

2011年度 研究発表会 予稿集

2012年2月

日本気象学会沖縄支部

日本気象学会沖縄支部 2011 年度研究発表会

会期：平成 24 年 2 月 24 日（金）13 時 30 分～16 時 00 分

会場：琉球大学 50 周年記念館（沖縄県中頭郡西原町千原 1）

プログラム：

- | | | | |
|-------------|--------|-------|--------------|
| 13：30～13：35 | 開会挨拶 | （横山辰夫 | 沖縄支部長） |
| 13：35～13：50 | 口頭発表 1 | （上原政博 | 沖縄気象台） |
| 13：50～14：05 | 口頭発表 2 | （上原政博 | 沖縄気象台） |
| 14：05～14：20 | 口頭発表 3 | （栽 吉信 | 沖縄気象台） |
| 14：20～14：35 | 口頭発表 4 | （栽 吉信 | 沖縄気象台） |
| 14：35～14：45 | 休憩 | | |
| 14：45～15：00 | 口頭発表 5 | （久木幸治 | 琉球大学） |
| 15：00～15：15 | 口頭発表 6 | （鈴木竜馬 | 琉球大学） |
| 15：15～15：30 | 口頭発表 7 | （堤純一郎 | 琉球大学） |
| 15：30～15：45 | 口頭発表 8 | （杉谷茂夫 | 沖縄電磁波研究センター） |
| 15：45～15：55 | 討論 | | |
| 15：55～16：00 | 閉会挨拶 | （山田雄二 | 日本気象学会理事） |

事務局：気象庁沖縄気象台業務課気候・調査室

口頭発表題目

1. 「2010年7月1日に沖縄本島で大雨を降らせた弧状の降水域の発生要因 その①」
石川美乃、久保直紀、根間幸美、永山武彦、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）… P 1
2. 「2010年7月1日に沖縄本島で大雨を降らせた弧状の降水域の発生要因 その②」
石川美乃、久保直紀、根間幸美、永山武彦、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）… P 4
3. 「2011年5月1日に沖縄本島で発生した大雨の発生要因について その①」
永山武彦、根間幸美、石川美乃、久保直紀、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）… P 7
4. 「2011年5月1日に沖縄本島で発生した大雨の発生要因について その②」
根間幸美、永山武彦、石川美乃、久保直紀、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）… P 10
5. 「ECMWF データによる北太平洋での波浪解析」
平良明（琉球大学理工学研究科）、久木幸治（琉球大学理学部）…………… P 13
6. 「琉大千原キャンパスとその周辺の気象環境—気温・湿度測定—」
鈴木竜馬、小賀百樹（琉球大学理学部）…………… P 16
7. 「近年の気象データに見られる気候変動の影響」
堤純一郎（琉球大学工学部）…………… P 19
8. 「情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センターの紹介」
杉谷茂夫（情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センター）…………… P 21

2010年7月1日に沖縄本島で大雨を降らせた弧状の降水域の発生要因 その①

----- 総観場及び実況監視資料からみた特徴 -----

石川美乃、久保直紀、根間幸美、永山武彦、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）

1 はじめに

2010年7月1日17時頃から1日23時頃にかけて、弧状の降水域が発達しながら沖縄本島を南下した。この影響で本島北部を中心に1時間雨量約60ミリの非常に激しい雨が降り、土砂災害や道路破損、河川氾濫の被害がでた。

今回の大雨をもたらした降水域の特徴は、その形状と動きである。当時、沖縄本島付近は太平洋高気圧の縁辺をまわり込む南西風場であり、擾乱の発生は無かった。通常、このような場合、本島の南西海上で発生した散在した対流性の雨雲が北上したり、本島の西海上で発生した線状降水域が東進するパターンが多いが、今回は沖縄本島の北で対流性降水域が次第に弧状の降水域に組織化され、速度をはやめながら本島を南下した。

石原・田畑（1991）は沖縄地方の梅雨期の降水システムの特性として、スコールクラスターを定義し、線状降水域の走行が地上付近の流れにほぼ直角で、下層風に対してトランスバースモードの降水帯を形成することを述べている。

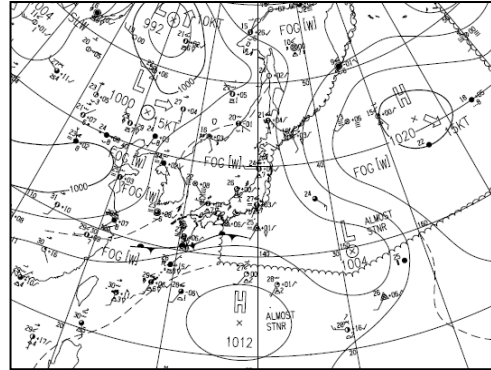
今回の事例は、沖縄地方特有の現象の一つであるスコールクラスターの特徴と類似しており、沖縄の予報担当者にとってその構造、発生要因の調査は、予報技術の向上を図る上で重要である。

このことから、本調査では、大雨の予測及び実況監視の強化に資することを目的とし、総観場天気図及び全球解析モデル（以下 GSM）等を用いて、弧状の線状降水域が発生した総観場の特徴を調査した。また、気象レーダーやウィンドプロファイラ（以下 WPR）等の実況監視資料を用いて、弧状の降水域の発生メカニズムや本島を南下した要因について考察を行った。

2 総観場の特徴

2.1 総観場天気図解析

第1図に7月1日09時の地上天気図を示す。九州の南には停滞前線があり、沖縄地方は太平洋高気圧の範囲内にあり、GSMの地上風をみると、本島の西海上から奄美付近は、南西のモンスーンと太平洋高気圧の縁辺を回りこむ南から南南西風の合流場にある。また、弧状の降水域に対応するじょう乱は解析されていない。同時刻の850hPa面（図省略）でも同様な場であり、温度傾度は小さかった。これらの特徴から、弧状の降水域は、傾圧性の弱い総観場の中で発生したことが分かる。



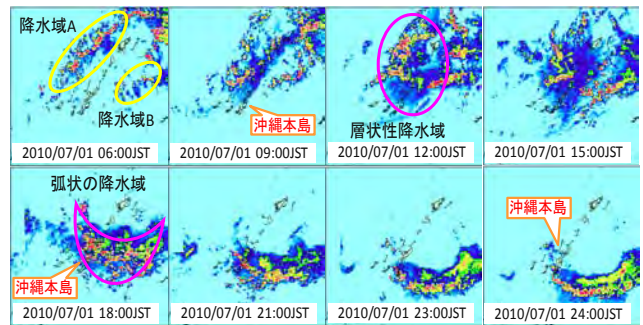
第1図 7月1日09時の地上天気図

同時刻の500hPa面と300hPa面では（図省略）、日本海の寒冷低気圧からのびるトラフが奄美から沖縄本島付近を通過中であり、500hPa面では奄美付近約-6℃の寒気、300hPa面では暖気が観測された。トラフの通過を考慮すると、300hPa面で観測された暖気は、トラフ後面の沈降による昇温すなわち渦位の沈降を示唆している。

2.2 レーダーエコーの解析

第2図に7月1日06時から1日24時までのレーダーエコーの経過を示す。1日06時頃の本島北西海上と東海上の活発な線状降水域は（以下、それぞれ降水域A、降水域B）、下層収束域で発生しており、500hPa面では正渦度移流場にあっていた（図略）。このことは、降水域A、Bの発生には、正渦度移流がトリガーとなったことを示している。

1日09時頃には降水域A、Bは弱まり、本島を覆うような南北走行の層状性降水域が形成された。また、1日18時頃には本島北部から本島の東海上にかけて、東西にのびる弧状の降水域の形成が始まり、層状性降水域の消散に伴い、弧状の降水域が次第に明瞭化していった。1日18時頃までは弧状の線状降水域は10km/h程度でゆっくりと南下したが、その後は南下速度が次第に速まり、1日23時頃には約30km/hに達した。



第2図 7月1日06時から24時のレーダーエコー

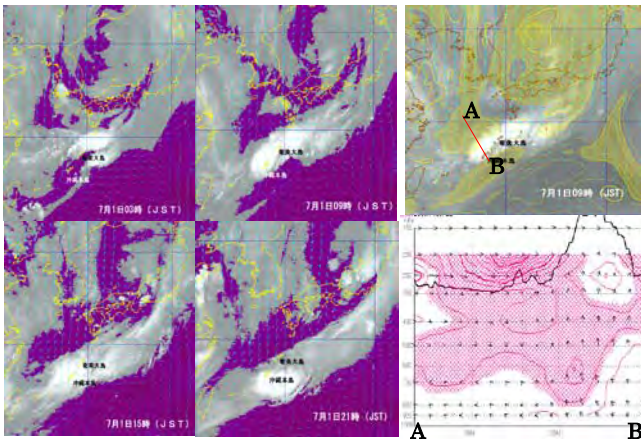
2. 3 気象衛星画像の解析

第3図左は、水蒸気画像とGSMの300hPa面の風を重ねたもの、第3図右上段は、1日09時の水蒸気画像と300hPa面の渦位を重ねたものと、下段は上段のクラウドクラスターにそってAからBに沿った渦位の断面と対流を描写したものである。なお、ここでは暗域を着色している。

朝鮮半島から東シナ海には日本海の寒冷渦からのびる暗域があり、拡大しながら本島の北西海上に接近し、その前面で東西約500km、南北約300kmのクラウドクラスターが形成された。

断面図を見ると、圏界面付近から700hPa面付近まで成層圏起源の高渦位が下降してきており、その前面で活発な対流雲が発生している。また、対流雲の下まで渦位の潜り込みが確認できる。

渦位の前面に収束域や暖湿気塊の流入があると活発な対流雲が発生するが、今回の事例でも本島付近には太平洋高気圧の縁辺から南よりの暖湿気塊の流入があった。このことから、成層圏起源の高渦位の下降がトリガーとなり、その前面に流入した暖湿気塊により活発な対流雲が形成され、クラウドクラスターに発達したことが分かる。



第3図 左：水蒸気画像の暗域 ($-30 < \text{輝度温度} < 0^\circ\text{C}$)
右：1日09時の300hPa面渦位とAからBの断面図

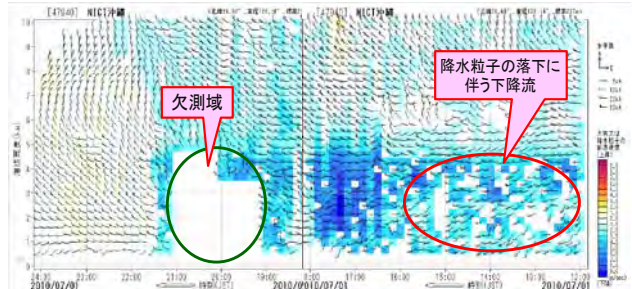
ここで、弧状の降水域の形成やその南下の要因について考えてみる。高渦位は乾燥気塊である。GSM数値資料の気温断面図(図省略)をみると、活発な対流雲の下に潜り込んでいる渦位の部分では、高度約1km以下で気温低下が見られた。これは、降水粒子の蒸発効果による冷氣塊の形成を示しており、この冷氣塊が弧状の降水域の形成と南下に関わっていることを示唆している。この点に着目し、3項ではウィンドプロファイラ等の実況監視資料の解析結果を報告する。

3 実況監視資料の特徴

3. 1 WPR解析

第4図に7月1日12時から24時までのNICT沖縄WPRの観測値を示す。1日10時頃から16時頃にかけて高度約4km以下で降水粒子の落下に伴

う下降流が観測されており、地表面に近づくにつれ次第に減少している。これは降水粒子の蒸発を示していると考えられる。また、この時間帯に第2図のレーダーエコー経過図では、本島北部を中心に層状性降水域の形成が見られることから、乾燥空気に流入に伴い、対流性降水域が乾燥空气中で蒸発し層状性降水域が形成され、その降水粒子が地上に落下する間に蒸発したと考えることができる。



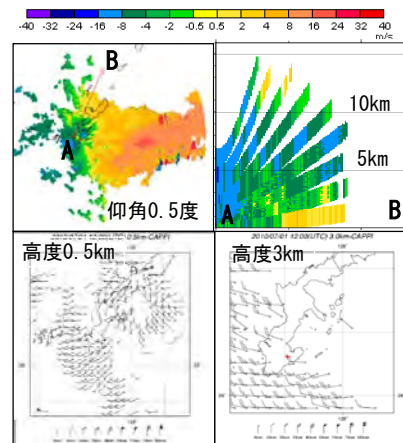
第4図 2010年7月1日のNICT沖縄の観測値

1日19時から21時頃には、高度約5km以下で欠測域が見られる。この時間帯は弧状の降水域がWPR観測所を通過中であり、また、その南下速度がはやまった頃に対応している。

以上の結果から、層状性降水域や弧状の降水域の形成およびその南下に、降水粒子の蒸発が深く関連していることは明らかであり、地表付近で強い冷氣塊が形成された可能性を容易に推定できる。

3. 2 ドップラーレーダー解析

第5図に7月1日21時のドップラーレーダー観測値を示す。第2図より、この時間は、弧状の降水域の西端が本島南部を通過中である。第5図上段左より、本島北部では発散場の形成が確認できる。上段右は、弧状の降水域の南北にそったAからBのドップラー速度の断面図であり、A点がドップラーサイトにあたる。上段左で見られた本島北部の発散場は、上段右より、高度約1km以下であることが分かる。また、第5図上段より、ドップラーサイト付近では高度約1kmから5km付近で強い収束域が確認されるが、これは第3図より、活発な対流セルに対応している。



上段左ドップラー速度分布 上段右：ドップラー速度の断面
下段左：高度0.5kmのVVP 下段右：高度3kmのVVP

第5図 2010年7月1日21時のドップラーレーダー図

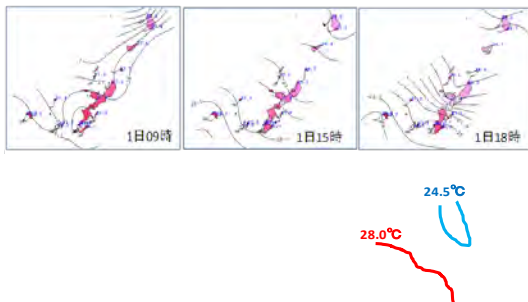
第5図下段左の高度0.5kmのVVPをみると、弧状の降水域の後面にあたる本島北部から中部にかけて発散場がみられる。これは上段右の下層1kmで見られた発散場に対応している。また、この下層発散場の前面、つまり弧状の降水域の南側からは西から南西風の流入が顕著である。

