

第3章 予報技術の現状と展望

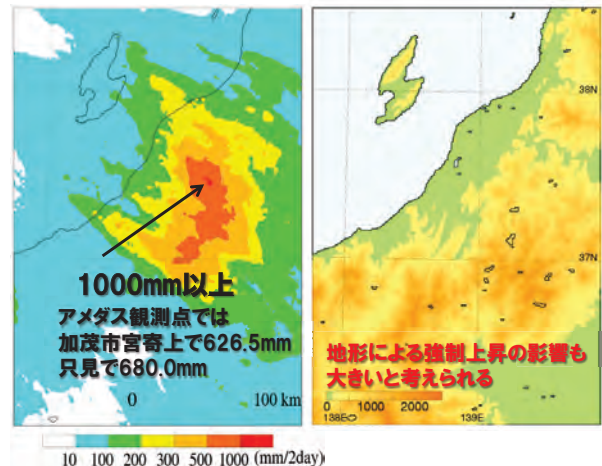
3.1 新潟・福島豪雨の発生要因*

第2.1.1項及び第2.1.2項で2011年7月28日～30日にかけて発生した新潟・福島豪雨（以降、今回の豪雨と記述する）の総観場と局地的状況について簡潔に示されているが、本節では豪雨をもたらした複数の降水システムに着目し、豪雨の発生要因を平成16年7月新潟・福島豪雨のケースとも比較しつつ考察する。また、平成10年8月の新潟での豪雨も含めて、3つの豪雨事例の発生環境場を比較し、今回の豪雨の特徴を議論する。更に、豪雨をもたらす積乱雲の発達条件となる中層（～500hPa）の低温の要因についても考察する。

3.1.1 豪雨をもたらした降水システム

第3.1.1図に2011年7月28日9時から30日9時までの2日間の積算降水量分布と地形を示す。第2.1.1項に述べられているように、この期間に今回の豪雨でのほとんどの降水が観測されている。500mm以上の降水が観測されている場所はほぼ山岳域に対応しており、この分布からは地形の影響を強く受けていることが考えられる。すなわち、日本海から流れ込んだ下層の暖湿な空気が地形によって強制的に持ち上げられて山岳域を中心に降水をもたらされるメカニズムで、台風本体による大雨でよく見られるものである。しかし、そのような簡単なメカニズムではなく、複数の降水システムによって豪雨がもたらされていたことをこの後説明する。

また、豪雨の発生要因の一つとして、豪雨域の風上（北西側）に存在している佐渡島の地形の影響も考えられる。この島の影響をみるために、水平分解能1kmの気象庁非静力学モデルを用いて数値実験を行った。降水分布は非常によく再現され、佐渡島を除去して海とした感度実験でもほぼ



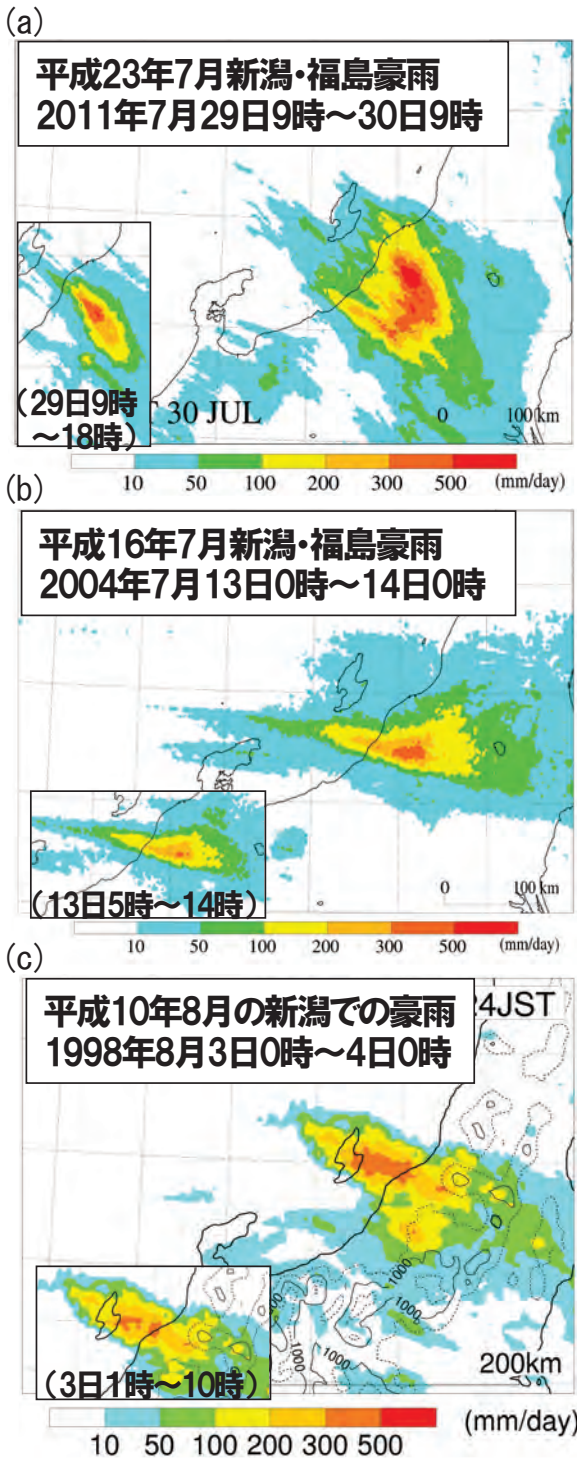
第3.1.1図 2011年7月28日9時から30日9時までの2日間積算降水量分布（左図）と地形（右図）降水量は正時の解析雨量を積算した。

同様の結果を得た（図略）。この結果は豪雨発生に佐渡島の地形がほとんど影響しないことを示しており、平成10年8月の新潟での豪雨のケースでも同様の結論が示されている（Kato and Goda, 2001）。ただ、佐渡島は豪雨発生の要因にはならないが、その風下（南東側）に当たる領域での降水分布には少なからず影響を与える。このことは加藤ほか（2011）でも議論されている。

今回の豪雨で最も24時間積算降水量が多かった期間の降水量分布の特徴を示すために、過去に新潟県～福島県付近で発生した豪雨事例（平成10年8月の新潟での豪雨、平成16年7月新潟・福島豪雨）と比較する（第3.1.2図）。第3.1.2図には豪雨最盛期の9時間積算降水量分布も示している。また、地上天気図（第3.1.3図）で解析されている停滞前線との位置関係をはじめとする総観場についても比較する。

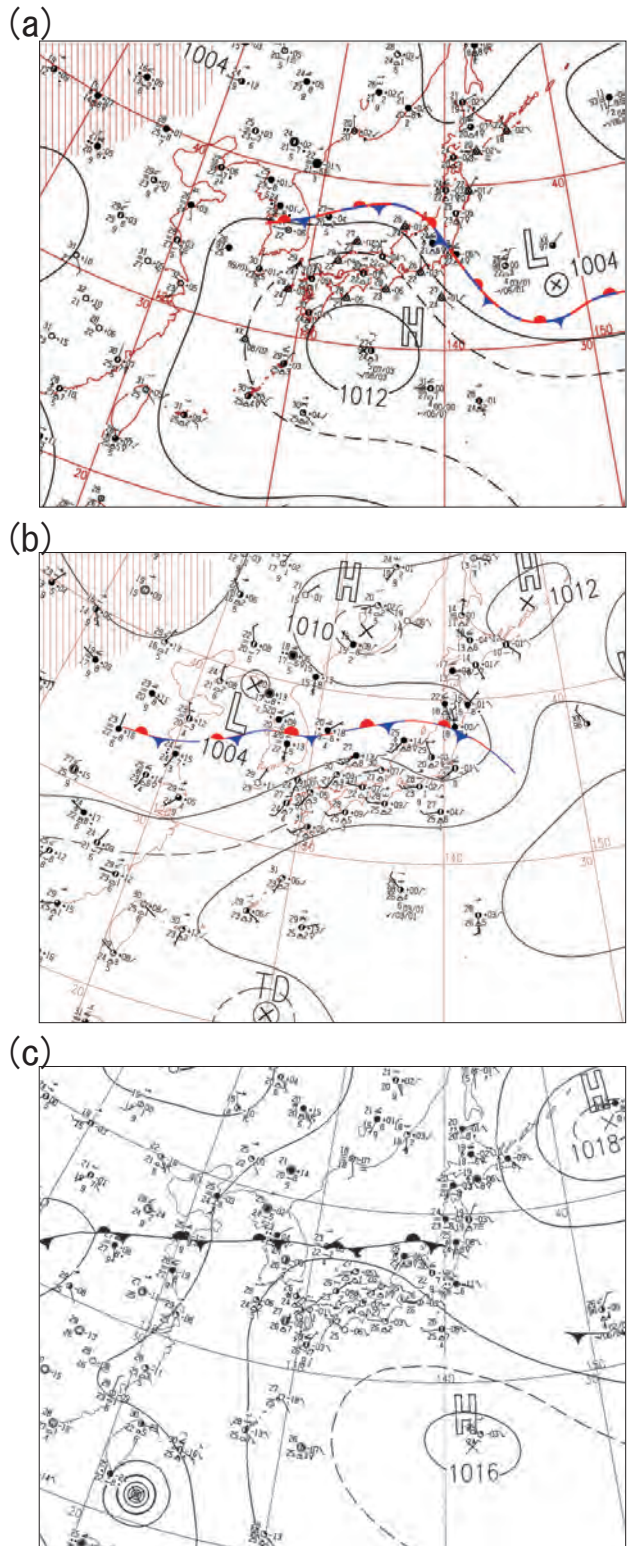
今回の豪雨（第3.1.2図a）では、既に述べたように内陸部を中心に200mmを超える大雨域が

* 気象研究所 加藤 輝之



第3.1.2図 (a) 2011年7月29日9時～30日9時, (b) 2004年7月13日0時～14日0時, (c) 1998年8月3日0時～4日0時までの24時間積算降水量分布。

降水量は正時の解析雨量を積算した。各図中の小窓に最盛期9時間の積算降水量を示す。



第3.1.3図 (a) 2011年7月29日9時, (b) 2004年7月13日9時, (c) 1998年8月4日3時の地上天気図

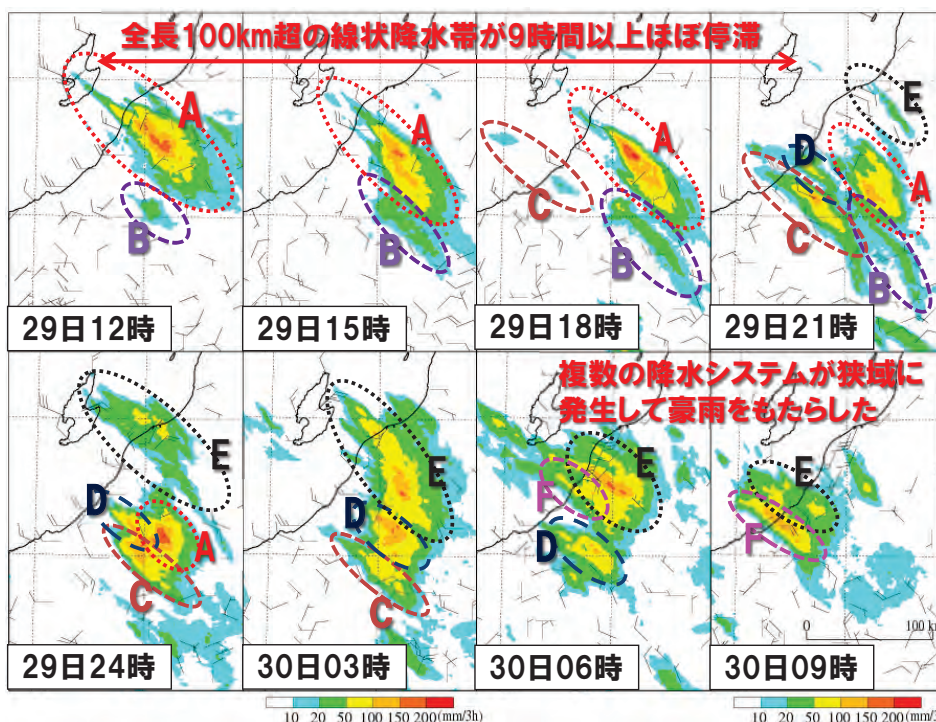
幅広く観測されているが、平成10年8月の新潟での豪雨（第3.1.2図c）では佐渡島から新潟県にかけての海上を中心とした線状の降水帯（線状降水帯）が、平成16年7月新潟・福島豪雨（第3.1.2図b）では今回の豪雨より西側の平野部に降水のピークをもつ線状降水帯がみられる。また、過去の2事例では、豪雨最盛期の9時間積算降水量分布は24時間積算降水量分布とほとんど一致しており、このことは約9時間という短時間に豪雨がもたらされたことを示している。一方、今回の豪雨では9時間積算降水量分布には1つの線状降水帯が見られるだけで、このことは長時間に異なる領域にもたらされた降水によって大雨域が広がったことを示唆している。

線状降水帯の走向をみると、過去の2事例では風下（東側）で若干南側に向かっているものの、ほぼ東西方向に伸びている。一方、今回の豪雨（豪雨最盛期の9時間積算降水量分布）では北西から南東への走向になっている。また、24時間積算降水量分布でも、そのような走向の線状降水帯が重なっているようにみえる。これらの走向は全て、

地上天気図（第3.1.3図）にみられる停滞前線の走向にほぼ一致している。なお、今回の豪雨では梅雨明け後なので、停滞前線は梅雨前線ではない。

3つの豪雨事例の総観場を比較してみると、共通点として西日本に太平洋高気圧が張り出し、その縁辺を回って暖湿流が日本海に流入しやすい場であり、朝鮮半島から新潟県に停滞前線が存在していることが挙げられる。このような場であると、大雨になりやすいことが指摘されている（加藤、2011）。相違点としては、過去の2事例では北海道の東海上に高気圧（オホーツク海高気圧）が存在する一方、今回の豪雨では逆に低気圧が存在している点である。これは今回の停滞前線が梅雨前線のようにオホーツク海高気圧と太平洋高気圧との狭間域（梅雨前線帯）として形成されているものではないことを示している。

第3.1.2図aから、今回の豪雨の降水分布は北西から南東方向の走向をもつ複数の線状降水帯が重なって作り出されているようにみえることを述べた。このことを3時間積算降水量分布の時系列（第3.1.4図）から確かめてみる。7月29日12時



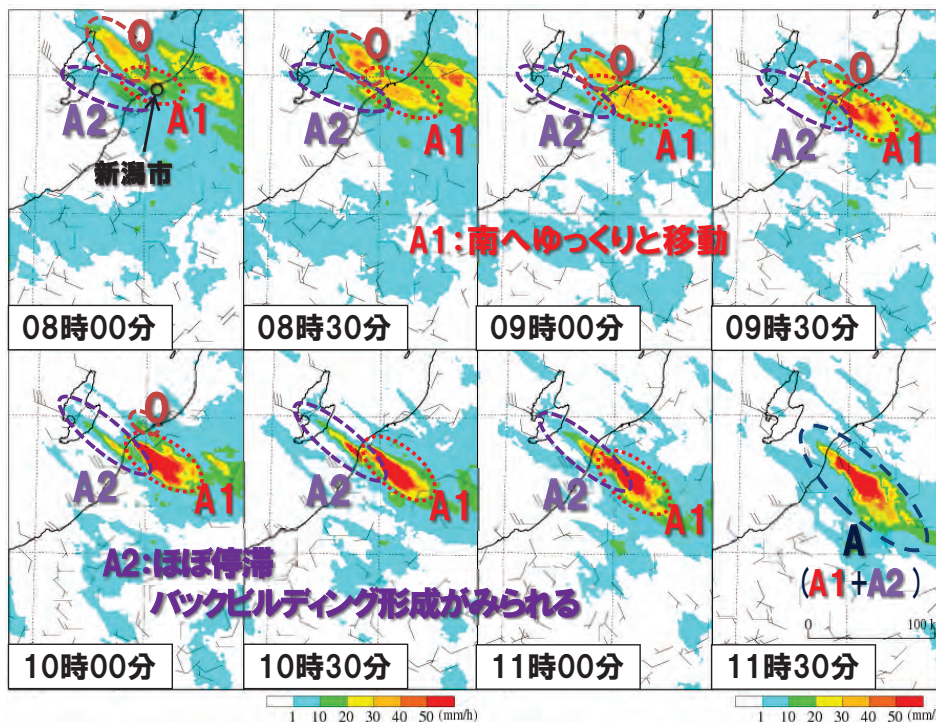
第3.1.4図 2011年7月29日12時～30日9時までの前3時間積算降水量分布（正時の解析雨量を積算）とアメダスで観測された風（長矢羽は 5 m s^{-1} 、短矢羽は 2.5 m s^{-1} ）
A～Fは豪雨をもたらした代表的な降水システム。

～18時の分布から、豪雨最盛期の9時間積算降水量分布にみられる線状降水帯は佐渡島から南東方向に100km超の長さをもつ線状の降水システムAが長時間ほぼ同じ位置に停滞することによって作り出されていることがわかる。18時以降、降水システムAは内陸部に移動して弱まっている。また、同期間には降水システムAほど発達したものではないが、その南側に別の線状の降水システムBが存在している。

18時にはその後発達する降水システムCが形成され、30日3時にかけては降水システムAによる大雨域の南西側に存在する線状の降水域を作り出している。それ以外にも、少なくとも降水システムD～Fが異なる場所で発生・発達して、新潟県・福島県の各地で大雨をもたらしていることがわかる。このようにほぼ線状の降水システムが24時間の間に狭域に複数発生・発達することで、今回の豪雨をもたらしていた。吉崎・加藤(2007)は台風や熱雷によるものを除いて、集中豪雨のほとんどは線状降水帯によってもたらさ

れると説明している。今回の豪雨では24時間や2日間の積算降水量でみる限り、線状の降水分布を示さない。しかし、複数の時間に分割してみると、吉崎・加藤(2007)の説明どおり、線状降水帯により集中豪雨がもたらされていることがわかる。

次に、線状の降水システムAの形成過程を30分ごとの解析雨量分布の時系列(第3.1.5図)からみる。7月29日8時には、佐渡島周辺から新潟市付近にかけて3つの降水システム(O, A1, A2)が存在している。その中で北側の海上に存在している降水システムOはわずかに発達するものの、10時頃にかけて次第に衰退・消滅している。降水システムAの形成に直接関係していない。新潟市北部に位置していた降水システムA1は南へゆっくりと移動しながら南東方向の山岳域へ伸びるとともに、9時以降急速に発達して線状の降水システムAのベースになっている。降水システムA2は10時頃まで発達しないが、佐渡島から南東方向に約100kmの長さ



第3.1.5図 2011年7月29日8時～11時30分までの前1時間積算降水量(解析雨量)分布とアメダスで観測された風(長矢羽は 5 m s^{-1} , 短矢羽は 2.5 m s^{-1})

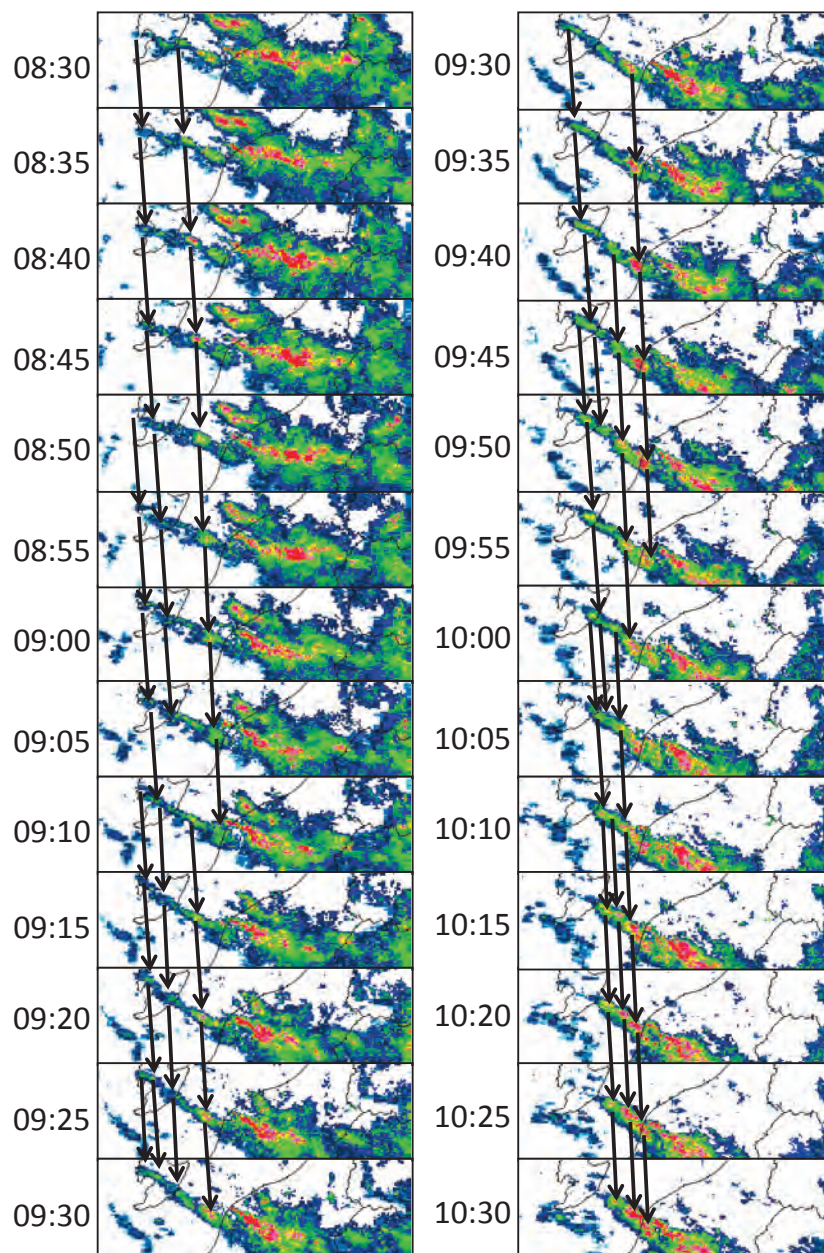
第3.1.4図の降水システムA(線状降水帯)の形成過程を示す。

もつ線状の形態を維持しつつほぼ同じ場所に停滞している。降水システムA2は、その後急速に発達して降水システムA1と合体して、降水システムAを作り出している。このように、第3.1.2図aの12時までの3時間積算降水量分布では1つの線状の降水システムAにみえるものが、実際は複数の降水システムから形成されていたことがわかる。

吉崎・加藤(2007)は、日本国内で集中豪雨をもたらす線状降水帯のほとんどが風上側に繰り返

し積乱雲が発生することにより形成する“バックビルディング形成”により作り出されると述べている。そこで、第3.1.5図で示した線状の降水システムA2に着目して、その形成過程を5分間隔の気象庁レーダー観測(第3.1.6図)から確認する。

線状の降水システムの先端(西端)では15~20分間隔で新しい降水セル(積乱雲に対応)が発生し、発達しながら東側に移動していることがわかる。このように風上側で降水セルが発生して線状の降水システムが形成されていることは、典



第3.1.6図 2011年7月29日8時30分~10時30分までの気象庁レーダーで5分ごとに観測された降水セルの動き

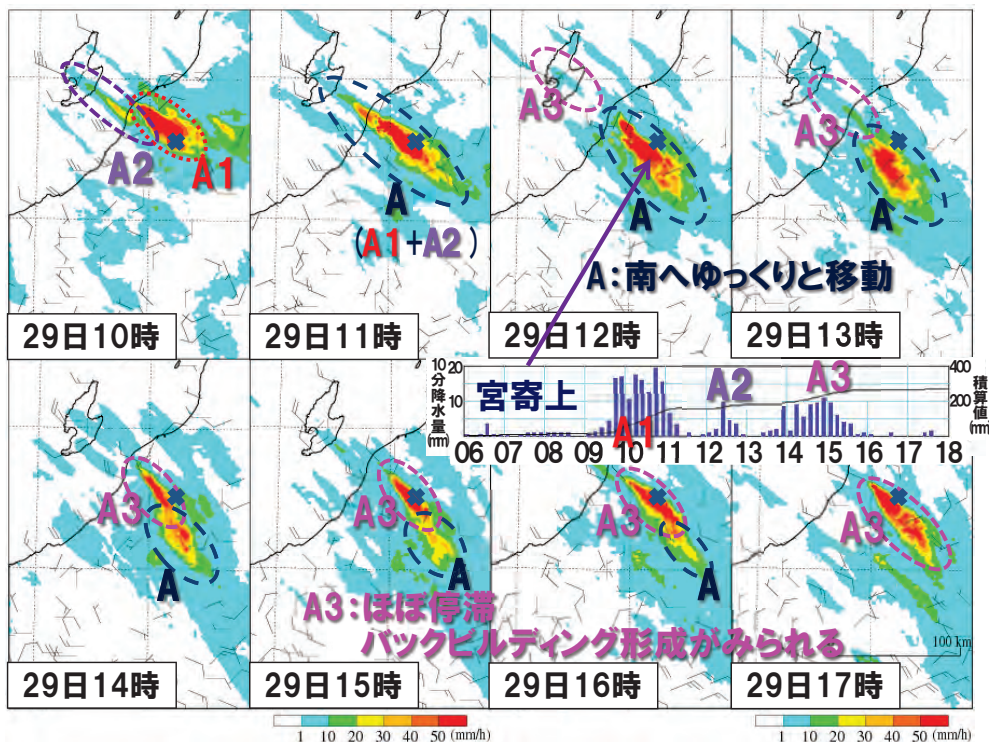
典型的な“バックビルディング形成”であることを示している。また、線状の降水システムの西端以外にも降水セルの発生が認められることから“バックビルディング形成”の中でも、瀬古(2005)が提唱している“バックアンドサイドビルディング形成”に分類できる。“バックビルディング形成”は降水システムA2だけでなく、第3.1.7図で示す降水システムA3をはじめ、第2.1.2項で述べられているように複数の線状の降水システムでも確認されている。

複数の降水システムにより今回の豪雨がもたらされたことから、豪雨が観測された地点での降水量の推移を降水システムの盛衰と関係づけてみる。ここでは、新潟県内で最大降水量626.5mmを観測したアメダス地点(加茂市宮寄上)を例として取り上げる。第3.1.7図に7月29日10時～17時までの前1時間積算降水量分布と宮寄上で観測された10分間/積算降水量の時系列を示す。

宮寄上の降水の推移をみると、10時～11時、12時～13時、14時～15時30分の期間に3つの

降水のピークがあることがわかる。また、ピーク間ではほとんど降水が観測されていない時間帯(10～20分)がある。最初のピークは第3.1.5図でも示したように、9時頃から急速に発達した降水システムA1によってもたらされたものであり、この降水システムがゆっくりと南下したために11時過ぎには宮寄上(第3.1.7図の×で位置を示す)は降水帯の範囲外になっている。12時からの小さなピークは10時以降に発達を始めた降水システムA2が降水システムA1と合体することで、降水システムAが一時的に強化されたためにもたらされたものである。

12時前には佐渡島上に別の降水システムA3が形成され、その後“バックビルディング形成”により南東方向に線状構造をもつとともに急速に発達している。14時頃には宮寄上に達し、衰弱しつつある降水システムAと合体し、線状の降水システムAとして再発達している。これにより、14時からの降水のピークが宮寄上で観測された。第3.1.4図のように降水システムAを単純に“1



第3.1.7図 2011年7月29日10時～17時までの前1時間積算降水量(解析雨量)分布とアメダスで観測された風(長矢羽は 5 m s^{-1} , 短矢羽は 2.5 m s^{-1})新潟県加茂市宮寄上(×で位置を示す)での10分間/積算降水量の時系列を中央に示す。

つの線状降水帯=1つの降水システム”とみてしまうと、宮寄上で観測された降水のメリハリを説明できないが、ここで述べたように1つの線状降水帯が複数の降水システムにより形成されていたことで理解できる。このように、今回の豪雨では複数の降水システムが発生・発達したことで、ある特定の領域に強雨が継続的に降るのではなく、多くの地点で断続的に強雨が観測されたのが特徴である(第2.1.1.8図参照)。

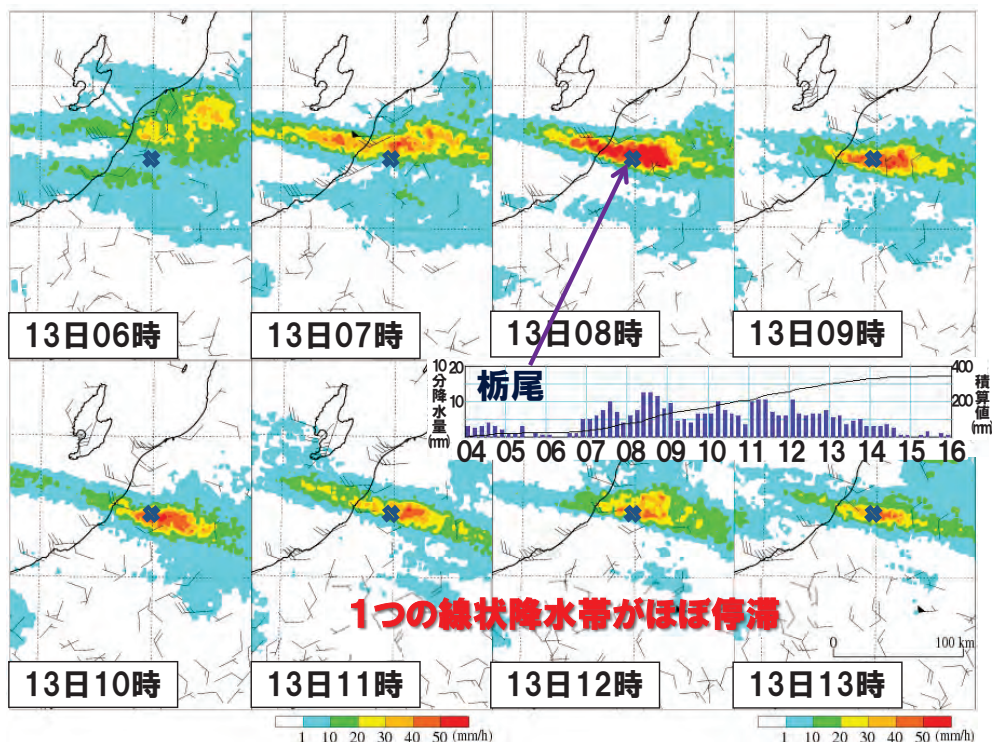
過去の豪雨事例との比較として、平成16年7月新潟・福島豪雨での豪雨が観測された地点での降水量の推移と降水システムとの関係を見てみる。第3.1.8図に2004年7月13日6時～13時までの前1時間積算降水量分布と最大降水量を観測した新潟県長岡市栃尾での10分間降水量の時系列を示す。栃尾では7時から14時過ぎまでの7時間以上、多少弱まった期間があるものの強雨が降り続いていたことがわかる。この強雨は6時以降に急速に発達した1つの線状の降水システム(=線状降水帯)によってもたらされている。また、

この降水システムは発達・衰弱を繰り返しながらほぼ同じ場所に停滞している。

このように1つの線状の降水システム(=線状降水帯)によって集中豪雨がもたらされることが一般的だと考えられるが、今回のように複数の降水システムによって豪雨がもたらされる事例もあることから、今後豪雨事例の解析を統計的に積み上げる必要がある、気象庁内ではその取り組みを既に開始している(加藤,2010)。

3.1.2 平成10年8月の新潟での豪雨と平成16年7月新潟・福島豪雨の発生環境場との比較

前項では降水システムに着目して、今回の豪雨の特徴を議論し、長期間に複数の降水システムが発生・発達したことで、ある特定の領域に強雨が継続的に降るのではなく、多くの地点で断続的に強雨が観測されたことを述べた。ここでは、過去に新潟県～福島県付近で発生した豪雨事例(平成10年8月の新潟での豪雨、平成16年7月新潟・



第3.1.8図 2004年7月13日6時～13時までの前1時間積算降水量(解析雨量)分布とアメダスで観測された風(長矢羽は 5 m s^{-1} 、短矢羽は 2.5 m s^{-1})新潟県長岡市栃尾(×で位置を示す)での10分間/積算降水量の時系列を中央に示す。

福島豪雨)と比較することで、長期間に複数の降水システムが発生することができた環境場の特徴を明らかにする。

今回及び過去の豪雨事例の発生前後数日における、風上側約200km西方に位置する輪島での高層観測データを第3.1.1表に示す。加藤(2011)は日本付近で豪雨をもたらす積乱雲の発生に関して、500m高度での相当温位(EPT: Equivalent potential temperature)とその高度からの自由対流高度(LFC: Lifting condensation level)に達するまでの距離及び対流圏中層の気温に着目すべきだと主張している。また、加藤・廣川(2012)は、豪雨発生の目安となる500m高度でのEPTが暖候期日本海側では350K程度だと述べている。そこで少し余裕をみて、EPTが346K以上を豪雨発生の必要条件とし、500hPaでの気温が-5℃以下、LFCに達するまでの距離が1km未満であることを条件に加えて、その発生環境場を考察する。

過去の2事例では豪雨発生の直前に一度だけ上で挙げた3つの条件に適した環境場(ただし、一つの条件はわずかに満たしていない)が観測されている。その一方、今回の豪雨では強雨が観測された期間(7月28日9時~30日9時)の1日前から3つの条件に適した環境場が観測され、28日9時ではLFCの条件、29日21時ではEPT以外の条件が満たされていないものの、約3日間豪

雨発生に適した環境場が継続的に観測されている。EPTだけでみると、平成10年8月の新潟での豪雨事例が最も大きな値(351.2K)を示している。

以上から、今回の豪雨では、豪雨発生の条件が際だって高い値を示してはいなかったが、その条件が継続していたために、長期間に複数の降水システムが発生・発達したと考えられる。

次に、豪雨の発生環境場を対流圏下層及び中層の気温や水蒸気量などの水平分布から比較してみる。本節では、豪雨の最盛期直前の時刻での客観解析データ(気象庁メソ解析)又は領域モデルの予報値から作成したものを示して議論する。なお、平成10年8月の新潟での豪雨事例に関しては豪雨の再現性が良かった、Kato and Goda(2001)が実行した領域モデルの予報値を用いる。

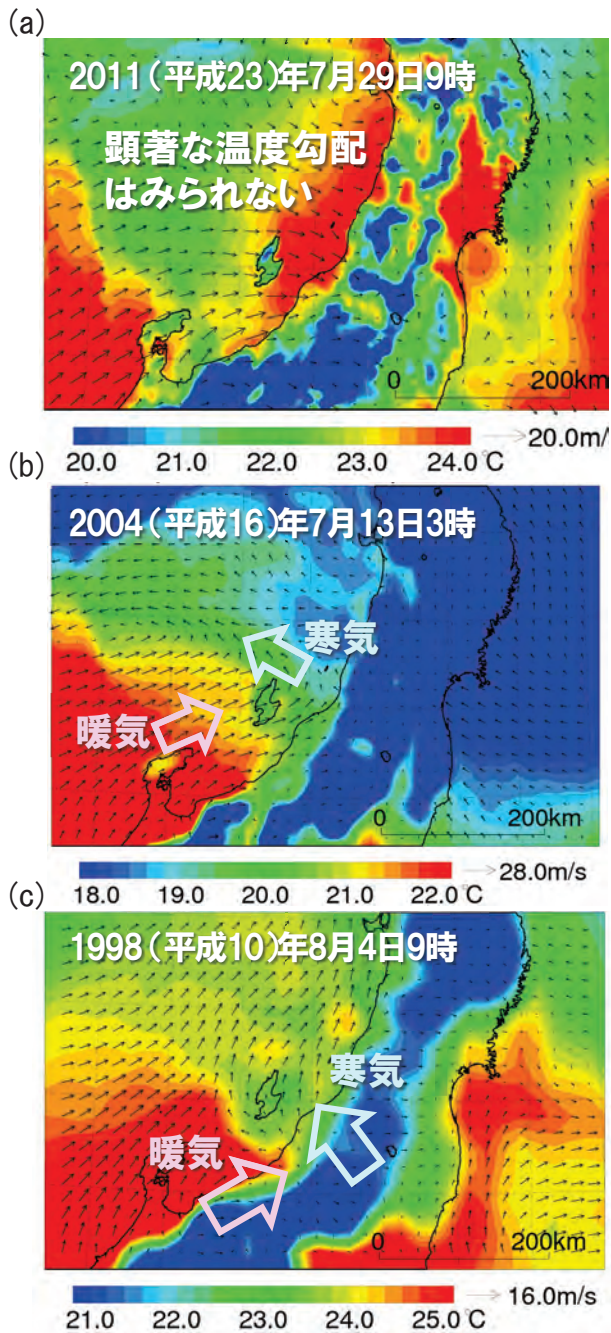
第3.1.9図に豪雨発生直前の地表付近の温度分布と水平風を示す。過去の豪雨事例では、地上天気図(第3.1.3図)に解析されている梅雨前線に対応した温度勾配がみられる。その一方、今回の豪雨では能登半島から北北西方向に温度勾配がみられるものの、新潟県付近にはみられず、そこには顕著な水平風の収束も存在しない。しかし、500m高度の温度分布(第3.1.10図)をみると、西からの暖気と北西からの寒気により作られている前線構造が明瞭に確認できる。同様に、2004

第3.1.1表 平成23年7月新潟・福島豪雨, 平成16年7月新潟・福島豪雨, 平成10年8月新潟での豪雨発生前後での輪島での高層観測

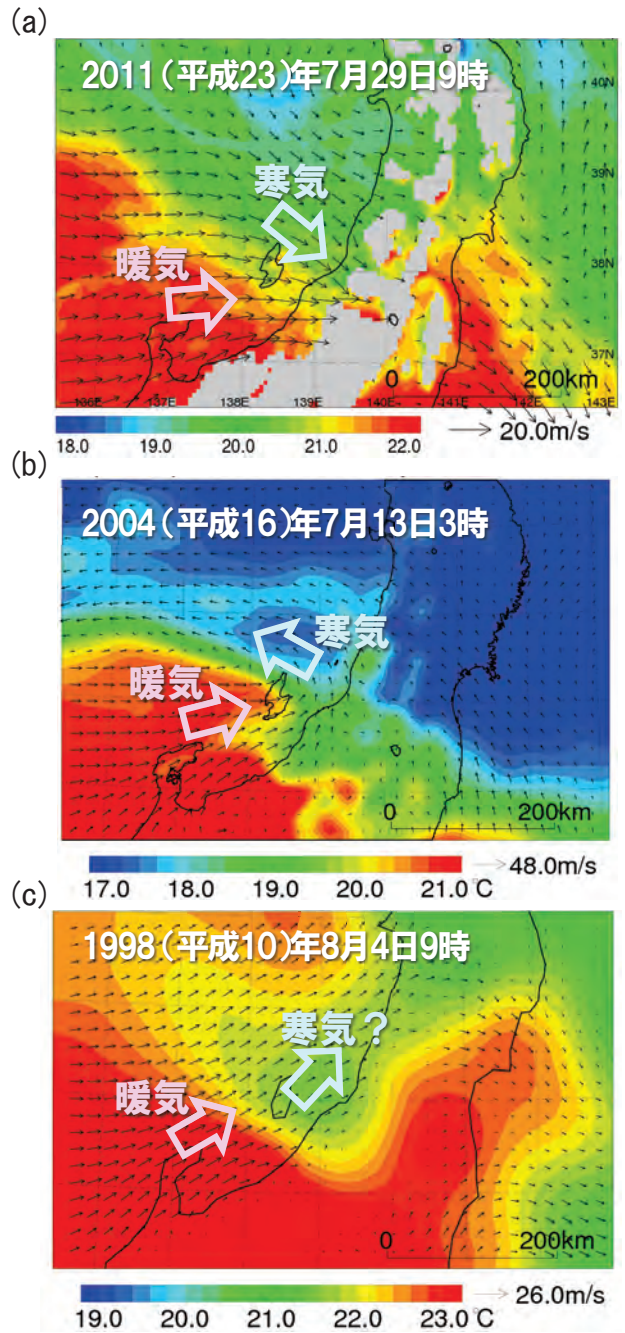
T500は500hPa気圧面での気温, EPT500Mは500m高度での相当温位, LFC500Mは500m高度の気塊を持ち上げたときの自由対流高度に達するまでの距離。赤矢印で大雨が観測された期間, 赤枠で積乱雲が発生・発達しやすい期間を示す。「算出できず」は絶対安定な大気状態であったことを意味する。

2011(平成23)年	7月26日9時	21時	27日9時	21時	28日9時	21時	29日9時	21時	30日9時	21時
T500	-9.1	-7.3	-7.7	-6.6	-5.7	-5.1	-5.5	-3.9	-4.5	-6.1
EPT500M	340.2	345	346.6	346.6	347.3	346.6	348.7	346.7	348.1	343.3
LFC500M	1584.8	1630.2	523.9	730	2092.7	325.4	258.8	2659.1	45.2	2734.2
2004(平成16)年	7月11日9時	21時	12日9時	21時	13日9時	21時	14日9時	21時		
T500	-10.3	-8.9	-7.7	-6.5	-5.9	-1.7	-4.5	-6.9		
EPT500M	331	330.5	329.4	336.2	346.7	345.8	343.2	334.4		
LFC500M	1803	276	xx	xx	1084.7	1308	2953.8	xx		
1998(平成10)年	8月2日9時	21時	3日9時	21時	4日9時	21時	5日9時	21時	凡例	
T500	-4.5	-3.6	-4.1	-4.9	-4.9	-3.9	-5.2	-4.1	-5℃以下	
EPT500M	349.9	346.2	346.1	351.2	348.3	345.5	345	346.8	346K以上	348K以上
LFC500M	869.3	2655.1	1099.8	352.5	3092.9	2512.2	2176.6	3487.1	1000m以下	xx:算出できず

大雨が観測された時間帯



第 3.1.9 図 (a) 2011 年 7 月 29 日 9 時, (b) 2004 年 7 月 13 日 3 時, (c) 1998 年 8 月 4 日 3 時の地表面付近の気温 (°C) と水平風ベクトル
(a), (b) は気象庁メソ解析, (c) は領域モデルの予報値 (3 日 21 時初期値) から作成.



第 3.1.10 図 第 3.1.9 図と同じ, ただし 500m 高度の気温 (°C) と水平風ベクトル
(a) についてのみ 500m 高度以下をマスクしている.

年7月新潟・福島豪雨の事例でも、温度勾配はあるものの地表付近では前線構造が不明瞭であり、500m高度の方が明確に認められる。これらから、前線構造の把握における地表面温度の分布の利用は再考すべきである。また、今回の豪雨では前線付近での500m高度の空気を持ち上げた場合のLFCまでの距離(図略)は100m以下であり、温位の鉛直勾配約3K/kmから温度差約0.3K以上あれば前線の北側に存在する寒気に暖気が乗ることができる。そのため、豪雨をもたらした積乱雲が容易に発生したと考えられる。

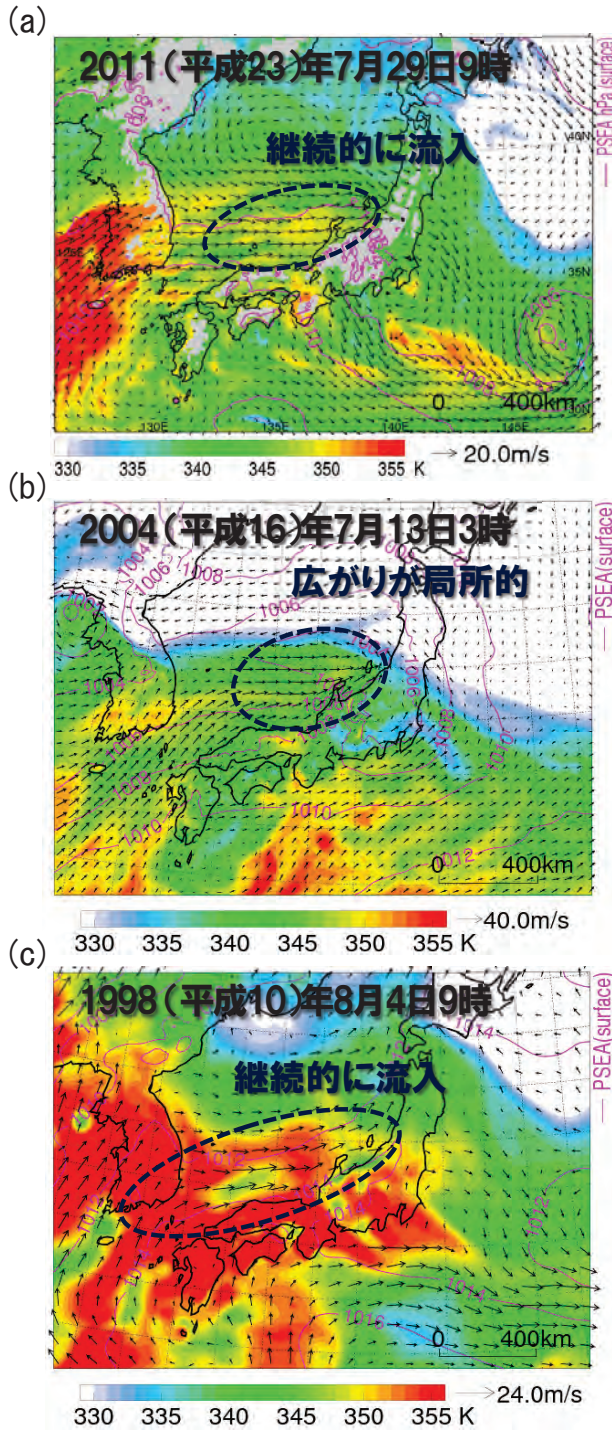
次に、豪雨発生を目安となる500m高度の高EPTの存在をその分布(第3.1.11図)から比較してみる。最もEPTが高かったのは平成10年8月の新潟での豪雨事例で、350K以上の空気が新潟県に流入しているだけでなく、355Kに達する領域が新潟沖から対馬海峡まで帯状に広がっている。ただし、輪島の高層観測(第3.1.1表)では346K以上の高EPTをもった空気は継続して流入していない。これは高EPT帯の中に345K程度と相対的に低いEPT領域が存在し、その領域が流入したためだと考えられる。2004年7月新潟・福島豪雨では350K以上の高EPT領域の広がり局所的で、今回の豪雨では平成10年の事例ほどではないが新潟県に継続的に高EPTの空気が流入しやすい状況であることを示している。これらのことも輪島の高層観測と整合的である。

積乱雲を発達させる、すなわち大気の安定度を低下させるもうひとつの要因である上空の低温の程度を500hPaの気温分布(第3.1.12図)からみってみる。新潟県から福島県上空で最も気温が低いのは今回の豪雨で、-6℃前後と過去の豪雨事例よりも約1度低い。ここで、風上(西側)との温度差に着目する。一般的に低温な状態が持続するためには温度差がない、又は低温な空気が流入して

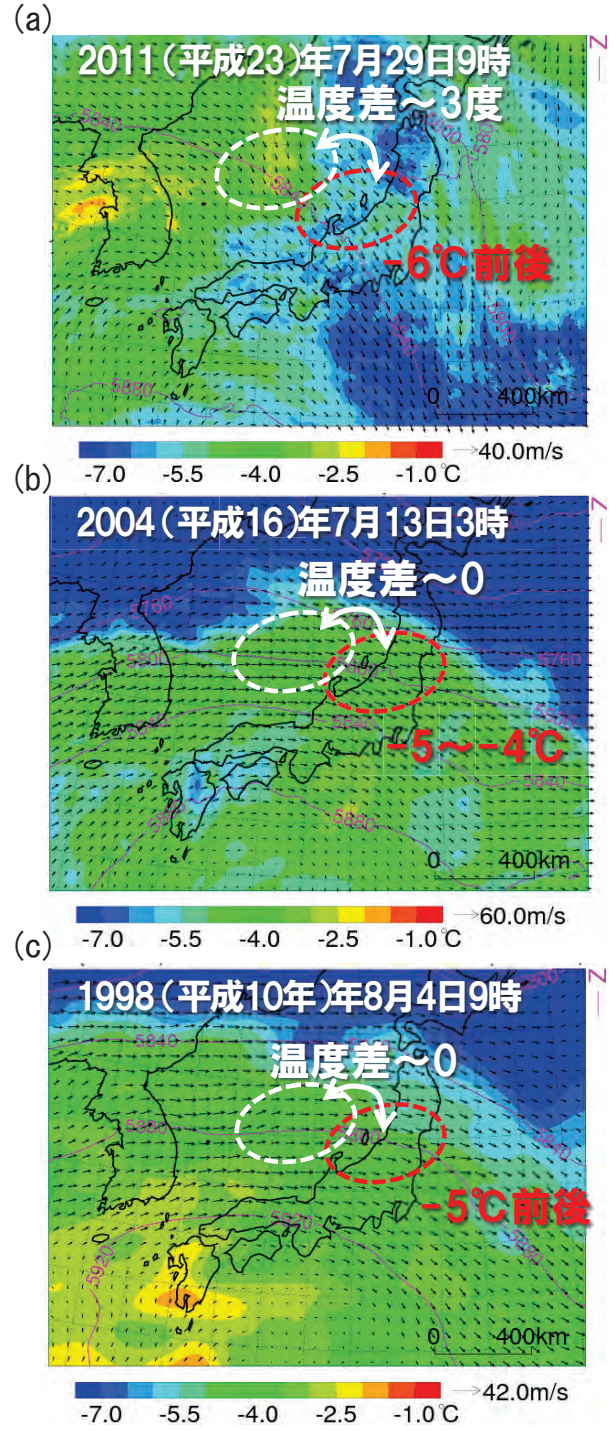
くる必要がある。過去の豪雨事例では、風上側との温度差がほとんどない。その一方、今回の豪雨では風上側に3度程度温度が高い領域が存在し、このことは今後大気の安定度が高くなる方向に進展することを示唆している。しかし、輪島の高層観測(第3.1.1表)では低温が持続しているので、これについて500hPaの気温分布の推移(第3.1.13図)から調べてみる。

日本海上500hPaでの風速は10m/sを超える程度なので、空気は6時間に約250km移動する計算になる。この計算によると、28日21時に朝鮮半島北部から日本海上に伸びている-1℃前後の相対的に暖かい領域(第3.1.13図の左上図)は、24時間後には豪雨が発生した新潟県付近に達することになる。しかし、500hPaの気温分布の推移をみると、29日21時でも新潟県から福島県上空では-5℃以下の低温な状態が持続していることがわかる。

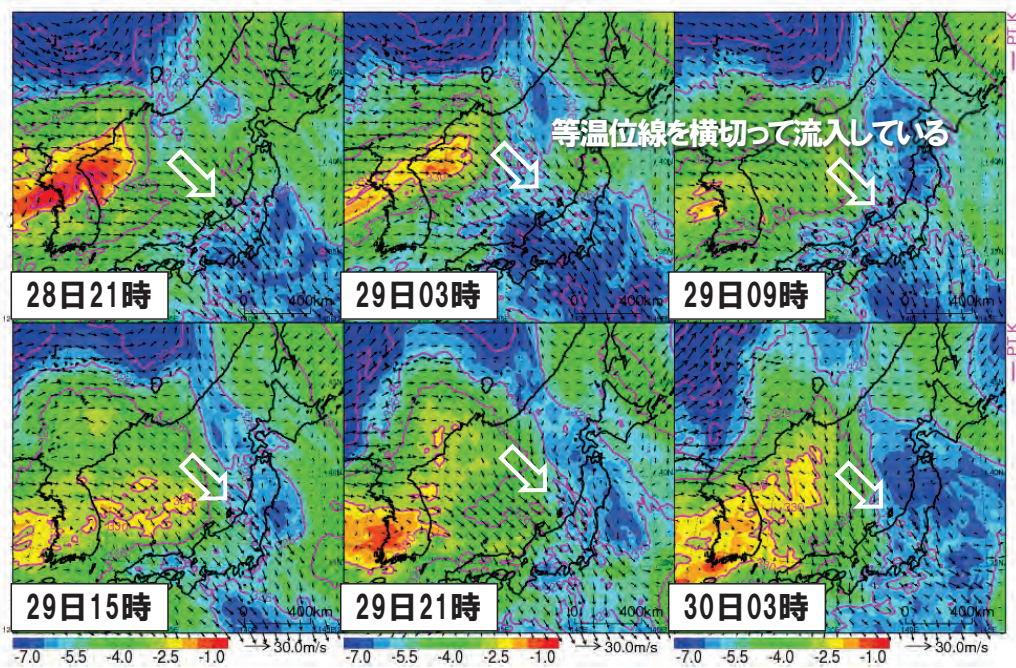
基本的には、空気は非断熱加熱の影響を受けられない限り等圧面上ではなく、等温位面上を移動する。そこで、500hPaでの空気の流れと温位分布(第3.1.13図のピンクの等値線)との関係のみてみる。朝鮮半島から日本海の中央付近までは等温位線を横切るような空気の流れはあまりみられないが、新潟県付近には等温位線を横切って流入している。風下(南東側)に向かって温位が低くなっていることから、より温位の高い上空に空気は移動していることになる。なお、その領域にはMTSAT-2が観測した赤外画像から雲頂高度が4km以下の背の低い雲しか存在していなかったことが確認できる(図略)。これらから、非断熱加熱の影響を受けないで、空気が新潟県沖で上昇することで低温化していることが示唆される。次項ではその低温化の要因について考察する。



第3.1.11図 第3.1.9図と同じ、ただし500m高度の相当温位(K, カラー)、海面気圧(hPa, 等値線)と水平風ベクトル



第3.1.12図 第3.1.9図と同じ、ただし500hPa気圧面の気温(°C, カラー)、高度(m, 等値線)と水平風ベクトル



第3.1.13 図 2011年7月28日21時～30日3時までの500hPa気圧面の気温(°C, カラー), 温位(2K間隔, 等値線)と水平風ベクトル
気象庁メソ解析から作成.

