

第233回 生存圏シンポジウム

第7回
MU レーダー・赤道大気レーダー^一
シンポジウム

平成25年9月12日・13日

京都大学生存圏研究所

はじめに

滋賀県甲賀市信楽町に位置する MU レーダーは、完成当初の昭和 59 年から全国共同利用に供され、広範な学問分野に渡る多くの成果を上げ続けている。平成 16 年に導入された「MU レーダー観測強化システム」では、レーダーイメージング観測が可能になるなど、常に世界で最も高機能な大型大気レーダーとして活躍を続けている。平成 18 年度からは、全国国際共同利用施設として、広く海外の研究者による共同利用にも供している。

一方、インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置する赤道大気レーダー(EAR)は、平成 12 年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、京都大学生存圏研究所(RISH)とインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との協同運用により長期連続観測が続けられている。平成 13~18 年度に実施された科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合(CPEA)」において、その中核設備として利用され、平成 17 年度から EAR 及びその関連設備の共同利用を開始した。当初から国際共同利用にも供しており、海外の研究者による共同利用が全課題数の約 3 割を占める。

MU レーダー・EAR を含む諸外国の大気レーダーの連携した研究をより積極的に推進することを目指して、平成 24 年 6 月に両共同利用専門委員会を統合し、「MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会」を発足した。昨年度に續いて、平成 25 年 9 月 12 日・13 日に、京都大学宇治キャンパスの木質ホールにおいて第 7 回 MU レーダー・赤道大気レーダーシンポジウムを開催した。共同利用により得られた研究成果のほか、大気科学・レーダー工学に関する研究成果や計画について 33 件の研究発表があり、活発な議論が行われた。2 日目午後には「国際レーダーネットワーク」の特別セッションにおいて、大型大気レーダーの国際ネットワークの現状や将来計画について議論された。

益々共同利用研究が活発化し、関連研究分野の発展に大きなインパクトを与えるものと期待している。

平成 26 年 2 月

京都大学生存圏研究所
MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会
委員長 山本 衛

目 次

MU レーダー・赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状	1
山本衛・橋口浩之(京大 RISH)	
気象レーダーで見た 2012 年 5 月 6 日北関東竜巻の実態	4
石原正仁(京大 CPIER・GCOE-ARS)	
MU レーダー高時間分解能観測に基づいた積雲対流の内部構造	8
柴垣佳明(大阪電通大)・橋口浩之(京大 RISH)・Hubert Luce (Toulon 大, フランス)・山中大学(JAMSTEC)・深尾昌一郎(京大)	
MU レーダーおよび BLR 観測から推定された雨滴粒径分布と MRR 観測との比較	12
北川貴庸・下舞豊志・古津年章(島根大)・橋口浩之(京大 RISH)	
Ku 衛星電波の降雨減衰特性と上空および地上風速との関係	18
前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)	
1.3GHz 帯レンジイメージング大気レーダーによる大気境界層内の高分解能観測	21
橋口浩之・山本真之・GAN Tong・Noor Hafizah Binti Abdul Aziz・山本衛(京大 RISH)・中城智之(福井工大)・岡本創(九大応力研)	
Accuracy assessment of spectral parameters for range-imaging wind profiler radars	24
Tong Gan・Masayuki K. Yamamoto・Hiroyuki Hashiguchi・Mamoru Yamamoto (京大 RISH)・Hajime Okamoto (九大応力研)	
Synergistic use of MST radars, radiosondes, and radio occultations in identifying and quantifying turbulence in the free atmosphere	28
Lakshmi Kantha (Colorado 大, USA/京大 RISH)	
山岳辺縁部で発生するおろし風の数値シミュレーション	34
東邦昭・古本淳一・橋口浩之(京大 RISH)	
インドネシアジャカルタ首都圏における豪雨出現の経年変動	35
浜田純一(首都大)・森修一・伍培明・服部美紀・山中大学(JAMSTEC)・松本淳(首都大/JAMSTEC)・Urip Haryoko (BMKG, インドネシア)・Sopia Lestari・Fadli Syamsudin (BPPT, インドネシア)	
Study on orographic precipitation in West Sumatra based on an X band Doppler radar observation	38
Wendi Harjupa・Toyoshi Shimomai・Toshiaki Kozu (島根大)・Masayuki Kawashima・Yasushi Fujiyoshi (北大低温研)	

VPREX2010 による中部ベトナム降水の研究	44
荻野慎也(JAMSTEC・神大)・伍培明・遠藤伸彦・久保田尚之・服部美紀(JAMSTEC)・ 松本淳(JAMSTEC・首都大)・Esperanza O. Cayanan・Nathaniel T. Servando (フィリピン 大気地球物理宇宙局)・Tran Quang Chu・Nguyen Van Tue (ベトナム水文気象局)	
大気・海洋・河川「重力波レーダー」(試論)	47
山中大学(JAMSTEC/神大理)	
デジタルビーコン受信機網による低緯度電離圏観測	53
山本衛・Kornyanat Watthanasangmechai(京大 RISH)	
インドネシア及びマレーシアにおける GPS 電離圏観測	57
大塚雄一・大松直貴・塩川和夫(名大 STE)・Suhaila M Buhari・Mardina Abdullah (UKM,マレーシア)・Prayitno Abadi (LAPAN,インドネシア)・斎藤享(電子航法研)	
Three-dimensional tomography of ionosphere using GPS-TEC over Japan	60
Gopi Seemala・Mamoru Yamamoto (京大 RISH)・Akinori Saito (京大理)・Chia-Hung Chen (National Cheng Kung Univ., 台湾)	
ロケット及び地上観測による中規模伝搬性電離圏擾乱発生機構の研究	64
加藤寛大・山本衛(京大 RISH)・石坂圭吾(富山県大・工)・横山竜宏(NICT)・岩上直幹 (東大理)・高橋隆男(東海大工)	
GEONET リアルタイムデータを用いた電離圏擾乱リアルタイムモニタについて	67
斎藤享・吉原貴之(電子航法研)・山本衛(京大 RISH)	
NICT における大気圏電離圏結合モデルの開発	70
横山竜宏・陣英克・品川裕之(NICT)	
HARIMAU2010 で観たジャカルタにおける日周期降水の南北振動と局地風循環	72
森修一・服部美紀(JAMSTEC)・濱田純一(首都大)・勝俣昌己・伍培明・遠藤伸彦 (JAMSTEC)・妻鹿友昭(京大理)・田畠悦和(防衛省)・橋口浩之(京大 RISH)・田上雅浩 (熊大)・一柳錦平(JAMSTEC/熊大)・Ardhi A. Arbain (BPPT,インドネシア)・Reni Sulistiyowati (BPPT,インドネシア/神大理)・Sopia Lestari・Fadli Syamsudin (BPPT,インド ネシア)・Timbul Manik (LAPAN,インドネシア)・山中大学(JAMSTEC/神大理)	
Variability of Ciliwung River Water Level due to Diurnal-Cycle Rainfall	78
Reni Sulistyowati (神大/BPPT, インドネシア)・Ratih Indri Hapsari (神大)・Fadli Syamsudin (BPPT)・Shuichi Mori (JAMSTEC)・Satoru T. Oishi (神大)・Manabu D. Yamanaka (JAMSTEC/BPPT, インドネシア/神大)	
福井工業大学ウインドプロファイラーダーによる北陸沿岸域の局地循環観測	84
中城智之・青山隆司・加藤芳信・宇治橋康行(福井工大)・山本真之・橋口浩之(京大 RISH)	
EOS/MLS データに基づく成層圏・中間圏における半年周期振動の解析	90
大羽田剛史・飯田千尋・廣岡俊彦(九大院理)・江口菜穂(九大応力研)	

熱帯インド洋で観測された赤道ケルビン波と $n=0$ 東進慣性重力波にともなう巻雲変動	94
鈴木順子(JAMSTEC)・藤原正智(北大環境)・西澤智明(環境研)	
CTOP 雲頂データを用いた熱帯中上部対流圏に広がる雲の解析	100
西憲敬(福岡大理)・濱田篤(東大 大気海洋)・広瀬民志(千葉大 CEReS)	
赤道域ライダーによる雲の長期観測および対流圏界面領域オゾン観測	103
阿保真・長澤親生・柴田泰邦(首都大)	
(特別セッション「国際レーダーネットワーク」)	
南極大型大気レーダー計画: 初期観測結果	107
佐藤薰(東大)・堤雅基(極地研)・佐藤亨(京大)・中村卓司(極地研)・齊藤昭則(京大)・ 富川喜弘・西村耕司(極地研)・高麗正史(東大)・山岸久雄・山内恭(極地研)	
Japanese EISCAT activities in northern Scandinavia and Svalbard	111
S. Nozawa (名大 STE)・H. Miyaoka・Y. Ogawa (極地研)・S. Oyama (名大 STE)・T. Nakamura (極地研)・R. Fujii (名大 STE)	
EISCAT_3D 計画の現状と日本が目指すサイエンス	115
宮岡宏(極地研)・野澤悟徳(名大 STE)・小川泰信(極地研)・大山伸一郎(名大 STE)・中 村卓司(極地研)・藤井良一(名大 STE)	
The AMISR Radars (PFISR and RISR)	119
Craig Heinselman (EISCAT Scientific Association, formerly SRI International, 米) (代 読: 小川泰信)	
Overview of Indian MST Radar and Co-located Facilities	122
Sanjay Kumar Mehta (NARL, インド)・Toshitaka Tsuda (京大 RISH)・M. Venkat Ratnam・T.V.C. Sarma・A. Jayaraman (NARL, インド)	
大型大気レーダーの研究動向 —MST13 の参加報告—	126
山本真之(京大 RISH) (代読: 橋口浩之)	
赤道 MU レーダー計画	129
山本衛・津田敏隆・橋口浩之・山本真之・古本淳一(京大 RISH)・佐藤亨(京大情報)	
マスターープラン 2014: 「太陽地球系結合過程の研究基盤形成」	135
津田敏隆(京大 RISH)	

MU レーダー・赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状

山本衛・橋口浩之
(京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

MU レーダーは 1984 年の完成当初から、また赤道大気レーダー(EAR)も 2005 年から全国(国際)共同利用に供し、多くの研究成果を生み出してきた。当初は異なる共同利用委員会を組織し、課題の審査やレーダー運用等の議論を行ってきたが、2012 年 6 月に両委員会を統合して MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会を組織し、2012 年 12 月公募分から共同利用を統一した。また、課題は 6~11 月と 12~5 月の半期毎に公募しているが、2013 年 6 月公募分から、標準観測モードのみを利用するなど一定の条件を満たせば、半年を越える(最長 1 年の)申請を可能とし、共同利用者の負担を軽減している。

2. MU レーダー

MU レーダーは滋賀県甲賀市信楽町に位置する中層・超高層及び下層大気観測用 VHF 帯大型レーダーであり、高度 1~25 km の対流圏・下部成層圏、高度 60~90 km の中間圏及び高度 100~500 km の電離圏領域の観測が可能である。MU レーダーの最大の特徴は、アンテナ素子毎に取り付けた小型半導体送受信機(合計 475 個)を個別制御することにより、1 秒間に 2500 回という高速でレーダービーム方向を変えることが可能であり、また、25 個のサブアレイアンテナに分割して使用することも可能である点である。こうした柔軟なシステム設計のため、大型大気レーダーとしての感度は世界 4~5 番目ではあるものの、開発後 30 年近くを経た今も世界で最も高機能な大型大気レーダーとして活躍を続けている。2003 年度には「MU レーダー観測強化システム」が導入され、レーダーイメージング観測などの機能向上が図られた。信楽 MU 観測所は、MU レーダーと協同観測するさまざまな大気観測機器の開発フィールドとしても活用されており、例えば、MU レーダーが観測できない高度 2km 以下の風速を測定するために開発された下部対流圏レーダー(LTR)は、気象庁の全国 33 カ所の現業用ウインドプロファイラとして採用されている。MU レーダーの標準的な観測モードのデータはホームページ上で逐次公開されている。(MU レーダーホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/mu/>)。

現在、MU レーダーは「世界初のアクティブ・フェーズド・アレイ方式の大気レーダー」として、IEEE マイルストーンに申請中である。これは、電気・電子・情報分野の世界最大の学会である IEEE が、電気・電子技術やその関連分野における歴史的偉業に対して認定する賞で、認定されるためには 25 年以上に渡って世の中で高く評価を受けてきたという実績が必要である。1983 年に制定され、日本から認められたものとしては、八木・宇田アンテナ、東海道新幹線、富士山レーダーなどがある。2014 年中には結果が出る予定である。

3. 赤道大気レーダー

赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)は、周波数 47MHz、3 素子八木アンテナ 560 本から構成される直径約 110 m の略円形アンテナアレイを備えた、インドネシア共和国のスマトラ島中西部に位置する西スマトラ州コトタバンに 2000 年度末に完成した大型の大気観測用レーダーである。本装置は、小型の送受信モジュールが全ての八木アンテナの直下に備えられたアクティブ・フェーズド・アレー構成をとっており、総送信出力が 100 kW、アンテナビーム方向を天頂角 30 度以内の範囲で自由に設定し、送信パルス毎に変えることができ、赤道域に設置されている大気レーダーの中で世界最高性能を誇っている。EAR はインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との密接な連携のもとで運営されており、2001 年 7 月か

ら現在まで長期連続観測を続けてきた。EAR 観測データの 10 分平均値はホームページ上で逐次公開されている。(EAR ホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>)。

4. 共同利用の概要と今までの推移

MU レーダーは、アジア域最大の大気観測用大型レーダーであり、高度 2 km の対流圏から、高度 400 km の超高層大気(熱圈・電離圏)にいたる大気の運動、大気循環を観測する。1984 年の完成以来、全国共同利用に供され、超高層物理学、気象学、天文学、電気、電子工学、宇宙物理学など広範な分野にわたる多くの成果を上げている。図 1 に、これまでの共同利用課題数と観測時間の推移を示す。2013 年度には、キャンペーン(長期間)観測課題として、Hubert Luce 代表の「Tropospheric turbulence detection from Rayleigh lidar: technique validation from concurrent observations with MUR and radiosondes」を実施した。観測データのうち標準観測については観測後直ちに、その他の観測については 1 年を経過したデータを「生存圏データベース共同利用」の一環として共同利用に供している。

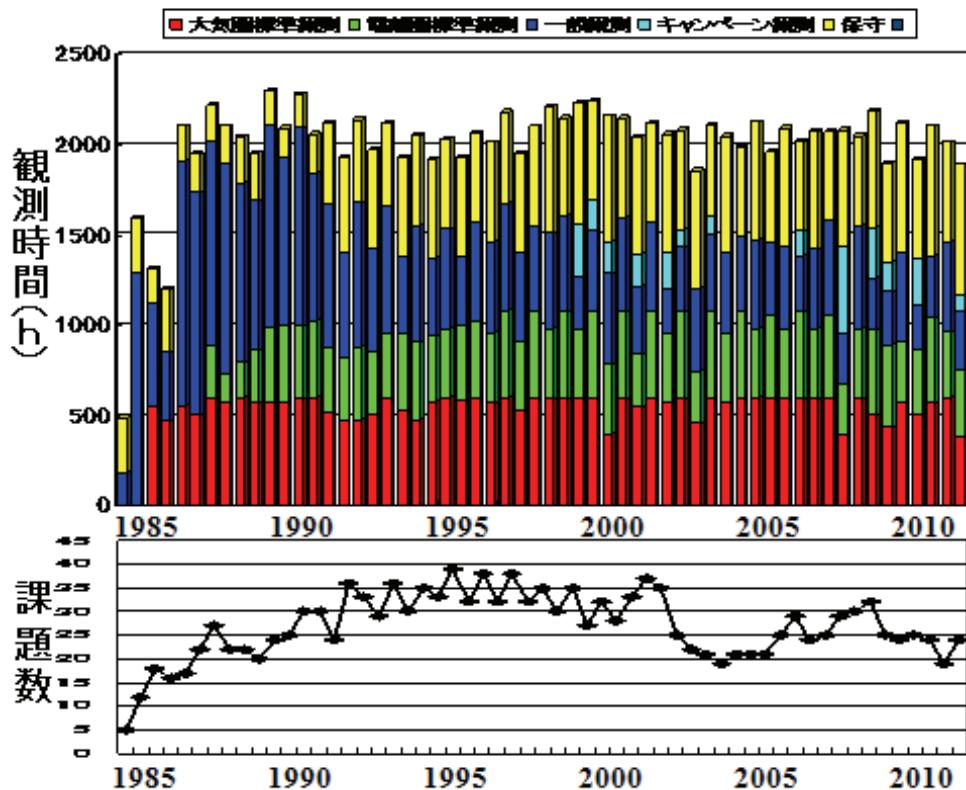


図 1 MU レーダー観測共同利用の観測時間及び課題数の年次推移

一方、EAR は、本研究所の重要な海外拠点として、国内外の研究者との共同研究によって生存圏の科学を推進するという大きな役割を担っている。同時にインドネシアおよび周辺諸国における研究啓発の拠点として、教育・セミナーのための利用も想定される。EAR は平成 17 年度から全国国際共同利用を開始した。EAR の共同利用については、開始当初の議論から以下のような性格付けが行われてきた。(1) EAR の共同利用は、施設が外国に位置することから必然的に「全国」「国際」型が重なった形態をとること、(2) 「国際」対応について、当初 2 年間は、利用者を原則として日本及びインドネシアからに限定して開始し、平成 19 年度から本格的な全国国際共同利用施設として運営すること、(3) 共同利用は学術目

的とし、海外からの利用者の資格は個別に判断すること等である。また、EAR 共同利用には、EAR を直接利用するものの他、EAR サイトへの機器の持込み観測、すなわち観測場所としての利用も含まれる。実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。図 2 に平成 17 年度から委員会統合前までの共同利用課題件数の推移を示す。

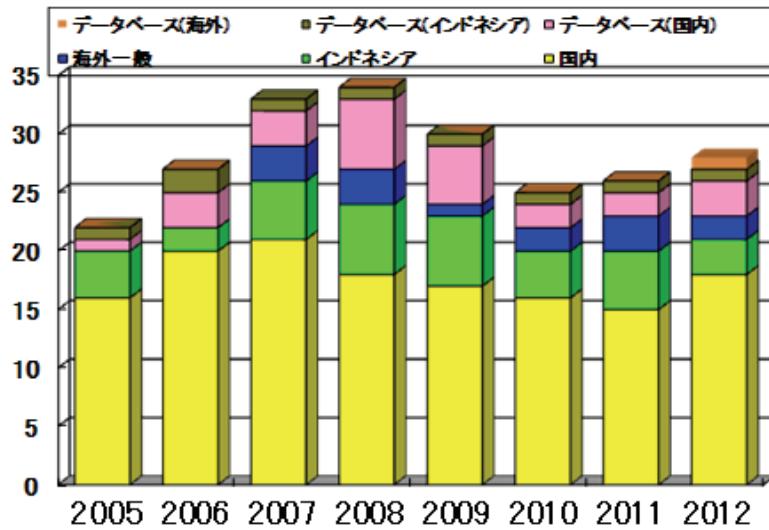


図 2 赤道大気レーダー全国国際共同利用の課題件数の推移。

赤道大気レーダーは MU レーダーに比べて送信出力が 1/10 であり、中間圏や電離圏の IS 観測を行うには感度が不足している。また、受信チャンネルは 1 個のみであるため、空間領域のイメージング観測ができないなど、機能面でも MU レーダーに劣っている。下層大気で発生した大気波動が上方へ伝搬し、上層大気の運動を変化させる様子など、大気の構造・運動の解明をより一層進めるため、MU レーダーと同等の感度・機能を有する「赤道 MU レーダー」の新設を概算要求している。(詳細は、本報告集の「赤道 MU レーダー計画」(山本他)を参照。)

MU レーダー及び赤道大気レーダーによって得られたデータは、IUGONET プロジェクト「超高層大気長期変動の全球地上ネットワーク観測・研究」(<http://www.iugonet.org/>)によって、メタデータ・データベースが整備され、また解析ソフトウェア UDAS により簡単に図をプロットできる環境も構築されている。MU レーダー及び赤道大気レーダーの全国国際共同利用はこれまで順調に推移してきており、今後は MU レーダー・赤道大気レーダーを含む国際レーダーネットワークによる研究が一層進むものと期待される。

気象レーダーで見た 2012 年 5 月 6 日北関東竜巻の実態

石原 正仁

京都大学 学際融合教育研究センター 極端気象適応社会教育ユニット

1. はじめに

2012年5月6日の正午過ぎ、茨城県及び栃木県に3つの竜巻が発生し、死者1名、負傷者49名、住家全壊90棟等の大きな被害が発生した（気象庁、2012）。今回はこれらを「北関東竜巻」と総称する。

わが国の竜巻に関する調査研究の中で、近年特に注目された事例は2006年に延岡市と北海道佐呂間町に発生した竜巻である（文部科学省、2007；田村ほか、2007）。前者によって3名が、後者によって9名の方が亡くなつた。気象庁は2006年9月17日のこれら2つの竜巻による大きな災害を機に、ドップラーレーダーや数値予報による突風監視技術をもとに、米国における長年の竜巻監視業務を参考として、2008年3月から「竜巻注意情報」の発表を開始した（鈴木、2008；瀧下、2009）。竜巻は最新の気象技術を用いても予測が難しく、竜巻注意情報の的中率は10%程度である（瀧下、2009）。今回の北関東竜巻に関しては、気象庁から当日早朝にこの地域に雷注意報が発表され、3つの竜巻の発生と前後して「竜巻注意情報」が発表されていた。

北関東竜巻の発生直後から関係機関が調査を行い成果を発表している。日本気象学会では竜巻が発生した当月の27日に調査研究報告会を開催した（石原ほか、2013）。同年6月30日には気象研究所・防災科学技術研究所・建築研究所・水戸地方気象台が「竜巻講演会」をつくば市役所で開催した。Seko et al. (2012) の研究は今回の竜巻を数値モデルによって精度良く再現したことで注目される。前田ほか（2013）は科学技術研究費補助金特別研究促進費により研究プロジェクト「平成24年5月6日に北関東で発生した竜巻の発生メカニズムと被害実態の総合調査」を実施し、成果を発表した。

表1 2012年5月6日に北関東に発生した3つの竜巻の概要。気象庁(2013)による。

竜巻	発生場所	発生時刻	藤田スケール	被害の長さ・幅
T1	茨城県つくば市、常総市	12:35-12:53	F3	約 17km・約 500m
T2	茨城県筑西市、桜川市	12:30-12:40	F1	約 31km・約 650m
T3	栃木県真岡市、益子町・茨城県常陸大宮市	12:40-13:00	F1~F2	約 21km・約 600m

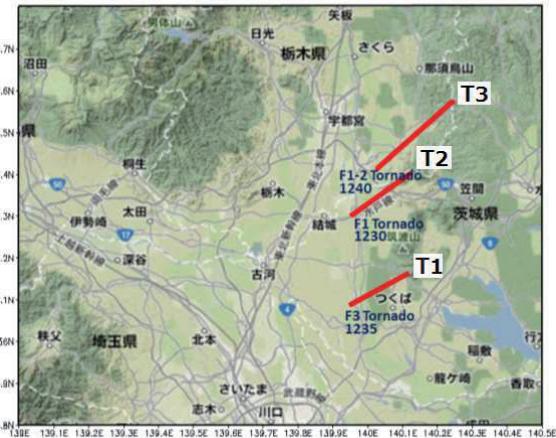


図1 2012年5月6日に北関東に発生した3つの竜巻による被害経路（気象庁、2012）をもとに作成。

竜巻の監視・予測を困難にしている理由のひとつは、竜巻自体の発生機構が十分解明されていないことである（新野ほか、2013）。本報告では、北関東竜巻の概要、気象的背景、竜巻の親雲である積乱雲の発達・発達・竜巻の生成・消滅の過程を主にドップラーレーダーのデータを用いて追跡する。前述のとおり竜巻本体に関する研究は各方面から実施されているので、ここでは竜巻の親雲である積乱雲の挙動と構造に注目することにする。

2. 北関東竜巻の概要と気象場

各竜巻の概要を表1（気象庁、2013）に、その被害経路を図1に示す。これらの竜巻を南からT1, T2, T3とし、このうちのT1を「つくば竜巻」と略称する。つくば竜巻については、発生地付近に活発な積乱雲が通過中であったこと、被害の痕跡から推定された風

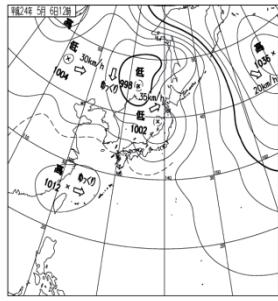


図2 北関東竜巻発生30分前の地上天気図。

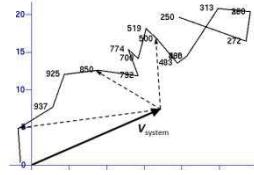


図3 竜巻発生約3時間前(5月6日09JST)の館野(つくば市)の高層観測によるホドグラフ。 V_{system} は竜巻の親雲積乱雲 S1 の移動ベクトル。

向に収束性が見られたことから、竜巻と推定された。被害の範囲は長さ約 17km、幅約 500m であった。強さは藤田スケールで F3 と推定された。その根拠は、竜巻によって基礎ごと転倒した住家があったことである。

当日の気象場は、この月の平年値より 6°C 低温の -27°C の寒気核を有する切離低気圧が日本海北部の 500hPa に存在することによって特徴づけられる。この切離低気圧は 5 月 3 日に朝鮮半島北部に発生し、10 日まで日本海周辺に停滞した。地上では 2 つの小低気圧がこの寒気核の周囲を回転していた(図 2)。

竜巻 T1 の発生場所から約 15km 南に位置するつくば市館野における高層観測によると、竜巻発生 15 時間前(5 日 21 時)と発生 3 時間前(6 日 09 時)にはショワルター指数が -1.2, -1.4 を示し、成層が熱的に不安定であった。有効対流ポテンシャルエネルギー(CAPE)の値は 5 日 21 時には 825 J kg^{-1} 、09 時には 509 J kg^{-1} であり、対流圈中下層が潜在不安定の成層が出現していた。これらの CAPE の値は大型竜巻(トルネード)の常襲地帯である米国中西部初夏の CAPE の値($\sim 2500 \text{ J kg}^{-1}$) (Bluestein and Jain, 1985) よりも小さい。当日の 09 時のつくばでの高層観測では、945~918hPa (高度 471~772m) に逆転層があり対流の発生は抑えられていたが、何らかの強制力によって最下層の空気が持ち上げられ自由対流高度(高度 3.2km)に達すれば、浮力消滅高度である 9.1km に達する可能性があった。図 3 の風の鉛直分布では、地上付近では風は南風であるが、900hPa 付近から南西の風が強まり 500hPa (高度 5.6km) では 23 ms^{-1} に達した。竜巻 T1 をもたらした積乱雲は東北東に 18 m s^{-1} で移動した。各高度の風ベクトルから積乱雲の移動ベクトルを差し引くと、雲底下では積乱雲の右前方(東北東)からの 19 ms^{-1} に達するシステムへの強い

流入、850hPa では右側面からの 10 ms^{-1} の流入、さらに 500hPa においては右やや後方から 9 ms^{-1} の流入が起きていた。

3. メソ対流システム

図 4a によると、竜巻発生の約 3 時間前の 5 月 6 日 09 時には小低気圧の中心が能登半島北部にあり、そこから長さが 500km に達する 2 本の線状のメソ対流システムが南西に延びていた。この 2 つのメソ対流システムは形状から見ると寒冷前線のように見えるが、竜巻発生の 30 分前(図 4b)には低気圧の中心は秋田沖の日本海に移り、その中心から前方に離れた形でメソ対流システム A 及びより短いサブ対流システム B, C が形成された。3 つの竜巻はサブ対流システム B の先端の 320K の相当温位の等温線にはほぼ沿って発生した点が注目される(図 4e)。竜巻をもたらした積乱雲群は、雲底下に存在した相当温位 320K の高温湿潤域の気塊の進入に伴って形成された。この 320K の気塊はその起源が 5 月 6 日 06 時の紀伊半島沖にまでさかのぼれる。加藤(2012)はこの気塊が紀伊半島沖に流れる暖流(黒潮)に起源する可能性があると指摘した。

メソ対流システム A はその後さらに帶状に組織化を進め、太平洋に進んだ。この対流システムが通過した熊谷における地上気象要素の時間変化及び気象庁レーダーによる反射強度の鉛直断面図によると(図略)、このシステムは中緯度スコールライン(Houze et al., 1989)に分類されると思われるが、ここではこれ以上議論しない。

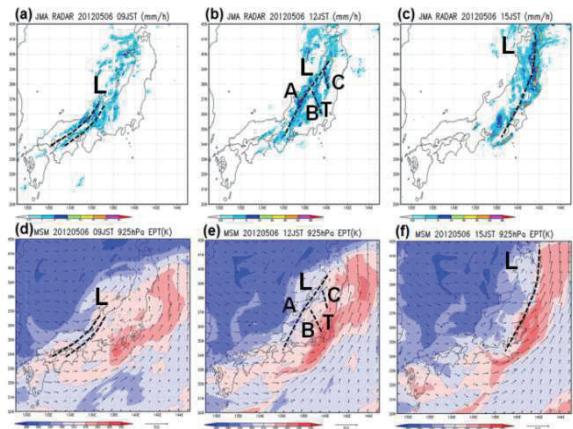


図4 (a) (b) (c) は北関東竜巻発生前後の気象庁合成レーダー画像、(d) (e) (f) は気象庁メソモデル (MSM) による 925hPa における風と相当温位の分布。L は地上低気圧の位置、破線 A はメソ対流システム、破線 B と C は 2 つのサブ対流システムを示す。T は北関東竜巻の発生位置を示す。

4. 竜巻をもたらした親雲積乱雲

図5は当日 11:50JST から 13:20JST の間の気象庁レーダーによる降水強度分布の時間合成図である。この期間にこの領域内には S1 から S4 までの 4 つの積乱雲が発生し、このうち S1, S2, S3 がそれぞれ竜巻 T1, T2, T3 を発生させた。このうち S1 と S2 の最大面積はそれぞれ 130km^2 と 150km^2 (降水強度 30mm/h 以上の領域) であり、気団性孤立積乱雲 (石原, 2012) の 2~3 倍の面積を有する水平方向に大きな積乱雲であった。3 つの竜巻はいずれもそれぞれの積乱雲が最大の面積に達するほぼ 10 分前に発生した。T1 をもたらした積乱雲 S1 は終始単独で 18ms^{-1} の速度で東北東に移動した。積乱雲 S2 と S3 はそれぞれの発生時 (12:20JST) には進行方向の前後に並んでいたが、その後 S2 は消滅し S3 が発達した。積乱雲 S4 は S3 から進行方向左側に分離 (スプリット) して発生した。

積乱雲 S1, S2 の鉛直断面図 (図6) によると、積乱雲の進行方向前面右側面には地上から高度 4km までエコー強度が小さい領域があり、これは円天井 (Vault) あるいは Bounded Weak Echo Region (BWER) と呼ばれる “スペーセル (Markowski and Richardson, 2010)” に特有なレーダーエコーの形状が見られる。ここに存在する強い上昇気流によって降水粒子が落下できないか、または上昇気流が大きいため降水粒子が十分に大きく成長できないことがこの形状を生む原因とされている (Lemon and Doswell, 1979)。

積乱雲 S1 の移動速度は 18ms^{-1} である。一方、竜巻 T1 の移動速度は 15ms^{-1} と推定されているから、竜巻は親雲の積乱雲よりやや遅れて進行したことになる。当日の風の鉛直シア (図3) を見ると、親雲積乱雲は対流圈全層の空気密度重みつき平均風によって移流し、一方竜巻は対流圈下～中層の風によって移動したと考えれば理解できる。ただし図3に見られるように、積乱雲及び竜巻の移動方向は単純に周辺場の風向とは一致しない。高層風ベクトルが高度とともに時計回りに回転している今回の環境場を考慮すると、こうした積乱雲の移動方向は Rotunno and Klemp (1982) が指摘した積乱雲内の力学的効果によって理解できる。

5. 積乱雲 S1 周辺の気流構造

ここでは成田空港と羽田空港の空港気象ドップラーレーダー (DRAW) のデータをもとに、竜巻 T1 の発生 12 分前から消滅 6 分後までの 35 分間計 7 回の dual 解析によって積乱雲 S1 周辺の気流構造を調べる。

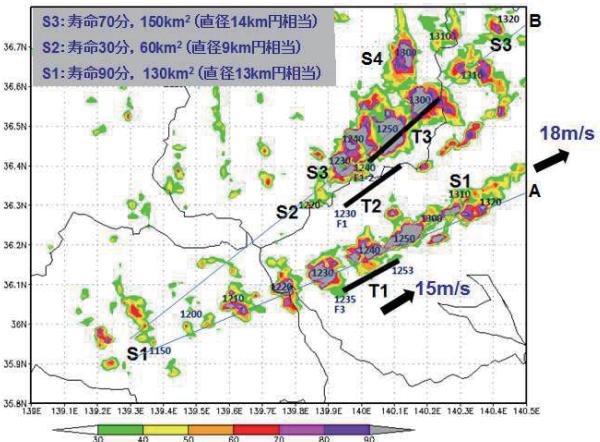


図5 気象庁レーダーによる降水強度分布の時間合成図。積乱雲 S1, S2, S3 はそれぞれ竜巻 T1, T2, T3 を発生させた。実線AとBは図6の鉛直断面図の作成方位を示す。

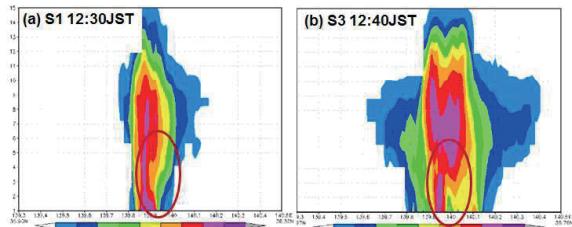


図6 図5の実線AとBに沿う気象庁レーダーによる積乱雲 S1(a) と S2(b) の反射強度の鉛直断面図。高度は 1~15km。赤い楕円は円天井 (Vault または BWER) の位置。

竜巻発生 6 分前 (12:29JST, [t-6]) の高度 1km の反射強度分布には (図略)、S1 の後端 (南西端) に突起状エコーが発生した。これは山内 (2012) が S1 から約 15km の位置にあった気象研究所レーダーの観測によって示した “フックエコー” である。[t-0] にはこのフックの位置に竜巻が出現した (図 7a)。S1 に相対的な流れで見ると、S1 の右脇から外気が流入し、フックエコー付近で反時計方向に回転している。このとき高度 3km には $+9 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ の渦が見られた (図 7b)。山内 (2012) はこの渦を直径 $0.5\sim1\text{km}$ 、渦度 $+0.15\text{s}^{-1}$ と見積もった。両者の値の違いは観測の空間分解能の相違によるものである。この渦は [t-12] には $+5 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ 、[t-6] には $+7 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ と渦度を次第に増加し、T1 の消滅時刻である [t+27] に $+14 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ の最大値に達した。鉛直流の分布 (図 7c) では、フックエコーのすぐ前方 (北東) に 15ms^{-1} の上昇流が、フックエコーのすぐ左後方 (西側) には 6ms^{-1} の下降流が存在した。

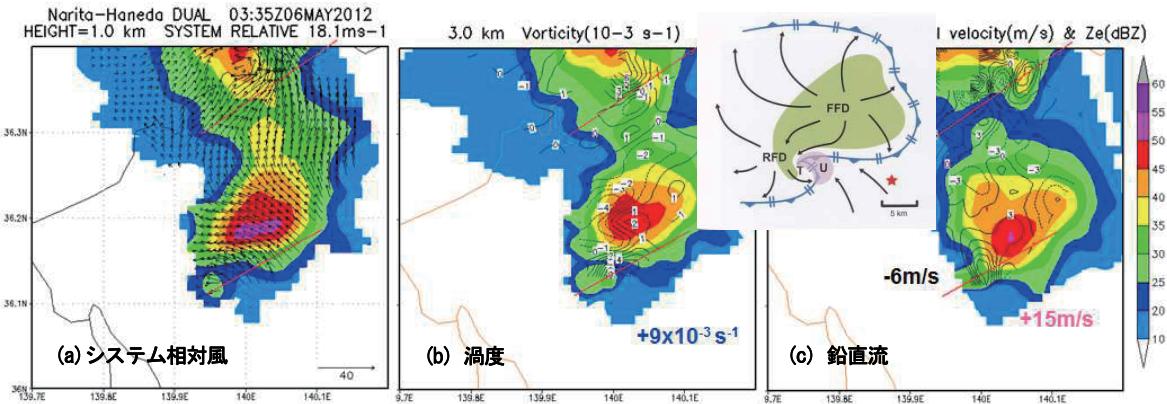


図 7 竜巻 T1 発生時刻 (5月 6 日 12:35JST) における積乱雲 S1 付近の、(a)高度 1km における反射強度と S1 に相対的な気流場、(b)高度 3km における反射強度と渦度、(c)高度 5km における反射強度と鉛直流の分布。数字はフックエコー周辺の各値のピーク値。(c)の中に Lemon and Doswell (1979), Markowski, and Richardson (2010)によるスーパーセルの同縮尺の概念モデルを示す。

竜巻 T1 発生時の積乱雲 S1 のこうした構造を図 7 中に示す米国中西部に発生する竜巻を伴うスーパーセルの構造と比較すると、水平規模、竜巻の発生地点、上昇流及び RFD (rear-flank downdraft) の位置がほぼ一致する。ただし S1 では上昇流域が比較的広く、FFD (forward-flank downdraft) に対応する積乱雲前部の下降域の面積は小さい。第 4 節の議論も含め、積乱雲 S1 は米国のスーパーセルとほぼ同等の規模と構造を有する“巨大積乱雲”であることがわかった。

6. 過去の顕著竜巻事例との比較とまとめ

過去にわが国で発生した 5 つの顕著な竜巻ろ親雲積乱雲の特徴を比較した (図 8)。1990 年の茂原竜巻を別にすると、大きさは直径 10 数 km、寿命は 80～130 の範囲にあり、いずれも台風または低気圧に関連して発生している。

2012 年 5 月 6 日に北関東を襲った 3 つの竜巻に関して、主につくば市を襲った竜巻の親雲積乱雲の振舞いと構造を解析し、それがスーパーセル型積乱雲であったことがわかった。

謝辞：DRAW のデータは気象庁から提供を受けました。デュアル解析には気象研究所の解析ソフトウェア draft を使用しました。感謝します。

参考文献

- 石原正仁, 2012 : 天気, 59, 550–561
- 石原正仁ほか, 2013: 天気, 60, 47–56.
- Houze, R. A. et al., 1989: Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 70, 608–619.
- 加藤輝之, 2012 : 日本気象学 2012 年秋季大会講演予稿集, S203.
- 気象庁, 2012 : 気象庁・気象研究所・東京管区気象台・仙台管区気象台による報道発表資料.
- 気象庁, 2013 : 竜巻等の突風データベース.
- 気象庁, 1993 : 気象庁技術報告.
- 新野宏ほか, 2013 : 平成 24 年度文部科学省科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, . 17–90.
- 前田潤滋, 2013: 平成 24 年度文部科学省科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書.
- Markowski, P. and Y. Richardson, 2010: Mesoscale meteorology in midlatitudes, Wiley-Blackwell.
- Lemon, L. R. and C. A. Doswell III, 1979: Mon. Wea. Rev., 107, 1184–1197.
- Rotunno, R., and J. B. Klemp, 1982: Mon. Wea. Rev., 110, 136–151.
- Seko, H., et al., 2012: Extended Abstract of the Second International Workshop on Non-hydrostatic Numerical model, Sendai, 52–53.
- 鈴木 修, 2008 : 天気, 55, 775–776.
- 瀧下洋一, 2009: 天気, 56, 167–175.
- 田村幸雄ほか, 2007: 文部科学省科学研究費補助金成果報告書.
- 山内 洋, 2012 : 日本気象学会 2012 年度秋季大会講演予稿集, A102.

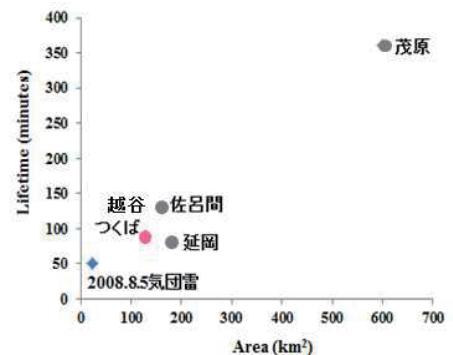


図 8 過去の顕著な竜巻事例の親雲積乱雲の面積と寿命の比較。

MU レーダー高時間分解能観測に基づいた積雲対流の内部構造

柴垣佳明¹、橋口浩之²、H. Luce³、山中大学⁴、深尾昌一郎⁵

(1: 大阪電通大、2: 京大 RISH、3: Toulon 大、4: JAMSTEC、5: 京大)

1. はじめに

積雲対流(空間スケール<20 km)は、10~20 分の間に発達・成長し、地上に激しい降雨をもたらす。積雲対流の発達機構の解明には、その内部で発生する上昇気流の振舞いやそれに伴う雲物理過程の把握が重要である。VHF 帯大気レーダーはこのようなパラメータの観測に有効な手段である。これまでに MU レーダーによる鉛直流を含む風観測によって、寒冷前線に伴う積雲対流周辺や台風に伴うレインバンド周辺のメソ・スケールロータ循環構造が明らかにされてきた(Shibagaki *et al.* 2000, 2003)。しかしながら、観測された積雲対流は、MU レーダーから離れた場所で発達し、その後にレーダー上空を通過したものがほとんどであった。そのような中、2011 年 9 月の MU レーダーのレンジイメージング観測期間(TANUKI-2011)に、レーダー上空で急発達する積雲対流を捉えることに成功した。本研究では、この積雲対流の詳細な鉛直流変動やそれに降水特性について報告を行う。

2. 観測データ

MU レーダーの GRATMAC 標準観測では、約 60 秒毎に対流圈・成層圏モードと中間圏モードを交互に繰り返すことで、約 120 秒の間隔で対流圏データが取得される。今回の TANUKI-2011 ではアンテナビームを 3 方向に限定し、FFT の際にオーバーサンプリング処理等を行うことで、標準観測よりも 1/10 の約 12 秒間隔でドップラースペクトルの鉛直プロファイルが得られた。本研究では、ドップラースペクトルの大気エコーから風速 3 成分(鉛直流・東西風・南北風)を、降雨エコーから雨滴粒形分布を求めた。なお、本観測では 5 周波を用いたレンジイメージングによる高高度分解能(5 m)観測が行われているが、積雲対流の研究では鉛直方向にそれほど細かい分解能は必要でないため、各周波数で得られたドップラースペクトルを平均化し、高度方向 150 m 毎に風速・降雨パラメータを推定した。

3. 観測結果

今回、注目した積雲対流は、日本南部に位置する台風からの高温多湿な空気流入の環境の中で急発達した(参照: 図 1)。図 2 は、積雲対流通過時の MU レーダーで観測された鉛直流の時間・高度分布と地上降水量の時間変化を示す。積雲対流の通過の際には、地上では最大 100 mm/h を超える降雨が観測され、高度 5 km 以上では 2 m/s 以上の上昇流が卓越していた。その中には、最大速度 7.5 m/s に達する上昇流が存在した。また、気象庁大阪レーダーのボリュームスキャン観測によって、10 分毎に MU レーダー上空の反射因子の鉛直

プロファイルが得られた。この反射因子データの時間分解能では、細かな鉛直流の振舞いとの比較できないが、積雲対流の高高度の 5 dBZ(地上雨量 0.1 mm/h)の反射因子高度と図 2a の実線で示すスペクトル幅の 2.5 m/s 域の上端高度がよく一致するため、このスペクトル幅の情報から上昇流域に対応した積雲対流の降水エコー頂の時間変化を推測することができた。

図 3 は、地上で激しい降雨が観測された時間帯の大気・降雨エコーのドップラースペクトルの高度変化を示す。この図から、高度 7 km 付近まで大気エコー(右側のピーク)と降雨エコー(左側のピーク)の両方が明瞭にみられ、融解層高度以上でも強い上昇流により巻き上げられた可冷却の降水粒子の存在が確認できる。ここで、鉛直流の詳細な振舞いと降水エコーとの比較を行うために、MU レーダーの降雨エコーから降雨粒径分布を求め、レーダー反射因子を計算した。雨滴粒径分布の推定には、Sato *et al.* (1990) の手法を用いて、降雨エコーの情報から雨滴粒形分布の切片パラメータ N_0 、形状パラメータ μ 、傾斜パラメータ Λ を求め、式(1)から雨滴粒径分布 $N(D)$ を推定した。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

ただし、 D は雨滴粒子の直径である。また、式(2)からレーダー反射因子 Z を求めた。

$$Z = \int^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (2)$$

図 4 は、降水エコーの反射因子、傾斜パラメータ Λ 、降水粒子の落下速度の時間・高度分布を示す。なお、傾斜パラメータ Λ は小さい値ほど大きなサイズを持つ降雨粒子を表す。この図から、積雲対流内では、全体的に 45 dBZ 以上の強い降水エコーがみられ、図 2a の上昇流の振舞いとの比較から、観測期間を以下のように 4 ステージに分類した。

①形成期(19:33～19:37): 下層に卓越した弱い上昇流と比較的強い降水エコーが分布していた。②発達期 1(19:38～19:42): 下層の上昇流が上層まで発達し、上層から降雨エコーが時間的に落下する様相がみられた。③発達期 2(19:43～19:47): 中層～上層で 4 m/s を超える強い上昇流域が発見され、全体的に降雨粒子の大きなサイズや大きな落下速度が卓越していた。④成熟期(19:48～19:52): 降水粒子の高エコーは観測されるが、上昇流域が徐々に降下し、同時に減少していた。

4. まとめ

MU レーダーの高時間分解能観測の実施期間に、信楽付近で急発達した積雲対流を捉えることに成功した。信頼度の高いデータセットを作成し、積雲対流の微細構造を調べた。積雲対流の前面では、下層からの伸びた上昇流域が、後面では上層で 7 m/s を超える顕著な上昇流域が観測された。これらの鉛直流の振舞いから、積雲対流の進化過程を形成期・発達期 1・発達期 2・成熟期の 4 ステージに分類し、各ステージでの上昇流に対応した降水強

度、粒形分布、落下速度等の降水特性を明らかにすることことができた。

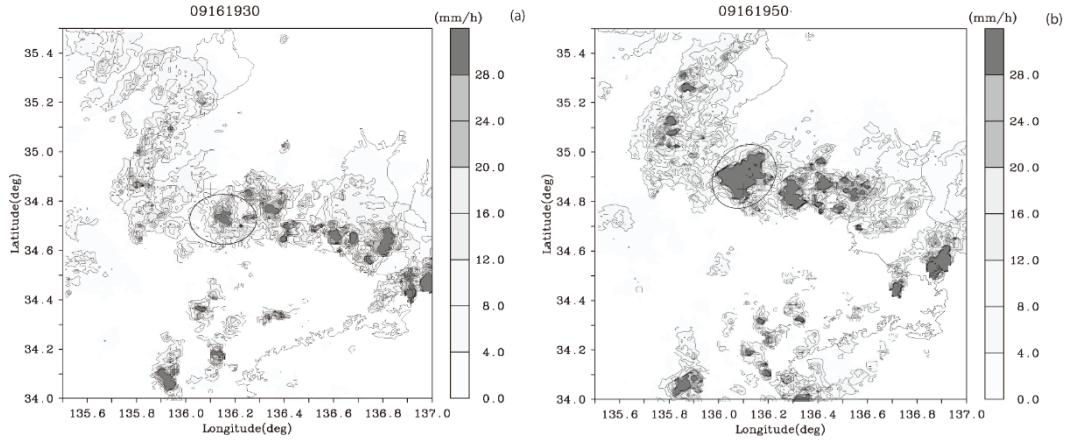


図 1: 2011 年 9 月 16 日に観測された積雲対流の発達前(19 時 30 分)と発達後(19 時 50 分)の降水エコー分布。

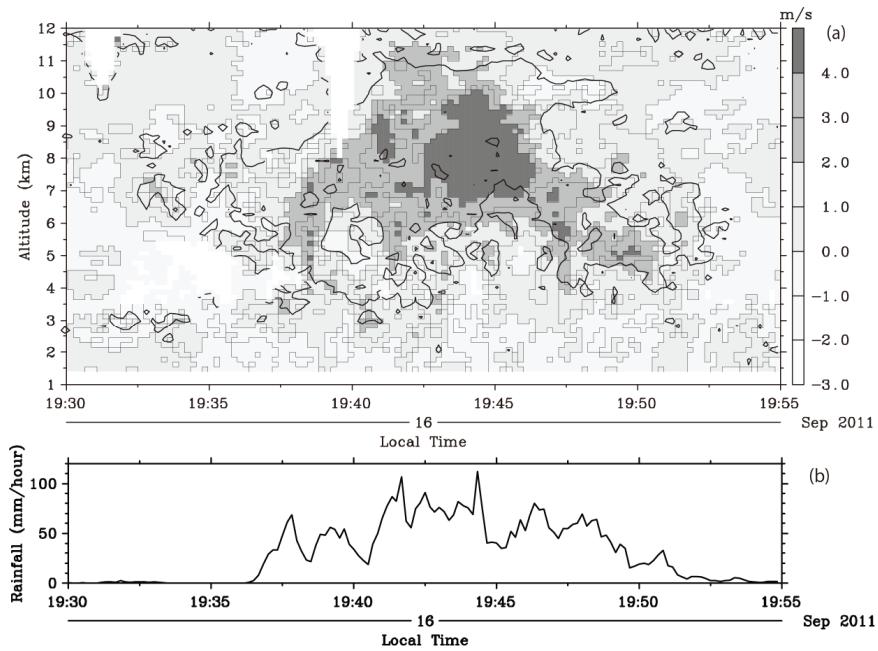


図 2: 積雲対流通過時の(a) MU レーダー観測の鉛直流の時間・高度分布と(b)信楽観測所の地上降水量。(a)中の実線は、スペクトル幅が 2.5 m/s 以上の領域を示す。

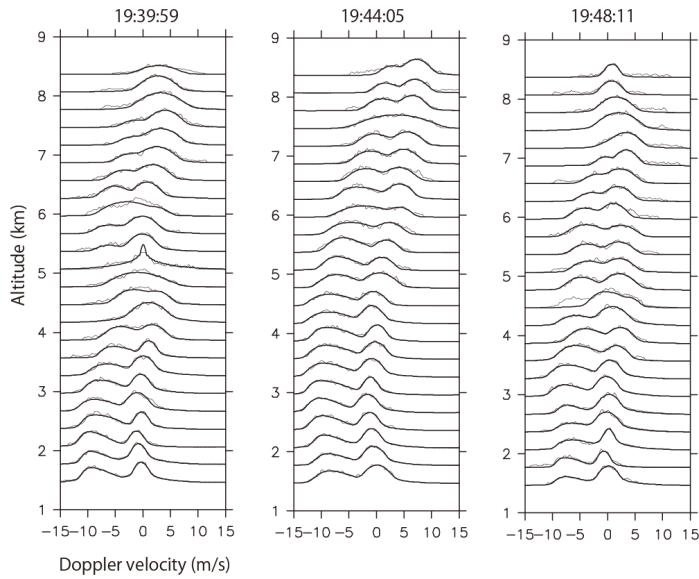


図 3: 2011 年 9 月 16 日 19 時 39 分、44 分、48 分のドップラースペクトル
(細線: 観測ドップラースペクトル、太線: モデル関数)。

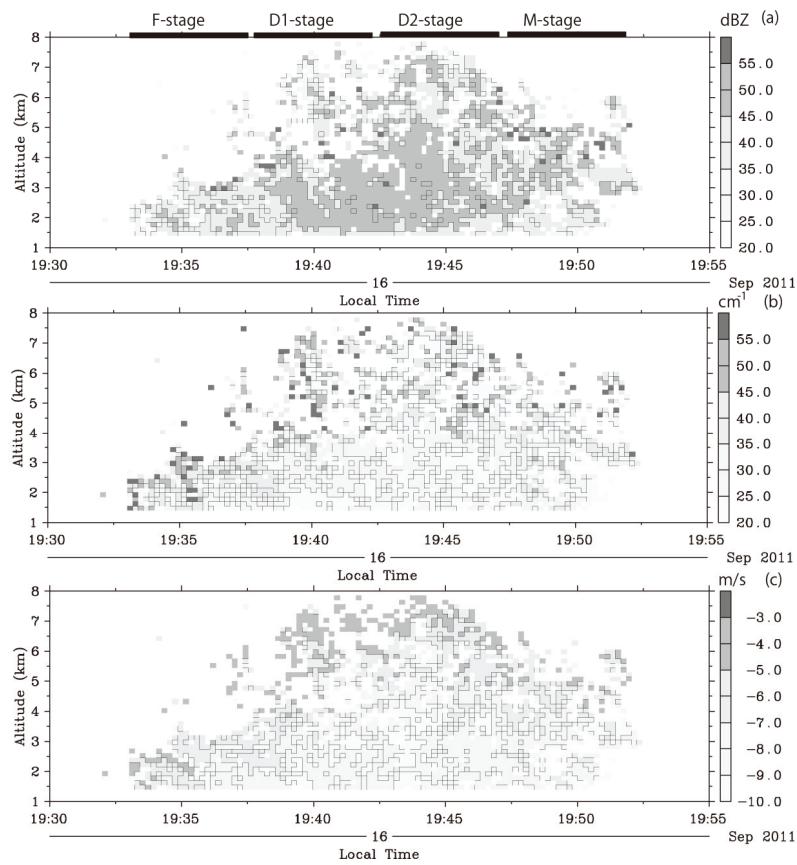


図 4: a)反射因子、b)傾斜パラメータ A 、c)降水粒子の落下速度の時間・高度分布。

MU レーダーおよび BLR 観測から推定された 雨滴粒径分布と MRR 観測との比較

北川貴庸¹, 下舞豊志¹, 古津年章¹, 橋口浩之²

(¹島根大学 総合理工学部, ²京都大学 生存圏研究所)

1. はじめに

レーダーによる降雨観測では, 上空の雨滴による反射エコーを取得する. 得られた観測データから降雨に関する情報を抽出する際に, 重要なのが雨滴粒径分布(DSD)である. DSD は, レーダーから直接取得できるパラメーターである反射因子 Z を用いて, 降雨強度 R を推定するとき必要となる. DSD が与えられていれば, Z からある程度正確な R を求めることができるが, DSD は降雨ごとに大きく変動することが知られている. そのため, R の推定精度を良くするために, より推定精度の高い DSD の情報を得る必要がある.

本研究で用いる降雨レーダーのマイクロレインレーダー(MRR)は, ビームを鉛直上方に向けた観測を行っており, 降水による受信エコーの鉛直プロファイルを観測している. このエコーのドップラースペクトルから, DSD を推定することが可能である. ところが, MRR の観測原理上, 大気鉛直流を考慮していないという問題がある. そのため, 大型大気レーダーである MU レーダーを用いて大気鉛直流の情報を取得して, 大気鉛直流を考慮した場合の MRR 観測から推定された DSD に与える影響について検討を行う. 本研究ではまず, 見かけ上の鉛直速度から, MU レーダー観測で得られた大気鉛直流の速度を差し引いた速度を雨滴の落下速度とみなして, 雨滴直径を推定する. この推定雨滴直径を用いて MRR 観測による DSD 推定を行う. 一方, MU レーダー観測から大気スペクトルを推定し, 併設する BLR 観測から降雨スペクトルを用いて DSD 推定を行う 2 周波法で, 高精度の DSD の推定が可能である. これらの 2 つの方法を用いて推定された DSD の相互比較を行い, 推定精度について検討を行う. 本研究では MU レーダー観測, BLR 観測, MRR 観測の全ての観測データがある 2011 年 10 月 14 日の 0 時から 16 時のデータを用いる.

2. 推定雨滴直径の導出

現在の MRR の観測データにおいてはドップラースペクトルより鉛直速度を用いて雨滴直径が推定されているが, MRR の観測原理上, 大気鉛直流を考慮していないという問題があるため, 見かけ上の鉛直流と実際の雨滴の落下速度との差により生じる推定雨滴直径や推定される DSD の精度悪化は避けられないという問題点がある. そこで, MU レーダーによる同時観測データを用いて, 大気鉛直流を考慮した DSD の補正を行う. MU レーダー観測では, まず, 大気のドップラースペクトル及び降雨のドップラースペクトルの観測を行っており, まず, 大気スペクトルのみを用いて各高度における鉛直流の速度を推定する. 続いて, MRR における見かけ上の鉛直速度から, MU レーダー観測で得られた大気鉛直流の速度を差し引いた速度を雨滴の落下速

度とみなし、雨滴直径に対する落下速度の関係式を用いて雨滴直径を推定する。

$$v(D) = (9.65 - 10.3 \cdot \exp(-0.6 \cdot D)) * \delta v(h) \quad (1)$$

式(1)は、Gunn and Kintzer によって経験的に発見され、Atlas などによって近似された雨滴直径に対する落下速度の関係式であり、 $v(D)$ は雨滴の落下速度[m/s]、 D は雨滴直径[mm]、 $\delta v(h)$ は落下速度に対する補正項である。図 1 に式(1)を用いたときの各高度における雨滴直径に対する落下速度を示す。図(2)に式(1)を用いて大気鉛直流が+0.5~−0.5 m/s の範囲で高度 1 km の場合においての大気鉛直流を考慮した場合と考慮していない場合の推定雨滴直径の差を示す。

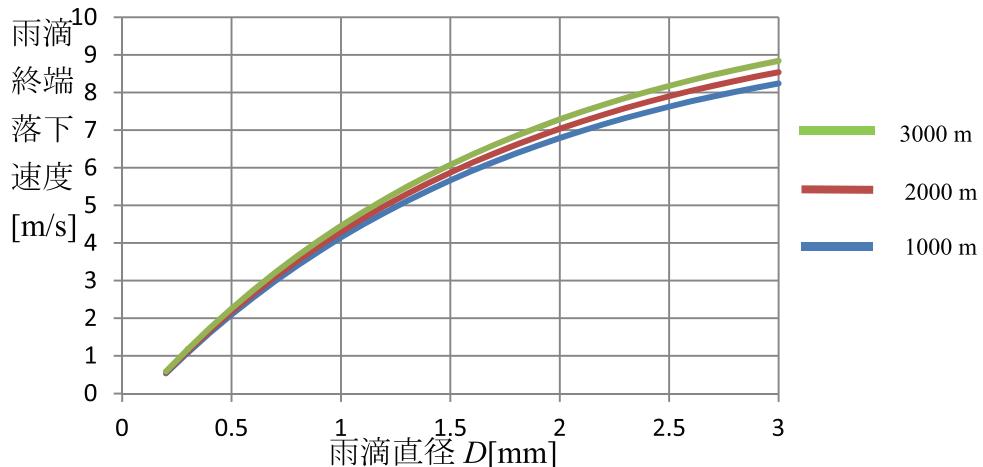


図 1 各高度における雨滴直径と落下速度

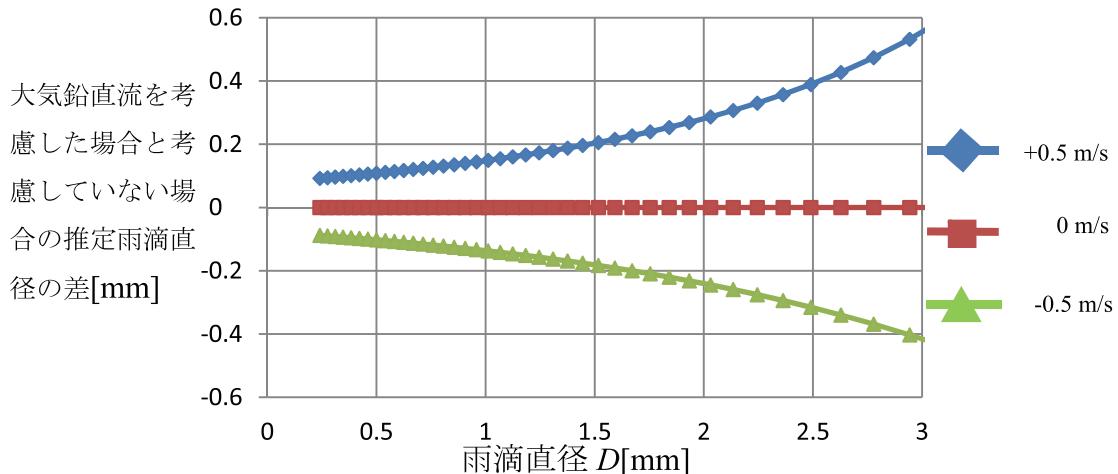


図 2 大気鉛直流が+0.5~−0.5 m/s の範囲において、大気鉛直流を考慮した場合と考慮していない場合の推定雨滴直径の差

3. 大気鉛直流の影響

MU レーダー観測により得られた鉛直流の高度プロファイル例を図 3 に示す。図 3 は、2011 年 10 月 14 日 15 時 27 分の観測例であり、高度 1700 m, 2000 m における鉛直流はそれぞれ-0.355 m/s, -0.371 m/s であった。そして、MRR 観測データ処理において、MU レーダー観測により得られた大気鉛直流を考慮した場合と、考慮しない場合でそれぞれ推定した DSD を図 4 に示す。図 4 の場合の、推定 DSD の差を直径ごとに表したもの図 5 に示す。

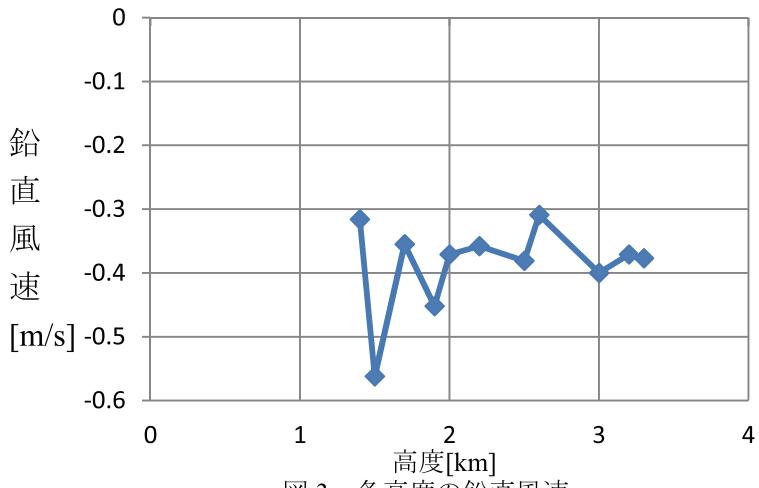


図3 各高度の鉛直風速

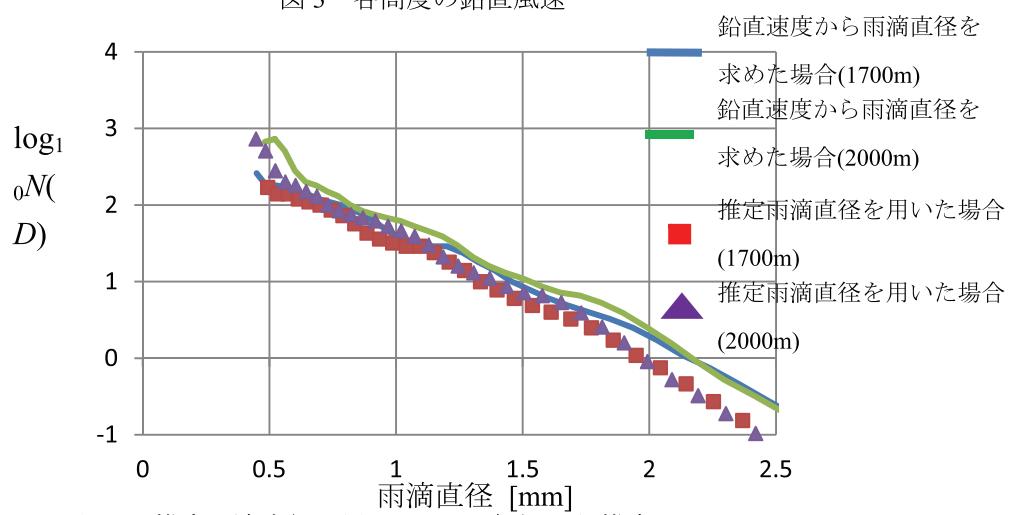


図4 推定雨滴直径を用いた MRR 観測から推定した DSD

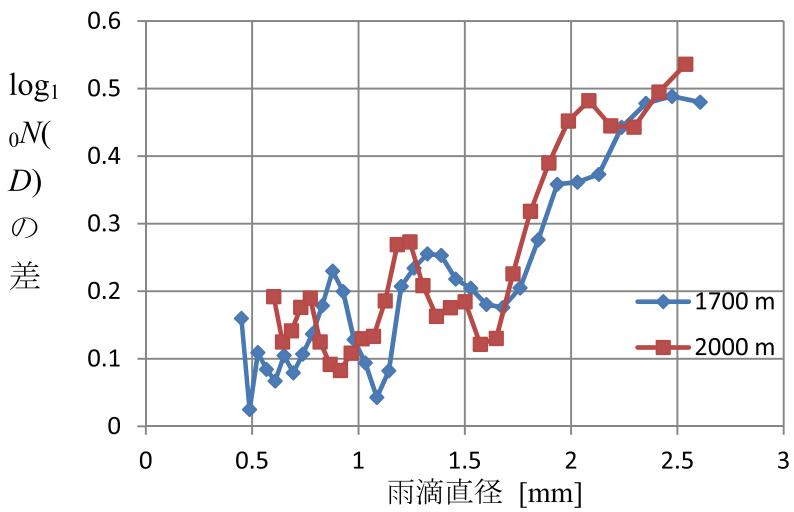


図5 MU レーダー観測により得られた大気鉛直流を考慮した場合と、考慮しない場合で
それぞれ MRR 観測から推定した DSD の差

4. 2周波法により推定された DSD と推定雨滴直径を用いて MRR 観測から推定された DSD を比較した結果

MU レーダー観測及び BLR 観測により推定した DSD と MRR 観測データ処理において、MU レーダー観測により得られた大気鉛直流を考慮した場合により推定した DSD との比較した結果を図 6 に示す。図 3 は、2011 年 10 月 14 日 15 時 27 分の観測例であり、高度 1700 m, 1900 m, 2000 m における鉛直流はそれぞれ -0.355 m/s, -0.452 m/s, -0.371 m/s であった。