以上の特徴を考慮すると、この下層の発散場は冷気塊の形成に伴うメソ高気圧であり、弧状の降水域の発達、冷気塊に南からの暖湿気塊が流入して発生したことが推定できる。

3.3 気象時系列の解析

名護の7月1日気象時系列(図略)から、1日18時頃、弧状の降水域が通過しており、これに伴う温度低下が約2.5℃、気圧上昇が約1.5hPa、風向が南東から北東に変化し、風速の弱まりが確認出来た。

以上の特徴は、降水粒子の蒸発効果により冷気塊すなわちメソ高気圧の形成を示している。



気温は高度補正(0.65/100m)を実施。等温線は0.5度
第6図 2010年7月1日のアメダス気温経過図

第6図にアメダスの気温経過図を示す。なお、アメダス気温は高度補正(0.65/100m)をしている。

等温線をみると、1日18時頃から本島北部の恩納・金武地区付近で温度傾度の強まりが見られる。この温度傾度の強まりは、2.1項で述べた弧状の降水域の明瞭化と層状性降水域の消散に対応している。つまり、層状性降水域の蒸発に伴い地表付近で冷気塊が形成され、その影響で温度傾度が強まったことが分かる。また、温度傾度の強い所で活発な対流性エコーが発生している。

本島北部で形成された冷気塊は次第に強化され、1日21時には24.5℃まで低下した。本島南部の気温は28℃であり、その気温差は3.5℃になる。

弧状の降水域の南下が冷気塊の強さによるものすなわち重力流であると仮定し、その移動速度を以下の式(1)で計算すると、移動速度Vは約9ms⁻¹すなわち約30km/hとなる。

$$V = k(\Delta Tgh/T_0)^{1/2} \quad (1)$$

Vは移動速度、kは係数で1と仮定。T₀は地上気温で28℃、ΔTは気温傾度で3.5℃、gは重力加速度、hは冷気層の厚さで約800m(NICT沖縄WPRの落下速度減少の高度)と仮定。

2.1項でも述べたが、弧状の降水域の南下速度

は1日22時頃には約30km/hに達した。実際の降水域の移動には一般風も関わるが、重力流であると仮定して式(1)で求めた速度は、ほぼ実況と合っていると考えることができる。

4 まとめ

ア) 総観場の特徴

上中層トラフの通過後、その後から下降してきた成層圏起源の高渦位がトリガーとなり、クラウドクラスターが形成された

イ) 実況監視資料の解析のまとめ

NICT沖縄WPRやウィンドプロファイラ観測、名護の気象時系列から、弧状の降水域の北側の高度約1km以下で発散場が確認された。これは層状性降水の蒸発によるもので、気温低下、風向の急変と弱まりと気圧の上昇を伴っており、降水の蒸発に伴う冷気塊の形成によるメソ高気圧である。

また、アメダスの気温分布をみると、本島北部での冷気塊の形成とその南側の暖気の間で気温傾度の強まりが解析され、そこでは弧状の降水域が活発化していた。

5 考察と課題

弧状の降水域が一般風とほぼ直角に南下する特徴は、石原・田畑(1991)が定義したスコールクラスターの特徴と類似していたが、その他の特徴、例えば前部層状性領域、遷移領域、後部層状性領域の存在は確認できなかった。このことから、弧状の降水域の形成は、冷気塊に暖湿気塊が乗り上げ急激に発達したことによるものと考えている。また、降水域の南下は重力流によるものとする。

冷気塊は乾燥空気内での降水粒子の蒸発により形成されたと推定するが、これを確認するためには、気象庁非静力学モデル(以下JMANHM)を用いた蒸発効果有無の感度実験を行うことが求められる。Chang and Yoshizaki(1990)は、冷気塊が沖縄本島の山で遮られている期間は、降水は停滞性、冷気が山を越えて流れ出した時は移動性になることをシミュレーションで示している。このような地形による冷気塊の振る舞いもJMANHMの感度実験をとおして確認する必要がある。

調査報告その②では、DVD-JMANHMを用いた再現実験の結果と降水粒子の蒸発効果及び地形効果についての感度実験の結果を報告する。

6 参考文献

- ・ 気象研究所技術報告第27号(気象研究所、1991): 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特徴
- ・ Chang, C. Y. and M. Yoshizaki, 1991: Numerical study of the mesoscale convective system observed over the Okinawa island in the Baiu season, Submitted to Mon. Wea. Rev.

2010年7月1日に沖縄本島で大雨を降らせた弧状の降水域の発生要因 その②

----- DVD-JMANHMによる降水域の発生メカニズム及び構造解析 -----

石川美乃、久保直紀、根間幸美、永山武彦、上原政博、裁吉信（沖縄気象台）

1 はじめに

2010年7月1日17時頃から1日23時頃にかけて弧状の降水域が発達しながら沖縄本島を南下した。それに伴い1時間約60ミリの非常に激しい雨が降り、沖縄本島北部を中心に大雨災害が起きた。

この弧状の降水域の発生要因について、総観場天気図やドップラーレーダー、ウィンドプロファイラ等の実況監視資料を用いた調査結果を「2010年7月1日に沖縄本島で大雨を降らせた弧状の降水域の発生要因 その①」（以下 報告①）にて報告した。要点を簡潔に述べるが、孤状の降水域の発生のトリガーとなったのは、上層から下降してきた高渦位であり、孤状の降水域はその前面で発生した。また、その強化には、降水粒子の蒸発効果に伴う冷気塊の形成が関与しており、暖湿気が冷気塊により持ち上げられ対流が活発化したと推定した。

孤状の形状の形成にも冷気塊の関与が考えられ、地形による冷気塊の堰き止め効果等が影響している可能性があった。また、南下については、重力流によるものと推定した。

本調査では、報告①で得られた孤状の降水域の発生メカニズム及びその形状の形成並びに南下について解明する目的で、気象庁非静力学モデル（JMANHM）を用いて実験を行った。

2 再現結果

2.1 5km格子における再現実験

DVD-JMANHMを用いた再現実験を行った。計算に用いたパラメーターの設定は以下のとおりである。

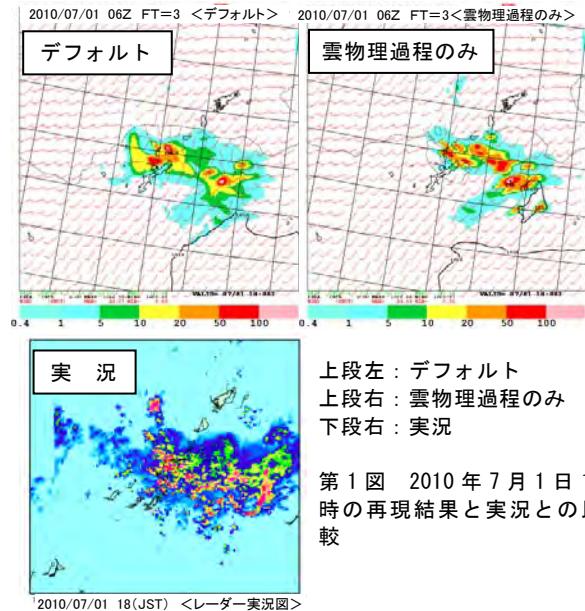
【5km格子の再現実験】

- ・初期値：2010年7月1日06（UTC）
- ・格子数：135×135
- ・積分時間間隔：20秒

なお、再現実験は、降水過程に雲物理過程とKain-Fritschスキーム（以下、KF法）を用いたデフォルト及び雲物理過程のみを用いた場合について行った。

第1図に7月1日18時の再現結果を示す。

デフォルトと雲物理過程のみを比べて見ると、共に着目する降水域の再現はよいが、その位置については、実況では本島南部まで降水が南下しているが、再現実験では北部までしか南下せず、ずれがみられた。また、本島の北海上に広がる層状性降水域の分布や孤状の降水域の強度については、

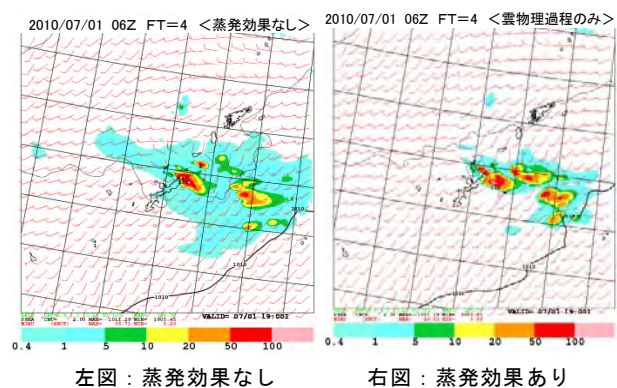


雲物理過程のみの方がデフォルトよりも実況に近い。しかし、位置ずれはあるものの、再現結果は満足できるものであり、以下では、降水過程に雲物理過程のみを用いた再現結果について述べる。

2.2 5km格子における感度実験

(1) 降水粒子の蒸発効果

第2図に降水粒子（雨水、雪、あられ）の蒸発効果有無の感度実験の結果を示す。なお、降水過程は雲物理過程のみを用いている。

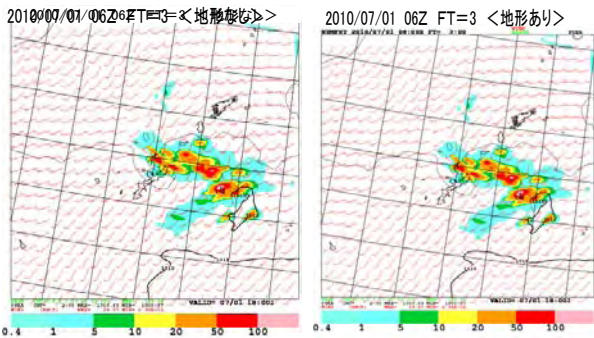


第2図 2010年7月1日19時の感度実験の結果

蒸発効果なし（左図）では、強い降水域の表現が弱まり、層状性の降水域は広く表現された。このことは、強い降水域の発生には、降水粒子の蒸発効果が影響していることを示しており、特に層状性降水域の蒸発効果が顕著であることを示している。

(2) 地形効果

降水強度については、地形の影響も考えられることから、地形有無の感度実験を試みた。その結果を第3図に示す。



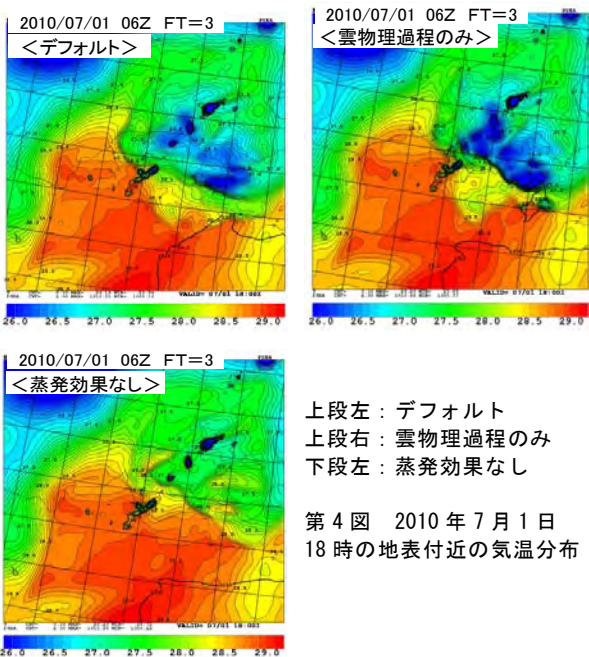
左図：地形なし 右図：地形あり

第3図 2010年7月1日18時の感度実験の結果

地形なし（標高ゼロ）にしても、降水強度の強さや降水の形状、位置に違いは見られなかった。この結果は、降水域の強度や形状に、地形による空気塊の強制上昇や地形を回り込む流れ等が影響していないことを示すものである。

(3) 冷気塊の形成について

次に冷気塊の形成について見るため、第4図にデフォルト、雲物理のみ、蒸発効果なしのそれぞれの地表付近の気温分布を示す。



上段左：デフォルト
上段右：雲物理過程のみ
下段左：蒸発効果なし

第4図 2010年7月1日
18時の地表付近の気温分布

各実験結果の気温分布をみると、弧状の降水域の北側には、降水粒子の蒸発効果により冷気塊が形成されたことが分かる。特に興味を引くのは、デフォルトと雲物理過程のみでは、冷気塊の強さは後者の方が強いことである。この違いは、降水過程にKF法を用いているか否かの違いである。

ここで5km格子の再現実験、感度実験についてまとめる。降水域の強度については、降水粒子の蒸発効果に冷気塊の形成が大きく影響しており、地形による影響はほとんど見られなかった。しかし、孤状の形状や降水域の南下については、5km格子での実験ではうまく再現できなかった。

これは、降水域がメソβスケールであるため、5km格子では分解能が粗すぎるのが要因の一つとして考えられる。このことから、5km格子モデルを親モデルとした2km格子の再現実験を行い、詳細な解析を行った。

2.3 2km格子における再現実験

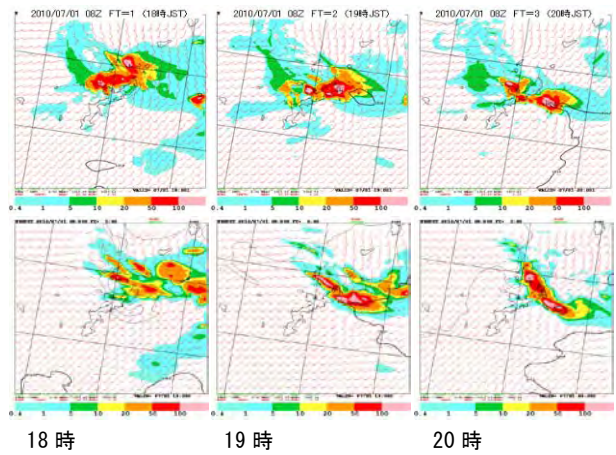
計算に用いたパラメーターの設定は以下のとおりである。

【2km格子の再現実験】

- ・親モデル：2010年7月1日06 (UTC)
- ・初期値：2010年7月1日08 (UTC)
- ・格子数：135×135
- ・積分時間間隔：8秒

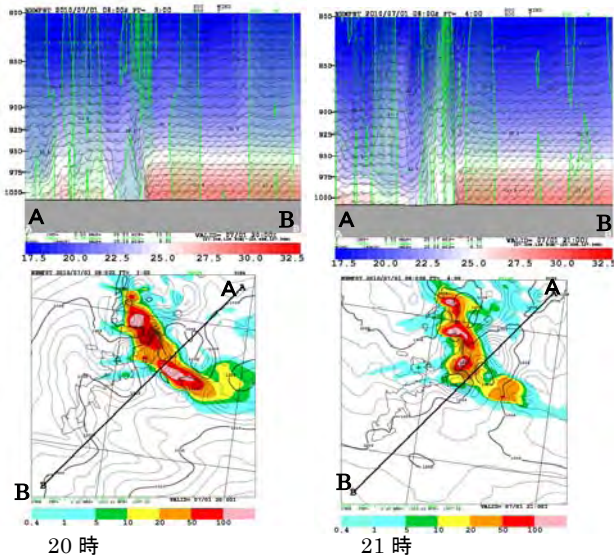
第5図にデフォルト（上段）と雲物理過程のみ（下段）の再現結果を示す。

第5図上段のデフォルトを見ると、第1図の5km格子の結果に比べ、本島北部の降水強度が強まり、弧状の形状についても実況に近い形状が表現され、降水域の南下も確認することが出来た。



