

2006 年度 関西支部年会講演予稿集

日時：2006 年 6 月 17 日（土）

会場：大阪府立女性総合センター（ドーンセンター）

1. 気温、相対湿度による 1983 年 5 月日本海中部地震の前兆現象・・・・・・・・・・ 1
*薩谷 泰資（イオン情報研究所）
 2. 京都市において春から初夏に発現した急激な気温降下の事例について・・・・・・・・ 3
*藤井 健、土屋 香奈、泉 裕史、沖本 真由美、副松 孝史、中山 彩佳（京都産大・理）、
宗和 孝幸（飯田女子高）
 3. 京阪神周辺における線状積雲対流雲群（その解析と今後の展望）・・・・・・・・ 7
*東 邦昭、清原 康友（神戸大・院・自然）、
山中 大学（JAMSTEC-IORGC、神戸大・院・自然）
 4. やまじ風発生時の気象状況について・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 11
*紀井 伸章（香川大・院・教育）、高見 佳浩（大阪管区気象台）、
森 征洋（香川大学・教育）
 5. 2006 年 3 月 11 日の瀬戸内海周辺の濃霧の解析・・・・・・・・・・・・・・・・ 15
*牧田 広道、依岡幸広（高松地方気象台）
 6. 北海道西岸小低気圧の発生時に見られる正渦度極大域の移流・・・・・・・・ 19
*古田 英文（気象情報教育研究会）
 7. 梅雨期にみられる降水量偏差の南北差に関する解析・・・・・・・・・・・・・・・・ 23
*北見 佳史、里村雄彦（京都大・院・理）
 8. 梅雨期の九州における降水の日変化と梅雨前線周辺域の大気場について・・・・・・・・ 27
*羽賀 泰之（岡山大・院・教育・理科教育専攻）、加藤 内蔵進（岡山大・教育・理科教室）、
塚本 修（岡山大・院・自然科学）
 9. 盛夏期から秋雨初期の季節進行における降水特性と大規模場の特徴・・・・・・・・ 31
*盛 宣誠（岡山大・院・教育・理科教育専攻）、加藤 内蔵進（岡山大・教育・理科教室）、
塚本 修（岡山大・院・自然科学）
 10. いわゆる「揚子江気団」という捉え方の問題点について・・・・・・・・・・・・ 35
*加藤 内蔵進（岡山大・教育・理科教室）
 11. TBB 分布から調べる台風の日変化に関する解析・・・・・・・・・・・・・・・・ 39
*西尾 祐一、里村 雄彦（京都大・院・理）
 12. 衛星搭載マイクロ波放射計による全球高分解能降水マップ（GSMaP）・・・・・・・・ 43
*久保田 拓志（JST/大阪府大）、重 尚一、岡本 謙一（大阪府大・工）、
CREST 岡本チーム
-

気象学会関西支部

昭和58年(1983)日本海中部地震の前兆現象

薩谷 泰資(イオン情報研究所・神戸イオン商会)

上記地震は、5月26日11時59分M7.7、深さ14kmで秋田県、青森県西方沖の海底で発震している。

「理科年表」は右記(番号423, 1983.5.26(昭和58) 40.4' N139.1' E M7.7 秋田県沖 : 「昭和58年日本海中部地震」 : 被害は秋田県で最も多く、青森・北海道がこれに次ぐ。日本全体で死104(うち津波によるもの100)、傷163(同104)、建物全壊934、半壊2115、流失52、一部損壊3258、船沈没255、流失451、破損1187、津波は早い所では津波警報発令以前に沿岸に到達した。石川・京都・島根など遠方の府県にも津波による被害が発生した。)。

前兆現象については茂木清夫著「地震予知を考える」岩波新書にはかなり詳しく記されているのでその所を引用する。

まず、短期的前兆としての前震である。

本震の震源とほとんど同じ場所で前震活動があった。図5.2は東北大の長谷川昭さんたちによるもので、a図は前震で、図の中央に地震が集中しているが本震の震央とほとんど同じところでおこった。b図は本震と余震で、中央の大きい白星印が本震の震央、北端近くの小さい白星印が本震の26日後の6月21日におこった最大余震(M7.1)である。余震域ははじめに少し南のほうにも拡大したが、その後、北のほうに顕著に拡大し最大余震がおこった。

前震活動は本震の12日前の5月14日22時29分のM5.0の地震ではじまり、直後に小地震が続発して終わった。ここ数年間、本震を含むかなり広い範囲で、M4.0以上の浅い地震がなかったことで、この活動は前震であったと考えられる。(図は省略するが当日OHPで表示予定)

地上気温と相対湿度の時間的組合せ(1時と14時)によっても大地震の前兆現象の特長を見出すことが可能となってきたので本地震にも適用したので報告する。

今度は気温、相対湿度のデータはインターネットの出力(気象庁)を使用したので時間的には3時と15時の組合せとなっている。

図1は震央に近い秋田の1983年5月のデータである。気温では7日、14日、17日、22日の4回逆転しているが、相対湿度の変化は小さい。引用文では前震活動は5月14日22時29分のM5.0の地震ではじまり直後に小地震が続発して終わった。となっている。

図2は青森の5月のデータ、気温の低い所で逆転、相対湿度の変化は小さく17日1回のみで、10日に発震している。秋田、青森データの相違については検討してみたい。

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日:2006/05/17

国 NO: 81-19835

発生日時: 1983/05/26 11:59

地震名: 昭和58年日本海中部地震

観測場所: 秋田

マグニチュード: 7.7

深さ: 14Km

測定年月: 1983年5月

測定時間: 3時・15時

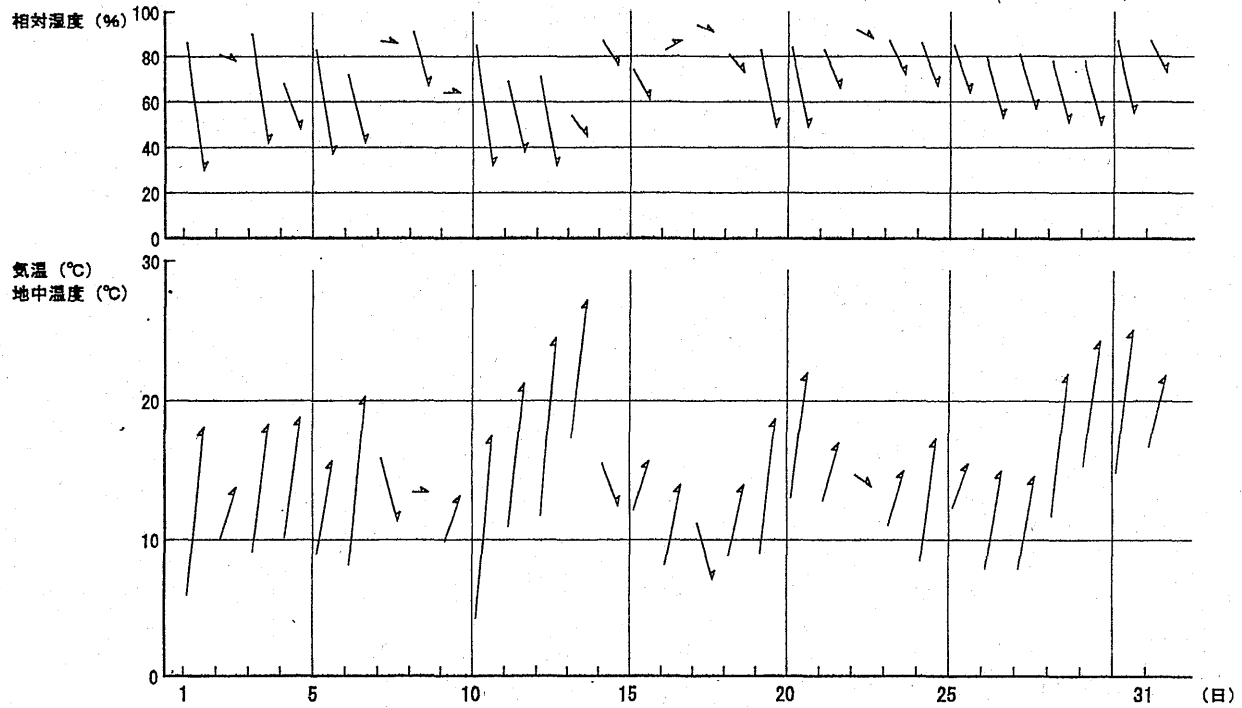


図1 秋田における1983年5月の気温, 相対湿度(3時、15時)の日変化と地震

気温・相対湿度による地震予測グラフ

作成日:2006/05/17

国 NO: 81-00835

発生日時: 1983/05/26 11:59

地震名: 昭和58年日本海中部地震

観測場所: 青森

マグニチュード: 7.7

深さ: 14Km

測定年月: 1983年5月

測定時間: 3時・15時

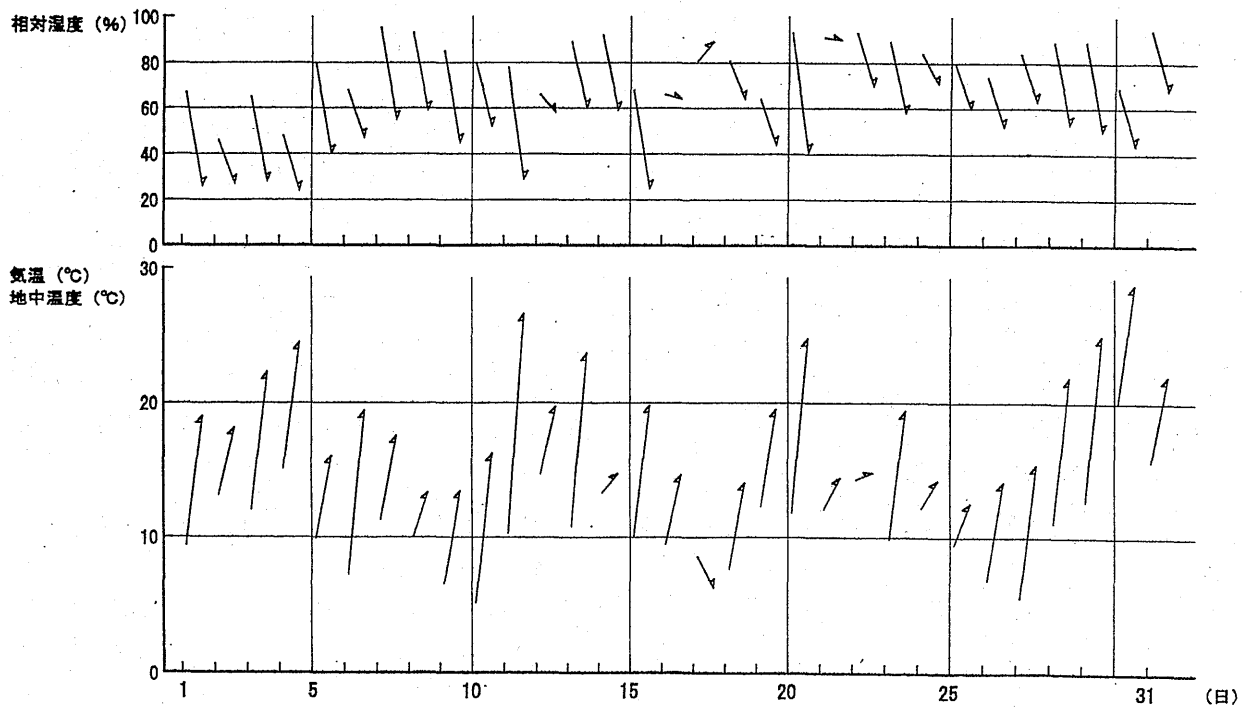


図2 青森における1983年5月の気温, 相対湿度(3時、15時)の日変化と地震

京都市において春から初夏に発現した急激な気温降下の事例について

*藤井 健・土屋香奈・泉 裕史・沖本真由美・副松孝史・中山彩佳 (京都産大・理)・
宗和孝幸 (飯田女子高)

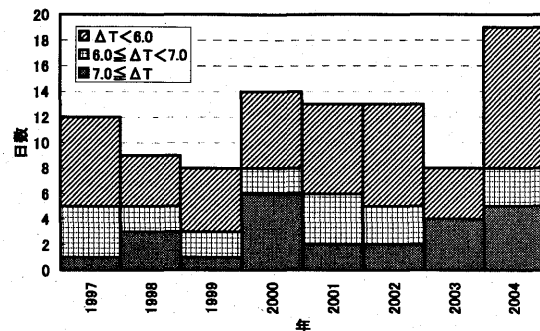
1. はじめに

2005年度日本気象学会関西支部第3回例会では、2005年4月26日正午過ぎに京都市で起こった最大瞬間風速 20.3ms^{-1} の突風と20分間に 9.3°C の気温降下の事例について解析した結果を発表した (宗和ほか, 2006)。この現象は、南下してきた帯状降水セル群の先端付近に存在している強いエコーを伴ったガストフロントによるものと考えられた。今回は、京都市において春から初夏にかけて発現した急激な気温降下の事例を調べた結果を紹介する。

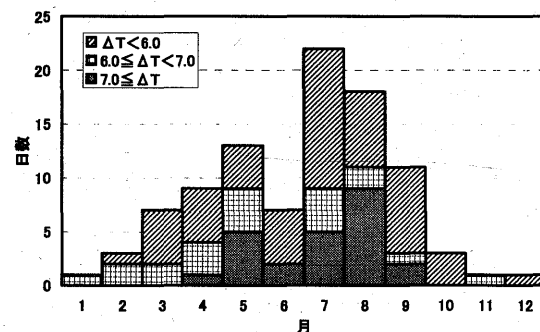
2. 京都市における急激な気温降下の事例

まず、『気象庁年報 CD-ROM』収録の毎時データを用いて、京都市 (京都地方気象台) において1時間に 5.0°C 以上あるいは2時間に 5.0°C 以上気温が降下した事例を検出した。対象とした期間は1997~2004年の8年間で、この間に合計96日で発現していた。第1図には、この事例の年別頻度、第2図には月別頻度、第3図には時刻別頻度を示す。発現した日数は、年によって多少の差があり、多い年は19日、少ない年は8日である。月別には、ピークが2つあり、5月と7~8月に多い。とくに、7~8月に多く、この2か月で全体の42%を占めている。時刻別には、13~17時の4時間に多く、全体の74%を占めている。このように、正午すぎから夕刻にかけて集中しているのは、日射による加熱が大きく関係しているものと考えられる。

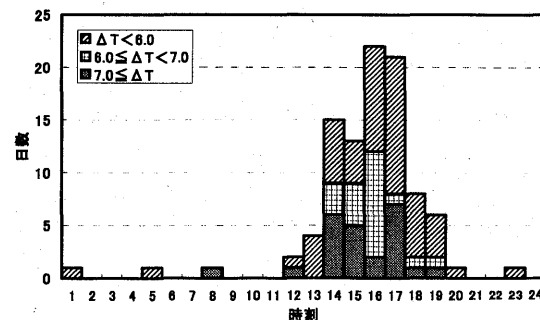
次に、これらの気温降下があった日の中から『気象庁月報 CD-ROM』収録のアメダス10分値を用いて、20分間に 5.0°C 以上降下した事例を抜き出したところ、8年間に10例があった。各事例の起日と気温降下値を第1表に示す。この表には、参考のため、京都産業大学 (写真1参照、以下「京産大」と略す) における20分間気温降下値も示してある。京産大は京都地方気象台から北北東に約6kmだけ隔たっているにすぎないが、気温降下値は大きく異なっている事例があり、これは、この現象の局地性を示し



第1図 京都市において、気温が1時間あるいは2時間に 5.0°C 以上降下した年間日数、 ΔT は2時間気温降下値



第2図 京都市において、8年間に気温が1時間あるいは2時間に 5.0°C 以上降下した現象の月別頻度、 ΔT は2時間気温降下値



第3図 京都市において、気温が1時間あるいは2時間に 5.0°C 以上降下した現象の時刻 (2時間の中間の時刻) 別頻度、 ΔT は2時間気温降下値。同日に複数回起こった場合には、気温降下値が大きい時刻の方を採用した。

第1表 京都市と京産大における20分間気温降下 5.0°C 以上の事例(1997~2004年)

年/月/日	2時間最大気温降下		20分間最大気温降下		(参考)京産大20分間最大気温降下	
	$^{\circ}\text{C}$	起時(JST)	$^{\circ}\text{C}$	起時(JST)	$^{\circ}\text{C}$	起時(JST)
1997/5/20	9.1	1300-1500	5.3	1400-1420	8.5	1400-1420
1998/8/12	8.3	1300-1500	5.2	1430-1450	3.5	1420-1440
2000/7/2	7.9	1300-1500	5.1	1430-1450	4.0	1340-1400
2000/8/7	8.4	1400-1600	7.4	1530-1550	3.2	1550-1610
2000/8/9	5.2	1800-2000	5.2	1250-1310	4.4	1250-1310
2002/7/29	6.4	1500-1700	6.0	1640-1700	3.2	1710-1730
2003/6/7	7.7	1400-1600	8.5	1450-1510	5.6	1500-1520
2003/8/5	7.0	1300-1500	5.2	1350-1410	4.5	1350-1410
2004/7/14	7.1	1400-1600	5.3	1520-1540	4.3	1520-1540
2004/7/30	5.3	1500-1700	5.6	1600-1620	2.3	1610-1630

ている。

これらの事例の中で、春から初夏にかけて発現した2つの事例について、京産大における観測記録も参考にして気圧降下の状況を調べた結果を以下に紹介する。

3. 1997年5月20日の事例

1997年5月20日の事例の概要については、著者の一人(藤井, 1998)が報告したが、第4図には、1997年5月20日の京産大における気象要素の時間変化を示す。これによると、気温降下が急激であり、1400JSTからのわずか5分間に 5°C 程度も降下している。

次に、周辺のアメダス地点の10分値を加えて、気温の時間変化を第5図に示す。これらの5地点において、気温の急降下は1400JST前後のほ

ぼ同時刻に起こっており、京産大では同時に現地気圧が 2hPa 程度上昇している。また、第6図に示した最大20分間気温降下値の分布を見ると、兵庫県南東部から、大阪府、奈良県北部、京都府南部にかけて、 5°C を超えている。

このときの気象庁現業用レーダーによると、南北方向に帯状に分布した降水セル群が西方から東進してきており、その先端には、強いエコーの降水セルが存在していた。

この日0900JSTの地上天気図を第7図に、500hPa天気図を第8図に示す。地上では日本海に寒気内低気圧があり、近畿地方では暖気が入る状況(京都市では1300JSTに南の風 4.6ms^{-1})にあった。また、500hPa面では日本海西部に寒冷低気圧が存在していた。このときの成層状態は非常に不安定であり、舞鶴や彦根では雹が降った。

4. 2003年6月7日の事例

この日は、京都市で1450JSTからの20分間に気温が 8.5°C も降下した。また、第9図に示した京産大における観測記録によると、1~2分間に 3°C 程度も気温が降下している。

次に、気温の時間変化について、周辺の気象台、アメダスにおける気温観測値とともに第10図に示す。これによると、急激な気温降下は奈良市と京田辺市では1420JSTから、京都市では1450JSTから、京産大では1500JSTから起こっており、気温降下の現象は南方から北上してきている。また、京産大では同時に現地気圧が 2hPa 程度上昇している。気象庁現業用レーダーによると、降水セルが紀伊半島から北上してき

