

コトタバン GAW 観測所における降雨特性について

森 修一¹, 濱田純一¹, Yudi Iman Tauhid¹, 山中大学^{1,2}, 岡本典子², 村田文絵², 櫻井南海子²
(¹ 地球観測フロンティア研究システム, ² 神戸大院・自然科学)

1. はじめに

EAR の設置されている西スマトラ州コトタバンには WMO の世界大気監視 (Global Atmosphere Watch : GAW) 計画に沿った GAW 観測所があり, インドネシア気象局 (BMG) により 1996 年から地上気象観測が行われている. これまでの研究から GAW 観測所においても他の赤道熱帯域同様に降水活動の日周期が顕著であることが確認されている (Murata et al. 2002 他). 熱帯アジア域における対流活動日変化については GMS IR データを利用した研究が多くある (Nitta and Sekine 1994, Ohsawa et al. 1998 他) が, 地上における降水量日変化との間には数時間の位相差があることが知られている. これに対し芝川 (2001) は TRMM PR データを用い, 降水そのものの日変化とその地域的な違いを明瞭に示した. ここでは主として 3 年間 (1998-2000 年) の TRMM3G68 の PR データを用い, 特にスマトラ島における陸域から沿岸域, 沖合域に至る降水日周期の差異を示すと共に, 観測フロンティアが実施してきた GAW 観測所におけるレーウィンゾンデ観測データを用いて, 海岸線を中心として降水ピークが日周期で海陸間を移動する現象に関して環境場との関係を考察した.

2. GAW 観測所の気候学的特性 (概要のみ)

アジアモンスーン地域を特徴付ける気象要素として, 季節による卓越風の交代および明瞭な雨季と乾季の存在をあげることができる. 図 1 は NCEP Climatology データによる赤道付近 (2.5S ~ 2.5N) における 700hPa 上層風および可降水量の季節変化を示す. GAW 観測所 (0.2S, 100.3E) 付近では弱いものの 1 年を通じてほぼ西風が卓越しており, 北半球夏季にはインドモンスーン, 冬季にはオーストラリアモンスーンの影響を共に強く受けている. また, 11 月を中心とした主雨季と 4 月を中心とした副雨季が顕著であり, 乾季は明瞭でない, 低緯度のため台風の影響を全く受けない等の特徴を持つ. これは GAME-T プロジェクトで詳しく研究されたタイ等とは大きく異なる気候特性である.

このような GAW 観測所において, 最も顕著な気象の変動が降水およびこれに関連した気象要素の日周期変動である. 図 2 は RASC が 1999 年に設置した AWS (Automatic Weather Station) による

