

— 3. 平成 21 年度第 2 回支部研究発表会要旨 —

日 時：平成 21 年 12 月 21 日（月）13 時 00 分～  
22 日（火）12 時 00 分  
場 所：札幌管区气象台 大会議室

- |   |                                   |  |  |    |
|---|-----------------------------------|--|--|----|
| 1 | 隣接閉領域トラッキングを用いた上層における渦挙動の気候学的解析   | 北海道大学大学院理学研究院                                | 天田 祥太郎<br>稲津 將                                     | 11 |
| 2 | 隣接閉領域トラッキングによる台風トラック              | 北海道大学大学院理学研究院                                | 佐竹 祐哉<br>稲津 將<br>見延 庄士郎                            | 13 |
| 3 | 東シナ海の黒潮による梅雨への影響：降水集中化の可能性        | 北海道大学大学院理学研究院                                | 浅井 丈昭<br>見延 庄士郎<br>稲津 將                            | 15 |
| 4 | 屋外環境におけるグローブ温度の予測                 | 北海道大学大学院工学研究科<br><br>札幌管区气象台予報課<br>(財)日本気象協会 | 栞原 浩平<br>窪田 英樹<br>池田 光毅<br>林 健太郎<br>藤原 弘章<br>堀江 祐圭 | 17 |
| 5 | 札幌管区气象台における黒球温度観測と WBGT 推定式の比較・検討 | 札幌管区气象台予報課<br>(財)日本気象協会<br>北海道大学大学院工学研究科     | 藤原 弘章<br>堀江 祐圭<br>栞原 浩平<br>池田 光毅<br>林 健太郎          | 19 |
| 6 | ドップラーライダーを用いて観測した中層雲雲底における特異構造の解析 | 北海道大学大学院環境科学院<br><br>北海道大学低温科学研究所            | 梅原 章仁<br>藤原 忠誠<br>藤吉 康志                            | 21 |
| 7 | オホーツク海沿岸帯状雲の特徴と分類                 | 北海道大学大学院環境科学院<br>北海道大学低温科学研究所                | 上庄 拓哉<br>川島 正行<br>藤吉 康志                            | 24 |
| 8 | 雨縞を構成する雨滴の粒径分布特性                  | 北海道大学大学院環境科学院<br>北海道大学低温科学研究所                | 青木 篤史<br>藤吉 康志                                     | 26 |
| 9 | 水蒸気の酸素・水素同位体の時間変動特性               | 北海道大学大学院環境科学院<br>北海道大学低温科学研究所                | 金田 祐介<br>川島 正行<br>藤吉 康志                            | 28 |

# 1. 隣接閉領域トラッキングを用いた上層における渦挙動の気候学的解析

天田 祥太郎・稲津 将 (北海道大学大学院理学研究院)

## 1. はじめに

中緯度対流圏界面付近の渦の幾何形状は非常に複雑であり、力学量や物質の混合が砕波により盛んにおこっている。渦の形状と力学の研究の嚆矢となったのは、Thorncroft et al. (1993; Quart. J. Roy.) である。彼らは温帯低気圧のライフサイクル数値実験により、帯状平均流の構造が渦の典型的な形状変化と平均流の相互作用を決定づけることを示した。

亜熱帯ジェットが強い場合、温帯低気圧は水平面の傾きを北西 - 南東方向から北東 - 南西方向に変えて、平均流と強く相互作用し、不可逆な砕波のプロセスを辿る。一方、亜寒帯ジェットが強い場合、温帯低気圧は水平面の傾きを北西 - 南東方向のまま、平均流との相互作用を起こさずに可逆な渦変形のプロセスを辿る。前者を LC1 と称し、後者を LC2 と称する。このライフサイクル研究は、近年注目されている成層圏対流圏結合研究の中でも重要な位置を占めている (Appenzeler et al., 1996; J. Geophys. Res.)。

しかし、これまで渦の形状の同定をトラックと同時にすることが困難だったため、渦の形状と力学の関係に関する統計量は示されてこなかった。そこで本研究では、Inatsu (2009; Atmos. Sci. Lett.) の隣接閉領域トラッキング (NEAT) を用い、ジェットと低気圧の形状の関係について論じる。

NEAT はトラックを点間ではなく閉領域間で行うことで、渦形状の時間変化を容易に捉えることができる。

## 2. 使用データと解析手法

使用データは、気象庁が提供している JRA-25/JCDAS の 6 hourly データである。解析期間は 1979 年から 2008 年の寒候期 (11 月から 3 月) であり、解析領域は北半球である。ここでは簡単のため 300 hPa 面を対流圏界面と近似した。NEAT に用いる閉

領域の閾値は相対渦度  $100 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上で、1 日以上持続した渦のみをトラックした。

本研究の渦形状の分類は偏平率 1 を境に (a) 円形と (b-e) 楕円形に分け、さらに楕円形を長軸の傾きが (b) 南北、(c) 北東 - 南西、(d) 東西、そして (e) 北西 - 南東の 5 つに分類した (図 1)。(c) は LC1 後期に、(e) は LC2 に相当するので、それぞれ LC1 的な渦および LC2 的な渦と呼ぶことにする。

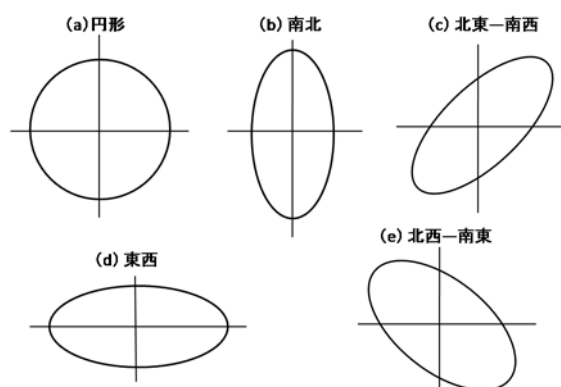


図 1 本研究における渦形状の分類

## 3. 気候学的特徴

図 2 は全寒候期で平均した LC1 的な低気圧と LC2 的な低気圧の分布である。LC1 的な低気圧は北米大陸上からヨーロッパにかけて多く分布し、LC2 的な低気圧は北東太平洋上に多く分布している。特に、LC1 的な低気圧がジェットと渦活動度の軸が一致する地域に多いことは注目に値する。

## 4. ジェット気流変動との関係

次に、ジェット気流の強弱を測る Zonal index (Namias, 1950; J. Meteor.) の上位 5 季節と下位 5 季節に分け、それぞれについて LC1 的な渦と LC2 的な渦の分布を計算した。

なお、Zonal index が大きい時は亜寒帯前線ジェットが強く、Zonal index が小さい時は亜熱帯ジェットが強い。

図4は Zonal index が大きい時、図5は Zonal index が小さい時の LC1 的な低気圧と LC2 的な低気圧の分布である。渦の高緯度側にジェットが存在する時に LC1 的な渦が多く分布し、渦の低緯度側に

ジェットが存在する時に LC2 的な渦が多く分布存在する。この結果は Akahori and Yoden (1997; J. Atmos. Sci.) の数値実験の結果と整合的である。

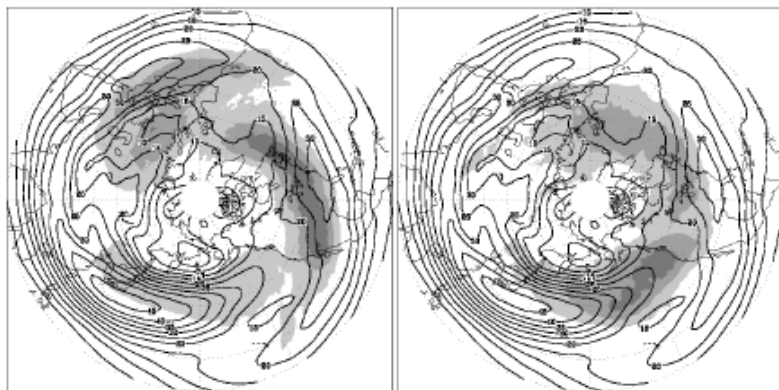


図2 寒候期(11月から3月)における(左)LC1 的な低気圧数と(右)LC2 的な低気圧数。影は低気圧の個数(最小値 5, 間隔 5)。等値線は 300 hPa 面の東西風で等値線間隔は 5 m/s。

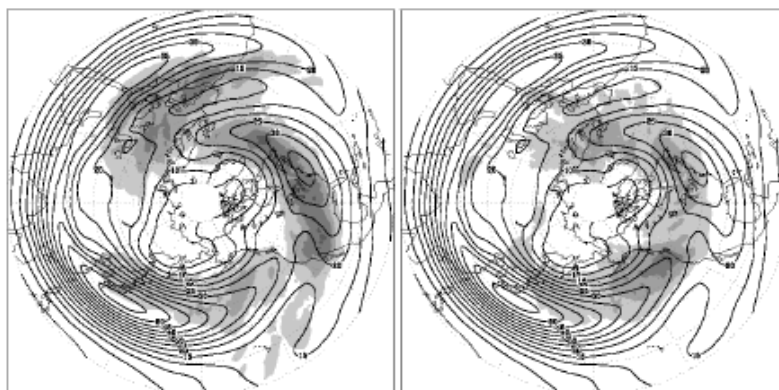


図3 図2と同じ。  
ただし Zonal index が大きい年。

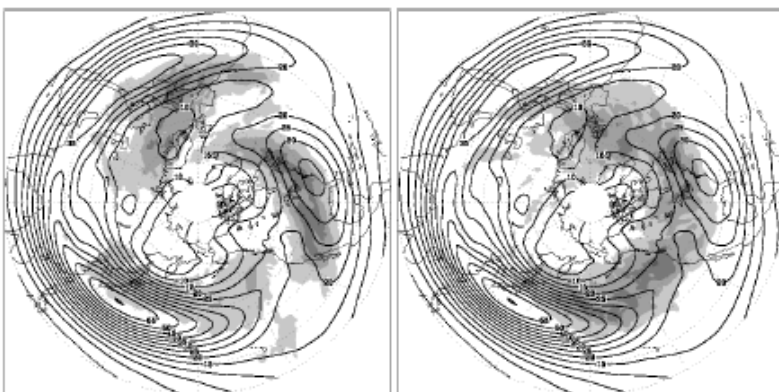


図4 図2と同じ。  
ただし, Zonal index が小さい年。

## 2. 隣接閉領域トラッキングによる台風トラック

佐竹 祐哉・稲津 将・見延 庄士郎（北海道大学大学院理学研究院）

### 1. はじめに

従来の台風トラックは、気圧極小点を追跡する方法が用いられてきた。この方法は、現業においては生成時や温帯低気圧化時に適切なトラックができない場合があるという問題があり、モデル出力解析においては数多くの主観的な条件を必要とする問題 (Sugi et al., 2002) を抱えている。近年、Bengtsson et al. (2007) は、持続期間、強度、および暖気核の条件を組み合わせる客観的で簡便な指標により台風トラックを行った。しかし、既存の方法では、台風の影響範囲や温帯低気圧化を統合してトラックすることはできない。そこで、われわれは新たな台風トラック手法を開発し、台風の影響範囲や温帯低気圧化まで含む台風トラック情報の統合を目指す研究を行うこととした。本発表ではその研究の序段として、ある条件を満たす閉領域を追跡することで低気圧の形状や大きさを認識できる隣接閉領域トラッキング (NEAT; Inatsu, 2009) を用いて、2007 年から 2008 年の間に発生した台風を閾値と条件を変えてトラックし、それを台風ベストトラックデータと比較することで、新たな指標を提案する。