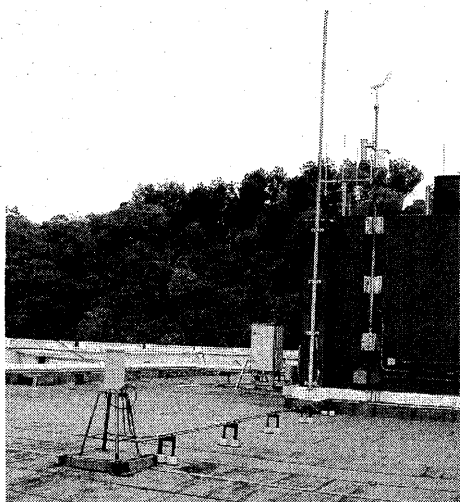
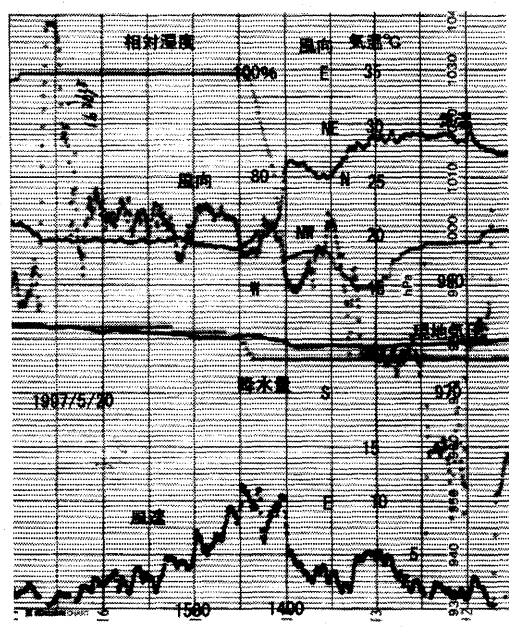


写真1 京産大における気象観測(一部は1980年より開始)、2006年5月11日撮影。

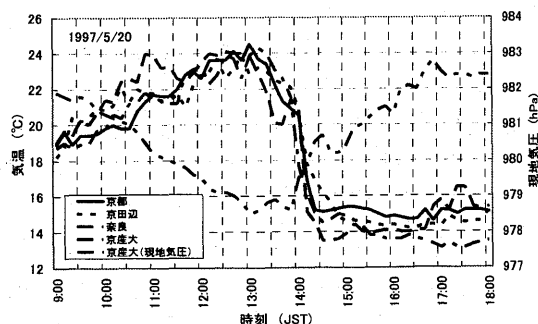
ており、その先端には強いエコーの降水セルが存在していた。

また、第11図に示した最大20分間気温降下値の分布によると、 5°C 以上の領域が南北方向に分布しており、京都市の 8.5°C が最大である。

この日0900JSTの地上天気図を第12図に、500hPa天気図を第13図に示す。地上では中国東北部に強い低気圧があり、暖気が入りやすく（京都市では1500JSTに南南東の風 6.6 ms^{-1} ）、500hPa面では日本海西部に寒冷低気圧があり、非常に不安定な成層状態であった。このとき、京都市では直径1cmの雹が降った。



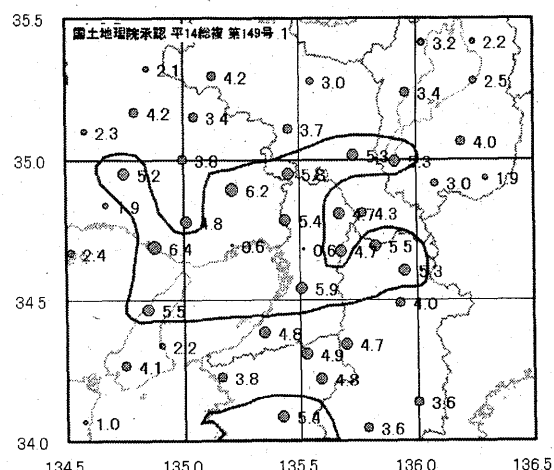
第4図 1997年5月20日の京産大における観測記録



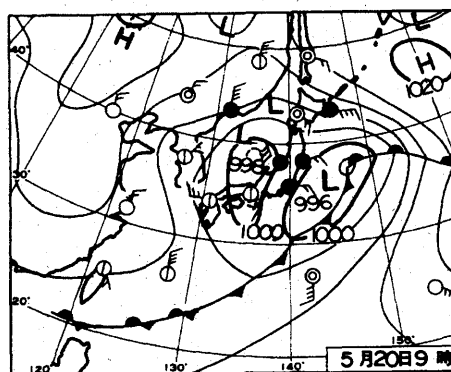
第5図 1997年5月20日における各地の気温変化。実線は京都、点線は京田辺、一点鎖線は奈良、破線は京産大の気温であり、二点鎖線は京産大現地気圧である。京産大以外のデータは『気象庁編アメダス10分値1997年』より引用。

5. おわりに

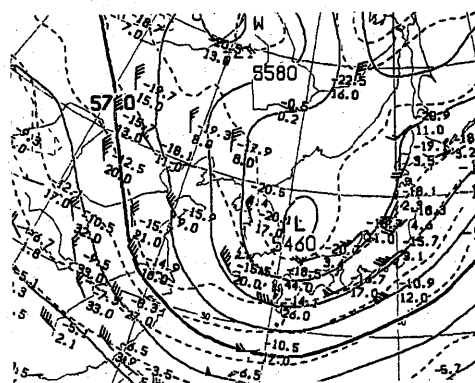
ここで紹介した急激な気温降下は、発達した積乱雲からの冷気外出流によるものと考えられる。今後、気象官署、アメダス地点、京産大の観測の比較やレーダー画像による降水セルの追跡により、現象の局地的な特性について明らか



第6図 1997年5月20日における20分間気温降下量最大値の分布、等値線は 5°C 。白地図は、KenMap Ver.8.1を使用した。



第7図 地上天気図(1997年5月20日0900JST), 『気象1997年7月』より引用。

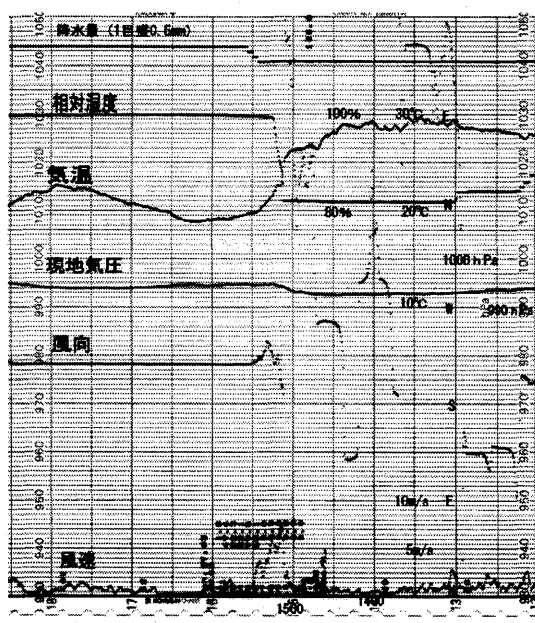


第8図 500hPa等圧面天気図(1997年5月20日0900JST), 『気象庁天気図, 1997年5月』より引用。

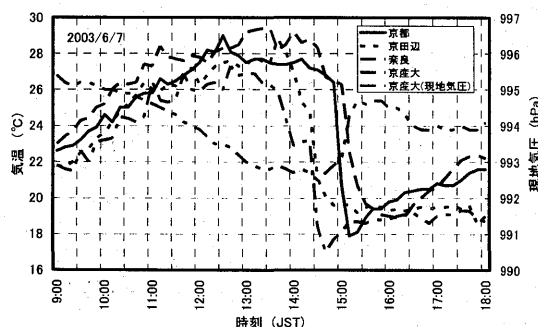
最後に、本研究の一部は、京都産業大学総合学術研究所から助成を受けた。また、本研究の遂行に当たって、気象庁の各種気象観測資料および KenMapVer.8.1 を使わせていただいた。併せて、感謝の意を表したい。

藤井 健, 1998: 気象現象と人間の健康について. 京都産業大学現代体育研究所紀要, 7, 61-67.

KenMap , <http://www5b.biglobe.ne.jp/~t-kamada/CBuilder/kenmap.htm>

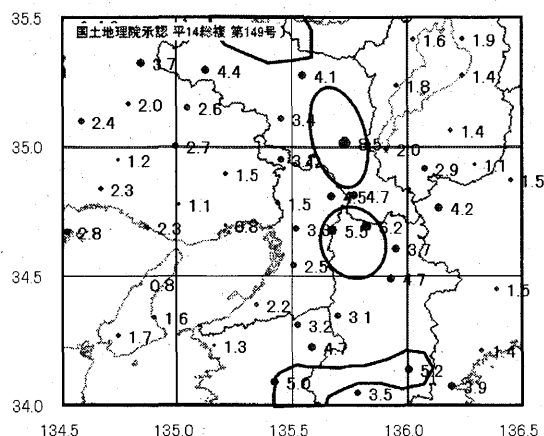


第9図 2003年6月7日の京産大における気象記録

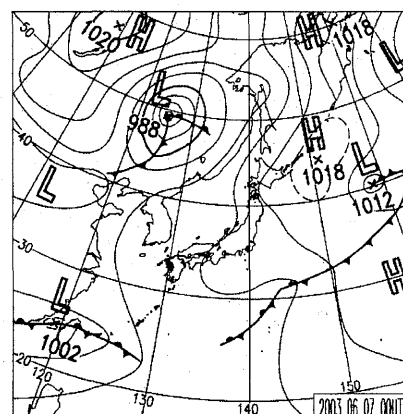


第 10 図 2003 年 6 月 7 日における各地の気温変化。実線は京都、点線は京田辺、一点鎖線は奈良、破線は京産大の気温であり、二点鎖線は京産大現地気圧である。京産大以外のデータは『気象庁編気象庁月報 2003 年 6 月』より引用。

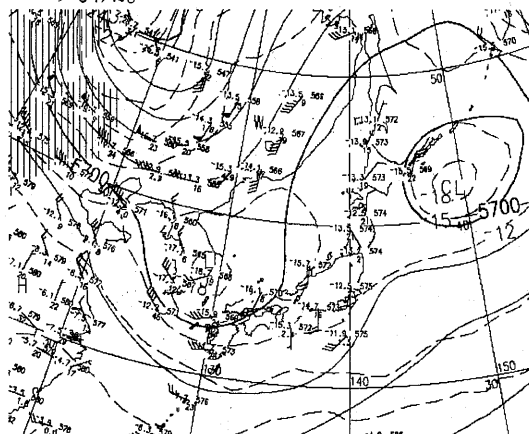
宗和孝幸・藤井 健・東 邦昭, 2006: 2005 年
4 月 26 日に京都市を通過したガストフロント
について, 日本気象学会関西支部 2005 年度第
3 回例会講演要旨集, 17-20.



第 11 図 2003 年 6 月 7 日における 20 分間気温降下最大値の分布，等値線は 5℃。白地図は，KenMapVer.8.1 を使用した。



第 12 図 地上天気図 (2003 年 6 月 7 日 0900JST), 『気象庁天気図 2003 年 6 月』より引用。



第 13 図 500hPa 面天気図 (2003 年 6 月 7 日 0900JST), 『気象庁天気図 2003 年 6 月』より引用。

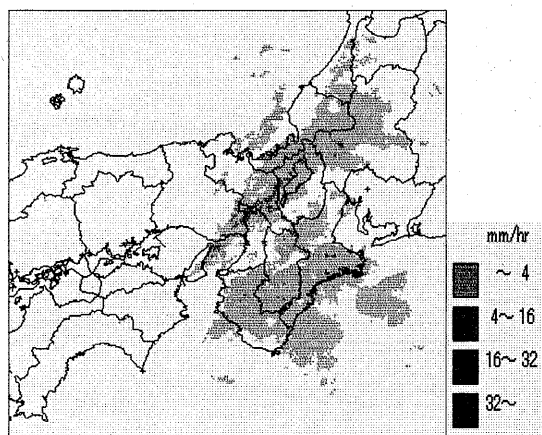
京阪神周辺における線状積雲対流雲群 (その解析と今後の展望)

*東 邦昭¹・清原 康友¹・山中 大学^{2,1}

(¹神戸大学自然科学研究科, ²JAMSTEC-IORGC)

1. はじめに

京阪神周辺において第1図に示すような線状積雲対流雲群が発生し、局地的に大雨をもたらすことから気象台や本発表者を中心に、アメダス観測データおよび高層気象観測データを用いた解析が進められてきた。(池田, 1994; 梅川・正木, 1995; 白築, 1995; 羽原他, 1999; 藤本, 1999; 坂地他, 1999; 鈴木他, 1999; 野々村他, 2003; 吉本・小西, 2003; 東・藤井, 2004) その結果、大阪湾へ紀伊水道から $10\sim 20\text{ms}^{-1}$ 程度の強い南風が流入すること、また寒冷前線などが通過する際に発生することが明らかにされている。特に強い線状積雲対流雲群が発生した時の解析では米子および潮岬における高層気象観測から対流圏下層より先行して対流圏中層に乾燥空気が流入することが指摘されている。このように総観場について明らかになりつつあるが、その発生メカニズムはよくわかっていない。そこで本研究は数値シミュレ-



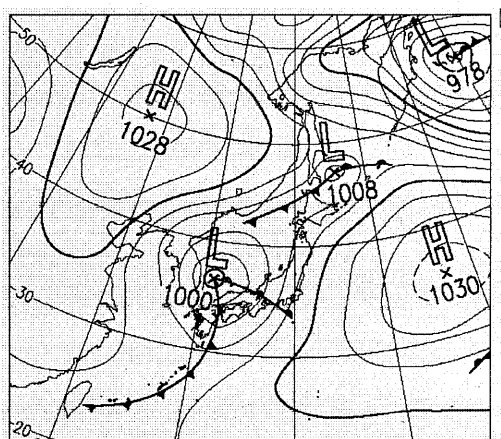
第1図 レーダーエコー分布図 (2003年4月8日 1200 LST) 気象庁編『レーダー資料MO 大阪 (平成15年)』より引用

ションおよび特別観測を実施することによって、その発生メカニズムの解明をはかることを目的としており、ここでは今後の展望を中心に発表する。

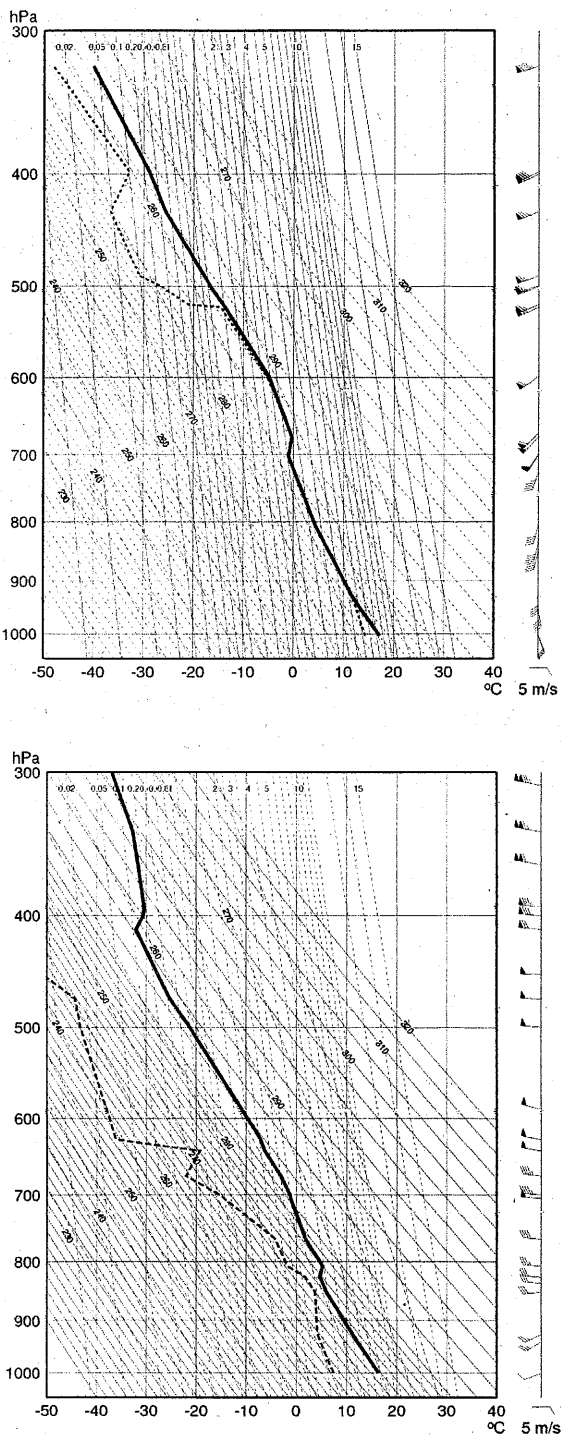
2. 総観場の状況

2003年4月8日 0900LSTの地上天気図(第2図)を示す。地上天気図によると、太平洋に高気圧が張り出しており、日本海には1000hPaの低気圧があった。京阪神周辺は温暖前線と寒冷前線との間に位置しており、南から湿潤な空気が流入しやすい場であった。

次に潮岬における0900LSTと2100LSTのエマグラムを第3図に示す。0900LSTでは500hPa以下では非常に湿潤な空気が存在し、800hPa以下では 20ms^{-1} 前後の南寄りの風が卓越しており、対流圏下層の湿潤空気は太平洋上からもたらされていることがわかる。一方、2100LSTには800hPaより上空で 30ms^{-1} 程度の西風と共に非常に乾燥した空気が存在していることから、0900LST以降対流圏上層から西風と共に乾燥空気が流入してきたことが示唆される。



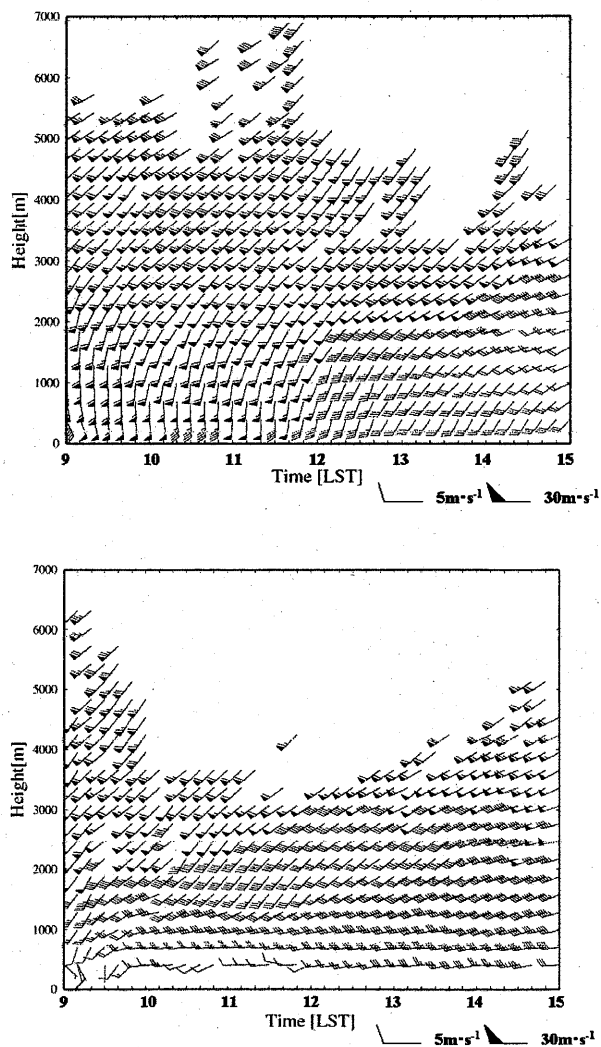
第2図 地上天気図 (2003年4月8日 0900LST) 『CD-ROM 気象庁天気図平成15年4月』より引用



