

令和6年度

日本気象学会東北支部気象研究会

■

仙台管区気象台東北地方調査研究会

合同発表会予稿集

令和6年12月2日(月)

仙台第3合同庁舎 2階大会議室

共 催

(公社)日本気象学会東北支部

仙台管区気象台

余白

2024年7月24日から26日にかけての大雨の事例解析

☆上石亨 野口利世（秋田地方気象台）

1. はじめに

2024年7月24日から26日にかけて、梅雨前線が東北地方に停滞し、その南側に暖湿気が流入したことで、秋田県・山形県を中心に大雨となり、秋田県では24時間降水量で200ミリを超える雨量となった。秋田県内の大雨に注目して時系列ごとに切り分けた場合、①7月24日昼過ぎから25日未明にかけて県南で停滞するシアーラインに海上から暖湿気が供給された大雨、②25日朝から夕方にかけて、暖湿気の流入や下層収束により、鳥海山周辺で降水が強まり、子吉川の堤防の決壊をもたらした大雨、③暖湿気が持続的に流入する中、前線上の低気圧や下層収束によりライン状の降水域が形成され、北秋鹿角地域で記録的短時間大雨情報を3回発表するなどした大雨、の3つのステージがみられた（図1）。

そのうち、本調査では、指定河川である子吉川が堤防決壊した主要因となった②を解析し、今後類似の事例があった場合に、効果的な予報・防災に繋げられるよう、今回の大雨の降水システムを明らかにすることを試みた。

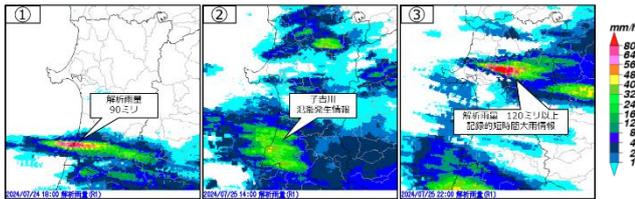


図1 3つのステージの代表的な時間帯の解析雨量
左上の数字は各ステージの番号を示す。

2. 総観場

25日09時500hPa高層天気図と地上天気図を図2に示す。500hPaには氷点下6℃以下の寒気を伴ったトラフが日本海を東進しており、地上には、梅雨前線が東北地方に停滞しており、前線上に発生した低気圧が接近している。また、日本の南にある太平洋高気圧が西日本に張り出しており、台風第3号が台湾付近を北西へ進んでいる。

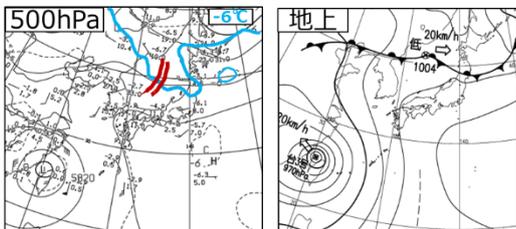


図2 2024年7月25日09時の総観場
左図 500hPa高層天気図、
右図 地上天気図 二重線はトラフを表す。

3. メソ解析と実況データ

25日14時00分の子吉川に氾濫発生情報が発表された。氾濫発生情報発表直前の環境場を図3に示す。メソ解析から、日本海沿岸には、500m高度の相当温

位350K以上の暖湿気が流入しており、秋田県と山形県の県境付近の海上では下層の強い南西風と西風が収束し、この下層収束に対応して、ライン状の降水域が形成された。この降水域の南北断面から、12時の時点では主たる降水をもたらす雨雲は山形県側にあったが（図3）、次第に雨雲は北上し、午後には県南部に強雨域が広がった。子吉川では午前中から水位が急上昇し、14時には氾濫していることから事例②が子吉川の氾濫発生の主要因と考えられる（図4）。

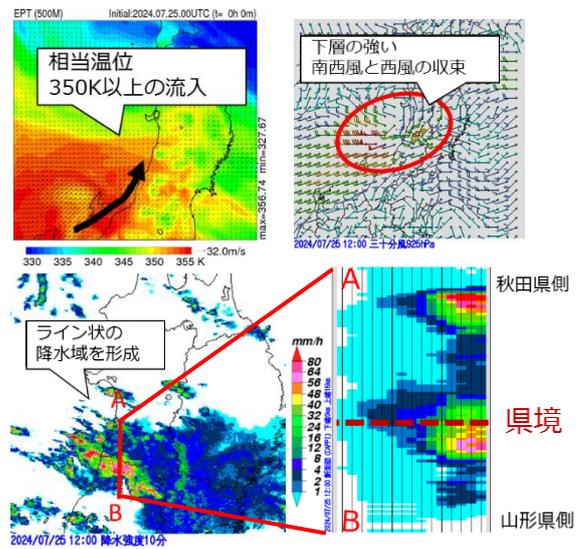


図3 子吉川氾濫前の状況
左上図 500m高度の相当温位、右上図 925hPaの30分解析による風向風速
左下図 10分間降水強度、右下図 10分間降水強度の断面A-B

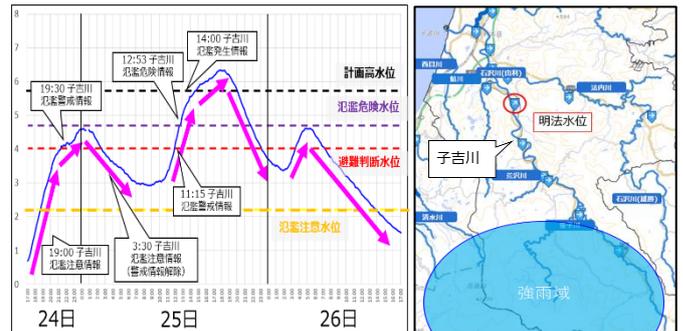


図4 子吉川水系と明法水位観測所の水位
左図 2024年7月24日17時から26日17時にかけての水位（明法水位観測所）
右図 子吉川水系と明法水位観測所の位置（強雨域はイメージ）

4. JMANHMによる解析

大雨メカニズムを理解するため、本事例に対して、JMANHMを用いて水平解像度2kmまでダウンスケーリングを行い、再現実験を行った。また、子吉川氾濫の主要因となった雨雲を発生させた水蒸気の起源を調査するため、7月25日12時の鳥海山付近の気塊の後方流跡線解析を行った。実験の設定は表1の通りである。

題目番号 1

4-1. 再現実験

解析雨量と 2km 実験の 1 時間降水量の再現実験を比較したところ、5 ミリ以下の弱い降水域は表現されなかったが、鳥海山付近の強雨域は比較的良く再現できた(図略)。このため、鳥海山付近の降水の強まりの解析に、2km 実験は有効であると考えられる。

表 1 再現実験の計算設定

実験名	5km	2km	2km_地形編集	5km流跡線
初測時刻	2024年7月23日 15UTC	2024年7月23日 18UTC	2024年7月23日 18UTC	2024年7月23日 09UTC
初測値・境界値	メソ解析	5km実験	5km実験	メソ解析
水平解像度	5km	2km	2km	5km
格子数 (x,y,z)	150×150×50	150×150×50	150×150×50	350×350×50
モデルトップ	15km	14.5km	14.5km	15km
積分時間間隔	20秒	8秒	8秒	20秒
積雲対流	KFスキーム	なし	なし	KFスキーム
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル、凝結比 (qc,qv,qi,qs,eq) と数密度 (Ni) を省略			
乱流過程	MYNN3			
地形データ	GTOPO			

4-2. 後方流跡線解析

海上から持続的に水蒸気が供給されることで、雨雲を発達させる環境場が維持された。そこで 5 km 流跡線実験の結果を用いて大雨をもたらした水蒸気の流入経路と前線の影響について考察した。強雨地点の上空に初期粒子を設置し、7月25日12時から38時間遡り計算した結果、高度 500m~1.5km では、主に東シナ海を起源とした気塊が西日本に張り出した太平洋高気圧の縁に沿って流入し、多量の水蒸気が東北地方に流れ込んだことで、梅雨前線の活動が活発化したと考えられる(図5)。また、台湾付近の台風第3号が東シナ海の気塊に対して北向きの流れを強化したことが、より多くの水蒸気の前線への供給に寄与したと考えられる。

4-3. 鳥海山の影響

鳥海山による地形性の影響を受けて、雨雲が発達したか確認するため、鳥海山周辺の標高を 200m に変更して、2km 感度実験を行った。地形編集なしと比較して、地形編集ありの降水量は、鳥海山付近で減少し、秋田駒ヶ岳付近で増加した。鳥海山付近の降水量の差は、流入した暖湿気が鳥海山南西斜面による持ち上げ効果の有無が雨雲の発達に影響を与えた可能性を示唆している。一方で、秋田駒ヶ岳付近の降水量の差は、鳥海山によって阻害されていた暖湿気が流入したためと考えられる(図6、7)。

5. まとめ

今回の大雨について事例解析した結果を以下に示す。また、結果を概念モデルとして図8にまとめた。

- ① 中上層の寒気トラフが接近するタイミングで、下層に流れ込んだ東シナ海からの暖湿気が山形県沿岸から秋田県沿岸に流入し、大気の状態が非常に不安定となっていた。
- ② 梅雨前線上の低気圧が接近することにより日本海沿岸部で南西風や西風が強まり、下層収束が形成され、上昇流が励起された。
- ③ 移流した暖湿気が鳥海山南西斜面で持ち上げられ、強制的に上昇したことが雨雲の発達に寄与した。
- ④ 台湾付近にある台風第3号により、東シナ海の気塊に北向きの流れが働き、暖湿気の移流が強化された。

本調査では、25日朝から夕方にかけての大雨を解析した。今後、他のステージの大雨についても解析す

る予定である。

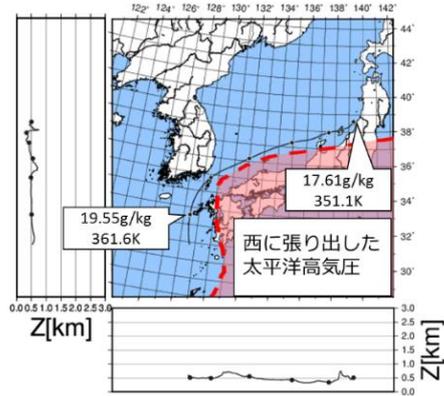


図5 5km 流跡線実験による後方流跡線解析
2024年7月23日19時 - 25日09時
吹き出し上は、水蒸気混合比 [g/kg]、下は相当温位 [K] を示す。

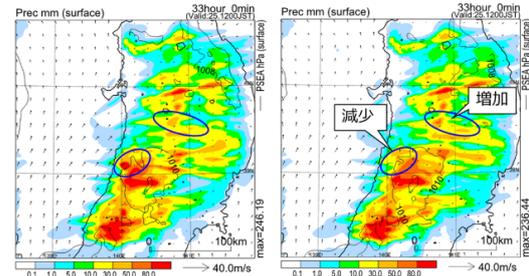


図6 25日12時00分までの24時間積算
左図：地形編集なし、右図：地形編集あり

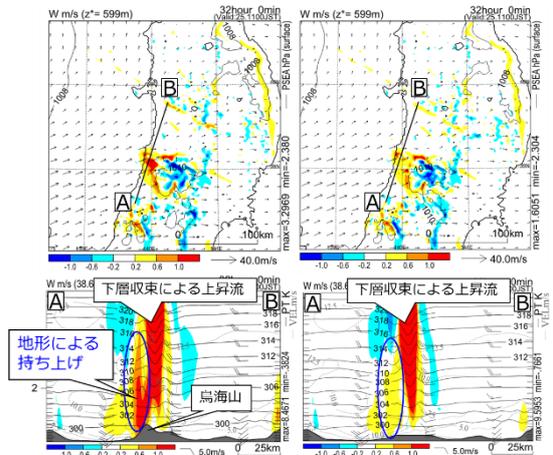


図7 25日11時00分の鉛直流
左図：地形編集なし、右図：地形編集あり

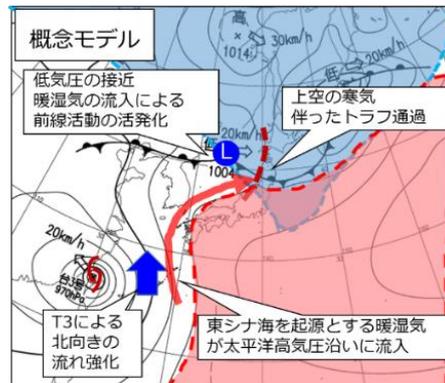


図8 大雨をもたらした概念モデル
2024年7月25日09時の地上天気図に加筆

7月25日秋田県・山形県の大雨事例解析

☆柳澤かおり 中川巧一郎 山本浩之 (仙台管区气象台気象防災部予報課)

1 導入

2024年7月24日から26日にかけて梅雨前線が東北地方に停滞し、低気圧が日本海から東北北部を通過して三陸沖へ進んだ。前線に向かう暖湿気の流入が続き、真室川町差首鍋では72時間総降水量457ミリを観測したほか、複数地点で極値を更新するなど、秋田県や山形県の庄内と最上を中心に記録的な大雨となった。この大雨により死者、行方不明者の人的被害や、河川氾濫、土砂災害、浸水害が多数発生するなど大きな被害があった。

山形県では線状降水帯が解析され、25日13時07分および22時47分に顕著な大雨に関する気象情報を発表した。また同日13時05分に庄内、23時40分に庄内、最上に大雨特別警報を発表した。

本事例の解析を通して、線状降水帯の発生を伴う記録的な大雨事例の予測精度向上に向けた知見を蓄積することを目的とする。

2 特別警報発表時(24日から25日昼)までの調査

一連の雨を、特に降水が強まった次の3期間に分けて考察する。(a)24日夜の秋田県(b)25日朝から昼過ぎの庄内、最上(c)25日夜の秋田県、庄内、最上

2.1 総観場の特徴と渦位移流

24日夜遅くにかけて300hPaで-30℃以下の寒気を伴うトラフが北日本を通過中であつた。メソ解析で見られる400hPa付近の温位線の上昇等からもトラフ通過が積乱雲の発達を強化したことが示唆される。地上付近では500m高度相当温位345K付近の集中帯に概ね対応して収束線が秋田県南部に停滞した。トラフ通過後は25日昼頃にかけて上空の高度場が上昇し、300hPa気温は上昇したものの500hPa気温は低下している。25日朝から昼過ぎにかけて、全球解析では355K等温位面6PVU以上の高渦位域が日本海中部に見られ、秋田県南部から山形県で渦位移流による中層の低温・湿潤化が確認できる。また全球解析で200hPa強風軸入口右側の発散域が佐渡付近にあり、これに対応して300-500hPaの強い上昇流が見られる。これらの要因が山形県付近で成層不安定を強化したと考えられる。地上は25日昼頃にかけて梅雨前線がゆっくり北上し、前線上に低気圧が発生したことで下層暖湿気が強まっている。25日09時の秋田高層データ500m高度相当温位は353.6Kで、これは2006年から2019年のメソ解析値で算出した7月の相当温位最大値352.3K並みである。

2.2 降水システム(a)(b)と風・地上気温の考察

降水(a)はWSW風-NW風によるメソβスケール収束に伴う積乱雲群で、下層風と中層風の風向が揃い、各積乱雲が風下へ流れるなどバックビルディング型の特徴が見られた。線状降水帯(b)は庄内沿岸から60-80km付近の海上で発生した積乱雲が25日8時頃から陸上へ侵入すると共に急激に発達した。朝は700hPa

Pa風が弱く発達した雲域は庄内に停滞した。昼前には950hPa付近で秋田沖へ北上する低気圧性循環および、鳥海山の地形に向かうSW風の強まりが見られる(図1)。700hPaW風の強まりも見られ、庄内海上から

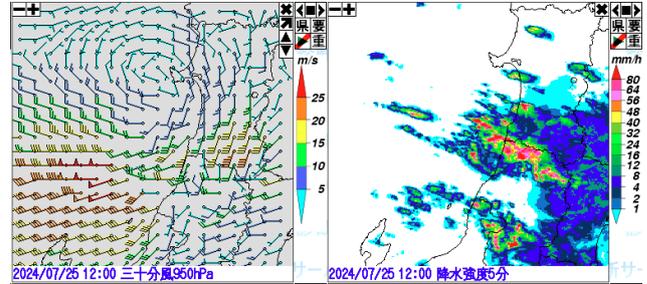


図1 2024072503UTC 950hPa30分風解析とレーダー強度

最上にNW-SEの降水帯が形成されたと考えられる。

また、アメダス気温と降水量からは降水による冷気層の形成が示唆された。

3 特別警報再発表時(25日夜)の調査

2回目の特別警報発表時付近の現象について、特に18時ごろ一旦降水が落ち着いた理由や、その後再度強まり、エコーが停滞した理由について検討する。

3.1 総観場の特徴

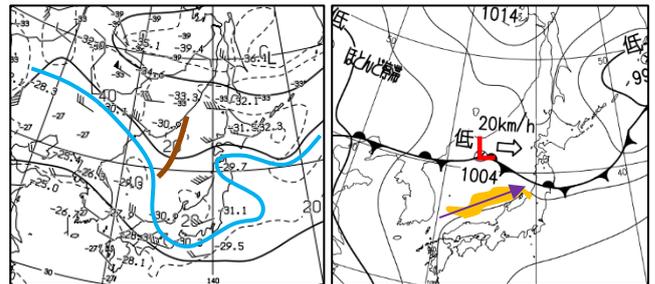


図2 2024072500UTCの300hPa高層天気図(左)地上天気図(右) (茶線:トラフ、水色線:-30℃、橙:500m高度相当温位354K)

本事例は夏場に発生したため、対流圏界面高度が高い状況で、上層のトラフや寒気などは300hPa付近で明瞭な状況だった。図2左は25日00UTCの300hPa高層天気図にトラフと-30℃線を引いたものになる。トラフが東北地方へ接近していて、寒気は本州付近を広く覆っている状況であった。一方、下層はサブハイ縁辺を回るように、500m高度メソ解析値で354K(橙色部分)の高相当温位の気塊が山形県を指向しており(図2右)、秋田・山形沖での354Kは500m高度統計値で4年に一度レベルであるため、成層不安定化に大きな寄与を果たしたことが示唆される。なお、この成層不安定な状態はLIDENからも確認できる。