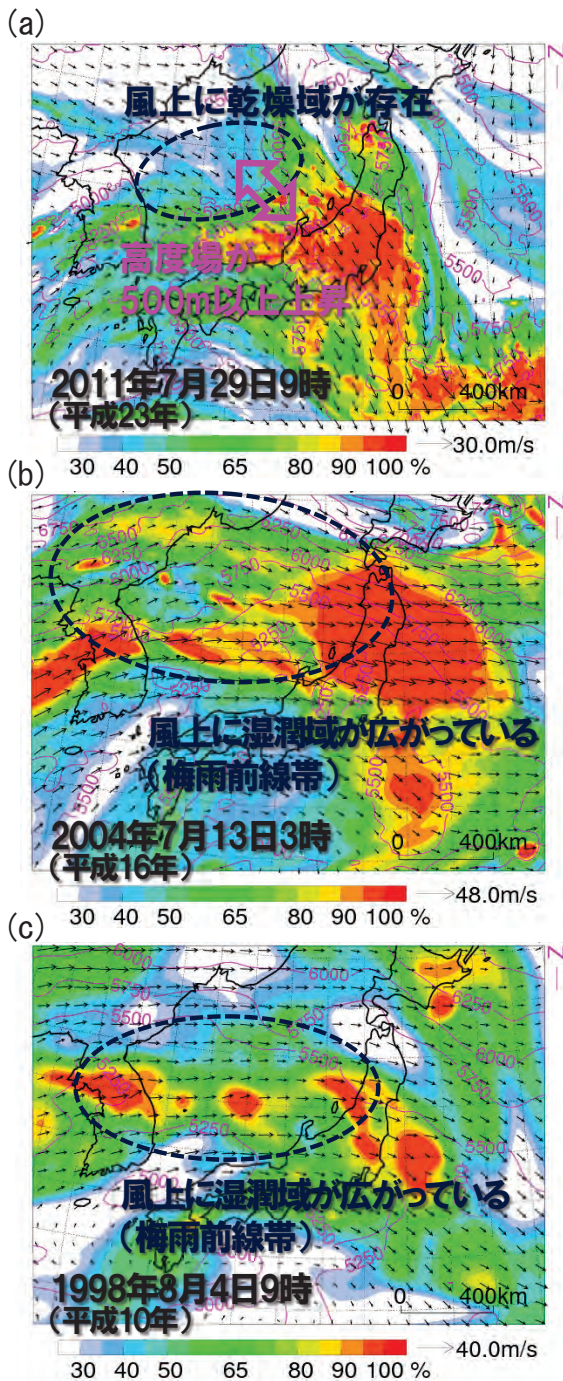
3.1.3 中層流入空気の低温化の要因

この項では、第3.1.2項で示した空気が上昇することによって低温化し、新潟県沖の上空で低温状態が持続した要因について考察する。日本付近の対流圏下層から中層の大気は1kmで約6度低くなっている一方、乾燥した空気であれば、周囲との熱のやりとりがなければ乾燥断熱減率(1km上昇することで約10度)で低下する。すなわち、乾燥空気が1km上昇すると、周囲より約4度低下することになる。しかし、湿った空気であれば、低温化することで余剰となった水蒸気(相対湿度が100%を超えた分)が凝結するために潜熱が解放され、凝結後は湿潤断熱減率で低下する。その減率は気温と気圧によって変わるがおおむね6度よりも小さく、空気が上昇することで周囲よりも低くなることはない。以上から、上空の低温状態の維持については上昇した空気がどの程度乾燥していたかが鍵となる。

第3.1.14図に、過去の豪雨事例も含めて、豪雨発生直前の325K等温位面(暖候期日本列島付近での500hPa高度を含む)での相対湿度分布を示す。過去の豪雨事例では梅雨前線帯に対応する湿

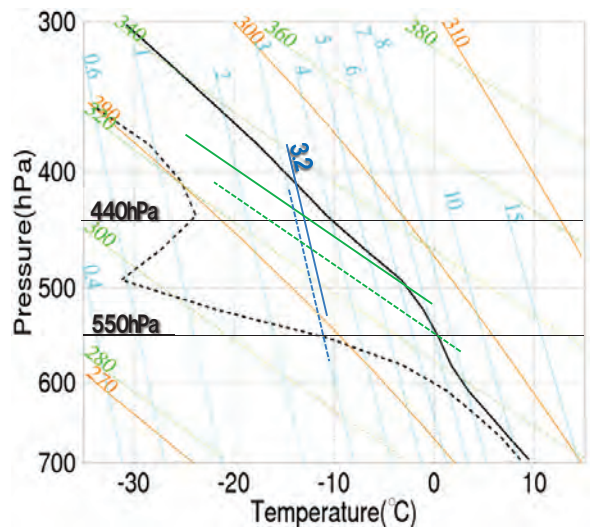
った領域が新潟県沖の風上(西側)に広がっている一方、今回の豪雨では風上が乾燥しており、相対湿度が50%未満の領域も幅広くみられる。また、新潟県に近づくにつれて相対湿度が大きくなるとともに等温位面高度が500m以上上昇しており、空気が上昇していることを示唆している。

相対湿度100%の時に大気中に存在する水蒸気量(飽和水蒸気量: q_{vs})は気圧変化がない場合、気温が10度低下すると約半分になり、気温変化がない場合、気圧が下がると大きくなる(第3.1.15図参照)。このことについて、2011年7月29日12時の新潟西方海上での500hPa気圧面とその気塊を乾燥断熱線に沿って1km上空(～440hPa)まで持ち上げたときの q_{vs} の違いをエマグラム(第3.1.15図)から具体的にみている。500hPaと440hPa気圧面の q_{vs} はそれぞれ6.4g/kgと3.3g/kgであり、1km持ち上げることで q_{vs} は約52%になる。このことから50%の相対湿度を持つ500hPa気圧面付近の空気が凝結するには約1.1km(第3.1.15図の太緑線と太青線の交点まで)上昇する必要がある。また、第3.1.12図aで見られる温度差3度は凝結しないで0.75kmの上



第3.1.14図 第3.1.9図と同じ、ただし325K等温位面での相対湿度(%, カラー)、高度(m, 等値線)と水平風ベクトル

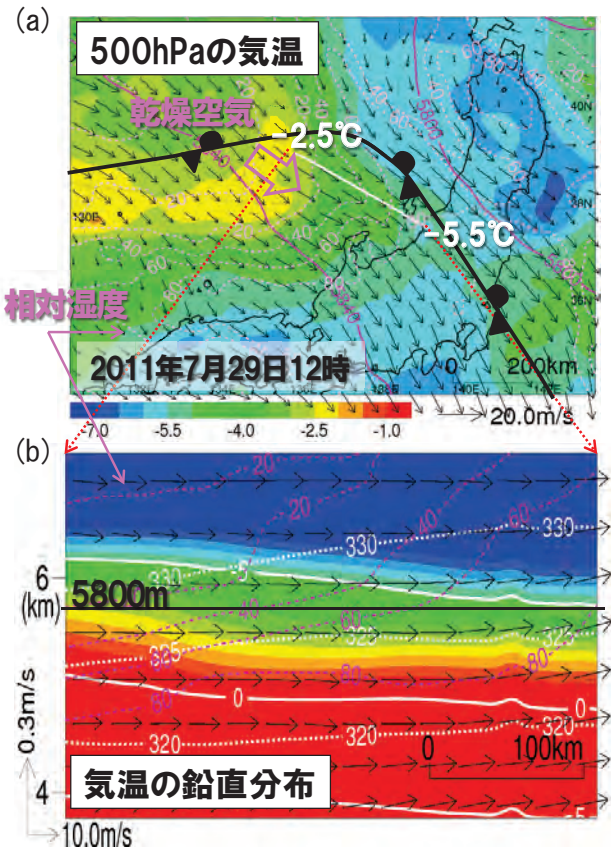
昇した場合に対応する。これらから、新潟県西方沖に流入する空気の相対湿度は50%以下なので、0.75km上昇しても凝結しないで温度差3度を作り出すことが説明できる(500hPaの0.75km下部(~550hPa)から持ち上げた場合を第3.1.15図の緑と青の破線で示す)。



第3.1.15図 2011年7月29日12時の新潟西方海上(第3.1.16図bの右端)でのエマグラム, 黒太線:気温, 黒破線:露点, 緑線:乾燥断熱線, オレンジ:湿潤断熱線, 水色:等混合比線(3.2の補助線は500hPaの飽和混合比6.4g/kgの半分の量を示す) 気象庁メソ解析から100km四方で空間平均した。

鉛直断面図から空気が上昇して低温化が起きている様子を確認してみる。第3.2.12図aの3時間後の新潟県沖を中心に拡大した500hPa気圧面の気温(カラー)と相対湿度(破線の等値線)の分布を第3.1.16図aに示す。約400kmの白線上の北西側と南東側で約3度の温度差があり、北西側の空気の相対湿度は20%以下であることがわかる。その線分の鉛直断面を第3.1.16図bに示す。高度5~6kmの空気の流れを断面図に射影したベクトルでみると、多少下降している部分もあるが、新潟県に近づくほど上昇速度が大きくなり、それとともに気温が低下していることがわかる。特に、図の右側では等温位線に沿って空気が移動している様子がみられる。これは、断面図北西側の高度5kmの相対湿度は約50%と乾燥しており、その空気が500hPa気圧面(~高度5800m)に達しても上述の説明から凝結しないで、低温化が生じたためである。また、低温化にともなう相対湿度の増加もみることができる。なお、第3.1.16図は7月29日12時での解析値であり、定常状態を示すものではないが、前後の解析値(9時・15時)でも同様の特徴がみられる(図略)。

高度5~6kmの空気の上昇速度の大きさ(第



第3.1.16図 (a) 2011年7月29日12時の500hPaの気温(°C, カラー), 高度(m, 実線の等値線), 相対湿度(% , 破線の等値線), 水平風ベクトルと(b) (a)の白線上の鉛直断面図(カラーと実線の等値線:気温, 点線の等値線:温位, 破線の等値線:相対湿度), 鉛直断面に射影した風ベクトル) 気象庁メソ解析から100km四方で空間平均した。

3.1.16図(b)は高々2~3cm/s(1時間で100mほどの上昇)であり, 積乱雲中にみられるような大きなもの(数m/s)ではない。一方, 水平風速は10m/sを超える程度なので, 400kmを移動するのに約10時間かかる。これらから, 400kmを移動する間に0.75km程度上昇することによって, 温度が約3度低下して500hPa気圧面での気温差を作り出したことが説明できる。

次に, 500hPa気圧面付近での低温状態の維持の要因となる上昇流の存在について考察する。大気中の鉛直流は対流以外に, 総観場での力学によっても引き起こされる。そこで, 背景場として上昇流が励起される領域を準地衡風方程式系(小倉, 2000など参照)から求まるQベクトルの収束・

発散から考えてみる。なお, 新潟県上空付近で西方から流入している乾燥空気の水平スケール(第3.1.14図a)は500~1000kmであり, 1000km以上とされる総観スケールに比べて若干小さいため, ここでは総観場の力学をそのスケールまで拡張できるかについても合わせて検討する。また, Qベクトル(Q_x, Q_y)は以下のように定義される。

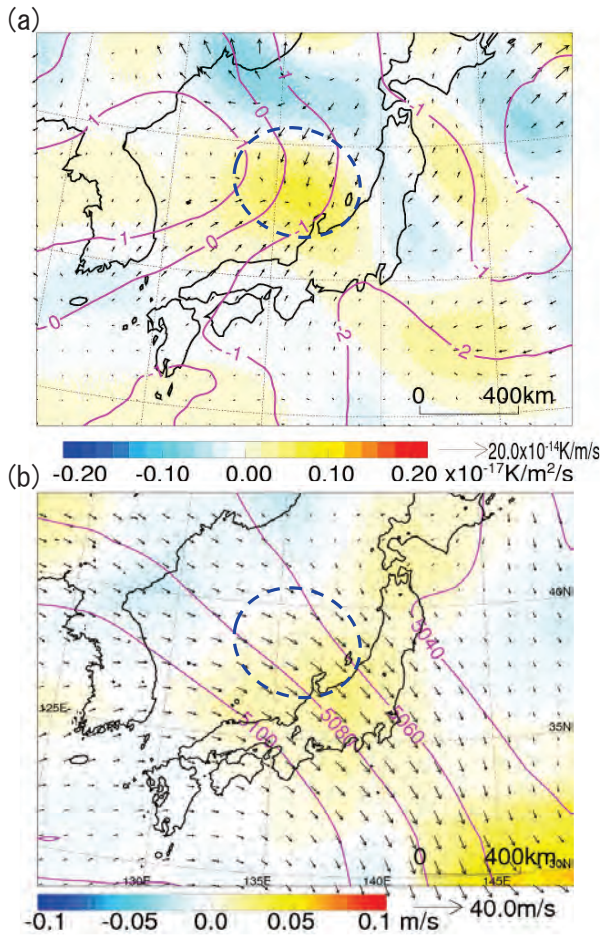
$$Q_x \equiv -\frac{R_d}{p} \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (1)$$

$$Q_y \equiv -\frac{R_d}{p} \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (2)$$

ここで, u_g, v_g は東西(x方向), 南北成分(y方向)の地衡風速, T は気温, R_d は乾燥空気の気体定数, p は気圧である。

29日12時の550hPa気圧面のQベクトルとその収束・発散及び鉛直流の分布を第3.1.17図に示す。なお, 水平スケール400km以下の細かい規模の変動は除去している。Qベクトルの収束・発散の分布(第3.1.17図a)をみると, 新潟県西方沖(破線の楕円内)は暖色系になっており, 上昇運動が励起される領域になっていることが示唆される。その領域に対応して, 3cm/s程度の弱い上昇流が解析されている(第3.1.17図b)。また, Qベクトルの収束域は上昇運動が励起される領域であって, 上昇流域を表現しているわけではないが, おおむね解析にみられる上昇流に対応している。このことは, 水平スケール500km程度までならQベクトルを用いての考察に無理がないことを示唆している。これらから, 低温化をもたらした上昇流(第3.1.16図b)は総観場の力学によって作られたものだと考えられる。次に, 新潟県西方沖でQベクトルが収束した要因について説明する。

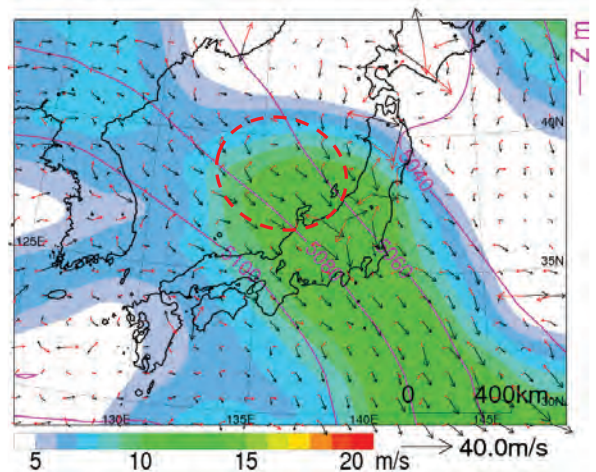
第3.1.18図に, 同時刻(29日12時)での水平スケール400km以下の変動を除去した550hPa気圧面の水平風速分布及び地衡風・非地衡風ベクトルを示す。風速5m/s以下の領域や新潟県や福島県といった大雨が観測されている領域を除いて, 非地衡風成分(赤ベクトル)は小さく, ほぼ地衡風で近似されていることがわかる。このことから, ここでは簡単のために, 水平風速は地衡風速だと考え, 風向き(南東)方向をQベクトルのx方



第 3.1.17 図 2011 年 7 月 29 日 12 時の 550hPa 気圧面の (a) Q ベクトルとその収束・発散 (K/m²/s, カラー), 気温 (°C, 等値線) と (b) 鉛直流 (m/s, カラー), 高度 (m, 等値線) と水平風ベクトル
気象庁メソ解析から作成。Q ベクトルについては水平スケール 400km 以下の変動を High Pass filter で除去し, その他については 400km 四方で空間平均した。(a) の暖色 (寒色) 系は Q ベクトルの収束 (発散) 域を示し, その領域では上昇 (下降) 運動が励起される。なお, 鉛直流を算出するには 3 次元のポアソン方程式を解く必要がある。

向に取って議論する。これにより, v_g は無視できるので, ここでは式 (1)・(2) の右辺第 1 項だけを考える。

第 3.1.17 図 a の気温分布から, 式 (1)・(2) に共通する $\partial T/\partial x$ は x 方向に温度が低下しているため, Q_x と Q_y はそれぞれ $\partial u_g/\partial x$ と $\partial u_g/\partial y$ と同符号になる。第 3.1.18 図をみると, 新潟県西方沖 (破線の楕円内) では風下に向かって風速が大きくなっているため, $\partial u_g/\partial x$ (Q_x) は正



第 3.1.18 図 2011 年 7 月 29 日 12 時の 550hPa 気圧面の水平風速 (m/s, カラー), 高度 (m, 等値線) と地衡風 (黒ベクトル)・非地衡風 (赤ベクトル)
気象庁メソ解析から 400km 四方で空間平均した。

になる。ただ, 新潟県寄りの領域では u_g の変化が小さいので, $\partial u_g/\partial x$ はかなり小さな値になる (新潟県西方沖では風上側の Q_x の方が大きくなり, Q_x の収束域になる)。一方, u_g の y (南西 - 北東) 方向の変化をみると, 新潟県西方沖に u_g のピークがあることから, $\partial u_g/\partial y$ (Q_y) はその領域から南西側で正, 北東側で負になる。また, 新潟県西方沖での風速変化は x 方向よりも y 方向の方が大きいので, Q_x よりも Q_y の絶対値の方が大きな値を持つ。以上から, 第 3.1.17 図 a のような新潟県西方沖での Q ベクトルの収束は 29 日 0 時頃から 30 日 3 時頃まで見られ, この領域では上昇流が定常的に存在し, 上空の低温状態も維持されていたことが示唆される。なお, このような場合は非断熱加熱を受けないという条件下で成り立つことから, 第 3.1.14 図 a で示した乾燥空気の流入がこの定常状態の維持に重要であったと考えられる。

今回の豪雨のように, 強風軸をもつ流れがあり, 風下に向かって気温が低下する領域では上昇運動が励起される。このような領域は気圧の谷の前面の暖気移流場で見られ, そこでは風向きは南よりの風になっている。一方, 今回の事例は逆の状態, すなわち北よりの風で, 南に向かって気温が低下しており, さらに総観場に大きな変化がな

い非常に稀なケースである。

過去の豪雨事例では、今回の豪雨に比べて上空の気温変化（第3.1.12図）が小さく、式（1）・（2）にある水平温度傾度が小さいため、 Q ベクトルの収束・発散は大きな値を取れない。これは、背景場として大きなスケールでの鉛直運動の励起が小さく、ほぼ高度を変えずに空気が移動することを示唆している。

3.1.4 上空の高渦位域の流入の影響

今回の豪雨では、第3.1.4図で示した降水システムAによって最盛期（29日9時～18時）の降水がもたらされたことを第3.1.2項で示した。ここでは、その期間に降水が強まった要因について上空の等温位面上の高渦位域（渦位アノマリ）の流入に着目して考察する。

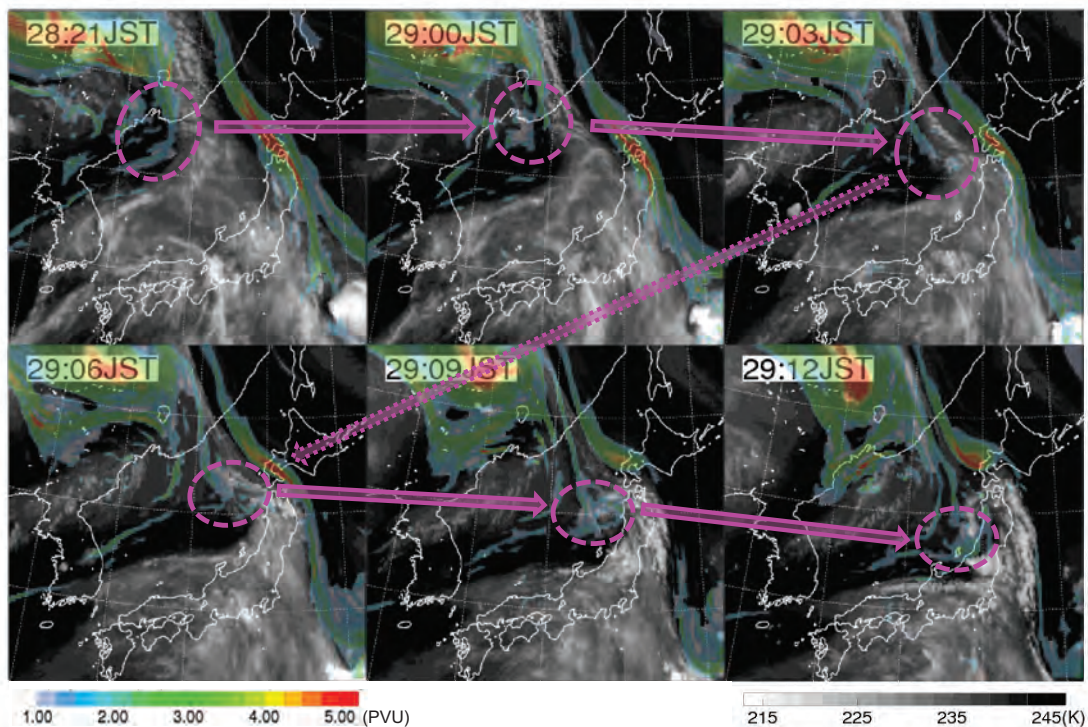
等温位面上の渦位 P_θ は、絶対渦度（渦度 ζ_θ とコリオリ力 f との和）と大気の安定度（温位の鉛直勾配 $\partial\theta/\partial p$ ）の積として、

$$P_\theta = -g(\zeta_\theta + f) \frac{\partial\theta}{\partial p},$$

$$\zeta_\theta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta$$

のように表される。ここで、添え字 θ は等温位面上であることを示す。圏界面付近の高渦位域が近づくとその前面で上昇流が誘起され（小倉（2000）や加藤（2011）を参照）、第3.1.3項で説明した理由と同じく、対流圏中層の大気が乾燥していれば低温化し、大気の安定度は低下する。その結果、自由対流高度が低下して浮力がなくなる（平衡）高度が上昇し、積乱雲が発生・発達しやすくなる。ここでは、今回の豪雨で新潟県沖の中層の空気が乾燥していたことを第3.1.3項で既に示していることから、豪雨の最盛期での圏界面付近の高渦位域流入の有無について確認する。

2011年7月28日21時～29日12時までのMTSAT-2が観測した水蒸気画像に345K等温位面上での渦位を重ねた分布を第3.1.19図に示す。図中に示す345Kの温位面は10～11km（～250hPa）



第3.1.19図 2011年7月28日21時～29日12時までのMTSAT-2が観測した水蒸気画像（グレースケール）と345K等温位面上渦位分布（PVU, カラー）

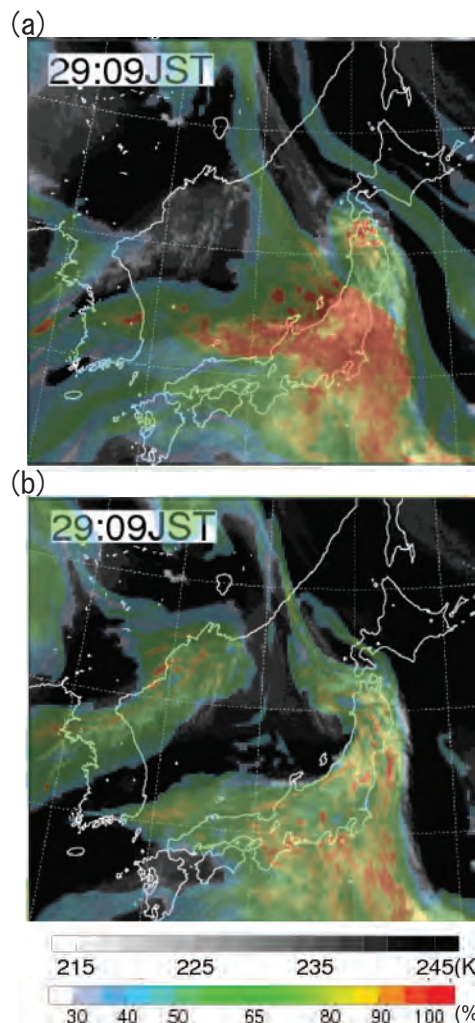
渦位は気象庁メソ解析から作成。楕円で大雨の一要因となったメソスケール高渦位域の移動を示す。

の高度（図略）であり，日本付近での暖候期の圏界面よりも若干低い高度である．29日12時頃に200～300kmの水平スケールをもつメソスケールの高渦位域（第3.1.19図のピンクの円で示す）が新潟県付近にみられ，その領域は28日21時以降に極側の高渦位域から切り離されて日本海上を南東進していることがわかる．この高渦位域の接近により新潟県沖の対流圏中層では上昇流が誘起されるとともに低温化が生じ，大気安定度の低下につながったと考えられる．また，この高渦位域は上空の小規模な気圧の谷にともなって移動してきたものである（図略）．

この高渦位域の移流とMTSAT-2の水蒸気画像との関係を考えてみる．上空の寒冷渦（500hPa気圧面での渦度をもった低温域で判断されることが多い）は水蒸気画像の暗域（輝度温度の高い領域）との関連が高いと考えられ，その存在や移動を水蒸気画像で判断することが多い．水蒸気画像は300Pa気圧面付近の水蒸気量に感度があるので，その高度での乾燥の程度を表現している．その高度は，総観スケールをもつ多くの寒冷渦の場合には圏界面が300hPa気圧面よりも下層に低下することから成層圏に位置し，そのために乾燥した領域となって水蒸気画像では暗域として現れる．

今回の豪雨に関連していると考えられる高渦位域はメソスケールであり，圏界面の低下は300hPaに達していない．第3.1.19図をみると，対象の高渦位域は輝度温度の高い暗域ではなく，逆に低い領域になっている．これは上昇流にともない空気が持ち上げられ，低温化によって相対湿度が上昇したためである．このように水蒸気画像の暗域をみるだけでは，上空の高渦位域の流入を判断することはできない．

最後に，水蒸気画像が500hPa気圧面ではなく，300hPa気圧面付近の水蒸気量に感度があることを確認してみる．2011年7月29日9時のMTSAT-2が観測した水蒸気画像に500hPaと300hPa気圧面の相対湿度を重ね合わせた分布を第3.1.20図に示す．500hPa気圧面の相対湿度をみると，低い領域と暗域とはある程度は対応しているものの，日本海上の一部では高い領域が暗域



第3.1.20図 第3.1.19図と同じ，ただし29日09時の
(a) 500hPaと (b) 300hPa気圧面の相対湿度（%，カラー）

と対応しており，水蒸気画像は500hPa気圧面の相対湿度を表現しているものではないことがわかる．その一方，300hPa気圧面の相対湿度は水蒸気画像との対応が非常に良いことが確認できる．

3.1.5 まとめ

本節では，2011年7月28日～30日にかけて発生した新潟・福島豪雨の発生要因について，豪雨をもたらした複数の降水システムに着目するとともに，平成10年8月の新潟での豪雨と平成16年7月新潟・福島豪雨の発生環境場を比較することで議論した．また，豪雨の要因の一つとなった中層での低温の維持の要因として乾燥空気の流入と水平スケール500～1000km（メソ α スケール）

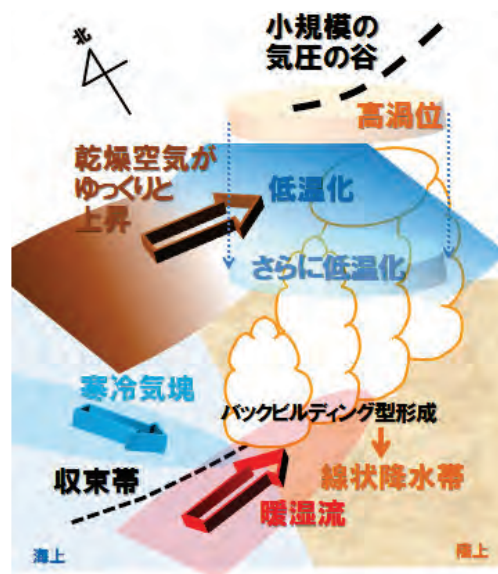
の上昇流に着目し、あわせて最盛期の降水をもたらした要因の一つとして上空の高渦位域流入による影響を議論した。

豪雨最盛期（29日9時～18時）に500mm以上の降水をもたらした線状降水帯の発生・維持メカニズムの概念図を第3.1.21図に示す。大気下層には西から暖湿な空気、北西から寒冷な空気が流入して高度500m付近に顕著な前線が形成されており、その前線上で暖湿な空気が前線の北側に流入している寒気の上に持ち上げられて積乱雲が繰り返し発生すること（バックビルディング形成）で線状降水帯が形成された。上空（高度5～6km）では北西からの乾燥した空気がメソ α スケールの上昇流でゆっくりと上昇して、新潟県上空の大気は断熱冷却により約3度低温化することで、 -6°C 前後に維持されていた。より上空の小規模な気圧の谷にとまって、圏界面よりやや下層（高度10～11km）にはメソスケールの高渦位域が流入して新潟県上空の大気をさらに低温化させていた。これらの上空の低温化により大気の安定度が低下し、積乱雲がより発生・発達するとともに、線状降水帯が長時間停滞することで今回の豪雨をもたらしたと考えられる。

また、平成16年7月新潟・福島豪雨の事例とは異なり、今回の豪雨では降水の止み間が観測された。3時間積算降水量分布では1つの線状降水帯に見えるものであったが、複数の降水システムが入れ替わり発生・発達していたことがわかった。このことは、事例によっては、降水が止んだとしても安心することは危険で、周囲の状況も引き続き監視すべきであることを示唆している。

参 考 文 献

加藤雅也・尾上万里子・篠田太郎・坪木和久（2011）：
平成23年7月新潟・福島豪雨のCReSSによる数
値シミュレーション。第13回非静力学モデルに関
するワークショップ予稿集，15-16。
Kato, T. and H. Goda（2001）：Formation and maintenance
processes of a stationary band-shaped heavy rainfall



第3.1.21図 2011年7月29日9時～18時に新潟県・福島県に500mm以上の降水をもたらした線状降水帯の発生・維持メカニズム

observed in Niigata on 4 August 1998. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 899-924.
Kato, T., and K. Aranami（2005）：Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, SOLA, 1, 1-4.
加藤輝之（2010）：豪雨監視・予測技術の開発。平成22年度数値予報研修テキスト，109-115。
加藤輝之（2011）：大雨発生で着目すべき下層水蒸気場の高度。平成22年度予報技術研修テキスト，71-88。
加藤輝之・廣川康隆（2012）：大雨を発生させやすい環境場について。平成23年度予報技術研修テキスト，86-100。
小倉義光（2000）：総観気象学入門。東京大学出版会，289pp。
瀬古弘（2005）：1996年7月7日に南九州で観測された降水系内の降水帯とその環境。気象研究ノート，208, 187-200。
吉崎正憲・加藤輝之（2007）：豪雨・豪雪の気象学。朝倉書店，187pp。

3.2 台風第12号と第15号の構造の比較*

台風第12号と第15号は、共に9月に上陸し大雨をもたらした。ただし、台風第12号の大雨は奈良県を中心とする台風の進路右側で特に多かった(第2.2節)のに対して、台風第15号の大雨は北東進する台風の前方左側である西日本から東海地方にかけてと宮城県で特に多かった(第2.3節)。このような降水分布の差異は大気環境場の影響を受けた台風の構造に関係することがAtallah et al. (2007) などにより指摘されている。更に、この2個の台風は上陸前のスケールや構造にも大きな差異があった。台風が海上にある間の実況把握は静止気象衛星の可視・赤外画像への依存度が大きい。対流雲分布の把握は上層の雲が広がっているために困難である。本節では、極軌道衛星等のマイクロ波観測データの解析による台風の上陸前の暖気核及び対流の分布の変化と、上陸前後の構造変化について述べる。

3.2.1 衛星搭載マイクロ波センサーによる台風の構造

はじめに、衛星搭載マイクロ波センサーの観測データの解析による上陸前の台風の構造について述べる。まず、二つの台風の上層暖気核とその変化について、NOAA(15, 16及び18号)のマイクロ波探査計AMSU-Aの輝度温度(50GHz帯)を用いコロラド州立大学大気共同研究所(CIRA)のアルゴリズム(Demuth et al., 2004)によって推定された三次元気温データを使用した解析結果を示す。解析で使った気温偏差は、ベストトラック台風中心から半径600kmと半径700kmの間にある観測データの平均値からの差とした。

第3.2.1図a,bには、最盛期における台風第12号及び第15号の中心を通る南北断面図における気温偏差を示す。200hPa面の気温偏差2K以上の範囲(半径)は、台風第12号(第3.2.1図a)が約400kmであるのに対して、第15号(第3.2.1図b)は200km程度で、二つの台風の温度構造の水平スケールが異なっていたことを示している。

同じ第3.2.1図c,dには、それぞれの台風の上

層暖気核の最大気温偏差の時系列変化を示す。これは具体的には、台風中心から半径200km内、100～350hPaの気圧面内の最大気温偏差であり、中心気圧と良い線形関係(反比例)があることがわかっている(小山, 2011)。

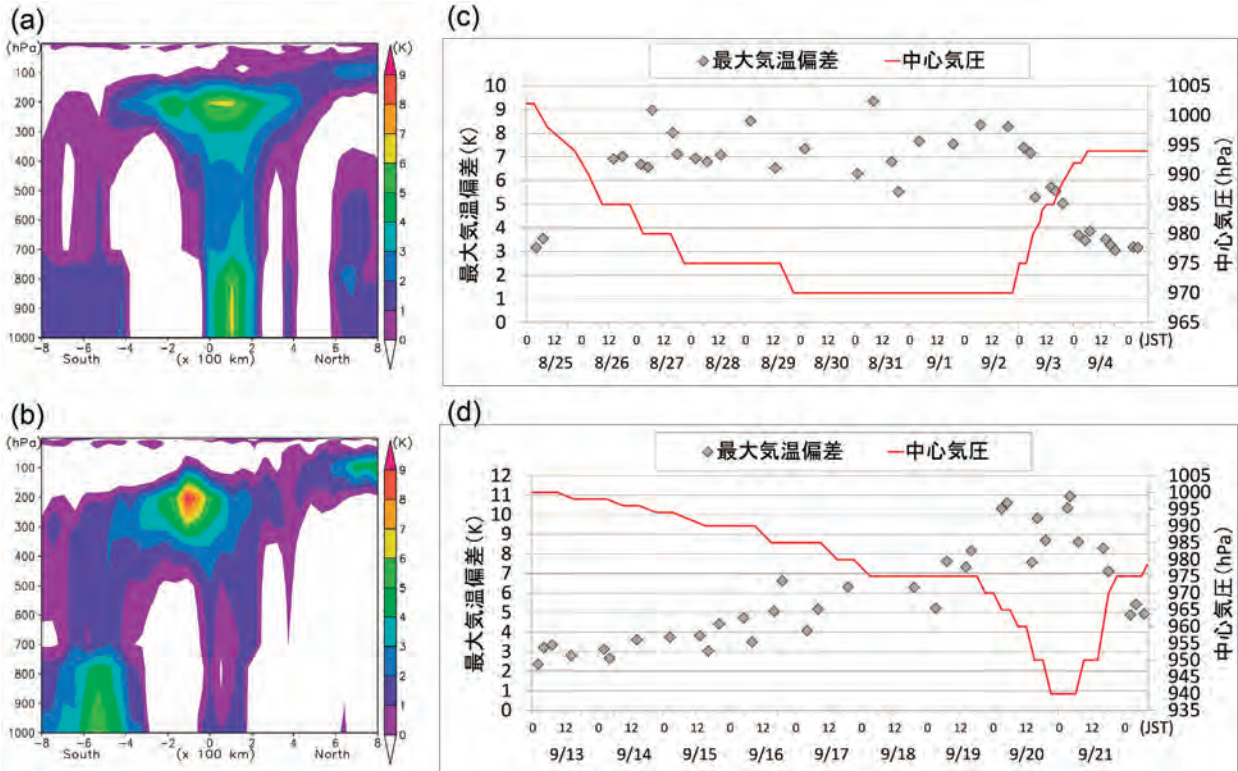
台風第12号の上層暖気核の最大気温偏差は、発達期にあった8月26日に既に最盛期以降(29日21時～)の値(約7K)に達しており(第3.2.1図a, c)、9月2日頃まで日変化などの対流活動の変化を伴って約7Kで推移していた。対流雲域の北側が陸地にかかり始めた2日以降は急激に気温偏差の値が減少した。

台風第15号の上層暖気核の最大気温偏差(第3.2.1図b, d)は、第12号同様、対流活動の強まりなどに対応して変化した。ただし第12号とは異なり発生時(約3K)から9月18日頃までは、気温偏差は緩やかに増大していた。その後、19日から20日にかけての急激な発達に対応して、約11Kまで増大した。

このように、台風第12号と第15号を比較すると、第12号は発生期から上層暖気核の強い状態が長期間継続して日本本土に接近したのに対して、第15号は発生直後には弱かった上層暖気核が急速に発達しながら日本本土に接近し上陸した。これらの差異は気象庁の解析による台風の中心気圧の変化と整合している。

次に、衛星搭載マイクロ波放射計の観測から推定される対流域の分布について述べる。使用したデータはTRMM TMI 85GHzとAqua AMSR-E 89GHzの輝度温度である。この周波数帯では強い対流雲中で氷晶が多いほど輝度温度が低くなる傾向があるが、地表面からの放射の影響を除くため、水平・垂直偏波の輝度温度から偏光修正温度(Polarized Corrected Temperature: PCT)を算出した。PCTを用いることで、上層雲に隠されて見えない台風の眼の壁雲やレインバンドの分布を知ることができる。AMSR-Eについては、同様のPCTをTMI 85GHzに相当する値に変換して用いた。換算式を含めたPCTの詳細については気象研究所台風研究部(2006) p.34を参照していただ

* 気象研究所 北畠 尚子, 小山 亮, 星野 俊介(現 高層気象台)



第3.2.1図 台風第12号と第15号の上層暖気核

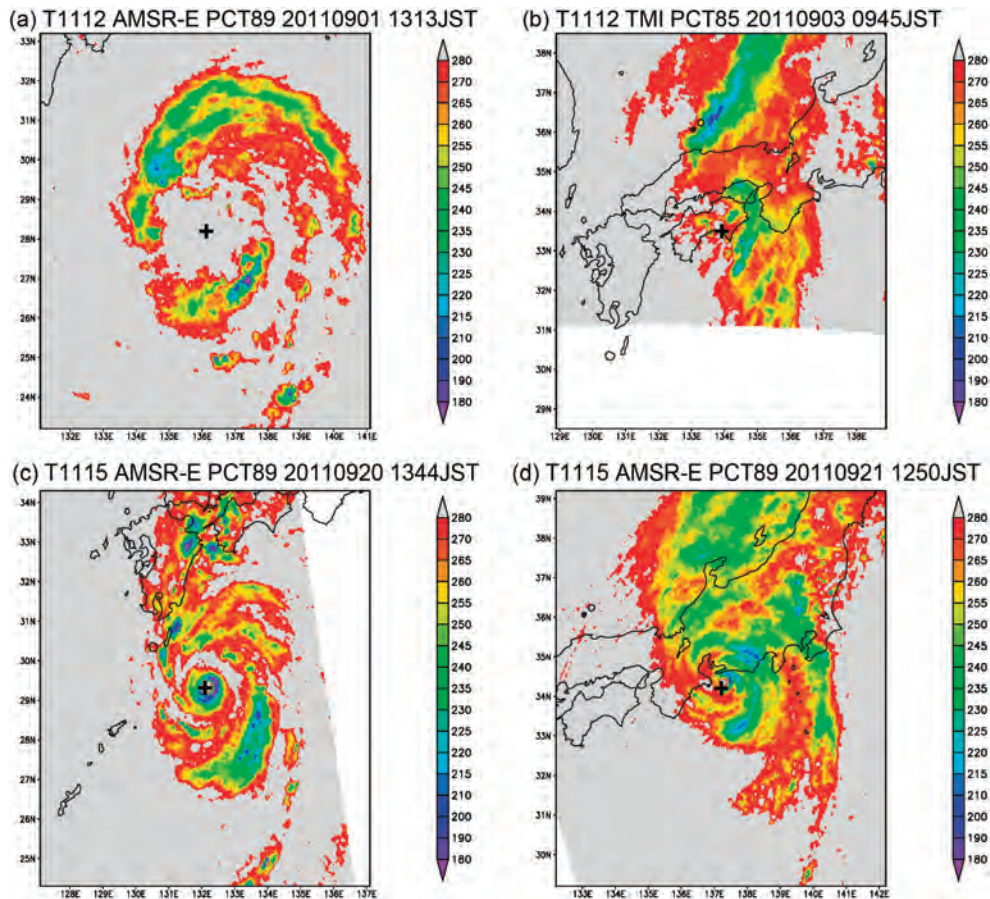
(a) 台風第12号の8月31日1時頃の中心の気温偏差南北断面図。(b) (a)と同じ、ただし台風第15号の9月20日16時頃。(c) 台風第12号の上層暖気核の最大気温偏差（プロット）及び中心気圧（気象庁ベストトラックデータによる、赤線）の時系列。(d) (c)と同じ、ただし台風第15号。

きたい。

第3.2.2図に台風第12号に関する(a)9月1日13時過ぎと(b)台風が上陸時刻頃の9月3日09時過ぎのPCT分布、及び台風第15号に関する(c)9月20日13時過ぎと(d)上陸直前の21日12時過ぎのPCT分布を示す。台風第12号に関しては、1日には眼の壁雲に相当する強い対流域の位置は中心から200km以上離れており(第3.2.2図a)、多くの場合に台風の眼の大きさが半径100km以下であるのと比較してかなり大きい。またこの時刻には特に北側のレインバンドの幅が広い。この眼の壁雲は3日には崩れているが、東側の強い対流域が紀伊水道から紀伊半島にかかっている(第3.2.2図b)。台風の移動速度が遅く、この北側～東側の対流雲バンドが長時間かかった紀伊半島で降水量が多くなった。

対照的に、台風第15号は眼が小さいのが特徴である。20日の対流雲分布(第3.2.2図c)では二重眼の特徴が見られ、内側の眼の壁雲の位置は

半径30km程度とかなり小さい。第12号との眼の大きさの差異は、第3.2.1図で見られた上層暖気核の水平スケールの差異に定性的に対応している。このような内部コア領域の対流とは別に、外側のレインバンドが半径200km以遠に広がっている。更に、第3.2.2図cの西日本の降水システムは台風とは独立して16日頃から数日にわたって断続的に発生していた。これは中緯度のジェット気流・前線帯に関連するものと考えられる。上陸直前の第3.2.2図dでは、台風の眼はまだ明瞭に維持されているが、もともと日本付近に発生していた幅の広い降水域(図中では日本海～東北地方)と台風のシステムが一体化している。この台風の北側の幅の広い降水域は台風が傾圧帯に接近する際に前線が強化されることでしばしば見られるもので(例えば北畠ほか, 2006を参照)、このために台風自体の移動速度が比較的速かったにもかかわらず日本本土に長時間の降水をもたらした。



第3.2.2図 衛星マイクロ波観測による輝度温度分布

(a) 台風第12号の9月1日13時13分のAqua AMSR-E 89GHz輝度温度をTRMM TMI 85GHz PCTに換算したものの(K)。(b) 台風第12号の9月3日09時45分のTRMM TMI 85GHz PCT。(c) (a)と同じ、ただし台風第15号の9月20日13時44分。(d) (c)と同じ、ただし9月21日12時50分。図の中央の+印はベストトラックデータを内挿した台風中心の位置。

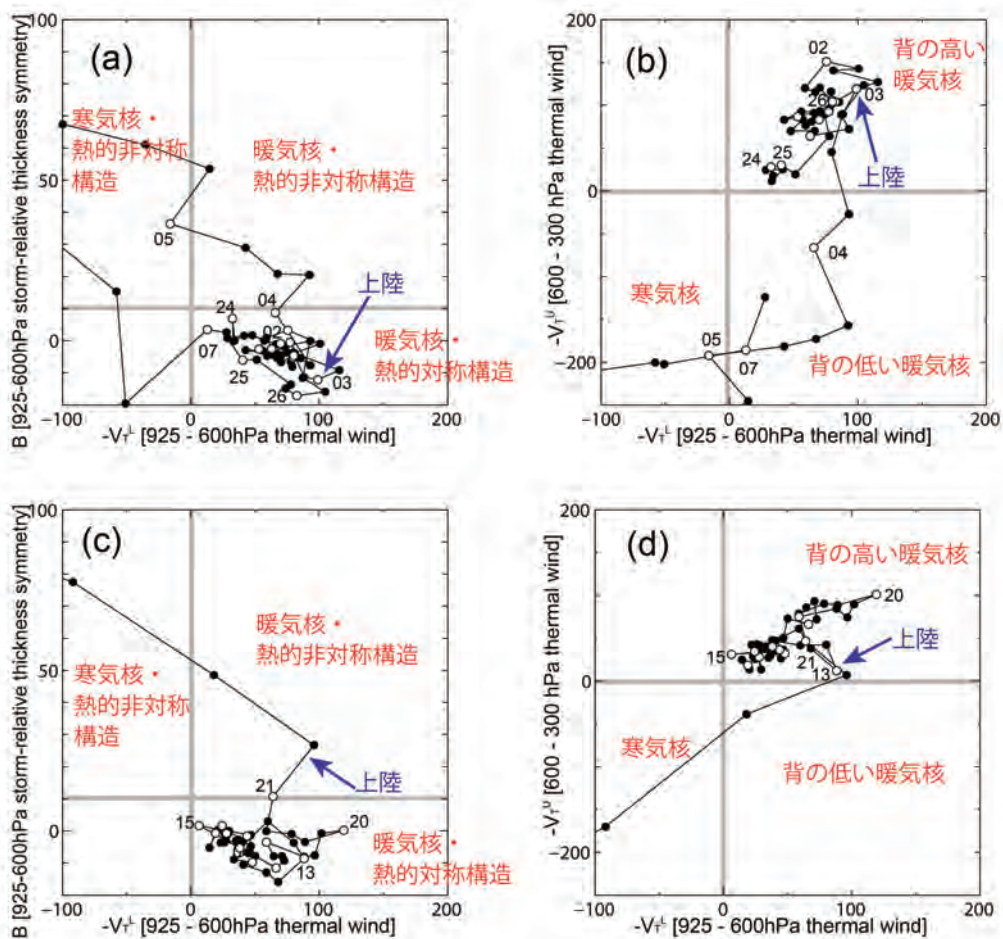
このように、台風第12号に関する大雨は主に台風本体のシステムによる雨で、台風第15号に関する大雨は別のシステムも関与した点異なる。

3.2.2 台風のライフサイクルと上陸時の構造の差異

この項では、台風の上陸前後の構造変化と、日本付近の大規模場の特徴について述べる。第3.2.3図に、台風第12号(a,b)と第15号(c,d)の構造変化を示す。これはHart(2003)のcyclone phase space(CPS)の手法を用いて台風の中心から半径500kmの構造を表すもので(北島ほか, 2006; 北島, 2011を参照), 気象庁気候データ同化システム(JCDAS)の6時間ごとのデータ(解

像度 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$)を使用して作成した。Hart(2003)では下層のパラメータは900-600hPaのデータで計算しているが、ここではデータセットの気圧レベルに合わせるため925-600hPaについて計算している。第3.2.3図a,cは横軸に下層暖気核/寒気核を表すパラメータ、縦軸に下層熱的非対称性(前線性)/対称性(非前線性)を表すパラメータをとっている。第3.2.3図b,dは横軸はa,cと同様だが、縦軸は上層(600-300hPa)暖気核/寒気核を表すパラメータである。この手法は総観規模(1000km程度)での低気圧の構造を判別するもので、前項で見たような比較的小さいスケールでの構造の差異は別の問題となる。

台風第12号(第3.2.3図a,b)は、四国・中国地方に上陸した9月3日夜までは下層暖気核・熱



第 3.2.3 図 台風第 12 号と第 15 号の構造変化

(a) 台風第 12 号 (8 月 24 日～9 月 7 日). 横軸は下層暖気核 (正值) / 寒気核 (負値) を表すパラメータ, 縦軸は下層熱的非対称 (前線性, $B > 10$) / 対称 (非前線性, $B < 10$) 構造を表すパラメータ. ○は 09 時, ●はその他の 6 時間ごとの値. ○の横の数字は日付を表す (一部省略). (b) (a) と同じ, ただし縦軸は上層暖気核 (正值) / 寒気核 (負値) を表す. (c) (a) と同じ, ただし台風第 15 号 (9 月 13 日～22 日). (d) (b) と同じ, ただし台風第 15 号. 図中の青矢印は日本本土上陸時を示す.

的対称構造, 上層暖気核を持つ典型的な熱帯低気圧の構造であった. 中国地方通過中の 3 日深夜の上層暖気核衰弱 (第 3.2.3 図 b) は衛星マイクロ波観測による最大気温偏差の減少 (第 3.2.1 図 c) と矛盾がない. 日本海に抜けた 4 日朝には下層で非対称構造となって (第 3.2.3 図 a), 温帯低気圧化 (温低化) の段階に入った. 上層の変化に約 1 日遅れて下層も寒気核化し (第 3.2.3 図 b), 熱帯低気圧の特徴を全て失ったのはこの図では台風が日本海中部に進んだ 5 日朝であった.

台風第 15 号 (第 3.2.3 図 c,d) は, 20 日までは典型的な熱帯低気圧の構造であったが, 紀伊半島沖を北東進していた 21 日朝には下層は熱的非対

称化した (第 3.2.3 図 c). その日の午後には静岡県に上陸した後, 東日本通過中に上層が寒気核化した (第 3.2.3 図 d). これも第 12 号の場合と同様, 衛星マイクロ波観測で見た暖気核の衰弱 (第 3.2.1 図 d) と矛盾がない. 福島県から海上へ抜けた 21 日深夜には下層も寒気核化して (第 3.2.3 図 c), 熱帯低気圧の特徴を全て失った.