第3図 潮岬のエマグラム (実線: 気温, 破線: 露点温度) (上図) 2003年4月8日 0900 LST, (下図) 2003年4月8日 2100 LST

3. 気象庁ウインドプロファイラの風の分布

第4図に和歌山/美浜と高松のウインドプロファイラ観測データを示す。高松の特徴として1000LSTまでは高度2km以下では $10 \sim 20 \text{ ms}^{-1}$ の南風, それより上空では 25 ms^{-1} 以上の南西風が卓越していた。しかし, 1000LST頃から高度1~1.5kmで約 15 ms^{-1} の西寄りの風が卓越しはじめた。一方, 和歌山/美浜の特徴は1200LSTまでは高度2km以下では 25 ms^{-1} 以上の南風, その上空で 25 ms^{-1} 以上の南西風が卓越していた。また, 1200LST以降も風速は弱まるものの同じような状況が1400LSTまで続いた。これらの結果から, 対流圏下層で線状積雲対流雲群が発生する際に紀伊水道で卓越している南風と西風が大阪湾周辺で収束していることが考えられる。



第4図 4月8日 0900~1500LSTのウインドプロファイラ観測データ (上図) 和歌山/美浜, (下図) 高松

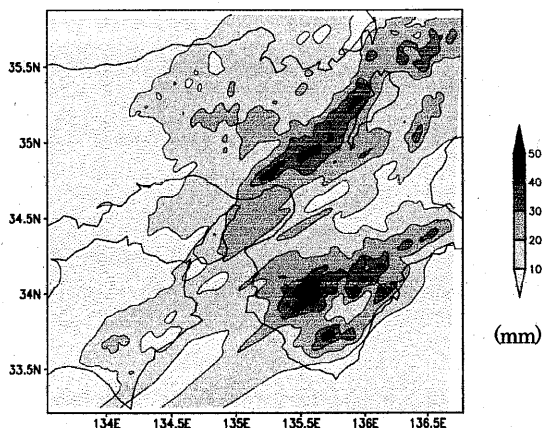
4. 非静力学モデルによる再現実験

2003年4月8日の事例について、再現実験を行った。使用したモデルはPSU/NCARのメソスケールモデルMM5である。これは非静力学モデルであり、方程式は完全圧縮・非膨張系となっている。雲物理過程には雲水、雨水、雲氷を陽的に予報するsimple_iceスキームを適用した。また、大気境界層にはMRFスキームを、地表面には5層土壌モデルを用いた。放射に関してはcloud_radiationスキームを用いた。親ドメインは870km四方(6km格子)、子ドメインは290km四方(2km格子)とし、2-wayネスティングを適用した。鉛直方向は24層で、上端は100hPaとなっている。初期値・境界値にはMANAL(気象庁メソ客観解析値:10km格子)とRTG-SST(NCEP:0.5度格子)を用いて、2003年4月7日2100LST~8日1500LSTの18時間積分を行った。

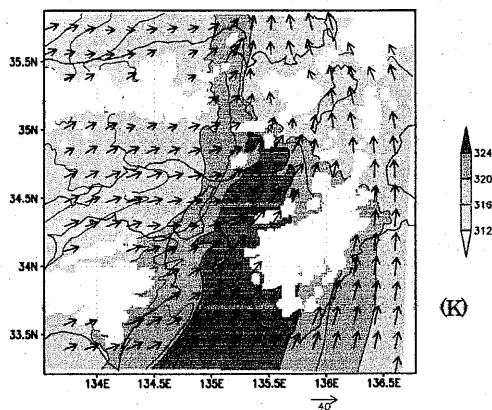
第5図はシミュレーションによる1200LSTまでの3時間積算降水量分布である。大阪湾周辺から北東方向にのびる降水帯があり、六甲山付近で降水量は50mmを上回っている。また神戸大学が六甲山に設置している雨量計で、70.2mmを観測していることから降水帯と降水強度はほぼ観測と一致していた。

第6図はシミュレーションによる950hPa面の相当温位分布と風向風速分布である。紀伊水道から大阪湾周辺にかけて相当温位が324Kを上回る空気塊が流入し、大阪湾周辺で瀬戸内海からの西風と紀伊水道からの南西風が収束していることが見られる。

シミュレーション結果から線状積雲対流雲群が発生するには、下層に相当温位が高い空気塊が流入するとともに、西風および南風の収束することが必要であることが示唆される。



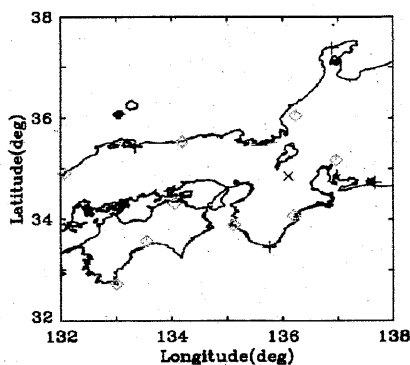
第5図 シミュレーションによる0900~1200LSTの積算降水量分布図



第6図 シミュレーションによる950hPa面の相当温位分布と風向風速分布(2003年4月8日1100LST)

5. MU レーダー・レーウィンゾンデ特別観測計画

これまでに既存のデータ解析から総観場について明らかにされてきた。しかし現象の空間スケールは100km程度、時間スケールは数時間程度であるのに対し、気象庁の定常観測網のうち高層気象観測は300kmに1地点程度、観測時間間隔がレーウィンゾンデ観測は12時間に1回である。そこで筆者らは、線状積雲対流雲群の出現時に神戸大学および京都大学信楽MU観測所(第7図)において6月26日~7月7日の期間中に特別観測を実施する。2~3節で述べた出現例の調査に基づくと、前線が通過すると考えられる前後、友ヶ島に設置のアメダスで強い南風が観測される時に、神戸と信楽においてレーウィンゾンデ観測を実施する予定である。そして観測結果を、数値計算と比較して線状積雲対流雲群発生メカニズムの解明をはかる。



第7図 神戸大および京都大学信楽 MU 観測所の位置(+:高層気象官署, ●:神戸大学, x:京都大学信楽 MU 観測所, その他はウィンドプロファイラ観測地点)

6. まとめ

線状積雲対流雲群が発生する総観場としては前線が存在すること、湿潤空気が移流しやすい場であること、また潮岬の高層観測データから対流圏中層に乾燥空気が存在することと対流圏下層に湿潤空気が存在することがあげられる。ウィンドプロファイラ観測データからは西風および南風の収束が示唆されることから、対流不安定が実現した環境下で風の水平収束がおこることによって発生することが考えられる。このような総観場は京阪神以外の事例でも報告されており(Kato and Goda,2001; Kato et al., 2003; Kato and Aranami, 2005), 京阪神周辺で発生する線状積雲対流雲群発生に関しても重要な要素であると考えられる。今後、これまで行なわれていなかった非静力学モデルによる再現実験および感度実験、線状積雲対流雲群周辺における特別観測を実施し、この発生メカニズムを解明する。

参考文献

- 羽原健司, 狩集且之, 山野井陽子, 1999: 1999年6月29日から30日にかけての大雨(事例解析), 大阪管区府県気象研究会誌 1999, 54-55.
- 藤本英生, 1999: 大阪北部での大雨(1997.8.7箕面の事例), 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 87, 40-43.
- 東 邦昭, 藤井 健, 2004: 1998年10月15日に京都市で発生した局地的豪雨の事例解析, 京都産業大学論集自然科学系列, 33, 86-103.
- 池田 浩, 1994: 京都府南部の短時間強雨: アメダス資料の解析からみた発生機構, 日本気象学会例会関西支部講演要旨集, 78, 14-17.
- Kato,T. and H.Goda, 2001: Formation and Maintenance Processes of a Stationary Band-shaped Heavy Rainfall Observed in Niigata on 4 August 1998, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 79, 899-924.
- Kato,T et al., 2003: Reason for Failure of the Simulation of Heavy Rainfall during X-BAIU-01: Importance of a Vertical Profile of Water Vapor for Numerical Simulations, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 81, 993-1013.
- Kato,T. and K.Aranami, 2005: Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui Heavy Rainfalls and Problems in the Predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA*, 1, 1-4.
- 野々村務, 高橋弘次, 原浩司, 山田崇, 2003: 2003年4月8日の大阪府の強雨(事例解析), 大阪管区府県気象研究会誌 2003.
- 坂地忠, 田中清和, 廣尾進, 武市智, 仁木伸一, 1999: 1999年6月29日夜遅くから30日明け方にかけての大雨(事例解析), 大阪管区府県気象研究会誌 1999, 42-43.
- 白築清市, 1995: 京都府南部における前線南下時の大雨, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 71, 5-8.
- 鈴木一志, 石川裕彦, 石原正仁, 1999: 1997年8月7日未明大阪府北部集中豪雨の解析, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 87, 44-47.
- 梅川 洋, 正木 明, 1995: 局地的な激しい雷と大雨—1994年9月6日深夜から7日未明の事例—, 日本気象学会例会関西支部講演要旨集, 71, 9-12.
- 吉本直弘, 小西啓之, 2003: 梅雨期の京阪神地域における強雨の発生と降雨の変化, 2003年度日本気象学会関西支部年会講演予稿集, 26-29.

やまじ風発生時の気象状況について

紀井 伸章 (香川大学・教育学研究科)・高見 佳浩 (大阪管区气象台)・森 征洋 (香川大学・教育)

1. はじめに

「やまじ風」とは、図1に示すように愛媛県東部の瀬戸内海沿岸部で発生する、南よりの暴風である。この風は、広戸風 (岡山県)・清川ダシ (山形県) とともに、日本三大局地風の一つに数えられている。この地域は山麓から海岸までの距離が1~2km程度の東西に細長い平野となっており、すぐ南には法皇山脈と呼ばれる1500m級の山々が東西に連なっている。四国山地には、西に石鎚山系 (最高峰1982m) と東に剣山系 (最高峰1955m) があり、この2つの間は鞍部となっている。法皇山脈の北側斜面は、石鎚大断崖を形成し平均3/10の急勾配である。やまじ風はこの斜面を流れ下るおろし風の一種で、昔から建造物や農作物に多大な影響を与えてきている。やまじ風発生地域は、古い文献では宇摩郡となっているが、現在では市町村合併により四国中央市となった。

やまじ風については、1950年代から様々な研究が行われている。主な研究としては5~6地点に自動観測所を配置した特別観測結果に基づく秋山 (1953)、大阪管区气象台 (1958) があり、様々な特性が調べられている。しかし、その後の研究は、数地点での風の観測データによるものがほとんどであり、数多くの観測点のデータを用いて全体的特徴を調べたものは少ない。そこで本研究では、AMeDAS 観測地点三島のほかやまじ風が強く吹く地域にある三島南中学校と、今までの研究ではあまり用いられてなかった、様々な目的で気象観測を行っている関係機関19地点の観測データを用いて、やまじ風の構造とその発生時の広い範囲の気象状況を調べることが目的とした。そこからやまじ風による災害の予防につなげたい。また、近年はウインドプロファイラによる上空の風のデータも利用できるようになった。そのため、これまで事例解析の少ない上空の風にも着目して解析を行った。



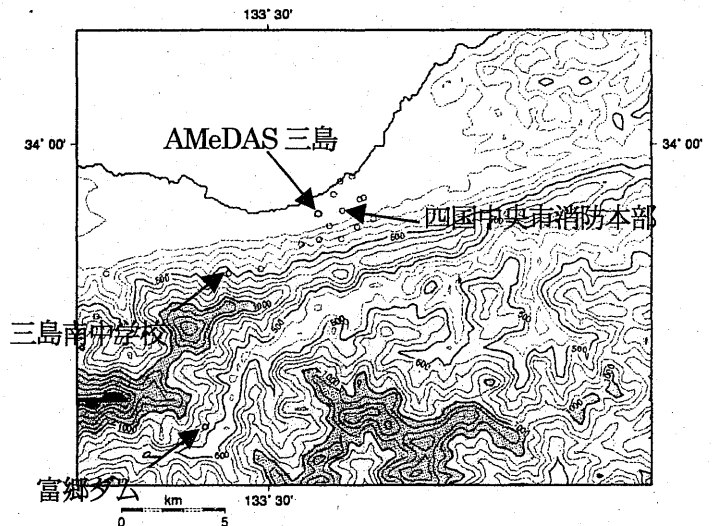
図1 やまじ風の吹く地域

2. 研究方法

今回の研究では、まず高見 (1991) の方法・定義 (①主風向 (もっとも強い風が強い時の風向) が SE~SW の間にあること。②フェーン現象を伴っていること。③風速がその前後に比べて多少とも増加していること。) に従い、過去5年間 (2001~2005年) において AMeDAS 三島で、やまじ風が吹いていると判断される事例を選んだ。その中から、特に強いやまじ風の場合について解析を行うことにした。そのため選定された日の中から特に強いやまじ風が吹いた場合で多くの地点の観測資料が利用できる事例として、2005年4月19~20日 (事例1) と2003年4月29~30日 (事例2) の2つの事例を選んだ。今回の解析においては、風だけではなく、気温・気圧・相対湿度・混合比・上空の風からも、やまじ風発生時の気象状況について考察を行った。また、やまじ風発生時における周辺の広い範囲の気象の特徴についても調べた。

図2に今回用いた、愛媛県の実地観測地点 (15地点)・やまじ風公園・富郷ダム・四国中央市消防本部の観測地点を示す。

今回の解析では、とくにこれまで用いられることの



なかった、四国中央市の南側山間部に位置する「富郷ダム」の総合気象観測データを用いることができた。このことにより、風上側の気象状況も考察できるようになった。また、市街地にも数箇所の総合気象観測地点 (風向・風速、気温、湿度、気圧) があり、様々な観点からやまじ風発生時の気象状況をとらえることができた。

図2 観測地点の分布 (白丸)

3. やまじ風発生時の全体的気象状況

今回の発表では2003年4月29～30日の事例2について扱う。

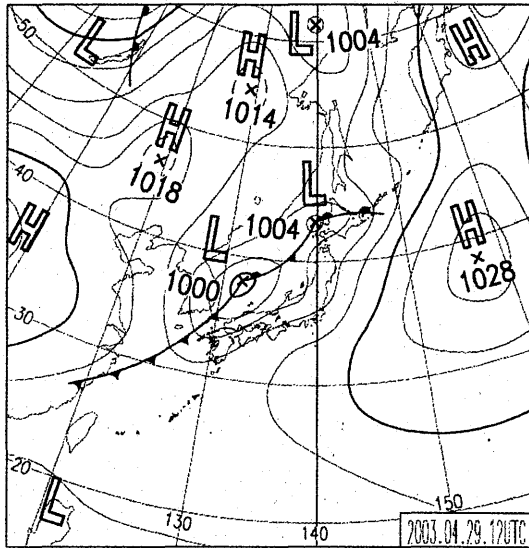


図3 2003年4月29日21時の地上天気図

図3はやまじ風最盛期にあたる4月29日21時の地上天気図である。温帯低気圧が朝鮮半島から、東に進み日本に接近したときにやまじ風が発生した。この低気圧の経路及びやまじ風発生時の低気圧の位置は、過去に調べられたやまじ風発生時の低気圧の経路（大阪管区気象台1958）と非常によく合致している。

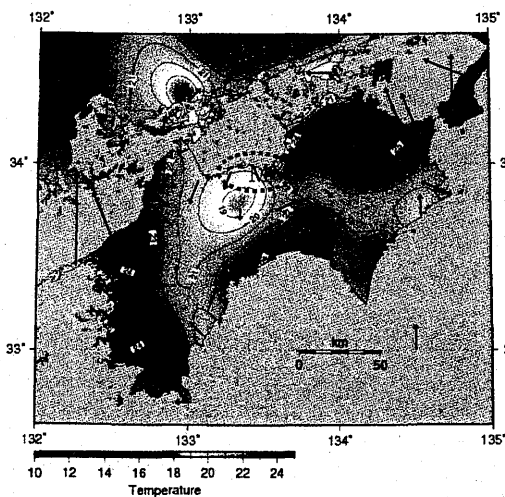


図4 4月29日12時の気温・風（やまじ風発生前）
鎖線で囲った部分がやまじ風発生域。
Mが三島アメダス

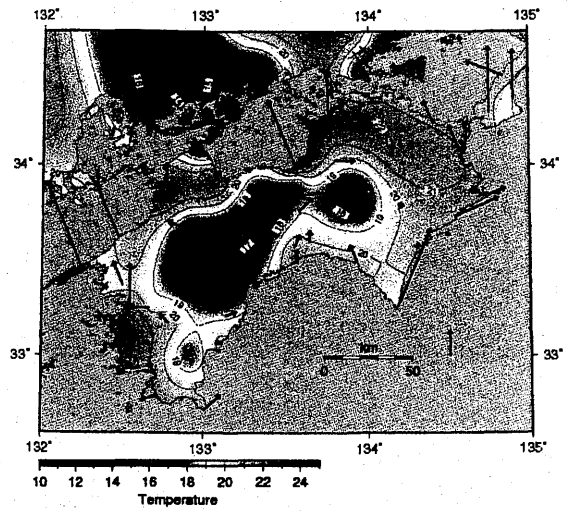


図5 4月29日21時の気温・風（やまじ風最盛期1）

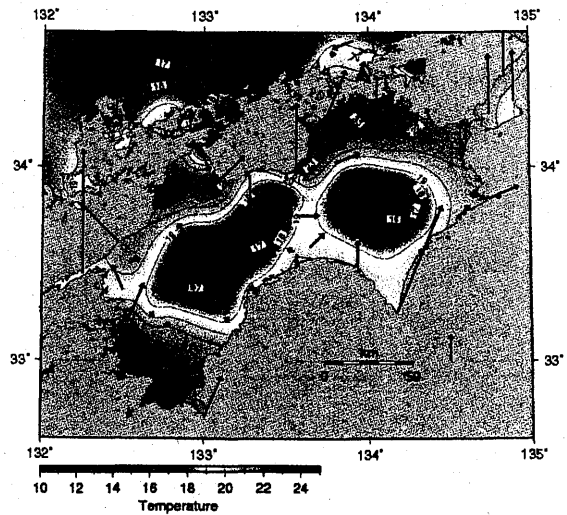


図6 4月30日01時の気温・風（やまじ風最盛期2）

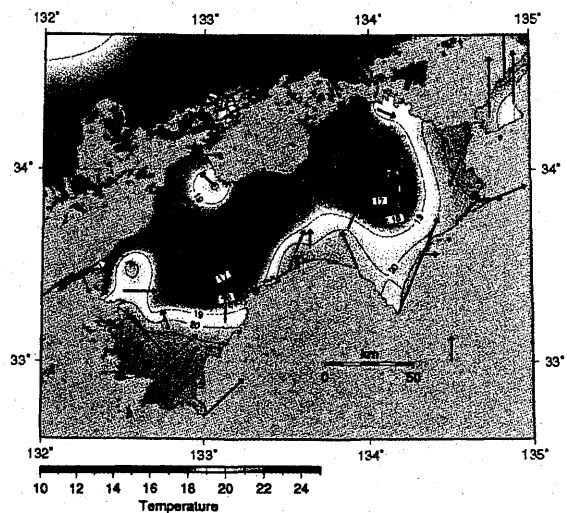


図7 4月30日03時の気温・風（やまじ風消滅期）

やまじ風発生直前から消滅までのやまじ風発生地域およびその周辺地域の、広い範囲の気温と風の分布を図4～7に示す。図4のやまじ風が発生する前の29日12時(図4)には、三島(M)では、北西の風が吹いており、まだやまじ風は吹いていない。しかし高知では南よりの風が吹いている。また、気温は四国中央市では22℃、高知では24℃と高知のほうが高い。このことは、図3の天気図から、南方海上から湿った暖かい空気が太平洋側沿岸に流入していることを示していると考えられる。

