

第211回 生存圏シンポジウム

第6回
MU レーダー・赤道大気レーダー^{シナジー}
シンポジウム

平成24年8月30日・31日

京都大学生存圏研究所

はじめに

MU レーダーは、昭和 59 年に完成した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、レーダー、計算機工学の進歩に合わせ最新のレーダー観測技術を導入しシステム拡充が行なわれてきた。すなわち、平成 4 年に「実時間データ処理システム」、8 年に「高速並列レーダー制御システム」、16 年に「MU レーダー観測強化システム」が導入された。特に、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。完成当初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ている。

一方、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、インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置している。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續観測が続けられており、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てきた。生存圏研究所では 17 年度から EAR とその関連設備の全国国際共同利用を開始した。国内はもとより、海外の研究者も活発に共同利用研究を行っており、共同利用課題の約 3 割が海外からのものである。

これまで異なる共同利用専門委員会を組織し、課題の審査やレーダー運用等の議論を行ってきたが、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し、また委員会の効率的な運営を図るため、平成 24 年 6 月に両委員会を統合し、「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。平成 24 年 8 月 30 日・31 日には、京都大学宇治キャンパスにある木質ホールにおいて第 6 回 MU レーダー・赤道大気レーダーシンポジウムを開催し、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 29 件の研究発表があり、活発な議論が行われた。

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 25 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)	
傾斜型ウインドプロファイラーと LES による境界層の数値シミュレーション	4
東邦昭・古本淳一・橋口浩之(京大 RISH)	
比良おろしの特徴と数値モデルによる再現実験	8
東邦昭・古本淳一・橋口浩之(京大 RISH)	
WNI におけるレーダーの取り組み	11
手柴充博((株)ウェザーニューズ)	
首都圏における気団雷にともなう局地的大雨の発生状況と3次元レーダーデータによる直前予測の試み	16
石原正仁(京大 GCOE 極端気象適応社会教育ユニット)	
オーバーサンプリング手法を用いたレーダー観測による高度分解能の向上	19
古本淳一・谷村真弥・津田敏隆(京大 RISH)	
ソフトウェア無線技術を用いたレーダー用受信機の開発	22
藤田俊之・山本真之(京大RISH)・Noor Hafizah Binti Abdul Aziz(京大RISH/UiT, マレーシア)・橋口浩之・山本衛(京大RISH)・Tian-You Yu(オクラホマ大, USA)	
High Range Resolution Measurement of Wind and Turbulence Using Range Imaging and Oversampling	28
山本真之(京大 RISH)・Noor Hafizah Binti Abdul Aziz(京大 RISH/UiT, マレーシア)・藤田俊之・橋口浩之・山本衛(京大 RISH)	
Tropospheric turbulence characteristics derived from original radar and balloon data comparisons	34
H. Luce(Toulon-Var 大, フランス)・R. Wilson(LATMOS, CNRS, フランス)・H. Hashiguchi(京大 RISH)・F. Dalaudier(LATMOS, CNRS, フランス)・N. Nishi(京大理)・Y. Shibagaki(大阪電通大)・N. Yabuki・J. Furumoto(京大 RISH)・S. Fukao(京大)	
航空安全運航のための次世代ウインドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発	40
橋口浩之・山本衛・東邦昭(京大 RISH)・川村誠治(NICT)・足立アホロ(気象研)・梶原佑介・別所康太郎・工藤淳・岩渕真海(気象庁/気象研)・黒須政信(日本航空)	
赤道域成層圏準二年周期振動の東風下降のストールについての解析	44
柳瀬裕司・廣岡俊彦(九大院理)	
赤道域対流圏界面領域オゾンの高分解能観測用ライダーの開発(2)	48
長澤親生・阿保真・柴田泰邦・熊澤陽介・田中慎(首都大)	

Study on association of water vapor and ozone in the tropical tropopause region: Role of vertical wind.....	51
V. Panwar・H. Hashiguchi(京大 RISH)・S.K. Dhaka(デリー大, インド)・Marzuki・M.K. Yamamoto(京大 RISH)・Y. Shibagaki(大阪電通大)	
A case study of orographic precipitation in West Sumatra based on an XDR observation.....	57
Wendi Harjupa・T. Shimomai・T. Kozu(島根大)	
HARIMAU2011 MP レーダー観測によるスマトラ沿岸豪雨帯の特徴	63
森修一・濱田純一・服部美紀(JAMSTEC)・上米良秀行(ICHARM)・伍培明(JAMSTEC)・一柳錦平(熊本大/JAMSTEC)・Fadli Syamsudin・Ardhi A. Arbain・Sopia Lestari(BPPT, インドネシア)・松本淳(首都大/JAMSTEC)・山中大学(JAMSTEC/神戸大)	
HARIMAU2011 集中観測期間のスマトラ島沿岸多雨域の降水特性と大気鉛直構造の変化.....	66
浜田純一・森修一・伍培明・上米良秀行・服部美紀・久保田尚之・山中大学(JAMSTEC)・Ardhi A. Arbain・Sopia Lestari・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)	
Hydrometeorological Significance of C-band Radar Echoes Migrating over Ciliwung River Basin, West Java.....	68
Reni Sulistyowati(神大/JAMSTEC/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(BPPT, インドネシア/JAMSTEC/神大)	
Raindrop Size Distribution Measurements in Different MJO Phases	73
Marzuki(京大 RISH/アンダラス大, インドネシア)・H. Hashiguchi・M.K. Yamamoto(京大 RISH)・T. Kozu・T. Shimomai(島根大)	
X バンド偏波レーダーを用いた強雨時の雨滴粒径分布の推定.....	78
山口弘誠(京大防災研)・金原知穂(京大工)・中北英一(京大防災研)	
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	82
前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)	
MU レーダー観測に基づいた秋雨季メソスケール擾乱の鉛直構造	85
柴垣佳明・堺下翔(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)	
The MU radar observation and the gravity wave saturation	89
加藤進(京大)	
「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」プロジェクトの現状報告 2012	93
山本衛・橋口浩之・山本真之(京大 RISH)・大塚雄一(名大 STE)・長妻努・津川卓也(NICT)・齋藤昭則(京大理)・Clara Yatini(LAPAN, インドネシア)	
インドネシアにおける電離圏・熱圏の光学・電波観測	100
大塚雄一・福島大祐・塩川和夫(名大 STE 研)・山本衛(京大 RISH)・西岡未知・津川卓也・石橋弘光・丸山隆・長妻努(NICT)	

赤道大気レーダーと C/NOFS 衛星による太陽活動極小期における電離圏擾乱の観測	104
横山竜宏(京大 RISH)・Robert F. Pfaff(NASA/GSFC, USA)・Patrick A. Roddy(AFRL, USA)・山本衛(京大 RISH)・大塚雄一(名大 STE)	
Morphological Study Of Equatorial Spread F Occurrence And E-F Region Coupling	107
Dyah R. Martiningrum(LAPAN, インドネシア / 京大 RISH)・T. Yokoyama・M. Yamamoto(京大 RISH)	
Meridional TEC distribution over Thailand-Indonesia sector observed by GRBR and GPS networks	116
Kornyanat Watthanasangmechai・Mamoru Yamamoto(京大 RISH)・Akinori Saito(京大 理)	
赤道大気レーダーによる衛星航法支援のためのプラズマバブル監視実験	119
斎藤享・藤田征吾・吉原貴之(電子航法研)・大塚雄一(名大 STE)・山本衛(京大 RISH)	
Current status and future plans of NICT ionospheric observations	123
津川卓也・西岡未知・加藤久雄・石橋弘光・国武学・近藤巧・山本和憲・石井守(NICT)	
Asia-Oceania Space Weather Alliance: AOSWA	129
村田健史・長妻努・亘慎一・津川卓也(NICT)	

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。これまで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、近年、MU レーダーを使って開発された周波数イメージング等の観測技術が赤道大気レーダーに応用されるなど、両共同利用で密接に関連する課題も増えてきている。また、現在、南極昭和基地にPANSY レーダーの建設が進められており、また、北極域アンドーヤにはMAARSY レーダーが完成し、インドガダンキ MST レーダーでもアクティブフェーズドアレー化の改良が計画されるなど、MU レーダー・EAR タイプのレーダーシステムのネットワークができつつある。今後、MU レーダー・EAR を含むこれらのレーダーの連携した研究をより積極的に推進し、また委員会の効率的な運営を図るため、2012年6月に両委員会を統合し、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。

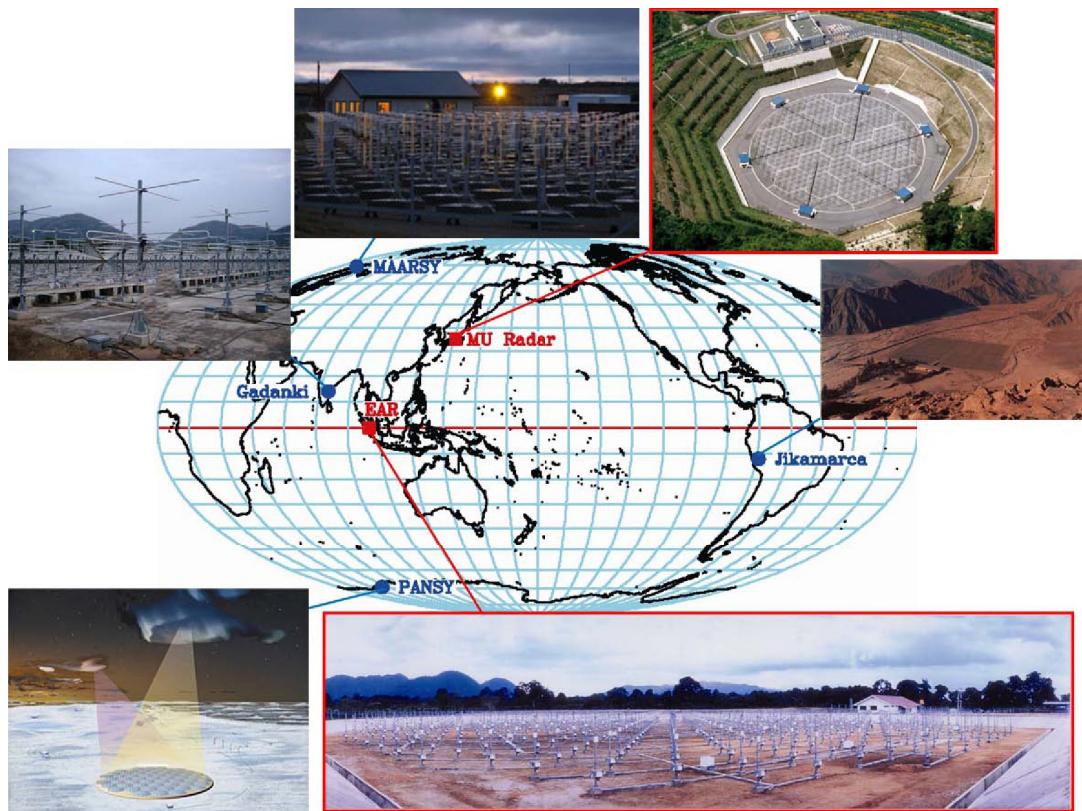


図 1. 世界の主要な大型フェーズドアレー大気レーダー

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/>)。

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(熱圏・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 2 に、これまでの共同利用課題数と観測時間の推移を示す。平成 23 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「Observations of small-scale processes in the tropo-stratosphere using MUR, balloons, L-band, Ka-band and W-band radars and other instruments (TANUKI 2)」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。

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

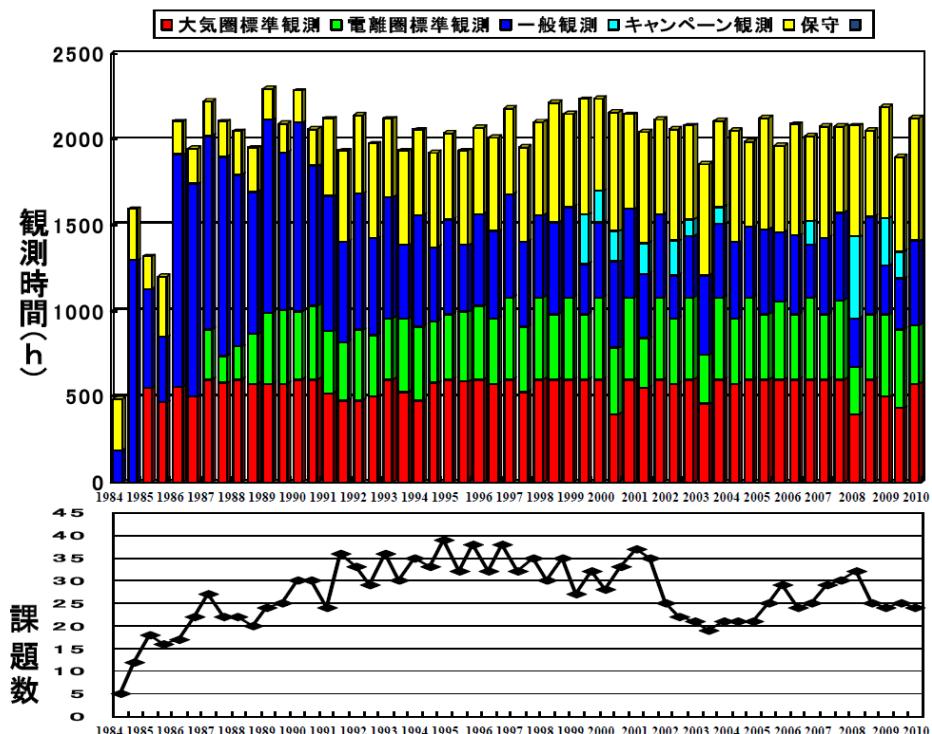


図2 MU レーダー観測共同利用の観測時間及び課題数の年次推移

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3に平成17年度から本年度までの共同利用課題件数の推移を示す。

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たと言つてよい。

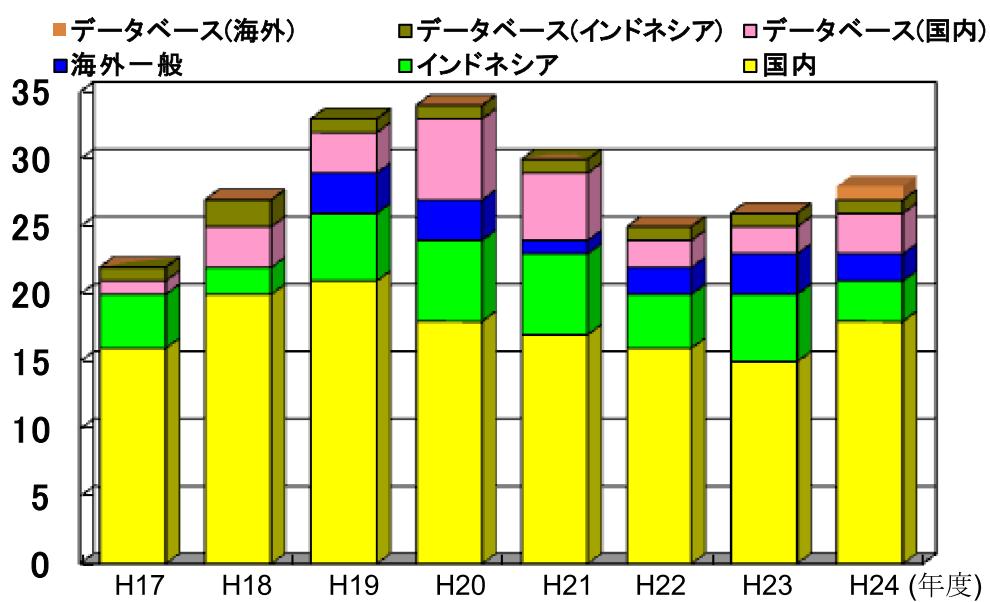


図3 赤道大気レーダー全国国際共同利用の課題件数の推移。

傾斜型ウインドプロファイラーとLESによる境界層の数値シミュレーション

東 邦昭¹ 古本 淳一¹ 橋口 浩之¹

¹ 京都大学生存圏研究所

1. はじめに

大気境界層は地表から高度数100mまでの接地境界層と高度1~2kmまでの混合層と呼ばれる層から成り、接地境界層は地表の影響を直接受ける領域で、太陽放射エネルギーは地表から顕熱や潜熱の形で大気に与えられる。また接地境界層はその上空の混合層に対してエネルギーや物質を輸送し、混合層はさらに上空の自由大気に影響を及ぼしているとされており、大気境界層の構造を知ることはよりスケールの大きな大気現象を知る上でも、また非常に局地的な大気現象を理解する上でも重要であるが、詳細な物質輸送過程や混合過程は明らかにされていない。各研究フィールドでは係留気球やドップラーソーダーなどの様々な手法で観測が行われており（服部ほか 1982； 堀口ほか 2005； 藤吉ほか 2005）複数のフィールドでは高さ数十mの観測タワーを建設しそこに気象観測機器を設置し観測を行い、1地点の高時間分解能の連続的観測データが得られ、渦相関法によって顕熱や潜熱フラックスを精度良く求められている（石田ほか 2004）。しかしながら渦相関法で求めた顕熱フラックスが熱収支式から得られる顕熱フラックスと一致しない問題（インバランス問題）がある。神田ほか（2002）はLarge Eddy Simulation (LES)によってこのインバランスを起こす要因として組織的対流構造の存在をあげている。本研究の主たるフィールドである信楽は地形の起伏に富み、様々な樹種が存在する森林の中にあるため組織的対流構造や様々な微細構造が存在することが考えられるが、地面に近い境界層の観測を行うことは難しくその詳細についてはよくわかっていない。本研究では陸面や森林から放出される物質の輸送・混合過程を明らかにするために、大気レーダー（ウインドプロファイラー）を大気境界層の面的観測用に改良するとともに連続的に観測を行える環境をこれまでに整えてきた。このレーダーを本格的に運用するとともに得られたデータを高解像度数値モデルの初期値として適用し、境界層内の詳細な大気構造を明らかにする。

2. 使用した観測機器と数値モデル

(1) 傾斜させたウインドプロファイラーによる観測

図1(左)に示すように1辺の長さが2mのウインドプロファイラーを傾斜させて大気境界層における風の面的な観測ができるように架台を制作し、図1(右)のようにやぐらの上に設置し連続観測が行えるように完成させた。用いたウインドプロファイラーの中心周波数は1375.5MHz、ビーム方向はアンテナ面に対して直角方向のビームとアンテナ



図1: 傾斜型ウインドプロファイラー観測システム

面に対して角辺の方向へそれぞれ傾けられる計5つのビームを使用している。架台は水平方向にほぼ360度回転可能で、かつアンテナ面は鉛直上向きの観測から水平に傾けた観測まで可能で、あらゆる方角の接地境界層から大気境界層内部の観測が可能となった。

(2) 高解像度数値モデル

米国国立大気研究センターで開発された Weather Research and Forecasting (WRF) モデルの中に組み込まれているラージ・エディ・シミュレーション(LES)に実地形および植生データを取り込み境界層の大気構造について数値シミュレーションを行った。LES は不足する空間的な観測データを補うために 1990 年代から境界層の研究に積極的に活用され、その特徴としては非常に小さいスケール(格子スケール)の渦についてパラメタリゼーションを行わずに直接解く点である。このことによってこれまでの数値モデルでは解像することができない微細な大気構造をシミュレートすることが可能である。より良いシミュレーションを行うには客観解析データなどの現実に近い初期値・境界値を与えることが必要不可欠となる。本研究では非常にローカルな循環を再現させるために改良したウインドプロファイラーで得られた時間・空間的に解像度の高い観測データをこの LES に取り込むことも行っている。

3. 結果

実地形および客観的に解析された大気の格子点データを初期値、境界値に用いて LES を行うことで微細な大気構造を再現することができるが、境界層における物質循環や混合過程を詳細にかつ正確に再現するには数値モデルの中に観測データを取り込みながら計算する手法がより有効である。このためこのプロジェクトで完成させた傾斜型ウインドプロファイラーのデータを LES に取り入れ、より現実に近い境界層の大気場をシミュレートする実験を行った。ウインドプロファイラーの観測領域は図 6 に示すように信楽 MU 観測所北側の扇形の領域で、アンテナ面から 5 本のビームを横並びに射出して観測している。今回の観測では空間スケールが数百メートル程度の渦構造をターゲットとしているため、観測領域を 1 回観測するためにかかる時間を数十秒に設定し、各レンジ間の距離は約 150m に設定した。各レンジにおける風向風速は次の手順で求めている。まずウインドプロファイラーで各レンジの視線風: X を観測する。LES のコントロールランで得られた風の東西成分: u と南北成分: v、鉛直成分: w から観測領域と同じ領域での視線風: X' を算出する。ここで観測から得られた視線風: X とコントロールランで得られた視線風: X' を比較し、その差: Y を求める。この Y を東西成分: Uy、南北成分: Vy、鉛直成分: Wy の各成分に固定比で分配し、コントロールランで得られた U, V, W を修正し次式のように U', V', W' を求める。

$$\begin{aligned} U' &= U + Uy : \text{東西成分} \\ V' &= V + Vy : \text{南北成分} \\ W' &= W + Wy : \text{鉛直成分} \end{aligned}$$

U' , V' , W' が各観測レンジにおける風向風速であるとし、このデータを用いて LES に取り込むナッジングデータを作成する。

モデルの計算領域はウインドプロファイラーの観測領域を含む信楽 MU 観測所周辺に限定し、初期値・境界値は親ドメインの計算結果を用いている(図 7)。計算設定の詳細は表 1 に示すが、計算時間は 2011 年 10 月 17 日 1500JST から 18 日 0300JST の 12 時間で、途中 2213JST からウインドプロファイラーの観測データから求めた風データをモデルに取り込み計算を行った。

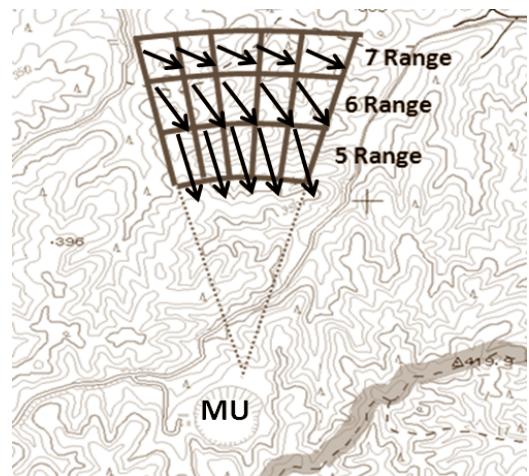


図 6: 2218JST における風向風速分布(ベクトル: 単位は ms^{-1})。センターは地形を表し、数字は標高を示している(単位は m)。また扇形の領域はウインドプロファイラーの観測領域を示し、MU は信楽 MU 観測所を表す。

表 1：観測データを取り込んだシミュレーションの計算設定

使用モデル	WRF-ARW3.3.1
格子数	東西61格子×南北31格子
水平解像度	50m
鉛直層数	40層 (下層ほど格子幅が狭い：最下端の層厚は約60m)
タイムステップ	0.1秒
計算時間	12時間 (2011年10月17日15JST ～10月18日03JST)
地表面・土壤	Noah Land Surface Model
入力大気場	気象庁GSM・NCEP-FNLデータを初期値・境界値として計算した親モデルの結果を利用
入力土壤場	NCEP GFS Model
土地利用分布	USGS30秒データ（親モデル） GIS土地利用3次メッシュ
入力地形	国土地理院25,000分の1地形図 (50mメッシュデータ)

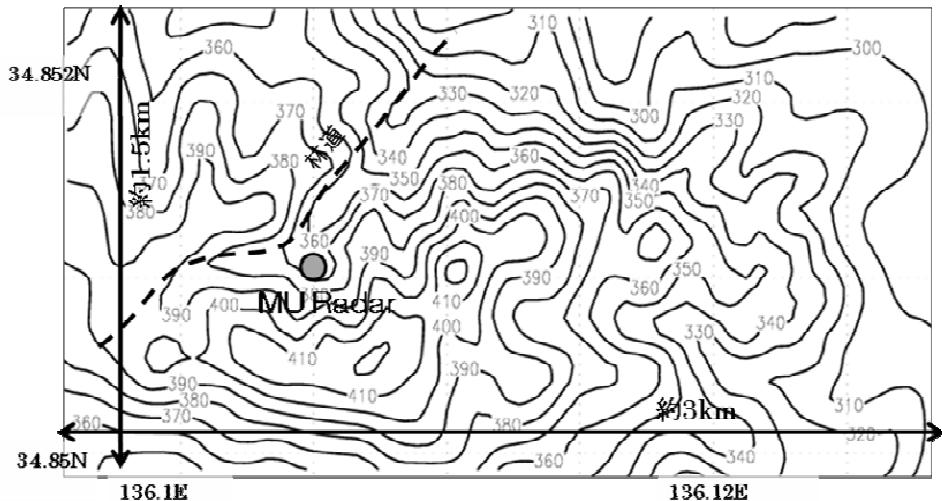


図 7: 計算領域とモデルに入力した地形。センターは標高（単位はm）を示している。地形データは国土地理院の50m 数値地形図を用いた。

図 8 は 2218JST におけるレーダーサイト周辺の接地境界層における風向風速と鉛直流の分布である。図 8(右)の観測データを取り込んだ場合、丸印で示したように数 100m スケールの局所的な上昇流が解析されるが、図 8(左)のコントロールランでは同じ所にこのような数 100m スケールの上昇流域は解析されていない。このことから、LES にウインドプロファイラーのデータを取り込むことで、より小さなスケールの鉛直循環を再現できることが示唆された。

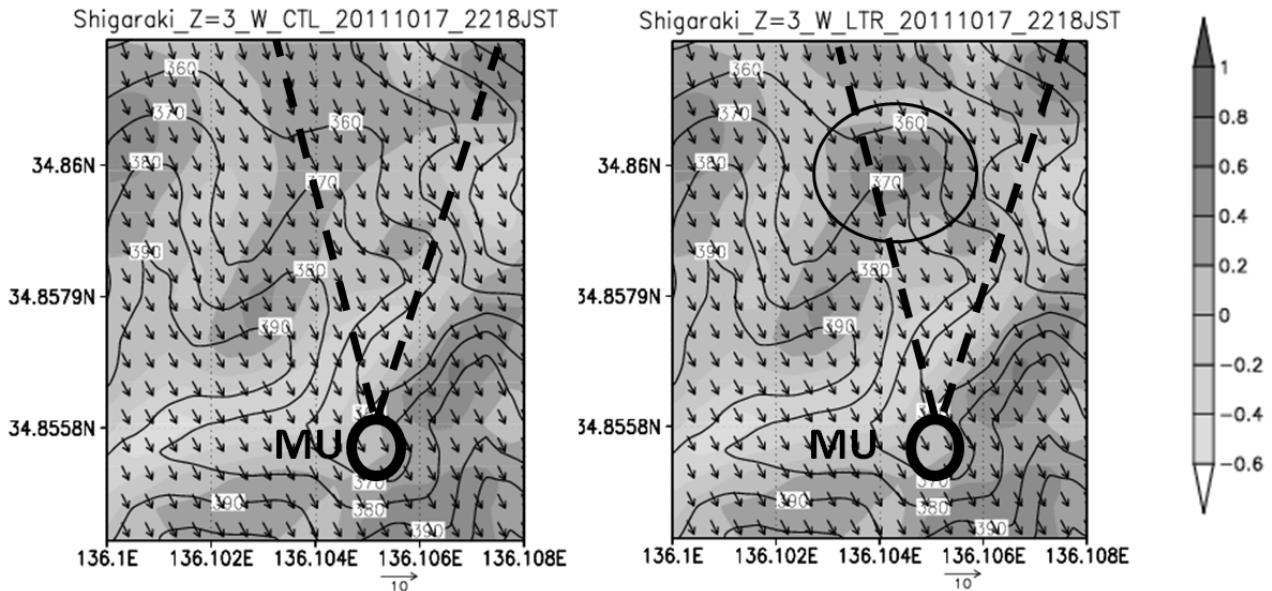


図8:2218JSTにおける接地境界層付近の鉛直流(シェード:単位は ms^{-1})と風向風速分布(ベクトル:単位は ms^{-1})。コンターは地形を表し、数字は標高を示している(単位はm)。また破線内の領域はウインドプロファイラーの観測領域を示し、MUは信楽MU観測所を表す。

4. まとめ

本研究ではウインドプロファイラーを傾斜させ、接地境界層付近の風の分布を面的に観測する実験を行い、背景の風に流されて水平に並ぶ3本のビームを通過する乱流の動きを捉え、得られた接地境界層や大気境界層の観測データをLESの中に取り込んでシミュレートを行うことで、初期値・境界値から実際の大気場に近い客観解析データを入力するだけでは再現できなかった、数100mスケールの対流構造が再現され、これまで開発してきた傾斜型ウインドプロファイラーとLESを組み合わせることで非常にローカルな循環や混合過程を再現できることが示唆された。

参考文献

- 1) 藤吉康志, 山下和也, 藤原忠誠 : 3次元走査型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層の流れの可視化. 天気, **52**, 3-4, 2005.
- 2) 服部重昭, 近嵐弘栄, 竹内信治 : ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析. Bull. For. & For. Prod. Res. Inst., **318** 79-102, 1982.
- 3) 堀口光章, 林泰一, 上田洋匡 : 中立に近い安定度における大気境界層乱流の構造: 潮岬と信楽における観測. 京都大学防災研究所年報, **48(B)**, 515-521, 2005.
- 4) 石田祐宣, 田中賢治, 玉川一郎, 樋口篤志, 小野圭介 CAPS2002, 2003 参加メンバー : 水平スケールの異なる熱収支とそのインバランス —琵琶湖プロジェクト面的集中観測 (CAPS2002, 2003) —. 水文・水資源学会 2004年研究発表会要旨集, **17**, 226-227, 2004.
- 5) 神田学, 渡辺力, マルコス・オリバー・レツツエル, ジークフリード・ラッシュ, 2002: LESによる熱収支インバランス問題に対する検討(第1報)大気境界層スケールの対流構造の影響. 水文・水資源学会誌, **15**, 243-252.

比良おろしの特徴と数値モデルによる再現実験

東 邦昭¹ 古本 淳一¹ 橋口 浩之¹

¹ 京都大学生存圏研究所

1. はじめに

おろし風の最も一般的なメカニズムとしては、上流部に寒気が流入し山と山の間の鞍部から貯まった寒気が吹き降りることで説明される。これで理解できる局地風としては津山盆地の広戸風(Fudeyasu et al. 2008)や、庄内平野の清川だし(佐々木他, 2004)などがある。これらのおろし風は現象発生に気圧配置と強い相関がみられ、また、局地風が吹き降りる地域が固定している大きな特徴がある。一方で、比良おろしは強風が起きる場所が変化し、頻発地域が年によって移動することが特徴的で、おろし風の水平幅は数 km と極めて狭く、最大瞬間風速は 50m/s 以上にも達する。また前兆なく突然的に 20m/s 以上の風が 3-6 時間も吹き続けこの期間中に突風がたびたび発生する。こうした比良おろしの特徴を説明するには、従来の気圧配置に強く依存する簡単なモデルでは十分説明できない。比良おろしの発生要因としては、琵琶湖、そのすぐ東にそびえる 1,000m 級の比良山系、その北の低標高域という特有の地形条件が発生に寄与すると考えられるが、おろし風が起きる地域にはおろし風を十分解像できる観測網は整備されていない。本研究ではおろし風を解像できる高解像度数値モデルを用いて、現状の観測網では十分解像できない比良おろしの構造をシミュレーションにより再現することを目的とする。

2. 数値モデルの設定

使用したモデルは WRF - ARW3.2.1 を用いた。大気場および海面水温の初期値および境界値は気象庁全球数値予報モデル (GSM) データと NCEP の Final Analysis Data から作成した。図 1 に計算領域を示す。領域は 3 重ネスティングを行い、それぞれの領域の水平解像度は領域 1 が 10km × 10km、領域 2 が 2km × 2km、領域 3 が 500m × 500m である。鉛直層数は 60 層とり、初期時刻は 2010 年 9 月 22 日 03JST で 9 月 23 日 15JST まで 36 時間積分を行った。またモデルで用いる地形には国土地理院の 2 万 5 千分の 1 地形図 (50m メッシュ地図) を採用した。

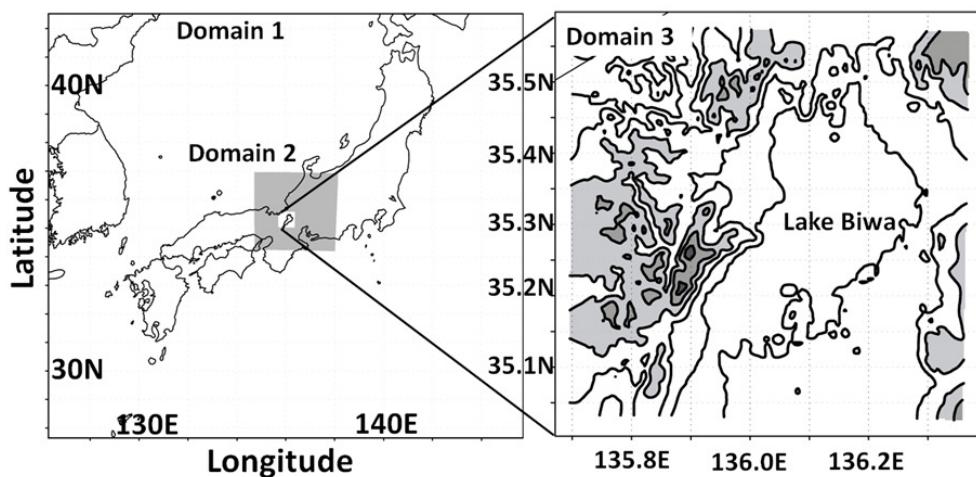


図 1 各計算領域の設定と領域 3 に用いた地形図

領域 1 は 151×151 格子 (1 格子 10km)、領域 2 は 151×151 格子 (1 格子 2km)、領域 3 は 121×121 格子 (1 格子 500m) の設定で領域 3 には 50m メッシュ数値地形図を採用した。

3. 結果

図2に0700JSTから0830JSTの30分ごとの地上風速分布を示す。図2(a)の0700JSTには地上風速分布から比良山系の風下側の風速は2m/sであるのに対し、相対的に標高の低い比良山系の北側のエリアでは風速が6m/sであり、日本海側からの風が通り抜けやすいところと通り抜けにくいところが存在する。図2(b)の0730JSTには山の風下側地上付近に局地的に風が強まる地点（北緯34.25度、東経135.97度付近）が現れ、この時間におろし風が吹き始めたと見られる。この地点では時間とともに風速の増大が顕著で、図2(c)の0800JSTには10m/s、図2(d)に示す0830JSTには北緯35.24度、東経135.97度付近を中心に風速は14m/sを越えている。この領域はおよそ2kmのスケールを持ち、非常に局地的な現象であることがわかる。次に図3に0830JSTの北緯35.24度、東経135.97度を通るA-A'面の温位、水平風速の鉛直断面図を示す。この時間に山の風下側の940hPaより下層で最大15.29m/sの強風域が存在している。一方14~15.5km地点の上空920hPa~890hPa付近は下層と対照的で水平風速が2m/s以下の弱風域が存在している。温位分布を見ると山の風下側の地上から上空800hPaまで等温位面の下層への沈み込みが見られ、その最下層で強風となっている。一方弱風域は等温位面が上空へ急激に跳ね上がる直後に存在する。等温位面の分布から振幅は700~800mであることがわかる。

おろし風が始まる直前の0730JSTの大気境界層内の温位傾度の分布からおろし風が始まる直前に大気安定度の大小がまだらに存在し、特に比良山系の風下側では周囲に比べて安定度が悪く、ほぼ中立成層をしていた。一方、比良山系の北側の標高の低い部分から北西風が抜けてくるエリアでは相対的に安定度の値は大きく、安定度の悪い領域が比良山系の風下側の限られたエリアに存在していた。

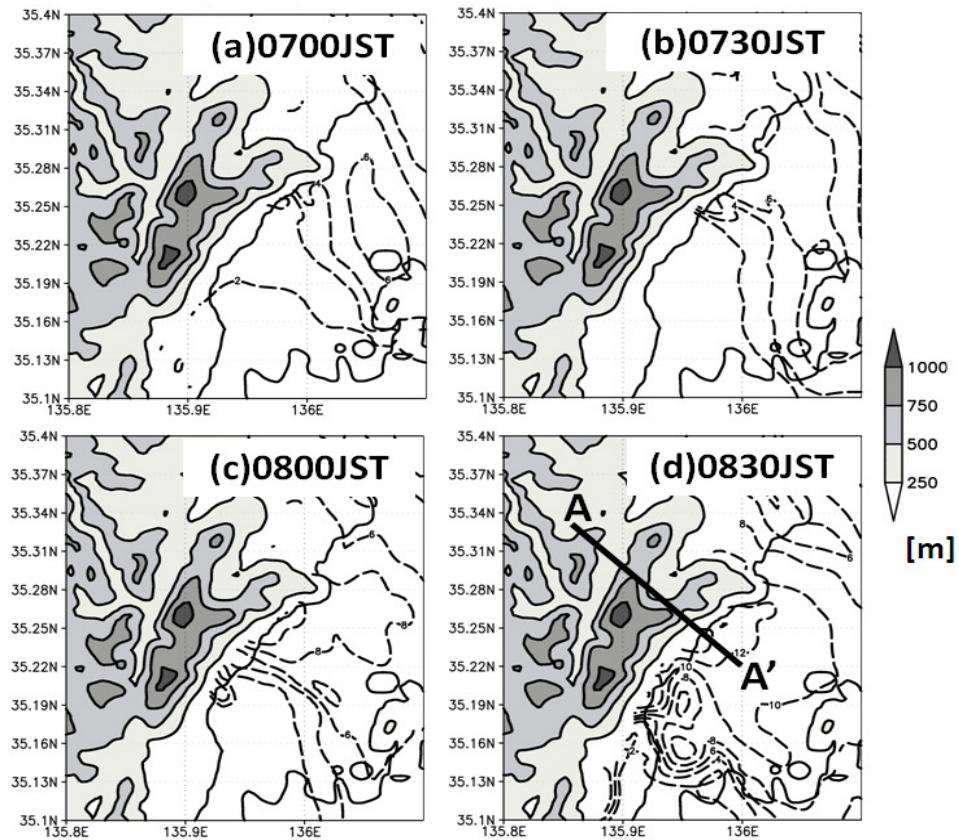


図2 2010年9月23日0700JSTから0830JSTの30分ごとの地上風分布図
破線は地上風速の大きさを表し、実線とシェードは標高を示している。

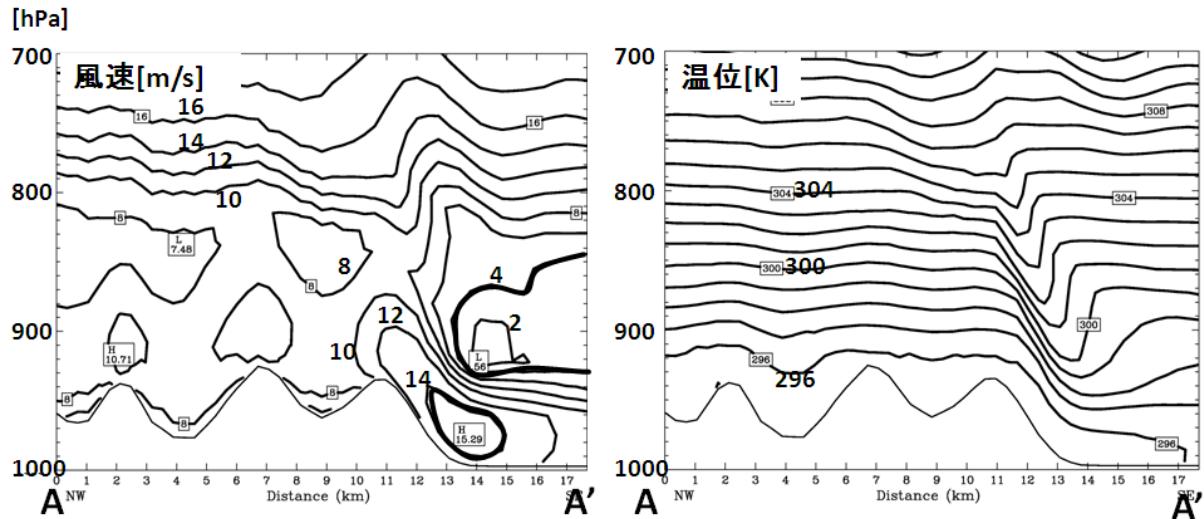


図3 2010年9月23日0830JSTの北緯35.24度、東経135.97度を通る図2のA-A'の温位、
水平風速の鉛直断面図
左図は風速を表し、右図は温位を示す。

4. まとめ

おろし風が起こる前に比良山系の風下側に局地的に弱風域が形成され、この領域では大気安定度の大小がまだらに存在し特に安定度が悪い地点とおろし風の発生地点との対応が良いという結果を高解像度数値モデルを用いたシミュレーション結果から得られた。今後、おろし風の細かい特徴を観測的に捉えるために稠密観測の展開にむけて取り組み、モデルと観測の両面から比良おろしのメカニズムの解明していく。

参考文献

- 1) Fudeyasu, H., T. Kuwagata, Y. Ohsahi, S. Suzuki, Y. kiyohara, and Y. Hozumi, 2008: Numerical study of the local downslope wind “Hirodo-Kaze” in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 27-40.
- 2) 佐々木華織・菅野洋光・横山克至・松島 大・森山真久・深堀協子・余 健明 (2004)：“清川ダム”吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴. *天気*, **51** (12), 881–894.

背景

WW weathernews *Always WITH you!*

WNIIにおけるレーダーの取り組み

手柴 充博 (株)ウェザーニューズ

- 今年度より、京都大学と共同研究を設定し、信楽MU観測所のデータを公開して頂いています
 - 新名神に対する気象の影響評価

- WITHレーダー(気象レーダー)を始めとし、レーダーを用いたアプリケーションが増えつつある

- WITHレーダー・強風レーダーについて



2

Purpose

WW weathernews *Always WITH you!*

- Demonstrate improved capability in the detection and prediction of localized weather hazards
 - Microbursts, tornados, heavy rainfall, flash floods, landslides
- Expand this type of radars installed in up to 100 locations nation-wide
 - 60 radar units (80 radar sites) have already been installed

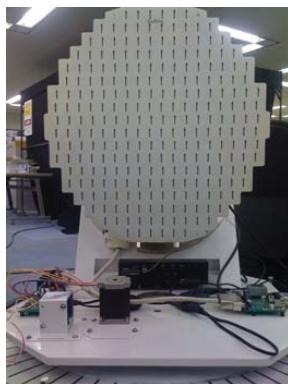
Concept of 'WITH Radar'

WW weathernews *Always WITH you!*



Structure of an WITH Radar

WW weathernews *Always WITH you!*



- Radar unit
- Control board
- Signal processing (USRP)
- Rotation control

Airborne Weather Radar

WW weathernews *Always WITH you!*



- Mounted in front of an aircraft and a helicopter
- Synchronize radar scanning with position of an aircraft; pitch, roll, and drift
- Observe rainfall distribution in the moving direction of an aircraft

Our Airborne Radar

WW weathernews Always WITH you!

Radar	Rockwell Collins RTA-858
Trans. Freq.	9343.85 MHz (X-band)
Trans. Power	31 W (Solid-state)
Weight	10 kg
Observation Area	120 deg in az., ±45 deg in el., 50 km in range
Pulse Width	Min. 1.7 us Max. 28.8 us (255~4320 m)
PRF	256 Hz~2.2 kHz in average (dual PRF)
Sampling	0.25 deg in az., 150 m in range, 6 sec in 1 slice
Antenna	Slot antenna, 18 inch (45 cm) in diameter
Beam Width	6 deg
Products	Reflectivity, Doppler velocity, Spectrum width

Novel Developments

- Radar control board should be developed in order to use an airborne radar on the ground
- Signal processing by ourselves
 - No Doppler velocity
 - Default datasets are ‘reflectivity in 4 levels’ and ‘turbulence alarm based on spectrum width data’
- Limitation of observation area in 120 degree
- Basement of a radar unit
- Radome

Outlook

WW weathernews Always WITH you!

- Radar
- PC with air conditioning
- Internet connection
 - FOMA (3G)
 - Optical internet
- Power line
 - 500W in total
- Weight for strong wind
- Space: 2 x 2 m



USRP(ハード)+GNU Radio(ソフト)

- USRPはEttus Research製
- DaughterBoard
 - 64MS/s 12-bit AD Converter
 - max. 16 MHz bandwidth
 - 検波機能、信号処理機能を備えたハードウェア
- チューナーによって様々な周波数での検波が可能
- 送受信も可能
- USBを通じて通信
- GNU Radioはフリーの信号処理ソフト
 - USRPの制御を行う(C++ / Python)
 - IQデータ(基本的なデータ)の保存も可能

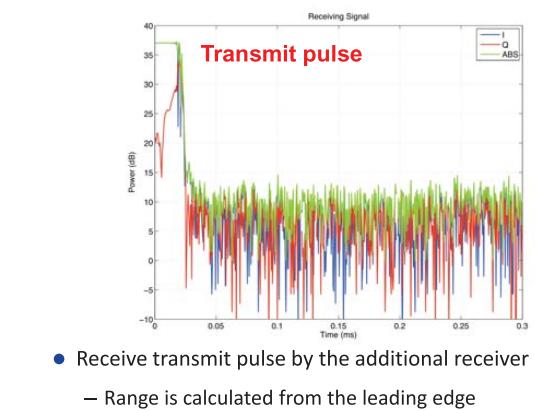


Signal Processing / Data Transfer

WW weathernews Always WITH you!

- Analog IF signal (~400MHz) from a radar
- AD convert and signal processing by the USRP and PC
 - Calculate moments through a pulse-pair technique
- Transfer the images (png) of moments from radar sites to our Global Center in Makuhari through the internet
 - About 20 sec, including observation & processing
 - c.f. about 8 min. for JMA operational radar

Range Calculation



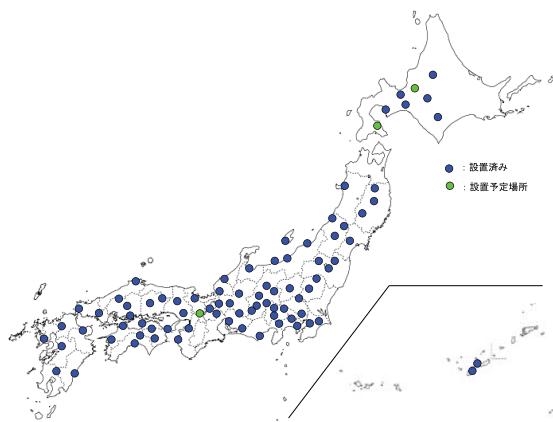
Mobile System

NN weathernews Always WITH you!

WITHレーダー設置状況 2012年8月1日時点

NN weathernews Always WITH you!

- Very-Light-weight radar system
- Expandable pole, telescope, up to 5 m
- Radome and tools are installed in the small trailer
 - No need extra drivers license

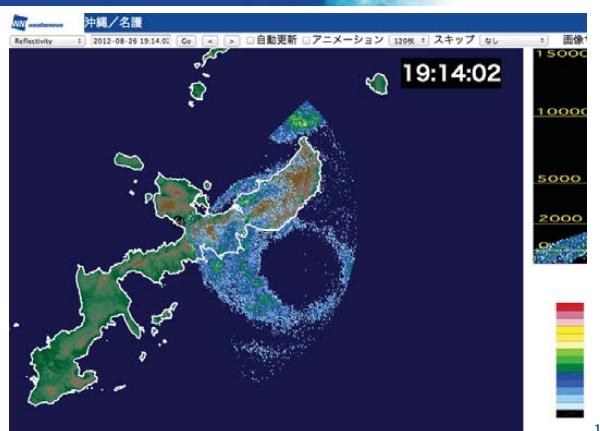


観測例 台風BOLAVEN

NN weathernews Always WITH you!

波浪感測の目的

NN weathernews Always WITH you!



波高・波の速さの推定

- 安全航海のため、自船だけでなく、後に続く他船への情報提供
- シークラッターから風を測りたい
 - 非降水時でも風を推定することが可能

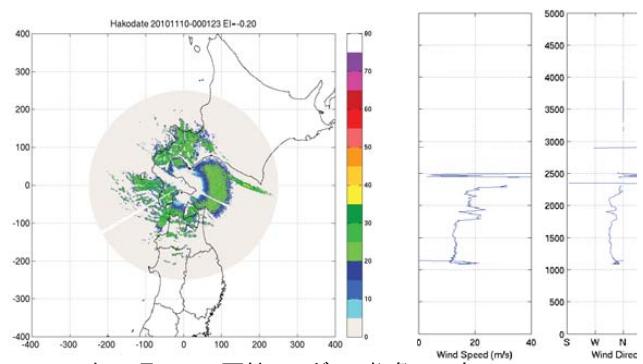
レーダーを使った波浪観測

NN weathernews Always WITH you!

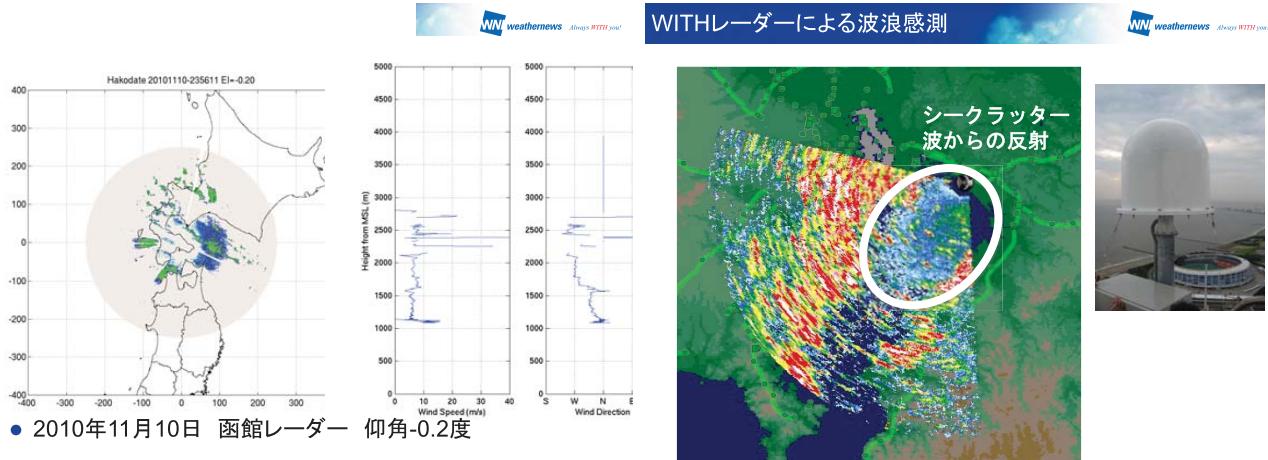
NN weathernews Always WITH you!