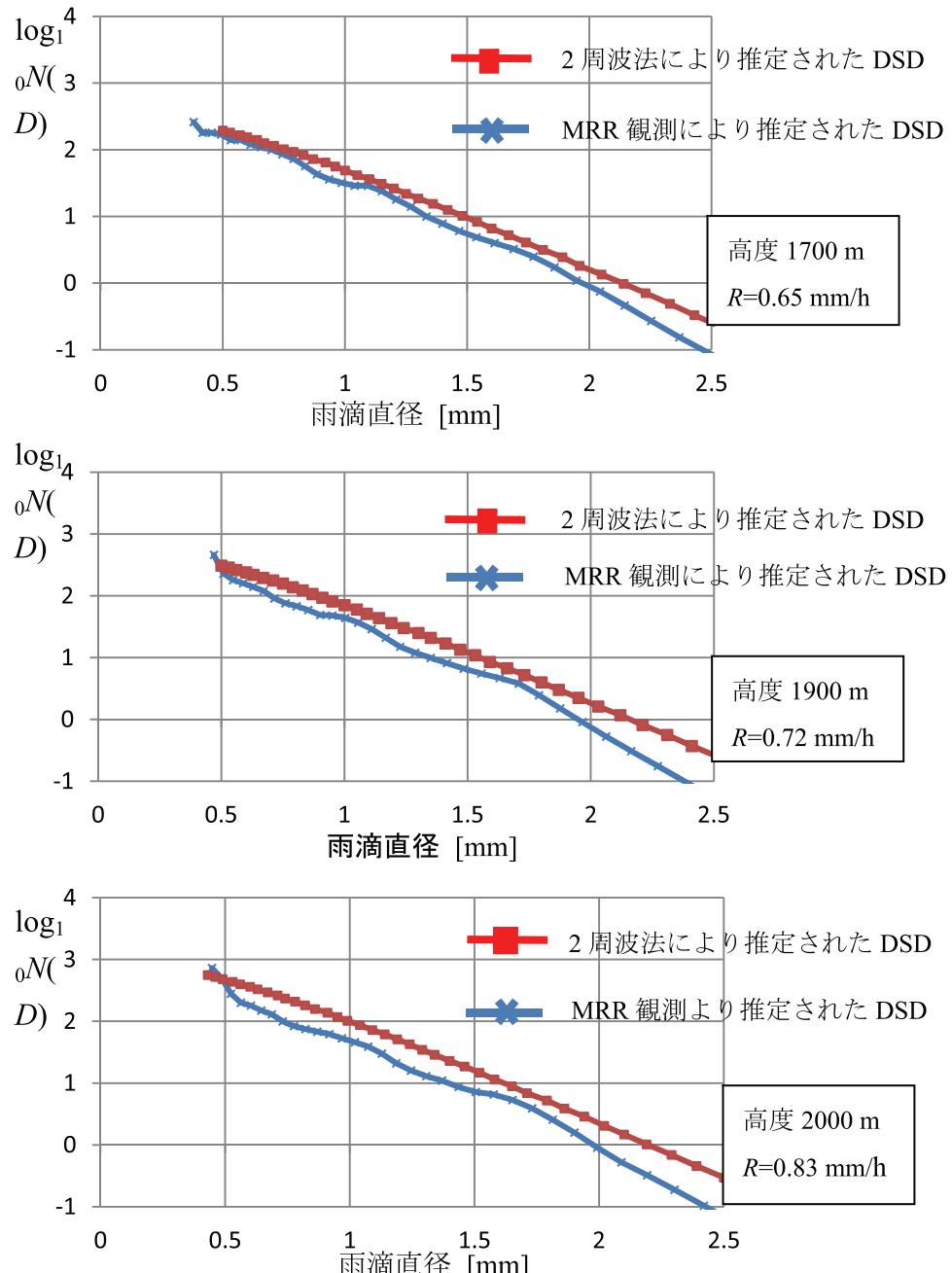


図 6 2 周波法を用いて推定された DSD と推定雨滴直径を用いた場合
MRR 観測から推定した DSD との比較

また、2周波法により推定された DSD と推定雨滴直径を用いた MRR 観測から推定された DSD との比較検討をするために、2周波法により推定された DSD に対してドップラー速度からの雨滴直径を用いた MRR 観測から推定された DSD と推定雨滴直径を用いた MRR 観測から推定された DSD との RMS 誤差をそれぞれ図 7 と図 8 に示す。

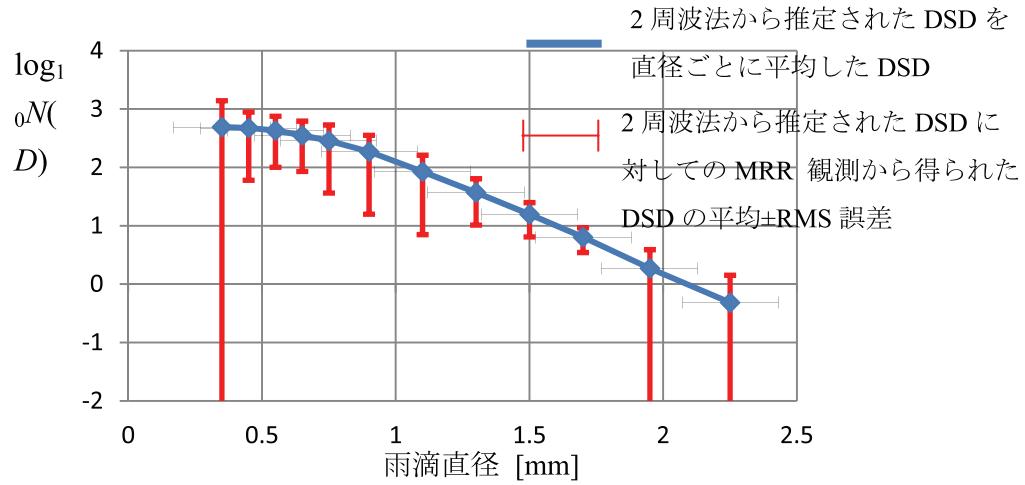


図 7 2周波法を用いて推定された DSD と鉛直速度から雨滴直径を用いたとき

MRR 観測から推定した DSD との RMS 誤差

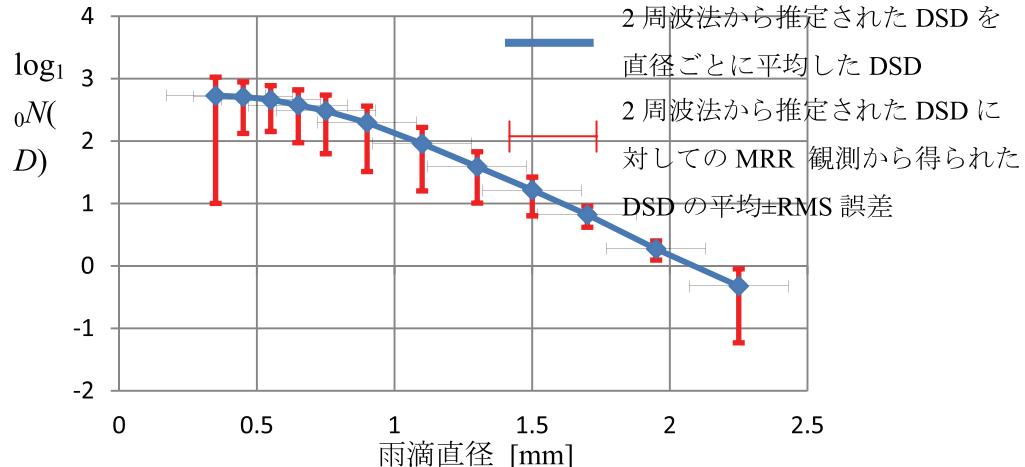


図 8 2周波法を用いて推定された DSD と推定雨滴直径を用いたとき

MRR 観測から推定した DSD との RMS 誤差

5. まとめ

本研究では、現在の MRR の観測データにおいてはドップラースペクトルより鉛直速度を用いて雨滴直径が推定されているが、MRR の観測原理上、大気鉛直流を考慮していないという問題があるため、見かけ上の鉛直流と実際の雨滴の落下速度との差により生じる推定雨滴直径や推定される DSD の精度悪化は避けられないという問題点がある。そのため、MU レーダーを用いて大気鉛直流の情報を取得して、大気鉛直流を考慮した場合に、MRR 観測から推定された DSD に

与える影響について検討を行った。その結果から、MU レーダー観測により得られた大気鉛直流を考慮した場合と、考慮しない場合でそれぞれ MRR 観測から推定した DSD の差は、雨滴直径が小粒径から大粒径になるにつれて影響が大きくなっていくことが分かった。そして、見かけ上の鉛直速度から、MU レーダー観測で得られた大気鉛直流の速度を差し引いた速度を雨滴の落下速度とみなして、雨滴直径を推定する。この推定雨滴直径を用いて MRR 観測による DSD 推定を行う。一方、MU レーダー観測から大気スペクトルを推定し、併設する BLR 観測から降雨スペクトルを用いて DSD 推定を行う 2 周波法で、高精度の DSD の推定が可能である。これらの 2 つの方法を用いて推定された DSD の相互比較を行い、推定精度について検討を行った。2 つの方法を用いて推定された DSD を比較した結果から、推定雨滴直径を用いた MRR 観測による DSD 推定と MU レーダー観測及び BLR 観測を用いた DSD 推定は、比較的近い値であったことが分かった。また、2 周波法から推定された DSD を直径ごとに平均した DSD に対して MRR 観測から得られた DSD の平均±RMS 誤差では、推定雨滴直径を用いた場合のほうが誤差が小さくなることがわかった。

しかし、本研究では、MU レーダー観測から各高度における大気鉛直流を取得して、見かけ上の鉛直速度から差し引いた速度を雨滴の落下速度としており、大気スペクトルの広がりや速度分散が考慮されていないという問題点がある。そのため、今後は MRR 観測から取得しているドップラースペクトルと MU レーダー観測から得られた大気の平均鉛直流のみでなく、大気スペクトルを考慮した MRR 観測スペクトルの解析が必要である。

謝辞

本研究で用いた MU レーダーのデータ及び BLR のデータは、京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所共同利用研究として利用させて頂きました。ここに深く感謝いたします。

参考文献

- Gerhard Peters et.al : Rain Attenuation of Radar Echoes Considering Finite-Range Resolution and Using Drop Size Distributions, J. Atmos. Oceanic Tech, 27, 829-842, 2009
寺岡俊浩: MU レーダーと境界層レーダーによる降雨粒径分布の二周波同時観測」, 信学技報, Technical .Report. Ieice. Sane93-53(1993-10), 73-80, 1993
稲田一輝: 「MRR 観測およびモデル計算に基づく融解層の等価レーダー反射因子特性」, 島根大學院総合理工学研究科平成 24 年度修士論文
METEK: MRR Physical Basics version 1.8.3, 5-17, 2005

Ku衛星電波の降雨減衰特性と上空および地上風速との関係

前川泰之・柴垣佳明(大阪電気通信大学)

1. はじめに

近年衛星通信では、回線の大容量化に伴い 10GHz 以上の周波数の電波が盛んに用いられる傾向にあるが、従来の C 帯 (6/4GHz) の電波を用いる海外向けの国際通信に比べて、この様なより周波数の高い電波を用いる傾向にある最近の日本国内における衛星通信や衛星放送では、降雨による影響を受けやすいという問題点が存在する⁽¹⁾。

本研究では MU レーダー共同利用の一環として 2002 年より約 10 年以上にわたって、京都大学信楽 MU 観測所 (MU、滋賀県甲賀市)、京都大学生存圏研究所 (RISH、京都府宇治市) および大阪電気通信大学 (OECU、大阪府寝屋川市) で主に BS 放送波 (BS、11.84GHz) を用いて行ってきた Ku 帯衛星電波の降雨減衰 3 点同時観測にもとづき、これらの 3 地点間で降雨減衰対策の一つであるサイトダイバーシティを運用した場合の効果について詳しく検討を行ってきた。その結果、ダイバーシティを行う 3 地点間の距離のみならず、各地点の位置関係と雨域の通過方向がサイトダイバーシティによる降雨減衰軽減効果に極めて重要な役割を果たすことが示された。さらに、雨域の通過方向やその速度は前線面や低気圧の通過方向や速度とも非常に密接な関係があることも分ってきた⁽²⁾。

前回の報告では、MU レーダー共同利用によって取得した MU レーダー上空のおもに下部対流圏(高度 2~6km)の水平風速と、降雨時に降雨減衰 3 点観測から推定した雨域の通過速度とを比較した結果、雨域移動に比べて MU レーダー上空の風速の方は、上空ほど速度がやや増加し、風向が東向きに転じる傾向のあることが示された⁽³⁾。今回さらに、これらの BS 電波観測地点近くに設置された気象庁のアメダスで同時に観測された地上の風向・風速と BS 電波 3 地点観測による雨域移動との比較を行ったので、報告する。

2. 降雨減衰 3 点観測による雨域移動のアメダスによる地上風速の推定

本研究では 2008 年～2011 年の間に 3 地点で降雨減衰が発生した日 100 例について、相互相関関数を用いて 3 点観測で得られた降雨減衰データの解析を行った。相互相関関数は時間に関する二つの信号間の類似度や時間遅れの測定を行う際に広く利用している。そこで 3 地点での降雨減衰データからそれらの間の相互相関関数の相関値が大きな事例を選び、同一の前線が通過したと判断されたものに関してそれらの時間差や減衰量から、前線の通過速度および通過方向の推定を行った⁽²⁾。

次にアメダスで同時に観測された地上の風向・風速と、先に述べた相互相関関数によって得られた前線の通過速度および通過方向との比較を行った。アメダスは雨、風、雪などの気象状況を地域的、時間的に細かく観測するために降水量、風速・風向、気温、日照時間の観測を自動的に行う地域気象観測システムで、降水量を測定しているものが全国に 1300 ケ所、そのうち 840 ケ所では降水量に加えて、風向・風速、気温、日照時間を観測している。本研究では 3 地点観測を

行っている地点に最も近い枚方アメダス（大阪府枚方市）、京田辺アメダス（京都府京田辺市）、信楽アメダス（滋賀県甲賀市）の3つに設置されているアメダスで観測されたデータを用いた。このデータは気象庁のホームページで公開されているものを使用し、その中の10分間隔での平均風速、平均風向を使用した。3点観測と同日同時間帯での10分間隔の風速・風向を参照し平均したものと地上の風速・風向とし、比較を行った。

3. アメダスによる地上風速との比較

本章ではまず、2008年～2011年の間に相互相関係数によって3地点求めた前線の通過速度と、大阪府枚方市に設置されたアメダスから得られた風速との比較結果を図1に、前線の通過方向と地上の風向との比較結果を図2にそれぞれ示す。ここで風速の相関係数は0.18、風向の相関係数は0.56となった。また、図3に風向と風速を3地点観測から推定した雨域の移動について、図4にアメダスから求めた地上の風の移動についてまとめたものをそれぞれ示す。これらの結果から風速はある程度の相関はあるが、地上の風速は雨域の移動速度の推定値と比べて1桁近く弱い。そして、地上の風向は雨域の方向に比べやや南向きになる傾向があることがわかる。

さらに、京田辺、信楽のアメダスから得られたデータと、それらを枚方のアメダスと合わせて平均した結果を図5の(a)から(c)にそれぞれ示す。3地点の風向・風速を平均した場合の雨域移動との相関係数は、風速については0.11、風向は0.61となった。この結果から、サイトダイバーシティにおいて切り替えを行う際に重要な2局間の方向を決める上で、アメダスの地上風向データがある程度役立つと思われる。

4. おわりに

雨域移動と地上の風向・風速との比較を行った結果、地上の風速は雨域の移動速度と比べて1桁近く小さくなるということがわかった。また、地上の風向は雨域の移動方向に比べて南向きに回転している結果が表れた。また、アメダスの地点を増やして同様の比較を行った場合にも同様の結果が得られたことから、サイトダイバーシティにおいて切り替えを行う際に重要な2局間の方向を決める上で、アメダスの地上風向データは、比較的広範囲にわたって調査すれば、ある程度役立つものと思われる。

参考文献

- (1) 飯田尚志、“ウェーブサミット講座：衛星通信”、オーム社、1997.
- (2) Y. Maekawa, T. Nakatani, Y. Shibagaki, T. Hatsuda, “A Study on Site Diversity Techniques related to Rain Area Motion using Ku-Band Satellite Signals,” IEICE Trans. Commun. Vol.E91-B, No.6, pp.1812-1818, Jun. 2008.
- (3) 前川泰之、柴垣佳明、“Ku帯衛星電波の降雨減衰特性と上空の風速との関係について”、第6回MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム、京都大学生存圏研究所、2012年、8月.

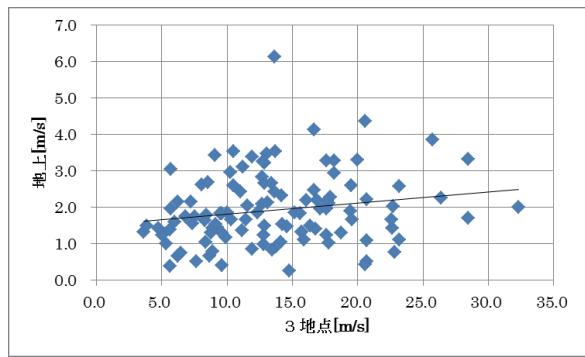


図1．雨域の移動速度と地上の風速の比較

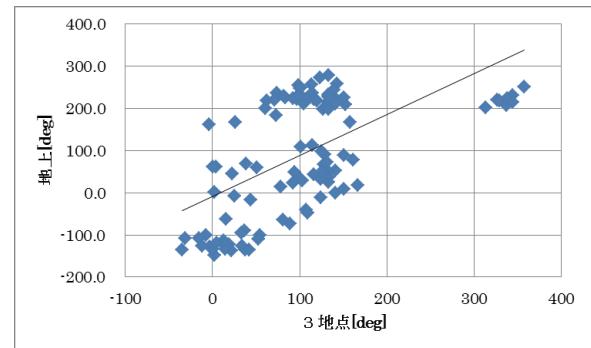


図2．雨域の移動方向と地上の風向の比較

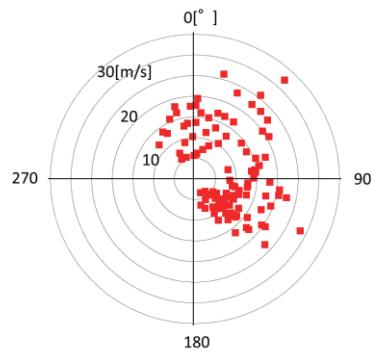


図3．BS電波3地点観測による雨域移動

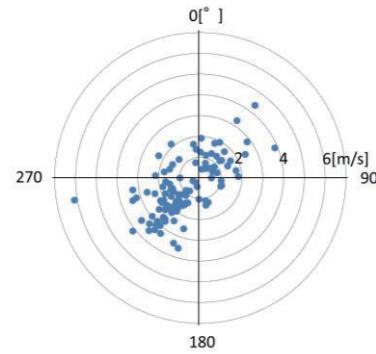


図4．枚方のアメダスによる地上風

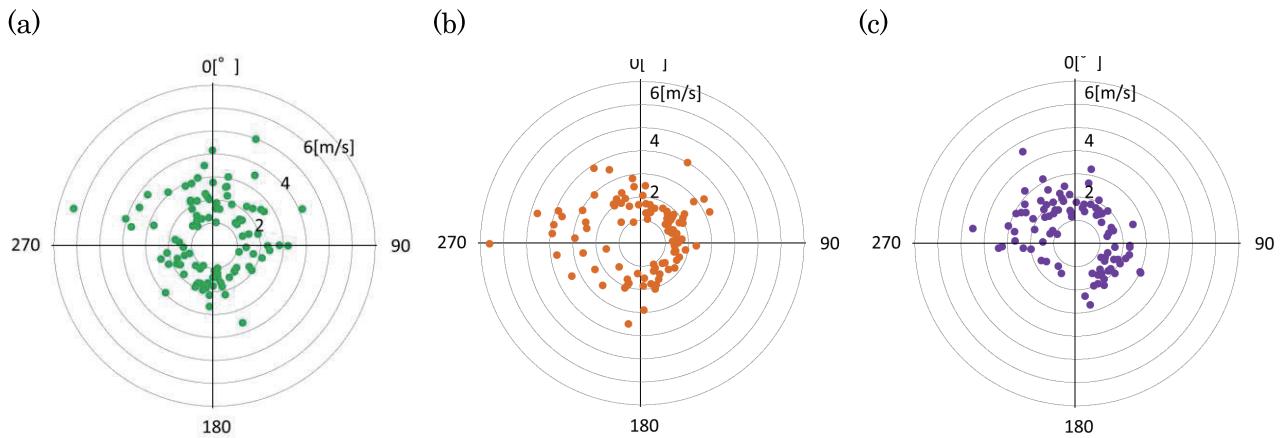


図5．(a)京田辺アメダス、(b)信楽アメダス、および(c)3か所のアメダス平均値による地上風

1.3GHz帯レンジイメージング大気レーダーによる 大気境界層内の高分解能観測

橋口浩之・山本真之・GAN Tong・
Noor Hafizah Binti Abdul Aziz・山本衛 (京大RISH)
中城智之(福井工大)
岡本創(九大応力研)

Background

- Turbulence consists of a superposition of eddies that interact nonlinearly to create quasi-random and chaotic motions [Wallace and Hobbs, 2006]. Turbulence is ubiquitous in the boundary layer and produces vigorous mixing there.
- Vertical wind velocity (W) plays an important role in the rapid vertical transport of an air mass from the ground to the top of the mixed layer.



A means for resolving fine-scale turbulence structure and W behaviors in the boundary layer needs to be developed.



1.3-GHz wind profiler radar (WPR) in Japan

- In Japan, 1.3-GHz WPRs are used for measuring wind profiles below several km in height. A nationwide 1.3-GHz WPR network named WINDAS is operated routinely in order to assimilate lower-tropospheric winds into weather prediction model (Ishihara et al. 2006).
- However, their range resolution (> 100 m), which is determined by the transmitted pulse width, is often not sufficient for resolving the fine-scale motion of W and turbulence structure.



Range imaging (RIM), which uses frequency diversity is used for improving range resolution.



Specifications of a 1.3-GHz RIM WPR

Item	Value
Peak power	2.8 kW
Antenna	
type & beam width	phased array antenna, 6.0°
beam direction (Az, Ze)	(0, 0), (0, 14.2), (90, 14.2), (180, 14.2), (270, 14.2)
Frequencies	RF: 1357.0, 1357.25, 1357.5, 1357.75, 1.358.0 MHz IF: 130 MHz
Pulse width	1, 2, and 4 μ s
Inter pulse period	50–200 μ s
Noise figure	< 2 dB
Dynamic range	> 60 dB
Digital Data sampling	
Sampling rate	IF sample with 10 MS s^{-1} (maximum)
Oversample capability	equipped

The peak output power of 2.8 kW enables wind measurements up to the top of the boundary layer.

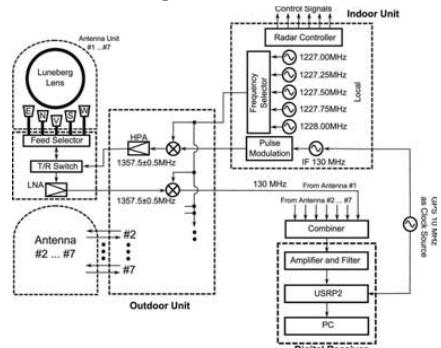


Digital Receiver for the 1.3-GHz RIM WPR

- In order to implement the RIM and oversampling (OS) capability to the 1.3-GHz RIM WPR, a low-cost software radio receiver composed of a general-purpose software receiver (USRP2) and PC was developed.
- Because the source code of the digital receiver is written by the C++ language, the signal processing of the digital receiver is easy to be implemented.

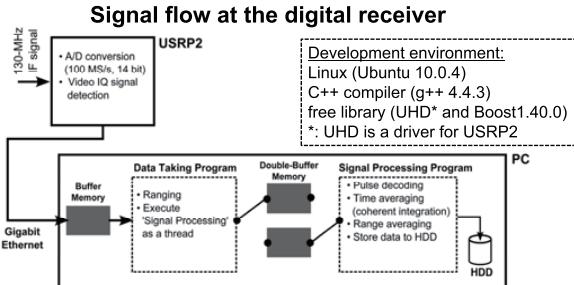


System block diagram of the 1.3-GHz RIM WPR



- For RIM, STALO oscillator which can switch five frequencies every transmission is installed.
- The digital receiver samples IF signals and performs real-time signal processing necessary for RIM and OS.

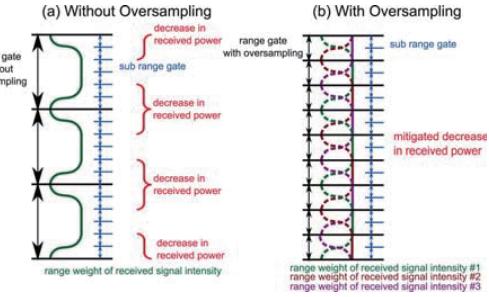




- A/D conversion and IQ signal detection are executed at the USRP2. Other signal processing (ranging, pulse decoding, coherent integration, data storage to HDD) is executed at the PC. The signal processing is necessary to the data amount stored with a rate of 40MB/s.
- Continuous real-time signal processing is attained by using a threading. 'Data Taking' and 'Signal Processing' threads are interfaced with the Boost thread libraries in order to implement the double-buffer memory access.

京都大学
EUREC44

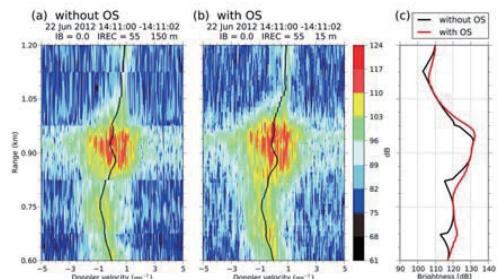
New method for resolving small-scale turbulence (RIM-OS)



- Owing to the range weight of the transmitted pulse, received signal intensity decreases significantly at the subgates which are near the edges of range gates (range weighting effect).
- By overlapping the sample volume in range (RIM plus OS), the range weighting effect significantly decreases.

京都大学
EUREC44

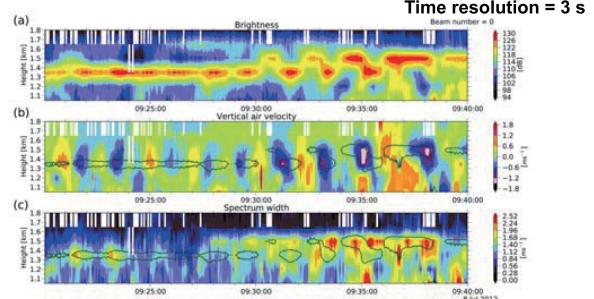
Advantage of RIM plus OS



- When OS is not used, the decrease of echo power was seen at the edges of the range gates due to the range weighting effect. Doppler velocity also showed the gaps at the edges due to the discontinuity of the Doppler spectra.
- Because OS overlaps the radar volumes in range, using RIM plus OS, the effects of range weighting effect are significantly mitigated.

京都大学
EUREC44

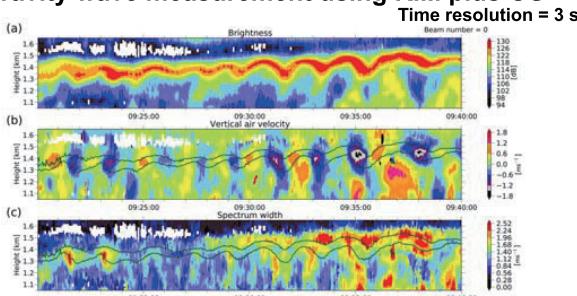
Gravity wave measurement with neither RIM nor OS



Though oscillatory motions of W were observed, vertical displacements of the echo layer were not well resolved owing to the coarse vertical resolution (150 m for the present case).

京都大学
EUREC44

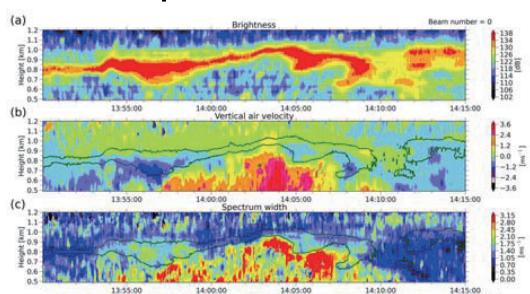
Gravity wave measurement using RIM plus OS



- By improving range resolution using RIM plus OS, the oscillatory W motions with a vertical scale < 100 m and time scale < 1 min were resolved.
- The W oscillations were likely caused by an internal gravity wave in the entrainment zone of the boundary layer.

京都大学
EUREC44

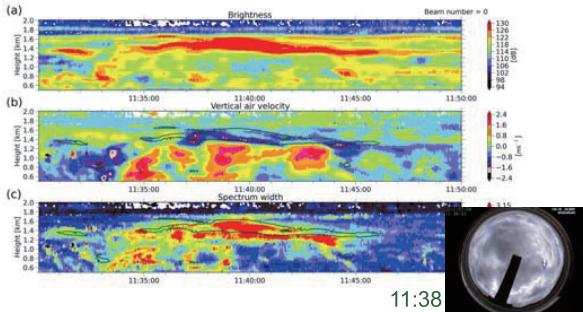
Dissipation of the thermal



- The thermal with upward W of > 2 m/s dissipated in the stable layer with echo intensity of > 134 dB.
- Enhanced small-scale W perturbations associated with the thermal dissipation was observed in the spectrum width.

京都大学
EUREC44

Fine-scale W motions in the clouds



- With the passage of the cloud, upward W was observed.
- Downward W was also observed above the heights of the upward W. At the altitude of downward W, enhanced small-scale W perturbations and echo intensity were also observed. They suggest the presence of turbulence there.

京都大学
RISH

Conclusions

- 1.3-GHz range imaging wind profiler (RIM WPR) was successfully developed. We demonstrate that the RIM WPR, which has both the RIM and OS capability, is able to resolve wind perturbations with a vertical scale as small as 100 m and a time scale down to 1 min.
- From the measurement results of the thermals and cloud, we showed that the RIM WPR is a promising tool for clarifying dynamical and cloud microphysical processes in the boundary layer. Additional use of CPRs and lidars is highly recommended to clarify these processes.
- The low-cost digital receiver provide us opportunities to implement OS capability to the existing WPRs. We are now developing a new digital receiver in order to implement OS capability to the Equatorial Atmosphere Radar (50-MHz RIM WPR).

京都大学
RISH

Acknowledgement

This research was supported by Adaptable and Seamless Technology Transfer Program through Target-Driven R&D (A-STEP) Exploratory Research (Research No. AS232Z00186A) funded by Japan Science and Technology Agency, KAKENHI Grant Numbers 19340136 and 25610138 funded by the Japan Society for the Promotion of Science, by the research grants for Mission Research on Sustainable Humanosphere and for Exploratory Research on Sustainable Humanosphere Science funded by RISH, and by the Collaborative Research Program of RIAM.

京都大学
RISH

Accuracy assessment of spectral parameters for range-imaging wind profiler radars

Tong Gan¹, Masayuki K. Yamamoto¹, Hiroyuki Hashiguchi¹,
Mamoru Yamamoto¹, Hajime Okamoto²

¹Research Institute for Sustainable Humansphere, Kyoto University, Kyoto, Japan

²Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Fukuoka, Japan

1 Interdiction

Wind profiler radars with range imaging (RIM WPRs) measure turbulence and vertical and horizontal wind velocities with high time and range resolution (several tens of seconds and several tens of meters, respectively). Previous measurements showed that RIM is an invaluable means to resolve fine-scale structure of turbulence (e.g., Yamamoto et al., 2012).

In order to measure the wind and turbulence quantitatively, the estimation accuracy of the spectral parameters needs to be assessed.

In this study, we used numerical simulation to evaluate the measurement accuracy of spectral parameters, and proposed a criterion to assess the accuracy. Also, because incoherent integration can improve the estimation accuracy of the spectral parameters with the drawback that degrading the time resolution (e.g. Yamamoto et al., 1988), we propose a criterion to decide when incoherent integration should be applied.

2 Numerical simulation

By referring the measurement parameters of the MU Radar (MUR) and the RIM-LQ7, we set the simulation parameters as bellow (shown as Table 1):

Number of calculation times	1000
SNR range	-15 dB ~ 30 dB, 3 dB step
Number of spectrum bins	512
Spectrum width (σ)	10, 50, 90
Doppler velocity (V_d)	0.0

Table 1

The spectrum width which is 10, 50 and 90 are considered as a typical value of narrow, medium and large normalized spectrum width. For the MUR case, σ corresponds to 0.3 ms^{-1} , 1.6 ms^{-1} and 2.9 ms^{-1} , respectively. For the LQ-7 case, σ corresponds to 0.4 ms^{-1} , 2.1 ms^{-1} and 3.7 ms^{-1} , respectively. In the simulation, we assumed that the Doppler spectrum of the echo following Gaussian distribution and has perturbations following χ^2 distribution. The noise is white noise that we set the noise level is 0 dB. We used the moment method to calculate the spectral parameters of a Doppler spectrum, which are echo power (P), Doppler velocity (V_d) and spectrum width (σ). Compared with the methods which require iterations to calculate the spectral parameters (e.g., the least square method), initial values of all the P, V_d , and thresholds to finish the iterations must be used. The initial values and thresholds raise a problem how they are determined; their robust determination is difficult because

measured spectral parameters have large variability. On the other hand, the moment method requires only the determination of the Doppler spectrum points that are used for calculating the spectral parameters. The simplicity of the moment method also enables easy and practical assessment of the estimation errors of the spectral parameters.

For the calculation of the spectral parameters, in order to reduce the effect of noise, we used the noise level as a threshold to select consecutive Doppler velocity bins in which the peak is contained and the spectrum intensity is greater than the noise intensity (echo range). However, because the perturbation of the Doppler spectrum, it is difficult to determine the echo range with a good accuracy. In order to improve the accuracy of the echo range determination, we used running average to smooth the Doppler spectrum at first. And then using the Doppler spectrum without smoothed and within the echo range to calculate the spectral parameters. Figure 1 shows the simulated Doppler spectrum and the determined echo range.

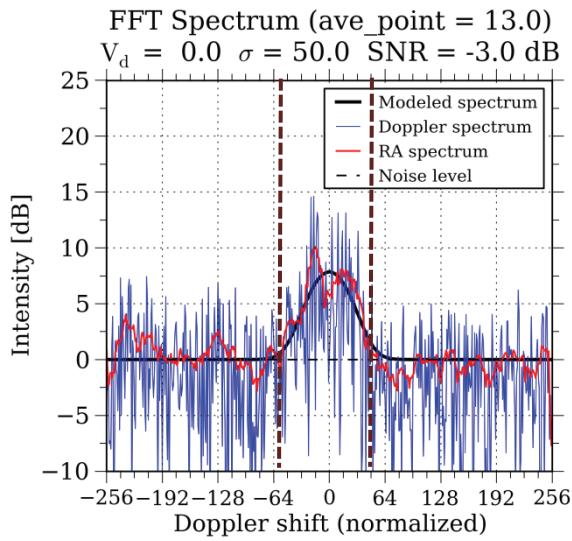


Figure 1

As Figure 1 shows, the blue curve is the simulated Doppler spectrum and the red curve is the smoothed Doppler spectrum. The brown lines are the boundary of the determined echo range.

3 Simulation results

Figure 2 shows the simulated results. As Figure 2 shows, different running average points impact the simulation results. When SNR is greater than 3 dB, the simulation results are similar with each other. However, when SNR is smaller than 3 dB, the results show different. By comparing the simulation results, we selected 13-point running average to smooth the Doppler spectrum.

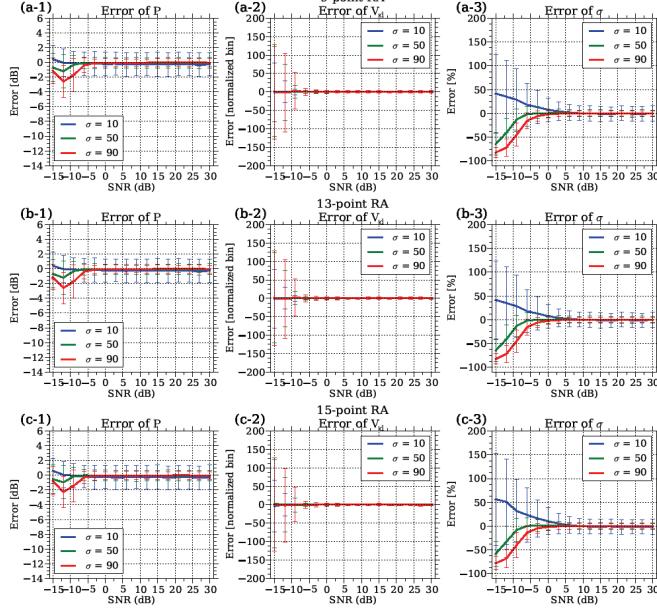


Figure 2

Figure 3 shows the simulation results that the Doppler spectrum is smoothed by 13-points running average. The white curves are the difference between the peak of the Doppler spectrum and the noise level (hereafter as LD). With the increase of LD, calculation errors decrease because the accuracy of the echo range selection improves.

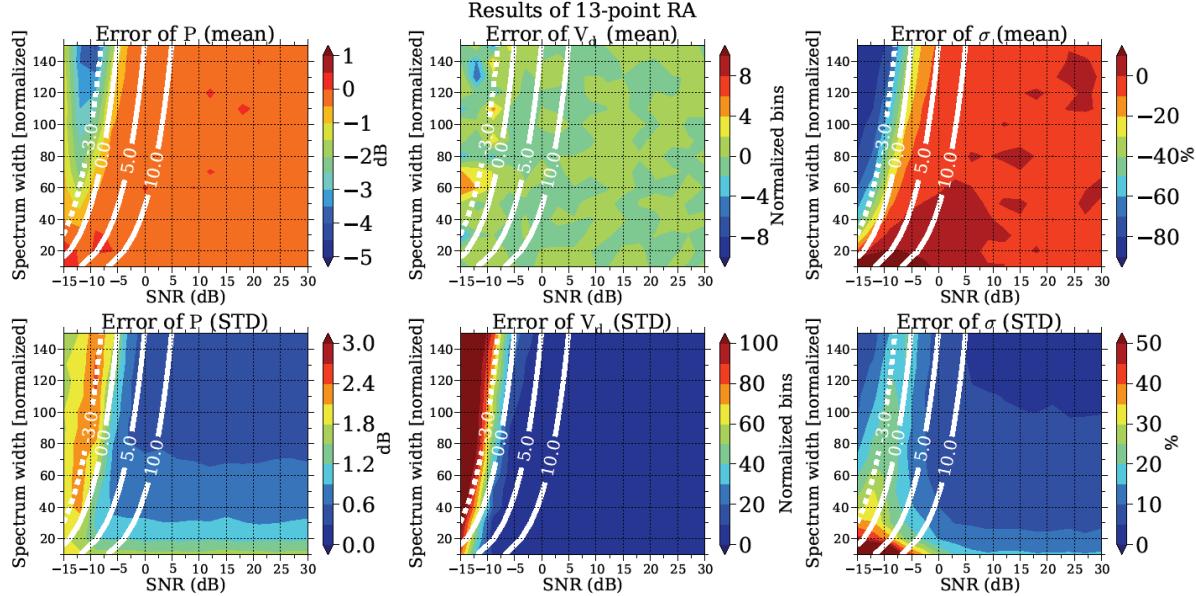


Figure 3

Figure 3 indicates that LD is a good indicator to evaluate the estimation accuracy of spectral parameters. When LD is greater than 5dB, mean and STD errors of P are smaller than 0.5 dB and 1.2 dB. The mean and STD errors of V_d are smaller than 4 and 10, and the mean and STD errors of σ are smaller than 10 % and 20%.

Figure 3 shows that when LD is smaller than 3 dB, the accuracy of the spectral parameters is not sufficient. In order to get accurate spectral parameters, we considered

using incoherent integration. Figure 4 shows the results when incoherent integration is applied.

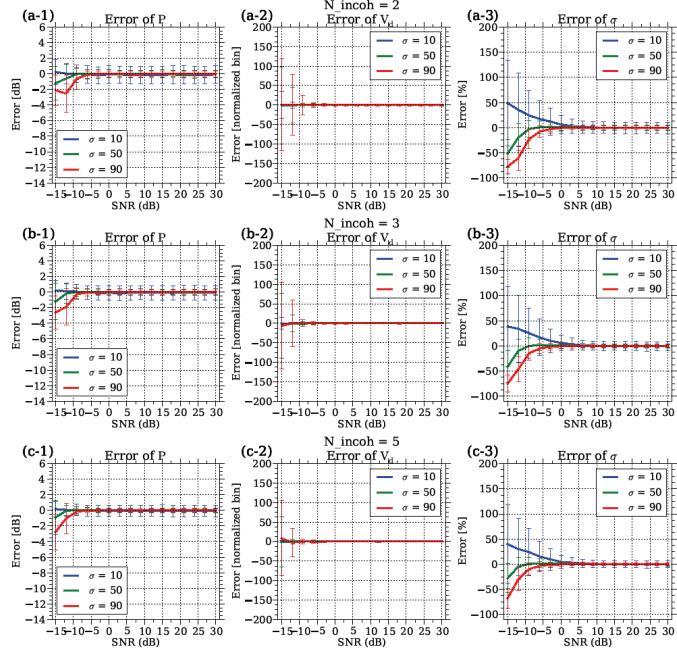


Figure 4

As Figure 4 shows, with the increase of incoherent integration times, the accuracy of spectral parameters improves. However, incoherent integration degrades the time resolution. Large times of incoherent integration should be avoided in order to get high time resolution.

4 Conclusion

The numerical simulation shows that using noise level to select the Doppler spectrum range can improve the accuracy of the spectral parameters. By using LD, the accuracy of the spectral parameters can be evaluated, and LD also is a good indicator for applying incoherent integration. By using incoherent integration, the accuracy of spectral parameters improved. However, it is noted that incoherent integration degrades time resolution, and hence large times of incoherent integration is not suitable for high-time-resolution turbulence measurement.

5 References

- 1) Yamamoto, M. K. (2012), New observations by wind profiling radars, Doppler Radar Observations – Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, Edited by J. Bech and J. L. Chau, pp. 247-270, InTech, Rijeka, Croatia, doi:10.5772/37140.
- 2) Yamamoto, M., T. Sato, P. T. May, T. Tsuda, S. Fukao, S. Kato (1988), Estimation error of spectral parameters of mesosphere-stratosphere-troposphere radars obtained by least squares fitting method and its lower bound, Radio Sci., 23(6), 1013-1021, doi:10.1029/RS023i006p01013.

Synergistic Use of MST Radars, Radiosondes and Radio Occultations in Identifying and Quantifying Turbulence in the Free Atmosphere

Lakshmi Kantha

University of Colorado, Boulder, USA
Associate Scientist, Institute for Marine Research, Venice, Italy

Visiting Professor, RISH, Kyoto University, Uji, Japan

Introduction

Mixing in the oceans and the atmosphere, which is invariably turbulent in nature, plays a major role in determining the state of these two fluid envelopes that are vital to life on Earth. But turbulence is a major unsolved problem in physics. No accurate theoretical or numerical solutions for turbulent mixing exist or are likely to emerge in the foreseeable future, leaving us no alternative but to model turbulence with differing degrees of fidelity in our numerical simulations of the two fluid envelopes. Given the fact that, away from the turbulent planetary boundary layers adjacent to the earth's surface, turbulence tends to be highly localized in time and space, turbulent mixing is also hard to observe, measure and monitor in the free atmosphere and the deep ocean. Consequently, we know little about the spatio-temporal variability of turbulent mixing beyond the surface boundary layers, especially in the atmosphere.

Over the past few decades, oceanographers have made significant progress in observing and measuring turbulence in the global oceans, both in shallow waters on the continental shelves and in the deep ocean. This progress has been made possible by the successful development and now rather routine deployment of a remarkable instrument called the microstructure profiler. It consists of an airfoil sensor capable of measuring the forces exerted by lateral velocity fluctuations as the tethered profiler deployed from a stationary platform such as an oceanographic research vessel falls freely through the ocean column. The data collected can be used to infer the dissipation rate of the turbulence kinetic energy (TKE) in the water column. The microstructure profiler enables oceanographers to measure and even monitor turbulent mixing anywhere in the global ocean accessible to a vessel equipped with a winch to deploy the profiler, limited only by the logistics and cost of the deployment. Figure 1 is a typical example (*Kantha et al. 2010*), which shows week-long measurements of the dissipation rate at a station in the shallow Baltic Sea, made from an anchored research vessel of the Baltic Sea Research Institute in Germany. In principle, similar monitoring could also be carried out in the deeper ocean anywhere on the globe, provided sufficient resources are made available.

No such atmospheric counterpart, which can be deployed anywhere in the world exists. Turbulence sensors deployed on towers and tethered balloons cannot reach high altitudes. The only practical in-situ probing technique uses properly equipped research aircraft but is prohibitively expensive, which also makes it impractical for routine monitoring on a global scale. Consequently, very little is known about the characteristics of turbulent mixing in the global free atmosphere. While using commercial airlines is being explored, only MST (Mesosphere, Stratosphere and Troposphere) radars are capable at present of filling this void, albeit at only certain locations. These radars operate at frequencies typically between 40 to 50 MHz, and are capable of inferring the TKE and its dissipation rate from the faint radio signals backscattered by turbulence in the measurement volume. But these facilities are expensive to set up and operate, and there are only a few such radars still functional around the world, including the Middle and Upper (MU) atmosphere radar operated by the Kyoto University at Shigaraki in Japan and the MST radars in Gadanki, India, Jakarta, Indonesia, Aberystwyth, Wales, Harrow, Canada, and now Antarctica. They have provided valuable insights into physical processes such as atmospheric gravity waves in the atmospheric column above the radars and their role in the dynamics of the middle atmosphere.

While nothing can beat in-situ turbulence probes in accuracy, by borrowing a technique oceanographers used to employ before the advent of microstructure probes to infer the location and intensity of mixing in the ocean, it may be possible to routinely measure and monitor turbulence at least approximately in the free atmosphere around the globe. The technique requires nothing but high resolution measurements of the density structure or equivalently the potential temperature profile in the atmospheric column. Radiosondes are routinely launched at least once a day at about 900 stations scattered around the world, providing potential temperature profiles from the surface to roughly 25-30 km altitude before the

helium-filled balloon carrying the sensors bursts. This radiosonde network, albeit mostly over land, forms the vital backbone of weather prediction so essential to the functioning of the modern society, since the measured temperature and humidity profiles are indispensable for initialization of numerical weather prediction (NWP) models. Potential temperature profiles from these high resolution radiosondes also enable measuring and monitoring of turbulence, as explained below.

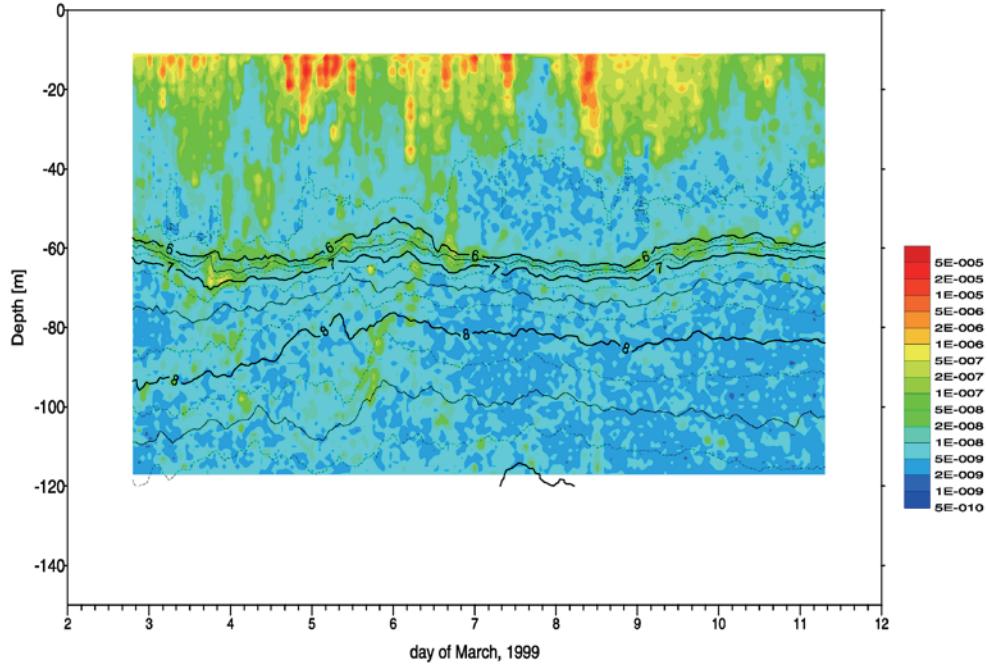


Figure 1. TKE dissipation rate, ϵ (in W/kg) in the water column as measured at a station in the Baltic Sea using a microstructure profiler deployed from an anchored research vessel (from Kantha *et al.* 2010).

Even more promising is the technique that makes use of the occultation of the radio signals from a Global Navigation Satellite System (GNSS) such as the US GPS satellites. By orbiting low earth satellites carrying simple radio receivers, it is possible to infer the refractive index profile in the atmospheric column by measuring the bending and retardation of the GNSS radio signal as it passes through the atmosphere to reach the receiver (Figure 2). This profile can be readily converted into either a dry temperature profile by assuming the water vapor content is negligible (which is a valid assumption above the tropopause) or temperature and humidity profiles in conjunction with NWP model output. This is precisely what the NCAR/Taiwan COSMIC project has done since 2006. By deploying 6 radio occultation (RO) satellites, COSMIC has been able to use the radio signals from the 30 or so GPS satellites to provide over 2,000 profiles per day with accuracies equal to or better than radiosondes, but unlike sondes with good coverage over the vast oceans as well (Figure 3). The utility of GNSS RO technique to NWP is beyond dispute. However its vast potential in identifying and quantifying turbulence in the global atmosphere paving the way for routine monitoring of atmospheric turbulence globally is yet to be realized.

The Technique

The technique in question makes use of the fact that while the free atmosphere (and the deep ocean) are generally stably stratified, there exist imbedded turbulent regions where the stratification is unstable. These “overturn” regions can be readily identified in the potential temperature profiles (Clayson and Kantha 2008), whatever the source may be, radiosondes or GNSS RO. With proper attention paid to the spatial resolution and measurement noise issues (Wilson *et al.* 2010, Balsley *et al.* 2010, Kantha 2012), it is straightforward to identify the locations of turbulent layers in the atmospheric column. The next step is to quantify turbulence intensity. It is here that a technique developed by an oceanographer Steve Thorpe back in the 1970’s, well before the advent of microstructure profilers, comes in handy. Thorpe (1977) simply sorted the density (equivalently potential temperature) profiles so that they become monotonic thus restoring the stable profile that presumably existed before the overturning event took place. The displacements needed to move fluid parcels vertically to restore stability provides a good measure of the

outer scale of turbulence. By assuming that the root mean square value of the displacements, L_T , called the Thorpe scale, is proportional to the Ozmidov scale $L_o = \sqrt{\varepsilon / N^3}$, it is possible to infer the TKE dissipation rate as well as the turbulence mixing coefficient: $\varepsilon = C_K L_T^2 N^3$ and $K = \gamma \varepsilon N^{-2}$ (Clayson and Kantha 2008, Kantha 2012). N is the buoyancy frequency after sorting, γ is the mixing efficiency (with a value of 0.2 to 0.25) and C_K is an unknown proportionality constant determined from independent measurements.

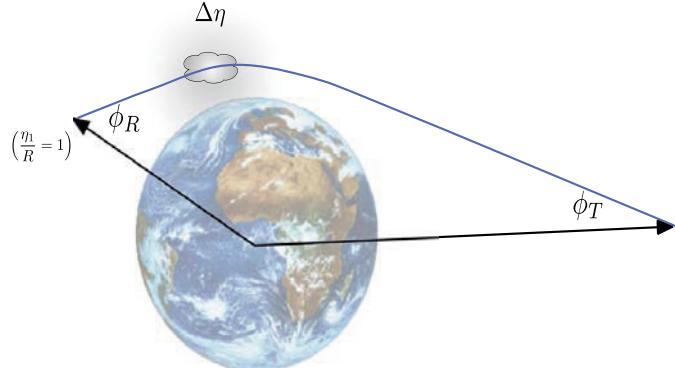


Figure 2. Radio occultation geometry (from the COSMIC project website). As the radio signal from the GNSS satellite passes through the atmosphere to reach the RO satellite on the opposite side of the Earth, the signal is bent and retarded. This phenomenon can be used to infer the refractive index profile in the atmospheric column. Since the refractive index in the lower atmosphere depends on temperature and humidity, this enables almost instantaneous profiling of the atmospheric column.

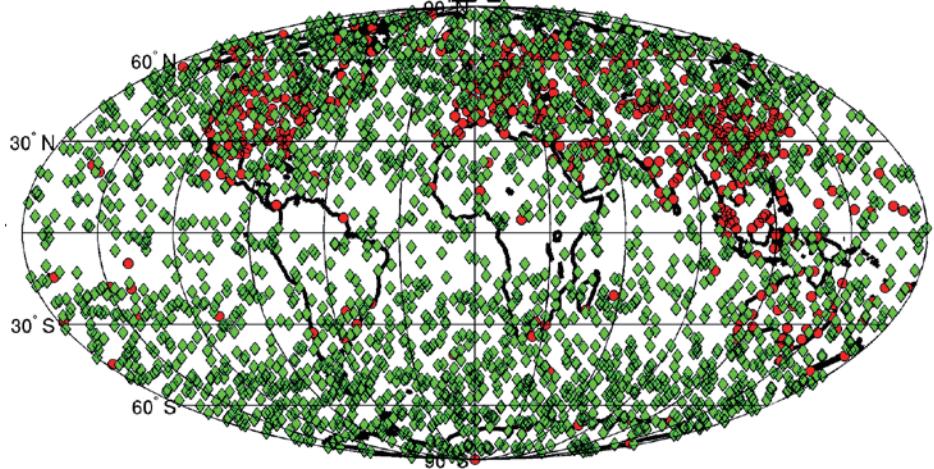


Figure 3. Typical daily soundings from COSMIC RO satellites (green) and radiosondes (red) (from the COSMIC project website). Over 2,000 profiles can be retrieved daily by the 6 RO satellites using just the US GPS satellites. The global radiosonde network shown consists of about 900 stations around the world, with at least daily launches, but note its sparse coverage over the oceans, unlike RO soundings. With EU Galileo, Russian GLONASS and proposed Chinese, Indian and Japanese GNSS in place, and with the deployment of about 100 RO satellites, it is possible to increase the number of daily soundings by two orders of magnitude, thus providing a dense coverage of the global atmosphere.

Figure 4 shows the results when the technique is applied to a typical high resolution (in this case 2 sec sampling and roughly 10 m vertical resolution) radiosonde sounding. We have put $C_K = 1$. The buoyancy frequencies before (red line) and after (blue line) the Thorpe sorting of the potential temperature profile are shown. To highlight overturning regions in the plot, the undefined buoyancy frequencies in the unstable regions have been arbitrarily assigned a value of -0.005. Measurement noise introduces some uncertainty into the identification of overturning regions and thereby decreases the number of layers that can be confidently identified and quantified, as seen by comparing the blue and red circles in the TKE dissipation rate plot. Nevertheless, the results show that it is possible to identify turbulent layers and quantify the

intensity of turbulence in them. Note that the use of the buoyancy frequency resulting from sorting to compute the dissipation rate makes the technique capable of distinguishing between active and inactive mixed layers. If the layer is well-mixed and nearly homogeneous, the sorted buoyancy frequency and therefore the inferred dissipation rate will be small, indicating weak turbulence. On the other hand, freshly overturning layers will have a correspondingly large buoyancy frequencies and high dissipation rates.

Figure 5 shows the results when the technique is applied to the COSMIC GPS RO soundings. The example shown is the RO sounding in the vicinity of the MU radar in Shigaraki, Japan, on September 25, 2007 at around 14:19 UTC. A strong turbulent region immediately below the cloud base in the troposphere is evident, along with other turbulent layers above and below the tropopause. The relatively coarse vertical resolution (roughly 150 m) of the RO soundings makes them somewhat less useful than high resolution radiosonde soundings, in the sense that only thick turbulent layers in the atmospheric column can be unambiguously identified and quantified. Nevertheless, their utility in understanding and monitoring turbulence in the free atmosphere is self evident.

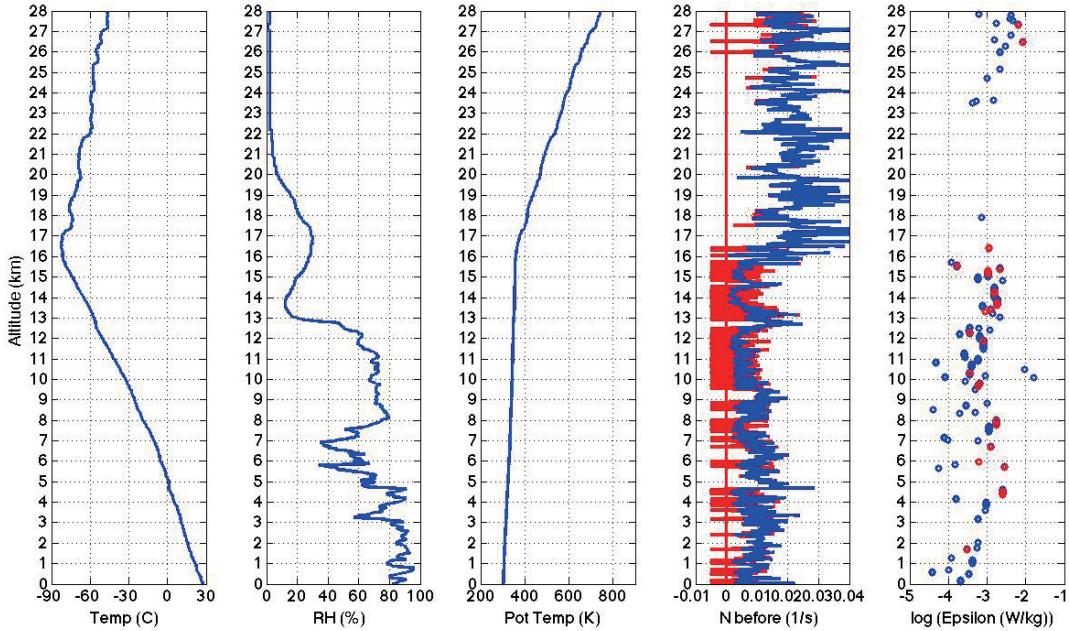


Figure 4. A typical high-resolution (2 sec) radiosonde sounding with a resulting vertical resolution of about 10 m. The buoyancy frequencies before (red line) and after (blue line) the Thorpe sorting of the potential temperature profile are shown. To highlight overturning regions in the plot, the undefined buoyancy frequencies in the unstable regions have been arbitrarily assigned a value of -0.005. Blue circles show dissipation rates inferred ignoring the impact of measurement noise, while the red circles show the rates when noise is taken into account.

While identifying turbulent layers from sonde and RO soundings is rather straightforward, comparison of the inferred dissipation rates with independent measurements is essential to ascertain the value of the constant C_K . Data collected in the oceans using microstructure profilers to measure the dissipation rate and CTD probes to measure density confirm the proportionality between Thorpe and Ozmidov scales, but the scatter in the value of C_K is large, even on a log-log scale (e.g. references cited in Clayson and Kantha 2008, Kantha 2012). Uncertainty in the value of C_K leads to potential errors in the inferred dissipation rates and therefore it is essential to reduce this uncertainty. While one is hard pressed to find concurrent in-situ data from aircraft-borne sensors to ascertain the value of C_K , remotely sensed turbulence data from MST radars are a definite possibility. The spectrum of the back-scattered radar signal is broadened by vertical velocity fluctuations due to turbulence in the measurement volume. The spectral width, when corrected for extraneous effects such as beam broadening due to the finite width of the radar beams, and shear broadening in off-vertical beams due to the horizontal wind velocity component, contains information on the TKE. With the assumption that the outer length scale of turbulence is the buoyancy scale q/N (where q is the turbulence velocity scale), it is possible to derive the TKE dissipation rate from spectral broadening. $\varepsilon = C_r \delta^2 N$, where δ is the corrected spectral half-width and C_r is a proportionality constant approximately equal to 0.6. Thus MST radars can provide an independent measurement of TKE dissipation rates.

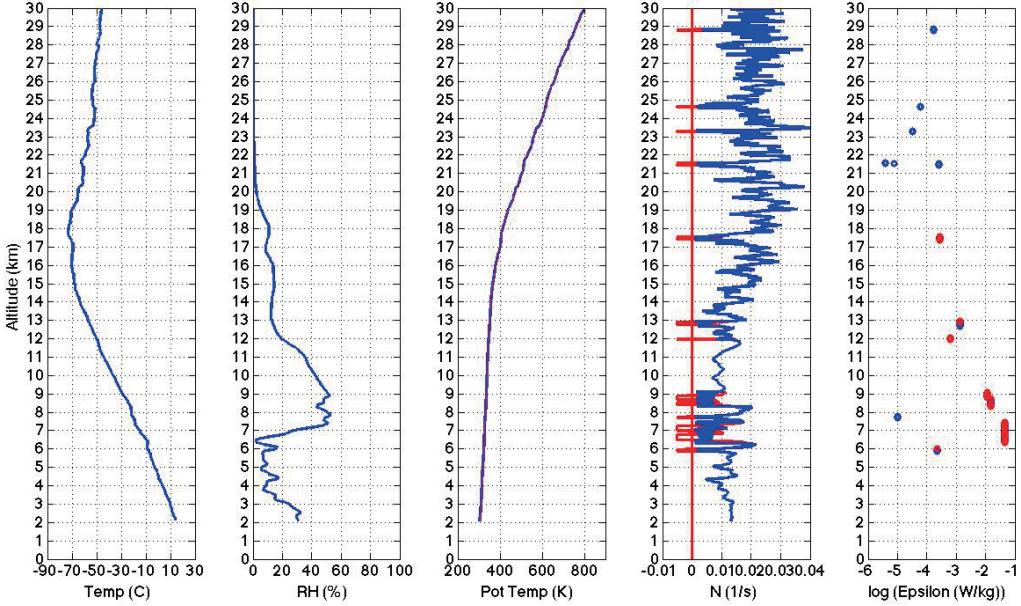


Figure 5. As in Figure 4 but for a GPS RO sounding in the vicinity of the MU radar on September 25, 2007 at 14:19 UTC. Because of the coarser vertical resolution (about 150 m), far less turbulent layers are identified in the RO sounding than for example in the high resolution (about 10 m) radiosonde sounding in Figure 4.

Figure 6 compares histograms of dissipation rates measured by the ST radar at Harrow in Western Ontario, Canada, and those inferred from sondes released in its vicinity, during an intensive observational campaign in 2007 (Kantha and Hocking 2011). The comparison suggests a value of 0.3 for C_K . But more such comparisons are needed to further calibrate and validate the technique. Because of the localized nature of turbulence, it is essential to make sure that the radiosondes do not drift too far from the radar. This requires careful selection of ambient conditions for measurement, so that the wind shear is significant enough to generate turbulence, yet the winds aloft are not too strong to carry the sonde too far from the radar.

It is also possible to compare turbulence retrievals from RO soundings in the vicinity of a MST radar to radar measurements. However, in all the data collected by COSMIC RO satellites since 2006, only a few dozen soundings fall in the vicinity of a particular MST radar (defined as within a $1^\circ \times 1^\circ$ box around the radar site). Since the radar may not be operated continuously, the actual number that can be used for comparison is even lower. Nevertheless, such comparisons are feasible to make and are being made, especially at the Wales, Gadanki, Jakarta and Shigaraki radar sites.

To summarize, there exist only three practical means of monitoring turbulence in the troposphere and the lower stratosphere. All three, radiosondes, RO soundings and MST radars suffer from drawbacks. High resolution radiosondes do not provide a true vertical snapshot of the atmospheric column. While this is of minor consequence to temperature, humidity and wind measurements, it can be a significant problem for turbulence retrievals. RO soundings, while nearly instantaneous, suffer from less than satisfactory vertical resolution. Both require further exploration, calibration and validation of the technique used to retrieve turbulence information from the soundings. MST radars suffer from weakness of backscattered signals and uncertainty in the length scale used to extract the dissipation rate from what is essentially a TKE measurement. Nevertheless, a synergistic use of all three can advance our understanding of turbulence in the free atmosphere.

Concluding Remarks

No measurement technique is perfect, and the technique outlined above, making use of radiosonde and GNSS RO soundings, is no exception. The difficulties associated with observing and monitoring turbulence in the atmosphere, especially those arising from its highly intermittent nature, are quite well known. Nevertheless some knowledge is better than none, and the synergistic use of MST radars, radiosondes and GNSS RO soundings has the potential to significantly improve our understanding of the spatio-temporal

variability of turbulent mixing in the global atmosphere. With all the GNSS in place and the deployment of around 100 RO satellites, it will be possible to retrieve over 150,000 soundings daily and build up an impressive database in due course of time. This database, when combined with the high resolution radiosonde database, and synergistic use of MST radars for calibration and validation, should enable us to vastly improve our ability to monitor turbulence in the global atmosphere and put it to good use for societal benefit.

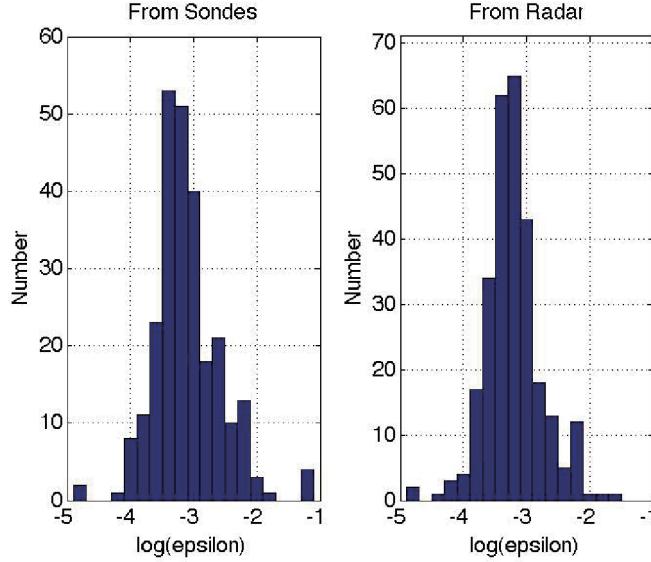


Figure 6. Histograms of dissipation rates measured by Harrow ST radar and those inferred from sondes launched in its vicinity in 2007 (from Kantha and Hocking 2011).

Acknowledgements

LK thanks Prof. Tsuda, Prof. Yamamoto and Prof. Hashiguchi for providing him the opportunity to spend a few months at RISH as a Visiting Professor and become a member of the MST radar community. The visit was also personally gratifying as it provided a chance to witness the glory of autumn in the eternally beautiful city of Kyoto.