29日21時(図5)になると愛媛県東部から香川県の西部の瀬戸内海沿岸にかけて、強い南風が確認できる。このとき高知では南よりの風が吹いているが風速は小さい。また、高知の気温よりも瀬戸内海側の気温のほうが高いことがわかる。またこの時間帯の温度は全体的には12時よりも低くなっているにもかかわらず、三島では低下は見られない。これらのことから高知から気流が四国山地を越え、法皇山脈の北斜面を流れ下るとき、フェーン現象を起こしていると推測される。この時、瀬戸内海を挟んだ広島や岡山の沿岸では、ほぼ無風状態である。

翌30日01時(図6)でも、愛媛県東部から香川県西部にかけて、強い南より風が吹いていることがわかる。気温も21時と比べてさらに1℃ほど高くなっており。フェーンの様相をはっきりと示している。一方、AMeDAS新居浜では北よりの風となって三島とは正反対となっている。図5、6からやまじ風は三島地域で最も強くなるがその影響は愛媛県中部・東部から香川県中央部にわたる広い範囲にまで及んでいることが分かる。

30日03時(図7)になると、瀬戸内海沿岸部で風速は弱まり、西よりから北よりの風が変わっているのがわかる。このとき気温も17℃まで下がり、01時と比べて6℃低くなっている。

4. やまじ風発生時の風速・湿度

この事例について、やまじ風発生前後気象要素がどのように変化したかを総合気象観測装置のある四国中央市消防本部の記録で見つめる。図8に4月29日00時～5月1日00時までの2日間の気象要素の時系列を示す。

この図から、平均風速の最大値は四国中央市消防本部で4月30日01時に16.7m(最大瞬間風速25.8m/s)を記録している。相対湿度はおよそ40%低下し、その1時間後に風速が増大し始め、さらに7時間後に風速が特に強くなっていることが分かる。また気温はその前と比べると、4℃ほど高くなっている。この時混合比はむしろ増加している。このことから相対湿度の低下は気温の上昇によるものであることが分かる。ただし気温が上昇し始めたのが日中であり、フェーン現象によるものであるとは言いがたい。しかし日射の影響のない夕方や深夜にかけても、気温が低下していない。このことからフェ

ーン現象が発生したことは確認できる。

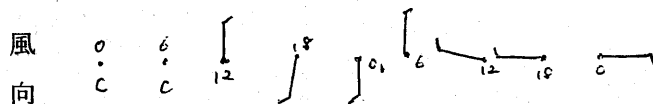
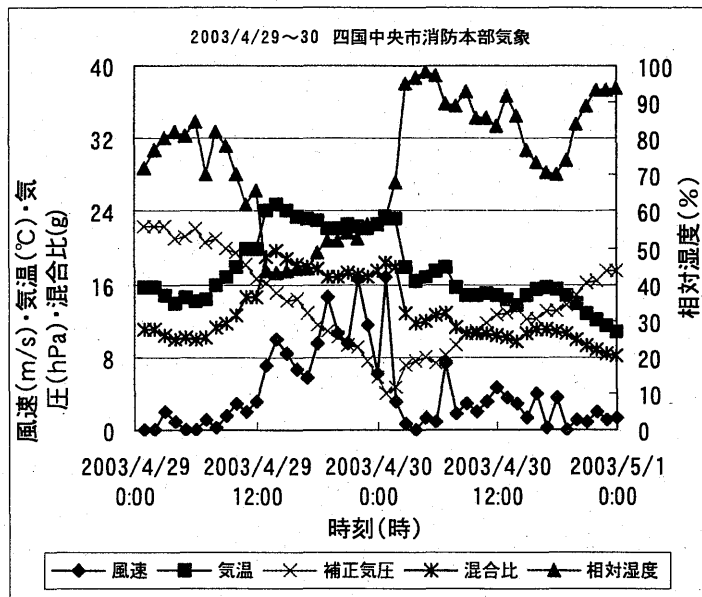


図8 四国中央市消防本部の気象

注：気圧は海面気圧の下2桁を示した。

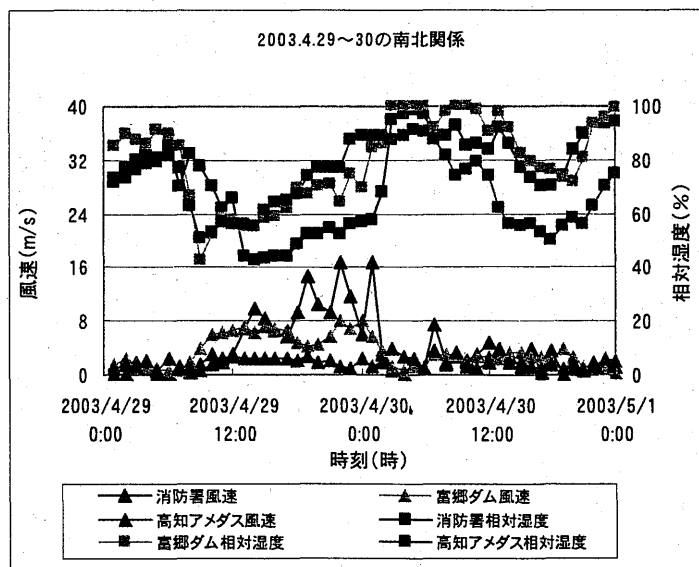


図9 やまじ風発生時の南北の風速・相対湿度

次に南北に約10Km離れた2地点(富郷ダムと四国中央市消防本部)における気象要素の変化を図9に示す。これを見ると、相対湿度の下り方が富郷ダムと四国中

中央消防本部（四国中央市市街地）には4時間の時間差がある。また同様に風速も富郷ダムの方が先に増大していることが分かる。このことはやまじ風が南からおろし風となって進んできていることをうかがわせる。

しかし、この時の高知では、気温・相対湿度・気圧は同じ形のグラフを示している。ただし、風速は弱い。このことから四国中央市で強い南風が吹くのは地形の影響を受けていると考えられる。

またウインドプロファイラによる上空の風を見てみると、やまじ風発生時には、四国上空（和歌山から大分）にかけて1500m～4500mで南～南西の風が確認できた。

5. まとめと今後の課題

今回の解析から、やまじ風が発生しているときの風や気温の分布の全体的な特徴が明らかになった。やまじ風は、愛媛県東部の三島地域で最も強く吹くが、その影響は愛媛県中部から香川県中部の広い範囲に及んでいることが分かった。やまじ風は香川県西部にまで及んでいることはこれまでに知られていたが、今回の解析により風速は弱くなるが、香川県中央部にまで及んでいることが明らかになった。

また四国中央市の市街地でやまじ風が吹き始める数時間前に、風上側にある富郷で気温の上昇と風速の増加が始まっていたことが明らかになった。ここでは述べなかったが、もう1つの事例についてもこのような結果が見られる。このことが一般的に成り立つならば、富郷における気温と風の観測から、四国中央市市街地におけるやまじ風の発生を数時間前に予測することが可能になる。そのためにはさらに多くの事例についての研究を進める必要がある。

6. 参考文献

- 秋山敏夫, 1953: やまじ風の機構に対する考察 (第1報), 研究時報, 6, 375～380.
- 秋山敏夫, 1956: やまじ風の機構に対する考察 (第2報), 研究時報, 8, 627～641.
- 古川武彦, 1966: やまじ風について, 天気, 8, 261～268.
- 片岡文恵, 2003: 地上観測とウインドプロファイラを用いたやまじ風の事例解析, 日本気象強協会関西支部例会講演要旨集 第101号, 9～12.
- 小林清一, 1953: やまじ風の予報と発生原因について (序報), 研究時報, 8, 381～387.
- 大阪管区気象台, 1958: 「やまじ風総合調査報告」, 57 p.
- 白鳥 勇, 2000: やまじ風の発生頻度について, 香川大学 平成11年度卒業論文 49 p.

白鳥 勇, 2002: 事例解析によるやまじ風の構造に関する研究, 岡山大学大学院 平成13年度卒業論文, 49 p

高見佳浩, 1991: 「やまじ風」の調査—やまじ風の発生頻度について—, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集 第58号, 18～21.

高見佳浩, 2005: 部外気象観測データを併用した強いやまじ風の調査—2005年4月20日に発生したやまじ風の事例解析—, 高松地方気象台

2006 年 3 月 11 日の瀬戸内海周辺の濃霧の解析

牧田広道・依岡幸広 (高松地方気象台)

1. はじめに

備讃瀬戸を控えた香川県では、海上の濃霧予報は防災上極めて重要で過去にも多くの調査が行われてきた。例えば、1965 年～1966 年には部外機関も参加して瀬戸内海の霧の実態調査が行われ(気象庁、1967)、1995 年～1997 年には 3 カ年計画で「霧の発生機構把握のための研究」が実施された(大阪管区気象台、1998)。この結果、備讃瀬戸で明け方前後に発生する濃霧の主要因として、飽和に近い暖湿気塊と上空からの冷氣塊の沈降、内陸部からの寒気の移流による暖気と寒気の混合等が指摘された。しかし濃霧の発生は局地性が強く、スケールに応じた観測網が必要であるが実際は十分とは言えず、結果的に総体的なメカニズムについての解析は困難な場合が多い。

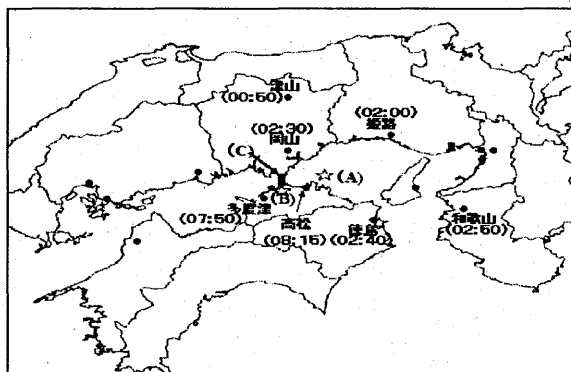
2006 年 3 月 11 日早朝、瀬戸内海沿岸の広い範囲で濃霧が発生し交通機関等に大きな影響が出た。本稿では、観測事実を基に上記事例の概要を述べる。当日は高松港等で停船勧告が出され、高松自動車道や瀬戸中央自動車道等では通行止めや速度規制が行われた。第 1 図には本文中に出てくる主な地点等を示す。なお、本文中の濃霧の分類は沢井(1990)により、時間は全て日本時間である。

2. 資料

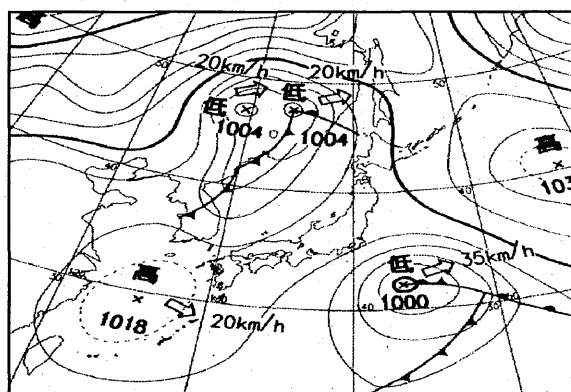
部内資料としては、各種天気図、衛星、地上観測値、アメダス、高層エマグラム、ウインドプロファイラ、数値予報資料、男木島霧観測所の資料である。部外資料としては、本四架橋公団南北備讃瀬戸大橋(以降、「BB4A」、橋上 TP 上 91.5m)と下津井瀬戸大橋(以降、「SB4A」、橋上 TP 上 57.5m)、四国電力坂出火力発電所、香川県水産試験場、濃霧発生前後の HP 上の写真、米国環境予測センター(NCEP)の資料である。

3. 総観場の特徴

第 2 図には 3 月 10 日 21 時の地上天気図を示す。3 月 9 日～10 日にかけて四国沖を低気圧が通過し、その後四国地方は九州の南海上の高気圧に覆われた。中国地方から四国地方では、10 日 24 時は快



第 1 図 地点配置図と濃霧発生時刻(括弧の数値)。(A)：男木島霧観測所 (B)：坂出火力発電所 (C)：瀬戸大橋、岡山県側に「SB4A」が香川県側に「BB4A」がある。



第 2 図 3 月 10 日 21 時の地上天気図

晴、その後薄曇の天気となった。香川県では 9 日夜遅くから 10 日昼過ぎまで降水があった。10 日 21 時の 700hPa 天気図によると、低気圧が通過した後の西日本には顕著な寒気の流入はなく、湿数にも大きな変化は見られなかった。11 日 09 時にはアムール川下流の寒冷低気圧により米子では西風が、米子以南ではリッジ場で西北西風が卓越した。10 日 21 時の 1000hPa 天気図によると、アムール川下流の低気圧に向かって暖気移流の軸が九州付近にあり、11 日 09 時にかけては四国地方から中国地方で暖湿が流入しやすい場であった。

4. 衛星の特徴

第 3 図に 3 月 10 日 21 時～11 日 12 時までの

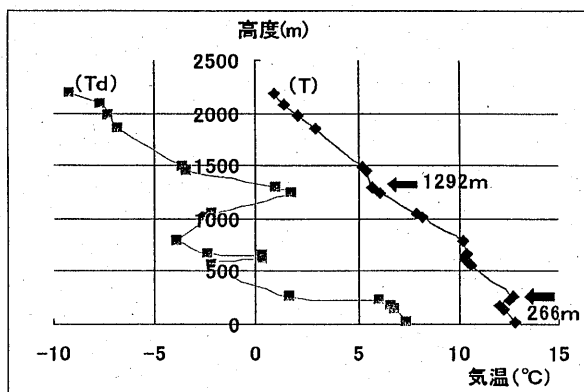
衛星画像を示す。図中の点線（注：雲型はSc、St）は濃霧が発生していたと推定される地域である。10日21時頃中国山地沿いで濃霧が発生し、その後濃霧の範囲は次第に拡大した。11日03時頃には瀬戸内海は広く濃霧に覆われ、播磨灘周辺では18時頃まで続いた。今回の濃霧は、瀬戸内海を中心に広範囲に長時間継続したことが特徴である。

5. エマグラムの特徴

衛星より、瀬戸内海の燧灘や播磨灘周辺では濃霧が発生していたと推定される。そこで、NCEPやSATAIDの資料より、3月11日12時までの燧灘、播磨灘等のポイントにおける高度500m以下について、バックトラジェクトリーを24時間遡って調べた。この結果、どの高度も九州付近からの空気塊が移流していた。このうち、第4図には福岡の高層エマグラムを示す。

3月10日21時、福岡・米子とも接地層付近（高度150m～300m）に逆転層がみられ、900hPa付近（高度約1km）には一部湿潤層があり、湿潤層の上下の層は比較的乾燥していた。700hPa付近（高度約2km～3km）には大気の沈降による逆転層が形成されていた。このことから、10日21時の西日本は四国の南海上を低気圧が通過した後、接地層と高度2km～3km付近に逆転層が形成された。前者は地表付近の気温が低下しつつあることを、後者は上空が既に高気圧に覆われ始めていることを示唆していたと思われる。

11日09時には、高度約2km～3kmの大気の沈降による逆転層高度は、米子では2334mから1844mに、福岡では2322mから1484mまで高度を下げた。さらに、米子では高度130m付近に、潮岬では高度800m付近に、福岡では高度200m付近に逆転層が見られた。以上より、11日09時の西日本は高度200～800mに乾燥した大気の沈降による逆転層が形成されていたと推定される。



第4図 福岡高層の気温・露点の鉛直分布図

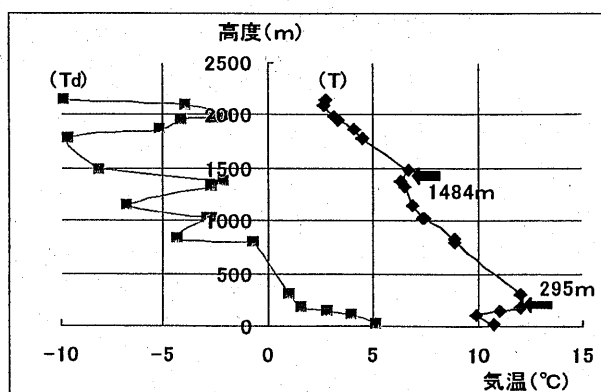
6. 気象官署の特徴

第5図には姫路・多度津・津山の視程の1分値時系列を示す。津山では00時28分以降に視程の



第3図 3月10日21時～11日12時までの衛星画像。

11日12時は可視画像、その他は赤外差分画像。



3月10日21時（左図）と11日09時（右図）

悪化が見られた。視程の悪化は、姫路で01時43分、多度津で07時24分にそれぞれ見られる。最低視程は姫路で98m、津山で105m、多度津で714mであった。第5図の特徴は3官署ともに視程の悪化が短時間に訪れていることと、瀬戸内海の沿岸部にある姫路と多度津では視程の悪化に約6時間の時間差が見られたことである。このことから、濃霧発生メカニズムは3地点でそれぞれ異なっていることが推定される。

7. その他の観測所の特徴

多度津では11日07時24分以降に視程の悪化が見られたが、近くの海上にある男木島霧観測所（第1図参照）では、11日05時頃に視程が100mまで落ち、その状態が約5時間続いた（第6図）。男木島霧観測所の特徴としては、11日03時50分に暖湿な空気塊が入り、その後視程が悪化したことである。一方瀬戸大橋の観測点（図は省略）では、両地点とも02時頃に視程が200mとなり、07時頃にかけて100m～0mとなった。この時間帯は姫路での濃霧の発生時間帯にほぼ一致している。

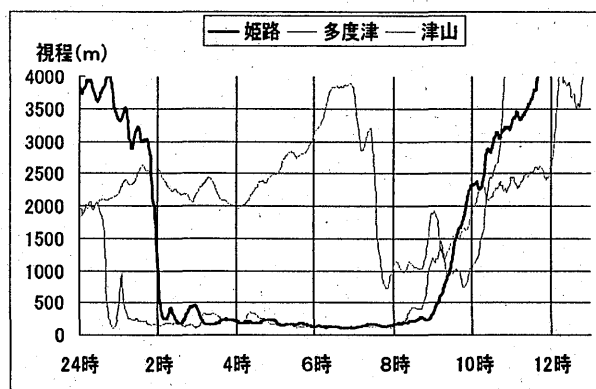
8. 考察

8.1 津山付近の濃霧

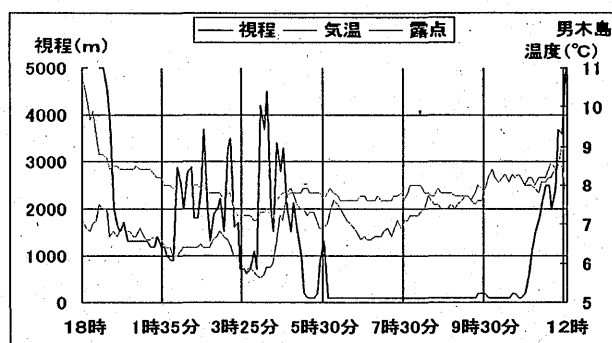
第7図には津山の視程・気温・露点の時系列を示す。最初に濃霧が発生した津山では、濃霧発生前が快晴であったことや気温・露点の変化傾向（注：気温低下、露点ほぼ一定）、日の出後の08時以降に急速に解消したことから「放射冷却霧」が主要因であったと推定される。さらに、11日00時39分には視程1600mであったが、00時51分には106mに急速に悪化した。このことから、津山で濃霧が局所的に発生したというより「放射冷却霧」を主要因として発生した濃霧が他から移流してきたと考える方が妥当と思われる。衛星の赤外差分画像では、津山の北側から霧雲（Sc、St）が南下しているように見える。濃霧に覆われた後は、風の変化に伴う視程の変化は見られたが、気温・露点の変化傾向から他からの「移流」や「混合」は見られなかった。