- 1960年代から気象庁レーダーを用いた観測
 - 受信電力が波高よりも海上風と良い相関を持つ
(磯崎・梯; 1982など)
- 船舶レーダーのパターンから波高を推算
(萩野他; 1985など)
- 偏波レーダーを用いた波浪観測
 - 破碎波が起こるような時には、水平偏波と垂直偏波で受信電力に差が出る(McLaughlin et al., 1995)

気象研究所技術報告(1986)を参考



• 2010年11月10日 函館レーダー 仰角-0.2度



波浪感測の取り組み

- 過去の研究事例やWITHレーダー感測事例から、波高や風が感測可能
- 船舶レーダーには「シークラッター除去機能」が搭載されている
 - 逆に言えば、シークラッターが見える

船舶レーダーを用いた感測を行った

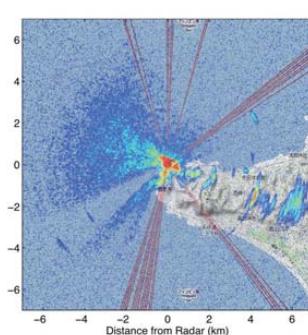
- 陸上での例(千葉県洲崎)

マリンレーダーの特徴

- 元々は、船同士や障害物との衝突防止用のレーダー
- 構造物を捉えやすくするため、ビームが縦に長い形状
 - 水平数度、鉛直20度前後
- 送信周波数は、Xバンド($\sim 9\text{GHz}$)とSバンド($\sim 3\text{GHz}$)がある
- アンテナ径は数十cm～数mで様々



洲崎での感測



- 波がある日には海面からの反射(シークラッター)がみえる

- 事例の蓄積
 - ドップラー速度データの精度向上
 - 海上(船上)での風速データとの比較
- 偏波レーダーを用いた波浪情報の高度化



首都圏における気団雷にともなう局地的大雨の発生状況と 3次元レーダーデータによる直前予測の試み

石原正仁（京都大学 GCOE 極端気象適応社会教育ユニット）

1. はじめに

2008年8月5日（以後「当日」という）に東京都豊島区雑司が谷付近に局地的大雨が発生し、下水道工事の作業者5名が突然の増水に流されて亡くなつた。これは典型的な都市型水害（Kato and Maki, 2009）であった。低気圧などの総観規模擾乱に支配されず比較的一様性の高い大気場のもとで、一見するとランダムに発生する「気団雷」や「熱雷」などと呼ばれる積乱雲（小倉ほか, 2002）がこの大雨の源であり、こうした雨は予報現場では「不安定降水」と呼ばれ、監視・予測が困難な現象と位置づけられている。ここでは気団雷の形態と性質を理解するとともに、それに対する監視・予測技術を向上することを目的に、1) 1999～2011年における気団雷の発生の年々変動や環境場などの状況、2) 当日に発生した積乱雲の降水の形態、3) 主にレーダーの3次元データを使った直前予測の可能性、の3点について調査した。

2. 気団雷の発生状況

1999～2011年の13年間を調査期間とし、この期間に東京管区気象台（千代田区大手町）において観測者が雷を観測した日を「全雷日」として選び出した。次に地上天気図を見て低気圧・前線・台風などの擾乱がその近隣に存在しない日を雷日の中から抽出し、これを「気団雷日」とした。対象領域は観測者から雷が目視によって確認されるほぼ40kmの円内である東京都23区、同多摩東部、埼玉県、千葉県、神奈川県の東京

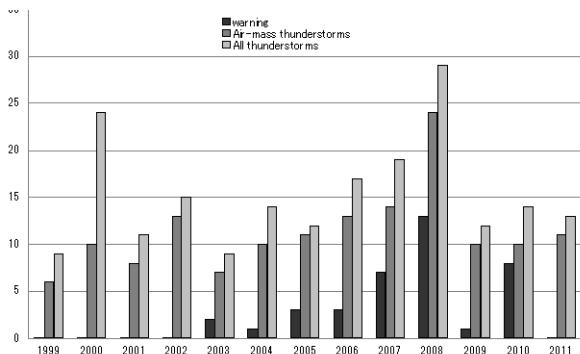


図1 1999～2011年に東京管区気象台において雷が観測された日数（雷日数：白色）、そのうち気団雷日数（灰色）、2003～2010年ににおける気団雷日のうちの大気警報発表日数（黒色）。

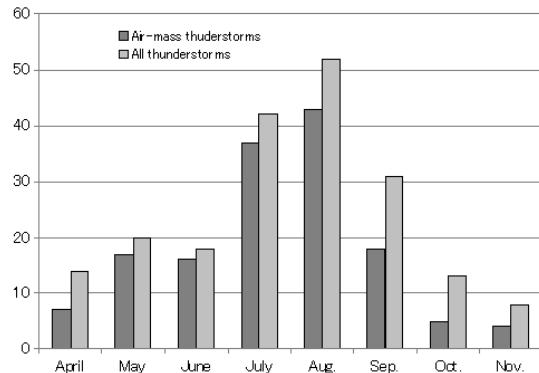


図2 1999～2011年に東京管区気象台において雷が観測された月別の日数（全雷日数）とそのうちの気団雷日数。

都に隣接する地域である。

12年間の平均全雷日数は15日であり、このうちの気団雷日数は11日である。吉田(2002)によると1931～1999年の69年間の東京の全雷日数は10日とあるから、調査期間内の雷活動は比較的活発であったといえる。またこの期間においては全雷日数の2/3が気団雷で占められていた。全雷日数、気団雷日数ともに年々変動が大きく、その中で雑司ヶ谷大雨が発生した2008年は最も雷（積乱雲）の発生が多かった。調査期間中の総数を月ごとに見ると、全雷日数、気団雷日数とともに8月、7月、9月の順に多く、この3か月で全体の63%を占めた。気団雷日のうち大雨警報は年間1～13回発表された。

小倉ほか(2002)によると、関東地方の夏季は南北温

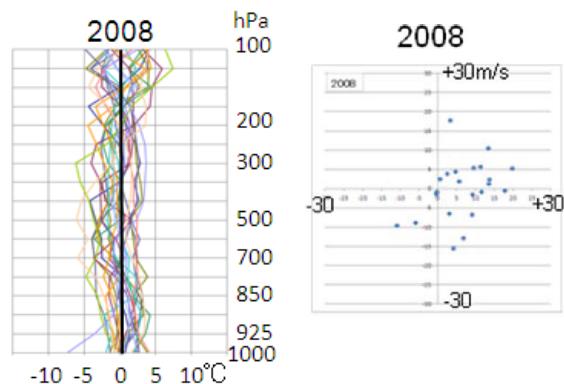


図3 2008年の東京管区気象台の気団雷日における館野の月平均気温からの偏差（左）と、500-925hPaの風の鉛直シアー（右）。

度傾度が小さくほとんど“順圧大気”であり、この中にあって発雷が多い日は上層にサーマルトラフが存在する傾向がある。今回は環境場については調査中であるが、2008年8月5日における各高度の月平均気温からの気温偏差と風の500–925hPaの鉛直シアーを図3に示す。日ごとの変動が大きい。系統的な傾向を調査中である。

3. 雜司ヶ谷大雨当日に発生した積乱雲群の形態

当日発生した首都圏で発生した179個の積乱雲（降水セル）を対象として、その形態を気象庁の現業レーダーの反射強度データを使って統計的に調べた（石原a 2012）。降水セルの総数の1/3は、直径3.5km以下、平均値は5.5kmと比較的小さな水平規模であった。寿命の最頻値は20~40分であり、全体の86%が80分以下であった（図4）。約半数の降水セルではエコー頂高度がレーダーの測定限界である15kmまで達していた。各降水セルがその寿命の間にもたらした推定降水量は、40mm未満のものが約半数で60mm以上のものが総数の1/3であった。鉛直積算雨水量は1.4~42.4kgm⁻²（平均15kgm⁻²）であり、最大値は当日9時の館野（つくば市）の高層観測から算出される可降水量の7割程度であった。対流圈中下層の風が弱いことと対応して、降水セルの移動速度は2m s⁻¹以下と小さかった。

積乱雲がレーダーによって降水セルとして認められ

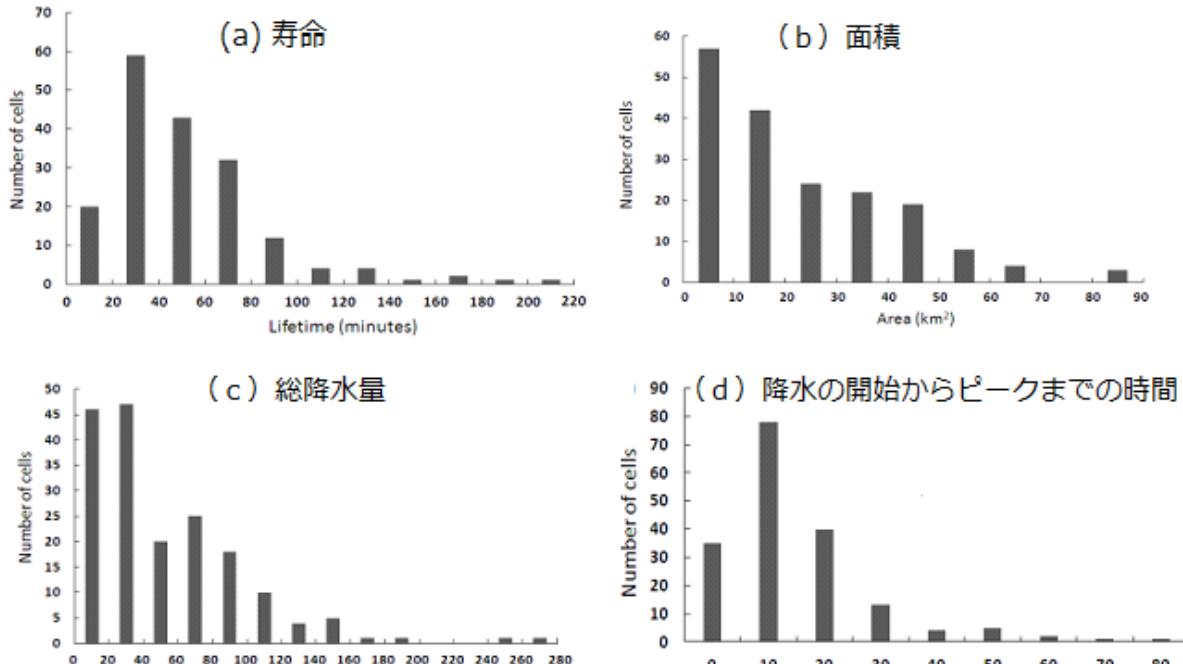
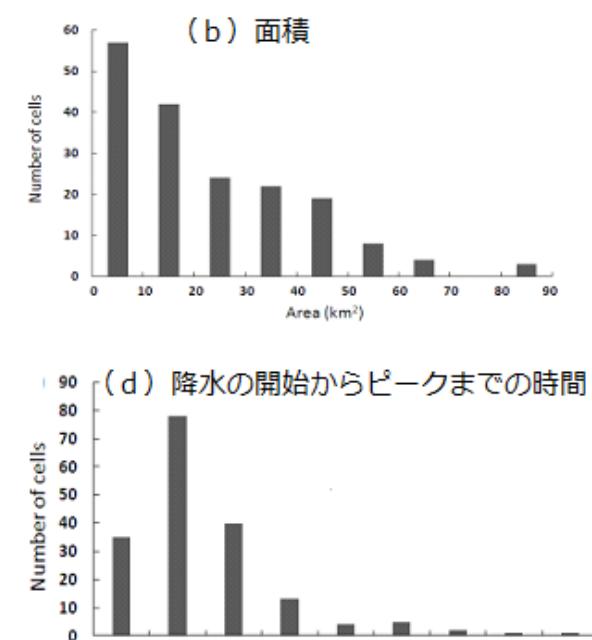


図4 2008年8月5日に首都圏で発生した179個の積乱雲についての(a)寿命(分), (b)水平面積(km²), (c)降水が最も強い地点における降水量の総和(mm), (d)降水が開始からピークに至るまでの時間(分)の各ヒストグラム。

てから地上で降雨のピークが現れるまでの時間を調べたところ、その値はほとんどの事例で10~30分であった。雑司ヶ谷大雨をもたらした2つの降水セル群は水平サイズ、寿命、総降水量のいずれにおいても当日の降水セル群の中では上位に位置していた。海外における同種の統計解析結果と比較すると、今回の事例では水平サイズは海外の他の事例とほぼ同等であったが、エコー頂高度と寿命は他の事例より大きかった。

4. 気団雷に伴う局地的大雨の直前予測の試み

当日、大雨警報が発せられた東京都と神奈川県の地区的8つの積乱雲について、直前予測の可能性を検討した（石原b 2012）。5つの予測手法（上空におけるコア・VIL・エコー頂高度・LIDENによる雷放電・Boudevillain *et al.* (2006)による降水強度の量的予測RadWil）を検討した。雑司ヶ谷に大雨をもたらした降水セルC1においては、量的予測値の精度は十分とはいえないまでも、すべての手法において一定の有効性が認められた（図5）。調査対象を大雨警報が発表された期間に発生した8個の降水セルに広げたところ、各降水セルにおいて5つの予測手法のうちのいずれかは有効であった。ただ、有効の程度や有効な手法の数は降水セルによって異なり、共通する規則性を見出すためには今後さらなる工夫が必要である。



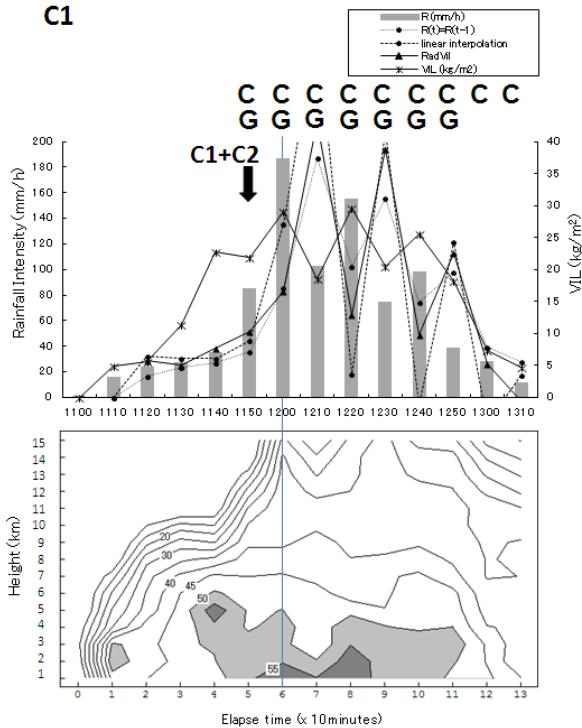


図5 降水セルC1内の降水コアを通る反射強度(dBZ)の鉛直分布の高度時間断面図、高度1kmにおける降水強度(棒グラフ)、鉛直積算雨水量VIL(実線)、Boudevillain *et al.*(2006)による10分前に予測された降水強度RadVil(破線)の時間変化。CとGは、各時刻までの10分間にLIDENによって雲間放電と対地雷が降水セル内またはそこから数km以内に検出されたことを示す。

5. 今後の課題

今回、積乱雲に伴う雨の直前予測を困難にした原因のひとつは、降水セルの分離や併合のプロセスにあると思われる。調査対象の中には3つのマルチセル型対流が含まれていた。そのひとつは分離した降水セルを再び併合し、その後に大雨が発生した。2つが併合して大型の降水セルとなるケースもあった。積乱雲のナウキャスト手法を開発するにあたっては、分離・併合・合併などの対流間の相互作用とそれによる降雨の急変や延伸などの効果を手法に取り入れることの必要性を感じる。

レーダーの観測間隔、すなわちデータの時間分解能も検討課題である。今回は10分間隔で得られた3次元レーダーデータを利用した。今回調査した降水セルの中にはある時刻にコアが上空に突然現れ、それが地上に達せず消滅してしまう事例が数例あった。VILやRadVil値の検討においても現状で取得できる観測デー

タの時間分解能は不十分である。今回のように内部構造の時間変化が大きい対流システムを対象とする場合にはより短い時間間隔、できれば1~2分程度の間隔で3次元レーダーデータ取得し、それらによって予測因子の効果を評価し直すことが望まれる。複数のレーダーのドップラー速度から積乱雲内の鉛直流を算出しそれを降水セルの同定に利用する手法(Stalker and Knupp 2002)は、予測因子として利用できる可能性がある。調査の効率化・実用化には降水セルの自動追跡やコアの自動判別(深町ほか 2008)などが必要である。2010年から試験運用が始まった静止衛星ひまわりの高頻度観測(日本付近を数分の頻度で観測)の結果を使うと、降水粒子が生成される以前の雲粒や水晶が卓越するステージの対流の挙動を追跡できる可能性がある(岡部2011)。

今回のようなレーダー観測をもとにした運動学的手法によって積乱雲の発達を予測することは、現状のレーダーの性能から見て限界がある。既存の観測システムに加え高速走査レーダー(牛尾ほか 2009)・二重偏波レーダー・高密度の地上/GPS観測網、雲画像モデルへのデータ同化等を統合した手法を検討する必要がある。雲物理・雲力学的な視点に立って積乱雲の発生・発達・消滅プロセスや力学的メカニズムを調べる観測・解析研究(石原ほか 2011)、及びそれを包括し監視・予測システムの開発や防災情報の有効な提供・伝達に至るまでの総合研究(真木ほか 2011)が2010年から開始されており、それらの取り組みと併せて解決を模索していく必要がある。

当調査は科学技術振興調整費「気候変動に対応した新たな社会の創出にむけた社会システムの改革プログラム」(科学技術振興機構／文部科学省)の支援をいただきました。

参考文献

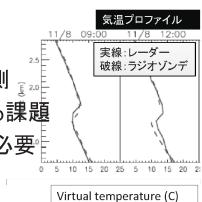
- 石原正仁 a, 2012 : 雜司ヶ谷大雨当日に発生した積乱雲群の3次元レーダーエコー統計解析. 天気, 59.
 石原正仁 b, 2012 : 積乱雲に伴う局地的大雨の3次元レーダーエコーによる直前予測の試み. 天気, 59.
 Kato, A. and M. Maki, 2009: Localized heavy rainfall near zoshigaya, Tokyo, Japan on 5 August 2008 Observed by X-band Polarimetric Radar —Preliminary Analysis—. SOLA, 5, 89-92.

はじめに

- 風速シア層、温度逆転層強度の検出には、より鉛直分解能の高いウインドプロファイラ観測が重要。

- レンジイメージング(RIM: Range IMaging)
 - レンジ中心高度とエコー強度の非保存性が最も重要な問題

- サンプルシフトモード + 0.5μs 観測
 - エコー強度低下が考えられる課題
新しいリトリーバル法開発が必要

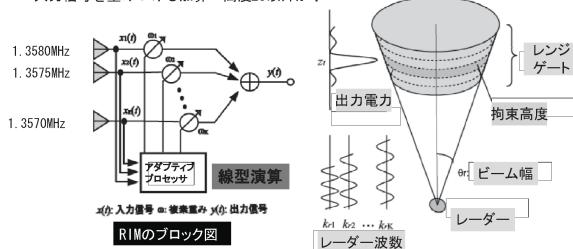


オーバーサンプリング手法を用いたレーダー観測による高度分解能の向上

古本淳一、谷村真弥、津田敏隆

レンジイメージング (RIM)

- 通常の1送受信周波数での観測 → レンジゲート毎の平均的なドップラー速度
- 複数送受信周波数観測での受信信号と所望の拘束高度 z_c によって最適重みを導出
- 入力信号を重みづけし加算 → 高度 z_c 以外からの寄りを最小化 → 高度分解能が向上

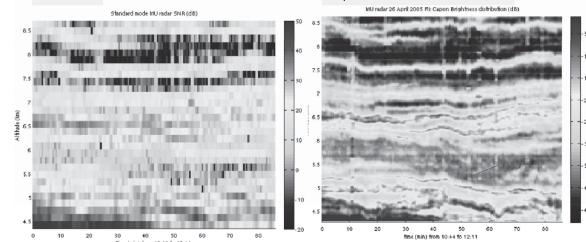


- エコー層のコントラスト向上。エコー強度の保存性がない。
- レンジ応答関数の中心が必ずしも z_c と一致しない。
- 降雨時の推定が出来ない。

乱流散乱観測へのFII適用例(Luce et al. 2006)

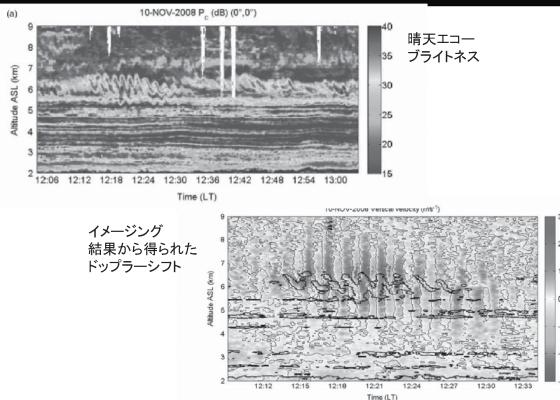
- MUレーダーの乱流散乱観測にFIIを適用
- レーダー探査領域内のエコー強度微細構造を得た

Capon法を用いたFII結果



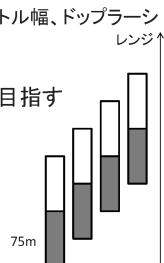
2005年4月26日10:44からの分数

乱流散乱観測へのFII適用例(Luce et al. 2012)

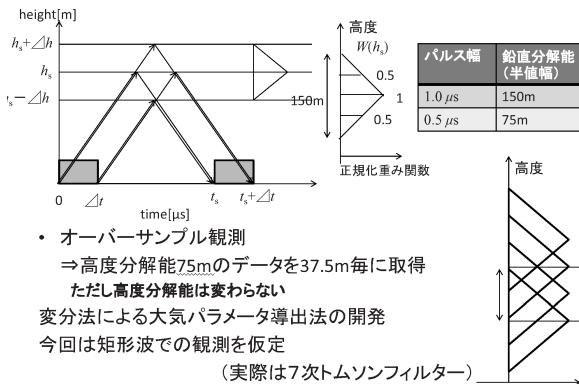


サンプルシフト+0.5μsを用いた高鉛直分解能

- MUレーダーの0.5μsパルス(75mレンジ分解能)と1/4サンプルシフト観測を併用して分解能を向上させる。
 - レンジ応答関数の中心が固定される。
 - スペクトルパラメータ(エコー強度、スペクトル幅、ドップラーシフト)が保存する。
 - 降雨エコーにも適用可能
 - 37.5 m毎のレーダーデータ導出を目指す
- ビーム方向は天頂角10度で固定
 - アスペクト・センシティビティの問題を簡単化させる(VHFレーダーの場合)



矩形パルスを用いた場合の鉛直分解能



線形連立方程式を用いた解法

- 観測で得られた75mレンジ分解能のデータベクトルを P とする
- 導出るべき高鉛直分解能のデータベクトルを R とする

晴天エコー、雨滴エコー、RASSエコーは鉛直方向に無相関なので、受信エコー強度は各微小高度領域のエコー強度の和となる。

$$P = K \begin{bmatrix} r_{0-3} \\ r_{0-4} \\ r_{1-2} \\ r_{1-3} \\ r_{1-4} \\ \vdots \\ r_{nhigh-1} \\ r_{nhigh-2} \\ r_{nhigh-3} \\ r_{nhigh-4} \\ \vdots \\ r_{(nhigh+1)-1} \\ r_{(nhigh+1)-2} \end{bmatrix}$$

解析解を得るために K の左右2列の観測領域外は線形補外 K を正則化する(K')ことで解を得ることが出来る。

$$R = K'^{-1} P$$

⇒ 補外の影響による誤差が全高度に伝搬するため、誤差の影響を大きく受けすることが分かった。

1次元変分法を用いた解法

- 高鉛直分解能データ: x
- オーバーサンプル観測データ: y_o
- 初期値データ: 観測値から補間 x_b

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(Hx - y_o)^T R^{-1}(Hx - y_o)$$

⇒ 準Newton法を用いて、評価関数が最少となる解を求める

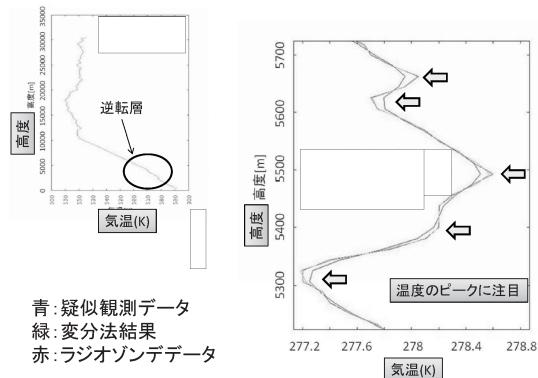
ラジオゾンデ用いたシミュレーション

ラジオゾンデ観測データを用いて、37.5m高度間隔の気温データ

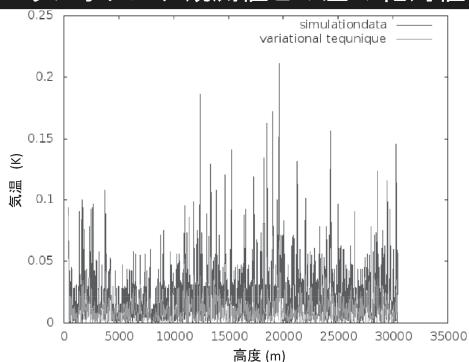
応答関数 $W(h_s)$ を用いて重みづけした疑似観測データを作成

変分法により気温プロファイルが復元できるか実験

気温推定のシミュレーション結果



ラジオゾンデ観測値との差の絶対値



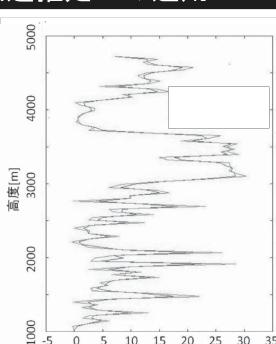
⇒ 1次元変分法により誤差が小さくなった(約1/3)

実際の風速推定への適用

2012年7月20日14:20LTのMULレーダー観測データ

- 0.5μsパルス
- 0.25μsオーバーサンプル

赤: 疑似観測データ
緑: 変分法結果



まとめと今後の課題

- ラジオゾンデータを用いたシミュレーションにより、変分法により気温逆転層のピークを明瞭に再現できた。最小二乗誤差を1/2-1/3倍まで減少させることに成功した。

今後の課題

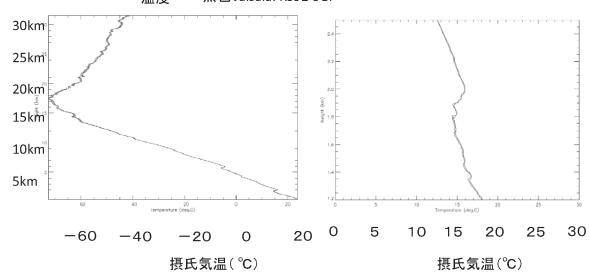
- 鉛直分解能が最も向上するオーバーサンプル間隔をシミュレーションにより調べる。
- 実際のレーダーデータへの応用
 - 晴天エコー、RASSエコー、降雨エコーへ適用
 - 最適な観測パラメータの導出
 - 誤差分散の最適解を導出
- イメージングに変わる新しい観測手法として提案

得られたデータを検証するには？

- 高分解能気球観測との比較観測が重要と考えられる。

2011年9月7日19時22分放球のラジオゾンデ
赤色: 明星16Hzタンゲステンセンサー

黒色Vaisala: RS92-SGP



ソフトウェア無線技術を用いたレーダー用受信機の開発

藤田 俊之 * 山本 真之 * Noor Hafizah Binti Abdul Aziz * † 橋口 浩之 *
山本 衛 * Tian-You Yu †

1 はじめに

大気レーダー（ウインドプロファイラーとも呼ばれる）は、屈折率擾乱に起因する電波散乱を利用して晴天域の風速3成分（鉛直流・東西風・南北風）の高度プロファイルを時間分解能1分以下、高度分解能100～数100mで測定できる[1]。大気レーダーは晴天域において高度数km以上に及ぶ風速測定を高分解能で行える唯一の測器である。日本の局地的気象監視システム（通称WINDAS）において運用されている1.3GHz帯大気レーダーの風速測定データはメソ数値予報モデルの初期値として用いられることで、気象予報の精度向上に貢献している[2]。

大気中の屈折率擾乱は大気乱流等に伴う気温・水蒸気変動に伴い発生し、大気レーダーは送信波長の半分(Braggスケール)を持つ屈折率擾乱からの電波散乱を受信する。そのため、大気レーダーは大気乱流の観測にも有用である。大気レーダーで得られるエコー強度・スペクトル幅の観測量から大気屈折率の乱流構造定数やエネルギー消散率をリトリーバルする試みが行われている[3]。しかし、送信パルス幅で決定される従来の大気レーダーの鉛直(レンジ)分解能は最高で100m程度であるため、大気乱流の微細構造を解像することができない。レンジイメージング(Range IMaging; RIM)は、多周波送信と適応信号処理を用いてレンジ分解能を数10m程度に向上させる技術である[4]。50MHz帯大型大気レーダーであるMUレーダーや赤道大気レーダーの観測により、RIMで達成できる高レンジ分解能の乱流・風速測定が大気乱流の微細構造を解像できることが示されている[5][6]。

地表あるいは大気中の飛翔物（特に鳥・虫）からの不要エコー（クラッタ）は、大気レーダーの測定データ品質を大きく劣化させる[7]。現在、クラッタ信号抑圧のためにアンテナの周囲にフェンスを設置する対策が一般的に行われているが、フェンスを設置してもクラッタの影響が排除できない場合も数多くある。近年、クラッタを精度良く抑圧する技術として、複数のアンテナで

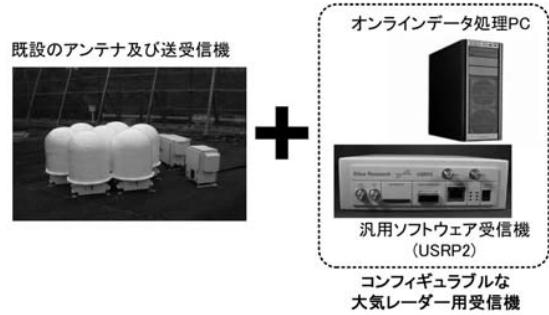


図1: (左図) 1.3 GHz 帯大気レーダー (LQ-7) のアンテナ及び送受信装置の外観。(右図) 開発した大気レーダー用デジタル受信機の外観

得られた多チャンネル受信信号に対して適応信号処理を行うことでクラッタの存在方向にレーダービームのヌルを形成し、クラッタ信号を抑圧するアダプティブクラッタ抑圧が注目されている[4][8]。気象予報の精度向上を目的に日本や米国において運用されている大気レーダー観測網は、飛翔物が数多く存在しかつ地表からの電波反射が大きい高度数km以下を観測するため、測定データの品質がクラッタの影響により大きく劣化する場合がある。そのため、日本の気象庁では、人手による大気レーダー測定データの品質管理が実施されている。アダプティブクラッタ抑圧は、大気レーダーの測定データ品質管理コストの低減にも寄与できる。

RIM測定機能を大気レーダーに付加するためには、RIMに要求される周波数毎の時系列信号処理が必要である。さらに、従来のRIMにおいて問題となるサンプリングレンジ端での受信信号強度の低下[9]を防ぐため、RIM測定機能を備えた大気レーダーには送信パルス幅より短い時間間隔でサンプリングを行うオーバーサンプリング(OS)機能も備えることが望ましい。また、複数の補助アンテナ及び受信機が必要となるアダプティブクラッタ抑圧機能を実装するには、安価な受信機が必要である。しかし、これまでの大気レーダー用受信機は高価であるうえ、信号処理の変更が容易でない（詳細は2.節参照）。そのため、低価格と高サンプリングレートを両立するのみならず、RIMに要求される周波数毎の時系列信号処理やアダプティブラッタ抑圧に要求される複数台の受信機の同期機能などを

*京都大学生存圈研究所

†Faculty of Electrical Engineering, Universiti Teknologi MARA (UiTM)

‡School of Electrical and Computer Engineering and Atmospheric Radar Research Center, University of Oklahoma

表 1: 大気レーダー用受信機における信号処理 SW の開発環境

項目	仕様
OS	Linux (Ubuntu 10.04 LTS)
コンパイラ	g++ 4.4.3
追加ライブラリ	Boost 1.40.0 UHD 003.003.000

柔軟に実装できるコンフィギュラブルな大気レーダー用デジタル受信機（以下、デジタル受信機）の開発に取り組んでいる。デジタル受信機は、RIM・OS・アダプティブクラッタ抑圧等の大気レーダーにおける新機能に必要なオンライン信号処理の実装を最終目標としており、現在はデジタル受信機に対する RIM 及び OS の測定機能の実装が終了した段階にある。そのため、本報告では 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー用に開発したデジタル受信機の構成と機能を記述する。1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー用に開発したデジタル受信機は安価・汎用のソフトウェア (SW) 無線機である USRP2 (Universal Software Radio Peripheral 2) とパーソナルコンピュータ (PC) で構成されており、40 万円程度の低価格と最大 10 MHz のサンプリングレートでの中間周波数 (Intermediate Frequency; IF) サンプリングが両立できる。また、信号処理 SW を汎用言語である C++ で開発したため、信号処理の実装、変更ならびに再構成が容易である。すなわち、コンフィギュラブルな大気レーダー用受信機である。

本報告の 2. 節ではデジタル受信機の必要性と USRP2 の概要を述べる。3. 節では 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー用の構成及び 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー用に開発したデジタル受信機の機能を述べる。4. 節では 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー用のフィールド測定結果を用いて、開発したデジタル受信機を用いてはじめて実現された OS 付き RIM が大気乱流の高分解能測定に有用であることを示す。

2 ソフトウェア無線機 USRP2

従来の大気レーダー用デジタル受信機は、FPGA (Field Programmable Gate Array) や DSP (Digital Signal Processor) を搭載した一台あたり数百万円以上の高価な信号処理ボードを用いている。また、使用する FPGA や DSP に特化した信号処理が必要となるため、ベンダーによる高価な SW 開発環境が必要である。さらに、開発した信号処理プログラムは汎用性を欠き、その変更や再構成が容易でない欠点もある。そのため、

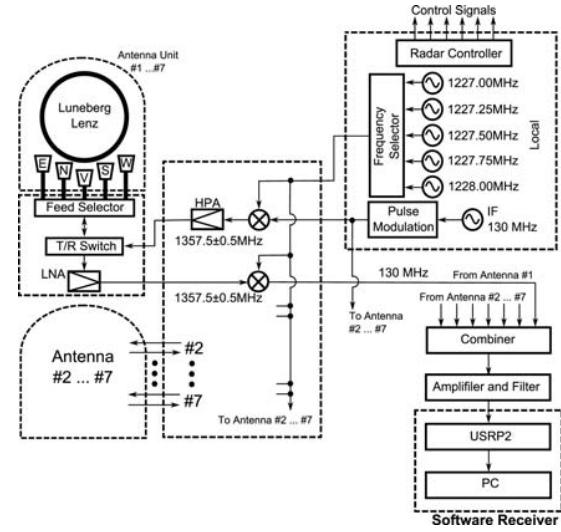


図 2: USRP2 を用いた 1.3 GHz 帯レンジイメージング大気レーダーのシステム構成

次世代大気レーダーに求められる RIM・OS・アダプティブクラッタ抑圧機能を実現するためには従来の概念と異なる安価・高性能な大気レーダー用デジタル受信機が必要である。

近年の SW 無線技術の進歩により、高速サンプリングが可能な汎用の SW 無線機が安価かつ容易に入手できる。さらに、PC の演算速度向上に伴い、汎用プログラミング言語である C++ 等で開発した信号処理プログラムでも大気レーダーに要求される演算速度が実現できる。汎用プログラミング言語の使用は、一般的な PC における SW 開発環境での信号処理プログラム開発を実現する。さらに、開発された信号処理プログラムは汎用性が高いため、例えば Windows 及び Linux などの OS を用いた他レーダーへの流用が容易であるほか、観測要求に応じた信号処理の変更や再構成も容易である。すなわち、汎用プログラミング言語の使用により、デジタル受信機はコンフィギュラブルである特長を有する。そのため、大気レーダー用のデジタル受信機を SW 受信機と PC で構成することで、従来の 1/10 もしくはそれ以下 (40 万円程度) の低価格とコンフィギュラブルなオンライン信号処理が実現できる。

SW 無線機には、Ettus Research 社から販売されている Universal Software Radio Peripheral 2 (USRP2) を使用した。図 1 に USRP2 の外観を示す。汎用の SW 受信機である USRP2 は 14 ビット・100MS/s の A/D 変換機を備えている。さらに、USRP2 は A/D 変換を行ったサンプルデータに対し、位相検波等のデジタル信号処理を行ったための FPGA を備えている。USRP2 でデジタル信号処理を行った受信データは、ギガビットイーサネットを通じて最大 25 MHz のデータ転送レートで PC に転送される。USRP2 はこれらの優れた機能

を備えているにも関わらず、その価格は 2,000 ドル以下である。

USRP2 は、オープンソースソフトウェア (OSS) で提供されている専用ライブラリ UHD[10] を用いて、汎用プログラミング言語である C++ で制御できる。そのため、PC における信号処理 SW は C++ を用いて開発した。PC に実装したソフトウェアの開発環境を表 1 に示す。一般的なフリーソフトウェアのみを使用しており、従来の FPGA や DSP 向け信号処理プログラム開発に要求される高価な SW 開発環境は不要である。

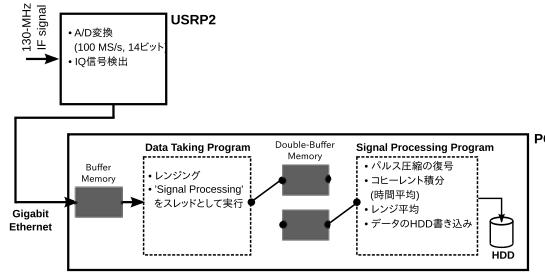


図 3: 大気レーダー用デジタル受信機におけるオンライン信号処理

3 大気レーダー用デジタル受信機の構成と機能

3.1 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダー

図 2 にデジタル受信機を用いた 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーのシステム構成図を示す。1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーは、住友電工製 1.3 GHz 帯 WPR (通称 LQ-7) のアンテナと送受信機を流用している。LQ-7 は、7 基のルネベルグレンズアンテナから構成されるフェーズドアレイアンテナを備えている (図 1)。天頂及び東西南北の 5 方向にビーム方向を指向するため、それぞれのアンテナ素子は 5 基の放射器を持つ。それぞれのアンテナ素子直下には、5 つの放射器から任意の 1 つの放射器を選択するセレクタが設置されている。また、受信ロスを極力低減するため、それぞれのアンテナ素子直下には低雑音増幅器 (LNA) も備えられている (図 2)。受信した RF 信号は屋外の送受信機筐体において 130 MHz の IF 信号に変換され、屋内のデジタル受信機に入力される。RIM に必要となる多周波切替送信は、安定化局部発信 (STALO) 信号の周波数を切り替える (1227.0~1228.0 MHz, 250 kHz 間隔) 機能を付加することで実現した。その他の送受信及びビーム方向制御用のタイミング信号は、既設の LQ-7 用信号処理装置より出力されている。LQ-7 の送受信機とデジタル受信機の周波数同期を確保するため、GPS 受信機

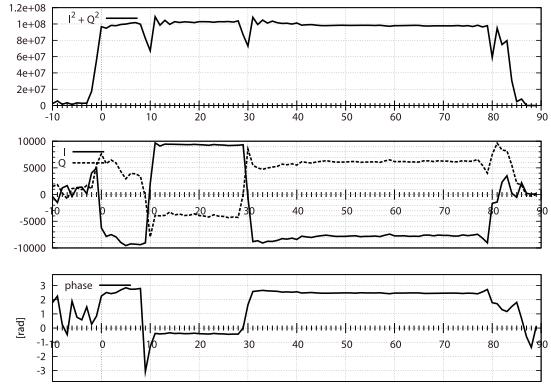


図 4: 送信側から受信側に漏れ込んだ送信パルスの振幅と位相の測定例

からの 10 MHz 出力信号を分岐し、周波数基準として LQ-7 の送受信機とデジタル受信機のそれぞれに入力している。既設の LQ-7 用受信機は RIM 及び OS に要求されるオンライン信号処理を実施できないため、今回開発したデジタル受信機を用いて IF 受信信号サンプリング以降のデジタル信号処理を実施した。7 基のアンテナのそれぞれで受信された信号は 130 MHz の中間周波数 (IF) に変換されたのち合成され、USRP2 に入力される。

3.2 大気レーダー用デジタル受信機における信号処理

3.2.1 USRP2 における信号処理

図 3 に 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーのデジタル受信機における信号処理の流れを示す。USRP2 では IF 受信信号に対してデジタル位相検波を行うことで、ビデオ IQ 信号を生成する。USRP2 で生成された IQ 時系列信号は、ギガビットイーサネットを通じて User Datagram Protocol (UDP) により PC に転送される。IQ 時系列信号のデータ型と転送レートは SW 処理において選択可能であるが、PC におけるデータ処理量の低減とレンジング誤差 (3.2.2 節) 低減の双方を考慮した結果、データ型を short int 複素数型 (2 バイト × 2)、測定データの転送レートを 10 MHz とした。UDP における IQ 時系列のデータ長は 362 に固定されているため、USRP2 は 36.2 μ s 毎に PC へデータ転送を行う。

3.2.2 レンジング

大気レーダーに從来使用されてきたデジタル信号処理ボードは、A/D サンプリングを開始するためのトリガ信号入力端子を備えている。そのため、従来のデジタル信号処理ボードは、送信開始の制御信号をトリガ

信号として使用することで、レンジングを行っている。しかし、汎用の SW 無線機であるためトリガ信号入力端子を備えない USRP2 は、PC へ連続データ転送を行うことしかできない。そのため、送信側から受信側に漏れこむ送信パルス信号をトリガ信号として利用することで、PC 上の SW 信号処理によりレンジングを実現した。

図 4 に、送信側から受信側に漏れ込んだ送信パルスの振幅と位相の測定例を示す。漏れこんだ送信パルスの信号レベルは受信信号レベルと比較して十分大きい。そのため、固定の閾値を設けることで漏れこみ送信パルスの検出が可能である。図 5 に漏れこみ送信パルスの検出方法の説明図を示す。漏れこみ送信パルスの立ち上がり・位相変調された最初のサブパルス・最後のサブパルスの 3箇所における閾値判定により送信パルスの連続性を確認することで、インパルス雑音による漏れこみ送信パルスの誤検出を防いでいる。

デジタル受信機におけるレンジング精度は、USRP2 から PC へのデータ転送レートで決定される。デジタル受信機で用いた 10 MHz のデータ転送レートは ± 7.5 m のレンジ不確定性の原因となるが、対象とする大気現象は数 10 m もしくは以上の鉛直スケールを対象としているため、このレンジ不確定性は実測定における問題とはならない。1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーによる連続フィールド測定からも、レンジ誤差が測定結果に影響を与えないことを確認済みである。

送受信機とデジタル受信機の同期を保証するため、漏れこみ送信パルスの位相情報を利用した。漏れこみ送信パルスには、位相変調に伴う 0° あるいは 180° への位相変化が明瞭に見られる（図 4）。そのため、漏れこみ送信パルスのサブパルスごとに位相を確認する機能を付加することで、送受信機とデジタル受信機の同期を保証した 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーの連続運用を実現した。

3.2.3 スレッドを用いた信号処理プログラムの並列動作

デジタル受信機における USRP2 から PC への転送データ量は 40 MB/s であるため、オンライン信号処理（レンジング・パルス圧縮の復号・平均処理）を行わな

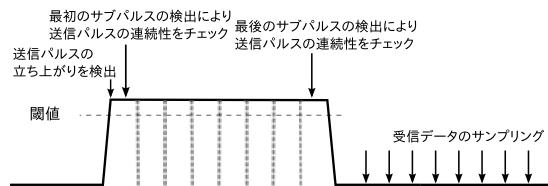


図 5: 漏れ込み送信パルスの検出方法の説明図

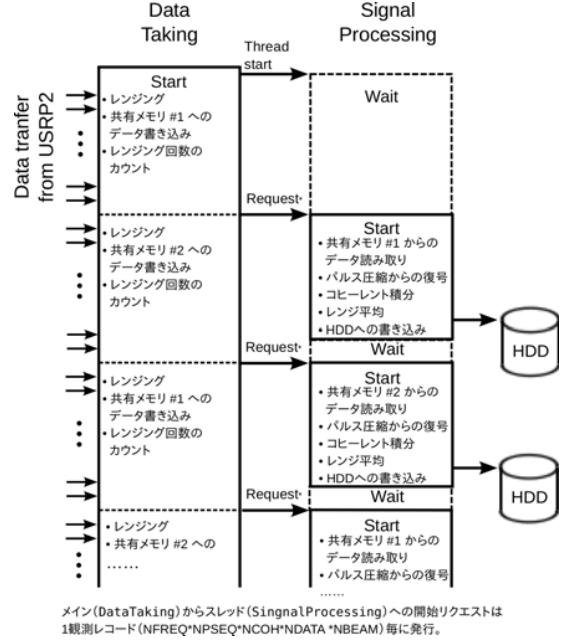


図 6: PC 上のオンライン信号処理における信号処理タイミングの制御

い場合は、1 日あたりのハードディスク（HDD）保存データ量が 3 TB 以上となる。そのため、PC で実施するオンライン信号処理により HDD に保存するデータ量 1 日あたり 100 GB 程度もしくはそれ以下に減ることで、HDD の容量による制約が少ない連続測定を実現した。PC におけるオンライン信号処理においては、 $36.2 \mu\text{s}$ 毎に USRP2 から PC に転送されるデータを受信しながら、並行してオンライン信号処理を行う必要がある。そのため、Boost のスレッドライブラリを用いることで USRP2 からのデータ受信とレンジングを行うスレッド（Data Taking）とパルス圧縮の復号・平均処理・HDD へのデータ保存を行うスレッド（Signal Processing）を並列実行している。

図 6 に、Data Taking と Signal Processing 間の信号処理タイミング制御を示す。両スレッド間でのデータ競合を防ぐため、レンジングされたデータはダブルバッファメモリに保存される（図 3）。Data Taking は USRP2 からの転送データに対してレンジングを行い、1 レコード分（1 ビーム分の時系列データの取得を 1 レコードとして扱う）のデータをダブルバッファメモリのいずれかに連続して書き込む。Data Taking は、スレッド制御により Data Taking が書き込み中のバッファメモリ領域に対して Signal Processing がアクセスすることを防いでいる。Signal Processing は、Data Taking により 1 レコード分のレンジング後データがバッファメモリに書き込まれたことをスレッド制御により確認したのち、パルス圧縮の復号及び平均処理を行う。

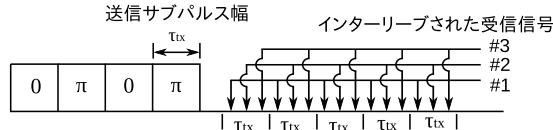


図 7: OS された受信信号に対してパルス圧縮の復号を行なうために実施する、レンジ方向インターリープの説明図

3.2.4 オーバサンプリングした受信信号に対するパルス圧縮の復号処理

Signal Processing は、RIM で要求される複数の周波数送信（最大 5 周波）のそれぞれで得られた時系列信号に対してパルス圧縮の復号と平均化を行う機能を備えている。さらに、OS した受信信号に対してパルス圧縮の復号処理を行うため、レンジ方向のインターリープにより受信信号に対して送信サブパルス幅相当のサンプル間隔を等価的に持たせることで、レンジ方向に隣接するインターリープ後の受信信号が互いに相関を持たないよう工夫した。説明のため、図 7 は 3 倍 OS を行った受信信号に対するレンジ方向インターリープの例を示す。レンジ方向に 3 点おきにサンプルを行うことで、インターリープされた #1～#3 のそれぞれが、送信サブパルス幅に相当するサンプリング間隔を持つ。そのため、インターリープされた #1～#3 のそれぞれに対してパルス圧縮の復号を行うことで、OS された信号に対するパルス圧縮の復号が実現できる。インターリープされた #1～#3 は、パルス圧縮の復号後に元のレンジ方向サンプリングの順番に一致するようリストアする。レンジ方向にリストアされた信号に対し、平均処理が実施される。

4 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーの測定例

2012 年 6 月から 7 月にかけて、滋賀県甲賀市の信楽 MU 観測所において 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーの連続観測を実施した。観測には、RIM を行なうために 5 周波 (1357.0, 1357.25, 1357.50, 1357.75, 1358.0 MHz) を送信毎に切り替え（図 2）、さらに 1 μ s の送信サブパルス幅に対して 10 MHz の IF 受信信号サンプリング（すなわち、10 倍 OS）を実施した。デジタル受信機では、5 周波のそれぞれで得られた受信時系列信号に対してコヒーレント積分を行うことで、USRP2 から PC に転送される多量の受信データ (40 MB/s) を連続でハードディスクに保存するのに十分な程度 (4.3 MB/2.7 s) に減じた（図 3）。また、10 倍 OS を行った信号をインターリープすることで、OS した信号のパル

ス圧縮復号を実施した（図 7）。さらに、送信サブパルスの位相検出によりデジタル受信機と既設の送受信機の同期を確保することで、安定した連続測定を保証した（図 4 及び 5）。

開発したデジタル受信機を用いることで、従来にない RIM と OS の同時実施が可能となった。従来の RIM のみの測定に対する、RIM と OS の同時実施の優位性を図 8 に示す。図の太線は RIM に加えて 10 倍 OS を行った場合のエコー強度の高度プロファイルである。10 倍 OS はレンジ間隔 15 m のサンプリングに相当する。比較のため、レンジ方向の受信データを 10 個ごとに取り出すことで OS がない（すなわち、送信サブパルス幅に対応するレンジ間隔 150 m のサンプリングを行った）受信信号を生成し、RIM を行った。図の細線が RIM のみ・OS なしの場合におけるエコー強度の高度プロファイルである。図におけるサンプルレンジ中心 (0.60, 0.75, 0.90, 1.05, 1.20 km) において、OS のあり・なしにかかわらず測定結果は等しい。しかし、OS がない場合のサンプルレンジ端 (0.675, 0.825, 0.975, 1.125 km) においては、送信パルス端付近における送信電力減少が顕著であるため、OS なしの場合は OS ありの場合と比較して 5~10 dB の受信電力減少が発生する。また、OS がない場合の受信電力減少は、レンジ中心から ± 30 m 程度しか離れていないレンジ位置でも見られる。

大気乱流の早期検出は航空機の安全運航確保や積乱雲発生の早期予測に有望であるため、鉛直スケール 100 m 程度の小スケール大気乱流を制約なく検出することが、次世代の大気レーダーに求められている。図 8 に示す測定事実は、OS 付き RIM が小スケール大気乱流検出に不可欠であることを示している。

5 まとめ

次世代の大気レーダーにおいて、レンジイメージング (RIM)・オーバーサンプリング (OS)・アダプティブルッタ抑圧など、大気乱流の高精度測定に不可欠な測定機能が求められている。高価なデジタル信号処理ボードを用いた従来の大気レーダーにおけるオンライン信号処理は、価格の面からこれらの新しい測定機能の開発及び実装の障壁となるのみならず、開発した信号処理プログラムの再利用及び変更が困難である問題点がある。そのため、信号処理の実装、変更及び再構成が容易であるコンフィギュラブルな特長を有し、かつ安価な大気レーダー用デジタル受信機が必要である。本報告では、RIM と OS 機能を実装した 1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーを対象に、そのシステム構成と開発したデジタル受信機の機能を記述した。また、1.3 GHz

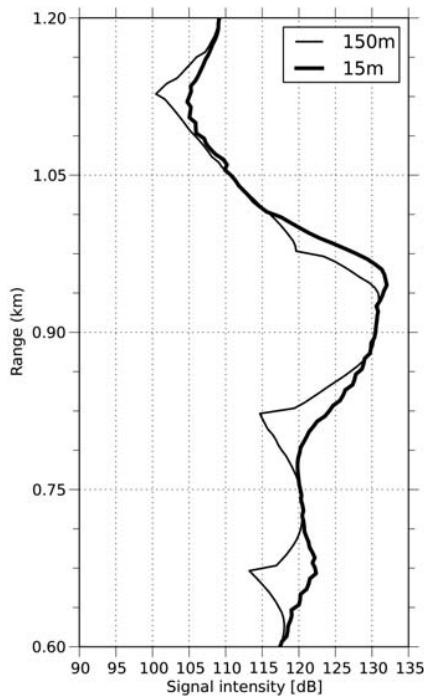


図 8: 2012 年 6 月 22 日の 14 時 11 分 00 秒において、RIM 大気レーダーで得られた受信エコー強度の高度プロファイル。太線は RIM に加えて 10 倍の OS を行った測定結果を、細線は RIM のみの測定結果をそれぞれ示す。RIM はレンジ間隔 5 m で実施している。

帶 RIM 大気レーダーを用いたフィールド測定により、OS 付き RIM が小スケール大気乱流検出に不可欠であることを示した。

開発した大気レーダー用受信機は、10 MHz の IF 受信信号サンプリングによる OS の実現・汎用プログラム言語である C++ の利用によるコンフィギュラブルな信号処理プログラム開発の実現・多チャンネル受信に不可欠な低価格（40 万円程度）の実現、などの特長を有する。今後は、1.3 GHz 帯 RIM 大気レーダーを用いた大気乱流観測を通じ、大気科学的観点からの大気乱流物理過程の解明のみならず、実利用（航空機の安全運航確保など）に繋がる乱気流の早期検出手法の開発を実施する。さらに、大気レーダー用受信機のこれまでの開発成果をベースに、アダプティブラッタ抑圧やコヒーレントレンジイメージングに必要となる複数の受信機の同期など、次世代大気レーダー用受信機に要求される技術開発を引き続き行っていく。

謝辞

本研究課題は、独立行政法人科学技術振興機構の研究成果展開事業 研究成果最適展開支援プログラム（A-STEP）フィージビリティスタディ【FS】ステージ探

索タイプ（課題番号 AS232Z00186A）の助成により実施された。また、本研究の一部は、科研費基盤研究 B（課題番号 23340142）及び京都大学生存圈研究所による生存圏ミッション研究（国際共同研究）の助成を受けて実施されている。

参考文献

- [1] Fukao, S., Recent advances in atmospheric radar study, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, vol.85B, pp.215-239, doi:10.2151/jmsj.85B.215, 2007.
- [2] Ishihara, M., Y. Kato, T. Abo, T., K. Kobayashi, and Y. Izumikawa, Characteristics and performance of the operational wind profiler network of the Japan Meteorological Agency, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, vol.84, no.6, pp.1085-1096, doi:10.2151/jmsj.84.1085, 2006.
- [3] Wilson, R., Turbulent diffusivity in the free atmosphere inferred from MST radar measurements: a review, *Ann. Geophys.*, vol.22, 3869-3887, 2004.
- [4] Yamamoto, M. K., New observations by wind profiling radars, in *Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications*, J. Bech and J. L. Chau ed., pp.247-270, InTech, Rijeka, Croatia, ISBN:978-953-51-0496-4, doi:10.5772/37140, 2012
- [5] Luce, H., T. Mega, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, S. Fukao, N. Nishi, T. Tajiri, and M. Nakazato, Observations of Kelvin-Helmholtz instability at a cloud base with the middle and upper atmosphere (MU) and weather radars, *J. Geophys. Res.*, vol.115, D19116, doi:10.1029/2009JD013519, 2010.
- [6] Mega, T., M. K. Yamamoto, H. Luce, Y. Tabata, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, M. D. Yamanaka, and S. Fukao, Turbulence generation by Kelvin-Helmholtz instability in the tropical tropopause layer observed with a 47 MHz range imaging radar, *J. Geophys. Res.*, vol.115, D18115, doi:10.1029/2010JD013864, 2010.
- [7] Wilczak, J. M. and Coauthors, Contamination of wind profiler data by migrating birds: characteristics of corrupted data and potential solutions. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, vol.12, no.3, pp.449-467, doi:10.1175/1520-0426(1995)012<0449:COWPDB>2.0.CO;2, 1995.
- [8] Kamio, K., K. Nishimura, and T. Sato, Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars, *Ann. Geophys.*, vol.22, no.11, pp.4005-4012, doi:10.5194/angeo-22-4005-2004, 2004.
- [9] Chen, J.-S. and M. Zecha, Multiple-frequency range imaging using the OSWIN VHF radar: Phase calibration and first results, *Radio Sci.*, vol.44, RS1010, doi:10.1029/2008RS003916, 2009.
- [10] UHD - USRP Hardware Driver (http://files.ettus.com/uhd_docs/manual/html/).

High Range Resolution Measurement of Wind and Turbulence Using Range Imaging and Oversampling

Masayuki K. Yamamoto¹, Noor Hafizah Binti Abdul Aziz^{1,2}, Toshiyuki Fujita¹, Hiroyuki Hashiguchi¹, and Mamoru Yamamoto¹

¹Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan.

²Faculty of Electrical Engineering, Universiti Teknologi MARA (UiTM), Malaysia.

Color version of PDF document can be downloaded from
http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/~m-yamamo/proceedings/2012/0830_murear_sympo/

1. Introduction

Wind profiler radar (WPR) is a useful means to measure altitude profiles of vertical and horizontal wind velocities with high time and vertical resolutions (Hocking, 2011). In Japan, Wind Profiler Network and Data Acquisition System (WINDAS) is operated to monitor nationwide wind profiles. The wind profiles measured by WINDAS are used to improve accuracy of numerical weather prediction (Ishihara et. al., 2006). However, range resolution of WPRs, which is determined by their transmitted pulse width, is typically 100-300 m and hence is not sufficient for resolving fine-scale structure of turbulence.

Range imaging (RIM) is a technique that improves range resolution down to several ten m by using frequency diversity and adaptive signal processing (Yamamoto, 2012a). Because high range resolution attained by RIM is useful for resolving fine-scale structure of atmospheric turbulence such as Kelvin-Helmholtz billows, it is useful not only for scientific research (clarifying dynamical processes in the atmosphere) but also for practical use (early detection of turbulence). The WPRs used for WINDAS are planned to be replaced to RIM radars so that WINDAS can make warnings to aircrafts by detecting an onset of strong turbulence (Hashiguchi et. al, 2012). Because 1.3-GHz frequency band is used for practical use such as WINDAS, we are developing an 1.3-GHz RIM radar.

In section 2, we briefly present the system outline of the 1.3-GHz RIM radar. In section 3, signal processing for the 1.3-GHz RIM radar is described. In section 4, using the measurement results by 1.3-GHz radar, we demonstrate that a combination of RIM and oversampling has sufficient capability of detecting small-scale turbulence with a vertical scale as small as 100 m.

2. 1.3-GHz RIM Radar with Software-Defined Receiver

Figure 1 shows the outlook of 1.3-GHz RIM radar. The 1.3-GHz RIM radar uses the antenna and TX and RX Units designed for a 1.3-GHz WPR referred to as LQ-7. Figure 2 shows a block diagram of the 1.3-GHz RIM radar. The hardware to switch transmitted frequencies is additionally installed to implement RIM measurement facility. In the outdoor TX and RX Units, RF received signals collected by 7 antennas are converted into IF (130-MHz). The converted IF received signals are synthesized and then sampled by the indoor digital receiver composed of general-purpose software radio receiver designated as Universal Software Radio Peripheral 2 (USRP2) and personal computer (PC).



Figure 1: Picture of 1.3-GHz RIM Radar developed at Shigaraki MU Observatory, Japan.

Most of the WPRs perform digital signal processing using Field-Programmable Gate Array (FPGA) and Digital Signal Processor (DSP). However, FPGA and DSP require not only expensive software development environment but also hardware purchase cost. Further, they require vendor-specified development skill. Therefore, in order to implement on-line signal processing necessary for the 1.3-GHz RIM radar, we newly developed the cheap (< 4000 USD) and high sampling (10 MHz) radar digital receiver using USRP2 and PC (Yamamoto, et. al., 2012b).

USRP2 executes phase detection to produce IQ signals and then transfers IQ time series to PC through the Gigabit Ethernet. PC executes on-line signal processing (ranging, decoding of phase-modulated signals, averaging) and finally stores data to the hard disk. PC is capable of performing on-line signal processing every time series collected by different frequencies (i.e., on-line signal processing required for RIM) and decoding phase-modulated signals for oversampled signal.

High-range-resolution time series are computed by off-line adaptive signal processing of RIM. The details of offline signal processing are described in section 3.

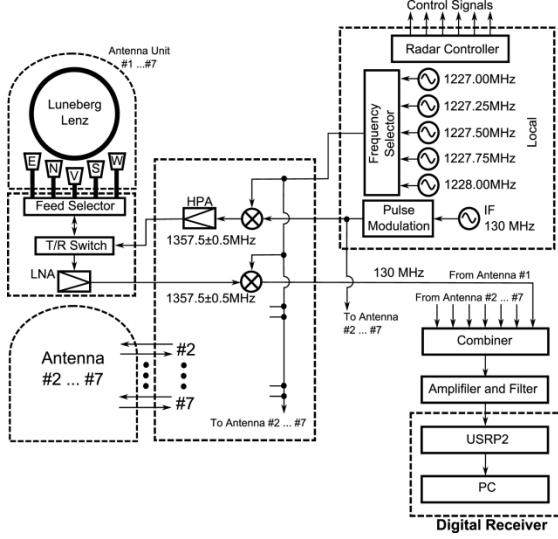


Figure 2: Block diagram of the 1.3-GHz RIM radar.

3. Development of Offline Signal Processing Software

3.1 Programming Language

Off-line radar signal processing software has been developed in order to produce high-range-resolution time series using RIM and to estimate spectral parameters (i.e. echo power, Doppler velocity and spectrum width). We developed the software using Python and NumPy, SciPy, and Matplotlib libraries for the following reasons:

- 1) Python and the libraries runs on both Windows and Linux (i.e. high portability) without changing program codes,
- 2) NumPy and SciPy provide methods necessary for RIM (i.e., fast signal processing for complex array and matrix) and spectral parameter estimation (i.e., FFT, fast signal processing for array), and
- 3) Matplotlib provides abundant methods to visualize estimated values of spectral parameters and measured Doppler spectra.

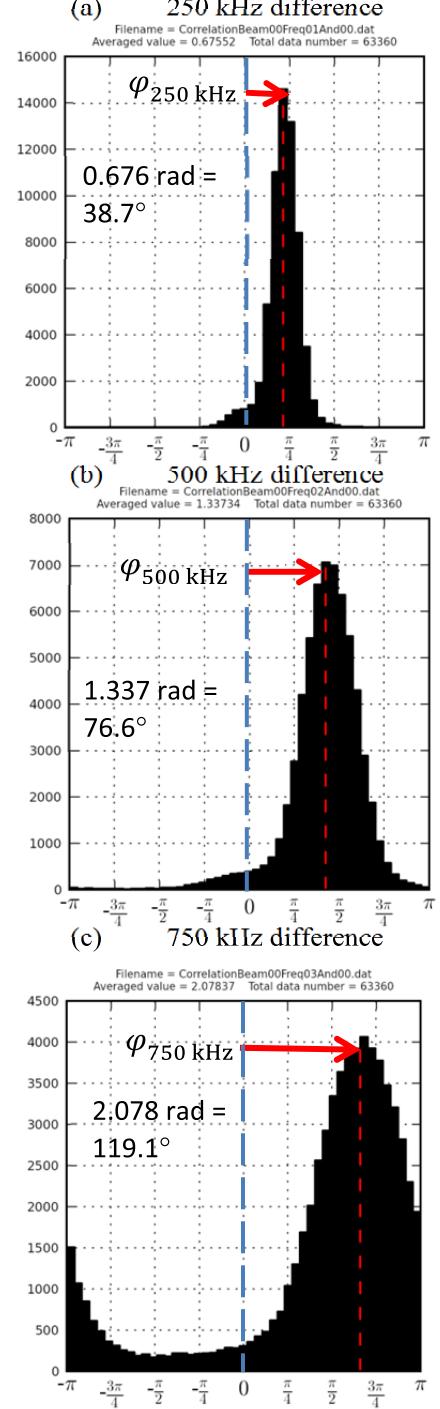


Figure 3: Histograms of phase term of cross correlation between time series at 1357.0 MHz and at (a) 1357.2 (b) 1357.50, (c) 1357.75, and (d) 1358.00 MHz.

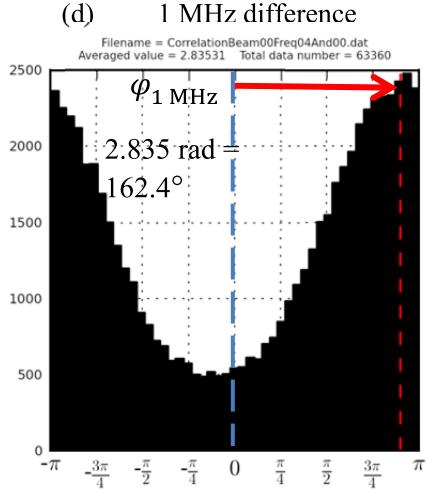


Figure 3: (continued).

3.2 Phase Calibration in RIM

For adaptive signal processing of RIM, Capon method (Capon, 1969), which attains both small computation cost and high range resolution, is used. For Capon method, steering vector \mathbf{e} needs to be identified to calculate time series at subranges. \mathbf{e} at range r is given by $\mathbf{e} = (\mathbf{e}^{-2jk_1r+j\varphi_1}, \mathbf{e}^{-2jk_2r+j\varphi_2}, \dots, \mathbf{e}^{-2jk_Nr+j\varphi_N})$, where k_m is carrier wave number and φ_m is phase delay throughout the transmission and reception. In order to determine \mathbf{e} , φ_m (or $\varphi_m - \varphi_1$) needs to be determined by measurement. $\varphi_m - \varphi_1$ is able to be measured from the phase term of cross correlation between the two received time series at different frequencies.

Figure 3 shows histograms of the phase term between time series at 1357.0 MHz and at (a) 1357.25, (b) 1357.50, (c) 1357.75, and (d) 1358.00 MHz obtained by the measurement on 22 June 2012. From the averages of phase term, $\varphi_m - \varphi_1$ ($m = 2, \dots, 5$) were determined to be $38.7^\circ, 76.6^\circ, 119.1^\circ$ and 162.4° for the four cases. Because the value of phase term increases in proportion to an increase in the frequency difference, the values confirm that RIM is able to be performed with sufficient accuracy. The values of $\varphi_m - \varphi_1$ are used for determining \mathbf{e} .

3.3 Flow of Offline RIM Signal Processing

Figure 4 shows a flow of offline signal processing for the 1.3-GHz RIM radar. In the time series signal processing, the time series are collected every one record and then low-pass filtered for clutter mitigation. In order to compute high-range-resolution time series, adaptive signal processing using Capon method is carried out. In the spectral parameter estimation, the high-range-resolution time series

are used to calculate Doppler spectrum using FFT. From the Doppler spectrum, noise level is estimated. Because of low-pass filtering, near-DC part of the Doppler spectrum is removed and then interpolated. Finally, spectral parameters are estimated using the interpolated Doppler spectrum, noise level, and moment method. Results of spectral parameter estimation is able to be checked manually. Finally, spectral parameters are stored to the hard disk drive.

4. Measurement Results

4.1 Mitigation of Range-Weighting Effect by Oversampling

Though RIM attains high range resolution down to several ten m, owing to the finite width of transmitted pulse, received signal level decreases at subgates near the edge of range gate. This effect, referred to as range-weighting effect, can hinder detection of small-scale turbulence.

Oversampling, which samples received signals with a sampling rate higher than that determined by the transmitted pulse width, is capable of mitigating range-weighting effect. To compare the result with oversampling to that without oversampling, we used data collected by 1-μs transmitted pulse width and 10-MHz sampling (i.e., 10 times oversampling). Data without oversampling are produced by resampling the original data every 10 range gates. Because 1-μs transmitted pulse width is used, sampling interval without oversampling is 150 m in range. RIM was carried out at subgates with 5-m range intervals. Figure 5a shows Doppler spectra with RIM and without oversampling. Because the received data were sampled every 150 m, there are significant decreases in the received power near the edges of sample range gates (0.675, 0.825, 0.975, 1.125 km). Figure 5b shows Doppler spectra with RIM and ten times oversampling. By overlapping and shifting sample gates within the resolution determined by the transmitted pulse width (i.e., 150 m), a gap in the received power as seen in Figure 5a is not observed.

Figure 5c shows height profiles of echo power for the two cases. At the center of sample range gate (i.e., 0.60, 0.75, 0.90, 1.05, 1.20 km), two echo power have the same value. However, near the edges of sample range gates, echo power for the case without oversampling decreases from 5 to 10 dB compared with the case with oversampling. This result demonstrates that oversampling is extremely useful for improving accuracy in RIM measurement.

