

平成 23 年 7 月新潟・福島豪雨の発生要因について

～過去の豪雨事例との比較～

今年 7 月 28 日から 30 日にかけて新潟県と福島県で発生した豪雨について、平成 10 年 8 月の新潟での豪雨及び平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨と比較しました。過去の事例における強雨期間は約 9 時間で、降水量は最大 300mm を超える程度でしたが、今年は 9 時間の降水量が局所的に 500mm を超え、大雨が長期化して 3 日間の合計で 1000mm に達する豪雨となりました。

大雨発生の条件としては、下層に暖湿流があることと上空の大気が低温であることの 2 つが挙げられます。過去の事例ではその 2 つの条件が重なる期間が短かった一方、今年は 2 つの条件が長時間維持され、大雨が持続して記録的な豪雨になりました。特に、上空の低温が長時間維持されたのは、上昇流に伴う断熱冷却で低温化したためと考えられます。

平成 23 年 7 月新潟・福島豪雨では長時間大雨が降り続き、各地で河川の氾濫や土砂崩れ等が発生しました。長時間大雨が降り続いた原因について、過去の豪雨事例（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）と比較しました。

3 つの豪雨事例はいずれも高気圧が西日本に張り出し、暖湿気流がその縁辺を回って日本海に流入しやすい場でした（参考資料 1）。まず、新潟県と福島県で大雨となった要因を高度 500m の気温と風（図 1）からみると、北西からの寒気と西からの暖気はその領域で収束しており、その状態が両県付近で長時間持続したためです。1 日降水量（図 2 左）をみると、平成 10 年の豪雨では海上から平野部が主体で、平成 16 年の豪雨では平野部から山岳部に強雨の中心があります。今年の内陸部に強雨域が幅広く分布しており山岳の影響も少なからずあると考えられます。なお、佐渡島の地形については、数値実験（参考資料 2）からその影響は確認できませんでした。1 日降水量を最盛期の 9 時間降水量（図 2 右）で比較すると、過去の 2 事例では大雨はほとんど 1 つの降水システムによってもたらされましたが、今回の大雨では複数の降水システムが発生することによってもたらされたことがわかります（参考資料 3）。また、9 時間で 500mm 以上の降水をもたらした線状降水帯（図 2 右上）は、積乱雲繰り返し風上側に発生するバックビルディング型形成によって作り出されていたことが気象レーダの観測結果から確かめられました（参考資料 4）

今年の豪雨が長時間大雨となった原因について、まず新潟・福島県の風上にあたる輪島での高層気象観測データから調べてみました。大雨は積乱雲が発達することで発生します。その条件は下層が暖湿かつ上空が寒冷であることで、暖候期では高度 500m の水蒸気量が 16g/kg 以上、

500hPa（高度約 5800m）の気温が-5℃以下というのが目安となります。表 1 をみると、過去の豪雨事例ではその 2 つの条件をほぼ満たす期間は限られており、その直後に大雨が観測されています。その一方、今年の豪雨では条件を満たす期間が複数存在し、積乱雲が発達しやすい状況が長時間維持されやすかったことを示唆しています。つぎに水平分布からその 2 つの条件をみてみます。豪雨のもたらす暖湿な空気は対馬海峡から流入しており、過去の事例と共通しています（図 3 左）。新潟付近に流入する水蒸気量が一番多かったのは今年ではなく、平成 10 年の豪雨なので、下層の水蒸気量だけでは大雨を判断することはできません。上空の気温（図 3 右）をみると、今年の豪雨が-6℃前後と過去の豪雨事例よりもかなり低いことがわかります。この低温が今回の豪雨をもたらした大きな要因だと考えられます。

その低温は、乾燥空気が流入し、それが上昇して断熱冷却することによってもたらされたと考えられます（図 4）。通常の大気は 1km 上がるごとに約 6 度低下しますが、水蒸気が凝結しない（雲にならない）で空気が上昇すると 1km で約 10 度低下します（差し引き 1km で約 4 度低下します）。過去の豪雨事例では風上域が湿潤で、仮に空気が上昇しても水蒸気が凝結するので、1km で約 10 度も低下することはありません。また、29 日 12 時には高度約 11km 付近に小規模な気圧の谷（図 5 の破線）がみられ、その気圧の谷にともない新潟県と福島県付近で上空の気温がさらに低下していました。大気不安定度がさらに大きくなったことが、積乱雲を急発達させて 500mm 以上の降水をもたらした線状降水帯（図 2 右上）を作り出した要因の 1 つだと考えられます。

気象研究所では、大雨などの顕著現象に関する機構解明や予測精度向上に関する研究に取り組んでいます。今後も顕著な大雨などが発生したときは速やかにその要因などについて公表いたします。

【本件に関する問い合わせ先】

気象庁予報部数値予報課

数値予報モデル開発推進官 加藤輝之

TEL : 03-3212-8341(ext. 3316)