3.2 実況やメソ解析値による降水(c)の考察

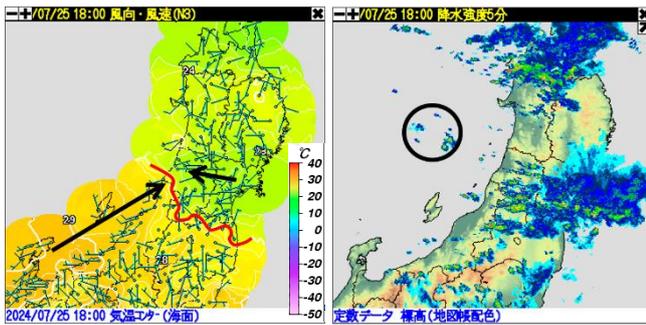


図3 7/25_18時のアメダス海面更生气温・風・降水5分強度

図3は18時のアメダスデータで、左は、海面更正した気温分布に風向風速を重ねたものである。先行降雨による地上気温の低下により、陸風となっており、サブハイの縁辺流との間で収束していることが確認できる。この時間帯では特徴を2点述べる。1つ目は、一旦降水が弱まり始めた点である。これは地上気温の低下により下層に逆転層が形成されたことで、トラフの接近や上層の寒気移流があったにもかかわらず、対流雲の形成が抑制されたと考えられる。また、メソ解析値からは海上から乾燥域の流入が確認でき、これも抑制の一要因と考えられる。2つ目は、海上で発生した積乱雲である(図3右:黒丸)。これらはその後発達しながら陸上へ流入して大雨の要因になったと考えられるが、各モデルで表現されておらず、また海上の現象で実況データが不十分のため、JMANHMによる再現実験によって考察する。

21時頃の再び降水が強まった時間帯について考察する。図4は水蒸気画像に、300hPaの風向や積乱雲の上部の動きを参考に引いたトラフを重ねたものである。この時間帯ではトラフは秋田・山形県沿岸直上

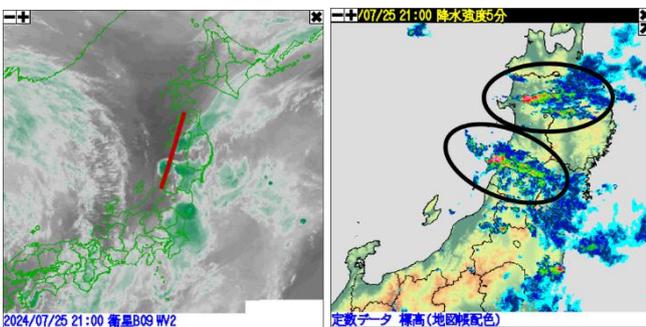


図4 7/25_21時の衛星水蒸気画像(茶線:トラフ)・降水5分強度

にあり、黒丸で囲ったエコーの強まりも秋田・山形県で同時に見られるため、トラフの影響が大きいと判断できる。海上のエコーについても、上層の寒気移流が顕著であったため、発達しやすい状態と考えられる。この時間帯でも下層は図3左と同じように、先行降雨による収束線が維持されている状況であった。同じような場所で降り続いた原因については、下層の寒気層による収束線の維持、長時間続いた寒気移流が発達を促進していたためと考えられる。一方、降水の強弱については、上層のトラフによる強化や、下層の逆転層・乾燥域の流入などによる抑制が影響していると考えられる。

3.3 JMANHMによる再現実験及び考察

各モデルで海上のエコーの表現がされていない状況であり、収束もほぼ確認できなかった。一方、発

雷が顕著な事例であるため、成層状態はかなり不安定であったと考えられる。そこで、モデルの解像度的に、わずかな収束による積乱雲の発達をとらえることができなかったのだろうと仮説を立て、水平解像度500m格子実験を行った。まず、標準設定で03UTC初期値5km格子の親モデルのデータを作成し、子モデルとして、06UTC初期値でKFスキームをオフにした水平500m格子実験を行った。なお、06UTC初期値のLFMではわずかに海上の降水を表現していたため、これを再現できるように、親モデル初期値・積雲対流スキームなどは全く同じ条件になるようにしている。図5はJMANHMによる結果と実況の解析雨量を並べた

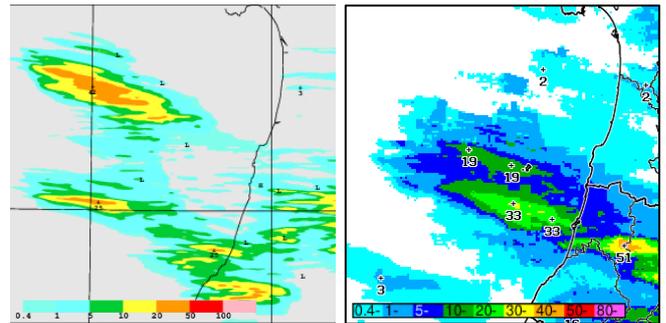


図5 7/25_21時のJMANHM1時間降水量・解析雨量

ものになる。秋田県沖でエコーが過剰発達してしまっているが、山形県沖のエコーについては、各モデル・親モデルともに実況を表現できていなかったエコーをおおむね再現することができた。計算設定の余計な変更は行ってない以上、仮説通り、緩い収束による積乱雲の発達を各モデルは解像度の問題で再現できなかったのだと考えられる。

4 まとめ

梅雨前線が東北地方に停滞し、前線上を低気圧が進み暖湿気が強まった本事例について、実況資料を中心に解析した。

降水(a)は下層収束が持続し、300hPaトラフ通過に伴い積乱雲の発達が持続したと考えられる。

降水(b)はトラフ通過後の上層渦位移流と200hPa強風軸近傍の上層発散による上昇流や低温化が成層不安定を強化し、前線暖域内での下層暖湿気の北上および低気圧性循環が線状降水帯の形成と停滞に寄与した可能性がある。庄内の沿岸海上で積乱雲が発生した過程や陸上での急激な発達過程については、山形県の複雑な地形や先行降雨による冷気と海上からの暖気流入による気温分布が影響した可能性があり、さらに詳細な調査が必要である。

降水(c)については、25日18時ごろ、先行降雨による地上気温の低下によりサブハイと陸風で収束していたが、同じく気温低下による逆転層や海上からの乾燥域の流入で発達が抑制されていたことがわかった。その後も同じようなところで収束が続き、トラフの接近や寒気移流の影響により積乱雲が発達し、山形県で特別警報級の大雨となった。山形県に流入した海上のエコーについては、モデルの解像度の問題で表現されていないことを強く示唆する結果を得ることもできた。

なお、線状降水帯6条件やH27年度秋田予検ツールからは線状化のポテンシャルが確認でき、これらを用いかに有効活用できるかも予報上の課題と考える。

2024年7月25日の山形県の大雨特別警報発表事例 ～大雨の概要、朝から昼過ぎまでの大雨の環境場の解析～

☆小林遥 佐藤浩生 高垣佳央 村松美幌 山川颯 森浩俊 遊佐充哉 (山形地方気象台)

1. はじめに

2024年7月25日は、線状降水帯が発生するなど記録的な大雨となり、庄内・最上に大雨特別警報を発表した。昼過ぎの線状降水帯を1、夜遅くの線状降水帯を2とし、大雨の概要と、朝から昼過ぎまでの大雨の環境場の解析を行った。

2. 大雨事例の概要

25日は梅雨前線が日本海から東北地方にのび、前線に向かって暖湿気が流入した影響で、東北地方は大気の状態が非常に不安定となった。図1に25日24時間積算解析雨量、25日3時から26日3時までのアメダス降水量時系列を示す。山形県では25日明け方から26日未明にかけて庄内・最上を中心に断続的に激しい雨が降った。強雨ピークは25日の朝、昼過ぎ、夜遅くの3回あり、1時間降水量、日降水量ともに観測史上1位を更新する記録的な大雨となった。9時13分と9時20分に山形県記録的短時間大雨情報を、13時7分と22時47分に顕著な大雨に関する山形県気象情報を発表した。

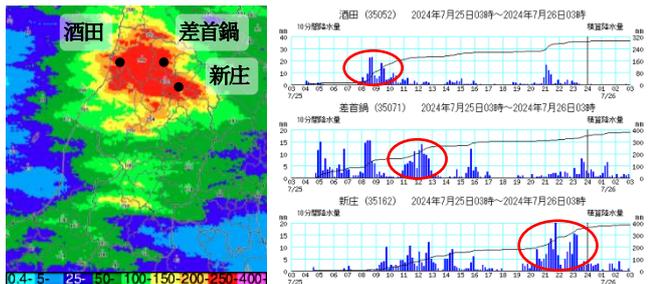


図1. 25日24時間積算解析雨量(左)、25日3時から26日3時までのアメダス降水量時系列(上:酒田、中:差首鍋、下:新庄)(右)

3. 実況

図2に強雨ピークとなった9時、12時30分(線状降水帯1)、22時30分(線状降水帯2)のレーダー降水強度を示し、紫色の矢印で降水エコーの移動方向を表す。いずれの時間帯も、山形県沖で発達した積乱雲が東進し、日本海沿岸や山形県北部の山沿いで降水が強まった。特に昼過ぎには庄内・最上の北部で積乱雲群(黒丸)を確認でき、積乱雲群が連なって線状降水帯を形成していることがレーダーからも解析できた。また、夜遅くには出羽丘陵・朝日山地の西側で降水エコーが強くなった。このような活発な雨雲が断続的に流入したことで、総降水量が記録的となった。

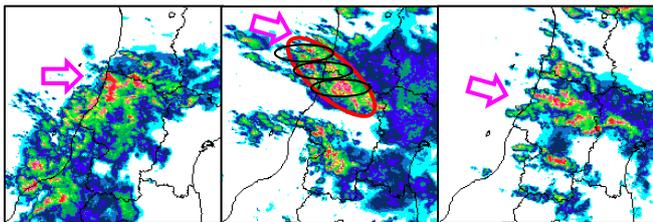


図2. 25日9時(左)、12時30分(中)、22時30分(右)のレーダー降水強度

4. 総降水量が記録的となった要因

図3に25日9時の300hPaの高層天気図を示す。シベリア付近で等高度線が大きく北に蛇行し、一方、オ

ホーツク海で高度場が低く東谷となっている。また、日本海の下層には西寄りの暖湿気が持続して流入することで、大雨となりやすい場が継続していると考えられる。この特徴が過去の山形県の大雨事例でも共通することを確認した。300hPaの高度場の年間偏差について、シベリア付近の領域平均(図3赤枠)からオホーツク海付近の領域平均(図3青枠)を引いた値をユーラシア大陸上でのジェットの蛇行の指標として横軸に、また、850hPa相当温位の領域平均した値(図3緑枠)を日本海の暖湿気の指標として縦軸にとり、図4の散布図を作成した。近年の大雨事例が図4の右上に集中することが確認できる。このことより、山形県で極端な大雨となる環境場として、ユーラシア大陸上での偏西風が大きく蛇行し、日本付近では東谷となり、日本海側で西寄りの暖湿気が流入する場であることが示唆される。

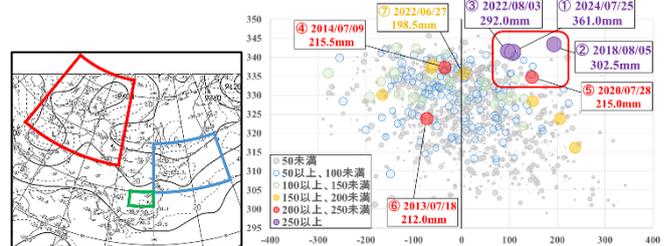


図3. 25日9時の300hPaの高層天気図

図4. 300hPaの高度場と850hPa相当温位の散布図
プロットの大きさは山形県内で最大となる日降水量を表す。いずれもデータはJRA-3Qの日平均値。

5. 強雨ピークを予想することが難しかった要因

4.で整理したように、山形県の大雨は、ジェットが大きく蛇行する環境場で発生している。ジェットが蛇行する環境場では、アンサンブル予報のスペルッドが大きくなりやすく、予想の不確実性も大きくなりやすいことが知られている。図5にMEPSの25日9時のスペルッド予測を示す。500hPaでは25日夜に東北地方を通過するトラフ付近で、850hPaでは日本海側でスペルッドが大きくなっている。このことより、決定論モデルで山形県上空の鉛直安定度や下層の暖湿気に閾値を設けて判断すると、初期値変わりが大きくなる可能性がある。

図6にMEPSの25日24時間最大降水量予想を示す。最大降水量の予想は、庄内・最上を中心におよそ150mm、秋田県境の山沿いで局地的に250mmであった。図1の解析では250mm以上が広くみられ、予想

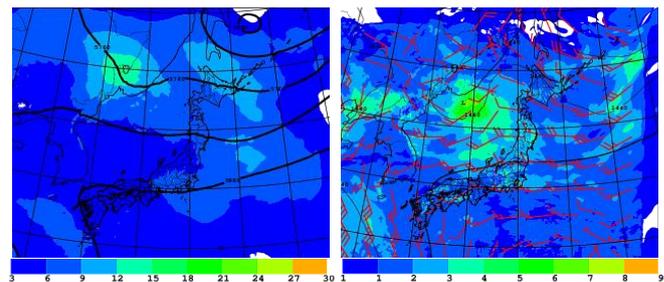


図5. MEPS25日9時のスペルッド予測
500hPa高度(左)、850hPa水平風(右) 初期値24日9時

題目番号 3

は過少なながらも実況に近かった。予測可能性が高い広域の特徴やアンサンブル予報の利用が有効であると考える。

ここまで、大雨をもたらす予測可能性がより高い環境場に着眼して整理した。一方、環境場からは強雨ピーク時間について予想できないので、ここからは25日朝から昼過ぎまでの強雨ピークに着目して現象の構造を考察する。

6. 午前中の現象のきっかけ (発生期：6時～9時)

図7に25日6時の355K等温位面渦位・高度、500hPa気温・高度、500m高度水蒸気フラックス・相当温位、上昇流・温位を示す。日本海から東北地方上空にかけて、25日未明に通過したトラフの後面、日本海のトラフの前面となっており、500hPaの気温は-7°C以下となっていた。また、秋田の25日9時高層観測では-7.1°Cと前日比-3.9°C、平年比-1.3°Cと低く、トラフ後面の寒気移流やトラフ前面の高渦位移流に伴う中層の低温化が要因で不安定になっていったと考えられる。さらに、下層には対馬海峡から日本海へ水蒸気フラックス $150\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上、相当温位 350K の暖湿気が流入し、上昇流も強まっていた。このとき、下層では能登半島から山形県沖にかけて風向が次第に南西となり、日本海沿岸の暖湿気が山形県沖に運ばれやすい環境場となっていた。また、高渦位域の南東側では低気圧性循環が生じやすいことが知られている。今回、日本海上空の高渦位域が東に移動したことで、日本海沿岸に低気圧性循環が生じ、その南東に位置する山形県沖で南からの暖気移流が引き起こされたと考えられる。

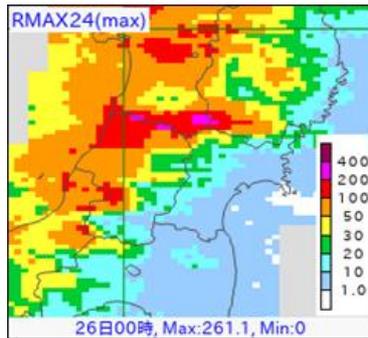


図6 MEPS25日24時間最大降水量予想
初期値24日21時

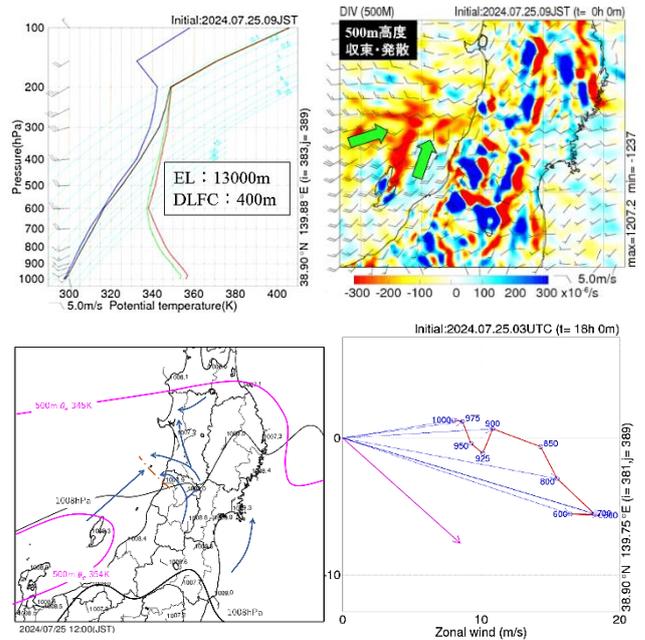


図8 25日9時の酒田の温位エマグラム (左上)、
500m高度収束・発散 (右上)、
12時の局地解析 (左下)、酒田沖のホドグラフ (右下)

7. 昼前から昼過ぎの降水強化及び最盛期 (9時～13時)

図8に25日9時の酒田の温位エマグラム、500m高度収束・発散、25日12時の局地解析、酒田沖のホドグラフを示す。温位エマグラムでは、下層への350K以上の暖気の流入や中層の低温化がみられ、不安定な成層状態であったことが考えられる。9時において、地上では風の収束が明瞭ではないが、500m高度では山形県沖に南寄り風と西寄り風の収束がみられ、図2の降水エコーの発生場所と対応が良かった。また、12時には海上で東寄り風と南寄り風の収束が形成された。これは、先行降水の影響により、地上では気温低下が進み陸上から海上へ寒気が流出したことが要因であると考えられる。また、ホドグラフでは、下層風と中層風の間で鉛直シアが生じており、線状降水帯が発生しやすい環境場となっていた。さらに、新潟県沖で暖湿気流入が強まり、収束域で対流雲が発生し、上空の西寄り風で線状降水帯1が発生したと考えられる。山形県沖から陸上にかけての断面図 (図略) では、山岳の斜面に上昇流がみられ、海上で発生した対流雲が地形の強制上昇で発達し、記録的な大雨に繋がったと考えられる。

8. 昼過ぎに庄内・最上から南側に強雨域がシフトした要因 (衰弱期)

13時には、庄内・最上で気温が21°C以下まで低下した。また、11時頃からの村山・置賜での降水の強まりにより気温低下の領域が次第に南へ拡大し、13時以降、山形県沿岸部に形成された収束線は次第に南下した。この収束線に合わせて、庄内南部・村山にかけて降水エコーが強まった。これにより、北部への水蒸気の補給が弱まり、線状降水帯1の降水エコーは衰弱したと考えられる。その後、衛星水蒸気画像 (図略) では、9時頃に沿海州付近にあった寒冷渦が17時頃に山形県付近に到達し、乾燥域が流入し始めた。これに伴い、19時頃にかけて、新潟県沖の風向は西成分が弱まり始めていた。陸上の寒気は少しずつ解消され収束は弱まりつつあり、南部に発生した降水エコーは次第に弱まっていったと考える。

