

湿った局地循環*

木村 富士男**

1. はじめに

筆者は1992年に局地循環の簡単なレビュー¹⁾を報告したが、そこではあまり扱わなかった雲や降水を伴う局地循環について述べる。前回の報告以降、熱的局地循環が雲や降水に及ぼす影響の研究が盛んになり、熱帯の降水活動にも深く関係することが広く認識されるようになってきた。

この分野の最近の隆盛はTRMMあるいはTERRAやAQUAなどの衛星リモートセンシングデータ、および降雨レーダやGPS観測網などによる時空間分解能の高い地上設置のリモートセンシングデータの蓄積が進んだことが大きい。WCRPなどでも、降水の日変化の研究の重要性が認識されるようになったことも追い風になっている²⁾。

2. 局地循環と降水

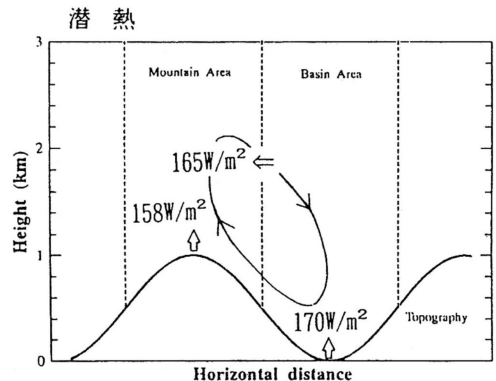
局地循環と降水の密接な関係は古くから知られている。1974年にはフロリダ半島沿岸の海風前線が雷雨の発生要因となっていることが指摘されている³⁾。1981年にはボルネオの北西沿岸沖に見られる対流性降水に、夜間にピークを持つ顕著な日変化があることが、詳細なレーダ観測により明らかにされた。海上における陸風の収束が深い積雲対流の引き金となっているとされている⁴⁾。

1984年には、地表面コントラストや海陸分布の水平規模が100 km程度のときに局地循環が最強になることを理論的に示した上で、カリブ海の島々の降水の日変化に着目し、この理論の検証が試みられている⁵⁾。

残念ながら実際の降水には山岳の影響が強く、該当理論とは一致しなかった。後年になって山岳による山谷風循環と地表面熱コントラストによる局地循環の強度比較について、理論的考察が行われている⁶⁾。これによると、地形の標高差が、平地の混合層高度にくらべて、かなり低い場合に限り、地表面熱コントラストの局地循環が山谷風循環より卓越できるとしている。

3. 水蒸気輸送

第1図は、簡単な数値実験から得られた、山谷風による水蒸気輸送の模式図である^{7,8)}。大規模場として我が国の夏の晴天日が仮定されている。日中は地表面が暖められるため、斜面を昇る風(谷風)が卓越する。図のように上層には反流が生じ、循環(水平対流)が形成される。日中の反流は高度2-3 km程度のことが多い。ほとんどの場合、斜面上昇流の卓越する下層では、反流の発達する上層に比べ、混合比が大きい。このため、カラム大気積算でみた水蒸気量(つまり可降水量)は山岳域に輸送され、山頂付近の相対湿



第1図 簡単な数値実験により得られた山谷風循環による水蒸気輸送の模式図^{7,8)}。

* Moist local circulations.

** Fujio KIMURA, 筑波大学生命環境科学研究科, 海洋研究開発機構地球フロンティア研究システム水循環変動予測研究グループ。

© 2007 日本気象学会

度が上昇し、積雲が発生しやすくなる。一方、谷では補償下降流により混合比は低下する。また山岳域下層の水蒸気の増大は、対流不安定を強化し、雷雨などの降水の発生可能性を高める。

図には谷域から山域に日中に輸送される水蒸気量が、単位面積単位時間あたりの潜熱量で表示されている。水平輸送による可降水量の増加は蒸発散によるものにほぼ匹敵する。一方で、温位は下層で低く、上層で高いため、内部エネルギーの輸送は水蒸気とは逆の動きになる。このため、谷や盆地の気温の日較差は大きく、山頂の日較差は小さくなると解釈できる。

