

強雨システム*

福島大学 渡邊 明

1. はじめに

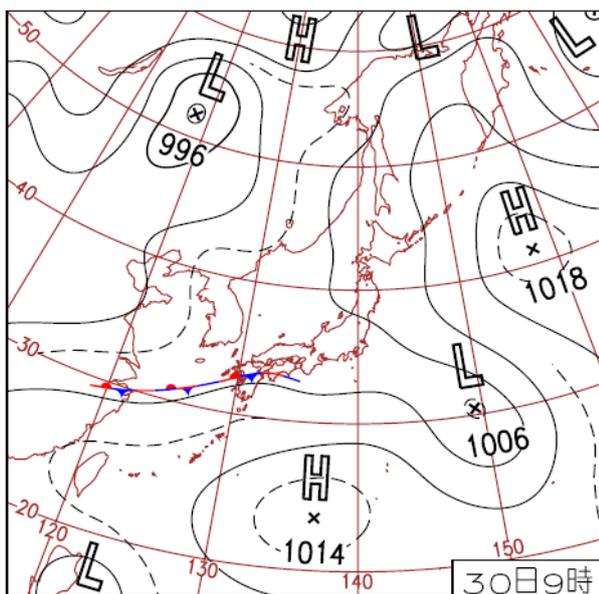
近年、短時間降水量の増加が都市域の内水氾濫を起し、洪水災害を多発させている。気象庁(2010)では1時間雨量を基準として、3mm未満を弱い雨、3mm以上から10mm未満を並雨、10mm以上20mm未満をやや強い雨、20mm以上30mm未満を強い雨、30mm以上50mm未満を激しい雨、50mm以上80mm未満を非常に激しい雨、80mm以上を猛烈な雨として表現しているが、非常に激しい雨の全国的な出現回数が、1976年から1986年の10年間で平均160回出現していたのに対して、1998年から2009年までの10年間では233回出現しており、激しい雨の出現回数が増加していることを指摘している。また、渡邊(2007)は福島市の約120年間の日降水量の10mm毎の出現回数から、日降水量40mm未満の降水日数は減少しているが50mm以上の日数が増加していることを指摘している。

これまで豪雨をもたらすシステムとして、Browning and Foote(1976)が降雹を伴う50mm/hour程度の強いsuper cell stormの構造について、進行方向に対して約30kmの大きさを有するものの、降雹を伴うような強雨域は僅か2km程度であることを示している。また、渡邊(2010)がX-band Doppler Radarを用いて観測した2010年7月9日の観測では、数km程度の降水域で時間降水量80mm/hour程度の強雨が数100mのスケールで出現していることを指摘している。ここでは、降水擾乱の形態が不明だった2010年6月30日に福島県浜通り地方を中心に出現した日降水量80mmの降雨イベントについて解析した結果について報告する。