### 2. 解析概要

データは、JRA25/JCDAS (6hourly data) を使用した (Onogi et al., 2007)。解析期間は 2007 年 1 月から 2008 年 12 月の 2 年間であり、解析範囲は 100-180°

E、0-70° N の北半球太平洋である。NEAT によってトラックされた結果を、気象庁ベストトラックデータと比較し、台風とそうでないものの判別を行った。ベストトラックデータによると、解析期間内に発生した台風の総数は 46 個である。

### 3. 結果

まず、850hPa での相対渦度  $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上の渦が、2 日以上持続し、東経 100-180° E において、22.5° N 以南を通過したという条件でトラックを行った結果を表 1 左に示す。以降、「的中」とはベストトラックデータと NEAT の結果が一致したことを、「見逃し」とはベストトラックデータにある台風を NEAT がトラックできなかったことを、「空振り」とはベストトラックデータにはないものを NEAT が台風と誤判定したことを意味する。この条件を用いた結果、約 87% の台風をトラックすることに成功したが、的中数に対して空振りが同程度と非常に多かった。また、見逃しはすべて熱帯低気圧の生成位置または台風化の位置が 22.5° N よりも北にある台風である (図略)。

また、結果の例を図 1 ~ 図 4 に示す。図 1 の結果は台風 0704 号のトラック結果であり、図 2 のベストトラックの図と比較すると、台風を非常によくトラックできていることが分かる。さらに、NEAT のトラックでは温帯低気圧化後も続けてトラックできている。図 3 は台風 0822 号のトラック結果である。日本

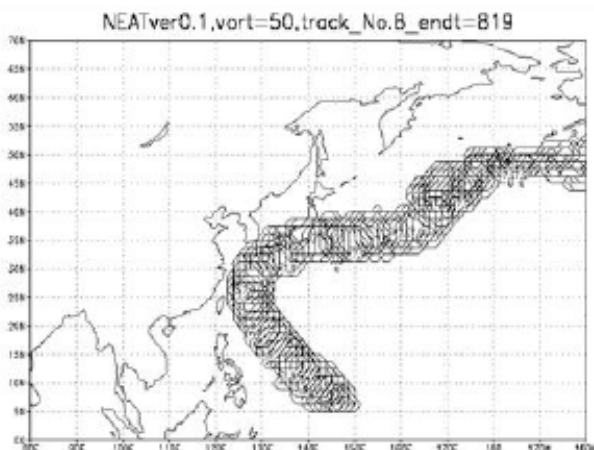


図 1. NEAT による台風 0704 号のトラック結果。

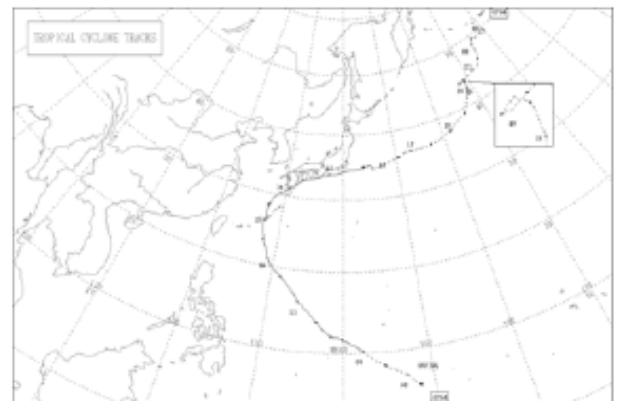


図 2. 台風 0704 号のベストトラック。

の太平洋岸で発生した温帯低気圧が東進し、2つに分離した後、分離した1つが台風の種となり台風となっていく様子が見える。台風化後は図4のベストトラックとも非常によく一致している。

次に、相対渦度の条件を  $75 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上した結果を相対渦度の条件を  $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  の場合と比較する(表1)。条件を厳しくすると当然トラックされた台風の総数は減るが、それでも約80%の台風をトラックすることに成功した。空振りも5個と激減した。

#### 4. 今後の課題

台風の影響範囲や温帯低気圧化まで含む台風トラック情報の統合を目指して、今後の研究課題を略述する。台風は暖気核を持つという特徴から、その温度場は軸対称の構造を持つ。一方、温帯低気圧は、前面が比較的暖かく、後面が比較的冷たいという、顕著な温度非対称構造をもつ(e.g., Hart, 2007)。従って、対称性条件を適切に設定すれば温帯低気圧と台風の判別に用いることができるものと期待される。さらに、通過領域条件に代わって対称性条件を用いることで、空振りや見逃しを軽減することも期待される。今後は、本発表に基づくNEATを用いた台風トラック判定法をさらに解析期間や解析領域を広げて、手法の汎用性を検証する予定である。

表1. NEATによる台風トラック判定結果。

相対渦度の閾値	$50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$	$75 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
合計	69	42
的中	40/46	36/46
見逃し	6	10
空振り	35	5

#### 参考文献

- Bengtsson, L, K. I. Hodges, and M. Esch, 2007: Tropical cyclones in a T159 resolution global climate model: Comparison with observations and re-analyses. *Tellus*, **59A**, 396–416.
- Hart, R. E., 2007: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.
- Inatsu, M., 2009: The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones. *Atmos. Sci. Lett.*, **10**, in press.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- Sugi, M., Noda, A. and Sato, N. 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*. **80**, 249–272.

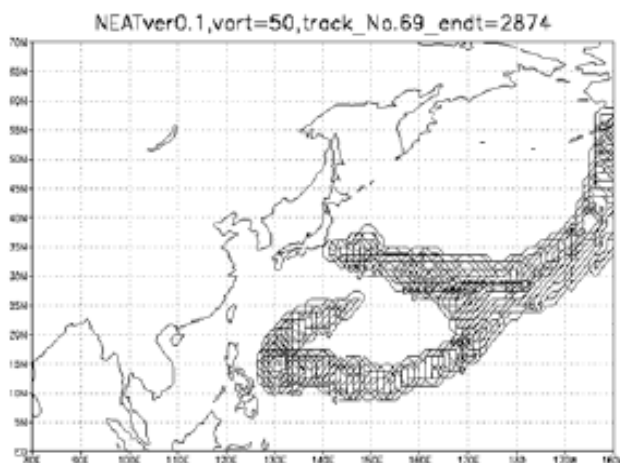


図3. NEATによる台風0822号のトラック結果。

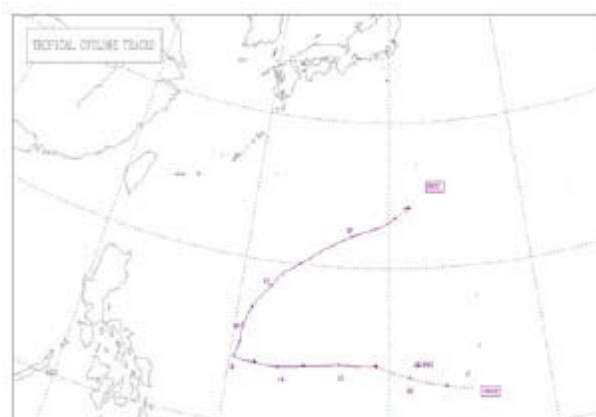


図4. 台風0822号のベストトラック。

### 3. 東シナ海の黒潮による梅雨への影響：降水集中化の可能性

浅井 丈昭・見延 庄士郎・稲津 将 (北海道大学大学院理学研究院)

#### 1. はじめに

近年高解像度衛星観測と高解像度数値計算を用いた研究によって、西岸境界流域における海洋から大気への影響が明らかになりつつあり、特に自由大気への影響が注目を集めている [Minobe et al. (2008, *Nature*), Small et al. (2008, *Dyn. Atmos. Oceans*)]. また最近、Tokinaga et al. (2009, *J. climate*) は、梅雨期の 6-7 月において雲域や強い上昇風域が黒潮続流域に捕捉されていることを見出し、梅雨期における黒潮の影響を示唆した。

一方で梅雨前期の 6 月の降水量は、年によって量や分布にばらつきがあるものの、陸域では九州地方や南西諸島で多く、海域では東シナ海の黒潮上で多い。特に、2005 年 6 月に東シナ海黒潮付近で記録破りの豪雨が生じ、多くの災害が発生した。そこで本発表では、黒潮の梅雨への影響を調査する第 1 歩として、2005 年 6 月豪雨への黒潮の影響を調査した結果を報告する。

#### 2. データとモデル

黒潮付近の局所的な豪雨を調査するための高解像度衛星観測データとして、TRMM 3B43 の月別降水量と、NOAA OISST daily data version1 blended with AVHRR and AMSR の海面水温(SST)を用いた。どちらのデータも水平解像度は  $0.25^\circ$  である。また大気鉛直構造を調査するため、気象庁現業解析データ(GPV) のメソモデル気圧面データ ( $0.25^\circ \times 0.2^\circ$ 、3 hourly)を使用した。

数値実験では気象庁非静力学モデル(JMA/MRI-NHM)を用いた。計算領域は  $31^\circ \text{N}$ 、 $120^\circ \text{E}$  を中心とした東西 200 格子、南北 180 格子のランベルト図法による領域で、水平解像度は 20km、鉛直層数は 40 層である。初期・境界値には気象庁の長期再解析である JRA-25/JCDAS の 6 時間毎のデータを用い、海面境界条件には OISST を用いた。

#### 3. データ解析

2005 年 6 月の月降水量の極大域は沖縄近傍に位置し、SST の等値線が北東方向に凸に延びている場所である黒潮に沿って分布している(図 1 A)。

この黒潮に沿う構造は 500 hPa と 700 hPa の強い上昇風域についても見られる(図 1 C、D)。このとき黒潮上の大気場では、水平風収束と上昇風、及び相対湿度が局所的に大きく、深い対流を示す構造が現れていた(図 1 B)。

この降水極大の分布と量は、大規模場の梅雨フロントによる影響が大きい。年によって分布や量にばらつきがある大規模場の降水バンドが、2005 年 6 月には黒潮や南西諸島を覆っており、対流圏全体に及ぶ上昇風を伴っていた。大規模場については講演時に図を交えて説明する。