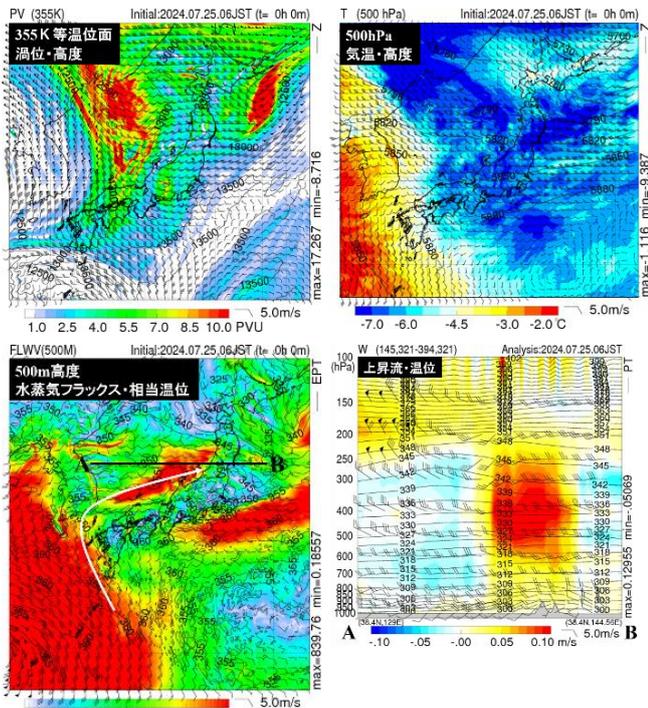


図7 25日6時の355K等温位面渦位・高度 (左上)、
500hPa気温・高度 (右上)、500m高度水蒸気フラックス・
相当温位 (左下)、上昇流・温位 (右下)

2024年7月25日の山形県の大雨特別警報発表事例 ～夜遅くの大雨の環境場の解析と JMA-NHM による線状降水帯の解析～

☆佐藤浩生 小林遥 高垣佳央 村松美幌 山川颯 森浩俊 遊佐充哉 (山形地方气象台)

25日夜の線状降水帯2の強化から衰弱期までについて環境場や現象の構造などの調査を行った。また、線状降水帯1発生時の状況について気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて調査を行った。章番号や図番号は通し番号としている。

9.夜遅くの降水の強化(21時～23時)

図9に25日21時局地解析と、平均化したメソ解析図から求めたQベクトルを示す。暖湿気の流入が続き、21時頃から山形県沖で収束が再び明瞭になり、収束付近で対流雲が発達しはじめた。500hPaにおける地衡風からQベクトルを求めると、山形県沖の上空でQベクトルの収束が起きており、総観規模の上昇流が励起される場であったと推測できる。また、夜遅くにおいても昼過ぎの気象状態と同様に南西の下層風と西寄りの中層風の間で鉛直シアが存在し、大雨に寄与したと考えられる(図略)。

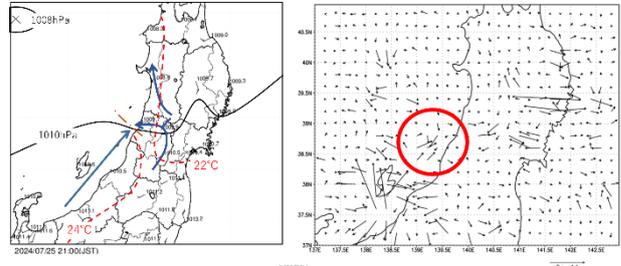


図9. 局地解析：25日21時(左)、500hPa高度のQベクトルの収束・発散(右)

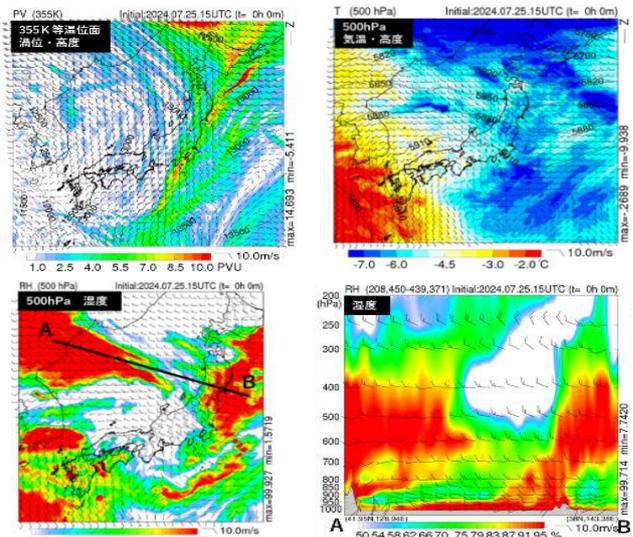


図10. メソ解析：355K等温位面渦位・高度(左上)、500hPa気温・高度(右上)、500hPa湿度(左下)・断面図_湿度(右下)

10.夜遅くの降水が衰弱した要因

図10に355K等温位面渦位・高度、500hPa気温・高度、500hPa湿度と断面図を示す。トラフが通過した後、高渦位域の移流が弱まり、500hPaは昇温傾向となっていた。秋田の高層観測は-5.5℃で、9時との気温差は+1.6℃となっていた。また、高渦位域後面の日本海から乾燥空気が流入していたことがわかる。降水エコーはトラフの通過にあわせて東に移動するとともに、上空の昇温や乾燥空気の流入により対流雲の発達を抑制されることで次第に弱まっていったと考えられる。

11. JMA-NHM による解析

今回の事例において、25日昼過ぎに発生した線状降水帯1に着目し、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて再現実験を行った。

表1に計算設定を示す。初期値としてメソ解析値を用いて2km解像度モデルを計算し、さらに2km解像度のモデルを親モデルとして250m解像度モデルを計算した。

11.1 2km解像度モデルによる解析

2km解像度モデルを用いて線状降水帯1を解析し、その気流構造について考察を行った。

図11に25日12時の1時間降水量、約500m高度収束・発散を、図12に流跡線解析を示す。実況と比較すると、概ね降水の再現性はよかった。山形と秋田の県境付近の海上に線状の収束域が存在し、これが線状降水帯1の発生起源と考えられる。流跡線解析では、海上の収束域の上空にトレーサーを置き、後方流跡線を黒色、前方流跡線を赤色で示した。南西風の下層風と西風の中層風の間で鉛直シアが生じており、中層風の風上側で発生した積乱雲が東側に流されながら下層南西風によって側面で対流雲が発生するバックアンドサイドビルディング型の形成過程であることを示唆している。

表1. 計算設定

実験名	202407242100_2km	202407242100_250m
初期時刻	2024.7.24.21UTC	2024.7.25.00UTC
初期値・境界値	メソ解析	202407242100_2km
モデル水平解像度	2km	250m
格子数	300×300×80	540×410×80
モデルトップ	15,000m	14,500m
層間隔(最下層～最上層)	40m～348m	20m～356m
中心緯度経度	38.8N 140.0E	39.2N 139.5E
予報時間	33時間	6時間
積分時間間隔	10分	1秒
雲物理過程		水相を含むバルクモデル
対流パラメタリゼーション	混合比 (qc, qr, ni, es, eg) 数値度 (Ni) を予報	雲物理過程のみ
乱流過程	MYNN3	Deardorff
地形データ	GTOPO30	KTOPO30
計算領域		

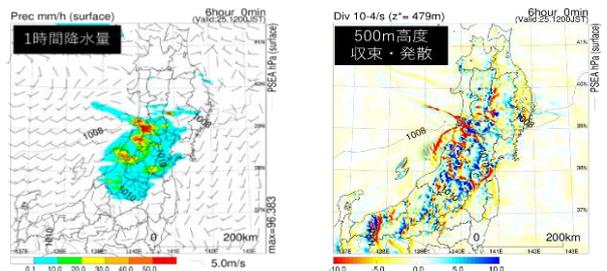


図11. JMA-NHMによる25日12時の1時間降水量、約500m高度の収束・発散

11.2 250m 解像度モデルによる解析

次に 250m 解像度モデルを用いて線状降水帯 1 の積乱雲群の形成過程や維持構造、線状降水帯がすぐに衰弱した原因について考察を行った。

図 13 に 25 日 13 時 40 分の 10 分間降水強度、約 500m 高度の収束・発散、および線状降水帯形成前後の変化をみるために 25 日 12 時と 13 時 40 分の相当温位の鉛直断面図を示す。親モデルと比較して海上に収束線が生じる時間がずれたが、メソ解析で確認したような環境場は大きく変化していないため、調査に影響がないと思われる。図から、収束域で発生した積乱雲が東に流されて形成される各積乱雲群が確認できる。線状降水帯形成前後における相当温位から、下層の成層状態がほとんど一様な状態から、積乱雲生成に伴う対流活動によって局地前線が形成されたことがわかった。この局地前線の移動方向の後面に降水を生じ、それが新たな位置に上昇気流を生じさせている。こうしたバックビルディング構造により線状降水帯を維持していることが確認できた。図 14 に線状降水帯形成中の南北方向・東西方向の上昇・下降流の鉛直断面図を示す。南北方向、東西方向それぞれ降水セルに対応した上昇流が見られる。対流セルが中層風の風上側（西側）で繰り返し発生しながら、側面の南側でも新しい対流セルが発生していることから、バックアンドサイドビルディング型の形成過程であることが確認できた。

次に、この線状降水帯がすぐに衰弱した原因について考察する。モデル上のこの線状降水帯は維持できず衰弱した。その原因として、収束線の位置が変わったことが考えられる。図 15 に 15 時の地表面気温・風、約 500m 高度の収束・発散を示す。陸上への降水により地表面気温の低下が起り、陸地と海上の気温差により陸風が発生している。この陸風により収束の位置が南にずれることで線状降水帯が維持することなく衰弱したと考えられる。

12.まとめ

調査の結果、今回の大雨に関して以下のような特徴がわかった。

- ・梅雨前線が停滞し、日本の南の高気圧の縁を回り前線に向かって暖湿気が流入した。
- ・朝の先行降水で形成した冷氣層が下降流によって発散して海上に広がり、海上の南西風と収束線を形成した。
- ・トラフ通過に伴う寒気移流や高渦位域の移流による中層の低温化が起き、不安定な成層状態だった。
- ・積乱雲生成に伴う対流活動によって局地前線が形成され、線状降水帯 1 の構造を維持するバックアンドサイドビルディング型形成だとわかった。
- ・陸上への降水により陸地と海上の気温差で、収束の位置が変わり、線状降水帯が衰弱したと考えられる。

- ・線状降水帯 2 発生時は、山形県上空で Q ベクトルの収束が起きており、上昇流励起を示唆している。
- ・トラフの通過後、高渦位域後面の乾燥空気が流入し、線状降水帯 2 の降水エコーは東へ移動しながら衰弱したと考えられる。

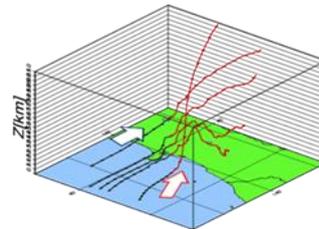


図 12. 流跡線解析結果

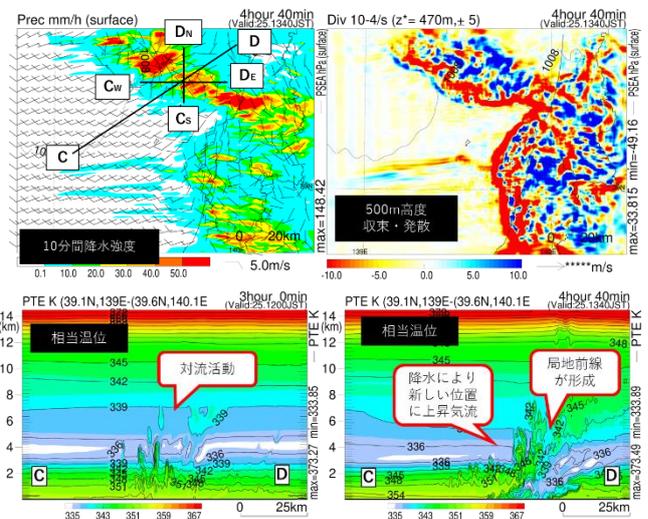


図 13. 25 日 13 時 40 分の 10 分間降水強度（左上）、約 500m 高度収束・発散（2.5km 四方平均）（右上）、25 日 12 時の相当温位（左下）、13 時 40 分の相当温位（右下）

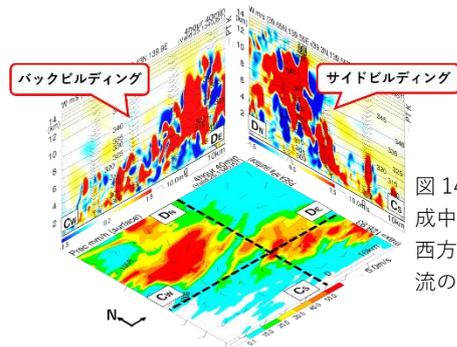


図 14. 線状降水帯形成中の南北方向・東西方向の上昇・下降流の鉛直断面図

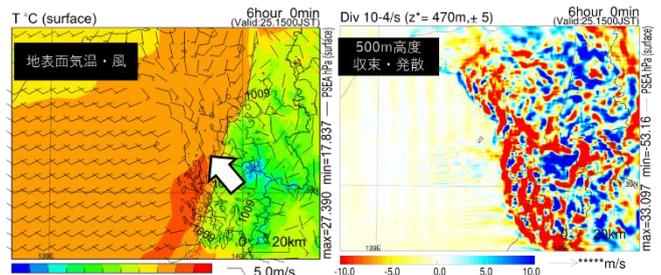


図 15. 25 日 15 時の地表面気温・風（左）、約 500m 高度収束・発散（右）

日本域長期領域再解析（RRJ-Conv）における線状降水帯の特徴

*島村優作，伊藤純至（東北大院理），
福井真（気象研・東北大院理），廣川康隆（気象研）

1. はじめに

線状降水帯は浸水害や土砂災害により大きな被害をもたらす現象として関心が高まっており，日本で発生した様々な事例について解析が進められている．その発生メカニズムは多岐にわたると考えられるため線状降水帯の普遍的な特徴の理解も必要であるが，観測データの不足により従来の線状降水帯の統計調査にはデータの代表性についての課題が残っている．

東北大学と気象研究所の共同研究により，水平格子間隔 5 km の領域再解析データセット（RRJ-Conv）[1]が作成された．RRJ-Conv では日本とその周辺地域において線状降水帯の再現が期待されるうえ，降水量と整合的な高解像度の気象データによる環境場の統計調査が可能となる．

本研究では，RRJ-Conv において線状降水帯を抽出し，その出現頻度や再現精度を確認した後，線状降水帯発生時の環境場について特に環境風と走向の関係に着目した統計解析を行う．

2. データと手法

線状降水帯の抽出と環境風の解析に 1976 年 1 月から 2020 年 12 月までの RRJ-Conv のデータセットを使用した．水平格子間隔は 5 km，時間間隔は 1 時間である．抽出対象領域は RRJ-Conv の領域から側面境界付近を除外した領域とし，日本域における事例に限定した解析も行った．

線状降水帯の客観抽出手法として，Hirockawa et al. (2020a, b, 2022) [2][3][4]の手法を用いた．3 時間積算降水量 80 mm/3h 以上，最大 3 時間積算降水量 100 mm/3h 以上，面積 500 km² 以上の強雨域を抽出し，形状や持続時間に基づき強雨域の分類を行った．その後，台風等典型的な線状降水帯ではない事例を除外した．

3. 線状降水帯の抽出結果

日本とその周辺地域において 45 年間で 6760 事例の線状降水帯が抽出された（図 1）．日本では南西諸島，九州，四国，紀伊半島等で線状降水帯が多く出現している．日本の周辺地域では，朝鮮半島，中国東部，台湾，

東シナ海，太平洋の広い範囲で抽出された．また，線状降水帯の走向は全領域を通して東-西，南西-北東が卓越している（図 2）．これらの日本における線状降水帯の出現特徴は観測に基づく先行研究[2]と整合している．

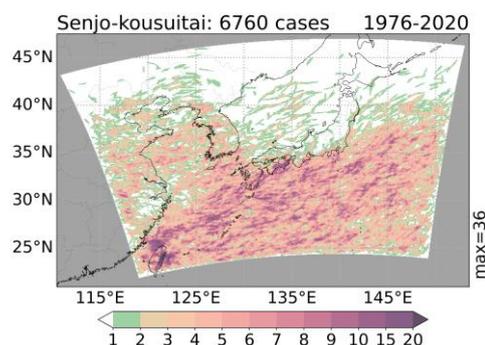


図 1 1976 年～2020 年の線状降水帯の出現頻度分布.

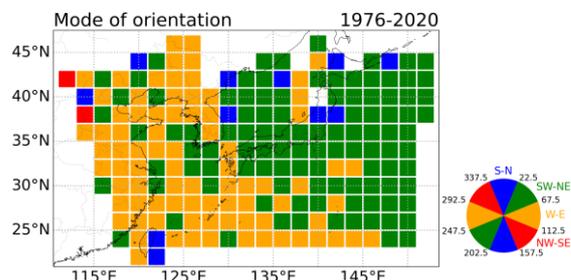


図 2 2×2° 領域における線状降水帯の走向の最頻値.