すなわち, 上陸時には, 台風第 12 号は眼の構造は崩れていても熱的構造としては熱帯低気圧の特徴である軸対称性をまだ保持していたが, 上陸後に対流が弱まって上層が寒気核化し, その後に傾圧帯の影響で温低化した. それに対して第 15 号は上陸時には眼は明瞭であったが, 下層では既

に非対称性を強め温帯低気圧の性質を持ち始めていた。

このような差異を生じさせた原因として、上陸前の大規模場(JCDASによる)を第3.2.4図に示す。ここでは渦位 2PVU で定義した力学的圏界面の温位・気圧・風を示している。この温位・高度が特に低い領域は対流圏中上層で寒気を伴ったトラフに対応し、その水平傾度が大きい領域は上部対流圏ジェット気流に対応する。台風などで潜熱解放による加熱があると、その下側では渦位が増大するのに対して上側では渦位が減少する(これは層厚の増大により下層では低気圧性循環が強まり上層では高気圧性循環が生じることを反映する)ため、結果的に 2PVU 面は持ち上げられる。

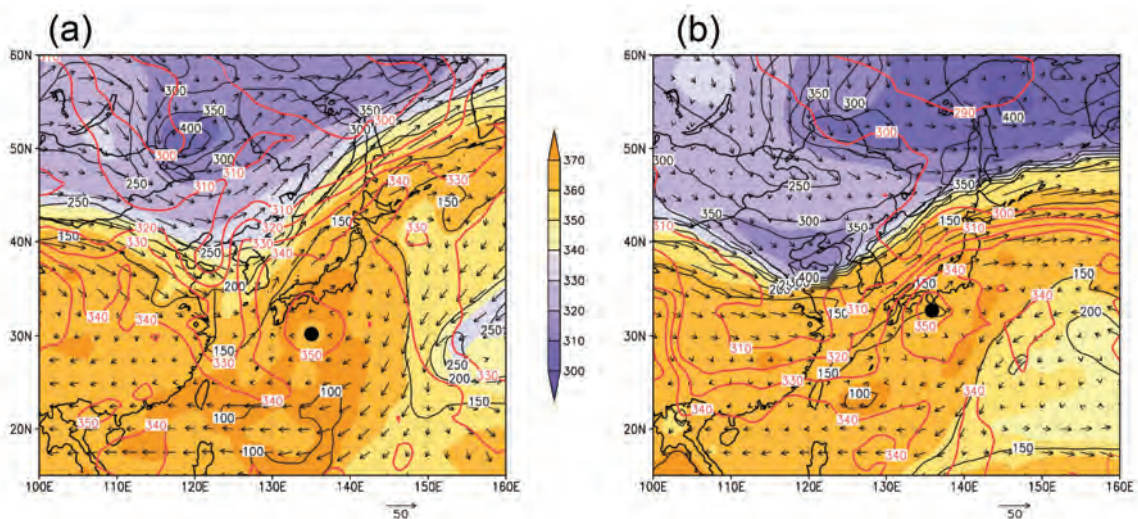
同じ図中で、下層の前線帯等を表すために 850hPa 面の相当温位も示している。2PVU 面温位と下層相当温位の差は、対流圏の鉛直安定度で、対流圏上層起源の擾乱(トラフ・ジェット)と下層起源の擾乱(台風など)とのカップリングのしやすさを表す。

台風第12号(第3.2.4図a)は第3.2.1図及び第3.2.2図で見たように水平スケールが大きいことが特徴で、潜熱加熱のため 2PVU 面が広い範囲で 370K 以上、150hPa より上まで持ち上げられていた。下層傾圧帯は日本海北部に位置しており、第3.2.3図aで台風構造の熱的非対称化開始が台

風中心が日本海へ抜けてからであったことと整合する。CPS で示された熱的非対称化に先だって上陸前に対流雲分布が非対称化した(第3.2.2図b)のは、第2.2節に述べられているように台風の東側の南寄りの風に伴う地形性降水の強化と、台風の西側への西寄りの風に伴う乾燥空気の流入で説明できる。

台風第15号は、前日から日本本土付近に停滞していた下層相当温位傾度の大きい領域(秋雨前線)の南側を北東進して(第3.2.4図b)上陸した。台風の北上による前線帯の水平温度傾度の増大と、台風の接近による風速増大により、台風の北東象限では暖気移流が強まり、上昇運動を励起して降水が多くなることが容易に説明できる。ただし、第3.2.2図dでは下層低気圧性循環に伴い寒気移流が予想される北西象限にも温帯低気圧発生期に典型的な baroclinic leaf (木の葉状の雲域)に類似した組織的な雲域が見られる。この点は台風第12号(第3.2.2図b)とは異なる。

一般に、中緯度の低気圧の西側では低気圧自身の循環により寒気移流が生じるが、そこで組織的な上昇流とそれによる雲域が生じるのは西から接近する上層トラフの寄与による。台風第15号の温低化にかかわった中緯度トラフは、21日09時には 2PVU 面(力学的圏界面)が 320K 以下(400hPa)まで下がる顕著な圏界面折れ込みで



第3.2.4図 2PVU 面温位(カラー, K), 気圧(黒線, hPa), 風(ベクトル, m/s)と 850hPa 面相当温位(赤線, K) (a) 9月2日09時(台風第12号), (b) 9月21日09時(台風第15号). 台風中心を●で示す。

あった。この圏界面の折れ込みと、台風が圏界面を持ち上げていたことの両方により、第3.2.4図bでは台風の西側では等渦位面上の温位傾度（及び、図には示さないが温位移流も）が非常に大きい。これは、等温位面上の渦位傾度及びそれに関連した渦位移流（又は等圧面上の渦度傾度及び渦度移流）が強いことに対応し、そこで強い上昇運動が励起されることを意味する。ジェット気流に伴う強い鉛直シアは台風の鉛直軸を傾斜させ台風を衰弱させる方向に働くが、中緯度トラフ前面で台風西側に励起される上昇運動は、傾圧帯のみならず台風における上昇運動及びそれに伴う潜熱解放も促進することになるので、鉛直シアによる台風の構造変化や衰弱を抑制する。このように前線やトラフといった中緯度システムと台風自身の相互作用は、下層傾圧帯に沿った降水の強化に加え、台風自身の勢力維持にも寄与したことが考えられる。こうして、台風第15号は下層・上層とも暖気核構造のまま下層非対称化が先行し、また第12号と比較して移動速度が速かったにもかかわらず進路左側の前線帯で総降水量が多くなったと考えられる。

3.2.3 まとめ

台風第12号は通常より水平スケールがかなり大きく、眼の壁雲を含む幅の広いレインバンドを伴っていた。日本本土上陸時には中緯度傾圧帯が日本海北部に位置していて、上陸前から通過中は台風の総観規模での熱的構造変化は大きくなかったため、相対的に水蒸気の流入の多い台風進路右側で降水が多くなった。特に移動速度が遅かったため、レインバンドが長時間かかった紀伊半島を中心に総降水量が非常に多くなった。

台風第15号は上陸時にはまだ眼を持ってはいたが、上陸前には本州には中緯度傾圧帯が停滞しており、台風も総観規模での構造としては上陸前

から熱的非対称化を開始していた。また台風と中緯度システムの相互作用により傾圧帯上での降水が強められることにより、台風の進路左側で総降水量が多くなった。

なお、台風第12号のスケールが非常に大きかったこと、台風第15号が九州の南で小さいスケールで急発達したことの原因は、未解明であり、今後の研究が必要である。また台風から北側に離れた位置での大雨は傾圧帯がまだ明瞭でない状況でも発現しており、このような現象に関しても今後の研究が必要である。

参 考 文 献

- Atallah, E. H., L. F. Bosart and A. R. Aiyyer (2007) : Precipitation distribution associated with landfalling tropical cyclones over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 2185-2206.
- Demuth, J. L., M. DeMaria, J. A. Knaff, T. H. and Vonder Haar (2004) : Evaluation of advanced microwave sounding unit tropical-cyclone intensity and size estimation algorithms. *J. Appl. Meteor.*, 43, 282-296.
- Hart, R. E. (2003) : A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585-616.
- 気象研究所台風研究部 (2006) : 平成16 (2004) 年日本上陸台風の概要. 気象研究所技術報告, 49, 36pp.
- 北島尚子 (2011) : Cyclone Phase Space (低気圧位相空間). *天気*, 58, 801 - 803.
- 北島尚子・藤部文昭・星野俊介・別所康太郎 (2006) : 台風の温帯低気圧化に関する理解の現状とその解析・予報の問題. *測候時報*, 73, 87 - 116.
- 小山亮 (2011) : マイクロ波探査計データを使った台風強度推定手法の開発—暖気核推定誤差の要因と特徴について—. 日本気象学会2011年度秋季大会講演予稿集, B166.

3.3 現業数値予報モデルによる予測*

数値予報課では、水平解像度 20km で地球全体を覆う全球モデル (GSM) を運用し、日々の天気予報や週間予報のための基礎資料を提供している。また、GSM を基にした週間アンサンブル予報システム (WEPS) と台風アンサンブル予報システム (TEPS) の運用も行っており、確率予報やそれぞれの予報に対する信頼度情報を提供している。これら全球を対象とするモデルに加えて、日本周辺を中心とした東アジア域を水平解像度 5km で覆うメソモデル (MSM) の運用も行っている。MSM は、GSM よりも高解像度で、精緻な雲・降水過程を表現できることから、メソスケール現象による数時間から 1 日先程度の大雨や強風の予測を目的としており、防災気象情報作成や航空予報に用いられている。また、新計算機システム (平成 24 年 6 月運用開始) 上では、水平解像度 2km の局地モデル (LFM) の運用を開始している。LFM は、MSM 以上の高解像度でより時空間規模が小さい現象や地形の詳細な表現が可能なることから、飛行場周辺の詳細な気象や強雨の表現性向上が期待されている (永戸ほか, 2010)。これらの各システムの仕様を第 3.3.1 表にまとめる。

本節では、今回の台風第 12 号、台風第 15 号及び平成 23 年新潟・福島豪雨について、これらの現業数値予報システムによる予報結果を示し、台風・豪雨予報についての数値予報技術の現状について明らかにすると共に、その改善に向けた課題についても触れる。第 3.3.1 項では、新潟・福島豪雨について、MSM や LFM などのメソ数値予報による大雨予報の特徴を示す。続く第 3.3.2 項、第 3.3.3 項では、台風第 12 号・台風第 15 号について、GSM・WEPS・TEPS などの全球モデル・アンサンブル予報システムによる主に進路予報を中心とした結果について述べる。第 3.3.4 項では、これらの各数値予報システムの予報結果をベースとして作成されている数値予報ガイダンスの結果とその特性について示す。

3.3.1 新潟・福島豪雨の予測結果

2011 年 7 月 28 日～30 日にかけて発生した新潟・福島豪雨 (以降、豪雨と記述する) については、既に第 2.1.1 項及び第 2.1.2 項で総観場と局地的状況について示されている。更に、第 3.1 節では、豪雨をもたらした複数の降水システムの生成・維持機構とそれに寄与した環境場の特徴に着目した

第 3.3.1 表 数値予報課で現業運用中の数値予報システムの仕様一覧 (2012 年 8 月現在)

	局地	メソ	全球	週間アンサンブル	台風アンサンブル
目的	航空予報 防災気象情報	防災気象情報 航空予報	週間天気予報 府県天気予報 航空気象情報 台風予報	週間予報	台風予報
予報領域	東日本(1100km x1600km)	日本周辺(3600km x2880km)	地球全体		
水平解像度	2km	5km	0.1875° (~20km)	0.5625° (~60km)	
鉛直層(上端高度)	60層(約20km)	50層(約22km)	60層(0.1hPa)		
予報時間 (初期時刻)	9時間 (00,03,06,09,12, 15,18,21UTC)	15時間 (00,06,12,18UTC) 33時間 (03,09,15,21UTC)	84時間 (00,06,18UTC) 216時間 (12UTC)	216時間 (12UTC)	132時間 (00,06,12,18 UTC)
予報モデル	局地モデル(LFM)	メソモデル(MSM)	全球モデル(GSM)		
解析システム	局地解析 (3次元変分法)	メソ解析 (4次元変分法)	全球解析 (4次元変分法)	全球解析+特異ベクトル法による初期摂動作成	
メンバー数	-	-	-	51	11

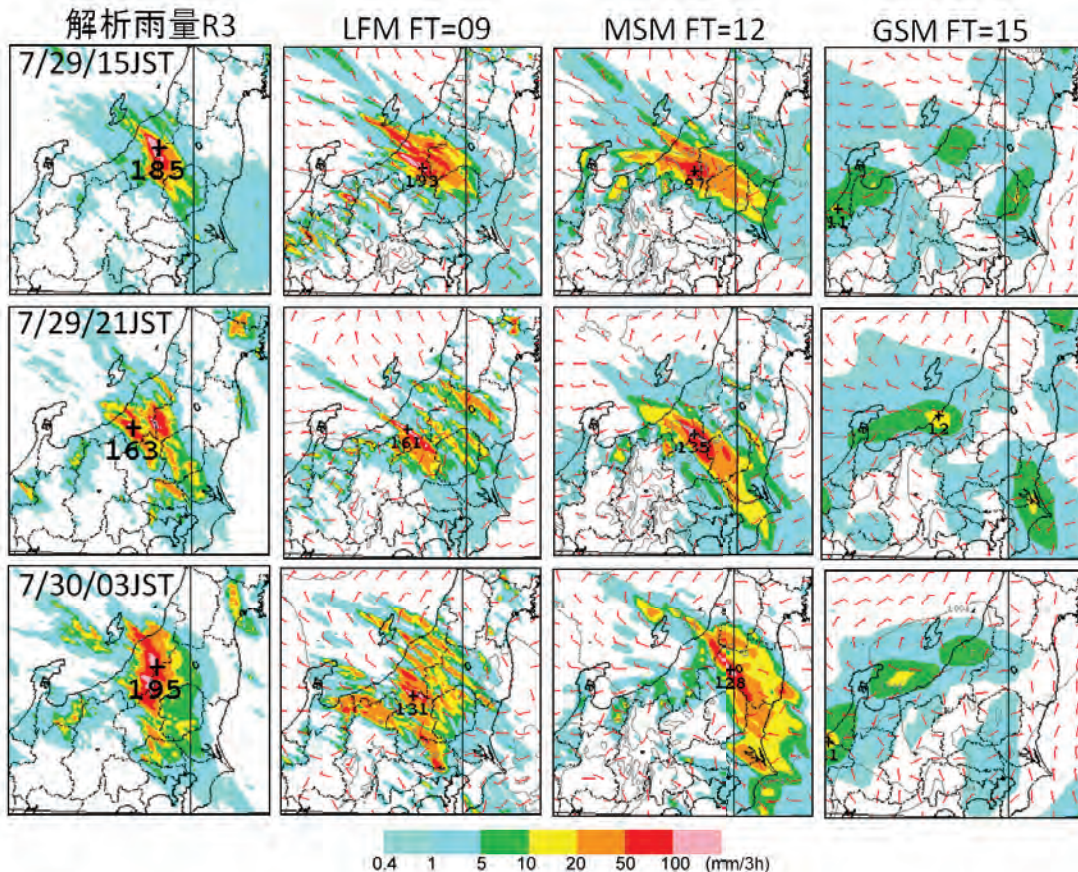
* 予報部数値予報課 永戸 久喜

解析結果から、豪雨の発生要因についての議論がなされている。本項では、これらの解析結果も踏まえつつ、今回の豪雨についての現業数値予報の結果について示す。

第3.3.1.1図に、豪雨のピークとなった7月29-30日の各モデルの降水予報結果を示す。ここでは、LFMの親モデル（側面境界を与えるモデル）は初期時刻の3時間前を初期時刻とするMSMであり、更に、そのMSM（ここでは、03, 09, 15UTC初期値）の親モデルは初期時刻の3時間前を初期時刻とするGSMである。そのため、ここでは、各モデルの予報結果を比較する際に、LFMの初期時刻に対して3時間前を初期時刻とするMSMと、更にその3時間前を初期時刻とするGSMを比較対象とする。GSMは、新潟から福島・北関東に至る降水域を表現しており、停滞前線とそれに伴う降水発生ポテンシャルは良く予

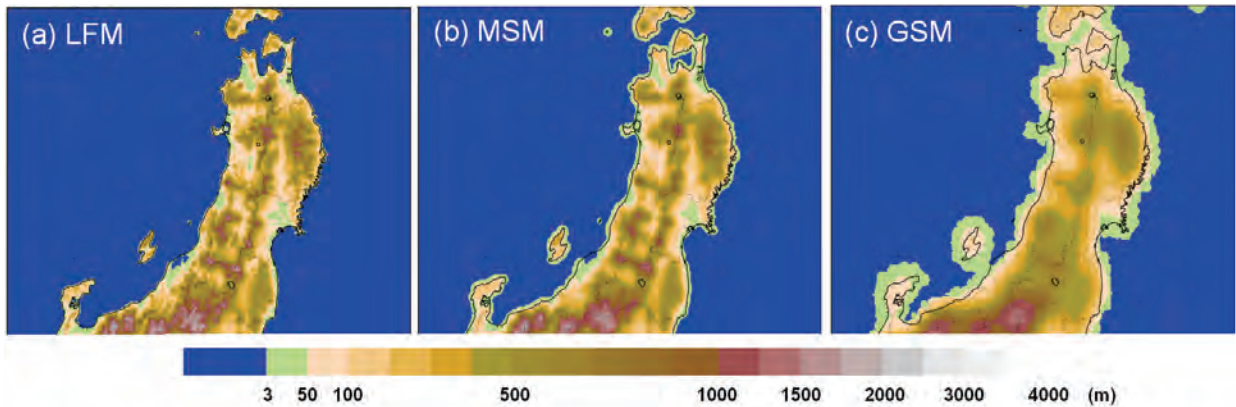
想していることがわかる。しかしながら、GSMでは実況で見られるような強い降水を伴う線状の降水域は再現されておらず、実況では内陸にある降水のピークが海岸付近にあることや、実際には観測されていない富山県や石川県に比較的まとまった降水を表現するなど、観測された降水の特徴を十分に再現できていない。これは、GSMの水平解像度が20kmと粗く、降水をもたらした線状降水系（第3.1節）を十分に表現できないことや、モデルの地形表現が粗いため、佐渡島を含む北陸地方の陸地が実際の海岸線よりも海上に広がっていたり、脊梁山脈などの山岳が実際よりも低い（第3.3.1.2図）などの影響が現れているものと考えられる。

一方、MSMでは、線状で強い降水を伴うといった、観測された降水域の特徴を良く再現している。強い降水域が広がりすぎている、降水のピー



第3.3.1.1図 前3時間積算降水量分布

左から、解析雨量、LFMの9時間予報値、MSMの12時間予報値、GSMの15時間予報値をそれぞれ示す。上から、2011年7月29日15JST、21JST、30日03JSTの時刻を示す。



第3.3.1.2 図 各モデルの地形
(a) LFM, (b) MSM, (c) GSM.

ク値がやや小さいなど、実況と異なる点も見られるものの、時間とともに変化している線状の降水域の走向や強雨域の場所についてもおおむね良い表現をしている。これは、GSMよりも高解像度で精緻な雲・降水過程を実装し、豪雨をもたらした線状降水系のようなメソ対流系の表現に優れているMSMの特徴を表した結果といえる。

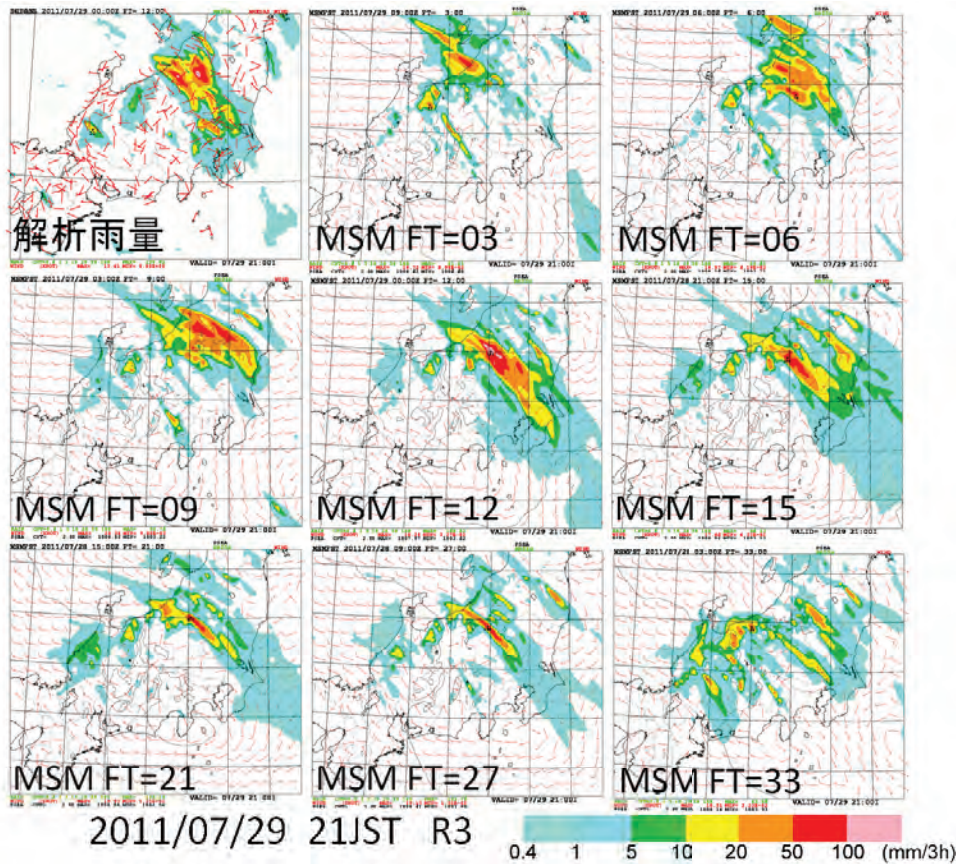
これに加えて、MSMの初期値を作成するメソ解析に2010年12月から導入された衛星観測輝度温度データの直接同化(計盛, 2011)や、2011年6月から導入されたレーダー反射強度からリトリブされた相対湿度の同化(幾田, 2011)などの幾つかの改善の効果が考えられる。前者は、海上の気温・水蒸気場を改善することから、豪雨の発生・維持に寄与している日本海上から停滞前線に流入する暖湿気流の予測精度を高める効果がある。また、後者は、観測されたレーダー反射強度の情報を初期値に取り込むことができるため、降水系の予報を直接改善する効果がある。

LFMでは、MSMと同様に観測された降水域の特徴をよく再現するとともに、降水のピーク値としてはMSMより強く、実況に近い値を予測している。第3.1節でも述べられているように、今回の豪雨は、複数の線状降水系の発生・維持によってもたらされている。LFMは2kmというMSMより高い水平解像度で線状降水系の表現に優れており(永戸ほか, 2010)、今回の豪雨に対してもこの特性が発揮されたものと考えられる。

一方で、実際より降水が過剰に表現される傾向

(7月29日15JST)や、降水のピークがやや分散する傾向(7月30日03JST)も見られた。LFMでは、水平規模10km程度以上の発達した積乱雲を格子平均として直接解像できることから、MSMで用いている積雲対流パラメタリゼーションは使われていないが、その影響で降水が過剰に表現される場合がある(永戸ほか, 2010)。これは、LFMの解像度でも格子平均として表現できない10kmより小さい雲や対流の効果を扱う必要があることを示唆しており、その手法について検討を進めているところである。また、高解像度で降水系の詳細な構造を表現できる反面、個々の降水系については時空間的な位置ずれが生じやすい傾向もある(永戸ほか, 2010)。今回の事例では、LFMに見られるこれらの改善すべき特性についても顕在化していることがわかる。

次に、初期値が異なるMSM予報値について、同じ予報対象時刻の結果を比較するために、7月29日21JSTの前3時間積算降水量について第3.3.1.3図に示す。この時刻については、6-15時間予報(FT=06-15と標記。以下、この標記に従う)の結果が、実況で見られる強雨発生のポテンシャルをほぼ予測できていることが見て取れる。一方、それより先の予報時間の結果を見ると、実況と比べると降水分布は狭く、降水量が過少傾向となっている。他の予報対象時刻を見ても、第3.3.1.3図と同様の傾向が示されており、半日程度までの予報は、降水の場所・量ともに比較的良好な結果を示しているが、その先1日程度になると、過少傾



第 3.3.1.3 図 2011 年 7 月 29 日 21JST の前 3 時間積算降水量分布
解析雨量及びそれぞれ初期値が異なる MSM の当該予報対象時刻の予報値を示す。

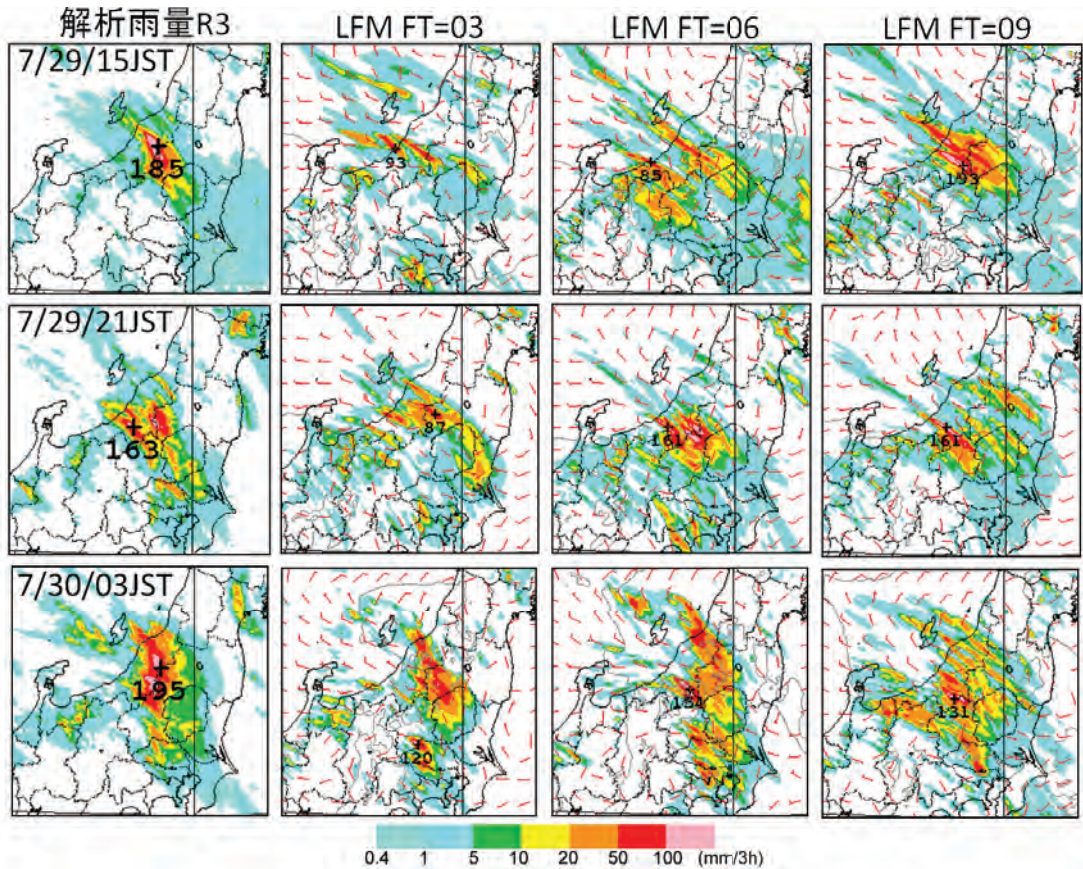
向が見られた。

今回は、複数の線状降水系が発生・停滞を繰り返すことによって、強い雨が長時間持続したことで豪雨をもたらされた(第 3.1 節)。予報作業上は、一日先程度の積算降水量の見積もりや大雨がいつ終息するのかという見通しを立てることが重要であるが、今回の MSM の予報結果は、その目的のために利用するには不十分であったと言わざるをえない。

MSM については、新計算機システム上で予報領域の拡張と鉛直層増強及び予報時間延長等の仕様拡張を行う予定(室井ほか, 2011)で、現在それに向けた開発を進めている。ここで、鉛直層増強については、下層の高解像度化とモデルトップ引き上げの両方の実現を目指している。特に、下層の高解像度化は、物理過程へのインパクトが大きいことから、これを機にした物理過程の見直しと改善に取り組む予定である。また、モデルトッ

プの引き上げによって、これまでに同化されていなかった、上空に感度のある衛星観測データも新たに利用可能となる見込みである。これらにより、予報後半まで精度を保つようなモデル全体としてのパフォーマンスの向上を目指したい。

最後に、LFM についても、異なる初期値の予報について同じ予報対象時刻の結果を第 3.3.1.4 図に示す。これによると、初期値の違いによる結果のばらつきが大きい傾向が見て取れる。ここで、予報時間ごとという観点でみると、FT=03 については他の予報時間の結果と比べて降水量がやや少なめになっており、初期の降水の立ち上がりの問題などの影響と考えられる(永戸ほか, 2010)。この結果から、初期時刻別の予報特性について把握するのは難しいが、LFM の初期時刻による特性の違いについては、夏季の対流性降水における調査が行われており(平原ほか, 2011)、現在その改善に向けて、解析システムと予報モデルの



第 3.3.1.4 図 前 3 時間積算降水量分布

左から、解析雨量，LFM の 3 時間予報値，6 時間予報値，9 時間予報値をそれぞれ示す。上から，2011 年 7 月 29 日 15JST，21JST，30 日 03JST の時刻を示す。

両方についての改良の取り組みを進めているところである。具体的には、現在の LFM では、初期値での過剰な成層不安定や日中の地上気温の負バイアスなどの課題を抱えており、そのために、夏季の対流性降水では、日中の降水過少・夕方以降の降水過剰という課題が明らかになっている。これらの課題解決のために、解析での地面温位の制御変数化などの導入、及び予報モデルでの雲量表現の最適化といった改良を行うことにより、地上気温の予報の改善とそれに伴う対流性降水予報の改善が図られる結果が得られている（本改良は 2012 年 8 月に現業化された）。今後予定されている LFM 予報結果の降水短時間予報への入力や予報作業への利用を有効に行うためには、このように、様々な降水系についての LFM の予報特性について明らかにした上で、必要な改良を進めていくことが、重要な課題である。

参 考 文 献

- 永戸久喜・石田純一・藤田匡・石水尊久・平原洋一・幾田泰醇・福田純也・石川宜広・吉本浩一（2010）：局地モデルの試験運用。平成 22 年度数値予報研修テキスト，1-27.
- 幾田泰醇（2011）：メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化。平成 23 年度数値予報研修テキスト，9-12.
- 計盛正博（2011）：メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化。平成 23 年度数値予報研修テキスト，3-8.
- 平原洋一・田村一卓・森安聡嗣・石水尊久（2011）：局地モデルの特性。平成 23 年度数値予報研修テキスト，37-49.
- 室井ちあし・松下泰広・西尾利一（2011）：第 9 世代数値解析予報システム。平成 23 年度数値予報研修テキスト，56-70.

3.3.2 全球数値予報による台風の予測結果*

今日の予報業務において数値予報の利用は欠かせないものとなっており、台風予報においても数値予報は重要な役割を担っている。本項では、台風予報を支援するための数値予報モデルの概要と、数値予報での台風予報の統計検証結果を示した後、2011年に日本に大きな影響を与えた台風第12号、第15号の数値予報結果について検証する。

3.3.2.1 台風予報に使用される数値予報モデル

現在、台風予報に用いられる主要な数値予報モデルは、全球モデルGSMと台風アンサンブル予報システム（以下、台風EPS）である。GSMは3日先までの進路予報、及び強度予報の役割を主に担っている。第3.3.2.1表にGSMの仕様概略を示す。水平解像度約20kmのGSMは2007年11月のモデル更新時に導入されたものであり（北川, 2007）、それ以前は約55kmであった。20kmという全球モデルとしては高い水平解像度を導入することで、台風中心付近の構造をある程度表現可能になってきたことから、GSMは強度予報の役割も担うようになってきている。

台風EPSは5日先までの進路予報と確率情報・予報信頼度を提供することを主眼として2008年より運用されている。台風EPSの概要については本報告第3.3.3項の解説や山口(2006)、小森・山口(2008)を参照されたい。

精度の良い数値予報を行うにあたっては精度の良い初期値が欠かせないが、台風は観測データの

少ない熱帯海上に存在する時間が長いため、真の観測データのみを用いたデータ同化では台風周辺で精度良く初期値を求めることは容易ではない。そこで、台風の位置・強度を初期値で適切に表現するための手法として、台風ポーガスと呼ばれる手法が用いられている（大野木, 1997）。現在GSMの初期値を作成する全球解析においては、疑似観測型と呼ばれる台風ポーガス手法が採用されている（新堀, 2005）。この手法では、予報現業で解析された台風の位置・強度の情報を用いて典型的な台風構造を仮定し、そこからあたかも観測したかのように擬似的な観測データを台風周辺数点について作り、他の観測データと共に解析システムに与えるものである。作成される疑似観測データの種類は海面気圧及び指定気圧面での風ベクトルである。疑似観測データの個数、配置が現在の解析予報システムに対して最適な設定となるよう、近年も改善が図られてきている（高坂, 2009; 岡垣, 2010）。

3.3.2.2 台風進路予報の統計的検証

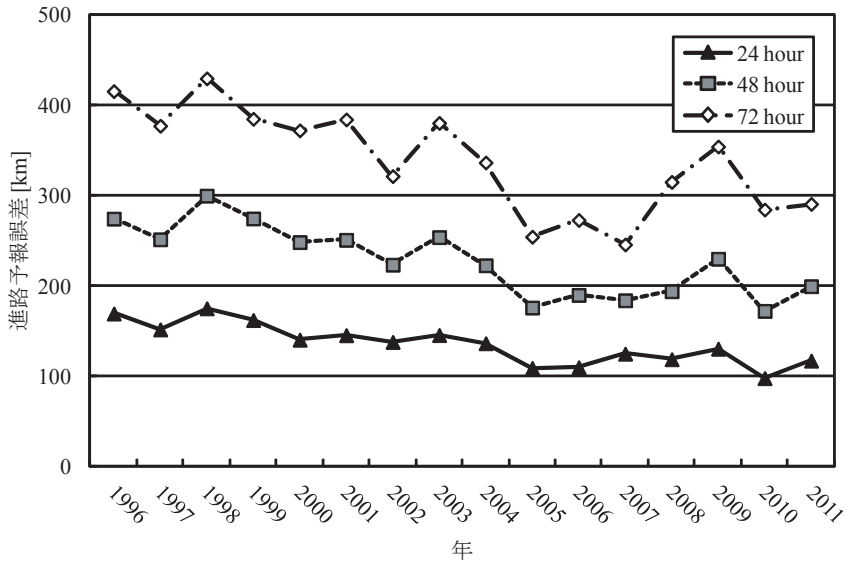
第3.3.2.1図に1996年から2011年までのGSM進路予報誤差を示す。図中、24,48,72時間予報それぞれの進路予報誤差が示されている。年々の変動はあるものの、大局的には各予報時間とも年を追うごとに予報誤差が減少傾向にあることが分かる。これは、予報モデル自体の改善、及び初期値を作成する全球解析の改善を反映していると考えられる。

次に2011年の全台風を対象とした予報進路誤差の統計検証の結果を第3.3.2.2図に示す。対象とした予報モデルは、GSM及び台風EPSである。アンサンブル予報システムによる台風予報結果については主に第3.3.3項で述べるが、本項でもGSMとの比較の観点から一部取り上げることとする。ここでは、台風EPSから得られる決定論的予報結果として、各アンサンブルメンバーの予報結果を平均して得られるアンサンブル平均と、コントロール予報（初期値に摂動を与えない予報メンバー）の進路予報誤差も合わせて図に示して

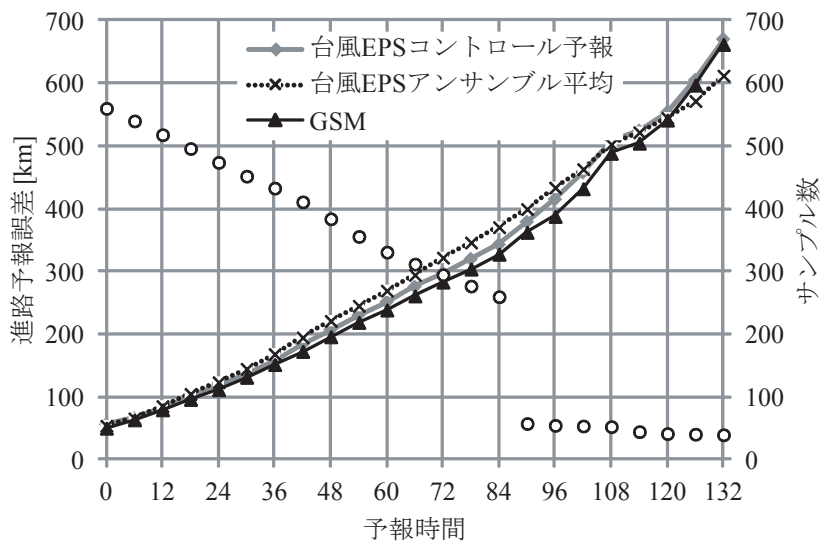
第3.3.2.1表 全球モデルGSMの仕様

予報頻度 (初期時刻)	1日4回(00,06,12,18UTC)
予報時間	84時間(00,06,18UTC) 216時間(12UTC)
解像度	水平解像度約20km 鉛直層60層 モデルトップ0.1hPa

* 予報部数値予報課 檜垣 将和



第3.3.2.1図 1996年から2011年までのGSM進路予報誤差(24,48,72時間予報)



第3.3.2.2図 2011年台風に対してのGSM, 台風アンサンブル予報システムの進路予報誤差
 図中、丸は各予報時刻のサンプル数である。

いる。図中横軸は予報時間であり、台風EPSの予報時間である0～132時間を表示した。合わせて、検証に用いた事例サンプル数も示してある。同図ではGSM, 台風EPS両方の予報で台風が追跡可能であった事例のみを用いた検証結果を示している。90時間以降の予報事例数は、84時間以前と比べて約1/4とサンプル数が少なくなっていることに注意されたい。これは第3.3.2.1表に示したように、GSMが216時間予報を行うのは

12UTC初期値のみであり、それ以外の初期値では84時間予報を行うといった運用形態を反映した結果である。

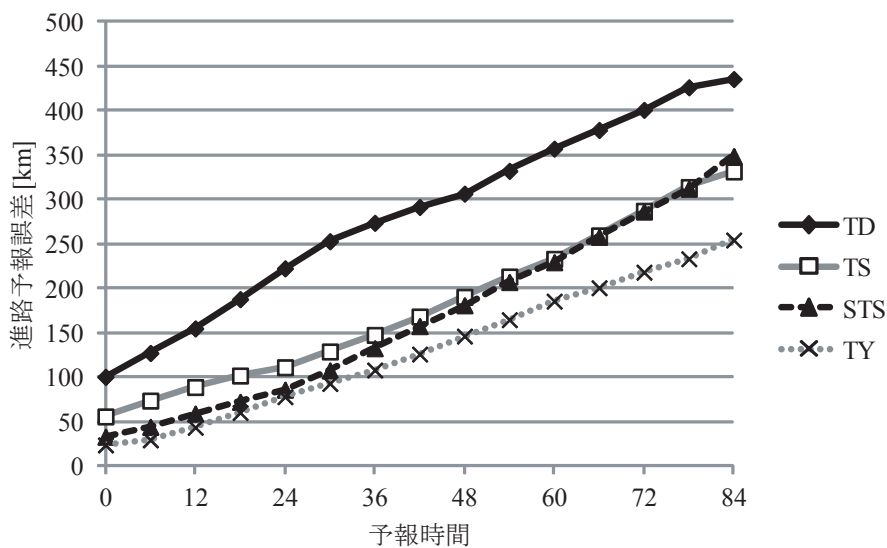
各モデル間の進路予報誤差を比較すると、差は大きくはないものの、予報時間0～120時間の期間を通じてGSMの誤差が最も小さい結果となっている。GSMと台風EPSのコントロール予報は水平解像度を除き基本的に同じモデルであることから、この差の主要な要因は水平解像度であると

推察される。また、台風 EPS について、そのアンサンブル平均とコントロール予報の精度を比較すると、102 時間予報以前ではコントロール予報の方が、108 時間以降ではアンサンブル平均の誤差が小さい。理想的なアンサンブル予報システムにおいては、アンサンブル平均の精度は統計的には個々のメンバーによる予報よりも良いことが期待される（高野，2002 など）。この観点から見ると、台風 EPS の結果は予報期間の前半から中盤にかけては、必ずしも期待される結果とはなっていない。5 日予報を特にターゲットにしているということを考えると、予報期間後半である程度目的に応じた結果を出していると言えるかもしれないが、さらに最適なアンサンブル予報システムを目指して、改善を図っていくことが必要であろう。今後の改善計画等については第 3.3.3 項を参照されたい。

次に台風強度と進路予報精度の関係をみるために、第 3.3.2.3 図に初期時刻における台風及び熱帯低気圧の階級で層別化した GSM 進路予報誤差検証結果を示した。これによると、初期時刻において勢力が台風に達しない熱帯低気圧 (TD) に対する進路予報誤差が最も大きく、強度が強い階級ほど誤差が小さいことが分かる。後述の台風第

15 号の例（第 3.3.2.13 図）でも、発生後の TD の段階で進路誤差が大きい傾向が顕著である。TD の場合、初期値（予報時間 0）から位置の誤差が大きく、このことが全予報時間を通じて他の階級より進路誤差が大きい結果につながっていると推察される。特に台風発生初期の段階では、熱帯の海上に存在するため観測データが少ないこと、台風典型的な同心円状の構造が明瞭でないこと、雲域の形状が十分組織化されていないため台風ボーガスとして用いられる熱帯低気圧解析情報の精度がやや低くなるなどの要因も考えられる。

さらに台風進路予報の系統誤差を見るために、台風の進行方向に沿った成分 (along-track, AT) と直交する成分 (cross-track, CT) に分けた検証結果を以下に示す。第 3.3.2.4 図に示すように、事後解析での台風進行方向によって転向前、中、後と層別化する。ここでは北向きを 0° として、進行方向が $180^\circ \sim 320^\circ$ であれば転向前、 $320^\circ \sim 10^\circ$ なら転向中、 $10^\circ \sim 180^\circ$ なら転向後としている。このように進行方向で層別化した上で、予報時間ごとに各進路誤差成分の平均を示したのが第 3.3.2.5 図である。これによると、進行方向成分は 84 時間程度までは GSM、台風 EPS とも負の値を示しており、実際の台風の進行よりも遅



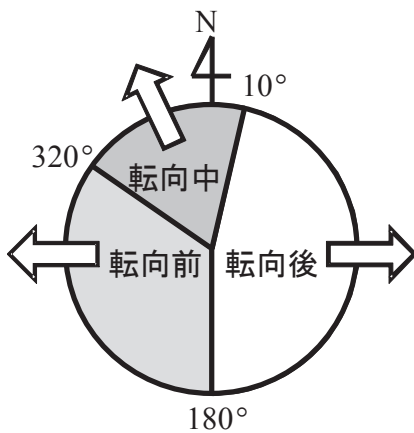
第 3.3.2.3 図 GSM による 2011 年の台風及び熱帯低気圧の強度別進路予報誤差

TD, TS, STS, TY は初期時刻における熱帯低気圧の最大風速で層別化した階級である。TD は最大風速 34 ノット未満、TS は 34 ノット以上 48 ノット未満、STS は 48 ノット以上 64 ノット未満、TY は 64 ノット以上に対応。

めに予報されている傾向を示している。

直交成分について着目すると、転向前では正の値すなわち進行方向に対して右寄りの傾向が、また転向後は負の値すなわち左寄りとなる傾向が、0～72時間予報程度の期間を通じて認められた。これらの結果は、予報が実況よりも北寄りになる傾向（北上バイアス）を示している。転向前の北上バイアス傾向は気象庁のモデルに限ったものではなく、主要な海外センターの全球モデルでも認められている傾向である（例えば Sakai

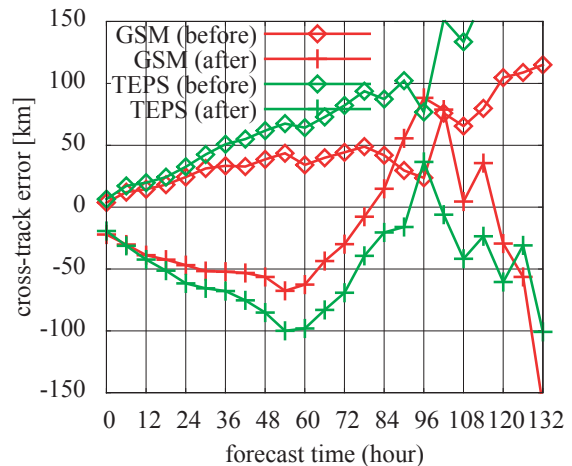
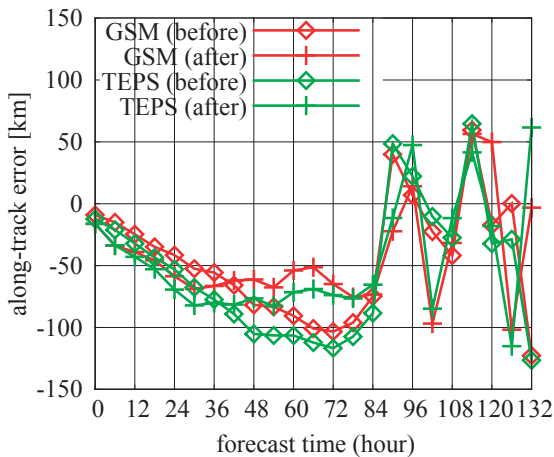
and Yamaguchi, 2005 や Yamaguchi *et al.*, 2012)。北上バイアスの要因については、上野(2000)が過去の研究をレビューし、台風ボーガス投入方法、積雲対流パラメタリゼーション、モデル水平分解能、亜熱帯高気圧の維持表現など複数の要因があり得ることを示唆しており、バイアスの原因特定・改善に向けては更なる調査が必要である。また、GSMと台風EPSアンサンブル平均で比較すると、いずれの方向のバイアスも台風EPSの方が大きい傾向が認められた。その原因の一つとしてはモデルの水平解像度の違いが考えられる。第3.3.3.4目で述べているように、今後の台風EPSの改善課題として高解像度化つまり両者間の解像度差を減らすことを予定しており、その開発の中で解像度の寄与も調べていく予定である。



第3.3.2.4図 台風の進行方向による層別化
北向きを0°として、台風の進行方向が180°～320°であれば転向前、320°～10°なら転向中、10°～180°なら転向後としている。

3.3.2.3 台風強度予報の検証

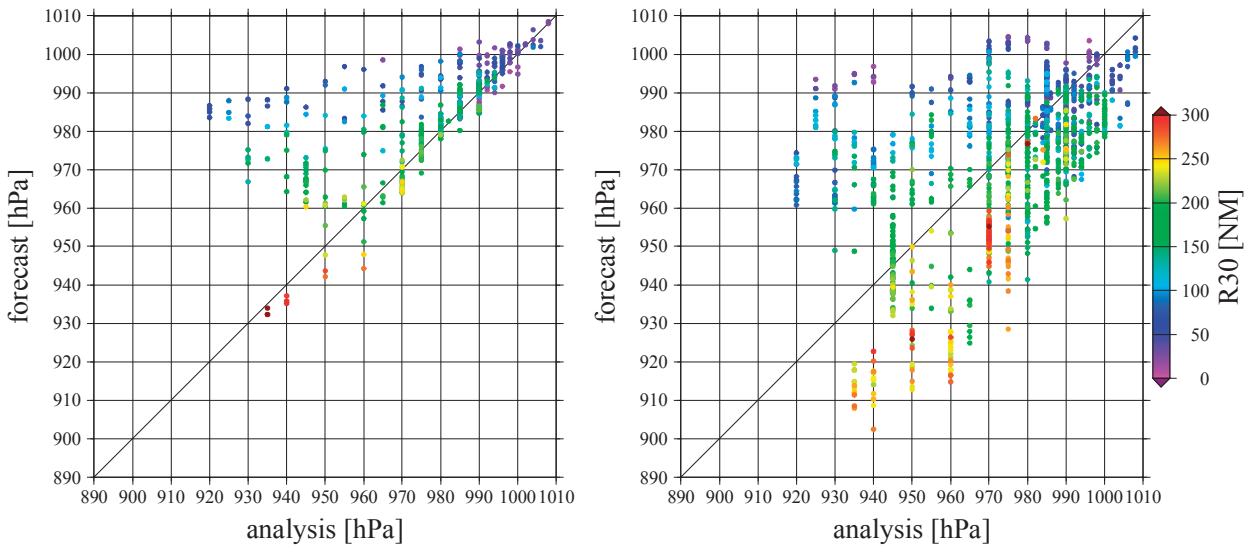
前段で述べたように、GSM予報結果は現在台風強度予報の目的でも利用されていることから、以下では台風中心気圧を指標として強度予報を検証する。第3.3.2.6図にGSMによる台風中心気圧と実況中心気圧の散布図を示す。これを見ると、GSMの強度予報は初期時刻の段階では中心気圧が高く弱めの傾向であるが、72時間予報になるとばらつきが大きくなり、実況より台風を強く表現する事例も多くあることが分かる。ま



第3.3.2.5図 台風の進行方向に相対的な進路予報誤差
左図は台風進行方向に沿った成分、右図は台風進行方向に直交する成分。赤はGSM、緑は台風EPSアンサンブル平均を示す。◇は転向前、+は転向後の事例についての検証結果を示す。

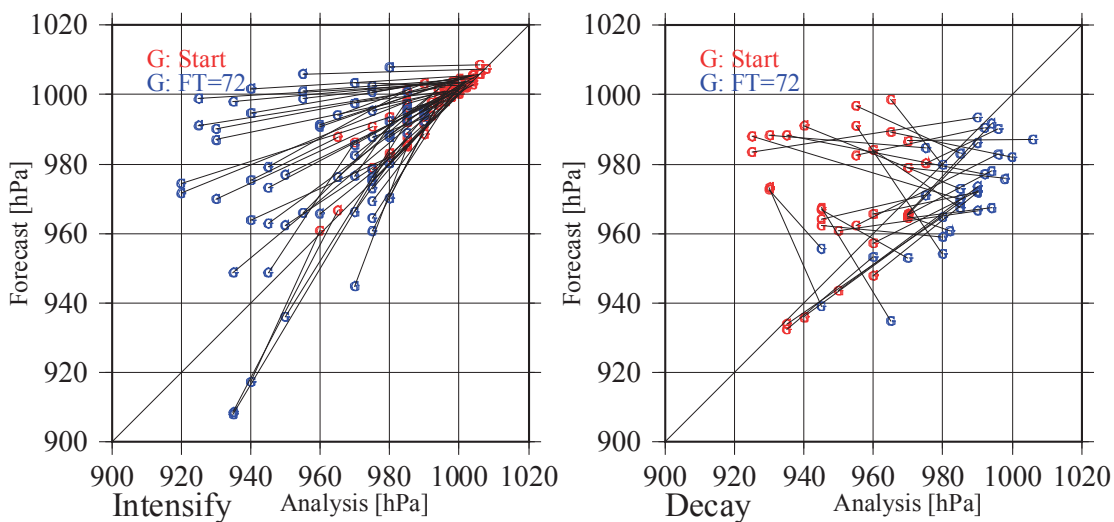
た、台風の大きさと関連付けてみると、強風域が狭い台風ほど弱く予報される傾向であり、強風域が大きい台風になると予報が進むにつれて強度を過大に予報される傾向がある。前者の傾向については、現在の GSM の水平解像度 20km が小さめの台風を表現するには必ずしも十分でないということが、一つの理由として考えられる。また、GSM が発達-衰弱傾向を適切に予報してい

るか確認するため、72 時間の中心気圧変化傾向で発達期と衰弱期に事例を分けて、散布図を示した(第 3.3.2.7 図)。発達期での GSM の予報は強度の値そのものは実況よりやや弱い傾向であるものの、発達の傾向はおおむね表現されている。一方、衰弱期に GSM が発達する傾向を予測している事例も多くあり、衰弱の傾向は適切に予報されているとは言い難い。その要因の一つとし



第 3.3.2.6 図 2011 年の GSM 台風中心気圧予報と実況台風中心気圧の散布図

横軸は実況の台風中心気圧、縦軸が予報での中心気圧を表す。左は初期時刻、右は 72 時間予報。各点の色は実況における強風域半径 [NM] を示す。



第 3.3.2.7 図 2011 年台風に対しての中心気圧変化傾向

横軸は解析値、縦軸は予報値。図中、赤点は初期時刻における中心気圧、青点は 72 時間後の中心気圧を示す。左図は実況で台風が発達した事例、右図は衰弱した事例について示した。

では、台風と海面水温の相互作用がGSMに組み込まれていないことが考えられる。台風の通過に伴う海面付近での海水の混合・湧昇による水温低下が、台風の強度を抑制する方向に影響を与えることは、過去の多くの研究（例えば、Bender and Ginis, 2000; Wada *et al.*, 2010 等）で示されているが、現在のGSMではこの相互作用は考慮されていない。この効果をGSMに取り込むため、気象庁ではGSMに海洋混合層モデルを結合する開発も進めている。