上段：デフォルト 下段：雲物理過程のみ
第5図 2010年7月1日18時から20時の再現結果

5km格子の再現結果に比べ、降水域の強度、形状、南下についてそれぞれ改善されていることが分かる。特に雲物理過程のみでは、沖縄本島の東海上で、降水域が南下しながら孤状に形成されている様子が明瞭に再現されている。また、18時以降、南下速度がはやまり、21時頃には時速約30kmに達したことが再現結果から確認できた。これは報告①の2.1項のレーダーエコー解析で得られた特徴と一致している。



20時
21時
上段：風・気温・上昇流の断面図、
下段：地上降水・海面気圧
第6図 2010年7月1日20時から21時のAからBに沿った断面図

(1) 弧状の降水域の南下について

第6図に南下が早まった時間帯の地上海面気圧と降水域を北東から南西に切った上昇流と気温の鉛直分布を示す(降水過程は雲物理過程のみ)。

第6図上段より、弧状の降水域は、暖湿気が降水域の北側の冷氣塊にぶつかり急激に発達したことが分かる。また、下段より、弧状の降水域の北側にはメソ高気圧の形成が確認できる。このメソ高気圧は上段の気温分布をみると、冷氣塊に対応している。上段より、冷氣塊の厚さは約500mであり、南側の暖湿気との気温差は約3.5度であった。

これらの再現結果から得られた特徴は、報告①で述べたドップラー速度分布やアメダス気温分布から見られた特徴ともほぼ一致しており、弧状の降水域の南下が、冷氣塊の強さすなわち重力流によることを示している。

(2) 弧状の形状にかかわる地形効果

次に弧状の形状に冷氣塊の強さや地形による冷氣塊の堰き止め効果等が影響したか否かについて調べた。

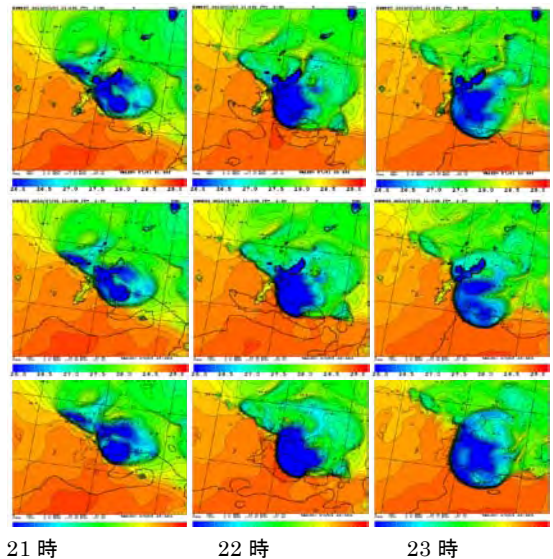
第7図は、地形あり、地形なし(標高ゼロ)、地形なし(全て海)について、地上気温の分布を示したものである。弧状の降水域の形成は、冷氣塊の気温分布に対応しており、弧状の凹の部分是最も気温低下が大きい。また、地形なし(標高ゼロ)にした場合でも、地形ありと比べ降水強度や南下に大きな違いは見られなかった。

第7図下段は、地形の影響をより詳しく確認するため、陸地を全て海に変更した(海陸比0:海、1:陸地)再現実験である。気温の分布を見ると、標高をゼロにした場合は、本島北部で気温の低下が見られ、冷氣塊の堰き止めが確認できたが、全

て海の場合は、陸地に相当する部分での冷氣塊の堰き止めは表現されていない。また、標高をゼロにした場合では、本島の島上で強い降水が表現されたが(図省略)、全て海にした場合では、その強まりが表現されなかった(図省略)。このことから、地形の粗度等による摩擦により、冷氣塊の南下が遅れたと考えている。

なお、標高を無くしたことで、山の表面の気温が地表面の気温に置き換えられた恐れもあるが、温位については、高度(気圧)で計算していることから、標高有無には影響を受けない。

以上のことをまとめると、弧状の形成には、冷氣塊の強さが主要な要因となるが、地面の粗度による冷氣塊の堰き止め効果も一部作用していることが考えられる。



21時 22時 23時
上段：地形あり 中段：地形なし(標高ゼロ) 下段：全て海
第7図 2010年7月1日21時から23時の地形効果有無についての感度実験(降水過程は雲物理過程のみ)

3 まとめ・考察

再現実験は、降水過程に雲物理過程のみを用いた場合に最も良かった。

弧状の降水域の降水強度については、降水粒子の蒸発効果が影響していることが確認出来た。また、その南下は、冷氣塊の強さによるものであり、調査報告その①で推定した重力流であることが分かった。

弧状の凹部分は最も冷氣塊の強さが強かった。また、地形なし(標高ゼロ)にした場合は、冷氣塊の形状には変化が無かったが、陸地を全て海に変更した場合と比べると、陸地に相当する部分では、冷氣塊が停滞していることが確認できた。

このことから、弧状の形状の形成については、冷氣塊の強さによるもので、動きについては、地表面の粗度による摩擦で冷氣塊が堰き止められ南下が遅れたことが推定できた。

2011年5月1日に沖縄本島で発生した大雨の発生要因について その①

----- 総観場及び実況監視資料からみた特徴 -----

永山武彦・根間幸美・石川美乃・久保直紀・上原政博、裁吉信（沖縄气象台）

1 はじめに

2011年5月1日03時頃から04時頃にかけて、沖縄本島の西海上から接近した線状降水域が読谷村付近で急発達し、本島中北部を中心に解析雨量1時間80mm以上の猛烈な雨が降った。

この線状降水域は、4月30日22時頃に久米島の西海上で形成されたテーパリング状の降水域が東進し、慶良間諸島付近でいったん衰弱した後、沖縄本島にかかると再発達した。

降水域が沖縄本島に接近して急発達する現象は経験的によく知られており、関連する調査も既に幾つか実施されている。最近の調査では、親富祖他（2009）、石川他（2010）が沖縄本島の山の影響や雨水等の蒸発効果により形成された冷氣塊の影響を示唆している。

今回の大雨もいったん衰弱した降水域が沖縄本島に接近して急発達したことから、親富祖他

（2009）、石川他（2010）が調査した事例と類似しており、発生要因について、過去の調査と同じ結果が得られれば、その結果は大雨予測の一般的な知見として活用できると考える。

このことから、本調査では、大雨の予測及び実況監視の強化に資することを目的とし、総観場天気図及び全球解析モデル（以下 GSM）等を用いて、線状降水域の各ステージにおける総観場の特徴を調査した。また、気象レーダーやウィンドプロファイラ等の実況監視資料を用いて、本島に接近して再発達した要因及びその発生メカニズムについて考察を行った。

2 総観場の特徴

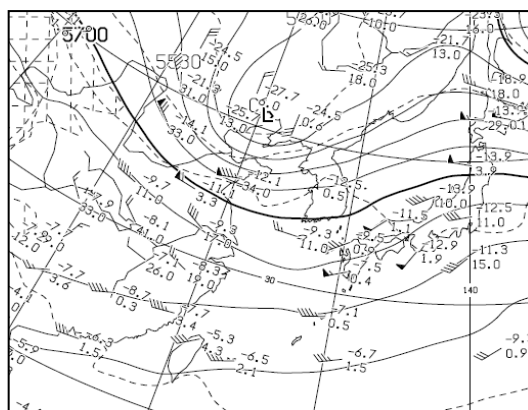
2.1 総観場天気図解析

降水域の発生期にあたる4月30日21時の地上天気図（図省略）では、停滞前線が沖縄本島から華中までのびており、本島地方は前線の南側の暖域内で太平洋高気圧の縁辺を回り込む暖湿気塊の流入しやすい場にあった。

850hPa面、700hPa面（図省略）では、沖縄本島付近は南西流場にあるが、降水域が形成された久米島の西海上は西風流場であり、線状降水域の発生地域は、西風と南西風の収束域にあたっている。

第1図に4月30日21時の500hPa面の高層天気図を示す。黄海付近と東シナ海にトラフが解析でき、その前面で線状降水域は発生している。また、300hPa面（図省略）では、強風核が沖縄本島の北海上にあり、線状降水域の発生はその南側に位置している。トラフと強風軸は東進し、1日09時頃には九州付近に達した。

以上の総観場の特徴から、線状降水域の発生は、素因として、下層における暖湿気塊の流入と収束域、誘因として、中上層のトラフや強風核の存在が考えられる。



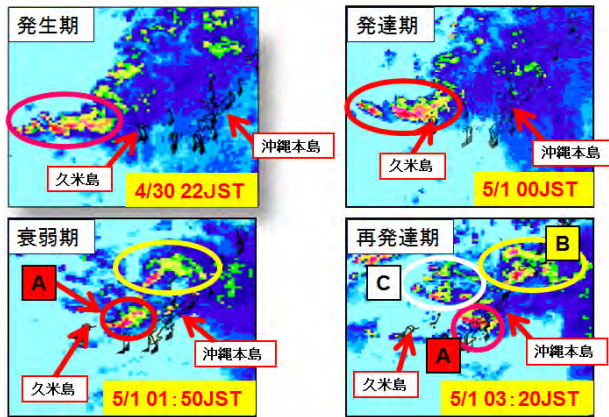
第1図 4月30日21時（JST）の500hPa面高層天気図

2.2 レーダーエコー解析

第2図に線状降水域の各ステージにおけるレーダーエコーを示す。4月30日22時頃、久米島の西海上でテーパリング状の線状降水域（以下 降水域A）が発生しゆっくりと東進、5月1日00時には最も発達した。その後、降水域Aは1日02時頃にかけて慶良間諸島付近でいったん弱まるが、1日03時頃には本島にかかり再発達した。また、1日02時頃から沖縄本島の北西海上に別の降水域Bが発生した。降水域Bは強まりながら東進し、1日03時頃に奄美諸島に移動したが、新たに沖縄本島北西海上には降水域Cが発生した。

着目している降水域Aの他にも降水域B、Cの発生が見られたことから、降水域Aの衰弱、再発達には、降水域B、Cが影響した可能性もある。

このことから、まず、それぞれの降水域の発生に関わる総観場の特徴に着目した。



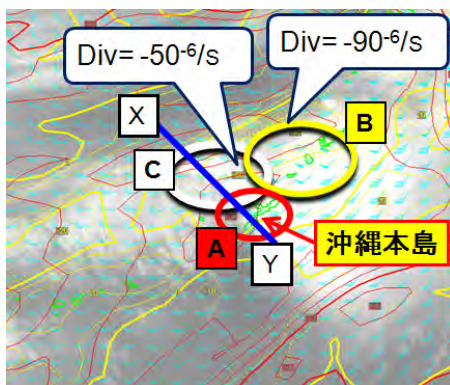
降水域 A (赤円)、降水域 B (黄円)、降水域 C (白円)
第 2 図 線状降水域の発生・発達・衰弱・再発達

2. 3 衛星画像解析

第 3 図は 1 日 03 時頃の水蒸気画像と GSM の 850hPa 面要素 (EPT、DIV、WIND) を重ねたものであり、降水域 A の再発達のステージに相当する。

図より、各降水域と 850hPa 面の収束・発散量 (以下 DIV) を比べると、降水域 B、C はそれぞれ、西風と南西風の強い収束域 $DIV = -90s^{-1}$ と $-50s^{-1}$ に対応して発生しているが、降水域 A は南西風の一様な場で発生しており、収束も他の 2 つの降水域と比べ $-20s^{-1}$ と弱い。また、降水域 B、C の北側には暗域が存在している。500hPa 面をみると (図省略)、降水域 B、C はそれぞれ $DIV = 90^{-6}/S$ 、 $50^{-6}/S$ の発散域に対応しているが、降水域 A は、比較的強い $DIV = -30 s^{-1}$ の収束域に対応している。

これは、降水域 A の再発達と降水域 B、C が発生した総観場の特徴が異なることを示唆している。



赤円は降水域 A、黄円は降水域 B、白円は降水域 C
第 3 図 5 月 1 日 03 時の水蒸気画像と 850hPa の EPT (赤線)、DIV (黄線)、WIND (水色) の重ね合わせ

2. 4 ウィンドプロファイラ (以下 WPR) 解析

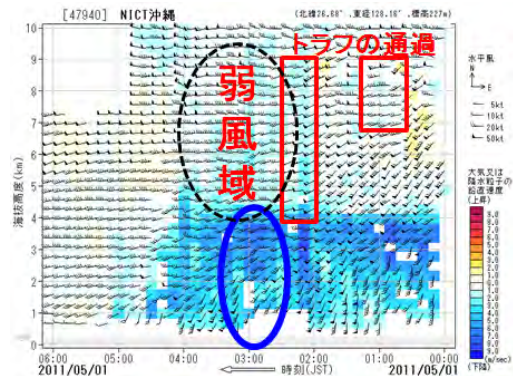
第 4 図に 5 月 1 日 00 時から 06 時までの NICT 沖縄の WPR 観測値を示す。1 日 01 時頃に上層 (7 から 9km)、02 時頃に中層から上層 (4 から 9km) 付近の風が南西から西風に変化していることから

トラフの通過が確認できる。また、4 月 30 日 22 時頃は欠測域となっているため (図省略)、名瀬の WPR (図省略) や GSM の予想資料を見ると、高度 5km 付近に強風核の入口があり、降水域 A はその南側に位置している。

このことから、降水域 A の発生期→発達期→衰弱期のステージ変化は、中層の強風核や中上層トラフの通過に伴うものであることが理解できる。しかし、再発達は中上層トラフ後面の弱風域で発生しており、他の要因が関わっていることを示唆している。一方、名瀬の WPR (図省略) をみると、1 日 02 時頃に上層トラフが通過した後、空白域が上層から中層へと次第に下降していることが確認できる。GSM の予想資料を解析すると、この空白域は乾燥空気に対応しており、高渦位 (0.3PVU 以上) の下降に伴うものである (図省略)。