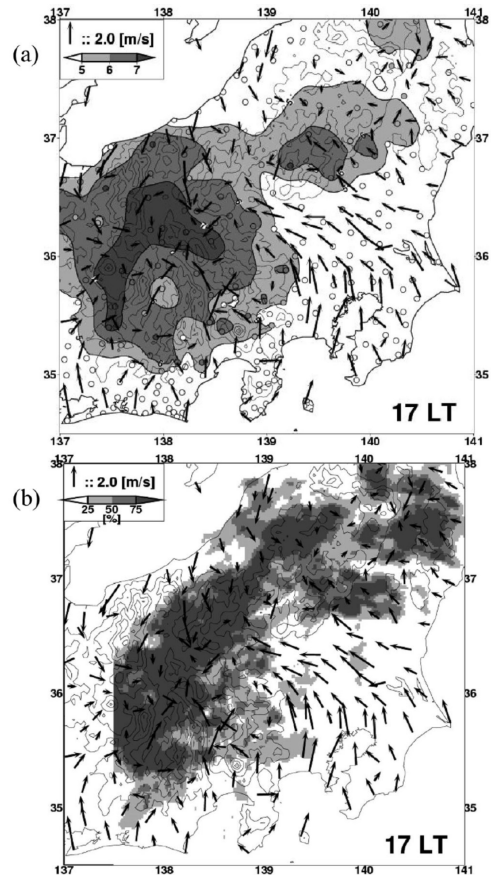
同じ論文⁷⁾で、可降水量の日較差・位相と山岳の水平規模との関係も考察されている。これによると、地形の水平規模が概ね80 km から160 km 程度のときに、可降水量の日較差は最大となる。水平規模がこれより小さいと、可降水量が最大になる時間は早まるものの、振幅は小さくなる。逆に水平規模が大きくなるほど可降水量のピーク時間は遅れ、160 km 程度では夕刻となる。この性質は、夏の雲の少ない日のアメダスによる時間帯別日照の日変化の統計により確認されている⁹⁾。朝夕の時間帯を除くと、盆地や谷の日照率は平地より高く、山岳地では低い。大規模な盆地では15時ごろまで日照率が高いが、小規模な谷では午前中のみ高く、昼過ぎには低下してしまう。このような地形と水平規模と日照率の関係は、上記の水蒸気輸送の性質と整合している。なお、強制上昇などにより気塊が自由対流高度まで上昇できれば、対流性降水は発達するので、山谷風循環に伴う上昇流も、雲や降水が発生するのを助長する。この場合、上昇流は下層の対流抑制(CIN)を破るトリガとして働く。しかし、局地循環による上昇流の強さは水平規模が大きくなるに従って弱くなり、可降水量の日変化とは逆の性質がある。我が国の夏の雲や対流性降水の頻度からは、水蒸気の水平輸送により対流不安定が強化される効果が支配的とみることができる。

4. GPS 気象学

1990年代後半に国土院のGPS観測網が展開されてからは、正確かつ高時間分解能で可降水量が観測できるようになった。このため、山岳地域の可降水量の日変動は飛躍的に把握しやすくなった^{10,11)}。第2図aはGPS観測網による2000年8月の17時の可降水量を06時からの偏差で示している¹²⁾。この月は太平洋高気圧に覆われた安定した夏型の日が多かった。図は台

風などの総観規模擾乱の影響を受けた日を除く25日間の時間別平均を、アメダスによる同時刻の平均地上風とともに表示している。関東平野は大規模海風に覆われ、濃尾平野や日本海沿岸にも海風が吹いている。一方、中部山岳地帯や関東山地は収束域となっている。日中、地上風の収束域では可降水量が増大し、17時には最大では7 mmを超えている。25日間の平均であることを考えると、水蒸気量の日変化としてはかなりの大きさである。

第2図bは東京レーダで観測された、同じ選定日、同じ時間帯平均の降雨頻度である。降雨頻度はGPS可降水量の偏差とよく対応している。正午ごろには山頂部近くの、ごく限られた地域で降水頻度が高まるが、次第に山岳地帯のほぼ全域に拡大する。



第2図 (a) 2000年8月の選定日25日間平均の17時の可降水量の06時からの偏差(mm), (b) 東京レーダで観測された同じ選定日の17~18時の降雨頻度¹²⁾。

5. 海洋大陸の降水の日変化

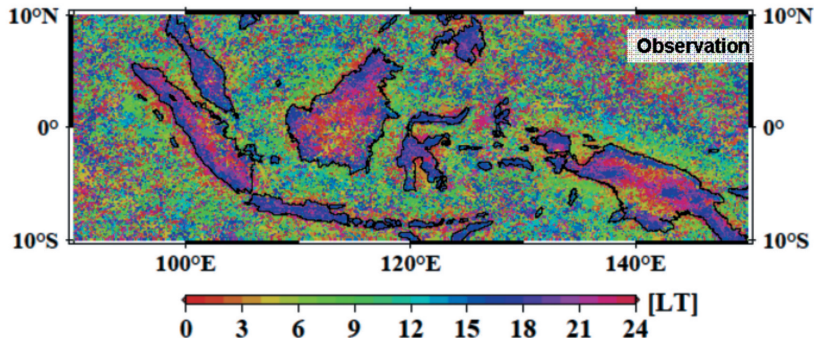
熱帯のインドネシアの島々では降水の日変化が卓越する。降水量の多い地域にあっても、時間帯によっては年間の降水頻度が極めて小さくなる地域も見られる。これらの地域では、日周期に無関係な降水はあまり降らないことを意味する。以前から、東南アジアには顕著な降水の日変化が見られる地域が多いことが、