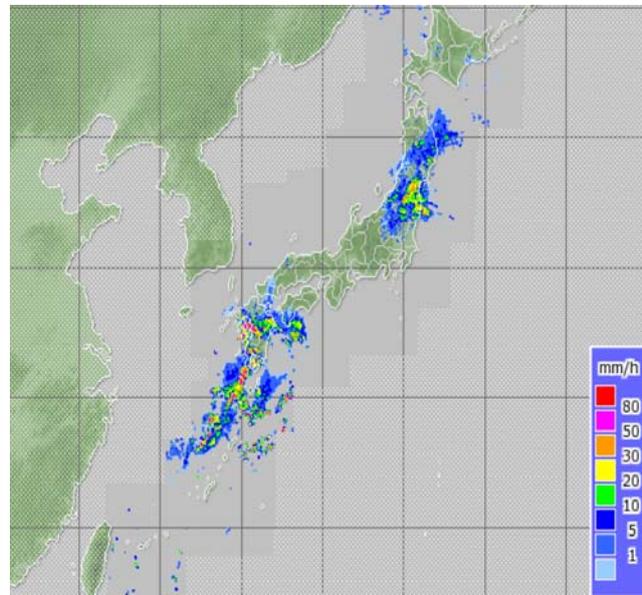
2. 総観場の特徴

第1図に2010年6月30日9時の地上天気図を、第2図に気象庁が観測しているレーダー・アメダス解析雨量分布を示す。

80mm/hour以上の猛烈な雨域は、九州地方の梅雨前線に伴う領域に出現している。しかし、福島県浜



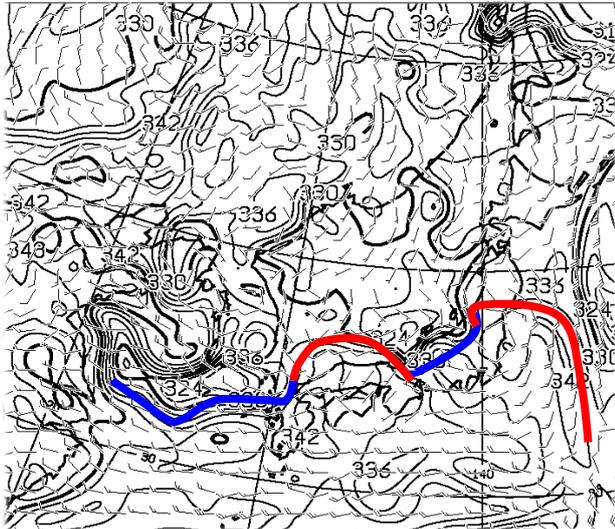
第1図 2010年6月30日9時の地上天気図



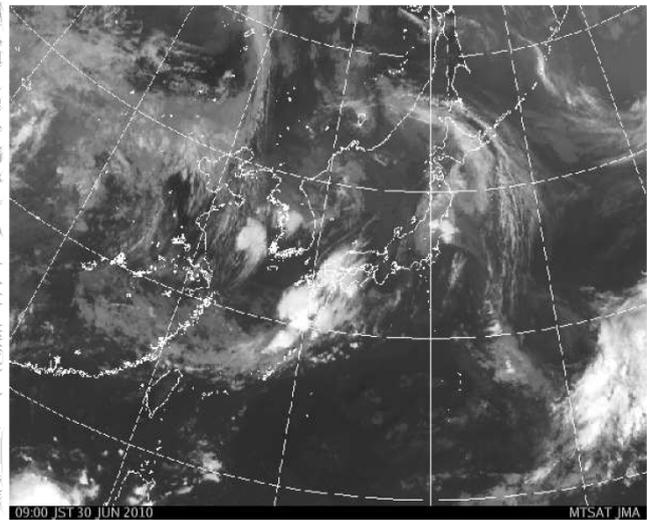
第2図 レーダー解析雨量分布(日時は図1と同じ)

通り地方の猛烈な雨の領域に対応する擾乱は第1図の地上天気図からは認められない。福島県付近は北西から南東に伸びる気圧の谷の北部に位置している。第3図は前線解析等に用いられる、850hPa等圧面の相当温位の分布を示したものである。一般に前線は相当温位の混んだ南側に位置している。342Kの等相当

温位線に沿って前線解析した結果も同図に示した。これから 324K以下の寒気が 2 つに分かれて九州北部と新潟付近の日本海側にあつて、2 領域の間はやや相当温位が緩んでいる傾向が認められる。しかし、前線解析では 342K 付近の相当温位面に沿う形で前線が存在している可能性が高く、100km 程度で約 20K の温度差が生じている。特に、強雨出現した福島付近は温暖前線と寒冷前線の接合点になっており、低気圧の中心の暖域が通過しているように見える。



第3図 2010年6月30日9時の850hPa面相当温位分布

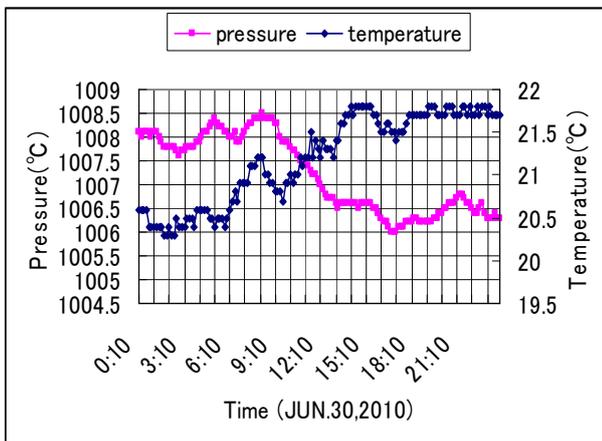


第4図 MTSAT 赤外画像(日時は図3と同じ)

