデルで解像さ れる全波動による成分と同程度であることがわ かった。

<u>4. 今後の予定</u>

さらに水平解像度大きなの全大気モデルを用い て、夏季中間圏で発生する重力波を解析する。



不均質雲における三次元放射伝達モデルの精度検証

* 佐久間 隼司¹, 櫻井 篤², 石田 春磨³, 岩渕 弘信⁴ (1: 新潟大院自然, 2: 新潟大工, 3: 気象研, 4: 東北大理)

1. はじめに

近年,気候変動問題への懸念に伴い,全球気候モ デルにおける3次元放射伝達モデルの開発が急務で ある.そこで本研究では,石田,浅野らにより提案 された Ishida-Asano モデル⁽¹⁾に着目する.この手法 は放射伝達方程式を明示的に離散化して解く手法 であり,放射輝度の方向に球面調和展開,また,空 間に有限体積法を伴う双方向風上差分法を用いる ことで高い計算性能を実現する.

本研究は、この Ishida-Asano モデルについて、計 算手法の妥当性、および分解能が計算精度に与える 影響を調査し、性能評価を行う.また、計算時間に 対する性能についてモンテカルロ法を用いた放射 伝達計算と比較し、本モデルの全球気候モデル等に 対する有用性を示す.

2. 計算手法と評価方法

本研究では、Ishida-Asano モデルを用いて、現実 的な雲を考慮した大気の3次元放射伝達の数値シミ ュレーションを行う。そして、大気の最上層、最下 層における上向きフラックス、下向きフラックスを ベンチマークと比較することで性能評価する。本研 究で用いるベンチマークは岩渕により提案された モンテカルロ法を用いた放射伝達モデル MCARaTS^[2]を採用する。Fig.1 に不均質雲モデルの 光学的厚さ分布を示す。



Fig.1 不均質雲モデルの光学的厚さ分布

3. 結果と考察

大気最下層における散乱された下向きフラック スについて、2つの計算モデルによる計算結果の比 較を Fig.2 に示す.このとき、横軸をモンテカルロ 法による結果、縦軸を Ishida-Asano モデルによる結 果としてフラックスの値をプロットする.また、図 中の実線は2つの放射モデルによる値が一致するこ

とを示し、この実線に近いほど精度が高いこと表す. 図より、Ishida-Asano モデルの角度分解能を (L,M)=(25,15)としたとき、実線に沿う形で点が分布 することから、不均質雲の放射伝達計算において、 Ishida-Asano モデルが高い計算精度を発揮すること を示した. ただし、Ishida-Asano モデルによる結果 はフラックスの値が大きくなる領域でモンテカル ロ法による結果に比べて過少評価する傾向がある. これは、有限値を用いた球面調和展開が特に散乱オ ーダーの少ない放射輝度の異方性散乱を平均化し たためであると考えられる.また,角度分解能を (L.M)=(1.1).(3.3)とするとき、分解能が小さくなるほ ど過少評価が顕著になることを示した. ポスターで は Ishida-Asano モデルとモンテカルロ法の計算時間 に対する性能を比較した内容を発表する. さらに Ishida-Asano モデルは特に大気最上層の上向きフラ ックスの算出において効率的な手法であることを 示す.

以上より、不均質雲を考慮した3次元放射伝達解 析において Ishida-Asano モデルの有用性が示された. 今後、本手法のさらなる高速化、高精度化により全 球気候モデル等への応用が期待される.



Fig.2 不均質雲モデルにおける 2 つの放射モデルに よる下向き散乱フラックスの計算結果

謝辞

本研究は JSPS 科研費 24340116,15H03729 の助成 を受けたものです.また本研究を遂行するにあたり 気象庁気象研究所の太田芳文博士並びに東京海洋 大学准教授関ロ美保先生から貴重なアドバイスを 頂きました.ここに記して謝意を表します.

参考文献

- [1] H.Ishida and S.Asano., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64 (2007) 4098-4112.
- [2] H.Iwabuchi., Journal of the Atmospheric Sciences., 63 (2006) 2324-2339

海氷の放射伝達モデルを用いた大気・積雪が海氷の波長別アルベドに与える影響 谷川朋範(気象研)・青木輝夫(岡山大/気象研)・庭野匡思・保坂征宏(気象研)・堀雅裕(JAXA)

1. はじめに

海氷の放射伝達計算を精度良く行うことは、地 球システムモデルや領域気候モデルによる気候変 動予測の精度向上のために重要である。しかし、 現在気象研究所の地球システムモデルに導入され ている海氷のアルベドは、簡単なパラメタリゼー ションによる値が用いられており、海氷の種類、 厚さ、太陽幾何条件等によって変化する物理的な 効果が考慮されていない。正確な予測のためには 海氷の放射過程を物理的に考慮した海氷の放射伝 達モデルの開発が必要である。本研究では海氷の 構造を考慮した放射伝達モデルを開発し、大気、 積雪に対する海氷のアルベドの振る舞いを調べた。

2. 海氷放射伝達モデル

海氷の放射伝達モデルは海氷上の積雪や海氷を 構成する気泡、ブラインを考慮したモデルである。 まず海氷上の積雪は積雪粒径r、積雪密度 ρ_s 、積雪 深 h_s の関数として与え、海氷はそれを構成する氷、 気泡、ブラインの割合を海氷の厚さ h_i 、密度 ρ_i 、氷 体温度 T_i の関数として与え、散乱体(気泡、ブライ ン)の数密度を計算した。積雪を含む散乱体の一 次散乱過程は Mie 理論、多重散乱過程はモンテカ ルロ法を適用した。大気の下向き放射は波長別に 直達光と散乱光の比で与えた。出力は海氷の波長 別アルベドで太陽天頂角 θ_0 の関数として計算した。

3. 結果と考察

図(a)は海氷の波長別アルベドを海氷厚hの関数 として示したものである。可視域では光吸収の弱 い散乱体が海氷厚とともに増加するためアルベド は増加した。対照的に短波長赤外域では氷の光吸 収が強いため、海氷アルベドの海氷厚依存性はみ られなかった。図(b)は海氷上の積雪の効果につい て調べたものである。積雪深の増加とともに可視 域のアルベドは徐々に増加し、一方短波長赤外域 のアルベドは急激に増加したのちほぼ一定の値に 収束した。可視域では氷(積雪)の光吸収が弱いため、 氷粒子による散乱体が増えていく様子を表し、短 波長赤外域では氷の光吸収が強いため、h。>5cm で は海氷上積雪に入射した光のその殆どが積雪に吸 収され、アルベドに変化がなかったことを表して いる。図(c)は大気下向きフラックスの直達光・散 乱光が海氷のアルベドに与える影響について示し たものである。直達光のみの場合、海氷アルベド は天頂角とともに増加した。この理由は大きな



図 海氷の波長別アルベドの(a)海氷厚依存性、(b) 積雪深依存性、(c)直達・散乱光、天頂角の関係

天頂角ほどより海氷表面付近での(前方)散乱が支 配的になるため、入射光は表面に出ていきやすく なるためである。一方、等方的な散乱光のみの場 合、海氷アルベドは天頂角 50°付近の直達光の値 とほぼ等しくなった。この傾向は積雪のみの波長 別アルベドにもみられた。海氷と積雪では光学特 性は異なるものの、両者似た振る舞いを示すこと が分かった。

高解像度大気モデルにおける広帯域赤外フラックスの3次元放射伝達計算

*石田春磨,太田芳文(気象研究所),関口美保(東京海洋大学),佐藤陽祐(理研計算科学)

<u>1. はじめに</u>

近年,格子間隔10mオーダーの超高解像度大気モデル による,雲の発生・消滅過程の緻密なシミュレーショ ンが可能になっている.これに伴い,細かい空間スケ ールにおける雲の空間構造と放射収支の関係が調査で きることが期待される.このような大気での放射収支 を精確に評価するためには,空間不均質性を考慮した3 次元放射伝達計算が必要である.しかし,3次元放射伝 達は1次元大気近似よりも計算量が格段に増大し,更に 広帯域波長積分の実行には,計算リソースを節約する ための種々の工夫が必要となる.本研究では,高解像 度モデルシミュレーションの出力結果に明示的3次元 放射計算手法を適用し,雲層内部における広帯域赤外 放射フラックスの計算を試みた.

2. 明示的3次元放射伝達計算手法の概略

大気中における3次元放射伝達計算のためにこれま で様々な手法が開発されている. そのうち, 放射伝達 方程式に(通常は離散化して)繰り返し計算法などを適 用し方程式解を導出するタイプを明示的計算手法とい う.この手法は、確率的誤差が発生しない、1度基本計 算をすればその後は任意の方向の放射輝度やフラック スを導出できる、といった利点がある。また、赤外域 等の、吸収が強く散乱があまり非等方的でない条件に おいて有利であると考えられている.従って,大気中 の赤外放射フラックス収支を種々の観点から調査した い場合に有用である.本研究で使用される計算コード (Ishida, 2014)は、角度方向の離散化に球面調和関数展開 を使用することで疎行列化を図り、また、放射の双方 向性を考慮した風上差分による空間離散化で、解の発 散を抑制している.更に、計算時間低減のため繰り返 し計算においてマルチグリッド法を導入している.

3. 波長積分について

広帯域フラックスを計算する場合,全ての吸収線毎 に放射伝達計算を実行すると多大な時間を要するため, 通常は波長を数点~数10点程度に分割して積分量を近 似計算する.本研究では,mstrnX (Sekiguchi and Nakajima, 2008)におけるCKD法を利用する.これは,赤 外波長域の3.3 μ mから100 μ mを25点に分割している. 放射伝達は波長に対し互いに完全に独立しているため, 各分点での放射計算は並行して実行できる.

4. 計算データ

放射計算のための大気データには理化学研究所が開発した高解像度LESモデルSCALE-LES(Sato, et al., 2014)による海上低層雲(水滴のみ)の出力結果(気温,気圧,空気密度,水蒸気混合比,水混合比,雲粒子密度)を使用した.モデル中の空間格子はx及びy方向が35m, z方向が(上部以外)5mである.但し,放射計算時には内挿によりx,y方向の格子長を70m,z方向を80mとしている(即ち範囲28 km×28 km×1.28 kmを400×400×16 個の格子で分割).水平方向の境界条件はcyclicを仮定し

ている. 雲物理量の出力値からMartin et al. (1994)のパ ラメタリゼーションにより雲粒平均半径を推定し、そ れより雲粒子の散乱・吸収係数を導出した.また、 mstrnXにより分子吸収係数を求めた.この際, CO2量は 全格子で390 ppmvで一定,他の微量気体成分はmstrnX の標準大気値を利用した.また簡略化のため、地表面 は放射計算時には温度290 K一定で黒体とした.

5. 計算例

図1はある時刻における積算雲水量の水平分布であ り,そのときのz=0.64 km(多くの気柱において雲内部と なる)での広帯域赤外放射フラックスの発散・収束(正値 が発散)を図2左,そのうちの水平成分のみを図2右に示 す.このように、本手法により種々の放射成分の空間 分布を抽出して調査することができる.これによると, 雲内部では収束(加熱),晴天域で発散(冷却)している. 計算値は一般的な観測事例と比較し妥当なものと言え る.また,水平成分だけに注目すると,雲内部ではほ ぼ中立である一方,雲の縁辺など(光学的に)薄い部分で は比較的強い発散,晴天域では収束が存在している.

発表では、効率的に計算を実行するための工夫点や 計算条件による誤差の調査結果,また,他の放射計算 事例について報告する.



図 1. SCALE-LES によるある時刻での積算雲水量.



図 2. 図 1 の z=0.64 km における広帯域赤外フラックス の収束・発散(左), そのうちの水平成分のみ(右).

謝辞: SCALE-LES を用いた計算結果(の一部)は, 理化学 研究所のスーパー コンピュータ「京」を利用して得ら れたものです. SCALE-LES は理化学研究所計算科学 研究機構の Team-SCALE にて開発されています.

References:

Ishida, H., 2014: J. Quant. Spectr. Radiat. Trans., 133, 396–411. Martin, G. M., et al., 1994: J. Atmos. Sci., 51, 1823–1842.

Sato, Y., et al., 2014: *SOLA*, 10, 10-14.

Sekiguchi, M. and Nakajima, T., 2008: J. Quant. Spectr. Radiat. Trans., 109, 2779–2793.

CloudSat/CALIPSO衛星データを用いた地球の放射収支の見積もり

*及川栄治¹、鈴木健太郎²、中島映至³、西澤智明¹

1)国立環境研究所、2)東京大学大気海洋研究所、3)宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター

1. 背景

雲は太陽放射や地球放射を散乱や吸収するこ とにより、地球の放射収支に強く影響を与えてい る。光学的に厚い下層雲は、太陽光を散乱するこ とによる地球を冷却する効果が大きい。一方、光 学的に薄い高層雲は、地表面から射出される地 球放射を吸収するため、大気を暖める効果がある。 このように、雲は光学的厚さや高度によって、放射 効果が変化する。しかしながら、受動型センサに よる観測からは、雲の詳細な鉛直分布を推定する ことが難しい。2006年4月に雲レーダーを搭載した CloudSat衛星が打ち上げられたことより、雲の高解 像度の鉛直分布が全球規模で得られるようになっ た。

また、2018 年に日欧共同で打ち上げ予定である EarthCARE 衛星は、雲レーダー・大気ライダー・多 波長イメージャ・放射収支計の 4 つのセンサを搭載 し、この 4 つのセンサで同一地点の同時観測を行う 予定である。これにより、雲やエアロゾルが地球の放 射収支に与える影響を高精度で評価することが期 待されている。

2. 方法

CloudSat 衛星搭載の雲レーダーと Aqua 衛星搭 載 MODIS センサの雲の光学的厚さを組み合わせた CloudSat 2B-CWC-RVOD プロダクトと CALIPSO 衛 星搭載ライダーによるエアロゾルと光学的に薄い雲 の情報によって、雲とエアロゾルの精度の高い鉛直 分布データが提供される。本研究では、この雲とエ アロゾルのデータを、ERA Interim の再解析気象デ ータおよび、MODIS センサによる地表面アルベドと 組み合わせて用いることで、2007 年から 2009 年の 3 年間の放射計算を行った。計算には、一次元放射 コード mstrnX を用いた。計算結果は、衛星搭載の 雲・地球エネルギー観測装置 CERES の EBAF プロ ダクトや地上の放射観測に基づいた先行研究 Wild et al. [2015] との比較を行った。

3. 結果

図1は、大気上端と地表面における年平均・全 球平均の放射フラックスについて、本研究の計算 結果とCERESの観測値および先行研究 Wild et al. [2015]の結果を比較したものである。本研究の結 果は、他の研究結果と比較して、大気上端におけ る短波放射の上向き放射フラックスを3Wm⁻²程 度過小評価し、地表面における短波放射の下向き 放射フラックスを7Wm⁻²以上過大評価している。 一方、長波放射のフラックスは3Wm⁻²以内の差 に収まっている。これは、長波放射に大きく影響 する気象場の条件として、先行研究と共通の再解 析データを使用しているためと考えられる。

今後、地表面での短波放射の下向き放射フラッ クスが過大評価となる原因を調査する予定であ る。



図 1. 大気上端と地表面における年平均・全球平 均の放射収支。本研究の評価を CERES の観測値 と Wild et al. [2015]との比較で示す。

参考文献

Wild, M. et al. (2015), Clim. Dyn., 16: 3393–3429, doi:10.1007/s00382-014-2430-z.

* 今川翔平(富山大学大学院理工学教育部)、青木一真(富山大学大学院理工学研究部)

1. はじめに

雲は地球の放射収支を変化させ、気候に影響を与えるため、長期的な観測データの蓄積は重要である。しかしながら、地上観測による雲の光学的特性を示し、その変動の要因にまで言及した観測的研究例は少ない。エアロゾルの光学的特性を導出できるスカイラジオメーターに長波長も観測出来るように組み合わせた測器を用い、可視域と近赤外域の透過率を組み合わせて雲の光学的厚さや有効半径の導出(Kikuchi et al., 2006)が可能となった。本研究では、沖縄県辺戸岬上空の雲の光学的特性の変動とその変動要因や輸送過程を明らかにすることを目的とした。

2. 観測及び解析概要

沖縄県辺戸岬(26.9 N, 128. 3E)において、スカイラジオ メーター (POM-02: Prede Co., Ltd.,) によるエアロゾル と雲の光学的特性の連続観測を行った。解析期間は、2010 年2月から2011年7月までの天頂輝度観測データ(1020, 1627, 2200nm)から算出した透過率を用いた。雲の光学的 特性は、放射伝達モデル Rstar6b (Naka jima and Tanaka 1986, 1988) で作成した様々な太陽天頂角、透過率に対する 雲の光学的厚さと有効半径のテーブル(LUT)を作成して行 った。水雲は高度2km、氷雲は高度6kmに設定し、それぞ れの場合のLUTを作成した。また、雲底高度は、同時に観 測されているミー散乱ライダー (NIES) の 1064nm の後方 散乱強度を用いた(Shimizu et al., 2004)。全天に占める 雲の割合を求めるため、全天日射計と直達日射計を組み合 わせて雲の被覆率を計算した。また、辺戸岬上空に流入す る空気塊の起源を調べるため後方流跡線解析 (NOAA Hysplit model)を使用した。本研究で扱う雲の光学的特性 は、雲底3km以下かつ、水雲のデータに限定した。

3. 沖縄・辺戸岬上空の雲の光学的特性

雲の光学的厚さは、2010年、2011年ともに5月から7 月が他の月と比べて値が小さかった。雲の光学的厚さは、 主に雲の幾何学的厚さに比例するため、5月から7月にか けては薄い雲を観測していることがわかった。有効半径は、 5月と8月にピークが見られたが、はっきりとした特徴は なかった。6月から8月までの雲の被覆率は、他の月と比 べて小さいという傾向がみられ、離散的な雲が多く観測さ れていたのではないかと考える。雲底高度も同様に、6月 から8月にかけて他の月より低かった。これらの変化は気 団の入れ替わりの影響を受けていることが考えられる。



Fig. 1 2010年2月から2011年7月までの(a)雲の光学的厚さ、 (b)有効半径、(c)雲の被覆率、(d)雲底高度

4. 空気塊の起源ごとの雲の光学的特性

本観測点は、大きく海洋起源と大陸起源で分けられるが、 さらに、雲の光学的特性を解析できた日の正午を基準に後 方流跡線解析を行い、その起源を9地域に分類(Miyoshi et al., 2013)した。海洋起源の雲の光学的厚さは大陸起源 に比べて値が小さいことがわかった。また、有効半径は海 洋起源の空気塊の方が、大陸起源の空気塊より大きかった。

5. まとめと今後の課題

沖縄辺戸岬の大気放射観測から雲の光学的特性を算出 することが出来た。季節的な特徴は、6から8月は他の月 と比べ、雲の被覆率は小さく、雲底高度が低いことから、 低層に存在する離散的な積雲を観測しており、そのため有 効半径は大きく光学的に薄くなったと考えられる。空気塊 の起源ごとに雲の光学的厚さと有効半径を調べると、大陸 起源の空気塊が光学的に厚く、有効半径が小さいことがわ かった。今後は、雲の光学的特性の精度向上と、さらにデ ータ数を増やし、季節ごとの特徴を示していきたい。

謝辞

本研究で使用したデータは、SKYNET 並び国立環境研究所(NIES) のデータを使用させて頂きました。

福岡でライダーにより観測された大気エアロゾルの蛍光特性

白石浩一、林政彦(福岡大学)、水谷耕平、安井元昭(情報通信研究機構)

はじめに

近年, ライダーを用いた対流圏エアロゾ ルの蛍光散乱の計測により, 黄砂や越境汚 染大気エアロゾルの蛍光特性が異なること が報告された(Sugimoto et al., OPTICS EXPRESS 2010). バイオエアロゾルはし ばしば蛍光を発するため, ライダーによる 蛍光計測は, 黄砂や汚染大気と一緒に飛来 する微生物の検出・時空間分布の情報を得 られる可能性がある.

我々は、福岡に飛来するバイオエアアロ ゾルや黄砂、汚染大気の空間分布を計測す るため、蛍光ラマンライダーを開発し、 2014 年 5 月から夜間晴天時の観測を開始 した.2016 年 1 月から蛍光計測を自動化し 観測を行っている.本発表では、2015 年春 季から 2016 年春季にかけて観測された大 気エアロゾルの蛍光特性について報告する. また、地上での直接測定から、その大気エア ロゾルの起源、蛍光出すエアロゾル組成の 考察をした結果についても報告する.

測定装置と解析

ライダー装置は、光源として、Nd:YAG レ ーザーの 1064nm、532nm、355nm を利用 した. 受信は、口径 28cm と 35cm の 2 台の 望遠鏡を利用した. 蛍光計測は、Acton Research SP-2758 のグレーティング式分 光器を用いて分光し、Licel PMT32 検出器 を用いて、32ch に分けて検出し、フォトン カウンティングにより計測を行った. 355nmの励起波長に対して、380-510nmの 波長域の蛍光・ラマン散乱光の計測を行っ た. さらに、532nm と 355nm は射出したレ ーザー光の偏光面に対して平行成分と垂直 成分、1064nm の後方散乱光の成分の計測 も、オシロスコープを使ったアナログ計測 で行った.

観測されたエアロゾルの蛍光信号を窒素 分子のラマン散乱信号(386nm)で標準化し, 420-510nm の波長域で信号強度を積算す ることで全相対蛍光強度(TFI)を導出した.

観測結果

2015 年春から 2016 年春にかけて蛍光観 測を行い, 次のようなことが分かった.

・春季と秋季, 冬季に TFI>0.8 の強い蛍光 を示すエアロゾルが多く観測された. 2015 年は, 春よりも秋に強い蛍光を示すエアロ ゾルが頻繁に観測された. 夏季は, 蛍光強 度の低い(TFI<0.3)液滴のエアロゾルを多 く観測した.

・春季と秋季に観測された偏光解消度の高い(>10%)黄砂を含むエアロゾル層は,強い蛍光強度(TFI>0.5)を示した.これは,鉱物粒子自身が蛍光を出すことが要因の一つに挙げられる.観測されたほとんどの黄砂層では,顕著な蛍光スペクトルのピークは見られていない.しかし,いくつかの黄砂層では,460~510nmの波長域で強い蛍光強度を示すものも観測された.

 ・球形の液滴エアロゾルを観測した場合では、420-460nmの波長域で強い蛍光 (TFI>0.8)を示すエアロゾルが頻繁に観測された.また、460nm付近にピークを示したエアロゾルも観測された.

図 1a と b に 2016 年 2 月 5 日に観測され た全相対蛍光強度の時間高度断面図と高度 別スペクトル強度分布を示す. 22 時から高 度 2・3km で偏光解消度の高い黄砂層を観測 した.黄砂を観測した高度域での蛍光スペ クトルは、460-510nm で強い蛍光を示した.



CONTRAIL で観測されたアジア上空の CO2変動とアジアンモンスーンとの関連

梅澤拓¹、丹羽洋介²、町田敏暢¹、澤庸介²、松枝秀和² (¹国立環境研究所、²気象研究所)

1. はじめに

アジア地域における大気微量成分の分布は、アジ アンモンスーンに伴う大気循環場の変動に大きな影 響を受ける。対流圏下部においては、冬期に東アジ アの大陸流出が東南アジアへと達し、夏期には南西 モンスーンが南アジア・東南アジアでは卓越する。 この循環場の変化は、南アジア・東南アジアの地表 観測サイトにおける大気微量気体の季節変動を決定 づけている。一方、対流圏上部においては、夏期の 南アジア上空に定常的な高気圧が発達する。最近の 航空機・衛星観測によって、様々な大気微量成分が この高気圧内部で特徴的な分布を示すことがわかっ てきた。これは南アジアの地表放出源と夏期の大陸 上での活発な鉛直輸送の結果と考えられている。さ らに、CONTRAIL を含む日本付近の上空での観測か らは、南アジアや東アジア起源の空気塊の輸送が示 唆されている¹²。アジア地域における放出源の分布 と大気輸送の変動が、アジア広域での様々な大気微 量成分の変動にどのように寄与しているかを評価す ることは、経済発展の著しいアジア地域での大気微 量成分の放出を精度良く推定し、監視を強化するた めに極めて重要である。

2. 解析手法

民間航空機を利用して取得した CO₂濃度の連続観 測データと大気試料の分析による微量気体濃度デー タ (CONTRAIL)³を解析し、合わせて大気輸送モデ ル (NICAM-TM) によるシミュレーション結果⁴を 利用する。本研究では、主に平均的な季節変動に注 目するため、米国大気海洋庁によるハワイ州マウナ ロアでの観測データから長期変動成分を抽出し、そ の長期変動からの偏差(例えば Δ CO₂)を CONTRAIL データについて計算した⁵。この Δ CO₂を観測期間に ついて平均し、上部対流圏やアジア地域の都市上空 における季節変動を導出した。

3. 結果

解析結果の一例として、アジア・太平洋地域の上 部対流圏における ΔCO₂の8月の分布と香港上空に おけるΔCO₂の高度分布の季節変動を図1に示す。 8月の上部対流圏では、南アジアから中国南部を覆 うアジアンモンスーン高気圧の内部での低濃度が顕 著であり、一方で高緯度にも際立った濃度低下が見 られている。NICAM-TMのシミュレーションでは、 この2つの低濃度 CO₂は分離して分布しており、こ の構造が異なるメカニズムにより形成されているこ とを示している。また、上部対流圏のモンスーン高 気圧の外縁に位置する香港上空では、8月以降は上 空の CO₂濃度が対流圏下部に比べて低く、図1上に 見られるアジアンモンスーン内部の低濃度 CO₂の上 空伝搬が鉛直分布を決定づけていることがわかる。 発表においては、その他の微量気体の分布やより詳 細なモデル結果の解析についても紹介・議論したい。



図1.アジア・太平洋地域の上部対流圏(高度 > 8 km) での ΔCO₂の分布(8月)と香港上空における ΔCO₂ の高度分布の季節変動。

参考文献

- 1. Umezawa et al. (2012), doi:10.5194/acp-8095-2012.
- 2. Umezawa et al. (2014), doi:10.3402/tellusb.v66.23837.
- 3. Machida et al. (2008), 10.1175/2008JTECHA1082.1.
- 4. Niwa et al. (2012), doi:10.1029/2012JD017474.
- 5. Sweeney et al. (2015), doi:10.1002/2014JD022591.

謝辞:本観測は、日本航空・JAL 財団・JAMCO の多 大な協力のもと、環境省地球環境保全試験研究費・ 環境研究総合推進費で実施されている。

海洋大気境界層内のブラックカーボン濃度水平分布

原圭一郎¹·矢吹正教²·須藤健吾³·塩原匡貴⁴·木名瀬健⁵

1: 福岡大、2:京都大·生存圏研、3:名古屋大学院·環境学、4:極地研、5: 茨城大

1. はじめに

不完全燃焼過程から大気へ放出されるブラックカー ボン(BC)は、非常に強い光吸収性を有するために、大 気放射収支に非常に強い影響を与え得る。大気中に 存在する BC の観測は、陸域、特に人間活動が活発な 地域で行われることが多く、海洋上や遠隔地での観測 は少ない。BC の輸送拡散過程やその寄与を理解する ためには、BC の分布を捉えることが必須である。ここ では、海洋境界層大気中のBC濃度水平分布を把握す ることを目的とし、砕氷艦しらせの南極航海航路上(日 本~オーストラリア~南極)で得られた BC 分布につい て報告を行う。

2. 観測と解析

大気エアロゾルの観測は、第52次南極地域観測隊 (JARE52)に行われた砕氷艦しらせの南極航海中 (2010年11月11日-25日:晴海~フリーマントル、 2010年11月30日~12月19日:フリーマントル~南 極昭和基地沖)に実施した。BC 観測には、7 波長型エ サロメータ(AE31, Magee Sci.)を、CN(D>10nm)数濃 度連観測には、CPC-3772(TSI)を、散乱係数の連続 観測には、3 波長型のネフェロメータ(3563、TSI)を使 用した。BC 濃度は、Weingartner et al. (2003)に従っ て、濃度補正を行った。ここでは、波長880nmで計測さ れた値を BC 濃度として使用した。しらせからの排煙の 影響を取り除くため、相対風向が前方側(左舷 90°〜船 首~右舷 90°)の条件をクリーンセクターと設定し、CN 濃度の変化を用いて、汚染データを取り除いた。空気 塊の履歴は NOAA-HYSPLIT モデルを使用して、120 時間の後方流跡線を計算した。BC の起源別寄与の評 価には、CHASERモデルを使用した。

3. 結果と考察

3-1. 晴海~フリーマントル間の BC 分布

Fig.1にしらせ航海中のBC濃度分布を示す。東京湾 を出て南下を開始した直後の海域では、BC 濃度は 728 ng m⁻³から 284 ng m⁻³へ徐々に減少していた。後 方流跡線解析結果では、日本本土~中国東北部~シ ベリア域から空気塊の輸送が確認されており、主に日 本国内起源の BC が海洋域へ流出し、拡散・沈着の結 果、BC 濃度勾配を示していると考えられる。33.2°N 付 近で、BC 濃度が 1097 ng m⁻³まで急増し、高 BC 濃度 の状態が25°Nあたりまで継続していた。この海域の空 気塊は黄海~渤海~北京周辺から輸送されており、中 国の人間活動の影響を強く受けていることが伺える。 25-5°N あたりでは、空気塊は中央太平洋から流入して おり、BC 濃度は低く、<10~26 ng m⁻³のレベルで維持 されていた。フィリピン南岸辺りでは、ミンダナオ島の人 間活動を受け得る大気輸送経路を示しており、BC 濃 度が 265 ng m⁻³ まで増加していた。赤道付近~10°S 付近では、しらせはカリマンタン島、ジャワ島の東側を 航行しており、BC 濃度は 542 ng m⁻³に到達していた。 観測された空気塊は、過去5日間には航行した海域の 東側 300-500 km内の狭い領域に存在していた。さらに 周辺の島々で、バイオマス燃焼と思われるスポットも衛 星観測から確認されることから、周辺のバイオマス燃焼 や人間活動の影響を強く受けていると考えられる。 15~30°S では、空気塊はインド洋起源に変わり、その 結果、BC 濃度が<10~90 ng m³まで下がっていた。 30°S 以南では、徐々に南大洋(~50°S)からの輸送に 変化しており、BC 濃度は 20~50 ng m³程度となってい た。

3-2. フリーマントル~南極昭和基地沖

フリーマントルを出航した後、しばらくは BC 濃度が 100 ng m⁻³を超過する状態が続いていた。空気塊は、 南大洋から輸送されていたが、直前にオーストラリア南 東部を通過しており、オーストラリア国内の人間活動や バイオマス燃焼の影響を受け、BC 濃度が増加したと考 えられる。110°E線上の35-55°Sでは、インド洋~南大 洋からの流入が見られたものの、40-45°S からの空気 塊の輸送のため、BC 濃度は主に 30-90 ng m⁻³の範囲 で変動していた。一方、55-60°S では、BC 濃度は<10 ng m³であることが多く、空気塊は 55°S 以南から輸送 されることがほとんどであり、BC 濃度の緯度分布を捉 えている可能性がある。60°S 線をしらせが西向きに航 行している間は、30-40 ng m⁻³であることが多かったが、 90°E 付近の海域で、BC 濃度が約 100 ng m⁻³まで増 加していた。この高BC濃度は南アフリカ~マダガスカル 沖付近の海域からの輸送と対応しており、夏季でも中 緯度域から南極域への BC 流入が起きることがあるこ とを示唆する。40°E あたりに沿って昭和基地に向けて 南下する際には、空気塊は主に南極大陸沿岸域から 輸送されており、BC 濃度は約 10 ng m⁻³から<2 ng m⁻³まで徐々に減少する分布を示していた。

当日は、エアロゾルの光学特性やモデルによる評価 結果と併せて、報告を行う予定である。

謝辞:本研究は、南極観測事業(一般研究観測, AP47)、科学研究費 (基盤 B:15H02806)により実施された。

Reference

Weingartner, E. et al., J. Aerosol Sci., 34, 1445-1463, 2003.



Figure 1 Horizontal distribution of black carbon concentration from Harumi to Freemantle, Australia, and from Freemantle to Syowa Station, Antarctica during JARE52 cruise (Nov. 11 – Dec. 19, 2010).

首都圏広域における二酸化炭素排出の測定

*平野竜貴, 菅原広史(防大), 石戸谷重之(産総研), 寺尾有希夫(国環研), 武藤洋介(埼玉県環境科学国際センター), 杉本伸夫(国環研)

1. はじめに

人為起源の温室効果気体の排出量を正確に把握するため市街地を中心とした観測タワーによる CO₂ フラックスの直接測定が行われている(Velasco and Roth, 2010, Geography Compass). しかしタワー観測の footprint は数百 m の範囲に限定されるため,都市全体での実態把握は難しい. より大きいスケールでは、インバージョン解析が行われており(Zhang et al., 2014, ACP),大陸スケールでの炭素交換量の把握がなされている. このように都市スケールとの間には大きなギャップが存在しているのが現状である. このため最近は都市スケールでインバージョン解析を行う試みもある(Lauvaux et al., 2016, JGR). このような背景から本研究では首都圏を対象とした航空機観測を行い、広域市街地における CO2 排出量および排出動態の把握を試みた.

<u>2. 航空機観測</u>

2016年3月15日に図1に示すコースにおいて航空機によるフラスコサンプリングを行った. 飛行高度は海抜610mで, サンプリングはポイントA(13:20)~F(14:05)の各点におい て行っている. サンプルはCO₂, CO, O₂をそれぞれMS, NDIR, GC-FID で定量した. 炭素同位体の分析も行う予定で ある. なお予備フライトにより, 機上サンプリングによるCO₂ 濃度は同高度の地上濃度計による値と±0.4 ppmの範囲で 一致することが確認されている.

<u>3. 地上観測</u>

渦相関法によるフラックス計測を代々木(東海大)および 横須賀(防衛大キャンパス)において行った. 測定高度はそ れぞれ地上 52 m, 海抜 134 m である. 超音波風速計 (windmasterProII)およびオープンパスガス分析計(LI-7500)

を用い, 横風補正, 地形性鉛直流 補正, web 補正等を行い 30 分ラン ごとの CO₂ フラックスを求めた. 代々木においては NDIR および磁 気式酸素濃度計による CO₂, O₂ の 連続測定も行った. 測定高度は地 上 52 m および 37 m である. また 埼玉県環境科学国際センター(図 1 ポイント E 付近)においても NDIR による CO₂ 濃度の連続測定を行っ ている. 計測高度は地上 20 m であ る.

<u>4. 人為 CO2 発生源の推測</u>

図 2 に航空機観測の結果を示 す. CO/CO₂は 14±3 ppb/ppm, -∠O₂/∠CO₂は 1.9±0.3 であるこ とから,濃度変動は化石燃料消費に起因し,燃料種は主に 都市ガスであると示唆される. 同様の結果が代々木での地 上計測でも見られており,また代々木でのインベントリ解析 (Hirano et al., 2015, SOLA)とも整合的である.

5. 広域での CO2 排出量

代々木、埼玉、横須賀いずれの地点でも、地上と航空機 で計測された CO2濃度は±0.5 ppmの範囲で一致していた。 これは冬型の気圧配置による強い北風が吹いていたことに よる鉛直混合の影響と考えられる。一方で埼玉と代々木の 間では 4 ppm の濃度差が存在していた。

埼玉(風上)から都心(風下)にかけて内部境界層が発達し、 その内部では鉛直方向に一様に混合されていたとする.内 部境界層は都心での粗度増大および顕熱供給を受けて、 市街地境界で高度 h まで急速に発達した(内部境界層が厚 さ h のボックスとして扱える)と仮定する.すると風上・風下 での濃度差 $\delta\rho$ [mg/m3]と地表からのフラックス F [mg/m²/s] との関係は以下の式で書ける.

$$F = \delta \rho h U/X$$
 (1)

ここで Uは風速, Xはボックスの水平スケールである. hを 新宿御苑におけるライダー観測から2kmとし, Uとして代々 木における計測値 10 m/s, Xとして荒川・代々木間の 14 km を用いると F は 0.9 mg/m²s となる. これは代々木における フラックス観測値(当日午前から正午で 02~1.0 mg/m²s)と おおよそ整合的である.

謝辞:科研費 24241008 の支援を受けた. 航空機観測に際し ては原政之氏(埼玉県環境科学国際センター), 荒木沙耶氏 (防衛大), 陸自第1ヘリコプター団の支援を受けた.



冬季つくばにおけるサブミクロンエアロゾルの混合状態

財前祐二・折笠成宏・田尻拓也・五十嵐康人(気象研究所)

1. はじめに

新粒子生成(NPF)により生成された超微粒子 は、CCNや光散乱に効く集積モード粒子の主 要な起源と考えられている。その成長過程にお いて、バイオマス燃焼や自動車からの一次粒子 との混合や気体成分の凝結が起こっていると考 えられる。しかし、その詳細はよくわかってい ない。

2. 方法

気象研究所(茨城県つくば市)において、エ アロゾルサンプルを捕集し、TEM(JEOL1400)と EDS 分析装置(Oxford MAX80)により個別粒子の 分析を行った。また、直径 7-300nmの範囲のエ アロゾルサイズ分布を、SMPS(TSI、モデル 3775 及び 3080)を用いて 5 分毎に測定した。

3. 結果



図1

TEM で観察された 30-500nm のサイズ範囲の主 な粒子形態を図1に、なサイズ別の個数割合の 例を図2に示す。一般的には、100nm 以下は、 球形の単一粒子が卓越していた。球形粒子は、 主に硫酸アンモニウム、有機物等の内部混合で あると推定され、硫酸アンモニウムの割合が高 い粒子は比較的コントラストが強い。サイズが 小さいほどSの重量割合が低く、形態から粘性 が低いと推定された。このような微小な球形粒 子は、主に新粒子生成によって生成され、気体 成分の凝縮によって成長した粒子と考えられる。 新粒子生成と考えられるケース(SMPSで測 定されるモード粒径が約 30nm で、集積モード にピークがみられない)では、全サイズ範囲で 球形粒子が卓越していた。100nm 程度の球形粒 子からは、S,N,O,C のほか K,Si も比較的多数か ら検出された。また少数だが、自動車起源と推 定される Ba, Sb も検出された。

100nm以下には、球形粒子の他、非球形の粒子 も一定割合存在した。組成は主にカーボンであ り、微小な煤 (primary 粒子の数が 1~数個) で ある可能性がある。



図 2

100nm を超えると、外部混合の煤の割合が増加 し、300nm を超えると、内部混合粒子が卓越す ることが多かった。100nm を超えると燃焼起源 の成分が増加していたと考えられる。特にロー カルなバイオマス燃焼の影響が強い事例では、 有機物にコーティングされた煤が卓越していた (写真左)。CCN とサイズ分布から推定された κ(吸湿パラメータ:0.5%SS)は、0.1-0.5 程度の



間で変化しており、基本的に、硫酸塩と有機物 の割合の変化に対応していた。このことからバ イオマス燃焼の影響が、吸湿特性に強く影響し ていることが示唆された。なお、サブミクロン 粒子全体に占める硫酸塩の重量割合は、サルフ ェートモニタの測定値から 20%程度と推定され ることから、大部分は EC/OC であると考えられ る。

雨上がりに採取されたサンプルでは、300nm以 上の球形粒子が卓越していた(写真右)。雲過程 や吸湿膨張が、エアロゾルの混合状態や形態変 化に与える影響は、一般に考えられているより も大きい可能性がある。

4.まとめ

冬季つくばでは、100nm 以下のサイズでは新 粒子生成から成長する粒子が卓越し、100nm 以 上では、燃焼起源の煤や有機物の影響が大きい。

Passive tracer を用いた NICAM の大気輸送の検証

*石島健太郎¹、滝川雅之¹、山下陽介¹、八代尚²、丹羽洋介³ (1. JAMSTEC、2. 理研計算科学、3. 気象研)

<u>1. はじめに</u>

ポスト「京」プロジェクトの重点課題4「観測 ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測 の高度化」のサブ課題C「総合的な地球環境の監 視と予測」においては、ポスト「京」スーパーコ ンピューターを用いて、高精度のモデルシミュレ ーションを行い、人為的要因により増加しつつあ る大気中微量物質の挙動や環境影響を監視する ことを目的としている。中でも非静力学正 20 面 体格子大気モデルNICAMを用いた物質輸送過程 における微細構造およびその全球収支などへの 影響評価は主題の1つとなっている。

NICAM はそのほぼ全球一様な格子系のために、 格子サイズの偏りなく高解像度化が可能となり、 10km 程度以下の解像度においては積雲パラメタ リゼーションなしの計算を行うことにより、特に 熱帯域における物質輸送を支配している対流輸 送の高精度化が期待される。また、移流計算方法 の性質上質量保存にも優れており、大気中の化学 反応による影響の小さい長寿命温室効果気体の 計算には特に適している。

本研究では、複数の passive tracer を用いること により NICAM の水平および鉛直解像度の違いや 積雲パラメータスキームの有無による大気輸送 特性の違いを主に対流圏について調べる。また低 解像度においては ACTM (MIROC 系列の大気化 学輸送モデル)とのモデル間比較も行う。

<u>2. モデル計算</u>

NICAM の解像度・積雲スキームについて表 1 のようなケース毎の比較を行う。これにより、対 流圏内の水平・鉛直輸送および成層圏-対流圏交 換等の違いを、計算されるトレーサー濃度の時空 間変動から比較する。ACTM は鉛直 67 層(モデ ルトップ~80km)のバージョンのみ用いる。また 両モデルとも SST データとして NOAA の OISST を用いた。ACTM については再解析気象データへ のナッジングの有無も比べる。

計算する passive tracer は、放射性同位体のラドン(²²²Rn)と、地表からの経過時間を表す仮想 age トレーサーである。ラドンは半減期が約 3.8 日と 短いが、ほぼ全陸上が放出源となっており、大気 観測も比較的多いため、モデル計算による海洋上 における水平方向の輸送や対流圏内の鉛直輸送 の検証にこれまで多く用いられてきている。age トレーサーは対流圏輸送に加え、成層圏-対流圏 交換速度や成層圏 age の指標ともなる。

<u>3. 結果</u>

図1に2009年1月1日から濃度ゼロで計算を開 始して1年間積分を行った場合の12月の月平均 値を示す。水平格子、鉛直層等の条件は異なるが、 どれも大きな傾向はよく一致している。しかし、 積雲対流の違いが濃度鉛直分布に現れており、 ACTMのほうが特に赤道域上部対流圏において 高い値を示す。NICAMでは鉛直解像度の違いが 圏界面付近に見えており、78層のほうがよりシャ ープな濃度減少を示す。発表ではラドンの観測と の比較やageトレーサーの結果も併せて示す。

表 1. 計算実験計画。CP は Cumulus parameterization (Chikira スキーム)の有無を表す。

	鉛直層数(モデルトップ)			
水平解像度	40層 (40km)	78 層(52km)		
223km	CP あり	CP あり	-	
56km	-	CP あり	-	
14km	_	CP あり	CPなし	



図1. モデル計算された 2009 年 12 月のラドン濃度月・ 経度平均。(a)NICAM(鉛直 40 層) (b)NICAM(鉛直 78 層)、(c)ACTM(ナッジングなし)(d)ACTM(ナッ ジングあり)。水平解像度は NICAM: 223km、ACTM: 250km 程度(T42)。

謝辞 本研究は、文部科学省ポスト「京」重点課題 4 「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予 測の高度化」の元で実施したものです。また本研究成 果は「京」を利用して得られたものです(課題番号: hp160231)。

ユーラシア大陸上空の対流圏界面領域における大気中 CH₄濃度と その炭素・水素同位体比の季節変動の解析

藤田 遼¹, 森本真司¹, 青木周司¹, 町田 敏暢², 澤 庸介³, 松枝 秀和³, 坪井一寛³, 勝又啓一², 梅澤拓², 中澤高清¹ (¹東北大理,²国立環境研究所, ³気象庁気象研究所)

1. はじめに

北半球高緯度域において、CH₄の時空間変動や その放出源を明らかにするために、航空機を用い たキャンペーン観測がこれまで複数回行われて きた (e.g., Sugawara et al., 1996)。しかし系統的 な観測は少なく (e.g., Umezawa et al., 2012)、こ れまでに得られた知見は限られていた。特に、CH4 濃度とその放出・消滅過程の情報を含む炭素・水 素同位体比(δ¹³C、δD)の同時高精度観測を上 部対流圏から中・下部成層圏にかけて実施した例 はごくわずかであり(Sugawara et al., 1997: Rice et al., 2002; Röckmann et al., 2011)、時系列観測 の結果はこれまでに示されていない。本研究では、 2012年4月からパリ(モスクワ)-羽田(成田) 間において民間定期旅客機上で月に一度採取さ れた大気試料を用いて、北半球高緯度域の対流圏 界面領域 (UT/LS) における CH₄濃度、 δ^{13} C、 δD の時空間変動を詳細に明らかにした。

2. 観測·解析方法

大気試料は高度 8.8–12.5km において、1 フライ トごとに計 12 本採取された。同高度帯での温室 効果気体の空間分布は、対流圏界面の高さに大き く影響を受ける。よって、本研究では Sawa et al.(2015)と同様に渦位 2PVU を対流圏界面と定 義して、圏界面からの温位差($\Delta \theta$ (K))によっ て UT/LS データの分類を行った。

3. 結果·考察

図1に、観測期間内における CH₄濃度、 δ^{13} C、 δ Dの平均的な季節変動を示す。図より、上部対 流圏では明瞭な季節変動が見られなかった一方 で、下部成層圏では CH₄濃度と δ^{13} C、 δ D は明 瞭に逆位相の変動を示し、CH₄濃度(δ^{13} C、 δ D) は 11~1 月に極大(極小)を,春に極小(極大) を示すことが分かる。北半球高緯度域における下 部成層圏での季節変動の原因としては、夏から秋 にかけて低緯度側から対流圏の空気塊が流入す ること、冬から春にかけてブリューワー・ドブソ ン循環に伴って中・上部成層圏から空気塊が沈降 することが考えられる。

さらに、成層圏内で同様に長寿命である N₂O の濃度と、CH₄ 濃度、 δ^{13} C、 δ D の相関を季節 ごとに調べた。その結果、CH₄ 濃度と δ^{13} C は下 部成層圏において各季節で N₂O 濃度と強い相関 を示した。 δ D と N₂O 濃度も概ね強い相関を示 したが、特に 3、4 月から 5 月にかけて両者の相 関に変化が見られた。この原因として、春の極渦 崩壊後における中緯度の空気塊との混合による 影響を反映している可能性が考えらえる。講演で は、観測期間内における極渦の形成・崩壊時期お よびその空間分布と δ D の変動との関連性を調 べ、さらに過去に実施されたスゥエーデン・キル ナ上空の大気球実験(青木他、2001)および北極 海横断航空機大気観測(AAMP02; Yamanouchi et al., 2002)で得られたデータと比較した結果につ いても合わせて報告する。



図 1. 2012 年 4 月から 2016 年 3 月にかけての CH₄濃度、 δ^{13} C、 δ Dの平均季節変動。ただし、2013 年の年平均値 を加えた。エラーバーは各 $\Delta \theta$ 領域での月別標準偏差、 実線はフィッティング曲線を示している。マーカーの大き さは、データ数に対応している。

北陸地方における PM2.5 中の水溶イオン成分の連続測定

金聖鈞¹, 深井謙佑¹, 山崎暢浩¹, 佐藤博仁¹, 竹内皓基¹, 松原弘樹¹, 渡辺幸一¹ (1. 富山県立大学)

1. はじめに

近年、日本海沿岸域にアジア大陸からの大気汚 染物質が多く越境輸送されてきている。汚染大気 中に含まれる代表的な物質である硫酸塩粒子 (Sulfate)、オゾン(O3)、二酸化硫黄(SO2)と同様に、 PM2.5 もアジア大陸から多く輸送されてきている。 ここで硫酸エアロゾルは PM2.5 の主成分の一つで ある。また 2010 年以降桜島の火山活動が活発化 しており、硫酸塩粒子を多量に含む噴煙が北陸地 方に輸送されていることも確認されている(渡辺 ら、2015)。硫酸エアロゾルなどの吸湿性粒子は雲 粒を形成する際の雲核として働き、降水を酸性化 させる原因となる。本研究では富山県小矢部市中 山間部や射水市に位置する富山県立大学におい て、粒子状物質およびガス状物質などを測定し、 越境汚染や噴煙の影響、大気汚染物質の起源など について考察する。

2. 方法

富山県射水市(富山県立大学内) PARTISOL-FRM MODEL2000 PM-2.5 AIR SAMPLERにより、大気中の粒径 2.5 µm以下の微 小粒子を採取し、純水中へ抽出後、イオンクロマ トグラフ法によってイオン成分を測定した。また、 小矢部市中山間部において、粒子個数濃度の測定 を Optical particle counter を用いて 5 段階粒径別に 測定した。二酸化硫黄(SO2)の計測には、紫外線 パルス蛍光法による二酸化硫黄測定器で、オゾン (O₃)の計測は、紫外線吸光法(紀本電子工業社製 Model OA-683)で行った。

3. 結果と考察

Fig. 1 に、2014 年 5 月下旬から 2015 年 12 月の 富山県射水市における $PM_{2.5}$ 中の各イオン成分濃 度(23時間値)の時系列を示す。2 年間共に 5 月 下旬から 7 月下旬にイオン濃度が高かったことが わかる。2014年 5 月下旬の高濃度事例については、 アジア大陸からの越境汚染の影響と考えられた。 また、2014年 7 月 23 日にも高濃度の SO_4^2 が観測 されたが、このとき SO_2 濃度は上昇していたが $O_3 濃度は低く、桜島の噴煙の影響を受けていた可$ 能性がある。

2015 年 5 月 26 日に SO2 濃度が高く、27 日に O3濃度が上昇していた。後方流跡線解析の結果か ら、九州南部方面から気塊が輸送され、北陸地方 は桜島による火山噴煙の影響を受けており、また O3濃度が上昇していることから同時にアジア大 陸からの越境汚染の影響も受けていたと考えら れる。

Fig.1から、PM_{2.5}中のイオン成分は、夏期から 冬期にかけて濃度が低下していることがわかる。 夏季のSO₄²⁻やNH₄+濃度は冬季の約2.5倍であり、 冬季には北陸地方の降水量が増加し、大気中のイ オン成分濃度が低くなると考えられる。一方、 NO₃・濃度については大きな違いがなく、夏季の平 均NO₃・濃度は0.39 µg/m³、冬季は0.52 µg/m³であ り、むしろ冬季の方が若干高かった。冬季の気温 低下により、粒子状のNH₄NO₃が比較的存在しや すいためと考えられる



Fig.1 富山県射水市における PM25 中の各イオン成分濃度の時系列変化(2014 年 5 月~2015 年 12 月)
モンゴル国の乾燥地域におけるアジアダストの水平分布解析

*源 祐輝¹・能田 淳²・牧 輝弥³・小原 一真¹・河合 慶¹・E. DAVAANYAM⁴・甲斐 憲次¹ (¹名大院環境, ²酪農学園大学, ³金沢大学, ⁴モンゴル気象水文環境情報研究所)

1.はじめに モンゴル国は南部にゴビ砂漠、北部 にモンゴル草原が広がる。いずれもアジアダスト (黄砂)の重要な発生源である。今春、モンゴル 国を南北に縦断する移動観測を行い、発生源域に おけるダスト発生量と気象条件や地表面状態と の関係について調べた。

2.観測概要 2016 年 5 月 5 日、ゴビ砂漠中央部 に位置するダランザドガド(DZ)から、周囲にモン ゴル草原が広がる大都市のウランバートル(UB) まで500kmを100km毎に計8地点でサンフォト メーター(MicrotopsII)、OPC(Aerotrak 9306-V2)、 気象計(Kestrel 5500)を用いた移動観測を行った (図 1)。地点 1~6 は砂漠域が続き、地点 7 から 周囲は草原に変わり、地点 8 は都市部である。サ ンフォトメーターは1地点につき 20 回、OPC は 計 3 回計測し、気象計は 10 分間値を使用した。 この日は一日を通して快晴であり、地上では強い 北西風が卓越していた。

3.結果・考察 図2は各地点毎の波長 500nm に おけるエアロゾルの光学的厚さ(AOT(500))とオ ングストローム指数(α)、平均風速を示す(エラー バーは標準誤差)。AOT(500)と風速の傾向は良く 一致し、R=0.76 の強い正の相関関係がある(地点 8 はビル前の為除外)。またαは砂漠域では 0.3~0.7 の低い値であり、大気中に粗大粒子が卓 越していたことを示す。草原域である地点7では、 AOT(500)が減少し、αが増加した。図 3 の OPC 観測結果と比較すると、地点7は他の地点と比べ て、地表の粗大粒子の個数濃度が極端に低い。地 表面が草地や雪に覆われているため、粗大粒子が 巻き上がらなかったことが原因である。一方、UB 市街地である地点8 では地点7 と比較して AOT(500)が増加し、αも増加している。このこ とは、地点8では暖房器具の燃焼や排ガス等を起 源とする微小粒子が大気中に卓越していたこと

を示唆する。OPC の結果からも、地点 8 での微 小粒子個数濃度が他地点と比べて高かった。 5.今後の予定・謝辞 モンゴルに設置されているラ イダーや気象データから、ダスト輸送メカニズムに ついての詳細な解析を進める。なお、本研究は、JSPS 研究拠点形成事業(コーディネーター:甲斐憲次) と科研費(No.16H02703)の助成を得た。



確率台風モデルを用いた台風発生数の季節予測精度向上に向けた取組

 1 斎藤 龍生*,1今北 詠士,2佐藤 友徳,3今田 由紀子,4森 正人,5宮川 知己,5木本 昌秀
 (1㈱東京海上研究所 2北海道大学大学院地球環境科学研究院 3気象研究所 4東京大学先端科学技術研究センター 5東京大学大気海洋研究所)

<u>1. はじめに</u>

台風はアジアを中心に大きな影響、被害を及ぼす気象現象の 一つであり、その予測精度向上に向け多くの取組みがなされ ている。一方、季節スケールの台風予測については、未だに 十分な予測精度は得られていない(Takaya et al, 2010)。

2013 年春季大会では台風発生数の季節予測について発表を 行ったが、予測に用いている確率台風モデル (Sato et al.2011,SOLA) が台風の発生数を過大に評価する傾向がある ことが分かった。そのためモデルの検証・改良を通し台風季 節予測精度向上の取組みを実施しており、その内容について 報告する。

<u>2. 方法</u>

台風の発生・経路・発達の推定には、軸対称台風強度モデ ル(CHIPS モデル)を組み入れた確率台風モデル(Sato et al.2011,SOLA)を用い、モデルに入力する大気環境場として 再解析データ(JRA25・NCEP)の月平均値を用いた。なお、 実台風データはJMAベストトラックデータを利用した。



3. 確率台風モデル検証の経緯と今後の課題

(1) Perfect seeding 実験

まず、過去に熱帯低気圧が台風に発達(台風が発生)した 緯度経度に一番近いグリットとその縦横1格子間隔の場所に 台風の種を撒き(図1①)、確率台風モデルで発生の可否をど の程度再現できるか検証を実施した。その結果を図2に示す。



図 2 過去の台風発生数の再現実験

JRA25 には台風ボーガスが含まれているため、含まれてい ない NCEP でのシミュレーションも実施。ともに実台風数の 年々変動を良く再現できており、1979-2010 年で相関係数は JRA25:0.87、NCEP:0.89となった。このことは、確率台風 モデルが観測された環境場のもとで台風を発生させる能力を 有していることを示している。

(2) Uniform 実験

エルニーニョやラニーニャに伴う大気の大規模循環場の変 化に応じて、台風の発生位置や経路も大きく変化することが 知られている。環境場の変化に応じて、確率台風モデルがど れくらい台風の発生位置を現実的に再現できるのか調べるた めに、台風の発生領域に一様に seeding し台風の発生分布を 分析した(環境場データとして JRA25を使用)。1997年(エ ルニーニョ現象、台風発生数 28 個)と 1998年(ラニーニャ 現象、台風発生数 16 個)と対照的な2年について解析した結 風が発生してしまった(図省略)。このことは、環境場の変化 に対してモデルが鈍感であることを意味している。

この原因の一つに種が台風に発達するかしないかを判定す るまでの計算期間(spin time)の長さが考えられる。この期間を 長く設定するほど、発達計算の期間が長くなり、より多くの 種を台風に発達させる。現行のモデルでは spin time を9日間 に設定していたが、3日間に変更し計算した結果、発生域が限 定され、台風発生が多い場所をある程度再現出来るようにな った。一方、実台風数とシミュレーション台風数の年々変動 の相関係数は0.058とほぼ無相関という結果となった。(図3)。



この結果から spin time を変更することで発生域、発生数が 変化することが確かめられた。

(3)今後の課題

そこで今後は、spin time の違いによって、どのように発生 域、発生数が変動するかについて感度実験を実施する予定で ある。また、感度実験の結果を解析することで現実と CHIPS モデルとで台風の発生する条件がどのように異なっているか を調べ、その情報を基に CHIPS モデルをパラメータチューニ ングし、台風発生数の年々変動の再現性向上につなげていき たい。ポスター発表ではその解析結果についても併せて報告 する。

参考文献:

Sato. et al,2011,SOLA,7.169-172

Takaya. et al, 2010, J. Meteor. Soc. Japan, 88,2011

Cloud Object 解析手法を用いた熱帯域の雲特性と環境場の関係の解明

*高橋 直也、早坂 忠裕 (東北大院理)

1. はじめに

雲は地球の放射収支を決める重要な役割を担っ ている。特に地球温暖化が進む中で、環境場と共に 雲の特性がどのように変化するかを理解すること は重要である。Igel et al. (2014) は CloudSat 衛星 の観測結果から対流雲に付随するアンビルの面積 が海面水温の上昇に伴って減少することを示した。 そこで本研究では CloudSat 搭載の Cloud Profiling Radar 、CALIPSO 搭載の CALIOP Lidar を用い て、熱帯域の雲物理特性および微物理特性と環境場 の関係を明らかにすることを目的とした。

2. データ

CloudSat 搭載の Cloud Profiling Radar は 94GHz の波長を持つ。また CALIPSO 衛星搭載の CALIOP は 532, 1064 nm の波長を持つミー散乱ラ イダーである。CloudSat と CALIPSO を同時利用 することで、雲量や雲物理特性の鉛直分布を高精度 で求められる[Okamoto et al., 2010]。本研究では、 複合プロダクトである 2B-GEOPROF-LIDAR, 2C-ICE, 2B-FLXHR-LIDAR を使用した。それぞ れ雲の巨視的特性、氷雲の微物理特性、放射フラッ クスに関するプロダクトである。各プロダクトに格 納されている変数の水平解像度は 1.4×1.8 km、鉛 直解像度は 240 m である。

3. 解析手法

はじめに、Cloud Object の定義および検出手法を 述べる。本研究では、Cloud Object を一つの連続し た雲システムと定義する。能動型センサーを搭載し た CoudSat および CALIPSO 衛星から、雲の鉛直 分布を得ることができる。はじめに 2B-GEOPROF-LIDAR の雲頂高度および雲底高度 から雲マスクを作成した。次に水平方向および鉛直 方向に連続したピクセルを一つの雲システムとし て検出した。この手法を用いることで、雲の水平分 布も考慮することが可能である[Igel et al. 2014]。

解析対象とした Cloud Object は中心緯度が南緯 15 度から北緯 15 度の範囲に存在し、また海洋上に 出現する雲とした。解析期間は 2007 年から 2015 年である。ここで中心緯度は雲システムの中で最大 の幾何学的厚さを持つ緯度と定義した。

4. 結果と考察

図1は2007年における Cloud Object 中心の雲頂 高度および幾何学的厚さの2次元頻度分布である。 図1より、雲頂高度3km 以下である下層雲の Cloud Object の個数が上層雲に比べて多いことが わかった。図2は対流雲の幾何学的厚さと MERRA 再解析データから得られた500hPaにおける上昇流 と海面水温の関係である。幾何学的厚さ10km を超 える Cloud Object を対流雲と定義した。上昇流、 海面水温共に値の増加に伴い、幾何学的厚さも増加 している。しかし、近似直線の傾きを見ると、鉛直 流の変化に対して幾何学的厚さはより感度がある ことがわかった。今後は、対流雲だけでなく、下層 雲や中層雲についても解析を進める。さらに雲の微 物理特性および放射特性に対しても同様の解析を 行う予定である。



図 1: Cloud Object 中心の雲頂高度と幾何学的厚さの関係。 縦軸は雲頂高度、横軸は幾何学的厚さを表す。



図2:(上)対流雲の幾何学的厚さと500hPaにおける上昇流の 関係。(下)対流雲の幾何学的厚さと海面水温の関係。縦軸は対 流雲の中心における幾何学的厚さ、横軸は上昇流および海面水温 を表す。

Reference

- (1) Igel et al. 2014, J. Geophys. Res., 119, D21717.
- (2) Okamoto et al. 2010, J. Geophys. Res., 115, D22209.

