# 2015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

# 2015年12月7日(月)

# 仙台第三合同庁舎 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

# 平成27年度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 合同発表会次第

日時:平成27年12月7日(月)10時30分~17時15分 仙台第3合同庁舎 2階大会議室

I 開 会 仙台管区気象台 気象防災部 防災調査課長 10:30 Ⅱ 挨 拶 仙台管区気象台 台長 Ⅲ 連絡事項 仙台管区気象台 気象防災部 防災調査課調査官 Ⅳ 研究発表 発表持ち時間は<u>1題15分</u>です。<u>時間を厳守</u>願います。 第1予鈴が、10分で鳴ります。<u>まとめ</u>に入ってください。 第2予鈴が、12分で鳴ります。<u>発表を終了</u>し、質疑応答に入ります。 終鈴が、15分で鳴ります。<u>質疑応答は終了</u>です。 ※発表の際は、最初に調査の概要についてお話ください。 ☆:共同研究の発表者

座₽	長:仙台管区気象台 気象防災部 観測課長							
		発表者所属		発	表	者	発表予定時間 10:45~12:00	
1	融雪効果を導入した土壌雨量指数の事例調査	青森	小沢茂					1~2ページ
2	浸水雨量指数の検証	岩手	☆畠山孝浩	・舛ィ	<b>谷清</b> 福			3~4ページ
3	LFMを活用した注警報の運用について	福島	吉田繁・春	日—•	熊谷	浩也・窪田力	」・☆西村雅人	5~6ページ
4	福島市の降雪事例に関する調査	福島	☆高須健嗣	5				7~8ページ
5	陸面過程モデルによる葉面湿潤度の推定と検証ーいも ち病の予測を目指してー	東北大	☆成田裕幸 (1:東北大: ンター、3: 鳥	<sup>፪¹</sup> •山 学大≌ 豊研榜	崎剛 学院理 後構東	•菅野洋光 <sup>2</sup> 里学研究科、 〔北農業研究	・大久保さゆり <sup>3</sup> 2: 農研機構中央農業総合研究セ Cセンター)	9~10ページ
	【休 憩】						12:00~13:00	
座县	<b>長:仙台管区気象台 気象防災部 予報課長</b>			発	表	者	発表予定時間 13:00~15:45	
6	[平成27年9月関東・東北豪雨]栃木・茨城県に大雨をも たらした総観スケールの環境場の特徴について	気象研	☆津口裕茂	き・加す	泰輝え	2		11~12ページ
7	平成27年9月関東・東北豪雨の事例解析	宮城	廣川康隆・	高野條	建志・	☆丹原 裕・言	吉田洋一・加藤 廣	13~14ページ
8	2014年7月9日から10日の大雨について(第2報)	山形	大張絵美					15~16ページ
9	平成27年7月22日の大雨の事例解析	山形	上野純一					17~18ページ
10	2014年10月16日東通村で発生した突風に関する調査	青森	坂中仁					19~20ページ
11	高密度な観測網を用いた庄内平野の大雪検証	山形	阿曽知子					21~22ページ
12	宮古の最高気温ワークシートの検証(その1)	岩手	☆秋元銀河	J∙藤扌	キ政え	₺・田ノ下潤−	_	23~24ページ
13	横手の最低気温予想ワークシートの検証と改善	秋田	久慈文男					25~26ページ
14	2013年5月13日の仙台山形の気温差について	東北大	☆岩場遊・	岩崎億	夋樹			27~28ページ
15	宮城県の西風暴風の予測手法改善に向けた調査	宮城	☆高野健志	い加藤	흃廣∙	山中 力		29~30ページ
16	従来型観測のみを用いた日本域長期領域再解析システ ムの構築に向けて	東北大	☆福井真 <sup>1</sup> (1: 東北大 <sup>:</sup>	<sup>-2</sup> 岩 学大学	崎俊相 学院玛	尌 <sup>1</sup> ·瀬古弘 <sup>2</sup> · 里学研究科、	•斉藤和雄 <sup>2</sup> •国井勝 <sup>2</sup> 2: 気象研究所)	31~32ページ
	【休 息】						15:45~16:00	
座县	長:仙台管区気象台 気象防災部 地球環境・海洋課長			発	表	者	発表予定時間 16:00~17:15	

35~36ページ

37~38ページ

39~40ページ

41~42ページ

17	特定温位面以下の寒気の蓄積と放出	東北大	☆菅野湧貴 • Muhammad Rais Abdillah • 岩崎俊樹
18	東北地方の雲量と全天日射量の推移についての継続調 査	青森	佐々木駿
19	水産関係機関と連携した沿岸水温予測技術の開発	宮城	中村辰男・金子秀毅・☆齊藤和幸・中村 寛
20	岩手県大船渡市綾里における温室効果気体の変動と気 象状況について	仙航	古積健太郎
21	カナダ・チャーチルにおける大気中CH₄濃度とその炭 素・水素同位体比の変動	東北大	☆藤田遼 <sup>1</sup> ・森本真司 <sup>1</sup> ・梅澤拓 <sup>2</sup> ・石島健太郎 <sup>3</sup> ・Prabir Patra <sup>1・3</sup> ・ Doug Worthy <sup>4</sup> ・青木周司 <sup>1</sup> ・中澤高清 <sup>1</sup> (1: 東北大学大学院理学研究科附属大気海洋変動観測研究セン ター 、2: 国立環境研究所、3: JAMSTEC、4: Environment Canada)

33~34ページ

# 参考資料

### 土壌雨量指数とは

土壌雨量指数とは、降った雨が土壌にどれだけ貯まっているかを雨量データ\*から、タン クモデルをベースに指数化したものです。地表面を 5km 四方の格子 (メッシュ) に分けて、 それぞれの格子で計算します。

大雨によって発生する土石流・がけ崩れなどの土砂災害は、土壌中の水分量が多いほど 発生の可能性が高く、何日も前に降った雨が影響している場合もあります。土壌雨量指数 は、大雨による土砂災害発生の危険度の高まりを示す指標として、各地の気象台が発表す る土砂災害警戒情報及び大雨警報・注意報の発表基準に使用しています。

※ 土壌雨量指数には降雨以外の要因(例:融雪)の効果は反映されません。

### 浸水雨量指数とは

浸水雨量指数とは、内水氾濫による浸水被害の危険度を表す指標として、タンクモデル をベースに降水量と地理情報から算出するものです。

東京都の浸水被害データを用いた検証から、1時間雨量、3時間雨量、24時間雨量に比べ、浸水雨量指数の方が内水浸水との関連性が高いことを明らかになっています。

# ガイダンスとは

ガイダンスとは、天気予報作成支援資料のことで、数値予報モデルの結果に統計的処理 を行い、気象要素への翻訳を客観的に行おうとする目的で開発されました。ガイダンスは、 「過去の数値予報の予報結果」と「実際の天気」の間の統計的関係(翻訳ルール)をさま ざまな方法で作成し、この関係を利用して、将来の予報を行うために使われています。

### 数値予報モデルの種類

気象庁では、予報する目的に応じて幾つかの数値予報モデルを運用しています。 現在、天気・天候の予報に使用している数値予報モデルには以下の種類があります。

局地モデル(LFM):日本周辺2km格子で、目先数時間程度の大雨等の予想に用います。

- メソモデル(MSM):日本周辺 5km 格子で、数時間~1 日先の大雨や暴風などの災害をも たらす現象の予報に用います。
- 全球モデル(GSM):地球全体 20km 格子で、分布予報や時系列予報、府県天気予報、台風 予報、週間天気予報に用います。

また数値予報で用いる物理学の方程式の内、鉛直方向の運動方程式に静水圧近似を用い ない数値予報モデルのことを非静力学モデル(NHM)と呼びます。高い分解能で予報を行 う場合、静水圧近似の精度が悪くなるので主に非静力学モデルを用います。

小 沢 茂 (青森地方気象台)

# 要旨

現在、積雪期間中に積雪状態にある場合には、大雨警報・注意報(土砂災害)を運用する際は土壌雨量指数を用いず、また、土砂災害警戒情報の発表は行っていない。融雪洪水や土砂災害など予報業務への応用を目的として気象庁と気象研究所で開発中の陸面モデルSiB(Simpie Biosphere Model,生物圏モデル)を用いて、融雪量や土壌水分量、積雪深などを求め、大雨警報・注意報(土砂災害)基準による発表頻度の傾向、また、土砂災害捕捉との有効性の観点など一昨年から調査が始まり、融雪に伴う土砂災害警戒への呼びかけ及び大雨警報・注意報(土砂災害)等の防災情報の改善を図ることを目的として調査を継続している。

# 1. はじめに

これまでの調査では、積雪期間中における現用の 土壌雨量指数(以下、指数)と融雪効果を加味した 二種類の手法を用いた指数との比較、また大雨注意 報(土砂災害)基準や土砂災害との関係等について 事例調査を行い比較したところ、融雪効果を導入し た指数が有効である可能性(災害捕捉率の向上)が 確認された。融雪効果を加味した二種類の手法のう ち「手法1(解析雨量とSiB融雪量を入力する手法)」 は、災害の捕捉率が高い一方で、過大な指数値とな ることが確認され、「手法2(SiB融雪量を入力する 手法)」では、現用の指数より災害捕捉率が向上した 結果となった。今回、現用の指数と融雪効果を加味 した「手法2」による指数との比較や大雨注意報(土 砂災害)基準の超過状況、積雪期における土砂災害 との関係について事例調査を行った。

### 2. 調査期間と資料

調査期間は、2010年11月から2015年5月までの 積雪期間とし、積雪地域で災害が発生した事例、ま たは指数が大雨注意報基準を超過した事例を抽出し た。データは、融雪効果を加味した土壌雨量指数及 び積雪深・融雪量等を使用し、災害発生格子に隣接 する8格子の指数の最大値を使用した調査も行った。

### 災害事例の特徴

2010 年 11 月以降、積雪期での土砂災害は津軽地 域の山沿いを中心に、市道等の土砂崩れやリンゴ園 の土砂崩れなど 8 事例あった。大鰐町での災害は、 土砂災害警戒区域内で発生した。気象状況は低気圧 や前線が通過するパターンが多かった。(表 1)

表1 災害事例(2010年11月~2015年5月)

番号	市町村	災害発生日	気象現象名	災害種類	気象要因	災害事例
0	齡ヶ沢町	2015年2月23日~24日	融雪	がけ崩れ	前線通過	町道脇土砂崩れ
0	大鰐町	2014年3月30日~31日	融雪·雨	がけ崩れ	南岸低気圧	リンゴ園土砂崩れ
3	八戸市	2014年3月25日	融雪	がけ崩れ	高気圧	八戸北IC付近土砂崩れ
٩	黑石市	2013年4月7日~8日	融雪·雨	がけ崩れ	低気圧	市道脇土砂崩れ
5	黑石市	2013年4月7日~8日	融雪·雨	がけ崩れ	低気圧	農道脇土砂崩れ
6	弘前市	2013年4月8日	融雪·雨	がけ崩れ	低気圧	リンゴ園土砂崩れ
0	青森市	2012年4月14日	融雪·雨	がけ崩れ	高気圧	市道脇土砂崩れ(リンゴ園被害)
8	刑帅	2012年3月30日~31日	融雪·雨	がけ崩れ	低気圧	リンゴ園土砂崩れ

# 4. 災害事例(2013年4月7~8日 黒石市)

(1) 災害概要

2013年4月7日から8日にかけて、黒石市では市道と 農道計3本の土砂崩れがあった。いずれの災害も発生 時刻は不明。青森県では広い範囲で融雪が予想され、 大雨(土砂災害)と融雪注意報が、6日20時18分に県 内全域に発表された。

### (2) 土壌雨量指数の比較

災害発生格子での現用の指数は20~30と低く、大 雨注意報基準未満であるが、融雪を加味した指数で は、7日10時に大雨注意報基準(73)を超過しており、 融雪を加味した指数の改善が見られる。(図1)



図1 災害事例④の時系列グラフ

(3) 土砂災害発生格子と隣接8格子による評価

黒石市内での別の格子による災害状況を見ると、 災害発生格子での現用の指数では20~30と低く、融 雪を加味した指数でも大雨注意報基準未満で災害を 捕捉できていない。このような場合、災害発生格子 と隣接する8格子の指数の最大値を使用することで 検証した。指数の最大値を使用すると、融雪を加味 した指数では、6日16時に大雨注意報基準(81)を超 過し、災害が捕捉できている。(図3)



図3 災害事例⑤の時系列グラフ

積雪の状況を隣接するアメダスと同一格子で比較 すると、実況との積雪差が大きい。消雪日を比較す ると、アメダス碇ケ関は4月6日、SiB積雪は4月17日 と消雪日が10日程度遅い。(図4)



図4 災害事例⑤の積雪深の比較

# 5. 大雨注意報基準を超過せず災害発生事例

2014年3月30日から31日にかけて大鰐町でリン ゴ園地の土砂崩れがあり、災害は土砂災害警戒区域 内で発生した。現用の指数は20と低く、隣接8格子 の指数の最大値(74)を用いても大雨注意報基準(82) を超過せず災害を捕捉できていない。(図5)

積雪の状況は、31 日アメダス碇ケ関の日最深積雪 は 26cm であるが同一格子の SiB 積雪深は 51cm と差 が大きい。消雪日は、アメダス碇ケ関は 4 月 1 日、 SiB 積雪深は 4 月 16 日と 2 週間程度遅い。(図略)



図5 災害事例②の時系列グラフ

### 災害事例と大雨注意報基準による評価

事例を見ると、現用の指数では8事例中0事例と土 砂災害を捕捉できていないが、融雪を加味した指数 では、8時例中3事例で捕捉していた。また、災害発 生格子と隣接8格子の指数の最大値を使用すると8時 例中4事例と、さらに土砂災害の捕捉の向上が見られ、 大雨注意報基準との対応も良くなった。(表2)

来旦	市町村	災害格子の	現用(副	雪なし)	融雪あり		
宙巧		大雨注意報基準	災害格子	9格子最大	災害格子	9格子最大	
1	鰺ヶ沢町	78	10	20	10	30	
0	大鰐町	82	10	10	55	74	
3	八戸市	106	30	30	30	40	
4	黒石市	73	30	30	78	96	
5	黒石市	81	20	30	45	104	
6	弘前市	75	30	30	84	110	
0	青森市	102	20	20	76	96	
8	平川市	72	64	66	116	116	

表2 災害事例と大雨注意報基準による各指数の評価

### 7. まとめ

今回の調査では、現用の指数では災害が捕捉でき ていない事例が、融雪効果を加味した指数では災害 を捕捉できた事例があり、災害格子と隣接する8格 子の指数の最大値を用いることで、さらに災害捕捉 の向上が見られるなど土壌雨量指数の改善が見られ た。一方、SiBモデルによる積雪深や融雪量の推定 が十分でなかったため、指数が過大になってしまう 事例もあった。また、SiB積雪深の消雪日が実況よ り遅い事例があり、実際には積雪のない時期に無降 水で指数が上昇してしまう事例も多いことから、現 用の基準での大雨注意報の運用では、発表回数が増 えてしまう可能性がある等、課題が見られた。

### 8. 参考文献

太田琢磨、佐藤信夫、平井雅之、原旅人、2010: 陸面過程モデル SiB の高解像度オフライン計算によ る陸域水分量の推定

☆畠山孝浩 舛谷清高(盛岡地方気象台)

# 1. はじめに

浸水雨量指数は、現在の雨量基準に比べて内水浸水との関連性が高い指標 として開発が進められ、平成29年度中の運用開始に向け、全国の地方官署 において、その特性把握や災害との関連性の確認作業が進められている。本 調査では、岩手県における浸水雨量指数を現在の雨量基準と比較し、基準指 標としての妥当性を調査した。

# 2. 調査資料

調査期間:2015年4月~8月

利用データ:解析雨量、浸水雨量指数、浸水害警戒判定メッシュ情報、災害 資料(気象災害報告、岩手県災害被害状況報告、新聞記事等)

- 事例抽出条件:(①~③の条件で二次細分区域ごとの最大値を抽出)
  - 実況雨量(解析雨量)が大雨(浸水)の警報基準または注意報基準を 超過
  - ② 浸水害警戒判定メッシュ情報の実況値(浸水雨量指数の実況値による 浸水警戒度)に警戒度I以上が発現
  - ③ 浸水害が発生、または流路長5km未満の小河川流域の水害(内水・ 外水を問わない)、または大雨に起因する(浸水害・土砂災害・洪水 害以外の)災害が発生

### 3. 大雨(浸水)警報・注意報基準と浸水雨量指数の比較

浸水雨量指数基準の警戒度Iは注意報の対象災害と、警戒度IIとIIは警報 の対象災害と比較した表1と2では、対象災害ありで基準超過ありの捕捉回 数は、大雨注意報の7回に対して、警戒度Iが8回、大雨警報と警戒度IIは 同数の1回で、ほとんど違いが見られない。一方、基準超過ありで対象災害 なしの空振り回数は、大雨注意報の153回に対して警戒度Iが54回で、そ の差99回(空振り率は96%から87%に低下)、大雨警報の34回に対して警 戒度IIが16回で、その差18回(空振り率は97%から94%に低下)となり、 浸水雨量指数基準の方が現在の雨量基準に比べ、空振りを抑制している。

# 4. 事例1 (2015年6月16日、紫波町)

上空の寒気により大気の状態が非常に不安定となり、 紫波のアメダスでは、16時30分までの1時間に、紫 波の観測史上1位となる95.5ミリを観測した。16時 30分の解析雨量(図1)と浸水雨量指数(図2)を比 較すると、アンダーパスの冠水により自動車が水没し た格子を中心とする9格子内(赤い四角で囲んだエリ ア)で浸水雨量指数が最大値となっているのに対して、 紫波のアメダスがある格子(図1のA)では、解析雨 量は最大値の95ミリだが、浸水雨量指数(図2のA)

軍は最大値の95 ミリにか、浸水雨軍指数(図2のA) が12に抑えられている。地図(図3)で対比すると、冠水したアンダーパスは、地表面がアスファルトに 覆われた都市部で、紫波のアメダスは田園地帯にあり、もともと浸水に脆弱ではない非都市部であることが 分かる。浸水害警戒判定メッシュ情報(図4)では、冠水したアンダーパスの格子を中心とした9格子内で 警戒度Ⅲとなり、災害との対応が良くなっている。