RRJ-Conv 領域と日本域における線状降水帯の年別出現頻度を図 3 に示す．RRJ-Conv 領域において，年々変動はあるものの，45 年間で 1.25 倍の増加傾向（信頼水準 95%で統計的に有意）が確認された．一方，日本域では有意な長期変化傾向は確認されなかった．ただ，2009 年以降において解析雨量との比較を行うと，出現頻度に差があるものの年々変動の様子は非常に類似していることがわかる．

4. RRJ-Conv による線状降水帯の再現精度

RRJ-Conv による線状降水帯の再現精度検証のため，解析雨量を用いて同一の手法により抽出された線状降水帯の一致事例の調査を行った．検証は日本域の事例

題目番号 5

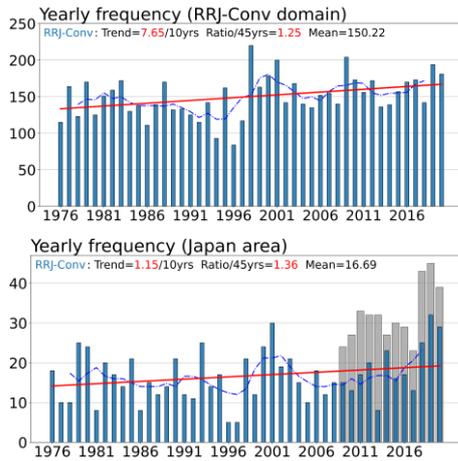


図3 RRJ-Conv 領域（上図）と日本域（下図）における1976年～2020年の線状降水帯の年別出現頻度。赤実線は長期変化傾向、青破線は5年移動平均、下図の灰色グラフは2009年～2020年の解析雨量における年別出現頻度を示す。

に限定し、期間は2009年から2020年である。一致事例の条件は、(1) 解析雨量における線状降水帯の発生期間±5時間の間にRRJ-Convにおける発生期間が重複すること、(2) 最大3時間降水量地点が300km以内に出現することとした。

2009年から2020年までの日本域において、解析雨量から384事例の線状降水帯が抽出された。同じ期間・領域でRRJ-Convにおいて228事例が抽出されており、そのうち38%が解析雨量の事例と一致していた(図4)。顕著な事例として、平成27年9月関東・東北豪雨での東北地方の事例や、令和2年7月豪雨での球磨川流域の事例などに一致事例が確認された。

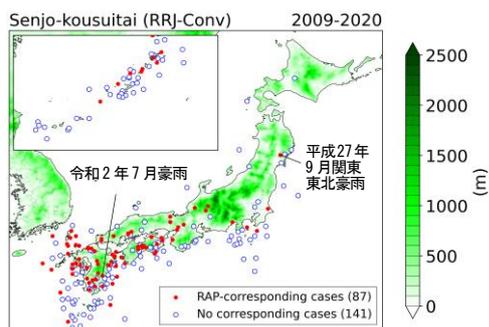


図4 2009年～2020年にRRJ-Convの日本で抽出された線状降水帯の最大3時間降水量地点と地形(カラー)。赤点は解析雨量と一致した事例、白点は一致しなかった事例を示す。

5. 線状降水帯発生時の環境風の解析

線状降水帯の重心を中心とする長軸長さ+40 km、短軸長さ+40 kmの矩形領域内の平均風の風向を様々な高

度、時間で計算し、線状降水帯の走向との対応を調査した。計算を行った高度、時間を以下に示す。

高度：200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 950 hPa

時間：発生6, 3時間前, 0, 1, 2, 3, 4時間後

線状降水帯の走向と風向の相関は、下層から上空に向かって強くなり、殆どの時間において600 hPaで相関が最大となっている(図略)。図5に600 hPaと950 hPaにおける風向の出現分布を示す。600 hPaの風向は南(180°)～西(270°)に集中している。全体の80%以上の事例で風向と走向の差が30°以下であり、走向と600 hPaの風向が線形に対応することで相関が強く現れている(相関係数0.63)。ただし、平均的に走向は風向に対し8.23°時計回りにずれている。つまり、600 hPaの環境風に対し平行かやや右にずれて強雨域が伸びることで、東-西や南西-北東の走向が卓越するという関係となっている。一方、950 hPaでは風向が東～南～西に広く分布して走向との相関は弱く(相関係数0.10)、走向に対して南側から流入している。

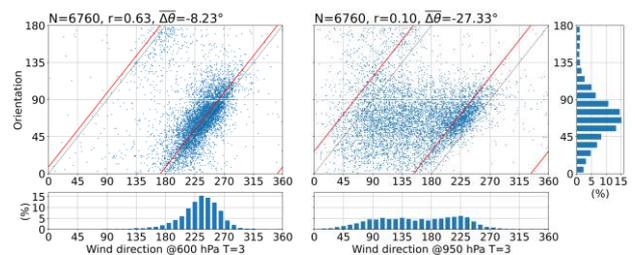


図5 走向と発生3時間後の600 hPa(左図)、950 hPa(右図)の風向の関係(散布図)、各値の出現頻度(ヒストグラム)。

6. まとめ

領域再解析RRJ-Convを用いることで、1976年～2020年の間に日本と周辺地域で6760事例の線状降水帯が抽出された。本研究では環境場の調査として環境風と走向の関係に着目した。線状降水帯を構成する対流セルの組織化には適度な鉛直シアが必要とされるため、今後は環境風の鉛直構造に着目した統計解析を進め、その他環境場のパラメータの解析も行う予定である。

参考文献

- [1] Fukui, S., et al., 2018, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 565-585.
- [2] Hirockawa, Y., et al., 2020a, *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 835-857.
- [3] Hirockawa, Y., et al., 2020b, *SOLA*, **16**, 265-270.
- [4] Hirockawa, Y., et al., 2022, *SOLA*, **18**, 167-172.

MEPS クラスタリングとベイズ推定に基づく 最適シナリオ選択のための台風統計調査

☆山口純平、高橋香衣、小笠原敦 (仙台管区気象台)、小野耕介 (気象研究所)

1. はじめに

台風予測は気象防災上重要である一方、大気力学のカオス的性質により不確実性は避けられない。そのため、決定論的予報だけでなくアンサンブル予報の活用が必要不可欠になる。気象台・気象研究所共同で令和4年度から実施している”地方共同研究”では、メソアンサンブル予報システム(MEPS)の21メンバ予報に対しクラスタ解析を適用することで、複数シナリオの作成や可能性の高いシナリオの事前選択が可能であることが事例解析により示された。例えば、山口他 (2023; 以下 Y23)は令和元年東日本台風について、複数シナリオからベイズ推定により最も良い予想を客観的に選択することで、気象庁メソモデル(MSM)による決定論的予報に対し降水予測精度向上を図ることができることを示した。本研究では個々の事例解析に留まらず、台風全般について、決定論予報より予測精度の良いシナリオを含む複数シナリオの構築、および客観的な最適シナリオ選択の実施可能性を評価するための統計調査を実施する。

2. 対象事例と利用データ

2019年台風第19号から2023年台風第13号までの日本本土に接近した台風全24個、28事例を調査対象とした。対象とする日時は台風が本土に降水をもたらした時刻近辺(解析雨量分布をもとに主観で決定)とし、降水現象が24時間を超えて継続した場合は別事例として扱った。MSM、MEPS予報としては対象日時の24時間前を初期値とする予報を採用した。予報検証用の解析値として、台風中心位置は気象庁ベストトラック、海面気圧は気象庁メソ解析、降水量は3時間積算5km平均解析雨量を用いた。

3. 実験設定

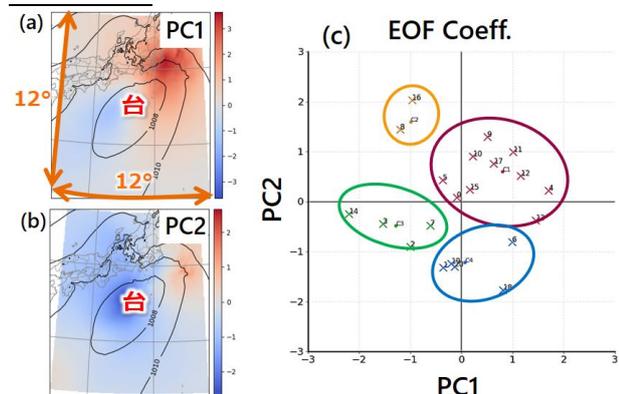


図1 | 2023年台風第13号を予想したMEPS初期時刻9月7日0時(UTC)の24時間予想に対する (a) 主成分分析領域での第1主成分のEOFパターン(陰影; hPa)。 (b) (a)と同じ。ただし第2主成分。 (c) 位相平面上でのメンバの分布。点の色がクラスタに対応。

Ono (2023)の手法によるMEPS 4クラスタを利用した: 各台風事例のMEPS予報21メンバに対し、予報時間(以下 FT) 3hr 毎に海面更正気圧で主成分分析

を実施(領域は FT=24 hr での MSM による予想台風中心位置を中心とする東西南北 12 度の領域; 図 1a, b)。第 1、2 主成分(以下 PC1, PC2)の張る空間(以下”位相平面”)にメンバを射影し 4 つのクラスタに分類(図 1c 参照)。最後にクラスタを時間方向に接続する。クラスタはいずれの台風事例も概ね台風中心位置や示度の違いを反映した 4 シナリオとなった(図略)。最適シナリオの選択手法として、Y23 で提案された台風中心のベイズ推定手法を用いた。ベイズ推定では、経験等による”事前確率”を”観測”に基づき更新し、より精度の高い”事後確率”を求める。これを用いれば、各シナリオの実現可能性を”確率”として数学的に取り扱える。具体的には、シナリオ k の事前確率 $p(k)$ と尤度 $p(y|k)$ (各シナリオの下での観測 y の尤もらしさ) からベイズの定理(式 1; e.g., Joyce 2003)

$$p(k|y) \propto p(y|k) p(k) \dots (1)$$

により、事後確率 $p(k|y)$ が求められる。これを台風中心位置に当てはめたのが本手法である。まず、シナリオ k が予測する台風中心位置を、平均の台風中心位置とその分散に基づき、確率密度関数 $p(\cdot|k)$ の形で表現する。そして台風中心位置の観測 y が得られるたびに、式(1)に基づき事後確率を求める。本研究では、事後確率が最も高いシナリオを最適シナリオと推定した。

4. 結果

4.1 台風中心位置予測精度

初めに、MEPS クラスタが台風中心位置を改善するかどうかを調査した。図 2 は MSM と MEPS 4 クラスタによる台風中心位置予測誤差の、全台風事例での平均値を示している。4 クラスタは事後評価をもとに精度の良い順から”1st”, ..., ”Last”と分類している。図から、MEPS クラスタ 1st の予報誤差は MSM の 1/2 ~ 3/4 程度となっていることがわかる。このことから、MEPS クラスタ予報は台風進路予測改善のポテンシャルを持っているといえる。図 3 には MSM とそれを含むクラスタ(grpM)、およびそれ以外の 3 クラスタのうち、正解(:=最小誤差)となったシナリオの頻度を示している。この図から、MSM・grpM が正解となるのは FT=36 を除き半分以下で、例えば FT=24 では約 36%、逆に残りの 3 クラスタのうち 1 つが正解である確率は約 64%(単純計算各約 21%)であることがわかる。この結果は、MSM をメインのシナリオとすることは妥当であるが、MEPS クラスタ予報による複数シナリオを構築することが重要であることを強調する。

図 4 には台風中心のベイズ推定による実現確率最大のシナリオの台風中心位置の精度が、実際には良い方から順に何番目であったかの、台風事例にわたる頻度を示している。例えば、FT=12 に対応する時

刻では、実現確率最大のシナリオが、28 事例中 11 事例で実際に最も精度よく台風中心位置を予想していたことを意味する。この図から、すべての予報時間において、台風中心のベイズ推定はランダム推定 (1/4 の割合) よりも高い割合で、台風中心位置誤差が最も小さいシナリオを選択できていたことが分かる。二番目まで含めると、FT=9 以降は 8 割を超える適中率となる。以上から、台風中心のベイズ推定は、台風中心位置予測の観点から言えば、最適シナリオ選択に資する手法であることが示唆される。

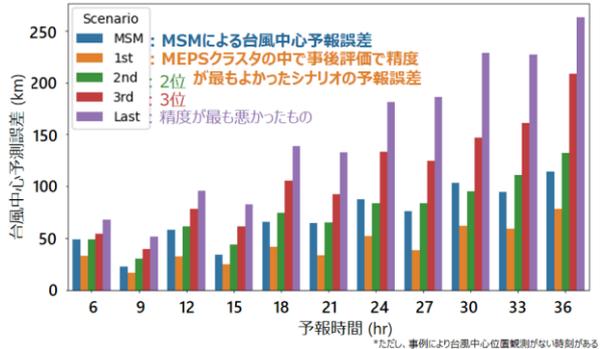


図 2 | MSM、MEPS の台風中心位置予測のベストトラックに対する誤差の事例平均。青色が MSM による決定論的予報、黄色が 4 つのクラスタの中で最小の誤差であったものの平均。緑が 2 番目、赤が 3 番目、紫が最大誤差であったものの平均。

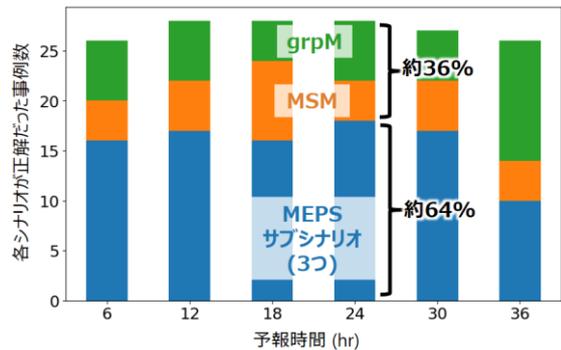


図 3 | MSM による決定論的予報(橙)と、MSM を含むクラスタ予報(grpM; 緑)、およびそれを除く 3 つのクラスタ(青)の台風中心位置予想が最小誤差であった事例数。台風中心の観測がない時刻があるため事例数が異なることに留意。

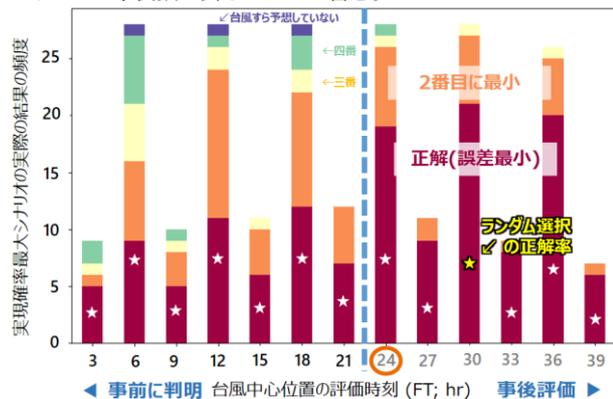


図 4 | 台風中心のベイズ推定による FT=24 における実現確率最大のシナリオの台風中心位置誤差が、実際には 4 つのシナリオの中で何番目に小さかったのか、事例ごとに評価して頻度であらわした図。"1st"(赤)が一番目、等。"No center"は FT=24 時点で台風中心が無いと予想したシナリオを選択したことを意味 (端的に言えば予測失敗)。なお、FT=3, 9, ... では台風中心の観測がない事例が多いが、この場合当該時刻では確率を更新しない。

4.2.3 時間降水量予測精度

次に、MEPS クラスタが降水予測精度を改善するかを調査した。精度評価は降水の中心となった地方(北日本/東日本/近畿・中国/四国・九州から一つ選択)での 5km 平均解析雨量 1 格子を 1 観測としたときの閾値 20mm/3hr スレッドスコア(TS)を元に、閾値を超える降水が解析された 22 事例で実施した。その結果、全シナリオが降水予測を外した($\Leftrightarrow TS < 0.05$) 事例を除けば、MSM・grpM 以外の 3 クラスタのいずれかが正解となった事例は全体の 1/3 ~ 1/2 の割合であった(図略)。台風中心位置予測に比べると割合は小さいが、降水予測精度が良いシナリオが存在することは特筆すべきである。図 5 に FT=24 での各台風事例、各シナリオの TS、および現業でのシナリオ検討タイミングの例として、FT=12 の台風中心のベイズ推定による実現確率最大のシナリオ、および同手法が TS の改善に寄与した事例を示す。この図から、22 事例中 5 事例で MSM よりも降水予測精度の良いシナリオの選択に成功していることが分かる。この結果は、台風中心位置予測ほどではないものの、本手法の最適シナリオ選択への寄与を示唆する。

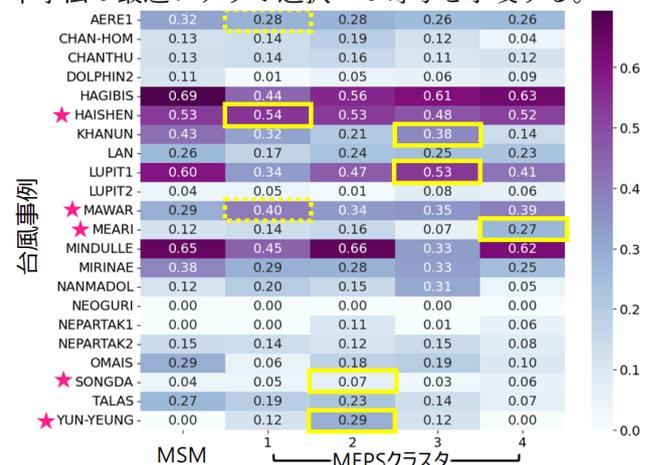


図 5 | 左軸に記した台風事例についての FT=24 での各シナリオの TS。左列から順に、MSM による決定論的予報、4 クラスタ各々に属する各メンバの TS をクラスタ平均したもの。陰影と数値で TS を表し、FT=12 時点での台風中心のベイズ推定で選択されたシナリオがクラスタによる 4 シナリオの中で実際に最良であったシナリオの TS (> 0.05) を枠で囲っている。台風事例横の★マークは推定最良シナリオが MSM の降水予測を改善した事例。

5. まとめと議論

本研究では台風事例の統計解析を行い、MEPS クラスタリングによるシナリオ構築とベイズ推定による選択が台風中心位置予測、降水予測精度向上に寄与しうることを示した。ただしクラスタリング領域・変数や最良シナリオ選択手法には選択の余地がある。特に、Y23 はシナリオ選択手法として、台風中心の観測に依らない、位相平面上の Particle Filter 手法も提案していて、手法の改善に資するかどうか検討の価値があり、今後の課題となる。

引用文献

Joyce et al., *The Stanford Encyclopedia of Philosophy* (2003).
 Ono, *Wea. Forecasting*, **38**, 833-847 (2023).
 山口他 令和 5 年度宮城地区調査研究会予稿 (2023).