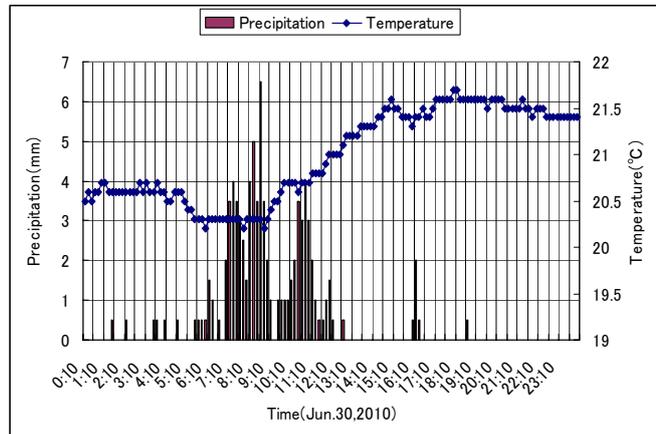
さらに、第4図に6月30日9時のMTSAT赤外画像を示す。赤外画像ではシベリア大陸にある低気圧から北海道、東北地方を通り、九州北部、台北に伸びる前線帯が確認される。すなわち、総観場として、福島県の擾乱は、この前線帯の閉塞点に位置している。

3. 気象要素の変動特性

第5図に福島市の気温、気圧の時間変化を、また第6図に浪江の気温変と降水量の時間変化を示す。浪



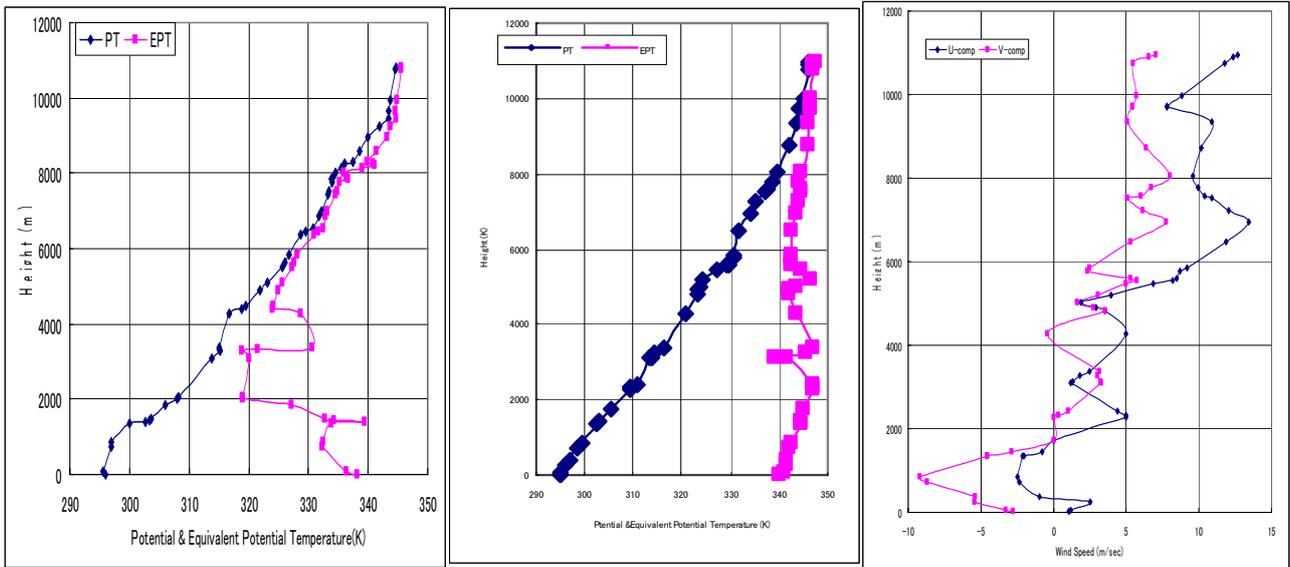
第5図福島市の気圧、気温の時間変化



第6図浪江の降水量と気温の時間変化

江の降水量変動では8時40分に10分間雨量で最大の6.5mmを記録している。この時気温が最も低温になっていることがわかる。また、福島では9時40分に気温が低下しており、同時に気圧の急降下も発生している。福島市における降水は8時40分から9時にかけて10分間で2.5mmの降水がもたらされている。すなわち、強雨域形成は東から西へ低温域が移動することによって発生していると考えられる。