_				_								_				_	_							_		_			
					0	_0	13	<u>6</u>	10	10	8	8	大「	即世	]4	5	З	4	Y	4	з	з	2	5	5	4	2	з	1
L	1	3:5	30		0	2	39	1	٢.		15	10	8	12	4	6	6	6	6	4	+	3	~2	5	10	5	\ <sup>2</sup>	з	1
L	-				4	27	45	(	_		4	28	21	15	15	15	15	11	8			4	4	9	11	8	ą	4	2
		0	0	0	з	27	/31	١.	┍	٩.	k	39	28	22	17	17	17	17	13	13				Ì٩,	14	7	5	-5	4
	r	~	0	0	1	17	36	3.	_	_	24	47	13	17	21	26	27	21	21	17	12	9		17	17	12	6	5	4
0	/	0	ŏ	0	6	3	30	24	19	21	17	22	13	20	17	25	45	22	19	18	13	8	8	14	9	8	6	5	4
0	60	0	0	0	0	з	15	12	29	19	26	35	38	34	31	34	31	28	20	18	20	20	14	14	9	5	5	з	з
0	<b>)</b> <sub>0</sub>	0	0	0	1	1	4	4	3	19	12	46	È 1	74	73	57	53	32	46	35	24	21	11	17		5	4	з	2
0	S	. 0	0	0	0	8	2	6	6	6	10	76	73	95	90	85	56	HESE	打田	133	22	16	11	14	5	4	4	3	2
õ	7	ő	١Ļ.	-	5	12	9	ě	5	19	24	30	85	95	90	85	45	MS IL		33	22	24	16	12	7	4	Å.	3	2
ĸ	0	ŏ		-	17	1.2	14	1.2	25	-91	10	45	74	77	80	74	30	21	10	17	21	24	7	5	-	7	$\sum_{i=1}^{n}$	4	5
6	~	~		1.5		1.5		10	8	3	20	26	50	51	70	0.5	22	25	10	17	21	6		-	-	7	7	7	2
2	0	0	0	15	22	15	14	19	39	2	20	30	00	10	10	00	33	20	5	17	3		4		4	40	5	1	0
0	0	0	0	C	12	15	12	33	53	39	39	34	34	49	4.6	35	3	9	5		1	1	1	4	4	5	2	2	2
0	0	0	0	0	16	17	14	25	51	51	40	25	14	29	20	16	10	3	-	1	1	1	1	0	1	2	2	1	1
0	0	0	0	0	6	14	8	17	51	45	50	34	18	18	13	6	6	2	2	X	0	1	1	1	2	1/	1	1	0
0	0	0	2	0	4	- 4	2	1	28	20	10	з	2	З	1	1	5	2	0	0	0	S	-0-	-0	L		0	0	0
		0	0		0	0	0	2	з	11	7	з	2	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		0	0		0	0	0	1	-1	з	1	2	1	-1	- 1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
						0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0									0		
					0	0	0	0				0	0	0	0	0	0	0-	1	-	5-	10-	20	- 3	0	10-	50-	80	-
_	Ŋ	1		备??·	tfri	त्तुज्ञ-		()	01	54	Ŧ	6 F	<b>H</b> 1	16		16	p±	÷γ	<u>^</u>	5	- u	1 🖽	井巳.	१त	<u>.</u>	ł١	-	-	-
	쓰	1.	• •	り牛	171	141	里	ν2	UI.		+	0,		10	Ц	10	μŢ	10	0 2	10		ι µ-	TIF	114	ヨ	1			
				Δ	• •	赀	臣	7:	11	オフ	zα	つね	ςZ	林	ィイ	-													

表1.基本	表1.基準指標の精度検証(単位:%)											
警戒度亚	雨量基準	浸水雨量指数基準										
適中率	/	0										
空振り率	/	100										
捕捉率	/	0										
見逃し率	/	100										
警戒度Ⅱ	雨量基準	浸水雨量指数基準										
適中率	3	6										
空振り率	97	94										
捕捉率	100	100										
見逃し率	0	0										
警戒度 I	雨量基準	浸水雨量指数基準										
適中率	4	13										
空振り率	96	87										
捕捉率	88	100										
見逃し率	13	0										

まっ 対象災害と其進招過の分割実

<b>*</b> *	RIF TT		基準超近	日			
<b>=</b> 70,		あり	なし	計			
	あり	0	1	1			
対象災害	なし	4		4			
	計	4	1	5			
		1	<b>基準</b> 招輩	日			
言形	度Ⅱ	あり	なし	計			
	あり	1		1			
対象災害	なし	16		16			
	計	17	0	17			
		基準招過					
て開着業	<b>、雨警報(浸水)</b> あり	あり	なし	計			
	あり	1	0	1			
対象災害	(浸水)         基準/           あり         なり           あり         1           なし         34		34				
	計	35	0	35			
		1	基準超過				
膏飛	度 I	あり	なし	計			
	あり	8	0	8			
対象災害	なし	54		54			
	計	62	0	62			
	data ya sana sa	1	基準超過	5			
人開注意	報(浸水)	あり	なし	計			
	あり	7	1	8			
対象災害	なし	153		153			
	計	160	1	161			



# 5. 事例2(2015年6月17日、滝沢市)

調査期間中に、床上浸水が発生した唯一の事例である。地元新聞記事によると、浸水害の発生は14時前後 で、水が引いた後に片付けをする住民を写した15時15分頃の写真が掲載されていた。浸水害警戒判定メッ シュ情報(図5)では、床上浸水の発生したメッシュで14時10分に警戒度Iが判定され、14時40分(図 略)には警戒度IIとなり、15時10分に警戒度I、15時20分には判定無しとなっており、浸水害との対応 が、地域だけでなく時間も整合している。なお、この事例では浸水害が確認できていないが、巣子川が木賊 川に合流する地域(図5と6のB)は、水害の発生頻度の高い地域で、解析雨量(図7)の分布には明瞭に 見られていない極大域が浸水雨量指数(図8)に見られ、警戒度IIが判定されていた。



# 6. 考察

事例1と2から、現在の雨量基準を超過した場合でも、浸水に脆弱ではない非都市部においては、浸水雨 量指数の上昇が抑制され、浸水災害の発生地域との対応が浸水害警戒判定メッシュ情報において改善されて いることがわかる。また、空振り回数についても、非都市部での基準超過が抑制された結果、現在の雨量基 準に比べ大幅に空振り回数が減少している。浸水災害の発生時間との整合については、事例2では対応が良 かったが、浸水災害の発生場所と時間を詳細に把握できる事例はほとんど無く、十分な検証には至っていな い。

# 7. まとめ

岩手県内の事例調査においても浸水雨量指数が、現在の雨量基準に比べて内水浸水との関連性が高い指標 であることが確認できた。しかし、調査期間が短いため、警戒度IIの対象となる災害事例が少なく、浸水災 害の発生時間との対応も十分検証できなかったことから、今後も事例の蓄積を進め、岩手県における浸水雨 量指数の特性や有効性の確認を行いたい。

【参考文献】気象庁研究時報 65巻 2015「大雨警報における浸水雨量指数の適用可能性 - タンクモデルを用いた内水浸水危険度 指標 - 」太田琢磨・牧原康隆

# LFM を活用した注警報の運用について

☆西村雅人 春日一 熊谷浩也 窪田力 吉田繁(福島地方気象台)

1 はじめに

今回、平成 27 年度の予報技術検討会のテーマである「LFM を活用した、注意報・警報の運用」に関 連して、短時間強雨の予想に対して、どう LFM を活用できるかについて調査した。その結果、GSM や MSM では表現されなかったが、LFM では比較的良く表現された事例が複数あり、地上シアーの位置や FRR、500m 高度各種指数等に着目することで、強雨域をある程度予測することが可能となり、注・警 報の運用に有効になりえることが確認できた。ここでは、2013 年 6 月 25 日の事例を紹介する。

### 2 2013年6月25日事例及び総観場

総観場:図1に2013年6月25日の地上天気図を示す(図2上段)。 梅雨前線が日本に南に停滞している。一方、東北地方は千島近海の高 気圧と日本海にある高圧部の鞍部にあたり、地上風が収束しやすい気 圧配置であった。また、500hPaでは、東北地方には氷点下9度以下 の寒気が流入し、地上では最高気温が30℃前後となり、午後は大気の 状態が不安定となった。



3 実況経過とLFMFRR との比較

区 1 2013.0.23 13 时

2013年6月25日15時から17時までのアメダス風と降水強度を示す。 15時で中通り中部の阿武隈高地山沿いに弱いエコーが発生し始めた。16時では、中通り中部の平地に も弱いエコーが発生し始め、17時にかけて急速に発達し、17時解析雨量で郡山市付近100ミリを観測 した。その後、18時にかけて急速にエコーが弱まり、短時間に警報レベルに達する大雨となった。アメ ダスの風は、中通り中部で、16時から17時にかけて、南よりの風と東よりの風の収束線が形成された。

図2の下段にLFM25日03Z初期値の16時、17時、18時予想(FT=4、5、6)の地上風及びRR1H (1時間降水量)を示す。地上風は、16時で関東北部からの南よりの風と浜通り北部からの東よりの風 の収束線(図赤点線)が、中通り中部・北部に予想されている。17時は、地上収束線の位置が前時刻と ほぼ同じ場所に予想され、RR1Hは収束線近傍に予想されている。18時では、更にRR1Hがやや広ま って予想され、最大で61ミリ/時間が予想されていた。実況と比較すると、収束線の位置が実況よりや や北で、RR1Hのピーク時間が1時間程遅れている。



下段 LFMFRR 6月25日03Z 時初期值:16時、17時、18時

### 4 環境場

図 3 に、LFM500m 高度における各種指数(収束発散、dLFC、EL、FLVW)を示す。 収束・発散では、中通り中部・北部付近に明瞭な収束域(図赤丸内)が予想され、風の収束線が見ら れる。dLFC では、中通り中部・北部に 500m 以下が分布し、EL では、同一付近に高度 10km 以上が 予想されていた。また、Flux では中通り中部に 100g/m / s の周辺に比べ、大きい値が予想されていた。



500m高度の相当温位(図 4 左)では、中通りの収束線(黒 点線)の南側は、関東方面か ら 332K以上が流入し、収束 線の北側には、浜通り方面か ら 332K以下が流入している。

図4中央に左図線分A-Bに 沿った断面図を示す。全体的



に、相対湿度は、高度 700hPa 図 4: 左: 500m高度相当温位 中央: 断面図(線分 A-B) 右:鉛直速度(線分 付近以下では、70%以上と高い。その中、収束線近傍(黒点線)では、約湿度:70%以上の高い値が、 約 450hPa 付近にまで達している(18 時では湿度 80%台が 350hPa 付近にまで達している)。また、高 度 500hPa 付近では、特に湿度 10%台以下の低い値が分布している。相当温位は、収束線近傍で、400hPa 付近まで周辺より高い値が分布しており、鉛直速度(図4右)でも、ほぼ同じ場所で速度が大きく(最 大 600hPa 図中赤丸点線)、300hPa 付近まで達している。雲の発達を示唆しているものと考える。

### 5 概念図

上記結果を基に、図5に概念図を示す。東北地方は高気圧圏内の中、日中の昇温により太平洋側では、 鞍部になり、日本海からの西よりの風と太平洋側の東よりの風が収束しやすい気圧場となっている。一 方、500hPa では、寒気が東北地方に流入して、大気の状態が不安定となっている。この中、中通り中

部から北部には、関東東海上からの湿った南東風が関東北部を経由し吹 き、中通り北部付近には、浜通りからの東よりの風により収束線が形成 される。また、500m高度には相当温位330Kの暖湿気が流入し、中層 の 500~600hPa 付近には乾燥域(低い湿度)が流入している。 中通り中部・北部では、地上収束により対流雲が発生し、その後、 dLFC: 500m 前後の高度に達し、EL: 10km 以上に達した。 なお、雲の発達過程では、中層の乾燥域も影響していると考えられた。



# 6 まとめ

今回の事例では、LFM は GSM や MSM では表現していない局地的な短時間強雨を収束線や強雨域 の位置ずれはあったが、良く表現されていた事例であった。中通りでは今回のような熱的不安定による 短時間強雨の発生頻度が多く、この結果を参考に、収束線の位置や強雨域、各種指数及び大気の鉛直構 造等に着目した事例調査を更に進め、注・警報運用に効果的なLFMの利用方法を検討していきたい。

1. はじめに

福島市は太平洋側に位置しながら、冬型の気圧配置 下でしばしば大雪に見舞われ、交通機関や社会生活に 影響を及ぼすことがある。しかしながら、このような ケースではモデルやガイダンスの予想が不十分であ る場合が多く、そのメカニズムの解明が必要となる。 本調査では、寒気移流時の温度場や風向・風速、地形 に着目し、福島市の降雪事例の特徴について調査を行 った。

### 2. 気温、風向・風速場からみた特徴

図1の風上側の地点Aにおけるメソ解析のGPVを用いて、冬型の気圧配置下で、福島市で降雪となる条件を調査した。解析対象は2009年~2014年の冬季(11月~4月)における毎イニシャルのメソ解析値である。 Lモードの降雪雲による過去の福島市の降雪事例等から、福島市で降雪の可能性のある「寒気移流場」の条件を表1のように定義した。図2に、表1の定義に当てはまるイニシャルの、各気圧面における気温と風速の関係を示す。青印は降雪時(各イニシャルの前後3時間の降雪量が5cm以上)、赤印は無降雪時(0cm)の

事例を表す。この図より、 500hPa や 700hPa では、降雪 事例は寒気の強い事例に偏っ ているが、寒気が十分強い場 合でも無降雪となる事例が存 在する。一方、850hPa や 925hPa では、降雪の有無は温 度場による依存性は小さく、 風速が大きいほど降雪となり やすいことがわかる。



図 1 メソ解析値の 取得位置



# 表1 寒気移流場の条件

図 2 表 1 の定義に該当するメソ解析値の風速と気温の関係 (左上: 500hPa、右上 700hPa、左下 850hPa、右下 925hPa。 青印は前後 3 時間の降雪が 5cm 以上、赤印は 0cm のイニシャ ルを、橙色の破線は表 1 の基準値を示す。)

福島地方気象台 高須 健嗣 図3に、降雪時と無降雪時における任意の10事例 の相当温位のプロファイル(950hPa~500hPa)を示す。 これによると、地上から800hPa付近までは、両者共 に対流不安定な層が形成されており、安定度の度合い に大きな差はない。一方、800hPaから700hPaにかけ ては、無降雪時では強い安定層が形成されており、こ れにより雪雲の発達が抑えられ、太平洋側の福島市ま で山越えしなかったとみられる。このように、寒気移 流時に奥羽山脈風下側の福島市で降雪となるには、 700hPaの寒気や下層風の強さが大きく関係しており、 500hPaの寒気の強さの直接的な関係性は小さいと考 えられる。



# イル(任意の 10 事例)

### 3. 地形による影響

福島市の西側には、吾妻連峰や飯豊連峰など、2000m 級の山々が東南東一西北西走向に連なる一方、福島市 の西北西側は奥羽山脈の谷筋及び朝日連峰と飯豊連 峰の間隙部に当たるため、日本海側からの季節風が入 りやすい地形となっている。

### 3-1. 解析事例

寒気移流時における降雪分布に対する地形の影響 を評価するため、事例解析を行った。対象事例は2015 年1月17日で、当日は低気圧が北海道の南東海上を 発達しながら北東進し、北日本は強い冬型の気圧配置 となっていた(図4)。当日21時(JST)の秋田の高 層観測では、700hPaでM25.1℃、850hPaでM15.1℃、 各層とも西北西~北西風で850hPaの風速は50ノット と強い寒気移流場だった。

福島県では、会津北部から浜通り北部へ伸びるライン状のエコーが断続的に発生し(図 5)、福島市では 昼過ぎ以降降雪が強まり夜遅くには積雪が 10cm に達 した。



図 4 2015 年 1 月 17 日 15 時の地上天気図



図 5 2015 年 1 月 17 日 16 時のレーダーエコー

### 3-2. JMANHM による数値実験

JMANHM を用いて解像度 2km までダウンスケーリン グを行い、実況の再現を試みた(標準実験)。この他 に、福島市の西北西側に位置する栗子峠の地形(モデ ル地形で標高 1000m 弱)を削った実験(感度実験 1)、 及び吾妻山の地形(モデル地形で標高 1700m 前後)を 現実の標高に近づけた実験(感度実験 2)を行った。 詳細な設定や計算領域は表 2、図 6 の通りである。

図7は15時における感度実験1から標準実験の1 時間降水量を差し引いた図であり、標高を削った山脈 とそのごく風下付近で降水量が減少している様子が わかる。図8に両実験の図6の線分ABにおける雲氷 (QCI)の混合比、雲氷と固体降水粒子(IW)の混合 比、上昇流の分布をそれぞれ示す。標準実験では、季 節風が上昇する峠付近で雲氷が形成され、風により雪 などの固体降水粒子の形として福島市西部付近まで 流されている様子がわかる。一方で峠の風下側上空に は山岳波に伴う下降流が卓越し、高度3km付近の雲氷 は峠より風下側では消散している。これに対し、感度 実験1では地形による雪雲の発達がないため福島市 西部付近における降雪は弱い。また高度3km付近の雲 氷の風下への流れ込みは小さいものの、下降流は比較 的弱く、日本海側から発達した雪雲が流れ込む場合は 容易に太平洋側まで達しやすい状況と考えられる。つ まり、栗子峠の地形は福島市西部付近の降雪を増やす 一方、山岳波による下降流により峠からある程度風下 側へ離れた地域では降雪を少なくする作用があると 考えられる。

16時における標準実験と感度実験2の雲氷混合比の鉛直積算量を図9に、16時における標準実験の500m面の発散と流線の分布を図10にそれぞれ示す。季節風が飯豊山の南北に分流した後、吾妻山の風下側で合流し、収束場を形成している様子がわかる。実況で吾妻山風下にみられたライン状の雪雲は、JMANHMでも概ね再現されているものの、標準実験では吾妻山の地形が現実よりならされているためか、実況より雲氷の分布は弱いことがわかる。これに対し、吾妻山の標高を現実に近づけた感度実験2では、幾分収束域の雲氷が多く計算されているが、それでも実況より弱めとなっている。吾妻山風下にできる小スケールの降水域を

表 2 JMANHM の計算設定

	標準実験	感度実験1	感度実験 2					
初期時刻	親モデル: 子モデル:	2015年1月17日 2015年1月17日	06 時(JST) 09 時(JST)					
解像度	親モデル:5km、子モデル:2km							
対流パラメタ リゼーション		KF スキーム						
地形編集	なし	栗子峠の標高 を <b>300m</b> へ削る	吾妻山の標高 を <b>2000m</b> へ増 やす					
		Prec mm (surface)	6hour Omin (Valid:17.1500JST)					



図 6 JMANHM の計算領域 (外枠 は親モデル、内枠は子モデル)



図7 感度実験1から標準実 験を差し引いた16時の1時 間降水量の差分

再現するには、さらに解像度を下げるなどの工夫が必要と考えられる。



図 8 図 7 の線分 AB における 15 時の雲氷混合比 (上段)、 雲氷と固体降水粒子の混合比 (中段)、上昇流 (下段)の鉛 直断面図 (等値線は温位。左は標準実験、右は感度実験 1。 F は福島市。)







4. まとめ

冬型の気圧配置下において、福島市で降雪となるに は、700hPaの寒気の強さと、下層〜中層の風向、下 層風の強さが重要であることがわかった。また、事例 解析では、栗子峠の地形が福島市西部付近の降雪を強 めており、吾妻山風下の収束場に形成されたライン状 の降水帯の再現は、モデルの地形表現に依存すること がわかった。今後は、ライン状の降水帯が発生しやす い条件等について調査していきたい。 ○成田裕幸 A, 山崎剛 A, 菅野洋光 B, 大久保さゆり C

(A. 東北大学大学院理学研究科, B. 農研機構中央農業総合研究センター, C. 農研機構東北農業研究 センター)

