

北海道における近年の線状降水帯特性

Characteristics of Line-Shaped Rainfall Bands over Hokkaido in Recent Years

北海道大学 ○学生員 佐々木潤 (Jun SASAKI)

北海道大学 正会員 山田朋人 (Tomohito YAMADA)

1. はじめに

2010年8月23日から翌24日にかけて北海道中部に集中的に発生した豪雨により、北海道上川郡東川町で道路が陥没し4名が死傷。さらに、道路不通により天人峡温泉と旭岳温泉で宿泊客ら計767名が取り残される災害が発生した。また、この豪雨により札幌市では時間雨量42mmを観測し、1時間当たりの雨量としては53年ぶりの記録となる豪雨である。気象レーダーにより観測された8月24日3時40分の降水域の分布を図1に示す。観測された降水域は幅が狭い特徴的な線状の形をしており、線状降水帯と呼ばれている。

一般的に線状降水帯がどのようなメカニズムで発生しているのか代表的な例を用いて説明する。線状降水帯は積乱雲群であるメソ対流系が線状に複数並ぶことで形成されている。各スケールを小さい方から次に列挙する。(豪雨・豪雪の気象学)

- ・積乱雲 (水平スケール5~15km、寿命30分~1時間)
- ・メソ対流系 (水平スケール15~100km、寿命1時間~1日)
- ・線状降水帯 (水平スケール50~300km、寿命数時間~1日)

線状降水帯を形成するメソ対流系の形成・維持機構について、1999年福岡・広島豪雨をもたらした寒冷前線に対応する線状降水帯の概念図を図2に示す。図2について、 θ_e を相当温位と呼び、乾燥断熱過程でも湿潤断熱過程でも保存量として扱うことができる。定義式を次に示す。

$$\theta_e = \theta_d \exp \left(\frac{L_v q_v}{C_{pd} T_{LCL}} \right) \quad (1)$$

θ_d は乾燥温位

L_v は水から水蒸気へ移るときの蒸発熱

C_{pd} は乾燥大気の定圧比熱

q_v は水蒸気の混合比

T_{LCL} はLCL(Lifting condensation level)における気温

また、環境場における水平風の鉛直シアによって、新たな積乱雲を形成する例を図3に示す。つまり、積乱雲は水蒸気の流入方向に相対的に進むことになるので、下層風により水蒸気が積乱雲へ大量に流入するのである。発達した積乱雲からの降水によって下層の空気が冷やされ冷気域を形成し、下層の風上方向からの暖かい湿った空気によって上昇流がつくられることで新

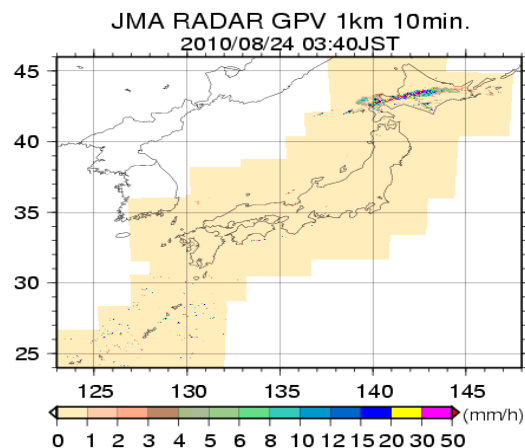


図1 2010年8月24日に発生した線状降水帯

たな積乱雲が形成されるのである。

高度の上昇につれて温位が減少する大気の状態のことを対流不安定と呼び、図2で示されるような下層に高相当温位の空気塊と中層に低相当温位の空気塊が異なる方向から流入し続け、対流不安定を強化し、鉛直シアが存在することで積乱雲が繰り返して発生しメソ対流系を形成・維持するのである。

本州では1998年新潟豪雨、1999年福岡・広島豪雨、2004年新潟・福島豪雨など、いくつかの線状降水帯による豪雨の例が報告されており、その降水分布の特徴は次の3つである。(豪雨・豪雪の気象学)

- ・長さが100~200km程度
- ・幅が10~30km程度
- ・その降水域が3時間は同じ場所に停滞している。

しかしながら、北海道では過去に線状降水帯によって豪雨が発生した例はあまり報告されていない。元来北海道は他の都道府県と比較して年間降水量が少ないため、短時間に発生する豪雨の対策が十分になされていない。したがって、2010年のような線状降水帯による豪雨が将来的に発生する可能性があるのか見当する必要がある。

本研究では、2004~2010年の6~8月の気象レーダーデータを用い、過去豪雨に至らなかったケースを含め線状降水帯と判断できるものと比較することで2010年の線状降水帯の特性を明らかにすることを目的とする。また、2010年の気象条件についても考察する。