気象研究所

予報研究部長 露木 義

TEL : 029-853-8535（企画室広報担当）

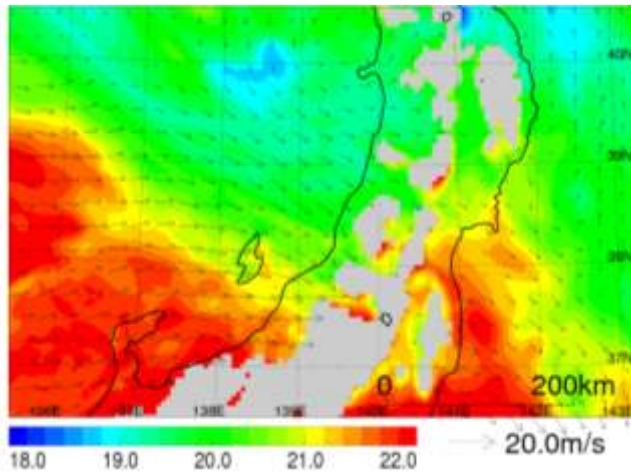


図1 平成23年7月29日9時の高度500mの気温(°C)と水平風(矢印)数値予報資料(解析値)から作成した。

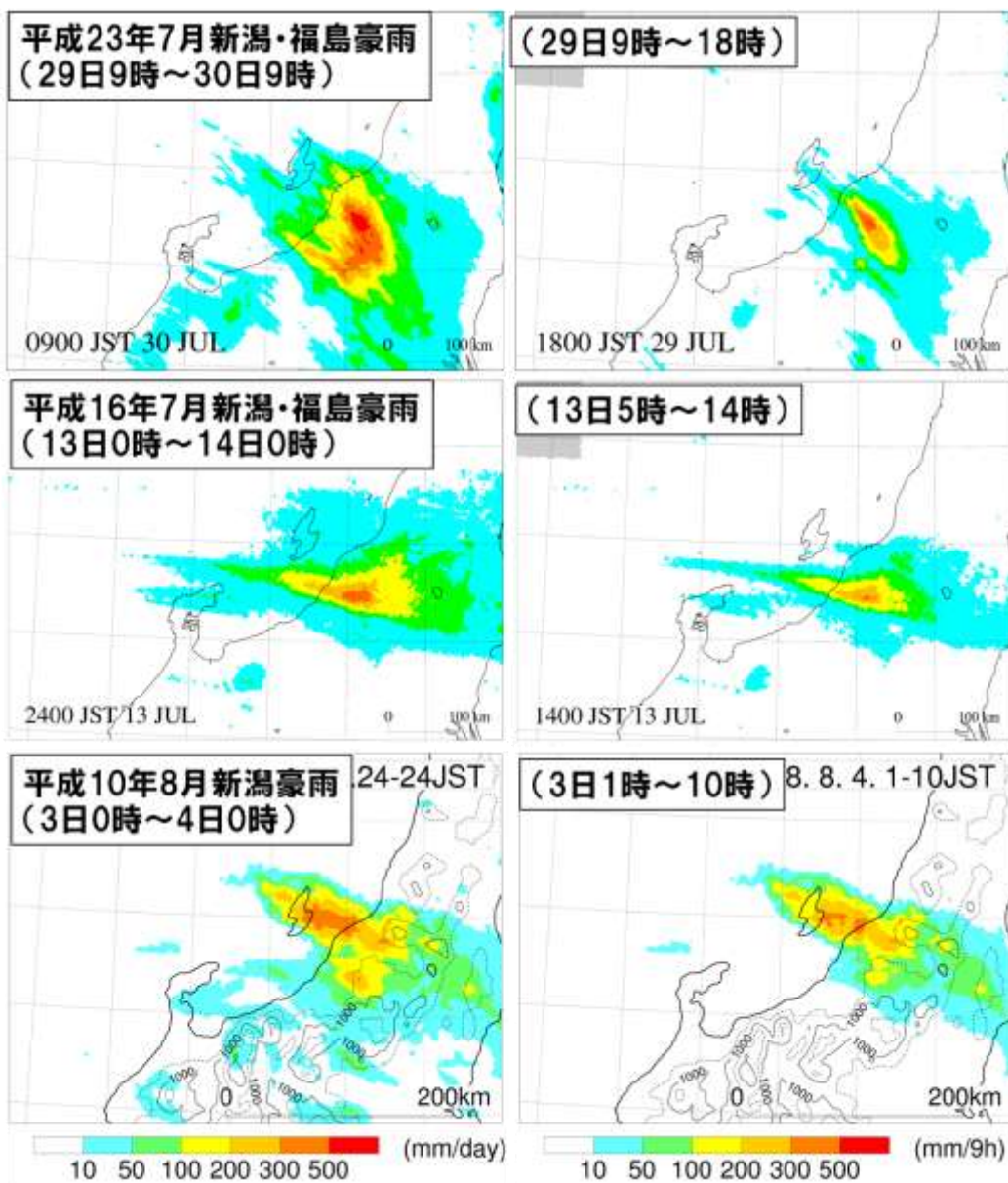


図2 平成23年7月新潟・福島豪雨、平成16年7月新潟・福島豪雨、平成10年8月の新潟での豪雨での1日積算降水量(左図)と最盛期の9時間積算降水量(右図)。降水量は気象庁解析雨量から作成しました。下図におおよその標高を示します。

表 1 輪島の高層観測での 500hPa 面 (~5800m) の気温と高度 500m の水蒸気量. 矢印は豪雨期間.

