

2004年新潟・福島豪雨，2004年福井豪雨の発生要因と雲解像モデルでの予想結果および豪雨予報の問題点

加藤輝之（気象研・予報） 荒波恒平（気象庁・数値予報課）

1. はじめに

梅雨期には、梅雨前線帯上で局在化した集中豪雨が多発する。2004年7月13日と18日には新潟と福井地方で集中豪雨が発生し、洪水により多数の家屋が浸水し、多数の死者が出た。両ケースとも、長さ100kmを越える線状のメソ対流系が12時間以上にわたり停滞し、200mmを越える降水量が観測された(新潟豪雨のケースについては図1aを参照)。これらの豪雨は下層の湿った気塊と中層の乾いた気塊が梅雨前線帯に流入し、大気状態を不安定化させたことにより発生した(図2aと2b)。湿った気塊は太平洋高気圧の縁に沿って海上を移動してきたものであった。その一方、乾燥気塊は中国大陸上での下降流により形成されたものであった。したがって、乾いた気塊は周囲より冷たくはなく、逆にかなり暖かい(図2c)。また、等温位面高度(IPV)解析を行ったところ、両ケースとも上層の高渦位とは全く無関係であることが分かった。

2. 数値モデル

気象庁非静力学モデルを用いて新潟・福島豪雨および福井豪雨の再現を試みた。まず、気象庁メソ解析を初期値(境界値は領域モデルRSMの予報値)として水平分解能5kmのモデル(5km-NHM)を実行し、その予報値に水平分解能1.5kmのモデル(1.5km-NHM)をネストした。両NHMモデルとも降水過程としては氷相まで含んだ雲物理過程(バルク法)を用い、5km-NHMではKain-Fritschスキームを併用した。

3. 予報結果

新潟・福島豪雨に対して、水平分解能10kmの気象庁メソモデルMSM(静力学モデル、NHMになったのは2004年9月1日以降)は新潟地方に降水域を予想しているが、線状ではない(図1b)。5km-NHMの予想(図1c)では、降水域は多少線状らしくなってきてはいるが実況ほどではない。この原因は、5km分解能では積乱雲を解像できないことによると考えられる。その一方、1.5km-NHMは降水強度が実況に比べて弱いものの、線状の降水域の再現に成功している(図1d)。さらに、水平スケール10km、時間スケール1時間ほどの積乱雲を、1.5km-NHM

はその発生・発達・衰退の様子をよく再現できている。したがって、メソスケール(20~200km)の局在化した集中豪雨のシステムを再現するためには、積乱雲を解像できる水平分解能2km以下の雲解像モデルが必要である。

福井豪雨については、MSMが強い降水を全く予想できておらず、1.5km-NHMを用いても豪雨を予想することはできなかった。このことは、豪雨の観測された付近に粗い分解能のモデルが強い降水をほとんど予想できていない場合、雲解像モデルを用いても豪雨を再現することができないことを意味している。豪雨を予想できなかった原因はゾンデによる高層観測が行われていない海上での解析の不確かさによると思われる。MSMと5km-NHMの初期場である解析とその12時間後の解析による950hPa面の比湿分布を図3に示す。図3の太い楕円で示された領域で発生した豪雨は中層の乾燥気塊(図略)と図に示されている下層の湿った気塊の流入により引き起こされた。その湿った気塊は、初期場では破線の楕円で解析されている領域に存在していた。しかし、MSMの予想結果(図4)をみると、湿った気塊は福井までたどり着いていない。このことから、豪雨の再現に失敗したのはその気塊の動きを決める海上の風の解析が良くなかったためではないかと考えられる。Kato et al. (2003) が指摘している下層の水蒸気場だけでなく、他の要素を含めた海上での高い解析精度が豪雨を予想するためには必要であることが分かる。

4. 豪雨予報の問題点

集中豪雨は、大気下層に大量に水蒸気を含んだ気塊が、大気中層の高度4~5km付近に乾燥気塊が流入し、大気状態が非常に不安定になることにより引き起こされることが非常に多い。問題はそれぞれの気塊の通り道にある。日本は海に囲まれており、海上では上空の大気状態の直接観測はほとんど行われていない。豪雨を引き起こす気塊は主に海上を通ってくる。すなわち、海上での観測が不十分なためどうしても大気状態をしっかりと把握することができないのが現状である。この問題点の解決には海上での観測方法を考えていく必要がある。