2007年1月に発生したボルネオ渦に関する数値実験

*松葉 史剛¹, 余田 成男¹, Nurjanna Joko Trilaksono², 林 修吾³, 斉藤 和雄³ ¹京都大学理学研究科,²バンドン工科大学,³気象研究所

1. はじめに

Trilaksono et al. (2012) では、2007 年1月終わ りから2月はじめにかけて発生したジャカルタ での豪雨事例を、時間ずらしアンサンブル法を 用いて調べた.本発表では、該当期間内にサージ に伴なって発生していたボルネオ渦に着目し、 同様に時間ずらしアンサンブル法を用いて、力 学場を中心とした解析を行なう.

2. 実験設定

用いたモデルは気象庁非静力学モデル(JMA-NHM) (Saito et al., 2006, 2007)である.水平解像 度は $\Delta x=20$ km であり,領域の中心は 109.0E, 1.0S とし,水平格子点数は 115×103 である.鉛直方 向は 40m から 1,180m までの可変格子で 40 層あ り,モデルトップは約 22km である.各種パラメ タリゼーションの設定は Hayashi et al. (2008) に 基づき,熱帯域での $\Delta x=20$ km 実験に適したもの を使用している.各ランは 72 時間積分させ,初 期値境界値には NCEP FNL データを用い,6時間ごとに境界値を与えている.6時間ごとに初期時刻をずらしていき,また積分開始から18時間はスピンアップのため破棄する.したがってアンサンブルメンバーは9である.2006年12月27日00UTCから2007年2月4日23UTCまでの40日間を対象として計算を行なった.

3. 実験結果

解析期間内に4度のサージが発生し、そのう ちボルネオ渦が3度生成された.最初の渦がも っとも高緯度寄りに発生し、もっとも強度も強 かった.アンサンブル平均した風速場からそれ ぞれの渦の中心位置を決定し (Koseki et al., 2014),渦とともに移動する座標系を用いて、軸 対称平均構造や時間発展を調べた.本発表では 渦度収支解析を行なったさらなる詳細を紹介し、 また、赤道台風との比較実験の結果も示す予定 である.



図 1. 半旬ごとに時間平均・アンサンブル平均した 850hPa 面における鉛直渦度(トーン) [10⁻⁶/s]と水平風(ベクトル)[m/s] の水平分布

ENSO の遷移期における北西太平洋熱帯低気圧の発生数の特徴

*三輪夏菜¹・釜江陽一^{2,3}・植田宏昭² (1:筑波大学生命環境科学研究科 2:筑波大学生命環境系 3:UCSD スクリプス海洋研究所)

1.研究背景

多くの人的・経済的被害をもたらす北西太平洋の熱帯低 気圧(最大風速が 17.2m/s 以上のものを台風と呼ぶ)の発 生に最も影響する年々規模の自然変動には,エルニーニ ョ・南方振動 (El Nino Southern Oscillation: ENSO) がある. ENSO により北西太平洋全体の発生数はあまり大きく変動 しないが(Lander 1994),夏季と秋季の強いエルニーニョ 時には北西太平洋の南東領域で,強いラニーニャ時には北 西領域で多く発生し,エルニーニョ時には下層の渦度の増 加と東アジアトラフによる上層収束の強化により,南東領 域で発生数が増加,北西領域で減少する.

2016年では7月2日現在までには台風が発生しておらず, ENSO が春から夏にかけて遷移する年(1973, 1998, 2010 年)と同様に春季の台風が少ない.また,従来の研究では サンプル数が少ないために十分な検証が行われていない.

2.使用データおよび解析方法

解析には解像度 60km の大気大循環モデル MRI-AGCM3.2に COBE-SST2 の海面水温(SST)と海氷、放射 強制力を与えた,アンサンブル気候予測データベース (d4PDF; Mizuta et al. submitted)の過去実験と COBE-SST2 使用した.100アンサンブルを用いることで,観測データ では困難な統計的な対応関係を検証することができる. Murakami et al. (2012)の方法で抽出された熱帯低気圧の 存在頻度と発生数を使用し,エルニーニョ年とラニーニャ 年における違いを検証した.

3.結果

d4PDF を使用し、ラニーニャ年とエルニーニョ年の 7-12月の台風発生数の差を見ると、SSTの変動に伴いラニ ーニャ時には南シナ海で多く発生、北西太平洋の南東付近 で減少していることが分かった.(図1)

また,2016年のように春から夏にかけてエルニーニョ からラニーニャに遷移する年(1973,1998,2010年)の3 事例に着目し,1月から12月の台風発生数の時系列変化 を見ると,ラニーニャへの変化後の8月までは台風発生数 が平年より減少し,9月以降に急激に南シナ海やフィリピ ン付近で増加しているが,(図2)北西太平洋の南東領域 は減少したままであることが分かった.

春から夏に ENSO が変化する年には春・夏季にかけてエ ルニーニョの影響によりインド洋の SST が上昇し, ENSO に遅れてフィリピン付近で高気圧循環が強められている. また,エルニーニョの北西太平洋付近の SST の低下による 冷熱源応答によってフィリピン付近の高気圧性循環が強 められ,台風が抑制されている.しかし,10 月以降はラ ニーニャの影響により台風が発生しやすい状態になると 考えられる.今年も類似の状態であることから,南シナ海 付近で10 月以降台風の発生が増加し,日本に被害をもた らす可能性があるため,詳細に検討する必要がある.



図1 北西太平洋における7-12月の台風発生数のラニーニャ年と エルニーニョ年の差(陰影,月·1). 斜線は有意水準5%で有意な部 分を示す。



1998, 2010年)でコンポジットした,南シナ海における台風発生 数偏差(棒:月·1)とNino.3 領域 SST 偏差(°C)の時系列変化

謝辞

本研究は気候変動リスク情報創生プログラムの支援に より実施された.創生プログラムのもとで作成された,地 球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベー ス (d4PDF)を使用した.d4PDFの熱帯低気圧のトラッキ ングデータは気象庁気象研究所の吉田康平氏から提供 して頂いた.

バングラデシュにおける降水強度の季節変動について

*山根 悠介(常葉大学)・林 泰一(京都大学)・寺尾 徹(香川大学)・村田 文絵(高知大学)・ 木口 雅司(東京大学)・福島あずさ(神戸学院大学)・田上雅浩(東京大学)

1. はじめに

本研究は、バングラデシュにおける降水強度の プレモンスーン期(3月~5月)からモンスーン 期(6月~9月)にかけての変動特性を明らかに し、もって当該地域における多様な降水の様態の 理解に資することを目的としたものである.

バングラデシュでは、しばしば竜巻や雹を伴う 激しいメソ擾乱がプレモンスーン期に活発とな る一方、モンスーン期になると不活発になる

(Yamane et al., 2010a).また,雨量はモンスー ン期の方がプレモンスーン期よりも多く,豪雨に よる洪水被害はモンスーン期に多発する.

このように、バングラデシュでは降水の様態が プレモンスーン期とモンスーン期で大きく違っ ていると考えられるが、詳細については未解明な 部分が多い.本研究は、降水の様態を表す一つの 指標である降水強度に着目し、そのプレモンスー ン期からモンスーン期までの変動について調べ た.

2. 使用したデータについて

本研究では,著者らのグループが約 10 年前か らバングラデシュで独自展開している観測網に より得られた転倒ます雨量計のデータを使用し た.本解析では,プレモンスーン期からモンスー ン期にかけてデータの欠損・欠測が比較的少なか った 2009 年と 2010 年のデータを使用した.解 析に用いたデータの地点は,Chittagong, Dhaka, Dinajpur, Mymensingh, Rajshahi, Sylhet の 計 6 地点である.

3. 結果と考察

図1に、上記6地点で平均した月平均降水強度 の月別分布を示す.降水強度はプレモンスーン期, 特に4月に最も大きく、モンスーン期に入ると小 さくなる.図2は、プレモンスーン期及びモンス ーン期における降水強度の頻度分布を示す.いず れの時期も 2~4mm/hr の降水強度が多く見られ る.降水強度の大きな降水は、プレモンスーン期 の方がモンスーン期に比べて多く見られること がわかる.以上のことから、プレモンスーン期は モンスーン期に比べて降水強度の大きな雨、短時 間強雨の頻度が多いといえる.

発表当日は、降水強度の空間分布とその季節変動、さらに環境場の季節変動との関係についても 述べる予定である.



【図1】バングラデシュ全体で平均した月平均降 水強度の月別分布(2009年~2010年)



【図 2】 プレモンスーン期及びモンスーン期にお ける降水強度の頻度分布

インド・アッサム州北部における局地的降雨の事例 -日降雨量グリッドデータ(IMD4)と地点観測データの比較-

*福島 あずさ(神戸学院大)・林 泰一(京都大)・寺尾 徹(香川大)・村田 文絵(高知大)・ ホロ 雅司(東大)・山根 悠介(常葉大)・田上 雅浩(東大)

1. はじめに

インドでは近年,日降水量データをグリッド データとして公開する動きが進んでいる

(Rajeevan et al. 2006, 2008, 2009, 2010). 最新の長期(1901-2010)データセットである IMD4 (0.25 度格子) には、これまでで最多の 6955 地点の雨量観測点のデータが用いられて いる. このうち 5840 地点のデータは州政府が 管理する観測点のもので、継続してデータが取 得できていない地点も多く含まれているとい う (Pai et al. 2014). IMD4 によると、アッサ ム州を含む北東部州は、インド南西部と並んで 年平均日降雨強度が 6-8 mm day⁻¹を超す多雨地 域として評価されている.一方で、グリッド化 にあたっては、局地的な大雨などの現象が適切 に表現されないことも予想され、モンスーン季 に頻発し、しばしば土砂災害や洪水などを引き 起こす大雨現象の特性を捉えるには不十分と なることもあると考えられる.

そこで、アッサム州内に 2006 年より設置し た 15 地点の雨量計観測データに基づき、モン スーン季の州内の降水量の地域特性を IMD4 の データと比較した上で、局地的大雨の事例解析 を行う.

2. データと解析方法

2006 年よりインド・アッサム州内に設置され ている 15 地点の転倒ます型雨量計のデータを 用い,対象期間は 2007 年 1 月~2011 年 12 月と した.データの比較のため,インド気象局が作 成した 1901-2010 年の日降水量グリッドデータ (IMD4) (D. S. Pai *et al.* 2014)を利用した. 3. 結果

各地点における月降水量の推移を確認すると, 特に州北部のブラマプトラ右岸(ヒマラヤ山脈 の南麓)の2地点(Moridhal, Sankardev College) が州内で最もモンスーン季(JJAS)降水量が多 い傾向にある.6~9月に600~800 mm month⁻¹ の降水量が観測され,モンスーン季降水量は 1500~2500 mm ほどであった.IMD4 による 1901-2010年の気候値と観測値(2007-2011年 の平均値)比較すると,それぞれの観測点を含 むグリッドで Moridhalの場合 2049.7 mm (観 測値)と1695.52 mm (IMD4), Sankardev College で 2003.9 mm (観測値)と 1680.25 mm (IMD4) とどちらも 300 mm 程度 IMD4 のほうが少ない傾 向にあった.

次に局地的降雨の事例を解析した. Moridhal では 2009 年 8 月に 825.0 mm month⁻¹を観測し た.この月の降水量を詳細に調べると、2009年 8月6日と8月23日にそれぞれ101.0 mm day⁻¹, 115.0 mm day⁻¹の降雨が観測されていた. これ について IMD4 の同日の降雨分布を確認したと ころ, 6日は58.6 mm day⁻¹と40 mm 程度,23 日は10.2 mm day⁻¹と100 mm 以上の過小評価を していることがわかった. どちらの事例も IMD4 では1度ほど西へ離れたグリッドに降雨ピーク が現れており、6日は60.1 mm day⁻¹、23日は 114.5 mm day⁻¹となっていた. これにより、観 測点の不足によって実際の局地的降雨の分布 が正しく再現されていない可能性が示唆され た. 当日は, 同様に過小評価がみられる事例に ついて,降雨時間帯や気象条件等を詳しく分析 し、当該地域での大雨の局地性と日降雨量グリ ッドデータにおける問題点を考察する.

8月の西部北太平洋モンスーン抑制とインド亜大陸北東部の洪水

寺尾 徹 (香川大)・村田文絵 (高知大)・林 泰一 (京都大)・木口雅司 (東大) ・山根悠介 (常葉大)・福島あずさ (神戸学院大)・田上雅浩 (東大)

1. はじめに

バングラデシュではたびたび国土の半分を超え る領域が影響を受ける深刻な洪水に見舞われてき た(例えば1988年と1998年)。この洪水は、エ ルニーニョからラニーニャへの遷移の年の8月の インド大陸北東部の降水増加と関係して発生する 傾向がある。このとき、インド洋から太平洋にか けての海域において、顕著な西高東低の海面水温 アノマリーコントラストが生じ、それへの下層大 気の応答に伴って西部北太平洋モンスーンが抑制 される(Terao et al. 2005, 2013; Xie et al. 2009)。

ー方、エルニーニョからラニーニャへの遷移年 のうち 1983 年や 2010 年など、インド亜大陸北東 部の降水の増大が見られない事例がある。

本研究では、これらの違いの原因を検討するため、西部北太平洋モンスーンの振舞いに着目し、 エルニーニョからラニーニャへの急速な遷移がみられた1983年、1988年、1998年、2010年の西部北 太平洋モンスーンと、インド亜大陸北東部モンス ーンの関係を詳細に記述することを目的とする。

特に、西部北太平洋モンスーン域から西へ伝播 する下層の高気圧性アノマリ(Murata et al. 2016) の振舞いに着目する。

2. 解析方法

ERA-Interim (Dee et al. 2011)の 1979 年~ 2015年の 6-hourly データから、daily データを作 成して利用した。特に、下層循環場については 850hPaの東西風と南北風、上層の循環場について は 250hPa の発散とそれから計算をした速度ポテ ンシャルを解析に用いている。MJO の振る舞いを 記述するために、速度ポテンシャルに 15-75 日周 期を取り出すバンドパスフィルターを適応したあ と、EOF 解析を施すことにより、東へ伝播する波 数1のモードを見いだし、その振る舞いを解析し た (Knutson and Weickmann, 1987)。

また、西部北太平洋モンスーン域のモンスーン

活動の指標として、上層の発散場を解析に用いた。 4 月~11 月のデータについて気候値を計算してそ こからの偏差を求め、10 日以上の周期を取り出す ローパスフィルターをかけて 6-9 月を中心とする 124 日間の長周期変動を取り出した。

3. 解析結果とまとめ

急速な遷移がみられる 4 つの年について西部北 太平洋モンスーン域における上層の発散の気候値 からの偏差の季節内変動を図1に示した。

バングラデシュに重大な洪水災害のあった 1988 年と 1998 については、8 月に上層発散の抑制が顕 著に見られる。特に、1988 年は8 月中旬ころから、 1998 年は8 月はじめからモンスーン活動の抑制が 見られる。一方、1983 年や 2019 年には対流活動 の抑制はあっても短期間であることがわかる。

本発表では特に、1988年と1998年のインド亜 大陸北東部モンスーンの降水と、図1に示した西 部北太平洋モンスーンの活動の抑制とのつながり について、詳細に検討する。



図1 ERA Interim の 6-hourly データから作成 した daily の 250 hPa 発散について、気候値か らのずれを計算し、10 日以上の周期帯を通すロ ーパスフィルターを適用したものについて、西 部北太平洋モンスーン域(120-150E, 10-20N)で 平均した値。単位は s⁻¹。0 が気候値。急速なエ ルニーニョからラニーニャへの遷移年について 示す。横軸に各月の始まりの日にちを示す。

自己組織化マップ(SOM)を用いた AO と NAO の違いの解析

*須長 智洋(筑波大学生命環境科学研究科),田中 博(筑波大学計算科学研究センター)

1. はじめに

北極振動(Arctic Oscillation: AO)と北大西洋振 動(North Atlantic Oscillation: NAO)の実体は現 在に至るまで明確に区別がなされていない。

Itoh (2004, JC)では、太平洋・北アメリカ振動 (PNA) と NAO が実体であり, AO が虚像である ことを述べている.一方で、Suzuki and Tanaka (2007, JMSJ)は,順圧高度場を用いた1点相関に おいて大西洋と太平洋に有意な相関があることを 示しており、AO は存在することを述べている。

発表では、海面更正気圧(SLP)と順圧高度場を 用いた EOF 第一モードを AO と定義し、その上 で統計的に非線形な広がりを持つ構造に対して分 類を行なえる自己組織化マップ(Self-Organizing Maps: SOM)を用いて、AO の実体について発表 する。

2. 使用データと解析の流れ

JRA-55の20°-90°NのSLP及び、NCEP/NCER を用いて Tanaka (2003, *JAS*)の方法で抽出した順 圧高度場を使用した。

解析期間は順圧高度場について 1961 年から 2010 年の Daily を用い、SLP について 1960 年 12 月~2010 年 2 月の DJF 平均値を用いた。

はじめに AO を抽出するため SLP 及び順圧高度 場に EOF 解析を行った。次に EOF の PC1~20 を用いて、SOM のマップを作成し分類を行った。

3. 結果とまとめ

図 1 は PC1-PC2 平面上の score と SOM の node の分布を表している。左は順圧高度場を用いた結 果、右は SLP を用いた結果である。 node 番号 16 が PC1 負、5 が PC1 正に対応し、AO の指数を再 現している。

図2は図1左に対応する順圧高度場の SOM の 各 node の空間構造を示したものである。node5 と node16 が AO の負と正の構造と一致しているこ とがわかる。node1 と 20 には PNA パターンと見 られる波列が確認できる。

図1右では、SLPのSOMがPC1と少しずれた 矢印の方向と、PC2と少しずれた矢印の方向にレ ジームと見られる突き出した分布がある。

一方で、左の順圧高度場では右の SLP のような

突き出した分布は見られず、PC1軸上に node 番 号 5 と 16 が認められる。

PC1-PC2 平面上では、図1右の SLP の結果の 矢印の方向は Itoh (2004)で述べられた3点シーソ ーモデルの結果と整合的である。しかし、図1左 は整合的ではない。したがって、順圧成分を用い た場合 AO は突き出した分布を持たず見かけの AO ではない実体を伴った AO と言える。

以上の結果とまとめに加え、順圧高度場における DJF 平均の解析結果や、SLP における Daily データを用いた解析結果を発表する予定である。



図1:PC1-PC2 平面でみた SOM の空間分布。左: daily の順圧 高度場を用いた結果。番号と黒実線は SOM の node と隣接関係、 灰色点は各日の PC。右: DJF 平均の SLP を用いた結果。黒点と 黒実線は SOM の node と隣接関係、4 桁の数字は各年の PC。



図2:SOM の各 node の構造。PC1~20 までで構成された順圧成 分を表す (node1,5,16,20 のみ)。実線が正偏差、破線が負偏差。

南岸低気圧活動を規定する太平洋の大気海洋結合変動

雨貝裕介*1·植田宏昭²·早崎将光³(1:筑波大学大学院 生命環境科学研究科 2:筑波大学生命環境系 3:国立環境研)

1. 背景

日本を含む北太平洋地域は低気圧活動が活発な地 域として知られている。また、近年では特に関東地方 に雪害をもたらす冬季の南岸低気圧活動が注目を集 めている。低気圧活動は大気・海洋場の変動によって 変化することが知られており、Nakamura *et al.* (2004) は南北の海面水温勾配と亜熱帯ジェット (Sub-tropical Jet: STJ)の強さが低気圧活動に影響を 与えると指摘した。日本付近の低気圧活動に影響を及 ぼす代表的な大気・海洋場の変動として ENSO (El Niño-Southern Oscillation)や PDO (Pacific Decadal Oscillation) などが挙げられる。しかし冬季の日本付 近における南岸低気圧に注目した研究は事例解析的 なものに限られており、気候学的な研究は少ない。

本研究では、日本付近の冬季南岸低気圧活動に焦点 を当て、ENSOやPDOなどの大気海洋結合変動によ って低気圧活動がどのように変化するかを調査した。 また南岸低気圧に伴う日本列島太平洋側における降 雪、積雪量についても解析を行った。

2. 使用データおよび解析手法

JRA55 を用いて解析を行った。ENSO、PDOの index はそれぞれ NOAAのwebサイトから取得した。 解析期間は 1960年~2009年までの50冬季(DJF) とし、indexの上位(下位)10冬季を正(負)フェイズ の代表年として選択し、コンポジット解析を行った。 また日本付近の低気圧の詳細なデータとして Hayasaki and Kawamura (2012)に基づいた低気圧 のトラッキングデータを用いた。これは海面気圧の最 小点を低気圧の中心としたトラッキング方法であり、 個々の低気圧の発達・経路などの詳細な解析が可能で ある。日本付近に注目するため、30°-50°N、130° -150°Eを通過したもののみを解析対象とした。降雪 の解析には気象庁気象官署における日積雪量のデー タを使用した。

3. 結果

図1はエル・ニーニョ時からラ・ニーニャ時を引い た南岸低気圧の頻度分布図である。これを見ると、特 に日本列島の南側で大きく頻度が増加しておりエル・ ニーニョ時に南岸低気圧が大幅に多いことが確認で きる。

50 冬季の南岸低気圧の平均通過数は月に 2.62 個で あった。一方、エル・ニーニョ時、南岸低気圧の通過 数は 3.70 個とラ・ニーニャ時の 2.20 個と比べ約 70% 多いことが分かった。また各年の南岸低気圧通過数と ENSO index には R=0.42 で 99%の有意水準で有意な 相関が認められた。一方、PDO 正の時、通過数は 2.66 個であり、負の時の 2.60 個と比較してもほとんど変 化がないことがわかった。PDO index との相関は R=0.02 とほぼなかった。



図1:南岸低気圧頻度分布図 エル・ニーニョ時コンポジットからラ・ニーニャ 時コンポジットを引いたもの。点線の枠を通過し たもののみを解析対象とした。

4. 考察

エル・ニーニョ時の南岸低気圧通過数が大幅に多か った原因として、日本付近で大気下層の南北の温度勾 配が大きくなり低気圧の発生・発達に寄与する下層の 傾圧性が高まったことが考えられる。一方、上層では 対照的に温度勾配は小さくなっており、温度風の関係 から STJ が弱くなっていた。Nakamura and Sampe (2002)は STJ が弱まると上層と下層の渦の相互作用 が強まり、低気圧活動を活発化させると指摘した。こ のことから日本上空で STJ が弱まったことでも南岸 低気圧活動が活発化したと考えられる。

一方、PDO 正の時は負の時と比較して下層の温度 勾配が大きくなっていたが、上層でも温度勾配が大き くなり STJ が強まっていた。これにより下層と上層の 渦の相互作用が弱まり、低気圧活動を活発化させる傾 向を抑制してしまったため、PDO と南岸低気圧活動 の相関はほぼなかったものと考えられる。

同様の傾向は低気圧活動を示す代表的な指標であるバンドパスフィルタした 850hPa における v'T'の値からも確認できた。

参考文献

- Hayasaki, M. and M. Kawamura 2012, Cyclone Activities in Heavy Rainfall Episodes in Japan during Sprong Season, SOLA, 8, 45-48, doi:10.2151/sola.2012-012
- Nakamura, H., and T. Sampe, 2002, Trapping of synoptic scale disturbances into the North - Pacific subtropical jet core in midwinter, Geophys. Res. Lett., 29(16), 8-1.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo, 2004, Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts, Earth's Climate, 329-345.

大気海洋陸面結合系から見た夏季西アフリカモンスーン

瀧川宏樹 (筑波大院生命環境), 植田宏昭 (筑波大学生命環境系)

1. 研究背景

サヘルとはアフリカ大陸のサハラ砂漠の南辺に位 置する半乾燥地域である。この地域における農業の殆 どが天水依存型であるため (西牧 2008)、サヘルの夏 季降水をもたらす西アフリカモンスーン (West African monsoon; WAM) に関する研究は重要である (Sultan and Janicot, 2003)。WAM は東西に伸びる降水帯 が季節的に南北移動する現象であり、Thorncroft et al. (2011) によって4つのフェーズに分類される。その中 でも、Coastal Phase (4月中旬~6月下旬; ギニア湾岸) と、Sahelian Phase (7月中旬~9月下旬; サヘル地域) が 特徴的であり、Coastal Phase から Sahelian Phase への遷 移を monsoon onset と呼ぶ (Sultan and Janicot, 2003)。 Okumura and Xie (2004) では、Coastal Phase における 降水帯の北上に海面水温 (SST) が大きく影響を与え るとされている。しかし、一方で、monsoon onset に対 する SST の影響は小さいとされ (Druyan and Fulakeza 2014)、日射の影響によって引き起こされると言われて いる (Ramel et al. 2006; Cook 2015)。

しかし、これらの先行研究において、SSTと日射の どちらが、どの時期にどの程度の影響を及ぼすのかは 明らかにされていない。そのため、本研究の目的は、 WAMの季節進行に及ぼすSSTと日射の影響を定量的 に分離し、そのメカニズムを明らかにすることである。

2. モデルと実験手法

本研究では、気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM2.3.2)を使用し、Peicewise Constant SST (PCS)実験 (Ueda et al. 2009)を行なった。この実験で はSSTを段階的に固定し、CTLrunと比較することで、 WAM の季節進行 (Total 効果)を、日射の影響 (SLAT 効果)と海面水温の影響 (SST 効果)に分離した。

3. 結果

5 月の西アフリカにおいて、降水量の季節変動に、 SST 効果が 72%寄与しており、一方、7 月においては SLAT 効果が 86.2%寄与している事が分かった (表 1)。 これは Coastal Phase に SST が重要であり、monsoon onset に日射が重要とする先行研究の結果と矛盾しな い。また、熱帯大西洋においても、5月に SST 効果の 寄与度が高く (図1)、7月に SLAT 効果の寄与度が比 較的高いという結果が得られた。これらの結果より季 節的に WAM を変動させる駆動力が異なる事が示唆さ れている。



図 1:5 月における降水量と925hPa 面の水平風を示す。 (a)季節進行。(b)SLAT 効果。(c)SST 効果。(b)と(c)の和は(a) と一致する。

表 1: 西アフリカ(10°W-10°E; 7.5°-17.5°N) における、降水 (mm/day) の季節進行に対する、海面水温と日射の寄与率。

Period	mid-May	mid-June	mid-July
Total	0.33	0.34	0.55
SLAT	0.13 (38.0%)	0.16 (47.6%)	0.48 (86.2%)
SST	0.21 (72.0%)	0.18 (52.4%)	0.08 (13.8%)

参考文献

- Cook, K. H., 2015: Role of inertial instability in the West African monsoon jump. J. Geophys. Res. Atmos., 120, 3085-3102.
- Druyan, L.M., and M. Fulakeza, 2014: The impact of the Atlantic cold tongue on West African monsoon onset in regional model simulations for 1998-2002. *Int. J. Climatol.*, 35, 275-287.
- 西牧隆壮, 2008: アフリカの農業開発と水利用. ARDEC: world agriculture now, 38, 15-19.
- Okumura, Y. and S.-P. Xie, 2004: Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. J. Climate, 17, 3589-3602.
- Ramel, R., H. Gallee and C. Messager, 2006: On the northward shift of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, 26, 429-440.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: the "Preonset" and "Onset" of the summer monsoon. J. Climate, 16, 3407-3427.
- Thorncroft, C. D., H. Nguyen, C. Zhang and P. Peyrillé, 2011: Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 129-147.
- Ueda, H., M. Ohba and S.-P. Xie, 2009: Important factors for the development of the Asian-Northwest Pacific summer monsoon. J. Climate, 22, 649-669.

初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞と シベリアの寒冷化

*安藤 雄太¹, 山崎 孝治^{1,2}, 立花 義裕¹, 小寺 邦彦³, 小木 雅世⁴
 1) 三重大院生物資源, 2) 北大, 3) 名大, 4) マニトバ大

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 月下旬~1 月上旬にピークに達し,その後減少す る(図 1a).しかし,11 月下旬と2 月下旬にはその 季節進行が停滞する.2 月下旬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 月下旬の停滞はあまり知られていない.本研 究では11 月下旬の極夜ジェットの季節進行の停滞 とその要因を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 1982~2015 年の平均値を用いた. 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月下旬の線形的な季節変化からのずれを見る ため、11月下旬から11月上旬と12月上旬の平均 を引いたものを季節変化からのずれとした.

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 月下旬に急増し成層圏 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.

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,高緯度の対流圏から成層圏に伝播していた(図 2).

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, 中央・東シベリア域で増加したことが分かった.

500hPa ジオポテンシャル高度の季節変化からの ずれを見ると,バレンツ海・中央シベリアで高気圧 偏差、東シベリア域で低気圧偏差であった.

この偏差を作る原因を探るため線形傾圧モデル (LBM) で中央シベリアに熱源を置く実験を行っ た.その結果,東シベリア域が寒冷化した.しか し,極夜ジェットの減速は小さかった.さらに東シ ベリア域に冷源を置く実験を行ったところ,極夜ジ ェットが減速する結果が得られた.

以上の結果から、中央シベリアの寒冷化の停滞が 東シベリアの急激な寒冷化をもたらし、11月下旬 の極夜ジェットの季節進行の停滞と関係することが 示唆された.



ト指数(太線)と標準誤差(灰色)の時系列. (b) 15日移動平均した100hPaのEPフラックスの 鉛直成分(60-70℃N平均).



図2 11月下旬の線形的な季節変化からのずれ.東 西平均した東西風(色)とEPフラックス(矢 印),EPフラックスの発散(実線が発散,破線が 収束).

気候変動による淀川流域における洪水リスクの確率的評価

¹永野隆士,²加藤雅也,²坪木和久,³田中智大,³立川康人,⁴中北英一 (¹東京海上研究所²名古屋大学宇宙地球環境研究所³京都大学大学院工学研究科⁴京都大学防災研究所)

1. 研究の背景および目的

将来の気候変動により、大きな災害をもたらす強い雨の 発生回数が増え、河川の堤防決壊に伴う経済的被害が増加 する可能性がある。本研究は、将来の気候変動の影響を定 量評価できるモデルの構築を通じて、河川の堤防決壊に伴 う経済的被害を定量評価し、リスクマネジメントや防災情 報として役立てることを目的にしたものである。

2. 研究体制

- (1)名古屋大学が開発した非静力学雲解像モデルCReSSを 使用し、温暖化気候下における降雨データを算出
- (2)京都大学と開発した河川流出モデルを用いて、(1)で 算出した降雨データから河川流量を推定
- (3)日立 DioVISTAを用い、(2)で推定した河川流量から、 ある地点で堤防が決壊した際の経済的被害を推定

3. 研究前提

(1) 流量計算過程

- ・流量の算出:中間流・地表面流統合型キネマティック ウェーブモデルを採用。
- 流量・流積計算式:立川らが開発した低水部から高水
 部までの流量を連続的に表現する以下の式を使用。
 - $q = vD_m(h/D_m)^{\beta}$ (不飽和流)
 - $\mathbf{q} = \mathbf{v} D_m + a(h D_m) \quad (\mathbf{p} \parallel \mathbf{\tilde{m}})$

q = **v**D_m + a(h - D_m) + a(h - D_a)^m (地表面流) ※1 式中の q は流量、h, Dm, Da は流積、**v** はマトリックス部の実 質の飽和透水係数と斜面勾配の積、β は体積含水率の減少に伴う、 不飽和時の実質の透水係数の減少の程度を表すパラメータ

- (2) 氾濫計算過程
- ① 堤防決壊シナリオ:河川流量がその地点の計画高水流 量を超過しかつ、河川流量が最大となる時刻に堤防が 決壊するものとする。その際の流出量は以下の通り。 流出量=(河川流量-堤防決壊敷高流量)×50%
- ② 越水シナリオ:上流域で河道が狭い領域を越水地点とし、流出量は以下の通り。

流出量= 河川流量 - 堤防の高さに達した時の流量

4. 研究手法および結果

以下の(1)~(4)により堤防決壊時の経済的被害の確率 的評価および、将来の温暖化気候下での影響を解析した。 (1)年最大24時間降雨量の確率密度分布を作成



図1. 年最大の24時間降雨量の確率密度分布

淀川(枚方地点)における現在・将来の温暖化気候下での 年最大24時間降雨量の確率密度分布は図1の通り。結果 から、将来の温暖化気候下におけるC0~C3のシナリオい ずれにおいても、24時間降雨量が200mmを超えるような雨 の発生確率は高くなることを得た。

(2) 雨の時空間分布が河川流量に与える影響

雨の降り方の違いが河川流量に与える影響を確認するため、淀川周辺に大きな被害をもたらした 2013 年台風 18 号

と、時空間分布の異なる 2004 年台風 23 号のそれぞれの雨 の時空間分布をもとに、24 時間降雨量の最大値が等しくな るよう、時空間分布の形状を保ちながら比例的に雨量を補 正した。2 つの台風の補正後の雨量に基づく河川流量を比 較した結果、ピーク流量に大きな違いが認められた。これ より、河川流量に時空間分布が大きく影響することを得た (図 2 参照)。



図2. 雨の時空間分布の違いによる河川流量への影響

(3) 氾濫シミュレーションの実施

淀川周辺に大きな被害をもたらした 2013 年台風 18 号に て、河川総流量を1倍から3倍にした際の氾濫シミュレー ションを実施した(図3参照)。結果から、浸水域は大きく は変わらないものの、浸水深が深くなることを得た。



図 3 淀川(枚方地点)における氾濫シミュレーション

(4) 経済的被害の確率的評価を実施

発生確率に応じた雨量に調整した雨が降った際の河川 流量・総氾濫量、経済的被害を推定した。加えて、経済的 被害に対応する雨量の発生確率を、経済的被害の発生確率 とした。結果から、同じ発生確率における経済的被害は将 来の温暖化気候下で増加することを得た。(図4参照)



図 4. 年最大の経済的被害の確率的評価

5. 今後の課題

- 将来の降雨データのサンプル数が少なく、作成した確
 率密度分布の正確性が課題であるため、将来データを
 多く取得可能な「d4PDF^{※2}」を使用した研究に取り組む。
 ※2「d4PDF」とは、過去 6000 年分(日本周辺域は 3000 年分)、将来(産業革命以降4 ℃上昇)5400 年分のモデル実験を実施したもの。
- ・時空間分布の違いが河川流量に影響を与えることが確認できたので、複数の時空間分布を加味した適切な時空間分布の設定に関する研究にも取り組む。

参考文献

- 1) 椎葉充晴,立川康人,市川温:水文学・水工計画学 京都大学学術出版会,2013
- 田中茂信「2013 年台風 18 号による淀川流域の洪水 災害の外力評価」京都大学防災研究所年報 第57 号 B

モンスーンアジアにおける陸域生態系への気候変動影響:複数モデルを用いた解析

*伊藤昭彦・仁科一哉・野田響(国立環境研究所)

1. はじめに

モンスーンアジア地域は、東南アジアの熱帯 多雨林からシベリアの亜寒帯林にまたがる 特徴的な生態系から構成されており、産物供 給や気候調節など様々な生態系サービスを もたらすことでこの地域に暮らす数十億人 の生活を支えている。将来の気候変動に伴っ て、この地域の陸域生態系にどのような変化 が生じるかは、温暖化への緩和策や適応策を 考える上で極めて重要な問題である。

2. 手法

本研究では、気候変動の影響評価に関する国際的なモデル相互比較プロジェクトである ISI-MIP で行われた、複数の生態系モデルに よる将来予測データを用いて、モンスーンア ジア地域の陸域生態系における気候変動影 響を調べた。ここでは、生態系の植生バイオ マスや土壌有機物のストック、生態系が人間 社会にもたらすサービスに関係が深い光合 成生産(純一次生産と呼ばれる)に着目した が、生態系モデルではそれらを炭素の動態と してシミュレートしている。ISI-MIP では、

将来の大気中の温室効果ガス 濃度や、それに伴う気候変動 について複数のシナリオを用 について複数のシナリオを用いて影 響モデルによる評価を行って いる。2種類の大気中温室効 にるのた気中温室効 高位の濃度パスを表 RCP2.6とRCP8.5と5種類 の気候モデルによる予測を用 い、それぞれ7種類の生態系 い、それているVISITモデルを 含む)で推定された影響評価 の結果を解析した。

3. 結果と考察

二酸化炭素濃度上昇による施

肥効果等により植生の生産力は現在と比較 して 9~45% 増加し、それに伴うバイオマス の増加が生じる可能性が示された。土壌炭素 も少数の結果では減少が見られたが多くは 増加しており、シミュレーション間のばらつ きはなお大きいものの、生態系全体として正 味の炭素吸収が生じていた。多数の結果を横 断的に解析し、全体を通して共通性の高いパ ターンを抽出したところ、チベット高原や南 アジアの一部には温度上昇幅を小さく抑え る低位のシナリオである RCP2.6 条件下で も生産力や土壌炭素量に相当の影響が生じ る可能性が高い地域が見られた(図1)。一 方、温暖化がより進行する RCP8.5 の場合で は、東アジアや南アジアの多くの地域で強い 影響が見られる可能性が高いことが分かっ た。また、本論文では気候変動による生産力 や炭素ストックの極端な増加・減少が出現す る頻度や、観測からの影響検知への示唆に関 する議論も行った。これらの結果は、気候と その影響の予測、対策立案に有用な示唆をも たらすと期待される。



図1 複数モデルシミュレーション結果による陸域生態系への気候変 動影響の出現の確からしさ。上段:純一次生産の変化 (ΔNPP)、中段: 植生バイオマスの変化 (ΔCVeg)、下段:土壌炭素の変化 (ΔCSoil)。 左:温度上昇幅を抑える RCP2.6 シナリオ、右:温暖化が進む RCP8.5 シナリオ。

中部山岳域の積雪の気候変化と昇温

若月泰孝 1,2

1茨城大学,2海洋研究開発機構

1. はじめに

中部山岳域の大気・陸面環境において,積雪分布は, 水資源や生態系に重要な役割を果たしている.したがっ て,地球温暖化による積雪分布の気候変化を予測するこ とは大変重要である.Wakazuki et al. (2015)は,WRFを用 いた 6km 解像度での温暖化ダウンスケール実験で,将来 の中部山岳域での積雪深の減少,消雪日の早期化などを 示した.類似の研究報告は他にも複数存在する.Wakazuki et al. (2015)や若月ほか(2015)は,山岳域では平均気温の上 昇が大きく,それは融雪時のアルベドの変化と関係する ことを示唆し,アイスアルベドフィードバックが関与し ている可能性にも言及した.しかし,積雪の減少と昇温 に関するプロセスの理解は未だ明確ではなく,詳細な解 析が必要とされている.

2. 領域気候モデル実験

本研究では、より高解像度の2km実験結果(若月ほか2016)を用いて山岳域の積雪の変化と昇温について詳細に調べた.2km解像度では、山岳地形の表現がよくなるため、融雪と昇温の関係の地形による効果がより明瞭になる。用いた領域気候モデル(RCM)はWRF3.3.1である。陸面過程には、Noah-LSMを用いている.本研究での実験年(解析期間)は、1979年10月~2010年9月の31年間である.将来気候実験は、擬似温暖化法を発展させた気候差分ダウンスケーリング法(Wakazuki and Rasmussen 2015)を用いて実施している.CMIP-3 A1BCO2排出シナリオによる全球気候モデル(GCM)から18個の予測を抽出し、そのアンサンブル平均の平均気候差分を、21世紀末を想定して作成した.この気候差分とERA-Interimを用いて側面境界条件を作成した.

3. 結果

図1は平均昇温量の分布を示している.高標高域の昇温 量が顕著に高いことがわかる.図2は図1のA-B線に沿 った平均昇温量とアルベドの気候変化量の平均的な季節 変化を示している.A-Bの線の中央付近は北アルプス(飛 騨山脈)の稜線部分に相当する.アルベドの気候変化か らは、初冬の積雪開始の遅れに伴うアルベド減少領域が 稜線から徐々に平野部に伝搬し、春には融雪の早期化に 伴うアルベド減少領域が平野部から徐々に稜線へと伝搬 する様子を確認することができる.昇温量の変化もアル ベド減少域に対応して現れるが、初冬の変化は小さく、 図1に示される山岳域の昇温の影響のほとんどは、春の融 雪の早期化に伴い生じていることがわかる.この計算で は、図1に示される領域全体の年平均昇温量はおよそ2.7 度であったが、それよりも最大で3.5度も大きい.短い期 間の大きな昇温が平均昇温量を引き上げた.

一方,比較的低標高の山岳域において融雪の影響が顕 著な3~4月に着目すると,高標高域では昇温量が平均よ り小さく,負値となっていた.さらに,山の西側で西風 偏差,山の東側で東風偏差となっており,稜線域で収束 する風偏差となっていた.これは,低標高域で融雪によ って陸面や大気が加熱され,上昇気流を作り,断熱冷却 により稜線域で昇温量が抑えられていたことを示してい る.したがって、山の低標高域での融雪が高標高の周辺 の融雪を早めるというアイスアルベドフィードバック は、10km 程度のスケールではあまり効いていなかったの ではないかと考えられる.春季の昇温量の大きさについ ては、積雪水量の大きな差に伴い、融雪に利用されてい たエネルギーが加熱に利用されたことの影響が大きいと 示唆された(図 2d).追加解析の結果を含め発表する.

謝辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラムの支援を受けた.

参考文献

- 若月泰孝,吉田傑,原政之,藤田実季子,鈴木智恵子,馬燮銚,木村富 士,小池克征,2015:中部山岳域の大気・陸面の気候変化予測. 日本気象学会2015年度春季大会予稿集
- 若月泰孝,原政之,藤田実季子,馬燮鈍,井上忠雄,木村富士男,小池 俊雄,2016:気候差分ダウンスケーリング法による関東・中部 山岳域の確率論的気候変化予測.土木学会論文集 B1(水工学), 72(4),I 55-I 60.
- Wakazuki, Y., R. Rasmussen, 2015: Incremental dynamical downscaling for probabilistic analysis based on multiple GCM projections. Geophysical Research Letters, 42, doi: 10.1002/2015GL066242
- Wakazuki, Y., M. Hara, M. Fujita, C. Suzuki, X. Ma, F. Kimura, 2015: Effect of climate change on the snow disappearance date in mountainous areas of central Japan. Hydrological Research Letters, 9, 20-26, doi: 10.3178/hrl.9.20.



図1: 予測された年平均気温の変化量の分布



図2: A-B線に沿う(a) 昇温量と(b)アルベドの変化量(c)東西風の 気候変化の経度時間断面図.31年平均の時間変化を示す.(a), (c)については2日移動平均である.(a)の昇温量は図1の領域全 体の年平均昇温量からの偏差を示している.(a)のの領域は,値が 負の領域.(d)は稜線での積雪水量の季節進行(現在と将来).

同位体領域気候モデルを用いた

日本域における降水の同位体比の高解像度再現実験

*田上雅浩(東大院工学系)•一柳錦平(熊本大院自然)•芳村圭(東大海洋研)

<u>1. はじめに</u>

降水の同位体比は、降水のもとになった水蒸気が 雨を降らせることで低くなる性質を持つため、大気中 の水循環強度を示すトレーサーとして、GCM の検証 などに用いられている。そのため、GCM の水循環プ ロセスに水の同位体スキームを組み込んだ同位体 GCM が開発されてきた。しかしながら、これまでに開 発されてきた GCM の解像度は 100km 以上と粗く、 100kmより細かい空間解像度でも降水の同位体比の 再現性が担保されているのかはよくわかっていなか った。この要因としては、高密度で観測された降水の 同位体比データが不足していたことが挙げられる。近 年では、同位体マッピングワーキンググループ (IMWG)により2013年に日本全国における降水の 同位体比の集中観測が行われた。そこで、本研究で は、これら観測データを真値として、空間解像度を 10km、30km、50km に設定した同位体領域気候モデ ルによる再現実験を行い、これら計算結果の比較を 行った。

<u>2. 研究方法</u>

本研究で使用した降水の同位比の観測データは、 2013年の1月から12月まで日本全国57地点で観 測したデータを用いた。降水量はサンプル採取時の 採水量から漏斗面積で除して求めた。サンプルの同 位体比は熊本大学大学院自然科学研究科のガス同 位体比質量分析計によって測定された。測定誤差は、 δ¹⁸Oで±0.05‰程度である。

複雑な降水の同位比の時空間変動パターンを推定するため、本研究では同位体領域気候モデル (Yoshimura et al., 2010)を使用した。同位体領域気候 モデルは同位体が導入された領域モデルの中で最 も高い空間解像度(約 10km)を持つ。格子数は 289 ×350(空間解像度 10km; EXP10 実験)、129×120 (空間解像度 30km; EXP30 実験)、82×76(空間解 像度 50km; EXP10 実験)鉛直 28 層となっている。初期・境界条件は同位体再解析データセットを使用した。モデルの計算期間は 2013 年 1 月から 12 月まで である。積雲対流パラメタリゼーションは、relaxed Arakawa-Schubert scheme を使用した。その他実験 設定や計算領域については、Tanoue et al., (2016)を 参照されたい。

3. 結果

まず、各再現実験結果から得られた降水量と降水 δ¹⁸Oの季節変動の再現性を確認するため、観測地 点ごとに相関係数を算出した(図1)。降水量の観測 値と計算値とを比較した結果、統計的に有意な相関 が得られた地点は、EXP10km 実験で 37、EXP30km 実験で 38、EXP50km 実験で 38 地点と、空間解像度 の違いによって大きな違いは見られなかった。その一 方、降水の同位体比については、統計的に有意な相 関が得られた地点は、EXP10km 実験で 28、 EXP30km 実験で 44、EXP50km 実験で 28、 EXP30km 実験で 44、EXP50km 実験で 46 地点と差 が見られた。特に、関東から九州にかけての太平洋 側の地点において、EXP10km 実験による降水の同 位体比の再現性が低下した。再現性が低下した要因 は、2013 年1月 14 日ごろに全国にもたらされた南岸 低気圧による降水との関係性が指摘された。本研究 では、この原因について考察し、降水の同位体比が 降水過程発表する。

4. 参考文献

Tanoue, M., K. Ichiyanagi and K. Yoshimura (2016): Verification of the isotopic composition of precipitation simulated by a regional isotope circulation model over Japan. Isotopes in Environmental and Health Studies, DOI:10.1080/10256016.2016.1148695.