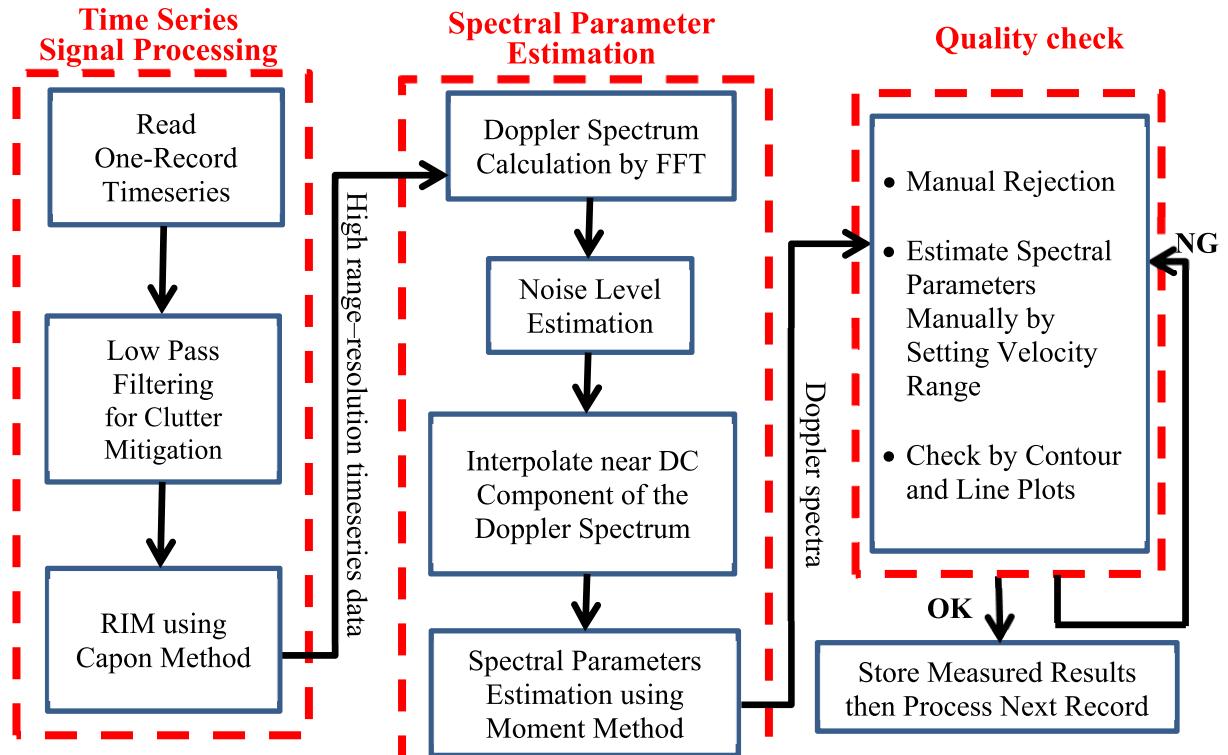


Figure 4: Flow of offline signal processing.

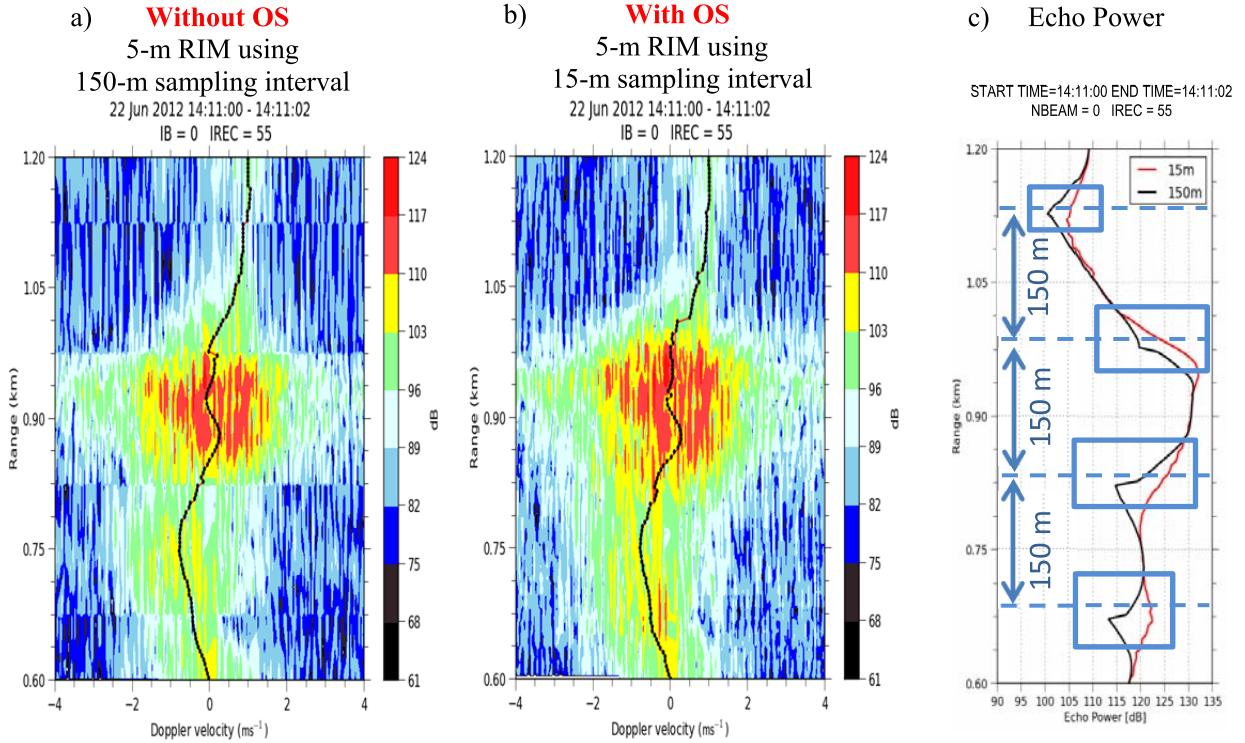


Figure 5: Doppler Spectra (a) with 5-m RIM and without oversampling (i.e., 150-m sampling) and (b) with 5-m RIM and oversampling (15-m sampling interval). (c) Echo power for the spectra without oversampling (black) and with oversampling (red).

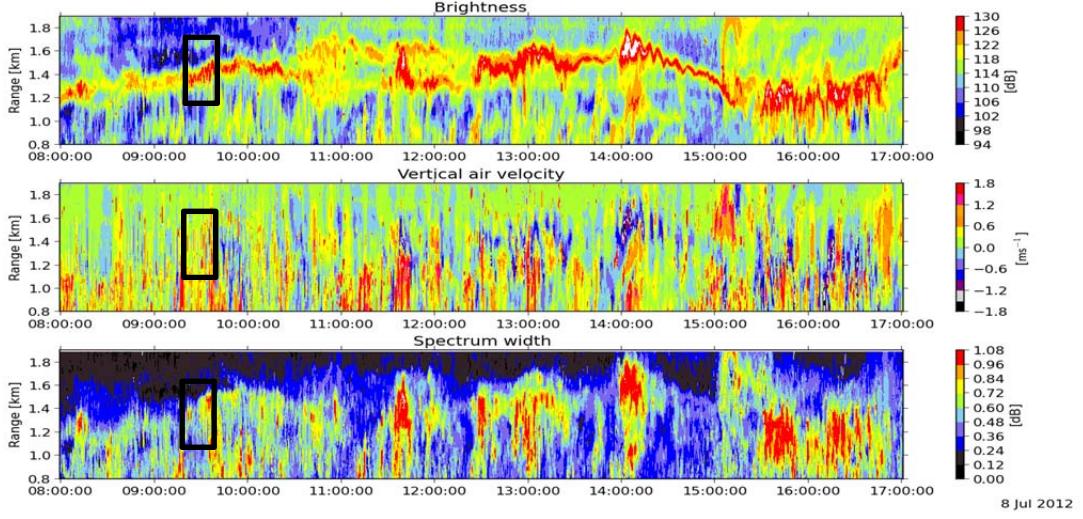


Figure 6: Time range plots of (a) echo power, (b) vertical air velocity, and (c) spectrum width measured by the vertical beam from 08:00 to 17:00 on 8th July 2012.

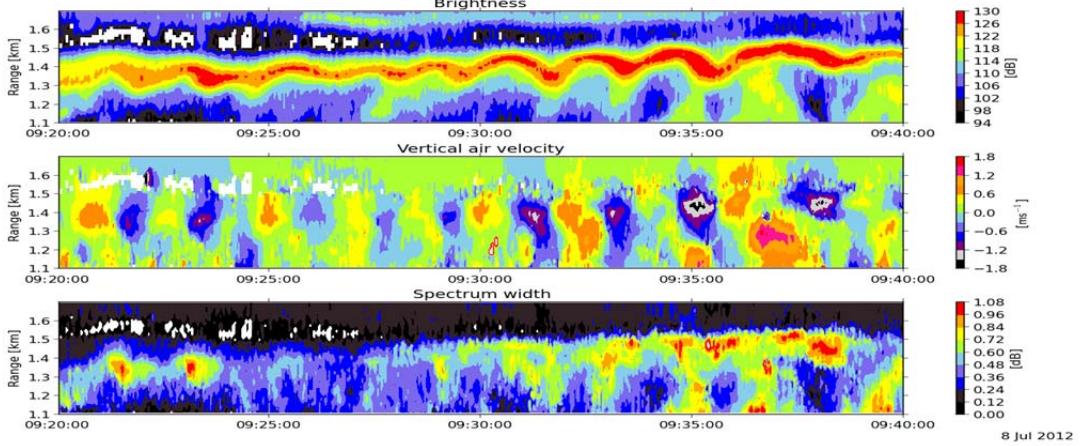


Figure 7: Same as Figure 5 except from 09:20 to 09:40 on 8th July 2012.

4.2. Instability at the Upper Boundary of the Boundary Layer

Figure 6 shows a result of continuous measurement in the boundary layer on 8th July 2012. Strong echo power greater than 122 dB at 1.2–1.6 km indicates the location of temperature inversion at top of boundary layer. Inside the boundary layer, strong perturbations were observed in vertical air velocity. The perturbations indicate the presence of thermals and air mass mixing.

Figure 7 shows an example of measured small-scale turbulence. Strong oscillation with a time scale of about 2 min, which indicates the presence of atmospheric instability, is clearly seen in vertical air velocity. Inversion layer at the top of boundary layer, presented by echo power greater than 122 dB, ascends or descends in association with the upward or downward air

velocity. The results demonstrate that the 1.3-GHz RIM radar can detect instability with a vertical scale as small as 100 m.

5. Conclusion

In the report, first, we presented the system outline and off-line RIM signal processing of the 1.3-GHz RIM radar. The offline signal processing software uses Python and NumPy, SciPy and Matplotlib libraries. The software contains the functions to compute high-range-resolution time series using Capon method, to estimate spectral parameters (i.e., echo power, Doppler velocity, and spectrum width), and to check estimation results manually using both console and mouse operation. Using the measurement results by the 1.3-GHz RIM radar, we have demonstrated that a combination of

RIM and oversampling is capable of resolving turbulence structure with a vertical scale as small as 100 m.

Acknowledgement

This research was supported by Adaptable and Seamless Technology Transfer Program through Target-Driven R&D (A-STEP) Exploratory Research (Research No. AS232Z00186A).

References

1. Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57(8), 1408-418, doi :10.1109/PROC.1969.7278.
2. Hocking, W.K., 2011, A review of Mesosphere-Stratosphere-Troposphere (MST) radar developments and studies, circa 1997-2008, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 73, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.009.
3. 橋口浩之 (Hashiguchi, H.), 山本衛, 東邦昭, 川村誠治, 足立アホロ, 梶原佑介, 別所康太郎, 黒須政信, 航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発, this issue.
4. Ishihara, M., et. al., 2006, Characteristics and performance of the operational wind profiler network of the Japan Meteorological Agency, J. Meteorol. Soc. of Jpn., 84(6), 1085-1096, doi:10.2151/jmsj.84.1085.
5. Yamamoto, M.K., 2012a, New observations by wind profiling radars, in Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, J. Bech and J. L. Chau ed., InTech, Rijeka, Croatia, 247-270, doi:10.5772/37140.
6. 山本真之 (Yamamoto, M.K.) , 藤田俊之, Noor Hafizah Binti Abdul Aziz, 橋口浩之, 山本衛, 2012b, ソフトウェア無線技術を用いた大気レーダー用高速サンプリング受信機の開発, 2012 年度日本気象学会関西支部年会講演予稿集, 23-24, 2012 年 6 月, 大阪府大阪市.

Tropospheric turbulence characteristics derived from original radar and balloon data comparisons

H. Luce¹, R. Wilson², H. Hashiguchi³, F. Dalaudier², N. Nishi⁴, Y. Shibagaki⁵, N. Yabuki³, J. Furumoto³ and S. Fukao⁶

¹South-Toulon Var University, La Garde, France

²LATMOS-IPSL, UPMC University of Paris 06, University of Versailles St-Quentin, CNRS/INSU, UMR 8190, Paris, France.

³Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Uji, Japan.

⁴Division of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto, Japan

⁵Osaka Electro-Communication University, Neyagawa, Japan

⁶Department of Space Communication Engineering, Fukui University of Technology, Fukui, Japan

Abstract

Progresses on studies about refractivity turbulence based on concurrent balloon and MUR observations performed in September 2011 (TANUKI2011) are reported. MUR was continuously operated in range-imaging mode for 3 weeks and 59 RS92G Vaisala radiosondes were launched (36 during night time). The raw balloon data were processed using methods recently developed by Wilson et al. (2010, 2011) for detecting overturning regions produced by turbulent stirring or instabilities in potential temperature profiles and for estimating the refractivity turbulence structure constant C_n^2 . In the troposphere, about 90 % of the selected overturning regions were associated with non aspect sensitive radar echoes, consistent with the detection of isotropic turbulence. The correlation coefficient between C_n^2 and MUR echo power (corrected from range attenuation effects) Pr was about 0.8 in the height range of the selected overturning regions. A statistical analysis confirmed the proportionality between C_n^2 and Pr permitting us to calibrate MUR for absolute C_n^2 measurements in range-imaging mode.

1. Introduction

A field campaign was conducted at Shigaraki MU observatory with funding supports from RISH and LATMOS. MUR was operated in range-imaging mode for monitoring the lower atmosphere at high time and range resolutions (~24 s and 30 m typically). 36 Vaisala RS92G radiosondes were launched during night time for PTU and wind measurements. The balloons were under inflated and the raw (1-Hz sampling) balloon data were processed so as to obtain a vertical resolution of 3~5 m (instead of 10 m or more for standard

conditions). The campaign aimed at studying small-scale refractivity turbulence in the troposphere through original comparisons between high resolution balloon and MUR data.

2. Data processing

2.1 Balloon data

By essence, stirring by turbulence and overturns due to instabilities produce statically unstable regions (i.e., local superadiabatic lapse rates). On certain conditions, the latter can be detected from the Thorpe sorting of potential density (or potential temperature) profiles (Thorpe, 1977). The practical application to atmospheric data was recently refined by Wilson et al. (2010, 2011) through the development of objective and robust methods for rejecting artificial overturns produced by noise. The methods are based on an optimal filtering and a statistical test for rejecting artificial overturns with a given statistical confidence (e.g., 95 %). The minimum detectable depth of the overturns primarily depends on both the instrumental noise level and the background stability of the stratification.

From high resolution (~20 cm) balloon data, Wilson et al. (2012, under preparation) showed that the averaged temperature spectrum and second- and third-order structure functions in the selected overturning events closely follow the Kolmogorov-Obukhov-Corrsin (KOC) model at 10^0 - 10^1 m scales, at least for segments longer than 50 m (for which estimates can be made). This important outcome makes it possible to estimate the temperature structure constant C_T^2 for the selected regions. C_T^2 is a measure of the temperature turbulence for a stationary, locally homogeneous, and isotropic turbulence in the inertial subrange. C_T^2 can

be estimated from 1) temperature spectra, 2) temperature structure functions, 3) temperature variance (Wilson et al., 2012, under preparation). All the methods, even though not entirely independent, provide very similar C_T^2 estimates, giving extra credence into the interpretation of this parameter into the framework of the KOC model.

2.2 Radar data

During the campaign, MUR was operated with five equally spaced frequencies from 46.0 MHz to 47.0 MHz. The radar antenna beam was steered into three directions (one vertical and two oblique directions at 10° off zenith toward North and East). The acquisition time for one profile is ~24.5 s. The vertical sampling was arbitrarily set to 5 m (it is not the range resolution, since it depends on SNR) from the altitudes of 1.245 km to 20.445 km ASL.

Because of the different nature of the observables, an ongoing issue is how to compare parameters estimated from radar and balloon data. The problem is here compounded by the fact that the comparisons are made at unprecedented high vertical resolutions. The temporal averaging of the radar profiles was arbitrarily set to 10 min and the radar profiles were reconstructed by taking the wind advection of the air parcels into account.

3. Results

3.1 Qualitative comparisons

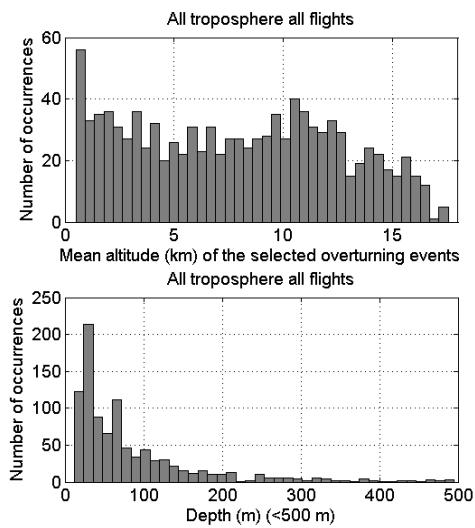


Figure 1. (Top) Distribution of the mean height of the selected overturns for the 36 flights. (Bottom) The corresponding distribution of depth (< 500 m). 1.7 % only of the overturning regions exceeded 500 m.

A total of 1044 overturning regions were ascribed to atmospheric turbulent layers with the criteria described in section 2.1 (and 1038 were attributed to noise effect). 72 selected regions were found below the first altitude sampled by MUR and, thus, were not used when comparing with radar data.

Figure 1 shows a relatively homogeneous frequency distribution of the mean altitude of the 1044 selected regions up to the altitude of 13 km (with a noticeable peak around 11 km). The decreasing distribution above 13 km is likely not meaningful because, at least, partly due to the variations of the tropopause height. There is also a maximum near the ground (384 m ASL) and may be ascribed to turbulence that is commonly observed in the planetary boundary layer. The minimum and maximum depths are 12 m and 1539 m, respectively. The depth distribution has a narrow peak around 30-40 m. The mean and median values are 99.1 m and 60.0 m, respectively. 43.4 % of the selected regions are thinner than 50 m and 1.7% of these regions are deeper than 500 m. In average, the selected regions fill 18.2 % of the total depth of the troposphere. 84.4 % of the rejected regions are thinner than 50 m.

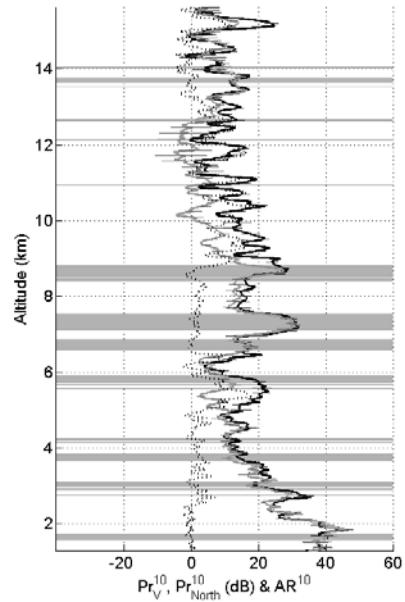


Figure 2: Vertical profiles of Pr_V^{10} (black line), Pr_{North}^{10} (gray line) and AR^{10} (dotted black line) up to the thermal tropopause associated with the flight 37. The superscript indicates the averaging time (here, 10 min). The variability of the radar data is given by the standard deviations (horizontal solid lines) every 150 m (not every 5 m, for legibility of the figure). The gray rectangles depict the vertical extent of the overturning regions.

Figure 2 shows the 10-min averaged profiles of radar echo power (dB) corrected from the range attenuation effects (i.e. $P^{10} \times r^2$ hereafter noted Pr^{10}) for the vertical and north beams and the corresponding radar aspect ratio $AR^{10} = P_V^{10} / P_{\text{North}}^{10}$ (dB) for the flight 37. It clearly appears that the deepest overturns are associated with peaks of echo power and weak aspect ratios ($AR^{10} \sim 0$ dB) at the altitudes of 4.2 km, 6.6 km, 7.3 km and 8.5 km. Only a single overturn is associated with strong aspect ratio ($AR^{10} \approx 10$ dB) below 6.0 km. In the height range 9–13 km where large aspect ratios were observed, no overturning event was detected.

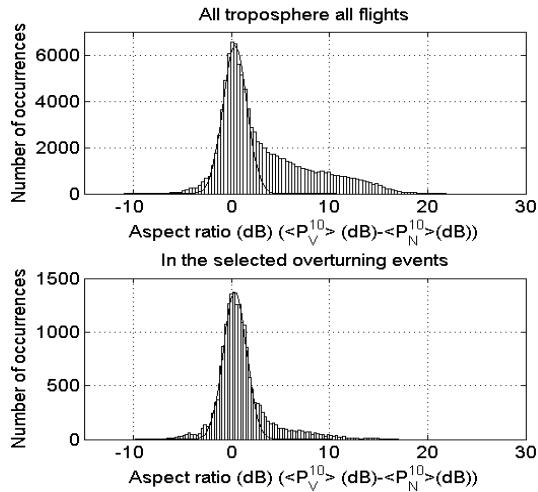


Figure 3: Frequency distributions of radar aspect ratio AR^{10} for the 36 flights: (Top) all the troposphere and (Bottom) in the selected overturning events. Results of Gaussian fits to aspect ratios between -2 dB and +2 dB are shown in black curves.

Figure 3 shows the frequency distribution of AR^{10} for the 36 flights for all the troposphere (top panel) and in the selected overturning events (bottom panel). In the top panel of Figure 3, the asymmetric distribution of AR^{10} around ~ 0 dB was obviously due to enhanced radar echoes overhead in some ranges of the troposphere. On the contrary, the frequency distribution of AR^{10} in the selected overturning events was narrow and nearly symmetric around ~ 0 dB. More than 90% of the selected regions were associated with $AR^{10} < 5$ dB. It is consistent with radar backscattering from nearly isotropic turbulence, and a fortiori with the turbulent nature of the selected overturning regions.

In Figure 2, thin overturning regions were also found near the edges of echo power maxima or at minima of echo power (e.g., at the altitudes of 1.7 km, 3.0 km and 13.8 km). It is impossible to evaluate the relevance of these observations. Even if the radar and the *in situ* sensors detected the same turbulent events, a slight tilt of the layers would produce significant differences in altitudes. For example, a tilt of the isentropic surfaces of 0.1° with respect to the horizontal plane would produce a height difference of 68 m for a horizontal distance of 40 km between the balloon and the radar. Such a height difference, albeit small, is of the order of the depth of the selected regions. Consequently, possible sloping surfaces produced by synoptic scale structures and, beyond, by gravity waves can be a source of significant biases when making quantitative comparisons.

3.2 Comparisons between moist C_n^2 and radar echo power.

From C_T^2 estimates described in subsection 2.1, dry C_n^2 estimates were deduced from the measurements of pressure and temperature according to the expression given by Tatarski (1971). The effect of humidity was taken into account by estimating the squared dry and humid refractive index gradient so as to obtain the moist C_n^2 (see, e.g., Luce et al., 1996, for more details).

Direct comparisons between C_n^2 estimated in the selected regions and radar echo power in the same altitude ranges are relevant for the following reasons:

- 1) If the radar echoes result from isotropic and inertial turbulent backscatter, then $C_n^2 = K \text{Pr}$ where K is a function of the radar operating system parameters. Because K is not well-established for MUR, the comparisons will be made in relative levels.
- 2) From a statistical point of view, the radar echoes associated with the selected layers are not aspect sensitive (Figure 3). It is a necessary condition, consistent with the mechanism of backscattering from isotropic turbulence.
- 3) The knowledge of the fraction of the radar volume which is turbulent (discussed by, e.g., Van Zandt et al, 1978) is less a problem here because the range resolution is greatly improved by the range-imaging technique. This is a crucial advantage with

respect to previous studies based on radar data at a coarser range resolution.

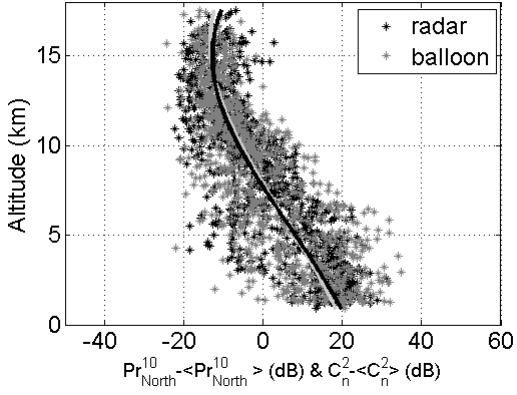


Figure 4a: $\text{Pr}_{\text{North}}^{10} - \langle \text{Pr}_{\text{North}}^{10} \rangle$ and $C_n^2 - \langle C_n^2 \rangle$ (dB) versus altitude. The thick black and light gray curves are the result of a fitting with a polynomial of degree 3.

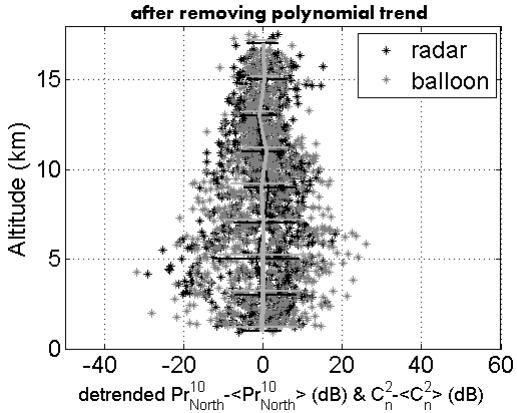


Figure 4b: Same as Figure 4a after removing the polynomial trend. Black and light gray lines are the mean profiles and twice the standard deviation values over segments of 2 km from 0 km.

The scatter plots versus height of $C_n^2 - \langle C_n^2 \rangle$ (dB) and $\text{Pr}_{\text{North}}^{10} - \langle \text{Pr}_{\text{North}}^{10} \rangle$ (dB) for the 36 flights are shown in Figure 4a. A 3rd degree polynomial fitting was applied on C_n^2 and $\text{Pr}_{\text{North}}^{10}$ (solid gray and black curves, respectively). The two polynomial trends are almost identical (except a difference of a few dB below ~3 km). The decrease of C_n^2 and $\text{Pr}_{\text{North}}^{10}$ in the mid-troposphere (about -2.5 dB km^{-1}) is consistent with the trend reported by, e.g., Naström and Eaton (1997) for seasonal variations. Figure 4b shows the distributions versus height of the detrended values. The spread of C_n^2 (dB) versus height is very similar to the spread observed for $\text{Pr}_{\text{North}}^{10}$ (dB) (Figures 4a and 4b). A maximum of spread is found in the height range 4.0-6.0 km (with a dynamics of ~50 dB). The spread decreases from 6.0 km, very likely due to decreasing water

vapour content. Below 3.0 km, relative humidity was less variable than above (not shown), consistent with a smaller spread.

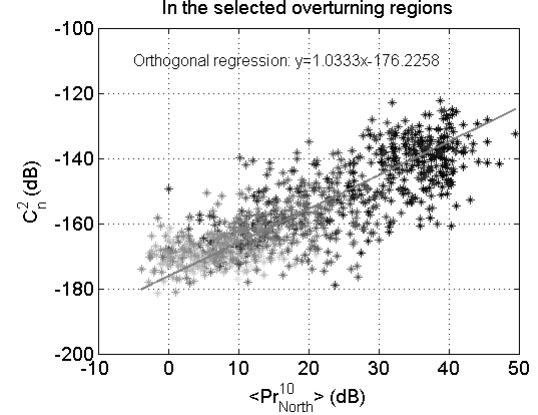


Figure 5: $\text{Pr}_{\text{North}}^{10}$ versus moist C_n^2 (dB). Black and lightest gray crosses correspond to the lowest and highest altitudes, respectively. The solid gray line is the result of a linear fitting using an orthogonal regression.

Figure 5 shows the scatter plot of radar echo power $\text{Pr}_{\text{North}}^{10}$ versus C_n^2 . Nine aberrant values (among the 972 estimates) have been removed. The scatter plot shows a large spread (over 40 dB) but, as already shown in Figure 4, both parameters show similar dynamics. The slope of the linear tendency obtained from an orthogonal linear regression is 1.033 (i.e. close to 1) confirming the proportionality between Pr and C_n^2 . This result gives extra-credence to the interpretation of the radar echoes in terms of pure turbulent scattering. It also upholds the interpretation of the selected regions from balloon data in terms of turbulent layers. The large spread of the scatter plot suggests however that these conclusions are only relevant in a statistical sense (as previously cautioned). However, these results make it possible to perform an empirical radar calibration for absolute C_n^2 measurements from MUR when operated in range-imaging mode by applying a value of ~-176.2 dB for the constant K. By rejecting aspect sensitive echoes, and assuming that all the non aspect-sensitive echoes are related to isotropic turbulence, time-height cross-sections of C_n^2 at high resolutions can be obtained from MUR.

Figure 9a takes together all the 963 estimates of $C_n^2 - \langle C_n^2 \rangle$ and $\text{Pr}_V^{10} - \langle \text{Pr}_V^{10} \rangle$ for the 36 flights. The plots are divided into two panels for legibility. The saw-toothed

shape of the plots results from the decrease with height of C_n^2 and Pr_V^{10} (Figure 4a) related to the decrease of humidity. The plots are alike and the cross-correlation coefficient is ~ 0.819 with a 95 % interval confidence of $+/-0.02$. Such a high correlation is mainly due to the systematic decrease of C_n^2 with height. Using the detrended profiles (Figure 9b), the correlation coefficient is $\sim 0.482 +/- 0.049$. It corresponds to a degree of resemblance between the values deviating from the “general trend” given by the polynomial fit. In order to better evaluate the significance of the estimated cross-correlation coefficients, we performed tests consisting in rearranging randomly the order of the 36 balloon flights. For this purpose, 20 realizations were made. The correlation coefficients were found to be $\sim 0.62-0.64$ without detrend. Such high values can be explained by the systematic decrease of C_n^2 with height. Nevertheless, it is significantly smaller than ~ 0.819 . After detrending, the correlation coefficient was ~ 0 . We thus suitably removed the contributions of the “universal” decrease of C_n^2 with height. Cross-correlation coefficients of ~ 0.50 from detrended profiles are thus significant values and demonstrate that our statistics are also representative of the specific turbulent events detected during each flight.

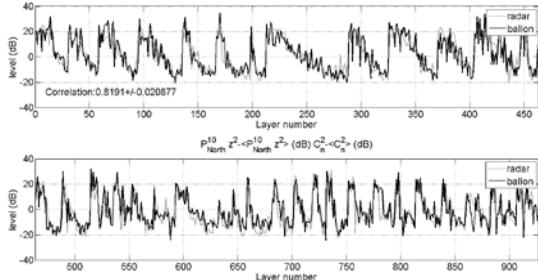


Figure 9a: Comparison of $C_n^2 - \langle C_n^2 \rangle$ and $\text{Pr}_{\text{North}}^{10} - \langle \text{Pr}_{\text{North}}^{10} \rangle$. The correlation of the two series is given with an interval confidence of 95 %.

We performed similar statistics for selected regions deeper than 100 m, expected to be detected by the radar with a larger confidence. Cross-correlation coefficients of $0.859 +/- 0.031$ and $0.549 +/- 0.088$ were found for the original and detrended series. It is significantly higher than the correlation found for the whole dataset, indicating that discrepancies are mainly due to the thinnest layers.

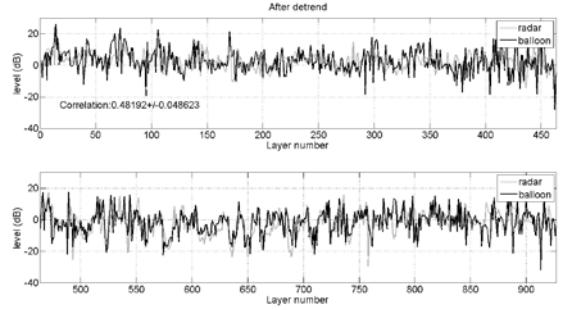


Figure 6b: Same as Figure 6a but after the polynomial detrend in order to remove the main tendency.

Finally, cross-correlation coefficients were also estimated when comparing with radar data averaged over 60 min. We obtained $\sim 0.832 +/- 0.02$ and $\sim 0.501 +/- 0.047$ without and with detrend, respectively. Better correlations can be explained by the higher representativeness of the radar profiles in a statistical sense.

4. Conclusions

The detection of refractivity turbulence in the troposphere and the quantification of its intensity from balloon and VHF radar data were the main topics of this work. For this purpose, we used data collected from MUR and 36 Vaisala radiosondes during field campaign in September 2011.

- The mean and median depths of the overturning regions detected from the raw balloon data were 99.1 m and 60.0 m, respectively. Because the range resolution of MUR in range-imaging mode is typically a few ten meters in the troposphere (instead of 150 m in standard mode), they can be resolved by the radar. The filling factor of the radar volume when estimating C_n^2 from radar measurements (e.g., VanZandt et al., 1978) should not be a problem for most selected regions if their horizontal extent exceeds the first Fresnel zone.

- About 90 % of the selected overturning regions are associated with nearly isotropic radar echoes, consistent with the detection of isotropic turbulence (from both balloon and radar measurements).

- Conversely, zenith aspect sensitive (vertically-enhanced) radar echoes were generally not associated with selected overturning regions. Albeit thinner turbulent layers, impossible to detect from balloon data, can be the cause of this observation, this result still supports that diffuse reflection from rough or corrugated stable (non turbulent) layers can more

likely be the cause of the echoes (e.g., Röttger and Larsen, 1990). Indeed, anisotropic turbulence should also produce overturns in the same way as isotropic turbulence.

The relative values of radar echo power (corrected from range attenuation effects) are consistent C_n^2 estimates from balloon data in the selected regions. We found correlation coefficients between the balloon and radar estimates of $\sim 0.81\text{--}0.83$. Linear regressions indicate proportionality between C_n^2 and radar echo power. From these results, empirical radar calibration for absolute C_n^2 estimates from MUR measurements in high resolution mode was proposed. A value of ~ 176.2 dB for K can be applied for absolute measurements of C_n^2 from MUR observations in range-imaging mode.

This work constitutes an important outcome for the detection and quantification of refractivity turbulence from balloon and radar data. These data will be used as reference for cross-validations of measurements of turbulence from lidar observations planned to be performed in autumn 2012 at Shigaraki MU observatory by RISH in collaboration with LATMOS.

Acknowledgments

Part of this work has been carried out by one of the author (H. L.) at RISH during a stay funded the National Institute of Communications and Technology (NICT). MUR belongs to and is operated by RISH. Balloons were funded by LATMOS.

References

- Luce H., Dalaudier F., Crochet M., and Sidi C. 1996. Direct comparison between in-situ and VHF oblique radar measurements of refractive index spectra: a new successful attempt, *Radio Sci.*, 31, 1487–1500.
- Naström G.D. and Eaton F.D. 1997. Turbulence eddy dissipation rates from radar observations at 5–20 km at White Sands Missile Range, New Mexico. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 102: 19495–19505.
- Röttger J. and Larsen M. F. 1990. UHF/VHF radar techniques for atmospheric research and wind profiler applications, 235–281, Chapter 21a, *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th anniversary*, Ed Atlas, AMS, Boston.
- Tatarski V. I. 1971. The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation, 74–76, U.S., Department of Commerce, Washington, DC.
- Thorpe S. A. 1977. Turbulence and mixing in a Scottish loch, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A286, 125–181.
- Van Zandt T. E., Green J. L., Gage K. S. and Clark W. L. 1978. Vertical profiles of refractivity turbulence structure constant: Comparison of observations by the Sunset radar with a new theoretical model, *Radio Sci.*, 13, 819–829.
- Wilson R., Luce H., Dalaudier F., and Lefrère J. 2010. Turbulent Patch Identification in Potential Density/Temperature Profiles, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 977–993.
- Wilson R., Dalaudier F., and Luce H. 2011. Can one detect small-scale turbulence from standard meteorological radiosondes?, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 795–804, doi:10.5194/amt-360 4–795–2011.
- Wilson R., Luce H., and Dalaudier F. 2012. Estimating the temperature structure constant C_l^2 in atmospheric turbulent layers. To be submitted.

航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発

橋口浩之¹・山本衛¹・東邦昭¹・川村誠治²・足立アホロ³・
梶原佑介^{4,3}・別所康太郎^{4,3}・工藤淳^{4,3}・岩渕真海^{4,3}・黒須政信⁵

1: 京都大学生存圏研究所, 2: 情報通信研究機構, 3: 気象庁気象研究所,
4: 気象庁観測部, 5: 日本航空

1. はじめに

グローバリゼーションの進展とともに、航空機による旅客・輸送需要が増大しており、航空機の安全運航を維持していくことは最重要課題の一つとなっている。航空機の運航に重大な支障をもたらす要因として、種々の気象現象が挙げられる。中でも大気中の乱気流(ウィンドシアーカー)は、航空機自体に防止装置が装備可能な着氷現象などとは異なり、機体の改良・改善で対処しうるものではなく、基本的には回避するしか方法がないものである。国土交通省運輸安全委員会で報告された2000~2009年の大型機での事故では半数以上で乱気流が原因であり、負傷者数も重傷者の6割を乱気流によるものが占めている。現状では乱気流の観測データはパイロットからの機上気象報告(Pilot Weather Report; PIREP)のみであるが、PIREPはパイロットの主觀もあり、かつ常時ある地点・高度を観測できるものではない。このため、精密に乱気流の有無を常時把握できる新たな観測機器の開発が待たれている。一方、各種の乱気流予測技術は、このPIREPデータに基づいて開発されており、その予測精度にはまだ改善の余地があると言える。

そこで、2011年7月に鉄道・運輸機構「運輸分野における基礎的研究推進制度」により、「航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発」プロジェクトを開始した。本研究では、図1に示すように、地上から航空機の巡航高度までの観測が可能な次世代ウィンドプロファイラのプロトタイプを開発し、リモートセンシングによる乱気流検出技術の確立を目指している。さらにそのウィンドプロファイラの観測データを検証データとして、乱気流の予測精度を向上させ、航空機事故防止の礎となることを目的とする。本研究により得られた成果は、将来、気象庁などで現業で気象観測に使われるウィンドプロファイラ網に組み込まれ、大気監視・乱気流観測の一翼を担うことになると期待される。さらに、乱気流の予測精度が向上することで、航空機の安全な運航に寄与することが期待される。

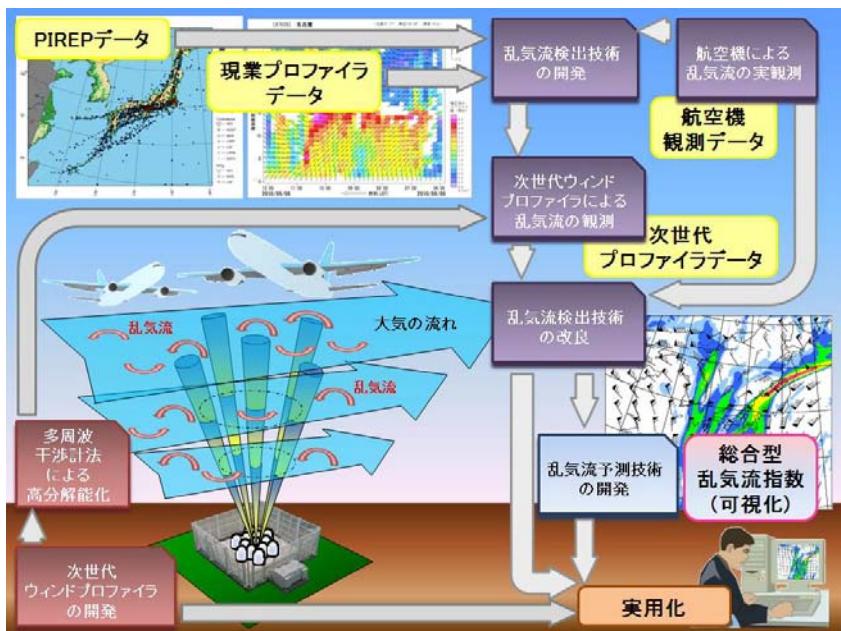


図1. 本プロジェクトの概要

2. 次世代ウインドプロファイラの開発

2.1 中型ウインドプロファイラの開発

ウインドプロファイラは、地上から上空に向けて電波を発射し、大気中の屈折率の乱れなどによって散乱されて戻ってくる電波を受信・処理することで、上空の風向風速等を高時間分解能で測定する気象リモートセンシング観測機器の一つである。現在、気象庁が大気の常時監視に運用している現業用ウインドプロファイラでは、平均的な観測可能高度は約3~5km以下に限られ、高々度の乾燥した領域ではデータが得られにくい[Ishihara et al., 2006]。このため、航路上の乱気流を直接観測するには不十分なものとなっている。

この現状を打破するため、次世代のウインドプロファイラを開発し、高々度・乾燥域での観測を可能とする。具体的には、現業用ウインドプロファイラと同等の性能を有する、情報通信研究機構所有の小型ウインドプロファイラ(LQ-7)2台を合成・改修し、送信出力及び送信パルス幅の増大による高出力化とアンテナサイズの拡大及びパルス圧縮の多ビット化による高感度化を施した次世代の中型ウインドプロファイラ(LQ-13)を開発する。図2に示すように、2011年度末に情報通信研究機構の南側施設に設置されていたLQ-7を解体・移設し、北側施設のLQ-7と合成・改修することでLQ-13を完成させた。無線局免許の取得が遅れていたが、本年11月に取得し、観測を開始した。

2.2 多周波干渉計法による高分解能化

上記で開発する中型ウインドプロファイラでは、高々度まで観測するため、送信パルス幅を増大させる。単一の周波数を用いる通常のパルスレーダーでは、高度分解能はパルス幅で規定されるため、送信パルス幅の増大は高度分解能の低下につながる。これを解決するため、送信周波数をパルス毎に切り替え、多周波干渉計法(レーダーイメージング法)により、高度分解能を向上させる技術を適用する[Luce et al., 2001]。これは、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差の情報を利用することで、送信パルス幅より細かい高度分解能を得る手法である。これにより、短パルスの既存ウインドプロファイラよりもむしろ高度分解能を向上させることが可能となる。以上により、現業用のウインドプロファイラでは難しかった高々度・乾燥域での大気観測が優れた高度分解能で行われることになり、高度10km程度までの乱気流の常時監視が可能となると期待される。

3. 乱気流検出技術の開発

3.1 現業用ウインドプロファイラ観測データを用いた乱気流検出技術の開発

ウインドプロファイラが大気から得る情報には、主に散乱体のドップラー速度、受信強度、ス

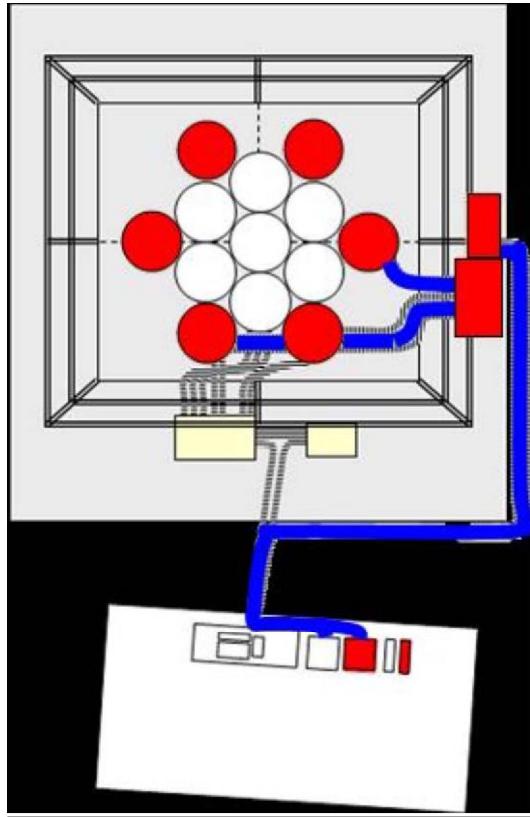


図2. 中型ウインドプロファイラ図(LQ-13)。周囲のアンテナ6個等を南側施設から移設し、合成・改修した。

ペクトル幅の3つがある。ドップラー速度からは鉛直流を含む風速三成分が、受信強度からは降水の有無等が分かるが、スペクトル幅は散乱体の運動のばらつきを示す指標であり、乱気流の強さに関する情報が得られる。スペクトル幅は乱気流のほか、ウインドプロファイラから発射する電波のビームに広がりがあること等、様々な要因により広がることが知られているが、これらを適切に補正することで、乱気流の寄与を推定することが可能である。本研究では、全国31ヶ所(現在、33ヶ所)に設置された気象庁の現業用ウインドプロファイラの低高度における観測データを利用し、スペクトル幅を適切に補正して、まず、低高度で乱気流を検出する手法を開発する。また、PIREPによる乱気流の情報を用いて、開発された検出技術の検証を試みる。

2008～2010年において、WINDASの観測局近傍で通報されたC-PIREP(以下、単にPIREP)の乱気流強度と補正スペクトル幅を比較した。ただし、-2.0m/s以下の鉛直速度が得られた場合、降雨の影響を受けていると判断し、比較対象から除いた。なお、スペクトル幅データは東西南北方向のビームの10分平均値を使用し、PIREPの誤差を考慮し、通報された時刻・高度の前後10分、隣接高度を含む計9個のデータの最大値を取った。図3にウインドプロファイラから15km以内で乱気流が起きた場合について比較した結果を示す。強い乱気流ほど補正スペクトル幅が大きい側へ分布がシフトしており、中間値も大きいことが分かる。また、並以上の乱気流では3割程度は観測データが得られておらず、乱気流が弱いほど観測データが無い割合が多くなる傾向があった(図省略)。なお、並以上の乱気流があってもスペクトル幅の値が小さい事例や揺れがなくともスペクトル幅が大きい事例もいくつか見られる。これは、乱気流が局所的に発生していたことや、PIREPで通報された位置や時刻に誤差があったことなどが原因として考えられる。

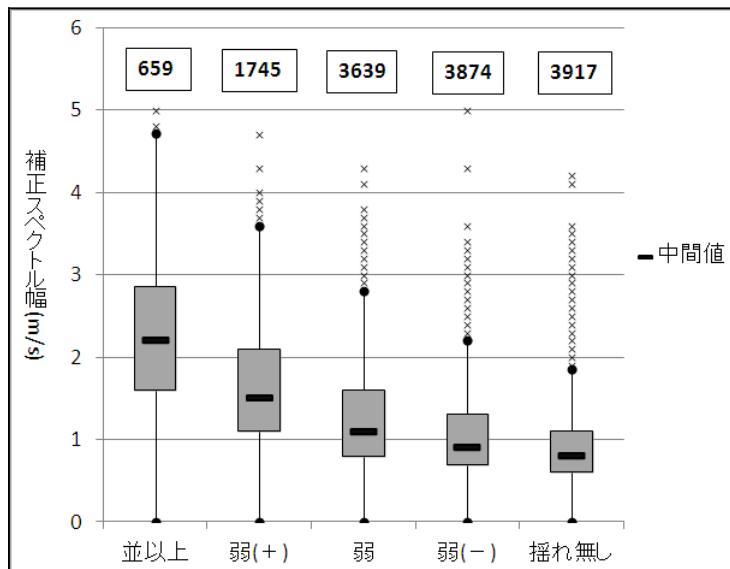


図3. 乱気流強度毎の補正スペクトル幅の分布

3.2 航空機による乱気流の実観測

上記で検証に用いたPIREPは、機上のパイロットからの主觀に基づく気象通報であり、通報される乱気流の強度・場所・高度・時間には誤差が含まれる。一方、航空機には機体に各種のセンサーが設置されており、その位置や時刻、気圧高度、風向、風速、鉛直加速度、前後方向の加速度、左右方向の加速度、ヘディング、上昇速度、ピッチ角、ロール角、ドリフト角といったデータが記録されている。これらのデータからは、飛行中の機体の揺れの程度、すなわちその空域の乱気流の強さなどを客観的に推定することができる。そこでPIREPで乱気流があったと報告された事例について、これらの航空機観測データを収集・保存し、PIREPデータの精度評価を行う予定である。また、ウインドプロファイラによる乱気流推定結果そのものとも比較し、その乱気流検出技術の検証を行う。

4. 次世代ウインドプロファイラによる乱気流観測データを用いた乱気流予測技術の開発

これまで、各国で気象数値予報モデルの結果を利用した様々な乱気流予測技術が開発されてきた。この開発の際、検証用データとしてPIREPが用いられているが、PIREPには様々な誤差が含まれていることが知られている。またPIREPを検証用データとして使う上で最も注意すべきことは、PIREPは航空機が通過したある高度・時刻での乱気流の情報でしかなく、PIREP通報がない高度・時刻では乱気流の有無が不明という点である。

本研究では、次世代ウインドプロファイラの観測から、高々度・乾燥域においても、定的に乱気流の有無が判別できるようになる。乱気流の発生には、KH(シア不安定)波・対流雲・山岳波・中層雲・トランスバースバンドといった様々な要因が考えられる。本研究では、まず気象庁が実際に運用しているメソスケール気象予測モデルの結果から、その要因別に予測指数を作成する。その上で、次世代ウインドプロファイラによる観測データセットを検証データとして用いることで、それらの指標を統計的に組み合わせ、総合的な指標とする。これにより、データセット中の高々度・乾燥域での乱気流の有無を反映した、気象予測モデルを用いた乱気流予測技術が確立されると期待される。

5. まとめ

中型ウインドプロファイラ(LQ-13)を用いて、連続観測を実施中である。12月には、10日間×2回のGPSラジオゾンデなどとの比較集中観測を実施し、ウインドプロファイラの性能評価を行う。本研究の次世代ウインドプロファイラ開発で得られた成果が気象庁の次世代大気監視システムに組み込まれることで、システムの観測範囲は高々度・乾燥域まで拡大し、高度分解能も向上するなど、乱気流に限らず通常の気象データの観測能力・精度も大幅に向上することが期待される。これにより、より詳細な風の鉛直分布データが気象庁の観測データ解析システムに組み込まれ、航空機や船舶などの安全運航・運行に必要な風の実況監視の精度向上に役立てられる。さらに、風の分布は、例えば湿度を含んだ大気の収束や発散をもたらすなど降雨の発生にも深く関わっている。このため、観測データの解析結果を数値予報システムの初期値とすることで、風をはじめとした気象予報全体の精度も向上する。この結果、航空機・船舶などの運航・運行における安全性のみならず、その定時制・経済性も向上することが見込まれる。これにより、物流における自然災害の被害軽減・防止につながり、その効率性も改善されると期待される。

謝辞

本研究は、独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構「運輸分野における基礎的研究推進制度」による支援を受けています。

参考文献

- Ishihara, M., Y. Kato, T. Abo, K. Kobayashi and Y. Izumikawa, Characteristics and performance of the operational wind profiler network of the Japan Meteorological Agency, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 1085-1096, 2006.
- Luce H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal, and M. Crochet, A frequency radar interferometric imaging technique applied with high resolution methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **63**, 221-234, 2001.

赤道域成層圏準二年周期振動の東風下降のストールについての解析

柳瀬裕司・廣岡俊彦（九大院理）

1. はじめに

準二年周期振動（QBO）は、赤道域成層圏の東西風がおよそ 28 ヶ月周期で振動する現象である。QBO の周期は常に 28 ヶ月というわけではなく、サイクルによって 2~3 年の範囲で様々に変化する。また、西風の下降は一般的にレギュラーな振る舞いをするのに対して、東風の下降は QBO のサイクルごとに大きく変動する。この変動は北半球冬季・夏季で QBO の東風の下降が停滞する、あるいは緩やかになるために起こり、ストールと呼ばれている。本研究でのストールの定義は上層に東風、下層に西風が存在し、東西風の鉛直プロファイル（図 1）が数ヶ月変わらないこととしている（Gabis and Troshichev, 2005）。我々は、このストール現象が QBO の周期の長さを決定する要因であると考えている。

QBO の東風下降のストールは次のような要因で起こる。QBO の東風（西風）シアーフィeldにおいて、二次循環は赤道で上昇流（下降流）となる（Plumb and Bell, 1982）。さらに、赤道では Brewer-Dobson 循環に伴う上昇流が北半球冬季・夏季に大きくなる。この 2 つの上昇流の影響により、QBO の東風は北半球冬季・夏季に下降を妨げられる。

本研究では、このストール現象に着目することにより、①QBO の周期がサイクルごとに変化するのはなぜか、②QBO のフェーズ変化と季節との関係性は、③ある高度での QBO のフェーズ変化を予測できるか、といった疑問を明らかにしていくことを目的としている。

2. 解析使用データ

本研究で使用したデータは以下の 2 つである。

- ECMWF（ヨーロッパ中期予報センター）の再解析データ：ERA-Interim
使用期間：1979 年 1 月 - 2010 年 12 月
水平解像度： $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 鉛直層数：37 層（1000hPa-1hPa）
使用変数：東西風（月平均）
- ベルリン自由大学で編集された赤道付近のステーション観測での月平均東西風データ
(<http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html>)
使用期間：1953 年 1 月 - 2010 年 12 月

3. 解析結果

図 2 は赤道月平均帶状平均東西風の時間高度断面図である。QBO の東風の下降の振る舞いに注目すると、QBO の東風が 10hPa から 70hPa まで下降するのに要する時間は平均 18 ヶ月である。北半球冬季・夏季の時期には、ストール現象が出現しており、北半球夏季より北半球冬季で顕著であることがわかる。これは、中緯度のプラネタリーワークの強制が北半球冬季の方が南半球冬季よりも大きいため、Brewer-Dobson 循環に伴う赤道上昇流がこの時期に強くなり、QBO の東風下降を妨げるためと考えられる（Kinnersley and Pawson, 1996）。東風の下降はストール現象により、QBO のサイクルごとに大きく変動する。ストール高度は QBO のサイクルによって異なるが、なぜそうなるのかは明らかではない。

すべてのサイクルの QBO の東風は 10hPa から 70hPa まで下降する間に北半球冬季のストールを 1 回

あるいは2回必ず経験する。ストール高度について詳しく解析する一歩として、QBOの東風下降を北半球冬季ストール1回型と2回型に分類し、コンポジット解析を行った。ストールは10hPaより上の高度でも生じているが、半年周期振動（SAO）が絡んでくる高度でもあり無視している。

図3を見ると、ストールの高度の違いがよくわかる。それぞれ20-30hPa付近、50hPa付近、30-50hPa付近にストールが生じている。北半球冬季でのストールの高度は大まかにこの3つに分類できる。ストール高度を除けば、ストールの維持時間やシアーの強さなどに大きな違いはなく、北半球の春頃にはストールが解消されている。北半球夏季のストールの扱いについては今後の課題である。

図4は、10hPaでの西風から東風へのフェーズ変化がいつ起こったのかについて、頻度分布を示したものである。この図を見ると、北半球冬季ストール2回型は北半球夏季に起こっていることが多い。一方、北半球冬季ストール1回型は季節によらず起こっている。これに対し、図5は、50hPaでの西風から東風へのフェーズ変化がいつ起こったのかについて、頻度分布を示したものであるが、この図を見ると、フェーズの変化は4月-7月に集中している。これは北半球冬季のストール現象の影響である。4月-7月以外で変化しているものは全て北半球冬季ストール2回型となっている。

4.まとめ

QBOの周期の長さは東風下降の振る舞いが決定する。QBOの東風下降では、北半球冬季・夏季でストール現象が見られる。このストール現象を解明することにより、QBOの周期がサイクルごとに変化する謎が明らかになるとを考えている。

今後の大きな課題としては、中高緯度の力学場や赤道域対流圏の力学場、太陽活動、火山噴火がQBOの東風下降のストールにどのように関連しているのか調べることである。

参考文献

- [1] Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- [2] Dunkerton, T. J., 1990: Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **68**, 499–508.
- [3] Gabis, I. P., and Troshichev, O. A., 2005: QBO cycle identified by changes in height profile of the zonal winds: New regularities. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **67**, 33–44.
- [4] Kinnersley, J. S., and S. Pawson, 1996: The descent rates of the shear zones of the equatorial QBO. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1937–1949.
- [5] Plumb, R. A., and R. C. Bell, 1982: A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 335–352.

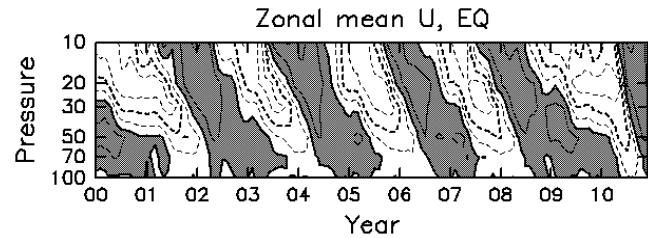
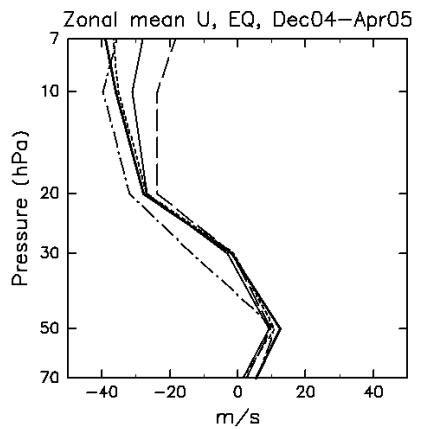


図 1 (左図) : 赤道月平均帶状平均東西風の鉛直プロファイル (04 年 12 月-05 年 4 月) .

破線 : 12 月, 実線 : 1 月, 点線 : 2 月, 太線 : 3 月, 1 点鎖線 : 4 月.

図 2 (右図) : 赤道月平均帶状平均東西風の時間高度断面図.コンター間隔 10m/s.灰色のシェードは西風.

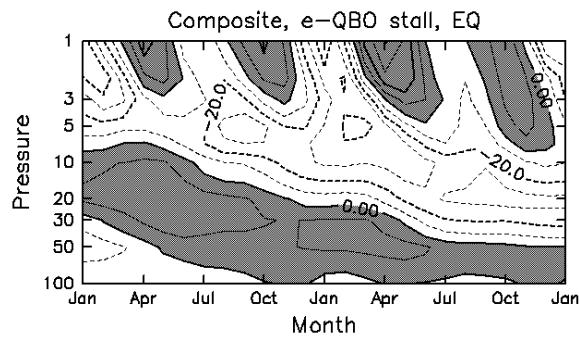


図 3a

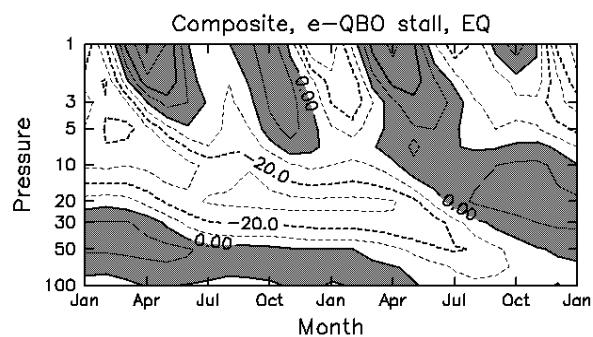


図 3b

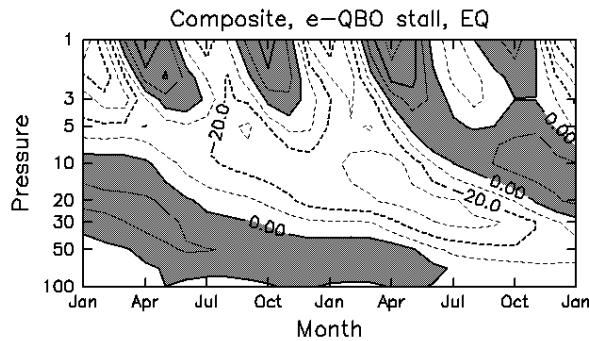


図 3c

図 3 : 赤道月平均帶状平均東西風の時間高度断面図コンポジット.コンター間隔 10m/s.灰色のシェードは西風.
図 a は北半球冬季ストール 2 回型で,1 回目の北半球冬季ストールの様子を中央に描いている.図 b も北半球冬季ストール 2 回型で,2 回目の北半球冬季ストールの様子を中央に描いている.図 c は北半球冬季ストール 1 回型である.