福島市におけるこの低温域は、3時間程度のTime scaleを有しており、地上風の平均風速を適用すると約10km程度の空間スケールが想定される。福島市ではその後気温上昇とともに、気圧が低下しており、低圧部内の寒冷低気圧の存在が考えられる。第7図は輪島と館野の6月30日9時の高層観測から求めた温位と相当温位の鉛直分布である。温位の鉛直分布では地上から1500mまでは西部の輪島の方が低温で、東部の方が数K相対的に高くな

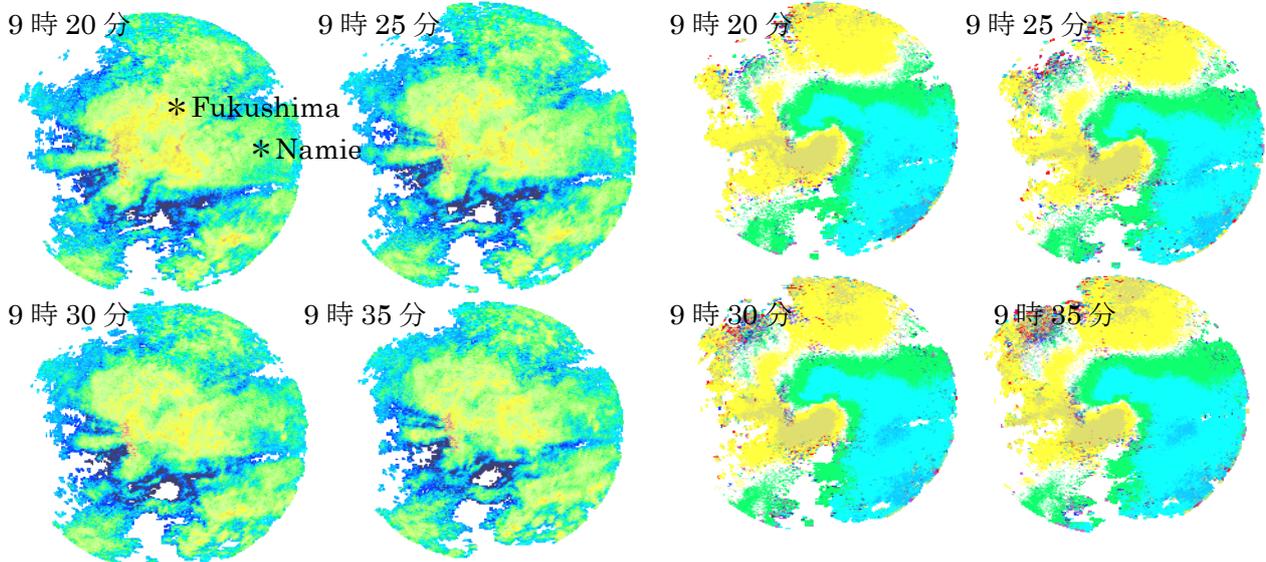
っている。しかし、それより上層、特に2kmから3.5km付近では20K以上の相当温位差が出現している。第8図に示した同時刻の館野の風の東西-南北成分分布では、地上付近の低温は北西風で、さらにその上層で



第7図6月30日9時の輪島(左図)と館野(右図)の温位と相当温位の鉛直分布 第8図館野の風の東西-南北成分の鉛直分布は北東風が卓越している。また相当温位差が大きいところでは南西風が卓越している。従って、浜通り地方の低温は下層の北東風によってもたらされ、その上部の多湿な南西風との間で顕著な対流不安定となり積雲が発達したものと考えられる。