8.2 姫路付近の濃霧

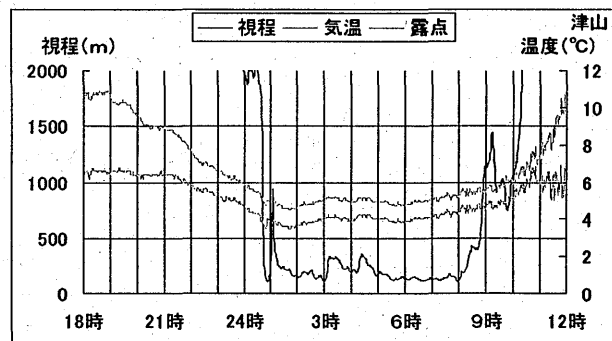
衛星（第4図）では、11日03時頃には山陽側と瀬戸内海では既に広い範囲で濃霧が発生していたと推定される。姫路の視程・気温・露点の時系列（第8図）によると、姫路も津山と同様に「放射冷却霧」を主要因として発生したと推定される。



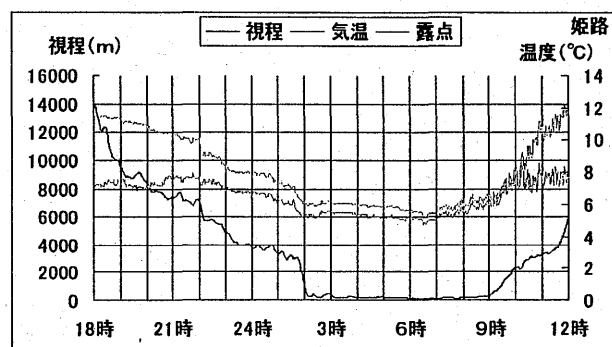
第5図 姫路・多度津・津山の視程の時系列
(11日00時～13時)



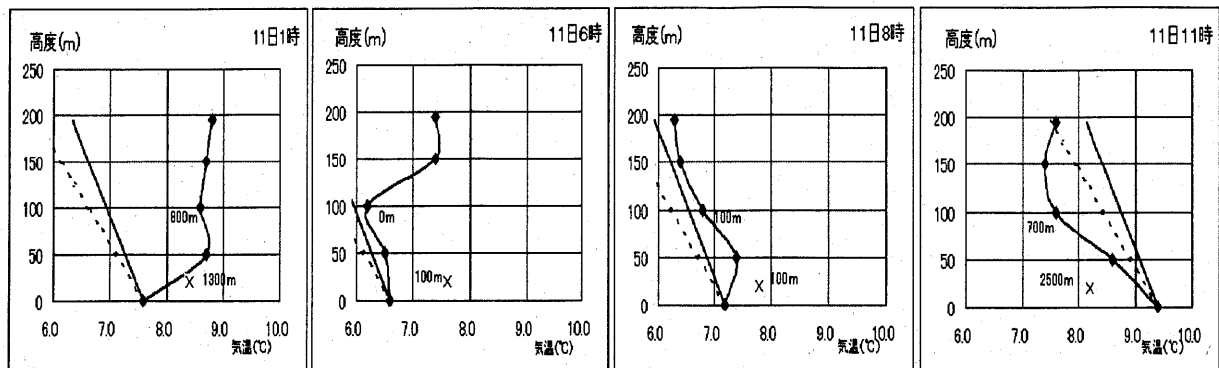
第6図 男木島霧観測所の視程・気温・露点の時系列
(10日18時～11日12時)



第7図 津山の視程・気温・露点の時系列
(10日18時～11日12時)



第8図 姫路の視程・気温・露点の時系列
(10日18時～11日12時)



第9図 坂出火力発電所の鉛直気温分布図(11日01時～11時) 高度100m付近の数値は瀬戸大橋の地点“BB4A”の視程を、高度10m付近の数値は男木島霧観測所の視程を、実線と点線は乾燥断熱線と湿潤断熱線をそれぞれ示す。

また、11日01時56分に視程1663mが、02時10分に256mまで悪化した原因は、津山と同様に姫路の北側から南下してきた霧雲(Sc、St)であったと推定される。津山と異なるのは濃霧の中にあった07時頃から気温と露点に上昇が見られたことである。このことは日変化だけでは説明ができず「混合霧」を示唆していると思われる。

8.3 坂出付近の濃霧

姫路が濃霧の中にあった02時頃、瀬戸大橋でも濃霧の中にあった。瀬戸大橋の観測点については露点温度がなく濃霧の分類はできないが、男木島霧観測所では第6図の視程・気温・露点の時系列より、03時50分に露点の上昇がありその後濃霧が発生したことから「混合霧」が推定される。また高松・多度津でも、気温・露点の時系列とともに「混合霧」であったことが推定された。

坂出火力発電所の気温の鉛直プロファイル(第9図)によると、発生期(～11日01時頃)には高度50m付近を中心に冷却された。この結果、高度50m～100mに弱い逆転層が形成され、“BB4A”、男木島ともに視程は徐々に悪化した。発達期(11日06時頃)には、地上から高度100mにかけて冷却がさらに進んだ結果、高度100m～150m付近まで逆転層高度を増した。逆転層高度より低い“BB4A”、男木島ともに霧の中に入った。最盛期(11日08時頃)には、高度100m～150m付近の逆転層は解消に向かうが、高度50m付近には弱い逆転層が残った。この結果、“BB4A”の視程はやや回復に向かうが、男木島は引き続き濃霧の中にあった。衰弱期(11日11時以降)には、“BB4A”と男木島の気温が逆転し両地点ともに視程は回復に向かった。

なお、逆転層高度は大阪湾や明石大橋等のHP上の写真より、最盛期には高度500m～600mが、

衰弱期には高度100m前後が推定された。

8.4 播磨灘付近の濃霧

瀬戸内海を東西に延びる形で濃霧が発生したと推定された。このような形状は、前日に低気圧が通過した後の瀬戸内海のごく下層に相対的な暖気が滞留し、日変化としての陸風が瀬戸内海で収束しやすい地形と関係していると思われる。最後まで残った播磨灘の濃霧は、高気圧の後面にあたる南海上からの暖湿な空気塊の移流が紀伊水道を通して続いたことが関係していたと思われる。なお、紀伊水道沿いの徳島・和歌山では11日02時40分頃に濃霧が発生したが、気温・露点の時系列から「混合冷却霧」(移流霧)が推定された。

9. まとめ

- (1)大規模な濃霧の背景に瀬戸内海固有の地形が関係していること。
- (2)総観場的には暖気移流の軸が西日本にあり、大気沈降による逆転層高度が南下していた(大気の蓋をした)。
- (3)地表付近では、最初は高度約50m付近で冷却が進み、次第に逆転層高度を上げた。
- (4)「混合霧」の成因として、接地層付近の逆転層を挟んで上下の空気塊の混合が推定されたが現時点では確認できなかった。
- (5)気温・露点・視程の時系列より、地点・地域(海域)で発生原因が異なること。

参考文献

- ・気象庁(1967):瀬戸内海霧実態調査報告書
- ・地方共同研究(1998)、霧の発生機構把握のための研究
- ・沢井哲滋(1990):霧のNowcasting、天気、Vol.37.No.8,3-12.

北海道西岸小低気圧の発生時に見られる正渦度極大域の移流

古田 英文 (気象情報教育研究会)

1. はじめに

冬期、西高東低型の気圧配置が緩みかけた時、北海道の西岸沖の日本海で北海道西岸小低気圧 (石狩湾で発生するときには石狩湾低気圧) と呼ばれる小さな低気圧が発生することがある。この小低気圧は、上陸にともなって短時間ではあるが北海道の西岸に局地的な大雪を降らせることで知られている。

今年の冬 (2005 年 12 月～2006 年 2 月) には 3 回の小低気圧の発生が見られた。今回この 3 回の小低気圧の発生時に見られた、共通した環境場の特徴をインターネットで得られた気象情報をもとにして報告する。

2. 小低気圧の寿命

今回の 3 つの小低気圧の寿命を、速報天気図上で小低気圧の発生が確認されてから消滅するまでの時間とすると、それぞれの発生日時と消滅日時は次の通りであり、約半日～1 日程度の寿命であった。

(小低気圧 1) (第 1 図)

2005 年 12 月 12 日 6 時発生～13 日 3 時消滅

(小低気圧 2) (第 2 図)

2005 年 12 月 27 日 21 時発生～28 日 12 時消滅

(小低気圧 3) (第 3 図)

2006 年 1 月 11 日 15 時発生～12 日 3 時消滅

3. 下層大気の特徴

それぞれの小低気圧の発生時刻前後における北海道西岸の下層大気の特徴を、エマグラム (稚内) とアメダスデータ (留萌) で見ると次のような特徴がある。

(小低気圧 1)

エマグラム (稚内) (第 4 図) 12 月 12 日 9 時には、地上～850hPa の層は北海道内陸部から吹く南東風であり、850hPa より上層は大陸から吹く西寄りの風が観測されている。

アメダスデータ (留萌) (第 5 図) 12 月 12 日のアメダスデータでは、11 時までは東南東の風であり、12 時から西寄りの風に急変し、18 時以降は風向の変動が大きい。

(小低気圧 2)

エマグラム (稚内) (第 6 図) 12 月 27 日 21 時には、地上～850hPa の層は北東風であり、850hPa より上層は大陸から吹く西寄りの風が観測されている。

アメダスデータ (留萌) (第 7 図) 12 月 27 日のアメダスデータでは、10 時までは西寄りの風であったが、11 時以降は風向が東寄りの風に変っており、小低気圧の発生した 21 時には北海道内陸部から吹く東風が観測されている。この東風は次の日の 28 日の 7 時 (東南東) から 8 時 (西北西) にかけて急変した。

(小低気圧 3)

エマグラム (稚内) (第 8 図) 1 月 11 日 9 時には、地上～850hPa の層は北海道内陸部から吹く東寄りの風であり、850hPa より上層は大陸から吹く南西風が観測されている。

アメダスデータ (留萌) (第 9 図) 1 月 11 日のアメダスデータでは、10 時までは東寄りの風であったが、11 時以降は風向は西寄りの風に急変している。

以上のことから、3 つの小低気圧の共通した風の特徴として、北海道西岸部では小低気圧の発生時刻あるいは発生時刻数時間前までは、地上～850hPa の下層大気では北海道内陸部からの東寄りの風が吹いており、850hPa より上層は大陸からの西寄りの季節風が吹いている。小低気圧発生時刻前後に留萌の風向が東から西に急変している (小低気圧 1 : 12 月 12 日 11～12 時、小低気圧 2 : 12 月 28 日 7～8 時、小低気圧 3 : 1 月 11 日 10～11 時) ことも考えると、小低気圧発生時には、下層風は、大陸からの西寄りの季節風と北海道内陸部から吹く東寄りの風が日本海上で収束していたことが予想できる。

4. 下層大気 (850hPa) の温度場の特徴

それぞれの小低気圧の発生時刻前後における北海道周辺の温度場には次のような特徴がある。

(小低気圧 1) (第 10 図)

沿海州付近に中心を持つ寒気が西北西から日本海に移流している。しかし、北海道の南東側

から北西側の日本海にかけては等温線が北西に盛り上がり、北海道が周囲よりも相対的に高温になっている。

(小低気圧2) (第11図)

サハリンの西の大陸に中心を持つ寒気が北西から日本列島に移流している。しかし、北海道西部では、等温線が北西側に盛り上がり、北海道西岸沖の日本海は周囲のよりも相対的に高温になっている。

(小低気圧3) (第12図)

サハリンの北西の大陸に中心を持つ寒気が北西から日本に移流している。しかし、北海道の東側から北西側の日本海にかけて、等温線が北西側に盛り上がり、周囲よりも相対的に高温になっている。

以上のことから、3つの小低気圧の発生時に共通する下層大気の温度場の特徴は、日本海から日本列島にかけては大陸からの寒気の変流が見られるが、北海道の西岸沖の日本海は周囲よりも相対的に高温になっている。

5. 500hPa 渦度分布の特徴

それぞれの小低気圧の発生時刻前後における北海道の西の日本海から大陸にかけての渦度分布には次のような特徴がある。

(小低気圧1) (第13図)

沿海州に極大値 ($+133 \times 10^{-6}/\text{sec}$: 以下オーダーと単位は省略) の正渦度があり、日本海北部から北海道西部にかけては正渦度極大域の移流域となっている。

(小低気圧2) (第14図)

日本列島全体が正渦度域であるが、沿海州に極大値 ($+101$) の正渦度があり、日本海北部から北海道西部にかけては正渦度極大域の移流域となっている。

(小低気圧3) (第15図)

北海道西岸沖の日本海に極大値 ($+90$)、沿海州には極大値 ($+98$) の正渦度があり、北海道西岸沖の日本海が正渦度極大域の移流域となっている。

6. まとめ

ここで紹介した3つの小低気圧の発生時には、北海道西岸から日本海にかけて下層風、下層大気の温度分布、上層 (500hPa) での正渦度極大域の移流に共通した特徴が見られる。

小低気圧発生時には、下層風は大陸からの西寄りの季節風と北海道内陸部から吹く東寄りの

風が日本海上で収束していると考えられる。また、下層大気の温度分布では、北海道西岸から西の日本海にかけては周囲よりも相対的に高温になっており、さらに、上層 (500hPa) では沿海州あたりにある正渦度極大域が北海道西岸沖の日本海へ移流してきている。

特に、下層大気が周囲よりも相対的に高温であることと上層への正渦度極大域の移流は、オメガ方程式が示すところによると、この地域では上昇流が強まる条件になる。

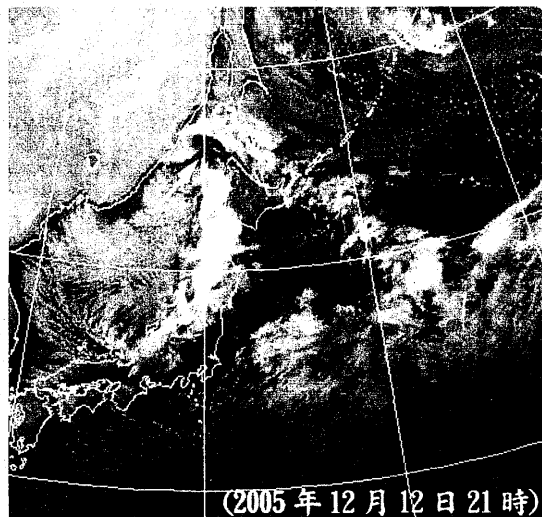
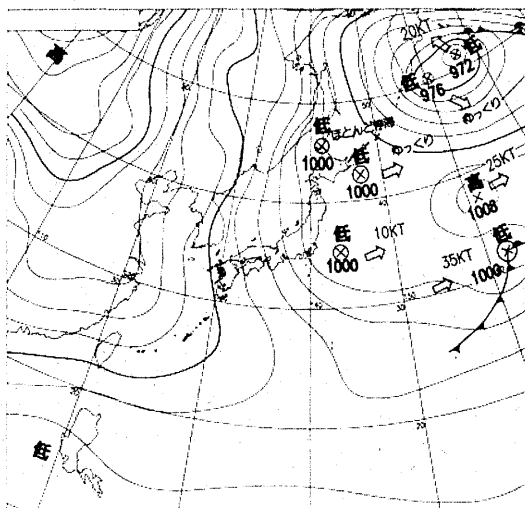
下層大気の収束域で、もし、反時計回りの渦が形成されつつある時に上昇流が強まれば、この渦が小低気圧に発達することが容易に想像がつく。ちょうど、竜巻あるいは台風のモデル実験で、下層の両側から風を送って、弱い渦をつくと同時に中心の空気を吸い上げれば、強い渦に成長するモデルと同様に考えることができないであろうか。

北海道西岸小低気圧の発生時の特徴として、下層大気で北海道内陸部から吹き出す東風と北西の季節風が日本海上で収束していることと、北海道付近が周囲よりも相対的に高温になっていることは、一般に解説されていることであるが、下層大気の収束域での小低気圧の発生に上昇流の強まりが大きな役割を果たしているならば、上層での正渦度極大域の移流の果たす役割も大きいのではないだろうか。

小低気圧発生時に上空に正のポテンシャル渦度の移流が解析された報告は、坪田・遊馬 (2002) によってもされている。

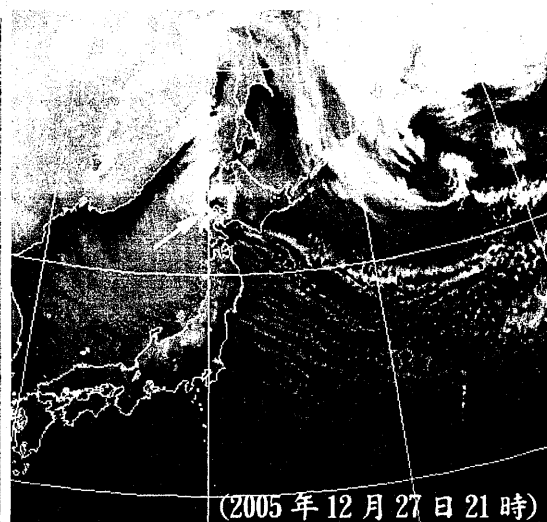
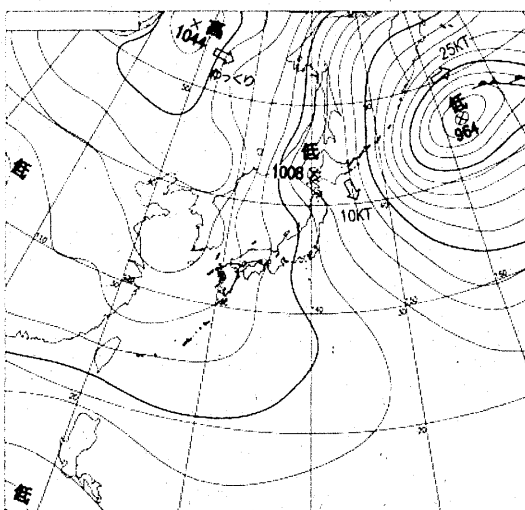
参考文献

- ・菊池正・黒田雄紀・鈴木和史 1996 : 気象 FAX の利用法 (Ⅱ) ～数値予報資料とひまわりを使った実践的利用法～、109 - 113
- ・坪田 敦緒・遊馬 芳雄 2002 : 北海道西方海上の渦列エコーの発生・発達過程、日本気象学会 2002 年度春季大会講演予稿集 B158