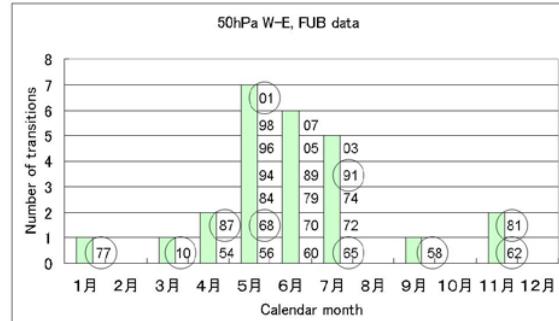
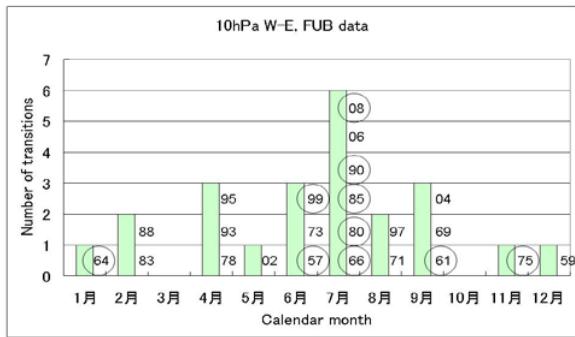


図 4 (左図) : 10hPa 高度での QBO の位相変化（西風→東風）の時期の分布を示したヒストグラム.○印は北半球冬季ストール 2 回型を示し,無印は北半球冬季ストール 1 回型を示す.

図 5 (右図) : 50hPa 高度での QBO の位相変化（西風→東風）に関する図 4 と同様の図.

赤道域対流圏界面領域オゾンの高分解能観測用ライダーの開発（2）

Development of a lidar for observation of ozone profiles in the tropopause region (2)

長澤親生、阿保 真、柴田泰邦、熊澤陽介、田中 慎
C. Nagasawa, M. Abo, Y. Shibata, Y. Kumazawa, M. Tanaka
首都大学東京 システムデザイン研究科
Tokyo Metropolitan University

1. はじめに

赤道対流圏界面のオゾンは、成層圏／対流圏循環を観測するためのトレーサーとして注目されている。この高度のオゾン濃度観測のための技術としては、バルーン搭載機器に依る *in situ* 観測法があるが、極めて低温化する対流圏界面高度の観測では測定誤差が発生しやすく、また濃度分布の時間変化を捉えるには不向きである。

我々は、インドネシア／コトタバンにインターネットを介して運用可能な差分吸収オゾンライダー(DIAL)の設置を計画している。レーザーを用いたリモートセンシングシステムであるDIALは、オゾン分子の波長300nm帯の強い吸収線を利用するにより実用化されて来たが、これまでDIALの光源として用いられてきたエキシマレーザーや色素レーザー、誘導ラマンレーザーなどはメンテナンスの面から遠隔地での無人オゾンDIAL観測には適していない。

本報告では無人観測に適したレーザー光源としてメンテナンスの容易な全固体紫外レーザーの開発状況とインドネシア／コトタバンのDIAL観測棟の建設状況について述べる。

2. 対流圏界面オゾンDIALの設計

オゾン分子の紫外領域の吸収線は、連続的に広がっているために、対流圏オゾンDIAL測定のためには吸収線のon波長と非吸収線のoff波長を大きく離して設定する必要がある。したがって、大気中のエアロゾルによる散乱および消散係数の波長依存性の影響をうけるためエアロゾル補正を行う必要がある。しかしながら、対流圏界面は、エアロゾル濃度が低く、むしろ巻雲(Cirrus)の影響が大きい。このような条件下では、エアロゾル補正の必要が小さいために、on/off波長を大きく離すことによって測定精度の向上をはかることができると思われる。

2.1 QPM-SFG

オゾン分子の紫外領域の吸収線は、ブロードバンドに広がっているために、本研究で用いるオゾンDIALの光源として、非線形光学(NLO: non-linear optics)結晶であるQPM-SFG (Quasi-Phase Matching Sum Frequency Generation)デバイスを用いた全固体紫外レーザーとしてFig.1のレーザーシステムを提案する。on波長には先行研究によって開発されたCO₂測定DIALのレーザー送信部であるNd:YAG レーザーを励起光としたOPG+OPA (Optical Parametric Generation)システムによって発振される波長1572nmの光を用いる。波長317nmのon波長は波長1572nmと波長1064nmのレーザー光をQPM-SFGデバイスに入射し、その後SHG(SHG: Second Harmonic generation) デバイスに入射することで得ることができる。波長355nmのoff波長は波長 1064nm の THG(THG: Third Harmonic Generation)デバイスに入射することで発振できる。

波長変換に用いる非線形光学結晶として、SFG デバイスにはMg:SLTを、SHG,THGデバイスにはLBOを選択した。主な非線形光学結晶のパラメータをTable.1に示す。QPMデバイスはBPMデバイスに比べ利用できる非線形光学定数の値が高くビーム品質も安定しているという利点がある。しかしながら、300nm帯の紫外領域では結晶の波長吸収端に近くなってしまい、結晶の光損傷可能性が高くなる。よって紫外光を発生させるSHG,THGデバイスに関しては、吸収端の短いLBO結晶を選択した。

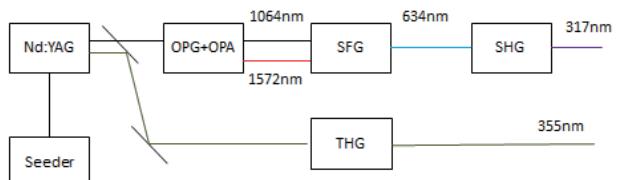


Fig.1 Configuration of UV wavelength converters with QPM-devices

Table.1 Parameters of QPM and BPM devices

Material	P.M. type	NLO Coefficients (pm/V) @1064nm	Transparency Range (μm)
LN	QPM	25	0.33~4.5
KTP	QPM	15	0.35~3.5
Mg:SLT	QPM	16	0.26~4.5
BBO	BPM	2	0.189~3.5
LBO	BPM	0.81	0.155~3.2
KTP	BPM	2.4	0.35~35

2.2 非線形光学素子の変換効率の計算

SFG,SHG,OPG+OPAデバイスにおける出力光強度の理論式を次式に示す。

$$I_{\text{sfgout}}(z) = \frac{8\pi^2 d_{\text{eff}}^2}{\epsilon_0 c \lambda^3 n_1 n_2 n_3} I_1(0) I_2(0) z^2 \frac{\sin^2(\frac{\Delta kz}{2})}{(\frac{\Delta kz}{2})^2} \dots (3)$$

$$I_{\text{shgout}}(z) = I_1(0) \tanh^2(\kappa z) \dots (4)$$

$$\kappa = \frac{2\mu_0 \omega^2 d_{\text{eff}}^2}{cn_1^2 n_2} I_1(0) \dots (5)$$

$$I_{\text{signal}}(z) = I_{\text{signal}}(0) \cosh^2 g z \dots (6)$$

$$g = \sqrt{\frac{2\mu_0 \omega_{\text{signal}} \omega_{\text{signal}}^2 d_{\text{eff}}^2}{cn_{\text{signal}}^2 n_{\text{signal}}^2 n_{\text{pump}}^2}} I_{\text{pump}} \dots (7)$$

ここで d_{eff} は各結晶の非線形光学定数、 ϵ_0 は真空の誘電率、 μ_0 は真空の透磁率、 c は光速、 z は結晶長、 λ は波長、 ω は角周波数、 n は屈折率、 Δk は波数不整合を表す。上記の式を用いて励起光が单一モードの場合と、多モードの場合に関して計算機によるFig.1の構成における出力計算を行った。on波長における結果をFig.2に示す。インジェクションシーディングによる励起光の单一モード化をしない場合、発振スペクトルの広がりによる波数不整合により、変換効率が15%程度低下してしまうことが確認できる。

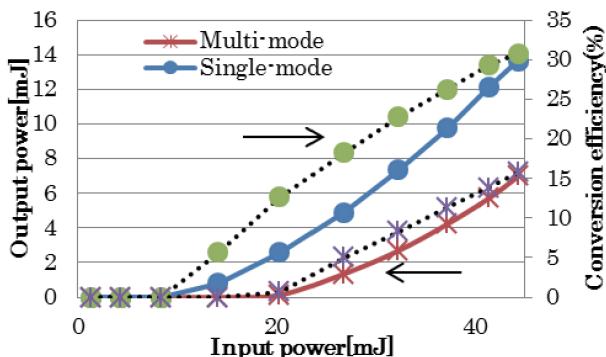


Fig.2 Estimation of output power and conversion efficiency vs input power of transmitting laser system with single-mode or multi-mode. Output powers are showed by solid-lines and conversion efficiencies are showed by broken-lines.

2.3 インジェクションシーディング

オゾン観測用DIALの励起光として、高出力のQスイッチ動作でパルス発振をするNd:YAGレーザー(Continuum Surelite Laser)を用いる。レーザー共振器長が長い場合、一般的にはレーザーの縦モード間隔が短く、レーザー媒質の利得範囲内に多数

の縦モードが許容され、不安定な多モード発振となる。非線形光学結晶により高効率の波長変換を行うためには発振周波数が狭帯域化された單一モ

ード発振のレーザー光を用いる必要がある。光注入同期法の一種であるインジェクションシーディングは低出力で單一モードのSeedレーザーを多モード発振するSlaveレーザーに注入することにより、高出力かつ、單一モードのレーザー光を実現することが可能である。インジェクションシーディングの実現条件は次式で表される。

$$|\nu_{q1} - \nu_i| = \frac{1}{2Q_q} \frac{|E_i|}{|E|} \nu_o \dots (1)$$

$$Q_q = \frac{\nu_q}{\delta\nu_c} \dots (2)$$

ここで、 ν_{q1} は Slave レーザーの発振周波数、 ν_i は Seed レーザーの発振周波数、 Q_q は共振器の性能指数、 E_i は Seed レーザーのエネルギー、 E は Slave レーザーのエネルギー、 ν_o は共振周波数、 $\delta\nu_c$ は共振スペクトル幅、 ν_q は共振周波数を表す。本研究では Slave レーザーとして出力 6W、波長幅 30pm の Nd:YAG レーザー、Seed レーザーとして出力 50mW、波長幅 7pm の Nd:YAG ファイバーレーザーを用いて Fig.3 の構成でインジェクションシーディングを行った。理論式によると、両レーザーの波長差 1.26pm 以内でインジェクションシーディング可能である。実験結果を Fig.4 に示す。両レーザーの波長差 8pm 以内の場合、インジェクションシーディングにより Slave レーザーの波長幅を、7~9pm まで狭帯域化可能なことが確認できた。

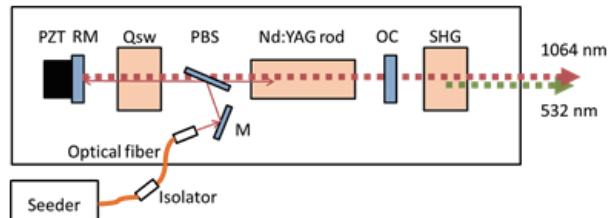


Fig.3 Configuration of injection seeding experiment

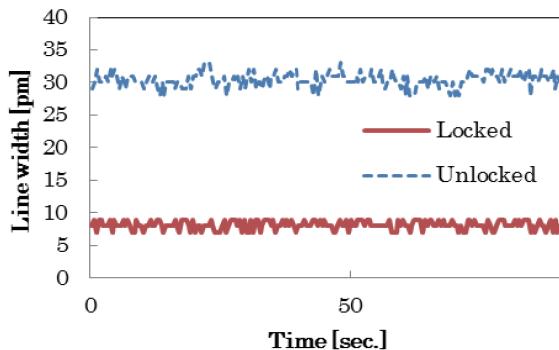


Fig.4 Comparison of line widths of injection locked and unlocked slave lasers as function of time

3 コトタバンにおけるオゾン観測棟の建設

2004年以来、インドネシアのコトタバンにおいて、中間圏金属層の観測のための共鳴散乱ライダーや対流圏エアロゾル、雲の観測のためのミー散乱ライダー及び、水蒸気観測用のラマン散乱ライダーの建設を行って来たが、さらに今回は対流圏界面のオゾン観測用のDIALを付加することを計画している。そのためには、従来の観測棟の老朽化や手狭なためにライダーの新棟を建設している。オゾンDIALの観測は、2013年度から本格的に行う予定である。



この研究は、文部科学省科学研究費により実施されている。

参考文献:

- [1] 黒田和男(2008)『非線形光学』コロナ社
- [2] 宮澤信太郎,栗村直(2005)「分極反転デバイスの基礎と応用」
- [3] 大津元一(1999) 『量子エレクトロニクスの基礎』裳華房
- [4] Masahisa Nakazato, Tomohiro Nagai, Tetsu Sakai, and Yasuo Hirose, “Tropospheric ozone

differential-absorption lidar using stimulated Raman Scattering in carbon dioxide” 20 April 2007/Vol.46, No12/APPLIED OPTICS

[5] Khaled A. Elsayed, Songsheng Chen, Larry B. Petway, Byron L. Meadows, Waverly D. Marsh, William C. Edwards, James C. Barnes, and Russell J. Deyoung “High-energy, efficient, 30-Hz ultraviolet laser sources for airborne ozone-lidar systems” 2007/Vol.41, No15/APPLIED OPTICS

[6] Johnathan W. Hair, Craig Cleckner, Keith Murray, Dave Fratello, Chris Naftel, James Collins, Anthony Notari, Wayne Welch “Development of the Global Ozone Lidar Demonstrator (GOLD) for the Global Hawk”

Study on association of water vapor and ozone in the tropical tropopause region: Role of vertical wind

V. Panwar¹, H. Hashiguchi¹, S. K. Dhaka², Marzuki¹, M. K. Yamamoto¹, and Y. Sibagaki³

1. Research Institute of sustainable Humanosphere, Kyoto University
2. Department of Physics and Electronics, Rajdhani College, University of Delhi
3. Osaka Electro-Communication University, Osaka, Japan

Abstract

We present a relationship between water vapor mixing ratio (WV) and ozone mixing ratio (O_3) measured by Aura/MLS in the tropical upper troposphere and lower stratosphere. Seasonal variability is analyzed in WV and O_3 using MLS data. During summer (April-September) WV and O_3 scatter plots are used to examine the relationship between them at different pressure levels. Around 100 hPa and above, there is an increasing linear tendency between WV and O_3 with a high correlation coefficient. However, during winter (October-March) an association between WV and O_3 decreases. From the scatter plots of WV and O_3 , it appears that during convection WV is injected from troposphere to lower stratosphere in the tropical region. The increasing amount of O_3 and WV just above tropopause appears that it is dynamically controlled during summer. The O_3 values are, in general, larger by a factor of ~ 2 during summer at 100 hPa as compared to winter. The temperature during summer found to be higher by $\sim 6-7$ °C as compared to winter above tropopause. Our analysis suggests the need to study jointly O_3 and WV that would help in better understanding the transport in the TTL region and above. Role of vertical wind using EAR has also been identified in transporting the minor constituents in the UTLS region during convection period.

1. Introduction

Water vapor is a strong greenhouse gas and plays a major role in ozone chemistry and serves as a reliable dynamical tracer because of its long lifetime. It has important impacts on atmospheric circulations through latent heat exchanges and redistribution of energy (Schneider et al. 2010). There has been a considerable concern about regional increases in tropospheric concentrations of ozone. The distribution of ozone and water vapor in the stratosphere strongly affects the radiative heating field and the stratospheric dynamics. Annual cycles are evident in the concentrations of

water vapor [Mote et al., 1995] and ozone [Thompson et al., 2003; Folkins et al., 2006; Randel et al., 2007], with the maximum mixing ratios occurring during Northern hemisphere (NH) summer.

The region of minimum temperatures around the tropical tropopause poses strong constraints on the amount of water vapor entering the stratosphere (Brewer, 1949; Holton and Gettelman, 2001; Bonazzola and Haynes, 2004; Fueglistaler et al., 2005). Also water vapor mixing ratios in the extra tropical lowermost stratosphere are strongly related to tropical temperatures (Hoor et al., 2010). Panwar et al., 2012 has shown that the transport of water vapor takes time (~1-2 months) to reach from troposphere to stratosphere. Avallone and Prather (1996) showed that in the tropical lower stratosphere the chemistry is dominated by ozone production from photolysis. Correspondingly, the annual cycle in lower stratospheric ozone concentrations has been linked to the annual cycle in upwelling of the stratospheric residual circulation (Randel et al., 2007), but seasonal variations in mixing of extra tropical air masses may also play an important role (Konopka et al., 2009, 2010).

Tropical tropopause layer (TTL) is of interest not only because of being the interface between two very different dynamical regimes but also because it acts as a gate to the stratosphere for atmospheric tracers such as water vapor and so-called very short lived substances, which both play an important role for stratospheric chemistry (Fueglistaler et al., 2009). Randel et al. (2004) showed that temperature and water vapor are correlated ($r=0.73$) in the TTL using NCEP temperatures and UARS/HALOE satellite water vapor data. In this study we investigate the role of water vapor and ozone to better understand the dynamics and chemistry in the TTL. For this purpose, we use data from NASA A-Train satellite instrument MLS and determine the correlation between water vapor and ozone in the TTL. The role of vertical wind during summer and winter is also examined using Equatorial Atmosphere Radar (EAR) located in Indonesia (Fukao et al., 2003).

2. Data

Aura- EOS MLS version 2.2 data of water vapor mixing ratio and Ozone have been used in this study during 2005-11 at different pressure levels (147, 100 and 68 hPa). Aura MLS are available from beginning of mission (August 2004). The latitude extent of MLS L2GP data is from -82° to 82° N and longitude wise from -180° to 180° E. The temporal resolution of data is ~ 25 seconds and the horizontal resolution varies with parameters. The useful pressure range for water vapor data is from 316 to 0.002 hPa and for ozone 261 to 0.02 hPa. Direct measurement of vertical wind data

have also been used from Equatorial Atmospheric Radar (EAR). EAR is a VHF Doppler radar with an active phased array antenna system with an operational frequency of 47.0 MHz and peak output power of 100kW (Fukao et al. 2003).

3. Results

3.1 Water vapor and ozone in the TTL

Brewer (1949) suggested that air mass entering the stratosphere in the tropics must pass through the low temperature at the tropopause with substantial dehydration. The process of temperature dependent dehydration can be observed in the so called atmospheric tape recorder (Mote et al., 1996). It is important to understand the behavior of water vapor and ozone to quantify the transport in the upper troposphere and lower stratosphere (UTLS) region. Figure 1 shows the scatter plots of water vapor and ozone with respect to temperature at three different pressure levels viz. 147, 100 and 68 hPa. It is clear from figure 1 that ambient temperature at those pressure levels during summers show higher values by $\sim 6\text{-}8$ °C in comparison to winters. The ozone values and water vapors, in general, are higher during summer. Ozone is larger by a factor $\sim 2\text{-}3$ ppbv, while WV by a factor $\sim 1\text{-}2$ ppmv. At 147 hPa level there is no significant difference during summer and winter in water vapor and ozone distribution. However, a clear seasonal variability can be seen at 100 and 68 hPa levels. At 100 hPa level and above, an increasing linear tendency noticed between water vapor and ozone with a high correlation coefficient throughout the year. The increasing (decreasing) tendency of water vapor and ozone during summer (winter) and high correlation between the two minor constituents has been noticed in all the consecutive years (Sequential panels are shown in summer and winter seasons in figure 1 during 2005-2007).

3.2 Role of vertical wind

To quantify the role of vertical wind in transporting the water vapor and ozone in TTL, we have utilized the EAR vertical wind data. Time-height sections of EAR derived vertical wind velocity averaged over 3 hours were constructed during 2005-11. As the radar is located at equator, therefore vertical wind shows a regional behavior. The wind components have missing data points in the UTLS region, however we are in a position to observe increased updrafts or downdrafts during convection (vertical velocity was not indicated in this region with missing data values more than 70% on the time average of 3 hours). In Figure 2, we show a sample of vertical wind during May

2006, on certain time, we could see the increased vertical wind around UTLS region. It suggests that vertical wind has a strong role in transporting the minor constituents in the UTLS region. Note that vertical wind showed increased values during Oct-Nov also, which is a season of rainfall over this area. Whenever, there have been convection events we observed enhanced vertical wind over EAR site (Dhaka et al., 2005, 2006).

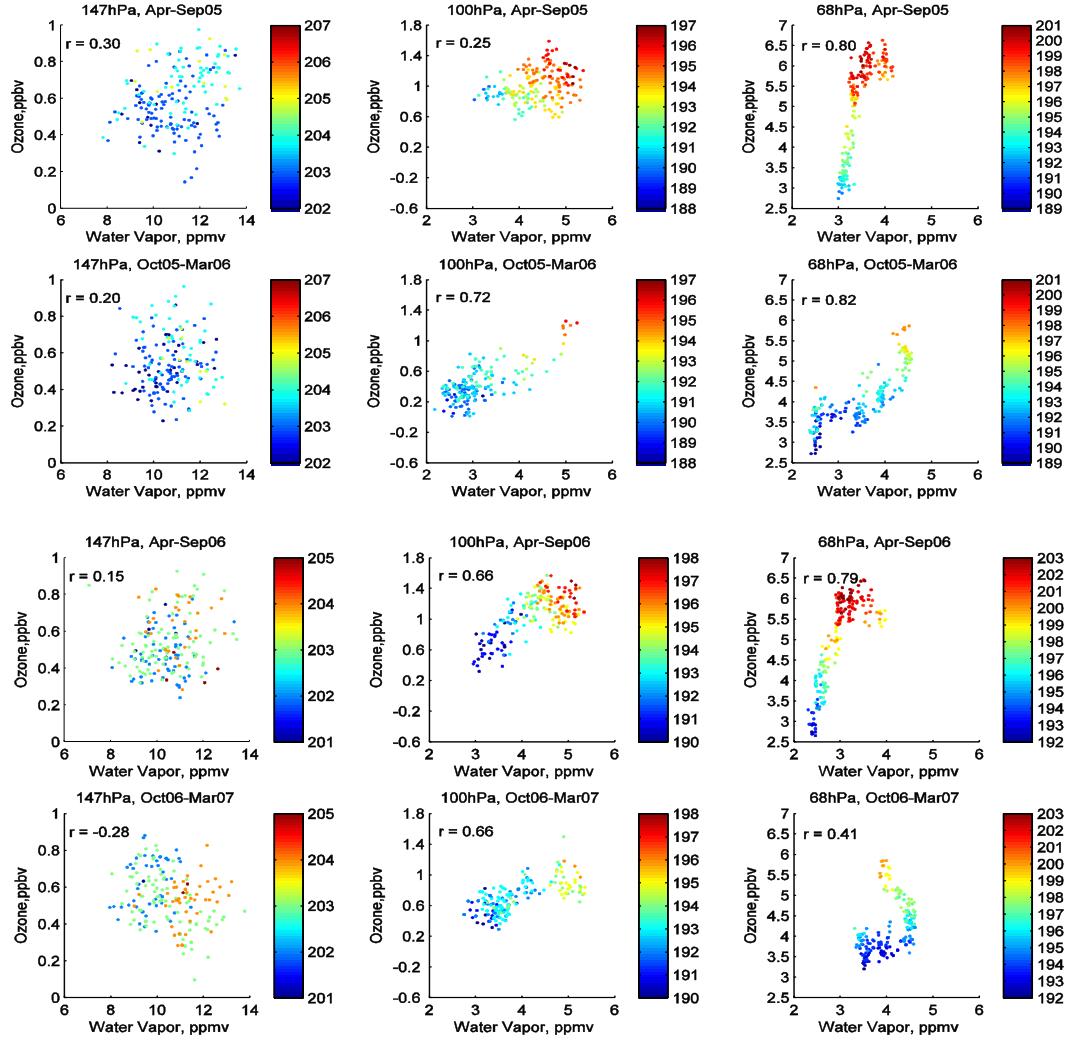


Figure 1 Scatter plots of water vapor and ozone with ambient temperature shown along from January 2005 to March 2007, covering two seasons of summer and winter. Correlation coefficients are mentioned in each panel at upper left corners. 147 hPa, 100 hPa, and 68 hPa are plotted from left to rights in different seasons

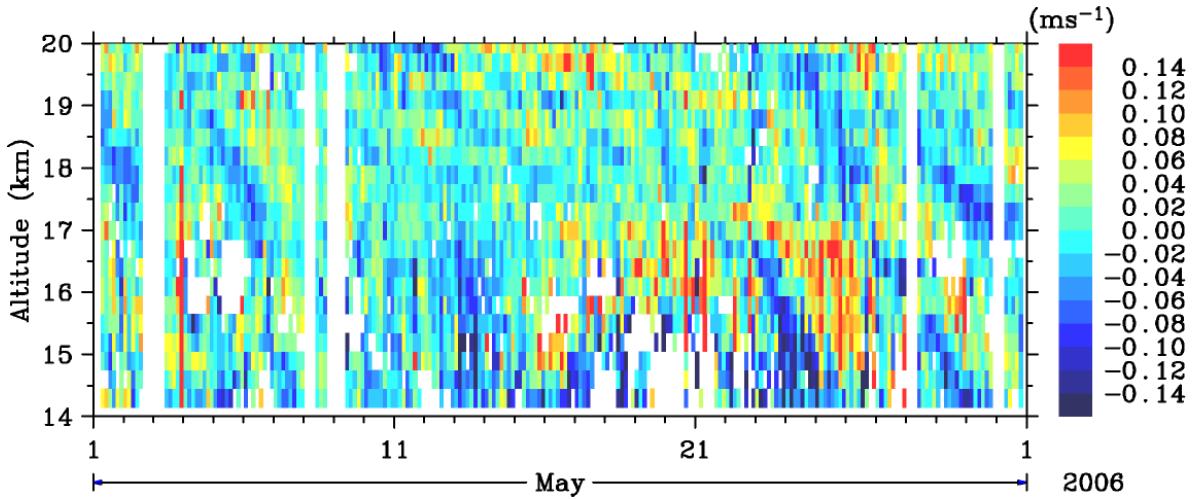


Figure 2 Vertical wind from Equatorial atmosphere radar (EAR) has shown over a period of May 2006. Scale is shown alongside.

4. Discussion

This paper presents the relationship of ozone and water vapor in the TTL region. Seasonal behavior of these two minor constituents shows higher values during summer as compared to winters. A strong correlation between water vapor and ozone at 100 and 68 hPa level shows the importance of these two minor constituents to understand the transport in the UTLS region. Strong upward motions of vertical wind up to 17 km were observed frequently during convection that shows the importance of vertical wind in transportation of water vapor and ozone. Further investigation is needed and we are pursuing to reveal the intra-seasonal behavior of ozone and water vapors.

Acknowledgement:

MLS WVVMR data has been taken from <http://mls.jpl.nasa.gov/> using mirador search. Authors are thankful to RISH, Kyoto University for providing the EAR data.

References

- Avallone, L. M. and M. J. Prather (1996), Photochemical evolution of ozone in the lower tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 101, 1457–1461.
- Bonazzola, M. and P. H. Haynes (2004), A trajectory-based study of the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 109, 20112, doi:10.1029/2003JD004356.

- Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 75, 351–363.
- Dhaka, S. K., M. K. Yamamoto, Y. Shibagaki, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, and S. Fukao (2005), Convection-induced gravity waves observed by the Equatorial Atmosphere Radar (0.20°S , 100.32°E) in Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14820, doi:10.1029/2005GL022907.
- Dhaka, S. K., M. K. Yamamoto, Y. Shibagaki, H. Hashiguchi, S. Fukao, and H.-Y. Chun (2006), Equatorial Atmosphere Radar observations of short vertical wavelength gravity waves in the upper troposphere and lower stratosphere region induced by localized convection, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19805, doi: 10.1029/2006GL027026.
- Fueglistaler, S., M. Bonazzola, P. H. Haynes, and T. Peter (2005), Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 110, D08107, doi:10.1029/2004JD005516.
- Fueglistaler, S., A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, and P. W. Mote (2009), Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, doi:10.1029/2008RG000267.
- Fukao, S., Hashiguchi, H., Yamamoto, M., Tsuda, T., Nakamura, T., Yamamoto, M. K., Sato, T., Hagio, M., and Yabugaki, Y. (2003), Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), 1053, doi: 10.1029/2002RS002767.
- Holton, J. R. and A. Gettelman (2001), Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799–2802.
- Hoor, P., H. Wernli, M. I. Hegglin, and H. Boenisch (2010), Transport timescales and tracer properties in the extratropical UTLS, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7929–7944, doi: 10.5194/acp-10-7929-2010.
- Konopka, P., J.-U. Grooß, F. Ploeger, and R. Müller (2009), Annual cycle of horizontal in-mixing into the lower tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 114, D19111, doi:10.1029/2009JD011955.
- Konopka, P., J. U. Grooß, G. Günther, F. Ploeger, R. Pommrich, R. Müller, and N. Livesey (2010), Annual cycle of ozone at and above the tropical tropopause: observations versus simulations with the ChemicalLagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 121–132, doi: 10.5194/acp-10-121-2010.
- Panwar, V., A. R. Jain, A. Goel, T. K. Mandal, V. R. Rao and S. K. Dhaka (2012), Some features of water vapor mixing ratio in upper troposphere and lower stratosphere: Role of Convection, *Atmos. Res.* doi:10.1016/j.atmosres.2012.02.003.
- Randel, W. J., M. Park, F. Wu, and N. Livesey (2007), A large annual cycle in ozone above the tropical tropopause linked to the Brewer-Dobson circulation, *J. Atmos. Sci.*, 64, 4479–4488.

A Case Study of Orographic Precipitation In West Sumatra Based on an XDR Observation

Wendi HARJUPA¹, Toyoshi SHIMOMAI², Toshiaki KOZU²

¹*Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering*

²*Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University*

Abstract

This paper describes a case study of orographic precipitation in west Sumatera. The case of orographic precipitation taken from XDR data showed that different types of cloud precipitation occurred in Padangpanjang and surroundings. Sea breeze plays the role from morning until evening. It causes orographic precipitation in Padangpanjang which is located in the west part of mountainous barrier and perpendicular to wind direction. We suggest that the mechanism of precipitation cloud development at 14 LT and at 16 LT as convective triggered and seeder feeder enhancement respectively. This is proven by the fact that the rain rate at 18 LT doubled from the rain rate at 14 LT.

1. Introduction

Sumatera is one of the largest islands in the Indonesian Maritime Continent. It is located at the eastern edge of the Indian Ocean (around 100° E), and has a high mountain range along its south-western coastline. As shown in Fig. 1a.

The mountain plays a role as a barrier of flows and clouds coming from the Indian Ocean. Rainfall amount in the western side of the mountain districts of Sumatera Island is larger than in the eastern side, suggesting that this difference might be induced by the moisture which comes from the Indian Ocean and is trapped on the western slope [1].

The main purpose of this paper is to present preliminary results of mountainous enhancement and orographic precipitation enhancement mechanism in West Sumatera based on observation.

Precipitation from another cloud layer aloft may be enhanced as it falls through the low-level feeder cloud. By itself, the low-level cloud might not precipitate [2]. Triggered convection manifested itself as an increase in the fraction of time spent raining, seeder-feeder enhancement is manifested primarily through an increase in the rain rate [3]. Seeder-feeder or the washout of low-level cloud droplets by raindrops falling from above can produce local precipitation rate doubled or tripled [4].

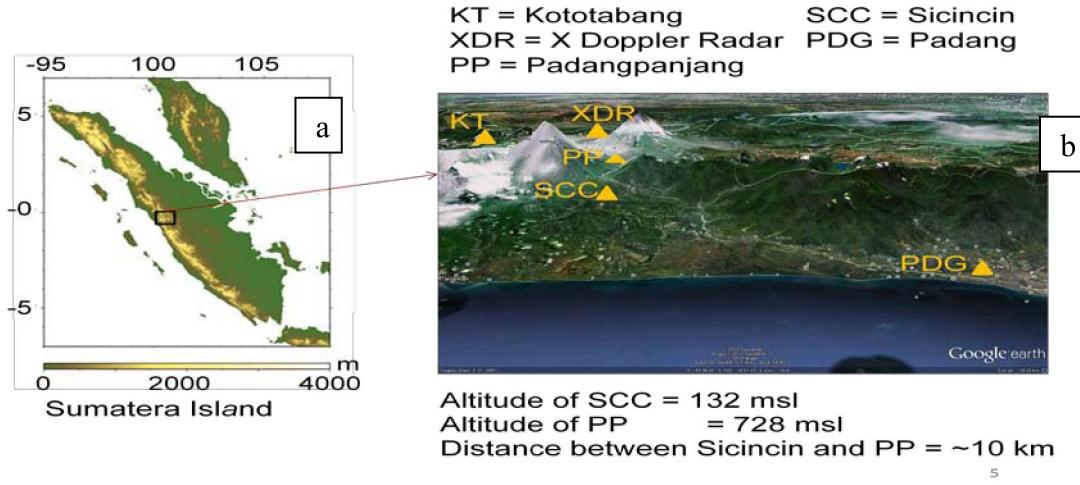


Fig. 1. (a) Sumatera Island (b) Research Location

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 [5].

In addition to the XDR, surface rainfall in Padangpanjang and Sicincin area were taken by raingauge typing bucket type was employed. Surface wind data in Padang and Kototatabang were taken by AWS (Automatic Weather Station) was employed as well.

3. Result and discussion

3.1. Rainfall in the inactive phase

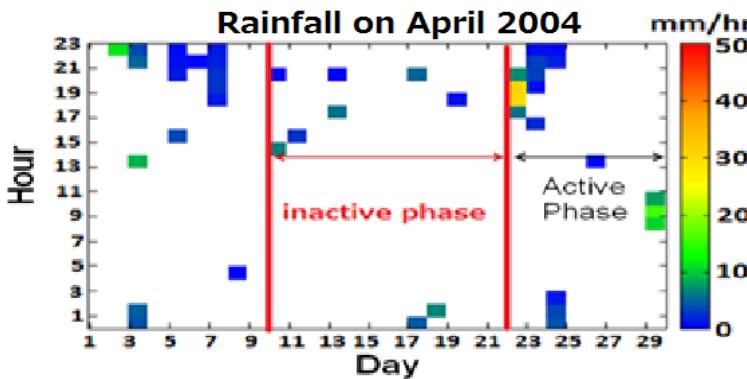


Fig. 2. Day-Hour of rainfall in Padangpanjang on April 2004.

Fig. 2 presents the rainfall in Padangpanjang obtained by raingauge. In the inactive phase rain occurred in the afternoon and in the early morning. In the active phase rain occurred in the morning. This result is consistent with the previous result that precipitation in the inactive phase is caused by systems that formed within the observation area. Shallow convective cells appeared in the mountain range around midday, which subsequently developed into deep convective systems [5].

3.2. Rain distribution

Rain distribution around mountainous area which is taken by XDR on April 2004 is compared with rainfall on the same day is shown in Fig. 3. We used two places of rainfall to compare rain echo which was detected by XDR. The places are Padangpanjang and Sicincin. CAPPI echo shows that much echo occurs in Padangpanjang than Sicincin. Rainfall data shows that no rain detects in Padangpanjang at 13 LT. The intensity of radar echo in Sicincin stronger at 14 LT than 13 LT. In Padangpanjang the intensity of radar echo shows similarly at 13 LT. Rainfall at 14 LT in Padangpanjang is smaller than Sicincin. The condition at 15 LT looks similar with condition at 14 LT. We suggest that mountain effect play the role. The wind which blew from the coastline (sea breeze) was blocked by mountain barrier and lifted up. This caused rainfall in Padangpanjang retained.

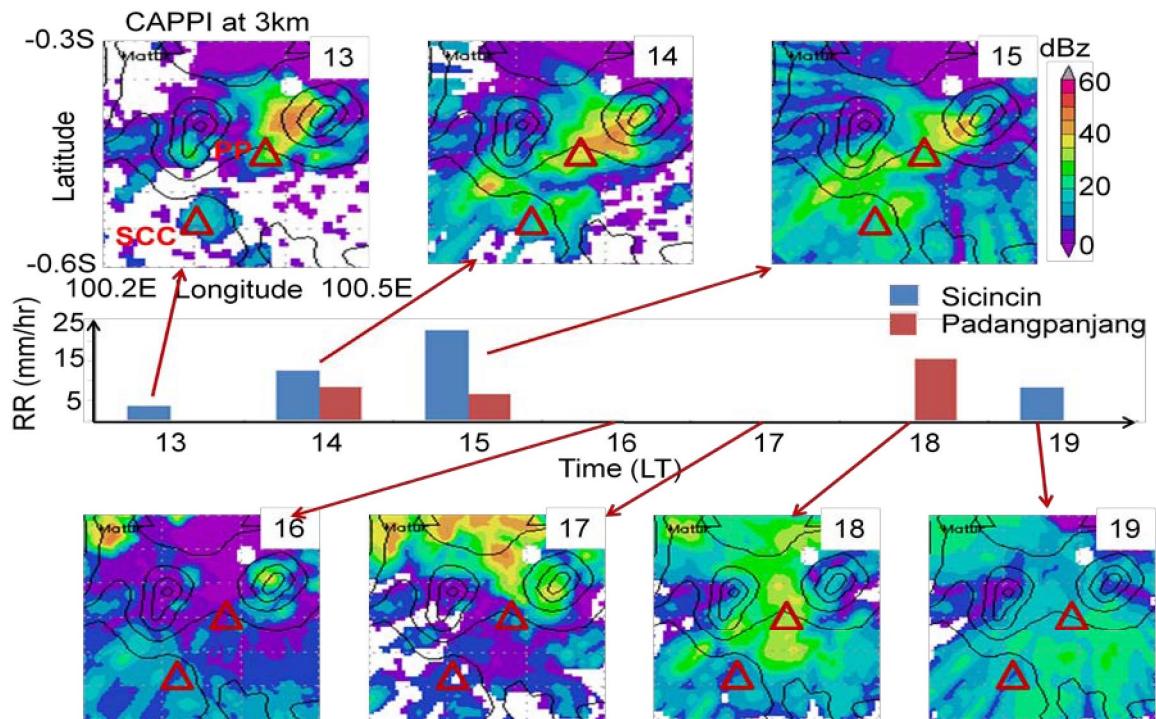


Fig. 3, rain distribution in mountainous area shows by CAPPI of XDR at height 3 km on April 10th 2004 compares with rainfall in Padangpanjang and Sicincin.

Echo intensity of CAPPI at 16 LT and at 17 LT in Padangpanjang and Sicincin shows smaller than previous time. Similarly, no rainfall is detected both in Padangpanjang and Sicincin.

The echo intensity of CAPPI in Padangpanjang is much stronger than Sicincin at 18 LT. This result is consistent with rainfall in Padangpanjang which is detected by raingauge. Rainfall detected in Padangpanjang but no rainfall detected in Sicincin. This condition is different with the condition at 13-15 LT. We suggest that sea breeze at 18 LT is much slower than at 13-15 LT. The difference of temperature between sea and land is not so large due to slower wind at 18 LT. Rain in Padangpanjang is not retained. The intensity echo in Padangpanjang is weaker at 19 LT. There is no rain detected in Panjangpanjang. However rain is detected in Sicincin at that time.

3.3. Types of precipitation cloud

Fig. 4 shows the reflectivity at cross section of -0.45S at 1300 LT. Precipitating cloud developed vertically and reached 8 km above Padangpanjang (PP).

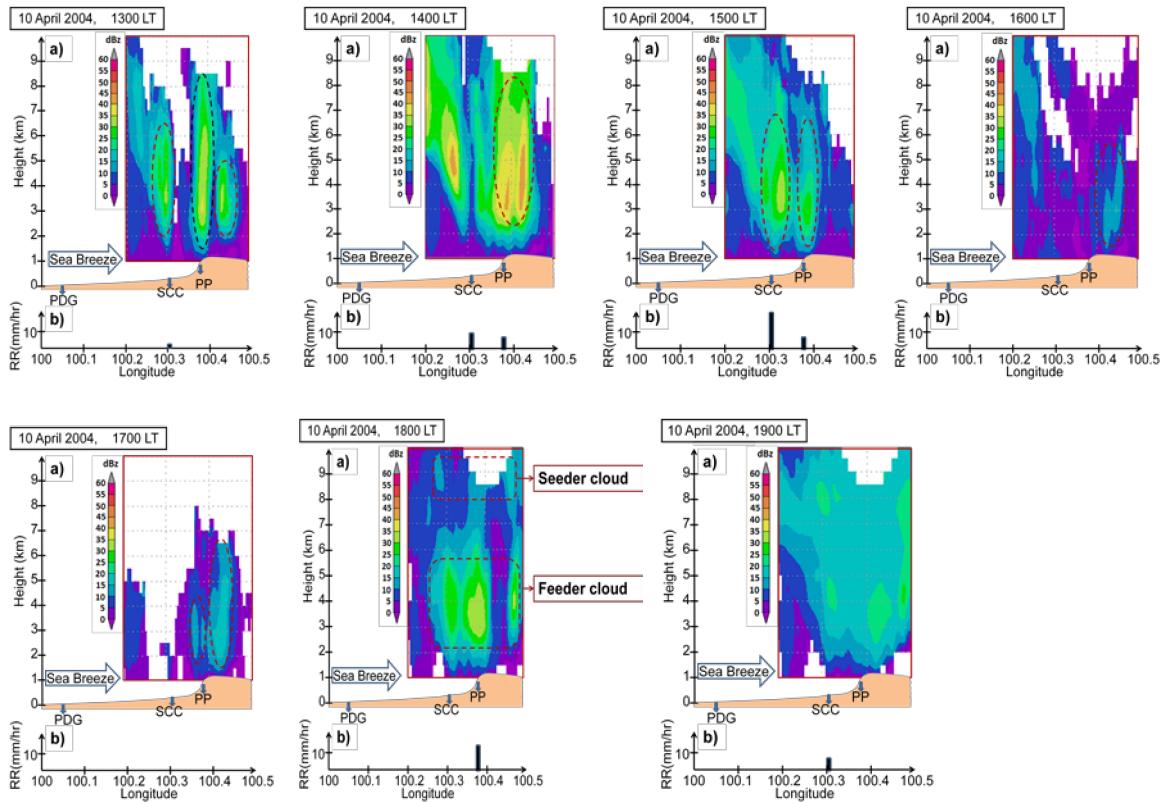


Fig. 4. Hourly comparing of Radar reflectivity and rainrate on April 10th 2004 a). Longitude-Height (Cross section at -0.45S) of radar reflectivity. b) Longitude-rainfall intensity.

Two other clouds developed vertically above Sicincin (SCC) and above location “near” by Padangpanjang, but the height of those clouds is lower than the cloud above Padangpanjang. We suggest that mountainous barrier blocked the sea breeze above Padangpanjang and lifted up moist air to the higher place. This condition produced a cloud of comulonimbus type. Fig. 6a shows wind profile in Kototabang at 1300 LT. Mostly wind blows to the west in Kototabang at 1300 LT as shown in Fig. 5a. It suggests that convergence occurred and resulted as precipitation cloud above “near” Padangpanjang. At that time there was no rain detected at the surface in Padangpanjang but less rain was detected in Sicincin.

The cloud expanded and rain rate in Padangpanjang was 8.4 mm/hr at 1400 LT is shown by Fig. 4. Precipitating cloud decreased above Padangpanjang at 1500 LT. New precipitating cloud with less reflectivity was detected by radar at 1600 LT and at 1700 LT above Padangpanjang. There was no rain detected by rainrauge at the surface of Padangpanjang.

Two levels of precipitating cloud developed at 1800 LT with strong reflectivity. We suggest that the upper level cloud was the seeder cloud and second level cloud was the feeder cloud. At this time seeder feeder enhancement plays the role and resulted rain rate about 15.6 mm/hr at the surface of Padangpanjang. Rain rate almost doubled from 1400 LT.

There was no precipitating cloud with strong reflectivity at 1900 LT above Padangpanjang. It seems precipitating cloud with less reflectivity expanded from the surface up to 9 km in vertical height. Decreasing of temperature at 1900 LT might be the reason why the moist air expanded near of the surface. Wind direction at Fig. 5b shows that wind blew to the east in Kototabang at 1900 LT. It suggests that the sea breeze still occurs at that time. Fig. 5c shows that wind blew to the west above 5 km. It might be the reason of rain which occurred in Sicincin at 1900 LT. Precipitating cloud was brought by the wind from Padangpanjang to Sicincin.

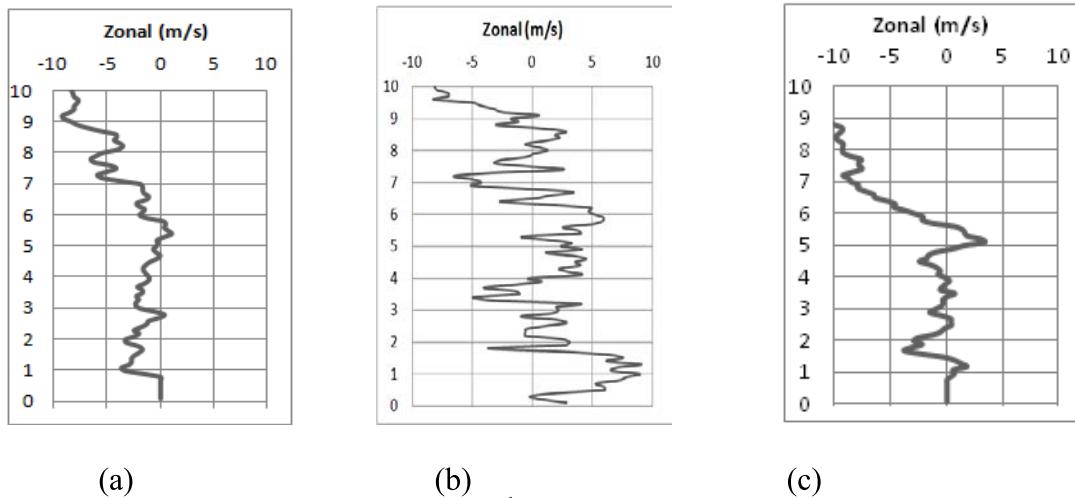


Fig. 5. Zonal wind profile on April 10th 2004 in (a) Kototabang at 1300 LT. (b) Padang at 1900 LT. (c) Kototabang at 1900 LT.

4. Conclusions and future work

Short discussion has been made and we conclude as follows:

1. The sea breeze blew to the mountainous area at 14.00 LT, and cumulonimbus cloud above Padangpanjang developed as a result of upslope triggering of convection.
2. The seeder-feeder mechanism orographic enhancement detected at 18.00 LT in Padangpanjang. It was shown by reflectivity of XDR that two levels of cloud detected and higher rain rate occurred at the surface.
3. Wind blew to the west at mountainous area (Kototabang) at 19.00 LT, and it brought precipitation cloud to the west (From Padangpanjang to Sicincin).

In the near future we will analyze another set of data to find other cases of orographic precipitation in Padangpanjang.

Acknowledgment:

The authors are grateful to Prof. Y. Fujiyoshi and Dr. M. Kawashima for their valuable comments. We also thank to J. -I Hamada and all colleagues for their data and support.

References

- [1] Sakagami, F.R. Ohgushi, and D.W. Roubik, 1990: *Natural History of Social Wasp and Bees in Equatorial Sumatra*, Hokkaido University Press, Sapporo, Japan, 274pp.
- [2] Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 87–230..
- [3] Gray, W. R., Seed, A.W., The characterization of orographic rainfall, *Meteorol. Appl.* 7, 105-119., 2000.
- [4] Bader, M. J., and W. T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 269–280.
- [5] 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.

HARIMAU2011 MP レーダー観測によるスマトラ沿岸豪雨帯の特徴

森 修一¹, 濱田純一¹, 服部美紀¹, 上米良秀行², 伍 培明¹, 一柳錦平^{1,3}, Fadli Syamsudin⁴,

Ardhi A. Arbain⁴, Sopia Lestari⁴, 松本 淳^{1,5} 山中大学^{1,6}

1 JAMSTEC 2 ICHARM 3 熊本大自然 4 BPPT/Indonesia 5 首都大都市環境 6 神戸大院理

1. 背景と目的

アジアモンスーン域の沿岸海上には衛星観測等から数多くの沿岸豪雨帯(Coastal Heavy Rainband: CHeR)の存在が認められており、その時空間変動により大量の人口を抱える沿岸陸域の降水量も大きく変化する。CHeRは細長い山脈が存在している海岸線の南西側沿岸、北半球夏季に出現する場合が多いため、南西モンスーンが山脈にぶつかり降水をもたらすWind-Terrain Interaction(WTI)の結果として説明されることが多い(Xie et al. 2006)。一方、インドネシア・スマトラ島南西沿岸に形成されるCHeRは、衛星観測から長さ数100kmに達する巨大な豪雨帯ではあるが、下層風の風向風速に関わらず通年で出現が認められており、これをWTIのみで説明することは難しく、むしろ沿岸海陸間に日々発生する日変化対流の集積結果であることが示唆されている(Mori et al. 2011)。このスマトラ島CHeRの形成過程および時空間変動の詳細を調べるため、CINDY2011(Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the year 2011)に同期した2011年12月の1ヶ月間、2台のXバンド・レーダー、地上気象観測網、レーウィンゾンデ等を用いた現地集中観測(HARIMAU2011)を実施した。

2. 集中観測体制

TRMM衛星観測等から、スマトラ島CHeRはスマトラ島南西海岸と、その南西沖合約150kmに位置するMentawai諸島に挟まれたMentawai海峡上に形成されることが知られている(Mori et al. 2004ほか)。このCHeRを形成する対流システムの発生から、CHeRの形成と維持、そして消滅までのライフサイクルとその動態を調べるために、Minangkabau国際空港(MIA)隣地にXバンド・ドップラーレーダー(MIA-XDR)，ここから北西約50 kmのMuara Putusに可搬型Xバンド・マルチパラメータレーダー(MPR)を配置し、各々観測レンジ160 km、10分間隔のVolume Scan観測を実施した。また、両レーダー観測被覆域内に、自動気象ステーション5地点、雨量計10地点、ディストロメータ2地点の地上気象観測網を展開し、Mentawai海峡の両岸のスマトラ島TabingとSipora島で4-8回/日のレーウィンゾンデ集中観測、安定同位体解析用降水サンプリング、およびMentawai海峡上空を横断する無人航空機(UAV)ゾンデ観測を実施した(図1)。また、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

集中観測期間中には(CINDYによる識別名により)MJO-2およびMJO-3として同定された大規模対流システムが各々11/28-12/04頃と12/10-26頃にスマトラ島を通過し、強い西風と多量の降水が観測された。このため、当該期間をI (MJO-2通過期間)、II (対流抑制期)、III (MJO-3通過期間)、IV (対流抑制期)として識別した。衛星観測データ(GSMaP)によると、期間Iでは主に海上に対流活動が活発であるが、陸上では顕著ではない。また、両者の日変化も明瞭ではなく、必ずしも海陸間における対流活動の継続性が見られない。一方、同じくMJO通過期間と同定された期間IIでは海陸共に対流活動が活発であり、特に陸上から海上に移動する日変化が数多く認められた(図2)。一方、MJOの通過有無にかかわらず、レーダー観測からは夜間沿岸海上で発達する数多くのCHeRを捉えることができた。

CHeR形成に関わる沿岸海上における対流活動は、これまで陸上に起源を持つ対流系の日変化海上移動や重力波伝搬により活発化することを考えられていた(Mori et al. 2004ほか)。今回の観測結果によると、①陸上起源の対流が沿岸海上に移動し夜間に単独再発達、②陸上起源の対流が沿岸海上に移動した後、沿岸冲合を東進する対流と統合され再発達、③もともと沿岸海上にあった対流が夜間に単独発達、の3パターンを確認することができ、いずれの場合もCHeRの形成に大きな貢献を果たしている事が分かつてきた。一例として、図4にMPR観測によるパターン②の事例(12月15日、00-07LT)を示す。反射強度(dBZ)の鉛直断面(図4中央)によると、深夜(00LT)まで維持されていた沿岸陸上の対流域が、04LTに掛けて衰弱しながら海上へ移動して(あるいは広がって)いる。同時に沿岸冲合からMJO-3の一部とみられる別の対流域が東進しており、両者は沿岸海上で05LT頃に統合され、06LTに掛けて再発達を示している。この過程を反射因子差(ZDR)の鉛直断面(図4右)で見ると、01LTの沿岸陸上対流の上空には湿った霰と考えられる領域(ZDR<0)があり、その下層には大粒径雨滴を持つと考えられる降水シャフト

($ZDR > 1.5$)が形成されている。その後、04LTに掛けて上空には氷晶あるいは湿雪と考えられる領域($0.5 < ZDR < 2$)が沿岸海上に伸び、東進対流と統合された後の06LTには再び下層に大粒径雨滴を持つと考えられる降水シャフト($ZDR > 1.5$)が形成されていた。今後、同事例における他の偏波パラメータの解析や、パターン①および③との比較検討も必要であるが、陸上起源対流から西進する上層雲(アンビル)から落下する氷晶や雪が、下層にある東進海上対流を活発化させ、これを沿岸海上で再発達させた可能性がある。

4. 今後の予定

CHeR形成に関わる異なる3つの過程について、特にMPレーダー観測による偏波パラメータの解析を進めると共に、MJOなど大規模環境場や海陸風など局地循環場も検討しつつ、事例研究を拡大する。特に、長期MIA-XDR観測結果によると、MJOが東インド洋上に位置し海上の東進対流が活発な位相時に、CHeRを構成する沿岸日周期対流の降水強度や西進伝搬が顕著になる(Kamimera et al, 2012)ことから、パターン②を構成する両者のスケール間相互作用等に注目したい。

謝辞

本集中観測の一部は地球規模課題対応国際科学技術協力(SATREPS)「短期気候変動励起起源地域における海陸観測網最適化と高精度降雨予測」、および科学研究費補助金基盤研究(B)一般「熱帯アジア域の沿岸豪雨強風帶:スマトラ島西岸に災害をもたらすメソ気象の発生機構」(課題番号:22310115)の支援を受け実施した。

References

- Kamimera, H., et al., 2012: Modulation of diurnal rainfall cycle by the Madden-Julian oscillation Based on one-year continuous observations with a meteorological radar in west Sumatera. *SOLA*, 8, 111-114.
- 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.
- Mori, S., et al., 2011: Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia, observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 Campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89A, 61-81.
- Xie, S. P., H. Xu, N. H. Saji, Y. Wang, and W. T. Liu, 2006: Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection. *J. Climate*, 19, 3420–3429.

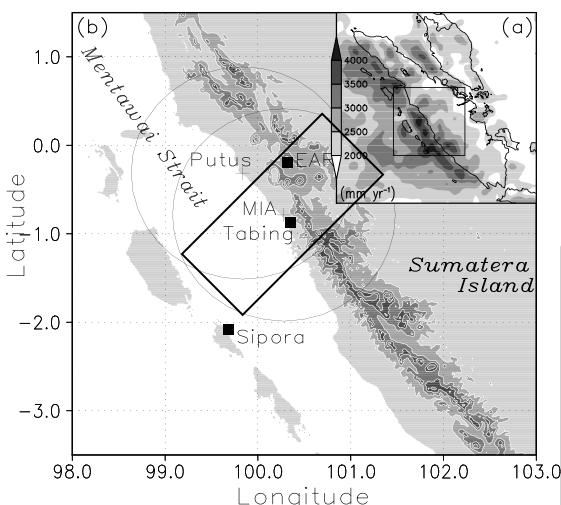


図 1 (a)スマトラ島全図とTRMM観測年平均降水量(1998-2008年)。(b)集中観測配置図で、(a)内の矩形に対応。SiporaおよびTabingはゾンデ観測点。2つの円はMIA-XDRおよびMPRの観測範囲(共に半径160km), MIA-XDR観測範囲内の矩形領域は図2の解析範囲、等高線は500m毎の等高線を各々示す。

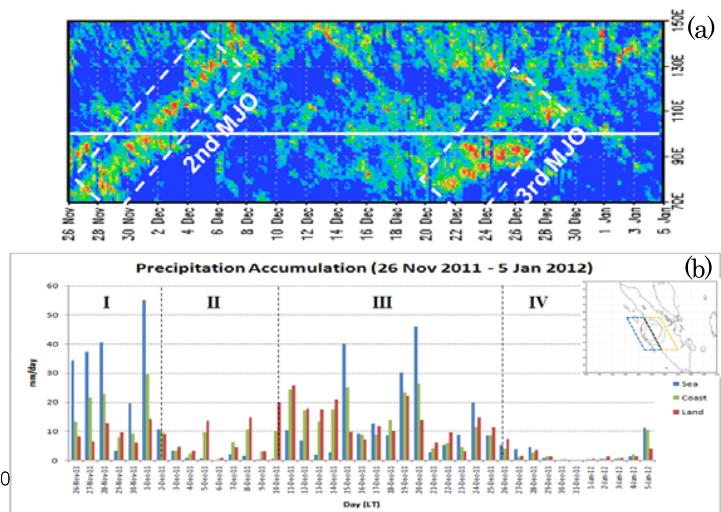


図 2 (a)集中観測期間におけるGSMaP NRTによる赤道上の降水強度経度ホフメラー図。白い横実線は集中観測地域を代表する東経100度、2つの斜めの白い破線矩形は、CINDYで同定されたMJO-2および-3を示す。(b)同期間における海域、沿岸域、陸域に分けたGSMaPによる領域平均日降水量。各領域はグラフ右上のパネルに示す。期間I, II, III, IVの詳細は本文参照のこと。

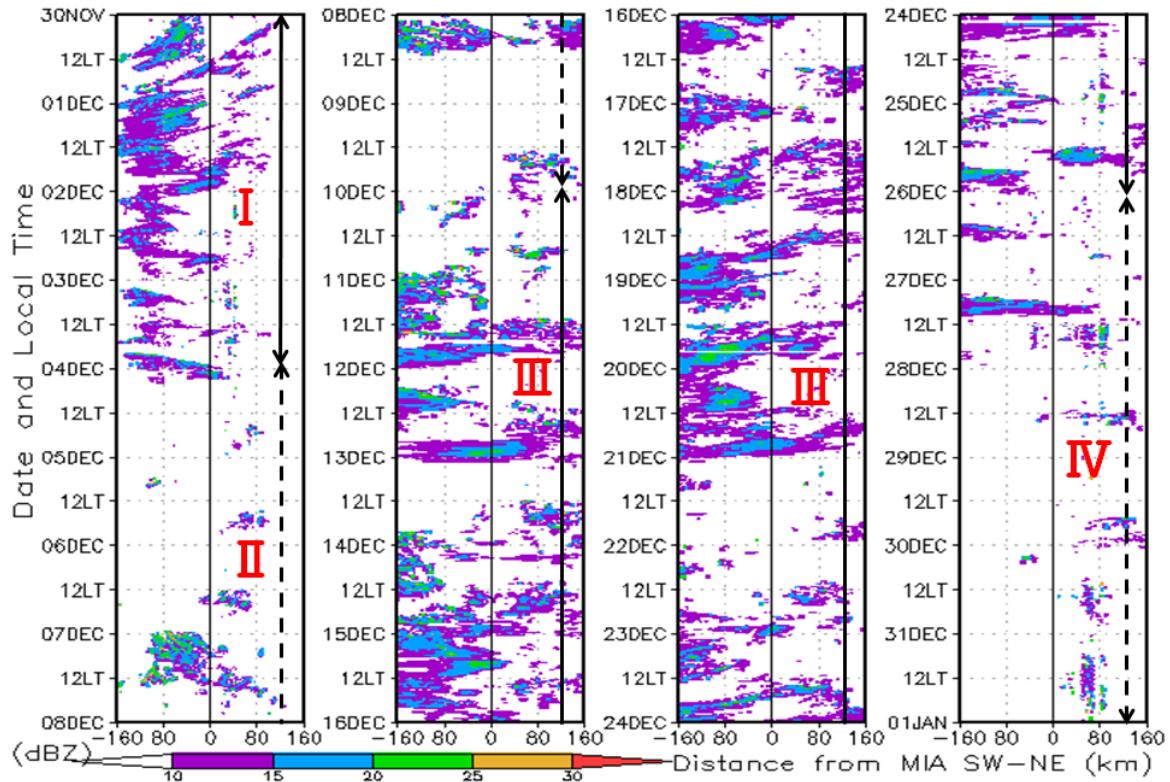


図3 集中観測期間中におけるMIA-XDRレーダー反射強度(高度 2km)の時系列変化. 解析対象領域は図1(b)矩形領域内で、各パネル横軸の0点が海岸線(MIA-XDR観測サイト), 正(北東側)がスマトラ島上, 負(南西側)がインド洋上を示す. 矢印区間(I, II, III, IV)は本文参照のこと.