より詳細については、気象研究所ホームページ：<http://www.mri-jma.go.jp> を参照してください。

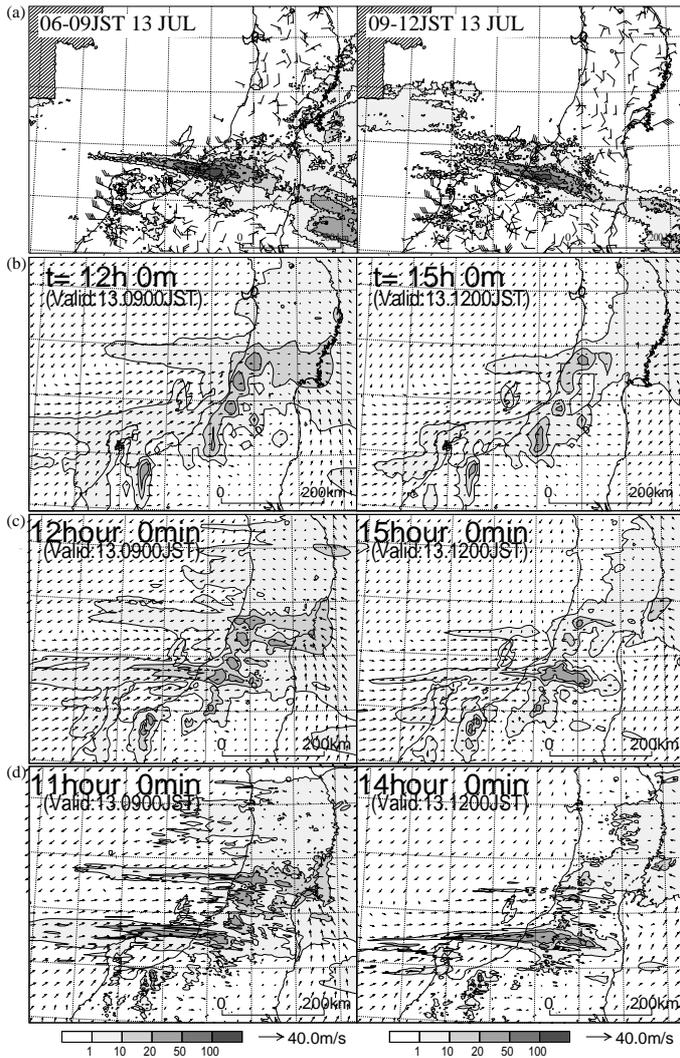


図1 (a) 2004年7月13日09時、12時の前3時間積算降水量分布. 矢羽はアメダスによる観測風 (a)と同じ、ただし、(b) MSM、(c) 5km-NHM と(d) 1.5km-NHM による予想値.

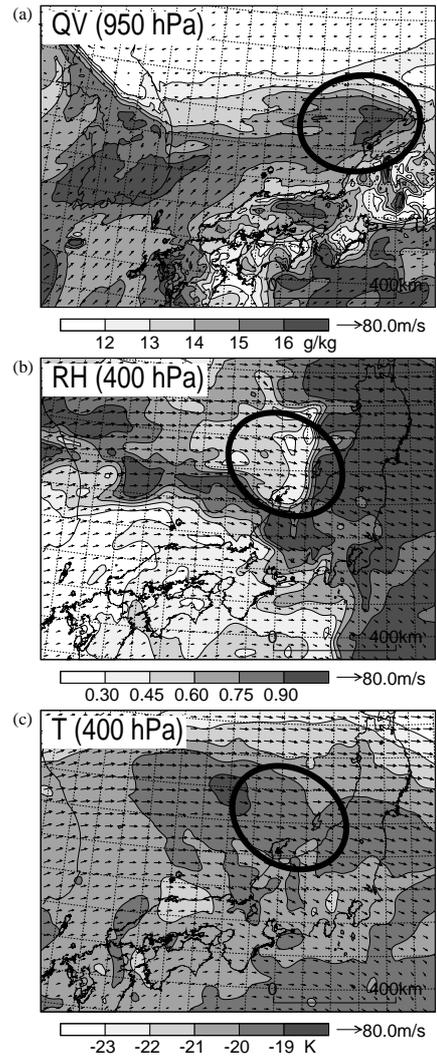


図2 2004年7月13日09時の (a) 950hPa面の比湿、400hPa面の(b)相対湿度と(c)温度の分布(気象庁メソ解析). ベクトルは同レベルの水平風. 注目すべき領域を楕円で示す

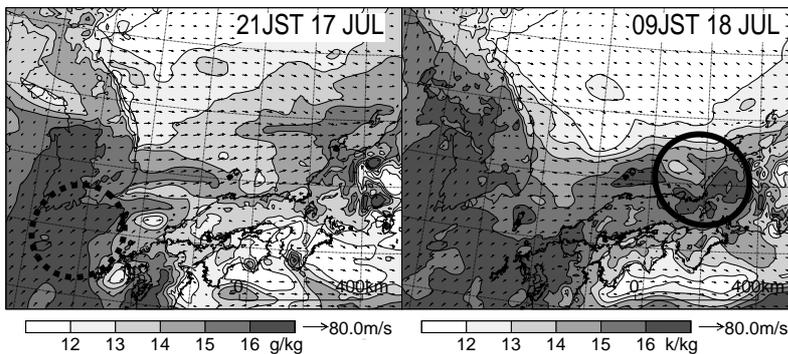


図3 2004年7月17日21時、18日09時の950hPa面の比湿分布 (気象庁メソ解析). ベクトルは同レベルの水平風.

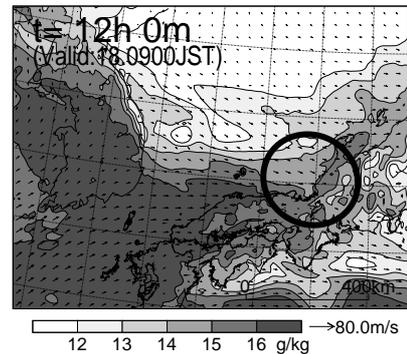


図4 図3の右図と同じ、ただし、MSMによる12時間予報値.

<参考文献>

Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01- Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations - *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.