なお、第 3 図の水蒸気画像で見られた降水域 B、C の北側の暗域は、GSM の予想資料から高渦位に対応しており (図省略)、降水域 B、C はその前面で発生したことが分かる。

NICT 沖縄の WPR からは他の特徴も読み取れる。1 日 03 時頃の層状性降水粒子の落下速度に注目すると、高度 3km 付近でやや強い落下速度が見られるが、地上付近では弱まっている。落下速度は降水粒子の粒径に比例することから、その弱まりは、降水粒子の蒸発を示唆していると考えられる。

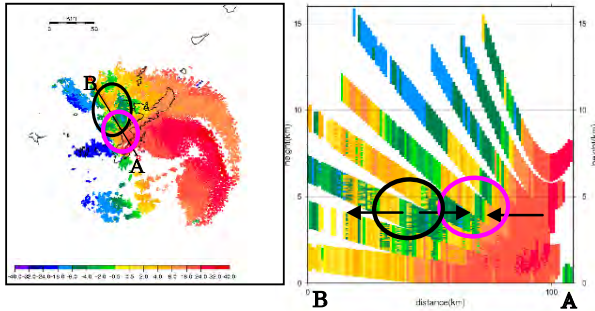


第 4 図 5 月 1 日 00 時~06 時までの NICT 沖縄の WPR 観測値 (風と鉛直速度)、□はトラフ

3. 1 ドップラー速度解析

第 5 図に降水域 A が再発達した 1 日 03 時のドップラー速度分布を示す。左図より沖縄本島の北西海上は顕著な発散場 (黒円) が確認できる。また、降水域 A の発生した付近では収束域が確認できる (ピンク円)。右図の断面図からこの発散場と収束域は高度 2km から 5km に分布し、特に高度 3km 付近で強い。また、1 日 03 時の VVP 風 (図省略) をみると、高度 3km では本島の西海上で西風と南西風の分布が見られ、発散場となっていた。また、高度 1km では、本島南部の西海上では南西風が強く、高度 2km 面でも同様な特徴が見られた。これ

は暖湿気塊の流入を示している。



○は収束域 ○は発散域 →はレーダーサイトに対する動径風
左図 水平分布 (仰角 3.3度) 右図: A-Bの断面図

第5図 5月1日03時のドップラー速度分布

ここで、第5図右の高度3km付近の強い収束域は、降水域Aに一致していることから、対流セルに伴う上昇流に対応していると考えられる。降水域Aが発生した下層(2km以下)には収束域は見られない。このことは、降水域Aの再発達のトリガーは、下層収束ではなく他の要因であることを示している。

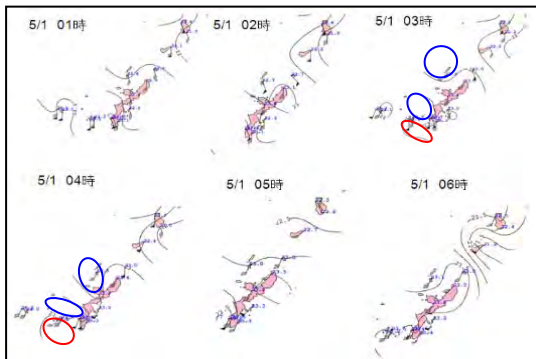
一方、第5図の高度3km付近の発散域は、降水強度鉛直分布をみると、層状性降水域に対応しており、降水域は消散傾向を示していた(図省略)。

このことは、発散域が降水粒子の蒸発に伴う下降流に対応することを示している。

3.2 気象時系列の解析

第6図に高度補正したアメダスの気温分布の時間変化を示す。1日03時から04時にかけて、本島の西海上に23℃以下の冷気塊が形成されていく様子が分かる。また、沖縄本島中部の低温域の南には南西風に伴う暖湿気塊が確認できる。

沖縄本島の西海上の冷気塊は、降水に伴い形成されたと推定するが、気温低下は1℃程度であり弱い。なお、第6図から、降水域Aの発生に深く関連する沖縄本島中部付近の冷気塊は、1日03時から04時にかけてほとんど停滞している。この時間に降水域Aも停滞しており、冷気塊の影響を強く受けていることが容易に推定できる。



高度補正は0.65℃/100m 等温線は0.5℃間隔
青円: 23℃以下の低温域 赤円: 23℃以上の高温域
第6図 アメダスの気温分布図

3.3 高層観測資料の解析

4月30日21時の石垣島の高層観測値(図省略)では、最下層の暖湿気塊(相当温位は354K)を持ち上げた時のSSIは-2.0、CAPEは2332kg/Jであり、強い潜在不安定の大気成層となっており最下層の大気を持ち上げた時の自由対流高度も200mと低かった。降水域Aの再発達のステージでは、下層の一般風が南西風であることから、沖縄本島付近の大気成層は石垣島付近と同様、強い潜在不安定であったと考えることができる。

4 まとめと考察

降水域Aの再発達のトリガーとなったのは、NICT沖縄WPRやドップラー速度分布、アメダス気温分布より、本島中部の西海上に形成された、弱い冷気塊であると推定する。降水域Aが再発達したメカニズムについては、沖縄本島中部の西海上で停滞した冷気塊に流入した高相当温位の暖湿気塊が冷気塊で持ち上げられたため、急速に降水域Aが発達したと考える。

5 課題

降水域Aの再発達のメカニズムを考える上で根幹となる、冷気塊の形成要因と冷気塊が本島中部の西海岸で停滞した原因については、実況監視資料の解析だけでは確実性に欠ける。

加藤(2010)は、雲低高度が低い雨雲からの蒸発効果による冷気塊は、気温低下が約1℃程度と弱くほとんど停滞し、同じ場所で対流セルが活発化し大雨となりやすいことを報告している。また、Chang and Yoshizaki(1990)は、冷気塊が沖縄本島の山によって遮られている期間は降水は停滞性。冷気が山を越えて流れ出した時は移動性になることをシミュレーションで示している。

これらの研究成果は今回の降水域Aの再発達と停滞の要因を考える上で重要なヒントを与えてくれる。調査その②では、DVD-JMANHMを用いた再現実験の結果と降水粒子の蒸発効果及び地形効果についての感度実験の結果を報告する。

6 参考文献

- ・親富祖努、裁吉信(沖縄気象台):平成21年5月20日に沖縄本島で想定外の発達をした線状エコーの発生要因、平成21年度沖縄管内気象研究会誌
- ・石川美乃、新垣秀治、裁吉信(沖縄気象台):2010年5月15日から16日にかけて沖縄本島で発生した大雨の要因について、平成22年度沖縄管内気象研究会誌
- ・Chang, C. Y. and M. Yoshizaki, 1990: Numerical study of the mesoscale convective system observed over the Okinawa island in the Baiu season, Submitted to Mon. Wea. Rev
- ・加藤輝之(気象庁):メソ対流系擾乱、平成22年度 気象大学校研修部予報業務研修資料

2011年5月1日に沖縄本島で発生した大雨の発生要因について その②

----- DVD-JMANHMによる降水域の発生メカニズム及び構造解析 -----

根間幸美・永山武彦・石川美乃・久保直紀・上原政博、裁 吉信（沖縄気象台）

1 はじめに

2011年5月1日03時頃から04時頃にかけて、沖縄本島の西海上から弱まりながら接近した線状降水域が読谷村付近で急発達し、沖縄本島北部を中心に解析雨量1時間80mm以上の猛烈な雨が降った。

この線状降水域は、4月30日22時頃に久米島の西海上で形成されたテーパリング状の降水域が東進し、慶良間諸島付近でいったん衰弱した後、沖縄本島にかかると停滞し再発達したものである。

「2011年5月1日に沖縄本島で発生した線状降水域の発生要因について その①」（以下 報告①）では、今回の線状降水域の再発達には、冷氣塊の形成が深くかかわっていることが推定されたが、その断定には至らなかった。

このことから、本調査においては、線状降水域の再発達の要因が冷氣塊によるものなのか、また、その停滞が何に起因しているのかを解明する目的で、気象庁静力学モデルを用いた再現実験と降水粒子の蒸発効果及び地形効果についての感度実験を行った。

2 再現実験の結果

2. 1 5km格子モデルによる再現結果

まず、DVD-JMANHMを用いて、5km格子のデフォルトモデルと降水過程に雲物理過程のみを用いたモデルの再現実験の結果を示す。なお、デフォルトモデルでは降水過程として、Kain-Fritschスキーム（以下、KF法）と雲物理過程を用いている。

再現実験では、2011年4月30日12UTC初期値と同日15UTC初期値で実施した結果、15UTC初期値の結果がよかったことから、以下では15UTC初期値の再現結果について述べる。

計算に用いたパラメータは以下のとおりである。

【5km格子設定パラメータ】

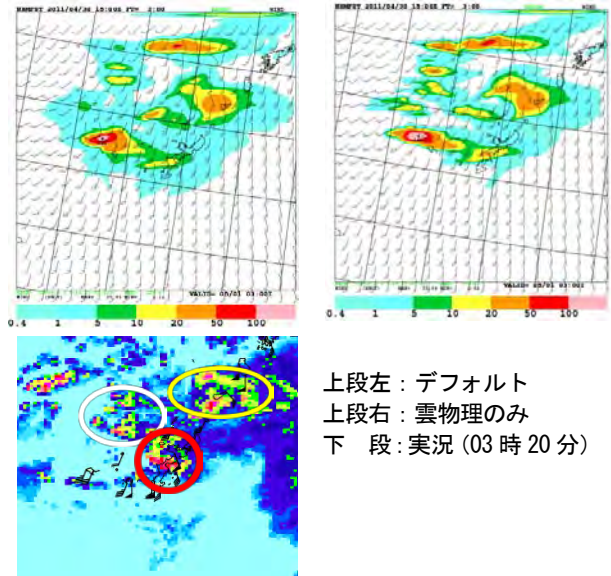
- ・初期値：2011年4月30日15UTC
- ・格子間隔：5km
- ・格子数：102×102
- ・緯度経度：26.5、127.5
- ・積分積算秒：20秒
- ・予想時間：6時間

第1図に5月1日03時のデフォルト、雲物理過程のみの再現結果と実況を示す。再現結果と実況を比較してみると、デフォルト、雲物理過程のみ共に、本島中部に停滞した線状降水域（以下 降水域A）の表現及び奄美付近の強い降水域（以下、降水域B）、沖縄本

島の西海上の線状降水域（以下、降水域C）が比較的良く再現されている。また、降水強度及び降水域の全体的な分布もほぼ再現している。

しかし、両モデルを詳しく比べてみると、デフォルトでは、強い降水域の周りに広く層状性降水を表現しており、実況と類似していない。雲物理過程のみを用いた場合は、デフォルトと比べ層状性降水域の表現や降水域の強度、形状が実況と類似している。

このことから、今回の調査では、降水過程として雲物理過程のみを用いた場合の再現結果をもとに、降水域Aの再発達と停滞した要因について調査を行った。



第1図 5km格子を用いた5月1日03時の再現結果と実況との比較 降水域A（赤円）、降水域B（黄円）、降水域C（白円）

2. 2 5km格子モデルによる感度実験の結果

第2図は5km格子の雲物理過程のみについて、降水粒子（雨滴、雪、あられ）の蒸発効果なしの感度実験を行い、蒸発効果ありを比べたものである。

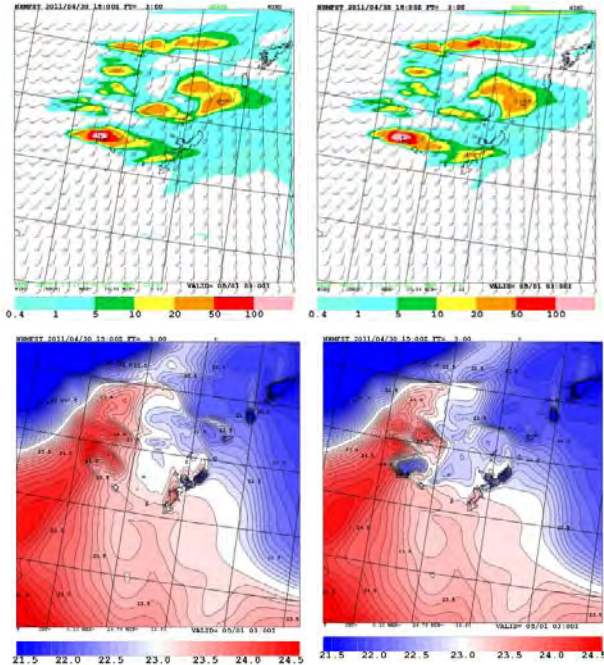
蒸発効果なしでは、降水域Aの降水強度20ミリ以上の領域が弱まり、全体の規模も小さくなった。また、層状性降水域が広く表現された。

このことは、降水域Aの強度は、降水粒子の蒸発効果が深く関与している事を示している。

降水域B、Cについては、ほとんど変化が無かった。このことは、降水域Aと降水域B、Cの発生要因が異なる事を示しており、報告①の考察と一致している。

気温分布に着目すると、蒸発効果ありでは、本島西沿岸部には約22.8℃の周りと比較的低い冷

気塊が存在し、降水域Aの北側と南側の温度分布には、約0.6°Cの気温差がある。また、冷氣塊の強さは弱く、降水粒子の蒸発により形成されたことが分かった。なお、蒸発効果なしでは、顕著な冷氣塊は見られなかった。



上段左：蒸発効果なし 上段右：蒸発効果あり
下段左：蒸発なしの気温 下段右：蒸発ありの気温
第2図 5km 格子を用いた5月1日03時の感度実験

2. 3 2km 格子モデルによる再現実験

着目している降水域Aは、水平スケールが十数キロとメソスケールに近い。このため、降水域の発生メカニズムを考える場合、より細かい分解能での再現実験が必要とされることから、2km 格子で再現実験と感度実験を行った。計算に用いたパラメータは以下のとおりである。

【2km 格子設定パラメータ】

- ・ 親モデル：2011年4月30日15UTC
- ・ 初期値：2011年4月30日17UTC
- ・ 格子間隔：2km
- ・ 格子数：132×132
- ・ 緯度経度：26.5、127.7
- ・ 積分積算秒：8秒