4. X-band Doppler Radar観測

第9図はX-band Doppler Radarで観測した30日9時20分、25分、30分、35分の降雨強度である。



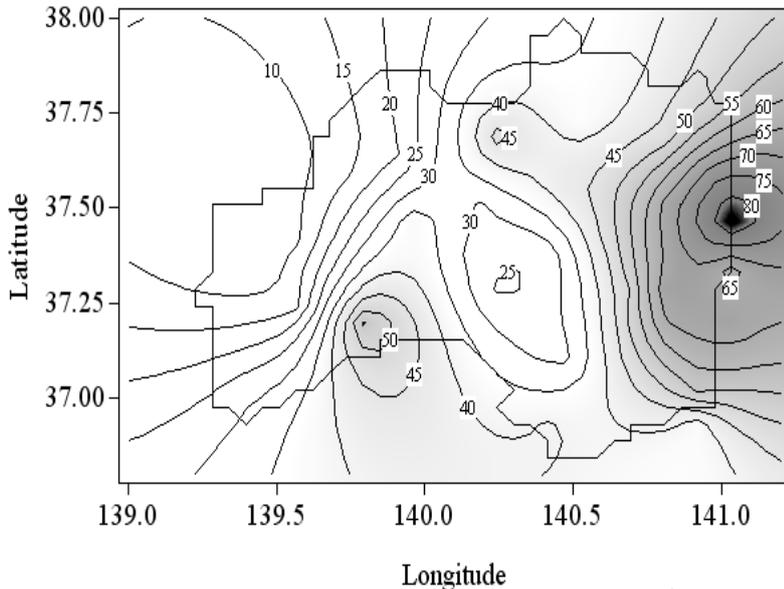
第9図6月30日のEcho強度分布

第10図6月30日のDoppler速度分布

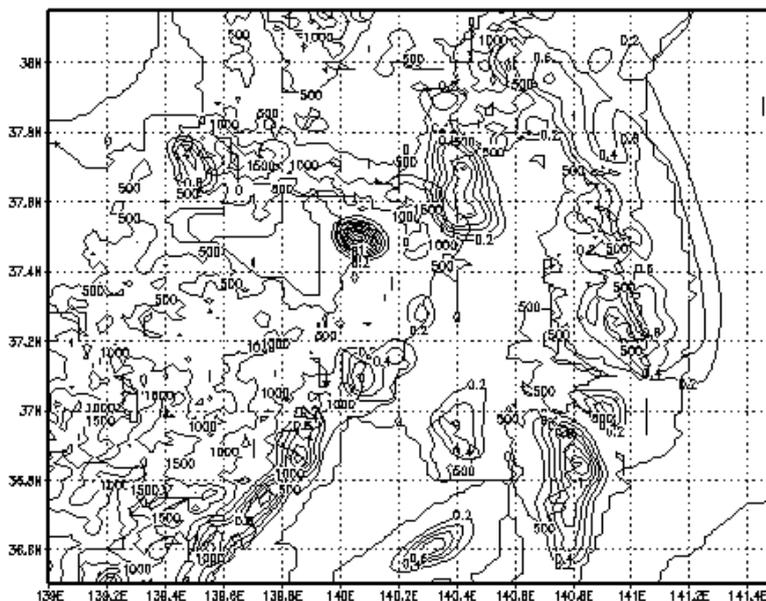
Echo内の黄色いところは20mm/hour程度の降雨強度領域を示す。降雨域は東西に伸び、Echoの強いところが東西方向にline状に並んでいるのが分かる。降水量の多い浜通り地方はこれらのcellが沢山通過することによって豪雨もたらされた。また、第10図に同時刻のDoppler速度の分布を示す。寒色系の領域は観測地点に近づいてくる領域で、暖色系領域は観測地点から遠ざかる領域を示している。北東進している降水システムでは基本的に北西-南東方向にDoppler速度の0 lineが走り、北東部が遠ざかる速度、南西部が近づく速度分布になるはずであるが、南東部が近づく速度になっており、寒気が東から内陸部に侵入してきた地上気温の変化と対応している。また、この東からの寒気の侵入は正渦度を有しており、前述の寒冷低気圧に対応している。降水強度は南東部の侵入前面を中心に強くなっている。

5. 数値実験による強雨の構造

観測された豪雨の状態を数値モデルで再現することによって、豪雨の出現特性と地形との関係を明らかに



第 11 図 2010 年 6 月 30 日の降水量分布 (mm)



第 12 図 CReSS による 6 月 30 日 11 時から 12 時の 1 時間降水量 (mm)