謝辞 : 本研究は JSPS 若手研究(B) 15K16310 の助 成を受けた。



図 1:月降水量(a)または降水 $\delta^{18}O(b)の観測値と計算$ 値から求められた相関係数の空間分布。色の違いは相関係数の値を示す。〇または◇は、それぞれ統計的に有意な値または有意でなかったことを示す。統計的に有意な値が得られた地点数を合わせて示す。

経験的統計ダウンスケーリング手法(ESD)による複数気候要素の変動再現 - カ学ダウンスケール結果との比較-

西森基貴・遠藤伸彦(農研機構・農環研)

1. はじめに

気候変動による影響とそれへの適応策立案が、特に地 方地域で急務となる中、高精度な影響評価のためには、 気候モデル予測の精度改善とともに、力学的・統計的ダ ウンスケールにおける不確実性評価もますます重要とな る。統合地域ダウンスケーリング計画 (CORDEX) にお いても 2013 年に経験的手法 (ESD) グループが設立され、 ウェザージェネレータも含む手法比較や境界条件による 不確実性評価を始めている。著者は、環境省推進費研究 S-5-3 における同境界条件の複数 20km-RCM 実験との比 較(2011 年秋季大会 P322)を行った正準相関解析によ る多変量線形重回帰法 (Nishimori and Kitoh, 2006 (NK2006): ISMD) を上記 CORDEX - ESD に登録し、南米 アルゼンチンを比較対象とした共通実験(Experimennt -1) により日単位推定の結果比較を行った(2015年秋季 大会 P394)。本発表ではこの手法を7気象要素にまで拡 張し改めて日本に適用した結果とその推定誤差や補正法 の検討、および力学ダウンスケール結果との比較を示す。

2. データと手法

予報変数(predictands)としては、空間的にほぼ均一 とした日本の気象官署 35 地点における日単位の7気象 要素、すなわち日平均・最高・最低気温、降水量、日射量、 相対湿度および地上風速で、気象庁統計値をベースとす る農環研 MeteoCrop-DB (Kuwagata et al., 2012)を使用し た。predictor となる循環要素としては、JRA25 再解析デ ータを用い、20-55 °N および120-155 °E の範囲で地 上気圧、700hPa 面気温、850hPa 面東西風および比湿 の5要素を用いた。今回は、RCM との比較の観点から ERA-Interium ら他の境界条件を用いた不確実性は考慮し ていない。手法についてはNK2006を踏襲、まず predictors および predictands 各々で要素間の統計的関係を保持しな がら EOF 解析により次元を減少させた上で正準相関解



図1 地上7要素ESD再現実験のうち降水日数補正と降水日無 降水日判別後の夏季(6~8月)日射量積算値の推定バイアス(対 観測値%)。淡(濃)色は1MJ/dayの過大(過少)評価。

析(CCA)を行い、相互に時系列的関係を持つ成分を抽 出し、各成分の時系列を説明変数とする線形重回帰を行 った。なお本稿に示すのは、前半(1979-94)を学習期間、 後半(1995-2011)を検証期間とした CORDEX-ESD-Tier-1 であるが、このほか期間内で学習・検証期間を入れ替える クロスバリデーション(Tier-2)や、異なる学習期間でア ンサンブル検証をを行う Tier-2.1 も実行している。

3. 結果と考察

ESD 等の統計ダウンスケーリング手法は、基本的に平 均値からの偏差を対象にするとはいえ、やはり一定の推 定バイアスを持つ。例えば線形法で日降水量を対象とし た場合、弱い降水が高頻度で現れやすく、結果として降 水量を過大評価する傾向にある。そのためここでは、通 常、気候モデルのバイアス補正にも用いる平均と分散を 観測値に合致させるスケーリング法に加え、降水量につ いては降水日数を補正し、また降水日と無降水日で他の 気象要素に関し異なる推定式を用いることで、要素間の 物理的関係の保持を図った。それらの補正の結果、例え ば日射量について、補正前で降水量の過大評価のために 逆に過少となっていたバイアスは、沿岸部を除いて改善 された (図1)。また7要素のうち降水量と日射量につい て、RCM 出力と比較した結果、RMSE で見た場合、本 手法は北日本での日射量を除きおおむね RCM と同等の 推定精度であった(図2)。当日には、単一要素毎に解析 した場合との比較も示す。なおここで開発された ESD 手 法は、全球・領域気候モデル出力に適用することにより 単独で将来気候シナリオを作成することが可能なほか、 一般に空間相関を持たないウェザージェネレータに導入 する新たな手法(本大会別項:遠藤・西森)として、さ らなる改良を進めている。

*本研究の主要部分は文科省 SL-CAT の枠内で行なわれ、一部 は農水省気候変動対応プロジェクト(農林業影響評価)の支援 を得た。またCORDEX-ESDの共通実験プロトコルを参照した。



図2 ESD 推定値と RCM 出力値の、それぞれ観測統計値に対 する月単位 RMSE の季節集計 (ESD は検証期間 1995-2007)。

*山崎稜太(日本大院・総合基礎),加藤央之(日本大学・文理学部)

1. はじめに

クリーンエネルギーとして風力発電が近年注目されているが、風力発電は風速が急激に変動することにより電力の安定供給に影響を及ぼす可能性がある。風速の急変動が発生する要因は様々であるが、それらについて解明を行っておくことは重要である。本研究では、北海道浦河を対象に風速が急激に変動する気象現象について、統計的な手法を用いて明らかにした。

2. 解析方法

まず,浦河の風速データより1時間の変動値を求め, 変動値の±3 o の値である4.4m/sを越えて風速が増加 (減少)したときを急増加(急減少)と定義した。次 に,北海道気象官署22地点の時別海面補正気圧(以 下 SLP)値について,各時刻での全道平均値(22地 点の平均)からの偏差に直して主成分分析を行い,急 増加・急減少発生時のSLP場が主成分空間内のどの 領域に位置しているかを明らかにした。その結果をも とに気象学的に急増加,急減少が発生する原因につい て検討した。

3. 結果

本研究では、急増加・急減少の事例を 2010 年から 2013 年の期間で抽出し、急増加は 306 事例、急減少 は 215 事例であった。

気象官署における SLP の主成分分析の結果,第1 主成分(寄与率:61%)は東西方向の気圧変動パター ン,第2主成分(寄与率:28%)は、南北方向の気圧 変動パターンであった。第3主成分(寄与率:3%) は北海道内陸部と沿岸部でのシーソーパターンであり、 寄与率は低いものの,低気圧や局地高気圧の存在を知 る指標として用いることができる。急増加,急減少事 例は共に第1一第2主成分平面における第4象限で出 現頻度が高かった(図1)。第4象限のSLP場は北海 道の北東部で相対的に気圧が低くなっている空間パタ ーンである。また、急増加(急減少)の全事例の 67%(55%)で第3主成分が負であり、内陸部で気圧が 相対的に低いことを示していた。

第4象限での急増加については変動前には様々な風 向ではあるが西北西や北西の風向が卓越し、変動後に は西北西や北西の風向が卓越するものの,西,西北西, 西南西,南西のいずれかの風向になっていた。この中 で特に西北西の風向が西の風向に変動する事例が多く, 次に西北西の風向が変わらずに急増加する事例,北西 の風向が変わらずに変動する事例が多かった。風向が 大きく変動しない事例について地上天気図を見ると, 北海道の北東側に低気圧が存在し,低気圧が発達した り,通過する等圧線の間隔が狭まったりすることによ り風速が急増加していた。事例数は少ないものの風向 が東系から西系へと大きく変動する事例は気圧の谷や 寒冷前線の通過に伴っていた。

急減少は変動前に西,西北西の風向が卓越し,ほと んどが西南西,西,西北西の風向から変動し,急増加 のように風向のばらつきはなかった。変動後は西系の 風向に変動し,西北西,北西の風向が卓越していた。 風向が大きく変動しない事例は,低気圧の移動によっ て強風帯から抜けたり,気圧傾度の方向が東西方向か ら大きく変わらずに等圧線の間隔が広まったりするこ とにより急減少していた。事例数は少ないものの風向 が西系から東系へと大きく変動する事例は気圧の尾根 の通過に伴って等圧線の間隔が広まったりする事によ って急減少していた。

いずれの象限でも変動前,変動後の風向が大きく変 わらない事例が多いものの,浦河の北側に位置する日 高山脈の地形効果も相まって第1象限と第4象限は西 系の風向内での変動,第2,第3象限は東系の風向内 での変動が多く,地上天気図より低気圧の接近,通過 などに伴って等圧線の間隔が変化することによること が分かった。



図1:第1主成分と第2主成分の2次元空間内におけるZスコ ア散布図。それぞれ(a)急増加,(b)急減少の事例をプロット。丸 内の数字は各象限での急変動の発生割合を示す。

日本における大気圏外の太陽輻射量と気温の日別平滑平年値の関係について

水瀬 正雄(長岡市役所)

1 概要

2016 年春季大会において東京における大気圏 外の太陽輻射量と遅れ時間を考慮した気温の日 別平滑平年値は高い直線相関を示すことを報告 した。

本稿は日本の他の観測地点について同様の解 析を行い、東京の結果と比較したものである。

対象とした観測地点は、1891 年から 2010 年ま での気温データの揃っている 網走, 札幌, 山形, 東京, 岐阜, 和歌山, 福岡, 高知の 8 地点である。

2 データの算出方法

- (1) 太陽輻射量(理論値:不変と仮定) 太陽輻射量Qは以下の式によって求めた。
 - $Q = S / \pi (dm/d)^{2} (\sin \phi \cdot \sin \delta \cdot H)$ $+ \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \sin H) \times 86.4 (MJ/m²)$ $ここで \phi : 緯度, \delta : 赤緯(月日)$ $H = Cos⁻¹(-tan \delta tan \phi)$ S : 太陽定数 1.365W/m²dm/d:地球・太陽間の平均距離(dm)と観測時の距離(d)の比

(2) 気温日別平滑平年値

気温日別平滑平年値は、気象観測統計指針(気 象庁,平成27年3月1日改正)に基づき日別平均 気温の30年間平均値について9日間の移動平均 を3回繰り返し平滑化した値を小数第2位まで 算出した。東京の値についても他の観測地点と比 較するため再計算した。

3 解析方法

2により算出した太陽輻射量と気温日別平滑 平年値について回帰分析を行った。各地点・各統 計期間とも年変化の波形より、太陽輻射量に対し て気温が遅れて変動していることが想定された ため、気温を太陽輻射量に対し1日ずつ遅らせて いき、最大の相関係数:rとなる「遅れ時間」:TL を求めた。

4 解析結果

各観測点・各統計期間で太陽輻射量と遅れ時間 を考慮した気温日別平滑平年値は高い直線相関 を示した。

回帰式は以下のとおり

 $T_{i+\mathrm{TL}}=\mathrm{a}Q_{i}+\mathrm{b}$

ここで

 T_{i+TL} : *i*+TL 日の気温日別平滑平年値($^{\circ}$ C)

Q_i: *i*日の大気表面の単位面積に垂直に入射
 する太陽輻射量(MJ/m²)

TL:最大の相関係数となる遅れ時間(日) a:傾き、b:切片



図-1 遅れ時間:TL の度数分布

表-1 遅れ時間:TL と最大の相関係数:r

統計期間	網走	札幌	山形	東京
1891-1920	43/0.9937	38/0.9947	37/0.9938	38/0.9911
1901-1930	43/0.9933	38/0.9938	37/0.9933	38/0.9908
1911-1940	44/0. 9942	39/0.9947	38/0.9933	38/0.9906
1921-1950	44/0. 9936	39/0.9943	38/0.9928	39/0.9904
1931-1960	43/0.9933	38/0.9944	38/0.9934	38/0.9910
1941-1970	43/0. 9937	38/0. 9945	37/0. 9928	38/0.9903
1951-1980	42/0. 9945	38/0.9958	37/0.9935	38/0.9913
1961-1990	43/0.9938	38/0. 9954	37/0. 9926	39/0.9907
1971-2000	43/0. 9941	39/0.9954	37/0.9934	40/0.9914
1981-2010	43/0, 9936	38/0.9950	37/0, 9936	40/0.9909
	,	,	,	,
統計期間	岐阜	和歌山	福岡	高知
統計期間 1891-1920	岐阜 37/0.9920	和歌山 39/0.9897	福岡 39/0.9894	高知 37/0.9903
統計期間 1891-1920 1901-1930	岐阜 37/0.9920 38/0.9917	和歌山 39/0.9897 39/0.9894	福岡 39/0.9894 38/0.9885	高知 37/0.9903 37/0.9899
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901	福岡 39/0.9894 38/0.9885 38/0.9891	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896	福岡 39/0.9894 38/0.9885 38/0.9891 38/0.9889	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950 1931-1960	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904 38/0.9910	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896 40/0.9897	福岡 39/0.9894 38/0.9885 38/0.9891 38/0.9889 38/0.9895	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908 38/0.9911
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950 1931-1960 1941-1970	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904 38/0.9910 38/0.9903	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896 40/0.9897 39/0.9895	福岡 39/0.9894 38/0.9885 38/0.9891 38/0.9899 38/0.9895 39/0.9886	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908 38/0.9911 37/0.9905
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950 1931-1960 1941-1970 1951-1980	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904 38/0.9910 38/0.993 38/0.9934	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896 40/0.9897 39/0.9895 39/0.9901	福岡 39/0.9894 38/0.9885 38/0.9881 38/0.9889 38/0.9895 39/0.9886 39/0.9898	高知 高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908 38/0.9911 37/0.9905 37/0.9903
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950 1931-1960 1941-1970 1951-1980 1961-1990	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904 38/0.9910 38/0.9903 38/0.9934 37/0.9934	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896 40/0.9897 39/0.9895 39/0.9901 39/0.9907	福岡 39/0.9894 38/0.9895 38/0.9891 38/0.9899 38/0.9895 39/0.9886 39/0.9898 39/0.9908	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908 38/0.9911 37/0.9905 37/0.9903 37/0.9905
統計期間 1891-1920 1901-1930 1911-1940 1921-1950 1931-1960 1941-1970 1951-1980 1961-1990 1971-2000	岐阜 37/0.9920 38/0.9917 38/0.9926 39/0.9904 38/0.9910 38/0.9933 38/0.9934 37/0.9934 38/0.9935	和歌山 39/0.9897 39/0.9894 39/0.9901 39/0.9896 40/0.9897 39/0.9895 39/0.9901 39/0.9901 39/0.9910	福岡 39/0.9894 38/0.9895 38/0.9891 38/0.9899 38/0.9895 39/0.9886 39/0.9898 39/0.9908 39/0.9908	高知 37/0.9903 37/0.9899 38/0.9906 38/0.9908 38/0.9911 37/0.9905 37/0.9903 37/0.9905

最大の相関係数(r)は全ての観測地点・統計期 間において 0.98以上の高い値となり、散布図か らも高い直線相関が認められる。

遅れ時間(TL)は37~44日となり38日前後に集 中している。各観測地点で統計期間毎の遅れ時間 の差異は少なく、最小で1日、最大で3日である。

北海道農業の気候変動影響評価に向けた気候予測情報の

統計的ダウンスケーリング

*田中朱美¹·根本学²

¹日本学術振興会特別研究員 PD(北海道農業研究センター) ²北海道農業研究センター

1. はじめに

将来の気候変化やその影響を評価するため、全 球気候モデル(GCM)の予測結果を用いること は有用だが、日本国内などの地域スケールを対象 とする場合には空間解像度を詳細化(ダウンスケ ール)する必要がある。農業分野の影響評価では ~1km程度の詳細な空間解像度が望ましい。本発 表では、北海道の農業影響評価(気候変化による 作物収量等への影響の評価)に用いることを想定 し、GCMによる気候予測結果に統計的ダウンス ケーリングを適用した初歩解析結果を紹介する。

2. 方法

MIROC5 モデルの過去再現実験出力の日平均気 温データ (Tm) に、累積分布関数 (CDF) を用い た統計的ダウンスケーリングを適用した。この手 法では、キャリブレーション期間の観測値とモデ ル出力値の CDF が一致するよう両者の誤差を求 め、その誤差を検証期間のモデル出力値の CDF に適用して補正を行う。北海道全域を対象とし、 観測値に準ずるデータ(準観測値)として農研機 構のメッシュ農業気象データを用いた。CDF 法適 用に先立ち、逆距離加重法により MIROC5 出力値 を準観測値と同様の空間解像度である3次メッシ ュ (約1km 格子) に内挿した。キャリブレーショ ン期間を1986-1995年、検証期間を1996-2005年 とし、月毎に CDF 法を適用した (CDF 法適用前 を「補正前」、適用後を「補正後」とする)。また、 農業影響評価への適用例として、補正前後の日平 均気温を用いて北海道のコメ品種「きらら 397」 の出穂日(イネの収量・品質や障害予測にとって 重要である)を求め、準観測値による出穂日推定 値と比較した。

3. 結果

図1に岩見沢(北海道中央部)における7月の T_mの CDF を示す。地域や月により差はあるが、 本地点の当該月では、補正前と比べて補正後のモ デル CDF は準観測値の CDF と良く一致した。補 正前より低温・高温の出現幅をよく捉えている。

図2は岩見沢および函館(北海道南部)の検証 期間における出穂日推定値の出現頻度分布であ る。補正前に準観測値による出穂日推定値の出現 分布と大きく乖離のあった函館で、補正後に乖離 が大幅に軽減した。今後は、農業影響評価に関連 する日平均気温以外の気象要素や将来気候にも CDF 法を適用し、考察を行う予定である。 謝辞

本研究は JSPS 科研費 16J01551 により実施された。



図1 岩見沢における検証期間(1996-2005年)・7月の日 平均気温Tmの累積確率分布。



図 2 検証期間(1996-2005年)におけるイネ品種「きらら 397」の出穂日の出現分布(左:岩見沢、右:函館)。 移植日は5月20日とし、移植から出穂までの日数を示している。

北半球における降雪、積雪、融雪の将来変化

增田宇将*¹·植田宏昭²(1:筑波大学大学院生命環境科学研究科 2:筑波大学生命環境系)

1. 背景

積雪は、アイスアルベドフィードバックを介して 気候システムに大きな影響を与えるため、積雪の将 来変化は極めて重要とされる(Hosaka et al. 2005)。 温暖化が進行すると、北半球全体の積雪面積は気温 上昇とともに縮小するものの、縮小しない領域もあ ると予測されている(IPCC, 2013)。

Danco *et al.* (2016) は、第5期結合モデル相互比較 プロジェクト (CMIP5)の将来予測結果から、冬季 (12-2 月)において平均的降雪量は多くの地域で 減少するものの、極端降雪の頻度は増加することを 示した。これに対し、積雪面積は地上気温(Surface Air Temperature; SAT)と線形的な関係が存在し、SAT が上昇すると積雪面積は縮小することが指摘されて いる (Brutel-Vuilmet *et al.*, 2013)。

Krasting et al. (2013) は気温との関係について調 査を行い、降雪の増減境界は現在気候における SAT の -10°C 等温線にほぼ対応することを明らかにし た。一方、Brown and Mote (2009) や Räisänen (2008) は将来の冬季の積雪水量 (Snow Water Equivalent; SWE)の増減境界は、現在気候における SAT の -20°C 等温線にほぼ対応するということを示した。

上記のように、積雪や降雪に注目した研究は多く 存在するものの、積雪に大きな影響を与える降雪と 融雪を同時に注目したものは少なく、三者の関係が 今後どのように変化するかは明らかではない。

本研究では、北半球における降雪、積雪、融雪の 将来変化を解析し、三要素の関係がどのように変化 するかを月ごとに調査した。

2. 使用データ及び解析手法

CMIP5 モデル群をアンサンブル平均し、降雪量、 SWE、融雪量、SAT の 1981 – 2099 年の月平均デー タを用いた。将来予測シナリオは RCP8.5 を使用した。

3. 結果

1月の将来気候(2071-2095年)で降雪が起こる 領域は現在気候(1981-2005年)と比ベユーラシア 大陸北東部(90°E-180°、50°N-90°N)では最下位 の階級を除いてどの階級においても拡大している。 北アメリカ大陸(60°W-160°W、50°N-70°N)で は中程度の降雪(25-75 kg/m²/mon)、ユーラシア大 陸北西部(0°-90°E、50°N-90°N)では中程度か ら強度の強い降雪(45 kg/m²/mon以上)が起こる領 域が拡大する可能性があるものの、全体的な降雪量 は減少する(図1)。

融雪が起こる範囲は基本的にどの地域、どの月に おいても拡大するが、ユーラシア大陸北東部におけ る冬季では融雪は殆ど起こらない。

SWE は降雪量、融雪量の変化に影響される。SWE と SAT の関係に注目すると、ある温度までは多積雪 地域(45 kg/m²以上)がユーラシア大陸北東部で拡 大するものの、より高温になると縮小する。他の地 域では、既に SAT が高いことから一方的に積雪面積 は縮小する(図 2)。

よって、降雪やSWEは平均的に減少するものの、 地域によっては極端現象が増える所もあり、降雪や 融雪の変動がSWE に大きな影響を与えることが分 かった。



図1: RCP8.5 による1月の階級ごとにおける降雪 領域の変化。将来気候は2071-2095年、現在気候 は1981-2005年で3領域の変化を示す。



Temperature (K) 図 2: RCP8.5 による 1 月の 55 kg/m²以上の積雪面 積変化と SAT の関係。3 領域の変化を 11 年移動平 均で示す。

気候変動の検出と要因分析に関するモデル相互比較計画 (DAMIP/CMIP6)

塩竈秀夫^{1*}, Nathan P. Gillett², Bernd Funke³, Gabriele Hegerl⁴, Reto Knutti⁵, Katja Matthes⁶, Benjamin D. Santer⁷, Daithi Stone⁸, Claudia Tebaldi⁹

¹国立環境研究所, ²Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, ³Instituto de Astrofísica de Andalucía, ⁴University of Edinburgh, ⁵ETH Zürich, ⁶GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, ⁷GLawrence Livermore National Laboratory, ⁸Lawrence Berkeley National Laboratory, ⁹National Center for Atmospheric Research

我々は、「気候変動の検出と要因分析に関する モデル相互比較計画」 (Detection and Attribution Model Intercomparison Project, DAMIP)を提唱し、CMIP6のサブプロジェクトと して採択された。本ポスターでは、DAMIP の目 的、デザイン、期待される成果などを紹介し、 モデル機関の参加と、データユーザの解析を呼 びかける。より詳しい説明は Gillett et al. (2016)を参照されたい。

DAMIPの主目的は、産業革命以降の観測された 全球または領域スケールの気候変動の要因を 分析し、人間活動による温室効果ガスや大気汚 染物資の排出、自然の火山、太陽、内部変動な どの寄与を明らかにすることである。また、気 候場の変化だけでなく、過去の気候変動影響の 要因分析に貢献することも重要な目的の一つ である。過去の気候変動を理解するだけでなく、 歴史実験の結果と将来予測との間の関係を明 らかにすることで、将来予測の不確実性を低減 することも目指している。

多くの「気候変動の検出と要因分析研究 (Detection and attribution, D&A)」において は、まずなにより産業革命前条件コントロール 実験と、人為起源および自然起源外部因子を考 慮した歴史実験が必要になる。これらの実験は、 CMIP6 では、Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima (DECK) および CMIP6 historical simulation に含まれ、CMIP6 に参加するモデルのエントリーカードという 扱いになっている。これらの実験に加えて、 我々は様々な「過去および将来の外部因子切り 分け実験」を提案した(図1)。Tier1のうち、 温室効果ガス歴史実験(histGHG)と自然因子歴 史実験(histNAT)は、前 CMIP5 にも含まれ、IPCC 第5次報告書が「人間活動が20世紀半ば以降 に観測された温暖化の主な要因であった可能 性が極めて高い」と結論づける根拠を提供した。 DAMIP/CMIP6 は、CMIP5 実験からだけでは十分 に調べられなかった様々な外部因子の影響を 調べる実験を含み、次期 IPCC 報告書 (IPCC AR6, 2020-2022 年に出版) において、これまで以上 に重要な役割を果たすことが期待されている。

Reference

Gillett, N. P., Shiogama, H., Funke, B., Hegerl, G., Knutti, R., Matthes, K., Santer, B. D., Stone, D., and Tebaldi, C.: Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP), Geosci. Model Dev. Discuss., in review, 2016.



図1 DAMIP が提唱した実験の模式図。

チベット高気圧の季節的な発達における非断熱加熱と背景風の相互作用

* 牛上直斗 (筑波大学大学院)

1. 背景

チベット高気圧 (South Asian High: SAH) は、 夏季にユーラシア大陸南側の上層で発達する高 気圧である。気圧の中心は北緯 30°、東経 80°、 150hPa 高度に位置し、温度場の中心はその下方 (200-400 hPa 高度) に位置する。SAH の主要な 形成要因として、非断熱加熱の効果が挙げられる。 一般的に、非断熱加熱は大気への強制力として作 用し、準定常的な波動を励起することで循環場に 偏差を生じさせる(熱源応答: Gill 1980)。そし て、夏季の気候場の形成には、熱源応答の寄与が 大きいとされている(Hoskins 1987)。熱源応答 は、1) 非断熱加熱の構造、2) 背景風の構造に 依存する。非断熱加熱の空間構造は、夏季モンス ーンの季節進行に伴い、多様に変動する(図1)。 また、同時期には背景風も大きく変動しており (ジェットの北上など)、熱源応答の変化に大き な影響を与えている。Ose(1998) は、数値実験に よって、6(7)月から7(8)月にかけての熱源応 答の季節変化には、背景風(非断熱加熱)の変化 が大きく寄与することを示した。本研究では、上 記の研究を踏襲し、SAH の季節進行を大気の熱源 応答の季節変化として捉え、その変動要因につい て調査した。

2. 手法・使用データ

JRA55 (Japanese 55-Year Reanalysis) 再解析 データの各変数を用いて、1979-2015 年における 半月ごとの気候値を作成し、SAH の季節進行を調 べた。以下では、あるタイムステップ(t)にお ける、200hPa ジオポテンシャル高度(東西平均を 差し引いた値)を Z200(t)と表記する。非断熱加 熱は、熱力学方程式の残差項として算出した (Yanai et al. 1973)。

また、SAH の季節進行 (≒ 熱源応答の季節変化) の要因を調べるために、線形傾圧モデル (linear baroclinic model: LBM; Watanabe and Kimoto 2000)を用いて下記の数値実験を行った; 熱源 応答の季節変化に対して、非断熱加熱の季節変化 の寄与を調べる実験 (EXP_FRC)と背景風の季節変 化の寄与を調べる実験 (EXP_BS)を行った。ここ で、あるタイムステップ (t) における非断熱加 熱・背景風を LBM に与えた実験 (EXP_CTL)を EXP(frc=t, bs=t)と表すと、EXP_FRC= EXP(frc=t+1, bs=t)、EXP_BS = (frc=t, bs=t+1) である。SAH の季節進行に対する非断熱加熱・背景風の季節変 化の寄与を見積もるためには、JRA55 から得られ た [Z200(t+1)-Z200(t)] の 空間構造と、

植田宏昭(筑波大学生命環境系)

[(EXP_FRC)-(EXP_CTL)] 及 び [(EXP_BS)-(EXP_CTL)] の空間構造を比較すればよい。本研 究では、[5°N-50°N, 35°E-145°E]の領域で空間相関 を計算した(それぞれ R_FRC、R_BS と表記する)。

3. 結果

図2は、各時期における R_FRC(実線)と R_BS (波線)を表す。この図から、夏季の熱源応答の 季節変化に対して、非断熱加熱と背景風の変動が 交互に寄与していることが読み取れる。一般的に 4月から7月上旬にかけては、対流活発域の変動 に伴って非断熱加熱の空間構造が多様に変動す る(図1)。そのため、非断熱加熱の季節変化が 熱源応答の季節変化に直結すると考えられる。し かし、図2で示される通り、5月下旬から6月上 旬において熱源応答を季節変化させる要因は、背 景風の季節変化である。その理由として、同時期 に上層のジェットが急速に北上することが挙げ られる。また、7月下旬ごろには非断熱加熱の季 節変化が小さくなるため、季節変化への寄与が小 さくなると考えられる。8月以降になると、非断 熱加熱の変動が再び大きくなり(減衰に転じる)、 熱源応答を季節変化させる主要因となる。



図1: 非断熱加熱([0°N-30°N], 全層平均値)の季 節進行。陰影は気候値 [K/day]、等値線は半月の 変化率 [K/day/15day] を表す。



南シナ海北西部沿岸における冬季二重気温逆転層発生についての熱収支解析 *野津雅人^{1,2}・荻野慎也²・松本淳^{1,2} (1: 首都大学東京, 2: 海洋研究開発機構)

イントロダクション 南シナ海北西部沿岸域 (以下, SCS-NWC と呼ぶ) では、1-2 月に気温逆転層が 4 km およ び 1.5 km 付近の 2 つの高度に集中して発生する (Nodzu et al., 2011). このような二重構造の逆転層は、 高度 3 km 付近での春季のオゾン極大 (Ogino et al., 2013) や対流活動に影響を与えうる.本研究では、高層 低層それぞれの逆転層の発生原因を熱収支解析により分 類する.この分類に基づきコンポジット解析を行い、背 畳をなす気象現象を議論する.

データと手法 客観解析データ JRA-25/JCDAS を用い た. 逆転層を温位の鉛直勾配が大きい静的安定な層(以 下, 安定層と呼ぶ) と捉える. 温位の鉛直勾配で定義した 安定度の 2-60 日成分を取り出し, 正の値が 18 時間以 上連続して続く場合をひとつの安定層イベントとみな す. 解析対象は 1979-2007 年の 1・2 月に発生した高 層 (700-600 hPa と 850-700 hPa) および低層 (925-850 hPa)の安定層イベントである.二重逆転層が生じ る代表地点である Hanoi 最近傍のグリッド (21.25°N, 106.25°E) を用いてイベントを定義する. 安定層の発生 は,層上下での温位差拡大と考える.まず,上下面におけ る温位時間変化を水平移流、鉛直移流、みかけの熱源の 熱的要素に分解する.そして,各熱的要素の上下面の差 を比べる.差が最大の要素を安定層の熱的主要因と定義 する.さらに,発生高度と熱的主要因ごとに,各熱的要 素, 気温偏差, 風速, 鉛直流, 雲水量の時間高度, 水平高 度断面および水平分布をコンポジットする. コンポジッ ト解析の結果をもとに、安定層を生成する背景の気象現 象を議論する.

結果 解析の範囲内で,700-600,850-700,925-850 hPa の各層 (それぞれ L7060,L8570,L9285 と呼ぶ) で発生した安定層は,それぞれ 174,161,163 事例であっ た.L7060 では水平,鉛直移流による安定層がそれぞれ 83,74 事例であった.事例平均の安定度は後者の方が強 い.L8570 の安定層は鉛直移流によるものが 147, L9285 の安定層は水平移流によるものが 111 事例と卓 越した.いずれの事例も,850 hPa 以下で事例平均安定 度が 8 K/km を超える状況で発生している.本稿では, 高層の水平移流安定層以外の安定層の発生状況について 述べる.

高層の沈降安定層と低層安定層 安定度の気候値からの 偏差と鉛直移流の時間高度断面コンポジット (図 1) は, 各層の安定層の多くが一連の現象として起こったことを 示唆する.まず,600 hPa 以上の高層で沈降安定層が発 生する.この沈降安定層の下降とともに 850 hPa 以下 で水平移流により安定度が高まる (水平移流の断面図は 省略).さらなる沈降安定層の下降とともに 850 hPa 以 下の安定層は弱まる.沈降安定層も L8570 まで下降し て弱まる.

以後,L7060の安定層イベントの中で安定度最大時刻 を T_{max} と表し、その*i*日前を T_{max} -*i*と表す.850 hPa 面の高度分布コンポジットによると、 T_{max} -3 から、チ ベット高原の周囲を北麓から高気圧が右回りに移動し た.この高気圧は高原東麓を南下した後、 T_{max} -2 には南 端が SCS-NWC に達した.この高気圧はコールドサージ と思われる低温域を伴う. T_{max} -1 にかけて沈降流によ り安定度は高まっていく、 T_{max} -1 (図 2a)から-0.5 (図 2b) にかけて 15-25°N の 600 hPa より高高度では沈 降流が強まる.それに伴い温度偏差の鉛直勾配が大きく なり、安定度が増加する.600 hPa の沈降流は SCS-NWC 一帯で強まる.同時にヴェトナム北西部では 700 hPa の発散も大きくなる. L7060 の沈降安定層はこの ような南下する高気圧に伴う沈降流が生成したと考え らえる.その後,高気圧は弱まりながら東方海上に中心 をもつ亜熱帯高気圧と合体した.同時に 700 hPa 付近 での沈降流が強まり,L8570 で安定層が生成する.

一方で, T_{max} –3 から –1.5 にかけて, 925 hPa 面の 風向が南東から北東に変わる. これは,上述の高気圧南 下に伴う SCS-NWC 周辺の気圧場の変化によるもので ある. このことにより,水平暖気移流が弱まる.また,こ の地域では,850 hPa より低層で常に上昇流で鉛直移 流は冷却に働く.したがって,全体としては水平暖気移 流が弱まることによって 925 hPa 面で温度が下がる. そのため L9285 で安定度が高まる.

まとめ 850 hPa 以下の低層では,高い安定度が長期間 維持されているのに対して,高層では総観規模の変動に よって安定層が生成されることがわかった.総観規模の 変動は,対流圏中部を東進する暖かい領域の移動と,チ ベット高原東麓での高気圧の南進の2つが挙げられる. 前者は比較的弱い移流逆転層を生成し,後者は比較的 強い沈降逆転層を生成する.また後者は時間とともに 徐々に高度を下げる.また,低層では,コールドサージ を伴う高気圧の南下に伴い,安定度が高まった.

本研究は、宇宙航空研究開発機構降水観測ミッションの支援 のもとで行われた、利用したデータセットは気象庁及び電力 中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより 提供されたものである.





図 1: 南シナ海北西部沿岸 (106.25°E, 16.25°N) で, 700-600 hPa に安定層が鉛直移流を熱的主要因として発生した 時の,安定度 (温位の鉛直勾配) 極大時刻を中心とする (a) 温位の時間変化, (b) 鉛直移流の時間高度断面コンポジット 図. 等高線は温位鉛直勾配の期間平均からの偏差 (単位: K/ km).





対流圏子午面循環における ENSO の影響

小林ちあき 前田修平(気象研究所)

1. はじめに

ENSO は、季節変化から年々変動の時間スケー ルの気温や循環の変動において最も卓越する変 動であり、熱帯域のみならず中高緯度域の年々 変動の主要な要因である。この影響は帯状平均 した循環場にも見られ、エルニーニョ時には Hadley 循環は強化され、南北幅が縮小し、亜熱 帯ジェットは赤道側にシフトすることが知られ ている (例えばLu et al 2008)。このような研 究では子午面循環はオイラー法の質量流線関数 で定義されることが多く、中緯度での循環の変 化と擾乱による角運動量輸送の変化との関係が わからない。また、TEM 法の場合、地上付近の循 環の変化については議論できない。そこで、こ こでは質量重み付帯状平均(MIM)による残差循 環により子午面循環を定義し、中高緯度と地上 付近まで含めた、子午面循環と ENSO との関係に ついて調査を行った。

2. データと方法

用いたデータは JRA-55 であり、6 時間値から 残差循環、EP-flux などを質量重み付帯状平均 (MIM)により求め、それらを季節平均した。ENSO との関係を抽出するため、季節平均 NIN03INDEX に対する回帰係数分布、相関係数分布を求めた。 統計期間は 1981-2010 年である。

3. 結果

図1はJFM 平均質量流線関数の NINO3 INDEX に



図1JFM 平均質量流線関数の NIN03 INDEX に対す る回帰分布(太線)と相関係数(±0.4 以上に陰 影):統計期間 1981 年から 2010 年。細線:JFM 平均質量流線関数の気候値。

対する回帰係数分布(等値線)と相関係数(± 0.4以上に陰影)であり、質量流線関数の気候値 分布を細線で示している。熱帯では、赤道付近 に質量流線関数の回帰係数が正である領域がみ られ、その南北に負である領域が存在する。こ れは、エルニーニョ時に、Hadley 循環が強化さ れ、南北幅が縮小することを示している。回帰 係数の正領域は 100hPa 付近でも顕著にみられ、 エルニーニョの影響が圏界面よりも上に及ぶこ とを示している。一方、中高緯度における子午 面循環は、全体的に強化傾向がみられ、特に 40N 付近で強化傾向が強い。この緯度帯での EP-flux 発散の回帰係数分布(図2)をみると700hPaよ り下層で発散、300hPa付近で収束がみられ、擾 乱の活動が気候値よりも赤道よりの位置で活発 で、正の循環偏差を駆動していることを示して いる。また、亜熱帯ジェットコアの下部を中心 に対流圏上部で発散が見られ、これが負の循環 偏差を駆動していると考えられる。

このように、エルニーニョ時の冬季における Hadley 循環の強化、南北幅の縮小、循環高度の 伸長が確認できた。また、中高緯度子午面循環 の強化、亜熱帯ジェットコアの下層での負の循 環偏差の強化も見られた。今後、これらのプロ セスがモデル等で再現されているか調べる予定 である。また、予測可能性についても調査を行 いたい。



図 2 JFM 平均 EP-Flux 発散の NIN03 INDEX に対す る回帰分布(太線)と相関係数(±0.4 以上に陰 影):統計期間 1981 年から 2010 年。細線: JFM 平均 EP-Flux 発散の気候値。

東アジアの冬季・夏季モンスーン年々変動を繋ぐ東シナ海の海面水温の役割 梶川義幸¹, Ye -Won SEO², Kyung-Sook YUN², Kyung-Ja HA², Richard H. JOHNSON³ ¹理研計算科学, ²釜山大学, ³コロラド州立大学

1. はじめに

東シナ海から北部南シナ海は海面水温(SST)の東西方 向の温度傾度が顕著であり、気候学的な季節進行と密 接に関係していることが知られている。Toy and Johnson (2014) によれば、東シナ海/南シナ海における東西方向 の温度傾度は大気境界層の収束を強化し、東アジア域 における降水量の増加や中国南東部における降水量の 減少に寄与している。しかしながら、東シナ海/南シナ海 の SST 変動がアジアモンスーン域の長期的な気候変動 に果たす役割、特に冬季から夏季へのモンスーン変動の 伝搬に焦点を当てた研究は行われていない.本研究では 東シナ海の SST とその温度傾度の経年変動に着目し、 1979 年から近年における降水量・海面水温・再解析デ ータを用いて、東アジアの気候変動、特に北半球冬季と 夏季の変動との関係を解析した。

2. 東シナ海の SST 変動特性

東シナ海の SST とその東西方向の温度傾度は北半球 冬季から春季にかけて大きな経年変動分散を持ち、3 月 から4月にかけて極大を迎えることがわかった。図1に4 月におけるSSTの標準偏差と標準偏差が1を越えた領域 で平均した SST 偏差の時系列を示す。1990年半ば以降 東シナ海の SST は有意な温暖化傾向を取り、東西方向 の温度傾度は減少する傾向であることがわかった。この 東シナ海における SST の変動は太平洋やインド洋の SST の年々変動と有意な相関関係はなく、地域的に限定さ れていることがわかった。

3. 冬季・夏季東アジアモンスーン変動との関係

4月にピークを迎える東シナ海のSSTの偏差は北半球 冬季から始まっている。4月のSST変動(図1下)を基に相 関解析を行った結果、近年の温暖化傾向にある東シナ 海のSSTは冬季東アジアモンスーン(北東風)の弱化に対 応していることがわかった。つまり風速の弱化に伴って海 面からの蒸発と北から冷たい海水の移流が抑制されSST の温暖化と東西方向の温度傾度の弱化がもたらされて いることになる。これらの SST 偏差は気候学的な風向の 変化、すなわち冬季アジアモンスーンから夏季アジアモ ンスーンへと移り変わるまでの間維持され、結果として春 季から夏季にかけてピークを迎える。

一方、SST の温暖化傾向とそれに伴う東西方向の温 度傾度の減少は、大気境界層の収束偏差を通じて中国 大陸南東部における夏の始めの降水量の増加をもたら す。これはKajikawa et al (2012)で示された6月平均降水 量の 30 年間トレンドと類似しており、初夏に見られる中国 大陸南東域における降水量の増加傾向が冬季アジアモ ンスーンの弱化が東シナ海の SST 偏差を通して影響して いる可能性を示唆するものである。



図 1: (上) 4 月における SST の経年変動標準偏差(陰影)と気候 値(℃,実践),(下) 標準偏差が1を越えた領域で平均した SST 偏差の時系列。

謝辞:

本研究は JSPS 科研費 JP15K01177 の助成を受けたものです。 参考文献

Kajikawa et al, 2012: Advanced Asian monsoon onset ... Geophys. Res. Lett., **39**, doi:10.1029/2011GL050540.

Toy and Johnson 2014: The Influence of an SST Front $\ \ldots$

J. Atmos. Sci., **71**, 3223-3249

*山田 洋平¹・小玉 知央¹・佐藤 正樹^{2,1}・中野 満寿男¹・那須野 智江¹・杉正人³ 1:海洋研究開発機構、2:東京大学大気海洋研究所、3:気象研究所

概要

2013年に地球温暖化の停滞の終了が報告され、今 後約 10年は地球温暖化の加速が予測されている (Meehl et al. 2016)。停滞終了後の 2015年は北半球で 最大風速が 59ms⁻¹以上に発達した熱帯低気圧(以下 台風と称す)が今までの記録を上回る 22個発生した 特異な年であった。また振幅の大きなエルニーニョ の年でもあり、海面水温(SST)が特異な分布を持つ年 であった。本研究では全球大気モデルに外部強制と して 2015年に観測された特異な SST を与えたアン サンブル実験を実施し、強い台風が発生するかを確 認する。

実験設定

数値実験には準正二十面体全球非静力学大気モ デルNICAM(Satoh et al. 2014)を用いた。水平格子間 隔は14kmで積雲パラメタリゼーションは使用しな い。計算期間は北西太平洋で台風の活動が活発な6 月から10月の5カ月間とした。初期値は気象庁55 年長期再解析(JRA-55;Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016)を利用し、2015年5月19日18時UTCから 6月1日0時UTCの間で計算開始時刻を6時間ずつ 変更した50アンサンブルの数値実験(E50)を行った。 モデルのバイアスを軽減するためSSTは固定せず (Kodama et al. 2015)、日射の効果を考慮したスラブ海 洋モデルで計算しており、米国大気海洋局の Optimum Interpolation SST V2(Raynolds et al. 2002)に 緩和時間7日でナッジングしている。

本稿では北西太平洋に注目する。観測(OBS)は気 象庁のベストトラックを用い 1979 年から 2008 年の 過去 30 年間を 2015 年と比較した。同期間の NICAM の AMIP 型実験(Kodama et al. 2015)の出力とアンサ ンブル実験の比較も実施した。台風の強さは最低中 心気圧で評価し、945hPa 以下に発達した台風を「強 い台風」と定義する。

結果

図は OBS およびモデルの強い台風発生数の年々 変動と、2015年に観測された強い台風発生数、およ び E50 の強い台風発生数のバラつきを示す。観測で は 2015年は過去30年間の最大値(9個)よりも発生数 が大きい(10個)。E50 は観測と同じ数を再現してい るメンバーも存在するが(2メンバー)、アンサンブル 平均(5.58個)は観測の過去30年平均値(5.43個)とほ とんど同じである。この値はモデルの過去30年の平 均値(5.63個)とも同程度である。この結果は2015年 の強い台風の発生数が多い理由は特異なSST以外に も要因があることを示唆している。発表ではアンサ ンブル間の比較を行い SST 以外に2015年の強い台 風の発生数に寄与した要因を議論する。

謝辞

本研究の一部は文部科学省フラグシップ 2020(ポスト京)重点課 題4「ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」 および気候変動リスク創生プログラムの支援を受けた。E50 は海 洋研究開発機構の地球シミュレータ特別推進課題で実施した。 AMIP 型実験は理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利 用して得られた(課題番号:hp120279,hp130010,hp140219)。



図. 強い台風発生数の年々変動とアンサンブル間のバラつ きを箱ひげ図で示す。OBS と AMIP は観測とモデルの過去 30 年間の年々変動を示す。E50 はアンサンブル間のバラつ きを示す。箱内の横線は中間値、箱の下辺・上辺は第一・ 第二四分位点を示す。ひげの下端と上端は最小値と最大値 を示す。●はそれぞれの平均値、○は 2015 年に観測された 強い台風の発生数を示す。グラフの上の数値はそれぞれの 過去 30 年間の平均値とアンサンブル平均値を示す。

MRI-NHRCM05 による不確実性を考慮した日本域の気候変化予測

*石原幸司・大塩健志・若松俊哉¹・佐々木秀孝²

(気象庁地球環境・海洋部気候情報課、¹現 文部科学省研究開発局環境エネルギー課、

²気象研究所環境·応用気象研究部)

1. はじめに

地球温暖化に伴う日本付近の詳細な気候変化を予測す るためには、高分解能の気候モデルが必要である。また、 その予測の不確実性をさらに評価するためには、複数の予 測実験結果を用いる必要がある。文部科学省「気候変動リ スク情報創生プログラム」では、気象研究所が開発した水 平解像度5kmの地域気候モデルMRI-NHRCM05を用いたアン サンブル実験を行っている。本発表では、これらによる不 確実性を考慮した解析結果の一部を紹介する。なお、最終 的には、「地球温暖化予測情報第9巻」として今年度内に 取りまとめる予定である。

2. 使用したデータ

全球大気モデル MRI-AGCM3.2H (水平解像度 60km)を境 界条件として、日本付近について MRI-NHRCM20(同 20km)、 MRI-NHRCM05(同 5km)の2段階ネスティングを行った。 海面の境界条件としては、現在気候(1980~1999年)で は観測値、将来気候(2075~2096年)では CMIP5に基づ く3種類の海面水温変化パターン(Mizuta et al. 2014) 及びアンサンブル平均の4通りを利用した。また、温室効 果ガスのシナリオとしては、RCP8.5を使用した。

3. 再現性評価とバイアス補正

日平均気温、1時間降水量、日降雪量、年最深積雪につ いては観測値と比較し、モデル出力による現在気候の再現 性を評価した(図1)。その結果、階級別日数の評価につ いては、日別気温、1時間降水量を対象として線形補正を 施した。



4. 結果

解析にあたって、不確実性の定量的な評価を行うため、 混合分布やブートストラップを用いた手法を適用した(若 松ほか,2015を参照)。

その結果、平均気温は全ての季節において全国的に上昇 傾向が明瞭に現れており、平均して4.5℃程度の上昇が予測 された(図2左)。また、真夏日・猛暑日・熱帯夜について は増加、冬日・真冬日については減少傾向が、全国的に見 られる(図略)。年降水量については予測メンバーにより傾 向が異なり、増減の明瞭な傾向は見られなかった(図略)。 一方で、1時間降水量50mm以上の発生回数にも明瞭な増加 傾向が見られることが分かった(図2右)。同様に、日降水 量100mm、200mm以上の発生日数及び無降水日数など、極端 な降水現象については増加傾向が予測された(図略)。

また、不確実性については、変化の有意性及びそのメン バー数で表現することも可能であり、図3は1時間降水量 50mm 以上の発生回数の将来変化の不確実性を面的に示した 物である。



図 2 地域別の年平均気温(左)、1時間降水量 50mm 以上の1地点 あたりの発生回数(右)の将来変化 棒グラフ:将来変化、細線:不確実性(1σ)



図3 1時間降水量 50mm 以上の発生回数の将来変化について、各 メンバーでの有意な変化が現れた地点と値(左)、その傾向の一致 数(右)

謝辞

本研究は、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラ ムテーマC気候変動リスク情報の基盤技術開発」の支援に より実施された。

参考文献

若松ほか,2015:日本気象学会秋季予稿集,108,3a0 Mizuta *et al.*, 2014: SOLA **10**, 167–171.

オホーツク海高気圧の季節進行における海洋・陸面フィードバックの定量化 野崎瑛一(筑波大院生命環境)・植田宏昭(筑波大生命環境系)

1. 背景

オホーツク海高気圧 (Okhotsk High: OH) は、夏 季に対流圏下層で発達する準停滞性の寒冷高気圧で あり、東アジアの気候システム及びその変動を理解 する上で、OHの形成要因を探ることは重要である。 OHの発達には、上層の高気圧が大きく寄与する。 季節進行に伴いユーラシア大陸が加熱され、導波管 としての亜寒帯ジェットが強まり、定常ロスビー波 が東方伝播する。しかし、オホーツク海の低い海面 水温 (SST) と地理的分布が要因となり、南北温度 勾配が逆転する。そのため、定常ロスビー波が破砕 し、上層に高気圧偏差が増幅され、下層 OH が形成 する (Nakamura and Fukamachi 2004)。このこ とから、OH の形成には海陸温度コントラストの季 節進行が重要であり、陸面の変動と海洋の変動の両 方を考慮する必要がある (Tachibana et al., 2004)。

Matsumura et al. (2015) は春季ユーラシアの積 雪変動、Arai and Kimoto (2005) は東シベリアの高 温偏差が OH の形成に寄与するとしている。一方で、 Nakamura and Fukamachi (2004) は、大気と海洋 の相互作用を、Tachibana et al. (2004) は海洋との 関係を指摘している。このように季節進行において、 大気・陸面・海洋の相互作用を包括的に考慮する必要 がある。そこで、本研究では、季節進行に伴う OH の形成・発達に対する、大気陸面過程、ローカルな 海洋の過程を、定量的に評価することを目的とする。

2. 使用データ及び解析方法

再解析データは、JRA55・OISST を使用した。感 度実験は、MRI-CGCM2.3 を用いて PCS 実験 (Piecewise Constant SST, Ueda et al., 2009)を行っ た。SST 効果、陸面効果の分離は、下記の式に基づ いて算出した。(1)式は SST 効果、(2)式は陸面効果を示す。

$$\delta_{SST} P \Big|_{M/15}^{M+1/1} = P_c(M \not_2) - P_p(M)$$
(1)

$$\delta_L P \bigg|_{M/15}^{M+1/1} = P_p(M) - P_c(M) \tag{2}$$

ここで、(1), (2)式の右辺各項は下記の通り:

 $P_c(M)$: コントロールの M/1~ M/31 の月平均 $P_c(M \frac{1}{2})$:コントロールの M/16~ M+1/1 の月平均 $P_c(M)$: Perpetual SST の M/1~ M/31 の月平均

3. 結果と考察

再解析データによると、各月の OH 発達時、地表 面状態・循環場に差異が生じた。7 月は東シベリア で高温偏差が生じ、オホーツク海の北岸でジェット の弱化が見られ、上層に高気圧偏差が強化される。 一方で、オホーツク海の SST は正偏差を形成し、温 度勾配の観点から OH の形成にはローカルな SST 変動よりも大陸の昇温の寄与が大きいと示唆される (図)。この特徴は、5・8 月の OH 形成においては 確認できない。学会当日は、これらの季節進行によ る陸面効果と SST 効果について、PCS 実験の詳細 に基づいて紹介する。



図: 8day-Lowpass-Filter をかけた7月のOHの 15事例合成図。陰影: SLP 偏差 (hPa)。等値線: 地上2m気温正偏差 (陸面, K)。斜線: SST の正 偏差 (海上, ℃)。

参考文献

- Arai, M., and M. Kimoto, 2005: Relationship between springtime surface temperature and early summer blocking activity over Siberia. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 261-267.
- Matsumura, S., K. Yamazaki, and T. Sato, 2015a: Role of Siberian land-atmosphere coupling in the development of the Okhotsk High in 2008. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 229-244.
- Nakamura, H., and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 130, 1213-1233.
- Tachibana, Y., T. Iwamoto, M. Ogi, and Y. Watanabe, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 1399-415.
- Ueda, H. M. Ohba and S.-P. Xie, 2009: Important factors for the development of the Asian-Northwest Pacific summer monsoon. J. Climate, 22, 649–669

北陸地方における局地的豪雪の分布パターン

* 木村浩彰(日本大院・総合基礎),加藤央之(日本大学・文理学部)

1. はじめに

北陸地方では、たびたび豪雪が起こり、家屋の 倒壊や道路の寸断による集落の孤立などの被害に 悩まされてきた。このため、豪雪のメカニズムの 解明および事前予測は、対策をしていく上でも重 要となってくる。これまで局地的豪雪事例につい て扱った研究は多く、大久保・黒川(2000)は、富 山県内にできる南西風と南風のシアラインの発生 によって局地的に悪視程を伴う雪になることを明 らかにした。しかし、統計的手法を用いて局地的 豪雪時の気象場を明らかにした研究はなされてい ない。本研究では北陸地方での局地的豪雪発生時 の気象場と降雪量の分布パターンを統計的に明ら かにすることを目的とする。

2. 解析方法

北陸地方4県(新潟・富山・石川・福井)の気 象官署8地点(新潟・高田・富山・伏木・輪島・ 金沢・福井・敦賀)及び、アメダス24地点の1 時間降雪量を用いた。本研究では冬季(12月・1 月・2月)3ヶ月で各地点の1時間降雪量の最大 値を抽出し、Gumbel 分布を用いて算出された再 現期間2年以上の1時間降雪量を局地的豪雪値と 定義した。また、北陸地方を中心とした領域(122 5°~152.5° $E,27.5^\circ$ ~47.5° N)における NCEP/ NCAR 再解析データの海面補正気圧場(以下、SL P場)の主成分分析を行い、局地的豪雪時の SLP 場が主成分空間内でどの領域に位置しているのか、 また、局地的豪雪の発生前後でどのように変化し ているかについて地点ごとに明らかにした。その 結果をもとに気象学的に要因について考察した。 本報告では金沢と新潟の局地的豪雪時の気象場の 違いについて示す。

3. 結果

本研究では解析対象期間を 1992 年~2011 年と した。この期間で局地的豪雪値以上を観測した事 例数は新潟・金沢ともに 20 事例であった。北陸 地方を中心とした領域における SLP 場の主成分 分析の結果、第1主成分(寄与率 50%)は北海道を 中心とした全域的な同時変動を示している。また、 第2主成分(寄与率 21%)は領域の東西の変動を示 し、第3主成分(寄与率 10%)は南北の変動を示す。 金沢の 20 事例について第1主成分と第2主成分 のスコアで張られる2次元空間にプロットしたと ころ、第1主成分・第2主成分スコアともに正で あるときに出現頻度が高かった(図1)。同様に第2 主成分と第3主成分の2次元空間内では第2主成 分・第3主成分スコアが正であるときに出現頻度 が高かった(図2)。一方新潟では、第2主成分スコ アがおおむね正の時に出現頻度が高く、第4主成 分と第5主成分にも特徴が見られた。

さらに金沢と新潟それぞれにおいて局地的豪雪 時の主成分スコアを用いてクラスター分析を行い、 SLP場の特徴を調べた。気象庁の地上天気図を対 応すると、新潟における局地的豪雪を含むグルー プについては日本海上に小低気圧が現れ、新潟付 近を通過する例が多かった。一方、金沢における 局地的豪雪は北陸付近を小低気圧が通過した事例 はなく、東西の気圧傾度がやや強い西高東低の気 圧配置で発生していた。



図1:金沢の局地的豪雪時の第1主成分と第2主成 分空間の散布図。淡い黒のプロットは局地的 豪雪発生前後12時間の主成分スコアを示し、 矢印はその変化を示す。また、濃い黒のプロ ットは局地的豪雪発生時の主成分スコア。



図 2: 図1に同じ。ただし第2主成分と第3主成分 空間の散布図。

東京都市圏における緑地の暑熱環境緩和効果の定量的評価

原 政之,嶋田 知英,脇坂 純一(埼玉県環境科学国際センター)

1.<u>背景</u>

東京都市圏は、日本の中でも夏季に猛暑となる 場所の1つとして知られている。特に埼玉県はこ れまでにも40℃を超える日最高気温が数回観測さ れている。これは、都市化の進行及び地球温暖化 による気温の上昇が関係していると言われている。 また、東京・神奈川・埼玉・千葉を含む首都圏は 3800万人以上の人口を擁し、現在でも世界最大の 都市域である。この地域では、ここ数十年急速に 都市化が進んできた。一方で、地方公共団体では 緑地保存のための施策を行い既存の緑地の保存に 努めてきている。このような治水や水資源の確保、 生物多様性の保全だけではなく、暑熱環境の緩和 にも有益であると考えられる。個々の公園・緑地 が直近の環境に与える影響(緑地からの冷気の滲 み出しなど)に関しては、観測研究などがこれま でにも行われてきている。しかし、このような緑 地による広域的な暑熱環境の緩和効果についてこ れまでに定量的な評価は行われていない。

ところで、近年、都市気候を対象とした領域気 候モデルを用いた数値実験による都市化による暑 熱環境への影響の評価が数多く行われてきている。 特に、都市キャノピーモデルを用いた領域気候実 験では、都市気候を対象とした将来気候予測実験 なども行われてきており、都市の領域気候への影 響の評価に有用であることが示されてきている。

そこで、本研究では、猛暑年である2010年夏季 を対象とし、領域気候再現実験の観測データとの 精度検証行うこと、また、土地利用を改変した領 域気候実験を行い緑地の暑熱環境緩和効果を評価 することを目的とした。

2.<u>数値実験概要</u>

検証用観測データとして、気象庁AMeDASによ る観測値を使用した。領域気候モデルの初期値・ 境界値としてはNOAA GFS解析データを用いた。 また、土地利用データとして国土数値情報都市地 域土地利用細分メッシュデータ及び土地利用細分 メッシュデータ(2009年作成)を用いた。また、領 域気候モデルとして米国国立大気研究所で開発さ れたWRFモデル・バージョン3.7.1を用いた。対 象期間は、猛暑であった2010年の夏期である。積 雲対流パラメタリゼーションは、第1領域のみに Kain-Fritschスキームを用いた。 雲微物理過程は WSM-6、放射スキームはRRTMG、地表面過程は NOAH LSMを用いた。都市キャノピーモデルは、 Kusaka et al. (2001)を用いた。本研究では、現在 に近い2009年の土地利用データをそのまま用いた 実験 (Controlラン;現状気候再現実験)、都市地域



土地利用細分メッシュデータにおいて公園・緑地 を都市に変更した実験(Urbanizedラン)を行った。

3.<u>結果</u>

領域気候再現実験による結果を検証するために、 対象としている観測点である熊谷(埼玉県)にお ける地上気温の観測値と比較した。再現された地 上気温は観測値と比較して過去の研究と同程度で の再現性であった。公園・緑地を都市に変化させ たときの影響を評価するために、Controlランと Urbanizedランの地上気温を比較した。図は、対 象期間15日間で平均した、それぞれの地上気温の 日変化を示している。Urbanizedランは、夜間か ら明け方にかけて最大1.5℃程度Controlランより も高くなっている。また、日中は0.5℃程度高温と なっている。都市化の影響が時間帯によって異な る理由は、太陽放射が日中に建造物に蓄熱され、 その熱が夜間に放出されること、人工排熱の日変 化を反映していることなどが考えられる。

4.結論

本研究では、領域気候モデルを用いた、緑地・ 公園による暑熱環境の緩和効果の定量的な評価を 目的として、2つの領域気候数値実験を行った。 現実の土地利用データを用いて再現された気候は、 緑地・公園を都市に変更した実験よりも地上気温 が高温となった。これは都市ヒートアイランドに よるものと考えられるが、その詳細な要因につい ては、詳細な解析が必要となると考えられる。ま た、公園からの冷気の滲み出しなどより小さいス ケールでの緑地の暑熱環境緩和効果の評価や、よ り長期間の積分や暑熱年だけではない様々な年で の検証が必要になると考えられる。

<u>謝辞</u>

本研究は、文部科学省の委託事業である気候変 動適応技術社会実装プログラムの支援を受けて実 施された。

長野県における長期的な気象観測値の詳細解析

*栗林 正俊¹, 浜田 崇¹ (¹長野県環境保全研究所)

1. はじめに

IPCC 第五次評価報告書によると、気候変化に伴う 気温の上昇は高緯度域や高標高域で大きい。日本随 ーの山岳域を有する長野県においても気候変化によ る農業、観光業、水資源、生態系などへの影響が懸 念されている。長野県における気候変化の実態を把 握することは、気候変化の影響評価と将来予測、そ れに基づいた適応策の検討に必要不可欠である。こ のため、県は2014年11月に県内の気象観測値を一 元的に集約する"信州・気候変動モニタリングネット ワーク"を発足させた。これにより県内の気温、降水 量、積雪深などの観測地点数は6~9倍に増加した。 しかし、30年を超える長期的な気象観測値は気象庁 のデータに限られる。本研究では、気象庁による気 象観測値を詳細に解析して、長野県の気候変化の特 徴を明らかにすることを目的とする。

2. 方法

気象庁による長野県内の AMeDAS と有人地上気 象観測地点の各気象要素の1時間値、月間値、年間 値について、観測開始から2015年12月31日24時 までのデータを収集した。データ収集の際は、 ME.LO.O.N.2(はしもとら,2014)を改変したスクリプ トを利用した。取得した気象観測値は、正常値と準 正常値(資料数が全体数の80%以上)のみを解析に使 用した。なお、2002年と2003年の間に日最低気温 や日最高気温は毎正時値の極値から毎10分値の極 値に変わり、2008年には毎10分値の極値から毎10 秒値の極値に変わったが、本研究ではこの変更に対 する補正は行っていない。

3. 結果と考察

日平均気温の年平均値に関する年変化率は、野沢 温泉を除く全ての地点で上昇傾向が見られた。月別 に見ても、この上昇傾向は類似していたが、1,4,12 月は県の北東部を中心に気温の年変化率が負の地点 も数点あった。特に、12月は日最高気温の年変化率 が負の地点が多く、特徴が他の月と大きく異なって いた。この原因は、12月の日照時間が1980年以降 低下傾向にあるためと考えられる。12月の日照時間 の低下傾向の原因は分からず、今後の課題である。

日最高・平均・最低気温の年平均値に関する年変 化率は、どの地点も近年は過去に比べて大きく、急 激に気温が上昇している。例えば、長野地方気象台 の事例では、AMeDAS が設置された 1970 年代末以 降の平均気温に関する年変化率は 0.277 ℃/10 年で、 1970 年以前を含めた年変化率に比べてかなり大き い(表 1)。また、19 世紀前半から継続して観測を行

表1.	各期間の長野地方気象台における日最高・平	Z



図1.大町における気温と風速の時刻別の年変化率 (解析対象期間1978/11/20/11:00~2015/12/31/24:00)

っている地点は県内に5箇所存在し、いずれの地点 においても100年程度の長期間を対象にした解析で は、最低気温の年変化率が最高気温の年変化率に比 べて大きい。しかし、AMeDAS 設置後の期間を対象 にした場合には、最低気温の年変化率が最高気温の 年変化率に比べて小さい。この傾向は、月別に見て も同様で、12月を除くとほとんどの地点で最高気温 よりも最低気温の年変化率の方が小さい。この原因 として、気象観測値の極値の取り方が 2003 年と 2008 年に変更された影響が考えられ、今後、補正を行っ てから年変化率の比較を行う予定である。また、極 値の取り方の影響を受けない1時間値を利用して、 気温と風速の時刻毎の年変化率を評価した結果、大 町では夜間に比べて日中の気温の年変化率が大きい のに対し、風速の年変化率は夜間に比べて日中の方 が小さい(図1)。これは、最高気温よりも最低気温の 年変化率の方が小さい原因には、観測環境の変化も 影響している可能性があることを示唆している。

年積算降水量と年最大積雪深の年変化率について は、年々変動に対して経年的な変化幅は小さく、ほ とんどの地点で明瞭な傾向は見られなかった。

謝辞

本研究は文部科学省の気候変動適応技術社会実装プ ログラム(SI-CAT)の支援を受けました。ここに感謝 の意を表します。

参考文献

はしもとじょーじ, 堀駿, 大西将徳, 2014: ME.LO.O.N.2 アメダスデータ自動ダウンローダー(ver.2).

