

第85回生存圏シンポジウム

第1回赤道大気レーダーシンポジウム

平成19年12月20日・21日

京都大学生存圏研究所

は　じ　め　に

インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置する赤道大気レーダー (EAR) は、平成 12 年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、京都大学生存圏研究所 (RISH) とインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) との協同運用により長期連続観測が続けられている。EAR は、13 ~ 18 年度に実施された、赤道大気の地表面から宇宙空間に接する領域までの解明を目指した科研費・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ており、当初はインドネシア国内からの申請のみに制限していた国際共同利用も 19 年度からその制限をなくし、国内外の研究者が活発に共同利用研究を行っている。平成 19 年 12 月 20 日・21 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 1 回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、熱帯大気に関連する研究成果や計画について 28 件の研究発表を得た。本報告書から明らかなように、EAR そのものを用いた研究で多くの成果が挙げられているのはもちろん、そこから派生した多くの関連研究が着実に進捗している。本共同利用研究を通じて、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 20 年 3 月

京都大学生存圏研究所

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

赤道大気レーダー全国・国際共同利用の現状	1
山本衛(京大 RISH)	
EAR 立ち上げと CPEA 研究の 6 年間	3
深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)	
EAR, BLR 複合使用による雨滴粒径分布推定	12
古津年章・丸尾年寛・下舞豊志(島根大総合理工)・橋口浩之(京大 RISH)	
赤道大気レーダー・降雨レーダー観測に基づいた西スマトラの降水特性に関する研究	18
柴垣佳明(大阪電通大)・古津年章・下舞豊志(島根大総合理工)・橋口浩之(京大 RISH)・ 濱田純一・森修一・山中大学(JAMSTEC)・深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)	
熱帯・亜熱帯域の暖かい雨の分布特性	23
児玉安正(弘前大理工)・勝俣昌己・森修一(JAMSTEC)・佐藤晋介(NICT)・廣瀬祐城・ 植田宏昭(筑波大生命環境)	
熱帯上部対流圏における大規模東進擾乱の構造	29
西憲敬・濱田篤(京大理)・鈴木順子・塩谷雅人(京大 RISH)	
赤道大気レーダー(EAR)・95GHz 雲レーダー(SPIDER)による熱帯域の巻雲観測	34
山本真之(京大 RISH)・大野裕一(NICT)・岡本創(東北大理工)・堀江宏昭(NICT)・ 佐藤可織(東北大理工)・西憲敬(京大理)・熊谷博(NICT)・永田肇・山本衛・ 橋口浩之(京大 RISH)・深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)	
CloudSat・赤道大気レーダー同期観測による対流雲・層状雲の解析	41
植松明久・大野裕一(NICT)・山本真之・橋口浩之(京大 RISH)・阿保真(首都大)・ 下舞豊志(島根大総合理工)	
融解過程による雲層の生成	47
安永数明(JAMSTEC)・橋本明弘(気象研)・吉崎正憲(JAMSTEC)	
スマトラ島周辺の降水日変化と対流季節内変動との関係	54
浜田純一・森修一・櫻井南海子・山中大学(JAMSTEC)・松本淳(首都大/JAMSTEC)・ Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)	
HARIMAU におけるウインドプロファイラーによる観測結果	59
田畠悦和・橋口浩之・山本真之・山本衛(京大 RISH)・柴垣佳明(大阪電通大)・ 下舞豊志(島根大総合理工)・山中大学・森修一(JAMSTEC)・ Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・Timbul Manik(LAPAN, インドネシア)	
HARIMAU2006 集中観測期間中に観測されたスマトラ島における西進する降水システムの 内部構造について	65
櫻井南海子・森修一(JAMSTEC)・川島正行・藤吉康志(北大低温研)・ 大井正行((株)ジェイ・ツー)・濱田純一・筆保弘徳・伍培明(JAMSTEC)・ 田畠悦和(京大 RISH)・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・ Emrizal(BMG, インドネシア)・山中大学(JAMSTEC)・松本淳(首都大/JAMSTEC)	
JEPP を超えて: 「海大陸センター」・「拡大 HARIMAU レーダー網」計画	71
山中大学(JAMSTEC)	

赤道域衛星通信回線の降雨減衰統計の仰角依存性	83
辻野慎一・前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)・佐藤亨(京大情報学)・山本衛・ 橋口浩之(京大 RISH)・深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)	
EAR サイト情報伝送への WINDS 利用の可能性	88
石井守・熊谷博・鈴木龍太郎(NICT)	
大気レーダー観測の原理と問題点	90
大気レーダー観測の原理と問題点	90
加藤進(京大名誉教授)	
赤道対流圏・成層圏気温観測のためのライダー開発	97
長澤親生・佐々木一秀・柴田泰邦・阿保真(首都大)	
ライダーによる赤道湿潤大気の観測	103
阿保真・長澤親生・柴田泰邦(首都大)	
赤道域中間圏界面の組成構造の観測	107
柴田泰邦・長澤親生・阿保真(首都大)	
赤道大気レーダーとライダーによる熱帯対流圏中層の非降水雲の観測	111
山本真之・岸豊久・山本衛・橋口浩之(京大 RISH)・深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)・ 阿保真(首都大)・西憲敬(京大理)・安永数明(JAMSTEC)	
EAR、Gadanki MST レーダーと TRMM 降雨データによる熱帯域の大気重力波の気候学的 特性に関する研究	115
津田敏隆・S.P. Alexander・G. Dutta(京大 RISH)・柴垣佳明(大阪電通大)・ 古津年章(島根大総合理工)・高藪縁(東大 CCSR)	
熱帯域における微気圧変動	118
松村充・家森俊彦(京大理)・田中良和(摂南大工)・橋爪道郎(チュラロンコーン大)・ 能勢正仁(京大理)	
熱帯中部西部太平洋域における対流圏界層内脱水過程の解明に向けた SOWER 集中観測 ..	122
長谷部文雄(北大地球環境)・塙谷雅人(京大 RISH)・藤原正智(北大地球環境)・ 西憲敬(京大理)・荻野慎也(JAMSTEC)・柴田隆(名大環境)・岩崎杉紀(防大)・ 松井一郎・杉本伸夫・清水厚(環境研)・稻飯洋一(北大環境)	
SEALION イオノゾンデ網で見られた短周期熱圏子午面風変動	129
丸山隆・斎藤享・川村眞文・野崎憲朗(NICT)	
シンチレーション及び HF 赤道横断伝搬を用いたプラズマバブルのモニタリング	135
斎藤享・丸山隆・石井守・久保田実(NICT)	
アジア地域におけるプラズマ・バブルの到達高度に関する研究	140
西岡未知・齊藤昭則(京大理)	
赤道大気レーダーで昼間に観測された高度 150km の沿磁力線不規則構造	144
大塚雄一(名大 STE)・横山竜宏(名大 STE/コーネル大)・小川忠彦(名大 STE)・ Patra(NARL, インド)・山本衛(京大 RISH)	
赤道域熱圏風観測用小型ファブリ・ペロー干渉計の開発	150
塙川和夫・大塚雄一・小川忠彦(名大 STE)	
インドネシアにおける F 領域沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測	154
小川忠彦・大塚雄一(名大 STE)・Effendy(LAPAN, インドネシア)	

赤道大気レーダー全国・国際共同利用の現状

山本衛
(京都大学生存圏研究所)

1. 赤道大気レーダー

赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)は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平成 12 年度末に完成した。本装置は、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、大型の大気観測用レーダーである。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・アレイ構成をとっており、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る。全体の送信出力が 100 kW と MU レーダーの 10 分の 1 である以外は、ほぼ同様の機能を備えており、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)との密接な共同のもとで運営されており、図 1 に示すように、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/>)。

2. 共同利用の概要と現在までの推移

本研究所の重要な海外拠点として、EAR は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(平成 18 年度まで)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、(4) 有料利用については当面は行わないこと等である。また EAR 共同利用はいくつかの類型から構成される。

- a. EAR による観測
- b. EAR サイトへの持込み観測、観測場所としての利用
- c. EAR 観測データの利用

実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。図 2 に平成 17 年度から平成 19 年度までの共同利用課題件数の推移を示す。

まず初年度の応募課題数は22件であり、うち4件がインドネシア研究者からの応募であった。平成18年度に課題総数が27件(うちインドネシアからの課題数は4件)と増加した。平成19年度については、予定通り国・地域の制限をなくした公募を開始した結果、課題総数33件(うちインドネシアからの課題数6件、その他の国・地域としてインドから3件)まで増加している。以上示したように、赤道大気レーダー全国・国際共同利用はこれまで順調に推移してきたと言ってよい。

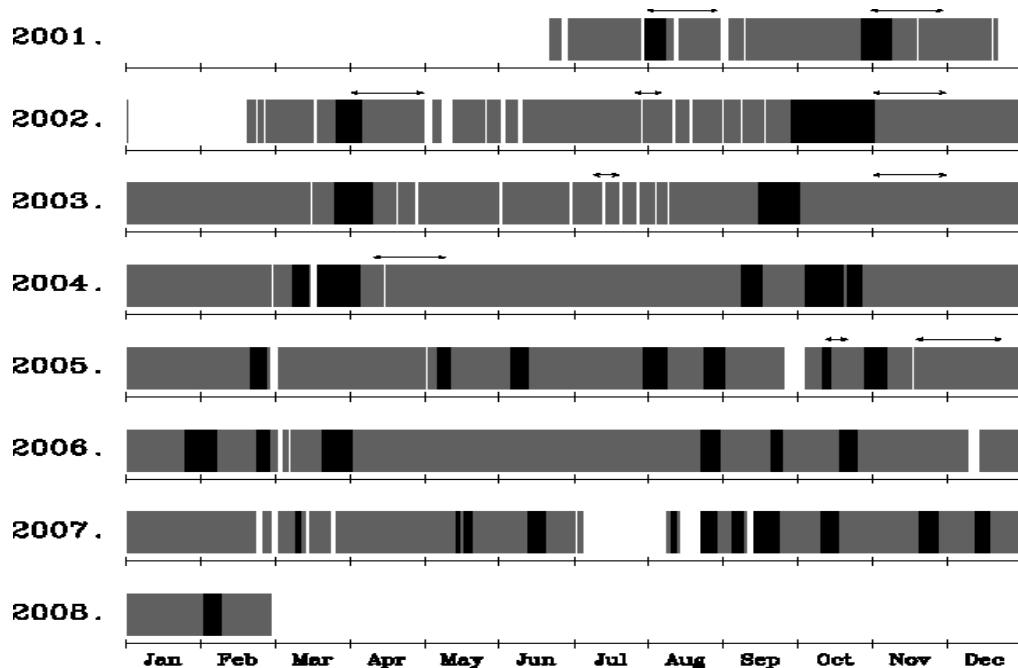


図1 赤道大気レーダーの長期連続観測状況。通常は高度20kmまでの標準観測を継続している。色の濃い部分は電離圏観測に対応する。
また矢印はラジオゾンデ観測の実施期間を示す。

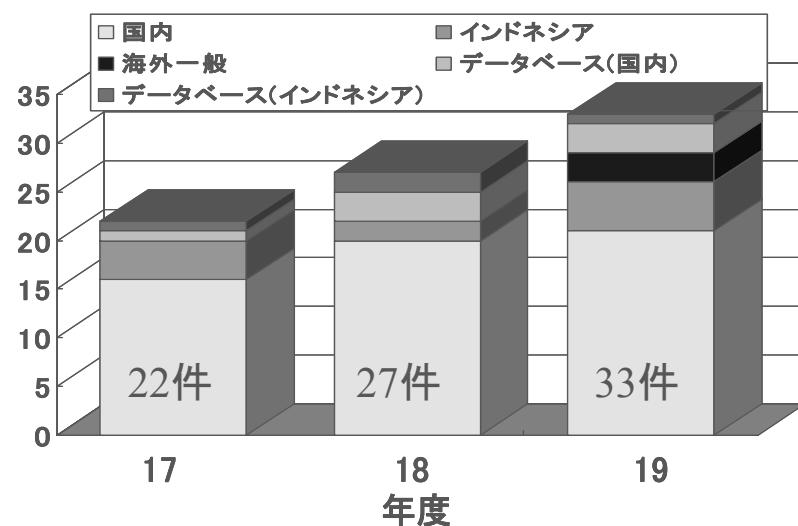


図2 赤道大気レーダー全国・国際共同利用の課題件数の推移。
各年の数字は課題総数を示す。

EAR 立ち上げと CPEA の 6 年間

深尾昌一郎

東海大学総合科学技術研究所・京都大学生存圏研究所

要旨 赤道域では活発な積雲対流活動によって赤道域固有の大気波動が励起され、地表から高度数百 km に至る広い高度域で強い力学的な上下結合を引起す。平成 13 年、赤道インドネシア域に『赤道大気レーダー (EAR)』が建設され、時を同じくして文部科学省科学研究費補助金特定領域研究『赤道大気上下結合 (Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere; 略して CPEA)』(平成 13~19 年) もスタートした。爾来 6 年間の EAR/CPEA 研究により未解明であった多くの大気上下結合過程の解明が進んだ。本稿ではこの間の経緯を概観する。なお関連の図などは添付の講演パワーポイントを参照していただきたい。

1. はじめに

赤道大気には、今なお観測の欠如または未蓄積による未解明課題が数多く残されている。その中でも最も根源的なものが、大気圏全高度域で普遍的に見られる各種大気波動や電離圏中の擾乱の特性と生成機構についてである。これらの大部分は、究極的には下層の対流圏～下部成層圏大気の、個々としては比較的小規模・小振幅の擾乱が上方伝搬し、何らかのメカニズムで組織化することに起因するものと想定される。しかし従来の観測的研究には個々の小擾乱を分解し、かつ組織化した結果の全体を俯瞰し得るものはなかった (Fukao, 2004)。組織化された赤道大気の力学的上下結合を定量的に理解するためには、大小規模の擾乱に対応した観測装置を集積し、対流圏から成層圏・中間圏を経て熱圏・電離圏へと至る赤道大気の全高度域を一気に観測する観測ネットワークを構築することが必要であった。

2. 赤道大気レーダー (EAR) から赤道大気上下結合研究 (CPEA) へ

従前は観測が困難であった小規模擾乱の解明が飛躍的に進んだのは京都大学 MU レーダーのような大型大気レーダーの発展によるところが大きい (Fukao, 2007)。幸い、平成 11 年度文部省（当時）予算により、赤道インドネシア域に大型の大気レーダーの設置が認められ、平成 13 年 3 月、赤道直下のインドネシア共和国西スマトラ州ブキティンギ市近郊コトタバン (Kototabang; 0.2° S, 100.32° E) に完工した (深尾, 2001)。『赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR)』である。EAR は 50MHz 帯大型大気レーダーで、MU レーダーよりさらに進んだアクティブ・フェーズド・アレイ方式を採用している。地表付近から下部成層圏迄の全高度域の風速ベクトルをはじめ、高度 100km 以高の電離圏擾乱など様々な物理量を高分解能・高精度で時間的に連続に観測しうる優れた機能を備えている

(Fukao et al., 2003)。なおEARは国立大学が海外で運用する大型設備の嚆矢となった。

平成13年9月、EARを中心設備として、科学研究費補助金特定領域研究『赤道大気上下結合 (Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere; 略してCPEA: 領域代表者 深尾昌一郎)』が認められ、平成19年3月までの6カ年計画として実施された。そこでは、(1)従来異なる研究グループにより個別に展開されてきた赤道域観測の整備を進め、(2)これらを広く有機的・組織的に運用することにより、上述の観測的制約を克服し、(3)謎の多かった赤道域大気圏擾乱の生成と、それによる振動と波動生成の実態と機構を明らかにすることを目指した。個々の観測対象としては古典的な気象学、並びに超高層物理学の範疇に属するものもあるが、CPEAではこれを下層から超高層に至る大気圏全高度域の上下結合という視点で捉えた点がユニークである。またこれは従来のように、異なる高度域を個別に研究することでは解明できないプロセスであり、CPEAが取り組む意義と必然性があった(深尾, 2007)。

3. 赤道大気上下結合 (CPEA) の成果

平成13年度に始動したCPEAは平成19年3月をもって無事完了した。6年の期間を3つのフェーズに分けて、まず「機器開発フェーズ」と「個別研究フェーズ」で観測装置の開発と現地設置を行い、続く「総合研究フェーズ」でそれらの集大成として、大規模な国際観測キャンペーンを二回 (CPEA-I 及び-II) にわたって実施した (Fukao, 2006)。両キャンペーンの成功により我々はかつてない膨大な量の貴重なデータを手中にした。その後のデータ解析も比較的順調に進捗し、幸いにも予想を超えた質と量の新知見がもたらされた(例えばJournal of Meteorological Society of Japan, 84A巻, CPEA特集号, 351 pp., 2007)。それらはいずれも赤道大気上下結合の重要な基礎過程に関わるものばかりであり、その多くが本領域研究により、初めて、観測的・実証的に解明されたのである。そしてこれらの個々の成果が連関し、全体として、赤道大気が力学的に上下に強く結合したひとつの巨大システムとなっていることを明らかにした。

さらにCPEAにより、EARを中心設備とする本格的な赤道大気観測所が設立され、インドネシア関係者と共に運用する体制が確立したことでも重要な成果である。興味ある向きにはEARをGoogle Earthから見ていただくことも出来る。本観測所は我が国が海外で運営する施設であり、海洋大陸と称されるインドネシア島嶼域の赤道直下にあることから、将来的な様々な観測計画においても重要な拠点として発展することが期待されている。

CPEAでは、赤道大気上下結合という“ユニークな課題”的解明を、赤道インドネシア域という“ユニークな地域”で、我が国の独創的技術で開発されたEARその他の“ユニークな観測装置”で目指した。観測を中心とし、しかも遠く離れた赤道インドネシア域にその舞台を求めたことは、確かに本研究領域を際立ってユニークなものとした。しかし、それゆえに理論研究や国内における観測研究と比較して、実際の観測研究の遂行が格段に困難なものになったことは否めない。これら幾多の困難に一丸となって当たって、大きな成

功をもたらした班員と協力者並びに院生の懸命の努力を多としたい。また我々が 20 年以上にわたって培ってきたインドネシア共和国側研究機関並びに研究者との地道な交流によることが大きいことも改めて指摘しておくべきであろう。

4. まとめ

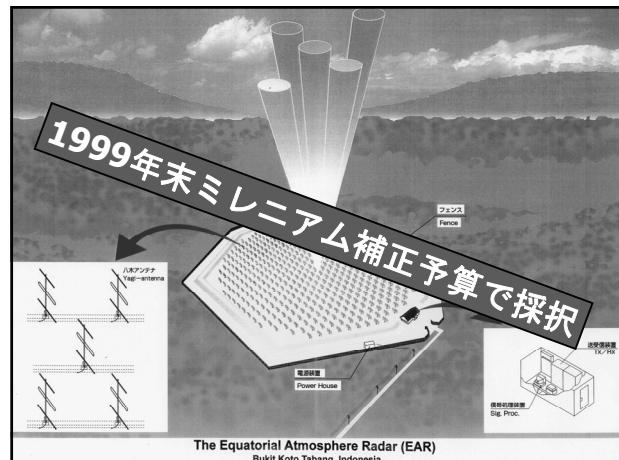
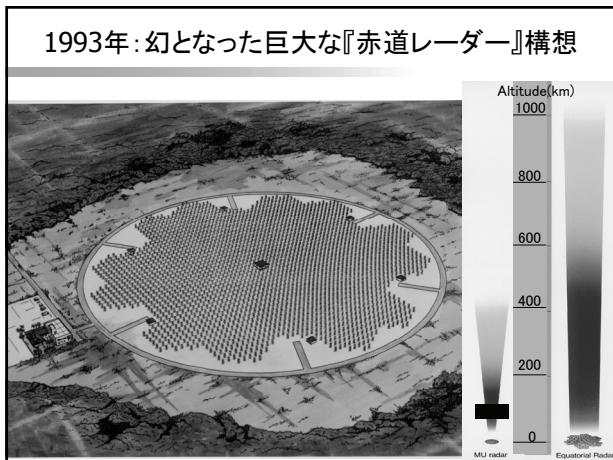
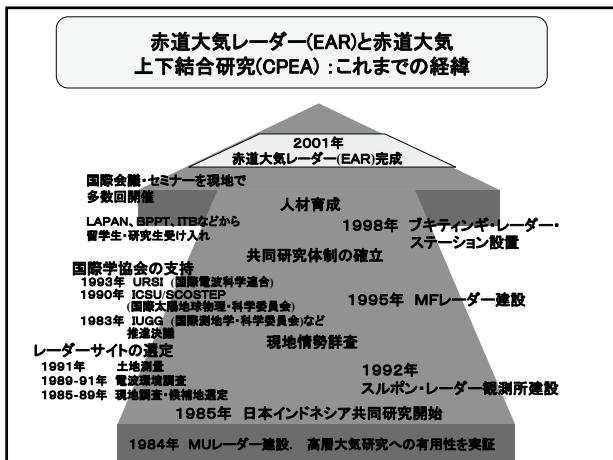
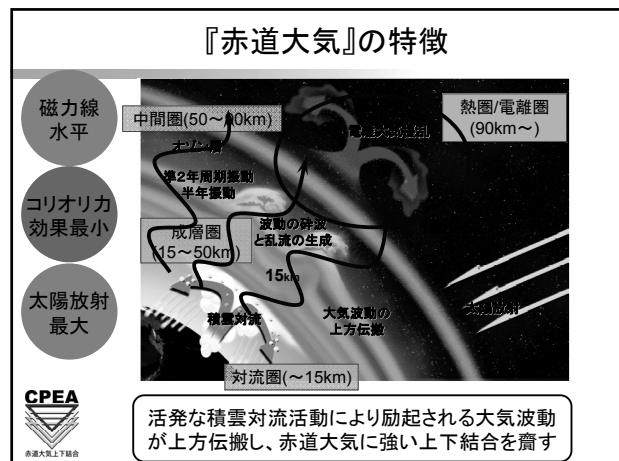
僅か 6 年間で CPEA は赤道大気が力学的に上下に強く結合している過程を数多く呈示した。従前から定性的に理解されていたものを観測により定量的に実証したものもあり、また思い掛けずに新たに発見されたものも数多くある。これらから赤道域に集中する太陽放射エネルギーが赤道域固有の大気波動となって上方へ輸送されることにより、赤道大気は上下に強く結び付いたひとつの巨大なシステムとなっていることが明らかになったと言つてよかろう。

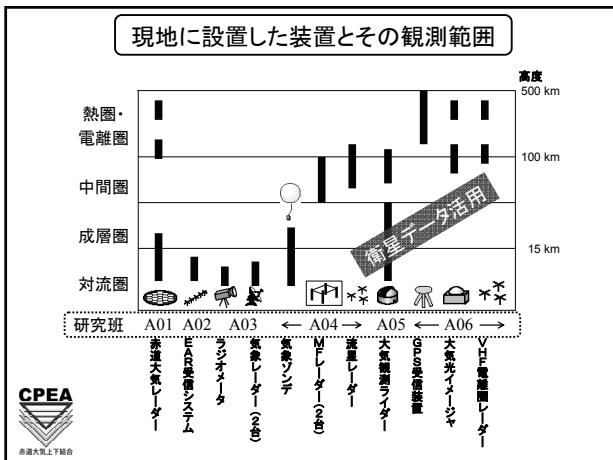
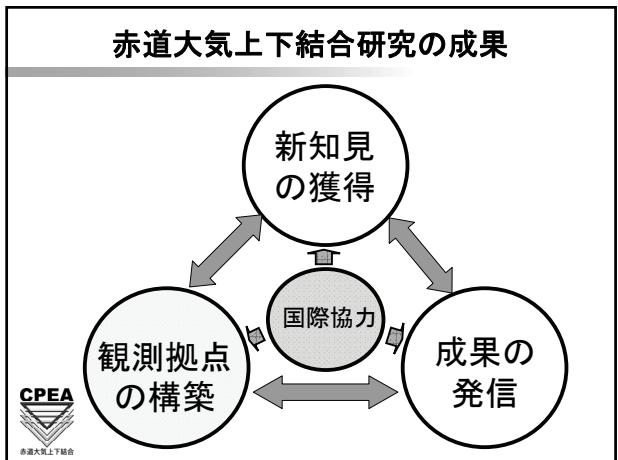
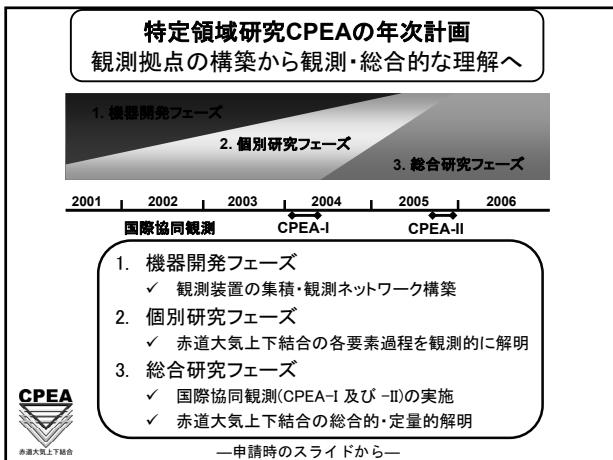
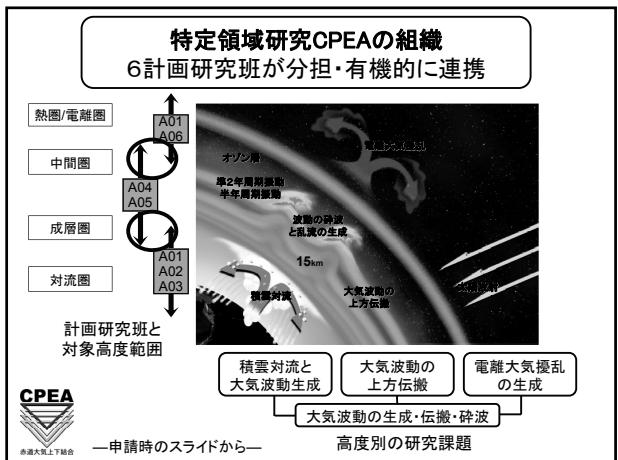
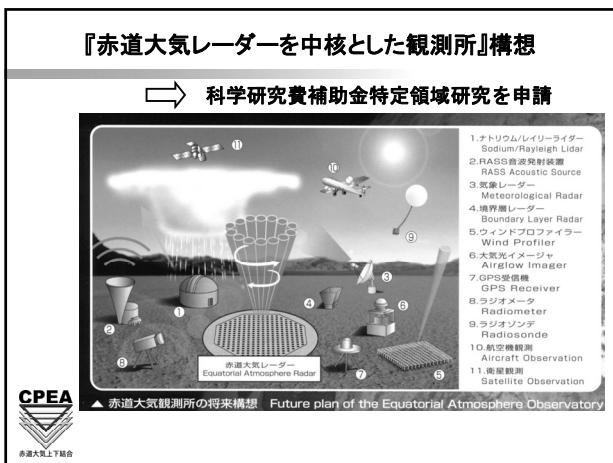
EAR/CPEA の推進に当って、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) は京都大学生存圏研究所との間に MOU を締結し EAR を共同で運営している。我々は他にも同国の科学技術応用評価庁 (BPPT) や気象庁 (BMG) とも密接な協力関係を保ってきた。南北の国際交流には東西の交流とは異なる克服すべき多くの困難をともなうが、両国のパートナーがともに発展できるよう常々関係者は心を碎くべきである。

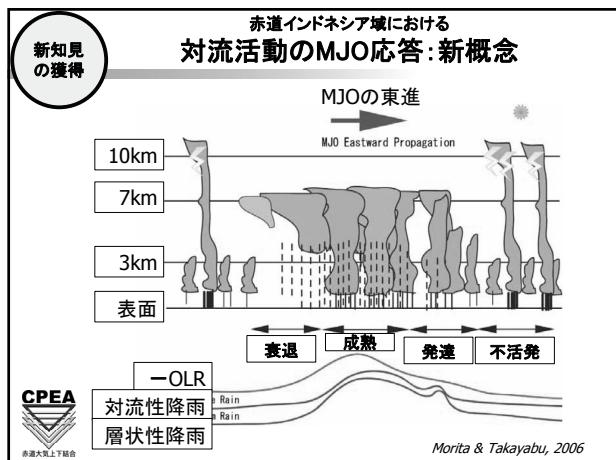
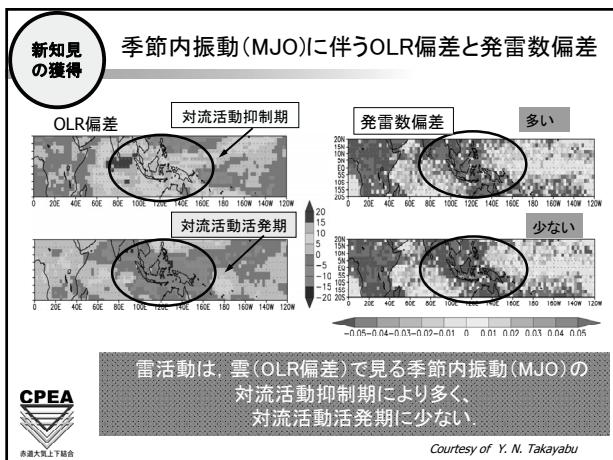
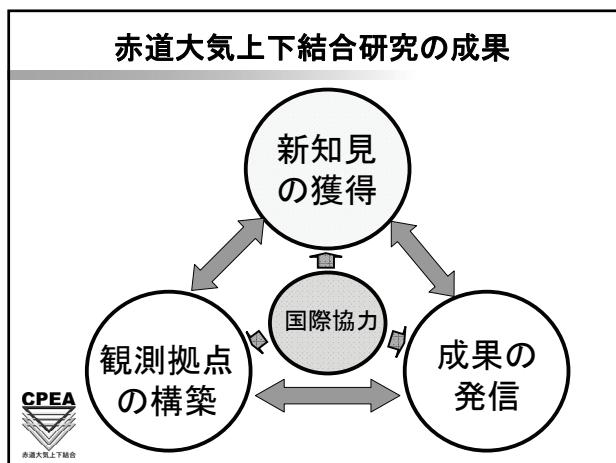
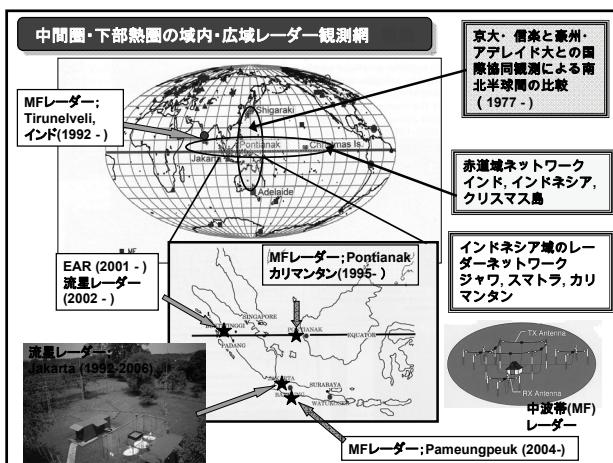
なお CPEA は、平成 19 年 10 月 22 日に行われた科学技術・学術審議会学術分科会科学研究費補助金審査部会理工系委員会における事後評価で最高の『A+ (期待以上の研究の進展があった)』の評価を頂戴した。EAR/CPEA の推進に当って多大のご支援を頂いた文部科学省、京都大学、同生存圏研究所、LAPAN、BPPT、BMG、並びに CPEA-I と-II で幅広い共同研究を推進したインドネシア、マレーシア、シンガポール、インド、台湾、オーストラリア、ペルー、米国等の関係者に改めて深甚の謝意を表する。

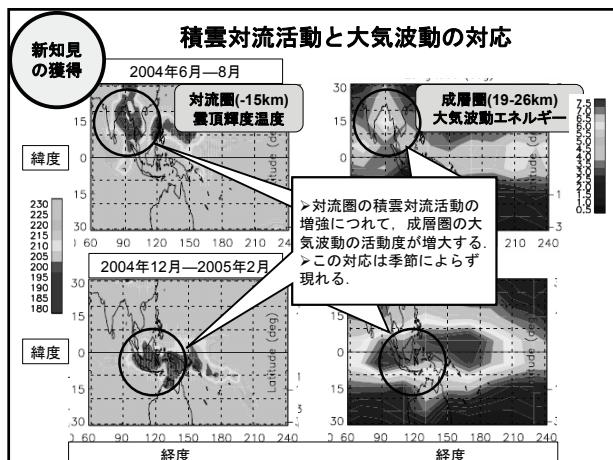
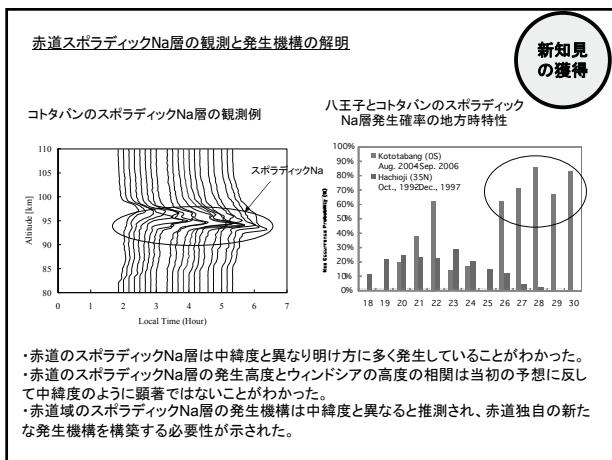
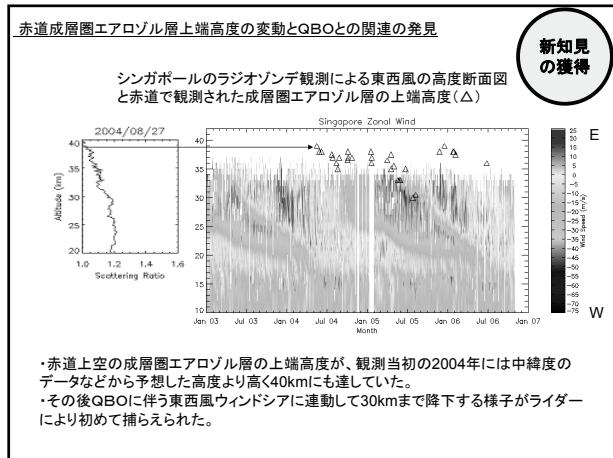
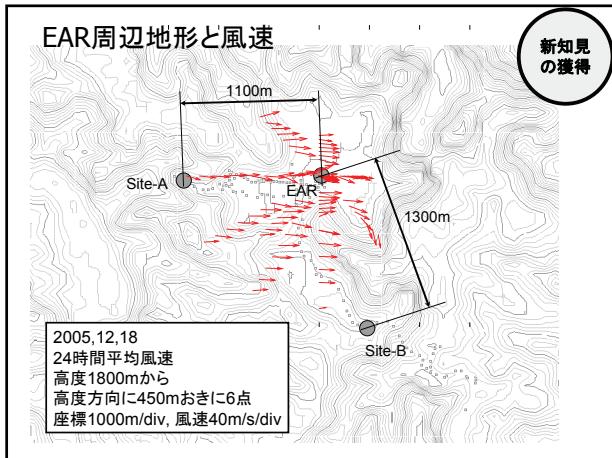
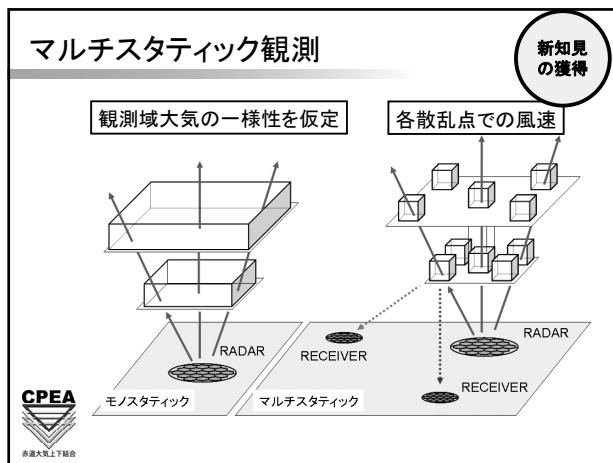
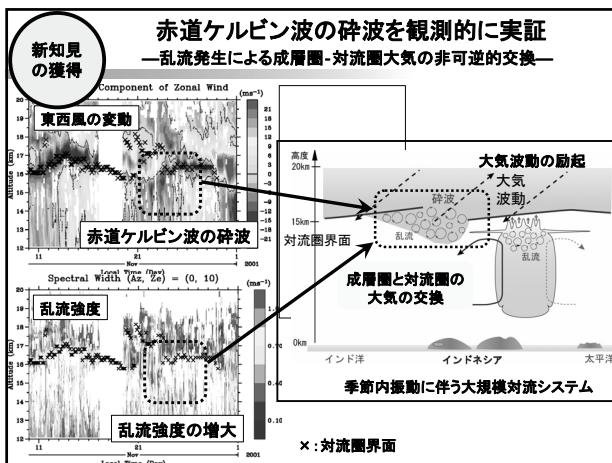
参考文献

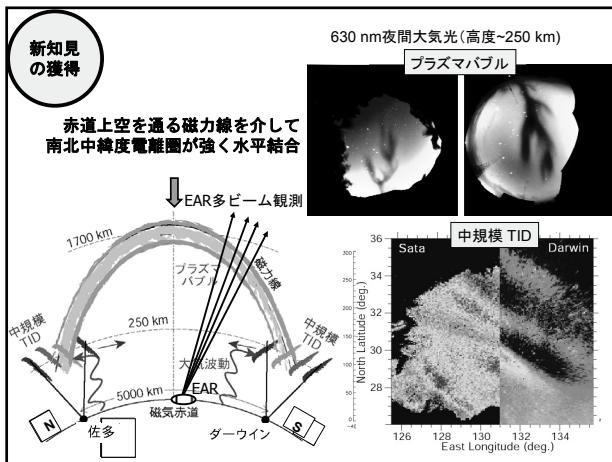
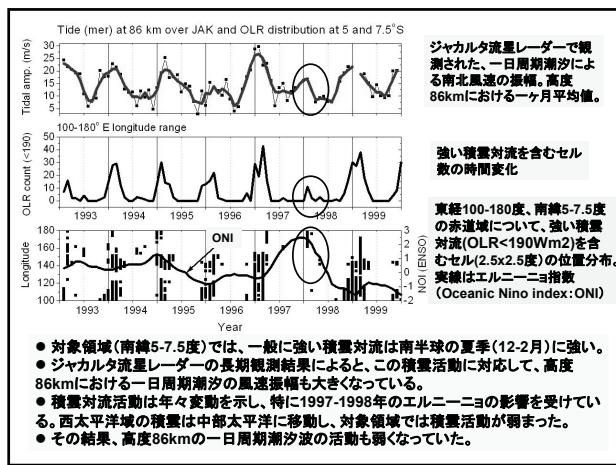
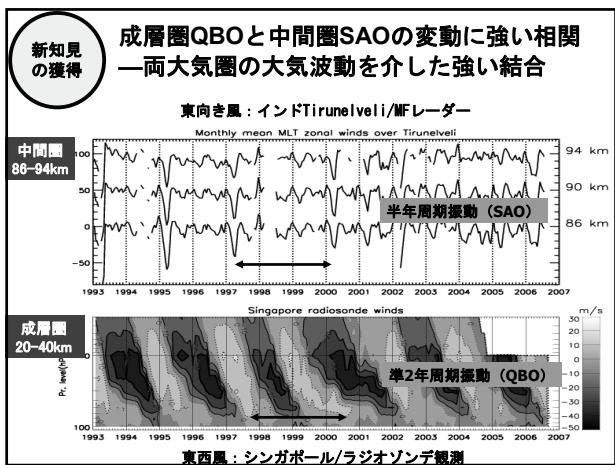
- 深尾昌一郎, 2001: 始動した赤道大気レーダー 2. 期待と展望, 天気, 48(11), 851–856.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, 2003: Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System Description and First Results, Radio Sci., 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767.
- Fukao, S., T. Tsuda, M. Yamamoto, T. Nakamura, H. Hashiguchi, and M. D. Yamanaka, 2004: Middle atmosphere response to forcing from above and below, Advances in Solar-Terrestrial Physics, Ed. H. Oya, TERRAPUB, Tokyo, 213–267.
- Fukao, S., 2006: Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview, J. Meteor. Soc. Japan, 84A, 1–18.
- Fukao, S., 2007: Recent Advances in Atmospheric Radar Study, J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 215–239.
- 深尾昌一郎, 2007: 赤道大気上下結合, 天気, 54(2), 150–155.











研究集会における研究成果の発表

2001年8月 2002年3月 2003年3月 2003年7月 2005年1月 2005年5月 国際学会 発表339件	IAGA (ベトナム) EPIC国際シンポジウム (京都) MST Cro Equatorial Processes Including Coupling IUGG (札幌) INTAR (インド) CAWSESワークショップ(台湾) URSI (インド) SCOSTEP/STP-11 (ブラジル) COSPAR (中国) 第23回レーダーレーダー国際会議 (奈良) IAGA/ICMA上下結合ワークショップ (ブルガリア) CAWSES最終年席に「ラップアップ・ミーティング開催」 CPEA国際シンポジウム (京都) IUGG (イタリア) 国際シンポジウム	初年度に「キック・オフミーティング開催」 CPEA公開ワークショップ、2003年12月 CAWSES国内キックオフミーティング、2004年6月 CPEA公開ワークショップ、2004年12月 日本気象学会(年2回) 大気圏シンポジウム(年1回) SGEPSS (年2回) 日本気象学会(年2回) 地球惑星合同大會・特別セッション RISHシンポジウム CPEA公開ワークショップ、2005年9月 RISHシンポジウム、2006年1月 テーマ限定研究会、2006年6月 CPEA公開ワークショップ、2006年9月 CPEA公開ワークショップ、2006年9月 CPEA公開ワークショップ、2007年7月 CPEA国際シンポジウム (京都) IUGG (イタリア) 国際学会・研究集会
--	--	---

成果の発信

定例の学会・研究会:
SGEPSS (年2回)
日本気象学会(年2回)
大気圏シンポジウム(年1回)

**国内学会
発表550件**

成果の発信

文部科学省科学研究費補助金
(研究成果公開促進費)
研究成果公開発表(A)

**赤道大気上下結合
公開シンポジウム
東京国際交流館・プラザ平成
2007年9月20-21日**

-250名以上の参加者-

成果の発信

その他の成果

- 学術成果の公表**
 - 査読付国際学術誌に約200編の論文発表
 - 国際／国内研究集会で約340／約550件論文発表
- 国際協力を主体的に推進**
 - ICSU/SCOSTEPの国際プログラム:
CAWSES (Climate And Weather of the Sun-Earth System; 2004-2008)などと連携
 - 米・印・豪や東南アジアとの観測研究協力体制確立
- 13名(内インドネシア人3名)の博士が誕生**
- 島津賞・猿橋賞・学会賞などを延16名が受賞**
- 領域内評価委員会から高い評価を得た.**

CPEA

赤道大気上下結合

海大陸レーダーネットワーク構築

PI: 山中大学博士(海洋研究開発機構主任研究員)

17~21年度

- 現地観測推進本部を開設(ジャカルタを予定)
- 気象レーダー・プロファイラー観測点を赤道沿い4点に設置
- 観測データのリアルタイム配信

その他、京都大学や名古屋大学の21世紀COEプロジェクトに大きなインパクトを与えた。

赤道大気レーダー

小型ウインドプロファイラー

まとめ

『赤道大気レーダー(EAR)』と特定領域研究
『赤道大気上下結合(CPEA)』により

- 当初計画どおり、屈指の観測拠点
『赤道大気観測所』を構築、日イで
共同運用する体制を確立した.**
- また期待をはるかに超える、夥しい
学術成果が得られた。『赤道大気上下
結合』という新パラダイムが確立した.**
- 関連分野へ大きなインパクトを与えた.**

CPEA

赤道大気上下結合

EAR,BLR 複合使用による雨滴粒径分布推定

古津年章・丸尾年寛・下舞豊志(島根大・総合理工学部), 橋口浩之(京大・生存圏研究所)

1. まえがき

雨滴粒径分布の高度プロファイルは、レーダリモートセンシングによる降雨強度推定、雲物理過程や大気力学過程の理解に重要である。多偏波レーダや多周波レーダはDSDの推定に有効であるが、測定誤差などの関係で、レンジごとのDSD推定には誤差が大きい。一方、真上を観測する大気ドップラレーダは、大気乱流と降雨からのドップラスペクトルを同時に観測することができ、精度のよいレンジビン毎のDSD推定が可能と言われている。しかしそのためには、大気乱流と雨滴からの散乱をドップラスペクトル上で分離して観測できることが必要である。大気レーダのうち、VHFレーダは大気乱流に感度がよく、弱雨では大気乱流スペクトルが支配的、Lバンドレーダでは弱雨においても雨滴スペクトルが支配的と、1周波大気レーダでは、弱雨から強雨に渡って精度のよい観測が困難である。そのため、これまで数々の「2周波大気レーダ」によるDSDプロファイル推定が試みられてきた。(寺岡他 1993; Currier et al. 1992; Rajopadhyaya et al. 1998; Rajopadhyaya et al. 1999; Cifelli et al. 2000) これらによって、2周波法の優位性が確かめられてきた。しかし、コトタバンにある赤道大気レーダ(EAR)と境界層レーダ(BLR)を複合的に用いた試みはまだ為されていない。そのため、本研究では、EARとBLRの諸元を想定し、シミュレーションによって、EAR単独およびEAR+BLRの2周波によるDSD推定精度を比較する。

2. 雨滴粒径分布(DSD)の推定方法

EARの場合、ドップラスペクトル $S_E(v)$ を次式でモデル化する。

$$S_E(v) = [S_t(v) + P_{nE}] * W_E(v) \quad (1)$$

ここで v はドップラ速度、 $S_t(v)$ は大気乱流のドップラスペクトル、 P_{nE} はEARの雑音スペクトル、 $W_E(v)$ は時間領域の窓関数に対応する重み関数、*は畳み込み演算を表す。実際は、雨滴からの散乱も受信されるが、データ処理上はこれを無視する。 $S_t(v)$ を次のガウス関数で近似する。

$$S_t(v) = p_0 e^{-(v-w)^2 / 2\sigma_E^2} \quad (2)$$

ここで、 p_0 、 w 、 σ_E はそれぞれ大気乱流スペクトルのピーク値、平均値、標準偏差である。EARのドップラスペクトルを非線形最小自乗法でフィッティングし、 p_0 、 w 、 σ_E 、 P_{nE} を推定する。なお、EARでは矩形窓関数が用いられているため、 $W_E(v)$ はsinc関数となる。

次にBLRの場合、ドップラスペクトル $S_B(v)$ を次式でモデル化する。

$$S_B(v) = [S_0(v) * S_p(v) + P_{nB}] * W_B(v) \quad (3)$$

ここで $S_0(v)$ は面積 1 に規格化した大気乱流のドップラスペクトル, $S_p(v)$ は降雨エコーのドップラスペクトル, P_{nB} は BLR の雑音スペクトル, $W_B(v)$ は時間領域の窓関数に対応する重み関数を表す. 微小ながら大気乱流からの散乱も受信されるが, データ処理上はこれを無視する. $S_0(v)$ は次式で表せる.

$$S_0(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_B} e^{-(v-w)^2/2\sigma_B^2} \quad (4)$$

ここで, σ_B は大気乱流スペクトルの標準偏差である. 平均値 w は EAR と同じと仮定している. $S_p(v)$ は, 雨滴直径の 6 乗で重み付けされた雨滴粒径分布と雨滴の落下速度関数によって次式で表せる.

$$S_p(v) = C \cdot N(D) D^6 \left| \frac{dv(D)}{dD} \right|^{-1} \quad (5)$$

ここで, C はレーダ送信電力などで決まる定数, D は雨滴直径, $N(D)$ は雨滴粒径分布, $v(D)$ は D の関数として表した雨滴の終端落下速度であり, 海抜高度 (大気密度) に若干依存するが, 既知の関数形で表せるものである. $N(D)$ としては, 3 つのパラメータ N_0 , A , μ を持つガンマ分布

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-AD} \quad (6)$$

を仮定するが, 実際は収束の速さを考慮して, 高次モーメントを用いて次式で表す.

$$N(D) = m_6 A^{\mu+7} D^\mu e^{-AD} \quad (7)$$

ここで, m_6 , A , μ はそれぞれ DSD の規格化 6 次モーメント, スケールパラメータ, 形状パラメータである. m_6 は, 6 次モーメント M_6 と次式で関係付けられる.

$$m_6 = M_6 / \Gamma(\mu + 7) \quad (8)$$

ここで $I(\cdot)$ は完全ガンマ関数である. EAR から求めた w と σ_E を用いて, 式(3)の非線形最小自乗フィッティングを行い, m_6 , A , P_{nB} を推定する. ただし, 有限のアンテナビームに水平風成分が漏れこむ影響により, σ_E と σ_B は異なるので, 水平風を既知として σ_E から σ_B を推定する (寺岡 他 1993). また μ がスペクトル形状に与える効果は小さいので, 非線形最小自乗推定とは別にループを組み, 実測スペクトルと推定スペクトルの RMS 誤差が最小となる μ を採用する方法で推定する. なお BLR でも矩形窓関数が用いられているため, $W_B(v)$ は sinc 関数となる.

EAR を用いた 1 周波法では, 式(1)と(3)を組合せた次式でドップラスペクトルをモデル化し, 大気と DSD パラメータを全て推定する.

$$S_E(v) = [S_t(v) + S_0(v) * S_{pE}(v) + P_{nE}] * W_E(v) \quad (9)$$

ここで, $S_{pE}(v)$ は EAR における降雨エコーのドップラスペクトルである.

3. シミュレーションの方法

まず、大気乱流パラメータ p_0, w, σ , 降雨強度 R を仮定し、茨城県鹿嶋で観測された DSD を元にした $N_0-R, A-R$ 関係 (Kozu 1991) を用いて、DSD モデルのパラメータ N_0, A を計算する。ここで μ は一定値に固定する。次に N_0, A, μ から M_6 と m_6 を計算する。これから、真の DSD パラメータと真のドップラスペクトルが求まる。また表 1 に示す EAR と BLR の基本諸元を用いて、雑音スペクトルを計算する。ただし、等価的な帯域幅はコヒーレント加算数だけ減少すると仮定している。更に、インコヒーレント加算数からフェージングノイズの振幅を定める。EAR の場合、基本となるインコヒーレント加算数 5 に加え、スペクトル方向 3, 高さ方向 2 の加算を行うと仮定している。シミュレーションを行うための初期値としては、真値に 10%~50%の誤差を任意に与える。実際の推定では、ドップラスペクトルの降雨部分の積分値から Z 因子 (M_6) の初期値を推定し、Z-R 関係を仮定して R (すなわち $M_{3.67}$) の初期値を推定することを考慮し、 m_6 と規格化 3.67 次モーメント $m_{3.67}$

$$m_{3.67} = M_{3.67} / \Gamma(\mu + 4.67) \quad (10)$$

から、次式を用いて A (A_{ZR}) の初期値を求めている。

$$A_{ZR} = (m_{3.67} / m_6)^{1/(6-3.67)} \quad (11)$$

なおシミュレーションでは、雑音スペクトルレベルを 1 として規格化している。ガウス乱数系列からスペクトル点数のフェージングノイズを発生させ、それを加えて観測スペクトルを計算する。この観測スペクトルに対して、 μ を順次変えて上述の DSD 推定を（1 周波法あるいは 2 周波法で）適用し、大気および DSD パラメータ、更に μ の推定値を求める。以上述べたシミュレーションの流れを図 1 に示す。

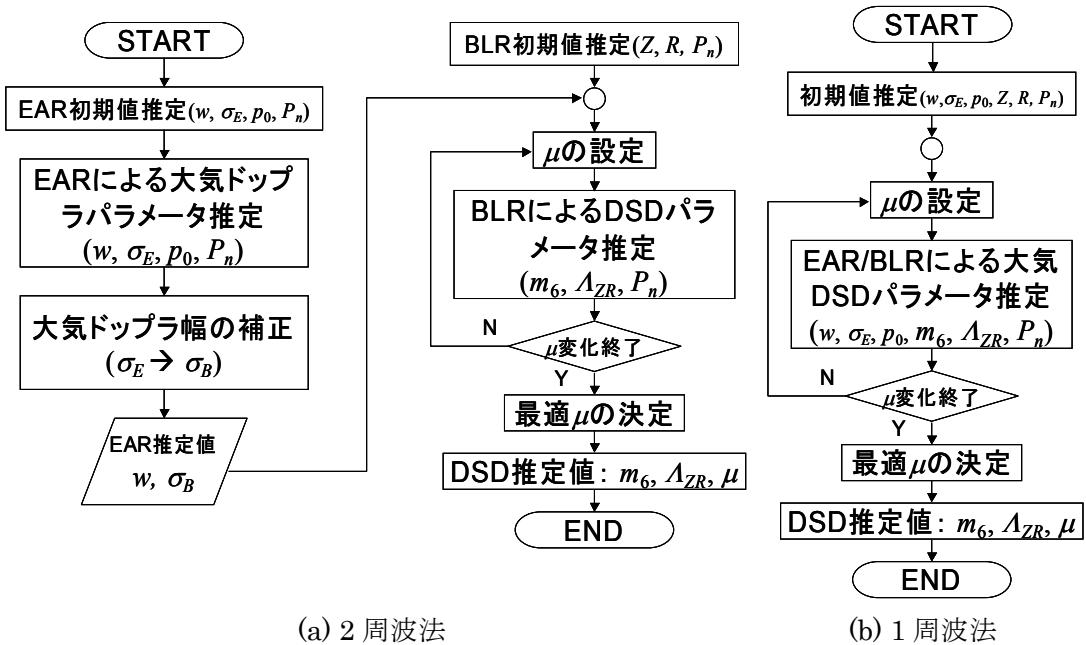


図 1. シミュレーションの流れ.

4. 1周波法によるDSD推定精度評価 表1. シミュレーションで用いたレーダ諸元.

まず比較のため、EAR単独で用いた場合のシミュレーションを実施した。この場合、地上高3km, $C_n^2 = 10^{-13}, 10^{-14}, 10^{-15} [\text{m}^{-2/3}]$, フェージングノイズ標準偏差0.8dBで100回のトライアルを行い、統計的にRMS誤差により性能を評価した。その結果を図2に示す。 C_n^2 の値に依存するが、概ね数mm/h～1mm/h以下の降雨強度(R)で、Z因子(Z)、 R とも推定値が大きく劣化することがわかる。

	EAR	BLR
中心周波数[MHz]	47.0	1357.5
ビーム幅[deg]	3.4	4.1
利得[dB]	33	27
送信電力[dBW]	49.8	28.4
パルス幅[μsec]	1	1
インコヒーレント加算数	30 (5×3×2)	27
システム雑音温度	~ 1×10^4 K	770 K
海拔高度[m]	865	865

Z に比べて R の劣化が大きいのは、 Z は降雨スペクトルの面積のみで精度が決定するのに対し、 R の推定はDSDの推定精度が影響するためと考えられる。

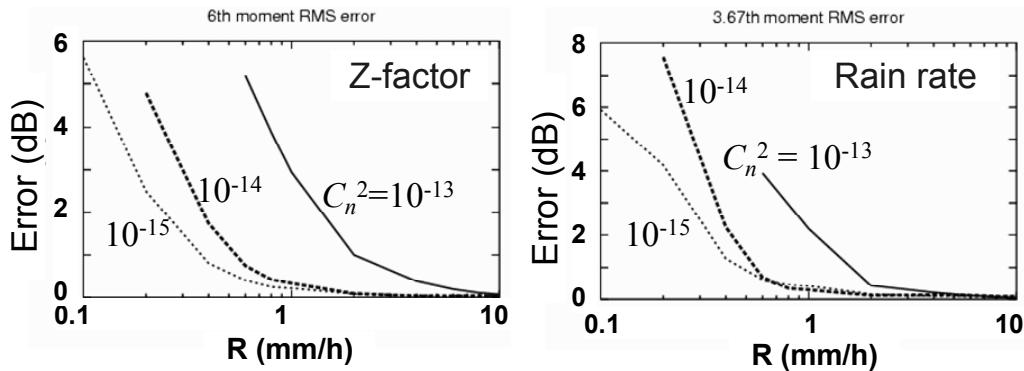


図2. EAR1周波法によるZとR推定におけるRMS誤差の降雨強度依存性。

5. 2周波法によるDSD推定精度評価

図3に、EARとBLRを組合せた2周波法によるDSD推定シミュレーション結果を示す。1周波法の場合と異なり、 C_n^2 に依存せず、ほぼ一定の精度が得られている。また降雨強度10mm/h以上から0.3mm/h程度まで精度のよい推定ができていることがわかる。

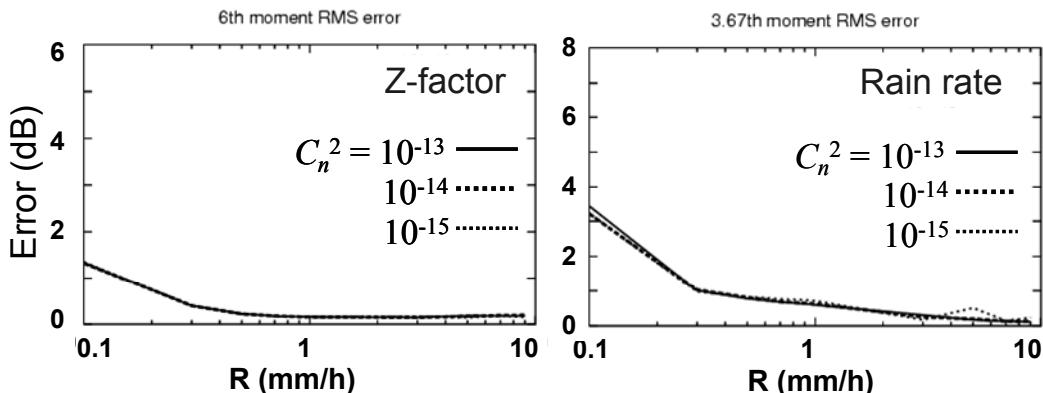


図3. 2周波法によるZとR推定におけるRMS誤差の降雨強度依存性。

DSD 推定精度を更に明確にみるために、0.25mm 間隔で $N(D)$ の真値と推定値の比較を行った結果を図 4 (1mm/h), 図 5 (3mm/h) に示す。高度は 2km, C_n^2 は 10^{-14} としている。これらの図から、2 周波法の精度がよいことが明確にわかる。特に、標準偏差の誤差バーで示されるランダム誤差の大きさ、小雨滴でのバイアス誤差の違いが顕著である。全般に推定値は小雨滴で $N(D)$ を過小評価する傾向があるが、これは μ が大きめに推定されていることを示唆している。

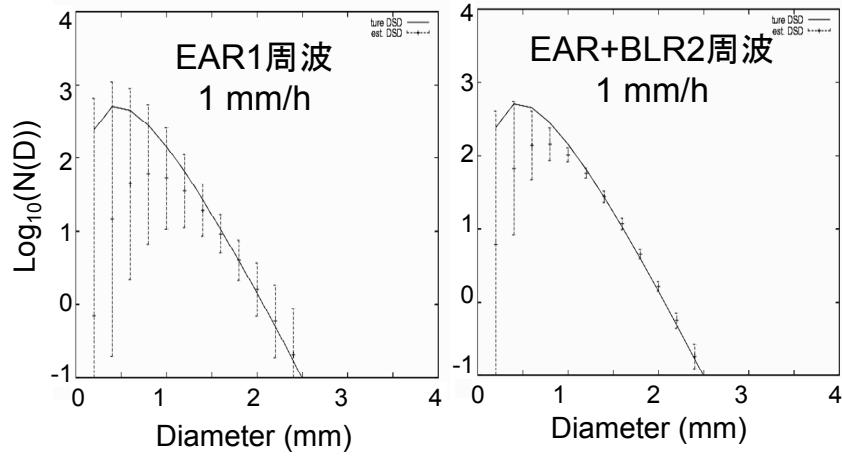


図 4. 1 周波法と 2 周波法による DSD 推定精度の比較 (1 mm/h).

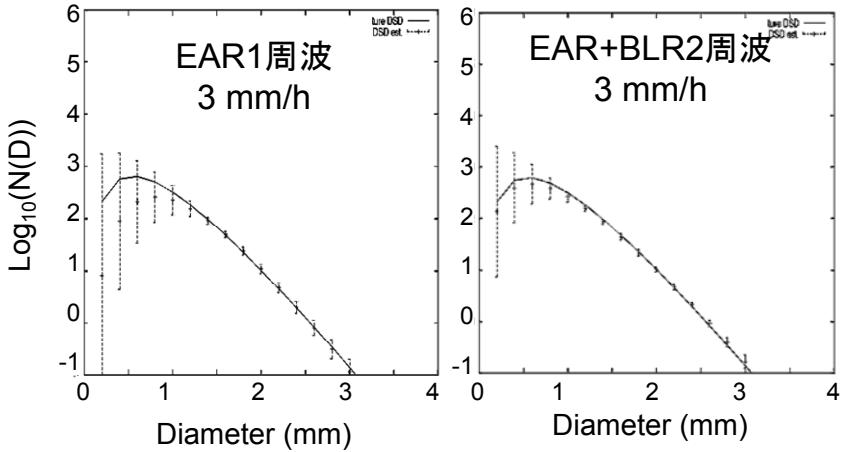


図 5. 1 周波法と 2 周波法による DSD 推定精度の比較 (3 mm/h).

6.まとめ

EAR および BLR を併用した雨滴粒径分布プロファイル推定法の精度をシミュレーションにより検討した。EAR 1 周波による DSD 推定は数 mm/h 程度以下で精度が低下するのに対して、EAR/BLR 2 周波法によると、1 周波推定で問題のある弱雨における雨滴粒径分布推定を精度よく行うことが可能であることが示された。0.3mm/hにおいて、Z および R の RMS 誤差は 1dB 以下であった。今後、EAR と BLR の実データを用いて DSD 推定を行い、ディスドロメータなどと比較してその妥当性を検討していく。

参考文献

- Cifelli, R., C. R. Williams, D. K. Rajopadhyaya, S. K. Avery, K. S. Gage and P. T. May, 2000: Drop-size distribution characteristics in tropical mesoscale convective systems, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 760-777.
- Currier, P.E., S. K. Avery, B. B. Balsley, K. S. Gage and W. L. Ecklund, 1992: Combined use of 50 MHz and 915 MHz wind profilers in the estimation of raindrop size distributions, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1017-1020.
- Kozu, T., 1991: *Estimation of raindrop size distribution from spaceborne radar measurements*, Dr. E. dissertation, submitted to Kyoto University, 196pp.
- Rajopadhyaya, D. K., P. T. May, R. C. Cifelli, S. K. Avery, C. R. Williams, and W. L. Ecklund, 1998: The effect of vertical air motions on rain rates and median volume diameter determined from combined UHF and VHF wind profiler measurements and comparisons with rain gage measurements, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **15**, 1306-1319.
- Rajopadhyaya, D. K., S. K. Avery, P. T. May, and R. C. Cifelli, 1999: Comparison of precipitation estimation using single- and dual-frequency wind profiler: simulations and experimental results, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **16**, 165-173.
- 寺岡俊浩, 佐藤亨, 木村磐根, 橋口浩之, 深尾昌一郎, 1993 : MU レーダーと境界層レーダーによる雨滴粒径分布の二周波同時観測, *信学技報*SANE93-53(1993-10), 73-80.

赤道大気レーダー・降雨レーダー観測に基づいた西スマトラの降水特性に関する研究

柴垣佳明(大阪電通大), 古津年章・下舞豊志(島根大総合理工), 橋口浩之(京大 RISH)
濱田純一・森修一・山中大学(JAMSTEC), 深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)

1. はじめに

インドネシア海洋大陸は、太陽日射加熱による日周期の対流活動が支配的であり、この地域で組織化した対流システムは地球規模の大気大循環の駆動に強く影響もたらすと考えられる。海洋大陸での対流の日周期特性については、Nitta and Sekine (1994) や Mori et al. (2003)などによって衛星観測データに基づいた研究が行われているが、対流とそれに関連した風速場については十分な議論がなされていない。本研究では、インドネシア西スマトラ州の赤道大気レーダー(EAR)と X 帯降雨レーダーの長期観測データを用いて、この地域の風速場と降雨の日周期特性を調べた。

2. 観測システム

EAR は 2001 年に西スマトラ州コトタバンに建設された晴天大気用ドップラーレーダーであり、時間 1 分、高度 150m の分解能で高度 2~24km の風速 3 成分の鉛直プロファイルを連続的に観測することができる。また、翌年には X 帯降雨レーダーが EAR サイトに設置された。降雨レーダーの観測開始当初は、システムの諸問題により観測距離と時間分解能に制限を受けていたが、2004 年 4 月以降は時間分解能 10 分、半径 64km の降雨観測が可能となった。

本研究では、2004 年 4 月～2007 年 3 月の EAR の高度 2km(観測最下端高度)の水平風と降雨レーダーの高度 3km の CAPPI エコーデータを用いて、調和解析から下層風と降雨エコーの日周期特性(振幅と位相)を調べた。解析例として、図 1 に 2004 年 5 月 24 日の降雨レーダーの観測領域に対する 23dBZ エコー領域の割合の時間変化とその第 1 調和成分を示す。また、水平風では南北風は東西風よりも振幅が小さいため、解析では主に東西風を使用した。

3. 降雨の日周期特性

図 2 は、2004 年 4 月から 2005 年 3 までの 23dBZ 領域の日周期成分の振幅である。図上の矢印は季節内変動に伴う雲システムの通過を表しており、降雨の日周期変化は季節内振動と関連して大きくなっていることがわかる。このような降雨の日周期特性を 23dBZ(低エコー)と 40dBZ(高エコー)領域について調べた。図 3 は、全解析期間(3 年間)における低エコー・高エコー領域の日周期成分の振幅と位相(極大時刻)との関係を示す。低エコーでは、23~03 時に 20%を超える振幅が、高エコーでは 15~19 時に 5%を超え

る振幅がみられる。この両者の極大時刻の差は、対流性降雨の発達とその衰弱過程に關係していると考えられる。

次に、降雨の日周期成分の振幅と極大時刻の空間分布を調べた。図4は、全解析期間の低エコーと高エコーの日周期成分の振幅と極大時刻を矢印の長さと向きで表している。例えば、矢印が北方向の場合は、極大時刻が0時を示している。この図から、高エコーの極大時刻は山岳地域も含めた陸地ではほぼ18時であり、沿岸の海上では22時付近を示していた。低エコーの極大時刻は、海岸線から山岳までの地域では高エコーから1~2時間、山岳地域では2~4時間の遅れがみられた。また、沿岸の海上では極大時刻は高エコーとほぼ同時刻になっていた。

4. 下層風に關係した降雨エコーの日周期特性

ここでは、下層背景風に關係した高エコーの日周期変化の特徴を調べた。図5aは、全解析期間における下層背景風毎の高エコーの日変化を示す。ただし、コンターは 1km^2 を超える高エコーが現れた日数を表す。ここで、下層背景風は高度2kmで1日平均した東西風であり、その出現日数のヒストグラムを下図に示している。この地域では、下層で弱い東西風が吹くことが多く、これに伴い $-1\sim4\text{m/s}$ の東西風のときに高エコーの出現日数が13~20時の時間帯に高くなっている。また下層東西風の出現日数に対する高エコーの出現日数の割合を調べたところ、特に東風が強い($-8\sim-4\text{m/s}$)ときに高エコーの出現率が高く(図5b)、このような下層風フェーズのときに高エコーが山岳地域で現れることが個々の事例解析によって確認された(図省略)。

次に、山岳地域における局地循環に關係した下層東西風と高エコーの日周期特性について調べた。図6は西風と高エコーの極大時刻の散布図である。この図から、強い東風フェーズ($-8\sim-4\text{m/s}$)と強い西風フェーズ($4\sim8\text{m/s}$)に特徴的な分布がみられる。前者では、西風と降水の極大時刻はともに15時付近に集中している。一方、後者では西風と降水の極大時刻はそれぞれ23時と15時付近に分布し、両者の間に8時間の時間差がみられた。このような下層背景風による西風の極大時刻の違いについては、今後さらに降雨エコー発生場所や風速の鉛直構造などの解析を行い考察する必要がある。

4.まとめ

本研究ではEARと降雨レーダーの長期観測データを用いて、赤道域西スマトラ地域の降雨の日周期特性を調べた。その結果、山岳地域において低エコーの極大時刻が高エコーよりも最大4時間遅れることや、下層背景風によって高エコーの発生率およびそれに関係した東西風の日周期成分の位相が異なるなどの特徴が明らかになった。

参考文献:

Nitta, Ts., and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627-641.