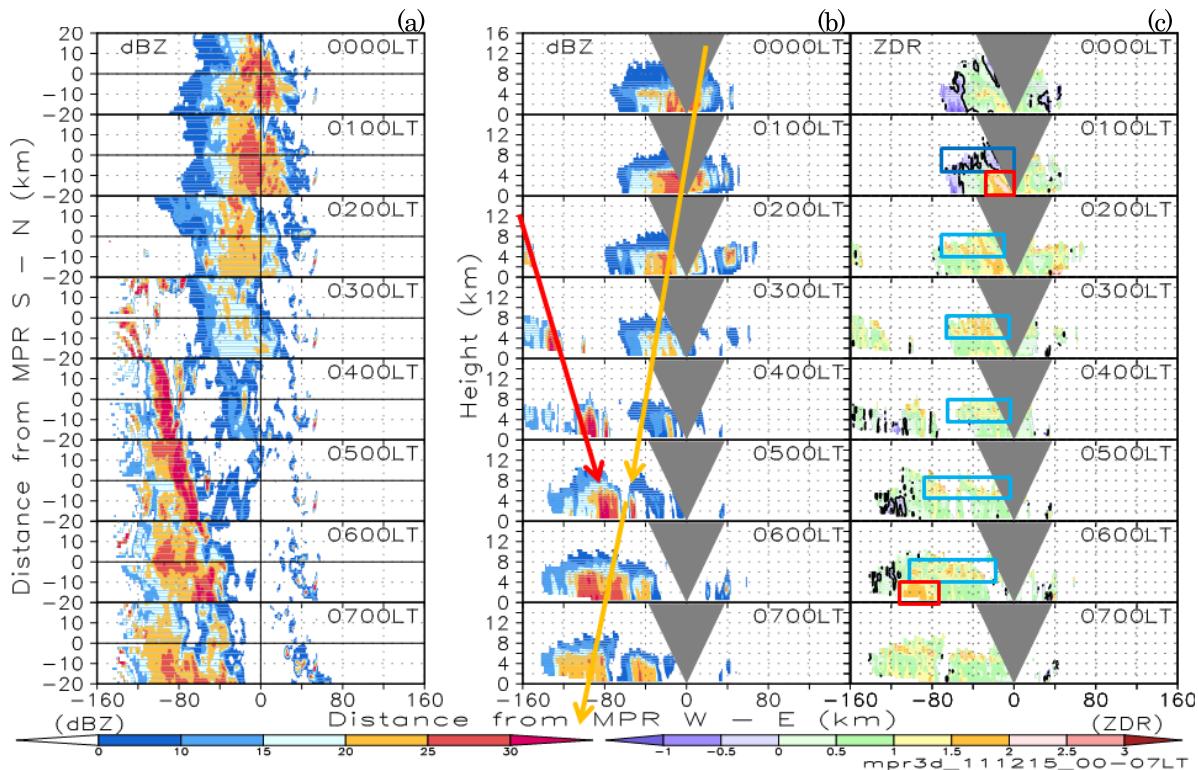


図4 2013年12月15日, 00-07LTにおけるMPR観測事例. (a) MPR観測範囲を南北-東西方向に切り出した高度 2kmの反射強度. 横軸の0点が海岸線(MPR観測サイト), 正(北東側)がスマトラ島上, 負(南西側)がインド洋上を示し, 縦軸は南北-東西方向の横幅(km)に対応. (b) および(c)は, (a)の中心線(各縦軸0線)に対応する反射強度と反射因子差(ZDR)の鉛直断面. (b)内の矢印は各エコーの移動方向, (b)内の矩形は上層および下層の特徴的なZDR分布範囲を示し, 詳細は本文参照のこと.

HARIMAU2011集中観測期間のスマトラ島沿岸多雨域の降水特性と大気鉛直構造の変化

浜田純一・森修一・伍培明・上米良秀行・服部美紀・久保田尚之・中山大学(海洋研究開発機構)
Ardhi A. Arbain・Sopia Lestari・Fadli Syamsudin(インドネシア技術評価応用庁)

1. スマトラ島沿岸多雨域における気象観測

過去の TRMM 観測結果などより、インドネシア海大陸域の大規模島嶼周辺では降水日変化が卓越し、降水分布・変動の海陸コントラストが明瞭であることが知られている(Mori et al, 2004 他)。特にスマトラ島西部沿岸に多雨域が存在することが知られ、スマトラ島上から日周期で伝播する対流活動が、沿岸多雨域の形成に寄与していることが示唆されている(Mori et al, 2011 他)。また、MJO と降水日変化との関連も指摘され、インド洋上に MJO に伴う対流活動域が位置する際に、最も日変化が顕著(振幅最大、位相変化なし)であることが、気象レーダー観測等により統計的に示されている(Kamimura et al, 2012 他)。

そこで、スマトラ島沿岸多雨域における降水特性、及びその生成機構を明らかにするため、スマトラ島沿岸のシボラ島で初めての長期間のラジオゾンデ集中観測を含む、多地点ラジオゾンデ・気象レーダー同時集中観測(HARIMAU2011)が、CINDY2011(<http://www.jamstec.go.jp/iorgc/cindy/>)とも連携し、2011年12月を中心に実施された(詳細は森他の発表を参照)。本発表では、シボラ島における気象観測結果を中心に報告する。

2. HARIMAU2011 集中観測網及び観測データ

2011年12月1日から2012年1月1日を集中観測期間として、スマトラ島西岸のミナンカバウ国際空港(MIA、 100.30° E, 0.79° S)とムアラプトゥス(99.84° E, 0.31° S)において、Xバンド気象ドップラーレーダーによるデュアル観測を実施した。また、ラジオゾンデ観測をシボラ島(99.58° E, 2.04° S, 1日4回~8回)、及びインドネシア気象気候地球物理庁(BMKG)タビン観測所(100.35° E, 0.88° S, 1日4回)において実施した。さらに、スマトラ島上の気象レーダー観測視野内やシボラ島において、自記雨量計や地上自動気象観測装置(AWS)による観測を行った。また、インドネシア赤道域のカリマンタン島ポンティアナ、スラウェシ島マナド、ビアク島ビアクにおいてウインドプロファイラ観測を実施し、BMKGによる同地点のラジオゾンデデータ、及びCバンド気象レーダーデータも合わせて入手することで、MJO の海大陸域通過を監視し得る観測網を構築した。

3. シボラ島におけるラジオゾンデ・地上気象観測結果

集中観測期間中、MJO に関連した対流活動域がスマトラ島周辺を2度通過していた。1度目は観測開始直後、2度目は観測終盤の12月25日前後であった。ただし、2度目のMJOは、インド洋東部で発生した対流域が海大陸上へ東進する特徴を示すが、Wheeler and Hendon (2004) の MJO index では、インド洋上から海大陸域へ東進する MJO としては同定されていない(弱振幅で海大陸域に停滞)。

図1及び図2にシボラ島におけるゾンデ観測結果を示す。地表付近(地表から高度1kmまでの平均)の風速変動から観測期間は弱風期(期間平均風速(約6m/s)より風速が弱い期間、12/05~14、12/28以降)、及び強風期(平均より風速が強い期間、観測開始より12/05まで、12/14~28)に区分できる。地表付近の風には数日程度の変動が見られるが、特に弱風期から強風期への入れ替わりが MJO 対流活動域のスマトラ島沿岸域の通過に対応していた。MJO 通過時には、対流圈下層の卓越風向が南東から北西に変化すると共に、地表付近から西風極大の高度が徐々に高くなった後、風速が全般に弱まる傾向が見られた(風向は MJO 通過前後で南東風から北西風へ変化)。また、地表付近の風速も最大15m/sと非常に強い風が観測された。また、強風期には湿潤で可降水量も多く、降水が活発であるのに対し、弱風時には乾燥し、ほとんど降水が見られなかった。

4.まとめ、今後の課題

HARIMAU2011集中観測期間に、スマトラ島周辺ではMJOに対応した対流域の通過が確認され、MJO対流活動に伴う対流圏下層の風速強化が見られた。また、西向きに伝播する対流活動域と関連しているとみられる、数日程度の周期で、下層風が段階的に強化されていることが分かった(図なし)。スマトラ島沿岸多雨域の降水は強風時に集中してみられた。過去の研究で示されているように、沿岸多雨域において、MJOの対流中心がインド洋上にあるときに、降水活動が活発であることが分かったが、一方で、MJOの定義自体の問題も見られた。

今後の課題としては、レーダー観測データを用いた沿岸多雨域の日変化、降水雲鉛直構造(対流性・層状性)の特徴を示すことや、多地点雨量計データを用いて、スマトラ島上の対流降水活動と沿岸域の降水活動との関連を示すこと(沿岸域の降水がスマトラ島山岳域の日午後対流活動により、引き続々夜間に励起されているかどうかの検討)が必要だと考えている。

参考文献:

- Kamimura, H., et al., 2012: Modulation of Diurnal Rainfall Cycle by the Madden-Julian Oscillation Based on One-Year Continuous Observations with a Meteorological Radar in West Sumatera. *SOLA*, **8**, 111-114.
- Mori, S., et al., 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2021-2039.
- Mori, S., et al., 2011: Convective Systems Developed along the Coastline of Sumatera Island, Indonesia, Observed with an X-band Doppler Radar during the HARIMAU2006 Campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 61-81.
- Wheeler, M. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

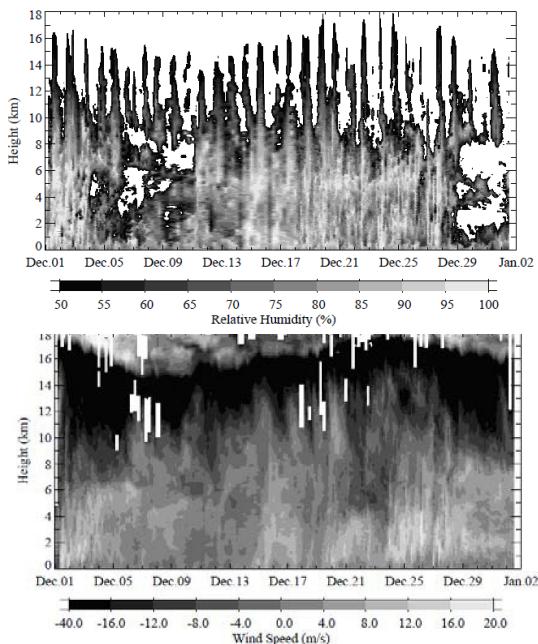


図1:シボラ島におけるラジオゾンデ観測による相対湿度(上図)、及び東西風(下図)の時間高度変化。

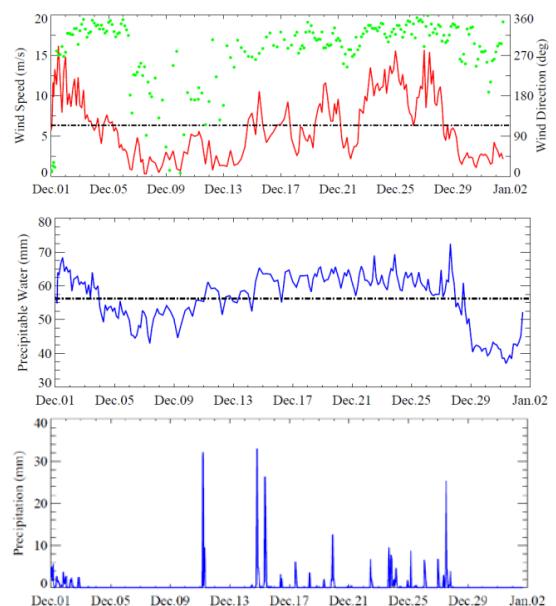


図2:シボラ島におけるラジオゾンデ観測による地表付近(地表から高度1km平均)の風向・風速(上図)、可降水量(中図)、及びAWSによる地上雨量(下図、1時間値)変動。

Hydrometeorological Significance of C-band Radar Echoes Migrating over Ciliwung River Basin, West Java

Reni Sulistyowati^{1,2,3}, Ratih Indri Hapsari¹, Fadli Syamsudin³, Shuichi Mori²,
Satoru T. Oishi¹, Manabu D. Yamanaka^{3,2,1}

¹Kobe University, Japan

²Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japan

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

Tropical rivers returning water to ocean compensate water vapor supply from ocean to atmosphere, and resultant tropical rainfall produces latent heat, which sustains the global climate. Recent studies have suggested that water input from atmosphere to rivers by rainfall in tropical coastlines has dominant diurnal cycle. Here we show evidence of persistent existence of diurnal cycle in a tropical river water level, which is consistent with that in rainfall. The river diurnal cycle has a local-time locked 24-h periodicity and a 10 cm-order amplitude, distinguished from effects of oceanic and atmospheric tides. Observationally derived rainfall-water level relationship with a time lag may be important as a practical criterion to issue flood warning which is causing serious disasters in tropics.

The tropical water cycle contributes to the global energy budget through heating because of water vapor infrared absorption and cloud latent heat release, as well as cooling due to cloud top albedo¹. In the tropics, the maximum of convective cloud activity and rainfall is located in Indonesian maritime continent (IMC)^{2,3}, where world's fourth largest population is concentrated along rivers near coastline of large islands. Therefore, the hydrologic cycle over IMC is important both climatologically and socially.

Jakarta, the capital city of Indonesia, located in the lowlands at an average altitude of 2.4 m above sea level, is flooded almost every year recently. The most important river is Ciliwung, 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 97 km and 476 km² respectively. It has 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 extreme rainfall that occurs in a short time at the upstream can lead to the flood in Jakarta area in the downstream⁴.

Several studies^{5,6} have shown rainfall with diurnal cycle over major islands of IMC including Jakarta area, which is induced by development of cloud system accompanied with local (sea-land breeze) circulation. In the case of a severe flood event in 2007, rainfall with clouds migrating from south (mountain) to north (coast) mainly after sunset was amplified with a strong persistent trans-equatorial monsoon from the Northern Hemisphere⁷, which has been confirmed by time-lagged ensemble downscaling experiments with a regional atmospheric model (JMA-NHM)⁸. Water level data of Ciliwung River during this flood and one flood event in 2002 have shown about 2 m raises after peaks of rainfall with the diurnal cycle (Kusakabe, T., private communication).

We have carried out observations of the diurnal-cycle rainfalls over Jakarta area during January 15 – February 15, 2010, as the final intensive observational period of a 5-year project called Hydrometeorological ARray for Isv-Monsoon Automonitoring⁹ (HARIMAU 2010 IOP). We have been operating a C-band Doppler radar (CDR) installed at Serpong (106.70E and 6.40S; 46 m MSL), and five stations for rawinsonde and surface meteorological observations. The CDR can observe rainfalls over Jakarta area with a time resolution of 6 min and a horizontal range of about 105 km, from which we have used 2 km

constant altitude plan positioning indicator (CAPPI) data over Ciliwung river basin (6.17°S – 6.82°S ; 106.75°E – 107.25°E) for the present study. The 6-min radar reflectivity is converted into the surface rainfall in the Ciliwung river basin using Marshall-Palmer formula ($Z=200R^{1.6}$).

We have also obtained automatic water level recorder (AWLR) data at Manggarai (6.21°S , 106.85°E) which is located in the downstream of Ciliwung River during the HARIMAU 2010 IOP. The water level is measured by AWLR and transmitted by automatic telemetry with time resolution of 15-min.

Fig. 1 shows temporal variations of the water level at Manggarai, compared with rainfall and rain cloud migration during the HARIMAU 2010 IOP. Some small floods occurred but are not so serious as in 2002 and 2007. At Manggarai, the mean water level is 3.72 m. 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. Fig. 3 shows anomalies of the water level from each daily mean value. 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).

Fig. 4 shows histogram of average hourly precipitation observed by 5-AWS over Jakarta regions. Time series of rainfall indicates that there exists diurnal variations component and it has similar pattern with diurnal cycle of water level.

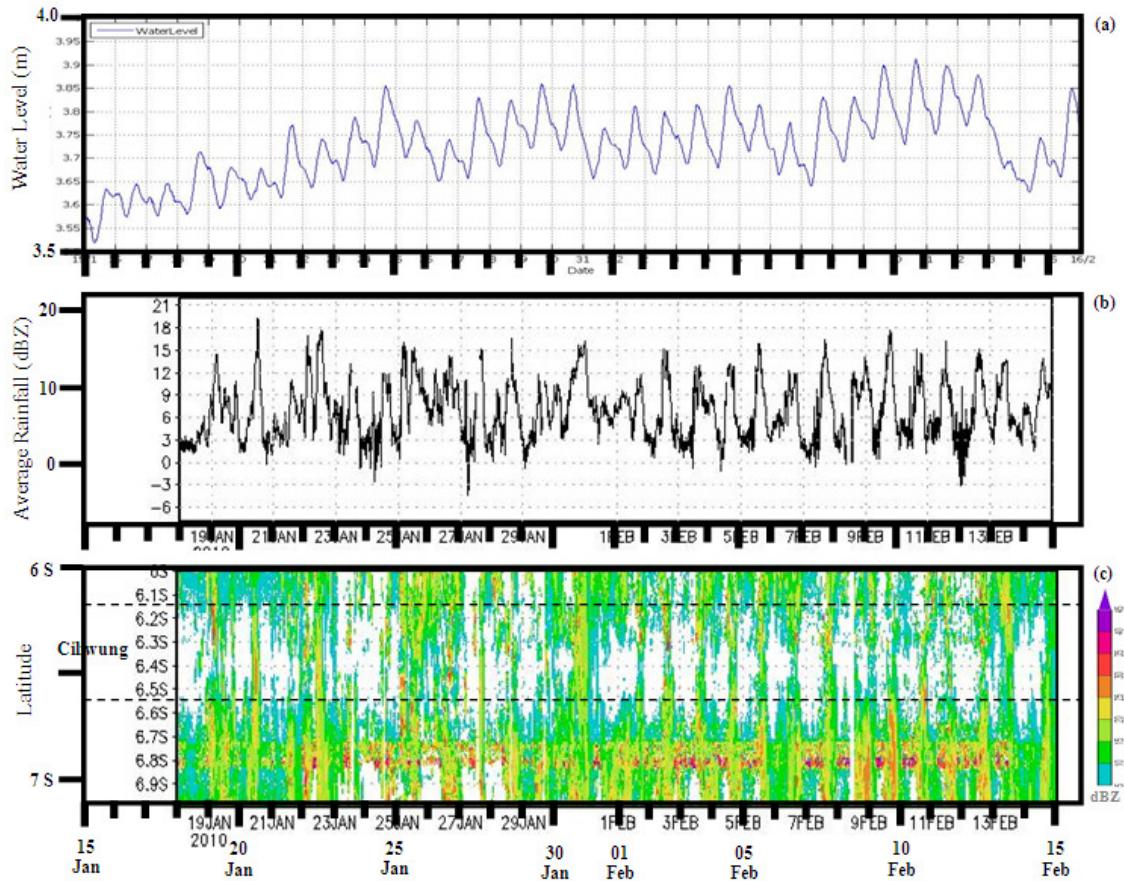


Figure 1. Temporal variations of water level recorder at Manggarai Station for one month period (a); average rainfall from CDR data (b); and time-latitude cross section of rainfall over Ciliwung river basin (c) at 2 km CAPPI data.

Some foregoing studies have reported diurnal cycles of rivers in mid-latitudes^{10,11}, which are mainly due to daytime increase of evapotranspiration, infiltration or snow-melting under less rainfall conditions, and much weaker than the present case. Artificial water controls might cause a diurnal cycle¹², but there were no such operations during the observational period. We have done a spectral analysis (see Fig. 2) and wavelet analysis

(figures omitted here) and have confirmed that the diurnal cycles repeated throughout the observational period.

The diurnal cycle of water level during this period is not explained by the oceanic tide. The diurnal component is dominant as shown in Fig. 2. The phase of the diurnal cycle is fixed to local time (see Fig. 3) without essential modification by the lunar cycle, and does not vanish even in monthly average. Although Batavia (the old name of Jakarta) was a place of discovery of the global atmospheric tide dominant around equator¹³, its diurnal component is again weaker than semidiurnal, and the surface pressure amplitude is about 0.6 hPa, corresponding to a water level down/up with 0.6 cm at 2 and 14 LST, which is clearly smaller than the observed diurnal cycle.

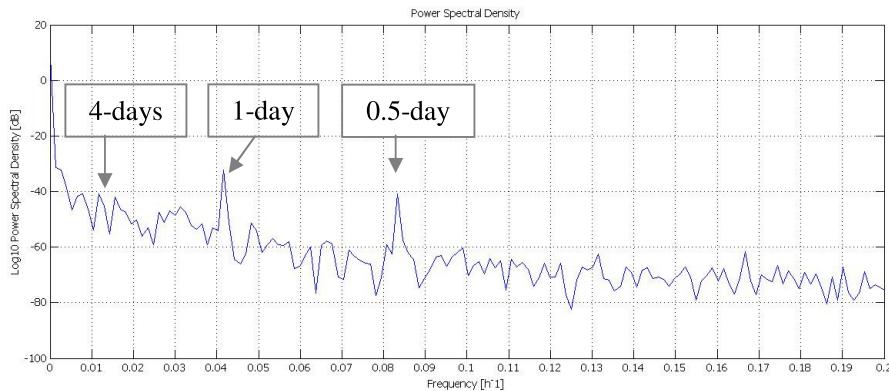


Figure 2. Spectral analysis of water level recorder at Manggarai Station. Maximum values indicate the diurnal oscillation (period of 1-day), also half-day and 4-day periodicity.

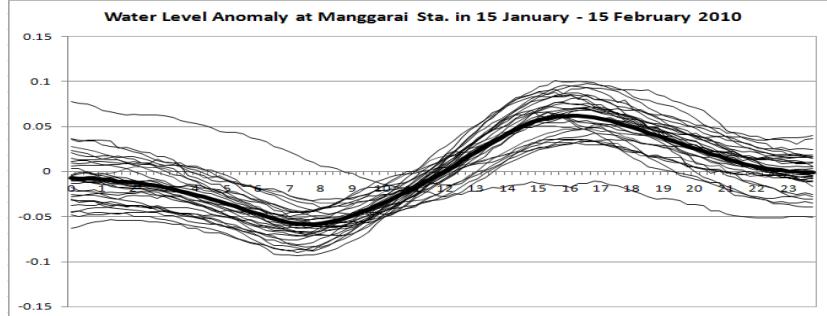


Figure 3. Diurnal variation of water level anomaly at Manggarai Station for one month period (thinner line) and averaged for those period (thicker line), from 15 January to 15 February 2010.

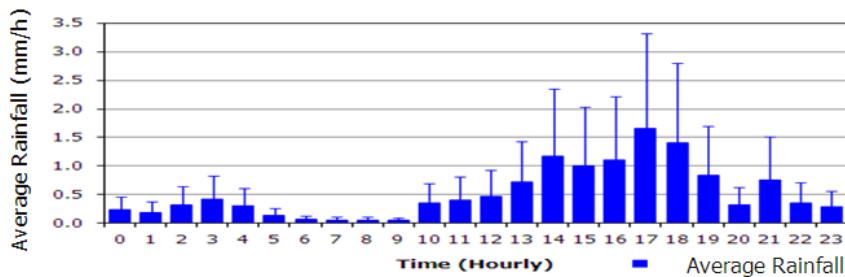


Figure 4. A histogram of rainfall data over Jakarta regions for each hour during 15 January to 15 February 2010.

Therefore the cause of observed diurnal cycle of Ciliwung River should be almost uniquely explained by that of rainfall, which has been shown in Fig. 1. From the AWS data, the maximum of the latter diurnal cycle occurred around 17LST, which is almost

simultaneous to the former. However, local instant rainfall (maximum about 10 mm/h for 4 hours, which is about 40 mm in daily rainfall) cannot explain the water level increase of 0.1 m or 100 mm, so we must consider transport of water provided already by past rainfalls in the upstream catchment area. The CDR data support this, and also show migrations of rainfall areas or clouds in the meridional direction. For example, on February 12 and 14, rainfall concentrated in the southern (mountain) side in the late afternoon, and migrated northward with velocity of 3–6 m/s (Fig. 5). On February 13 or between those two days, rainfall started in the northern (sea) side in the early morning, and migrated southward with velocity about 3 m/s. The maximum rainfall area of about 48 dBZ (roughly corresponding to 36.5 mm/h) migrated meridionally during a life time of around 2–3 hours every day (about 109 mm in daily rainfall), which is close to the maximum rainfall at a fixed station and its life-time total seems comparable to the water level rise of 10 cm.

The rainfall and cloud diurnal cycles are associated with sea-land breeze circulation¹⁴, which is generated by sea-land heat contrast and is dominant along long coastlines around large islands of IMC in the equatorial region free from the synoptic-scale meteorological disturbances (cyclones)^{15,16}. The rainfall and clouds are activated over a convergence between the sea and land breezes, which migrates in the meridional direction from land to sea in the evening and from sea to land in the morning, as observed here. The meridional migration is almost parallel with flow direction of Ciliwung River. When the rainfall migrates in the meridional direction, it provides massive water in a broader area of the Ciliwung river basin, which causes an increase of the water level in the downstream on the next day. Especially if rainfalls migrate continuously from the mountain side to the coast (northward), floods may be more dangerous to Jakarta area, as actually occurred during the flood in 2007⁷. During the present observational period, flood occurred smaller than in 2007 on February 10 and 13, 2010.

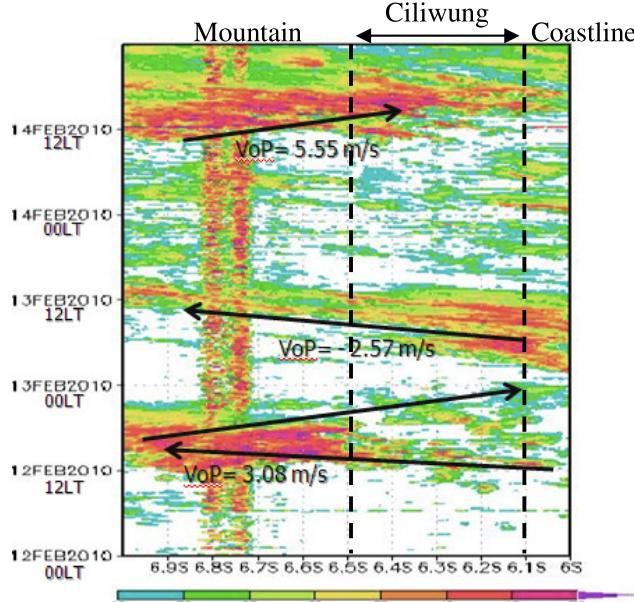


Figure 5. Time-latitude cross section of 2 km CAPPI CDR data during 12 – 14 February 2010.

It has been found through this study that the diurnal cycle with water level amplitudes of 10 cm are generated in Ciliwung River by the rainfall diurnal cycle with about 40 mm in average over the catchment area, if it is migrated then radar echoes have shown the rainfall area is about 400 km², which is almost similar to the catchment area. If the atmosphere and land surface are almost saturated, we estimate that 20 times of river water level (2 m) for a serious flood event may be generated by 20 times of rainfall (800 mm). Because of a time lag between rainfall and water level rise, we may use the value 800 mm of rainfall as a critical value for warning a flood.

Acknowledgements

The first author thanks to Prof. Hidayat Pawitan of Bogor Agricultural University (IPB) for his kind guidance and valuable comments in the first stage of this study, and also to Prof. Jun Matsumoto of Tokyo Metropolitan University (TMU) for his comments and encouragement during this study. 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

- ¹Hartmann, D. L. *Global Physical Climatology* (Academic Press, San Diego, 1994).
- ²Ramage, C.S. Role of a tropical “maritime continent” in the atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.* **96**, 365–370 (1968).
- ³Hamada, J.-I. et al. Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan* **80**, 285–310 (2002).
- ⁴Tachikawa, Y., James, R., Abdullah, K. & Nor, M. (eds), *Catalogue of Rivers for Southeast Asia and The Pacific: Volume V*. (UNESCO-IHP Regional Steering Committee for Southeast Asia and the Pacific, Kyoto, 2004), pp.31-44.
- ⁵Mori, S. et al. Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatra Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 2021–2039 (2004).
- ⁶Araki, R., Yamanaka, M. D., Murata, F., Hashiguchi, H. & Oku, Y. Seasonal and interannual variations of diurnal cycles of local circulation and cloud activity observed at Serpong, West Java, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan* **84A**, 171–194 (2006).
- ⁷Wu, P. M. et al. The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA* **3**, 93–96 (2007).
- ⁸Trilaksono, N.J., Otsuka, S. & Yoden, S.A time-lagged ensemble simulation on the modulation of precipitation over West Java in January–February 2007. *Mon. Wea. Rev.* **140**, 601–616 (2012).
- ⁹Yamanaka, M. D., et al. HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *J. Disaster. Res.* **3**, 78–88 (2008).
- ¹⁰Burt, T.P. Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow. *J. Hydrol.* **41**, 291–301 (1979).
- ¹¹Lundquist, J.D. & Cayan, D. R. Seasonal and spatial patterns in diurnal cycles in streamflow in the western United States. *J. Hydrometeorol.* **3**, 591–603 (2002).
- ¹²White, M.A., Schmidt, J. C. & Topping, T. J. Application of wavelet analysis for monitoring the hydrologic effects of DAM operation: Glen Canyon DAM and the Colorado River at Lees Ferry, Arizona. *River Res. Applic.* **21**, 551–565 (2005).
- ¹³Hagan, M., Forbes, J. & Richmond A. Atmospheric Tides. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (Academic Press, Amsterdam, 2002) pp.159–165.
- ¹⁴Wu, P.-M., Hara, M., Hamada, J.-I., Yamanaka, M. D. & Kimura, F. Why heavy rainfall occurs frequently over the sea in the vicinity of western Sumatra Island during nighttime. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **48**, 1345–1361 (2009).
- ¹⁵Mori, S., et al. Diurnal rainfall peak migrations around Sumatra Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 2021–2039 (2004).
- ¹⁶Sakurai, N., et al. Diurnal cycle of migration of convective cloud systems over Sumatra Island. *J. Meteor. Soc. Japan* **83**, 835–850 (2005).

Raindrop Size Distribution Measurements in Different MJO Phases

Marzuki^{1,3}, Hiroyuki Hashiguchi¹, Masayuki K. Yamamoto¹, Toshiaki Kozu², Toyoshi Shimomai²

¹*Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan*

²*Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, Japan*

³*Department of Physics, Andalas University, Indonesia*

1 Introduction

Raindrop size distribution (DSD) reflects the physics of rain and has broad list of applications in meteorology, hydrology, and related sciences. For weather radar data interpretation, the DSD is required to derive radar reflectivity (Z)-rainfall rate (R) relation which is important for converting Z from the radar to the parameter of interest (R). The $Z - R$ relation can be governed by using long-term observation of DSD. However, it is well known that the DSD varies not only within a specific storm type but also across differing storms types and climatic regimes [1, 2, 3], which leads to the variability of $Z - R$ relation. Such variability substantially limits the accuracy of radar-derived rainfall estimates and becomes one of error source of rainfall estimates from the radar [4].

Madden-Julian Oscillation (MJO) is a dominant component of intraseasonal variability (20-90 day) over the tropics [5] and in some regions can have immense societal and economic impacts. Kozu et al. [6] and Marzuki et al.[7] have analyzed the effect of MJO on the DSD, and they found that the DSD during inactive MJO was broader than during active phase, particularly for heavy rain ($R > 10 \text{ mm h}^{-1}$). It was coincident with higher radar reflectivity during the inactive phase than in active phase, for same rainfall rate. However, their analysis is only based on one month data that may cover only few MJO phases. Further advances in understanding must be made in order to improve our overall understanding of the natural variability of the DSD in response to MJO. This proceeding presents a long-term observation of DSD by disdrometer (2003-2010) in different MJO phases, to further clarify the influence of the MJO on the DSD variability, particularly in the convective regime where rainfall is abundant.

2 Data and Methodology

2.1 Disdrometer measurement

The precipitation observations are conducted in the equatorial Indonesia, particularly at Kototabang (hereafter called KT), west Sumatra, Indonesia (0.20°S , 100.32°E , 864 m above sea level). The DSD observation was from a 2D-Video Disdrometer (2DVD). The components and measuring principles of this instrument were given by [8]. The 2DVD has been collecting samples of raindrop spectra nearly continuously over eight years (end of 2002–2010). We constructed the DSD for two-minute intervals, adopt-

ing a 0.2 mm channel interval [9] from 0.4 mm to 10.25 mm. The drops in excess 10 mm are presumably not real drops. We also disregarded very light rain ($R < 0.1 \text{ mm/h}$) or minute DSD recording less than 4 consecutive bins with non-zero values. The possible effect of enclosure and the location of the instrument are still not considered. A threshold of fall speed by using Gunn and Kinzer (GK) observation results [10], is employed to filter out measured spurious drops. In this study, we retained the drops within 65% of GK observations. Furthermore, as mentioned above that we disregarded the drops smaller than 0.4 mm, this will also reduce the number of spurious drops.

The normalized gamma distribution was employed to model the measured DSD, given by [3] as

$$N(D) = N_w f(D/D_m), \quad (1)$$

where $N(D)$ is the DSD in unit of $1 \text{ m}^{-3} \text{ mm}$, N_w is the scaling parameter for drop concentration and D_m is mass-weighted mean diameter. When the DSD follows the gamma distribution, $f(D/D_m)$ and N_w are defined by

$$f(D/D_m) = \frac{6}{4^4} \frac{(4+\mu)^{(\mu+4)}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^\mu e^{-(4+\mu)(\frac{D}{D_m})}, \quad (2)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \frac{LWC}{D_m^4}, \quad (3)$$

$$D_m = M_4/M_3, \quad (4)$$

with ρ_w is water density, M_3 and M_4 are the third and the fourth moment of the DSD, respectively. Liquid water content (LWC) is related to the third moment of the DSD. The value of μ is calculated by

$$\mu = \left(\frac{\sigma_m}{D_m} \right)^2 - 4, \quad (5)$$

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\int_0^{D_{max}} (D - D_m)^2 D^3 N(D) dD}{\int_0^{D_{max}} D^3 N(D) dD}}. \quad (6)$$

2.2 Radar measurement

We analyzed six years data of 1.3 GHz wind profiler. The profiler was located at Global Atmosphere Watch (GAW) observatory of Indonesian Meteorology and Geophysics Agency (BMG), about 300 m away from the EAR site. The profiler echoes were considered as the echoes from precipitation, if rain at the ground surface was detected by

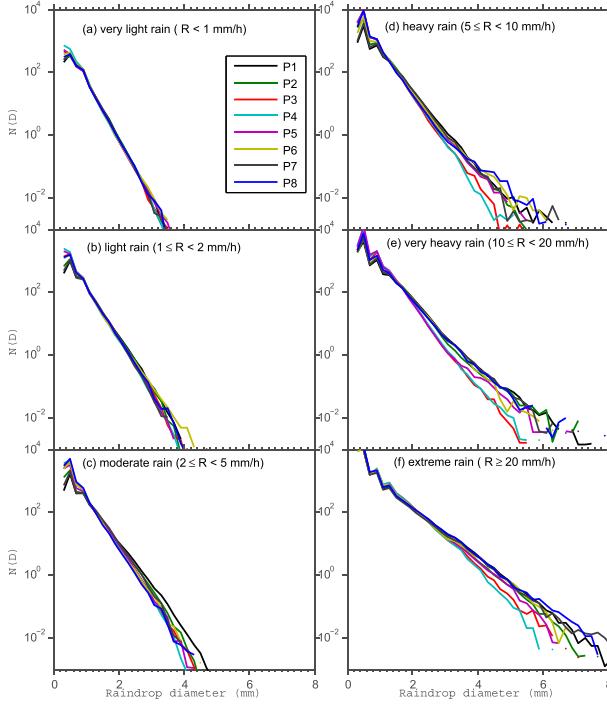


Figure 1: Averaged drop size distributions for six different rain intensity intervals. The boundaries of rain rate and the MJO phases are given. P1 to P8 indicates the MJO phases.

the 2DVD. To ensure that both instruments (2DVD and 1.3-GHz wind profiler) are simultaneously observing rain, the observations are screened to require that the profiler has reflectivities greater than 18 dBZ and mean downward Doppler velocities greater than 3 m/s, while the 2DVD is required to have observed at least 0.1 mm/h rainfall rate in the minute sample. The wind profiler data are used to classify the precipitation type. Precipitations were divided into four categories of rainfall (i.e., stratiform, mixed stratiform/convective, deep convective and shallow convective) based on the algorithm developed by [11].

Another radar is 24 GHz Micro-Rain Radar (MRR) which provides the vertical profile of raindrop size distribution. For convective rain, we need to concern about the rain attenuation of 24 GHz radio frequency of this radar. The characteristics and performance of the MRR was described in detail by [12].

2.3 Classification of MJO Phases

To examine the characteristics of DSD in different MJO phases, it is necessary to define the phase of the disdrometer data. The amplitude and phase of the MJO are determined by using the Real-time Multivariate MJO (RMM) index derived by [13]. The RMM index is constructed by the two leading principal component time series (RMM1 and RMM2) of the empirical orthogonal functions of the near-equatorial (15°S - 15°N) daily zonal winds at 850 and 200 hPa, and OLR (see[13] for further details). The winds are from the National Centers for Atmospheric Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis, while for the OLR data is that mea-

sured by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) polar-orbiting satellites. The RMM1 and RMM2 provide the two-dimensional phase space of MJO and indicate the location of MJO in phase space as a point (RMM1, RMM2). The amplitude of MJO is determined by the distance of a point from the origin. The MJO phase space is divided into eight sectors, from which the location of the MJO convective center between Africa and the eastern Pacific can be inferred. The phases are: phase 1 denotes the period, when the centre of the convective activity (i.e. low-level convergence) is located near Africa, phases 2 and 3 over the Indian Ocean, phases 4 and 5 over the Maritime Continent, phases 6 and 7 over the western Pacific and phase 8 over the eastern Pacific. The cases with the amplitude of MJO being greater than unity were assumed as strong MJO phase.

3 Results

3.1 Averaged raindrop size distributions

To examine the characteristics of the DSD among the MJO phases, we first averaged the DSD from 2003-2010 observations for six different rain intensity intervals (Fig. 1). At very light and light rain rates, the difference in the DSD among the MJO phases is not obvious. However, at heavy rain, concentration of medium and large-size drops are higher in phases 1, 6, 7 and 8 than in other phases. Very heavy and extreme rain rates have similar trend. In next section, because there not enough simultaneous observation of the wind profiler and the 2DVD to study the diurnal and precipitation type variation for the eight individual phases of the MJO, the observations are instead classified into only three categories, i.e., (i) active, (ii) suppressed and (iii) weak MJO phases. Active and suppressed MJO are strong MJO phase in which the amplitude of MJO is greater than unity. At Kototabang, active convection occurs when the MJO is in phases 2, 3, 4, and 5, and suppressed convection occurs when the MJO is in phases 6-8 and 1. All cases with the amplitude of MJO being less than unity were assumed as weak MJO phase. By this classification, we can observe that the DSD during inactive is broader than during active MJO phases, consistent with [6] and [7].

3.2 Precipitation type occurrence in different MJO phases

As shown above, we classified rainfall rate into several intensities. Rainfall rate in excess 10 mm/h are generally convective rain, but lighter rain may be produced by either type. Therefore, an analysis of the DSD through a better rain classification is required. Figures 2-3 shows the diurnal variation of the percentage occurrence and contribution of rainfall at KT for each MJO phases. The main peak of convective rains appears around 14:00-17:00 LT with the main peak at 16:00 LT observed for deep convective rain. Stratiform rain shows bimodal variation with the main peak around 00:00-02:00 LT and a subpeak at 21:00 LT, particularly during active and weak MJO phases. Our result is generally consistent with the diurnal rainfall variation reported

by [14] and [15], but the percentage of shallow convective rain in our result is larger than theirs.

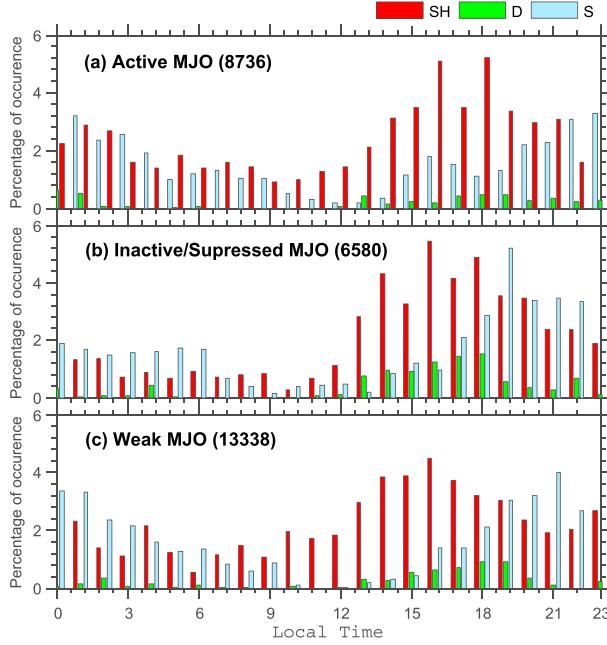


Figure 2: The diurnal variation of precipitation type occurrence at KT from 6 years wind profiler data. The percentage expressed in the figures are relative to the total number of profiles for each MJO phase.

An interesting result can be also seen from Fig. 2 in which the percentage occurrence of shallow convective rain at KT is higher during active than during inactive phases. Furthermore, during active MJO phase, the duration of rain event may be longer than during inactive phases, but its intensity is lower. As consequence, although the number of the rain profile is larger during active than during inactive phases, the total accumulated rainfall at the ground is smaller than during inactive phases (Fig. 3).

3.3 N_w - D_m and Z-R Relations

Figure 4 shows D_m and N_w plot along with the data from Bringi et al.[3]. Bringi et al.[3] found that, on average, the two parameters (N_w and D_m) for stratiform rain distributions lie on a straight line with negative slope resulting from composite disdrometer/radar retrievals that encompass a variety of climatic regimes from near the equator (Papua New Guinea) to the High Plains (Colorado). The two parameters vary from about 2.8 and 1.8 at Colorado to 3.95 and 1.2 at Papua New Guinea. In the present study, the average value of N_w for stratiform rain is close to those found for Papua New Guinea (the closest region to KT). For the convective rain, [3] grouped their data into two distinct cluster corresponding to maritime-like and continental-like clusters. Maritime-like cluster are located around $< D_m > \approx 1.5 - 1.75$ mm and $< N_w > \approx 4 - 4.5$, varying from near the equator (Papua New Guinea) to subtropics (Florida, Brazil) to oceanic (TOGA COARE data). Continental like cluster is characterized by $< D_m > \approx 2.0 - 2.75$ mm and $< N_w > \approx 3 - 3.5$, varying from near the U. S. High plains (Col-

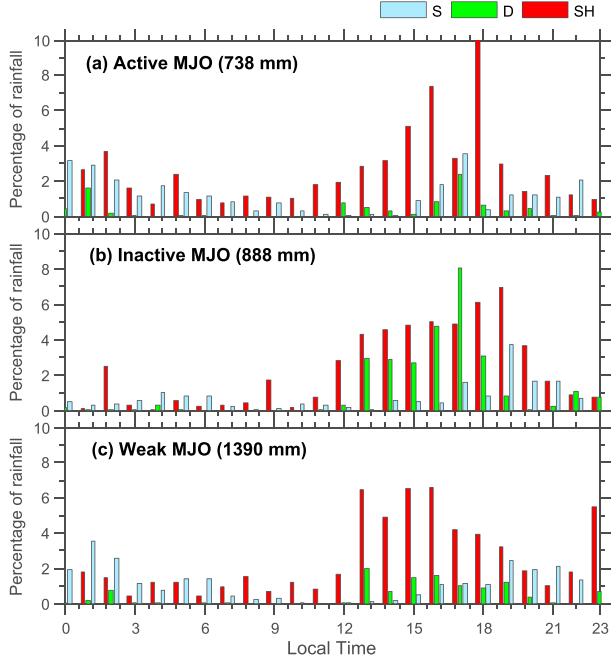


Figure 3: The diurnal variation of the rainfall at KT. The percentage expressed in the figures are relative to the total number of the rainfall for each MJO phase.

orado) to continental (Graz, Austria) to subtropics (Sydney, Australia). It can be seen that average value of N_w and D_m for KT is smaller than the result of [3]. Bringi et al.[3] used a simple scheme to separate stratiform and convective rain types based on the standard deviation of rainfall rate over 5 consecutive DSD samples. If the standard deviation is ≤ 1.5 mm/h then it is classified as stratiform, otherwise it is assumed to be convective. Another point that should be noted in their result is that they only plotted the convective rain with $R > 5$ mm/h. Therefore, their values for convective may cover both convective and stratiform type. If we use the same rain classification as [3], our results lie around tropical/maritime-like cluster of [3], shown in Fig. 5.

The diurnal variation of the DSD is obvious in Figs. 4 and 5 in which the DSD in the first half of the day (00-12 LT) are narrower than those in the second half of the day, as also has been found by [16]. The DSD is often analyzed in the context of weather radar application such as the Z – R relations ($Z = AR^b$). Figure 6 shows the plot of dBR vs. dBZ value on diurnal basis for all precipitation types at KT, during active, inactive and weak MJO phases. To minimize the effect of the spurious variability on disdrometric data we applied the sequential intensity filtering technique (SIFT) proposed by [17]. Variations in A and b of Z – R relation reflect a real physical difference between the types of rainfall to which the Z – R relations apply. However, the Z – R relations are also dependent on the regression line and on the choice of independent variable. In this work, we generated the Z – R relations by using the linear regression on log-transformed values, for a regression R over Z . Since R is the estimated variable from the measured value (Z), the relation is actually derived in reverse order ($R – Z$). It can be seen that the diurnal variation of DSD lead to diurnal variation of Z – R

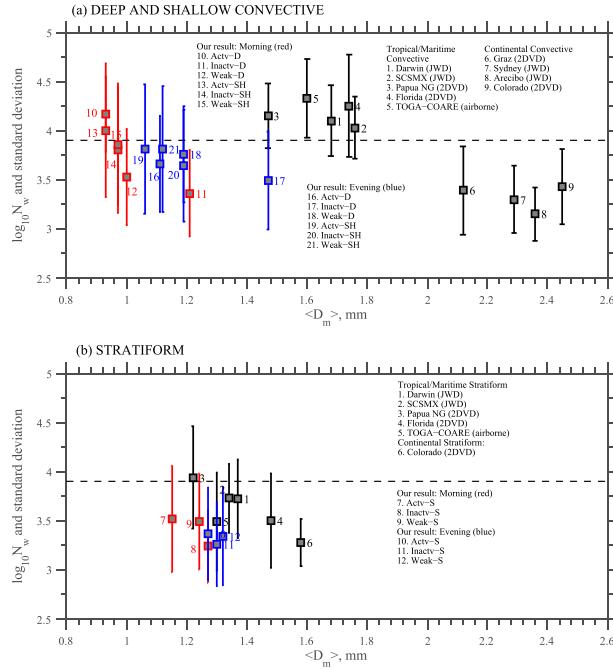


Figure 4: The average value of $\log_{10}N_w$ (with $\pm 1\sigma$ standard deviation) vs average D_m on diurnal basis for different MJO phases. Dashed line is the Marshall-Palmer value ($\log_{10}N_w = 3.9$). Rain classification is based on Williams et al.[11].

relations (Fig. 6). Therefore, besides the rain type dependence, the diurnal variation of DSD which links to $Z - R$ relation must be taken into account when converting Z from weather radar to R .

From averaged DSD (Fig. 1), we have observed that the DSD during inactive is broader than during active MJO phases, particularly for heavy and extreme rains in which concentration of medium and large-size drops are higher during inactive than active phases. This characteristic is corroborated by Figs. 4 and 5. Kozu et al. [6] and Marzuki et al.[7] used ΔZMP , which is defined as the difference between a measured radar reflectivity in dB and that from the Marshall-Palmer (MP) Z-R relationship ($Z = 200R^{1.6}$) as DSD parameter. They found that during inactive phase of MJO, ΔZMP are generally positive, indicating that DSDs are broad, while they decrease toward negative values as the phase of MJO shifts to active ones. Their finding is consistent with our result particularly for deep convective rain, given in Fig. 6.

4 Conclusions and discussions

Our result shows that the DSD during active and inactive MJO phases is different in which the DSD during inactive MJO is broader than that during active phase. Surprisingly, these results which are based on long-term observation of DSD (8 years) are consistent with previous studies during the first campaign of Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA) [6, 7]. Therefore, besides the rain type dependence and the diurnal variation, intraseasonal varia-

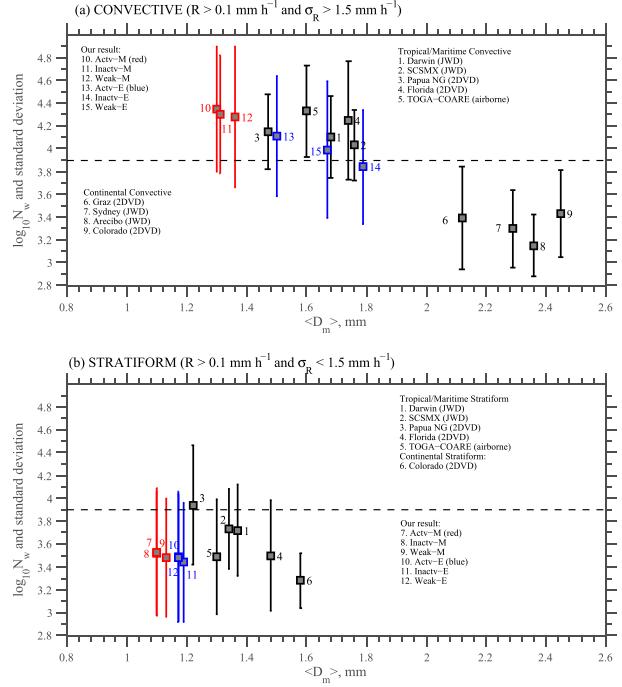


Figure 5: Same as Fig. 5, but rain classification is based on Bringi et al.[3].

tion (in response to MJO) of DSD which links to $Z - R$ relation must be also taken into account when converting Z from weather radar to R .

Because the limitation of the space of this abstract, it is beyond the scope of this paper to extensively explain the physical basis behind the present results. However, we provide a short discussion of several possible factors affecting the DSD for each MJO phases. Cold cloud propagation from cloud-top brightness temperature data shows that most clouds over Sumatera during active MJO phases are initiated from Indian ocean while during inactive phases, the contribution of open ocean cloud is very small. The difference in cloud origin, would cause the difference in the DSD. Frequency-by-altitude diagrams (FADs) of wind profiler data indicates that the convective processes are more intense in the inactive MJO phase than in the active phase, which would also cause the difference in the DSD[6, 7]. Moreover, FADs also shows that downward decreasing of Z below freezing level (FL) of stratiform which associated with low-level evaporation, is higher during inactive than active phase. On the other hand, downward increasing below FL which associate with low-level rain drop growth by collision-coalescence and a low cloud base, is higher during inactive than active phases. Such microphysical process would also cause the difference in the DSD. The FADs characteristics are consistent with the 18 dBZ echo top analysis, and vertical profile of DSD obtained by MRR.

Acknowledgment: 2DVD and 1.3 GHz wind profiler observations at Kototabang are supported by Grant-Aid for Scientific Research on Priority Areas funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT) of Japan. The authors wish to recognize the

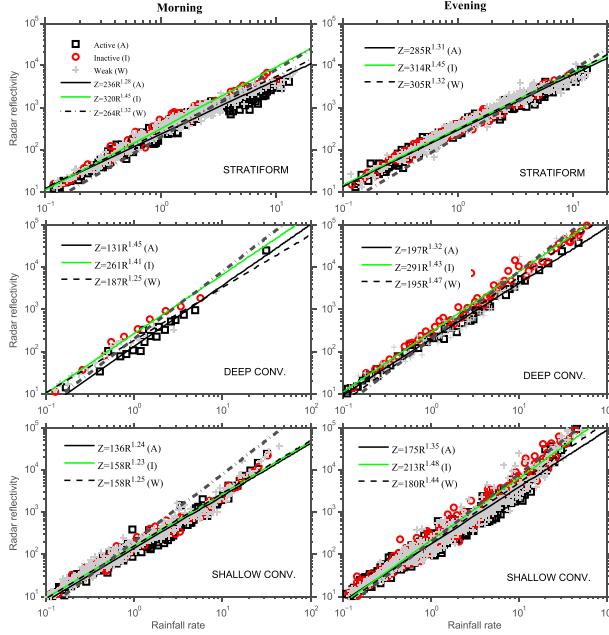


Figure 6: The $Z - R$ relations on a diurnal basis for active (A), inactive (I) and weak (W) MJO phases for stratiform, deep and shallow convective. Thick-gray dashed lines denotes the MP model ($Z = 200R^{1.6}$).

substantial discussion and data of Prof. V. N. Bringi of Colorado State University, USA. Dr. Marzuki is under financial support of Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) Postdoctoral Fellowship Program for Foreign Researchers.

References

- [1] Ulbrich, C. W., 1983. Natural variations in the analytical form of raindrop size distributions. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 22, 1764-1775.
- [2] Tokay, A. and Short, D. A., 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Appl. Meteorol.* 35, 355-371.
- [3] Bringi, V. N., Chandrasekar, V., Hubbert, J., Gorgucci, E., Randeu, W. L. and Schoenhuber, M., 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, 60, 354-365.
- [4] Maki, M., Park, S.G., and Bringi, V.N., 2005. Effect of natural variations in raindrop size distributions on rain rate estimators of 3 cm wavelength polarimetric radar. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 83, 871-893.
- [5] Madden, R. A. and Julian, P. R., 1971. Detections of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28, 702-708.
- [6] Kozu, T., Shimomai, T., Akramin, Z., Marzuki, Shiba-gaki, Y., and Hashiguchi, H., 2005. Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 32, L07803, 10.1029/2004GL022340.
- [7] Marzuki, Kozu, T., Shimomai, T., Randeu, W.L., Hashiguchi, H. and Vonnisa, M., 2010a. Raindrop size distributions of convective rain over equatorial Indonesia during the first CPEA campaign, *Atmos. Research.* 96, 645-655.
- [8] Schönhuber, M., Lammer, G., and Randeu, W. L., 2008. The 2-D-Video-Disdrometer, in: Michaelides, S. (Eds.) *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*. Springer, ISBN: 978-3-540-77654-3.
- [9] Marzuki, Randeu, W.L., Schoenhuber, M., Bringi, V.N., Kozu, T., Shimomai, T., 2010b. Raindrop size distribution parameters of disdrometer data with different bin sizes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 48, 3075-3080.
- [10] Gunn, R. and Kinzer, G., 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.* 14, 243-248.
- [11] Williams, C. R., Ecklund, W. L., Gage, K. S., 1995. Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 12, 996-1011.
- [12] Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observation with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Boreal Env. Res.* 7, 353-362.
- [13] Wheeler M.C, Hendon H.H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*. 132, 1917-1932.
- [14] Renggono, F., Hashiguchi, H., Fukao, S., Yamanaka, M. D., Ogino, S. Y., Okamoto, N., Murata, F., Sitorus, B. P., Kudsy, M., Kartasasmita, M., and Ibrahim, G., 2001. Precipitating clouds observed by 1.3-GHz boundary layer radars in equatorial Indonesia. *Ann. Geophys.* 19, 889-897.
- [15] Mori, S., Hamada, J., Yudi, I. T., Yamanaka, M. D., Okamoto, N., Murata, F., Sakurai, N. and Hashiguchi, H., 2004. Diurnal landsea rainfall peak migration over Sumatra Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.* 132, 2021-2039.
- [16] Kozu, T., Reddy, K. K., Mori, S., Thurai, M., Ong, J. T., Rao, D. N., and Shimomai, T., 2006. Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 84A, 195-209.
- [17] Lee, G. and Zawadzki, I., 2005. Variability of drop size distributions : Noise and noise filtering in disdrometric data. *J. Appl. Meteorol.* 44, 634-652.