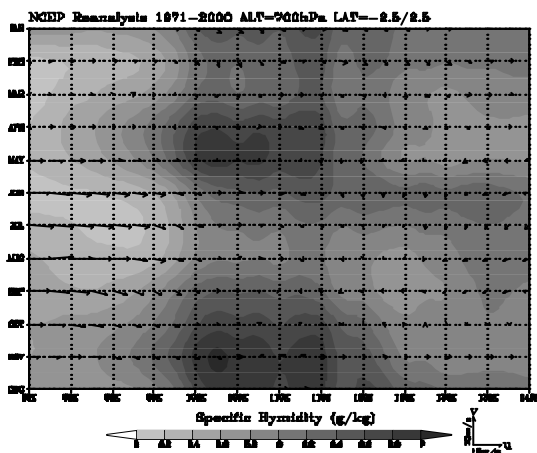


図1 NCEP 再解析データによる赤道付近 (2.5S-2.5N) における 700hPa 面の比湿および風の経度季節断面

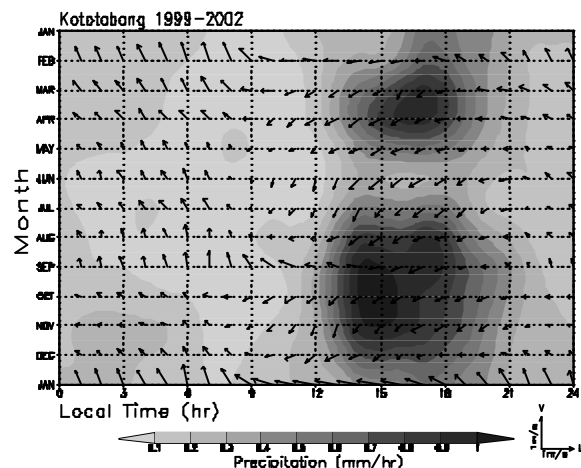


図2 GAW 観測所に設置された AWS データによる降水量および地上風日変化の季節変動

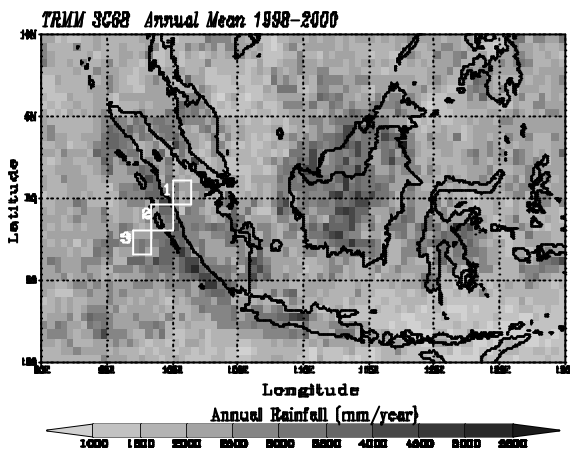


図 3 TRMM PR で観た平均年降水量分布および領域 1：内陸域，領域 2：沿岸域，領域 3：沖合域，の各領域(1.5x1.5)を示す。

降水日周期変動および地上風の季節変化(1999-2001年)である。1年を通じて夕刻に多くの降水が観測されているほか、深夜から早朝に掛けても弱い降水ピークを見ることができる。また、この日変化は雨季(11月、4月)で特に大きく現れていることが分かる。また、地上風には山谷風循環と見られる日周期変化を見ることができる。

3. スマトラ島周辺における降水日周期変化

このような降水日周期変動の地域差を見るため、図 3 に示す各領域における降水日変化を TRMM PR データを用いて示す(図 4)。GAW 観測所を含む内陸域(領域 1, 上図)では AWS データで観たとおり夕刻の降水が支配的であるが、沿岸域(領域 2, 中図)では深夜から早朝の降水が主となる。さらに沖合域(領域 3, 下図)では降水ピーク時刻が遅くなり日中帯となるが、日変化の大きさそのものが小さくなる。

TRMM PR では降水タイプを層状性降水と対流性降水に分けることができる。潜熱解放量の鉛直プロファイルは各降水タイプにより大きく異なるため、環境場との水・熱循環を考えた場合、降水タイプ別の日変化およびその海陸分布は重要となる。図 4 によれば内陸域における夕刻ピークの 8 割以上を対流性降水が占めている。これに対し、沿岸域の早朝ピークでは対流性降水が多いものの支配的とは言えず、両タイプがほぼ均等に寄与していることが分かる。さらに、沖合域では対流性降水と層状性降水が 1 日中ほぼ等しい割合で含まれていること特徴的である。