Mori, S., J. Hamada, Yudi I. T., 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.

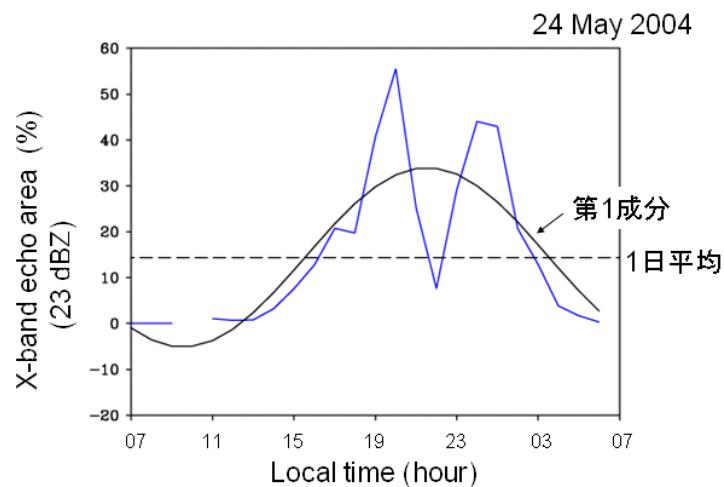


図 1: 23dBZ エコー領域の出現率の 1 時間毎の時間変化とその第 1 調和成分(日周期成分)。

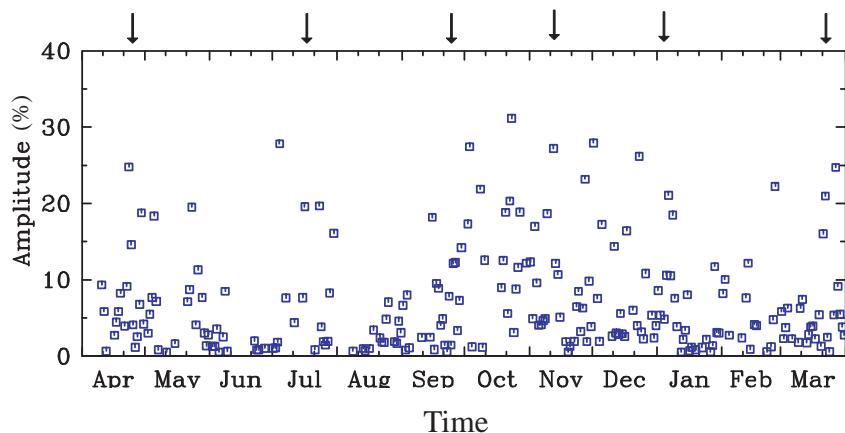


図 2: 2004 年 4 月～2005 年 3 月の 1 日平均した 23dBZ の降雨領域の時間変化。

矢印は大規模雲団の通過を表す。

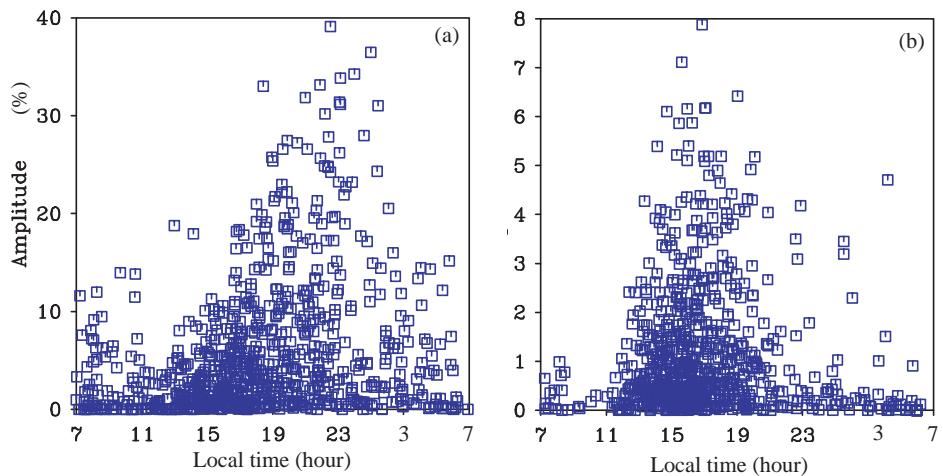


図 3: 全解析期間の(a)23dBZ と(b)40dBZ の日周期成分の振幅とピーク時刻の散布図。

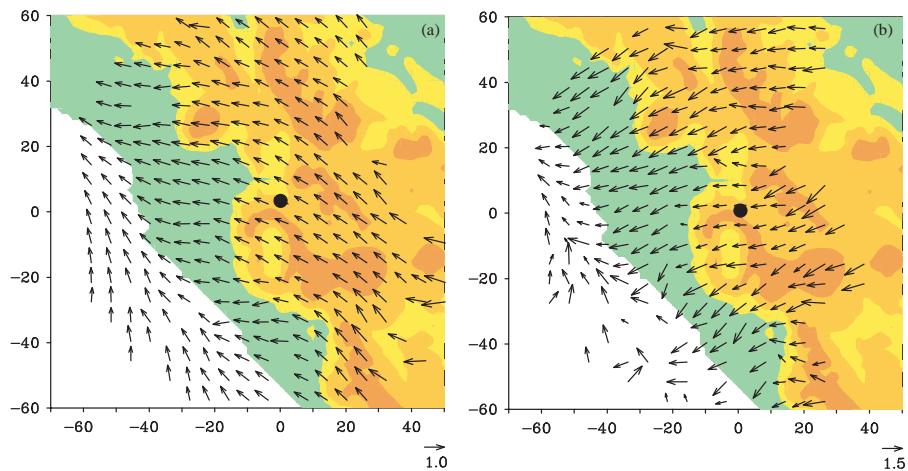


図 4: 全解析期間の a)低エコーと b)高エコーの降雨の日周期特性の空間分布。矢印は、正規化した日周期の振幅とピーク時刻(北方向が 0 時)を表す。●印はレーダーサイトである。

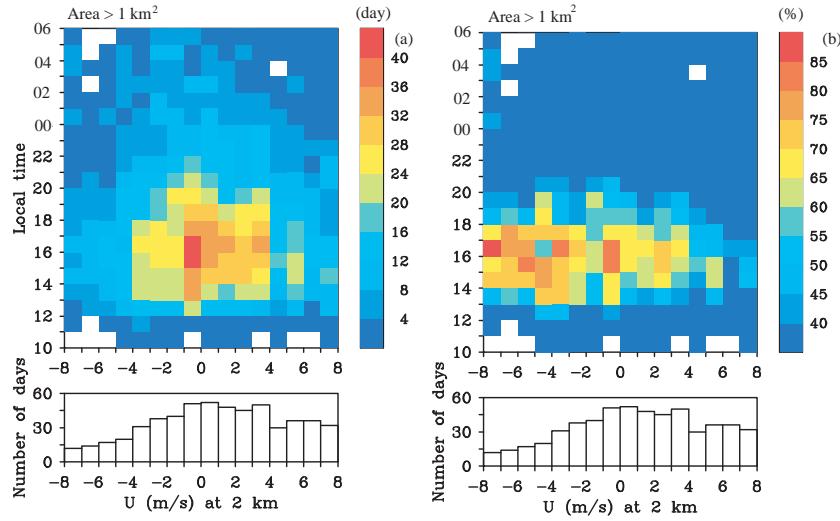


図 5: a) 下層東西風の一日平均値のヒストグラム(下図)とその風速毎の高エコーの日周期変化(上図)。ただし、センターは、 1km^2 を超える高エコー領域が現れた日数を示す。b) 下層東西風の出現日数で正規化した高エコーの日周期変化。

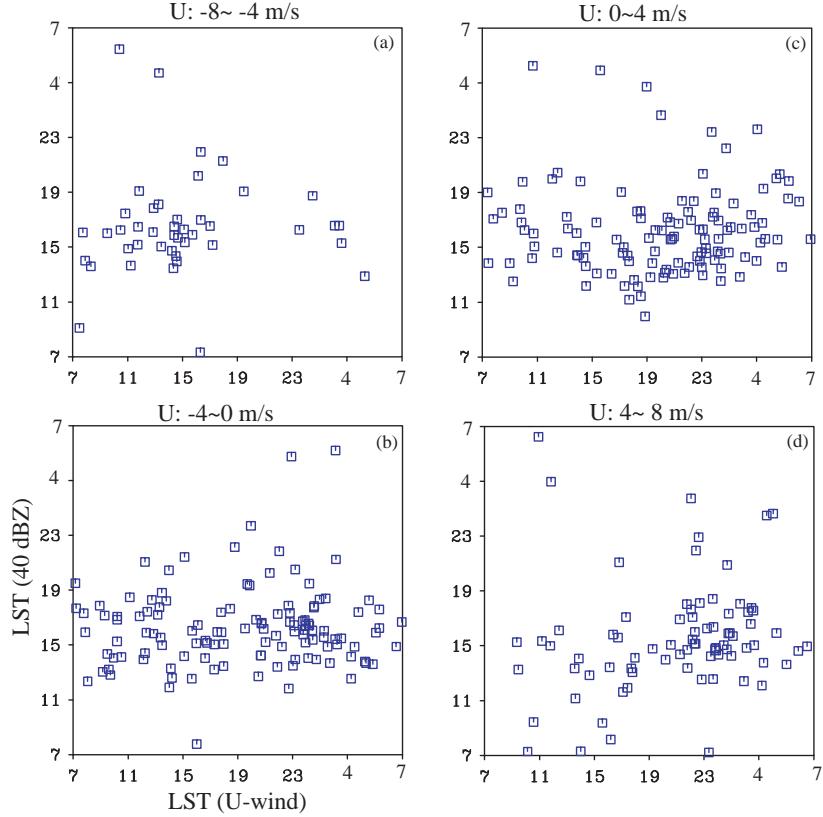


図 6: 山岳地域における西風と高エコーの極大時刻の散布図。

熱帯・亜熱帯域の暖かい雨の分布特性

児玉安正（弘前大学大学院理工学研究科）

勝俣昌己・森修一（IORG/JAMSTEC）佐藤晋介（NICT）

廣瀬祐城・植田宏昭（筑波大学大学院生命環境科学研究科）

1. はじめに

降水過程において氷の状態を経ない降水は暖かい雨と呼ばれる。広域の暖かい雨の挙動については、未解明の部分が多い。その大きな理由は、暖かい雨の観測の難しさにある。暖かい雨をもたらす雲は背が低いため、上層雲に覆われ衛星雲画像で観測できない場合がある。熱帯気象学では OLR や衛星の赤外画像が対流活動の指標として用いられるが、これらは暖かい雨の調査にはあまり役に立たない。両者は共に背の高い雲が強調される指標である。

1997 年に打ち上げられた TRMM（熱帯降雨観測衛星）により、PR（降雨レーダー）による宇宙からの降雨観測が実現した。すでに 10 年以上の観測データが蓄積し、気候学的な調査にも利用されている。PR は active sensor であるので、上層の雲の影響などを受けずに、暖かい雨を含む降水の鉛直プロファイルを観測することができる。一方、地表面からの強い反射による妨害のため、衛星直下点以外の観測域で、下層に降水の観測できない高度域（地表から高度～2km までの範囲）が存在するという欠点もある。これは、気候学的データにおいて、高度およそ 2km 以下ではサンプル数が地表に近づくほど減少することを意味する。

熱帯の海上の積雲については、ITCZ などで見られる圈界面まで達するホットタワーと貿易風逆転で雲頂を抑えられた浅い対流の 2 種類からなるという概念が広く受け入れられてきた(Riehl and Malkus 1958)。しかし、最近、Johnson ら(1999)は、この他に卓越する積雲として 0 °C 層高度付近に雲頂を持つ雄大積雲があることを観測事実も示しながら指摘し、熱帯の対流は 3 種類に分類できることを主張した。過去の特別観測でも 0 °C 層高度付近に顕著な安定層が観測されており、この層が積雲の頭が抑えると考えられる。この安定層の成因としては、より背の高い積乱雲のアンビルを起源とする氷粒子の融解熱を考えられる。Johnson ら(1999)の分類に従うと、暖かい雨をもたらすシステムには浅い対流と雄大積雲があることになる。

しばしば強調されるように、熱帯海上の湿った混合層を通した水蒸気輸送は、ITCZ や熱帯モンスーンなどの熱帯の対流システムの維持に重要である。暖かい雨は混合層の発達や水蒸気収支に大きな影響を与えることから、暖かい雨の広域分布と変動特性の記述は熱帯の水循環の理解に不可欠な情報である。本研究では、1998~2006 年の TRMM-PR 観測から作られた降水と潜熱加熱の月平均値データ(Katsumata et al. 2008)を用いて、熱帯・亜熱帯域の暖かい雨の広域分布の気候学的特徴を調査した。

2. データ

1998 年から 2006 年の月平均、緯度経度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 格子の ver.6 PRH データを用いた。このデータは、TRMM-PR 観測の ver.6 2A25 プロダクトから Katsumata ら (2008) が作成したもので、4 種類に分類された降水タイプ毎の鉛直プロファイル、および Satoh and Noda(2001)が開発し、Katsumata ら(2008)が改良した PRH アルゴリズムで求められた降水タイプ毎の潜熱加熱のプロファイルなどが含まれている。降水タイプの分類は、エコー頂高度が 0°C 層高度より低いものは暖かい雨に分類され、それ例外の降水は、ライトバンドの有無や降雨強度の空間的な変動の特徴によって対流性降水と層状性降水、アンビル（降水が地上に達する前に蒸発するもの）に区分される。対照のために、NCEP-NCAR 再解析、NOAA OI-SST の海面水温、ISCCP-D2 の雲量データも用いた。

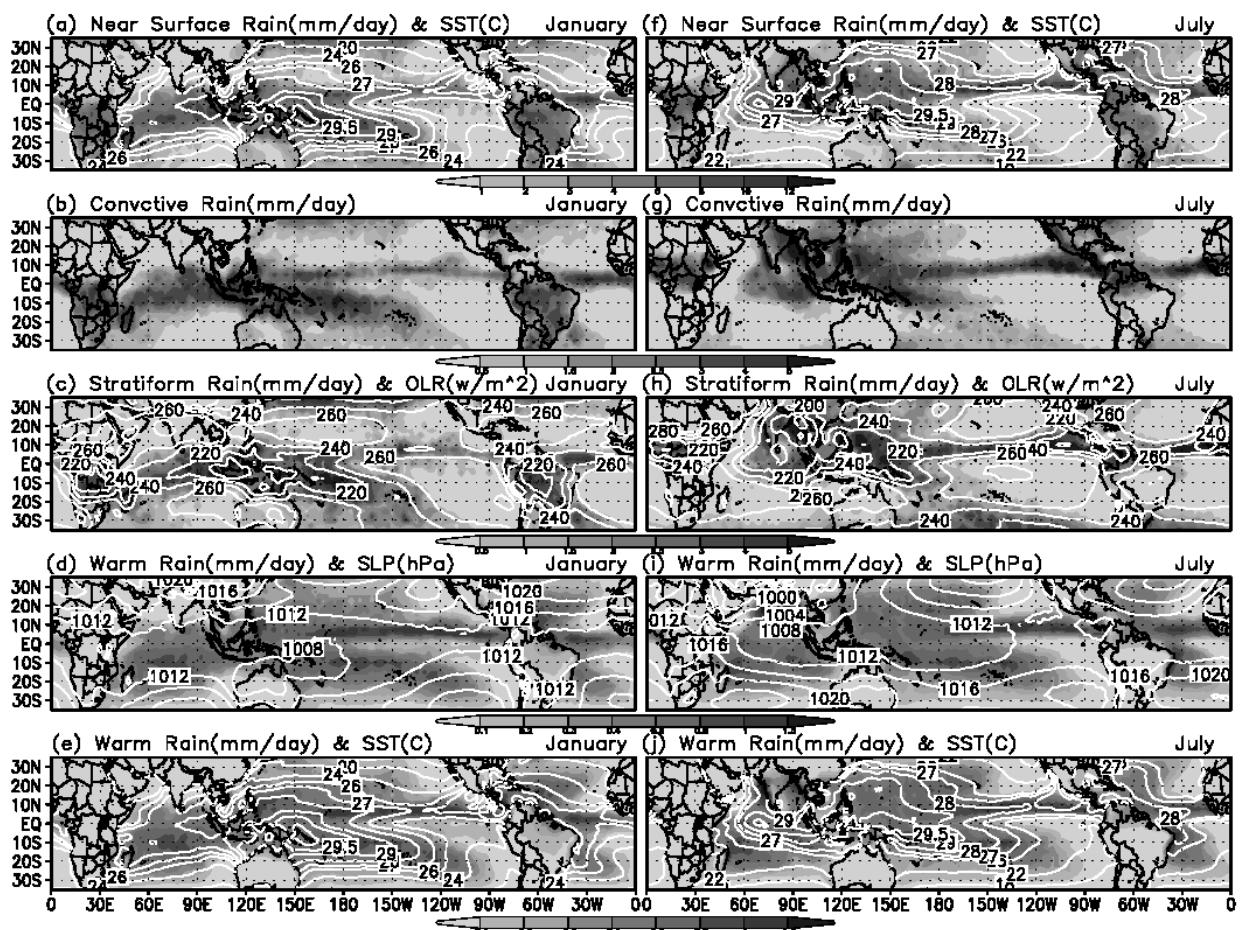


図 1 1998 年～2006 年で平均された 1 月（左）と 7 月（右）の降水タイプで区分された near-surface rain (TRMM-PR で観測可能な最下層の降水強度) と SST の分布 (1 段目)、対流性降水 (2 段目)、層状性降水と OLR (3 段目)、暖かい雨と SLP (海面気圧) (4 段目)、暖かい雨と SST (海面水温) (5 段目)。

3. 暖かい雨の分布

図1に9年間で平均された1月と7月の対流性降水、層状性降水、暖かい雨の分布を示す。OLR、海面気圧とSSTの分布も示す。全near-surface rain(3種類の降水の和)に対する暖かい雨の割合は5~10%(一部の特に多いところでは~40%)にすぎないが、暖かい雨の分布は、他の降水とかなり異なる特徴を示す。暖かい雨は陸上でほとんど観測されず、海上で広く観測される。ITCZやモンスーン域などのOLRの低い活発な対流域だけでなく、亜熱帯高気圧の西半分などにも広く分布している。しかし、中緯度の前線帶では、層状性降雨が多いにもかかわらず暖かい雨は少ない。例えば7月の北西太平洋域の梅雨前線帶や、1月の南半球のSPCZ,SACZの中緯度部分(30°Sより南側)でも暖かい雨は少ない。海上の暖かい雨は、SSTの高いところに分布する特徴が顕著である。南太平洋のSPCZは、低緯度域ではSSTの極大域に存在するが、亜熱帯中緯度域ではSSTのピークからずれ、その南西側に位置する。しかし、暖かい雨では、亜熱帯域でもSSTピークに沿って分布し、

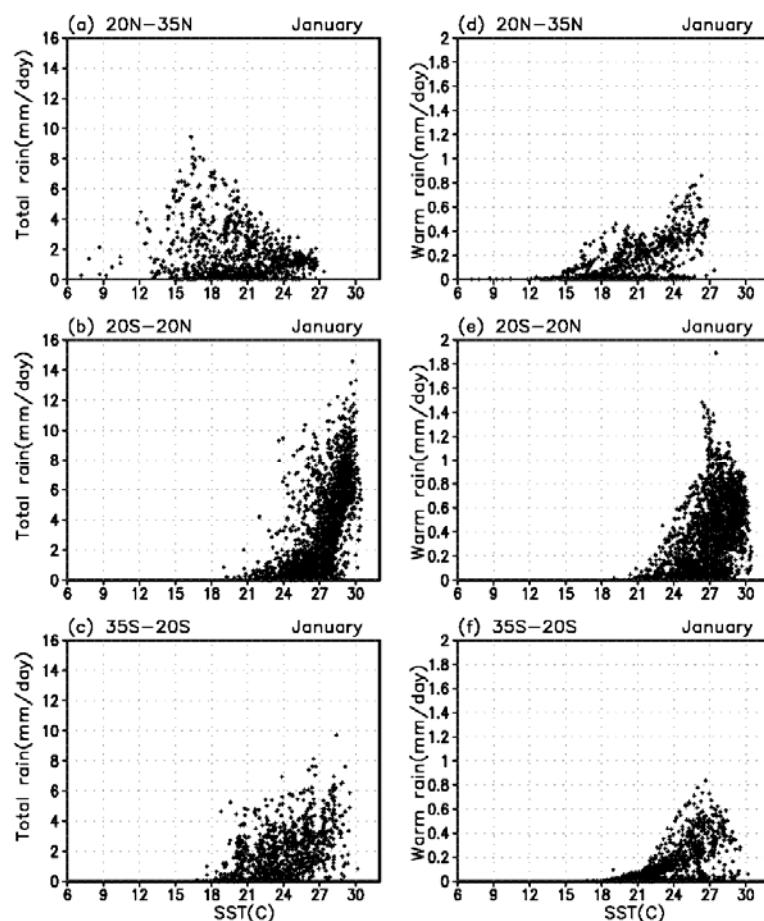


図2 1998年～2006年で平均された1月のnear-surface rainとSSTの間の散布図(左図)。同じ期間の暖かい雨に分類されたnear-surface rainとSSTの間の散布図(右図)。それぞれ3つの緯度帶に分けて示す。

対流性や層状性の降水でみた降水帯とは位置がずれてくる。

図2は、9年間の1月についての平均値から作られた全降水と暖かい雨について、SSTとの関係を示すための散布図である。全降水の場合、SSTとの正相関が顕著なのは熱帯で、亜熱帯域でも夏半球である南半球ではある程度みられる。冬半球では逆の相関がみられるが、これは降水が多いのは解析領域の中で最もSSTの低い中緯度域の前線帶であることにによる。これに対して暖かい雨の場合は、冬半球を含むすべての緯度帶でSSTとの正相関が顕著である。

図3は、全降水と上層雲量、および暖かい雨と下層雲量との関係を示す散布図である。全降水と上層雲量の間には予想されるように正相関がみられ、この関係は中層や下層の雲による降水も多い冬の中緯度でも不明瞭ながら見出される。一方、暖かい雨をもたらすと考えられる下層雲の雲量と暖かい雨の関係は単純ではない。降水強度の最大は雲量が20%程度でみられ、より以上の雲量では降水強度は低下し、40%以上では降水がほとんどゼロのケースが増える。これは、ある程度の強さの暖かい雨が、雲量の大きい層状性の雲ではな

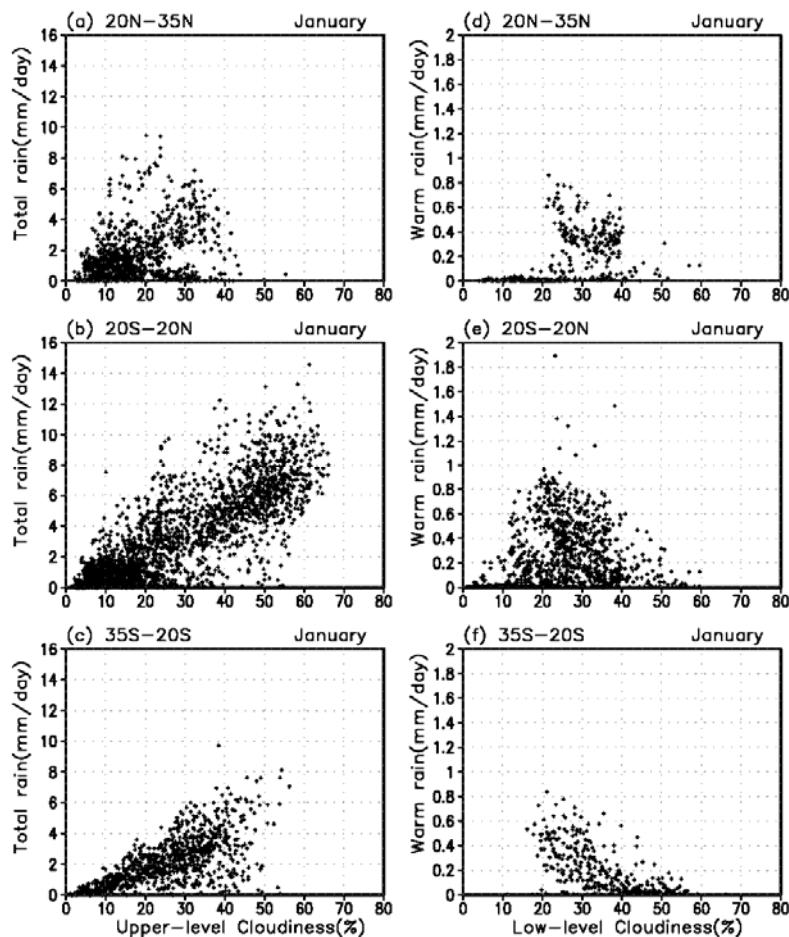


図3 1998年～2006年で平均された1月のnear-surface rainと上層雲量の間の散布図(左図)。同じ期間の暖かい雨に分類されたnear-surface rainと下層雲量の間の散布図(右図)。

なく、雲量の小さい対流性の雲からもたらされることに対応すると考えられる。

4. 暖かい雨による潜熱加熱

図4は、PRHアルゴリズムにより評価された高度1.5kmにおける潜熱加熱量の季節変化を示す。この高度では、層状性降水が雨滴の蒸発による冷却を、暖かい雨が加熱を担っている。暖かい雨は海上に分布するため、海上では、層状性降水による下層の冷却が暖かい雨による加熱によって打ち消され、全体で加熱の状態になっているが、陸上では暖かい雨による加熱がほとんどないために、全体として強い冷却となっている。全降水における暖かい雨の寄与は小さいが、海上の大気境界層における暖かい雨の大気熱源としての役割は非常に大きいことがわかる。大気下層では、海上で暖かい雨が分布する広い範囲で加熱になっており、一方、暖かい雨がほとんどない大陸上では冷却が顕著である。このため、海岸付近では数°Cに達する大きな潜熱加熱のコントラストが生じている（図省略）。これは、海陸間の大気循環に影響を与えている可能性がある。

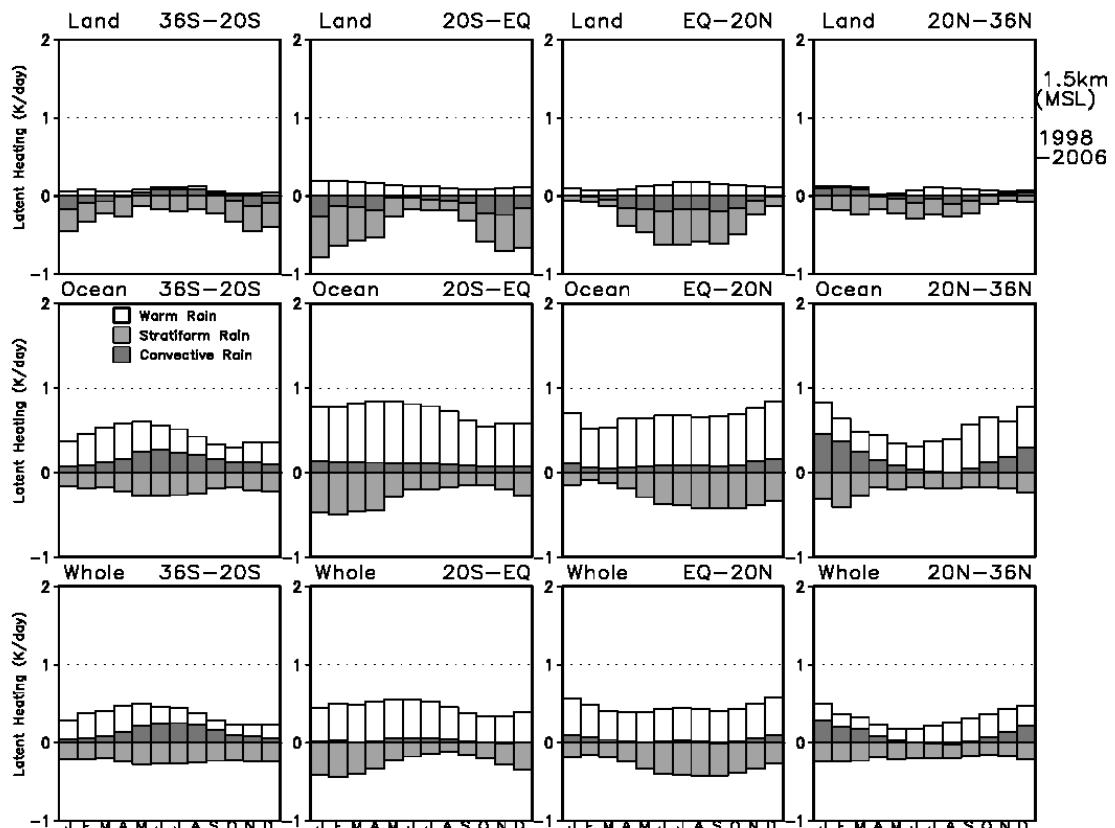


図4 1998年～2006年で平均された降水タイプで分類された高度1.5kmの潜熱加熱の季節変化。緯度帯と海陸別に示す。

5. まとめ

9年間のTRMM-PR観測データから作られた降水と潜熱加熱の気候データを用いて、暖かい雨の広域分布と暖かい雨による潜熱加熱について調べた。暖かい雨の全降水における寄与は5~10%程度で小さい。暖かい雨には、(1)陸上ではほとんど見られず、一方海上には広く分布する、(2)海上では降雨強度とSSTに顕著な正相関がみられる、(3)海上の大気境界層における大気加熱に大きな影響を与えていた、ということがわかった。

文献

Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A., Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, **12**, 2397-2418.

Katsumata, M., S. Mori, T. Ushiyama, Y.-M. Kodama, S. Satoh, 2008: The improvement of the latent heating estimation algorithm PRH based on the observed vertical structure in precipitating systems. To be submitted to *J. Climate*.

Riehl, H., and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.

Satoh, S., and A. Noda, 2001: Retrieval of latent heating profiles from TRMM radar data. Proc. of the 30th Inter. Conf. on Radar Meteorology, Munich, Germany, Amer. Meteor. Soc., 340-342.

熱帯上部対流圏における大規模東進擾乱の構造

*西 憲敬¹・濱田 篤¹・鈴木 順子²・塩谷 雅人²

1:京都大院・理 2:京都大・生存圏

1. はじめに

赤道域対流圏では、対流活動および風・温度などの物理量に強い東進シグナルがみられ、この大部分は赤道ケルビン波として解釈されることが妥当である(e.g. Wheeler and Kiladis 1999(以下 WK99), Suzuki and Shiotani 2008)。Nishi et al. (2007)は、圏界面付近のケルビン波が大振幅となり、おそらく非線形効果によって正弦波形から大きくずれている現象を、長期間の客観解析データを用いて記述した。この研究の過程において、ケルビン波の事例抽出を行ったが、大振幅をもつ例に限ればその代表的な対地面位相速度(以下、速度と略す)の平均が約 15m/s となっており、広く知られている WK99 の方法にならって行ったスペクトルの波数周波数空間にみられる有意性ピークの代表値である約 25m/s とかけ離れていることに気がついた。ここでは、このずれがどのような理由によってもたらされているのを考察した。

2. データと解析方法

ヨーロッパ中期予報センター再解析(ERA-40)のうち、1979–2001 年を用いる。解析は、日平均した 100hPa の ON の東西風データを用いる。時空間スペクトルの求め方は WK99 および Suzuki and Shiotani (2008) に準じるが、赤道上のデータだけに対して行い、赤道対称成分の取り出しなどは行っていない。ケルビン波成分を取り出すフィルターのカットオフは、MJO の大部分も含むような、周期 2.5–60 日、等価深度 3–250m(内部重力波の速度として 5.5–50m/s に相当)で囲まれた周波数波数領域を採用した。振幅の大きいケルビン波事例の抽出は、フィルターを通したシグナルのうち西風偏差、東風偏差のそれぞれについて絶対値が 12m/s を超えるという基準で行い、最大偏差日・経度より 100 度または 10 日離れれば別の事例と考えた。ひとつの波束で東風偏差と西風偏差がどちらもこの基準を満たすことが多いが、それらは重複して数えることとする。

3. 結果

Fig. 1 は、ほぼ WK99 と同様にして求めた ON, 100hPa における東西風(U)の“有意度合”である。この図版の上で移動平均を繰り返して作成したバックグラウンドに対する比で表されている。図の右半分に当たる東進領域では大きく分けて 2 つのピークがみられ、30–60 日にピークを持つものが Madden-Julian Oscillation(MJO)に対応し、10 日以下の短周期のあるピークがケルビン波に当たるとみられる。ケルビン波では等価深度 60m(位相速度 25m/s)付近にピークがある。Fig. 2 は、大振幅ケルビン波の事例についての分布を示す。大振幅

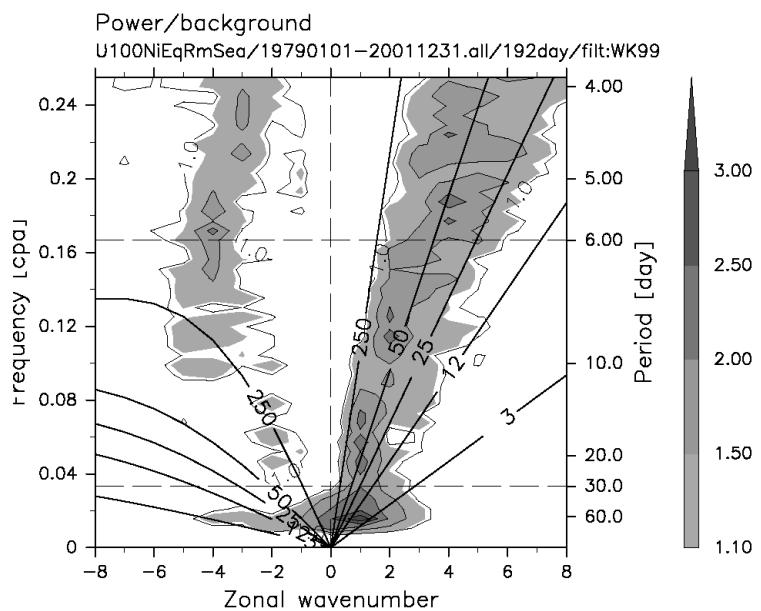


Fig. 1 ON, 100hPaにおいて東西風の時空間スペクトルにおける有意度合。バックグラウンドに対する比を表示；1.1以上に陰影。図の右半分が東進；図中直線は、等価深度(m)。

れる有意性の大きいところ (Fig. 2 にも等値線で表示) と比較すると、その分布の中心はより長周期に、また位相速度が遅いほうにずれている。

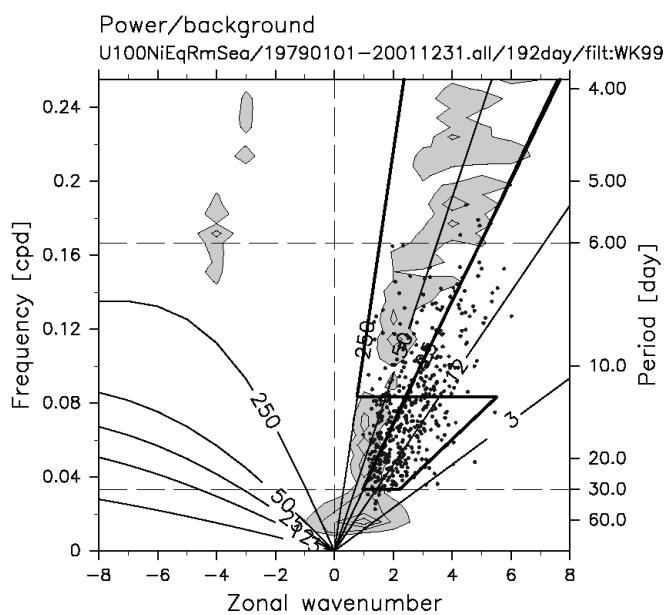


Fig. 2 ON, 100hPaにおいて大振幅をもつケルビン波事例がもつ周期および波数(点)。大振幅事例の抽出方法については2節参照。等値線および陰影は、Fig. 1 に示された有意度合。太い実線は、Fig. 4 で示す領域に対応。

事例においては正弦波形から大きくずれていることが多い (Nishi et al. 2007) 上に、波束の大きさが波長・周期に対してあまり大きくないため、それぞれの事例について波のパラメーターを正確に求めることが難しい。ここでは、周期については偏差のピークから時系列方向両方にゼロとなる日付を調べ両ゼロ間の長さの2倍をも

って周期とした。経度方向にも同様のやり方で波長を定義した。Fig. 1 にみら

この不一致がなぜ生じるかについて調べた。まず、バックグラウンド値が妥当かどうかの検討を行った。ケルビン波領域のすぐ長周期側に隣接する MJ0 のパワーは強いので、これを含むデータで算出すると、特にケルビン波の長周期領域でバックグラウンド値が本来の値より引きあげられている可能性がある。のためにその領域で有意度合が下がりピークが短周期側にずれているのではないかとの懸念があった。そこで、30日より長周期のデータを用いないようにしてバックグラウンドを再計算したのだが、有意性ピークの位

置は大きく変化しなかった。バックグラウンド計算はおむね妥当なようだ。

次に、有意度合が最大になっているところが必ずしも波が大きなパワーを持っているとは限らない点について検討した。バックグラウンド値はいわゆるレッドノイズに近く、長周期・長波長側で大きい性質がある(たとえば WK99 の Fig. 2 参照)。したがって、バックグラウンド値に対する比で定義された有意度合が同じであれば、長周期のほうが波のパワーは大きい。Fig. 3 は、バックグラウンド値を超えたパワーの値そのものを示すことによって、有意なパワーの大きさまたはエネルギーを表したものである。Fig. 1 と比べると、ケルビン波領域の中ではより長周期帯で相対的に大きくなっている。

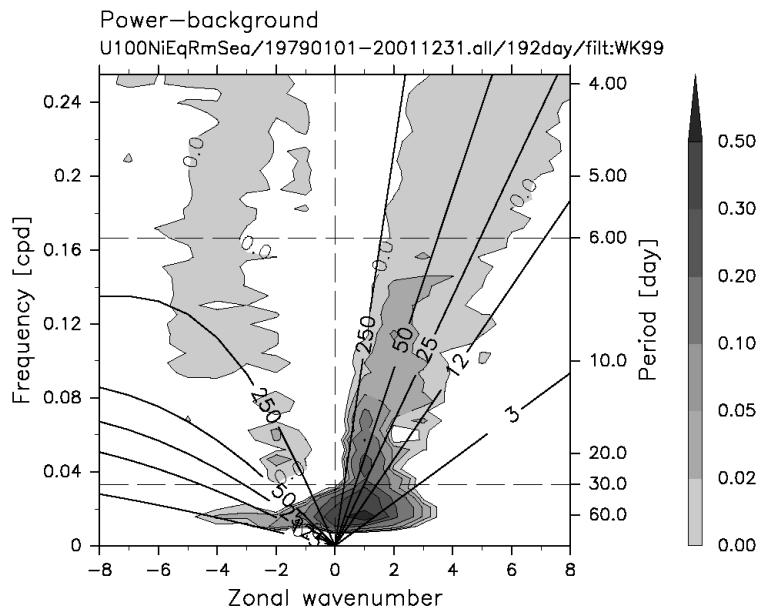


Fig. 3 ON, 100hPa における U の時空間スペクトルにおいて、パワー値からバックグラウンドを引いたもの。バックグラウンド値を超えた部分に陰影。

することは重要だと思われる。

このように、Fig. 2 と Fig. 3 を比較すると、大振幅事例が多い 10–30 日の周期帯に大きなエネルギーが含まれることが明瞭になる。あらためて、卓越する波の周期帯を知るためにには Fig. 3 のような表現がより妥当であることがわかる。しかし、Fig. 3 をよく見ると、このパワーそのものでも、まだ峰の位置と大振幅事例の点の位置には差があることがわかる。すなわち、大振幅事例のほうが図上で右にあり、位相速度が遅めとなっている。この原因を探るため、ケルビン波周波数・波数領域をさらに細分して、それぞれの領域がどの経度・季節に大きなパワーをもつのかを調べた。Fig. 4 は、Fig. 2 の太線で囲まれた領域のそれについて、パワーの経度・季節分布を示したものである。大振幅事例が集中する領域は、90–180E の北半球冬と 60–100E の夏である。これは点で表示された大振幅事例の分布や、Nishi et al. (2007) で示された非線形性によるとみられる変形事例の分布とよく

興味深いことにケルビン波と MJ0 は大きなひとつの山となって分離されずに表されていることがわかる。WK99 によって、MJ0 とケルビン波モード(いわゆるスーパークラスター)が別の現象であるということが広く理解されたことは画期的なことであったが、実はさらに精密にみればどちらともいえない現象もやはり相当あることがわかり、また大振幅ケルビン波という顕著な現象がまさにその領域で多数起きている。

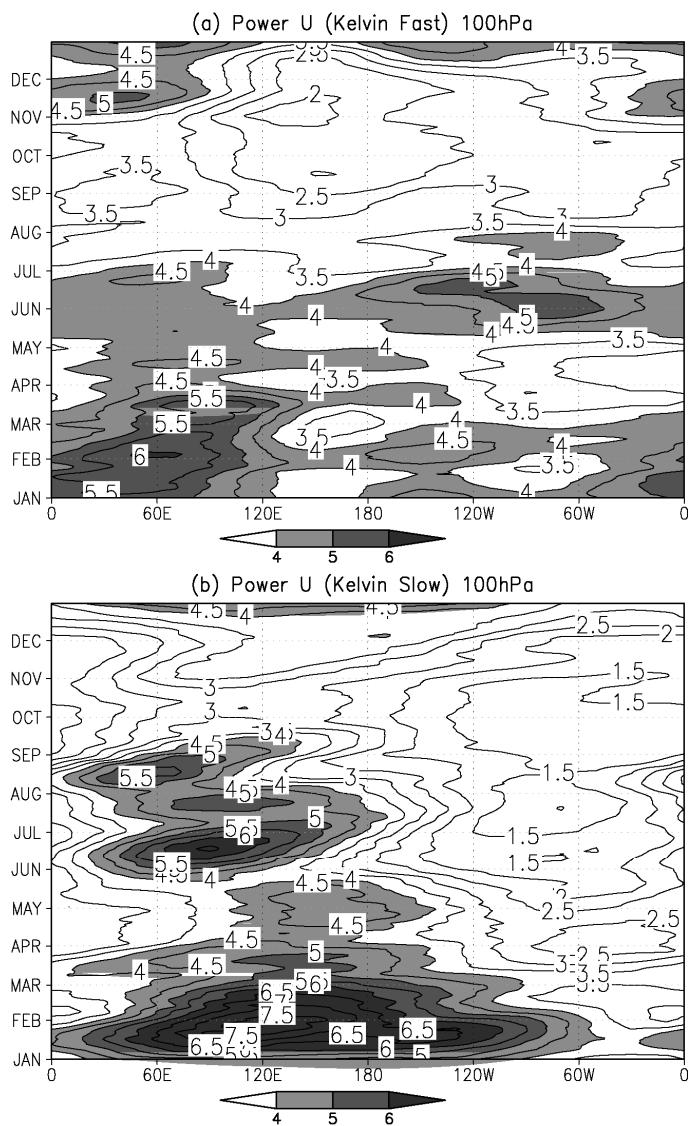


Fig. 4 ON, 100hPaにおいて、ケルビン波領域のうちの小部分から構成される時系列がもつ分散値。大きなパワーをもたらす経度と季節を示す。(a) 周期 2.5-12 日, H 24-250m (速度 16-50m/s 相当)
(b) 周期 12-30 日, H=5-24m (速度 7-16m/s 相当)

のはより長周期域で大きいことで説明可能とみられる。パワー値でみると、MJO とケルビン波は ω - k 図上で分離しない。ピーク域よりも大振幅域のほうが位相速度の遅い理由については、それぞれのパワーをもたらすイベントの経度・季節が異なっていることによることが注目される。大振幅域は、DJFM の西太平洋と JJA の東部インド洋で大きいが、ピーク域は DJF の西インド洋となっている。

一致する。一方、ピーク域の分布は北半球冬の西インド洋を中心とする分布になっている。大振幅域にあたるパワーが大きな地域・季節には、比較的間欠的に顕著な振幅をもつ波が発生し、一方ピーク域が大きなパワーをもつ地域・季節には多数または長期間にわたり比較的小さな振幅をもつ波が卓越している、と考えれば Fig. 3 におけるパワー中心と大振幅事例のいずれは説明可能ではないかとみられる。この仮説をさらに詳しく調べていく必要がある。

4. まとめ

時空間スペクトルを示す周波数波数空間上で、有意性でみるケルビン波のピーク(ピーク域)と、大きな振幅をもつケルビン波に代表的な領域(大振幅域)が大きく離れていることに注目して解析をおこなった。ピーク域のほうが大振幅域よりも短周期になることについては、短周期のほうが有意度合は大きいが、エネルギー値そのもの

References

- Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, 374–399.
- Nishi, N., J. Suzuki, A. Hamada, and M. Shiotani, 2007: Rapid transitions in zonal wind around the tropical tropopause and their relation to the amplified equatorial Kelvin waves. *SOLA*, 3, 13–16.
- Suzuki, J., and M. Shiotani, 2008: Space-time variability of equatorial Kelvin waves and intraseasonal oscillations around the tropical tropopause, submitted to *J. Geophys. Res.*.

赤道大気レーダー(EAR)・95GHz雲レーダー(SPIDER)による 熱帯域の巻雲観測

Masayuki K. YAMAMOTO¹, Yuichi OHNO², Hajime OKAMOTO³, Hiroaki HORIE², Kaori SATO³,
Noriyuki Nishi⁴, Hiroshi KUMAGAI², Hajime NAGATA¹, Mamoru YAMAMOTO¹,
Hiroyuki HASHIGUCHI¹, and Shoichiro FUKAO^{1,5},

1. Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan
2. National Institute of Information and Communications Technology, Japan
3. Center for Atmospheric and Oceanic Studies, Graduate School of Science, Tohoku University
4. Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University
5. Research Institute of Science and Technology, Tokai University

1. Introduction

Cirriform clouds (cirrus, cirrostratus, cirrocumulus) existing in the upper part of the troposphere consist almost entirely of ice particles, and play a significant role in regulating the radiation balance of the earth-atmosphere system (Liou, 1986). Therefore, knowing of microphysical properties and dynamical processes related to them is important for parameterizing effects of cirriform clouds in numerical models. Particle falling velocity is one of crucial factors that determine lifetime of cirriform clouds, because it determines evaporation of cloud particles through sedimentation. The most unknown factor for observing correct particle falling velocity is vertical air velocity (hereafter V_{air}). Because means to directly observe V_{air} is limited, V_{air} is computed indirectly in most of the previous observations. Wind profiler operated at VHF frequency (VHF wind profiler), which directly observes vertical profiles of winds by receiving echoes from fluctuations of refractive index, is a useful instrument to directly observe V_{air} in and around cirriform clouds. In this extended abstract, it is shown that a combination of VHF wind profiler and millimeter-wave cloud profiling radar is a key tool to observe particle falling velocity in tropical cirriform clouds.

2. DATA AND ANALYSIS METHOD

The Equatorial Atmosphere Radar (hereafter EAR) is a wind profiler operated at VHF frequency (47 MHz; radar wavelength of 6.38 m). The EAR has been operated at Equatorial Atmosphere Observatory, Kototabang, West Sumatra, Indonesia (0.2 degrees south, 100.32 degrees east, 865 m above mean sea level). For the system description of the EAR, see Fukao et al. (2003). During a period we focus on (14-15 November 2005), the EAR is operated by two observation modes; a standard mode to observe vertical and horizontal winds and an additional observation mode to steer radar beams only to the vertical direction, which contributes to an improvement of the estimation accuracy and data rate of V_{air} (hereafter vertical wind mode). We used V_{air} derived from the vertical wind mode. The vertical wind mode during 14-15 November 2005 is the same as used during 5-9 May 2004, except that a number of coherent integrations (N_{coh}) and FFT points (N_{FFT}) are changed to 64 and 1024, respectively (see Table 1 of Yamamoto et al. (2007)). For details of the vertical wind mode, see Yamamoto et al. (2007).

A 95-GHz cloud profiling radar (hereafter cloud radar) developed by National Institute of Information and Communications Technology (NICT), Japan observed radar reflectivity factor (hereafter Z_e) and Doppler velocity by receiving echoes from cloud particles. The cloud radar was temporarily operated at the Equatorial Atmosphere Observatory for the cirrus observation campaign. Doppler

* Corresponding author address: Masayuki K. Yamamoto, Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan; e-mail: m-yamamo@rish.kyoto-u.ac.jp

velocity was observed by pulse-pair method. For the system description of the cloud radar, see Horie et al. (2000).

Doppler velocity observed by the cloud radar (hereafter V_{air+Z}) is a sum of V_{air} and reflectivity-weighted particle falling velocity (hereafter V_z ; see Houze (1993) for its definition). Therefore V_z is computed by subtracting V_{air} observed by the EAR from V_{air+Z} . Vertical profiles of V_{air} and V_z are computed every 3 minutes, and further smoothed by 12-minute running average to reduce fluctuations in time. Vertical resolution used in data analysis is 150 m.

To investigate horizontal distribution of cumulus activity, equivalent blackbody brightness temperature (hereafter T_{BB}) observed by IR-1 (10.3-11.3 μm) channel of the weather satellite (MTSAT-1R) is used. Cloud-top altitudes were inferred by T_{BB} and vertical profile of temperature observed by radiosondes launched at the observation site during October-November 2005. T_{BB} is generally higher than real temperature at cloud top because clouds are not regarded as perfect black bodies (Sherwood et al., 2004); it means that cloud-top altitudes inferred from T_{BB} are generally lower than real cloud top, and indicate lowest altitudes where cloud top can exist.

3. RESULTS

3.1 Weather Satellite Observation

A case in the nighttime between 14 and 15 November 2005 is intensively studied. During the period, cirriform clouds in the outflow region of convective system were observed at the observation site. Figure 1 shows T_{BB} from 2050 local standard time (hereafter LT) to 0650 LT. Note that LT is 7 hours earlier than universal time coordinated. After 20 LT, a region with T_{BB} of less than 205 K, which indicates that deep cumulus convection with cloud tops of higher than about 14.1 km, developed in the east and north of the observation site (Figures 1a-b). As deep cumulus convection develops over the observation site, cloud tops of higher than about 13.0 km, as indicated by T_{BB} of less than 215 K, began to cover the observation site. Around 00-01 LT, cloud tops of higher than about 15.4 km, as indicated by T_{BB} of less than 195 K, existed in the northeast of the observation site (Figure 1c). Clouds in an outflow

region of convective system, as indicated by T_{BB} of less than 215 K, extended in the southeastward and covered the observation site (see Figures 1c-e). Around 06-07 LT, cloud tops observed over the observation site became lower than about 13.0 km (T_{BB} of greater than 215 K), as centers of cumulus convection moved to the east coastal region of Sumatra (Figure 1f).

3.2 Time-altitude variation of Z_e , V_{air+Z} , and V_{air}

The cloud radar observed echoes from cirriform clouds from 2030 LT 14 to 0730 LT 15 November 2005, as observed by the weather satellite (see Figures 1a-f and 2a). Echo tops observed by the cloud radar located above 12 km in most of the observation time, and reached to higher than 14 km from 2320 LT 14 November to 0100 LT. Echo bottoms located around 8-10 km. V_{air+Z} generally shows consistent changes with Z_e ; relatively smaller V_{air+Z} (and larger V_{air+Z} in amplitude) was observed for larger Z_e (see Figures 2a and b). Because Z_e is weighted by backscattering cross section which is proportional to the 6th power of particle effective diameter and hence generally have large values in the dominance of large-sized cloud particles, the observed feature in V_{air+Z} indicates that cloud particles with larger Z_e have larger particle falling velocity. Further, V_{air+Z} has consistent changes with V_{air} ; V_{air+Z} of larger than -0.4 m/s (and smaller than 0.4 m/s in amplitude) tends to be found when upward (positive) V_{air} was observed. For example, this tendency is seen especially around 2140 LT and during 2340-2400 LT 14 November, and during 0240-0340 LT and 0420-0530 LT on 15 November. Further, V_{air+Z} showed vertically-standing feature in altitude throughout the observation period, while the vertically-standing feature is not seen in Z_e . In Section 3.3, a relationship between V_{air} and V_{air+Z} is investigated in detail.

3.3 Estimation of particle falling velocity using Doppler velocity observed by cloud profiling radar and vertical air velocity observed by VHF wind profiler

It is shown that direct V_{air} observation by VHF wind profiler is useful for deriving particle falling velocity. Firstly, relationships between V_{air} and V_{air+Z} are examined. Figure 3a shows a scatter plot between V_{air} and V_{air+Z} at 7.3-12.2 km, which is an altitude range that the cloud radar had a

good data acquisition rate (higher than about 80 %) from 2000 LT 14 November to 0800 LT 15 November 2005. It is clear that V_{air+Z} , a sum of V_{air} and V_z and was observed by the cloud radar, shows consistent changes with V_{air} . Figure 3b shows a scatter plot between V_{air} and V_z ($= V_{air+Z} - V_{air}$). Variations in V_z seem to have significant relationship with V_{air} ; the correlation coefficient between V_{air} and V_z is only -0.01. These variations observed in V_z indicate that consistent changes between V_{air+Z} and V_{air} are caused by V_{air} component in V_{air+Z} .

Z_e is used as a proxy of cloud particle size to confirm that computed V_z shows a consistent change with cloud particle size. Figure 4a shows a scatter plot between V_{air+Z} and Z_e , both of which were observed by the cloud radar. A negative correlation between V_z and Z_e , which indicates that cloud particles with relatively large size have larger falling velocity, is observed as previously shown in Figures 1a and b. However, V_{air+Z} contains large fluctuations for Z_e due to V_{air} changes in V_{air+Z} ; the correlation coefficient between V_{air+Z} and Z_e is -0.46. Figure 4b shows a scatter plot between V_z and Z_e . The correlation coefficient between V_z and Z_e is -0.61, and shows a better correlation than between V_{air+Z} and Z_e . This improvement in the correlation coefficient indicates that the poorer correlation between V_{air+Z} and Z_e , as seen in Figure 3b, occurred due to upwelling and downwelling of V_{air} . Results shown in this section have demonstrated that V_{air} observation by VHF wind profiler is useful for observing particle falling velocity in cirriform clouds.

3.5 Comparison of particle falling velocity between the bottom and middle part of cirriform clouds.

By improving accuracy in deriving V_z using VHF wind profiler, two different relationships between V_z and Z_e were clearly observed between the middle part and the bottom part of the cirriform clouds. Figures 5a and b show scatter plots between V_z and Z_e around bottom part (7.2-10.5 km) and middle part (10.5-12.2 km) of clouds, respectively. Changes of V_z for Z_e in the bottom part are scattering as compared to ones in the middle part of clouds; the correlation coefficient between V_z and Z_e at the bottom part is -0.55, and one at the middle part is -0.83. Because particle size distribution is a factor which determines both

Z_e and V_z , and particle shape is a factor which causes variability in V_z , this scattering feature in the bottom part of clouds is explained by larger variability in particle size distribution and particle shape.

Though changes of V_z for Z_e are relatively scattering in the bottom part of clouds, a negative correlation between V_z and Z_e is still observed; a regression line is computed to be $Z_e = -77.9 V_z - 65.4$. In the middle part of cloud, changes of V_z for Z_e are relatively large; a regression line is computed to be $Z_e = -31.9 V_z - 32.2$. The larger negative slope in the bottom part than in the middle part indicates that relatively large-sized particles with a larger falling velocity dominantly exist in the bottom part of clouds.

4. SUMMARY

In the abstract, it has been demonstrated that a combination of VHF wind profiler and millimeter-wave cloud profiling radar is a key tool to observe particle falling velocity in tropical cirriform clouds. By improving the accuracy in deriving particle falling velocity, a clear difference in particle falling velocity between in the bottom and middle part of clouds has been shown. We hope that a capability of VHF wind profiler to observe vertical wind contributes to further understanding of microphysical and dynamical processes in cirriform clouds.

REFERENCES

- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio and Y. Yabugaki, 2003: The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, **38(3)**, 1053, doi:10.1029/2002RS002726.
- Horie, H., T. Iguchi, H. Hanado, H. Kuroiwa, H. Okamoto and H. Kumagai, 2000: Development of a 95-GHz airborne cloud profiling radar (SPIDER) - Technical aspects -, *IEICE Trans. Commun.*, **E83-B(9)**, 2010-2020, 2000.
- Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud dynamics, 121 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Liou, K.-N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167-1199.
- Sherwood, S. C., P. Minnis, and M. McGill, 2004: Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic

control during CRYSTAL-FACE, *J. Geophys. Res.*, **109**, D20119, doi:10.1029/2004JD004811.

Yamamoto, M. K., N. Nishi, T. Horinouchi, M. Niwano, and S. Fukao, Vertical wind observation in the tropical upper troposphere by VHF wind profiler: A case study, *Radio Sci.*, **42**, RS3005, doi:10.1029/2006RS003538.

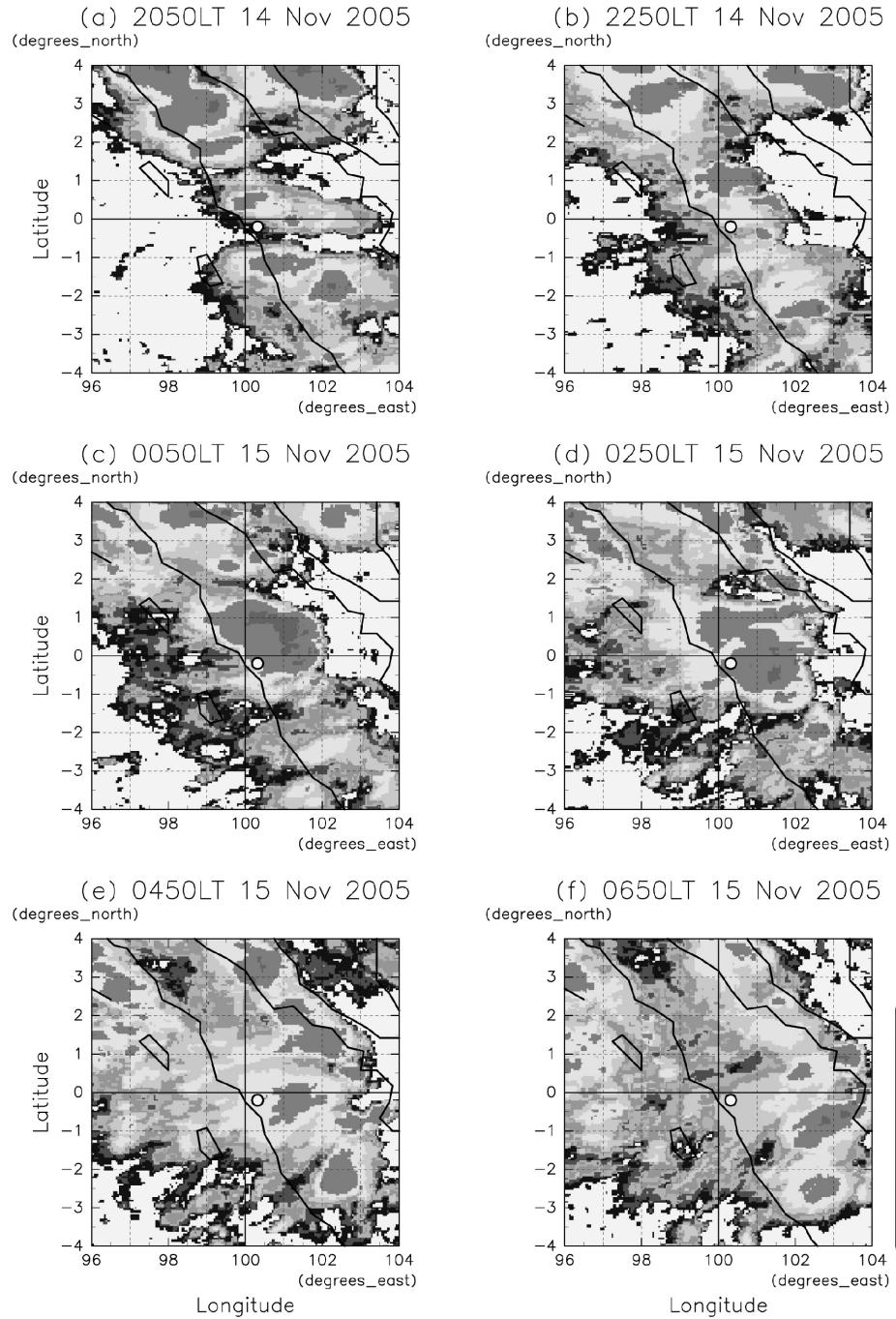


Figure 1. Longitude-latitude plots of T_{BB} observed by the IR-1 channel of MTSAT-1R . Contours are plotted with an interval of two hours from 2050 LT 14 to 0650 LT 15 November 2005. Circles in each panel indicate the location of the observation site (0.2 degrees south, 100.32 degrees east, 865 m above mean sea level). Solid curves show coastlines.

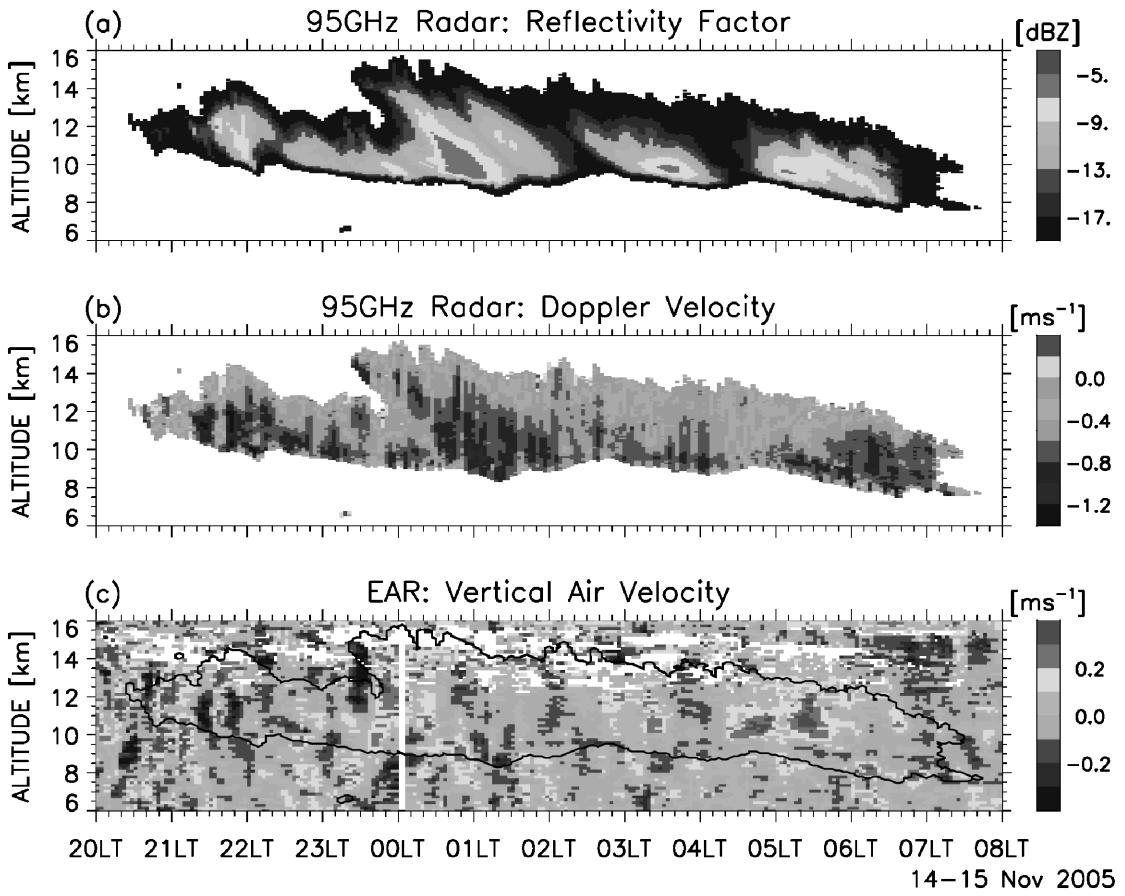


Figure 2. Time-altitude plots of (a) Z_e , (b) $V_{\text{air}+z}$, and (c) V_{air} from 2000 LT 14 to 0800 LT 15 November 2005. Solid contour in panel (c) indicates the region where the cloud radar received echoes from cloud particles.

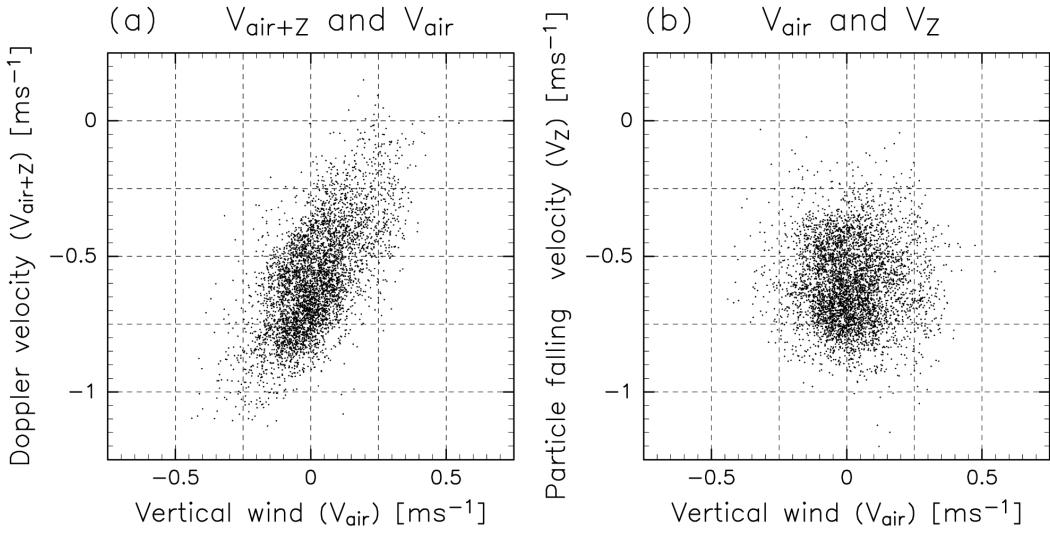


Figure 3. Scatter plot between (a) V_{air} and $V_{\text{air}+z}$, and (b) V_{air} and V_z at 7.2–12.2 km from 2000 LT 14 to 0800 LT 15 November 2005.

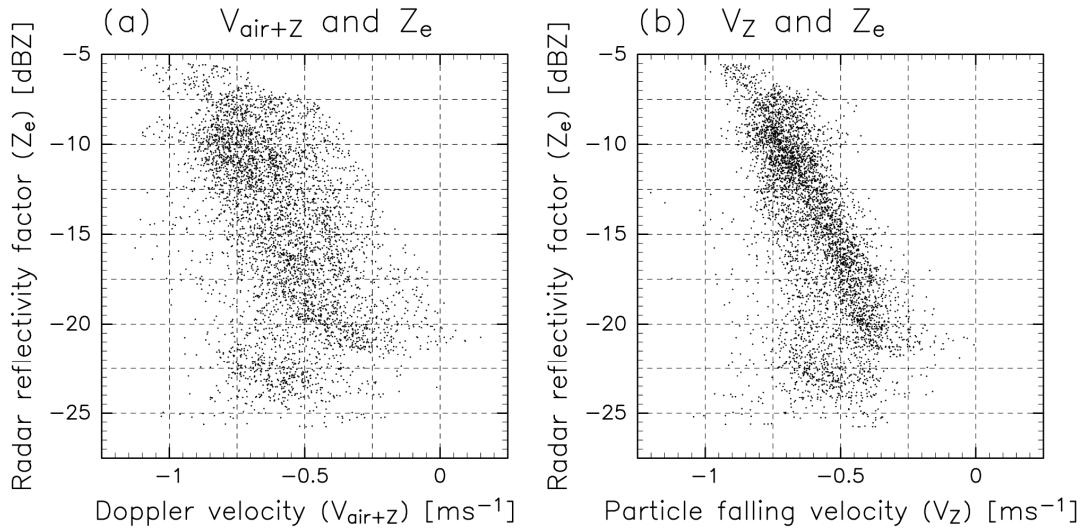


Figure 4. Scatter plot between (a) $V_{\text{air}+Z}$ and Z_e , and (b) V_z and Z_e at 7.2-12.2 km from 2000 LT 14 to 0800 LT 15 November 2005.