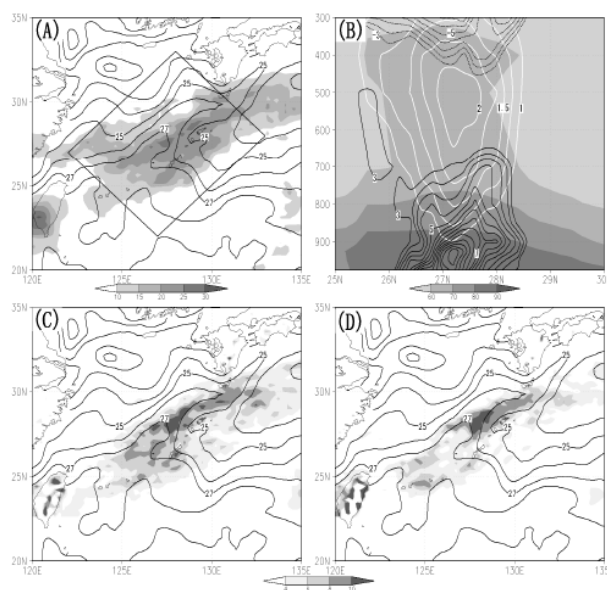


図 1. 2005 年 6 月の月平均値。(A)は TRMM3B43 の降水量(mm/日;陰影)であり、(B)は(A)の黒枠内で黒潮に沿う方向で平均された、GPV の相対湿度(%;陰影)、水平風収束( $\times 10^{-6}/\text{s}$ ;黒線)、上昇風(hPa/hour、上向き正;白線)である。(C)と(D)は GPV の 500 hPa と 700 hPa における上昇風(hPa/hour、上向き正)である。(A)と(C)、および(D)には OISST の SST を  $1^\circ\text{C}$  間隔の黒等値線で示した。

#### 4. 数値計算

黒潮が形成する SST 場と局所的豪雨との関係性を明らかにするため、SST 感度実験を行った。

海面境界条件の SST には、黒潮を解像する高解像度 SST 実験 (NHM High) として OISST を、他方黒潮を解像しない平滑化 SST 実験 (NHM Smoothed) として OISST を半エネルギー波長が約  $5^\circ$  になるように平滑化した SST を用いた。

NHM (High) の降水量分布は、観測よりも黒潮に沿う南への張り出しは弱い、その極大値は NHM (Smoothed) に比べて 1.5 倍程度と強く、黒潮上への集中がある程度再現された (図 1 A、図 2)。

NHM (High) では NHM (Smoothed) に比べ、SST や降水量が増大した場所、すなわち黒潮の上で、地表面から 900 hPa までの水平風収束が増大しており、上昇風も 500 hPa を中心に増大し、相対湿度については 900 hPa を中心に増大しており、黒潮上の深い対流を示す構造が強化された (図 3)。このことから、黒潮が形成する SST 場がその直上の局所的な大気場に影響することが強く示唆された。

#### 5. まとめ

梅雨の局所的な降水分布に対する黒潮の影響を、衛星データ、再解析・現業解析データ、および非静力学モデルを用いて調査した。2005 年 6 月は、大規模場の梅雨フロントがもたらす降水バンドの中で、東シナ海の黒潮付近に集中した降水が生じ、この降水バンドは対流圏全体におよぶ上昇風を伴っていた。非静力学モデルで高解像度 SST と平滑化 SST を用いた SST 感度実験を行ったところ、前者で降水量の極大域が黒潮上に集中し、その直上の水平風収束、上昇風、相対湿度が局所的に増大した。

したがって、東シナ海の梅雨における 100 km スケールの降水分布に黒潮は重要な役割を果たしており、2005 年 6 月豪雨の必要条件の 1 つであったことが強く示唆される。

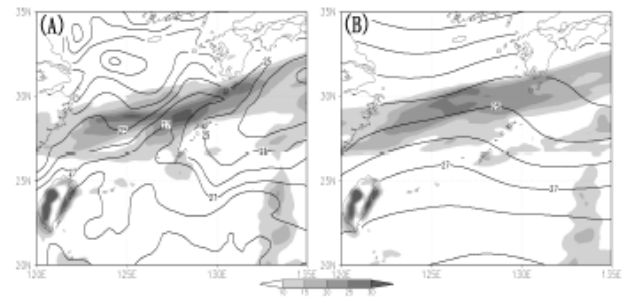


図 2. NHM で計算された 2005 年 6 月の降水量 (mm/日; 陰影) と SST (黒等値線)。境界条件として、(A) は OISST を、(B) は平滑化 SST を与えた。

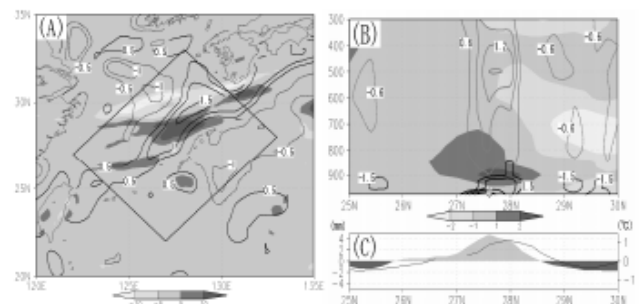


図 3. NHM (High) と NHM (Smoothed) の差。(A) は月降水量 (mm/日; 陰影) と SST ( $^\circ\text{C}$ ; 黒線) についてであり、(B) の相対湿度 (%) (陰影) と水平風収束 ( $\times 10^{-6} / \text{s}$ ; 黒線)、および上昇風 (hPa/hour、上向き正; 灰色線) と (C) の降水量 (mm/日; 陰影) と SST ( $^\circ\text{C}$ ; 黒線) については (A) の黒枠内で黒潮に沿う方向で平均されている。

#### 謝 辞

気象庁非静力学モデルの使用に際し多大なご協力をいただいた、気象庁気象研究所の斉藤 和雄様、林 修吾様、石崎 紀子様様に深く感謝する。

## 4. 屋外環境におけるグローブ温度の予測

栗原 浩平・窪田 英樹 (北海道大学大学院工学研究科)  
池田 光毅・林 健太郎 (北海道大学大学院工学研究科)  
藤原 弘章 (札幌管区気象台予報課)  
堀江 祐圭 ((財)日本気象協会)

### 1. はじめに

熱中症による死亡者数の増加を防ぐことを目的として、湿球グローブ温度 (Wet Bulb Globe Temperature, WBGT) を用いた暑熱環境の評価が試みられている。WBGT を算出するためには、湿球、乾球温度の他にグローブ温度が必要である。

グローブ温度は気温や風速、周囲の長波長放射や日射の影響を受けて変化する温度である。気象台では、気温、相対湿度、露点温度、風速、全天日射量等が観測されているが、長波長放射 (地表面、建物面からの放射、大気放射等) の情報が無いため、何らかの方法を用いて予測する必要がある。

WBGT を気温、相対湿度、風速、日射量等からなる重回帰式で表わし、気象台の観測値から直接予測する試みが行われている<sup>[1]</sup>。しかし、これらの回帰式はグローブ温度の観測が行われた場所でのみ適用可能であり、他の環境条件に直接適用することは難しい。グローブ温度は、同じ気温、風速、日射量でも芝生やアスファルト、グラウンド等の場所では長波長放射の影響により異なる値を示すと考えられる。様々な環境における熱中症の予防を考える上で、長波長放射の影響を正確に把握しておくことは重要である。そこで本研究では、環境条件の異なる場所においてグローブ温度を実測し、様々な場所に対応可能なグローブ温度の予測式を提案することを目的とする。

### 2. 方法

#### 2.1 グローブ温度の算出式

日射のある屋外環境と黒色グローブ温度計との間の熱交換式は以下のように表わされる。

$$\alpha_{gl,b} I_{sun,gl} + h_{r,gl}(t_r - t_{gl,b}) + h_{c,gl}(t_a - t_{gl,b}) = 0 \quad \dots(1)$$

式(1)の  $I_{sun,gl}$  はグローブに到達する日射量を表し、次式で示される。

$$I_{sun,gl} = f_{pgl} I_{DN} + F_{gl,sky} I_{SH} + F_{gl,gr} I_{RH} \quad \dots(2)$$

式(1)よりグローブ温度は次式で表される。

$$t_{gl,b} = t_{gle} + \frac{\alpha_{gl,b} I_{sun,gl}}{h_{gl}} \quad \dots(3)$$

$$\text{但し、} \quad t_{gle} = \frac{h_{c,gl} t_a + h_{r,gl} t_r}{h_{gl}} \quad \dots(4)$$

ここで、 $t_{gle}$  : 日射の影響を除いた環境グローブ温

度 $^{\circ}\text{C}$ 、 $t_{gl,b}$  : 黒色グローブ温度 $^{\circ}\text{C}$ 、 $t_a$  : 気温 $^{\circ}\text{C}$ 、 $t_r$  : グローブに関する平均放射温度 $^{\circ}\text{C}$ 、 $\alpha_{gl,b}$  : 黒色グローブ温度計の日射吸収率[-]、 $I_{sun,gl}$  : グローブに到達する日射量 $[\text{W}/\text{m}^2]$ 、 $I_{DN}$  : 法線面直達日射量 $[\text{W}/\text{m}^2]$ 、 $I_{SH}$  : 水平面拡散日射量 $[\text{W}/\text{m}^2]$ 、 $I_{RH}$  : 水平面反射日射量 $[\text{W}/\text{m}^2]$ 、 $f_{pgl}$  : グローブの日射投影面積率 (=0.25) [-]、 $F_{gl,sky}$ 、 $F_{gl,gr}$  : グローブ温度計から天空、地面への形態係数[n. d.]、 $h_{r,gl}$  : グローブの放射熱伝達率 $[\text{W}/(\text{m}^2\text{K})]$ 、 $h_{c,gl}$  : グローブの対流熱伝達率 $[\text{W}/(\text{m}^2\text{K})]$ 、 $h_{gl}$  : グローブの総合熱伝達率 $[\text{W}/(\text{m}^2\text{K})]$ 。

#### 2.2 環境グローブ温度の算出式

グローブ温度を算出するためには、日射の影響を除いた環境グローブ温度  $t_{gle}$  が必要となる。 $t_{gle}$  に含まれている平均放射温度  $t_r$  は、地表面や大気からの長波長放射の影響を受けて変動する温度であるが、長波長放射に関する情報は提供されていないため、気温や日射量等より予測する必要がある。そこで2台の有色グローブ温度計を用いた環境グローブ温度の予測を試みた。

日射吸収率  $\alpha_{gl,m}$  の有色グローブの熱収支式を考えると、有色グローブ温度は式(3)と同様の形式となり式(5)のように表される。

$$t_{gl,m} = t_{gle} + \frac{\alpha_{gl,m} I_{sun,gl}}{h_{gl}} \quad \dots(5)$$

ここで、

$t_{gl,m}$  : 有色グローブ温度  $^{\circ}\text{C}$   
 $\alpha_{gl,m}$  : グローブ温度計の日射吸収率 [n. d.]