### 要旨

陸面物理過程モデル 2LM (Yamazaki et al., 2004) では気温,相対湿度,降水量,風速,下向き短波 放射,下向き長波放射を入力すると,水収支・熱収支を考慮して,植物の葉面保水量を計算で求められ る。いもち病の予測を目指して,上記 6 個の気象要素の観測を行い,その観測結果をモデルに入力して イネの葉面の濡れを推定した。モデルの検証のために葉面の濡れの観測も行い,その観測結果とモデル の出力とを比較したところ,70%程度の一致をみた。

# 1. はじめに

いもち病はイネ科の植物に感染し、発病する植 物の病気である。イネに感染するいもち病の病原 菌はイネいもち病菌(学名: Magnaporthe grisea) というカビの一種の菌である。イネいもち病菌は 毎年5月ごろに胞子を飛散させ始め、胞子はイネ の植物体に降下し,濡れている部分に降下した胞 子は10時間以上の濡れと15℃から25℃程度の気 温条件によって発病する(吉野, 1979)。いもち 病は発病する部位によって葉いもち病、穂首いも ち病、枝梗いもち病等と呼ばれるが、いずれもそ の部位に水が溜まりやすいために発生する。現在, いもち病を予測するモデルには BLASTAM (越水, 1988;林・越水, 1988) という統計モデルが使 用されているが,我々は陸面物理過程モデル 2LM を使用して,気温,相対湿度,風速,降水量,下 向き短波放射,下向き長波放射という6個の気象 要素から葉面の濡れを予測することによってい もち病の発生を予測することを試みている。その 予測の精度を検証するために宮城県大崎市の3ヶ 所の水田で観測を行った。本日はその検証の結果 についての発表を行う。

# 2. 手法

# 2. 1. モデル

2LM は鉛直一次元モデルであり,気象データを 入力して水・熱フラックスや葉面温度,葉面保水



図 1 2LM の概念図。植生層 $(h_1 \le z \le h)$ を 2 層に分けている。イネに適用する場合には $h_1 \rightarrow 0$ としている。

量等を計算できる。特に,葉面湿潤度は以下のように算出する。

$$R_i = \frac{M_i}{M_{\max i}} \qquad (i = 1, 2) \tag{1}$$

*R<sub>i</sub>*:第*i*層の葉面湿潤度

M<sub>i</sub>:第i層の葉面保水量 [mm]

M<sub>max i</sub>:第 i 層の最大葉面保水量 [mm] M<sub>i</sub>については,

$$\frac{dM_i}{dt} = Pr_{\mathrm{l}i} - E_{\mathrm{CE}i} \tag{2}$$

である。ここで,

Pri:: 第 i 層の降水遮断量 [mm]

*E*<sub>CFi</sub>: 第*i*層の蒸発量 [mm]

である。 $Pr_{Ii}$ については,

$$Pr_{Ii} = Pr_{i} \left[ 1 - e^{-fa_{i}d_{i}(1-R_{i})} \right]$$
(3)

$$Pr_i: 第 i 層の降水量 [mm]$$
  
 $f: 葉の方向係数$   
 $a_i: 第 i 層の植生面積密度 [m2/m3]$   
 $d_i: 第 i 層の厚さ [m]$   
である。 $E_{CEi}$ については,  
 $E_{CEi} = \rho_a R_i c_h d_i U_i (q_{sat}(T_{Ci}) - q_i)$   
 $\rho_a: 大気の密度 [kg/m3]$   
 $c_h: 葉の顕熱輸送係数$   
 $U_i: 第 i 層の風速 [m/s]$   
 $q_{sat}: 飽和比湿 [kg/kg]$   
 $q_i: 第 i 層での比湿 [kg/kg]$ 

(4)

T<sub>Ci</sub>:第*i*層の葉面温度 [K]

である。

# 2. 2. 観測·検証

宮城県大崎市の川渡(鳴子温泉)(山間部),古 川(内陸部),鹿島台(沿岸部)にある各水田(ひ とめぼれを栽培)の中に測器を設置し,気温,相 対湿度,風速,降水量,下向き短波放射,下向き 長波放射を観測した。この6個の気象要素をモデ ルに入力し,葉面湿潤度の出力を得た。一方,各

合計(20	)15年)	運わ	おき	÷⊥
的中率	75.9%	流れ	邦2つ	āΙ
	塗り	4141	1662	5803
濡れ	流れ	54.7%	21.9%	
センサ	ませ	164	1609	1773
	¥2⊂	2.2%	21.2%	
計	-	4305	3271	7576
合計(20	)14年)	モラ	デル	÷⊥
的中率	72.5%	濡れ	ĒΙ	
	塗り	3929	1041	4970
濡れ	流れ	47.1%	12.5%	
センサ	おキ	1256	2120	3376
	¥2⊂	15.0%	25.4%	
計	-	5185	3161	8346
合計(20	)13年)	モラ	デル	<b>=⊥</b>
的中率	75.1%	濡れ	乾き	Π
	塗り	4018	1434	5452
濡れ	/而1し	44.8%	16.0%	
センサ	訪き	794	2717	3511
	<b>∓</b> 4℃	8.9%	30.3%	
計	-	4812	4151	8963

表1 モデルの出力とセンサーの出力とを比較した 表。各表とも三地点の合計である。両者の出力が等 しい欄を疎なドットハッチングで,モデルが「乾 き」,センサーが「濡れ」の欄を密なドットハッチ ングで表現した。「的中率」は疎なドットハッチン グの欄の割合の合計である。

川渡(20	15年)	モラ	デル	≡⊥
的中率	65.1%	濡れ	乾き	āΙ
	塗り	174	178	352
濡れ	流1し	33.0%	33.8%	
センサ	おち	6	169	175
	招き	1.1%	32.1%	
탉		180	347	527
川渡(20	115年)	モラ	ール	÷⊥
	)15年) 78.4%	<del>モラ</del> 濡れ	<sup>デ</sup> ル 乾き	計
	)15年) 78.4% 漂わ	モラ 濡れ 955	<sup>デ</sup> ル 乾き 274	計 1229
<u>川渡(20</u> 的中率 濡れ	015年) 78.4% 濡れ	モラ 濡れ 955 75.3%	デル 乾き 274 21.6%	計 1229
川渡(20 的中率 濡れ センサ	)15年) 78.4% 濡れ 乾き	モラ 濡れ 955 75.3% 0	デル 乾き 274 21.6% 39	計 1229 39
川渡(20 的中率 濡れ センサ	)15年) <u>78.4%</u> 濡れ 乾き	モラ 濡れ 955 75.3% 0 0.0%	デル 乾き 274 21.6% 39 3.1%	計 1229 39

表 2 今年の川渡に関して,モデルの出力とセンサ ーの出力とを比較した表。上側が 6月 9日から 7月

# 1日,下側が8月9日から9月29日。

水田に「葉面濡れセンサー」を設置し、葉面の濡 れを観測した。葉面濡れセンサーは葉を模した誘 電体で、そこが濡れると274 mV以上の電圧を出 力するように設定してある。モデルの葉面湿潤度 が0でない場合を「濡れ」と判定し、その濡れの 出力とセンサーの出力とを比較して、モデルの出 力結果が実際の濡れ具合と合っているかどうか を調べた。

# 3. 結果·考察

モデルの出力とセンサーの出力とを比較した ところ,表1を得た。今年の川渡の観測に関して は表2を得た。ただし,今年の観測データに関し ては未補正のため,暫定値である。

各年とも 70%台の的中率だったが,川渡での前 半は的中率が 65.1%と低い。一方後半では 78.4% と高くなっている。前半は少雨傾向にあり,後半 は多雨傾向にあったので,補正後の的中率にもこ の傾向が残れば,少雨の時には的中率が低く,多 雨の時には的中率が高いという系統的な不具合 がモデルに存在することになると考えられる。

# 参考文献

Yamazaki et al., 2004, J. Hydrometeorology.

吉野, 1979, 北陸農試報.

越水,1988;林・越水,1988,東北農業試験場 試験報告.

# [平成 27 年 9 月関東・東北豪雨] 栃木・茨城県に大雨をもたらした総観スケールの環境場の特徴について

# \*津口裕茂1・加藤輝之1・北畠尚子2(気象研究所 1:予報研究部, 2:台風研究部)

# <u>1. はじめに</u>

2015年9月9-11日,関東・東北地方を中心に記録的な豪雨が 発生した(気象庁は、「平成27年9月関東・東北豪雨」と命名). この豪雨により,関東・東北地方の多くの河川では堤防の決壊 や越水・溢水が発生するなど,甚大な災害がもたらされた.本 発表では、特に栃木・茨城県で発生した大雨に着目した事例解 析から、主に大雨をもたらした総観スケールの環境場の特徴に ついて報告する.

### 2. 栃木・茨城県での大雨の特徴

8日21時から10日21時までの48時間積算降水量の水平分布 (第1図)をみると,関東地方には南北にのびる"帯状の降水域" がみられる.その中でも,特に鬼怒川に沿った地域では降水量 が300mm以上と多くなっており,栃木県内では最大で600mm以 上となったところもある.この大雨により,鬼怒川の下流域に 位置する茨城県常総市では堤防が決壊し,10000棟を超える家屋 が床上・床下浸水するなどの大きな被害が出た.

第2回に、大雨の最盛期にあたる9日15時から10日4時ま での解析雨量の時系列を示す.関東地方に大雨をもたらした"帯 状の降水域"は、大雨の期間中、常に3~5本の線状降水帯によ って形成されており、線状降水帯が繰り返し発生することで維 持されていた.本事例では、幅20~30km、長さ約100kmの線状 降水帯が複数連なることで、さらに巨大な降水帯(帯状の降水 域)が形成されていたことが特徴である.

### 3. 総観スケールの環境場の特徴

第3図に,栃木・茨城県の大雨の最盛期直前にあたる9日21 時の海面更正気圧の分布と台風第17・18号の経路図を示す.台 風第18号は,9日10時過ぎに愛知県付近に上陸した後,9日2 1時には日本海上で温帯低気圧に変わっていた.一方,台風第1 7号は9日21時には関東地方の南東海上(東経150度;北緯30度

付近)にあり、時速約25kmで北西方向へ移動していた。本事例 では、これら2つの台風が大雨発生にどのように影響したのか、 興味深い点である。さらに、オホーツク海に中心付近の気圧が1 032hPaの高気圧が存在していたことも特徴としてあげられる。

ここでは、気象庁全球解析による総観スケールの環境場の特 徴について述べる.大気下層にあたる 950hPa 面の相当温位の水 平分布(第4図左)をみると、台風第18号から変わった温帯低気 圧に吹き込む南寄りの風と、オホーツク海の高気圧と台風第17 号の間を吹く風速 15m/s 以上の東寄りの風によって、関東地方 付近には暖湿気塊が流入しているようにみえる(詳細は第3.1項 で述べる).次に、大気上層にあたる 355K 等温位面(高度約120 00m)の渦位の水平分布(第4図右)をみる.西日本上空には深い トラフ(高渦位域)があり、その東側の北海道付近には明瞭なリ ッジ(渦位が極度に小さい領域)が存在している.このように, 関東地方付近は深いトラフと明瞭なリッジの間に位置していた (詳細は第3.2項で述べる).

### 3.1 大気下層の暖湿気塊の流入

大雨の最盛期直前にあたる9日21時の気象庁メソ解析による 高度500mの比湿の水平分布(第5図左)をみると,関東地方付近 には,南東風によって16g/kg以上の多量の水蒸気が流入してい る.ここで,大雨が発生した関東平野内陸部の大気下層に流入 していた水蒸気(暖湿気塊)の起源を調べるために,気象庁メソ 解析を用いて後方流跡線解析を行った.その結果(第5図右), 関東平野内陸部の大気下層に流入していた水蒸気(暖湿気塊)は, 関東地方の南海上から流入してきたものではなく,南東海上の 台風第17号周辺を起源としていたことが明らかになった.

### 3.2 大気中・上層の環境場の特徴

9日21時の大気中・上層にあたる500hPa面の等高度線の分布 (第6図)をみると、関東地方付近は深いトラフと明瞭なリッジ の間に位置している.これらのトラフ・リッジの間には風速30 m/s以上の強い南風のジェットが存在しており、関東地方上空は このジェットの入口-右側に位置し、周囲と比較して強い上昇流 場となっている(第6図左).また、相対湿度の水平分布(第6図 右)をみると、関東地方上空は80%以上となっており、周囲と比 較して湿っていたことがわかる.以上から、関東地方上空は上 昇流場となっていたために大気の状態が不安定化・湿潤化して おり、大雨をもたらす積乱雲の発生・発達にとって都合の良い 環境場がつくられていたと考えられる.

# <u>4. まとめ</u>

「平成27年9月関東・東北豪雨」について、特に栃木・茨城 県で発生した大雨に着目して事例解析を行った.大雨と総観ス ケールの環境場の特徴は、以下のとおりである.

- 大規模な"帯状の降水域"が長時間にわたって停滞したことで、栃木・茨城県に大雨がもたらされた.この"帯状の降水域"は、複数の線状降水帯によって形成されていた.
- ② 大雨の最盛期には、大気下層の暖湿気塊が南東風によって関 東地方付近に連続的に流入していた.また、その暖湿気塊は、 台風第17号の周辺付近を起源とするものであった。
- ③ 関東地方付近は、トラフ・リッジの間に形成された南風のジェットの入口-右側に位置し、周囲と比較して上昇流場となっていた.このため、関東地方上空は不安定化・湿潤化しており、積乱雲の発生・発達にとって都合の良い環境場がつくられていた。
- ④ ②・③の状況が長時間持続したことにより、"帯状の降水域" が長時間にわたって維持され、栃木・茨城県では記録的な大雨となった。



第1図:解析雨量から作成した2015年9月8日21時から10

日 21 時までの 48 時間積算降水量の水平分布.



第4図: 気象庁全球解析から作成した 2015 年 9 月 9 日 21 時の (左)950hPa 面の相当温位(カラー),等高度(実線),風向風速(ベ クトル)の分布と(右)355K 等温位面の渦位(カラー), 等高度(実 線), 風向風速(ベクトル)の分布.



第2図: 2015年9月9日15時から10日4時までの解析雨量の 時系列. A-M の破線楕円は、"帯状の降水域"を形成する個々の 線状降水帯を示す.



第3図: 気象庁全球解析から作成した 2015 年 9 月 9 日 21 時の 海面更正気圧の水平分布と RSMC 台風ベストトラックから作成し た台風第17・18号の経路図.



第5図: (左)気象庁メソ解析から作成した 2015 年9月9日 21 時の高度 500m の比湿(カラー), 気圧(実線), 風向風速(ベクト ル)の分布. (右)気象庁メソ解析(3時間間隔)を用いた2015年9 月9日21時から09時までの後方流跡線解析の結果. 初期のパ ーセルは、関東平野内陸部の高度 500m に配置. (a) は南北-高度 断面図,(b)は東西-高度断面図,(c)は南北-東西平面図.



第6図: 気象庁メソ解析から作成した2015年9月9日21時の (左)500hPa 面の風速(カラー), 等高度(青実線), 400km 平均し た上昇流(黒実線:細い方から 0.01,0.02,0.05 m/s), 風向風速 (ベクトル)の分布と(右)(左)と同じ,ただし500hPa面の湿度(カ ラー)の分布.

# 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の事例解析 廣川康隆、高野健志、☆丹原裕、吉田洋一、加藤廣(仙台管区気象台予報課)

# はじめに

2015年9月9日~11日に東北地方では記録的な豪雨となり、特に10日夜~11日はじめに宮城県では雨が強まり、 11日03時20分には東北地方初の特別警報(大雨)を発表 した。このような豪雨をもたらした降水システム形成時の、実 況や環境場の特徴を整理することを本調査の目的とする。

### 実況

豪雨の数日前から、東海上を西進する台風第17号と南海 上を北上する台風第18号がそれぞれ日本列島に接近しつ つあり、北緯50°付近では1030hPa前後の高気圧がゆっくり 東へ移動していた(第1図)。東北地方で豪雨となった10~ 11日は、台風第17号の最接近時に相当する。一方、台風第 18号は温帯低気圧に変わり、日本海をゆっくり北上していた。 東北地方はこれら2つの正渦と1つの負渦の影響下にあるこ とが地上天気図から確認でき、渦単独あるいは相互作用に より降水システムの形成・発達に寄与していたと推測される。

9日00時(UTC、以下同様)~11日00時の48時間積算 解析雨量分布を第2図に示す。東北地方と関東地方北部に は200mmな招きる陸軍域がるわざわ、短約100kmの西本は



第1図 2015年9月7日~12日の主要擾乱経路 赤実線は台風第17号、ピンク実線は台風第18号、 黒破線は温帯低気圧化した台風、青実線は高気圧の 経路。円の大きさは中心気圧を示す。

は300mmを超える強雨域がそれぞれ、幅約100kmで南北方向に数百kmの水平スケールでのびていた。

レーダー合成降水強度の緯度方向最大値・経度方向最大値のホフメラー図(第3図)から、東北地方に豪雨をもたらした降水システムの特徴を調べる。なおホフメラー図は第2図内に示す矩形領域(おおむね東経140°~142°、 北緯37°~39.5°)で解析・作成した。10日12時~18時の東北地方には複数の降水システムがあり、それぞれ数時間にわたって100mm/hを超える強い降水強度を維持していたことが確認できる。各降水システムは10日15時頃までは北西方向に進んでいたが、それ以降は進行方向を東へと変え、数時間にわたり強度を維持した後、11日明け方には衰弱した。降水システムの移動方向が変化した10日15時前後には、地上~800hPaの卓越風は東から西へと変化しており(図略)、風の場の変化と降水システムの構造変化との関係性が示唆される。

以上のようにホフメラー図から降水システムの定性的な特徴が整理できた。今後は降水システムの形成・発達メ カニズムや階層構造、3次元構造を理解するために、より定量的な解析を行う予定である。



第2図 2015年9月9日00時~11日 00時の48時間積算解析雨量 図中の矩形は、ホフメラー図(第3図) および MSM 時間変化(第4図)の解析 領域を示す



第3図 2015年9月10日00時~11日00時のレーダー合成降水強度 の(a)緯度方向最大と(b)経度方向最大のホフメラー図

# 環境場

3時間毎のMSM初期値から、豪雨時 の環境場の特徴を理解する。ここでは ホフメラー図と同様の解析領域(第2図) を対象として、降水システムの形成・発 達に寄与した各要素の寄与を考察する。 診断資料としては第4図に示す、8日 00時~11日21時のMSM初期値およ び領域内最大の3時間積算解析雨量 の時間変化を用いた。なお最大値と最 小値は、突出値を避けるため空間 200km平均した値を採用した。

500m 高度の相当温位は豪雨発生の 1 日以上前から増加を始め、豪雨発生 前には最大 340K 以上、平均でも約 335K あった(第4図a)。それほど顕著 な値ではないものの、東北地方には高 暖湿気塊が流入していたことがわかる。