References

- Clayson, C. A. and L. Kantha (2008). On turbulence and mixing in the free atmosphere inferred from high-resolution soundings. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 25, 833–852.
- Balsley, B. B., L. Kantha and W. Colgan (2010). On the use of Slow Ascent Meter-Scale Sampling (SAMS) radiosondes for observing overturning events in the free atmosphere. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27, 766-775.
- Kantha, L., H. U. Lass and H. Prandke (2010). A note on Stokes production of turbulence kinetic energy in the oceanic mixed layer: observations in the Baltic Sea, *Ocean Dynamics*, 60, 171-180.
- Kantha, L. and W. Hocking (2011). Dissipation rates of turbulence kinetic energy in the free atmosphere: MST radar and radiosondes. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 73, 1043-1051.
- Kantha, L. (2012). Turbulence dissipation rates in the free atmosphere from high-resolution radiosondes. In *Turbulence: Theory, Types and Simulation*, Chapter 7, NOVA Science Publishers, 239-264.
- Kantha, L. (2013). Turbulence locations and intensities in the atmosphere from radio occultation soundings. Unpublished manuscript.
- Thorpe, S. A. (1977). Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, 286, 125-181.
- Wilson, R., H. Luce, F. Dalaudier and J. Lafreire (2010). Turbulence patch identification in potential density or temperature profiles. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 27, doi: 10.1175/2010JTECHA1357.1

山岳辺縁部で発生するおろし風の数値シミュレーション

東邦昭・古本淳一・橋口浩之
(京都大学生存圏研究所)

インドネシアジャカルタ首都圏における豪雨出現の経年変動
浜田純一¹・森修一²・伍培明²・服部美紀²・山中大学²・松本淳^{1,2}
Urip Haryoko³・Sopia Lestari⁴・Fadli Syamsudin⁴

(1: 首都大学東京; 2: 海洋研究開発機構; 3: 気象気候地球物理庁; 4: 技術評価応用庁)

1. 研究の背景及び目的

インドネシアのジャカルタ首都圏などメガシティと呼ばれるアジアモンスーン域の沿岸大都市において、集中豪雨などの極端現象は、豪雨に伴う洪水被害などを通して、住民の生活や都市機能に重大な影響を与える。これまで、ジャカルタ首都圏に大規模な洪水被害をもたらした 2007 年及び 2013 年の豪雨イベントについて事例解析が行われ、ジャワ島周辺の局地循環と、大規模場の冬季アジアモンスーンに伴う赤道越えの北風サージ（コールドサージ）や、マデンジュリアン振動（MJO）との相互作用により、山岳域や沿岸海上で発生・発達した日変化を伴う降水雲が、ジャカルタ首都圏に集中豪雨をもたらしたことが示されている（Wu et al. 2007; Wu et al. 2013）。

一方、Hattori et al. (2011)は、衛星観測による海上風よりジャワ海上の赤道越え北風サージ（CENS: Cross-Equatorial Northerly Surge）を定義し、CENS 発生時にジャワ海周辺で多雨となる傾向を統計的に明らかにした。しかし、豪雨出現の経年変動や、その生成要因については十分に明らかにされていないことから、本研究では、特に CENS に焦点を当て、ジャカルタ首都圏における雨季の降水量及び豪雨出現の経年変動に CENS が与える影響を示すことを目的とする。

2. 解析データ及び定義

インドネシア気象気候地球物理庁による 1973 年 5 月から 2008 年 4 月までのジャワ島北西部ジャカルタ周辺 9 地点の日降水量データを解析に用いた（但し、全 9 地点のデータが揃うのは 1985 年以降。Hamada et al. 2012 参照）。また、海面水温データとして HadISST、850hPa 面の風速場として JRA-25 再解析データを用いた。

また、Hattori et al. (2011) に従い、1999 年から 2008 年の DJFM 期の QuickSCAT 海上風データより、3 日移動平均を取った領域平均（105°E–115°E, 5°S–EQ）の北風が 5m/s 以上となる時を CENS イベントとして定義し、解析期間中に 53 イベントを同定した。また、CENS イベントの継続期間が 5 日程度であるため、CENS イベント発生日を中心とした 5 日間を CENS 期間として、降水変動との対応を調べた。

3. 解析結果

北西ジャワにおける雨季（ここでは雨季前半の 11 月～1 月）の降水経年変動は ENSO との関連が低く、むしろ「中立」な年に多雨である傾向が見られた（図なし）。降水量が平年値より一標準偏差大きい（小さい）年で定義した多雨年（少雨年）の 4 年（1978 年、1981 年、1986 年及び 1989 年）の内、エルニーニョ年の 1986 年を除く 3 年は中立年に相当した。一方、少雨年（全 5 年）については、エルニーニョ年が 3 年、ラニーニャ年が 2 年と ENSO との関連が明瞭ではない。多雨年と少雨年の循環場及び海面水温

の差からは、多雨年に南シナ海、ジャワ海を中心に海面水温が低く、同海域上において北風が卓越する特徴を示し（図なし）、冬季アジアモンスーンの強化と降水量増加との関連を示唆している。また、CENS 発生期間（12月～2月の全日数の 20%程度）の北西ジャワの降水量は増加傾向にあり、雨季の総降水量の 30～40%を占めていた。CENS 出現と雨季の降水量の関係について見ると（図 1）、両者の相関は高く（相関係数 0.82）、CENS 発生期間の降水量偏差が、雨季の総降水量の経年変動に大きく寄与していることを示唆する結果を得た。

また、北西ジャワにおける豪雨出現日を観測地点平均の日降水量データを基に、観測期間の降水日における上位 1 パーセンタイルの日降水量を示す日として定義した（図 2、2001～2002 年を例として）。ここで 1 パーセンタイル値は 53.2 mm/day（5 パーセンタイル値は 29.5 mm/day）で、全 13 日が豪雨日として同定された。また、連続して豪雨が発生した日を一つのイベントとすると、全 7 イベントが確認された。連続して豪雨が発生した 2007 年（4 日間）、2002 年（3 日間）及び 2008 年（2 日間）の豪雨イベントは、ジャカルタ首都圏で大規模な洪水被害が発生したことが報告されている（アジア防災センター：http://www.adrc.asia/top_j.php）。全 7 イベント中、上記 2 度の洪水発生イベントを含め 4 イベントが CENS 出現時に対応する一方、残りの 3 イベントは MJO に伴う対流中心域が西太平洋上などインドネシア海大陸上以外に位置する時期に対応していることが分かった。

4.まとめ

赤道越え北風サーボジがジャワ島北西部ジャカルタ首都圏の雨季の降水経年変動や、豪雨出現に与える影響について調べ、雨季の降水経年変動に CENS が大きく影響することを示した。ジャワ島北西部の多雨は、ENSO の中立年において南シナ海やジャワ海の海面水温が低く、冬季アジアモンスーンの北風が強い状態で生じていることを示した。特に CENS 発生期間中の降水量偏差が、雨季全体の降水量の経年変動と良く対応していることが分かった。また、豪雨日は CENS 発生期間に多く発生する傾向が見られた。

今後は豪雨発生時の降水日変化の特徴について、CENS 及び MJO 対流中心位置との対応関係も考慮し、明らかにしていく予定である。

参考文献

- Hamada, J.-I., et al., 2012: Interannual rainfall variability over northwestern Java and its relation to the Indian Ocean Dipole and El Niño-Southern Oscillation events. *SOLA*, **8**, 69-72.
- Hattori, M., et al., 2011: The cross-equatorial northerly surge over the maritime continent and its relationship to precipitation patterns. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 27-47.
- Wu, P., et al., 2007: The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA*, **3**, 93-96.
- Wu, P. et al., 2013: The effects of an active phase of the Madden-Julian Oscillation on the extreme precipitation event over western Java Island in January 2013. *SOLA*, **9**, 79-83.

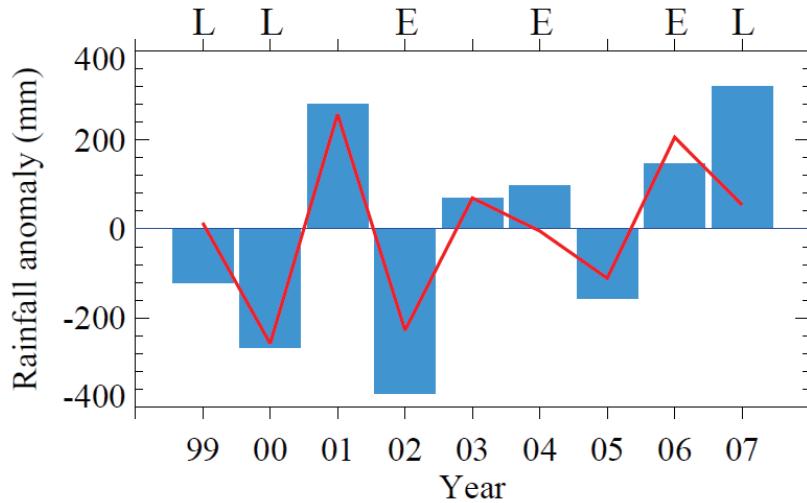


図1: ジャカルタ周辺9地点平均の雨季（12月～2月）の降水偏差変動（棒グラフ）と赤道越え北風サーヴィジ発生期間の降水偏差変動（実線）。E及びLはそれぞれエルニーニョ年、ラニーニャ年を示す。

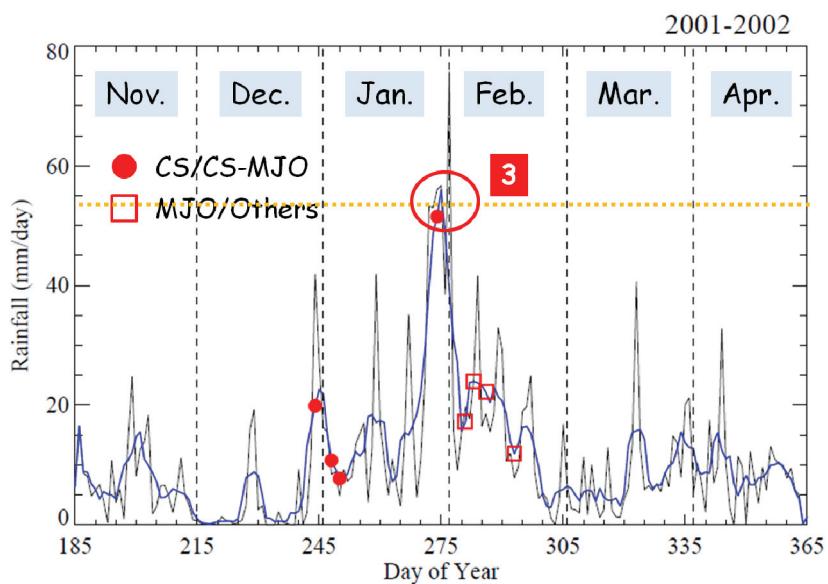


図2: 2001年11月～2002年4月におけるジャカルタ周辺9地点平均の日降水量変動（実線、太実線は5日移動平均）と赤道越え北風サーヴィジ発生との関連（丸印及び四角印）。豪雨イベント発生時を大きな丸印で示す（白抜き数字は1豪雨イベントに含まれる豪雨日数）。また、上位1パーセンタイルの日降水量値（53.2 mm/day）を破線で示す。

Study on Orographic Precipitation in West Sumatra Based on an X Band Doppler Radar Observation

Wendi HARJUPA¹, Toyoshi SHIMOMAI¹, Toshiaki KOZU¹
Masayuki KAWASHIMA², Yasushi FUJIYOSHI²

¹*Remote Sensing Laboratory, Shimane University*

²*Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University*

Abstract

Precipitation characteristics and circulation, specifically focusing on its relationship with elevation are examined over mountainous regions of west Sumatra, Indonesia utilizing the XDR (X-Band Doppler Radar), EAR (Equatorial Atmosphere Radar), sounding and surface observation data. This study presented a comparative analysis of orographic precipitation mechanisms over the rugged topography under varies of atmosphere condition in two periods of observation (CPEA-I and CPEA-II). This study indicated distinct orographic precipitation mechanisms over the complex mountain terrain in more-less humid atmospheric conditions. When atmosphere condition was less humid, horizontal cross section of radar reflectivity showed precipitation developed over higher altitude. Vertical cross section of radar reflectivity exhibited that precipitation developed as isolated precipitation. On the other hand, when atmosphere condition was sufficiently humid, horizontal cross section of radar reflectivity revealed wide area precipitation system were easily triggered over the foothills.

1. Introduction

West Sumatra is located in the western part of Sumatra Island, Indonesia. This region is facing directly to the Indian Ocean. Figure 1a shows the row of hills from the north to the south of Sumatra Island which is used to be called as “Bukit Barisan” passes through west Sumatra. As it passes west Sumatra, the topography of west Sumatra becomes very complex and particularly consists of mountainous area as it is shown by Fig. 1b. Some studies have found that “Bukit Barisan” may control the weather of west Sumatra.

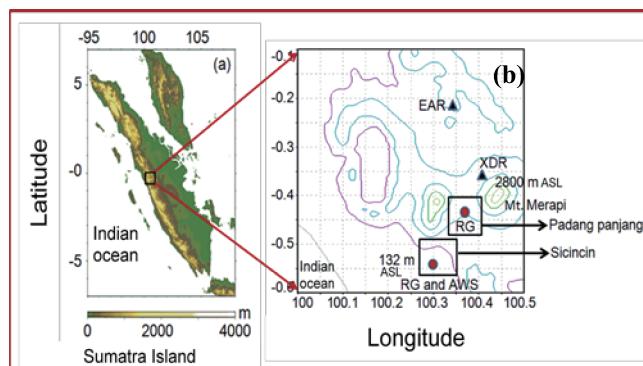


Figure 1. (a) Sumatera Island (b) Research Location

Previous study has found that the eastward propagation of super cloud clusters (SCCs) are blocked by the topography over Sumatra when they reach it [1]. Another study suggested that the orographic influences of Sumatra when the eastward migration of westerly wind burst (WWB) were intercepted by the mountain range [2].

The objectives of this study are to examine the effect of sea breeze to the orographic precipitation and correlation of humidity to the development of orographic precipitation.

2. Data and Methodology

Data analyzed for this study is mainly taken from XDR radar. The XDR was installed at Sungaipuar (0.36° S, 100.41° E, 1121 m above mean sea level), located 20 km to the south-southeast of the EAR site at Kototabang (0.20° S, 100.32° E). The location of observation of XDR is shown in Fig. 1b. The XDR collected three dimensional reflectivity and Doppler velocity data every 4 min, through a series of conical scans with antenna elevation angles from 0.6° to 40° . The observation range of XDR is 83 km in radius. Due to the topography in observation area the data within 1 km above the ground level was not used to remove the effects of ground clutter [3].

EAR (Equatorial Atmosphere Radar) data is used to retrieve the information of wind profile at Kototabang. The humidity profiles at Kototabang was taken by radiosonde observation. Finally, surface wind at Sicincin area was taken by AWS (Automatic Weather Station) is used to get information about local wind circulation.

3. Result and discussion

3.1. Surface wind direction

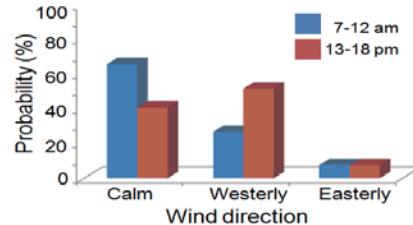


Figure 3.1. Prevailing wind directions in Sicincin on CPEA-I and CPEA-II project

Surface wind directions at Sicincin can be divided into two time periods as it shown in Fig. 3.1. The first period is from 0700 LST to 1200 LST while the second period is from 1300 LST to 1800 LST. Surface winds are classified into three groups namely; calm, westerly and easterly. Calm condition means that there was no wind flow; westerly wind means that the wind direction ranges between 135° and 315° while, easterly means that the wind direction ranges between 315° and 135° . Surface winds at Sicincin were dominated by calm weather condition. Surface wind direction as shown in Fig. 3.1 exhibited westerly wind flows which increased in the afternoon. We assumed that sea-breeze flows are perpendicular to the coastline and follow the gradient of pressure. Sea-breeze flows have

increased in the afternoon since the temperature difference between sea and land become larger than in the morning.

3.2. Humidity profiles over Kototabang

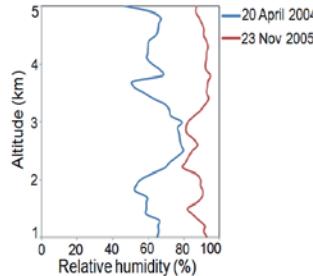


Figure 3.2. Vertical profiles of relative humidity over Kototabang.

The relative humidity profiles for two days were observed by sounding over Kototabang shows in Fig. 3.2. The conditions of atmosphere detected on 20 April 2004 (MJO inactive) were drier than 23 November 2005. The more humid atmosphere on 23 November 2005 provided a favorable condition for increasing potential precipitable water than the drier atmosphere as observed in the inactive phase of MJO.

3.3. Cases of orographic precipitation

3.3.1. Orographic precipitation on 20 April 2004

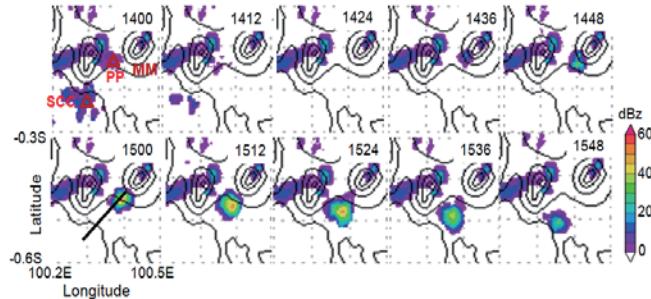


Figure 3.3. Horizontal cross section of radar reflectivity at 3 km ASL on 20 April 2004 (14-15 LST). The back-ground topography shows elevation increments of 500 m. The black slanting line at 1500 LST indicates the direction of the vertical cross section.

Isolated precipitation with reflectivity greater than 40 dBZ detected by radar over windward slope of Mount Merapi on 20 April 2004 is shown in Fig. 3.3. The location of the development of precipitation is at the foot of Mount Merapi where the elevation of the place is higher than Padangpanjang. The development of precipitation coincided with the southwestward movement as it is proved by wind profiles in Fig 3.4.

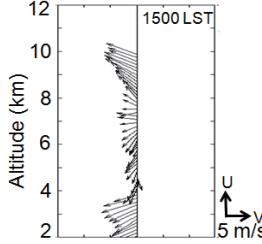


Figure 3.4. Vertical profiles of zonal and meridional wind on 20 April 2004 (1500 LST).

Fig. 3.5a shows the vertical cross section of reflectivity on 20 April 2004. The precipitation developed as isolated convective precipitation in the higher slope of mountain. We assume that less humid atmosphere condition on 20 April 2004 has generated convective precipitation at the higher slope of mountain. The vertical cross section of radar radial velocity shows in Fig. 3.5b. The different movement of precipitation inside of precipitation cell indicates the occurrence of convergence in the convective cell.

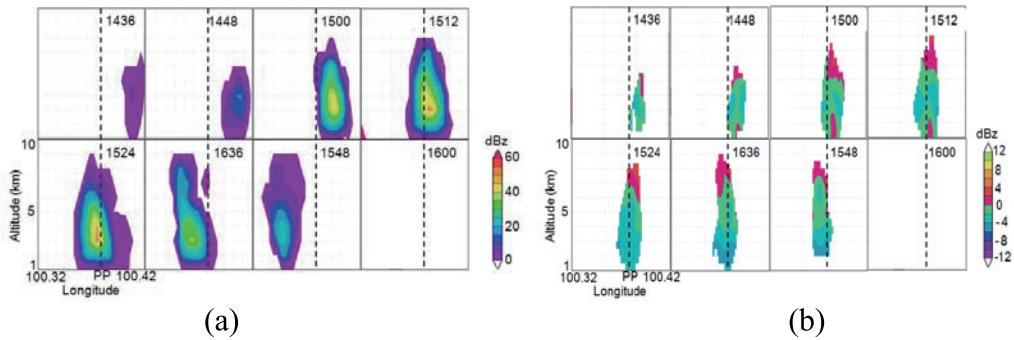


Figure 3.5. Vertical cross section of a) reflectivity, b) radial velocity

3.3.2. Orographic precipitation on 23 November 2005

Figure 3.6 shows the development and migration of precipitation in the mountainous region. At first precipitation was detected by radar in the lower terrain with reflectivity weaker than 40 dBZ. As time elapsed, precipitation migrated northeastward and approached the higher part of the mountainous area.

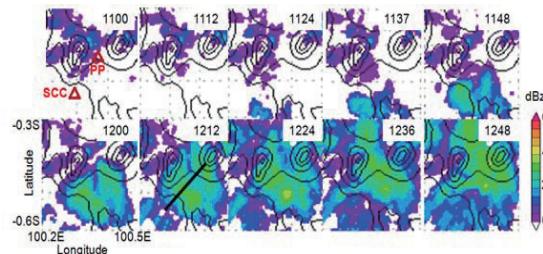


Figure 3.6. Horizontal cross section of reflectivity at 3 km ASL on 23 November 2005 (11-12 LST). The back-ground topography shows elevation increments of 500 m. The black slanting line at 1212 LST indicates the direction of the vertical cross section.

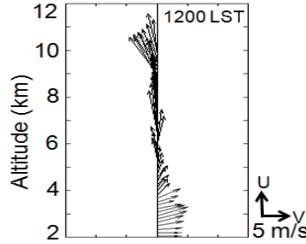


Figure 3.7. Vertical profile of zonal and meridional wind on 23 November 2005 (1200 LST).

The reflectivity of radar was increased in the sloping terrain (around Padangpanjang area) as shown at 1212 LST (Fig. 3.6) and might have increased the precipitation. Further the precipitation expanded as a wide stratiform precipitation over the mountainous region. The movement of precipitation to the eastward or to the mountain site was detected by EAR and it was proved the consistency between wind direction detected by EAR and precipitation movement as shown by Fig.3.7.

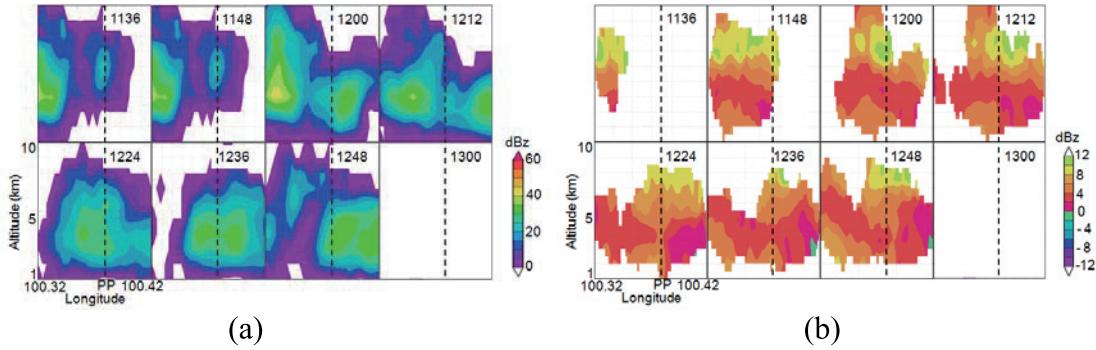


Figure 3.8. Vertical cross section of a) reflectivity, b) radial velocity

The vertical cross section of reflectivity on 23 November 2005 shows in Fig. 3.8a. The precipitation developed as widespread precipitation in the lower slope of mountain. The figure reveals the enhancement of precipitating in the lower windward slope of the mountain. The stable air approached a barrier and followed the terrain upward. The vertical component of the mobile precipitation systems at the mountain barrier caused reflectivity of the radar to increase and probably produced heavy precipitation in the windward barrier of mountain. The vertical cross section of radar radial velocity shows in Fig. 3.8b. Radial velocity was dominated by positive numbers showed that wide precipitation area migrated toward the radar (northeastward). We assume that the stable layer could not produce isolated precipitation on mountain slope when the air approached the barrier.

4. Conclusions and future work

Short discussion has been made and we conclude as follows:

1. The sea breeze reached sicincin area and its intensity increased in the afternoon when the different of temperature between sea and land area is larger.
2. The less humid atmosphere on 20 April 2004 generated isolated precipitation in the higher slope of mountain.
3. The more humid atmosphere on 23 November 2004 generated widespread precipitation in the lower slope of mountain.

Acknowledgment:

The authors are grateful to J. -I Hamada for the ARG data and his support. We also thank to Dr. H. Hashiguchi for EAR data and to all colleagues for their great support.

References

- [1] Nitta, T., T. Mizuno and K. Takahashi, 1992: Multiscale convective systems during the initial phase of 1986/87 Elnino. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 447-446.
- [2] Shibagaki, Y., T. Kozu, T. Shimomai, S. Mori, F. Murata, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2006b: Evolution of a super cloud cluster and the associated wind fields observed over the Indonesian Maritime Continent during the first CPEA campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, this issue.
- [3] Kawashima, M., Y. Fujiyoshi, M. Ohi, T. Honda, T. Kozu, T. Shimomai, and H. Hashiguchi, 2006: Overview of Doppler radar observations of precipitating cloud systems in Sumatera Island during the first CPEA campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 33-56.

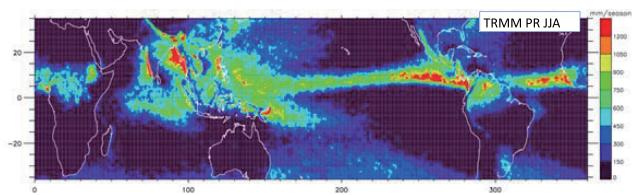
VPREX2010による 中部ベトナム降水の研究

荻野慎也(JAMSTEC・神戸大)
 伍培明・遠藤伸彦・久保田尚之・服部美紀(JAMSTEC)・松本淳(JAMSTEC・首都大)
 Esperanza O. Cayanan・Nathaniel T. Servando(フィリピン大気地球物理宇宙局)
 Tran Quang Chu・Nguyen Van Tue(ベトナム水文気象局)

内容

- 背景・目的
 - > 热帯域の沿岸降水
 - > 秋季ベトナム降水
- 観測/データ
- 結果
 - > 平均的描像
 - > 降雨イベントの特徴
- まとめ

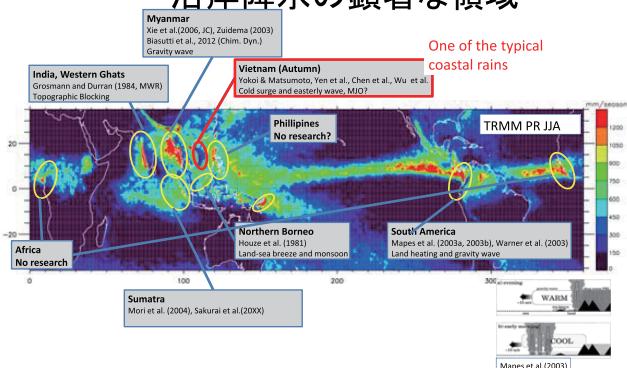
背景(1) “沿岸降水”



不均一な分布

- ITCZ(洋上)
- 陸域
- 「沿岸域」

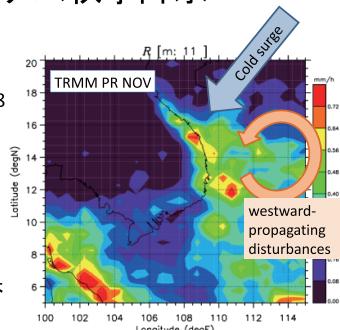
沿岸降水の顕著な領域



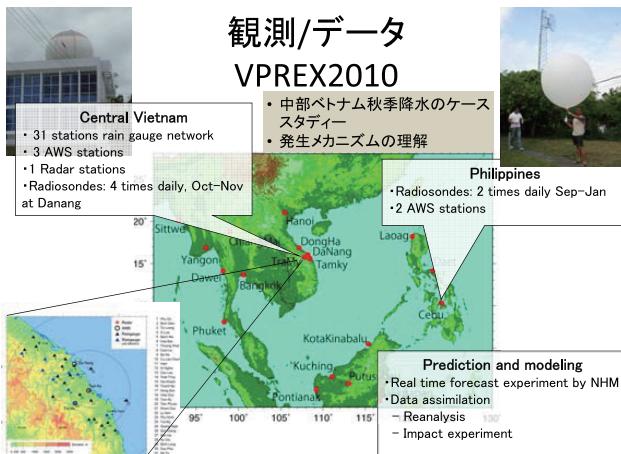
背景(2) 中部ベトナム秋季降水

統計的研究

- Yokoi & Matsumoto, 2008 (MWR)
- Chen et al., 2012 (JC)
- コールドサージと西進渦擾乱の相互作用を指摘
- ケーススタディー少ない
 - 発生メカニズムに関する物理メカニズムが未解決



観測/データ VPREX2010



大規模場の状況

ENSO

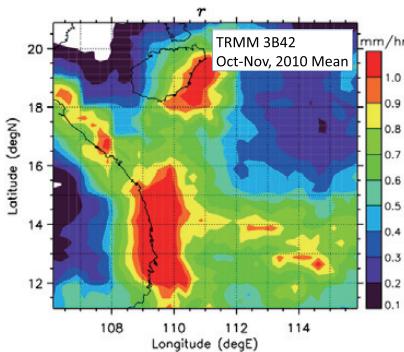
- ラニーニャ
- 秋季(9-11月)降水量は気候値より少なめ
(ref: Yen et al., 2011, JMSJ)

MJO

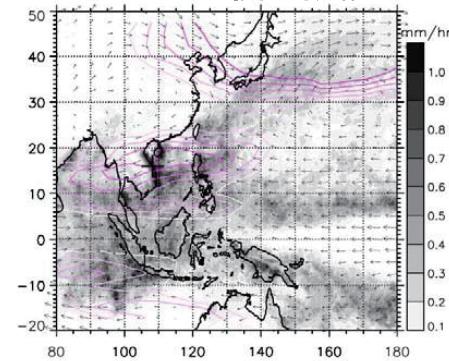
- 10月初旬に赤道域を通過
- 中部ベトナム降水に影響した可能性
(Wu et al., 2012, SOLA)

VPREX2010期間中の平均場 降水

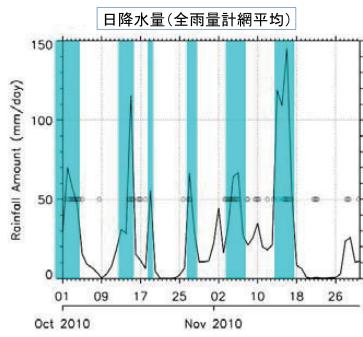
- ・気候学的特徴と近い
 - 海岸線に沿って分布
 - 海側に広がる



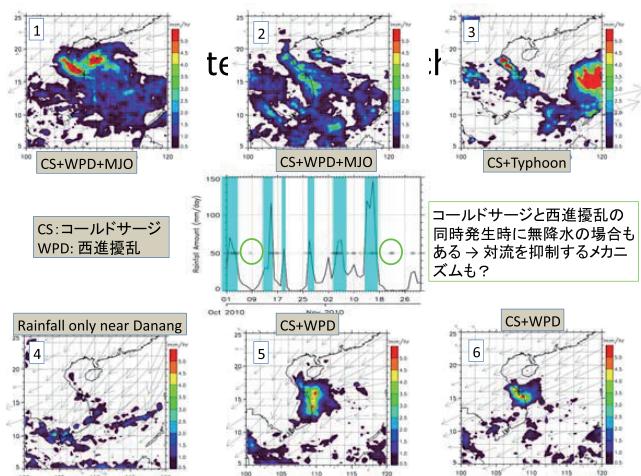
VPREX2010期間の平均場 平均風(ベクトル)と擾乱振幅(コンター)



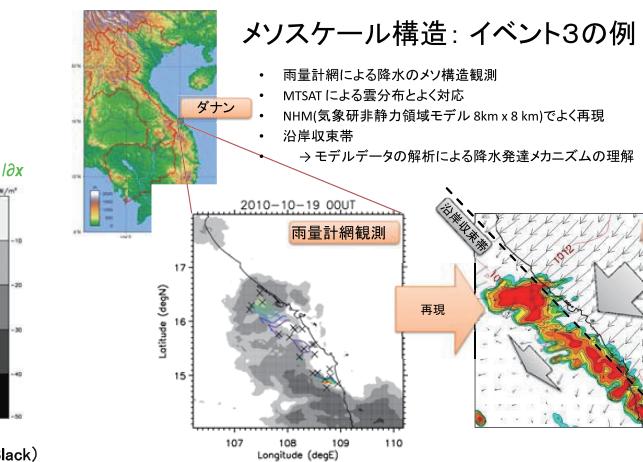
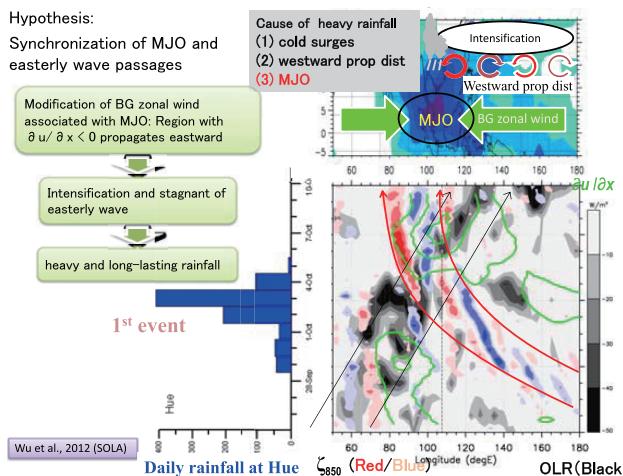
各降雨イベントの特徴



- ・丸印 ○
 - コールドサージ: 上流域での北風
 - 西進擾乱: ダナン付近の低気圧性渦度
- ・ほとんどの降雨イベントは、コールドサージと西進擾乱の同時発生と同期



Hypothesis:
Synchronization of MJO and easterly wave passages



まとめ

- VPREX2010: 6回の降水イベント
- ほとんどのイベントはコールドサージと西進擾乱のカップリングによる。過去の研究と矛盾しない。
- 新しく提案された降水メカニズム
 - イベント1、イベント2: MJO による影響(Wu et al. 2012, SOLA; Endo et al., 2013, in prep)
 - イベント3: 西進擾乱無し。遠くの台風に伴う強い北西風の影響。
- 抑制メカニズムを考える必要？
- 非静力領域モデルによりよく再現されるイベントも。×
ソスケールの降水過程の解明が期待できる。

大気・海洋・河川「重力波レーダー」(試論)

山中 大学¹

(海洋研究開発機構地球環境変動領域; 神戸大学大学院理学研究科)

1. はじめに

大気重力波とその関連現象に大気レーダーが大きく貢献したことは言を俟たない。この場合、大気中に殆どくまなく存在する(強度にはかなりムラがあるが)充分に小さな乱渦をトレースしてその移動速度を測定し、これを重力波スケールの風速変動と看做したのであった。一方、海面の重力波も各種リモートセンシングで観測され、この場合は波頭の運動と流速の分離が問題であったが、防災的観点(海の津波は勿論だが、川の洪水も後述のように重力波として捉えられる)からは波頭の運動がむしろ重要である。この場合、重力波はより大きなスケールの媒質(平均場)の運動や構造により変調(Doppler 偏移のほか屈折・反射、增幅・吸収など)され、特に位相速度と媒質(平均)速度とが近くなると增幅・碎波するので波頭から海面流速や海上風速が推定できるのである。大気の場合でも、気象衛星で雲という重力波をトレースして、海上など観測点のない領域の風速場の情報にしている。このような各種重力波を観測することで、その媒質となる各種地球(惑星)流体の状態を知る「重力波レーダー」を考える(図 1)。波を発振させて送信する訳ではなく受信だけなので、レーダーというより、望遠鏡というべきかも知れないが。

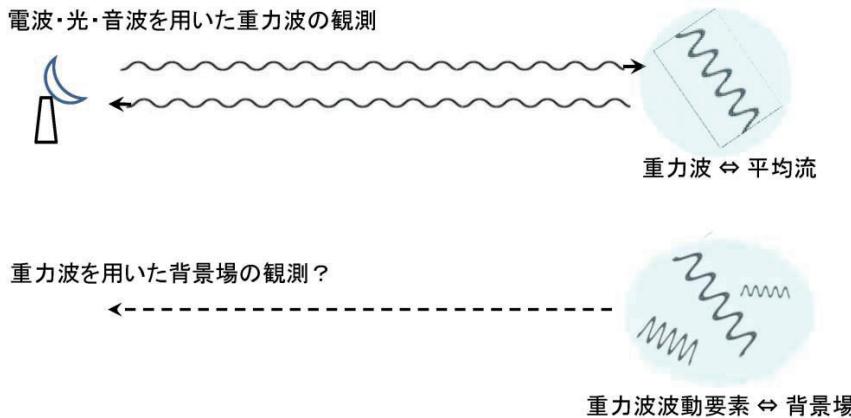


図 1. 大気レーダー(上)と「重力波レーダー」(下)

2. 重力波研究小史

浮力を復元力とする重力波の研究史は、Craik (2004), 松野(1982)などに詳しい。水面の波は 17 世紀の Newton に始まり、18 世紀の Laplace や Lagrange が水深 h が水平波長に比べて浅くかつ小振幅(線形)な場合の位相速度 \sqrt{gh} (g : 重力加速度)を導き、19 世紀には Cauchy, Poisson, Russell らが深い(短波長)の波や大振幅(非線形)な波に拡張し、続いて Airy, von Helmholtz, Thomson (Lord Kelvin)が強制波(潮汐), 境界波、不安定波の研究を創始した。20 世紀に入ると対象は大気に拡張され、Emden, Väisälä, Brunt による高周波(短周期)限界(浮力振動), Lamb や佐野による圧縮性媒質(重力音波), Benard, Rayleigh による不安定媒質(熱対流)などの研究が出た。それ以降の研究は各位がよくご存知の通りで、Haurwitz の潮汐論にお

¹インドネシア研究技術省技術評価応用庁 (BPPT) 駐在 JICA 専門家 (2010 年 6 月～2014 年 3 月)

ける後の Rossby 波との分離, 加藤による内部波・外部波の識別, 松野によるそれらの整理と赤道波の導出があり, また内部波と鉛直シア流との相互作用について Scorer, Eliassen と Palm, Bretherton, Lindzen と Holton, 瓜生, Andrews と McIntyre などなどである.

ここで特に書いておきたいこととしては, 重力波は当然ながら重力場に置かれたあらゆる流体, つまり大気(超高層を含む)・水圏(河川を含む)に遍く現れること, それらの媒質の特性(違い)は大雑把に言えば位相速度 \sqrt{gh} に含まれる h に(一般に分散関係と呼ばれる式を使って)反映されること, 一般に水平位相速度は音速より遅いが流速より速くなり得ること(よく言われる增幅のみならずこれも津波が大災害に繋がる理由), さらに後述のように対流セルも上下伝播重力波の重畠であること, である.

3. 大気重力波スペクトル(復習)

地球大気中の重力波の存在状態は, 1990 年代までの観測でかなり明らかになっている(例えば Fritts and Alexander, 2003). 大気レーダー観測から直接得られる鉛直波数スペクトルは, 水平風速変動がある特徴的波数(波長)より高波数(短波長)側で鉛直波数 -3 乗則, 低波数(長波長)側では白色(0 乗則)になる(図 2). この特徴的波数は, パワースペクトル×波数で与えられる風速分散への寄与が最大となる波に相当し, 高高度ほど低波数つまり長波長となる(図 3). すなわち高高度ほど鉛直波長の長い波が碎け, その結果生じる鉛直拡散も上ほど大きくなるが, それよりも急激に増加する分子拡散が高度百 km あたりで追いつき, その高度(均質圏界面)までで巨視的(流体)運動が卓越する均質大気は終わることになる.

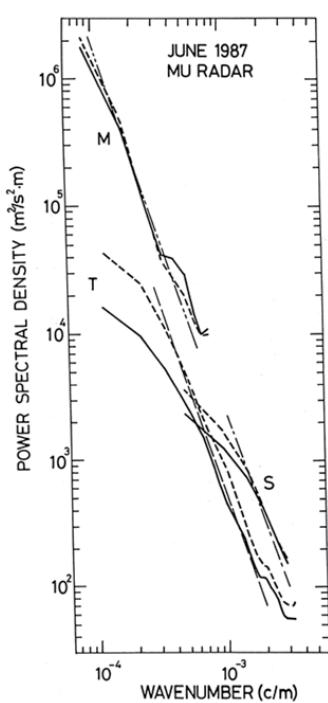


図 2. 対流圈(T)・下部成層圏(S)・中間圏(M)の重力波鉛直波数スペクトル(Tsuda et al., 1989). T, S より M はより低波数(長波長)で折れ曲がる.

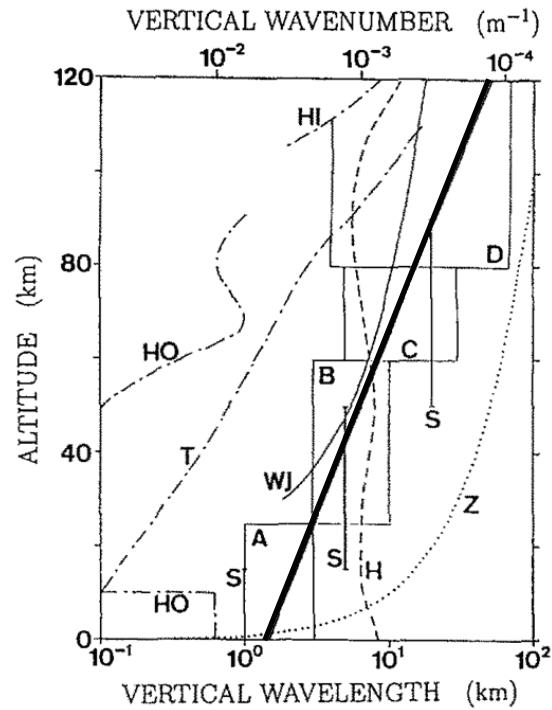


図 3. 卓越鉛直波長の鉛直分布(太実線)(Yamanaka and Fukao, 1994). 各種観測(A~D, WJ), スペクトル特徴的波数(S), 乱流スケール(T, HO, HI), スケールハイド(H), 高度(Z)との比較において示す.

一方, 水平波数スペクトルは一点観測できないため研究例は多くないが, メソスケール(数百 km)を境に低波数側で -3 乗則, 高波数側で $-5/3$ 乗則となることが示されている(図 4). 2 次元乱流論(系に入力した波数の低波数側にエネルギー逆カスケードの $-5/3$ 乗則, 高波数側にエンストロフィカスケードの -3 乗則)

からの推論ではメソスケール帶域でエネルギー・エンストロフィーが系から排出されることになる。なお高波数側 $-5/3$ 乗則は、凍結乱流仮設が成り立てば同様な結果が出て良い周波数スペクトル(約 -2 乗則)とも似ている(図5)。これらの(実空間ではどこでもいつでも一様な活動度になっていることを仮定してスペクトル解析した)(周)波数空間での様相以外に、実空間での重力波活動度の水平分布については、赤道域、中でも特に海大陸に極大をもつことが知られている(図6,7)。

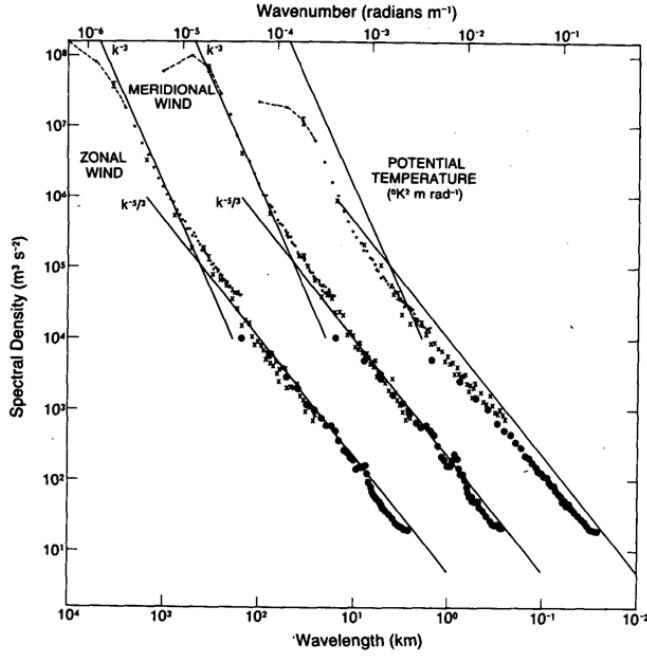


図4. 対流圈界面付近の民間航空機委託観測から解析した東西風・南北風(重ならないよう1桁右にシフト)・温位(2桁右にシフト)の水平波数スペクトル(Nastrom and Gage, 1985)。

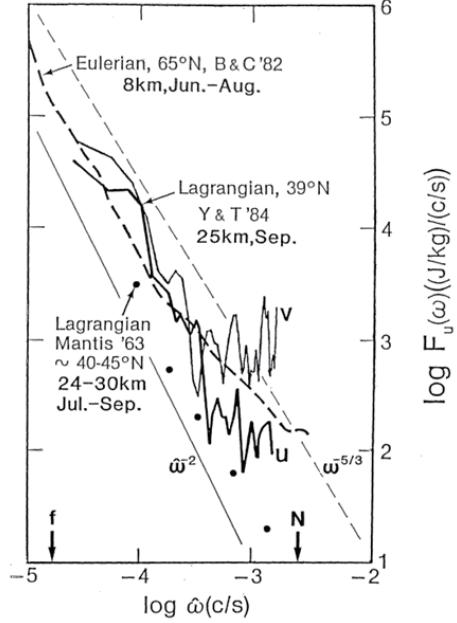


図5. レーダー(Balsley and Carter, 1982)・水平浮遊気球(Yamanaka and Tanaka, 1984他)観測から解析した周波数スペクトル(VanZandtによる)。

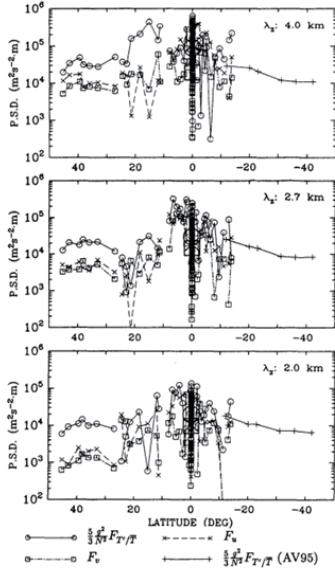


図6. レーウィンゾンデ観測による下部成層圏重力波活動度南北分布(Ogino et al., 1995)。

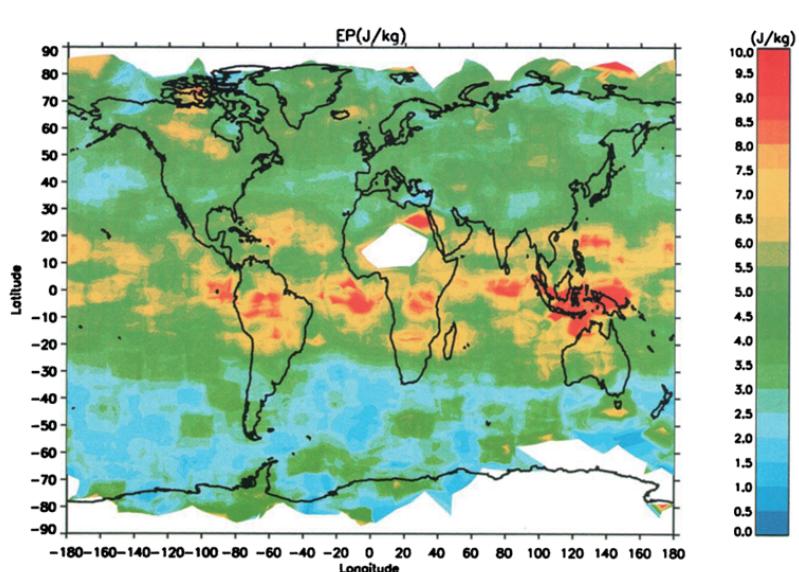


図7. GPS衛星電波掩蔽観測から解析した下部成層圏の重力波活動度の全球分布(Tsuda et al., 2000)。

4. 対流と重力波

再び 18 世紀の昔に遡ると, Newton の幾何学的な力学を今慣用の微分方程式の形に書き換えた Euler は,

流体の質量保存から連続方程式 ($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$) を導いた. 速度場を流線関数で表す ($u = -\frac{\partial \psi}{\partial z}$, $w = \frac{\partial \psi}{\partial x}$) と,

その少し後に出た Laplace の名前で今呼ばれる 2 階微分方程式 ($\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0$) になり, その解は一般に調和関数と呼ばれ, 2 次元直交座標 (x, z) 空間での解は, さらにその少し後の Fourier が示したように三角関数群で表せる. 特に波数の絶対値の等しい一組の波動構造の重畳は, セル状構造を作る(図 8). 一般の重力波(周波数 $\neq 0$)では, 位相速度が逆向きで同大の一組の重畠は, もし等振幅なら定在対流セル(静止した節の間で周期的に逆転する循環)を作り, さもなくば振幅の大きな方の波とともに移動する対流セルとなる.

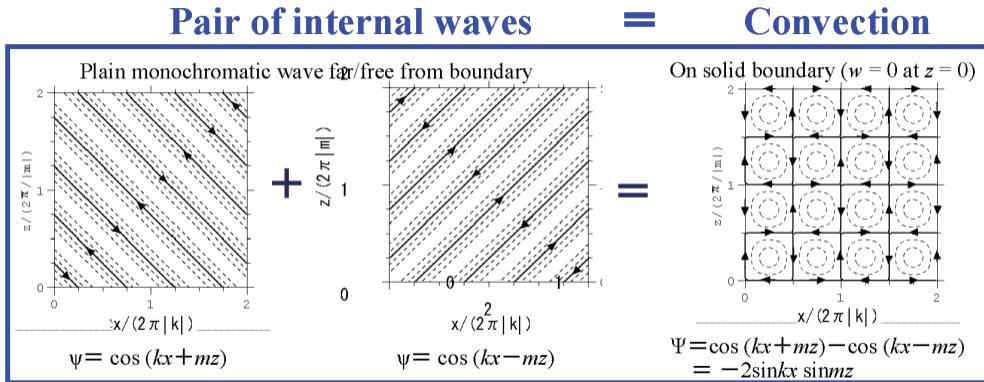


図 8. 対流セル(右)は一対の重力波(左・中)の和になることの説明.

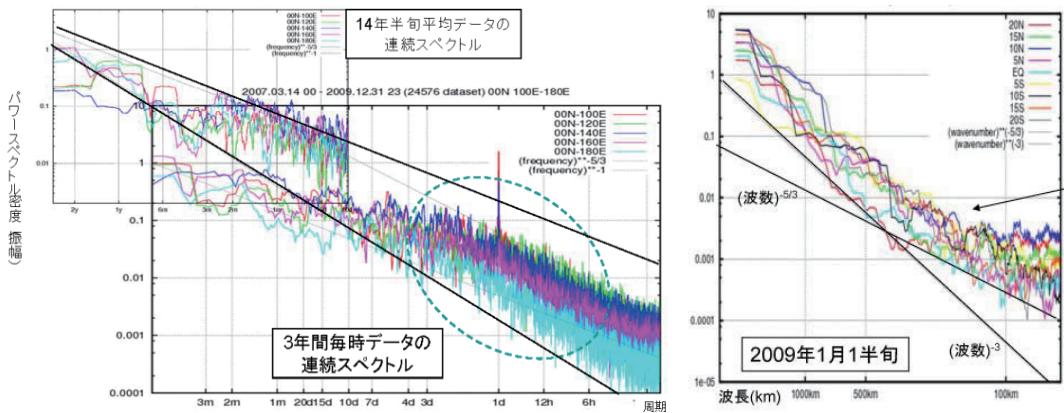


図 9. 静止気象衛星 14 年連続毎時雲頂温度観測対から得られた周波数(左)・水平波数(右)スペクトル.

日本の静止気象衛星シリーズ(GMS; 2003~5 年米国 GOES 借用; ATMOS)は, 雲頂温度を 1996 年以来毎時, 緯経度 0.25 度ごとに観測している. 測器(分光計)や場所(衛星から見た角度)による精度の違い, 雲頂温度と対流運動との対応など検討すべき点はあるが, 2009 年までの 14 年間について解析した結果は前節で述べた重力波帯域に近いスペクトルが得られている(図 8, 9),

GMS で観測された雲の追跡は, 高層気象観測のない洋上で風の推定に使われている(例えば Tokuno, 1998). 上記の解析から日および年周期成分が海岸線および陸地に捕捉される(位相速度は背景風と異なる)ことが示され(図 10), このような成分ごとの波動的性質の検討が風速推定精度向上に重要である.

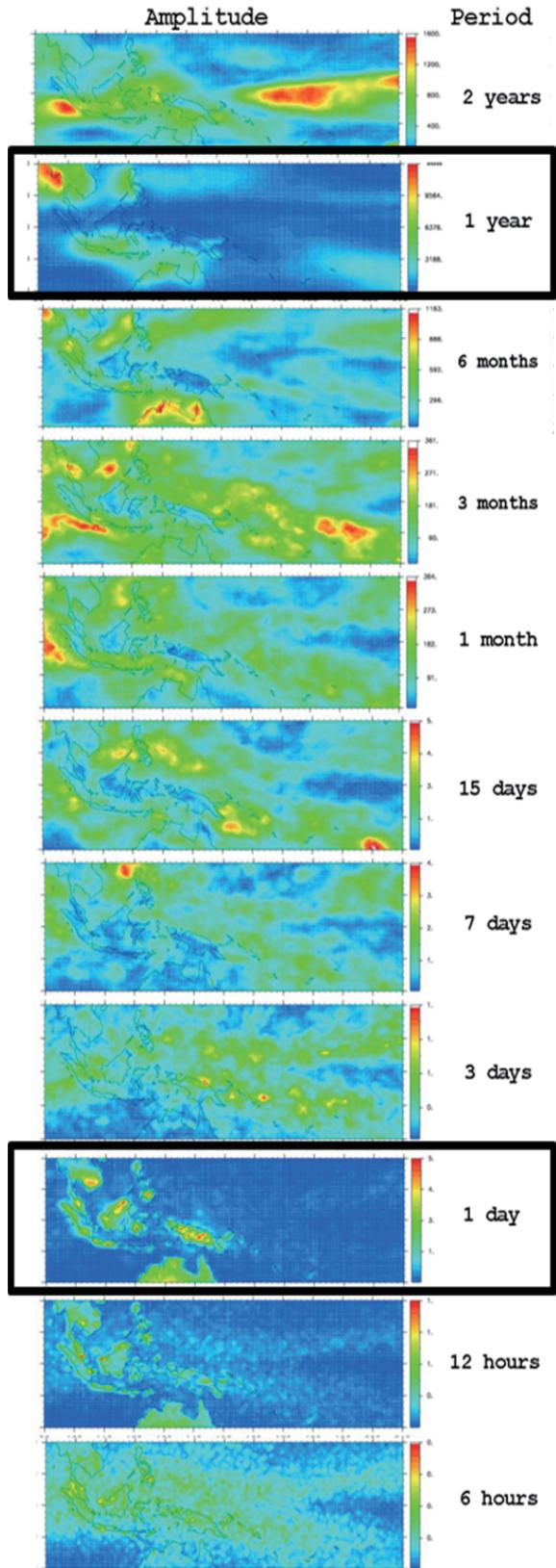


図 10. 静止気象衛星 14 年毎時雲頂温度観測から得られた各地点の周波数スペクトル(図 9 左)を周波数(周期)成分ごとに地図上にプロットしたもの。

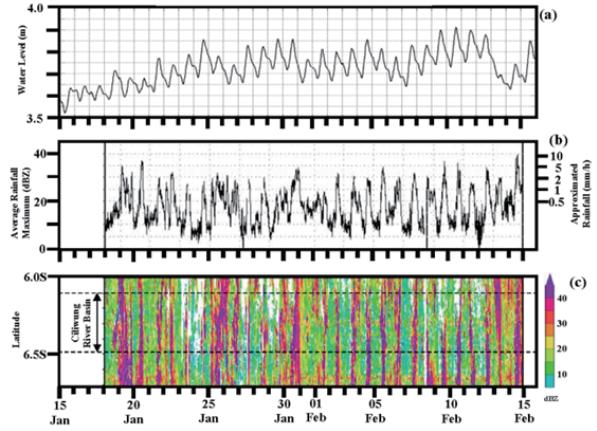


図 11. 2010 年 1~2 月に観測されたジャワ島 Ciliwung 川の水位(上), 流域内の雨量(中)および雨域南北分布(下)の変動(詳細は Sulistyowati et al., 2013 参照).

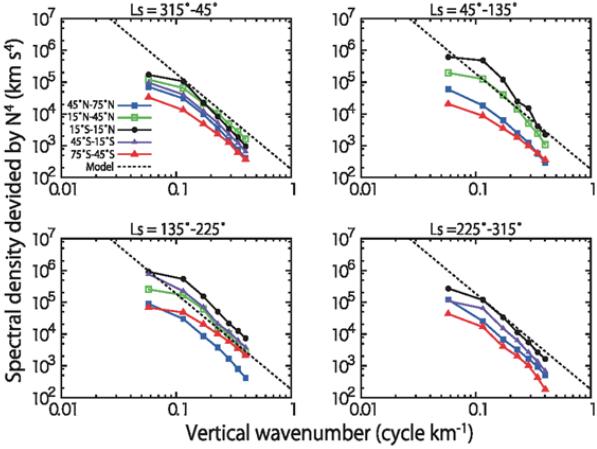


図 12. 火星周回衛星(MGS)電波掩蔽計測から得た多数の火星大気(高度 3~32 km)温度プロファイルを鉛直波数スペクトル解析し, 太陽時角(L_s)と緯度帯ごとに整理したもの(Ando et al., 2012).

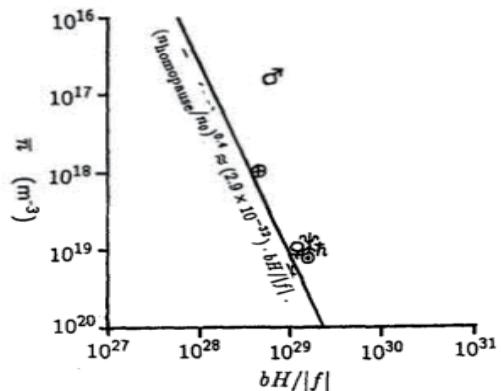


図 13. 重力波卓越鉛直波数鉛直分布(図 3)がスケールハイ, Coriolis 係数, 分子衝突係数で普遍的に表されるとして得た各惑星均質圏界面分子数密度(Yamanaka, 1995).

5. 水圏の重力波と防災的応用

2 節に述べたように重力波研究は水面波から始まった。松野理論以来赤道波の一種として赤道を付けずには呼ばれることが多い Kelvin 波も、最初 Kelvin 卿 Thomson が研究したのは 岸壁に捕捉された重力波の特殊ケースであった。講演では琵琶湖岸を反時計回りに 43 時間で廻る Kelvin 波(遠藤・奥村, 1989)を紹介した。岸壁波も赤道波も自転や背景流向による制約があるので、前者が検出されれば逆に後者を推定できる。重力波ではないが表面張力波(さざ波)が風応力に依存することを利用して海上風を測定した衛星(言わば「さざ波レーダー」)が、1999~2009 年に運用された米国の QuikSCAT であった(Chelton et al., 2006)。

河川や水路にも重力波が現れる(例えば Ferrick, 1985)。2004 年のアチエや 2011 年の東北沿岸に海底地震に発してリアスを遡行した津波、また今年の台風 30 号でのレイテ島の高潮にもこの種の成分が存在する。增幅のみならず位相速度の速さが大災害を生む。雨に顕著な日周期があるインドネシアの河川には日周期の波が常時存在する(図 11)。この増幅が洪水であり、波頭の監視・追跡が防災上有用であると考えている。

6. 他惑星の重力波とその存在を前提とした大気観測の考案

大気をもつ他惑星でも、日射の全球位相構造を反映した大気潮汐をはじめ、重力波が観測されている(図 12)。4 節の地球と同様に、雲の追跡から風速が推定されている。重力波は最も普遍的に存在する波として、3 節に述べたように均質圏界面を決めているはずである(図 13)。今後系外惑星観測が進めば、惑星面の明るさのゆらぎなどから、雲の存在や、さらにはその偏在から海陸共存の推定なども可能となると期待している。

文 献

- Ando, H., T. Imamura and T. Tsuda, 2012: Vertical wavenumber spectra of gravity waves in the Martian atmosphere obtained from Mars Global Surveyor radio occultation data. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 2906–2912.
- Balsley, B. B., and D. A. Carter, 1982: The spectrum of atmospheric velocity fluctuations at 8 km and 86 km. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 465–468.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich, J. M. Sienkiewicz, J. M. Von Ahn, 2006: On the use of QuikSCAT scatterometer measurements of surface winds for marine weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2055–2071.
- Craik, A. D. D., 2004: The origins of water wave theory. *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, **36**, 1–28.
- 遠藤修一・奥村康昭, 1989: 琵琶湖における連続測流(II): 北湖の流況変動. *陸水学雑誌*, **50**, 341-350.
- Ferrick, M. G., 1985: Analysis of river wave types. *Water Resour. Res.*, **21**, 209–220.
- Fritts, D. C., and M. J. Alexander, 2003: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.*, **41**, 1003, doi:10.1029/2001RG000106. (2012: Correction. *Rev. Geophys.*, **50**, 3004, doi:10.1029/2012RG000409.)
- 松野太郎, 1982: 成層圏と大気波動の研究をめぐって. *天気*, **29**, 1167–1186.
- Nastrom, G. D., and K. S. Gage, 1985: A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 950–960.
- Ogino, S., M. D. Yamanaka and S. Fukao, 1995: Meridional variation of lower stratospheric gravity wave activity: A quick look at Hakuho-Maru J-COARE cruise rawinsonde data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 407–413.
- Spencer, M. W., C. L. Wu and D. G. Long, Improved resolution backscatter measurements with the Sea Winds pencil-beam scatterometer, *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sens.*, **38**, 2642–2652, 2000.
- Sulistyowati, R., R. I. Hapsari, F. Syamsudin, S. Mori, S. T. Oishi and M. D. Yamanaka, 2013: Variability of Ciliwung River water level due to diurnal-cycle rainfall. (in this issue)
- Tokuno M., 1998: Improvement in the method to extract operational cloud motion winds and water vapour motion winds of the GMS-5 system, *Proceedings of 4th IWW*, 61–68.
- Tsuda, T., T. Inoue, D. C. Fritts, T. E. VanZandt, S. Kato, T. Sato and S. Fukao, 1989: MST radar observations of a saturated gravity wave spectrum. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2440–2447.
- Tsuda, T., M. Nishida, C. Rocken and R. H. Ware, 2000: A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data. *J. Geophys. Res.*, **105**, 7257–7273.
- Yamanaka, M. D., 1995: Homopause control by gravity wave breaking in the planetary atmospheres. *Adv. Space Res.*, **15**(4), 47–50.
- Yamanaka, M. D., and S. Fukao, 1994: A simple model of gravity-wave momentum and energy fluxes transferred from the middle atmosphere to the upper atmosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 1375–1385.
- Yamanaka, M. D., and H. Tanaka, 1984: Meso- and micro-scale structures of stratospheric winds: A quick look of balloon observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 177–182.

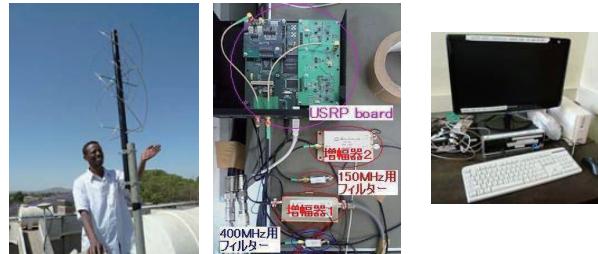
デジタルビーコン受信機網による 低緯度電離圏観測の現状

山本衛・Kornyanat Watthanasangmechai
(京大RISH)

発表内容

- ・デジタルビーコン受信機GRBR観測網
- ・電離圏全電子数(TEC値)を求めるまでの問題点
- ・低緯度観測衛星C/NOFS利用する際の観測手法と成果
- ・極軌道衛星を利用した電離圏の子午面構造の研究手法

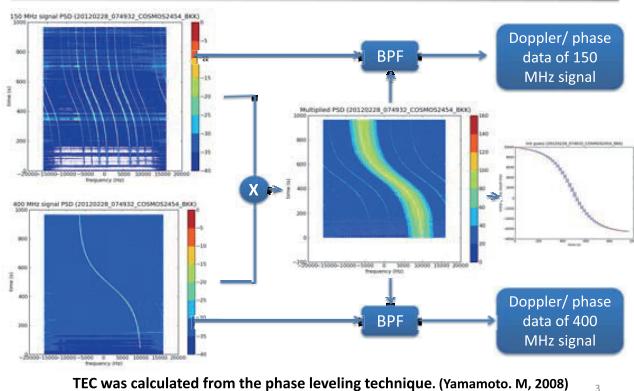
GNU Radio Beacon Receiver



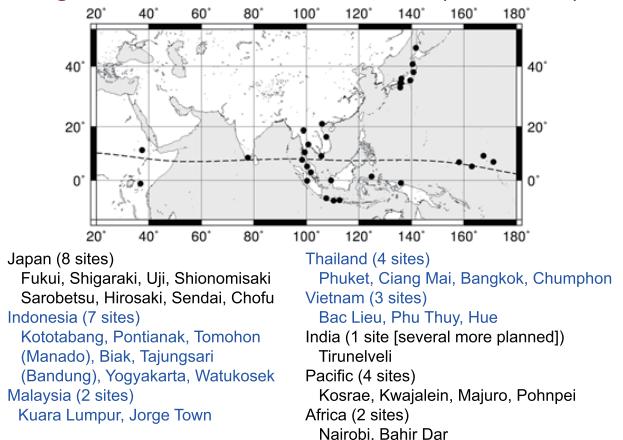
GRBR is an “open” digital receiver to measure total electron density of the ionosphere. The system is based on GNU Radio (toolkit for software-defined radio). Cost is 2000-3000 USD.

GRBR homepage is, <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/digitalbeacon/>

How to get signal from GRBR?



Digital beacon receiver network (> 30 sites)

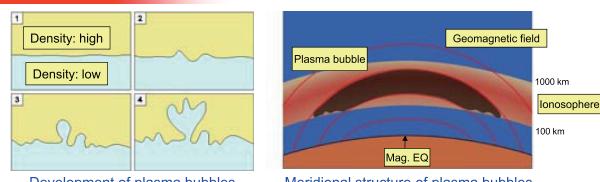


GRBR vs. GPS

Parameter	GRBR	GPS
Frequencies	150 MHz 400 MHz	1227.6 MHz 1575.4 MHz
Orbit height	~700 km	~22000 km
TEC estimation	Phase difference	Yes
	Pseudo-range	No
	High spatial resolution	Yes
	Long consecutive time coverage	No
		Yes

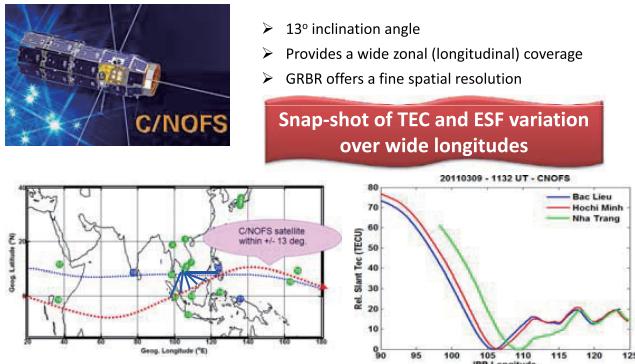
5

Equatorial Spread-F (ESF)



- Local density-depleted regions at the bottomside of the ionosphere develop and rapidly move upward to the topside of the ionosphere.
- Rayleigh-Taylor instability is the mechanism.
- ESF occurs mainly near F-region sunset over the magnetic equator.
- Meridionally elongated structure along the field line.
- Accompanied with small-scale irregularities that are detectable by VHF radars.

