

高解像実験を用いたヒマラヤ域における夜間降水の発生メカニズム解析

*杉本志織¹、藤波初木²、那須野智江¹、佐藤友徳³、高橋洋⁴、上野健一⁵

(1 海洋研究開発機構, 2 名古屋大学, 3 北海道大学, 4 東京都立大学, 5 筑波大学)

1. はじめに

夏季にチベット・ヒマラヤ域で発生する積雲対流は対流圏中上層を加熱し、海陸の熱コントラストをより強め、モンスーン循環の形成に貢献する。ヒマラヤ南麓および斜面では夕方から夜間に加え深夜から早朝にも降水のピークが発生することが知られている(Hirose and Nakamura 2005, JGR; Barros and Lang 2003, MWR)。ヒマラヤ域における降水日変化の理解は、アジアモンスーンの中長期予測の観点でも重要と考えられるが、山岳周辺での観測は難しく、未だ不明な点も多い。

領域大気モデルを用いた数値実験を行えば、様々な物理変数による降水発生プロセスの診断が可能となる。急峻な山岳地形を有するヒマラヤ域では、数値実験にて雲・降水過程の日変化を再現する場合に、個々の積雲対流を解像することと同時に、地形そのものを高い解像度で表現することが求められる。

本研究では、ヒマラヤ山岳域(図1)を対象とした水平解像度 2km の数値実験を実施し、夜間降水の発生メカニズムを明らかにする。TRMM3B42 データ(0.25 度格子)を用いて数値実験結果の妥当性を検証し、再解析データを用いた総観場解析と数値実験結果を用いた狭域診断を実施する。

2. 数値実験設定

数値実験には Weather Research and Forecasting (WRF)モデル v3.9.1.1 を用いた。水平解像度は 2km とし、鉛直方向には不等間隔で 50 層とする。2003~2010 年の 8 年間に於いて 6 月 1 日 00:00 UTC~9 月 1 日 00:00 UTC の期間の積分計算を行い、7 月 1 日 00:00 UTC~8 月 31 日 23:30 UTC の期間を解析に用いた。緯度方向に gaussian grid である ECMWF 再解析データ (ERA5) を入手し、緯度経度ともに 0.28 度格子に内挿した後、初期値境界値として使用した。物理過程の設定については表 1 にまとめる。

3. WRF モデルにて再現された降水分布

WRF にて再現された解析対象期間の平均降水量

表 1 物理過程の設定

短波放射	Dudhia scheme
長波放射	RRTM scheme
境界層	MYNN 2.5 level TKE scheme
陸面	Unified Noah LSM
雲微物理	Thompson scheme

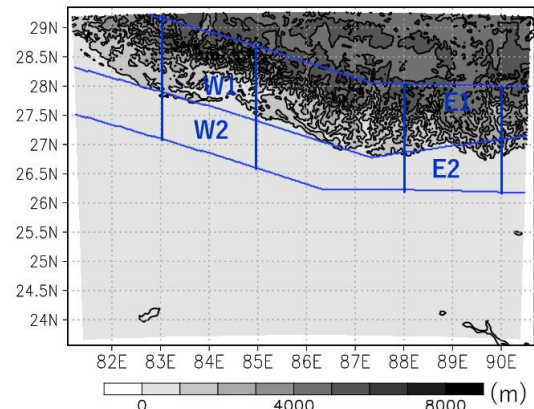


図 1 計算領域の地形と W1, W2, E1, E2 エリアの位置

(mm/30min.)を TRMM3B42 の平均時間降水率 (mm/hr) と比較する。WRF では、午後 (09:00 UTC, 90E での現地時刻 15:00) に 25N 以南およびヒマラヤ斜面にて降水量が多く、その間の平野部では相対的に降水量が少ない。概ね TRMM3B42 の時間降水率と整合するが降水量多寡のコントラストはやや過大である (空間相関 0.40)。一方、深夜 (21:00UTC, 90E での現地時刻 03:00) には、ヒマラヤ斜面からその南麓にかけて降水量が多く再現された。降水域は、特に、領域東部 (88-90E) および領域西部 (83-85E) に集中しており、南に向かって広がりをもつ。深夜降水の空間分布は非常によく再現されており、空間相関 0.82 であった。