上空では豪雨発生前の10日06時頃 から345K 温位面渦位が増加し始め、 ほぼ同じタイミングで1.5PVU面力学的 圏界面高度が300hPa付近まで降下し、 500hPaの気温は-8℃まで低下していた (第4図b,c,d)。これらの時間変化か ら、上空高渦位の流入により温度場が 変形し、東北地方の成層状態が不安定 化していたことが示唆される。また上空 高渦位の寄与は、衛星水蒸気画像の

暗域前面で降水システムが発達していたことからも裏付け られる(図略)。

豪雨発生時の10日18時前後は700hPaの上昇流が卓越し、CAPEは最大500Jkg<sup>-1</sup>を超え(第4図f,g)、対流活動が活発であったことが確認できる。このとき強い上昇流は400hPa付近まで達し(図略)、300hPaでは明瞭な発散が見られる(第4図e、第5図)。この300hPaの明瞭な発散域は、日本海上空の強風軸右側の加速領域と三陸沖上空の強風軸左側の減速領域に対応した位置関係にある(第5図)。この強い発散域は対流を強化させる要因であるか、あるいは対流活動の結果であるか、客観解析から判断することは難しい。今後、数値実験から定量的に考察したい。

減少傾向だった SREH は 10 日午後から再び緩やかに増加していた(第4図h)。本事例の降水システムの維持過程に対する、鉛直シアの寄与の評価は今後の課題としたい。



第4図 2015年9月8日00時~11日21時における、200km空間平均した MSM 初期値(T=0)と3時間積算解析雨量最大値の時系列

(a) 500m 高度相当温位(K)、(b) 345K 温位面渦位(PVU)、(c) 1.5PVU 渦 位面力学的圏界面高度(hPa)、(d) 500hPa 気温(℃)、(e) 300hPa 発散 (s<sup>-1</sup>)、(f) 700hPa 上昇流(hPa H<sup>-1</sup>)、(g) 950hPa から気塊を持ち上げたとき の CAPE(J kg<sup>-1</sup>)、(h) SREH(m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)。赤実線は領域内最大値、黒実線は領 域内平均値、青実線は領域内最小値をそれぞれ示す。



第5図 2015年9月10日18時の MSM 初期値の 300hPa 発散(塗りつぶし)と水平風(ベクトル)

### まとめ

平成27年9月関東・東北豪雨について速報的な事例解析を行い、実況や環境場の定性的な特徴を整理した。 豪雨をもたらした降水システムの構造や環境場を定量的に理解するための解析を今後、進めていく予定である。

# 2014 年 7 月 9 日から 10 日の大雨について(事例解析)(第2報)

大張 絵美(山形地方気象台)

# 【要旨】

2013年、2014年に山形県で災害をもたらした大雨事例の比較調査により、総観場が異なる場合でも下層暖湿気塊の存在、水蒸気フラックスの流入、中層への乾燥空気の流入、下層での風の収束や鉛直シアーの存在といった、豪雨が発生しやすい条件を満たした共通する環境場において大雨が発生したことが確認できた。第一報では降水の時間的、空間的スケールが小さかったためにモデルでの表現ができなかった可能性を示したが、3事例の比較によりモデルはいずれも降水予想が過少であった。一方でMSM では風の予想は概ね合っていることから、降水の予想が過少であっても、上述の環境場となる可能性があれば、風の予想を参考に大雨の予測ができると考える。

# 1. はじめに

2014年7月9日から10日の事例(以下事例1)で大雨をもたらした環境場を解析し、豪雨の発生しやすい条件を満たしていたことを2014年度報告した。この大雨について、環境場や降水系の構造をより詳細に調査するため、比較事例として2013年7月18日(以下事例2)、2013年7月22日(以下事例3)を選定した。いずれも同時期の降水であり、県内各地で極値の更新や災害が発生するなど記録的な大雨となったことから、これらの降水の特徴や要因から知見を得ることは重要である。

本稿では、総観場、前線の位置、降水をもたらす各要素に着目して比較調査を行った。

2. 実況





図 2. 降水ピーク時のエコー

図1に各事例の地上天気図、図2に各事例の降水ピー ク時のレーダーエコーを示す。

事例①は2014年7月9日から10日にかけて東北地方 に停滞する梅雨前線に向かって台風第8号から暖かく湿 った空気が流れ込んだことによる大雨で、7月9日の日降 水量が長井で183.5ミリ、上山中山で169.5ミリを観測し た。降水のピークは9日21時から24時で、このとき置 賜付近には線状に発達した降水系がみられた。 事例2は2013年7月17日から18日にかけて日本海から低気圧が接近し、通過したことに伴う大雨で、7月18日の最大日降水量が西川町大井沢で212.0ミリ、最大1時間降水量が鶴岡で64.5ミリを観測した。降水のピークは18日5時から8時で、この事例では上空の顕著な渦位移流に伴い中層が寒冷化した時間と、降雨の強まる時間帯が一致したことが示されている(高野・鈴木2013参照)。

事例③は日本海から東北地方にのびた梅雨前線に向かって暖湿な空気が流れ込んだことに伴い、7月22日の昼 過ぎから夜遅くにかけて県内の広い範囲で大雨となった。 7月22日の日降水量が高畠で157.5ミリ、最大1時間降 水量が櫛引で63.0ミリを記録するなど、事例2の大雨に 続き記録的な大雨となった。



各事例の降水ピーク時の風の鉛直断面を見ると、3事例 とも風の鉛直シアーの存在が確認できる(図3)。

事例①について、降水ピーク後の高圧化と気温の低下 (冷気層の形成)を第1報で指摘したが、事例203につい てはこのような特徴はみられなかった(図略)。

### 3. 客観解析等を用いた解析

### 3-1. メソ解析

図4に500m高度の水蒸気フラックスを示す。いずれ の事例でも海上で豪雨の目安となる250gm2s1以上の領 域があることがわかる。また、事例23は海上のフラック スが類以しており、南からの暖湿流が顕著であったことを 示している。図5には北緯38.3度における相当温位の東 西断面図を示す。いずれも地表付近では相当温位が345K 以上と高く、上空600hPa付近では相当温位が低いため大 気が対流不安定な成層をしている。これは降水ピーク前に、 上空に乾燥空気が流入していることを示している。



図 5. 北緯 38.3 度 (図 4 の赤線) における相当温位の鉛直断面図 (メソ解析)

これらの要素から、3事例とも豪雨の発生しやすい条件 である下層暖湿気塊の存在と、大気が対流不安定である成 層状態を満たしていることが確認できた。

# 3-2. 局地解析

局地解析の 500m 高度では、事例23の海上に収束域 が見られ、時間とともに山形県へ流入していることがわか った(図 6)。また、温位の集中帯がみられ、いずれも降 水ピーク後には消散したことが確認できた(図略)。新潟 レーダーのドップラー速度の不連続線(収束域に対応)は、 降水の強かった部分との対応が明瞭である(図7)。



図 6. 500m 高度の収束・発散(シェード)と温位(コンター)





3-3.実況とモデルの比較



事例①について、第1報でMSM、LFM とも降水予想 ができていなかったことを示した。事例②、③についても 同様に解析雨量と各モデルの予想を比較してみたところ、 いずれの予想も過少であった。しかし、3事例の比較から は量的な予想の差は見られなかった(図略)。

一方、各事例における 500m 高度の MSM の風を、降 水ピーク前の初期時刻と 6 時間前の初期時刻の FT=6 で 比較したものを図8 に示す。事例①では 6 時間後の予想 がやや過少だが、風向の予想は概ね合っているといえる。 また、海上の強い風は陸上にさしかかると弱まっている。 これは上昇流の存在を示しており、雲が発生・発達して いる場所と対応が良い。

# 4. 考察と課題

今回の調査により、総観場が異なる場合であっても、 豪雨の発生しやすい条件を満たした共通する環境場にお いて大雨が発生したことが確認できた。各モデルではい ずれも降水の予想は過少であったが、風の予想は概ね合 っていたことから、環境場が条件を満たす可能性があれ ば、風の予想を参考に大雨の予測ができると考える。

今後の課題として、JMANHM を用いて佐渡の地形効 果や中層への乾燥空気の流入経路による影響を調査した い。また、冷気層の形成要因については、結果に差が出 たことから、さらなる解析が必要である。

参考文献 豪雨事例解析マニュアル

# 2015(平成 27)年7月22日の大雨の事例解析

上野純一(山形地方気象台)

# 要旨

2015 (H27) 年7月22日、発達した雷雲の通過により、短時間の強雨となり、解析雨量では東南村山、北村山で80mm/h 以上の猛烈な雨を観測し、天童市では床上浸水の被害が発生した。また、山形市をはじめ複数市町で突風被害が発生した。 これらの雷雲は、大気の成層が非常に不安定な中、大気下層に大量の水蒸気が存在し、地形による強制上昇がトリガーと なりながらも、その後は世代交代を繰り返すマルチセル型の雷雲として存続した。米沢盆地、山形盆地内では、主移動方 向と異なる平地方向への雷雲の発生発達が見られるのが特徴的である。また、下層から中層への水蒸気輸送の結果として 見られる 500hPa の高相対湿度、及び強い低気圧性循環の結果現れると考えられる局所的な SREH のマイナス域の追跡 が、発達する雷雲の指標として利用できるかもしれない。

# 1. 実況

16時頃に新潟福島県境(浅草岳)付近で発生した雷雲は、 北東進し、山形盆地、米沢盆地内で猛烈に発達した。雷雲 は20時頃に船形山付近に達している。(図1)



若松の16時30分頃のWPRデータ(図略)を見ると、 高度3000mで南西20kt(37km/h)4000mで南西30kt (56km/h)である。浅草岳〜船形山は約170kmであり、 この間を約4時間で移動したことから、約43km/hで移動 したこととなり、この高度(3000~4000m)付近の風によって移動したと考えると整合的である。

村山や置賜に強雨をもたらした雷雲の最発達期(18 時~19 時 30 分)には、円弧状あるいは円状に発達する雷雲 が見られる(図 2)。個々の雷雲は、発生-発達-減衰の 過程経て、世代交代を繰り返す、マルチセル型の雷雲を形 成しているのが分かる。雷雲は、大きく見ると、北東

(700hPa付近の風向の風下)方向に移動しているように 見えるが、置賜では東方向に、村山では北方向に雷雲の広 がりが見られる。これは、冷気外出流が地上風とより収束 しやすい、米沢盆地、山形盆地の平地部分で雷雲が発達し たためと考えられる。

今回の雷雨では、各地で突風被害も発生したが、山形地 方気象台及び、アメダス観測所のデータを見ると(図略)、 風の強まりが15~20分間見られ、強風が始まってから気 温は急下降(8℃程度)、気圧上昇(5hPa)、その後降水に よる冷気層の影響により気圧の高い状態が続いた(メソ H の形成)。いずれもガストフロントの発生を示唆しており、 世代交代を繰り返すマルチセル型雷雲と整合的である。観 測所で突風が発生した時刻とレーダーエコーの位置関係 を見ると(図略)、レーダーエコーの縁が観測所に到達し た時刻に発生しているように見える。上空のエコーは風で 流されていることを考えると、雷雲から吹き出した冷気外 出流による突風であることが想定される。いずれの観測所 でも、突風の5~10分後に強雨となっていることから、時 速約45km/h 程度で移動する雷雲と考えると、ガストフロ ントは強雨の縁から4~8km 先行していたと考えられる。



図 2. レーダー強度(5分)時系列

### 2. 総観場·環境場

梅雨前線は北海道付近まで北上し、本州付近は緩やかに 高気圧に覆われている(図略)。日中の最高気温は、県内 のアメダス地点すべてで真夏日以上を記録し、村山、最上 では猛暑日となった地点も8カ所あり、地上気温は内陸を 中心に非常に高い状態であった。500m面の相当温位を見 ると県内は広く350K以上の領域に覆われ、下層には大量 の水蒸気が存在していることを示している(図3)。

500hPa の気温は、-5℃程度とほぼ平年並みであるが、 600hPa 付近まで湿潤な状態であったこと(図 4)、大気下 層の気温が非常に高かったこと、強雨の発生した時間帯の CAPE の値が GSMOUTC イニシャルで 2000 以上、MSM03UTC イニシャルで 1000 以上の領域が内陸中心に広く分布して おり、大気の成層は非常に不安定だった。



図 3. メソ解析 500m 面相当温位時系列(上段 06UTC 及び下段 09UTC イニシャル及び FT2 まで)

鉛直シアーは、3m/s/km 程度の値が強雨域で連続しており、マルチセル型ストームの発生しやすい場であったことが推測される。

500hPa 相対湿度を見ると(図 4)、強雨域の後面に相対湿 度の高い領域が存在し、移動していくように見える。これ は、発達した雷雲により下層の水蒸気が 500hPa 面まで輸 送されたことが考えられ、強雨の指標として利用できるか もしれない。なお、強雨域に対応して、SREH の局所的な マイナス領域が見られる。これも強雨の指標として利用で きるかもしれない(図 5)。

# 3. まとめ

①当日の最高気温は、村山、最上の8カ所で猛暑日を記録 するなど非常に高い地上気温を観測している。500m 面の 相当温位 350K 以上の領域が内陸の広い範囲に広がってお り、大気下層には大量の水蒸気が存在していた。

②500hPa の気温は、-5℃程度でほぼ平年並みの気温であったが、大気下層が非常に高温であったこと、及び 600hPa 付近まで非常に湿潤な状態であり、また、強雨の発生した時間帯の CAPE の値は内陸地方の広い範囲で、00UTC イニ シャルの GSM で 2000 以上、03UTC の MSM で 1000 以上と大 気の成層は非常に不安定であった。

③ 雷雲の発達のトリガーとしては、はじめ山岳部の地形 による強制上昇が見られるが、その後は、世代交代を繰り 返すマルチセル型の雷雲として、700hPa 付近の風向の風 下側に次々と雷雲が発生した。500m高度と700hPa の風速 差(鉛直シアー)は、10~15kt (2.1~3.1m/s/km)で、マル チセル型の雷雲の発達に適していたと考えられる。また、 500hPa の高相対湿度域が、発達した雷雲後面に現れてい ることから、500hPa の高相対湿度域の追跡が、発達する 雷雲の指標として利用できるかもしれない。

④雷雲は大きく見れば、700hPa 付近の風向の風下側(北 東方向)に向かっているが、細かく見ると、置賜では東方 向に、村山では北方向に新たなセルが発生発達しているよ うに見える。これはいずれも、冷気外出流と地上風の収束 が起きやすい、米沢盆地、山形盆地の平地部分で新たなセ ルが発生発達したものと考えられる。

⑤下層水蒸気の外部からの流入は少なく、雷雲の発達は一 過性であった(図略)。

⑥発達した雷雲の発生移動領域と、局所的な SREH のマイ ナス域とに対応が見られる(図 5)。発達する雷雲の指標と して利用できるかもしれない。



図 4. メソ解析 500hPa 相対湿度と相当温位断面図時系 列(06UTC、09UTC のイニシャル及び FT2 まで)<sup>18</sup>

# 2014 年 10 月 16 日東通村で発生した突風に関する調査

坂中 仁(青森地方気象台)

# 1. 導入

2014年10月16日夜の下北半島付近は、-21度の寒気 を伴った気圧の谷の通過(図1左)と南方からの306(K) 程度の相当温位を持った下層大気の流入(図1右)により、 大気の状態が非常に不安定となった。東通村小田野沢地区 ではアメダスで20時58分に18.3(m/s)(南南西)の最大 瞬間風速が観測され、同地区の約1.5kmの範囲にわたって 建築物の破損などの突風被害が発生した。後日の気象庁に よる現地調査の結果、この突風はF1クラスの事象である と判定された。本稿では、この突風の形成要因に関して、 NHMによる再現実験を通して主に定性的な側面に焦点を 当てながら明らかにすることを試みた<sup>1</sup>。モデルは、水平 成分を持った強風域の短時間での地上への降下を小田野 沢付近に再現している。

# 2. 当日の気象状況

2014年10月16日の夜は、突風関連指数等をもとに、 東北地方において突風を伴う不安定現象が発生する領域 として、秋田県など日本海側が注目されていた。実況では、 LIDENで日本海側での発雷が比較的顕著に観測された(図 2左)。北海道を指向する低気圧の北東進に伴い、北海道 南部から青森県の下北半島にかけて発達した南北の不安 定領域AB(図2左)が形成され、この南端付近Bにあた る東通村で21時前から21:30頃にかけて局所的な突風が 発生した(表1参照)。

### 3. NHM 再現実験

今回のNHM 再現実験では、16日 06UTC 初期値の水平格 子間隔 5km モデル(積分時間間隔 8 秒)の FT=3(09UTC) の結果を、1 km モデル(積分時間間隔 4 秒)の初期値と して利用した。なお、モデルの実行に際して、積雲対流パ ラメタリゼーションは適用していない。

## (a)計算結果 - 鉛直渦度の水平分布

図3に20時以降の925hPa高度での鉛直渦度分布の時系 列を示す。下北半島に20時から南北に+渦と-渦からな る南北にのびるストライプ状の渦度の帯が形成されてい る(図3左上)。東通村小田野沢付近の沿岸に+渦度の核 が形成され(図3上矢印)、この後+渦の核は21時にかけ て下北半島の先端へと北上している。小田野沢付近で強風 を再現している20時以前にはSREHやEHIの大きな値が沿 岸付近に計算されている。

1 km (積分時間間隔 4 秒)のモデルでは、O(10<sup>-3</sup>) (s<sup>-1</sup>)の VOR しか再 現していない。過去の NHM 再現実験の結果を参照すると、概ね格子間隔 が1桁下がるごとに、再現できる渦度も1桁ずつ大きくなるようである。 例えば、格子間隔 250m で VOR~O(10<sup>-2</sup>) (s<sup>-1</sup>)、50m で VOR~O(10<sup>-1</sup>)









図 3;1 kmモデル 925hPa 鉛直渦度の時系列、上段: 20:00、20:20。 小田野沢沿岸に正渦の核(+スタンプ)が形成されている。 左下;19時50分 EHI、太平洋側で0.5 程度の値が計算されている。 右下;19時40分の1 kmモデル SREH。20:10分にかけて、下北半島沿岸 にSREHの大きな領域が離散的に分布している。

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>本稿では、NHM を用いて鉛直渦度 VOR の分布に着目した。

<sup>(</sup>s<sup>-1</sup>) 程度となる。また、アメダス実況で最大瞬間風速を観測した時間 (20時58分)と比較して、モデル内で顕著な突風を再現している時間は 以下の説明で示すように約1時間早い。

# (b)計算結果-地上付近の水平風速の分布

東通村沿岸付近の水平風速分布の計算結果を図 4 に示 す。高度 20mの水平風速では、渦度の核が発生した小田野 沢地区沿岸の約1kmの範囲に 15(m/s)程度の値が計算され ている(図 4)。また、小田野沢(北緯 41.2 度)を通る東 西断面(図 3 左下 EHIの線分 LM)で水平風速を調べてみ ると、19時 50分に強風域が地上に下降している様子が確 認できた(図 5)。この強風域の地上への接触は 10分後の 20時には解消した。

### 4. 渦度方程式

EHI、SREHや水平風速の計算結果から小田野沢付近の短時間で局所的な突風現象がある程度再現されているが、鉛 直渦度の集中域と強風との関連を渦度方程式の観点から 考える。渦度方程式は以下のような簡潔な形を持つ。