SCALE-LES による MYNN モデルのパラメータの検討

*尾前亮太郎, 伊藤純至(東北大学理学研究科)

1. はじめに

大気境界層内の乱流は熱や運動量の輸送にとって重要な役割をもつ。計算機能力の限界から、乱流を解像することは容易ではないが、その輸送を平均成分と関連付けて見積もる乱流パラメタリゼーションが開発されてきた。気象庁のモデルの乱流パラメタリゼーションのスキームとして MYNN(Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino)モデルが広く用いられている。このモデルに用いられる経験的パラメータは Nakanishi(2001,2006)で LES(Large Eddy Simulation)の数値実験のデータを用いて、Monin-Obukhov 相似則に基づいた方法により決定された。しかしそれ以降、Olson et al., 2019 など一部改良が試みられたことを除き根本的な検討はされていない。

本研究では、スーパーコンピュータ「富岳」の計算性能を生かして理化学研究所が開発した SCALE による LES を実施し、Nakanishi(2001)と似せた条件設定で、より高解像度・広領域の接地層のシミュレーションにもとづき MYNN モデルのパラメータを再検討した。

2. 手法

SCALE を用いて、Nakanishi(2001)と同様に地表面状態を水平一様とし、安定・不安定の複数のケースで LES を行った。解像度を 4m から 2m に高めたり、領域の高さを 240m から 1000m に変えて計算することにより、解像度依存性や領域サイズへの依存性を調べる。高さを変える際の初期温位は、Nakanishi(2001)のように中立層の上端に逆転層をもつようなプロファイルを与えた。他の変更点として、Nakanishi(2001)のような固定した顕熱フラックスではなく、地表面温度を一定としバルク法による診断とした。また、地衡風が安定成層のケースで 5m/s、不安定成層のケースで 2m/s となる気圧傾度力を与えた。

3. 結果

水平 384m×384m、鉛直 1000m の領域の LES において、格子間隔 4m と 2m での下層の風速プロファイルと比較したものが図 1 である。同じ高度で比較すると、解像度によって下層の風速の大きさに違いが見られることが分かった。

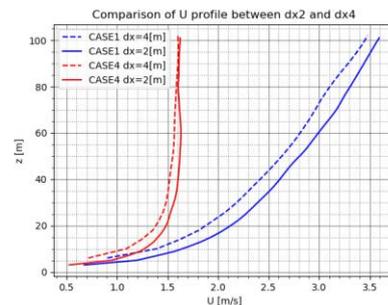


図 1 風速成分 U[m/s]のプロファイルの解像度 4m(点線)と 2m(実線)での比較。青は安定成層、赤は不安定成層のケース。

従来、MYNN モデルでは、接地層における乱流運動エネルギー(TKE)は他の乱流統計量と同様に相似則が適用できること、つまり $\zeta(=z/L_M)$ (z : 高さ[m], L_M : Monin – Obukhov length[m]) で評価できることが仮定されており、それにより接地層における乱流長さスケール L_s も ζ の関数形で決定できるとして考えられている。しかし、 L_s の関数形を決めるための計算結果である図 2 を見ると、 $\zeta < 0$ (不安定成層)ではばらつきが大きく ζ の関数として考えることが難しい。

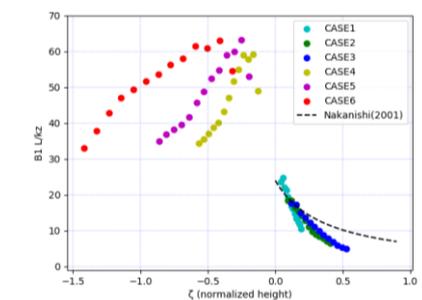


図 2 パラメータ B_2 と長さスケール L_s の決定のための計算結果。縦軸 $B_2 L_s / kz$ 、横軸 ζ で、曲線のフィッティングにより L_s の関数形を決定。点線は Nakanishi(2001)での関数形。

題目番号 7

そのため、TKE の ζ 以外への依存性を考える必要があると考えられる。図3のように TKE の無次元量 $\langle u^2 + v^2 + w^2 \rangle / u_*^2$ (u, v, w : 風速 x, y, z 成分の偏差, u_* : 摩擦速度, $\langle \rangle$: アンサンブル平均)を水平成分 $\langle u^2 + v^2 \rangle / u_*^2$ と鉛直成分 $\langle w^2 \rangle / u_*^2$ で分離すると、鉛直成分は不安定側 ($\zeta < 0$) でも相似則が適用できる様子であるのに対して、水平成分は不安定側で相似則の適用が難しいことが分かる。

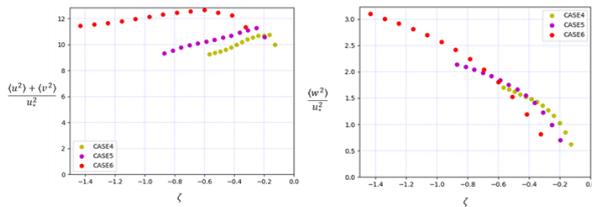


図3 不安定成層の場合の水平成分の分散の無次元量 $\langle u^2 + v^2 + w^2 \rangle / u_*^2$ (左), 鉛直成分の分散の無次元量 $\langle w^2 \rangle / u_*^2$ (右)

これは 1968 年にカンザスで行われた境界層観測 (Izumi 1977) のデータでも示されており, Panofsky et al. (1977) によると不安定成層における水平成分 $\langle u^2 + v^2 \rangle / u_*^2$ は ζ ではなく z_i / L_M (z_i : 境界層の高さ) に依存するとされ, 下記の表現が提案されている。

$$\frac{\langle u^2 + v^2 \rangle}{u_*^2} = 4 + 0.6 \left| \frac{z_i}{L_M} \right|^{2/3} \quad (1)$$

$\langle u^2 + v^2 \rangle / u_*^2$ と式(1)の値の比のプロファイルが図4である。

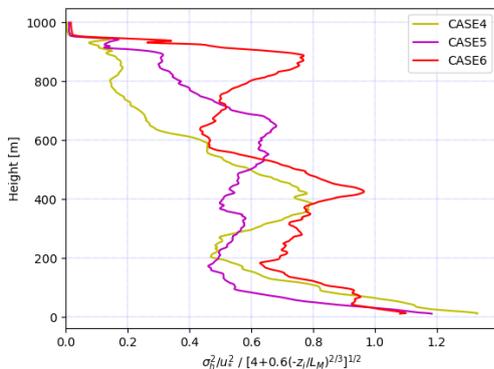


図4 $\langle u^2 + v^2 \rangle / u_*^2$ と式(1)の値の比のプロファイル

下層で水平成分は式(1)でよく表現できるが、地表面から 200m ほどまで 3 つのケースともに減

少していく様子が見られた。

以上の結果から、不安定成層での $\langle u^2 + v^2 \rangle / u_*^2$ の値は式(1)のような z_i / L_M による式もしくはそれに高さ z 依存性を加えた式によって評価し、それによって $\zeta < 0$ では式(2)のように L_s を決定することがより客観的である可能性があることが分かった。

$$L_s = \frac{kz}{24} \frac{6.92 + 0.6 \left(-\frac{z_i}{L_M} \right)^{2/3} + 1.44(1 - 1.5\zeta)^{2/3}}{\phi_m(\zeta) - \zeta} \quad (2)$$

($\phi_m(\zeta)$: Monin-Obukhov 相似則における風速の無次元関数 Businger et al., 1971 で提案された表現では $\phi_m = (1 - 15\zeta)^{-0.25}$)

4. まとめ

境界層乱流パラメタリゼーションスキーム MYNN モデルのパラメータ決定のために行われた Nakanishi (2001) の設定に似せた LES の計算を、富岳を用いてより高解像度・広領域で実施した。

LES の解像度を 4m から 2m に高めたところ、解像度依存性が無視できない大きさであるため、LES をもとにした各種のモデルの再検討を行った。また、MYNN モデルで用いられる長さスケール L_s の関数形について混合層高さを考慮した新たな表現が有用である可能性を示した。

参考文献

- [1] Nakanishi, M., & Niino, H., 2009, Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 87(5), 895-912.
- [2] Nakanishi, M., 2001, Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence Closure Model Based on Large-Eddy Simulation Data. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 349-378.
- [3] Nakanishi, M., & Niino, H., 2006, An Improved Mellor-Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 397-407.
- [4] Nishizawa, S., Yashiro, H., Sato, Y., Miyamoto, Y., & Tomita, H., 2015, Influence of grid aspect ratio on planetary boundary layer turbulence in large-eddy simulations. *Geoscientific Model Dev.*, 8, 3393-3419.
- [5] Panofsky, H.A., Tennekes, H., Lenschow, D.H. et al. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* **11**, 355-361 (1977). <https://doi.org/10.1007/BF02186086>
- [6] Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2).

題目番号 8

拡散成長による温位変化率を見ると、降水のある時間帯では地表面付近に雪やあられの昇華・蒸発による冷却がみられ、沿岸部では冷却が持続していた(図3左)。地上から3.25kmでの温位変化率はシアラインに対応して沿岸北部で雪やあられの昇華・凝固の加熱がみられる(図3右)。断面をとると、1.5km付近と4km付近に加熱の極大域がみられ、拡散成長によって氷晶が成長していると考えられる(図4左)。降水粒子混合比はごく下層から3km付近にかけて大きくなっている(図4右)。流跡線解析により2kmより下層の気塊は北北東から流入し地形によって強制上昇しており、4km付近の気塊は東側から流入し東の海上で前線面を滑昇している(図5左)。相当温位の断面図では、東の海上から295K程度の暖湿気が285K程度の寒気を持ち上げている(図5右)。4km付近で生成された雪やあられが地形による強制上昇で発生した降水粒子を補足し成長したと考えられる(Seeder-Feeder効果)。

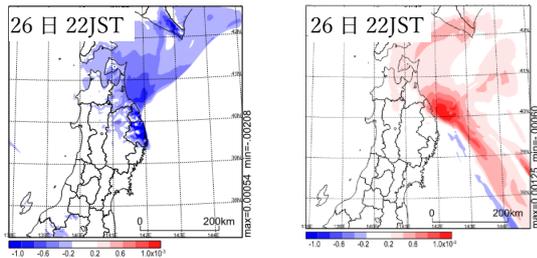


図3：拡散成長による温位変化率[K/s]
(左：地表面から20m、右：3.25km)

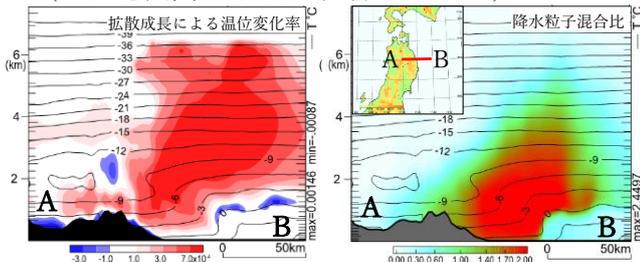


図4：26日22JSTにおける拡散成長による温位変化率(左)と降水粒子混合比(右)の断面図

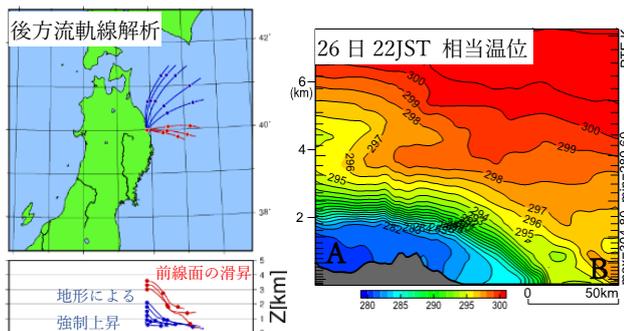


図5：26日22JSTにおける前2時間後方流跡線解析(左)と相当温位断面図(右)

3 海面水温のメソ低気圧への影響

27日の三陸沖における海面水温は平年と比べて、高いところで6°C高く、記録的に高い状況であった(図6左)。この平年と比べて高い海面水温の影響を調べるために図で示した範囲内の海面水温を6°C下げて感度実験を行った。計算には格子間隔5kmの結果を利用した。

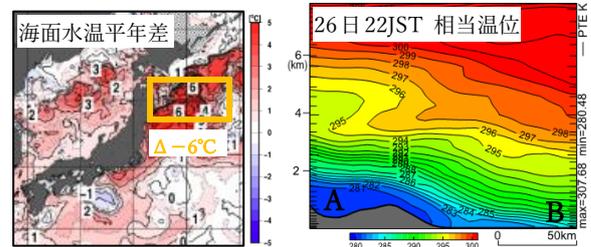


図6：27日の海面水温の平年差(左)と海面水温低下実験の相当温位断面図(右)

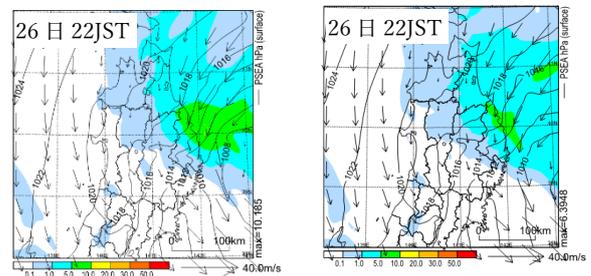


図7：1時間降水量(左：海面水温変更なし、右：海面水温 $\Delta -6^{\circ}\text{C}$)

海面水温を下げると三陸沖のメソ低気圧の発達には抑えられ、沿岸北部の降水量は多いところで4mm/h程度減少している(図7)。水蒸気フラックスは海面水温の低下とその影響による気圧傾度の緩みにより、東海上で減少していた。500mにおける相当温位では海面水温を下げた場合東からの暖気移流が弱まり北側の寒気の流入が強まっている。断面(図6右)をみると、5km実験の結果(図略)と比べ前線面は緩やかになっており、下層の寒気は拡大している。

5 まとめ

- ・蒸発抑制あり/なしの実験結果から、降水の蒸発による地上気温低下の可能性があり、予想より気温が低下したことで、雪水比が大きくなり、降雪量が増加した。
- ・北北東から流入した下層寒気が地形によって強制上昇し下層での降水をもたらした。東側からは暖気がこの下層寒気を滑昇する形で流入し、前線面を形成して中層での降水をもたらした。中層で生成された固形降水が落下する際に成長し、降水が強められた。
- ・平年よりも高い海面水温が三陸沖のメソ低気圧の発達に影響し、降雪量の増加に寄与した。

<参考文献>

- ・令和5年度第4回マップディスカッション「令和6年2月26日から27日にかけて岩手県沿岸北部中心に発生した大雪による予報作業の振り返り」
- ・2013年12月20日の石巻地域での大雪、大雨事例の調査 黒岩(平成26年度宮城地区調査研究会)
- ・2016年2月27日の東北地方を通過した低気圧による大雪 田ノ下、鹿野、嶋田、成瀬(平成28年度岩手地区調査研究会)

ひろだい白神レーダーの観測データを用いた津軽地域の雪雲モードの解析

○多田直起¹、谷田貝 亜紀代¹、池森 凜²

(¹ 弘前大学大学院理工学研究科、² 一般財団法人日本気象協会)

1. はじめに

青森県西部の北西から南東の方向に広がる津軽平野では冬季季節風により降雪がもたらされるが、降雪分布は、気流の影響を受ける。このため、降雪をもたらす雲の進行方向や広がり(雪雲モード)を知ることは防災上重要である。

池森(2023)は、中井ほか(2003)が新潟県中部で行ったレーダーを用いた雪雲モードの分類の手法を津軽地域でも適応可能であることを示した。

本研究では、ひろだい白神レーダーで観測されたデータをさらに解析し、津軽地域における雪雲モードの特徴及び雪雲モードと大気循環場や海面水温との関係性を明らかにすることを目的とする。

2. 使用データと解析手法

対象期間は池森(2023)とは別の冬季である2017年12月1日から2018年2月28日の3ヶ月とし、弘前大学屋上に設置されているXバンドドップラーレーダー(ひろだい白神レーダー)を用いた。ひろだい白神レーダーの観測範囲は半径約50kmで(図1)、空間分解能は距離150m、方位角1.4°、観測間隔は約2分である。ここでは、雪雲モードの解析のため、仰角2.5°のPPI走査モードで得られた反射強度(dBZ)のデータを用い、10分平均値を1日分動画とし、雪雲の進行パターンを判断した。雪雲の進行方向に対して雲がのびる場合をLモード、進行方向に直交する雪雲をTモード(八木, 1985, 中井, 2003)、池森(2023)に基づき観測範囲内に面状に降水域が広がるものとしてSモードを定義した。またこれらの複合パターンとして、本研究では新たにLSモード、TSモードを定義し、雪雲モードを5つに分類した。これらは、最低1時間の雲パターンの持続(L, S, LSモ

ードは4時間継続)から定義した。

また、大気循環場の解析には、ECMWF作成のERA5再解析データのうち、850 hPa・700 hPa・500 hPaの風速の南北・東西成分を使用した。海面水温は気象庁のHIMSSTのうち、雪雲モードが1日につき最低2時間継続した時(L, LS, Sモードは日合計で10時間以上継続)のデータを抜粋して使用した。

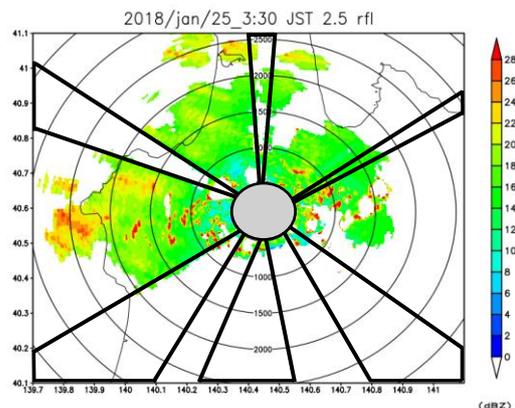


図1. ひろだい白神レーダーの観測範囲(2018年1月25日3:30:00 JSTの反射強度(dBZ)、中心の灰色部分はPPI走査モードの特性上エコーが現れない領域、黒線で囲まれた部分は障害物などの影となり観測できない、もしくは観測可能範囲が狭まっている領域である)。

3. 結果と考察

対象期間中、Lモードは39事例、Tモードは15事例、Sモードは18事例、LSモードは26事例、TSモードは10事例の合計108事例が観測された。

モード毎に気象要素と比較すると、風向については、850 hPaでは全てのモードで西風と西北西風が卓越しているが、700 hPaではTモードでのみ西南西風が卓越しており、風ベクトルが高さとともに反時計回りに変化する所にできやすいという過去の報告と一致する(八木, 1985)。Lモードでは全層で西風が卓越し、Sモードでは卓

越する風向の割合が分散しており、特徴的な雪雲モードが形成されなかったと考えられる。LS モード及び TS モードではそれぞれのモードの特徴を融合させたような結果となった(表 1)。

表 1. (a)雪雲モードと 850 hPa 風向の関係。(b) (a)に同じ、ただし 700 hPa. (c) (a)に同じ、ただし 500 hPa.