式(3)と式(5)より、 $I_{sun,gl}$  を消去すると、環境グローブ温度  $t_{gle}$  の算出式が求められる。

$$t_{gle} = \left( t_{gl,m} - \frac{\alpha_{gl,m}}{\alpha_{gl,b}} t_{gl,b} \right) / \left( 1 - \frac{\alpha_{gl,m}}{\alpha_{gl,b}} \right) \quad \dots(6)$$

#### 2.3 環境グローブ温度の実測

様々な環境における環境グローブ温度  $t_{gle}$  を得ることを目的として、札幌管区気象台において2009年6~9月の間、黒色及び白色グローブ温度計

( $\alpha_{gl,b}=0.96$ 、 $\alpha_{gl,m}=0.28$ )<sup>[2]</sup>を用いた実測を行った。またその間、地上での風速並びに反射日射量を得るために、札幌管区気象台の露場、屋上において表-1の日程で実測を行った。実測は9~15時の間に行われた。



3. 結果

3.1 環境グローブ温度実測結果

環境グローブ温度  $t_{gle}$  は気温と長波長放射、風速の関数であるが、熱中症発症期の昼間の気温が日射量と高い相関を有することを考慮して雨天時以外の9~15時の  $t_{gle}$  を気温との関係で整理した(図1)。気温は気象台の観測値を用い、1時間平均値を算出した。比較として、2008年8月6、8日に北大工学部中庭(四方を建物に囲まれている空間)にて実測した気温と環境グローブ温の関係も示す。図より、気象台露場の環境グローブ温度は15~35℃の範囲内において気温とほぼ同程度の値を示している。一方、気象台屋上の環境グローブ温度は、気温30℃前後では気温よりも1℃程度高い値を示している。比較とした工学部中庭は四方を建物に囲まれているため、地表面や建物表面の影響を受け、気温よりも2.5℃程度高い値を示している。この結果から、地表面や空間の構成により環境グローブ温度と気温の関係が異なるため、それぞれの環境条件に応じた  $t_{gle}$  を設定する必要があることが示された。

3.2 黒色グローブ温度の予測

表1の観測日における実測値と式(3)を用いて、黒色グローブ温度の予測値と実測値を比較した。グローブ温度と風速は実測値の1時間平均値を用い、気温、全天日射量、直達日射量は気象台の観測値を用いた。 $t_{gle}$  は図1の式を用いて気温より算出した。拡散日射量は全天日射量と直達日射量、太陽高度を用いて算出した。反射日射量は観測日のアルベドを全天日射量に適用して算出した。グローブから見た天空の形態係数  $F_{gl,sky}$  は露場で0.33、屋上で0.5とした。グローブから見た地表面の形態係数  $F_{gl,gr}$  は、ここでは便宜的に  $(1-F_{gl,sky})$  を適用した。グローブの対流、放射熱伝達率は以下の特性を利用した<sup>[2]</sup>。

$$h_c = (8.2 + 2.2 \times 10^{-2} t_u^{1.58}) V^{(0.456 + 5.03 \times 10^{-3} t_u)} \quad \dots(7)$$

$$h_r = 4\epsilon\sigma(273 + t_{gle})^3 \quad \dots(8)$$

ここで、 $V$ : 風速[m/s]、 $t_u$ : 乱流強度[%]、 $\epsilon$ : グローブ表面の放射率(=0.95) [-]、 $\sigma$ : Stefan Boltzmann 定数(=5.67×10<sup>-8</sup>) [W/(m<sup>2</sup>・K<sup>4</sup>)]

黒色グローブ温度の予測値と実測値の比較を図2に示す。気象台屋上、露場ともに予測値と実測値は概ね一致する結果となった。

4. おわりに

様々な屋外環境にてグローブ温度を予測することを目的として、札幌管区気象台にて黒色、白色グロ

表1 地上風速、反射日射量の実測日

観測場所	観測日
露場	2009/6/25, 7/2, 17, 8/6, 9/25
屋上	2009/7/9, 24, 9/9

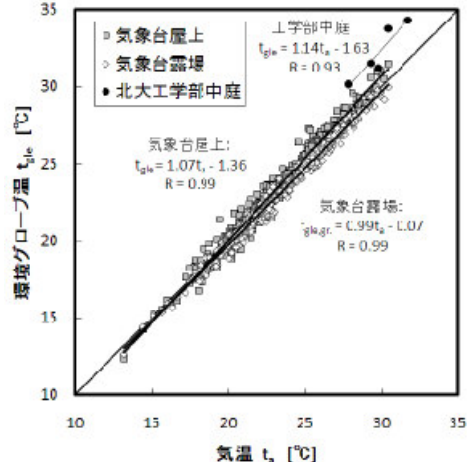


図1 気温と環境グローブ温の関係

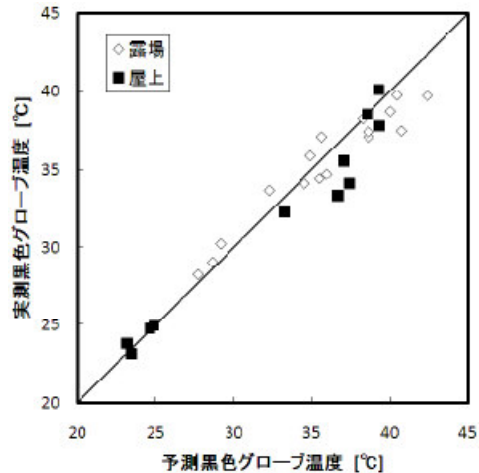


図2 黒色グローブ温度 予測 vs.実測

ープ温度の観測を行った。両グローブ温度から日射の影響を除いた環境グローブ温度を算出し、気温の関数として表わした。環境グローブ温度を導入した黒色グローブ温度の予測値と実測値を比較し、概ね一致することを示した。

謝辞

グローブ温度の観測に当たり多大なるご協力を賜りました、札幌管区気象台職員の皆様に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- [1]登内、村山(2008)、熱中症危険度の地域特性とHWDI、日本生気象学会雑誌(45): S62、ほか
- [2]栗原、窪田他(2009)、無効発汗・着衣のぬれを考慮した屋外環境における平均皮膚表面温度の予測、空気調和・衛生工学会論文集(144)、pp.1~10.

## 5. 札幌管区気象台における黒球温度観測と WBGT 推定式の比較・検討

藤原 弘章 (札幌管区気象台予報課)

堀江 祐圭 ((財)日本気象協会)

栗原 浩平・池田 光毅・林 健太郎 (北海道大学大学院工学研究科)

### 【はじめに】

近年、一般の人に対して WBGT (Yaglou&Minard 1957) を用いた熱中症への注意喚起が行われる機会が増えている。しかしながら、気象庁が公開する観測データに黒球温度が含まれていないため、これらの情報を提供する場合には、気象庁で観測されている気象要素を説明変数とする WBGT の推定値を用いることが多い。そこで本研究では、説明変数に用いる気象要素が異なる4つの WBGT 推定式(表1)と札幌管区気象台の屋上における黒球温度から算出された WBGT との比較を行い、警戒情報として活用する際の特徴を明らかにすることを目的とする。

	気温	湿度	放射	風速
黒球温度	○		○	△
WBGT	○	○	○	△
中井ほか <sup>2)</sup>	○	○		
高市ほか <sup>3)</sup>	○	○	○	
小野ほか <sup>4)</sup>	○	○	○	
登内・村山 <sup>5)</sup>	○	○	○	○

表 1 WBGT 推定式と説明変数の気象要素

### 【評価に用いた推定式とその特徴】

一般的に、人の体感温度や体温調節機能の評価に必要な気象要素は、気温・湿度・放射・気流の4要素とされる。このうち、黒球温度は気温・放射・気流の3つを、WBGT は4要素全てを含む。ここで、WBGT は、式1から算出される。

$$WBGT = 0.7T_w + 0.2T_g + 0.1T_d \quad (式1)$$

$T_w$ : 湿球温度、 $T_g$ : 黒球温度、 $T_d$ : 乾球温度

一方、WBGT の推定式には、気温・湿度・放射・気流に対応し、気象庁などで観測されている気温・湿度・全天日射量・風速などのデータを用いることとなる。そこで、表1に挙げた1)中井ほか(1992)、2)高市ほか(2003)、3)小野ほか(2006)、4)登内・村山(2008)の推定式と、実際の黒球温度から算出された WBGT 観測値との比較・検討を行った。なお、高市ほか(2003)は、農作物を栽培しているハウス内の暑熱環境の安全性を評価するための推定式であり、WBGT が 26~35°C の高温域で作成された推定式である。また、他の3つの推定式は、屋外環境の推定を

行う目的で作られており、札幌より暖かい本州以南の観測に基づき作成された推定式である。

### 【観測概要・使用したデータ】

著者らは2008・2009年の6月1日~9月30日の期間、気象庁札幌管区気象台の屋上および露場で黒球温度の観測を行った(2008年は屋上のみ)。また、札幌管区気象台で観測している気温・湿度・風速・全天日射量の時別値を用いて、WBGT 観測値およびその推定値を算出した。なお、気象台で観測される全天日射量は夜間の値がないため、夜間の値を除いた。また、2008年の結果と比較するため、2009年は屋上のデータのみを解析対象とした。

### 【各推定式による WBGT の比較】

はじめに、2008年・2009年の WBGT 観測値と、4種類の各推定式から得られた WBGT との回帰分析を行った(表2)。まず、回帰式の傾き・回帰式の切片・決定係数( $R^2$ )に着目すると、放射を含んでいない中井ほか(1992)による推定値は、他の指標に対して推定精度が劣るといえる。RMSEに着目すると、登内・村山(2008)による推定値は、他の指標に比べて WBGT 観測値からのばらつきが少ないといえる。

表 2 2008年(上)2009年(下)の屋上 WBGT と各種推定式との回帰分析結果

	回帰式の傾き	回帰式の切片	$R^2$	RMSE
中井ほか	0.85	3.71	0.88	1.64
高市ほか	1.01	0.49	0.98	0.84
小野ほか	1.00	0.45	0.98	0.57
登内・村山	0.98	0.02	0.98	0.55

	回帰式の傾き	回帰式の切片	$R^2$	RMSE
中井ほか	0.82	4.54	0.87	1.01
高市ほか	1.01	0.56	0.96	0.70
小野ほか	0.98	0.61	0.97	0.64
登内・村山	0.97	0.45	0.98	0.53

次に、熱中症への注意喚起を想定して、気温が 24°C 以上(日本体育協会の熱中症ガイドブック<sup>6)</sup>において「注意」レベル以上)の事例を対象として、WBGT の回帰分析を行った(図1、表3)。全ての気温を対象とした時に比べて、決定係数( $R^2$ )が小さくなっていることがわかる。また、RMSE は特徴的な変化は見られなかった。

さらに、各種 WBGT 値の1時間毎の温度レベル<sup>6)</sup>の出現頻度を比較した(表4)。この結果から、札幌

市内においては厳重警戒レベルの環境に達するのが極めてまれであることが分かる。また、「警戒」レベルの数に注目すると、WBGT 観測値に比べて、日射を含まない中井ほか(1992)の WBGT 推定値では該当数が少なく、高市ほか(2003)では該当数が多くなっている。全体的に、小野ほか(2006)や登内・村山(2008)の推定値が、実際に観測された WBGT と比較的近い変動を示した。