 $\frac{D\omega_z}{Dt} = \omega_x \frac{\partial w}{\partial x} + \omega_y \frac{\partial w}{\partial y} + \omega_z \frac{\partial w}{\partial z} \qquad (1)$ 

右辺第一項と第二項を tilting 項 (VORT)、第三項を stretching 項(VORD)と呼び、それぞれ渦管を z 方向に 傾ける効果と引き延ばす効果によって生じる鉛直渦度の 増加分を表す。20時の高度1.2km付近のVORTの分布を調 べてみると、図3のストライプ状の南北の渦度帯に交差す るように、小田野沢の付近に大きな値がみられた(図 6 左)。VORDの分布でも同じ領域に値がある。鉛直渦度の 分布を、強い水平風速の接地がみられた 19 時 50 分におい て図3の線分LMで調べると、水平方向に分布していた鉛 直渦(19:50)が10分後には鉛直方向に変形し、幅約1 km、高さ3km程度の柱に変化する様子が確認できる<sup>2</sup>(図 7)。正渦の直立と地上の風速強化は渦度方程式を介して関 連している可能性がある。また、大きな VORT の値が確認 できた1.2km付近には、東西風速Uの陸上への侵入と強い 鉛直シアの存在が確認できる(図8左)。流線の南北断面 では、小田野沢付近で、不安定起源とみられる上昇流がみ られる(図8右)。図8の風速場分布は、表1の突風の前 駆現象しての東風の起源となった可能性がある<sup>3</sup>。

# 5. まとめ

10月16日の東通村沿岸の突風は、①北海道を通過した 低気圧からのびるシアラインに沿うストライプ状の鉛直 渦帯の形成、②これとほぼ直交するように VORT、VORD が 作用したことによる鉛直渦分布の変化、という2段階のプ ロセスで発生したと数値実験の結果から予想できる。②の プロセスを実現する組織的な風速場として、下層の強風域 の地上への降下(図4右)が発生した可能性がある。渦度 方程式の VORT 項等が突風領域と興味深い対応を示してい ることから、対流不安定性に加え、強いシアを伴った周囲 の環境場が突風現象の成因になったと推測される。



図4;北緯41.2 度付近(東通村小田野沢沿岸)での水平風速分布、 1 kmモデル水平速度平面図 19:50(高度 20m)



図 6; 左図: 1 kmモデル tilting 項 VORT(高度 1.2 km付近)20:00、 右図:高度 1.2 km付近(モデル面 12 層)の stretching 項 VORD20:00 小田野沢付近には風速に急激な変化がみられる。



図7; 左図:北緯41.2度付近(東通村小田野沢沿岸)での1kmモデル

鉛直渦度断面図 19:50、右図:同要素 20:00 Un/s (150,155)-(170,155)x 1km 、1904r 50min



20.0m/s -7.84 -2.94 1.96 6.86 11.76 (41.22N 141.55

図8;左図:1㎞モデル東西水平風速 Uの東西断面図(図3LMを通る断面)19:50 沿岸付近の上空ではU分布に急激な変化がみられる。 右図:南北断面での流線分布20:00、O点が小田野沢付近。左図の赤丸内(1.2㎞付近)には、強い鉛直シアによる渦度ω<sub>y</sub>の集中した層が分布。 脚注3で触れたY軸を主軸にした渦度方程式を考えると、左図のω<sub>y</sub>が、 右図点O直上の不安定起源の<sup>3V</sup>/<sub>∂y</sub>と接触してY軸(南北方向)周りのト ルクを流体に与え、これが突風直前の東風の陸上への引き込みの原因と なった可能性がある。

<sup>2</sup>計算結果から VORT 項は 0.1×10<sup>-4</sup>(s<sup>-2</sup>)のオーダーなので、10<sup>+2</sup>(s)程度の接触で10<sup>-3</sup>(s<sup>-1</sup>)の渦度の増加を引き起こし得る。

<sup>3</sup>式(1)で主軸をZ軸からY軸に変換すると、 $\omega_z \rightarrow \omega_y$ 、W→Vとした渦度方程式 が得られ、この場合右辺第2項には、 $\omega_y \frac{\partial \omega_z}{\partial u}$ が現れる(図8参照)。

#### 阿曽 知子(山形地方気象台)

#### 表 1 JMANHM 設定一覧





図3線分A-B断面図(東西風)



図4線分A-B断面図(上昇流)



図5 高密度観測網



### 1. はじめに

日本海上に JPCZ(日本海寒帯気団集束帯)が形成され帯状雲 が庄内沿岸部まで接近する時、山形県庄内平野には継続して 対流雲が流入し、平地でも1日に数十センチの大雪に見舞わ れることがある。このような数年に一度の大雪は、積雪の少 ない庄内地方に多くの交通障害や人的被害をもたらす。実況 監視から大雪発生の徴候を事前に察知することができればと いう思いから、庄内平野の大雪発生メカニズムについて JMANHM(気象庁非静力学モデル)を用いた調査を継続してき た。本調査の目的は、気象研究所及び東日本旅客鉄道が行っ ている庄内平野の突風調査用の観測値を用い、JMANHM で再現 した大雪発生メカニズムの検証を行うことである。

### 2. 過去の大雪事例の総観場

過去3回の大雪事例で共通している主な総観場は以下の通 りである。(1)西高東低の弱い冬型の気圧配置で日本海上 の等圧線が緩み季節風が弱い。(2)上空 5000m では-30℃ 以下の寒気が日本海上を広く覆っている。(3)帯状雲が北上 し、その先端部分が庄内地方の沿岸部へのびている。(4)酒 田ウィンドプロファイラー(以下 WPR)では北風と南西風との鉛 直シアーが顕著である。(5) 庄内平野の風は弱い東寄り、 もしくは静穏で、季節風との収束線が形成される沿岸部には バンド上のエコーが長時間にわたり停滞する。

### 3. JMANHM から導いた大雪発生のメカニズム

庄内平野に広がる冷気層は、地表面からの熱放射や降雪粒子の昇華蒸発、山 岳部からの重力流が複合的に作用して形成され、季節風との間に収束線を形成 する。2009年12月16日の大雪事例の数値実験の設定一覧を表1、250m格子 の計算領域と地形図を図1に示す。図2は250m格子で計算した標準実験と、 最上峡を塞ぐように地形編集した感度実験の結果から、16 日 8 時(JST)の温位 の差分(Z=20m)を求めたものである。計算の結果、出羽丘陵からの重力流は、 主に最上峡からの冷気流出効果が大きく、陸風も明瞭であった。図3は東西風、 図4は上昇流の線分A-B断面図である。新庄盆地に堆積した冷気湖の流出によ り流速を強めた最上峡からの重力流は、季節風との収束を強化させていた。

### 4. 観測値による検証

検証には気象研究所と東日本旅客鉄道が突風調査のため庄内平野に設置した ドップラーレーダー(庄内空港)と 26 地点の風、気温、湿度の観測値、及び気 象庁アメダス観測値を用いた(図 5)。レーダーデータはバイナリーの極座標デ ータ(Draft 形式)で、view\_radar2 コマンドを用い描画した。また、風は GMT 用矢羽ツール「矢羽ちゃん for GMT Ver1.1」(東京管区気象台気候・調査課)を、 気温・湿度は QGIS を用い描画した。

#### 4-1. 降水と風

図6は12月16日のアメダス観測値から、統計 値比較表示プログラムを用い描画した3時間毎の 積算降水量分布である。強い降水は庄内南部から 始まり、昼前には次第に北部へ広がり始めた。図 7は16日9時と9時40分の風向風速である(矢 羽根1本2m/sペナント1本10m/s)。庄内平野に は地表面の熱放射や周囲山岳部からの重力流によ り、複数の収束線が形成されている。最上峡に近 い観測地点 D5 では 9 時 40 分頃から 1 時間程度、 10m/s 程度の南南東風を観測し、D5 に近いアメダ ス狩川では朝から夕方にかけて 30cm 程度の降雪 を観測していた。





図10 大雪発生メカニズム

#### 4-2. 気温と湿度

図8は16日3時・6時・9時の気温と湿度の分布で ある。未明から朝にかけて90%以上の湿度を伴いなが らゆっくり沿岸部方向へ0.5℃以下の冷気層が広がっ ていく。アメダス酒田では0.5度線が到達する6時頃 から1時間に2~3cmの継続した降雪を観測し始めた。 一方季節風の強い沿岸部では、乱流効果により冷気層 が形成されにくい環境であったと思われる。

# 4-3. ドップラーレーダー

図9は16日1時と10時頃の反射強度(dBZ)とドッ プラー速度(m/s)である。帯状雲の接近により、庄内 平野には15日夜から対流雲が継続して流入していた。 始めは山沿いを中心とする降雪だったが、エコーの走 行が北西から北よりに変わった16日朝には、冷気層 と季節風の収束線上で反射強度の強いエコーが停滞し 始め、庄内平野の広い範囲に纏まった降雪をもたらし た。

5. モデルと観測値から導いた大雪発生メカニズム(図 10)

①庄内平野では地表面からの熱放射や重力流により 広い範囲に冷気層が形成され、沿岸部には季節風と陸 風の収束線が形成される。②平野部では、出羽丘陵北 側からの重力流と、朝日山地、最上峡陵付近からの重 力流との間で収束線を形成する。③帯状雲の北上によ り日本海上から流入する対流雲は、沿岸部と平野部に 形成された収束線上で発達し、庄内平野の広い範囲に 降雪をもたらす。④降雪粒子の昇華蒸発により冷気層 は維持され、継続した降雪により大雪となる。

### 6.まとめ

庄内平野の突風調査用のデータは高密度な観測網の ため、気温や風の変化から冷気層の広がりを細かな時 間変化で追うことができた。また、アメダスでは把握 できなかった重力流による収束線の形成も確認するこ とができた。冷気層の広がりと収束線の形成、帯状雲 接近に伴う継続的なエコー流入、この3つの条件が認 められた時、庄内平野の大雪の徴候として予報作業に 活かせる可能性がある。しかし、現状では庄内平野の アメダス地点は少なく、現業者が気温や風の詳細な動 向を実況監視で把握することは難しい。

#### 引用文献

「田中恵信, 鈴木修, 2000:レーダー解析ソフト "Draft"の開発, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 303. 」

「阿曽知子、2014: JMANHM を用いた収束線形成におけ る地表面過程の影響と大雪の検証 平成 26 年度仙 台管区調査研究会資料、P65-66」

#### 謝辞

気象研究所の楠研一室長、東日本旅客鉄道から庄内 平野突風調査用の観測値を頂きました。

空港気象ドップラーレーダーの解析には田中恵信 氏・鈴木修氏により気象研究所で開発された 「Draft」を使用しており、気象研究所の猪上華子研 究官、気象庁観測部計画課の大野洋係長には可視化に 関して親切なご指導を頂きました。また、検証をする 機会を与えてくださった長野地方気象台の高橋清利台 長、仙台管区気象台予報課の長谷川栄治調査官のお陰 で本調査が遂行できましたことを、心より御礼申し上 げます。

# 宮古の最高気温ワークシートの検証(その1)

# 1. はじめに

岩手県沿岸北部の宮古における最高気温予想の大外 し日数は、他の予報地点に比べて2倍程度もあり、特に 春から初夏にかけて多い傾向にある.気温予想を難しく している要因として海風の予想がある.宮古は陸風にな るか海風になるかで10℃近くもの差が生じるため、風の 理解なしに予想を改善することは困難である.

本研究では、現業の最高気温予想ワークシートの成績 を検証するとともに、予報改善に向けて環境場や風ガイ ダンス等の活用について調査した.

## 2. 宮古の最高気温ワークシート検証結果

# 2.1. 現業ワークシートについて

盛岡地方気象台では、気温予想の大外しを減らすため、2014年度の『予警報の質的向上に向けた取り組み』において、5~8月の宮古最高気温ワークシートを作成し、2015年度から運用している.

現業の気温予想ワークシートは、基本ガイダンスとして AVE=(GSM+MSM)/2を採用し、モデルやガイダンスか ら海風または南東風を予想したときは、モデル値から推 定した値を基本ガイダンスの代わりに採用している.

# 2.2. ワークシートの検証

2014年と2015年のデータを用いて、ワークシートの 検証を行った[Table. 21].大外しに関して各予想の成績を 比較すると、全事例比較では、統計的に有意では無いも ののGSM そのままを採用した方がよく、ワークシートの 効果は確認できない、しかし、海風を予想した日に限定 して比較すると、改善が認められる[Table. 22].もし、ワーク シートの基本ガイダンスをGSM にしていたならば、全事 例の大外しは64まで減っていた<sup>1</sup>[Table. 23].

1401	6.11. 1天山17	川町C眞平市								
検証期間 2014	年と2015 年の	5~8月								
検証資料 宮古	最高気温ワーク:	/一卜結果								
GSM・MSM 最高気温ガイダンス										
宮古の9時~18時の最高気温実況										
Table. 2-2.	Table. 2-2. 各種ガイダンス別の大外し回数.									
	GSM	MSM	AVE	ワークシート						
全事例 (224 事例中)	71	91	84	75						
海風 (47 事例中)	12	16	14	6						
南東風(5事例中)	1	0	1	0						

松江期間し次約

Table 9-1

<sup>1</sup> この傾向が続くのであれば基本ガイダンスとして AVE の代わりに GSM を採用することで大外しの改善が期待できる. ☆秋元銀河 藤井政志 田ノ下潤一(盛岡地方気象台)