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
500hPa気温(°C)	-9.1	-7.3	-7.7	-6.6	-5.7	-5.1	-5.5	-3.9	-4.5	-6.1
500m水蒸気量 (k/kg)	13.2	14.7	15.3	15.8	16.1	15.7	16.5	15.4	16.4	15.2
					↔	↔	↔	↔	↔	
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		
500hPa気温(°C)	-10.3	-8.9	-7.7	-6.5	-5.9	-1.7	-4.5	-6.9		
500m水蒸気量 (k/kg)	12.1	12	11.4	12.2	15.9	15.7	14.2	12		
					↔	↔				
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	
500hPa気温(°C)	-4.5	-3.6	-4.1	-4.9	-4.9	-3.9	-5.2	-4.1	-5以下	
500m水蒸気量 (k/kg)	15.6	15.3	15.3	16.8	15.8	15.4	15.1	15.4	15以上	16以上
					↔	↔				

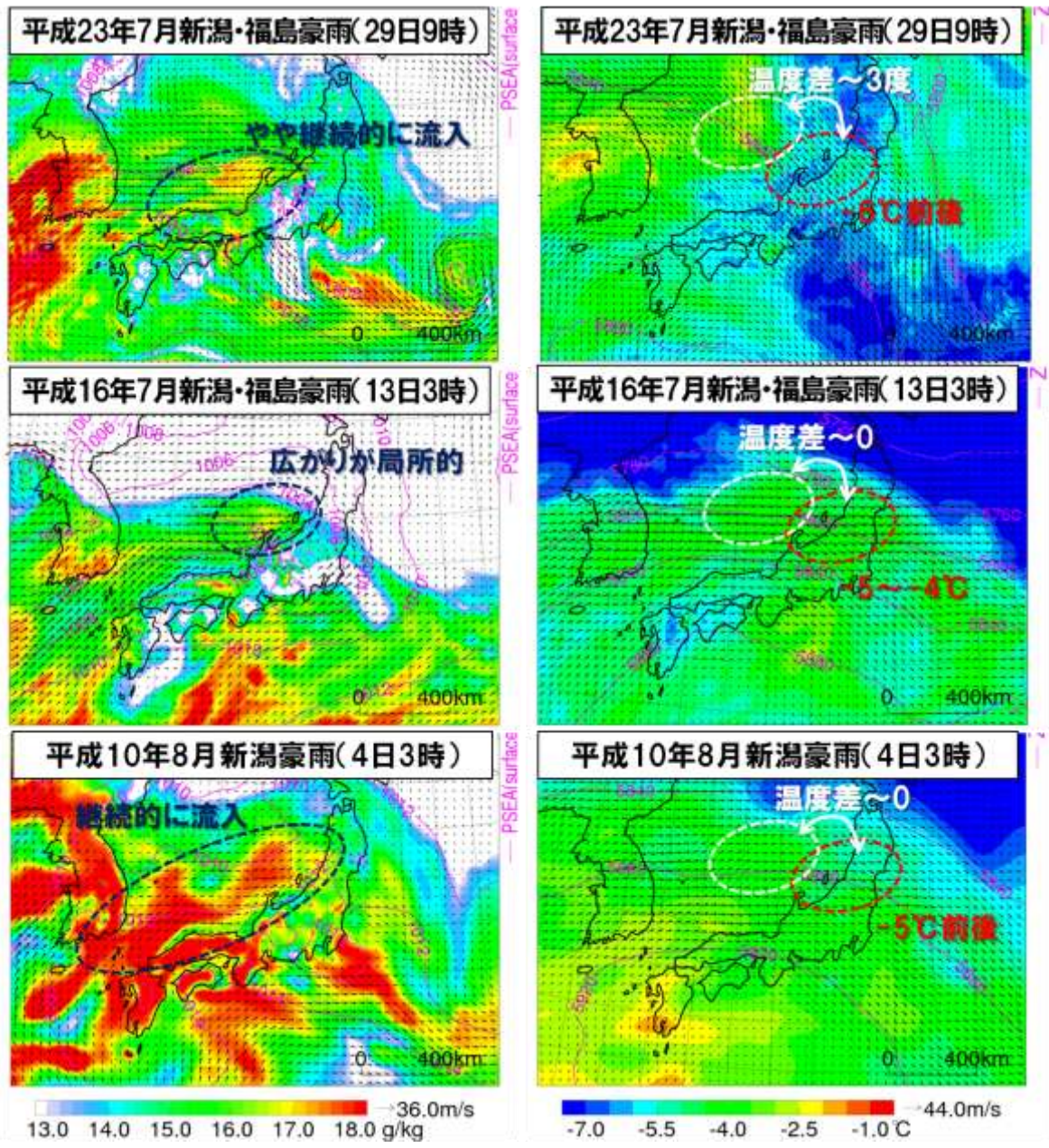


図3 平成23年7月新潟・福島豪雨、平成16年7月新潟・福島豪雨、平成10年8月の新潟での豪雨発生時の高度500mの水蒸気量(左図)と500hPa面(高度約5800m)の気温. 気象庁の数値予報資料(予報値または解析値)から作成しました.