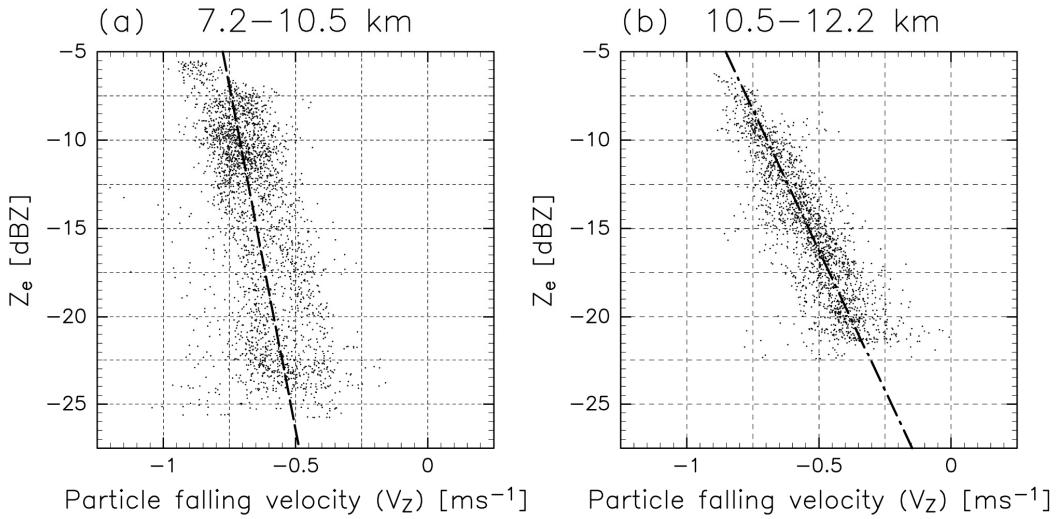


Figure 5. Scatter plot between (a) V_z and Z_e at 7.2-10.5 km, and (b) V_z and Z_e at 10.5-12.2 km from 2000 LT 14 to 0800 LT 15 November 2005. Broken line in panel (a) and dash-dotted line in panel (b) show regression lines computed in the ranges of 7.2-10.5 km (broken line; $Z_e = -77.9 V_z - 65.4$), and 10.5-12.2 km (dash-dotted line; $Z_e = -31.9 V_z - 32.2$), respectively.

CloudSat・赤道大気レーダー同期観測による対流雲・層状雲の解析

植松 明久¹・大野 裕一¹・山本 真之²・橋口 浩之²・阿保 真³・下舞 豊志⁴

¹独立行政法人情報通信研究機構・²京都大学生存圏研究所

³首都大学システムデザイン学部・⁴島根大学総合理工学部

1. はじめに

雲は放射収支や気候変動に影響を及ぼし、背景の風速場は雲の発達・維持過程や空間構造を決定する重要な要因である。2006年6月に観測を開始したアメリカ航空宇宙局(NASA)のCloudSat衛星搭載94GHz雲レーダー(Im et al., 2005)は赤道大気レーダー(EAR)のほぼ真上を一定の時刻(1400LT)に16日周期で通過している。EARで観測される風速3成分とCloudSat等の衛星データを組み合わせることにより、雲の発達や維持に寄与する鉛直流や、雲の動きや構造に寄与する水平風に関する情報を得ることができる。本研究ではCloudSatとEARとの同期観測データを活用し、雲の空間構造と風速場を対応づけて対流雲内における対流コアの検出や対流雲からのアウトフローに伴って生じた層状雲の広がりといった、雲システムの発達過程の理解へ貢献すること、及び現在開発中のドップラービームを備えたEarthCARE衛星搭載雲レーダーのアルゴリズム開発へ寄与することを目指している。本発表ではCloudSatとEARで観測された対流を伴う雲の解析結果を報告する。

2. マラッカ海峡から広がる層状雲と地形性対流雲

図1に2006年9月23日1400LTにCloudSatで観測されたレーダー反射因子を示す。高度7~13kmに層状のアンビルが広がっているほか、高度4km以下に地形性の対流雲が存在していて、その一部は高度13kmまで達している。図2にMTSATのIR1輝度温度を示す。マラッカ海峡付近に対流雲が存在し、そのアウトフローに伴うアンビル性層状雲が北東から南西へと伸びている。

図3にEARで観測された10分平均の風速3成分を示す。東西風は高度6kmを境に、南北風は高度8kmを境に向きが変化している。CloudSatの雲断面図と比較すると、層状雲の大半が位置する高度8km以上について北東風が卓越している。MTSATで観測されたマラッカ海峡の対流雲からのアウトフローが流れる方向は、EARで観測された風向と一致している。その下の雲が観測されていない、あるいは対流雲が存在する層では南西風となっており、風向が正反対になっている。つまりCloudSatで観測された高度7~13kmの層状雲はマラッカ海峡からのアウトフロー、その下の層ではインフローになっている。このように、背景の風速場がアンビル性層状雲の雲底高度に影響しているとみられる。一方EARの北側にあたる北緯0.2°付近には高度13kmまで達する対流に伴う降水が観測されているが、EARで観測された風速から、層状雲とは異なるシステムであると考えられる。観測された雲システムの模式図を図4に示す。一方鉛直流は高度7~13kmの層状雲の層においては顕著な上昇流は存在せず、むしろ高度4~5km

より下の地形性対流雲が存在する層において上昇流が観測されている。

3. 地形性対流雲と対流に伴う顕著な上昇流

2007年4月19日および5月21日にはスマトラ島西部の山岳地帯で発生した地形性対流雲の雲列を観測した。図5に2007年4月19日及び5月21日1400LTにCloudSatで観測されたレーダー反射因子を示す。4月19日の事例では高度11kmまで対流雲が到達し、一部は14kmまで到達しているように見える。また高度11~14kmに薄い巻雲が観測されている。5月21日の事例では高度11km前後まで対流雲が到達している。図6に示すMTSATのIR1輝度温度分布を見ると、スマトラ島西部の山岳地帯に沿って対流雲が雲列をなしており、CloudSatでこれらの雲列を観測していることが分かる。MTSATでその後の時間変化を追っていくと、これらの対流雲が発生地点から層状へ広がっていくことを確認できた。図7にEARで観測された鉛直流を示す。どちらの事例においてもCloudSatが通過した1400LTごろに、1m/sを上回る強い上昇流が存在している。上昇流は10分平均で最大2.8m/s(4月19日)および2.9m/s(5月21日)に達している。1m/sを上回る上昇流の到達高度は11kmまで達し、対流雲の雲頂高度とよく対応している。このことから1400LT頃に生じた上昇流によって地形性対流雲が発生したと考えられる。

4. ブライトバンドを伴う層状性降水

図8に2006年12月28日1400LTにCloudSatで観測されたレーダー反射因子を示す。高度4.7km付近にブライトバンドを伴った層状性降雨が水平方向に200km以上に渡って広がっている。さらにEAR上空では高度7kmを雲頂とする対流とみられる雲が存在している。図9に示すMTSATのIR1輝度温度分布から雲が広範囲かつ不均一に広がっており、ところどころに輝度温度の低い領域がみられる。図10にEARで観測された鉛直流を示す。CloudSatが通過した1400LT頃に高度3~11km付近でゆるやかな上昇流が伸びており、層状性降水の維持との関係が示唆される。一方、CloudSatが通過する前の1240LTにおいて0.8m/sを上回る上昇流が高度7kmまで達しており、対流雲の発生との関連が示唆される。

5. まとめ

CloudSatとEARで同時観測された雲の解析結果について4つの事例解析を行った。このうち2006年9月23日にはアンビル性層状雲が、12月28日には層状性降雨が観測されているが、加えて4事例いずれにおいても地形性対流を伴っている。CloudSatがEAR上空を通過する1400LT前後の時刻を雲の日周期変動の観点から見ると、1400LTには地形性対流が発生しあらわせる傾向があり(Mori et al. 2004)、CloudSatで観測される対流雲は日射加熱に伴って発生する地形性対流の初期段階を捉えていると考えられる。

今後はさらにEARで観測された鉛直流をより細かい時間分解能で調べる。また、CALIPSO衛星搭載ライダーとの比較やMJOに代表される季節内変動との関係を調べ、地形性対流が発

生する初期段階における対流雲の振る舞いを明らかにする。また、EarthCARE衛星搭載雲レーダーに対して地形性対流雲についての観測シミュレーションを実施する予定である。

参考文献

Im E., C Wu and S. L. Durden, Cloud Profiling Radar for the CloudSat Mission, IEEE A&E Systems Magazine, vol. 20, pp. 15-18, 2005.

Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent, observe by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, Mon. Wea. Rev., vol. 132, pp. 2021-2039, 2004.

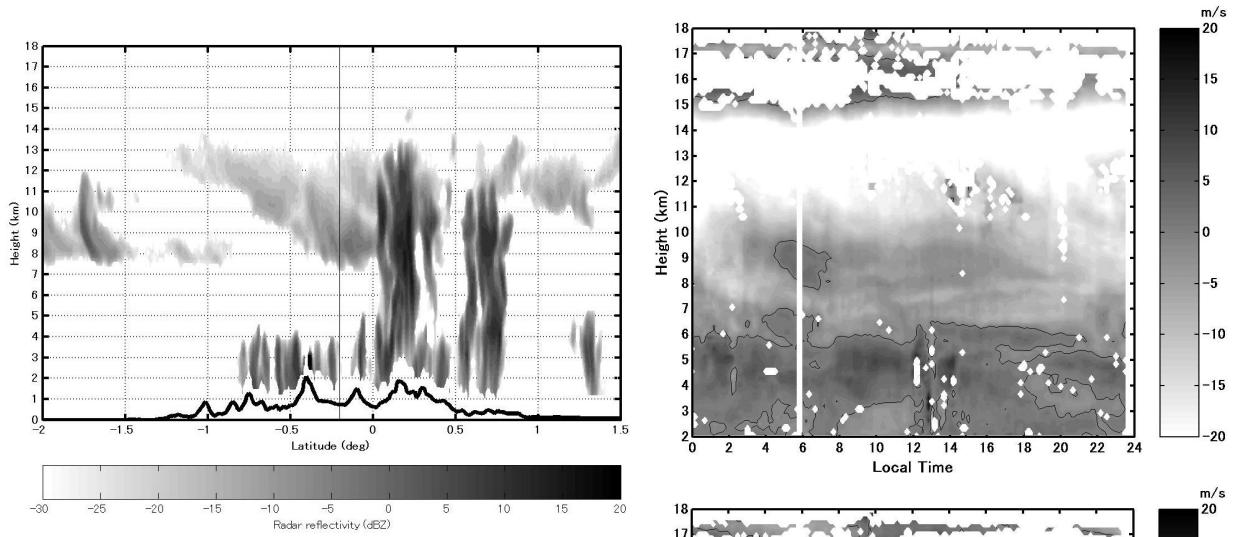


図 1: 2006 年 9 月 23 日 1400LT に CloudSat で観測されたレーダー反射因子の緯度・高度断面。縦線は EAR サイトの緯度を示す。

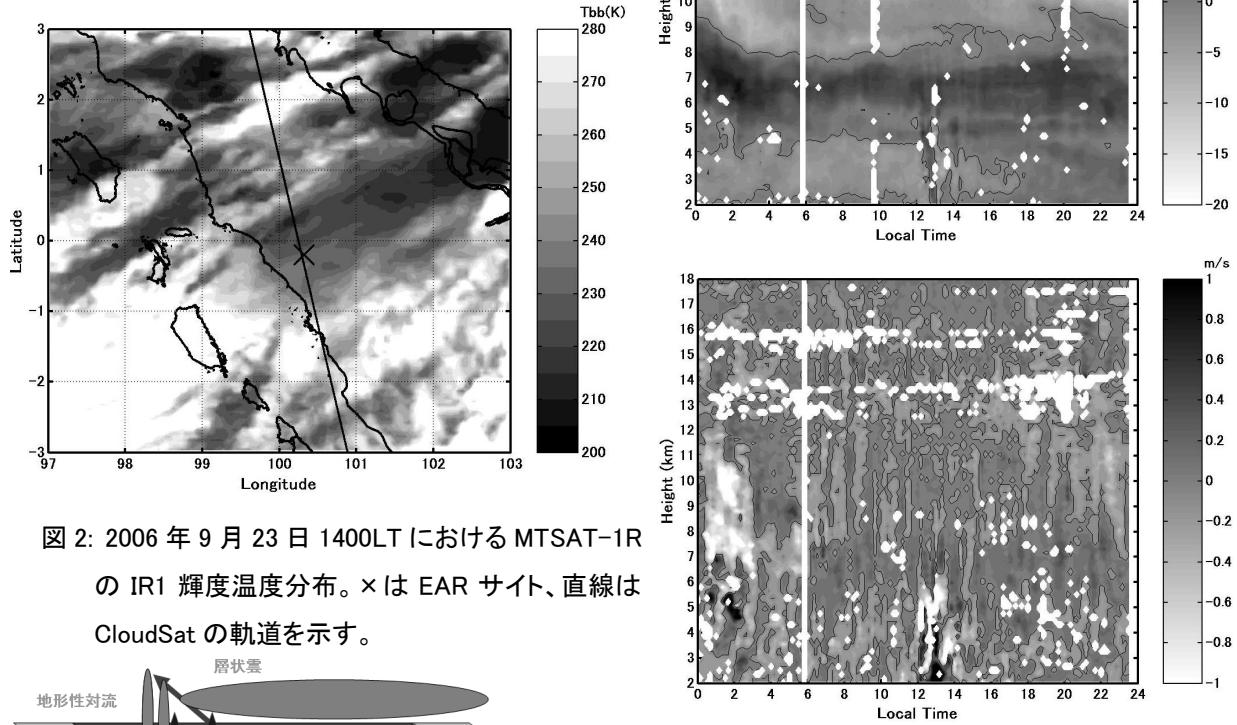


図 2: 2006 年 9 月 23 日 1400LT における MTSAT-1R の IR1 輝度温度分布。 \times は EAR サイト、直線は CloudSat の軌道を示す。

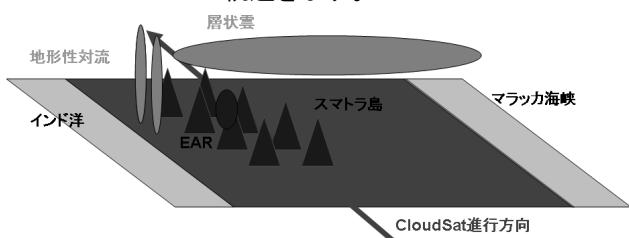


図 4: 2006 年 9 月 23 日 1400LT に観測された雲システムの模式図。

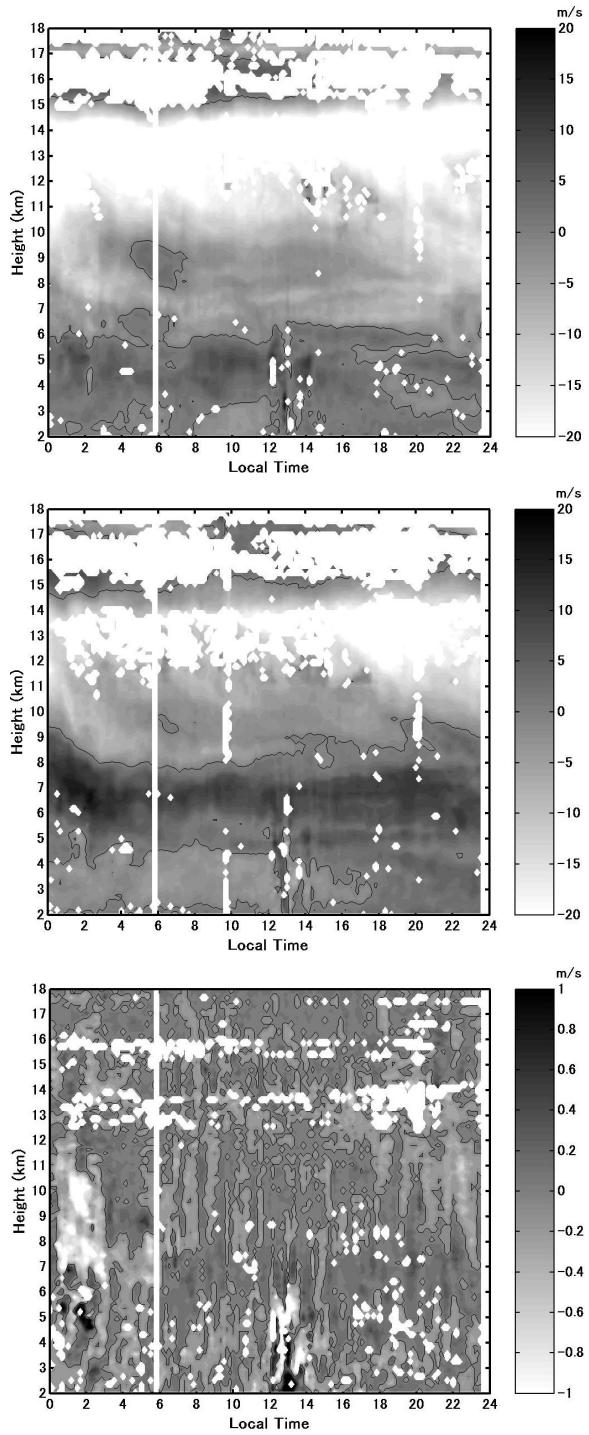


図 3: 2006 年 9 月 23 日に EAR で観測された 10 分平均の風速 3 成分の時間・高度断面。上から順に、東西風、南北風、鉛直風速を示す。

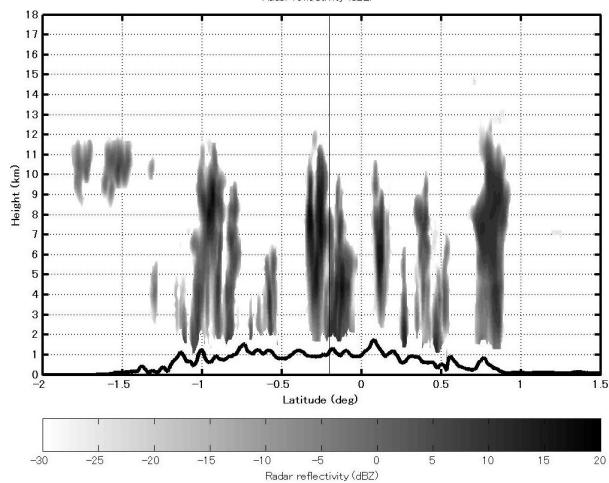
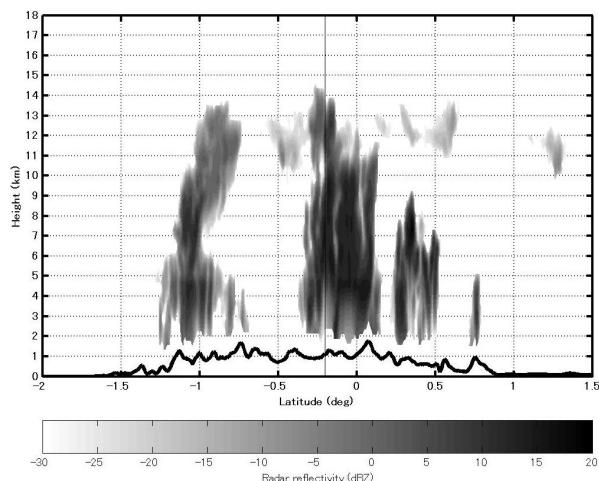


図 5: (上) 2007 年 4 月 19 日 1400 LT、(下) 2007 年 5 月 21 日 1400LT に CloudSat で観測されたレーダー反射因子の緯度・高度断面。

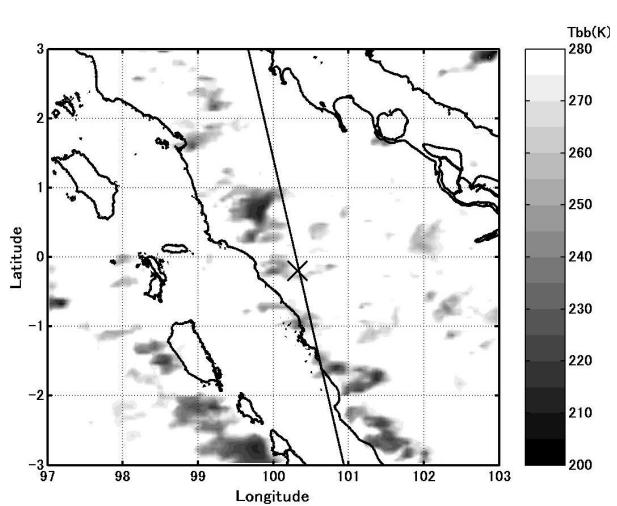
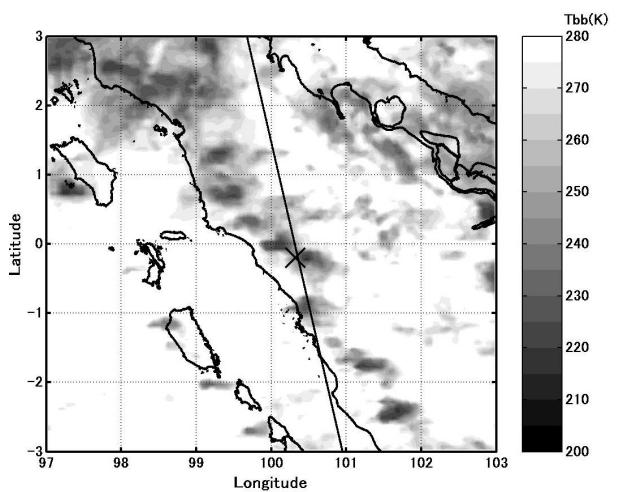


図 6: (上) 2007 年 4 月 19 日 1400LT、(下) 2007 年 5 月 21 日 1400LT における MTSAT-1R の IR1 輝度温度分布。× は EAR サイト、直線は CloudSat の軌道を示す。

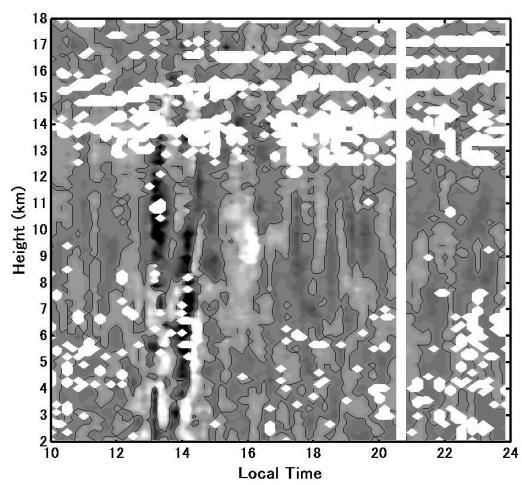
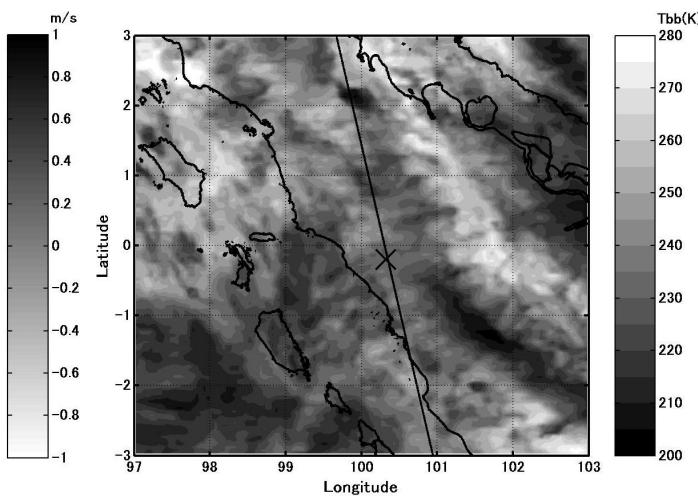
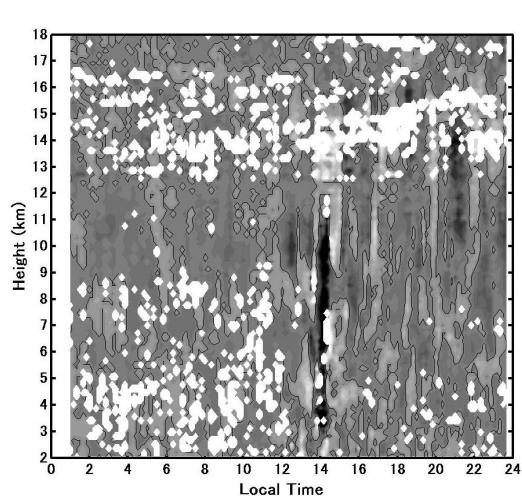


図 7: (上) 2007 年 4 月 19 日、(下) 2007 年 5 月 21 日に EAR で観測された鉛直流の時間・高度断面。

図 9: 2006 年 12 月 28 日 1400LT における MTSAT-1R の IR1 輝度温度分布。 \times は EAR サイト、直線は CloudSat の軌道を示す。

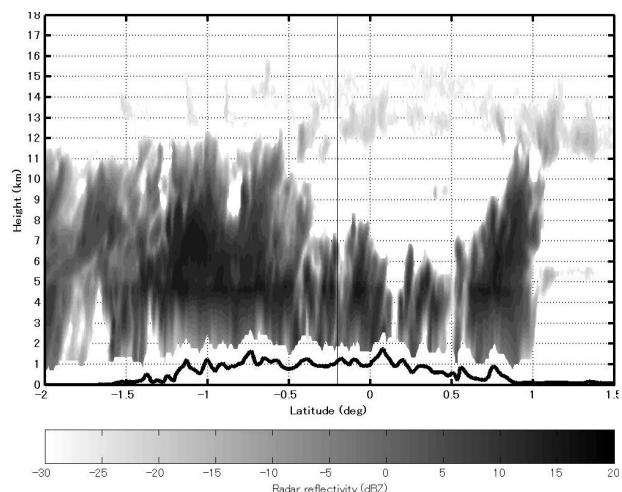
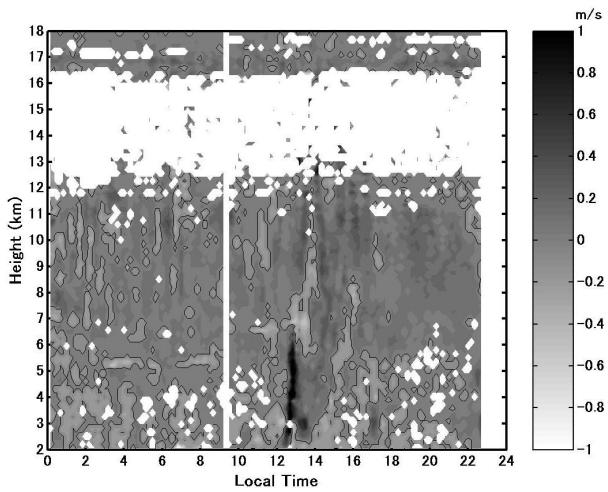


図 8: 2006 年 12 月 28 日 1400LT に CloudSat で観測されたレーダー反射因子の緯度・高度断面。

図 10: 2006 年 12 月 28 日に EAR で観測された鉛直流の時間・高度断面。

融解過程による雲層の生成 (NUMERICAL STUDY ON THE FORMATION OF MELTING-LAYER CLOUD)

Kazuaki YASUNAGA^{*1}, Akihiro HASHIMOTO², and Masanori YOSHIZAKI¹

¹Institute of Observational Research for Global Change, JAMSTEC Yokosuka headquarters , Kanagawa, Japan

² Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, Japan

1. Introduction

A number of previously published observational studies have reported the common occurrence of cloudy layers at around 5 km elevation within the tropics. Mapes and Zuidema (1996) analyzed radiosonde data obtained during the Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE) and discovered that cloudy layers indirectly inferred from relative humidity profiles commonly occur around the melting level (approximately 550 hPa). Sugimoto et al. (2000) used ground-based Mie scattering lidar to observe the vertical distribution of clouds at Jakarta, Indonesia, over a period of 2 years and found that the height of the cloud base has a notable maximum at an altitude of approximately 5 km, especially during the wet season. Yasunaga et al. (2003) identified a mid-level peak in the cloud vertical distribution from aircraft lidar data obtained during the NASA Pacific Exploratory Mission-Tropics B (PEM-Tropics B). Yasunaga et al. (2006) used cloud profiling radar and lidar to determine the frequency distribution of the base heights of cloudy layers with little (or no) falling condensate particles. The observed clouds have base heights predominantly in the range 4.5–6.5 km, and most of the clouds are less than 500 m in thickness. The occurrence of thin cloudy layers at the 0°C level is frequent, especially during the Madden-Julian Oscillation (MJO) active phase when the coverage of stratiform-type radar echoes is much greater than that of convective-type radar echoes.

Johnson et al. (1996) described prominent stable layers at heights of 2, 5, and 15–16 km observed during TOGA COARE. Johnson et al. (1999) also found that maxima in the vertical distributions of radar echo (cloud) tops occur in the vicinity of these three stable layer heights. Environmental static stability influences the vertical profiles of detrainment from cumulus convection as well as the top heights of cumulus convection (e.g., Bretherton and Smolarkiewicz 1989; Taylor and Baker 1991; Zuidema 1998; Mapes 2001; Takayabu et al. 2006). It has therefore been considered that the commonly observed mid-level cloud layers mainly originate via detrainment from cumulus convection that is promoted by the stable layer ("detrainment shelves" of Mapes and Zuidema 1996).

On the other hand, condensation can occur within a layer that contains melting ice particles because ice particles can melt within the regions of high relative humidity around 100% above the temperature of 0°C and melting diabatic cooling increases relative humidity. Rutledge and Hobbs (1983) used a numerical model to investigate the enhancement of precipitation in a "seeder-feeder" situation within warm-frontal rainbands. From the simulations, it was found that condensation occurs due to strong cooling associated with melting of snow from the seeder cloud and that the maximum cloud liquid water content in the feeder cloud is located just below the 0°C level. Stewart et al. (1984) took measurements from an aircraft flown through the melting layer of stratiform clouds over the California Valley and identified an isothermal layer at the 0°C level as well as large amount of cloud liquid water slightly below the 0°C level. It was inferred that the melting process within the stratiform precipitation region is possibly associated with the production of cloud liquid water

^{*}Corresponding author address: Kazuaki Yasunaga, Institute of Observational Research for Global Change, JAMSTEC Yokosuka headquarters, 2-15, Natsushima-Cho, Yokosuka-city, Kanagawa, 237-0061, Japan: E-mail: yasunaga@jamstec.go.jp

and consequent enhancement of precipitation. Szyrmer and Zawadzki (1999) used a numerical model to demonstrate that the non-uniformity of snow content causes horizontal variability in various atmospheric properties within the melting layer and that this in turn leads to the generation of convective cells. Consequently, the possibility exists that diabatic cooling due to the melting process might be responsible for the formation of mid-level thin cloud that is commonly observed in the tropics, especially the cloud at the 0°C level.

Yasunaga et al. (2006) showed that thin clouds and layers with high relative humidity appear just below the 0°C level several hours after stratiform precipitation becomes active. The stable layer does not predate the appearance of the layer with high relative humidity. In contrast, the enhanced stability layer is simultaneously observed with high relative humidity and is located just above the level of high relative humidity. Moreover, the weakened stability layer is also synchronously found below the level of high relative humidity. Melting diabatic cooling can account for the simultaneous appearance of layers with high relative humidity and enhanced and weakened stability layers (e.g., Stewart et al. 1984; Johnson et al. 1996). Therefore, Yasunaga et al. (2006) suggested that the cloudy layer (and the layer with high relative humidity) around the 0°C level is brought about by the melting process within the stratiform precipitation region rather than detrainment of surface-based convection; this type of cloud was named “melting-layer cloud.”

As described above, there are two candidate processes that are able to explain the common occurrence of cloudy layers around the 0°C level in the tropics: cloud detrainment promoted by the stable layer and enhanced condensation to compensate melting cooling. Although both processes are plausible, little attention has been paid to diabatic cooling associated with the melting process. Therefore, in the present study, we use a two-dimensional cloud-resolving model, and conduct numerical simulations of a squall-line in order to examine: (1) whether mid-level thin cloud is able to

form within an environment without a stable layer, and (2) what causes the mid-level thin cloud to form, especially at the 0°C level—the presence of a stable layer or melting cooling.

2. Model descriptions and experimental design

Numerical simulations were performed using version 2.1 of the Weather Research and Forecasting (WRF) model, which solves fully compressible nonhydrostatic equations. The basic equations and a description of the numerics can be found in Skamarock et al. (2001) and Wicker and Skamarock (2002). A third-order-accurate Runge-Kutta scheme is used for the time integration. Fifth- and third-order schemes are utilized for spatial discretization in the horizontal and vertical directions, respectively. A 1.5-order scheme using a prognostic equation of turbulent kinetic energy (TKE) is applied to represent subgrid-scale effects (Klemp and Wilhelmson 1978). Cloud microphysical parameterization includes five categories of water condensates (cloud water, rainwater, cloud ice, snow, and graupel), and is based on Lin et al. (1983) and Rutledge and Hobbs (1984). Although the original code of the WRF model does not allow evaporation from rain, snow, and graupel at values of relative humidity above 90%, in the present study we modify the cap on evaporation to 100% relative humidity. Radiation and land-surface schemes are not employed in the present study.

The model domain is limited to two dimensions (horizontal and vertical). The horizontal grid size is 250 m with the domain covering an area of 500 km (2000 grid points). The model has 95 layers in the vertical and a top boundary at 24 km, corresponding to a grid size of about 250 m. The model employs the time-splitting method proposed by Klemp and Wilhelmson (1978). In the present study, the large time step is set to 3 s, with 6 small time steps within each large step. Rayleigh damping is imposed near the upper boundary, and open lateral boundary conditions are specified. The Coriolis parameter is set to zero.

Environmental conditions prior to the initiation of

convection are set to be horizontally homogeneous. While the sounding is based on a composite analysis by LeMone et al. (1994), some modifications are introduced. The original profile analyzed by LeMone et al. (1994) is used in the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Cloud System Study (GCSS) model intercomparisons, and is thought to be characteristic of the environment prior to the development of a squall-line (see Redelsperger et al. 2000, hereafter R2000). The profile of horizontal wind is shown in Fig. 1a. Low-level shear provides favorable conditions for the development of long lasting squall-lines (Rotunno et al. 1988). To eliminate the influence of fluctuations in humidity, temperature and horizontal wind profiles, we assume constant relative humidity (85%) above 2 km height (with respect to ice saturation below 0°C), a pseudo-adiabatic lapse rate between heights of 2 and 10 km (Fig. 1b), and constant vertical shear of horizontal wind above 2 km (Fig. 1a).

Deep convection is initiated in the numerical simulation by placing a 20 km surface-based cold temperature anomaly at time = 0. The 1.2 km-deep cold pool has temperature and moisture deficits of 3.5 K and 3.5 g kg⁻¹ from the environmental sounding, respectively. To keep the convective system within the simulation domain, the model domain is translated at a constant speed of 12 m s⁻¹ along the x direction. The model is integrated up to 17 hours (h).

3. Formation of melting-layer cloud in the numerical simulation

A cloudy grid box is defined as one in which the mixing ratio for those hydrometeors with small terminal velocity (cloud water, cloud ice, and snow) exceeds 0.05 g kg⁻¹. At the early stage of the squall-line, clouds reach a height of 15 km (Fig. 2a) with the cloud top height decreasing to 10 km at 5 h. Although the initial temperature profile does not show a mid-level stable layer (Fig. 1b), there is a notable peak in cloud coverage just below the 0°C level. If snow is excluded from the “cloud” variables, the peak in the middle level is still prominent (not shown), and

does not depend on the “cloud” definition. Enhanced and weakened stability layers simultaneously appear above and below the peak level of cloud coverage (Fig. 2b), which is in agreement with the situation where melting-layer cloud was observed (Yasunaga et al. 2006). As most of the two-dimensional experiments in R2000 show a maximum in total hydrometeor content at the melting level (e.g., Fig. 17 in R2000), mid-level thin cloud would be robust regardless of the chosen models.

To clarify the process responsible for the mid-level thin cloud observed in Fig. 2a, changes in the cloud mixing ratio due to dynamic process (advection and diffusion) and cloud microphysics (condensation, evaporation, coalescence, aggregation, riming, etc.) are averaged over the model domain for a 17-hour period (Fig. 3). As the majority of condensates associated with the squall-line remain within the computational domain at 17 h, the domain-averaged changes of condensates by dynamic process in Fig. 3 result from vertical advection and vertical diffusion.

Although both profiles of the change in the cloud mixing ratio have a pronounced maximum around the height of 5 km (Fig. 3), the peak level of cloud microphysics is closer to the peak level of cloud coverage (Fig. 2a). In addition, the peak value of cloud microphysics is much greater than that of the dynamic process. Therefore, it can be said that cloud microphysics is responsible for the occurrence of mid-level thin cloud.

While the mid-level thin cloud is associated with cloud microphysics, total diabatic heating via cloud microphysics shows no notable peak around the height of 5 km (Fig. 4a); however, intense heating associated with the vapor-liquid or vapor-ice phase change occurs at the 0°C level, which approximately balances the strong melting cooling. The approximate balance between condensation or sublimation heating and melting cooling is locally maintained (not shown).

In the convective region near the leading edge (395–450 km), condensation or sublimation heating is the main contributor to the total diabatic heating (Fig. 4b). In the rear region of the squall-line (300–395 km),

melting cooling and condensation or sublimation heating are approximately canceled, while total heating shows a typical profile of the stratiform region and no notable feature at the 0°C level (Fig. 4c). Therefore, the mid-level thin cloud is formed in the rear region of the squall-line.

It is possible that the enhanced condensation or sublimation is the cause of the intensified melting cooling. Condensation heating is, however, much larger than sublimation heating at the 0°C level, and the heating due to the phase change from liquid to ice above the 0°C level is much smaller than the cooling from ice to liquid in Fig. 4. In addition, the intensified melting cooling should be located in the rear of the enhanced condensation heating, if ice formation following the enhanced condensation intensifies melting cooling. The condensation heating region, however, coincides with the melting cooling region, and the approximate balance is locally attained. The coincident location indicates that strong melting cooling is the cause of the enhanced condensation at the 0°C level. In other words, ice formation following the enhanced condensation does not produce a notable peak of melting cooling at the 0°C level, but melting cooling enhances condensation. The simulated mid-level thin cloud is the “melting-layer cloud” suggested by Yasunaga et al. (2006).

Figure 5 represents the evolution of the simulated squall-line from 6 to 10 h at 30 minute intervals. The domain is subjectively partitioned into three regions (R1, R2, and R3), according to the stage of convective cells. At 6 h, active convective cells develop in the leading region of the squall-line (R1 in Fig. 5a), mature at 7 h (R2 in Fig. 5c), and gradually decay after 7 h and 30 min (R2 in Figs. 5d and 5e, and R3 in Figs. 5f and 5g). After the development of several weaker convective cells from 7 to 8 h near the leading edge of the squall-line (R1 in Figs. 5c, 5d and 5e), even more vigorous convective cells appear at 8 h and 30 min (R1 in Fig. 5f), and reach the height of 15 km at 10 h (R2 in Fig. 5i). In the trailing part of the active convective cells which develop from 6 h, thin cloud is found around 5 km at 8 h and 30 min (R3 in Fig. 5f), is left behind from the front part of the

convective cells at 9 h (R3 in Fig. 5e), and then, is overlapped by the following weaker convective cells at 9 h and 30 min and 10 h (R3 in Figs. 5h and 5i).

Figure 6 shows condensation rate profiles averaged over each region in Fig. 5 from 6 to 10 h at 30 minute intervals. In the leading region of the squall-line (R1), condensation occurs most vigorously, and the peak of the condensation rate is located around the height of 2–3 km. In the rear region of the squall-line (R2 and R3), the condensation peak is prominent at the height of 5 km (around the 0°C level). Although mid-level thin cloud is not identified in the R2 region of Fig. 5, condensation is pronouncedly enhanced at the height of 5 km within the R2 region, even when convective cells mature in the R2 region (e.g., Figs. 5c, 5i, 6c, and 6i).

References

- Bretherton, C. S., and P.K. Smolarkiewicz, 1989: Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 740-759.
- Johnson, R.H., P.E. Ciesielski, and K.A. Hart, 1996: Tropical inversions near the 0°C level, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1838-1855.
- , T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection, *J. Climate*, **12**, 2397-2418.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- LeMone, M. A., D. P. Jorgensen, and B. F. Smull, 1994: The impact of two convective systems of sea-surface stresses in COARE. Preprints, *6th Conference on Mesoscale Processes*, Amer. Meteor. Soc., Portland, 40-44.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Mapes, B. E., and P. Zuidema, 1996: Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **53**,

- 620-638.
- , 2001: Water's two height scales: the moist adiabat and the radiative troposphere, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **127**, 2353-2366.
- Redelsperger, J. L., P. R. A. Brown, R. Guichard, C. Hoff, M. Kawasima, S. Lang, Th. Montmerle, K. Nakamura, K. Saito, C. Seman, W.K. Tao, and L.J. Donner, 2000: A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part I: Cloud-resolving models, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 823-863.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of cloud and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "Seeder-Feeder" process in warm-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185-1206.
- , and -, 1984: The Mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949-2972.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, and J. Dudhia, 2001: Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model. Preprints, *9th Conf. on Mesoscale Processes*, Fort Lauderdale, FL, Amer. Meteor. Soc., J11-J15.
- Stewart, R. E., J. D. Marwitz, J. C. Pace, R. E. Carbone, 1984: Characteristics through the melting layer of stratiform clouds, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3227-3237
- Sugimoto, N., I. Matsui, A. Shimizu, M. Pinandito, S. Sugondo, 2000: Climatological characteristics of cloud distribution and planetary boundary layer structure in Jakarta, Indonesia revealed by lidar observation, *Geophys. Res. Lett.*, **27**(18), 2909-2912, 10.1029/2000GL011544.
- Szynmer, W., and I. Zawadzki, 1999: Modeling of the melting layer. Part I: Dynamics and microphysics, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3573-3592.
- Takayabu, Y. N., J. Yokomori, and K. Yoneyama, 2006: A diagnostic study on interactions between atmospheric thermodynamic structure and cumulus convection over the tropical western Pacific Ocean and over the Indochina peninsula. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 151-169.
- Taylor, G.R., and M.B. Baker, 1991: Entrainment and detrainment in cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 112-121.
- Wicker, L. J., and W. C. Skamarock, 2002: Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2088-2097.
- Yasunaga, K., H. Kida, and T. Satomura, 2003: The 600-750 hPa relative humidity minimum observed during PEM-Tropics B, *Geophysical Research Letters*, **30**(24), 2282, doi: 10.1029/2003GL018739.
- , -, -, and N. Nishi, 2004: A Numerical Study on the Detrainment of Tracers by Cumulus Convection in TOGA COARE, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, pp861-878.
- , K., K. Yoneyama, H. Kubota, H. Okamoto, A. Shimizu, H. Kumagai, M. Katsumata, N. Sugimoto, and I. Matsui, 2006: Melting-layer cloud observed during MR01-K05 cruise of Res/V Mirai, *J. Atmos. Sci.*, in printing.
- Zuidema, P., 1998: The 600-800-mb minimum in tropical cloudiness observed during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2220-2228.

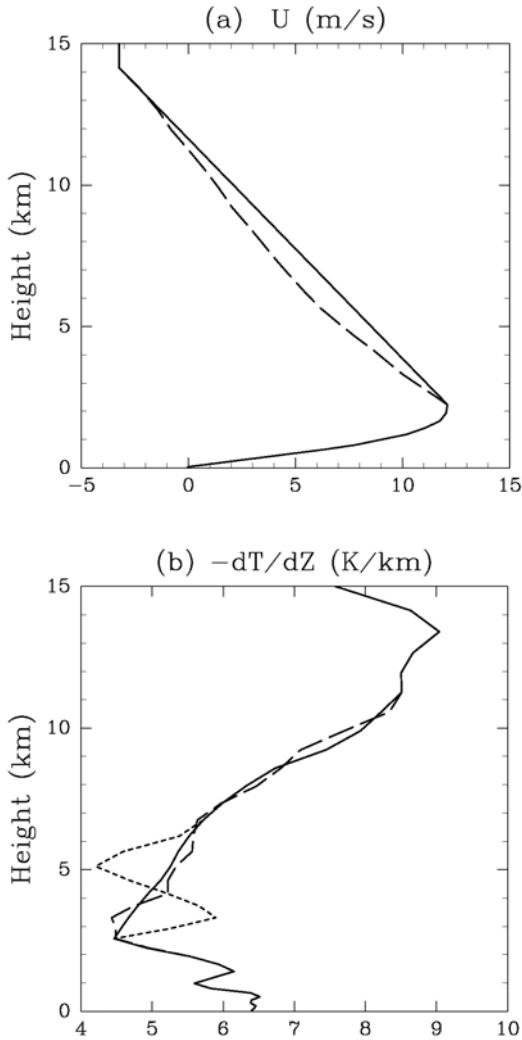


Fig. 1: (a) Initial profile of the horizontal wind (solid line). (b) Lapse rate calculated from initial temperature profile (solid line). Dashed lines in (a) and (b) represent the original profiles analyzed by LeMone et al. (1994). Dotted line in (b) indicates lapse rate calculated from initial temperature profile used in the sensitivity test (see Section 4a).

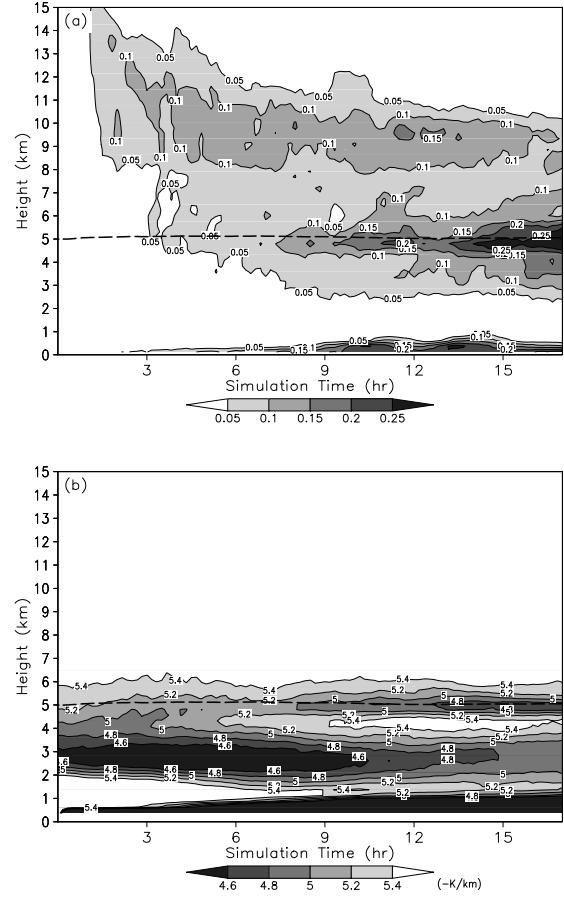


Fig. 2: Temporal record of vertical profiles of cloud fraction (a) and temperature lapse rate averaged over the model domain (b). A dashed line in each panel indicates the 0°C level.

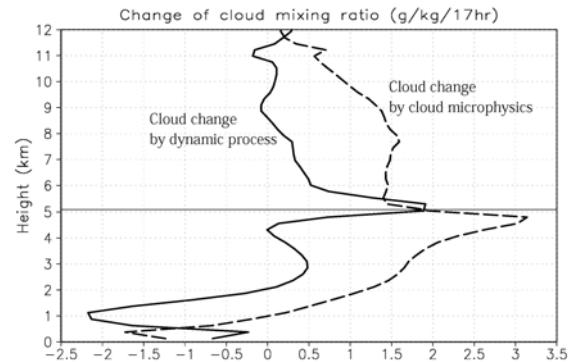


Fig. 3: Vertical profile of domain-averaged changes in the cloud (cloud water + cloud ice + snow) mixing ratio due to dynamic process (solid line) and cloud microphysics (dashed line) during the 17-hour period of the simulation.

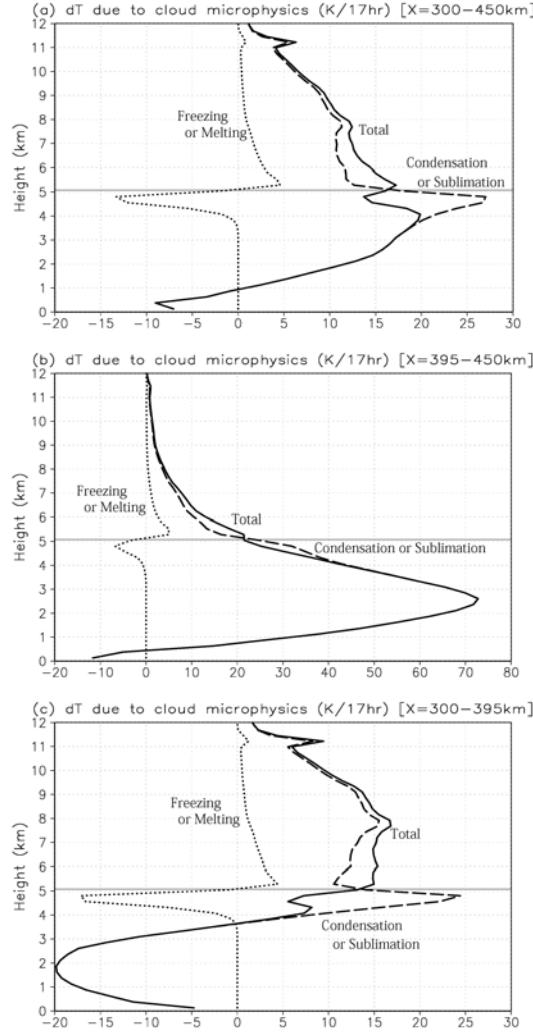


Fig. 4: Vertical profile of diabatic heating associated with cloud microphysics averaged over 300–450 km (a), 395–450 km (b), and 300–395 km (c) of the model domain. A solid line indicates total heating. Dashed and dotted lines represent heating due to phase changes between vapor and condensates (liquid or ice), and between liquid and ice, respectively.

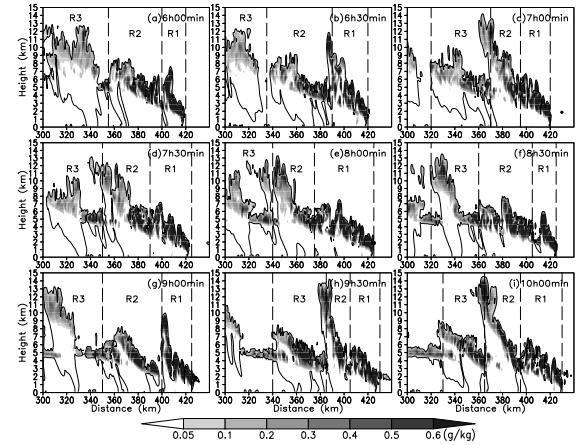


Fig. 5: Vertical cross sections of the cloud (cloud water + cloud ice + snow) mixing ratio from 6 to 10 h at 30 minute intervals. Contoured area represents the area exceeding the total hydrometeor of 0.05 g kg^{-1} . Only part of the simulation domain is shown.

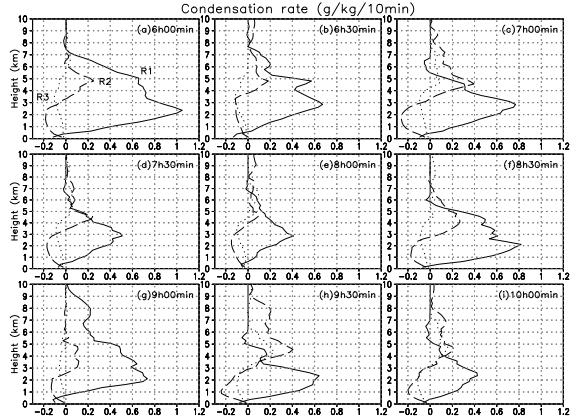


Fig. 6: Vertical profiles of condensation rate from 6 to 10h at 30 minute intervals. Solid, dashed, and dotted lines represent profiles averaged over R1, R2, and R3 regions in Fig. 5 during 10 minutes, respectively.

スマトラ島周辺の降水日変化と対流季節内変動との関係

浜田純一¹, 森修一¹, 櫻井南海子¹, 山中大学¹, 松本淳¹, Fadli Syamsudin²

(1: 海洋研究開発機構・地球環境観測研究センター; 2: インドネシア技術評価応用庁)

1 背景

インドネシア海大陸域周辺において、対流活動及び降水分布・変動に、島スケールでの大規模な日変化が存在することが、TRMM や GMS などの衛星観測を中心に明らかにされてきた (Mori et al. 2004; Sakurai et al. 2005 など)。また、特にスマトラ島での観測研究により、日周期で海陸間を移動する降水雲の内部構造や、それらの季節性についても調べられてきている。一方、海大陸域で顕著な日変化と MJO など大規模な対流活動の季節内変動との関連については、これまで十分に明らかにされていない。従って、本研究においては、スマトラ島周辺域の降水日変化(強度・振幅・位相)に、MJO がどのように影響を与えているか、広域の定常雨量観測データを用いて明らかにすることを目的とする。

2 データ及び解析方法

インドネシア気象地球物理庁 (BMG) によるスマトラ島及び周辺諸島の 14 地点における 3 時間雨量データについて、2001 年 5 月から 2004 年 5 月までの期間入手し、平均の降水日変化の特徴を示すと共に、MJO の位相による降水日変化の特徴の差異をコンポジット解析を行うことにより示した。データはインドネシア全域で 5ヶ所ある管区気象台のうち、スマトラ島北部を管轄するメダン、スマトラ島南部を管轄するジャカルタ管区気象台において、紙媒体で保管されている原簿より直接デジタル化することにより入手した。図 1 に取得された観測データの一例として、西スマトラ州パダンにおける降水量変動について示す。本研究においては、日変化振幅を平均時間降水強度と最大時間降水強度の差、日変化位相を最大時間降水強度を示す時間帯としてそれぞれ定義する。

MJO の指標としては、対流中心域の存在する地域により MJO の位相を 8 つに分類する (西半球・アフリカ: 位相 1,8; インド洋: 位相 2-3; 海大陸: 位相 4-5; 西太平洋: 位相 6-7), Wheeler and Hendon (2004) による All-season Real-time Multivariate MJO index を用いた¹。解析では、Wheeler and Hendon (2004) の定義による MJO の振幅が 1.0 以上の日において、各位相における平均日変化を計算し、日変化の特徴の差異を調べた。観測期間中においては、雨量データが得られている期間 (全 1127 日)において、MJO 振幅が 1.0 以上を示す日は 757 日あり、各位相を示す日数も 70 日 (位相 1) から 127 日 (位相 2) までみられた。

3 解析結果

図 2 にスマトラ島周辺の平均の降水日変化の特徴を示す。日午後後に降水極大がスマトラ島西岸域にみられ、西部山岳域より距離が離れるにつれ、極大時刻が遅くなるなど (周辺諸島において早朝、スマトラ島東部において夜間に極大)，衛星観測で得られている結果と同様の特徴が得られている。また、日変化振幅はスマトラ島西部で大きく、東部で小さいこと、スマトラ島周辺の小規模諸島でも日変化振幅は大きいことが分かる。

図 3 に MJO の位相に伴う降水日変化の差異について示す。地域的な違いはそれほど明瞭ではないが、降水量及び降水日変化の振幅は MJO の位相に対応して変化し、特に、東部インド洋上また

¹<http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM/> よりデータを入手した。

は西部海大陸上に MJO の対流中心が存在するとき (MJO index の位相 3 及び 4), 多数の地点で日降水量が最大となり, 日変化振幅も大きくなっている (14 地点中 9 地点). 日降水量の極値 (各観測地点の日降水量上位 1%) の出現状況について調べてみても, 同様にその多くがインド洋上に MJO が存在する時期 (位相 2 及び 3) に集中している. 一方, MJO の中心がスマトラ周辺を通過し, 東部海大陸域及び西太平洋に位置するときには (位相 5 及び 6), 日降水量が減少し, 日変化振幅も平均と比較し小さくなる傾向がある. また, 西半球及びアフリカ上に MJO が位置する場合は (位相 8 及び 1), スマトラ島上の降水日変化に特徴的な変化はみられない.

図 4 にはスマトラ島西岸域のパダンにおける降水日変化の MJO の位相による違いを示す. 降水極大時刻が MJO 通過前に早く日中午後に見られるのに対し, 海大陸域へ MJO が東進後は日変化極大時刻が遅くなり (日没後), 日変化振幅も小さくなっていることが分かる. これらの特徴は他の西岸域の地点でも確認される.

4 まとめ及び今後の課題

本研究においては, スマトラ島及び周辺域の地上雨量観測データを基に, 降水日変化と MJO との関連について, 以下のことを明らかにした.

- 降水量及び降水日変化の振幅が MJO の位相に対応して変化することを示した. 特に日変化振幅の MJO の位相による偏差が, 日降水量偏差の振幅変化よりも大きい.
- MJO の対流中心が東部インド洋上, または西部海大陸上にある時, 日変化振幅及び日降水量ともに最大となる地点が多い. 一方, 西太平洋上に対流中心がある時, 降水活動が弱まる傾向がみられる.
- 日変化の極大時刻が MJO の位相により異なることが, 特にスマトラ島西岸の地点でみられる (MJO 通過前に日変化振幅が大きく, 極大時刻が早い.)

今後の課題として, 西スマトラ州内に展開している自記雨量計データや, JEPP-HARIMAU による気象レーダーデータに基づく降水特性の解析を実施し, 今回の解析結果との比較を行う. また, 地上気象観測装置や過去のゾンデ観測結果などから, MJO のスマトラ島通過に伴う環境場の変化の特徴を把握し, MJO に伴う降水日変化の差異の成因について考察を行う.

References

- Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera island, Indonesian maritime continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021–2039.
- Sakurai, N., F. Murata, M. D. Yamanaka, S. Mori, J.-I. Hamada, H. Hashiguchi, Y. I. Tauhid, T. Sribimawati and B. Suhardi, 2005: Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 835–850.
- Wheeler, M. C. 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.

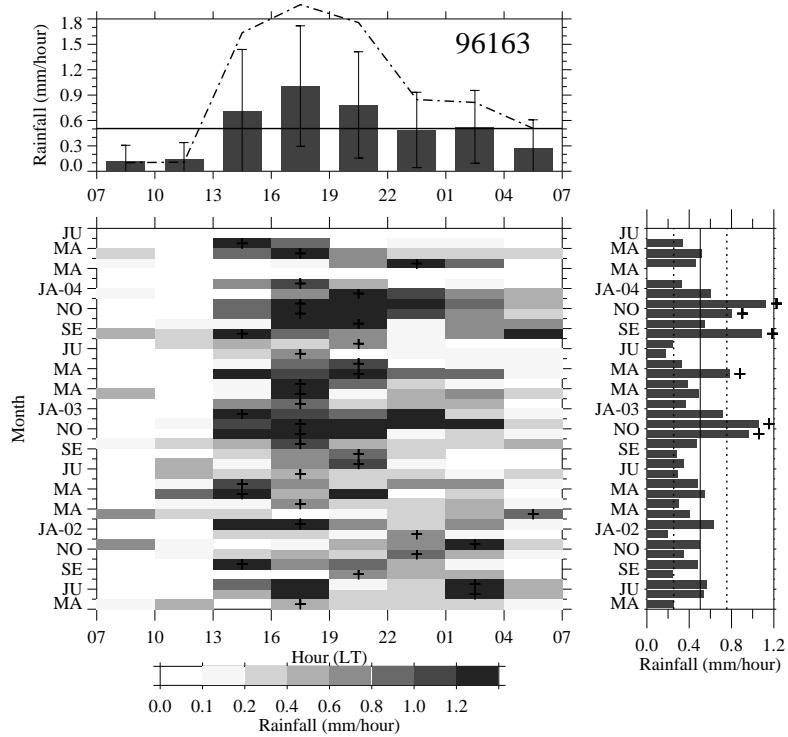


図 1: スマトラ島パダンにおける降水量日変化の季節変化. 上図は平均日変化, 右図は月降水量変動を示す. 下図のセンター中の + 印は最大の時間降水量時刻を示す.

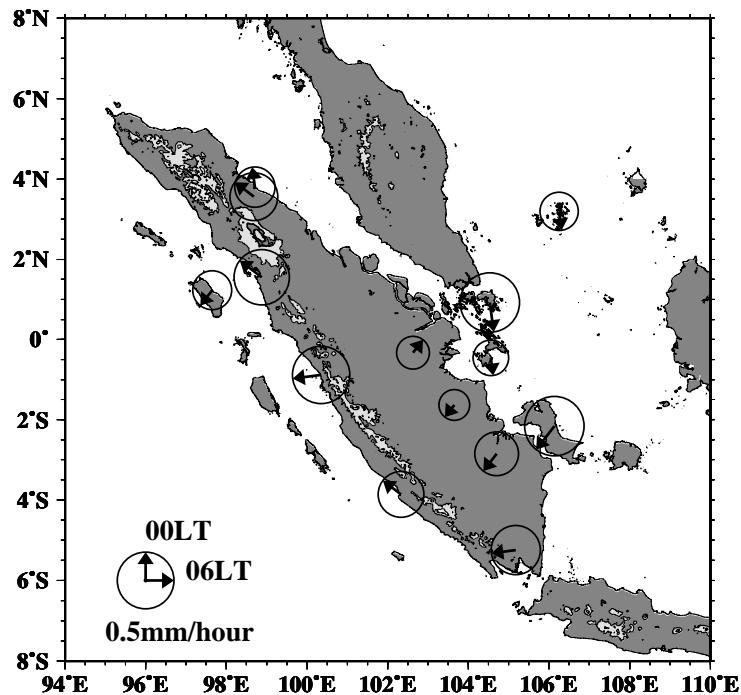


図 2: スマトラ島周辺の地上雨量観測地点における解析期間 (2001 年 5 月 ~2004 年 5 月) 平均の降水量変化. 降水日変化の振幅及び位相を, それぞれ矢印の長さ及び向きで示す.

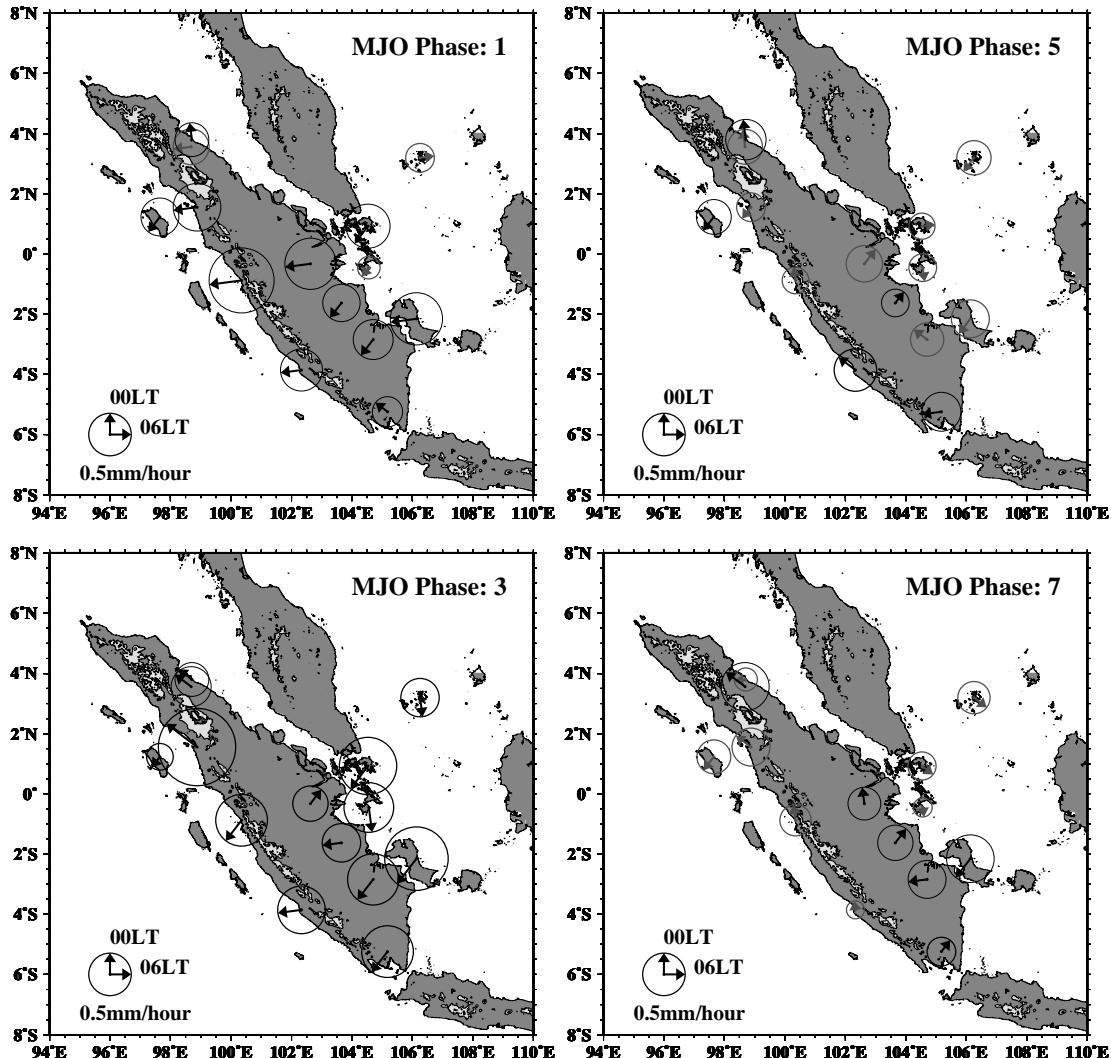


図 3: スマトラ島周辺の地上雨量計観測地点における降水日変化の MJO の位相に伴う変化. MJO の対流中心がアフリカ (位相 1), 東部インド洋 (位相 3), 東部海大陸 (位相 5), 及び西太平洋 (位相 7) に位置する場合について示す. 日変化の振幅及び位相を矢印の長さ及び向き, また, 平均降水強度が解析期間平均よりも 20% 以上 (以下) の場合は黒い太線 (灰色の線) で示す.