従来型観測のみを用いた日本域再解析システムの降水量の再現性

*福井真^{1,2}·岩崎俊樹¹·斉藤和雄²·瀬古弘²·国井勝² (1. 東北大学大学院理学研究科、2. 気象研究所)

1. はじめに

メソスケール現象に関わる気候変動の応答や過去の極 端現象を解析する際に、高精度で長期間均質な高解像 度データは非常に有用となる。測候所などでの地上観 測やラジオゾンデによる高層観測などの気象観測網が 整備されてから60年近くが経過した。こうしたデータ を利用し、長期間均質かつ高精度な大気場データセット の整備を目指した全球再解析が実施されるようになっ た (e.g. Kalnay et al., 1996)。しかし、こうした全球再 解析は、最新のものでも水平解像度が数十キロ程度で あり、局地循環や現実的な降水強度などを再現するに は粗すぎる。そこで、高解像度領域モデルを用いた同化 スキームによって、長期間入手可能な従来型観測を同化 し、5km 程度の高解像度且つ時間的に均質でありなが ら再現性が高い長期領域再解析の実施を目指す。本報 告では、長期領域再解析システム構築に向けて、2014 年8月を対象に降水量の再現性について検証した結果 を示す。

2. 実験設定

同化には、気象庁非静力学モデル (NHM; Saito et al., 2007)によるアンサンブル予報から求めた第一推定値と 予報誤差共分散を使い、局所アンサンブル変換カルマ ンフィルタ (LETKF; Hunt et al., 2007) によって同化 する NHM-LETKF(Kunii, 2014) を利用する。水平格 子間隔は、25kmとし、日本列島及びその周辺地域を含 む領域を対象に計算を行う。アンサンブルメンバー数は 10とした。初期値には、ランダム抽出した年の8月1 日 12UTC の JRA-55(Kobayashi et al., 2015) を与え、 側面境界値には、JRA-55 に加え摂動として JRA-55 の 海面更正気圧の EOF 解析で得られた上位モードの正 負に対応する場を与えた。同化する観測データは、気 象庁現業解析用の品質管理済みデータから、従来型観 測のみ (SYNOP、SHIP、BUOY、TEMP、PILOT) を 用いた。同化ウィンドウは6時間とし、共分散膨張は、 観測密度に応じて膨張させるため、解析後のスプレッ ドの大きさを解析前に緩和させる RTPS 法 (Whitaker and Hamil, 2012) で与えた。局所化スケールは、水平 200km、鉛直 0.4ln p とした。検証は、スピンアップを 考慮し、2014年8月6日12UTC-9月1日00UTC を対象にし、NHM-LETKF による解析からの予報(た だし、側面境界は解析値である JRA-55) を用いる。ま た、比較のために、同化を行わずスペクトル境界結合 (SBC) 法を使った力学的ダウンスケール (DS) も行っ た。検証データとして解析雨量を用い、日本列島上の JRA-55の格子(約60km)の格子平均値で比較する。

3. 結果

図1は、解析雨量に対する6時間積算降水量の閾値毎

のバイアススコア (BI) とスレットスコア (TS) を示す。 NHM-LETKF による解析からの6時間予報では、BI が閾値によらず1より小さい。これは、再現された降 水量が過小であることを示す。側面境界として用いた JRA-55 では、同様の過小傾向はみられるが、解像度 が低いにもかかわらず、NHM-LETKF の解析からの予 報よりも降水量の過小傾向が小さい。NHM-LETKFの 解析からの予報を12時間まで延長し、後半の6時間 積算雨量でみると、過小傾向が緩和され、20mm/6h以 上の降水においては、JRA-55 に対して BI、TS ともに 改善することが確認できた。依然として降水量は過小 であるが、降水量が過小であることの少なくとも部分 的な要因に、スピンアップの問題があることが示され た。また、力学的 DS の降水量に注目すると、力学的 DS ではスピンアップの問題がないので、BI について は NHM-LETKF の予報時間 06-12 と同程度であるが、 TS で見ると、閾値によらず悪化している。これは、力 学的 DS で与えた境界値による強制のみでは、内部の場 を十分に拘束できないので、総観場を含めた再現性が 悪化していることに由来するものであり、領域再解析 の有効性を示唆する。降水量が過小傾向であるその他 の要因として、側面境界条件として用いた JRA-55 が、 日本域におけるゾンデに対して相対湿度でみると乾燥 バイアスを持っており、この傾向を NHM-LETKF で も引き継いでいたこと (図略)が考えられる。また、今 回の実験の解像度は 25km と粗いことも問題となりう る。 講演時には、 水平格子間隔 5km の NHM-LETKF の結果についても紹介する予定である。



図 1:6 時間積算降水量予報の解析雨量に対するバイアスス コア(左図)とスレットスコア(右図)。丸:JRA-55、クロス: 力学的 DS、中抜き四角:NHM-LETKFの解析からの 0-6 時 間予報、四角:NHM-LETKFの解析からの 6-12 時間予報。

謝辞

本研究は、文部科学省フラグシップ2020(ポスト「京」)重点 課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境予測の高 度化」(hp150289,hp160229)及びJSPS科研費「16H04054」 の助成を受けた。本研究の実験結果は、東北大学サイバーサ イエンスセンター大規模科学計算システムを利用して得ら れた。

やまじ風の再現に関する解像度の影響

野坂真也 佐々木秀孝 村田昭彦 川瀬宏明 (気象研究所)

1. はじめに

やまじ風は四国の法皇山脈から瀬戸内海沿岸の地 域へと吹き降ろす強風であり、最大風速が40m/s 近 くなることもある防災上重要な風である。この現象 の再現性について地域気候モデルの解像度の影響を 調査した。

2. 使用データ

創生プログラムにより計算された解像度 5km の NHRCM (NHRCM05)と解像度 2km の NHRCM (NHRCM02)を使用した。このデータは解像度 20km の MRI-AGCM をダウンスケールして計算さ れたものである。今回は現在気候再現実験(1980 年 ~1999 年)のうち、計算が終了しているデータ (NHRCM05 は全期間、NHRCM02 は 14 年分)を 用いた。観測データは 1980 年から 1999 年の 20 年 間のアメダスデータを利用した。また、再解析デー タとして JRA-55 を使用した。

3. やまじ風抽出条件と発生事例数

やまじ風の事例を「南西〜南東の風で風速 5 m/s 以上」「フェーンによる昇温」という 2 つの条件で抽 出した。風のデータは四国中央アメダスの観測デー タと、アメダス地点最寄りの格子点のモデルデータ を使用した。やまじ風発生時のフェーンによる昇温 は四国山地北側で発生するので、四国山地の南側 3 地点(須崎、高知、安芸)と瀬戸内海の対岸 3 地点 (竹原、福山、笠岡)のアメダスにおける前 1 時間 の昇温量の最大値よりも昇温量が大きく、かつ前 1 時間で1度以上昇温していることを条件とした。そ の結果、アメダスのデータでは 63 事例あり、年平均 で約3回であった。NHRCM02とNHRCM05では それぞれ年平均で約7回と約15回となり、観測と 比較して事例数が多かった。

4. やまじ風発生時の環境場の再現

NHRCM02 と NHRCM05 でやまじ風の発生条件 を満たした事例すべての地上気圧と地上風を合成し、 アメダスで観測された条件を満たした時刻の JRA-55における気圧と風を合成したものと比較した。や まじ風は低気圧が朝鮮半島や日本海にかけて存在す るときに発生する可能性が高くなる。図はやまじ風 事例時の気圧と風の合成図である。JRA-55 で確認 すると、中国地方沖で気圧が最も低くなっており、 やまじ風の発生する可能性が高いような環境場とな っていることがわかる。NHRCM02 でも JRA-55 と 同様に、山陰沖で最も気圧が低くなっており、実際 のやまじ風の事例時に近い環境場が作られていたこ とがわかる。一方、NHRCM05では九州の西で気圧 が低い場となっている。やまじ風の吹く可能性のあ る環境場ではあるが、JRA-55 とは異なった環境場 でやまじ風が多く吹いたと考えられる。JRA-55 や NHRCM02 では NHRCM05 と比べ気圧傾度が大き く、風が強い。これはより発達した低気圧通過の際 のみで、やまじ風が吹いていることを示しており、 NHRCM02 では現実に近い状況を再現できている と考えられ、解像度を高めることによりやまじ風の 再現性が向上することが分かった。

謝辞:本研究の一部は文科省の気候変動リスク情報 創生プログラム・テーマCの支援により実施された。



図 やまじ風の事例時の気圧(シェード)と風(ベクトル)の合成図(左: JRA-55 中央: NHRCM02 右: NHRCM05)

大 会 第 3 日 午 後
台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析のための 航空機などの飛翔体を用いた観測計画

*坪木和久¹⁾・松見豊¹⁾・高橋暢宏¹⁾・篠田太郎¹⁾・中山智喜¹⁾・大東忠保¹⁾・ 森浩一²⁾・山田広幸³⁾・伊藤耕介³⁾・山口宗彦⁴⁾ 1)名古屋大学宇宙地球環境研究所・2)名古屋大学工学研究科・3)琉球大学理学部・4)気象研究所

1. はじめに

台風よる災害の軽減や避難の実施のためには、 台風の強度の正確な量的予測が不可欠である。特 に近年地球温暖化に伴う台風リスクの増大が懸念 され、その社会的要請はますます大きくなってい る。しかしながら、台風強度については予測だけ でなく強度解析値にも大きな不確実性が含まれて いるのが現状である。これは海上における観測デ ータが極めて少ないからであり、また、台風強度 をコントロールする物理過程に量的未解明点があ るからである。本研究では、台風とその環境場に ついて、航空機、ドローン、気球などの飛翔体を 用いた観測を行い、強度推定と台風の力学的・熱 力学的・雲物理学的構造の量的解析を行う。また、 それらの結果を雲解像モデルに同化し台風の強度 予測の改善を目指す。

2. 研究の背景

台風に伴う暴風と大雨による災害は、風水害の 上位のほとんどを占め、台風は東アジア地域の災 害の主要因となっている。しかしながら、台風の 強度推定には大きな不確実性があり、強度予測の 改善は世界の気象機関に共通の課題となっている。 実際、米国合同台風警報センター(JTWC)と日本の 気象庁(JMA)のベストトラックの強度データには 大きな違いがあり、その違いは強い台風ほど顕著 になる(坪木他,2013年気象学会予稿集、春季B309、 秋季 D164)。図1は気象庁の台風カテゴリー「猛 烈な台風」の数について、JTWC と JMA のデータ を比較したものである。1980年代から差が大きく なっていることが分かる。この違いについては直 接観測がないので、どちらがより真値に近いのか の判断ができないのが現状である。



0 1955 1960 1965 1970 1975 1980 1965 1990 1995 2000 2005 2010 図 1. 「猛烈な台風」(風速 54m/s 以上の台風)の数に ついて米国 JTWC と日本の気象庁(JMA)を1951~2011 年について比較したもの。JTWC のデータは1分平均値 から10分平均値に変換して比較した。縦軸は「猛烈な 台風」の個数。10年移動平均による平滑化をしてある。

3. 観測計画とこれまでの観測

宇宙地球環境研究所飛翔体観測推進センターは、 台風の強度推定と、力学的・熱力学的・雲物理学 的構造の量的解析を行うため、航空機などによる 観測を実施する(図2)。この観測データを雲解像モ デルに同化することで、台風の強度・進路の予測 の高精度化を図る。また、台風の周辺において、X、 Ka バンド偏波レーダ観測、ドローン(図 3)や雲粒 子ゾンデなどによる雲や降水粒子及びエアロゾル の観測行う。これまでに沖縄本島において、巻雲 粒子の観測や、光学式パーティクルカウンターで 0.3-10 ミクロンの範囲のエアロゾル粒子の測定を 実施した。この研究は将来の長期的な台風の航空 機観測に向けた第1ステップと位置づけられ、台 風の強度解析値と予測精度の向上により台風災害 の軽減に貢献することを目指すものである。 謝辞:本研究は科研費基盤研究(S)「豪雨と暴風をもたら

す台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析」 (研究代表者坪木和久)によって実施されています。



図2. 航空機による台風の観測の模式図。台風周辺の実 線は那覇からの飛行経路、丸印は航空機からのドロップ ゾンデの投下地点を表す。



図3. 海洋上の波飛沫粒子やエアロゾル粒子の観測に 用いられるドローン(株式会社プロドローン社製)。

台風 Yancy (T9313)の初期発達過程の解析(続)-啓風丸 I レーダー観測と数値実験結果を用いて-

森一正(高層気象台)、村田昭彦(気象研)、竹内仁*(気象庁地球環境·海洋部海洋気象情報室)

1. <u>はじめに</u>

前回('15 年秋)以下 3 点を報告した。①1993 年 8 月に気象 庁観測船啓風丸 I レーダー等で観測され Mori 他(1999)により 解析された台風 Yancy (T9313;援乱 Y) の初期発達過程に対し て、Murata (2013)の手法を適用し気象庁非静力学モデル

(JMANHM)を用いて数値実験を行い、強さ(中心気圧、最大風速) と雲降水系の形状及びその時間変化がYと類似した擾乱MYが再 現された。②MYでは、Yで解析されたように、数時間持続する 強いメソ対流システム(MKS)形成後、擾乱スケールの下層低気圧 性循環(LLCC)が強まった、③MKSは、下層で気圧低下・吹き 込み、上層で気圧増加・吹き出し、中〜上層で上昇流・昇温、 という構造であった。引き続き、MKSの構造とMYの初期発達過 程について解析した。

2. MKS の構造とその時間変化

初期発達期にあったMYの中心域の31日08Z(3108Z)における 海面気圧、風ベクトル、1時間積算降水量分布を図1(a)に示す。 MKS(自矢印)はMY 中心やや北東側にあり、その北西端に気圧低 下しつつある低気圧性渦循環を伴う。この渦は900hPa(高度約 1km) で約 30X10⁻⁴/s の渦度をもち(図1(b))中上層に達してい た。この渦(Vm)は3000Z頃LLCC中に形成された強いメソ対流系 (MCS)に伴う下層渦循環に起源をもち、MCS が降水粒子を落と した後も持続しLLCC中を反時計回りに移流した。3105Z頃、Vm が MY 本体の降水域に近づいた頃、降水強化が再び始まり MKS が形成された。他の MCS 起源の下層渦 (Va) が Vm の南東約 50km あり(図1(b))、3111Zにかけて Vm へ合流し、Vm の正渦度が強 まった。Vm は渦度 10X10⁻⁴/s 以上の領域を広げつつ LLCC 中心域 へと巻き込まれ 3112Z頃に MY 規模の渦強化が加速した。循環と 雲水・氷量分布の東西高度断面では、MKS は下層の MY 外側から の吹き込みに連なる収束、中~上層上昇流(最大4m/s以上)域で の雲水・氷形成、上層発散という構造であった(図2)。

3.MYの初期発達過程とMKS

図3にMY初期発達過程(3100~122)におけるMY中心から半径 100km 以内の領域で平均した、(a)上昇流と動径風速、(b)上昇 流と接線風速、(c)渦度場、及び、(d)温度と気圧について MY 中心から半径50km以内の領域平均の半径500km以内の領域平均 からの偏差の高度時間断面図を示す。MKS 形成・発達期(05~ 082)以降高度1km以下で吹き込み、12km以上で吹き出し、高 度11~12km層に0.4m/sを超える平均上昇流(a)であった。052 以降 MKS 形成・発達に対応して下層から平均接線風速、渦度強 化が始り VmがLLCC中心に巻き込まれた段階(10から122)に下 ~中層で接線風速・渦度の強化と高度14kmでの上昇流強化が見 られた。なお、052の平均上昇流強化は、MKSに先行してその北 東やや外側に発達した強いメソ対流によるが、外側下層からの 流入が持続せずこの対流は弱まった。上昇流強化に対応する中 心域の高温偏差、中下層の低気圧偏差とその下層での強化、高 度15km周辺での高気圧偏差が見られた(d)。

4. <u>まとめ</u>

MKSの構造と時間変化、MYの初期発達過程を解析した。これ *現所属;東京管区気象台気象防災部地球環境・海洋課 までの解析結果は、MKSの形成発達がMY中心域の構造変化に寄 与していることを示唆する。今後、MKSのMY初期発達過程にお ける役割の理解を目的に解析を進める。

謝辞:観測データを取得・提供頂いた当時の谷口船長はじめ啓風丸 I 乗組員、前平気象長はじめ観測員の皆様、海洋気象部(現地球環境・海洋部)の関係の皆様に感謝致します。



図3 MY 中心域平均場の高度東西断面図(3100~3112Z) 半径 100km 以内の領域で平均した上昇流(10²m/s;陰影スケール)と(a)動径 風速(m/s)、(b)接線風速(m/s)、(c) 渦度(104s)、及び、(d)温度(K;陰影スケ ール)と気圧(hPa)のMY 中心から半径 50km以内の領域平均の半径 500km以内 の領域平均からの偏差(等値線)。白抜矢印はMKS 形成発達期間(05~08Z)。

2010年第7号は「猛烈な」台風だった

山田 広幸 (琉球大学理学部),嶋田 宇大 (気象研究所台風研究部),岩井 宏徳 (情報通信研究機構)

1. はじめに

北西太平洋では航空機による台風の貫通観測が 1987年に終了し、中心気圧に関する観測データが得 られていない。気象庁では台風の強度推定に主に衛 星画像によるドボラック法を用いているが、検証に 利用できる観測データの欠落により、新たな手法の 開発ができない状態である。我々はレーダーのドッ プラー速度データを用いて台風の風速分布を推定す る GBVTD 法(Lee et al. 1999)をもとに、信頼性の 高い推定手法の確立を目指している。Shimada et al. (2016)は、過去28事例の台風について風速と中心気 圧を推定し、ベストトラックとの比較で全体として 10hPa以内のずれであることを示した。一方、両者 で 20hPa 以上ものずれがある事例もあり、原因究明 が課題になっている。本研究で取り上げる 2010 年 台風第7号は、ベストトラックでは最低気圧960hPa、 最大風速 40ms⁻¹の「強い」台風として記録されるが、 GBVTD 法による推定値はこれより 40hPa も低かっ た。この台風は情報通信研究機構 COBRA と気象庁 糸数レーダーにより dual-Doppler 解析ができる範 囲に 8.5 時間も存在し、精度の高い水平風を用いて 強度を推定することができる。本研究では dual-Doppler 解析により台風の強度を推定し、 GBVTD 法やベストトラックの値と比較する。

2. 解析結果

8月31日0520UTCにおける高度2kmの水平分 布を図1に示す。眼の半径は約8km、最大接線風半 径(RMW)は11kmで、眼の小ささが特筆される。台 風の中心を原点として方位角方向に平均した接線風 の分布(図2a)によると、同時刻の最大風速は高度 0.5kmで61ms⁻¹であり、「猛烈な」強さに分類され る。中心気圧はShimada et al. (2016)の方法に倣っ て高度2kmの接線風を使用し、傾度風平衡を仮定 して名護の海面気圧を距離方向に積分して得た(図 2b)。推定された中心気圧は926.3hPaで、同時刻の GBVTDによる推定値(928.4hPa)と整合する。沖縄 本島への接近とともに dual-Doppler による推定強 度は3時間で(955hPa,44ms⁻¹)まで急速に減少した。 接近時はベストトラックに近い値だが、島への接近 前は30hPa以上の乖離があったことがわかる。

図3は期間平均した接線風とその偏差を表す。偏 差は半径23km以遠で3ms⁻¹未満であり、強度の変 化はその内側のみで顕著だった。このことは、台風 第7号の強度変化が内部コア(本事例では20km以 内)の構造の変化に関係することを示唆する。

以上のように、台風第7号は沖縄本島に接近する 約2時間前まで「猛烈な」勢力を持っていたことが dual-Doppler 解析から明らかになった。台風強度の 正確な推定には、内部コアの風速分布を精度良く推 定する必要があると考えられる。

謝辞:本研究は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリ ピンのドップラーレーダーを用いた台風構造と強度 の関係解明」(16H04053)の助成を受けています。



図1 8月31日0520UTCの高度2kmにおける反 射強度と台風の移動に相対的な水平風ベクトル。 Tは台風7号の中心で、太線と黒丸はそれぞれ台 風の経路と毎正時の中心位置を表す。



図2(a)方位角平均した接線風の距離-高度断面。 等値線は5ms⁻¹間隔。(b)高度2kmにおける接線風 (実線)と推定された海面気圧(破線)の分布。



図 3 0300-1100UTC の期間で平均した方位角平 均接線風の平均値と標準偏差±σの範囲。

2015年台風第15号の壁雲交換後の急発達に関する観測的研究

*嶋田宇大・沢田雅洋(気象研究所台風研究部)・山田広幸(琉球大学理学部)

1. はじめに

気象庁石垣島現業レーダーが 8 月 22 日 22 時 (UTC)から 24 時間にわたり、台風第 15 号(以 下、「台風」という。)の壁雲交換後の急発達(以 下、「RI」という。)を観測した。このレーダーの ドップラー速度データを GBVTD 法(Lee et al. 1999)に適用すると、5 分間隔で高解像度の台風 風速場が得られた。台風の RI 開始から終了まで を5分間隔の高解像度で観測した例は恐らく初め てと考えられる。本研究は、この風速場や反射強 度等の観測データを解析することにより、台風の 壁雲交換後の RI 時に何が起きていたのかを明ら かにすることを目的とする。

2. 解析結果と考察

台風は多重壁雲構造を有しながら台湾の南東 を北北東に徐々に衰弱しながら進んだ後、23 日 01 時頃に内側壁雲が衰弱して壁雲交換が完了し た。その後台風は最大風速半径(RMW)の急収 縮とともに急速に発達し、18 時間に中心気圧が約 30hPa低下し(図1)、高度2kmの最大風速は期 間の始めを中心に45m s⁻¹増大した。この時台風 は、鉛直シアーがおおよそ南東向きに6 m s⁻¹以 下で、水深50mの水温が28℃以上という、台風 の発達に好都合な環境条件下にあった。

台風の RI 開始時は、下層 RMW の急収縮に加 えて、接線風領域(図 2)及び慣性安定度の高い 領域も収縮していたことが特徴的だった。RMW の内側数 km に反射強度最大が位置していて、先 行研究の知見を踏まえると、この配置は台風渦の 効率的なスピンアップに好都合だったと考えら れる。下層の RMW は急収縮していたが、上層の 収縮は大きくなかったため、RMW の動径方向へ



↑図 3: RI 開始時及び RI 中のプロセスの概念図.

の鉛直傾きが次第に大きくなった。境界層直上から高度 4km 以下にはアウトフローが存在し(図略)、それが接線風領域や慣性安定度の高い領域の収縮に寄与していた。

RI中は、第一壁雲の対流活動が活発化し、 RMW すぐ外側の自由大気下層でもインフローと なった。これに伴い、接線風領域及び慣性安定度 の高い領域が外側に拡大した。また、その拡大と ともに、RMW の外側に第二壁雲が形成された。

次に、壁雲交換後の RMW の急収縮と RI 開始 のプロセスについて考察する。発達に好都合な環 境場において、境界層内の強いインフロー及び境 界層直上のアウトフローの持続と、RMW 外側で の低慣性安定度の維持にフィードバック関係が あり、それが RMW 内側での対流強化と相互作用 することで、壁雲交換後の RMW の急収縮と RI 開始につながったと考えられる(図 3)。

謝辞:本研究の一部は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリ ピンのドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関 係解明」(16H04053)の助成を受けています。



図 1: Shimada et al. 2016 の手法により推定した台風 の中心気圧の時系列.本文中の「RI開始時」及び「RI 中」は、図中の該当期間に対応する.



↑図2:高度2kmの方位角平均接線風(陰影,m s⁻¹)と絶対角運動量(細線,10⁵ m² s⁻¹),RMW (白太線)のホフメラー図.空白域はGBVTD によるリトリーブができなかったところ.

1ヶ月予測は2016年の不活発な台風活動を予測できていたか?

山口 宗彦¹、Frederic Vitart²、前田 修平¹、高谷 祐平¹(1:気象研、 2:ECMWF)

はじめに

2016年は、台風第1号の発生日が遅く、1951年からの統計開始以来2番目に遅い記録となった。これは、2015年に発生した強いエルニーニョ現象の影響であると考えられる。Du et al. (2011)によると、強いエルニーニョの翌年は、①インド洋が暖かくなり、②それに伴いケルビン波が西太平洋へ伝播し、③ケルビン波に伴う発散で対流活動が抑制され、④結果、北西太平洋域で台風活動が不活発になると報告されている。

本調査では、観測事実としてポストエルニーニョ 年の台風の発生数を調査した。次に、各国で運用さ れている1ヶ月予測システムにおいて、過去のポス トエルニーニョ年における台風の発生数の予測状況 を調査した。最後に、最新の1ヶ月予測を用いて、 2016年の不活発な台風活動が予測できていたかど うかを確認した。

観測事実

図1に1979~2015年の期間で平均した月ごとの 台風発生数と、ポストエルニーニョ年の平均台風発 生数を示す。ポストエルニーニョ年は、気象庁の定 義によるエルニーニョ現象が冬に最盛期を迎えた後 の、1983,1988,1992,1998,2003,2010年とし た。ポストエルニーニョ年は、7月まで台風の発生 数が平年に比べて少ない傾向がある。例えば、1~7 月までの台風発生数の平年値は8.2個であるのに対 し、ポストエルニーニョ年は5.2個と少ない。



図 1. 月ごとの台風発生数の平年値。左の棒グラフは 1979
~2015年の期間で平均した平年値。右は、ポストエルニーニョ年(本文参照)で平均した平年値。

ハインドキャスト

オーストラリア気象局(BOM)、ヨーロッパ中期予報 センター(ECMWF)、気象庁(JMA)、米国環境予測セン ター(NCEP)の1ヶ月予測のデータを使用し、ポスト エルニーニョ年で特に台風の発生数が少なかった 2010年の予測状況を調べた。使用したデータは世界 気象機関(WMO)世界天気研究計画(WWRP)の Subseasonal to Seasonal プロジェクト (https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/S2S_project __main_page.html)で公開されているハインドキャスト データである。5月1日(ECMWF, JMAは4月30日) を初期時刻として、その後4週間以内に発生する台 風の個数を調査したところ、どの機関も観測および ハインドキャストデータから明らかとなるモデルの 平年値よりも発生数が少ないことが分かった(表 1)。 また、ECMWF, JMAは、観測と比べてモデルでの台風 の個数が少ない傾向にあることも明らかとなった。

表 1. BOM, ECMWF, JMA, NCEP の S2S データの諸元と、 2010 年 5 月 1 日頃を初期時刻とする、その後 4 週間の台 風発生個数の平年値(観測とモデル)と予測値。

	BOM	ECMWF	JMA	NCEP
ハインドキャスト期間	1981-2010	1995-2014	1981-2010	1999-2010
アンサンブルサイズ	33	5	5	4
初期時刻	5月1日	4月30日	4月30日	5月1日
モデル台風の最大風速の閾値	30 kt	20 kt	15 kt	30 kt
平年値(観測)	1.13	1.30	1.13	1.42
平年値 (モデル)	1.20	0.70	0.39	1.38
予測 (アンサンブル平均)	0.48	0.00	0.00	0.00

2016年の予測傾向

図2は2016年1月1日以降のECMWFの1ヶ月予 測の結果である。モデルの平年値に比べて一貫して 台風の発生個数を少なく予測している(観測値は0 個)。今後は、機関ごとに、季節内変動の予測精度 の寄与率について調査を進める。



図 2. ECMWF の1ヶ月予測による台風の発生個数の予測。 細線はモデルの平年値、太線は予測値。横軸は1ヶ月予測 の初期時刻、縦軸は台風発生個数。台風の個数は、初期時 刻から4週間以内に発生する台風の個数。

謝辞:本研究は JAXA PMM RA8 の助成を受けました。

RSMC Tokyo による台風強度の発表予報の誤差と環境場との関係 (琉球大学)

1. はじめに

気象庁は 1989 年 7 月から, Regional Specialized Meteorological Center Tokyo(以下, RSMC Tokyo) として, ア ジア各国の台風に関わる防災に貢献してきた.過去 25 年 間,進路予報が改善されてきたことは周知の事実だが,強 度予報に関しては実態が詳しく調べられているとは言い難 い.現状では,台風の強度予測は格子点間隔 20km の全球 大気モデルの結果に気候値的な補正をかけたものを,予報 官の判断のもと一般に供しているが,台風に関係が深いと される環境場の物理量との関係は明らかではない.そこで, 本研究ではその検証と影響評価を試みた.研究の詳細は Ito et al. (2016) に記した.

2. データセット

予報誤差の基礎資料として,RSMC Tokyo の年報を用いた.年報には、6時間毎の個別の発表予報誤差が1992年以降全て記録されているが、本研究では、台風強度予報システムがほぼ現在のものと同等である2008-2014年について調査した.

環境場を代表する物理量としては、水平風の鉛直シア (S)、海面水温 (T_s)、海面から水深 100m までの平均水温 (T_{100})、台風の理論的到達可能強度である MPI を用いた. 特に、MPI としては、 T_s が一定とした場合の理論値である E-MPI(Emanuel, 1986)と台風近傍での海水の鉛直混合を 考慮しE-MPI における T_s を T_{100} で置き換えた OC_PI(Lin et al. 2013)の2種類を試した.

大気側のデータ (T_s を含む) としては気象庁全球モデ ル GSM(京都大学生存圏研究所のデータベースから取得; 0.5°×0.5°格子),海洋内部のデータとしては FORA の親 モデルから得られる日別値 (0.5°×0.5°格子; Usui et al. submitted) を利用した.

3. 結果と本研究の意義

図1に中心気圧の3日間予報の誤差と環境場の物理量との関係を示す. $T_s や T_{100}$ が27°C以下の場合には台風を強く予報しすぎており,逆に, T_{100} が28°C以上の場合やMPIの観点から理論的に台風が強くなることが期待される場合には台風を弱く予報しすぎていることが分かる.また,鉛直シアが強い場合には,台風を強く予報しすぎていることも分かった(図は省略).

このように,現在の台風強度システムには,環境場に依存したバイアスが存在することが明らかとなった.そこで,影響を定量化するため,以下の補正モデルを考えた.

$$FCST' = FCST + \alpha_1 S + \alpha_2 MPI + \alpha_3 FCST + \beta + \epsilon$$

FCST は補正前の発表予報, FCST'は補正後の予報である. 本研究では,2008-2014年の7年分のデータを年ごとに7 分割し補正を行う.補正に用いる係数は,対象となる年を 除いた6年分のデータから構成した回帰係数である.ただ し,ここでは,E-MPIを用いた場合と,OC-PIを用いた場 合の対等な比較のため,水深が100m以上の地点における 台風の予報に関してのみ適用する. 気象庁が発表する予報に対し,水平風の鉛直シアと MPI を用いた補正を適用すると,信頼水準 99.5%で統計的に有 意な改善が見られた(表 1).特に, E-MPIを用いた場合よ りも,台風と海洋の相互作用を反映する OC-PI の方が改善 率が高くなっている.強度予報の改善率は予報時間が長いほ ど高い(図は省略).FORA の子モデルの計算領域は RSMC Tokyo の台風予報の責任領域全体をカバーしていないが, 結果が利用可能な場合には,親モデルを用いる場合に比べ て,更に1%程度予報誤差が低減することも分かった.

台風の強度予報を行うためには、台風の内部コア力学を 再現でき、台風と海洋との相互作用を陽に扱うことができる 高解像度大気海洋結合モデルを用いることが望ましい (Ito et al. 2015)が、計算機の制約などにより、現業で採用する ことは困難が伴う、本研究は、計算機コストをほとんどか けなくとも、大気・海洋側の環境場の情報を有効活用する ことで、台風の強度予報精度を従来より高められる可能性 を示したものである.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 25400461 及び 16K05556 の助成を受け たものです.データベース構築に当たっては、仲田真理子さん,宮 里結衣さん,善村夏実さん,宮本育利さん,神田昇汰さんの協力 を得ました.

参考文献

- [1] Emanuel, 1986: JAS, 43(6), 585-605.
- [2] Ito et al., 2015: WAF, **30(3)**, 793-808.
- [3] Ito et al., 2016: submitted to SOLA.
- [4] Lin et al., 2013: GRL, 40, doi:10.1002/grl.50091.
- [5] Usui et al., 2016: submitted to JO.



図 1 横軸は $(a)T_s(b)T_{100}(c)$ FCST に対する E-MPI の偏差 (海上)(d)FCST に対する OC_PI の偏差. 縦軸(左) は中心気 圧の 3 日予報誤差を表す黒丸と点線(標準偏差)に対応し、縦軸 (右) は事例数を表す実線に対応する.

表 1 中心気圧 (MSLP) と最大風速 (Vmax) の 3 日予報 RMSE, 及び,年ごとに分割した 7 つのデータセットから得た標準偏差.

1	(1)	0 11 0 - 2 1		> 1 3 · = 0 3 · 1 · 0 0 0
	誤差の指標	発表予報	E-MPI で補正	OC_PI で補正
	MSLP(hPa)	22.1 ± 1.9	19.5 ± 2.0	18.6 ± 2.0
	Vmax(m/s)	9.3 ± 0.7	8.4 ± 0.8	8.0 ± 0.9

発達期から成熟期にかけての軸対称的な台風の構造上の特徴

伊藤耕介・松尾篤穂 (琉球大学)

1. はじめに

台風の急発達は中心付近の内部コアダイナミクスに関係していると考えられており,相対的に研究が困難な対象である. Rogers et al. (2013)は、発達期に最大風速半径(RMW)の内側に強い上昇流があり、成熟期には RMW付近に強い上昇流があるということを観測的に示したが、単純化された枠組みで議論することは本質的な理解を深めるために重要である.そこで、台風の急発達から成熟期にかけての非断熱加熱・風速場・温位度といった物理場の構造上の特徴を明らかにするための、高解像度非静力学軸対称台風モデルを用いた数値的研究を行った.

2. 数値モデル

数値実験には非静力学軸対称台風モデル (Rotunno and Emanuel, 1987)を用いる.水物質は水蒸気と液体の水の2カテゴリーに分類されており,氷晶のカテゴリーは含まない.計算領域は水平方向に1500 km、鉛直方向に25 km,鉛直格子点間隔は水平 0.625 km,水平格子点間隔は0.9375 km である.初期場として中心から100 kmの地点に最大風速12 m/sの渦を置き,積分期間は10 日間,海面水温は26.13 ℃とした.ただし,海洋混合の効果は考えないものとする.

結果と考察

実験の結果,擾乱は24時間で最大風速が30m/s以上 強くなる急発達を経て,風速80m/s程度で成熟期とみ なすことのできる準定常状態となった(図は省略).成熟 期における最大風速は水平格子点間隔を3.75kmと粗く した場合でもほとんど変わらなかったが,発達率は格子 点間隔を粗くすることで小さくなった.このことは,急 発達に関わるダイナミクスが非常に細かいスケールに依 存していることを示唆している.

高解像度モデルを用いた実験では, Rogers et al. (2013) と同様の構造上の特徴がみられた.すなわち,発達期には RMW の内側に強い上昇流が存在し,成熟期には RMW の近傍に強い上昇流が存在していた(図は省略).また, RMW は発達期に収縮する傾向にあった.この結果は,現 実の台風に見られる構造上の特徴が軸対称的なダイナミ クスにも含まれていることを意味している.

風速場に非断熱加熱の分布を重ねてみると,発達期に は,非断熱加熱の極大域よりも内側に上昇流の極大域が 位置していた(図1).これは一見すると不可思議である が,Sawyer-Eliassenの関係式において,非断熱加熱とそ の応答として現れる二次循環を表す流線関数との関係に 注目すると,非断熱加熱率が極大値を示す位置よりも対 流安定度が低い側に上昇流の極大値が現れることが分か る.計算結果を分析してみると,上昇流域より内側では 対流不安定の条件が満たされているため,このような構 造上の特徴が現れることと整合的であった(図2).上昇 流が非断熱加熱域よりも内側に位置する場合,壁雲は内 側に収縮していくことになるので,絶対角運動量の近似 的な保存に従って,最大風速は強くなっていく.これが, 本研究で再現された台風の急発達に対応していた.

発達期の上昇流域近傍にこのような対流不安定が生じ る原因を調べたところ,海面付近で吹く強い風によって 下層にできた相当温位の非常に高い気塊が,傾斜湿潤対 流に沿って上昇し,上昇流域を挟んで鉛直上方(下方)に 不安定領域(安定領域)ができるためであることが分かっ た.その後,拡散などにより相当温位は一様化し,この ような不安定は解消される.このタイミングは,ちょう ど成熟期に遷移するタイミングに対応していた.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 16K13884 及び 16H06311 の助 成を受けたものです。

参考文献

- [1] Rogers et al., 2013: MWR, 141, 2970–2991.
- [2] Rotunno and Emanuel, 1987: JAS, 44, 542–561.



図 1 半径鉛直座標における 2 次循環と非断熱加熱率. (a) 発 達期 (t = 150-155 hの平均)(b) 成熟期 (t = 200-205 hの 平均) における値.



図2 図1と同じ.ただし、2次循環と相当温位について示している.(a)の点線で囲った領域は、相当温位が鉛直上方に行くに従って減少している領域(対流不安定な領域)に対応する.

理想化した熱帯低気圧に伴う長寿命多重壁雲の維持メカニズム

* 辻野 智紀・坪木 和久

名古屋大学 宇宙地球環境研究所

1. 研究目的

強い熱帯低気圧 (TC) に伴う多重壁雲は TC の強風半径 を広げる.また、多重壁雲が置き換わりを起こすと、1 日以内 で顕著な強度変化をもたらす.このため TC の強度予報の観 点から置き換わりについての研究は多く行われている(例え ば、Zhou and Wang、2011).しかし、Yang et al. (2013)は 統計解析から、北西太平洋域における多重壁雲を伴う TC の うち多重壁雲構造が長期間維持される(置き換わりを起こさ ない) TC では置き換わりを起こす TC に比べて、TC の強 度が強い傾向にあることを示し、長寿命多重壁雲の維持メカ ニズムを解明することが必要であると指摘している。

本研究では非静力学大気モデルを用いて,理想的な弱い TC 渦から長寿命多重壁雲のシミュレーションを試みる.理想化 TC 渦に伴う多重壁雲のシミュレーション研究はいくつか存 在するが,長寿命多重壁雲を再現した研究はこれまでに行わ れていない.しかし,Hakim (2011)などは理想化した TC の数値実験を 100 日以上行い,TC の定常状態において多重 壁雲の形成と置き換わりが周期的に繰り返すことを報告して いる.我々はこの数値実験を参考に,同様の長時間積分を行う ことで,積分期間内に現れる多重壁雲のうちいくつかは長寿 命多重壁雲の特徴を有するかもしれないと考えた.したがっ て,本研究では彼らと同様の,90 日に渡る長時間数値積分を 行う.さらに,その結果を用いて長寿命多重壁雲の維持メカ ニズムを明らかにする.

2. 実験設定·解析手法

本研究では、名古屋大学において開発された 3 次元非静 力学雲解像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002) を用いる.モデル設定および理想化実験のための設定は辻野・ 坪木 (2014; 春季大会) のコントロールランと同じ設定で行っ た.ただし、先行研究に従い、大気・雲放射過程については長 波放射のみ考慮するため、放射伝達モデル RRTM-G (Iacono et al., 1997 他) を用いた.

長寿命多重壁雲の維持メカニズムを調べるため, TC 渦の 軸対称運動エネルギー(K) 収支解析を行った. Kの収支式は

$$\frac{\partial \overline{K}}{\partial t} = \text{ADV.} + \text{PTC.} + \text{BUO.} + \text{other.}$$
 (1)

ここで、ADV、PTC、BUO はそれぞれ軸対称風に伴う \overline{K} の 移流、圧力傾度力による仕事、ポテンシャルエネルギーから 運動エネルギーへの変換を表す.また、"other" には非軸対 称成分から軸対称成分への変換と摩擦による仕事が含まれて いる.

3. 結果

図1 は高度 5 km における接線平均鉛直流の動径一時間 分布である.積分期間において,13 例の多重壁雲の形成イベ ントが確認された.ここで,多重壁雲の形成の時刻は高度 5 km においてリング状の上昇流が 6 時間以上維持したとき, リングが現れた最初の時刻として定義した.このうち,積分 開始 20 日間で顕著な ERC イベントが発生した.一方,20 日以降はいずれも 24 時間以上に渡り多重壁雲が維持し続け た (長寿命多重壁雲).

数値実験において現れた長寿命多重壁雲に対して、運動エ ネルギー収支解析を行った(図2).外側壁雲は主に境界層よ り上で BUO によって運動エネルギーの供給が行われてい るが、*∂K*/*∂t*は外側壁雲の内側で負となっており、外側壁雲 の内側への収縮を妨げる傾向になっている. この運動エネル ギーの時間変化への負の寄与は主に PTC によってなされて おり、本実験の ERC タイプでは見られない特徴であった (図 略). この負の寄与は主に内側壁雲の境界層より上における 外向きの流れによってなされていた (図略).

本数値実験の結果は長寿命多重壁雲の維持に対して内側壁 雲の力学が非常に重要であることを示唆している.

謝辞

CReSS モデルへの放射伝達コードの導入に関して,吉岡 真由美氏(名古屋大学宇宙地球環境研究所),長谷川晃一氏 (中電 CTI)にご協力頂きました.ここに感謝します.



図 2 積分開始 65 日において発生した多重壁雲の形成イベ ント (図 1c) に対する運動エネルギー収支解析 (6 時間平均) の動径一高度分布. (a), (b), (c) はそれぞれ (1) 式における BUO., PTC., ADV. (正値が黒実線, 負値が黒破線, 間隔は $0.2 \text{ m}^2 \text{s}^{-3}$ ごと.), (d) は $\partial \overline{K} / \partial t$ の分布 (間隔は $0.02 \text{ m}^2 \text{s}^{-3}$ ごと)を示す. 各図における黒一点鎖線は \overline{K} の分布 (単位; $10^3 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$), 陰影は 0.5 m s^{-1} 以上の上昇流領域 (壁雲)を 表す.

秋が深まった時期の Ty1326 に伴う日本列島での広域降水の特徴 ~季節進行の中での違いの理解に向けて~

*小嶋ゆう実(岡山大学教育学部)・松本健吾(岡山大学大学院教育学研究科) 大谷和男(岡山大学大学院自然科学研究科)・加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科)

1. はじめに

暖候期、特に盛夏期以降の日本列島での降水に対する 台風の寄与は小さくないが、種々のタイプの大雨の災害 や水資源変動に関連して、単に時空間的に集中した降水 ばかりでなく、広域でほぼ一様に降る降水の大雨に対す る寄与も無視できない場合も少なくない。特に盛夏~晩 秋の季節進行による平均場の遷移も大きく、台風に関連 した広域降水の特性の季節的違いも大きい可能性がある。 そこで本研究では、小嶋他(2015 年関西支部例会)に引 き続き、2013 年に日本列島に接近した台風 26 号 に伴う 広域降水について解析した。本講演では支部例会での発 表に更なる解析を加えて全体の内容を再吟味した結果を 示し、さらに他の季節との比較の視点を提示する。

2. Ty1326 時の降水の特徴

2013年の台風26号は10月16日の明け方に強い勢力 のまま伊豆諸島に最接近した。伊豆諸島での記録的な豪 雨とは別に、近畿~東北の広い範囲に渡り、15日15時 ごろ(以下JSTで表示)から、10分間降水量2mm以下の あまり強くない降水の持続に伴って、15日~16日の2日 間で50~100mmに達する総雨量をもたらした(第1図上 段の仙台~名古屋)。



第1図 台風に伴う降水域での2013年10月15~16日の総降水 量(mm)と、それに対する前10分間降水量の寄与。各階級の凡例 は図の右側を参照。なお上段と下段での横軸のスケールの違いに 注意。

3. 短時間強雨以外の持続性の広域降水域形成に関連した 大気場の特徴

台風の北上に伴って、16日 03JST には下層の気温、比 湿、相当温位にほぼ対応する h/Cpのかなり大きい領域が 伊豆諸島から関東南端まで北上していた(第2図)。しかし、 大陸側では気温、比湿、相当温位がかなり低く、日本海 ~日本列島付近でこれらの水平傾度が大変大きい領域が 南西から北東へ伸びていた。またこれらを反映して、大 陸~日本海にかけては h/Cpの 700hPa と 925hPa の差で みた安定度がかなり良かった。

興味深いことに、前述のあまり強くない雨により総降 水量が多くなった地域はこのような気温の大きな水平傾 度を持ち、安定度も良い領域にほぼ位置していた。なお、 東京でも03JST頃までは、このような降水域に属してい るとも言えたが(図は省略)、第2図の安定度の分布では、 対流不安定な領域との境界付近にある。しかし生の高層 気象観測データに基づく解析によれば(図は省略)、東京よ り少し北東方の舘野では(15日21JST)、大きく見るとか なり安定な成層で500hPaから地上の相当温位値を引い た差が約+25Kもあった(地上~700hPaで約+20K)。従っ て、台風本体の循環、あるいは温帯低気圧化しつつある 台風上空の偏西風蛇行による風によって、より西方ある いは北方の近畿~東北南部へマクロに見た部分の安定成 層中を、暖気移流を伴って多量の水蒸気が侵入して消費 される際に(第2図下段)、このようなタイプの降水でも多 量の総降水量をもたらし得たものと考えられる。





4. おわりに

秋が深まった頃に日本列島に接近する台風による降水 は、極端な強雨による大雨ばかりではなく、そこそこの 雨が持続することによる大雨も決して看過できない寄与 があることが明らかになった。これは秋が深まって大陸 側から下層にそれなりに冷涼な空気が侵入するため、台 風が日本列島に接近した状況でも、安定度の高い領域が 台風に伴う水蒸気侵入域にも残り得るという季節的背景 の重要性が示唆される。今後は季節進行の広いレンジの 中で、水蒸気供給のみでなく、その消費過程の違いにも 注目し、どのような大気場の中で台風による降水がどの ように起こっているのか、比較解析を進めていきたい。 和田 章義 (気象研究所)

1. はじめに

日本近海において海面水温が平年よりも高くな ると、対流圏下層、特に大気境界層の大気に含まれ る水蒸気量は多くなると考えられる。このような海 域を通過する大気擾乱、特に台風によりもたらされ る強風や豪雨、時には高潮や高波は、より深刻な自 然災害をもたらすこととなる(例、Wada, 2015)。 数値モデルによる台風予測において、こうした海洋 環境場の変化が台風に与える影響を評価すること は、数値モデルが表現し得る台風の特徴を理解し、 その上で物理過程等数値モデルの修正・変更によ り、台風予測を改善につながると期待される。

地球シミュレータにより実施された、北西太平洋 海洋長期再解析(http://synthesis.jamstec.go.jp/ FORA/: FORA-WNP30:)にて,1982-2014 年までの日別 北太平洋データセット(0.5° 緯経度解像度)が作 成sれた。本研究ではこのデータセットと水平解像 度7kmの非静力学大気波浪海洋結合モデルを用い て、2013 年台風第30 号と2015 年台風第18 号につ いて海洋初期値に関するアンサンブル実験を実施し た。2015 年台風第18 号については2015 年の気象 庁現業解析データも使用したため、サンプル数はそ れぞれ33,34 となる。

2. 実験仕様

大気初期値は気象庁と(財)電力中央研究所に より作成された長期再解析データセット(JRA-25) を使用した。2013年台風第30号の初期時刻は2013 年11月5日0000UTC、2015年台風第18号の初期時 刻は2015年9月8日1200UTCとした。解析に用い た積分期間はそれぞれ84時間及び72時間までであ る。以下、海洋非結合実験をNHM、結合実験をCPL とする。

3. 結果と課題

3.1. 2013 年台風第 30 号

和田(2015.春季大会 D452)では水平解像度 2.5km の領域非静力学大気波浪海洋結合モデルにより 2013 年台風第 30 号の数値シミュレーションを実施 し、海洋非結合時において最低中心気圧 895hPa を 下回る中心気圧を計算することができることを示し た。本研究でのアンサンブル平均で見た、水平解像 度7kmにおける最低中心気圧は積分時間72時間 (11月8日0000UTCに相当)で907.0hPaであっ た。この数字は地球シミュレータで実施された「複 数の次世代非静力学モデルを用いた高解像度台風予 測実験」での水平解像度 7km、全球非静力学大気モ デル3つの結果(930~940hPa)と比較すると低い 数値になっている。本領域非静力学大気波浪海洋結 合モデルでは海面飛沫パラメタリゼーションの導入 など、台風の発達に好ましい物理過程が導入されて いるため、同じ水平解像度でも中心気圧はより深ま ったものと考えられる。

2013年の海洋初期場により計算された台風第30 号の台風中心気圧が1982~2014年の期間全体(33 例)の中でどれくらいの位置になるかを図1に示 す。積分時間48時間まではCPLの順位はNHMに比 べて上位(Intense TC 側)に位置した。つまり、 海面水温は他の年に比べて特に高い状況ではなかっ たのに対し、海洋表層は比較的暖かったため、台風 による海水温低下は生じにくく、かつ台風中心気圧 は降下しやすくなったと考えられる。なお、本実験 では台風経路が全般的に北にシフトしていたことか ら、計算領域を代えた実験を実施する予定である。



図 1 縦軸は33メンバー内での台風中心気圧の順位で、数字が 低いほど台風は強いことを意味する。横軸は積分時間。

3.2. 2015年台風第18号

次に 2015 年台風第 18 号のシミュレーションによ り得られた中心気圧に関する順位を図2に示す。 2015 年での台風中心気圧の順位は比較的下位

(Weak TC) 側を推移した。また 2013 年台風第 30
号と同様、CPL の順位は NHM に比べて上位
(Intense TC 側) に位置した。このことは海面水
温よりはむしろ海洋表層の水温が、この台風の強度
に影響を与えていたことを示唆する。

海面水温初期値の違いが関東北部の豪雨に与えた 影響について、今後調べていく予定である。



図2 図1と同じ。ただし 2015 年台風第 18 号かつ 34 メンバ 一での順位。

謝辞:本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施する 「地球シミュレータ特別推進課題」を利用して行われました。 また JSPS 科研費基盤研究 C(15K05292)の助成を受けました。

台風発生環境場の統計解析 ~発生時の環境場はどのように影響するのか?~

* 筆保 弘徳 (横浜国大)・吉田 龍二 (理研)

1. はじめに

台風発生は、台風発生に好都合な環境場が持続され るなか、メソスケールプロセスが働き、クラウドクラ スターから台風構造が形成される。この台風発生環境 場はいくつかパターンがあり、海域や季節によっても 頻度も異なる。Yoshida and Ishikawa (2013; YI) は、 北西太平洋における台風発生環境場を定量的に検出す る「台風発生環境場検出手法」を開発し、指標(スコ ア)を設けて熱帯低気圧発生ごとの流れパターンを定 量的に見積もった。また、吉田・筆保(2016年春季大 会) はその検出手法を GPV に拡張し、グリットごと のスコアを算出して、日々のスコア分布を調べた。

本研究では、YI で検出した熱帯低気圧のうち、1979 年から 2013 年の台風に注目し、台風トラックデータ と照合して流れパターン毎の台風の特徴を調べた。誕 生した時の環境の違いが、その台風の将来になにがど こまで影響するのかを統計的に示した。