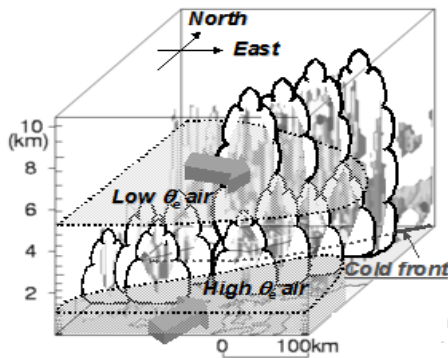


図2 線状降水帯の構造と対流不安定を強化する下層の高相当温位気塊と中層の低相当温位気塊の流入(Kato,2006)

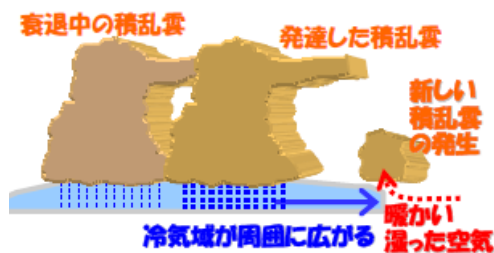


図3 水平風の鉛直シアがある場合の新しい積乱雲の発生 (加藤 2009)

	2004年	2005年	2006年	2007年	2008年	2009年	計	平均	2010年	差
発生回数(回)	7	8	6	13	8	7	49	8.17	21	12.83
総滞在時間(分)	1780	2460	2260	4750	3090	2020	16360	2726.67	8200	5473.33
平均滞在時間(分)	254.29	307.5	376.67	365.38	386.25	288.57	1978.66	329.78	390.48	60.7
最長滞在時間(分)	430	580	650	550	620	470	3300	550	840	290
最短滞在時間(分)	130	180	230	210	180	150	1080	180	160	-20
最長ピーク到達時刻(分)	280	350	210	430	420	280	1970	328.33	420	91.67
最短ピーク到達時刻(分)	50	90	120	60	70	80	470	78.33	80	1.67

表1 2004～2010年の6～8月に発生した線状降水帯の特徴

3. 観測データ

2004～2010年の6～8月の各データを表1に示す。表1で示すことは、発生回数は各年線状降水帯が観測された回数、総滞在時間は各滞在時間の合計、平均滞在時間は各年総滞在時間を発生回数で除した値、最長(最短)滞在時間は各年最も長い(短い)滞在時間、最長(最短)ピーク到達時刻は発現時刻からピーク時刻までの時間が最も長い(短い)値である。計と平均は2004～2009年の各項目の合計とその平均値を示す。また、2010年と2004～2009年の6年間の差を検討するため、項目ごとに差を求めた値を求めた。

2004～2009年の平均発生回数8.17回に対して2010年は約2.5

2. 解析方法と定義 線状降水帯はメソ対流系が線状に並ぶことで形成されることをはじめに述べたが、現在では線状降水帯は明確に定義されていない。したがって本解析の手法は、気象レーダー(水平分解能1km、時間分解能10min)から線状の降水域を以下の定義で分類した。・発現から消失まで2時間以上滞在するもの・1時間雨量が最低15mm以上を示すもの

・線状の形(長さ・幅は不定)を示すもの

北海道では長さ100～200km、幅10～30km程度の線状降水帯は少ないため、サンプルを増やすために長さ及び幅は特に定めな

・発現時刻は線状降水帯を形成する雨雲が最初に出現した時刻
・ピーク時刻は線状の形状が顕在化した時刻、またはある地点で降雨強度が最大値を示した時刻

・消失時刻は線状の形状が失われた時刻、または停滞していた場所から完全に移動した時刻

・滞在時間は消失時刻と発現時刻の差

・発現場所は発現時刻に現れた雨雲の場所

これらのデータを用いて比較を行う。

倍の21回発生している。つまり、災害が発生した背景として2010年は線状降水帯が発生しやすい気象条件であったといえる。次に平均滞在時間と最長及び最短滞在時間について、平均滞在時間は60.7分長く、最長滞在時間は290分長いが最短滞在時間は20分短い。次に、発現場所について基準となる地域区分を図4に示す。線状降水帯の発現場所は、基本的に各地域で与えられるデータの近海で発生している。また、グリッドの外部に発現場所が存在する場合、その発現場所は緯度方向にある地域近海に発現したものとする。

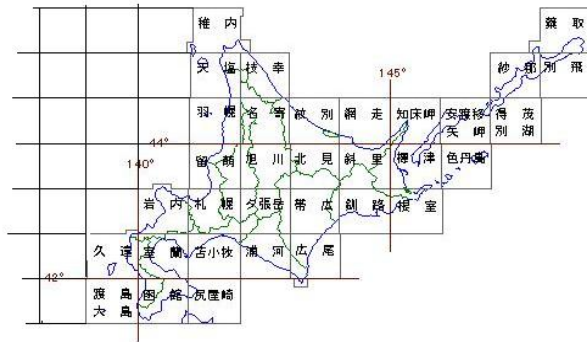


図4 発現場所を定める際の基準となる地域図

国土地理院 (<http://watchizu.gsi.go.jp/>)