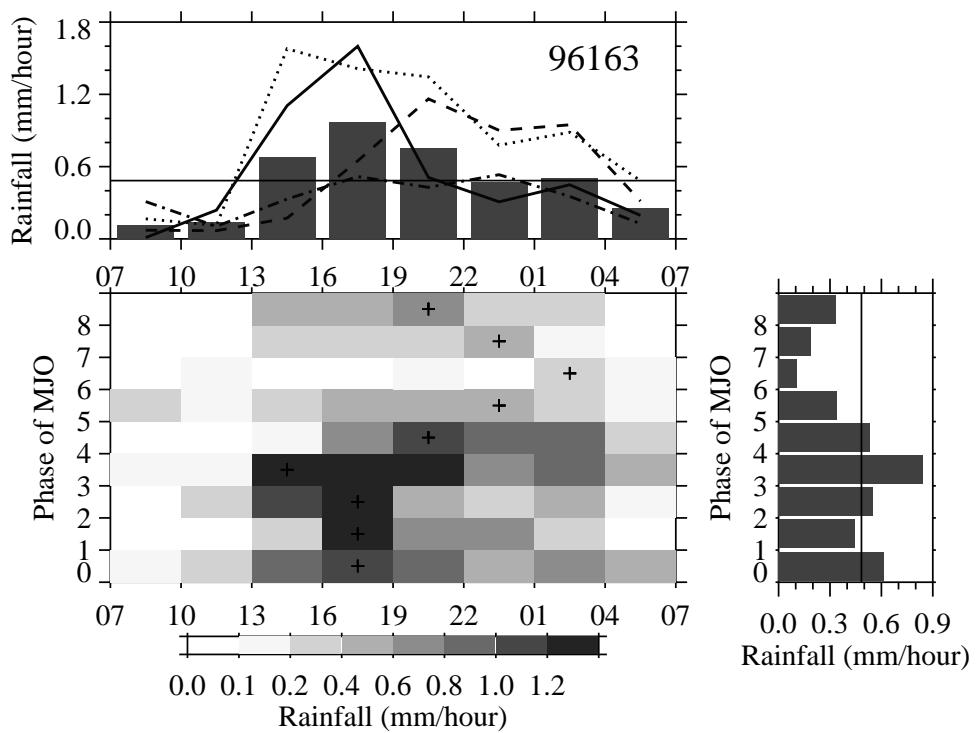


図 4: パダンにおける降水日変化の MJO の位相に伴う差異. 下図センター中の +印は MJO の各位相における最大の降水量時間帯を示す. 上図の太い実線, 点線, 破線及び一点鎖線は, MJO の対流中心がそれぞれ西部インド洋(位相 2), 東部インド洋(位相 3), 西部海大陸(位相 4) 及び東部海大陸(位相 5) に位置する時の平均日変化を示す. 右図は MJO の各位相における平均降水強度を示す(位相 0 は振幅が 1.0 より小さい MJO 不活発期).

HARIMAUにおけるウィンドプロファイラーによる観測結果

田畠悦和¹, 橋口浩之¹, 山本真之¹, 山本衛¹, 柴垣佳明²,
下舞豊志³, 山中大学⁴, 森修一⁴, Fadli Syamsudin⁵, Timbul Manik⁶

1: 京大生存研, 2: 大阪電通大, 3: 島根大理工, 4: 海洋研究開発機構,
5: BPPT, Indonesia, 6: LAPAN, Indonesia

1 研究の背景及び目的

インドネシア海洋大陸は、世界最高の海表面温度により水蒸気供給が豊富で、さらに強い太陽放射加熱により世界で最も対流活動の活発な地域の一つであり、大気大循環の駆動源の役割を果たしている。海洋大陸では日周期の対流活動が最も卓越し、とりわけ大きな島とその周辺の海域で活発である (Nitta and Sekine 1994)。海洋大陸は東西 5000km にも及び、日周期の対流活動が地域によって多種多様であることが指摘されている。スマトラ島では山岳部に 15–20LT 頃に発生した雲システムが分断されて北東方向と南西方向に移動することが知られている (Mori et al. 2004, Sakurai et al. 2006)。

海洋大陸の対流活動に大きな影響を与える要因として周期 30 ~ 60 日の季節内変動 (ISV) が挙げられる。季節内変動活発期に通過するインド洋から東進してきた超雲団は、海洋大陸の複雑な地形やそれに起因する日周期の対流活動によって変調される。スマトラ島やジャワ島では赤道大気レーダーをはじめとする観測機器が整備されており、CPEA-I キャンペーンなどにより超雲団変調の様子等が研究されてきた (Fukao 2006)。一方、スマトラ島以東の赤道域においては観測データの不足により研究は進んでいない。

「地球観測システム構築推進プラン」の「海大陸レーダーネットワーク構築 (Hydrometeorological Array for ISV-Monsoon Automonitoring: HARIMAU)」では、赤道上に西からカリマンタン島のポンティアナ、スラウェシ島のマナド、ニューギニア島の北の島であるビアクにウィンドプロファイラー網を展開して、これまでの観測の空白域を補完して季節内変動の解明と全球気候予測精度の向上に貢献する事を目指している。ポンティアナとビアクにはそれぞれ 2007 年 2 月 22 日と 3 月 11 日にウィンドプロファイラーの設置を完了して、連続観測を開始している。設置したウィンドプロファイラーは時間高度分解能がそれぞれ 1 分と 100m で、高度 4km まで概ね連続したデータが取得できる。降雨時には降雨からのエコーを受け、高度 4km 以上のデータも取得可能である。

以下では、超雲団変調をもたらす海洋大陸の日変化特性について、ポンティアナとビアクのウィンドプロファイラーのデータを解析する事によって見えてきた両地点における地域特性について言及する。さらに両地点において観測された早朝の上昇流についても述べる。

2 日変化特性

まず、観測開始から 2007 年 12 月末までに、ウィンドプロファイラーで観測された風速変動について述べる。ポンティアナ及びビアクにおける 10 分毎平均・高度 1km 以下平均の風速日変化のコンポジットをそれぞれ図 1, 2 に示す。ポンティアナでは南北風変動に

比べて東西風変動が顕著で、15–18 LT頃まで西風が最大、8–11 LT頃に最小となっており、この風速変動は海陸風によって説明できる。また、ビアクは東西風変動よりもむしろ南北風変動の方が顕著で、17 LT頃に北風が最大になり、7–9 LT頃に南風となっている。これはニューギニア島の海陸風によって説明できる。一方、高度 1 km 以上の風速変動については、モンスーンの風系による大規模場の影響により両地点とも 6 月から 9 月頃に東風傾向、それ以外は西風傾向であった(図なし)。

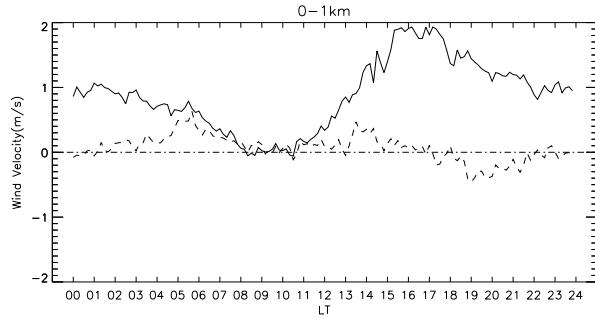


図 1: ポンティアナで観測された高度 1 km 以下平均の風速変動日変化コンポジット。実線が東西風、破線が南北風を表す。

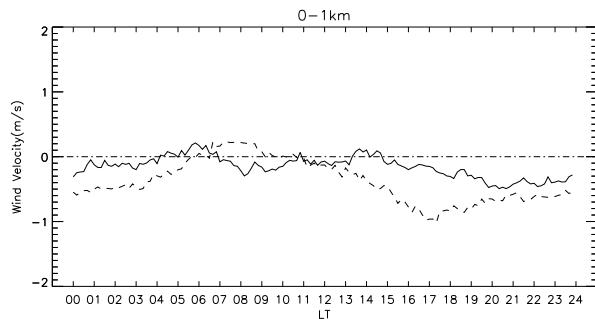


図 2: ビアクのデータであることを除いて図 1と同じ。

次に混合層の発達について述べる。ポンティアナ及びビアクにおけるエコー強度(SNR)の日変化コンポジットをそれぞれ図 3, 4 に示す。ポンティアナでは強いエコーの領域が 9 LT 頃地表付近から発達し、13 LT 頃に最高 2 km 程度に達して、その後衰退している様子が分かる。この領域はスペクトル幅も大きく(図なし)、混合層の発達により乱流が強い事を示唆している。混合層の発達高度は 4 km 近くに達する日もあった。一方、ビアクでは

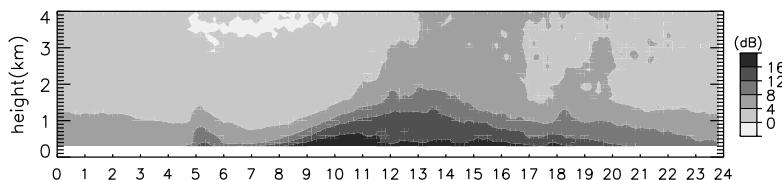


図 3: ポンティアナで観測されたエコー強度(SNR)日変化コンポジット。鉛直下向きドップラーチューブ速度 2 m/s 以上は降雨として除去した。

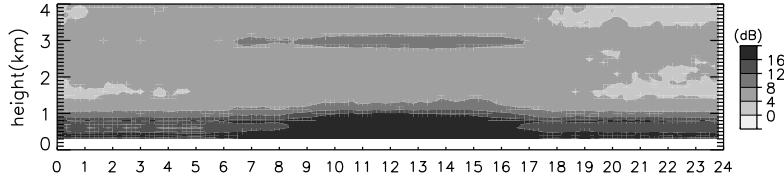


図 4: ビアクのデータであることを除いて図 3と同じ

高度 1km 以下及び 3km 付近に強いエコーが観測されているが、これはクラッターによるものである。それを考慮に入れると、ポンティアナと同様の混合層の発達は高度 1km 以上に達していないと言える。

対流活動の指標として鉛直流分散 (VVW) を使用した。鉛直流分散は 10 分間に取得される 10 個の鉛直ドップラー速度観測値の分散で定義する。ポンティアナとビアクにおける鉛直流分散の日変化コンポジットをそれぞれ図 5, 6 に示す。ポンティアナでは 10–15LT の間、地表付近から活発な対流活動が励起されているのに対して、ビアクではそれほど活発でない様子が分かる。

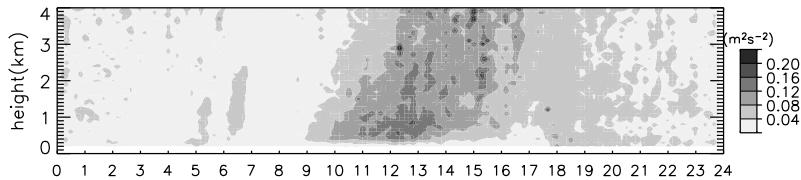


図 5: ポンティアナで観測された鉛直流分散 (VVW) 日変化コンポジット。鉛直下向きドップラー速度 2m/s 以上は降雨として除去した。

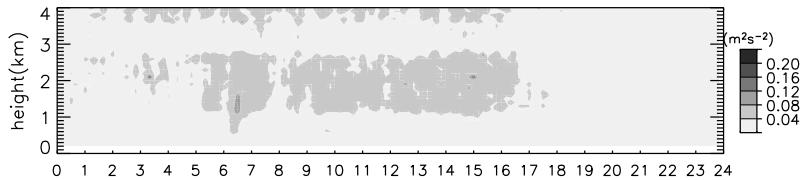


図 6: ビアクのデータであることを除いて図 5と同じ

最後に降水雲の解析結果について述べる。1.3GHz 帯のウィンドプロファイラーは降水時には乱流エコーより降水エコーが卓越するので、Williams et al.(1995) のアルゴリズムによって降水雲タイプを分類した。観測サイトにまだ雨量計が設置されていないため、高度 1km 以下で 1m/s 以上の鉛直下向きドップラー速度が観測された場合を降水として定義した。両地点での降水時間割合を図 7 に示す。ポンティアナでは 15LT 頃に降水ピークが、ビアクでは 5–12LT 頃に降水ピークが見られる。また、ポンティアナとビアクにおける降水雲分類をそれぞれ図 8, 9 に示す。ポンティアナにおける 15LT 頃の降水ピークは対流性であること、18–24LT 頃は層状性降雨が卓越すること、ビアクにおける 5–12LT 頃の降水ピークは層状性降雨によるものが多いことが分かった。

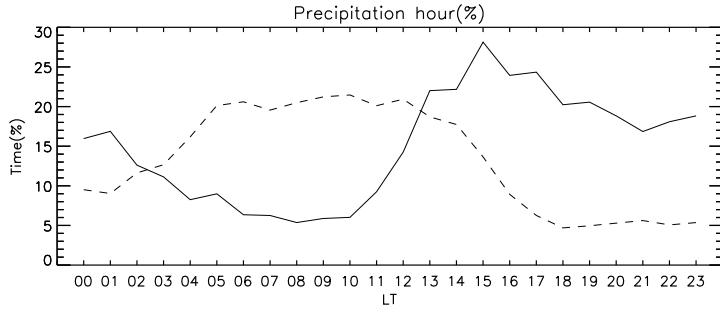


図 7: ポンティアナ(実線)とビアク(破線)における降水時間割合。00LT は 00–01LT における結果を表す。

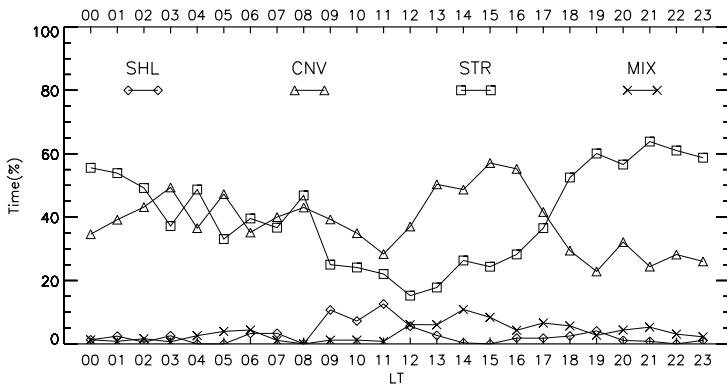


図 8: ポンティアナにおける全降水時間中の降水タイプ時間割合。SHL は shallow convective を、CNV は deep convective を、STR は stratiform を、MIX は mixed stratiform/convective をそれぞれ表す。

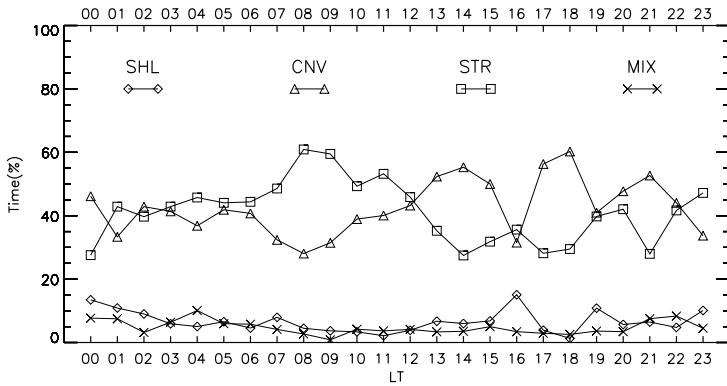


図 9: ビアクのデータであることを除いて図 8 と同じ

3 早朝に観測された上昇流

ポンティアナとビアク両地点で早朝に観測された上昇流について述べる。この上昇流は以下に述べる特徴を持っている。

- 典型例として、2007年4月10日にビアクで観測されたエコー強度と鉛直ドップラー速度を図10に示す。6時半頃から 1.5m/s を超える上昇流が地表付近から発生して30分後には高度約3kmに達する。その後 5m/s を超える下降流が観測された。ドップラースペクトルを確認すると上昇流の途中から下降流が現れ始め、下降流の時にも上昇流は継続していた(図なし)。
- 発生頻度は月に2回程度である。発生開始は5時半~6時半頃である。
- ジャカルタ近郊のスルポンにおける過去のデータを調べたところ、同様の現象が観測されているが、その時間帯に雨量計では降雨を検出していなかった。一方、スマトラ島コトタバンでは同様の現象は確認できなかった。
- 時間スケールが数十分であることから空間スケールは数kmであることが推察できる。この時間帯の気象衛星データを確認したが、この現象の影響と思われるシグナルは確認できなかった。

この上昇流の生成メカニズムはまだ明らかではないが、強い上昇流であり、エアロゾルの上方輸送等に重要な役割をしていることも考えられるので、今後生成メカニズムの解明が期待される。

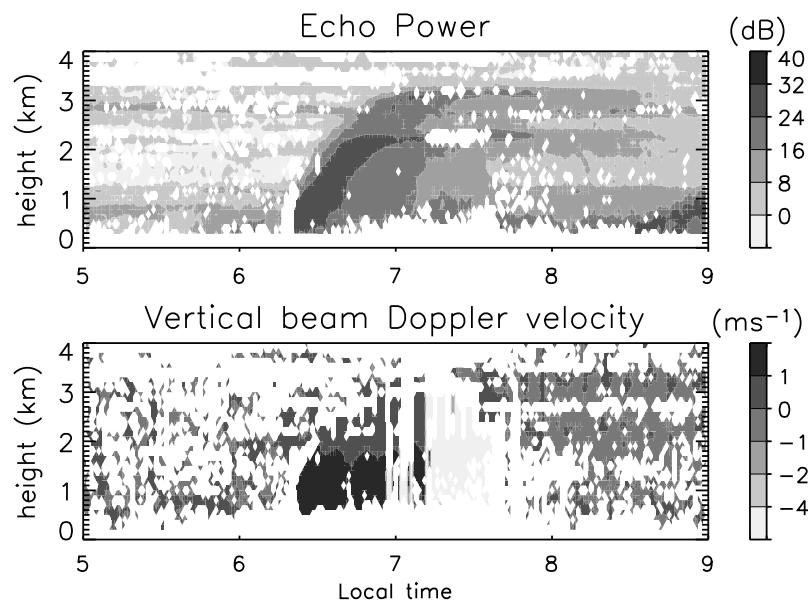


図10: ビアクにおける2007年4月10日5–9LTのエコー強度(SNR)及び鉛直ドップラー速度。

4まとめ

HARIMAUによって整備されたポンティアナとビアクのウィンドプロファイラーによって、それぞれの地点の日変化の地域特性が明らかになってきた。ポンティアナはカリマンタン島という大きな島に位置しており、海陸風的風速変動や混合層発達、15時頃の対流性降雨など海洋大陸の陸域としての特徴を持っていた。一方、ビアクは、ニューギニア島の海陸風と一致する風速変動、5–12LTの層状性降雨等から、ニューギニア島の周辺海域としての特徴を持っていると言える。今後はデータの蓄積と共に季節変化、経年変化についても調べていく必要がある。

参考文献

- Fukao, S., Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview, J. Meteor. Soc. Japan, 84A, 1–18, 2006.
- Mori, S., J.-I. Hamada, Y.I. Tauhid, M.D. Yamanaka, N. Okammoto, F. Murata, N. Sakurai and T. Sribimawati, Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatra Island, Indonesia Maritime Continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, Mon. Wea. Rev., 132, 2021–2039, 2004.
- Nitta, Ts., and S. Sekine, Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 72, 627–641, 1994.
- Sakurai, N., F. Murata, M.D. Yamanaka, S. Mori, J.-I. Hamada, H. Hashiguchi, Y.I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatra Island, J. Meteor. Soc. Japan, 81, 835–850, 2005.
- Williams, C.R., W.L. Ecklund, and K.S. Gage, Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profilers, J. Atmos. Oceanic Technol., 12, 996–1012, 1995.

HARIMAU2006 集中観測期間中に観測されたスマトラ島における

西進する降水システムの内部構造について

櫻井南海子¹、森修一¹、川島正行²、藤吉康志²、大井正行³、濱田純一¹、筆保弘徳¹、

伍培明¹、田畠悦和⁴、Fadli Syamsudin⁵、Emrizal⁶、山中大学¹、松本淳^{1,7}

(1: 海洋研究開発機構・地球環境観測研究センター、2: 北海道大学・低温科学研究所、
3: (株) ジェイ・ツー、4: 京都大学・生存圏研究所、5: インドネシア技術評価応用庁、
6: インドネシア気象地球物理庁、7: 首都大学東京)

1. はじめに

スマトラ島では、これまでの研究で南北 1,500 km に及ぶスマトラ島全域に渡って起こる、午後に西部山岳域に沿って発達した雲システムが降雨をもたらしながら夜から朝にかけて東西へ数百 km 移動する「巨大日周期変化」の存在が知られている。この巨大日周期変化はスマトラ島だけでなく熱帯域の広い領域で起こる現象であり、熱帯域の降水量に大きな寄与を持つ。しかし、現状の大循環モデルにおいて、巨大日周期変化を正しく表現できておらず、熱帯域の降水量推定に大きな誤差を与えている。本研究では、地球観測システム構築推進プラン「海大陸レーダーネットワーク構築」(JEPP-HARIMAU) で実施した集中観測(HARIMAU2006)によって取得したデュアルドップラー解析データを用いて、巨大日周期変化の形成・移動メカニズムの解明を目的として解析を行った。

2. データ

2.1 観測場所と観測期間

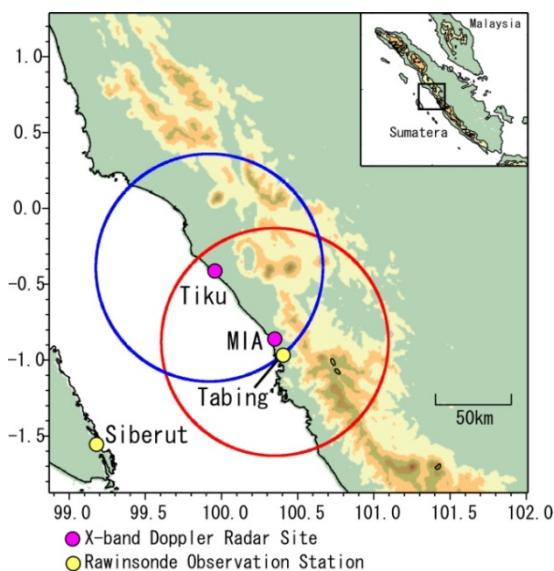


図 1 : スマトラ島西部地形図及び観測地点

JEPP-HARIMAU では、2006 年 10 月 26 日～11 月 26 日にかけて西スマトラにおいて X バンドドップラーレーダー(XDR)とレーウィンゾンデの集中観測を実施した(HARIMAU2006)(図 1)。MIA(100.30E, 0.79S)には JEPP-HARIMAU の XDR を新設し、Tiku(99.92E, 0.40S)には CPEA で使用していた北大 XDR を海岸付近へ移設した。レーウィンゾンデ観測はインドネシア気象地球物理庁(BMG)の Tabing 観測所(100.35E, 0.88S)と Siberut 島国立公園事務所(99.20E, 1.58S)で行った。

2.2 静止気象衛星(MTSAT)等価黒体温度 T_{BB} (IR1)データ

スマトラ島全域の対流活動日変化を調べるために、静止気象衛星(MTSAT)の等価黒体温度 T_{BB} (IR1)データを使用した。データの空間分解能は 0.05° グリッド、時間分解能は 1 時間である。今回の解析には 2006 年 11 月 10 日のデータを使用した。

2.3 レーウィンゾンデータ

HARIMAU2006 期間中、Tabing 観測所と Siberut 国立公園事務所では 1 日 4~8 回のレーウィンゾンデータ観測を行った。本研究では観測領域の環境場を調べる為に、Tabing のレーウィンゾンデータを使用した。解析期間(2006 年 11 月 10 日)では 1 日 8 回の観測を行った。

2.4 X バンドドップラーレーダー(XDR)観測

MIA, Tiku 両地点の XDR 観測では、アンテナの高速三次元走査によって半径約 80km の降水エコーとドップラー速度の三次元分布を取得した。集中観測期間中は所要時間 6 分、仰角 $0.5\text{--}50^{\circ}$ までの 18 仰角 1 セットからなる三次元走査を行った。

3. 衛星画像

図 2 に 2006 年 11 月 10 日の雲画像を示す。13LT 頃からスマトラ島西岸に沿って対流活動が活発になり始め、水平規模数百 km の雲システムに成長した。雲システムは西へ移動して行き、20LT 頃には雲システムの中心域はスマトラ島西岸沖の海上へ達した。さらに 11 日 00LT 頃には、雲システムの中心域はスマトラ島西岸から約 150km 離れたメンタウェイ諸島に到達した。

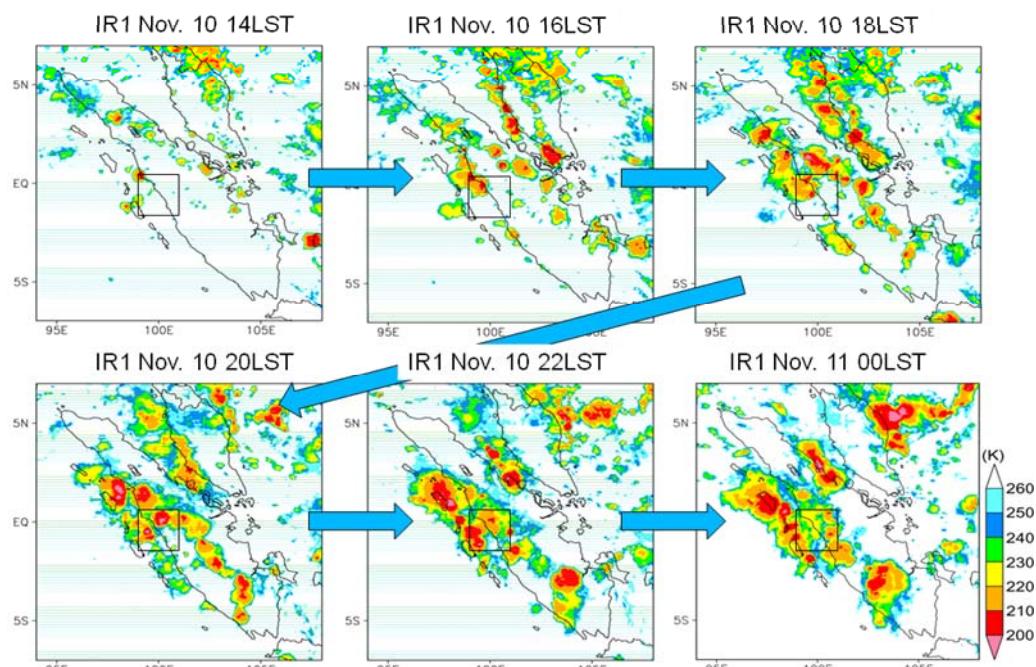


図 2：2006 年 11 月 10 日における静止気象衛星(MTSAT)の等価黒体温度 T_{BB} (IR1)の水平分布図。図中の四角は両 XDR の観測領域を示している。

4. 背景場

図3はTabing観測所における水平風の高度一時間断面図である。下層2kmでは、局地循環と見られる下層1kmで日中に西風、夜間に東風という日変化が見られた。高度2kmから14kmでは東風成分が卓越しており、上空ほど風速が強くなっていた。14kmより上層では、風向は西風成分に転じていた。

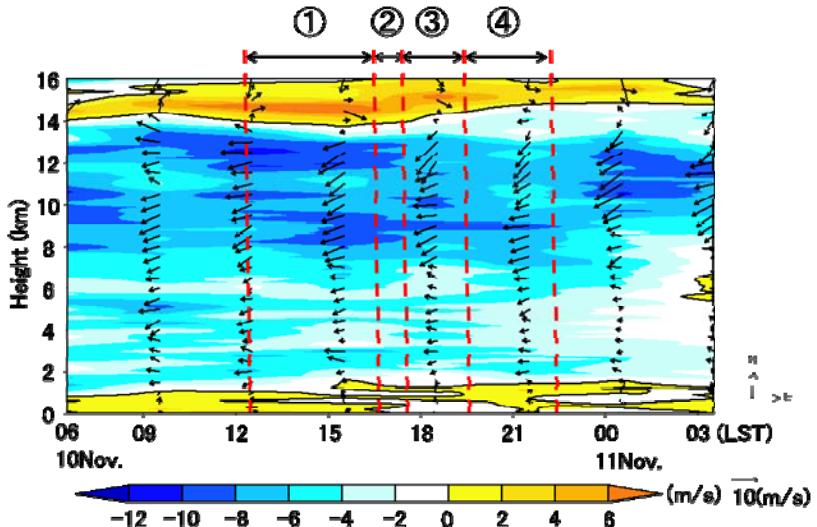


図3：Tabing観測所における水平風の高度一時間断面図。シェードは東西風成分を示している。

5. 降水システムの内部構造

図4に高度0.5km(左図)と2km(右図)の反射強度と水平風を示す。図2で見られたスマトラ島西岸域から沖へ西進した雲システムの内部に存在する降水システムは、12LSTから22LST期間中に3回移動方向が変わった。この節では、移動方向毎に降水システムの特徴を述べる。

期間①(12:00-16:30LST)には、降水システムはマニンジョウ湖西側で発生し北西方向へ移動した。高度0.5kmの水平風は、海上では南東風が吹いており、陸上では弱い西風(12:06LST)から徐々に風速が強まりながら南西風(13:06LST)に変化した。高度2kmでは、陸上・海上ともに(南)東風が吹いており、降水システムの移動方向とほぼ一致していた。

期間②(16:30-17:30LST)には期間①で北西へ移動した降水システムが東へ移動方向を変え、マニンジョウ湖へ向かって移動した。高度0.5kmと2kmの両方とも風速が強まり、期間①～④の中で一番風速の強い期間であった。高度0.5kmでは、海上・陸上ともに南(西)風が見られた。高度2kmの風は、海上では期間①と変わらず南東風が吹く一方、陸上では西風成分が見られた。

期間③(17:30-19:30LST)では、降水システムの移動方向は南へ変化した。高度0.5kmでは、海上で発生した降水システム内で南風が吹き、陸上の降水システム内では北東風が見られた。高度2kmでは、海上では期間①、②と同じく南東風が吹き、陸上では北風から北東風に変化し(17:54LST)、降水システムが南西進して海上へ移動した。陸上から海上へ移動してきた降水システムの下層では、強い東風が見られた。19:00LST以降

には海上で新たに降水システムが発生し、MIA より南側の海上で発生した降水システムは下層で南風を伴い、北側へ成長した（図略）。

期間④(19:30LST 以降)には、陸から海上に出た降水システムと新たに海上で発生した降水システムが組織化して、西岸から約 20km 沖に陸上の降水システムより大きな降水システム（長軸約 100km）を西岸と平行する方向に形成し（20LT 頃）、西岸から離れる方向（西南西）へ約 5m/s の速さで移動した（図 5(左)）。この時の降水システムは、エコー頂高度約 14km まで発達し、進行方向前方域に対流域、後方に層状域を持つ構造をしていた（図 5(右)）。降水システムの進行方向前方の対流域では、高度 1km 以下で前へ噴き出すガストが見られ、このガストと降水システムの前方からの流入気流が収束し、降水システム前方部に上昇流を形成していた。30 分後には、図 6(右)に示す様に古い対流セルのコア付近の高度 5km 以下で下降流が支配的になり、降水システム前方に新しい上昇流を形成してセルの世代交代が起こっていた。

6. まとめ

HAIRMAU2006 のデュアルドップラーレーダー解析データを使って 2006 年 11 月 10 日に起こった巨大日周期変化の事例解析を行い、陸上からスマトラ島西岸沖へ移動する降水システムの内部構造と移動メカニズムについて調べた。降水システムの内部構造は進行方向前方に対流域、後方に層状域を形成し、降水システムの移動方向は高度約 2km の風とよく一致しており、降水システムは下層の風向の変化に伴って北西→東→南（西）→西南西へと変化した。陸上から海上へ移動した降水システムは、海上で発生した降水システムと組織化し、スマトラ島西岸に平行な方向に長軸を持つ水平規模 100km 以上の降水システムを形成した。この降水システムは進行方向前方部の対流域から前方へ噴き出す下層の風と前方からの流入気流との収束によって上昇流を形成し、対流域を作っていた。この対流域を作り続けることで降水システムを維持していたと考えられる。

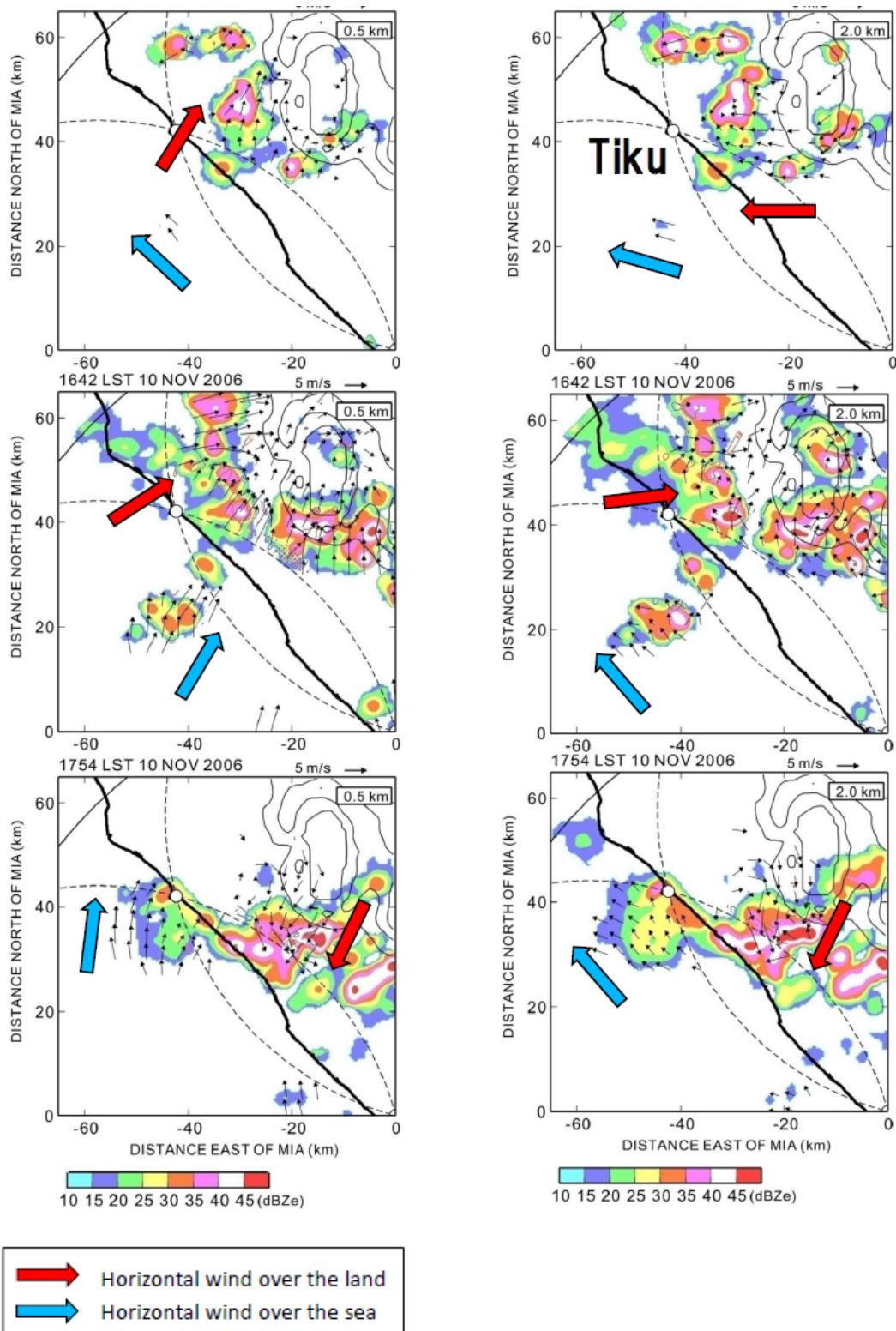


図 4：上から 12:36LST, 16:42LST, 17:54LST の高度 0.5km(左図)と 2km(右図)における反射強度と水平風の分布図。実線は両 XDR の観測範囲を表し、点線は両 XDR サイトのなす角(β 角) 30° を示している。

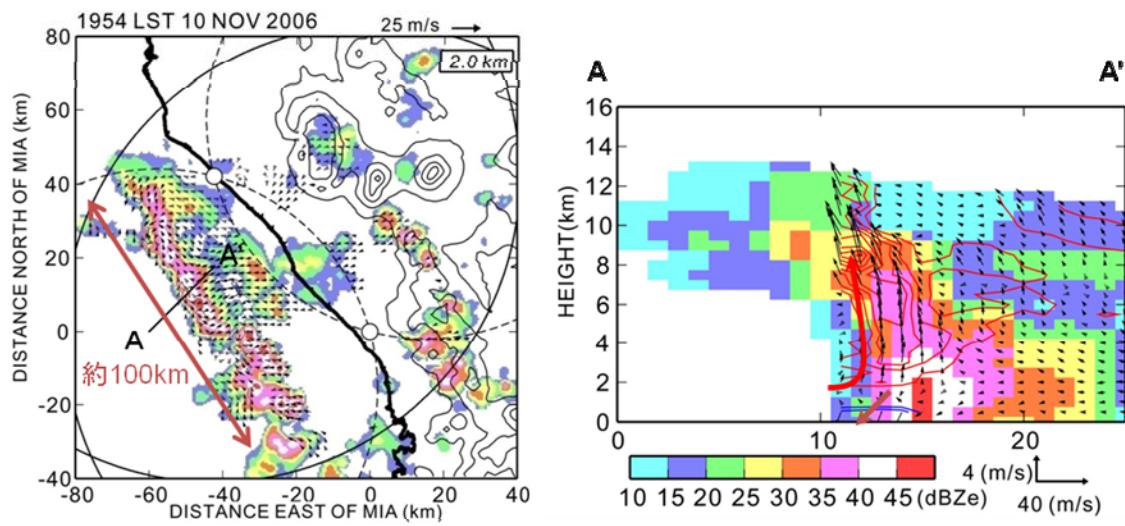


図5: 2006年11月10日19時54分における反射強度と水平風（左図）とAA'の反射強度と鉛直流の断面図（右図）。実線は両レーダーの観測範囲を、点線は両レーダーサイトからのはず角（ β 角） 30° を示している。

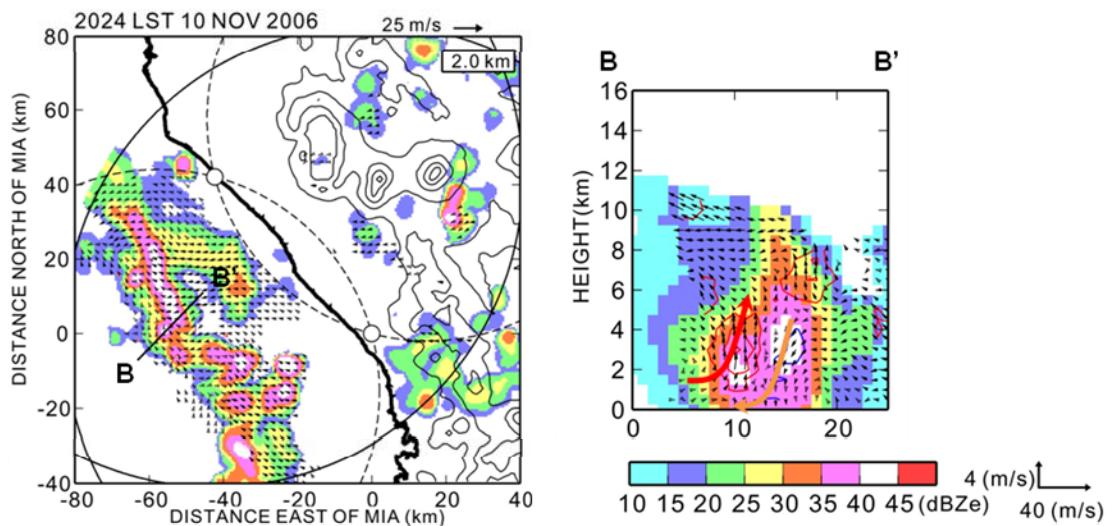


図6: 2006年11月10日20時24分における反射強度と水平風（左図）とBB'の反射強度と鉛直流の断面図（右図）。実線は両レーダーの観測範囲を、点線は両レーダーサイトからのはず角（ β 角） 30° を示している。

JEPP を超えて： 「海大陸センター」・「拡大 HARIMAU レーダー網」計画

山中 大学

海洋研究開発機構・地球環境観測研究センター

mdy@jamastec.go.jp

1. はじめに： JEPP-HARIMAU について

私どもは現在、「地球観測システム構築推進プラン」(JEPP)と呼ばれる研究費を用いて、「海大陸レーダーネットワーク構築」(HARIMAU)という計画を進めている。JEPP は 2005 年に開始された「地球観測 10 年計画」(GEOSS)に呼応して設けられたもので、HARIMAU はその前半 5 ヶ年(平成 17 ~ 21 年度)を実施期間としてインドネシア「海大陸」に気象レーダー(スマトラ島 Padang, ジャワ島 Jakarta (Serpong) の 2 ヶ所)やウインドプロファイラー(カリマンタン島 Pontianak, スラウェシ島 Manado (2008 年夏予定), パプア州 Biak の 3 ヶ所)を建設し(図 1), GEOSS の主眼とする国際社会貢献(具体的には当該地域の水資源管理, 在留邦人も含めた現地住民の防災, データの準リアルタイム公開による世界各国での気候変動予測精度向上など)を達成するとともに, 季節内変動やモンスーン(HARIMAU の「I」と「M」)など「海大陸」で起こる熱帯気象・気候現象の解明を目的としている。これらの経緯や背景は, 本シンポジウムの前身とも言える特定領域研究「赤道大気上下結合」のワークショップで既に報告した(山中他, 2005; 橋口他, 2006)。スマトラ島 Kototabang 赤道大気レーダー(EAR)は赤道域の大気を「上下」に観測するものであるが, HARIMAU 観測網は下層大気を「水平」に観測するものであり, 双方の協力で「海大陸」の 3 次元的な観測が可能となる。

本シンポジウム当日は, JEPP の 20 年度予算配分のための文科省ヒアリングと完全にぶつかってしまい, HARIMAU 副代表である橋口浩之京都大学生存圏研究所准教授に急遽代理をお願いして, JEPP-HARIMAU の現状と展望を(橋口氏と山中および森修一海洋研究開発機構 SL の 3 名の連名で)紹介して頂いた。本稿では, 改めて当初の表題通りに, JEPP に続く計画の展望をまとめておきたい。また橋口氏の代理講演の際に寄せられた貴重な御質問やコメントに対しても, どこがどなたの御発言に対応するかまで記すことは省略させて頂くが, 筆者なりの回答を含めて記しておきたい。

2. HARIMAU の科学的意義

HARIMAU 前半 3 年間は, 予算的にはもとより, 担当研究者の精力も大半がレーダーやウインドプロファイラーの輸送・設置から定常運用やネット上のリアルタイムデータ公開に至るロジ的な側面に割かれてしまったため, 投資に見合うだけの科学的成果が得られていないという御批判があるのは承知している。それに対して JEPP あるいは GEOSS は観測的空白の補完, 観測網整備, 社会貢献こそが主目的だからと開き直るのはたやすいが, HARIMAU を推進している私たちは研究者であるという誇りもまた失くしたくない。そこで本稿ではまず, HARIMAU を通じて得られつつある科学的成果を, まだ論文としては刊行できていないものも含めて示しておきたい。

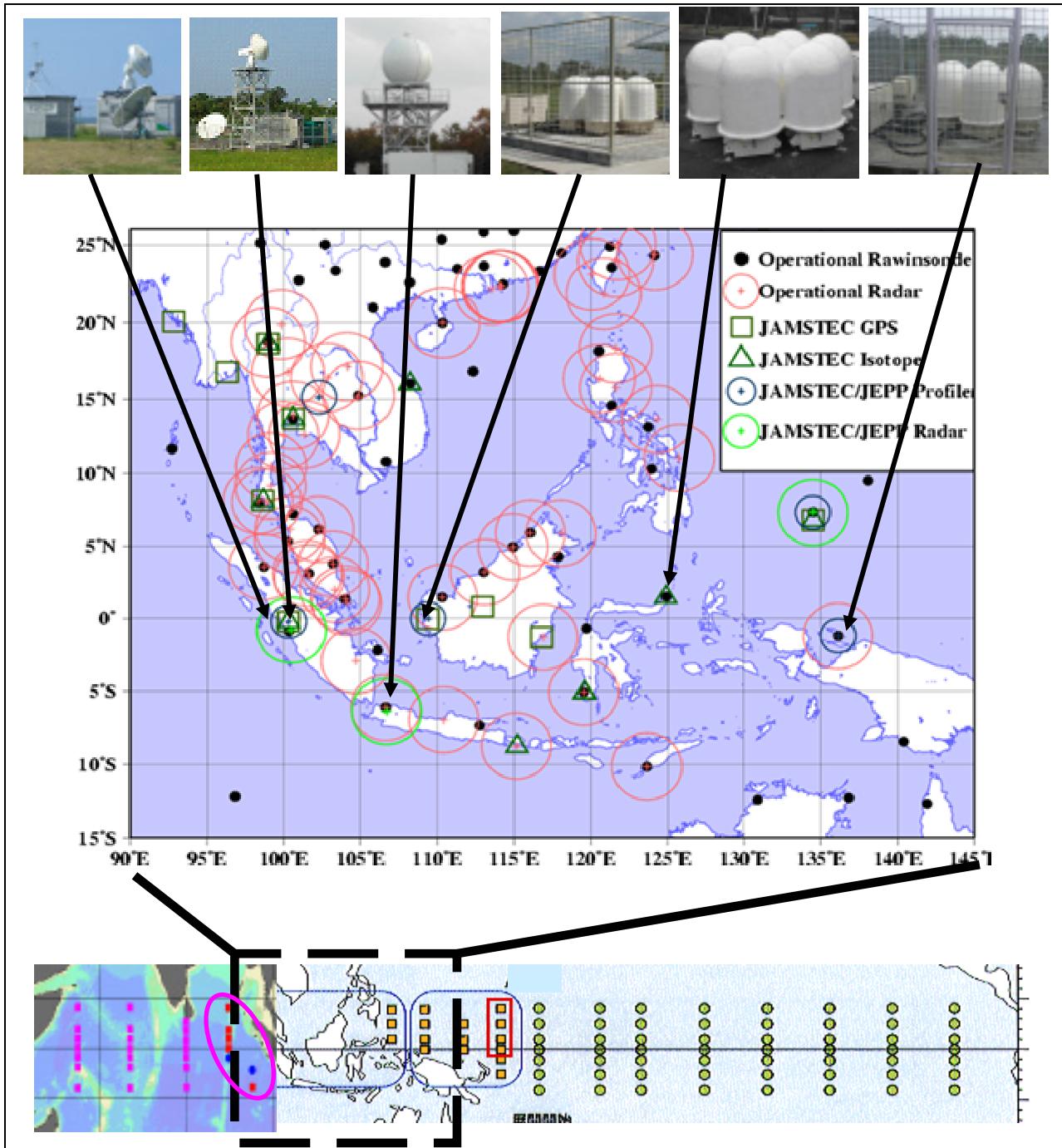


図1. 海大陸レーダーネットワーク(HARIMAU)と関連の観測網.

2.1. 大気・沿海・島嶼相互作用

赤道海洋(インド洋・太平洋)上での雲集団の発生は、「大気・海洋相互作用」で支配される。海面上の大気運動つまり風は海洋表層の海水を引きずることによって海洋を力学的に強制し、同時に海面からは大気に顯熱や潜熱(水蒸気蒸発)という熱的強制が与えられる。雲集団においては、雲の底へ向けて吹き込む風が海洋表層の暖かい海水を雲の底へ集め、一方この暖かい海水から供給される熱あるいは水蒸気が直上の大気中の対流活動つまり雲集団を維持しているわけである。

しかし海大陸域では、海と混在している半島や島嶼の「陸面」の作用も重要である。陸面は、生物活動や人間活動により様々な物質の発生源となっている。また固体の陸面は、同じ日射を浴びても液体の海面より先に高温となり、午後から夜半にかけては陸上で雲ができそこへ向けて海風が吹く。

陸上では山岳を越えて吹く風は上下に振動し、様々の大気波動の原因となるとともに、雲の発生にも関与する。雲は次第に海岸へ移り、夜には海上に出るようになる(図2)。夜半から日出前には逆に陸面が海面より先に冷え、海上で雲ができる陸風が吹くから、島嶼上(および島嶼間の内海も含めて海岸から数百km以内の「沿海」)では1日周期の天候変化が大変顕著である(van Bemmelen, 1922; Hashiguchi et al., 1995a,b; 1996, 1997; Hadi et al., 2003; Murata et al., 2002; Wu et al., 2003; Mori et al., 2004; Sakurai et al., 2005; Araki et al., 2006)。日周期変化する海陸風循環は最も古くから研究された気象現象の一つであるが、海大陸のそれらの不思議さは、教科書的な典型的な晴天日あるいは乾季よりもむしろ、悪天が多い雨季にも顕著であるということである。

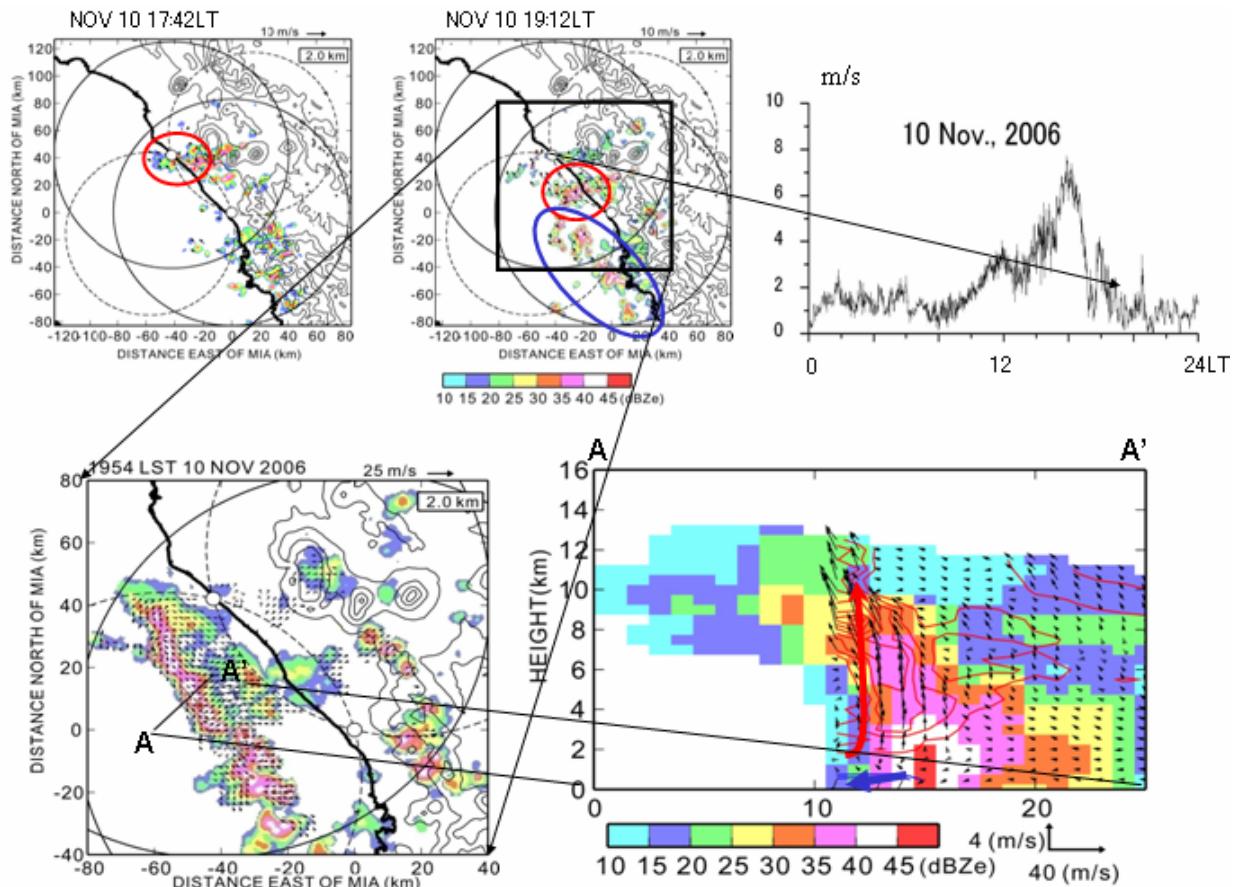


図2. 二重レーダー観測(左3枚は平面図、右下は鉛直断面；右上は北側のレーダーサイト(Tiku)における地上風速)によるスマトラ西岸の積乱雲群(櫻井南海子・川島正行・森修一氏らの観測・解析による)。

この雨季の日変化のパラドックスは、海大陸特有の活発な対流雲の活動を考慮して以下のように理解できる。すなわち、海大陸域の陸面で午後に生じる雲は夕方から夜間にかけて強い雨を降らせ、上に述べた陸面の急速な冷却に一義的に関与し、雲の原因であった海陸間の温度差を夜半頃までにほぼ解消する(そのため、熱帯には熱帯夜はない！)。雨は大気中の浮遊物質などもほぼ完全に洗い流すので、翌朝には陸面の空は完全にクリアになり、日射を最大限に受け取る準備が整う。海大陸の雨季は場所により異なる時期にピークを持つが、ほぼ太陽高度最高(赤道周辺なので天

頂となる)の季節と一致しており(Hamada et al., 2002; Araki et al., 2006), 実際 Serpong に置いた日射計のデータ解析から雨季の正午頃には殆ど太陽定数に近いような強い日射が得られている. そしてこの強い日射が, 午後に強い対流雲を生むのである.

つまり海大陸の日変化は教科書的な晴天日の放射加熱冷却によるものとは本質的に異なり, 日変化自身に伴う対流性降水雲の生滅を通じた「自励的」なものである. 雲すなわち湿潤過程の寄与という意味では, 台風や季節内変動の生成・発達で考えられている第二種条件付不安定(CISK)にも通じるものである. しかしこの自励的日変化の場合は, CISK のように雲は加熱(潜熱放出)あるいは不安定化の役割だけでなく, 強雨を生じることによって冷却あるいは安定化の役割も果たす. これによって雲は自分自身で大気状態を翌朝までにリセットし, この毎朝リセットされることこそが日周期変化が現れる本質的な原因になっているのである.

自分自身でリセットするこの日変化は, 他の外的な何かがなければ必ず毎日現れるはずである. 外的な何かとしては, 例えばインド洋から東進してくる季節内変動がある(Murata et al., 2002, 2006; Shibagaki et al., 2006). 面白いことには, 季節内変動は雲や雨を作るのではなく(そんなものがなくても上記の日変化によって作れる), むしろ作らせない作用をするということである. つまり季節内変動の後部の乾燥あるいは強い西風が, 每日現れるべき日変化を抑制することがある. 勿論前面では日変化は抑制されず, 逆に促進される. 従って季節内変動が海大陸で消滅せずに通過する場合は, 日変化を促進する部分が維持される場合であると言える. そしてこの季節内変動が通過できるようになって雨季あるいは偏西風モンスーンが開始されるのである(Hashiguchi et al., 1995a).

これらの一連の過程に関する「沿海」は海大陸を構成する一部であり, 先に述べた陸地から遠い広大な海洋とは区別される. このような「大気・陸面・沿海相互作用」が海大陸域の気象・気候の本質で, これを踏まえた「観測」が必要となる. 私どもは既にスマトラ沖の Siberut 島(濱田ら)や付近を航行した観測船みらい(森ら)などにより海面上の観測も試みているが, まだ全く観測できていない海洋内にも他地域では見られないような顕著な日周期変化が生じている可能性がある. 海大陸は赤道沿いに, つまり南北両半球に跨って存在しているため, 南北で互いに逆向きの Ekman 効果(Coriolis 力)によって東寄りの風(西岸の陸風, 東岸の海風)の時間帯には表面海水発散と湧昇, 西寄りの風(西岸の海風, 東岸の陸風)の時間帯には逆に表面海水の収束が予想される. さらにこのことが, 大島嶼の東西両岸での日変化の違いを生んでいる可能性もある.

2.2. 水平対流論

HARIMAU で観測される日周期で逆転する海陸風循環や年周期で逆転するモンスーン循環, さらに十~数十日間隔で通過していく季節内変動, 海大陸域を中心にほぼ定常に維持されている(季節により南北に変位するが)南北の Hadley 循環や(ENSO や IOD など数年規模で東西に変位するが)東西の Walker 循環などは, いずれも下端の陸面・海面の水平温度勾配によって強制された対流(水平対流)である. ずっとスケールの小さい積雲対流は, これら水平対流の上昇流域にも付随して発生するが, 鉛直温度勾配が不安定(超断熱勾配)になったために生じる鉛直対流として区別される(小倉, 1997). レーダー・プロファイラ網により得られる時間的・空間的に密なデータを観測事実として, 各種の水平対流を統一的に論じる(あるいは各種水平対流が重畳して作る「階層構造」を全体的に理解する)理論的枠組の確立が期待される(山中他, 2005).

東西(x)方向に均質($/x = 0$)な大気における子午(南北 y -鉛直 z)面流線関数 ψ , 温位 θ , 東西流 u の時間(t)発展を支配する東西渦度方程式, 熱力学方程式, 東西運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial t} + \frac{\partial(\psi, \nabla^2 \psi)}{\partial(y, z)} &= f \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial y} - \frac{\partial F_y}{\partial z}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial(\psi, \theta)}{\partial(y, z)} &= -\frac{\theta_0}{g} N^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} + Q, \quad \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(\psi, u)}{\partial(y, z)} = -f \frac{\partial \psi}{\partial z} + F_x \end{aligned} \quad (1a, b, c)$$

(f は Coriolis 因子, g は重力加速度, $\theta_0(z)$ は基本場温位, $N^2 = d\theta_0/dz$, (F_x, F_y, F_z) は力学的強制, Q は熱的強制, $(/y, /z), (a, b)/y, z, a/y, b/z, a/z, b/y$ と書ける.) (1a)式から, 力学的強制がなければ, 温度風平衡(右辺の第一項と第二項の和 = 0)のすれから水平対流 u は導かれることがわかる.

上式で係数 f, N の空間変化および非線形項が全て無視できるとき, u および ψ を消去することができて, θ に関する1本の式:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla^2 + N^2 \frac{\partial^2}{\partial y^2} + f^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \psi = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial F_z}{\partial y} - \frac{\partial F_y}{\partial z} \right) + f \frac{\partial F_x}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial Q}{\partial y} \quad (2)$$

が得られる. この式は(東西波数 = 0 の)慣性重力波の式に他ならず, 一般に南北波数が大きい(南北波長が短い)ほど周波数が高い(周期が短い)振動となる. これらの波のうち南北・鉛直波数および周波数が同じで波面の傾き(と鉛直位相速度)が逆のものを重ね合わせるとセル状の構造つまり水平対流になり, 一般にある位相速度で南または北に移動する. さらに同じ大きさ(で同じ絶対値の南北位相速度)のセルで逆向きのものを重ね合わせると, それらの振幅が等しければ定在波的(節や腹が固定)な周期的に逆転する循環になる. (2)式は便宜上 y 軸を南北に取ったが, どの方向に取っても同じ式が得られるので, 例えば任意の海岸線に直角の方向にとることができる. (2)式の解の様相は, 海大陸域で観測される顕著な日周期(海陸風的)循環とよく一致している.

また(2)に含まれない θ_0 のような解として, u と ψ が温度風平衡を満たす(東西波数 = 0 でかつ定常の)Kelvin 波が得られる. さらに, 最初の $/x = 0$ の仮定をはずし潮汐方程式を出してから改めて $/t, /x \neq 0$ の極限を取ると(東西波数 = 0 でかつ定常の)Rossby 波が得られる. これらの波のうち南北・鉛直波長が同じで波面の傾きが逆のものを重ね合わせると, 大規模(惑星規模)で定常な水平対流となる. 例えば Hadley 循環(および熱帯収束帶, その両側の2本の偏東風(貿易風)帶)は, 東西波数 = 0 の Kelvin 波と Rossby 波の重ね合わせで作ることができる. Rossby 波には様々な南北波数のもの(球面では Legendre 多項式, 面近似では Hermite 多項式で表される)が存在し, 地球のような半球 3 セルのものや木星型惑星の縞状構造(低緯度ほど縞の間隔が狭くなる)も作ることができる.