3.3.2.4 2011年台風個別事例の検証

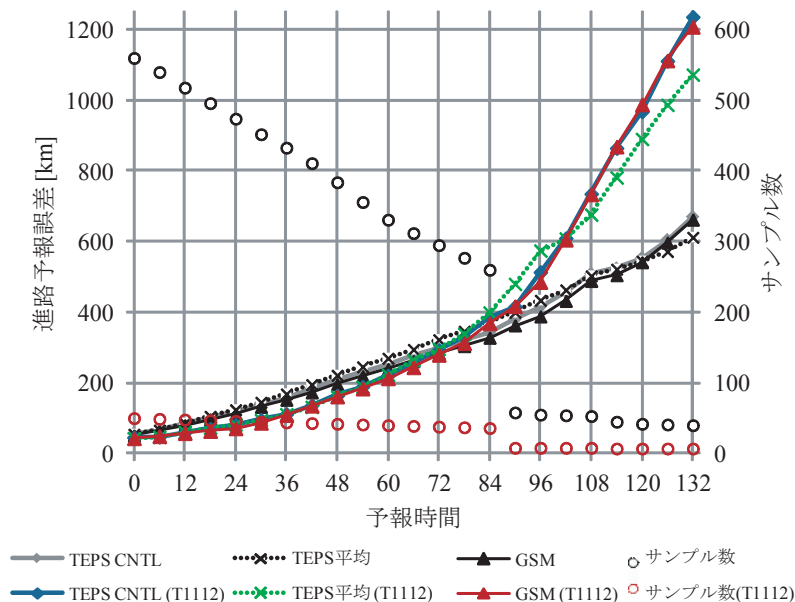
以下では、2011年に日本に上陸し大きな影響をもたらした台風第12号と第15号に対する数値予報の結果を示し、その精度や誤差の要因等について論じる。

(1) 2011年台風第12号

第3.3.2.8図に台風第12号に対するGSMと台風EPSの予報時刻別進路予報誤差のグラフを示した。図中、色付きの線は台風第12号について

の進路予報誤差、白黒の線は2011年全台風で平均した進路予報誤差であり第3.3.2.2図に示された結果と同じである。予報時間0～72時間にかけてはGSM、台風EPSとも2011年全台風での平均と比較して進路誤差がやや小さい。この予報時間でのGSM、台風EPSアンサンプル平均、台風EPSコントロール予報間の差は小さい。一方、予報時間72時間以降については、2011年全台風平均と比較していずれも誤差が大きかった。各モデルの誤差を比較すると、126時間予報等では台風EPSアンサンプル平均はGSMより100km程度誤差が小さく、この事例については5日予報をターゲットとしてみると台風EPSが相対的に良い予報を与えていたと言える。

次に第3.3.2.9図で進路予報結果について確認する。主な特徴としては、(1) 実況では台風は8月30日頃より西進した後、北西～北北西進し四国地方に進んだが、GSMは8月30日06 UTC頃の予報まで西進成分が小さく実況よりも東寄りのコースを北上する進路を予想していたこと、(2) 実況では台風は四国上陸後非常にゆっくりとし



第3.3.2.8図 2011年台風第12号に対するGSMと台風EPSの進路予報誤差

図中、色付きは台風第12号を対象とした進路予報誤差、白黒は2011年の全台風を対象とした進路予報誤差を表す。TEPS CNTLは台風EPSコントロール予報、TEPS平均は台風EPSアンサンプル平均を指す。図中、丸は各予報時刻のサンプル数である。

た速度で北上したが、GSMの予報では実況よりも速い北上を予報していたことの2点が挙げられる。

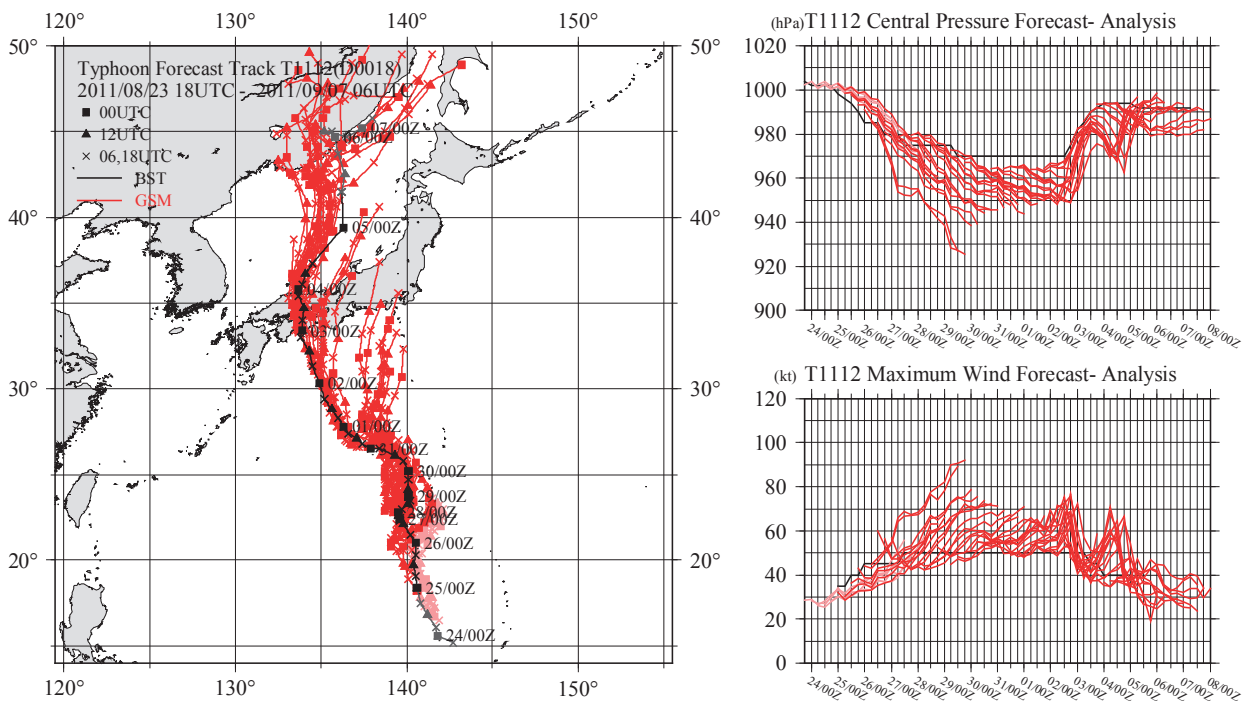
前者の特徴についていえば、先の2011年全台風統計検証で見たように、GSMは統計的には転向前のステージで実況よりも北寄りに進路を予報するバイアスがあるが、本事例もその一例にあたると思われる。本事例の場合の要因について考察するため、予報場を初期時刻間で比較してみる。第3.3.2.10図は300hPa高度場予報値を30日06UTCと12UTCで比較したものである。解析場では台風の北側に9720mの高圧部があり、台風周辺の平均的な風の場合は東寄りとなっていた(図略)。これにより台風を西に駆動する効果があったと推測される。一方、予報ではこの高圧部は明瞭には表現されておらず、特に06UTC初期値予報は台風の北側に位置する気圧の谷の表現が深く、台風周辺の平均的な風の場合は西寄りであったため、台風を実況よりも東寄りに駆動する効果があったものと思われる。06UTC以前の初期時刻

の予報も同様な傾向であった(図略)。12UTC初期値予報では、06UTC予報と比べ高度場が解析に近づいており、この台風周辺の環境場での予報表現の違いにより、進路予報に差が出たものと考えられる。

強度についてみると、実況では29日12UTC以降、中心気圧は970hPaと一定であったが、予報では各初期時刻とも発達を示す傾向があった(第3.3.2.9図右上)。先に強度予報統計検証で示したように、実際には台風が最盛期～衰弱期に入っても予報では発達を予報するといった傾向が、台風第12号でも認められた。

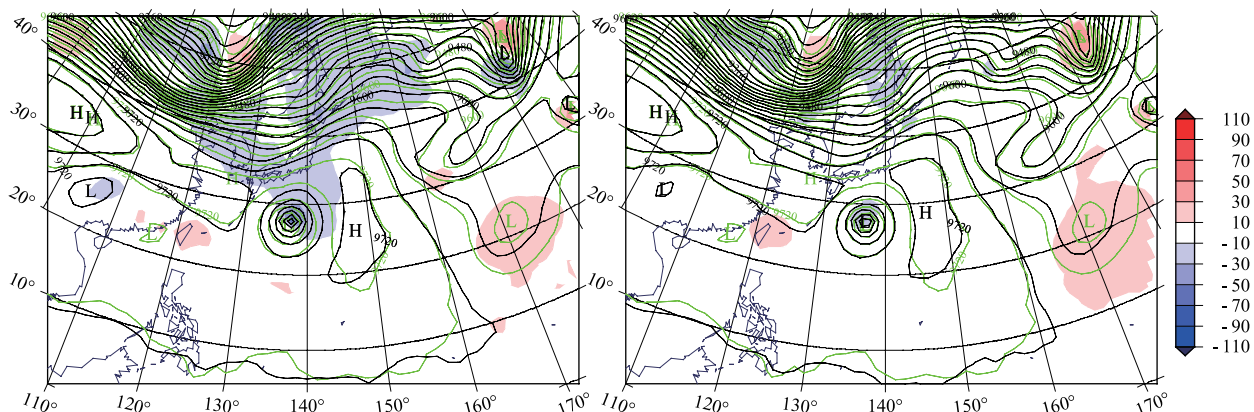
(2) 2011年台風第15号

台風第15号に対してのGSM及び台風EPSの進路予報誤差は、第3.3.2.11図に示されるように、2011年全台風平均と比べ全ての予報時間について大きかった。第3.3.2.12図の予報対象時刻別進路誤差を見ると、9月12日から14日頃までの期間初期の段階で進路誤差が約600～1000km



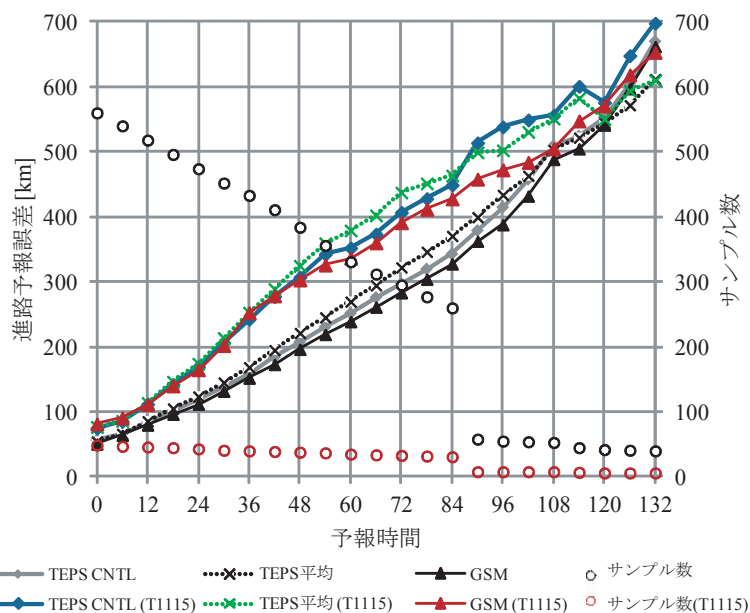
第3.3.2.9図 2011年台風第12号のGSM予報結果

左図は進路、右上図は中心気圧時系列、右下は最大風速時系列。図中、赤線で示したのがGSM予報、黒線は事後解析結果(ベストトラック)である。図中、薄い赤線で示されているのは初期時刻において最大風速が34ノット未満の熱帯低気圧であったことを示す。



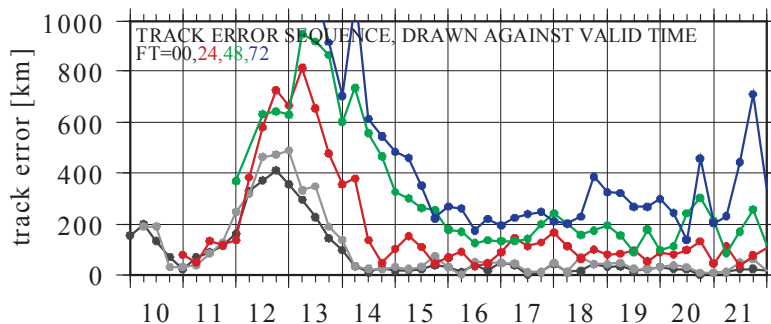
第 3.3.2.10 図 予報対象時刻 2011 年 8 月 31 日 12UTC の GSM 300hPa 高度予報場

左図：2011 年 8 月 30 日 06UTC を初期値とした予報，右図：30 日 12UTC を初期値とした予報．図中，黒線は予報値，緑線は同じ対象時刻の解析場．陰影は予報－解析差で，赤（青）は予報が解析に比べ高い（低い）ことを示す．単位はいずれも [m].



第 3.3.2.11 図 第 3.3.2.8 図に同じ

ただし，2011 年台風第 15 号について示した．



第 3.3.2.12 図 台風第 15 号の GSM 進路予報誤差時系列

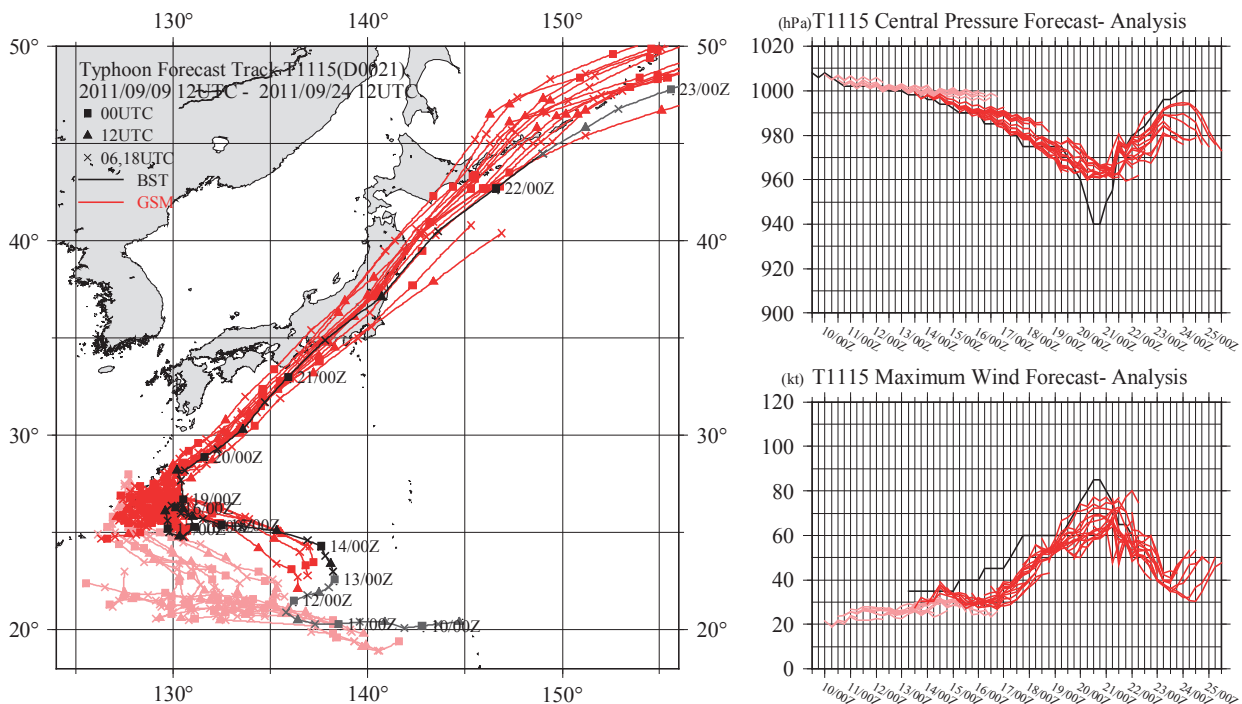
横軸は予報対象日時であり，数値は日付．赤，緑，青の各線はそれぞれ 24, 48, 72 予報時間に対応する．単位は km.

と特に大きい。この期間は熱帯低気圧発生から台風になるまでの初期のステージに相当する（第3.3.2.13図）。強度が台風に達しない熱帯低気圧の段階で進路予報誤差が大きいこの傾向は、前述の進路予報統計検証でも認められた傾向である。

台風第15号は発生後西進を続け、南西諸島付近で複雑な進路を取った後、北東方向に転向し速度を上げつつ日本に上陸した。転向後の北東進については、方向についてはほぼ一貫して予報されていたものの、その速度については初期時刻ごとに差があり、平均的には実況よりも遅い傾向があった。台風が転向した後の段階では台風から北西方向に気圧の谷が存在し、これが東進するに伴い

台風の移動速度が速まったが、この気圧の谷の表現が初期時刻によって異なり、上空の気圧の谷の南下が小さい初期値においては台風の北上が遅い傾向が認められた（図略）。

強度について着目すると、台風は9月19日頃から奄美群島付近で北東に転向した後急速に発達し、最盛期には940hPaに達したと解析されているが、GSMによる予報は緩やかな発達傾向を示すのみで、この実際の急発達を予報することはできなかった（第3.3.2.13図右上）。このような強度予報の特性を改善していくには、積雲対流パラメタリゼーションをはじめとしたGSMの物理過程の改良等を引き続き行っていく必要がある。



第3.3.2.13図 第3.3.2.9図に同じ
ただし、2011年台風第15号について示した。

参 考 文 献

Bender, M. and I. Ginis (2000): Real-time simulation of hurricane-ocean interaction. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 917-946.

北川裕人 (2007): 高解像度全球モデル. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.

小森拓也・山口宗彦 (2008): 台風アンサンブル予報システムの導入. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-30.

高坂裕貴 (2009): 擬似観測型台風ポーガスの配置変更. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 57-60.

岡垣晶 (2010): 全球解析における台風ポーガスの改良. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52.

大野木和敏 (1997): 台風ポーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.

Sakai, R. and M. Yamaguchi (2005): The WGNE Intercomparison of Tropical Cyclone Track Forecasts by Operational Global Models. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling*, **35**, WMO/TD No.1276, 2.7-2.8.

新堀敏基 (2005): 全球4次元変分法の台風ポーガス. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 106-110.

高野清治 (2002): アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.

上野充 (2000): 数値予報モデルによる台風予報, 予報の実例と検証. 気象研究ノート, **197**, 171-173.

Wada, A., N. Kohno and Y. Kawai (2010): Impact of wave-ocean interaction on Typhoon Hai-Tang in 2005. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **6A**, 13-16.

山口宗彦 (2006): 台風アンサンブル予報. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-54.

Yamaguchi, M., T. Nakazawa and K. Aonashi (2012): Tropical cyclone track forecasts using JMA model with ECMWF and JMA initial conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09801.

3.3.3 アンサンブル予報による台風の予測結果*

3.3.3.1 二つの現業アンサンブル予報とその特徴

台風にひとたび襲われると、風害、水害、高潮害などの災害が複合して発生し、時には甚大な被害を受ける。この台風の接近や暴風といったリスクの高い事象の予測はたとえ実現可能性が低くとも利用価値の高い情報であり、気象庁は確率情報として発表している。

現在、5日先までの台風情報や7日先までの天気予報の確率情報作成のため、台風アンサンブル予報と週間アンサンブル予報を現業的に用いている(岸本, 2009; 村, 2011, など)。これらアンサンブル予報は仕様と運用に以下のような違いのあるアンサンブル予報システム (EPS) により生成されている(室井, 2011a)。

- ・台風 EPS は、“全般海上予報区内に、現に台風が存在する、若しくは同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合”又は“全般海上予報区外に最大風速34ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円又は暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合”に起動され、1日当たり最大4回(00,06,12,18UTC初期値分)、1回当たり11メンバーの台風アンサンブル予報を生成する。
- ・週間 EPS は、毎日実行され、週間天気予報作業に間に合うよう前日12UTCを初期時刻とする51メンバーの週間アンサンブル予報を生成する。

台風・週間 EPS の仕様を第3.3.3.1表に示す。両 EPS とも台風の周辺や中・高緯度域で予報初めによく成長する摂動を使い、台風やその環境場にばらつきを与えて台風の予測にある不確実性を見積もる。また、両 EPS に用いる全球モデルの仕様は水平解像度が粗い以外 GSM と同じである。これらから、台風アンサンブル予報の特徴は、メンバー数が11と限られるために確率の刻み幅は10%程度と粗いものの、台風の上陸といった事象の起こる可能性を6時間ごとと高頻度に見積

* 予報部数値予報課 経田 正幸

第3.3.3.1表 台風EPSと週間EPSの仕様

	台風EPS	週間EPS
メンバー数	11 (コントロール予報を含む)	51 (同左)
予報時間	132時間	216時間
予報頻度 (初期時刻)	最大1日4回(00, 06, 12, 18UTC)	1日1回(12UTC)
予報モデル	気象庁全球モデル(水平解像度約55km, 鉛直層数60, モデルトップ0.1hPa)	
初期摂動	特異ベクトル法にて生成.	
初期摂動領域	北西太平洋域(20°N-60°N, 100°E-180°)と台風周辺域(最大3領域)で台風の周辺と環境場を効率的に覆う.	北半球域(30°N-90°N), 南半球域(30°S-90°S), 熱帯域(30°N-30°S)で全球を覆う.
モデルアンサンブル	確率的物理過程強制法の導入にて考慮.	

もる点にある。一方、週間アンサンブル予報の特徴は、確率の刻み幅数%とより細かく可能性を見積もるものの、その更新は1日1回である。なお、第3.3.2項のGSMに見られる特徴、特に系統的な誤差はそのままアンサンブル予報のものになる。さらに、台風の中心構造といった小さな現象の表現可能性は、水平解像度のより低いアンサンブル予報で低下しやすいことに注意が必要である。

本項では、台風の接近や転向の可能性を早期に判断する段階となる、台風第12号が日本の南海上にあった時と台風第15号が大東島地方に近づいた時のアンサンブル予報の結果を報告する。最後に今後の現業アンサンブル予報の改良計画について報告する。

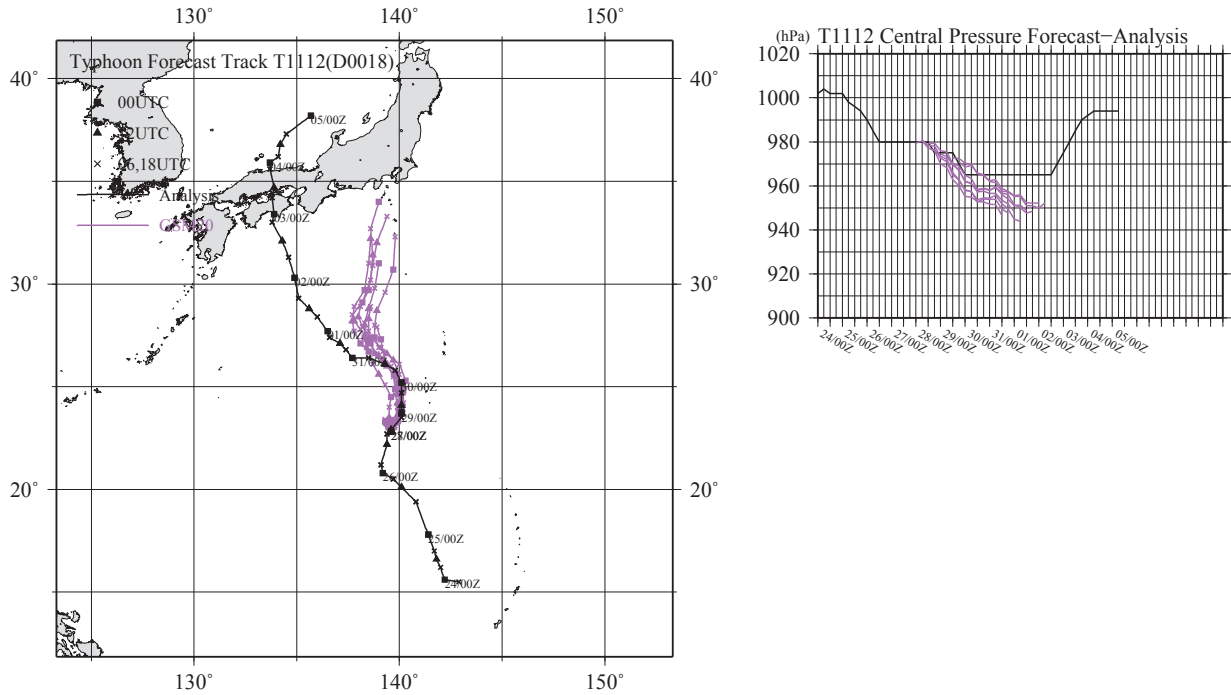
3.3.3.2 台風第12号の北西進の可能性

GSMによる台風予測の特徴に北上バイアス(北進への偏向)と過発達があるが、台風第12号が日本の南にある時の予測にも同様の偏向がみられた。第3.3.3.1図にGSMによる8初期値分(8月27日18UTC～29日12UTC)の台風中心追跡結果を示す。いずれの進路予測も北緯27度あたりまで北西進、その後に関東地方へ接近としていたが、実況では進路を大きく西に向けた後(8月31日～9月2日)は比較的ゆっくりと北西進した。新しい初期値の結果ほどより西側を進むという振る舞いも北上バイアスのある結果の特徴である。また、中心気圧の予測をみると、最盛期となる実

況に対していずれも過発達となっている。

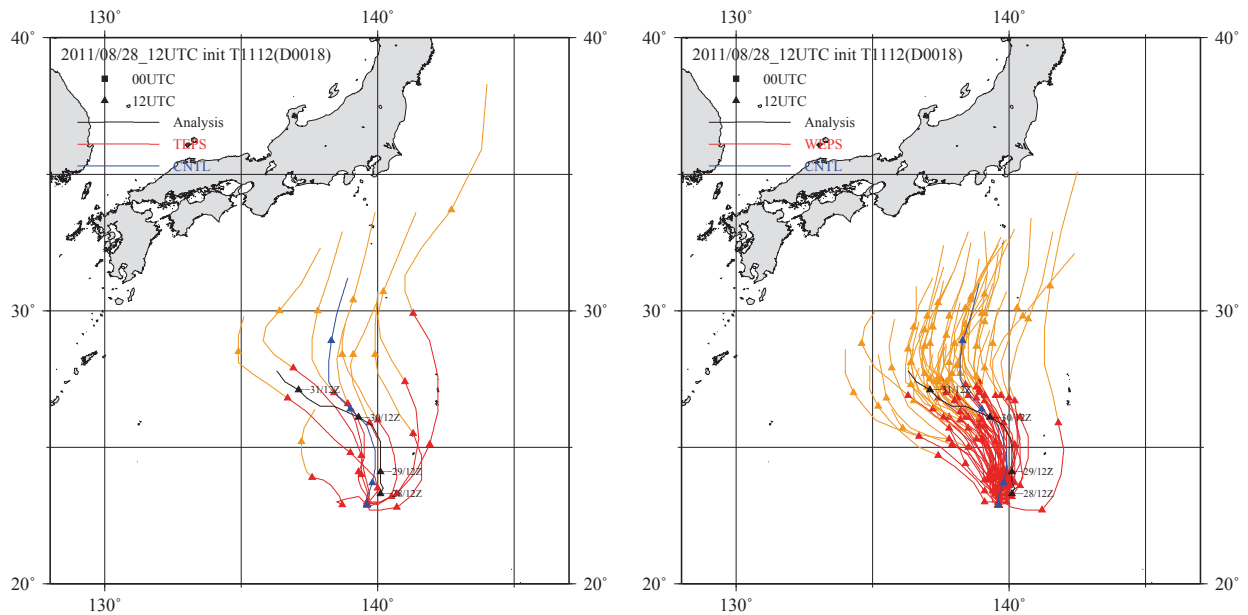
さて、アンサンブル予報の結果にはGSMと同じ偏向があるものの、北西進の可能性が高いことを早期に示していた。第3.3.3.2図に、台風及び週間アンサンブル予報による8月28日12UTC初期値の台風第12号の進路予測を示す。コントロール予報(摂動を加えないメンバー)は後半でGSMと同様に関東地方への接近を示すものの、メンバー間のばらつきは他地域への接近可能性も示す。特にメンバー数の多い週間アンサンブル予報の中でより北西進するメンバーは、84時間先でも北緯30度に達しないものが多く、接近の時期に大きな違いがあることを示している。

そこで、実況に近い北西進シナリオとGSMの北進シナリオの要因を、週間アンサンブル予報の結果でみる。第3.3.3.3図は週間アンサンブル予報による8月28日12UTC初期値の4日先の予測図と対応する実況図である。第3.3.3.2図の追跡結果のとおり、第3.3.3.3図a,dに示すコントロール予報にある台風は関東地方への接近を示す一方、第3.3.3.3図b,eに示す摂動予報は第3.3.3.3図c,fに示す実況に近い北西進を示した。2つのシナリオの違いをみると、太平洋高気圧の強まりと5700m等高度線にみられる大陸上空の偏西風帯の南下具合(谷の深まり)に支配されていたことがわかる。北西進シナリオの摂動予報(摂動を加えたメンバー)の予測図をみると、大陸上の流れが実況に近い。一方で、高気圧の強まりが十分でない、台風の過発達がみられる、といった共通



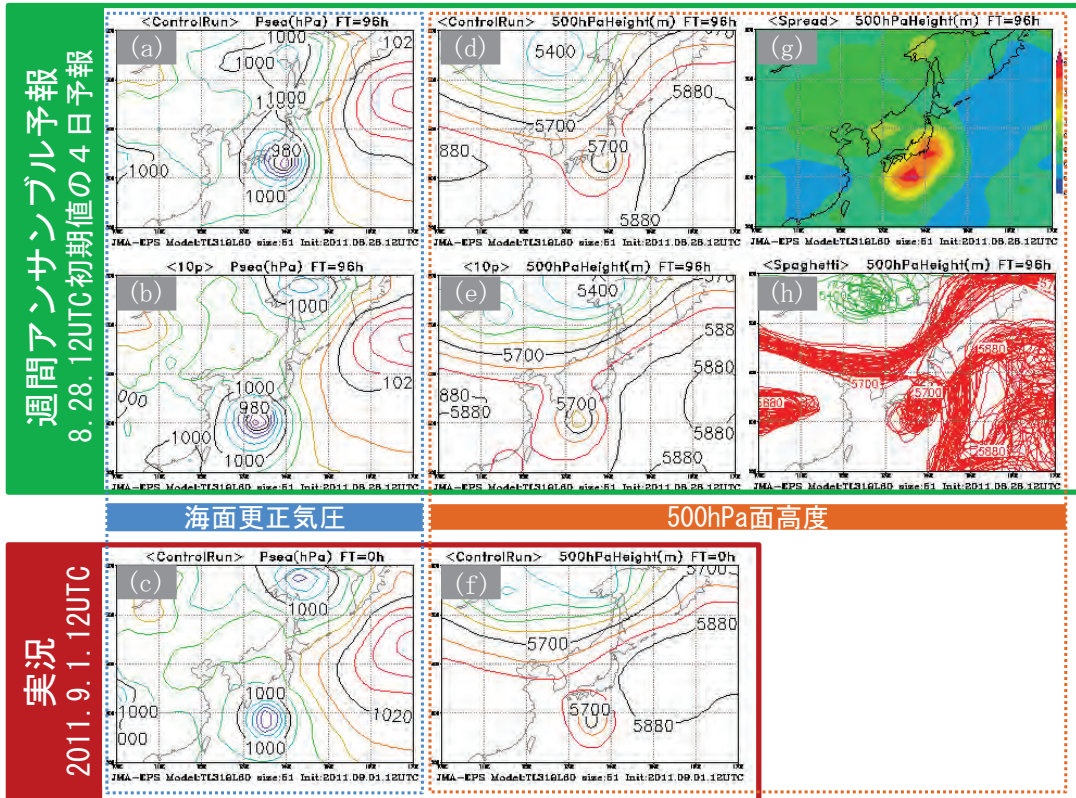
第 3.3.3.1 図 GSM による 8 初期値分 (2011 年 8 月 27 日 18UTC ~ 29 日 12UTC) の台風中心追跡結果

紫線が GSM の 84 時間先までの結果, 黒線が実況 (8 月 24 日 00UTC ~ 9 月 5 日 00UTC) を示す. 左は台風第 12 号の進路, 右は台風第 12 号の中心気圧の時系列.



第 3.3.3.2 図 台風アンサンブル予報 (左) 及び週間アンサンブル予報 (右) による 2011 年 8 月 28 日 12UTC 初期値の台風第 12 号進路予測結果

いずれも 84 時間先までの追跡結果で, 青線がコントロール予報, 暖色系線 (赤が予報前半, 黄が後半を表す) が摂動予報を示す. 黒線が予測に対応する実況.



第3.3.3.3図 週間アンサンブル予報による2011年8月28日12UTC初期値の4日先の結果と対応する実況
 (a),(b),(c)は海面更正気圧, それ以外は500hPa面高度の図で, 実況図はそれぞれ(c)と(f). (a),(d)はコントロール予報, (b),(e)は台風第12号の北西進を予測した摂動予報, (g)はアンサンブルスプレッド, (h)はスパゲッティ図(赤線が5880mと5700m, 緑線が5400mの全メンバーの等高度線).

の誤差もある。

さて、予測の不確実性は予報時間の長さにも通常依存する。28日12UTC初期値前後の結果に注目すると、27日初期値の結果でも北西進シナリオが示されていた。一方、29日初期値の結果には偏西風帯の南下具合の不確実性は減り、進路予測にあるメンバー間のばらつきも減った。ただし、ほとんどのメンバーは早めに北上して東日本に上陸若しくは接近という北上バイアスのあるシナリオを示した。

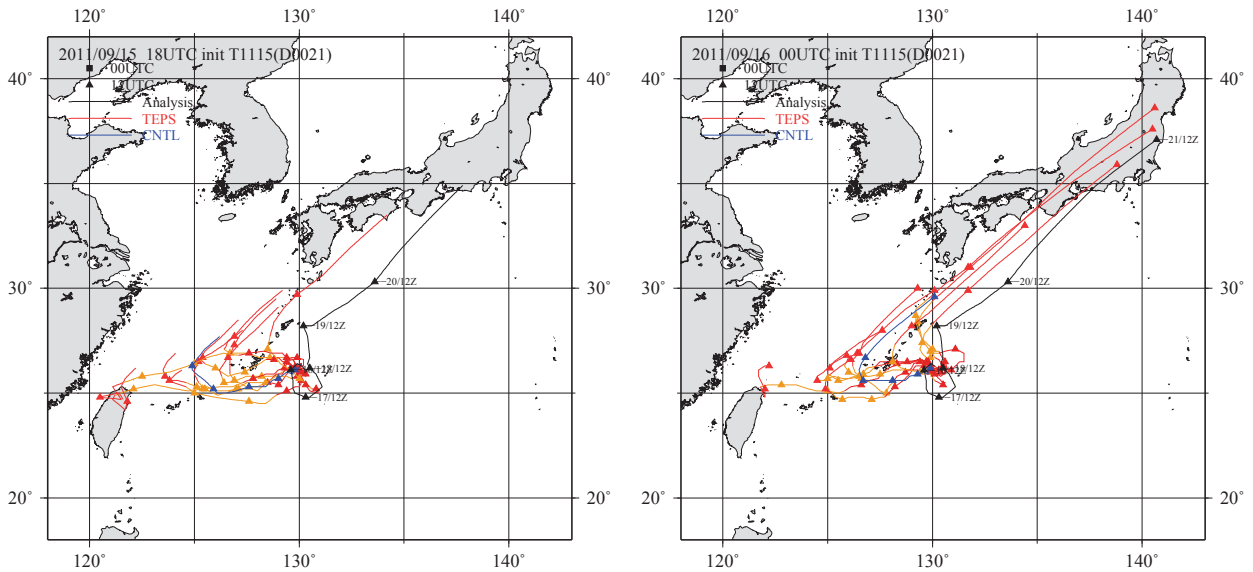
第3.3.3.2図から台風第12号が84時間先までに北緯30度に達しない確率は10%程度あると見積もれるように、アンサンブル予報の結果を用いることで、GSMの結果からは知りえなかった北西進シナリオを早期に知ることは出来た。また、シナリオの違いは台風の動向を支配する中高緯度の大気の流れに起因していた。しかし、進路にはGSMと同じ傾向がみられ、また太平洋高気圧の

強まりが十分予測できなかったこともあり、新しい初期値の結果でも実況に近い北西進シナリオの可能性が高まるということにはなかった。

3.3.3.3 台風第15号の転向予測

台風第15号の動きは、西進して大東島地方に近づいた後3日間かけて反時計回りに円を描くようにゆっくり動き、その後北東に速度を上げて東海地方に上陸するという特徴的なものであった。

大東島地方に近づいた時の台風アンサンブル予報による台風第15号の132時間先までの進路予測を第3.3.3.4図に示す。同図左が15日18UTC初期値、同図右が16日00UTC初期値の結果と両者に6時間のずれはあるが、いずれも19日から進路を北東に変えて速度を増すという転向シナリオを示している。そして、新しい初期値になって20日以降の本州に近づくまでの進路がわかり、転向の時期が19日、予報期間終わりで本州上陸



第3.3.3.4図 台風アンサンブル予報による2011年9月15日18UTC初期値(左)と16日00UTC初期値(右)の台風第15号進路予測結果

いずれも132時間先までの追跡結果で、青線がコントロール予報、暖色系線(色の違いで予報時間の違いを表す)が摂動予報を示し、予報対象時刻12UTCの位置に▲を印す。黒線が予測に対応する実況。

という可能性が高いことがわかる。

このように転向とその時期は早い段階から高い確度で知り得たものの、東西方向に大きくばらつく転向場所は新しい初期値の結果でも比較的ばらつきが大きく、ゆっくりと円を描く転向前の進路の予測は難しかった。

3.3.3.4 現業アンサンブル予報の改良計画

平成24年6月に数値予報に用いるスーパーコンピュータシステムを、従来と比較して処理速度が約30倍のものに更新した。台風情報の高度化を図るため、この性能向上を活かし、平成25年に台風EPSのモデルの高解像度化とメンバー数の増強(11から25)による台風に伴う顕著現象予測や確率予測の精度向上、また新システム期間中に週間EPSとの統合を計画している(室井, 2011b)。

以下に、メンバー数増強の効果と統合の目的について述べる。

(a) 台風アンサンブル予報のメンバー数増強の効果

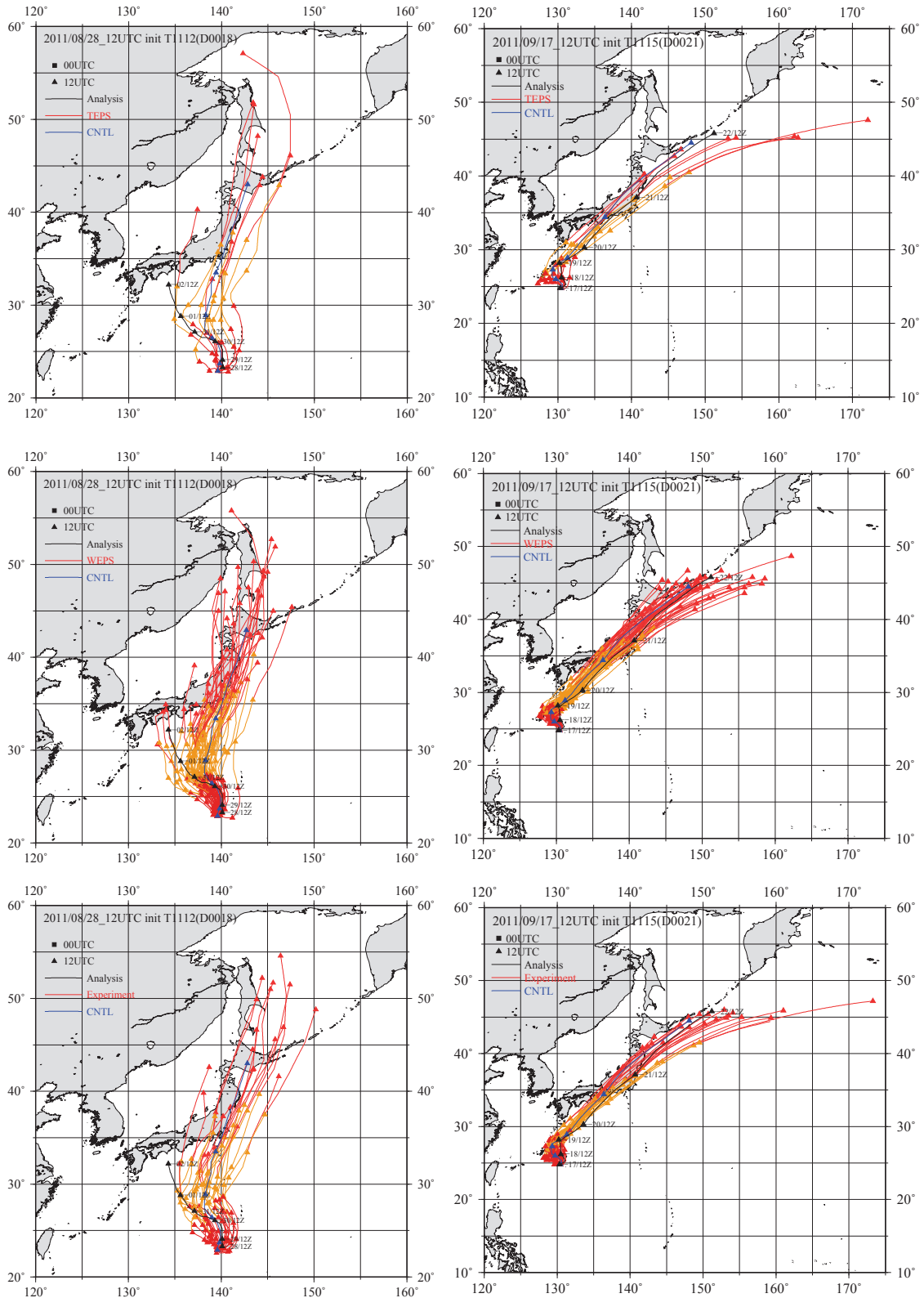
台風EPSの初期摂動計算方法にメンバー数増強のための変更のみを施した台風EPSにて、台

風第12号と台風第15号を対象にした数値予報実験を行った。ここでは、その結果からメンバー数増強の効果のみをみる。

実験で対象とした初期値は、第3.3.3.2目で注目した2011年8月28日と、第3.3.3.3目で注目した転向の直前となる9月17日の各4初期値分(合計8事例。運用中の結果では、前者は比較的ばらつきが大きく、後者は小さかった)とした。

それぞれ1初期値分の実験結果を現業の台風及び週間アンサンブル予報の結果と比較する(第3.3.3.5図)。同図左列に示す台風第12号の事例について、台風アンサンブル予報の結果は関東地方に接近する可能性が高いことを示す一方、週間アンサンブル予報の結果は他地域への接近可能性も低いながら示していた。実験の結果をみると、メンバー数の多い週間アンサンブル予報の結果が示したこの低い可能性を、同様に一定程度示すことができている。また、同図右列に示す台風第15号の事例については、いずれの結果からも東海地方を中心に近畿太平洋側から関東地方南部までに上陸する可能性がかなり高いという一致した判断を示すことができる。

このように、台風アンサンブル予報のメンバー



第3.3.3.5図 現業台風アンサンブル予報（上段）と現業週間アンサンブル予報（中段），メンバー数を増やした台風アンサンブル予報（下段）による台風進路予測図。

初期時刻は左列が2011年8月28日12UTC，右列が2011年9月17日12UTCで，対象はそれぞれ台風第12号，台風第15号。いずれも全メンバー（メンバー数はそれぞれ11,51,25）の追跡結果で，描画範囲は予報初期から120時間先まで。ただし，黒線が予報に対応する実況。

数増強により、進路の可能性を詳細に示すことが可能になる。今後は、安定して初期摂動を計算できるか、より良いアンサンブル予報を生成するための初期摂動の大きさの適正化を図る必要があるか、を確認するため、様々な過程の台風事例を調査する必要がある。また、メンバー数増強と同時に EPS モデルの高解像度化を合わせて行う計画であり、高解像度化が与える初期摂動の成長率増加の程度も調査する必要がある。

(b) EPS の統合

気象庁の現業運用する EPS には、台風及び週間 EPS の他に、異常天候早期警戒情報と 1 か月予報の発表作業を支援する 1 か月 EPS がある。これらの違いは、例えば台風 EPS は台風周辺の初期摂動を導入するなど、限られた資源の中でそれぞれの支援形態にあったシステムとその運用の中で技術開発を進めた結果生じている。

開発成果の相互活用や運用資源の効率的な利用、予報支援資料間の整合を図るため、新計算機システムにて台風・週間・1 か月アンサンブル予報を生成する一つの EPS を運用する計画としている。これにより、将来の台風アンサンブル予報はこの一つの EPS から生成され、初期摂動の領域を全球域に広げることなどから性能向上が見込まれる。また、この統合はガイダンスといった応用技術の統合や共通化にも寄与するものと期待される。

参 考 文 献

- 岸本賢司 (2009) : 台風 5 日進路予報. 平成 21 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 103-112.
- 村規子 (2011) : 週間天気予報の新しい作業支援図. 平成 23 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 88-94.
- 室井ちあし (2011a) : 数値予報モデル. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-75.
- 室井ちあし (2011b) : 数値解析予報システム. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61-65.