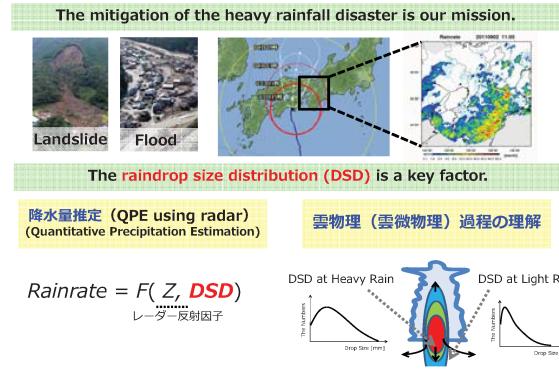
雨滴粒径分布推定の重要性

Xバンド偏波レーダーを用いた 強雨時の雨滴粒径分布の推定

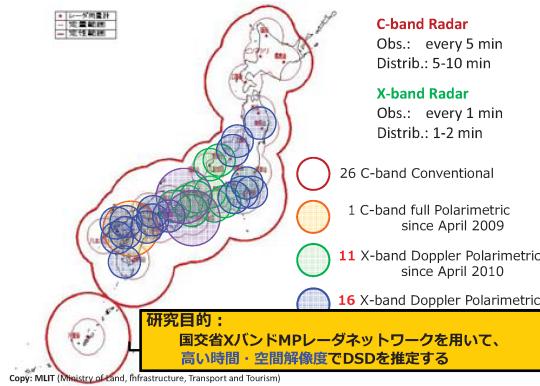
→ 強雨域におけるXバンドレーダーの減衰問題

京都大学防災研究所
京都大学大学院工学研究科
京都大学防災研究所

山口弘誠
金原知穂
中北英一



我が国のレーダーネットワーク



偏波レーダーの観測パラメータとDSD推定原理

レーダー反射因子 (Z_{Hil} (水平), Z_{Vv} (垂直) [dBZ])

観測体積内にある全雨滴の粒径を6乗し、総和したもの【雨滴が反射した受信電力を変換】

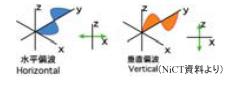
$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD = N_0 \frac{\Gamma(\mu + 7)}{\Lambda^{\mu + 7}}$$

レーダー反射因子差 ($Z_{\text{DR}}[\text{dB}]$)

$$Z_{\text{DR}}[\text{dB}] = 10 \log_{10} \frac{Z_{\text{Hil}}}{Z_{\text{Vv}}}$$

〔水平と垂直の偏波に対する受信強度の比〕

降雨中では正(1~2dB)、雨滴が大きい(降雨粒子が扁平している)ほど Z_{DR} は大きくなる。



伝搬位相差変化率 ($K_{\text{DP}}[\text{deg}/\text{km}]$)

偏波間位相差 Differential Phase ($\phi_{\text{DP}}[\text{deg}]$)

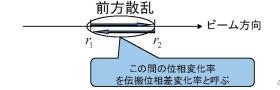
伝播に伴う位相差変化は、水平偏波成分の方が垂直偏波成分よりも大きい。〔水平と垂直の位相差の変化率〕

→ 偏波間位相差が生じる。

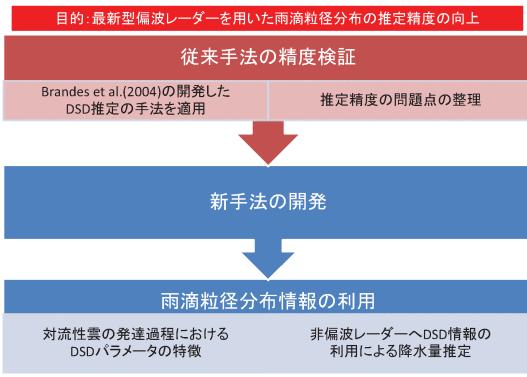
$$\phi_{\text{DP}} = \phi_{\text{Hil}} - \phi_{\text{Vv}}$$

ϕ_{DP} を距離で微分したもの → K_{DP}

$$K_{\text{DP}} = \frac{\phi_{\text{DP}}(r_2) - \phi_{\text{DP}}(r_1)}{2(r_2 - r_1)}$$



研究の流れ

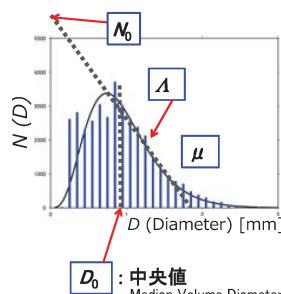


既往研究

- Constrained gamma method -

DSD (粒径分布) パラメータ

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



Constrained gamma method
(Brandes et al. 2004,
Anagnostou et al. 2008)

① D_0

$$D_0(\text{mm}) = 0.5 + 1.5 Z_{\text{DR}} - 0.4 Z_{\text{DR}}^2 + 0.03 Z_{\text{DR}}^3$$

② μ A

$$D_0 = \frac{\mu + 3.67}{A}$$

$$A(\text{mm}^{-1}) = \gamma + \beta\mu + \alpha\mu^2$$

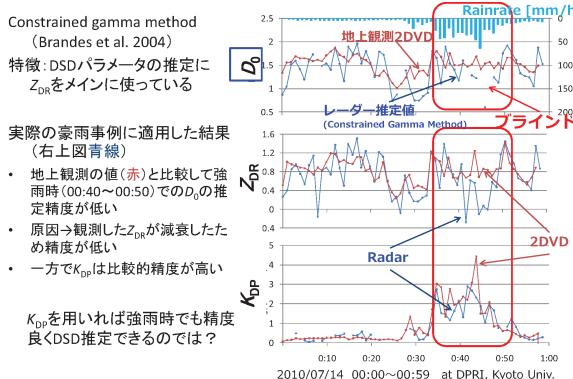
③ N_0

$$W = 10^{-2.5} Z_{\text{DR}} 10^{[-2.0 Z_{\text{DR}} + 1.7 Z_{\text{DR}}^2 - 0.5 Z_{\text{DR}}^3 + 0.06 Z_{\text{DR}}^4]}$$

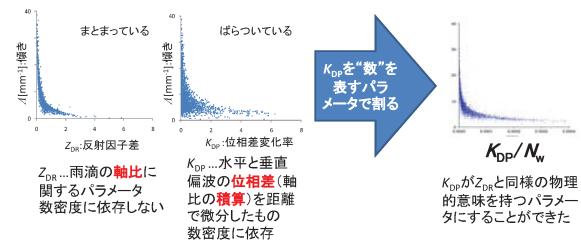
$$N_0 = \frac{3.67^2}{\pi \rho g} \left[\frac{W}{D_0} \right]$$

Z_{DR} をベースとした推定手法

従来手法によるDSD推定精度の検証

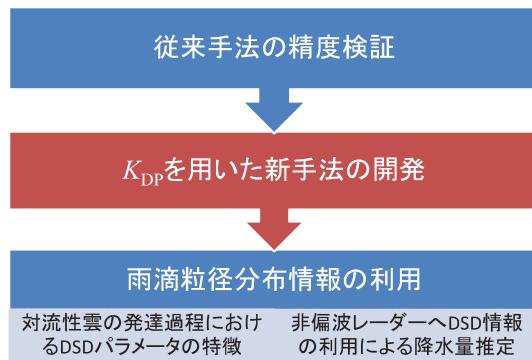


地上雨滴計(2DVD)を用いた事前検討

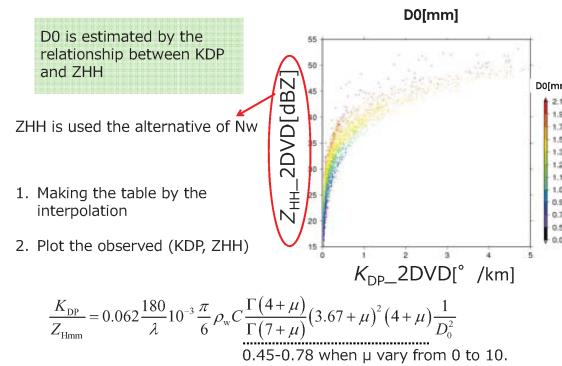


DSD推定手法	パラメータ	観測精度	推定手法の精度	DSD推定精度
従来手法	Z_{DR}	△(強雨×)	○	○(強雨時×)
既往研究なし	K_{DP}	○	存在しない	—
新手法?	K_{DP}/N_w	○	○	従来手法と同程度 orそれ以上?

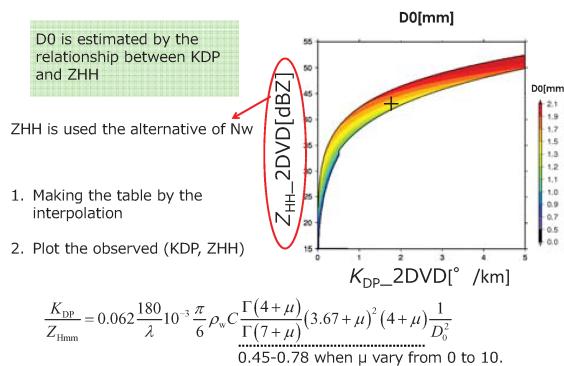
研究の流れ



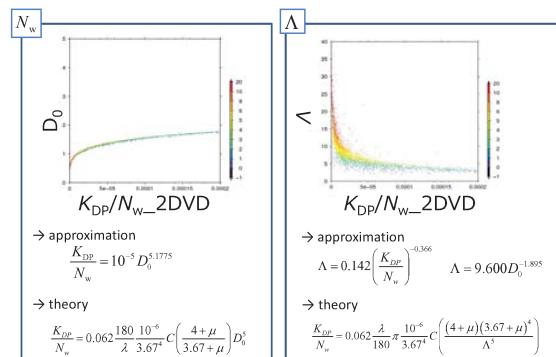
KDPを用いた新しい推定手法 : D0



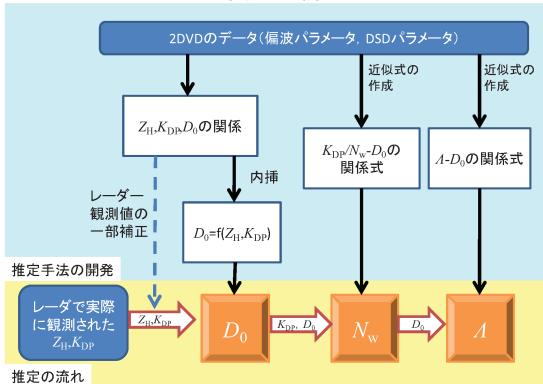
KDPを用いた新しい推定手法 : D0



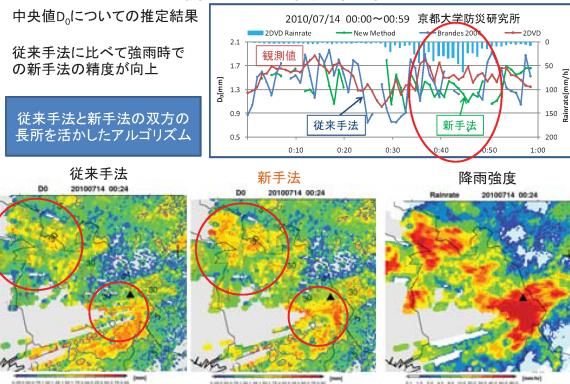
KDPを用いた新しい推定手法 : Nw & Λ



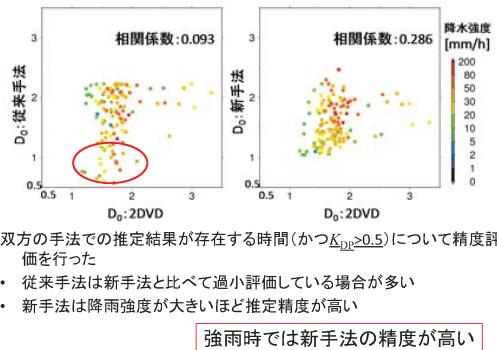
DSD推定の新手法



新手法の推定結果



両手法の精度評価



研究の流れ

従来手法の精度検証

新手法の開発、新アルゴリズムの構築

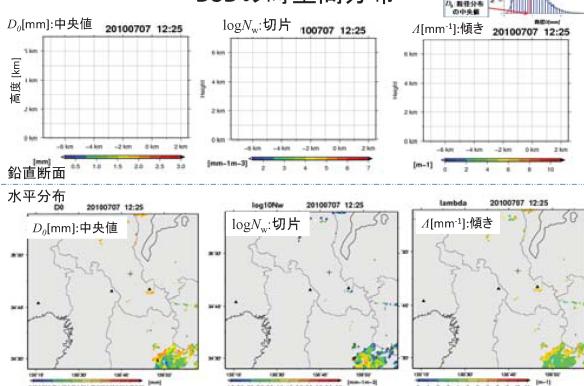
雨滴粒径分布情報の利用

対流性雲の発達過程におけるDSDパラメータの特徴

非偏波レーダーへDSD情報の利用による降水量推定

新アルゴリズムを用いた応用①

DSDの時空間分布



研究の流れ

従来手法の精度検証

新手法の開発、新アルゴリズムの構築

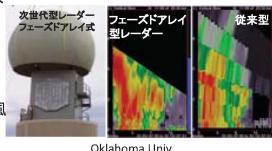
雨滴粒径分布情報の利用

対流性雲の発達過程におけるDSDパラメータの特徴

非偏波レーダーへDSD情報の利用による降水量推定

フェーズドアレイ型レーダー

- 位相変化によって観測する方向を決めることができる
- 約10秒周期での超高速立体観測
→高い時間分解能
- 偏波化は技術的、コスト的に難しい
→観測されるのは $Z_{H\bar{H}}$ とドップラー風速だけ



フェーズドアレイ型レーダーで観測される $Z_{H\bar{H}}$ に、
偏波レーダーから推定される DSD 情報を与えることで、
降水量推定精度が向上するか!?

非偏波レーダーへの利用

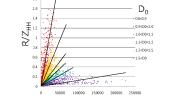
- 非偏波レーダーで $Z_{H\bar{H}}$ が得られた時を想定して、偏波レーダーから推定される DSD 情報を降水量推定へ利用する方法を2つ提案

- 理論式による方法 (R-N(D)法)

$$R = F(Z, N(D)) \quad Z = BR^{\beta}$$

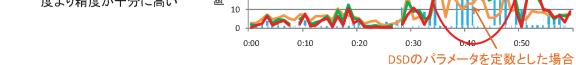
$$\frac{Z}{N_w} = \left[\frac{F_p(\mu)}{F_p(\mu)} \right]^{1/4.67} \left(\frac{R}{N_w} \right)^{1/4.67}$$

$R(Z_{H\bar{H}}, \mu, N_w)$



DSD情報を与えたR-N(D)法と
R-D₀法のいずれも推定精度
が高いことがわかる

特に、 $\lambda/\text{シンド}$ 用の B 、 β を定数
として用いて推定した降水強度
より精度が十分に高い



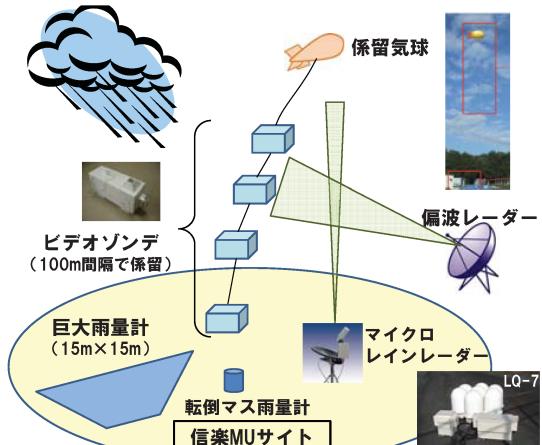
結論

雨滴粒径分布の推定精度向上を目的として、最新型偏波レーダーと地上雨滴計を用いて新しい推定手法を開発した

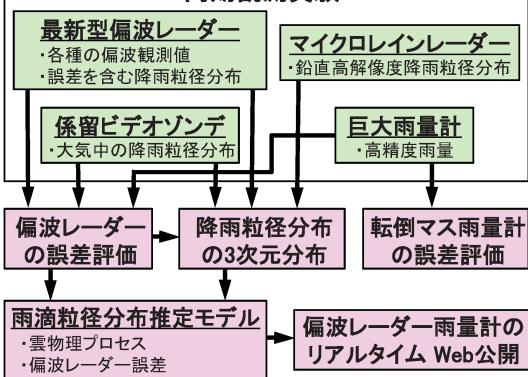
- 位相差変化率 K_{dp} に関する情報を与えることで、 K_{dp} を用いた新しい DSD 推定手法を開発した

また、新手法と従来手法双方の長所を生かしたアルゴリズムを用いて推定したDSD情報を次の2つに利用した

- 雨滴粒子数の大小、粒径の平均値それぞれの空間分布と時間変化から雨滴の併合など変化の過程を捉えることができた
→ 積乱雲 (対流性降雨) の発生・発達過程における DSD パラメータの特徴を捉えられる可能性を示した
- 現用レーダーの反射強度のみを用いた降水量推定の過程に DSD 情報を加えたところ、DSD 情報を定数として与えた推定値より精度が向上した



同期観測実験



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

前川泰之・柴垣佳明(大阪電気通信大学)

1. はじめに

近年衛星通信回線では、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最近の日本国内向けの衛星通信や衛星放送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 年近くにわたって、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三点同時観測にもとづき、近畿一円の都道府県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⁾。今回 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詳しく比較したので報告する。

2. 降雨減衰 3 点観測による雨域通過速度および通過方向の推定

図 1 に 2002 年 9 月から 2008 年 5 月の間に MU、RISH、および OECU での降雨減衰 3 点観測から推定した(a)雨域通過速度と(b)雨域通過方向を、天気図から読み取った前線や低気圧の通過速度と通過方向と比較した結果を、それぞれ示す。通過方向は北向きを 0° として、時計回りの角度で示してある。データ点は数時間程度の降雨事象毎の平均値であり、温暖前線、寒冷前線、および停滞前線の別に示してある。天気図から雨域通過速度と方向を読み取る際には、温暖前線と寒冷前線の場合は近畿地方上空の前線に垂直な方向とした。これに対し、停滞前線の場合は前線上を中小規模の低気圧が通過するとき、この低気圧の中心の移動方向を用いた。図 1 より(a)雨域通過速度、(b)雨域通過方向とも、両者の間に非常に良い相関のあることが分り、その相関係数の値は 0.9 程度となる。従って、降雨減衰の 3 点観測から実際に得た雨域の通過速度と方向は、天気図上の前線や低気圧の移動とほぼ一致することが示される。

次に、図 2 はこれらの 3 点観測から得られた図 1 (b)の雨域移動方向について、10 度間隔の円グラフでそれらの分布を、温暖、寒冷、停滞前線、および台風の場合の降雨タイプ別に示したものである。台風による降雨事象の雨域移動は天気図の前線移動等では不明であるが、3 点観測では同様に得られるので図 2 では同時に示してある。また、表 1 はこれらの降雨タイプによる降雨事象の発生個数と移動方向の平均値を示す。図 2 と表 1 より、雨域の移動方向には、降雨タイプ別に特徴的な方向が存在し、それぞれ平均値の周りの $\pm 20\sim 30^\circ$ 程度の狭い範囲にほぼ分布するこ

とが分る。すなわち、温暖前線や台風の場合は南から北向きに、寒冷前線では北西から東南方向に、停滞前線では西から東向きに、降雨タイプによってほぼ決まった方向に雨域が通過していくことが示される。

3. MU レーダーによる上空の風速との比較

図3は2005年から最近の2011年までの間に行なった降雨減衰3点観測により推定した(a)雨域通過速度と(b)雨域通過方向を、MU レーダーで実際に測定した上空2~6kmにおける水平風速および風向と比較した結果について示したものである。MU レーダーのデータは毎月一週間程度定常的に行なわれている GRATMAC 協同観測の対流圈成層圏標準観測の中で降雨があった時間帯のものを用いた。また水平風速と風向の各データについては、高度は1km 間隔で、時間帯は3点観測で得た降雨事象に合わせて数時間程度、それぞれ平均してある。図3(a)より、雨域通過速度と上空の水平風速の間には、かなりのばらつきはあるもののやはり有意な相関が認められ、1km 間隔で高度が上昇するにつれて、それぞれの回帰直線で示されるように幾分 MU レーダーで測定された風速の方が増加する傾向にあることが分る。また図3(b)では、雨域通過方向と上空の風向の間の関係はさらにばらつきがありますものの、依然としてある程度の相関が存在し、1km 間隔で高度が上昇すると両者の回帰直線は逆に傾きが急になり、これは上空の風速がいずれも東向きの90° 方向に次第に変化することが示される。この様に2~6km での水平風は雨域通過と下層ではかなり良く風速風向とも一致するものの、上層ほど次第に風速が増し、それともに風向が東向きに転じる傾向が示され、それはさらに上層の上部対流圏で卓越するジェット気流の影響によるものと考えられる。従って地表近くの高度では低気圧による渦の分布に沿って、前線面に対し垂直に近い方向に雨域通過の方向と水平風が一致するものの、上層へ行くほどジェット気流の方向に沿って風速が増し風向が東向きに転じる様子が示されたと言える。

4. おわりに

2002年から現在に至るまで京都大学 MU 信楽観測所 (MU)、京都大学生存圏研究所 (RISH)、および大阪電気通信大学の3点で行われている Ku 帯 (11.84GHz) の BS 放送電波を用いた降雨減衰同時観測データを用い、地上における雨域の通過速度と方向の推定を行なって MU レーダーで測定された2~6km の風速風向との比較を行なった。雨域の通過と上空の水平風は概して一致する傾向にあるが、上空に行くほど風速が増して風向は東向きに転じる傾向が見られた。このことは、雨域における上空の降雨高度内に水平風の鉛直勾配（シア）が存在する性質を意味し、雨滴や上空の氷晶等の降水粒子の傾き角にもシアは大きく影響するので、垂直偏波や水平偏波の減衰量の差異あるいは交差偏波識別度 (XPD) 等の今後詳しく議論する際にも、考慮すべき問題と言える。

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.

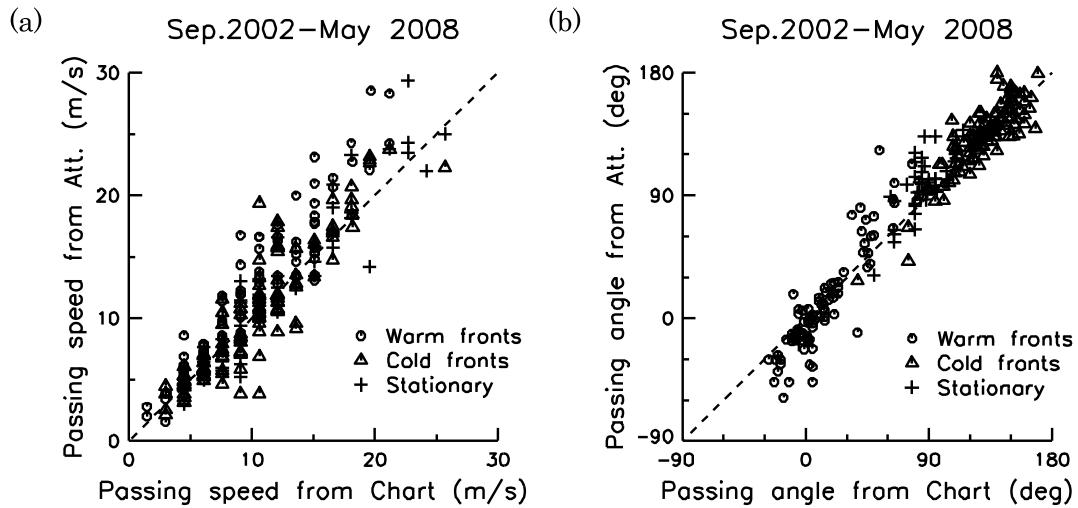


図1. MU、RISH、およびOECUでの降雨減衰3点観測から推定した(a)雨域通過速度と(b)雨域通過方向と天気図による前線や低気圧の通過速度と通過方向との比較。

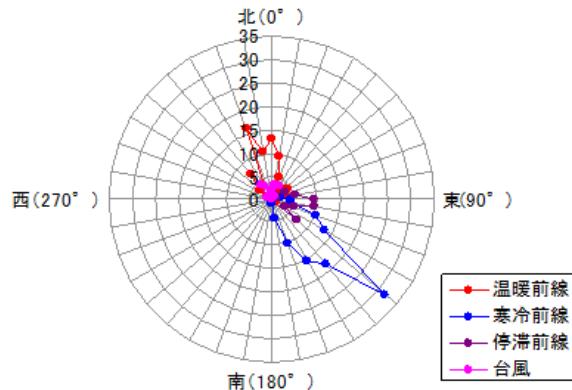


図2. 降雨タイプ別雨域通過方向の分布。

表1. 降雨事象の発生数と雨域通過方向の平均値

	事象数[個]	平均値[deg]
温暖前線	91	14.57
寒冷前線	117	133.56
停滞前線	45	98.95
台風	25	-4.50
全降雨事象	278	76.33

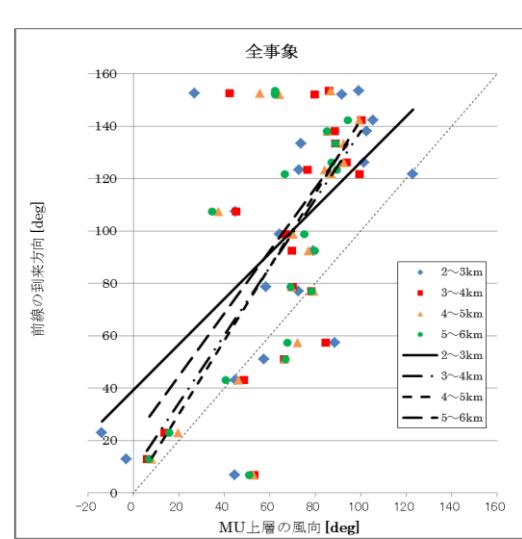
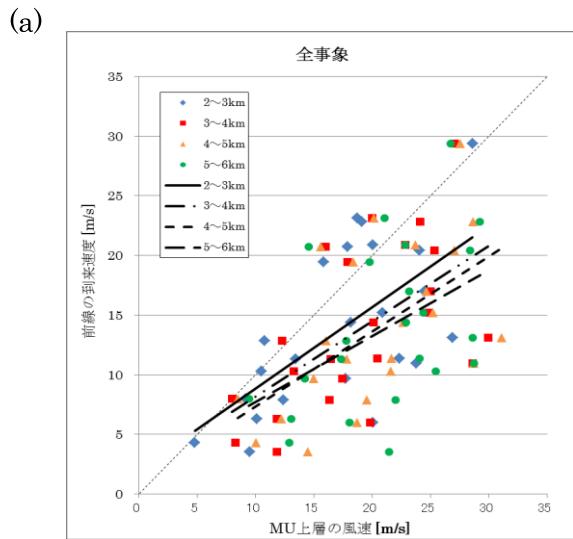


図3. 降雨減衰3点観測により推定した(a)雨域通過速度と(b)雨域通過方向と、MUレーダーによる上空2~6kmにおける水平風速と風向の実測値との比較。

MU レーダー観測に基づいた秋雨季メソスケール擾乱の鉛直構造

柴垣佳明¹、塙下翔¹、橋口浩之²、Hubert 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

秋雨季には、日本列島への台風の接近に伴い、南からの高温多湿な空気が中緯度前線帶に輸送され、日本各地に対流システムによる激しい降雨がもたらされる。このような対流システムの発生・発達機構の解明には、VHF 帯大気レーダーによる高時間・高度分解能に優れた鉛直運動の直接観測が必要不可欠である。

本研究では、VHF 帯の MU レーダー観測データを用いて、2011 年 9 月 16 日に台風接近時に現れた対流システムの鉛直構造について調べた(図 1:参照)。また、対流システムの移動や構造変化を調べるため、高安山(生駒山)の気象庁 C 帯気象レーダーデータを用いた。

2. 観測データ

本研究では、2011 年 9 月に Luce 博士によって行われた MU レーダーのレンジイメージング観測データを使用した。この観測では、ビーム走査方向を 3 方向(天頂方向と天頂角 10° 傾けた北・東方向)に限定し、FFT の際にオーバーサンプリングを行うこと等で、従来の対流圏(GRATMAC)観測の時間分解能約 1 分よりも短い、12 秒間隔の風速データが得られている。また、レンジイメージング観測により高度 5m 間隔のデータを扱うことができるが、本解析では高度方向にはそれほど高い分解能は必要としないため、パルス幅($1 \mu\text{s}$)に相当する 150 m 間隔のデータを使用した。

一方、高安山の気象レーダーデータは、10 分間隔でボリュームスキャンが行われており、2010 年 3 月から気象庁で公開されている半径 200 km、高度 15 km までの 1 km メッシュの降雨強度データを用いた。

3. 解析結果

図 2 は、9 月 16 日 19 時 50 分に気象レーダーで観測された高度 2 km の降雨エコー分布である。MU レーダーサイト上空には、約 20 km スケールの対流システムが位置し、北北西に約 16 m/s の速度で移動していた。この対流システムを含む周辺の降水システムは、18 時 30 分頃に紀伊山地付近に現れ、その後北上を始め、MU レーダー通過直前に降水システムの一つとして発達した。

図 3 は、19 時 10 分～20 時 10 分に MU レーダーで観測した鉛直流の時間・高度分布である。対流システムが MU サイトを通過した時間には、ほぼ 50 mm/h を超える降

雨が 10 分以上観測された。鉛直流図では時間方向に 96 秒平均しているが、降水時間には 3 m/s を超える強い上昇流が高度 $6\sim10 \text{ km}$ で連続的に発生していた。

次に、図 4 は気象レーダーで得られた 19 時 50 分の対流システムの進行方向の鉛直断面図を示す。ここで、対流システム周辺および内部の循環場を調べるために、対流システムの準定常性を仮定し、MU レーダーの風速場を重ね合わせた。風速場の矢印は、縦方向が鉛直流であり、横方向は平均場を差し引いた進行方向の水平風速成分を表す。対流システムは、MU サイトから距離 $-12\sim5 \text{ km}$ に位置し、下層でその前方から吹き込んだ風が高度 12 km 付近まで上昇している。この対流システムに吹き込む下層風は、距離 $-25\sim-20 \text{ km}$ に位置する背の低い(衰弱期の)降水システムから吹き込んでいるように思われ、対流内の 30 dBZ 以上の高エコー付近で吹き上がっていた。また、対流後方においても下層で対流に吹き込む風成分が確認された。さらに、高度 $8\sim10 \text{ km}$ では、対流システム内で上昇した風は、前方の降水システムと後方の層状雲に向かって吹き出していた。

図 5 は、対流システム内で 12 秒間隔に得られた鉛直流速度の高度毎の出現分布を示す。この図から、中層の高度で観測された上昇流域の中に最大速度 7 m/s のものが高度 8.5 km で発見された。また、激しい降雨が地上では観測されているが、高度 4 km 以下では対流システムの最盛期にみられるような降雨に伴う強い下降流はほとんど存在せず、この対流システムはまだ発達期の様相を示していることが確認できた。

4. まとめ

本研究では、MU レーダーの高時間分解能観測が行われた期間に、積雲規模の対流システムの発達過程を捉えることに成功した。高安山の気象レーダーの 3 次元データとの比較・結合により、この対流システムは前方の衰弱した降水システムからの下層発散風に影響を受け、形成・発達したことが示唆された。また、対流システム内および周辺への詳細な鉛直循環構造を示すことができた。

今後は、風の高時間分解能データから、さらに対流内部やその前方への風循環、および対流後方の層状エコー内の微細構造を明らかにしていきたい。

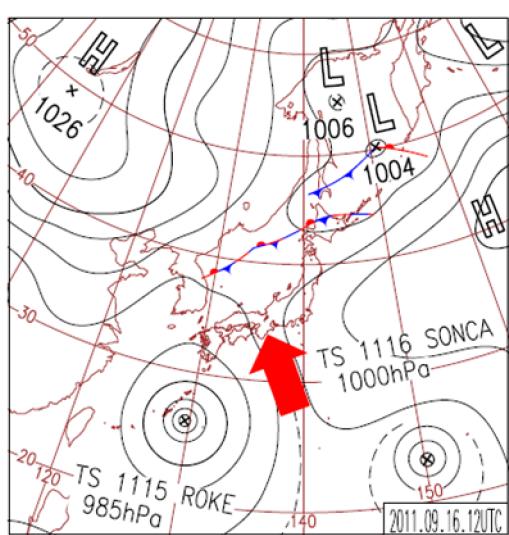


図 1: 2011 年 9 月 16 日 21 時の気象庁天気図。

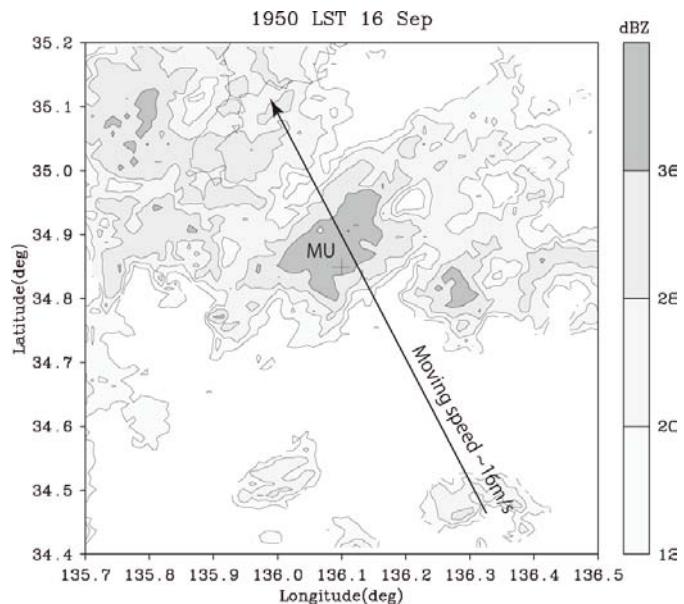


図 2: 9 月 16 日 19 時 50 分の高度 2km の
降雨エコー分布(+印は MU サイト)。

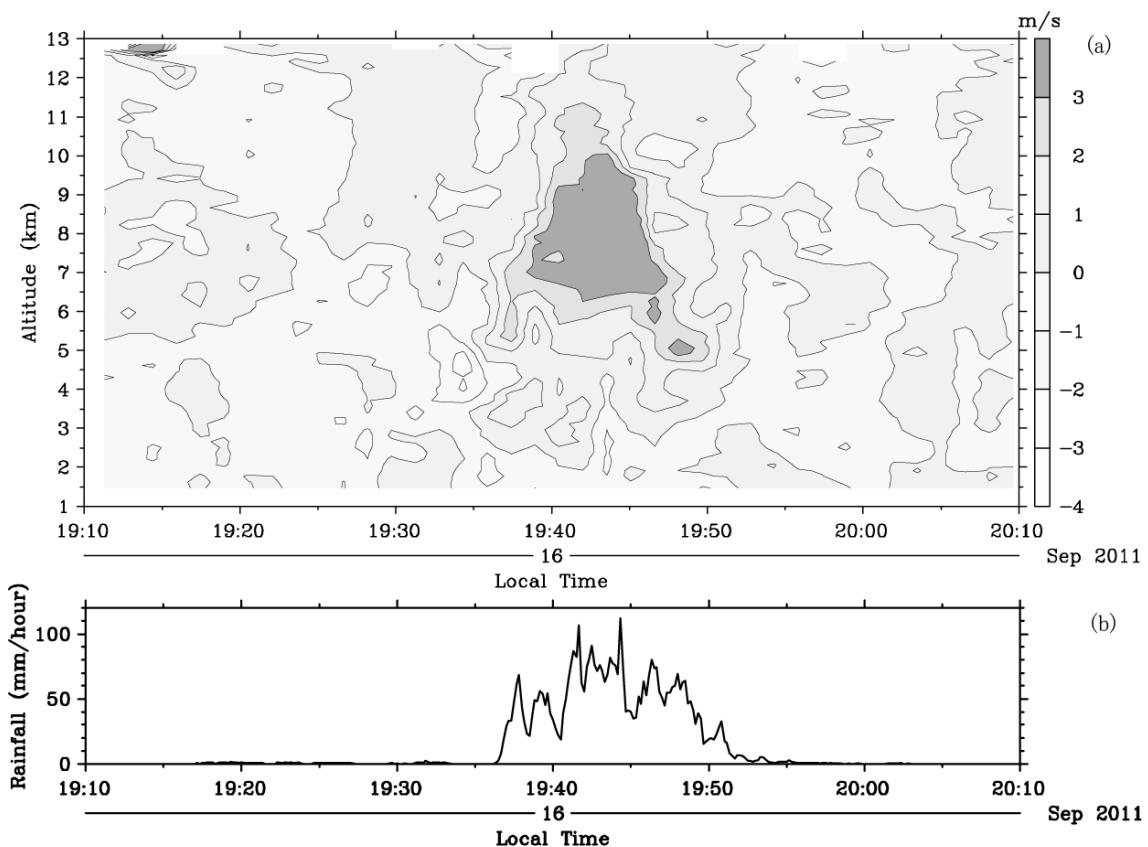


図 3: (a) 2011 年 9 月 16 日 19 時 10 分～20 時 10 分に MU レーダーで観測された鉛直流の
時間・高度変化(96 秒平均)、および(b)同時刻の信楽観測所の降雨量の時間変化。

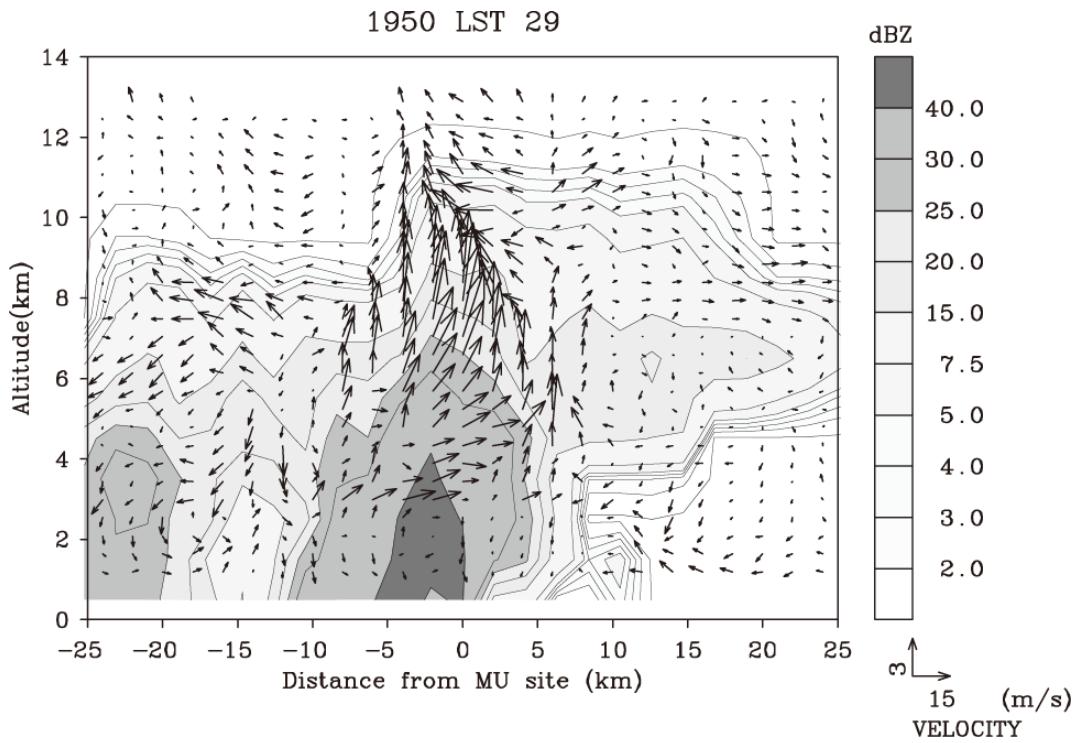


図 4: 対流システムの進行方向の鉛直断面(等値線図)と風循環(矢印)。

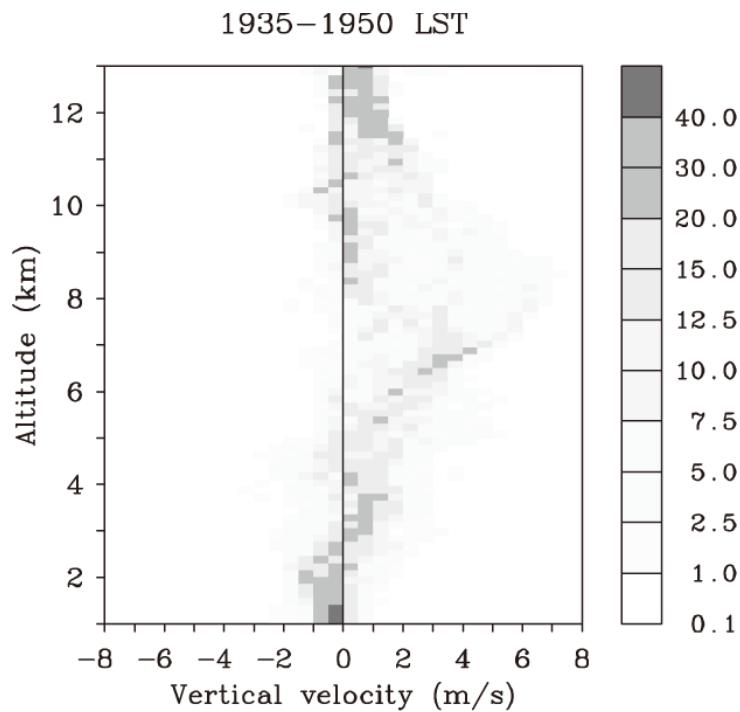


図 5: 12 秒間隔データを用いた対流発生時間の鉛直流速度の出現頻度。

The MU radar observation and the gravity wave saturation

Susumu Kato, Kyoto University; kato@rish.kyoto-u.ac.jp

1. Outline

The saturation of atmospheric gravity waves (GW, hereafter) is an important process in the atmosphere dynamics, releasing the momentum to the ambient atmosphere. Now, the middle and upper atmosphere radar (the MU radar) is successful in determining the GW saturation spectrum and momentum release (Tsuda et al., 1989, 1990; VanZandth, 1987). It is significant to understand the observational facts, theoretically, as simply as possible. Since the process is non-linear, any strict approach of the problem would be difficult. However, we can understand the essence of the process with help of the gravity wave linear theory which is established (Hines, 1960; Kato, 1980).

We consider that the dynamic saturation occurs in balance between the amplifying linear-effects of a monochromatic gravity wave and the impeding non-linear effects against the amplification effects for the wave traveling upwards. There is another kind of the saturation which is a thermodynamical process. The amplified gravity waves cool the atmosphere down to super-adiabatic lapse rates, producing convective instabilities intermittently, prohibiting any further amprification, showing a saturation.

The saturation velocity, either dynamical or thermodynamical, is found to be close to the wave phase-velocity of GW. It is remarkable that the saturation spectrum based on our simple theory is in a good agreement with the MU radar observations. The observation and our simple theory also show that the momentum release upon the saturation is consistent in quantity with the required mesosphere circulation (Matsuno, 1982).

Figs. 1 and 2 illustrate that the present simple theory is, in essence, consistent with the MU radar observation though the observation is for inertia GW (3-dimension) instead of acoustic GW (2-dimension) in our theory. The theory shows that the power spectrum density $\Theta(m)$ with respect to m , the vertical wave-number, is $\propto m^{-3}$ and consistent with observation (Fig. 1, right, Tsuda et al., 1989, 1990a). The power spectrum density of the radial velocity along radar beam with respect to ω , frequency, $\Theta(\omega) \propto \omega$ for the zenith angle $\theta=0$ and $\propto \omega^{-1}$ for $\theta=\pi/4$ which is fairly consistent with observation (Fig. 1, left, VanZadth, 1985). As to the momentum release (Fig. 2, Tsuda et al, 1990b) the present work gives $|\partial U / \partial t| \approx 50$ m/s/day, showing a good agreement between the result of the present theory and the meteorologically expected quantities (Matsuno, 1982).

We may conclude that our present simple theory is valid, evidencing that our atmosphere is full of saturated GWs at any height with any ω, k, m , the idea, on which our theory stands.

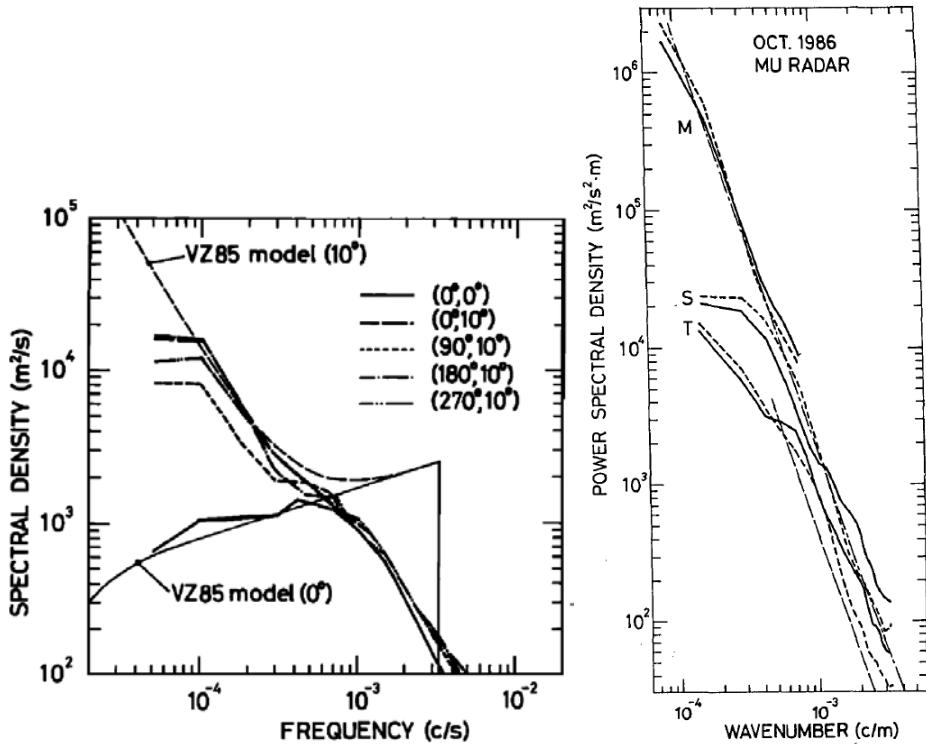


Fig.1 Saturation power spectrum: Versus vertical wave-number m , $\Theta(m)$, $\text{m}^2/\text{s}^2\cdot\text{m}$ (right); versus frequency $\Theta(\omega; \theta)$ m^2/s (left). M, S and T stand for the mesosphere, stratosphere and troposphere, respectively; dotted curves are for meridional winds, solid curves for zonal one, respectively. Dot-dashed ones are for model spectra. As to ω -spectra ω and θ are the frequency and the zenith angle of the radar beam.

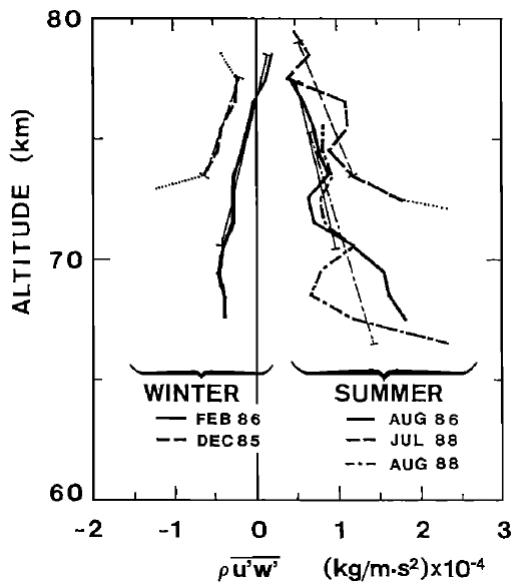


Fig. 2 Momentum flux distribution with heights $\rho \overline{U'W'}$ ($\text{kg}/\text{m}\cdot\text{s}^2$) $\times 10^{-4}$; ρ , U' and W' are the density, horizontal and vertical wind velocity.

2 . Discussion

The saturated spectrum is known to be globally identical, an important fact, which must be explained by any theory, either simple or complicated. Contrary to complex theoretical works (Hines, Part.1 and Part 2, 1997; Vedas et al, 2003, 2004) we attempt to consider the saturation on the basis of Hines' linear theory (1960) which is well established and applied to understand successfully various small scale atmospheric wave disturbances in the lower atmosphere as well as the ionosphere. GWs are characterized by the dispersion which makes GWs to tend to be monochromatic during its propagation. Also the characteristics play a role to suppress non-linear effects for spreading the GW spectrum.

Simply, observed GWs look like harmonic waves with a fairly definite frequency and wave-length (Georges, 1968; Yamamoto, 1987). It would be appropriate that each observed GW be approximated as monochromatic, keeping the GW dispersion property of the linear theory. Our approach starts with a hypothesis that the GW dynamical saturation is caused in balance between the amplifying linear and impeding non-linear effects on a GW as shown in the Navier-Stokes equation. The hypothesis is as follows:

$$|\partial V / \partial t| = |(V \cdot \nabla) V|$$

where V is the velocity and t is the time. V equals the phase velocity.

As to the thermodynamical saturation we understand as follows:

$$(-\partial T / \partial z) > (g / C_p)$$

$$D\rho / Dt = -C^2 (D\rho / Dt)$$

where T is the temperature (K), g the gravity, C_p the heat capacity under constant pressure, ρ the atmosphere density and C the sonic speed. When GW is amplified to the phase velocity the atmosphere is cooled down to the super adiabatic lapse rate, attaining an instability or a saturation. Note that the linear theory gives $-\partial T / \partial z \approx 0.7\Gamma$ where Γ is adiabatic lapse rate.

Upon the dynamical saturation we obtain the momentum release contributing to ambient dynamics as wind acceleration, turbulence production and GW birth through $(1/\rho) \text{div}(\rho V V)$. Though the thermodynamical saturation seems to be reached even by the linear amplification leading to convective instabilities. Note that no momentum release can occur with the linear theory because $\text{div}(\rho V V) = 0$.

Strictly, the linear theory is applicable only to an infinitesimally weak GW so as to neglect non-linearity in the equations. Thus, the GW saturation, the present main subjects, is outside the applicable region. However, if the subjects in some important aspects can be successfully explained by using some relations of the GW linear theory as the dispersion etc., it should be significant to go along such a simple way as ours. One reason why the linear theory is helpful might be that the non-linear effects propagate with GW and are different from other non-linear and yet non-traveling processes as turbulence (Batchelor, 1953).

We consider that numerical simulations approach for non-linear GWs be

helped by simple understandings of the basic physics as in our present attempt.

References

- Batchelor, G. K., 1953, The theory of homogeneous turbulence, Cambridge Monographs on mechanics and applied mathematics, Cambridge Univ. Press, London.
- Georges, T. M., 1977, HF Doppler studies of traveling ionosphere disturbances, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 15-24.
- Hines, C. O., 1960, Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Physics.*, 38, 1441-1481.
- Hines, C. O., 1997, Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1: Basic formulation, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 59, 371-386.
- Hines, C.O., 1997, Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2: Broad and quasi monochromatic spectra, and implementation, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 59, 387-400.
- Kato, S., 1980, Dynamics of the upper atmosphere, Center for Academic Publications Japan, D. Reidel Pub. Co .pp. 11-56.
- Matsuno, T. 1982, A quasi one dimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 60, 215-226.
- Smith, S. T., D. C. Fritts and T. E. VanZandt, 1987, Evidence for a saturated spectrum of atmospheric gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, 44, 1404-1410.
- Tsuda, T., T. Inoue, D. C. Fritts, T. E. VanZandt, S. Kato, T. Sato and S. Fukao, 1989, MST radar observation of a saturated atmospheric gravity wave spectrum, *J. Atmos. Sci.*, 46, 2440-2447.
- Tsuda, T., S. Kato, T. Yokoi, T. Inoue, M. Yananoto, T. E. VanZandt, S. Fukao, and T. Sato, 1990a, Gravity waves in the mesosphere observed with the middle and upper atmosphere radar, *Radio Sci.*, 6, 1005-1018.
- Tsuda, T., Y. Murayama, M. Yamamoto, S. Kato and S. Fukao, 1990b, Seasonal variation of momentum flux in the mesosphere observed by the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 725-728.
- Vadas, S. L., D. Fritts and M. G. Alexander, 2003, Mechanism for the generation of secondary waves in wave braking regions, *J. Atmos. Sci.* 60, 94-214.
- Vadas. S. L. and D. C. Fritts, 2004, Thermosphere responses to gravity wave-Influences of increasing viscosity and thermal diffusivity, *J. Geophys. Res.*
- VanZandt, T. E., 1985, A model for gravity wave spectra observed by Doppler sounding systems, *Radio Sci.* 20, 1323-1330.
- Yamamoto, M., Radar observations of gravity waves in the ionosphere, PhD Thesis, Kyoto Univ., Dec. 1987.