実際の大気の強制項として主要な太陽放射加熱は, 年(公転)周期と日(太陽日)周期の二重周期で変化する. 厳密にはこれに対して起こる地球(赤外)放射と(小規模な(鉛直)対流運動による)力学的熱輸送による冷却を差し引いた正味加熱を考えるべきであるが, これらも加熱に対応した周期で変化しているであろうことと, 赤道域では通常は加熱過多になっていることからとりあえず太陽放射の周期性を取り出して考えてよからう. まず日周期については, (2)の解として適当な慣性重力波を重ね合わせた解を対応させることができる. 観測される雨季の顕著な日変化は, 湿潤効果による(慣性重力)波動 CISK として理解できるかもしれない. また前項の最後に述べた沿海の海洋中に作

られる日周期変動も、大気からの力学的強制によって作られる慣性重力波を用いて理解されよう。

一方、年周期については Kelvin 波・Rossby 波的な解を対応させたいが、これらの東西波数 = 0 の(南北境界条件を満たす)モードは全て時間的に振動しない定常解であり、熱源の(緯度)分布に従って直ちに定常状態になって位置を変えるか、さもなくば 0 でない東西波数を持つ移動モード(に対応する東西循環)によらねばならない。後者に対応するのは、熱源である高い海水温域とともに東に進む東西・南北循環(松野-Gill パターン)としての季節内変動であり、赤道近傍に極大を持つ Kelvin 波、その両側に極大を持つ Rossby 波で構成される。海大陸の雨季(偏西風モンスーン季)が季節内変動によって開始される観測事実はこれとよく対応している。また海大陸を通る大円に沿って正負の気圧アノマリーが並ぶテレコネクションパターンが、Rossby 波束によって形成される。

日周期と年周期の間には、恒星日($= 2 \pi / \Omega$ 、 Ω は自転周期)、太陽日($= 2 \pi / \Omega_{\text{diurnal}}$ と書くことにする)、公転周期($= 2 \pi / \Omega_{\text{annual}}$ とする)の関係(定義)から直ちに得られる

$$= \Omega_{\text{diurnal}} + \Omega_{\text{annual}} \quad (3)$$

のような「共鳴」関係が存在する。つまり日周期・年周期の変動は、地球自転周期を介して相互にエネルギーを交換できるのである。このことを含め、観測事実に基く地論構築を行いたい。

2.3. 最適観測網

中緯度では日本や欧米など観測網が密な地域では、約 200 km 間隔で高層気象観測点を置くことで温帯低気圧などの総觀規模・準地衡風的現象は十分な予報精度が得られ、補足的に梅雨季や台風接近・上陸等で重要なメソスケール・非地衡風的現象を主目的として気象レーダー・ウインドプロファイラ観測網を敷いている。しかし赤道周辺では、卓越する気象現象が基本的にメソスケール・非地衡風的であり、中緯度以上に密な観測網が必要となる。にも拘らず海大陸域では、(最近著しい発展を遂げているとは言え)経済つまり国家予算的問題のほか、傾度幅にしてインド洋に匹敵する赤道全周の $1/8$ (5,000 km)を占める広さを持つ上に、合わせて日本海の 10 倍ほどの広さを持つジャワ海・バンダ海・アラフラ海などの内海(豪亞地中海)や、なお大島嶼内陸部にも広大な未開の奥地を有するなどで、国土を埋め尽くす観測網を敷くことは現実問題として殆ど不可能である。さらに、高度な観測やリデータ解析・研究を支える人材の数も、現状ではまだ極めて不十分である。

このような純気象・気候学的ならびに地理的・社会的条件下において、どのような観測をどこでどういう密度で展開すべきか、ということ自体も、重要な研究課題となる。海大陸域およびその周囲に分布する海と陸の両方、さらに地球上を全てカバーするには衛星観測があり、雲の分布などは既に各國が打ち上げている静止衛星(海大陸域を含む経度帯については、日本の(過去の GMS(ひまわり)および)MTSAT および中国・インドの気象衛星)によってほぼ全地球的に毎時撮像されている。また米国の高分解能観測衛星 NOAA や、予想以上に長寿命を維持した日米共同のレーダー観測衛星 TRMM などは、全て極軌道であるため 1 地域を連続観測することはできないが、特に研究面では極めて貴重な観測データを提供している。しかし降雨強度はムラが大きく時間的強弱も激しいので、雲の下での地上・海上での観測をできるだけ連続的に行わねばならない。地上では特に古くから開けた地域には長い歴史を持つ雨量観測があるが、時間間隔の細かい自記式のものに変えていくとともに、気象レーダー(間接的推定)で面的にカバーすることが必要である。風については、気象レーダーに雨滴の運動を測定できる機能を付加するか、晴天域や上昇気流も測れるウインドプロファイラを

用いる。また海上ではブイを用いた観測網のほか、レーダー搭載の観測船を用いて特定の航路上・海域・期間の集中観測も行われている。

WMOを中心(日本では京大を中心に)進められている THORPEX では、数値天気予報・気候予測モデルを用いて、特に熱帯低気圧の発生・進行に重要な海洋域を中心とした熱帯域でどこにどのような観測を設けるのが最も効率がよいかが研究されつつある。京大では EAR 建設を成し遂げた 18 年度までの 6 年計画 CPEA に続き、余田成男氏らが 19 年度までの 5 年計画 COE-KAGI21 や、これに関連した津田敏隆氏らによるいくつかの競争的資金を用いて、海大陸域の数値予報実現とそのための観測整備・人材育成に大きな実績を挙げて来られた。熱帯域の予報可能性の研究は、海洋研究開発機構の地球シミュレーター上の超高分解能モデルを用いても(東大 CCSR と同機構を兼務する)佐藤正樹氏らにより進められている。また GEOSS や WCRP の一環(CEOP 計画)のほか近年は国家基幹戦略の一つとしても位置づけられた、データ統合あるいは DIAS と呼ばれる計画が東大 EDITORIA の小池俊雄氏らにより推進中である。さらに、東大 IR3S-TIGS の住明正氏らは、文理融合の学際的な地球環境研究を展開している。その他、本来は海大陸域をも重要対象領域とした計画は数多いが、基礎研究・教育中心のものが多く、具体的な観測点増設にはなかなか投資できなかった。

HARIMAU は、科学的には世界気候研究計画(WCRP)の一計画として松本淳首都大教授(海洋研究開発機構兼務)らが進めているモンスーンアジア水文気候研究計画(MAHASRI)の一部でもある。HARIMAU では、前述の他計画でできない海大陸域での観測網整備を進めてきたわけであるが、採択時も採択後も大幅な予算削減のみならず、先に述べた地理的・社会的条件による完全な観測網建設が困難であることを計画当初から認識しており、本稿冒頭にも触れた「季節内変動」という概念を用いた観測の効率化を目指してきた(山中他, 2005)。現時点(昨年度)までに建設された 2 つの HARIMAU のウインドプロファイラ(Pontianak, Biak)を EAR と共に用いて、季節内変動が海大陸上を東西に通過していく状況を追跡することができる(図 3)。来(21)年度はさらに Manado にもう 1 点加わるので、海大陸上に赤道沿いに千 km 程度の間隔で 4 点並べて同時観測できる。この 4 点で時間分解能の高い観測を行い、さらに日 1 回程度ではあるが毎日行われている気象地球物理庁(BMG)の高層気象(レーウィンゾンデ)観測点を加えて季節内変動の通過をほぼリアルタイムに追うことが可能となる。一方、季節内変動通過に際しての各観測点での気象変化を解析し、百年前にノルウェー学派が温帯低気圧に対して行ったような観測に基く季節内変動の構造モデルと地域的な差異を知っておく。両者を組み合わせることにより、日本で国民全員が中学校で学びテレビ天気予報で説明されているような基本的な天気変化の「常識」を確立することを考えている。

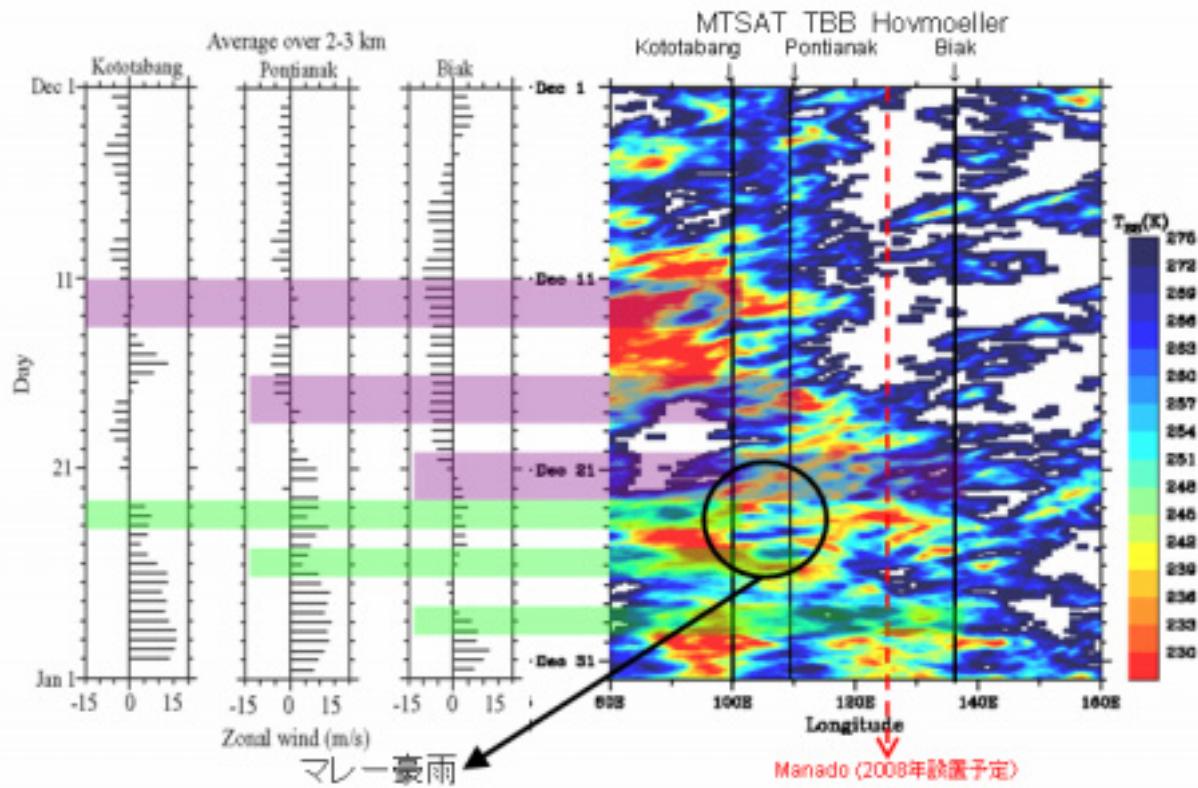


図3. 海大陸域の3地点でのウインドプロファイラ観測(左)と気象衛星観測(右)による季節内変動。
(橋口浩之氏, 柴垣佳明氏らの観測・解析による)

3. HARIMAUの社会的意義

HARIMAU計画を展開しているインドネシア「海大陸」は、誕生後45億年を経た地球史においても極めて特異なものである。地球内部の流動に伴う数億年ごとの大陸の離合集散の過程で、特に5千万年前以降現在までのようない大陸分裂期に地峡や列島状の地形が生じるのは珍しくない。実際南北米大陸間には中米地峡が存在している。「海大陸」も同様に亞・豪両大陸間に生じたものであり、数10万年間隔で訪れる氷期の海面低下の際にはかなり地峡化すると考えられているが、間氷期(最近2万年の後氷期を含む)には地峡的地形は北半(インドシナ~マレー半島)のみを残し、他は巨大島嶼が散在する地形となっている。重要なことは、この海陸混在する地形が、ちょうど赤道直上に存在し、赤道沿いの貿易風(偏東風)に吹き動かされて太平洋からインド洋へと流れる海流にかかるダムとなり、強い日射で温められた海水を多量に堰き止めているということである。この特殊な自然環境は、700万年前以来30種以上現れては地球上に拡散し(1種すなわち我々*Homo Sapiens*を除き)絶滅することを繰り返してきた人類にとって、格好の繁殖地であった。

しかるに今から約7万年前、EARやHARIMAU-Padang気象レーダーから300km北西方にあるToba湖となって残る巨大カルデラを残した想像を絶する火山噴火があり、海大陸からインド辺りまで居住していた人類は絶滅の危機に瀕したのである(例えば Rampino and Self, 1993; Oppenheimer, 2002; Jones et al., 2007)。この絶滅の危機の痕跡こそがユーラシアに居住するモンゴロイドとコーカソイドという2大集団の人種差であり、言わば東洋と西洋は海大陸の巨大火山爆発によって分

かたれたのである。3 年前のスマトラ大地震では津波がベンガル湾・インド洋沿岸の 20 万人以上を犠牲にしたが、7 万年前の Toba 火山噴火の際には拡散した火山灰雲による気候悪化が海大陸からインドにかけての多くの人々を犠牲にしたらしい。従って海大陸域の大気循環の解明はそのような火山災害への対応策としても不可欠であり、さらにこの海大陸で起きた 7 万年前の大災害は今後の人類と地球との共生を探る上で格好の研究課題であるとも言えよう。

その後我々人類は、2 万年前にピークを迎えた氷期による海面低下なども最大限に利用して、地球上のほぼ全陸地に生息域を広げた。数千年前からはモンスーンを利用して、ギリシャ人やアラビア人が東南アジアへの海路を開拓し、インドネシア人は逆にマダガスカルへの植民に成功した。これら東西双方向の海路は、6 百年ほど前からヨーロッパ人や中国人がさらに大々的に用い、風向きに関係なく船を動かせる今も日本の石油輸入や自動車輸出にとって重要な航路となっている。

海大陸域での科学的大気観測は、ここを植民地としたオランダが 18 世紀に今の Jakarta に設立した Batavia 学芸協会を中心となって創始し、19 世紀末で既に 2000 点に達する雨量観測網を全土に設けていた。20 世紀初頭頃の Batavia 気象台長 van Bemmelen は Krakatau 火山島噴煙観測や高層気象気球観測などを精力的に行い、その半世紀後に再発見される成層圏準 2 年周期東西風変動、モンスーンと雨季の関係、大気潮汐、海陸風などを見出していた(van Bemmelen, 1922)。第二次大戦、独立戦争、内戦による観測断絶やデータ紛失、諸外国からの援助による官署観測網の整備を経て、1997~8 年の経済危機時にも暴動の起きた Jakarta や Ambon でも観測は継続され、経済回復・再発展の矢先に起きた 2004 年末のスマトラ大地震津波の後はその復興国際援助と防災・環境への国民的要求の両方でインドネシア政府も自力での観測網の整備に力を入れてきている。災害を生む自然現象の観測・警報・教育網の必要性は、この地域の住民全員(仕事や観光で滞在する常時数万人もの日本人も含む)に強く認識させた。

一度に何千から何十万人の犠牲者を出す地震・火山災害に比べると報道が少ないが、毎年あちこちで起きる洪水など気象災害で失われる人命を積算すると、まれにしか起きない地震や津波によるものよりはるかに大きいことに留意すべきである。2007 年 1~2 月には Jakarta 首都圏(DKI)内の広範な地域の家屋を浸水させ、死者百人以上、一時避難者まで含めると 30 万人に達する大水害が発生した。このように水害の規模が大きくなる原因としては、排水など都市インフラの不十分さも無視できないが、気象学的要因としても様々のものが一度に重なったことによる。この水害を起こした豪雨に関する伍らによる研究では、前述のように海大陸の雨季に普段から起きている日周期つまり毎日午後から夜間にかけての活発な対流性降水雲生成が、遠くシベリアに発するモンスーンあるいは寒波(コールドサージ)が両シナ海で水分を補給しつつ赤道も越えて南下してきたことにより促進されたことが最大の原因である(Wu et al., 2007)。同様なコールドサージによる豪雨は、それ以前の 2006 年秋から年末にかけてベトナムやマレーシアでも起きていることが指摘されている。しかしさらに赤道上を進む季節内変動の活発期にも当たり、この観点で言えば、結果的に超雲団が減衰せずに海大陸上を通過したことによって生じたとも言える。

4. JICA 連携による「海大陸センター」設立構想

HARIMAU は 2007 年 11 月 27 ~ 30 日に南アフリカ Cape Town で行われた第 4 回 GEO 閣僚級会合(地球観測サミット; 日本からは渡海文相が代表として出席, 筆者も末席に連なった)において, 来年洞爺湖で開催の先進国首脳会議(いわゆるサミット)へ提示される GEOSS 初期成果の一つとして選ばれた。会場では, インターネット経由で MIA/Padang, Serpong/Jakarta の両気象レーダーによる降雨分布イメージが, リアルタイムで映し出しされた。一方, この GEOSS や, その直後にインドネシアのバリで開催された気候変動枠組条約締結国会議(COP)における国際的意識の高まりに押される形で, 日本政府としても地球環境問題に対して再び積極さを高めつつある。この地球環境, そして防災, 感染症, エネルギーという 4 つの重要課題を対象として, 過去のいわゆる箱物建設一辺倒だった ODA を, 相手国との共同研究やソフト面の先端的技術拡散, 人材育成(キャパシティ・デヴェロップメント)に活用する計画が, 文科省(実施機関: JST)・外務省(同 JICA)共同の新たな競争的資金制度として, やはり洞爺湖サミットまでに具体的に採択内定まで行うべく間もなく(2008 年 3 月上旬)公募が開始される予定である。

筆者らは, この ODA 連携の新たな競争的資金に応募し, HARIMAU 計画では予算削減のために達成できなかったジャカルタ「海大陸センター」(仮称)を構築し, 観測網のデータを集め, 国際的な学界・社会両面での利用を推進するとともに, キャパシティ・デヴェロップメントにも努めたいと考えている。筆者としては, それらの単に現地本部・途上国支援組織的なものにとどまらず, 国際的な熱帯気象・気候・水文学, さらには海大陸およびその周辺の地球惑星科学・地球環境科学全てを対象とした一つの COE 的なものとしたいという夢を持っている。ODA は勿論, 相手国つまりインドネシア側で要求するものであり, 現在 BPPT の Jana 次官や Yusuf 局長, Fadli 研究室長らとともに具体的な要求内容について議論を進めているところである。採択された暁には, 筆者自身が海大陸センターに基本的に常駐し, 自ら COE 化の夢の実現へ向けて頑張る所存である。

5. おわりに: 「拡大 HARIMAU レーダー網」の展望

小泉首相時代の新政策として開始された JEPP の一課題 HARIMAU は, 予算削減と戦いながらも京大・北大・BPPT・LAPAN・BMG の関係各位の御尽力・御高配を得て, 幸いにも予定した観測網建設を達成し, GEOSS への貢献を高く評価されるとともに, 科学的成果としても巨大日変化の実態や励起機構, その季節内変動やモンスーンとの相乗効果による豪雨発生機構など, 一定の成果を挙げることができつつある。残り 2 年間は, これらの成果をさらにレベルアップし, かつ公開も進め, さらに ODA 連携による海大陸センター構築を進めていく予定である。

このようなレーダー・プロファイラ観測網は, 中国・台湾・ベトナム・タイ・マレーシアなどで別途構築されつつある観測網と連携して, MAHASRI あるいは AMY というモンスーン・アジア全域の大観測網の重要な一部分となる。さらに将来は, これらでまだ漏れているフィリピン(西太平洋上やインド洋上とともに当機構の吉崎正憲・城岡竜一両氏らのグループが具体的構想を暖めつつある)などとも結び, 赤道直下から日本列島に至るまさに地球規模の南北観測ラインとなろう。また HARIMAU 観測網は, 当機構の水野恵介氏らによる, 1990 年代初めの TOGA-COARE 計画以来の太平洋上, JEPP の一課題として構築中のインド洋上の赤道沿いの両ブイ網ともに, 地球赤道全周の実に 2/3 近くを結ぶ東西観測ラインともなっている。これら東西・南北の両観測ラインの交差点に, COE たる海大陸セン

ターが構築されることになる。この「拡大 HARIMAU 観測網」を、21世紀半ば以降にさらに深刻化すると予測される地球温暖化など未曾有の気候変動に立ち向かう、日本・インドネシア両国のみならずアジア全体の次世代に託すことができれば幸いである。

文 献

- Araki, R., M. D. Yamanaka, F. Murata, H. Hashiguchi, Y. Oku, T. Sribimawati, M. Kudsya and F. Renggono, 2006: Seasonal and interannual variations of diurnal cycles of local circulation and cloud activity observed at Serpong, West Java, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 171194.
- Hamada J.-I., M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, S. Fukao, P. A. Winarso, and T. Sribimawati, 2002: Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 285–310.
- Hadi, T. W., T. Tsuda, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2000: Tropical sea-breeze circulation and related atmospheric phenomena observed with L-band boundary layer radar in Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 123–140.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, M. D. Yamanaka, T. Tsuda, S. W. B. Harijono, and H. Wiryo sumarto, 1995a: Boundary layer radar observations of the passage of the convection center over Serpong, Indonesia (6°S, 107°E) during the TOGA COARE intensive observation period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 535–548.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryo sumarto, 1995b: Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results. *Radio Sci.*, **30**, 1043–1054.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, S. W. B. Harijono, and H. Wiryo sumarto, 1996: An overview of the planetary boundary layer observations over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar. *Contr. Atmos. Phys.*, **69**, 13–25.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, M. D. Yamanaka, and T. Tsuda, 1997: Frequency spectra of wind velocity fluctuations between 1 hour and 1 month in the atmospheric boundary layer over equatorial Indonesia. *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, S187–S195.
- 橋口浩之・山中大学・森修一・城岡竜一・伍培明・川島正行・藤吉康志, 2006: 地球観測システム構築推進プラン「海大陸レーダーネットワーク構築 (HARIMAU)」について. 文部科学省科学研究費補助金特定領域研究「赤道大気上下結合」平成18年度公開ワークショップ報告書, .
- Jones, M. T., R. S. J. Sparks and P. J. Valdes, 2007: The climatic impact of supervolcanic ash blankets. *Clim. Dyn.*, **29**, 553–564.
- Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal rainfall peak migrations around Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021–2039.
- Murata, F., M. D. Yamanaka, M. Fujiwara, S.-Y. Ogino, H. Hashiguchi, S. Fukao, M. Kudsya, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and E. Kelana, 2002: Relationship between wind and precipitation observed with a UHF radar, GPS rawinsonde and surface meteorological instruments at Kototabang, West Sumatera during September-October 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 347–360.
- Murata, F., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, M. Kudsya, T. Sribimawati, B. Suhardi and Emrizal, 2006: Dry intrusions following eastward-propagating synoptic-scale cloud systems over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 277–294.
- 小倉義光, 1997: 「メソ気象の基礎理論」, 東京大学出版会.
- Oppenheimer, C., 2002: Limited global change due to the largest known Quaternary eruption, Toba ≈74 kyr BP? *Quart. Sci. Rev.*, **21**, 1593–1609.

- Rampiro, M., and S. Self, 1993: Climate-volcanism feedback and the Toba eruption of ~74000 years ago. *Quart. Res.*, **40**, 269–280.
- Renggono, F., H. Hashiguchi, S. Fukao, M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, N. Okamoto, F. Murata, S. W. B. Harijono, M. Kudsy, M. Kartasasmita, and G. Ibrahim, 2001: Precipitating clouds observed by 1.3-GHz L-band boundary layer radars in equatorial Indonesia. *Ann. Geophys.*, **19**, 889-897.
- Sakurai, N., F. Murata, M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, J.-I. Hamada, Y.-I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, 2005: Diurnal cycle of migration of convective cloud systems over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 835–850.
- Shibagaki, Y., T. Shimomai, T. Kozu, S. Mori, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, S. Fukao, and M. D. Yamanaka, 2006: Multi-scale convective systems associated with an intraseasonal oscillation over the Indonesian maritime continent. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1682–1696.
- van Bemmelen, W., 1922: Land- und seebrise in Batavia. *Beitr. Phys. Frei. Atmos.*, **10**, 169–177.
- Wu, P.-M., J.-I. Hamada, S. Mori, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka and F. Kimura, 2003: Diurnal variation of precipitable water over a mountaneous area in Sumatera Island. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1107-1115.
- Wu, P.-M., M. Hara, H. Fudeyasu, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, F. Syamsudin, R. Sulistyowati, and Y. S. Djajadihardja, 2007: The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA*, **3**, 93– 96.
- 山中大学・橋口浩之・森修一・城岡竜一・伍培明・川島正行・藤吉康志, 2005: 地球観測システム構築推進プラン「海大陸レーダーネットワーク構築」について. 文部科学省科学研究費補助金特定領域研究「赤道大気上下結合」平成17年度公開ワークショップ報告書, 49-57 .

赤道域衛星通信回線の降雨減衰統計の仰角依存性

辻野慎一・前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)

佐藤亨(京大情報学)

山本衛・橋口浩之(京大 RISH)・深尾昌一郎(東海大/京大 RISH)

1. はじめに

衛星回線は降雨による影響を受けやすいため、その効率的な回線設計や運用のためには、降雨の影響を把握する必要がある⁽¹⁾。近年東南アジア等の多雨地域においても、大容量伝送が可能な Ku 帯等 10GHz 以上の周波数を用いた衛星通信回線の急速な普及が見込まれております、その回線品質の調査が急務である。

本研究では、京都大学生存圏研究所 (RISH、京都府宇治市) がインドネシア共和国・西スマトラに設置した赤道大気レーダー (EAR) 観測所と京都府宇治市とをスーパーバード C 号機を介して結ぶ Ku 帯衛星回線に発生した降雨減衰を両局において 2003 年から 2006 年の 4 年間にわたって測定した。また、EAR における降水雲分布を同観測所の X 帯気象レーダーによる測定データを用いて比較を行った^{(2),(3)}。そして、赤道域特有の対流性降水雲による降雨減衰の特徴について重点的に調査を進め、赤道域における Ku 帯衛星回線の電波伝搬路特性について詳しく検討を行ったので報告する。

2. 赤道域と温帯における降雨減衰日周変動

図 1 は EAR で 2003 年から 2006 年に測定された Ku 帯衛星回線の上り回線 (14GHz) における降雨減衰累積時間率の月周変化を示している。図 1 より、4 月、10 月、11 月における累積時間率は他の月と比べて高くなっている。また、5~8 月においては低くなっていることが確認できる。これらの月はそれぞれインドネシアの雨期 (10 月~4 月) と乾期 (5 月~9 月) に当たる結果となっている。

図 2 は 2004 年 1 月から 2006 年 8 月の期間での(a)EAR、(b)RISH での上り回線における減衰量別に降雨減衰累積時間率の日周変化を示したものである。まず、EAR では 10dB を超える減衰において、22 時~2 時の間はほぼ 0.01%、更に 2 時~10 時の間は 0.01% に満たないのに対して 12 時~18 時の間では 0.1% を上回るという大きな変動を見てとれる。このような急激な日周変動は他の減衰値においても同様で、このことから EAR では 12 時~18 時の時間帯において強い降雨減衰の発生割合が高いという特徴が確認できる⁽²⁾。また、RISH での 10dB を超える減衰においては、EAR ほどの日周変動ではなく、変動の幅も小さいが、日中同様の累積時間率を示しており、0 時~12 時にかけては各減衰値共に EAR を上回る累積時間率の値を示している。

3. レーダー観測による降雨減衰推定値の統計

2002年9月にEAR観測所に設置されたX帯気象レーダーは、レーダー周辺(半径60km)の降雨分布を調べることが可能である。本レーダーの主な主要諸元は周波数9.4GHz、出力電圧40kW、アンテナ直径1.2mである。レーダーはCAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)と呼ばれる走査方式でデータを収集している。図3は2005年5月1日にX帯気象レーダーにより測定された降水雲分布の高度断面図である。図3は約8分毎に得られるCAPPI観測より衛星電波伝搬路近辺に当るEAR東方の東西方向の高度断面図を求めた結果である。衛星の仰角は約40°であるが、それより低い15~30°あたりの仰角においても、比較的水平方向に局在した対流性降水雲による強いレーダーエコーが存在することが分かる。

図4は2005年1月~2006年8月における衛星仰角の40°における伝搬路上に存在する本レーダーエコーからKu帯上り回線の降雨減衰を推定することにより導出した累積時間率分布と実際に測定を行った同じ電波仰角40°の上り回線(14GHz)降雨減衰実測値による時間率累積分布とを比較したものである。10dB以上の減衰域においては双方良い一致が示されている。

図5は2005年1月~2006年8月のレーダー測定を用いて15°~40°の範囲の異なる仰角における降雨減衰の推定を行い、それらの年平均累積時間率分布を示したものである。各仰角におけるレーダーによる推定値は、いずれも時間率0.01%以下になると減衰の増加の割合が小さくなり、これは大きな減衰量を引き起こす強い降水ほど図3で示すように数kmの範囲に局在して存在するため赤道域対流性降雨の特徴により起こるといえる。一方、仰角が40°から30°まで減少する間は同じ累積時間率に対する減衰量は増加する傾向があり雨域等価通路長は増大を示すが、仰角が30°以下ではもはやこの傾向は見られず、15°~30°の低仰角では少なくとも時間率0.05%まではほぼ同じ累積時間率値が得られていることが分かる⁽³⁾。

図6は図5を基に作成した各累積時間率における各仰角と推定した減衰量との関係を示したものである。ここで降雨高度を h_R [km]、地球局高度を h_S [km]、衛星仰角を θ [deg]とすると、雨域通路長 L_S は(1)式で示される。

$$L_S[\text{km}] = (h_R - h_S) / \sin\theta \quad (1)$$

図6の理論値は仰角30°における降雨減衰の推定値を基準とし、(1)式より得られる各電波仰角における雨域通路長の比から導出したものである。図6より仰角が40°から30°まで低くなる際は同じ累積時間率に対する減衰量は増加する傾向にあるが、仰角が30°以下ではこの傾向に当てはまらない。通常、(1)式より雨域通路長 L_S は仰角が低くなると通路長の長さが増し、図6の理論値が示すとおり低仰角ほど雨域通路長が長くなるため、その分降雨による減衰量というのは増大すると考えられる。しかし、インドネシア地域を含む赤道域では主に対流性降水雲を主としており、狭い範囲で短時間に強い雨を降らすため、低仰角で

は雨域通路長は伸びず降雨減衰が増大せずに図 6 の理論値の傾向に必ずしも当てはまらない場合があるのでないかと考えられる。

図 7 は各仰角におけるレーダーによる降雨減衰推定値と降雨強度との等確率値を ITU 勧告によって計算される単位距離あたりの減衰量である減衰係数を用いて、2km から 10km までの長さで一様降雨が存在するものとして計算した減衰とを比較したものである。降雨強度は島根大学の研究グループが EAR 観測所に光学式雨量計を設置しており、そのデータを利用して得ている。この比較から、降雨強度からどの程度の減衰が発生するかの推定を行うことができる。また、雨域通路長の推定を行うこともできる。

図 7 より降雨強度が 30mm/h 以下の弱雨時では仰角 15°～30°では雨域通路長は 8～10km、仰角 35°～40°では 5～7km に推移している。しかし 80mm/h を超える強雨時において雨域通路長は仰角 15°～30°では 4～5km、仰角 35°～40°では 2～3km に減少している。強雨時において各仰角における雨域通路長が減少していることは局所的な降雨の影響のためと思われ、この場合赤道域特有の対流性降雨の影響によるものだと思われる。

4.まとめ

降雨減衰累積時間率の EAR における月周変化の傾向としては 4 月、10 月、11 月に高くなることが確認できた。また、EAR と RISH の降雨減衰累積時間率の日周変化を比較すると、EAR では 12～18 時の時間帯に急激に高くなり、激しい日周変動が確認できた。RISH ではわずかに 12～18 時の時間帯に多少高くなっているが、EAR のような急激な日周変動は確認することはできなかった。

また、レーダー観測による降雨減衰推定において、通常低仰角ほど雨域通路長が長くなるため降雨減衰は大きくなるが、赤道域の対流性降水雲に対してはこの傾向が必ずしも当てはまらないことが今回確認できた。今後この様な低仰角における赤道域の伝搬特性についてさらに詳しく検討する必要がある。

参考文献

- (1) 飯田尚志, “衛星通信”, オーム社, 430p., 1977.
- (2) 前川他, ”温帯と赤道域を結ぶ Ku 帯衛星回線の双方向における電波伝搬特性”, 平成 19 年電子情報通信学会ソサエティ大会, B-1-24, 鳥取大学, 2007.
- (3) 辻野他, ”赤道域衛星通信回線における降水雲分布測定と降雨減衰推定について”, 平成 19 年電気関係学会関西支部連合大会, S5-2, 神戸大学, 2007.

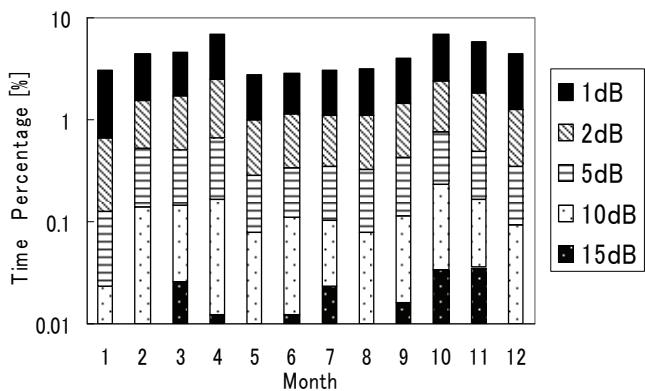


図 1. 降雨減衰累積時間率の月周変化

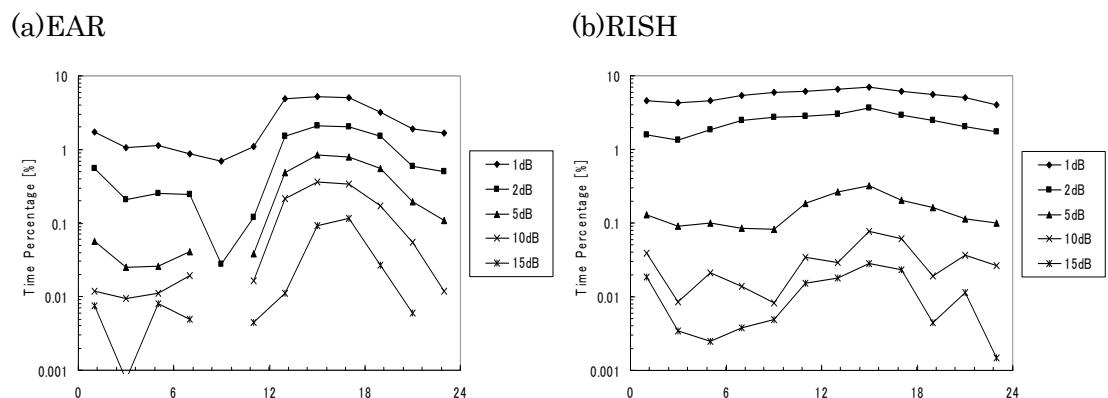


図 2. 降雨減衰累積時間率の日周変化

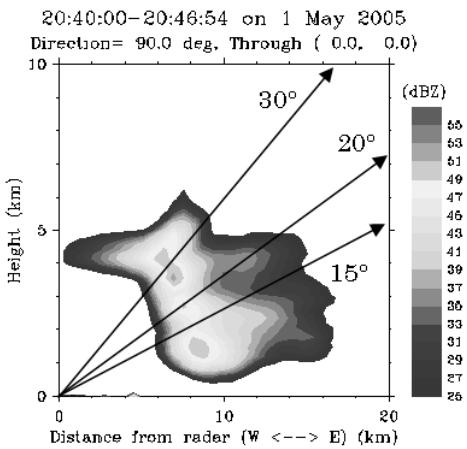


図 3. 2005 年 5 月 1 日のレーダーエコー東西鉛直断面図

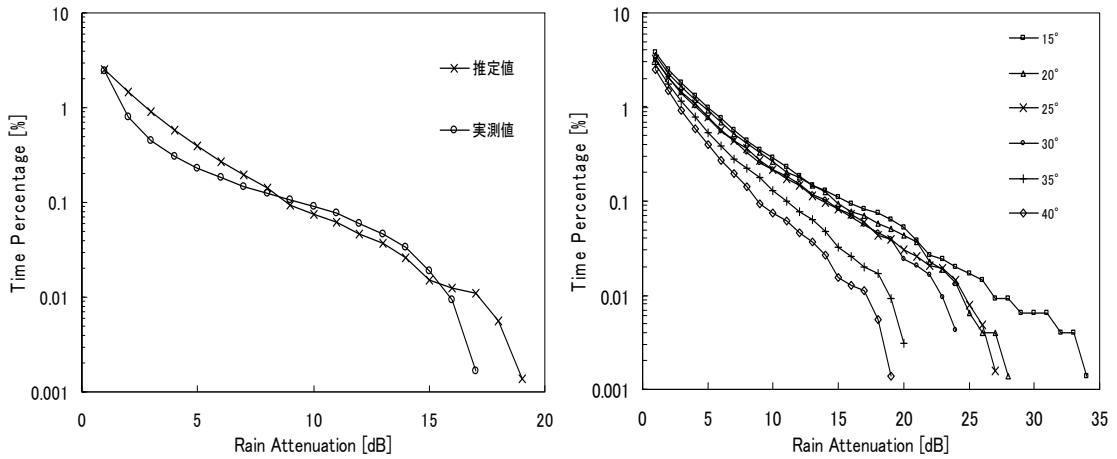


図4. レーダー観測による推定値と実測値の比較

図5. レーダー観測による仰角別降雨減衰推定

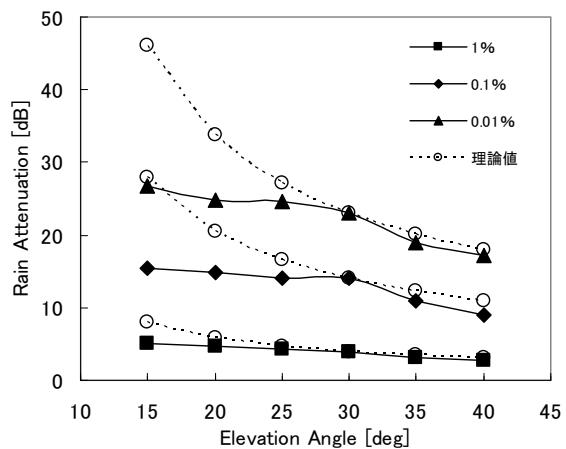


図6. 衛星電波仰角と推定降雨減衰量との関係

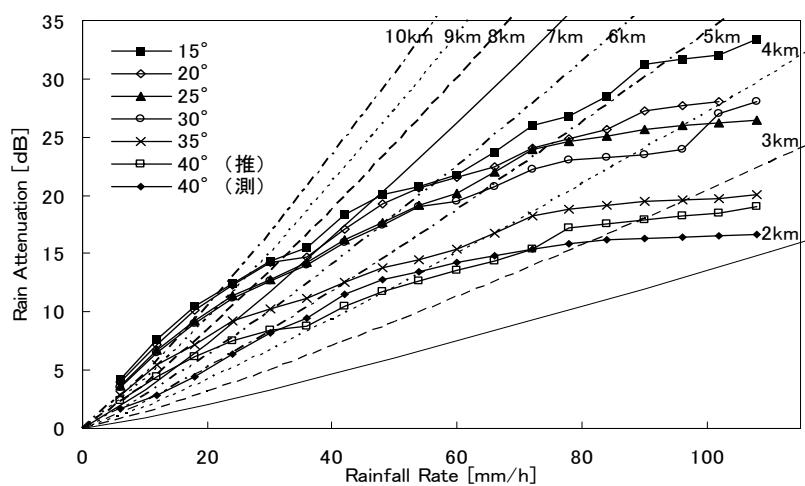


図7. レーダー観測による仰角別等確率値と等価雨域通路長の推定

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

EARサイト情報伝送へのWINDS利用の可能性

石井 守・熊谷 博・鈴木龍太郎
情報通信研究機構

1

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDS打ち上げ

- 超高速インターネット衛星
- 平成20年2月15日種子島宇宙センターから打ち上げ予定 (H-IIA 14号機)
- 日本名「きずな」

2

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDSの概要

The diagram shows the WINDS satellite in orbit above Earth, connected to various ground stations and users. It highlights the following features:

- 衛星による超高速ネットワーク (1.2Gbps/ビーム (非再生中継) 155Mbps/ビーム (再生中継))
- 地上高速ネットワークとの統合
- 超広帯域・高出力中継器 (WINDS)
- Ka帯マルチビームアンテナ & アレイアンテナ
- 衛星搭載ATM交換技術
- 災害時の通信回線の確保
- マルチメディア 同報サービス
- 遠隔地への回線提供
- 臨時・超高速回線の提供
- 地上系IPネットワークと高速衛星ネットワークのシームレスな接続による相互補完を実現する

3

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDSのアンテナカバーレイ

The diagram illustrates the global coverage of WINDS. It shows the Earth with shaded regions indicating the coverage of different beam types:

- APAA beam scanning area
- : Fixed beams by MBA
- : Scanning beams by APAA

Text below the diagram states:

♦ 固定ビーム(MBA)で日本及びアジア各国の主要都市をカバーする。
♦ スキャンニングスポットビーム(APAA)で衛星可視範囲の全域をカバーする。
ただし、APAAはMBAに比べ約10dB利得が低い。

4

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDS衛星の基本仕様

2007年度（計画）:(H-IIA2024による)	
衛星バス	2.4トン、ゼロ・モーメンタム型、3軸安定方式
軌道位置	静止軌道東経143度（または、東経144.5度）
発生電力	5,200 W
衛星重量	4,850 kg (打上時), 2,400 kg (乾燥重量)
周波数帯 (通信実験回線)	上り回線: 27.5 - 28.6 GHz 下り回線: 17.7 - 18.8 GHz
等方等価輻射電力(EIRP)	MBA: > 67.3 dBW, APAA: > 54.6 dBW
衛星受信性能指数(G/T)	MBA: > 16.3 dB/K, APAA: > 7.1 dB/K
再生交換モード	上り回線: 1.5 Mbps; 126 チャネル, or 1.5, 6, 24, 51 Mbps; 9 チャネル, or 155 Mbps (51 Mbps × 3); 3 チャネル 下り回線: 155 Mbps; 3 チャネル
非再生交換モード (ペント・パイプ・モード)	中継器帯域幅: 1.1 GHz 1.244 Gbps QPSK伝送に対応

5

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDSのミッション構成

The diagram details the WINDS mission architecture, showing the flow of data from the ground station through various components to the satellite and back.

再生交換モード

- 衛星搭載交換機 (ABS) を用いて最大 155Mbps の伝送速度で、ATMセル構造を利用した衛星ベースバンド交換中継を行う。
- HUB局を用いない VSAT間メッシュ接続。

ペント・パイプ・モード

- IFスイッチを用いるマルチスポットビーム切替中継を行う。
- 8ビーム、2ms間隔で切替。
- 中継器帯域1.1GHz
- SS-TDMA方式

6

NICT National Institute of Information and Communications Technology

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDSシステムの基本伝送実験モード

WINDS再生交換モード

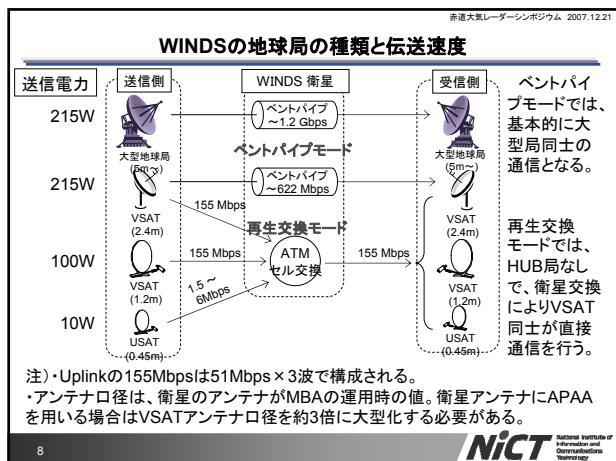
- ✓ 総合155Mbps × 3chのスループット
- ✓ ATM方式をベースとした2msセルベース蓄積交換
- ✓ 上り回線TDMA、下り回線TDM方式

WINDSペントパイプモード

- 622 Mbps QPSK-2波TDMA方式
 - ✓ 622 Mbps QPSK2波を使用し最大1.2Gbpsの伝送。
 - ✓ 横符号を用いるターボ符号化・復号部(地球局)。
- 1.244 Gbps QPSK-TDMA方式(フルバンド)
 - ✓ 1.2Gbpsに対応できる高速D/A変換(地球局)。
 - ✓ 622 Mbpsと1.244 Gbpsの伝送モード(地球局)。

NICT National Institute of Information and Communications Technology

7



8

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDS地球局の種類

	Large station (HUB station)	Super-high-data rate VSAT (SDR-VSAT)	High-data-rate VSAT (HDR-VSAT)	USAT
Frequency band		U/L 28.05 GHz +/- 0.55 GHz D/L 18.25 GHz +/- 0.55 GHz		
Polarization		Circularly polarized wave		
Transponder mode	Bent-pipe	Bent-pipe	Regenerative SW with ABS	Regenerative SW with ABS
Maximum data rate	U/L 1.2 Gbps D/L 1.2 Gbps	U/L 622 Mbps D/L 622 Mbps	U/L 155 Mbps D/L 155 Mbps	U/L 1.5 - 6 Mbps D/L 155 Mbps
Antenna diameter	5 m	2.4 m	1.2 m	0.45 - 0.66 m
Transmission power	200 W	200 W	100 W	5 - 10 W
EIRP	> 78 dBW	> 76.0 dBW	> 66.9 dBW	> 41.5 dBW
G/T	> 28.5 dB/K	> 24.5 dB/K	> 19.0 dB/K	> 11.5 dB/K
Modulation	QPSK	QPSK	QPSK	QPSK

NICT National Institute of Information and Communications Technology

9

- 赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21
- ### WINDSプロジェクトスケジュール
- **WINDS衛星開発状況**
 - NICT担当のATMベースバンド交換部は搭載モデルが完成。
 - JAXA担当の衛星本体及びその他のミッション機器も搭載モデル開発中。
 - **WINDS衛星打ち上げ予定**
 - 2007年度末。
 - **WINDS実験スケジュール**
 - 衛星打ち上げ後、チェックアウト及び基本実験に半年間を予定。
 - WINDS利用実験は、基本実験後に開始される計画。
 - **WINDS利用実験メンバー募集**
 - 2006年度中に総務省宇宙通信政策課によりWINDS利用実験の募集が行われる予定。
 - 利用実験メンバーは、それぞれの実験目的に合わせた地球局を自ら準備する必要がある。衛星は無償で利用できる。
 - **WINDS実験地球局の整備**
 - NICTでは、622M/1.2Gbps地球局を整備中。VSAT開発は未定。
 - JAXAでは、WINDS運用設備・基準局及び再生交換モード用VSAT・USATを開発している。
- NICT** National Institute of Information and Communications Technology

10

赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21

WINDS利用の問題点

- 地球局が高価なため、多数の展開は現実的でない。
- そのため多点観測への利用のためには地上通信ネットワークが必要となる
 - 小さい回線容量でも必要なデータを送信可能な地球観測に特化したプロトコル/ミドルウェア/ソフトウェアの開発(総務省委託研究会)
 - スーパーサイトへの地球局の設置

NICT National Institute of Information and Communications Technology

11

- 赤道大気レーダーシンポジウム 2007.12.21
- ### 実現への課題
- 社会的意義の明確化
 - 気象予報精度向上、気候変動・水循環等…
 - NICTとしてのメリットの明確化
 - 大容量を利用することのメリット
 - リアルタイムで受信信号そのものを日本へ転送?
 - ヴァーチャルラボ?
 - 衛星通信実験への寄与?
 - 限られたミッション期間の壁(設計寿命5年。それ以降の運用は未定)をどう考えるか?
 - 進めるとしたら
 - 上記2点を説明する資料を作成し総務省へ提案
 - 資料作成にご協力お願いします。
- NICT** National Institute of Information and Communications Technology

12

大気レーダー観測の原理と問題点

加藤進（京都大学名誉教授）

1 ことの起り

大気レーダーの威力が認められてから、約30年になる。このレーダーは、中間圏、成層圏、対流圏観測のレーダーとして、MSTレーダーと名づけられた。また風の測定が目的であるとして、気象屋さんは、ウインド・プロファイラーとも呼ぶ。確かに、従来不可能であった広大なMST領域の風を、優れた時間、高さ分解能で測定できるこのレーダーはすばらしい。

このレーダー技術は、レーダー・エコーのドップラースペクトルを得ることが基本である。元となった技術は、1960年代、電離層プラズマ観測のために開発されたISレーダー技術だ。この技術で電離層プラズマだけでなく、中性大気のST領域と微弱電離大気のM領域まで観測できると分かり、MSTレーダー技術が生まれた。

MSTレーダー・エコーの成因は、大気乱流が起こす電波屈折率の揺らぎである。エコー・スペクトルは、背景の風速のドップラー速度の他に、大気乱流の情報を含んでいるはずだ。しかしながら、ウインド・プロファイラーの呼称が示すように、このスペクトルのドップラー変位から背景の風を求めることが、従来、ほとんど唯一の成果だった。これでは勿体ない、こう私は考えている。そこで、このレーダー観測技術の発展に加えて、観測原理を詳しく吟味する必要性を感じている。私の知る限りこの種の試みは初めてだと思う。

2 MSTレーダー観測原理の吟味

ヒカルカのISレーダー観測中、電離層のすぐ下にある領域つまりM領域からのエコーがたまたま発見された。ここにMSTレーダーの発展が始まる(Woodman and Guillen, 1974)。このエコーが大気乱流散乱に起因すること、そのエコーの持つドップラー速度が背景の風を示すことが分かった。その乱流渦が風とともに動いてゆくことも判明した。

観測は3つの原理に基づいている。1つは、乱流が風と共に移動してゆくこと。

これは理論的にほとんど自明の理となっていた。観測的にも、対流圏、成層圏下部までは、レーダー観測による風とバルーン観測によるものが一致するので、この領域ではレーダーによる風の観測は確かに正しい。だが、散乱体が水蒸気、大気密度の揺らぎである対流圏、成層圏はともかく、中間圏では、電子密度揺らぎが散乱体であるので、とても話題は自明ではない。電子の運動は地球磁場と電場の影響を受ける（高度 70 km 以上）から、下層と違って、レーダー観測結果が風と一致することは簡単に言えない。この一致が、理論上、正しいと分かったのは最近のことだ（Kato, 2006, 2007）。

2つ目は、大気乱流はどう作られるか。これに関して、大気重力波の碎波理論が提出された（Matuno, 1982）。これにより、地上近くから、中間圏界面まで、どこにも、乱流が存在する根拠が明らかになった。だが、線形現象として扱う重力波が、本質的に非線形現象である碎波を、いかに引き起こすか、これは正しく理解されていない。恐らく頼りに出来るものは、観測しかない。最近、盛んになっている大型 simulation でも、重力波が、伝播しながら振幅増大をし、不安定になり、碎波し、乱流となり、さらに粘性により消滅する、この全過程を正しく再現できないだろう。

3つ目は、レーダーによる観測で、乱流の何が分かるのか。この点は、未だ、ほとんど議論されていない。

以下に、これら原理の議論をしたい。

2・1 亂流（速度場）がいかにレーダー電波を散乱させるか？

乱流散乱を利用する対流圏電波通信が、1950年代、おおいに研究され（Villars and Weisskopf, 1954）、私もこれに参加した。一般に電波散乱断面積は、散乱体つまり電波屈折率（RRI）の空間的揺らぎ（時間揺らぎは電波周波数に対して、無視できる）のフーリエ数のスペクトル強度分布で決まる。特に、後方散乱では、電波の半波長に対する RRI 揺らぎのフーリエ波数ベクトル (k) のスペクトル $C(k)$ に比例する。この理論に立って、乱流（速度場）による RRI の揺らぎを理解するには、乱流（速度場）と RRI 揺らぎ場がどう繋がるかを知る必要がある。当時から最近まで、この理解に誤りがあった。が、私はこの誤りを以下に示すように、最近訂正できた（Kato, 2006）。

従来、乱流論（Batchelor, 1953）では、重力など外力を考慮しない Navier-Stokes

非線形運動方程式を用い、さらに簡単化のために

$$\operatorname{div} V=0 \quad (1)$$

を仮定する(V =turbulence velocity)。乱流を、定常的に作り出すエネルギーが外から与えられ、最終的に、粘性を通して消散する定常確率過程として、運動場の時間依存性の無い平衡状態を想定する。さらに(1)より、力学場と熱力学場を切り離し、運動方程式だけから、乱流パワー(波数)スペクトルを導くことが出来た。しかし、広く行われてきたように(Villars and Weisskopf, 1944)、adiabatic relationを用いて、RRI変動にあずかる大気密度変動を、運動方程式により、圧力変動と結びつける。これは、明らかに、(1)に矛盾している。このような矛盾した扱いをせず、大気密度変動を運動場と繋ぐことが正しい。

そのためには、静水圧平衡にある地球大気を想定すればよい。そうすれば、高度と共に、大気密度は(静的に)減少しているから、大気乱流の上下運動で、密度分布は乱され、変動する。当然 RRI 搖らぎが起こる。これが基本であり、直感的にも理解できる。つまり静水圧平衡を考慮すると、連続の式は、(1)を考慮して近似的に

$$\partial \rho / \partial t = - V_z (\partial \rho / \partial z) \quad (2)$$

となる。ここで ρ は密度、 ρ_0 はその非変動分で z (垂直座標) のみに依存する。これから直ちに、密度変動は乱流垂直速度に比例することが分かる。従って、乱流垂直速度 V_z がもたらす密度変動スペクトルは、乱流垂直速度のスペクトルと同型になることが、時空のフーリエ変換から、直ぐに分かる。詳しくは、Kato (2007) を参照して欲しい。ここで注意することは、3次元的 V ではなく、垂直成分 V_z のスペクトルと密度場のスペクトルが比例することである。Batchelor 理論が扱った等方性乱流ならば(x, y, z は直交座標)、 $\underline{Vz^2} = \underline{Vx^2} = \underline{Vy^2} = (1/3) \underline{V^2}$ だから、乱流スペクトルのすべてがわかることになるが(下線は平均を示す)、非等方性乱流ならば、 V_x, V_y スペクトルは分からぬ。また、結局、従来の観測は(2)に基づくから、レーダー観測も、最近行われたロケットによる電子密度変動観測(Lehmacher et al., 2007)からも、乱流の V_z のスペクトルしか分からない。

(1)の仮定は、時間変動が(プラント周波数以下の)低い場合許される。我々が扱う乱流の元である重力波の波動成分は divergence-free であるから、(1)の仮定はOKだろう。

さて RRI は密度の他に湿度も関係する。この両者は（2）に従う。これは下層大気の対流圏、成層圏の状況である。中間圏では散乱は電子密度が主役になるので、話は違う。乱流は、まずイオンをひっぱって行きイオン速度は V に等しくなる。だが電波を散乱する主体はイオンでなく電子であるから、イオンが電子をひっぱってゆく過程がなければならない。70 km の高度では、電子は地球磁場に沿ってはイオン同様乱流に乗って動くが、磁場に直角方向には動けない。だが観測からよく知られているが、電子密度の垂直勾配の存在がその電子を解放する役目を果たすことが最近分かった。この定常的に存在するこの密度分布勾配が垂直方向に分極電場を作り、その電場の力で、電子密度が、めでたく、乱流とともに動くことになる。詳しいことは Kato (2006, 2007) に述べてある。ただ、その説明は地球磁場が垂直の極地ではそのまま適用できないだろう。

2・2 乱流は本当に等方乱流か？

従来、等方性乱流を仮定するから速度エネルギー・スペクトル ϕ は、 κ を乱流のフーリエ波数スカラーとして、

$$\phi \propto \kappa^{-5/3} \quad (\text{慣性領域}) \quad (3)$$

$$\propto \kappa^{-7} \quad (\text{粘性領域}) \quad (3')$$

と与えられている (Batchelor, 1953)。等方性乱流であれば $C(k)$ も等方的だから、 $\kappa = 2|k|$ として、

$$\phi \propto 4\pi k^2 C(|k|) \quad ('(3'')$$

しかし、重力を無視した等方性乱流が果たして理論的にまた観測上在りうるかが問題になる。

乱流の等方性の理論的検討は Navier-Stokes 方程式 (Kato, 2007) を用いて可能だ。簡単に述べれば、定常過程では、重力などは考慮されず、非線形項 $\{(V \cdot \nabla) V\}$ が、動粘性係数 μ に比例する粘性力項 $(\mu \nabla^2 V)$ とバランスする。また圧力項は (1) から、エネルギー変動に関与しない。これが等方性乱流の stochastically universal-equilibrium である (Batchelor, 1953)。

非線形項の大きさのオーダーは $\sim |k| \cdot |V|^2$ であり、粘性項は $\sim \mu k^2 |V|$ である。この粘性力は (V が等方的ならば) 等方に働くから、この力が重力 g より十分大きければ、等方的乱流の発生はありうる。だが、 g がこの力より大きくなれば、等方的乱流は起こらず、垂直方向に薄い乱流が起こ

るだろう。現実的状況を調べよう。

先ず $z = 100 \text{ km}$ を考えよう。 $\mu = 40 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-2}$, $k = 2\pi/100 \text{ (m)}$,
 $V = 10 \text{ m sec}^{-1}$ に対して、

$$\mu k^2 |V| = 1 \text{ m sec}^{-2} \ll g \quad (4)$$

さて 慣性領域 と粘性領域の境界つまり最小乱流渦に対応する k_d は等方性乱流論では $\kappa_d = (\varepsilon / \mu^3)^{1/4}$ と与えられるから、各高度での最小乱流渦にたいして、

$$|\mu \nabla^* V| = \mu (\kappa_d)^2 |V| = \varepsilon^{1/2} \mu^{-1/2} |V| \ll g \quad (5)$$

ここで、 μ 、 ε は Balsley and Gage (1980) の Fig. 8 を参照にした。 V は高度とともに exponential に増大する、 100 km では 10 m/s , 地上で $c \text{ m/s}$ 程度とした。(4)、(5) から、どの高度でも重力は粘性力を凌駕するから、乱流は等方的でなく、垂直方向に薄い乱流渦になるはずだ。

3 亂流観測が何を教えるか

いろいろな波長の大気レーダーによる観測 (Hardy et al., 1966; Balsley and Gage, 1980)、また最近のロケットに載せたラングミア・プローブによる $90 - 100 \text{ km}$ の高度にわたる電子密度変動の観測 (Lehnacher et al., 2007) はいずれも、密度変動スペクトルが (3)、(3') と矛盾しないことを証明した。だがこれは、 V_z のスペクトルの情報に限られている。水平速度についての情報は得られない。

スペクトルは自己相関関数のフーリエ変換であるから、観測からスペクトルが (3) が示すように、 k の方向によらないことは相関距離が方向によらないこと、つまり、乱流は homogeneous に分布していることはこの 2 つの観測から言えそうだ。

レーダービームの天頂角を天頂から変えながら、同じ高度から得られるエコー強度がどう変化するか、つまり aspect sensitivity を観測する試み (Hocking et al., 1990) はどんな意義をもつか。これは V_z のスペクトルが、 k ベクトル方向の依存性、つまり、乱流渦の分布の一様性についての理解が得られるだろう。

4 結論とコメント

以上の議論から得られた結論は

1. 従来行われてきた大気レーダーによる風の観測は、地上近くから中間圏まで、正しいだろう。ただし、理論的に分かることは、RRI 揺らぎ速度と乱流速度は等しいことだけである。極地を除いて、中間圏での電磁場の影響下でも、これは正しい。

PRI 揺らぎが背景の風とともに移動することは、理論的に予想できるが、証明できない。でも観測により、ST領域では、比較観測でこれが証明された。M領域では比較観測に成功していない。

2. エコーのドップラースペクトルは乱流垂直速度のパワー・スペクトルと同一であり、Vz の情報しか含んでいない。従って、予想される乱流渦の非等方性について、何の情報も、ここから得られない。しかし、渦の分布（渦の相関距離など）について、何らかの役に立つだろう。

3. 等方性乱流論が与えるスペクトル関数 (3) に基づく $\kappa_d = (\epsilon / \mu^3)^{1/4}$ を用いて、大気モデルから、 κ_d の高度分布が分かる。この結果は、多数の電波波長のレーダーによる観測結果と一致している (Balsley and Gage, 1980)。またロケット観測による電子密度分布の揺らぎのスペクトル (Lehmacher et al., 2006) も (3) に一致する。これら観測事実は Vz のスペクトルは、非等方乱流でも、等方乱流でも変わらない可能性を示しているかもしれない。

4 以上その他、RRI 揺らぎの成因には、乱流以外のものがあるかもしれない。ただ、その種の揺らぎが、風で運ばれる可能性は、ST 領域ではともかく、M 領域では少ないだろう。

5 この論文の主要テーマから離れるが、ここで指摘したいことは、大気重力波が振幅増大で不安定になり、碎波した結果生まれる乱流に対する理解は極めて初等的であることだ。でも、下部から伝播してきた重力波が作り出した乱流が等方的である可能性は少ない。重力作用が働けば、乱流運動に非等方性を与える効果となるはずだ。

参考文献

Balsley, B. B. and K. S. Gage, The MST radar techniques: potential for middle atmosphere studies, Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH), 118 452-493, 1980

Batchelor, G. K., The theory of homogeneous turbulence, p p. 46 and 114-132, Cambridge Monographs on Mechanics and Applied Mathematics, Cambridge

Univ. Press 1953

Hardy. K. R., D. Atlas and K. M. Glober, Multiwavelength back scattering from the clear atmosphere, *J. Geophys. Res.* 71, 1537-1552, 1966

Hocking, W. K., S. Fukao, T. Tsuda, M. Yamamoto, T. Sato and S. Kato, Aspect sensitivity of stratospheric VHF radio wave scatterers particularly above 15-km altitude, *Radio Sci.* 25, 613-627, 1990

Kato, S., Middle atmosphere research and radar observation, Proceeding of the Japan Academy, Ser. B, 81, 306-320, 2006

Kato, S., Thermosphere, pp 224-228, Handbook of the Solar Terrestrial Environment (Ed. Kamide and Chian) Springer Berlin Heidelberg New York, 2007

Lehmacher, G. A., C. L. Croskey, J. D. Michell, M. Friedrich, F.-J. Lueben, M. Rapp, E. Kudeki and D. C. Fritts, Intense turbulence observed above a mesospheric temperature inversion at equatorial latitude, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 8, L08808, DOI 10.1029/2005GL024345, 2006

Matsuno, T., A quasi-onedimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves, *J. Meteorol. Soc. Jps.* 60, 215-226, 1982.

Villars, F. and V. F. Weisskopf , The scattering of electromagnetic waves by turbulent atmospheric fluctuations, *Phys. Rev.*, 94, 232-240, 1954

Woodman, R. F. and A. Guillen, Radar Observation of Winds and Turbulence of the Stratosphere and Mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 493-505, 1974

赤道対流圏・成層圏気温観測のためのライダー開発

長澤親生、佐々木一秀、柴田泰邦、阿保真(首都大学東京)

CPEA プロジェクトで赤道域インドネシアのコトタバンで地表付近から成層圏までのエアロゾル・雲のライダー観測を実施したが、観測結果を更に詳細に解析するには、対流圏・下部成層圏の気温観測の重要性が認識された。これまでラマンライダーやラジオゾンデによる観測が行われてきたが、成層圏までの観測精度と頻度を増す為には、新たな気温ライダーの開発が望まれる。

本報告では気温測定用のライダーとして、カリウム原子フィルターを用いた高分解能レイリーライダーを提案する。これは大気分子のレイリー散乱信号のスペクトル幅が気温に依存することを利用して、気温を測定するという方法である。この測定法においては、受信信号に含まれるエアロゾルや雲からのミー散乱信号を除去し、レイリー散乱成分のみを検出する必要がある。

この受信信号のミー散乱成分の除去のために、原子の光吸收を利用した原子フィルターが有効であり、すでにヨウ素フィルターとナトリウムフィルターが提案されている。ヨウ素フィルターを用いる利点としては、送信レーザーとして、Nd:YAG の第二高調波(波長 532nm)が使用できるという点があるが、ヨウ素原子の吸収波長と Nd:YAG の第二高調波の中心発振波長が僅かに異なる上、Nd:YAG レーザーの発振帯域が狭いため同調が困難であるという問題点があり、またナトリウムフィルターでは送信レーザーとして色素レーザーを用いるが、液体であるため取り扱いが難しいという問題点があった。

ここでは、送信レーザーとして Ti:Sapphire レーザーを、原子フィルターとしてカリウムを用いた気温測定ライダーを検討した。Ti:Sapphire レーザーは波長可変レーザーであるため、同調が容易であるということと、固体レーザーでもあるので取り扱いが容易であるという利点がある。さらにカリウム原子フィル

ターはヨウ素フィルターでは不可能な超狭帯域バンドパスフィルターである異常分散フィルターへ応用できるという特長を有する。図 1 で表されるように原子フィルターと異常分散フィルターの組み合わせることによって背景光を遮断することができるので、昼間での測定が可能である。

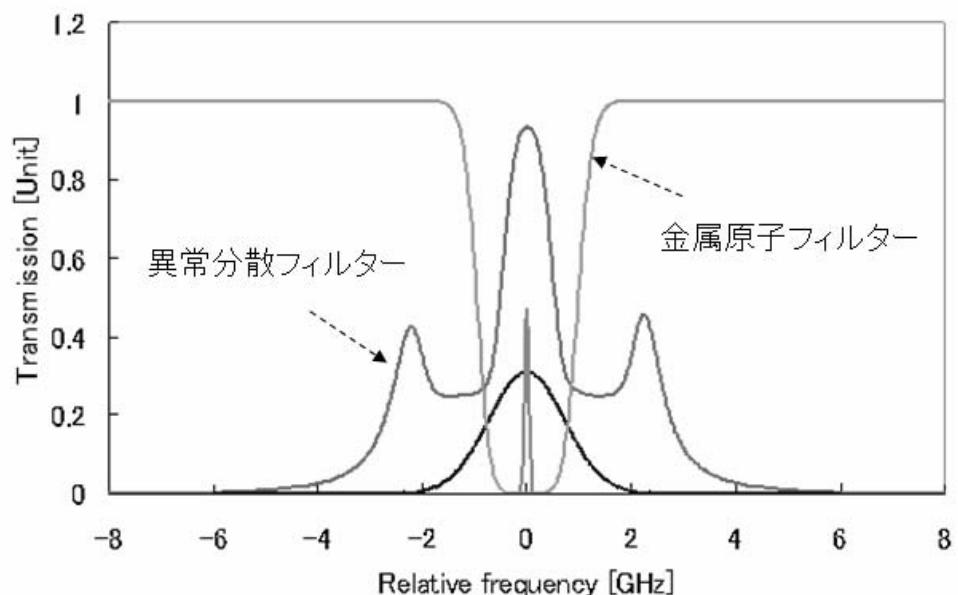


図 1 カリウム原子フィルターと異常分散フィルターの組み合わせ

我々は以下の 2 つの方式の気温測定ライダーを提案する。

① 2 フィルター方式

図 2 に 2 フィルター方式の受信システム概略図を示す。

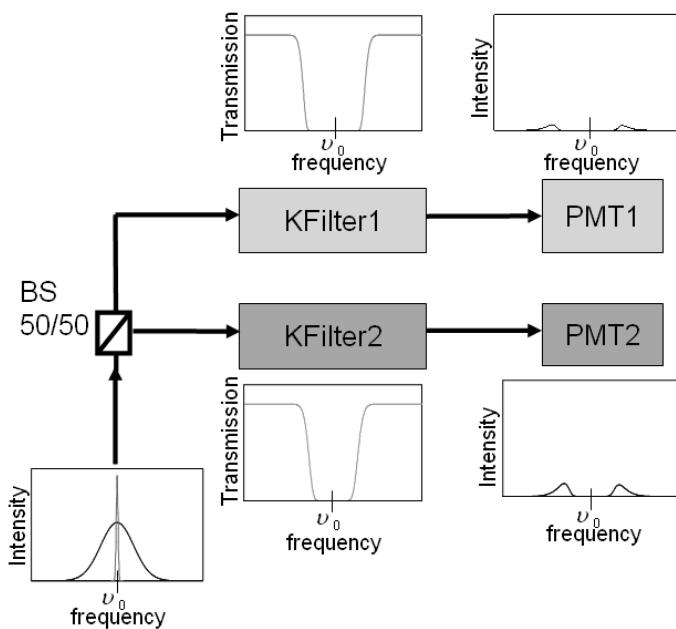


図2 2フィルター方式における気温測定ライダーの受信系概略図

2フィルター方式における温度測定原理として、原子フィルターはセル温度やセル長により透過強度が変化することを利用して、まず受信信号を2つに分け、温度や長さの異なったカリウムフィルターを通して、受信信号からミ一散乱成分を除去し、残った2つのレイリー散乱成分の比 $R(T)$ から温度を推定する。吸収ライン幅の大きいフィルターを用いるとミ一散乱信号の除去が十分に可能であるが、測定に用いるレイリー散乱信号も大幅にカットしてしまうため、SNRが小さくなり測定誤差が大きくなる。一方で吸収ライン幅の狭いフィルターを用いると SNR は大きくなるが、ミ一散乱が十分に除去できなかっため、こちらも測定誤差が大きくなる。

② 1フィルター方式

1フィルター方式における受信システムの概略図を図3に示す。2フィルター方式と基本的な測定原理は同様であるが、さらに温度制御を容易にするために、プリズムを用いて信号を往復させることで、1つのフィルターでの温度推定が可能となっている。

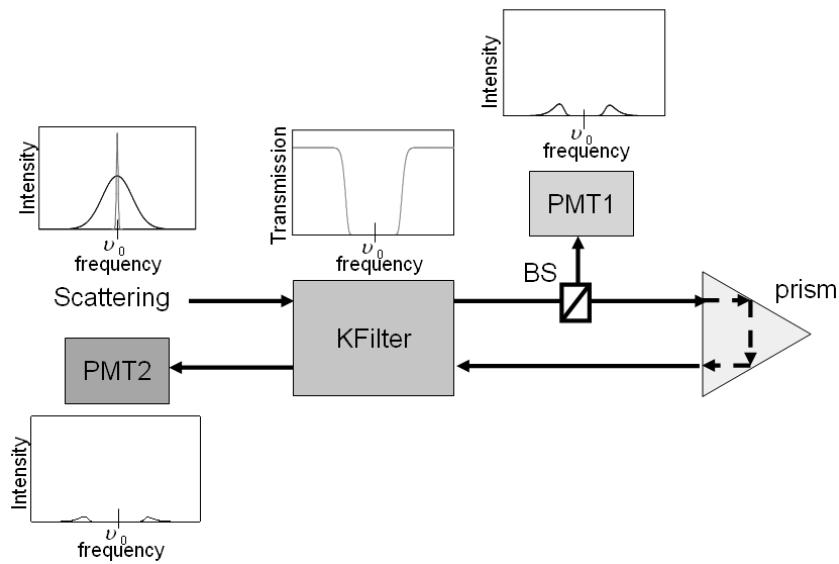


図3 1 フィルター方式における気温測定ライダーの受信系概略図

2つの方式でのフィルターの設計指針を得るために、2つのフィルターパラメータと気温測定誤差の計算機シミュレーションを以下の仮定のもとで行った。

表1 目標精度

高度	0km～5km	5km～20km
高度分解能	100m	200m
測定時間	30 分	60 分
測定温度誤差	0.5K 以下	1.0K 以下

表2 シミュレーション仮定

方式	2 フィルター	1 フィルター
セル長	1cm～10cm (1 cm毎) から選択	7.5cm
セル温度	337K～373K	

	2つセルの温度は等しく する	
レイリー散乱に対する ミー散乱の後方散乱比		100
レーザー周波数の安定 性		$< \pm 10\text{MHz}$
セル温度の安定性		$< \pm 0.01\text{K}$
想定気温範囲		243K~313K (高度 0km~5km) 203K~273K(高度 5km~20km)

シミュレーション結果を図4、図5に示す。2フィルター方式では、高度5km~20kmでの目標精度を満たすことができたが、高度5km以下での目標精度を達成することができなかった。これは2フィルター方式では、セル温度の揺らぎに対する測定温度誤差が極めて大きくなるためである。一方で、1フィルター方式では、両方の高度で目標精度を満たすことができ、2フィルター方式よりも精度の良い結果を得ることができた。

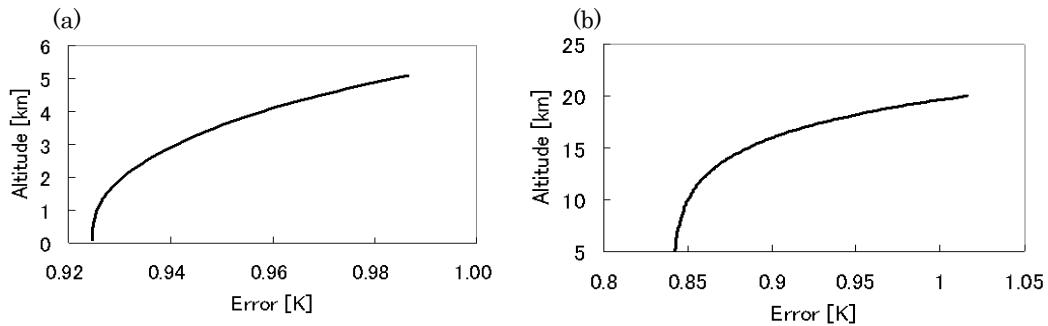


図 4 2 フィルター方式における気温測定誤差

(a: 高度 0km~5km,<5cm,10cm,372K>

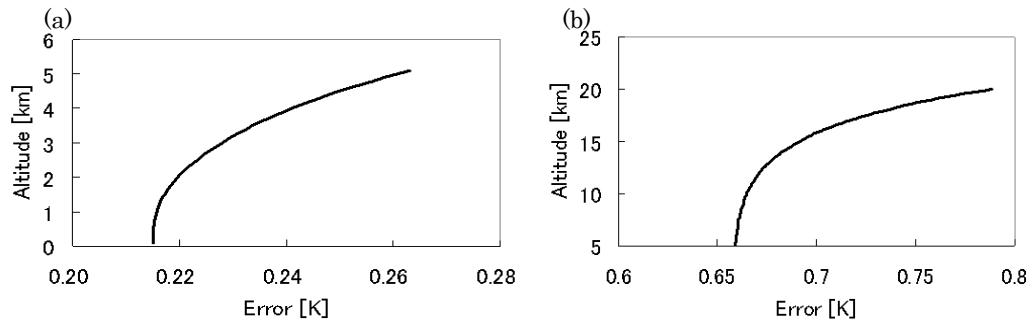


図 5 1 フィルター方式における気温測定誤差

(a: 高度 0km~5km,<360K> b: 高度 5km~20km,<357K>) <BS= 50/50>

以上の結果から 1 フィルター方式では、高度 0km~5km と高度 5km~20km の両方で目標精度を満たす計算結果を示し、本提案の有用性を示すことができた。

ライダーによる赤道湿潤大気の観測

阿保 真、長澤親生、柴田泰邦

首都大学東京・システムデザイン学部

1. はじめに

我々は赤道直下のインドネシア・コタバタン(100.3° E, 0.2° S)に、地表から中間圏界面までの広い領域をカバーする大型高機能ライダーを設置し赤道領域の大気観測を行っている。本ライダーは、赤道域での成層圏上部から下部熱圏までの垂直温度構造と中間圏界面近傍の金属原子層の観測に加え、熱帶積雲対流活動などに重要な役割を担うエアロゾルや水蒸気の鉛直分布の観測を統一的に行っている。

ここでは、対流圏のライダー観測から、最近増設された偏光解消度の精密測定システムの初期観測結果、並びに水蒸気ラマンライダーの観測結果に見られた水蒸気混合比の多層構造の解析結果について紹介する。

2. 小型ミーライダーによる観測

図1に小型ミーライダーの連続観測状況を示す。2004年4月から連続観測を開始し、途中2005年3月～2005年6月にレーザーのトラブル、2007年4月～2007年6月並びに2007年10月～2007年11月にパソコンのトラブルによる欠測があるが、3年以上連続観測を継続している。