3.3.4 最大降水量・最大風速ガイダンス

3.3.4.1 最大降水量ガイダンス*

(1) はじめに

最大降水量ガイダンスは、予測格子に含まれる 1km メッシュ解析雨量の最大値、これを予測対象とした、降水量の量的予測を目的とするプロダクトであり、防災気象情報の基本資料として予報作業に利用されている。数値予報モデルは自身の解像格子における平均的な状態を予測するため、その予測降水量を最大降水量予測に用いる場合、統計的には量的に過小傾向となる。数値予報における最大降水量ガイダンスの位置づけは、このような数値予報モデルの出力を元に、地形性降水などの付加的効果を見積もることで統計的に補正し、より情報価値の高いものへ変換するところにある。最大降水量ガイダンスの予測対象は前 3 時間内 1 時間最大降水量、前 3 時間最大降水量、前 24 時間最大降水量 (RMAX24) の 3 種である。数値予報モデルとして GSM,MSM を利用し、予測格子は GSM で約 20km 格子の等緯度経度座標、MSM で約 5km 格子の等緯度経度座標である。この目では、最大降水量ガイダンスの各予測要素のうち、台風による降水の特徴を最もよく表すと考えられる RMAX24 に焦点を当てていく。

以下、GSM を利用した RMAX24 を GSM-RMAX24、MSM を利用した RMAX24 を MSM-RMAX24、実況とする解析雨量を RA-RMAX24、GSM の 24 時間降水量を GSM-FRR24、MSM の 24 時間降水量を MSM-FRR24 と表記する。MSM-RMAX24 は GSM-RMAX24 と比較するため、GSM-RMAX24 と同じ 20km 格子の等緯度経度座標に内挿したもので全て検証する。FT とはその予報時刻の前 24 時間降水量を指し、FT=27 とあれば、FT=3 ~ 27 の 24 時間降水量を指す。

(2) 2011 年台風第 12 号の事例検証

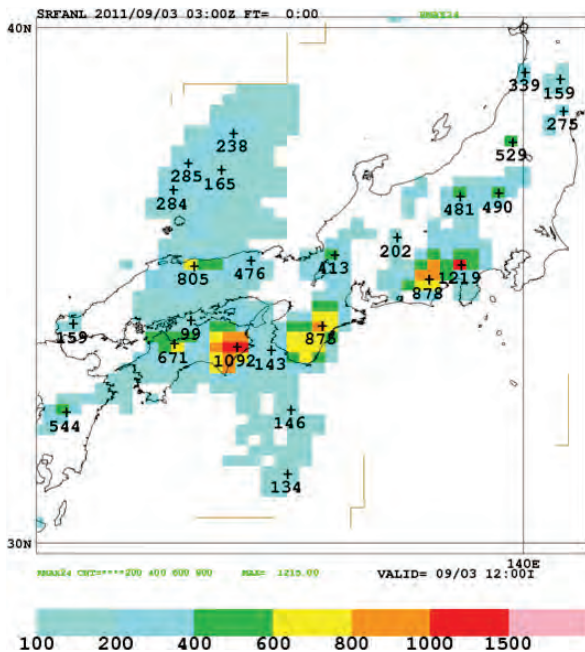
第 3.3.4.1 図に RA-RMAX24 を、第 3.3.4.2 図に 2011 年 9 月 2 日 00UTC 初期値の GSM-RMAX24 をそれぞれ示す。対象時間はともに 2011 年 9 月 3 日 03UTC である。GSM-RMAX24 は RA-

* 予報部数値予報課 蟻坂 隼史

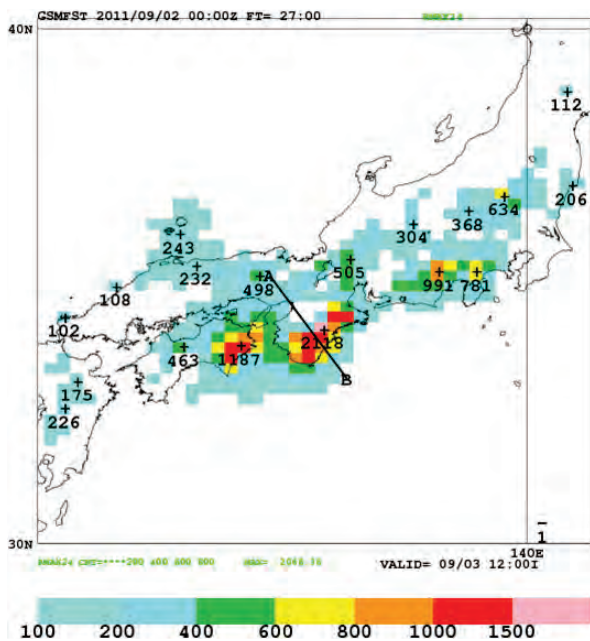
RMAX24の四国南東部から紀伊半島南東部にかけての強雨を予測し、大規模な災害のポテンシャルを予測できていることが分かる。よって、強雨の分布はよく予測できたといえる。一方で、その極値は最大で2000mmを超えるという非常に大きな降水量を予測しており、この予測値をそのま

ま情報として利用することは妥当でない。8月30日17時から9月6日24時までの解析雨量による総降水量では、近畿地方内の最大値が2000mm程度であり、アメダスによる日降水量の歴代1位は執筆時現在851.5mmである。これらからも、2000mmという予測値がいかに大きいか分かる。最大降水量ガイダンスの予測関係式は過去の統計調査によって決定されている。統計的な手法上、数年に1度という統計的に稀な現象の情報は、予測関係式にほとんど反映することができない。このため、台風を代表とした統計的に特異な気象条件から地形性降水などを過度に見積もり、極端な予測をする危険がある。このような予測値に対する信頼性は低く、過去にほとんど発現していない降水をもたらす顕著現象、このポテンシャル情報として捉えるべきである。

次に、第3.3.4.3図に強雨が継続した予報時間帯に対し、GSM-RMAX24、GSM-FRR24、RA-RMAX24を時系列で示す。GSM-RMAX24、GSM-FRR24ともに、各イニシャルでFT=27に固定した予測値を示している。図から、最大降水量ガイダンスを利用することで、GSM-FRR24では十分でない強雨の量的予測をし、数値モデルの結果をより情報価値の高い予測に補正していることがわかる。ただし、その予測特性は数値予報モデルに依存しており、RA-RMAX24は9月4

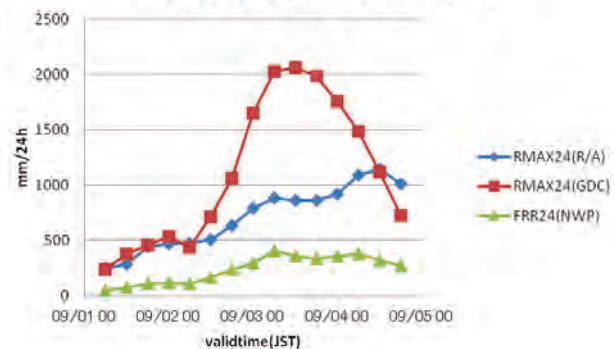


第3.3.4.1図 2011年9月3日03UTCのRA-RMAX24



第3.3.4.2図 2011年9月3日03UTCに対するGSM-RMAX24 9月2日00UTC初期値の予測

前24h最大降水量の領域最大



第3.3.4.3図 GSM-RMAX24FT=27の時系列予測
予測値は第3.3.4.2図の直線A,Bを対角とする矩形内最大。

横軸：予報時刻 (JST)，縦軸：前24時間最大降水量
青：RA-RMAX24，赤：GSM-RMAX24，緑：GSM-FRR24

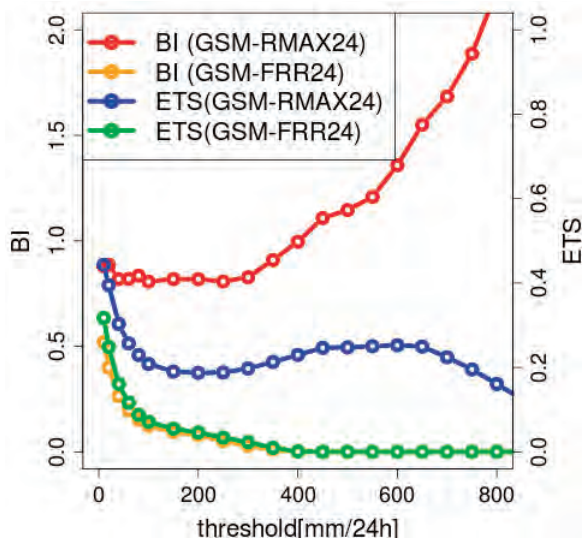
日 00JST 以降にピークをとっている一方で GSM-FRR24 は 9月3日 06JST にピークをとり、GSM-RMAX24 も同様の傾向を示している。最大降水量ガイダンスの精度は、利用している数値モデルが対象としている現象をある程度表現しているかどうかによって依存している。数値予報モデルが実況をうまく予測していない場合はガイダンスで補正できないため、アンサンブル予報により予測誤差を見積もるなど、予報官の適切な判断が重要となる。

(3) 統計検証

第 3.3.4.4 図に GSM-RMAX24, GSM-FRR24 の対 RA-RMAX24 検証を示す。検証期間は 2010 年 1 月から 2011 年 12 月までの 2 年間、利用インシヤルは全て、FT=27-48、領域は陸域格子、とした結果である。GSM-FRR24 は、バイアスコア (BI) から 200mm/24h を超えるような予報をほとんどせず、エクイタブルスレットスコア (ETS) からその正確さも低いことが分かる。このため、GSM-FRR24 を最大降水量として防災気象情報に利用する場合、その情報価値はほとんどないといえる。一方で GSM-RMAX24 は実況と同程度の予報頻度であり、ETS も GSM-FRR24 と比べ

て大きく向上させていることが分かる。よって GSM-RMAX24 は、防災気象情報に対する資料として、数値予報モデルの結果から GSM-FRR24 に比べてより価値の高い情報を引き出しているといえる。ただし、600mm/24h を超えるような非常に強い降水に対する予測では実況に比べ予測頻度が大きく、降水量に比例して予測頻度も大きくなる傾向がある。なお、600mm/24h 程度に ETS のピークがあるが、通常降水予報の検証において ETS はしきい値によって単調減少となるため、不自然である。第 3.3.4.5 図に 2008 年 3 月から 2012 年 3 月までの ETS 及び事例数の月別時系列を示す。検証期間以外の条件は第 3.3.4.4 図と同等である。特に 2011 年 7 月、同年 9 月でしきい値 400mm/24h の ETS が高く、事例も多いことが分かる。これらの月は日本の広い範囲で強い降水をもたらした 2011 年台風第 6 号、2011 年台風第 12 号を含んでいる。一方で 2010 年以前では目立って精度の高い月は存在しない。よって、2011 年台風第 12 号は過去の事例と比較して精度が良かったと言える。台風事例は他の降水事例と比べ事例数が多いため、第 3.3.4.4 図の高しきい値のピークはこれらの台風事例を反映した結果と考えられる。このため、第 3.3.4.4 図の高しきい値のピークは今後の台風予測一般で適用できるとは言えず、参考程度に捉えて欲しい。

事例検証でも触れたが、非常に強い降水では予測式に対して統計的な精度は保証されていない。このため、現実的な運用では予測値をそのまま使うのではなく、600mm/24h を超える予測頻度が過多であることを踏まえて下方修正を前提に利用し、実況監視や新しい数値予報結果に注意すべきである。ただし、600mm/24h 未満であれば予測頻度は適正かやや過小であるため、全ての予測値に対して機械的に下方修正することは統計的に有利でなく、多角的な視点で判断する必要がある。



第 3.3.4.4 図 GSM-RMAX24 対 RA-RMAX24 統計検証
 横軸：検証しきい値 [mm/24h]、
 縦軸左：BI、縦軸右：ETS
 赤：BI(GSM-RMAX24)、青：BI(GSM-FRR24)、
 橙：ETS(GSM-RMAX24)、緑：ETS(GSM-FRR24)

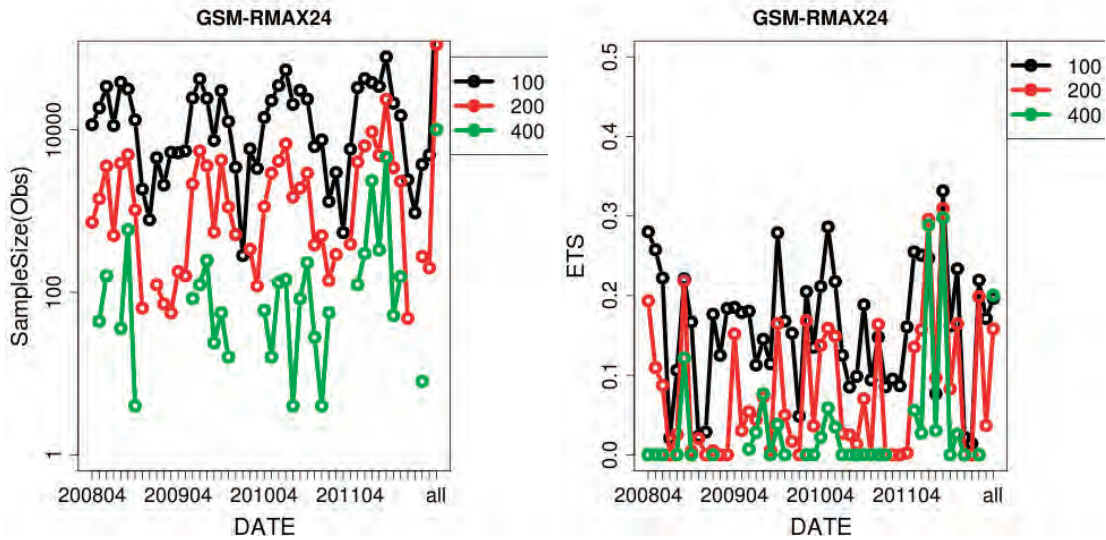
(4) GSM と MSM との比較

第 3.3.4.6 図に、FT=24 に固定した MSM-RMAX24, MSM-FRR24 の予測値と RA-RMAX24 の時系列を示す。その他の条件は第 3.3.4.3 図と同様であり、この検証条件は GSM の最新インシ

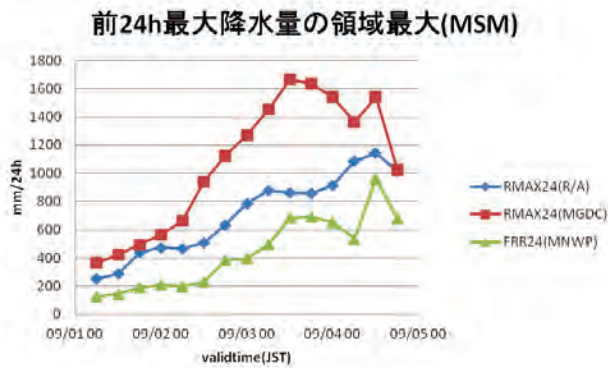
ャル直後の MSM イニシャルを利用した予測を想定している。GSM-RMAX24 と比較し、MSM-RMAX24 は現象の推移をよりよく捉えている事がわかる。GSM-RMAX24 同様、MSM-RMAX24 は実況に比べて過大であるが相対的に差は小さい。また、GSM-FRR24 とは異なり、MSM-FRR24 でも実況の推移を把握しうる。予報時において、最大降水量ガイダンスの予測値が経験的な降水量

値と比較して過大と考えられる場合には、MSM の予測値を参照して最大降水量ガイダンスの妥当性を判断する、ということも有益である。

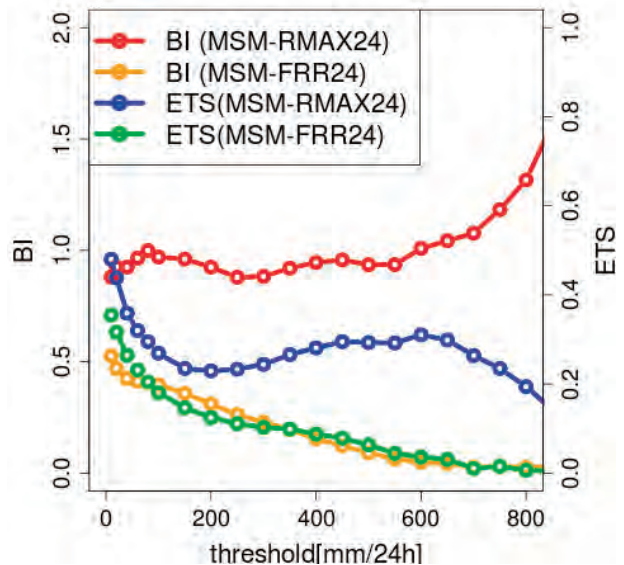
第 3.3.4.7 図 に、MSM-RMAX24,MSM-FRR24 の対 RA-RMAX24 検証を示す。利用イニシャルは 03,09,15,21, FT=24-33 で、その他の条件は第 3.3.4.4 図と同様である。特徴はおおむね GSM-RMAX24 と同様で、数値予報モデルからより



第 3.3.4.5 図 GSM-RMAX24 対 RA-RMAX24 月別検証
 横軸：検証月 [month], 左図縦軸：ETS, 右図縦軸：実況数, 配色：検証しきい値 [mm/24h]
 ただし、横軸右端は全期間のスコア・事例数を示す



第 3.3.4.6 図 MSM-RMAX24FT=24 の時系列予測
 表記は第 3.3.4.3 図と同様。参照モデルは MSM.



第 3.3.4.7 図 MSM-RMAX24 対 RA-RMAX24 統計検証
 表記は第 3.3.4.4 図と同様

利用価値の高い情報を取り出せていることが分かる。BIはおおむね1程度で、ETSはGSM-RMAX24に比べて全体に高く、GSM-RMAX24よりも精度が高いといえる。直近の予報であればMSM-RMAX24の予測値を利用することで、GSM-RMAX24単体に比べ、数値予報結果の情報をより引き出すことができる。また、MSM-FRR24の予測頻度はGSM同様十分でないが、GSMに比べれば予測頻度や正確さは高い。MSM最大降水量ガイダンスにおいて、冒頭で述べた最大降水量ガイダンスの役割やその補正量は、GSMに比べ相対的に小さい。現状の数値予報モデルでは最大降水量として利用する場合には十分な精度でないものの、今後数値予報モデルがより精緻化していくことで、現在の最大降水量ガイダンスが担う役割の重要性は相対的に小さくなっていくと想定される。

(5) まとめ

最大降水量ガイダンスの目的である、数値予報モデルからより価値の高い情報を引き出すこと、これが達成されていることを事例・統計検証で示した。特に2011年台風第12号について、極値は過大であるものの、強雨のポテンシャルをうまく捉えていた事が分かった。数値予報モデルによる予測降水量が実況の最大降水量と比較して過小であっても、量的情報はガイダンスで補正することができる。しかしながら、ガイダンスはあくまで統計的な情報に基づいて構成されている。このため、台風のように、その情報から大きく外れる事例に対しては、精度を十分保証できない点には注意が必要である。統計的に補正する以上、数値予報モデルの精度が今後どれだけ向上しようとも、この問題の本質的な解決は見込めない。ただし、数値予報モデルが今後より精緻化していけば、現在の最大降水量ガイダンスが担う、統計的な補正という役割の重要性は小さくなり、物理的な意味をもった予測ができるようになると期待される。

3.3.4.2 台風第15号における最大風速ガイダンスによる予測*

(1) はじめに

気象庁では数値予報の結果に基づいた最大風速ガイダンスを作成し、地上風予測の基礎資料として利用している。ここでは、台風第15号が日本列島を通過した期間に各地で観測された最大風速について、最大風速ガイダンスがどの程度予測できたかを示す。

(2) 最大風速ガイダンスの作成手法

最大風速ガイダンスは、3時間ごとの予測時刻について前3時間内の最大風速及びその風向を予測するガイダンスである。予測式の説明変数には数値予報モデルの地上風が用いられ、説明変数の係数はカルマンフィルターによって逐次更新される。また、予測値の系統的な誤差が小さくなるように、風速別に観測頻度と予測頻度が同じになるような風速補正も行っている(木村, 1998)。最大風速ガイダンスの詳細については松本(2003)や井手(2007)を参照していただきたい。

現在運用中の最大風速ガイダンスには、GSMの地上風を説明変数とするGSM最大風速ガイダンスと、MSMの地上風を説明変数とするMSM最大風速ガイダンスがあるが、ここではGSM最大風速ガイダンスの検証結果を示す。

(3) 検証方法

台風第15号は、四国の南海上から紀伊半島に接近した後、21日14時頃に静岡県浜松市付近に上陸し、東海地方から関東地方、東北地方を北東に進んだ。その後、台風は21日夜遅くに福島県沖に進み、22日朝に北海道南東海上に進んだ。このため、21日から22日朝にかけて各地で25m/sを超える最大風速を観測した。そこで、最大風速ガイダンスがどの程度量的に予測できたかについて検証した。台風に伴う最大風速の予測においては、数値予報モデルが予測する台風の位置ずれや時刻ずれによる影響が大きく、発現時刻まで精度よく予測することは困難である。よって、

* 予報部数値予報課 小泉 友延

この検証では最大風の風速に着目し、発現時刻のずれを許容して検証した。検証に用いた資料は21日6時から22日6時までで全国のアメダスで観測された最大風速と、同期間に最大風速ガイダンスが予測した風速の最大値である。ガイダンスの予測値には4つの初期時刻(19日18UTC, 20日00UTC, 06UTC, 12UTC)の最大値を採用した。検証に用いたガイダンスの初期時刻を20日12UTC以前としたのは、現業作業において21日6時(20日21UTC)以降の予測をする際に得られる最新のガイダンスの初期時刻が20日12UTCとなるからである。

検証には平均誤差, 平方根平均二乗誤差(RMSE)を用いた。

(4) 検証結果

第3.3.4.1表に観測値の平均値, 最大風速ガイダンスの平均値, 平均誤差, RMSEを示す。併せて, 強風が観測又は予測された地点の特徴を見るために観測又は予測が15m/s以上であった地点(以降, 強風地点とする)を対象とした検証結果も示す。平均誤差は全地点では+1.1m/sとガイダンスが観測よりもやや強い傾向があったが, 強風地点では+0.2m/sと0に近くなっていた。RMSEは全地点では2.9m/s, 強風地点では4.4m/sと強風地点の方が大きくなった。しかし, 観測の平均値とRMSEとの比をとり規格化して比較すると, 観測の平均値とRMSEの比は強風地点の方が全地点

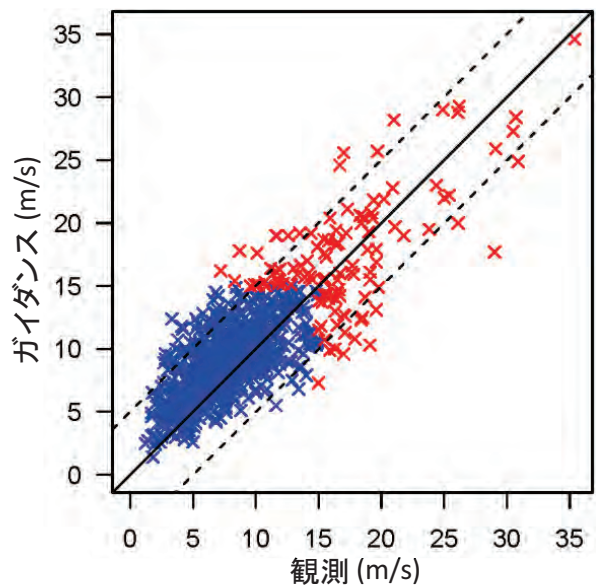
第3.3.4.1表 最大風速ガイダンスの検証結果

	全地点	観測又は予測が15m/s以上の地点
地点数	912	113
観測の平均値(m/s)	8.6	17.2
予測の平均値(m/s)	9.7	17.4
平均誤差(m/s)	+1.1	+0.2
RMSE(m/s)	2.9	4.4

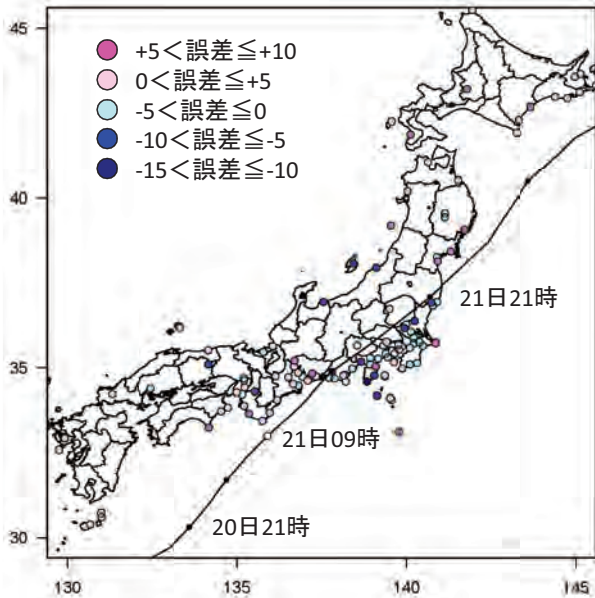
より小さかった。これらのことから最大風速ガイダンスは強風地点でも全地点と同程度の精度の予測ができていたと言える。

第3.3.4.8図は観測値を横軸, ガイダンスを縦軸にした散布図である。赤でプロットした地点は強風地点である。誤差の大きい地点も見られるが, おおむね「予測」=「観測」の直線を中心に分布しており, 強風時に予測が大きすぎる, 小さすぎるといった系統的な偏りは見られなかった。

第3.3.4.9図はガイダンスの誤差の分布と台風経路を示した図である。図には強風地点の誤差をプロットしている。強風地点は台風の経路に沿って太平洋沿岸に分布していた。第3.3.2.13図にある通り, GSMの台風の進路予測は台風が北東に転向してからは進行方向についてはほぼ一貫した予測をしていた。強風地点が台風の経路に沿って分布していたのはGSMの進路予測が安定していたためである。ガイダンスの誤差は伊豆半島の石廊崎で-10m/sを超えたものの, 多くの地点で±5m/s以内に収まっており, ガイダンスが観測に近い風速を予測していた地点が多くあった。図を詳しく見ると台風経路の西側に当たる西日本では誤差が正となっている地点が多く, 東側に当た

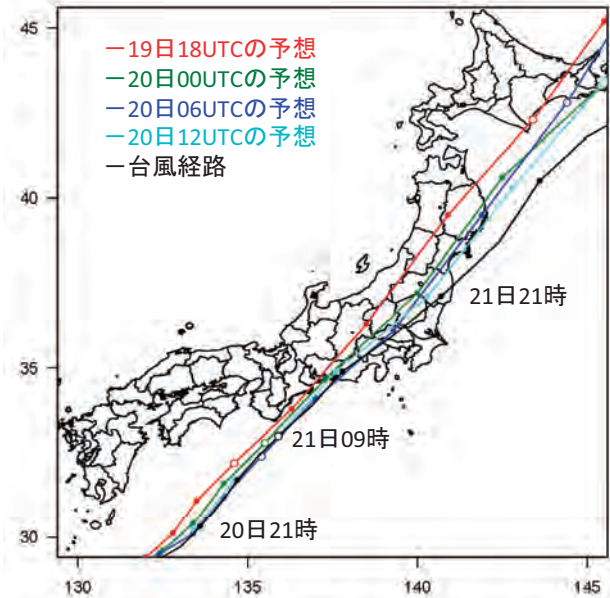


第3.3.4.8図 観測と最大風速ガイダンスの散布図
赤い×印は観測又は予測が15m/s以上の地点を表す。直線は観測=予測の理想直線, 破線は誤差±5m/sの範囲を示す。



第 3.3.4.9 図 最大風速ガイダンスの誤差と台風経路

強風地点の誤差をプロットしている。暖色系はガイダンスの予測が観測値よりも大きかった地点、寒色系はガイダンスの予測が観測値よりも小さかった地点を表す。台風経路には6時間ごとの台風の位置を点で示している。



第 3.3.4.10 図 GSM が予測した台風経路と台風経路

色分けしているのは GSM が予測した各初期時刻の台風経路、黒は解析された台風経路である。

る東海地方沿岸、関東南部では誤差が負となっている地点が多かった。これは GSM が予測した台風経路の初期時刻による違いによるものである。第 3.3.4.10 図は GSM が予測した台風経路と解析された台風経路の図である。GSM が予測した台風経路は、検証対象とした 19 日 18UTC 初期値が最も西を通り、初期値が新しくなるにつれて東寄りになっていった。しかし、実際には台風は GSM の予測より東寄りを進んだ。ガイダンスの誤差の分布はこれらの予測の違いを反映したものであった。ガイダンスは、数値予報モデルの台風の位置に応じて変化し、一般に初期時刻が新しい程精度が良い。今事例においては GSM が予測した台風経路の初期時刻による違いが小さかったため、ガイダンスでも最大風速が観測される 1 日前から観測に近い予測ができていた。

(5) まとめ

台風第 15 号の通過に伴う強風について最大風速ガイダンスの予測結果を検証した。

台風が通過した期間を対象とした検証（検証期

間 9 月 21 日 6 時から 9 月 22 日 6 時まで）では、風速 15m/s 以上の風の予測について、最大風速ガイダンスの平均誤差は +0.2m/s、RMSE は 4.4m/s であり、最大風速が観測される 1 日前からガイダンスが観測に近い風速を予測していた地点も多くあった。

これらの検証結果から、最大風速ガイダンスは数値予報モデルが台風の進路を精度よく予測している場合、強風についても実用的な予測ができることが示された。今後、数値予報モデルの予測精度が向上することにより最大風速ガイダンスの予測精度はさらに向上するものと期待できる。

参 考 文 献

- 井手和彦 (2007)：風ガイダンス。平成 19 年度数値予報研修テキスト、67-72。
- 木村陽一 (1998)：風ガイダンスの統計的特徴と風速補正。平成 10 年度量的予報研修テキスト、79-84。
- 松本逸平 (2003)：RSM 及び MSM 最大風速ガイダンス。平成 15 年度数値予報研修テキスト、43-46。

3.4 メソアンサンブルによる予測

3.4.1 新潟・福島豪雨のメソアンサンブル予報実験*

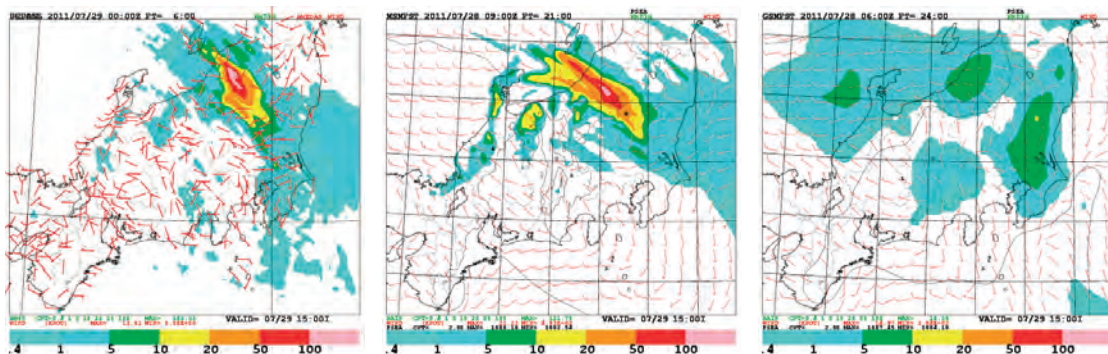
3.4.1.1 はじめに

高解像度化と力学フレーム・物理過程の高度化によって数値予報モデルの表現能力は近年大きく向上し、メソモデル（MSM）ではメソ対流系を含むメソβスケールの現象が予報対象になり始めている。非静力学4次元変分法など高度な同化手法の導入とGPS可降水量やレーダー反射率からの水蒸気量のリトリーブなど新規データ利用の進展により、モデルの初期条件も着実に改善されてきており、以前は予報が難しかった梅雨末期の集中豪雨がモデルで上手く予測されるケースも見られるようになってきている。中でも平成23年7月の新潟・福島豪雨は、現業数値予報システムで比較的予報が良かった例であり、その詳細は第3.3.1項に述べられている。その一方で、後述するように場所と時間を特定して予測することが非常に難しい豪雨のケースもある。予測可能性を分けるのは、地形や総観規模の収束などの強制の有無で、齊藤ほか（2011）が論じているように、アンサンブル予報はケースごとに変わる予測可能性の高低を定量的に提示するための有力な手段となりうる。ここでは、気象庁非静力学モデルを用いた新潟・福島豪雨のメソアンサンブル実験を解像度10kmと2kmで行った結果について報告する。

3.4.1.2 降雨の実況と現業モデルの予報

平成23年7月新潟・福島豪雨は、2011年7月27日から7月30日にかけて発生した集中豪雨で、新潟県では十日町市で121ミリの時間雨量を記録し、信濃川水系の河川の堤防が決壊して、三条市など、広範囲で浸水被害が発生するなど大きな洪水被害をもたらした。豪雨の総観場的状況や被害の状況については第2.1節に、発生要因については第3.1節に詳しく述べられている。明瞭な総観規模の停滞前線があり、前線に沿った狭い範囲に非常に強い雨が継続的に降ったことが特徴である（第3.1.3図参照）。

この豪雨についての当時のルーチンモデルの予報がどうであったかについては、第3.3.1項に詳しく述べられているが、全球モデル（GSM）に対して、MSMの予報が比較的良く、しかも異なる初期値でも傾向はほぼ同じだったのが大きな特徴である。第3.4.1.1図に2011年7月29日12-15時の降水量の実況（解析雨量）及びその時刻に対する28日09UTCを初期値とするMSMの21時間予報と28日06UTCを初期値とするGSMの24時間予報を示す。MSMの初期時刻がGSMより後で、予報時間が21時間と3時間短いことを差し引いても両者の表現力の差は歴然である。なおMSMは異なる初期値のほぼ全てにおいてほぼ一貫して強雨の集中を中越～福島県境に予測していた。筆者の知る限り、これまでの集中豪雨事例の



第3.4.1.1図 (左) 7月29日12-15時の降水量の実況 (中央) 28日09UTCを初期値とするMSMの21時間予報による前3時間雨量 (右) 28日06UTCを初期値とするGSMの24時間予報

* 気象研究所 齊藤 和雄・折口 征二, 海洋研究開発機構 Le Duc, 京都大学学際融合教育研究推進センター 小林 健一郎 (現 神戸大学都市安全研究センター)

中で、このMSMの予報は、現業数値予報の予測として最も良い部類に属するものだった。この精度向上には、モデルと初期値の改善が大きく寄与していることは明らかだが、後で示すように予測可能性が比較的高かったケースであると言える。

ただし、MSMの予報が良いのはFT=24程度までであり、その後予報時間が延びるに従って、予報される降水が弱くなる傾向も見られた。第3.4.1.2図に示すのは、12時間後に当たる7月7月30日00-03時の降水量の実況とその時刻に対するMSMの33時間予報と28日06UTCを初期値とするGSMの36時間予報である。この時刻では、実況では新潟福島県境付近に極大値で145mmの強い降水が継続しているが、右上に示すMSMの予報では強い降水域は福島県中部の狭い線状域に限定されており、実況との対応も良くない。GSMの予報では陸上には強い降水域は見られず、実況で強い降水が見られた場所は無降水になっている。ここでは09UTC初期値の予報の結果を示したが、同様な傾向は他の初期値時刻からの予報でも見られた。予報時間がFT=24よりも先の場合のメソモデルの表現については、後の節で再度議論する。

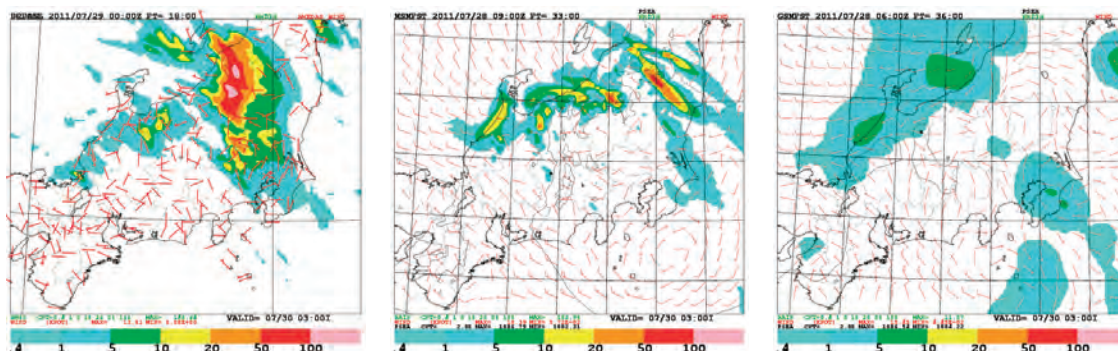
3.4.1.3 実験設定

平成23年7月新潟・福島豪雨を対象に、気象庁非静力学モデル(NHM; Saito, 2012)によるメソアンサンブル予報実験を行った。2011年7月28日12UTCを初期値とする11メンバー10km(50層)のメソアンサンブル30時間予報及びそ

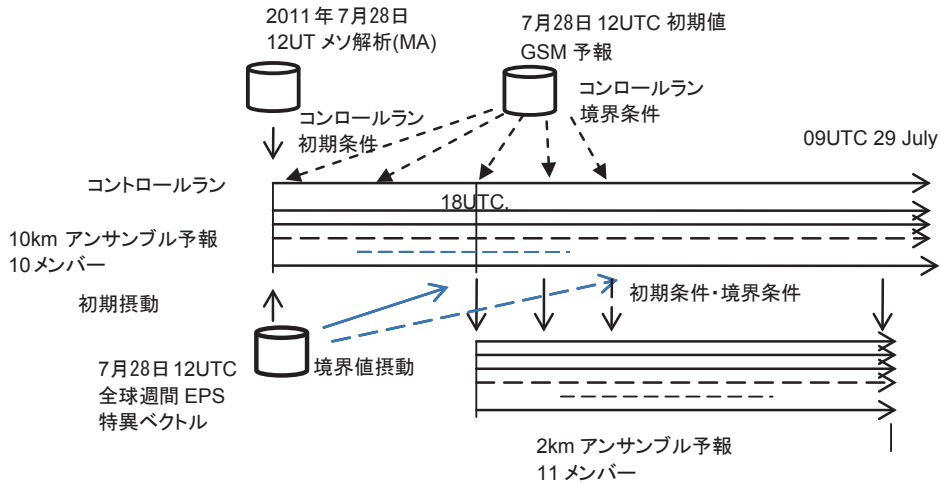
の2km(60層)雲解像モデルによるダウンスケールアンサンブル実験で、10kmモデルの領域はMSMと同じ3600km×2800km、2kmモデルの領域は中部日本を中心とする700km四方とした。この領域は平成24年8月から気象庁で運用が開始された局地モデルLFMの領域(1600km×1100km)より狭いが、第3.4.2項で述べられているのと同様にLFM領域を用いた場合と予報結果はほとんど変わらないことを確認している。10kmメソアンサンブルは7月28日12UTCの気象庁メソ解析と28日12UTCを初期値とする気象庁高解像度GSM予報から初期条件と境界条件を与える。アンサンブル予報の初期摂動と境界摂動は、気象庁週間アンサンブル予報システム(EPS)の摂動を用いた。北京オリンピック2008RDP実験でテストしたメソアンサンブル予報システム(Saito *et al.*, 2011; 2012a)の'WEP'や、著者らによるサイクロナルギスのアンサンブル実験(Saito *et al.*, 2010)に相当する。2kmアンサンブルは、10kmアンサンブルの6時間予報から初期値と境界値を与えた。第3.4.1.3図に実験の流れを示す。

3.4.1.4 10kmコントロール予報

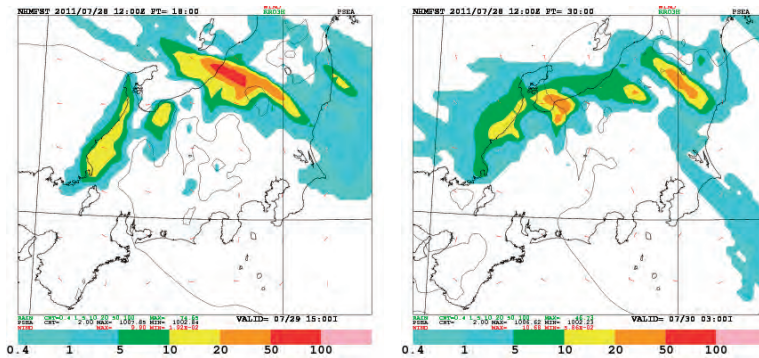
アンサンブル予報の結果を示す前に、7月28日12UTCのメソ解析を初期値とする10kmNHM予報の結果を第3.4.1.4図に示す。計算領域、初期値、境界値ともルーチンMSMと同じであるので、実験条件の違いは解像度の違いのみである。7月29日12-15時に対応する10kmNHMの18時間予報の前3時間雨量(左)は、極大値が74mm



第3.4.1.2図 (左) 7月30日00-03時の降水量の実況 (中央) 28日09UTC初期値とするMSMの33時間予報による前3時間雨量 (右) 28日06UTC初期値とするGSMの36時間予報



第 3.4.1.3 図 メソアンサンブル予報実験の流れ



第 3.4.1.4 図 (左) 7月29日 12-15 時の降水量に対応する 28日 12UTC を初期値とする 10kmNHM の 18 時間予報による前 3 時間雨量 (右) 同じく 10kmNHM の 30 時間予報

と強度が少し弱めながら、同時刻に対するルーチン MSM の予報 (第 3.4.1.1 図中央, なお 12UTC 初期値の MSM の予報時間は 15 時間までであることに注意) に似て実況の降水の集中を良く表現している。

右は、7月30日 00-03 時の降水に対応する 10kmNHM の 30 時間予報で、同じ時間に対する第 3.4.1.2 図中央の MSM 予報と同様に強い降水がなくなる傾向が見られ、降水の極大は 46mm に留まっている。図は省略するが、この間、29日 15時に新潟福島県境に見られる強雨域は弱まりながら南東に移動し 30日 0時には一旦関東に到達している。

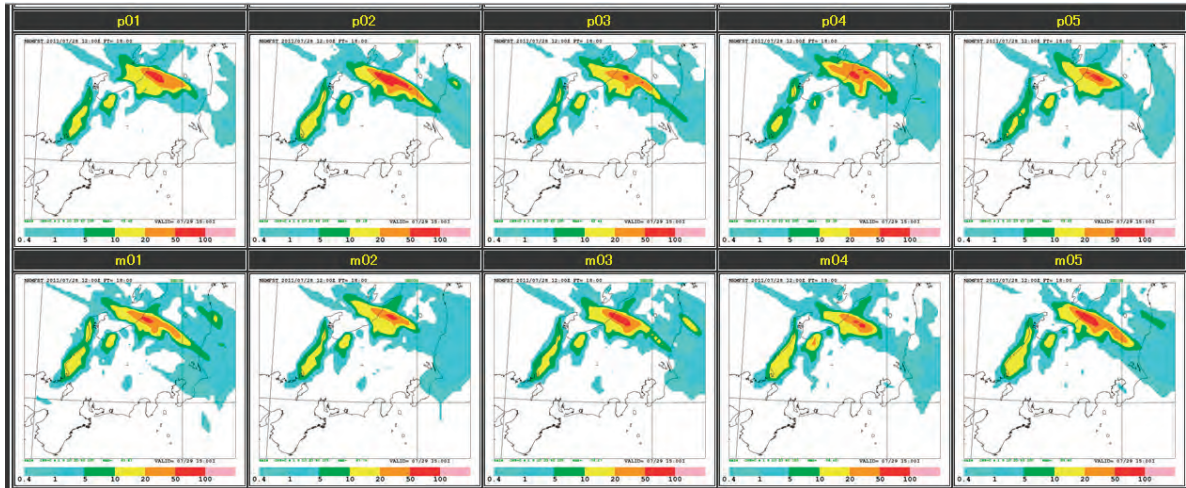
3.4.1.5 10km アンサンブル予報

7月28日 12UTC を初期値とする 10km メソア

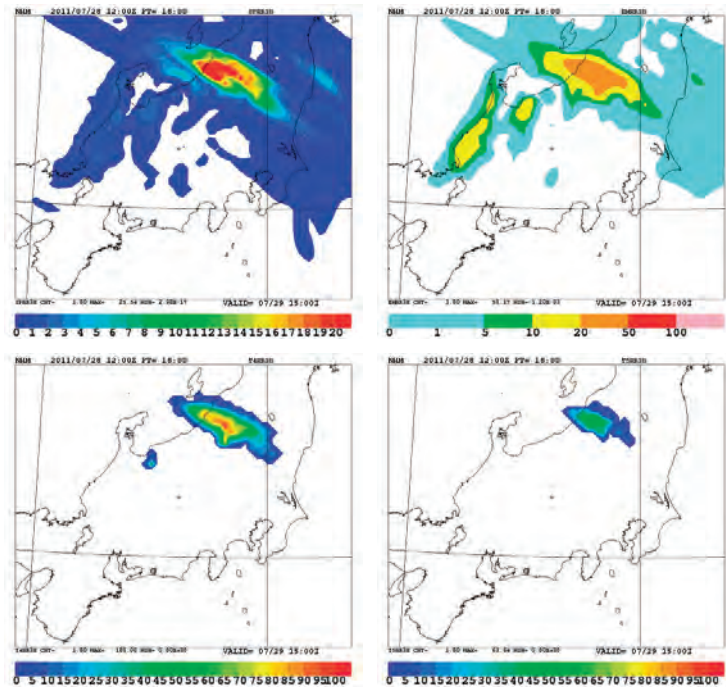
ンサンブルによる各メンバーの前 3 時間雨量の予報を第 3.4.1.5 図に示す。各メンバーの予報はどれも比較的良く似ている。降水量の極大が一番大きかったのはメンバー p02 による 89mm であった。

第 3.4.1.6 図の上段は、コントロールを含む 11 メンバーに対する降水量のアンサンブルスプレッドとアンサンブル平均である。アンサンブル平均の降水分布は、強雨域での降水量が減っているものの一見してコントロールランのそれと大きく変わらず、またアンサンブルスプレッドの大きな場所は強雨域に限られている。このことは、各メンバーにおいて、降水量に違いはあるものの、降水の場所はどのメンバーでもほぼ同じ位置に予想されていることを意味している。

第 3.4.1.6 図の下段には、このメソアンサンブ



第 3.4.1.5 図 第 3.4.1.4 図に対応する 28 日 12UTC を初期値とする 10kmNHM メソアンサンプル 18 時間予報による前 3 時間雨量
 上段は正摂動 (p01 ~ p05), 下段は負摂動 (m01 ~ m05) の結果を示す。



第 3.4.1.6 図 (左上) 10kmNHM メソアンサンプル 18 時間予報による 7 月 29 日 15 時の前 3 時間雨量のアンサンブルスプレッド (右上) 同じくアンサンブル平均 (左下) 20mm/3 時間のしきい値以上の雨が降る確率 (右下) 同じくしきい値 50mm/3 時間の場合

ルによって、あるしきい値以上の雨がもたらされる確率の分布図を示す。左下の図は 20mm/3 時間、右下は 50mm/3 時間の確率である。20mm のしきい値で最大 90%、50mm のしきい値でも 40% 程の高い確率で予測が出来ている。即ち、新潟福島豪雨は 10km 解像度のアンサンブル予報でも予測

が可能だった例であると言える。総観規模強制が弱かった 2008 年 8 月 5 日の首都圏局地的大雨では、10km アンサンブル予報は、20mm/3 時間を超える強い雨を殆ど予測できなかった (Saito et al., 2012b)。この 2 つの事例は非常に対照的であり、この新潟・福島豪雨は、予測可能性が比較的

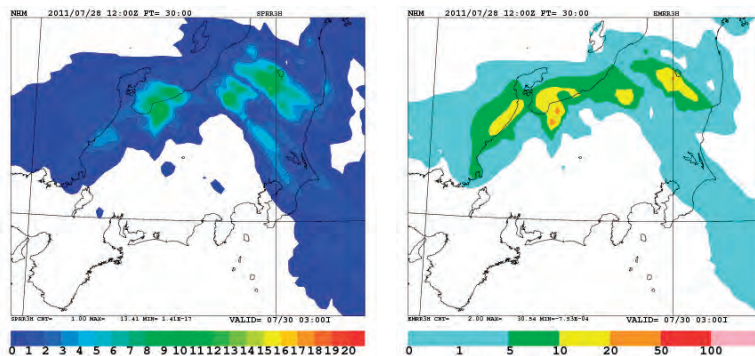
高いケースであったことを示唆している。このことは、ルーチンの気象庁MSMが異なる初期値でも降水の集中を良く予報していた事実と整合的である。

コントロールランに見られた予報時間が延びた場合の予報の劣化の傾向は、アンサンブル予報でも見られた。第3.4.1.7図は、10kmアンサンブル30時間予報による7月30日00-03時の降水スプレッドとアンサンブル平均で、第3.4.1.4図右に対応する。アンサンブル平均では20mm/3時間を超える強い雨が殆ど見られなくなっており、降水確率(図略)でも50mm/3時間を超える確率は殆ど見られなっている。注目すべきこととして、石川県の日本海沿岸に見られる降水域で、予報期間中ほぼ全てのメンバーで10mm/3時間を超える降水が継続して予報されている。実況には対応するはっきりとした降水は見られない。Kain-Fritsch積雲パラメタリゼーションではこのような海岸線に沿った降水域が出現することが知られており、

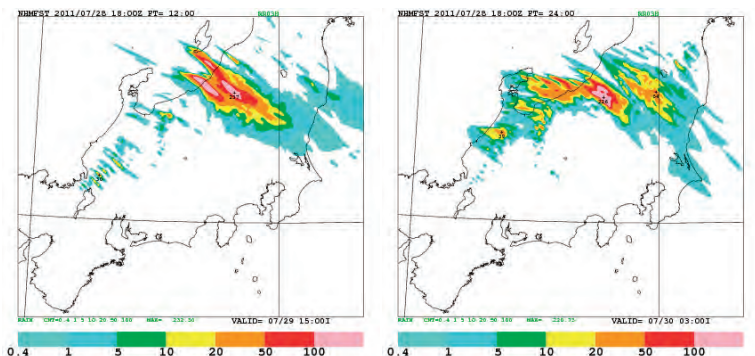
ここで見られる降水も同じものと考えられる。

3.4.1.6 2kmコントロール予報

10kmモデルの6時間予報を初期値に、以後の10kmモデルの予報を境界値に用いたダウンスケール予報について、まずコントロール予報の結果を示す。第3.4.1.8図は、7月29日12-15時と7月30日0-3時の2kmNHMによる降水量で、第3.4.1.4図に対応する。12時間予報にあたる、7月29日12-15時で強い雨の集中がシャープに表現されており、降水量の極大は237mmに達している。10kmモデル予報と大きく異なる点として、石川県の海岸線に見られた降水域がないことが挙げられる。これらは、積雲対流パラメタリゼーションを用いないことによる。予報時間が延びた30日3時では、10kmモデルとの違いは歴然で、この時間でも50mmを超える強い雨域が中越に予報されており、降水量の極大も236mmと殆ど変わっていない。



第3.4.1.7図 10kmNHM メソアンサンブル30時間予報による7月30日03時の前3時間雨量のアンサンブルスプレッド(左)とアンサンブル平均(右)



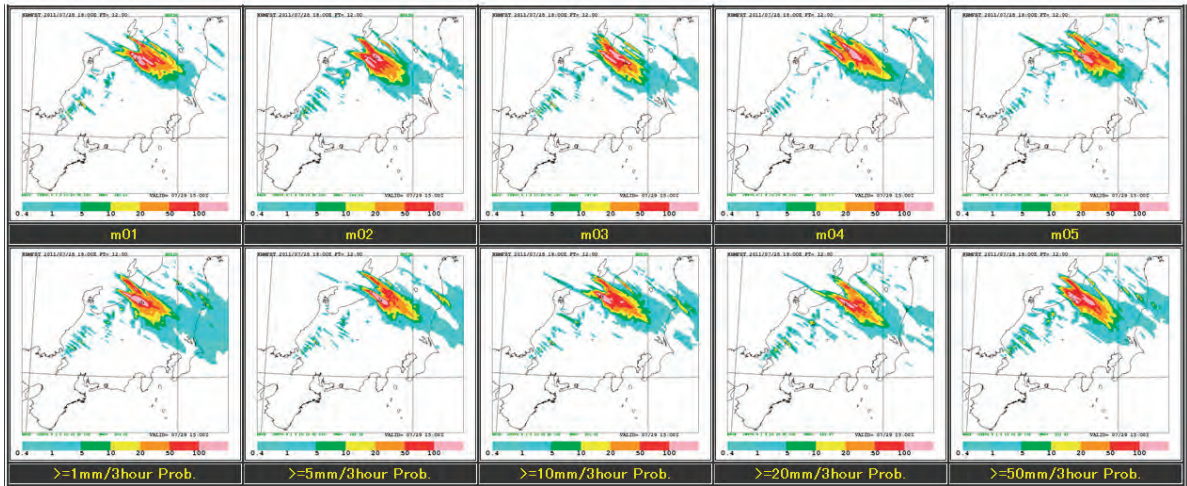
第3.4.1.8図 (左) 7月29日12-15時の降水量に対応する28日18UTC初期値とする2mNHMの12時間予報による前3時間雨量 (右) 同じく2kmNHMの24時間予報

3.4.1.7 2km アンサンブル予報

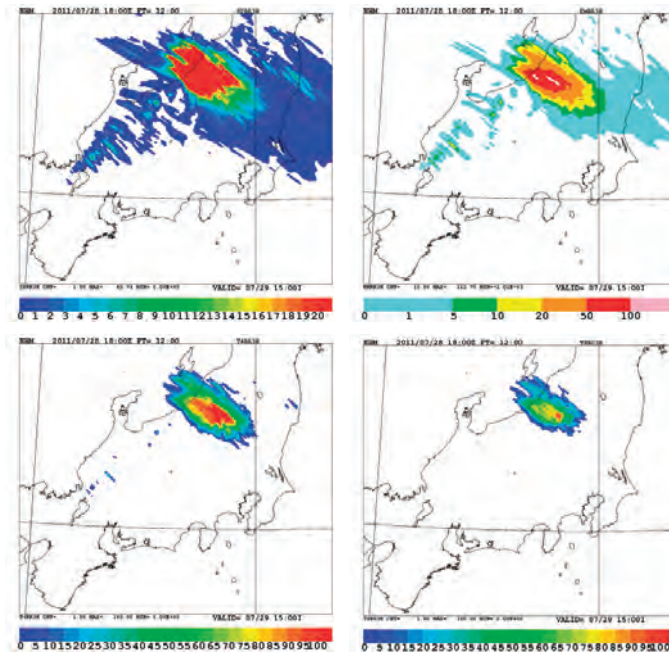
7月29日12-15時の降水量に対応する2kmアンサンブルによる各メンバーの前3時間雨量の予報を第3.4.1.9図に示す。ほぼ全てのメンバーで、新潟福島県境の同じような場所で強雨を予測している。総観規模強制が弱かった2008年8月5日の局地的大雨の雲解像アンサンブル予報（斉藤は

か、2011）では、降水セルがメンバーごとに異なる場所に予想されたのと対照的である。後述するように各メンバーの雨量には開きがあり、この前3時間雨量の極大はメンバー m02 による 294mm で、p02, m04 を除くメンバーで極大が 200mm を超えている。

第3.4.1.10図の上段は、コントロールを含む11



第3.4.1.9図 第3.4.1.8図（左）に対応する28日18UTC初期値とする2kmNHM雲解像アンサンブル12時間予報による前3時間雨量
上段は正摂動（p01～p05）、下段は負摂動（m01～m05）の結果。



第3.4.1.10図（左上）2kmNHMメソアンサンブル12時間予報による7月29日15時の前3時間雨量のアンサンブルスプレッド（右上）同じくアンサンブル平均（左下）しきい値以上の雨が降る確率で20mm/3時間の場合（右下）同じく50mm/3時間の場合

メンバーに対する降水量のアンサンブルスプレッドとアンサンブル平均である。アンサンブル平均でも100mmを超える降水が表現されている。アンサンブルスプレッドの大きな場所は強雨域に対応しており、降水の場所が各メンバーでおおむね同じ位置であることを示唆している。

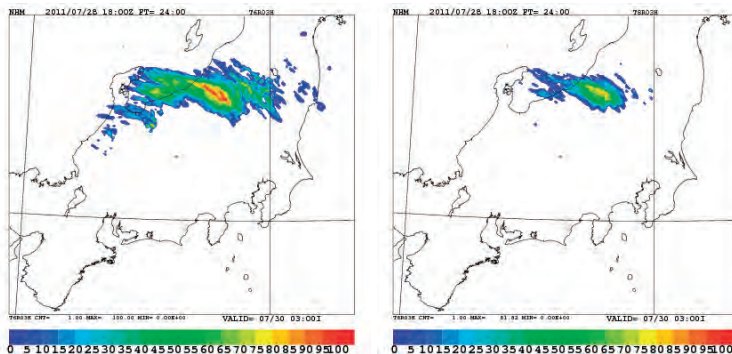
第3.4.1.10図の下段に示す強雨の確率分布図では、20mmのしきい値で100%、50mmのしきい値でも最大90%程の高い確率で予測が来ている。

コントロールランで見られた予報時間が延びても2kmモデルが降水の継続的な集中を表現する特徴は、アンサンブル予報にも反映されている。第3.4.1.11図は、7月30日00-03時の降水量に対する確率分布で、引き続き高い確率で強雨の発生が予測されている。10kmモデルではこの時間の強雨の継続は、アンサンブル予報でも予測されな

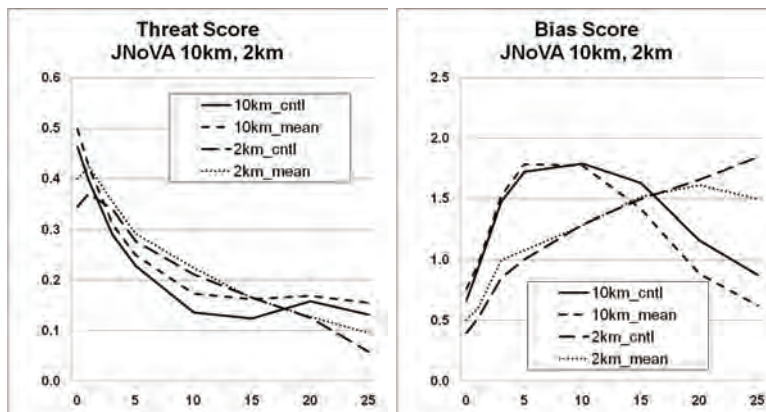
かった。10kmと2kmのアンサンブル予報での摂動は同じであるので、予報時間が延びた場合の10kmモデルとの差は、地形の表現を含むモデル性能の差によると考えることができる。

3.4.1.8 降水検証

アンサンブル平均とコントロール予報の降水予測精度について、気象庁解析雨量との比較による検証を行った。検証領域は、ほぼモデル領域をカバーする本州中部域で、解析雨量とモデル雨量を格子サイズ5kmの検証格子内で平均した。第3.4.1.12図は10kmモデルの予報結果が比較的良かった2011年7月29日6時から18時の12時間における10km予報と2km予報の3時間雨量スレットスコアとバイアススコアを示す。平均の取り方は、10km予報に対しては、FT=9,12,15,18,21の各時間、2km予報に対しては、FT=3,6,9,12,15



第3.4.1.11図 第3.4.1.10図の下段に対応する、7月30日3時の前3時間雨量におけるしきい値以上の雨が降る確率の分布図(20mm(左)と50mm(右))



第3.4.1.12図 2011年7月29日6時から18時の12時間における10km予報と2km予報の3時間雨量スレットスコア(左)とバイアススコア(右)