Fable 2-3.	基本ガイダンスに	GSM を使用	した場合の大外し	回数
------------	----------	---------	----------	----

	~~~ r	1.000.0	47.75	
	GSM	MSM	AVE	ワークシート
全事例 (224 事例中)	71	91	84	64

# 3. 気温予想改善に向けた風向予想の基礎調査

# 3.1. 風ガイダンスの特性

気温予想の鍵となる風向予想において,風ガイダンス を利用することを検討し,2015年の4月~8月のデータ を用いて特性を調査した.

まず,ガイダンス風と実況風は、風配図が異なる.実況 風は海風である NNE および NE に鋭いピークを持つが, ガイダンス風では風向スペクトルはより幅が広く、風向も ずれている[Figure 3-1].

12JST 定時風を例に風向カテゴリーの相関をみると, ガイダンスは,北東風と南東風の区別を苦手としているこ とがみてとれる. ガイダンスが E~SSE を予想したケース は,65+/-8%2が空振りであり,特にガイダンス風が苦手と する領域である[Figure.32].



Figure. 3-1. 風配図 (09JST) GDC は前日 00UTC 初期值.



2 偶然誤差のみ

ガイダンスを利用する場合,これらのクセに注意が必要であるが,有用な情報を引き出すことは十分に可能である.例えば,前日 00UTC 初期値の 09JST,12 JST, 15JST 予想のすべてが北東風(N~NE)を予想していた場合,実況で北東風が継続<sup>3</sup>したのは 26 例中 25 例であり,空振りが少ない.

# 3.2. 気圧場を用いた風向予測手法

現業気温予想ワークシートは、過去の調査研究を元 に、南北の気圧勾配に対応する(八戸・仙台)の気圧を 用いて海風判別を行っている.

2015年のデータで検証すると、南北勾配は重要であ るが、東西の気圧勾配に対応する(宮古・秋田)にも依 存していることがわかる[Figure.3:3].南北の2点だけでは なく、東西傾度などより多くの地点の気圧情報を使う ことで陸風・海風の分離精度は改善する.



### 4. 海風継続確率ガイダンスの試作

短時間であっても陸から風が吹くと一気に昇温する 危険性があることから、気温予想では、まず<u>海風継続</u> <u>事例<sup>3</sup>とそれ以外のすべてを分離</u>したい.

「海風継続<sup>3</sup>」と、「海風侵入なし」だけであれば、 気圧場だけでほぼ分離可能である.しかし現実には、 海風の時間と陸風の時間が混在する「中間事例」が存 在しており[Figure.3-3]、ガイダンスや場にも顕著な特徴が ないため、単純な条件分岐では中間事例が混入する.

これらの分別にはガイダンス的手法が有望である. 現象の有無を予想するため,発雷ガイダンスと同じロ ジスティック回帰を用いて海風ガイダンスを試作した. 説明変数は、GSM 気圧(秋田,八戸,盛岡4),ガイ ダンス風(風向・風速),海陸温度差である.調整中 ではあるが海風継続かそれ以外かを当てる的中率は 85.5%に達している[Figure 41].

海風ガイダンスの最大の不確実性は気圧予想であり、 この改善によって分離精度は高まる[Figure 4-2].



5. 新しい気温予想ワークシートに向けての課題

気圧を正確に予想できるならば、海風継続ガイダン スを用いることで気温予想を劇的に改善しうる<sup>6</sup>. この ため、気圧予想の工夫が必要である.

また,海風循環や気温には大気の鉛直構造が大きな 影響を与えるはずであるが,まだ十分に活用できてい ない.これについては(その2)で詳しく報告する.

# 6. まとめ

現業ワークシートは、基本ガイダンスとして採用している AVE の代わりに GSM を使うことによって、 大外し回数を若干減らせることが期待できる.

気温予想の鍵を握る風向予想において,風ガイダン スや環境場などの情報を総合的に扱うガイダンス的手 法は有望である.現在,風向予想を基にした気温予想 について研究中である.

参考文献:

平成24年 『東京管区気象台 地方共同研究』

平成17年 『宮古の夏季における海風判別の予備調査』 濱崎他

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> [海風継続] 宮古で最高気温が出るのは9時から14時に集中しており, 9時から14時までのすべての正時風向がN~NEであった場合を,「海風 継続」と定義する.

<sup>4</sup> 熱的低気圧の影響を拾っているのか、仙台の気圧よりも成績がよい

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 海陸温度差:宮古市川井の気温(MSM)から山田湾のSSTを引いた値

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> ベンチマークで RMSE(2.95→2.28), 大外し(45→26)

# 横手の最低気温予想ワークシートの検証と改善

久慈文男(秋田地方気象台)

### 1. はじめに

昨年度の調査では、過去に大外し事例の多かった横 手の11月から3月の最低気温について検証を行ない統 計的手法で予測改善ワークシート(以下、WS)を作成 したが、昨年3月に気温ガイダンスが変更されたため、 作成した WS と変更されたガイダンス(以下、新ガイダ ンス)との検証が必要となった。今年度は、WS を新ガ イダンスに適用し検証した結果から、WS の改善に取り 組んだので報告する。なお、新ガイダンスの検証期間 は、寒候期ガイダンスを使用する期間に合わせて 2014 年10月から2015年3月までとした。

# 2. 調査対象及び検証資料

①地点:横手

②期間:2010年1月~2015年3月

③検証資料:前日17時予報、GSM ガイダンス:00UTC、 MSM ガイダンス 03UTC 初期値における翌日の予想最 低気温。

検証資料として、秋田高層 00UTC、横手アメダスの 観測データを使用した。

### 3. 新ガイダンスの大外し検証

2010年から2014年の年別統計で見ると、2014年の 前日17時予報(以下、予報)での大外し日数は、年間 で 24 日、2013 年までは年 40 日前後で経過しており、 大幅に減少していた。2014 年は GSM ガイダンス・MSM ガイダンス(以下、GSM・MSM)の大外し日数も共に減 少し、GSM と MSM の平均値予想(以下、GM 平均)の大 外し日数は、予報より更に少なく 20 日となっていた。 ME (平均誤差)や RMSE (2 乗平均平方根誤差)の値も 良化している月が多く、予測精度向上が大外し日減少 の要因となっている。(図省略)

## 4. 新ガイダンスと WS の検証及び改善

昨年度の調査では、旧ガイダンスの予想や大外しの 傾向から WS を作成した。WS による横手最低気温予想 改善のための要点は、以下の三点であった。

- ① 降水が予想される場合や以下の②、③に示した特 定の場以外の時は GM 平均を採用。 ランダム誤差(ガイダンス予想の傾向分析からは 補正できない誤差)を考慮。
- ② 高気圧後面など下層南西風系の場(暖気移流)で は、放射冷却の影響を考慮し、予想の低い方のガ イダンスを採用。
- ③ 冬型の終息期や高気圧前面(寒気移流)では、傾

向分析から予測精度の良い GSM を採用。

以上の点について新ガイダンスの予想を WS に適用し 検証を行なった。

### パターン①の WS 検証

①の場合には、降水のタイミングや量等に誤差(ラン ダム誤差)が生じることが多いため、WS では GM 平均 を基本として予想することを条件としていた。このパ ターンでの予測傾向(図1)には、新旧ガイダンスで 大きな変化は無く、ガイダンスの変更による予測精度 改善の傾向は見られない。引き続きモデル間の予測誤 差を考慮し GM 平均を基本条件とすることが良いと考 えられる。



# パターン②の WS 検証

旧ガイダンスは、放射冷却の影響による気温低下の見 積りが過小で、予想は大きな正偏差を持っていること が特徴となっていた。新ガイダンスで1分値を使用し たことに伴い、旧ガイダンスより最低気温は低く予想 される傾向が強くなったため、新ガイダンスの予想で は、MEの正偏差が大きく縮小し、RMSE は良化している (図 2)。WS では、旧ガイダンスの大きな正偏差を補正 するため、予想値の低いガイダンスを採用することを 基本条件とし、両ガイダンスの予想差が小さい場合に は、1℃程度下方修正することを追加条件としていたが、 追加条件を新ガイダンスへ適用すると ME が負偏差を 持ち、大外し日が増加する傾向となった。また、旧ガ イダンスでは、850hPa 以下で風速が 35KT 以上の時に MSM で高めの予想値となる傾向があったが、新ガイダ ンスでは、この傾向も見られない。よって、新ガイダ ンスの予測精度が向上していることも考慮し、単純に





### パターン③の WS 検証

旧ガイダンスでは、パターン2とは逆に予想値に負 偏差があり、特に MSM の偏差が大きく、予測精度が悪 いことが特徴となっていた。GM 平均も精度の悪い MSM の影響で GSM より予測資料の成績で劣り大外し日が多 くなっていたため、WS では精度の良い GSM を採用して 予想することを基本条件としていた。新ガイダンスで も予測傾向に大きな変化は無いが、GSM の ME では負偏 差が拡大しているのに対し、MSM では縮小しており、 新ガイダンスでの改善傾向が見られた。月別の大外し 日数の統計(図省略)を見ると、12月から2月の厳冬 期ではWS どおりにGSMの成績が良いが、それ以外の月 (10月、11月、3月)の統計では、GSM・MSMの予想に 大差は無く、GM 平均の成績が一番良い結果となった(図 省略)。これらの月は場の推移が早いため、パターン① と同様のランダム誤差の要素もあると考えられる。よ って、パターン③では、12月~2月を GSM 基本で予想 し、それ以外の月は GM 平均を基本とする様、WS を変 更する。











### 5. WS の改良と検証及び考察

新ガイダンスの検証結果から改良した WS を図4に、 改良 WS を適用して検証した結果を図5、図6に示す。 新ガイダンスの予測傾向を検証しWS を改良すること により、ほとんどの要素でGM 平均、WS を上回る成績 となった。改良したWS を使用することで、横手の最低 気温の予測精度向上が可能であると考える。ただし、 新ガイダンスは、運用されてからまだ日が浅く、検証 に使用するデータの蓄積量も少ない。今後蓄積される データにより、予測特性や傾向の把握に努め、今後も WS を見直していく必要があると考えている。

# 2013年5月13日の仙台山形の気温差について

○岩場遊、岩崎俊樹 (東北大院・理)

要旨

東北地方ではヤマセによって山脈を挟んで大きな気温差がみられることがある。2013 年 5 月 13 日は仙台 と山形の最高気温差が 17.7℃に達した。この現象はヤマセを含む複数の要因が重なって起こったものだと考 えられる。そこで本研究は、力学的ダウンスケールの手法を用いてこの要因を明らかにすることを目的とす る。今回の発表では流跡線解析を行い、仙台と山形に達した空気の源の違いを示す。

# 1. はじめに

仙台と山形は50km 程度の距離にもかかわらず、 2013年5月13日、最高気温差が17.7℃に達した。 特に15時には気温差が18.6℃に達した(仙台: 10.1℃、山形:28.7℃)。この日はオホーツク海の 高気圧が三陸沖に張り出すヤマセ型の気圧配置で あった(図1)。ヤマセ日に日中の気温差が大きく なることはよく知られているが、最高気温差が 15℃を超えた例は他にない。そのためこの現象は ヤマセのほか複数の要因が重なって起こったと考 えられ、その要因を明らかにしていく。

なお、時刻はすべて JST とする。



# 2. 手法

気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて力 学的ダウンスケールを行った。初期値境界値には メソスケールモデル(MSM)、SST には MGDSST を用いた。

# 3. 結果

# 3.1 ダウンスケール

ダウンスケールの結果を AMeDAS の観測と比 較した。図2に地上の気温と風の時系列の比較を、 図3に15時の地上の気温と風の結果を示す。



仙台では海から冷たい風が吹き込み、山形と 10℃以上の気温差が再現された。特に山形では気 温、風ともに観測とよく一致したが、仙台では気 温が観測より5℃程度高くなった。

この結果をもとになぜこのような現象が起こっ たのかを明らかにするために流跡線解析を行い、 なぜ仙台の気温が高く予想されるのかを明らかに するために雲の再現の影響を調べる。

# 3.2 流跡線解析

ダウンスケールの結果から後方流跡線解析を行った。仙台と山形の地上 200 m, 250 m, 300 m に 到達した空気塊の流跡線を 9 時間前まで計算した。 2013.05.13.15.JST



図4は15時に到達した流跡線である。仙台の空気 塊は東の海上から到達していた。山形の空気塊の流 跡線は福島県の中通りと浜通りを通る2つの経路に 分けられた。



図5は流跡線に沿った断面図で、左の2枚は山形、 右は仙台に到達した流跡線である。山形のうち、左 上は中通り、左下は浜通りを通過してきた流跡線で ある。

仙台に到達した空気は温位の変化が小さい。これ はSST に拘束されているためだと考えられる。中通 りから到達した流跡線は元々高い場所にあった空気 が下降してくる際に加熱されたことを示唆している。 浜通りから到達した流跡線は元々冷たい空気が地表 付近で日射により加熱されたことを示唆している。

これらから、空気塊の起源と通過した場所の地表 面の違いが気温差に寄与していたことが分かった。

### 3.3 **雲の再現の影響**

仙台の気温が高く予想される原因を調べるため に雲を増やす感度実験を行った。

乱流スキームに組み込まれている部分凝結スキ ームにおいて、雲量の分散を決める値 $\sigma \varepsilon$  $\sigma = \sigma + 0.0004$ として計算した(CLD)。



図6はコントロールラン(CTL)との比較である。 CTL では雲は非常に少なかったが、CLD では雲 量を約5まで増やすことができた。仙台の日中の 気温はCTL より約2℃下がり、観測に近づいた。

しかし、仙台に到達する空気は陸上を通る時間 が短いため、これ以上雲を増やしても気温の変化 は小さかった。したがって、仙台の予想気温と観 測の差のうち、雲の再現によって約 2℃を説明す ることができる。

☆高野健志・加藤廣・山中力(仙台管区気象台)

# 【要旨】

宮城県では、風上側よりも西風が強まって暴風となる事例があり、メカニズムは上空の山岳波に伴うおろし風と 理解されている。そのような暴風に対して警報等の期間や対象地域を絞るための予測手法や基本パターンを作成 しているが、更なる精度向上が求められている。本調査ではメカニズムに着眼し、臨界波数の鉛直分布に対応す る強風分布の仮説を形成した。宮城県内のアメダス地点で西より18m/s以上の風を観測した7事例を用いて有用 性を簡易的に検証したが、仮説への反例が存在するなど予測手法の改善へ応用するための課題は多い。

# 1. はじめに

宮城県では、風上側よりも西風が強まり暴風となる 事例がある。そのような事例では数値予報やガイダン スの予測精度は必ずしも十分ではない。そこで、仙台 管区気象台では暴風発生判定等の独自の手法を含んだ 図1右の基本パターンを作成し、注警報の発表の参考 としている。しかし、図1左の地形や大気の状態の複 雑さを反映し、実際の強風分布や時間変化は多様なた め、地域や時間帯を適切に絞り込んだ予測の実現には、 予測手法の更なる改善が必要である。



図1. 宮城県周辺の標高と暴風判定の基本パターン

# 2. 先行研究と本調査における着目点の選定

加藤(2003)、西畑(2012)、高須・加藤(2014)では、 西風が奥羽山脈を越える際に上空で山岳波が発生し、 それに伴うおろし風によって西風が強まるメカニズム が示されている。また、山岳波の波長により、強風と



 全域で同時に強風となる事例が含まれる。これら山岳 波の振る舞いと強風となる地域の関係の模式図を図 2 に示す。

高須・加藤(2014)は東部型と全域型を区別する着目 点にスコラー数1の急変高度を示唆した。それはスコ ラー数1で決まる臨界波長 $\lambda c \equiv 2\pi/l$ より波長の長い 波は伝播し、 $\lambda c$ より波長の短い波は指数関数的に減 衰する性質を反映したものである。本調査では、上空 の山岳波の波長や共鳴に焦点を当て、様々な強風分布 との対応を考えることができるよう $\lambda c$ の鉛直分布そ のものに着目して調査する。なお、台風近傍等の上空 の山岳波と無関係な暴風は調査の対象としない。

# 3. 臨界波長 λ c と 強風分布の 対応に 関する 仮説 形成

高野(2012)を参考に え c の鉛直分布が示す 定性的な特徴を図3に 示す。本調査では、強 風の頻度が高い東部型 を基本とし、え c 分布 の変化に対応する強風 分布の変化の概念的な 仮説を図4の模式図に



まとめた(安定層の高度hがやや低いと、山岳標高の 高い南部ほど波長の短い山岳波が伝播しやすくなり、 強風域が西部へ移るのではないか等)。

仮に、予想資料である MSM と図4の仮説を用いることで予測精度を改善できれば、地域と時間帯を絞り込んだ注警報運用の参考になるはずである。



図4.  $\lambda c$ 分布の変化に対応する強風分布の変化の仮説

### 4. 調査対象とする事例日の抽出

図4を活用するには、基本となる東部型のλc分布 の特徴(図3のhやkなど)を捉える必要がある。そ れには事例解析による知見の蓄積が有効だが、より簡 易的な手段として東部型の分かりやすい事例のλc分 布を用いた。その上で各事例のMSMのGPVデータに図 4を適用し、実況の強風分布やその時間変化との対応 を調査した。対象事例は、2014年10月~2015年9月 の1年間に宮城県内のアメダス地点で西より18m/s以 上の風を観測した7事例とした(表1。ただし、台風 から変わった低気圧近傍の江ノ島で北西24.1m/sを観 測した2014年10月14日は除く)。7事例において日 最大風速15m/s以上の地点を調べると、すべてに名取 (東部)が含まれ、また北部の地点も多く含まれる特 徴がある。西部の地点が含まれるのは3事例であった。

表1.	2014年10月~2015年9月に西より	18m/s 以上の

事例日		日最大風速18m/s以上の地点			ㅁᄇᆂᆔᄫᆥᇉᆞᄼᄡᅣᆸᇲᄴᅣᆂᄼ	
		地点名	最大風速	起時	ロ販入風速15m/S以上の地点名	
2014年	12月18日	名取	W18.1	6:20	古川、新川、江ノ島、名取	
2015年	1月7日	名取	W19.3	21:03	古川、新川、白石、米山、江ノ島、名取	
	1月10日	名取	W20.8	16:26	古川、名取	
	2月27日	新川	W21.3	21:33	古川、石巻、新川、白石、米山、名取	
	3月4日	名取	W19.3	21:13	名取	
	3月10日	古川	WNW18.3	11:32	古川、鹿島台、石巻、仙台、米山、江ノ島、名取	
	6月4日	名取	W18.5	7:08	古川、亘理、米山、丸森、名取	

# 風を観測した事例(青:西部、赤:北部、緑:名取)

# 5. MSM の λ c 鉛直分布とアメダスとの比較

表1の7事例について当日03JST 初期値MSMのFT=0 ~24の3時間毎のGPV データから $\lambda$ cの鉛直分布を計 算した。この内の3事例についてアメダス実況図とと もに図5に示す。なお、 $\lambda$ cの計算において、地点を 風上側の酒田上空とし、簡単のため $\lambda c \cong 2\pi u/N$ と第1 項のみで近似した (uは環境場の西風風速、Nは成層の 安定度を示すブラントバイサラ振動数)。

まず、事例間の比較基準とするため、東部型で MSM による再現性がよく $\lambda c$  の鉛直分布の時間変化も小さ かった 1 月 10 日の事例の 15 時と 18 時の $\lambda c$  の平均を

「東型サンプル」とした(図 5A)。この東型サンプル が図 4a に対応する特徴を備えていると暫定的に仮定 し、東型サンプルと各事例のλcの鉛直分布およびア メダス実況図との対応状況から図4の仮説の検証を試 みた。図 5Bでは、安定層の高さhとλcの低下ととも に強風域が東部から西部へ移動しており、図 4d、e と の対応は悪くない。しかし、環境場の時間変化が大き い図 5Cでは、12 時から 15 時にかけてhとλc が増加 しているが、強風域は東部から北部となっており、図 4の仮説との対応は悪く反例となる。



A. 2015/1/10:暫定的に基本の東部型とした「東型サンプル」 B. 2015/1/7:図 4d, e に対応して東部型から西部型へ C. 2015/3/10:λc は図 4a から c、アメダスは図 4a から d

### 6. まとめと課題

スコラー数1で決まる臨界波数λcと対応する強風 分布の仮説(図4)を形成したが、反例が存在するな ど仮説は適切とは言えない。環境場の風変化や日射の 影響を考慮していないこと、MSM の  $\lambda c$  再現性、  $\lambda c \delta$ 求める際の地点選択および近似計算の妥当性、GPV デ ータの鉛直分解能の粗さ、暫定的に設けた比較対象「東 型サンプル」の妥当性、仮説形成に用いた理論への理 解不足等、考えられる問題点の候補は多い。事例解析 による上記確認のほか、西部型、東部型、共鳴風下山 岳波による全域型それぞれの目安となる山岳波の波長 も把握したい。それができれば、図3において着目す べき波長域が分かり、図4との対応もより適切な基準 やしきい値を与えることができる。しかし、本調査を 経た手ごたえとして、地域や時間帯を絞り込んだ注警 報運用の参考資料としては図4より簡便なMSMの下層 風速分布を参照する方が実用上適していると感じる。 仮説に固執することなく、今後は活用できる様々な観 点を組み合わせて予測手法改善に取り組みたい。