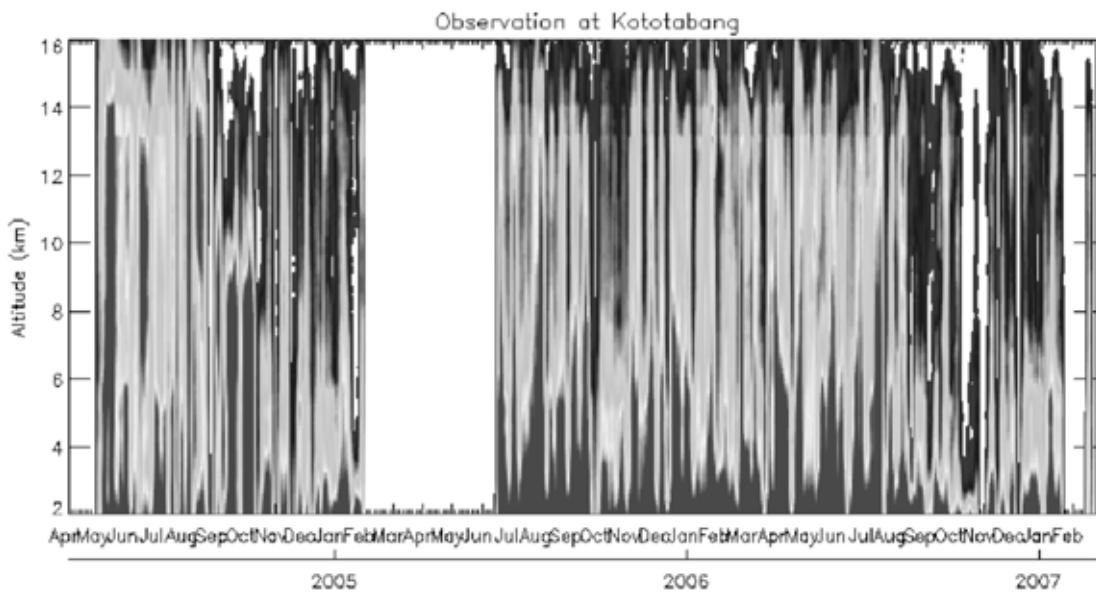


図1 小型ミーライダーの各日／各高度の有効データ取得率

小型ミーライダーにより得られた、高度 5km 以上の観測データから自動処理により雲の有無を検出し、その発生頻度求めた。図2に雲発生頻度の季節特性である全期間の雲発生頻度の月平均の高度分布を示す。年間を通して高度 10km から 16km の範囲で巻雲の発生頻度が高いが、特に雨季(10月～3月)にその発生頻度が高く、低い高度まで雲の発生頻度が高い。また、従来熱帯海洋上の高度 5-7km 付近で観測されていた中層雲が、インドネシアの上空においても雨季を中心に発生することが明らかとなった。Local Time 特性では昼夜を通して高度 10km 以上の巻雲の発生頻度が高いが、夕方から夜半過ぎに 10km 以下の雲の発生頻度が高くなる。また高度 5-7km 付近の中層雲は夜間にを中心に発生することがわかった。中層雲の発生高度は気温が0°C近辺であり、水と氷が混在すると考えられる。水粒か氷晶かの識別を可能にするためこの対流圏中層(高度 5～6km)の雲が昼夜観測可能な偏光ライダー観測システムの増強を行った。

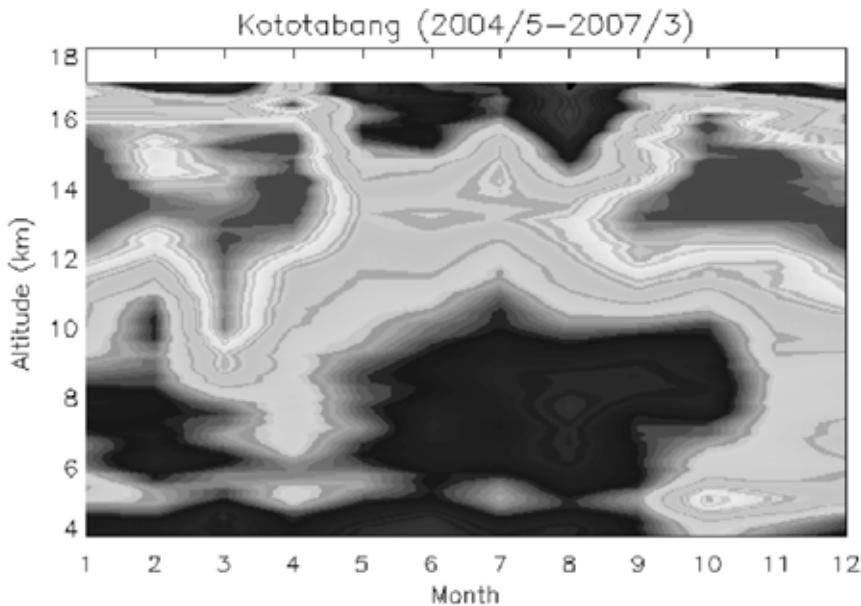


図2 雲発生頻度の季節特性(白い領域が頻度が高い)

3. 増設した偏光解消度の精密測定システム

送信レーザはレーリーライダーやラマンライダーに用いる大型 Nd:YAG レーザーの第二高調波(波長 532nm)を用い、新たに対流圏の中層雲、シーラス並びにエアロゾルの偏光解消度の精密測定が可能となる受信系を増設した。既に、2005 年8月から対流圏界面や成層圏エアロゾルの精密観測用に、大型望遠鏡(口径 45cm)に偏光チャンネルを増強しているが、これは望遠鏡が大きいため昼間の背景光が大きく、測定は夜間に限定される。従来の偏光ライダーによる観測例を図3に示す。シーラス中の偏光解消度が高く成層圏エアロゾル層では偏光解消度が低いことが分かる。このシステムでは、高々度を観測するためにレーザービームと望遠鏡を離して設置しているため、高度 5km 付近の測定はできない。

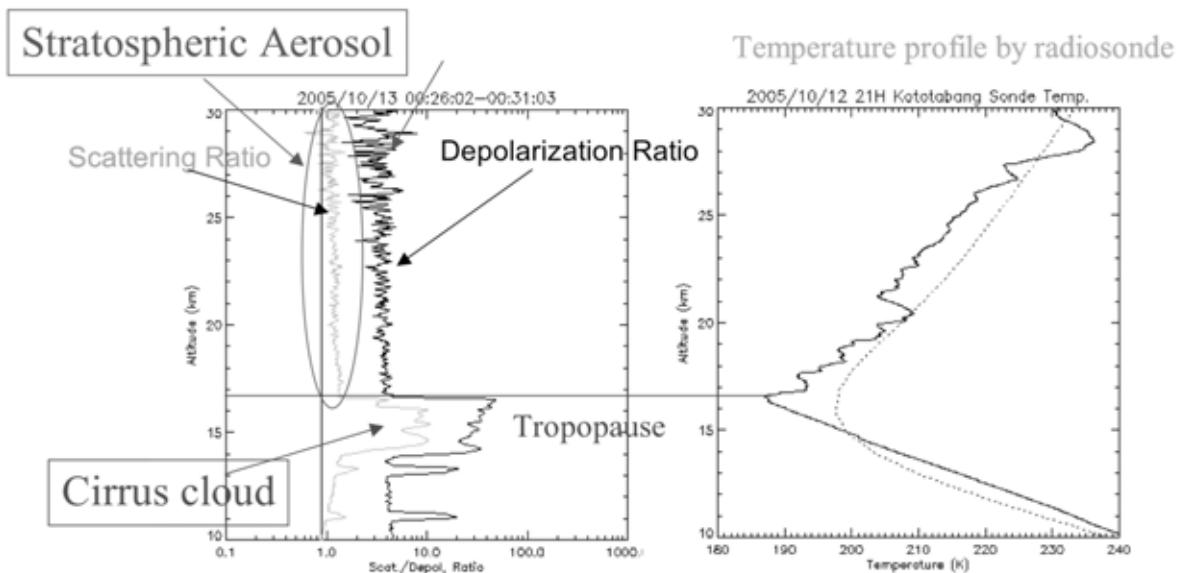


図3 従来の偏光ライダーによるシーラスと成層圏エアロゾルの観測例(2005/10/13)

左;ライダーによる観測結果、右:同時に行ったラジオゾンデによる測定結果

今回増設した受信系は、望遠鏡口径 110mm ϕ の小型反射望遠鏡を用い、チャンネルは偏光の水平／垂直の2ch、データ取得は高感度のフォトンカウンティング法を用いている。視野角は 3mrad である。望遠鏡の口径が小さいため昼間でも背景光が少なく、対流圏中層(高度 5~6km)付近の偏光解消度が昼夜ともに観測可能になった。図4と図5に観測例を示す。

図4の観測例では、左の 22 時のプロファイルでは5~7km の散乱比の高い雲領域で偏光解消度が高くなっている、中層雲が氷晶により構成されていると考えられるが、右の 23 時のプロファイルでは、散乱比の高い領域と偏光解消度が高い領域の高度がずれており、雲内での氷の融解や過飽和状態が起こっていることが示唆される。図5の例では、散乱比が小さい領域(6~7km)でも偏光解消度が一定の値を保っており、厚い雲内の様子が測定できているものと考えられる。

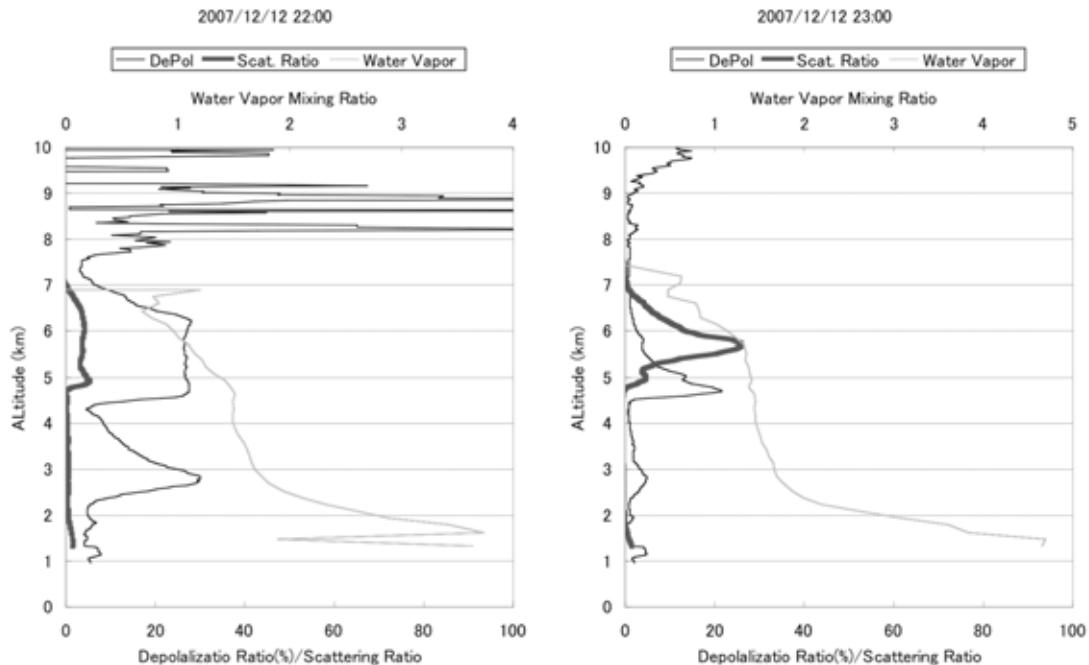


図4 偏光解消度／散乱比／水蒸気混合比の同時観測例(2007/12/12)

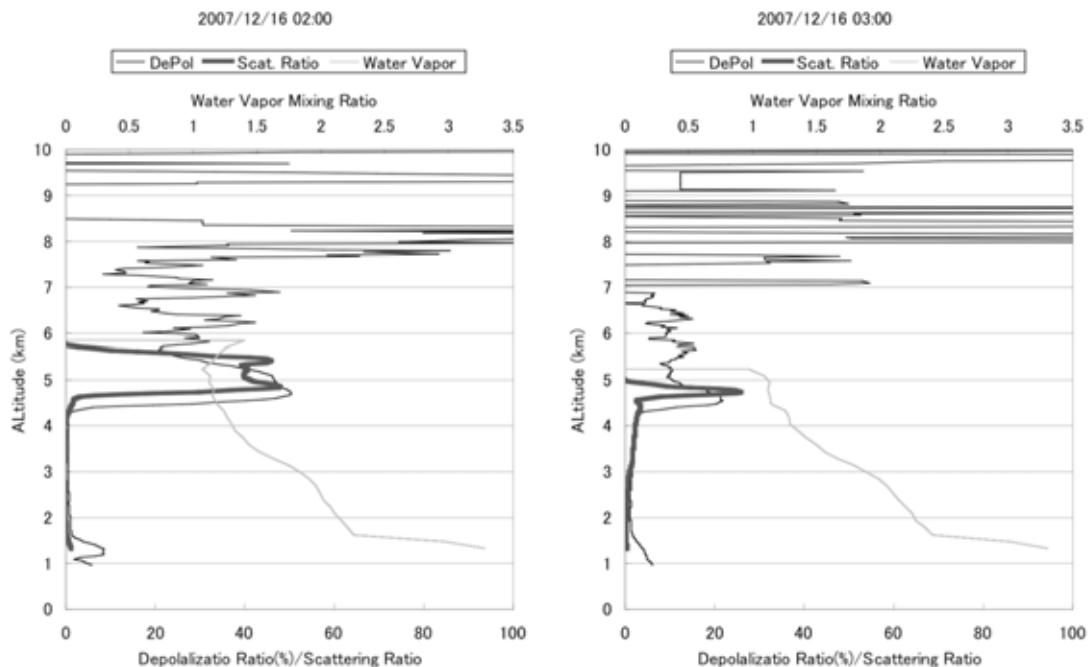


図5 偏光解消度／散乱比／水蒸気混合比の同時観測例(2007/12/16)

4. 水蒸気混合比の多層構造

ラマンライダーで観測される水蒸気混合比プロファイルは、図4や図5のように、ほとんどの場合高度が上がるにつれて単調に減少するのが一般的であるが、時々図6の様に一度減少した混合比が増加し、多層構造を示すことがある。このような層構造は、主に高度4～6kmに現れ、その上層に雲があることが多い。この発生高度は、中層雲の発生高度と一致しており、これらの関連が推測され、興味深い。

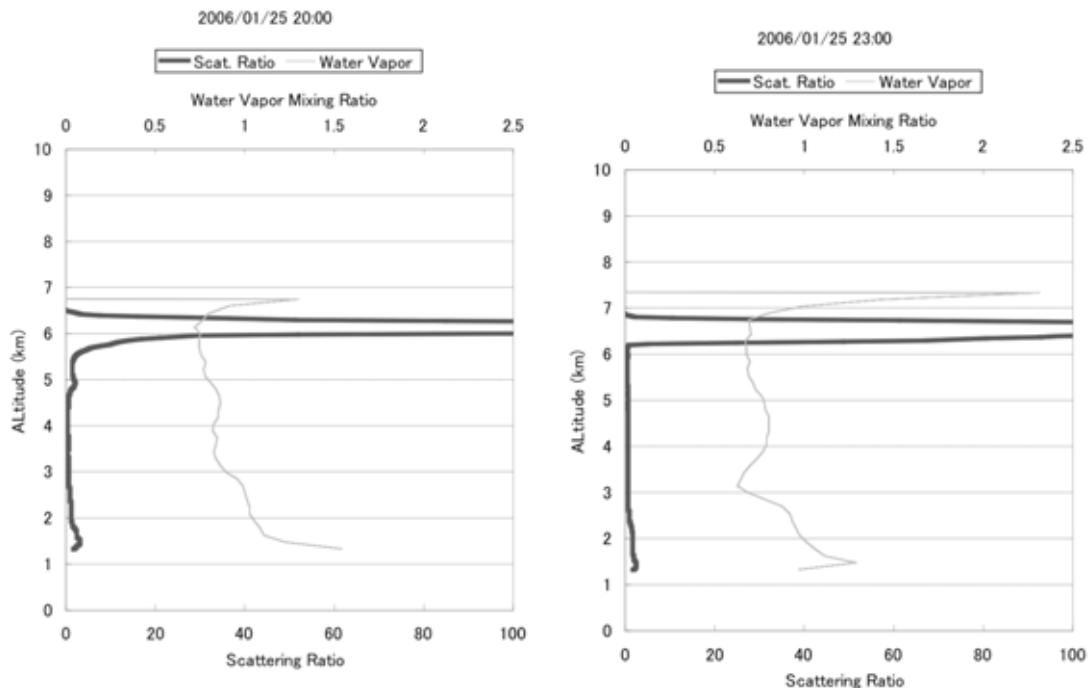


図6 散乱比／水蒸気混合比の同時観測例(2006/1/25)

5. まとめ

赤道直下のインドネシア・コトタバンで、ミーライダー、ラマンライダー、偏光ライダーを用いて、赤道域湿潤大気の雲及びエアロゾルの観測を行っている。今回、高度 5-7km 付近の中層雲の特性を明らかにするため、小型の偏光受信系を増設し、昼夜の観測に成功した。またラマンライダー観測に見られる水蒸気混合比プロファイルの多層構造について調べたが、その発生頻度は高くなく、発生高度は5～7kmであり融解層との関連が示唆された。今後これらのデータをEAR、衛星観測等の観測データと組み合わせて、赤道域湿潤大気の特性を明らかにする。

謝辞

本研究は、文部科学省科学研究費補助金(特定領域研究「赤道大気上下結合」並びに基盤研究(B) 課題番号:19403008)により行われた。

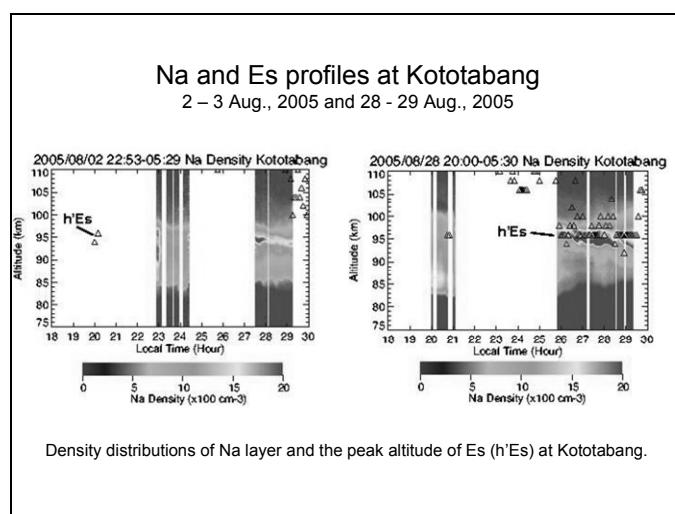
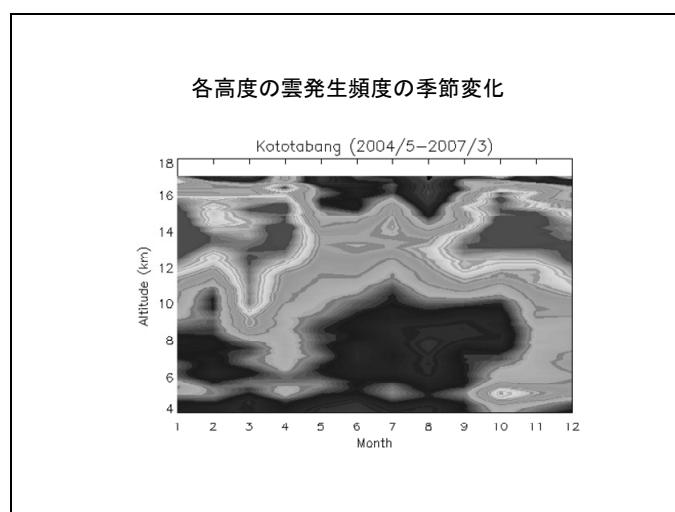
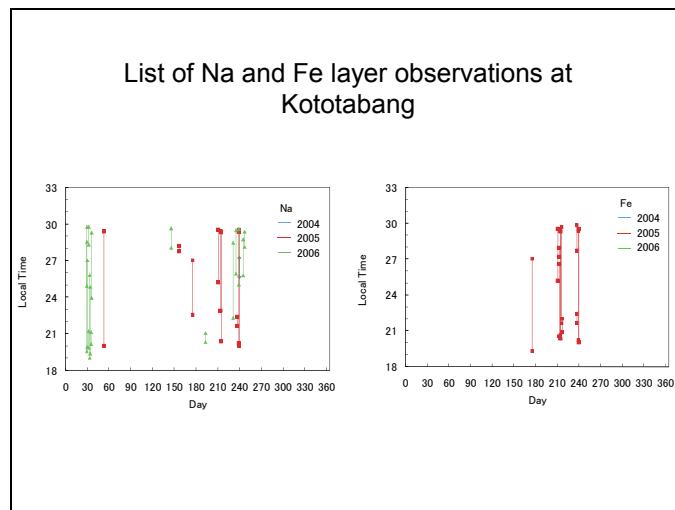
赤道域中間圏界面の組成構造の観測

柴田泰邦、長澤親生、阿保 真

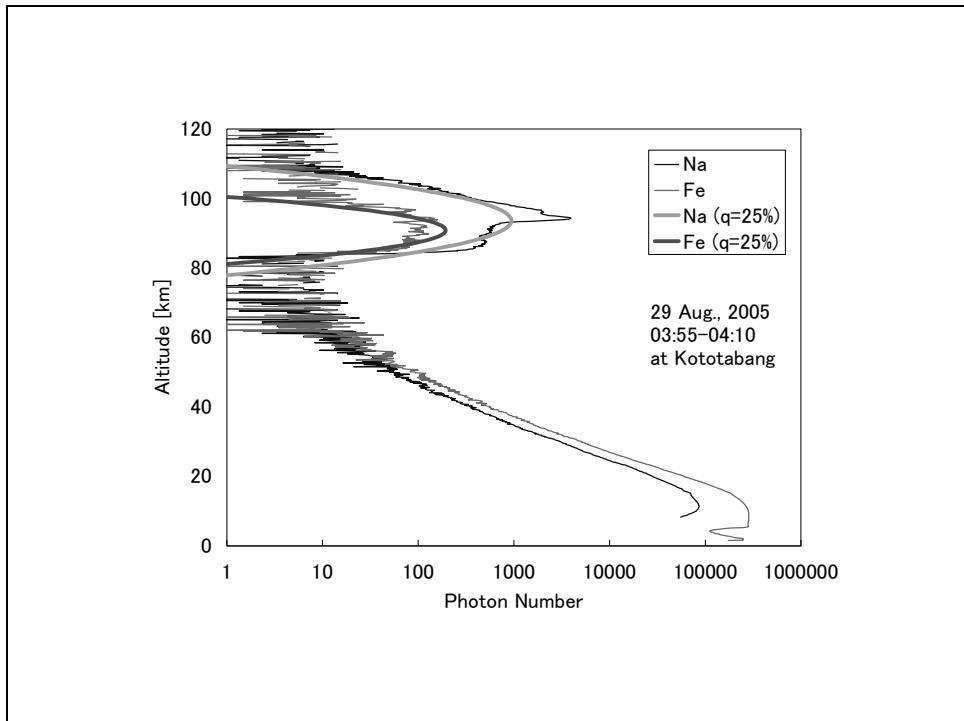
首都大学東京 システムデザイン学部

我々は中間圏金属原子層を観測するため、2004年8月に色素レーザを設置し、中間圏Na層の観測を開始した。2005年6月には波長可変のTi:Sapphireレーザを設置し、中間圏Fe層の密度観測およびFe層を利用した中間圏温度観測を開始した。さらに2006年8月に中間圏K層の観測に成功した。これらのライダーは中緯度の東京での観測データを元に設計したが、シーラスの影響を受け、一晩を通じた連続観測が困難であった。Kototabangにおける小型ミーライダーの連続観測結果からも、夜間のシーラス発生頻度が年間を通じて高いことが分かった。そこで、今回、現状のライダーシステムが性能を十分発揮しているか、また、中間圏金属原子層密度の測定精度にシーラスによるライダー信号の減衰が与える影響について検討した。

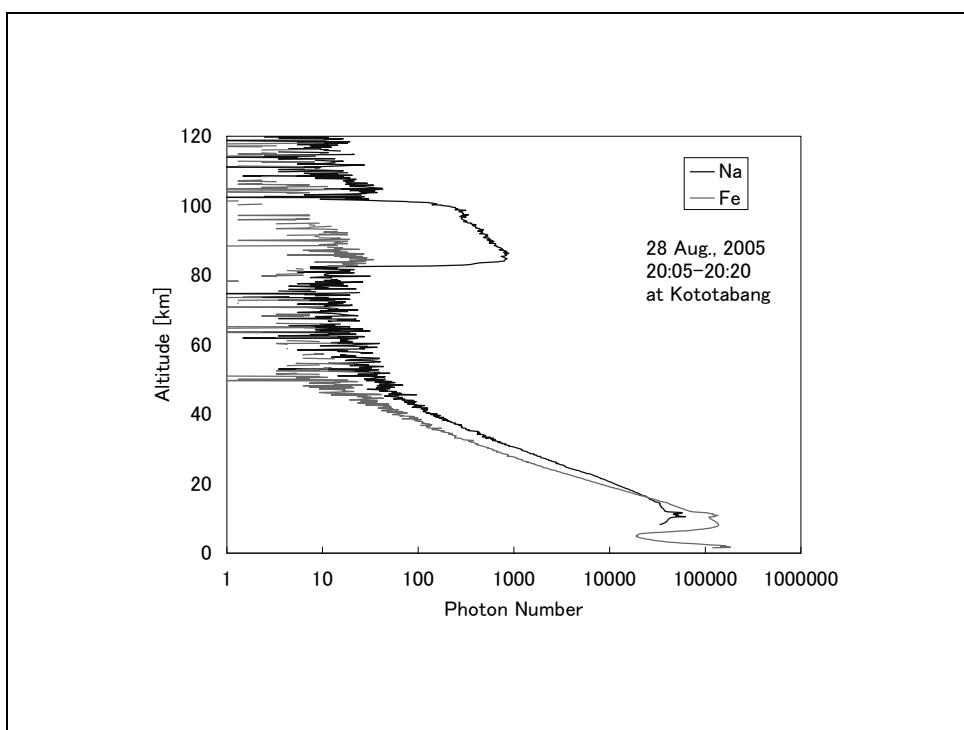
夜間晴天時のナトリウム層および鉄層の密度観測データからライダーシステムの光学系効率を求めると、当初計画の30%に近い約25%で、経年変化による光学素子の劣化は見られず、ライダーシステムは当初計画どおりの性能を発揮していることが確認された。次に、ナトリウム(Na)、鉄(Fe)、カリウム(K)、カルシウム(Ca)、カルシウムイオン(Ca^+)の各金属原子・イオンについて、密度分布を仮定し、現状のライダーシステムで得られる測定精度の見積を行った。距離分解能1km、積算時間1時間の条件で、各金属原子・イオンのピーク密度の測定精度は、Na:0.5%, Fe:1.5%, K:1.7%, Ca:2.4%, Ca^+ :3.9%であり、密度観測を行う上で十分な精度である。この結果を元に、シーラスが与える測定精度への影響について検討を行った。金属原子・イオン密度のピーク高度における測定精度が10%以内を確保できる、シーラスによるライダー信号の減衰を見積もった。ここで、距離分解能1km、積算時間1時間とした。晴天時における高度30kmのライダー信号で規格化したライダー信号を P_{30} とすると、ピーク密度の測定精度が10%となる P_{30} はNa:0.002, Fe:0.022, K:0.028, Ca:0.056, Ca^+ :0.152となつた。Naを例にとると、晴天時の0.002(=1/500)のライダー信号でNaピーク高度における測定精度が10%となる。平均的なシーラスがある場合、 P_{30} は0.1前後であるので、Na, Fe, K, Caについては平均的なシーラスの場合でもピーク高度における測定精度10%以内での観測可能である。



下層雲、シーラスの影響で十分な SN が得られず、密度データを得られない時間帯がある。



晴天時のライダー信号と、光学系効率 q を 25%とした場合のライダー信号のシミュレーション結果

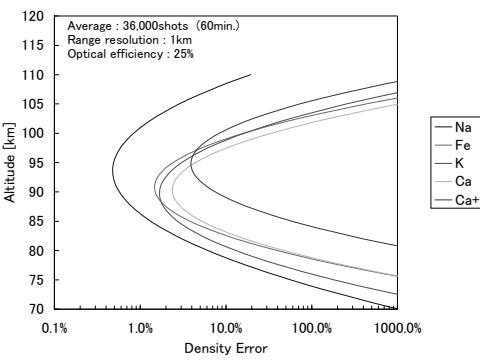
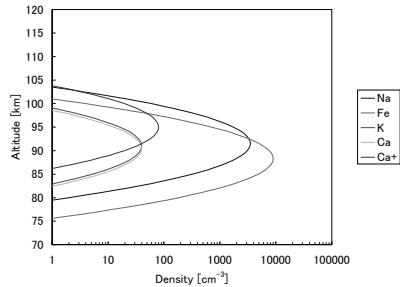


シーラス発生時のライダー信号

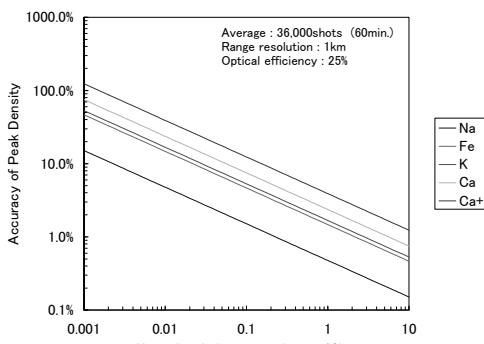
Fe 原子からの共鳴散乱信号がほとんど得られていない。

シミュレーションに用いた金属原子・イオンモデル

	Na	Fe	K	Ca	Ca ⁺
Peak Altitude [km]	91.5	88.3	91.0	90.5	95.0
Peak Density [cm ⁻³]	3500	9000	40	40	80
RMS Width [km]	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5



各金属原子・イオン密度の測定精度



高度 30km において晴天時のライダー信号で規格化したライダー信号に対するピーク密度の測定精度

赤道大気レーダーとライダーによる熱帯対流圏中層の非降水雲の観測

山本真之・岸豊久・山本衛・橋口浩之（京大生存研）・深尾昌一郎（京大生存研/東海大）・阿保真（首都大システムデザイン）、西憲敬（京大理）、安永数明（海洋研究開発機構）

1. 研究の背景及び目的

積雲対流活動が活発なインド洋から西太平洋にかけては、雲が大気の放射収支に重要な影響を与えるため、その頻度分布や光学的特性の把握が地球環境モニタに非常に重要である。西太平洋で実施されたラジオゾンデや気象レーダーの観測により、熱帯域の対流の到達高度は、対流圏界面近傍（高度15–16 km）・trade inversionに対応する高度2km前後・0°C層近傍の高度5km付近にピークを持つことや、対流の到達高度に対応した温度構造が示されている [Johnson et al., 1999]。そのため対流圏中層（4–10 km程度）にも対流の消え残り等に起因する雲が存在し、その多くは降水を伴わない非降水雲である。最近の“みらい”に搭載されたライダー・ミリ波帶レーダーなどの観測により対流圏中層に非降水雲が高い頻度で存在することが示されている [Yasunaga et al., 2006]。このような非降水雲は赤道域の広い範囲をカバーするため放射収支に大きく影響する。しかし、対流圏中層の非降水雲の生成・維持メカニズムは観測が十分でないため理解が進んでいない。非降水雲内の諸過程の理解には、高い時間・空間分可能での力学場の観測が重要である。特に、物質の鉛直方向の輸送を決定する鉛直流の測定手段は限られており、鉛直流観測の重要性は高い。本報告では、インドネシア・スマトラ島の赤道大気観測所（南緯0.2度、東経100.32度、海拔高度865 m）に設置されたVHF 帯レーダーとミーライダーによる非降水雲内の鉛直流変動に関する初期観測結果を報告する。

2. 観測データ

赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) は、VHF 帯 (47 MHz) の周波数で運用されるドップラーレーダーである [Fukao et al., 2003]。EAR は、温度や水蒸気変動に起因する屈折率擾乱からエコーを受信し、受信したエコーの周波数パワースペクトルからドップラーシフトを計測することにより風速を測定する。そのため鉛直流を雲の内外を問わず観測可能である。鉛直方向に指向したビームから得られた鉛直流及び周

波数パワースペクトルのスペクトル幅 (EARの分解能である約80秒、高度8 kmで水平約170 m、鉛直150 mでの風速擾乱を表す) のデータを用いた。スペクトル幅はピーク値からの半値 (3 dB) 全幅で定義した。

ミーライダーは雲粒からの強いミー散乱を受信することにより雲粒の存在高度を観測する機器である。今回の観測に用いたミーライダーは波長532 nm (可視光: 緑) を使用し、1回あたり10 mJ、10回/秒のパルス出力を行った。このミーライダーは観測対象に応じていくつかの受信系を用いるが、本報告では中層雲観測用に直径20 cm望遠鏡フォトンカウントの受信機を用いた解析結果を示す。鉛直分解能は150 m、時間分解能は10分である。

3. 観測結果

図1に2004年5月8日1600LT (LT: Local time で地方時を表す) から2300LTの期間における鉛直流変動 (スペクトル幅) の時間高度断面図を示す。ミーライダーで強い受信強度 (2×10^4 以上) が見られる高度及びその上方7.5–8.2 kmの範囲でスペクトル幅の増大が見られる。

ミーライダーの受信信号においては雲内は雲粒からのミー散乱が、雲外は大気分子エアロゾルからのレイリー散乱が卓越する。一般に雲内のミー散乱はレイリー散乱より大きい。この特徴を用いて、ミーライダーの受信強度の傾きから雲頂の高度と雲底の高度を見積もった。図2にミーライダーで観測された2004年5月8日1920LTにおける受信強度とその拡大図を示す。図2の(a)で示されるようにミー散乱によると考えられる受信強度の増加 (傾きの負から正への符号変化) が発生する高度を雲底とした。また、図2の(b)で示されるようにミー散乱からレイリー散乱への変化により負の傾きが閾値以下になる高度を雲頂とした。

上記の手法を用いて、雲と判定した範囲を図3に白い実線で示す。雲の中層から雲頂にかけてスペクトル幅の増大 (0.4 ms^{-1} 以上) が明瞭である。

図4に2004年5月8日1600LTから2300LTの期間における雲頂付近 (8.215 km)、雲の中層 (7.615 km)、雲底付近 (6.415 km) における鉛直

流とスペクトル幅の時系列を示す。非降水雲が存在した 1900LT から 2200LT の期間に注目する。雲頂付近 (8.215 km) では $\pm 0.5 \text{ ms}^{-1}$ 程度のやや大きいスペクトル幅と $0\text{--}0.5 \text{ ms}^{-1}$ の下降流が卓越している。雲の中層付近 (7.615 km) では 1ms^{-1} を超える強い上昇・下降流が 10–30 分程度の時間スケールで激しく入れかわる様子が見られる。またスペクトル幅も $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ の鉛直流の大きな擾乱を示している。雲底付近 (6.415 km) では鉛直流及びスペクトル幅は相対的に小さい。

4. まとめ

本報告では、インドネシア・スマトラ島の赤道大気観測所に設置された EAR とミーライダーの観測データを用いて、熱帯対流圏中層の非降水雲の存在範囲、雲頂付近・雲の中層・雲底付近における鉛直流変動の差異を示した。

雲内で大きな鉛直流擾乱を生む要因としては、小スケールの対流セルの発生、放射効果（観測時期は夜間であり、強い放射冷却が期待される）などが考えられる。これらの定量的評価を行う事と

ともに、事例解析の積み重ねにより現象の普遍性を調査する事が今後の課題である。

参考文献

- (1) Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagino, and Y. Yabugaki, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System Description and First Results, *Radio Sci.*, 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- (2) Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, Trimodal Characteristics of Tropical Convection, *J. Climate*, 12, 2397–2418, 1999.
- (3) Yasunaga, K., K. Yoneyama, H. Kubota, H. Okamoto, A. Shimizu, H. Kumagai, M. Katsumata, N. Sugimoto, and I. Matsui, Melting Layer Cloud Observed during R/V Mirai Cruise MR01-K05, *J. Atmos. Sci.*, 63, 3020–3032, 2006.

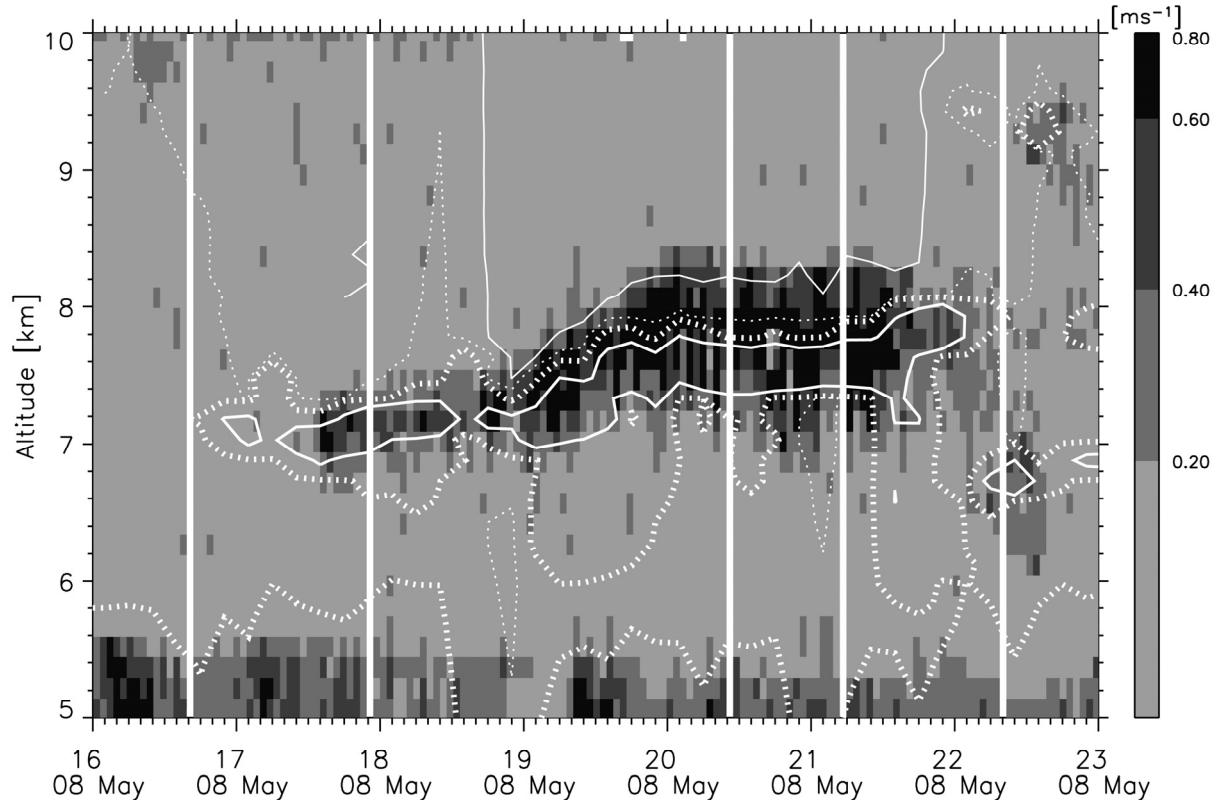


図 1 : EAR で観測された 2004 年 5 月 8 日 1600LT から 2300LT の期間におけるスペクトル幅 (半値全幅) の時間高度断面図。細い白実線はミーライダーの受信強度= 2.0×10^2 を、細い白点線はミーライダーの受信強度= 2.0×10^3 を、太い白点線はミーライダーの受信強度= 1.0×10^4 を、太い白実線はミーライダーの受信強度= 5.0×10^4 をそれぞれ示している。

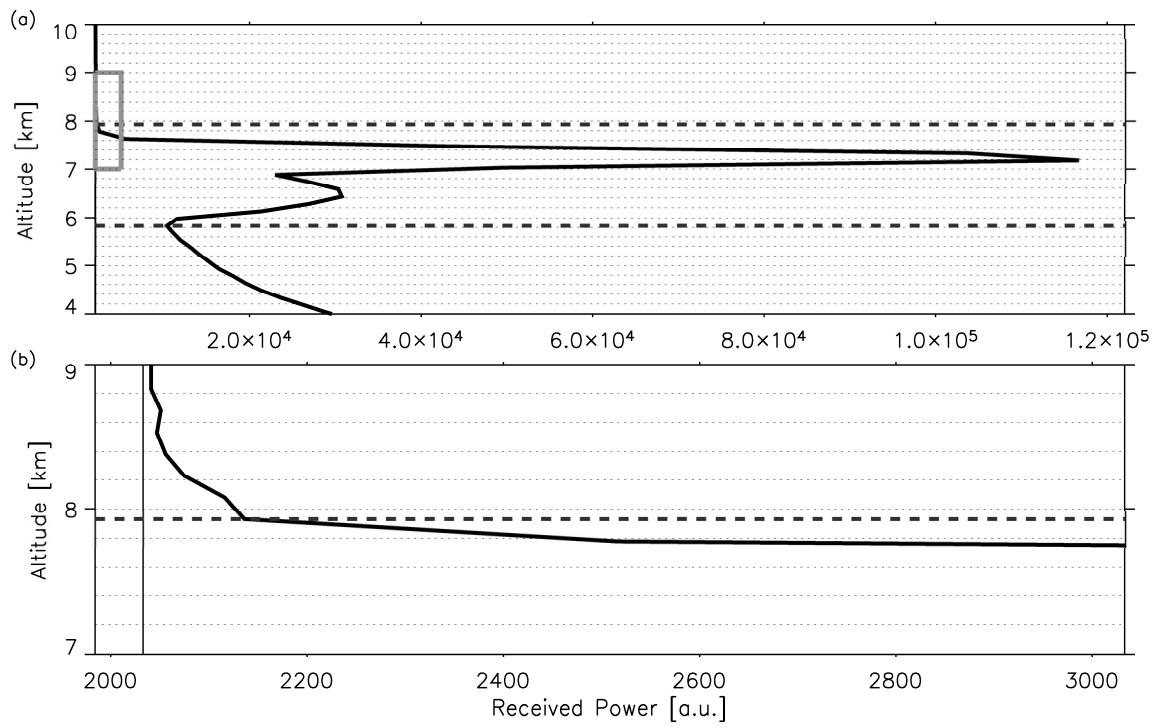


図2：(a) ミーライダーで観測された2004年5月8日1920LTにおける後方散乱受信強度の高度プロファイル。(b)(a)図における太い灰色で囲んだ領域の拡大図。5.83 kmにおける黒点線は雲底の高度を、7.93 kmにおける黒点線は雲頂の高度をそれぞれ示している。図(b)における細い黒実線はノイズレベルを示している。

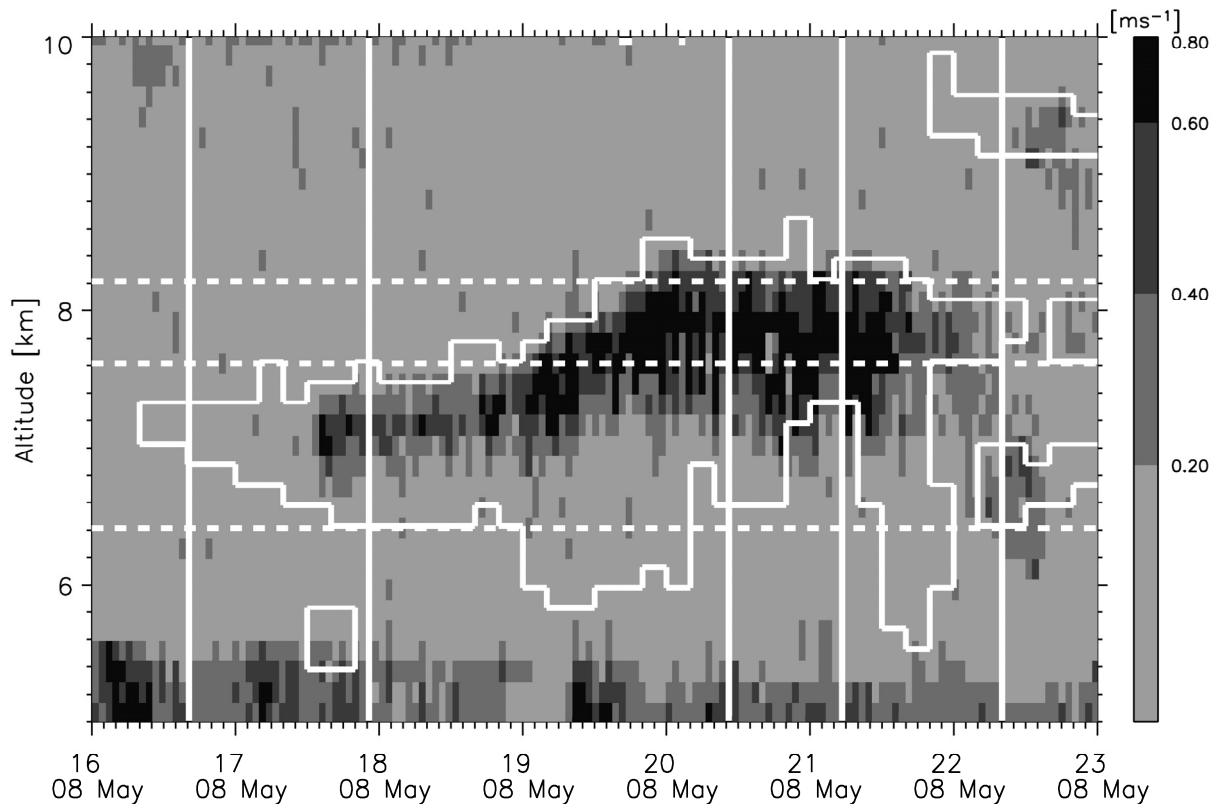


図3：図1と同じ。ただしミーライダーの受信強度の変わりに白実線で雲の存在範囲を示している。細い白点線は上から雲頂付近 (8.215 km)、雲の中層 (7.615 km)、雲底付近 (6.415 km) の高度を示している。

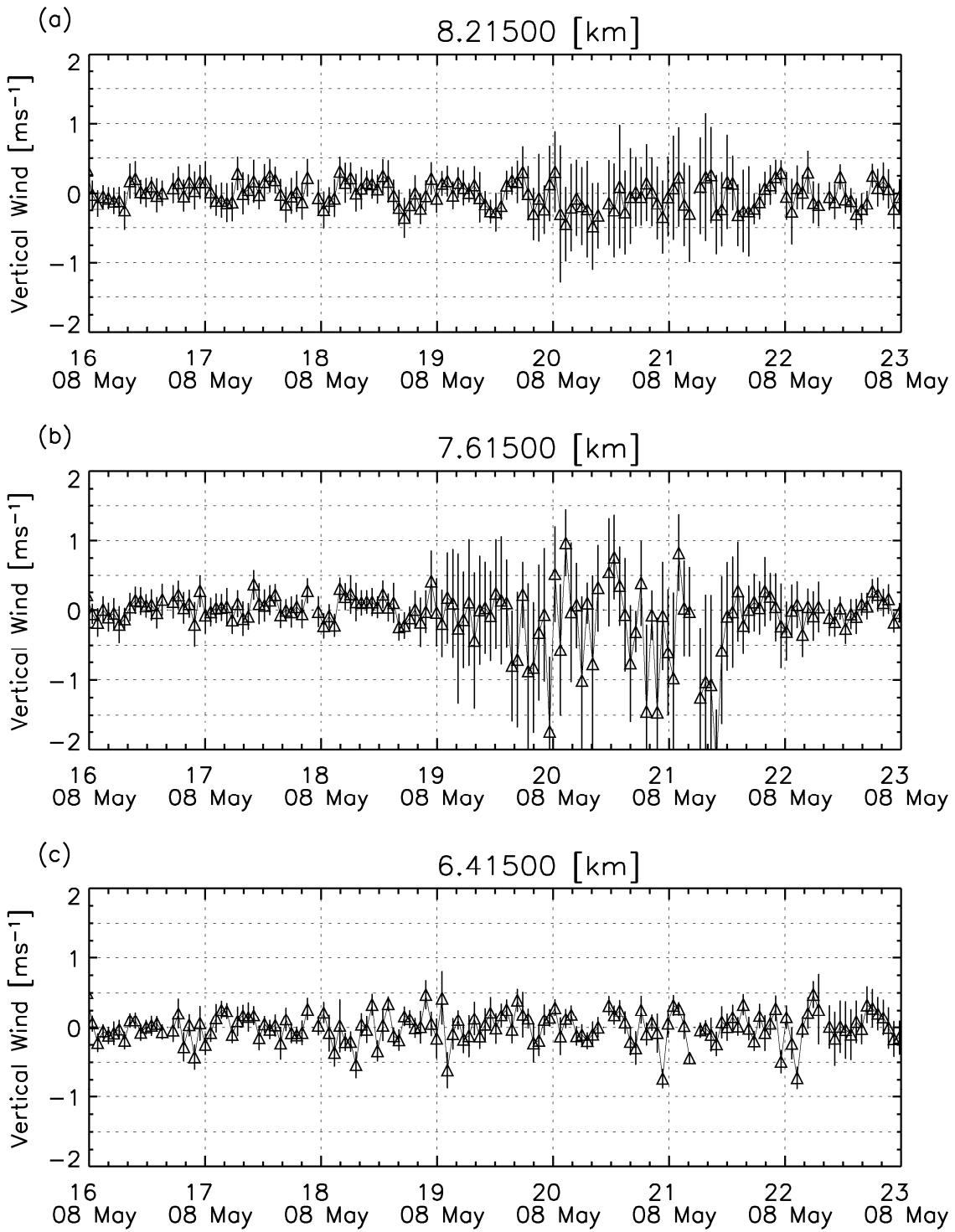
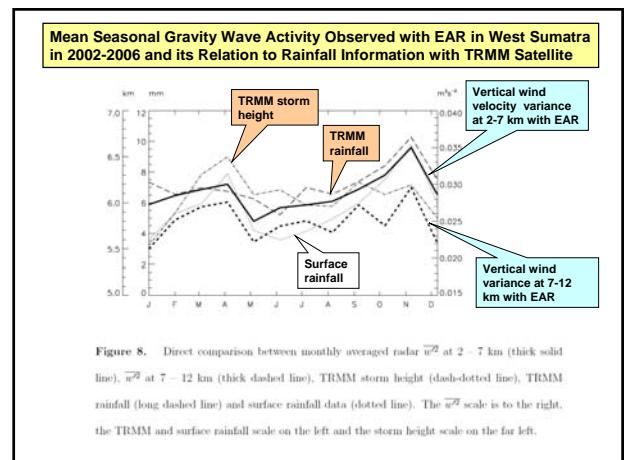
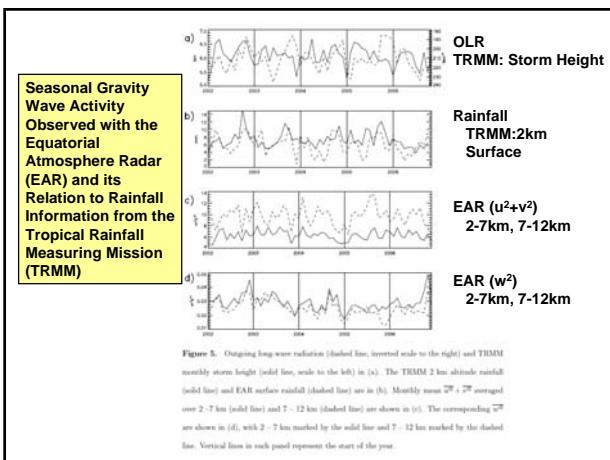
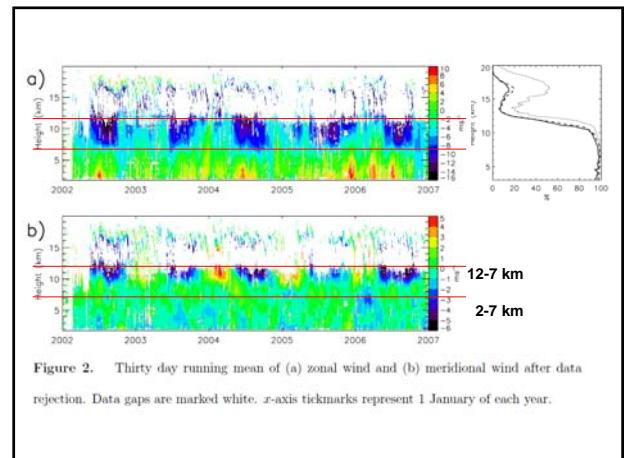
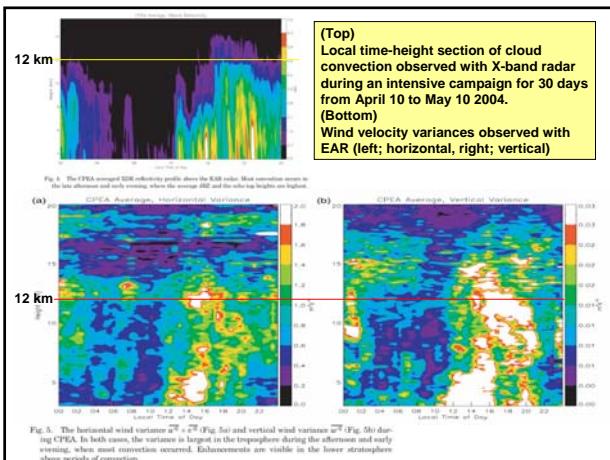
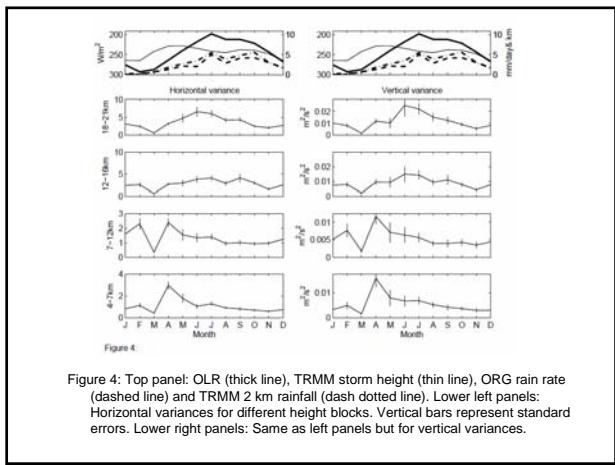
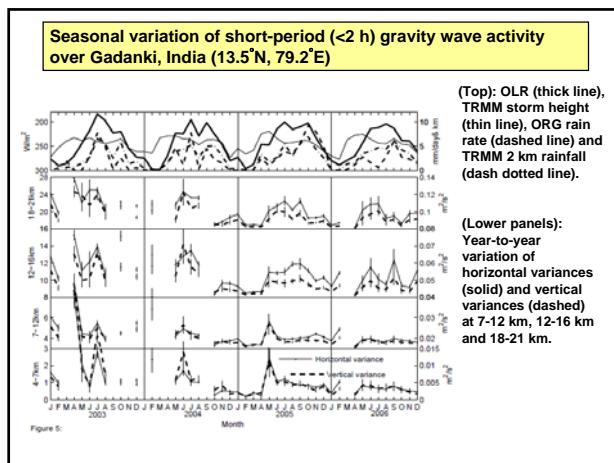
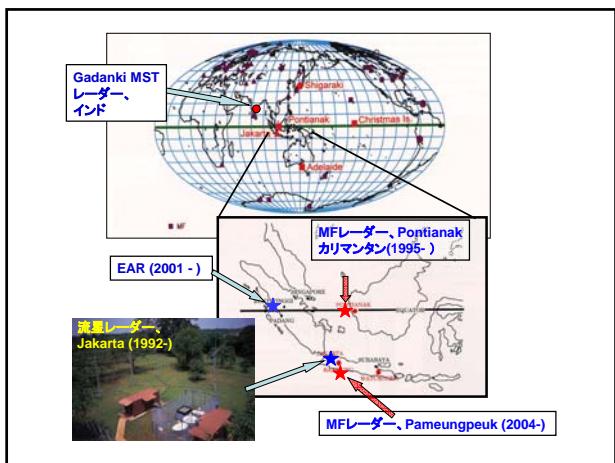


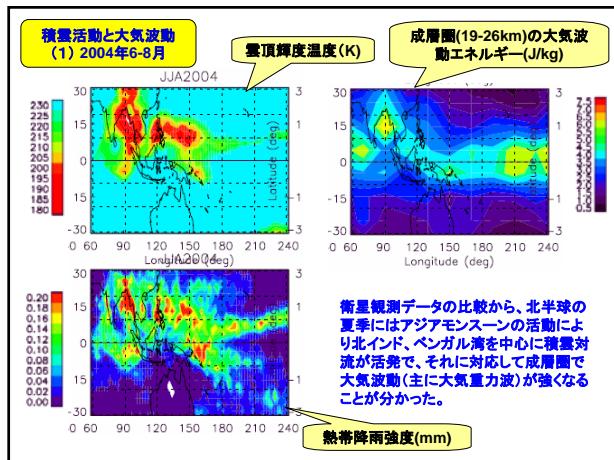
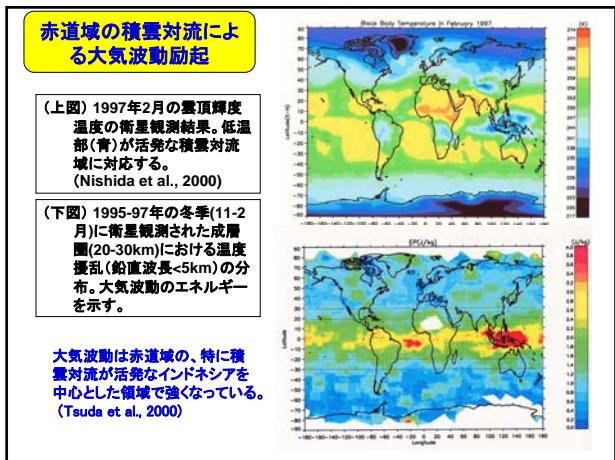
図4：図3の白点線で示した高度における鉛直流の時間変化。(a) 雲頂付近 (8.215 km) (b) 雲の中層 (7.615 km) (c) 雲底付近 (6.415 km) を示す。図中の△は鉛直流を、エラーバーはサンプリング領域及び時間における鉛直流変動の度合い（スペクトル幅）をそれぞれ示す。

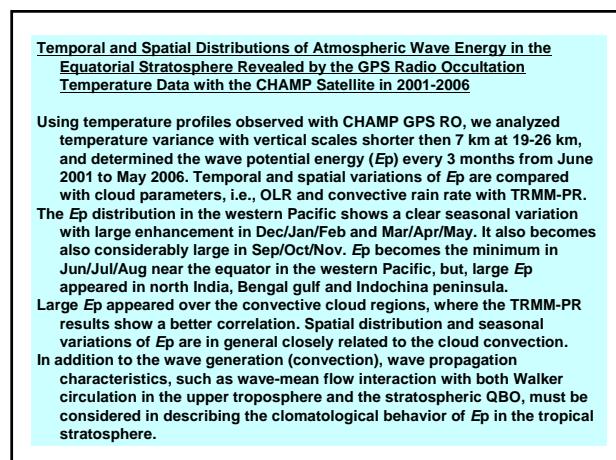
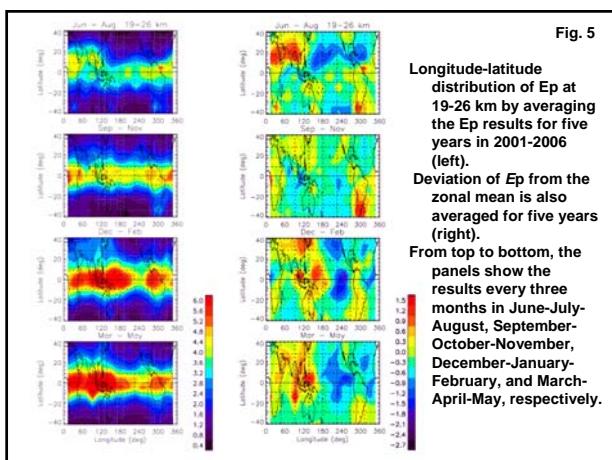
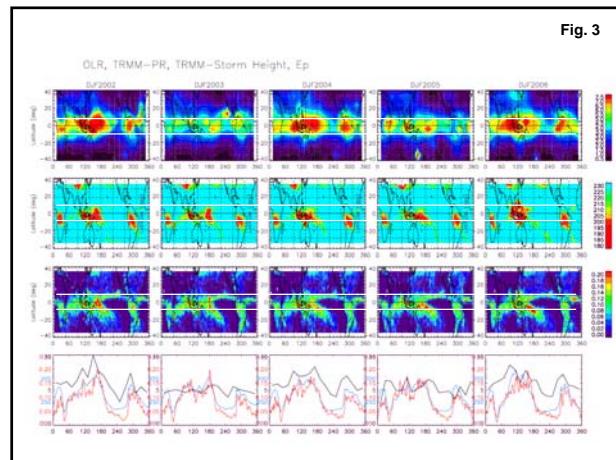
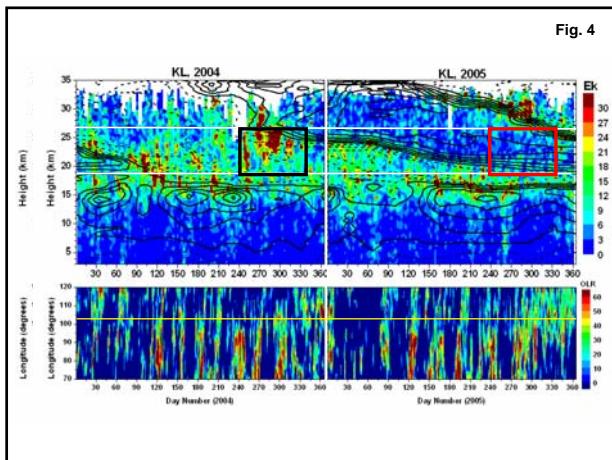
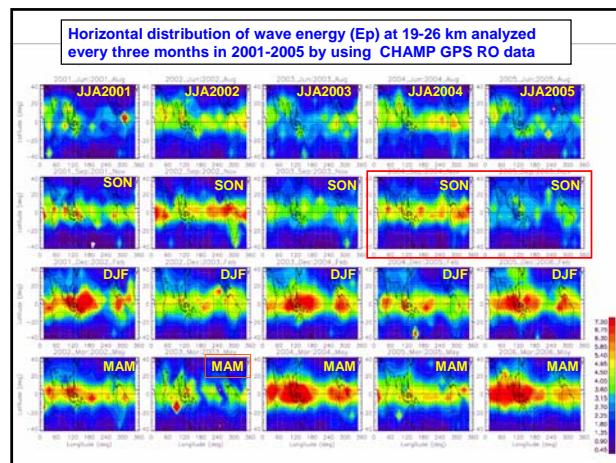
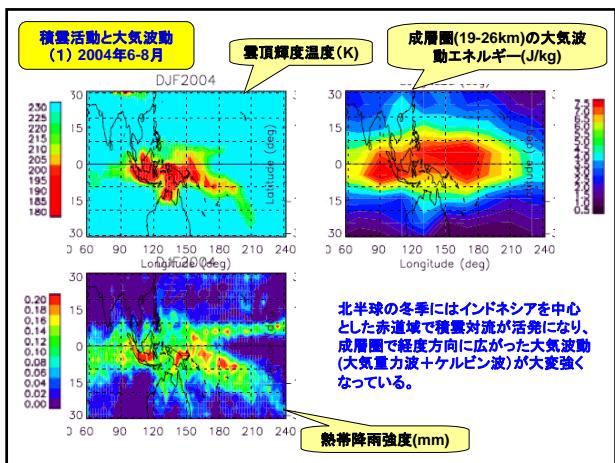




赤道大気レーダー(EAR)およびGadanki MST レーダーによる対流層・下部成層圏における重力波エネルギーの気候学的特性の解析

- データ取得率の高い高度12kmまでのEAR観測を用いて(2002-6年)、大気重力波(GW)の季節変化、年々変化などの気候学的特性を解析した。
- GW活動度が半年周期で変動し、特に短周期の風速変動(<2h)が卓越している。
- TRMM-PR(降雨)データと比較した結果、統計的に整合性があった。EAR周辺の対流は地形の影響を受けており、衛星による広域データと異なる場合がある。
- 同様の解析をインドGadankiのMSTレーダーにも適用し、高度4-21kmにおけるGWの季節変化や運動量フックスを解析した。
- Gadankiでは一年周期変動が卓越しており、やはりTRMM-PR観測結果と整合性があった。
- 対流活動が大気重力波の重要な励起源であると考えられる。





熱帯域における微気圧変動

松村充¹, 家森俊彦², 田中良和³, 橋爪道朗⁴, 能勢正仁²

¹ 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室

² 京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター

³ 摂南大学工学部

⁴ チュラロンコーン大学理学部

1 はじめに

我々は日本およびタイのピマーリで微気圧の観測を行っている。観測の結果、タイの微気圧変動には日本のものには見られない傾向が見られた。また、我々はタイで地磁気の観測も行っており、微気圧変動に対応する地磁気変動も観測された。

2 観測

我々が使用している気圧計センサーの分解能は公称約 1.6Pa であるが、0.4Pa・490Hz で A/D 変換し毎秒平均値を記録している。今回使用したデータは 2007 年の 9 月 7 日から 10 月 12 日までである。タイではこの時期は雨季の終わり頃にあたる。ピマーリの地理緯度は北緯 15.11 度であり、磁気緯度は北緯 4.91 度である。地理経度は東経 102.34 度である。

3 結果

3.1 ピマーリの微気圧変動の傾向

観測データに high-pass フィルターをかけて調べたところ、夕方から夜にかけて大きな振幅の振動現象が数多く見られた。(図 1)。観測された波形のほとんどが明瞭な波束や減衰振動であり、継続時間は 1、2 時間程度であった。パワースペクトルを計算するとおよそ 8 分から 15 分の周期にピークが現れた。(図 2)

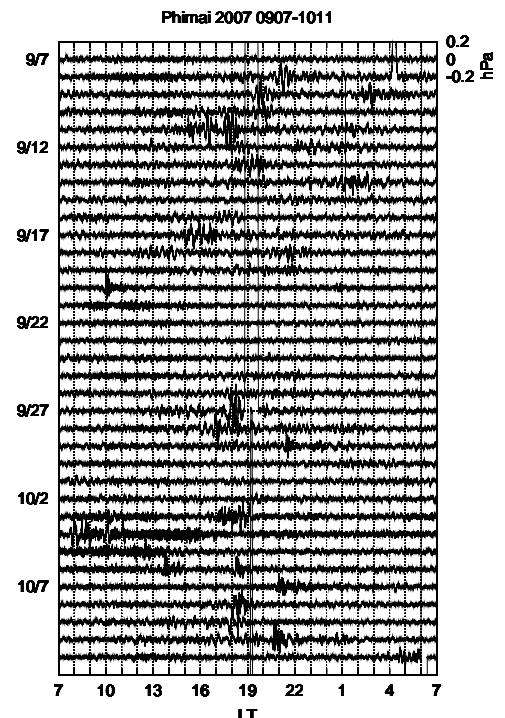


図 1: ピマーリで観測された微気圧変動

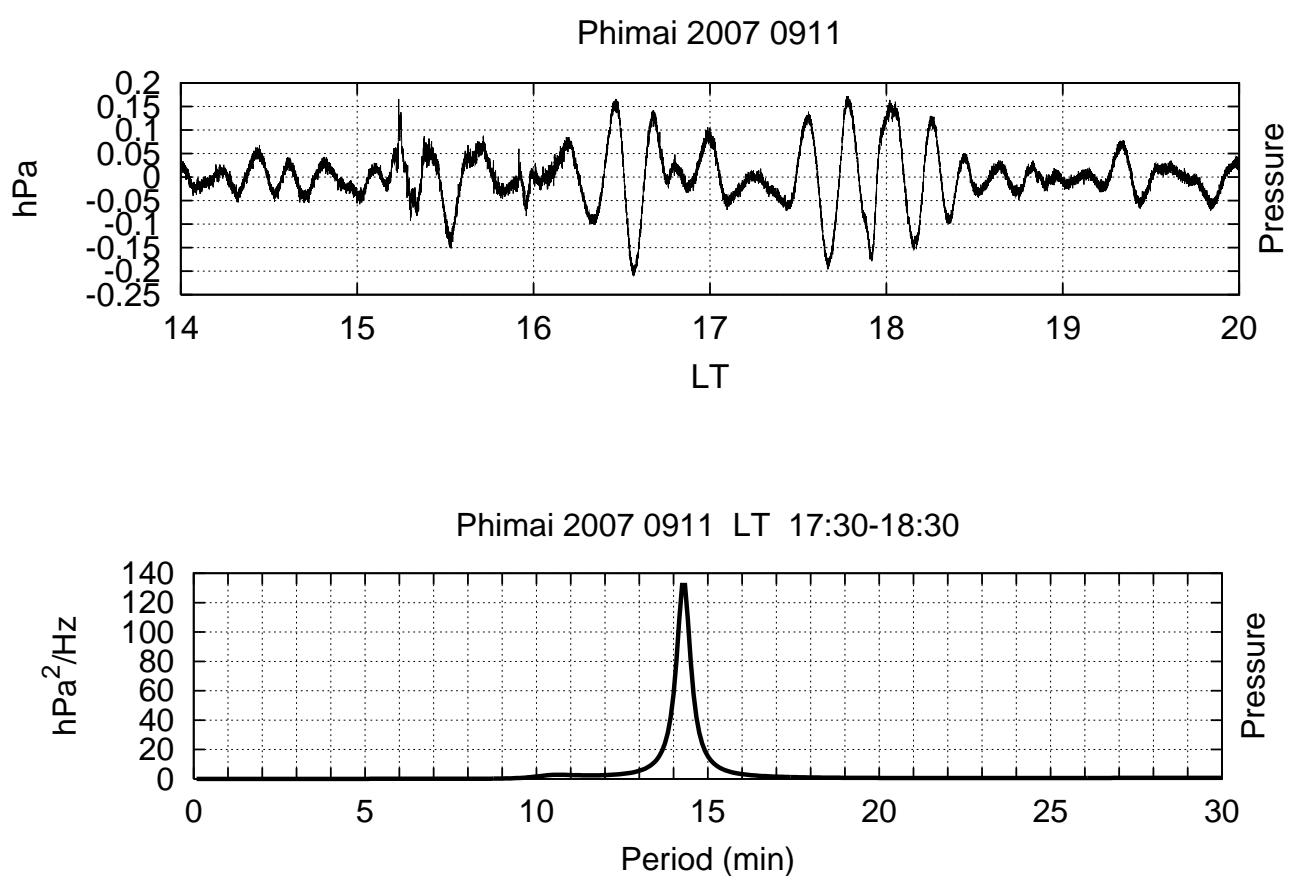


図 2: 夕方に観測された明瞭な波束（上）と 17:30 LT から 18:30 LTまでの MEM パワースペクトル（下）

3.2 地磁気変動との対応

ピマードで観測された微気圧変動のパワースペクトルのピークのうち、ピマードで観測された地磁気変動のパワースペクトルにも同じ周期にピークが現れた。緯度は大きく異なるが経度が比較的近い鹿屋（北緯 31.42 度、磁気緯度 21.89 度、東経 130.88 度）で観測された地磁気変動にはその周期にはピークが見られなかった。