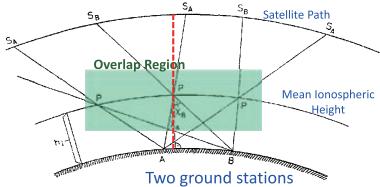
C/NOFS offers unique opportunity to study zonal LSWS



Determination of Absolute TEC Long lasting problem

$$V_a = V_r + \Psi \cdot \cos \chi$$

Leitinger's Two Station Method



$$V_{aAk} = V_{aBk}, \text{ for } k = 1, 2, \dots, N$$

$$V_{rAk} - V_{rBk} = \psi_{Bk} \cos \chi_{Bk} - \psi_{Ak} \cos \chi_{Ak}, \text{ for } k = 1, 2, 3, \dots, N$$

Then, solve for ψ_A and ψ_B by least-squares fit

$$\begin{aligned} V_a &= \text{Absolute Vertical TEC} \\ V_r &= \text{Relative Vertical TEC} \\ \chi &= \text{satellite zenith angle} \\ \Psi &= \text{unknown phase offset} \end{aligned}$$

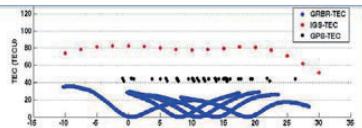
Leitinger et al., 1975

Bias effects on the GRBR-TEC

- Bias: initial phase (or phase offset) problem...

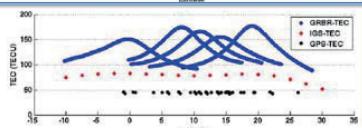
Bias = 0 / too low bias

U-shape



Too high bias

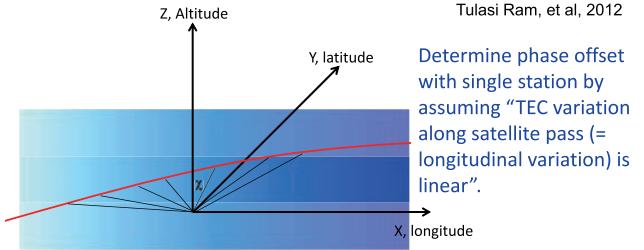
Ω-shape



How can we determine correct bias of the GRBR?

Absolute TEC by single station method for longitudinal TEC distribution with C/NOFS

Tulasi Ram, et al, 2012

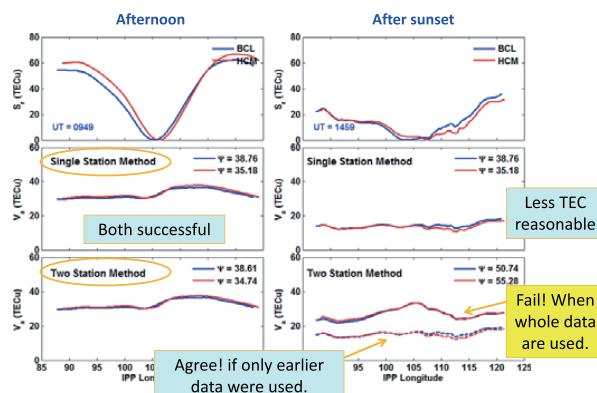


$$V_{ak} = V_a^{\chi} = \chi_c + m \cdot x_k \quad \text{and} \quad x_k = h \cdot [\tan^2 \chi_k - \tan^2 \chi_c]^{\frac{1}{2}}$$

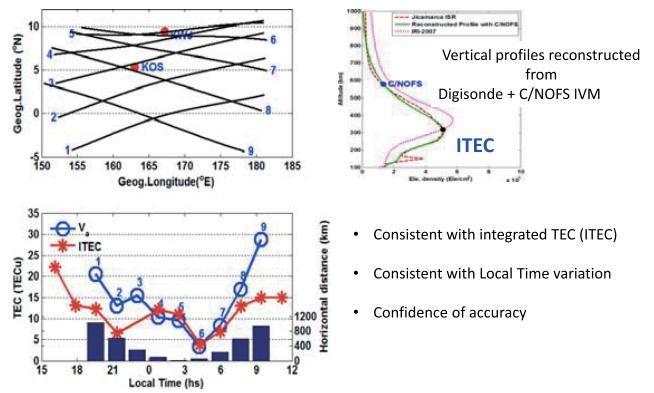
$$V_{rk} = V_a^{\chi} = \chi_c + m \cdot h \cdot [\tan^2 \chi_k - \tan^2 \chi_c]^{\frac{1}{2}}$$

$$V_{rk} = V_a^{\chi} = \chi_c + m \cdot h \cdot [\tan^2 \chi_k - \tan^2 \chi_c]^{\frac{1}{2}} - \Psi \cdot \cos \chi_k \quad \text{for } k = 1, 2, \dots, N$$

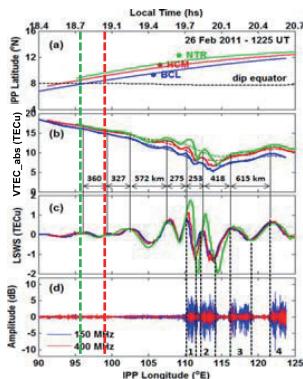
Comparison between single-station and two-station methods (C/NOFS case)



Validation with Digisonde observations



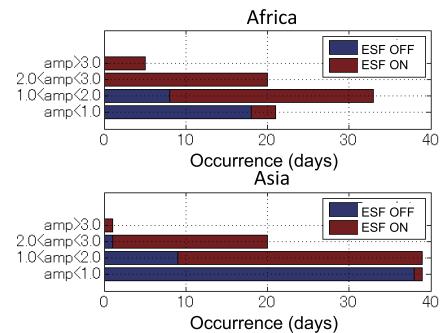
Spatial alignment of LSWS with scintillations



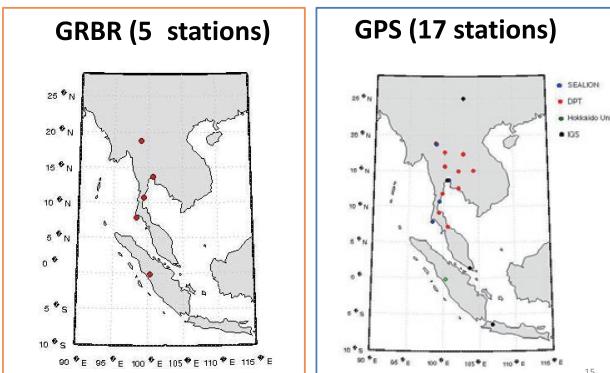
- ❖ The zonal wave-like structures from the three stations are aligned
- ❖ The wave structures are aligned to \vec{B} field-lines
- ❖ Zonal scale sizes vary from ~250 – 615 km
- ❖ Scintillations develop at westward walls of TEC depletions

Tulasi Ram, et al, 2012

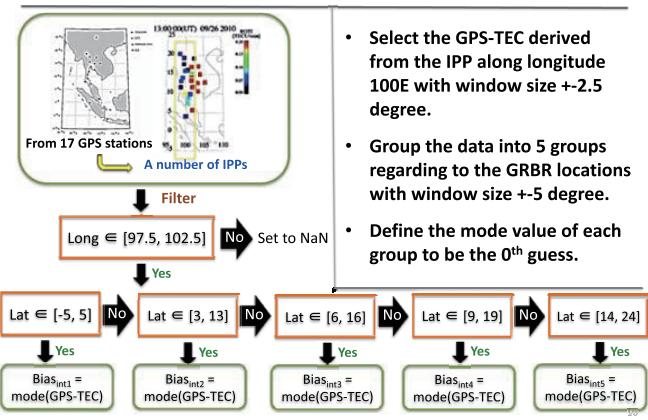
LSWS intensity occurrence (Amplitude in TEC unit)



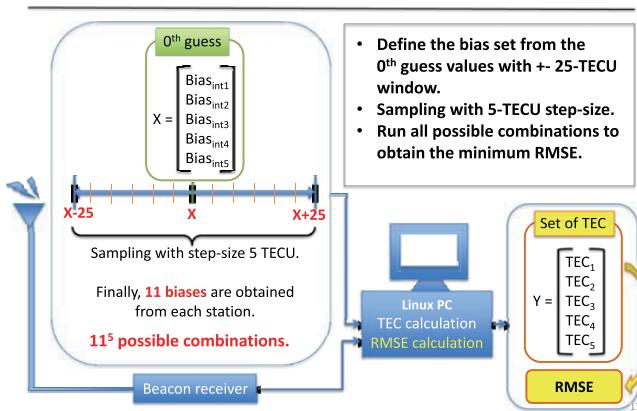
Estimate of latitudinal distribution of absolute TEC (trial over Thailand/Indonesia)



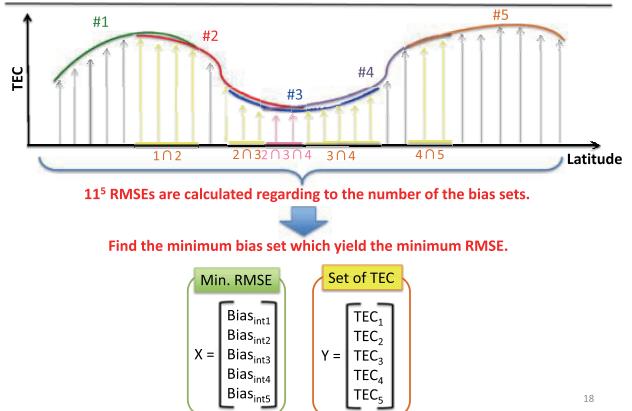
0th guess based on GPS-TEC



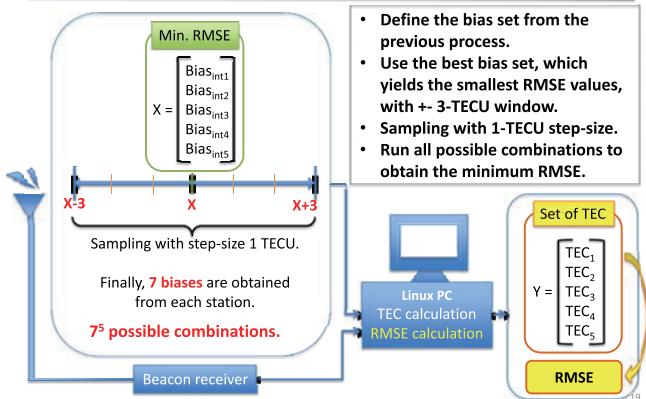
GRBR-bias dataset (1st iteration)



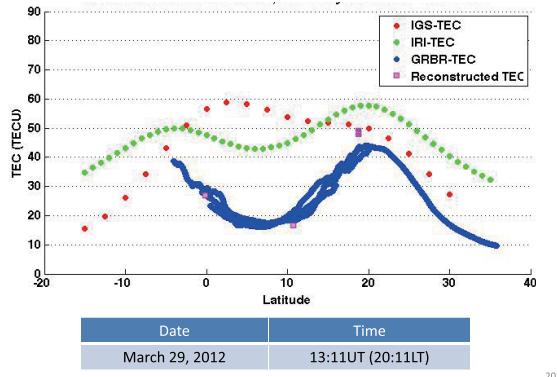
RMSE calculation 2



GRBR-bias dataset (2nd iteration)

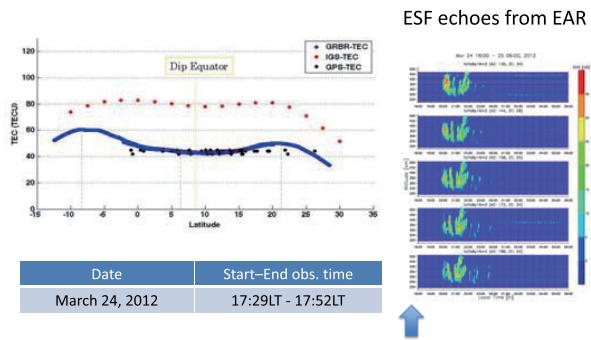


Result: Latitudinal distribution of absolute TEC from GRBR network



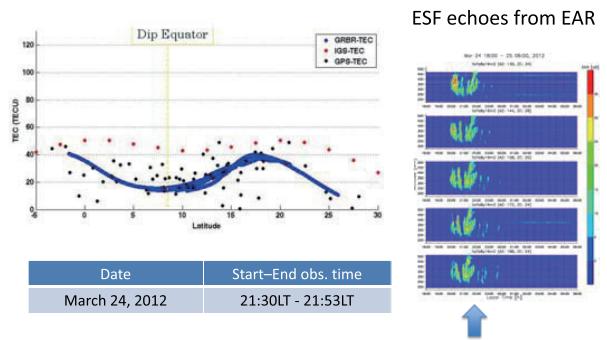
20

Another example: before sunset



21

Another example: before sunset



22

Summary

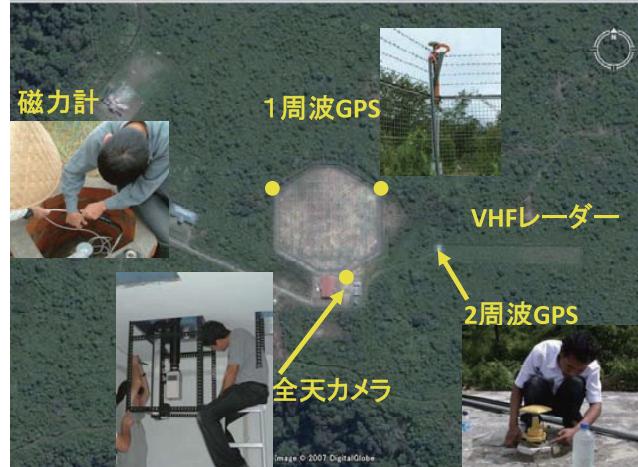
1. GRBR network is expanded to Asia, Pacific, and Africa regions. They provide TEC/scintillation over large longitudinal/latitudinal region.
2. Estimation of absolute TEC is the long-lasting problem. As we our network is relatively sparse, two-station method with the least-square fitting can fail.
3. Instead, for C/NOFS satellite, which pass is longitudinal, we can use the single-station method by assuming linear distribution of TEC along the pass.
4. For polar orbiting satellites, we are successful of using the two-station method. But we used 5 stations, and were finding minimum of RMSE by the "brute-force attack" way.
5. Statistical relationship between ESF and LSWS was tested over Asia and Africa. Intense LSWS seems to be a proxy to the ESF onset.

インドネシア及びマレーシアにおけるGPS電離圏観測

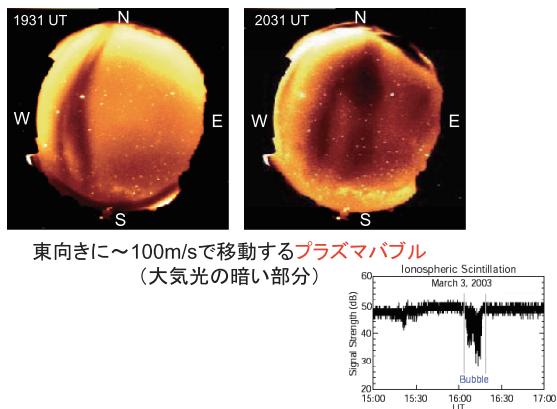
大塚雄一、大松直貴、塩川和夫(名大STE研)、
Suhaila M Buhari、Mardina Abdullah (UKM、マレーシア)、
Prayitno Abadi (LAPAN、インドネシア)、斎藤亨(電子航法研)

発表内容

- ・シンチレーション、全電子数変動の衛星方位角依存性
- ・マレーシアのGPS受信機網データを用いた全電子数(擾乱)の水平二次元分布の観測



コタバタンの全天カメラ(630 nm)観測 2003年2月6日夜間



シンチレーション

(高度20200km)

L1 (1575.42MHz)

L2 (1227.60MHz)

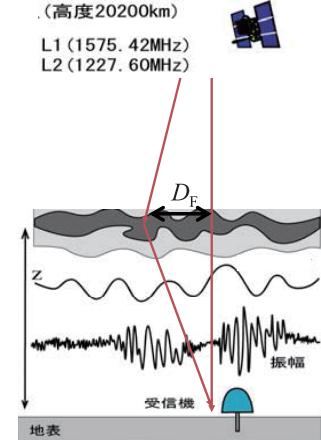


シンチレーションを起こす
電子密度の疎密構造の
空間スケール

$$D_F \approx \sqrt{2\lambda Z}$$

λ : 電波の波長
 Z : 電離層高度

GPSの場合は、
 $D_F \sim 400m$



Rate of TEC Index (ROTI)

Total Electron Content (TEC)
measured using phase difference
between L1 and L2 GPS signals

$$STEC = \frac{2(f_1 \cdot f_2)^2}{k(f_1^2 - f_2^2)} \times (L_1 \cdot \lambda_1 - L_2 \cdot \lambda_2)$$

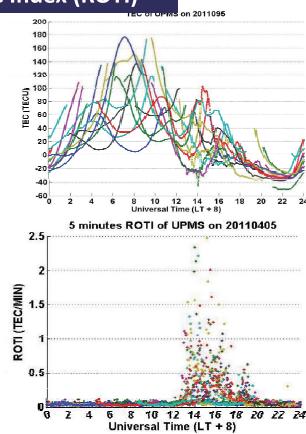
L_1, L_2 = carrierphase

$$f_1, f_2 = 1575.42\text{MHz}, 1227.60\text{MHz}$$

ROTI is standard deviation of ROT
for 5 minutes interval.

$$\text{Rate of TEC : } ROTI = \frac{STEC(t + \Delta t) - STEC(t)}{\Delta t}$$

ROTI is being used to indicate the
irregularities from few kilometers
up to few tens of kilometers.



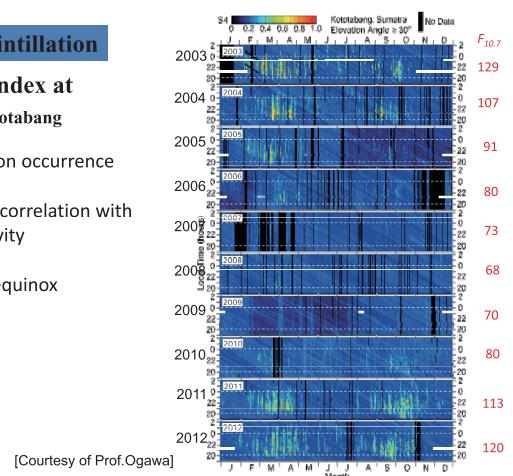
GPS scintillation

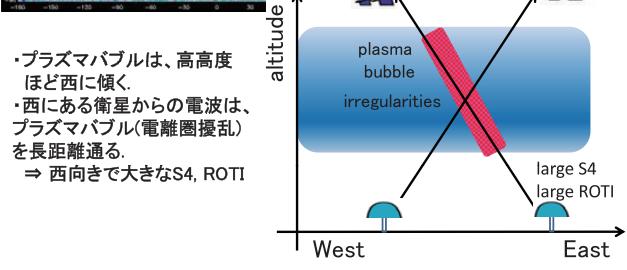
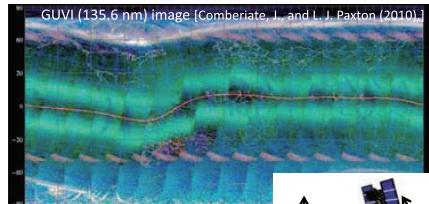
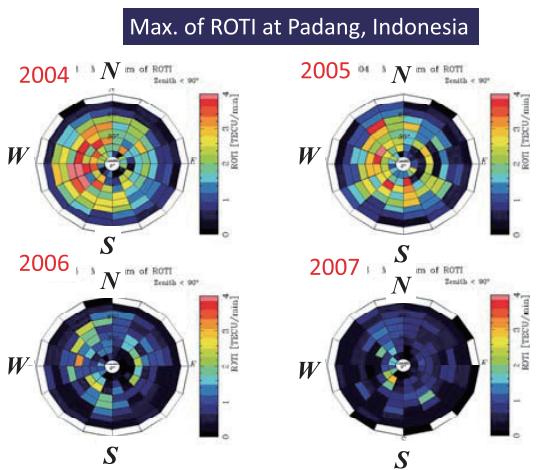
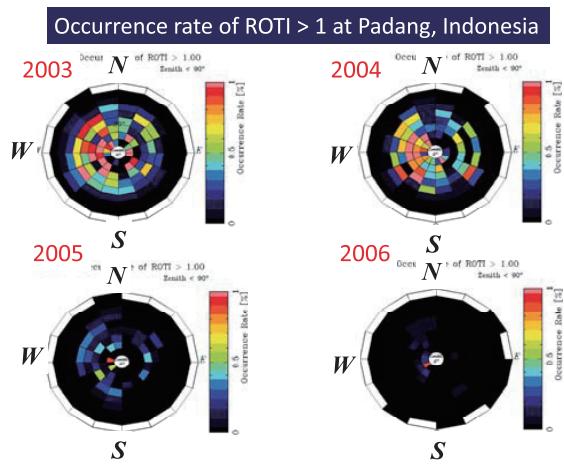
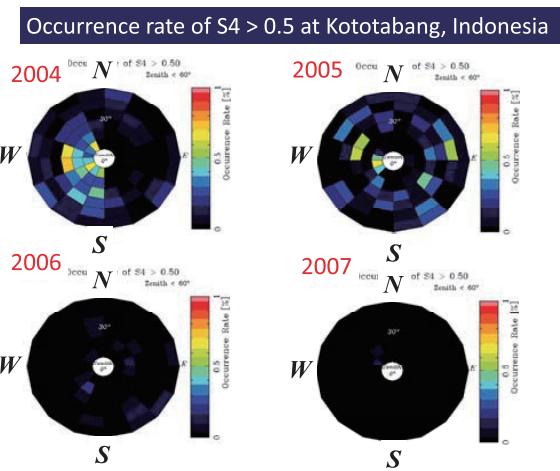
S_4 index at
Kototabang

Scintillation occurrence

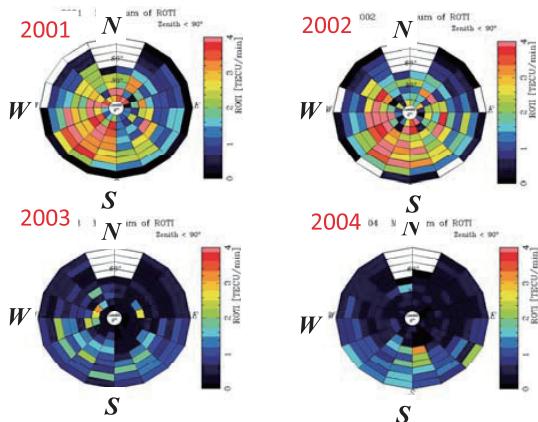
- positive correlation with solar activity

- high at equinox

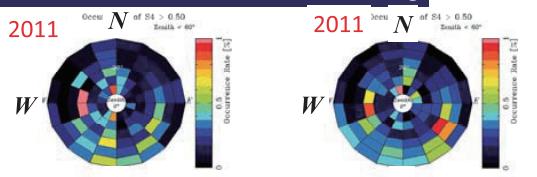




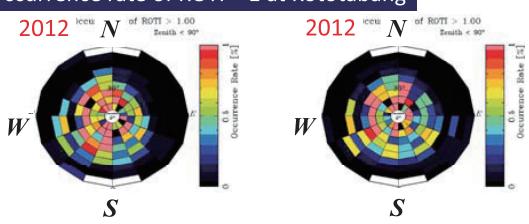
沖縄 (station:0740) における ROTI の最大値



Occurrence rate of S4 > 0.5 at Kototabang



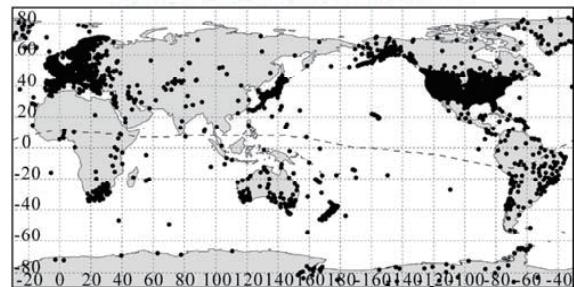
Occurrence rate of ROTI > 1 at Kototabang



シンチレーション、ROTIの方位角依存性

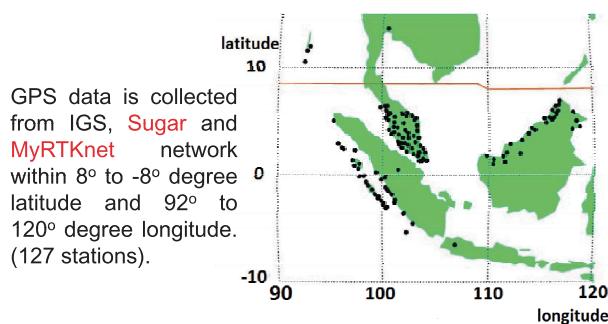
- シンチレーション、電離圏擾乱の頻度は、
- 2003-2005年では、西向きの視線方向において大きい傾向がある。
→ プラズマバブルが高高度ほど西向きに傾く傾向があり、GPS電波がプラズマバブルを長距離通るためと考えられる。
 - 2011-2012年では、このような方位角依存性は顕著ではない。
プラズマバブルの傾きが異なるのか？
プラズマ速度の緯度変化が異なるためか？

Global GNSS receiver networks

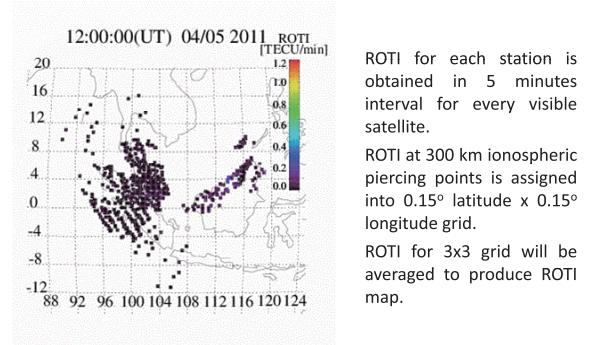


[Courtesy of Dr. Tsugawa of NICT]

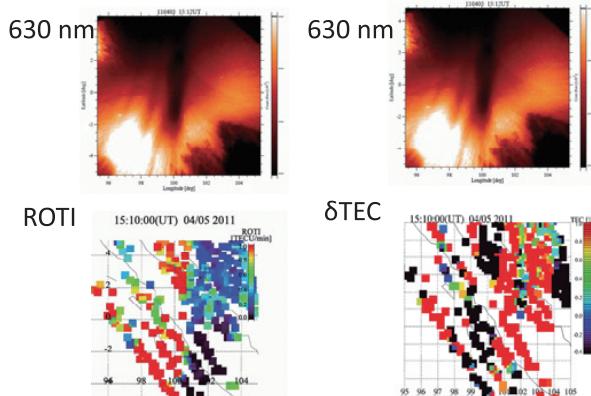
Distribution of GNSS receivers



ROTI map in SEA region on 05 April 2011



Comparison with 630 nm airglow image



まとめ

- シンチレーション、電離圏擾乱の頻度は、
- 2003-2005年では、西向きの視線方向において大きい。
→ プラズマバブルが高高度ほど西向きに傾く傾向があり、GPS電波がプラズマバブルを長距離通るためと考えられる。
 - 2011-2012年では、このような方位角依存性は顕著ではない。
プラズマバブルの傾きが異なるのか？
プラズマ速度の緯度変化が異なるためか？

マレーシア及びスマトラ島のGPSデータを用いて
全電子数据擾乱の水平に次元分布を作成し、プラズマバブルの水平構造の観測ができる事を示した。

Three-dimensional tomography of ionosphere using GPS-TEC over Japan

Gopi Seemala^{1, 4}, Mamoru Yamamoto¹,
Akinori Saito² and Chia-Hung Chen³

[1] Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University
 [2] Dept. of Geophysics, Kyoto University
 [3] Earth Science, NCKU
 [4] Now at Indian Institute of Geomagnetism

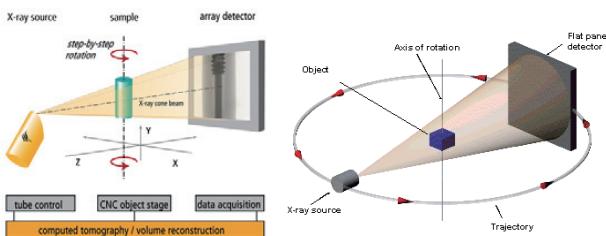
Contents

- Introduction
 - GEONET (GNSS Earth Observation Network System) by GSI (Geospatial Information Authority of Japan)
 - Every 30s data are available from 1200+ locations
- 3 dimensional Tomography technique
- Comparison between Simulation and GPS-TEC data
- Results



2

Introduction

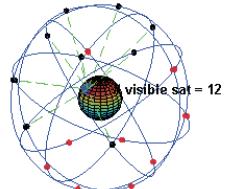


The image data is often called a path integral or a projection of the variable of the subject. Tomography is a procedure for recovering the 3D information of the field variable from a collection of projections. The projection data is recorded at various angles by turning the experimental apparatus or the light beam, specifically the source-detector axis.

3

Ionospheric Tomography

- Austin et al, 1988 suggested two dimensional tomographic technique using the TEC data from beacons from LEO, which applies medical tomography to study the ionosphere.
- Ionospheric observations are limited by the minimum elevation angle, rate of data collected, and the number and spacing of receivers in the array.
- The tomography technique requires the knowledge of number density, and is also insensitive to stratified ionosphere. Hence, a prior data has to be included from other sources, the reconstructed number density is only accurate upto the class of background ionosphere.



GPS Constellation showing 24 satellites in 6 orbital planes, 4 satellites in each plane at 20,200 km altitudes, with 55 degrees inclination.

4

Ionospheric Tomography.. Cont..

Algebraic Reconstruction Technique (ART)
 Multiplicative Algebraic Reconstruction Technique (MART)
 ART

$$x_j^{k+1} = x_j^k + \lambda_k \frac{y_i - \sum_{j=1}^N A_{ij} x_j^k}{|A_i|^2} A_{ij}$$

i=number of path;
 j=number of grid;
 k=step of iteration;
 N=total number of grids;
 x_j^k =electron density;
 y_i =TEC along i path;
 A_{ij} =path length in grid j;
 λ_k =relax parameter;

MART

$$x_j^{k+1} = x_j^k \left(\frac{y_i}{\sum_{j=1}^N A_{ij} x_j^k} \right)^{\frac{\lambda_k A_{ij}}{|A_i|}}$$

The major difference between ART and MART algorithms is in the method of computing the corrections. While ART uses the difference between the calculated projections and measured projections, MART uses the ratio between the two. Hence the corrections applied to each cell during calculations are via the multiplication operation. The structure is otherwise similar.

5

Advantages of 3D Tomography using GPS

- The results of the most ionospheric tomography methods are strongly controlled by the model or initial guess.
- We propose a new tomography method using GPS TEC data. The method does not use model density as initial guess (We actually start calculation from flat distribution.)
- High-density distribution of the GEONET GPS receiver network will provide good resolution.

6

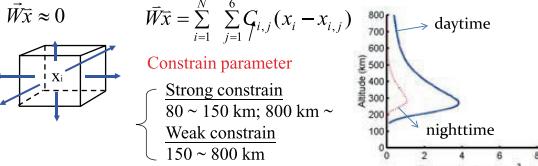
Observation matrix

- Use the TEC data along the ray path from GPS satellite to GPS receiver
-
- GPS-TEC observation matrix
- $$\tilde{A}\tilde{x} = \tilde{b}$$
- GPS-TEC value
Electron density in each grid
Length of path in each grid

- Limitation of the GPS observation: lack of horizontal observation path
- The proposed method combines least-square fit and constrain conditions.

Constrained least-squares method

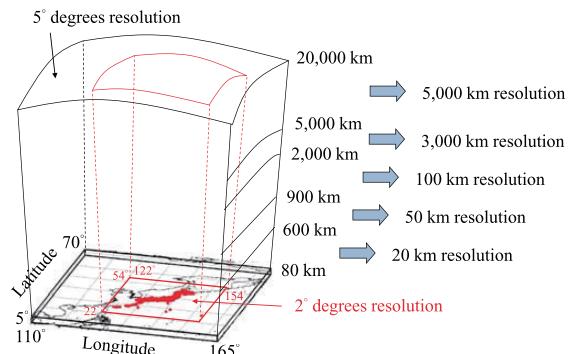
- Constrain matrix



- Least-square term Hyper parameter Constrain term
- Cost function:
- $$J(\tilde{x}) = \|\tilde{b} - \tilde{A}\tilde{x}\|^2 + \lambda \|\tilde{W}\tilde{x}\|^2$$

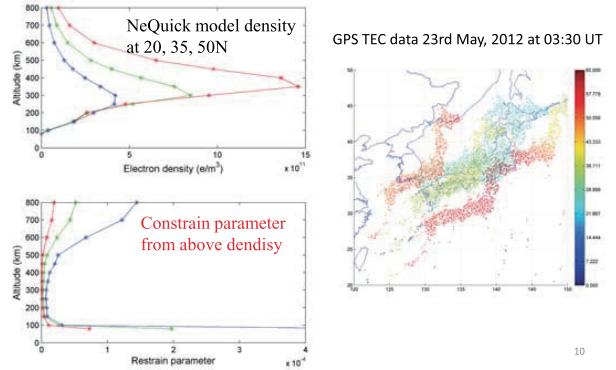
8

Area of the 3D GPS tomography



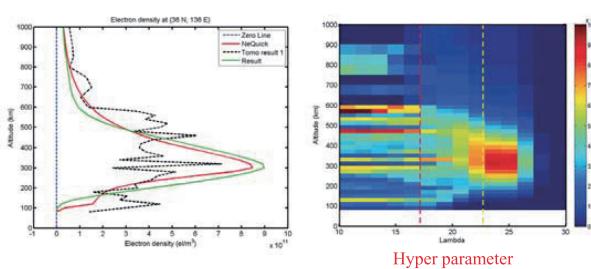
9

Selection of constrain parameter



10

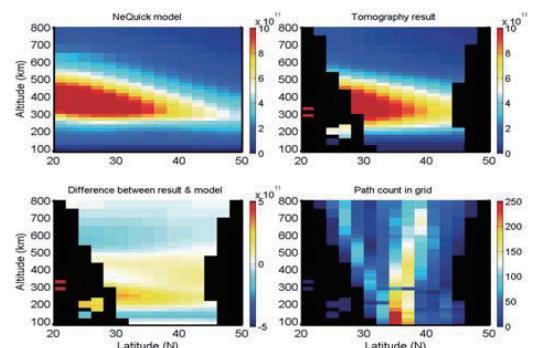
Selection of hyper parameter



We conduct many fitting runs by changing hyper parameter, and select appropriate results from them. This selection scheme is the key!

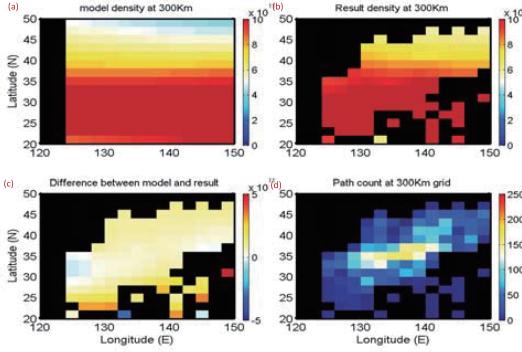
11

Simulation with model data – vertical profile 23rd May, 2012 at 03:30 UT

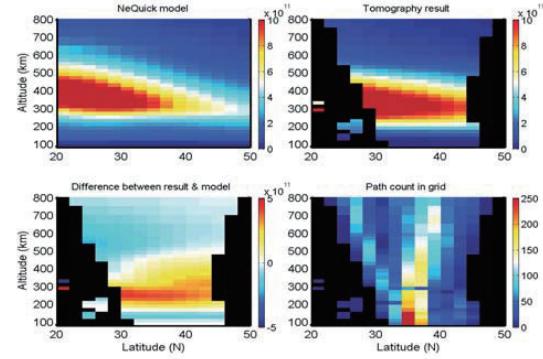


12

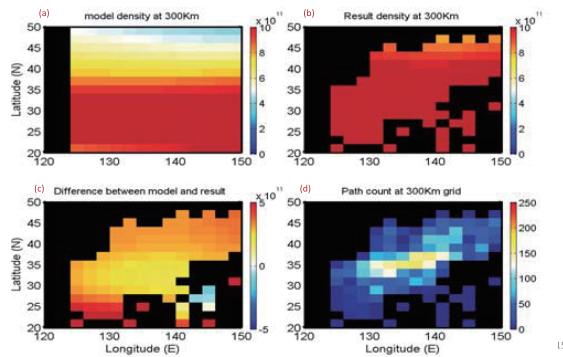
Simulation with model data – spatial distribution
23rd May, 2012 at 03:30 UT



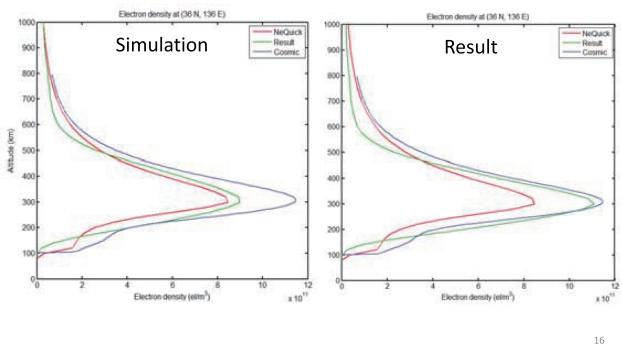
Result with real GPS-TEC data – vertical profile
23rd May, 2012 at 03:30 UT



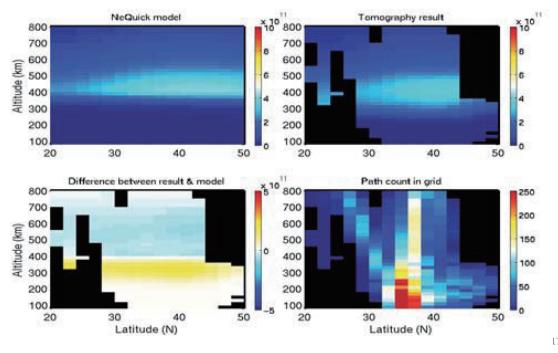
Result with real GPS-TEC data – spatial distribution
23rd May, 2012 at 03:30 UT



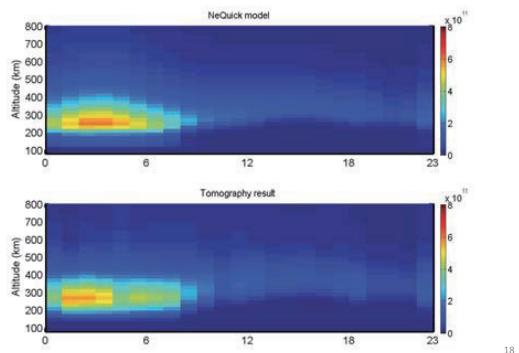
Comparison of electron density profiles between simulation and result with COSMIC data at 36°N, 136°E



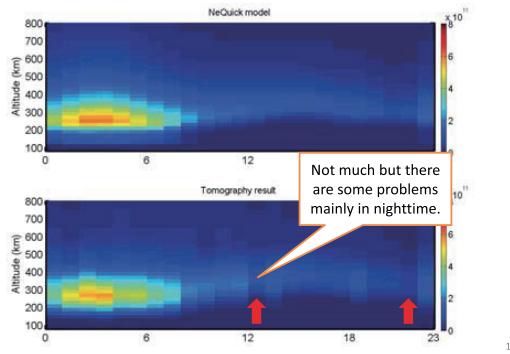
Evaluation by changing altitude of the electron density
5 June 2007, 12:00UT



Comparison of time series of density profiles between model and result at a point 36° N, 136° E for date 2011-1-1



Comparison of time series of density profiles between model and result at a point 36° N, 136° E for date 2011-1-2



19

Results

- We developed a new 3D tomography with GEONET GPS-TEC data by using constrained least squares fitting method.
- This method is mostly independent of the background ionosphere unlike popular ionospheric tomography algorithms.
- We succeeded tomography with the real data. Some more improvement in selection of hyper parameter is hopeful to reduce occasional appearance of poor results.
- The total time taken for the convergence is about 15 minutes (for 2x2 deg resolution), hence it is possible to implement this tomograms of electron density as a real-time service.
- In future, combination of GPS and LEO Beacon data as inputs for tomography will result in better tomography (work in progress)

20

ロケット及び地上観測による中規模伝搬性電離圏擾乱発生機構の研究

加藤 寛大^{*} 山本 衛^{*} 石坂 圭吾[†] 横山 竜宏[‡] 岩上 直幹[§] 高橋 隆男[¶]

1 はじめに

MSTID(中規模伝搬性電離圏擾乱)とは中緯度域で電離圏 F 領域(高度 150-500 km)に発生する電子密度の擾乱現象である。GPS 受信網を用いた観測実験などにより、MSTID が波長 100-200 km 程度の波長を持ち南西方向に伝搬する性質があることが明らかにされてきた。また、電離圏 E 領域(高度 90-150 km)では QP エコー(準周期エコー)と呼ばれる不規則構造も発見されている。

両者は観測される高度や水平スケールが異なり独立した現象であると考えられてきたが類似点も多くあり、両者の相互作用について研究が進められている。

先行研究(Yokoyama et al., 2009)では、MSTID の発生について 3D シミュレーションを行い生成機構の仮説を提案した。MSTID は E 領域の中性風が誘電分極を起こし分極電解によって振幅が増大するとされ、Perkins 不安定にしたがって成長をする。MSTID が北西-南東方向の波面を示すのは、スポラディック E 層(Es)の不安定機構に依存する為で、南西方向への伝搬は Es 付近での中性風の方角によって決定する。

この仮説は、中性大気が地磁気を通じ E・F 領域で相互に影響を及ぼしていることを示しており、その関係を明確にすることを目的として観測ロケットを用いた実験が提案された。

2 ロケット実験

E 領域・F 領域における中性風や電場・電子密度などを観測するため、2013 年 7 月 20 日に JAXA 内之浦宇宙空間観測所より 2 機のロケットを打ち上げる観測実験が行われた。図 1 に実験の概要を示す。ロケットには複数の機器が搭載されており、電離圏 F 領域・E 領域の電場や磁場の直接観測を行った。同時に月光下で化学物質を放出して発光雲を形成することで中性風を地上と航空機から観測した。

本稿では S-520-27 号機に搭載した 2 対の伸展式ダブルプローブ(EFD_x, EFD_y)を用いた自然電場の観測・解析を中心に、他の観測結果との比較による電場

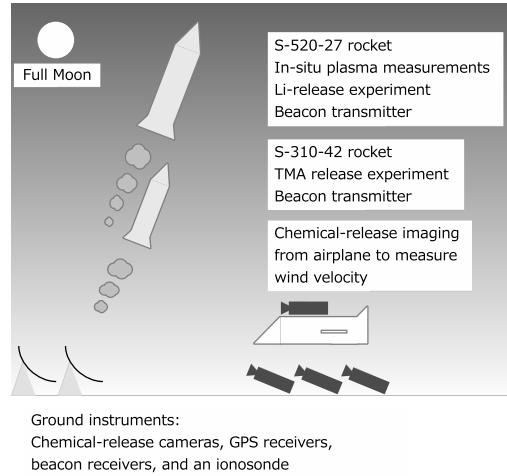


図 1: ロケット実験の概要
との相互作用について議論する。

3 直流自然電場解析

ロケットは自然電場 \vec{E}_0 を受け速度 \vec{v} 地磁気 \vec{B} を横切って飛翔する。そのためプローブは自然電場 \vec{E}_0 と誘導起電力 $\vec{v} \times \vec{B}$ の和を受ける。ロケットは歳差運動ならびにスピinnを行ながら飛翔するためプローブベクトル \vec{l} が時々刻々変化する。以上のことから、ロケットがそれぞれのプローブで受ける電圧は

$$V = \vec{l} \cdot (\vec{E}_0 + \vec{v} \times \vec{B}) \quad (1)$$

と表せる。ロケットが受ける電圧値 V から $\vec{v} \times \vec{B}$ の成分を取り除くことで自然電場 \vec{E}_0 が求められる。ロケットには 2 対の EFD が搭載されているため、解析には 2 つの電圧値 V_x , V_y を用いた。 V_x , V_y はプローブからカットオフ周波数 800Hz のローパスフィルタを通した後に 16bitA/D 変換器によって 1600Hz サンプルのデータとなりロケットから送られてくる。

式 (1)において、座標系はロケットの位置での緯度接線東方向を X、経度接線北方向を Y、両接線の法線上向き方向を Z とする直交座標系を扱う。ロケットの飛翔軌道はレーダー追跡により緯度・経度・高度のデータで得られるが、 \vec{v} を求めるには座標変換が必要である。また、地磁気 \vec{B} は IGRF モデルにロケットの軌道データを代入することで XYZ 成分が得られるが、軌道データは 1 秒毎であるため、これを EFD の周波数 (1600Hz) に合わせロケット軌道を二次関数に近似・補間した。

^{*}京都大学生存研究研究所

[†]富山県立大学 工学部 情報システム工学科

[‡]情報通信研究機構

[§]東京大学理学部地球惑星科学専攻

[¶]東海大学工学研究科航空宇宙学専攻

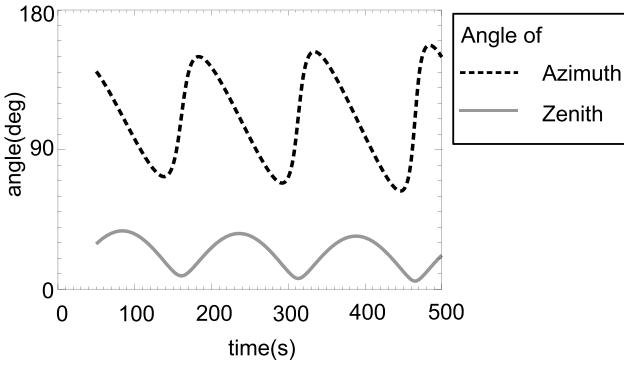


図 2: 星センサによる姿勢データの解析結果

プローブベクトルを決定するには、ロケットの歳差運動・スピンのデータが必要である。ロケットには月センサが搭載されており、月光を観測することでロケットの姿勢データ(方位角: θ_{az} 天頂角: θ_{ze})が決定できる。図 2 は θ_{az} ならびに θ_{el} の時間変化であり、周期 150s 程度のロケットの歳差運動を表している。なおこの姿勢データは東京大・岩上教授による解析結果である。

ロケットには MGF(磁場) センサーが機軸方向(Z)とそれに直交する 2 方向(X,Y) の合わせて 3 方向に搭載されている。MGF_z のセンサーの方向プローブベクトルを \vec{l}_z とすると、 \vec{l}_z は歳差運動の影響を受け、MGF_z の実測値と姿勢データ、地磁気ベクトルの関係は

$$MGF_z = \vec{l}_z \cdot \vec{B} \quad (2)$$

$$\vec{l}_z = \begin{pmatrix} \sin \theta_{ze} \cdot \sin \theta_{az} \\ \sin \theta_{ze} \cdot \cos \theta_{az} \\ \cos \theta_{ze} \end{pmatrix} \quad (3)$$

と表せる。

MGF_x のセンサーの方向ベクトルは EFD_x と共に \vec{l}_x である。 \vec{l}_x は歳差運動とスピンの影響を受ける。ロケットが初期のプローブ方向からスピンと歳差運動によって回転した角度を θ とすると、MGF_x は

$$MGF_x = \vec{l}_x \cdot \vec{B} \quad (4)$$

$$\vec{l}_x = \begin{pmatrix} \cos \theta \cdot \cos \theta_{ze} \cdot \sin \theta_{az} + \sin \theta \cdot \cos \theta_{az} \\ \cos \theta \cdot \cos \theta_{ze} \cdot \cos \theta_{az} - \sin \theta \cdot \sin \theta_{az} \\ -\cos \theta \cdot \sin \theta_{ze} \end{pmatrix} \quad (5)$$

となる。また、MGF_x、MGF_y のセンサは $\frac{\pi}{2}$ (rad) の位相差で配置されているため、MGF_y は

$$MGF_y = \vec{l}_y \cdot \vec{B} \quad (6)$$

$$\vec{l}_y(\theta) = \vec{l}_x \left(\theta - \frac{\pi}{2} \right) \quad (7)$$

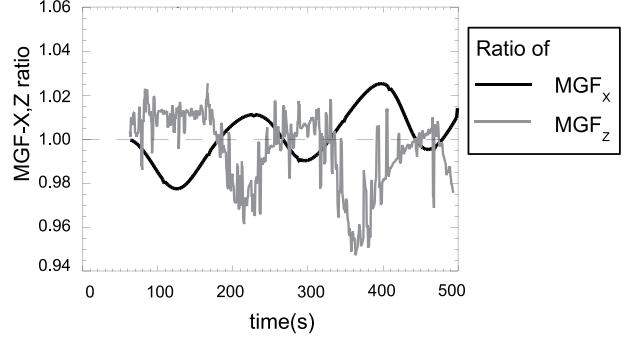


図 3: MGF の実測値と観測値の比

となる。

ここで、ロケットが一定の角速度 ω でスピンをしていると仮定して、ロケット打ち上げ時刻からの経過時間を t とおいて $\theta = \omega t$ として計算を行った場合、MGF_x 実測値と周期が一致しなかったため、MGF_x に位相がよく合うような θ を決定しなおすようにした。

これらの式により得られた \vec{l}_x \vec{l}_y \vec{l}_z より、姿勢データの精度を確認することができる。図 3 に、MGF_x、MGF_z の実測値と再現結果の比を示す。横軸がロケット打ち上げからの時刻、縦軸が実測値と再現結果の比であり値が 1 に近い程姿勢が正確に再現出来たといえる。実際には、MGF_x で $\pm 3\%$ 、MGF_z では $\pm 5\%$ 程度の誤差があり、特に MGF_z では歳差運動による周期変動が大きく残っている。この誤差について詳細は 5 章にて議論する。

MGF の解析で用いたプローブベクトルは、式 (1) の \vec{l} と共通である。 \vec{l}_x と \vec{l}_y を用いて、電場の実測値から自然電場を求める。式 1 から、電場の実測値 V_x を V_y とすると以下の式が立てられる。

$$\begin{aligned} \vec{l}_x \cdot \vec{E}_0 &= V_x - \vec{l}_x \cdot (\vec{v} \cdot \vec{B}) \\ \vec{l}_y \cdot \vec{E}_0 &= V_y - \vec{l}_y \cdot (\vec{v} \cdot \vec{B}) \end{aligned} \quad (8)$$

この式から、自然電場 \vec{E}_0 を \vec{l}_x と \vec{l}_y がなす平面に投射したベクトル \vec{E}'_0 が決まる。ここで、自然電場は地磁気に直交する性質を持つため、 \vec{E}'_0 と \vec{B} から \vec{E}_0 を決定できる。自然電場 \vec{E}_0 の 3 成分を地磁気に直交する東・北の 2 方向に分解し、これを自然電場 $\vec{E}_0(x, y)$ とする。

4 解析結果

ロケットが観測した電場 V はスピン・歳差運動に合わせて振幅 20mV/m 程度で正弦振動をしている。この値から前節の解析を行い自然電場 $\vec{E}_0(x, y)$ を求めると、東西成分は 2mV 南北成分は 3mV 程度で変動する値を持つことが分かった(図 4)。ロケットが最高高

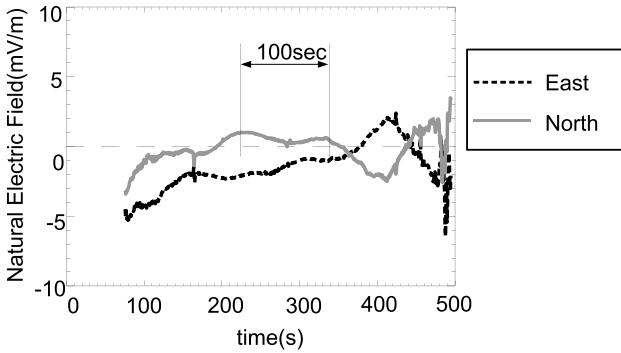


図 4: 自然電場の東・北成分

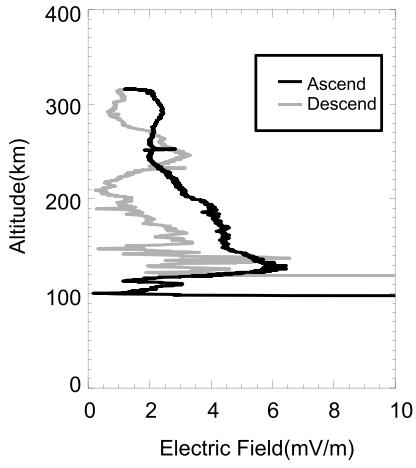


図 5: 自然電場(絶対値)の高度プロファイル

度に達する時刻の前後 100 秒間(移動距離約 100km)においては、電場が振幅 0.5mV 程度の交流的な変動をもつことが確認でき、これは MSTID の波長と一致している。また、図 5 には、自然電場の絶対値の高度プロファイルを示す。この図では、ロケットの上昇時・下降時の両方について示した。

自然電場は沿磁力線で同電位となる性質があるため、ロケットの高さ方向の観測を任意高度の平面での観測に投射して考えることができる。磁力線に沿った電場のマッピング効果は、現象の空間スケールによって異なるが、数キロメートル以上のスケールをもつ現象であれば E 領域・F 領域間で電場は減衰なしにマッピングされるとしてよい。高度 100km でロケットの軌道を投射し、そこに自然電場 \vec{E}_0 の方向をプロットしたもののが図 6 である。この図から、自然電場が西向きの方向を持ち、南北方向に変動があることがわかる。

5 考察・今後の課題

式 (1)において誘導起電力 $\vec{v} \times \vec{B}$ が 20mV であるのに対して求めた自然電場 \vec{E}_0 は 1mV で、その比は

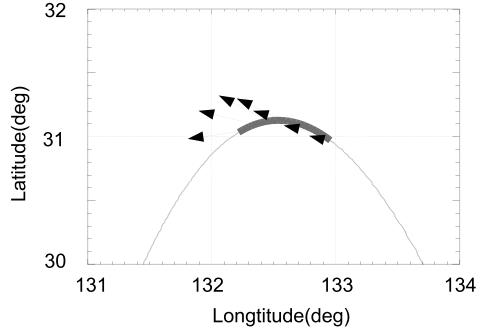


図 6: ロケット軌道の水平面投射。太線は最高点前後 100 秒で、自然電場の方向と強さを矢印で示した。

5%である。図 3 に示すように、MGF の測定値と計算値の乖離は最大 5%程度で、観測データに含まれる自然電場成分の割合と同程度でしかなく解析はまだ不十分である。より精度の高い姿勢データを用いることで、最終的には 0.1mV オーダーで解析を行うことが望ましい。

姿勢データは現在は星センサーによるもののみを利用しているが、東海大学・高橋教授より月センサーを利用したもの(誤差 0.02%程度)が得られる予定であり、これを用いることでより真値に近い自然電場が得られる見込みである。

現状の解析結果ではトレンドが乗った状態はあるものの、ロケットが最高度に達する時刻とその前後の 50s、ロケットの移動距離で 100km に相当する区間ににおいて自然電場北向き成分が交流的な変化をしていることが確認出来る。これは歳差運動(周期 150s)の誤差から独立した変化であり、MSTID の波長ともよく一致している。また自然電場の高度分布では、同じ高度であっても上昇時と下降時で強度が異なる部分が見られる。これは、ロケットが MSTID の波状構造を横切って観測したものと考えられる。

今後はこれらの現象について、ロケット実験で同時に実験した実験の解析結果より得られる、ロケット地上間の総電子数や電子数の高度分布、中性風など他の解析結果と比較して MSTID の発生機構の全容を明らかにしていく。

参考文献

- Yokoyama, et al., Three-dimensional simulation of the coupled Perkins and Es layer instabilities in the nighttime mid-latitude ionosphere, J. Geophys. Res., 114, A03308, doi:10.1029/2008JA013789, 2009

GEONETリアルタイムデータを用いた電離圏擾乱リアルタイムモニタについて

*¹齋藤 嘉、¹吉原 貴之、²山本 衛

¹電子航法研究所

²京都大学生存圏研究所

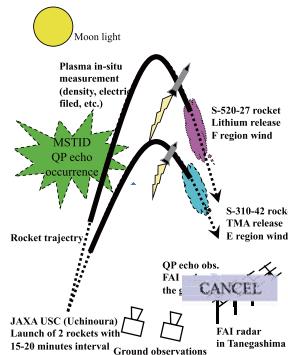
- * Develop a realtime ionospheric disturbance monitoring system
- * Support go/no-go decision of rocket launches for ionospheric disturbance measurement
 - As low latency as possible
- * Examine performance of the new method comparing with the commonly used one

The 7th Symposium on MUR and EAR

The 7th Symposium on MUR and EAR

2

Rocket Experiment

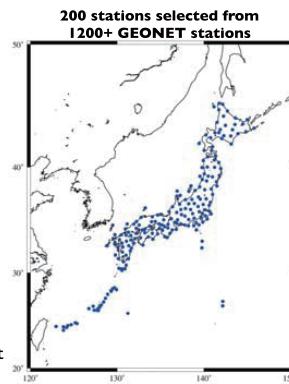


- * Target
 - Mechanisms of mid-latitude ionospheric disturbances in the E and F regions
- * Measurements
 - Plasma density, temperature, and electric field (in-situ)
 - Neutral wind (TMA and Lithium release)
- * Requirements:
 - Clear sky
 - Moon light
 - **Ionospheric disturbance occurrence**
 - Realtime monitoring with latency as short as possible

The 7th Symposium on MUR and EAR

GEONET realtime data

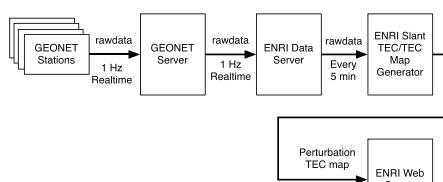
- * 1 Hz realtime raw observation data from 200 stations out of 1200+ GEONET stations are collected by ENRI.
- * Current selection
 - Covering all over Japan
 - More weight on southern part of Japan
- * Selection of stations can be changed on request.
- * Due to terms of use of the data, raw data (incl. RINEX) may not be used by third party.
- * Data collection stops a few days a year due to power cut at ENRI. (Normally daytime only)



The 7th Symposium on MUR and EAR

4

Realtime monitoring system

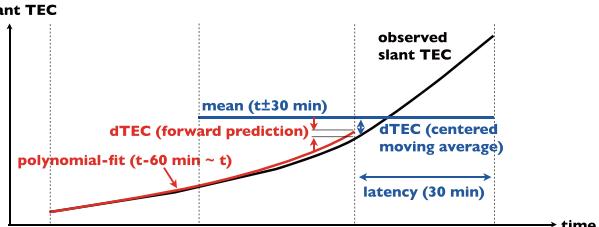


- * GEONET realtime data provided directly from a data server of a data distributor at 1 Hz
- * Improved perturbation TEC estimation algorithm for short latency
 - De facto standard is the centered moving average: Latency of at least half the average time constant (60 min)
 - More than 30 min latency is not very useful.

The 7th Symposium on MUR and EAR

5

Perturbation TEC estimation



- * Current method:
 - Subtract average TEC over +/-30 min
 - At least 30 min latency

- * New method:
 - Subtract prediction by polynomial fit to TEC in previous 60 min at every moment

The 7th Symposium on MUR and EAR

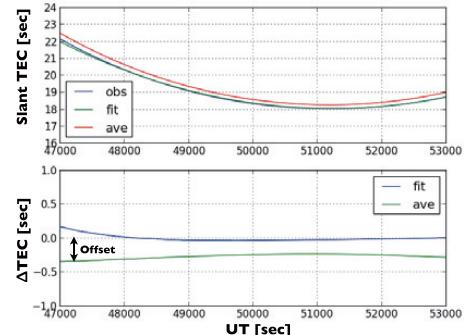
6

ENRI Evaluation of new method by simulation - single station & single satellite

- * Nominal slant TEC + Perturbation TEC
 - Nominal slant TEC
 - NeQuick Model
 - Solar activity: moderate ($F10.7 = 114$ as of 20 July 2013)
 - Season: summer (July)
 - Satellite constellation: GPS standard 24 satellites
 - Perturbation TEC
 - Sinusoidal perturbation (artificial)
 - * Perturbation TEC estimation
 - Polynomial fit
 - Order: 3
 - Time constant: 3600 sec
 - Moving average
 - Time constant: 3600 sec

The 7th Symposium on MUR and EAR

ENRI Test I - nominal ionosphere

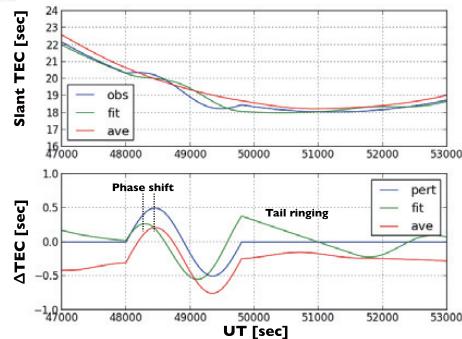


- * Polynomial prediction tracks the model well.
- * Smaller offset than the conventional moving average method.

The 7th Symposium on MUR and EAR

8

ENRI Test 2 - sinusoidal perturbation

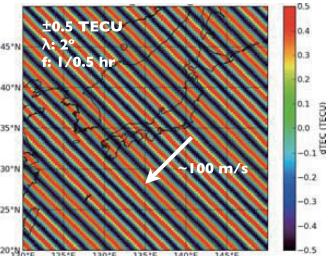


- * Polynomial prediction gives similar pattern as modeled, but
 - shorter period than modeled, larger tail ringing
- * Conventional moving average method preserves period.

The 7th Symposium on MUR and EAR

ENRI Evaluation of new method by simulation - perturbation TEC map for 200 stations

- * Nominal slant TEC
 - NeQuick Model
 - Solar activity: moderate ($F10.7 = 114$ as of 20 July 2013)
 - Season: summer (July)
 - Satellite constellation: GPS standard 24 satellites
- * Perturbation TEC
 - Sinusoidal plane wave
 - Arbitrary period and k-vector
 - Perturbation TEC as vertical TEC (slant factor is multiplied when added to nominal TEC)

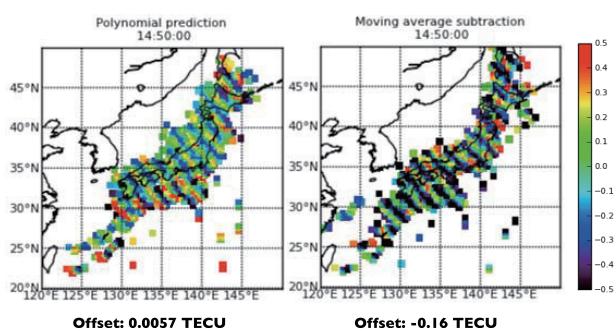


The 7th Symposium on MUR and EAR

9

10

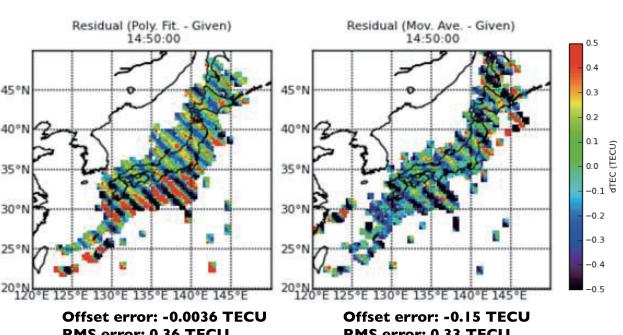
ENRI Reconstructed perturbation TEC



The 7th Symposium on MUR and EAR

11

ENRI Deviations from the given perturbation



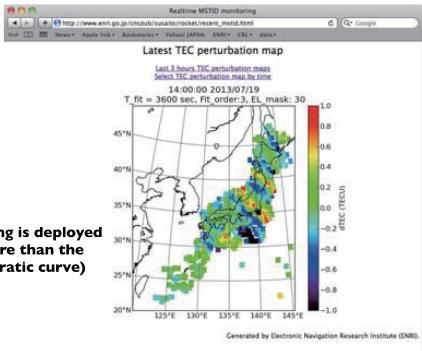
The 7th Symposium on MUR and EAR

12



Realtime data distribution

**3rd order fitting is deployed
(1 order more than the simple quadratic curve)**

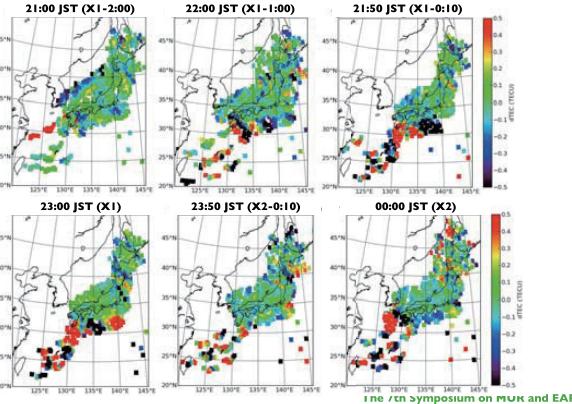


- * Realtime perturbation TEC map distribution
 - http://www.enri.go.jp/cnspub/susaito/rocket/recent_mstid.html
 - Service is still available.

The 7th Symposium on MUR and EAR



TEC perturbation during Rocket Experiment (20 July 2013)



14



Summary

- * Realtime ionospheric disturbance monitoring system has been developed based on a new ionospheric TEC perturbation estimation algorithm with small latency (~ 1 min)
- * Characteristics of the new method is evaluated with simulation studies in comparison with the conventional moving average method.
 - Much smaller latency
 - Smaller offset
 - Comparable RMS error
 - Phase shifts (shorter periods than the truth)
 - Longer ringing tail
- * Improving the new method
 - Fitting time interval against the time scale of the disturbance
 - Order of polynomial function for fitting
- * Ionosphere sounding rockets were successfully launched based on the information deduced from the realtime TEC perturbation monitoring system.