赤外画像データの観測などにより報告されている^{13,14,15)}。また Saito *et al.*¹⁶⁾の数值実験では、降水の日変化への局地循環の寄与が指摘されている。

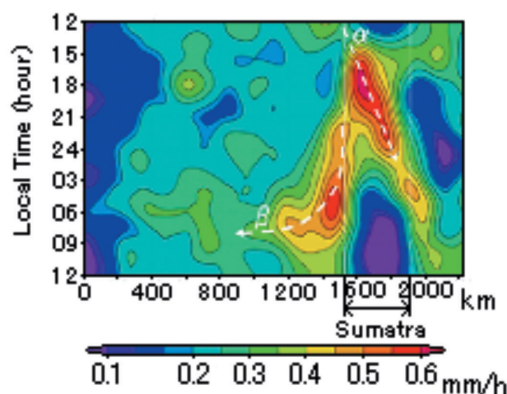
第3図は TRMM 降雨レーダによる1998~2005年の8年間の統計により作成された図であり、降水量が最大になる時間帯を色で表示している¹⁷⁾。暖色系は夜間、寒色系は昼間に最大になることを意味する。アンビルの影響を受ける赤外画像に比べて、TRMM 降雨レーダでは、地上降水の気候学的な実態を高い解像度で知ることができる。図によると海岸付近は青色系が多く、夕方から宵のうちの降水量が多い。これに対し、ニューギニアやボルネオ内陸部では深夜から明け方の降水が多い。Houze *et al.*⁴⁾が指摘したように、ボルネオ北西岸や、スマトラの南西岸の沿岸海上では、深夜から明け方の降水が卓越している。これらの地域では、海岸線を境に明確な位相のコントラストが見られる。

さらによく見ると日変化の位相伝搬がみられ、降水システムが沖に進行しているように見える。一方で、海岸に近い陸上では夕方から宵の降水が目立ち、特に年降水量が多いスマトラ南西岸沿いやボルネオ北西岸沿いなどの山脈上では、この時間帯の降水が顕著である。しかし、海岸から100~200 km 以上の内陸深くの内陸山岳や平地の降水は、深夜から明け方に多いように見える。

第4図は TRMM 降雨レーダによる1998年から2000年までの時間帯別平均降雨強度の距離・時間断面である¹⁸⁾。スマトラ中央部を南西から北東に切った断面で、色は平均の時間あたりの降水量を意味し、図中の2本の縦線はスマトラ島の両岸の位置を示している。15時から18時にかけて、スマトラ南西岸の山脈で強い降水が発生し、その後降水域は2つに分かれ、南西側



第3図 TRMM 降雨レーダ (TRMM-pr) の1998~2005の8年間の統計による降水量の日変化が最大になる時間帯、暖色系は夜間、寒色系は昼間に最大¹⁷⁾。



第4図 TRMM-pr の1998年から2000年までの時間帯別平均降雨強度 (スマトラ中央部を南西から北東に切ったときの距離・時間断面)。色は平均の時間あたり降水量 (mm/h)、2本の縦線はスマトラ島海岸線の位置¹⁸⁾。

と北東側に、ちょうど斜面を下るように移動している。島の両側の沿岸海上では、深夜から明け方の降雨が多いが、とくに南西岸の雨は午後の山岳の降水とは一連の降水のようにも見える。すなわち降水の日変化は山岳の午後の降水により起動され、日周期に同期して両側に伝搬する降水システムのように見ることができる。

6. 日変化の位相伝搬

これまで述べてきたように、日変化する局地的な降水システムの中には、移動あるいは伝搬するものが少なくない。位相伝搬する降水を一番はじめに起動するのは山脈等における午後から夕方の降水であることが

多い。上に述べた事例などでは、降水の日変化を起動する力として、局地循環が特に卓越する傾向にあると思われる。

しかし、その後の降水システムの移動・拡大・伝搬については、いくつかの要因がありそうである。まず、Houze *et al.*⁴⁾の陸風説は海上降水の日変化をうまく説明するが、乾燥大気では一般に、陸風は海風に比べて弱く、観測されているような明確な降水の日変化を説明するには力不足にも思える。そこで、陸風や山風に加えて、山岳地などの日中の降水による冷気流の吹き出しに注目する見方がある。Wu *et al.*¹⁹⁾はスマトラにおける現地観測と詳細な数値実験から、日中の山岳で発生する降水により大気下層に発生する冷気が海上まで流れ出し、夜になって海上の降水を引き起こすとしている。日中の山岳の降水は谷風循環により引き起こされるので、極めて組織的かつ2次元的であるため、冷気流も組織的な重力流になりやすく、日周期の位相もほぼ一定に保たれる。Satomura²⁰⁾もインドシナ半島の降水域の移動が、メソスケールの降水系により生じる組織的な冷気流(重力流)によるものとしている。