上述の降水分布を踏まえ、領域東部および領域西部をヒマラヤ斜面とヒマラヤ山麓に区分し、それぞれの領域を E1, E2, W1, W2 とした (図1)。各領域で平均した 30 分降水量の日変化を調べると、E1 および W1 (山斜面) では、午後と深夜の 2 度ピークが出現する日変化を示した。一方、E2 および W2 (山麓) では、深夜から早朝にかけて

降水量が増加する日変化となった。この日変化特性においても TRMM3B42の結果と概ね整合した。数値実験の解像度に対して TRMM3B42の空間解像度が粗いことから、山岳斜面での降水については検証が難しいが、全体として、WRF モデルは降水量分布や日変化傾向を良く再現した。

4. 解析事例の抽出

3章の結果から、ヒマラヤ斜面とその南麓では降水日変化に違いがあることが分かった。これを考慮した降水メカニズムの解析が必要である。解析に先立ち、WRF モデルにて深夜～早朝に降水が顕著に発生した事例を次の方法で抽出した。

① WRFにて再現された各エリア平均の30分降水量を下記の式

$$y = \frac{x - x_{mean}}{\sigma}$$

y : 標準化した降水量、 x : 各時刻の降水量、 x_{mean} : 日平均降水量、 σ : 降水量の標準偏差

で標準化し、W1, W2, E2のいずれかのエリアで $y=1$ を超える時刻を選定した (17:00 UTC~翌03:00 UTC)。E1においては、夜間よりも日中に降水が卓越することから、本研究の解析対象としない。

② 17:00 UTC~翌03:00 UTCの間に、降水量が3.0 mm/30min.を超える格子が、連続して400格子 (=1600 km²) 以上の範囲に及ぶ日時を特定する。降水面積の80%以上がW1, W2, またはE2エリアに存在する場合を各エリアで発生した顕著降水と判定し、その日を解析対象年月日とする。

この方法にて抽出された解析対象事例数はW1=119, W2=103, E2=202であった。E2での抽出事例がやや多く、解析対象期間全体の約40%を占めていたため、降水量の閾値を5.0 mm/30min.に変更して再度事例抽出を行い、E2=141事例を解析対象とした。

5. 各エリアにおける深夜降水発生メカニズム

4章の方法にて抽出された各事例に対し、時刻ごとに合成解析を行った。エリアごとに深夜降水発生時の特徴を述べる。

[W1 エリア] ERA5を用いた総観場の合成解析から、W1エリアで顕著に降水が発生する時の総観場は、インドモンスーンの active phase に相当

することが分かった。900, 700, 500 hPaのすべての層において、対象エリアには東から水蒸気が輸送されていた。

数値実験結果をみると、夕方以降、輸送された水蒸気がヒマラヤ地形に応じて山岳斜面の中腹で収束し降水をもたらした。深夜になると、より標高の低い位置でも降水が発生した。この降水発生位置の変化は Barros and Lang (2003, MWR) で示された観測事実と整合する。今後、メソスケールの大気状態についてより詳細な解析を行う予定である。

[W2 エリア] W1 エリアの場合とは総観規模の循環が大きく異なり、インド北部からネパールにかけてみられる大気下層の低圧域が縮小していた。結果として、対象エリアには小さな低気圧性循環が発生し、900hPaでは南から水蒸気が侵入した。700, 500 hPaでは北西からの水蒸気輸送が確認できた。

WRF モデルでは深夜から翌朝にかけて、26-28Nの比較的広い範囲で降水量が気候値よりも増加することが確認できた。26-28Nは、総観規模で確認できる小規模の低気圧性循環の位置と対応おり、総観規模でみられる水蒸気収束が降水量の増加をもたらしたと考える。

[E2 エリア] 総観規模の循環場は、Fujinami et al. (2017)で示されたメガラヤ高原で顕著に降水が発生するフェーズの循環場と整合した。広域のモンスーン循環と連動し、900, 700, 500hPaにおいて南西~南からE2エリアへ水蒸気が輸送された。

WRF モデルの結果を解析すると、夜間に、総観規模で見られた南風の強化と山岳地形に起因する谷風の弱化がみられ、結果として、山岳斜面の手前に収束および上昇流が形成された。この収束は地表面に非常に近い層のみで確認でき、降水の極大出現域と一致した。

W1, W2, E2事例に共通して、日中よりも夜間に多くの水蒸気が輸送された。Fujinami et al. (2017, JGR)では、境界層構造の日変化に対応した夜間下層ジェットの形成が指摘されている。本研究でも、境界層構造と水蒸気輸送との関係について調査を行う予定である。