の各時間、のそれぞれ5回の予報時間について4分割表の数字の和をとることにより行った。

スレットスコア（左）では2kmコントロール予報のスコアはしきい値3-15mmの主要な領域で、10km予報のスコアを大きく上回っており、バイアススコア（右）も1に近い。しきい値0.1mmでは、2kmモデルのバイアスは0.5以下と小さく、予報の過少がスレットスコアの低下につながっている。意外に感じられるのは、一見表現が良い20mm以上の強雨に対して2kmモデルのスレットスコアが10kmモデルよりも低くなっていることである。20mm以上のしきい値に対して2kmモデルの降水は過剰になっていることと、予報と実況に位置ずれが存在することが、予報の空振りを増やしスレットスコアの低下につながったと考えられる。強い雨ほどバイアスが過剰になる2kmモデルのこの結果は、2008年8月5日のケースや2010年夏季を対象とする雲解像アンサンブル予報の統計検証（Duc *et al.*, 2012）でもみられており、2kmという解像度が、対流システムに伴う層状性降雨を表現するにはまだ十分ではないことを示唆している。

アンサンブル平均のスレットスコアは、1mm-15mmのしきい値においてコントロールランを改善している。通常、降水についてアンサンブル平均をとると、弱い雨域が広がる一方で強い降水が見られなくなり、バイアススコアが弱雨で過多、強雨で過小に歪むことが知られているが、予測可能性が高く各メンバーの降水位置がそれほど違わないこのケースでは、バイアススコアの傾向も弱雨側でスコアがやや大きくなるだけで極端な違いは見られない。これも2008年8月のケースと非常に大きな違いである。特に2kmアンサンブルの場合、上記はコントロールランのバイアス傾向を緩和する方向に働いている。

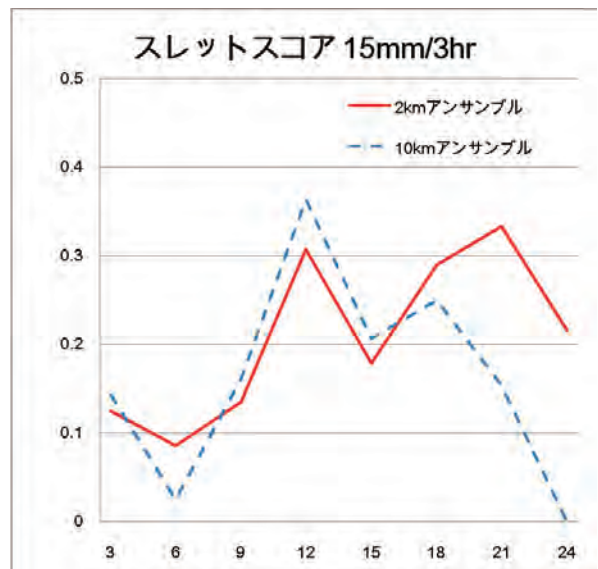
予報時間が延びた場合、10kmモデルの予報精度が低下することについて、第3.4.1.5目で述べたが、第3.4.1.13図に7月29日6時から7月30日3時までの10kmと2kmのアンサンブル平均予報の3時間15mmのしきい値雨量に対するスレットスコアの時間変化を示す。10kmアンサンブルでは、予報時間がFT=24までは2kmアンサ

ンプルと遜色ないが、その後雨域が南東に移動してしまい、スコアを急に落としている。

第3.4.1.12図に示したスレットスコアでは、見た目の印象に反して、2km高解像度予報の強雨に対するスコアは、10km予報に対して明瞭な優位を示せなかった。これは、5kmという小さなサイズの検証格子を用いたことにより、高解像度予報における僅かな位置ずれが、予報の見逃し空振りの両方をカウントすることにより、スレットスコアを低下させてしまうというダブルペナルティの問題として知られている。このような問題に対処するための検証手法として、位置ずれを許容するFraction Skill Score（FSS；Roberts and Lean, 2008）が提案されている。FSSは、次式で定義される。

$$FSS = 1 - \frac{MSE}{MSE_{ref}}$$

ここでMSEは、位置ずれを許容する矩形内における観測頻度と予測頻度の平均二乗誤差で、添え字refのついたものは参照値としての観測頻度と予測頻度の二乗和の平均値で、FSSは完全予報では1に、無意味な予報では0になる。Ebert



第3.4.1.13図 2011年7月29日6時から7月30日3時までの10kmと2kmのアンサンブル平均予報の3時間15mmのしきい値雨量に対するスレットスコアの時間変化

横軸は2kmアンサンブルの予報時間で、10kmアンサンブルでは6を加えた数が予報時間になる。

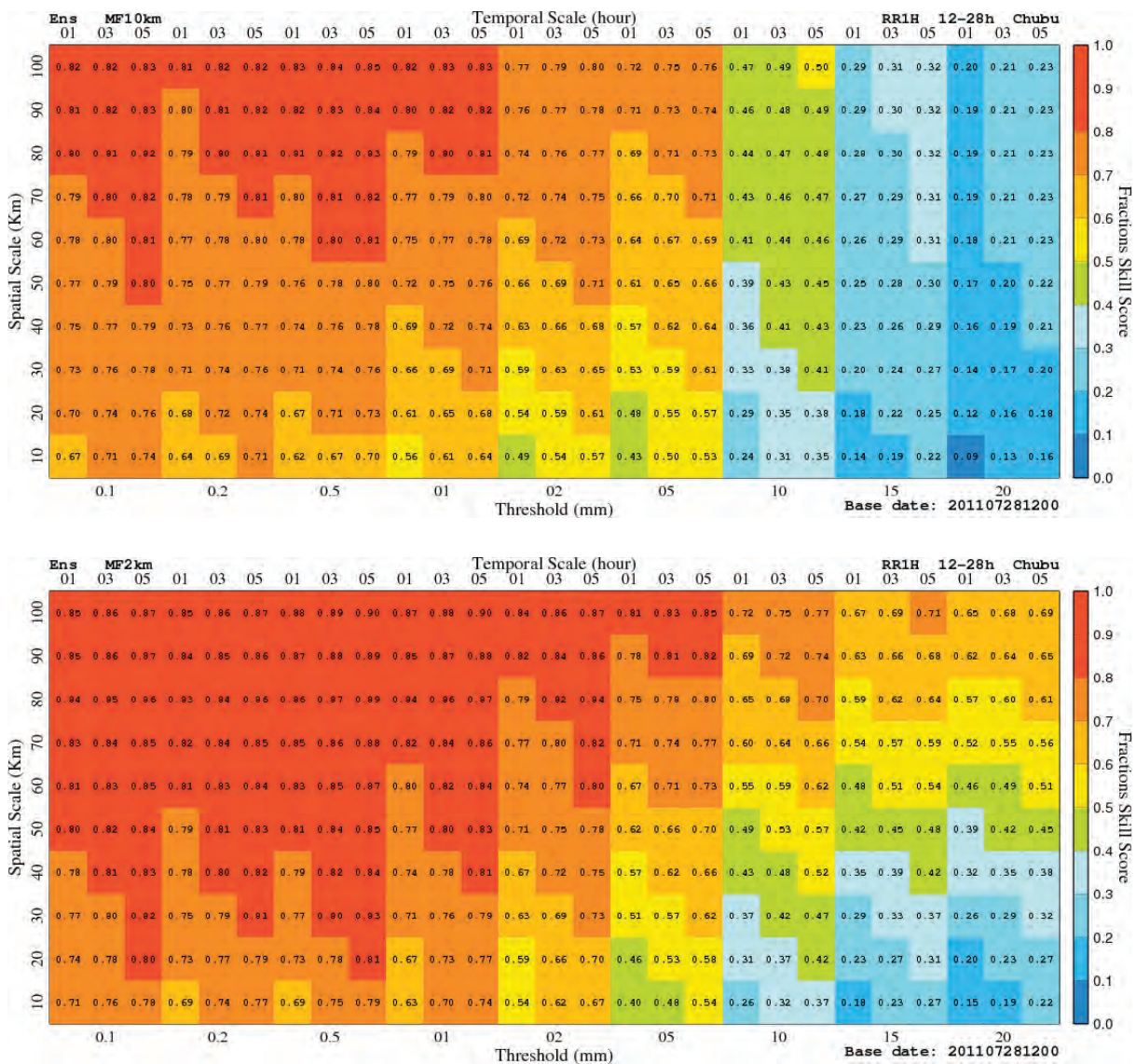
(2008) は、降水検証において、空間スケールと降水強度に対するダイアグラムを提案している。

Duc *et al.* (2012) は、2010年夏季を対象に気象研究所が行った10kmと2kmのアンサンブル予報の検証において、FSSを時間方向にも拡張して計算し、2kmアンサンブル予報の強い雨予測に対する優位性を示している。第3.4.1.14図に同様の手法による新潟・福島豪雨のケースに対する10kmアンサンブル予報と2kmアンサンブル予報の1時間降水量についてのFSSを示す。ほぼす

べての雨量強度に対して2kmアンサンブル予報の優位性は明らかで、特に15mm/時間以上の強雨に対し、差が際立っている。

3.4.1.9 予測可能性への地形の影響

今回の平成23年新潟・福島豪雨のケースでは、初期時刻の異なるルーチン予報や、10kmと2kmのアンサンブル予報において、どのメンバーでも強雨が予測されていた。前線に沿って発生した豪雨であり、総観場の下層収束が、予測可能性を高



第3.4.1.14図 (上) 10kmアンサンブル予報のFT=12-28の1時間降水強度に対するFraction Skill Score (下) 同じく2kmアンサンブル予報の場合

横軸は雨量強度で、前後1時間若しくは2時間の時間ずれを許容した場合の時間スケールを上横軸に示す。縦軸は格子ずれを許容した場合の水平スケール。

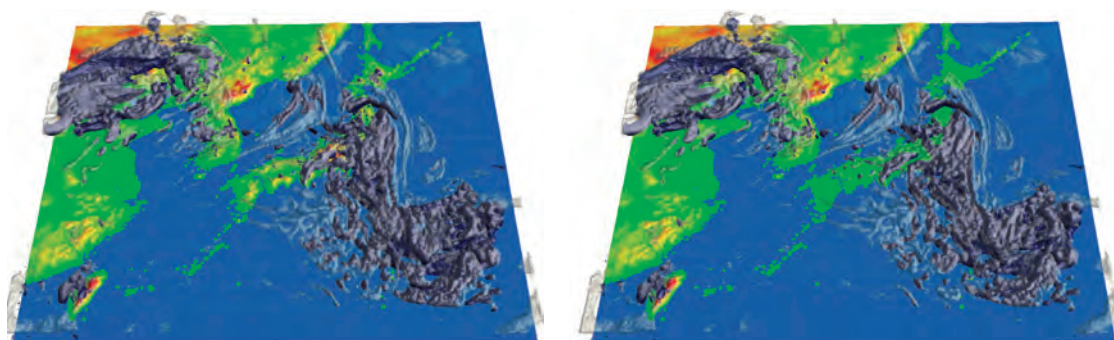
めたことは明らかなが、地形の存在が予測可能性に影響を与えていた可能性がある。佐渡の存在については、豪雨の発生にはほとんど影響しないことが前節で報告されている。ここでは日本の地形を海陸分布のみにして山の高度をゼロにした場合の比較実験を行った。

第3.4.1.15図は、日本の山無し実験における10kmコントロールランのFT=18における計算領域雲の分布を示す。このスケールで見ると、両者に差は見られず、日本の山の有無は総観規模の気象場の短時間予報には影響しないことが分かる。

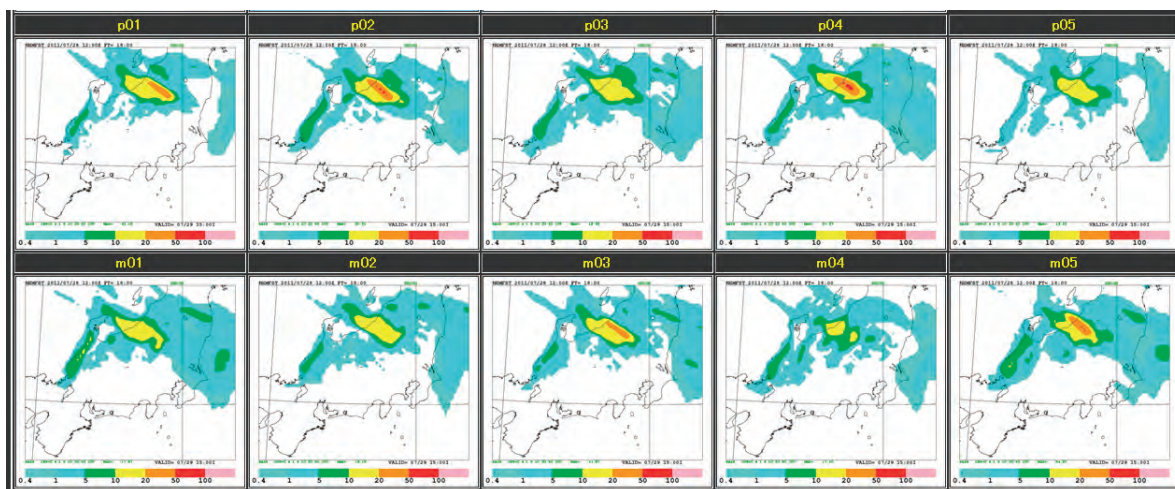
しかしながらこの時間のアンサンブル予報の各メンバーの降水の予測（第3.4.1.16図）ではライン状の降水が弱くなるとともに、各メンバーの予報に大きな違いがあり、山あり実験（第3.4.1.5図）

との差が明白である。第3.4.17図上は、アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均である。山あり実験（第3.4.1.6図）の結果に比べ、降水の集中度が弱まり、スプレッドがより広い範囲に広がっている。しきい値20mm/3時間の降水がある確率は最大でも30%程度に低下し、50mm/3時間の確率はほとんど見られなくなっている。すなわち、新潟・福島豪雨は、10kmモデルでも高い確率で強い降水の出現の可能性を表現できたが、地形の存在が降水位置の特定に寄与していたことが分かる。予報時間を30時間まで伸ばした場合（第3.4.1.18図）、降水域は南東に流れてしまい、新潟付近の降水の集中はもはや見られなくなっている。

地形強制がない場合の予測可能性の低下は、当然ながら2kmダウンスケールアンサンブル（第



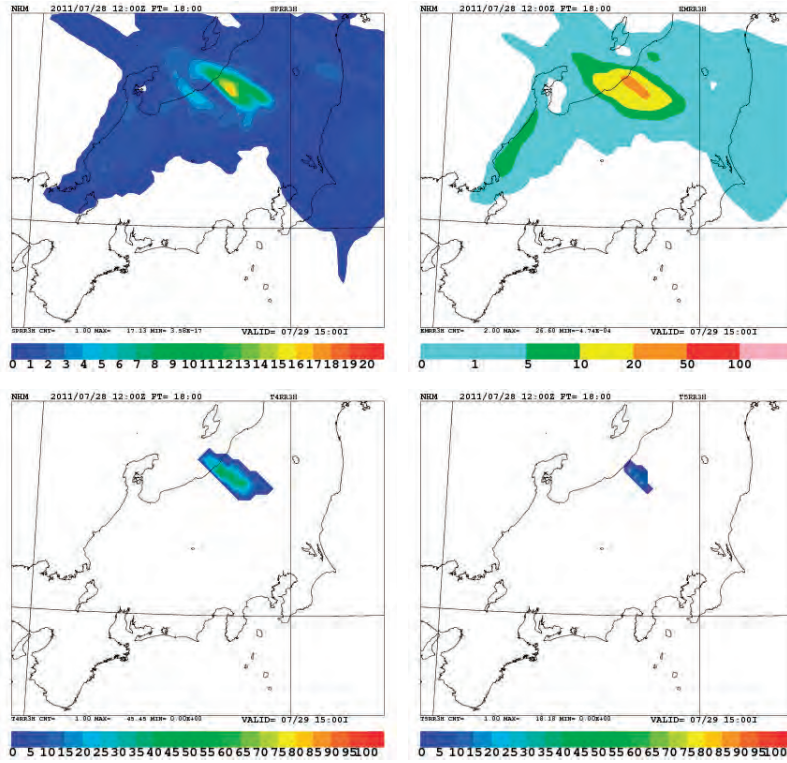
第3.4.1.15図 山あり実験（左）と山なし実験（右）における7月29日15時の10kmNHMによる雲域（FT=18）



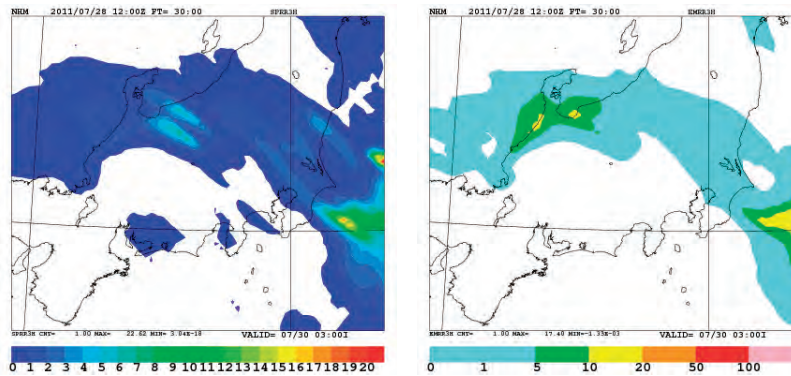
第3.4.1.16図 第3.4.1.5図に対応する28日12UTC初期値とする10kmNHMメソアンサンブル18時間予報による前3時間雨量（山なし実験の場合）

3.4.1.19 図)でも明瞭で、山あり実験(第3.4.1.10 図)に比べ、スプレッドが広がり、アンサンブル

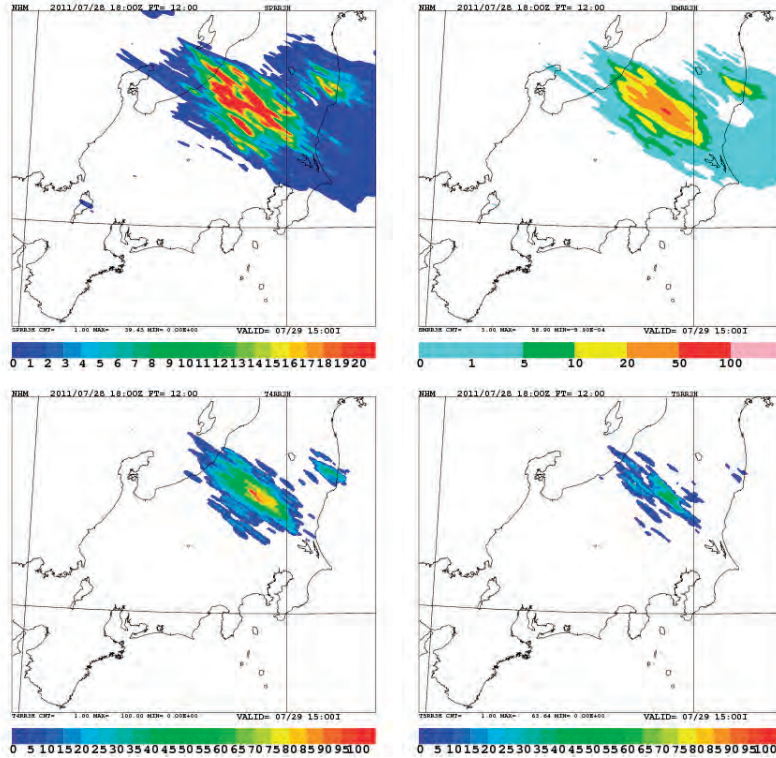
平均の極大が小さくなり、強雨確率予測も大きく低下している。



第3.4.1.17 図 第3.4.1.6 図と同じ(山なし実験の場合)



第3.4.1.18 図 第3.4.1.7 図と同じ(山なし実験の場合)



第3.4.1.19図 第3.4.1.10図と同じ（山なし実験の場合）

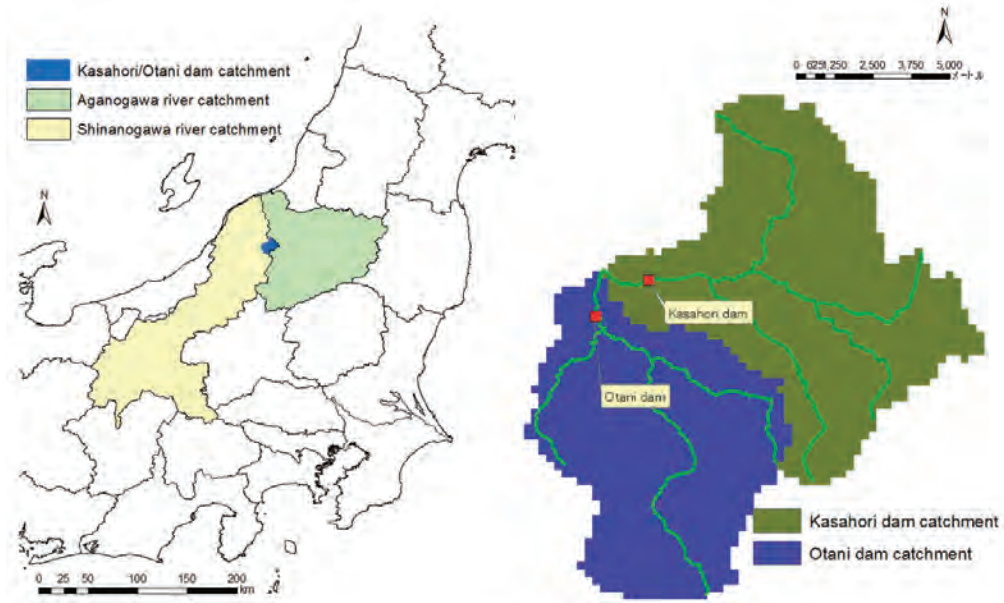
3.4.1.10 流出モデルへの応用

アンサンブル予報による降水予測の信頼度情報は、リスクマネジメントに有効で今後さまざまな応用が考えられる。Kobayashi *et al.* (2012) は、本報告で行われた2km アンサンブル予報による降水予測を入力とした、流出モデルによるダム流入量の評価を行っている。対象となったのは、第3.4.1.20図に示す新潟県信濃川と阿賀野川の集水域の境界に位置する笠堀ダムと大谷ダムの集水域である。ここでは特に、笠堀ダム流域について示す。集水域面積は72.7km²で、8.5km四方に相当する比較的狭い領域である。通常、このような狭い領域の降水量を数値モデルで正確に見積もるのは大変難しい。気象庁の土壌雨量指数や流出雨量指数では解析雨量を入力と、予想においては降水短時間予報とMSM ガイダンスを入力として用いている（斉藤・牧原，2007）。

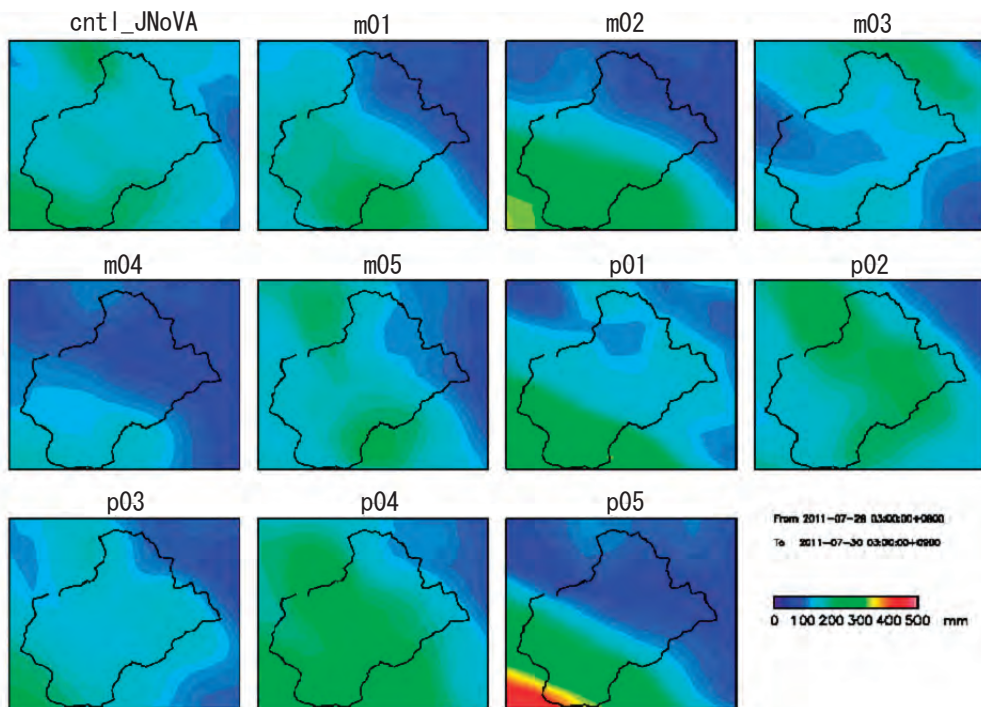
第3.4.1.21図は両ダム集水域における2km アンサンブル予報各メンバーの積算降水量を示す。第3.4.1.7目において、2km アンサンブル予報の各メンバーの予報は良く似ていると述べたが、この

スケールで見ると、各メンバーの降水量は大きく異なっている。降水量が多いのはメンバー p02 と p04、降水量が最も少ないのはメンバー m04 による予報である。

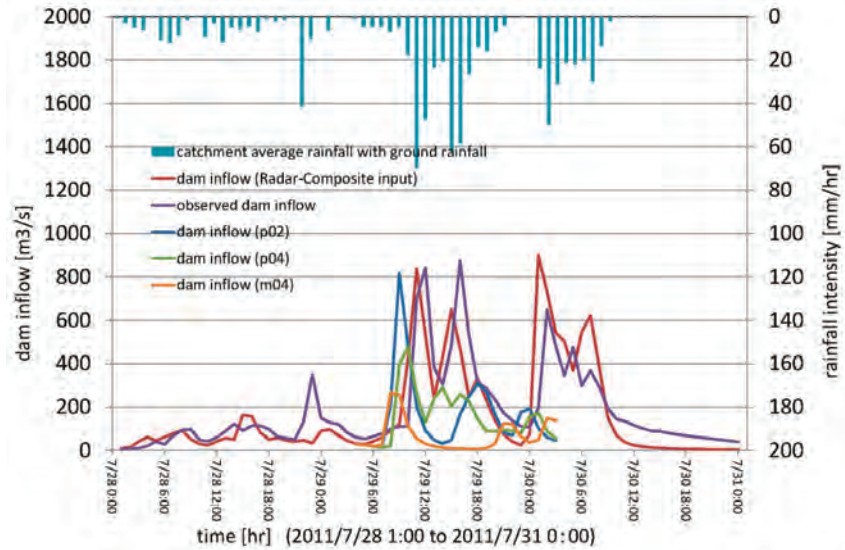
第3.4.1.22図の折れ線グラフは、観測された笠堀ダム流入量、解析雨量とこれら3つのメンバーによる降水量を入力とした場合の流出モデルによる笠堀ダムへの流入量の時間変化である。図に棒グラフで示すのは、地上の雨量計観測に基づく集水域での平均降水量（単位は右軸）である。p02 と p04 の予報を入力に用いた結果は、実況よりもややタイミングが早いものの、7月29日午前中と午後に見られた降水の強まりに応じた流入の二つのピークの傾向をおおむねよく表現している。このレベルで見た時、今回示した雲解像アンサンブル予報の定量的な降水予測の精度はまだ必ずしも十分とは言えないが、今後精度を上げることによって、事前放流の調節によるダム貯水量のコントロールなど、災害の軽減や貯水量の有効利用などにつなげることが出来る可能性を示している。



第3.4.1.20図 (左) 信濃川と阿賀野川の集水域 (右) 笠堀ダムと大谷ダムの集水域
Kobayashi *et al.* (2013) より.



第3.4.1.21図 笠堀ダムと大谷ダムの集水域における2kmアンサンブル予報各メンバーの積算降水量
Kobayashi *et al.* (2013) より.



第 3.4.1.22 図 笠堀ダムの集水域における 2km アンサンブル予報メンバー (p02, p04, m04) による ダム流入量の時間変化 (左軸) と地上観測に基づく集水域での平均降水量 (右軸) Kobayashi *et al.* (2013) より。

3.4.1.11 まとめ

平成 23 年新潟福島豪雨のアンサンブル予報を水平解像度 10km のメソモデルと 2km の雲解像モデルで行った。強制の弱い対流性セルによる局地的な大雨だった 2008 年 8 月 5 日のケースと違って、10km メソアンサンブルでも強雨を高い確率で予測出来た。各アンサンブルメンバーの結果は比較的良好に似ており、10km メソモデル単独予報でも予測が可能なケースであった。総観規模の下層収束に伴う降水であることが、予測可能性を高めていたと言える。2km 雲解像アンサンブルでは、50mm の強雨の出現を高い確率で予測した。

バイアスコアでは 2km モデルの予報は強雨で過剰で、解像度がまだ十分とは言えない可能性が示唆された。スレットスコアは 2km 予報が 3mm-15mm の広いしきい値の領域で 10km 予報を上回ったが、20mm 以上の強雨に対しては 2km 予報の優位性を示すには位置ずれを考慮する検証を行う必要があった。予報時間が伸びた場合、積雲対流をパラメライズしている 10km モデルの予報では強雨の継続的な集中を維持できなかったが、2km アンサンブルでは、予報期間中強雨の発

生を比較的高い確率で予報できた。このことは、雲解像モデルは短時間予報のみならず、翌日予報などにも威力を発揮する可能性があることを示唆している。

地形の有無による感度実験を行い、山がない場合、10km と 2km の両実験で強雨の予報可能性が低下することを確認した。

平成 23 年新潟福島豪雨は、メソモデル単独予報でもある程度予測が可能なケースだったと言えるが、アンサンブル予報は予報の信頼度を見える形で表現してくれるという点で極めて有用である (Duc *et al.*, 2013)。洪水予測の確率的な予測やそれをを用いたダム管理など、高解像度アンサンブル予報は、今後さまざまな応用が考えられるが、そのためには、予測精度をさらに高めていく必要がある。

謝辞

アンサンブル予報の実行と検証に関して、気象研究所の国井勝研究官、瀬古弘主任研究官の助力を頂きました。ここに感謝します。

参 考 文 献

- Duc, L., K. Saito and H. Seko (2013) : Spatial-temporal fractions verification for high resolution ensemble Tellus. (conditionally accepted)
- Ebert, E. (2008) : Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. Meteor. Appl., 15, 51-64.
- Kobayashi, K., S. Otsuka, Apip, K. Takara and K. Saito (2013) : An Ensemble flood forecasting for a Japanese small dam catchment with high resolution numerical ensemble rainfalls. (manuscript in preparation)
- Roberts, N. M., and H. W. Lean (2008) : Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. Mon. Wea. Rev., 136, 78-97.
- 斉藤和雄・牧原康隆 (2007) : 降水現象の予報高度化の技術. 天気, 54, 622-631.
- Saito, K., T. Kuroda, M. Kunii and N. Kohno (2010) : Numerical Simulations of Myanmar Cyclone Nargis and the Associated Storm Surge. Part 2: Ensemble prediction. J. Meteor. Soc. Japan. 88, 547-570.
- Saito, K., M. Hara, M. Kunii, H. Seko and M. Yamaguchi (2011) : Comparison of initial perturbation methods for the mesoscale ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute for the WWRP Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP) . Tellus, 63A, 445-467.
- 斉藤和雄・折口征二・小司禎教・瀬古弘・LeDuc (2011) : アンサンブル予報に見られる集中豪雨/局地的大雨の予測可能性について. 第13回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 17-18.
- Saito, K. (2012) : The Japan Meteorological Agency nonhydrostatic model and its application to operation and research. InTech, Atmospheric Model Applications, 85-110. doi: 10.5772/35368.
- Saito, K., H. Seko, M. Kunii and T. Miyoshi (2012a) : Effect of lateral boundary perturbations on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. Tellus. 64,

doi:10.3402/tellusa.v64i0.11594.

- Saito, K., Y. Shoji, S. Origuchi, L. Duc and H. Seko (2012b) : GPS TPW Assimilation with the JMA Nonhydrostatic 4DVAR and Cloud Resolving Ensemble Forecast for the 2008 August Tokyo Metropolitan Area Local Heavy Rainfalls. CAS/JSC WGNE Res. Act. Atmos. Ocea. Model., 42, 01.19-01.20.

3.4.2 台風第12号のメソアンサンブル予報実験*

3.4.2.1 はじめに

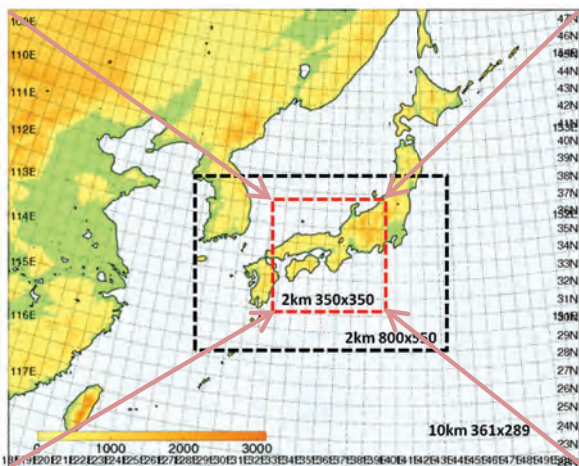
2011年の台風第12号は、9月3日10時頃に高知県東部へ上陸した後、四国地方から中国地方を縦断し4日に日本海へ進んだ。西日本を中心に広い範囲で記録的な大雨となり、特に近畿南東部、四国東部、山陰、東海では土砂災害等による被害は甚大で、死者78名・行方不明者16名(消防庁調べ、12月15日18時時点)となった。当時のルーチンのMSMでは、台風の進路予想は実況に比べて速く北進し、降水量予想は過少であった。この台風は社会的に非常に大きな影響を与えていることもあり、メソアンサンブル予報による予測可能性について調査を行った。

3.4.2.2 数値モデルと予報実験の概要

気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いて、8月31日から9月4日までのそれぞれ21時を初期時刻とする5初期値のアンサンブル予報実験を行った。まず、それぞれの初期時刻に対して解像度10km・格子数361×289・メンバー数11のアンサンブル予報を36時間実行して、その後、解像度2km・格子数350×350・メンバー数11のダウンスケール予報を30時間実行した(第3.4.2.1図、第3.4.2.2図参照)。10kmアンサンブル予報のコントロールランの初期場は解像度5kmの気象庁メソ解析(JMA Nonhydrostatic Variational Assimilation; JNoVA)から作成し、初期摂動・境界摂動は気象庁週間アンサンブル予報(RSMC東京責任領域P面データ)を用いて与えた。2km

* 気象研究所 折口 征二・斉藤 和雄, 京都大学学際融合教育研究推進センター 小林 健一郎(現 神戸大学都市安全研究センター)

アンサンブル予報は、10 kmアンサンブル予報の6時間予報値を初期値とするダウンスケール予報である。雲・積雲対流に関する物理過程の基本的な設定について、10 kmアンサンブル予報は雲物理過程と Kain-Fritsch 積雲対流スキームを併用し、2 kmアンサンブル予報は single-moment bulk 法雲物理過程のみを使用した。



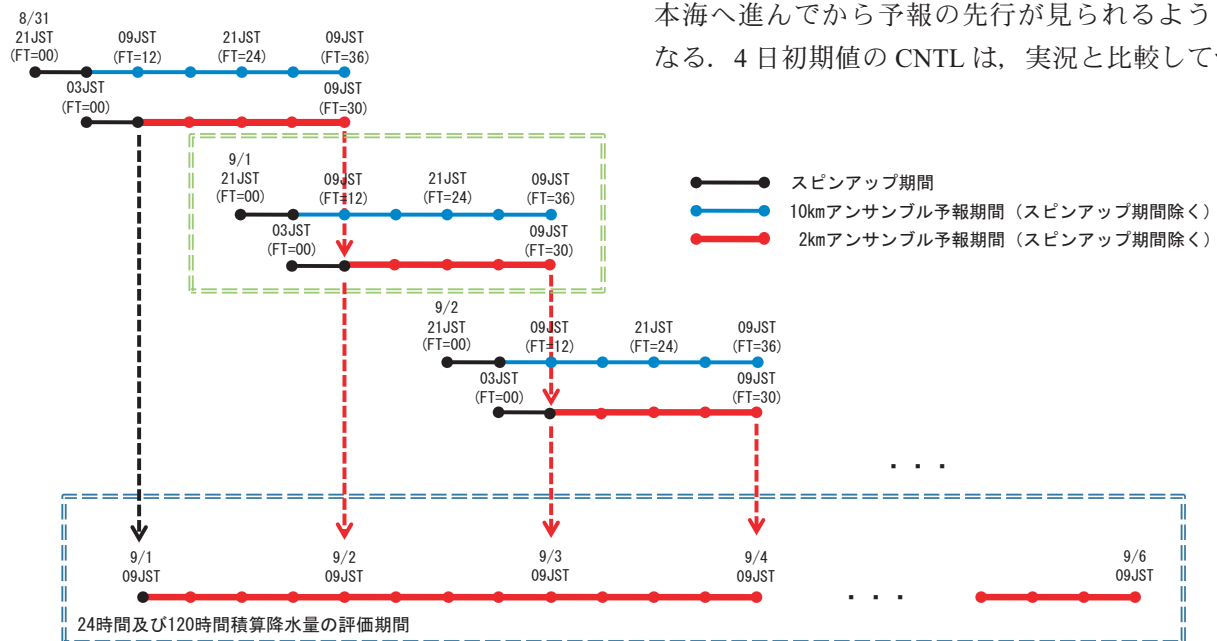
第 3.4.2.1 図 10 kmアンサンブル予報領域 (10 km 361 × 289)、2 kmダウンスケール領域 (2 km 350 × 350 (赤色破線)、2 km 800 × 550 (黒色破線))

3.4.2.3 ダウンスケール予報の領域非依存性

ダウンスケール予報の領域の違いに対する再現性についても調べた。361 × 289 の領域による 10 kmアンサンブル予報の結果より、9月1日から5日までの3時を初期時刻とする5初期値の2 kmダウンスケール18時間予報を800 × 550 領域と350 × 350 領域で行い、全メンバーについて、台風、降水などの表現の領域非依存性を確認した。5初期値全ての2 kmアンサンブル予報の800 × 550 領域の30時間予報は、気象研究所スーパーコンピュータ SR16000 に大きな負荷をかけるため予報時間を短縮した18時間で行った。本調査では、この領域非依存性を確認した上で、2 kmアンサンブル予報の350 × 350 領域の30時間予報を実行しており、計算資源の立場からみても妥当な設定と考えられる。

3.4.2.4 台風第12号の予測結果

最初に10 kmアンサンブル予報の8月31日から9月4日までの21時を初期時刻とする5初期値、及び2kmダウンスケール予報実験の特徴を述べる。31日、1日初期値のコントロールラン (CNTL) は、実況と比較して台風中心が僅かに北に位置しており若干先行する予想となった。2日、3日初期値のCNTLは、実況と比較して台風中心が日本海へ進んでから予報の先行が見られるようになる。4日初期値のCNTLは、実況と比較して台

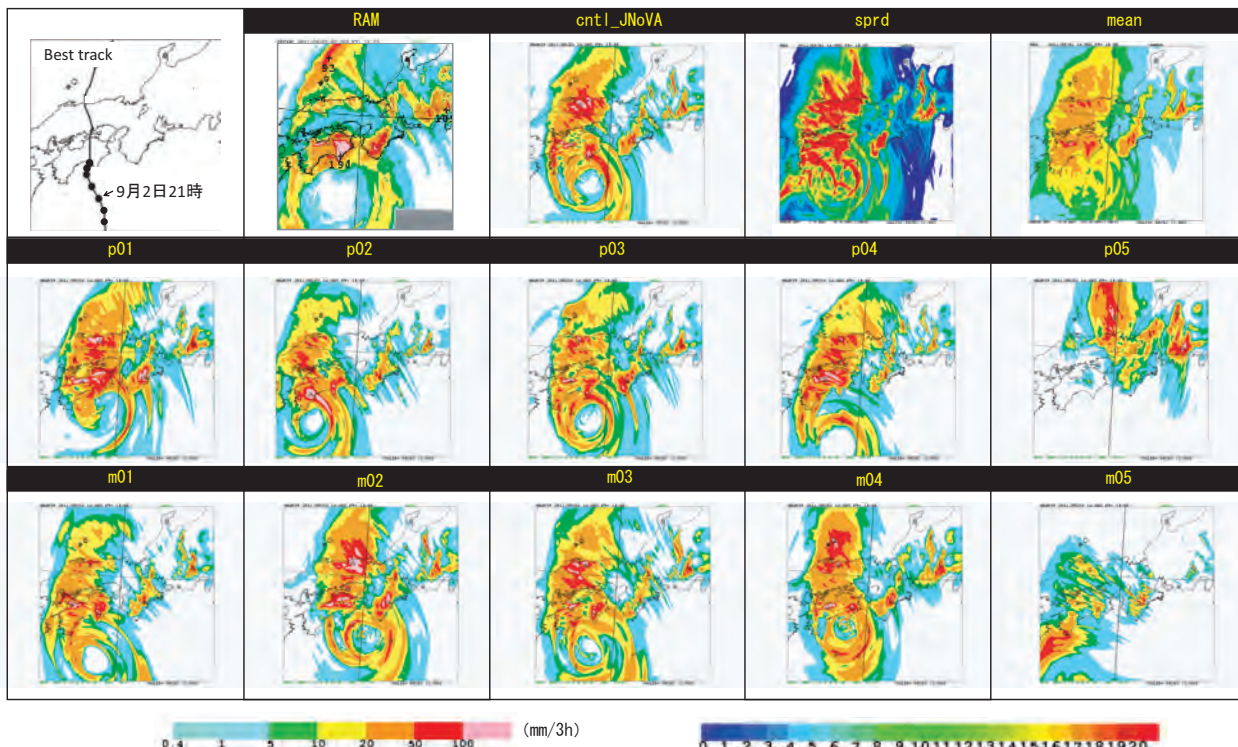


第 3.4.2.2 図 スピンアップ期間を除く 10 km及び 2 kmアンサンブル予報実験の概要

緑色2重破線で囲んだ部分は予報検証期間、青色2重破線で囲んだ部分は24時間及び120時間積算降水量の計算期間

風中心位置の先行が目立つようになる。また、降水分布予想は、5初期値全てにおいて10kmアンサンブル予報のCNTLは直近のルーチンMSMと類似の予想を示しており、地形による外部強制力の大きい近畿南東部と四国東部、強制力が比較的強くないと考えられる山陰、台風による遠隔作用で降雨となった東海を中心に分布していた。降水量予想は、5初期値全てにおいて10kmアンサンブル予報のCNTLと直近のルーチンMSMは、観測の多かった近畿南東部、四国東部、山陰、東海の降水量は実況と比べてかなり少ない予想となっていた。2kmアンサンブル予報のCNTLの降水分布予想は、5初期値全てにおいて10kmアンサンブル予報のCNTLと同等以上の分布精度を示した。また降水量予想は、5初期値全てにおいて10kmアンサンブル予報のCNTLやルーチンMSMを上回っており、実況値へ大きく近づいたが、場所や領域によっては不十分である所も見られた。アンサンブル予報の予報精度や予報特性を

調べる時、まず、CNTLの予報精度の高さが重要となる。CNTLが台風中心の位置や強度を大きく外していた場合、アンサンブル情報を付加したとしても、予報精度の向上はそれほど望めないと考えられる。これを踏まえて、5初期値の中で、10kmアンサンブル予報と2kmアンサンブル予報のCNTLで、台風中心位置や強度の予報精度が最も良く、降水現象の顕著な時間帯を含んだ9月1日21時初期時刻の予想について検証を行った。この初期時刻の10kmアンサンブル予報を利用した2kmダウンスケール予報実験（FT=06までのスピニアップ期間を除く）について、予報精度検証と予報特性について示す（第3.4.2.2図の緑色2重破線で囲んだ部分参照）。2kmアンサンブル予報の18時間予報値（FT=18, validtime=9月2日21時）の3時間積算降水量とスプレッドの予報結果を第3.4.2.3図に示す。CNTLの特徴は経路図と比較して台風の位置を若干北に予想しているがおおむね正確であった。降水予想分布は、解



第3.4.2.3図 Best trackは平成23年台風第12号の経路図、RAMは解析雨量による3時間雨量（9月2日21時）、RAMに対応する2kmアンサンブル予報（FT=18）の3時間積算降水量（cntl_JNoVAはコントロールラン、meanはアンサンブル11メンバー平均、p01～m05は各メンバー）とスプレッド（sprd）
左下は3時間積算降水量のカラーバー、右下はスプレッドのカラーバー

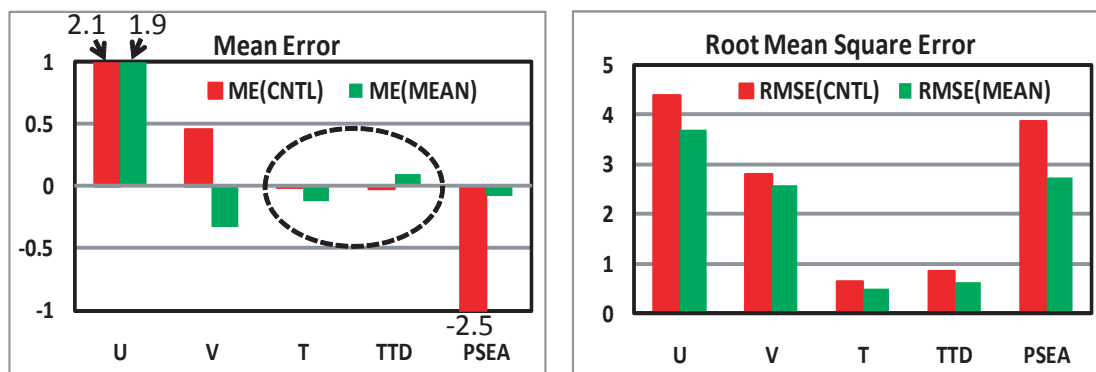
析雨量と比較して、台風の眼中心付近の表現はある程度特徴を捉えている。強雨のピークを近畿南東部、四国東部、山陰、東海に予想し、解析雨量とおおむね一致しているが、降水量は山陰を除いて全体的に少なかった。各メンバーの特徴は、台風の形状や降水量・分布を良く表現していたのが p03 と p04 である。両メンバーは進路予想もほぼ正確（p03 は経路図より若干北、p04 は若干南に予想）で、降水分布は台風の大きな眼の特徴を捉え、予報期間を通して強雨を良く表現している。m02 は強雨を良く表現しているが、台風の眼が小さく、中心が北東に位置して進路も東にずれていた。p05 は速く北進させる予想であり、m05 は大きく西へ進路をずらしていた。また、スプレッドを見ると、強雨域を中心にメンバー間のばらつきが大きくなっており、台風中心付近は各メンバーの位置の違いを反映して、異なる位置・方向の複数の円弧模様となっている。一般的なアンサンブル予報でも同様に、台風の眼の内部のスプレッドは円弧上に大きくなってしまふ特徴が見られる。

次に、2km アンサンブル予報の FT=18 (validtime=9月2日21時) におけるメソ解析値 (JNoVA) に対する地上の風速 (U, V)・気温 (T)・湿数 (TTD)・海面更正気圧 (PSEA) の平均誤差 (ME) と 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) を示す (第 3.4.2.4 図参照)。ME を CNTL と MEAN で比較すると、MEAN の方が気温、湿数は悪かったが (第 3.4.2.4 図参照、黒丸部分)、風、海面更正気圧は精度が良く、また RMSE は MEAN の方が全要素

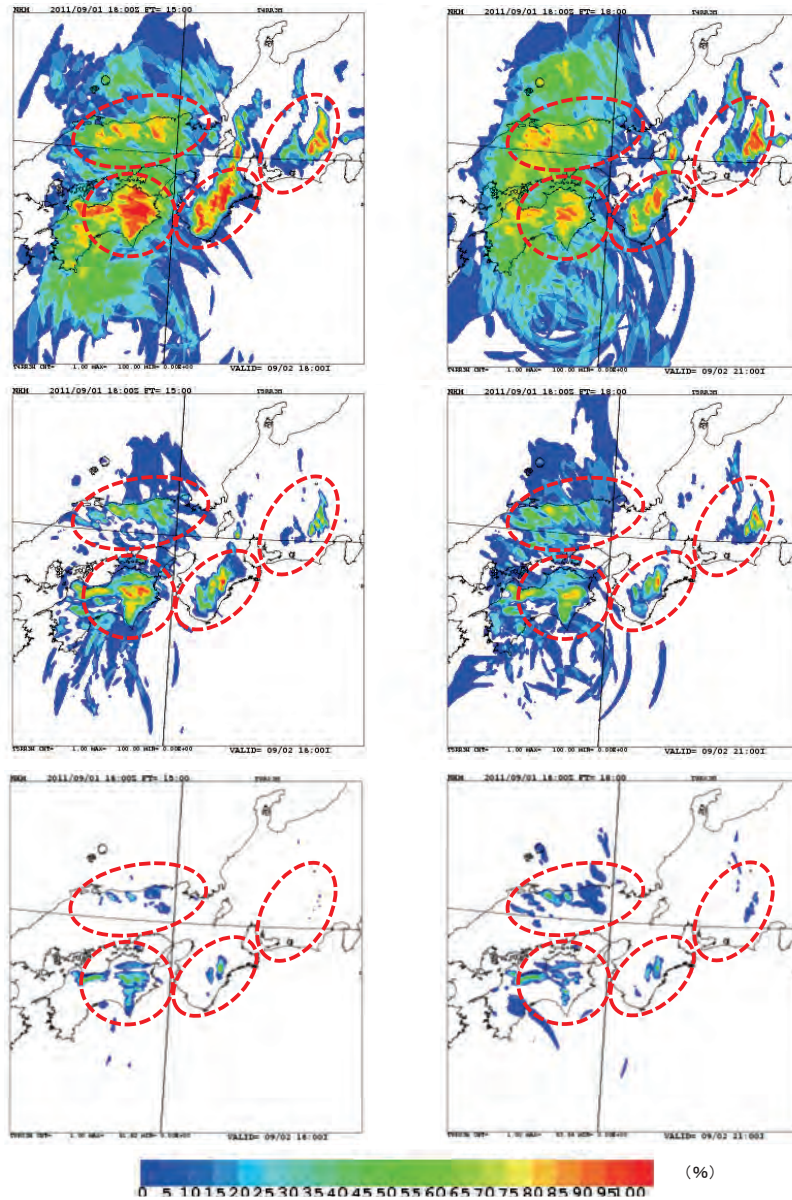
で良かった。ME の CNTL の海面更正気圧が負となる理由は、台風の中心気圧が低く表現されていることや、台風の北進が早いため領域内に入る台風の面積が大きいことなどが考えられる。高度別で見ると、ME は MEAN の方が全層の湿数、850hPa と 700hPa の風の精度が落ちるのを除き、それ以外の要素と RMSE では全要素で良かった (図省略)。

第 3.4.2.5 図に、FT=15, FT=18 における降水強度別発生確率分布を示す。降水強度 20mm/3h 以上の発生確率を見ると、近畿南東部、四国東部、山陰、東海で 100% 近くの確率が予想されている。降水強度 50mm/3h 以上の発生確率では、近畿南東部、四国東部で 90% 以上、地形による外部強制力がそれほど強くないと考えられる山陰でも 80% 以上、台風本体でなく遠隔作用で大雨となった東海でも 90% 以上の高確率が予想されている。100mm/3h 以上についても東海で 20% を超えて、近畿南東部、四国東部、山陰では 40% 近くの確率を表現していた (第 3.4.2.5 図参照、赤丸部分)。

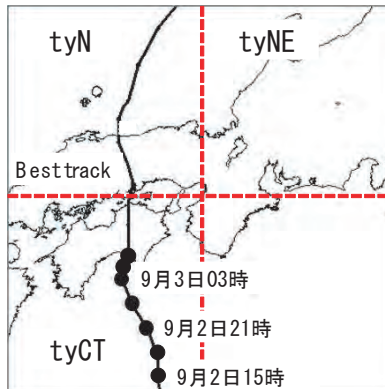
次に、2 km アンサンブル予報より、FT=06 までのスピニアップ期間を除いた FT=07 から FT=30 までの予報精度を見るため、第 3.4.2.6 図のように 2 km 予報全領域 (2kmD) 内に台風中心域 (tyCT)、進行方向右前方域 (tyN)、遠隔作用域 (tyNE) の 3 つの部分領域を考え、それぞれについて 3 時間積算降水量のしきい値ごとのスレットスコアとバイアススコアを調べた (第 3.4.2.7 図参照)。予報検証の解像度は解析雨量、2 km アンサンブル予