第3図に2km 格子での再現結果（デフォルトと雲物理のみ）と実況の比較を示す。

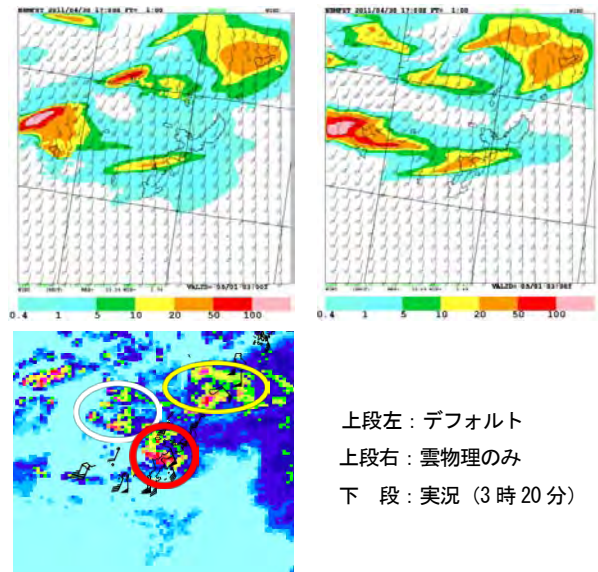
降水域Aは実況と同じ位置に再現されている。また、5km 格子と同様、降水過程に雲物理過程のみを用いた方がデフォルトと比べ実況との対応もよい。

2. 4 2km 格子モデルによる感度実験

第4図に蒸発効果有無の感度実験の結果を示す。

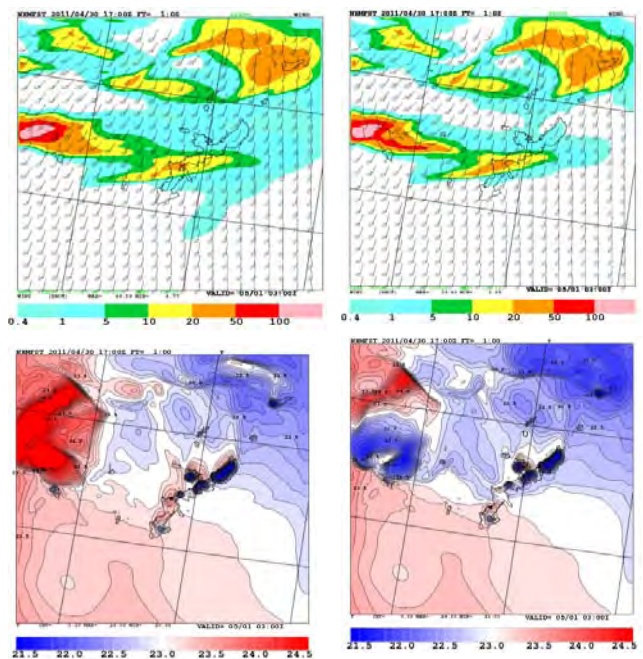
気温分布を比較すると、蒸発効果ありでは、降水域Aの北側の気温は22.5°Cであり、降水域の南北の気温

差は約1°Cあった。蒸発効果なしでは、このような顕著な気温差はみられない。



上段左：デフォルト
上段右：雲物理のみ
下段：実況（3時20分）

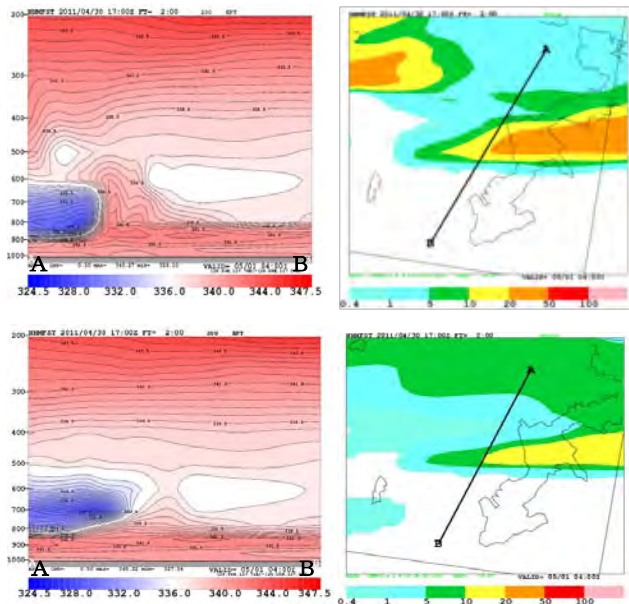
第3図 2km 格子を用いた5月1日03時の感度実験
降水域A（赤円）、降水域B（黄円）、降水域C（白円）



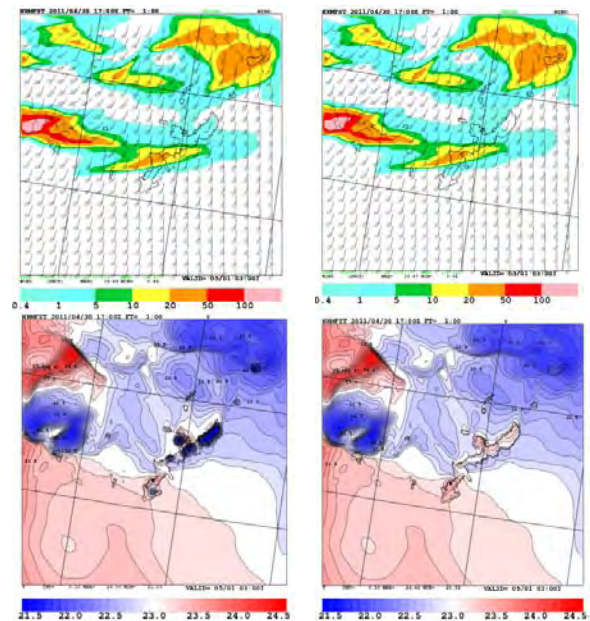
上段左：蒸発効果なし 上段右：蒸発効果あり
第4図 2km 格子を用いた5月1日03時の感度実験

第5図は、蒸発効果有無について、降水域AのAからBに沿った相当温位の鉛直分布を示す。その目的は、対流の発生メカニズムと強さをみることであり、相当温位を選択したのは、湿潤過程においてほぼ保存量となるからである。

第5図みると、蒸発効果ありでは、地表付近の高相当温位気塊が冷氣塊に対応する低相当温位気塊により持ち上げられおり、対流が活発化していることが分かるが、蒸発効果なしでは、このような特徴は見られず、対流は不活発である。



上段左：蒸発効果ありの相当温位 上段右：断面の位置
 下段左：蒸発効果なしの相当温位 下段右：断面の位置
 第5図 2km格子を用いた5月1日04時の感度実験



上段左：地形あり 上段右：地形なし
 下段左：地形ありの気温分布 下段右：地形なしの気温分布
 第6図 2km格子を用いた5月1日03時の地形効果有無の感度実験

2. 5 地形効果について

ここで、別の視点から降水域Aの発達要因を考えてみる。

降水域Aが再発達した読谷村付近は、沖縄本島の山間部と平野部の境界付近に当たっていることから、山を這い上がる効果や山を回り込む流れ等の地形効果も考えられる。また、報告①で述べたが、Chang and Yoshizaki (1990) による、「冷氣塊が沖縄本島の山によって遮られている期間は降水は停滞性になる」との研究結果についても確認する必要がある。

このような地形効果を調べる目的で、地形をより詳細に表現する 2km 格子での地形有無の感度実験を行った。その結果を以下に示す。

なお、設定パラメータは 2.3 項と同じである。

第6図は地形有無の感度実験の結果を示したもののだが、線状降水域の強度及び分布ともにほとんど変化がなかった。このことは、降水域Aの再発達に、山をはい上がる等の地形効果の影響はないことを示している。

また、気温分布についても大きな差は見られず、Chang and Yoshizaki (1990) による地形による冷氣塊の堰き止めは確認できなかった。

加藤 (2010) は、降水粒子の蒸発効果による冷氣塊の気温低下が 1°C 未満であれば、冷氣塊がほぼ停滞し、同じ場所で活発な対流が発達することを述べている。今回の事例も同様に、気温低下は 0.5°C 程度とそれほど強くないことから、冷氣塊はほとんど動かずに本島西沿岸部に停滞したと考えられ、この実験結果から、地形による冷氣塊の堰き止め効果が無いとは、一概に結論づけることはできない。

4. まとめと考察

(1) 降水過程による再現性の違い

本調査では、5km 格子と 2km 格子による再現実験を行った。その際、降水過程としてデフォルトと雲物理過程のみの 2 つの再現結果について比較すると、雲物理過程のみの方が再現性が良く、特に層状性降水域の再現について、実況と類似していた。この要因として、デフォルトでは KF 法による弱い降水が過剰に計算されることが考えられる。

(2) 降水粒子の蒸発有無の感度実験

雲物理過程のみを用いて、降水粒子の蒸発効果有無の影響を調べた。その結果、蒸発効果なしでは、降水域Aの強度が弱く、その規模も小さく表現された。一方、蒸発効果ありでは、蒸発効果なしと比べ降水域Aの強度は強く規模も大きくなった。また、気温分布に着目すると、蒸発効果ありでは、本島西沿岸部で冷氣塊の形成が確認されたが、蒸発効果なしでは冷氣塊は顕著ではなかった。これらの結果から、降水の蒸発に伴い形成された冷氣塊に暖湿気が流入して持ち上げられ、対流が強化されたことが分かった。

(3) 地形効果について

空気塊の山を這い上がる等の地形効果や地形による冷氣塊の堰き止めについて調べてみた。その結果、降水域Aの再発達について、地形の影響はほとんど見られなかった。また、堰き止め効果も確認できず、冷氣塊の停滞は地形によるものではなかった。しかし、加藤 (2010) が述べたように、冷氣塊が弱いため停滞した可能性もあり、地形による堰き止め効果については、今後の検討課題としたい。

ECMWF データによる北太平洋での波浪解析

平良明 (琉球大学理工学研究科)、

久木幸治 (琉球大学理学部)

1.はじめに

船舶の海難防止や運航計画、そして沿岸などの開発において波浪の特性に関する情報は必要不可欠である。また大気と海洋間での相互作用についても、波浪に関するデータはそのメカニズムを解明する基礎データの一つになる。

本研究は北太平洋における風向き、波向き、波高、周期などのデータの解析を行い、波浪の特性や風との関係について調べることを目的とする。

2.使用するデータについて

ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts;ヨーロッパ中期予報センター)

http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/ が提供している 2009 年の 1 月 1 日から 1 2 月 3 1 日までの 1 日毎の有義波高、スペクトル平均波向き、スペクトル平均周期、風向き、風速のデータを使用した (以後、単に波高、波向き、周期と記した)。

解析領域は、東経 120 度から西経 120 度、北緯 5 度から北緯 70 度における北太平洋全域の海域とした。

3.解析方法

解析領域の緯度、経度それぞれ 1.5 度間隔の格子点上の値で各パラメータ (波高、周期、波向き、風) の分布図を作成した。風の分布図はベクトルで示し、波向きについては単位ベクトルで示した。次に波向きを除く各パラメータの年平均、季節平均の分布図を作成した。季節平均では春 (4 月~6 月)、夏 (7 月~9 月)、秋 (10 月~12 月)、冬 (1 月~3 月) とした。波向きについては 1 年と各季節の最頻値の分布図を作成した。各格子点上の波向きを 36 方位に分類し、1 年あるいは各季節で最も頻度の高かった方向を、

その格子点における波向きの最頻値とした。

作成した各分布図を比較し、風と波の關係に注目しながら考察を行った。

4.結果と考察

年平均の風ベクトルの分布図 (図 1) では低緯度での貿易風、中緯度での偏西風、高緯度での偏東風の卓越した風の流れが確認できた。風速の年平均分布図では偏西風の影響と見られる強い風が中緯度の中央部で確認できた。

波の年平均周期の分布図を見ると、全体的に西から東に行くにつれて周期が長くなっていた。同様に波高の年平均の分布図より、中緯度付近では西から中部付近にかけて波高が高くなっているのが確認できた。このことから 1 年を通じて、主に北太平洋西側で発生した波が偏西風の影響を受けて発達し、東側に進むにつれて波高が高く、周期が長くなったと考えられる。

次に波向きの 1 年の最頻値分布図を見てみると、風の分布図 (図 1) とは異なる向きの波が多く確認できた。これは 1 年を通じて同じ方向に風が吹くわけではなく、気圧などの季節的要因や、うねりと風浪の混在による波向きの不一致などが原因と考えられる。

季節別の結果と考察は、ここでは夏と冬を例にして述べる。風ベクトルの分布図では、全体的に夏は風が弱く、波高も低い。一方冬は風が強く、波高も高い。夏の各データの分布図より、中緯度付近の東部では波高が高いことがわかった。これらは北太平洋の西側付近で出来た波が偏西風の影響で発達し、波高が高くなったものだと考えられる。また偏西風帯と貿易風帯の間付近の北緯 30 度から 40 度の中央部から東部にかけては風が弱いところが見られた。この付近は波高も低く、周期が高くなっているため、うねりがあると考えられる。波向きの最頻値 (図 2) を見るとこの付近では異なる波向きが混在しているが、これはうねりと風浪が混在しているからだと考えられる。

冬の日ごとの風分布図より、冬は中緯度の北太

平洋中央部付近で低気圧が発生しているのが確認できた。この付近では風速も最大で波高も高くなっていた。波向き之最頻値の分布図では、中緯度の西側から中部にかけて低気圧に影響されていると考えられるうねりが見られた。また中緯度と低緯度の間の風が弱いところでは、うねりと風浪が混在する場所が多く見られた。

5. 課題

今回の研究を行うにあたって、当初は波の伝わる向きは概ね風向きと一致するだろうと予想を立てていた。しかし実際に1年あるいは季節ごとに風の平均値、波向き之最頻値を求めて比較すると、波向きと風向きが一致しないところが多く見られた。これが平均値と最頻値のズレが原因だと考えられる。今回の研究では、風のデータは向きと大きさが分かるベクトル表示なので平均化することは容易であった。一方波向きのデータは向きしか分かっておらず平均化することは困難である。そのため、波向きに関してはある格子点上で回数の最も多い波向きの角度を最頻値として分布図を作成した。しかしそれでは2番目以降の波向きのデータが無視され、風向きの平均値と異なる向きを、波向き最頻値とする可能性がある。

また今回の研究では低気圧や高気圧など季節によって変化する気象要因をあまり考慮しておらず、それによる風や波の変化を上手く捉えることができなかつたかもしれない。これからの課題として、波と風の関係では日単位のさらに細かい解析が必要であり、さらに様々な気象要因と関連付けて考察することが重要である。