【考察とまとめ】

高市ほか(2003)では、「警戒」レベルにおいて、観測された WBGT よりも高い値を示す傾向がある。この理由として、温室における作業時の暑熱環境の安全性を評価するために作られた推定式であるため、風速の影響が考慮されていないことが考えられる。また、中井ほか(1992)は放射の影響を加味していないためか、他の推定式に比べて決定係数 (R<sup>2</sup>) が低く、RMSE が大きくなる傾向が示された。これらの推定式については、札幌での屋外環境における実際の WBGT と異なる値を示す可能性がある。

また、熱中症への注意喚起を行う際には、実際は警戒が必要な温度レベルにもかかわらずそれと評価できない「見逃し」は好ましくない。この点からは、過小評価の事例数が少ない放射を説明変数に含む推定値の方が熱中症の警戒情報に適しているともいえる (図1、表4)。

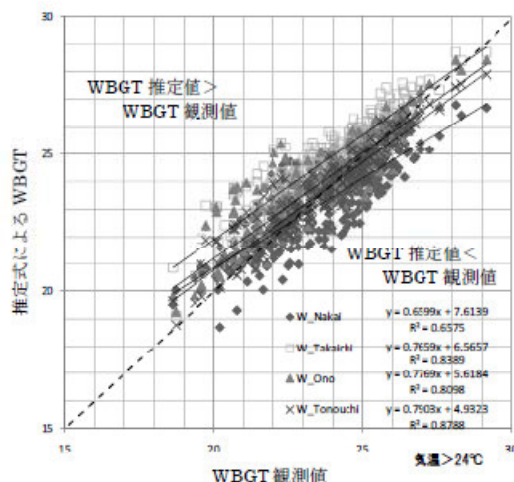


図1 2009年の気温24度以上における屋上WBGTと推定式WBGTの関係

表3 2008年(上)2009年(下)の気温24度以上における屋上WBGTと各種推定式との回帰分析結果

	回帰式の傾き	回帰式の切片	R <sup>2</sup>	RMSE
中井ほか	0.72	6.01	0.58	1.31
高市ほか	0.86	4.08	0.88	0.98
小野ほか	0.93	1.83	0.88	0.56
登内・村山	0.88	2.66	0.91	0.57

	回帰式の傾き	回帰式の切片	R <sup>2</sup>	RMSE
中井ほか	0.66	7.61	0.66	0.89
高市ほか	0.77	6.57	0.84	0.63
小野ほか	0.78	5.62	0.81	0.70
登内・村山	0.79	4.93	0.88	0.55

表4 熱中症の温度レベルの出現頻度

2008	気温のみ	全球温度のみ	WBGT観測値	中井ほか	高市ほか	小野ほか	登内・村山
ほぼ安全	1601	1187	1279	1158	1116	1289	1357
注意	335	681	586	780	703	592	554
警戒	34	103	106	33	146	86	60
厳重警戒	1	0	0	0	6	4	0
運動中止	0	0	0	0	0	0	0

2009	気温のみ	全球温度のみ	WBGT観測値	中井ほか	高市ほか	小野ほか	登内・村山
ほぼ安全	1705	1364	1546	1353	1395	1520	1545
注意	238	539	362	590	461	383	379
警戒	27	67	59	27	111	64	46
厳重警戒	0	0	3	0	3	3	0
運動中止	0	0	0	0	0	0	0

【謝辞】

本観測を行うにあたり、札幌管区気象台露場および屋上における黒球温度観測にご協力いただきました職員の皆様に、厚くお礼を申し上げます。

【参考文献】

- 1) C.P.Yaglou and D.Minard(1957) Control of Heat Casualties at Military Training Centers. American Medical Association Archives of Industrial Health(16) : 302-316.
- 2) 中井誠一・寄本 明・森本武利(1992) 環境温度と運動時熱中症事故発生との関係. 体力科学(41): 540-547.
- 3) 高市益行・細野達夫・黒崎秀仁・渡辺慎一・川嶋浩樹・中野有加(2003) 高軒高温室におけるWBGT値を用いた快適作業領域の解析. <http://www.naro.affrc.go.jp/top/seika/2003/vegetea/ve03024.html>
- 4) 小野雅司・清水 明・津田憲次(2006) 連続観測におけるWBGT温度推定. 日本生気象学会雑誌(43): S27.
- 5) 登内道彦・村山貢司(2008) 熱中症危険度の地域特性とHWDI. 日本生気象学会雑誌(45): S62.
- 6) 日本体育協会(2005) スポーツ活動中の熱中症ガイドブック. <http://www.japan-sports.or.jp/medicine/guidebook1.html>

## 6. ドップラーライダーを用いて観測した中層雲雲底における特異構造の解析

梅原 章仁・藤原 忠誠 (北海道大学大学院環境科学院)  
藤吉 康志 (北海道大学低温科学研究所)

### 1. はじめに

札幌における05~07年までのドップラーライダー観測によって、中層雲雲底における特異構造が複数例観測された。その一つに乳房雲によく似たものがある。

乳房雲 (mammatus cloud) とは、“雲底が袋状に垂れ下がった雲”をいう (Glickman 2000, p471)。主にカナトコ雲の雲底に見られるが、巻層雲、巻積雲、高層雲、高積雲、乱層雲など幅広い雲の雲底に生じることが知られている。過去の観測から、「一房あたりの水平スケールは 350~3000 m」、「一房あたりの寿命は10 分程」、「鉛直流は-6.0~1.5 m/s」、「雲底直下に乾燥領域が存在」、といった特性を持つことが確認されている (Schultz et al. 2006)。

生成過程の仮説としては、「昇華/蒸発に起因した雲底下の冷却がもたらす熱力学的不安定」を契機とするものが従来から提唱されている (e. g., Scorer 1958)。一方で、近年のドップラーライダー観測からは、親雲内部の波状構造 (Winstead et al. 2001) や、乱流域が雲底に到達すると同時に乳房雲が発生する様子 (e. g., Kollias et al. 2006) が捉えられており、K-H 波や重力波といった力学的要因が乳房雲の生成に関与している、と示唆する報告がなされている。

しかし、乳房雲に関する定量的な観測は近年ようやく始まったばかりであり、ドップラーライダー等の近代的測器による観測例はたかだか数例しかない (e. g., Kollias et al. 2006)。そして、その多くが鉛直一次元観測によるものである。そのため、乳房雲の生成機構や時空間的特性などは未だ明らかになっていない。これに対し、本観測では、高分解能かつ時空間的観測が可能なドップラーライダーによって乳房雲状の雲を捉えることに成功している。

そこで本研究では、ドップラーライダー観測によって捉えられた乳房雲状の雲 (以下、乳房雲状雲) について、その時空間的特性、環境場を明らかにすることを一つの目的とした。ここでは典型的な2事例のみを取

り上げる。

### 2. 使用データ

本研究では主に、北大創成研屋上に設置された三次元走査型コヒーレントドップラーライダー (この場ではドップラーライダーと略す) のデータを使用している。ドップラーライダーの諸元は、波長1.54  $\mu\text{m}$ 、繰り返し周波数 4 kHz、距離分解能 50 m、観測範囲 400~4400 mである。走査モードにはRHI (鉛直走査) とPPI (水平走査) 等があり、本研究では、RHI を北北西、西南西に走査したデータ、PPI を仰角 60° で走査したデータを使用した。RHIの走査速度は一走査あたり約45 s、PPI の走査速度は一走査あたり約85 sである。

他にも、環境場を特定するために、国立環境研究所の2波長偏光ライダー (約400m)、札幌管区気象台の高層気象観測4秒値データ (約2800m) を使用した (括弧内はドップラーライダーからの距離)。

### 3. 時空間変動の大きい事例

#### 3-1. 空間構造

層状雲から急激に変化し房状の構造を形成した事例、その鉛直断面を図1に示す。図2は仰角60°でのS/Nの水平分布を示す。実線は図1鉛直断面の走向である。図1と、図2の点線で囲まれた領域、両者に着目する。すると、直交する2面内に乳房雲状の構造が認められる。また、乳房雲状雲が観測されたとき、全高度で水平風の風向は南南西であった (図省略)。これらの事実は、雲底が3次的に房を形成していたことを示している。

図1のS/Nと鉛直流分布\*を見ると、房の中心部は強い下降流で、その周囲は弱い上昇流となっている。これはWinstead et al. (2001)が明らかにした乳房雲の気流構造と一致する。さらに、一房あたりの水平スケールは400~1200 m、鉛直流は-4.5~1.5 m/s\*、であった。これは過去の観測で得られた乳房雲の特性と矛盾しない。

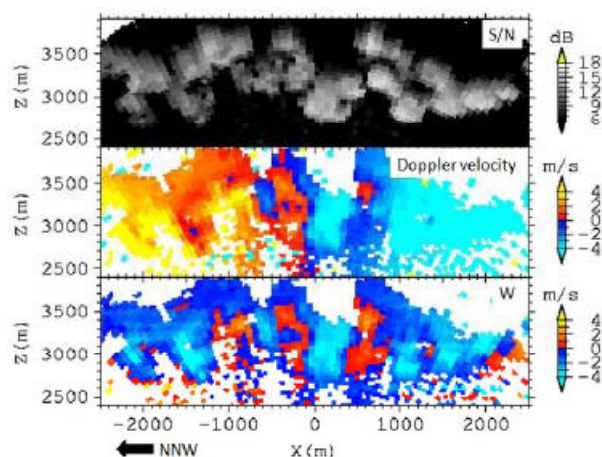


図1: 上から S/N、ドップラー速度、鉛直流の鉛直断面を示す。高度 2400~3900m、水平距離-2500~2500m の領域を拡大してある。07' 05/01 15:36(JST)

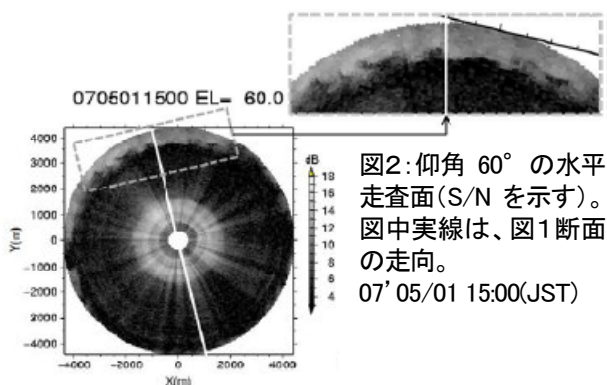


図2: 仰角 60° の水平走査面(S/N を示す)。図中実線は、図1断面の走向。07' 05/01 15:00(JST)

$$u = \frac{Vr}{\cos \phi} \dots (1)$$

$$W = \frac{Vr - u \cos \psi}{\sin \psi} \dots (2)$$

**\*鉛直流(w)の算出について**

$\phi < 60$ 、 $\phi > 120$  の領域に対し、 $w = 0$  を仮定し、式(1)から 50m 高度毎の平均水平風(u) を算出。任意の  $\psi$  に対し、平均した u を式(2)に代入して鉛直流(w)を求め図示した。ここで  $\phi$ 、 $\psi$  はともに仰角。Vr は視線速度。但し、この w は仮定をおいた値であるので、鉛直流の最大最小値についてはドップラー速度の仰角 90° における成分から求めた。