The 7th Symposium on MUR and EAR

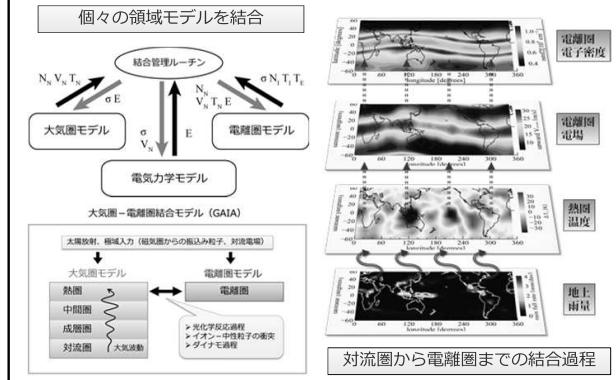
15

NICTにおける大気圏電離圏結合モデルの開発 Development of atmosphere-ionosphere coupling model at NICT

横山 竜宏、陣 英克、品川 裕之
T. Yokoyama, H. Jin, and H. Shinagawa

情報通信研究機構
National Institute of Information and Communications Technology

Ground-to-topside model of Atmosphere and Ionosphere for Aeronomy (GAIA)



大気圏-電離圏結合モデル

GAIA

◆ Ionospheric model

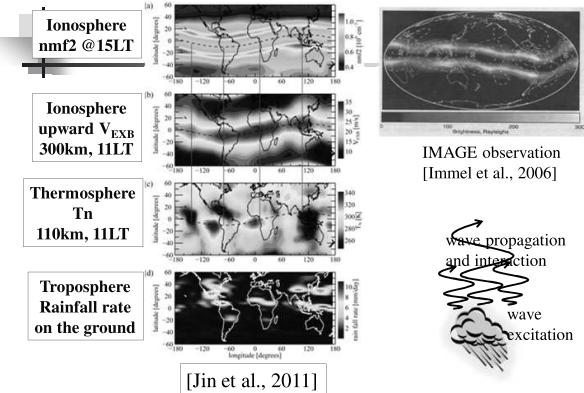
- Diffusion, ExB drift, Energy, Ionization, Chemistry, Collision
- Altitude range: 0–3000 km
- Grids: latitude 1°, longitude 5° (1°), altitude 10 km
- Dynamo model included**
- Tilted dipole magnetic field

◆ Atmospheric model

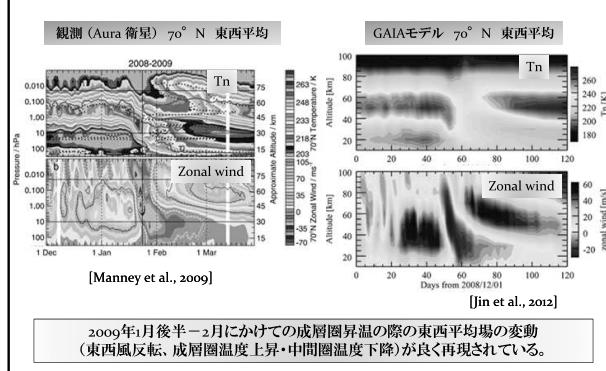
- Hydrostatic GCM
- Altitude range: 0 ~ 500 km
- Grids: latitude ~2.8°x longitude ~2.8° (1.4°x1.4°)
- Meteorological processes included

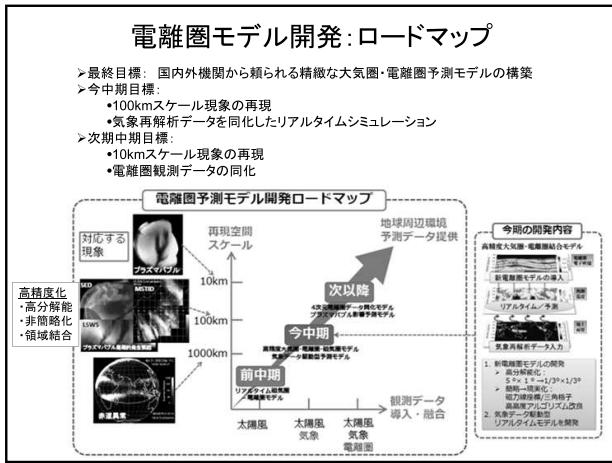
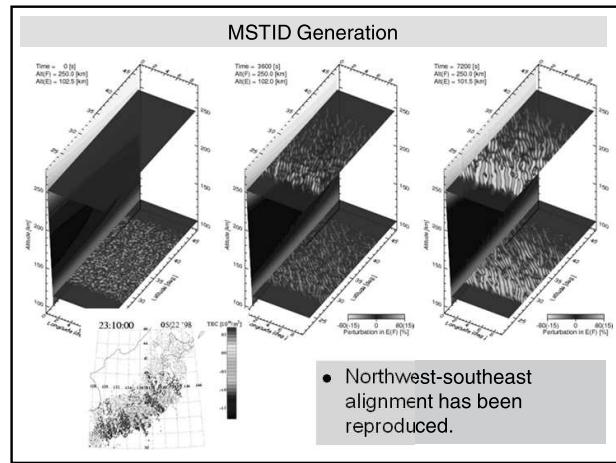
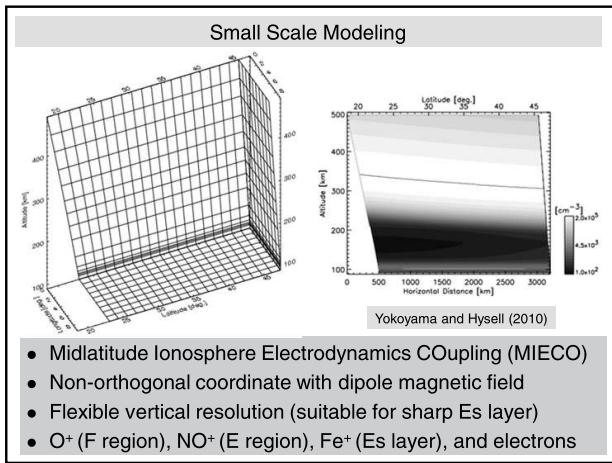
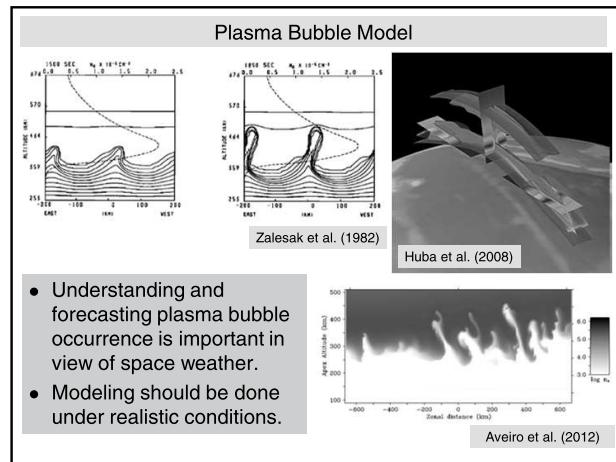
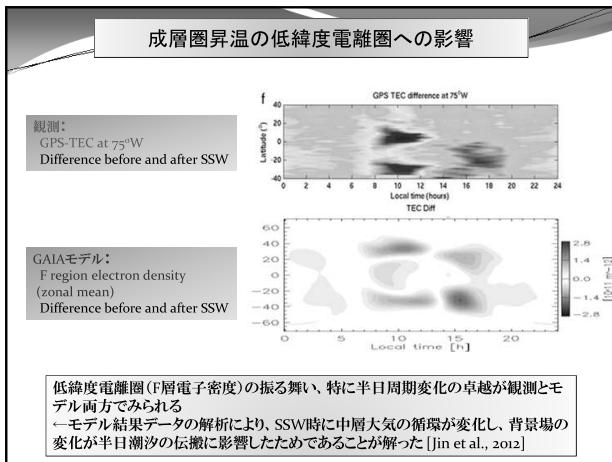
NICT

電子密度の経度方向波数4構造



観測-モデルの比較: 2009/1成層圏昇温イベントの再現





まとめ

- 大気圏・電離圏結合モデル（GAIA）を開発した。現在、下層大気から熱圏・電離圏までをself-consistentに繋いだ世界唯一のモデルである。
- すでに、低緯度熱圏・電離圏のいくつかの謎の解明に成功した。
- 気象再解析データを入れたモデルを開発し、成層圈突然昇温が電離圏に与える影響を再現した。
- 極域に磁気圏からの沿磁力線電流を入力として全球上の電位を求めるスキームを作った。
- 今後、磁気圏との結合、長期変動の研究、高精度化モデルの開発、電離圏擾乱予測の研究などを進める。

NICT

HARIMAU2010で観たジャカルタにおける日周期降水の南北振動と局地風循環

森 修一¹, 服部美紀¹, 濱田純一¹, 勝俣昌己¹, 伍 培明¹, 遠藤伸彦¹, 妻鹿友昭², 田畠悦和³, 橋口浩之⁴, 田上雅浩⁵, 一柳錦平^{1,5}, Ardhi A. Arbain⁶, Reni Sulistyowati^{6,7}, Sopia Lestari⁶, Fadli Syamsudin⁶, Timbul Manik⁸, 山中大学^{1,7}

1 JAMSTEC 2 京大理 3 防衛省 4 京大生存研 5 熊大自然 6 BPPT 7 神戸大理 8 LAPAN

1. 背景と目的

ジャカルタ広域首都圏 (JABODETABEK) では毎年のように雨季（概ね12月～翌年2月）に局地豪雨が発生し、それに伴う都市部の洪水や山麓地における地滑りなど自然災害が数多く起きていることから、その豪雨発生環境の把握や対流システム発達・維持機構の理解は非常に重要である。Wu et al. (2007) は2007年1-2月に発生した豪雨および洪水を対象にQSCAT海上風、現業ゾンデ観測、および現業レーダー画像を用いて検討した結果、北半球冬季に発達するモンスーン北風サージの赤道を越えた南シナ海からジャワ海への侵入 (Hattori et al. 2011) と、ジャワ島西南部山岳地域に発達する日変化対流に関わる局地循環の相互作用が重要であると示唆している。一方、インドネシアにおける降水活動はMJOなど季節内変動 (ISV) に強く影響されていることが広く知られているが、洪水を引き起こすような局地的な豪雨との関連についてはWu et al. (2013) 以外は詳しく調べられていない。さらに、インドネシアにおける現地観測に基づく日変化対流および局地循環に関する研究はスマトラ島について数多く行われている (Mori et al. 2004, Hamada et al. 2008, Sakurai et al. 2008など) が、JABODETABEK域に関しては乾季における1地点観測データを中心とした研究に限られている (Van Bemmelen 1922, Hashiguchi et al. 1995, Hadi et al. 2000, 2002など)。

以上を背景に、HARIMAU2010ではジャカルタ南部Serpong (PUSPIPTEK研究学園都市) に設置したC-band Doppler Radar (CDR)を中心として計5地点のレーウィンゾンデ観測点（1点はBMKG現業レーウィンゾンデ観測点への強化観測委託）を展開し、1ヶ月間（2010年1月15日～2月14日）の集中観測を実施した。これにより、雨季におけるJABODETABEK域の降水活動および海陸風/山谷風など局地循環系の詳細3次元構造とその動態を初めて把握すると共に、降水活動に伴う熱水収支の変動について理解を進め、赤道越えモンスーン北風サージやISVなど総観規模擾乱との関連についても考察する。

2. 観測体制

2-1. 集中観測期間 (IOP) および主たる観測項目

2010年1月15日00Z～2月15日00Z。

- a) 一般地上気象観測（以下の6地点、ただしCengkarengはBMKG観測）
- b) レーウィンゾンデ観測（以下の6地点、ただしせんぐかれんぐはBMKG観測）
- c) CDR観測 (Serpong)
- d) WPR観測 (Serpong)
- e) 降水サンプリング (Pondok BetungおよびBogor)

2-2. 観測地点

図1に示すように、赤道越えモンスーン北風サージおよびMJOなどISVを把握可能な各現業観測に基づく広域観測領域 (OSA) を設けると共に、局地循環や日周期降水活動の詳細を補足可能な狭域観測領域 (ISA) を設定した。

- a) Bogor (S06° 34.8', E106° 47.2', 248m)
- b) Pramuka (S05° 44.6', E106° 36.9', 1m)
- c) Serang (S06° 06.7, E106° 07.9', 71m)
- d) Karawang (S06° 23.1', E107° 30.4', 53m)
- e) Cengkareng (S06° 06.6', E106° 39.0', 9m)
- f) Serpong (S06° 42.0', E106° 24.0', 46m)

以上に加え、気象庁非静力モデル (NHM) を用いた降水予報実験により現地観測の支援を行った。

3. 観測結果の概要

3-1. 観測期間における大規模場の概要

集中観測期間のうち前半は対流圈下層 (5-10km以下) で西風が強く、ジャワ島はMJO活発域の通過直後であると診断されている（図略）が、徐々に西風は弱まり、期間後半（2月02日以降）は東風が卓越する場に変化していった。また、1月16-20日、1月26-27日、および2月13-15日付近にはモンスーン北風サージと推定される海上風も南シナ海から赤道を越えてジャワ海に観測されている（図2上）。CDR観測によると、北風サージの直後数日間にエコ一面積

被覆率等の増加を見ることができる（図2下）。

地上観測4地点における降水量を1時間毎に積算し、観測期間中の日変化をセンターで示した（図3）。上部の棒グラフは期間中の日降水量変化、右側の折れ線グラフは期間中の平均日変化を示す。JABODETABEK南部山麓地のBogor（図3右下）では、時間降水量は夕刻17LTを中心とした午後から夜半に掛けて明瞭な日変化ピークを持つことや、期間前半（MJO活発域通過直後）よりも後半（MJO不活発期）に日降水量が多く現れていることに特徴がある。さらに、期間前半から後半へ移ると共に時間降水量が増加し、かつ降水ピーク時刻が正午付近から夕刻へシフトしていく様子が分かる。一方、JABODETABEK北部ジャワ海上にあるPramuka（図3右上）では、日没時刻である18LT頃より降水量が増して夜間21LTに主ピークを持つ。その時間からなだらかに降水量は小さくなるが、03LTに副ピークを示した後、早朝06LT頃に終息を迎える。日降水量も観測期間前後には少なく、むしろ中盤（1月25日～2月05日）に多い。JABODETABEK北西沿岸域にあるSerang（図3左上）では期間平均すると顕著な日変化は見られず、また期間中の日降水量変動も大きな変化傾向を持たない。しかしながら、個別にみると期間前半では朝雨傾向、期間半ばから後半では夕立傾向であることが分かる。また、JABODETABEK中央域にあるSerpung（図3左下）でも明瞭な日変化ピークは見られないものの、期間を通じて12-18LTの降水量が多い。ただし、観測期間を通じての日変化降水量には大きな変化傾向がなく、これはSerang同様である。

3-2. CDR観測による降水系の日周期南北移動

CDR観測によるJABODETABEK上空のエコー南北変化（図3）を見ると、モンスーン北風サージ期間のうち前半および後半において、弱い海上エコーを見る能够である。主たるエコーは日変化が顕著であり、午後に南部山麓地帯、夜半から早朝にジャワ海上に強く表れており、この両者が繋がっているように見える場合もある。この日変化を観測期間平均したもの図5に示す。図4で観られたJABODETABEK南部山麓域のエコーは大よそ12-24時の日中帯に広く分布し、対流域の強い降水と層状性の広い降水域を持った組織的な広がりを見る能够である。一方、JABODETABEK北部の沿岸域については、主として夜間から早朝（21-06時）に孤立した対流性エコーが中心に散在し、午後から深夜（15-24時）に掛けては内陸部から沿岸部へ北進、深夜から翌午前（24-12時）に掛けては沿岸部から内陸へ南進する傾向を見る能够である。

3-3. ゾンデ観測による南北風局地循環との対応

海岸線に直交した南北循環の構造を見るため、図6に多地点レーウィンゾンデ観測から得られたJABODETABEK上空における南北風成分を期間平均し、Pramuka（左端、ジャワ海上）、Cengkareng（中央、海岸線）、およびBogor（右端、内陸）の子午断面を取り、その日変化（左上の07LTから3時間毎に右下の04LTまで）を表す。センターおよび矢羽が南北風成分、白丸実線はCDR観測の高度2kmエコーからMarshal-Palmer変換で求めた降水強度を示す。

午後13LTには高度3kmより下層で全て北風（海風成分）かつ地表面付近が最も強い構造を持つ。降水強度は内陸側に向かって増える傾向を示し、山麓域（Bogor付近）で最大となる。その後、16LTには内陸山麓部の最下層で南風（陸風成分/山風成分）が現れ、山麓域の降水強度も弱化する。日没後19LTになると内陸から山麓域の地表付近の南風（陸風成分/山風成分）が強化されると共に、北風との前線域が海岸線（Cengkareng）の陸域側に形成されている。また、山麓域の降水はほとんど見えなくなると共に、海岸線付近から沿岸海側に向かって新たな降水域が見られるようになる。海上を含めた全域の北風は弱化傾向にあり、高度1km以下の北風に対して、その上層には反流としての弱い南風が広く現れている。さらに、夜間22LTに掛けて地表付近の南風（陸風成分）がジャワ海上（Pramuka）まで広く侵出していることが分かる。その後、深夜01LTから沿岸海上の南風（陸風成分）が後退すると共に北風（海風成分）が徐々に強くなる。早朝04LTには逆に北風（海風成分）の侵出による前線域が海岸線付近に形成され、同時に海岸線付近の降水強度が最大を取る。日出後07LT以降は北風（海風成分）がさらに強化され、10LTには全層北風（海風成分）となるが、引き続き沿岸域中心に弱い降水を見る能够である。

4.まとめと今後の課題

集中観測期間はMJO不活発期であったが、観測期間の前半、中盤、後半に3回の弱い北風サージが侵入する環境場にあった。Serpung-CDR観測からは、主として内陸山麓部における日変化対流（日中発達）が活発であり、沿岸（海上～平野部）にも別の日変化対流（夜間早朝発達）が観られた。また、レーウィンゾンデ観測に基づく海岸線に直交した局地循環の子午断面構造から、日没後の南風（陸風成分）発達とジャワ海への侵出、および日出後の南風（陸風成分）後退と北風（海風成分）発達が明瞭であった。両者を合わせて考えれば、夜間から早朝の陸風前線的な南北風不連続に伴って対流域が日周期で南北移動しているように見える。この海陸風的局地循環、および日周期対流南北間移動の模式図を図7に示す。一方、赤道越え北風サージ期には沿岸海上に弱く広いエコー域が増大し、特に沿岸平野部に強い降水が顕著である。この期間には内陸域への北風（海風成分）侵入時刻が早く、これは本来（北風サージなし期間）の南風（陸風成分）発達や内陸域における日周期対流を抑制している可能性がある。今後は多地点レーウィンゾンデ観測およびSerpung WPR観測に基づく水・熱収支解析、水サンプリング安定同位体解析、さらに非静力雲解像モデル（NHM）実時間予報実験の結果を用い、降水活動に伴う物理過程の詳細について検討を行う予定である。

References

- Hadi, T. W., T. Tsuda, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2000: Tropical sea-breeze circulation and related atmospheric phenomena observed with L-band boundary layer radar in Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 123-140.
- Hadi, T. W., T. Horinouchi, T. Tsuda, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2002: Sea-breeze circulation over Jakarta, Indonesia: A climatology based on boundary layer radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2153-2166.
- Hamada, J.-I., M. D. Yamanaka, S. Mori, Y. I. Tauhid, and T. Sribimawati, 2008: Differences of rainfall characteristics between coastal and interior areas of central western Sumatera, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 593-611.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M.D. Yamanaka, D.L. Tobing, T. Sribimawati, S.W.B. Harijono, and H. Wiryo sumarto, 1995: Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with L-band clear-air Doppler radar: Initial results. *Radio Sci.*, **30**, 1043-1054.
- Hattori, M., S. Mori, and J. Matsumoto, 2011: The cross-equatorial northerly surge over the maritime continent and its relationship to precipitation patterns. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 27-47, doi.org/10.2151/jmsj.2011-A02.
- Mori, S., Hamada J.-I., Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021-2039.
- Sakurai, N., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, T. Shimomai, S. Mori, Hamada J.-I., F. Murata, M. D. Yamanaka, Y. I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, 2009: Internal structures of migratory cloud systems with diurnal cycle over Sumatera Island during CPEA-I campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 157-170.
- Van Bemmelen, W., 1922: Land-und seebrise in Batavia. *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, **10**, 169-177.
- Wu, P., M. Hara, H. Fudeyasu, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, F. Syamsudin, R. Sulistyowati, and Y. S. Djajadihardja, 2007: The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA*, **3**, 93-96. doi: 10.2151/sola.2007-024
- Wu, P., A. A. Arbain, S. Mori, J.-I. Hamada, M. Hattori, F. Syamsudin, and M. D. Yamanaka, 2013: The effects of an active phase of the Madden-Julian oscillation on the extreme precipitation event over western Java Island in January 2013. *SOLA*, **9**, 76-79, doi:10.2151/sola.2013-018.

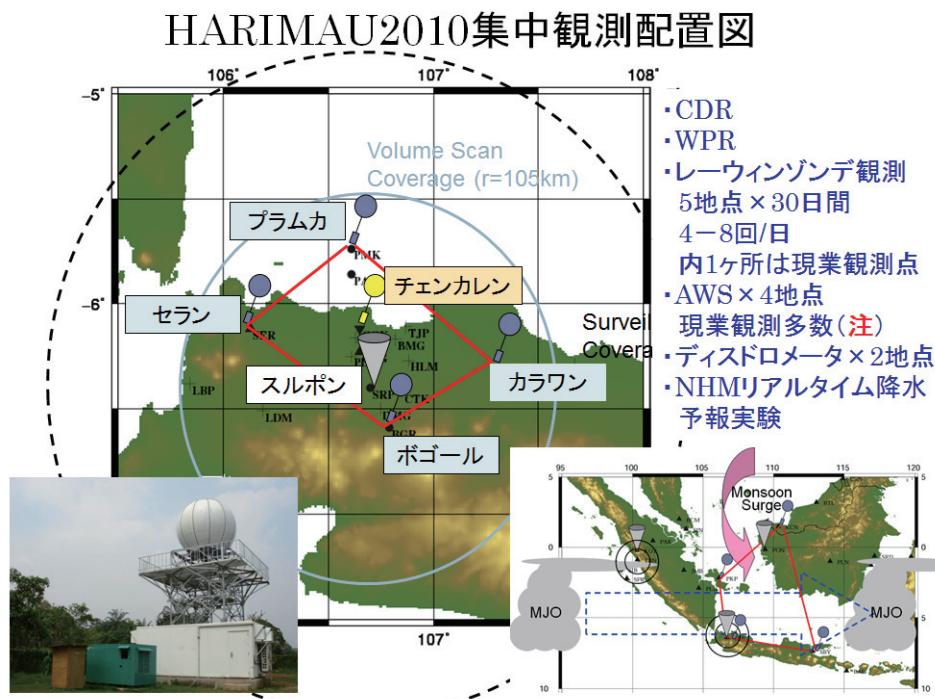


図1 HARIMAU2010観測配置図。広域観測領域(OSA、右下図赤枠内)および狭域観測領域(ISA、中央図、赤枠はレーウィンゾンデ観測網)を示す。

モンスーン北風サーボ(105°-110°E平均) NCEP v-wnd at 1000hPa

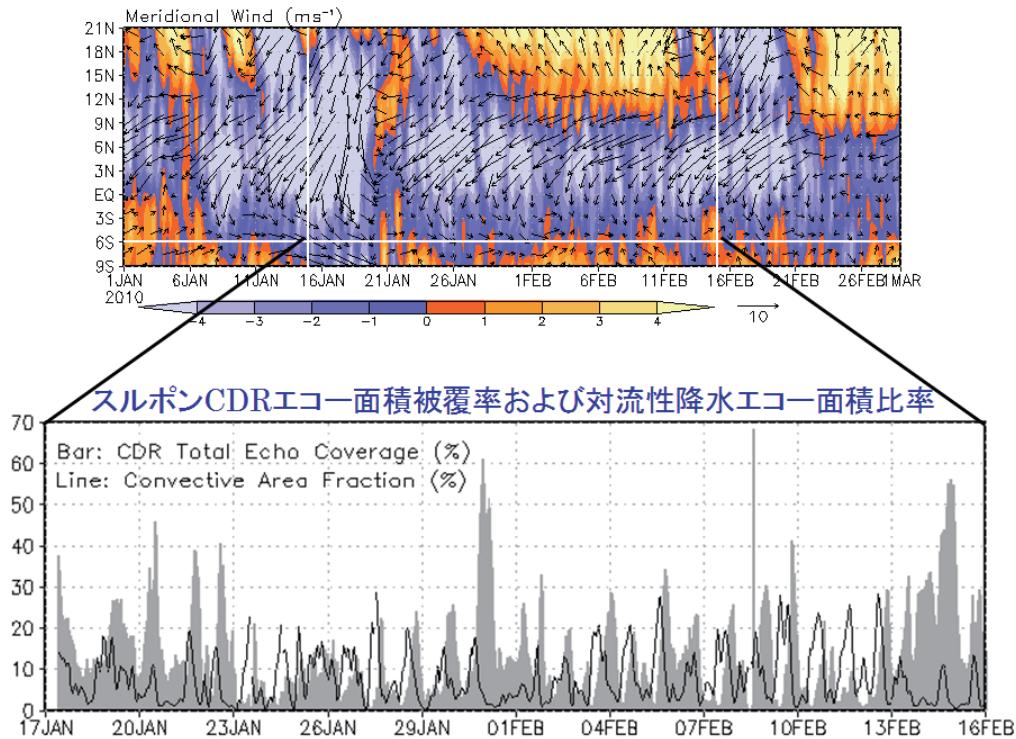


図2 集中観測期間中における南シナ海からジャワ海に至る赤道越えモンスーン北風サーボ(上図), およびSerpong-CDR観測による高度2kmエコ一面積被覆率(灰色棒)と対流性降水エコ一面積比率(実線).

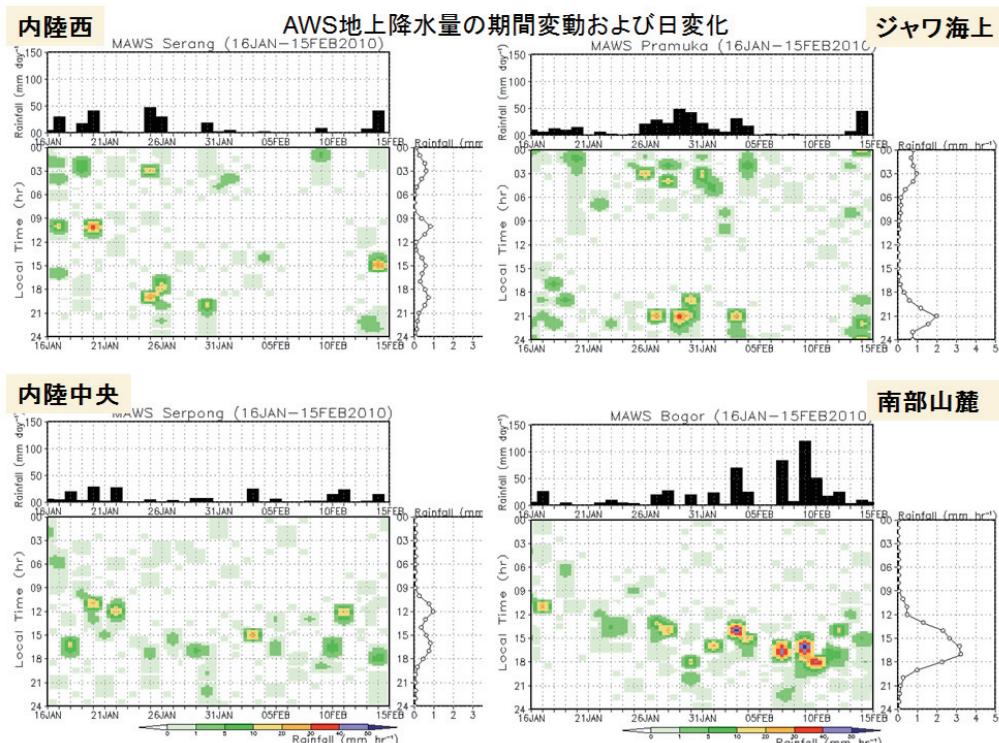


図3 自動気象ステーション(MAWS201)観測によるSerang(左上), Serpong(左下), Pramuka(右上), およびBogor(右下)における降水量を1時間毎に積算し, 観測期間中の日変化としてセンターで示す. 各図上部の棒グラフは日降水量の期間変化, 右側の折れ線グラフは期間平均の日変化を示す.

CDR観測エコー分布 南北変化(幅100km平均)

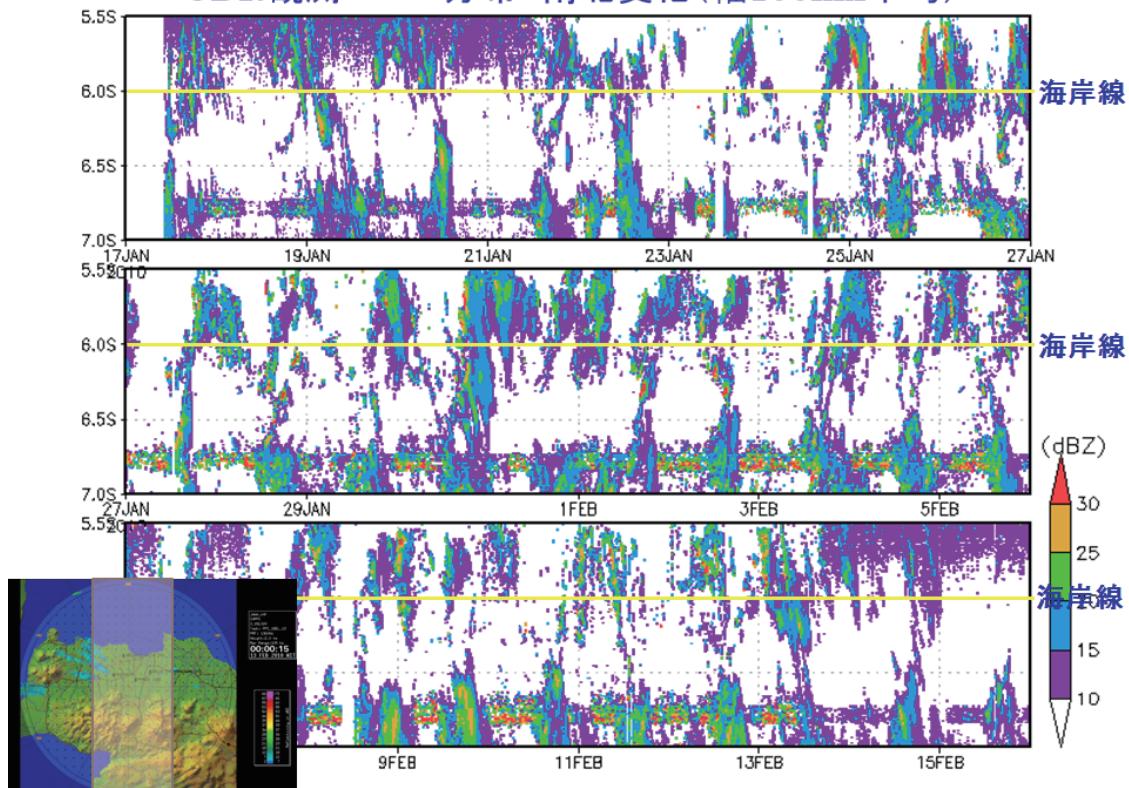


図4 Serpong-CDR観測領域のうち東西幅100kmの矩形領域(左下図)を取り、矩形短軸方向に平均した高度2kmエコーの南北変化を観測期間全体についてホフマーラー図として示す。

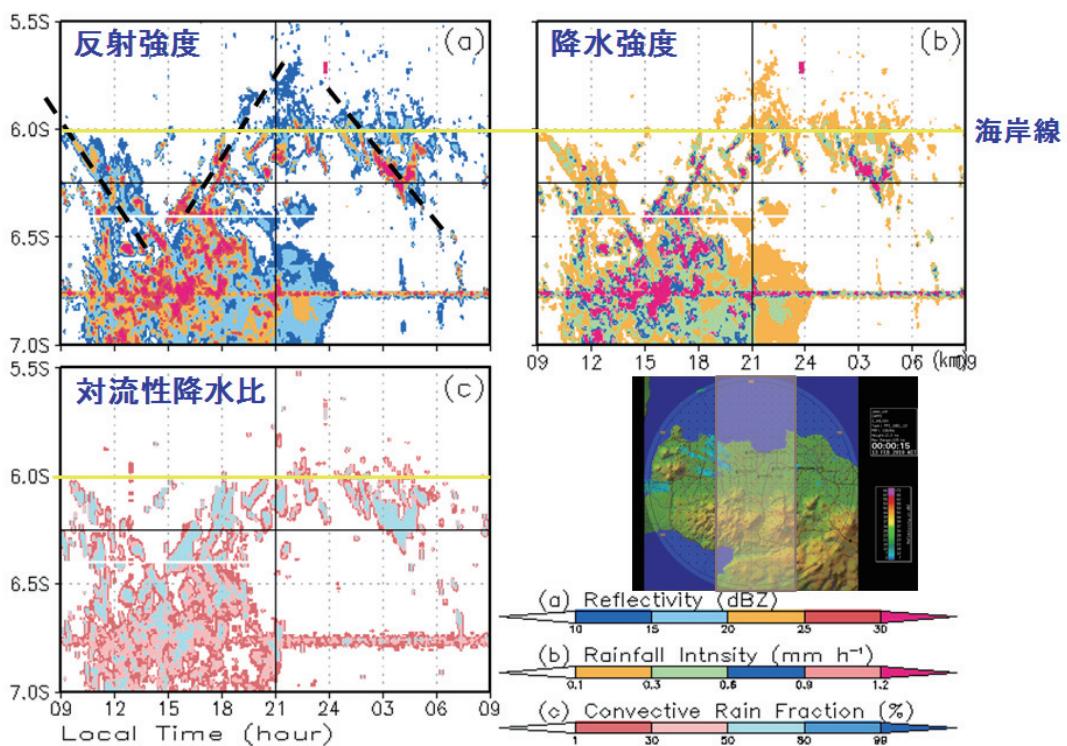


図5 Serpong-CDR観測領域のうち東西幅100kmの矩形領域(下図)を取り、矩形短軸方向に平均した高度2kmエコーの南北日変化コンポジット(集中観測期間平均)。(a)反射強度, (b)Marshal-Palmer変換式で計算した降水強度、および(c)対流性降水比率を示す。

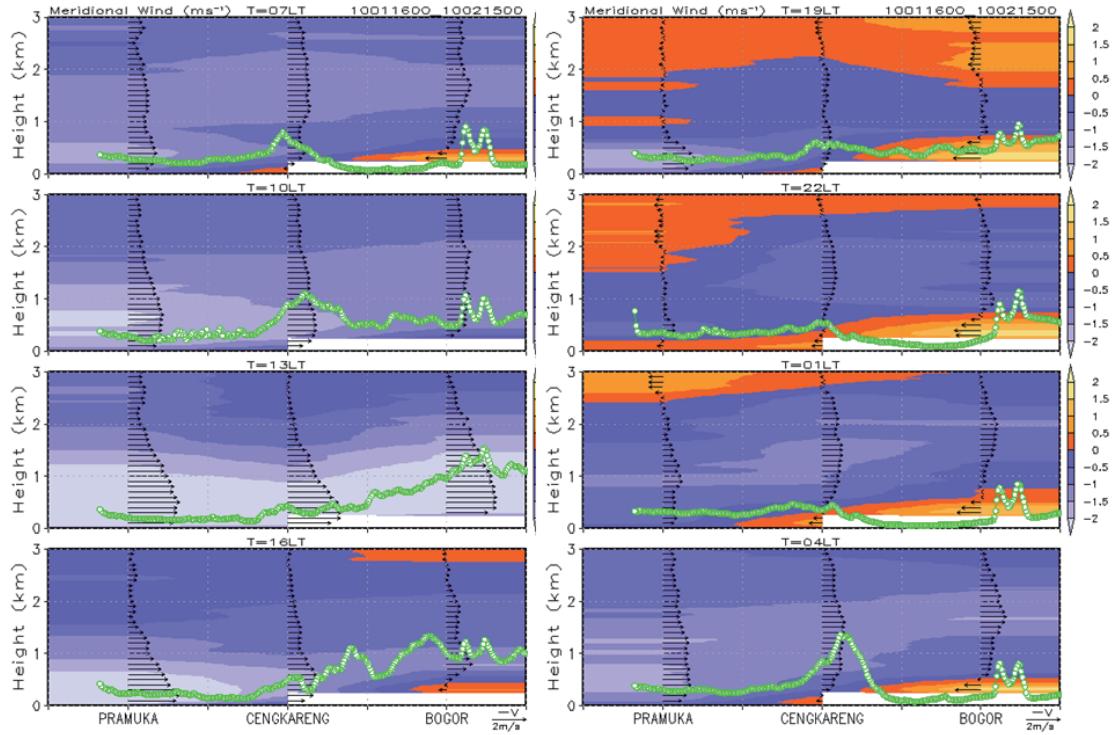


図6 多地点レーウィンゾンデ観測から得られたJABODETABEK上空における南北風成分を期間平均し、Pramuka(左端、ジャワ海上), Cengkareng(中央、海岸線), およびBogor(右端、内陸)の子午断面を取り、その日変化(左上の07LTから3時間毎に右下の04LTまで)を表す。センターおよび矢羽が南北風成分、白丸付実線はSerpong-CDR観測の高度2kmエコーからMarshal-Palmer変換で求められた降水強度を示す。

Diurnal and periodical Variations of Rainfall Amount at Bogor during the IOP

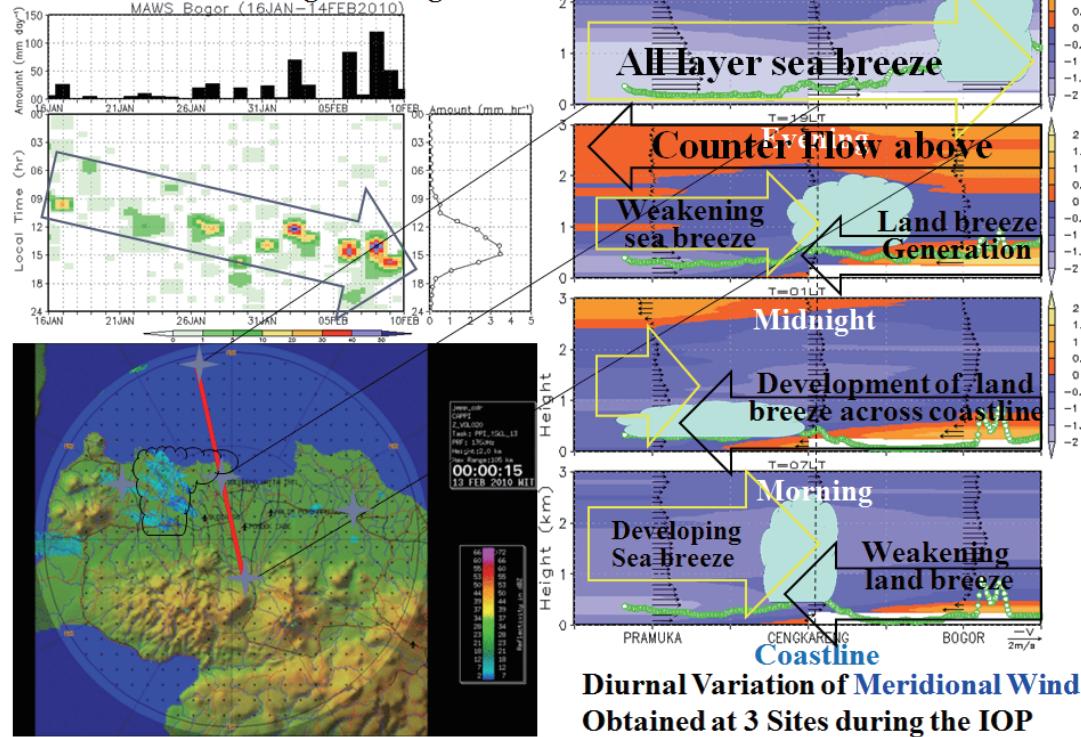


図7 HARIMAU2010集中観測により得られたJABODETABEK上空の海陸風的局地循環および日周期対流南北間移動の模式図(右図)、対応するSerpong-CDR観測範囲(左下図)、およびBogorの地上降水量観測結果(左上図)。

Variability of Ciliwung River Water Level due to Diurnal-Cycle Rainfall

Reni Sulistyowati^{1,3}, Ratih Indri Hapsari², Fadli Syamsudin³, Shuichi Mori⁴, Satoru T. Oishi¹, Manabu D. Yamanaka^{4,3,1}

¹Kobe University, Japan

²State Polytechnic of Malang, Indonesia

³Agency for the Assessment and Application of Technology (BPPT), Indonesia

⁴Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japan

1. Introduction

At the last symposium (Sulistyowati *et al.*, 2012), it has been found that the water level of Ciliwung River has a diurnal cycle generated probably by the rainfall diurnal cycle which has been confirmed observationally over the catchment area. Here we show results of numerical simulations by using a distributed hydrological model (CDRMV3) and compare this with the observed diurnal cycle of water level.

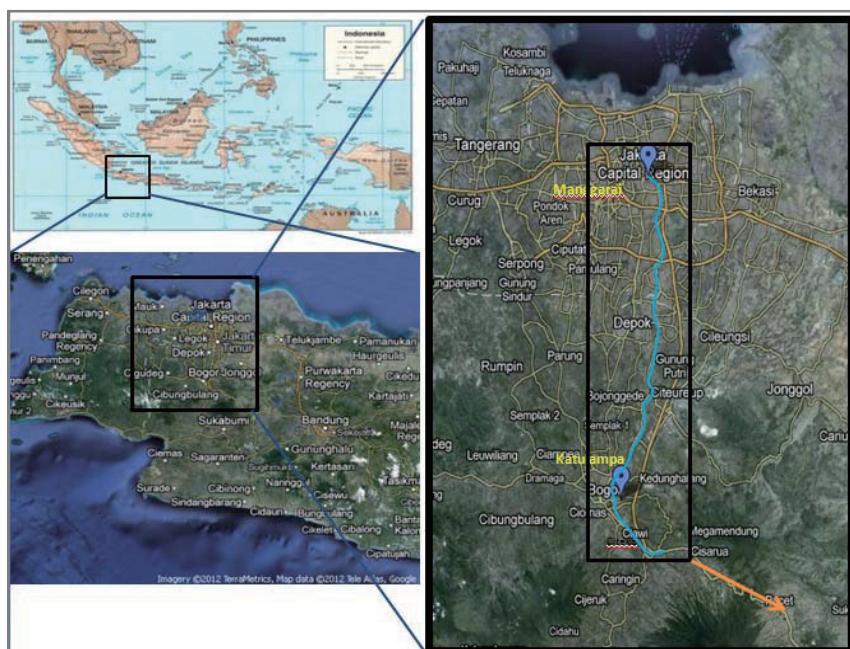


Figure 1. Coverage area of Ciliwung River basin ($6.2\text{--}6.8^\circ\text{S}$, $106.7\text{--}107.2^\circ\text{E}$), flowing from upstream area (mountain site of Bogor/Puncak) to downstream area of Jakarta city (Source: www.google.com/maps/).

2. Observational evidence at Ciliwung River

The Ciliwung River basin, which runs from a southern highland through two provinces, West Java and Jakarta, has downstream in the center of Jakarta city before finally flowing into the Jawa Sea. The length and catchment area of Ciliwung River are 126 km and 387 km^2 respectively (Widagdo *et al.*, 2013). Ciliwung River has very long narrow watersheds and steep slopes in the upstream to the middle, where runoff is very small because of a concentration of

dense population only in the downstream. Therefore, when extreme rainfall occurs in a short time at the upstream can lead to the flood in Jakarta area in the downstream (see Fig. 1). The risks of flood have been increased also by land subsidence.

Radar rainfall observation data from C-band Doppler Radar (CDR) installed at Serpong (106.70E and 6.40S; 46 m MSL) (Sulistyowati *et al.*, 2012). The CDR can observe rainfalls over Jakarta area with a time resolution of 6-min and a horizontal range of about 105 km. Radar rainfall data used in the model (see next section) are 2-km grid spatially distributed data. The 6-min radar reflectivity is converted into the surface rainfall in the Ciliwung River basin using Marshall-Palmer formula ($Z=200R^{1.6}$).

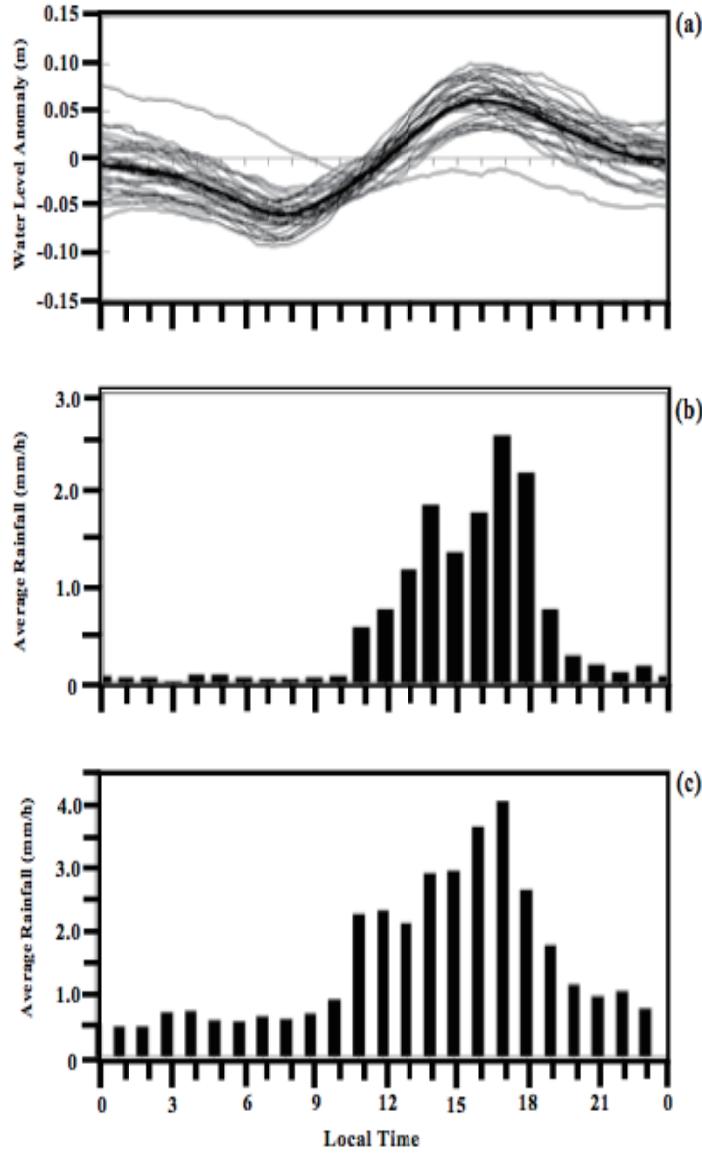


Figure 2. The diurnal cycle appearance of (a) water level at Manggarai, has similar patterns with diurnal cycle of rainfall data average from (b) AWS Citeko, Bogor, Serpong, and (c) weather radar data over Ciliwung River basin.

Figure 2 shows the diurnal cycle of water level at a downstream station (Manggarai), compared with rainfall data from AWSs (automatic weather stations) and the CDR during a one-month observation called the HARIMAU 2010 IOP (Sulistyowati *et al.*, 2012). At Manggarai, we find clear persistent systematic appearance of a diurnal cycle with amplitude of about 0.1 m the water level, corresponding to about $32 \text{ m}^3/\text{s}$ in the discharge. The diurnal cycle of water level anomaly has the minimum value in the morning (07–08LST) and the maximum in the afternoon (16–17 LST), this pattern similar with the diurnal cycle appearance of rainfall data.

3. Application of CDRMV3 model to Ciliwung River

The Cell Distributed Rainfall Runoff Model Version 3 (CDRMV3) is a distributed parameter runoff model, which is suitable for un-gauged basin or poor information basins, because this model has ability to define model parameter values with spatially distributed data such as radar rainfall data, topographic data, land-use data, and remote sensing imagery (Kojima *et al.*, 2007). This paper introduces the first application of this model to Ciliwung River basin, West Java, Indonesia.

This distributed runoff model needs geographical data such as flow direction, slope and land cover on each grid-cell for developing the hydrological modeling. The topographic properties (slope angle and slope length) are produced with DEM (Digital Elevation Model) from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) satellite, and drainage paths are based on the DEM data with 1-km resolution (see Fig. 3). The model needs the equivalent roughness of each land use category, the Ciliwung River basin is classified into nine land-use classes based on Ministry of Forestry, Indonesia, such as paddy, field, orchard, forest, wilds, urban, water body, swamp, and river.

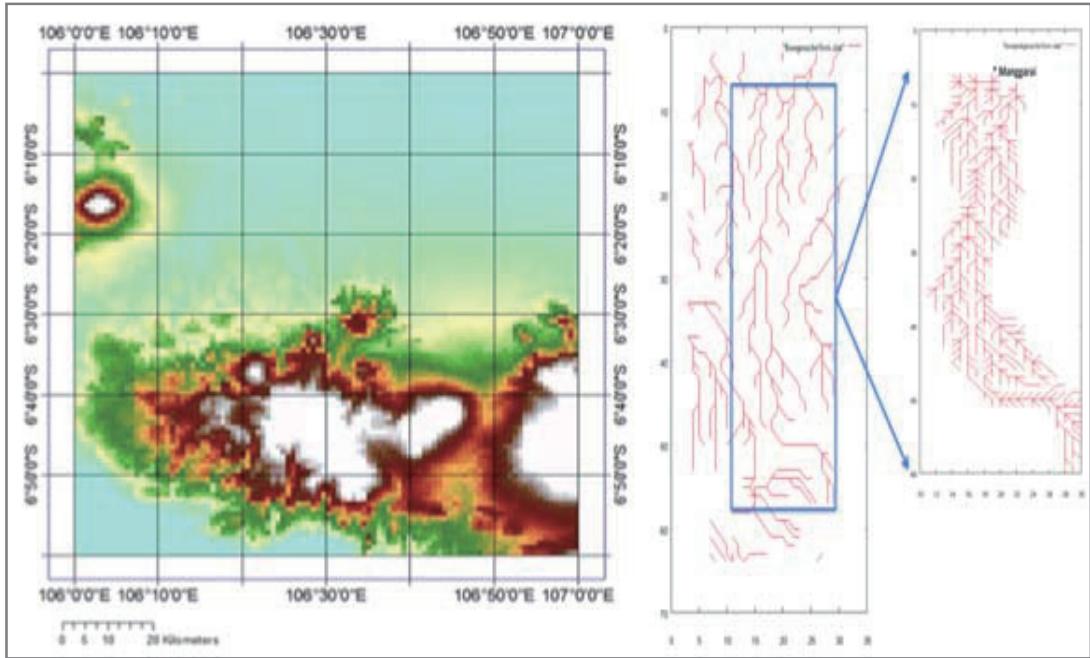


Figure 3. Drainage path with 1-km resolution derived from DEM data over Ciliwung River basin.

4. Results of numerical simulations for one month period

Simulated hydrograph throughout the one month observation period (18 January – 15 February 2010) is shown at Figure 4. The diurnal-cycle rainfall (involved in spatially distributed radar rainfall data) produces the diurnal cycle of water level, but the latter is not so clear as appeared in observation. By using spectral analysis, we find that the simulated discharge has 1.3-day periodicity.

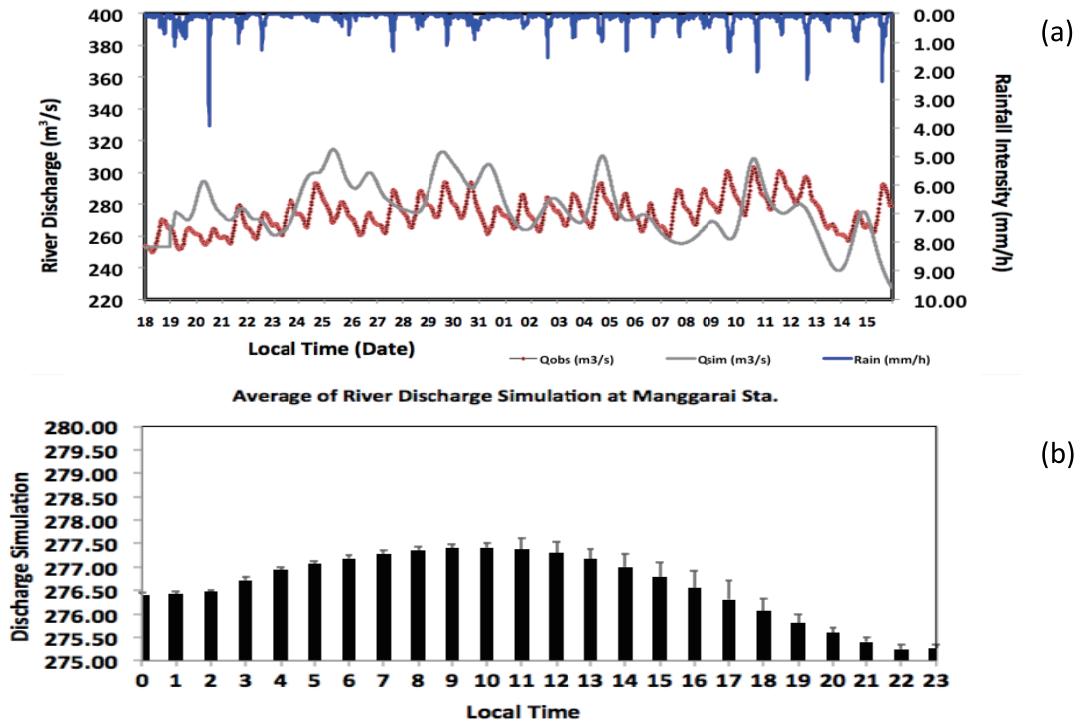


Figure 4. (a) Observed and simulated hydrographs on 18 January - 15 February 2010 and (b) average of discharge simulation showing the diurnal cycle in the Ciliwung River basin.

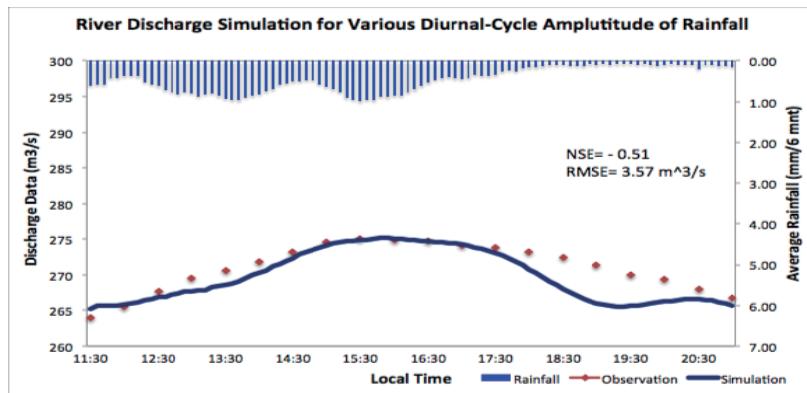


Figure 5. Simulation result of river discharge at Manggarai (blue line) from average radar rainfall data (blue bar), compared with river discharge observation (red dot).

5. Numerical experiments for various diurnal-cycle rainfall magnitude

Hydrographs have been simulated using the spatially distributed radar rainfall data also for selected short periods. Figure 5 shows an example (11:30 – 21:00 LT, 14 February 2010). In this case, maximum peak of river discharge is $275.2 \text{ m}^3/\text{s}$ at 15:30 LT. Although the radar rainfall was fluctuated, the discharge produced only one peak during this period, which can be simulated by the CDRMV3 model. This might be due to an effect of rainfall accumulation.

Figure 6 shows simulation results using rainfall multiplied by a factor, which suggest that overflow or flooding may be induced when the amplitude of the rainfall's diurnal cycle is stronger than a critical value (~ 1.5 times the actual values). We expect that the critical value is dependent on the spatial distribution and migration of rainfall.

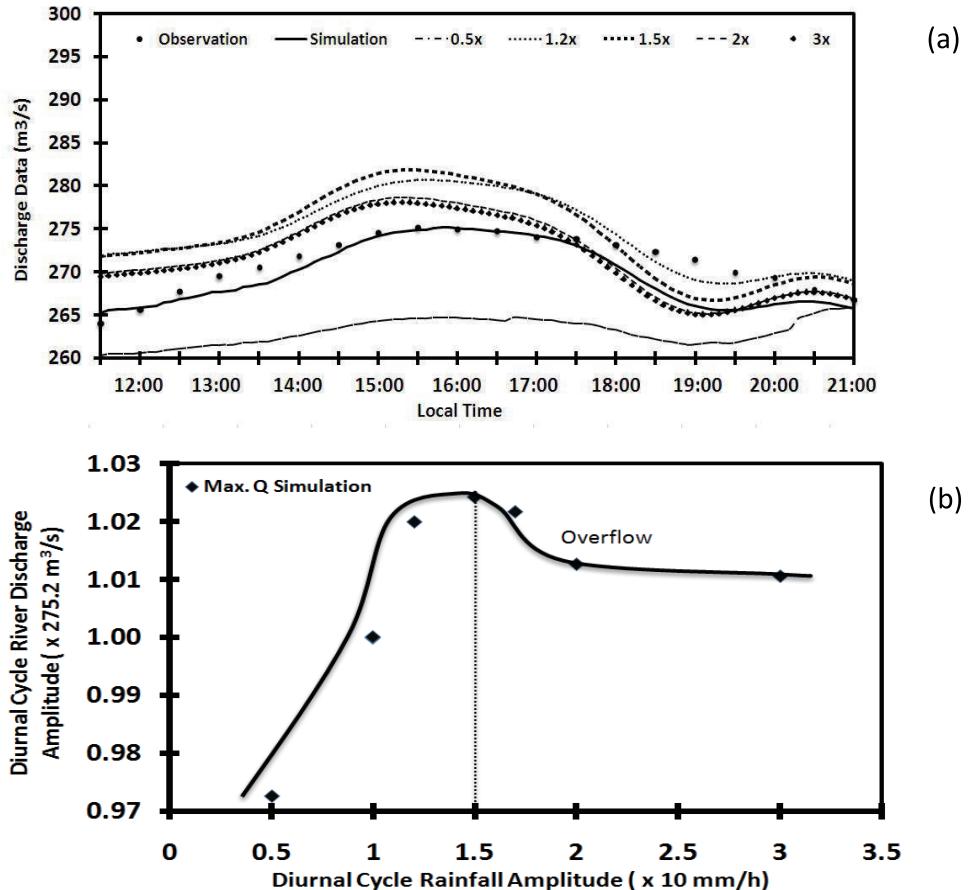


Figure 6. (a) Observed, simulated and five experimental (with artificially magnified rainfall) hydrographs on 14 February, suggesting (b) a critical amplitude of the diurnal cycle of rainfall beyond which overflow or flooding may be induced in the Ciliwung River basin.

6. Conclusions

The CDRMV3 model has been used to simulate the diurnal cycle observed at Ciliwung River, and to obtain a critical value for making floods in its downstream area.

Acknowledgements

The first author thanks to Dr. Kenichiro Kobayashi of Kobe University for his kind guidance and valuable comments on the hydrological model stage of this study, to Prof. Jun Matsumoto of Tokyo Metropolitan University (TMU) for his comments and encouragement during this study, and also to Prof. Yoshi-Yuki Hayashi for his encouragement and support at Kobe University. We thank many other colleagues in Japan Earth Observation Science Promotion Project (JEPP) – Hydrometeorological ARray for Intraseasonal Variation-Monsoon AUtomonitoring (HARIMAU), who did the HARIMAU 2010 IOP, and operators at Balai Besar Wilayah Sungai Ciliwung-Cisadane (BBWSCC), who provided the river data. In the completion of this study, we have been supported by Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development – Maritime Continent Center of Excellence (SATREPS-MCCOE).

References

- Kojima, T., Takara, K. & Tachikawa, Y. A distributed runoff model for flood prediction in ungauged basins. *IAHS Publ.* **309**, 267-274 (2007).
- Sulistyowati, R., Hapsari, R. I., Syamsudin, F., Mori, S., Oishi, S. T. & Yamanaka, M. D.. Hydrometeorological significance of C-band radar echoes migrating over Ciliwung River Basin, West Java, *Proc. 6th MUR-EAR Symp.*, 68-72 (2012).
- Widagdo, Sawano, H., Sarwono, S., Bambang, W., Hananto, K. & Sukiyoto. *River Management in Indonesia English Edition*. Directorate General of Water Resources, Yayasan Air Adhi Eka, JICA, Appendices B2 (2013).