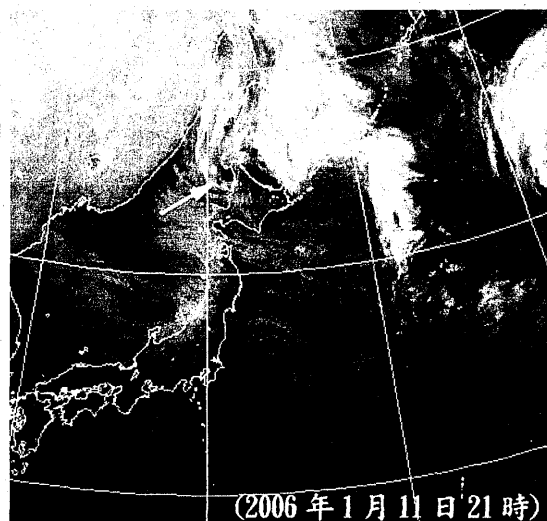
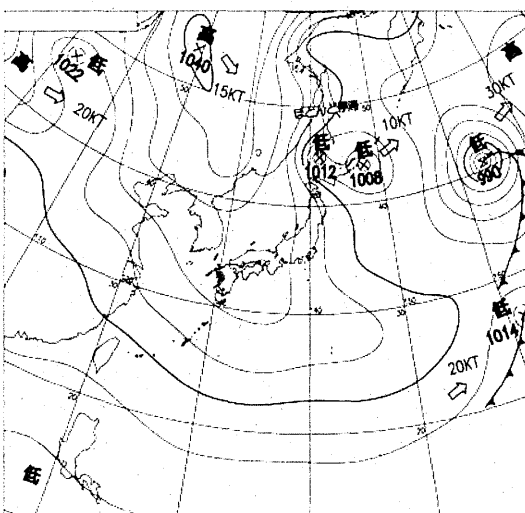
(2005年12月12日21時)

(第1図) 小低気圧1 (2005年12月12日21時) (気象庁ホームページより)



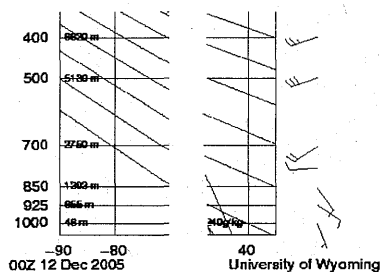
(2005年12月27日21時)

(第2図) 小低気圧2 (2005年12月27日21時) (気象庁ホームページより)

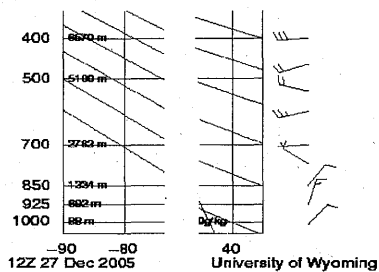


(2006年1月11日21時)

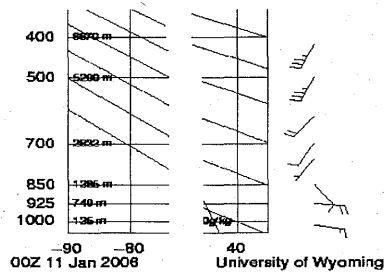
(第3図) 小低気圧3 (2006年1月11日21時) (気象庁ホームページより)



(第4図) 稚内 (2005年12月12日9時)



(第6図) 稚内 (2005年12月27日21時)



(第8図) 稚内 (2006年1月11日9時)

時刻	風向	風速 m/s
1時	東南東	4.3
2時	東南東	5.9
3時	東南東	6.7
4時	東南東	7.3
5時	東南東	5.8
6時	東南東	7.6
7時	東南東	7.4
8時	東南東	8.3
9時	東南東	6.8
10時	東南東	4.9
11時	東南東	4.2
12時	西	8.6
13時	西南西	9.1
14時	西	9.7
15時	西	9.9
16時	西南西	7.3
17時	西	5.9
18時	東南東	3.6
19時	西	4.4
20時	東南東	3.9
21時	東南東	4.8
22時	南南東	4.3
23時	東北東	2.3
24時	西南西	6.5

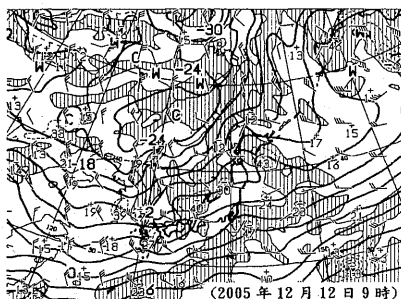
(第5図) 留萌 (2005年12月12日)
(小低気圧1)

時刻	風向	風速 m/s
1時	西北西	8.6
2時	北西	9.7
3時	西	5.2
4時	東	2.6
5時	北西	9.1
6時	北東	10.9
7時	北	6.4
8時	北西	5.3
9時	西南西	1.1
10時	西南西	4.3
11時	南東	2
12時	南東	1.9
13時	南東	2.7
14時	南南東	3.5
15時	東南東	3.3
16時	南東	2.8
17時	南南東	1.6
18時	東	4.1
19時	東	4.2
20時	東	4.1
21時	東	3.1
22時	東	1.9
23時	東北東	1.6
24時	北北東	1.3

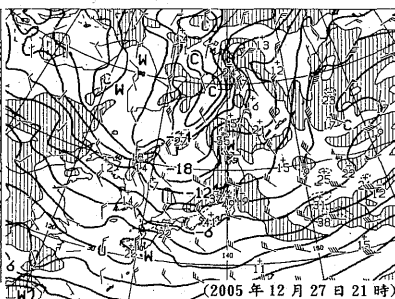
(第7図) 留萌 (2005年12月27日)
(小低気圧2)

時刻	風向	風速 m/s
1時	東南東	6.6
2時	東南東	6.6
3時	東南東	5.5
4時	東南東	4.2
5時	東南東	3.2
6時	東	3.8
7時	東南東	6.2
8時	東南東	6.6
9時	東南東	6.5
10時	東南東	6.6
11時	西	8.4
12時	西南西	11.9
13時	西	9
14時	西南西	8.9
15時	西南西	11.2
16時	西	8.2
17時	西	11.5
18時	西	11.4
19時	西	11.5
20時	西南西	12.3
21時	西南西	15.8
22時	西	16.8
23時	西北西	13.7
24時	北西	13.6

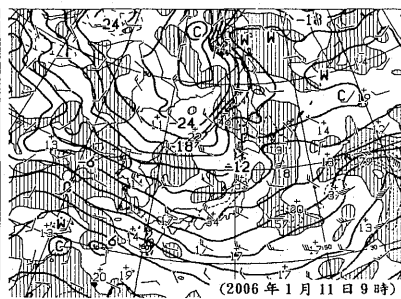
(第9図) 留萌 (2006年1月11日)
(小低気圧3)



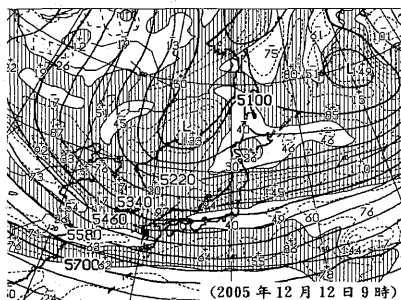
(第10図) 実線: 850hPa等温線
(2005年12月12日9時)



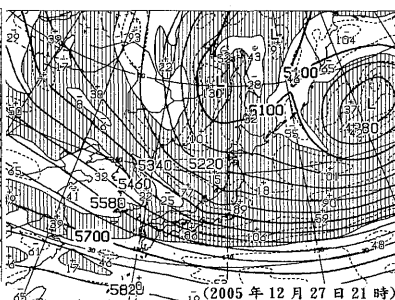
(第11図) 実線: 850hPa等温線
(2005年12月27日21時)



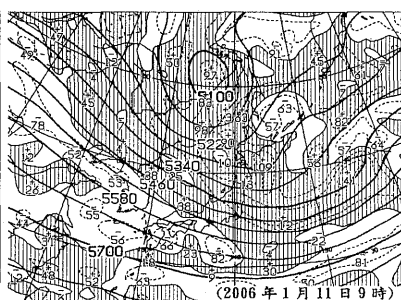
(第12図) 実線: 850hPa等温線
(2006年1月11日9時)



(第13図) 網領域: 500hPa渦度
(2005年12月12日9時)



(第14図) 網領域: 500hPa渦度
(2005年12月27日21時)



(第15図) 網領域: 500hPa渦度
(2006年1月11日9時)

梅雨期にみられる降水量偏差の南北差に関する解析

*北見佳史・里村雄彦(京都大学大学院理学研究科)

1 はじめに

日本では5月下旬から7月下旬にかけて梅雨の季節になり、しばしば日本各地に災害をもたらしてきた。そのため、梅雨に関する研究は数多くなされてきた。梅雨前線の研究が数多く進められてきたが、その内容は大きく分類して2つに大別される(秋山・二宮,1991)。1つは、大気の循環や地形の効果を考慮して梅雨前線の特徴や季節変化を論じたもの、もう1つは、梅雨前線帯で発生・発達する総観規模およびメソスケールの擾乱について論じたものである。これらは、ある期間についての事例解析を基本として解析を進められてきたものであるが、近年では、観測データ、特に気象衛星のデータや再解析データが揃ってきたということもあって、梅雨期(または夏季)の降水量や雲量の年々変動について議論した研究も多く見られるようになってきた。Tanaka (1997) や Fukutome et al. (2003) などは、梅雨期の降水量の年々変動に関する研究を行っているが、基本的にこれらの研究は日本全体、もしくは東アジア全体の降水量の多寡をもとに議論をしているものである。しかし、各年の降水量は地域によってその大きさも違えば平年値より多いか少ないかも異なっている。こういった地域差を考えた研究は従来あまりなかった。そこで、降水量偏差の地域差を調べ、その発生原因を調べるのが本研究の目的である。

2 データと解析手法

本研究の解析で使用した降水量のデータは、1976~2003年の6月、7月のアメダス日別降水量のデータである。解析の対象となる範囲は、北海道、南西諸島を除く28~40°N, 128~142°Eで

囲まれた領域であり、この領域内にあるアメダス観測所は1065地点(1999年時点)である。

降水量偏差の年々変動の解析を簡単にするために、解析範囲を格子点状にする。解析する領域を0.5°×0.5°の間隔で区切っていき、その区切られた領域内にあるアメダス観測所の数で平均して計算された値をその緯度・経度での降水量の値とする。各領域内で28年間の6月、7月のそれぞれ1ヶ月積算降水量の平均値を求め、偏差を求める。

コンポジット解析で使用する大気場のデータは、NCEP/NCAR再解析データを使用した。データの解像度は2.5°×2.5°、使用したデータの期間は1979~2003年の6月、7月である。

各年の降水量分布を見ると、降水量偏差に南北差が現れる年が何年か存在した。そこで、降水量偏差の空間パターンを調べるために6月、7月の降水量偏差についてそれぞれEOF解析を行った。

EOF第1モードは日本全体で負であり、九州にその最小値を持つ(not shown)。EOF第2モード(以下、EOF2と呼ぶ)は日本の南で負、北で正と南北で符号が異なっている(図1は7月のEOF2)。このEOF2を基準にして今回の研究を行う。EOF2のスコアが+1以上のときをNorth

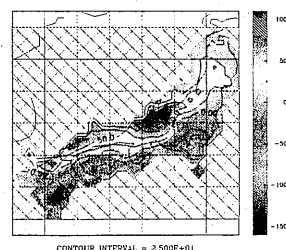


図1: 7月の1ヶ月積算降水量偏差のEOF第2モード。等値線間隔は25mm。

表 1: 6 月, 7 月の North type(N) および South type(S). () 内の年は使用しない.

6 月	N	(1978), 1981, 1986, 1996, 2001
	S	(1977), 1992, (1993), 1995, 1998, 2000
7 月	N	1983, 1985, 1991, 1995, 1997, 2003
	S	(1976), 1982, 1989, (1993), 1996, 1999

type, -1 以下のときを South type と呼ぶことにする. 表 1 がそれぞれの EOF 解析の結果である.

これらを基にして (North type) - (South type) (以下, NMS と呼ぶ) のコンポジット解析を行う.

3 結果

6 月と 7 月のコンポジット解析を比べるとその結果は大きく異なっていた. 梅雨前線帯の解析でよく用いられる 850hPa 面相当温位傾度 $|\nabla\theta_e|$ をこの 2 ヶ月で比較してみると, 6 月は西日本で有意な負の値をとっている (not shown). 一方, 7 月は北日本で有意な正の値をとっており, 西日本では有意ではないものの負の値をとっている (not shown). これから, 7 月は North type では South type より北上した梅雨前線帯が強化されたと推察される.

6 月と 7 月の違いは鉛直 p 速度をみるとより明瞭である. 6 月は, $|\nabla\theta_e|$ の NMS コンポジットの負の値の領域に沿って, 鉛直 p 速度の有意な正の値が広がっている (図 2). 一方, 7 月は日本の南海上の広い領域で正の値をとっている (図 3). これらから, 6 月の North type では South type より梅雨前線帯が弱まり日本の南側で上昇流が抑えられているというのが示唆されるが, 7 月は梅雨前線帯以外の別の要因で降水量偏差の南北差が生まれたと推察される.

この鉛直 p 速度については, 北太平洋高気圧の様相を見ればより理解できる. 梅雨前線帯と北太平洋高気圧とは密接に関連していることから, 北太平洋高気圧の様相を見ることは意味があると考えた. Lu(2001) に従い, 北太平洋高気圧の様

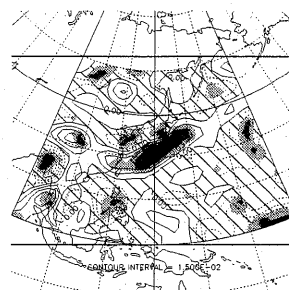


図 2: 6 月 500hPa 面鉛直 p 速度の NMS コンポジット図. 等値線間隔は 0.015Pa/s. 斜線域は負の値. 濃陰影域は有意水準 95 %, 淡陰影域は有意水準 90 %.

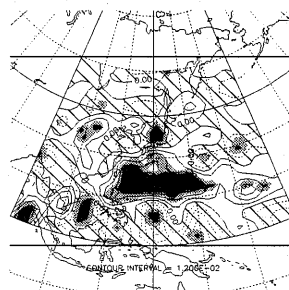


図 3: 図 2 と同じ. ただし, 7 月 500hPa 面鉛直 p 速度について. 等値線間隔は 0.012hPa/s.

相を検討するため 850hPa 面ジオポテンシャル高度のコンポジット図を用いる. 6 月は日本付近で正の値となっているがそれほど有意な値ではない (図 4). 一方, 7 月は 35°N を境に南で正, 北で負の値をとっている (図 5). 南北ともに広い範囲で有意な値となっており, 6 月と比べるとかなり水平スケールの大きい範囲で有意である. この正の値の領域は, 図 3 の下降流域 (正の値の領域) と概ね一致しており, North type のときは South type に比べ, 高気圧性の偏差が強まって上昇流が抑えられていたということがわかる.

図 4 および図 5 がどのような事を表しているかというのは, 850hPa 面ジオポテンシャル高度の 1480gpm ラインを見ればより明白である. Lu(2001) によれば 1480gpm ラインは概ね北太平洋高気圧の北西縁を表しており, 梅雨期にみられる温暖湿潤な下層ジェット的位置ともほぼ一致する. 6 月は North type, South type とともに平均値とそれほど差はない (図 6). ただし, 日本付近

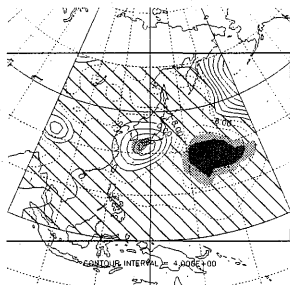


図 4: 図 2 と同じ。ただし、6 月 850hPa 面ジオポテンシャル高度について。等値線間隔は 4.0gpm.

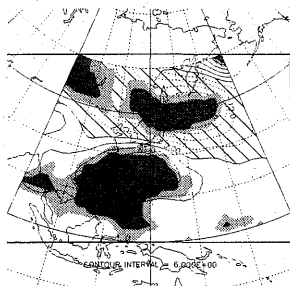


図 5: 図 2 と同じ。ただし、7 月 850hPa 面ジオポテンシャル高度について。等値線間隔は 6.0gpm.

に注目すると、図 4 の正の領域に対応するように North type のとき 1480gpm ラインが若干北上している。一方、6 月とは異なり、7 月は 1480gpm ラインが North type と South type とで大きく異なっている (図 7)。North type は South type と比べて 130°E 以西で西の張り出しが強く、35°N 以北で北の張り出しが弱い。こちらも図 5 の正負の値に対応して、1480gpm ラインが引かれているのがわかる。

850hPa 面ジオポテンシャル高度のコンポジット図を見ればわかるように、降水量偏差の南北差と北太平洋高気圧とに関係があることがわかる。特に 7 月はそれが顕著であり、太平洋高気圧の張り出し方が降水量偏差の南北差に大きく影響していると示唆される。図 8 および図 9 はそれぞれ 6 月、7 月の 850hPa 面ジオポテンシャル高度と EOF2 のスコアとの相関係数を示したものである。これらの図は、図 4 および図 5 で示した 850hPa 面ジオポテンシャル高度の NMS コンポジット図とよく似ている。6 月は、日本付近に有意な正の相関をもっており、台湾付近では有意ではないものの

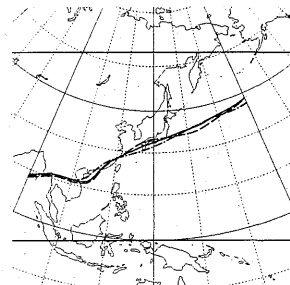


図 6: 6 月 850hPa 面ジオポテンシャル高度の 1480gpm ライン。破線は North type, 点線は South type, 実線は平均値.

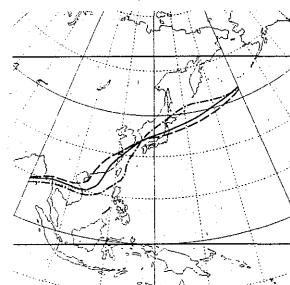


図 7: 図 6 と同じ。ただし 7 月について.

負の相関関係がある。一方、7 月は、35~40°N を境にして北で負の相関、南で正の相関となっている。このように相関係数の分布も 6 月と 7 月とでかなり異なっている。

特に 7 月は、台湾付近の広い範囲で有意な正の相関関係をもっているの、この領域に注目して降水量偏差の南北差との相関関係を検証する。本研究では、Lu(2001) の北太平洋亜熱帯高気圧指数 (NPSH Index; 北太平洋高気圧の西への張り出

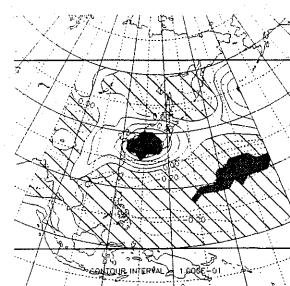


図 8: 6 月の 850hPa 面ジオポテンシャル高度と EOF2 のスコアとの相関係数。斜線域は負の値。陰影域は有意水準 95 %。等値線間隔は 0.1.

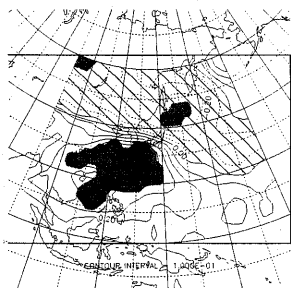


図 9: 図 8 と同じ. ただし, 7 月について.