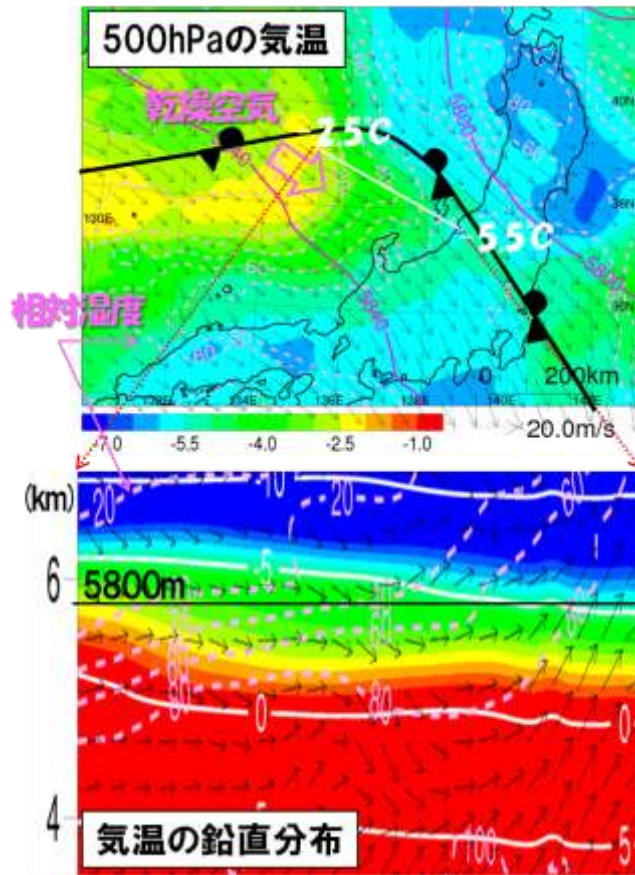


図4 平成23年7月29日12時の500hPa面(高度約5800m)の気温(カラー, °C)、相対湿度(破線の等値線, %)、高度(ピンクの等値線, m)と水平風(矢印)(上図). 上図の白線上の気温の鉛直分布(カラーと白の等値線)、相対湿度(破線)と鉛直流(矢印)(下図). 気象庁の数値予報資料(解析値)から作成しました.

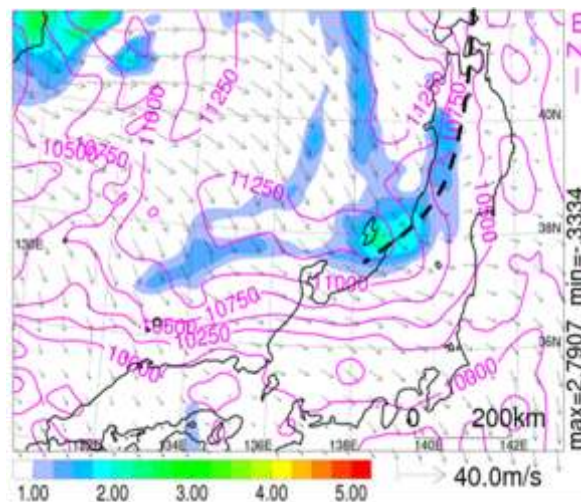


図5 平成23年7月29日12時の高度約11kmの渦位(カラー, PVU). 気象庁の数値予報資料(解析値)から作成しました. 高度約11km付近に小規模な気圧の谷(破線)がみられ、その先端に“渦位”の高い領域が見られます.“渦位”とは絶対渦度(地球の回転の効果であるコリオリ力と渦度の和)と大気不安定度の積で表されます. 高い渦位領域が近づくと、その下層で上昇流が誘発されて気温が低下します(参考資料5). この高渦位域により大気状態がさらに不安定になり、このことが500mm以上の降水をもたらした線状降水帯(図2右上)を作り出した要因の1つだと考えられます. また、その線状降水帯は高渦位域が通過した後に衰退しています.

(参考資料1)