福井工業大学ウィンドプロファイラーダーによる北陸沿岸域の局地循環観測

中城智之[1], 青山隆司[1], 加藤芳信[1], 宇治橋康行[1], 山本真之[2], 橋口浩之[2]

[1] 福井工業大学, [2] 京都大学生存圏研究所

1. 序

福井工業大学では、文部科学省の私立大学戦略的研究基盤形成支援事業に採択された「北陸地域における環境の計測と保全に関わる研究拠点形成」プロジェクトにおいて、福井県沿岸域に立地するあわらキャンパスに 1.3GHz ウィンドプロファイラーダー（以下、WPR）が設置された。この WPR を用いた北陸地域における大気境界層の観測を通して、豪雨に関連する局地循環や大気汚染物質の拡散の実態を把握することを目的としている。本稿では、これまでの観測で得られた結果の概要について述べる。

2. 福井工業大学 WPR の概要

WPR が設置されている福井工業大学あわらキャンパスは福井県北部の海岸沿いに位置し、WINDAS 福井局からは北北西の方向に直線距離で約 24km しか離れていない。また、アメダス三国局が西に約 5km にあり、信頼性の高い地上観測局との比較が可能である。

表 1 に福井工業大学 WPR の性能緒元を示す。基本的には WINDAS で採用されている WPR と同型であるが、WINDAS 福井局への影響を避けるため、送受信周波数を WINDAS より 600kHz 高い 1358.1MHz としている。また、高い距離分解能を実現可能なレンジイメージング機能を有していることが特徴である。

表 1 : 福井工業大学 WPR の性能緒元

送受信周波数	1358.1 MHz	ビーム幅	約 3 度
送信電力	2.2 kW	観測高度範囲	200 m ~ 5 km
アンテナ方式	フェーズドアレイ	高度分解能	100 m ~ 600 m
アンテナ開口	4 m × 4 m	時間分解能	通常 10 分 (最小 2 秒)

3. 観測および解析結果

3-1. 運用状況

福井工業大学 WPR は 2012 年 3 月にあわらキャンパスに設置され、7 月から 12 月まで初期観測とシステム調整を行った後、2012 年 12 月より本観測に入った。その後、現在に至るまでほぼ連続的にデータ取得を行っている。取得データの内容は、2013 年 7 月までが 10 分平均値のみ、8 月以降は 10 分平均値と IQ 出力である。また、レンジイメージングの初期観測を 2013 年 6 月および 7 月にイベント観測として実施した。

3-2. 沿岸部の風の特性

3-2-1. 海陸風循環の抽出

海岸沿いの地域では、海面と陸面の温度差に起因する海陸風循環が発生することが古くから知られており、大気汚染物質の拡散などに影響することが指摘されている。過去の観測により、WPR が海陸風循環の実態、特に高度方向の実態を把握するために有効であることが示されている[1]。そこで、MTSAT の赤外観測データで雲が少ないことが分かっている日の WPR の 10 分平均値のデータに着目し、海陸風循環の抽出を試みた。

一般風の影響を除去するため、各高度において風速の 1 日平均値を算出し、個々の 10 分平均の風速値から 1 日平均値を引き算した。また、時間方向に 40 分の移動平均を行った。さらに、水平風成分に回転変換を施し、海岸線に垂直な成分と水平な成分を求めた。続いて、MTSAT の赤外画像データおよびアメダス三国局のデータを用いて、雲が少なく降雨が観測されていない日を選択し、その平均像を算出した。2013 年 5 月の解析結果を図 1 に示す。この解析では 5 月 3, 5, 9, 12, 13, 14, 21, 22, 24, 25 日の 10 日間のデータを解析に用いた。

鉛直流を見ると午前 8~10 時に高度 1.5km 以下で上昇流が発生している。スペクトル幅を見ると、これに伴って大気境界層が発達し、14 時頃に高度 1.5km 付近に達し、その後 17 時過ぎに次第に消滅していることがわかる。12~17 時の時間帯に高度 1.5km 付近の大気境界層の上端でエコー強度が強くなっていることがわかる。過去に報告された大気境界層の特徴と一致する[2]。一方、水平風の海岸線に垂直な成分では、高度 500m 以下の下層で、大気境界層の発達が始まる午前 10 時頃から海風が卓越し、その反流が高度 2km まで存在している。大気境界層の消滅が始まる 17 時頃からは下層では陸風に、上層では海風に変化しており、典型的な海陸風循環の特徴の検出に成功している。0~5 時の時間帯に陸風が観測されていないが、アメダス三国局のデータでは南風となっており陸風成分と考えられる。したがって、0~5 時の時間帯の陸風の発生高度が WPR の観測下限高度である 200m を下回っている可能性が考えられる。

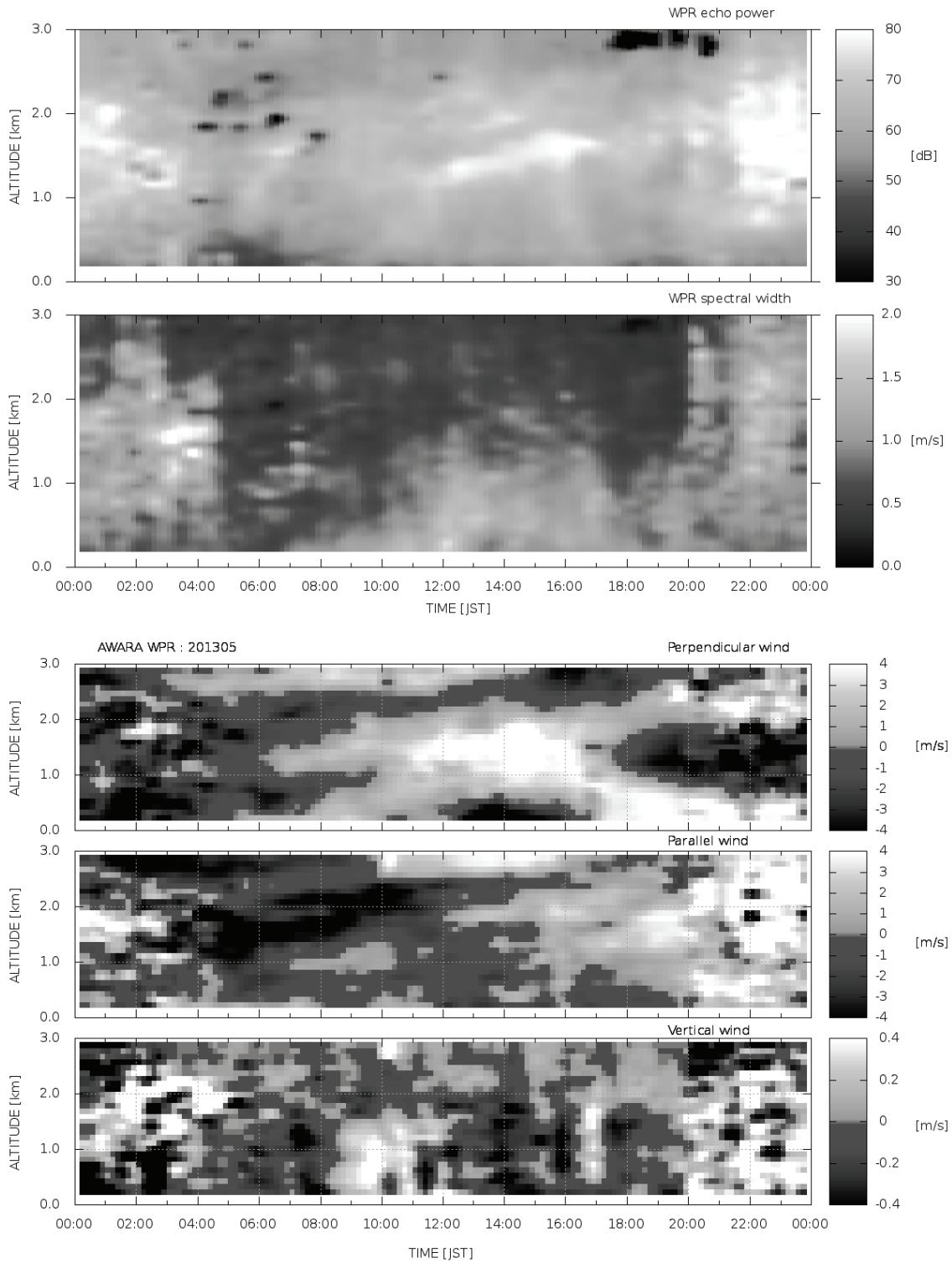


図 1 : 2013 年 5 月の大気境界層の平均像。MTSAT で雲があまり観測されておらず、アメダス三国局で降雨が観測されていない 10 日間のデータを使用した。上から、エコー強度およびスペクトル幅、水平風の海岸線に対して垂直な成分と水平な成分、および鉛直流である。水平風の海岸線に対して垂直な成分は、プラスが陸風、マイナスが海風を表す。また、海岸線に対して水平な成分については、プラスが陸から海を見たときの右手の方向である。大気境界層の発達・消滅に伴い、高度 1km 以下の下層で海風・陸風が発達している。また、反流が高度 2km まで検出されている。

3-2-2. WINDAS 福井局との比較

続いて、沿岸部の風の特性を明らかにするため、福井工業大学 WPR で観測された風の独立性を、WINDAS 福井局で観測された風との比較により検討した。福井工業大学 WPR と WINDAS 福井局は直線距離でわずか 24 km しか離れておらず、両者の観測データを比較することで、沿岸部特有の風の特性を議論できる。

図 2 は、2013 年 5 月の高度 384m における比較の結果である。上から、あわらの風向のヒストグラム及びあわらと福井の平均風速、あわらと福井の風の相関係数、あわらと福井の風向差のあわらでの風向に対する依存性を示している。最上部のヒストグラムでは北寄りおよび南から西寄りの風が卓越していることを示しており、これは主に偏西風および前線通過時の風系の影響である。北寄りの風（横軸の 330~360 および 0~60 度）は相関係数が最も高く、あわらと福井の両局で同様の風を観測していることを示している。ただし、風向には若干の違いがあり、特にあわらでの風向が 30~60 度の場合は約 45 度もずれている。南寄りの風（横軸の 150~210 度）は北寄りの風よりも若干相関係数が下がり、あわらでの風向に依存して、風向の差が変化することが認められる。西寄りの風（横軸の 210~270 度）については相関が 0.6 を下回っており、風向の差のはらつきが大きくなっている。本稿では紙幅の都合で図を割愛するが、高度 2.9km では西寄りの風のみが卓越し、あわらと福井の相関係数は 0.9 に達する。また、風向の差も非常に小さく、両者が同じ偏西風を観測していることを示している。図 2 に見られる風向・風速の違いは高度 1km 以下で特に大きくなる傾向にあり、わずか 24 km しか離れていない地点間でも、大気境界層の影響によって水平風の構造が異なっていることを示している。

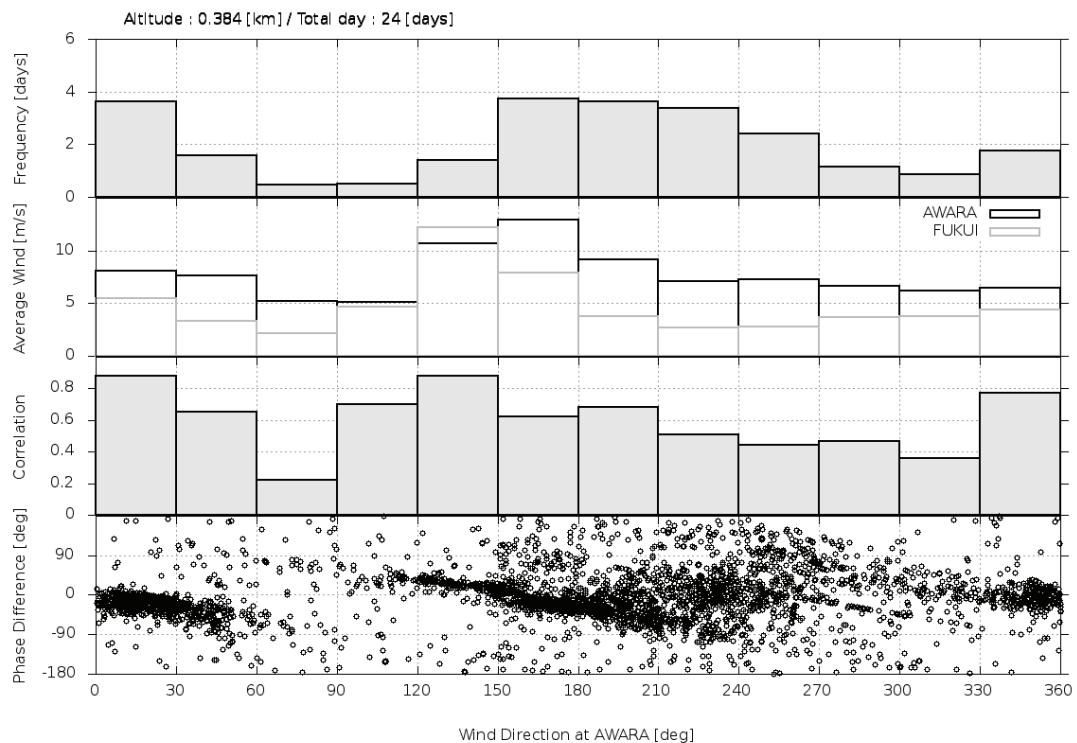


図 2 : 2013 年 5 月の高度 384 m における福井工業大学 WPR および WINDAS 福井局で観測された風の比較。

3-3. 2013 年夏季の強い降雨時に観測された風系の特徴

2013 年夏季は、特に 8 月下旬から 9月初頭にかけて日本海上で活発に活動した秋雨前線の影響を受けて、福井県でも強い降雨が観測された。この中で、9 月 3 日の観測データについて述べる。

図 3 は、9 月 3 日のアメダス三国局における気温、降水量、風速および風向データである。14 時過ぎから 16 時にかけて、10 分当たりの降水量が 4~7mm に達する強い降雨が観測されている。天気図では 9 月 3 日に日本海上、9 月 4 日に南方に前線が存在し、この間に福井県を通過したことが予想される。

図 4 は、福井工業大学 WPR で観測された 9 月 3 日の風系である。上から、海岸線に垂直な成分および水平な成分、鉛直流を示している。ただし、水平風については高度ごとに 1 日の平均値を引き算し、一般

風の影響を除去している。海岸線に垂直な成分を見ると、午前中に高度 1km 以下の下層で陸から海に向かう風が卓越し、上層では風向が逆になっており、前線に伴う風の構造を観測していると思われる。その後、12 時頃から下層では海から陸に向かう風、上層では陸から海に向かう風に変化し、前線が通過したことを見ていると考えられる。海岸線に平行な成分についても 13 時頃を境に風向が変化しており、前線の通過に伴うものと思われる。このように、海岸線に対して垂直および水平な方向に分解すると、特徴的な風系が検出される。このことは、降雨時の風系に地形が及ぼす影響を示唆しているように思われる。

一方、鉛直流を見ると 10 時頃から高度 3km 以上で下降流が観測され始めている。アメダス三国局では降雨が観測されていない時間帯であるが、上空では既に降雨が始まっていたものと推定される。12 時頃に高度約 4km を境に下層では下降流、上層では上昇流が観測されており、この時間帯について時間分解能 2 秒のデータを用いて風速 3 成分の詳細な構造を調べた結果を図 5 に示す。

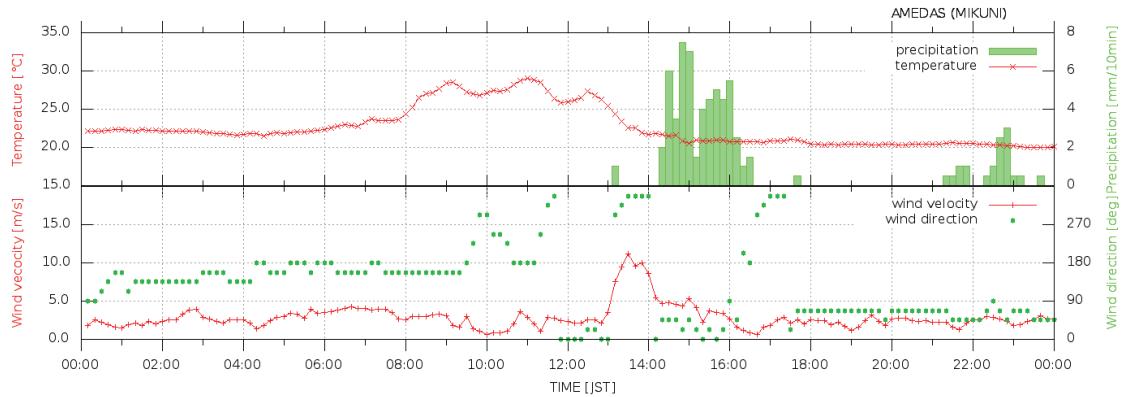


図 3 : 9月 3日のアメダス三国局における気温、降水量、風速および風向データ。14時過ぎから16時にかけて、10分当たりの降水量が4~7mmに達する強い降雨が観測されている。

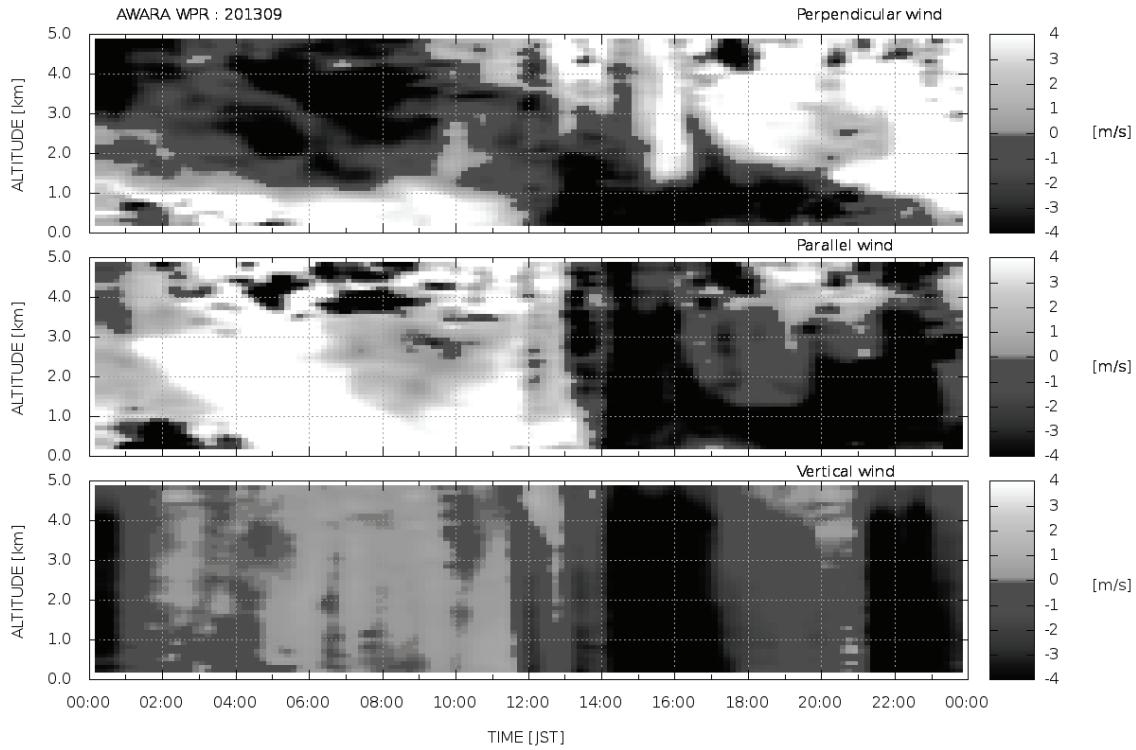


図 4 : 福井工業大学 WPR で観測された 9月 3日の風系。上から、海岸線に垂直な成分および水平な成分、鉛直流である。ただし、水平風については高度ごとに 1日の平均値を引き算し、一般風の影響を除去している。

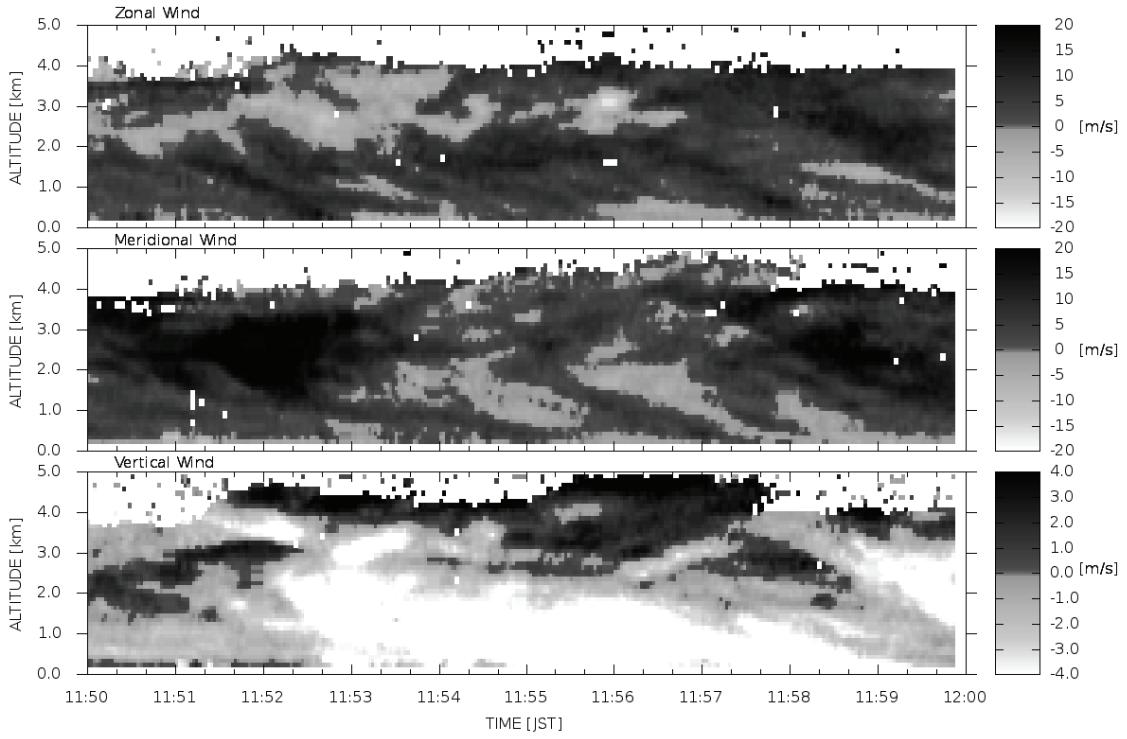


図 5 : 9月 3 日 11 時 50 分から 12 時における風系。上から、東西風、南北風および鉛直流である。図 4 と異なり、一般風を除去する処理は行っていない。また、高度約 4km 以上における白色の領域は、エコーの SN が低く風速を求められなかったことを示している。この領域と上昇流を区別するため、風速の正負に対するカラーコードの色を図 4 とは逆にしている。

図 5 の鉛直流を見ると、11 時 52 分以降、高度約 3km 以下の高度で強い下降流が観測されており、ドップラースペクトルも確認した結果、降雨であると推定される。南北風成分を見ると、11 時 53 分頃から 11 時 59 分頃にかけて、高度 1~2km の範囲で風向の正負が約 1 分の周期で入れ替わる様子が見えており、水平風が渦巻いているように見受けられる。また、降雨が始まる上端の高度 3~4km の直上で 4.0m/s に達する強い上昇流が観測されている。この上昇流とその後の強い降雨との関係について、今後、人工衛星による雲データと照合し調査する予定である。

3-4. レンジイメージングのテスト観測結果

最後に、2013 年 7 月 22 日に行ったレンジイメージングのテスト観測結果の 1 例を図 6 に示す。この日は雲が発生していたが降雨ではなく、晴れの日に分類される。用いた送信周波数は、1357.6MHz から 1358.6MHz までの 250kHz 間隔の 5 波である。図 7 の通常の観測手法での結果と比較すると高度分解能が向上していることがわかる。特に、高度約 1.4km にスペクトル幅の大きい薄い層があり、この高度付近で鉛直流が上昇と下降を交互に繰り返している様子が明確に認識される。同時に行った地上の赤外線カメラによる雲の撮像データから、高度約 1.3km が雲の下端であると推定され、雲の生成に関する大気の運動を捉えている可能性がある。

4. 結論と今後の展望

福井県沿岸域の福井工業大学あわらキャンパスに設置された WPR のデータを用いて、北陸地域の局地循環の特徴を明らかにするためのデータ解析を開始した。その初期結果として、5 月の晴天日には海陸風循環が発生していることが確認された。また、高度 1km 以下の下層では WINDAS 福井局と異なる風が観測されることが示され、下層大気の風の計測の重要性が改めて示された。イベント解析として、9 月 3 日の強い降雨時の風系について調査した結果、強い降雨が発生した時刻の約 2 時間前に前線の通過に伴う風向の変化と、強い降雨の原因となった積乱雲発生に関係する可能性のある強い上昇流が観測されていることがわかった。

今後は、未解析データの解析を進め海陸風循環および WINDAS 福井局との違いの季節変化を明らかにすると同時に、人工衛星データとの照合およびレンジイメージングによる大気運動の詳細観測を実施し、観測された風系と強い降雨の関係を明らかにしていく予定である。

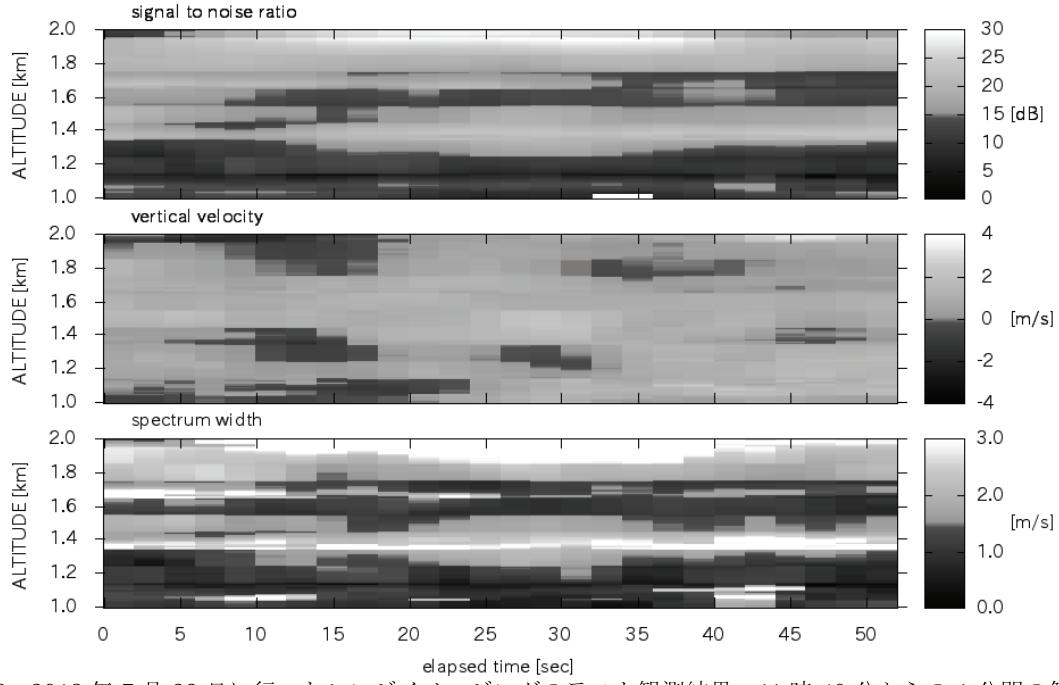


図 6 : 2013 年 7 月 22 日に行ったレンジイメージングのテスト観測結果。11 時 40 分からの 1 分間の解析結果を示している。上から、SN 比、鉛直流、スペクトル幅である。

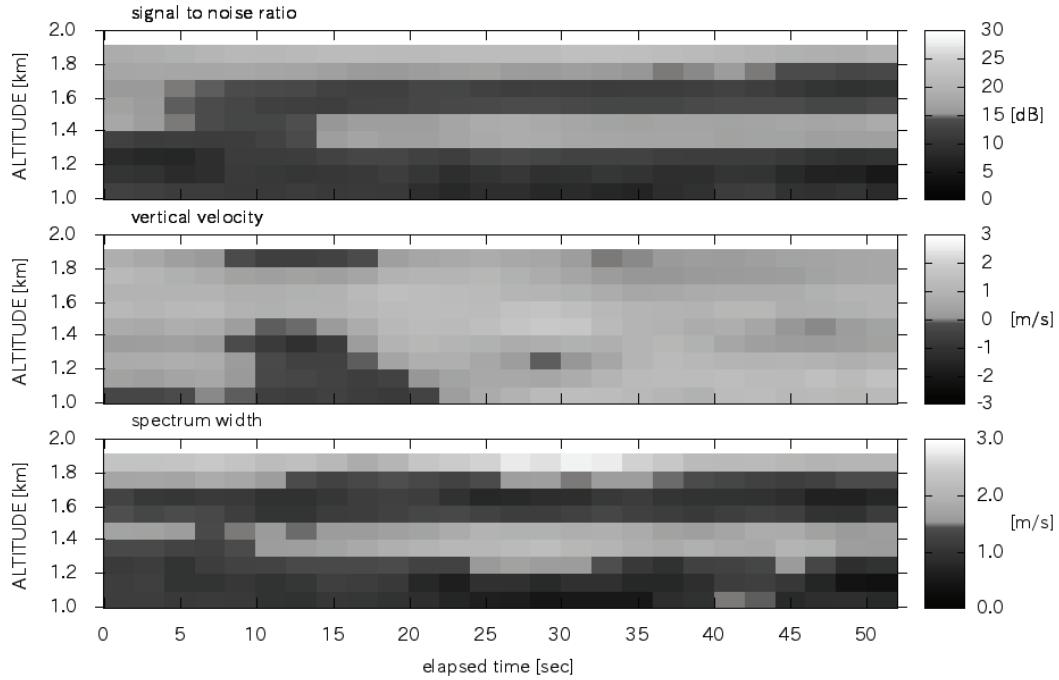


図 7 : 図 6 のデータについてレンジイメージングを行わない通常の解析手法を用いた結果（高度分解能 100m）。図 6 と比較して高度方向の分解能が悪いことがわかる。フォーマットは図 6 と同じである。

参考文献

- [1] By Tri W. Hadi et al., Tropical Sea-breeze Circulations and Related Atmospheric Phenomena Observed with L-band Boundary Layer Radar in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 78, 123-140, 2000.
- [2] Hashiguchi, H. et al, Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results, *Radio Sci.*, 30, 1043-1054, 1995.

EOS/MLS データに基づく成層圏・中間圏における半年周期振動の解析

*大羽田 剛史・飯田 千尋・廣岡 俊彦(九大院理)・江口 菜穂 (九大応力研)

1. はじめに

赤道域中層大気は、赤道域固有の波動や、準2年周期振動(QBO)、半年周期振動(SAO)などの特異な変動の存在から、多くの研究者の興味を引きつけてきた。一方で、成層圏界面より上の領域は、観測手段も限られることから、未だ断片的な知識しか得られていない。近年、高精度の衛星観測技術の進展に伴い、成層圏界面付近から下部熱圏にかけての領域についても全球的力学解析が可能となった。そこで本研究では、高度 90km 付近まで観測可能な Aura EOS/MLS データを用いて、熱帯域上部成層圏・中間圏における SAO を中心に赤道域循環について解析を行った。以下では、再解析データとの比較をしながら、観測的特徴を報告する。

2. データと解析手法

2.1 EOS/MLS データ

本研究では、NASA 作成の Aura EOS/MLS Version 3.3 Level 2 の気温とジオポテンシャル高度のデータを使用する。鉛直分解能は成層圏で約 4km、成層圏界面付近や下部中間圏で約 8-9km であり、高度約 11km~97km の範囲にデータ面が 42 層ある。水平方向の視野範囲は約 160km で、緯度は南北それぞれ 80 度まで使用できる。本データは衛星軌道に沿って与えられているので、前後 3 日分のデータを積分することで、経度緯度 $5^\circ \times 5^\circ$ の格子点データを 1 日間隔で作成し、解析に用いた。作成したデータは空間スケールが経度緯度 $5^\circ \times 5^\circ$ で、時間スケールが 3 日以上の現象を力学的に詳しく解析することが可能である。解析期間は、2008 年 1 月から 2013 年 6 月である。

2.2 風の場の求め方

ジオポテンシャル高度から帶状平均東西風を求めるために、CIRA1986 モデルで使用されている傾度風平衡の式 (Fleming et al. 1990) を用いた。図 1 に 2008 年から 2009 年の赤道上における帶状平均東西風の時間変化を示す。成層圏で見られる QBO は東風に比べて西風が相対的に弱いことがわかる。また成層圏界面付近(1hPa)に半年周期で西

風と東風が移り変わる SAO が見られる。一方、中部中間圏(0.01hPa 付近)でも SAO が見られる。以降成層圏界面付近の SAO を SSAO、中部中間圏の SAO を MSAO と呼び、これらを中心に解析を進める。

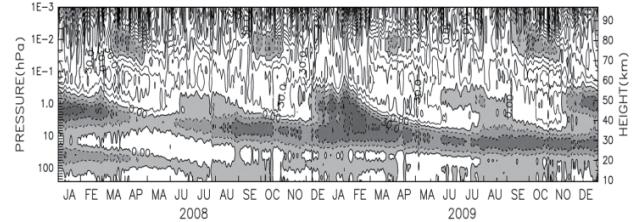


図 1 2008–2009 年における赤道上帶状平均東西風の高度時間断面図。等値線間隔は $15\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、陰影部は東風を表す。

2.3 再解析データとの比較

まず、本研究で求めた帶状平均東西風と再解析データとの比較を行う。比較に用いたデータは、ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) の再解析 ERA-Interim である。図 2 に 2008 年の赤道上における帶状平均東西風の時間発展を示す。上図が今回 EOS/MLS データから求めた風の場で、下図が ERA-Interim の風の場である。両者を比較すると EOS/MLS データから求めた風の場は細かい変動が見られるものの、QBO や SAO の位相や、風速の絶対値はほぼ一致していることがわかる。

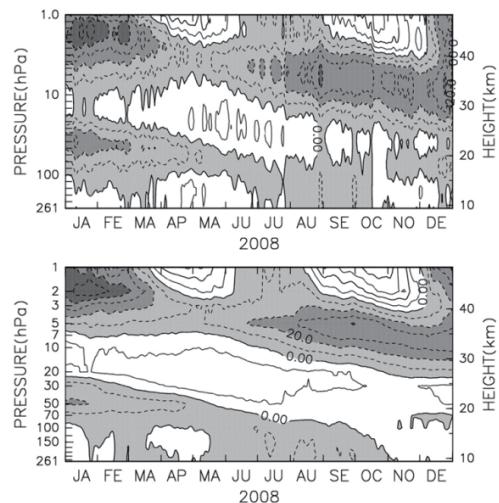


図 2 2008 年における赤道上帶状平均東西風の高度時間断面図。(上)EOS/MLS データ、(下)ECMWF。等値線間隔は $10\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、陰影部は東風を表す。

3. 解析結果

3.1 赤道域の概観

解析期間の赤道上の風の場の概観を知るために月平均した赤道上の帶状平均東西風の時間変化を図3に示す。上図は高度時間断面図、下図は1hPaと0.01hPa面における時間変化を取り出したものである。これらの図からSSAOとMSAOは逆位相の関係にあることがわかる。これはHirota(1978)で報告されたロケットゾンデを用いた解析結果と一致するもので、これはMSAOが、SSAOによる上方伝播特性の影響を受けたケルビン波や重力波により形成されるためと考えられている（例えば、Dunkerton, 1982）。

次に、図4に月平均した帶状平均東西風スペクトルの高度分布を示す。QBO成分は下部成層圏(10hPa付近)で卓越している。AO成分は上部成層圏と下部中間圏で比較的大きくなっているが、あまり顕著ではない。中間圏では短周期成分も顕著なのに対し、成層圏では長周期成分の寄与がみられる。本研究で注目しているSAO成分は5hPa付近より上で最も卓越する成分で、0.1hPa付近と0.02hPaで極小となっていることがわかる。また、SAO成分の緯度高度分布を描くと、成層圏上層では南半球側に振幅の極大があるのに対し、中部中間圏より上では赤道対称と、高度により異なる空間構造が見られる（図5）。成層圏上層の赤道非対称性はBelmont et al.(1974)で報告されており、Hirota et al.(1983)により南半球極夜ジェットおよび夏の東風が北半球に比べ強いことにより赤道対称からずれることが示されている。

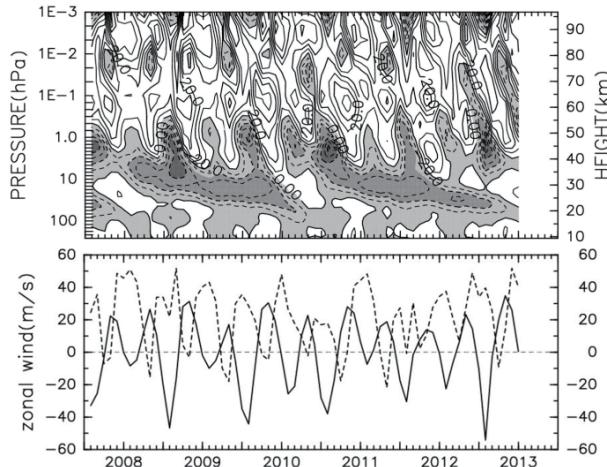


図3 月平均した赤道上帶状平均東西風の時間変化。（上）高度時間断面図、等値線間隔は $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、陰影部は東風を表す。（下）1hPa面（実線）と0.01hPa面（破線）の変動図。

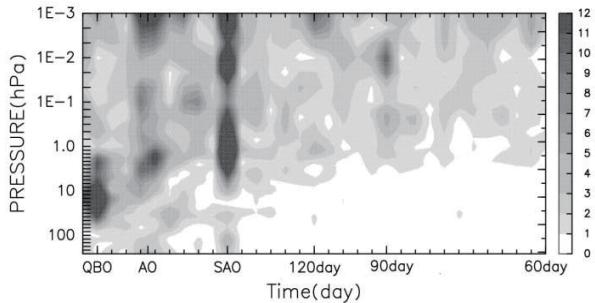


図4 月平均した赤道上帶状平均東西風の各周期数成分の振幅。単位は $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。縦軸は高度、横軸は周期を表す。

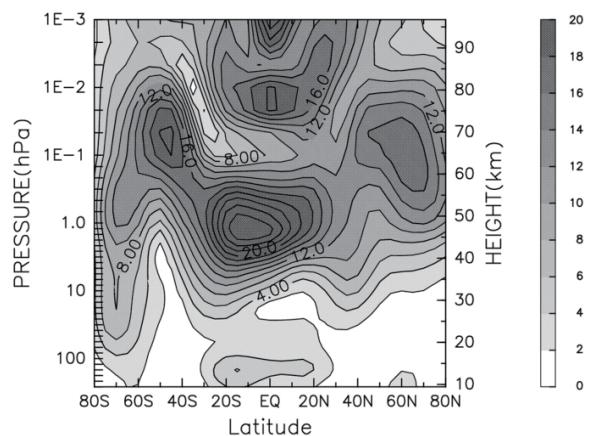


図5 SAO成分の緯度分布。等値線間隔は $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。縦軸は高度、横軸は緯度を表す。

3.2 成層圏突然昇温へのSSAO・MMAOの応答

SSAOとMSAOの年々変動を調べるためにあたり北半球の冬季に注目して図3の下図を見てみると、2009年・2010年・2013年の冬季のSSAOとMSAOの振幅が他の年よりも強いことがわかる。これらの年は、大規模成層圏突然昇温(Stratospheric Sudden Warming: SSW)が起こった年である（2009年1月・2010年1-2月・2013年1月に大昇温発現）。大昇温とは、WMO（世界気象機関）が定義する、「帯状平均場に関して、10hPaかそれ以下の高度で緯度60度より極側が高温となり、西風が東風に変わる」条件を満たす場合を指す。冬季成層圏極域で見られる成層圏突然昇温と赤道域のSAOの関係を知るために、SSW生起時のSAOの変動を調べた。

ここでは、一例として2013年1月に起こったSSWを取り上げる。図6の上図は北緯70-80度における帯状平均温度、下図は東西風の時間・高度断面図である。突然昇温発現後に激しい温度上昇や東西風が西風から東風へ移り変わるのが見られる。SSWは対流圏で励起される大振幅のプラネタリー波が成層圏へ非定常的に伝播する過程

で発現する。SSW 時は図 7 の極域で上下に分かれ低緯度側では上下から集まるような大循環が駆動され、上昇流に伴い断熱加熱、下降流に伴い断熱冷却が起こると考えられている。このような SSW 時の大循環を踏まえ赤道域の温度場について見ていく。

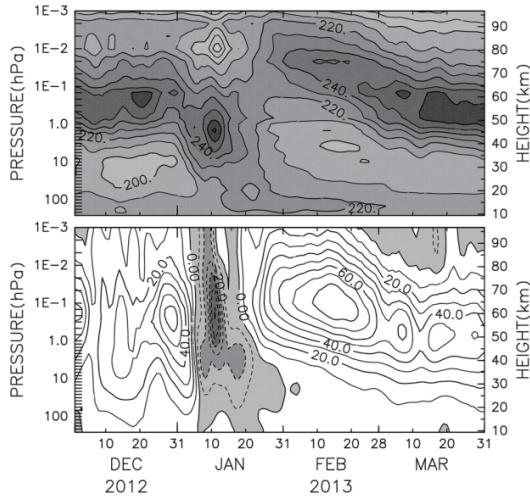


図 6 2013 年 1 月に起きた SSW 時の北緯 70-80 度における帯状平均温度（上図、等値線間隔 10K）と帯状平均東西風（下図、等値線間隔 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、陰影部は東風を表す）の時間変化。

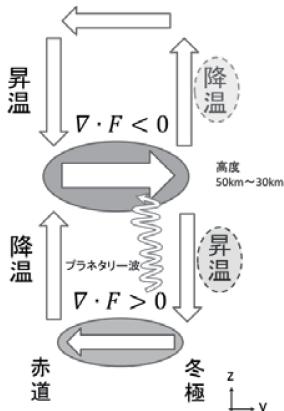


図 7 成層圏突然昇温の発現機構、Matsuno(1971)。
F:Eliassen-Palm Flux。

赤道域は 1 年を通じて温度変化が小さいため、大昇温が起きていない年の平均的な季節進行を求め、それからの偏差を取ったものを図 8 に示す。この図から大昇温時に成層圏界面付近で気温が負偏差、中部中間圏では正偏差となり、成層圏界面付近で降温、中部中間圏では昇温していることが考えられる。

図 9 に、2013 年 1 月 11 日の温度偏差の緯度高度分布を表す。図 7 で示した SSW 時の昇温と降温の特徴よく表現できていることがわかる。また、大規模 SSW が生じた他

の年に関しても、ほぼ同様の特徴が見られた（図省略）。

次に、上記の温度変化と、SAO の振幅変化の関係を考える。ここで赤道上の β 平面における温度風の式は以下のようになる（例えば、Andrews et al. 1987）。

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = -\frac{R}{H\beta} \frac{d^2\bar{T}}{dy^2}$$

この関係式をもとに SSW 時の大循環を考えると、降温する領域では高度と共に東風が強くなり、昇温する領域では高度と共に西風が強くなる。この関係から SSW 時のような極域と赤道を繋ぐ循環が生じるときは、SSAO の東風加速、MSAO の西風加速が考えられる（図 10）。

図 11 に赤道上の大昇温が起きていない年からの東西風偏差を示す。図 8 と同様に SSW 時に成層圏界面付近で負偏差、中部中間圏では正偏差となっていることから、成層圏界面付近では西風が、中部中間圏では東風が強くなっていることがわかる。つまり、SSW に伴う温度偏差が SSAO と MSAO の振幅を強める可能性があることが示唆される。一方で、MSAO の西風加速は SSAO の東風加速に対して遅れていることがわかる。この特徴は他の大昇温の時にも見られた。

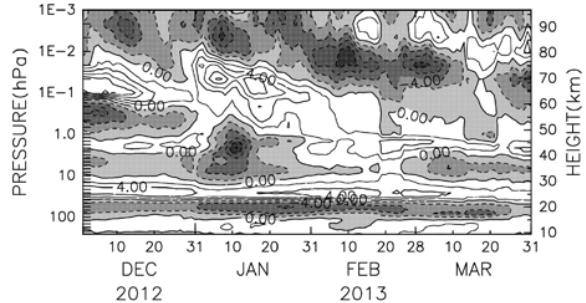


図 8 赤道上における、大昇温が発現していない年からの温度偏差についての図 6 上と同様の図。等値線間隔は 2K、陰影部は負偏差を表す。

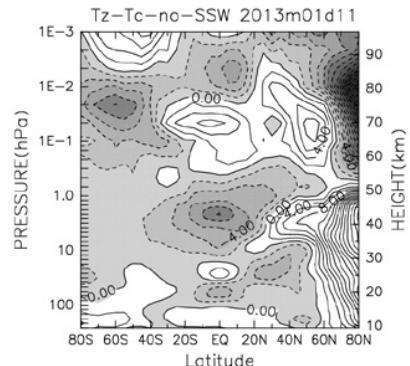


図 9 2013 年 1 月 11 日における大昇温が発現していない年からの温度偏差の緯度分布。等値線間隔は 2K、陰影部は負偏差を表す。

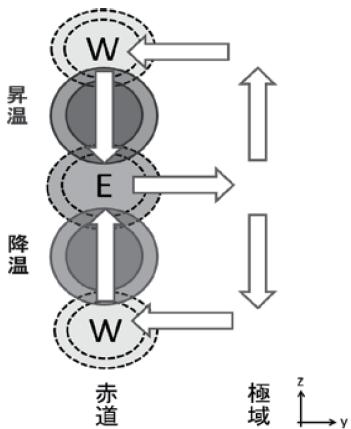


図 10 SSW 時の赤道上の温度偏差に伴う SAO 強化の模式図。W は西風加速、E は東風加速を表す。

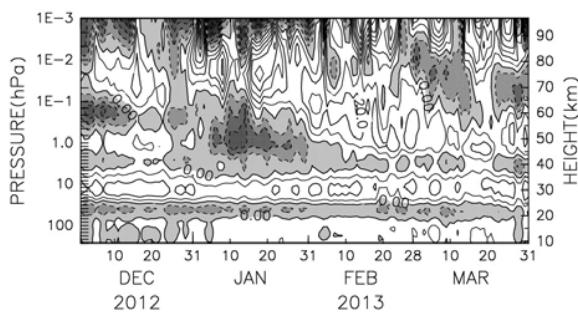


図 11 赤道上における、大昇温が発現していない年からの東西風偏差についての図 6 下と同様の図。等値線間隔は $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、陰影部は負偏差を表す。

4. まとめと今後の方針

今回の研究で得られた SAO の特徴をまとめる。まず、SSAO と MSAO は逆位相の関係で、それぞれの空間分布は SSAO が赤道非対称で MSAO は赤道対称であった。SSW 形成に伴う赤道域の温度偏差が SSAO・MSAO の振幅を強める可能性が示唆された。また中部中間圏の西風加速は成層圏界面付近の東風加速に比べ遅れて起こることがわかった。

今回得られた SAO の振幅増大の可能性は定性的なことであるため、今後は観測される温度偏差が実際に東西風の偏差を定量的に説明できるかどうか解析を進めていく。また、図 4 および図 5 で見られる、中間圏界面付近(0.001 hPa 付近)の半年周期成分についても同様の解析を行う予定である。

参考文献

- [1] Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.
- [2] Andrews, D.G., J.R. Holton and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489pp.
- [3] Belmont, A. D., D. G. Dartt, and G. D. Nastrom (1974). Periodic variations in stratospheric zonal wind from 20 to 65 km, at 80°N to 70°S . *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **100**, 203-211.
- [4] Dunkerton, T. J., 1982: Theory of the mesopause semiannual oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2681-2690.
- [5] Fleming, E. L., S. Chandra, J. J. Barnett, and M. Corney (1990), Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude. COSPAR International Reference Atmosphere: 1986, Part II: Middle atmosphere models, *Adv. Space Res.*, **10**, 12, 11-59.
- [6] Hirota, I., T. Hirooka and M. Shiotonai, 1983 : Upper stratospheric circulations in the two hemispheres observed by satellites, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 443-454.
- [7] Hirota, I., 1978: Equatorial waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to the semiannual oscillation of the zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 714-722.
- [8] Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratosphere sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- [9] Plumb, R. A. and R. C. Bell (1982). A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **108**, 335-352.

熱帯インド洋で観測された赤道ケルビン波と n=0 東進慣性重力波にともなう巻雲変動

鈴木順子¹・藤原正智²・西澤智明³

1:JAMSTEC, 2:北海道大学, 3:国立環境研

1. Introduction

Cirrus clouds frequently occur in the tropical tropopause layer (TTL) and play a critical role in the dehydration mechanisms of air entering the stratosphere [Holton and Gettelman, 2001; Fueglistaler et al., 2009]. The dehydration processes in the TTL control water vapor variability in the lower stratosphere and may influence surface temperatures through their impact on the global distribution of the radiation budget [Solomon et al., 2010]. The variability of cirrus clouds in the TTL is dependent on cloud microphysics, cloud dynamics, and large-scale dynamics.

In this study, we investigate cirrus variations associated with two types of equatorial waves over the tropical Indian Ocean (8.0° S, 80.5° E) in November of 2011. This study mainly utilizes data from the Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011 (CINDY2011)/Dynamics of the Madden-Julian Oscillation (DYNAMO) field campaign [Yoneyama et al, 2013]. In this campaign, we conducted regular radiosoundings at 3-h intervals, 15 balloon-borne cryogenic frostpoint hygrometer (CFH) soundings, and continuous high spectral resolution LIDAR (HSRL) measurements onboard the research vessel (R/V) Mirai. After describing the cirrus variability over the vessel during the study period, we investigate the humidity and temperature conditions inside the cirrus. We then characterize the equatorial waves that modulate this cirrus variability.

2. Data and Methodology

During the CINDY2011/DYNAMO field campaign lasting from late September of 2011 to early January of 2012, the R/V Mirai sailed in the tropical Indian Ocean with a primary objective of studying the initiation of the MJO; the ship remained at 8.0° S, 80.5° E from 30 September through 24 October and from 31 October through 28 November [Yoneyama et al, 2013; see the R/V Mirai's track in their Figure 4]. Onboard the vessel, Vaisala RS92 radiosondes were regularly launched at 3-h intervals, and a total of 15 cryogenic frostpoint hygrometers (CFHs; Vömel et al., [2007]) were launched. The CFH is a chilled mirror hygrometer measuring the temperature of a frost layer on a small mirror that is kept in equilibrium with the atmospheric water vapor; this temperature is by definition the frost point temperature. The relative humidity over ice (RHi) in the upper troposphere was calculated with the frostpoint temperature measured using the CFHs and with the air temperature measured using the Meisei RS06G radiosonde that was attached directly to each CFH. The accuracy of the troposphere (stratosphere) measurements is better than 5% (10%) RHi [Vömel et al., 2007]. The Meisei RS06G radiosonde transmitted the CFH and radiosonde data every 1 s. Because the ascending speed of the balloon was set at $\sim 5 \text{ m s}^{-1}$, the corresponding vertical resolution of the data was $\sim 5 \text{ m}$. In this study, we averaged the data every 100 m to improve its statistical interpretation.

Also, we continuously operated the high spectral resolution LIDAR (HSRL) instrument of the National Institute for Environmental Studies (Japan) onboard the vessel. The LIDAR system separately measures signals at 532 nm that are backscattered by atmospheric particles and molecules using a HSRL technique that is different from the conventional Mie scattering LIDAR; the HSRL method directly provides particle backscatter and extinction coefficients at 532 nm for optically thick aerosols and clouds without assuming a LIDAR ratio [Nishizawa et al., 2010; Nishizawa et al., 2012]. The HSRL system also provides attenuated backscatter coefficients at 1064 nm (P_{1064}).

The P_{1064} data for the total (atmospheric particle and molecule) scattering were originally provided at 1-min temporal and 3.75 m vertical resolutions. Here we averaged at every 60-min

intervals and for 90 m vertically to compare the RHi profiles measured by the CFHs and to reduce random noise. We used a threshold of 6.2×10^{-5} (~ -4.2 in the common logarithm) $\text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}$ to keep cloud signals by comparing to the RHi profiles (see Section 3 for details). To detect cloud layers and to calculate the optical depth for every cloud at each time point, three criteria for spatial homogeneity were applied. Note that observed clouds were judged as non-spherical ice clouds if they had both adequate P_{1064} and the particle extinction (β_{532}) signals as follows: First, a cloud layer must have had vertically consecutive P_{1064} signals over the threshold for at least 180 m; thus the vertical distance between cloud layers must have been equal to or greater than 180 m. Second, clouds whose base was lower than 6 km ($\sim 0^\circ \text{ C}$) were removed from this study because we focused on ice clouds only. Third, the optical depth (τ) was estimated by integrating β_{532} for each cloud layer. It is often difficult to clearly measure the signal-to-noise ratio of β_{532} for the subvisible cirrus (SVC) clouds, which are identified by their very low optical depth [Kärcher, 2002]; therefore, we estimated the SVC optical depth by integrating the particle backscatter at 532 nm using a LIDAR ratio of $S = 25$ [cf. Martins et al., 2011]. We defined the SVC as a cloud layer with an optical depth of $\tau < 0.03$ [cf. Sassen and Cho, 1992] and a cloud base of > 10 km. The HSRL ground-based observation system was capable of observing cloud particles up to the cold-point tropopause every day without being obstructed by thick clouds in the lower troposphere during the second observation period (from 31 October through 27 November), as discussed in Section 3.

To investigate the relationship between the cirrus variability and large-scale disturbances, we analyzed the temperature, zonal wind, meridional wind and geopotential height data at 125 hPa (~ 15.3 km) and 100 hPa (~ 16.5 km) using the European Centre for the Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis (ERA-Interim) data [Dee et al., 2011], which are produced every 6 h and gridded at 1.5° in both longitude and latitude.

3. Results and discussion

Figure 1 shows the time-altitude distribution of the 1064-nm attenuated backscatter coefficient (P_{1064}) for cirrus cloud signals over the R/V Mirai. During the study period, cirrus clouds were continuously observed at altitudes from 12 km to the cold-point tropopause. The tops of these clouds frequently reached the cold-point tropopause, which fluctuated every several days. It was observed that a very low cold-point tropopause was often associated with the top of high cirrus layers. SVC ($\tau < 0.03$) frequently appeared at 14–16 km and both above and below thick cirrus clouds; on the other hand, there were no thick clouds in the vicinity (e.g., on 8 November at ~ 14 –15 km). The Madden-Julian Oscillation Index (i.e., the MJO index), as defined by Wheeler and Hendon [2004], is used to represent the time-varying phase of the MJO. As shown in Figure 1, all of the MJO phases (MJO index 1–8) occurred in the observation period; the active convection center of the MJO was located over the equatorial Indian Ocean during phases 2 and 3, over the Indonesian maritime continent during phases 4 and 5, over the western Pacific during phases 6 and 7, and in the western hemisphere and over equatorial Africa during phases 8 and 1. Convective system of the MJO was reached in phase 3 over the equatorial Indian Ocean on 25 November. The HSRL system was able to observe cirrus clouds as far as the cold-point tropopause each 60-min period until 26 November. Some precipitation occurred, but its duration was less than 60 min. The cloud appearance frequency (hours in a day) over the vessel decreased during phase 4, which is consistent with a previous study that showed using Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) data that cirrus signals over the Indian Ocean weakened during phases 4 and 5 [e.g., Virts and Wallace, 2010]. However, in other phases, cloud appearance was subject to frequent fluctuations, even in the same MJO phase. The variability in cloud appearance frequency for both total cirrus and SVC clouds was high during the period of 3–16 November, as measured over a time scale of several days; therefore, we focus on this period in the following

discussion. Note that the backward trajectory and cloud image analyses showed that the cirrus variability during 3–16 November was less affected by deep convections (not shown).

Figure 2 shows vertical profiles of relative humidity over ice (RHi), temperature anomalies, and P_{1064} between 10 km (upper troposphere) and 18 km (upper part of the TTL) on 6, 7, 10, and 15 November. The temporal range for the P_{1064} profiles is ± 4 h centered on the time of the CFH launch. High supersaturation (up to $\sim 150\%$ RHi) and high RHi ($>90\%$) were observed between 12 km and the cold-point tropopause. On 6 November, a high supersaturation layer ($\sim 150\%$ RHi), in which there were large P_{1064} signals, was found at approximately 16 km. Similar cases of high RHi and significant P_{1064} co-existence were also found on other days (e.g., at ~ 15 km on 7 November, at ~ 13.5 km on 10 November, and at ~ 16 – 17 km on 15 November). The geometric thickness of these layers was equal to or less than 2 km. On 6 November, a high RHi at 16 km co-existed with a negative temperature anomaly; such an anticorrelation between RHi and the temperature anomaly was also observed on other days. Colder regions provide favorable conditions for cirrus persistence or formation in situ and via horizontal large-scale transport, whereas warmer regions tend to evaporate cirrus particles. Specifically, to understand the cirrus variability, it is important to clearly identify the type of disturbances that affect the temperature field throughout the TTL. On 7 and 10 November a cirrus signal was not detected in the P_{1064} data near the cold-point tropopause (~ 16.5 – 17 km) in which the high RHi and negative temperature anomalies were confirmed; we discuss this cirrus absence later by considering temperature and wind components of large-scale wave structures.

The variability of the dynamical fields measured by the regular radiosounding on the R/V Mirai is shown in Figure 3. We observed a wave signal with an amplitude of ~ 1 – 3 K around 15– 16 km, with a perturbation time scale of ~ 4 d. There was a substantial meridional-wind component with a time scale of ~ 4 d around 15.5 km that corresponded to the temperature oscillations (Figure 3b). To identify waves, Figures 4a and 5a show the propagation direction and the horizontal structure of the two types of equatorial waves, i.e., the $n = 0$ eastward inertio-gravity equatorial wave ($n = 0$ EIG wave) and the equatorial Kelvin wave, using ERA-Interim 125 hPa data. Figure 4a shows the longitude-time distribution of the total temperature anomaly (<7-d period) and the $n = 0$ EIG and equatorial Kelvin wave components with a <7-d period at 125 hPa (~ 15.3 km) and at 7.5° S. We extracted the $n = 0$ EIG wave and equatorial Kelvin wave components using filters for the specific wavenumber-frequency domain; thus, we used zonal wavenumbers from 1 to 14, periods from 1.82 to 5 d, and equivalent depths from 8 to 240 m for $n = 0$ EIG waves, whereas we used zonal wavenumbers from 1 to 10, periods from 4 to 7 d, and equivalent depths from 8 to 240 m for Kelvin waves [Suzuki and Shiotani, 2008; Suzuki et al., 2010b]. Eastward-propagating signals were observed in the eastern hemisphere. We observed a zero temperature anomaly on 6–7 November, a warm anomaly on 10 November, and a zero value again on 15 November around the location of the R/V Mirai; these observations are consistent with the radiosonde results collected on the vessel (Figures 2 and 3b).

Here, linear theory is used to confirm that the <7-d period disturbance around 10 November at ~ 15 – 16 km is the $n = 0$ EIG wave; in Figure 3b, the vertical wavelength, λ_z , is estimated as ~ 4 km (the positive region from 14.5 km to 16.5 km on 10 November corresponds to half the vertical wavelength) and the period, T , is estimated as ~ 3.6 d (the positive region from 9 to 11 November at 15.3 km corresponds to half the wavelength). This period corresponds to the inertia period at 8.0° S where the R/V Mirai stayed (~ 3.6 d). Additionally, the Brunt-Väisälä frequency (N) and the background zonal wind (U) at the TTL (averaged for 13.5– 16.5 km) from 31 October to 28 November were estimated to be $1.4 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ and -4.6 m s^{-1} , respectively. Figure 4a shows the warm anomaly moving eastward over the equatorial Indian Ocean from 8 to 12 November at a zonal phase speed (c_x) of $\sim 13 \text{ m s}^{-1}$ (which was roughly estimated using the 0.2 K contour line from $\sim 70^\circ$ E at 12 UTC on 8 November to $\sim 80^\circ$ E at 12 UTC on 9 November) with a zonal wavelength (λ_x) of $\sim 25^\circ$

longitude (which was roughly estimated using the warm anomaly for one half wavelength on 10 November). These wave parameters are consistent with the linear theory regarding the $n = 0$ EIG wave [e.g., Andrews et al., 1987; therein e.q. (4.7.16')]. We confirmed that the latitudinal antisymmetric components were dominant, and the temperature and geopotential height peaks were located at $\sim 5^\circ$ N and 5° S around 75° E– 111° E at 125 hPa on 11 November using temperature, horizontal wind and geopotential height anomalies of the <7 -d period and eastward-propagating component (not shown). The horizontal structure was also consistent with the theoretical structure of the $n = 0$ EIG wave. Note that the c_x and λ_x values estimated using the linear equation were ~ 11 m s $^{-1}$ and $\sim 18^\circ$, respectively; these values were similar to the estimated values (~ 13 m s $^{-1}$ and $\sim 25^\circ$) from Figure 4a.

After 7 November, equatorial Kelvin waves of a <7 -d period were observed on the western side of the vessel (Figure 4a). Because the equatorial Kelvin waves of the <7 -d period consistently overlapped the $n = 0$ EIG waves over the R/V Mirai during this period, the parameters of the equatorial Kelvin waves of the <7 -d period could not be estimated from the linear wave theory using the radiosonde results (Figure 3b). However, we confirmed that the equatorially-symmetric features around 20° E– 75° E (not shown) indicated the theoretical structure of the equatorial Kelvin waves. Note that the equatorial Kelvin waves around the tropopause observed here had a time period (~ 4 d) similar to those reported by Holton et al. [2001], although the equatorial Kelvin waves around the tropopause had an average time period of ~ 9 – 14 d [Suzuki and Shiotani, 2008]. We can observe from the above result that cirrus variability in P₁₀₆₄ signals were mainly caused by both ~ 4 -d period waves, i.e., the $n = 0$ EIG and equatorial Kelvin wave.

Figure 4b shows the longitude-time distribution of the total temperature anomaly (>7 -d period) and the extracted equatorial Kelvin wave with a period longer than 7-d (i.e., zonal wavenumbers from 1 to 10, periods from 7 to 23 d, and equivalent depths from 8 to 240 m for the wavenumber-frequency domain) at 100 hPa (~ 16.5 km) and at 7.5° S. We observed a warm anomaly having a >7 -d period and a positive phase of equatorial Kelvin wave over the R/V Mirai on 10 November, a weaker warm anomaly having a >7 -d period with a zero phase of equatorial Kelvin wave on 7 November, and cold anomalies having a >7 -d period and negative phases of equatorial Kelvin waves around 6 November and 15 November. We confirmed that the horizontal structure shows the theoretical equatorial Kelvin wave characteristics (i.e., all components are symmetric about the equator, there is no meridional wind component, and the zonal wind anomaly correlates with the geopotential height anomaly) at 100 hPa and 10° E– 111° E on 11 November using temperature, horizontal wind, and geopotential height anomalies of having a >7 -d period and the eastward-propagating component (not shown). We can also confirm that the equatorial Kelvin wave having a >7 -d period passed over the R/V Mirai during November based on the radiosonde data; in Figure 3a, the oscillation at 16.5–18 km has a time period of ~ 16 d, which was roughly estimated using the peak-to-peak on 8 and 16 November. The ~ 16 -d period oscillation shows significant zonal wind but a lack of meridional wind components (not shown), which are the theoretical equatorial Kelvin wave characteristics.

Clouds frequently spread into cold anomalies of equatorial Kelvin waves around the tropical tropopause [Suzuki et al., 2010a]. However, cirrus clouds disappeared due to the warmer anomaly of the ~ 4 -d period wave around 16.5 km during 15–16 November despite the cold anomaly of ~ 16 -d period Kelvin wave (Figures 3c). On the other hand, although the waves of the ~ 4 -d period created favorable temperatures and RH conditions for cirrus formation, the cirrus clouds were absent around the cold-point tropopause during 7–11 November (Figure 2). The latter case was because the preperiod correspond to the transition from the cold phase to the warm phase (shown in Figure 3a around the descending zero-temperature anomaly from ~ 17 km on 7 November to ~ 16.5 km on 10 November) corresponded to the maximum downward-wind (subsidence) region wind region of the theoretical equatorial Kelvin waves. Under these conditions, it is difficult to produce and maintain

cirrus clouds. Furthermore, it is likely that cirrus clouds disappeared under unfavorable conditions (e.g., downward flow and dry) caused by the \sim 4-d waves, although the \sim 16-d wave was producing favorable conditions.

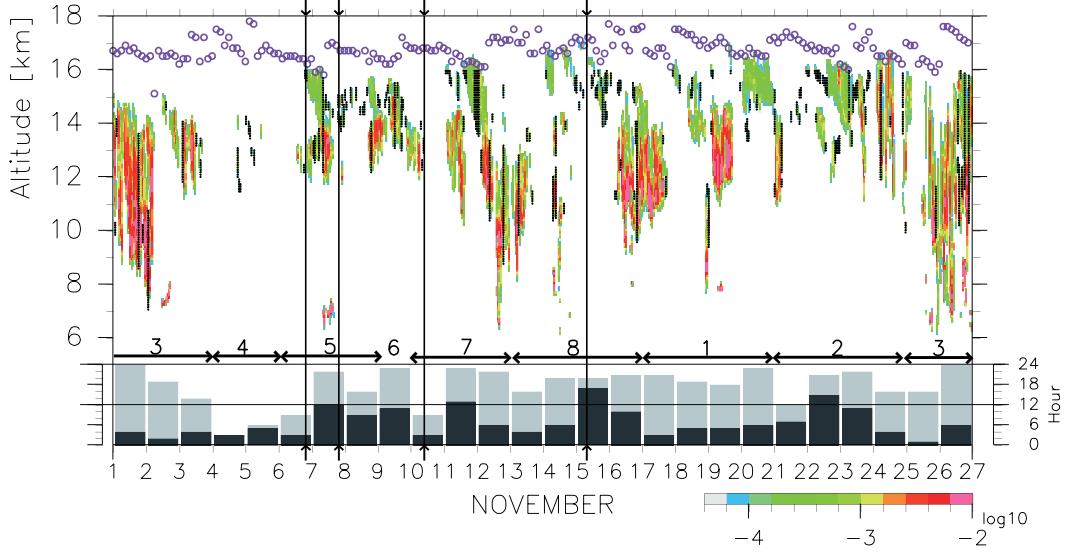


Figure 1: Time–altitude distribution of the 1064-nm attenuated backscatter coefficient (P_{1064}) for the cirrus signals at 6–18 km over the R/V *Mirai* during the period of 1–26 November, 2011. Regions with $\geq 6.2 \times 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ are shown. The location of SVC clouds ($\tau < 0.03$) is indicated by black dots on the colored cloud signals. The circles denote the location of the cold-point tropopause. Gray-colored bars at the bottom indicate the cloud appearance frequency (in hours) for each day; darker bars are for SVC clouds only. The numbers (1–8) indicate the phase of the MJO index (see text for details). Vertical lines denote the times of the CFH launches corresponding to results shown in Figure 2.

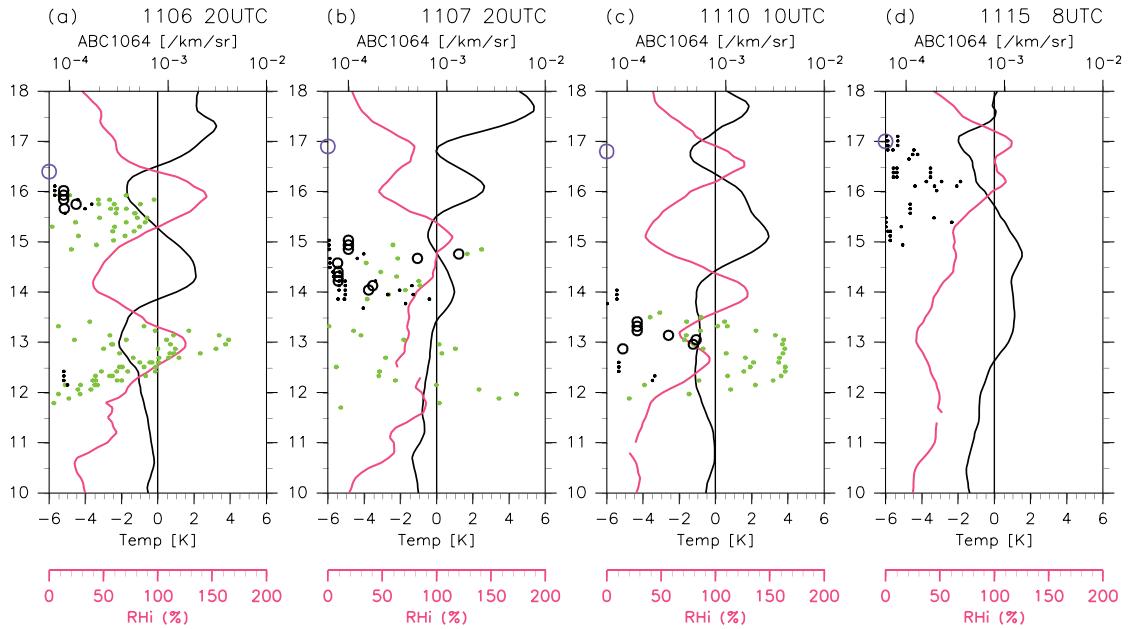


Figure 2: Profiles of temperature anomaly (black lines; in K), relative humidity over ice (red lines; %), and the 1064-nm attenuated backscatter coefficient (gray circles for all cirrus and black circles for SVC ($\tau < 0.03$); circles at ± 4 h centered at the time of the CFH launch and larger circles at ± 1 h the CFH launch time – in $\text{km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) at 10–18 km on (a) 20UTC 6 November, (b) 20UTC 7 November, (c) 10UTC 10 November, and (d) 8 UTC 15 November. The circles on the extreme left denote the location of the cold-point tropopause.

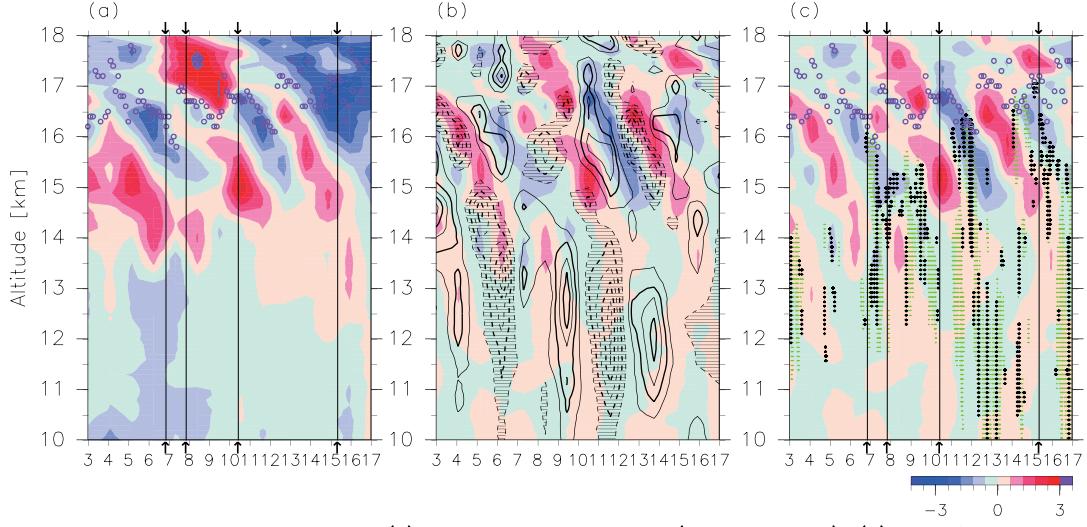


Figure 3: Time–altitude distributions of (a) temperature anomaly (shading; in K), (b) the $<7\text{-d}$ filtered temperature (shading; in K) and velocity wind (contours and hatching; 1.5-m s^{-1} interval), and (c) temperature anomaly having $<7\text{-d}$ periods (shading; in K) and the 1064-nm attenuated backscatter coefficient (light gray dots for all cirrus and black dots for SVC; regions with $\geq 6.2 \times 10^{-5}\text{ km}^{-1}\text{ sr}^{-1}$) over the R/V *Mirai* at 10–18 km. The gray circles denote the location of the cold-point tropopause. Vertical lines denote the times of the CFH launches corresponding to results shown in Figure 2.

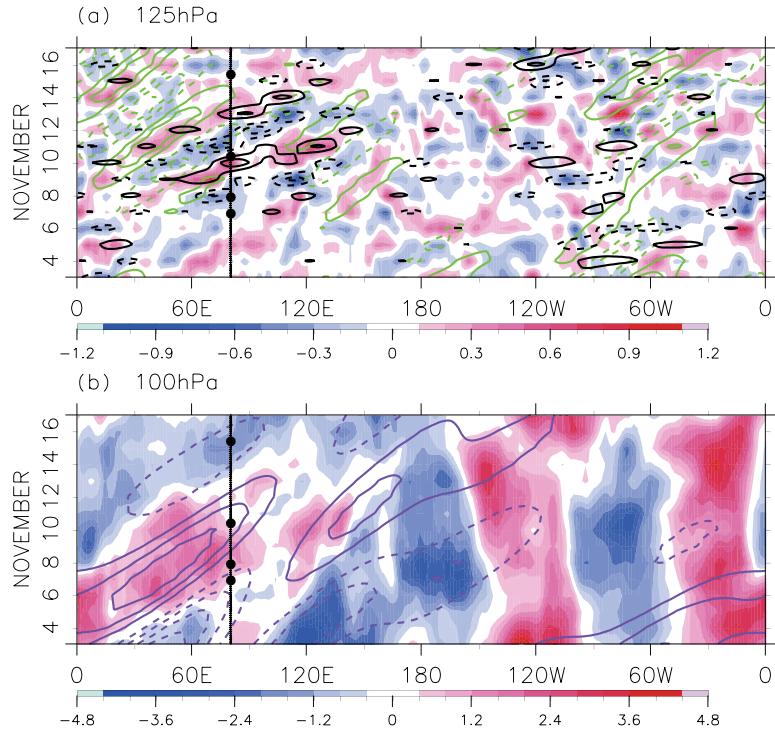


Figure 4: Longitude–time distributions at 7.5° S of (a) temperature anomaly of $<7\text{-d}$ periods (shading; in K), $n = 0$ eastward moving inertial gravity waves (black contours; 0.2-K interval) and equatorial Kelvin waves having $<7\text{-d}$ period components (gray contours; 0.2-K interval) at 125 hPa, and (b) temperature anomaly having $>7\text{-d}$ periods (shading; in K) and the equatorial Kelvin wave component having $>7\text{-d}$ periods (gray contours; 0.4-K interval) at 100 hPa. The wave extraction method is described in the text. The black lines indicate the location of the R/V *Mirai*, and the large black dots denote the times of the CFH launches corresponding to the results shown in Figure 2.

tions of temperature (shading; in K), geopotential height (contours; 1.5-m interval) and horizontal wind components (vectors; m s^{-1}) of (a) a $<7\text{-d}$ period and (b) a $>7\text{-d}$ period eastward propagating wave on 11 November. Crosses indicate the location of the R/V *Mirai* ($8.0^\circ\text{ S}, 80.5^\circ\text{ E}$).