### 7. 参考文献

加藤廣、2003、宮城県の西よりの強風(NHMを用いた検討)、東北技術だより、Vol. 20 No. 2、49-58 高須健嗣・加藤廣、2014、宮城県における西より暴風予測手法の改良、平成 25 年度メソモデルを用いた調査研究に関する打合せ会 高野健志、2012、山岳波理論の整理と事例解析、東北技術だより、Vol. 26 No. 1、1-20 西畑秀則、2012、宮城県西部の暴風事例解析、平成 24 年度東北地方調査研究会

# 従来型観測のみを用いた日本域長期領域再解析システムの構築に向けて

○福井真<sup>1,2</sup>·岩崎俊樹<sup>1</sup>·瀬古弘<sup>2</sup>·斉藤和雄<sup>2</sup>·国井勝<sup>2</sup>(1.東北大学大学院理学研究科、2.気象研究所)

# 1. はじめに

NCEP/NCAR による試み (Kalnay et al., 1996) を皮切りに、世界の主要な現業センターによって、 長期間の均質な大気場のデータセット作成を目的 とした全球再解析が実施されてきた。しかし、こ れらの全球再解析は、水平解像度が細かいもので も数十キロ程度であり、局地循環や現実的な降水 強度を再現するには粗すぎる。この水平解像度の 問題を解決するために、特定領域のみを領域モデ ルを用いて高解像度化する力学的ダウンスケール が一般的に行われている。力学的ダウンスケール は、物理的整合性のある高解像度で均質なデータ を作成可能である。しかし、側面境界による束縛 のみをモデルに与えるだけでは領域内部の場を拘 束しきれない。そのため、大規模な循環場の再現 性が、側面境界として与える低解像度データと比 べて劣ることがある。そこで、側面境界による束 縛に加え、領域内部の観測を同化することで、高 解像度でありながらも、同化をしない力学的ダウ ンスケールより再現性の高い領域再解析の実施可 能性を考える。また、できるだけ長期的均質性を 担保するためには、JRA - 55C(Kobayashi et al., 2014) のように長期間入手可能な従来型観測のみ を同化することが望ましい。本発表では、観測を 同化をしない場合の結果と比較しながら、従来型 観測のみを局所アンサンブル変換カルマンフィル タ (LETKF) を用いて同化することによる影響を 評価した結果について報告する。

### 2. 実験設定

Kunii(2014) で用いられたものを基にした水平解 像度 25km の NHM-LETKF を用いた同化実験を 行った。対象領域は、図1の通りで、鉛直に50層 (モデルトップ: 22801m)とした。アンサンブル メンバー数は10とし、各メンバーの初期値とし ては、JRA - 55(Kobayashi et al., 2015) から、 ランダム抽出した年の8月1日 12UTC の場を与 えた。側面境界値には JRA - 55 を用い、摂動は 与えない。同化する観測データは、気象庁の品質 管理済みである CDA の中から、JRA-55C に採用 されている従来型観測 (SYNOP、SHIP、BUOY、 TEMP, PILOT, Wind Profiler, TC Bogus)  $\mathcal{O}$ みを用いた。同化ウィンドウは6時間とし、全領 域で1.5倍の共分散膨張を与え、局所化スケール は水平に 200 m、鉛直に 0.2 ln p とした。また、同 化を行わない力学的ダウンスケール実験として、 NHM-LETKF の予報部分で用いたものと同じ設 定の NHM を用いた実験 (DS) と、長期力学的ダ ウンスケールを行う際によく用いられているスペ クトル境界結合 (SBC: Yasunaga et al., 2005)を DS の設定に加えた実験 (DS-SBC)を行った。計 算領域は、図1の全体 (水平格子数 241x193)で、 計算期間は、2014 年 8 月 1 日 12UTC から 9 月 1 日 00UTC とし、最初の5日分はスピンアップ期 間として、検証対象から除外した。検証データと しては、本実験において同化に用いた従来型観測 が四次元変分法によって同化された、気象庁の現 業メソ解析 (MA)を用いた。また、上空に関して は、観測密度は疎らではあるが直接観測であり信 頼性の高いゾンデによる観測も用いた。検証領域 は、図1の青枠で囲った領域とした。



図 1: 計算領域。青枠で囲われた領域が解析雨量に よる降水検証領域。陰影はモデル標高 [m] を示す。

### 3. 結果

図2上段は、海面更正気圧に関する、NHM-LETKF による予報-解析サイクル及び同化を行わ ない力学的ダウンスケールの MA に対する根二乗 平均誤差 (RMSE) を示したものである。DS では、 時間積分の中で誤差が蓄積され、総観場がずれて しまい、誤差が大きくなっている。特に10日では RMSE が 6hPa を超え、期間平均で 3.2hPa なって いる。DS-SBC では、DS のように RMSE が極端 に大きくなる期間はなく、RMSE は DS よりも小 くなっているが、期間平均は1.8hPaであり、側面 境界のJRA-55よりも大きくなっている。一方、従 来型観測のみの同化を行った場合、解析、6時間予 報のアンサンブル平均共に、初期数日のスピンアッ プ期間を除けば、期間を通じて RMSE は DS-SBC よりもさらに小くなっており、側面境界に用いた JRA-55と同程度となっている。NHM-LETKFの RMSEは、解析で0.8hPa、6時間予報でも1.1hPa である。6時間予報のスプレッドについては、期間 平均で0.8hPaであり、本実験では側面境界摂動を 与えなかったが、検証領域内部において摂動を成

長させ、予報の不確実性をある程度は表せること ができているものと考えられる。特に、スプレッド は観測の少ない熱帯域で非常に大きくなっている が、このような地域では、観測による束縛が弱く、 不確実性の大きいことの表れであると考えられる。 ただし、本実験では、側面境界摂動を与えていな いため、アンサンブル予報が収束して観測を取り 込めなくならないように、共分散膨張に 1.5 倍と いう比較的大きな値を与えている。観測が過小で、 観測による修正が十分効かない場合に、解析の際 に共分散膨張を過剰に働かせすぎ、不自然に摂動 を大きくさせていることも考えられる。図2下段 は、500hPa 面のジオポテンシャル高度の RMSE である。従来型観測は地上に比べ高層観測は時空 間的に疎らになってしまうため、上空ほど観測に よる修正が弱くなる。そのため、JRA-55 よりも 精度が悪化するものの、依然として、DS-SBC に 対しては同程度から改善、DSに対しては大きく改 善となった。図3は、検証期間におけるゾンデに よる観測に対する RMSE である。なお、100hPa では実験による差が小さいが、これは上部境界が 共通であるためである。NHM-LETKF の解析及 び6時間予報のアンサンブル平均は、東西風、南 北風、気温、相対湿度全てで RMSE が最大となっ た DS に対して大きく改善した。DS-SBC に対し ては、解析ではほぼ全層、予報でも、気温で 400 hPa 迄、その他は 250 hPa まで改善が見られた。 JRA-55 に対しては、NHM-LETKF の予報・解析 ともに地上付近で同程度、それより上では悪化で あった。

### 4. まとめ

2014年8月を対象として、従来型観測のみを水平 解像度 25km の NHM-LETKF を用いて同化し、そ の有効性について調べた。長期の力学的ダウンス ケールでは、総観場自体が崩れて誤差が大きくなっ てしまっていたが、従来型観測のみを同化するこ とで、大きく改善が見られた。SBC を用いた力学 的ダウンスケールに対しても改善が確認され、予 報でも対流圏上層付近迄は改善が見られた。側面 境界として用いた JRA-55 に対しては、上空では やや劣るが地上付近では同程度の精度を持ってい ることがわかった。また、本実験では側面境界摂動 を与えず、共分散膨張を大きくして NHM-LETKF の予報解析サイクルを回したが、観測がほとんど ない熱帯域でスプレッドが過剰な可能性がある。 Saito et al. (2012) において同化ウィンドウにお いても側面境界摂動の導入が重要であることが示 されており、今後、適切な側面境界摂動導入や共 分散膨張の手法について検討の必要がある。

# 謝辞

本研究は、文部科学省の HPCI 戦略プログラムの 助成を受けたものである。



図 2: MA に対する RMSE(左列) とスプレッド (右 列) の時系列。上段が海面更正気圧 [hPa]、下段 が 500hPa 面ジオポテンシャル高度 [gpm]。緑線 が JRA-55、黒線が DS、灰線が DS-SBC、赤線が NHM-LETKF の解析、青線が NHM-LETKF6 時 間予報のアンサンブル平均。



図 3: ゾンデに対する RMSE。(a) 東西風 [m/s]、(b) 南北風 [m/s]、(c) 気温 [K]、(d) 相対 湿度 [%]。緑線が JRA-55、黒線が DS、灰線が DS-SBC、赤線が NHM-LETKF の解析、青線が NHM-LETKF6 時間予報のアンサンブル平均。

○菅野 湧貴、Muhammad Rais Abdillah、岩崎 俊樹(東北大学大学院 理学研究科)

要旨

冬半球高緯度域には多くの寒気が蓄積されており、間欠的に中緯度へと流出し、寒波を引き起こす。 寒気を特定温位面以下の大気と定義することで、寒気の量や流量を定量的に評価することが可能となる。 本研究会では、冬季北半球における極域寒気の年々変動、季節内変動を寒気の蓄積と放出の理論で説明 する。

# 1. はじめに

東西指数サイクルや北極振動は、間接的に高緯 度と中緯度の寒気の変動(寒気の蓄積と放出)を 表すものと考えられてきた(e.g., Namias, 1950; Thompson and Wallace, 1998)。しかし、寒気の 蓄積と放出について定量的な評価はこれまで行わ れてこなかった。本発表では、温位座標に基づく 寒気の定量的な評価法を用いて、寒気の蓄積と放 出の様子を明らかにする。

# 2. 手法

寒気質量は、先行研究と同様に特定温位 θ<sub>r</sub> =280 K 面以下の大気とする(Iwasaki et al., 2014)。各地点において寒気質量 *DP*、寒気質量フ ラックス *MF*は次のように定義される。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \tag{1}$$

$$MF \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \tag{2}$$

ここで $p_s$ 、 $p(\theta_r)$ 、vはそれぞれ地上気圧、 $\theta_r$ 面の気圧、水平風ベクトルである。寒気質量は断熱 条件のもとで保存され、保存則を以下のように書 くことができる。

$$\frac{\partial}{\partial t}DP \equiv -\nabla \bullet \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v}dp + G(\theta_T) \quad (3)$$

ここで右辺第2項

$$G(\theta_T) = \frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \bigg|_{\theta_T}$$
(4)

は、特定温位面を横切る鉛直質量フラックスを表 し、非断熱な寒気の生成・消滅を意味する。寒気 の蓄積と放出を定量的に評価するために、帯状平 均で寒気生成域となる 45°N 以北と、寒気消滅域 となる 45°N 以南に寒気質量を分ける帯状平均 の 2 box モデルを使用する (Kanno et al., 2015a)。 寒気質量の生成域、消滅域での収支式は、(3)式を それぞれの領域で積分することで得られ、以下の ように書くことができる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\langle DP \right\rangle_1 = \left\langle G \right\rangle_1 - I \tag{5}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\langle DP \right\rangle_2 = I - \left\langle L \right\rangle_2 \tag{6}$$

ここで $\langle DP \rangle_1 \& \langle DP \rangle_2$ はそれぞれ 45°N 以北、 45°N 以南の総寒気質量、 $\langle G \rangle_1 \& \langle L \rangle_2$ はそれぞれ 45°N 以北の正味の寒気生成量、45°N 以南の正 味の寒気消滅量、Iは 45°N を横切る正味南向き の寒気質量フラックスである。

解析には JRA-55 再解析データ(Kobayashi et al., 2015)を、1959-2012 年の 12 月-2 月の期間使 用した。日平均の*I*に対してラグ相関、ラグ回帰 を計算することで、寒気流出と寒気質量の季節内 変動を、また、1 月の平均場の相関、回帰を計算 することで、年々変動を調べる。





図 1 45°Nを横切る寒気質量フラックスへのラグ回帰し
 た帯状平均の2 box モデルの各変数。



図 2 1月の寒気質量と寒気質量フラックスの散布図。左から、北半球総寒気質量、 45°N以北の寒気質量、45°N以南の寒気質量。

# 3.1 季節内変動

45°Nを横切る寒気質量フラックス*I*に帯状平 均の2boxモデルの各変数をラグ回帰したものを 図1に示す。図1の黒線は、北半球の総寒気質量  $\langle DP \rangle \equiv \langle DP \rangle_1 + \langle DP \rangle_2$ を表す。45°Nを横切る 寒気質量フラックスへの自己ラグ回帰から(紫線)、 寒気流出が約5日の時間スケールを持つイベント であることがわかる。

寒気質量の変化についてみると、 $45^{\circ}$  N 以北の 寒気質量 $\langle DP \rangle_1$ は、寒気流出前に徐々に増加し、 寒気流出によって大きく減少し、寒気流出から 3 日後に最少となる。1 標準偏差( $\approx 3.5 \times 10^{10}$  kg/s) の寒気流出による  $45^{\circ}$  N 以北の寒気質量の減少 は約  $5.8 \times 10^{15}$  kg で、気候値の数%である。寒気 流出後、 $45^{\circ}$  N 以北の寒気質量が元の量に戻るま でには約 20 日を要する。

45°N以南の寒気質量は寒気流出によって、寒 気流出1日後に約3.4×10<sup>15</sup>kg(気候値の約10%) 増加するも、45°N以南の非断熱加熱によって、 数日で元の量に戻る。寒気質量の増加は、東アジ ア、北米大陸東海岸、東ヨーロッパでみられる。

# 3.2 年々変動

図2に45°Nを横切る寒気質量フラックスと 寒気質量の散布図を示す。寒気流出量の多い年は、 45°N以北の寒気質量が少なく、45°N以南の寒 気質量が多い傾向がみられる。また、寒気流出量 の多い年には、北半球全体の寒気質量が少ない傾 向がみられる。地理的な傾向をみると、寒気流出 量の多い年には、東アジア、北米東海岸で寒気質 量が多く、その北側の地域で寒気質量が少ない。 45°Nを横切る寒気質量フラックスは中緯度に おける波の活動度によって支配されており (Iwasaki and Mochizuki, 2012)、波動平均流相互 作用が寒気の蓄積と放出を支配していることがわ かる。

# 4. 結果

本研究では、特定温位 280 K 面以下の寒気質量 の季節内変動、年々変動が寒気の蓄積と放出の理 論で説明されることを定量的に示した。本発表は Kanno et al., (2015b)を元にしており、詳細はそ ちらを参照願いたい。

# 参考文献

Iwasaki and Mochizuki, SOLA, 2012. Iwasaki et al., *J. Atmos. Sci.*, 2014. Kanno et al., *Atmos Sci Lett.*, 2015a. Kanno et al., *Geophys. Res. Lett.*, 2015b. Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, 2015. Namias, *J. Meteor.*, 1950. Thompson and Wallace, *Geophys. Res. Lett.*, 1998.

# 東北地方の雲量と全天日射量の推移についての継続調査

35

# 1. 要旨

本調査では、村上・堤(2007)(以下、前回調査)によって調査され た東北地方の日平均雲量と雲量別出現頻度、日平均・年積算全天日射 量について以下の3点に注目し、改めて調査した。

①東北地方における特別地域気象観測所(以下、特地)の日平均雲

(以下、雲量)、全天日射量(以下、日射量)観測値を含む場合と 含まない場合のトレンド変化(2007 年まで)

②2007年以前の官署のみの雲量・日射量データにそれ以降のデータを 加えた時の長期トレンドの変化

③東北地方における雲量・日射量トレンドの全国との比較

①では、官署のみのデータでも雲量・日射量長期トレンドは大きく 変化せず、増加傾向を示した。②でも雲量・日射量共に増加傾向の継 続が確認された一方、増加削合(回帰係数)は雲量でやや減少、日射 量で増加した。③では、年平均値、長期トレンドとも全国に比べ東北 地方の雲量は大きく日射量は小さいことが確認された。結果として、 東北地方の気温変動には雲量の増加が影響している可能性があり、日 射量監視に加え、雲の影響の解明が必要であることが示唆された。

#### 2. はじめに

気候システムの源である太陽放射は BSRN(基準地上放射観測網)な どにより世界的に観測され、国内でも地方官署で全天日射計で観測さ れている。また、IPCC 第5次評価報告書(以下、AR5)では、エーロ ゾルによる雲調整の効果は全放射強制力の見積もりに対し最大の不 確実性をもたらしていることが指摘され、長期的な雲観測の重要性を 示している。この状況を踏まえ、本調査では東北地方における雲量と 日射量の関係を把握するため、地上観測で入手できる「雲量」データ と「全天日射量」データを用い、トレンド解析を用いて調査を行った。

### 3. データと調査方法

1974年1月から2014年12月までの官署6地点と、2007年12月ま での特地3地点(宮古、酒田、小名浜)における日平均雲量と全天日 射量の日別データを気象資料ライブラリより取得し、その中から正常 フラグ付データのみを抽出する。その日別データを要素毎に雲量別 (※2)に区分し、地点毎の年別データを作成する。更に地点毎の各 データを東北地方平均としてまとめたデータを作成し、雲量と全天日 射量の長期的な関係をトレンド解析により調査する。また、全国の全 天日射量を観測している官署について、気温を含めた日毎のデータを 取得し、雲量・日射量・気温の関係について調査した。

※1:青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島

₩2:0~1.9、2~3.9、4~5.9、6~7.9、8~9.9、10

### 4. 雲量観測の妥当性の確認



# 佐々木 駿(青森地方気象台)

目視データである雲量の妥当性を検証するには、客観性を持つ他種 目の観測値と比較する必要があり、前回調査では東北地方平均の気温 日較差と雲量の長期的傾向を比較して検証していた。それを2014年 までの官署データについて比較したものが図1である。図1からは日 較差と雲量の長期的傾向が一貫して逆の相関を示していることが確 認でき、雲量観測の妥当性は前回調査から継続していると考える。

# 5. 結果とまとめ

# (1)特地データの有無による2007年までの長期トレンド変化

仙台管内の特地における全天日射量観測は 2007 年以降順次廃止さ れ、09 年までにすべて終了した。それ以降の年は官署の観測データし か存在しないため、前回調査にそれ以降の雲量や日射量を付け足した だけでは自然以外の原因によるトレンド変化を捉えてしまうおそれ がある。そこで本調査では、官署のみのデータで 07 年までのトレン ドを取り直し、そこに 07 年以降のデータを加えてトレンドの変化傾 向を探っている。そのため、07 年までで官署のみ6 地点と特地を含ん だ9 地点のデータ間でどのような差異があるかを見る必要がある。



図2では日平均雲量と日平均日射量のトレンドを比較している。雲 量、日射量共に特地データの有無によらず増加トレンドは一貫してい る。また、雲量階級別ではいくつかの階級で変化が見られたが、トレ ンドの傾向自体に大きな変化はなかった(図略)。これらのことから、 特地を含まない官署のみのデータでもトレンドの傾向は同じである とみて、継続調査を進めていくこととする。なお、官署のみの場合に 雲量が多く日射量が少なくなっているのは、3 特地のうち2 地点が太 平洋側で、それらを削ったことにより冬季太平洋側の天候の特徴が薄 まったためではないかと考えられる。

#### (2) 2007 年から 2014 年にかけての長期トレンド変化

(2-i)日平均雲量・日平均雲量別出現頻度のトレンド変化



ここからはトレンド期間を2014年に伸ばした時の変化をみる。は じめに日平均雲量の回帰係数をみると、雲量は+0.0138(+0.19%/年) で増加しており、~07年に比べ若干回帰係数の値は小さくなっている が、有意水準99%の回帰分析における有意性は保たれていた(図3)。 階級別の雲量の出現頻度について表1をみると、雲量8を境に減少

と増加のトレンドが分かれていることが確認できる。								
表1. 東北地方平均の日平均雲量別出現頻度のトレンド(回帰係数)								
	雲量	0-1.9	2–3.9	4–5.9	6–7.9	8-9.9	10	
	厢度	-0.16	-0.26	-0.27	-0 14	+0.20	+0.58	