地上天気図

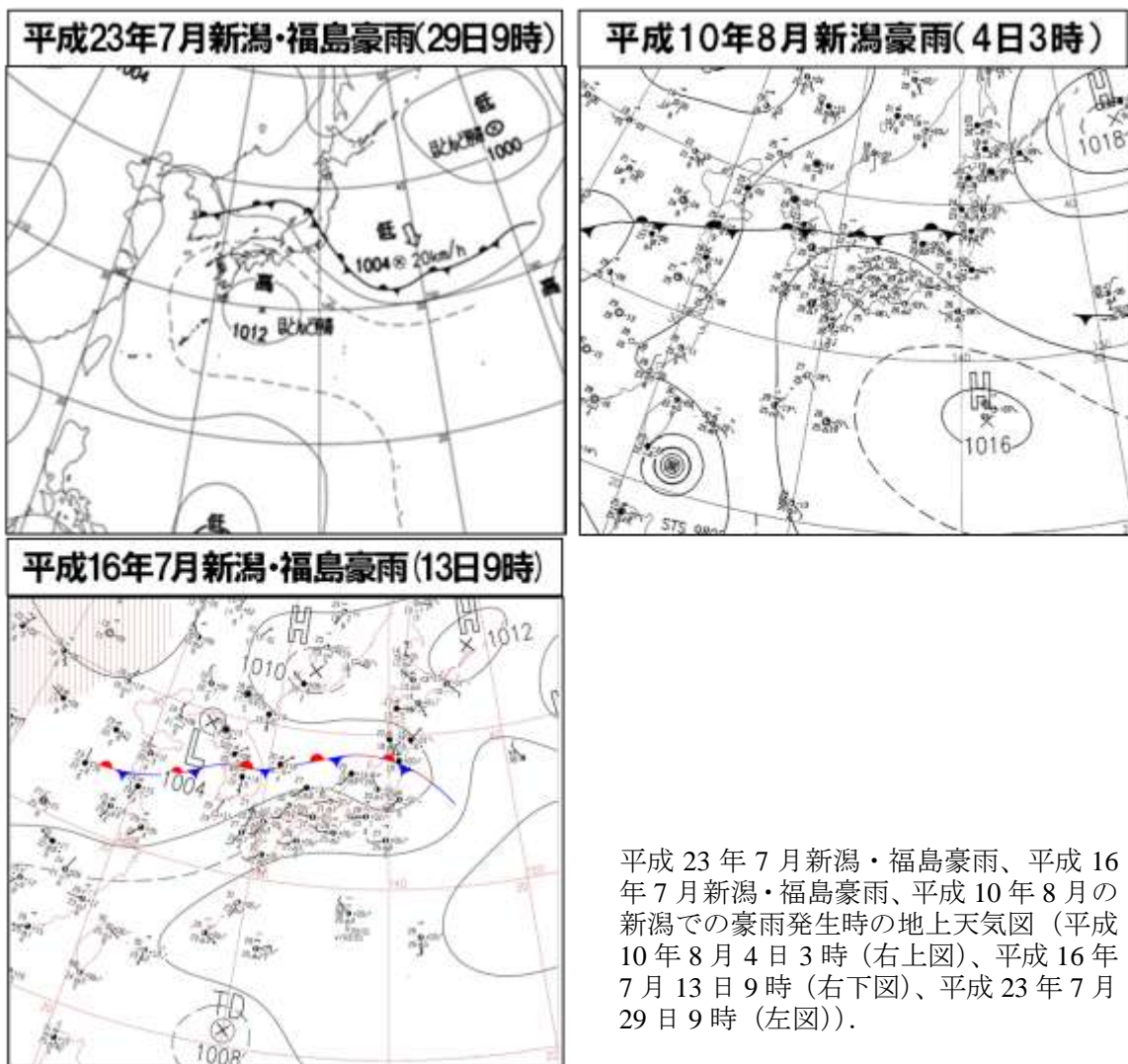
平成23年7月新潟・福島豪雨、平成16年7月新潟・福島豪雨、平成10年8月の新潟での豪雨発生時の地上天気図にみられる共通点と相違点を示します。

(共通点)

- ・西日本に高気圧が張り出し、その縁辺を回って、暖湿流が日本海に流入しやすい場。
- ・朝鮮半島から新潟県にかけて停滞前線が存在。

(相違点)

- ・過去の事例では北海道の東側に高気圧が存在。
- ・今年の事例では北海道の北側に高気圧が存在。

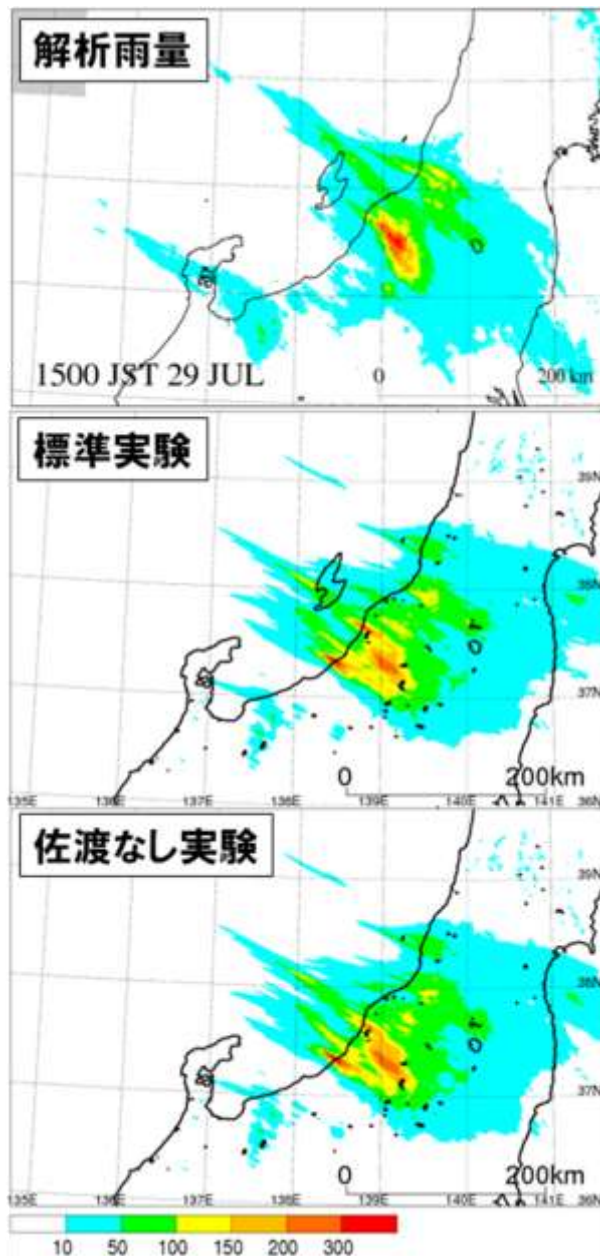


平成23年7月新潟・福島豪雨、平成16年7月新潟・福島豪雨、平成10年8月の新潟での豪雨発生時の地上天気図（平成10年8月4日3時(右上図)、平成16年7月13日9時(右下図)、平成23年7月29日9時(左図)）。