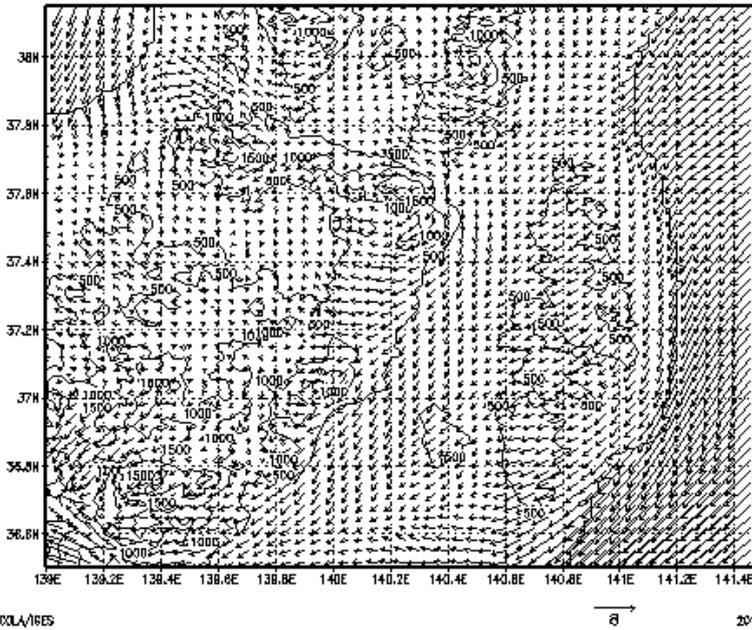
することを目的とし、CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator)を用いて数値実験を行った。特に、この model は雲解像度がよく、集中豪雨などの解析に多く用いられている。数値実験は、格子間隔を水平 2km、鉛直はストレッチング座標で 15km までを 50 層に区分し、最下層は 1.5m で、座標系を Z*系としている。水平 grid 数は 100X100 として 200kmX200km 領域を計算領域として設定した。使用した地形は 1km 毎の実地形を使用しているが、地表面条件は加味していない。Time step は HE-VI法で最大 2sec,最小 0.1sec とした。乱流過程は 1.5 -order closure model で雲物理過程は氷相を含む Bulk 法の parameterization を用いた。降水の形成過程は大きく「暖かい雨」と「冷たい雨(氷相雨)」に分けて、0°Cを境に降水過程を変更した氷相を含むバルク法のパラメタリゼーションを使用している。氷相を含むパラメタリゼーションの定式化では、1次的、および 2 次的な氷相の核形成、水蒸気拡散による粒子の成長と消耗、粒子間の衝突成長、粒子の分裂(雨粒子の分裂)、別のカテゴリーへの変換(雲水→雨水、雲氷→雪、雪→霰など)、凍結と融解、未凍結水の剥離、重力落下が含まれている。model によって雲物理の変数の定義やその扱いは異なるが、ここでは各

カテゴリーの混合比の時間発展方程式を解き、また雲氷、雪、霰について、その数濃度についても時間発展方程式を解く氷相のモデルが含まれている。初期条件は 30 日 9 時の館野の高層観測データを使用して、3 時間積分した結果を用いて考察する。なお、初期値は高層観測値そのものを用いて計算領域一様とすることで、初期値に含まれる地形効果を除いた。