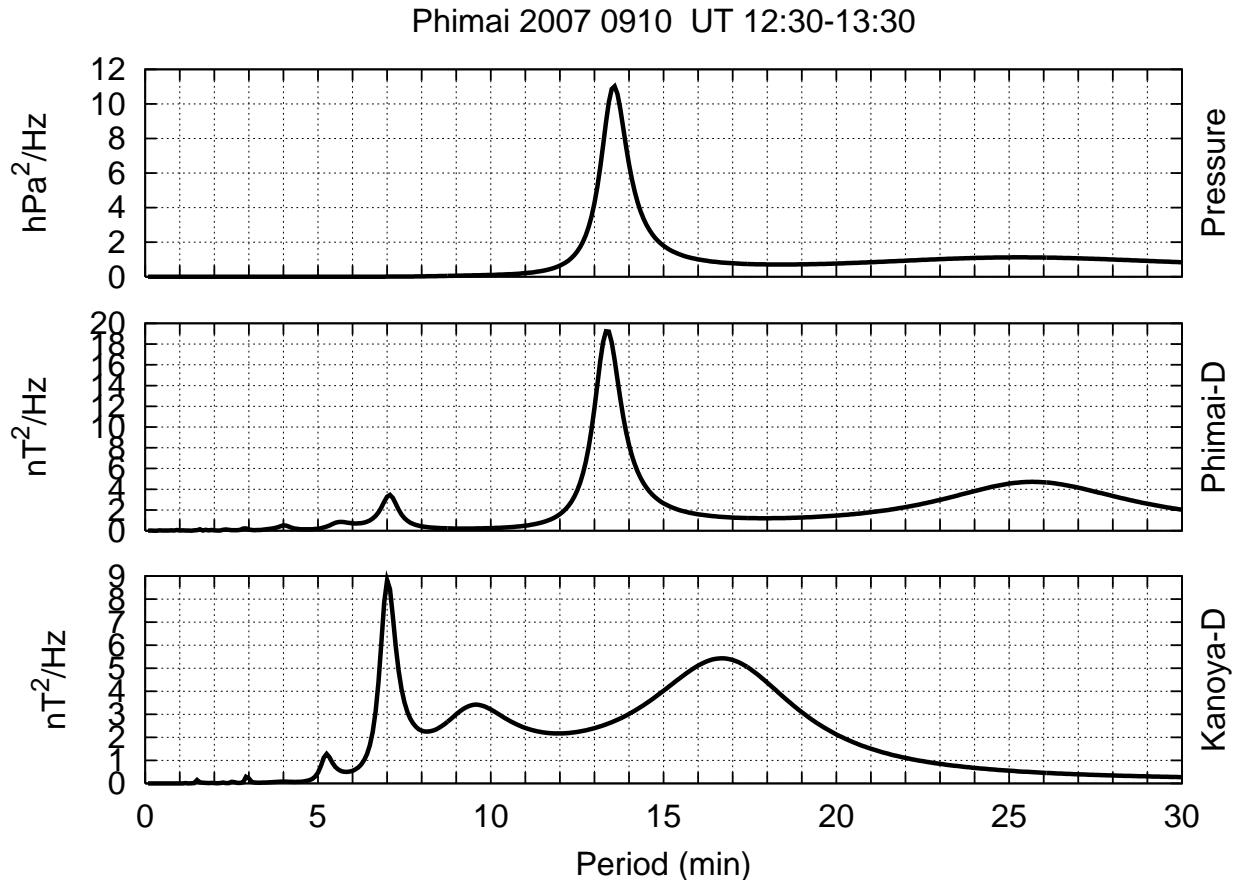


図 3: ピマードの気圧（上） ピマードの地磁気D成分、（中） 鹿屋の地磁気D成分（下）のパワースペクトル

4 考察と今後の展望

我々は日本で 1 年以上微気圧変動を観測してきたが、周期が数分以上の振幅の大きな振動現象が見られる場合はその振動が長時間継続することが多く、夕方に 1、2 時間程度はっきりとした波形がみられるという現象はほとんどなかった。このような波はおそらく熱帯特有の現象に対応しているものであり、時間帯からその現象はスコールではないかと考えられる。

CIRA モデルの温度データを用いて Blunt-Vaisala 周期の高度特性を計算したところ、地表面での Blunt-Vaisala 周期はおよそ 350 秒であった（図 4）。観測された波形の周期は 8 分以上であったので、これは大気重力波であることを示している。また Blunt-Vaisala 周期の高度特性から、この程度の大気重力波は電離層高度まで伝播することがわかる。したがって、電離層で擾乱を引き起こしてダイナモ電流を流し、地磁気の変動を引き起こす可能性がある。

磁気圏起源の地磁気変動であればピマーラと鹿屋で同じ周期にスペクトルのピークが現れると予想されるが、今回観測されたものは鹿屋には見られなかった。これはピマーラ付近の局地的な磁場変動を表していると考えられる。さらにピマーラの気圧変動のスペクトルのピークがピマーラの磁場変動と同じ周期に現れていることから、これは下層大気から伝播してきた大気重力波による地磁気変動である可能性が高い。

しかしそれを証明するためにはこれだけの情報ではまだ不十分であり、GPS-TEC 等の手法を用いて電離層も同時に観測する必要がある。

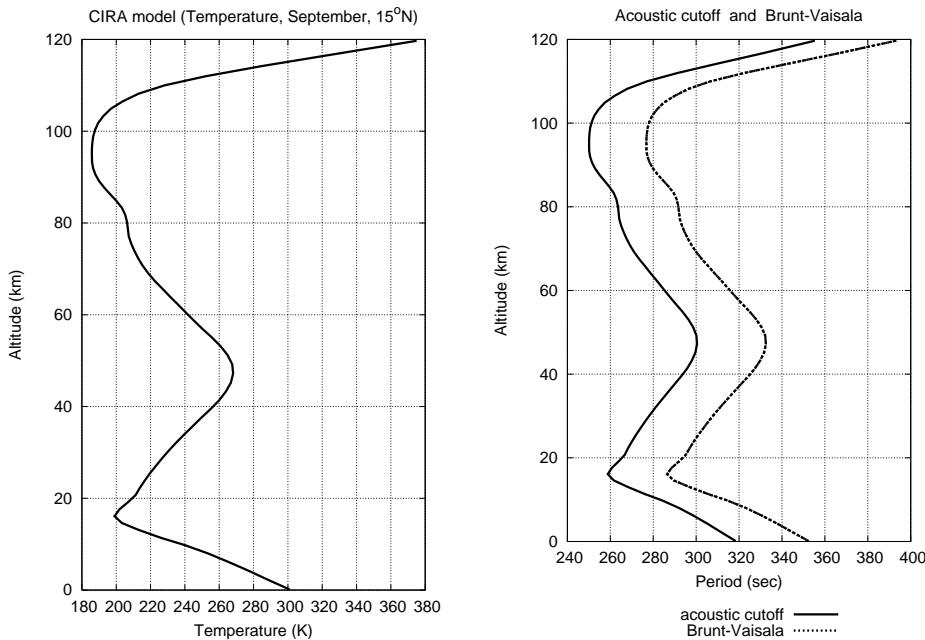


図 4: CIRA モデルによる温度の高度特性（左）とそれを用いて求めた Blunt-Vaisala 周期（右）

5 謝辞

微気圧観測装置の製作において協力してくださった田中良和先生・小田木洋子さん、鹿屋の地磁気データを提供してくださった気象庁に感謝いたします。

熱帯中部西部太平洋域における対流圏界層内脱水過程の解明 に向けた SOWER 集中観測

長谷部 文雄 (北大・地球環境), 塩谷 雅人 (京大・RISH), 藤原 正智 (北大・地球環境),
西 憲敬 (京大・理), 萩野 慎也 (JAMSTEC), 柴田 隆 (名大・環境), 岩崎 杉紀 (防大),
松井 一郎, 杉本 伸夫, 清水 厚 (環境研), 稲飯 洋一 (北大・環境)

1 成層圏水蒸気を規定する大気科学過程

成層圏水蒸気に対する基本的理識は、対流圏から成層圏へ流入する大気塊が対流圏界面を通過する際に低温に曝される結果、その経験する飽和水蒸気混合比により決定される量にまで脱水される、という認識から始まった (Brewer, 1949)。その後の観測の集積に伴い、対流圏から成層圏へ流入する経路が熱帯西部太平洋域に限られるという「成層圏の泉」仮説が唱えられるに至った (Newell and Gould-Stewart, 1981)。1990 年代に入り、成層圏の物質輸送を担う地球規模の大気の流れは中緯度成層圏における大気波動の碎波によって駆動されている (Haynes et al., 1991; Holton et al., 1995) ことが認識されるとともに、熱帯対流圏と成層圏との境界を遷移領域 (Tropical Tropopause Layer; TTL) と捉えるべきであるとの考えが広く受け入れられるようになった (Atticks and Robinson, 1983; Highwood and Hoskins, 1998)。TTL は 200 hPa から 80 hPa 程度の高度域に広がり、そこでは準水平的流れが卓越しながら、物理量が対流圏的性質から成層圏的性質に徐々に変化する領域である。TTL 概念の導入は、成層圏へ流入する大気塊に働く脱水過程に関する斬新な仮説、すなわち、大気塊が低温の熱帯西部太平洋上の TTL を準水平的に移流する際に受ける脱水に注目する ‘cold trap’ 仮説 (Holton and Gettelman, 2001) を導く端緒となった。この仮説は、その後の流跡線モデルや大気大循環モデルによる研究でも支持されている (Gettelman et al., 2002; Hatsushika and Yamazaki, 2003)。一方、大気質変動を理解するための枠組みとして Lagrange 的記述が幅広く用いられるようになってきた。Fueglistaler et al. (2005) は、客観解析場から大気塊の軌跡を Lagrange 的に推定し、対流圏から成層圏へ流入する大気塊が経路中で経験した最低飽和水蒸気混合比にまで脱水されるという単純な仮定の下に、成層圏水蒸気の時空間変動を見積もった。その結果は驚くほどよく観測と一致したが、TTL 大気には、雲物理学的に想定されるよりもはるかに高い過飽和が観測されている (Peter et al., 2006)。したがって、脱水過程の理解には不十分な点が多く残されており、観測的事実の蓄積が必要とされている。

2 SOWER プロジェクト

我々は、Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) と名付けたプロジェクトを組織し、熱帯域におけるオゾン・水蒸気ゾンデ観測を実施してきた。近年は現場観測による ‘cold trap’ 仮説の検証を大きな柱に据え、熱帯西部・中部太

平洋域で鏡面冷却型水蒸気ゾンデによる集中観測を行ってきた。水平移流に伴う脱水の現場を捉えるためには、熱帯下部境界における熱的強制に対する Kelvin-Rossby 波応答として知られる西部太平洋赤道上の低温偏差/東風と亜熱帯に位置する高気圧性循環に沿って移流する大気塊を観測することが必要である。この領域における流跡線解析に基づき SOWER が配置している主要な観測点を図 1 に示す。

TTL を含む上部対流圏から成層圏領域では、通常の高層気象観測で用いられている湿度計は感度を持たない。SOWER では、NOAA の Oltmans 氏が中心となって開発してきた鏡面冷却型霜点水蒸気計 (NOAA FPH; Vömel *et al.*, 1995)、その改良型のコロラド大学冷媒型霜点水蒸気計 (CFH; Vömel *et al.*, 2007) と Snow White (Fujiwara *et al.*, 2003; Vömel *et al.*, 2003) を用いて水蒸気観測を行ってきた。これらは、光学フィードバック系により霜が維持されている鏡面の温度 (霜点) を測定することにより、大気の水蒸気分圧を導出する。基礎的物理法則に則っているという意味で原理的に高精度であるが、TTL 領域では水蒸気の絶対量が少ないため応答時間が長くならざるを得ず、フィードバック系の時定数に依存する測定値の振動を伴うことがある。そこで、観測高度 (気圧) に依存する平滑化を施し、誤差を評価しながら観測値を等温位面上に内挿して解析に利用する。また、ゾンデ観測されたそれぞれの大気塊について、飛揚点を中心とする半径 1° の緯度・経度円内に 0.1° 間隔で配置した点から等温位条件で流跡線を求め、大気塊の起源・温度履歴と観測された水蒸気混合比との対応を考察する。我々は、成層圏-対流圏大気交換に関する情報を得るために、全ての水蒸気観測において ECC オゾンゾンデを同時に飛揚しているが、以下では、TTL から下部成層圏でも高精度の観測値を得ることのできる CFH による観測結果を用いた解析を中心に紹介する。

3 大気塊の保持する水蒸気量とその温度履歴との対応

ゾンデ観測された大気塊の保持する水蒸気混合比 (OMR) は、その大気塊の過去の温度履歴を反映しているはずである。その値は、大気塊がもともと持っていた水蒸気量、経路中で曝された温度とその持続時間・過飽和度、氷晶として落下して失われた量、氷晶を形成したものの落下前に再蒸発して大気塊に戻された量や、対流雲の貫入による水蒸気の注

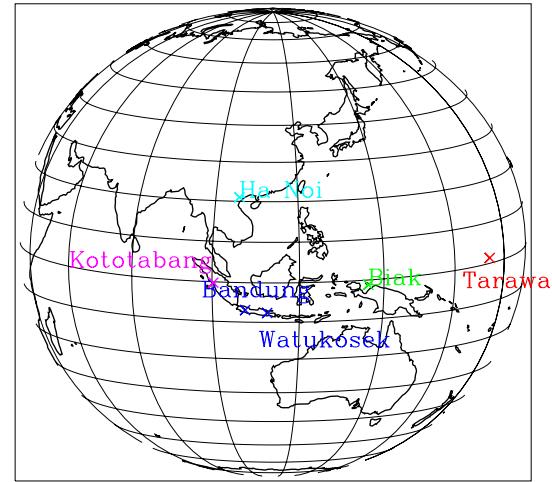


図 1 脱水過程の現場観測を目的に SOWER が配置している主要な観測点

入といった様々な条件に依存する。

個々の大気塊に対し
てこれらを評価する
前に、観測された大
気塊の持つ統計的性
質を調べることは興
味深い。*Hasebe et al.*
(2007) は Bandung と
Tarawa における北半
球冬季のゾンデ観測
に基づき、大気塊がゾ
ンデ観測される前 7
日以内に経験した最
小飽和水蒸気混合比
(SMR_{\min}) と OMR と
の間による対応関係を
見出した。観測精度の
限界から解析は 350–
360 K 温位領域に限
られていたが、その
結果は、OMR が概ね
 SMR_{\min} の約 2 倍の値

を示していた。その後の観測により集積されたデータで描かれた同様の図を図 2 に示す。
 SMR_{\min} の計算には高分解能 ECMWF 現業解析値 (水平分解能 $1^\circ \times 1^\circ$ 、モデル高度) を用いている。350 K 温位面 (左上) では観測値は対角線を挟むように散らばって分布しているが、特徴的なことは Tarawa (TR; 赤) が散布図の右上部に位置し、左下部に向かって Biak (BI; 緑)、Kototabang (KT; 紫)、Watkosek (WK; 青)、Bandung (BD; 青)、Hanoi (HN; 水色)、San Cristobal (SC; 黒) と並ぶことである。これは、350 K 温位面の水蒸気量が対流活動により供給される局所的な量に支配されていることを反映しているためと考えられる。大気塊が 360 K まで上昇すると (右上) 水蒸気量は大幅に減少し、大部分の点が散布図の対角線より左上部に位置する。大気塊が SMR_{\min} より多くの水蒸気を保持していることは、この高度で過飽和状態にある大気塊に対して脱水過程が進行中であることを示している。水蒸気量の地域特性は 350 K と大きく異なり、脱水域から遠い Hanoi や San Cristobal で高い値、「cold trap」域に位置している Biak で低い値が多く見られる。TTL 上部の 380 K (左下) では、観測される水蒸気量のばらつきが小さくなり、多くの点が散布図の対角線付近に集まる。これは、「cold trap」過程による脱水がこの温位

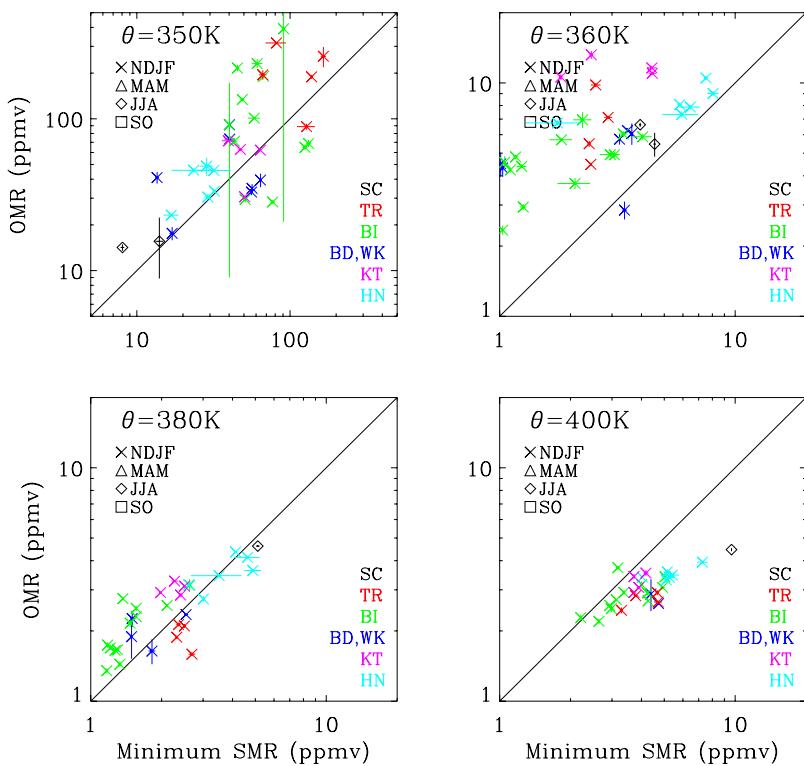


図 2 ゾンデ観測された大気塊の経験した最小飽和水蒸気混合比 (SMR_{\min} ; 横軸) と観測された水蒸気混合比 (OMR; 縦軸) の散布図。代表的な 4 等温位面 (350, 360, 380, 400 K) について示す。描画範囲は、350 K のみ 5–500 ppmv、他は 1–20 ppmv。

面でほぼ終了しつつあることを示している。インドネシア域に位置する観測点で得られた水蒸気量は3 ppmv未満で、下部成層圏の平均的な値より少ない。成層圏下端に位置する400 K(右下)においては地域差が縮小し、大部分の点が図の対角線より右下の領域に位置するようになる。これは、400 Kにおいて大気塊の保持する水蒸気量が SMR_{\min} によって定まるのではなく、様々な履歴をもった大気塊の混合による均一化を反映しているためと考えられる。

脱水過程の記述
 には、個々のゾンデ観測の結果を大気塊の温度履歴と対応させた考察も有効である。図3はそのような解析の一例で、左上に2007年1月11日にKototabangで観測された水蒸気混合比(緑実線; 下目盛)と氷に対する相対湿度(赤破線; 上目盛)の高度分布が示されている。残りのパネルは観測時刻を基点として350 Kから380 Kまでの7温位面で描いた等温位面上の7日間後方流跡線である。この例では、ゾンデ観測された相対湿度分布の温位高

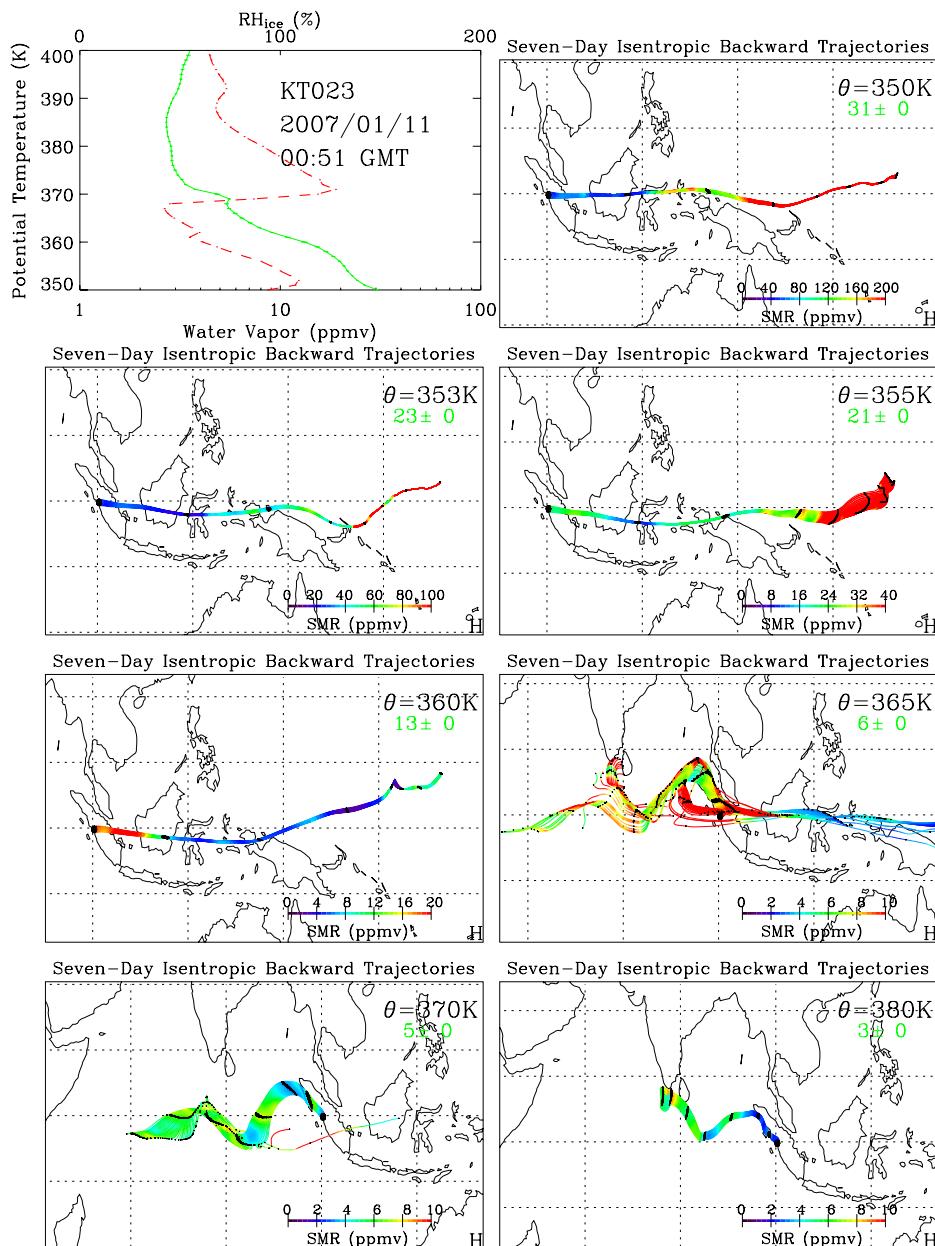


図3 左上: 2007年1月11日にKototabangにおいてCFHにより観測された水蒸気混合比(緑)と氷に対する相対湿度(赤)の高度分布。左上以外: ゾンデ観測された大気塊に対する等温位面上の7日間後方流跡線。大気塊の経験した飽和水蒸気混合比でカラーコードされている。ただし、温位面ごとにコードが異なることに注意。

度 360–370 K 付近に明瞭なジャンプ（不連続面）が認められ、この面を境に異なる性質の大気塊を観測していることが分かる。すなわち、この不連続面より下では高度とともに相対湿度が減少し 40 % 程度にまで乾燥化しているが、不連続面の上では 20 % 程度の過飽和が観測されている。このような大気塊の性質の違いは、大気塊の起源の相異に由来する。流跡線解析の結果によれば、相対湿度の不連続面より下（360 K 以下）の大気は太平洋から赤道上を西向きに移流してきているが、それより上（370 K 以上）の大気はインド洋に起源をもち北東側から観測点に到達しており、不連続面付近（365 K 面）の流跡線は 2 種類の大気塊が混合している様子を示している。最下層（350–353 K）の大気塊は Biak のやや手前で最低飽和水蒸気混合比を経験しており、ゾンデ観測値も飽和に近い値を示している。下層（355–360 K）の大気塊は 1 日以上前に低温を経験した後、温度が上昇傾向の下で Biak 上空に到達し、上空ほど相対湿度は低い。上層（370–380 K）では、大気塊が観測点に近づくにつれて飽和水蒸気混合比は減少し、観測された大気塊も過飽和を示していることから、脱水の進行中であることが推察される。このように、ゾンデ観測値と流跡線の示す大気の起源とは水平移流に伴う脱水という観点から、整合的な結果を示している。

巻雲の生成条件を考察するには、水蒸気ゾンデとライダーとの同時観測が有効である。*Shibata et al. (2007)* は Bandung における CFH とライダーとの同時観測により、圏界面直下の巻雲の観測された高度域で数十 % の過飽和を見出した。興味深いことに巻雲の存在していた高度域では水蒸気混合比が極小を示し、この特徴は凝固により水蒸気が失われたと解釈できることが分かった。その後の観測においても、相対湿度と巻雲の存在との間の対応が見出されている。たとえば、図 3 に示された例と同時期の Biak における観測では、温度が最低となる（cold point）366 K 付近で大気は氷に対する相対湿度 100 % の状態にあり、同時観測されたライダー画像に薄い巻雲の存在が認められている（図は省略）。この例では、360 K より下層で水蒸気混合比の強い鉛直勾配が認められ、それより上層にはほぼ一定（3 ppmv）の水蒸気混合比をもつ層状領域が見出されている。この領域内で大気塊は東から流入していたが、Biak 上空は上流より高温で、温位高度 365–370 K の大気塊は、Biak より上流で OMR に相当する SMR_{min} を経験しており、脱水は既に終了していたと考えられる。ゾンデ観測された過飽和大気とライダー画像に見出される巻雲との対応は Tarawa でも確認できたが、両者が常に対応するとは限らない。その理由としては、客観解析場の精度の問題が考えられるが、それだけでなく、深い対流による大気塊の局所的湿潤化の可能性などについても今後の検討が必要である。

4 まとめ

SOWER プロジェクトとして実施してきた熱帯西太平洋域における鏡面冷却型水蒸気ゾンデ観測により、水蒸気混合比（OMR）の高精度高度分布が誤差の見積もりとともに得られた。ゾンデ観測された大気塊に対する等温位面上後方流跡線のアンサンブルによ

り、大気塊の経験した最小飽和水蒸気混合比 (SMR_{min}) が求められた。温位面ごとに描いた SMR_{min} と OMR との散布図から、水平移流に伴う脱水の特性が明らかになってきた。脱水の有効性は、立地条件、温位高度、季節などの要因に依存する。個々の鉛直水蒸気分布は大気塊の履歴、すなわち、赤道上の低温域を移流、高気圧性循環に乗って中緯度を周回、赤道域を漂流といった条件を反映している。水蒸気ゾンデとライダーとの同時観測は、巻雲形成に関する有用な情報を提供する。

ゾンデ観測された高精度の水蒸気分布を大気の温度履歴と対応させて理解する試みはまだ始まったばかりであり、今後の観測の集積が必要である。さらに、大気塊の保持する水蒸気量とその温度履歴との間の関係を定量化し、水平移流に伴う脱水効率を評価するためには、同一大気塊を複数回ゾンデ観測し、それらの間の水蒸気変化量と途中の温度履歴との対応を調べる解析(水蒸気 match)が有効であると考えられる。実際、match と見なしでもよい観測例が過去の観測からいくつ見つかっているが、match 大気塊の客観的定義の確立、観測データのもつ不確定性の見積もり、移流中の大気塊に対する対流雲貫入の客観的評価など、技術的な課題も残されている。今後は、観測データを同化した GCM 実験なども実施し、脱水過程の詳細な理解へと研究を発展させたい。

参考文献

- [1] Atticks, M. G., and G. D. Robinson (1983), Some features of the structure of the tropical tropopause, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 109, 295–308.
- [2] Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 75, 351–363.
- [3] 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.
- [4] Fujiwara, M., M. Shiotani, F. Hasebe, H. Vömel, S. J. Oltmans, P. W. Ruppert, T. Horinouchi, and T. Tsuda (2003), Performance of the Meteolabor “Snow White” chilled-mirror hygrometer in the tropical troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap sensors, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 1534–1542.
- [5] Gettelman, A., W. J. Randel, F. Wu, and S. T. Massie (2002), Transport of water vapor in the tropical tropopause layer, *Geophys. Res. Lett.*, 29(1), 1009, doi:10.1029/2001GL013818.
- [6] Hasebe, F., M. Fujiwara, N. Nishi, M. Shiotani, H. Vömel, S. Oltmans,

- H. Takashima, S. Saraspriya, N. Komala, and Y. Inai (2007), In situ observations of dehydrated air parcels advected horizontally in the tropical tropopause layer of the western Pacific, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 803–813.
- [7] Hatushika, H., and K. Yamazaki (2003), Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, *108*(D19), 4610, doi:10.1029/2002JD002986.
- [8] Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, and K. P. Shine (1991), On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, *48*, 651–678.
- [9] Highwood, E. J., and B. J. Hoskins (1998), The tropical tropopause, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *124*, 1579–1604.
- [10] Holton, J. R., and A. Gettelman (2001), Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2799–2802.
- [11] Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, *33*, 403–439.
- [12] Newell, R. E., and S. Gould-Stewart (1981), A stratospheric fountain?, *J. Atmos. Sci.*, *38*, 2789–2796.
- [13] Peter, T., C. Marcolli, P. Spichtinger, T. Corti, M. B. Baker, and T. Koop (2006), When dry air is too humid, *Science*, *314*, 1399–1402.
- [14] Shibata, T., H. Vömel, S. Hamdi, S. Kaloka, F. Hasebe, M. Fujiwara, and M. Shiotani (2007), Tropical cirrus clouds near cold point tropopause under ice supersaturated conditions observed by lidar and balloon-borne cryogenic frost point hygrometer, *J. Geophys. Res.*, *112*, D03210, doi:10.1029/2006JD007361.
- [15] Vömel, H., S. J. Oltmans, D. J. Hofmann, T. Deshler, and J. M. Rosen (1995), The evolution of the dehydration in the Antarctic stratosphere vortex, *J. Geophys. Res.*, *100*(D7), 13,919–13,926.
- [16] Vömel, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, F. Hasebe, S. J. Oltmans, and J. E. Barnes (2003), The behavior of the Snow White chilled-mirror hygrometer in extremely dry conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *20*, 1560–1567.
- [17] Vömel, H., D. David, and K. Smith (2007), Accuracy of tropospheric and stratospheric water vapor measurements by the cryogenic frost point hygrometer: Instrumental details and observations, *J. Geophys. Res.*, *112*, D08305, doi:10.1029/2006JD007224.

SEALION イオノゾンデ網で見られた短周期熱圏子午面風変動

丸山 隆、斎藤 享、川村眞文、野崎憲朗
(情報通信研究機構)

概要

熱圏-電離圏システムを研究するために、東南アジアに電離圏観測ネットワークを整備してきた。ネットワークの中心となるイオノゾンデは東経 100 度の子午線に沿った、チェンマイ、チュンポン(いずれもタイ)およびコトタバン(インドネシア)に設置され、チェンマイとコトタバンは磁気共役点に近く、チュンポンは磁気赤道に近い。各観測点で 2004 年 9 月から 2005 年 8 月までの 1 年間に得られたイオノグラムから夜間の電離圏下端の見掛け高度($h'F$)を読み取った。各観測点における高度変動の相互関係から、磁気子午面に沿って磁気赤道を横切る成分と磁気赤道に収束/発散する成分の熱圏風を推定した。北半球の冬の季節には 6 時間周期で変動する赤道横断風が見出されたが、北半球の夏には日変動あるいは半日変動の成分が卓越した。赤道付近に収束する風の成分には熱圏の温度上昇、いわゆる *midnight temperature maximum (MTM)*との良い相関があったが、これまで言われていたような温度上昇による風向きの逆転(wind abatement)については確たる証拠は見出されなかった。

1. はじめに

電離圏の高度ではイオンと中性大気粒子との衝突を介して、中性大気と電離大気の振舞が強く結び付けられている。F 層高度では、赤道に向かう中性大気の運動(熱圏風)は電離大気を傾いた磁力線に沿って上昇、また極に向かうときは電離大気を下降させる(イオンドラッグ)。一方、磁力線と直交する熱圏風はダイナモ効果によって電場を生成する。電場の東西成分もまた $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフトによって電離圏の高度変動を引き起こす。ふたつの電離圏高度変動機構は緯度によって大きさが異なり、磁気赤道では電場による高度変動が主である。磁気赤道から離れるにつれて、風の効果が効いてくる。したがって、観測データから低緯度の熱圏-電離圏システムを理解するには、これらふたつの効果を分離する必要がある。

これまでに、磁気赤道付近とそこから離れたふたつの地点の電離層観測結果から風の効果を分離した研究がある。赤道から離れた点の電離圏高度変動はイオンドラッグと $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフトの両方の効果を含んでいるが、de Medeiros et al. [1997] はイオンドラッグの効果を受けない磁気赤道上での高度変動から電場を推定して、これを差し引くことで、風の強さを求めた。そのためには、風がないときの高度(no-wind height)を大気モデルから推定しておく必要があり、大気モデルの信頼性が推定された風の信頼性を左右する。これに対して、Bittencourt and Sahai [1978] の採った方法は、磁気共役点の関係にあるふたつの観測点での高度変動から、磁気赤道を横切る風の強さを出すものである。すなわち、風上で電離圏高度が上昇し、風下で下降すれば、両方の高度の差分が風の強さを表すと考えている。しかし、この方法では緯度方向に一様な風を仮定しており、赤道に向かって収束あるいは発散する成分は推定できない。このような問題を解決するには、磁気子午面に沿って 3 箇所(ふたつは磁気共役、他は磁気赤道)の観測点が必要である。ブラジルで実施された COPEX キャンペーン [Reinisch et al., 2004; Abdu et al., 2004] はこのような配置であったが、その観測期間は短いものであった。これに対して、我々が東南アジアに設置した 3 箇所の観測局は長期間の連続運用を目指したものである [Maruyama et al., 2007]。

熱圏-電離圏システムの残された課題として、夜間の低緯度における熱圏温度の上昇(*midnight temperature maximum: MTM*)がある。MTM は中低緯度の熱圏風の変動を説明するためにしばしば引用される現象で、その原因是、中性大気の循環が昼から夜に向かう大きな構造のなかで、風の収束する真夜中付近の低緯度で断熱圧縮により温度が上昇するためとされている。太陽潮汐の一日周期成分では温度上昇は起こらず、短周期、特に下層から伝播する半日

周期潮汐が働いているとのシミュレーション結果 [Fesen, 1996] もあるが、定量的な説明は不十分で、より短い周期の変動が必要ではないかとも考えられている。さらにシミュレーション結果で問題なのは、MTM によって生じた圧力勾配力で熱圏風が変調を受け、赤道向きの収束から極向きへの発散へと逆転するというシナリオが再現できていないことである。Fesen [1996] や Colerico et al. [2006] は温度上昇が不十分のために風向きの逆転まで達しないので、潮汐モデルに問題があるのではないかとしている。このように、MTM には未だ解決されていない点が多いにも関わらず、多くの研究者が夜間の低緯度熱圏風の変動を MTM に帰結しようとしているのは問題である。

2. データ

本稿で用いた東南アジア電離圏観測網 (SEALION) はチェンマイ (98.9°E , 18.8°N ; MagLat= 13.0°N)、チュンポン (99.4°E , 10.7°N ; MagLat= 3.3°N)、コトタバン (100.3°E , 0.2°S ; MagLat= 10.0°S) の3箇所から成り、このうちチェンマイとコトタバンは磁気共役点に近い関係にある。これらの観測点で得られた夜間のイオノグラムから 15 分毎に 2MHz における見掛け高度 ($h'\text{F}$) を読み取り、月毎に中央値 (monthly median value) を求めた。月中央値を用いることで、磁気嵐に伴う擾乱などの影響を軽減することができる。

最初に、東西電場を推定するために、モデル計算(磁力線に沿ったイオンの連続の式と運動方程式を解く)を行った。このとき、中性大気は MSIS、熱圏風は HWM93 を用いて、モデルの出力とチュンポンの $h'\text{F}$ とが一致するように $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフトを決定する。次に、 $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフトはそのままで、熱圏風をゼロにしてコトタバン (KT) とチェンマイ (CM) の電離圏下端高度を求めた。この高度を基準にして、観測された $h'\text{F}$ のずれ、 $\Delta h'\text{F}$ 、を求めた。コトタバンとチェンマイの差分(二重差)、 $\Delta h'\text{F}(\text{KT}) - \Delta h'\text{F}(\text{CM})$ は磁気赤道を横切る平均的な熱圏風に対応し、ふたつの値の平均、 $(\Delta h'\text{F}(\text{KT}) + \Delta h'\text{F}(\text{CM})) / 2$ は磁気赤道に向かって収束、あるいは発散する熱圏風の成分に対応する。結果を図1および2に示す。

3. 風速と高さの関係

図 1 および 2 に示した高さ変動が熱圏風の目安になることは確かであるが、その定量的な関係はどうになっているのであろうか。これまでの幾つかの研究では、解析的に風速と高さ変動を結び付けて変換式求めているが、必ずしも良い結果を得ているとは言いがたい。それは、風速と電離圏高度変動の関係が非線形であるばかりでなく、風の変動と高さの変動との間には時間のずれが生じ、そのずれは変動の時間率によるためである [Titheridge, 1995]。ここでは、モデル計算を通じて高さ変動と風速との関係を調べてみる。風のモデルとして時間とともに正弦波的に変動する緯度方向に一様な子午面風を仮定して結果を観測値と比較した。その結果を、2005 年 2 月と 7 月について、図 3 および 4 に示す。2 月の観測では高さ変動の周期が 6 時間弱と最も早く、7 月の例では 1 日周期に近い変動であった。結果からは、50 km の二重差が 50 m/s の風速にほぼ対応していることが分かる。また、変動が早い場合、風の変化から高さの変化が現れるまでに 40 分程度の時間遅れが生じるが、緩やかな変動では風と高さ変動とはほぼ位相差なしと考えてよいことが分かる。このことを念頭に、物理が明確になるように、以下では二重差を km から m/s に置き換えて風と称することにする。

4. HWM93 モデルとの比較

次に、熱圏大気風の reference として引用されることの多い HWM93 モデルと今回の解析結果を比較する。この比較は、HWM93 で与えられる熱圏風が電離圏の高さ変化に与える影響をモデル計算によって求め、観測データの解析と同様な方法で二重差および算術平均を求めて行った。

結果を、図 1 および 2 に細い実線で示す。全体の傾向としては、観測と HWM93 との整合が見られるが、短周期の変動に大きな食い違いがある。特に、図 1 で 2004 年 9 月から 2005 年 3 月にかけて、6-7 時間の周期で、観測された赤道横断風の向きが南北に振動している。しかし、北半球の夏の季節(5-8 月)になると、このような短周期の振動は消え、南向き、すなわち夏半球から冬半球へ向かう風が卓越する。同時に HWM93 との乖離も小さくなっている。HWM93 は限られた観測データを元にして、8 時間(terdiurnal component)あるいはそれより長い周期の変動までしかモデル化していないから、短周期変動が表現されていないのであるが、短周期変動の振幅が無視できないものであることが分かる。

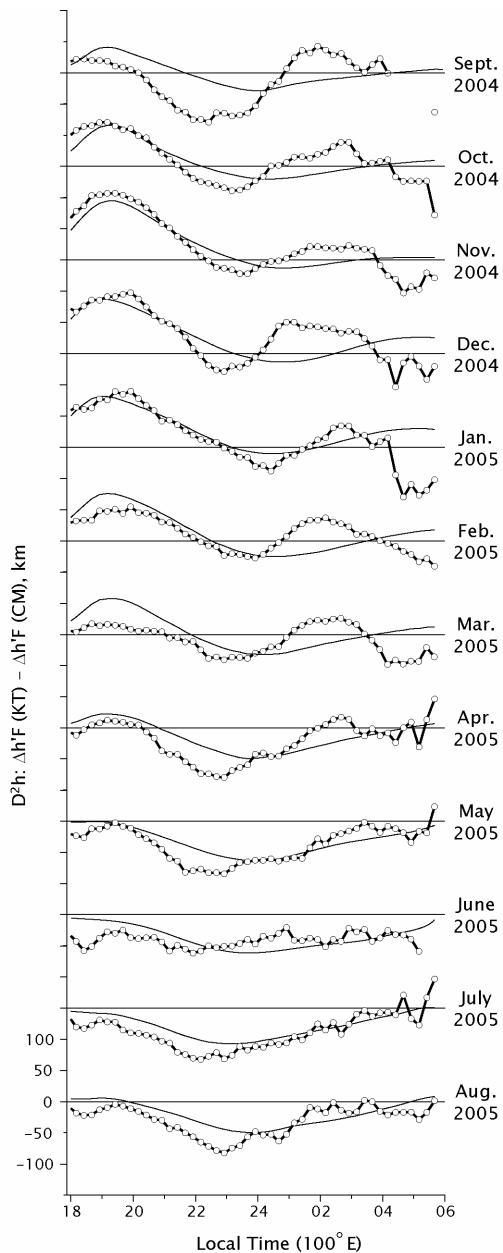


図 1. 高さ変動の二重差(赤道横断風に対応)

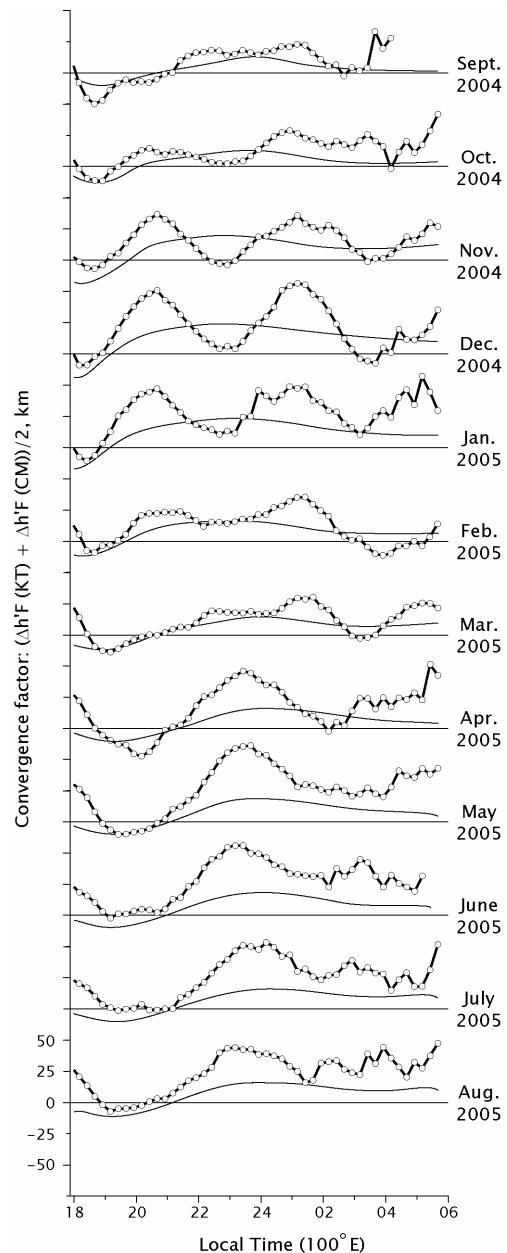


図 2. 高さ変動の算術平均(収束/発散風に対応)

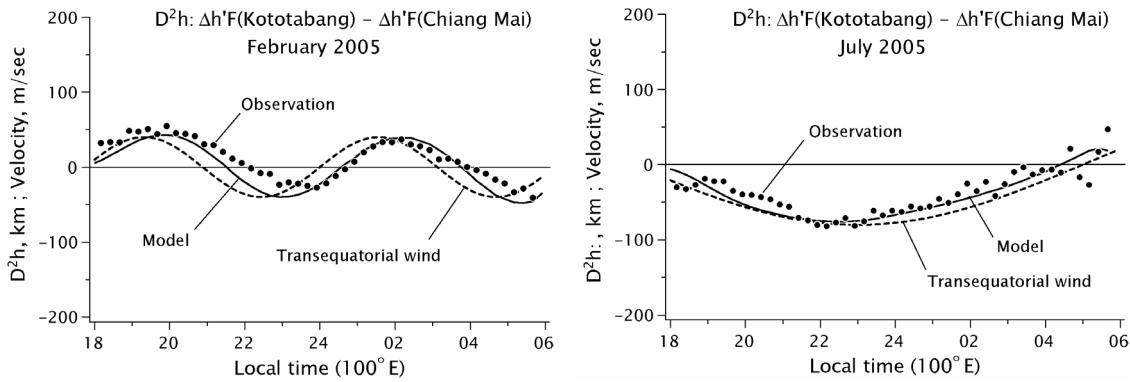


図 3. 赤道横断風による高さ変動のモデル計算
(2005 年 2 月)

図 4. 赤道横断風による高さ変動のモデル計算
(2005 年 7 月)

5. Midnight temperature maximum との関係

これまでに、子午面内の短周期熱圏風変動については観測がないわけではないが、観測点の緯度などに制約があり、正しい解釈が行われてきたとは考えられない。インド [Hari and Krishna Murthy, 1995] やブラジル [Batista et al., 1997] の例のように、熱圏風が真夜中付近で方向を変えることがしばしば取り上げられている。夜間の赤道向きの収束風が midnight temperature maximum (MTM) にともなった圧力勾配力によって抑えられ、さらには逆転するというシナリオである。この仮説の発端はアレシボで真夜中付近に極向きの風が強くなり、電離圏を押し下げる現象 (midnight collapse) を説明したことにある。今回の我々の観測の中から、北半球の冬の(磁気)赤道横断風についてブラジル(南半球)のデータ [Batista et al., 1997] と比較すると、真夜中付近で南向きに変わることの多い風の変動は南北両半球とも同じ位相で起こっていることがわかる。ブラジルでは南向きへの逆転は極向きを意味して、Batista et al., [1997] は赤道付近からの噴出しと考えた。しかし、南北両半球のデータから、赤道付近に形成される MTM による変動と解釈することには無理がある。これは一例に過ぎず、ほかにも、AE-E 衛星で観測された熱圏温度の分布図と今回の図 1 を比較すると、MTM による風の逆転は支持できない。

今回の観測には、これまで議論されることのなかった収束風のデータ(図 2)がある。これと AE-E 衛星の結果 [Herrero and Spencer, 1982] を比較したのが、図 5 および 6 である。図 5 では磁気赤道に向かう収束風が 23-24 時付近で極大になり、これに対応する温度上昇が 24 時付近にチエンマイ(CM)とコトタバン(KT)の間に見られる。他にも、大きさは小さいが、3 時付近の収束風の極大も温度上昇と関連している。図 6 では、収束風がふたつの極大を示し、これに対応して温度上昇にもふたつのピークが見られる。このように、収束する風による断熱圧縮が温度上昇(MTM)を引き起こす機構は確かに存在すると考えられる。

断熱圧縮によって MTM が形成されても MTM による赤道向き熱圏風逆転が再現されないとするシミュレーション結果を Fesen [1996] や Colerico et al.[2006] が述べている。同時に、熱圏風の逆転が再現されないのは温度上昇が不十分なためであって、高次変動成分の潮汐風が必要ではないかと結論付けている。しかし、今回の観測からは高次変動成分の熱圏風が観測されているにも関わらず風の逆転と MTM とが関係付けられない。そもそも、高次変動成分と MTM との関係では、原因と結果の分離が重要で、おそらく、高次変動成分は下方からの伝播であって、MTM を介した熱圏内での非線形過程で生まれたもの(wind abatement)ではないと考えられる。

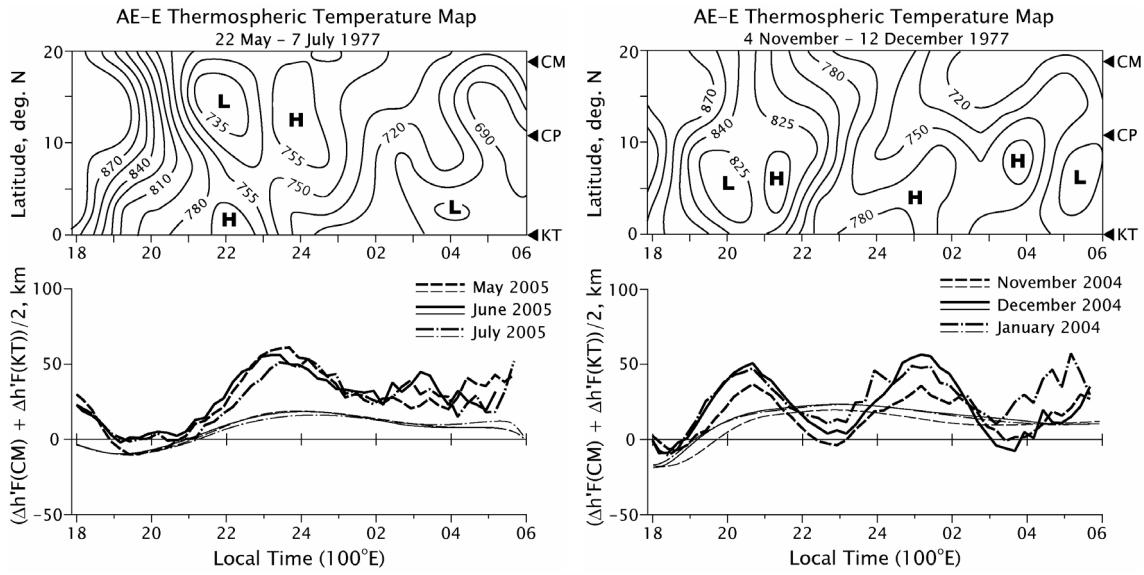


図 5(左), 6(右) AE-E 衛星で観測された熱圏温度の上昇(midnight temperature maximum)と
SEALION で観測された熱圏風の収束成分の比較

6. まとめ

東経 100 度の子午面に沿ってイオノゾンデの観測ネットワーク(SEALION)を整備した初期結果として、高さ変動から推定される熱圏風の振る舞いを示した。観測結果からは、midnight temperature maximum (MTM) との関係で新しい事実が明らかになった。すなわち、これまで信じられてきた MTM による赤道収束風が真夜中付近で極向きに反転するというシナリオは成り立っていない。むしろ熱圏風の短周期変動は MTM を引き起こす原因であって、おそらく下層から伝播したものと考えられる。短周期変動の現れ方に大きな季節依存性があることや、赤道電離圏不安定(Rayleigh-Taylor instability)との関係など、SEALION のデータが今後の熱圏-電離圏システムの研究に大いに寄与するものと期待する。

文献

- Abdu, M. A., I. S. Batista, B. W. Reinisch, and A. J. Carrasco (2004), Equatorial F-layer heights, evening prereversal electric field, and night E-layer density in the American sector: IRI validation with observations, *Adv. Space Res.*, 34, 1953-1965.
- Batista, I. S., J. H. Sastri, R. T. de Medeiros, and M. A. Abdu (1997), Nighttime thermospheric meridional winds at Cachoeira Paulista (23° S, 45° W): Evidence for effects of the equatorial midnight pressure bulge, *J. Geophys. Res.*, 102(A9), 20,059-20,062.
- Bittencourt, J. A., and Y. Sahai (1978), F-region neutral winds from ionosonde measurements of $hmF2$ at low latitude magnetic conjugate regions, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 669-676.
- Colerico, M. J., M. Mendillo, C. G. Fesen, and J. Meriwether (2006), Comparative investigations of equatorial electrodynamics and low-to-mid latitude coupling of the thermosphere-ionosphere system, *Ann. Geophys.*, 24, 503-513.

- de Medeiros, R. T., M. A. Abdu, and I. S. Batista (1997), Thermospheric meridional wind at low latitude from measurements of F layer peak height, *J. Geophys. Res.*, 102(A7), 14,531-14,540.
- Fesen, C. G. (1996), Simulations of the low-latitude midnight temperature maximum, *J. Geophys. Res.*, 101(A12), 26,863-26,874.
- Hari, S. S., and B. V. Krishna Murthy (1995), Seasonal variations of equatorial night-time thermospheric meridional winds, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57(11), 1241-1246.
- Herrero, F. A., and N. W. Spencer (1982), On the horizontal distribution of the equatorial thermospheric midnight temperature maximum and its seasonal variation, *Geophys. Res. Lett.*, 9(10), 1179-1182.
- Maruyama, T., M. Kawamura, S. Saito, K. Nozaki, H. Kato, N. Hemmakorn, T. Boonchuk, T. Komolmis, and C. Ha Duyen (2007), Low latitude ionosphere-thermosphere dynamics studies with ionosonde chain in Southeast Asia, *Ann. Geophys.*, 25, 1569-1577.
- Reinisch, B. W., M. Abdu, I. Batista, G. S. Sales, G. Khmyrov, T. A. Bullett, J. Chau, and V. Rios (2004), Multistation digisonde observations of equatorial spread F in South America, *Ann. Geophys.*, 22, 3145-3153.
- Titheridge, J. E. (1995), The calculation of neutral winds from ionospheric data, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57(9), 1015-1036.

シンチレーション及びHF赤道横断伝搬を用いたプラズマバブルのモニタリング

斎藤 享、丸山 隆、石井 守、久保田 実
情報通信研究機構

1 背景

これまでに HF 帯電波の赤道横断伝搬は磁気赤道域の大規模不規則構造を検出するために用いられてきた (Röttger, 1973; Maruyama and Kawamura, 2006)。これらの観測により、日没後大円伝搬方向から大きく外れた方向から電波が到来することがあり、日没後の磁気赤道域には赤道スプレッド F (プラズマバブル) と関係した東向きに伝搬する 1000 km スケールの大規模構造があることが示されている。Maruyama and Kawamura (2006) はこれら大規模構造の移動速度を求め、平均的に約 200 m s^{-1} で東進していることを示した。

プラズマバブルは東西数 10~ 数 100 km の電子密度が周囲に比べて極端に低い領域であり、またその内部は様々なスケールの不規則構造により満たされている。プラズマバブルに伴う電子密度の急激な変動は衛星測位の誤差要因となる。また、電波がプラズマバブル中を満たす小スケールの不規則構造を通過すると回折現象を起こし、衛星通信の障害となる電波のシンチレーションが発生する。このように、プラズマバブルの到来予測は電波の利用において非常に重要である。HF 赤道横断伝搬に見られる大規模構造がプラズマバブルに対応するのであれば、HF 赤道横断伝搬の観測はプラズマバブル発生の広域監視に利用できる可能性がある。

これまでに、GPS 衛星電波のシンチレーションを用いてプラズマバブルに伴う小スケール不規則構造のドリフト速度の測定が行われてきた (Valladares et al., 1996; Kill et al., 2000; Kintner et al., 2004; Otsuka et al., 2006)。しかしながら近年の研究で、プラズマバブルの移動速度と小スケール不規則構造のドリフト速度は必ずしも一致しないと言う報告 (Lin et al., 2005) があるなど、プラズマバブルの到来予測のためには、

様々なスケールの不規則構造 (HF 赤道横断伝搬に見られる大規模構造、プラズマバブル自体 (電子密度減少領域)、プラズマバブル中の小スケール不規則構造) が互いにどのような関係にあるのか明らかにしておく必要がある。

本研究では、大洗における Radio Australia の放送波到来方向探査観測と、2006 年 11 月以降順次観測を開始した東南アジア低緯度域における GPS シンチレーションを用いたプラズマバブルに伴う小スケール不規則構造のドリフト速度の同時観測を行い、両者の比較を行う (図 1)。

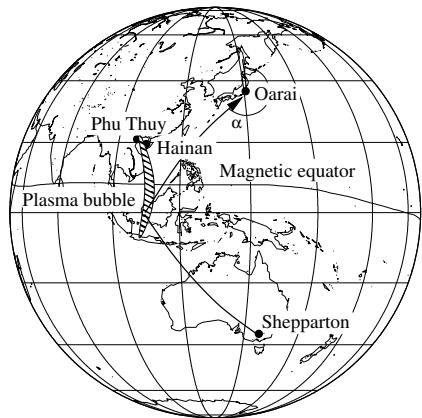


図 1: プラズマバブルと HF 赤道横断伝搬の模式図。

2 観測及び解析方法

Radio Australia はオーストラリア南東部の Shepparton から送信される。この電波を大洗において受信する。大洗の受信装置は 7 個の直交ループアンテナを円形に配置したアンテナアレイからなり、MUSIC 法により到來方向を時間分解能 0.5 s、角度分解能 1° で同時に最大 3 方向まで決定することができる。GPS シンチレーションを用いた不規則構造ドリフト速度測定装置は Hainan (中国)、Phu Thuy (ベトナム) の 2か所に設置されている。それぞれ 3 台の受信機を約 100 m 離して設置し、GPS 電波の強度変動を測定し、不規則構造が地上に作る GPS 電波の回折パターンの移動速度を測定する。高度 300 km に存在する不規則構造によるフレネル回折と仮定すると、GPS-L1 電波 (1.57542 GHz) を用いる場合、フレネルスケール ($\sqrt{2\lambda z}$, λ は波長、 z は高度) に対応する 340 m スケールの不規則構造が最も有効に回折に働くことが知られている。これらの観測点の位置を図 2 に示す。Hainan、Phu Thuy の GPS シンチレーション測定システムの諸元、アンテナ配置は表 1、図 3 の通りである。

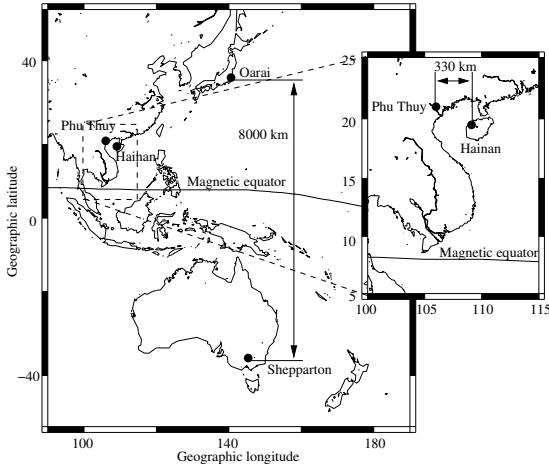


図 2: 赤道横断伝搬及び GPS シンチレーションの観測点。

3 観測結果

図 4 は、2007 年 3 月 29 日に Hainan において観測された GPS 電波のシンチレーション強度 (S_4 指数) で

表 1: GPS シンチレーション観測点及び観測装置概略。

	Hainan	Phu Thuy
緯度	19.5°N	21.0°N
経度	109.1°E	106.0°E
磁気緯度	+13.9°	+15.7°
受信機種	Ashtech	JAVAD
G12/BR2G		LGG100
周波数	1.57542 GHz	1.57542 GHz
サンプル速度	20 Hz	100 Hz

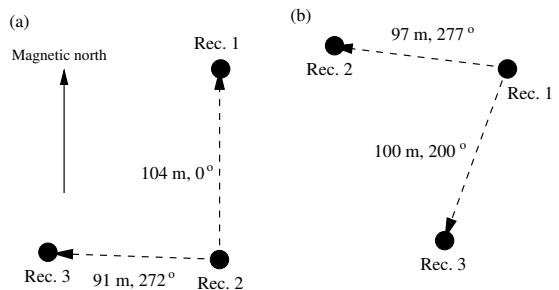


図 3: (a) ハイナン、(b) フーツイにおける GPS 受信アンテナ配置。

ある。PRN 16 及び 22 の衛星の電波がそれぞれ 1240–1315 UT (1956–2031 LT) 及び 1315–1345 UT (2031–2101 LT) の間、非常に強いシンチレーションを起こしたことが分かる。各受信機における受信強度の変動は高い相関を示した (相関係数 0.7–0.9)。各受信機における受信強度変動の時間差と GPS 衛星の軌道情報を用いて導出 (Briggs et al., 1950; Ledvina et al., 2004) した、シンチレーションを引き起こした電離圏不規則構造の東西ドリフト速度を図 5 に示す。ここで、シンチレーションを起こす不規則構造は高度 300 km に存在するものと仮定している。このプラズマバブルに伴うと考えられる不規則構造の東西ドリフト速度は東向き約 130 m s^{-1} であった。PRN 16 の衛星データは、この衛星が Hainan から見た位置が東西ドリフト速度の導出に誤差を生じやすい位置にあるために除外した。なおこの時、Phu Thuy ではシンチレーションが観測されなかった。これは、Hainan から西へ約 370 km 離れた Phu Thuy から見た GPS 衛星の方向が、プラズマバブルから外れていたためである。Hainan において、

シンチレーションが 1315 UT を境に PRN 16 の衛星から PRN 22 の衛星へ移り変わっていることから、このシンチレーションの原因となったプラズマバブルは 1315 UT において東経 108.8° 付近に幅約 180 km で存在していたと推定される(図 6)。このプラズマバブルは東向きに移動し、PRN 22 の衛星軌道を約 30 min かけて通過した。このことからプラズマバブル自体の東向き移動速度は約 150 m s^{-1} であったと推定できる。

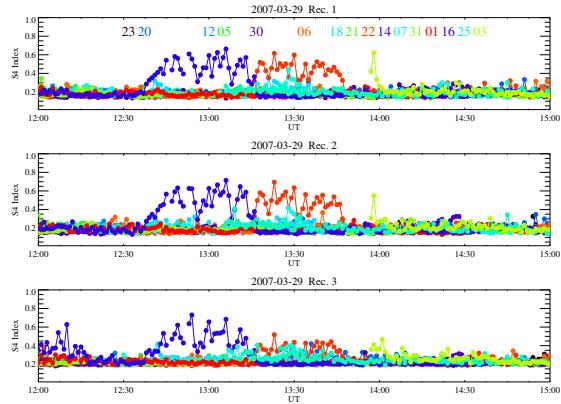


図 4: 2007 年 3 月 29 日に Hainan において観測されたシンチレーション強度 (S_4 指数)。上から順に図 3a の Rec. 1–3 のシンチレーション強度を示す。

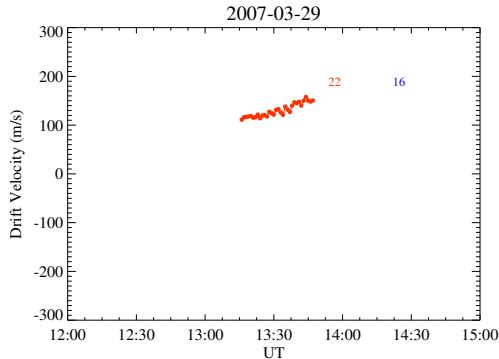


図 5: 2007 年 3 月 29 日に Hainan において観測されたシンチレーションパターンの移動から推定した、不規則構造の東向きドリフト速度。

図 7 は、2007 年 3 月 29 日に大洗で観測された Radio Australia 放送波の到来方位角である。大円伝搬の場合の方位角は約 176° であるが、夜間ににおいて大円伝搬路から大きく西に外れた方向から伝搬するものが検出

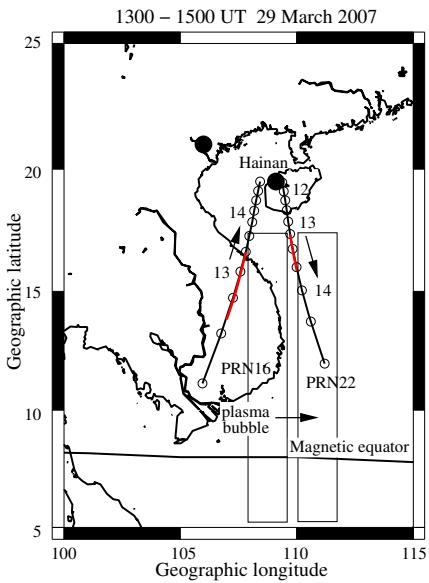


図 6: GPS 衛星の電離圏に投影した位置と、推定されるプラズマバブルの移動。15 分毎の衛星位置を○で示し、数字は UT を示す。

され、その方位角が次第に南へ回っていく様子が見られた。観測された非大円伝搬の方向には、Hainan の経度も含まれている(図 8)。Maruyama and Kawamura (2006) の手法を用いて導出した、非大円伝搬の原因となる大規模構造の東西移動速度は、東向き 93 m s^{-1} であった。この値は、GPS シンチレーションを用いて得られた 340 m スケールの不規則構造の東西ドリフト速度(東向き 130 m s^{-1})及びプラズマバブル自体の移動速度(東向き 150 m s^{-1})に近い。

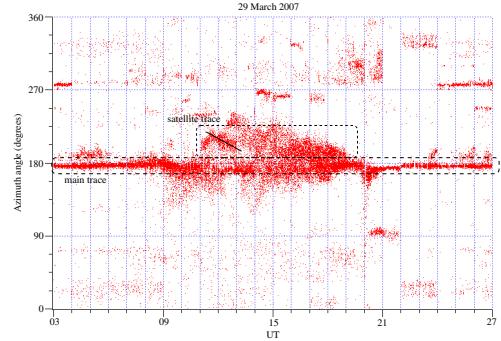


図 7: 2007 年 3 月 29 日に大洗において観測された Radio Australia 放送波の到来方位角(北:0°、東:90°)。

表 2 は 2007 年 3 月から 10 月までに観測された

Hainan におけるシンチレーションの発生と大洗における Radio Australia 放送波の非大円伝搬の発生をまとめたものである。Phu Thuy の GPS シンチレーション観測結果については、欠測が多くここには示していない。Hainan におけるシンチレーションの発生と大洗における Radio Australia 放送波の非大円伝搬の発生は非常によく対応していることが分かる。さらに、それぞれについて移動速度を導出してみたところ、両者が同時に導出できた 3 例についてはよい一致が見られた（表 3）。

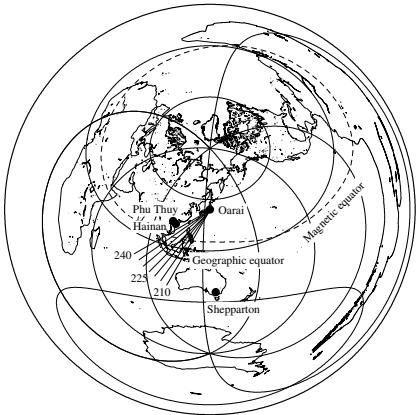


図 8: 大洗における電波到来方向と GPS シンチレーション観測点（ハイナン、フーツイ）の位置関係。

4 まとめと今後の課題

2006 年 11 月以降、東南アジアにおける GPS シンチレーションを用いた電離圏不規則構造のドリフト速度観測と、大洗における Radio Australia 放送波の到来方向観測を継続している。

2007 年 3 月 29 日に、Hainan においてプラズマバブルに伴うと考えられる GPS シンチレーションを観測し、同時に大洗において Radio Australia 放送波の非大円伝搬を観測した。GPS シンチレーションを用いて測定した 340 m スケール不規則構造の東西ドリフト速度と、HF 赤道横断伝搬を用いて推定した大規模東西構造の移動速度はそれぞれ東向き 130 m s^{-1} 、東向き

表 2: 大洗における非大円伝搬の発生と、Hainan における GPS シンチレーションの発生の関係。“○”、“×”はそれぞれ現象の有無を示し、“-”は欠測を示す。2007 年 9 月 18 日の大洗における非大円伝搬はごく弱いものであったので “△”とした。

Date (2007 年)	GPS Scint.	
	非大円伝搬 Oarai	Hainan
3 月 26 日	○	○
3 月 29 日	○	○
3 月 31 日	○	○
4 月 15 日	-	○
9 月 18 日	△	
10 月 22 日	○	

表 3: 大洗において HF 赤道横断伝搬を用いて測定された電離圏大規模構造の東西移動速度と、Hainan において GPS シンチレーションを用いて測定された小スケール不規則構造の東西ドリフト速度。“-”は欠測、あるいはデータの質が低く速度が導出できなかったことを示す。

Date (2007 年)	赤道横断伝搬 (大洗) (m s^{-1})	GPS Scint. (Hainan) (m s^{-1})
3 月 26 日	77	80
3 月 29 日	93	130
3 月 31 日	93	80
4 月 15 日	-	95
9 月 18 日	-	50
10 月 22 日	39	-

93 m s^{-1} であった。であった。シンチレーションの発生の時間変化と GPS 衛星の位置変化から、プラズマバブル自体の移動速度は東向き 150 m s^{-1} であると推定された。この例においては、 340 m スケール不規則構造、プラズマバブル、大規模東西構造はほぼ同じ東向き移動速度を持っていいタコとが分かる。

2007 年 3 月から 10 月の間に観測された Hainan におけるシンチレーションの発生と大洗における Radio Austraria 放送波の非大円伝搬の発生にはよい対応関係があった。さらに、 340 m スケール不規則構造の東西ドリフト速度と HF 赤道横断伝搬を用いて推定した大規模東西構造の移動速度が同時に導出できた 3 例においては、両者はよい一致を示した。

のことから、HF 赤道横断伝搬方向観測はプラズマバブルの発生・移動の監視、及び移動の予測において有効であると考えられる。今後、事例を増やすとともに、赤道横断伝搬の伝搬路長を測定する観測を実施し、実際にどのような経路で伝搬しているかより詳しく調べる予定である。

Acknowledgment

Hainan、Phu Thuy の各観測点は、それぞれ Chinese Academy of Science 及び Vietnamese Academy of Science and Technology と情報通信研究機構との協定に基づき運営されている。

参考文献

- Briggs, B. H., G. J. Philips, D. H. Shinn (1950), The analysis of observations on spaced receivers of the fading of radio signals, *Proc. Phys. Soc. Sec. B*, **63**, 106–121.
- Kil, H., P. M. Kintner, E. R. de Paula, and I. J. Kantor (2000), Global Positioning System measurements of the ionospheric zonal apparent velocity at Cachoeira Paulista in Brazil, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5317–5327.
- Kintner, P. M., B. M. Ledvina, E. R. de Paula, and I. J. Kantor (2004), The size, shape, orientation, speed, and duration of GPS equatorial anomaly scintillations, *Radio Sci.*, **39**, RS2012, doi:10.1029/2003RS002878.
- Ledvina, B. M., P. M. Kintner, and E. R. de Paula (2004), Understanding spaced-receiver zonal velocity estimation, *J. Geophys. Res.*, **109**, A10306, doi:10.1029/2004JA010489.
- Lin, C. S., T. J. Immel, H.-C. Yeh, S. B. Mende, and J. L. Burch (2005), Simultaneous observations of equatorial plasma depletion by IMAGE and ROCSAT-1 satellites, *J. Geophys. Res.*, **110**, A06304, doi:10.1029/2004JA010774.
- Maruyama, T., and M. Kawamura (2006), Equatorial ionospheric disturbance observed through a transequatorial HF propagation experiment, *Ann. Geophys.*, **24**, 1401–1409.
- Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa (2006), Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 343–351.
- Röttger, J. (1973), Wave-like structures of large-scale equatorial spread-F irregularities, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **35**, 1195–1206.
- Valladares, C. E., R. Sheehan, S. Basu, H. Kuenzler, and J. Espinoza (1996), The multi-instrumented studies of equatorial thermosphere aeronomy scintillation system: Climatology of zonal drifts, *J. Geophys. Res.*, **101**, 26839–26850.