(参考資料2)

佐渡島の地形の豪雨形成への影響

佐渡島の風下に豪雨域が観測されたことから、佐渡島の影響について水平分解能 1km の気象庁非静力学モデルを用いて調査しました。水平分解能 1km のモデルを用いることで、積乱雲を直接再現することができます*注。通常の地形を与えた場合の結果（中図）をみると、降水の分布が南に広がってはいるものの概ね豪雨が再現されています。そこで、佐渡島の地形を除去して海上としてモデルを実行しました。その結果（下図）はほとんど通常の地形を与えた場合と変わりません。このことは、佐渡島の地形が豪雨の発生要因であることを示唆する結果ではありません。また、平成 10 年の新潟での豪雨でも同様に佐渡島の影響はほとんどありませんでした。



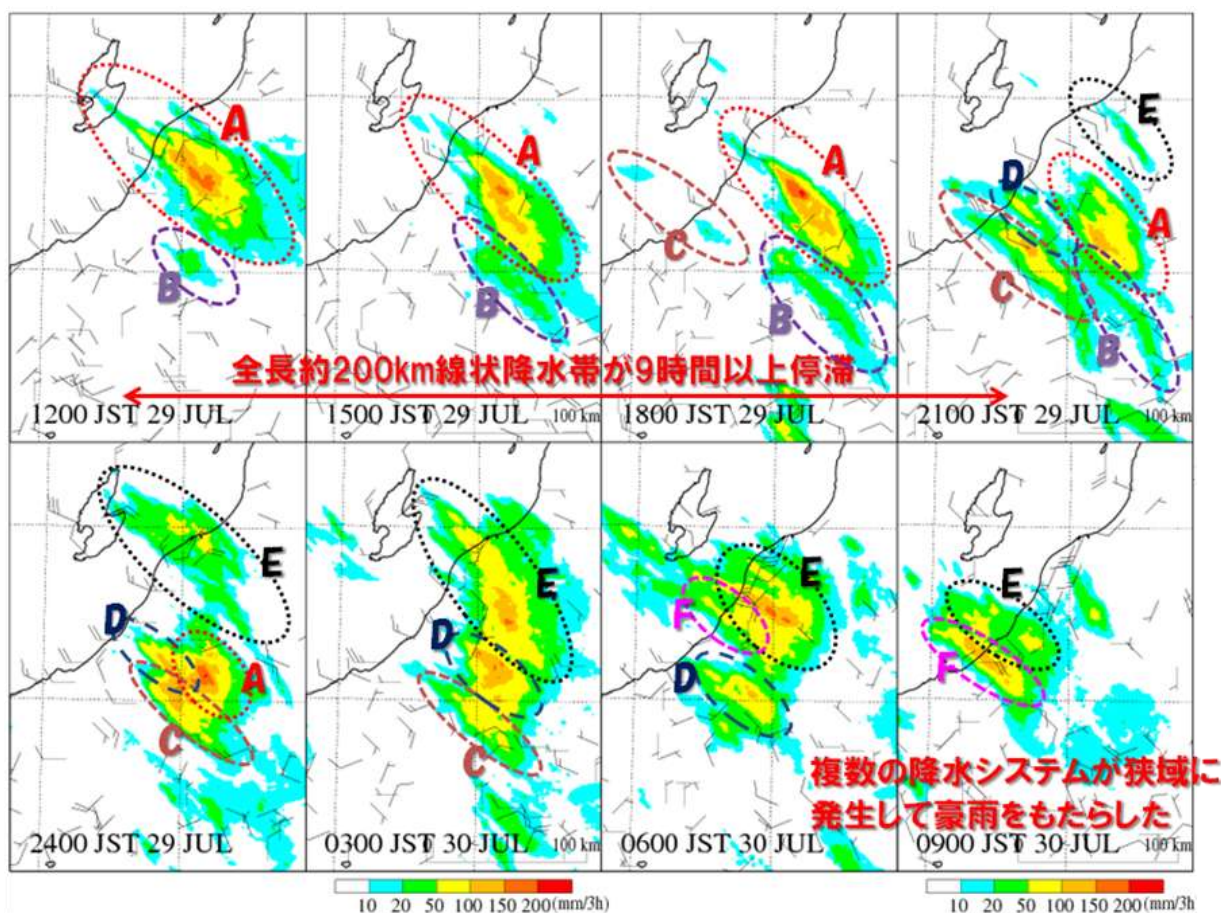
注) 気象庁が現業で運用しているメソモデルの水平分解能は 5km です。この分解能では積乱雲が表現できないので、その効果を取り込むために別の手法（積雲対流のパラメタリゼーション）を用いて計算しています。