しの指標となる指数) を用いて北太平洋高気圧の張り出し方と降水量偏差の南北差との関係を調べる. その結果, NPSH Index と EOF2 のスコアとの相関係数は 6 月は -0.04, 7 月は 0.55 であった. 6 月は有意な相関ではないが, 7 月は有意水準 99 % であった. つまり, 7 月は北太平洋高気圧が西へ張り出すと North type の降水量偏差分布になることを示す.

4 議論とまとめ

ここまでの解析から, 梅雨期にみられる降水量偏差の南北差は北太平洋高気圧と関係があることがわかった. 6 月と 7 月とではその様相はかなり異なっており, 6 月は日本付近に高気圧偏差が生じているのに対し, 7 月は北太平洋高気圧が西へ大きく張り出していた.

特に 7 月の 850hPa 面ジオポテンシャル高度の NMS コンポジット図 (図 5) は Lu(2001) の中で解析された北太平洋高気圧の西への張り出しが強い年から弱い年を引いたコンポジット図とよく似ている. また大気の鉛直構造もよく似ている. 850hPa 面および 200hPa 面相対渦度コンポジット図から図 5 の高気圧偏差が傾圧的であることがわかる (not shown). この結果は, Lu(2001) の相対渦度のコンポジット図とよく一致している. Lu(2001) のコンポジット図は NPSH Index をもとにして計算されたものであることから, 7 月における降水量偏差の南北差の発生と北太平洋高気圧の西への張り出しは密接に関わっていることがわかる. 一方, 6 月は鉛直構造が順圧的であり, 7 月とはこの点でもかなり異なる.

本研究では, 6 月および 7 月それぞれについて EOF 解析およびコンポジット解析を行った. 7 月の South type は North type に比べ西には張り出しが弱いものの, 北への張り出しは North type に比べ強い (図 7). Lu(2001) によれば, 気候学的には, 北太平洋高気圧は 7 月下旬頃から西への張り出しは弱まり, それに代わって北へ張り出し始める. 7 月の South type 1480gpm ラインはまさにこの形に当てはまる. このことは, 7 月の South type は平年に比べ季節進行が早くなっているという可能性がある. 6 月は, 図 6 から North type のとき九州付近で局所的に梅雨前線帯が北へ押し上げられている可能性があるが, 図 2 から単に梅雨前線帯の活動が弱かったということも考えられる. しかし, 図 6 の 6 月のジオポテンシャル高度に見られた正偏差は今回使用した再解析データの解像度の下限に近く, 更なる議論にはもっと解像度の高いデータを使う必要があるだろう.

参考文献

- [1] 秋山 孝子・二宮 洸三, 1991: メソスケールの気象, 気象研究ノート第 172 号, 梅雨前線帯の変動とメソスケール擾乱, 日本気象学会, 75-133.
- [2] Fukutome, S., C. Frei and C. Schär, 2003: Interannual Covariance between Japan Summer Precipitation and Western North Pacific SST, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1435-1456.
- [3] Lu, R., 2001: Interannual Variability of the Summertime North Pacific Subtropical High and its Relation to Atmospheric Convection over the Warm Pool, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 771-783.
- [4] Tanaka, M., 1997: Interannual and Interdecadal Variation of the Western North Pacific Monsoon and Baiu Rainfall and their Relationship to the ENSO Cycles, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1109-1123.

梅雨期の九州における降水の日変化と梅雨前線周辺域の大気場について

*羽賀泰之 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻)

加藤内蔵進 (岡山大学・教育学部・理科教室)

塚本修 (岡山大学・大学院自然科学研究科)

1. はじめに

梅雨前線帯での集中豪雨は、亜熱帯高圧域からの強い下層南風による水蒸気輸送と大気成層の不安定化が大きく関わっている。このような梅雨前線の活動に関連したメソ降水系などに対する大規模場の日変化の影響も近年指摘されている (Akiyama 1989; Li 2005 など)。例えば、夏季の中国大陸上における亜熱帯高圧域からの下層南風が夜間～朝にかけて強化されるという日変化に対応して、大陸上の梅雨前線付近で、クラウドクラスターが発生・発達するという指摘もある (Li 2005)。したがって、その東方にあたる九州でも、上述での現象とのかかわりもありうるのではないかと考えられる。そこで本研究では、九州における降水の日変化の事実を解析するとともに、中国大陸上の日変化との関わりを理解する手がかりを得ることを目的とし、統計的解析と事例解析に基づき研究を行った。

2. データ

統計解析には、1976～2005 年の 30 年分の時間降水量データは、気象庁ホームページ、気象庁天気図 (CD-ROM 版) を主に用い、事例解析には大気場の NCEP/NCAR 再解析データ、GAME 再解析データ (1998 年) を用いた。

3. 九州北西部における梅雨期の降水の日変化に関する気候学的特徴

第 1 図は長崎における 6, 7 月の 1 時間降水量の積算値の 30 年平均値と 10mm/hour 以上の降水イベントの累積頻度を 30 年分について示したものである。このように気候学的には、未明～朝に降水のピーク、夕方～宵に降水が極小になるような降水の日変化が見られた。また、ほぼ土砂降りの雨に相当する 10mm/hour 以上の降水イベントの頻度も午前中の方が高くなっている。つまり、比較的強い降水が午前中に起こりやすいために、気候

学的にも降水量は午前中に極大になると考えられる。

午前、午後別の降水量として集計すると、この期間において長崎の 6, 7 月の平均降水量 638mm、そのうち、午前の降水量は 380mm あり、その割合は 59.5%となっていた。また、九州全域でみても午前中の降水が多くなっていて、九州北西部の各地点で午前中に降水量が特に多いという日変化がみられた。

第 2 図は、長崎における 6 月上中旬、梅雨最盛期の 6 月下旬から 7 月上旬、及び 7 月中下旬における 1 時間降水量の積算値の 30 年平均の日変化を示す。気候学的な降水量の日変化が長崎で最も明瞭なのは 6 月下旬から 7 月上旬にかけてである点が注目される。つまり、単に日射などで午後にピークとなるような日変化ではなく、むしろ梅雨最盛期を特徴づける現象の一環として、日変化が見られるように思える。

第 3 図は長崎の 6, 7 月における階級別の半日降水量の出現回数と半日総降水量に対する寄与を示したものである。半日降水量として統計すると、20mm/12hours 以上の降水の頻度と量はそれぞれ午前で 6.0 回/2months, 308.5mm/2months、午後で 3.8 回/2months, 184.5mm/2months とかなりの違いが見られた。また、半日あたりの降水が 1～10, 10～20mm の比較的弱い降水の頻度及び総降水量への寄与は午前も午後もほぼ同じくらいである。ところが、20～50, 50～100mm、あるいはそれ以上といった大雨は、午前の方が午後に比べて頻度が高く、総降水量の午前と午後との差への寄与が大きくなっている。このように、九州北西部を中心とする地域での梅雨期の気候学的降水の午前のピークは、一般的に知られている梅雨前線および前線上で発生する総観～メソスケール降水システムの何らかのものに関連して起きている可能性を示唆している。

第4図は九州北西部の5地点（長崎・佐世保・佐賀・阿久根・福江）で平均した6、7月の総降水量と、0～12時の降水量の総降水量に対する割合の年々変動を示したものである。これまで述べた降水の日変化は平均として現れたものでなく、個々の年でもほぼ見られるようである。

4. 大規模場の日変化の特徴

第5図は、NCEP/NCAR再解析データ（ $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ）による第4図で午前のピークが比較的明瞭だった年の中で1990、1997、1998年について平均した梅雨最盛期（6/21-7/10）の850hPa面の水蒸気フラックス収束を示したものである。中国大陸上（東経 $115^\circ \sim 120^\circ$ ，北緯 $26^\circ \sim 30^\circ$ 付近）で18UTC（03JST）～00UTC（09JST）で極大となるような日変化が見られた。また、これに対応するように、下層の南風や西風成分が18UTC（03JST）に最大となるような日変化が、華中～華南や東シナ海～九州付近で見られた（図は略）。

5. 大陸上の日変化と九州における降水とのかかわりの考察（98年の事例解析に基づいて）

Ninomiya and Mizunno(1987)などでも指摘されているように、梅雨前線による西日本での地点毎の大雨イベントは「ひと梅雨」の間に平均4～5回程度あり、ここまで述べてきた日変化にかかわる個別のイベントは、多くてもこの程度の頻度であることが予想される。したがって、個別のイベントについて数多く抽出して、特にその形成のタイミングとの関わりについての事例解析を蓄積する必要があるが、その見通しを立てるために、まずは、GAME再解析データが作成されている1998年についてさらに解析した。

第6図は、6/18-6/30で平均した850hPa面における風ベクトルと相当温位を重ねたものである。亜熱帯高気圧西縁をまわる南西風や大陸から日本列島にかけての比較的大きな相当温位傾度など、梅雨最盛期の大規模場の特徴として知られているような状況であった。しかし、九州北西部ではこの期間、午前中にピークを示す降水イベントが何回も見られた（図は略）。

第7図は大陸上の $25^\circ \sim 30^\circ \text{N}/110^\circ \sim 115^\circ \text{E}$ で平均した925hPa面での南風成分と $27^\circ \sim 32^\circ \text{N}/113^\circ \sim 118^\circ \text{E}$ で平均した水平発散の6時間毎の時系列で5項移動平均からの偏差、すなわち、日変化成分を示す。このように風は、ほぼ18UTC（北京時の午前2時）に南風のピークとなるような明瞭な日変化が、解析期間を通じて毎日のようにみられた。また、それらに対応して水平収束も00UTC（北京時の午前8時）にピークとなるような日変化がみられた。

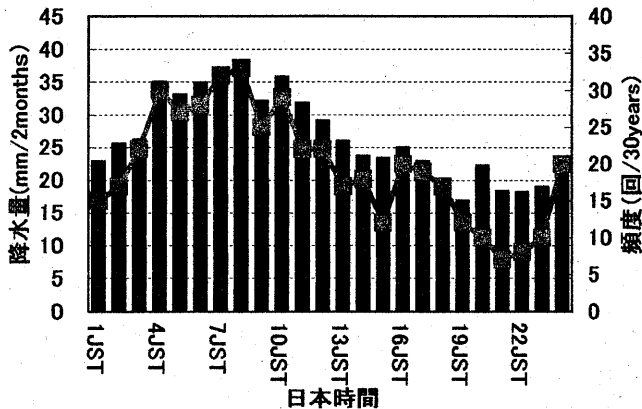
例えば、九州で午前中にまとまった降水があった1998年6月19日の例では、その1日ぐらい前の17日18UTC（18日03JST）頃に華中～その南方での南風や西風成分が強化される日変化に対応して、18日00UTC（18日09JST）に大陸上での収束域が強化された。収束域の強化と同時あるいは6～12時間後にそこでの降水も強まり、その東側の大陸東岸付近でメソスケールの正渦度域が出現していた。この事例では、さらにメソ α スケールの正渦度域の東進に合わせて降水域もまとまりながら東進し、翌朝（19日の朝）の九州での降水ピークに関与しているように見えた。但し、この事例以外にも、異なるタイプの関わり方が示唆される事例もあり今後慎重に調べていく必要がある。大陸上の前線南方の下層南風の日変化が華中での対流雲の日変化に対して、このように関わっていることについてLi（2005）でも述べられているが、まさにこのような現象が、九州での降雨のタイミングを決める1つの要因となりうる可能性が示唆されたことは興味深い。

6. まとめと今後の研究課題

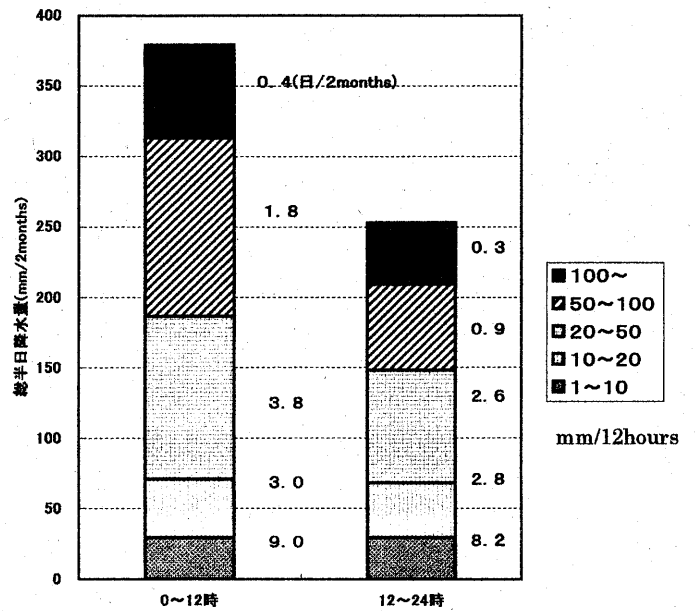
30年間の統計解析から九州北西部を中心に未明から朝をピーク、夕方から宵に極小となる降水の日変化が梅雨最盛期を中心にみられた。しかも、それらはまとまった雨を降らせるイベントの頻度が未明から朝に多いことに対応していた。つまり、九州における豪雨をもたらす梅雨前線活動の一環としての降水現象が、どちらかというと午前に起こりやすいことを反映しているためではないかと考えられる。

また、本研究は、このような九州での梅雨前線による降水の日変化は、華南から華中の

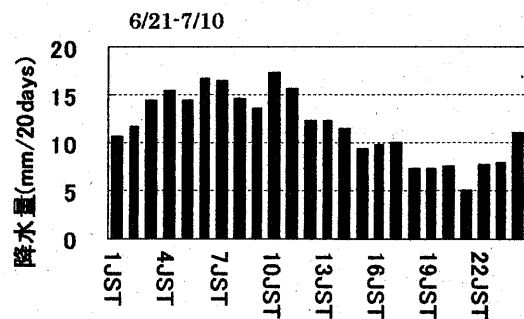
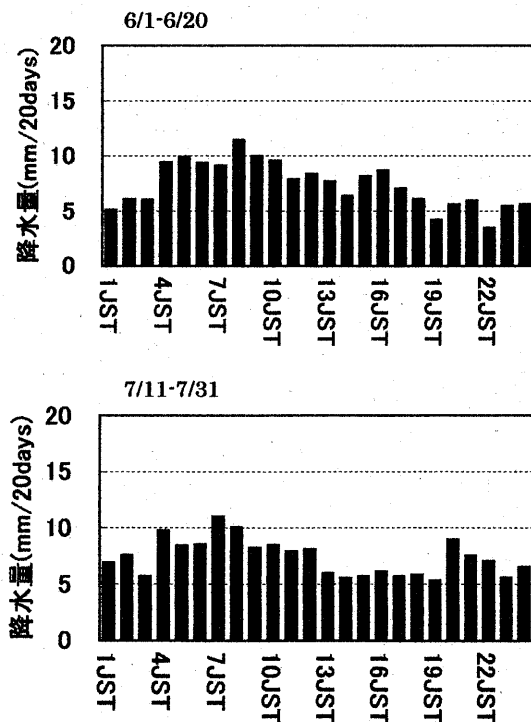
梅雨前線への下層南風の日変化の影響を受けて生じる大陸付近の梅雨前線上の擾乱の東進によっても、それなりの頻度で影響を受ける可能性を問題提起した。しかし、梅雨前線帯の擾乱といってもさまざまなタイプがあり、更に多くの事例解析や統計的解析により吟味する必要がある。



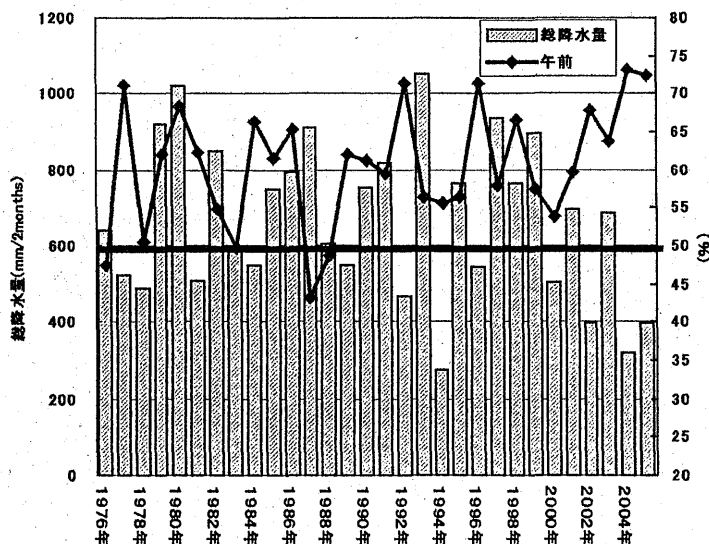
第1図. 長崎における6, 7月の時間降水量の積算値(棒グラフ)と10mm/hour以上の降水イベントの30年間の累積の頻度(折れ線グラフ)(1976~2005の30年平均)



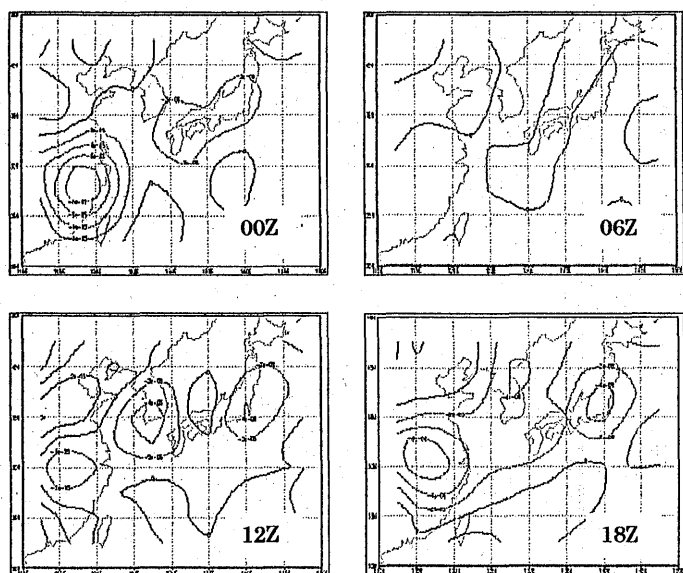
第3図. 長崎の6, 7月における階級別の半日降水量の出現回数と半日総降水量に対する寄与(1976~2005の30年平均)。



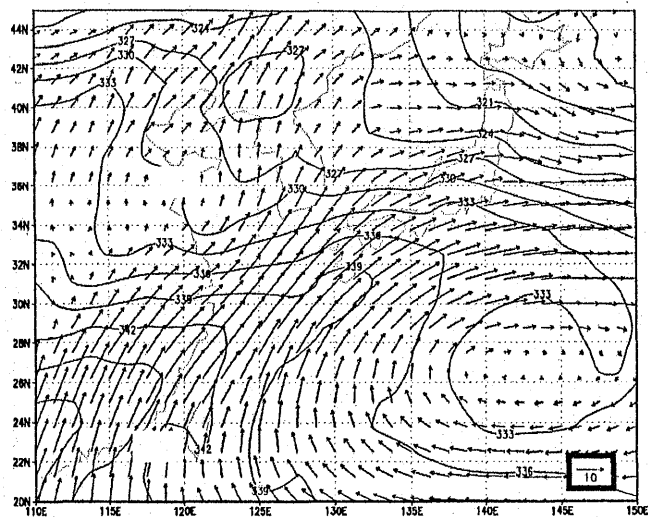
第2図. 長崎における6月上中旬(左上)、梅雨最盛期の6月下旬から7月上旬(右)、及び7月中下旬(左下)における1時間降水量の積算値の日変化(1976~2005の30年平均)