(a) 850 hPa													
	NNE	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSE	sum(ALL)	SUM(W.WNW)
L	0%	0%	3%	3%	28%	51%	10%	3%	0%	0%	3%	100%	79%
T	0%	0%	7%	0%	27%	60%	7%	0%	0%	0%	0%	100%	87%
S	0%	0%	0%	0%	39%	50%	6%	6%	0%	0%	0%	100%	89%
LS	0%	0%	0%	4%	42%	46%	4%	0%	0%	4%	0%	100%	88%
TS	0%	0%	0%	20%	30%	50%	0%	0%	0%	0%	0%	100%	80%

(b) 700 hPa													
	NNE	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSE	sum(ALL)	SUM(W.WNW)
L	0%	3%	3%	8%	23%	41%	18%	3%	0%	3%	0%	100%	64%
T	0%	0%	0%	7%	7%	33%	53%	0%	0%	0%	0%	100%	40%
S	0%	0%	0%	0%	6%	44%	33%	17%	0%	0%	0%	100%	50%
LS	0%	0%	4%	4%	19%	38%	27%	4%	4%	0%	0%	100%	58%
TS	0%	0%	10%	0%	20%	70%	0%	0%	0%	0%	0%	100%	90%

(c) 500 hPa													
	NNE	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSE	sum(ALL)	SUM(W.WNW)
L	0%	0%	0%	8%	18%	49%	18%	5%	3%	0%	0%	100%	67%
T	0%	0%	0%	0%	13%	27%	47%	13%	0%	0%	0%	100%	40%
S	0%	0%	0%	0%	0%	39%	44%	17%	0%	0%	0%	100%	39%
LS	8%	0%	0%	4%	12%	38%	23%	15%	0%	0%	0%	100%	50%
TS	0%	0%	0%	10%	0%	60%	20%	10%	0%	0%	0%	100%	60%

風速(表 2)については、T モード及び TS モードで 850 hPa と 700 hPa の風速差が大きく、風向の鉛直シアだけではなく風速差も存在することがわかる。L モードについては他モードよりも風速差が小さく、風向のみに依存するモードであると考えられる。

海面水温分布は日本海全体で LS モードが最も高く(図略)、沿海州南部沖からの低い海面水温の日本への広がりも他モードと比べ小さい。領域平均(緯度 40.6-41N, 経度 139.6-139.9E, 図 2 の黒枠内)海面水温は、LS モードが 12.38°C であるのに対し、L モードが 9.92°C、T モードが 10.54°C で、T モードは L モードより 0.6°C 程高くなっている。

4. まとめ

本研究では、ひろだい白神レーダーの観測データを用いて、雪雲モードの分類及びモード毎に気象要素との比較を行った。L モードは全層で西風が卓越、T モードは下層と中下層で風向の鉛直シア及び風速差が見られた。今後の課題として、事例数及び比較する気象要素を増やし、津軽地域の雪

雲のより詳細な特徴を明らかにしたい。

表 2. 等圧面間の平均風速差の絶対値(m/s) 850 hPa と 700 hPa の風速差の絶対値を 850-700、700 hPa と 500 hPa の風速差の絶対値を 700-500、850 hPa と 500 hPa の風速差の絶対値を 850-500 とした。

	850-700	700-500	850-500
L	5.7	8.8	14.5
T	7.5	13.5	21.0
S	5.7	14.9	20.6
LS	4.9	11.0	15.8
TS	7.6	10.3	17.8

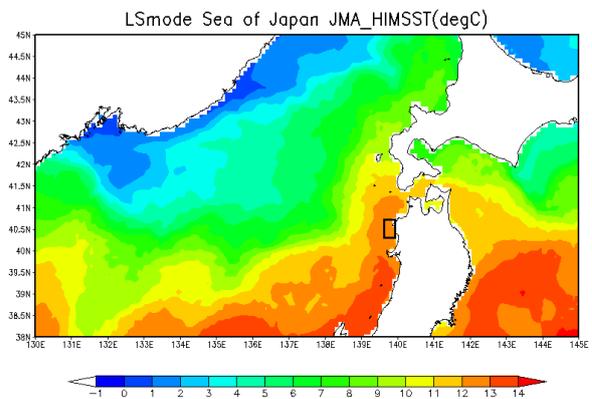


図 2. LS モード事例が出現した日海面水温の平均。

参考文献

池森凜, 2023: ひろだい白神レーダーで観測された津軽地域の雪雲モードの特徴, 弘前大学理工学部地球環境防災学科 2022 年度卒業論文, 26pp.
 中井専人, 岩波越, 三隅良平, 朴相郡, 清水増二郎, 小林俊市, 2003: 新潟県中部の雪雲モード別降水分布, 防災科学技術研究所研究報告, 64, 9-17
 八木正允, 1985: 冬季の季節風の吹き出し方向に対して、おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲-対流雲の走向についての解析と理論的な検討, 天気, 32, 4, 175-187
 気象庁 (2020) : High resolution Merged satellite and in-situ data Sea Surface Temperature (HIMSST), <https://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/pub/JMA-product>

広域（一次細分区域）を対象とした深層学習による濃霧画像の判定モデル開発

間野正美（仙台管区気象台気象防災部予報課）

1. はじめに

霧は、微小な浮遊水滴により視程が 1 km 未満の状態と定義され、特に陸上で視程がおおよそ 100 m 以下の場合には濃霧として区別される。濃霧による視程障害は、交通規制・事故の要因となるため、濃霧注意報の発表・解除は当庁の主要な業務の一つである。

濃霧注意報は、視程分布予想等の資料にもとづく予想発表の他、濃霧の実況監視を根拠とした発表も行っている。濃霧の実況は、視程計の計測値に加え、道路や河川に設置・公開されているカメラ画像の監視により実施しているが、対象カメラの設置数が多く、かつ、頻繁に確認する必要があるため、作業の省力化が望まれている。

そこで、本研究では、道路や河川に設置・公開されているカメラの画像を用いて、広域を対象とした通年利用可能な濃霧画像の判定モデルを構築することを目的とし、深層学習により得られた結果を報告する。

2. 方法

2.1 カメラ画像の収集

カメラ画像の収集範囲は、通常の濃霧注意報の発表領域である一次細分区域とした。具体的には、福島県・中通りを対象とし、国・県が道路や河川の状態の監視目的で設置している 89 台のカメラの画像（Web 上の公開画像）[1]を、2023 年 3 月 27 日から 2024 年 4 月 1 日までの約 1 年間、10 分間隔で自動収集した（諸理由による一時的な非収集期間を含む）。

収集した画像から、毎 30 分の時間内で 1 枚の画像を抽出し、カメラごとに 1 日あたり 48 枚の画像となるデータセットを作成した。画像サイズは 320 × 240 pixel にアスペクト比を可変として統一した。

2.2 教師ラベルの作成

各画像に濃霧と濃霧以外（以後、通常と呼ぶ）の教師のラベルを付与する必要があるが、多数の画像を 1 枚ずつ目視確認するのは非現実的な作業である。そこで、以下の手順で、データセットから教師ラベルの付与対象の画像を抽出してから、濃霧・通常のラベルを付与した（作業はカメラごとに実施）。

(1) 各画像の特徴量数（約 23 万）を減らすため、主成分分析により特徴量数を削減する。

(2) 削減した特徴量を用いて、事前にクラスタ数を指定する必要のない凝集型クラスタリングで画像を分類（クラスタ化）する。

(3) 分類後のクラスタの代表画像を確認する。濃霧と判断されるクラスタ内の個々の画像について、予報現業の知見にもとづいた濃霧判定を実施し、濃霧と判断された画像に濃霧のラベルを付与する。

(4) 濃霧と判断されなかったクラスタの代表画像には通常のラベルを付与する。

2.3 モデル構築用とテスト用の画像分割

深層学習では、全データをモデル構築のための訓練・検証データと精度検証のためのテストデータに

分割する。昨年度の研究[2]から、2.5 節の仕様諸元の端末を利用する場合、モデル構築に投入できる画像枚数の上限は約 1 万枚である。濃霧より通常の方が画像の特徴の変動幅が大きい（画像の見え方の変化が大きい）ため、濃霧と通常の画像枚数の比を 3:7 程度としたモデル構築用の画像を以下の手順で抽出し、残りの画像をテスト用とした。

(1) 各カメラの通常画像の枚数の上限を設定する。本研究の場合、7000 枚/89 カメラ = 78.7 枚/カメラとなることから、80 枚/カメラとした。

(2) 各カメラの通常画像が 80 枚を超える場合、クラスタ数:80 と指定した k-means クラスタリングで通常画像を再分類（再クラスタ化）し、クラスタの代表画像をモデル構築用の画像とする。

(3) 濃霧画像についても通常画像と同様の作業を実施し、モデル構築用の画像を抽出する。

2.4 濃霧画像の判定モデルの作成

画像認識に適した深層学習の手法である畳み込みニューラルネットワークを用いて濃霧画像の判定モデル（濃霧と通常の二値分類）を転移学習により構築する。転移学習の学習済みモデルとして、ImageNet で学習した画像分類モデルの一つである VGG16 を選択した。VGG16 は、畳み込み層:13 層と全結合層:3 層の計 16 層から構成されているが、全結合層とその一つ前の畳み込み層（3 層）・プーリング層を学習させるファインチューニングを実施する。

モデルの入力画像サイズは 160 × 160 pixel に変換（アスペクト比可変）し、ハイパーパラメータや諸設定として、Epoch 数（繰り返し学習の回数）:50、バッチサイズ（ミニバッチ勾配降下法に利用するサブセットのデータ数）:64、コールバック関数:チェックポイント保存・学習率低減・過学習抑制、全結合層の活性化関数:Softmax 関数（出力値を確率として表現可能）を採用した。

2.5 利用端末・プログラミング言語等の諸元値

利用した端末は、OS:Ubuntu 22.04、CPU:Intel Core i5、メモリ:64 GB、GPU:NVIDIA GeForce RTX 3060、プログラミング言語・主なライブラリは、2.2 ~ 2.3 節は Python:3.12.2、scikit-learn(IncrementalPCA、AffinityPropagation、KMeans):1.5.2、2.4 節は Python:3.11.5、TensorFlow:2.12.0 である。

3. 結果と考察

3.1 カメラ画像

各カメラの画像枚数は、1 日あたり 48 枚の画像抽出作業後、15604~15754 枚となり、総計 1399058 枚（平均 15720 枚/カメラ）となった。カメラの調整・故障中は「調整中」「休止中」等の画像が表示されており、これらの画像は以後の解析から除外した。

3.2 教師ラベル付与と画像分割の結果

カメラごとに画像の主成分分析を実施した結果、次元数:100 までの累積寄与率は平均 94.8%となった

題目番号 10

(最小：79.8%、最大：99.8%)。特徴量数の削減は次元数：100 までの主成分で十分と判断し、各画像の第 100 主成分までをクラスタリングに利用した。

各カメラの画像特徴量に対して凝集型クラスタリングを実施した結果、画像は 70～550 程度のクラスタ (平均は 280) に分類された。クラスタの代表画像を濃霧と判断した数は各カメラ～20 程度であり、最終的に濃霧：4267 枚、通常：24079 枚の教師ラベル付きデータセットを作成した。

このデータセットについて、2.3 節の手順を実施し、モデル構築用の画像 10120 枚 (濃霧：3094 枚、通常：7026 枚) とテスト用の画像 18226 枚 (濃霧：1173 枚、通常：17053 枚) に分割した。

3.3 濃霧画像の判定モデルの構築結果と精度検証

準備したモデル構築用の画像を入力データとした濃霧画像の判定モデルを構築する。モデルの汎化性能を評価するため、訓練データ：8 割 (8096 枚)、検証データ：2 割 (2024 枚) とした 5 分割交差検証を実施した。各検証時のエポック数に対する訓練データと検証データの損失値の変化から、過学習が生じていないことを確認した。表 1 に、交差検証時の検証データの判定結果を統合した混同行列を示す。混同行列から求められる評価指標は、正解率：0.98、F1 値：0.97 となり、十分な精度を持つモデルを構築できたと判断した

表 1 交差検証時の検証データの判定結果の混同行列 (Out-of-Fold 予測値) (単位：画像の枚数)。

		予測	
		濃霧	通常
観測	濃霧	3031	63
	通常	122	6904

次に、構築した濃霧画像の判定モデルをテスト用の画像 (濃霧：1173 枚、通常：17053 枚) に適用した。結果の混同行列を表 2、判定結果の画像例を写真 1 に示す。評価指標として、正解率と F1 値の他、データに偏りが生じている場合 (テスト用画像は濃霧画像が少ない) の指標であるマッシュューズ相関係数とバランス正解率も求めた。それぞれの評価指標は、正解率：0.99、F1 値：0.96、マッシュューズ相関係数：0.95、バランス正解率：0.99 となった。表 2 より、通常を濃霧と誤判定 (空振りに相当) するより濃霧を通常と誤判定 (見逃しに相当) する割合の方が小さく、総じて誤判定の頻度も小さいことが分かる。誤判定した画像は、濃霧と通常の違いが困難な画像も多く、教師ラベルの質に起因する可能性が高い。以上のことから、実際の運用に耐えうるテスト結果の精度が得られたと考える。

表 2 濃霧画像の判定モデルをテスト用画像に適用した結果の混同行列 (単位：画像の枚数)。

		予測	
		濃霧	通常
観測	濃霧	1169	4
	通常	101	16952

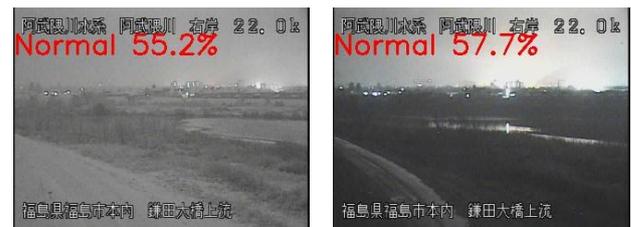
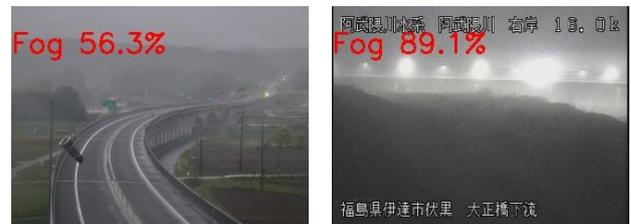
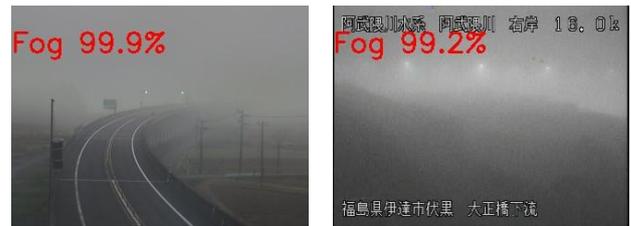


写真 1 濃霧画像の判定モデルのテスト用画像への適用結果の例。画像中の文字と数値は判定結果 (Fog：濃霧、Normal：通常) と判定の確率値。1 段目：濃霧ラベルを濃霧と正判定、2 段目：通常ラベルを通常と正判定、3 段目：通常ラベルを濃霧と誤判定、4 段目：濃霧ラベルを通常と誤判定。

3.4 濃霧画像の判定モデルの処理時間

保存済みの画像の読み込みから濃霧・通常の画像の判定終了までに要する時間は 1 画像あたり 0.2 秒程度で、実用上、問題のない処理時間であった。

4. まとめ

福島県・中通りの道路や河川に設置された 89 地点のカメラの約 1 年間の画像 (昼夜・四季及び様々な天気状態の画像を含む約 1 万枚) を用いて、深層学習による濃霧と通常の画像の判定モデルを構築し、現業業務に利用可能と考えられる結果が得られた。今後、実環境における動作検証・運用を行うとともに、他の県・一次細分区域を対象とした濃霧画像の判定モデルの構築を進めたい。

参考文献・出典

- [1] 国土交通省東北地方整備局福島河川国道事務所、福島県道路管理課で撮影され、WEB 上に公開されているカメラ画像。
- [2] 間野 (2023) カメラ画像を用いた深層学習による濃霧判定モデルの開発、令和 5 年度東北地方調査研究会

岩手県の西風暴風 WS 改良に向けた検討 — 暴風発現時の特徴 —

☆山川大希, 横田紘弥 (盛岡地方気象台)

1 はじめに

岩手県では、西風場の中で、おろし風により地上で 15 m/s 以上の暴風が吹くことがある。2021 年以降、県内では「内陸」に位置するアメダス紫波、若柳、遠野、江刺と「沿岸南部」に位置する大船渡特地で暴風を観測した。しかし、必ずしも同日に「内陸」と「沿岸南部」両地域で観測されるとは限らず、現状、MSM やその予測値を利用した既存のワークシートにより暴風となる地域を適切に予測することは容易でない。

そこで本研究では、地域を絞った予測を実現するための基礎調査として、(i)「内陸」のみで暴風となった事例 (事例 A: 2022 年 1 月 12~13 日, 事例 B: 2024 年 2 月 1 日), (ii)「沿岸南部」のみで暴風となった事例 (事例 C: 2022 年 3 月 15 日), (iii) 両地域で暴風となった事例 (事例 D: 2022 年 2 月 27 日) を解析し、それぞれの発現時の特徴や違いを明らかにする。

2 解析時の着目点と解析手法

山越え気流があるとき、安定層が適度に高いと風下側で波長の長い山岳波が伝播する^[1]。波動の下降流域直下では風が加速され、上昇流域直下では減速されるので、波長が長いほど下層で強風域が広がる。よって、ある程度の広がりを持つ北上盆地での暴風事例は、山岳波の波長や中立層の厚さに着目した。一方、大船渡が位置するような海に迫る谷では、地上風は局地的な地形の影響を強く受ける。局地風は、逆転層が空気塊に対して蓋の役割をして発達する^[2]ので、「沿岸南部」での暴風事例は安定層の高さに特に着目した。

解析は、実況の解析に加え、再現性を確認のうえで LFM の計算結果を用い、各事例とも図 1 に示す線分 X-Y での鉛直断面における等温位線の波動から、山岳波の形態を把握した。事例 C については、詳細な解析のために JMA-NHM で水平格子間隔を 500 m、地形を KTOPO とした高解像度の再現実験を行った。

3 実況と LFM データによる解析

(i) 「内陸」のみで暴風となった事例

<事例 A: 2022 年 1 月 12~13 日>

12 日は低気圧が北海道を東進し、日中から翌 13 日朝にかけて強い冬型の気圧配置となって、中下層で西風~西北西風が卓越した。紫波では 12 日 13 時 57 分 (日本標準時, 以下同じ) に 16.5 m/s の西風、若柳では 23 時 53 分に 15.0 m/s の西風を観測した。また、翌 13 日には若柳で 1 時 25 分に 17.1 m/s の西風、紫波で 5 時 46 分に 16.8 m/s の西風を観測した。