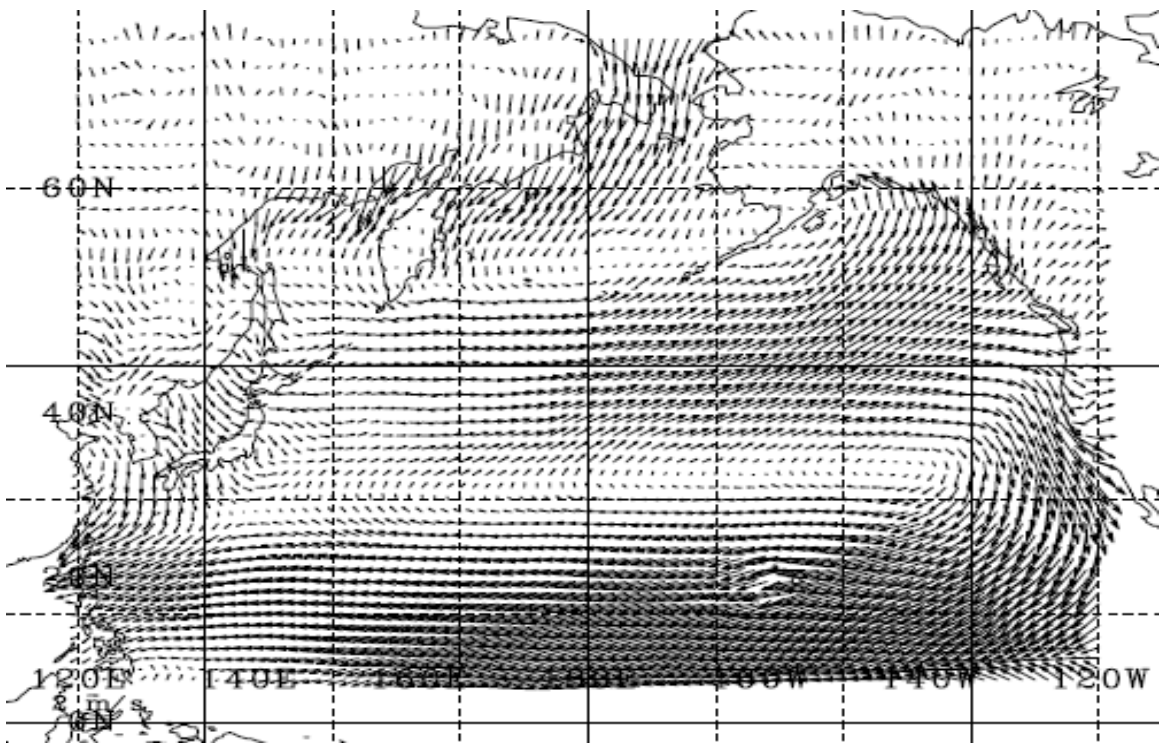


図1,2009年の風ベクトルの年平均

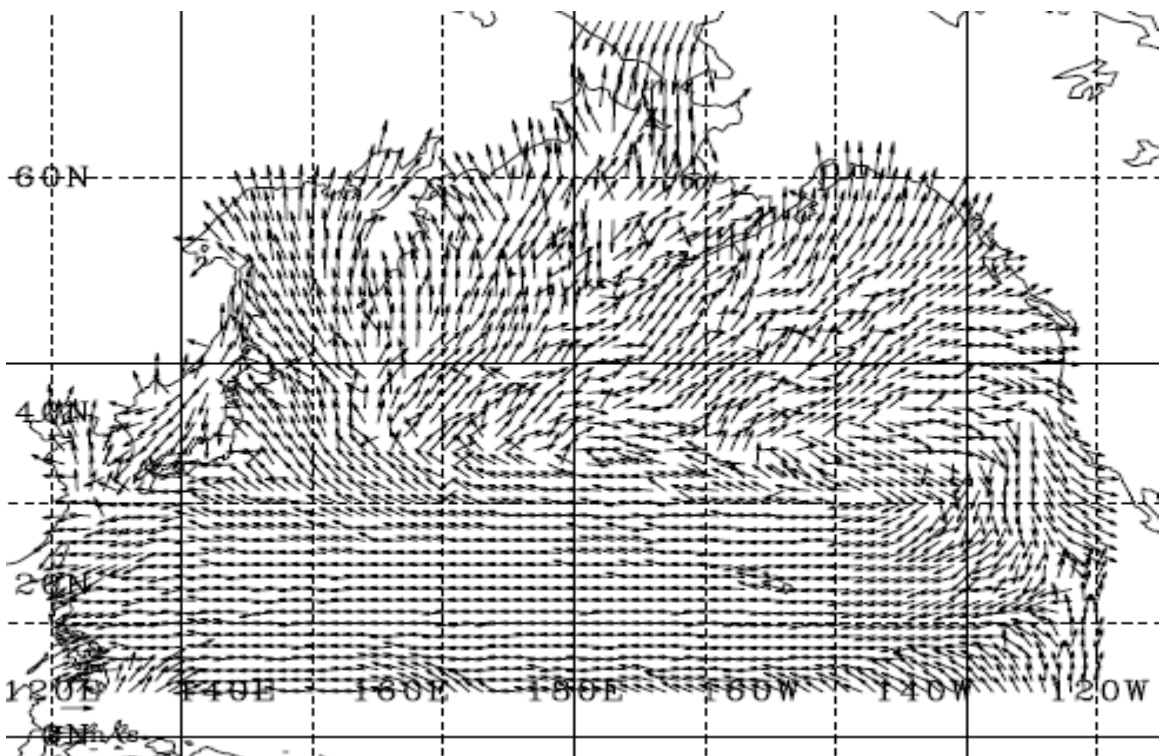


図2,2009年夏の波向き之最頻値

1 はじめに

琉大の千原キャンパスは、沖縄本島中南部の西原町千原に位置する。地形としては、標高 130m の高台にあり、その東側は中城湾に向かって急斜面、西側は東シナ海に向かってゆるやかな段丘となっている。このことは千原の気象環境に強く影響を与えていると考えられる。具体的には、海岸沿いの低地と比較して気温はいくぶん低くなり、それに伴って相対湿度は高くなると予想される。千原キャンパスでは、梅雨の時期や湿度が高い日の朝晩などに、霧が見られることが多い。一方、千原のある高台から少し下ると、霧は見られなくなる。このことから地形の高低差が気象に影響していることが推察される。

今回、千原キャンパスの気象環境を把握するために、キャンパスと東西の海岸沿いの低地に、合わせて 3 つの観測点を設け、2011 年 6 月以降、気温と湿度の観測をおこなってきた。2011 年 7 月から 12 月までの観測データと、沖縄気象台が観測している那覇の気温・湿度を比較し、那覇の天気概況等も参照しながら、千原キャンパスの気象環境について検討する。

2 観測

(1) 観測地点の設定

千原の気象環境は、主に標高による影響を強く受けると考えられる。そこで、観測点を千原キャンパスと、その東西の海岸沿いの低地 2 か所、計 3 か所に設定した。観測点の位置を図 1 に、図 1 に示してある北西 - 南東断面の標高分布を図 2 に示す。観測点には、アスファルトや建物による局所的な影響を受けないような場所を選んだ。観測点の概要を表 1 に示す。

(2) 使用測器とその設置方法

観測にはデータロガー付温湿度計(表 2)を使用した。観測項目は気温と相対湿度で、5 分間隔で計測した。測器は図 3 に示すように設置した。温湿度センサは自然通風式シェルターに収められており、地上から 1.5m の高さに取り付けてある。2 週間に 1 度現地へ赴き、データの回収や測器のメンテナンスなどをおこなった。

(3) 測器の検定

観測に用いる測器の検定をおこなった。温度の検定には標準温度計(安藤計器製工所、メーカー検定書付)を用いた。湿度の検定は飽和塩溶液法でお

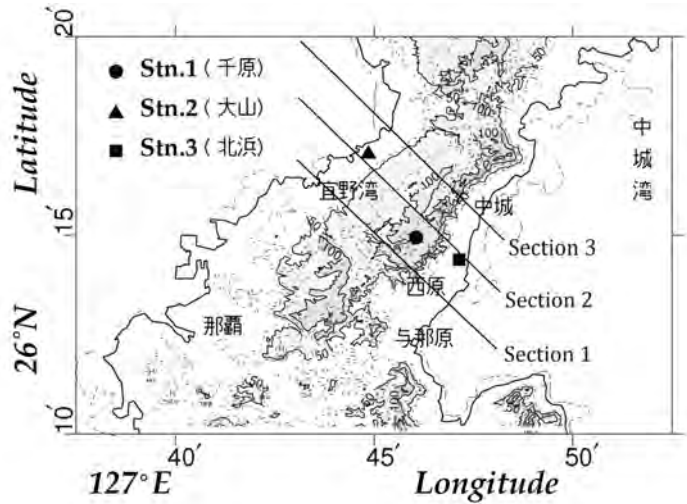


図 1 沖縄本島中南部に設置した観測点の位置。Stn. 1 との比較のために Stn. 2, Stn. 3 を設けた。Stn. 2 は宜野湾市大山の田イモ畑内のあぜ地にある。Stn. 3 は中城村北浜の畑と住宅が混在する地域の中の休耕地にある。

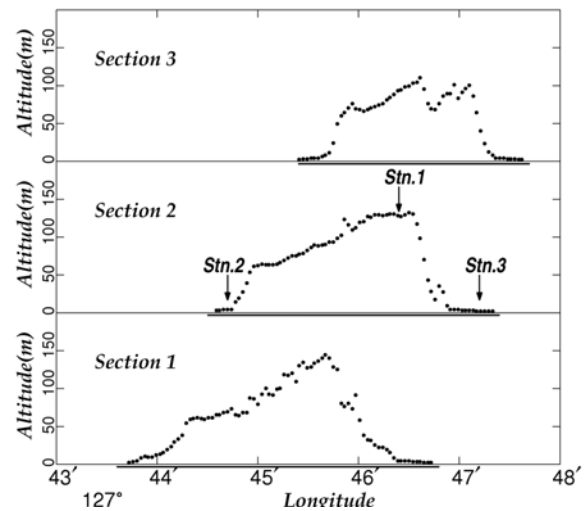


図 2 図 1 に示した北西 - 南東断面の標高分布。国土地理院「数値地図 50mメッシュ」を用いて作成。

表 1 観測点の概要。

	所在地	標高	観測期間
Stn.1	琉大千原キャンパス	130m	6/15～ ※
Stn.2	宜野湾市大山地区	5m未満	6/30～
Stn.3	中城村北浜地区	5m未満	9/30～
那覇	那覇市樋川(沖縄気象台)	28m	—

(※ Stn. 1 は 11 月に観測を一時中断した。)

こなつた。

3 使用データと解析方法

気温・湿度観測データの1時間平均値に器差補正したものを基本データとした。3測点の観測データに加え、比較のために那覇の観測データも用いる。那覇の観測データ(気温、湿度、気圧など)は気象庁のHPからダウンロードした。空気中の水蒸気をあらわす量として、測定した気温、湿度に加えて那覇の気圧を用い、混合比(水蒸気密度と乾燥空気密度の比)を求めた。これらのデータについて、日・旬・月平均データを作成した。

3測点および那覇とで各要素について比較し、各測点で異なる環境(標高・海からの距離、地表面など)が各要素に及ぼす影響について検討する。

4 観測結果と考察

(1) 旬平均値の比較

旬平均値の時系列図を図4に示す。

千原の気温は他の測点に対して一貫して低く、湿度は高い傾向にある。千原と他の測点とで差(他の測点-千原)をとってみると(図5)、千原の気温は他の測点に比べておよそ1℃低く、湿度は北浜ないし那覇に対して5%前後高い傾向にある。大山の気温・湿度は、観測期間は短いが詳しく見ると、北浜や那覇に対して少し異なった傾向を示している。

理論的には、空気塊が水蒸気の凝結を伴わずに100m上昇すると、気温が1℃下がる。気温差は概ねこれに一致する。したがって、気温差は空気塊の乾燥断熱変化が原因だと考えられる。

気温が下がると、対応する飽和水蒸気量が減少し、それに伴って相対湿度は上昇する。したがって、これが相対湿度差の原因だと考えられる。ただ、水蒸気量そのものが4測点で変わらないのか疑問が残る。そこで、混合比の比較をおこなった。図6に示すように、混合比は千原と他の測点ではほぼ等しい。このことから、他の測点に比べて千原の水蒸気量が多いわけではないことがわかる。

図5 各測点と千原との気温・相対湿度差。差は各測点の値から千原の値を引いたもの。

表2 使用したデータロガー付温湿度計。

	メーカー	測定精度(温度)	測定精度(湿度)
KADEC21-U/HTV	コーナシステム	±0.2℃	±2.0%
HOBO Pro v2	Onset社(米)	±0.2℃	±3.5%

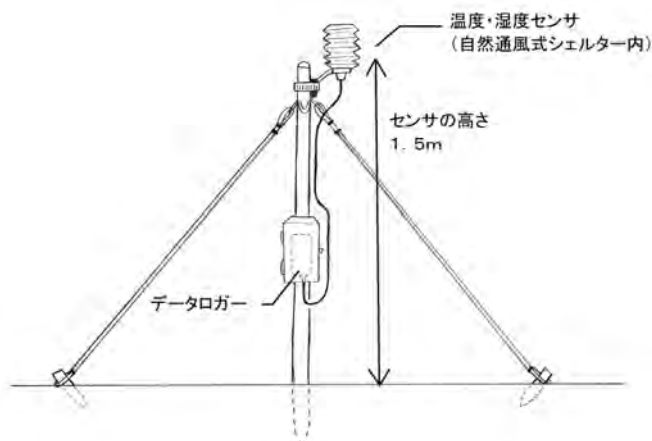


図3 測器の設置様式。

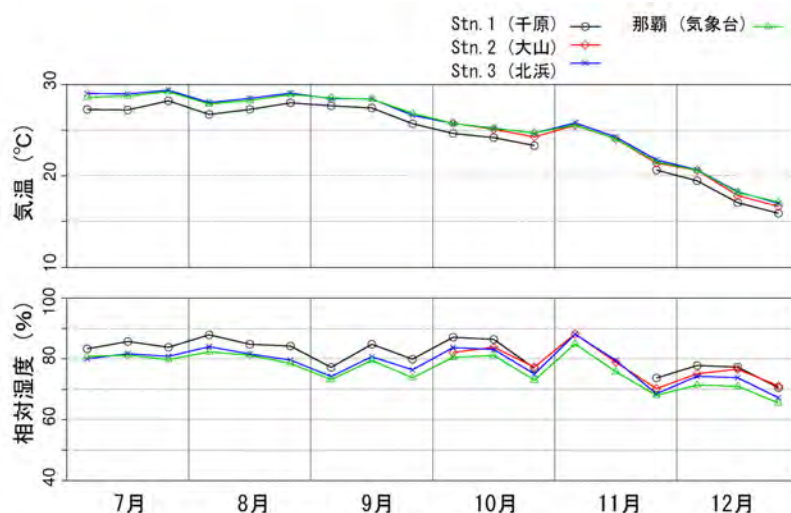
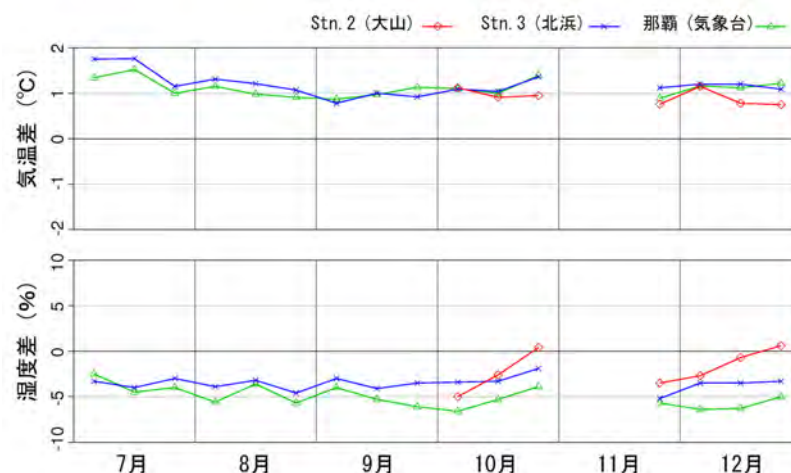