一方、一般場による水蒸気の移流効果を重視する見方もある。Sato and Kimura¹²⁾は谷風循環で山岳域の下層に集められた水蒸気の移流により、対流不安定な領域、すなわち降水の発生しやすい領域が移動するとし、たとえば夏の関東地方の可降水量の時空間分布に、そのような状況が確認できるとしている。また南米にみられる日変化する降水の位相伝搬を重力波として説明した研究²¹⁾も知られている。さらにWu *et al.*¹⁹⁾は、日中の山谷風循環による補償下降流が、海上の積雲対流の発生を抑制し、日周期の位相の地域分布に大きな役割を演じているとしている。このように、日変化の位相伝搬のメカニズムについては、いまだにいくつかの説があり、また実際に、地域によって異なっていることも考えられる。さらに、ここにあげた仕組み以外の位相を決定するメカニズムも働いているかもしれない。

7. 今後の研究の展開

熱帯などの降水の日変化は、大規模場(大循環～総観規模)、局地循環(メソ β)および積雲対流(メソ γ)のスケール間相互作用により発生し、伝搬する。スケール間相互作用が重要な働きをしている降水システムを数値モデルで再現するには、モデルの解像度の向上が不可欠で、ときとして極めて大がかりな計算を

必要とする。これらの降水システムを再現するには、積雲対流のパラメタリゼーションの精緻化でなんとか済むのか、あるいは、積雲対流の直接解像や雲解像モデルが必須なのかの見極めも、今後注目すべき課題となろう。降水を伴うことによって、乾燥大気の局地循環に比べてカオス性が格段に強まるので、ケーススタディだけの数値実験から得られる知見には、気候学的には限界が生じる。一方で、降水の予報については、データ同化やアンサンブル予報をどのように活用するかといった問題も重要となる。また水災害や水資源の視点からは、地域ごと、季節ごとに降水や水文学的な特性に大きな違いがあり、それぞれの地域を専門とする多くの研究者の協力が必要になる。いずれにしても、リモートセンシングを中心とした観測データの重要性はますます高まり、スケール間相互作用の解明には、時空間的に詳細でかつ長期的な観測データの蓄積が不可欠となろう。

参考文献

- 1) 木村富士男, 1992: 天気, **39**, 377-383.
- 2) Sperber, K. R. and T. Yasunari, 2005: Bull. Amer. Meteor. Soc., **87**, 1399-1403.
- 3) Pielke, R. A., 1974: Mon. Wea. Rev., **102**, 115-139.
- 4) Houze, R. A. *et al.*, 1981: Mon. Wea. Rev., **109**, 1595-1614.
- 5) Anthes, R. A., 1984: J. Clim. Appl. Meteor., **23**, 541-554.
- 6) Lee, S. H. and F. Kimura, 2001: Bound.-Layer Meteor., **101**, 157-182.
- 7) Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: J. Appl. Meteor., **34**, 549-558.
- 8) 木村富士男ほか, 1997: 天気, **44**, 799-807.
- 9) 木村富士男, 1994: 天気, **41**, 313-320.
- 10) 岩淵哲也ほか, 1998: 気象研究ノート, (192), 133-144.
- 11) 佐々木太一, 木村富士男, 2001: 天気, **48**, 65-74.
- 12) Sato, T. and F. Kimura, 2005: J. Atmos. Sci., **62**, 1626-1636.
- 13) Murakami, M., 1983: J. Meteor. Soc. Japan, **61**, 60-76.
- 14) Nitta, T. and S. Sekine, 1994: J. Meteor. Soc. Japan, **72**, 627-641.
- 15) Ohsawa, T. *et al.*, 2001: J. Meteor. Soc. Japan, **79**, 333-352.
- 16) Saito, K. *et al.*, 2001: Mon. Wea. Rev., **129**, 378-400.
- 17) Hara, M. *et al.*, 2005: Proceedings of the 6th WRF/15th MM5 Users' Workshop, Boulder, June 2005.
- 18) Mori, S. *et al.*, 2004: Mon. Wea. Rev., **132**, 2021-2039.
- 19) Wu, P. *et al.*, 2007: J. Atmos. Sci. (submitted).
- 20) Satomura, T., 2000: J. Meteor. Soc. Japan, **78**, 461-475.
- 21) Warner, T. T. *et al.*, 2003: Mon. Wea. Rev., **111**, 813-829.