初期値を 12 日 9 時とした LFM の 14 時予測では、温位 276 K 以上で安定層となっており、奥羽山脈と北上高地の風下上空で山岳の幅と同程度の波長を持つ等温位線の波動が見られた (図 2a)。北上高地西側で

は地形による上昇流が見られるが、「内陸」では下降流域での気圧変位によって加速された下層風が減速されにくい状況だったと言える。また、12 日 21 時を初期値とした 13 日 0 時~6 時の予測でも等温位線の波動や安定層の高さに大きな相異はなく (図略)、12 日深夜から翌朝の暴風も同様、山岳の幅程度の波長を持つ山岳波の気圧変位によるものと考えられる。

<事例 B: 2024 年 2 月 1 日>

当日は地上で冬型の気圧配置が強まり、太平洋側で西風が卓越した。紫波で 11 時 57 分に 16.9 m/s、遠野で 12 時 4 分に 15.2 m/s の西北西風が観測された。

9 時を初期値とした LFM の 12 時予測では、短い波長の等温位線の波動が上空と風下に伝播する様子が見られた (図 2b)。温位 274 K 以上が安定層で、事例 A と比べてその高度は概ね同じだが、安定度や西風風速はかなり大きい。波長が短いため下降流域の風下に明瞭な上昇流域があり、下層風が加速された後すぐに減速されやすい場ではあるが、晴れた日中のため「内陸」では下層の混合が強く、また波の振幅が大きいため上空でより大きな温位変位、すなわち気圧変位が形成されたことが暴風につながったと考えられる。

(ii) 「沿岸南部」のみで暴風となった事例

<事例 C: 2022 年 3 月 15 日>

当日は、昼前に低気圧が津軽海峡を通過し、高気圧が日本海から張り出してきて、岩手県は寒気移流場となった。下層風が南西風だった夕方には釜石や遠野で一時的に強風注意報基準を超過し、その後北西風場に変わって 21 時 43 分に大船渡で 15.3 m/s を観測した。

15 時を初期値とした LFM の 21 時予測では、温位 280 K 以上で安定層となっており、上空と風下に伝播する波長の短い等温位線の波動が計算された (図 2c)。安定層の高さは事例 A や事例 B より低いため、短い波長の山岳波が伝播しやすく、また、事例 B と比して気圧変位が小さいため、「内陸」では暴風とならなかった。一方で「沿岸南部」では、陸上で安定層の高度が低く、局地風が強まりやすい条件を満たしていた。

(iii) 両地域で暴風となった事例

<事例 D: 2022 年 2 月 27 日>

当日は、寒冷前線が昼過ぎに東北地方を通過し、西風かつ寒気移流場となったが、夜は日本海からシアラインが接近し、下層で暖気移流場となった。大船渡では 21 時 47 分に 15.4 m/s の北西風、若柳では 22 時 50 分に 15.0 m/s の西風を観測した。

18 時を初期値とした LFM の 22 時予測を図 2d に示す。夜のはじめ頃までは山岳波の波長は短かったが、暖気移流により日本海側で中立層が厚くなったことで波長が次第に長くなり、夜遅くには山岳の幅と同程度になった。一方、太平洋側にはまだ寒気が残ってい

るため安定層が低くなった。その結果、両地域で暴風となったと考えられる。

4 JMA-NHMによる事例Cの再現実験

現象のスケールの小さい事例Cについては、より詳細な解析のため、JMA-NHMで2 km（初期時刻15日0時、水平格子数300×300）から500 m（初期時刻15日9時、水平格子数350×350）にネストし計算を行った。結果の再現性はよく、975 hPa面では16時に釜石で、22時に大船渡で谷に沿う強風域が計算された（図3）。流線解析より、上空の風向が谷の走向に合えば、谷に沿って風が強まることが示唆された。また、北上高地上空にトレーサーを置いた前方流跡線解析では、北西風場になると谷の上流で波動が明瞭になることが示された（図略）。ゆえに、事例Cの大船渡の暴風は、夜にかけて北北西-南南東方向にのびる谷に沿った風速成分が大きくなり、高度の低い安定層の下で風が谷の出口まで加速された結果だと考えられる。

5 まとめと今後の課題

本研究は、岩手県の暴風事例を山岳波の波長、安定層の高さと安定度から説明できることを示した。奥羽山脈風下で生じた山岳波の波長が長いときは「内陸」で暴風となりやすく、また、波長が短い場合でも振幅が大きければ、より大きな気圧変位が励起されて暴風となる可能性がある。一方、「沿岸南部」での暴風は安定層の高さの寄与が大きく、谷の走向に近い風向の場合になれば、谷の上流で山岳波により局地的に生じた流れが、蓋のように働く安定層の下で谷に沿って強化され、出口で暴風として観測されることが考えられる。

以上より、下層風速のみで暴風の可能性を判定している既存のワークシートにこれらの要素を含めれば、適中精度を大きく向上できる可能性がある。しかし、MSMはモデルの地形が粗く、LFMのように等温位線の波動から山岳波の波長の長短を把握することが難しいため、ワークシートへの反映手法が今後の大きな課題となる。解決法の一つに、大気の成層状態を示すスコラー数 l の風上における鉛直分布を反映させることが挙げられる。図4に、気象庁メソ解析値から計算した各事例（事例A、C、Dは21時、事例Bは12時）の地点X（図1参照）における l の鉛直分布を示す。なお、 l はBrunt-Väisälä振動数 N と風速 u を用いて

$$l \cong N/u$$

で近似している。この数により、 l が大きいと波長のより短い山岳波が伝播可能であることや、急減する高度が存在すると山岳波は上方だけでなく風下にも伝播するようになること等がわかるが、特に事例Aや事例Cを見ると、MSMから得られる l の鉛直分布は、等温位線を見るより正確に実際の山岳波の形態を把握できる可能性がある。 l の有用性や実際のツールへの反映手法について、今後検討を続けていきたい。

参考文献

- [1] 高野健志, 2012: 東北技術だより, **26**, 1-20.
- [2] S. Arakawa, 1969: *Geophys. Mag.*, **34**, 359-425.

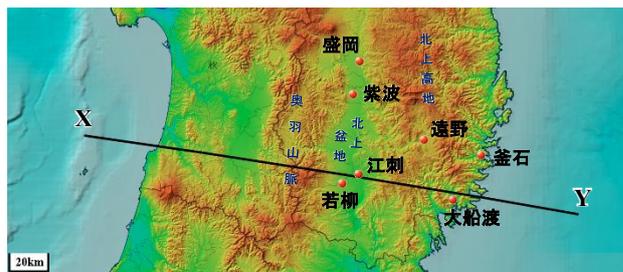


図1 奥羽山脈、北上高地の地形と主な観測点の位置関係。併せて、LFMの解析に用いた鉛直断面（線分X-Y）を示す。

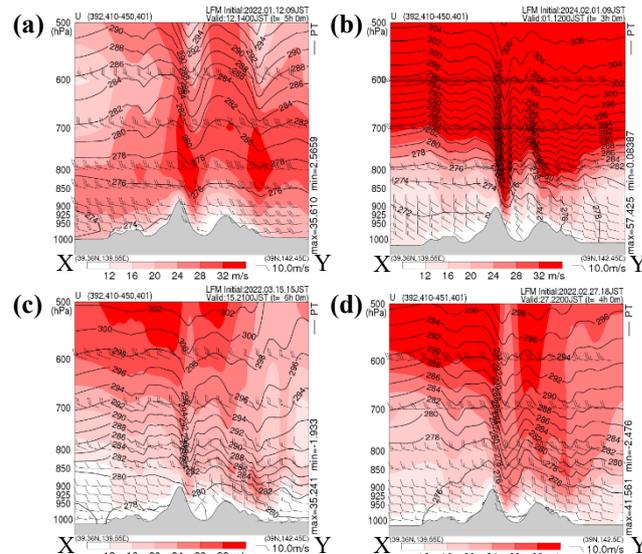


図2 (a) 2022年1月12日14時, (b) 2024年2月1日12時, (c) 2022年3月15日21時, (d) 2022年2月27日22時におけるLFMで計算された東西風成分 (m/s, シェード) と温位 (K, 等値線) の鉛直分布。

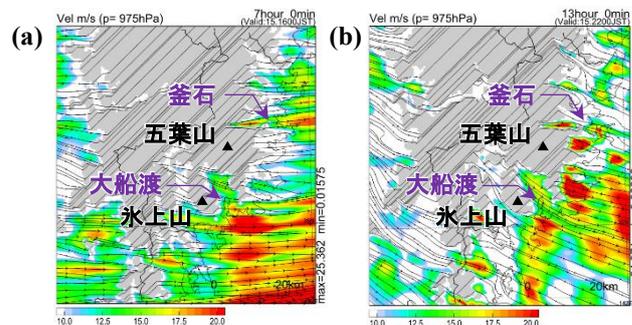


図3 JMANHMで計算された2022年3月15日(a) 16時, (b) 22時の975 hPa面における水平風速 (m/s, シェード) と流線。併せて大船渡、釜石の観測点や周辺の山の位置を示す。

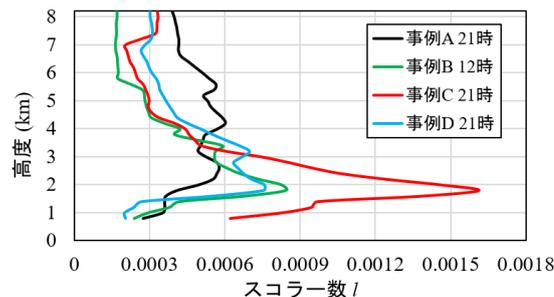


図4 気象庁メソ解析値から計算した、地点X（図1参照）における各事例のスコラー数 l の鉛直分布。

おろし風レジーム図を応用した八戸暴風予測アプリの開発

菅原海大 (青森地方気象台)

1. はじめに

予報作業ガイドブック(青森県)第5版によると、春に南高北低の気圧配置で気圧の傾きが大きくなると三八上北地方ではおろし風となり、八戸では暴風となることがあることが知られている。これらは奥羽山脈や八甲田山の風下山岳波による「おろし風」の暴風が発生すると考えられており、過去に多くの調査研究がされている(澁谷 2021 など)。本研究では、昨年度実施した調査研究(菅原 2023)の知見を踏まえ、おろし風による八戸暴風の発生を判定するワークシートをブラウザアプリとして開発した。

2. おろし風レジーム図について

菅原(2023)では JMANHM を用いて 2023 年 4 月 14 日に発生した八戸の暴風の事例解析を行い、おろし風レジーム図なども用いてこの暴風事例がおろし風によって発生したと結論付けた。おろし風レジーム図は、フルード数と安定層下端の高さで無次元化された山の高さの関係をプロットすることでおろし風が発生する場であるかどうかを判定するものである(Saito 1992)。菅原(2023)では 2018 年から 2023 年までの春の日中に八戸で発生した全暴風事例について、原因を南高北低、発達した低気圧、前線の 3 つに分けてレジーム図上にプロットした。すると、このうち特に南高北低による事例では多くがおろし風の発生する条件を満たす領域にあった(図 1)。本研究ではこの結果を踏まえ、MSM の予測値からレジーム図を用いた解析を行い、暴風の発生を判定するワークシートを作成することとした。

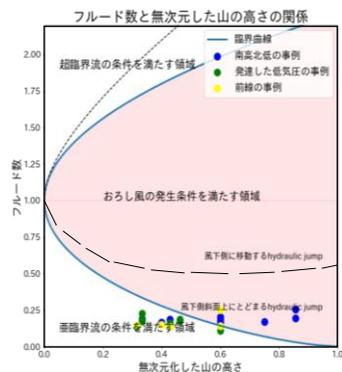


図 1 過去の八戸暴風事例時の無次元化した山の高さ とフルード数の関係。

3. ワークシートの構成

ワークシートの作成にあたり、モデルデータの取得から計算、描画までは Python で行い、判定結果の表示は Javascript と html で行うこととした。Python で計算した判定結果を csv で出力し、Javascript からその csv を読み込んで表示する。利用するモデルデータは MSM の気圧面データで、要素は気温、高度、東西風、南北風、気圧面は 600hPa より低い各気圧面を用いた。最初に各層間での気温減少量、高度減少量を求め、安定層下端の

高さを求めた。ここで安定層下端の高さを特定できなかった格子点については「判定なし」とした。次に、安定層下端での水平風速 u_0 、安定層下端の高さ h_0 を求め、それらからフルード数 Fr_0 を以下の式を用いて計算した。

$$Fr_0 = \frac{u_0}{(gh_0)^{\frac{1}{2}}}$$

さらにここから、山の高さの閾値 m_{*max} を以下の式を用いて求めた。これは図 1 の青線で、y 座標が上で求めた Fr_0 の時に対応する x 座標の値である。

$$m_{*max} = 1 + \frac{Fr^2}{2} - \frac{3}{2}Fr^{\frac{2}{3}}$$

同様に、山の高さを安定層下端の高さ h_0 で割ることで無次元化した山の高さ m_{*0} を求めた。山の高さはおろし風が発生する場合に越える山の高さであるが、本研究では南部八甲田山の地形から 600m を用いた。以上で求めた m_{*max} と m_{*0} を比較し、 m_{*0} の方が大きくなっている格子点を「判定あり」とした。こうして求めた判定結果の例として、菅原(2023)で扱った 2023 年 4 月 14 日の暴風事例時の様子を図 2 に示す。この暴風事例は南高北低の気圧配置時のおろし風によって発生したと考えられる。この図から、八戸から見て風上側に「判定あり」の領域が広がっていることがみてとれる。本判定では「暴風となる場所」を見ているのではなく、「その場所の空気が山を越えた場合に暴風をもたらす場所」を見ているため、八戸付近の判定を見ればいわけではないことに留意が必要である。

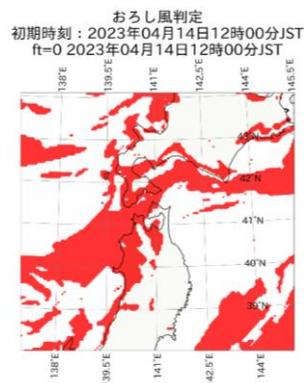


図 2 2023 年 4 月 14 日の暴風事例時のおろし風判定。「判定あり」の領域を赤で着色した。

4. 精度検証

第 3 節で説明した通り、本判定では暴風となる場所「を見ているのではなく、「その場所の空気が山を越えた場合に暴風をもたらす場所」を見ている。そのため、どの格子点を判定に用いるかを定めるために各格子点における精度の検証を行った。検証に用いたデータは 2016 年～2024 年の 2 月～5 月のデータである。データ期間は、領域拡大後の MSM のデータがある 2016 年以降とした。これら

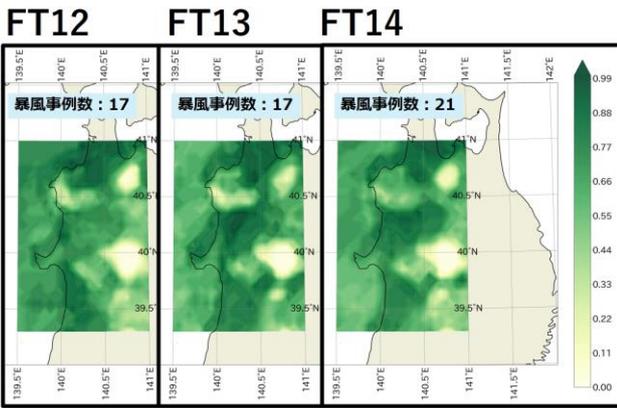


図3 FT12～14における風速18m/s以上の捕捉率の分布。

のうち、予報対象時刻の八戸における実況風向が南西～西であったもののみを抽出し、それ以外は検証の対象外とした。これは、本ワークシートは西よりの暴風を捕捉することを趣旨としているためである。抽出された時刻に対して、実況の「あり」「なし」と判定の「あり」「なし」で「あり適中」「見逃し」「空振り」「なし適中」の4パターンに分けて捕捉率等の検証を行った。FT12～14における風速18m/s以上の捕捉率の水平分布を描画した図(図3)から、沿岸部で捕捉率が大きくなっている様子が見られる。

空振り率などを用いてさらに詳細な解析を行い、図4の9地点を判定に用いることとした。これらの地点では適中率が61.27%～70.46%、捕捉率が88.24%～100%となっていた。空振り率は29.51%～38.73%であった(表1)。非常に高い精度で捕捉することが出来る一方、空振り率が高くなっており、精度の向上をすることは今後の課題である。

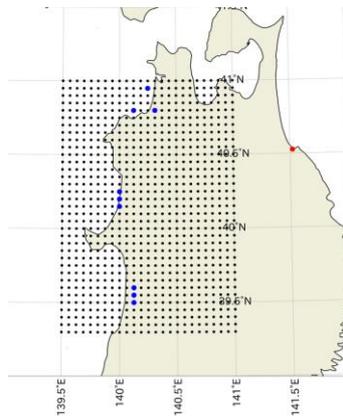


図4 判定に用いることとした格子点(青点)。赤点は八戸特地を示す。

表1 判定に用いることとした8地点の適中率、捕捉率、空振り率。

経度	緯度	総事例数	対象事例数	暴風事例数	暴風敵中数	敵中率	捕捉率	空振り率
140.2500	40.95	8622	3819	17	17	61.27%	100.00%	38.73%
140.3125	40.80	8622	3819	17	17	66.48%	100.00%	33.52%
140.1250	40.80	8622	3819	17	17	64.36%	100.00%	35.64%
140.0000	40.25	8622	3819	17	15	65.54%	88.24%	34.41%
140.0000	40.20	8622	3819	17	15	65.91%	88.24%	34.04%
140.0000	40.15	8622	3819	17	16	67.24%	94.12%	32.73%
140.1250	39.60	8622	3819	17	15	69.05%	88.24%	30.90%
140.1250	39.55	8622	3819	17	15	68.92%	88.24%	31.03%
140.1250	39.50	8622	3819	17	16	70.46%	94.12%	29.51%

5. 判定表示ツールの作成

ここまでの検証をもとに、判定結果を表示するツールを試作した(図5)。ここでは例として、2016年2月13日21時UTC初期値の判定結果を示す。2016年2月14日16時JSTに八戸特地では22.3m/sとなる暴風となったが、このワークシートでは12時JSTから一部格子点で判定が始め、16時JSTには全地点で判定ありとなった。判定表示ツールを作成する際は、判定の有無やその時間を一目で把握できるように作成した。また、各地点におけるフルード数等の計算結果を下部に表示した。



図5 判定表示ツール。例として2016年2月13日21時UTC初期値のデータを示す。

6. まとめ

本研究では、フルード数を用いたおろし風の発生判定手法を用いて、八戸における暴風判定ワークシートを試作した。八戸から見て風上側の領域の各格子点における捕捉率等の成績を用いて、最も精度よく八戸のおろし風発生を判定出来ている格子点を解析したところ、津軽地方、男鹿半島の付け根の北、男鹿半島の付け根の南あたりの格子点で比較的良好な精度でおろし風を判定出来ていた。それらの格子点では捕捉率が90%～100%と、非常によく捕捉することが出来ていた。空振り率は30%以上と高くなっていった。空振り率を下げることは今後の課題である。今後は各種パラメータについてさらなる検討を重ねることで最適なパラメータを見つけ、精度の向上を実現したい。

参考文献

澁谷克之, 2021: 八戸の暴風の警報級の可能性[中] 付加のためのワークシート作成, 令和3年度仙台管区調査研究科資料
 菅原海大, 2023: 2023年4月14日に発生した八戸の暴風の事例解析と八戸暴風事例の統計解析, 令和5年度仙台管区調査研究科資料
 Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width, J. Met. Soc Japan 70 775-782.