**3-2. 時空間変動**

図3 に S/N と鉛直流の時空間変動の様子を示す。10 分程の間に、房が発生、分裂し、二つの房となる様子が見られる (図3 左、点線)。過去の観測で一つの房が分裂する様子を捉えた例はない。また、この図から一房の寿命は 10 分前後であると考えられる。さらに、房が発達していくとともに、鉛直上下流が強化している様子が確認できる。

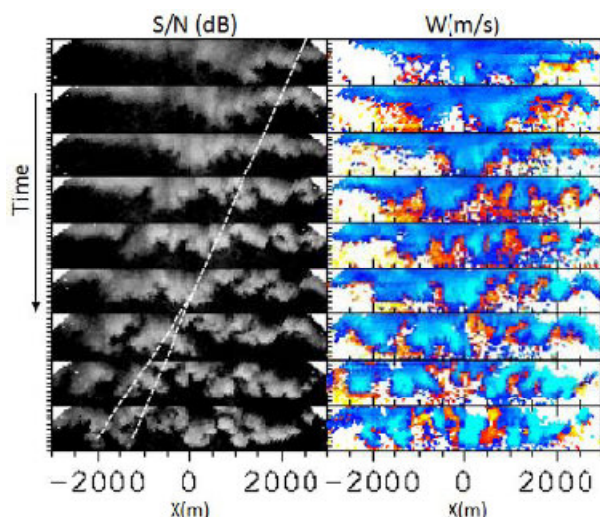


図3: 鉛直断面内における S/N、鉛直流の時間変化。上→下へ時間が進む。コマの時間間隔は平均 45 秒 07' 05/01 15:28~15:36(JST)

**3-3. 環境場**

ゾンデ放球時間と乳房雲状雲の発生時間は離れており、環境場の特定は難しい。しかし、同日の 2 波長偏光ライダーデータによると、ゾンデ放球時(08:30JST)から乳房雲発生時(15:28JST)の間、地表から 3000 m 付近までは比較的定常であることが分かった。そこで、08:30JST の高層気象観測データを参考にしたところ、乳房雲状雲の発生高度以下 2000 m の相対湿度は 35 % 前後、と比較的乾燥していることが分かった (図省略)。

また、2 波長偏光ライダーの散乱強度、偏光解消度からは、この雲が温暖前線に伴って発生した氷晶雲であることが分かった (図省略)。

**4. 雲底直下に乾燥領域を持つ事例**

**4-1. 空間構造**

雲底直下に、乳房雲に特徴的な乾燥領域、をもつ事例の鉛直断面を図4 に示す。図4 と直交する鉛直断面内においても同様の房状構造が存在する (図省略)。また、乳房雲が発生したときの水平風の風向は全高度で南南東であった (図省略)。これらの事実は、雲底が 3 次元的に房を形成していたことを示している。

図4 の S/N と鉛直流を見比べると、この事例についても房の中心部で下降流、その周囲で弱い上昇流といった、乳房雲に典型的な気流構造をもつことが確認できる。また、一房の水平スケールは 350~1000 m、鉛直流は-2.0~1.5 m/s、一房の寿命は 9 分程であった。

4-2. 環境場

図5 をみると、雲底直下が非常に乾燥していることが分かる。また、発生前に比べ発生後の方がより乾燥度合いが低い。このことから昇華/蒸発が起きていたと推察される。

過去の乳房雲観測では、しばしば雲底付近で逆転層が観測されている(e. g., Winstead et al. 2001)。この事例についても乳房雲状雲の発生高度において逆転層(図中○印)が形成されていた。

2 波長偏光ライダーによると、散乱強度が大きく、偏光解消度の小さい領域と大きい領域が混在していることから、この雲は氷晶と過冷却水滴が混在した雲であると考えられる。

5. まとめ・今後の展望

札幌における 05~07 年までのドップラーライダー観測によって捉えられた乳房雲状雲について、その特性や環境場を調べた。ここで示した2 事例は、何れも、房の水平スケール、鉛直流分布、鉛直流の大きさ、房の寿命、雲底下の環境、全てが過去に観測された乳房雲の特性とよく一致した。時空間変動の大きい事例では、房の分裂、併合が捉えられており、これは乳房雲の発達過程を理解する上で有力な情報となり得る。

今後は、鉛直流強化の過程や、房の発達特性、温度プロファイルをより詳細に調べ、乳房雲状雲の生成過程・崩壊過程について議論していく予定である。

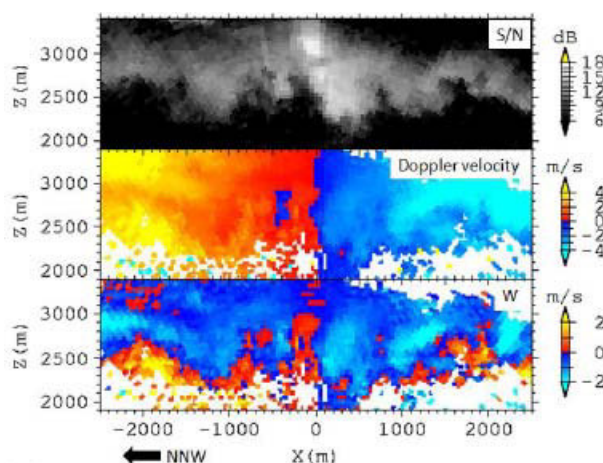


図4: 上から S/N、ドップラー速度、鉛直流の鉛直断面を示す。高度 1900~3400 m、水平距離-2500~2500 m の領域を拡大してある。07' 05/17 05:29 (JST)

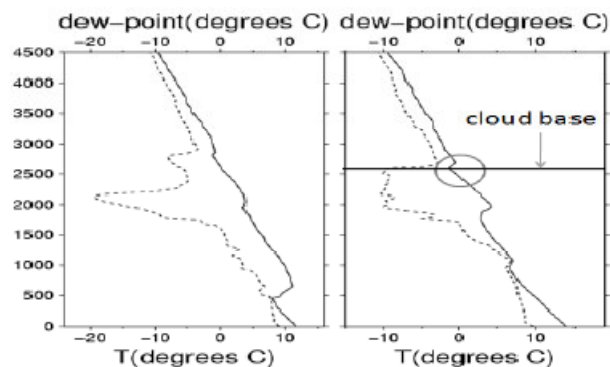


図5: 左: 乳房雲状雲発生前の気温(実践)と露点温度(点線)の鉛直プロファイル 07' 05/16 20:30 (JST)。右: 乳房雲状雲発生後の気温(実践)と露点温度(点線)の鉛直プロファイル 07' 05/17 08:30 (JST)。右図の太実線は雲底高度を示す。

謝 辞

2 波長偏光ライダーデータは国立環境研究所より、高層気象観測データ(4 秒値)は札幌管区气象台より提供していただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Winstead, N. S., J. Verlinde, S. T. Arthur, F. Jaskiewicz, M. Jensen, N. Miles, and D. Nicosia, 2001: High-resolution airborne radar observations of mammatus. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 159-166.
- Kollias, P., I. Jo, and B. A. Albrecht, 2005: High-resolution observations of mammatus in tropical anvils. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 2105-2112.
- Schultz, D. M., and Coauthors, 2006: The mysteries of mammatus clouds: Observations and formation mechanisms. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2409-2435.
- Glickman, T. S., Ed., 2000: *Glossary of Meteorology*. 2d ed. Amer. Meteor. Soc., 855 pp.
- Scorer, R. S., 1958: The dynamics of mamma. *Sci. Prog.*, 46, 75-82.
- Stith, J. L., 1995: In situ measurements and observations of cumulonimbus mamma. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 907-914.

## 7. オホーツク海沿岸帯状雲の特徴と分類

上庄 拓哉 (北海道大学大学院環境科学院)  
川島 正行・藤吉 康志 (北海道大学低温科学研究所)

### 1 はじめに

北大低温研は、紋別市と雄武町にXバンドドップラーレーダーを設置し、オホーツク海上の雪雲と海氷の観測を行っている。この観測によって冬季のオホーツク海沿岸には、長さ200kmにも達する帯状雲が頻繁に発生し(一冬平均18日間)、オホーツク海沿岸の気象・海象に大きな影響を与えていることが明らかとなった(藤吉ほか、2009)。

本研究では、主にレーダーデータとアメダスデータを使用して、(1)オホーツク海沿岸帯状雲の発生環境を明らかにすること、(2)レーダーエコー構造と3次元気流場から帯状雲の形成・維持機構を明らかにすること、を目的としている。

解析の結果、オホーツク海沿岸帯状雲は発生環境の違いによって以下の2つのタイプに分類できることがわかった。

### 2 弱い寒気吹き出し時に出現するタイプ

(2009年2月6日~7日の事例)

オホーツク海沿岸帯状雲は宗谷岬から知床半島の根元まで伸び、幅は10~20kmだった(図1左)。オホーツク海沿岸域では等圧線の間隔が比較的広く、寒気の吹き出しは弱かった(図1右)。帯状雲は6日15時頃から7日3時頃までの約12時間持続した。

雄武のアメダスでは、帯状雲が現れ始めた時間帯に気温と水蒸気混合比の低下、風向の変化(北西→西)が見られた(図2)。気温の低下と風向の変化はオホーツク海沿岸域の他のアメダスによっても観測されており、この時間帯に海陸の温度差によって発生する陸風が吹いていたことを示唆している。

デュアルドップラー解析によって得られた気流場を見ると、下層で陸から海に向かう風(陸風)と海から陸に向かう風が収束しており、収束域はレーダーエコーの強い領域と一致していた(図3)。陸風は時間が経過するにつれ衰退していき、それに伴って帯状雲は陸側へと移動していった。

以上のことから、このタイプの帯状雲は陸風と弱い北西季節風が下層で収束することによって形成されたものと考えられる。

観測期間中、このようなタイプの帯状雲は7事例確認された。

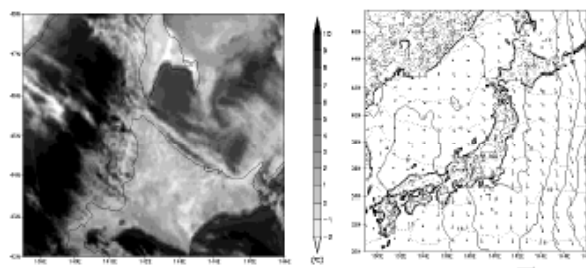


図1 2009年2月6日23時30分の衛星赤外画像(左)、21時の地上天気図(右)