CTOP 雲頂データを用いた熱帯中上部対流圏に広がる雲の解析

*西 憲敬¹・濱田 篤²・廣瀬民志³
(1:福岡大理 2:東京大・大気海洋 3:千葉大・CEReS)

1. はじめに

静止気象衛星MTSAT赤外スプリットウインドーデータと雲レーダー搭載衛星CloudSatの観測雲頂を比較することによって、静止衛星観測のみで雲頂高度を推定するルックアップテーブル(LUT)を作成した(Hamada and Nishi, 2010, JAMC)。このテーブルを用いて算出された雲頂高度などの推定値(CTOP)が、京都大学生存圏データベースの一部として公開されている¹。CTOPは、現在も準リアルタイムで更新が続けられている。このたび、Version1 で見いだされている諸問題に対応した新しい版のデータセットを公開した。ここでは、新しい版のデータセットについて述べ、それを用いて行った中層雲クラスターの解析について紹介する。

2. CTOP version 2

新しい版では多くの改良がなされているが、そのうち主なものは以下の通りである。

- CloudSat で雲がないと判断されたピクセルの扱いを変更した。これらの多くは、CloudSat では捕らえられない光学的に薄い雲が存在している場合だと考えられる。Version 1 では雲頂高度 0 km としてルックアップテーブル(LUT)作成に用いたが、version2 では用いないことにした。その結果、特に 11μm 輝度温度が高く、輝度温度差が大きなピクセルに対して推定バイアスが大幅に軽減され、精度が向上した。

- 幾何補正を加えた。CloudSat 観測に対応する静止衛星観測値を求める際に、CloudSat の雲頂高度および静止衛星天頂角を考慮したサンプリングを行った。これによって、特に MTSAT の視野周辺域で推定が正確になった。

- LUT 作成に用いる CloudSat 観測データ数を増やした。Version 1 では観測の同時性に重きを置いて、静止衛星との観測時刻差が 1 分以内のものだけを用いていた。しかし、同時性を犠牲にしても、観測数を増やすほうがはるかに有効なことがわかったので、version 2 では 5 分まで許した。

- プロダクトの水平解像度の変更を行った。おそらく MTSAT 赤外 2 チャンネル観測の位置ずれによると思われる東西方向の縞模様がプロダクトで顕著にみられた。これを軽減するため、MTSAT の 4 ピクセルを平均することによって水平解像度を 0.08 度に落とした。

- データフォーマットを変更した。NetCDF からプレーンバイナリに変更した。GrADS コントロールファイルを配置した。

3. 中層雲クラスターの解析

雲頂高度推定については、主に衛星の視野周辺域で改良すべき点が残っているものの、視野中央部では、11km 以上の雲頂をもつ上層雲に対して良好な推定結果を示していることが、その後の解析からも示されている。ここでは、データ利用の可能性を広げる意味もあって、11km よりも低い雲頂をもつ雲の解析に、CTOP データセットの利用を試みる。

熱帯で広域に広がる背の高い雲よりもやや低い雲頂(約 5-11km)をもつ雲(以下”中層雲”)については、congestus(雄大積雲)などを筆頭にその重要性はよく知られるようになってきた。CloudSat などの雲頂直接観測による統計も行われているが、直接観測は時間的に断続的であり、その空間的な広がりも軌道方向に

¹ <http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/arch/ctop/>

限られるため、中層雲のライフサイクルについては十分に調べられているとはいえない。特に、領域的に数百kmのスケールをもつ広域中層雲についてはその2次元形状やその時間変化もあまりわかっていない。ここでは、CloudSatの雲レーダー観測によって抽出された広域中層雲について、CTOPやCALIPSOのデータをあわせ用いることによって、その性質や発達・衰退を明らかにすることを試みる。

CloudSat(2B-GEOPROF)による雲頂高度の分布を軌道に沿って調べ、約5度格子内の中層雲の割合が8割より大きくなる事例を抽出した。海洋大陸付近の陸地や海岸部および、ITCZ付近の大西洋上に相当数の事例が存在する(図1)。MTSATの視野中心に近い110E-160Eについて計数すると、約150の独立事例が見いだされた。JJAにはDJFの倍近くが見いだされ、また夜軌道(02LT)では、昼軌道(14LT)よりも倍以上多く検出された。時刻による差異は、広域中層雲の形成に日周期の変化があることを示唆している。緯度10度以上赤道から離れた事例には、中緯度からの寒気吹き出しのようなパターンを拾っているものが散見されるので、ここでは純粹に熱帯的な事例を調べるために、赤道から10度以内の事例に限ることにした。CloudSat通過前後の期間についてMTSATにおけるこれらの雲の表現を調べた。この高度は本来CTOPが目標とした高度帯より低いため、まずCTOPが妥当な高度を示しているかを調べた。図2は、典型的な広域中層雲の観測例で、数百kmのスケールで非降水性の雲が広がっている。CTOPによる雲頂は、これらの広域中層雲について、ランダムにずれた高度を示しているというよりは、共通して約1-2kmのoverestimateとなっていた。LUT作成時のサンプルに戻って調べてみると、中層雲の上側に光学的に薄い上層雲がある例が相当数あり、それらがほぼ同じ放射輝度をもつために、中層雲との平均高度として推定雲頂がやや高い高度を示していることがわかった。広域に広がるタイプの中層雲がもつ $11\mu\text{m}$ の輝度温度(T_{11})および $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差(ΔT)の代表的な値を調べると、その多くで T_{11} は約250-270K、 ΔT が約0-2Kであった。CTOPデータセットは、 T_{11} および ΔT を含んでいるため、これらをあわせ用いることによって、中層雲である可能性の大きい雲を取り出すことができる。

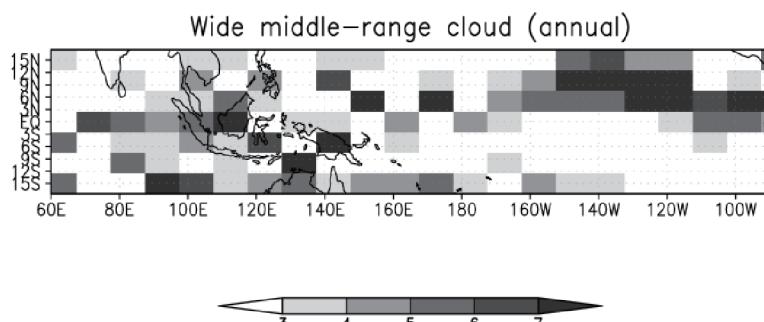


図1: CloudSatによって検出された広域中層雲の事例総数(2006年6月～2011年4月欠測期間を除く)

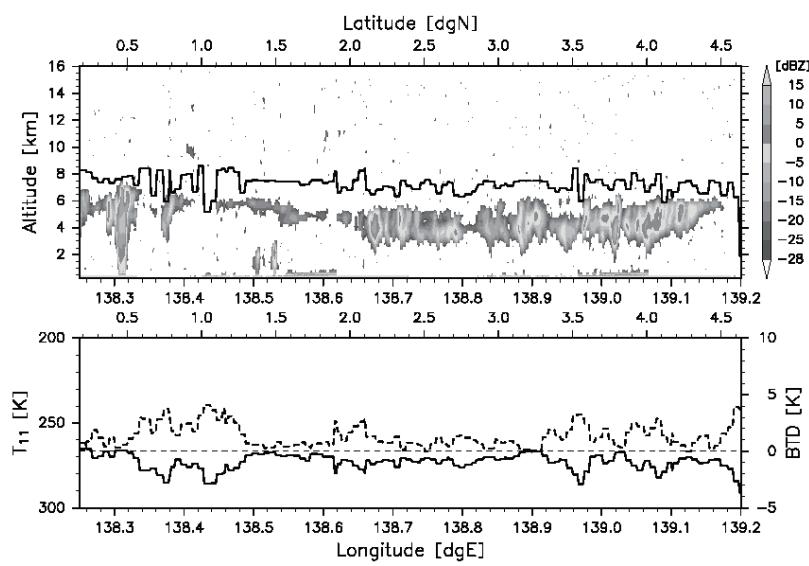


図2: 2008年6月20日に観測された広域中層雲

(上) CloudSat 2B-GEOPROF による反射強度(dBZ: 陰影)と CTOP による雲頂推定高度(km: 実線), (下) MTSAT による 11 μm 漚度温度(K:実線)と 11 μm /12 μm 漚度温度差(K:点線). 図の下側に経度, 上側に緯度を表示. (CTOP ver2β)

概要

赤道域ライダーによる雲の長期観測 および対流圏界面領域オゾン観測

阿保 真、長澤親生、柴田泰邦
首都大学東京

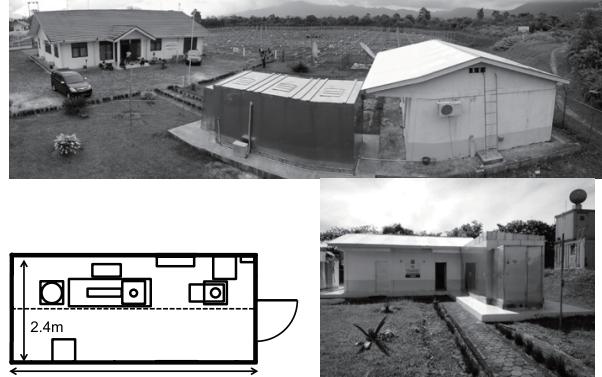
- ・赤道ライダーの状況紹介(新棟の運用開始)
- ・対流圏界面上部に発生する雲
- ・長期観測による雲発生頻度の解析
- ・対流圏界面オゾン濃度観測用のライダーの稼働状況

赤道ライダーの観測状況

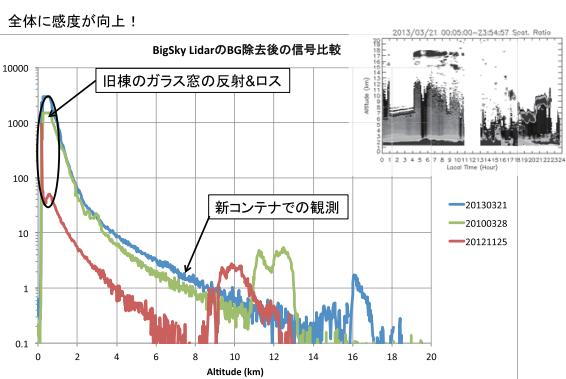
Kototabangライダー観測一覧											
観測対象	年	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
対流雲エアロゾル		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
シラス偏光		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
対流雲水蒸気		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
成層雲エアロゾル		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
中間層		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
金属原子層		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
オゾン		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

	観測時間	時間分解能	高度分解能	望遠鏡口径
対流雲エアロゾル	0~11,13~24H	5分	30m	20cm
偏光(雲)	02:30~05:30	1分	30m	8cm/45cm
成層雲／中間層	02:30~05:30	5分	60m	45cm×3
対流雲水蒸気	02:30~05:30	5分	60m	35cm

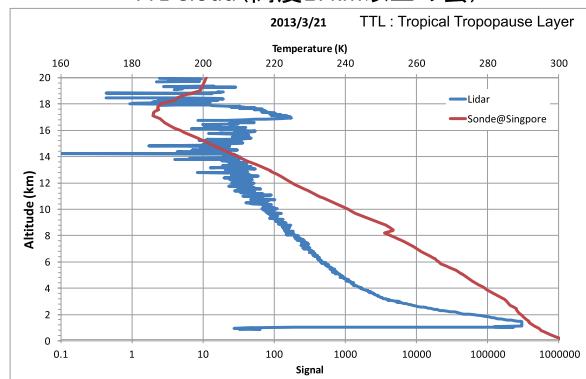
運用を開始した新ライダー観測棟



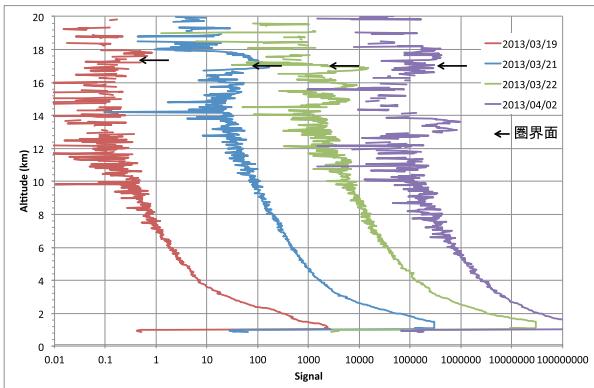
対流圏ライダーの信号比較



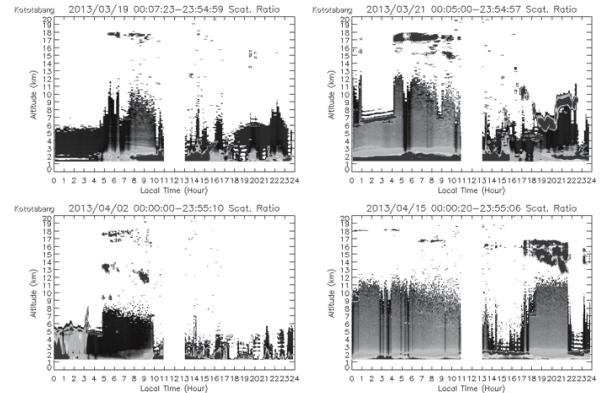
対流圏界面上部に発生した TTL Cloud(高度17km以上の雲)



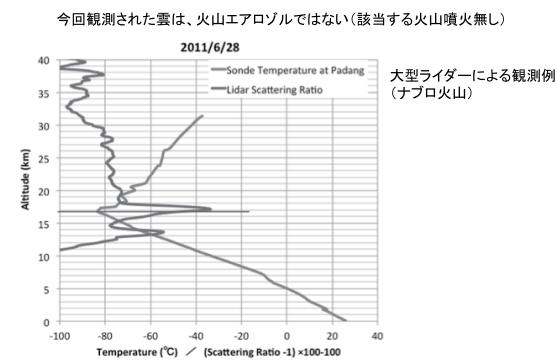
対流圏界面上部に発生したTTL Cloud



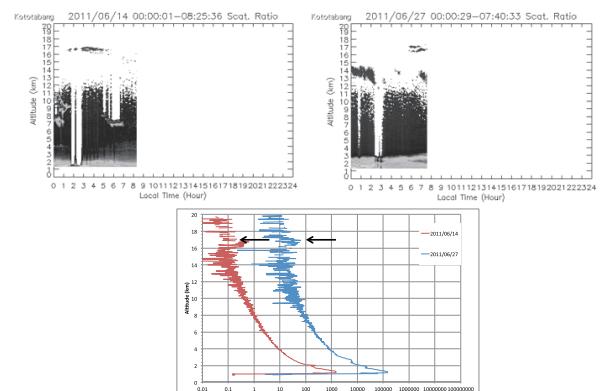
TTL Cloudが観測された事例(2013/3/19-4/29)



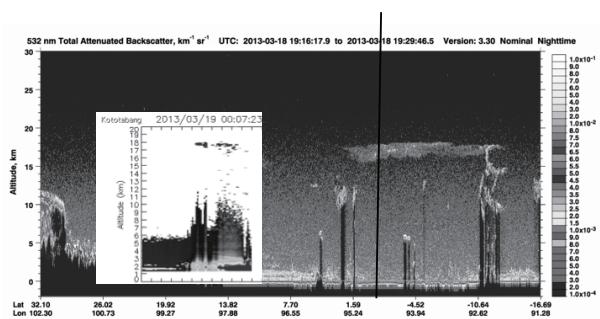
温度プロファイルと成層圏火山エアロゾル(参考)



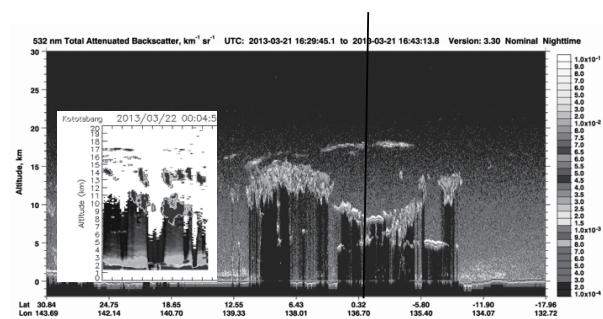
対流圏ライダーによる火山性エアロゾルの観測例(参考)



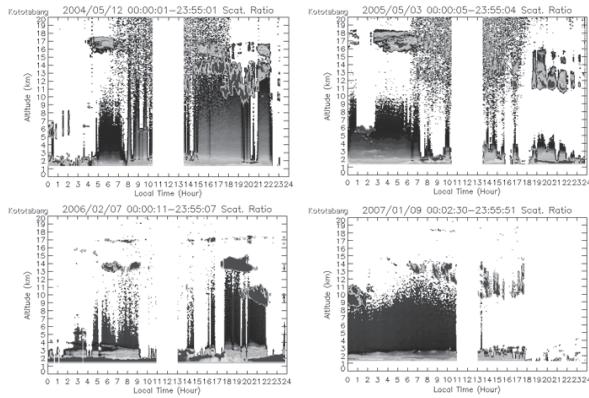
2013/3/19のTTL Cloud CALIPSO衛星観測との比較



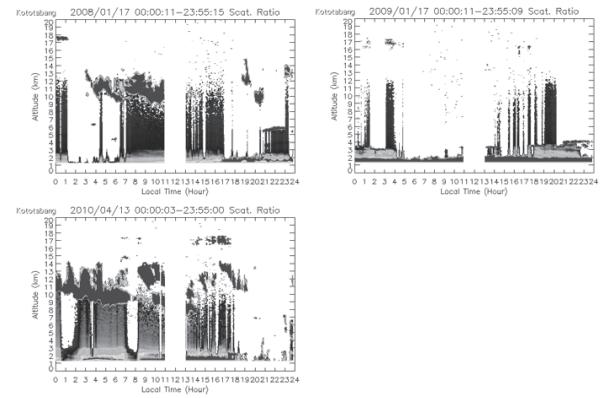
2013/3/22のTTL Cloud CALIPSO衛星観測との比較



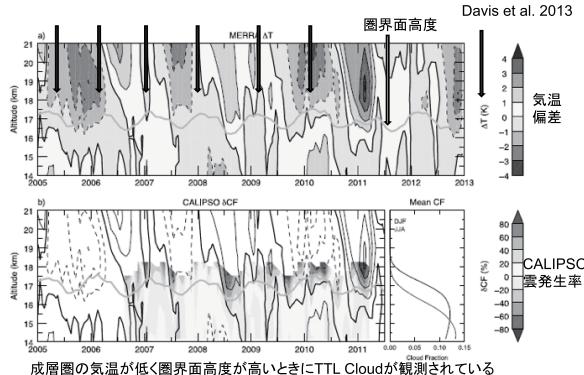
過去のTTL Cloudの観測事例(2004-2007)



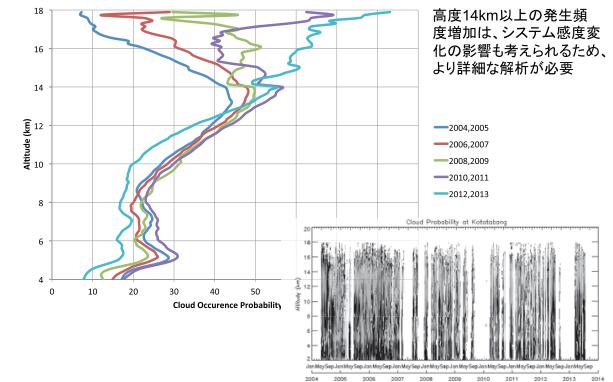
過去のTTL Cloudの観測事例(2008-2011)



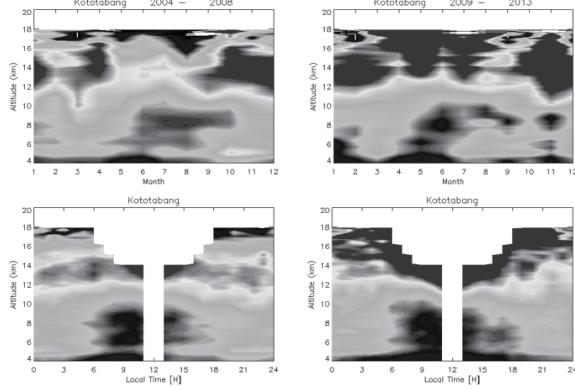
TTL Cloudが観測された日



雲の発生頻度が上昇？(2年毎の比較)

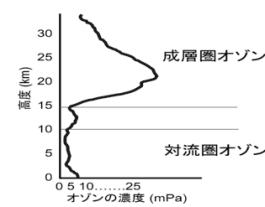


雲発生頻度の季節変化・地方時変化の比較 (5年分の比較)

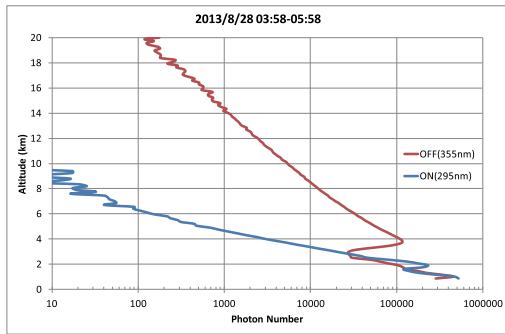


対流圏界面オゾン観測

- オゾンDIALによる中緯度対流圏のオゾン連続観測結果では対流圏界面を通り成層圏から対流圏へオゾンが輸送されている様子がはっきりと見られる。
- 赤道域ではこれとは逆に対流圏から成層圏への輸送があると考えられているが、直接的な観測は未だ無い。
- 赤道直下インドネシア・コタバパンの既設の高機能ライダーをベースに、新たに下部成層圏オゾン濃度の高度分布が観測可能なDIAL機能を付加することにより、赤道域下部成層圏のオゾン濃度高度分布の、高時間・高度分解能測定を行う。

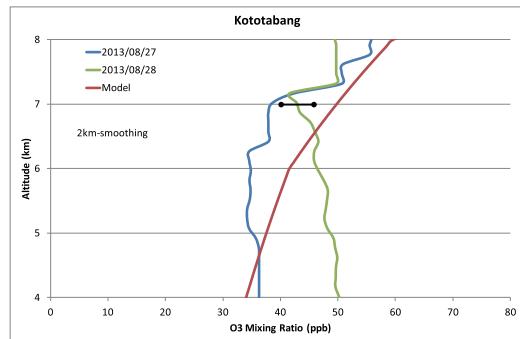


KototabangでのオゾンDIAL観測の生データ

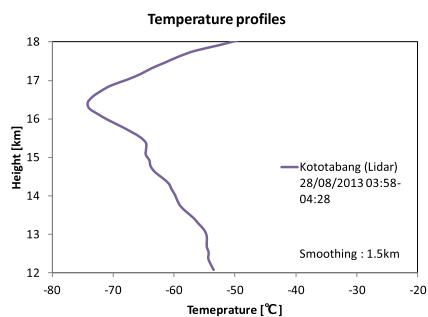


望遠鏡口径:40cm、レーザ出力:5mJ@295nm、40mJ@355nm

Kototabangにおける対流圏オゾン濃度観測例

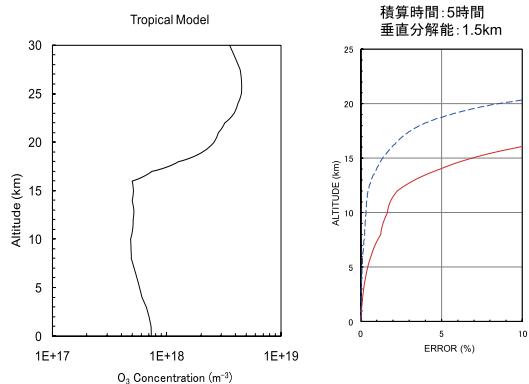


Off-line(355nm)から求めた温度プロファイル



温度の絶対値はわからないが、圏界面高度がライダーから推定可能

期待されるオゾンDIALの測定精度



まとめ

- Kototabangの赤道ライダーは新棟での運用を開始した。
- 対流圏ライダーのデータから、対流圏界面上部(18km付近)に火山起源とは異なるTTL Cloudが見つかり、圏界面高度が高く、温度が低い時期に発生していることがわかった。衛星ライダー観測とも対応している。今後詳細な解析を進める。
- 長期観測による雲発生頻度を解析し、対流圏上部の雲発生頻度が上昇している結果が得られたが、装置感度の変化などを考慮し更に慎重に解析を進める必要がある。
- 対流圏界面オゾン濃度観測用のライダーの初観測に成功したが、観測上限高度がまだ低いため、波長の調整などを行い、圏界面上部までの観測を引き続き目指す。

Program of the Antarctic Syowa MST/IS Radar (PANSY) - Preliminary results -

J. A., S-T. P. in press.

K. Sato (U. Tokyo), M. Tsutsumi (NIPR), T. Sato (Kyoto U),
T. Nakamura (NIPR), A. Saito (Kyoto U), Y. Tomikawa,
K. Nishimura (NIPR), M. Kohma (U Tokyo),
H. Yamagishi, & Y. Yamanouchi (NIPR)

高解像度時代に推進する大気物理学

実大気
地上観測
衛星観測
過去の観測データ

高分解能観測
大量データ

仮想大気
理想実験
現実的実験

PANSY

データセントリック科学

新理論

大気現象の階層構造の理解
気象・気候予測の高精度化

エルニーニョ発生時の北半球高緯度域の地表応答

Cagnazzo and Manzini (J. Climate, 2009)

現実大気

ハイトップモデル（地上～中間圈）(top～80km)

ロートップモデル（地上～中部成層圈）(top～30km)

地上の気候予測には成層圈・中間圈の理解が重要

オゾンホール消滅時期の再現における重力波の南北伝播の重要性

Sato et al. (GRL, 2009)

標準的な気候モデルにはオゾンホール消滅期は約20日遅れるバイアスがある
⇒重力波が60Sに集まる効果をバラメタライズすると解消
McLandress et al. (JAS, 2012)

Horizontal propagation of gravity waves

Sato et al. (GRL, 2009)

(a) $U \& \rho u' w'$

$\frac{dl}{dt} = -k \frac{\partial U}{\partial y}$

k : zonal wavenumber
 l : meridional wavenumber

Initial values

- $\lambda x = 500 \text{ km}$
- $k > 0$ for summer
- $k < 0$ for winter
- Launch heights 8km for summer
2km for winter
- $C = 0 \text{ m/s}$

国際宇宙科学研究所・重力波研究チーム

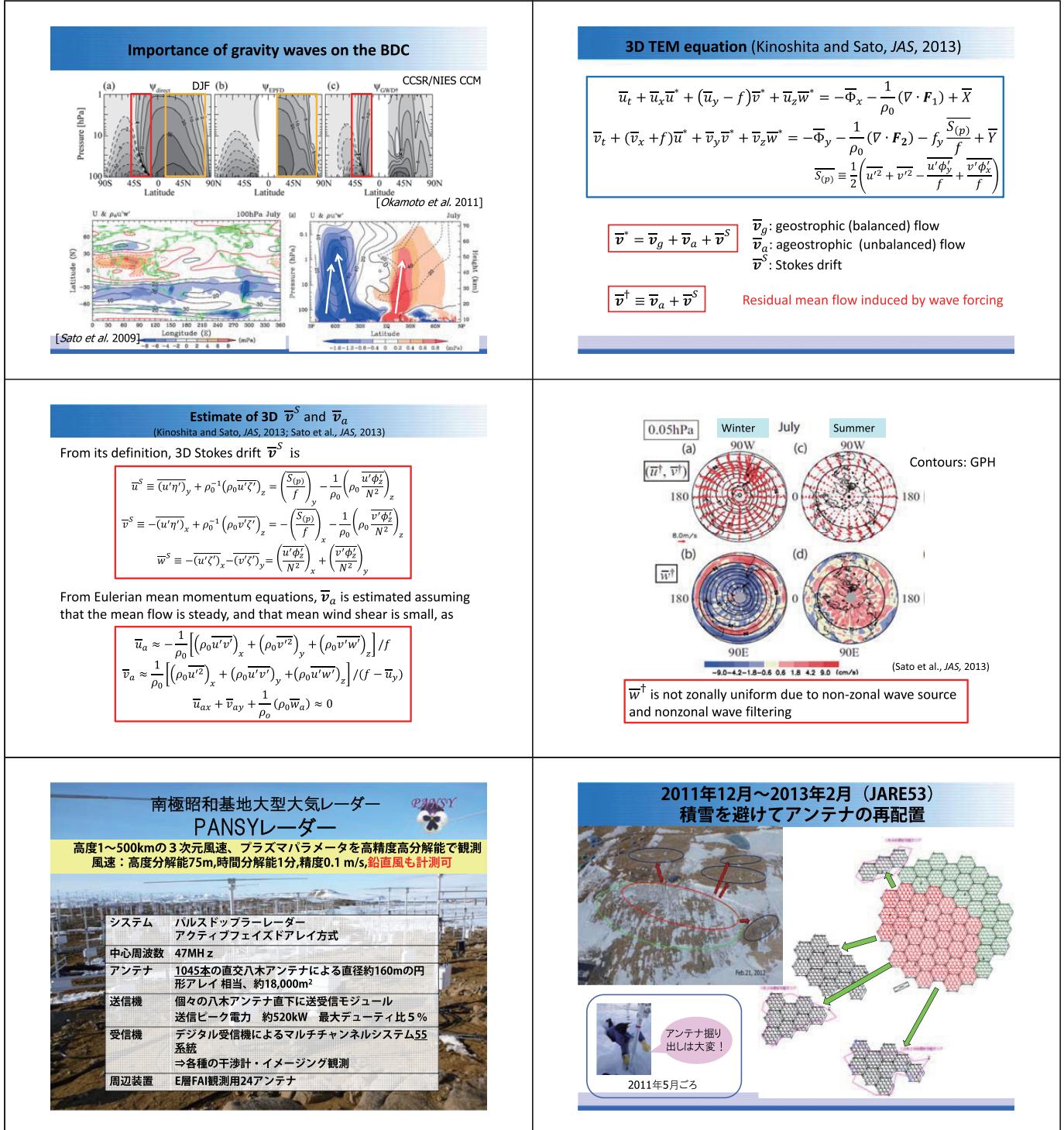
Gravity Waves for Global Climate Prediction and Weather Forecasting Applications

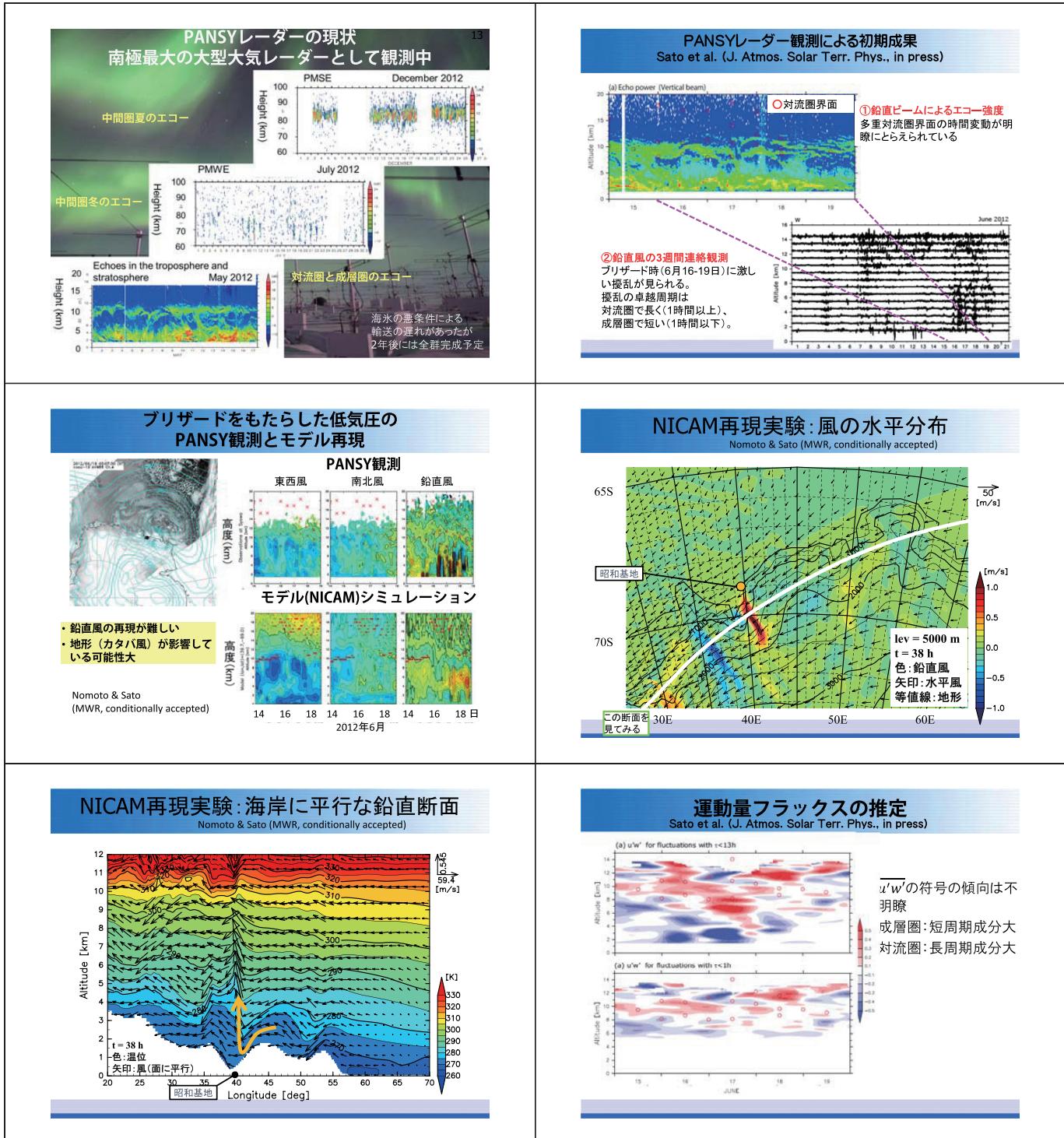
1月 7月

衛星観測 (気球観測)

気候モデル
上3つ: 重力波パラメタリゼーション
下2つ: 重力波解像

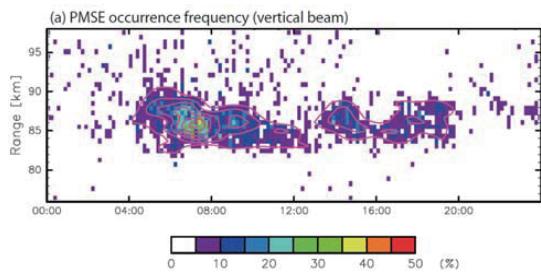
Geller et al. (J. Climate, 2013)





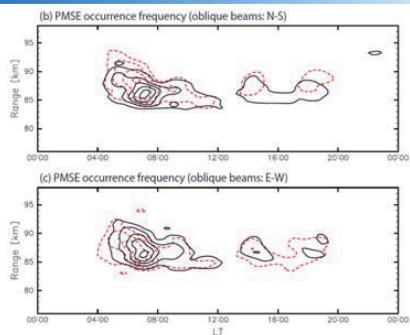
PMSEの出現頻度の地方時依存性

Sato et al. (J. Atmos. Solar Terr. Phys., in press)



PMSE卓越領域の方向依存性

Sato et al. (J. Atmos. Solar Terr. Phys., in press)



まとめ

PANSYレーダーは1/4システムが完成し、2012年4月末より本格観測を開始した

- 対流圏・下部成層圏の観測は良好
いくつかのブリザードイベントを捉えるのに成功
- 中間圏の夏のエコー（PMSE）、中間圏の冬のエコー（PMWE）も受信されており、中間圏の風の推定も可能

全群完成は2年後（「接岸断念」の影響を受けないヘリ輸送を想定）の見込みである

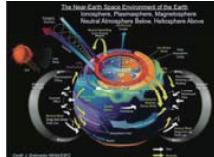
- 対流圏・成層圏・中間圏の観測高度領域が広がる
- 電離圏観測も可能となる



Japanese EISCAT activities in northern Scandinavia and Svalbard

Contents

(1) Scientific targets



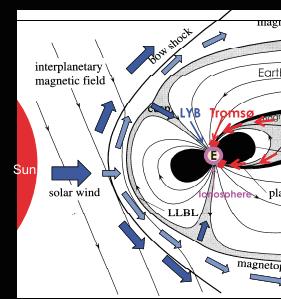
(2) Radars and optical instruments under operation in northern Scandinavia



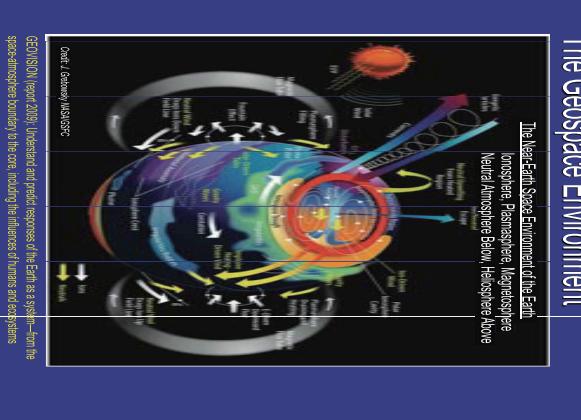
(3) Recent scientific results

(4) Future

Why in polar regions?
Only polar regions are connected to the magnetosphere and outer space.



Why in Scandinavia?
The best base and observation network coordination



Scientific targets

3次元電流系
イオンアップフロー
加熱現象(ジュール加熱、粒子加熱)
オーロラ
熱圏・中間圏大気変動

オーロラアーク近傍での電流系、風速変動、温度変動
ポーラーウィンドー
鉛直風
大気波動による温度変動
大気潮汐波
プラネタリー波
大気ダイナミクス



Contents

(1) Scientific targets



(2) Radars and optical instruments under operation in northern Scandinavia



(3) Recent scientific results



(4) Future



北欧の観測拠点



8

EISCATレーダー周辺の地上観測機器

(1) EISCATトロムソサイト(北緯69.6度)

光学観測装置:

- ・全天白黒TVイメージャー、全天カラーデジタルカメラ、
- ・全天/狭視野ワテック並列イメージャー（極地研）
- ・ナトリウムライダー、ファブリ-ペロー干渉計、全天多波長オーロライメージャー、多波長フォトメータ、全天/広視野カラーデジタルカメラ（名大STE研）

電波観測装置:

- ・流星レーダー（極地研/トロムソ大学）
- ・MFレーダー（名古屋大学STE研/トロムソ大学/サスカチュア大学）
- ・多局GPSシンセレーション受信機（名大STE研/極地研/NICT）
- ・ビーコン衛星電波受信機（極地研/名大STE研）

(2) EISCATスヴァールバルレーダー(ESR) サイト/UNIS光学観測所(KHO)(北緯78.2度)

光学観測装置:

- ・オーロラスペクトログラフ（極地研/東北大）
- ・全天カラーデジタルカメラ、全天/狭視野ワテック並列イメージャー（極地研）
- ・全天モノクロ大気光オーロライメージャー（電気通信大学）
- ・電波観測装置:
- ・流星レーダー（極地研/トロムソ大学）
- ・MF帶電波受信機（東北大）

注:赤字は、ウェブページ上に
プロットやデータを掲載

Response to the solar energy input will vary with height because of neutral density, electron density, conductivity.

$$\text{In particular, ion drag } \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -\nu_{in}(\mathbf{u} - \mathbf{v})$$

has strong dependence of height (i.e. neutral density).

$$\text{Joule heating rate } q_J(\text{W/m}^3) = \sigma_p E_\perp^2$$

also has height dependence.

Joule heating can significantly change the temperature structure, atmosphere composition, and electron density.

Complimentary observational studies are needed!

Using various radars, FPIs, imagers, LIDAR to measure winds, ion flows, electron densities, E-field, temperature etc., we can investigate the response in more detail.

$$\tau_{in} = \frac{n_n}{n_i} \frac{1}{\nu_{in}} \text{ s.}$$

E-folding time:
A few hours in the lower thermosphere

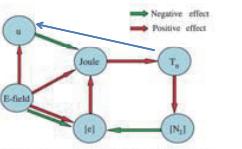


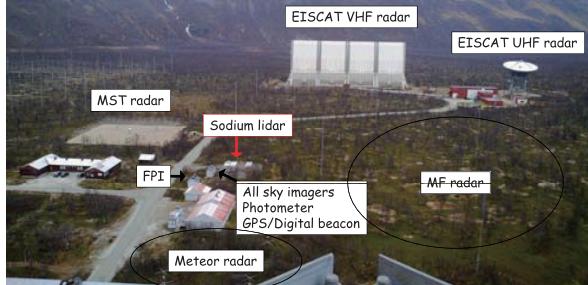
Figure 3. Diagram of the relationship between difference parameters. After the electric field changes, both neutral wind and electron density, as well as the electric field, can strongly affect Joule heating.

Deng and Ridley, 2006JA012006, JGR, 2007

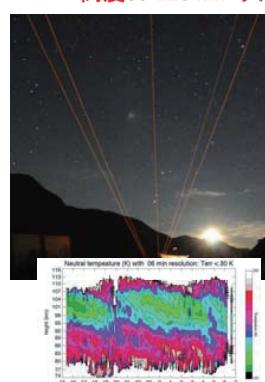
EISCAT radar site at Tromsø (69.6° N, 19.2° E)

EISCATレーダーを始め、MFLレーダー、流星レーダー、FPI、オーロライメージャなどが稼働しており、総合的な中間圈・熱圈・電離圏の観測が行われている。

2010年10月からナトリウムライダー稼働開始。



トロムソナトリウムライダー 高度80-110 km 大気温度、Na密度、風速

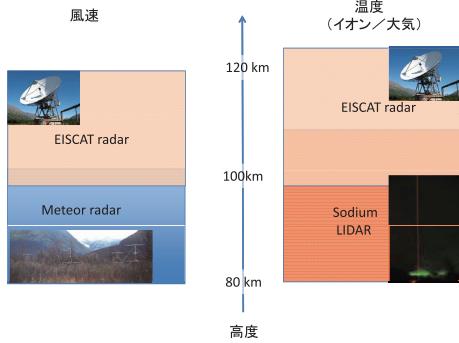


- 2010年10月から稼働
- 2010年シーズン 256時間
- 2011年シーズン 830時間
- 大気温度データを取得
- 2012年シーズン 558時間
- 大気温度データを取得
- + 風速データを取得

• JGR1編、GRL2編

← 中性大気温度の時間変動
(2011.11.17)

拠点観測による極域MLT領域における、風速 & 温度観測



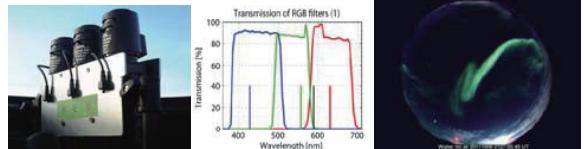
Optical and radio instruments in Tromsø

Optical instruments:

Narrow field-of-view Watec imagers (NWIs)
Sampling rate: 1-4 Hz, Operation: since Oct 2010
Lens: Yakumo 25mm, F0.95, FOV: 15 deg x 11 deg



All-sky Watec imagers (AWIs)
Sampling rate: 1-2 Hz, Operation: since Mar 2010
Filter: Baader RGB filters (since Oct 2011)



Optical and radio instruments in Tromsø

Radio wave instruments (NIPR/STEL):

Digital beacon receiver observation

Sampling rate: 8 Hz, Operation: Oct 2011-
Measurable parameters:
Scintillation indexes and TEC



GPS scintillation observation(s)

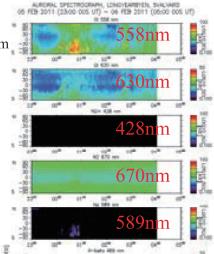
Sampling rate: 20 sec/1 min, Operation: Mar 2008-



Optical instruments in Longyearbyen (78.2° N)

Aurora spectrograph (ASG) (in cooperation with Tohoku Univ.)

Sampling rate: 2 min, Operation: since 2000.
Spatial coverage: 180 deg (geomagnetic meridian)
Spectral resolution: 512 pt across 420-740 nm, i.e. 0.6 nm



Narrow field-of-view Watec imagers (NWIs)

Sampling rate: 1-4 Hz, Operation: since Oct 2010
All-sky Watec imagers (AWIs)

Sampling rate: 1-2 Hz, Operation: since Jan 2011

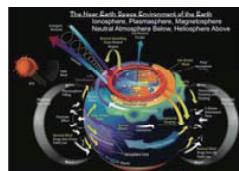
Filter: Baader RGB filters (since Oct 2011)

All-sky Color Digital camera (CDC)

Sampling rate: 30 sec, Operation: since Dec 2008.

Real-time plot:
http://kho.unis.no/Quicklooks/ASG/asg_latest.png

Japanese EISCAT activities in northern Scandinavia and Svalbard



Contents

(1) Scientific targets



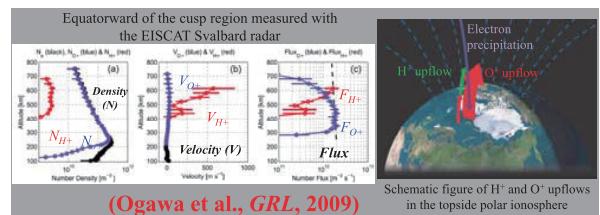
(2) Radars and optical instruments under operation in northern Scandinavia

(3) Recent scientific results

(4) Future

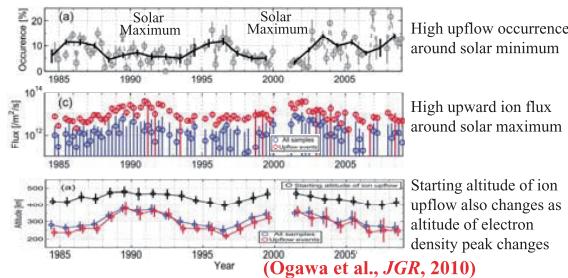
Hydrogen ion upflows (polar wind) in the topside ionosphere

Using the EISCAT Tromsø VHF radar, Løvhaug et al. [Radio Science, 2001] found considerable variation in the drift of the light ion component (H^+) in the nightside subauroral region.



On closed field lines the H^+ becomes the larger contributor to the upward flux above about 550 km. The total upward flux seems to be conserved.

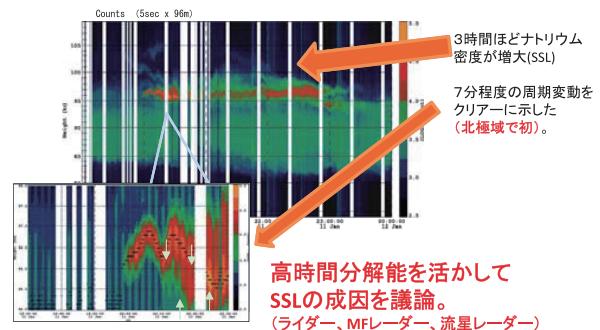
Solar activity dependence of ion upflow



The solar activity influences long-term variations of the ion upflow occurrence because it modulates the density of neutral particles, the formation of the F2 density peak, and ion-neutral collision frequencies in the thermosphere and ionosphere. These investigations will give important implications for the long term evolution and future climatology of planetary atmospheres.

中性大気-プラズマ結合の研究(ジオスペースが中性大気に与える影響)

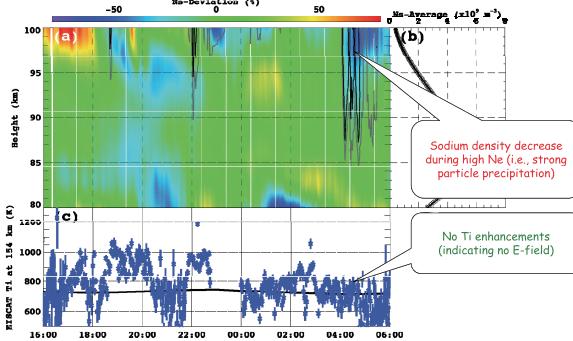
Fine structure of the sporadic sodium layer on January 11, 2011



Tsuda et al., GRL, 2011

ナトリウム密度変動とオーロラ降下粒子の関係: EISCAT and Na LIDAR

Tsuda, T. T., et al. (2013), grl.50897.

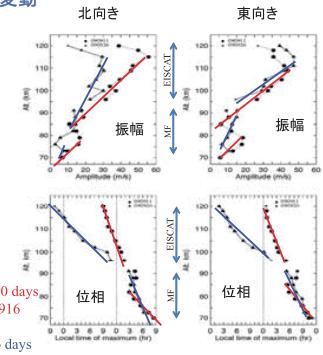


大気上下結合

EISCATレーダーとMFレーダーを併用して、高度70-120 kmをカバーした半日潮汐波のモード変動

半日潮汐波について:

- ①中間圈と下部熱圈でモードが異なる。
- ②3週間の間に、中間圈と下部熱圈それぞれで支配的モードが変わる。



Nozawa et al., JGR, 2010

EISCATレーダーの将来

- 1981年から観測、およそ30年間。
- 携帯電話の普及で、電波保護が不可能になりつつある。930 MHz帯の保護は、キルナおよびソダンキンラについては、2010年で終了。
- トロムソ周辺については、2013年までは保証されているが。。。 「交渉中」
- ESRシステムは、やや老朽化が進んでいるが、観測可能。中国出資による第3アンテナの計画が進行中。



EISCAT_3D計画の現状と 日本が目指すサイエンス

宮岡宏(NIPR)・野澤悟徳(名大STE研)・小川泰信(NIPR)・
大山伸一郎(名大STE研)・中村卓司(NIPR)・藤井良一(名大STE研)

第7回MULレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム
京都大学 宇治キャンパス 木質ホール大会議室
2013年9月13日 14:10-14:30



EISCAT_3Dレーダー計画



イラスト: 天川真久氏作成

EISCAT_3Dレーダー計画:
現行のKST UHF/VHFレーダーに代わる、次世代の多点フェーズドアレイレーダーシステムの実現を目指して、日本を含む国際共同で準備中。

EISCAT_3Dでは、約200km x 200kmの広さ(E領域高度)の電離圏の時空間変動を、高度方向も含めた3次元で高解像度観測が可能。365日24時間の連続運用を想定。→各種地上観測及び人工衛星データや3次元シミュレーションデータとの比較研究を促進。

コアサイトの候補地はSkibotn(又は Tromsø)
2015年から建設開始、2018年から本格運用開始を想定。約30年間の観測継続を予定。

EISCAT本部のHP
<https://www.eiscat3d.se/>
EISCAT_3D 国内 HP:
<http://polaris.nipr.ac.jp/~eiscat/eiscat3d/>

なお、現行のKST UHF/VHFレーダーは2013年末に観測終了(但し、2017年までの送信周波数帯の確保を交渉中)。

EISCAT_3D計画の現状



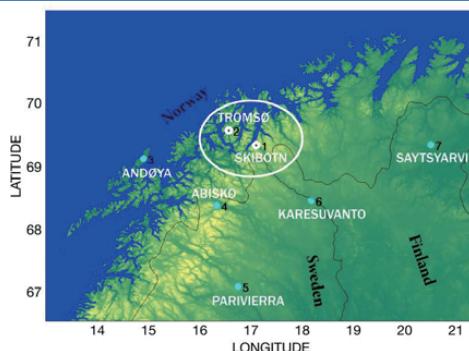
EISCAT_3Dコアサイト
の完成予想図

イラスト: 加藤愛一氏作成

EISCAT_3D計画の経緯

- 2003年~: EISCAT将来構想(E-Prime)の検討開始
- 2005年5月~2009年4月: EISCAT_3Dデザインスタディ(Design Study: FP6)
- EU大型研究設備計画(ESFRI)に採択。EUから2.0Mユーロ(約2.5億円)
- 2007年: 試験用アレイアンテナ設置(キルナ)。VHF帯受信波を用いた試験開始
- 2008年: EISCAT評議会によるEISCAT_3D推進の最終決定
- 2008年~09年: EISCAT_3D用周波数(230~240MHz帯)免許取得
- 2010年10月~2014年9月: EISCAT_3D準備フェーズ(Preparatory Phase: FP7)を実施中
EUから4.5Mユーロ(約5億円)。14の分科会(Work Package)で検討開始
Project Manager公募、Dr. Ingrid Mana 2011年8月着任
- 2010年11月: EISCAT_3DサイエンスWG立ち上げ(日本からも参加)
“EISCAT_3D サイエンスケース”→ 2011年6月ウェブ公開、2012年6月改訂
- 2010年: EISCAT_3Dプロトタイプ受信局(KAIRA)をフィンランド北部に建設開始
コアサイト候補地調査開始
- 2010年12月: 学術の大型研究計画に関する調査(日本学術会議)に応募
「大型大気レーダーを用いた南北両極の大気科学の推進」
- 2011年5月: 統合計画案に対するヒアリング(日本学術会議)
「極域科学のフロンティア」(南北両極大型大気レーダー観測計画を含む)
- 2012~14年: スウェーデンが7MSEK(約0.8億円)の準備予算獲得
- 2012年10月: ノルウェーが建設予算申請(210MNOK ~38億円)
- 2013年3月: スウェーデンが建設予算申請(250MSEK ~38億円)
マスタークラス2014に応募: 「太陽地球系結合過程の研究基盤形成」
- 2013年5月: フィンランドが建設予算申請(25MEUR ~31億円)

EISCAT_3D: Candidate Sites



ノルウェー及びスウェーデンの予算申請書より抜粋

EISCAT_3Dの仕様

Table 1		EISCAT_3D Specifications	
Transmitter		Features	
1	Type	Pulsed	-
2	Duty Cycle	25 %	2 Phase/Amp transmitter modulation
3	Max Pulse Length	10 ms	3 Arbitrary Tx/Rx polarisation
4	Shortest Pulse Length	0.5 (75) μs (ns)	4 One Core Active site
5	Peak Power	10 MW	5 4 Remote Passive sites
6	Centre frequency	233 MHz	6 Remote active site with power ~1 MW
7	3 dB Bandwidth	±2.5 MHz	7 Electronic scanning and beam-forming
8	Modulation	Phase/Amp	8 5 phased steered array antennas
9	Polarization	Arbitrary	9 6-10 outlying antenna arrays at active site
Antennas		10 Aperture synthesis imaging	
10	Type	Plased Array	11 High duty cycle
11	Antennas per site	~10,000	12 Better sensitivity by a factor > 20 × ***
12	3 dB Bandwidth	±15 MHz	13 Unmanned operation
13	Gain	~50 dBi	14 Remote operation via internet
14	beam pointing resolution	0.625°	15 Robust reliability in arctic environment
15	Transverse resolution at	< 50 m	16 Uninterrupted continuous operations
16	100 km better than		17 Common Programs at low duty cycle
17	Grating-lobe free radiation pattern: zenith all azimuths	40° ~ 60°	18 Special Programs to respond to pre-defined/unusual geophysical events
18	Power-aperture product	>100 GWm²	19 Validated archival database
19			20 Restricted real-time data

* Unique Technological Innovation

** Major Improvement

Essential Features to attain the Scientific Goals

(ノルウェーの予算申請書より抜粋)

他のISレーダーとの性能比

System	Frequency (MHz)	Power (MW)	Quoted Gain (dBi)	Aperture (m ²)	Duty Cycle (%)	System Noise Temperature (K)	P_A (GW m ⁻²)	FOM
EISCAT VHF (1 klystron)	224	1.5		3110	12.5	300	4.67	1.00
EISCAT VHF (2 klystrons)	224	3		3110	12.5	300	9.33	2.00
EISCAT UHF	930	2	48	522	12.5	120	1.04	0.13
EISCAT Svalbard	500	1	45	905	25	65	0.90	0.57
Sondrestrom	1290	3.5	49	341	3	85	1.19	0.08
PFISR	449	2	43	708	10	120	1.42	0.34
EISCAT 3D Core	233	9		10000	20	190	90.00	37.04
Jicamarca	50	4.5		75000.0	6	3000	337.50	22.46
Arecibo	430	2.5		55000.0	6	90	137.50	35.46

Table 1. The parameters of some current incoherent-scatter radar systems and the planned EISCAT_3D core site. The figure-of-merit (FOM) is defined as $FOM = \frac{PA}{f_{radar}^2}$, where PA is the power-aperture product, D is the transmitter duty cycle, T_{sys} is the system noise temperature, and f is the radar frequency. For comparison purposes, all FOMs were normalized to that of the two-klystron EISCAT VHF. The FOM of the EISCAT_3D core is seen to fall in the same range as those of the Arecibo and Jicamarca systems.

The figure-of-merit (FOM): $\frac{PA\sqrt{\text{Duty cycle}}}{T_{SYS} f_{RADAR}}$

From U.G. Wannberg et al., EISCAT_3D: A Next-Generation European Radar System for Upper-Atmosphere and Geospace Research, 2010.

多局式フェーズドアレイアンテナ観測の仕組み

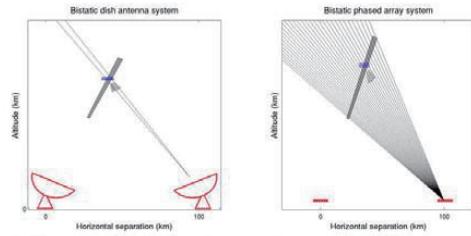


Figure 2: For a dish-based bi-static radar, shown on the left, the remote radar receives signals back-scattered by structures that match the Bragg condition in the intersection between the transmitted beam and the receive beam only. For a digital phased array radar, shown on the right, multiple beams can be calculated from the receive array back-scattered signals so that the atmosphere can be observed along the entire transmitted beam.

スウェーデンの予算
申請書より抜粋

多局式フェーズドアレイアンテナ観測の仕組み

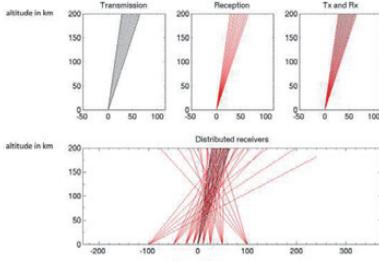


Figure 10: Volumetric imaging with EISCAT_3D. Modulation of the transmitted radar signal (Tx) subsequently illuminates layers at different distance from the transmitter. Receiving (Rx) in narrow beams provides the backscattered signal from different angles. Combining the transmitted and received data (Tx and Rx) provides the back-scattered signal together with height and radial information hence from well-defined volumes in space ("voxels").

EISCAT_3D White paper より抜粋

年次計画案

Table 3: Overview of the EISCAT_3D Implementation Phase

2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021
Preparation							
Construction							
Deploy T/R Array							
Deploy R1 Array							
Deploy R2 Array							
Deploy R3 Array							
Deploy R4 Array							
Commission							

Table 7: EISCAT_3D operations.