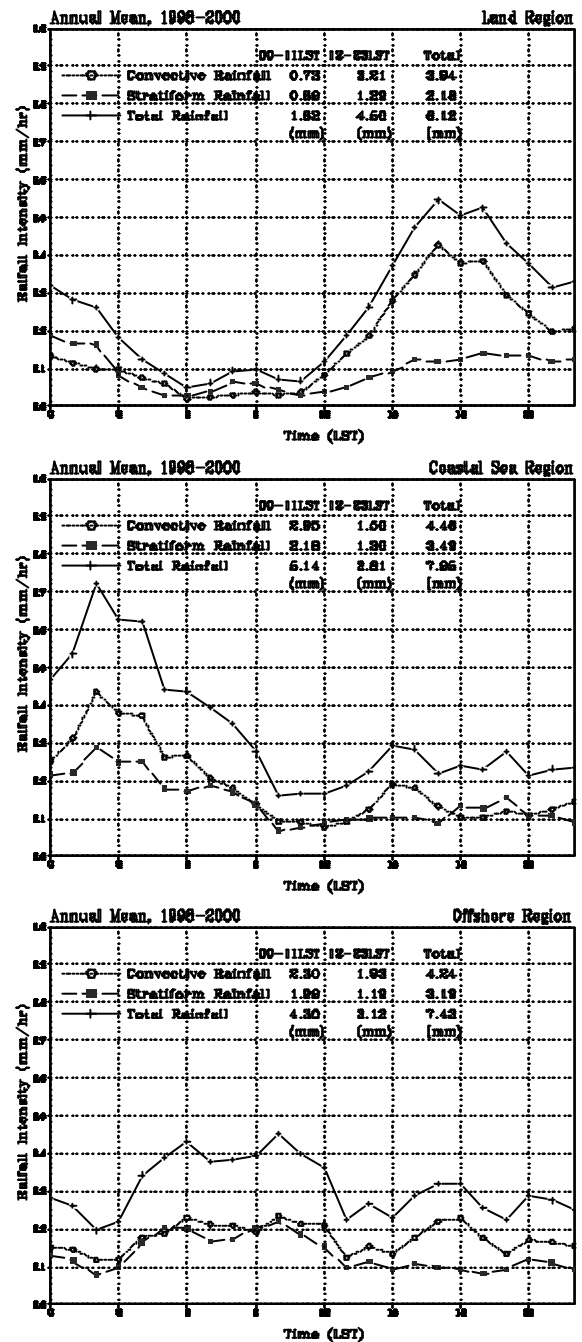


図 4 TRMM PR で観た降水日変化の地域差異を示す。上から図 3 に示す領域 1 (内陸域), 領域 2 (沿岸域), 領域 3 (沖合域) の各領域 (1.5x1.5) において面積平均を取った降水強度を示している。各図における +印は全降水量, 印は対流性降水量, 印は層状性降水量をそれぞれを示す。また、各図中には朝雨(00-11LST)および夕立(12-23LST)に占める各降水タイプの分量を示している。

4. 海岸線から進出する降水ピークの高陸間移動

前記のように降水ピークの時間や降水タイプはスマトラ島の海岸線からの距離によって大きく異なる。図5はTRMM PRで観た朝雨(00-11LST)と夕立(12-23LST)の降水量差を示したもので、スマトラ島だけでなくマレー半島やカリマンタン島など比較的大きな島や半島の陸域には夕立、その島の周りには朝雨が卓越している。海上の朝雨は沿岸域で多く現れており、海岸線から沖合へ距離が離れるにつれて差が小さくなること分かる。

視点を再びスマトラ島に移し、図6の実線で囲まれた矩形領域(A-B)における海岸線からの離岸距離と降水量(左図)および降水タイプ(右図)の日変化を図7に示す。降水ピーク時間はスマトラ島の南西海岸線を基準として夜間は沖合に(矢印)、昼間は内陸に(矢印)各々移動する傾向を見ることができる。それぞれの移動距離は12時間で約500kmに達することから、その平均移動速度は約10m/secとなる。また、陸上の夕立領域(円)では対流性降雨が卓越(~80%)しているのに対し、海上の朝雨領域(円)では層状性降雨と対流性降雨がほぼ均等に含まれている。ほぼ同程度の降水量をもたらす2つの降水ピークには海岸線を境として降水特性に大きな違いがあり、各々の降水メカニズムにも差があることが予想される。

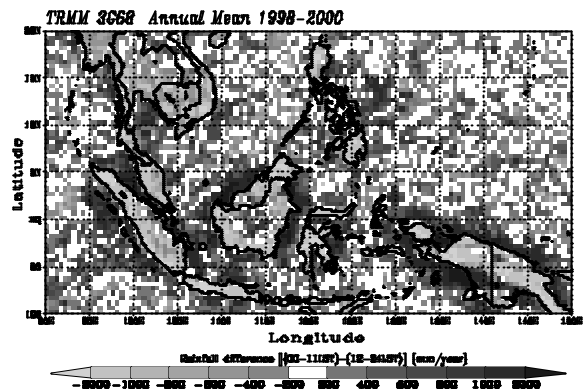


図5 TRMM PRで観た朝雨(00-11LT)と夕立(12-23LT)の差で、プラスは朝雨、マイナスは夕立が多いことを示す。海岸線を境としたコントラストが顕著に見える。