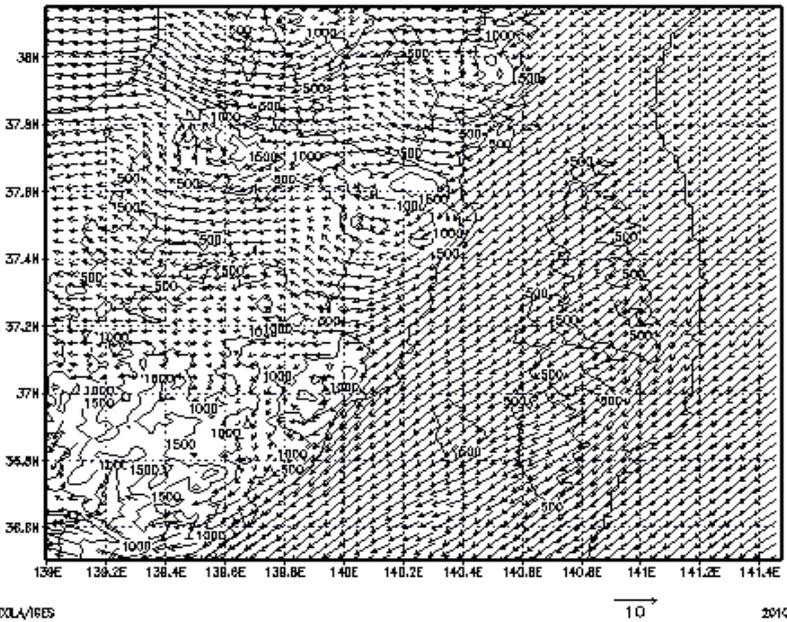
第 11 図に 6 月 30 日の日降水量分布を示す。前述の通り浪江を中心に福島県浜通り地方を中心に 50mm 以上の日降水量を示している。浜通り地方の降水の主体は第 6 図にも示すとおり、7 時から 12 時までの降水で、8 時から 9 時の 1 時間に注意報基準に近い 24.5mm がもたらされている。なお、降水域はさらに内陸部の吾妻山系の東部、及び南会津地方で顕著に出現している。これに対して CReSS で計算した 11 時から 12 時までの 1 時間降水量分布を第 12 図に示す。観測値と同様、阿武隈山地の東部浜通り地方に顕著な降水域が出現している。また、磐梯山東部でも顕著な降水域が出現している。しかし、降水強度としては 1mm/hour 程

度で、降水強度までは正確に表現されていない。

第13図は地上10mの風の分布を、そして第14図にはおおよそ福島県内の山地上空に出現している風の



第13図 地上10mにおける水平風の分布



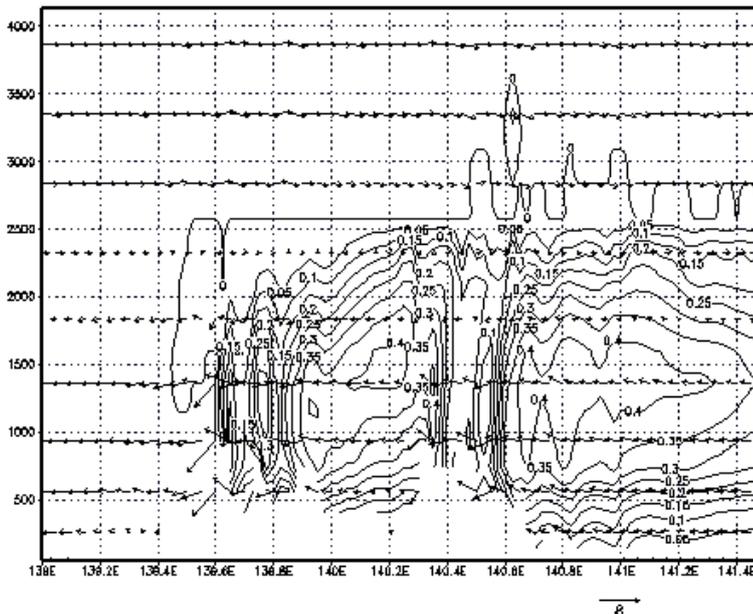
第14図 高度1143mにおける水平風の分布

で対流不安定になっており、雲は鉛直的に発達可能な状況にあったが西風成分が卓越している高度3km以上では水蒸気量が少なく、高高度まで発達できなかったものと考えられる。また、高度3km以上の西系の風が卓越しているところでは相対的に下降流域場になっており、上昇流場は雲水量が相対的に多い領域に限られている。特に、東系の風の風上に位置する東経140.8°、奥羽山系で風上に位置する東経140.2°付近で雲水量が多くなっている。すなわち、湿った北東風の侵入時に強制的に地形上昇がもたらされ、雲が発達して今回の豪雨が発生したものと考えられる。特に、浜通り地方の豪雨は湿った北東風の侵入と阿武隈山地による地形上昇が大きな要因で、寒冷低気圧が湿った北東風をもたらしたのが主要因と考えられる。なお、内陸部で相対的に降水量が多かった南会津地方は、地形による強制上昇と合わせて、地形による回り込みによって収束域が形成され、その収束域で上昇流が発生し降雨帯を形成したものと考えられる。