アジア地域におけるプラズマ・バブルの到達高度に関する研究

京都大学理学研究科 西岡未知・齊藤昭則

1. 研究背景

プラズマ・バブルとは、赤道域の電離圏下部で生じた電子密度擾乱がプラズマ不安定性によって成長し、高高度にまで上昇する電子密度減少領域である。プラズマ・バブルの観測は地上観測や衛星直接観測などの様々な手法によって行われるが、その出現頻度特性は観測手法によって異なる。図1は地上GPS受信機とDMSP衛星によって観測されたプラズマ・バブルの出現率の太陽活動（F_{10.7}指数）依存性を示したものである。地上GPS受信機は高度約20,000kmのGPS衛星と地上受信機間の全電子数

(Total Electron Contents: TEC) を測定しており、衛星・受信機間に出現したプラズマ・バブルを観測する。一方、DMSP衛星の観測は、衛星高度850kmにおけるイオン密度を測定しており、高度850kmに出現したプラズマ・バブルを観測する。地上GPS受信機で観測されたプラズマ・バブルの出現率の太陽活動度依存性は、アジア地域が大西洋地域よりも高いことがわかる。しかし、DMSP衛星によって観測されたプラズマ・バブルの出現率の太陽活動度依存性は、大西洋地域の方がアジア地域よりも高い。これらのプラズマ・バブル出現率の太陽活動度依存性の地域差は、プラズマ・バブルの到達高度の違いによるものであると推定される。そこで、本研究の前半では地上GPS受信機とDMSP衛星によって同時観測されたプラズマ・バブルの観測例を用い、プラズマ・バブルの到達高度によって両観測手法による観測結果に違いがあることを事例的に示した。また、本研究の後半では、緯度方向に展開される地上GPS受信機網を用い、アジア地域と大西洋地域におけるプラズマ・バブルの出現率の緯度（高度）依存性を調べた。

2. 事例的研究

地上GPS受信機と高度850kmを飛行するDMSP衛星観測で同時観測されたプラズマ・バブルについて、その到達高度について調べた。

2. 1. 使用データ

International GNSS Service (IGS) や日本海洋研究機構によって提供されている地上GPS2周波受信機のデータを用いた。地上GPS受信機データを用いると衛星-地上受信機間のTECが30秒値で得られる。用いた観測点は、PHKT局、CHMI局、SAMP局、NTUS

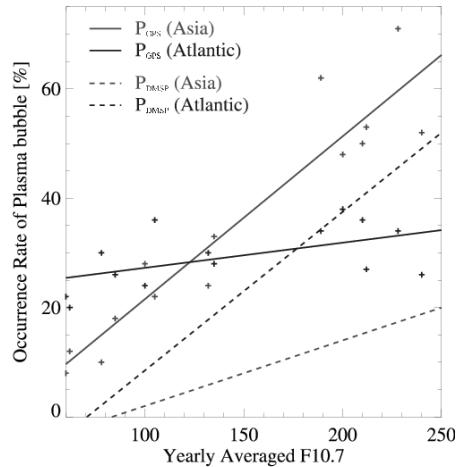


図1. 地上観測(GPS)と衛星観測(DMSP)によって観測されたプラズマ・バブル出現率の太陽活動度依存性

局およびBAKO局で、図2(a)にそれぞれの位置が示されている。

一方、DMSP衛星は高度約850kmを飛行し、搭載SSIESによってイオン密度を計測している。本研究ではSSIESのイオン密度データの4秒値を使用した。

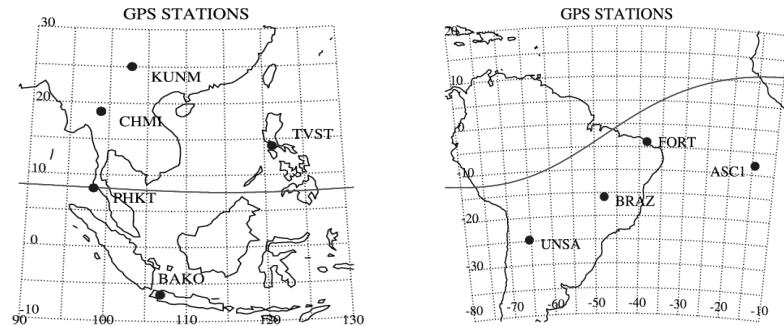


図2. 地上GPS受信機の位置 (a) アジア地域と (b) 大西洋地域

2. 2. 結果

A. 2002年9月28日

UT 14:00から16:00にかけて、CHMI局、PHKT局、NTUS局、BAKO局で図3(a)のようなTEC変動が見られ、各観測点でプラズマ・バブルが観測されたことがわかる。図3(a)のTEC変動が観測された位置は、電離圏高度を350kmと仮定すると、図3(b)のようになる。一方、DMSP衛星はUT 14:36から14:44にかけて図3(b)に示すような軌道を飛行しており、図3(c)のようにイオン密度を観測した。この結果は地上観測結果と一致している。

B. 2002年10月18日

UT 14:00から16:00にかけてSAMP局、CHMI局、NTUS局、BAKO局で図4(a)のようなTEC変動が観測された。BAKO局を除く観測点ではプラズマ・バブルは観測されたが、磁気赤道から最も遠いBAKO局ではプラズマ・バブルは観測されなかった。各観測点とGPS衛星によるTECの観測位置は図4(b)のとおりである。

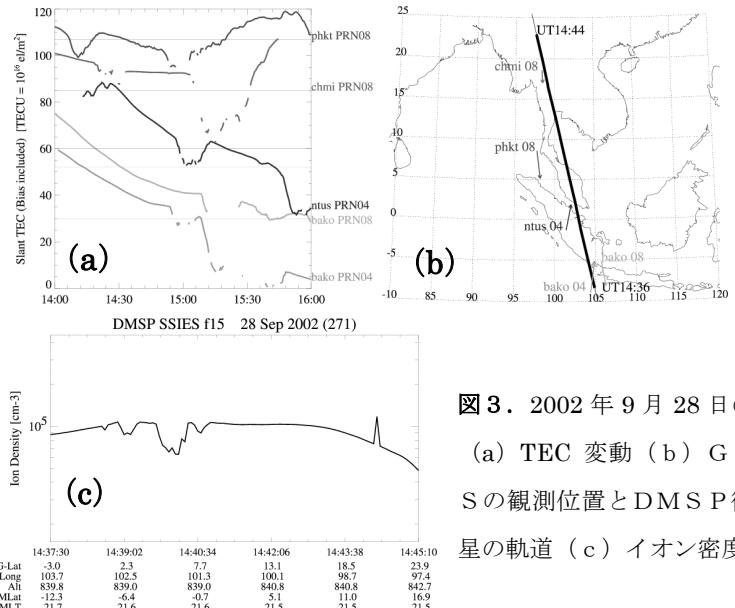


図3. 2002年9月28日の
(a) TEC変動 (b) GPSの観測位置とDMSP衛星の軌道 (c) イオン密度

一方、D M S P 衛星によるイオン密度の観測結果は図 4 (c) に示されている。UT14:39 から UT14:47 にかけての D M S P 衛星は図 4 (b) に示すとおりである。B A K O 局以外の地上観測によって観測されているプラズマ・バブルが、高度 850 k m では観測されなかつたことがわかる。

2. 3. 考察と結論

2.2 では、緯度の異なる地上 G P S 受信機や地上観測と衛星直接観測によってプラズマ・バブルの観測結果が異なることを示した。この観測結果の違いを生じさせる原因として、プラズマ・バブルの到達高度が挙げられる。図 5 は 9 月 28 日 (A) と 10 月 18 日 (B) に観測されたそれぞれのプラズマ・バブルを子午面上で見た模式図である。横軸は地理緯度で、高度 350 k m からの磁力線が I G R F モデルでトレースされている。△で表されるのが、地上 G P S 受信機の位置である。9 月 28 日の例では、BAKO から CHMI までの全ての受信機でプラズマ・バブルが観測されたので、このプラズマ・バブルが受信機上空高度 350 k m に存在していたとすると、図 5 の丸印で表される位置にプラズマ・バブルが出現していたことがわかる。プラズマ・バブルは沿磁力線の構造であるので、プラズマ・バブルを磁力線沿いにたどると、9 月 28 日のプラズマ・バブルは高度 1000 k m にまで達していたことがわかる。また、この高度まで達したプラズマ・バブルを D M S P 衛星で観測していたことがわかる。

同様に 10 月 18 日の場合、BAKO 局ではプラズマ・バブルは観測されなかったことから、図 5 のように、プラズマ・バブルの到達高度は約 600 k m であったことが予想できる。DSMP でプラズマ・バブルが観測されなかつた事実も説明できる。このように、プラズマ・バブルの到達高度には 600 k m のものも 1000 k m 以上のものも見られることがわかった。

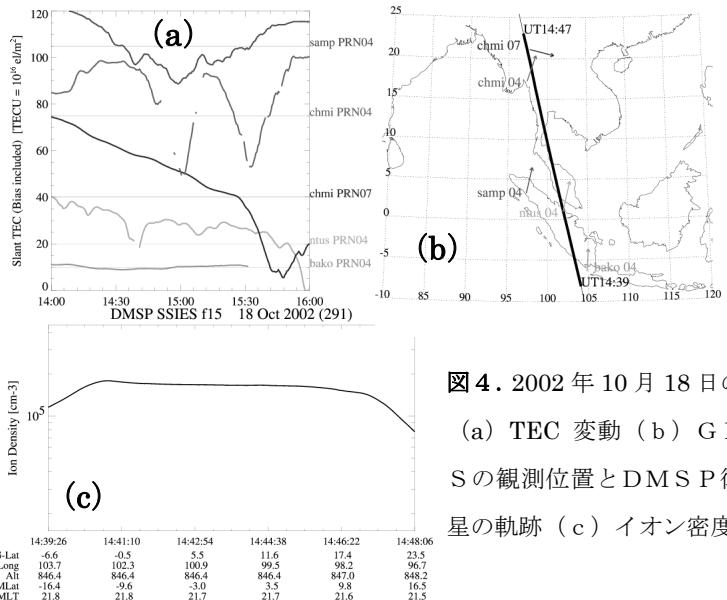


図 4. 2002 年 10 月 18 日の
(a) TEC 変動 (b) G P
S の観測位置と D M S P 衛
星の軌跡 (c) イオン密度

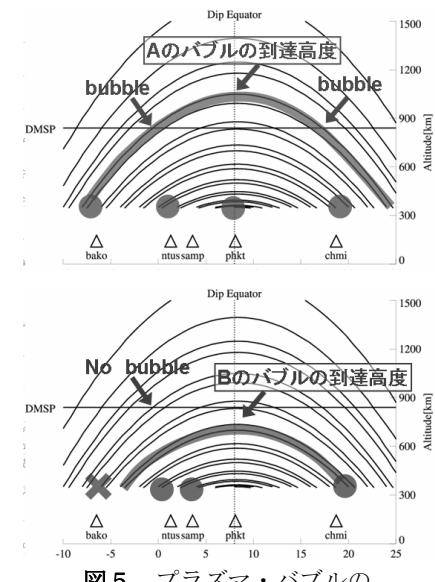


図 5. プラズマ・バブルの
到達高度の模式図

3. 統計的研究

図 1 で見られた地上観測と衛星観測のプラズマ・バブル出現率の太陽活動度依存性の地域差が、プラズマ・バブルの到達高度の太陽活動度依存性の地域差なのかを緯度方向に展開された地上 G P S 受信機網を用いて調べた。

3. 1. 使用データ

International GNSS Service (IGS) や日本海洋研究機構によって提供されている地上 GPS 2 周波受信機のデータを用いた。図 2 (a) に示すアジア地域の受信機と、図 2 (b) に示す大西洋地域の受信機について、T E C 30 秒値データから T E C の時間変動の 5 分間での標準偏差を求め、この指標を用いてプラズマ・バブルの有無を同定した。

3. 2. 結果

それぞれの観測点の 2002 年と 2004 年の年間のプラズマ・バブル出現率を図 6 (a) と (b) に示す。横軸は、各観測点上空 350 km 地点の磁力線沿いの磁気赤道での高度を表し、プラズマ・バブルの到達高度に相当する。

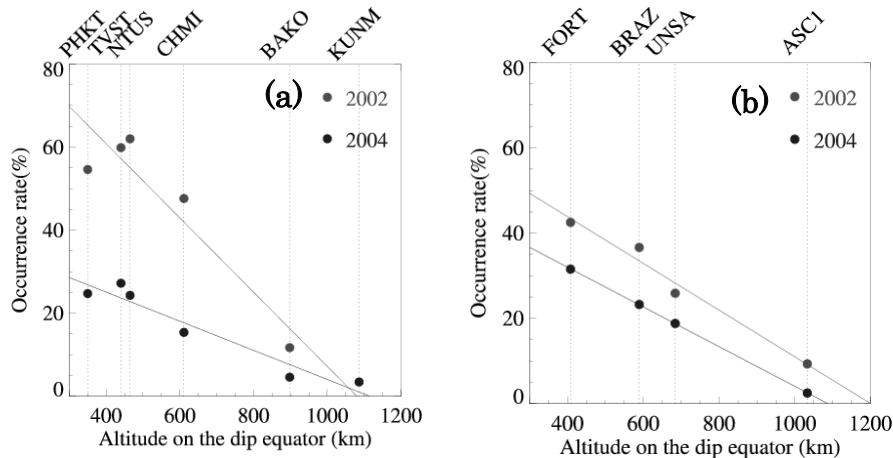


図 6. アジア地域 (a) と大西洋地域 (b) における 2002 年と 2004 年のプラズマ・バブルの出現率

図 6 の直線の y 切片と傾きの絶対値は、それぞれ、プラズマ・バブルの磁気赤道での出現率と高度上昇に伴うプラズマ・バブルの減少率を表している。y 切片の値は、アジア地域では 2002 年（高太陽活動度時）に大きく 2004 年（低太陽活動度時）で半減する一方、大西洋地域では 2002 年と 2004 年に大きな違いは見られなかった。傾きの絶対値も、アジア地域では 2002 年と 2004 年の違いは大きいが、大西洋地域ではあまり差が見られなかった。

3. 3. 考察と結論

3. 2 の結果から、アジア地域では大西洋地域に比べて、高太陽活動時に磁気赤道で多くのプラズマ・バブルが生成されるが、高高度までは達しないことがわかった。このアジア地域の地域性には特徴的な電場や中性風が寄与している可能性が示唆される。

謝辞 本研究を行うにあたり、International GNSS Service (IGS)、および日本海洋研究機構信機から地上 G P S 受信機データの提供を受けました。感謝いたします。

赤道大気レーダーで昼間に観測された 高度 150km の沿磁力線不規則構造

大塚雄一¹、横山竜宏^{1,2}、小川忠彦¹、Patra³、山本衛⁴

1. 名大 STE 研 2. コーネル大学 3. NARL 4. 京大 RISH

1. はじめに

インドネシア・スマトラ島のコトタバンに建設された赤道大気レーダー(EAR)によって、これまでにプラズマバブルに伴うF領域沿磁力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)や、高度 100km 付近に出現するE領域 FAI が観測されてきた[Fukao *et al.*, 2003a, b]。これらの現象は、主に夜間に観測されるものであるが、本研究では、昼間の高度 150km 付近に出現する FAI の観測を行った。

昼間の高度 150km FAI エコーは、ペルーのヒカマルカ・レーダーによって最初に観測された[Balsley, 1964]。この高度 150km エコーの特徴は、FAI エコーが観測される高度が午前中は時間とともに下降し、正午頃に最低となった後、午後には上昇することである。図 1 に示すように、FAI エコー強度のレンジ・時間断面では、ネックレス状に FAI エコーが分布することから“ネックレス・エコー”と呼ばれることがある。高度 150km FAI エコーがこれまでに観測された場所を表 1 に示す。ヒカマルカで観測されて以来、この FAI は磁気赤道付近でのみ観測されており、磁気赤道域特有の現象であると考えられてきた。この FAI の生成機構については未解明であるが、磁力線が水平になる磁気赤道では、背景にあるプラズマ密度の鉛直勾配と磁場が直交するためにプラズマ不安定が起こるとする考え方がある[例えば、Tsunoda and Ecklund, 2000]。しかし、近年、インドのガダンキ(磁気伏角 12.5°)でも、昼間の高度 150km FAI エコーが観測されたという報告があり [Patra and Rao, 2006, 2007]、FAI 生成機構についての謎が深まった。さらに、EAR が設置されているコトタバンは磁気伏角 21 度であり、EAR によって高度 150km FAI エコーが観測されれば、最も磁気的に高緯度で観測されたことになる。

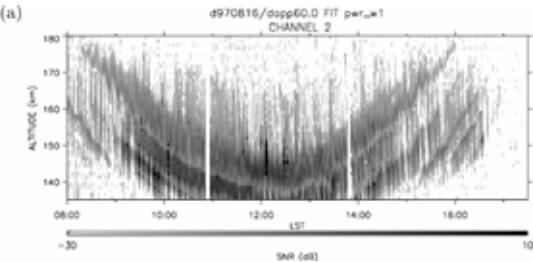


図 1: ペルーのヒカマルカ・レーダーで観測された高度 150km FAI エコーの例。1997 年 8 月 16 日に観測されたもの[Fawcett, 1999]。

表 1: 昼間の高度 150km FAI エコーが観測された場所と磁気伏角

観測場所	磁気伏角	発表論文
Jicamarca (Peru) [11.9°S, 76.0°W]	0°	Balsley [1964]
Pohnpei [7.0°N, 158.2°E]	0.5°	Kudeki <i>et al.</i> [1998]
Ivory Coast [9.4°N, 5.6°E]	4.0°	Blanc <i>et al.</i> [1996]
Sao-Luis [2.3°S, 44°W]	2.6°	de Paula and Hysell [2004]
Gadanki [13.5°N, 79.2°E]	12.5°	Chaudhary <i>et al.</i> [2004]
Kototabang [0.2°S, 100.3°E]	-21.2°	

2. 観測結果および考察

インドのガダンキ・レーダーで観測された高度 150km 付近における FAI のエコー強度は、非常に弱いことから [Patra and Rao, 2006]、EAR による観測でもエコー強度は非常に弱いと考えられた。そこで、弱いエコーでも充分な SN 比を得るため、コヒーレント積分回数を 14 回とした。主な観測パラメータを表 2 に示す。

図 2 に、2007 年 8 月 25 日と 26 日に EAR で観測された高度 150km FAI エコーの例を示す。8 月 25 日において、FAI エコーは、10:30LT 頃には高度 155km に観測され、時間とともに高度が低下し、12:00LT 頃に極小となる。その後、14:30LT 頃には高度 155km 付近にまで上昇する。8 月 26 日も同様に、FAI エコーの高度は、12:00LT 頃に極小となり、レンジ・時間断面図上でネックレス形になっている。従って、従来磁気赤道付近で観測されていた高度 150km FAI エコーが EAR によっても観測された、と言うことができる。

表 2: EAR による昼間の高度 150km FAI の観測パラメータ

パルス繰り返し周期(IPP): 1.6 ms
パルス長: 64 μ s
(8 μ s x 8-bit complementary)
レンジ分解能: 1.2km
サンプリング: 1.2 km [600m]
コヒーレント積分: 14 または 8 回
インコヒーレント積分: 10 または 5 回
FFT 点数: 256

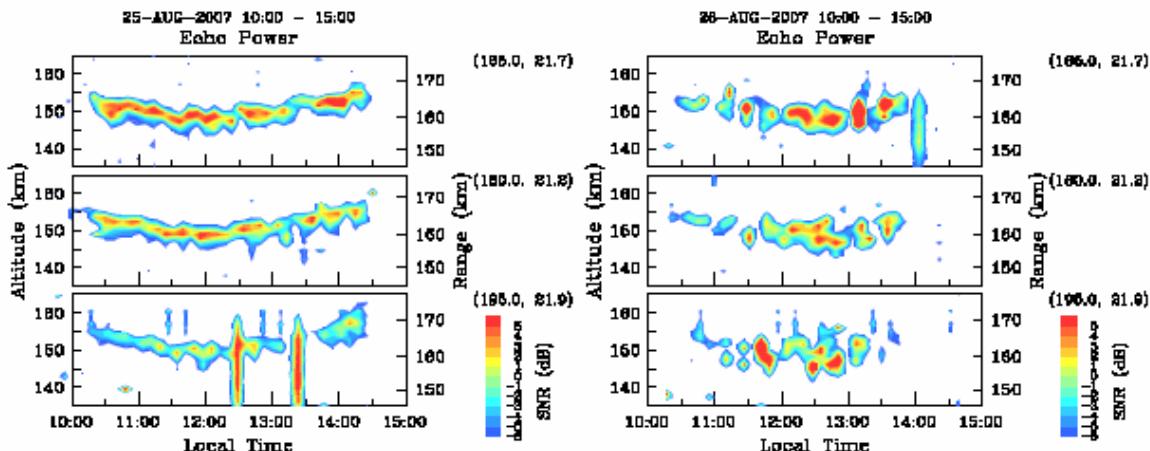


図 2: 2007 年 8 月 25 日と 26 日の昼間(10-15 時 LT)に、赤道大気レーダーで観測され高度 150km FAI エコー。

ドップラー速度

図 3 に、2007 年 8 月 25 日に EAR の 3 方向のビームで観測されたスペクトルの例を示す。高度 100km 付近には E 領域 FAI も観測されている。高度 150km 付近に観測された FAI エコーのスペクトル幅は、6-13m/s であり、従来、磁気赤道域で観測されたものと同程度である。ドップラー速度は、3 方向ともレーダーに近づく向きであることが分かる。また、東西に走査したビームで観測されたドップラー速度を比較すると、西向きビームほどドップラー速度が大きく、FAI が西向きの速度をもっていることを示唆している。FAI の東西方向の速度を求めるため、各ビームで観

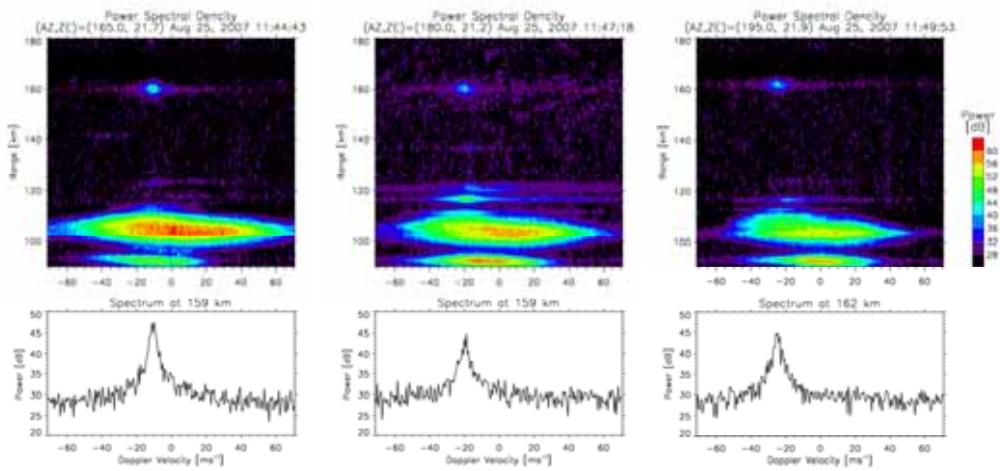


図3: 2007年8月25日にEARの南東(左)、真南(中)、南西(右)向きビームで観測されたドップラースペクトル。下図は、高度150km FAIエコーのスペクトル。

測されたドップラー速度を1時間毎に平均し、それらを合成することにより、磁力線直交面内の速度を求めたところ、8月25日及び26日におけるFAIの移動速度は西向きに20-60m/sであったことが分かった。この特徴も、従来から磁気赤道域で観測された結果と同じである。また、昼間の西向きドリフトは、ヒカマルカ・レーダーの非干渉散乱観測によるプラズマドリフト速度の観測結果とよく一致しており、高度150km FAIが背景の電場によって $E \times B$ ドリフトしていることを示唆している。

季節変化

表3に、EARによって高度150km FAIの観測を行った日及び、そのうちFAIが観測された日を示す。FAIの発生頻度は約60%である。Kudeki et al [1998]は、Pohnpei[7.0°N, 158.2°E]において50MHzレーダーの観測を行い、5-8月に顕著なFAI発生頻度の極大があることを示しているが、コトタバンの結果は、それとは異なり、あまり顕著な季節変化は見られない。

図4に、9月から11月までにEARによって観測された高度150km FAIエコーのレンジ・時間断面図を示す。9-10月に観測されたFAIエコーは、高度150kmから160kmの範囲に発生し、レンジ・時間断面図においてネックレス形の時間・高度変化を示す。しかし、11月に観測されたFAIは、高度約155kmから160kmの範囲に存在し、高度変化が小さいことが分かる。

表3: EARによって高度150km FAIエコーの観測が行われた日

8月	10, 11, 12, 22, 24, 25, 26, 27, 28日
9月	6, 19, 20, 21, 22, 23日
10月	10, 11, 12, 13, 14, 15, 16日
11月	19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26日

は、高度150km FAIエコーが観測された日

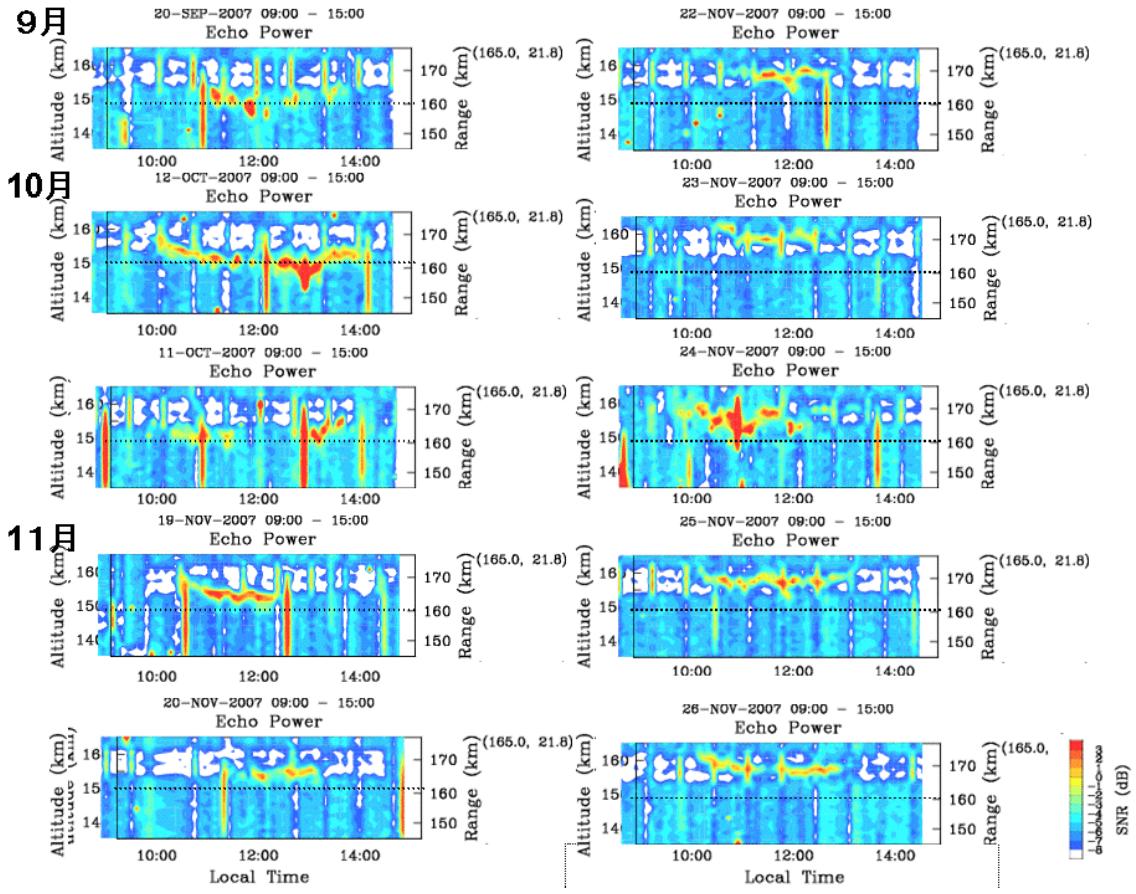


図 4: 赤道大気レーダーによって 2007 年 9 月から 11 月に観測された高度 150km FAI エコー。方位角 165 度のビームから得られたエコー強度をレンジ・時間断面で示したもの。

他地点での観測結果との比較

図 5 は、ペルーのヒカマルカ、インドのガダンキで観測された高度 150km FAI の例を EAR で観測されたものと比較したものである。これら 3ヶ所で観測された FAI は、RTI プロットにおいてネックレスの形状を示すが、高度変化の範囲が異なる。ヒカマルカで観測された FAI は、高度約 140km から 180km まで約 40km、ガダンキでは、高度約 145km から 160km まで約 15km の範囲の変化が見られるが、コトタバンでは、高度約 150km から 160km まで約 10km と小さい。これらの結果から、磁気伏角が大きくなるほど FAI の高度変化の範囲が小さくなる傾向があることが分かる。しかし、ここでは、ヒカマルカ、ガダンキの観測結果については、論文発表された各々一例だけを用いて比較したものである。よって、今後、これらのデータについて統計的に調べる必要がある。

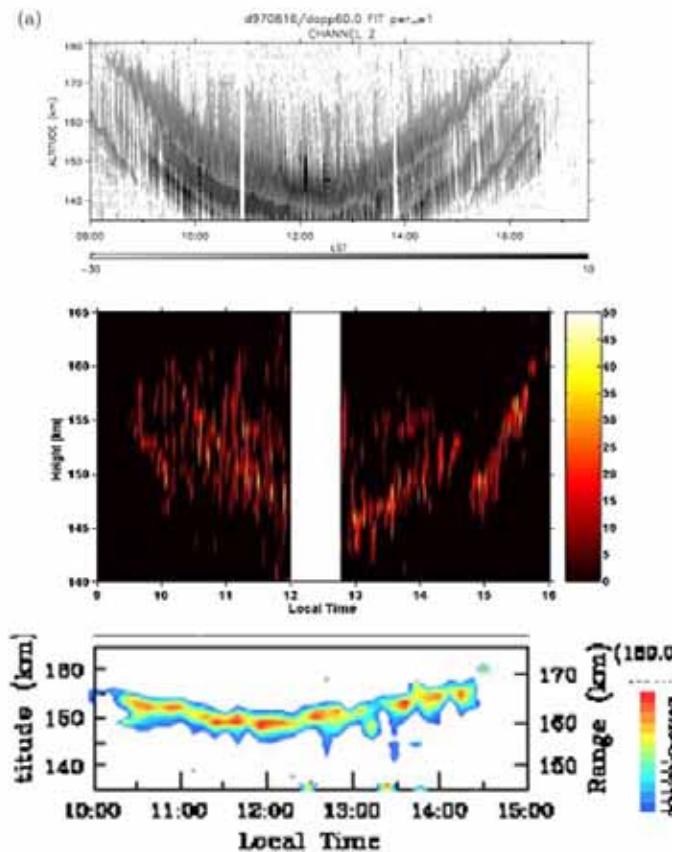


図 5: ヒカマルカ[Fawcett, 1999](上)、ガダンキ[Patra and Rao, 2006](中)、コトタバン(下)で観測された高度 150km FAI エコー強度のレンジ・時間断面。

3. まとめ

コトタバン(磁気伏角 21 度)において、昼間の高度 150kmFAI エコーを観測することに初めて成功し、FAI エコーが以下の特徴を持っていることを明らかにした。

1. コトタバンで観測された FAI の性質(スペクトル幅、ドップラー速度)は、従来の磁気赤道付近での観測結果と類似している。
2. しかし、コトタバンで観測された FAI が発生する高度範囲は、他地点での結果と比べて狭く、地磁気緯度が大きくなるほど高度範囲が小さくなる傾向が見られた。
3. 11月の FAI は、8-10 月に比べて発生する高度が高く、高度変化の範囲が狭い。

以上のことから、150km FAI の生成機構を解明するためには、異なる緯度での観測が重要と考えられる。また、EAR によって昼間の高度 150km FAI エコーが観測されたということは、150km FAI が磁気赤道だけで起こるのでは無いことを示しており、今後、信楽 MU レーダー(磁気伏角約 50 度)でも観測を試みる価値があると言える。

参考文献

- Balsley, B. B. (1964), Evidence of stratified echoing region at 150 km in the vicinity of magnetic equator during daylight hours, *J. Geophys. Res.*, 69, 1925.
- Blanc, E., B. Mercandalli, and E. Hounghinou (1996), Kilometric irregularities in the *E* and *F* regions of the daytime equatorial ionosphere observed by a high resolution HF radar, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 645.
- Choudhary, R. K., J.-P. St.-Maurice, and K. K. Mahajan (2004), 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.
- de Paula, E. R., and D. L. Hysell (2004), The Sao Luis 30 MHz coherent scatter ionospheric radar: System description and initial results, *Radio Sci.*, 39, RS1014, doi:10.1029/2003RS002914.
- Fawcett, C. (1999), An investigation of equatorial 150-km irregularities, Ph.D. thesis, Univ. of Illinois at Urbana-Champaign.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki (2003a), The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767.
- Fukao, S., Y. Ozawa, M. Yamamoto, and R. Tsunoda (2003b), Altitude-extended equatorial spread F observed near sunrise terminator over Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2137, doi:10.1029/2003GL018383.
- Kudeki, E., C. D. Fawcett, W. L. Ecklund, P. E. Johnston, and S. J. Franke (1998), Equatorial 150-km irregularities observed at Pohnpei, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4097.
- Patra, A. K., and N. V. Rao (2006), Radar observations of daytime 150-km echoes from outside the equatorial electrojet belt over Gadanki, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03104, doi:10.1029/2005GL024564.
- Patra, A. K., and N. V. Rao (2007), Further investigations on 150-km echoing riddle using simultaneous observations of 150-km and E region echoes from off-electrojet location Gadanki, *J. Geophys. Res.*, 112, A09301, doi:10.1029/2006JA012204.
- Tsunoda, R. T., and W. L. Ecklund (2000), On the nature of 150-km radar echoes over the magnetic dip equator, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 657.

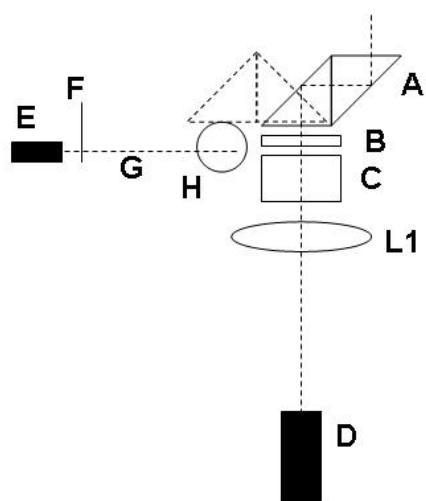
赤道域熱圏風観測用小型ファブリ・ペロー干渉計の開発

塩川和夫、大塚雄一、小川忠彦
(名古屋大学太陽地球環境研究所)

1. はじめに

名古屋大学太陽地球環境研究所では、平成19年度の特別教育研究経費により、4台の掃天型ファブリ・ペロー干渉計(FPI)の製作を開始している。このうち1台はEISCATレーダートロムソサイトに設置し、波長557.7nm及び630.0nmのオーロラ・大気光の高分解能分光観測を通じて熱圏の風・温度、中間圏の風を導出し、同レーダーとの共同観測を平成20年度後半から行う。残りの3台は、インドネシア、タイ、オーストラリアの中低緯度への設置を予定し、630.0nm大気光の観測から、中緯度域と低緯度域の南北半球の共役点で熱圏の風・温度の変動を観測する。高緯度用は直径116mmのエタロンを使用し、中低緯度用は直径70mmのエタロンを使用する予定である。受光部に4段ペルチエによる高冷却CCDを採用し、エタロンへの光の入射角度を従来よりも大きくして多数の干渉フリンジをCCD上に同時に写し込むことによって、直径70mmの小さなエタロンでも大気光の高分解能観測を可能にする。本原稿では、3台の中低緯度用小型FPIの設計を紹介する。

2. 光学系について



- A: sky scanner,
aperture: 4.0inch Φ (101.6mm Φ)
- B: interference filter
(3inch Φ =76.2mm, 630.0nm)
- C: sealed etalon, 70mm Φ , d=15mm,
incident angle<1.4126 deg, R=0.76
- L1: achromat, 80mm Φ , f=270mm
- D: CCD camera (Hamamatsu
C4742-98-26KWG2)
1024x1024 pixel
13.312mmx13.312mm
- E: frequency-stabilized He-Ne laser
- F: laser shutter
- G: optical fiber
- H: scattering box

図1. 小型FPIの光学系

図1に、開発中の小型FPIの光学系を示す。全天を掃天することができる掃天スキャナAから入射した光は、波長630nmを透過する干渉フィルターBを通して、エタロンCに入射する。エタロンへの最大入射角は1.4126°であり、この倍の値(2.8252°)が、掃天スキャナにおける視野角である。このエタロンによって干渉を起こした光は、焦点距離270mmのレンズL1によって、CCDカメラ上に干渉縞を結像する。この干渉計の調整のために、波長632.8nmのHe-Ne波長安定化レーザーEの光を、シャッターFと光ファイバーGを介して、散乱ボックスHに入射させる。掃天スキャナは時々この散乱ボックスで拡散されたレーザー光を見て、CCD面に基準となる干渉縞を作る。光学系全体の長さは1m以下であり、高感度全天カメラと同じ程度のコンパクトな作りになっている。

使用するエタロンは、米国TecOptics社製であり、フィードバックによるエタロン間隔調整の機能を持たない固定ギャップ式のエタロンである。気圧変化によるギャップの変動を防ぐために、圧カシールを施している。レーザー光を使ってフリンジのパターンを均一にするため、エタロン全体の角度を微妙に調整できる調整ねじを取り付けるように設計した。

冷却CCDは浜松ホトニクス社製の4段ペルチ、1024x1024ピクセルの水冷型CCDカメラを使用する。このCCDの水冷のために水循環装置が必要であり、現在、適当な水循環システムを検討しているところである。電気的な可動部であるCCDカメラと掃天スキャナを、パソコンを使ってコントロールすることによって、無人でも自動的に観測を行うことができるよう設計している。

3. 光学系の感度見積もり

ある光学系による空の観測で得られるカウントNcは、以下のように与えられる。

$$N_c = t A \Omega \int I(\lambda) T(\lambda) q(\lambda) d\lambda + DK \quad (1)$$

ここで、t, A, Ω, I(λ), T(λ), q(λ), DKはそれぞれ、積分時間、光学系の受光面積、受光部に入射する光の立体角、光源(大気光)の強度、光学系の透過率、CCDの量子効率、及びダークカウントである。積分時間を変えずに感度の良い観測を行うためには、AΩ、T、qを大きくすることが大事である。CCDの場合、q=0.9と、すべての入射光子が電子カウントに変換される1に非常に近く、これ以上量子効率を上げることは不可能である。従って、光学系のthroughput AΩとTを大きくすることを考える。

現在、信楽で稼働している直径116mmΦ、光の最大入射角0.7°のエタロンと、今回製作している直径70mmΦ、最大入射角1.4126°のエタロンのthroughput AΩは、以下のように計算できる。

$$\begin{aligned} \text{信楽FPI : } A\Omega &= 2\pi \times (1-\cos 0.7) \times \pi \times (11.6/2)^2 = 0.0495566 \text{ cm}^2\text{sr} \\ \text{小型FPI : } A\Omega &= 2\pi \times (1-\cos 1.4126) \times \pi \times (7/2)^2 = 0.0734407 \text{ cm}^2\text{sr} \end{aligned}$$

さらに、信楽のFPIはエタロンのフィネスを上げるために、反射面の反射率Rを0.85に設定していた。エタロンの透過率Tは $T=(1-R)/(1+R)$ で表されるため、反射率が大きいエタロンの透過率は低くなる。フィネスが高い方が、装置関数としてのフリンジの幅が狭くなるため、より精度のよい温度測定が可能である。今回製作する小型FPIでは、この部分を犠牲にしてフィネスを0.76に落とし、反射率を上げている。それぞれのエタロンのフィネスと反射率は以下のようになる。

信楽 FPI (R=0.85) :

$$\text{finesse } F = \pi \sqrt{R/(1-R)} = 19.3$$

$$\text{transmission } T = (1-R)/(1+R) = 0.0811$$

小型 FPI (R=0.76) :

$$\text{finesse } F = \pi \sqrt{R/(1-R)} = 11.4$$

$$\text{transmission } T = (1-R)/(1+R) = 0.136$$

これらの見積もりから、 $A\Omega T$ を計算し、現在の信楽 FPI と新たに製作する小型 FPI の感度を比較すると、小型 FPI の方が、エタロンの直径は小さいにもかかわらず、感度は 2.48 倍高くなっていることがわかる。

この高い感度は、別な言い方をすれば、フリンジの干渉縞をたくさん CCD 上に載せることで得られている。一方、FPI はフリンジの位置の変化で風速を測定するため、1つの干渉フリンジの中に十分な数 (Hernandez の FPI 教科書によると、18 ピクセル以上) の CCD ピクセルがある必要がある。今回はこの 18 ピクセルの条件を満たすように、エタロンへの入射角 (=L1 の焦点距離 270mm) を決めている。このため、CCD は 1024x1024 ピクセルの高解像度のものを使用する必要がある。逆に、1ピクセルあたりの光量はかなり小さくなってしまい、ダークノイズと同じ程度になってしまう可能性がある。

例えば、明るさ 10R の大気光を 3.5 分の露出で測定することを考える。CCD の量子効率を 0.8、フィルターの透過率を 0.6 とすると、最終的に CCD の 1 ピクセルあたりのカウント N_c は、

$$A\Omega T = 0.0100 \text{ cm}^2 \text{sr}, t \int I(\lambda) T(\text{filter}) d\lambda = 8.0214 \times 10^7 \text{ electrons}$$

$$N_c = 0.0100 \times 8.0214 \times 10^7 / (1024 \times 1024) = 0.765 \text{ counts}$$

という計算になり、0.765 カウントと非常に小さい。一方、今回採用する 4 段ペルチ工素子を用いた高冷却 CCD のダークノイズは、0.0012 counts/s/pixel である。3.5 分の積分により、ダークノイズは 1 ピクセルあたり 0.252 カウントになり、大気光による光のカウントの約 1/3 である。すなわち、S/N 比が 3 の測定をすることになる。さらに、CCD の読み出しノイズが 6 カウント程度考えられるが、これはフリンジの azimuthal 方向の積分によって、相対的に減らすことができると期待している。いずれにしても、かなり S/N の悪い観測になることが予想され、どこまで暗い大気光を測定できるか、難しいところであろう。大気光の明るさが 100R 程度あれば、比較的容易に観測が行えると期待している。場合によっては、風速測定にある程度のエイリアージングが発生することを覚悟して（1干渉フリンジあたり 18 ピクセルの制約をはずして）、2x2 の binning を CCD 上で行い、カウントを増やす工夫をする必要があるかもしれない。

4. 今後の予定

今回製作する小型 FPI と、これまで設置してきた既存の機器との関係を、横軸を緯度として図 2 に示した。今回製作する小型 FPI は、2008 年 1~8 月の間に製作され、2008 年夏期にテスト観測を行う。引き続いて 2008 年度後半に、各観測点に設置をしていく予定である。設置予定の観測点は、インドネシアのコトタバン、タイのチュンマイ、オーストラリアのダーウィンである。図 2 に示すように、コトタバンとチュンマイは、磁気緯度 10 度付近で地磁気共役点に位置しており、赤道異常帯の明るい大気光の中で、熱圏風の南北半球間の相互作用や、赤道を横断する風を測定することができる。さらにオーストラリアのダーウィンは、日本の南部の地磁気共役点であり、信楽に既存の FPI との同時観測により、中

緯度での熱圏風の南北半球の違いを調べることができると期待される。これらのFPIによる熱圏風の観測を、図2に示した既存の他の観測機器や人工衛星データと比較することにより、日本の子午面における熱圏のダイナミクスを広い緯度にわたって調べることができると期待される。

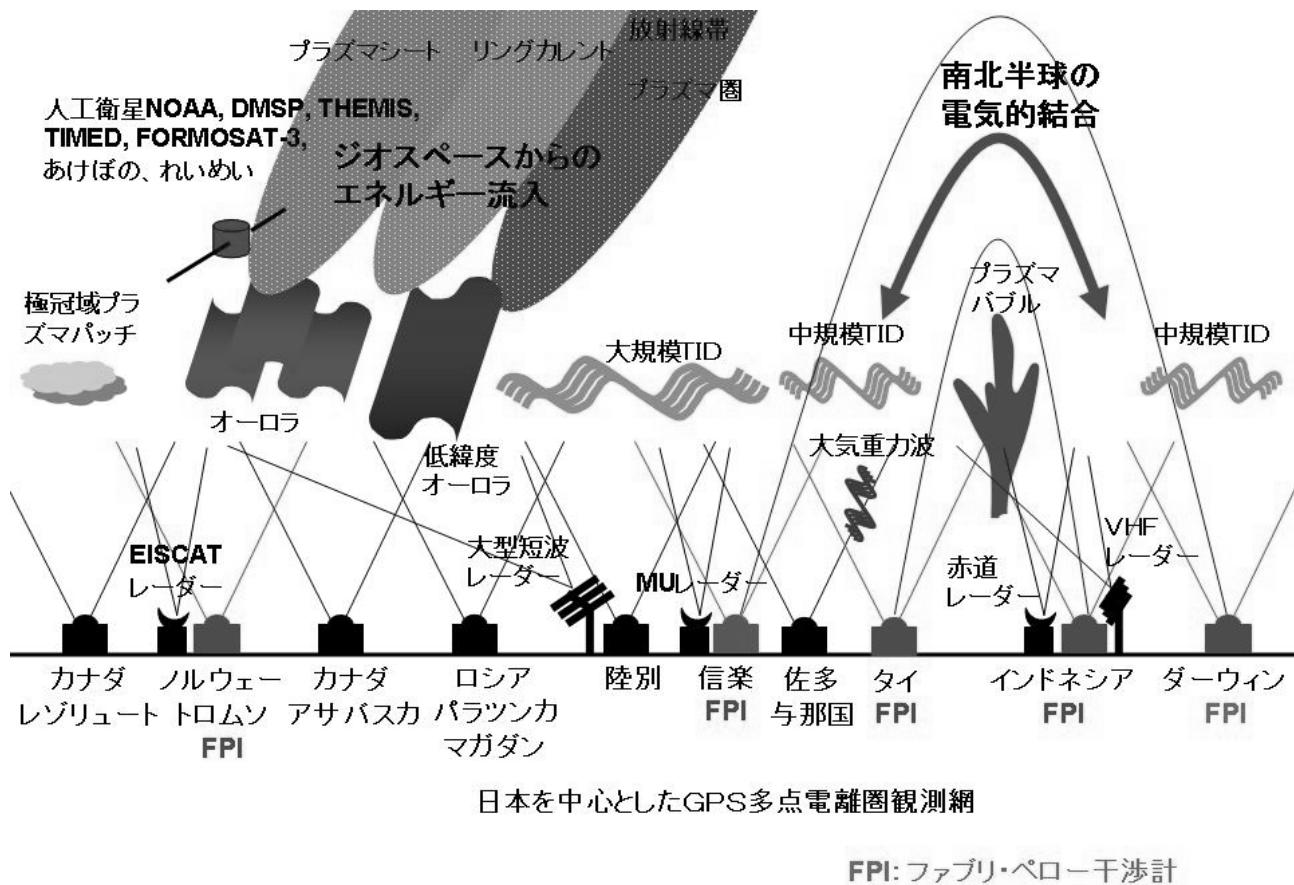


図2. 既存の機器とFPIとの位置関係

謝辞

今回の小型FPIの開発にあたっては、米国Clemson大学のMeriwether博士より数多くのアドバイスを頂きました。ここに感謝致します。このFPIの開発は、平成19年度の名古屋大学太陽地球環境研究所の特別教育研究経費を使用しています。

インドネシアにおける F 領域沿磁力線 不規則構造の VHF レーダー観測

小川 忠彦、大塚 雄一(名古屋大学 太陽地球環境研究所)
Effendy (LAPAN)

1 はじめに

赤道域における沿磁力線不規則構造 (Field-Aligned Irregularity; FAI) のレーダー観測は、1960 年代から米国の研究者らを中心にペルー・ヒカルマルカの大型レーダーを用いて行われてきた。2001 年には、京都大学がインドネシア・スマトラ島に赤道大気レーダー (EAR) を建設し、アジア域で初めて赤道域の F 領域 FAI を観測した。EAR サイトは、地理的には赤道直下に位置するが、地磁気緯度は 10°S であり地磁気的には”低緯度”にあたり、これまでに EAR によってプラズマバブルに伴う F 領域 FAI が観測してきた [Fukao *et al.*, 2003]。

2 観測

2006 年 2 月より、赤道大気レーダーサイトにおいて、送信周波数 30.8MHz のレーダーによる E 層及び F 層の沿磁力線不規則構造の観測を開始した。図 1 に示すように、レーダーは 18 本の 3 素子ハムアンテナから成り、その尖頭電力は 20 kW である。レーダーの主要諸元を表 1 に示す。レーダーは、電波の位相を制御することにより、ビームを 9 方向に走査することができる。ビームが磁力線に直交するように、ビームの天頂角を 20° としている。ビーム幅は、方位角方向には 12° 、天頂角方向には 40° である。

この VHF レーダーは、定常的に E 層及び F 層における FAI の観測を切替て行っている。どちらの観測モードにおいても、FAI の時間・空間変化を分離して観測するため、ビームを 5 方向に走査している。F 層 FAI 観測のレンジ及び時間分解能は、それぞれ 19.2km、4 分である。詳しい観測パラメーターを表 2 に示す。

表 1: コトタバンに設置された VHF レーダーの主要諸元

場所:	0.20°S, 100.32°E (磁気伏角 10.36°S)
送信周波数:	30.8 MHz
アンテナ:	3 素子ハムアンテナ 18 本
ゲイン:	22 dBi
ビーム幅:	方位角: 12° (半值全幅) 天頂角: 40° (半值全幅)
ビーム走査:	アクティブ・フェイズド・コントロール 方位角 $+54^{\circ} \sim -54^{\circ}$ (13° 刻み)
送信機:	
尖頭電力	20 kW
パルス幅:	1–200 μs
サブパルス幅:	1, 2, 4, 8, 16 μs
受信機:	1 台
A/D 変換機	16 bit

表 2: F 領域 FAI 観測のパラメーター

ビームの方位角	234°, 207°, 180°, 153°, 126° (北から時計回り)
パルス繰り返し周期	4 ms
送信パルス	シングルパルス (パルス幅 128 μ s)
コヒーレント積分回数	4
FFT 点数	128
インコヒーレント積分回数	3
レンジ分解能	19.2 km
サンプル間隔	2.4 km
観測レンジ	122–544 km
時間分解能	4 分

3 結果及び議論

3.1 FAI の発生頻度

2006 年 2 月 23 日から 2007 年 11 月 28 日までに VHF レーダーによって観測された F 領域 FAI のデータを解析し、FAI エコー発生の季節・地方時変化を調べた。本解析では、FAI 以外の干渉波を除去するため、50km 以上のレンジにわたって 0dB 以上の SN 比をもつエコーを FAI エコーとした。また、高度 200km から 540km までのエコーを平均した。図 1a に、南向きビームで得られた FAI エコー強度の季節・地方時変化を示す。図中の黒い部分は、データ欠測を表す。図より、FAI エコーは、2006 年 3–5 月の真夜中前と 2006 年及び 2007 年の 5–8 月における真夜中過ぎに頻繁に観測されていることが分かる。また、真夜中過ぎの FAI エコーは、真夜中前のものに比べて弱いことが分かる。

EAR サイトには、シンチレーション測定用の GPS 受信機が設置されており、2003 年 1 月から連

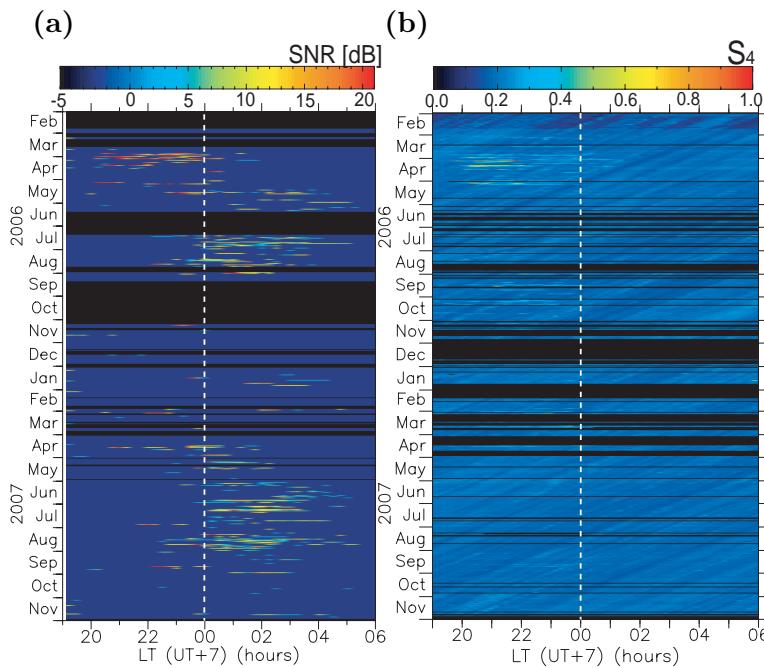


図 1: 2006 年 2 月から 2007 年 11 月までにコトタバンの VHF レーダーで観測された F 領域 FAI エコー (a) 及び GPS シンチレーション指数 S_4 (b) の季節・地方時変化

表 3: FAI の伝搬方向

	FAI 有	東向き	西向き	伝搬なし
真夜中前 FAI	26 日 (92%)	24 日 (0%)	0 日 (8%)	2 日
真夜中過ぎ FAI	89 日 (11%)	10 日 (37%)	33 日 (52%)	46 日

真夜中前 FAI: 3-5 月の 19-01 LT

真夜中過ぎ FAI: 5-8 月の 23-06 LT

続観測を行っている [Otsuka *et al.*, 2006]。図 1 に示した期間において、GPS シンチレーションは、2006 年 3-5 月に発生しており、真夜中前の FAI エコーの出現とよく一致する。赤道域における GPS シンチレーションは、プラズマバブル内部に存在するプラズマ密度の不均一によって生じる。また、プラズマバブルは、インドネシア域では春・秋に発生頻度が高い [Tsunoda, 1985; Maruyama and Matuura, 1984]。このことから、真夜中前の FAI は、プラズマバブルに起因するものであると考えられる。しかし、真夜中過ぎの FAI は、プラズマバブルの発生頻度が低い季節に多く観測されている。さらに、通常、プラズマバブルに伴う FAI は、拡散によって真夜中頃には消滅するため、真夜中以降に観測されることはある。このことから、5-8 月の真夜中過ぎに観測された FAI は、プラズマバブルに伴うものとは異なると考えられる。

3.2 FAI の伝搬方向

5 方向のビームで観測された FAI エコーの出現時間の差から、FAI のエコー領域が東西方向のどちらに伝搬しているかを決定した。2006 年 2 月 23 日から 2007 年 11 月 28 日までの観測データを調べたところ、真夜中前 (19-01LT) に発生する FAI と真夜中過ぎ (23-06LT) に発生する FAI とでは、その伝搬方向に違いがあることが分かった(表 3)。真夜中前 FAI は、26 例観測されており、そのうち 24 例が東向きに伝搬していた。一方、真夜中過ぎ FAI は、89 例観測されており、そのうち 10 例が東向き、33 例が西向きであった。残りの 45 例(全体の 52% に相当)は、伝搬していないか、あるいは顕著な伝搬が見られなかったものである。

3.3 ドップラー速度

各ビームにおける FAI のドップラー速度をスペクトルの 1 次モーメントから求めた。2006 年 2 月から 2007 年 11 月までに得られたドップラー速度のデータを 1 時間毎に分類し、平均した。最も西(方位角 234°)と東(方位角 126°)に振ったビームで得られた視線方向のドップラー速度の平均地方時変化を図 2 に示す。速度の正(負)の値は、レーダーから遠ざかる(に近づく)向きを表す。FAI のドップラー速度は、電場 E による $E \times B$ ドリフト速度を表していると考えられる。ここでは、誤差を小さくするため、FAI エコーの SN 比が -5dB 以上のものだけを用いた。真夜中前において、東(西)向きビームで得られたドップラー速度は正(負)であり、FAI が東向きの速度を持っていることが分かる。一方、真夜中過ぎでは両者の速度の差は小さいが、4-5 時 LT には両方向のドップラー速度の大きさが逆転しており、FAI が西向き速度をもっていることが分かる。従って、FAI のエコー領域の移動と $E \times B$ ドリフトの方向が一致していると言える。

3.4 中緯度 FAI との類似性

上述したように、コトタバンの VHF レーダーによって真夜中過ぎに観測される FAI エコーの発生する季節、伝搬方向やドップラー速度の向きは、中緯度で観測される FAI の特徴と類似している。さらに、個々の観測例についても、以下のようにエコー領域及びドップラー速度について類似した性質をもつ FAI エコーが観測されている。図 3 に、コトタバン(左)と信楽 MU レーダー(右)で観測された FAI のエコー強度とドップラー速度のレンジ・時間断面図を示す。両地点で観測された FAI とも、塊

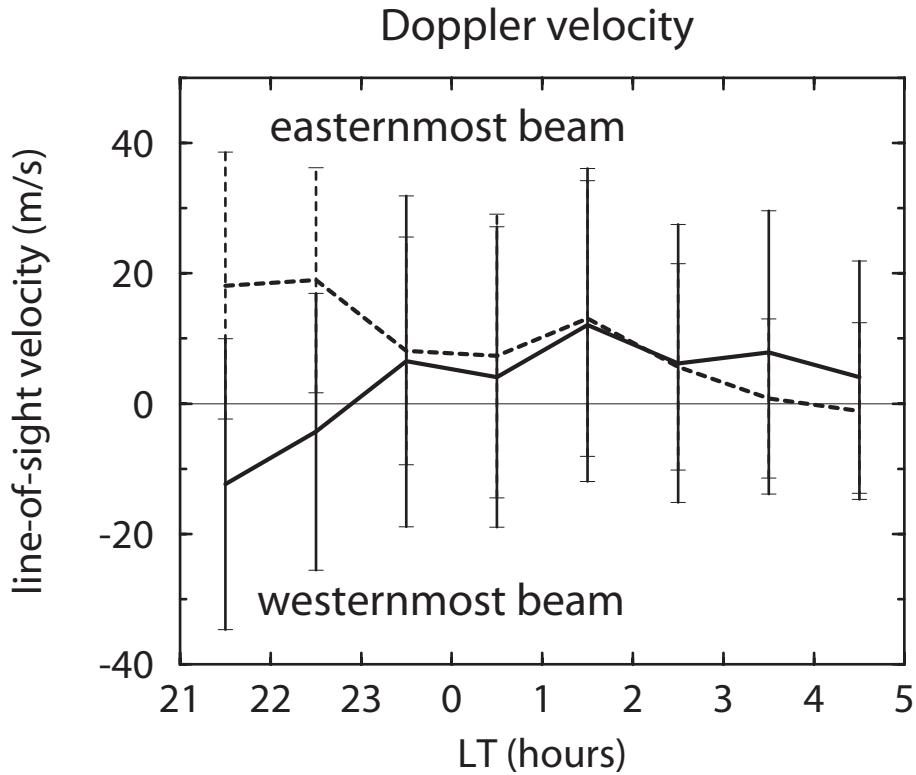


図 2: 南西向き (方位角 234° ; 実線) 及び南東向き (方位角 126° ; 点線) ビームで観測された FAI ドップラー速度 (正はレーダーから遠ざかる向き) の地方時変化。2006 年 2 月から 2007 年 11 月までに得られたデータの平均値。エラーバーは標準偏差を表す。

状のエコー領域では上向きのドップラー速度をもっていることが分かる。塊状エコーの後には、ドップラー速度が小さく下向きの層状をなすエコー領域が存在している。

4 まとめ

EAR サイトにおいて、2006 年 2 月から 30.8 MHz レーダーによる F 領域 FAI の連続観測を行った。その結果、観測された F 領域 FAI は、その性質から以下の 2 種類に分類することができる。

- 真夜中前 (19-01 LT) の F 領域 FAI
 - 3-5 月に発生頻度が高く、GPS シンチレーションを伴う。
 - プラズマパブルに伴う FAI と考えられる。

- 真夜中過ぎ (23-05 LT) の F 領域 FAI
 - 5-8 月に発生頻度が高く、GPS シンチレーションを伴わない。
 - FAI エコー領域が西向きに伝搬するものが多い。
 - RTI プロット上で層状に分布するものが多い。
 - FAI の Doppler 速度は西向き成分をもつ。
 - 中緯度の F 領域 FAI と類似している。

今後も観測の継続が必要であり、特に 23-05 時 LT における FAI を EAR と同時観測したい。

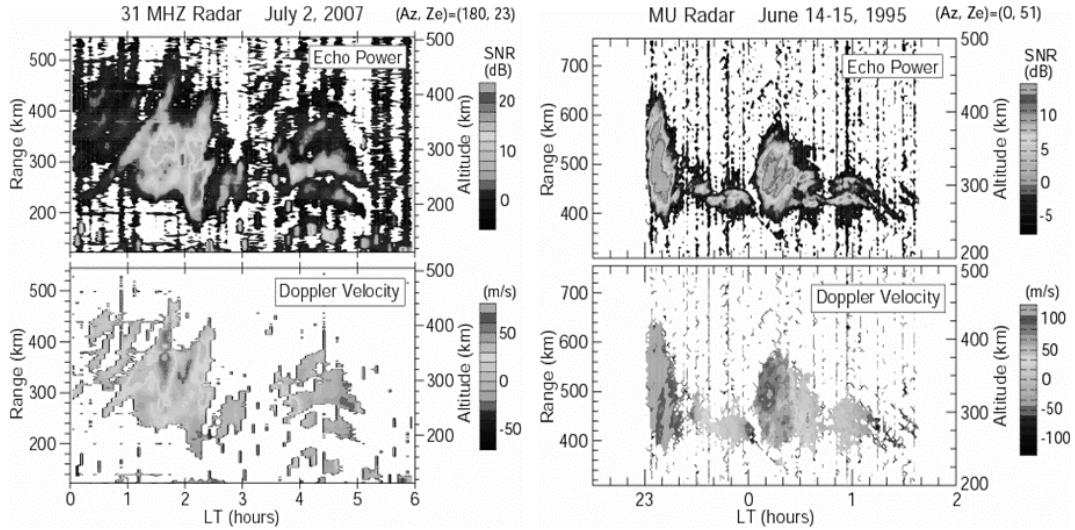


図 3: コトタバン(左)と信楽 MU レーダー(右)で観測された FAI のエコー強度とドップラー速度(レーダーから遠ざかる向きが正)のレンジ・時間断面図。

参考文献

1. Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagino, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, **38**(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
2. Fukao, S., Y. Ozawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and R. T. Tsunoda, First observations of the spatial structure of *F* region 3-m-scale field-aligned irregularities with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **109**, A02304, doi:10.1029/2003JA010096, 2004.
3. 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.
4. Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa, Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 343-351, 2006.
5. Tsunoda, R. T., Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated *E* region Pedersen conductivity, *J. Geophys. Res.*, **90**, 447-456, 1985.