2010年の発現場所分布

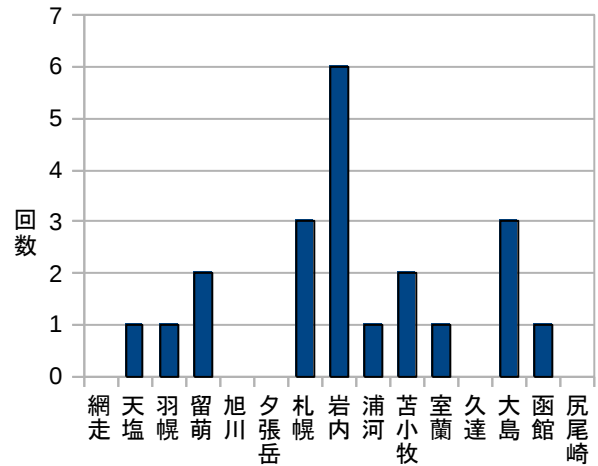


図7 2010年の全発現場所

2004~2010年6~8月の発現場所分布

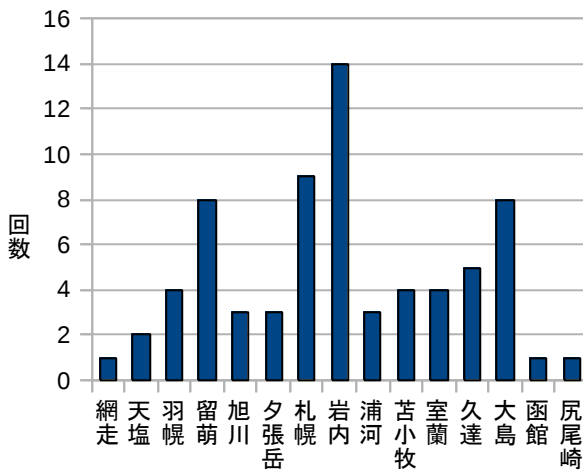


図5 2004~2010年6~8月の全発現場所

2004~2009年の発現場所分布

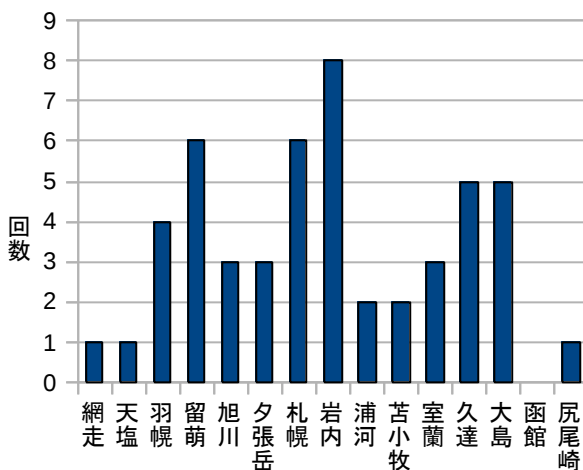


図6 2004~2009年の全発現場所

2004~2010年の発現場所について図5に示す。

2004~2009年の発現場所について図6に示す。

2010年の発現場所について図7に示す。

全体的には日本海側で発生が集中している。2010年は日本海の南側にある地域、特に岩内と札幌近海に集中しているが、2010年と2004~2009年の発現場所分布の特性としては留萌・札幌・岩内・大島で多く発生している。つまり、日本海側で一様に分布しているが、特に札幌・岩内以下南側で集中して発生している。

4. 2010年夏の気象概況

気象データでは6~8月の一般的に夏の期間におけるデータを用いたので、2010年の夏の気象について説明する。2010年の夏は日本全国で記録的な猛暑が報告されている。まず、日本の気候に影響を与えたと考えられる広域スケールの現象について図8に示す。

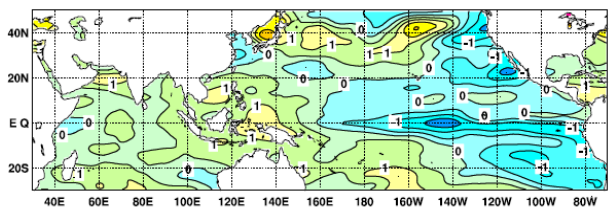


図8 2010年の海水温の平年偏差 (エルニーニョ監視速報)

図8は、南アメリカ赤道付近の海水温が平年より低い値を示しており、2010年はラニーニャ現象が発生したと報告されている。ラニーニャ現象が発生すると、夏に日本を覆う北太平洋高気圧は平年に比べ西に勢力を移す。図9に2010年の地表気圧の平年偏差を示す。