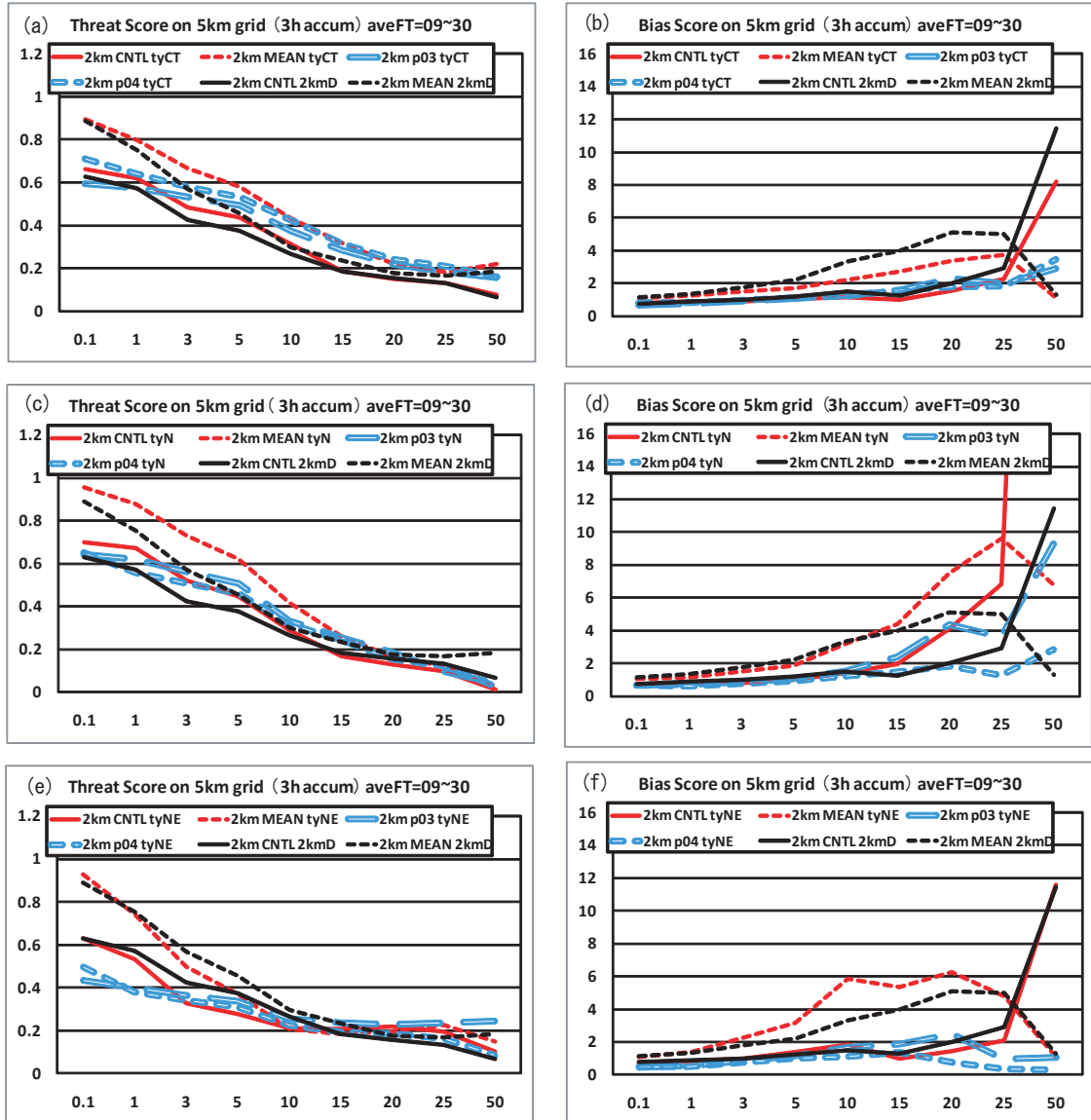
第 3.4.2.4 図 2 km アンサンブル予報のコントロールラン (CNTL) と 11 メンバー平均 (MEAN) の地上の風速 (U, V)・気温 (T)・湿数 (TTD)・海面更正気圧 (PSEA) の平均誤差 (ME, 左図)、2 乗平均平方根誤差 (RMSE, 右図)、FT=18 VS. JNoVA (9月2日21時)



第3.4.2.5図 2kmアンサンブル予報の降水強度別発生確率分布
 降水強度のしきい値 上段 20mm/3h, 中段 50mm/3h, 下段 100mm/3h
 左列 FT=15 (9月2日18時), 右列 FT=18 (9月2日21時)



第3.4.2.6図 2kmアンサンブル予報の領域分割, 検証のために2km予報全領域(2kmD)内に, 3つの部分領域として台風中心域(tyCT), 進行方向右前方域(tyN), 遠隔作用域(tyNE)を考えた



第3.4.2.7図 3時間積算降水量のしきい値ごとのスレットスコアとバイアススコア
5 km格子内に内挿した2 kmアンサンブル予報のFT=09からFT=30までの平均、
スレットスコア；(a) tyCT, (c) tyN, (e) tyNE, バイアススコア；(b) tyCT, (d) tyN, (f)
tyNE

横軸は3時間積算降水量のしきい値

報ともに5 km格子に内挿して行っている。

第3.4.2.7図 a, bを見ると、2km 予報全領域と台風中心域では、25mm/3hより小さいしきい値で、MEANの方がCNTLと比べてスレットスコアで見ると精度が良いが、バイアススコアは大きい。また、しきい値が小さくなるに従い、スレットスコア、バイアススコアともに精度が高くなる。これは、MEANの方がCNTLと比べて降水出現頻度が増えるため、スレットスコアは高くなるが、

本事例のようにCNTLが現象を適度に再現できている場合は、アンサンブル平均をとることにより降水量のバイアススコアは大きくなってしまふ。

また、MEANで見るとしきい値が小さい程、降水出現頻度がより高くなり、平均した降水量と解析雨量の差は小さくなるため、スレットスコア、バイアススコアともに精度が向上する。50mm/3hのしきい値では、MEANの方がCNTLと比べて、

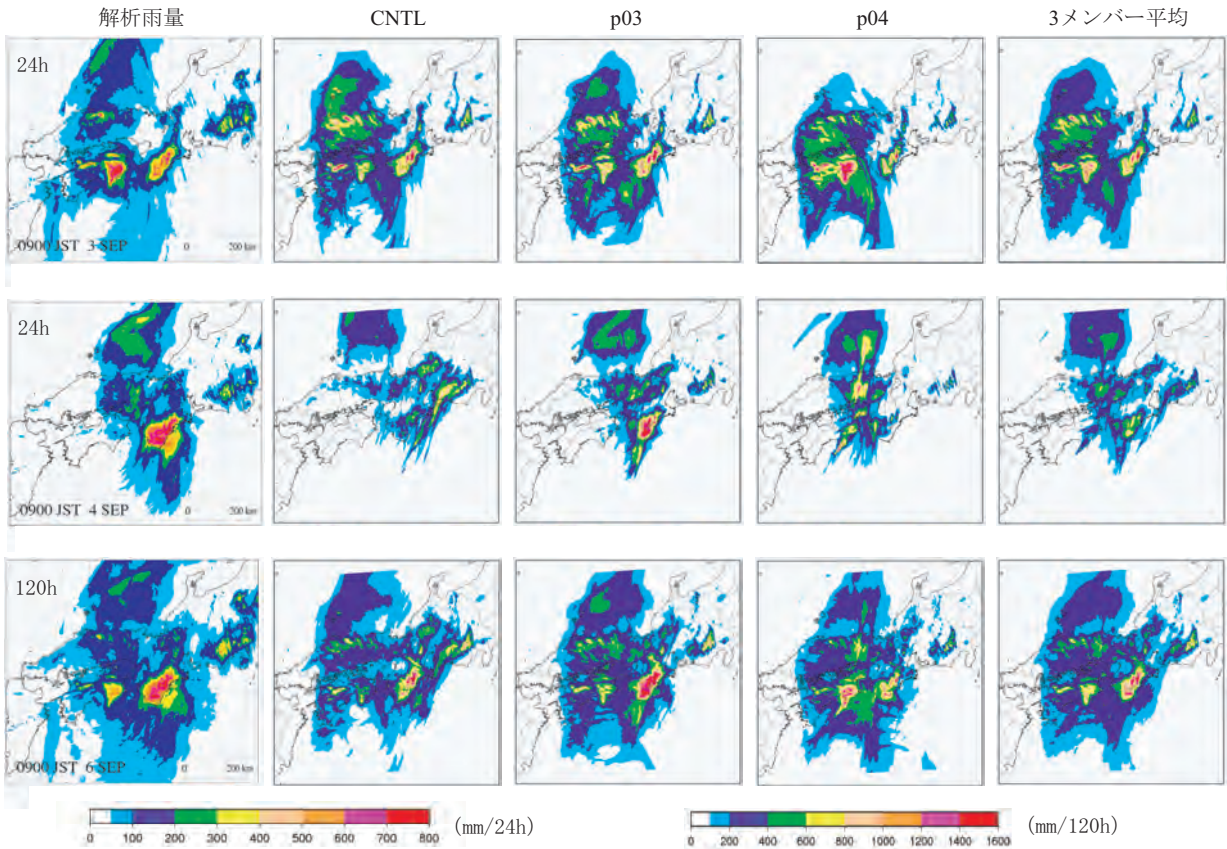
25mm/3hより小さいしきい値と同様にスレットスコアの精度が良いが、バイアスコアは逆に小さくなる。スレットスコアが高い理由は、降水出現頻度が増えるためであるが、CNTLのバイアスコアが急激に大きくなる理由は、MEANと比べて降水出現頻度が少なく降水量のメリハリが大きい分、バイアスが大きくなってしまふと考えられる。また、スレットスコアでは、台風中心域において15mm/3hより小さいしきい値でMEANの精度が最も高く、20mm/3hより大きいしきい値でも11メンバーの中で強雨の表現が良いp03やp04と同程度のスコアを示していることが分かる。弱雨から並雨に関してMEANの方がCNTLより精度が高いだけでなく、強雨においてもp03、p04の表現の良いメンバーと同程度であった。第3.4.2.7図c、dを見ると、顕著な大雨となった進行方向右前方域では、スレットスコア、バイアスコアともに台風中心域の振舞いに近い。すなわち、スレットスコアでは弱雨に関してMEANの精度が高く、強雨に関してp03、p04メンバーと同程度を示している。しかし、台風中心域と比べて精度は僅かに低くバイアスも大きくなる。第3.4.2.7図e、fを見ると、遠隔作用域では、台風中心域、進行方向右前方域に比べて降水出現頻度が少ないためスレットスコアは、MEANの弱雨から並雨を中心に台風中心域、進行方向右前方域と比べて全体的に精度がやや低い傾向にある。しきい値ごとに見ると、弱雨はMEANの精度が高いが、強雨はp03、p04メンバーと同程度か強いて言えばp03より精度が低くなっている。バイアスコアは、MEANの並雨が台風中心域、進行方向右前方域に比べて大きくなっている。

本事例は、顕著な短時間強雨をもたらしただけでなく、総降水量に関しても記録的な雨量となり、広範囲で土砂災害が発生した。そこで、9月1日から5日の3時を初期時刻とする5初期値の2kmアンサンブル予報結果から、スピニング期間を除いた24時間積算降水量（日降水量）と120時間積算降水量（5日間降水量）を評価した（第3.4.2.2図、第3.4.2.8図参照）。5初期値全ての2kmアンサンブル予報の多数のメンバーが、実況と比較して強雨域を中心に降水量を過少に予

測していたため、MEANの降水量予想も少なくなる。このため、11メンバーの中で強雨域を中心とした降水量予想の再現性の高いCNTL、p03、p04の3メンバーを選択して積算降水量を計算した。初期摂動・境界摂動の与え方に依存して初期値ごとに強雨域の降水量の再現性の高いメンバーが変わる可能性もあるが、本事例では5初期値全てにおいてp03、p04メンバーの精度が高かったため統一して行った。9月3日9時までの24時間積算降水量を見ると、3メンバーの中で近畿南東部はp03が比較的良く、四国東部はp04が非常に良く降水量を表現しているが、どちらも部分的領域の表現に留まる。領域全体の強雨域の降水量については3メンバー平均が、CNTLと比べて近畿南東部、四国東部の降水量を増加、山陰を僅かに減少させており改善する。

9月4日9時までの24時間積算降水量を見ると、3メンバーの中で近畿南東部の降水量についてp03が際立って良く表現している。領域全体の強雨域の降水量については3メンバー平均が、CNTLと比べて近畿地方の降水量を中心に増加させており改善するが、p03の単独の精度に及ばなかった。9月2日9時まで、5日9時まで、6日9時までのそれぞれ24時間積算降水量に関するCNTL、p03、p04、3メンバー平均は、前述の期間と比較しても、際立った特徴の差は見受けられなかった。6日9時までの120時間積算降水量を見ると、p03とp04はそれぞれ近畿南東部と四国東部の大雨の表現が良いが部分的な領域に留まる。3メンバー平均はp04の四国東部とp03の近畿南東部の大雨を良く反映し、CNTLを改善している。

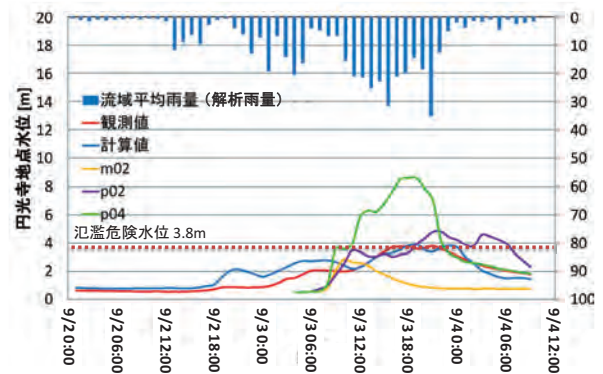
顕著な豪雨をもたらした台風第12号のような事例においては、外部強制力の強い地形性の豪雨による降水量でもCNTLが精度良く予想することは難しい。9月2日3時を初期値とする2kmアンサンブル予報の精度検証で述べたように、弱雨に関してはスレットスコアやバイアスコアの精度が強雨に比べて良い傾向にあり、メソアンサンブル情報を用いればCNTLのみの量的予測より改善できることは大いに期待できる。しかし、強雨に関しては、スレットスコアやバイアスコア



第 3.4.2.8 図 2 km アンサンブル予報の 24 時間積算降水量 (上段：9 月 2 日 10 時～3 日 9 時，中段：9 月 3 日 10 時～4 日 9 時)，120 時間積算降水量 (下段：9 月 1 日 10 時～6 日 9 時)
 左 1 列目：解析雨量，左 2 列目：CNTL，中央：p03，右 2 列目：p04，右 1 列目：3 メンバー平均
 左下は 24 時間積算降水量のカラーバー，右下は 120 時間積算降水量のカラーバー

の精度は弱雨に比べて低い。メソアンサンブル予報では、メンバー中の何れかが部分的でも大雨を予測している可能性がある。強雨を予想したメンバーを用いたクラスター平均から降水量を評価することで大雨が発生する地域をある程度表現できる可能性がある。

最後に 2 km アンサンブル予報の結果を入力データとした洪水はん濫モデルの予測結果 (小林ほか 2013) を紹介する。第 3.4.2.9 図に兵庫県佐用川流域の水位 (円光寺地点) の時系列を示す。アンサンブルメンバーの中で、p04 は、はん濫危険水位を超えることを早く予想したが、その後の水位の予想量が大きくなり過ぎている。一方で、m02 は、全体的に低く予想していた。各メンバーによるはん濫注意水位・はん濫危険水位に達するタイミングを把握することで将来適切な情報を発表できる可能性がある。



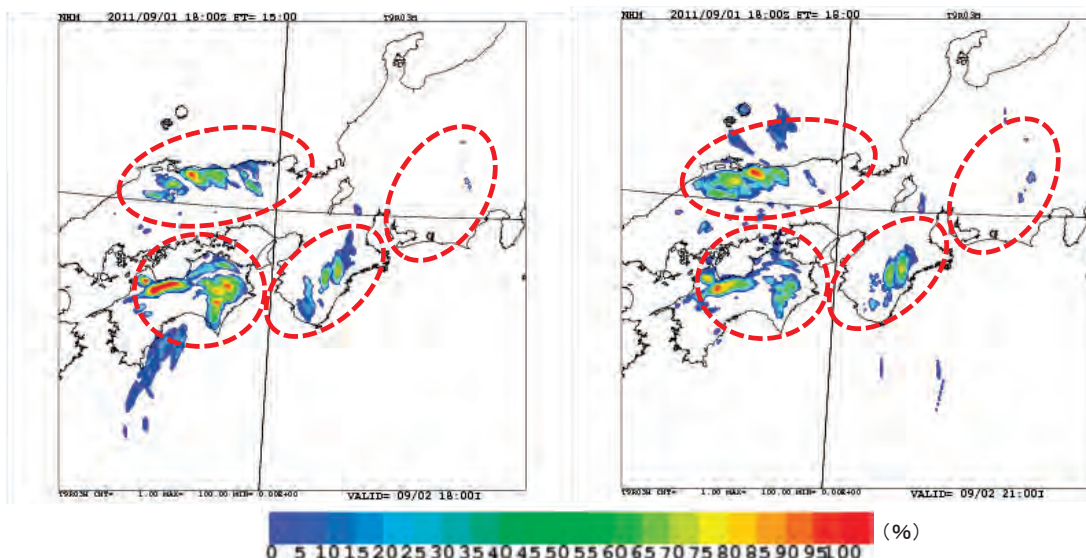
第 3.4.2.9 図 2 km アンサンブル予報結果に基づく洪水はん濫モデルの予測 (小林ほか (2013) より)

3.4.2.5 NHM-LETKF を用いた予報実験との比較

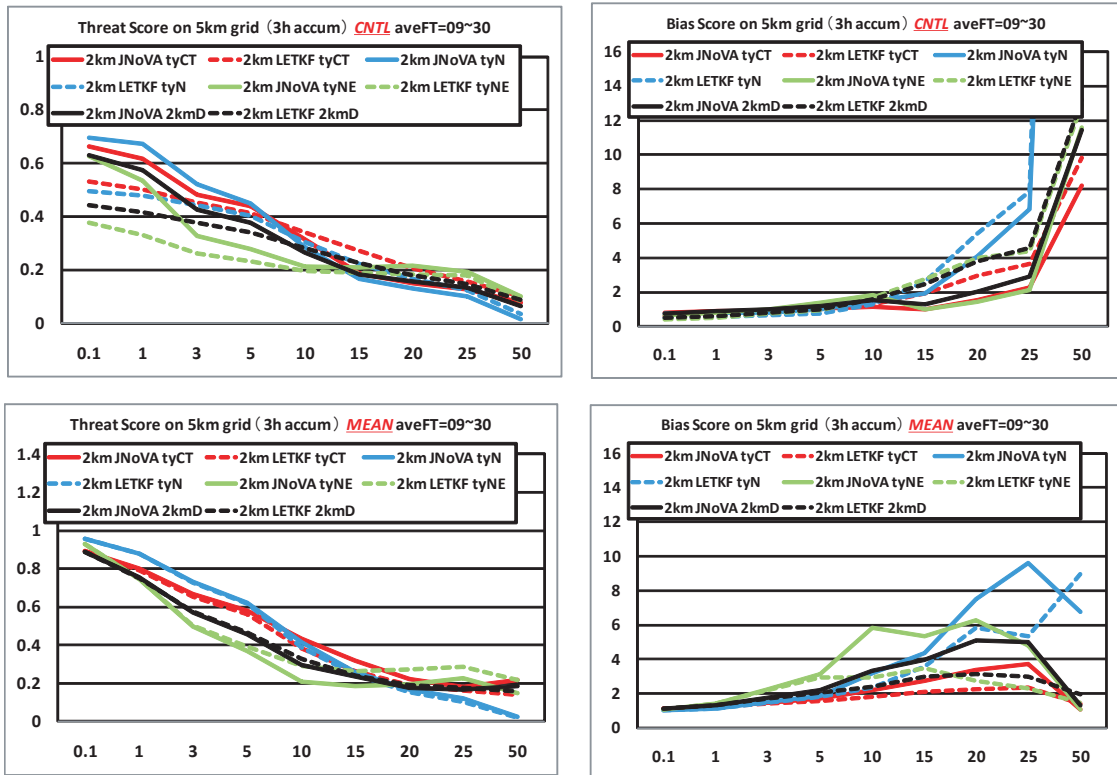
これまで、CNTLの初期場を気象庁メソ解析(JNoVA)、初期摂動を気象庁週間アンサンブル予報(RSMC東京責任領域P面データ)から与えた実験結果を示したが、4次元変分法と同様に高度な解析手法である局所アンサンブル変換カルマンフィルター(LETKF)から初期場・初期摂動を作成した実験も行い予報精度を比較した。LETKFによる解析は6時間ウインドウ、41メンバーで行い、従来型観測のほか衛星輝度温度を直接同化した9サイクルの解析でアンサンブル予報初期値を作成し、延長予報はJNoVAと同じ11メンバーで行った。メンバーの選定に客観的な基準はないが初期値の解析結果を勘案して降水分布が類似しないようばらつきを持つように選択した。9月1日21時を初期時刻とする10kmアンサンブル予報からの2kmダウンスケール予報の結果より、FT=15,18の降水強度100mm/3h以上の発生確率(第3.4.2.10図参照、赤丸部分)を見ると、東海で一部20%を超えて、近畿南東部、四国東部、山陰では40%を上回り一部で90%を超える確率を表現していた。第3.4.2.5図の下段と比較するとLETKFの方がJNoVAからの結果より確率予想の精度が高かったことが伺えるが、この理由としてJNoVAからの予報はp05, m05のように

予報が大きく外れたメンバーがあるのに対し(第3.4.2.3図参照)、LETKFからの予報には存在しなかったことが考えられる。また、LETKFのほとんどのメンバーが台風中心位置を実況より北側に表現して、降水量を過大に評価していたため割引いて考える必要がある。

更に、2kmアンサンブル予報結果からFT=06までのスピニアップ期間を除いたFT=07からFT=30までの結果を2kmDとtyCT, tyN, tyNEの3領域に分割(第3.4.2.6図参照)して、降水量しきい値ごとのスレットスコアとバイアスコアを調べた。まず、第3.4.2.7図a~fに対応するLETKFからの結果を見ると(図省略)、JNoVAから予報した結果と定性的におおむね同様の振舞いを示した。次に、JNoVAとLETKFにおけるCNTLとMEANそれぞれのスレットスコアとバイアスコアを見ると、CNTLではJNoVAの方がLETKFと比べて弱雨でスレットスコアが、強雨でバイアスコアが良く、JNoVAの方がLETKFより予報精度が高い。MEANではLETKFとJNoVAを比べてスレットスコアの差は小さいが、LETKFの方が強雨を中心にバイアスコアが良く、LETKFの方がJNoVAより予報精度が高い(第3.4.2.11図参照)。



第3.4.2.10図 2kmアンサンブル予報の降水強度100mm/3h以上の発生確率分布
左;FT=15(9月2日18時)、右;FT=18(9月2日21時)



第3.4.2.11 図 3時間積算降水量のしきい値ごとのスレットスコア、バイアススコア
 JNoVA と LETKF におけるコントロールラン (CNTL) と 11 メンバー平均 (MEAN) 5 km 格子上に内挿した 2 km アンサンブル予報の FT=09 から FT=30 までの平均 横軸は 3 時間積算降水量のしきい値

3.4.2.6 まとめ

8月31日から9月4日までの21時を初期時刻とする5初期値から台風第12号の10kmアンサンブル予報実験、及びその6時間予報値を初期値とする2kmダウンスケール予報実験を行った。2kmダウンスケール予報のCNTLについて、台風中心が実況に比べて北に位置しており、降水強度は弱い傾向にあったが、台風の大きな眼の表現などは良く、ルーチンのMSMや10kmアンサンブル予報と比べて降水表現を大きく改善していた。9月1日21時の初期値から10kmアンサンブル予報を行い、及びその6時間予報値を初期値とする2kmアンサンブル予報の予報精度、予報特性の検証を行った結果、強雨に対してMEANはCNTLより大雨を予想しているp03、p04と同程度のスレットスコアの精度を持つが、平均化しているためバイアススコアは大きかった。強雨事例の降水量予想は、CNTLの精度が非常に高ければ良い

が、本事例のようにそれほど高くない場合もある。p03、p04などの強雨を予想した個々のメンバーや、CNTLを含めた強雨を予想したメンバー(p03、p04)の平均を降水量予想の参考にすることは有効であろう。予報現業の立場から考えると、今後の集中豪雨予想を考える上で、強雨クラスター平均などの予報参考資料があっても良いのかもしれない。

また、アンサンブル予報の降水量予測結果から洪水はん濫モデル等の入力データとして使用することも意識している。日本の河川の流域面積は狭く解像度2kmの予報では難しい面があり、さらに高解像度化・高精度化した予測が要求される。今後のメソデータ同化技術や摂動手法の開発による初期場・初期摂動の精度向上及びメソアンサンブル予報技術開発による予報精度のさらなる向上が期待される。

謝 辞

気象研究所の瀬古弘主任研究官, 國井勝研究官, 海洋研究開発機構の黒田徹氏には, メソアンサンブル予報の実験・検証について日頃より有益なご助言を頂いており, ここに記して感謝致します。

参 考 文 献

今脇資郎, 平成24年: ①高解像アンサンブル気象予報を用いたアンサンブル洪水予測. 「HPCI 戦略プログラム」成果報告書(平成23年度)分野3防災・減災に資する地球変動予測, 独立行政法人海洋研究開発機構, 74-76.

折口征二・斉藤和雄・瀬古弘・黒田徹・藤田匡(2012): 2011年台風第12号の雲解像アンサンブル実験. 日本気象学会春季大会予稿集 A461, 420.

加藤輝之(2006): 新潟・福島豪雨, 福井豪雨の高解像度非静力学モデルによる予測. 気象庁技術報告・第129号, 平成16年梅雨期豪雨と顕著台風の調査報告.

経田正幸(2000): 週間アンサンブル予報システムの性能. 数値予報課報告・別冊第47号, 気象庁予報部, 88-93.

國井勝・大関誠・本田有機(2006): 気象庁非静力学モデルに対する特異ベクトルの計算(第3報). 日本気象学会秋季大会予稿集 P131, 289.

小林健一郎・大塚成徳・寶馨・折口征二・斉藤和雄(2013): 中小河川流域における豪雨・洪水のアンサンブル予測. 水工学論文集 第57巻(受理)

斉藤和雄(2006): 第5章メソアンサンブル予報. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 66-79.

斉藤和雄・小司禎教・折口征二・國井勝・瀬古弘(2011): 2008年8月5日首都圏局地的大雨の雲解像アンサンブル実験(その3検証). 日本気象学会秋季大会予稿集 P155, 404.

藤田匡(2011): 第3章4節 LETKFの開発. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 138-143.

3.5 台風第15号における高潮予測

3.5.1 面的天文潮位を用いた高潮ガイダンス*

気象庁では、1998年（平成10年）に力学的な高潮数値予報モデル（以下、「高潮モデル」とする）の運用を開始し（小西・檜垣1998）、以降そのプロダクトである高潮ガイダンスを高潮の予測に利用してきた。その後、計算領域の拡大や高解像度化など、高潮モデルの改善を実施してきた（森、2010）。そして、2010年5月の市町村を対象とした警報・注意報の運用開始に合わせ、新たに導入した面的天文潮位と高潮モデルを組み合わせた新しい高潮ガイダンスの運用を開始した。本項ではその概要を述べる。

3.5.1.1 高潮モデルの概略

高潮モデルの基本的な仕様は小西・檜垣（1998）や林原（2011）に詳細に示されていることから、ここではその概略のみ述べる。

高潮が生じる主な原因として、海面気圧が低下することにより海面が盛り上がる「吸い上げ」効果と海上風により引きずられた海水が岸側に蓄積される「吹き寄せ」効果が挙げられる。高潮モデルは、こうした台風などによる気圧の低下や強風、海底摩擦等の外力によって引き起こされる海水の運動を計算する海洋モデルで、このモデルに、海上風や海面気圧を外力として入力し、これを電子計算機で数値的に解くことにより、将来の海水の運動や潮位偏差（天文潮位**と実際の潮位の差）の変化を予測する。

海上風や海面気圧は、通常時はメソ数値予報モデル（MSM）による予測結果を用いるが、台風時にはこれに加えて、台風の解析及び予測結果をもとに仮想的に作成した台風ポーガスを用いる。台風進路予想の誤差を考慮して、予想進路の中央を進む場合と予報円周上を進む場合（速い・遅い・右・左）の計5つのコースを進む場合の予測を計算している。

3.5.1.2 面的天文潮位の開発

前述した高潮モデルは、気象に起因する潮位偏差のみ予測することができる。しかし、実際の予報作業では、潮位偏差と天文潮位を足し合わせた潮位を予測する必要がある。従来は、日本の沿岸約290の地点ごとに算出した天文潮位に、高潮モデルにより計算された潮位偏差を加えた値を高潮ガイダンスとして提供してきた。しかし、2010年5月に市町村の高潮警報・注意報の運用を開始するにあたり、全国に約700ある全ての沿岸市町村における天文潮位を算出する必要が生じた。そこで、日本全国の沿岸域を水平解像度1kmの格子に区切り、格子ごとに天文潮位（以下、「面的天文潮位」とする）を計算する手法を開発した（高佐ほか、2011）。

3.5.1.3 面的天文潮位の予測手法

面的天文潮位は、オレゴン州立大学の潮汐モデル（Egbert and Erofeeva, 2002）の計算結果を第一推定値として、検潮所の潮汐調和定数をアンサンブル変換カルマンフィルタにより同化して、格子点ごとに求めた潮汐調和定数（27分潮）から天文潮位を計算するものである。計算に用いた海底地形は、高潮モデルと同じ1km格子のものである。

ただし、上記潮汐モデルでは計算できない年周期成分の潮汐調和定数については次の手法で求めている。まず、気象庁の海洋データ同化システム（MOVE/MR1COM；石崎ほか、2009）の海面高度解析値を長期大気再解析及び気候データ同化システム（JRA-25/JCDAS；Onogi *et al.*, 2007）による海面気圧解析値を用いて気圧補正する。この値を調和解析して格子ごとの年周期成分の調和定数を算出する。これに近傍の検潮所の年周期成分の調和定数を最適内挿法により同化した値を使用している。

こうして得られた面的天文潮位は各地の平均潮位上の高さとして表現されているため、高潮警報・注意報作業に用いるためには面的天文潮位を標

* 地球環境・海洋部海洋気象情報室 田中 明夫

** 月と太陽の運行をもとに計算した潮位の予測値

高に換算する必要がある。そこで、面的天文潮位を標高に換算するため、先に述べた MOVE/MRI.COM による数十年程度の海面水位データから求めた平均海面高度を第一推定値として、検潮所ごとに水準測量から得られている平均海面の標高を最適内挿法により同化している（一部離島などを除く）。

面的天文潮位と近接の検潮所における天文潮位との差を算出した結果では、面的天文潮位の精度は海域によって違いがあり、外洋に面した地点に比べて内湾の湾奥部で誤差が大きい傾向がある（森，2010）。

3.5.1.4 高潮ガイダンス

高潮ガイダンスは、高潮モデル初期時刻から約2時間15分後に配信され、予報作業に利用される。それを分布図にしたイメージを平成23年台風第15号の例で第3.5.1.1図に示す。

高潮ガイダンスでは、高潮モデルによる潮位偏差の予測値（上図）及び面的天文潮位（中図）を用いて、以下の3要素を作成して提供している（森，2010）。

- ①前1時間最高潮位（1時間ごとの値）
- ②前1時間最高天文潮位（1時間ごとの値）
- ③予報期間内の最高潮位の起時

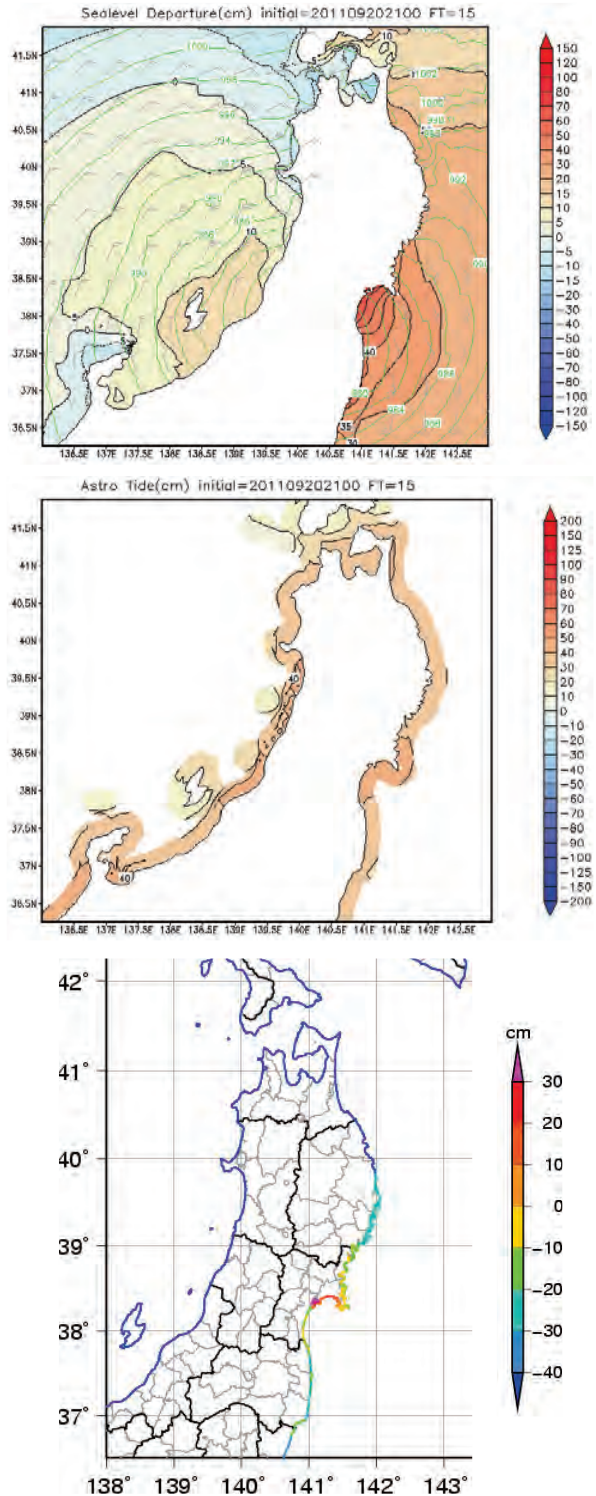
なお、下図は高潮ガイダンスによる予測潮位の初期時刻から33時間後までの最高値と高潮警報基準との差を示したもので、この例では、予想期間中に、仙台湾とその周辺で、期間中に予想される潮位が高潮警報基準を超過するか接近する予想となっていたことが分かる。

参 考 文 献

Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva (2002): Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*,19,183 - 204.

林原寛典 (2011) : 気象庁の高潮数値予測モデルについて. *天気*, 58, 235-240.

石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009): MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. *測候時報*, 76, 特別号, S1-S15.



第3.5.1.1図 面的天文潮位と高潮モデル予測分布図（2011年9月21日06時初期時刻，単位はcm）
 上図は高潮モデル（海面気圧（緑線）と海上風（矢羽はMSMによる）による潮位偏差（18時間後予測）、中図は面的天文潮位（18時間後予測）、下図は高潮モデル潮位偏差と面的天文潮位を足し合わせた33時間後までの予測潮位の最高値と高潮警報基準との差の分布を示す。

小西達男・檜垣将和 (1998) : 数値モデルによる高潮予測とその精度について . 測候時報 65, 特別号, S31-S38.

森裕之 (2010) : 新しい高潮ガイダンス . 平成 21 年度 予報技術研修テキスト, 82-97.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, (2007) : The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-432.

高佐重夫・近澤昌寿・森裕之 (2011) : 面的天文潮位の予測手法とその精度 . 測候時報, 78, 特別号, S29-S38.

3.5.2 高潮ガイダンスにおける予測結果*

平成 23 年台風第 15 号 (以下, 「台風第 15 号」とする) による高潮について, 潮位・潮位偏差の観測値と高潮モデル・高潮ガイダンス予測値との比較検証を行った。

3.5.2.1 データについて

本調査では, 台風第 15 号通過時に大きな潮位偏差が観測された近畿地方から東北地方にかけての太平洋側の潮位観測地点における 2011 年 9 月 20 日 15 時～9 月 23 日 00 時 (以下, 断りのないものは日本時で表記) の観測データを使用した。地点 (計 57 地点) には, 気象庁のほか, 観測データが共有化されている海上保安庁, 国土交通省港湾局, 国土地理院及び自治体の観測点を含む。

観測潮位 (標高) 及び観測潮位偏差はそれぞれカットオフ周期を 3 分としたローパスフィルターを適用した 1 分ごとの値 (以下「瞬間値」という) 及びカットオフ周期を 209 分 (一部地点で 160 分) としたローパスフィルターを適用した 1 時間ごとの値 (以下「平滑値」という) を調査に用いた。

一方, 高潮モデルの計算結果については, ハインドキャストのデータ (潮位及び潮位偏差: 10 分値) を用いた。ハインドキャストは, 高潮モデルに外力として入力する気象データ (MSM) に

予測値ではなく解析値を用いて算出した推算値で, 高潮モデルそのものの特性を反映した結果を表すものである。また, 高潮ガイダンスについては, 2011 年 9 月 20 日 12 時, 9 月 21 日 06 時, 9 月 21 日 12 時のそれぞれの初期時刻における MSM, 台風ボーガス中央コース (以下, 単に「中央コース」とする) による予測値を用いた。

3.5.2.2 観測された最大潮位偏差

前目で述べた台風第 15 号の期間中に, 潮位観測地点で観測された最大潮位偏差 (瞬間値で 100cm 以上の地点) を第 3.5.2.1 表に, また, 各地点で観測された最大潮位偏差の平滑値と瞬間値の分布図を第 3.5.2.1 図に示す。このうち宮古 (臨時) は, 東北地方太平洋沖地震による津波で損壊した検潮所に代わり, 近傍に臨時的に設置された観測点である。

この表は, おおむね台風経路近傍となる紀伊半島から東北地方にかけての太平洋側の地点, 特に千葉, 東京など内湾のほか, 赤羽根, 御坊, 三宅島 (阿古), 石廊崎など外洋に面した地点や島しょ部で大きな潮位偏差が観測されたことを示している。この中で, 東京では瞬間値と平滑値の差が 4cm と小さいのに対し, 宮古 (臨時) (66cm) や御坊 (54cm) ではその差が大きくなっていった。

前目で述べたカットオフ周期が長いフィルター処理により, 平滑値は副振動や波浪の影響による短い周期の潮位の変動をほぼ除去しているため, 短時間に潮位が上昇する場合の高潮のピークを十分に捕捉できない。一方で瞬間値はカットオフ周期が短いフィルター処理であるため, 潮位偏差のピークをよく捕捉するものの, 波浪の影響による潮位の変動が大きくなりやすい特徴がある。このことから, 宮古 (臨時) や御坊のように観測方法の違いや観測点周辺の地形により, 最高潮位や最大潮位偏差記録時における平滑値と瞬間値の差が大きくなる地点が出てくる。

平滑値と瞬間値の差が大きい (20cm 以上) 地点は, 前述した宮古 (臨時), 御坊のほか, 神津島 (51cm), 石廊崎・三宅島 (阿古) (ともに

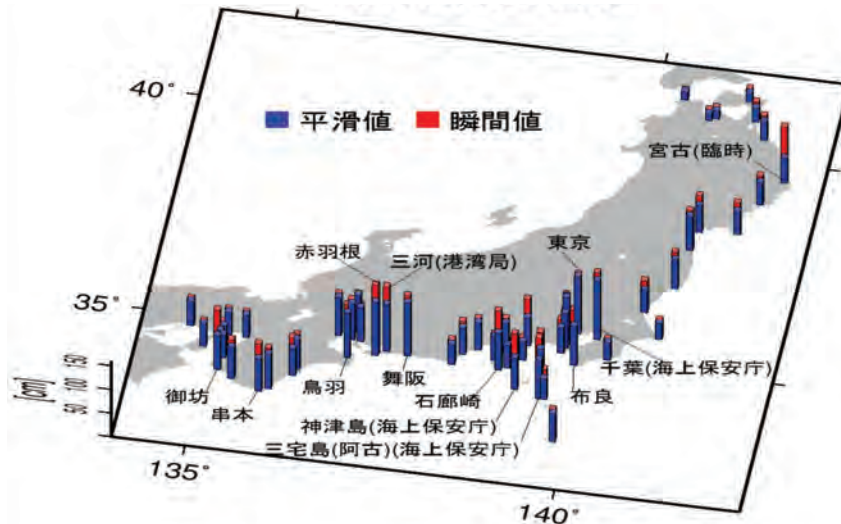
* 地球環境・海洋部海洋気象情報室 田中 明夫, 林原 寛典

第3.5.2.1表 各潮位観測地点における台風第15号による最大潮位偏差(単位はcm)

瞬間値で100cm以上の地点を掲載した。観測値の()は期間中に欠測があったことを示す。

観測施設の形態:井戸式は検潮井戸内の水面を観測,屋外型は岸壁などから海面を直接観測していることを表す。

観測地点	所管機関	観測施設の形態	都道府県	最大潮位偏差				
				瞬間値		平滑値		
				偏差(cm)	起時	偏差(cm)	起時	
赤羽	根葉河	気象庁海上保安庁	屋外型井戸式	愛知県	148	9月21日 13時11分	112	9月21日 13時
三宅島(阿古)	三河(港湾局)	海上保安庁	井戸式	愛知県	142	9月21日 19時39分	125	9月21日 19時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	東京都	137	9月21日 14時25分	99	9月21日 14時
三宅島(阿古)	三河(港湾局)	海上保安庁	井戸式	東京都	(129)	9月21日 16時07分	(82)	9月21日 16時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	静岡県	128	9月21日 15時12分	112	9月21日 15時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	屋外型	和歌山県	127	9月21日 06時53分	73	9月21日 07時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	東京都	123	9月21日 18時35分	119	9月21日 19時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	屋外型	静岡県	(125)	9月21日 14時58分	(78)	9月21日 15時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	岩手県	119	9月22日 05時43分	53	9月22日 06時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	千葉県	118	9月21日 18時07分	84	9月21日 18時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	東京都	118	9月21日 16時54分	67	9月21日 16時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	三重県	111	9月21日 13時12分	94	9月21日 13時
舞御東石廊宮古(臨時)布津島串	阪坊京崎良羽本	気象庁海上保安庁	井戸式	和歌山県	100	9月21日 08時49分	69	9月21日 09時



第3.5.2.1図 各潮位観測地点における台風第15号時の最大潮位偏差(近畿地方～東北地方太平洋側) 単位はcm 表記した地点は,第3.5.2.1表に掲載した,瞬間値で100cm以上を観測した地点。

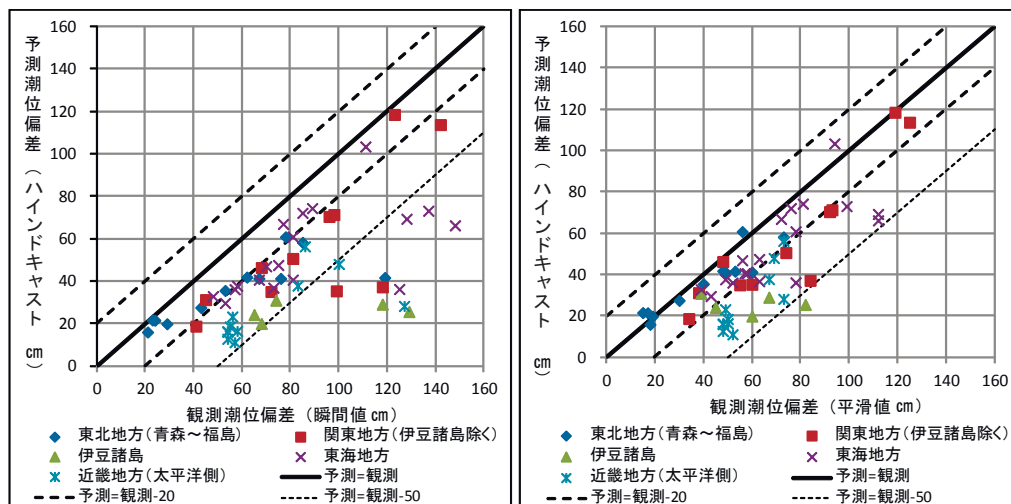
47cm)など計13地点であった。これらの地点の特徴として,一部地点を除くと波浪の影響を受けやすい外洋に面しているか,または観測施設が井戸のない屋外型であることが挙げられる。

3.5.2.3 最大潮位偏差による高潮モデルの検証

高潮モデルの検証に関しては,森(2010)が2004年から2008年の期間の高潮モデルの計算結果と観測値とを比較し,高潮モデルの計算結果の誤差はほとんど50cm程度の誤差幅内に収まっているとした。ここでは,第3.5.2.2図に示す散布

図により,台風第15号による観測値と高潮モデルのハインドキャスト計算結果(以下,単に「ハインドキャスト」とする)から得られた最大潮位偏差の比較を行なった。なお,観測値とハインドキャストで最大潮位偏差の出現時刻に差があった場合でも,そのまま比較の対象とした。

観測潮位偏差の瞬間値は全ての地点でハインドキャストの最大潮位偏差より大きくなっており,その差が50cm以上に達している地点が11地点に及んだ。地域別にみると,東北地方(青森～福島)については,宮古(臨時)で差が77cmと突



第 3.5.2.2 図 台風第 15 号時の最大潮位偏差とハインドキャストの比較
 単位は cm, 左図は観測潮位偏差が瞬間値, 右図は平滑値

出して大きくなったほかは比較的差が小さい。

一方で、観測潮位偏差の平滑値について、ハインドキャストより 50cm 以上大きな地点が三宅島(阿古)の 1 地点のみであることからわかるように、観測値とハインドキャストの最大潮位偏差の差は全体的に小さかった。これは、前目で述べたように平滑値では波浪の影響による短周期の変動が除去されるためと考えられる。地域別にみると、東北地方(青森~福島)については全ての地点において観測値とハインドキャストの最大潮位偏差との差が±20cm 以内に収まっている。一方で、それ以外の地域はハインドキャストよりも観測値が大きい傾向が見られる。特に、伊豆諸島と近畿地方(太平洋側)でこの傾向が顕著である。これに関して考えられる要因を以下に考察する。

台風第 15 号が本州に接近する数日前から、関東から西の太平洋側の沿岸でハインドキャストによる潮位偏差に比べて観測潮位偏差が大きい状況が続いていた。特に紀伊水道から瀬戸内海中部にかけてはその差が 10 ~ 20cm 程度、伊豆諸島においては 30 ~ 40cm 程度に及んでいた(第 3.5.2.3 図)。

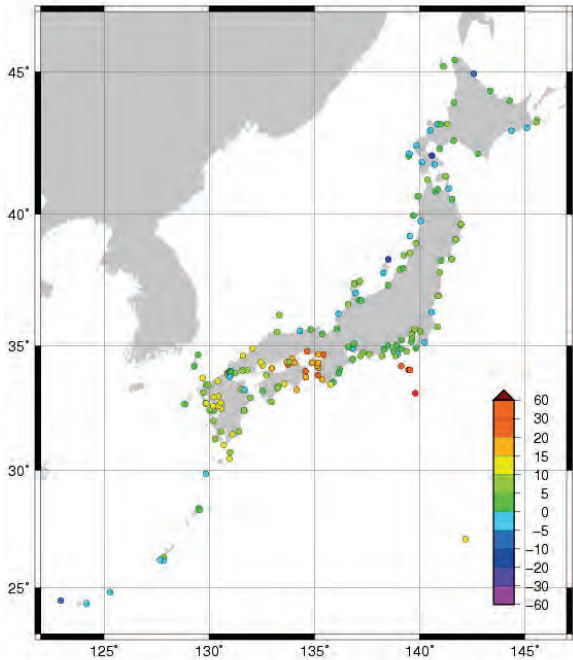
一方、第 3.5.2.4 図に示した 9 月中旬から下旬にかけての日本南岸における表層水温の平年差分布図では、四国の南岸から紀伊水道にかけて、9 月中旬から海水温が平年より高い領域が現れ始め、下旬には紀伊水道に平年より 2℃ 以上高い領

域が広がっていた。また、同じ時期に伊豆諸島にも黒潮の流路(第 3.5.2.5 図を参照)の影響により平年より 3℃ 以上高い領域がかかっていた。したがって台風第 15 号の期間中、これら沿岸地方では、海洋の影響(黒潮流路の変動や表層水温の上昇)による潮位上昇分がプラスされていた可能性が高い。

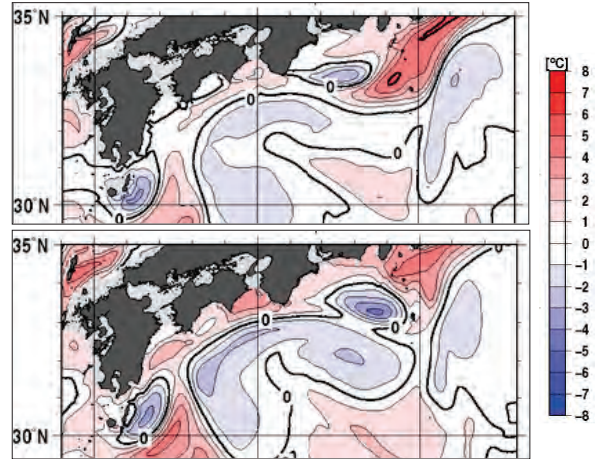
また第 3.5.1 項で述べたように、高潮モデルは気圧降下による吸い上げ効果と風による吹き寄せ効果による潮位上昇のみを扱っており、海水温(表層水温)や海流など海洋の影響による潮位の変化は考慮されていない。このことが、前述した誤差の要因の一つとして考えられる。

そこで、海洋による影響を考慮するため、台風が接近・通過する前の 9 月 17 日から 9 月 20 日までの 4 日間の各地点の日平均潮位偏差の差(観測 - ハインドキャスト)の期間平均を算出し、第 3.5.2.2 図の右図(平滑値)のハインドキャストによる潮位偏差にプラス補正したものを第 3.5.2.6 図に示す。比較のため、ここでは補正前の値を白抜きマークで表した。

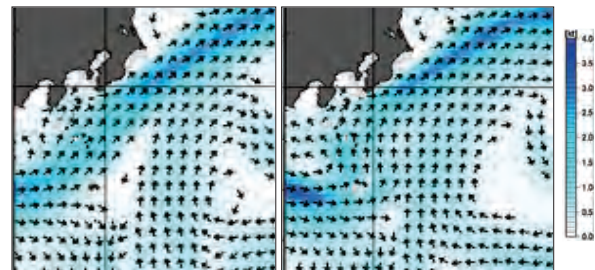
ハインドキャストの潮位偏差に補正を加えた場合、瞬間値、平滑値ともに観測値とハインドキャスト間の差は小さくなる。それでも瞬間値ではその差が +50cm を超える地点が 10 地点あるものの、平滑値では観測値とハインドキャストの差が +50cm を超える地点は見られなくなり、多くの地



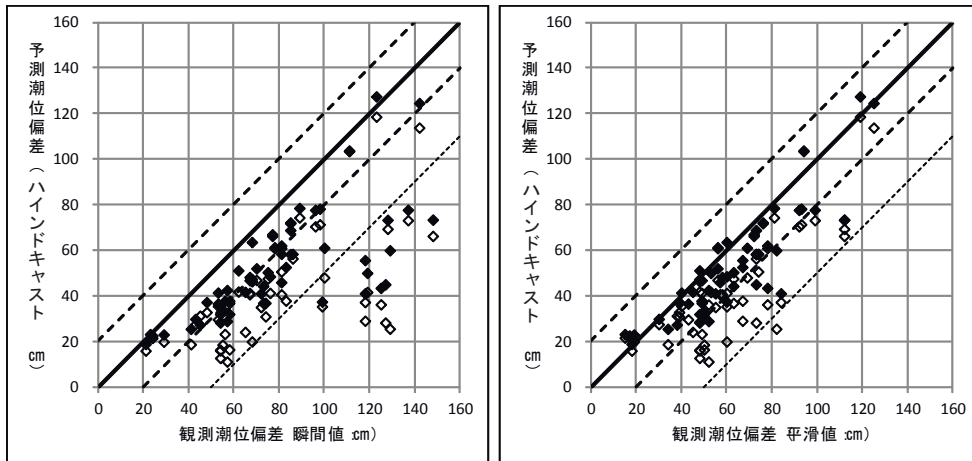
第3.5.2.3図 台風第15号接近前(9月20日)の日平均潮位偏差とハインドキャストの差(単位はcm)



第3.5.2.4図 9月中旬(上图), 下旬(下图)の日本南岸の水深100m付近の海水温平年差(°C)



第3.5.2.5図 9月中旬(左図), 下旬(右図)の伊豆諸島周辺の50m深の海流(流速の単位はkt)



第3.5.2.6図 最大潮位偏差とハインドキャストの比較

左:瞬間値, 右:平滑値 単位はcm

◆印はハインドキャスト補正後, ◇印は補正前 地域分けはしていない.