「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」 プロジェクトの現状報告 2012

山本衛・橋口浩之・山本真之（京都大学生存圏研究所）

大塚雄一（名古屋大学太陽地球環境研究所）

長妻努・津川卓也（情報通信研究機構）

齋藤昭則（京都大学大学院理学研究科）

Clara Yatini（インドネシア航空宇宙庁）

1. はじめに

「宇宙天気」は超高層大気から地球周辺の宇宙空間の環境を研究し予報を目指す領域であり、通信・測位・環境計測・資源探査・科学研究等を支える衛星システムの安定に資する。インドネシア共和国は、赤道全周の 1/8 にわたる領域に分布する広大な島嶼国であるため、通信や衛星システムの重要性には言を待たない。地方間の通信は今でも短波通信に頼る部分が多く、古典的な問題も残っている。そのため宇宙天気に対する関心が政府レベルで高まっている。これに対応して、インドネシア航空宇宙庁（略称 LAPAN）は宇宙天気研究を全力で推進し始めている。

インドネシアにおける宇宙天気研究に対する熱意の高まりと赤道大気レーダー（Equatorial Atmosphere Radar; EAR）という優れた観測装置を用いた研究成果を背景として、京都大学生存圏研究所（略称 RISH）は、名古屋大学太陽地球環境研究所（略称 STEL）および（独）情報通信研究機構（略称 NICT）とともに、LAPAN をカウンターパートとして文部科学省科学技術戦略推進費（旧 科学技術振興調整費）（国際共同研究の推進）「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」（平成 22~24 年度の 3 年計画）を推進してきた[1]。本稿では、この課題の現状について報告する。

2. 研究内容

本課題は、日本とインドネシアの 2 国間協力により、同国の宇宙天気研究の水準を飛躍的に向上することを目的としている。最終的な目標は同国の宇宙天気サービスの実現である。これらに向け、具体的には、既存の観測施設をフル活用したインドネシア地域の観測強化、地域特有の諸現象に関する最先端の科学成果の追求、さらに、宇宙天気サービスを実現するための諸機能（データ収集と分析、先進的な実施機関との協調、衛星環境情報の配布等）に向けた基盤整備を進める。

本課題に関わる主たる観測装置は、RISH がインドネシア・スマトラ島に有する EAR [2]、STEL が EAR 観測所を含む世界各国に展開中の超高層大気イメージングシステム(Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI) [3]、NICT のイオノゾンデを中心とする東南アジア電離圏観測網(SouthEast Asia Low-latitude Ionospheric Network; SEALION) [4]、衛星ビーコン観測用ディジタル受信機 GNU Radio Beacon Receiver (GRBR) 観測網[5]である。本課題の採択時に「既存のデータとの連携や、インドネシア以外の国との連携も視野に入れて展開することが望まれる。」とのコメントを得ているため、本課題はインドネシア共和国に限らず、タイ、ベトナム等を含む東南アジア域において実施中である。

本課題の発足に当たってミッションステートメントを公表している。そこでは、研究期間の終了時に達成されているべき具体的な目標として以下の3点を示した。

目標1 「赤道大気レーダー観測所における宇宙天気の観測強化と低緯度電離圏の研究」：

EAR 及び EAR 観測所に設置されている観測機器による長期連続観測を実施する。低緯度電離圏に特有の擾乱現象について、LAPAN と共に一級の研究成果を追求する。

目標2 「インドネシア地域の宇宙天気観測網の整備」：LAPAN が推進中の観測点ネットワークの構築に協力し、衛星=地上ビーコン観測網を充実する。インドネシア地域で実施されている GPS 観測データの収集等を通じて、地域の宇宙天気研究に使える観測データの量と品質を向上させる。

目標3 「インドネシア共和国の宇宙天気サービスに向けた基盤整備」：LAPAN は独自の取り組みとして、宇宙天気サービスに向けた組織整備、国際連携網の整備、国内の需要掘り起こしを推進中である。本課題では毎年1回、国際ワークショップをインドネシアにおいて開催し、研究成果について議論するとともに、日本側が持つ宇宙天気サービスの知識と研究についてインドネシア側に講習する。

さらに本課題の実施期間が終了した後においても、国際共同研究が以下のように継続発展することを目指した。

実施期間終了後の取組 「インドネシア政府レベルで宇宙天気研究推進の明確な方針が出されており、LAPAN が政府機関としてこれに取り組んでいる。本課題の実施期間終了後も参加機関の研究協力体制の維持に努め、長期間にわたる協力関係の強化発展を図る。」

以上が本課題を始めたときの目標である。さて現在までの取り組みにおける達成度はどうだろうか。

3. 進捗状況

赤道大気レーダーの長期連続観測

EAR はこれまで対流圏・成層圏下部の観測を連続的に行って來たが、本課題のための長期連続観測を 2010 年 7 月に開始した。新観測モードは、電離圏観測モードと大気風速観測モードを組合せたものになっている。図 1 に EAR 観測開始から現在（2012 年 12 月）までの観測状況を示す。色の付いている部分が観測期間であり、薄い色が大気風速観測、濃い色が電離圏を含む観測に対応している。白く抜けているところは欠測期間である。EAR の観測は 2001 年 6 月に細かい欠測を伴いながら立ち上がっているが、2001 年 12 月に最大の雷害に遭い 2002 年 2 月まで長い休止を余儀なくされた。耐雷性能を向上して観測再開した後は 2007 年半ばまでほぼ順調に観測が行われている。この期間は、科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合」の実施時期に当たる。その後 2009 年 1~3 月には、観測を一時休止して、徐々に低下していた受信感度の改善を行った。濃い色で示される電離圏観測の期間は徐々に増加してきたが、本課題による新しい観測モードが 2010 年 7 月に開始された後はほぼ全期間にわたって継続されている。以来、今まで全く欠測なしに連続観測を行って

きた点、データの公開を順次進めてきた点を考慮すると、目標 1 に定める EAR 長期連続観測は高い水準で達成できたといえる。

宇宙天気の観測強化とデータ収集

本研究の目標 1 及び 2 では EAR 以外の観測増強も目指している。そのうち衛星ビーコン観測網は、図 2 に示す通りこれまで順調に拡張されてきており、アフリカから太平洋に至る広い経度範囲の低緯度域で約 20 点に達している。また STEL は、EAR 観測所とタイ・チェンマイに大気光ファブリペロ一分光計 (Fabry-Perot Interferometry; FPI) を設置することで、世界で初めて南北両半球の磁力線共役点における中性大気風速の同時観測を始めた。さらに NICT は、従来より実施中の SEALION 観測網を維持しつつフィリピン・セブへの増強を果たした。これらの点は本課題の取り組みとして十分に評価できると考える。

目標 2 では、インドネシアはじめ各国で実施されている GPS 観測網のデータ収集を取り上げている。これには主に NICT が取り組んで来た。宇宙天気研究の観点からは、GPS 観測より電離圏全電子数 (Total Electron Content; TEC) (いわゆる GPS-TEC) を抽出・収集してデータベース化することが必要となる。NICT では GPS-TEC を効率よく表現できる標準データフォーマットを開発した。さらにこのデータフォーマットの国際的な利用促進を進めており、複数の国の担当機関から賛同を得ている。また SEALION や GPS-TEC データを収集管理する web ベースのシステム構築も進めてきた。以上の基礎的な開発は順調に進んでいるが、実際のデータ収集については国ごとに進捗状況が異なっている。いくつかの問題点が挙げられるが、例えば、ある国の GPS 観測網が複数の機関によって分割実施されていること、GPS 観測の実施主体が地理・地殻の専門機関であるため宇宙天気へのデータ利用に理解が得られにくいこと、等がある。インドネシアが正にそういう状況にあり、スマトラ島のデータは得られたが、ジャワ島のデータ収集が困難となっている。目標達成度は決して低くないが、LAPAN と協力して今後も努力を続ける必要がある。

低緯度赤道域の電離圏研究

本課題に関連する多くの論文が公表されつつある。ESF の発生原因のひとつとして、電離圏下部が東西方向に波長数百 km で波状構造を示す、Large Scale Wave Structure (LSWS)が注目されている。GRBR 観測網と低緯度電離圏観測衛星 C/NOFS からのビーコン電波を地上の GRBR 観測網で受信することで LSWS が検出可能であり、これと ESF の関連に関する論文が多く公表されている ([6], [7])。図 3 に観測例を示す。左図はベトナム南部の 3 地点で観測された (a) C/NOFS の軌道、(b) TEC 絶対値の経度分布、(c) TEC 変動成分の経度分布、(d) 信号シンチレーションの経度分布を示す。緑と赤の点線はそれぞれ E 領域と F 領域高度の日没に対応している。日没後の TEC に現れる波長数百 km の変動が LSWS であり、それに対応して ESF によるシンチレーションが生じている [7]。右図は、アジアとアフリカにおいて LSWS 強度と ESF 発生の有無を統計解析した結果であり、LSWS 振幅の増大と ESF 出現の対応関係が読み取れる。また C/NOFS 衛星の直接観測と EAR 観測の組合せを用いて、太陽活動度の極小期に出現するとされる、夜半過ぎに発生する ESF についても研究成果が公表されている ([8], [9])。成層圏突然昇温が低緯度電離圏に与える影響についても研究が進められ論文が公表された [10]。さらに最近では、STEL による南北半球間の FPI 中性風同

時観測、これまで 10 年余わたって EAR サイトで継続されてきた GPS 電波シンチレーションの統計解析、NICT による SEALION と GPS-TEC を用いた研究等が進められている。本課題では、目標 1 でいう研究結果の面においても成果を得つつあるといえる。

インドネシアの宇宙天気サービスに向けた基盤整備

本課題の大きな目的の一つとして、目標 3 に示すとおり、LAPAN 側の宇宙天気研究の向上とインドネシアにおける宇宙天気サービスの開始に向けた基盤整備がある。このため毎年インドネシアにおいて国際ワークショップを開催することとしていた。第 1 回目を 2010 年 12 月にバンドンの LAPAN 研究所において開催した。特筆すべきは、期間中にアジア＝オセアニア地域の宇宙天気研究の実務について議論が行われ、結果として Asia-Oceania Space Weather Alliance (AOSWA) が形成されたことである[11]。LAPAN にとっては各国の関係機関と協議する枠組みを得たことを意味する。また第 2 回目は 2011 年 9 月に開催されたが、EAR 開設 10 周年の記念式典と同期することによって、インドネシア科学技術大臣や日本国大使（公使が代理）を初めとする来賓の出席を得た他、約 200 名の参加者を得て成功を修めた。第 3 回目は 2013 年 3 月に実施予定である。

LAPAN 側においても宇宙天気研究の推進に向けて独自の努力を重ねている。国連が支援する宇宙天気研究の振興の枠組みとして、International Space Weather Initiative (ISWI) ([12]) があり、毎年に大学院生・若手研究者向けの ISWI スクールを開催している。LAPAN は独自に ISWI スクール（2012 ISWI & MAGDAS School）をインドネシアに誘致し、2012 年 9 月にチロトにおいて開催した。本課題からも講師として参加することで支援した。アジア・アフリカを中心として宇宙天気研究を行っている若い研究者が熱心に参加され、宇宙天気研究の先進地域から参集した第一級の研究者による講義に熱心に取り組んでいた。さらに LAPAN は衛星ビーコン観測にも取り組んでいる。現在までインドネシアには GRBR が 7 カ所に設置されているが、そのうち 6 カ所までは LAPAN が独自に設置したものである。本課題からは、機器を提供するとともに設置運営のアドバイスを行っている。

目標 3 に関しては、以上に示すようにインドネシアにおける国際ワークショップの開催を契機として LAPAN の宇宙天気研究を活性化することができたのではないかと考えている。今後は我が国における宇宙天気サービスの実施機関である NICT からの協力を得て、LAPAN による宇宙天気サービスの実現に向けて努力を払っていきたい。

4. おわりに

本課題では、発足当初より、インドネシア航空宇宙庁(LAPAN)と合意文書を取り交わし、EAR による宇宙天気に関する長期連続観測の開始、GRBR 観測網の充実を含む観測ネットワーク整備、インドネシアにおけるワークショップの開催等を進めてきた。研究成果も多く出つつあるため、順調に進捗してきたといえる。なお RISH では EAR の増強を概算要求し始めているなど、LAPAN との研究協力体制は将来的にも継続していくことが明らかである。本課題の実施期間は残り少ないが、着実に取りまとめて将来の研究プロジェクトにつなげていきたいと考えている。

参考文献・資料

- [1] 科学技術振興調整費「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」
<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/isw/>
- [2] 赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR)
<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>
- [3] 超高層大気イメージングシステム (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI)
<http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/>
- [4] 東南アジア電離圏観測網 (SouthEast Asia Low-latitude Ionospheric Network; SEALION)
<http://wdc.nict.go.jp/IONO2/SEALION/>
- [5] GNU Radio Beacon Receiver (GRBR), <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/digitalbeacon/>
- [6] Tsunoda, R. T., M. Yamamoto, T. Tsugawa, T. L. Hoang, S. Tulasi Ram, S. V. Thampi, H. D. Chau, and T. Nagatsuma, On seeding, large-scale wave structure, equatorial spread F, and scintillations over Vietnam, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L20102, doi:10.1029/2011GL049173, 2011.
- [7] Sudarsanam, Tulasi Ram, M. Yamamoto, R. T. Tsunoda and S. V. Thampi, On the application of differential phase measurements to study the zonal large scale wave structure (LSWS) in the ionospheric electron content, *Radio Sci.*, **47**, RS2001, doi:10.1029/2011RS004870, 2012.
- [8] Yokoyama, T., M. Yamamoto, Y. Otsuka, M. Nishioka, T. Tsugawa, S. Watanabe, and R. F. Pfaff, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 1. Equatorial Atmosphere Radar and GPS-TEC observations in Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **116**, A11325, doi:10.1029/2011JA016797, 2011.
- [9] Yokoyama, T., R. F. Pfaff, P. A. Roddy, M. Yamamoto, and Y. Otsuka, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 2. C/NOFS observations and comparison with Equatorial Atmosphere Radar, *J. Geophys. Res.*, **116**, A11326, doi:10.1029/2011JA016798, 2011.
- [10] Liu, H., M. Yamamoto, S. Tulasi Ram, T. Tsugawa, Y. Otsuka, C. Stolle, E. Doornbos, K. Yumoto, and T. Nagatsuma, Equatorial electrodynamics and neutral background in the Asian sector during the 2009 stratospheric sudden warming, *J. Geophys. Res.*, **116**, A08308, doi:10.1029/2011JA016607, 2011.
- [11] Asia-Oceania Space Weather Alliance (AOSWA), <http://aoswa.nict.go.jp/>
- [12] International Space Weather Initiative (ISWI), <http://www.iswi-secretariat.org/>

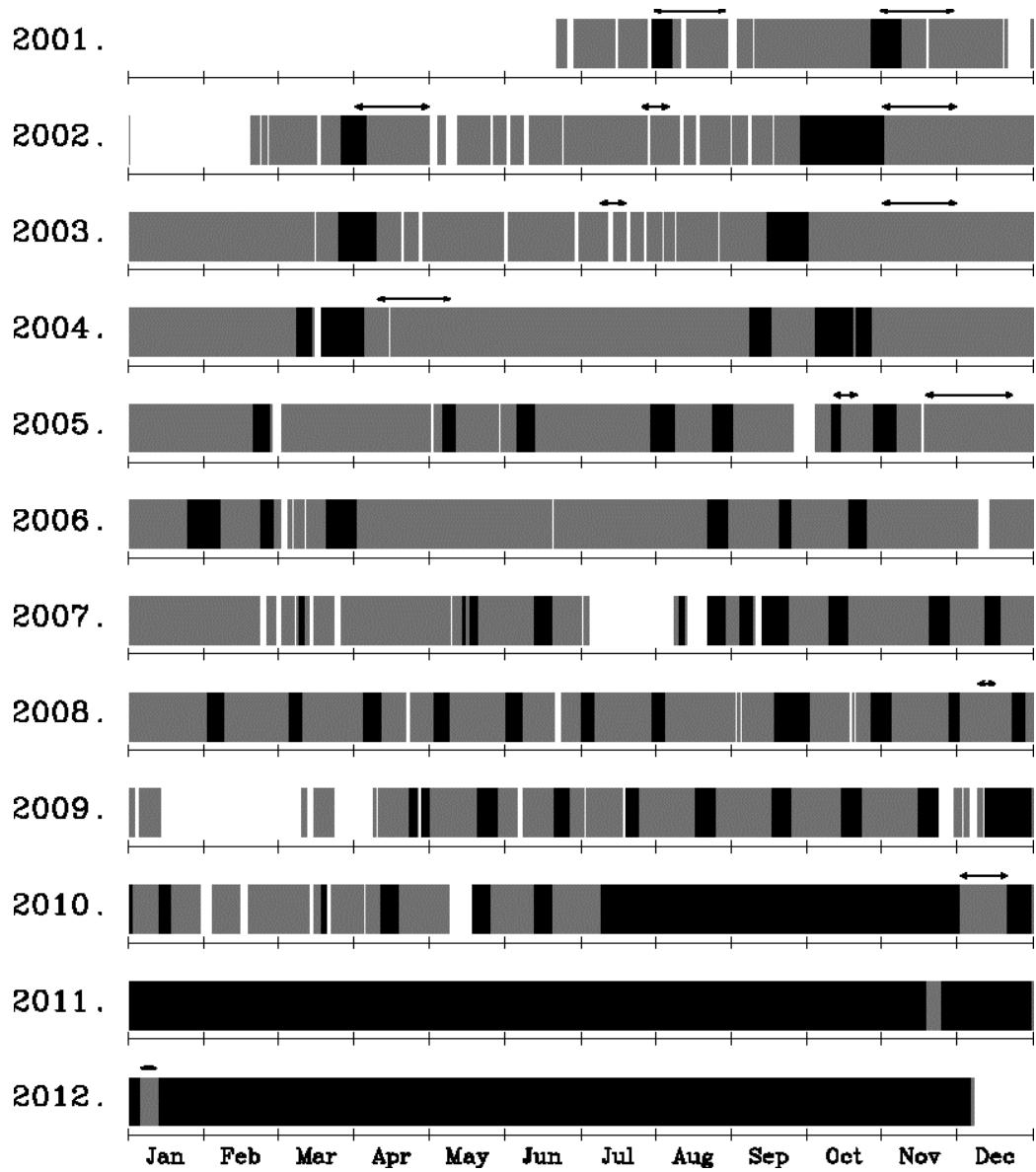


図1 EAR 完成以来の観測状況。薄い色は大気風速観測モード、濃い色は電離圏を含む観測モードに対応している。2010年7月以降は本課題に関する観測を継続している。

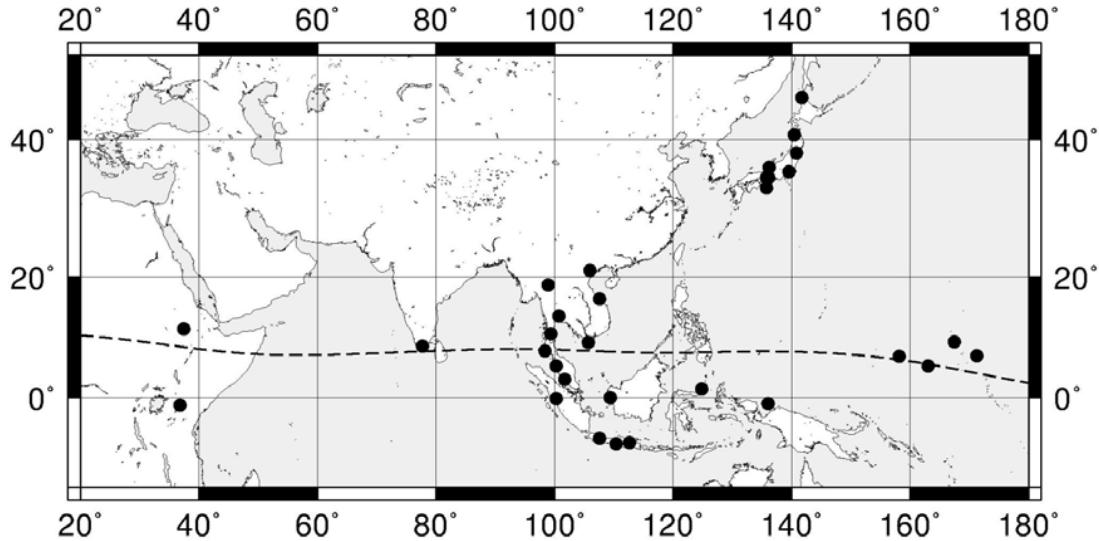


図2 衛星ビーコン受信機GRBR観測網の広がり。東南アジアを中心として低緯度地域に約20点、日本を含めると約30点に達している。
(図中の点線は磁気赤道を示す)

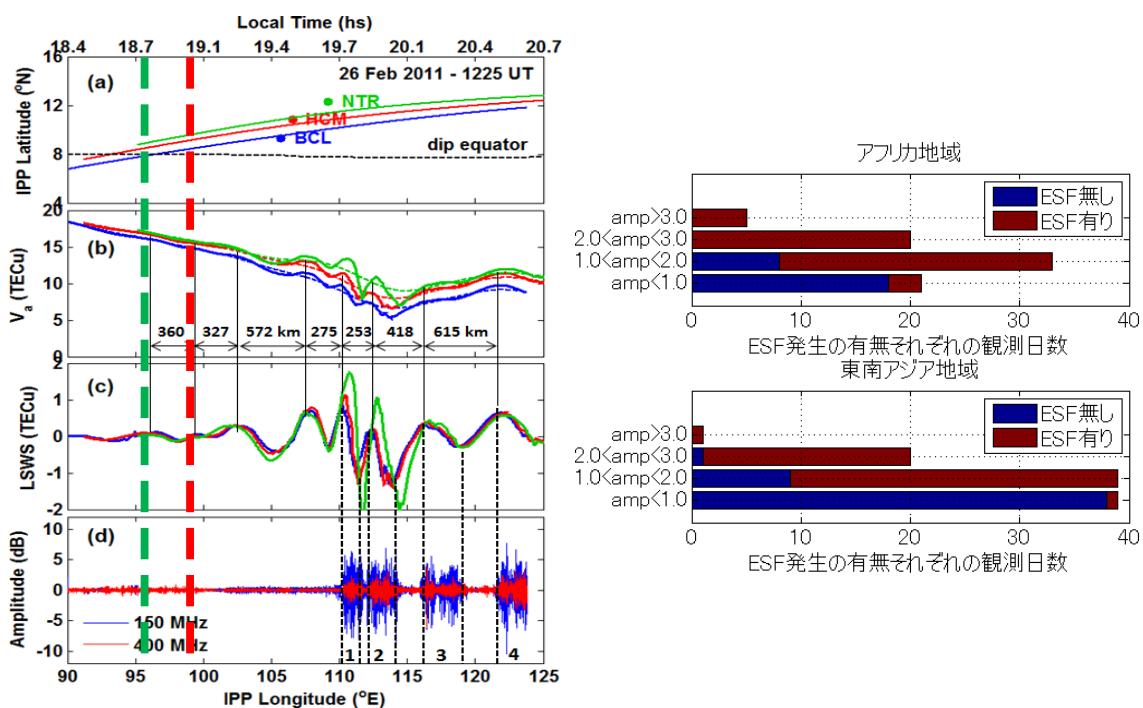


図3 (左図) ベトナム南部のGRBR観測点でC/NOFS衛星を用いて検出されたLSWSとESFの関連の観測例([7])。(右図) アジアとアフリカにおいて統計解析されたLSWSの振幅(縦軸)別の頻度(横軸)分布とESF発生の関連。

インドネシアにおける電離圏・熱圏の光学・電波観測

大塚雄一、福島大祐、塩川和夫(名大 STE 研)、山本衛(京大 RISH)
西岡未知、津川卓也、石橋弘光、丸山隆、長妻努(NICT)

1. はじめに

対流圏活動が世界で最も活発なインドネシア赤道域において、対流圏起源の大気波動が誘起する熱圏大気の変動と電離圏プラズマの応答を研究し、赤道大気上下結合を解明することを目的とし、2002 年以降、インドネシア・スマトラ島コタバタンの赤道大気レーダー(EAR)サイト(0.2°S , 100.3°E , 地磁気緯度 11.1°S)において熱圏・電離圏探査装置(電離圏 VHF レーダー、大気光観測装置、GPS 受信装置など)による観測を実施してきた。2010 年 2 月には、コタバタンと同一磁力線で結ばれた磁気共役点であるタイのチェンマイに、同年 6 月にはコタバタンにファブリ・ペロー干渉計(FPI)を設置し、世界で初となる熱圏大気風速の南北磁気共役観測を開始した。また、2010 年 7 月からは、赤道大気レーダーによって、電離圏擾乱の一種である沿磁力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)の連続観測が開始された。本講演では、FPI による熱圏風の観測結果の一例を示すとともに、昼間の高度 150km 付近に出現する FAI の季節変化を調べた結果を紹介する。

2. 高度 150km エコーの観測

昼間の高度 130km から 170km 付近に出現する 150km FAI エコーは、ペルー・ヒカマルカ(磁気伏角: 0°)のレーダーで最初に観測された[Basley, 1964]。150km FAI エコーの発生高度は、午前中は下降し、正午付近に最低になった後、午後は上昇するという出現特性をもつ。この特性から、150km FAI エコーはネックレスエコーと呼ばれることもある。ヒカマルカの観測以来、150km FAI エコーはミクロネシア・ポンペイ(磁気伏角: 0.5°) など磁気赤道付近のみで観測されており、磁気赤道域特有の現象であると考えられていた[Tsunoda and Ecklund, 2004]。しかし、近年、インド・ガダンキ(磁気伏角: 12.5°) [Choudhary et al., 2004] やインドネシア・コタバタン(磁気伏角: -21.2°) [Patra et al., 2008] など磁気赤道から離れた緯度でも 150km FAI エコーが観測されることが分かり、従来考えられてきたエコーの生成原因が疑問視されるようになった。

2010 年 7 月より、科学技術振興調整費「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」のため、EAR による FAI 連続観測が開始された。本研究では、2010 年 7 月から 2012 年 8 月までに EAR による昼間の FAI 観測データを解析し、150km FAI エコーの発生頻度の季節変化を調べた。図 1 に、その結果を示す。エコーの発生頻度は、半年周期変動を示し、6-8 月と 12-2 月に高く、分点時付近に低いことが明らかになった。このような半年周期変動の傾向は、Rodrigues et al. [2011]によるブラジルでの 30MHz レーダーによる観測結果とよく一致する。しかし、ポンペイにおいて観測を行った Tsunoda and Ecklund [2004]によると、エコーの発生頻度は、顕著な季節変化を示し、夏至付近に極大があり他の季節にはほとんど観測されない、と報告されている。

これは、Tsunoda and Ecklund [2004]によるポンペイでの観測は、比較的小型のレーダーを用いていたため、弱いエコーの FAI が観測されなかつたためである可能性が考えられる。従って、今後は、エコー強度を考慮して発生頻度を調べる必要がある。

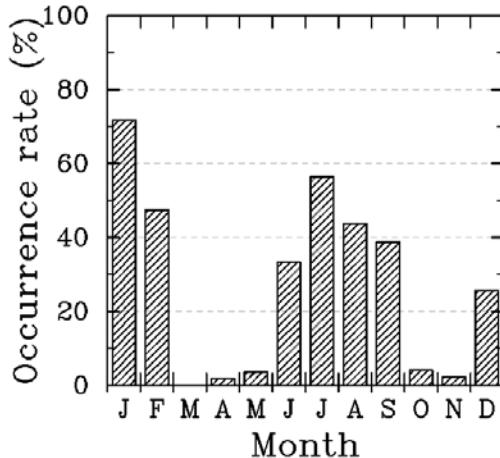


図1: 2010年7月から2012年8月までに、赤道大気レーダーで観測された 150km FAI エコー発生頻度の季節変化。

3. 热圈風の南北磁気共役点観測

赤道域電離圏の擾乱現象であるプラズマバブルは、プラズマ不安定の一種であるレーリー・テーラー不安定によって起こるが、プラズマバブルが“いつ”、“どこで”発生するかは未解明の問題である。プラズマバブル発生条件の一つとして、磁気赤道を横断する南北方向の熱圈風に起因する F 層高度の南北半球非対称性が考えられている[Maruyama and Matuura, 1984]。イオノゾンデを南北両半球の磁気共役点に設置し、両地点において F 層高度の変化を観測することにより、南北方向の熱圈風速を推定することができる[de Medeiros et al., 1997]。Maruyama et al. [2008] は、磁気共役点であるタイ・チェンマイとインドネシア・コタバンに設置されたイオノゾンデで観測された F 層高度のデータを用い、熱圈風の推定を行った。この際、両観測点間の距離約 2 千 km において、熱圈風が一様であるという仮定がなされている。一方、ファブリ・ペロー干渉計(FPI)を用い、酸素原子の 630nm 大気光を分光観測することにより、そのドップラー速度から熱圈風を直接観測することができる。本研究では、イオノゾンデの共役点観測から得られた熱圈風と FPI で観測された熱圈風との比較を行う。

FPI は、磁気共役点であるチェンマイとコタバンにそれぞれ 2010 年 2 月と 6 月に設置された。2010 年一年間にチェンマイとコタバンで得られたイオノゾンデと FPI 観測データを解析したが、両地点で同時に空が晴れて熱圈風の磁気共役点観測に成功した日はなかった。しかし、2010 年 3 月 7 日は、チェンマイの FPI により熱圈風を観測することができ、また両地点でのイオノゾンデ観測から熱圈風の推定も可能であった。図 2 に、コタバンとチェンマイで観測され

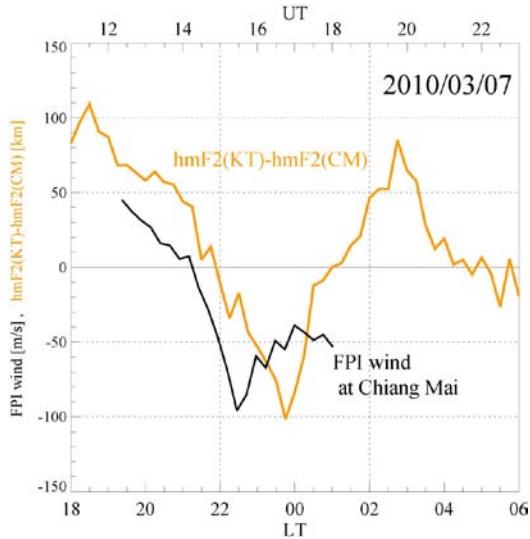


図2: 2010年3月7日夜間に観測された、コトタバン(KT)とチェンマイ(CM)の F_2 層最大電子密度高度の差(北向きの熱圏風に相当する)とチェンマイのファブリ・ペロー干渉計で観測された北向き熱圏風。

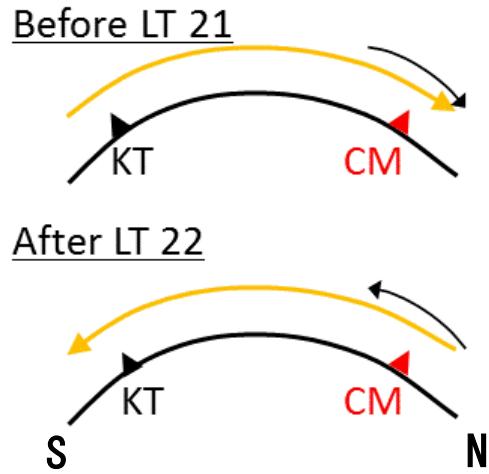


図3: 図2の観測結果を表す模式図。イオノゾンデの磁気共役点観測で得られた大規模風とチェンマイ(CM)のFPIで観測された局所風が一致する。

た F_2 層最大電子密度高度(hmF2)の差の時間変化を示す。コトタバンの hmF2 がチェンマイの hmF2 よりも大きい時(高度差が正の時)は、熱圏風が北向きであることを示している。これは、北向き熱圏風は、磁気的に南半球のコトタバン(北半球のチェンマイ)において、プラズマを磁力線に沿って高高度に持ち上げる(低高度に押し下げる)ためである。両地点の hmF2 の高度差 100 km が熱圏風の 100 m/s に相当する[Maruyama et al., 2009]。同図に、同時刻にチェンマイの FPI で観測された熱圏風を黒線で示す。異なる二つの方法で得られた熱圏風は、21LT 以前では北向き、22LT 以降では南向きであり、よく一致していることが分かる。但し、イオノゾンデから求めた熱圏風の変動が、FPI で観測されたものよりも約 1 時間遅れていると見ることができる。これは、熱圏風によるプラズマの輸送に時間がかかることに起因していると考えられる。しかし、FPI で観測される熱圏風は 630nm 大気光の発光高度に相当する F 領域下部のものであるため、熱圏風に鉛直シアーが存在することにより、hmF2 から求めた熱圏風差が生じた可能性も考えられる。

この観測例では、図3に示すように、約 2 千 km 離れた磁気共役点間で一様であると仮定して求めた熱圏風(大規模風)と FPI によってチェンマイ上空で観測された熱圏風(局所風)とが良く一致しており、局所的な熱圏風の変動は小さかったと考えられる。しかし、両観測で求めた熱圏風速に顕著な差が見られる日もあった。局所的な熱圏風変動を生じる原因として、MTM(Midnight Temperature Maximum)に伴う風速変動などが考えられるが、この解明のためには、今後、観測事例を積み重ねる必要がある。

4. おわりに

- 2010年7月から2012年8月までに赤道大気レーダーを用いて実施された昼間の沿磁力線不規則構造(FAI)観測のデータを解析し、高度150kmエコーの発生頻度の季節変化を調べた。その結果、エコーの発生頻度は、夏・冬に極大、分点時に極小であることが明らかになった。この結果は、ブラジルでの観測結果と一致するが、季節変化の原因は未解明である。今後、エコー強度の季節変化も調べる必要がある。
- 2010年3月7日にチェンマイのFPIで観測された熱圏風の南北成分は、磁気共役点であるチェンマイとコトタバンのイオノゾンデで観測されたF層高度の差から推定した熱圏風とい一致が見られた。しかし、他の観測日では、両者が一致しない事例もあり、今後、観測例を積み重ねていきたい。

参考文献

- Balsley, B. B., Evidence of stratified echoing region at 150 km in the vicinity of magnetic equator during daylight hours, *J. Geophys. Res.*, 69, 1925, 1964.
- Choudhary, R. K., J.-P. St.-Maurice, and K. K. Mahajan, Observation of coherent echoes with narrow spectra near 150 km altitude during daytime away from the dip equator, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19801, doi: 10.1029/2004GL020299, 2004.
- de Medeiros, R. T., M. A. Abdu, and I. S. Batista, Thermospheric meridional wind at low latitude from measurements of F layer peak height, *J. Geophys. Res.*, 102(A7), 14,531–14,540, 1997.
- Maruyama, T. and N. Matuura, Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles, *J. Geophys. Res.*, 89, 10 903–10 912, 1984.
- Maruyama, T., S. Saito, M. Kawamura, and K. Nozaki, Thermospheric meridional winds as deduced from ionosonde chain at low and equatorial latitudes and their connection with midnight temperature maximum, *J. Geophys. Res.*, 113, A09316, doi:10.1029/2008JA013031, 2008.
- Maruyama, T., S. Saito, M. Kawamura, K. Nozaki, J. Krall, and J. D. Huba, Equinoctial asymmetry of a low-latitude ionosphere-thermosphere system and equatorial irregularities: evidence for meridional wind control, *Ann. Geophys.*, 27, 2027-2034, 2009.
- Patra, A. K., T. Yokoyama, Y. Otsuka and M. Yamamoto, Daytime 150-km with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06810, doi:10.1029/2007GL033130, 2008.
- Rodrigues, F. S., D. L. Hysell, and E. R. de Paula, Coherent backscatter radar imaging in Brazil: large-scale waves in the bottomside F-region at the onset of equatorial spread F, *Ann. Geophys.*, 26, 3355-3364, doi:10.5194/angeo-26-3355-2008, 2008.
- Tsunoda, R. T. and W. L. Ecklund, On a summer maximum in the occurrence frequency of 150 km (F1) radar echoes over Pohnpei, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06810, doi:10.1029/2003GL018704, 2004.

赤道大気レーダーとC/NOFS衛星による太陽活動極小期における電離圏擾乱の観測

横山 竜宏¹, Robert F. Pfaff², Patrick A. Roddy³,
山本 衛¹, 大塚 雄一⁴

¹京都大学生存圏研究所, ²NASA Goddard Space Flight Center, USA,
³Air Force Research Laboratory, USA, ⁴名古屋大学太陽地球環境研究所

はじめに

地球大気を覆う電離圏は下層の中性大気と宇宙空間を繋ぐ遷移領域であり、多くの複雑な物理、化学過程が存在するため現在も未解明な現象が多く残されている。電離圏のプラズマはその運動が中性大気との衝突によって強く支配されているため、中性大気と電離大気の相互作用を解明することは電離圏の物理過程を理解する上で非常に重要である。一方、電離圏内では地球磁場に沿った導電率が非常に高く、電界により強く結合されている。局所的なプラズマ密度の不規則構造を伴う電離圏擾乱が発生した場合には、電波の振幅、位相の急激な変動(シンチレーション)が生じるため、GPS等による電子航法に深刻な障害を及ぼすことが知られている。ESFの基本的な性質と発生傾向に関しては既に明らかとなっているが、ESF発生の日々変化と経度依存性については未だ明らかとなっていない。ESFの生成機構を解明し、「いつ」「どこで」ESFが発生するかを予測することは実用面からも重要な課題である。本研究では、赤道域に特有の電離圏擾乱である赤道スプレッドFの太陽活動極小期における特徴を、赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)と米国C/NOFS衛星を用いて明らかにした(Yokoyama et al., 2011a, b)。

観測

EARは磁気緯度10.36°Sに位置し、EARのビーム方向を地球磁場直交方向に向けることにより、送信電波の半波長スケールの電離圏擾乱(field-aligned irregularities; FAI)を観測することができる。2009年7月20日にEARにより観測された電離圏F領域FAIのエコー強度の時間高度断面図(alitude-time-intensity; ATIプロット)を図1に示す(LT=UT+7h)。日没から15UTまでの時間帯ではエコーは観測されず、15UTから18UTにかけて強いエコーが高高度まで上昇し、それ以降は緩やかに高度を下げながら日出付近まで継続する様子が見られる。これは、過去にMUレーダーで観測された中緯度タイプのF領域FAIの形状と非常に類似しており(Fukao et al., 1991)、中緯度におけるFAI生成機構がEARが位置する低緯度域においても働いている可能性を示唆している。

図2に、図1のFAIエコーが観測された時間帯の16ビーム観測を合成したFAIの2次元構造を示す。16UTにエコーがEAR観測の視野の東側から出現し、西向きに伝搬しながら急速に発達している様子が見られる。18UT以降は、エコーの伝搬方向ははっきりせず、停滯しながら徐々に衰退する過程が観測された。

EARによりFAIが観測されていた時間帯に、C/NOFS衛星が同経度帯を通過した。この時、EAR観測領域と同一磁力線を横切っており、両者の観測結果を地球磁場に沿って磁気赤道面に投影することにより、両者の比較が可能となる。図3に磁気赤道に投影したEARエコーと、C/NOFS衛星の軌道上で

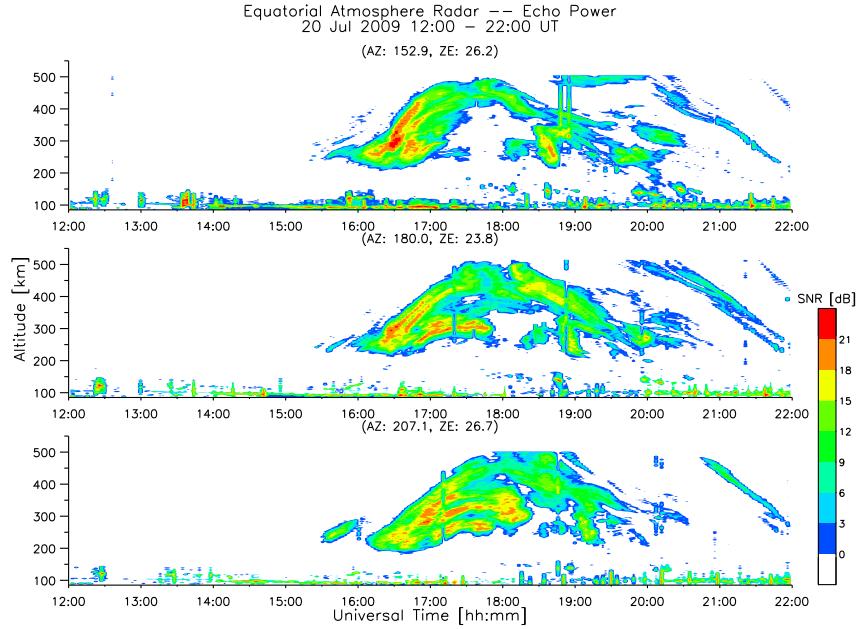


図 1: 2009 年 7 月 20 日に EAR で観測された F 領域 FAI の ATI プロット。各方向毎の 1 ビーム観測。

観測された電子密度を示す。強いエコーが観測された位置と、電子密度の減少領域がよく一致している様子が見られる。

まとめと考察

2009 年に EAR により観測された F 領域 FAI エコーと C/NOFS 衛星観測との比較を行い、まず太陽活動極大期と極小期では、観測される ESF の発生時刻、伝搬方向に顕著な違いが見られることが明らかとなった。太陽活動極大期には、日没直後に発生し、東向きに伝搬するプラズマバブルに伴う FAI が大半を占めるが、極小期には、真夜中付近に発生し、西向きに伝搬するケースが多く、MU レーダー等で観測された現象と類似した中緯度的な特徴を持つことが示された。一方、C/NOFS 衛星が EAR 観測領域内を貫く磁力線を横切った際の衛星観測データと EAR 観測を比較した結果、密度の減少領域とレーダーエコーの出現領域が一致しており、この点においては従来のプラズマバブルに伴う FAI と特徴が一致していた。つまり、赤道域と中緯度域における擾乱現象の特徴の両者を併せ持っていることが示唆される。この真夜中付近の FAI を特徴づける要因として、太陽活動による背景風速の変化に着目し、西向きの伝搬と背景風速の関係性が考えられる。また、中緯度で発生した擾乱現象が赤道域まで伝搬した結果、ESF を二次的に引き起こす可能性についても考えられる。本研究により、太陽活動極小期における低緯度 F 領域 FAI の特徴が初めて明確に示されたが、今後もさらなる観測データの蓄積が必要である。

参考文献

- Fukao, S., M. C. Kelley, T. Shirakawa, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Turbulent upwelling of the midlatitude ionosphere, 1. Observational results by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3725-3746, 1991.

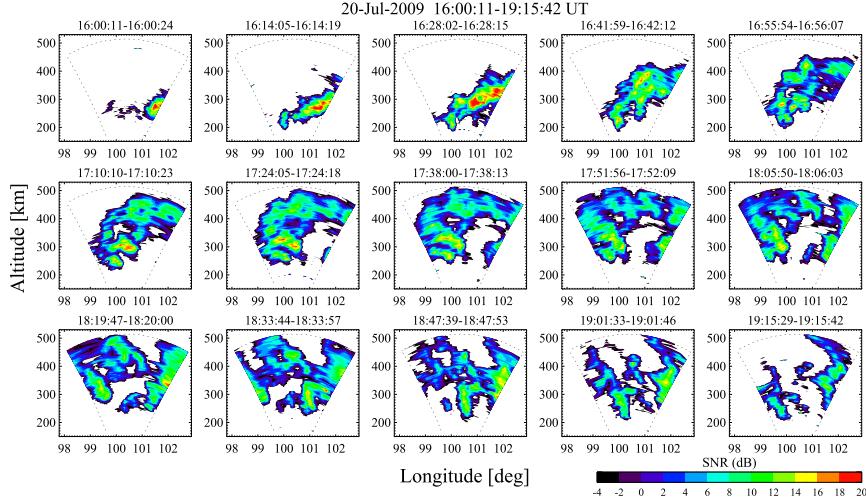


図 2: 16 ビーム観測を合成した FAI エコーの 2 次元構造。

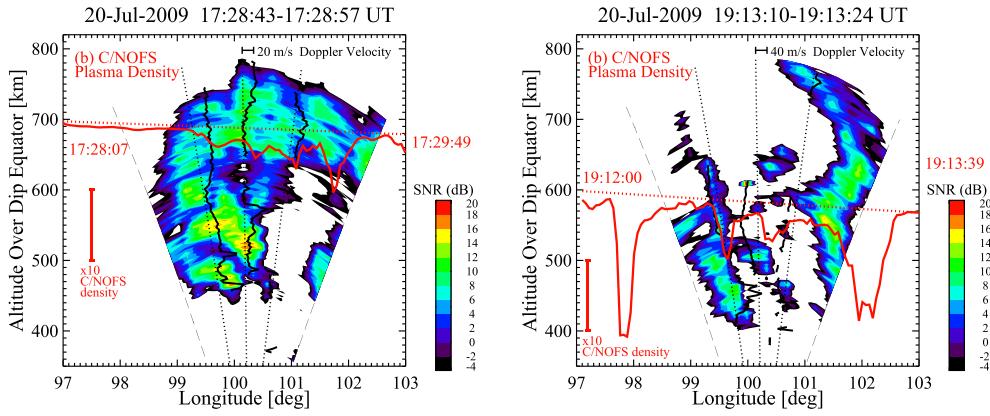


図 3: CNOFS 衛星により観測されたプラズマ密度と、FAI エコーの 2 次元構造を、磁気赤道上の鉛直面に地球磁場に沿って投影した図。

Yokoyama, T., M. Yamamoto, Y. Otsuka, M. Nishioka, T. Tsugawa, S. Watanabe, and R. F. Pfaff, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 1. Equatorial Atmosphere Radar and GPS-TEC observations in Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **116**, A11325, doi:10.1029/2011JA016797, 2011a.

Yokoyama, T., R. F. Pfaff, P. A. Roddy, M. Yamamoto, and Y. Otsuka, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 2. C/NOFS observations and comparison with Equatorial Atmosphere Radar, *J. Geophys. Res.*, **116**, A11326, doi:10.1029/2011JA016798, 2011b.

Morphological Study Of Equatorial Spread F Occurrence And E-F Region Coupling

Dyah R. Martiningrum, Tatsuhiro Yokoyama, Mamoru Yamamoto

Abstract

Study of Equatorial Spread F (ESF) plasma irregularities made during 2008-2011 using 47 MHz Equatorial Atmosphere Radar (EAR) in Kototabang, Indonesia (0.20°S , 100.32°E ; 10.36°S dip latitude). ESF occurrence classified based on structure of ESF backscattered echoes power of EAR radar both of spatially and temporally. We confirm earlier work by Yokoyama et al. [2011] showing that postmidnight irregularities during low solar activity are morphologically different from those detected during high solar activity. Furthermore, Large Scale Wave Structure (LSWS) analysis based on Bac Lieu (9.3°N , 105.7°E ; 2.0°N dip latitude) and Ho Chi Minh (10.8°N , 106.7°E ; 3.8°N dip latitude) used for studying an important role of LSWS in development of ESF. Analysis of ESF backscattered echoes for E layer and F layer and fansector map used to describe E-F region coupling.

INTRODUCTION

Equatorial Spread F (ESF) is the phenomena in which highly irregular plasma density with a large range of scale sizes and amplitudes at almost all altitudes throughout the latitude and longitude sectors. The ESF predominantly occur at nighttime. The complex dynamical phenomena and plasma instability play an important role in development of ESF. The horizontal geomagnetic field lines at the magnetic equator perpendicular to gravity, and also prevailing natural wind and background electric field, compose unique phenomena to develop the plasma irregularities. These plasma irregularities are generally magnetic field aligned. They have zonal widths of typically a few tens of km and extend along the magnetic field lines for hundreds to thousands of km depending on the peak altitude of the irregularity (bubble) development [e.g., Sobral et al., 2002], while their vertical heights range from a few tens of km to several hundred km [e.g., Labelle et al., 1997]. When radio signals propagate through these disturbed regions, they cause scintillation. This results in a fade in received signal power, meaning a loss of signal.

Extensive experiment has been performed in the last 80 years to study ESF. Several techniques have been used to reveal the spatial and temporal characteristics of the F-region irregularities responsible for the phenomenon. Among them, that is radio star scintillations, trans-equatorial radio propagation, satellite scintillations, radar backscatter, satellite and

rocket in situ measurements, airglow, total electron content (TEC) techniques using the propagation of satellite radio signals and, recently, radar imaging techniques [Woodman, 2009]. Theoretical efforts are as old as the observations. It is generally accepted that the Rayleigh-Taylor (R-T) instability mechanism is responsible for the generation and growth of the ESF. The growth rate of the R-T instability depends on the external driving forces, such as neutral wind, electric and magnetic fields, together with background ionospheric properties [e.g., Sultan, 1996; Abdu, 2001]. In this study, we discuss about structures and development of field aligned irregularities (FAI) observed by Equatorial Atmosphere Radar (EAR) as proxy of equatorial plasma bubbles/equatorial spread F occurrences. Field aligned irregularities of E and F layer also discussed to understand E-F region coupling process. Furthermore, Large Scale Wave Structure (LSWS) analysis based on Bac Lieu (9.3°N , 105.7°E ; 2.0°N dip latitude) and Ho Chi Minh (10.8°N , 106.7°E ; 3.8°N dip latitude) used for studying an important role of LSWS in development of ESF.

2. DATA OBSERVATION

The EAR is capable of viewing the ionosphere in directions perpendicular to the geomagnetic field. When the antenna beams are directed perpendicular to the magnetic field the EAR can detect coherent backscatter echoes from field aligned irregularities that satisfy the Bragg backscatter condition. Thus, λ is the wavelength of the transmitted signal, irregularities of scale size 0.5λ are detectable. In this study, FAI data of E and F region analyzed in the period from 2008 to 2011. Figure 1 show examples of FAI of E and F region observed by EAR. The EAR is also capable of viewing spatial structure and evolution of ionosphere irregularities (ESF) by utilizing rapid beam-steering that provide扇sector map data.

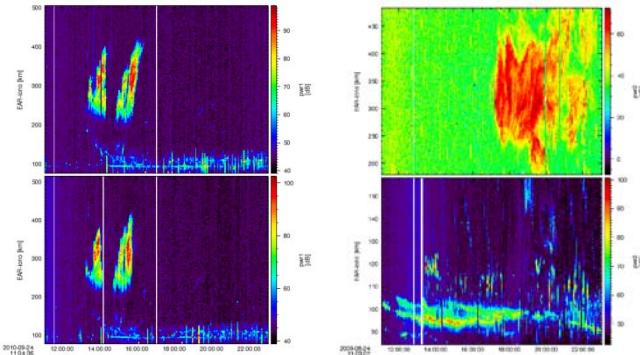


Figure 1. Plot of FAI of E and F region for post-sunset (left) and post-midnight (right)

The second data used in this study is the ionospheric total electron content (TEC) measured by GNU Radio Beacon Receiver (GRBR). The principle of the experiment is based on the frequency dependence of the refractive index of radio waves in the ionospheric plasma. The most commonly used frequencies are 150 and 400 MHz. The relative TECs are obtained from the differential phase information, using the 150 and 400 MHz transmissions. Furthermore, this technique have been extended to obtain the absolute TEC, analyze Large Scale Wave Structure (LSWS), scintillation, and index of scintillation (S_4). Those can be seen in figure 2. [Yamamoto, 2008; Thampi, 2011; Thampi, 2012].

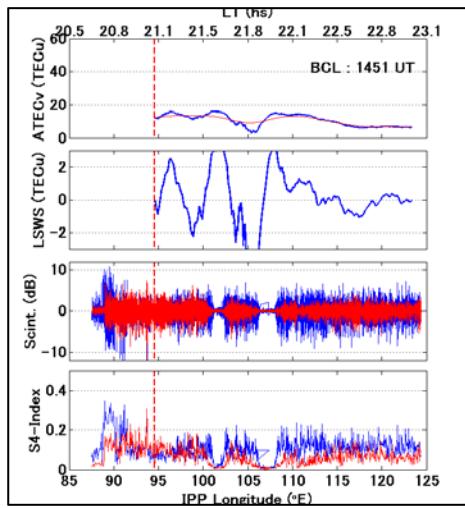


Figure 2. Irregularities of Ionosphere observed by GNU Radio Beacon Receiver

3. RESULTS AND DISCUSSION

Field Aligned Irregularities (FAI) occurrences observed by Equatorial Atmosphere Radar (EAR) at Kototabang during 2008-2011 were classified based on time appearance. Figure 3 shows comparison between FAI occurrences during low solar activity of 2008-2009 and those during higher solar activity of 2010-2011. In the low solar activity condition of 2008-2009 FAI are mostly confined to post-midnight hours mainly during June and July, while on the contrary, FAI are mostly confined to post-sunset in the higher solar activity condition of 2011. Those mainly occur in March and October. Although solar activity start to step up in 2010, Post-sunset type FAI is enhanced in the equinoctial months of March/April and September/October. While post-midnight FAI still occur mainly during May, June, and July. In the low solar activity altitude of FAI varies between 260 km to 500 km while in the higher solar activity most of FAI extended to 500 km of altitude.

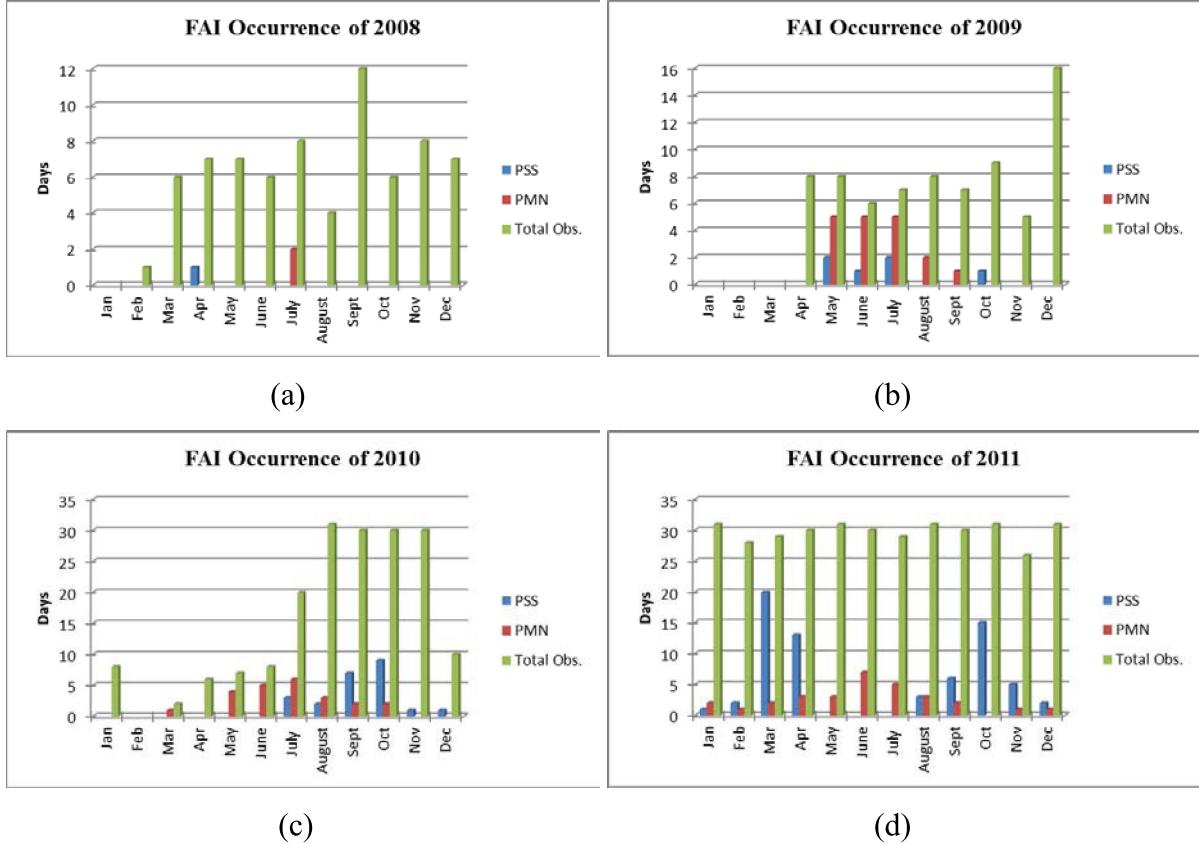


Figure 3. FAI occurrences during 2008-2011 (a-d),
classified by post-sunset and post-midnight

The postsunset ESF are generally thought to be associated with the evening prereversal enhancements (PRE) of vertical drift velocity [Fejer et al., 1999]. Under the action of the PRE, the ionosphere is rapidly elevated to higher altitudes, where collision frequencies are low, favoring the growth of the irregularities by the R-T instability mechanism. The postmidnight ESF are mainly due to either the passage of fossil plumes generated elsewhere since ESF can drift eastward or westward [MacDougall et al., 1998; Bhattacharyya et al., 2001], that is, the continuation of the generation and dynamics of the postsunset irregularities, or the irregularities freshly generated at postmidnight hours owing to local plasma instabilities.

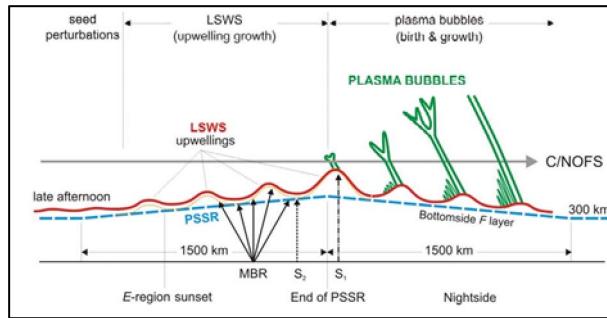


Figure 4. Development of Equatorial Plasma Bubble/Equatorial Spread F

The earlier works to study ESF have described some characteristics of ESF such as its seasonal and longitudinal variations of occurrence [Maruyama et al., 1984; Aarons et al., 1993], effects of solar activity [Yokoyama et al., 2011], seasonal meridian winds [Krall et al., 2009], and magnetic field declination [Abdu et al., 1992]. However, the day-to-day variability of ESF occurrence have not been solved. [Thampi et al., 2012; Tsunoda et al., 2011] suggest a method to analyze Large Scale Wave Structure (LSWS) based on GRBR receiver data. LSWS plays an important role in development of ESF (figure 4). There are three stages consider for the EPB/ESF development, which are seeding, upwelling, and growing. No doubt the Rayleigh Taylor instability is the primary governing mechanism manifesting the postsunset pre reversal enhancement (PRE) in the zonal electric field. However, the bottom of F-region of ionosphere require a perturbation for seeding Rayleigh Taylor instability due to the slow growth rate of Rayleigh Taylor instability. The earlier works have been shown that upward propagating gravity waves, tides, and planetary waves play an important role for seeding perturbation in the bottom of F-region of ionosphere [Taylor et al., 2009; Takahashi et al., 2009]. On the other hand, earlier works also suggest that a quasi sinusoidal perturbation not always necessary because of shear flow at the bottom of the F-region can generate plasma structures providing seed for the excitation of plasma irregularities [Kudeki, 2007]. The second stage is upwelling due to the large scale wave structure (LSWS) in ESF development. This paper discuss this stage further. Using FAI data from EAR and LSWS analysis from GRBR for March to May of 2011 can describe relationship between FAI occurrence and LSWS. The last stage is growing of EPB/ESF.

There are three cases have studied related to role of LSWS in ESF development which are first case; when FAI occur and LSWS is found (figure 5 (a-c)) , second case; when FAI occur and LSWS is not found (figure 6 (a-c)), and third case; FAI does not occur and LSWS is found. Results from this study found 28 occurrences for first case, 5 occurrences for second case, and 23 occurrences for third case. An example for first case found on 1 March 2011. Figure 5 shows FAI occurrence (a) related to LSWS (b). This case consistent to earlier work that suggested an important role of LSWS in ESF development. From fansector plot data can be seen evolution FAI 1 March 2011 (figure 5 (c)). Equatorial Plasma Bubble appear at 12:48:29 UT (19:48:29 LT) and 300-400 km altitude. This EPB develop and propagate eastward and then at 14:32:27 UT (21:32:27 LT) almost disappear. EPB altitude reach 500 km.

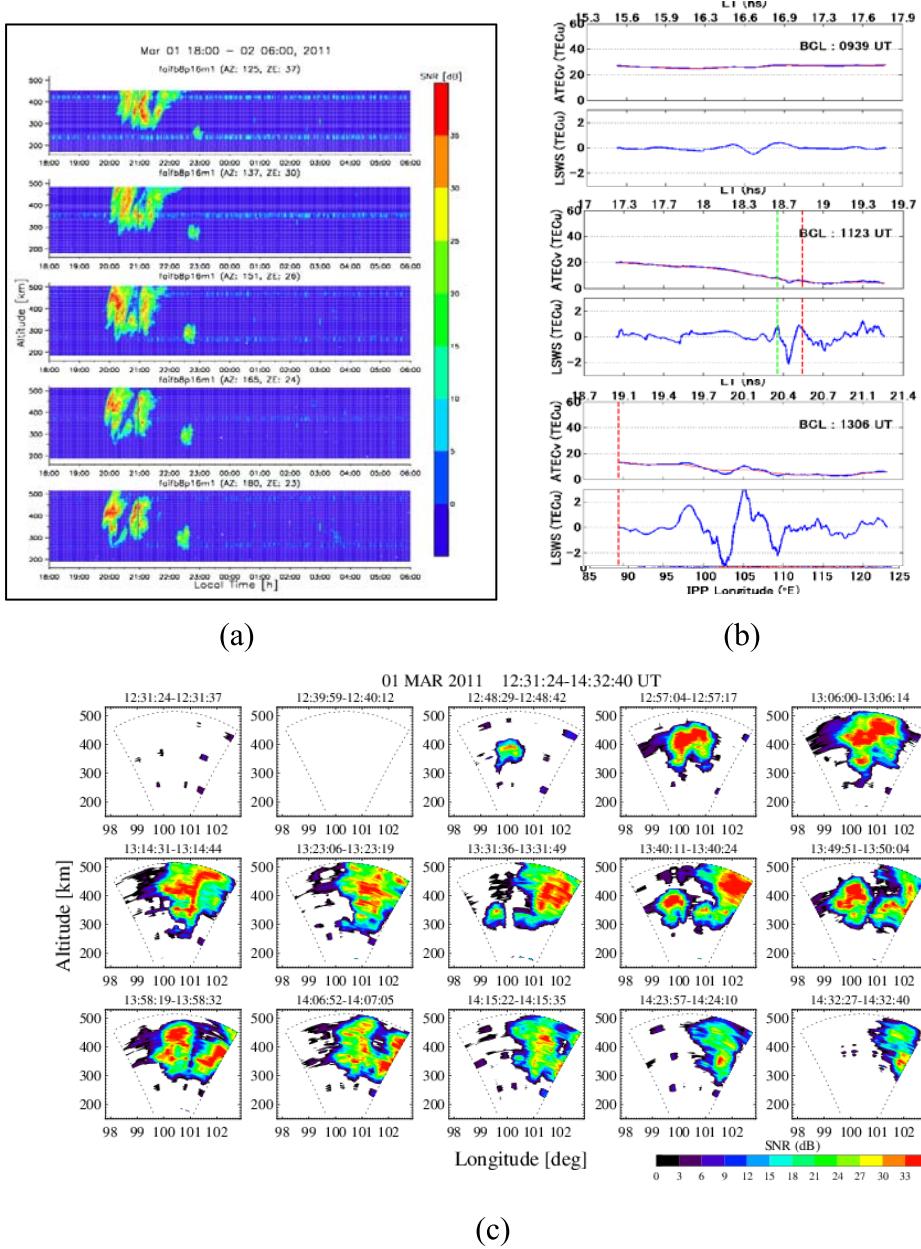
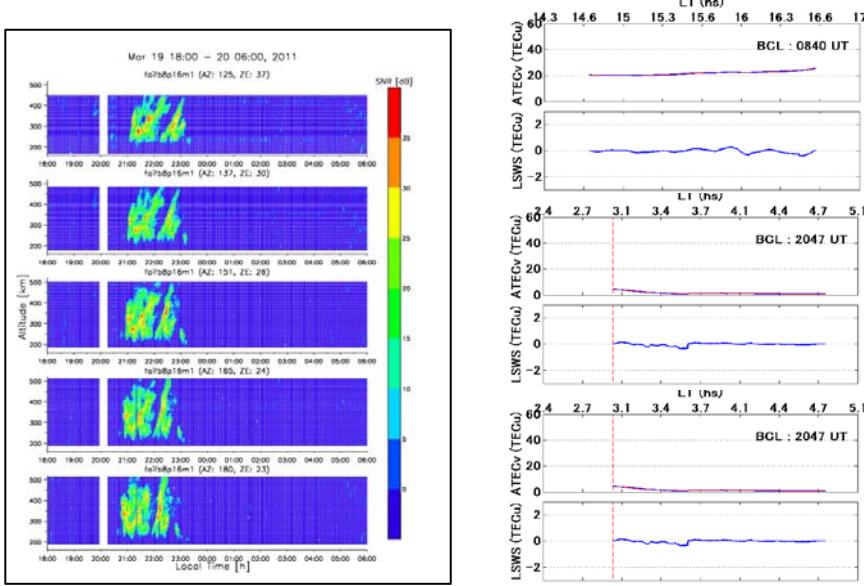


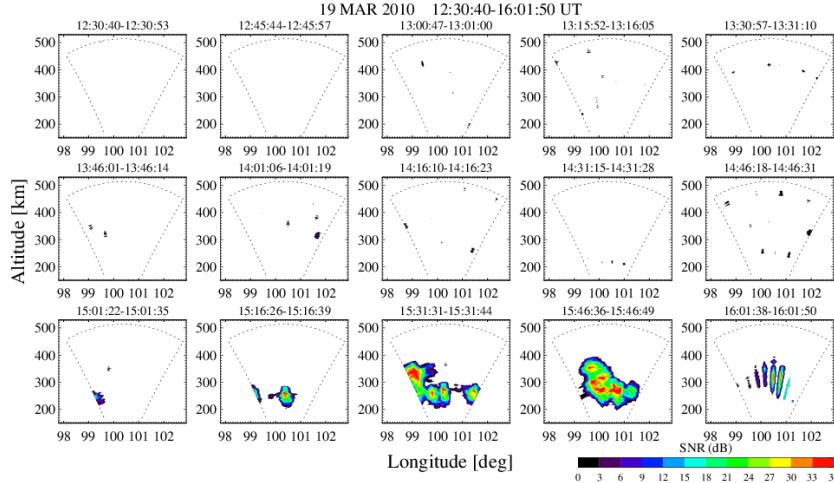
Figure 5. FAI occurrence from EAR (a); LSWS from GRBR (b) and fansector plot from EAR for 1 March 2011

Only 5 occurrences of FAI were not followed with LSWS, figure 6 (a) and 6 (b) show example of this case.. From fansector plot can be seen development of EPB of 19 March 2011 (figure 6(c)). Similar to first case, EPB appear at 200-300 km in the west side of fansector, but EPB could not reach higher altitude. Those results indicated that most of EPB developed and propagated upward due to LSWS. In this study, third case would not discussed further. It needs specific study to discuss this case.



(a)

(b)



(c)

Figure 6. FAI occurrence from EAR (a); LSWS from GRBR (b) and fansector plot from EAR for 19 March 2011

By using FAI data from Equatorial Atmosphere Radar Kototabang obtained preliminary result which describe coupling between E and F region of ionosphere. First case shows strong echoe scattering in E region followed EPB in F region (figure 7(a)). Second case shows EPB in F region was not preceded by strong echoe scattering in E region (figure 7 (b)). The further study is needed to obtain explanation related to these cases.