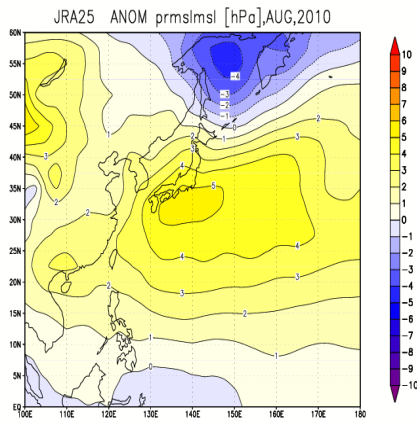


図9 2010年8月の地表気圧の年間偏差の平均値
(気象庁再解析データ)

図9から年より高圧部が西へ張り出していたことが猛暑の原因であったといえる。

次に、猛暑が線状降水帯の発生に影響を与えたと考えられる水蒸気フラックスについて、図10に示す。

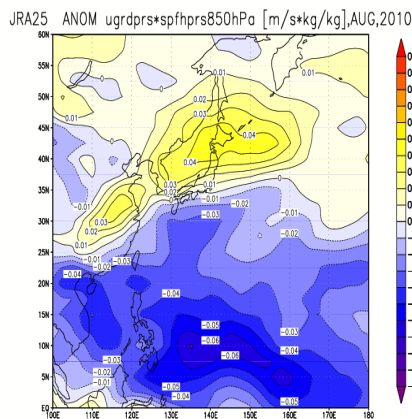


図10 2010年8月の850hpaでの水蒸気フラックスの平均値
(気象庁再解析データ)

図10は、水蒸気量と流入方向を表したもので、北海道付近の下層には西南方向から年より多くの水蒸気が流入していることがわかる。

5. 考察

本研究によって2004~2009年の平均発生回数8.17回に対して2010年は約2.5倍の21回発生していたことが判明した。つまり、災害が発生した背景として2010年は線状降水帯が発生しやすい気象条件であったといえる。次に平均滞在時間と最長及び最短滞在時間について、平均滞在時間は60.7分長く、最長滞在時間は290分長いが最短滞在時間は20分短い。平均滞在時間は分類の定義の1つである発現から消失まで2時間以上であることに對して1時間以上長いのだが、1回の発生が平均的に長いのではなく、最長及び最短滞在時間から滞在時間が長い線状降水帯が多く発生していると考えられる。つまり、2010年は2004~2009年と比較して線状降水帯の維持機構に影響する気象条件が加わった、もしくは増加したと考えられる。ピーク時刻

に関しては、滞在時間と正の相関関係にあった。次に発現場所について比較すると、全体的には日本海側で発生が集中している。2010年は日本海の南側にある地域、特に岩内と札幌近海に集中していることがわかる。

図10で示したように、2010年は下層に西南方向から多くの水蒸気が流入していることから、メソ対流系の維持機構に影響を与える高相当温位の空気塊の流入があることがわかる。水蒸気を大量に含んだ空気塊は日本海上で積乱雲を発達させ、西南風の影響で北東方向へ移動しながら北海道南側で収束線を形成し上昇流を発生させる。高相当温位の空気塊が西南方向から流入し続けることで、新たな積乱雲を発生させ続ける。また、2010年はラニーニャ現象が発生していたことを述べたが、ラニーニャ現象は北太平洋高気圧だけでなく上層のジェット気流にも影響を与えるので、2010年の夏に日本を覆った高気圧は北日本まで覆っていたことからジェット気流が例年より北部で発生していたとするならば、ジェット気流はユーラシア大陸北部の乾燥した低相当温位の空気塊を運んできたと考えられる。仮にそうであった場合、中層への低相当温位の空気塊の流入により北海道付近で対流不安定が強化されたことが災害をもたらすほどの線状降水帯を発生させた原因だと考えられる。

6. 謝辞: 本研究は平成22年度CREST持続可能な水利用を実現する革新的な技術システムの成果の一部である。

参考文献

- 1) 平成22年8月大雨 災害調査委員会資料
<http://www.pref.hokkaido.lg.jp/kn/ddr/H22saigaiinnkai.htm>
- 2) 朝日新聞社 asahi.com
<http://www.asahi.com/national/update/0824/TKY201008240231.html>
- 3) 突発的集中豪雨の発生環境場と発生メカニズム (加藤輝之)
- 4) 気象庁 HP
<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 5) 過去天気 tenki.jp
<http://tenki.jp/past/>
- 6) お天気の見方・楽しみ方(6) (小倉義光)
- 7) 一般気象学 (小倉義光)
- 8) 豪雨・豪雪の気象学 (吉崎正憲、加藤輝之)
- 9) 気象がわかる数と式 (二宮洗三)
- 10) 梅雨前線の南東側で観測された線状降水帯の構造 (2005 河野 他)