2. 手法

YIの台風発生環境場検出手法は、JRA-25の850hPa 高度風と海面更正気圧データからシアライン(SL)、 東西風合流域(CR)、モンスーン渦(GY)、偏東風波 動トラフ(EW)、先行台風(PTC)のスコアをそれ ぞれ算出し、最も顕著なものをその熱帯低気圧発生の 主な流れパターンとしている。本研究では、台風強度 に達したものと、そうでないもの(非台風)に区別し て、流れパターン毎に統計的な特徴の差を調べた。台 風トラックデータには、IBTrACSを用いる。

3. 結果

1979 年から 2013 年の YI 熱帯低気圧のうち、825 が 台風と 176 が非台風であり、その流れパターン内訳は 表 1 である。どちらも SL が 43 %で最も多く、EW が 18 %と CR が 17 %、さらに PTC が 11 %と続く。他 (平均 82 %)よりも GY(90 %)の熱帯低気圧は台風に 発生しやすい。流れパターン別台風発生数には季節変 化も経年変化もあるが、YI(2013)の熱帯低気圧発生数 の変化とほぼ変わらない。

図1は、流れパターン別台風発生位置を示している。 どのパターンの台風も発生位置は広域に分布しており、 平均位置をみると、PTC はやや北東になるが、他はほ ぼ同じ位置である。

台風発生時の発達率(発生日から1日後の風速増加) は、全パターン平均(12.9 knot /day)から見てGY(10.9 knot /day)が少し小さく、EW(13.8 knot /day)が大 きい。しかし、最盛期(生涯最大の風速の時)の台風 強度には、パターン別でみても顕著な差はなかった。

台風発生時におけるサイズ(風速 30knot の長軸半 径)は、全パターン平均(107.4nm(ノーティカルマイ ル))よりも GY(128.3nm)が約20%も大きく、逆に EW(97.7nm) が小さい。最盛期では、GY は平均より も約5%大きいが、他のパターンのサイズと差は小さ くなる。

日本に上陸する台風(上陸台風)の流れパターン内訳 は表1となる。SLが52%で最も多く、CRが27%と 続く。発生数からの割合でみると、全体の11%が上 陸するなか、CRが18%と大きく、逆にEWやPTC は5%以下と小さい。発生時での移動方向(図1)が、 CRは平均的に北よりだが、EWやPTCは西よりの 傾向があることが上陸割合に差が出た要因の一つと考 えられる。

4. まとめ

本研究では、発生環境場と台風の特徴を統計的に示 した。発生環境場は、強度や発達率において顕著な差 はなかったが、サイズにおいては GY が発生時から最 盛期まで大きく、発生時の EW は小さかった。日本に 上陸する台風の約半分は SL であるが、それぞれの発 生数からの割合でみると、CR が他よりも2 倍大きく、 EW や PTC は小さい。これらの発生環境場と台風の 情報は、気候的観点での台風発生研究にも活かすこと ができるうえ、日本上陸台風の傾向は防災上でも重要 となる。発表では、グリットスコアと台風スコアの関 係も示す。

表 1: 1979 年から 2013 年までの全熱低、台風、非台 風、上陸台風における流れパターン別の個数。不可は 分類不可。カッコはその all の個数からの割合。

T							
	all	SL	CR	GY	EW	PTC	不可
全熱	1001	428	169	61	177	106	60
低	1001	(43%)	(17%)	(6%)	(18%)	(11%)	(6%)
슈뢰	0.75	356	138	55	146	88	42
	025	(43%)	(17%)	(7%)	(18%)	(11%)	(5%)
非台	176	72	31	6	31	18	18
風	170	(41%)	(18%)	(3%)	(18%)	(10%)	(10%)
上陸	0.2	48	25	6	8	3	3
台風	93	(52%)	(27%)	(6%)	(9%)	(3%)	(3%)



図 1: 2008 年から 2013 年の台風発生域を流れパター ン別で示す。矢印は CR(黒)と EW(白)の平均移 動方向。

全球非静力学モデルによる季節内変動と北西太平洋域の台風発生数の将来変化

*中野満寿男¹・山田洋平¹・那須野智江¹・菊地一佳²・佐藤正樹^{3,1}・杉正人⁴ 1:海洋研究開発機構、2:ハワイ大 IPRC、3:東大 AORI、4:気象研

1. はじめに

地球温暖化に伴い、台風の発生数は減少すると 考えられてる(IPCC 2013)が、将来変化をもたら す要因は理解が不十分である。季節内変動によっ て熱帯低気圧活動が変調されることはよく知ら れている。本研究では地球温暖化に伴う季節内変 動と台風発生の関係の将来変化を調査する。

2. モデルと実験設定

本研究では全球非静力学モデルNICAM (Satoh et al. 2014)による現在気候実験 (Kodama et al. 2015)と将来気候実験 (Satoh et al. 2015)の結果 を解析する。それぞれ 1979-2008 年、2075-2104 年の 30 年間のデータを用いる。温室効果ガス濃 度は SRES A1B シナリオに従う。モデルの水平解 像度は 14km、鉛直層数は 38 (モデルトップ 36.7 km) である。雲微物理過程は NSW6 を用い、対流パラ メタリゼーションは用いない。スラブ海洋モデル を結合しており、現在気候実験では HadISST に、 将来気候実験では CMIP3 のマルチモデルアンサン ブルから求めた SST の気候差分とトレンドを、 HadISST の気候平均と年々変動成分に加えたもの (Mizuta et al. 2008)にナッジングする。

3. 解析手法

台風のトラッキングは Sugi et al. (2002) と同 様の手法で行うが閾値を変更したものを用いる。 ここでは、IBTrACS に収録された JTWC のベストト ラックを観測値と見なす。季節内変動の定義は Kikuchi et al. (2012)に従い OLR データを用い て、BSISO と MJO を分離して解析する。モデルの 季節内変動も観測の EEOF を用いて検出するが、 モデルの季節内変動が観測に比べて小さい (Kikuchi et al. 2016)ため、BSISO、MJO それぞ れについて現在気候実験と観測における平均振 幅の比を用いてバイアス補正をおこなう。この補 正に用いる係数は BSISO、MJO それぞれ 0.52 と 0.48 である。観測値として NOAA OLR データを用 いた。

4.結果

図1に BSIS0、MJO ぞれぞれの月別出現頻度を 示す。モデルは北半球冬期に BSIS0を出現させる 傾向があるものの、観測された出現頻度を良く再 現している。将来気候では、BSIS0の出現頻度が 減少する一方で、MJOの出現頻度はやや増加する。



台風発生個数の変化(dN)は現在気候における 位相ごとの季節内変動日数(D)とその変化(dD)、 台風発生率(発生個数/季節内変動日数で定義; R) とその変化(dR)を用いて dN=RdD+DdR+dRdD と書け る。この内訳を表1に示す。5-11 月においては RdD が最も dN に寄与している一方で、12-4 月は DdR が dN に寄与していることがわかる。発表では dD、dR をもたらす要因についても議論したい。

表1台風発生数の変化 dN (の内訳
-----------------	-----

5-11 月				
BSIS0 位相	0(振幅<1)	1-4	5-8	
RdD	2.7	-0.68	-2.41	
DdR	-0.51	-0.34	-0.14	
dRdD	-0.13	0.05	0.06	
dN	2.06	-0.96	-2.5	
12-4 月				
MJO 位相	0(振幅<1)	1-5	6-8	
RdD	-0.12	0.08	0.01	
DdR	-0.70	-0.22	-0.60	
dRdD	0.05	-0.03	-0.1	
dN	-0.77	-0.17	-0.6	

主要参考文献:

Kikuchi et al., 2012: Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-011-1159-1

Kikuchi et al., 2016: Clim. Dyn. doi:10.1007/s00382-016-3219-z

Kodama et al., 2015: JMSJ, doi:10.2151/jmsj.2015-024

Satoh et al., 2015: JMSJ, doi:10.2151/jmsj.2015-025

謝辞:本研究は文科省 HPCI 戦略プログラム分野 3 のもと 京コンピュータを用いて行った(課題番号:hp120279, hp130010,hp140219)。また、文科省 FLAGSHIP2020、JSPS 科研費 26400475 の支援を受けた。

21 世紀末を想定した擬似温暖化実験による伊勢湾台風の将来最大強度推定(続報) 温暖化による強化プロセス

*金田幸恵^{1),2)}・竹見哲也³⁾・山崎聖太⁴⁾・筆保弘徳⁴⁾・加藤雅也¹⁾・坪木和久¹⁾ ¹⁾名古屋大学宇宙地球環境研究所、²⁾気象研究所、³⁾京都大学防災研究所、⁴⁾横浜国立大学大学院

1. はじめに

非常に強い台風が、21世紀末の温暖化気候下でどのような 最大確度をもちうるか調査するため、昭和34年台風第15号

(Vera:伊勢湾台風)を例として、4つの領域雲解像モデルを 用いて擬似温暖化実験を試みた。気象学会2016年度春季大会 では、すべてのモデルで再現実験と比較して擬似温暖化実験 の台風の最大強度が強まる結果が得られたこと、またその際、 全モデル共通に最大風速半径の縮小がみられたことを報告し た。今回は、発達にともなう構造変化を調査し、温暖化によ る台風の強化プロセスを議論する。

2. モデルと設定

参加モデルは、名古屋大学で開発された雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storn Simulator)、気象庁で開発された 現業用のメソ気象モデルを気候実験用に改良したメソ気候モ デル (JMANHM)、第5世代 NCAR/PSU メソスケールモデル (MMS)、Weather Research and Forecasting (WRF)である。水平解 像度は5 km とした。ただし、WRF による台風ボーガス未使 用実験を追加して本解析で用いた。また、擬似温暖化実験は 4種類の海面水温将来変化から作成した4種類の初期値・境 界値をもちいた(詳細は春季大会予稿集を参照)。

3. 結果

a. 最大強度時の構造変化

図1に最大強度出現前6時間で平均した地表要素の動径プロファイルを示す。まず、すべてのモデルで海面更正気圧、 1時間降水量、高度10mの接線風速ともに、擬似温暖化時、 再現実験と比較してより台風が強まる傾向がみられた。ただ し、それら擬似温暖化実験における変化は広範には及ばす、 おもに中心から半径150km以内の領域に限られている。とり わけ半径100km以内で、擬似温暖化実験における台風の風速 や1時間降水量の変化が極めて大きい。これら全モデルで共 通にみられた変化は、擬似温暖化実験の台風内部コアにおけ る、より強く、より背の高い壁雲上昇気流の発達をともなっ ていた(図示せず)。

b. 同等強度時の構造変化

擬似温暖化実験において、なぜ台風がより発達するか明ら かにするため、再現実験の最大強度時の構造と、同等の強度 時の擬似温暖化実験の台風の内部コア構造を比較した。まず 再現実験および擬似温暖化実験で、同等の強度時には内部コ ア地表付近の力学的な構造に大きな差異はみられなかった

(図示せず)。つまり温暖化気候時、強度が同等であれば、か ならずしも最大風速半径や強風域の広がりといった力学的な 構造が変化するとは限らないことを意味する。ただし、中心 付近の1時間雨量には増加がみられた。これは、擬似温暖化 実験における台風のより強く、より背の高い壁雲上昇気流によっ てもたらされた。この後、擬似温暖化実験の台風は、最大風速半 径内側で強く背の高い上昇気流を持続させることで、最大風速半 径を急激に縮小させつつ急発達した(図2)。

4. 考察とまとめ

将来、温暖化気候時、海面水温の2度前後の上昇により対流圏 下層の水蒸気量は4gkg程度増加する。擬似温暖化実験における 台風は、この潤沢な下層水蒸気を最大風速半径内側に入り込んだ 下層インフロー先端部で押し上げ、強く背の高い壁雲上昇気流を 中心付近で持続させ発達を維持した(図2参照)。

以上、4つの領域雲解像モデルを用いた擬似温暖化実験の結果 は、21 世紀末、温暖化の影響で伊勢湾台風のような強い台風の 最大強度はより強くなりうることを高い確度で示す。ただしかな らずしも巨大化するとは限らない。また、特に半径 100km 以内 の風速や降水量の増加は大きく、台風接近時に強風や降雨の急激 な変化にいっそうの注意が必要な可能性を示唆する。

第4年、本研究は文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラム・テーマCの研究として実施された。JSPS 科研費基盤研究 C「極端に強い 台風にみられる急激な中心気 圧低下のメカニズムの解明(C26400466)」(研究代表者: 全田幸恵)の助成を受けた。 SP (Dra) Bioty Prefete, mm + bit Mt 4410-m (m + 1)







図2 同等の強度時の鉛直気流の時間変化の鉛直断面図。W、QV は該当 時刻の鉛直気流及び比湿。横軸は高度 2km の最大風速半径で正規化。

北大西洋の熱帯・亜熱帯・温帯における低気圧の理想化実験

柳瀬 亘・新野 宏 (東大/AORI)

1. はじめに

低気圧のグローバルな分布を理解する上で熱帯低気 圧と温帯低気圧は代表的な現象であるが、熱帯と温帯の 間では低気圧の振舞いはどのように遷移するのであろ うか。比較的に東西一様な夏季の南インド洋では亜熱帯 域で低気圧は不活発になるが、その要因として環境場 の温度と鉛直シアが強く影響していることが、Yanase and Niino (2015, JAS)の理想化実験で確認された。

一方で秋季の北大西洋では、低気圧の発達の分布が 東西非一様である(図1)。西部では熱帯から温帯までど の緯度でも低気圧の発達が見られるが、その要因の一つ として西部の海面水温が高いことが考えられる(図1の 黒線)。また、40°Wの経度線に沿って分布をよく見る と、20°N付近では30°N付近よりも熱帯低気圧が不活 発であるが、強い鉛直シアが熱帯低気圧の発達を抑制し ている可能性が考えられる(図1の影)。

本研究では北大西洋の環境場が低気圧の発達に及ぼ す影響を理解するため、理想化実験を利用して次の点を 明らかにする。(1)設定を単純化した理想化実験で、東 西非一様な低気圧の分布をどこまで再現できるか。(2) 熱帯から温帯まで低気圧が発達している経度では、低気 圧の性質はどの緯度を境にして変化しているか。(3) 鉛 直シアは低気圧の発達を促進するか抑制するか。

2. 方法

本研究では理想化実験用に改良した気象庁非静力学モ デル (JMANHM) を用いる。計算領域を東西 8000km、 南北 3000km、鉛直約 25km にとり、東西境界は周期、 南北境界は断熱壁とする。水平格子間隔は10kmとし、 雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報する雲微物 理スキームと Kain-Fritsch の積雲スキームを使用する。 環境場として、まず 30年間 (1982-2011年)の秋季の 時間平均場を、JRA25/JCDASの再解析データから求 める。実験は経度方向に10°ごと、緯度方向に5°ごと の間隔で行ない(図2の丸印の位置)、各点を中心とした 経度 20°× 緯度 20°の領域平均場を環境場に用いる。環 境場の変数として温位・相対湿度・東西風の鉛直分布、 およびコリオリパラメータと海面水温を与える。環境場 は東西方向には一様であるが、南北方向には変化する分 布を与える。東西風は領域中心から南北 1000km 以内で はほぼ一様であるが、1000km より外側では tanh 型の 関数で境界付近で0に近づける。温位場は東西風との 温度風バランスを満たすように与える。

初期擾乱には最下層で最大振幅を持つ軸対称の渦を 与える。渦の大きさは何通りか試したが、ここでは半径 250km で 10ms⁻¹ の最大風速を持つ初期渦を与えた結 果を紹介する。

3. 結果

各地点での環境場を用いた理想化実験における低気 圧の発達を図2に示す。北大西洋の西部の方が東部より も低気圧が発達しやすい特徴が再現できている。経度 50°Wに沿って低気圧の雲分布を比べると(図略)、30°N 以南では熱帯低気圧に似たスパイラル状の構造が見ら れるが、緯度が高くなるほど軸対称性が崩れ、35°N以 北では温帯低気圧に似たコンマ状の構造となる。また、 40°Wに沿って見ると、20-25°Nでは 30°Nよりも低気 圧が発達しにくいという特徴も再現されている。

環境場の鉛直シアの影響を感度実験で調べると(図 略)、鉛直シアは30°N以南では低気圧の発達を弱める が、35°N以北では低気圧の発達を強める。このため、 上述の40°Wの20-25°Nの地点では、鉛直シアを無く すと低気圧が大きく発達するようになる。また、海面からの熱fluxの影響を感度実験で調べると(図略)、30°N 以南の低気圧は熱flux 無しでは発達しなくなる。以上 のことより、熱帯低気圧と温帯低気圧との境は30-35°N 付近にあることが環境場の観点から示され、実際の低気 圧の分布(図1)とも概ね整合的である。



図 1: JRA25 再解析にトラッキング手法と CPS 解析を適用 して得られた秋季の北大西洋上で発達する低気圧 (cf. Yanase et al. 2014, J.Clim.)。熱帯低気圧 (\bigcirc)・温帯低気圧 (\bigcirc)・ハ イブリッド低気圧 (+)。線は海面水温 (25,26,27 ℃の等値線)、 影は 200-850hPa の鉛直シア (15ms⁻¹ 以上)を示す。



図 2: 各地点の環境場を用いた理想化実験の結果。海面気圧の 東西平均場からの負偏差で見て、低気圧が大きく発達した実 験 (20hPa 以上; ◎)、ある程度発達した実験 (10~20Pa; ○)、 発達しなかった実験 (10hPa 未満; ●)。線と影は図 1 と同じ。

MJOと日変化対流によるスマトラ島西岸の集中豪雨

伍 培明¹・Dodi Ardiansyah²・横井 覚¹・森 修一¹・Fadli Syamsudin³・米山 邦夫¹
(1. 海洋研究開発機構, 2. インドネシア気象気候地球物理庁, 3. インドネシア技術評価応用庁)

1. はじめに 2015 年 11~12 月にスマトラ島西 岸で Pre-YMC (Years of the Maritime Continent) と名付けた集中観測が行われ、期間中の 12 月 12 日に、ベンクル (Bengkulu) で広範囲の豪雨が発 生した。ベンクル気象観測所で 144.6mm の日降水 量が観測され、この観測点で 12 月の日降水量に しては 1994 年以来の記録的なものであった。

そこで、本研究では現地のレーダーによる観測、 ラジオゾンデ観測、衛星観測データを用いて、こ のイベント発生の要因を調べ、赤道季節内振動 (MJO) がスマトラ島で豪雨の発生にどのような 影響を与えているのかを調べることを目的とす

影響を与えているのかを調べることを目的とする。 2.観測結果 2015年11月26日から12月25日

にかけてベンクルで観測された時間降水量の変 化を図1に示す。降水は顕著な日変化を示し、し ばしば午後から夕方にかけて発生していた。12月 12日夕方18時~19時頃に非常に激しい降雨が発 生していたことが分かる。

MJ0 に伴う対流活発な位相は、2015 年 12 月中 旬から下旬にかけてインドネシア付近~太平洋 中部を東進した。12 月 12 日では、スマトラ島西 岸は東進する MJ0 に伴う西風バーストの先端

(leading edge) 付近に位置していた。

2015年12月12日にCバンド・ドップラーレー ダーによって得られた高度2kmのCAPPIを図2に 示す。午後に島の山岳地で強い対流が発生し、南 西方向に伝搬していた。同時に、スマトラ島西方 のインド洋でMJ0に伴う対流が発達し、東進して



(Bengkulu) で観測された時間降水量の変化。

島に接近していた(図 2a)。そして、夕方になる と二つのメソ対流系(MCS)がスマトラ島西岸で ぶつかり会い、併合(merge)することにより、 ベンクル付近で強い対流が発生し、1時間に 100mm以上の非常に激しい降雨が観測された。

その後、12月13日から22日にかけて MJ0に伴 う対流活発な位相は海洋大陸を東進した。この期 間中、しばしば対流システムが西の海上よりスマ トラ島へ移動して降水をもたらしたが、島上での 日変化の対流は対流圏下層の強い西風により抑 制されたため、MJ0と日変化の対流が同時に発生 しておらず、強い降水は観測されなかった。

3. 終わりに 以上のことから、2015年12月12 日スマトラ島西岸で発生した集中豪雨は、MJO に 伴う対流活発域の中心部ではなく、西風バースト の先端付近で東進する MJO と西進する日変化のメ ソ対流系が夕方に島の西岸でぶつかり会い、併合 することにより引き起こされことが分かった。



図 2. 2015 年 12 月 12 日ベンクル (Bengkulu) にお けるレーダー観測によるエコー強度の高度 2km の CAPPI (定高度水平断面図)。a)16:03 LT; b)17:23 LT; c)18:03 LT (10 分間スキャンの終了時間)。

エルニーニョ非発生年における春以降の西風バースト欠如と背景場との関係

*清木亜矢子1•高薮縁2•長谷川拓也1•米山邦夫1

(1. 海洋研究開発機構、2. 東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

赤道域における高い海洋表層貯熱量と1~2月に発 生した西風バースト(赤道域において数日以上の強い 下層西風を伴う総観規模擾乱)から、2014 年末は世界 中の気象・海洋機関で強いエルニーニョになると予測さ れた。しかし、実際には大きな発達はみられず、弱いエ ルニーニョ状態となり、2015 年に再発達するという結果 になった。先行研究によると、この原因には 2014 年春 以降の西風バーストの欠如が挙げられている(e.g. Menkes et al. 2014)。しかし、西風バーストを引き起こし やすいといわれている熱帯季節内振動(マッデンジュリ アン振動:MIO)は 2014 年春以降数回発生し、大規模 な積雲群が太平洋域を通過していた。本研究では、 2014年のように高い貯熱量でもエルニーニョにならなか った年について、大気の背景場に着目し、その年の春 以降 MJO が到来しても西風バーストが発生しなかった 原因について調査した結果を報告する。

2. データ

本研究では、日平均海面水温データにReynolds high-resolution OI SSTを用いた。貯熱量の指標として、 NOAA/PMELが作成している赤道太平洋における暖水 蓄積量偏差(120°E-80°W,5°N-5°S平均)を用いた。 気象データには気象庁の客観解析データ(JRA-55)を 用いた。擾乱の運動エネルギー収支では、平均場を11 日移動平均、擾乱場をそこからの偏差とした。擾乱場は 総観規模以下を示し、西風バーストもその一部である。 MJOの指標にはRMM index (Wheeler and Hendon 2004)を用い、振幅が1を上回る日が15日以上等の定義 に基づきMJOを同定した。解析期間は、1982~2015年 の4~9月とした。

3. 結果と考察

図1は期間中の赤道太平洋における暖水蓄積量偏 差を示す。例えば1982年や1997年に発生した強いエ ルニーニョのように、一般的には、暖水蓄積量の増加が エルニーニョの発達に対し数か月程度先行することが 知られている。そして、2014年初めには過去の強いエ ルニーニョに匹敵するほどの高い暖水蓄積量がみられ たが、Niño3.4 SST 偏差は追随しなかった。このように、 高い暖水蓄積量でも比較的 Niño3.4 SST が低い年は、 2014年以外にも1990、2008、2011年にみられる。これ らの年を今後「高蓄積量低 SST 年」と呼び、エルニーニ ョになった年との違いについて解析する。

図2は総観規模擾乱が発達しやすい MJO 西風期を 基準とした擾乱の運動エネルギーのコンポジット図であ る。エルニーニョ年では、高エネルギー域が西部熱帯 太平洋から中部太平洋(170°E 付近)まで達しているの に対し、高蓄積量低 SST 年では 150°E 付近までしか届 いておらず、むしろフィリピン北東を中心により高いエネ



図1 5か月移動平均した赤道太平洋における 暖水蓄積量偏差(1.0×10¹⁴ m³;黒線)と Niño3.4領域におけるSST 偏差(℃;灰線)。



図2 MJO 西風期でコンポジットした擾乱の運動 エネルギー(850hPa)。上図はエルニーニョ年、下 図は高蓄積量低 SST 年のコンポジットを示す。コ ンター間隔は 2.0m²s⁻²。

ルギー域がみられる。エネルギー収支をとると、この差 には下層の順圧エネルギー変換が寄与しており、擾乱 の発達しやすい下層の背景風収束場が春以降東へシ フトするかどうかが要因となっていた。しかし一方で、高 蓄積量低 SST 年でも冬までは背景場がエルニーニョ年 とほぼ同じで西風バーストも吹いていた。それにも関わ らず、なぜ春以降にバーストの発生しやすい背景場が 東へ移動しなかったのかという疑問が残る。発表では、 フィリピン東方の東西 SST 傾度にも着目しながらこの疑 問についても議論する。 **イソプレンによる新粒子生成抑制:京都市内と東京多摩丘陵での観測の比較** *車裕輝¹,中山智喜¹,松見豊¹,鶴丸央^{2,3},Ramasamy Sathiyamurthi³,坂本陽介³,入江学³, 井田明³,加藤俊吾⁴,中嶋吉弘⁵,松田和秀⁵,梶井克純^{3,6} (¹名古屋大学,²金沢大学,³京都大学,⁴首都大学東京,⁵東京農工大学,⁶国立環境研究所)

新粒子生成 (New particle formation) は 大気エアロゾル粒子の重要な起源のひと つであり、その後様々な物理・化学過程 を経て地域・全球規模の気候や大気質に 重大な影響を及ぼす。そのため新粒子生 成の詳細なメカニズムを理解することは 重要であり、都市域・森林・山岳での観 測研究および室内実験研究が広く行われ ているが、依然として核生成とその後の 粒子成長に関して未解明な部分が大きい。 本研究では夏季に京都市内と東京多摩丘 陵でエアロゾルの粒径分布測定を行うと ともに、粒子生成に寄与しうる気相成分 濃度の同時観測を行い新粒子生成発生の 決定要因について検討した。また近年、 高濃度イソプレン存在下では粒子生成の 抑制効果が作用することが室内実験¹⁾や 森林大気観測²⁾ で報告されている。本研 究では、特にイソプレンによる都市大気 での新粒子生成抑制効果に着目した。

京都での観測は 2013 年 8 月 19 日 から 9 月 11 日に京都市京都大学吉田キ ャンパスで行った。東京での観測は 2015 年 7 月 24 日から 8 月 8 日に八王子 市東京農工大学フィールドミュージアム 多摩丘陵で行った。エアロゾル粒径分布 の測定には走査型移動度粒径測定器 (SMPS; TSI) を用いた。揮発性有機化合物 (VOC) 濃度の測定には陽子移動反応質量 分析計 (PTR-MS; IONICON) を用いた。 SO₂ や O₃ などの気相成分の同時測定も 行った。

京都観測では 23 日間の観測期間中ほ とんど全ての日で、粒子径 30 nm 以下の 核生成モード粒子数濃度が増加する新粒 子生成と考えられる現象が発生した。核 生成モード粒子の増加は SO2, VOC 濃度 増加と対応がみられた。一方で東京多摩 観測では、新粒子生成に強く寄与すると 考えられている SO₂, VOC 濃度が高かっ たにも関わらず、16日間の観測期間中に 新粒子生成イベントは発生しなかった。 東京多摩ではイソプレンの平均濃度が京 都観測や新粒子生成が高頻度で発生する と報告されているフィンランドの森林域 ³⁾ と比べて 10-20 倍程度高く、イソプレ ンが OH を消費することにより、モノテ ルペンや SO₂ (H₂SO₄) 起源の新粒子生成 を抑制したと考えられる。以上の結果よ り複雑な化学反応場である都市大気環境 下でも、高濃度イソプレン存在下では森 林大気と同様に新粒子生成が抑制される 可能性が示唆された。

参考文献

- A. Kiendler-Scharr, J. Wildt, M. Dal Maso, T. Hohaus, E. Kleist, T. F. Mentel, R. Tillmann, R. Uerling, U. Schurr, A. Wahner: *Nature*, 461, 381 (2009).
- V. P. Kanawade, B. T. Jobson, A. B. Guenther, M. E. Erupe, S. N. Pressley, S. N. Tripathi, S. -H. Lee: *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 6013 (2011).
- 3) K. Sellegri, M. Hanke, B. Umann, F. Arnold, M. Kulmala: Atmos. Chem. Phys., 5, 373 (2005).

粗大硝酸塩の越境輸送の重要性と生成要因

鵜野伊津志¹⁾、弓本桂也²⁾、長田和雄³⁾、板橋秀一⁴⁾、山本重一⁵⁾

1) 九州大学応用力学研究所、2) 気象研究所、3) 名古屋大学、4) 電力中央研究所、5) 福岡県保健環境研究所

 PM_{25} 大気汚染に社会的関心が集まっているが、大気 汚染粒子としての硝酸塩 NO₃ は粒径 2.5µm 以上にも 多く存在する。黄砂や海塩とともに輸送されることが 多く、粗大 NO₃ を加味した解析は、粒子を介した酸性 ガスの取り込みや物質収支の研究に重要である。我々 は九州大学筑紫キャンパス周辺で、1時間分解で微小・ 粗大粒径別組成の連続測定を 2013 年 10 月から継続し ている。測定にはエアロゾル化学成分連続自動分析装 置(以下、ACSA)を用い、PM₂₅, SO₄², NO₃, OBC などを測定している。同時に偏光光散乱式粒子数濃度 計 (POPC)を用い 0.5~10µm の粒子個数濃度も連続計 測している。ACSA と通常のデニューダ+フィルター 採取・イオンクロマト分析との比較を目的とした連続 観測(以下 DF 法)も実施した(長田ら、2016)。

GEOS-Chem 化学輸送モデルを用いた数値解析も進 めている (鵜野ら、2016)。モデルでは自然起源として、 ダスト (4 bin) と海塩 (2bin) を含めている。ダスト 発生量は POPC 観測に合致するように逆推定した。ダ ストと海塩表面で不均質反応で生成される硝酸塩も計 算している。ダストでは、2HNO₃ + CaCO₃ → Ca (NO₃)₂ + CO₂ + H₂O なる反応で Ca(NO₃)₂が生成する。 反応速度は、Fiarlie et al.(2010) に従っている。本報 告では、2015 年 1 月~6月に8回の黄砂日があり、 この間の粗大硝酸塩に着目した解析結果を示す。

図1に 3.6-6µm 粒子濃度 (POPC3), cNO₃ の観測と モデルの比較を示す。モデルは、fSO₄², fNO₃ (図略) や黄砂の越境輸送汚染を十分に再現した(図 la の日付は 福岡の黄砂日を意味する)。ACSAの粗大 NO₃の濃度は、 黄砂時に濃度の上昇する傾向が明瞭であったが、モデル で再現出来るケースと出来ないケースがあった。再現出 来ないケースは寒候期に多かった(図 lb)。

DF 法による観測では、全粒子態 NO₃ の内訳として、 粗大が常に >50%を占めていた(図 3)。従って、全粒子 態 NO₃ の輸送と大気を介した収支を考える上で、粗大 NO₃ の成因の解明が重要である。DF 法の組成を用いて 粗大 NO₃ の対イオンとして存在の可能性が高いものの重 回帰分析を行った。対イオンは、黄砂と海塩、意外なこ とに NH₄+ であった。重量濃度 (cnss Ca > 0.2 μ g/m³) に ついての回帰式は、cNO₃ = 0.5 cNa + 1.62 nss-cCa + 2.12 cNH₄ + 0.21 (R²=0.72) となり、各項が順に海塩、 黄砂 NO₃ の寄与分 (偏回帰係数をもとに推定) とモデル 計算値の成分毎の比較を示し、比較的良い一致性が判る。

図3には、月平均値の変化を示す。cNO₃の生成起源(半 年の平均寄与率)としては、海塩(22%)、黄砂(44%)と なり、残りは NH₄を対とする量で、季節性が大きく、こ れは、低温時の NH₄NO₃ 粒子の凝集による寄与が大きい 可能性がある。NH₄NO₃ 粒子の凝集による寄与を考慮し た長距離輸送のシミュレーションはこれまでになく黄砂 や海塩に凝集した人為起源の NO₃の成因・季節変化の追 跡は今後の課題である。



大気中放射性物質の減衰特性

*渡邊明(福島大・理工)二宮和彦, 篠原厚(大阪大学・理)

<u>1. はじめに</u>

東京電力福島第一原子力発電事故が発生してから 5 年半が経過した。この間,福島県双葉郡浪江町や大熊 町に線量率計や気象測器を設置して,気象要素と線量 率変動との関係について解析してきた。また,事故現 場から約 60km 離れた福島大学屋上(地上 24m)で放 射性物質の大気中濃度,降下量,粒度別大気中濃度な どを継続的に観測してきた。これらの観測結果を基に, 大気中の放射性物質の減衰状況を解析したので,その 結果を報告する。

2.線量率の減衰



図1に浪江町における2012年2月から2016年2月

までの線量率計の10分毎の測定結果を示す。事故当時 放射性ヨウ素が線量率の多くを占めていたが、観測を 開始した2012年2月にはほとんどが放射性セシウムに 依存していると考えられる。その時の線量率は、観測 値から 38 μ Sv/h で 2016 年 2 月には 16 μ Sv/h に減衰 している。この地点は帰還困難区域に指定されており、 現在もまったく除染がされていない。短時間変動では 降雪や降雨によって大きく減衰しているところもある が、全体的に指数関数的に減少しており、回帰曲線の 決定係数は0.98と有意な値を示している。当初Cs134 とCs137が1:1で放出され、放射線の強さを2.7:1と すると、2016年2月における自然減衰に伴う放射線量 率は 18.1µSv/h, 観測値との差は 2.1µSv/h で, 約 7.3%に相当する。実際の観測値の方が減衰しているこ とから、この程度の放射性物質の移行があったものと 考えられる。また、同回帰曲線から事故前の 0.04 µ Sv/hになるのは2046年1月であることが推定された。

<u>3. 大気中濃度の減衰</u>

福島大学では2011年5月18日からハイボリューム サンプラーにより大気中の放射性物質濃度を測定して きた。その結果を図2に示す。すでに渡邊(2012, 2013, 2014, 2015)は、その変動特性として、冬季から春季に かけて相対的の高濃度になること、2013年の6月から



10月にかけて他年と異なり,高濃度が出現していることなどを報告している。全体的に見れば指数関数的に減少しており,大気濃度については比較データがないが,凡そ3.2年程度で10³Bq/m³から10⁴Bq/m³に減少している。

4. 沈着量の減衰

図3は福島大学屋上で測定している放射性物質の月 降下量の変動を示したものいである。ほぼ降下量は大



図3 放射性 Csの月降下量の変化

気中濃度と対応し、冬季から春季にかけて増大し、夏 季に減少する傾向を有している。気象研究所(2016) は、1957年から観測を継続しており、つくばにおける 事故前の年平均降下量は7mBq/(m²・month)程度であっ た。観測値から求めた回帰曲線を基に10mBq/(m²・ month)に戻るに約100年の歳月が必要であることが推 定された。

5. まとめ

観測的観点から,減衰状況を解析し,放射性物質の 移行状態を把握するとともに,環境回復期間を推定し た。その結果,地点によって異なることは当然である が,地表面からのCsの移行は7%程度と推定できるこ と,また,線量率より降下量の方が復元時間が長いの は、再飛散の影響で,高線量率域を近くに抱えている ことが大きな要因と考えられること,イオン化しやす い I129 との関係から森林等からの再飛散の可能性が あることが明らかになった。

-483-

大気環境常時測定局で使用済みテープろ紙の分析による福島第一原子力発電所事故直後における 東日本での大気中放射性セシウムの時空間分布(その3):関東地方での複雑な輸送過程の解明 *鶴田治雄(RESTEC)、大浦泰嗣・海老原充(首都大)、大原利眞(環境研)、森口祐一(東大院工)、司馬 薫・ 草間優子・荒井俊昭(東大大気海洋研)、山田裕子・中島映至(JAXA/EORC)

1.目的:東京電力福島第一原子力発電所事故 直後における大気中放射性物質の時空間分布の 解明のため、大気環境常時測定局で使用されて いる、β線吸収法浮遊粒子状物質(SPM)計中の使 用済みテープろ紙に採取された放射性物質の分 析結果(Sci.Rep., 2014; JNRS, 2015)について、前 回では主に東北南部への輸送過程を報告した。 今回は、関東での複雑な輸送過程について、他 のデータとともに解析した結果を、発生源の考 察も含めて報告する。

2. 調査方法: 分析したSPM地点は、東北南部から関東西部と南部までの99地点で、2011年3月12日 ~3月21日の1時間毎の大気中Cs-134とCs-137濃度である。また、モニタリングポスト(MP)の空間線量率(RD)、独自に他の研究機関が実施した放射性核種の測定、気象庁のGPVデータの1000hPaの風向風速も解析に用いた。

3. 結果と考察: (1) 関東での3MP地点(埼玉、東 京、千葉)のRDは、3月15日は3つのピーク(p0, P2, p2)が、3月16日は2つ(p2', P4)が観測された (図1)。この中で、15日午前中に観測された2号 機由来のCs-137高濃度(茨城県南西部で最高150 Bg m⁻³)のプルーム(P2) は、よく知られているが、 その他は今回初めて明らかになった。(2)p0:15 日早朝に最高10 Bq m⁻³のプルームが、北東風で 茨城県東部沿岸域から東京湾岸地域に到達した (図2上)。なお、Xe-133濃度は千葉や東京で相対 的に低かった。(3)P2:その後、高濃度のプルー ムが茨城県東部沿岸域から到達したが、東寄り の風により関東西部山岳地帯の山麓まで輸送さ れた。(3)p2:15日の午後から夕方にかけて、関 東中部の多くのMPでRDが高くなったが、Cs-137 濃度は最高5 Bg m⁻³程度で低かった。一方、この 時は、Xe-133濃度がP2のプルームよりも高くなった。 この影響でRDが増加し、発生源は2号機以外と推測さ れた。(4)p2':16日の早朝、埼玉と東京では、RDが 再び増加したが、Cs-137濃度は低かった。なお、東 京でのXe-133は高く、北寄りの風だったので、午後 から夕方にかけて、内陸部に輸送された汚染気塊の 一部が、再び南下したと推測される。(5)P4:16日の 9時前後に、茨城・千葉県東部沿岸域で、高濃度の Cs-137(最高175 Bg m⁻³)が観測された。これは、強 い北寄りの風で原発から直接到達したプルーム(P4. 図2下)で、テープろ紙の分析で初めてわかった。



図 1 文科省 MP の埼玉、東京、千葉での空間線量率(RD) と東京での Cs-137 濃度の時系列(2011 年 3 月 15-16 日)。 DL は検出下限値。p0、P2 などはプルームの番号。



0.1 1 (Bq m⁻²) 10 10 (m s⁻¹) 図 2 関東での Cs-137 濃度と 1000hPa での風向風速 空間分布。(上段)3 月 15 日 6 時(下段)3 月 16 日 9 時

放射性セシウムの大気への再浮遊にバイオエアロゾルが果たす役割

 ○五十嵐康人(気象研),北和之(茨城大),牧輝弥(金沢大),竹中千里(名古屋大),木名瀬健(茨城大), 足立光司,梶野瑞王,関山剛,財前祐二(気象研),石塚正秀(香川大),二宮和彦(大阪大),大河内博(早 稲田大),反町篤行(福島医科大)

はじめに

著者らは、福島第一原発事故の放射能汚染による 大気環境影響評価のため、福島県内の汚染地域に設 置された観測地点で放射性セシウムの大気中濃度の 変動を観測してきた。その結果、事故後一定期間を 経ると、大気中濃度の低下は緩やかなものとなり、 季節変動を呈する定常的な濃度変化が観測されるよ うになった。このことは汚染した地表面から何らか のエアロゾルが発生し、そのエアロゾルに担われた 放射性セシウムが大気へ再浮遊していると考えられ る。再浮遊過程そのものも依然不明な点が多いが、 その担体として働くエアロゾルが何であるか解明さ れれば、セシウムはそのプロセスのトレーサーとな る。そのため、さまざまなエアロゾル観測手法を駆 使して、その正体解明と収支について検討してきた。

観測結果と議論

福島県内の典型的な里山である観測点では、1) 都市部での観測結果と異なり、特に降水が多く湿度 の高い夏季に放射性 Cs の大気中濃度が上昇し(図 1)、2)これを担う粒子は、見た目や光学顕微鏡像 からダストと思われたが、意外にもその大部分が実 は生物由来であること(図2)を見出した。



図1. 福島県内の汚染地域での大気中セシウム

真菌類が放射性 Cs をカリウムと誤認し濃縮する 事実を考慮すると、これらバイオエアロゾルの正体 として、胞子が想定可能なことに思い至った。真菌 胞子の¹³⁷Cs 輸送可能性を幾つかの仮定下で推定す ると、¹³⁷Cs 放射能は胞子一個当たり 5×10⁻¹⁰-3×10⁻⁷ Bq となり、収支を示せたモデルでのフラックスを説 明するには、森林から胞子が 9×10³-5×10⁵ 個/m²/秒飛 散する必要がある。この値は、Sesartic & Dallafior (2011) による Forest 最大値 387 個/m²/秒よりも 1~3 桁も大きい。

しかし咋夏の予備観測で、バイオエアロゾル個数 濃度は 5-8×10⁵ 個/m³に達することが確認され、さら にバイオエアロゾルの主体は真菌胞子であることが わかってきた。これらの生物種同定を遺伝子解析に より試みたところ、バイオエアロゾルの主体はキノ コ類であることが判明した。

まとめ

夏季の我が国の森林から相当量のバイオエアロゾ ルの飛散が起きていることがわかってきた。また、 上記仮定に基づく¹³⁷Cs 飛散量は、現実の放射性 Cs の再飛散と凡そ辻褄が合う。これらから,夏季にお けるバイオエアロゾルによる放射性 Cs の再飛散を 真剣に考慮すべきであり、また、真菌胞子は氷晶核 として働き得ることから、その氷晶核能の測定やフ ラックス観測により、気象・気候への影響の程度を 評価する必要性があると考えられる。



図2.フィルター試料の光学・電子顕微鏡像

九州西岸における偏西風中のバイオエアロゾルの変動

村田 浩太郎(熊本県立大学・環境共生学研究科) O張 代洲 (熊本県立大学・環境共生学部)

1. はじめに

空気中には微生物や生物起源のエアロゾル 粒子(バイオエアロゾル粒子)が普遍的に存 在している.とくに、細菌をはじめとする微 生物は、空気中での雲核としてのはたらきや、 全地球上での物質循環や気候変化など、 広範 囲にわたる潜在的な影響・はたらきが示唆さ れている.このような影響を評価する上で. 空気中を拡散するバイオエアロゾルの発生源 ごとの寄与を定量的に明らかにする必要があ る、すなわち、人間活動由来による発生、海洋 や沿岸域、森林、砂漠などのさまざまなフィ ールドにおいて特徴的と考えられるローカル な発生,空気の流れに伴う長距離輸送による 流入に関して, それぞれがどれほど量的に寄 与しているのか評価する必要がある.本研究 では, 熊本県天草市西海岸 (東シナ海に面し ている) における総観規模の気象(低気圧・高 気圧)とローカルな気象(海陸風)とに着目 し、アジア大陸風下の沿岸地域における、大 陸由来とローカル由来の細菌濃度について考 察した. 観測実施地点は周辺に人為的活動の 少ない海岸地域であり,周辺の自然由来の発 生とアジア大陸からの長距離輸送の影響を受 けて空気中エアロゾル粒子のダイナミクスが 生じている.

2. 方法

熊本県天草市大江において、(1) 2012 年 3 月 22-24 日、(2) 2013 年 3 月 19-21 日、(3) 2013 年 4 月 15 日、(4) 2013 年 4 月 27-29 日、

(5) 2014 年 5 月 10-11 日,(6) 2014 年 5 月 22-23 日の 6 期間に,海岸に面した建物の 3 階 ベランダ(最上階)で観測をおこなった.空気 中細菌は液体捕集装置(バイオサンプラー) を用いてリン酸緩衝生理食塩水中に採集し, グルタルアルデヒドで固定後,LIVE/DEAD BacLight Bacterial Viability Kit で蛍光染色し, 蛍光顕微鏡で計数を行った.観測期間中の気 象データおよび浮遊粒子数濃度は観測所から 約 500m 離れた天草環境リサーチユニット (AERU) で得られたものを用いた. 観測期間中の気象条件は,高気圧時,前線前, 前線後,高気圧接近時の4つに分類した.

3. 結果と考察

観測期間中の気象条件は、それぞれの期間 で(1) 前線前~前線後の黄砂.(2) 前線前~ 前線後,(3)前線後~高気圧接近,(4)高気圧 ~ 前線前, (5) 高気圧, (6) 高気圧に分類され た、前線後の気象条件下ではパーティクルカ ウンターで測定された粗大粒子(粒径1um以 上)の上昇とともに細菌数濃度が 10⁵-10⁶ cells m⁻³のオーダーで増加した.他の条件下ではこ のような粒子との相関性は見られなかった. 前線通過後はアジア大陸からの空気塊が速や かに流れてくるため,大陸起源の粒子と細菌 が同時に輸送されたのだと考えられる.一方、 高気圧下では粒子濃度と関係なく,6時(期間 4) あるいは9時,21時(期間5と6)に細菌 濃度が急増する日内変動が見られた.図1に 期間6の細菌数濃度と風向・風速の時間変動 を例として示す. 観測された定期的な濃度上 昇は、海陸風により風向がシフトする時間帯 と一致していた.このときの細菌濃度は105後 半~10⁶ cells m⁻³のオーダーであり, 前線後の 黄砂や大陸気塊の影響下の濃度に匹敵した. すなわち,大陸由来とローカル由来の細菌濃 度は,最大値で見れば同程度であるが,気象 条件(前線通過後あるいは高気圧)の違いと 海陸風などのローカルな空気の流れ、粒子と の相関の有無により、特徴づけられる.



Fig. 1 2014 年 5 月 22-23 日の天草における空気中細菌数 濃度と風向・風速の時間変化

極東の森林・泥炭火災の煙は北日本にどのくらい飛来しているか: エーロゾル再解析による研究

田中泰宙¹, 弓本桂也¹, 小木昭典²

1. 気象庁 気象研究所 環境・応用気象研究部, 2. 気象庁地球環境・海洋部 環境気象管理官付

1. はじめに

森林・泥炭火災、焼畑などバイオマス燃焼による 煙は、黒色炭素や有機エーロゾルの主要因の一つで ある。煙は大気汚染や大気混濁度の増加による視程 悪化の他に、大気放射の吸収による加熱や雪氷面へ の沈着による積雪面のアルベドを低下などを通じて 気候系へも影響を及ぼす可能性がある。また、地球 温暖化の進行に伴う高温・乾燥が進むと、森林火災 が増加する可能性のあることも指摘されている。

近年、ロシア・中国東北地方など極東地域の森林・泥炭火災の煙に起因すると推定される視程減少やエーロゾル粒子濃度の上昇が主に北日本で観測されている。例えば2014年7月25~26日の事例では、シベリアの火災によると推定される煙によって北海道で100µgm⁻³を超える PM2.5濃度が観測された。また、2016年5月中旬には森林火災起源の煙が北海道・東北上空に飛来したと推定されている (弓本他,本大会予稿)。

大陸からのバイオマス燃焼の煙の日本への影響は 「黄砂」のような気象観測記録がないため、その実 態は必ずしも明らかではない。そこで本研究では、 火災データ、エーロゾル再解析によるシミュレーシ ョン、および観測データから統合的な解析を試み、 いつ、どの程度の頻度で極東バイオマス燃焼の煙が 北日本に飛来しているかの推定を試みる。

2. データと方法

本研究では、MODIS による衛星観測や再解析値が 入手可能な2003年以降を対象として、北日本に極東 での森林・泥炭火災の煙が飛来した日数を調査する。 使用するデータとして、煙排出量インベントリ、お よびデータ同化によって観測を取り込んだエーロゾ ル再解析を用いる。これらは依然として不確実性が 大きいため、複数のデータセットを使用する。

煙の排出量インベントリとしては、日別の煙放出 量の情報が得られ、かつ対象期間をカバーするデー タセットとして GFAS (Kaiser et al. 2012) および GFED4 (Randerson et al., 2015)を用いる。これらのデー タセットから、極東地域での火災発生による煙の放 出量を時系列で調査する。

全球エーロゾルモデルを用いた再解析データセットとして、ECMWFの MACC reanalysis (Inness et al. 2013)の黒色炭素および有機エーロゾルの光学的厚さ、および米海軍研究所 (NRL)の NAAPS-reanalysis (Lynch, et al. 2016)の smoke の光学的厚さを用いる。また、気象研究所の全球エーロゾルモデル MASINGAR にデータ同化を適用した再解析値 β バージョンも併用する。

煙の飛来日数の調査は、極東地域の火災発生の時 系列とエーロゾル再解析データセットから得られる 日本上空での煙の光学的厚さの相関を調べる。この 相関が高いときに、極東で火災が発生した後に煙が 日本上空に到達したと推定し、事例を計数する。

3. 結果の概要

GFAS での極東地域(42°~65°N, 100°~142°Eの範囲)での火災による有機炭素の総放出量を図1(a)に、および北日本領域(36°~46°N, 138.5°~148.0°)での再解析データによる煙の光学的厚さの領域内最大値の時系列変化を図1(b)に示す。森林火災の発生量と、再解析による北日本上空の煙による光学的厚さは良い相関を示している。火災による煙の影響を抽出するため、北日本に到達する5日以内に火災が発生したという条件に絞った光学的厚さの時系列変化が図1(c)である。2003~2013年の期間を平均すると、煙によって北日本の光学的厚さが0.5上昇するのはMACC 再解析では約7日、NAAPS 再解析では約10日となった。ただし森林火災発生は年々変動が大きい。また、明瞭な増減トレンドは見られなかった。



図1. (a) GFAS による極東地域(42°~65°N, 100°~142°E の範囲)での火災による有機炭素の総放出量、(b) 北日本領域(36°~46°N, 138.5°~148.0°E)での再解析データによる煙の光学的厚さの領域内最大値、および(c) 森林火災があったときの北日本の光学的厚さの最大値の時系列変化

【謝辞】

本研究内容の一部は環境研究総合推進費 (S-12, 5-1502)の 支援を受けています。

参考文献

- Inness, A., et al., 2013: Atmos. Chem. Phys., 13, 4073-4109, doi:10.5194/acp-13-4073-2013.
- Kaiser, et al., 2012: Biogeosciences, 9, 527-554.
- Lynch, P., et al., 2016: *Geosci. Model Dev.*, **9**, 1489-1522, doi:10.5194/gmd-9-1489-2016
- Randerson, J.T., et al. 2015. Global Fire Emissions Database, Version 4, (GFEDv4). doi:10.3334/ORNLDAAC/1293

Regional Characteristics of Recent Dust Occurrence and Its Controlling Factors in East Asia

Jing Wu¹, Yasunori Kurosaki², Masato Shinoda¹, and Kenji Kai¹

¹Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan

² Arid Land Research Center, Tottori University, Tottori, Japan

1. Introduction

Aeolian dust, resulting from wind erosion, is controlled by two major factors: aeolian erosivity (i.e., wind speed) and aeolian erodibility (i.e., land surface conditions). The extent to which each of the factors contributes to dust outbreaks, which vary regionally and seasonally, remains unclear. As such, we present a novel map of the controlling factors for dust outbreaks in dryland of East Asia by quantifying the relative contributions of the erosivity and various erodibility parameters to inter-annual dust variations on a station basis during the period of 1999 to 2013.

2. Data and Method

Table 1 Date used in the present study

Dataset	Parameter	Description
	Dust	Present weather
SYNOP	outbreak	07-09, 30-35, 98
	Strong wind	Wind speed>6.5m/s
Spot-Vegetation	NDVI	Resolution: 1km
MODIS	Snow cover	Resolution: 0.05Deg

Dust outbreak ratio (DOR) is defined as the ratio of the dust outbreak frequency (DOF) to the strong wind frequency (SWF).

3. Results and Discussion

In order to identify the most significant controlling factor to the DOF, the DOF was regressed, on a station basis, on the SWF and the DOR at the 5% significance level. If the DOF was significantly related to only the SWF (or DOR), such stations were classified as erosivity (or erodibility) only. If the DOF was significantly related to both the SWF and the DOR, out of the two, a larger value of the correlation coefficient indicates a greater contribution. Such stations were classified as erosivity > (or <) erodibility. Regression curves and the correlations between the DOR and the erodibility parameters were derived at the 5% and 10% significance levels for each station, where the DOF was more strongly related to the DOR.

Erosivity controls dust outbreaks in the Taklimakan Desert, west of the Hexi Corridor, and on the north side of the Altai Mountain. On the other hand, dust outbreaks are dependent on erodibility in steppe regions: lower precipitation or less abundant vegetation during the previous summer was found to be related to dusty springs in the Mongolian steppe, whereas the less abundant spring vegetation and reduced snow cover enhanced dust outbreaks in the Inner Mongolian steppe. Anthropogenically restored vegetation in desertified areas was found to be likely to suppress dust outbreaks in the Loess Plateau.



Fig.1 Map of the controlling factors for dust emission in East Asia.

This study is partly supported by Grants-in-Aid for Scientific Research from JSPS (No.s 24340111 and 25220201)

Asian dust effect on the cloud and precipitation over Korean Peninsula

WoonSeon Jung(Nagoya University), Jen-Ping Chen(National Taiwan University), Yi-Chiu Lin(National Taiwan University), Masataka Murakami(Nagoya University), and Taro Shinoda(Nagoya University)

Aerosol particles are known to act as cloud condensation nuclei and/or ice nuclei depending on the physical and chemical characteristics of the particles (Seinfeld and Pandis, 2006). The effect of desert dust on cloud properties and precipitation has been studied by using theoretical models and observation so far. Asian dust storm occurs every year and affects in East Asian region such as China, Korea, Taiwan, and Japan (Wang, 2006). Korean Peninsula is located downwind of the desert region over northern China, and also sits in the westerly zone with frequent frontal passage. As the East Asia dust storms often followed the fast-moving clod front system (Chen et al., 2004), it is possible that the precipitation associated with the frontal systems over the Korean Peninsula were affected by yellow dust.

Therefore, the purpose of this study is to investigate the aerosol effect on the cloud and precipitation during Hwangsa period over the Korean Peninsula using observation and model simulation. The observations include several aerosol instruments in Korea Global Atmosphere Watch Center and rain gauges over Korea. For model experiment, the dustcloud coupled microphysical scheme of Lin (2015) that incorporated into the WRF model is used. The formulations of dust-cloud interactions are based on the CLR2 cloud microphysical scheme (Cheng et al., 2007, 2010) and SNAP aerosol scheme (Chen et al., 2013). Initial size distribution of cloud condensation nuclei was based on observation data (Fig. 1). Dust particles are assumed to act as ice nuclei through deposition nucleation and/or immersion freezing nucleation.

The studied case is a yellow sand storm generated

from 19 to 20 March 2011, which affected East Asia, and passed over the Korean Peninsula from west to east and was followed by strong rainfall brought about by the low pressure system (Fig. 2). Hwangsa weather chart shows that the high pressure system over Inner Mongolia and Loess plateau approach to the low pressure system from northwest to southeast. The model well simulated the patterns and strength of surface precipitation as compared with the observation, except slight delay in precipitation occurrence and overestimation of precipitation intensity over the central and southern part of Korea. The simulations suggest that the surface precipitation is significantly affected by the yellow sand via the ice nucleation processes although homogeneous ice nucleation (homogeneous freezing of cloud droplets below -40°C) predominates in the cloud system. More detailed results will be presented in the conference.



Fig. 1. Aerosol size distribution if nuclei, accumulation and coarse mode by observation fitting.



Fig. 2. (a) Hwangsa weather chart and (b) aerosol optical depth from MODIS / Terra on 20 March 2011.