図4 3測点と那覇の旬平均値時系列。



(2) 1時間平均値の比較

日変化(1時間平均データ)を詳しく見ると、気温差・湿度差は必ずしも一定でない。

特に10月以降大山では、図7に示すように夜間の気温低下が他の測点に比べて大きい日がある。那覇の天気概況によれば、大山で気温低下が大きい日は、晴れていることが多い。一方、天気が悪い日の気温・湿度は北浜とだいたい一致する。このことから、気温低下の原因は放射冷却によるもので、大山の測点ではそれが起こりやすい地形環境にあると考えられる。ただし、現象の空間スケールがどの程度(10m程度、数百m程度)なのかは、検討の余地がある。

旬平均値で見たときに大山が北浜や那覇と少し異なった傾向を示すのは、この気温低下、それに伴う湿度の上昇が響いているためと考えられる。

5 計測上の考察

ここでは、本研究でおこなった気温・湿度観測そのものの精度や留意すべき点について考察する。

(1) 検定の妥当性

本研究では、気温・湿度観測データ(5分間隔)の1時間平均値データに、測器ごとの検定結果による補正をしたものを基本データとしている。この補正による、ばらつきの誤差(標準偏差)は、気温で最大0.3℃、湿度で1.0%となっている。

本研究での3測点観測データどうしを比較する際には、測器間の相対誤差が重要になる。測器間の相互検定の結果、1時間平均値での相対誤差は

気温で最大0.2℃、湿度で0.7%となっている。

したがって精度上、気温差1℃、湿度差5%は十分有意であり、これは先の考察とも矛盾しない。

(2) 自然通風式シェルターの影響

自然通風式シェルターの特性として、日差しが強く風の弱い日は、シェルター内の気温が外の気温に比べて高くなることが知られている。旬平均気温を見ると(図5)、7月から8月にかけて、那覇と比較して北浜の気温がわずかに高い。これにはシェルターの影響が出ている可能性も考えられる。

6 まとめ

本研究では、琉大千原キャンパスの気象環境を調べるために、キャンパスとその周辺で気温と湿度の観測をおこない、以下のことがわかった。

- 東西の海岸沿いの低地に対して、千原の気温は断熱変化によって約1℃低く、それに伴って相対湿度は5%前後高い傾向にある。
- 大山では他の測点に比べて夜間の気温低下が大きい日がある。その原因は放射冷却によるものと考えられる。

本研究での観測は、2012年12月までおこなわれる予定である。まずは通年の観測データを得て、3測点の季節変化の概要を把握することが大事だと考えられる。また、「はじめに」で述べたように千原では霧が見られることが多い。霧の目視観測をおこない、3測点の観測データと突き合わせてみることで、霧の成因や発生条件が特定できるかもしれない。

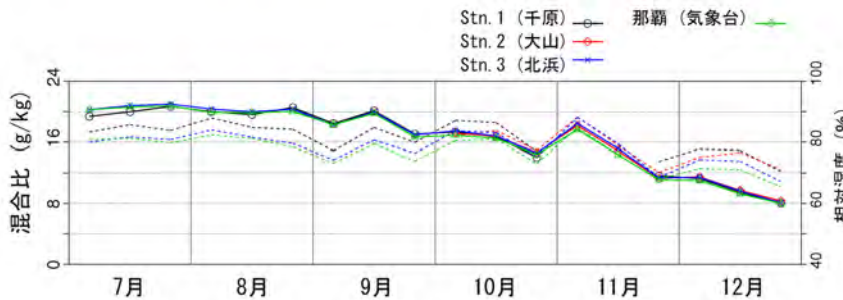


図6 3測点と那覇の旬平均混合比時系列(実線)。参考のために相対湿度(点線)も示した。

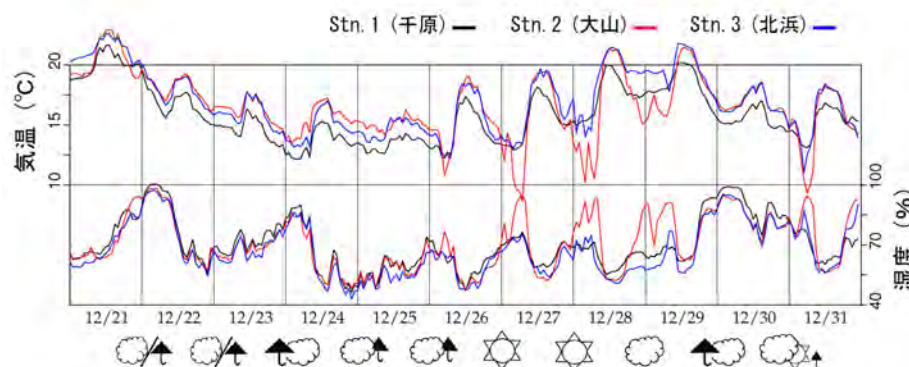


図7 大山で見られる夜間の気温低下の例。12月下旬の3測点の1時間平均値時系列。天気は当日夜間(18時～翌日6時)の那覇の天気概況による。

近年の気象データに見られる気候変動の影響

堤 純一郎 (琉球大学工学部)

1. はじめに

地球温暖化という現象が世界的な注目を集めてから久しいが、これには未だに一般的な気候変動としての見方と、人為的な原因による温室効果の結果としての見方が混在している。気温上昇の進行については、図-1 に示す WMO の資料に代表される多くの気象データが、その証拠として提示されている。これは長期間の統計データが示す一つの現象としては間違いないが、より大きな気候変動の一部なのか、地球温暖化という特別な現象なのか、これだけでは明確な照明はできない。

本稿は単純な気温変動だけではなく、地球温暖化やヒートアイランド現象によって現れると予測されている集中豪雨等の現象を同時に考慮し、気候変動の影響を考察するものである。

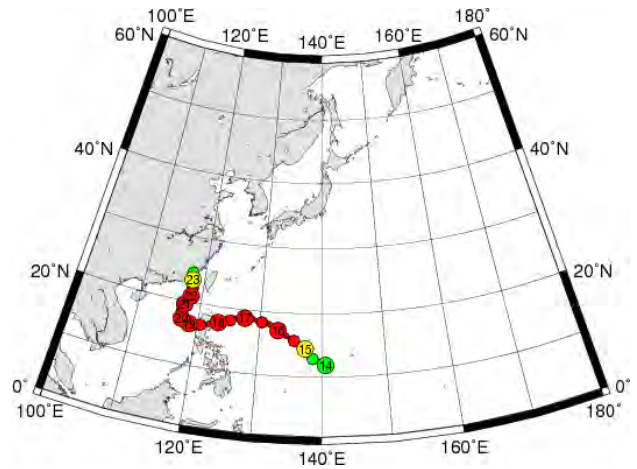


図-2 世界平均気温の変動

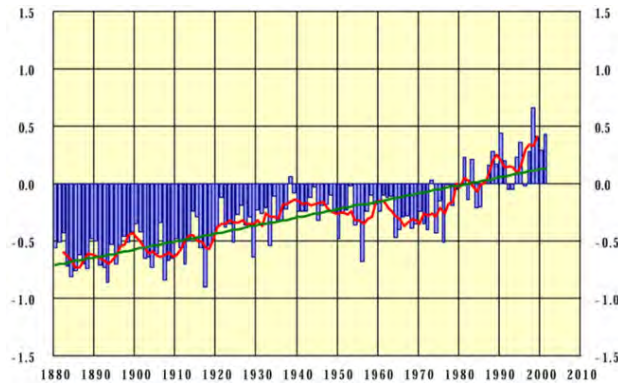


図-1 世界平均気温の変動

2. 2010年の集中豪雨

2010年10月20日から23日にかけて、沖縄近郊は集中豪雨に見舞われて、人的な被害も出ている。代表的な豪雨被害は石垣島と奄美大島で起こっており、かなり広範囲の豪雨であったことがわかる。図-2に示すように、その数日前から台風1013号がフィリピン北部を西進し、その後、北上して23日には台湾海峡に入ってから低気圧化している。台風を形成する湿った空気は多少影響していたかもしれないが、この豪雨は直接台風による雨ではない。

このような豪雨が起る原因は気象学的に種々解析されていることが予想されるが、ここではこの現象の統計的な考察から、気候変動の中における位置付けを考えるため、石垣島地方気象台と名瀬測候所における降水量データと気温データの記録値を上位10位まで、図-3と図-4に示す。なお、雨量強度は石垣島地方気象台は1時間降水量、名瀬測候所は10分間降水量で示している。

石垣島地方気象台の記録によると、この集中豪雨の記録は、1時間雨量強度は記録的には7位であり、際立って大きくは見えないが、実際には3位から9位までの記録は7mm程度であり、ほとんど同じ程度と見なすことができる。また、10位までの中には、最も古くは1898年から20年、30年程度の間隔をもって起こった現象であり、強い雨量強度は最近の傾向と言えないことではない。これを24時間降水量で見ると、10月22日の雨量は2位の記録となっている。さらに、3つの記録は10年以内であり、半数は20年以内に起こっているため、最近の傾向として、非常に大量の降雨が起こり易くなっていると言える。これを月別の積算降水量にすると、2010年10月が最高記録であり、これを含めて10位までの中に2000年以降の記録が4回現れている。これらは9月と10月の記録であり、台風の可能性も考えられるが、集中的な大雨が起こり易い傾向を示している。

名瀬測候所の記録によると、この豪雨は10分雨量強度では10位以内に入らないが、24時間降水量では最高記録となっている。さらに、月別降水量でも4位であり、極度に集中的な降雨ではないが、期間的に大量の雨が降り易い傾向にあったものと思われる。また、名瀬測候所では2000年以降の記録が10位以内に現れる回数は、10分間雨量強度で3回、24時間及び月別降水量でそれぞれ2回であり、統計期間の長さを考慮すれば、やはり集中的な大量の降雨が起こり易い傾向が見られると言える。石垣島と奄美大島は琉球弧のほぼ両端に位置するが、これらの2地点で同時に10位以内に入る強い降雨が観測されたのは、これが初めてであり、降雨の範囲の拡大と考えられる。

3. 最高気温の記録

図-3 及び図-4 に示された気温の3種類の記録値は両観測点ともに気温に関しては100年を越える長期間の観測から得られたデータである。

石垣島地方気象台で観測された日最低気温の記録はすべて1998年以降であり、2000年以降だけでも6回記録されている。名瀬測候所ではややばらつきがあるが、2000年以降で6回の記録がある。両観測点に共通する日はない。日最低気温の上昇はヒートアイランド現象の一つであるが、石垣市と旧名瀬市が近年、急速に発展した痕跡はないので、これらの記録は気候変動であろう。

月別平均気温ではやや年代にばらつきが広がるが、石垣島地方気象台では7回、名瀬測候所では6回の記録が1990年以降に観測されたものである。年間平均気温を見ると、石垣島地方気象台ではすべての記録が1990年以降であり、特に2000年代の記録が7回入っていることは特筆すべき点である。名瀬測候所でも同様に1つの記録を除いて、残りは1990年以降の記録であり、2000年以降については6回の記録がある。しかし、両観測点における順位は微妙に異なる。

4. 台風の発生地点の記録

1991年から2000年までの10年間と、2001年から2010年までの10年間の、台風の発生地点を図-5に示す。なお、1990年以前はほぼ(a)と同じ分布状況を示している。

2000年以前は経度180°付近まで、緯度も(b)に示す最近の台風の発生状況は、緯度も30°以南に広く分布しているが、2001年以降はフィリピンを挟む東西の海上の狭い範囲に集中している。

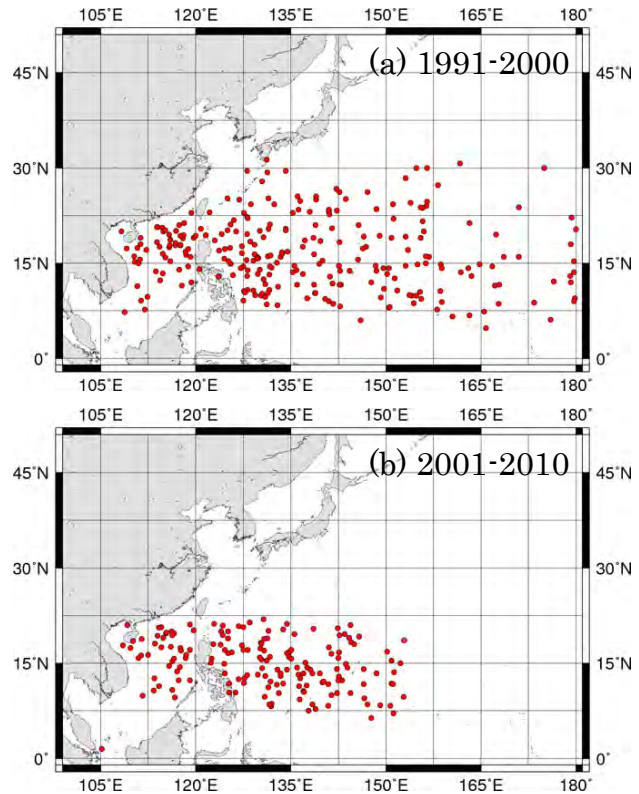


図-5 台風の発生地点の分布

石垣島 (沖縄県)