JMA/NHM を用いた 2023 年 7 月 14 日から 16 日にかけての

秋田県の大雨のシミュレーション

熊谷真琴（弘前大学理工学部）、谷田貝亜紀代（弘前大学理工学研究科）

1. はじめに

日本時間 2023 年 7 月 14 日から 16 日にかけて梅雨前線の影響により秋田県内の広範囲で記録的な大雨となり、河川の氾濫や土砂災害等の被害が見られた。特に 7 月 15 日未明から昼過ぎにかけて県内の各地点で降水がピークとなった。

本研究では 7 月 15 日の降水に着目して気象庁非静力学モデル JMA/NHM(Saito et al.2006)を用いた降水の再現シミュレーションを行い再現が不十分な降水の原因を考察した。

2. 実験設定

実験には JMA/NHM を使用し、図 1 に示す領域で、5km 実験を経て 2km にダウンスケーリングした。初期値・境界値には気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)を用い、2km 実験は 5km 実験を用いて 1 way nesting によりダウンスケーリングした。地形データには GTOPO30 を用いた。

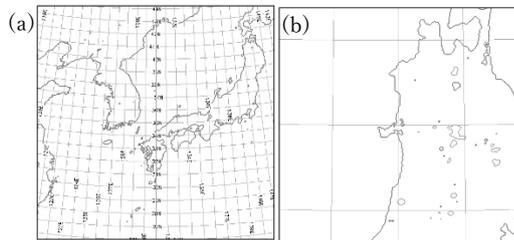


図 1 計算領域 ((a)5km,(b)2km)

なお 5km 実験は初期時刻を 2023/7/14 06:00UTC, 予報時間を 30 時間とし、2km 実験は初期時刻を 2023/7/14 12:00UTC 予報時間を 24 時間とした。

2km 実験 5km 実験どちらも対流パラメタリゼーションに KF スキームと雲物理過程を用いている。

3. シミュレーション結果と考察

図 3 に示す 3 つの領域 (北部、中央部、南部) における解析雨量と 2km 実験による降水量の領域平均時系列を図 2 に示す。

図 2 より、全体的にシミュレーションは解析雨量と比較して過小評価する結果となった一方、中央部の解析雨量がピークを示した時間帯 (7/15 2:30-3:30UTC) (図 2 (b))は南部 (図 2 (c))で過大評価する結果となっている。この傾向 (バ

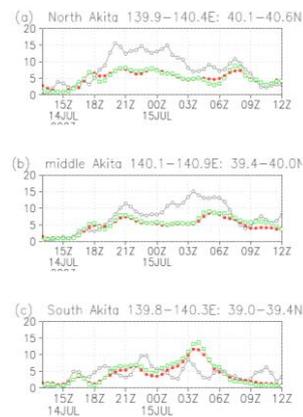


図 2 (a)秋田北部における 7/14 13:00UTC~7/15 12:00UTC 1 時間領域平均降水量 (mm/h),黒線 解析雨量 赤線 5km 実験結果 緑線 2km 実験結果 (b),(c)の凡例は(a)に同じ、ただし(b)秋田中央部、(c)秋田南部

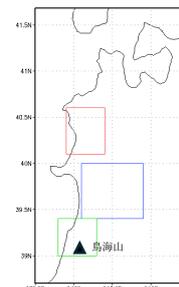


図 3 領域平均に用いた 3 区分 (秋田県北部、中央部、南部) を示す領域 それぞれ赤枠、青枠、緑枠で示される

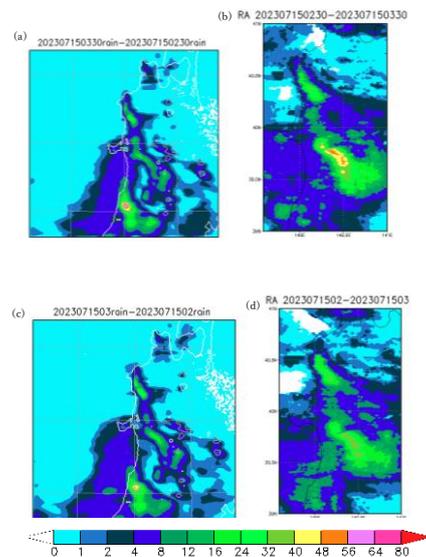


図 4 2023/7/15 02:30~03:30UTC の(a)2km シミュレーション降水 (mm/h),(b)解析雨量, 2023/7/15 02:00~03:00UTC の(c) 2km シミュレーション降水 (d)解析雨量。

題目番号 1 3

イアス) が 5km 実験で現れたかどうか検証し、あわせて初期時刻 UTC2023/7/14 06:00 MSM の 5km シミュレーション結果と比較する。公開されている MSM の時間に合わせて、図 4(c),(d) はピーク時間前の 2-3UTC の降水分布を示した。

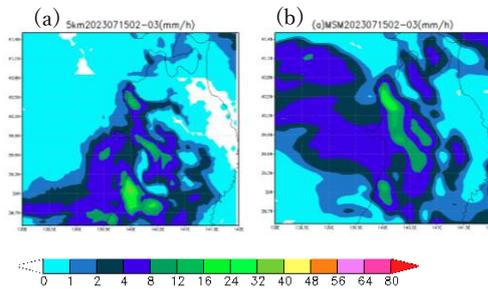


図 5 (a)5km シミュレーション降水(b)初期時刻 UTC2023/7/14 06:00 MSM による降水分布 (a)(b)いずれも UTC2023/7/15 02:00~03:00 の降水を示す(mm/h)。

2km シミュレーション(図 4(c))、5km シミュレーション(図 5(a))で観測と比較して鳥海山付近の降水が多くなる傾向が共通して見られるため、南部の降水の再現性に着目する。

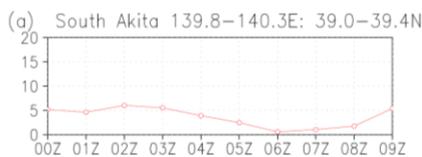


図 6 (a)初期時刻 UTC2023/7/14 06:00 MSM による南部の 7/15 00:00UTC~7/15 09:00UTC の期間の領域平均降水.(mm/h)

表 1 2023/7/15 02:00~03:00UTC の解析雨量、MSM、2km 実験、5km 実験の南部での領域平均、解析雨量との領域平均の差 単位はどちらも(mm/h)

	領域平均 (mm/h)	解析雨量との差 (mm/h)
解析雨量	8.6	
MSM	5.5	-3.1
2km	11.0	2.4
5km	9.8	1.2

表 1 は 2023/7/15 02:00~03:00UTC 解析雨量、MSM、2km 実験、5km 実験の南部での領域平均、各項目の領域平均から解析雨量の領域平均を引いた値を示している。

2km 実験と 5km 実験の結果を比較すると、2km 実験が 5km 実験よりも過大評価する結果となった一方、MSM は過小評価する結果となった。熊谷ら (2023) の 2km シミュレーション結果でも秋田県南部の鳥海山付近で降水が過大評価する結果となっていたことから、2km にダウンスケーリン

グした際の地形の表現が 2km 実験結果の降水の過大評価に繋がったと考えられる。

4. 今後の展望

本研究では主に南部で降水の再現が出来なかった原因について 5km 実験、2km 実験、MSM の降水、解析雨量を比較して考察を行った。

今回は南部地域の 2023/7/15 02:00~03:00UTC の時間に着目したが、5km 実験、2km 実験どちらもこの時間帯の降水のタイミングがずれていることから再現性の議論のためには初期時刻や初期・境界条件を変更することが必要である。

また、2km 実験の結果で鳥海山付近が過大評価されたことから、2km 実験の山岳の表現に考慮する必要があると考えられる。

5. 参考文献

熊谷 峻介,村田 一則,茂木 綾香,鷹橋 菜美,(2023) 「2023 年 7 月 14 日から 16 日にかけての秋田県の大雨 (その 3)」令和 5 年度仙台管区調査研究会資料 pp 33-34
Saito,K.,T.Fujita,Y.Yamada,J.Ishida,Y.Kumagai,
K.Aranami,S.Ohmori,R.Nagasawa,S.Kumagai,C.
Muroi,T.Kato,H.Eito and Y.Yamazaki,2006 : The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model, Mon.Wea. Rev.,134, 1266-1298.

6. 謝辞

本研究で利用したデータセット (気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)) は気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) プロジェクトにより提供されたものである。

弘前における降水と水蒸気の水蒸気源解析
-爆弾低気圧に伴う降水の水蒸気源解析-

*谷田貝亜紀代¹, 上野 優², Hayoung Bong³,

川代迅², 前田未央¹, Yang Yan⁴, 大堀楓河⁵, 芳村 圭⁴

(¹弘前大学大学院理工学研究科, ²日本気象協会, ³NASA/GISS,

⁴東京大学生産技術研究所, ⁵弘前大学理工学部)

1. はじめに

豪雪地帯である弘前の冬季降水の水蒸気源や降水過程を理解するため、弘前大学屋上にて、2019年12月以降、冬季降水の同位体比計測を、2020年12月以降 2024年2月まで水蒸気同位体比計測を行った。その中から上野他(2021)は2021年2月15-16日の急発達した低気圧に伴う弘前の降水(同位体比の低い事例、図1の○で囲んだ事例)の水蒸気源について報告した。山口(2021)は、この低気圧の急発達の主要因が小笠原沖における潜熱供給であることを力学的解析から示した。

そこで本講演では、上野他(2021)に解析を加える形で、太平洋を含む4つの海域から蒸発する水の北東北への寄与を Iso-RSM (Yoshimura et al., 2010) を用いて計算した結果を報告する。

2. データと解析手法

降水観測は弘前大学理工学部屋上5階(青森県弘前市)でポリ袋を入れたバケツを12JSTから翌日の12JSTにかけて24時間設置して行った。収集した降水は水同位体分析計(Picarro L2120-i)で分析し、水の同位体比($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$)と d-excess ($\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) を求めた。

数値モデルは、米国環境予測センター(NCEP)とスクリプス海洋学研究所にて開発された領域気象スペクトルモデル(RSM)に新たなトレーサーとして水の水安定同位体である HDO と H_2^{18}O を導入したモデルで、同位体大気循環モデル IsoGSM (Yoshimura et al., 2008) を初期・境界条件とした IsoRSM を、次の2つの方法で実行した。

方法 I: 2020年11月26日00Zから2021年3月1日00Zの期間解像度30kmで実行した。上記期間の同位体比の再現を確認するため、モデルの1時

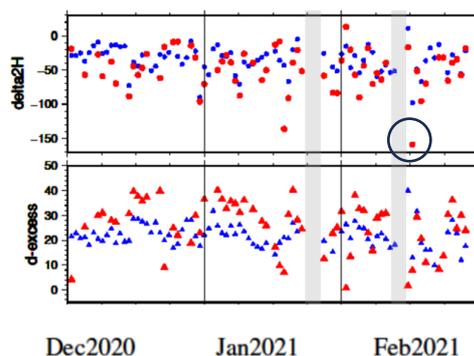


図1 2020/2021 冬季の日降水の同位体比と d-excess (赤: 観測, 青: モデル) の時系列. 上図: $\delta^2\text{H}$ (unit: ‰) 下図: d-excess. 灰色(影)は無降水日. ○は本講演で着目する事例.

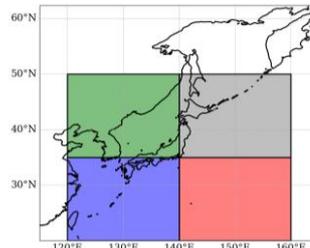


図2 方法 II で定義した4海域. 日本海(緑), 東シナ海(青), 太平洋北部(灰色), 太平洋南部(赤)

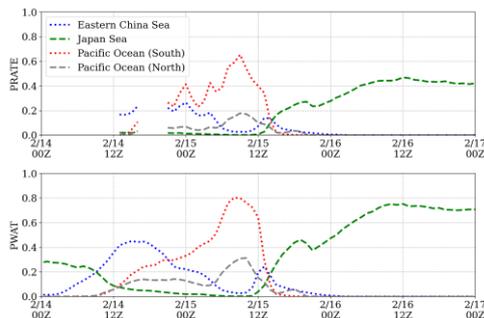


図3 (上図) 図2に示した各海域から蒸発した水分子の弘前の降水への寄与率. (下図) 上図に同じ. ただし弘前上空の可降水量への寄与率.

間ごとの出力値から降水量, 同位体比, d-excess を観測と同じ期間で積算 (平均) 平均した。

方法 II: 水蒸気起源の領域を明らかにすることを目的とするトレーサーモード (色水実験) である。本実験は ERA5 を初期境界条件とし IsoGSM (T248) を走らせた結果を初期境界条件として IsoRSM (30km) を実行した。その際, 図 2 に示す 4 領域を設定し, それぞれの海域から蒸発した水の寄与を調べた。ここではその 4 領域を, 日本海 (緑), 東シナ海 (青), 太平洋北部 (灰色), 太平洋南部 (赤) と表記する。

3. 結果と考察

方法 I と観測結果の同位体比 ($\delta^2\text{H}$ のみ) と d-excess を図 1 に示す。2021 年 2 月 16 日, 弘前で観測された降水の同位体比 (赤丸) は, この 3 カ月間で最も低く, シミュレーション (青丸) でも最も低かった。前日の 2 月 15 日 12JST から翌日の 12JST にかけての屋上での積算降水量は 14.9mm, 方法 I では 26.1mm で, 観測とモデル結果の同位体比変動がおよそ合っている (図略)。

方法 II の計算結果から, 弘前の降水および可降水量への 4 海域からの蒸発の寄与率を図 3 に示す。2/14 12UTC (21JST) には東シナ海からの寄与が高く, その後無降水期間となる。2/15 00UTC (日本時間 9 時) には, 太平洋南部からの寄与が最多となった。弘前では, 15 日 15 時から 23 時には降雨が観測され (ピークは 17-20JST) たが, この期間太平洋南部と太平洋北部から蒸発した水蒸気の寄与が, 弘前の降水および可降水量のほとんどを占める。翌日 2/16 は 5JST から降雪が観測され, 2/16 の降雪量は 14cm を記録したが, この時の水蒸気源は, 日本海であることが明らかになった。

つまり, 最も同位体比の低い期間 (2/15 3UTC - 2/16 3UTC) の前半, 低気圧が急激に発達した日本の南東太平洋からの蒸発の寄与が高く, 後半 (2/15 15UTC 以降) は日本海からの蒸発の寄与にかわったことが明らかになった。この事例は, 対流圏界面の折れ曲がり (tropopause folding) を伴う, 急速に発達しながら三陸沖を北上した低気圧によるもので, アメダスは 15 日, 青森で 21mm, 弘前は 13.5 mm, むつは 31.5mm の日降水を記録した。また青

森県の大間, 黒石, 三戸では 2 月の日最大風速記録が更新されている。

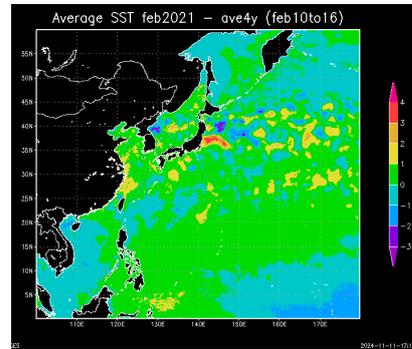


図 4 2021 年 2 月 10-16 日の SST 偏差 (単位:°C)。

低気圧の急発達に高い海面水温 (SST) が考えられることから, 気象庁 HIMSST の 2 月のデータ (2021-2024 年) から半月平均偏差を計算したところ (図 4), 全体的な高温偏差 (緑色, 黄色, オレンジ) に加え関東地方東部の太平洋域 (140-148E, 35-38N) で 3°C 程度の高温偏差が見られた。

当日はこれら海域から蒸発した水蒸気の弘前 (青森県) への輸送について水蒸気同位体比の計測値をあわせて報告する。また, 2024 年 2 月 27 日に岩手県北部で記録的な豪雪が見られたが, その事例も急発達した低気圧によるもので, 同日弘前で計測した水蒸気同位体比は, 観測期間で最も低い値を示しており, さらに岩手県沖で高い SST 偏差を示していることから, これら 2 事例に共通する特徴があると考えられる。それらを比較しながら, 今後の 2 月の豪雨豪雪の予測改善への貢献についても考察したい。

謝辞

本研究は, 弘前大学機関研究および総合地球環境学研究所の同位体環境学共同研究事業の支援により行った。

引用文献

- 上野優・谷田貝亜紀代・芳村圭 (2021) 「2020/2021 年の弘前市における降水の安定同位体比の特徴について」 令和 3 年度日本気象学会東北支部気象研究会・仙台管区気象台東北地方調査研究会合同発表会予稿集, pp. 25-26.
- 山口純平 (2021) 「令和 3 年 2 月 15 日から 17 日にかけての発達した低気圧の解析」, 令和 3 年度日本気象学会東北支部気象研究会・仙台管区気象台東北地方調査研究会合同発表会予稿集, pp. 11-12
- Yoshimura, K., M. Kanamitsu, D. Noone, and T. Oki (2008), Historical isotope simulation using Reanalysis atmospheric data, *J. Geophys. Res.*, 113, D19108, doi:10.1029/2008JD010074.
- Yoshimura, K., Kanamitsu, M., Dettinger, M. (2010) Regional downscaling for stable water isotopes: A case study of an atmospheric river event, *J. Geophys. Res.*, 115, D18114, doi:10.1029/2010JD014032.