CALIPSO を用いた 2012 年 4 月のダストストームの時空間変遷について

馬場賢治1 神慶孝2 高畑若奈1 出村雄太1 星野仏方1 1 酪農学園大学酪農学研究科 2 国立環境研究所

<u>1. はじめに</u>

日本における口蹄疫などの伝染病の発症の際には、 先に中国や韓国で発症報告が多くされており、これら 起源の伝染病が日本で発症する可能性がある.また、 これらの地域から日本へ向かうものの一つにアジアダ ストが挙げられ、これに発生源の物質が付着するだけ ではなく、経路中の粒子等を取り込みながら移動する ことが指摘されている.これらの評価を行うために 2012年4月下旬から5月上旬にかけて、モンゴルゴビ 砂漠 (Sainshand 他) と札幌において、エアロゾル等 の同時観測を行った.29日にゴビ砂漠においてアジア ダストが目視により観測され、翌30日以降札幌におい てもアジアダストが観測された、この事例について、 雲解像モデル CReSS を用いた報告を 2013 年春季およ び 2014 年秋季大会で報告した今回は、その事例につ いて、CALIPSO による観測と気象モデルの比較検証 を行った.

<u>2. モデル設定</u>

モデルは雲解像モデル CReSS3 を用いてシミュレー ションを行った.水平格子間隔は 0.04 度で,東経 100 度~150 度,北緯 30 度~50 度を計算領域とした.初 期値および境界条件は気象庁 MSM-GPV を使用し,土 地利用分布は USGS の 30 秒,標高は SRTM の 30 秒, 海面水温データは気象庁全球 0.25 度格子を利用した. 初期時刻は 4 月 29 日 00UTC として,120 時間積分を 行った.つまり,現地においてアジアダストが観測さ れた日から札幌において観測された日の期間のシミュ レーションを行った.

<u>3. データ</u>

観測期間中の 2012 年 4 月 28 日~5 月 3 日における CALIPSO Vertical Feature Mask Data を用いて解析 を行った.

4. 結果とまとめ

CReSS による流跡線解析では、札幌を基点とした後 方流跡線、および、モンゴルゴビを基点とした流跡線 共に同様の経路が示された. CALIPSO による観測が 行われた時刻における CReSS の後方流跡線で示され た 43°N 且つ 3000m 未満の高度において、CALIPSO の Feature Type はエアロゾルであり、Aerosol subtype はダストを示していた(図).他の時刻におい ても概ね同様の結果が得ることが出来た.これらから、 モンゴルゴビ砂漠において低気圧前面の強風により巻 き上げられたアジアダストが北海道に到達する可能性 を示唆した.

今後は、現地ライダーデータを用いてアジアダスト の高度分布を求め、そのデータを基に流跡線解析を行 い、比較検証する.また、雲物理過程や降水過程によ る多寡についても考慮する予定である.





謝辞:本研究は,科学研究費(課題番号25550079), 酪農学 園大学学内共同研究,及び,名古大学宇宙地球環境研究所一 般・計算機利用共同研究の研究資金を用いて行われた.

ライダーネットワークが捉えた寒冷前線によるダスト舞い上げの空間構造

*河合 慶¹, 甲斐 憲次¹, 神 慶孝², 杉本 伸夫², Dashdondog Batdorj³ (1:名古屋大学大学院, 2:国立環境研究所, 3:モンゴル気象環境監視庁)

1. はじめに

東アジア内陸部の乾燥地域で強風によって地 表面から大気境界層内に舞い上げられたダスト (黄砂)は、上空の自由対流圏に到達すると、偏 西風によって北太平洋地域へ長距離輸送される。 ダストを大気境界層から自由対流圏に輸送する メカニズムの一つとして、寒冷前線が挙げられて いる(Hara et al., 2009, ACP)。本研究では、ゴ ビ砂漠のライダーネットワーク(図1)の観測結 果を用いて、寒冷前線がダストを舞い上げるプロ セスを明らかにする。

2. 方法

ゴビ砂漠東部のサインシャンドとザミンウド には、国立環境研究所がアジアに展開している AD-Net の 2 波長ミー散乱偏光ライダーが設置さ れている(Sugimoto et al., 2008, SPIE)。また、 名古屋大学とモンゴル気象水文環境情報研究所 は、2013 年 4 月末にゴビ砂漠中央部のダランザ ドガドにライダーの一種であるシーロメーター

(Vaisala CL51)を設置した(Jin et al., 2015, JQSRT; Kawai et al., 2015, SOLA)。このゴビ砂 漠のライダーネットワークは、2013年5月22-23 日に発生したダストイベントにおいて、ダストが 寒冷前線面上を自由対流圏まで広がっている様 子をとらえた。このダストの動態を明らかにする ために、各種の気象データ(SYNOP 報など)や 観測データ(PM10 濃度など)も用いた。

3. 結果と考察

2013年5月22-23日にゴビ砂漠で発生したダ ストイベントの成因は、発達中の低気圧に伴う寒 冷前線による強風であった。この寒冷前線はゴビ 砂漠を北西から南東へ移動し、ダランザドガド、 サインシャンド、ザミンウドの順に通過した。こ の3地点の全てのライダーは、寒冷前線周辺にダ スト層を観測した。また、寒冷前線後部には寒気 の移流が見られ、寒冷前線面上にもダストが分布 していた。このダストの分布範囲は、ダランザド ガドでは高度 1.8 km までであったが、サインシ ャンドとザミンウドでは高度 4 km まで広がり、 自由対流圏に到達していた。このダスト付近では 寒冷前線前面における暖気の上昇流が確認され、 この上昇流によってダストが輸送されたと考え られる。また、寒冷前線が先に通過したダランザ ドガドよりも、後に通過したサインシャンドとザ ミンウドでダストが広く上空まで分布していた ことから、寒冷前線がゴビ砂漠を通過する際に、 ダストが地表面から継続的に供給され、分布範囲 が広がったと考えられる(図 2)。

本研究は、JSPS 研究拠点形成事業(B. アジ ア・アフリカ学術基盤形成型)と科研費(No. 16H02703)の助成を得た。



図2. 寒冷前線によるダストの舞い上げ

シーロメータ CHM15k とライダーによるエアロゾル鉛直プロファイルの比較観測

*神慶孝、杉本伸夫、清水厚、西澤智明(環境研)

1. はじめに

シーロメータは主に空港などに設置され、雲底 高度の測定に使用されている。測定原理はライダ ーと同じであるため、後方散乱信号の鉛直プロフ ァイルを測定できる。近年、シーロメータのエア ロゾル観測への応用が期待されている。安価で操 作も平易であるシーロメータは、グローバルなエ アロゾル観測網を構築できる可能性がある。本研 究では、シーロメータの性能評価のため、2015 年 11 月 16 日から 21 日にかけて、国立環境研究 所(茨城県つくば市)にてシーロメータ CHM15k (Luff 社) と AD-Net ライダーによる比較観測

(Lufft 社) と AD-Net フィターによる比較観測 を行ったので報告する。

2. シーロメータ CHM15k と AD-Net ライダー

シーロメータの多くは、波長 900nm 付近の半 導体レーザーを光源として用いるが、CHM15k はNd:YAG レーザーの基本波(1064nm)を用いる。 つくばにおける AD-Net ライダーは 1064nm と 532nm の2 波長で観測している(532nm は偏光 解消度も測定)。そのため、波長 1064nm にて CHM15k とライダーとの比較が可能である。光源 に関する CHM15k のライダーとの大きな違いは、 レーザーパワーが小さく(7~9µJ)、高繰り返し (5-7kHz)であるという点である。

3. 比較観測結果

2015 年 11 月 21 日に観測された減衰後方散乱 係数の時間高度断面図を図1に示す。CHM15k による観測結果は、ライダーによるものと良く似 ている。境界層の上端に発生した雲だけでなく、 混合層内にトラップされたエアロゾルも観測でき ている。これは、逆転層より上のクリーンな大気 とのコントラストから読み取れる。

雲がない時間帯で鉛直プロファイルを比較する と、高度 600m 以上でよく一致している(図2)。 ノイジーだが、自由大気での薄いエアロゾルにつ いても、CHM15k で観測されている。高度 600m 以下では CHM15k の減衰後方散乱係数がライダ ーと比べて小さい。これは重なり関数の推定の問 題である。ライダーは 50mm 径の小型望遠鏡の観 測データを用いて下層の信号を補正しているが、 CHM15k にはそれができない。シーロメータの設 置時に、下層を観測できる小型ライダーと同時観 測するなど、重なり関数を事前に推定しておく必 要がある。

図2では、CHM15kの減衰後方散乱係数に係数 1.3をかけることによって、高度600m以上でラ イダーデータと良い一致を示している。CHM15k の校正係数は、レーザーパワーや受光感度などに よって出荷時に決定されている。そのため、レー ザーのパワーや観測窓の透過率に依存して減衰後 方散乱係数が変動してしまう。定期的に校正係数 を推定できる手法を考える必要がある。本研究で は、光学的に厚い水雲の信号を用いた校正手法を 検討したので、発表で紹介する。

[謝辞]本研究は JST・JICA 地球規模課題対応国際 科学技術協力プログラムの助成を受けたものであ る。CHM15k による観測は、アイ・アール・シス テムの協力を得て行われたものである。







図2 2015年11月21日4時19分(UTC)に CHM15k(点線)とライダー(実線)で観測され た減衰後方散乱係数の鉛直プロファイル。

全球雲解像実験による黒色炭素の北極への輸送

○佐藤陽祐¹、三浦裕亮²、八代尚¹、五藤大輔³、竹村俊彦⁴、富田浩文¹、中島映至⁵
(1:理研計算科学、2:東大院理、3:環境研、4:九大応力研、5: JAXA/EORC)

背景

黒色炭素エアロゾル (ブラックカーボン:BC) は 他のエアロゾルとは異なり、太陽放射を吸収し、大 気を温める効果を持つことに加え、北極域では地表 の雪や氷の上に降り積もり、地表のアルベドを変化 させるため、地球のエネルギー収支に大きな影響を 与える(1)。北極域の BC は、北極域内に BC の排出 源が少ないことから(2)、主に北半球の中高緯度域か ら輸送されると考えられている(3)。ところが、気候 予測に用いられる GCM は北極域の BC を過小評価 している(4)。近年の研究では、北極域の過小評価も 含め、BC の再現性を向上させるため、物理プロセ スのパラメタリゼーションを改良が試みられている が (例えば(5), (6), (7)など)、複数の GCM に於ける BC のモデル間のばらつきは未だに大きい(4)。

BC の北極方向への輸送に重要な役割を果たして いる現象の一つとして、中緯度で発生する前線や低 気圧があるが(8),(9)、現在の GCM では水平解像度が 粗いためにその詳細な構造を表現できない。本研究 では全球雲解像モデルを用いた数値実験により低気 圧や前線の詳細な構造を再現し、微細な構造が BC の北極方向の輸送に及ぼす影響を評価した。

実験設定と結果(観測との比較)

実験に用いたモデルは全球雲解像モデル NICAMとエアロゾル輸送モデルSPRINTARSを 結合させた NICAM-SPRINTARS である。 NCEP-FNLをもとに初期値を作成し、2011年11 月17日00UTCから2週間の積分を行った。エア ロゾルの Emission inventory は HTAP v2.2、 GFED3.1 などを用いた。感度実験として3種類 の水平解像度 3.5km(GL11)、14km(GL09)、 56km(GL07)で実験を行い(鉛直は全ての実験で 38層)、GL11、GL09では雲微物理を、GL07で は積雲パラメタリゼーションと大規模凝結を用 いて実験を行った。実験の詳細は本研究に関する 原著論文(10)に記載されている。

図は、GL11、GL07による計算の最後 10 日間 で平均した北極域の地表面の BC の質量濃度と、 地上観測から得られた BC の質量濃度である。 GL07では北極域の BC を過小評価しているのに 対して、GL11では観測に近い値が得られている。

解析の結果、この違いは主に中緯度で発生する 前線と低気圧の微細構造の再現性と、それに伴う BCの除去率の違いに起因してることが明らかに なった。

このことは、これまで行われてきた物理過程の 改良のみならず、高解像度でのエアロゾル輸送モ デルの実験の必要性を示唆している。



図:(a)モデル(計算の最後10日で平均)、および(b)観測 (2011年11月1ヶ月で平均)得られたBCの地表濃度

参考文献

- 1. T. C. Bond *et al.*, J. Geophys. Res. **118**, 5380–5552 (2013).
- 2. K. S. Law, A. Stohl, Science. 315, 1537–1540 (2007).
- D. Hirdman et al., Atmos. Chem. Phys. 10, 9351–9368 (2010).
- 4. D. Koch et al., Atmos. Chem. Phys. 9, 9001–9026 (2009).
- E. Vignati et al., Atmos. Chem. Phys. 10, 2595–2611 (2010).
- 6. H. Wang et al., Geosci. Model Dev. 6, 765–782 (2013).
- H. Matsui et al., J. Geophys. Res. Atmos. 118, 2304– 2326 (2013).
- 8. A. Stohl, J. Geophys. Res. 111, D11306 (2006).
- 9. P. K. Quinn et al.(2011), The Impact of Black Carbon on Arctic Climate, vol. 4.
- 10. Y. Sato et al., Sci. Rep. 6, 26561 (2016).

南大洋域へ供給される鉱物エアロゾルに関する全球エアロゾル化学輸送モデル解析

伊藤彰記^{*}(海洋研究開発機構)、Jasper F. Kok (カリフォルニア大学)

1. 緒言

大気中に浮遊する鉱物起源のダスト粒子は、 ある風速を超えたときに発生し、その発生量は土 壌水分量、地表面土壌粒径分布、植生被覆率など によって大きく左右される。そして、ダストによ り供給される鉄は、食物連鎖を通して海洋生態系 へ影響を与える。特に、南大洋域は溶存鉄が植物 プランクトンの生育にとって制限要因となって おり、その広大さから全球炭素循環を理解する上 で極めて重要である。しかし、南半球におけるダ スト発生量の推定値には多大な不確実性がある。 本研究では、全球大気化学輸送モデルにおいて、 ダスト発生量の季節変化の再現性を向上させる ダスト発生量の季節変化の再現性を向上させる メト発生スキームを高度化した。その上で、南 大洋域へ供給される鉱物エアロゾルの発生源に 関して解析した結果を報告する。

2. 手法

我々のエアロゾル化学輸送モデルは、鉱物起 源エアロゾルおよび燃焼起源エアロゾル中の比 較的不溶な鉄が酸性物質および有機錯体と化学 反応し、溶出する過程を動的に表現している[1, 2]。そのエアロゾル化学輸送モデルに最新のダス ト発生スキームを導入した[3]。次に、そのエア ロゾル化学輸送モデルを用いて、エアロゾルの光 学的厚さを算出した。そのモデル出力値と主要な ダストの発生源付近で観測されたデータ

(AERONET) との間の誤差が最小になるように、 ダスト発生量を最適化させた[4]。その際、土壌 水分量、地表面土壌粒径分布、植生被覆率などに 関するダスト発生スキームを改良し、それに伴い 導入されたパラメーターに関して感度実験を行 った。

3. 数値実験結果と考察

従来、土壌起源の鉱物エアロゾルは主要な発 生源となるサハラ砂漠地帯を中心とした乾燥地 域に焦点を当てて研究されてきている。それに伴 い、全球モデルにおいて、土壌水分に関するダス ト発生量の感度は低めに設定されていた。近年、 植生に覆われた半乾燥地域に関する研究が注目 されてきている。そして、最近の研究から、ダス ト発生量は、従来仮定されていたより土壌水分量 によって大きく影響されることが指摘されてい る。本研究では、従来の手法と比較して、土壌水 分量と植生被覆率に関する感度が高い手法を用 いた。その結果、植物プランクトンにとって利用 されやすい性質となる鉄の存在量を予測するた めには、植生に覆われた地域に関する鉄を含んだ エアロゾルをより理解する必要があることを示 唆する。今後、そのような地域において、地球温 暖化や土地利用変化などによる水溶性鉄供給量 の変化の予測精度を向上させることが重要であ る。

References

- Ito, A. (2015), *Environ. Sci. Technol. Lett.*, 2 (3), 70–75, doi: 10.1021/acs.estlett.5b00007.
- [2] Ito, A., and Z. Shi (2016) *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 85–99, doi:10.5194/acp-16-85-2016.
- [3] Kok, J. F., et al. (2014) Atmos. Chem. Phys., 14, 13023–13041, doi:10.5194/acp-14-13023-2014.
- [4] Kok, J. F., et al. (2014) Atmos. Chem. Phys., 14, 13043–13061, doi:10.5194/acp-14-13043-2014.

モデル水平分解能のエアロゾル濃度への影響

*五藤大輔¹, 中島映至² 1 国立環境研究所, 2. JAXA/EORC

1. はじめに

これまでの日本気象学会において何度か発表を行った 内容に関連した話題の提供である. 我々のチームでは、非 静力学正 20 面体格子大気モデル NICAM^{1,2,3)}にストレッチ 格子法⁴⁾を日本周辺に適用し、水平分解能 10km 程度の領 域大気汚染物質シミュレーション5)を行ってきた、その中 で、気候モデルである MIROC で計算された気象場を用い て、NICAM ストレッチ格子法⁴⁾を日本付近のダウンスケ ーリングに適用し、現在気候(2000年)における PM25シ ミュレーションも行った.水平分解能 10km の結果を評価 するために、一般的な気候モデルで利用されている水平 分解能 100km の計算も同モデル・同条件で行い、モデル 水平分解能の違いによる PM25 濃度の差を追究した⁶. な おこの取り組みは,文部科学省気候変動適応研究推進プロ グラム(RECCA)/SALSA,環境省環境研究総合推進費戦 略的研究開発領域(S-12)、文部科学省若手研究 B (26740010) などのプロジェクトで行っている.

2. 実験設定

用いたモデルは、非静力学正 20 面体格子大気モデル NICAM^{1,2,3)}が母体モデルで, エアロゾルの取り扱いは SPRINTARS⁷⁾をベースとしている.実験対象地域の中心 は関東地方で、NICAM ストレッチ格子法⁴⁾を適用し、水平 分解能が最小で約10km、積分は1年間のスピンアップ後、 3年間行った.実験条件は、初期値およびナッジング用の 気象データは大気海洋結合モデルである MIROC-4H^{8,9)}の 計算結果を用い、6時間毎にナッジングを行った. 取り扱 う気体・エアロゾル・それらの前駆物質の排出インベント リに関しては、Lamarque et al. (2010)¹⁰⁾を用いた. 硫酸化学 に必要な酸化物質は MIROC モデルに結合した大気化学 輸送モデル CHASER¹¹⁾の低解像度(T42)で計算された気 候値を用いた. 比較のため, 水平分解能 100km の全球実 験も NICAM で行った(これを Low-Resolved Model; LRM と表し、高分解能の結果を High-Resolved Model; HRM と 表す).低分解能の NICAM を用いたエアロゾルの検証は 過去に何度か行っており、観測結果とほぼ整合的である ことがわかっている^{12,13,14)},本研究のモデル検証には、日 本の四大都市である東京,大阪,名古屋,福岡において, 利用可能な地上観測結果(降水量・PM25濃度)を用いた. 但し, MIROC-4H の結果は 2000 年代の気候値に対応する ので、降水量データは1995年からの15年間分、PM25デー タは 2001 年からの9年間分のデータを用いた.

3. 結果とまとめ

結果の検証として、東京、大阪、名古屋、福岡において 頻度分布の比較を行った.これにより、降水量は HRM が LRM よりも観測で得られている頻度分布に近いことがわ かった. HRM では非常に弱い降水や非常に強い降水の再 現性が良かった.次に PM_{25} 濃度を比較したが、先行研究 ⁵⁾から PM_{25} にはバイアス補正が必要であり、補正後の結 果を比べたところ、東京・名古屋ではうまく再現された. しかし、大阪や福岡では補正後も過小評価傾向であった. 水平分布は図に示した.この理由としては、モデルの中心 グリッドである東京から離れるにつれてモデル分解能が 粗くなることや、越境汚染の過小評価などが考えらえる. また、どの都市においても HRM の結果が LRM の結果よ りも PM_{25} 濃度値が大きく、観測により近かった.定量的 には LRM は HRM に比べて約3割の過小評価であった.

本研究で得た計算結果はPM₂₅の長期曝露評価にも使っ ており,計算条件を2030年の将来に設定した実験も行い, 将来における PM₂₅曝露評価も行ったので,本発表ではそ れらに関しても言及したい.



図:NICAM で計算した年平均 PM2.5 地表面濃度.

参考文献

1) Tomita and Satoh (2004), Fluid. Dyn. Res., 34, 357-400. 2) Satoh et al. (2008), J. Comput. Phys., 227, 3486-3514. 3) Satoh et al. (2014), PEPS, 1, 18. 4) Tomita (2008), JMSJ, 86A, 121-142. 5) Goto et al. (2015), GMD, 8, 235-259. 6) Goto et al. (2016), Atmos. Environ., 140, 320-332. 7) Takemura et al. (2005), JGR, doi:10.1029/2004JD005029. 8) Chikamoto et al. (2013), Clim. Dyn., 40(5), 1201-1222. 9) Sakamoto et al. (2012), JMSJ, 90(3), 325-359. 10) Lamarque et al. (2010), ACP, 10, 7017-7039. 11) Sudo et al. (2002), JGR, doi:10.1029/2001JD001113. 12) Goto (2014), Env. Pol., 195, 330-335. 13) Dai et al. (2014), Atmos. Environ., 82, 71-82 14) Goto et al. (2015), JGR, 120, 6247-6270.

JAXA ひまわりモニタの開発(1): 多波長イメージャによるエアロゾル推定アルゴリズム

吉田真由美*、村上浩、永尾隆、菊池麻紀 (IAXA/EORC)

1. はじめに

2014 年 10 月に打ち上げられた静止気象衛星「ひまわり8 号」は、可視近赤外域に6バンドのセンサを持ち、10分毎の 高頻度観測を行うことができる。また、SGLIやGOSAT2等の JAXA 極軌道衛星も今後運用が予定されており、複数の衛星 センサを利用したエアロゾル光学特性の精度向上が期待さ れる。多衛星センサおよび陸/海で整合性のある光学特性を 推定するためには、共通に利用できるアルゴリズムが必要で ある

そこで本研究では、従来手法(Higurashi and Nakajima, 1999; Higurashi and Nakajima, 2002, Fukuda et al., 2013)をベース にした多センサおよび海/陸で共通なエアロゾル推定アルゴリ ズムの開発を行うことを目的としている。対象としたセンサは、 多波長イメージャーMODIS,SGLI,AHI,CAI,CAI2,MSI 等であ る。

本発表では、特にひまわり8号から推定されたエアロゾル光 学特性について紹介する。

2. 手法

本研究で用いたエアロゾル光学特性導出アルゴリズムのフロ ーを図1に示す。従来手法と同様に可視近赤外域の波長に おいて、衛星観測と放射伝達計算による大気上端反射率が 一致するようなエアロゾル光学的厚さとエアロゾルモデルを求 める。本手法では、観測値の誤差や、推定パラメータのチャ ンネルによる感度の違いを考慮した推定を行った。また処理 高速化のため、放射伝達計算結果をルックアップテーブルと して保持しておくが、予め 300 - 2500nm において 1nm 毎に 放射伝達計算を行い、各センサの応答関数で重み付けを行 うことにより、再度放射伝達計算をすることなく様々なセンサ に適用することができる。放射伝達計算には OpenCLASTR project による STAR シリーズ (Nakajima and Tanaka, 1986, 1999; Ota et al.)を用いた。

陸面反射率データは、Fukuda et al. (2013)と同様の手法で 作成し、地表面反射率が2番目に低い値(2nd minimum)を採 用した。一番低い反射率は雲影に影響されていることが多い ためである。晴天域の抽出は、JAXA の GOSAT/CAI, GCOM-C/SGLI, EarthCARE/MSI 用に開発された雲判別ア ルゴリズム (CLAUDIA: Ishida and Nakajima, 2009; Ishida et al., 2011)を用いて行った。

3. 結果·考察

図2は、2015年7月12日11:00(日本時刻)に、ひまわり8 号 AHI から推定した 500nm におけるエアロゾル光学的厚さで

ある。雲域を除いて、ほぼ全域で陸・海ともに光学特性の推 定を行うことができ、エアロゾル光学的厚さは、陸海で概ね連 続的な値が推定された。

発表当日は、検証結果も含めて発表する予定である。

オゾン全量(TOMS 雲マスク IMA気象 水蒸気全量 データ 気圧 (雪な) ガス吸収補正 海上風速 建金属-夕(ETOPO1 (ガス補正後) 海域: 海軍以封定。 ar反射率 エアロゾル光学的厚さ



図1 エアロゾル光学特性導出アルゴリズムフロー



図 2 2015 年 7 月 12 日 11:00(日本時刻)における波長 500nm での エアロゾル光学的厚さ

墙文素象

Fukuda et al. (2013), J. Geophys. Res. Kaufman et al. (1997), J. Geophys. Res. Higurashi and Nakajima (1999), J. Atmos. Sci. Higurashi and Nakajima (2002), Geophys. Res. Lett. Ishida and Nakajima (2009), J. Geophys. Res. Ishida et al. (2011), J. Appl. Meteorol. Clim. Remer et al. (2005), J. Atmos. Sci. Nakajima and Tanaka (1986, 1988), J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. Ota et al. (2009), J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.

謝辞

本研究は、東海大学が開発された雲判別アルゴリズム(CLAUDIA)、海洋大 学・気象研が開発された放射伝達コードパッケージ(STAR シリーズ)を使って 実施しました。厚く御礼申し上げます。

JAXA ひまわりモニタの開発(2): 時空間変動特性を用いたエアロゾル1時間合成アルゴリズム

菊池 麻紀*、吉田真由美、永尾 隆、村上 浩 (JAXA/EORC)

<u>1. 背景</u>

気象庁が開発した静止気象衛星「ひまわり8号」が2015年 7月7日に正式運用を開始してから1年が経過する。ひまわり 8号に搭載された可視赤外放射計(AHI)は、従来のひまわり 6・7号に比べ、水平解像度が2倍(例えば可視チャンネルで 1kmから0.5km)になった。エアロゾルに感度が高い可視近 赤波長帯において従来は1チャンネル(0.64 µ m)のみであっ たのに対し、AHIは4チャンネル(0.47、0.51、0.64、0.86 µ m) ヘ増加し、従来のひまわりではできなかったエアロゾル光学 的厚さ(AOT)の導出が可能となった。さらに、観測頻度も30 分から10分へと向上したことにより、同一地点でのエアロゾル の時間変動を初めて10分間隔で解析できるようになった。

これまで、エアロゾルの時空間変動特性は衛星や地上観測 データを用いて解析研究されてきた。極軌道衛星は全球規 模の観測ができる強みがある一方、センサの観測幅を考慮し ても、同地点を再度観測するには、極域以外では1日以上の 時間が経過してしまう。例えば Barnaba and Gobbi (2004)で はMODISを用いてAOTの季節変動解析を行っているが、そ れより短期間の変動を解析することは難しい。また、従来の静 止衛星観測においても、その頻度は30分ないしは1時間以 上であったため、Lee et al. (2016) は6時間まで AOT 変動を1 時間毎に導出している。地上観測は詳細な時間変動を捉え られることが(Chubarova et al. 2016)、その結果は観測地点 の地域性が強く反映されてしまう。本研究では、ひまわり8号 観測を用いてアジア・オセアニア域の AOT を 10 分毎に導出 し、AOT の時空間変動特性を評価した。さらに、その特性を 用いて、ピクセル内における雲の混入(コンタミネーション)を 最小限にするエアロゾル1時間合成アルゴリズムを開発した。

<u>2. 手法</u>

本研究では、Higurashi and Nakajima (1999) および Fukuda et al. (2013) をもとに AHI 観測データに適用した。エアロゾル の時空間変動特性を評価するため、ターゲットピクセル (x_0, y_0, t_0) およびターゲットから距離 ΔL 、時間 Δt 離れたピク セル (x_i, y_i, t_i) の単純な平均二乗偏差 $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ を算出した。

 $\sigma(\Delta L, \Delta t) = [\sum_{1}^{N} \{AOT(x_{i}, y_{i}, t_{i}) - AOT(x_{0}, y_{0}, t_{0})\}^{2} / N]^{1/2}$ (1)

ここで、AOT(x, y, t) は時刻t、位置(x, y)における AOT、Nは ターゲットピクセルの総数、 $\Delta L = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$ 、 $\Delta t = t - t_0$ とした。時間差 Δt は 10 分毎に過去 50 分まで、距 離 ΔL は 5km毎に 12.5km まで導出した。 $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ の計算には、 ターゲットピクセルを AHI のフルディスク上を動かし、任意の 5 日間におけるデータを使用した。 本研究では、2種類の1時間合成プロダクト(AOT_{pure} と AOT_{merge})を導出した。ターゲットを除く周囲 12.5km と過去 1 時間のデータからターゲットの AOT を最適内挿法により推定 し、観測したターゲットの AOT が推定値の 99%信頼区間の上 限以下であれば AOT_{pure} に分類し、上限以上であればそのピ クセルは雲によるコンタミネーションを受けているとして AOT_{pure} から除外した。一方、 AOT_{merge} は、ターゲットを含めた 周囲 12.5km と過去 1時間の AOT_{pure} から導出した。周囲と過 去データから AOT_{pure} および AOT_{merge} を推定する際、事前に計 算しておいた $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ のルックアップテーブルを、その距離 ΔL と時間差 Δt に応じた誤差および AOT_{pure} 推定の信頼区間の 導出に利用した。

<u>3. 結果·考察</u>

図1は、ターゲットが0.65 < AOT \leq 0.7 における海陸別の $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ である。全体的にターゲットからの距離と時間差が 広がるほど、 $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ が大きくなることがわかる。陸上と海上 では、陸上の方が $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ が大きい。ターゲット AOT の 10 分間における $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ は、海上で 0.14、陸上で 0.18 であっ た。ターゲットから 2.5km の範囲の $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ においても、海上 で 0.10、陸上で 0.16 であった。陸上の方が海上よりも $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ が大きいということは、陸上の方が AOT の時空間変 動が大きく、エアロゾルの空間スケールが小さいことが示唆さ れる。さらに、海陸ともに 10 分間における AOT の変動は、周 囲 2.5km における変動よりも大きいことがわかった。

当日は、 $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ を用いて導出した AOT_{pure} と AOT_{merge} の 解析結果についても発表する。



図1 ターゲットが0.65 < AOT \leq 0.7 における $\sigma(\Delta L, \Delta t)$ 。左図:海、右図:陸。

参考文献

Barnaba and Gobbi (2004), Atmos. Chem. Phys.

Chubarova et al. (2016), Atmos. Meas. Tech.

Fukuda et al. (2013), *J. Geophys. Res.* Lee et al. (2016), *Geosci. Model Dev.* Higurashi and Nakajima (1999), *J. Atmos. Sci.*

謝辞 本研究は、東海大学が開発された雲判別アルゴリズム(CLAUDIA)、海洋大学・気象研が開発された放射伝達コードパッケージ(STARシリーズ)を使って実施した。厚く御礼申し上げたい。

ひまわり8号観測を用いたエアロゾル同化予測システムの開発

弓本桂也¹⁾、田中泰宙¹⁾、村上浩²⁾、菊池麻紀²⁾、永尾隆²⁾、眞木貴史¹⁾ ¹⁾気象研究所、²JAXA EORC

黄砂や森林火災、越境大気汚染など大気環境の悪 化に対する社会的な関心を背景に、エアロゾルやオ ゾンなど大気汚染物質に対する数値予測(化学天気 予報)の必要性が高まりつつある。気象庁では2004 年に黄砂の現業数値予測を開始したが、これら化学 天気予報の多くがモデル単体による予測であり、デ ータ同化を通じた観測データ(現実の情報)の取り 込みを行なっていない。気象研究所では、エアロゾ ルに関する予測精度の向上を目指して、全球エアロ ゾル輸送モデルを基礎としたエアロゾル同化予測シ ステムの開発を行っている。

気象研究所で研究を目的に毎日予測計算を行って いるエアロゾル予測システムに、2次元変分法を基 とした同化モジュールを導入した。同化データとし ては、MODIS やひまわり8号といった衛星搭載パ ッシブセンサーから得られたエアロゾル光学的厚さ (AOT) に対応している。本研究では、昨年7月に運 用を開始したひまわり8号に焦点を当て、データ同 化による東アジアのエアロゾル予測へのインパクト を調査した。

今年の春に北海道から東北地方を飛来した森林火 災起源エアロゾルに対する同化-予測実験の結果を 示す。図1は同化(解析)時刻(5月18日0時 UTC) における AOT の分布である。ひまわり8号 (図1c) はシベリアから樺太、日本海へと吹き出 す煙の様子を捉えているが、数値予測(図 la)では うまく再現出来ていない。この結果にひまわり8号 のデータを同化した結果が図1b である。大陸から 海上へと張り出した汚染物質の様子をよく再現出来 ている。図2は、図1を初期値とした27時間後(5) 月19日3時 UTC)の AOT の分布である。ひまわ り8号(図2c)は前日の海上の煙が北海道から東北 地方を覆っている様子を捉えている。同化を行わな かった予測(図2a)ではその煙の様子をうまく再 現出来ていない。一方、前日にデータ同化を行った 計算(図 2b)では、観測に見られる"C"の形をした AOT の分布を予測することに成功している。今後は 黄砂や越境大気汚染イベントなど解析事例を増やし ていく予定である。



図1. 同化(解析)時刻(2016年5月18日00UTC)におけるエア ロゾル光学的厚さの分布。a)同化前、b)同化後、c)同化に用い たひまわり8号観測データ、d)同化前後の差。格子柄は雲などを 原因とした観測データの欠損を表す。



図 2.2016 年 5 月 19 日 03UTC (27 時間予測) におけるエアロゾル 光学的厚さの分布。a) 同化無し予測、b) 同化有り予測、c)ひまわ り8号観測データ、d) 同化有り予測と同化無し予測の差。格子柄 は雲などを原因とした観測データの欠損を表す。

「クロスロード防災気象情報編」による防災啓発支援

-気象予報士等、県内の団体での活用を支援-小林高枝(名古屋地方気象台)、多々良秀世(気象予報士会)

1. はじめに

災害時には、「人数分用意できない緊急食料を 配るか、配らないか」などの難しい判断を迫ら れることが多い。このような災害時のジレンマ を設問として、自分ならどう考えどう判断する かを参加者同士で話し合う、災害対応カード ゲーム教材「クロスロード」というものがある。 本教材は、「チームクロスロード」(矢守克也京 都大学防災研究所教授、吉川肇子慶應義塾大学 商学部教授、網代剛産業技術大学院大学助教) によって開発され、2004年7月に「神戸編・一 般編」が完成し、その後「市民編」、「災害ボラ ンティア編」等が作成されている。

当台では、昨年、この「クロスロード」の仕 組みを利用した「クロスロード防災気象情報編」 を普及啓発ツールとして作成した。防災知識等 の普及啓発活動を行っている気象予報士会や防 災士会等の県内の団体での活用を勧めており、 既に気象予報士が実施する講座等で活用されて いる。

2. クロスロード防災気象情報編の作成過程

市町村や住民が防災気象情報を活用して防災 対応等の意思決定を行う際には、悩ましい判断 を迫られたり、他の情報も加味して判断する場 面が少なくない。そこには防災気象情報に関す る知識や理解が必要である。

そこで、防災気象情報を活用した意思決定時 のジレンマをクロスロードにできないかと考え、 チームクロスロードからご指導をいただきつつ 作成した。

3. 防災気象情報編の設問と解説

既存のクロスロードは、災害発生後の災害対応場面に設問したものが多いが、防災・減災の

ためには予測情報に基づく、"早め早めの対応" が重要であることから「防災気象情報編」は、 災害発生前の防災対応場面を設問にした。

設問内容は、一般からの問い合わせ等でよく 聞かれる防災気象情報に関する質問等を参考に 作成した。各設問に対する解説は、気象庁ホー ムページの各種情報の解説や「避難勧告等の判 断・伝達マニュアル作成ガイドライン」(内閣府) 等を参考にした。また、気象台以外の方が進行 役となることを支援するため、進行の仕方や防 災気象情報活用のポイント等を解説した「進行 役用解説資料」も併せて作成した。



4. 今後の展開と課題

これまでの活動を通して、「防災気象情報編」 は楽しみながら防災気象情報への理解を深めて もらえるツールとしての手応えを感じている。 既に活用いただいている団体を含め「防災気象 情報編」を進行できるファシリテーターを増や し、愛知県内での活用実績を上げていきたい。 また、防災気象情報の今後の改善等を踏まえた 設問や解説の修正も併せて行っていきたい。

アクティブ・ラーニング型気象教育による防災意識の向上(2) - クロスロード体験を通して -

荒川知子(田園調布学園中等部・高等部,日本気象予報士会)宇都宮直哉・山本由佳・水村忠男(日本気象予報士会)

1. はじめに

中学生・高校生に防災教育を行うにあたり,専門 家による講演を聴講させる機会を与えることは重 要である。生徒自身が積極的に物事を考えるアクテ ィブ・ラーニング型の授業を行うことで,より防災 意識を高めることができる。

筆者の勤務校である田園調布学園中等部・高等部 における土曜日の特別授業において,生徒がより主 体的に取り組める「クロスロード」による防災講座 を行ったので,報告する。

「クロスロード」はチーム・クロスロードによっ て開発された災害対応ゲーム教材であり,「神戸編」 「市民編」など様々なバージョンがある。このうち, 「防災気象情報編」は,名古屋地方気象台が防災活 動団体等による防災気象情報の普及啓発活動を支 援することを目的として,チーム・クロスロードと 覚書を締結した上で作成したものである(向井ほ か,2016)。筆者らは名古屋地方気象台の指導の下 に「防災気象情報編」を使用する許可を得,本講座 を実施した。なお,この「クロスロード防災気象情 報編」の学校での実施は,今回が初めてである。

2. 目的·目標

災害が予想される場合,生徒は保護者や教員等の 判断を仰いで行動する。しかし,災害は通学途上な ど,生徒を知っている大人のいないところで発生す る可能性も十分あり,互いに知らない人たちと協同 して行動しなくてはならない場合も起こりうる。生 徒が自分自身で判断をしなくてはならない場合も あることを認識させて,意思決定にあたり人の意見 を聞く姿勢を身につけ,小数意見を大切にすること を学ぶことを目的とする。

本講座においては、生徒が初めて出会う人を含む グループで自分の意見を述べ、他の生徒の意見を聞 くことで、多様な意見があることを知ることが目標 である。

3. 実施内容

受講者は、中等部1年生から高等部1年生までの 女子生徒33名であった。実施時間は65分で、クロ スロード防災気象情報編から5題を選んで生徒に提 示し、各設問について話し合いをさせた後、解説を 加える形とした。

グループは、初めて会う生徒同士の組み合わせを 敢えて形成するために、くじ引きで決定した。基本 のグループは5名であったが、6名になったグルー プには講師が加わってゲームを行った。

4. 教育効果

本講座終了時に,生徒に対してアンケート調査を 実施した。

「日頃から良く天気予報を見たり聞いたりしている」という問いには、当てはまる生徒が約半数、少し当てはまるを入れると84%の生徒が該当し、受講者は比較的意識の高い生徒であることが分かった。

「話し合うことで、新しい発見ができた」という 問いには、91%の生徒が肯定的な回答を示した。ま た、「今日の学びが日常生活に生かせると思う」と いう問いに対しても94%が肯定的な回答であった。

自由記述欄には、「講座を受ける前は、みんな同 じ考えを持って災害に備えていると思っていたが、 班で話し合いをすると意見が分かれており、これか らは自分で判断することが大事だということが分 かった。」、「今回この講座を受けて、自分で判断 することの大切さや、他人の意見を聞くことで様々 な考え方を知ることの大切さを知ることができ た。」といった内容が多かった。このことから、生 徒が人の意見を聞くことで新たな考えを知ること ができたこと、それが今後、防災を考える上で役立 つことを認識できたことがうかがえる。

女子生徒の特性もあり、初めての生徒同士のグル ープでは、活発に会話が弾まなかった部分もある が、「今日の講座に積極的に取り組めた」という問 いには91%の生徒が肯定的な回答を寄せており、生 徒が主体的に取り組めたと感じていることが明ら かとなった。

5. 今後の展開

中学生・高校生,特に中学生は,他の人の立場に 立って物事を考えることが難しい。このクロスロー ド気象情報編は,受講者に合わせて設問内容を変え ることはできないことから,今後は,ロ頭での補足 によって,生徒が考え,答えやすくなるよう検討す ることが必要である。

6. まとめ

クロスロードを取り入れることで、中高生の防災 意識を向上できることが分かった。また、生徒が主 体的に取り組めることで、それぞれの状況に応じた 判断をする基本的な能力を育成できることを明ら かにできた。

参考文献

向井利明・矢守克也・牛山素行(2016)クロスロード防災 気象情報編」の作成と防災啓発の取り組み、自然災害科学 中部地区研究集会予稿集
愛知県建設部河川課 安達 史典

1. はじめに

愛知県では、住民の方々が河川情報をより適確に 理解し、自発的な避難行動に移せるように、平成2 3年度から、住民同士が避難のあり方などを学習す る機会を提供する「みずから守るプログラム」を展開 している。

情報提供として、水害に直面した際の行動をまと めた「みずから守る行動ガイドブック」などを発行し、 市町村、教育現場及び NPO 等において、教材や啓 発資料として活用されている。

また、早めの行動に移す情報を住民自らが作成す る「手づくりハザードマップ(以下、手づくりHM)」 や、作成したマップを使い実際に訓練をおこなう「大 雨行動訓練」をこれまでに県内100地区にて実施 してきた。

2. 過年度までの取組成果と課題

みずから守るプログラムは、無関心⇒気づき⇒理 解⇒判断⇒行動と段階的に住民がスパイラルアップ していくことにより自発的な避難行動につながるこ とを目指しているが、過年度実施(公募制)した地 域や、水防災に関する住民調査等により、次の課題 を確認した。

【課題】

- ・公募制のため、水害リスクの高い地域での展開が 遅く、水害リスクの高い地域(想定浸水深2m以上)へ取組を集中し、施策効果を高める必要がある〔重点化〕(取組を実施した全地域の内、水害リスクの高い地域の割合:約34%)
- ・取組実績がある地域でも地域全体では「理解」しにくいとの意見があり、住民が水害を「自らの問題」としてとらえる仕組みづくりが必要である〔個別化〕(大半の住民は「気づき」レベル)
- 本当に危険な外水に対する意識付けが十分とは言 えない

(河川情報を見たことがある住民 :約17%)
水害関連用語の内容を知っている住民:約30%)
・結果として避難行動に対する意識付けも弱くなる

3. 取組の見直しについて

- (1)指名制プログラムの取りまとめ 水害のリスクが高い地域へ重点的に取組を展開 するため、従来の公募制の他、指名制のプログラ ムを検討・策定する。
- (2) 災害避難カードを活用した取組の試行

建物毎の水害リスクを明確にした上で、必要な 情報と入手先の理解をし、さらに、早めの避難の 重要性を理解することで、適切な避難行動を考え るきっかけとなることを目的に、災害避難カード を活用した取組(案)を作成し、水害リスクの高 い地域において試行をおこなった。

【試行の手順】

①手づくりハザードマップの記載内容確認
②過去の水害事例から早めの避難の重要性を学ぶ
③洪水 HM により、最大浸水深を確認

- ④気象情報、河川水位情報、避難情報などの公 的機関から出される情報・入手方法を学ぶ
- ⑤浸水深や、避難のタイミングを判断するために 必要な情報・入手方法を災害避難カードへ記入⑥参加者同士の意見交換

4. 災害避難カードを活用した取組の試行結果

自宅の水害リスク等を明確にしたことで「自らの 問題」として活発な意見交換がなされたが、河川水位 と内水の水位を混同しているケースが見受けられる など、河川情報そのものが難しいとの意見も多く、 より分かり易い情報提供が必要である。

試行結果集計では、河川情報の入手先や水害関連 用語の理解促進や、適切な避難行動を考えるきっか けとしての効果を一定程度期待できる結果となった。

質問内容	回答・結果
見るべき水位観測局	(やや)理解できた:78%
河川水位の意味	(やや)理解できた:72%
	難しかった:25%
河川水位と避難情報の関係	(やや)理解できた:68%
	難しかった:25%
県メールサービス	(やや)理解できた:87%
川の防災情報	(やや)理解できた:75%
浸水前に避難できるか	できると思う:63%

試行結果集計

5. おわりに

平成 28 年度には、水害リスクの高い地域へ重点 化するための指名制プログラムについて試行をおこ なうとともに、災害避難カードを活用した取組の運 用に向けた試行をおこなっていく。

~ 適切な避難行動のあり方について ~

避難カードの作成から自らの避難行動を考える(名古屋市北区西味鋺学区の活動事例より) *植松久芳 (特定非営利活動法人 ウェザーフロンティア東海/日本気象予報士会)

1. はじめに

内閣府は、「避難勧告等の判断・伝達マニュア ル作成ガイドライン」の全面改訂を行い公表した。 新ガイドラインでは「市町村の責務と住民各人の 避難行動の原則」で、市町村長の責務は、住民各 人が避難行動を適切にとれるように知識と情報 を提供し、住民はこれらの情報を取得し、自らの 判断で避難行動ができるようにすることを求め ている。ところが市町村としては、適切な避難行 動が取れるようにするための情報を、地域特性に 即し、適切なトリガーとリードタイムを伴って発 表できるようになるには、現状ではかなりハード ルが高い。また、住民からはあいまいさを含むこ れらの情報を正確に理解し、かつ信頼して迅速に 行動できるかといえば、甚だ心もとない。普段か らの防災学習、実践訓練を通じ、行政と住民が容 易に防災コミュニケーションを取れる関係を築 いていくことこそが重要である。そこで、新ガイ ドラインの精神を徹底して普及啓発活動してい くためには、行政と住民を仲立ちする防災関連市 民団体との連携・協働が必要になってくる。当会 および気象予報士会はその先駆者としての役割 を担うことができる。

2. 西味鋺での活動の実践例から適切な避難行動 について考える。

過去5年間に亘って、町内毎に行ってきたまち 歩き、手作りハザードマップの作成、各種情報を 基にした避難判断シミュレーションの避難行動 訓練を、今回は学区全体で行った。

(1)地域の災害リスクを抽出し避難行動を確認。

- ア 市発行のハザードマップおよび手作りハ ザードマップの見方を解説し、地域の災害リ スクが何かを抽出する。
- イ 全学区に統合した手作りハザードマップ に、住民各自の住居の立地を確認するシール を貼る。ハザードマップの予想浸水深、およ

び庄内川からの距離から水平避難、垂直避難 の判断の目安をつける。水平避難が必要にな ったときの危険個所、避難ルートのチェック と、各町内、学区内での一時避難場所を再確 認する。(外水氾濫の前に内水氾濫が発生す る可能性が大きい)

 (2)避難のタイミングを判断するための各種 情報を取得する。(防災気象情報、河川情 報等の実況、予測情報および避難情報)
・各種情報の種類、取得方法を解説

(多様な情報伝達手段から、各自最適な方 法を選択できるようにする)

(3) テーブル毎(地区ブロック)に避難判断 シミュレーションのワークショップを行う。 ア 設定したモデル家族が、台風の接近と ともに、各人がどのような行動をしたら良 いのかを検討する。(モデル家族の構成は、 災害時要配慮者の祖母、庄内川を越えてバ ス通勤する父、徒歩でパート勤務の母、学 区外にバス・地下鉄で通学する私立中学生 の長男、小学生の長女)。台風の接近ととも にどのような情報を取得し、時系列でモデ ル家族は各人どのような判断、行動をした らよいのかをテーブル毎に検討する。

(住居の立地条件はテーブル毎に異なる)。

イ 検討結果を発表

(4) 避難判断のシミュレーションを体験後、各個人の避難カードを作成する。

ハザードマップ、手作りハザードマップ、 各種情報などを参考に、各人の住居の立地 条件、構造を考慮して適切な避難行動を検 討し、カードに記入する。

3. 成果と課題

・多くの住民の参加があり、地域の災害リス クと避難の必要性について再認識した。

・地域特性から広域避難について今後考察

広島豪雨における気象防災情報の伝達と避難行動に関する現地調査

若月泰孝 1*, 其田有輝也² 1:茨城大学理学部, 2:.一般財団法人日本気象協会

1. はじめに

2014 年 8 月 19 日夜から 20 日明け方にかけて 広島市周辺を中心に豪雨が観測された.広島市安佐北 区三入では,最大1 時間降水量 101mm,最大 24 時 間雨量 257mm を観測するなど,1976 年の統計開始 以来最大となった.この豪雨によって複数の土砂災害 が発生し,120 名もの死傷者を出した.渡邉(2003) 牛山(2001)らによって,広島県における土砂災害発 生に関する危険性をより効果的に警告する手法の開 発や検証がなされてきたものの,実際の被害を防ぐに は至らなかった.

本研究では、本事例の被災地での聞き取り調査を行 うことで、災害前後の被災住民の記憶をなぞりながら 主観的な情報を収集する.そして、事例発生時の住民 の気象防災情報の取得状況と避難行動の特徴を整理 する.それをもとに、防災への意識を災害前に高め、 避難行動を促すために必要な要素を検討することを 目的とする.

2. 調査方法

19-20 日当時の様子を被災住民に直接尋ね,当時の 心境や行動に関する聞き取り調査を行った.特に, 1) いつどのように気象情報や防災情報を得たか, 2) 避難行動を促すために必要な要素や過程は何か, 3) 災害の前後で防災への取り組みの変化,の3 点に 着目し,聞き取り調査を行った.さらに,災害地の梅 林台自治区独自に行っているアンケート調査を用い, 統計的な補足資料として目的の考察に利用した.調査 対象は以下の通りである.

―聞き取り調査―

【対象】安佐南区緑井7,8丁目,八木3丁目の住民 【回答数】63件(訪問数245,有効回答率25.6%) 一アンケート調査(梅林台自治区)一

【対象】安佐南区八木3丁目梅林台の住民

【回答数】68世帯(総世帯数71,有効回答率96%)

3. 結果

情報を取得する手段としては、すべての世代で TV が大部分を占めた. さらに、20-50 代女性ではスマ ートフォンや市の防災メールサービス、防災アプリを 利用する層も見られ、60 代以上は家族からの声掛け も大きな割合を占めたことが特徴的であった. 多様な 情報取得経路がある一方で、避難行動を促す要因とし て最も大きかったのは、災害状況の目視を除いては、 世代に関わらず家族や近隣住民からの声掛けであっ た. この傾向と対応して、災害後は自治会ごとの連絡 網の構築や、お母さん仲間内での SNS を用いた情報 の共有・交換の行動を促進するネットワークを構築す る動きが確認された.

4. 考察

情報を取得は様々なルートから可能になりつつある が,情報取得から直接避難行動には結びつきにくいこ とが示唆された. 危険への当事者意識を強め,避難行 動を決断するためには,声掛けが最も重要な要素であ ることが判明した.

気象庁や市県から気象・防災情報が住民へと伝達さ れると,住民にとっては,避難に結びつく情報が物理 的に近くなる.しかし,情報をいち早く住民の手元に 届けることのみでは,危険への当事者意識は芽生える ことない.それは取得した情報が心理的にまだ遠い位 置にあり,避難行動への絶対的な指針とならないから である.聞き取り調査とアンケート調査より,住民は, 受け取った危険性の情報を他者と交換・共有し,危険 性を共感することで,はじめて避難行動を決定する相 対的な指針としていることが示唆された.以上より, 災害時の迅速な判断をするためには,災害前に SNS や連絡網,自治会などでの交流といったコミュニケー ションプラットフォームの構築・運用が重要であると いうことが結論付けられた.

コミュニケーションプラットフォームの形成



図:災害時の情報の発信と伝達経路及び情報の物理 的・心理的距離の関係

参考文献

- 牛山素行・大井戸志朗・寶馨(2001).1999 年広島豪雨災害 資料による土砂災害発生器件雨量の設定とその実用性河 川技術論文集第7巻
- 渡邉明英・福岡捷二(2003).1999 年 6 月広島土砂災害時に おける豪雨の特性とレーダー雨量情報の意義目然災害科 学 J. JSNDS 22・21,67-185

謝辞

アンケート及び聞き取り調査にご協力いただいた広島県 広島市安佐南区の消防団,区役所,災害ボランティアセ ンターのスタッフ,そして住民の皆様に心より御礼申し 上げます.特に,梅林台自治会長様の本研究に対するご 協力に対し,深く感謝いたします.