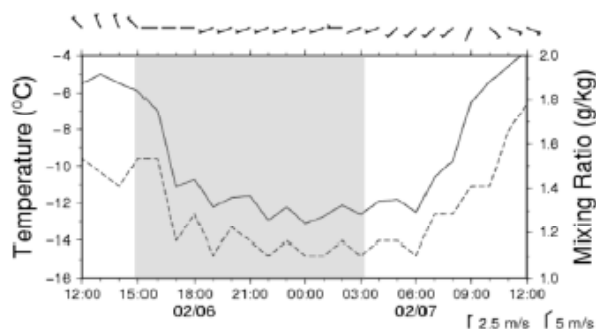


図2 雄武アメダスの気温(実線)、混合比(破線)、風向風速の時間変化、シェードは帯状雲の出現時間

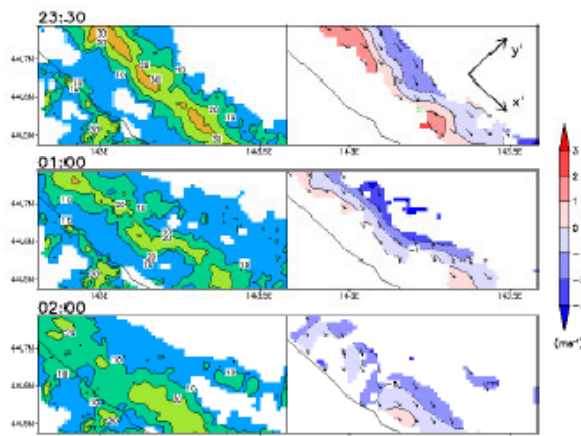


図3 高度200mにおけるレーダーエコー(左)と、 $y'$ 方向の風速成分(右)の時間変化

### 3 強い寒気吹き出し時に出現するタイプ

(2008年2月13日の事例)

オホーツク海沿岸帯状雲は宗谷岬から知床半島の根元まで伸び、幅は15~25km だった(図4 左)。オホーツク海沿岸域では等圧線の間隔が比較的狭く、寒気の吹き出しは強かった(図4 右)。帯状雲は13日5時頃から14時頃までの約9時間持続した。

雄武のアメダスでは、帯状雲が現れ始めた時間帯に気温の上昇が見られ、水蒸気混合比や風向には大きな変化が見られなかった(図5)。

デュアルドップラー解析によって得られた気流場を見ると、下層で陸から海に向かう風と海から陸に向かう風が収束しており、収束域はレーダーエコーの強い領域と一致していた(図6)。時間が経過すると、北西季節風は衰退していったのに対し、陸から海に向かう風はそのまま維持され、帯状雲は次第に海側へと移動していった。

弱い寒気吹き出し時に発生するタイプと同様に、このタイプの帯状雲も陸から海に向かう風と北西季節風が下層で収束したことによって形成されたものと考えられる。しかし、帯状雲は日中の気温上昇とともに出現しており、時間が経過しても陸から海に向かう風が維持されていることなどから、この事例の海から陸に向かう風は海陸の温度差によって発生する陸風ではないと言える。この事例で陸から海に向かう風が発生した要因としては、地形の迂回効果、地表面粗度の海陸差による効果等が考えられる。

観測期間中、このようなタイプの帯状雲は3事例確認された。

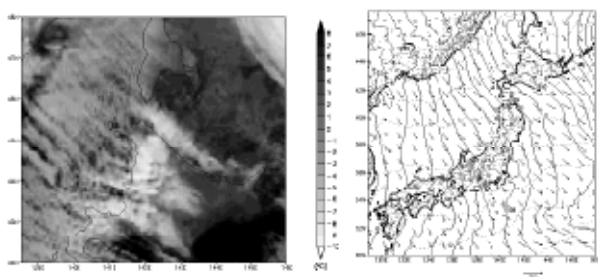


図4 2008年2月13日09時30分の衛星赤外画像(左)、09時の地上天気図(右)

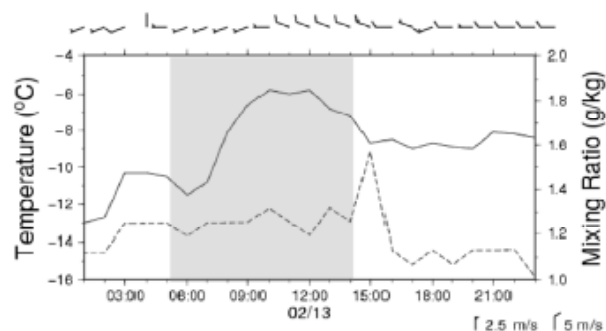


図5 雄武アメダスの気温(実線)、混合比(破線)、風向風速の時間変化、シェードは帯状雲の出現時間

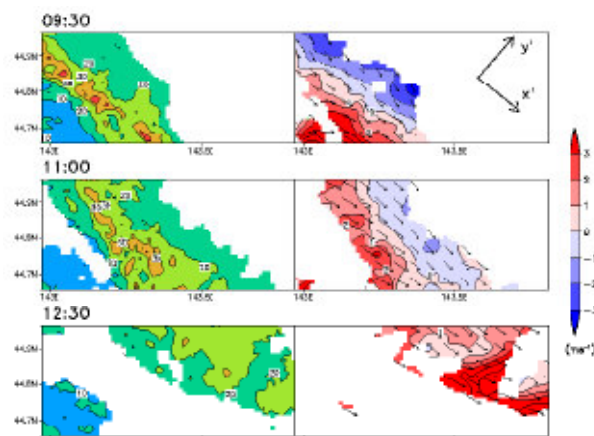


図6 高度600mにおけるレーダーエコー(左)と、y'方向の風速成分(右)の時間変化

### 4 まとめ

オホーツク海沿岸での2台のドップラーレーダー観測によって得られたデータとアメダスデータ等を用いて、オホーツク海沿岸帯状雲の事例解析を行った。その結果、オホーツク海沿岸帯状雲は発生環境の違いによって、弱い寒気吹き出し時に発生するタイプと強い寒気吹き出し時に発生するタイプの2つに分類できることがわかった。

弱い寒気吹き出し時に発生するタイプの帯状雲は、海陸の温度差によって発生する陸風と弱い北西季節風が下層で収束することによって形成される。強い寒気吹き出し時に発生するタイプの帯状雲は、陸から海に向かう風と北西季節風が下層で収束することによって形成される。陸から海に向かう風の発生要因として、地形の迂回効果や地表面粗度の海陸差による効果等が考えられる。

### 参考文献

藤吉ほか、2009：気象学会2009年度春季大会予稿集



## 8. 雨縞を構成する雨滴の粒径分布特性

青木 篤史 (北海道大学大学院環境科学院)  
藤吉 康志 (北海道大学低温科学研究所)

### 1. はじめに

「雨縞」とは、降雨の細い縞状構造のことである。図1は、高い時間空間分解能 (3秒間、0.375m) を持つ KU帯広帯域レーダーで観測した雨縞である (大阪大学河崎研究室提供)。図1 (左) の1部分を拡大しても、図1 (右) に見られるように、より短い時間スケールを持つ縞状構造が見られる。このように、雨の強さによらず現実の降雨域は数多くの細い雨縞から構成され、従って雨の強さや個数は1秒以下の単位でも変化しているが、雨縞の内部構造 (幅、粒径分布) や形成理由については、ほとんど調べられていない。これまで雲内・雲底下の微細物理過程を調べるために、数分から数時間スケールの平均的な雨滴粒径分布 (マーシャル・パルマー分布など) が用いられてきた。

このように得られた雨滴粒径分布は、衛星および地上レーダーから降水強度の測定や数値モデルのパラメタリゼーションに現在も使われている。しかし、雨縞に限らず、雹、霰、雪片の粒径分布は数秒の単位でも変化しており、これが雨 (雪) 縞として見える。つまり、降水粒子の粒径分布を真に理解するためには、雨縞の形成理由とその構造を明らかにする必要がある。

そこで、本研究では、様々な気候区で行った 2DVD の観測データを用いて、雨縞を構成する雨や霰の粒径分布を詳細に調べた。用いた観測データと解析対象日数は、札幌 651日 (2003-2008年、4-10月)、スマトラ 489日 (2007-2008年)、沖縄 421日 (2004-2006年、4-10月)、金沢 186日 (2007-2008年) である。

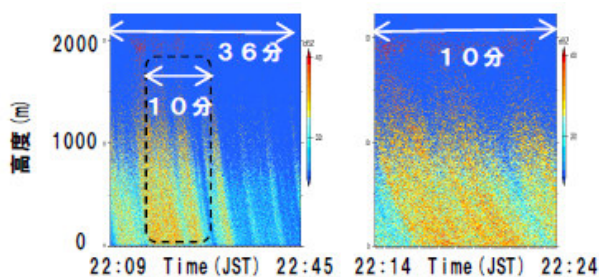


図1 2008年11月6日に大阪大学のKU帯広帯域レーダーにより観測された反射強度時間高度断面図。  
(左)22:09-22:45、(右)22:14-22:24

### 2. ミリ秒スケールで調べた雨滴の数密度

肉眼やレーダー画像では、容易に雨縞を判別できるが、雨滴データからどのように定義するかが問題である。これまで、patchy を用いて降雨を区分する方法や (Jamson and Konstinski, 2000)、No ジャンプによって降水タイプを区別する方法 (Waldvogel, 1974) などが提案されているが、未だ汎用性のある方法は提案されていない。

そもそも雨縞とは、雨滴が集中して降っている領域である。Fujiyoshi et al. (2008) は、球等価直径が6mmを超えるような大きな雨滴は、雨の降り始めに、かつ1秒以内の短時間にまとまって降ることを、2DVD (2-Dimensional Video Disdrometer) を用いた観測から明らかにした。従って、大きな雨滴の個数の集中度によって雨縞を定義できる可能性がある。そのために、以下に示すような方法で、雨滴同士の密接度を測定する「物差し」を考案した。

同じ粒径範囲内に入る2つの雨滴に着目し、その数密度 (局所的な数密度) を計算する。計算方法は、まず図2に示したような2つの雨滴 (雨滴1, 2) によって形成される直方体 (サンプリング体積) を考える。その体積を2DVDの観測データより得られる2つの雨滴の水平座標から求まる底面積と、2つの雨滴が観測された時間差と落下速度の積から求まる高さとの積により求める。そして、2つの雨滴がその体積内に含まれるとして「2個 ÷ 体積 (m<sup>3</sup>)」で局所的な数密度を計算する。さらに、同じ時間帯の10分間平均降水強度 (mm/h) から、マーシャルパルマー分布 (M-P 分布) を仮定した時に得られる数密度 (平均的な数密度) を計算する。両者の数密度比 (局所的な数密度 ÷ 平均的な数密度) を「物差し」に用いることにより、2つの雨滴が、平均的な数密度に比べてどの程度密接しているかを定量的に評価できる。

図3は、4地点全ての観測データを用いて作成した、直径1.5mm から1.75mmの範囲の雨滴に対する数密度比の頻度分布である。仮に、雨滴粒径分布がM-P分布に一致したとすると、数密度比は1となる。しかし、図3から明らかのように、数密度比は1以上に頻度分

布が大きく偏った対数正規分布で良く近似できた (R2乗値が0.997)。すなわち、雨滴は圧倒的にまとまって降る頻度が高いことが分かる。また、最頻値も、M-P分布の約2.5倍である。

次に、数密度比の粒径依存性を調べるために、粒径毎に頻度分布を作成し、数密度比が10, 100, 1000, 10000以上である頻度積算値を粒径毎に調べた(図4)。図に示したように数密度比の頻度積算値、つまり平均的な数密度に比べ非常に大きな数密度で降る頻度が雨滴の大きさとともに増加している。このことから、大きい雨滴ほど、まとまって降りやすい傾向があることがわかった。

この数密度比を使って雨縞を定義する。図5は沖縄の、2005年3月28日7時29分から7時30分における粒径毎の数密度比の時系列を示したものである。図から分かるように、数秒〜数10秒間隔で、鋭い数密度比のピークがあることがわかる。これらは、同じくらいの大きさをもつ2つの雨滴が異常に大きな数密度で観測されたことを意味し、雨縞に対応した変化と考えられる。

今後は、レーダーで検出された雨縞との対応も行うことにより、雨縞の形成過程や降水特性を明らかにする予定である。また、札幌、金沢での2DVDによる霰や雹の観測結果も用いて、「霰縞」、「雹縞」についても調べ、雨縞と比較する予定である。

参考文献

Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrop with size, *J. Meteor.*, 5, 165-166.