平成 23 年 7 月 29 日 3 時～15 時の 12 時間積算降水量。気象庁解析雨量（上図）、水平分解能 1km の気象庁非静力学モデルによる結果（中図）、佐渡島の地形を除去した結果（下図）。

(参考資料3)

複数の降水システムによる大雨の長期化と総降水量の増大

今年の豪雨は過去の豪雨と異なり、長期間大雨が続き、また大雨が幅広く観測されました。過去の事例では、ほぼ1つの線状降水帯が9時間ほど停滞したために豪雨をもたらしました。その一方、今年の豪雨では下図に示すように、29日12時から30日9時に限ってもA-Fの6つの降水システムによって大雨がもたらされていました。これにより、大雨が長期化し、総降水量が増大しました。また、6つの降水システムの多くは線状の形状をしており、参考資料4で示すようにバックビルディング型形成によって維持されていました。それぞれの降水システムをみると、当初(システムA~C)は沿岸部から内陸部にゆっくり移動していましたが、その後そのような移動はみられなくなりました。

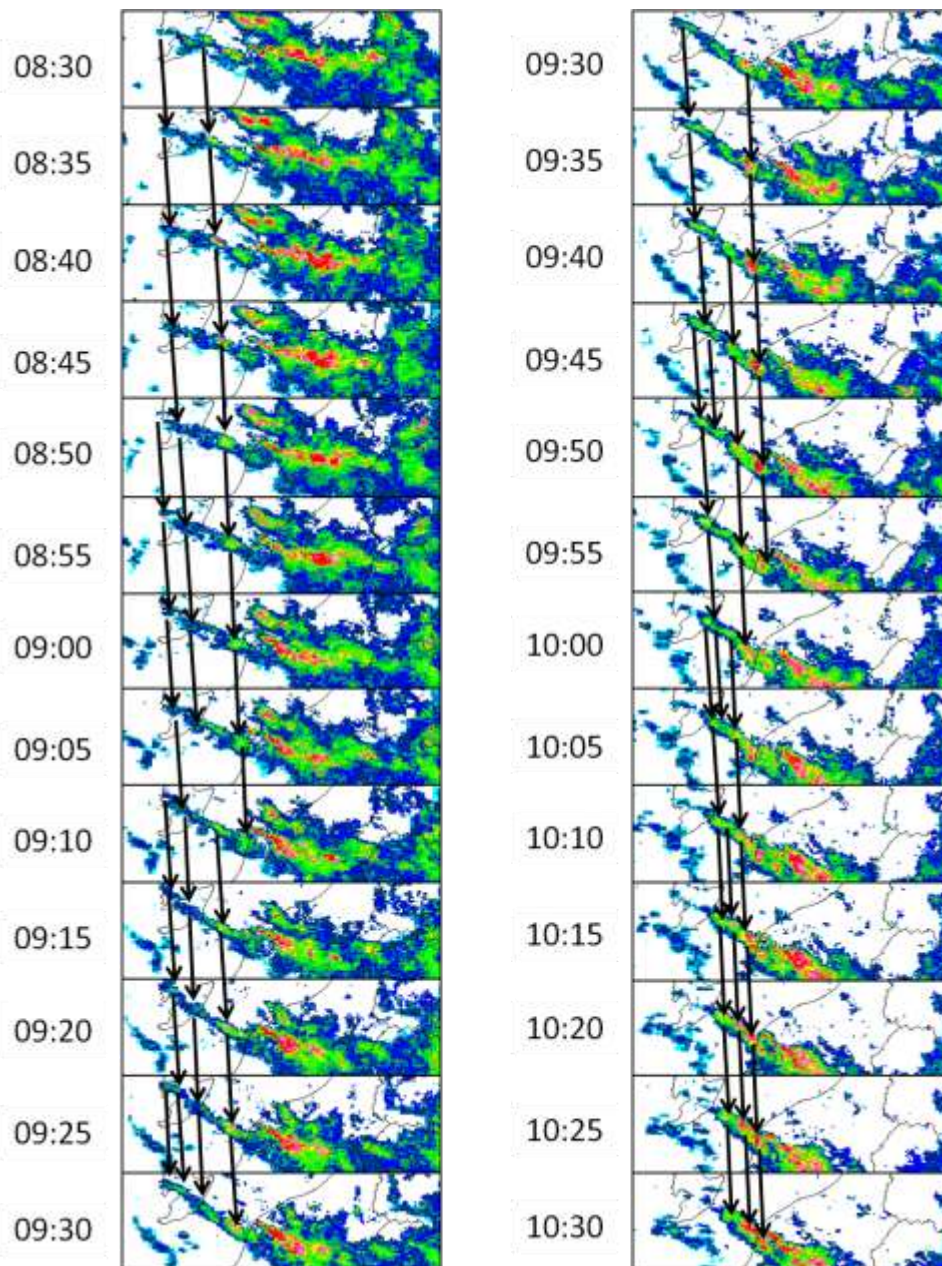


平成23年7月29日12時～30日9時までの3時間毎の前3時間積算降水量。気象庁解析雨量から作成しました。アメダスで観測された風を矢羽で示します。

(参考資料4)