点で差が±20cm以内に収まる. 平滑値での観測値とハインドキャスト間の差が+20cmを超えているのは9地点あり, 差の大きい順に並べると布良(+43cm), 赤羽根・舞阪(ともに+38cm), 石

廊崎(+34cm), 御坊(+28cm), 姫路(飾磨)(+23cm), 小田原(+22cm), 三宅島(阿古)(+22cm), 三河(+21cm)となる.

したがって, 台風第15号時のハインドキャスト

トは、それに海洋の影響を適切に加味すれば、観測値（平滑値）に近い結果となっていた可能性が高い。しかし、それでもなお観測とハインドキャストの差が大きかった地点が見られるが、これらの地点については、波浪による潮位上昇効果など、他の要因をさらに検討する必要がある。

3.5.2.4 時系列でみた観測値と予測値の対応

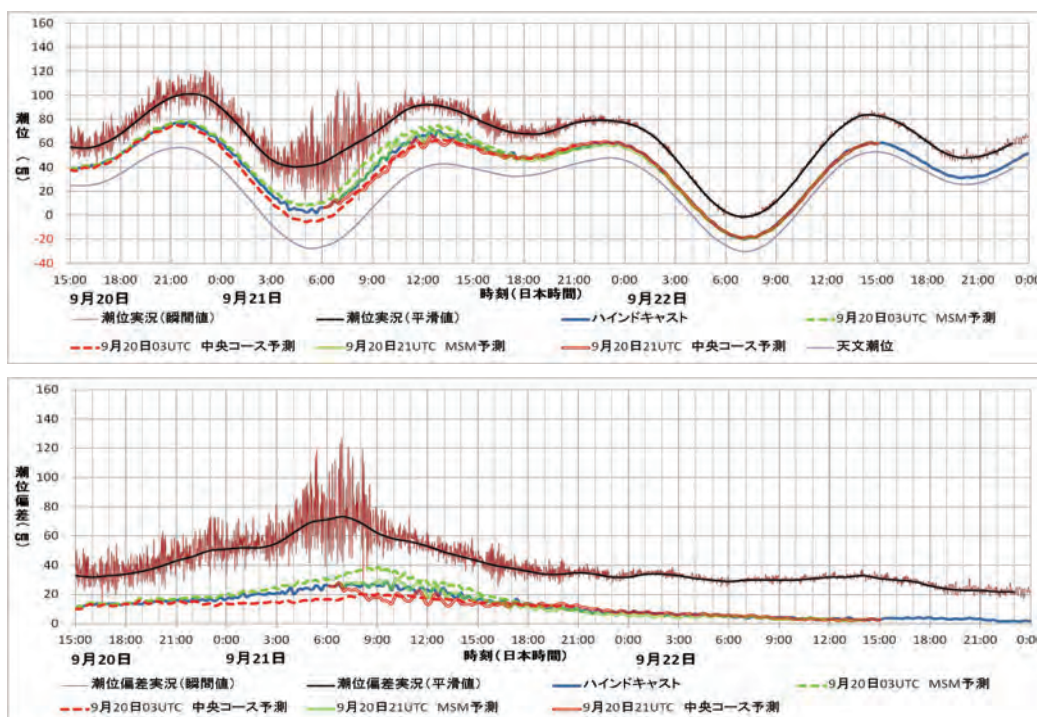
第3.5.2.7図～第3.5.2.10図にそれぞれ御坊、舞阪、東京、宮古（臨時）の潮位、潮位偏差の観測値とハインドキャスト及び高潮ガイダンスによる予測値の時系列図を示す。予測値は9月20日12時、9月21日06時及び9月21日12時初期時刻のMSM及び中央コースの潮位と潮位偏差を用いた。以下、時系列図の特徴を述べる。

・MSMと中央コースそれぞれの予測値を比較すると、上記4地点とも台風直近の際はその差が小さいか、または中央コースによる予測値の方の潮位が高い傾向が見られる。台風からやや離れた時間帯ではMSMによる予測値の方がやや高くなり、観測値にも近くなる傾向が見られた。

・9月20日12時初期時刻の中央コースの予測値は、各地点ともMSMによる予測値や観測値に比べてピークの出現が遅れた。

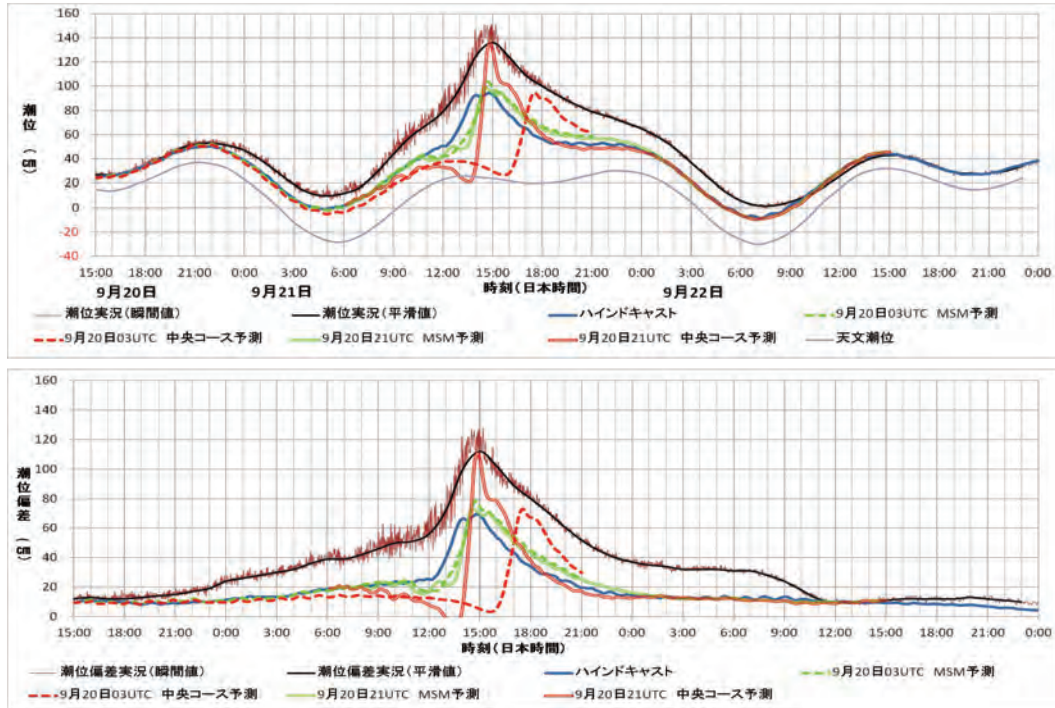
また、地点別の特徴としては、

- ・御坊（第3.5.2.7図）では、台風接近以前から観測値はハインドキャストや高潮ガイダンスよりも20～30cm高い傾向にあり、この傾向は台風の影響がなくなった22日も続いていた。
- ・舞阪（第3.5.2.8図）では、台風による高潮のピーク時前後に、観測値とハインドキャストとの差が大きかった。
- ・東京（第3.5.2.9図）では、高潮のピーク時の高潮ガイダンスが観測値と比較的よく合っていた（中央コースよりMSMによる予測値の方が観測値に近い）。高潮のピークが過ぎてから、観測値には6～7時間程度の周期の副振動が見られた。高潮ガイダンスでは、振幅が若干異なることや位相に1時間程度のズレがあるという問題点はあるものの、定性的にはこの副振動を予測できていたことがわか



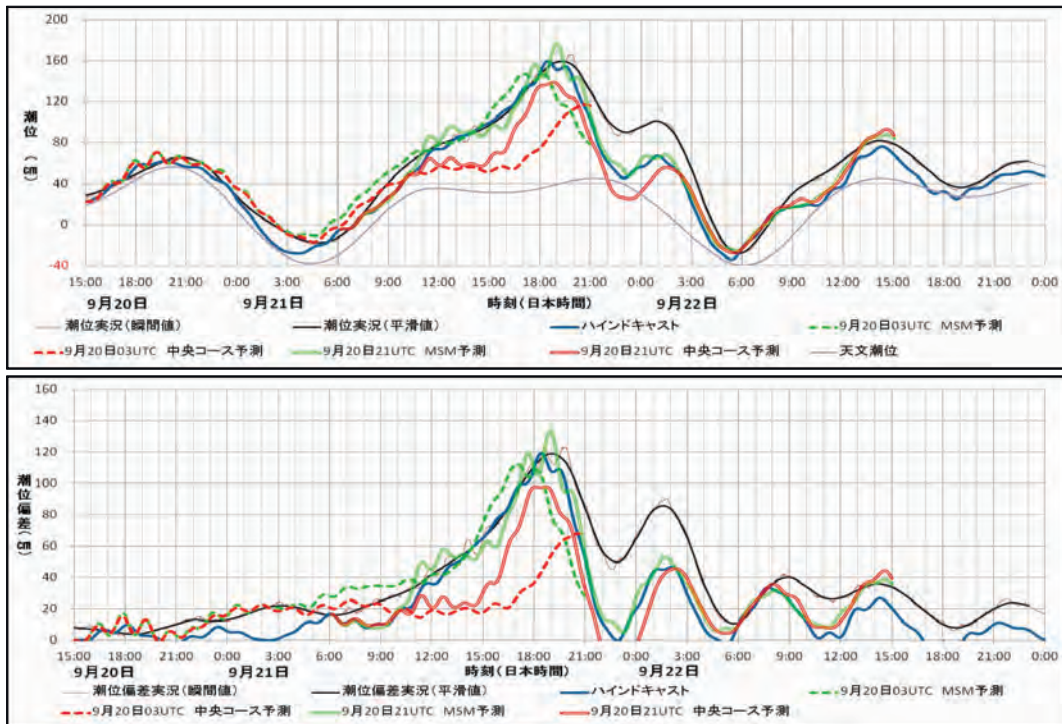
第3.5.2.7図 台風第15号接近前後の御坊における潮位・潮位偏差の観測とハインドキャスト、高潮ガイダンス予測の比較（9月20日15時～9月23日00時）

単位はcm、上図は潮位の観測と予測、下図は潮位偏差の観測と予測



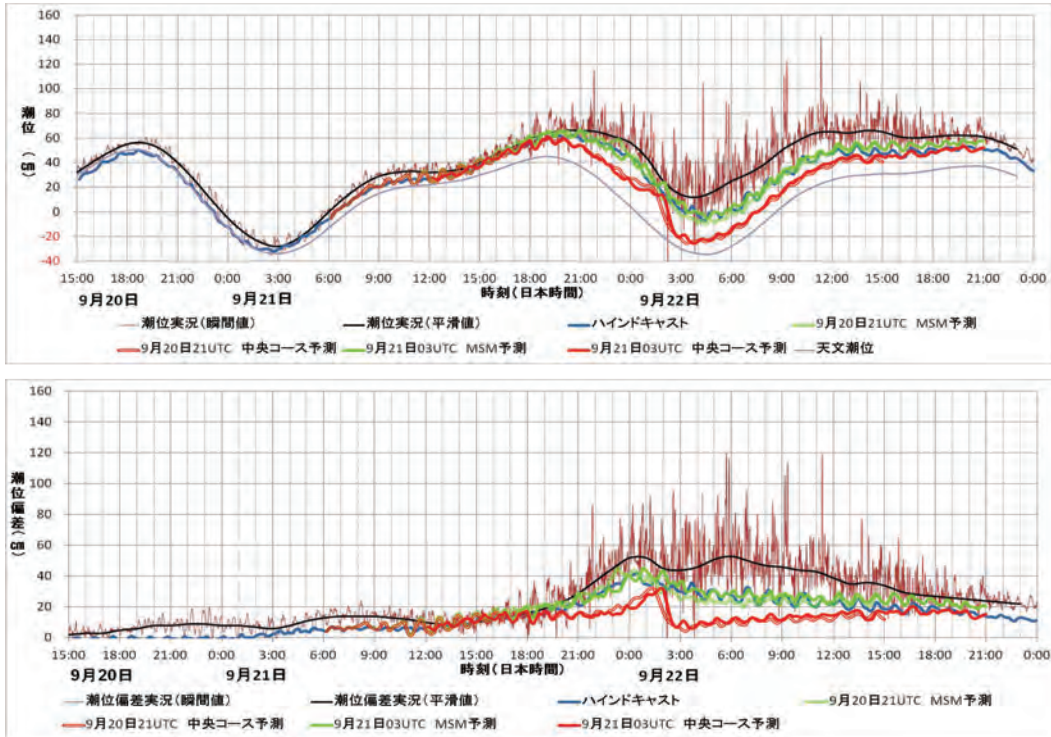
第3.5.2.8図 台風第15号接近前後の舞阪における潮位・潮位偏差の観測とハインドキャスト，高潮ガイダンス予測の比較 (9月20日15時～9月23日00時)

単位は cm, 上図は潮位の観測と予測, 下図は潮位偏差の観測と予測



第3.5.2.9図 台風第15号接近前後の東京における潮位・潮位偏差の観測とハインドキャスト，高潮ガイダンス予測の比較 (9月20日15時～9月23日00時)

単位は cm, 上図は潮位の観測と予測, 下図は潮位偏差の観測と予測



第 3.5.2.10 図 台風第 15 号接近前後の宮古（臨時）における潮位・潮位偏差の観測とハインドキャスト，高潮ガイダンス予測の比較（9 月 20 日 15 時～9 月 23 日 00 時）
 単位は cm，上図は潮位の観測と予測，下図は潮位偏差の観測と予測

る。なお、名古屋についても、観測値や高潮ガイダンスに台風通過後の副振動が見られたが、高潮ガイダンスでは副振動をやや過大に表現する傾向が見られた（第 3.5.3 項参照）。

- ・宮古（臨時）（第 3.5.2.10 図）では、前述した台風からやや離れた時間帯での MSM による予測値と中央コースによる予測値の差が明瞭であった。

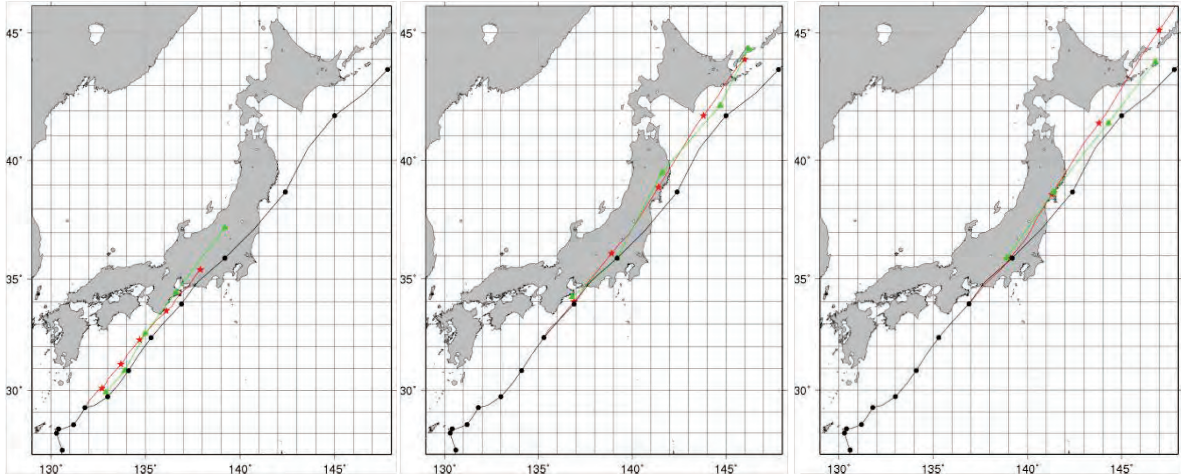
このうち、御坊における観測と予測の差については、第 3.5.2.3 目で述べた海洋の影響による潮位の上昇に起因するものと考えられる。

次に、中央コースでの高潮ガイダンスについて検討するため、第 3.5.2.11 図にベストトラックによる台風第 15 号の経路と進路予想の対応を示した。台風の進路予想は、9 月 20 日 12 時初期時刻の進路予想では MSM・中央コースとも、実際に比べて若干西寄りであった。また、進行速度は MSM では実際よりやや速め、中央コースではやや遅めであった。各地点に共通してみられる 9 月 20 日 12 時初期時刻の中央コースでの高潮のピー

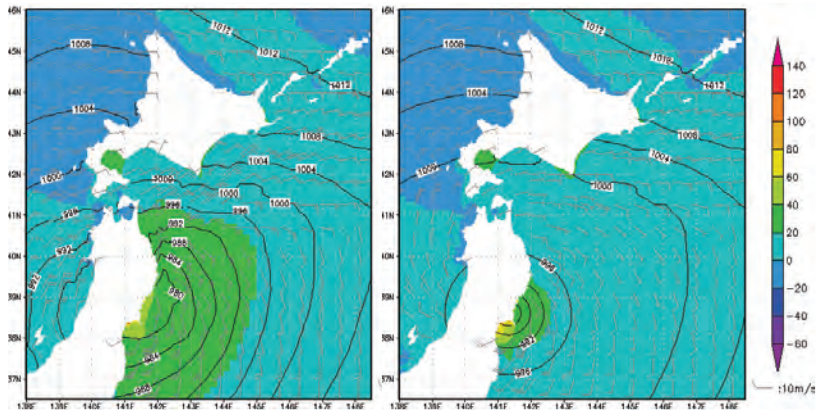
ク位相の遅れは、台風進路予想がやや遅めであったことに起因していたと考えられる。なお、9 月 21 日 06 時初期時刻、9 月 21 日 12 時初期時刻の進路予想でも MSM・中央コースとも実際に比べて若干西寄りであったが、進行速度は実際とほぼ整合していた。

また、台風第 15 号の強度(中心気圧, 最大風速), 大きさ(強風半径, 暴風半径)について、ベストトラックによる確定値と予想値の比較を行った。その結果、9 月 20 日 12 時初期時刻では強度, 大きさともに実際よりも小さく、9 月 21 日 06 時初期時刻, 9 月 21 日 12 時初期時刻では大きさが実際よりも小さかった。

このほか、台風からやや離れた地域における潮位偏差については、MSM による予測値が中央コースによる予測値より大きかった。このことに関して、東北地方を台風が通過する際の潮位偏差分布について MSM と中央コースのそれぞれの予測値を比較した結果を第 3.5.2.12 図に示す。この時間の台風の予想位置は MSM と中央コースでほぼ



第3.5.2.11図 台風第15号の経路（ベストトラック）と各初期時刻のMSM，中央コースによる進路予想
 左図：9月20日12時，中図：9月21日06時，右図：9月21日12時の各初期時刻の進路予想
 黒は6時間ごとのベストトラック，赤は中央コース予想，緑はMSM予想．予想はFT=30まで



第3.5.2.12図 MSMと中央コースによる高潮モデル予測の違い
 色は潮位偏差（単位はcm），矢羽は風向風速，等値線は気圧
 ともに9月21日12時初期時刻による12時間後の予測 左図：MSM 右図：中央コース

同じであった（実際のコースはこれより100kmほど東よりであった）が，中央コースでは台風の中心付近を除くと潮位偏差20cm以上の領域が狭いのに対し，MSMではその領域が大きく広がっている．この傾向は，台風が紀伊半島に接近した際にも見られた（図省略）．宮古（臨時）のほか各地点におけるMSMと中央コースの潮位偏差予測の差は，台風周辺部の気圧と風の分布予想が両者で若干異なることに起因している可能性がある．主な要因として，前述した台風の強度，大きさの予想が実際よりも弱く，小さかったことのほか，地形の影響による台風の変形や台風が中緯度まで北上してきたことにより台風構造が変化する

過程を，MSMではある程度考慮することができるものの，台風ポーガスでは十分に考慮できていない（森，2010）ことが考えられる．

また，舞阪における高潮ピーク前後に見られる観測潮位偏差とハインドキャスト・高潮ガイダンスの予測潮位偏差の差は，波浪による潮位上昇効果（wave setup）が原因である可能性があるが，これについては第3.5.3項で詳しく述べる．

参 考 文 献

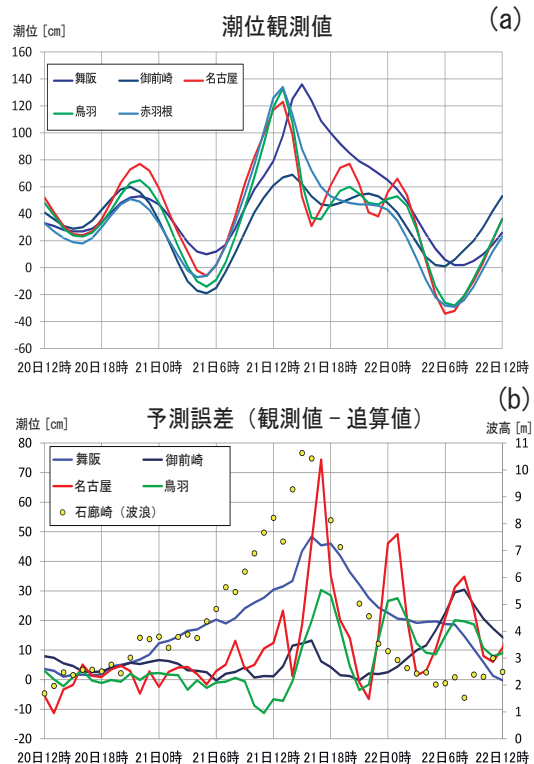
森裕之（2010）：新しい高潮ガイダンス．平成21年度予報技術研修テキスト，82-97．

3.5.3 波浪による潮位上昇の効果*

平成23年の台風第15号は、南大東島の西海上をゆっくり動いた後、9月19日21時には最大風速が65kt (35m/s) の強い台風となって奄美群島の南東海上を北東に進み、20日21時には中心気圧940hPa、最大風速85kt (45m/s) と非常に強い台風となった。台風は、速度を速めつつ四国の南海上から紀伊半島に接近した後、21日14時頃に静岡県浜松市付近に上陸した。台風の接近に伴い、日本の南岸をはじめ各地で高潮が発生した。

第3.5.3.1図に、(a) 東海地方の検潮所における観測潮位と、(b) 高潮モデル追算値(追算値)については第3.5.2項の説明を参照)と観測値の差(以下「予測誤差」)を示す。予測誤差の図には、石廊崎沿岸波浪計で観測された波高も示した。伊勢湾内の名古屋と鳥羽の両検潮所では高潮モデルが台風通過後の副振動を過大評価したため、21日から22日にかけて大きな予測誤差の振動が出ているが、台風接近までは御前崎を含めた3検潮所ともおおむね予測誤差は±10cm前後で推移しており、高潮モデルは精度よく予想できている。一方、舞阪では20日18時頃より予測誤差が増大し始め、台風最接近前後には最大48cmの差となり、その後22日12時ごろまで大きな予測誤差が続いた。この予測誤差の増大は石廊崎の波高と対応がよく、舞阪における高潮(潮位偏差)の過小評価は、波浪に起因していると考えられる。過去にも、磯崎(1970)は複数の台風事例の解析から、舞阪の高潮の一因として波浪の影響(wave setup, 以下「ウェーブセットアップ」)があることを報告している。

本項では、潮位に対する波浪の影響(ウェーブセットアップ)について解説し、台風第15号による高潮と波浪の状況について解説する。また、現在高潮モデルには波浪の影響は考慮されていないため、気象庁海洋気象情報室ではウェーブセットアップによる潮位上昇量を推算する手法の開発を進めている。同手法の概要と性能についても紹介する。



第3.5.3.1図 2011年9月20日12時～22日12時における東海地方の検潮所の(a)観測潮位と(b)予測誤差
石廊崎波浪計の波高観測値も付けた。

3.5.3.1 潮位に対する波浪の影響

舞阪検潮所をはじめとして、高潮の予測誤差が大きくなる理由の一つに波浪の影響が挙げられる。潮位のような平均水位に対する波浪の影響として、ウェーブセットアップがある。ウェーブセットアップとは、波から海水に作用が働き、吹き寄せ効果と同様に海水を上昇させる現象である。

Longuet-Higgins and Stewart (1962, 1964)は、波が運動量を持つことから海水に作用が生じることを示し、その作用(応力)を radiation stress (以下「ラディエーションストレス」)と名付けた。

ラディエーションストレスの詳細は、上記論文や Mei *et al.* (2005) 等を参照してもらいたい。重要な点は、波が存在することにより海水に作用が生じるということである。ウェーブセットアップは、このラディエーションストレスによって発生する。岸に向かう方向成分 x について、平均水

* 地球環境・海洋部海洋気象情報室 高野 洋雄・近澤 昌寿(現 舞鶴海洋気象台)

位 η , 水深 h , ラディエーションストレス S_{xx} とし, 海水とラディエーションストレスの作用のバランスを考えると, 以下の式が成り立つ (Longuet-Higgins and Stewart, 1964).

$$\frac{d\eta}{dx} = -\frac{1}{\rho g(\eta+h)} \frac{dS_{xx}}{dx} \quad (3.5.3.1)$$

ここで, ρ は海水の密度, g は重力加速度である. 平均水位は, ラディエーションストレスと水深の関数になる. ラディエーションストレス S_{xx} は, 波高の2乗に比例するので, 進行先で波高が減少する場合 $dS_{xx}/dx < 0$ となり, 平均水位は高くなる. これがウェーブセットアップである. 一方, 波高が増大する場合は, 水位は低下する. この水位低下を wave setdown (以下「ウェーブセットダウン」という). なおウェーブセットアップは「波によるエネルギーが海水に与えられて水位が上昇」と説明されることがあるが, 砕波等の現象では運動エネルギーは保存されないの厳密には正しくない. また, ウェーブセットアップは砕波により局所的に波高が低くなる時の現象であり, 波が高くなる時には逆にウェーブセットダウンとなる点にも注意が必要である (波が高いからウェーブセットアップとなっているというのは短絡的表現であり, 厳密には正しくない). ウェーブセットアップは, (3.5.3.1) 式を用いて, ラディエーションストレスの水平変化 (水平勾配) から求められる.

ウェーブセットアップは, 通常砕波帯における波の変形と砕波による水位変化という, 海岸部の局所的現象である. このため, その量を正確に見積もるには高解像度の計算が必要となる. Sasaki and Iizuka (2007) は, 格子解像度を変えた仮想的な計算を行い, 妥当なウェーブセットアップ量を得るには 50m 程度の水平解像度が必要という結果を得た.

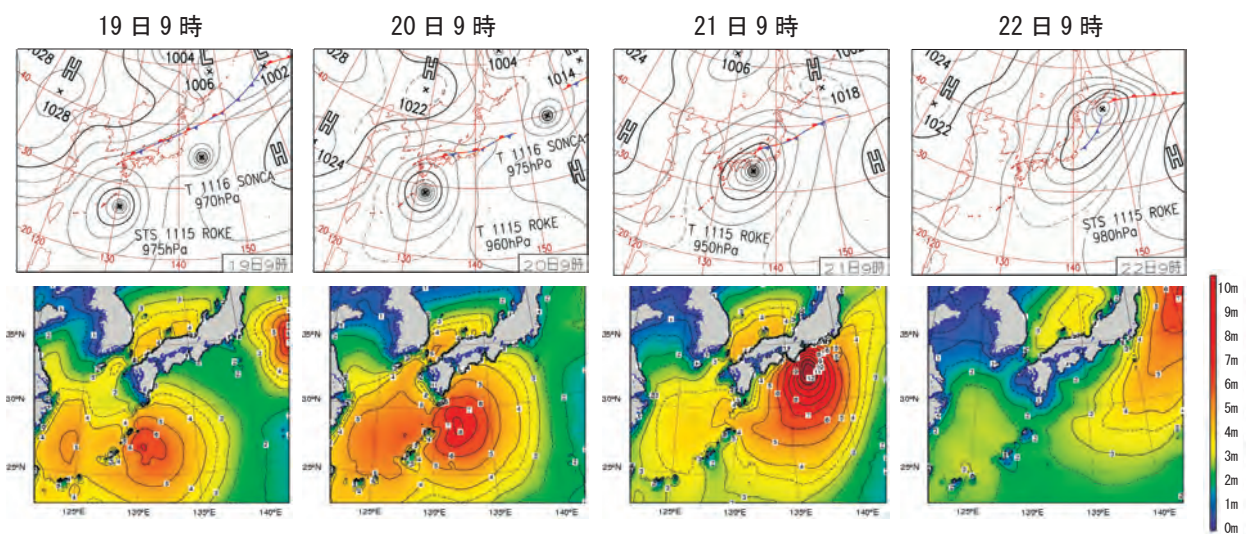
3.5.3.2 台風第15号による高波と舞阪検潮所の波浪

(1) 台風第15号による東海沖の波浪

第3.5.3.2図に, 9月19日から22日にかけての天気図と沿岸波浪図を示す. 台風第15号は19日に奄美群島の南東海上を北東に進み, 20日09時には速度を速めつつ東に進み, 21日14時頃に静岡県浜松市付近に上陸, 強い勢力を保ったまま東海地方から関東地方, 東北地方へと進んだ.

台風中心付近の波高は, 波浪図によると19日09時で8m超, 21日09時には波高12m超がそれぞれ解析されており, 高波であったことが分かる. 沿岸部においても台風の接近に伴って10m超を超える高波が観測された.

気象庁は, 静岡県石廊崎に沿岸波浪計を設置して波浪観測を行っている. なお, 気象庁では平成22年より従来の超音波式沿岸波浪計に代わりレ



第3.5.3.2図 9月19日から22日にかけての天気図 (上段) と沿岸波浪図 (下段) 波浪図は波高を示す.

レーダー式沿岸波浪計の導入を進めており、石廊崎沿岸波浪計も平成22年7月7日からレーダー式波浪計となった。

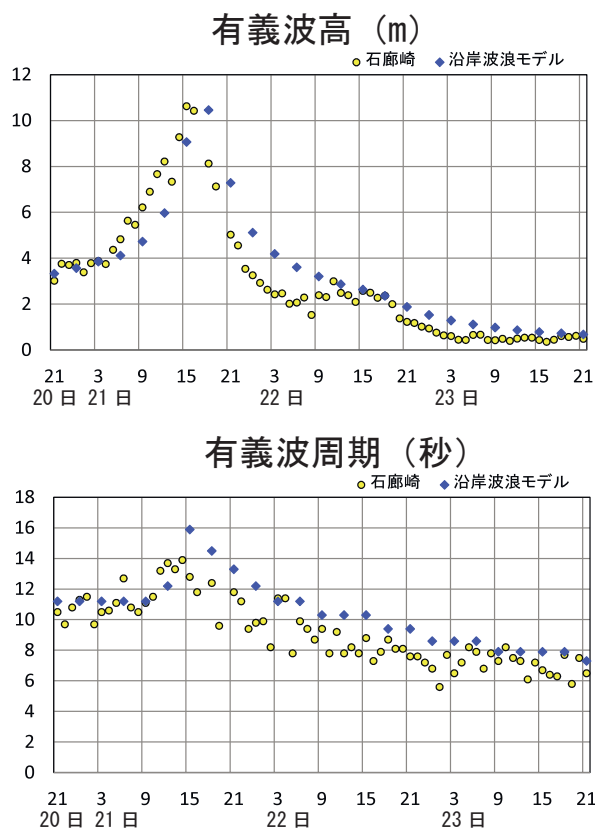
第3.5.3.3図に、20日21時から23日21時までの石廊崎の沿岸波浪計の観測値（毎時）と、沿岸波浪モデルの予測結果（3時間ごと）を示す。波浪モデルの結果は、19日21時初期値の予測値である。

石廊崎は、うねりの到達により台風の接近前の20日から波高4m近い値が観測されていたが、台風の接近に伴って急に波高が高まり、21日15時に最大波高10.63mを観測した。この値は、従来型沿岸波浪計による観測値を含めても、石廊崎における過去最大の波高となった。波浪計の形式が異なるため単純に比較できないものの、台風による稀な高波観測値であったことは確実である。

レーダー式波浪計は、従来の観測項目である波高や周期に加え、波向、更には方向・周期別のエネルギー（波高の2乗に相当）成分である波浪スペクトルも観測できる。台風による波は、風浪とうねりが混在した状態になっていると考えられるが、実際に高波の波浪スペクトルを観測した事例は少なかった。今回のように、台風による波高10mクラスの波浪スペクトルが観測された例は珍しく、その意味においても貴重な観測結果といえる。

第3.5.3.4図に、石廊崎波浪計の観測した波浪スペクトルと、20日21時初期値の沿岸波浪モデル予測値の波浪スペクトルを示す。なお、モデルの波浪スペクトルは、格子解像度の関係で若干沖合地点の値を使用した。

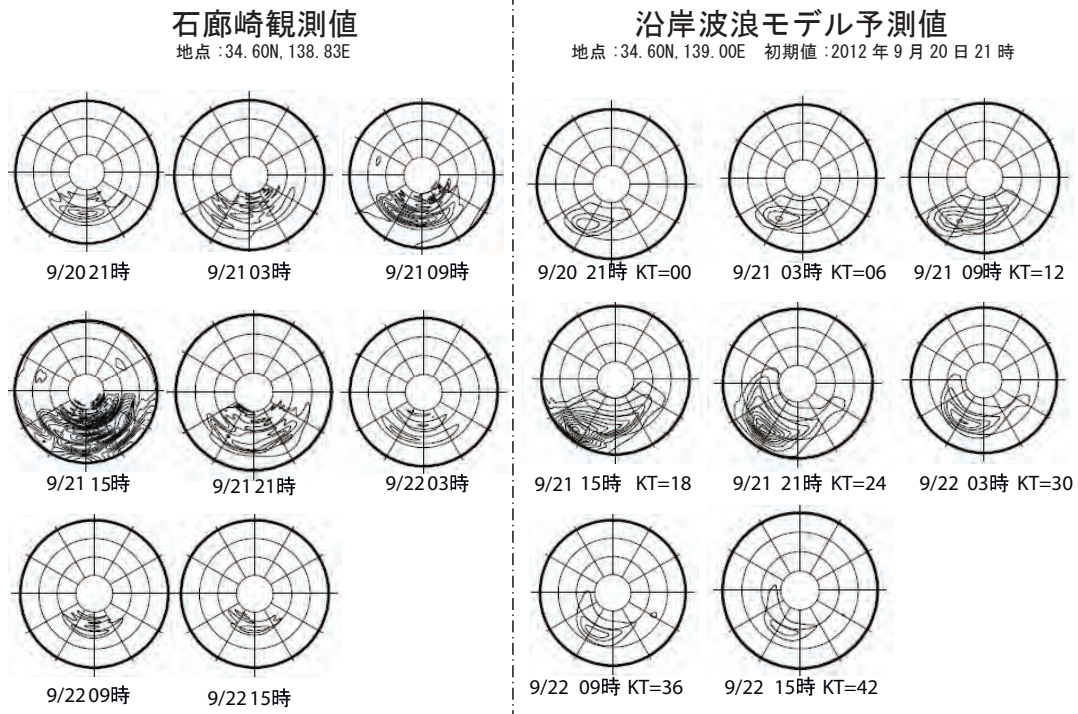
台風が接近する前の20日21時は、南からうねりが入っていたが、その後21日にかけて南西のうねりが卓越し、エネルギー（波高）が大きく、かつ長周期成分が卓越した。台風が近づくとつれて、波向は再び南寄りとなり、台風前面の南東風による風浪が加わった。南東の風浪エネルギーはうねりに比べてピークが図の中心よりであり、周期が短めであったことを表している。台風が接近した21日15時前後には風浪も発達して周期も長くなり、スペクトル分布から風浪とうねりを識別することは難しい。台風通過後は、南象限でうね



第3.5.3.3図 石廊崎波浪計の観測値
上段は有義波高 (m), 下段は有義波周期 (s) を表し、●は観測値、◆は沿岸波浪モデル (9月19日21時初期値) の予測値を示す。

りが残るものの、全体のエネルギーは小さくなった。

なお、観測された波浪スペクトルは、方向成分の広がり方が120度付近で途切れているように見える。これは波浪計の設定による。レーダー式波浪計では、30度の範囲（セクタ）を観測するアンテナを6つ備え、各セクタで去来する2成分の波を観測し、360度分の波浪エネルギーを得ている。なお、波浪スペクトルの方向については、観測値から10度毎の36成分が算出される。石廊崎沿岸波浪計の場合は、地形の影響を避けるため両端の2セクタを除いた4セクタ（120度分）の南側範囲しか観測を行っていない。21日15時のように広範囲にわたって方向成分が算出されることがあるが、それ以外の観測についても、120度付近で急にエネルギーが途切れている場合は、それ以上の範囲に波浪スペクトルがエネルギーを持つと推



第3.5.3.4図 石廊崎波浪計（左）と沿岸波浪モデル（右）の波浪スペクトル

スペクトルは、平方根をとった値（波高の次元）で表した。また、偏角は波向、動径は周期を表し、周期の円環は原点から5秒ごと（外側が長周期）に引いてある。

察される。

モデルの波浪スペクトルは、大筋で観測とよく一致した分布をしていたことから、波浪モデルは、波高や周期などの統計量だけでなく、波浪スペクトルも精度よく予測していたと評価できる。ただし、波浪モデルでは、波向は南西にピークを予測しているほか、台風通過後のうねりを過大評価する等の違いが見受けられた。波浪モデルの精度向上には、波高等の統計量に加えて、モデルの物理量である波浪スペクトルの改善が必要であり、今後、波浪スペクトル観測値の活用（データ同化）が期待される。

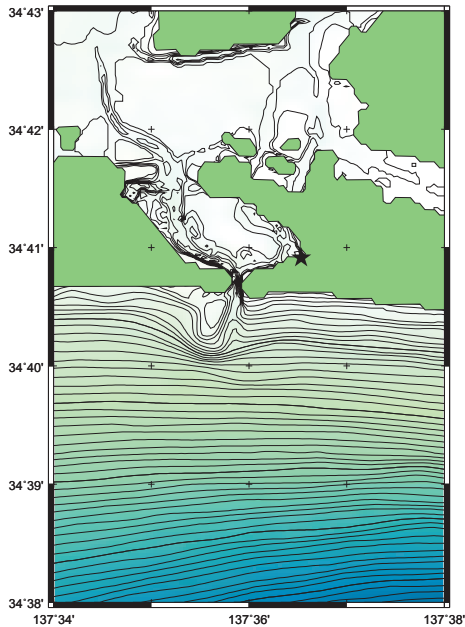
(2) 舞阪付近の波浪についての考察

舞阪検潮所付近の海底地形と波浪状況を詳細に検討し、ウェーブセットアップの寄与を考察する。舞阪検潮所付近の海底地形を第3.5.3.5図に示す。舞阪検潮所は、浜名湖内に設置され外洋に面していないので、高波の影響を受けるとは考え難い。

しかし、海岸線を見ると湾口部には、山型に水深の浅いところがあり、そこでは浅水効果によって波浪が変形すると考えられる。

前述のとおり、沿岸波浪モデルは台風第15号による波浪を比較的精度良く予測しており、モデル予測値は、舞阪の付近の沖合波浪とみなせる。第3.5.3.6図は舞阪沖（北緯34.6度、東経137.6度）における沿岸波浪モデルの予測値を示す。21日15時に、最大波高10m、周期15秒という高波が南南西から入っている。

この波高を参考に、浜名湖に入射する波浪の浅水変形計算を行ったところ、南南西の沖から入射した波は、湖開口部南の水深が浅いところで屈折によりエネルギーが集積し、屈折の結果、波が主に湖内北東部へ向かって伝播していく様子が確認できた（図省略）。屈折のみを考慮した結果であるが、舞阪検潮所は、浜名湖内に設置されているものの外洋波浪の影響を受けやすい場所といえよう。



第3.5.3.5図 舞阪検潮所付近の海底地形
星印は舞阪検潮所の地点を表す。

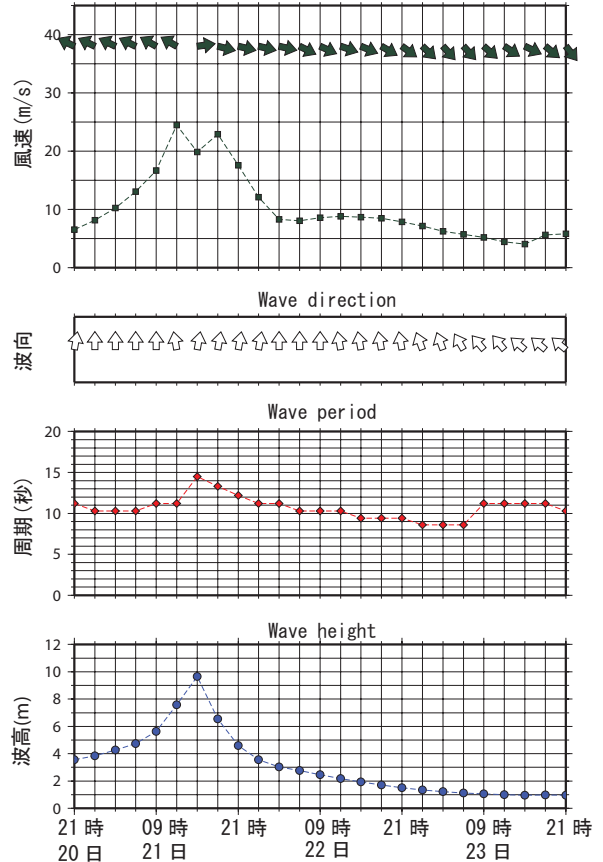
3.5.3.3 ウェーブセットアップ推算手法

気象庁は、1998年7月に高潮モデルの運用を開始してから、対象領域の拡大、予想時間の延長、温帯低気圧への対応、1km格子への高解像度化などを行ってきた。一方で、ウェーブセットアップは考慮されていないため、高波が来襲する、外洋に面した地域等では高波高時に潮位偏差が過小評価となりやすい（上野, 2006）。

このため、海洋気象情報室では、沿岸波浪モデルGPV（有義波の波高，周期，波向）から診断的にウェーブセットアップ量を計算する手法（以下、「ウェーブセットモデル」）の開発を進めてきた。この手法は、合田（1975）の手法を基とし、以下の手順で計算を行う。沖から汀線までを複数の格子に分割し、海底勾配等を参照して各格子における波の浅水変形係数を算出する。この係数から、各格子における波高（実際には波のエネルギー）の変化を求め、エネルギー変化（ラディエーションストレスの変化に相当）から水位変化（ウェーブセットアップ）量を計算する。

なお、合田（1975）の手法をそのまま用いて計算すると、ウェーブセットアップ量が過大評価される等の問題があったため、実用的な方法として以下の2点を変更した。

34. 6N, 137. 60E地点の波浪と海上風
(2011年9月20日21時初期値)
Wind speed and direction



9/21 12時 KT=15

第3.5.3.6図 舞阪沖合の沿岸波浪モデル予測値
上から海上風，波向，周期，波高の時系列と21日15時の波浪スペクトルを示す。

1) 合田（1975）では、ウェーブセットアップの他に surf beat（以下「サーフビート」）も考慮するようになっていた。サーフビートとは、海浜にみられる周期が2、3分程度の海面の変動で、波群によって引き起こされるとされる。サーフビートの詳細については Holthuijsen（2007）等を参照されたい。サーフビートは汀線付近の波高・水位に影響を与えるが、水位上昇への影響はウェーブセットアップに比べて数%程度と小さいため（合田1975）、この効果は考慮していない。

2) 座標軸は海岸線に垂直な方向に軸をとり、この軸と波向の角度に応じて海岸へ向かう波エネルギーを補正している。また、沿岸波浪モデルの予測値は、卓越波向しか利用できないため、波浪の方向分布は $\cos^2\theta$ 型と仮定し、この分布関数を用いてウェーブセットアップ量を計算している。また、離岸の波浪の時はウェーブセットアップ量を0としている。

3.5.3.4 ウェーブセットモデルの性能

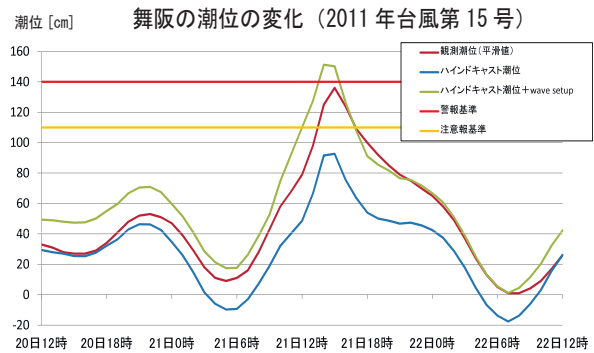
(1) 台風第15号による舞阪の事例への適用結果

舞阪検潮所では、台風第15号最接近前後の15時に高潮警報基準(140cm)を超える151cmの最高潮位(瞬間値)を観測した。第3.5.3.7図は、2011年9月20日12時～22日12時の、舞阪検潮所における毎時潮位時系列である。赤線は観測潮位(平滑値)、青線は高潮モデルの追算潮位を示している。観測された潮位は、瞬間値から副振動等の短周期変動を除去した平滑値でも15時に136cmと警報基準値に近くなった。一方、追算潮位は最高93cmと、注意報基準値(110cm)にすら到達していなかった。

第3.5.3.7図の緑線は wave setup モデルによる推定量を追算潮位に加算したものである。ウェーブセットアップ量の加算により、台風が種子島付近にあった20日は、逆に過大な潮位となっているものの、台風が接近し波高が5mを超え始めた21日06時以降22日の06時くらいまではおおむね観測と一致し、今回の舞阪の追算潮位の過小評価はほぼ解消された。wave setup モデルは、台風最接近前後の警報級の波高時に、ほぼ適切なウェーブセットアップ量を推算できたといえよう。

(2) ウェーブセットモデルの統計的検証

第3.5.3.8図は、追算潮位及び追算潮位にウェーブセットアップ量を加算した値の、観測潮位に対する平均二乗誤差(RMSE)を波高階級別に示したものである。期間は、沿岸波浪モデルが高解像度化された2007年5月から2010年12月までをとり、舞阪のほかウェーブセットアップの影響が顕著と思われる数地点も挙げた。



第3.5.3.7図 2011年9月20日12時～22日12時における舞阪の毎時潮位時系列

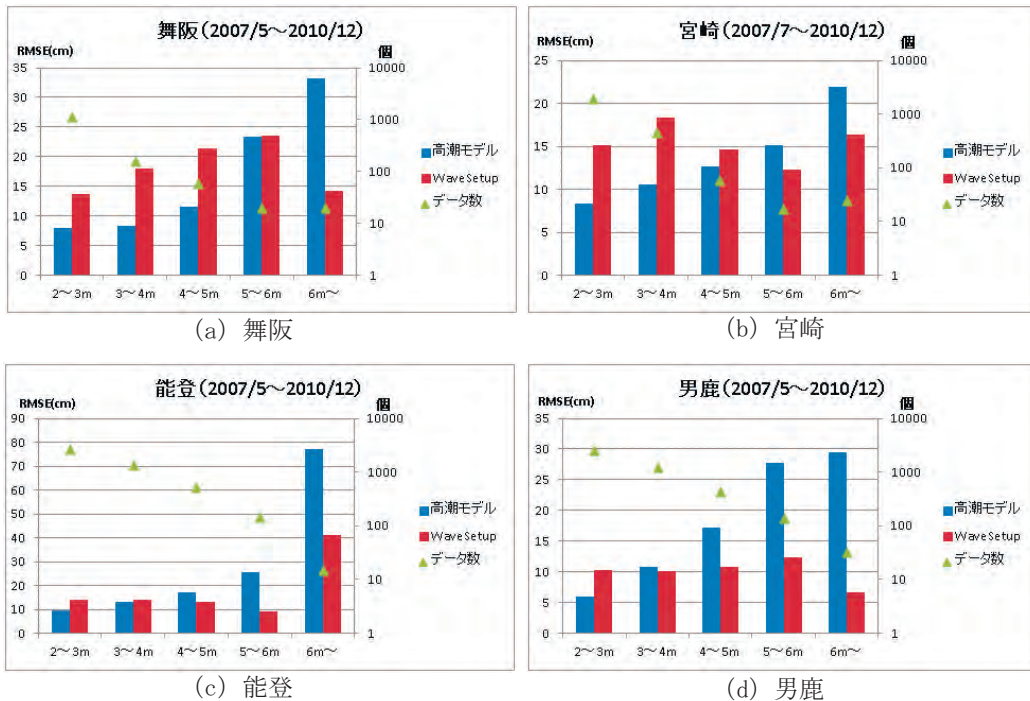
観測潮位(赤)、追算潮位(青)、追算潮位+ウェーブセットアップ量(橙)を示す。なお、赤と黄色の点線はそれぞれ警報基準と注意報基準である。

舞阪の場合、RMSEは波高4mまでは追算値そのままの方が小さいが、6m以上ではウェーブセットアップを加算した方が小さくなる。この傾向は他の地点でも同様に見られ、高波高時にはウェーブセットアップモデルの結果を加味した方が予測誤差は小さくなるのが、統計的に確認できた。一方で、低波高時には、ウェーブセットアップモデルによる上昇分を加えると、逆に過大な推定値となる場合があった(例えば、第3.5.3.1図の20日12～18時)。

3.5.3.5 今後の計画と課題

開発したウェーブセットアップモデルは、平成24年度に試験運用を開始して評価を進め、平成26年度の台風シーズン前には、潮位観測地点を対象に同モデルを業務運用する計画である。潮位観測地点に限定したのは、ウェーブセットアップが局所的な現象であり、その精度・信頼性の評価は観測のある地点でしかできないためである。将来的にウェーブセットアップモデルの予測信頼性等が確認できれば、全海岸への適用も検討したい。

なお、特定地点のみ計算を行うため、ウェーブセットアップ情報の加算・不可算地点が混在しないよう、ウェーブセットアップ予測値はガイダンスに加え、別途参照する提供形態を予定している。また、今回の精度評価結果を踏まえて、波高が2mを超える場合のみウェーブセットアップの



第3.5.3.8図 2007年5月～2010年12月の波高階級別のRMSE（目盛は左）とデータ数（目盛は右：対数）
 地点は(a)舞阪，(b)宮崎，(c)能登，(d)男鹿の4地点。（宮崎は国土交通省港湾局所管，男鹿は国土地理院所管。）

計算を行う予定である。

今後、ウェーブセットアップモデルの低波高時の精度改善等、更に改善を図っていく予定である。また、ウェーブセットアップモデルで用いる沿岸波浪モデルの波高予測値は、解像度が 0.05° （約5km）とウェーブセットアップを評価するには決して十分とはいえないうえ、沿岸波浪モデルには浅水効果が含まれていない（今後、沿岸波浪モデルにも浅水効果を導入する計画である）。現在展開を進めている浅海波浪モデルは、浅水効果を含み、格子解像度も1分（約1.8km）と、沿岸波浪モデルよりも詳細な波浪場を推算できるので、同モデルの利用も検討している。

参 考 文 献

合田良美 (1975) : 浅海域における波浪の砕波変形. 港湾技術研究所報告, 14 (3), 59-106.
 Holthuijsen (2007) : Waves in Oceanic and Coastal Waters. Cambridge Univ. Press, 381pp.

磯崎一郎 (1970) : 舞阪の高潮. 沿岸海洋研究ノート, 8 (2), 40-47.
 Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart (1962) : Radiation stress and mass transport in gravity waves, with applications to 'surf-beats'. J. Fluid Mech., 13, 481-504.
 Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart (1964) : Radiation stress in water waves; physical discussion, with applications. Deep-Sea Res., 11 (4), 151-159.
 Mei, C.C., M. Stiassnie, and D. K.P. Yue (2005) : Radiation Stress, Bound Long waves and Longshore Currents. Theory and Applications of Ocean Surface Waves. Part 2: Nonlinear Aspects. World Scientific Pub., 547-609.
 Sasaki, W. and S. Iizuka (2007) : Sensitivity of model resolution to wave setup calculation. Proceedings of 1st JCOMM Scientific & Technical Symposium on Storm Surges, Seoul, Korea 2-6 Oct. 2007, WMO/TD-No. 1442. 1-10.
 上野大輔 (2006) : 高潮数値予報モデルの検証. 気象庁技術報告, 129, 210-225.