2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
EISCAT Research Infrastructure Operation cost (kSEK)										

Site IS	2,720	2,720	2,790	6,359	6,359	7,898	7,811	7,931	8,483	9,648
Operations	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200	1,200
Staff	21,630	26,177	33,604	38,017	38,017	38,824	39,508	34,203	34,814	35,425
Total	28,743	32,988	40,441	47,803	47,803	60,138	64,696	61,309	64,193	68,798

2016年からコアサイトの建設開始。
2018年からの本格運用開始を目指している。

スウェーデンの予算
申請書より抜粋

全体経費と各国の予算申請状況

(I. Mann プロジェクトマネージャからの最新情報より)

Investment: Baseline design 135 MEUR (12 MEURの臨時出費を含む)
Annual budget: ~ 8 MEUR in 2022

(14% site operation, 35% radar operation, 50% staff cost)

Norway: Funding proposal submitted in October 2012 29 MEUR
Sweden: Funding proposal submitted in March 2013 29 MEUR
Finland: Roadmap proposal submitted in May 2013 25 MEUR

UKは自国の大型ロードマップに掲載済み。建設予算要求を検討中。

日本は大型研究計画ロードマップに2013年3月に申請、その後9月に重点大型研究計画策定に向けた審査のヒアリング。

全体の15%(約25億円)の建設予算額の申請を検討中。
(現行のEISCAT特別実験時間枠(200時間、全体の約15%)の確保のため)

日本が目指すサイエンス

国内EISCAT研究集会@極地研における議論

EISCAT_3Dに関する情報交換及び意見集約(2009年-)

- ・EISCAT科学協会の長期サイエンスプランの議論(2009年3月)
 - 国内EISCAT_3Dワーキンググループ結成(2009年4月)
 - AMISR計画の現状とEISCAT_3Dとの比較(2010年3月)
- ・新分野へのアプローチ(2010年3月)
 - ・気象分野
 - ・惑星研究(EISCAT_3Dによる惑星非熱的電波観測)
 - ・EISCAT_3DによるIPS観測
- ・現状のEISCAT_3Dのスペックについて(現有システムとの比較)(2011年3月)
- ・EISCAT_3Dによる脈動オーロラ研究(2011年3月)
- ・モデリングとEISCAT_3Dとの連携(2011年3月)
- ・飛翔体観測との連携(2012年3月)
- ・Cesar La Hozトロムソ大教授による特別講演
(EISCAT_3D実現に向けたノルウェーの取り組みについて)(2013年3月)
- ・大型研究計画ロードマップへの応募に関する議論(2013年3月)
- ・コアサイトセレクションの議論(2013年3月)
- ・日本の取り組むサイエンスの文書化を予定(2014年1-3月)

EISCAT研究集会(STEL研究集会, 2012年11月6日)におけるEISCAT_3Dの議論

EISCAT_3Dに期待する様々な研究内容について、全国のEISCAT関連研究者(今回は14名)による招待講演を実施。それぞれの講演内容を1枚のスライドにまとめた資料をEISCAT_3D国内HPの「日本が望む将来のEISCAT観測・研究」<http://polaris.nipr.ac.jp/~eiscat/eiscat3d/jeiscat.html> 内に掲載。

1. 中間圈・熱圏・電離圏ダイナミクス(6件)
2. 宇宙/大気環境計測(2件)
3. オーロラ物理(5件)

の3つに分類。

JpGU2013国際セッション(2013年5月24日)

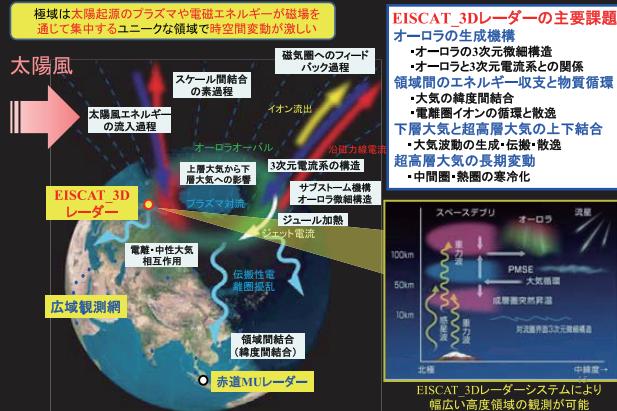
「New atmospheric and geospace science opened by EISCAT_3D」

- ・4件の招待講演と19件の一般講演。
- ・参加者数は計約40名(うち10~15名が外国人)
- ・EISCAT_3D計画に関する最新情報とこれにより解明が期待される研究課題について、関連研究者が幅広く情報共有する機会となった。
- ・最新のAMISRレーダー(米国)による観測成果や、ノルウェー及びスウェーデンの研究計画書執筆責任者による招待講演は、EISCAT_3D計画に関心を持つ日本の研究者に大変有益であった。また、海外からの参加者にとっても日本の若手研究者の関心の高さが印象的だった模様。

14

EISCAT_3D計画の研究対象と目的

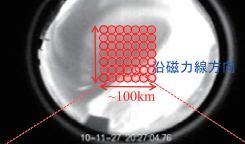
極域の電離圏・中層大気へのエネルギー流入とその応答過程の解明



EISCAT_3D計画における日本の主要研究課題

(1) オーロラの3次元構造とその生成機構の解明

現行のEISCATレーダーでは基本的に1点のみを3局観測
→EISCAT_3Dではミクロ・メススケールで3次元構造を直接観測できる。



狭視野による画像

現行のEISCATレーダーの視野(約1 km @ 100 km) 空間分解能: 20 m @ 100 km

オーロラレイイ構造

(1) 50km程度のメススケールオーロラには複雑な電場構造があることが分かってきた。しかし、現行のEISCATレーダーでは、時間・空間分解能が不十分であり、それらの構造を2次元もしくは3次元で鮮明に観測することができない。

→EISCAT_3Dの実現は、メススケールオーロラの構造に密接に関係する磁気圏-電離圏結合系物理の解明に大きく貢献する。

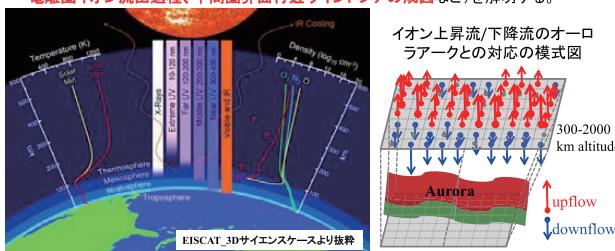
(2) オーロラ微細構造は、磁気圏-電離圏結合系の「フィードバック(不安定現象)」で生成する。しかし、その具体的なメカニズムは不明。

→EISCAT_3Dでは、高い時間・空間分解能で電場分布を測定可能となる。不安定等による微細構造の生成(クロススケール結合)の解明にも大きく貢献する。

EISCAT_3D計画における日本の主要研究課題

(2) 領域間のエネルギー収支と物質循環

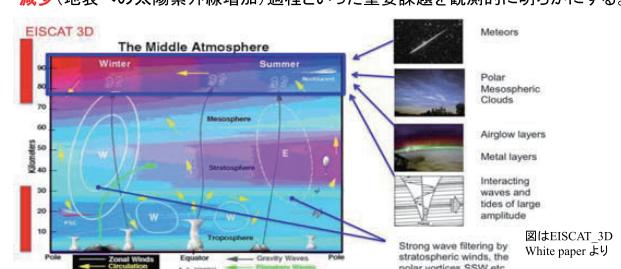
- ・太陽や磁気圏からのエネルギー流入とその応答過程を定量的に理解するために、極域における降下粒子エネルギー、磁気圏電離圏電場、ジュール加熱率、下部熱圏の風速分布等の2次元分布とその時間変化を定量的に捉えることが必須である。
- ・EISCAT_3Dレーダーでは、これらの全物理量を、必要な時間分解能(1分以内)で観測できる。さらに、EISCAT_3Dは、磁気圏へ流出する電離圏イオンの上向き速度/フラックスの2次元分布を定量的に観測できる唯一のレーダーである。
- ・このメリットを生かし、極域エネルギー流入に関係した未解明問題(熱圏鉛直風の起源、電離圏イオン流出過程、中間圏界面付近ウインドシアの成因など)を解明する。



EISCAT_3D計画における日本の主要研究課題

(3) 下層大気と超高層大気の上下結合

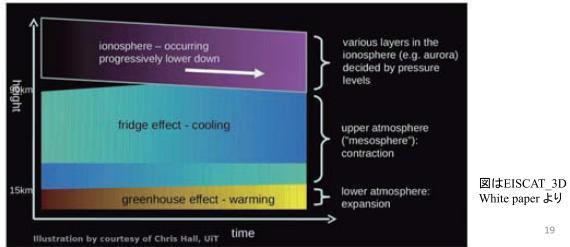
- ・EISCAT_3Dは、地表付近から下部成層圏、および中間層から超高層大気に至る広範な高度領域をカバーする。
- ・この利点を活かし、(1) 極域の広い高度幅に渡る成層圏突然昇温の全体像や、(2) 気象活動起因の重力波エネルギー散逸過程、(3) 高エネルギー粒子降込みに伴う熱圏大気組成変動と、(4) 生成された微量成分の下方輸送によるオゾン減少(地表への太陽紫外線増加)過程といった重要課題を観測的に明らかにする。



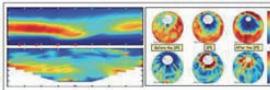
EISCAT_3D計画における日本の主要研究課題

(4) 超高層大気の長期変動

- ・北極域は、温暖化の影響が顕著に現れる特異な領域である(他の緯度に比べ約2倍の温度変化)。
- ・その上空の**北極超高层大気で生じる寒冷化現象**や、それに密接に関係するPMSE(極域夏季中間圈エコー)の長期変化の理解が求められている。
- ・1980年代前半から観測を実施しているEISCATレーダーデータと、さらに高精度の連続観測を行うEISCAT_3Dレーダーデータを組み合わせ用いることにより、**地球の気候変動の理解**に貢献する。



EISCAT_3D サイエンスケース



EISCAT_3D Science Case

Anita Alko^a, Ian McCrea^b

^aUniversity of Oulu, Finland

^bEISCAT_3D Preparatory Phase Project WP3

Version 2.0, June 2012



- ・EISCAT_3D準備フェーズの一環として、国際ワーキンググループを形成して執筆。

- ・2011年6月に初版を、2012年6月に第2版を出版。全109ページ。

- ・まとめ版(9ページ)も作成。

EISCAT_3D SCIENCE CASE の内容:

- A. Atmospheric physics and global change
- B. Space and plasma physics
- C. Solar system science
- D. Space weather and service applications
- E. Radar techniques, coding and analysis

Appendix A: Table of EISCAT_3D radar performance requirements by science topics

ウェブページに掲載

<http://www.eiscat3d.se/project/fp7/science-case>

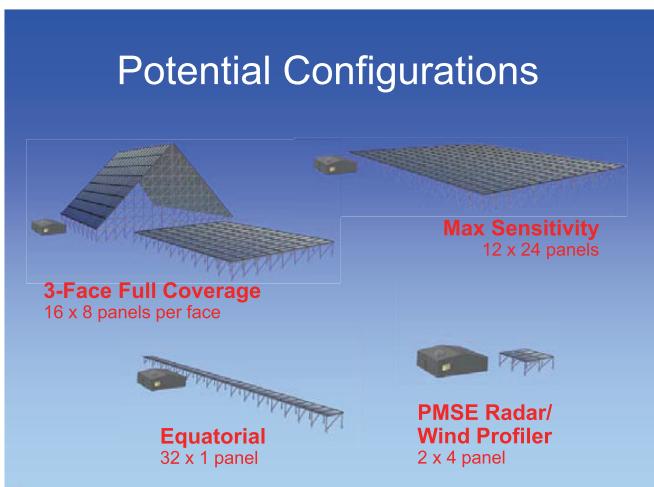
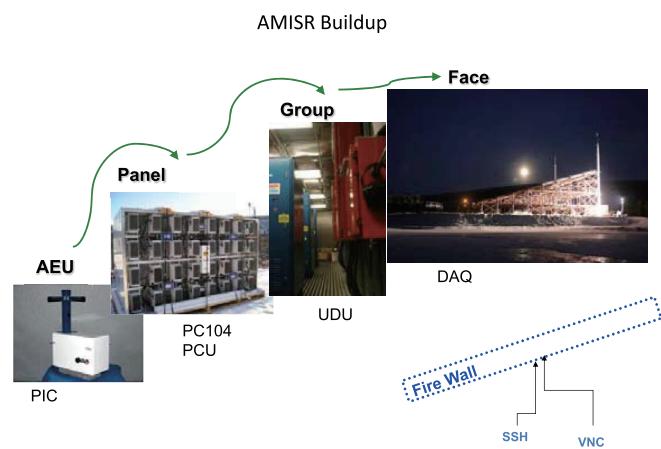
発表のまとめ

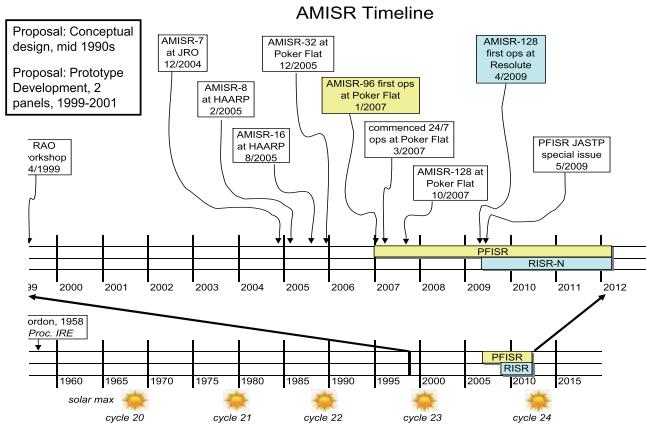
- ・EISCAT_3D計画は、過去に無い高性能を有する次世代非干渉散乱レーダーの実現を国際共同で目指すプロジェクトである。EISCAT加盟国を中心とした共同出資を経て、2018年から本格運用を想定している。
- ・EISCAT_3Dを用いて進めたいサイエンスの検討/プレステディを国内で重ねてきている。
- ・下層大気から超高层大気、ジオスペースの広範囲かつ、様々な分野におけるサイエンスを実施可能。
- ・国際EISCATコミュニティで検討してきているEISCAT_3Dサイエンスケースにも対応・反映。
- ・他の関連する国内大型研究計画と連携・協力しながら、計画実現のための準備を進行中。



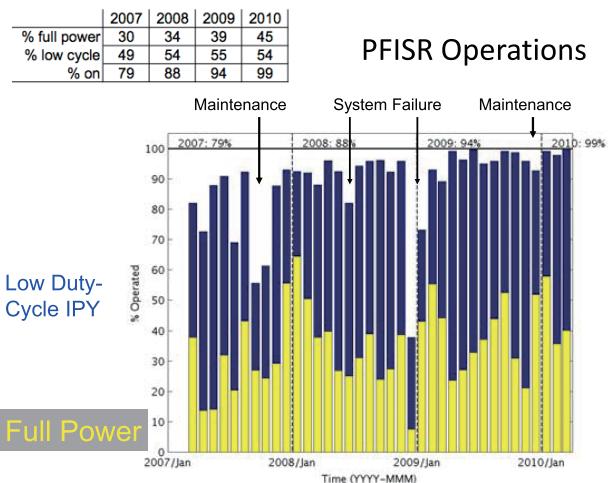
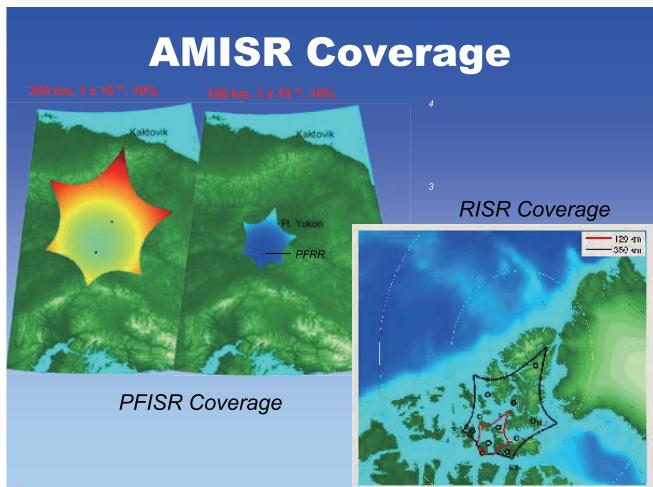
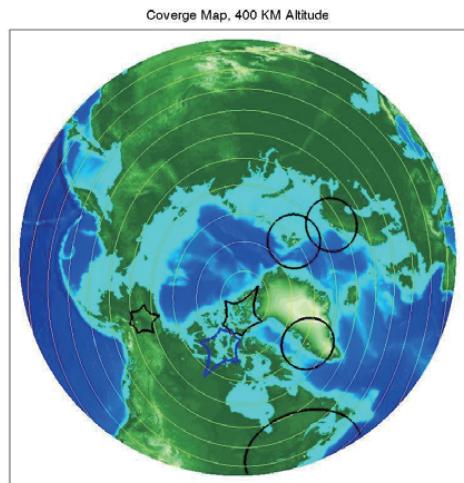
AMISR Technical Specifications

- Peak Power: 2 MW
- Max RF Duty: 10%
- Pulse Length: 1 μ sec - 2 msec
- TX Frequency: 430-450 MHz
- Antenna Gain: ~43 dBi
- Antenna Aperture: ~715 m²
- Beam Width: ~1.1°
- System temperature: ~120 K
- Steering: Pulse to pulse over ~ +/- 25°
- Max system power consumption: ~700 KW
- Max operations: continuous, depending on power availability
- Unattended operations
- Data volume ~6 TB/year at Poker Flat
- No moving parts on the antenna
- Environment: -40° C to +35° C
- Altitude coverage: ~60 km to 800 km (depending on Ne)
- Minimum measurable electron densities: ~1e9 m⁻³
- Typical time resolution:
 - E region <~3 min,
 - F region <~1 min,
 - ~10 look directions and typical ionospheric conditions - many caveats apply!
- Typical range resolution: 600 meters to 72 km (mode dependent, can be extended)
- Plasma parameters: Ne, Te, Ti, Vi, v_{in}, composition
- Derived parameters: E, J, JE, JE', Un, σ_{D} , σ_{H}



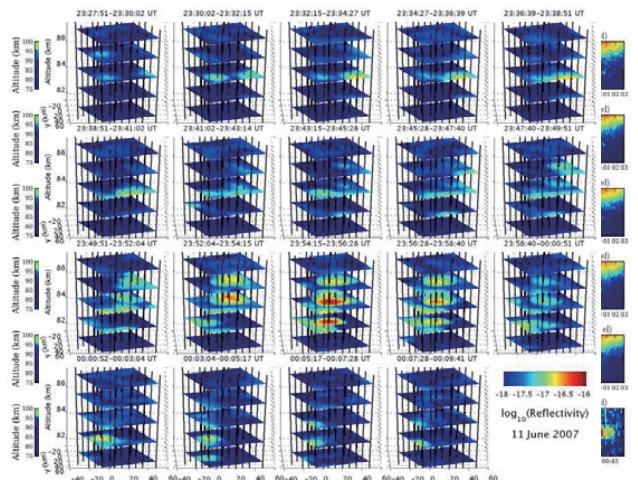
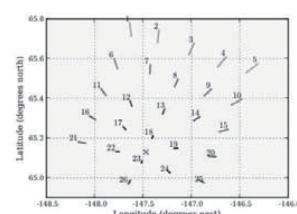
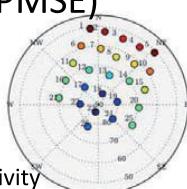


小川注:「AMISR-**」の**は観測に用いたパネル数

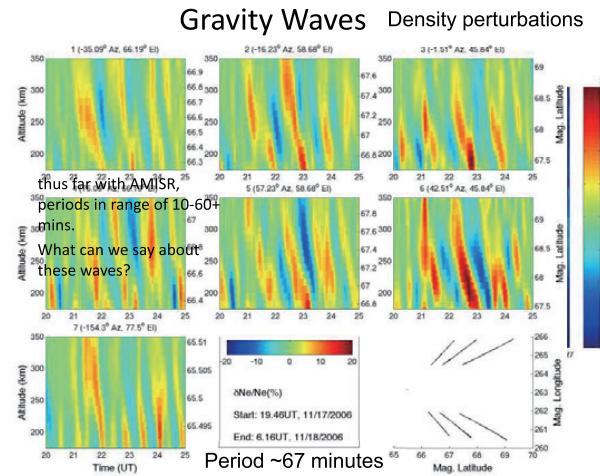
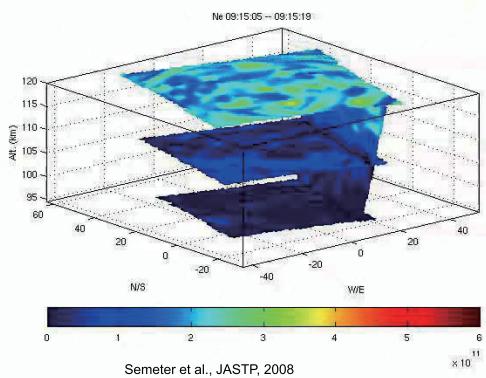


3-D Imaging (PMSE)

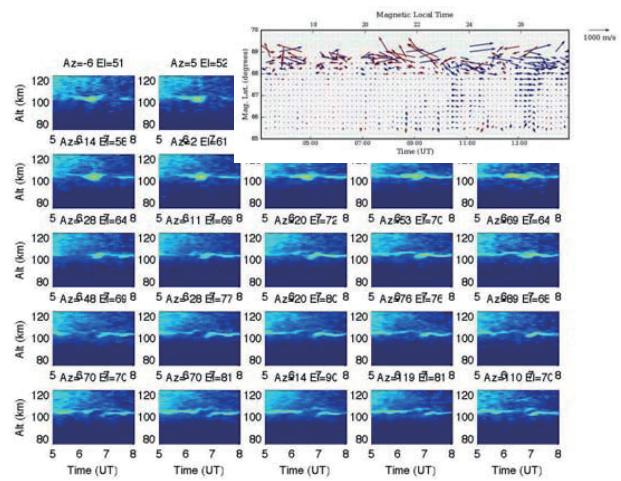
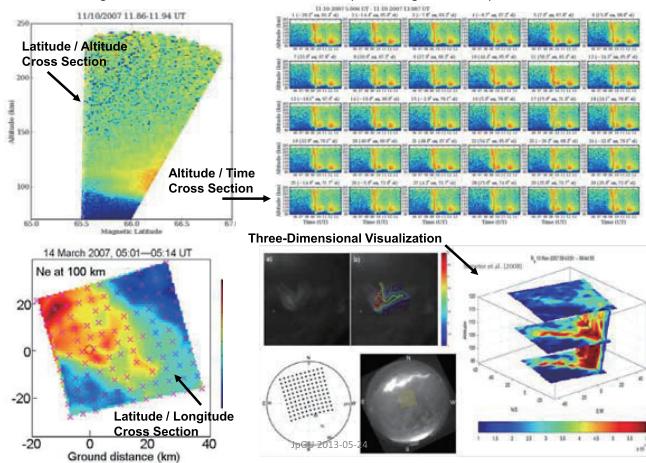
- 26 beams
- No spectral information
- ~1.5 km range resolution reflectivity measurements



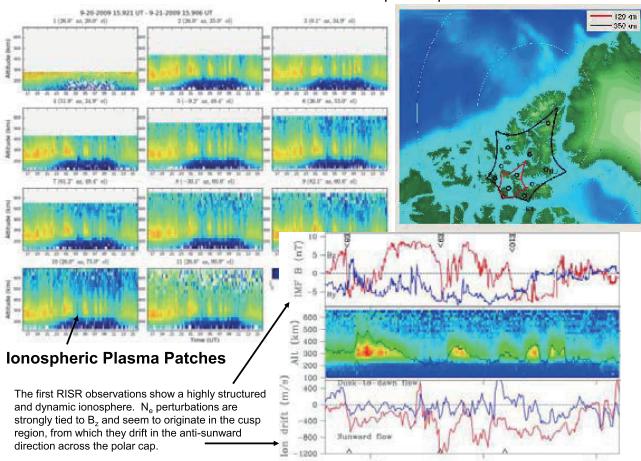
Example of a 3D Radar: PFISR



PFISR: Images of the Aurora in 4-Dimensions (3-D images v. time)



RISR: First Resolved Observations of the Polar Cap Ionosphere



Thank you

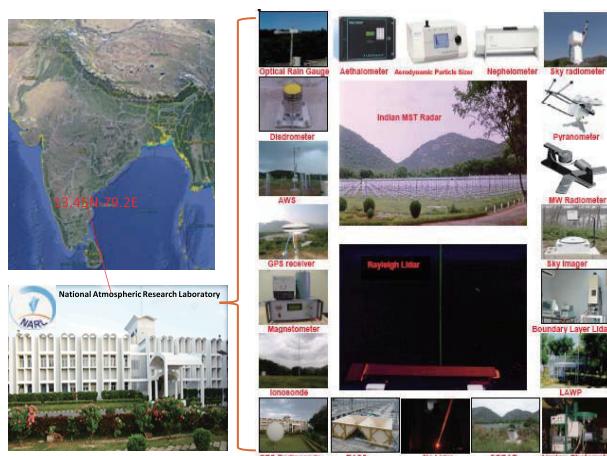
Overview of Indian MST Radar and Co-located Facilities

Sanjay Kumar Mehta¹, Toshitaka Tsuda¹, M. Venkat Ratnam², T.V.C. Sarma² and A. Jayaraman²

¹Research Institute for sustainable Humanosphere (RISH), Japan
²National Atmospheric Research Laboratory (NARL), India



VHF Radar Network



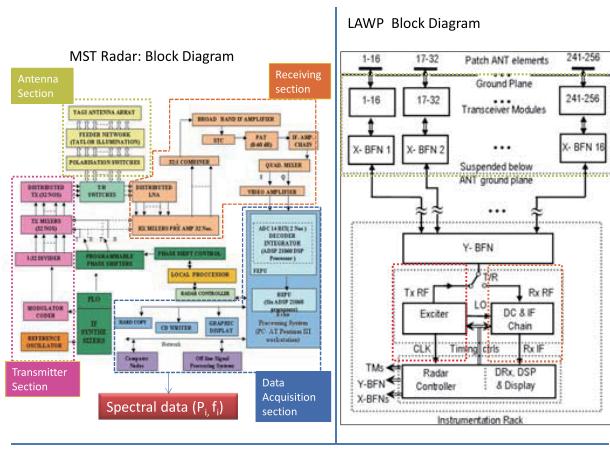
Specification

Lower Atmospheric Wind Profiler (LAWP)

Old (1998-2006) New (since 2010)

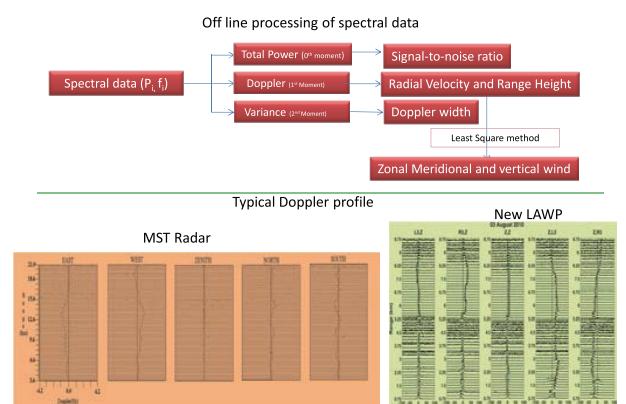


Parameter	MST	New LAW
Antenna array	130 m x 130 m (32x32)	2.8 m x 2.8 m Microstrip Patch array (16x16)
Frequency	53 MHz	1280 MHz
Wave length	5.66 m	0.22 m
Transmitted peak power	2.5×10^3 Watts	1000 Watts
Beam width	2.8°	5°
Receiver band width	1.7 MHz	1.58 MHz
Integration time (PPS)	User defined	20-999 μ s
Maximum duty ratio	2.5%	10%
Transmitting Pulse Width	1.2, 4, 8, 16, 32 or 64 μ s	0.25-8.0 μ s
Starting Height	3.6 km	100 m
Max. No. Coherent Integrations	512	4-1000
Max. No. Incoherent integrations	User defined	1-100
FFT points	64-1024	32-1024



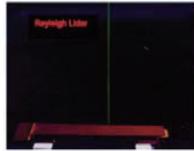
Rao et al., 1995

Srinivasulu et al., 2011



LIDAR (Light Detection And Ranging)

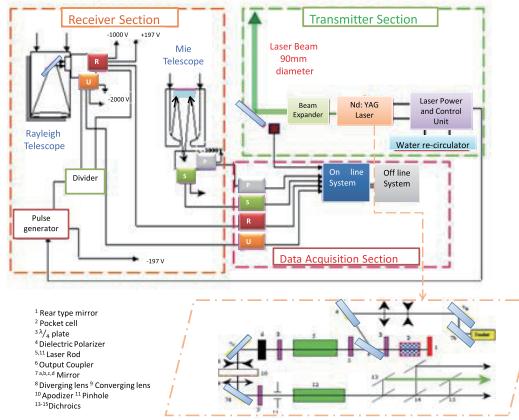
- The working principle of LIDAR is similar to that of RADAR where laser pulses (containing number of photons) transmitted at speed of light instead of radio waves.
- Each Photons corresponds to the pulse energy and wavelength of laser generated is given by $\lambda = \frac{hc}{E}$, where h is planks constant
- The photons interact with air molecules and particles cause scattering and absorption
- Elastic Scattering-Rayleigh Scattering/Mie Scattering (no frequency shift)
- In elastic Scattering- Raman Scattering (with frequency shift)



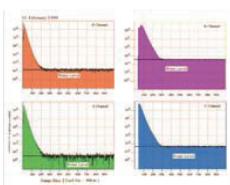
Rayleigh /Mie Lidar

Lidar setup at NARL , India in collaboration with CRL, Japan during 1998-2000. Laser : Nd:Yag operating at second harmonic of 532 nm with energy of 600 mJ, pulse width of 7 ns and PRF of 50 Hz.

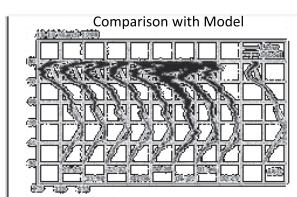
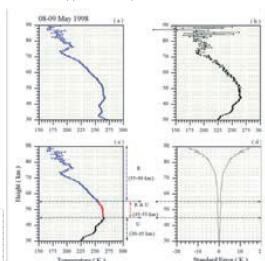
LIDAR (Light Detection And Ranging)



Typical P-S and R-U Channels



Typical Temperature Profiles



Boundary Layer Lidar



BLL System

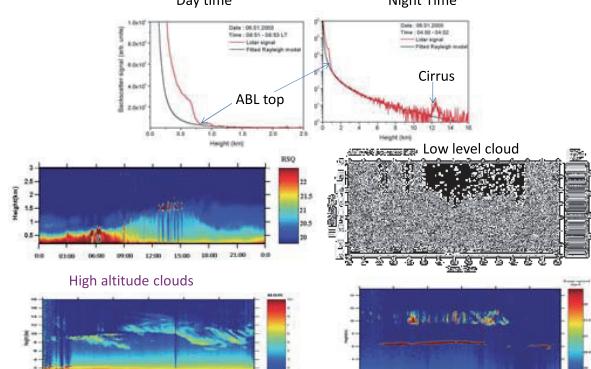
Configuration

Specification

Transmitter	
Laser:	Diode Pumped Nd:YAG laser
Wavelength:	532 nm
Output Pulse Energy:	10 micro-Joule
Pulse Repetition Frequency:	2500 Hz
Pulse Duration:	10 ns
Polarization:	>100:1
Transmitter Field of View:	
Field of View:	200 μrad
Receiver	
Telescope:	15 cm diameter Cassegrain
Field of View:	400 μrad
Detector	
Type:	Photon counting -high gain PMT
Data acquisition	
PC Based MCS card	
Bin width (min):	15 m

Bhavani Kumar, 2006

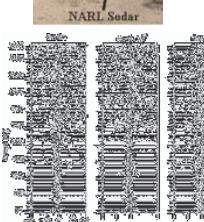
Day time



Night Time

SODAR (Sound Detection and Ranging)

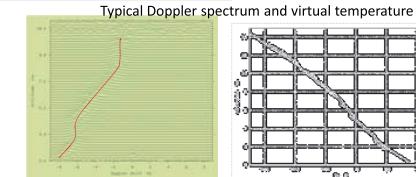
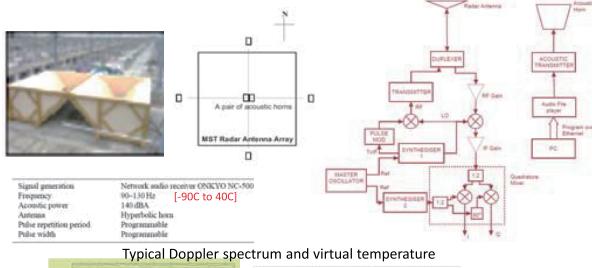
Parameter	SODAR
No. of elements	52 (8 × 8)
Frequency	1800–2500 Hz
Acoustic power (output)	100 W
No. of beams	3 (zenith, north, east)
Beam angle	16°
Maximum range	1500 m
Pulse width	Programmable
Pulse repetition frequency	Programmable
No. of T points	4096
Transmission type	Reflecting mode
Beamwidth	5°
Range resolution	User defined



Anandan et al., 2008; Shravan and Anandan, 2009

Bhavani Kumar, 2006

Radio Acoustic Sounding System (RASS)



Surface Meteorological data

Automatic Weather Station (AWS)
Pressure : piezo-resistive (0.1 mb)
Temperature : RTD type (0.1C)
Humidity: Thin film capacitance ($\pm 3\%$)
Wind speed : 3 cup rotor ($\pm 1\%$)
wind direction: Potentiometer ($<1^\circ$)



Vertical momentum of raindrop → Electric pulse
(amplitude is a function of the drop diameter)

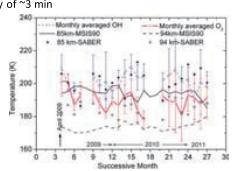
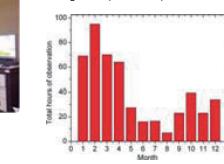
Drop diameters (0.3 mm-5 mm, $\pm 5\%$.)

Upper air meteorological data



Mesosphere Lower Thermosphere Photometer (MLTP)

MLTP is a simple multi-wavelength airglow photometer with F/2 optics. It measures mesospheric OH at 840 and 846 nm rotational lines from ~85 km) and O2 at 866 and 868 nm rotational lines from ~94 km) emissions together with thermospheric O(1D) (~220 km, 630 nm) and background (at 858 nm) near simultaneously of ~3 min



Taori et al., 2011a,b,c, 2012,2013

Indian Climate Observatory Network (ICON)

It is an initiative of NARL to generate high quality long-term data set devoted to climate change studies.



Radiation measurement instruments		Aerosol and Trace gas Instruments	
Sky-Radiometer	Total Sky-imager	Nephelometer	Aethalometer
Pyranometer and Pyrheliometer		Aerodynamic Particle Sizer	

Summary -1

Scientific Facilities

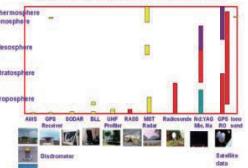
- [Surface and upper air observations](#) [AWS (since 2004), GPS radiosonde (since 2006), Optical rain Gauge and Disdrometer]
- [Radar systems](#) [MST RADAR (Operational since 1995), LAWP (1998-2006, since 2010), SODAR (since 2007), RASS (since 2008)]
- [LIDAR Systems](#) [Rayleigh/Mie Radar (since 2000), Sodium Lidar (since 2005), Boundary Layer Lidar (since 2006)]
- [Airglow Instruments](#) and
- [Ionosonde](#)

Basic atmospheric data

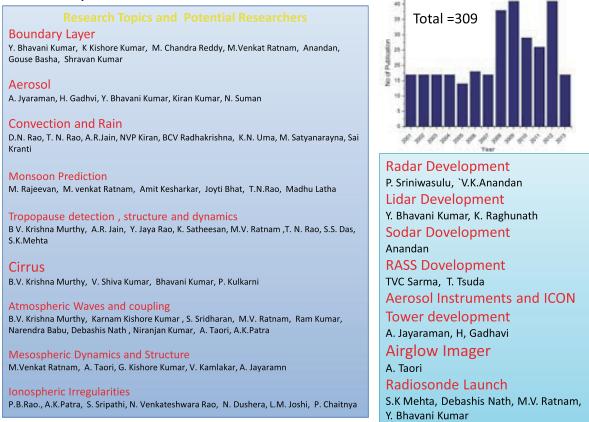
3-dimensional wind, temperature, pressure
Relative Humidity, rain rate and rain drop size distribution, aerosol, trace gas, radiation, cloud height, cirrus cloud and electron density, etc.

Horizontal Wind [Surface to 35 km]
[AWS, Radiosonde, SODAR, LAWP and MST radar]
Vertical Wind (~0.1km - 20 km)
[SODAR, LAWP, MST radar]
Temperature [surface to 80 km]
[AWS, Radiosonde, Lidar]
Relative Humidity [0-10 km]
[AWS, Radiosonde]
Aerosol [surface - 20 km]

Height coverage of various instruments



Summary-2



Thank You

発表内容

大型大気レーダーの研究動向 —MST13の参加報告—

山本真之
(京大生存研)

研究発表があった大型大気レーダー

- MAARSY(ドイツ)
- MULレーダー・EAR・PANSYレーダー
- EISCAT
- ESRAD・MARA(スウェーデン)
- Aberystwyth MST Radar(英国)
- Jicamarca
- Indian MSTレーダー

MULレーダー(MUR)

- 多チャンネルデジタル受信機の機能を生かした成果発表が多くなされていた。
 - 多受信チャネル(PBS)を用いた運動量フラックス・風速観測(Anandan, Sureshababu, Shridhar: We-07, P-03, P-12, P-13, P-14, P-15)
 - 流星ヘッドエコー観測(Kero: Th-07)
 - MURの流星観測(風速)・ナトリウムライダ(温度)・ASI(OMTI)を用いた中間圏大気重力波の伝搬・空間構造(鈴木: Fr-15)

Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY)

- 2011年4月に完成。
- Latteckによる観測システムの紹介(Mo-04)。関連発表(Mo-19 Zecha, We-07 Renkwitz, P-29 Shult等)。
- 流星ヘッドエコー・PMSE(PMWE)の観測結果が紹介されていた。多チャンネル受信機能(コヒーレントレーダーイメージング:CRI)を生かした3次元分布(3D)観測に力点が置かれていた。

MULレーダー(MUR)

- 多チャンネルデジタル受信機の機能を生かした成果発表(続き)
 - アダプティブビームフォーミングを用いた高精度鉛直流測定(西村: Mo-18)
 - MUR・PANSYトレーニングシステムを用いたMoving Clutter(FAI,航空機)の抑圧(橋本: Mo-20)

MUレーダー(MUR)

➤ 対流圏観測における発表

- WINDASと再解析データを用いた風速日周期の解析(坂崎: Tu-23&24)
- RIMとラジオゾンデ観測による乱流観測・乱流パラメータ導出(Wilson: We-04, Luce: P-06)
- MUレーダーとKa帯ミリ波レーダーによる巻雲観測(Fukao: P-07)

信楽MU観測所関連の発表

- LTRを用いた境界層高さ、風速変動の解析(中城: Tu-04)
- USRPを用いた安価・高速サンプルのレーダー用デジタル受信機の開発(山本真: Mo-17)
- 水平方向指向BLRによる大気境界層の風速観測、LES(松田: P-24, 東: P-47)
- 水蒸気ライダーとソーダーによる大気境界層の観測(矢吹: P-48)

EAR

➤ 山本真之による講演。

- TTL観測及び雲のマルチセンサ観測(雲レーダー・ライダー)の紹介(Tu-01)
- 2008年のCLEAR観測キャンペーンにおけるEAR・ライダーの層状性降水観測(Tu-08)
- インド・インドネシア・太平洋のMF・流星レーダー(EAR観測所の流星レーダー含む)による中間圏のネットワーク観測(Rao: Fr-02)

PANSY

- PANSYシステムの開発状況と初期観測結果の報告(佐藤: Mo-05)

EISCAT

- EISCAT_3Dの研究計画(Turunen: Mo-02)
- 電離圏D領域のheating(Kero: We-10, Pinedo: P-33)
- VHF及びUHFレーダーを用いたPMSEに関連するcharged aerosol particles の粒径導出(Li: Fr-16)
- VHF帯とUHF帯で得られたPMSE・PMWEエコーのスペクトル形状の比較(Strelnikova: Th-04)

Esrage MST radar (ESRAD)

- PMSEにおけるCRI(Arnault: We-11)
6基の受信機を使用
- PMSEの出現頻度の長期解析(Belova: Th-23)
- Tropopause Folding及び山岳波に関連した渦拡散係数(K)の変動解析(Rao: Tu-03)

Moveable atmospheric radar for Antarctica (MARA)

- 受信専用アレイの付加による南極域の境界層観測(Kirkwood: Mo-13)
- 北極域(ESRAD)との比較によるPMSE出現高度・出現メカニズムの差異に関する考察(Kirkwood: Th-03)
- Tropopause Foldingの観測及びモデル(WRF・ECMWF)を用いた考察(Mihalikova: P-35)
- 南極域山岳波の観測・モデル(WRF)との比較(Arnault: P-49)

Jicamarca

- 電離圏におけるインコヒーレント散乱(電子)観測原理のレビュー・F領域の観測結果紹介(Kudeki: Th-01)
- VHF帯大気レーダーにおけるCRI(特に電離圏)のレビュー(Chau: Th-02)
- 関連発表として、Colorado大で開発されたデジタル送受信システムを用いた流星観測結果が紹介されていた(Vaudrin: Mo-08)

UK Aberystwyth MST Radar

- 観測システムのアップデート報告(Hooper: Mo-23, Mayo: P-08)
- 定常観測ラジオゾンデ、モデル(EUCOS)との比較(Hooper: Tu-19)
- Sky Noiseの緯度・経度分布(Goudar: Po-01)

Indian MST radar

- 新型システムの開発状況紹介(Srinivasulu, Leena: Mo-09)
- 中間圏における風速・運動量フラックスの観測(Eswaraiah: Fr-17)、流星観測(Ganji: Th-11)
- モデル(WRF-ARW)を併用したサイクロンにおけるSTEに関する考察(Shankar Das: Tu-06)
- 対流システム観測(Reddy: Tu-07)、対流圏における短周期重力波の観測(Leena: Th-14, Kumar: Th-15)、Kelvin波の観測(Dutta: Th-17)
- 日食時における観測結果(Dutta: Tu-05, Rao: P-36, Krishna: P-39, Reddy: P-43)
- L帯境界層レーダーの開発 RASS含む(Sarma: Mo-23、Srinivasulu, Leena: P-09)
- Tirunelveli のMFレーダーによる16日周期のPlanetary Wave・成層圏突然昇温時の中間圏潮汐波変動(Sathiskumar: Fr-08, Fr-13)

気象予報用のWPRネットワーク観測

- WINDASのレビュー(石原: Tu-14)
- 北米のO-Q-net(Hocking: Tu-15)。下部対流圏観測用のVHF帯レーダー。
- 豪州のWPRネットワーク(McIntosh: Tu-20)。VHF帯及びUHF帯を使用(Reid: Mo-06, Dolman: Mo-10, Mo-16, P-17)
- 欧州における観測網EUCOS(Klink: Tu-17)、WPRデータ同化(Gaffard: Tu-21, Lehman: Tu-18)
- 風速観測データのQCが大きな課題として述べられていた。

モデル研究に関する発表

- 高分解能GCMを用いた成層圏・中間圏の大気重力波の全球解析(佐藤: Th-12)
- Hamburg Model of the Neutral and Ionized Atmosphere (HAMMONIA; Schmidt: Fr-01)

赤道MUレーダー計画

山本衛・津田敏隆・橋口浩之・山本真之・吉本淳一
(京都大学生存圏研究所)
佐藤亨
(京都大学大学院情報学研究科)

1. はじめに

京都大学生存圏研究所（RISH）では、生存圏科学の中で大気圏の全高度域の研究を推進しており、世界最高機能を誇る MU レーダーによる全国・国際共同利用を推進するなど、研究コミュニティをリードしてきた。特に過去 20 年以上にわたって赤道大気研究を推進し、2001 年には、西スマトラ州の赤道直下に赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR) を完成した（図 1）[1, 2]。EAR は MU レーダーと比較して最大送信出力が 1/10 である以外はほぼ同等の性能を有しており、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) と MOU を交わした上で、密接な協力の下で運営されている。LAPAN はインドネシアの宇宙研究開発機関であり、ロケットや衛星開発に加え、大気科学・宇宙科学の研究センターを有し、日本の諸大学・研究機関との協力を積極的に進めている。

EAR は 2001 年 6 月から現在まで長期連続観測を実施し、科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合」(2001~2007) を始めとする多くの研究プロジェクトによって研究成果を挙げてきた。現在では大気の全高度域に対する観測装置が集積され、赤道域では世界有数の観測拠点が形成されている。2005 年からは RISH の全国・国際共同利用設備とされ、国内外の研究者から提案された課題約 30 件を毎年実施してきた。この共同利用は 2012 年に更なる発展を狙って MU レーダー共同利用と統合され、現在では MU レーダーとの提携観測課題が実施されている。EAR 10 周年記念式典・国際シンポジウムが 2011 年 9 月 22~23 日にジャカルタで開催された。インドネシア側から Suharna Surapranata 研究技術(RISTEK)大臣、Bambang Tejasukumana インドネシア航空宇宙庁(LAPAN)長官を始めとする多くの政府高官、日本側から島田順二 駐インドネシア公使、澤川和宏 文部科学省研究振興局学術機関課長、塩田浩平 京都大学理事・副学長ら、多数の出席を得て成功した（図 2）。現在、RISH では EAR の感度を約 10 倍に増強することを目的として、「赤道 MU レーダー」を概算要求中である。本稿ではこの計画を紹介する。

2. EAR 増強の必要性

わが国は、中緯度域の MU レーダー[3]、赤道域の EAR、さらに南極昭和基地大型大気レーダーPANSY [4, 5]と、中緯度・低緯度・高緯度域にそれぞれユニークな観測装置を有している。表 1 にこれら 3 つのレーダー装置の諸元の比較を示す。大気レーダーの感度はアンテナの有効開口面積と最大送信電力の積で評価される。表 1 に示すとおり、EAR の感度は他の 2 者より約 10 分の 1 と低く、かつ受信系統数が 1 チャンネルだけでレーダーイメージ

グ観測機能が不足しており、バランスを欠く状況にある。赤道域は太陽放射エネルギーを最も強く受ける領域であり、地球大気の各種現象の駆動源であって地球環境変動研究上の最重要地点である。特にインドネシア域は太陽光による島嶼（とうしょ）の加熱と周辺の海洋からの水蒸気供給によって、地球上で最も活発な対流現象が発生しており、この地域の大気諸現象が日本の気象・気候変動に与える影響も小さくない。そこでここに EAR に比して 10 倍（以上）の感度を持つ「赤道 MU レーダー（Equatorial MU Radar; EMU）」を新設することによって、インドネシア域赤道大気の観測感度と機能を飛躍的に高める。赤道の下層大気で発生した大気波動が上方へ伝搬し上層大気の運動を変化させる様子など、赤道を中心とする地球大気の上下結合すなわち「赤道ファウンテン」と呼ぶべき大気の構造・運動の解明を進めることが必要不可欠である。

3. 計画の概要

生存圏研究所の最大・重要な海外研究拠点である赤道大気レーダーの飛躍的な拡充をめざし、高機能大気レーダー「赤道 MU レーダー（EMU）」を、現在の EAR の北側に新設する計画である（図 3, 図 4）。本装置は、多チャンネル・多周波数の送受信機能と高度な信号処理技術により、地上から超高層大気に至る広領域の大気現象を 3 次元イメージング観測する。本装置の内訳は、1045 台のクロスハムアンテナが略円形敷地内に配置された「アレイアンテナ」、各アンテナ基部に設置された同数の「送受信モジュール」、ソフトウェア無線技術を駆使して多チャンネル・多周波数の変調パルスを生成し受信信号を復調し信号処理するサブシステムと信号の分配・合成回路等から構成される「多チャンネル変復調・データ処理装置」である。EMU は PANSY と同等以上の感度と受信系統数を達成することを目標としている。高感度は、大気微細構造の観測ニーズを満足するために必要不可欠であり、導入によって、地球環境変化の鍵を握る赤道域大気現象の微細構造を立体可視化して捉えることができるようになると期待される。EMU は大気諸現象の観測研究に関して、以下のような用途に利用される。

- ・新しいイメージングレーダー技術の開発
- ・積雲対流などの気象擾乱の精密観測
- ・対流圏・成層圏・中間圏における大気波動・乱流層の微細立体構造の観測
- ・電離圏不規則構造の精密観測
- ・流星・スペースデブリの観測

本設備の導入により、地球環境変化の鍵を握る赤道域大気現象の微細構造を立体可視化して捉えることができるようになり、以下のような研究の進展が期待される。

- ・対流圏界面近傍・中間圏を含む下層・中層大気のダイナミクスの解明
- ・対流圏・下部成層圏における乱流層の微細立体構造の解明
- ・地球温暖化にも関係する大気微量成分の鉛直輸送に関する研究
- ・電離圏コヒーレント散乱の微細立体構造の解明
- ・流星・スペースデブリの微細立体構造の解明

・新しいレーダーイメージング技術の開発研究

4. これまでの経緯

EAR の増強を目指す概算要求（設備要求）は、初めは 2008 年度（平成 20 年度）の「赤道大気レーダー観測強化・高機能化システム」として提案され、2011・2012 年度の「赤道イメージングレーダー」、2013 年度以降の「赤道 MU レーダー」と継続してきた。この動きは日本学術会議による学術の大型研究計画（いわゆるマスタープラン）の検討と並行している[6]。我々の EMU 計画は、日本学術会議の「科学者委員会 学術の大型計画分科会」の報告（平成 23 年 9 月 28 日公表）「学術の大型施設計画・大規模研究計画マスタープラン 2011」に採択された計画番号 23 「太陽地球系結合過程の研究基盤形成（提案責任者：京都大学生存圏研究所・教授・津田敏隆）に含まれている。現在、日本学術会議は「マスタープラン 2014」を策定中であり、我々は引き続き同名のプロジェクトを提案している。一方、研究コミュニティにおいて議論を深める目的で、日本地球惑星科学連合 2012 年大会において特別セッション「赤道大気レーダー10 周年～赤道大気研究の発展に向けて～」を開催した。赤道大気レーダーによる今までの研究成果を取りまとめると共に、本提案を含む研究コミュニティの将来構想について議論を行った。

概算要求と並行して、EMU システムとその実現方法についての検討を継続的に行ってい る。特に 2012 年 3 月には、EMU の設置に関わる現地調査を実施した。設置候補地の地形、電源確保の諸問題、資材運搬を利用する道路の現況など、本装置を実現する上で重要な問題点について多くの知見が得られた。この調査結果をもとに、装置の設計を飛躍的に高度化するとともに、EMU を 1 年という短期間で実現する計画を策定した。なお EMU も全国・国際共同利用設備として、国内外の研究コミュニティに開かれた利用形態をとる。また設備の運営に関しては、引き続き LAPAN との共同運営を予定している。同庁との信頼関係と協力体制は、過去 10 年にわたる EAR 運営を通して培われており、問題はない。

5. さいごに

赤道 MU レーダー計画は EAR の観測機能を飛躍的に増強するものであり極めて重要である。これまで多くの準備を進めてきており、研究コミュニティからは日本学術会議のマスタープランに含まれるという力強いサポートが得られている。計画の実現に向けていっそ う努力を傾けて行きたい。

参考文献・資料

- [1] S. Fukao, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System Description and First Results, *Radio Sci.*, **38**(4), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- [2] 赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR)
<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>

[3] MU レーダー

<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/mu/>

[4] 佐藤薰, 堤雅基, 麻生武彦, 佐藤亨, 山内恭, 江尻全機, 日本気象学会 2002 年度春季大会シンポジウム「21 世紀の極域科学—今なぜ南極観測なのか—」7. これからの南極観測—南極昭和基地大型大気レーダー計画—, 天気, 50, 619-624, 2003.

[5] 南極昭和基地大型大気レーダーPANSY (Program of Antarctic Syowa MST/IS Radar)

<http://pansy.eps.s.u-tokyo.ac.jp/product.html>

[6] 日本学術会議 科学者委員会 学術の大型研究検討分科会

<http://www.scj.go.jp/ja/member/iinkai/ogata/kakoindex.html> (マスター プラン 2011)

<http://www.scj.go.jp/ja/member/iinkai/ogata/index.html> (マスター プラン 2014)



図 1 赤道大気レーダー (EAR) の位置 (インドネシア共和国西スマトラ州コトタバン、赤道 MU レーダーの設置予定場所と同じ)。



図2 赤道大気レーダー10周年記念式典・国際シンポジウム（2012年9月22～23日）
開催場所：インドネシア研究技術省（RISTEK）【ジャカルタ市】

表1 MU レーダー、EAR、PANSY のシステム諸元の比較

	MU レーダー	EAR	PANSY
外観			
緯度・経度	34.85N, 136.11E	0.20S, 100.32E	69.00S, 39.59E
アンテナ本数	475 本	560 本	1045 本
受信系統数	25 系統	1 系統	55ch 系統
アンテナ 開口面積	8,300 m ² (直径 103 m)	9,500 m ² (直径 110 m)	20,000 m ² (直径 160 m)
送信モジュー ル出力	2.2 kW	200 W	500 W
ピーク 送信出力	約 1 MW	約 100 kW	約 500 kW
開口面積× 送信電力 (相対値表示、 レーダー感度 に比例する)	1.0 (基準)	0.11	1.2

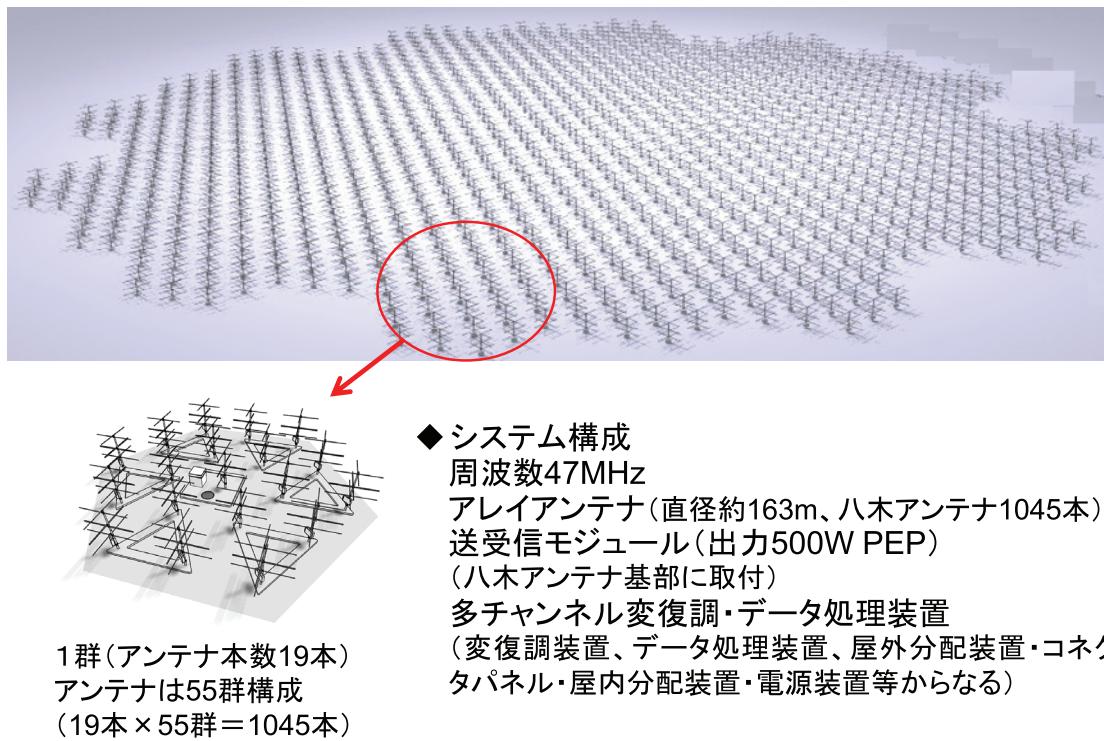


図3 赤道 MU レーダーの外観図。

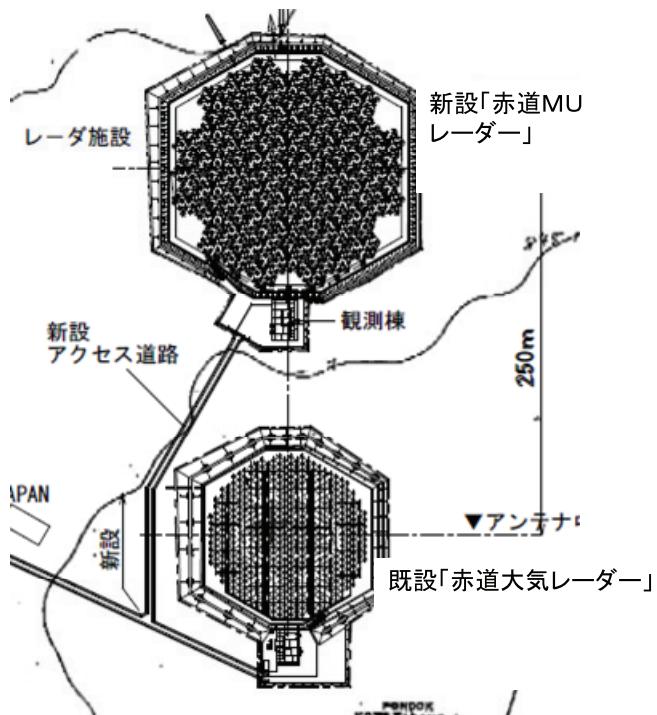


図4 赤道 MU レーダーと EAR の配置図。

マスタープラン 2014：「太陽地球系結合過程の研究基盤形成」 Study on Coupling Processes in the Solar-Terrestrial System

津田敏隆 (京都大学生存圏研究所)

1. 研究計画の概要

「太陽地球系結合過程」では、地球に太陽エネルギーが流入する過程、ならびに、それに対する地球周辺環境の応答を解明することが研究目的です。太陽から地球に与えられるエネルギーは、太陽光ならびにプラズマ粒子の流れである太陽風に大別されます。

太陽光は赤道で最大となります。太陽放射により加熱された地表面が熱源となって大気擾乱を起こし、その擾乱が波となって伝わることでエネルギーが上方向に伝わります。一方、太陽風に起因する電磁エネルギーは、地球磁場の磁力線を通じて北極と南極に集中します。極域でも擾乱が起こり、太陽エネルギーの一部は、下向きおよび低緯度方向に伝わります。

これら2つの特異点に大型大気レーダーを設置して拠点観測することを提案しています。赤道域でも、大気変動が最も強くなるインドネシアに、赤道 MU レーダーと名付けた装置を設置します。また、北欧に国際協力により EISCAT_3D レーダーを建設し、南極に既設の PANSY レーダーと協力します。さらに、赤道から極域までをつなぐ広域観測ネットワークを構築して、エネルギーと物質のグローバルな流れを解明します。

2. 赤道ファウンテン

赤道では、積雲対流と呼ばれる大気擾乱が活発です。これによりさらに作られる波が上空に伝わることで、エネルギーが地表付近から高い高度にある電離圏まで運ばれます。また、赤道には、中低緯度域から大気物質が集中してきますが、これも上に吹き上げられ、対流圏界面を通過して、地球全体に輸送されます。このように、赤道域の全ての高度層で現れる、エネルギーと物質の流れを「赤道ファウンテン」として捉え、その変動をレーダーで観測します。

我々は既にインドネシアの西スマトラにおいて 2001 年以来、赤道大気レーダー (EAR) を国際共同で連続運用してきました。今回、既設のレーダーに比べ 10 倍以上の感度を持つ新型レーダーの建設を提案しています。

3. 極域へのエネルギー流入と応答過程

太陽風に起因するエネルギーが流入することで起こる、極域特有の現象を高性能レーダーで解明します。地球磁場に沿って侵入するプラズマ粒子によるオーロラがその代表例です。太陽風のエネルギーは姿を変えて、下層の大気や低緯度方向に輸送されます。逆に、極域は、地球大気の一部の成分が宇宙空間に流出する窓にもなっています。

これらの速い時間変動について、空間構造、つまり 3-Dimensional な変動をも精密に観測できる新型レーダーを国際共同で北欧に建設します。この計画は、日本が 1996 年より参加している、欧州非干渉散乱レーダー (略称、EISCAT) の委員会で十分検討されており、既に各国が予算要求を進めています。

4. 全球観測ネットワーク

我々は、最先端の大型大気レーダーであるMUレーダーを世界に先駆けて国内で開発し、さらに、海外拠点にも設置してきました。この技術を使ったレーダーが海外でも建設されています。この実績をもとに、さらに進化した最新式レーダーを赤道と北極域に建設し、国際的なレーダーの協力体制を発展させます。

一方、観測空白域であるアジア・アフリカを中心に、小型機器を用いて、赤道から極域を南北につなぐ地上観測ネットワークを整備し、グローバルなエネルギーと物質の流れを明らかにします。

5. 国内外の研究動向

太陽地球結合過程の研究は、ICSU 傘下の SCOSTEP において国際的な検討が行われ、それを受け、学術会議で国内対応が議論されてきました。1957 年の国際地球観測年(IGY)以来、5~10 年にわたる国際共同研究プロジェクトが行われており、現在、「太陽地球系の気候と天気：CAWSES」が実施されています。これらのプロジェクトを推進するうえで重要な観測装置について、日本は特に大型大気レーダーにより貢献してきています。

国内のMUレーダーを皮切りに、赤道や極域にレーダーを設置しています。同時に、地球磁場や大気光の地上観測を広域に展開してきており、また、大量のデータを共有するシステムも構築しています。

6. 国際協力などについて

革新技術を駆使した大気レーダーの源流を作り、今後もその国際的優位性を維持します。太陽地球系科学の国際共同研究プロジェクトを牽引してきており、ALL JAPAN の国内協力体制ができています。大型装置を国際共同利用に提供する仕組みができます。

大量の観測データを相互利用するコンソーシアムが既にできています。この観測データは World Data System で活用され、また、Big Data の実例にもなります。

太陽地球系を理解することは、系外惑星の大気環境を解明する研究に発展します。新型レーダーの開発は、電波応用科学や情報通信工学に直結します。この研究成果は、極端気象や宇宙天気の予報精度改善に貢献し、減災や衛星の安全運用に寄与します。

海外フィールド実習や国際スクールを通じて、国内外の人材育成に役立ち、また、科学技術を通じた平和外交にも貢献できます。

7. まとめ

本提案は、既に「マスタープラン 2011」に選定された計画に立脚しいており、その後のコミュニティにおける意見交換をもとに、改善されています。幅広い国内、国際コミュニティから支援を受けています。また、国際的には、インドネシア政府の全面的な支援を得ていますし、欧州各国および中国を含め議論が成されています。

最後に、地球惑星科学、宇宙物理、環境科学、電子工学などの広い分野の先生方から、この研究提案に対してご推薦を頂いています。

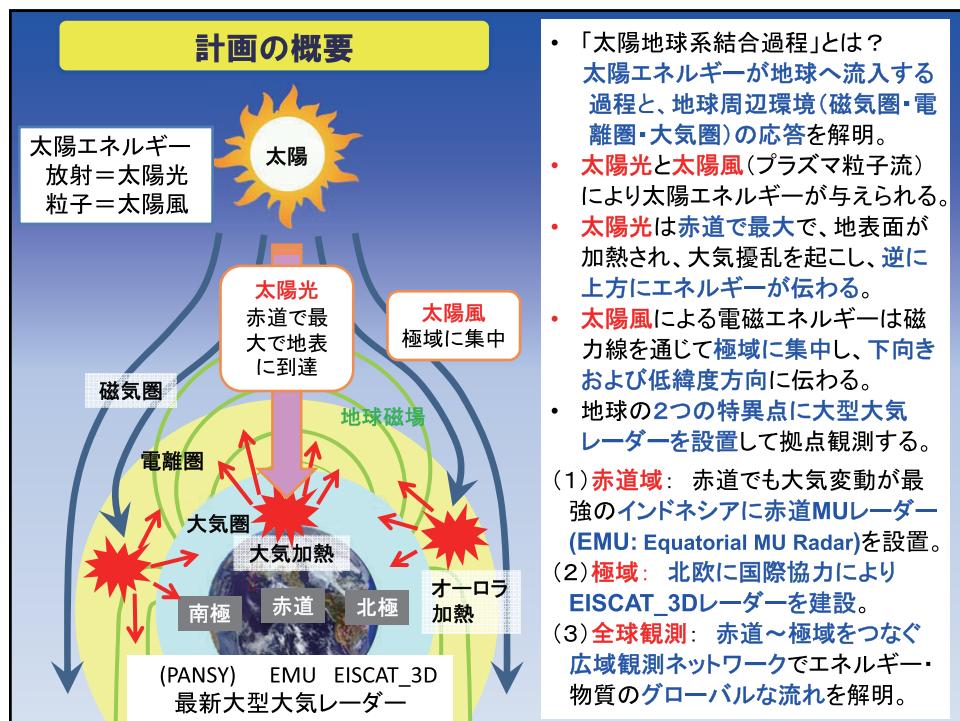
計画No.102 地球惑星科学分野
計画名 太陽地球系結合過程の
研究基盤形成

(Study of Coupling Processes
in the Solar-Terrestrial System)

報告者 津田 敏隆(京都大学生存圏研究所・所長／教授)

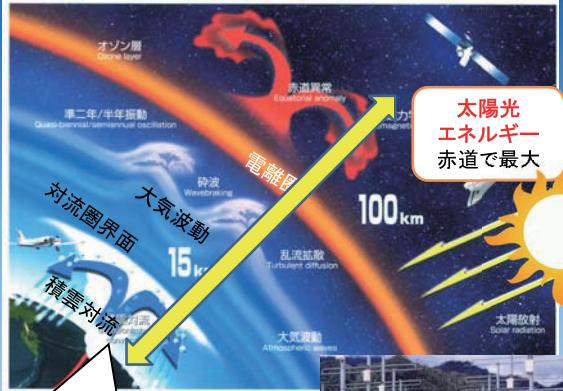
随行者 藤井 良一(名古屋大学・理事／副総長)

山本 衛(京都大学生存圏研究所・教授)



(1) 赤道ファウンテン：赤道を中心とする地球大気の上下結合

- 太陽光エネルギーは赤道域の地表を暖め、活発な積雲対流を生み、大気波動を励起させる。
- 大気波動は上方に伝搬しエネルギーを電離圏まで輸送する。
- 電離圏ではプラズマ擾乱が起こる。
- 地表から出る物質は対流圏界面か噴出され全球に輸送される。
- 赤道の全高度に現れるエネルギーと物質の流れ(赤道ファウンテン)を解明すべく、赤道MUレーダーを赤道直下に新設する。



赤道MUレーダー

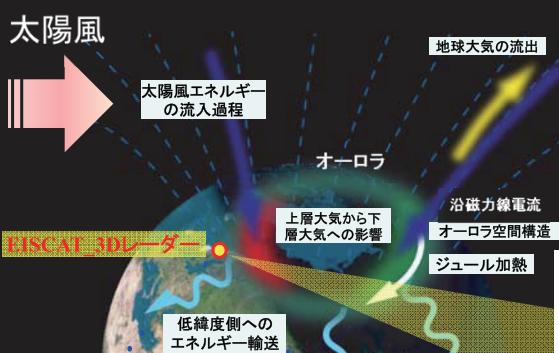
(EMU: Equatorial Middle and Upper Atmosphere Radar)
(設備費: 32億円、運営費: 30億円)
推進母体: 京都大学存圈研究所、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN)
京都大学がEMUを概算要求中。

赤道MUレーダーを、インドネシア・西スマトラに新設し、広い高度層を連続観測する。

赤道大気レーダー (EAR, 2001年既設)

EMU: アンテナ1045本、直径160mで、同所に既設のEAR(2001年)に比べ10倍感度向上。

(2) 大型レーダー (EISCAT_3D) による極域の磁気圏・電離圏・大気圏へのエネルギー流入と応答過程の解明



エネルギー流入によって極域に発生する特異現象を解明する。

- オーロラに代表される地球周辺
プラズマ現象の生成と崩壊
- 地球大気の宇宙空間への流出
- 大気成分の変動と下方輸送
- 低緯度側へのエネルギー輸送

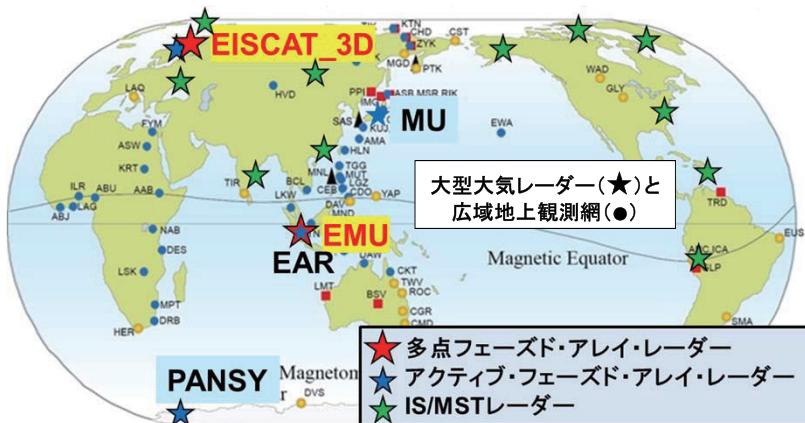
EISCAT_3Dレーダー

(設備総額160億円、日本分担25億円、運営10億円)
欧州非干渉散乱 (EISCAT) 科学協会 (日本・中国を含む6カ国) が提案し、EU大型研究ロードマップ (ESFRI) に採択された (2008年)。
・ノルウェー／スウェーデン／フィンランドが予算要求を開始。国立極地研究所も概算要求中。
・国内体制: 国立極地研 + 名大太陽地球環境研究所

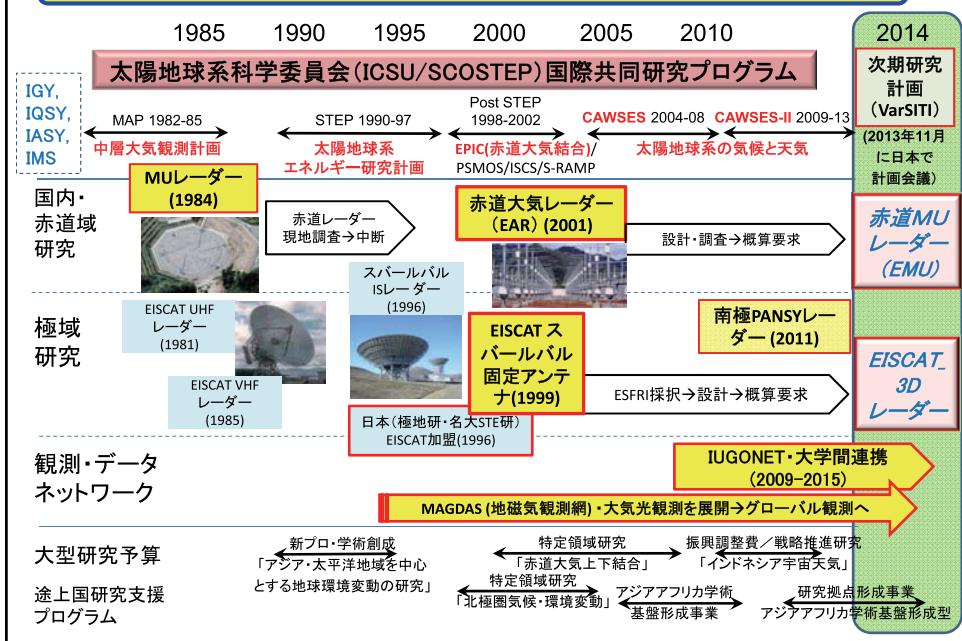
EISCAT_3Dはアンテナ1万本、直径120mのアレイを北欧5地点に新設。速い時間変動を有する極域プラズマの3次元空間構造を測定可能な世界唯一の大型レーダーである。

(3) 全球観測ネットワークによるグローバル結合過程の研究

- 大型レーダー観測網:** 最先端の大型大気レーダー(MUレーダー)を国内開発し、さらに海外拠点(EAR、南極PANSYレーダー)にも設置した。この技術を模した大気レーダーが海外でも(北欧、インド、中国など)建設された。この実績を基礎に、さらに進化した最新式レーダーを赤道と極域に建設し、国際レーダー協力体制を発展させる。
- 広域地上観測網:** 観測空白域であるアジア・アフリカを中心に、赤道～極域を南北につなぐ広域地上観測ネットワークを構築する。太陽面や磁気圏の衛星観測、数値モデル、データベースも活用して、グローバルなエネルギーと物質の流れを明らかにする。



国内外の研究動向と当該計画の位置付け



国際協力・国際共同／関連分野・社会に与えるインパクト

国際的リーダーシップ・国内協力体制

- 革新技術による大気レーダーの源流を創っており、今後も日本の優位性を維持する。
- 1950年代から継続されている太陽地球系科学に関する国際共同研究プロジェクトを、日本が牽引してきており、ALL JAPAN の国内コミュニティ協力体制ができている。

大型装置等の国際共同利用

- 共同利用・共同研究拠点(京大・生存研、名大・STE研)、共同利用機関(極地研)として、大型レーダー等を国際共同利用に提供し、研究コミュニティを構築・維持している。
- 国内外の拠点や観測ネットワークで長期間にわたり蓄積されてきた膨大な観測データを相互利用するコンソーシアム(IUGONET)を多機関連携で運営している。

関連学術分野への波及効果

- 他の惑星や系外惑星の大気環境やプラズマの構造と変化の理解に発展する。
- 大気環境や宇宙プラズマの多様・大量の観測データベースは、日本を中心に推進しているWDS(World Data System)に直結し、かつ“Big Data”の実例となる。
- 新型レーダーの実現に、電波応用科学、情報通信工学の技術を結集する。

社会的価値・若手人材育成

- レーダー等を用いた大気や宇宙プラズマの研究は、極端気象ならびに宇宙天気の予報改善に貢献し、災害の未然予防、衛星(通信、測位)の安全運用に寄与する。
- 日本人学生の海外フィールド実習、および国際スクール、留学生受入・研究者交換を通じて、国内外の若手人材を育成してきている。
- インドネシアにシンボリックな大型レーダーを設置すれば、アジア域で自然科学を指向する若手が増え、科学振興をもとに平和外交に貢献できる。

科学者コミュニティの合意状況

- 「マスター・プラン2011」に採択された課題(計画番号23)に立脚し、コミュニティでの意見交換により、研究推進に必須の主要装置を赤道MULレーダーとEISCAT_3Dレーダーとした。
- 天文学宇宙物理学分科会)より別途提案中である、太陽面現象を対象とする衛星観測(SOLAR-C衛星)をはじめ、太陽物理学コミュニティと協力する。
- 関連コミュニティ(学協会)

国内：日本地球惑星科学連合・宇宙惑星科学セクション、
地球電磁気・地球惑星圏学会(SGEPSS)、日本気象学会、電子情報通信学会

国際：ICSU・太陽地球系科学委員会(SCOSTEP)、電波科学連合(URSI)、
国際測地学・地球物理学連合(IUGG)、国際MSTレーダー研究コミュニティ、
国際宇宙天気研究グループ(ISWI)

上記の組織が開催する国内外での学術講演会、および独自のシンポジウム等で議論。

海外協力機関

インドネシア：研究科学省(RISTEK)、航空宇宙庁(LAPAN)、気象庁(BMKG)、大学
欧洲非干渉散乱(EISCAT)レーダー科学協会：ドイツ、英国、フランス、ノルウェー、ス
ウェーデン、フィンランドが1976年に創設。日本は1996年に、中国は2006年に加盟。

推薦者 中村 正人 (JAXA/宇宙研教授、SGEPSS会長、地球惑星科学・連携会員)
柴田 一成 (京大理附属天文台教授、物理学・連携会員)
安成 哲三 (総合地球環境学研究所長、地球惑星科学・会員)
吉田 進 (京大名誉教授、電子情報通信学会長、電気電子工学・会員)
川井 秀一 (京大思修館学館長、農学・会員)