分布として高度1143mの風の分布を示す。第8図で館野の高層観測による風の東西-南北成分を示したが、数値モデルでも地上及び高度約2kmまでは北東風が卓越している。第13図の地上風では福島県浜通り地方では北東風が阿武隈山地をそのまま乗り越える風系で、強制上昇していることが分かる。しかし、吾妻山系では地上風は南と北に分流し、北部では南東風、南部では東北風が卓越している。この結果、北部では米沢盆地付近に顕著な収束域を形成している。一方、南部では磐梯山付近に顕著な収束域を形成している。この構造は南会津地方の降水域でも同様に分流した大気と風下での大気の間で収束域を形成し降水域が形成されている。一方、第14図に示した高度1143m上層の風の分布は、阿武隈山地をほとんど感じることはなく北東風が卓越している。しかし、吾妻・安達太良山系では回り込み効果が卓越している。顕著な降水域はこの回り込み効果が顕著なところと対応している。

第15図は北緯38°における東西断面図で、雲水量分布と風の東西-鉛直成分の分布を示したものである。高度3km以下の層で雲水量が大きくなっており、豪雨をもたらした雲システムは比較的低い高度に出現している。第7図に示した相当

温位の鉛直分布では高度10kmま



第 15 図 北緯38度線に沿った雲水量(g/kg)と風の東西-鉛直成分の東西-鉛直断面図 矢印右向きが西風, 上向きが上昇流を示す。

風や低気圧など天気図上での顕著な擾乱もない。渡邊(2009)は顕著な大気擾乱であっても、基本的に地形効果で強雨がもたらされており、地形効果をきちんと表現できる数値モデルでは豪雨や強雨が予測できることを指摘している。今回の場合も、降水域の集中制や強度については正確にsimulationできなかったが、降水をもたらす大気擾乱が不明であっても、降水域はほぼ simulate できた。

今後、強雨の出現頻度は益々増加する傾向にあり、強雨対策が重要になる。強雨は必ずしも大気擾乱に伴うものばかりではなく、今回のように不明であっても時間降水量 30mm程度の強雨が出現している。X-band Doppler Radar の継続的観測を行いながら、強雨の発生メカニズムと予測可能性を解明したいと考えている。

引用文献

- Browning, K. A. and G. B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in super cell storms and some implications for hail suppression, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 499-534.
- 気象庁, 2010: アメダスで見た短時間強雨発生回数の長期変化, 気象庁ホームページ, http://www.jma.go.jp/jma/kishou/info/tenki_chuui.html.
- 渡邊 明, 1999a: 1998 年南東北・北関東の集中豪雨の降水システムについて, 東北地域災害科学研究, No.35, 143-147.
- 渡邊 明, 1999b: 豪雨の降水システム, 1998 年南東北・北関東の集中豪雨の災害に関する調査研究, 1-10.
- 渡邊 明, 2001: 日本近海で発生した熱帯低気圧による豪雨について, 東北地域災害科学研究, No.37, 1-5.
- 渡邊 明, 2003: 2002 年台風 6 号の豪雨システム, 東北地域災害科学研究, No.39, 195-200.
- 渡邊 明, 2004: 福島県の強雨特性について, 2004 年 3 月, 東北地域災害科学研究, No.40, 179-184.
- 渡邊 明, 2007: 激しくなる降水, 気候が変わる, 歴史春秋者, 80-85.
- 渡邊 明, 2009: 東北地方の強雨化, 日本気象学会東北支部だより, 2009 年 8 月, Vol.65, 4-5.
- 渡邊 明, 2010: 7 月 9 日川俣豪雨に関するコメント, FTVニュース.

6. まとめ

日降水量85mmを記録した降水が出したものの、豪雨をもたらした気象擾乱が不明であった。福島大学に2010年3月に導入された X-band Doppler Radar は、この降水帯を捉えており、その要因を解析した。その結果、寒冷低気圧に伴う降水システムで強雨が出現したことが分かった。この寒冷低気圧は下層の北東風域で降水帯を形成しており、上層の南西風帯ではほとんど雲を形成していない。渡邊(1999a, b)は時間雨量 90mmの強雨出現について、乾気慣入の重要性を指摘しているが、今回の降水システムでは乾気の影響は顕著ではない。また、渡邊

(2001, 2003)が指摘しているように台風