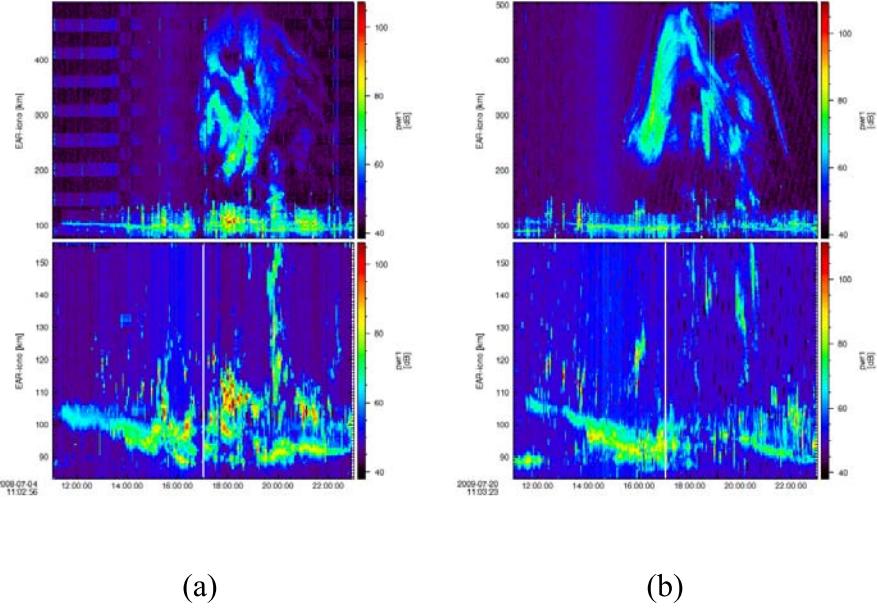


Figure 7. FAI data indicate coupling process between E and F region of ionosphere

4. CONCLUSION

Observation of FAI occurrence shows that when solar activity low, occurrence of post sunset spread F decreases, while the occurrence of post midnight spread F increases. The postsunset ESF are generally thought to be associated with the evening prereversal enhancements (PRE) of vertical drift velocity [Fejer et al., 1999]. Under the action of the PRE, the ionosphere is rapidly elevated to higher altitudes, where collision frequencies are low, favoring the growth of the irregularities by the R-T instability mechanism. The postmidnight ESF are mainly due to either the passage of fossil plumes generated elsewhere since ESF can drift eastward or westward [MacDougall et al., 1998; Bhattacharyya et al., 2001], that is, the continuation of the generation and dynamics of the postsunset irregularities, or the irregularities freshly generated at postmidnight hours owing to local plasma instabilities.

Most of the ESF events observed over Kototabang were preceded by LSWS. LSWS is a necessary precursor signature for the generation of ESF. EAR data shown the possibility that although the LSWS is absent ESF may occur during following hours.

Preliminary result which describe coupling between E and F region of ionosphere was obtained from FAI data analysis, but it needed further study.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to Research Institute of Sustainable Humanosphere for carrying out the Equatorial Atmosphere Radar data and GNU Radio Beacon Receiver data. One of the authors (Dyah RM) gratefully acknowledges Kemenristek-RI for providing research visiting fellowship for carrying out this research work.

REFERENCES

1. Fukao, S., Y. Ozawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and R.T. Tsunoda, *First observations of the spatial structure of F region 3m scale field-aligned irregularities with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia*, Journal of Geophysical Research, vol. 109, A02304, doi:10.1029/2003JA010096, 2004.
2. Kelley, M.C., 1989: *The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*, Academic Press, Inc., San Diego, Calif.
3. Thampi, S.V., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, Lijo Jose, and T.K. Pant, *GNU Radio Beacon Receiver (GRBR) observations of Large-Scale Wave Structure (LSWS) and Equatorial Spread F (ESF)*, Proceedings of the XXXth URSI General Assembly in Istanbul, August 2011.
4. Tsunoda, R.T and W.L. Ecklund, On the post sunset rise of the equatorial F layer and superposed upwellings and bubbles, Geophysical Research Letters, Vol. 34, L04101, doi:10.1029/2006GL028832, 2007.
5. Tsunoda, R.T., M. Yamamoto, T. Tsugawa, T.L. Hoang, S.T. Ram, S.V. Thampi, H.D. Chau, and T. Nagatsuma, *On seeding, large scale wave structure, equatorial spread F, and scintillations over Vietnam*, Geophysical Research Letters, Vol. 38, L20102, doi:10.1029/2011GL049173, 2011.
6. Woodman, R.F., *Spread F – an old equatorial aeronomy problem finally resolved?*, Ann. Geophys., 27, 1915-1934, 2009.
7. Yokoyama, T., M. Yamamoto, Y. Otsuka, M. Nishioka, T. Tsugawa, S. Watanabe, and R. F. Pfaff, *On postmidnight low - latitude ionospheric irregularities during solar minimum:*
 1. *Equatorial Atmosphere Radar and GPS - TEC observations in Indonesia*, Journal of Geophysical Research, vol. 116, A11325, doi:10.1029/2011JA016797, 2011.
8. Yokoyama, T., R. F. Pfaff, P. A. Roddy, M. Yamamoto, and Y. Otsuka, *On postmidnight Low -latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 2. C/NOFS observations and comparisons with the Equatorial Atmosphere Radar*, Journal of Geophysical Research, vol. 116, A11326, doi:10.1029/2011JA016798, 2011.

Meridional TEC distribution over Thailand-Indonesia sector observed by GRBR and GPS networks

Kornyanat Watthanasangmechai^{1*}, Mamoru Yamamoto¹ and Akinori Saito²

¹ Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University

²Department of Geophysics, Kyoto University

*kukkai@rish.kyoto-u.ac.jp

Abstract

GNU Radio Beacon Receiver (GRBR) is a simple digital receiver developed to measure the ionospheric total electron content (TEC) from the satellite-ground beacon experiment (Yamamoto, 2008). In this paper, the meridional TEC distribution over Thailand-Indonesia sector are observed by the five GRBR receivers and seventeen GPS stations in March 2012. GPS-TEC was employed as a zero-guess to estimate the bias for the GRBR-TEC calculation. As a result, meridional TEC of the low-latitude ionosphere over Thailand-Indonesia sector was obtained with good spatial resolution and accuracy for both with and without plasma bubble occurrence.

Introduction

Thailand-Indonesia sector locates at the low-latitude area where includes the equatorial ionization anomaly (EIA) region. The meridional TEC distribution above this region is drastically changed from time to time. One of the recent procedures to measure the TEC is to use the GPS network, which can capture the large-scale structure of the ionosphere. In addition to the GPS network, GRBR network can be used to capture the small-scale structure of the ionosphere. While the GRBR-TEC estimation has been developing, the GPS-derived TEC process was well developed and reported by many researchers (Otsuka, *et al.*, 2002, Ma and Maruyama, 2003). The GRBRs can detect the meridional TEC distribution in high spatial resolution and wide coverage. However, estimate of the absolute TEC is complicated. The challenge of the GRBR-TEC derivation is the bias-estimation process. We suggest employing the GPS-TEC as the zero-guess to estimate the bias. The methodology and preliminary results of the meridional GRBR-TEC distribution are presented in this paper.

Data and Methodology

The data used in this work are obtained from GRBR and GPS networks over Thailand-Indonesia sector in March 24, 2012. Five GRBR receivers are located at Kototabang (0.2040S,

100.3212E), Phuket (7.8959N, 98.3862E), Chumphon (10.7247N, 99.3744E), Bangkok (13.7307N, 100.7778E), and Chiang Mai (18.7609N, 98.9324E). The beacon signals received from the COSMOS satellites are chosen to observe the meridional GRBR-TEC distribution. Seventeen GPS stations distribute from 25N to 10S and 98E to 108E in the geographic coordinate.

The GPS-TEC derivation method reported by Otsuka, *et al.*, 2002 was used to derive the GPS-TEC in this work. The GPS-TEC at the IPP along longitude 100E are selected and grouped into five groups regarding to five GRBR stations. The GRBR-TEC derivation method reported by Yamamoto, 2008 was used in this work. The bias estimation process is separated to two iterations. For the first iteration, the mode value of the GPS-TEC of each group is calculated and used as a zero-guess. Five zero-guesses are set to be the centers of the bias searching pool with plus and minus twenty-five TECU windows, and sampling rate five TECU. The biases from all five-bias combinations within the searching window are used to calculate the GRBR-TEC and the RMSE. The bias set which yield the smallest RMSE is used to be the initial bias set. For the second iteration, the initial bias set obtained from the first iteration is the center of the précised bias searching pool with plus and minus three TECU windows, and sampling rate one TECU. The bias set, obtained with the smallest RMSE in this second iteration, is used to calculate the GRBR-TEC in this study

Results

The GRBR-TEC distribution aligning on Thailand-Indonesia sector was produced on March 24, 2012 as preliminary results. Without an inactive plasma bubble, the GRBR-TEC of each station well agrees each other as shown in Fig. 1. The background TEC is 3.50 TECU. The RMSE of the GRBR-TEC is 0.14 TECU that is 0.04% of the background TEC. With an active plasma bubble, the proposed method can still produce the GRBR-TEC of each station quite well as shown in Fig. 2. The background TEC is 30 TECU. The RMSE of the GRBR-TEC is 2.64 TECU that is 0.08% of the background TEC. The southern crest of the EIA enhancement could not be seen yet. Considering the variation trend in Fig. 2, we presume that the most-south station, Kototabang (0.2040S, 100.3212E), does not enough cover the area where the southern crest of the EIA enhancement is present.

Conclusion

Employing the GPS-TEC as the zero-guess for the GRBR-bias estimation is an applicable technique as confirmed by the preliminary results. The GRBR-TEC of each station well agrees each other and quite smoothly continues when the plasma bubble is inactive. With the active plasma bubble, the proposed method can still produce the GRBR-TEC quite well.

References

- Ma, G., Maruyama, T., Derivation of TEC and estimation of instrumental biases from GEONET in Japan, *Ann. Geophysics*, **21**, 10, 2083–2093, 2003
- Otsuka, Y., Ogawa, T., Saito, A., Tsugawa, T., Fukao, S. and Miyazaki, S., A new technique for mapping of total electron content using GPS network in Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 63–70, 2002
- Yamamoto, M., Digital beacon receiver for Ionospheric TEC measurement developed with GNU Radio, *Earth Planets Space*, **60**, e21 – e24, 2008

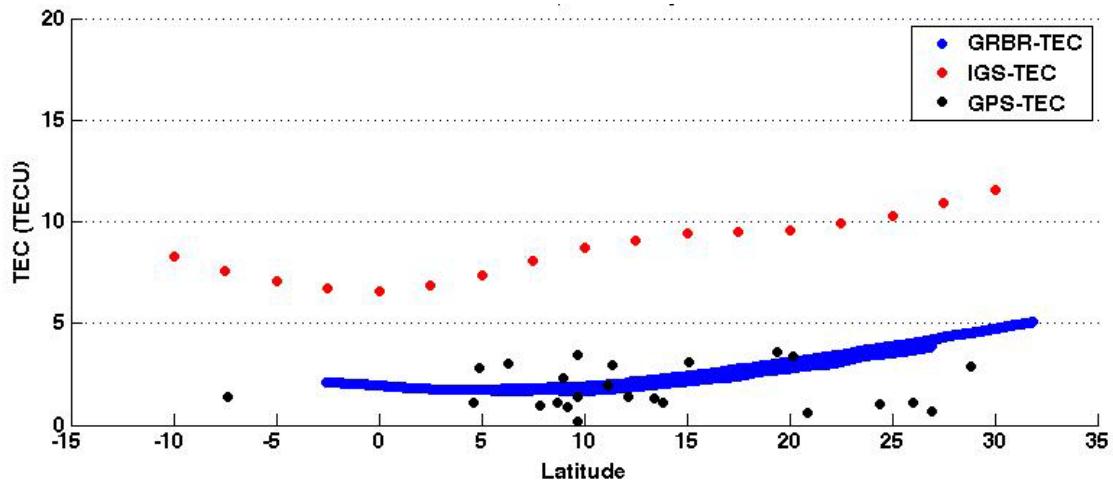


Fig. 1 Comparison of GRBR-TEC, IGS-TEC and GPS-TEC on march 24, 2012 at ~22UT

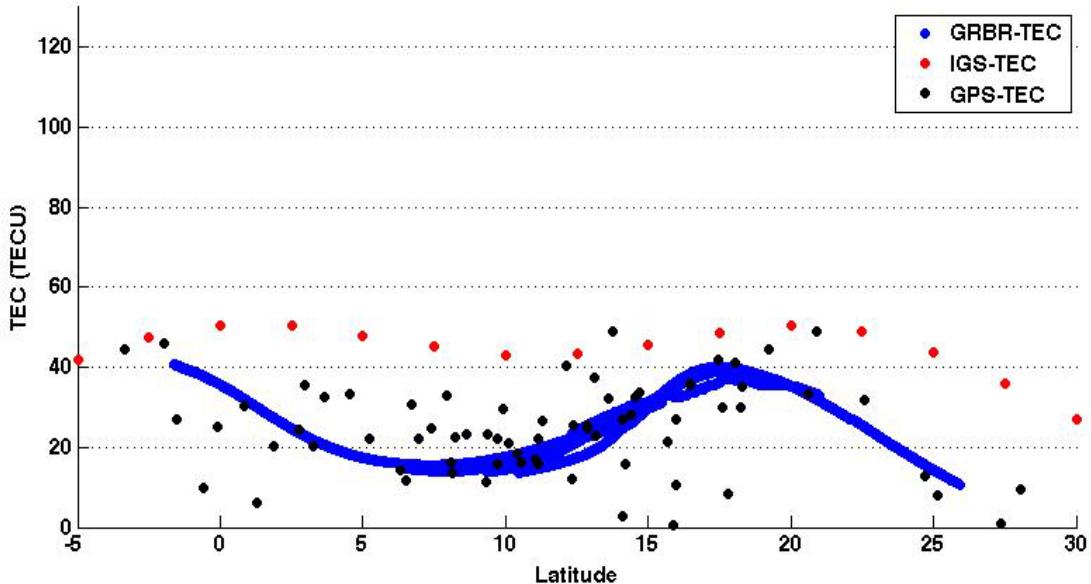


Fig. 2 Comparison of GRBR-TEC, IGS-TEC and GPS-TEC on march 24, 2012 at ~15UT

赤道大気レーダーによる衛星航法支援のためのプラズマバブル監視実験

斎藤 享¹, 藤田 征吾¹, 吉原 貴之¹, 大塚 雄一², 山本 衛³

¹ 電子航法研究所航法システム領域

² 名古屋大学太陽地球環境研究所

³ 京都大学生存圏研究所

1 背景と目的

衛星航法において、電離圏 plasma の存在は最大の測位誤差要因である。衛星航法の航空利用においては安全性が極めて重要であり、極めて稀な場合においても電離圏異常を見逃すことがないよう検知することは重要な問題である。これまで電離圏異常の監視は、航法衛星の信号そのものを用いて行われてきているが、観測密度が十分でなく見逃しの危険性を考慮するため、より高度な利用が妨げられている。これまででは、電離圏異常の監視をシステム内で完結させることができ重視されてきたが、米国では外部の監視機構を取り入れることにより高度な利用を可能とする研究が既に開始されているなど、衛星航法の高度利用のため外部の監視機構を取り入れることも検討すべき時期に来ている。

一方で、過去の長期間にわたる電離圏研究の中で様々な観測手法が確立され、その中に電離圏勾配を効率的に検出できる手法がいくつも存在する。これらの観測手法を衛星航法のための電離圏異常監視に取り入れることにより、広範囲を効率的に監視し、電離圏異常の未検出確率を大きく低減することができる可能性がある。例えば、VHF 帯の干渉散乱レーダーを用いることにより、日本を含む低緯度地域で問題となるプラズマバブルを検出することができる。

本研究では、VHF レーダーを用いて広範囲において効率的にプラズマバブルを監視・検出する手法について、衛星航法の航空利用、特に GBAS (Ground-based augmentation system) と呼ばれる衛星航法を用いた航空機の着陸誘導システムに対する有効性を検討することを目的とする。

2 電離圏擾乱と GBAS

2.1 衛星航法に対する電離圏の影響

衛星航法に用いる最も基本的な観測量は、位相変調によるコード擬似距離と搬送波位相積算値である。これらに対する誤差要因はいくつかあるが、電離圏によるものが最も大きく、また補正が難しい。電波が plasma 中を伝播する際に、群速度は遅くなり、位相速度は速くなる。これにより、コード擬似距離測定値は真空中を伝播する場合に比べ長く観測され、搬送波位相積算値は少なく（距離として短く）観測される。コード擬似距離と搬送波位相積算値に対する影響は、符号は反対であるが絶対値は同じであり、電波の周波数の 2 乗に反比例し、伝播路上の単位面積当たりに存在する全電子数に比例する。電離圏によるコード擬似距離の増加（電離圏遅延量）は、GPS L1 周波数 (1.57542 GHz) において 1 TECU (10^{16} m^{-2})あたり約 16 cm である。

2.2 GBAS の基本

GBAS は位置が既知の基準局による観測により補正を行うディファレンシャル GPS 技術を基礎としている。特に、基準局とユーザ局の距離が近い挿域ディファレンシャル GPS システムである（GBAS のサービス範囲約 40 km）。GBAS は着陸誘導システムであるため、基準局（通常 4 局）を空港内に設置し、観測に基づいて GBAS 地上施設により擬似距離補正值とその信頼性を示す情報を生成し、VHF データ放送により航空機向けに放送する。なお、放送データには航空機がたどるべき進入経路の情報も含まれている。航空機では、搭載している GPS 受信機による観測値に対し、VHF データ放送から取得した擬似距離補正

値を適用し正しい位置とその信頼性を得、進入経路に沿って着陸進入を行う。このとき、VHF データ放送に補正情報が含まれない衛星については航空機では使用しないことになっているため、使用してはならない衛星については補正情報を放送しないことによって航空機での測位から排除することができる。

なお航空航法では国際標準により GPS の L1 信号のみを用いることとなっているため、電離圏全電子数の導出のように L1 および L2 の 2 周波を用いて電離圏遅延量を補正することはできない。これは、L2 周波数は国際的に保護されている帯域ではなく、また GPS L2 信号のコード変調形式は民生用には公開されておらず、安全性が極めて重要な航空航法では用いることができないためである。

2.3 GBAS に対する電離圏擾乱の影響

GBAS は挾域ディファレンシャル GPS システムであるため、基準局とユーザ局の距離が近く大半の誤差が共通誤差として消去されることが前提となっている。従って、電離圏遅延量（全電子数）に空間変動がある場合、共通でない誤差として補正誤差が生じる（図 1）。もちろん、誤差要因ごとに空間変動を考慮して基準局とユーザ局の距離に応じて信頼度が低下するように（あり得る補正誤差の範囲が拡大するように）作られているが、通常状態を越えて変動するような場合は検出して GBAS で使用しないように排除する必要がある。しかしながら、そのような状態でありながら検出できない確率が無視できないため、一定程度以上の高度な運用が妨げられている。

電離圏遅延量に大きな空間変動を引き起こす現象はいくつか知られている。一つは、磁気中～高緯度で大きな磁気嵐に伴って電離圏電子密度が細い帯状に急増するもの、もう一つは磁気低緯度に特有で電離圏電子密度は局所的に急減するプラズマバブルである。大きな磁気嵐に伴う電離圏遅延量の急増は米国においてよく研究がなされており、400 mm/km 以上に達する電離圏遅延量の空間変動が検出されている。プラズマバブルに伴う電離圏遅延量の変動も同程度以上になりうることが分かってきており (Saito et al., 2012)、また特定の季節、時間帯において発生頻度が高いため、GBAS にとって大きな脅威となり得る。従って、プラズマバブルの存在を効率的に検知することは、GBAS の有効な運用のために大変重要である。

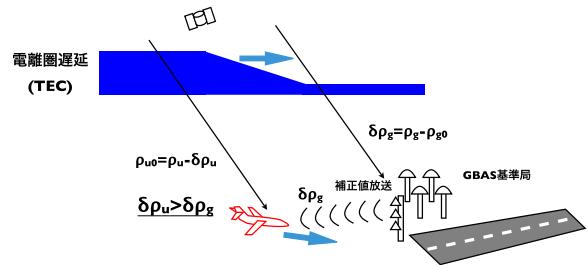


図 1: GBAS と電離圏空間変動

3 VHF レーダーによるプラズマバブル検知

プラズマバブルは東西 100 km 程度、南北数 1000 km の大規模な構造をもつ電離圏擾乱現象である。しかしながら、プラズマバブル中には様々な規模の電離圏不規則構造が存在することが知られている。数 m 規模の沿磁力線不規則構造はその空間構造の 2 倍の波長をもつ電波が磁力線に直角に入射した時強く後方散乱するため、VHF レーダーの干渉散乱エコーとして検出できる。赤道大気レーダー（周波数 47 MHz）の場合、3 m 規模の沿磁力線不規則構造を検出できることになる。3 m 規模の沿磁力線不規則構造はプラズマバブル全域にわたって存在していることが知られており (Otsuka et al., 2004)、VHF レーダーの磁力線直交方向の干渉散乱エコーの存在領域としてプラズマバブルを検出することが可能である。

VHF レーダーによるプラズマバブル検知は、レーダービームが磁力線に直交する面内のみで可能である。プラズマバブルは磁力線に沿って発達するため、VHF レーダーによるプラズマバブル像はプラズマバブルの磁力線直交断面像として解釈することができる、VHF レーダーエコーが検出された磁力線全体がプラズマバブル中に含まれると考えることができる。従って、ある航法衛星と受信機の間の電波伝播路が、VHF レーダーエコーが検出された磁力線を横切る場合、当該衛星の信号はプラズマバブルの影響を受けていると考え、測位から排除し影響を除くことができる (2)。なお、VHF レーダーと GBAS 地上施設の間にはリアルタイムの情報疎通があり、VHF レーダーによる観測結果は時間遅れなく GBAS 地上施設に伝達されるものと仮定している。

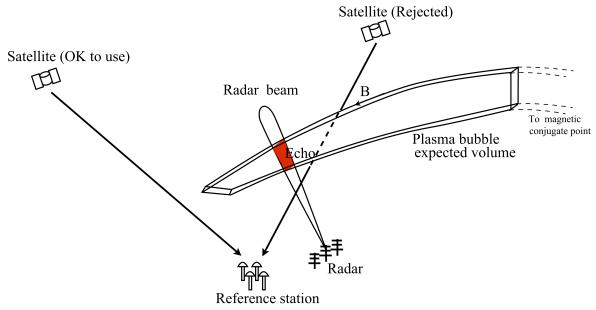


図 2: VHF レーダーを用いたプラズマバブルの影響を受ける可能性のある衛星の排除

4 シミュレーションによる検討

VHF レーダーによるプラズマバブル検知の GBAS に対する効果を評価するために、シミュレーションによる検討を行った。シミュレーションは以下の 3 つの要素からなる。

1. プラズマバブルを含む電離圏 3 次元モデル
2. GBAS モデル
3. VHF レーダーによるプラズマバブル検知モデル

1, 2 は Saito et al. (2009) によって開発されたものであり、1 は経験モデル (NeQuick (Giovannni and Radicella, 1990; Radicella and Zhang, 1995)) に磁力線に沿った電離圏密度減少領域としてプラズマバブルを与えたもの、2 は GPS の標準 24 衛星系 (RTCA/DO-229D, 2006) を用い、任意の場所の基準局に向かって移動するユーザの GBAS 補正を模擬する。3 は、任意の場所に配置した VHF レーダーの観測範囲内に 1 で模擬したプラズマバブルが存在する場合にプラズマバブルが検知されたとし、衛星とユーザ受信機間の伝播路が検知されたプラズマバブルを通る磁力線と交差する場合にユーザの測位から当該衛星を排除する。なお、VHF レーダーの効果を検証するため、GBAS における他の電離圏異常検知機構は使用しないこととしている。なお、シミュレーションの詳細は Saito and Fujii (2010) を参照されたい。

図 3 は、VHF レーダーによる検知なし、VHF レーダーを緯度 20° に設置し方位角 $\pm 50^\circ$ の範囲を監視することができるとした場合のユーザ受信機の測位誤差および垂直保護レベル ($1-10^{-7}$ の確率で垂直位置誤差の上限を保護するように GBAS で算出されるもの) である。VHF レーダーなしの場合は位置誤差が極めて大きくなり保護レベルも超えてしまってい

るが、緯度 10° に VHF レーダーを配置した場合にはプラズマバブルの影響を受ける衛星が排除され、誤差は極めて小さくなっている。衛星が排除されたため保護レベルが増加しているが、着陸決心高度（カテゴリー I GBAS においては 200 ft）の場所における警報限界の 10 m に対して十分小さく、GBAS としては正常動作範囲内となっている。VHF レーダーを緯度 30° に設置すると、赤道側低高度に不感帯が生じるため、プラズマバブルの影響を受けた衛星の見逃しが発生し誤差が増大している。しかしながら、発生している誤差は保護レベル内であり、GBAS としては正常動作範囲内といえる。

これらのシミュレーション結果から、VHF レーダーによるプラズマバブル検知は、GBAS にとって有効であると考えられる。

5 赤道大気レーダーを用いた実証実験

VHF レーダーによるプラズマバブル検知の実証実験として、赤道大気レーダーをプラズマバブル監視レーダー、電子航法研究所が赤道大気レーダー周辺及びタイに設置している短基線電離圏遅延量空間変動観測装置を GBAS 基準局及びユーザ局と見立てた実験を行う予定である。短基線電離圏遅延量空間変動観測装置内の位置が既知の 1 つの受信機（基準局受信機）が観測する GPS 観測値を用いて補正值を算出し、これをもう 1 つの受信機（ユーザ受信機）に対して適用して測位を行う。赤道大気レーダーは通常の電離圏観測モードで運用し、基準局受信機と衛星の間の伝播路上にプラズマバブルが検知された場合にはユーザ受信機の測位から当該衛星を排除する。ただし、これらの処理はリアルタイムでは行わず、事後解析とする。これは、VHF レーダーによる検出の効果を見るためには十分であるからである。

タイおよび赤道大気レーダー周辺における短基線電離圏遅延量空間変動観測装置は、それぞれ 2011 年 7 月および 2012 年 10 月から稼働しており、サンプリングレート 1 Hz で連続観測を行っている。赤道大気レーダーは 2012 年 10 月および 2013 年 3 月に実施する電離圏標準観測データを用いる予定である。

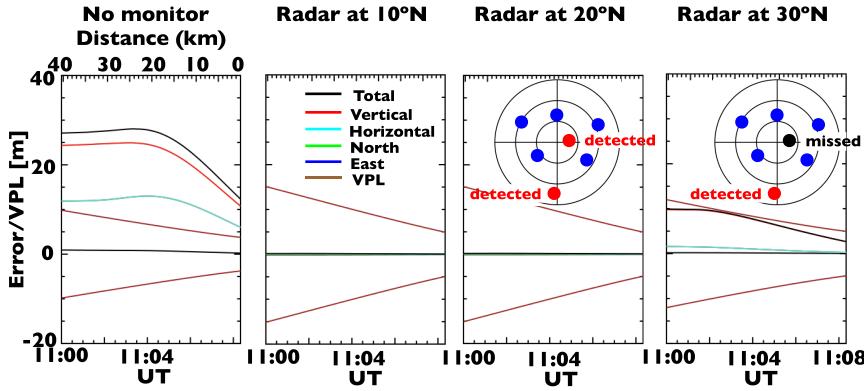


図 3: プラズマバブルによる GBAS 補正誤差と VHF レーダーによる検出の効果

6 まとめ

衛星航法の航空利用においては、電離圏遅延量（全電子数）の空間変動が重要な誤差要素であり、低緯度ではプラズマバブルの影響を十分に考慮する必要がある。プラズマバブルによる電離圏遅延量空間変動の存在を検知することは、地上型衛星航法補強装置(GBAS)の性能向上に有用である。本研究では、VHF レーダーを用いて広範囲において効率的にプラズマバブルを監視・検出する手法について検討を行った。VHF レーダーはプラズマバブルに伴う電離圏不規則構造を検出することができるので、プラズマバブルの影響を受けている可能性のある衛星を検出し排除することができる。電離圏モデル、GBAS モデルおよび VHF レーダー観測モデルを用いたシミュレーションでは効果が期待できることが分かった。実証のため、VHF レーダーによるプラズマバブル検知の実証実験として、赤道大気レーダーをプラズマバブル監視レーダー、電子航法研究所が赤道大気レーダー周辺及びタイに設置している短基線電離圏遅延量空間変動観測装置を GBAS 基準局及びユーザ局と見立てた実験を行う予定である。

参考文献

- Di Giovanni, G. and S. R. Radicella,** An analytical model of the electron density profile in the ionosphere, *Adv. Space Res.*, 10, 27–30, 1990.
- Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and S. Fukao,** Spatial relationship of equatorial plasma bubbles

and field-aligned irregularities observed with an all-sky airglow imager and the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L20802, doi:10.1029/2004GL020869, 2004.

Radicella, S. M. and M. L. Zhang, The improved DGR analytical model of electron density height profile and total electron content in the ionosphere, *Annali di Geofisica*, 38, 35-41, 1995.

RTCA/DO-229D, Minimum operational performance standards for global navigation system/wide area augmentation system airborne equipment, December 13, 2006.

Saito, S., T. Yoshihara, and N. Fujii, Study of effects of the plasma bubble on GBAS by a three-dimensional ionospheric delay model *Proc. ION GNSS*, Savannah, September, 2009.

Saito, S., and N. Fujii, Effects of external ionosphere anomaly monitors on GNSS augmentation systems studied with a three-dimensional ionospheric delay model - a study for GBAS, *Proc. ION GNSS*, Portland, September, 2010.

Saito, S., S. Fujita, and T. Yoshihara, Precise measurements of ionospheric delay gradient at short baselines associated with low latitude ionospheric disturbances, *Proc. ION International Technical Meeting*, Newport Beach, January, 2012.

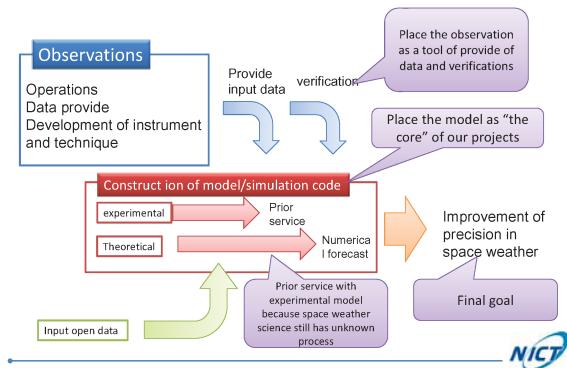
Current status and future plans of NICT ionospheric observations

T. Tsugawa, M. Nishioka, H. Kato, H. Ishibashi,
M. Kunitake, T. Kondo, K. Yamamoto,
and M. Ishii

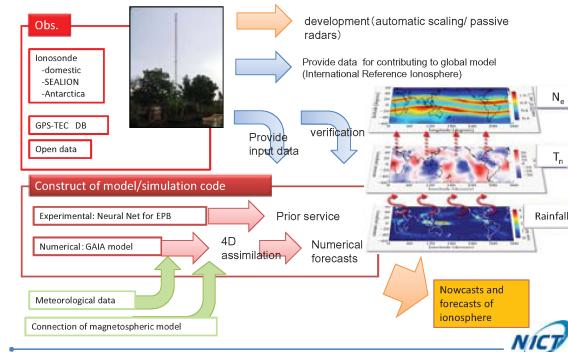
Space Weather and Environment Informatics Laboratory
Applied Electromagnetic Research Institute
National Institute of Information and Communications Technology (NICT)
4-2-1 Nukui-kita, Koganei 184-8795 JAPAN



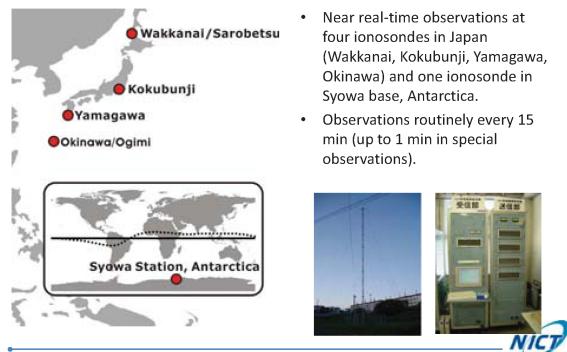
Concept of our projects



Forecast of Ionospheric condition and disturbances

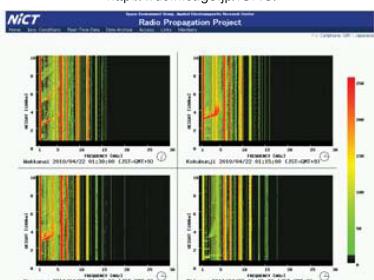


Routine Observations - Ionosondes



Data Service of Ionosondes

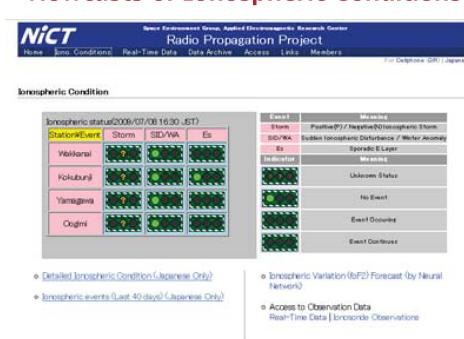
<http://wdc.nict.go.jp/IONO/>



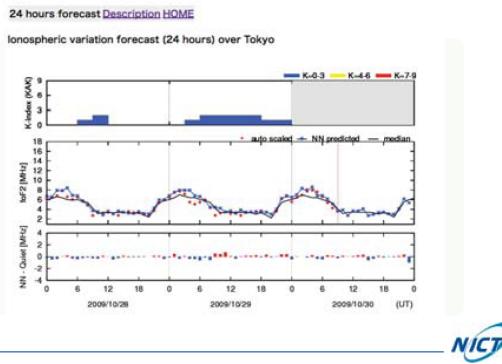
- Ionograms and automatically-scaled ionospheric parameters with several minutes delay.
- Manually-scaled ionospheric parameters with several days delay.
- Various kind of plot tools (ex. long-term foF2 plot) are available on the Web browser.



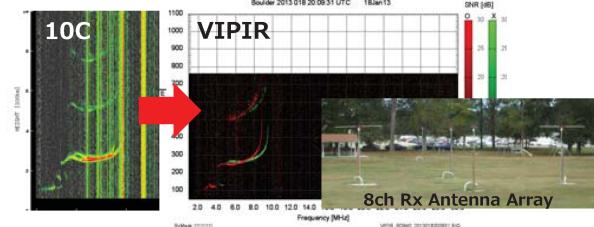
Nowcasts of Ionospheric Conditions



Forecasts of foF2 by ANN



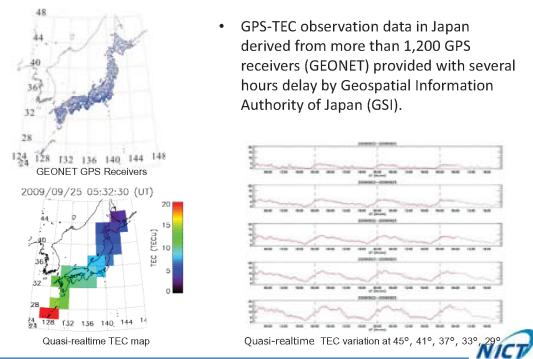
Future plan of domestic ionosondes



- We are going to replace all the ionosondes with new one, which must be suitable for routine operation as well as research purposes. A VIPIR which is operated in NOAA is one of candidates. The VIPIR can observe ionospheric echo in the O- and X-mode separately with 8ch Rx antenna array and make it easy to scale ionospheric parameters such as foF2 and h'F automatically.

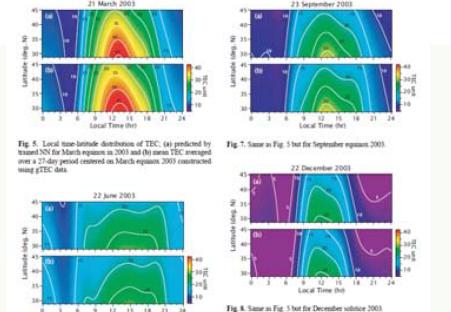
NICT

Routine Observations – GPS-TEC



- GPS-TEC observation data in Japan derived from more than 1,200 GPS receivers (GEONET) provided with several hours delay by Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

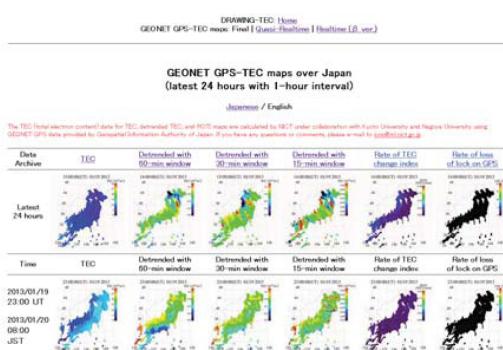
Forecasts of TEC over Japan by ANN



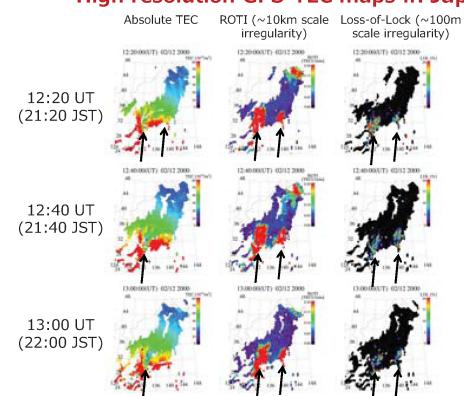
Maruyama, Ann. Geo., 2007
Maruyama, JGR, 2010

GPS-TEC maps in Japan

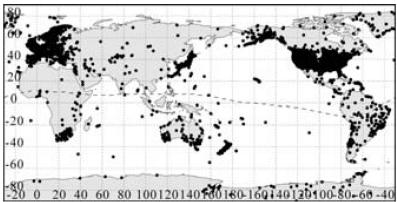
<http://seg-web.nict.go.jp/GPS/GEONET>



High resolution GPS-TEC maps in Japan



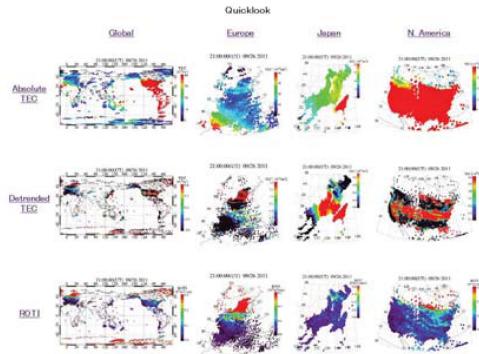
GNSS Receiver Networks



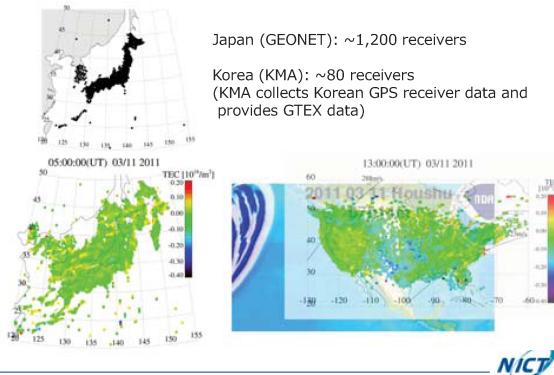
- We have collected all the available GPS receiver data (more than 6,000 receivers as of Jan. 2012) and made the database of TEC data in the newly developed "GNSS-TEC Exchange (GTEX)" format.
- We plan to provide these GTEX-TEC data, regional/global high-resolution TEC maps via the NICT science cloud, OneSpaceNet.
- To expand TEC observation area, especially in the Asia-Oceania region, we have conducted a GTEX-TEC sharing project in the collaboration with KMITL (Thailand), LAPAN (Indonesia), CMA (China), and KMA (Korea) through the Asia-Oceania Space Weather Alliance (AOSWA).



Dense Regional And Worldwide INternational GNSS-TEC observation (DRAWING-TEC)



Earthquake- and Tsunami-induced TEC variations



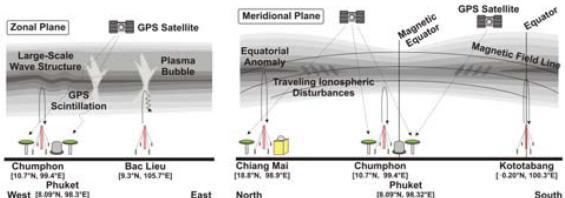
SEALION (SouthEast Asia Low-latitude IOnospheric Network)



SEALION is a joint project among the following institutions and countries:

- National Institute of Information and Communications Technology (NICT), Japan
- King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang (KMITL), Thailand
- Chiang Mai University (CMU), Thailand
- National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN), Indonesia
- Hanoi Institute of Geophysics (HIG), Vietnamese Academy of Science and Technology, Vietnam
- Center for Space Science and Applied Research (CSSAR), Chinese Academy of Sciences, China
- University of San Carlos (USC), Philippines
- Kyoto University, Japan

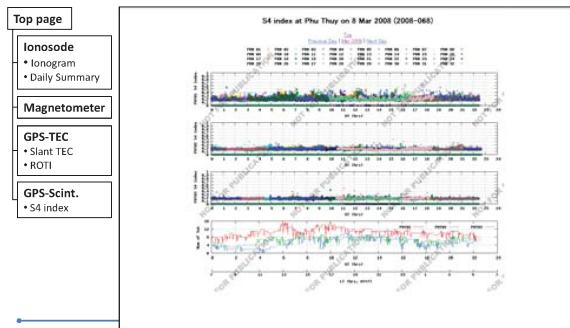
SEALION Research Targets



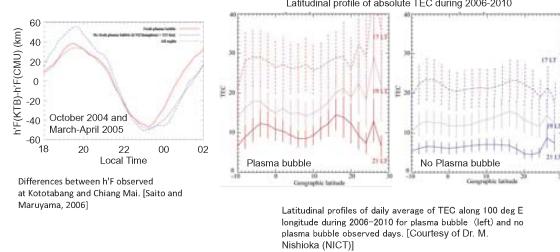
SEALION Data Service

<http://wdc.nict.go.jp/IONO2/SEALION/>

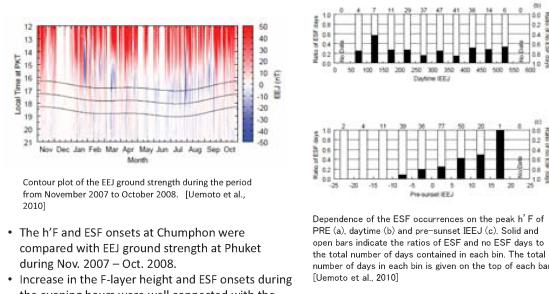
NOTE: The data in this site are just for browsing purpose. Please e-mail to iono@ml.nict.go.jp before using these data for any publications and/or presentations.



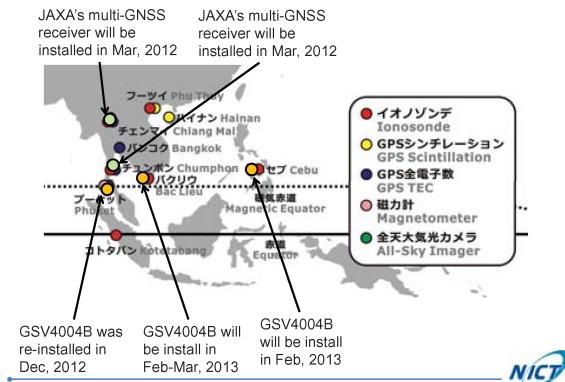
Some results of SEALION and GNSS-TEC observations



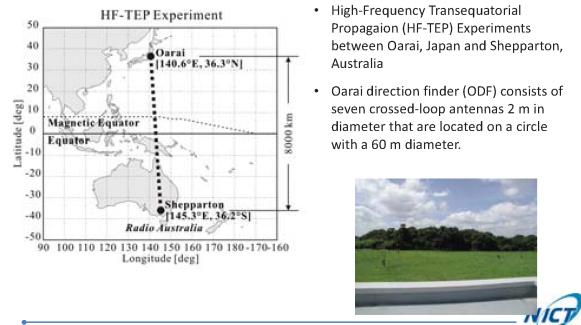
Some results of SEALION and GNSS-TEC observations



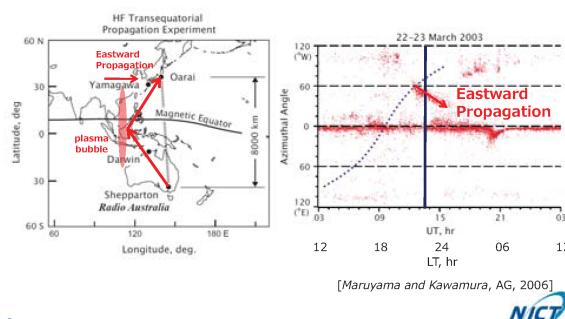
Plan to install GNSS receivers



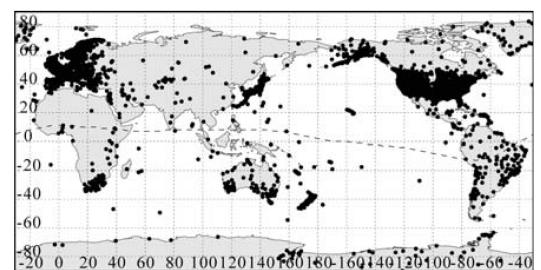
Research-Oriented Observations – HF-TEP



HF-TEP Research Targets



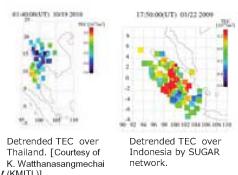
Global GNSS receiver networks



- As of 2012, we are collecting all the available GNSS receiver data (more than 6,000 receivers) which belong to GEONET, UNAVCO, SOPAC, IGS, CORS, EPN, etc (more than 20 providers).
- We have developed regional/global high-resolution maps of absolute TEC, detrended TEC, ROTI, loss-of-lock on GPS signals.

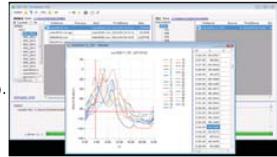
GNSS-TEC data sharing based on GTEX

- NICT have developed the database of "GTEX" data for more than 6,000 GNSS receivers in the world. These data are available via the NICT science cloud, OneSpaceNet (OSN).



- Since the 1st AOSWA workshop held in Chiang Mai, Thailand in February 2012, we are now developing the GTEX data of Thailand, Indonesia, South Korea, and China collaborated with KMA, KMITL, LAPAN, and CMA, respectively.

- We can provide software products to convert RINEX data to GTEX data (Fortran 77), and to make high-resolution TEC grid data (Fortran 77) and map images (IDL).



http://seg-web.nict.go.jp/e-sw/download/index_e.html

Asia-Oceania Space Weather Alliance: AOSWA

<http://aoswa.nict.go.jp>

- Objective: make a regional linkage of information of space weather for operations and researches
- GTEX data sharing is one of important topics.



The 1st AOSWA workshop at Chiang Mai, Thailand during 22-24 February 2012.

- 10 countries, 30 organizations, 76 participants
- 41 oral presentations, 21 poster presentations, 1 tutorial lecture
- an excursion
- business meeting



ICAO Asia and Pacific Ionospheric studies task force (ISTF)

- ICAO plans to use aviation navigations based on GNSS, such as GBAS and SBAS. ICAO recognizes a necessity to evaluate the ionospheric effects on such navigations.
- ICAO Asia and Pacific have discussed about the effect of low-latitude ionospheric disturbances such as plasma bubble since 2009 and established the ionospheric studies task force (ISTF) in July 2011.



- In the 2nd meeting of ISTF held at Bangkok in Oct. 2012, the ionospheric data format for data sharing among countries were discussed.
- The GTEX format proposed by Japan (ENRI, NICT) were adopted as the sharing format in ISTF.
- GTEX format will be fixed by the next meeting (Jul. 2013).



Summary

- Current status and future plans of NICT ionospheric observations were briefly introduced.
- Ionospheric observations :
 - Real-time monitoring (Ionosonde, GPS-TEC, SEALION)
 - Forecast technique (ANN, data assimilation)
 - Dense wide-coverage (GPS-TEC data sharing, SEALION)

Acknowledgement

GNSS receiver data are provided by GSI, UNAVCO, IGS, SOPAC, CORS, WCDA, CHAIN, PANGA, KASI, KMA, EPN, BKGE, OLG, IGNE, DUT, ASI, ITACYL, ESEAS, SWEPOS, SATREF, BIGF, TrigNet, Geoscience Australia, IPS, RBMC, SUGAR, DPT, LAPAN, and KMITL.

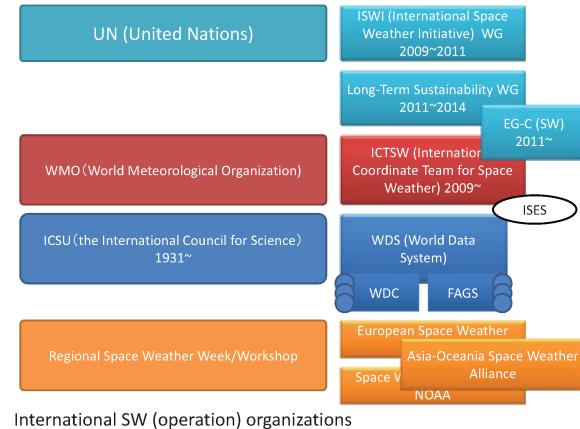




Asia-Oceania Space Weather Alliance: AOSWA

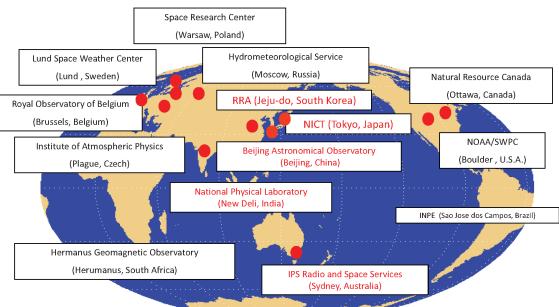
Ken T. MURATA, Tsutomu NAGATSUMA,
Shinichi WATARI and Takuya TSUGAWA

National Institute of Information and Communications Technology
Applied Electromagnetic Research Institute
Space Weather and Environment Informatics Laboratory



International SW (operation) organizations

Space Weather Regional Warning Centers of International Space Environment Service (ISES)



There are 5 RWCs of 14 (36%) from Asia-Oceania region!



AOSWA
Asia-Oceania Space Weather Alliance

Space Weather
Workshop @USA



Seventh European Space Weather
Week
15-19 November, 2010 - Bruges, Belgium

Space Weather
Week @Europe

The 1st AOSWA Kick-off meeting 12/03/2010 Bandung - Indonesia

- How to find requirement and demand from Space Weather users?
- How to exchange observation data between countries?
 - International network for data transfer
 - Real-time data exchange and services (on Web)
 - Archived data exchange and storage (including large-scale simulation data)
- How to exchange (academic/ general/ practical/ commercial-use) information on Space Weather?

Asia-Oceania Space Weather Alliance

5

AOSWA meetings

AOSWA
Asia-Oceania Space Weather Alliance

2010.12 - LAPAN workshop	<ul style="list-style-type: none"> • The first kick-off meeting between Japan, Indonesia, Australia, India, and Malaysia
2010.01.2 - SEALION workshop @Thailand	<ul style="list-style-type: none"> • Indonesia, Vietnam, Taiwan, USA, Brazil, Thailand, Laos, Philippine , China and Japan • 2nd Kick-off meeting of the AOSWA
2011.04 @NOAA, USA	<ul style="list-style-type: none"> • Space Weather Workshop @NOAA, USA & ISES meeting 2011 • Local meeting between A-O ISES countries
2011.08 - AOGS @Taiwan	<ul style="list-style-type: none"> • AOGS; "Collaborative Researches and Operations of Space Weather Forecasting in Asia-Oceania region" • 3rd kick-off meeting of the AOSWA
2012.02 AOSWA 1 st Workshop @Chiang Mai, Thailand	<ul style="list-style-type: none"> • 10 countries, 25 organizations, 77 participants!
2012.08 AOSWA 2 nd Workshop @Singapore	<ul style="list-style-type: none"> • Asia-Oceania Space Weather Alliance: AOSWA session • AOSWA informal meeting
2013 (Oct-Nov) AOSWA 3 rd Workshop @ Kunming, China	<ul style="list-style-type: none"> • Hosted by Center for Space Environment Research and Forecast (CSERF), Chinese Academy of Sciences (CAS).

6



AOSWA
Asia-Oceania Space Weather Alliance
Preparatory Committee

Associates (so far)
<http://aoswa.nict.go.jp/associates.html>

[Top](#) [News](#) [Introduction](#) [Workshop](#) [AOSWA](#) [Associates](#) [Event](#) [Application](#) [Education](#) [Contact](#) [Link](#)

Associates

Associates	
Number of Associates 17 (19 countries)	Astroscopic Prediction Service (APS) / RNC Australia
Number of Mailing List Member	Center for Space Science & Applied Research (CSASR)
Australia 2	National Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences (NAOC)
China 4	Indonesia
India 3	Japan
Indonesia 10	International Research Institute of Disaster Science (IRIDeS)
Japan 27	National Institute of Information & Communications Technology
Malaysia 4	Rossen Research Institute, Switzerland/Hong Kong
Pakistan 1	Solar-Terrestrial Environment Laboratory
Philippines 1	National Space Agency of Malaysia (AHS-GAMA)
South Korea 7	Universiti Kebangsaan Malaysia (UKM)
Taiwan 1	Yonsei University
Thailand 9	International Civil Aviation Organization, Asia and Pacific Office (ICAO APAC Office)
USA 1	Vietnam
Vietnam 2	Institute of Geophysics, Vietnam Academy of Science and Technology
Total 72	

[Join Us!](#)

AOSWA mailing list
AOSWA@ml.nict.go.jp

NICT

Call for Paper

The First AOSWA Workshop

The First Asia-Oceania Space Weather Alliance Workshop

22 – 24 February 2012

Imperial Mae Ping Hotel, Chiang Mai, Thailand

The Asia-Oceania Space Weather Alliance (AOSWA) is a regional forum for the development of collaboration and promotion of the space weather activities in the Asia and Oceania region.

The AOSWA 2012 in Thailand will be held during 22 – 24 February 2012, in Chiang Mai, Thailand.

The AOSWA 2012 is regional/international workshop, providing an excellent forum for researchers and operators of space weather in Asia-Oceania and other countries to present and discuss operational collaborations, data exchanges and some competitions, which leads to the development of space weather activities in the region.

Everyone, who works in space weather fields in Asia-Oceania and other regions, is encouraged to submit a paper to the workshop. New research results and operational issues are welcome. Significant discussions are expected, especially from the view of the Asia-Oceania regional collaborations.

Possible Topics of Presentation

1. Ionospheric Variations and Their Effect on Radio Propagation
2. Geospace Variations – Causes and Effects
3. Present status and future plan of operation, service, and modeling of space weather

Important dates

1. Abstract Submission: 20 Dec. 2011 – 4 Jan. 2012
2. Registration: 20 Dec. 2011 – 16 Jan. 2012

For more information / Contact

Web site: <http://aoswa.nict.go.jp>
Email address: sw-project-office@ml.nict.go.jp



Committee Chair:
TBD, Japan
Co-Committee Chair:
TBD, Thailand
General Committee:
Dr. Ken T. Minami (NICT, Japan)
Dr. David Neudegg (IPS, Australia)
Dr. Huang Wang (NAOC, China)
Dr. Rupesh M. Das (NPL, India)
Dr. Bae Seok Hee (RRA, Korea)
Regional Working Group Committee:
Dr. Ken T. Minami (NICT, Japan)
Dr. David Neudegg (IPS, Australia)
Dr. Huang Wang (NAOC, China)
Dr. Xiaolin Zhang (NAOC, China)
Dr. A. K. Upadhyaya (NPL, India)
Dr. Bae Seok Hee (RRA, Korea)
Local Organizing Committee:
Dr. Tatsuhiko Nagatsuma (NICT, Japan)
Dr. Tetsuya Sugawa (NICT, Japan)
Dr. Takashi Yamamoto (NICT, Japan)
Dr. Takeaki Matsuo (NICT, Japan)
Local Organizing Committee:
Dr. Tatsuhiko Nagatsuma (NICT, Japan)
Dr. David Neudegg (IPS, Australia)
Dr. Akashai Sang-In(CMU, Thailand)
Dr. Suttiphat Premruedapeezechan (CMU, Thailand)
Dr. Ukkrit Mankong (CMU, Thailand)
Dr. Ukkrit Mankong (CMU, Thailand)



The 1st AOSWA Workshop 22–24 Feb. 2012

The 1st AOSWA Workshop 22–24 February, 2012

Imperial Mae Ping Hotel, Chiang Mai, Thailand.

10 countries, 30 organizations, 76 participants, 41 oral presentations, 21 poster presentations, 1 tutorial lecture, an excursion, and business meeting.



Agenda: the 1st AOSWA business meeting

- Objectives of the AOSWA
- AOSWA organizations
- AOSWA workshop policy
- 2nd AOSWA workshop and beyond
- Sessions of AOSWA workshops
- For future...

Objectives of the AOSWA

- Collaboration
 - Regional collaborations in operations and research works, including data exchange
- Capacity Building
 - Instruction of space weather operations for new comers
- Information Exchange
 - Information exchange on international, regional and national activities of space weather

- AOSWA organizations

- AOSWA Office (Secretariat)

- NICT (-2015)

- Membership and Associates

- Dissemination at every conference?

- Submission of a report to "Space Weather" (journal) on AOSWA and 1st workshop

- Discussion

- Mailing list (at least one address from each associate)

- ISES/RWC meeting (annual)

- AOGS (annual)

- SNS?

AOSWA is open.
Industrial or governmental organizations are welcome.
Attempt to promote in each country.

Web/Mailing list important.

- AOSWA workshop policy

- Annual meeting? Regular? Irregular?

Irregular, for a while.
Attempt to be within 2 years
and eventually annual.

- Application for national/international budget

- By each institute
- By AOSWA

- 2nd AOSWA workshop and beyond

- General Committee

- One from each RWC/ISES
- Other members?

RWC members, for a while.
Contact with me, if you like.

- 2nd AOSWA workshop

- Organizing and Program Committee (2nd AOSWA Workshop)
- Local Organizing Committee (2nd AOSWA Workshop)
- General Chair (General Co-Chair)

2nd workshop organized by China.
2013 Oct – Nov (TBD).

- Sessions of AOSWA workshops

- Introduction of each institute

- Research discussion

- Report of operation (with technical report)

- Tutorial session?

- Industrial session?

- Report of other international/regional activities?

- Demonstration (of data and applications)?

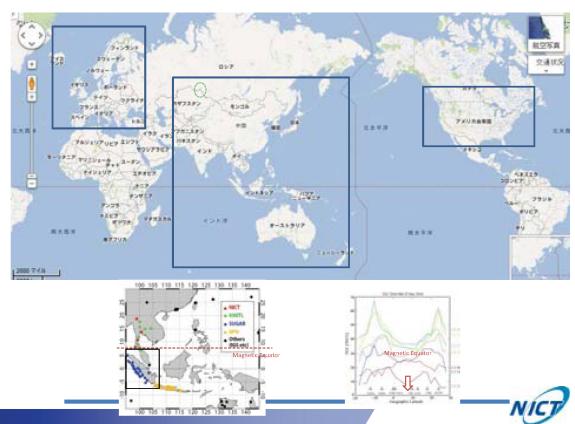
Need to discuss more.
Eventually up to Program committee.

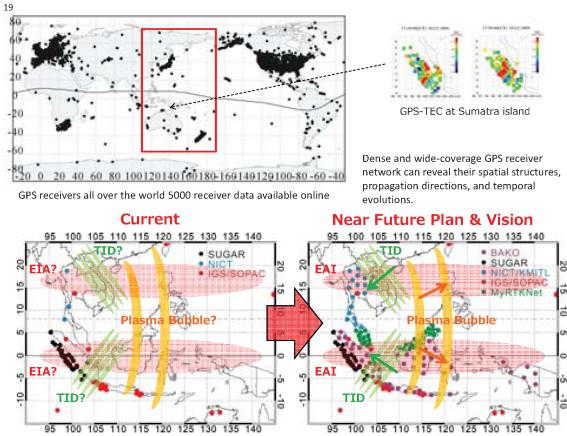
- For future...

- Authorization of AOSWA

- World Data System (WDS) application?

Need to discuss more.





Thank you for your attention!
See you next in China in 2013!