気象災害から命を守る(その3)

はじめに

本題は今回で第3回となる。第1回では、気象災害から 命を守る一連のプロセスにおいて諸々の問題点が存在す ることを指摘し、これらの問題点を解決するためには多く の社会システムが連係する必要を述べた。また、そのため の「防災プラットホーム」の設置について提言した。第2 回では、防災プラットホームで取り扱うべき問題点および その解決に向けての方向性について示した。

今回は、この防災プラットホームにおいて有用な対応策 や解決策が得られることを前提に、それらをいかに実効あ らしめるか、その方策について述べる。

1 地域総合防災情報センター(仮称)の設置ついて

防災プラットホームで提案される様々な対応策や解決 策を実行するための機関として、内閣府を監督官庁とする 「地域総合防災情報センター」を設置する(全国で8か所 程度)。なお、これらを統括する本部機関を設置する。

2 業務

地域防災総合情報センターでは、次の業務を行う。

- (1)気象災害局限に資する地域密着情報の発信 (体制が整い次第、気象災害以外の自然災害についても 同様の情報発信を行う)
- (2) 防災知識の普及啓発および地域防災文化の育成
- (3) 自治体の防災計画に係るコンサルティング
- (4) 前記(1)、(2)、(3)に関する調査・改善研究
- (5) 要員養成および職員に対する教育訓練

白石晶二(日本気象予報士会)

3 具備すべき機能

地域防災総合情報センターが具備すべき機能として、次 のとおり。

- (1) 地域密着情報(Intelligence^{*})作成機能
- (2) 情報の即時配信機能
- (3) 問い合わせに対する即時応答機能
- (4) 知識の普及および地域防災文化の育成に係る機能
- (5) 要員養成および職員に対する教育訓練に係る機能

4 位置づけとネットワーク 下記概念図のとおり

6 経費

(1) 概算総額:初度経費 20 億円 運営経費 20 億円/年

(2) 財源負担例

	初度経費		運営経費/年	
	負担率	金額	負担率	金額
国家予算	100%	20 億円	50%	10 億円
都道府県	0%	0	30%	1300 万円/県
市町村	0%	0	20%	24 万円/市

おわりに

いかに精度のよい気象情報が作成伝達されようとも、そ れのみでは人命を守ることはできない。時々のハザードの 特定とそれを回避する防災活動がなされなければならな い。そのためには、相応の防災文化の育成が必要であり、 そうしたことを常時推進する専門の機関が必要である。



* Intelligence: 状況判断/意思決定のための材料として、過不足なく整えられた情報

放送メディアが試みる「防災情報が伝わる工夫」

* 龍山 康朗 (RKB 每日放送)、弘中秀治 (日本気象予報士会)

1 はじめに

「伝える」と「伝わる」は違う。 「伝える」は、目線が自分にあって、 「伝わる」は、目線が相手にある。 「伝える」だと、自分の言いたいことを、 正しくわかりやすく伝えることには注意を 払うが、一方的になりがち。

相手の心や身体が動いて、初めて「伝わる」 になり、それが人命救助などに繋がる。

2 ラジオの工夫

・しゃべり手が心がけていること

ラジオは、携帯できる上に停電時でも使える など、災害に強いメディアであるが、映像が 無い分、情報伝達力が低い。そのため、「伝 わる」よう様々な工夫をしている。

- 語順・・・「福岡地方に大雨警報」ではなく「大雨警報が出ているのは福岡地方」
- ② 繰り返し、言い換え
- ③ 平時からの防災意識を高める本音トーク ・ワイドFMスタート

情報中心のAMラジオは災害対応能力が高 いが、その一方で、山間部やビルの谷間など 難聴取地域が多いのが欠点だった。それを補 おうと始まったのが、FMの周波数でもAM 放送が聴ける「ワイド FM」。去年12月の 関東を皮切りに、今春には、九州北部でも始 まった。

3 テレビの工夫

・視覚に訴える

「土砂災害に警戒、河川の氾濫、落雷や竜巻 などの激しい突風に注意」→イラスト表示



・色でより伝わりやすく

(紫)特別警報	(赤) 警報 (黄) 注意報
(青)高気圧	(赤)低気圧、台風
(白)霧、もや	(黄) 黄砂、PM2.5
(赤)高温、南風	(青)低温、北風

・アーカイブの活用

エリアで過去にどんな災害が起こったかを 映像で見せ、思い出させることで、防災意識 の向上が図れる。

1978年	福岡大渇水
1991年6月	雲仙普賢岳の大火砕流
1999年6月29日	博多駅水没の豪雨
2005年3月20日	福岡県西方沖地震
2007年5月27日	光化学スモッグ注意報
2011年7月	九州北部豪雨
2016年1月	九州北部記録的大雪
2016年4月	熊本・大分地震

・データ放送の活用

昨今は、細かくエリア毎に詳細な防災情報が Web上に公開されているが、パソコンやス マートフォン、SNS等を使えない高齢者な どに、いかに防災情報を伝えるかが課題。大 きな役割を果たせる可能性があるのが、テレ ビの「データ放送」。テレビが無い家はほと んどない。リモコンで「dボタン」を押すこ とに慣れれば、テレビ画面がパソコン画面に。

4 放送局員として、外部での取り組み

- ・公民館などでのお天気教室
- 小中学校での気象教室
- ・マンション内、校区内での地震講話
- ・イベントスペースでの「子供お天気教室」
- ・「ダジックアース」を活用した講座

5 まとめ

メディアの特性を考慮し、語順やイラスト、 色彩など、表現の仕方、過去の災害の映像等 の活用、新しい放送技術への対応、また、講 座、講演等による啓発を通して、「伝える」 ではなく「伝わる」を心がけている。 なお、気象庁も含めて、特に防災情報に関わ る方々は、「伝わる」ための工夫をすること に日頃から努めていただきたい。 「テレビの天気予報で天気図が登場することの大切さ~防災の観点から~」

気象予報士 岡田みはる

一、テレビの天気予報

テレビの天気予報には、晴・曇・雨などのアイコンや予想気温のみ表示され天気図が 登場しないことが多い。一方で、気象予報士が出演し解説する場合は、ほとんどの場合 天気図が用いられる。

気象予報士の立場からすると、天気図はもちろん、衛星画像やアメダスの実況、各レ ーダーを使用するのは、今、気象がどうなっていて、これからどうなるのか、そしてで きれば予報の確度まで感じとってほしいという思いがある。また、情報や知識を一部の 専門家のみ知るものとせず、視聴者に普段から共有することで、災害に備えられると考 えている。

二、地域に根ざした防災講座

気象予報士として、地域の方にむけた防災講座で講演することがある。テレビでは時 間の関係で伝えきれないことを話せる好機であり、また、一方的でなく質疑応答などで 双方向にざっくばらんと語りあえるなど、大切な場である。

地域の地形や立地などから、気を付けなければならない災害についても率直に話す ことにしているが、その際も、天気図の話は必ずすることにしている。ある気圧配置、 また台風のどのような進路が地域に気象災害をもたらすのかを知っていただきたいと いう思いからだ。想像してもらいやすいように、具体的に災害が起こった年月日を例に、 紹介することにしている。

このような取り組みは、今後も気象予報士として続けていきたい活動である。視聴者 がテレビで天気図を見たときに、住んでいる場所の天気を、ある程度自分自身で想像で きるということが、防災の観点からも大切なのではないだろうか。

三、テレビの中継現場で感じること

災害現場からの中継で考えることは、実際に起きていること、そして、目で見たこと 肌で感じることをいかに伝えるかである。視聴者に、他人事と思わず災害にそなえてほ しいという思いからありのままに語りたいと思う一方で、被災された方の気持ちを考 えると躊躇して伝えきれない部分もある。「そもそも災害の起こりやすい土地の特性だ った」などとは、言及しづらい。

山の斜面に家や施設を建てる、海の近くに住む、そのようなときに、起こりうる災害 まで深く考えないことが往々にしてあるだろう。業者も含め良い面だけでなく悪い面 まで言ってくれる人は少ないはずだ。つまり、災害に備えるにあたって、乗り越えなく てならない心理的ハードルは、単純に正常化バイアスだけではない。

テレビを通して気象予報士ができることは限られているかもしれない。しかし、天気 図の解説から始まり、科学的な視点で伝え続けることが大切ではないかと思う。

健康被害を防ぐための気温情報の提供

内山 常雄(日本気象予報士会)

1. はじめに

気象災害対策といえば、大雨、大雪、突風の優先度が高く、気象 要素では降水量、降雪量、積雪量、風速にあたる.しかし近年の温 暖化や高齢化により気温が与える健康被害も見逃せない気象災害 となってきた.気温が関係した気象庁の予報としては、短期予報に 「高温注意情報」があり、それより長い期間になると週間天気予報 や異常天候早期警戒情報が利用できる.その中で異常天候早期警 戒情報は頻繁に発表されているが、産業用途以外ではその利用が 進んでいるとは思われない.発表頻度が多過ぎ、情報の意味も分か りにくい(当たっていると感じない)といった理由があるだろう. 利用しやすい気温災害情報を提供することはできないだろうか?

2. 高温と低温による国内の死者数

人口動態統計の死因に示される「T67 熱及び光線の作用」「T68 低体温(症)」を原因とする最近5年間の死亡数を表1に示す.

	H22	H23	H24	H25	H26
T67	1,745	961	756	1,095	556
T68	549	758	793	683	826

表1熱と光及び低温を原因とする死亡数(人)

猛暑の年に T67 の人数が多く,寒冬の年に T68 の人数が多い 傾向にある.このうち 65 歳以上の占める割合が,T67 で約 80%, T68 で約 75%となっていて,高齢者が圧倒的に多いのも特徴であ る.

大雨や大風は視覚,聴覚に訴える現象であり,外部から情報が提 供されなくても危険を察知できる可能性がある.一方,気温は体調 により体感が変化することもあるが,音もなく忍び寄る危機とな る.暑さ指数(WBGT)を示す測定器が販売されているが,測定 器がないと感知できず体調を崩すことになる.そのため,目や耳か ら入る気温情報は、高齢化社会では重要な災害防止情報となる.

3. 高温注意情報

気象庁は全国の都道府県で、毎年4月第四水曜日から10月第 四水曜日を対象とした期間に、翌日又は当日の最高気温が概ね 35℃以上になることが予想される場合に「高温注意情報」を発表 し、熱中症への注意を呼びめけている。熱中症は気温だけでなく、 湿度や日射も影響することから WBGT が役立つ指標とされるが、 精度の高い最高気温の予報値は有用な情報となる。気温は絶対値 のみならず、平年値との差、前日との差も体調管理に大きな影響を 与える。

4. 週間天気予報

週間天気予報は1週間先までの天気、降水確率と最高、最低気 温が予報されている.気温は幅を持って予想値が示され、平年値も 示されていることから体調管理に役立つ情報となっている.気温 の予想値の範囲は、おおむね±2℃程度となっているが、一般には その中央値しか頭に入らないだろう.実況値が平年値から大きく 隔たる場合は、これまで1週間前の予報精度は高くなかったが最 近は精度が向上してきた. 冷暖房器具の準備や衣替えなど手間の かかる作業を行う上で役立つ情報となってきた.

5. 異常天候早期警戒情報の成績の検証

異常天候早期警戒情報は5日から14日前という十分なリード タイムをもって発表されている.農業や電力需給などの産業目的 の情報の側面が強いが,情報の精度が高ければ、日常生活でも利用 機会は多いだろう.現在は「7日間の日平均気温の平均の予想値が, 『かなり高い』,あるいは『かなり低い』となる確率が30%以上見 込まれる場合」に発表される.これは、30年の間に10%の出現率 の異常値とされている.厳密な表現なのかもしれないが,どの程度 の気温になるのかは分かりにくい.

気象庁が発表している 2009 年1月から 2013 年12月の異常天 候早期警戒情報の4年間の成績によると、「異常高温」情報の適中 率が 63%、見逃し率が 54%、「異常低温」情報の適中率が 49%、 見逃し率が 63%で、適中率は中程度であるが、見逃し率が高い. 4年間で 6252 が総数となっていて発表回数は多い.

2015年4月から2016年3月の1年間の情報を独自に検証した. 一度発表された情報が、後にその期間内で解除されることがある が、先に発表されたものを優先した.

対象期間中の異常高温の対象日が最も多かった沖縄は期間中 46%で異常高温が予報され、最も少ない九州南部でも25%の日が 対象となった. 異常低温は近畿、中国、九州北部が12%の日数で 最も多く、北海道は3%で最も少なかった.一年の約半分が異常高 温という情報では、日常生活に役立つだろうか?

6. 新たな高温・低温注意情報の提案

熱中症の発生数は WBGT と関係が深いといわれるが、WBGT を気象庁の発表資料から事前に計算予報することは難しい. 高温 注意情報は35℃以上という基準であるが、体が高温に慣れていな い時期ではこれより低くても急激な気温上昇による健康被害が予 想される. 平年値より5℃以上の高温となる日、前日と比較して 5℃以上変化する場合に注意を喚起する情報がほしい. 一方、温暖 化の進行により、平年値と比較して気温水準が高いことから、高温 の異常天候早期警戒情報の対象日が多くなりすぎ、この情報が注 目されなくなっている. 冬季の異常高温や夏季の異常低温は産業 上の価値があっても、日常生活ではかえって喜ばれる. 対象日数は 年間の5%程度でないと「異常」と言われても注目されない. 暖候 期「日平均気温が平年値より5℃以上高い」、寒候期「日平均気温が平年値より3℃以上低くい」といった基準が分かりやすいと思う.

地方在住予報士の気象情報活用法

土 井 修 二*(一般社団法人 日本気象予報士会)

<はじめに>

発表者は生誕以来京丹波町に居住し、40年以上地元の気象 や災害を観察している。

その経験に基づき、最近は大雨時に自宅の浸水対策等に 気象情報を活用することを試みている。

専門家の見方とは異なる、一般の方の利用のありかたに ついて、何かしら示唆できれば光栄に思う。

<これまでの経緯>

発表者の自宅は山間地ながら条件の悪い低地にあり、大雨 時の湧水等が流れ込み、時々浸水する。

かねてより気象にも興味持っていたので、浸水するような時が 事前に予測できないか考えていたが、ある程度経験を積まない と予測する方法がわからなかった。

長年、資料を当たるなどして勉強を続け、最近になって 実際に予測し、災害の軽減に役立ったケースがあった。

<実際の活用事例>

平常時はインターネットを利用し、朝と夜に実況資料中心に確認。 衛星画像、レーダー実況、アメダス総降水量と天気図は念入り に。

予想図は48時間くらいを週間予想天気図と異常天候早期警 戒情報で直近の寒波や猛暑などをチェック。

仕事の都合上、空模様の確認は容易なので、五感をフル活用 して、天気の推移を把握。

いままでの経験や過去災害の資料調査により、自宅浸水が 始まる 最寄アメダスの総雨量や雨量強度の目安を決め、実況 値がその値に近づくと厳重警戒する。

<防災対策としての活用例>

ケース ① 2013年 台風18号

この年は9月に入り、秋雨前線などによる雨が続き、降水量が 増え警戒していた。

台風18号は発生後まもなく日本に向かう予想となったが、当 初発達はあまりせず、被害をもたらすとは考えずに外出の予定 を立てようと思っていた。

・9月14日 台風は少し発達傾向を見せ、近畿地方にも大きな 影響がありそうなことが、気象衛星画像及び台風情報から予測 されたため警戒することにする。

・9月15日午前 朝から雨降り続くがあまり強くない。 しかし台風接近はこれからなので、レーダー画像を利用して警 戒。

 ・9月15日午後 雨しだいに強まりつつ降り続く。レーダーで見る 雨雲は、なかなか近畿地方から東にシフトしていかない。
・9月15日夜 雨量は100ミリを超え、レーダー、雲画像とも台 風が本格的台風に発達したことを示唆。浸水の可能性ありと確 信。

・9月16日未明 自宅回りは水浸し。緊急対策実施。

ケース ②2014年 台風11号

・真夏の本格台風ということで、接近前から台風情報収集して警 戒。

・8月8日夜より降り始めた前線による大雨。

・8月9日 雨が強まり雨量100ミリを超す。警戒態勢に入る。 レーダー情報による雨雲の移動から、午後は雨雲が抜け、少な くとも夜まで大雨はなしと判断。予定していた外出へ。(いった ん警戒解除)

その後は予想通り雨はほとんど降らず、予定を完了。

翌朝 台風本体が接近。レーダーで見て雨雲も強そうなので、警 戒態勢移行。

台風最接近の折、短時間強雨のため、浸水の恐れ。緊急対策 実施

消防団の方も来られたが、こちらは防げるからもっと緊急を要す る場所へ行くよう促す。

⇒ 無事対策完了 浸水なく 台風去る。

<感想 課題など>

長年の観察 資料収集 気象庁からの実況データ入手が容易に なり、それらを適切に利用すれば ある程度自分の住んでいると ころの災害特性を把握し、被害が出始める雨量などを決定でき ることを確信した。

農林水産業に従事する方が多い地方では、地域住民の気象、 災害の知識も都市部住民より多く、地元に居住する予報士が 適切にアドバイスすることで、よりよい防災知識の普及ができる のではないか。

<気象庁の気象情報について>

気象庁のホームページで見られる各種実況図はたいそう重宝し ており、総雨量やレーダー実況図、降水予想図などは災害に対 する備えに役立つ。しかしながら注意報・警報やその他の避難 関連情報・天気予報等は、行政区画と天気特性が一致しない、 範囲が広すぎる等の理由で、実態に合わないケースも見られ る。

聴覚障がい者への気象防災講座

槇 野 泰 夫 (日本気象予報士会)

1 はじめに

「音が聞こえないとは」、いったいどのような状 の講座を引き受けた当初の疑問だった。

講座依頼者とのやり取りや講座後の反省から、 聴覚障がい者を対象とした気象防災講座の留意点 右横の脇で話す形とした。 について述べ、今後の活動の参考とする。

2 依頼された気象防災講座

「常滑手話サークルペンペン草」設立40周年記 念で企画された講座である。東日本大震災の時、障 害のある人の死亡率が障害のない人の約2倍だっ たことを発端とした、防災・減災をテーマとしたも のだった。雷・大雨・暴風などの気象災害から、身 を守る方法やタイミングについて話すことにした。

3 聴覚障がい者について

聴覚障がい者の多くは、視覚的手段を活用して 言語を獲得しなければならない。戦時や戦後混乱 期が学齢期だった者は、適切な言語獲得環境がな かったため、文章の読み書きが苦手な人が多い。ま た、幼少期に失聴した者は、適切な教育環境がなけ れば言語の獲得はたいへん困難である。

その結果、聴覚障がい者の言語能力は、小学校の 3~5年生程度に留められていることがある。ただ し、多くの人は日常的な漢字は使うことができる。

4 資料作成と修正

PowerPoint による資料提示を考え、できるだけ 文字を少なく、一見しやすい資料に心がけた。聴覚 障がい者は、手話による説明を見てから資料を見 る、ということをしなければならないからである。 ○聴覚障がい者の主催者からのアドバイス

- ・「あま雲」=>「雨雲」としてふりがなを付けた 方がよい。「あま雲」では「甘い雲?」と勘違い して混乱するかも?
- ・「たてもの」=>漢字の「建物」にして、ふりが なを付けた方が分かりやすい。
- 「ゴロゴロ」=>擬音語や擬態語はうまく伝わら ない。雨が「ザーザー」「シトシト」など。

5 講座に際して

聴覚障がい者は、講演者、手話通訳者、資料映像、 況なのだろうか。疑似体験すら難しい。これが、こ PC 要約筆記を交互に見ながら、話の内容を理解し ていくことになる。今回は、写真のように、正面に ある資料映像の横に手話通訳者が立ち、講演者は



【聴覚瞳がい者を対象にした講座の様子】 ・手話通訳者は、聴覚障がい者を見ながら通訳す る。講演者が資料映像を指して「これが…」と表 現をすると、通訳者は振り向いて映像を確認す る必要があるため、通訳が遅れることがある。指 示語は避けるか、少し待つ必要がある。

- ・PC 要約筆記者は、講演者の話を可能な限り、も れなく筆記する。つぶやきなど筆記しなくてい いと思うことでも、細かく表現する。言葉や音を すべて拾い、すべてを共有するためである。
- 複雑な言い回しや「雨が降らないことはない」と いった二重否定などは誤解を生む。視覚だけで 理解していくので、簡潔明瞭が望ましい。
- ・防災情報には、高解像度降水ナウキャスト、記録的短時 間大雨情報など、複雑で長い名前が多い。どのよ うに伝わるのか、大いに疑問である。

6 おわりに

徐々に強くなる風の音、激しくなる雨の音、近づ く雷鳴、警報等のサイレンなど、音を伴う現象や連 絡を察知しにくい人がいることを忘れてはいけな い。気象に対する知識の普及は、障がい者に対して こそ必要であり、気象予報士の出番である。

山岳防災における DIG(災害図上訓練)の活用について 大矢 康裕(日本気象予報士会、NPO 法人ウェザーフロンティア東海)

1. はじめに

近年の気象予報精度の向上は目覚ましく、短期予 報ではほとんど外れることがなくなっている。しかし 相変わらず「気象遭難」と称される遭難事故が後を 絶たない。山岳遭難の件数は平成 10 年(1998 年)こ ろから年々増加しており、昨年の事故原因トップスリ 一の道迷い 39.5%、滑落 16.5%、転落 15.3%の中には 気象が原因の遭難がかなり含まれると推定される。



警察庁「平成27年における山岳遭難の概況」

2. DIG (Disaster Imagination Game)とは

災害図上訓練と訳されることが多いが、大きな災害 を想定し、地図を用いて危険が予想される場所をチ ェックして取るべき行動を集団で話し合う訓練である。 ウェザーフロンティア東海(WFT)では、この DIG を活 動の柱として主に大雨に対する防災活動を進めてき た。近年の遭難事故増加に歯止めをかけるべく、 DIG を山岳防災にも活用できないかと考えた。



3. 山岳防災の特異性

ここで留意すべきは、登山における防災の特異性で ある。登山とは山岳地帯という平地にないリスクがあ る場所に自ら入って行動する行為であるため、平地 での防災活動とは一線を画する。山岳防災の活動を 行うにあたっては、安全登山には気象の知識以前に、 基礎体力、山行技術、判断力が大前提になっている ことを理解していなければならない。



4. 山岳防災 DIG の活用事例

WFT の山岳部会では上記を鑑み、2013 年から愛知 県山岳連盟の気象遭難講習会などにて、遭難を想 定した行動シミュレーション訓練を実施している。DIG においては「Imagination 想像」の部分が大切であり、 想像力を働かせてあらゆる事態を想定して取るべき 行動を参加者のグループごとに話し合っていく。いず れも DIG の前に気象情報の正しい活用の仕方につ いての講習、過去の遭難事例の解説を行い、想像 力を引き出すための下準備を実施している。

<u>実施例(以下の状況での行動を小集団討議・発表)</u> 2013 年:燕岳アタック時に低体温症の人が出たら 2014 年:自分がトムラウシ遭難時の状況だったら 2015 年:富士宮ルート登山中に富士山が噴火したら 2016 年:12 年 8/18 の槍ヶ岳落雷事故に遭遇したら

5. まとめ:山岳防災への思い

DIG においては平地とは気象条件が違う山では、た とえ登山向けの天気予報であっても予報が外れるこ とも想定内としている。山岳防災に関わる方々と協 カして「想定外」の事態をなくすことによって、山岳遭 難を少しでも減らすことができたらと切に願う。

消防機関における気象情報の活用事例と気象教育への提言

1 はじめに

気象災害は、消防機関が対応する災害の一部で あり、気象情報の活用あるいは消防吏員への気象 教育は発展途上にありますが、本検討で気象情報 を消防業務に活用してみました。

2 目的

大雨の際に火災報知機の誤作動が多発すること は、消防関係者の間ではよく知られた話です。

大雨時の消防隊は、災害への警戒パトロール、 人命救助や災害防御等、多忙を極めます。火災報 知機の誤作動が多発すれば、消防隊の手が割かれ、 風水害対応に影響が出かねません。

そのため、火災報知機の誤作動を減らすことが 必要です。

3 火災報知機について

火災報知機は、火災の発生を初期段階で警報し、 迅速な避難を図るため、消防法により一定の建物 には設置が義務付けられています。

火災を感知するための感知器(センサー)は、 主に熱感知タイプ、煙感知タイプが有ります。

4 検討内容

神戸市消防局の出動記録のうち、平成8年から 27年までの火災報知機誤作動事案のデータと、 神戸地方気象台の観測した気象要素の値、警報・ 注意報の発表状況を紐付けて、どのような気象条 件の際に誤作動が多発するのかを検討しました。

5 検討結果

- (1)19年間に6047件の誤作動事案に、出 動しています。
- (2) 1日あたりの誤作動件数と平均前1時間降 水量、平均風速、平均湿度の間には比例関係が みられます。
- (3)1日平均出動件数は、0.83件/日であり、この約10倍の1日8件以上出動した日を特異日とし、該当する193件を詳細に検討しました。特異日は16日あり、最大で1日26件出動した日もあります。

安 福 英 俊(神戸市灘消防署・日本気象予報士会) 平 岩 寛 也(神戸市消防局警防部救急課)

(4)特異日は、台風の接近した日が多いものの、低気圧や前線の影響を受けた日もあります。

(5) 特異日に濃霧注意報は発表されていません。

(6)前1時間降水量がやや強い雨未満の時の発生割合は、約66%です。

(7) やや弱い風未満の時の発生割合は、約58%%です。

(8)相対湿度80%を超える時の発生割合は、約89%です。

(9)前1時間気温変化量がマイナスは約56%、
+1℃以下の上昇は約39%の割合です。

6 考察

経験的に大雨、強風の影響により、開放型廊下 等の火災報知機の感知器が濡れ、回路内に浸水す ることで、誤作動が多発しているもの思われてい ましたが、大雨、強風に限らず、高湿度で、気温 が低下する状況で誤作動が多発しており、結露に よる煙の誤検知、回路内への浸水の影響も大きい と考えます。

今後さらに詳細な検討が必要ですが、感知器に 防水仕様、結露の影響を受けにくい製品を使用す ることで、大雨等による誤作動の多発を防止でき ると考えます。

7 提言

今回の検討で、気象情報を消防業務に活用する ことの有効性を、改めて認識できました。

消防吏員として採用されると、消防学校で6ヶ 月間の基礎教育を受けた後に、現場に配属されま す。限られた時間数のため、気象に関する時間数 は、あまり多くは取れないのが現状です。

しかし、風水害の被害を軽減のためには、災害 の最前線で活動し、災害を肌で知っている消防吏 員であるからこそ、気象情報を活用できる知識や、 実務をより多く学ぶべきだと考えます。

そのため、幹部を教育する消防大学校、都道府 県消防学校での気象教育を充実できるよう、総務 省消防庁等関係機関へ働きかけたいと思います。

「3D 雨雲ウォッチ~フェーズドアレイレーダ~」アプリによる実証実験2年目

*小池佳奈、猪狩一郎、門田尚子、梶原徳和、石垣信和、島田侑治、杉本雅広、王乃一、 生田久美子((株)エムティーアイ)、佐藤晋介(NICT)、岩本裕之、三浦裕司(いであ株式会社)

1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ(以下、PAWR)では、世界でも類を見 ない 30 秒毎の詳細な 3 次元観測を実現している。情報通信研究 機構(NICT)と、(株)エムティーアイは、2015年4月より共同研究を 開始し、同社が運営するサービス『ライフレンジャー』によるゲリラ 豪雨検知のためのスマートフォン向け無料アプリ『3D 雨雲ウォッチ ~フェーズドアレイレーダ~』を開発し、2016年の7月で2年目の 実証実験を迎える。豪雨の可能性情報の提供は、『ライフレンジャ 一』の情報提供元である民間気象予報会社のいであ(株)が引き続 き担当する。本研究では、2 年目の実証実験の取り組みとその結 果を紹介し、利用者より得られた意見を合わせて、1 年目との比較 検証と今後の将来展望についても言及したい。

2. サービスエリアの拡大と3D 描画の改良

スマートフォン端末で 30 秒毎の動画として雨雲の中や上空から 地上に雨粒が落ちてくる様子を 3D 描画で見せる技術は、WebGL の技術を駆使し本アプリで初めて成功した。利用者の意見収集結 果からは「自分の地域もサービスを展開してほしい」という声を多く 頂き、2016年は大阪大学の吹田 PAWR に加えて NICT 未来 ICT 研 究所(神戸市西区岩岡町)に設置された神戸 PAWR の観測範囲地 域の方々にも利用してもらえるように、サービスエリアを拡大し、3 次元レーダ表示と豪雨の可能性情報を配信する実証実験を行う。

2015年はリアルタイムに雨雲の3次元構造を描画するに留まっ たが(図1左)、利用者から得られた「雲が鉛直方向に高くなっていく 様子が分かり、視覚的に危機感を感じることができた」、「2D 描画 の雨雲レーダよりも、3D 描画の雨雲レーダのほうが天気初心者で も分かりやすい」等の意見をいただき、さらなる改善を実施した。 2016年の具体的な改修内容は、3次元のレーダ表示画面に、5分 前、10分前、15分前に降ってくる目安となる高度情報を付加し、地 上での実際の雨の降り方を加えることで、さらに豪雨の危機感を実 感できるように改修した(図1右)。これにより、豪雨の回避行動につ なげられた割合が、2015年の55%よりも向上する事を狙う。



(2015年)

図 1 スマートフォン上で表示される雨粒の 3D 描画の例

3. 豪雨の可能性情報と PUSH 通知の改修

2015 年は、吹田から 80km×80km の観測範囲内を、10km メッシ ュごとに区切り 64 インデックスに分け、上空での豪雨検知をもとに、 地上での豪雨の可能性情報を PUSH 通知で配信した。各インデッ クス(10km 格子)の中をさらに 500mメッシュに細分化し、全 400 格

子のうち1つでも豪雨の可能性ありと判定された場合、そのインデ ックスに現在地情報が紐付くユーザーに PUSH 通知で情報が配信 される仕組みとした。なお、各格子点において「豪雨の可能性あり」 とする判定条件として、VIL の最大値≥3.5 かつ VIL の前 30 秒変 化量≧0.8と定義した。この結果、適中80.1%、空振り9.7%、 見逃し 10.2%となり、予測先行時間は、2.5分前が最も多い結 果となった。利用者の意見収集結果(図2)からも、見逃しの削 減や予測先行時間の延伸が課題となる結果となった。

2016年は上述の判定条件に加え、防災上の観点からさらに見 逃しを減らすため、PAWR で高度 2km 面で降水強度 30mm/h 以上 を観測した際も、PUSH 通知で情報が配信される仕組みに改修し た。これは、3次元構造で雨雲を観測するのに現行の高解像度 ナウキャストでは5分要するのに対し、PAWR は30秒ごとに観 測できる長所を最大限に活用した(図3)。さらに雨粒の落下速 度を考慮した上で、2km 面で降水強度 30mm/h 以上の降水強度が 観測されていれば、データ配信時間(1分程度)を含めても3分 以上の予測先行時間を保って、地上に同等程度の豪雨があると 判断できると仮定した。









4. まとめ・将来展望

豪雨で命を落とされる方を一人でも減らすことを目的に、2016年 はサービスエリアも拡大し、利用者の意見をもとにアプリを改善し、 より多くの人々に使用して頂く。さらに本アプリのイベント等の普及 活動も積極的に開催し、多くの方々の防災意識向上に役立つよう 取り組んでいく。2016年の実証実験によるイベントや利用者の意見 収集の結果は、学会発表時に速報値を報告する予定である。

1 要旨

ほとんどの学生が持つスマートフォン。大学生に気象 情報はどの程度活用されているのか。昨年度入学した学 生の気象情報の活用実態とともに、スマートフォンを用 いた気象情報の普及活動事例を紹介し、今後の防災教育 の在り方について報告したい。

2 防災について必要な知識の教育について

防災に必要な「知識の教育」について、和歌山地方気 象台三浦郁夫台長は「理科の教育07」において、次の ように述べている。「災害を想定するためには、まずは 地球上で発生する自然現象についての知識が必要であ る。(「理科の教育07」 pp428-429)

こうした観点は、学習指導要領理科の目標にも「自然 の事物・現象に進んでかかわり、目的意識をもって観察、 実験などを行い、科学的に探究する能力の基礎と態度を 育てるとともに自然の事物・現象についての理解を深め、 科学的な見方や考え方を養う。」と述べられている。ま た、文部科学省の防災教育のねらい(学校防災のための 参考資料「生きる力」を育む防災教育の展開 2013 年 3 月)には、次の三つが挙げられている。

ア 自然災害に対しての知識・思考・判断 イ 危険 予測・主体的な行動 ウ 社会貢献・支援者への基盤 特に,理科教育では、アを主に担当することになる。直 面する災害に対して的確な思考・判断を行い,適切な意 思決定や行動ができるようになることが求められてい る。

しかし、筆者が大学の授業において把握した学生の理 解度をみると、知識としてはある程度理解しているもの の、災害が起こりそうな場面に直面したとき、被災しな いような行動がとれるかどうかについては、正しい知識 が十分に定着しているとは言いがたい現状がある。

3 気象知識の普及授業の事例と学生のアンケート

今年度入学した大学1年次生は、現行の高等学校の学 習指導要領で学んだ1期生でもある。高等学校普通科で 学び文系学部に入学した学生の場合、多くが理科の科目 として「物理基礎」「化学基礎」「生物基礎」「地学基礎」 から3科目を学んでいる。最も多いのが「物理基礎」以 外の3科目を履修している学生である。理系学部の学生 は「地学基礎」は学んでいない場合が多く、理科教員を 志望する学生には、中学校以来学ばなかった地学の知識 を教える必要が出てくる。また、文系の学生にとっても 高校での「地学基礎」は2単位であり、防災についての 知識理解は十分とは言えない。以前から理系に進む学生 で地球科学を専攻する以外の学生は、中学校以来、地学 を学ばないで大学に入学しており理科教員養成の観点 からすれば、防災教育の中核となる地学分野をどう学ば せるかが大きな課題となっている。

小学校教員は、文系出身者が多いと考えられ、中学校 の理科教員も物理、化学、生物専攻の教員が多く、地学 専攻の教員は少ない。こうした流れが繰り返されること により高校までの学校教育で防災の観点からの理科教 育が不十分になっているとも考えられる。そうしたこと を踏まえ、大学の授業の中で、より積極的な防災教育と して、スマートフォンを利用した気象情報サイトを活用 し、気象に関する情報を積極的に生活に生かせるように するための授業を試みた。

授業で使用したのは、気象庁が週間予報に使用してい る「週間予報支援図 [アンサンブル](略号 FZCX50)」「週 間アンサンブル予想図(略号 FEFE19)」と「週間予報支援 図(FXXN519)」MSM 地上(Meso Scale Model)である。こ うした資料をスマートフォンのホーム画面に置くよう に指導し教材として活用しながら、週間予報がどのよう なデータをもとに作成されているかを説明した。当初は 戸惑った学生もいたが、回を重ねるうちに「偏西風の蛇 行から寒気の流入が予想できる」といったことなどにつ いて理解が進み、高層・地上の週間予報支援図・週間ア ンサンブル予想図から「降水のあり・なし」だけでなく 天気、風や気温の変化についても徐々に理解できるよう になってきた。

この授業を8回実施した時点で、学生の評価を実施した。その結果をもとに学生の気象情報の利用に関する認識の変容をまとめ報告する。

4 今後の課題

ほぼ全員に近い学生がスマートフォンを利用してい るが、防災情報サイトは、あまり利用されていない。こ れは、防災教育にとって重要なポイントであり、日本の 社会にとっても大きな損失でもある。学校教育だけでな く、様々な機会を通じて、積極的に学習機会を提供して いく必要があり、大学の教養教育の中でしっかりと学べ るような取り組みを考えていきたい。 高校「地学基礎」気象分野の指導上の工夫

吉川契子 (静岡県立清水西高等学校)

誰もが最新の多様な気象情報を容易に入手で きるようになった現代社会に於いて、日常生活を 支えるために、また気象災害から身を守るために、 気象情報の活用が、期待されている。やがて、地 域社会の一員となる高校生が、正しく気象現象を 理解し読み解くことができるよう、指導方法を工 夫する必要がある。そのためにはまず、生徒たち に気象学習に対する興味を持たせる必要がある。

生徒に気象情報に関する興味関心を持たせる ためには、身近な地域で発生した気象災害を紹介 することが有効であるが、教科書には、過去に個 別の地域を襲った気象災害の事例は十分掲載さ れない。また、年々改善されつつある気象情報に 応じた解説が少ない。私は、地域の過去の気象災 害や最新の気象情報の活用を印象深く教えるた めに、気象台等学校外の機関との協力・連携によ り、教員が情報収集して教える以上の効果がある と予想した。このような課題を踏まえ、平成 26 年度及び平成 27 年度に、高校 1 年生を対象に本 校「地学基礎」の授業内で行った工夫の一部を紹 介する。

過去に地域に発生した気象災害を題材にした授業

昭和49年7月7日、本校周辺は水害を被った。 この豪雨を「七夕豪雨」という。学校の運動場は、 七夕豪雨以後雨水貯留施設として整備され、水害 から地域住民を守る役割を担っている。授業内で 七夕豪雨発生当時の気象状況と被害を解説し、雨 水貯留施設を示す看板を見学させた。

2 静岡地方気象台との連携

静岡地方気象台の協力を得て、平成26年度と 平成27年度に気象台出前講座「七夕豪雨は希有 な豪雨だったか?」を、平成26年度に気象庁ワ ークショップ「突然の大雨、そのときどうする?」 を実施した。これらの授業はいずれも生徒たちに 好評であった。

出前講座については、七夕豪雨は決して希有な 災害では無かったことを、気象台のデータをもと に説明していただいた。生徒たちにとって内容は やや難しかったものの、平成26年(2014年)秋 に偶然にも、台風18号により、静岡市内で七夕 豪雨以来40年ぶりとも言える広範囲の浸水被害 が発生した。気象台の出張講義の内容はその通り であることが図らずも証明され、生徒たちの心に 刻み込まれた。

気象庁ワークショップについては、気象情報を 適切に活用する方法を、気象状況の変化に応じて 架空の地域と家族を設定し話し合うグループワ ークを取り入れ実践的に学ぶ

気象台の担当との打ち合わせにおいて、生徒が 親近感を持つ内容にするため、細かな点で原案の 修正を依頼した。授業を実施したところ、生徒は 意欲的に取り組み、防災気象情報についての解説 も熱心に聴いていた。

授業実施前後に取ったアンケートの結果、生徒 の気象情報に対する関心と理解が深まったこと が明らかになった。

3 年間を通じた気象情報の取り扱い

授業では、教科書の単元を取り扱う時のみなら ず、年間を通じて気象の話題を取り扱った。

4 効果

身近な地域の気象災害の話題を取り扱い、気象 台とも連携した結果、気象庁 Web ページを閲覧 して気象情報を積極的に入手しようとしたり、水 害の被災者にアンケート調査を行い水害に理解 を深めようとするなどの意欲的な学習態度が見 られるようになった。

5 謝辞

授業の実施にあたり、静岡地方気象台(当時)の 以下の方々にお世話になった。磯部浩幸氏・伊藤 等氏・寺嶋孝二氏・遠山忠昭氏・長岡孝治氏・森 井正宏氏・山下光信氏、(五十音順)また、本研 究は、気象文化創造センターのご協力を得た。御 礼申し上げます。

降水の『質』の多様性や季節サイクルの中での広域気団分布にも注目した 日本の梅雨に関する中学校での授業実践

*加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

才野博紀(岡山大学附属中学校(理科))・槌田知恭・小嶋ゆう実(岡山大学教育学部(理科))

1. はじめに

日本付近の梅雨最盛期には、南アジアのモンスーン の影響も強く受け、長江流域~西日本にかけて組織化 された積乱雲の集団による集中豪雨も頻繁に発生する。 しかし、梅雨期の降水系の特徴の東西の違いも大きい。 更に、松本他(2013、岡山大学地球科学研究報告,20, 25-34)によれば、東日本の梅雨期の日降水量でみた大 雨時には、単に強雨に伴う大雨だけでなく、「普通の雨」 の持続による大雨も多い。このように、雨の『量』だ けでなく『質』にも目を向けることで、一口に「大雨」 といってもかなり異なるタイプの災害に結びつきうる ことを認識する防災教育のベースの一つになる。

ところで、中学・高校での日本の気象・気候の学習 においては、広域気団との関わりも大きなテーマとな るが、その実態把握も具体的に必要である。日本列島 での東西の違いも含めた広域気団の関わり方は、上記 の降水の『質』との関連も大きい。

そこで本研究では、加藤・東(2013)や加藤他(2014, 秋季全国大会)の取り組みを踏まえて,梅雨最盛期を例 に、降水の『量』や『質』の違い、大雨日の出現状況 の東西差の検討、広域気団分布の季節進行、について 把握して梅雨への理解を深める学習プランを検討し、

中学校で実践した結果について報告する。

2. 授業の概要

- テーマ:「梅雨の降水と広域的な気団の特徴 (変化する季節の中で)」
- 2)対象者:岡山大学附属中学校第2学年(約40名の クラスを5クラス分)。「日本の天気」の学習済。
- 3) 日時: 2016 年 2 月 22 日 (1 コマ 50 分。5 クラス分, それぞれ 1 コマずつ同じ授業を 5 回行った)

4) 授業者:加藤(T1),才野(T2),槌田・小嶋(机間指導)
5) 主な学習活動:

①降水量の数字と実感との対応(1)(日降水量だけでなく、10分間降水量の数字の実感にも注目)。岡山での夕立(2011年8月26日夕方)の事例を例に、加藤が撮った写真と岡山の降水量データを提示(第1図)。

(2降水量の数字と実感との対応(2)。九州北部での豪雨 (2009年7月24日)と南岸低気圧に伴う岡山での降水 (2014年2月8日。雪として降ったが)の事例にお ける前10分間降水量の時系列のグラフを配布し、積乱 雲群と乱層雲の広がるシステムにおける降水の違いを 把握(第2図)。

③日本の梅雨の降水量の東西差。長崎と東京を例に, 1971~2000年の6/16-7/15における日降水量の表を, 50mm/日以上,100mm/日以上の日のセルに着色済の状態 で配布。それらの日数をカウントさせて両地点を比較 (生徒による手作業)。更に,降水量の違いへの寄与等 に言及した。第1表に示されるように、九州の長崎の 方が関東の東京よりも 50mm/日以上、100mm/日以上の 日数が多いが、それを反映して、梅雨期の総降水量に もこの1ヶ月の総降水量で 200mm 程度もの違いを生む ことを補足。

④アジアモンスーンとの関連(下層風系や衛星画像等) に簡単に言及した後,気象庁田収録のJRA-25アトラ スの月平均可降水量(PW)の分布図をもとに,PWが大 変大きい領域の北縁に梅雨前線が位置することや,そ の領域の分布の季節進行の特徴を把握。



第1図 2011 年8月26日夕方の強い俄雨の事例における岡山地方 気象台の前10分間降水量他のデータ(授業で提示したものの一部)。 写真は加藤が岡山大学教育学部の建物1Fから撮影。



第2図 授業で例示した前10分雨量の時系列



(1971~2000年の6月16日~7月	15日)				
長崎	合計	平均(年数 (30)で割る)	東京	合計	平均(年数 (30)で創る)
総降水日数(日)	468	15.6	総降水日数(日)	422	14.1
50mm/日以上の日数(日)(100mm/ 日以上も含む)	77	2.6	50mm/日以上の日数(日)(100mm/ 日以上も含む)	24	0.8
100mm/日以上の日数(日)	21	0.7	100mm/日以上の日数(日)	5	0.2

なお,発表当日には,授業の分析結果も併せて報告 したい。

参考文献 (一部略)

加藤内藏進・東伸彦,2013:豪雨の出現頻度に注目した梅雨 降水の気候学的特徴に関する探究的授業の開発(日降水量 データを用いた附属中学校での実践)。岡山大学教師教育 開発センター紀要,3,17-26。

子供たちに天気の楽しさを教える

1.はじめに

大人向けの防災気象講座などで防災意識 の向上のために気象基礎知識の講座をする ことがある。その場合、防災のための講座 なので、大半の人はもともと気象に関心や 興味があって聞きにきているわけではない。 子供のころから気象に興味をもつ、天気を 気に掛けるということは、おのずと防災意 識の向上につながると思われる。

このように子供の頃からの気象教育は大 変大切なものである。しかしながら、特に 小学生低学年以下の子供には気象の仕組み はまだ理解がむつかしく、お天気教室など の座学で講義してもあまり興味をもっても らえない。

2.子供向けお天気教室での取り組み

小さいころから気象の興味をもたせるた めには、理屈はともかくまずは遊び感覚で 気象に興味をもたせることが大切である。 実験を見学するだけではなく、子供たちが 自分自身で体験してみることが気象に興味 をもつきっかけとなる。そこで以下の項目 についてお天気教室などで子供たちの興味 を引き付けるようなことを行ってみた。

- (1) 気象実験をやらせてみる
- (2) クイズをやる
- (3) ゲームをやる
- (4) 屋外で空を見る(雲の観察)

3.お天気教室をやってみて

(1)気象実験をやらせてみる危険を伴わず手軽にできる実験として、ペ

一般社団法人 日本気象予報士会 関谷不二夫 ットボトル内の空気を加圧したのち一気に 減圧して水蒸気が凝結する実験をした。ペ ットボトルが真っ白になる現象には非常に 興味を示した。ただ、空気中の水蒸気が凝 結する仕組みの理解はむつかしい。

(2) クイズをやる

気象にかかわる物理的な数値等を示しても 理解はむつかしいので、人とか物に例えて のクイズを行った。

(3) ゲームをやる

気象に関係しての競い合い、夢中になるよ うなゲームとして、簡易風速計を用いうち わで扇いで、風速の数値を競い合うゲーム を行った。

(4)屋外で空を見る(雲の観察) 最初に十種雲形の話をして屋外での雲の説 明をする。屋外で同時に十種雲形すべての 観測できることは、ほとんど不可能である が、実際の雲を観測することにより、雲の 高さ、形の特徴等の理解がより深まった。

4.まとめ

休日などに開催する子供向けの天気イベ ントの参加者の年齢は、小学校高学年から 低学年まで年齢も様々であり、兄弟がいる 場合は未就学児の参加も多々ある。気象の 仕組みを理解させるため、どうしても小学 校高学年程度が理解できるような内容にな りがちである。親子で参加するケースがほ とんどなので、イベントがきっかけとなり 家族全員が気象に関心をもつようになれば、 おのずと気象防災についての家族の話し合 いにつながるものと思われる。

気象情報を利活用した気象・防災教育の取り組み ~アイコンで構成された天気予報・注意報警報アプリケーションの開発~

*奥村政佳・筆保弘徳(横浜国立大学大学院)・根来武志((株)ウェザーニューズ)

1 本研究の背景と目的

筆者らは 2015 年度秋季大会で、未就学児童が保 育所の保育場面において大気現象をどう認識する のか、また、保育者が継続的に気象の話題を提供す ることで、メディアによる天気予報を空間的な情 報として認識し、児童自身の観測により気象の変 化を予想して実際に行動に移すことができる様子 を観察して報告した。地図などの2次元的な広が りで表示される気象情報から必要な情報を取り出 すことや、漢字による地名の記述・時刻の表示に対 する理解が無いことが一般向けの天気予報を理解 する妨げになっていること、一方では、情報を示す 天気のアイコンや色のイメージ、キャスターの言 葉などの音声による情報については敏感に反応し 捉えられていることがわかった。2016 年度春季大 会では、タブレット端末による取り組みの中で、前 線の通過時にグラフィックで表示された X バンド MP レーダーの情報と外の様子を、年長児が興味や 関心を持って見比べ、気象現象を観察する様子を 報告した。

本研究では、今までの取り組みで得られた知見 を基に、気象情報や、注意報・警報などを未就学児 や小学校の低学年の児童が利用しやすい形で提供 することで、実際に子どもたちが気象情報を利用、 また普段の生活にどのように活用していくか、さ らに気象への興味・関心、防災への意識がどう変わ るかを調査する。

2 開発と調査方法

(株)ウェザーニューズ社と協力し、タブレット やスマートフォン、PC など、プラットフォームを 選ばずに利用しやすい Web アプリケーションを開 発する。また、イベントでのアンケート調査や、実 際の利活用の様子を観察する。そして、その結果を 検討し、随時バージョンアップを行う。

3 結果

3. 1 WEB アプリケーションの開発

全国の天気予報など、二次元的な広がりから、必要な情報を取り出し把握することが難しい児童向けに、位置情報を利用して、ピンポイントの気象情報を提供する。また、一つの時間帯に時系列を含む情報(「晴れのちくもり」や「くもり一時雨」など)では、APNG(Animated Portable Network Graphics)を使うなどして、アニメーションから直感的に理解ができるように工夫をした。また、注意報や警報

の発令時には、文字が読めなくてもそれぞれの内 容がわかるようにアイコンで表示し、特別警報や 土砂災害警戒情報などについては、音声による周 知(オプション)も行うことで、注意喚起ができる ようにした。

図1のように、数字による時刻表示だけでなく、 生活時間を示すイラストを気象情報と対応させる ことで時刻表示に慣れていない未就学児でも、直 感的に時系列の情報として理解でき、実際の生活 に合わせて使うことができるようにし、気温や風 速の情報も色とイラストを用いて表現することで、 児童が直感的に捉えられるようにした。



図1 児童向け気象情報アプリケーション (画面は開発中のもの)

3.2 WEB アプリケーションに実装した機能

GPS で表示地域を自動判定し、表1に示した項目 について情報を受信・表示できるようにした。

表1 児童向け気象情報アプリケーションの項目

表示する情報	提供時間帯	要素
気象時系列予報	6 時~21 時	天気・気温・ 風速
注意報・警報 特別警報	随時	気象庁発表 に準拠
土砂災害警戒情報 竜巻警戒情報 高温注意情報	随時	気象庁発表 に準拠

4 今後の展開

2016年8月5日から8月7日に幕張メッセで行われる「そら博2016(主催:ウェザーニューズ)」において、来場者にアンケート調査を行う。また、保育所や幼稚園において実際にタブレット端末を設置し、児童が利活用する様子を観察する。

中緯度の対流圏上層の渦位擾乱と降水の総観規模変動の関係

*舘野愛実1, 堀之内武1,2

1:北大·環境科学院, 2:北大·地球環境科学研究院

はじめに

中緯度の総観規模の気象擾乱は主として、傾圧不安 定により説明される.しかしながら、傾圧性の強さは 季節変化し、夏季の傾圧不安定擾乱は冬季と比較して 弱いことが知られている.

Horinouchi(2014)は、対流圏上層の渦位擾乱と下層 の物理場の対応関係に注目し、夏季の東アジアから北 太平洋にかけての降水及び水蒸気輸送の総観的な変動 の要因を次のようにまとめている.上層対流圏のアジア ジェットに沿って伝播する非定常なロスビー波に伴う渦 位擾乱により、対流圏界面に相当する 2PVU 程度の等 温位等渦位線の南縁に沿って、2次循環である上昇流が 生じ降水が強化される.また、上層の渦位擾乱は下層 の流れに影響を与え、この降水強化に有利な水蒸気分 布ができやすくなる.

Knippertz et al.(2013) は'atomospheric river' に注 目した研究で寒候期の対流圏上層の等渦位線と下層の 水蒸気量及び地上気圧の関係を示している.それらは Horinouchi(2014) で示されたものと類似した対応関係 にあり、冬季には上下層が密接に結合した傾圧不安定 擾乱が発達することとも整合的である.

しかしながら, 寒候期における降水分布や下層の循 環場などと等渦位線を統計的に比較した研究はなく, ど のような関係にあるのかは自明ではない. そこで本研 究では, 通年における対流圏上層の渦位擾乱と下層の 循環や降水との関係を調査する.

データ

解析期間は 2001 年から 2013 年までの 13 年間とし, GSMap の降水データと JRA-55 再解析データを用い ている.GSMap 降水データは低軌道衛星によるマイ クロ波観測と静止衛星による赤外線観測により作成さ れた 60°S-60°N の範囲をカバーする格子データである. JRA-55 再解析データは水平分解能が 1.25°の正方格子 データである.本研究では日平均値を使用し,GSMap 降水データは JRA-55 再解析データの水平分解能に合 わせて, 1.25°の正方格子のセルごとに平均を行った.

上層の等渦位線と降水分布

本研究ではまず,等温位等渦位線と降水分布とを比 較した.等温位等渦位線は3PVUに渦位を固定して温 位を変えながら,降水分布との対応関係を調べた.

以下に対応関係をコンポジットで示す.図1の上段(下 段)は夏季(冬季)の各経度における 350K(340K)等温 位 3PVU 等渦位線を基準に,日平均降雨強度 [mm/day] を南北にずらして重ねたコンポジットであり,日毎の 基準とする等温位等渦位線の気候値 (実線)に対して相 対的な降水分布を示している.



図 1. 2001 年から 2013 年までの日平均降雨強度 [mm/day] の 夏季 (冬季) の 350K(340K) 等温位 3PVU 等渦位線に相対的に南北 にずらしたコンポジット. 上段 (下段) は夏季 (冬季) の上図に北半 球 (15°N-60°N), 下図に南半球 (15°S-60°S) の降雨強度をグレース ケールで示す. 実線は夏季は 350K, 冬季は 340K 等温位面の 3PVU 等渦位線の気候値を示している.

コンポジット平均を行った等温位等渦位線に沿った降 水分布は、気候値と比較して緯度方向に狭く集中する. 北半球ではユーラシア大陸東岸から北太平洋上,アメ リカ大陸から大西洋にかけて,南半球では南太平洋上, アフリカ大陸方大西洋にかけて,等温位等渦位線の赤 道側に沿って顕著な降水分布が見られている.このよ うな等温位等渦位線の赤道側に沿って降水分布が見ら れる特徴は夏季と冬季で一致している.

等温位等渦位線に沿ってより狭く集中する強い降水 分布は夏季(冬季)は340Kから350K(330Kから340K) にみられた.即ち,3PVUに渦位を固定する場合,冬 季は夏季と比較して低い温位の等温位等渦位線との対 応がいい.

今後,以上に示したような対応関係が生じる過程を, 暖候期と寒候期の傾圧性の違いに着目して明らかにする.

参考文献

- Horinouchi, T., 2014: J. Meteor. Soc. Japan, 92, 519-541.
- Knippertz, P., H. Wernli, and G.Gläser, 2013: J. Climate, 26, 3031-3045.

GPM KuPR 観測による中緯度降水の特徴 ---熱帯降水との対比から---*横山千恵・高薮縁(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

2014 年 2 月に打ち上げられた全球降水観測 (GPM)の主衛星は、熱帯降雨観測(TRMM)衛星 では観測されなかった中緯度を含め、全球の約9 割の表面積を観測できる。積雲によってエネルギ ーが上方に持ち上げられる熱帯に対し、中緯度で は移動性擾乱によってエネルギーが水平・鉛直に 輸送される。このような場の違いは、降水特性の 違いを生み出す。例えば、熱帯大気と中緯度大気 とが接する梅雨前線付近では、温帯低気圧に伴う 降水システムと雲クラスターなどとが混在して いる(横山と高薮、2016年春季大会; YT16)。

ここでは、65N-65Sの至る所を海陸の区別なく 観測できる GPM Ku 降水レーダのメリットを活か し、全球の降水特性を定量的に調べる。特に、中 緯度域の降水について、熱帯域の降水と対比させ、 その特性をより良く理解することを目的とする。

2. データと解析方法

本研究では、GPM Ku 降水レーダデータ、そのひ とつながりの降水ピクセルを一つの雨域(Rain Event; RE)として定義したデータ、気象庁 55 年 長期再解析 (JRA-55)データを使用する。 2014.04-2015.03、65NS を解析する。

熱帯域と中緯度域の境界を、350 K 等温位面上 の渦位で定義する。各月の平均値に基づいて、北 (南)半球で 2.5PVU (-2.5PVU)を超える領域を 中緯度域、それを下回る領域を熱帯域と定義した。

3. 結果と考察

まず、YT16の梅雨前線降水で得られた知見を全 球に拡張し、面積の大きな(10^{3.5}km²以上) REの 層状性降水量比(SPR)と最大降水強度とに注目 し、その頻度を調べた(図 1)。頻度のピークは SPR20-45%付近と 90-100%付近に存在し、SPR70% 付近を境に SPRと最大降水強度との関係が大きく 変化する。即ち、SPR0-70%の RE では、SPR 増加に 対して最大降水強度はほぼ一定だが、SPR70-100% では、SPRの増加と共に強度が大きく減少する。

そこで、SPR0-70%の RE (type1) と 70-100%の RE (type2) とに分けて、それぞれがもたらす降 水量分布を調べた(図 2, 北半球)。2.5PVU の緯 度線は RE 特性の違いを非常に良く捉えており、 その南側(北側)で type1 (type2)の RE 降水が 支配的である。Type1 は熱帯収束帯や warm pool 域、海大陸域などに分布している。これらの領域 では雲クラスターなどのメソスケールに組織化 した降水システムよる雨が支配的である(例えば Nesbitt et al. 2006)。一方、type2 はストーム トラックと対応し、温帯低気圧に伴う降水システ ムだと考えられる。なお、南半球も同様であった。

次に、降水の鉛直構造に焦点を当て、熱帯域と 中緯度域の違いを調べた(図略)。対流性降水の プロファイルは、中緯度-熱帯間の違いは比較的 小さく、海陸差が顕著であった。

中緯度-熱帯間の大きな違いは、層状性降水に 見られた。熱帯海上では、層状性降水の約7割が 4.5km付近に明瞭なブライトバンド(BB)を持ち 比較的深い。これらは、組織化した降水システム に伴うものである。一方、中緯度域では BB を伴 う深い層状性降水も見られるが、全般に背の低い 層状性降水が多い。後者は、温帯低気圧に伴う降 水の特性だと示唆される。今後は、温帯低気圧の 構造と関連させて降水特性の詳細を調べる予定 である。



図 1. 面積 10^{3.5} km²以上の RE の頻度分布。横軸は層状 性降水量比、縦軸は最大降水強度の対数表示。



0.04 0.08 0.12 0.16 0.2 [mm h⁻¹]

0.01 0.02 0.03 0.04 0.05 [mm h⁻¹]

図 2. 面積 10^{3.5} km²以上かつ層状性降水量比(a) 0-70%の RE (type1) および(b) 70-100%の RE (type2) の降水量分布。 北半球を極から見た図で、中心から真南への線が 135E。太 線は、渦位 2.5PVU の緯度を表す。

謝辞:本研究は、JAXA PMM 8th JRA および環境省の環境 研究総合推進費(2-1503)の支援により実施されました。 本予稿のための RE データは、東京大学大気海洋研究所の 小野茉莉花さんに作成してもらいました。

GPM-DPR データを用いた降水システム特性と環境場の関係 *小野茉莉花・高薮縁(東大大気海洋研究所)

1. はじめに

熱帯海洋域において降水と可降水量との間に、 経験的な関係式が成り立つことが見出されてい る(Bretherton 他 2004)。このような関係式に みられる水蒸気量の増加に伴う降水量の急激な 増加には、特に層状性降雨面積の増加による寄与 が大きいことがわかっている(Ahmed and Schumacher 2015)。しかし、陸域においては両者 の関係について詳細な調査は行われていない。ま た、中緯度域でも全球降水観測計画(GPM)主衛 星搭載の二周波降水レーダ(DPR)データを用い ることで、降水システムの詳細な特性について観 測が可能になっている。

本研究では、GPM-DPR データを用いて、陸上や 中緯度域を対象として、熱帯海洋域との違いに着 目しながら、降水システムの特性と大気水蒸気場 の関係を調べる。

2. データと解析方法

GPM-DPR Ver.03B の Ku 帯降水レーダ(KuPR) level 2 プロダクトを降水システムの解析に用い た。地表面付近降水強度 0.5 (mm hr⁻¹)以上のひと つながりの領域を「雨域」と定義し、降雨面積・ 最大降水強度などの降水特性を算出した。

カラム水蒸気量、相対湿度などの環境場の解析 にはERA-interimから求めた日データを使用した。

2014年4月から2015年3月を対象期間とし、 低緯度域は30S-30N、中緯度域は65S-30S,30N-65N を対象として解析を行った。

3. 結果と考察

図1はカラム水蒸気量(CWV)に対する雨域面 積の頻度分布をCWVの観測回数への依存性を取り 除いた各雨域面積ビンでの偏差として示してい る。低緯度海域のCWV>30 mmの地域では先行研 究と同様にCWVの増加に伴い、雨域面積の急激な 増加がみられる。一方、低緯度陸域では海域とは 異なり、よりCWVが低いビンでより大きな降水シ ステムが多くみられている。

図2は図1と同様に直径20-200 kmのシステム における最大降水強度について示している。海陸 にかかわらずCWVが多いほど最大降水強度に大き な値がみられる。図2(b)の頻度の高いコンターを 見ると、CWV>30 mmで強くなり、図1と比較して、 陸域ではより小さなシステムから強い降水がも たらされるようにも見える。しかし、陸域では最 も大きい最大降水強度の値はCWVが中程度のビン (30-45 mm)で多くみられ、その辺りでは大きな 降水システムが比較的多くみられている。

図3はCWV別の相対湿度(RH)の平均値の鉛直 分布を示す。CWVが多いときは一様にRHが高いが、 CWV が中程度のときは大気中層(~500 hPa)の RHの値が低くなり、CWV が多いときとの差が明瞭 である。一方、海陸間では RH 分布の特徴に大き な差はみられない。RHの標準偏差についての鉛直 分布からは、CWV が低いときには特に陸域大気下 層で標準偏差が大きいことがわかり、このような 特徴は気温について同様に調べた結果でもみら れた(図略)。

雨域面積とCWVとの関係における海陸間での差 の要因には、降水システムの特性に影響する陸域 大気下層での日変化に起因する大気状態の変動 の大きさが寄与している可能性が考えられる。

今後、熱帯海域とそうでない地域とのCWV に対 する降水システム特性の違いとその要因につい てさらに解析・考察を行っていく。



図 1. 低緯度の海域(a)と陸域(b)におけるカラム水蒸気量 と雨域面積についての頻度分布。カラム水蒸気量観測回数 の依存性を取り除き、長方形領域で正規化したヒストグラ ムにおける各雨域面積ビンでの偏差を示す。



図 2. 図 1 と同様。ただし、直径 20-200 km の雨域の最大 降水強度について示す。



図 3. 低緯度の海域(a)と陸域(b)におけるカラム水蒸気量 別の平均相対湿度の鉛直分布。

謝辞:本研究は、JAXA PMM RA8 及び 環境省推進費 2-1503 の支援を受けています。データ準備において濱田 篤さんにお世話になりました。

日本域の極端降水・極端対流イベントの降水特性・環境場の違い

*濱田 篤·高薮 縁(東京大学大気海洋研究所)

序

熱帯降雨観測衛星(TRMM)による降雨レーダ (PR)長期観測によって,熱帯・亜熱帯各地におけ る極端降水・極端対流イベントの特性の違いが明 らかになってきた.慣例的には,対流が高く強い ほど地表降水は強くなると考えられているが,こ の考え方は極端降水に対しては必ずしも当てはま らず,最も強い雨は比較的低い対流雲からもたら される傾向にある(Hamada et al. 2015, Nature Comm.; H15).極端降水イベントの発生環境場は 極端対流イベントに比べて相対的に安定であり, また特に対流圏中上層がよく湿っていることが特 徴的である.