少ない雲量の出現回数が減り、多い雲量の回数が増えるということ は、先の日平均雲量の増加トレンドと整合するものである。ただし、 ~07年に比べ~14年では正負双方の絶対値が接近する傾向にあり、 雲量多寡のコントラストが薄まる傾向がみられた。 (2-ii)日平均全天日射量のトレンド変化



次に、日平均全天日射量(図 4)をみると、増加傾向は変わらず +0.0149 MJ/m<sup>2</sup>/年(+0.09%/年)で、値は~07 年に比べ若干増加した。 表2に示す雲量階級別の回帰係数は~07 年と同様、全階級で正値とな っていた。なお、有意水準 99%の回帰分析で、~07 年で見られなか った回帰係数の有意性が~14 年で現れていることが確認された。 (2-iii)年積算全天日射量のトレンド変化



最後に、より長期に及ぶエネルギー量として年積算全天日射量トレンドの変化(表2)を見ると、雲量6未満で減少傾向、6以上で増加傾向となった。雲量6以上の増加が顕著なことから全雲量では正味で増加しており(図5)、回帰係数は5.01 MJ/m²/年(+0.11%/年)だった。特に雲量10では7.14 MJ/m²/年で最も大きい値となっている。

表2. 東北地方平均の日平均・年積算全天日射量トレンド(回帰係数)

雲量	0-1.9	2-3.9	4-5.9	6-7.9	8-9.9
日平均(MJ/m²/年)	+0.040	+0.043	+0.039	+0.035	+0.033
年積算(MJ/m²/年)	-2.41	-3.25	-3.17	+5.71	+7.14

AR5 には、全球的に 80 年代にかけ日射量が減少し、90 年代にかけ て増加した地球の暗化・明化という現象が記述されている。また、東 アジア域では 90 年代後半から日射量の増加傾向が鈍化していること が示唆されているが、東北地方では 2000 年代後半から再び増加する 傾向が現れていることが今回の調査から明らかになった(図6:太陽 活動周期等の影響を除くため7年移動平均をとっている)。~07 年か ら~14 年に対象期間を伸ばしたことで東北地方の日射量トレンドの 有意性が現れたのは、このような背景を反映したものと考えられる。



### (3) 全国における雲量・日射量トレンドとの比較

図4から、日平均日射量では常に全国の値が東北地方を上回り、回帰係数も大きいことが分かる。一方、日平均雲量では常に東北地方の 値が全国を上回り、回帰係数も東北地方の方が大きい(図3)。ここで、 日平均日射量の値には緯度の影響が反映されているため、その値だけ で東北地方と全国とを単純に比較することはできない。しかし、40 年のトレンド期間での回帰係数で見ると、全国に比べ雲量で大きく日 射量で小さいということは、東北地方では40年間で雲量の増加傾向 が全国より大きいために日射量の増加傾向が全国より小さいものと なったということで、整合性が取れる解析の結果となっている。

### 6. 考察

図7は、雲量・全天日射量を取得した国内全官署と東北地方の官署 における日最高最低気温の年平均値の経年変化である(7年移動平均 操作は大気内部変動を除くため)。最高・最低気温共に長期トレンド では上昇傾向で、特に最低気温の回帰係数の方が大きいことが分かる。



更に、図3で雲量の有意な増加トレンドが見られること、図6で日 射量変動にあまり関係なく日平均気温の上昇傾向が継続しているこ とを踏まえると、気温上昇に対しては日射変動の寄与よりも雲量増加 の寄与のほうが重要であることが示唆される。これについて、雲量の 増加は可視光線の地上到達量を減らす一方、夜間の下向き長波放射増 加による昇温効果をもたらすが、後者の効果がより強く働いている可 能性がある。また、雲量の増加は水蒸気量の増加を示唆し、その原因 として大気の温度上昇による飽和水蒸気量の増加が考えられ、雲の温 室効果は気温上昇と水蒸気量のスパイラルにつながる可能性もある。

これより、地球温暖化の監視では気候駆動力の源である太陽放射量 の監視に加え、より多面的な角度から雲が気温変動に対して及ぼす影 響をみる必要があると考えられる。

### 参考文献

- Tsutsumi and Murakami 2007 : JMSJ, NOTES AND CORRESPONDENCE Increase in Global Solar Radiation with Total Cloud Amount from 33 Years Observations in Japan
- ・IPCC(INTERGOVERMENTAL PANEL ON climate change) 気候変動 2013 自然科学的根拠

# 水産関係機関と連携した沿岸水温予測技術の開発

1. はじめに

気象庁では、気候変動や異常気象によっ て発生する各種産業における損失や被害を 回避・軽減するため、平成24年度から気候 情報の利活用推進に向けた取り組みを行っ ている。この取り組みの一つとして、平成 25年度に各管区・沖縄気象台では海洋情報 のユーザーと対話を行い、ニーズの把握な どの調査を行った。仙台管区気象台では宮 城県水産技術総合センターとの対話によっ て、養殖業、栽培漁業等では海水温の予測 技術の開発に同センターと共同で取り組 むこととし、平成26年度は気仙沼湾周辺に おけるワカメ養殖への利用を目的とした水 温予測技術の開発に成功した。

平成27年度は松島湾周辺のノリ養殖への 利用を目的とした松島湾口の水温予測ニー ズに応えるために、その水温予測技術を開 発することにした。

# 2. ノリ養殖と海水温

ノリは3~8月にかけて「糸状体」と呼ば れる形で生長し、水温がある程度下がると 「殻胞子」と呼ばれるノリのタネを放出す る。ノリ養殖では、このタネをノリ網に付 ける「採苗」と呼ばれる作業を8~9月頃行 い、9月中旬頃からはノリの芽を育てる「育 苗」という作業に入る。「採苗」における海 水温の条件は17~22℃が良いとされ、24℃ 以上ではタネの放出量が下がるほか、育苗 期において病気が発生しやすくなる。また、 10月頃からは沖の漁場にノリ網を移し本養 殖が開始されるが、水温が10℃以下になれ ば、ノリに被害をもたらすあかぐされ病菌 が不活発になることが分かっている。この ため、海面水温が8~9月頃に23℃以下にな る時期、11~12月頃に10℃以下になる時期 を把握できれば、水温変化によるノリの被 害を軽減できるほか、作業が計画的に進め

# 中村辰男、金子秀毅、☆斉藤和幸、中村寛 (仙台管区気象台 地球環境・海洋課)

られ生産量の向上が期待される。

ノリ養殖は前述のとおり育苗までは湾内 で行われ本養殖は湾外で行われるため、松 島湾口にある「桂島」観測点(水温測定深1m) の水温を9~12月まで予測(1週間程度先ま で1日毎の水温)することを目標にした。

### 3. 予測手法

北西太平洋海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP)(以下、MOVE)の水温予 測値を予測の基本にすることにした。MOVE 予測値は東西、南北0.1度毎、鉛直54層の格 子点データとなっており、桂島に最も近い 点(38.3N,141.1E)の最も浅い層(0.5m)の値 を使用した(図1)。





MOVE予測値と桂島観測値を比較すると (図2)、水温のピークがずれており、全般に MOVE予測値と観測値の差が大きくそのまま 利用することはできない。このため、MOVE 予測値を直近の桂島観測値で補正した値を 予測に使用することを検討した(図3)。



# 4. 検証結果

MOVE予測値を桂島観測値で補正すること で予測値と観測値の大きな差は解消される (図4)。補正予測値の各月のRMSEを、予測対 象10日目まで1日毎に計算すると、9~11月 では、5日後まではRMSEが平均で1℃程度と なることが確認できた(図5)。一方で、12 月までの予測値を見ると、水温の大きな変 化を予測できていない(図6 赤点線枠)。こ れは、気温の影響の大きい桂島観測点では 気温の低下に伴い水温が大きく下がるが、







図6 桂島観測値と補正予測値(2014年8-12月) MOVE予測値は水温の下がり始めが気温から やや遅れ、下がり方も気温に比べて緩やか なためと考えられる。このことは、海水温 の年変動におけるピークが大気と海洋の熱 容量の差により一般に気温より遅れて現れ るのに対し、桂島観測点は水深の浅い小さ な湾口にあり気温の影響が大きいため、水 温の年変動のピークが気温(石巻)とピーク とほぼ一致しており(図略)、水温が大きく 変動する期間においても気温との対応がよ いことから推察できる。

以上から、観測値で補正したMOVE予測値 は、5日先まではRMSEは1℃程度であるが、 気温の変動が大きい場合は、誤差がそれよ りも大きくなる可能性がある。

### 5. まとめ

宮城県水産技術総合センターにはMOVE予 測値の特性について理解頂いた上で、補正 した水温予測値を今年9月から試験的に提 供している。予測対象期間において水温予 測値が高めに計算される特性に関して、桂 島観測点の水温は気温の影響が大きいこと から週間予報の気温を利用することでより 精度の良い予測も期待できるが、同センタ ーからは「安全側に誤差が生じる分には被 害は避けられるので不都合はない」との意 見を頂いている。今後は今年度の予測結果 について検証を進めつつ、必要に応じて精 度改善に向けて検討を行う。

#### 参考文献

吉田隆・遠峯勉・諸岡浩子・片山恭男・高谷祐吉・ 永井千春・藤本敏文・永井直樹(2015):海洋情報の 利活用促進に関するユーザーとの対話.測候時 報,82 要旨

古積健太郎 (仙台航空測候所)

世界気象機関(WMO)の全球大気監視計画の気象庁の温室効果ガス観測所の内、局所的でない人間活動の影響をある程度は受けるとされる地域観測所である綾里の観測所特性の理解を目的とし、二酸化炭素とメタンについて3つの前線通過事例の濃度の時間変動を調査し、観測地点における風向や後方流跡線解析の結果などからその要因を考察した。結果として海風から陸風に変わるタイミングや北極域上空から空気塊が運ばれる時間帯などで温室効果ガスの濃度にもそれらに起因すると考えられる変化が見られた。

# 1. はじめに

季節変動を伴いながら増加し続けている二酸化炭素 やメタンなどの温室効果ガスは、その放射強制力によ り気候系に影響を与え、いわゆる地球温暖化の原因と なっている。気象庁ではこれらを科学的に評価するた め、国内3地点(綾里、南鳥島、与那国島)で大気中 の温室効果ガスの濃度を観測し、そのデータの解析を 行っている。それら観測地点の一つである岩手県大船 渡市綾里にある大気環境観測所は1987年に二酸化炭 素(以下 CO<sub>2</sub>)の観測を開始して以来、各種温室効果 ガスやエーロゾルの観測を行っている。綾里は世界気 象機関(WMO)の全球大気監視(GAW)計画におけ る観測点の分類において地域観測所と位置づけられて いる。地域観測所の定義は、局地的な影響を受けない 地点でかつ、地域的な工業活動、土地利用、エネルギ 一利用、森林資源の利用といった人間活動の変化に起 因する、大気成分の長期変化を明らかにすることを目 的とし観測値がその地域の特性を代表するところに設 置されるべきとしている。

# 2. 綾里の観測データについて



図1. 大船渡市綾里の大気環境観測所の位置と外観

大気環境観測所(以下 観測所)の位置を図1に示す。 観測所は三陸海岸に面した小高い山の上に位置し、仙 台市から北東に約120km、大船渡市の中心部から東南 東に約10kmの距離があり、前述した地域観測所の条 件を満たしているといわれる。特性として夏季を除い て西から北西の風が卓越しており、北西アジア域の影 響を受けやすい観測点である。一般的に気体の濃度は 比較的規模の大きな移流や拡散などにより連続的に変 動する。しかし、寒冷前線が通過する際には南よりの 風から西よりの風に急激に変化し、観測所では局所的 に海側から陸側の風に変わることになる。以下に示す 3つのそのような事例において観測所周辺の植物の光 合成や呼吸の影響により急激な濃度変動が見られるか 調査した。また、寒冷前線を伴う低気圧が発達する時、 暖湿気と上空の寒気により鉛直的な大気の運動が起こ ると考えられる。前線やシアー通過時の後方流跡線解 析の結果などを用いて、運ばれてきた気塊の起源や経 路から濃度変動に影響を与えるかを調査した。

# 3. 前線やシアー通過の事例

a) 2012年4月3日の発達した低気圧(寒冷前線)



図2.2012年4月2日から4日(時間はJST)のCO<sub>2</sub>(単位 はppm)、メタン(単位はppb)の濃度変化。水色枠は南より の風、それ以外は西から北西の風、赤線は図3の時刻。



図3.4月3日15時JST(図2赤線)の綾里上空500mの7 日後方流跡線解析の結果。緑色は地上1kmの範囲。

2日21時頃と3日12時頃の一時的なCO2の上昇は流 跡線や風向に大きな変化がないため周辺の規模の小さ な要因の影響と考えられるが、特定は難しい。2日日中 の西風でも3日午前中の南よりの風でも大きな濃度の 違いはない。3日午後から前線通過時(22時ごろ)まで の南風の期間はメタン濃度が大きく低下しており、CO2 も午前よりやや低い。図3の流跡線解析から北極圏の海 上上空5km以上の気塊が運ばれてきたことがわかる。 一般的に高緯度では温室効果ガスの濃度は高くなるが、 極域上空は植物や湿地、工業地帯から遠く離れており、 この領域の低濃度の気塊が運ばれてきたと考えられる。 前線通過後から4日にかけてはCO2、メタンともに濃度 が上昇し3日朝の前の水準に戻った。

b) 2012 年 12 月 4 日の二つ玉低気圧



図4.2012年12月3日から5日のCO<sub>2</sub>、メタンの濃度変化。 水色枠は南東風、紫枠は南西風、赤線は図5の時刻。



図 5.12月4日16時JST (図4赤線)の綾里上空500mの7 日後方流跡線解析の結果。緑色は地上1kmの範囲。

4日12時頃に南よりの風から西よりの風に変化し、 その後は西から北西の風が続いていた。12時からCO<sub>2</sub>、 メタンともに濃度が大きく上昇しているが、ここでは流 跡線に大きな変化はなく(図略)観測所周辺での風向の 変化による影響と考えられる。冬季とはいえ昼は陸側で は植物が光合成を行っていると考えられるため急激な 上昇は付近の人間活動に伴う排出の影響である可能性 がある。その後17時まで濃度が上昇しているが、これ は図5の流跡線解析によると一般的に約1km程度とい われる境界層内の高度に降りてきた後、日本の上空を回 るようにして綾里に到達しており、ここで濃度が上昇し た可能性がある。その後、夜以降は CO<sub>2</sub>、メタンともに 濃度が低下し南風時よりやや高い濃度で推移した。

c) 2013年11月10日の発達した低気圧(寒冷前線) 前線通過(10日12時前後)後1,2時間、メタン は濃度上昇しCO2は下がっている。ここではb)と同じ く流跡線の大きな変化はなく(図略)、メタンは海上の 高い濃度のOHラジカルの影響が減り、CO2は陸上植 物の光合成の影響があった可能性が考えられる。前線 通過後から11日にかけて風向は西から北西で大きな 変化がなかったにもかかわらず11日昼にCO2とメタ ンともに濃度が大きく低下した。この時間帯は図7の 流跡線から北極圏上空から運ばれて来たとみられ、a) と同じ理由で濃度が大きく低下した可能性がある。



図 6.2013 年 11 月 9 日から 11 日の CO<sub>2</sub>、メタンの濃度変化。 水色枠が南東風、紫枠が南西風、赤線は図 7 の時刻。



図 7.11月11日11時JST(図6赤線)の綾里上空500mの 7日後方流跡線解析の結果。緑色は地上1kmの範囲。

# 4. まとめ

今調査の事例では綾里の CO<sub>2</sub>、メタンの濃度は前線 通過による風向の変化で明瞭な変動がみられた。原因 としては周辺の植生や工場などの影響、または空気塊 の経路や起源の変化などが考えられる。更に細かい解 析や多くの事例を解析することで綾里の観測所とし ての特性の理解を深められると考えられる。

参考文献:大気・海洋環境観測報告第11号2011気象庁 観測データ:大気・海洋環境観測年報2013

# カナダ・チャーチルにおける大気中 CH4 濃度とその炭素・水素同位体比の変動

 ○藤田遼<sup>1</sup>、森本真司<sup>1</sup>、梅澤拓<sup>2</sup>、石島健太郎<sup>3</sup>、Prabir Patra<sup>13</sup>、 Doug Worthy<sup>4</sup>、青木周司<sup>1</sup>、中澤高清<sup>1</sup>
 <sup>1</sup>東北大学大学院理学研究科附属 大気海洋変動観測研究センター
 <sup>2</sup>国立環境研究所、<sup>3</sup>JAMSTEC、<sup>4</sup>Environment Canada

### 要旨

重要な  $CH_4$  放出源であるハドソン湾低地の最北端に位置するカナダ・チャーチルにおいて、2007 年から 2014 年に かけて  $CH_4$  濃度、 $\delta^{13}C$ 、 $\delta D$  の同時高精度観測を実施した。それぞれの季節変動の位相は、北極域のバックグラ ウンド大気を観測しているスパールバル諸島・ニーオルスンにおける季節変動よりも1ヶ月ほど早く、近傍の湿地 からの影響を受けていることが示唆された。

### 1. はじめに

CH4はCO2に次いで2番目に重要な人為起源の 温室効果気体である。対流圏における CH4濃度は、 地表面からの放出と、OH ラジカルによる消滅反 応とのバランスによって主に決められている。 CH4の放出源は、種類・分布ともに広く多岐に渡 っており(微生物起源...湿地、水田、反芻動物、 シロアリ、埋め立て地等 化石燃料起源...天然ガ スおよび石油の採掘・輸送過程における漏洩 バ イオマス燃焼起源...森林火災、焼き畑、生物燃料 の燃焼)、各部門における放出量の推定値の不確定 さを大きくする要因の一つになっている。

# 2. 方法

本研究では、重要な CH<sub>4</sub>放出源である広大な湿地 帯を持つハドソン湾低地(Hudson Bay Lowland; 以下 HBL)の最北端に位置するカナダ・チャーチル(図 1) において、大気中 CH<sub>4</sub> 濃度とその炭素・水素同位体 比( $\delta^{13}$ C、 $\delta$ D)の同時高精度観測を実施した。 $\delta^{13}$ C、 $\delta$ Dは、その値が放出源ごとに異なっているこ とから(図 2 [1])、その同時観測は CH<sub>4</sub> の変動原因を 理解する上で有効である。本研究では、近年の HBL 周辺における CH<sub>4</sub> 放出の寄与を推定するために、北 極域のバックグラウンド大気を観測しているスバー ルバル諸島・ニーオルスンにおける CH<sub>4</sub> 変動と合わ せて解析を行った。観測期間はチャーチルが 2007 年 4 月から 2014 年 3 月、ニーオルスンが 2007 年 1 月 から 2013 年 12 月である。データ解析には、Nakazawa et al.(2000)[2]のカーブフィッティング法を用いた。

## 3. 結果、考察

図3は、2007年から2014年にかけてのチャー

チルおよびニーオルスンにおける CH4 濃度、 $\delta^{13}$ C、  $\delta$ D の時系列変動である。この図から、年間を通じ てチャーチルにおける CH4 濃度はニーオルスンと 比較して高く、一方で $\delta^{13}$ C、 $\delta$ D は低いことが分か る。また、平均季節変動成分のみを取り出して比較 すると、季節変動の各位相は CH4 濃度、 $\delta^{13}$ C、 $\delta$ D それぞれについてニーオルスンよりも 1 ヶ月ほど早 いことが示されている。この違いを考察するために、 第一次近似として移流を考慮しない 1-box モデルを 考え、以下の式で示される CH4 と同位体比の収支式 を用いて、各 CH4 放出源の季節変動を調べた(図4)。

$$\frac{d[CH_4]}{dt} = S_{BIO} + S_{FF} + S_{BB} - k_{OH}[CH_4] \dots (1)$$

$$\frac{d\{[CH_4]R\}}{dt} = S_{BIO}R_{BIO} + S_{FF}R_{FF} + S_{BB}R_{BB} - k_{OH}[CH_4] \dots (2)$$

([CH4]...CH4 濃度の月平均値(ppb)、S...各放出源の寄与(ppb/month)、k... 主要な消滅源である OH ラジカルとの反応係数(Patra et al., 2011)、R...全 CH4 に占める <sup>13</sup>CH4、または CH3D の割合、 $\alpha$ ...OH との反応時の同位体 比分別係数、添字 BIO、FF、BB...それぞれ微生物(湿地)起源、化石燃料 起源、バイオマス燃焼起源の放出源を表わす。各放出源の $\delta^{13}$ C と $\delta$ D 値は 図 2 を元に与えた。)

図4から、チャーチルおよびニーオルスンにおいて微生物(湿地)起源のCH4放出とOH反応によるCH4消滅のバランスがCH4濃度の季節変動をほぼ決定していることが分かる。また、チャーチルにおける微生物起源のCH4放出の極大時期は、ニーオルスンにおける微生物起源の極大時期よりも1ヶ月ほど早いことも分かり、両者における近傍の湿地からのCH4放出が開始する時期の違いが示唆された。



図1 観測地点







図2 各放出源および現在大気のδ<sup>13</sup>C、δD値



図 4 1-box モデルにより推定された、CH4 濃度の季節変 化 (オレンジ線) に対する、各放出源による CH4 放出 (青: 微生物起源、赤:化石燃料起源、緑:バイオマス燃焼起源) および OH による CH4 消滅(黒線)の寄与 (a)チャーチル(b)ニーオルスン

# 参考文献

- [1] Whisticar and Schaefer, Phil. Trans. R. Soc. 2007
- [2] Nakazawa et al., Environmetrics, 2000