5. 集中ゾンデ観測期間中における事例解析

この降水ピーク海陸間移動と局地循環風系および環境場との関係を考察するため、事例解析として2001年11月におけるレーウィンゾンデ観測結果との比較を行う。地上1km以下の薄い層にはAWSデータ(図2)に見られた山谷風循環を観ることができた(図略)。しかし、ゾンデ観測で得られた高層風のうち日周期変動が最も明瞭な高度2-3kmの変化(図8上図)を見ると、降水ピーク時間以前には北東風偏差、ピーク時間後には南西風偏差が現れている。この南西風偏差は深夜から早朝まで継続し、再び日中帯に北西風偏差となる。これはインド洋からの海陸風や地表付近の山谷風と逆方向であり、降水ピークをもたらす積雲対流通過前後において積雲対流域に向かう収束する気流系であると考えられる。このような降水ピーク前後における観測地点上空の積雲対流中心へ収束傾向を持つ日周期循環は約50km離れたスマトラ島南西海岸域に位置するBMGタビン観測所においても観測されている(図8下図)。ただし、この場合は降水ピークが夜間沖合方向へ移動するのに対応して、降水ピーク前に西風、通過後には東風偏差となり、GAW観測所の場合(図8上図)とは反対の関係となっている。

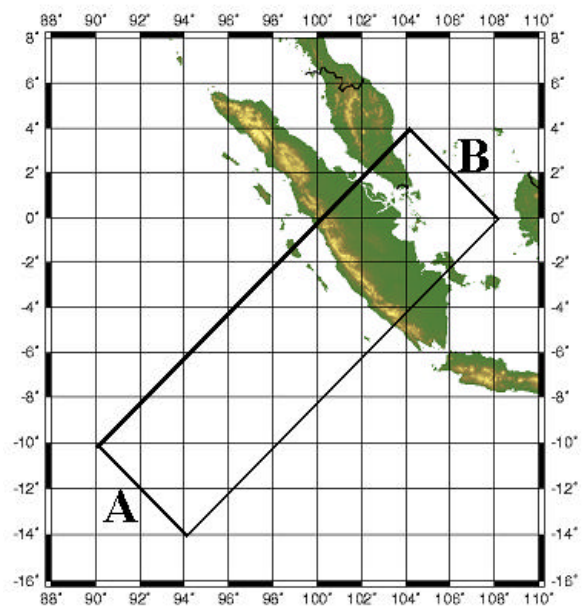


図6 スマトラ島の地形と計算に用いた矩形領域A-B。矩形はスマトラ島赤道付近の南西海岸線に対して垂直に取り、A-B間は2,200km、海岸線と平行方向には600kmの領域となっている。