本講演では,H15で示された極端降水・極端対 流イベントの特性の違いについて,日本域を対象 として詳細な解析を行った結果を報告する.

使用データ

TRMM/PR 2A25 プロダクト(バージョン7)を もとに作成された雨域データベース(Hamada et al. 2014, JC)を用いる.雨域は,地表降水強度が 0.5 mm/hを超えるひとつながりの領域として定 義される.極端降水・極端対流イベントは,H15 の手法に基づき,2001年9月-2014年8月の13年 間の雨域データベースから定義する.対象域は南 日本域(127-140°E,27-37°N)である.本稿では海 陸の区別はしていない.

結果

まず,TRMM/PRが捉えた極端降水・対流イベ ントの降水特性にみられる違いを調べた.解析対 象域の全雨域について,雨域内最大降雨強度の累 積頻度分布(無降雨は除外)を図1に太実線で示し



図1:解析対象域における雨域内最大降雨強度の頻 度分布.全雨域に対する累積頻度分布が太実線で、 極端降水・極端対流イベントの相対頻度分布がそれ ぞれ白抜き・灰色ヒストグラム(縦軸は適当にスケー リング)で示されている。

た.極端降水の基準となる,雨域内最大降雨強度 の99.9パーセンタイル値は101.1 mm/hであった. 極端降水・極端対流イベントに対する雨域内最大 降雨強度の相対頻度分布がそれぞれ白抜き・灰色 のヒストグラムで示されている.両者には明確な 開きがあり,極端対流イベントの最大降雨強度は, 30-50 mm/h付近を中心として15-100 mm/hの 範囲に分布している.30,50 mm/hはそれぞれ累 積頻度分布の98.7,99.5 パーセンタイル値に相当 する.

日本域の短時間降水に対して豪雨・極端降水事例 を定義する閾値として,降水強度(量)50 mm/h, または累積頻度分布の95,99パーセンタイル値な どがしばしば用いられる.しかし,これらの閾値 を用いた場合はいずれも,極端降水・対流イベン トの両方を含んでしまい,両者の降水プロセスの 違いが見えなくなってしまう.

次に、極端降水・対流イベントが発生した環境 場を調べた.一例として、8月の極端イベントに対 する、地表-700 hPaおよび700-100 hPa積算水蒸 気量を図2に示す.極端降水・極端対流イベントの いずれに対しても、発生時の環境場は対流圏が深 く湿潤化している.極端降水イベントでは特に自 由対流圏がよく湿潤化しており、総可降水量の増 加に対する寄与は、下層よりも自由対流圏の方が 大きい.事例別に見ると、この中上層の湿潤化は、 台風の接近などに加えて、いわゆる atmospheric riverにも関係している(Hirota et al. 2016, MWR; 濱田ほか '16 春季大会; 高野・高薮 '16 春季大会).

謝辞

本研究は環境省環境研究総合推進費 (2-1503) および JSPS 科研費 (15H02132)の支援により実施された.



図 2:2002-2014年の 8 月について,地表-700 hPa (○)および 700-100 hPa (●)積算水蒸気量の頻度分 布.実線・破線・点線はそれぞれ,TRMM/PR 全観 測(降水あり)・極端降水イベント発生時・極端対流 イベント発生時.いずれも相対頻度.

CMIP5 データにおける日本の極端降水の現在気候再現性評価に向けて

*大塩健志・石原幸司・若松俊哉1

(気象庁気候情報課、1現 文部科学省研究開発局環境エネルギー課)

1. はじめに

IPCC 第5次評価報告書(2013)では「地球温暖 化に伴って、今世紀末までに中緯度の陸域のほとん どにおいて、極端な降水がより強く、より頻繁とな る可能性が非常に高い」と報告されている。また、 日本では、短時間強雨の頻度が増えていることがア メダスデータから示されており(気象庁,2015)、将 来の豪雨のリスクについての定量的な評価を行うこ とが不可欠である。

しかし、複数の地球温暖化予測結果が集まる CMIP5 (Taylor et al,2012) モデル群によるデータ では解像度が荒く(2.5 度格子が一般的)、モデルの 降水量の出力値のみによって地域的な大雨について 議論することは困難である。

そこで、本研究では、全球モデルによる大気場か ら地域的な降水量を推定する統計的ダウンスケーリ ングの考え方(Wilby et al. 2004)に基づき、CMIP5 モデルの降水量出力値そのものからではなく、循環 場出力値から日本での降水特性の変動を捉えること を目指した。本研究では、昨年の研究(若松ほか, 2015)に続き、我が国の中でも降水量の多い6月の 九州地方に着目し、調査した。

2. 使用したデータ

日降水量観測値として九州付近の地上気 象観測点のデータを用いた。現在気候におけ る循環場の日別値には JRA-55、将来気候に おいては CMIP5 (RCP4.5 シナリオ)を用い た。

3. 解析手法

Chu and Yu (2010) での方法を参考に、 特異値分解解析により統計的ダウンスケー リングを行った。訓練期間を 1981~2000 年 とし、当該期間で得られた JRA-55 の予測要 素と日降水量観測値との統計的関係を CMIP5 の予測要素に適用し、2080~2099 年 における日降水量を推定する。

4. 結果と今後の予定

予測要素として 850hPa の相当温位など他 の要素も検討したが、850hPa 水蒸気フラッ クスを用いれば、最も適切に過去の九州付近 の日降水量を統計的に推測できることが分 かった。CMIP5 による 850hPa 水蒸気フラ ックスの将来変化予測から、九州付近の 6月 の地上気象観測点の日降水量を統計的ダウ ンスケーリングすると、極端に降る日数と極 端に降らない日数が増加するモデルが多かっ た(図1)。九州付近の6月の降水量の将来変化について、水蒸気フラックスの将来変化が支配的要因であると単純に説明できる可能性が示唆された。今後、他の月への適用を行う。

5. 謝辞

本研究は、環境省の環境研究総合推進費(2-1503) 「地球温暖化に伴う気候変動と日本・東アジア域の 降水現象の変化に関する研究」により実施された。

6. 参考文献

気象庁, 2015: 異常気象レポート 2014.

若松ほか,2015:日本気象学会秋季予稿集,108,392

- Chu, J.L. and P.S. Yu, 2010: A study of the impact of climate change on local precipitation using statistical downscaling. J. Geophys. Res., 115, D10105.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93, 485-498.
- Wilby et al. 2014: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis, 27 pp.



図1 CMIP5 モデルごとの地上気象観測点地域平均日降水量統計的ダウンスケーリング値の分位数-分位数(Q-0) プロット (RCP4.5)

横軸:現在気候(1981~2000年)、縦軸:RCP4.5シナリオの将来気候(2080~2099年)。CMIP5モデルの850hPa水蒸気フラックス日別値から統計的ダウンスケーリングによって予測した。ここでの日降水量は標準化されている。ここでは6月を示している。

温暖化時の年最大日降水量の変化と台風の役割

鬼頭昭雄(筑波大学生命環境系)·遠藤洋和(気象研究所気候研究部)

1 はじめに

温暖化した将来気候では、年最大日降水量(R1d) は一部の地域を除いて増えると予測されている。 Kitoh and Endo (2016 SOLA, KE16)は、全球 20km 格子大気モデルによる将来予測実験から、北西太平 洋域のR1d は平均として減少すること、それは台風 の存在頻度が減少するためであること、一方でエル ニーニョ年には逆に増加し年々変動が増加すること を示した。ここでは全球 60km 格子大気モデルによ る多数アンサンブル実験結果を調べた。

2 モデルと実験

地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験 データベース(d4PDF)を使用した。モデルは気象研究 所大気大循環モデル(MRI-AGCM3.2H, 60km 格子) で、現在気候 60 年(1951-2010 年)が 100 アンサン ブルで計 6000 年、全球平均地上気温が産業革命以降 4℃上昇した将来気候 60 年が、6 つの異なる海面水 温パターン各 15 アンサンブル(計 90 アンサンブル) で計 5400 年のデータを解析した。

3 結果

図 la は各メンバーの Rld 中央値の将来変化であ る。日本付近を含むほとんどの地域で有意に増加す るが、フィリピン周辺では減少している。これは図 1d に示す台風起源の降水量(中心から 500km 以内 の降水量と定義)が減少することの寄与が大きい。 以上は KE16 による 20km モデルの結果と一致する。

各メンバー60年で得られる60個のR1dから90/99 パーセンタイル値等を求めた。図1b/cはR1dの90/99 パーセンタイル値の平均的将来変化である。減少域 が減り絶対値で有意に増加する地域が増える。全球 平均の変化率は50/90/99パーセンタイル値でそれぞ れ25/32/37%と、より極端な値ほど大きく増加する。

台風起源のRldの中央値は北西太平洋で減少する が、90/99パーセンタイル値(図le,f)の減少はフィ リピン付近に限られる。90/99パーセンタイル値が 日本付近では増加し、温暖化気候下での台風による 極端な大雨の増加が予測される。

4 まとめ

日本をはじめとして多くの地域で年最大日降水量 が増加する。日本付近の台風起源の年最大日降水量 は、台風頻度の減少により平均的に減少するものの、 10年に1回といった低頻度の事象では増加する。

本研究は、海洋研究開発機構「地球シミュレータ特別推 進課題」の成果を用い、文部科学省「気候変動リスク情報 創生プログラム」テーマCにより実施した。



図1. 年最大日降水量(R1d)の将来変化(mm). 上段は左から R1d の中央値, 90 パーセンタイル値, 99 パーセンタイル値. 下 段は上段と同じだが,熱帯低気圧による R1d. 斜線は6つの異なる海面水温パターン実験間で同一変化符号の領域.

MJOの位相が南岸低気圧の発生と構造に与える影響

* 佐藤尚毅 (東京学芸大学/JAMSTEC), 城岡竜一 (JAMSTEC)

<u>1 はじめに</u>

晩冬から早春にかけて本州南岸を発達しながら通過 する南岸低気圧は, 普段は降雪の少ない太平洋側の地 域に大雪をもたらすことがあり, 防災上も重要である. 本研究では, 北半球冬季に赤道域で卓越する MJO の 位相と, 南岸低気圧の発生や構造との関係を解析する.

2 MJOの位相と南岸低気圧

はじめに,九州大学の爆弾低気圧情報データベース を用いて,急速に発達した南岸低気圧の事例を抽出し た.解析期間は 1997~2014 年の 2~4 月とした.一方, Wheeler and Hendon (2004) を参考に,日別の OLR データを用いて MJO の位相を同定した.その結果,イ ンド洋で対流が活発な位相(以下,位相 I)で南岸低気 圧が多く発達しているが,それとは別に,海洋大陸で 対流が活発な位相(以下,位相 M)でも,南岸低気圧 の発生が多いことがわかった(図は省略).

3 熱力学場の特徴

それぞれの位相における南岸低気圧発生前後の熱力 学場を調べた.まず, JRA25 再解析データを用いて, 比湿と水蒸気フラックスの偏差を解析した.位相 I で 南岸低気圧が発生する時には日本の南東の太平洋域か ら水蒸気が供給され,位相 M で発生する時には,太平 洋域で活発であるにもかかわらず,逆に東部インド洋 から東南アジアを通って水蒸気が供給されていること がわかった(図は省略).

次に, 低気圧が関東地方を通過する時の気温と風の 偏差を調べた (図 1, 2). 低気圧の強さや経路には有意 な差は見出されないが, 低気圧前面の暖気の流入に大 きな違いがある. 位相 M で発生した南岸低気圧では, 北日本への暖気の流入が抑制され, 高温偏差が明瞭で はなくなっている. このことは雨雪の違いに大きく影 響するであろう.

4 力学場の特徴

図1,2に見られるような構造の違いを調べるため, 南岸低気圧発生前後の500hPa高度を解析した(図3, 4). 位相 M においては典型的な傾圧不安定波の構造 を示している.一方,位相 M においては、シベリアの ほぼ全域にわたる、空間スケールの大きな低気圧偏差 が顕著である.この低気圧偏差は南岸低気圧発生前か らみられ (図は省略), 定常ロスビー波のトラフに対応 していると考えられる. 惑星スケールでのトラフの強 化が東アジアへの寒気への流入を促進し, 傾圧不安定 にとって好都合な南北温度勾配を強化する一方で, 暖 気の流入を抑制している可能性が考えられる.



図1 位相 I で発生した南岸低気圧における,発生1日 後の925 hPa 気温 (等値線), 風 (矢印) 偏差.等値線間隔は 1K, 正偏差は実線, 負偏差は点線.



図3 位相 I で発生した南岸低気圧における,発生1日 後の500 hPa 高度偏差.等値線間隔は10m,正偏差は実線, 負偏差は点線.



北陸における初冬季の降水量増加傾向と熱帯インド洋の降水活動との関係

友近全志¹·安永数明^{1,2}

1 富山大院・理工 2 海洋研究開発機構

<u>1. はじめに</u>

日本海沿岸域では冬季に多くの降水が観測され る。気象庁アメダスのデータによると、12月から 2月の北陸地域の降水量(富山、伏木、金沢、輪島 の月積算降水量の平均値:以下北陸降水量とよぶ) は 12 月のみ顕著な増加傾向を示している。2016 年春季大会では、北陸降水量の12月の増加は、日 本海における大陸からの季節風の強化に関連して いることを示した(P201)。更に、この季節風の強 化は、熱帯インド洋の海面温度や降水活動と関係 していることも示した。一方で、日本海における 大陸からの季節風や北陸における冬季の降水量は、 北極振動(以下 AO とよぶ)と強い関係性がある ことが、よく知られている。以上から、本研究で は、12月の日本海における季節風の強化傾向が、 熱帯インド洋の降水活動と AO のどちらに強く影 響を受けているかについて調べた。

2. 使用データ

熱帯インド洋の月降水量として、NASA が提供 する GPCP v2.2 の、北緯 5 度から北緯 15 度、東 経 84 度から東経 94 度で囲まれた領域の平均値を 用いた。AO の変動として NOAA の作成した AO 指数を用いた。また日本付近の気圧偏差を調べる ために客観解析データ(ERA-Interim)を使用し た。解析期間は、すべてのデータが揃う 1988 年か ら 2014 年までとし、冬季である 12 月から 1 月に 関して、1ヶ月ごと別々に解析を行った。

<u>3. 結果</u>

AO 指数と熱帯インド洋の月降水量のそれぞれ について、日本海上の風速の相関係数を計算する と、AO 指数と日本海上の風速に12月、1月、2月 の各月で-0.4以下の負の相関が、熱帯インド洋の 月降水量と日本海上の風速に12月のみ正の相関 (0.4-0.5程度)がみられ、1月、2月は有意な相 関がなかった(図略)。即ち、AO 指数と熱帯イン ド洋の月降水量はともに日本海の季節風に関係し ていた(ただし12月のみ)。一方で、日本海上の 風速とAO 指数、熱帯インド洋の月降水量の年々 変動に関しては、12月にAO指数は顕著な傾向が みられない(図1)のに対して、日本海上の風速 (図2)と熱帯インド洋の月降水量(図3)は明瞭 な増加傾向がみられた。また1,2月はAO指数が 明瞭な減少傾向を示したのに対して、日本海上の 風速と熱帯インド洋月降水量は顕著な増加傾向が みられなかった。以上から12月の日本海季節風の 強化傾向は、熱帯インド洋の降水活動の強化傾向 に関連していることが示唆された。熱帯インド洋 の月降水量の上位5位の年における海面気圧と 500hPa高度を調べると、いずれも12月は日本付 近で負の偏差がみられた(図3)。1,2月について も、日本付近の気圧場に同様な負の偏差がみられ たが、中心は日本の東側へずれていた(図略)。



図 3.熱帯インド洋の月降水量の年々変動(mm・ day⁻¹)



図 3.1988 年から 2014 年の期間での 12 月の熱帯 インド洋の降水活動の上位 5 位の年における海面 気圧(左)と 500hPa 高度(右)の偏差。

海洋前線帯上の移動性擾乱に伴う上昇流に対する力学・熱力学的寄与

*宮坂 貴文、中村 尚(東大先端研)

<u>背景</u>

西岸境界流は低緯度の暖水を中緯度に輸送 し、大気への熱放出が活発な領域を形成する。 Minobe et al. (2008 Nature) および Minobe et al. (2010 J. Climate) は、北大西洋の湾流 域上で非断熱加熱強制と上昇流が顕著なこと を示した。

西岸境界流は中緯度に強い海面水温勾配を もたらし、その強い傾圧性が移動性擾乱活動 を維持している。移動性擾乱は、降水に伴う 非断熱加熱を通じて鉛直流を誘起するだけで なく、温度移流や渦度移流を通じた乾燥力学 によっても鉛直流を誘起し得る。筆者らは、 オメガ方程式に基づく診断により、移動性擾 乱に伴う鉛直流形成に対する非断熱加熱と乾 燥力学の相対的な重要性について調べ、北大 西洋湾流上で乾燥力学は非断熱加熱の寄与の 約60%程度の寄与を持つことを報告した(日 本気象学会2015年度秋期大会)。しかし、こ れは移動性擾乱の全ライフサイクルを平均し たものであるため、本発表では、北西太平洋 海洋前線における上昇流偏差形成時の相対的 寄与について調べた。

<u>手法</u>

ERA-interim 再解析の6時間間隔データを 用い、2008/09年冬季(12月~2月)について 調べた。5.25日移動平均からの偏差を移動性 擾乱成分と定義した。非断熱加熱は熱力学方 程式の残差として評価した。北西太平洋海洋 前線上の東経160度、北緯40度の700hPa 南北風の移動性擾乱成分が強い南風極大をと る20例について移動性擾乱成分の合成図を 作成した。

線形化したオメガ方程式を用い、渦度強制 および熱強制に伴う鉛直流を準地衡近似のも とで診断した。以下の式における()は移動性

擾乱成分であり、()は季節平均を表す。

$$\begin{split} & \left(\nabla^{2} + \frac{f^{2}}{\sigma} \frac{\partial^{2}}{\partial p^{2}}\right) \omega' = -\nabla^{2} \left(\frac{\dot{\theta}'}{S}\right) \\ & + \nabla^{2} \left(\frac{\mathbf{v}_{g} \cdot \nabla \overline{\theta} + \overline{\mathbf{v}_{g}} \cdot \nabla \theta'}{S}\right) + \frac{f}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(\mathbf{v}_{g} \cdot \nabla \left(f + \overline{\zeta_{g}}\right) + \overline{\mathbf{v}_{g}} \cdot \nabla \zeta_{g}'\right) \end{split}$$

結果

ラグ付き合成偏差図解析は北西太平洋の海 洋前線上を東進する移動性擾乱を捉えており、 移動性低気圧が前面に南風偏差と上昇流偏差 を伴う様子を抽出している。オメガ方程式も 観測とほぼ同じ位置に上昇流を診断し、南風 偏差極大時に 5°×10°の領域平均値で観測の 約80%とやや過小評価なものの、再現される ことが確認できた。こうした総観規模の鉛直 流においては非断熱加熱の寄与は乾燥力学の 寄与の約0.9倍にとどまり、乾燥力学の重要 性が示唆される。

ラグ合成偏差図における循環場によるオメ ガ方程式による診断からは、非断熱加熱と乾 燥力学の相対的な寄与の推移が示され、南北 平均した鉛直流診断の時間発展は、非断熱加 熱が短時間に強化する一方で乾燥力学はより 以前から既に強い上昇流を励起していること が分かり(図)、上昇流形成初期の方がより乾 燥力学が重要であることが示唆される。



オメガ方程式により診断した 700 hPa 鉛直 p 速度 偏差(北緯 38~42 度平均; 3 hPa hr⁻¹ 間隔)。負 値が上昇流。(上)乾燥力学、(下)非断熱加熱に伴 う成分。観測された短周期成分の合成偏差が-9 [hPa hr⁻¹]以下を陰影で示す。

北太平洋爆弾低気圧活動長期変動に伴う低気圧発達過程の変化

*吉田 聪¹、中村 尚²

(1: JAMSTEC アプリケーションラボ、2: 東京大学 先端研/JAMSTEC アプリケーションラボ)

1. はじめに

2015年度秋季大会では、1987年以降1月の北太平 洋中央部の爆弾低気圧活動が急激に活発になり、熱 帯インド洋、熱帯西太平洋、東シナ海の海面水温上 昇と相関が高いことを報告した。今回は1987年以降 とそれ以前での低気圧の発達過程を比較し、気候場 の長期変化が個々の低気圧に及ぼす影響を調査した。

2. データと解析手法

本研究では、気象庁長期再解析データ JRA-55C を 用いた。爆弾低気圧の抽出には局所発達率 LDR24 (Kuwano-Yoshida 2014, SOLA) を利用し、LDR24>1 hPa/h の事例を爆弾低気圧とした。解析期間は 1959 年から 2012 年の1月で、1959 年から 1986 年を前期、 1987 年から 2012 年を後期とした。前期と後期で低 気圧活動の差が最大であった東経 170 度、北緯 40 度において、初めて LDR24>1hPa/h となった時刻を基 準時として事例を抽出し、前期、後期それぞれの低 気圧に関するラグコンポジット解析を行った。

3. 結果

図1は基準時前後の24時間で平均した正のLDR24、 鉛直積算水蒸気フラックスとその収束の後期と前期 のコンポジット差である。後期の低気圧急発達時に は低気圧南方から低気圧発達域への水蒸気流入が増 加し、水蒸気収束が強化されていた。これは水蒸気 収束に伴う潜熱加熱が後期の低気圧急発達に寄与し ていることを示唆する。

低気圧が急発達する前(126時間前から18時間前 平均)には、熱帯域からの水蒸気流入の増加に伴っ て、中国南東部から東シナ海、日本南岸にかけて 850hPa面の相当温位勾配が強化され、その下流で急 発達する低気圧の起源となっていた(図2)。

謝辞

本研究は文部科学省科研費基盤研究(A)(25242038、 16H01846)、若手研究(A)(26707025)の支援を受 けた。



図 1. 東経 170 度, 北緯 40 度での基準時前後 24 時間で平均した正の LDR24 (細実線, hPa/day), 鉛 直積算水蒸気フラックス (矢印, kg/m/s) とその 収束 (陰影, mm/day), 可降水量 (太実線, 1mm か ら 0.5mm 毎)の後期と前期のコンポジット差.





図 2. 低気圧急発達時 126 時間前から 18 時間前で 平均した 850hPa 相当温位勾配(陰影, K/100km), 鉛直積算水蒸気フラックス(矢印, kg/m/s), 正の LDR24(実線, hPa/day)の後期と前期のコンポジ ット差.

季節平均降水量の潜在的予測可能性に対する中緯度海洋の役割

西井和晃¹,田口文明^{2,3},吉田聡²,中村尚^{2,3},小坂優³、宮坂貴文³ 1: 三重大学大学院生物資源学研究科 2:海洋研究開発機構 3:東京大学先端科学技術研究センター,

1. はじめに

大気変動は大気自身が励起する内部変動と 外部から強制される変動とに分離され,経年 変動の予測を考える際には前者はランダムノ イズと見なせる.前者と後者による分散をそ れぞれ $V_i \ge V_f \ge v_f < V_f / (V_i + V_f)$ は潜在的予 測可能性(PP)と呼ばれる指標であり,外部強 制が完全に予測できた場合の予測能力の上限 を与える.本研究では大気大循環モデル (AGCM)実験に基づき,季節平均降水量の経年 変動に関する潜在的予測可能性へ,中緯度海 洋及び熱帯海洋がそれぞれ外部強制として与 える影響を比較した.

2. 方法

本研究で用いた AGCM は AFES であり、水平 解像度 T119(約 100km), 鉛直 56 層で, モデル トップは約 60 kmである. NOAA OISST の海面水 温及び海氷データを1x1度に変換したものを 与えた。(i)全球で観測された海面水温と海氷 の年々変動を与えた GOGA 実験, (ii) 緯度 20 度より赤道側で年々変動海面水温を与え、そ れ以外では気候値を与えた TOGA 実験, (iii) 緯度 20 度より赤道側で気候値の海面水温を与 え, それ以外では年々変動海面水温を与える MOGA 実験, の3種の実験をそれぞれ 15 アンサ ンブルメンバーずつ行った.実験期間は1982 年1月から2013年12月までで、82/83から 12/13年の DJF 平均場に基づき解析を行った, V.はアンサンブルメンバー間のばらつきに伴 う分散、V_fはアンサンブル平均の年々変動に 伴う分散として評価した.

<u>3. 結果</u>

日本付近の JJA 平均降水量の PP は GOGA 実 験では,海洋上で 0.2 程度であるが,日本の 陸上ではそれより小さい(図 a). TOGA 実験で は三陸沖以外の日本近海で PP が小さくなる (図 c).一方, MOGA 実験では三陸沖以外で 0.2 程度である(図 e). また,中国大陸南東部では TOGA 実験で 0.2 程度を示す一方, MOGA では小 さくなる.

GOGA 実験での DJF 平均降水量の PP は北緯 35 度以南で 0.2 以上を示し,特に日本の南で 0.4 以上となっている (図 b). JJA と異なり, 西日本においても陸上で 0.2 程度である. TOGA 実験でも同様におおむね北緯 35 度以南で 0.2 以上であるが,日本の東沖の黒潮・親潮続流 域で PP が小さい(図 d).一方,MOGA 実験では TOGA とは逆に日本の東沖で 0.4 程度の値を示 す(図 f).

以上の結果は,東アジア域の降水の経年変 動に関する潜在的予測可能性に対して,中緯 度海洋変動が熱帯海洋変動と同等の寄与をし ている可能性を示唆している.



図. 季節平均場降水量の潜在的予測可能性. 上段:GOGA,中段:TOGA,下段:MOGA実験. 左列:JJA平均,右列:DJF平均.等値線は0.2 間隔,影は0.2以上の領域を示す. 点線は気 候平均降水量が5mm/dayの等値線を表す.

海洋大陸における対流活動変動に伴う熱帯から冬季東アジアへの遠隔影響

* 関澤 偲温, 小坂 優, 中村 尚 (東京大学 先端科学技術研究センター)

1. はじめに

ENSO が世界各地の天候に与える影響について はよく知られており,例えば冬季東アジアについ てはラニーニャ(エルニーニョ)時の低温(高温) 傾向が経験的に知られている。このような熱帯 SST 変動に強制された遠隔影響は,東アジアにお ける季節予報の根拠となっている。

しかし,対流活動変動には ENSO のような SST 変動に伴うものだけではなく,大気の内部変動と しての変動も存在している。そこで本研究では, 観測・再解析データの解析により,熱帯 SST と連 動せず,また DJF 平均でみられるような持続的な OLR 変動を抽出し,それに伴う遠隔影響の同定を 行った。解析は 1979/80~2012/13 の DJF 平均に対 して行った。

2. 解析手法と結果

各変数について熱帯 (20°S~20°N) SST 偏差の PC1~5 への回帰偏差を取り除くことにより,OLR や循環場の熱帯 SST と相関しない変動成分を抽 出した。また, PC1 時系列への回帰偏差を ENSO



図1 熱帯 SST 変動に相関しない OLR 変動の(上段) EOF1と,(中段)その変動の全分散に対する寄与率, (下段)対応する PC1 時系列。上段の斜線(点)領 域は,有意な正(負)偏差を示す。

に伴う遠隔影響とし、後の比較に用いた。

熱帯 SST と相関しない OLR 変動 (rOLR)の EOF1 (図 1) は海洋大陸周辺で大きな振幅を持ち, 海洋大陸周辺で領域平均した OLR 分散の 13%ほ どを説明する。これは ENSO に伴う OLR 変動の 4 分の 1 以上であり,無視できない大きさである。 また,この変動はオーストラリア大陸の北で大き な分散寄与率を示し,オーストラリアモンスーン との関係についても議論する予定である。

rOLRのPC1時系列に回帰した300hPa流線関数 偏差は、海洋大陸付近から東アジアへの明瞭な波 列パターンを示し、北東向きの波活動度フラック スとともに海洋大陸付近からの遠隔影響を示唆 している(図省略)。この波列パターンは ENSO に伴う遠隔影響よりも明瞭であった。

冬季東アジアの気温や降水量に対する影響を 調べたところ,rOLR EOF1 に伴う気温・降水量偏 差はENSOの遠隔影響と比べて同程度かやや大き かった。特に、日本の太平洋側の降水量に対する 影響が大きいことがわかった(図2)。これは、熱 帯 SST と相関しない対流活動変動に伴う熱帯か らの遠隔影響が存在し、季節予報可能性を制限し ていることを意味している。



図2 降水量偏差(陰影)と10m風偏差(ベクトル) の合成図。rOLR PC1が0.5以上の年の合成偏差から -0.5以下の年の合成偏差を引いたもの。点領域は有 意な降水量偏差を示す。

APHRO_JP に見られた沖縄梅雨の数十年規模変動

*勝部 豪 (千葉大院理), 樋口篤志 (千葉大 CEReS), 豊嶋紘一 (千葉大 CEReS)

1. はじめに

梅雨の研究は本州に関しては数多くなされている(例; 水越,1962)が、本州の南に位置する沖縄地方に関しては 相対的に少ない. Okada and Yamazaki(2012)では、沖 縄梅雨について1997~2006年の10年間の降水量デー タを用いて解析がなされたが、より長期的な変動や降水 特性についてなどは未だ明らかになっていない.本研究 では、沖縄地方梅雨期の気候学的変遷を日降水量や総降 水量の観点から解析し、その変動をもたらす要因につい て気候場の変化より検討を行った.

2. 使用データ及び手法

沖縄地方 (24°~28°N, 123°~129°E) 梅雨期の降水 について解析を行った.降水量データは, APHRO_JP V1207 (Kamiguchi et al., 2010)の日降水量データ (水 平解像度 0.05°)を使用した.本研究で示す降水量は沖 縄地方において領域平均した値を用いている.また各年 の梅雨期間は気象庁が発表した沖縄地方の梅雨入り (開 始日)と梅雨明け (終了日)を用いた.解析対象期間は 1951 年から 2011 年までである.また気候場のデータは JRA-55 (水平解像度 0.05°, 6 時間毎)を使用した.こ れらのデータを用いて沖縄梅雨の経年変動を解析した.

3. 結果

図1に1951年~2011年の梅雨期間と期間中の日降水 量を示す.この図から期間中の降水特性が大まかに見 て 1951 年~1970 年と 1981 年~2000 年の 2 期間で変 化しているように見受けられる. 前者では、梅雨期間中 にたびたび 20mm/day を超える降水量を記録している が、後者では前者で見られたような強雨はあまり見られ ず弱い降水量を記録する日が多く見られる. そこでこの 変化をより詳しく見るため、沖縄梅雨期の日降水量につ いて頻度分布を用いて確認した(図2).これを見ると 特に弱い降水量において明らかに 1951 年~1970 年と 1981 年~2000 年の期間の間で頻度が変化しているのが 分かる. さらに梅雨期日数と総降水量について 1951 年 ~1970年と1981年~2000年の期間において確認した. 図3は梅雨期日数と総降水量の散布図を示す.これを見 ると 1951 年~1970 年の期間では、短い梅雨日数でも総 降水量が多くなる年がいくつか見られた.これは図2よ り、比較的日降水量が強かった日が多かったため、短い 梅雨日数でも総降水量が多くなったと考えられる.反対 に1981年~2000年の期間では、少雨の日が多かったた め日数は長いが総降水量は比較的少ない年がいくつか見

られたことが確認できる.これらの結果から,沖縄梅雨 の降水特性が十年から数十年規模で傾向が変化している ことが考えられる.

当日は、この変動をもたらす要因について太平洋高気 圧の張り出しや東アジア夏季モンスーンに伴う水蒸気輸 送量の変化などに着目した解析を行った結果について議 論を加える予定である.

Daily Precipitation







図 2 沖縄梅雨期の日降水量の頻度分布.(左)1951-1970年,(右)1981-2000年を示す.



図 3 図 2に同じ.ただし沖縄梅雨期における日数と 総降水量の散布図を示す.

謝辞

本研究は環境省推進費の支援を一部受け,実施されて いる.

PD0 による太平洋高気圧とオホーツク海高気圧の変動

*松村 伸治・堀之内 武(北大院地球環境)

1. はじめに

PDO は主に黒潮-親潮続流域 (KOE) の SST とアリューシャン低気圧 (AL) との大気海洋相互作用系として認識されており,ALが発達する冬季から春季の北太平洋 10 年規模変動が説明できる.しかし,夏季は AL に代わり太平洋高気圧が発達するため,冬季と同様のメカニズムで PDO を理解することは難しい.夏季は ENSO が発達する季節であると同時に,前年の ENSO がインド洋を介して太平洋高気圧の変動をもたらしている (Xie et al 2009).一方,KOE SST 変動に伴う亜熱帯ジェットのシフト (Matsumura et al. 2016)に起因すると思われる近年の梅雨降水帯の北上も太平洋高気圧の強化およびオホーツク海高気圧の弱化に寄与している (Matsumura et al. 2015).よって,太平洋高気圧の変動には複合的な要因が働き,その理解は未だ途上である.本研究では ENSO に加えて,PDO も太平洋高気圧,さらにはオホーツク海高気圧の変動に中心的な役割を果たしていることを明らかにする.

2. データとモデル

データは JRA55 再解析, HadISST, 気象庁の地上観測を使 用し, 主として JRA55 をカバーする 1958~2015 年を対象と した. 冬季(11~1月) Nino-3.4 SST を ENSO index とし, 夏季 PDO index (6~8月) はワシントン大学から取得した. CMIP5 モデルによる 20 世紀再現実験の出力も確認のため用いた.

3. 結果

1980年代以降の最近 30年間では太平洋高気圧は気候学的 リッジの北側に沿って強まり,オホーツク海高気圧は弱まっ ているが (Matsumura et al. 2015), 1960年からの 30年間では 変化傾向が逆転している (図略). つまり,80年代を境に太平 洋高気圧とオホーツク海高気圧は対照的な変化をしている. 実際に,オホーツク海高気圧を代表する地点である根室では, 80年代を境とした変化が顕著に現れており,気候学的リッジ に比較的近い八丈島でも 80年代を境に対照的な変化を示し ている (図 1). さらに,オホーツク海 (45°–55°N,140°–155°E) と太平洋高気圧のリッジ領域(25°–35°N,140°–170°E)を平均 しても 1960年以降,両者が逆位相を持つ長周期変動が明瞭で あり,地上観測と整合的である.興味深いことに,これらの 周期は PDO (陰影) と良く対応している.

北西太平洋上の SLP 変動と PDO との関係は EOF 解析でも 確認できる (領域は 0°-70°N, 80°E-180°). EOF1 の寄与率は 32%と大きく, EOF2 は 13%と小さい (図 2). EOF1 では気候 学的リッジの南側で高気圧偏差が強まり,異なるデータおよ び領域で行った EOF でも同様の結果となる (Wang et al. 2013). SST に対して PC1 との回帰を施すと,前年の冬季エルニーニ ョと翌年夏のインド洋 SST高温偏差が明瞭に現れた.つまり, EOF1 は Xie et al. (2009) による太平洋高気圧強化を表してい る. 一方, EOF2 はリッジの北側で負偏差,オホーツク海周 辺で正偏差が強く, PC2 に対する夏季 SST への応答は明瞭な 正位相の PDO 分布を示した.実際に, PDO index を SLP に対 して回帰させると, EOF2 のようにオホーツク海高気圧の強 化,太平洋高気圧の弱化を示し,冬季の分布と大きく異なっ ている.また, PC1 では長期変化が小さく, EOF1 は年々変 動成分が強いと言えるが, PC2 は PDO の長周期変動と良く対 応している.従って, ENSO と PDO はそれぞれ独立した太平 洋高気圧の変動要因であると考えられる.特に,最近 30 年間 では太平洋高気圧はリッジの北側に沿って強まっているため, 負位相の PDO による影響が強まっていると示唆される.



図 2 夏季 SLP の EOF 解析. (a) EOF1, (b) EOF2, (c) PC1, (d) PC2. コンター間隔は 0.2 hPa で 0 線は消去,実線が正,破線 は負を表す. PC の太線は 11 年移動平均を表す.

参考文献

- 1) Matsumura et al., 2015: J. Climate, 28, 2873-2883
- 2) Matsumura et al., 2016: J. Climate, 29, 3075-3093

階段状の地球温暖化のペースメーカーとしての熱帯太平洋変動

*小坂 優 (東大先端研)・謝 尚平 (カリフォルニア大学スクリプス海洋研究所)

はじめに

全球平均気温は産業革命以降1℃ 近く上昇した が,温室効果ガス濃度の単調な上昇とは対照的に, この気温上昇の速さは顕著な十年規模変調を示し, 20世紀以降の地球温暖化は階段状に進んできた. この「地球温暖化の階段」の最も直近の一段は1990 年代末からの地球温暖化の停滞(あるいは減速)で ある.

CMIP5 気候モデルによる歴史的気候再現実験 のアンサンブル平均において,全球平均気温は火 山噴火直後の一時的な気温低下を伴いながらも比 較的単調に上昇し,階段状の気温上昇は再現され ない.この結果は気候内部変動の影響を示唆する. 本研究は,近年の温暖化停滞の主要因と考えられ る熱帯太平洋変動に着目し,気候モデル中でその 時間発展を観測と一致させるペースメーカー実験 により過去 120 年間の階段状の温暖化への影響を 調べた.

モデルと実験設定

米国地球流体力学研究所の気候モデル CM2.1 を CMIP5 歴史的放射強制力(2005 年まで)および RCP4.5 放射強制力(2006 年以降)で駆動する 2 つの アンサンブル実験を行った.20メンバーの HIST 実 験では大気と海洋が完全に結合している.10 メン バーの POGA 実験では同じ放射強制力に加えて, 熱帯太平洋海面水温変動が観測履歴と一致するよ うに海面熱フラックスを与えて海面水温偏差を緩 和した(Kosaka and Xie 2013 と同様).

熱帯太平洋海面水温変動の全球影響

POGA 実験は階段状の全球平均気温変化を高精 度で再現する. 観測との目立った不一致は 1880 年 代及び 1940 年代に見られ,前者はクラカタウ山噴 火のエアロゾル放射強制もしくはその応答の過大 評価,後者は第 2 次大戦中の熱帯太平洋海面水温も しくは全球平均気温データの品質低下によると考 えられる.熱帯太平洋変動の全球平均気温への影響 は時間スケール依存性を持ち,経年変動に比べ十年 規模変動の方が約 45%強い. この結果は ENSO に 基づく統計モデルが熱帯太平洋変動の影響を過小 評価する恐れがあることを意味する.

過去 120 年間に、十年規模の熱帯太平洋海面水 温低下は4回起こった.このうち1950年頃と1970 年頃の海面水温低下は 20 世紀中盤の大停滞期の初 めと終わりに当たり、人為起源及び火山性エアロゾ ルによる冷却効果による温暖化減速の開始を早め 終わりを遅らせ, 大停滞期のタイミングに影響した. その前の 1900 年代の海面水温低下は全球気温低下 を引き起こし、また 2000 年前後の海面水温低下は 近年の温暖化減速を引き起こした. これらの海面水 温低下イベントに挟まれた期間には,熱帯太平洋海 面水温上昇が全球平均気温上昇を加速した このよ うに,熱帯太平洋変動は階段状に進行してきた地球 温暖化の加速期と停滞期のタイミングを決めてき た. これらの熱帯太平洋十年規模変動による全球気 候影響イベントは, 地表面気温変化傾向の空間構造 や季節性からも支持された。



図. 3 つの観測データセ ット(黒実線・破線・点線), HIST 実験(上段の陰影と白 実線)および POGA 実験(下 段の陰影と白実線)に基づ く年平均全球平均地表面 温度偏差. 観測データの偏 差は 1970 年~1999 年平均 値からの差で, POGA と HIST については POGA の 同期間平均のアンサンブ ル平均からの差. 白実線は アンサンブル平均, 陰影は アンサンブルスプレッド による単位標準偏差区間. 縦線は主要な火山噴火.

雨のティッピング年の将来予測にどう信頼度情報を付加するか?

楠 昌司 (気象研究所)

1. ティッピング年とは?

ティッピング・ポイントとは、急激で不可逆的な変 化のしきい値である(IPCC AR5 WG2, 2013)。気温や降 水量で見た気候が後戻りしない時をティッピング年と 呼ぶ。楠(2015,春季大会予稿 D159)は、年降水量や降 水強度のティッピング年の地理分布を調べたが、不確 実性を評価できなかった。本研究では、予測されたテ ィッピング年の信頼度情報を付加する方法を提唱する。

2. モデルと実験

モデルは大気海洋結合モデル MRI-CGCM3 を用いた。 第5期結合モデル国際比較計画(CMIP5)に提出した歴史 実験(historical, 1856-2005 年)、将来実験(RCP8.5, 2006-2095 年)、産業革命以前実験(piControl, 100 年) による年降水量を解析した。

3. 降水量のティッピング年

Mora (2013, Nature)が提唱した手法を適用した。図 1 は太平洋の赤道上における年降水量の10 年平均時系 列の例である。過去実験の最大値は 1950 年頃の 1. 1mm/day である。将来実験では 2030 年頃以降には、 連続して過去の最大値を超えており、2030 年がティッ ピング年である。

4. 信頼度情報

多数のアンサンブル実験で予測の不確実性を評価す るのが王道である。しかし、MRI-CGCM3の将来実験は、 計算機資源の制約から1つに限られた。図2は、大気 の内部変動によるばらつきの範囲を評価した例である。 piControlにより10個の10年平均年降水量の標準偏 差Sdと10年間の年降水量の年々変動の標準偏差Syの 比 R=Sd/Syを求めた。R は格子点ごとに異なるが 1856-2095年の実験期間中は一定と仮定した。図2の 細線の範囲内に降水量の変動がばらつくと考え、モン テ・カルロ法により1万個の時系列を生成した。図3 はティッピング年の頻度分布である。おおもとの2030 年以前の年にもティッピング年が現れている。しかし、 大多数が2030年頃に現れている。この結果は、予測が ある程度信頼できることを示している。

謝辞:本研究は、環境省の環境研究総合推進費 2-1503 に より実施された。



図1 ある格子点(180E,赤道)における年降水量の10年 平均時系列。モデルはMRI-CGCM3。1860年は1856-1865 年平均を示す。ティッピング年は2030年である。



図2 太線は図1と同じ。細線は大気の10年平均年降 水量の内部変動の幅2*Sdを示す。Syを10年ごとに計 算し、SdはSd=Sy*Rとした。piControlよりR=0.27。



図3 大気の内部変動によるティッピング年の頻度。平均 は2028年、標準偏差は6年。図2の細線の範囲内に降水 量がばらついたとして、モンテ・カルロ法による1万個の 時系列で評価した。

東アジアの温暖化時降水量予測とモデル依存性

尾瀬 智昭 (気象研究所)

1. はじめに

文科省の革新・創生 C プログラムでは、温暖化影 響評価を目的に、CMIP5 実験の海面水温の 21 世紀末 将来変化を用いて気象研高分解能(20~60 km)全球 大気モデルによる温暖化予測実験を実施してきた。 実験では、将来海面水温変化に加えてモデルの不確 実性を考慮して、YS、AS、KF で略称する 3 つの異な る積雲対流スキームを用いた予測実験を行ってきた。 これらは極端気象の予測などの定性的な将来変化で は結果が一致する一方、東アジアの平均降水量変化 については異なるところがある。

降水量の将来変化については、水蒸気量の増加に よる「湿潤域で増加、乾燥域で減少」効果に、海面 水温将来変化の分布や鉛直流の変化に伴う降水量変 化が加わる(尾瀬、2014年秋学会)。

今回は、東アジアの夏の降水量将来変化と関係す る鉛直流変化を、熱収支の解析をもとに調べた。

2. 方法

文科省革新プログラムで実施した 60 km版全球予 測実験で、現在 (1980~2003 年) と将来 (2075~2099 年) 平均について解析した。

3. 結果

図1から、熱帯域では、海面水温分布の影響が大きい海域を除いて、平均上昇流域で下降流変化が生じていることがわかる。これは、おもに対流圏成層の鉛直安定化によるものである。一方、梅雨域ではやや北側に下降流変化が、やや南に上昇流変化が見られる。これは、梅雨域上での下降流変化に、ジェットの南下に伴う下降流変化と上昇流変化が加わったものである(図2)。これらの将来変化は、YS、AS、KFのモデルに共通した定性的な変化である(図略)。

図2によれば、図1の朝鮮半島から北海道に広がる上昇流変化は、南からの熱の水平移流によると解釈できる。しかし、その地形的位置はYS、AS、KFのモデルで異なり、モデル依存性を示す(図略)

図3から、朝鮮半島から北海道に広がる上昇流変 化をもたらす南風変化は、上層のアジアモンスーン 循環の弱化に伴う、大陸東部でのチベット高気圧北 辺の縮小と関係していると推測される。

4. まとめ

熱帯の降水量分布や将来変化のモデル依存性が、 アジアモンスーンの循環の弱化をとおして東アジア の降水量変化に影響を与えている可能性がある。



図1 YS版モデルの500hPa鉛直流(p-速度:hPa/時)。 濃い影は下降流、薄い影は上昇流方向の将来変化を 示す。等値線は現在気候値で、−2, −1, −0.5hPa/時を 点線で、0, +0.5, +1, +2hPa/時を実線で示す。



図2 影は、毎年の3か月平均場から求めた500hPa の熱の水平輸送から求めた鉛直流(p-速度:hPa/時) の将来変化を示す。等値線は図1と同じ。



図3 等値線は、200hPa 流線関数の将来変化で、 0.5m*m/s 毎。薄い影は、図1と同じ。

温暖化に伴うアジアモンスーンの変化 : SST 効果と CO₂効果

遠藤洋和 (気象研究所気候研究部) · 鬼頭昭雄 (筑波大学生命環境系)

1. はじめに

CMIP5 気候モデル予測は、全球規模のモンスーン は、循環は弱くなる一方、気温上昇に伴う水蒸気増 加により降水量は増加することを示している(Kitoh et al. 2013)。とりわけアジアモンスーン地域の降水 量増加率が大きく、その要因の一つとしてモンスー ン循環弱化の程度が他地域より小さいことが指摘さ れている(Endo and Kitoh 2014)。Ogata et al. (2014) によれば、CMIP5 モデルの多くは南アジア

(10-20°N)で下層モンスーン西風の強化を予測する。 近年、温暖化に伴う大気循環や降水量の変化において、海面水温(SST)の寄与と CO₂の直接効果の 寄与に分離すると、CO₂ 効果の重要性が指摘されている(e.g., Bony et al. 2013; Kamae et al. 2014)。本研 究では、温暖化に伴うアジアモンスーンの変化における SST 効果と CO₂効果について調べた。

2. 実験データ

CMIP5 で行われた以下の実験を解析した。大気海 洋結合モデル実験:Historical (過去再現)、RCP8.5 (将来予測シナリオ)、1petCO2 (CO₂ 濃度年率 1% 漸増、140 年間)。大気モデル実験 (30 年間): amip (観測 SST で強制)、amip4K (SST を一様に 4K 上 昇)、amipFuture (CMIP3 モデル予測の ΔSST パター ンを上乗せ (全球平均 ΔSST=4K))、amip4xCO2 (CO₂ を 4 倍増)。これらすべての実験データが揃う 10 個 の気候モデルを解析対象とした。

3. 結果

図 1a は北半球夏季の 1pctCO2 における変化であ

る。南アジアの 850hPa 西風は、赤道~10°N で弱化 する一方、15~25°N ではやや強化している。海面気 圧(SLP)は、北アフリカ~中央アジア~ユーラシ ア大陸北部で負偏差、南アジア~海洋大陸で正偏差 である。シナリオ実験における変化(RCP8.5− Historical)もこれとほぼ同様である。

SST を一様上昇させた amip4K (図 lc) では、SLP はユーラシア大陸南部で正偏差を示し、下層西風は 南アジア〜東アジアで弱化している。この傾向は Δ SST パターンをもつ amipFuture (図 ld) ではさらに 強化されている。降水量は、主に北西太平洋の海上 で増加している(図省略)。

CO₂のみを増加させた amip4xCO2(図 lb)では、 SLP はユーラシア大陸~北アフリカの広範囲で負偏 差で、下層西風は南アジア~東アジアの内陸側で強 化している。降水量はユーラシア大陸上で増加し、 南アジア陸上の増加率は他のモンスーン地域よりも 大きい(図省略)。

まとめると、SST 効果(昇温+パターン変化)は アジアのモンスーン循環を弱化させ、SSTパターン 変化の寄与も無視できない。一方、CO₂ 効果はモン スーン循環を強化し、一部の地域では SST 効果を上 回る。これら変化のメカニズムについては今後の検 討課題である。

謝辞:本研究の一部は環境省総合推進費(2-1503)および 文部科学省気候変動リスク創生プログラム(テーマC)の 支援を受けた。



図 1. 北半球夏季(5~9月平均)の 850hPa 風 (m/s)と海面気圧(hPa)の変化。(a) 121-140 年平均-1-20 年平均、(b,c,d) amip からの偏差。風の変化符号のモデル間一致率が 70%以上の格子のみ描画。基準期間の 850hPa 風 8m/s の等値線を太 実線で示す。ΔSLP < -0.5hPa に斜線。標高 1500m 以上をマスク。熱帯平均 ΔSST=4K 相当になるようスケーリングした。

編集兼発行者	2016年9月30日 発行 公益社団法人 日本気象学会 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内
印刷所	株式会社 インプレッソ 東京都文京区関ロ1-34-9アネックス早稲田1F
	定価 3,500円(消費税込み)




高信頼のHDDを搭載したストレージサーバ Cloudy Server



CloudyⅢ Serverは、インテル® Xeon® E5をデュ アル搭載可能なストレージ内蔵のサーバです。 サーバとストレージ機能が一体になっているので、 FCやSASで接続するストレージを必要としません。 4U/35台入り、2U/12台入り、1U/4台入りの3モ デルをご用意しています。

LINEUP 4Uサイズ

•4TB×35 •8TB×35 3TB×35 2Uサイズ 3TB×12 •4TB×12 •8TB×12 1しサイズ 3TB×4 $-4TB\times4$ •8TB×4

デスクトップで最大1.5GB/sの高性能 **JBOX-pro**

デスクトップサイズのコンパクトな筐体でありながら、 RAID6構成で最大1.5GB/sのRead/Writeを行うこ とができ、業務用途での使用に適しています。

Throughput result

•USB 3.0 RAIDの倍以上(当社比 実測値) •Thunderbolt2 RAIDの1.5倍(当社比 実測値) ホスト側にPCI Express Gen3×8の空きスロットが必要です。 サポートOSにつきましては、お問い合わせください。 1600 1400 スループット [MB/sec] 1200 連続Write 連続Read 1000 ランダ / RW 800 ランダムWrite ランダムRead 600 400 200 0 1K 2K 4K 8K 16K 32K 64K 128K 256K 512K 1M 2M 4M IOサイズ [kByte] ここに示す性能データにつきましては弊社内での実験において得られたもので、 あらゆる使用環境での動作を保障するものではありません。



LINEUP 6TB×12

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

■その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合せは、弊社営業部営業一課(学術研究機関担当)まで でストレージのことならニ



株式会社ニューテック 〒105-0013 東京都港区浜松町2-7-19 KDX浜松町ビル 営業-課 担当:早川、久保田 Tel:03-5777-0852 Fax:03-5777-0853 E-mail:academic@newtech.co.jp http://www.newtech.co.jp