線状降水帯の発生・維持メカニズム ～ バックビルディング型形成 ～

29日9時頃から停滞した線状降水帯(参考資料3のA)の形成メカニズムを5分ごとの気象庁レーダ観測から調査したところ、下図のように線状降水帯の先端で15~20分間隔で新しい降水セル(積乱雲)が発生していることが確認できました。この発生メカニズムはバックビルディング型形成と呼ばれ、豪雨をもたらす線状降水帯によくみられます。平成10年の新潟での豪雨でも同様にバックビルディング型が確認されています。

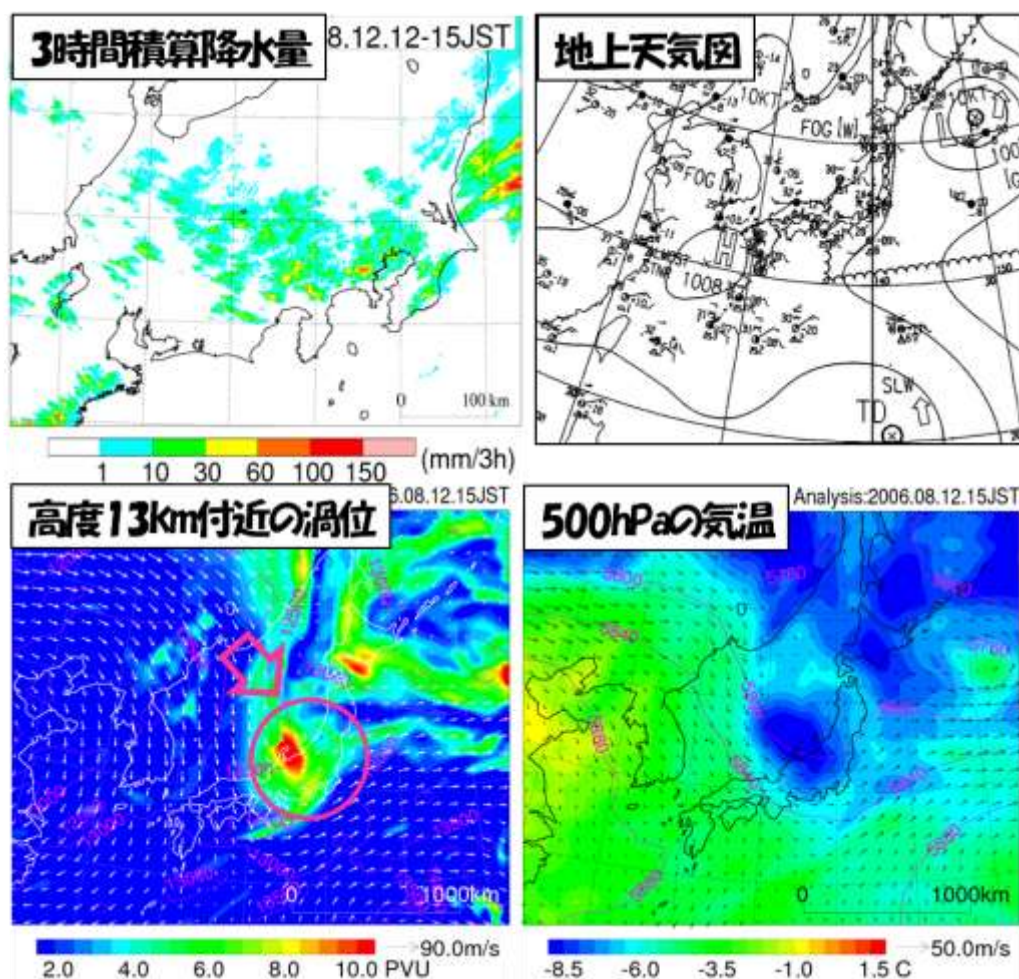


平成23年7月29日8時30分~10時30分までの5分ごとの気象庁レーダで観測された降水セルの動き。

(参考資料5)

過去の大規模な不安定性降水事例に見られる 渦位による上空の低温化 ～ 上空の寒冷渦 ～

“渦位”とは絶対渦度（地球の回転の効果であるコリオリ力と渦度の和）と大気の安定度の積で表されます。高い渦位領域が近づくと、その下層で上昇流が誘発されて気温が低下します。そのような高渦位域は、水平スケール 1000km ほどの“寒冷渦”として認識される場合が多くあります。そのような場合の一例を下に示します。中部地方から関東地方に掛けて幅広く降水が観測されていますが、地上天気図では低気圧等の擾乱は存在していません。その降水域は 500hPa 面（高度約 5800m）の気温で見ると、気温が低下している領域の南側に当たっています。また、低温域は高度 13km 付近の渦をともなった高渦位域に対応しています。この高渦位域が 500hPa 面の気温を低下させることで大気状態を不安定にさせ、合わせて南側で上昇流を作り出すために積乱雲が発生・発達して、各地で降水をもたらすこととなります。平成 23 年 7 月新潟・福島豪雨でも高渦位域のスケールは小さいながらも同じメカニズムが働き、大雨をもたらした要因の 1 つだと考えられます。



平成 18 年 8 月 12 日 15 時の前 3 時間積算降水量 (mm)、地上天気図、高度 13km 付近の渦位 (PVU)、500hPa 面 (高度約 5800m) の気温 (°C)。降水量は気象庁解析雨量、渦位と気温は気象庁数値資料 (解析値) から作成しました。