要素名/順位	1位	2位	3位	4位	5位	6位	7位	8位	9位	10位	統計期間
1時間降水量 (mm)	122 (1989/5/19)	111.8 (1944/11/1)	99 (1989/5/18)	98 (1970/12/12)	96.3 (1924/7/14)	95.4 (1957/5/14)	94 (2010/2/22)	92.5 (1898/8/6)	91.8 (1925/8/27)	88.7 (1937/3/30)	1896/11 Dec.10
24時間降水量 (mm)	410.5 (1984/4/18)	374 (2010/10/22)	336.5 (2002/10/30)	304.5 (1989/5/18)	304 (1981/7/22)	302 (2008/9/13)	297 (1997/8/17)	285 (1972/7/23)	278 (1981/8/31)	275 (1998/12/20)	Dec.10 Jan.71
月降水量 (mm)	933.5 (2010/10)	826 (2001/9)	732.5 (1898/10)	729.1 (1931/8)	716 (2002/10)	707.6 (1924/7)	687.8 (1965/6)	673.3 (1935/7)	671.7 (1936/5)	667.5 (2008/9)	1896/11 Dec.10
日最低気温 (°C)	29.7 (2007/7/18)	29.6 (2007/7/19)	29.6 (1998/8/27)	29.6 (1998/8/17)	29.5 (2010/7/8)	29.5 (2010/7/4)	29.5 (2007/7/17)	29.5 (2003/7/23)	29.5 (1998/8/28)	29.5 (1998/8/15)	1896/11 Dec.10
月平均気温 (°C)	30.7 (1956/7)	30.5 (2007/7)	30.3 (2003/7)	30.3 (1998/8)	30.2 (1998/7)	30.2 (1988/7)	30.2 (1983/7)	30.1 (1993/7)	30 (2001/8)	30 (1991/7)	1896/11 Dec.14
年平均気温 (°C)	25.4 (1998)	24.8 (2007)	24.6 (2009)	24.6 (2006)	24.5 (2008)	24.5 (2002)	24.5 (2001)	24.5 (2000)	24.5 (1999)	24.5 (1991)	1896 2009

図-3 石垣島地方気象台における降雨と気温の記録値

名瀬 (鹿児島県)

要素名/順位	1位	2位	3位	4位	5位	6位	7位	8位	9位	10位	統計期間
10分間降水量 (mm)	28 (1968/9/23)	27.5 (2008/11/6)	26 (2008/9/26)	26 (1990/9/18)	24 (1973/6/28)	23.5 (1999/6/11)	23 (1995/9/22)	23 (1990/8/4)	22.5 (2002/6/28)	22.1 (1960/6/10)	Jan.37 Dec.10
24時間降水量 (mm)	647 (2010/10/20)	581 (1976/9/10)	457.5 (1990/9/18)	414 (1975/7/2)	379 (1991/8/21)	360 (2002/8/29)	343 (1979/9/28)	327 (1997/9/15)	324 (1999/6/11)	285.5 (1992/8/7)	Dec.10 Jan.71
月降水量 (mm)	1480.1 (1957/9)	1096.5 (1976/9)	1001.9 (1916/8)	994.5 (2010/10)	984.7 (1922/6)	959.7 (1929/6)	955.5 (1979/9)	939.5 (2005/6)	903.4 (1959/6)	884.8 (1948/6)	1896/12 Dec.10
日最低気温 (°C)	29.5 (2003/7/14)	29.1 (1991/7/19)	29.1 (1979/7/12)	29 (2006/8/17)	28.9 (2006/8/16)	28.9 (2006/7/10)	28.9 (1991/7/5)	28.9 (1983/7/25)	28.8 (2007/7/5)	28.8 (2004/8/12)	1896/12 Dec.10
月平均気温 (°C)	29.8 (2006/7)	29.7 (2003/7)	29.6 (2007/7)	29.6 (1991/7)	29.5 (1979/7)	29.3 (2005/7)	29.3 (2001/7)	29.3 (1988/7)	29.3 (1956/7)	29.3 (1942/7)	1896/12 Dec.10
年平均気温 (°C)	22.6 (1998)	22.2 (2006)	22.2 (1977)	22.1 (2003)	22 (2007)	22 (2004)	22 (1991)	22 (1979)	21.9 (2001)	21.8 (2009)	1897 2009

図-4 名瀬測候所における降雨と気温の記録値

情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センターの紹介

杉谷 茂夫（情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センター）

1. 沖縄電磁波技術センター

情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センターは1972年北谷において郵政省電波研究所沖縄電波観測所として発足し、その後中城へ移転、通信総合研究所をへて現在の恩納村において情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センターとして活動しています。

当センターでは沖縄の亜熱帯気候や島嶼という土地柄を生かして、主に降雨・大気・海洋を対象とした観測機器の開発・研究を行ってきました。

2. 沖縄電磁波技術センターで開発した3センサ

当センターでは降雨・大気・海洋を観測する3つのセンサを有しております。

降雨観測センサ¹⁾としては5GHz帯偏波降雨レーダ(愛称: COBRA)を沖縄本島北部名護市に位置する山頂部に建設し、各種偏波機能およびパルス圧縮技術を使って降雨観測により降雨の研究を行っています。これまで、COBRAを使った研究ではレーダの開発はもとより降雨や台風の3次元分布の解明、降雨強度・水平風速・雨滴粒径の観測精度の向上を目指しています。

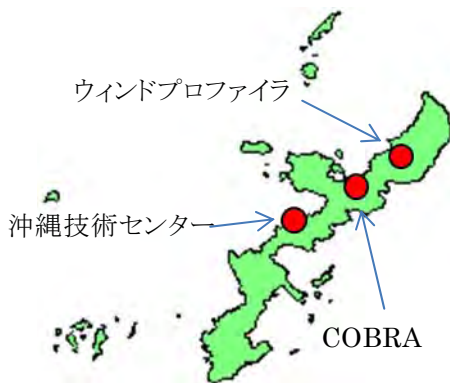


図 1. センサ設置場所とセンター

大気観測センサ²⁾として沖縄本島北部の大宜味村の山間に400MHz帯ウインドプロファイラを設置し、高度10km程度の上空までの風を観測しています。ウインドプロファイラでは大気乱流からのエコーで3次元の風速の推定を行いますが、降雨時には、降雨からのエコーと大気乱流を識別して、雨滴粒径分布の推定などの研究も行っています。また、音波面の伝搬速度から上空の音速を求め、気温を推定するRASS(Radio Acoustic Sounding System)の観測を日中の時間実施しています。取得された上空の風のデータは気象庁への配信も行っています。

海洋観測センサ³⁾としては日本国内では24MHz帯短波海洋レーダの開発を先駆けて行い、これらの研究成果からさらに遠方・広範囲の観測が可能な9MHz帯の遠距離海洋レーダを先島諸島の与那国島・石垣島に設置し、東シナ海を流れる黒潮の流れの解明や台風通過時の表層流の連続観測を行いました。これらの海洋の表層流情報は海上保安庁にデータとして提供していました。しかし、残念ながら石垣局は2010年に閉局しました。

3. これからのセンサ開発と研究

COBRAを利用した、改良型バイスタティック受信技術の開発⁴⁾を行っています。バイスタティック受信技術とは、通常降雨レーダは後方散乱波を受信してその降雨域を観測しますが、主レーダと異なるところに別の受信機を設置し、後方以外の方向へ散乱される側方散乱波を測定し利用する技術です。ドップラー偏移の測定では、異なる2方向での速度成分を測定することができ、降雨域内の風速推定が可能になります。

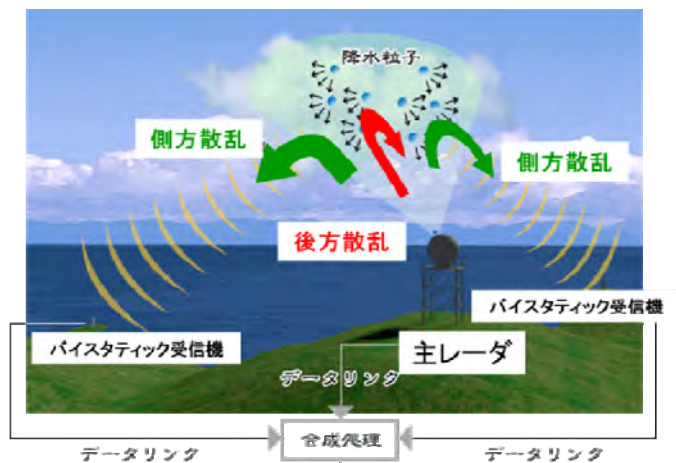


図 2. バイスタティック受信

バイスタティック受信技術は、受信局を複数設置しますが、送信局は従来通り1局で済むため、周波数の有効利用であり、複数のレーダを使用するデュアルドップラ観測よりコストの低減が期待できる点で研究されてきましたが、バイスタティック受信アンテナが広角のアンテナパターンを有する必要があり、そのためサイドローブレベルが十分低くできないため、サイドローブを通じての隣接する強いエコーの影響が抑圧できず、実用化にまで至っていません。当センターでは、疎な配置のアレイアンテナとデジタルビームフォーミングを組み合わせることで、こ

のバイスタティック受信技術の改良の研究を行っています。

海洋レーダは HF 帯を利用するために、その波長が長く、ビームを鋭くするために大きなアンテナが必要で施設が大きくなる傾向にあります。遠距離海洋レーダの場合、受信用のアレイアンテナの設置に 300m x 10 m と長大な、平坦な土地を利用しています。このことは海岸部の平坦な土地の高度利用が進んでいる日本では設置に大きな制約となります。将来、沿岸を広くカバーするためのレーダ網を整備する場合の障害になります。このため当センターでは分散型海洋レーダの開発を行っています。分散型海洋レーダとは、アレイの各素子アンテナに受信機を設置し、受信データを無線 LAN や光ファイバなどの通信手段で集め、信号処理することで鋭いアンテナビームを合成する方式で、各素子アンテナの設置を柔軟に行うことが可能になります。また、送受信部にソフトウェア無線機を利用し低価格で小型軽量低消費電力を目指します。

4. 沖縄で身近なサンゴ礁域の観測手法の開発

沖縄の島嶼はサンゴ礁に囲まれた島として世界的にも有名です。これらサンゴ礁周辺についての知見はまだまだ少なく海象・気象にわたってあらたな観測手法の確立が求められていると思います。沖縄電磁波技術センターは恩納村の海岸に位置する立地を大いに利用し、サンゴ礁域の自然を観測するためいくつかの機器開発を行っています。



図 3.水平走査シーロメータ回転機構

雲底高度の観測を行うシーロメータを水平方向に走査させて観測を行うことのできる架台を開発しました。シーロメータは赤外光レーザを送出してエアロゾルなどのターゲットからの反射光を測定する装置です。通常鉛直上方を観測する装置ですが、これをサンゴ礁の広がる海上付近を水平に走査し観測します。昨年末の試験観測では、サンゴ礁の端の波の破碎する領域に、海塩粒子によると思われる特徴的なエコーを観測できました。

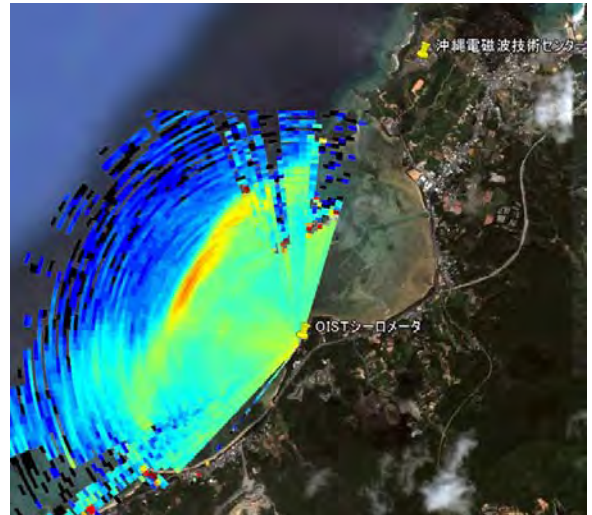


図 4. 後方散乱強度の水平分布

5. 沖縄本島西岸域での蜃気楼観測⁵⁾

2010年10月より翌年3月まで沖縄本島西岸域において蜃気楼発生時の24時間連続観測を行いました。観測点は沖縄本島北部の本部町水納島小中学校に望遠と広角の各レンズを備えた2台の固定カメラを遠隔操作により、約25km離れた読谷村残波岬方面を15分間隔で半年間連続の画像取得を行ったものです。

蜃気楼観測は蜃気楼の発生頻度や条件を知るとともに蜃気楼現象を見ることのできる海域の海面上の気温推定に応用できると期待できます。観測された蜃気楼の画像からその画像の屈折率をレイトラッキング法などにより推定することにより、屈折率の支配的な要因である気温の鉛直構造を推定します。画像解析は琉球大学と共同して研究を行う予定です。

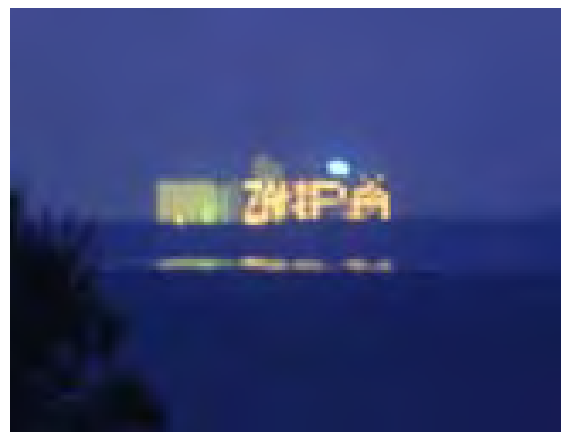


図 4. 下位蜃気楼の観測画像例

参考文献

- 1) 中川 勝広、花土 弘、佐藤 晋介、高橋 暢宏、井口 俊夫、福谷 晃一 Development of a new C-band bistatic polarimetric radar and observation of typhoon events 2003 31st AMS Conference on Radar Meteorology

- 2)足立 樹泰 Development of a 400 MHz-band Wind Profiler Radar with RASS 2003 Journal of the Communications Research Laboratory, Vol.49, No.2, pp.211-216
- 3)佐藤 健治、松岡 建志、児島 正一郎、藤井 智史 バイスタティック短波海洋レーダによる表層流の観測 2003 電子情報通信学会 宇宙・航行エレクトロニクス研究会、Vol.103、No.100、pp.1-5
- 4)川村 誠治, 花土 弘, 杉谷 茂夫, 中川 勝広, 沖縄偏波降雨レーダ COBRA による改良型バイスタティック観測システム 電子情報通信学会技術研究報告. SANE, 宇宙・航行エレクトロニクス 110(8), 13-18, 2010-04-15
- 5)杉谷 茂夫, 花土 弘, 川村 誠治 沖縄本島西岸域における蛋気楼連続観測 日本気象学会春季大会講演予講集 99, 338, 2011-04-30