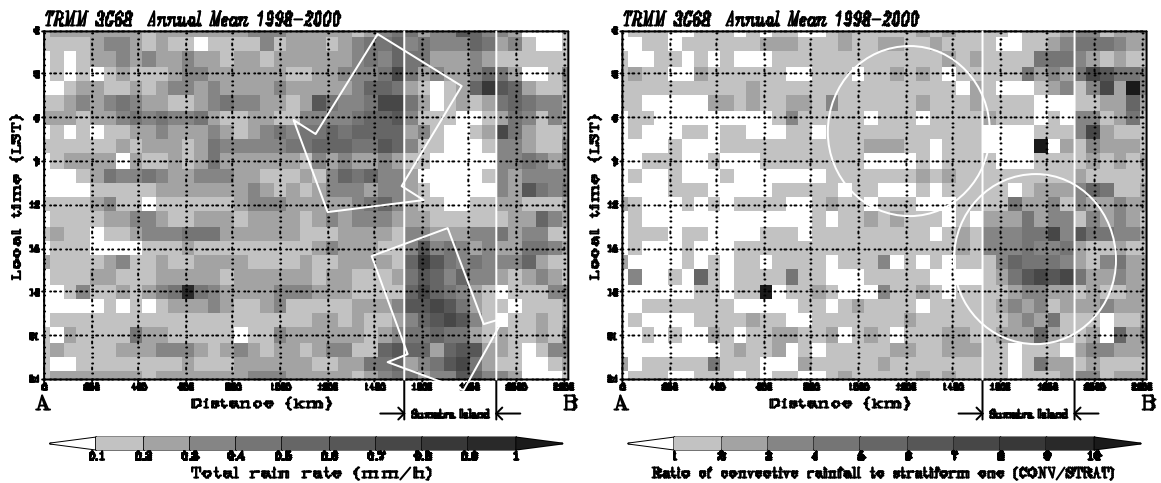


図7 スマトラ島南西海岸線に鉛直な矩形 A-B (図6) における降水量 (左図) および対流性降水比の率日変化 (右図) を示す。また、鉛直の白線に挟まれた領域はスマトラ島の陸地を示す。左図では夜間に沖合へ進む降水ピークを矢印、日中に内陸へ進む降水ピークを矢印として記し、各々に対応する降水領域を円、円として右図に記す。

これらの結果から、日変化をもつ局地循環風系と降水ピーク海陸間移動との間には密接な関係があると考えられる。実際、EAR 観測データから降水ピーク時間に対応した対流圏中層の上昇流と、これに引き続く下層の下降流が観測されており (図省略)、上記のレーウィンゾンデ観測による水平気流系日変化とも整合している。また、比湿および K-index は両観測所における降水ピーク時間に一致して最大値を示しており、当該時間には水蒸気供給が十分かつ最も成層不安定な状態で対流活動発達には十分な環境であったことも分かる。

今後、降水ピークの移動メカニズムを考えていく場合、1) 降水システムそのものの移流 2) メソ対流系の自励的メカニズムによる見かけ上の移動 3) 環境場の変化により別の場所に遅れて新たな対流活動が立つ結果移動しているように見える 4) 重力波その他考えられる要因、等に切り分けていく必要がある。観測フロンティア独自の観測 (インド洋上、沿岸島嶼等) に加え、EAR はじめ CPEA 観測データの積極的利用により、このメカニズム解明を進めていきたい。

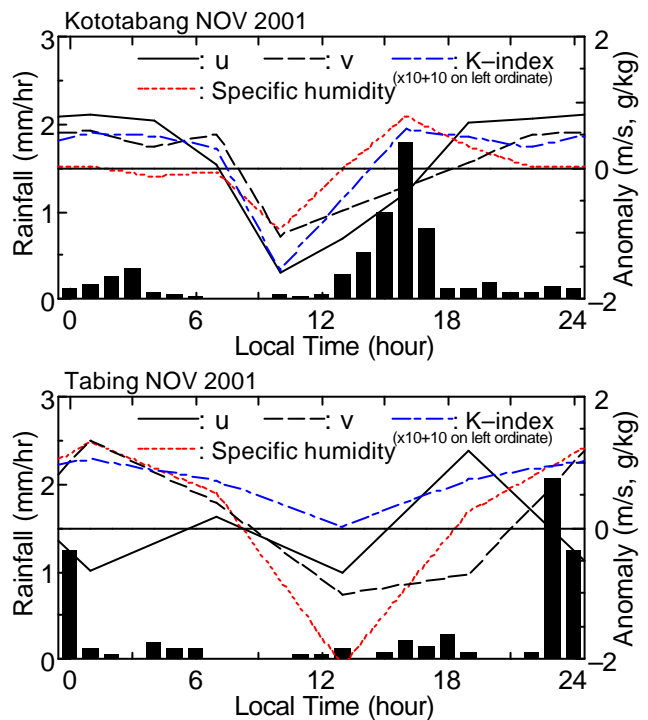


図8 コトタバ GAW 観測所 (上図) および、南西約 100km の海岸線に位置する BMG タビン観測所における地上降水量 (棒グラフ)、レーウィンゾンデ観測による高度 3km 以下の東西風偏差 (実線)、南北風偏差 (破線)、比湿 (点線)、および K-index (一点鎖線) を示す。K-index (KI) は対流不安定を与える指標であり、次式で示される。

$$KI = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700)$$
 ここで、T は気温、Td は露点温度、数字は気圧高度を示す。

謝辞：TRMM データは NASA/TSDIS および NASDA/EORC 公開データを利用した。AWS データおよび EAR データは京都大学 RASC より提供して頂いた。各機関に感謝いたします。