Fujiyoshi, Y., Y. Yamamura, N. Nagumo, K. Nakagawa, and K. Muramoto, 2008: The maximum size of raindrops - Can it be a proxy of precipitation climatology? -, 5th Conference on Clouds and Precipitation, 7 July 2008, Cancun, Mexico.

Jameson, A. R., and A. B. Kostinski, 2000: Fluctuation properties of precipitation. Part VI: Observations of hyper-fine clustering and drop size distribution structures in three-dimensional rain. *J. Atmos. Sci.*, 57, 373-388.

Waldvogel, A., 1974: The No jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1067-1078.

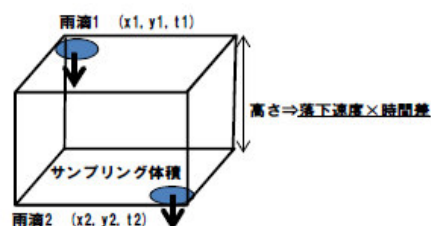


図2 2つの雨滴から形成されるサンプリング体積

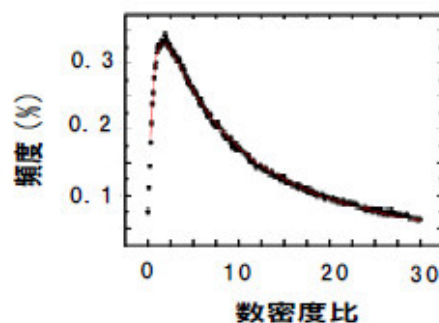


図3 直径1.5mm から1.75mm の範囲の雨滴に対する数密度比の頻度分布と対数正規近似曲線

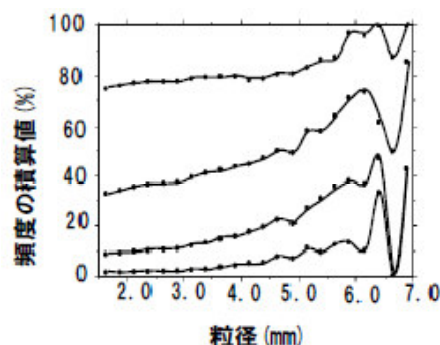


図4 上から数密度が10,100,1000,10000 以上である頻度積算値の粒径依存性

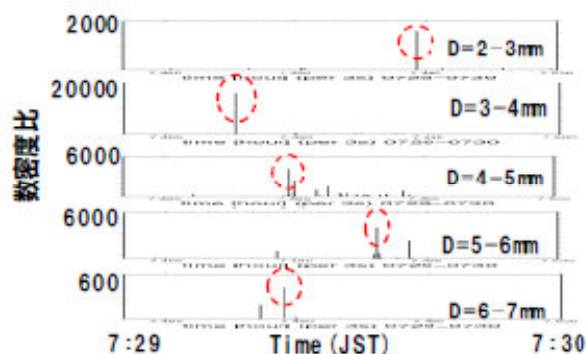


図5 沖縄の2005年3月28日7時29分から7時30分における粒径毎の数密度比の時系列。(Dは粒径、破線は粒径毎の数密度比のピークを示す)

## 9. 水蒸気の酸素・水素同位体の時間変動特性

金田 祐介 (北海道大学大学院環境科学院)

川島 正行・藤吉 康志 (北海道大学低温科学研究所)

### 1. はじめに

地球上の水循環に関わる水の中には、通常の $H_2O$ の他に酸素・水素安定同位体を含んだ水がごくわずかに存在する。水の安定同位体は、水の相変化の際に気相よりも液相や固相に濃縮される性質を持つほか、分子拡散に偏りを生ずる。これらのことにより、水の循環中の相変化の履歴や分子拡散の程度がその組成 (同位体比) に反映される。したがって、水の安定同位体比を観測することにより、その水が経てきた相変化と循環過程の逆推定が可能となる。

これまでの水の安定同位体比の観測では、採取した試料 (雨水や水蒸気) を質量分析器で分析する必要があり、時間分解能も粗く、サンプル数も決して多くはなかった。

しかし近年、レーザー光を用いた分光分析装置が開発され、水蒸気の安定同位体について高時間分解能での連続観測が可能となった。今回は、この装置を用いた観測の結果得られた安定同位体比の時間変動の事例を紹介する。

### 2. 安定同位体の知識

安定同位体の量的な表現として、一般に次のような $\delta$ 値が用いて標準試料の同位体比との千分偏差(‰)で表される。

$$\delta^{18}O = \left\{ \frac{(^{18}O/^{16}O)_{SAMPLE}}{(^{18}O/^{16}O)_{STANDARD}} - 1 \right\} \times 1000(\text{‰})$$

$$\delta D = \left\{ \frac{(D/H)_{SAMPLE}}{(D/H)_{STANDARD}} - 1 \right\} \times 1000(\text{‰})$$

水の安定同位体の場合の標準試料(STANDARD)には、SMOW(Standard Mean Ocean Water)が用いられる。

水の安定同位体は、相変化の際に気相よりも液相

や固相に濃縮される性質がある。この現象を相変化に伴う同位体分別と呼ぶ。

一般に、同位体分別は平衡分別と動的分別に区別されており、平衡分別とは二相間の同位体分子と通常分子の交換が平衡状態に達した状態における同位体比の違いのことであり、動的分別とは一方的な過程 (化学反応や相変化、分子拡散等) において生じる同位体分別のことである。

世界各地の自然水の酸素・水素安定同位体比のほとんどは、

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$$

という式で近似できる関係にあり、この直線を天水線と呼ぶ(Craig, 1961)。傾き8、切片+10 ‰の値を持つ理由は、それぞれ、大気中の凝結過程において平衡分別の影響が強く、海面からの蒸発過程において動的分別の影響が強いためと考えられている(Dansgaard, 1964)。

また、 $\delta D - 8 \times \delta^{18}O$  で表される数値をd-excessと呼び、天水線からどれだけ離れているかを表す。この値は大気中の平衡分別を伴う降水過程において変動量が小さいため、動的分別の指標として用いられることが多い。

### 3. 観測の概要

観測に用いた機器は Los Gatos Research社製の Water-Vapor Isotope Analyzer (図1) で、観測値を直ちに表示することができる。最短2秒間隔での観測が可能であるが、現在は20秒間隔で観測を行っている。観測できるのは $\delta^{18}O$  (‰)、 $\delta D$  (‰)、水蒸気濃度(ppm)で、測定精度はそれぞれ 0.1 ‰、0.5 ‰、0.2 ‰である。空気取込口は、地上から約 1m の高さに設置した。



図1 水蒸気安定同位体観測装置の外観

#### 4. 観測結果

得られたデータは1日の天気によって①晴天の日、②雨天の日、③北西風5m/s以上の日、④南東風5m/s以上の日に分類した。

①晴天の日のd-excess 値の時間変動は、図2のように朝晩は低く日中に高い山型となる傾向がみられ、これは日中に土壌から放出される水蒸気が大きく寄与していることが分かった。

②雨天の日は大気湿度が高く、d-excess 値も比較的高い値で推移し、変動幅も小さかった(図3)。

③北西風が強い日と④南東風が強い日の比較では、両者の間に明確な差異は確認できていない。しかし、図4のように風向に変化が現れた場合にはd-excess 値にも風向の切り替わりに対応した変動があることが認められた(11時頃と18時頃)。

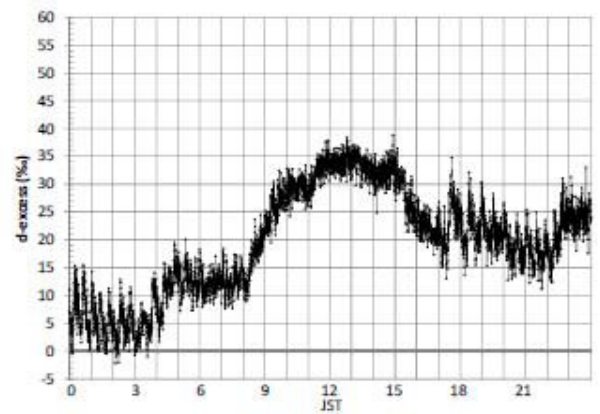


図2 晴天の日のd-excess 値 (28 Apr. 2009)

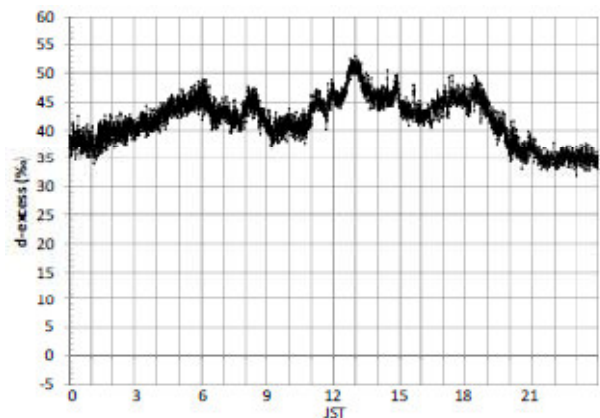


図3 雨天の日のd-excess 値 (14 Jun. 2009)

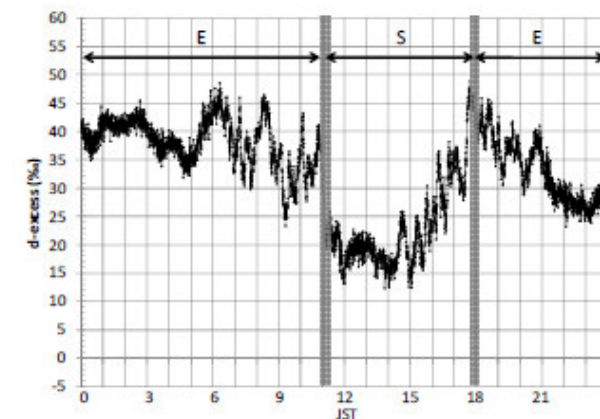


図4 風向の変化によるd-excess 値の変動 (4 May. 2009)