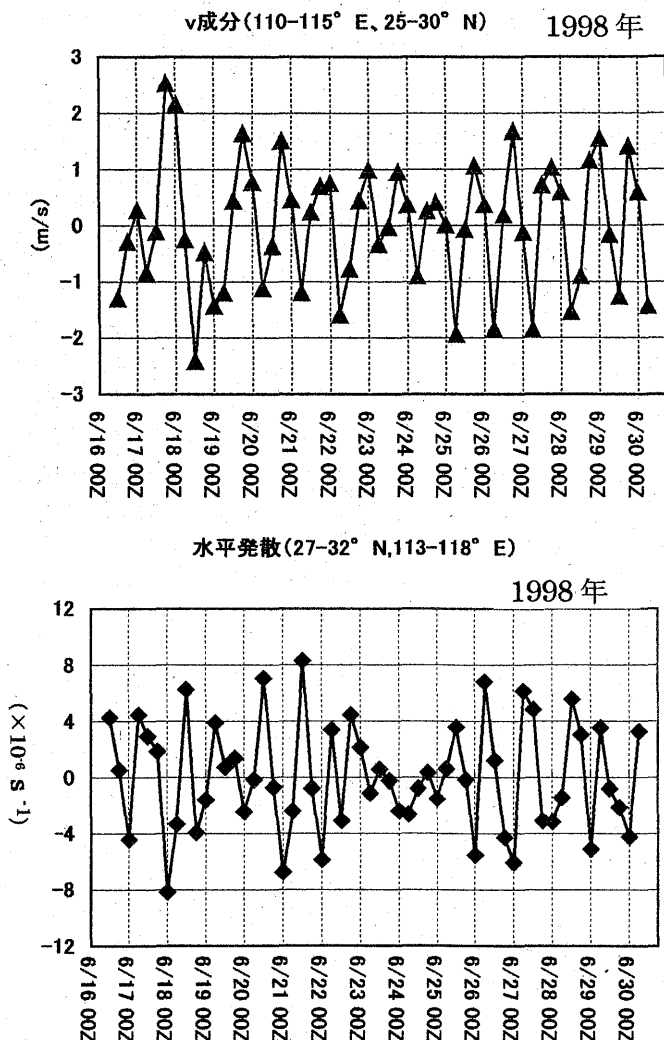
第4図. 九州北西部の5地点（長崎・佐世保・佐賀・阿久根・福江）で平均した6, 7月の総降水量と、0～12時の降水量の総降水量に対する割合の年々変動。



第5図.NCEP/NCAR 再解析データによる 1990,97,98 年の 6/21-7/10（梅雨最盛期にほぼ対応）で平均した 850hPa 面の水蒸気フラックス収束(g/kg m/s)



第6図. 1998 年 6/18-6/30 で平均した 850 hPa 面における風ベクトル (ms^{-1}) 及び相当温位 (K) の分布。



第7図. 大陸上の領域(南風成分; $25-30^{\circ}\text{N}/110-115^{\circ}\text{E}$, 水平発散; $27-32^{\circ}\text{N}/113-118^{\circ}\text{E}$) でそれぞれ平均した、925 hPa 面での南風成分 (ms^{-1}) と水平発散 ($\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$) の6時間毎の時系列。5項移動平均からの偏差で示す。

盛夏期から秋雨期への季節進行における日本付近の降水特性と大規模場の特徴

* 盛 宣誠 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻)、加藤 内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)、

塚本 修 (岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

日本付近では夏をはさんで梅雨及び秋雨の二つの雨期がある。秋雨期(9月中下旬頃が中心)にはシベリア大陸が冷え始め大陸育ちの寒気が秋雨前線北方の気団として位置する一方で、熱帯西太平洋の対流活動の特徴や亜熱帯高気圧の緯度(特に日本南方～南東方)は露最盛期と比較的類似した状態を維持しており、これらのシステムの間で秋雨前線が形成されている。特に北側の気団の違いやそれに伴う降水の違いなど、秋雨期の特徴についての研究も幾つかなされているが、盛夏から秋雨への移行期にどのようなことが起きるかも興味深い。そこで、本研究では盛夏期から秋雨期への移行過程で現れる現象に注目して、降水量や大気場の解析などにに基づき考察した。

2. データ

1971年から2000年の各気象官署における日降水量(気象庁ホームページ)、地上天気図(月刊「気象」、及び「天気図集成」)、NCEP/NCAR 再解析データ等を解析に用いた。

3. 降水量の季節進行

西日本から関東にかけてのほとんどの地域では、9月中下旬頃に秋雨期に対応する降水量のピークが見られるのに対し、長崎などの九州北西部を中心とする地域では、30年で平均した8月下旬から9月上旬にかけて降水量が極大となっていた(図1)。また、これまで知られているように、西日本の梅雨最盛期には、組織化された積乱雲の集団に伴って多量の降水を伴うイベントの頻出が、期間全体の大きな降水量を生み出しているが、9月中下旬の秋雨期には主に日降水量 20~50mm の降水

イベントが期間の総降水量に大きく寄与している(図2(a))。しかし九州北西部での8月終わり頃のピークは、主に日降水量 50mm 以上の比較的まとまった降水イベントによる寄与が大きかった(図2(b))。即ち、九州北西部では、まとまった降水量を示す日の頻出によって、全国的な秋雨期に先行する8月下旬から9月上旬頃に降水量がピークとなっていた。

さて、各年の日降水量時系列を見ると(図は略)、先に指摘した8月終わり頃の九州北西部での降水のピークの特徴は毎年みられるわけではないものの、長崎などでは30年間のうち約半分の年で、この時期に降水のピークが現れていた。つまり、九州北西部では、降水のピークが個々の年でもこの時期の方が起きやすいことになる。

また、8月下旬から9月上旬の時期は、日本に台風が来襲することが多いと言われている期間の中にある。そこで、長崎における降水のうち、地上天気図(09JST)上で日本列島付近、及びその南海上(おおむね20°N以北)や東シナ海域に台風が存在していた日の降水量の占める割合を集計すると、全体の26.6%であった。これは、長崎付近に直接台風の影響が及んでいない場合も含まれるので、本当に台風が関係していた事例での降水はもう少し少ないものと考えられる。従って、8月下旬から9月上旬における九州北西部での降水のピークは、第一義的には、台風絡みではないような、例えば前線などによる降水の寄与が多いものと示唆される。

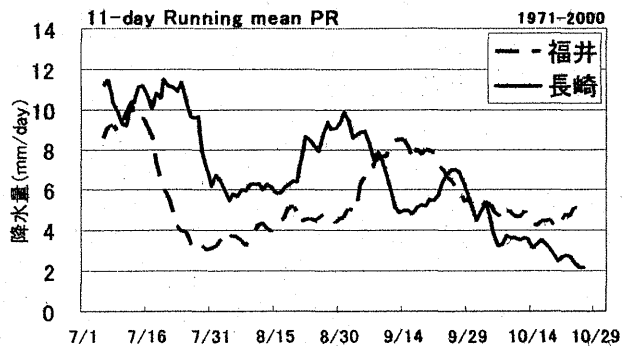
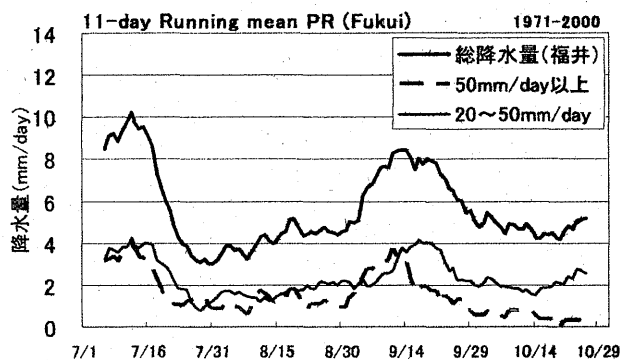
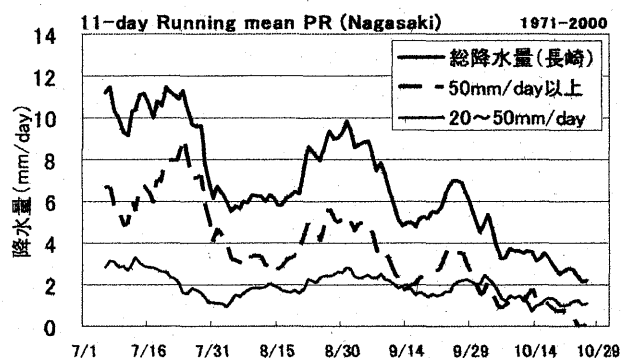


図1 福井と長崎における11日移動平均した日降水量 (mm/day) の季節経過 (同じ日付で1971年から2000年について平均したもの)。



(a)



(b)

図2 図1に示した(a)福井と(b)長崎における日降水量(太線)に50mm/day以上の日(灰色線)及び20mm/day以上50mm/day未満(細線)の日の降水量の寄与を、それぞれ、重ねた時系列 (mm/day)。

4. 日本付近の降水活動に関連した平均場で見られる特徴

NCEP/NCAR再解析データに基づく8月19日～9月7日(期間2)の大気の平均場を期間1(8月4～8月18日;盛夏期),期間3(9月8日～9月27日;全国的な秋雨期)と比較した。(図3)

九州北西部などで降水が生じることの多い期間2では、未だ θ_e の大きな気団である太平洋高気圧の西縁からの南よりの風が九州付近に卓越している。しかし、北方での相対的に冷たく乾いた空気南下に伴い、九州のすぐ北方を中心に相当温位傾度が盛夏期(期間1:図は略)よりも大きくなっている。即ち、九州は温度場でみてもフロントゲネシスの場の南側に位置している。また、例えば $\theta_{e500}-\theta_{e850}$ でみた安定度も中立に近い領域が九州～その北方に広がっている。さらに、その北方の前線帯に吹き込む太平洋高気圧域内の流れに伴う暖湿移流も強くなっている。

実は、期間3の方が前線帯付近での $\nabla\theta_e$ 、 ∇T は大きい、期間3ではこの時期に地上の前線のやや北側に入る日本列島上空は、地上寒気の少し上層での暖気移流に伴う層状性の降水で特徴づけられる。

従って、期間2において、このような暖湿移流が下層に入ることにより九州付近でも湿潤対流に対する不安定が生成されやすいものと考えられ、九州付近で降水が生じるとすると対流性の雨として、前述のようなまとまった降水を伴うイベントも出現しやすい状況となっていたことが示唆される。

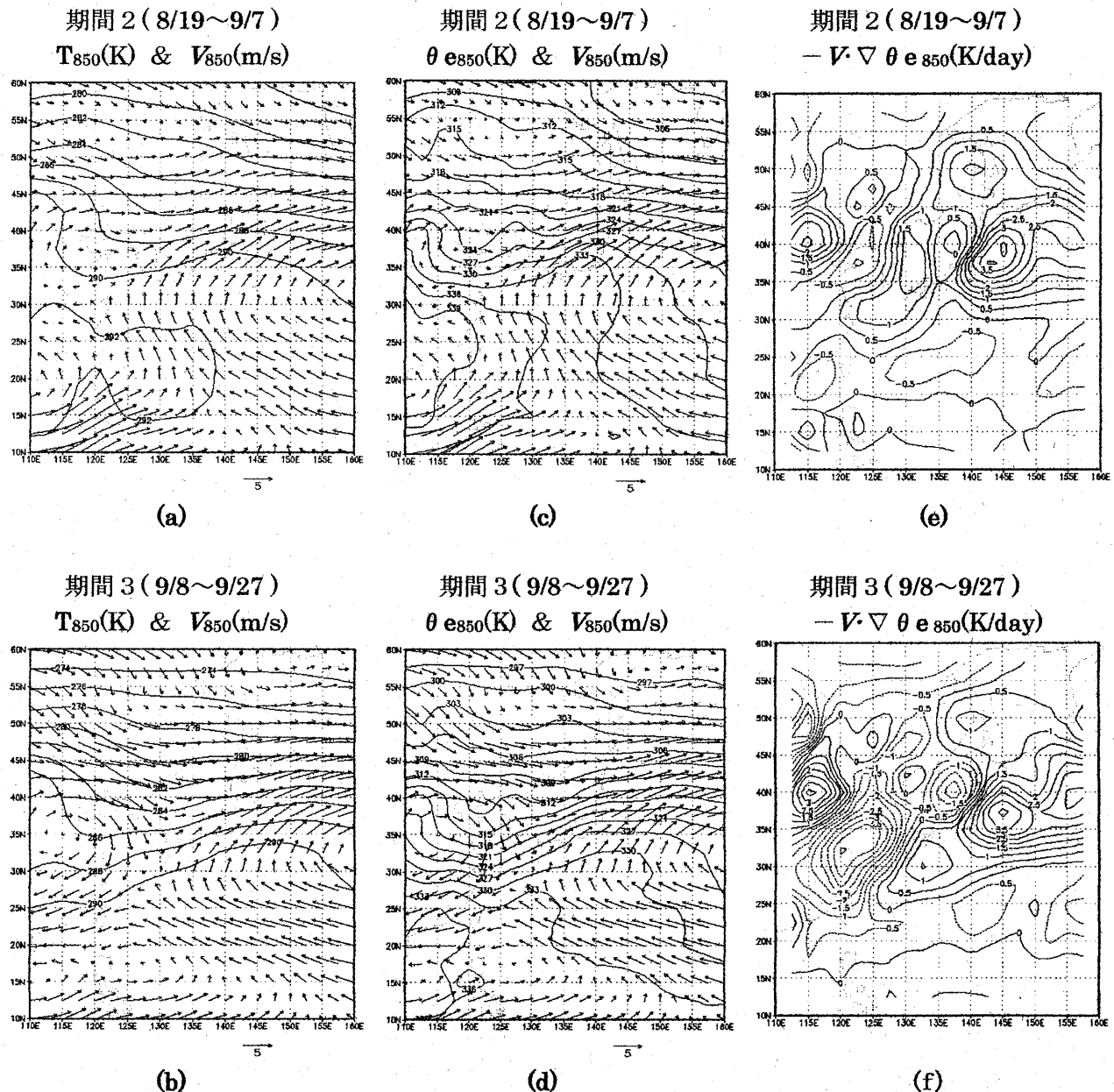


図3 NCEP/NCAR再解析データに基づく850hPa面の1971年から2000年の8月19日~9月7日(期間2)と9月8日~9月27日(期間3)における大気の平均場。(a) 期間2の気温(T_{850}) (K)と風(V_{850}) (m/s)。(b) (a)と同様。但し、期間3。(c) 期間2の相当温位(θ_{e850}) (K)と風(V_{850}) (m/s)。(d) (c)と同様。但し、期間3。(e) 期間2の相当温位水平移流($-V \cdot \nabla \theta_{e850}$) (K/day)の分布。正值は暖湿移流を表す。(f) (e)と同様。但し、期間3。

5. 降水パターンの典型的な年の特徴

各期間の当該地域での降水パターンが典型的であった1983年(いずれのパターンも顕著)と1995年(九州北西部の降水ピークのみ顕著)について更に詳しく検討した。毎日の地上天気図の集計によると、期間3(図は略)では、前線は日本の南海上で解析されることが多く、前線の北側にある日本では、4節で述べたように比較的層状性のいわゆる秋雨が降りやすくなっていたことが示唆される。

一方、期間2(図4)では、前線が対馬海峡付近に解析されていることが多かった。また、期間2における東経130°線上の地上前線

の気候学的な出現頻度(図5)によると、長崎(北緯 $32^{\circ}44'$)の北側での頻度が大きくなっている。このように、期間2の北西九州では、地上前線のすぐ南側での降水として、比較的对流性のまとまった雨が降りやすい気象状況にあることが多かったと示唆される。

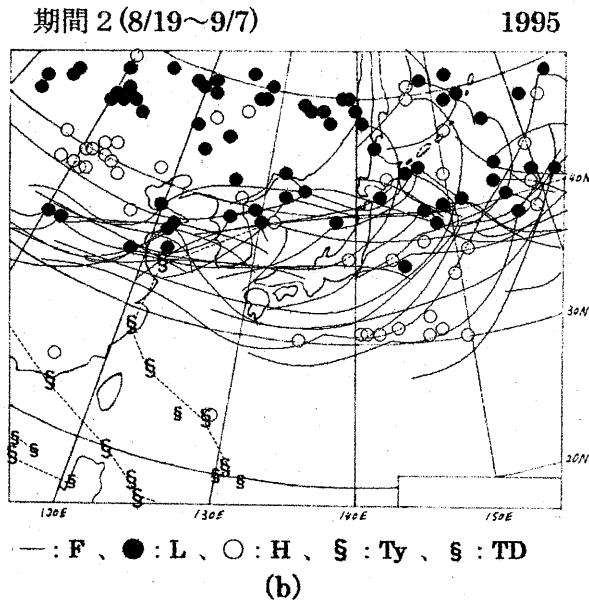
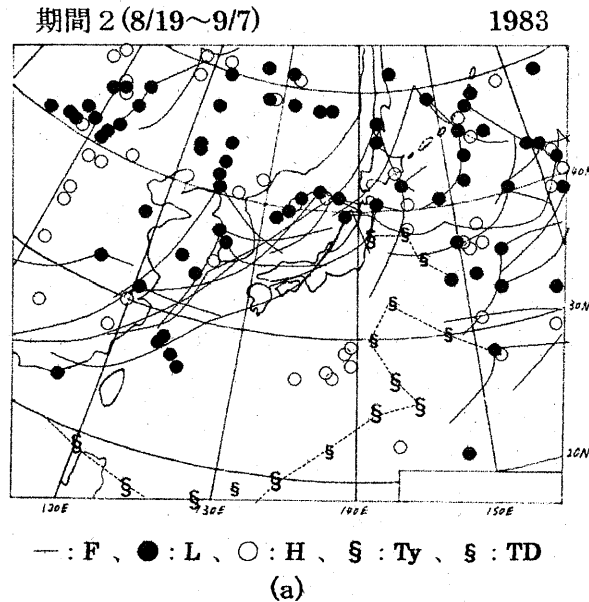


図4 9時における毎日の地上天気図上に解析された前線(実線)、低気圧中心(●)、高気圧中心(○)、台風中心(S)、熱帯低気圧中心(s)の位置を、期間2について重ねたもの。(a)1983年、(b)1995年。

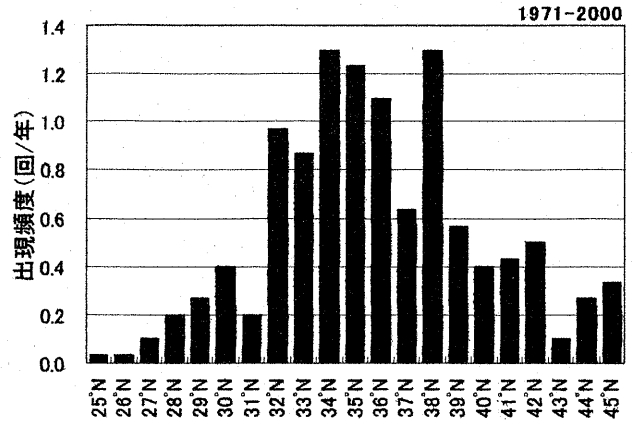


図5 1971年から2000年の8月19日~9月7日(期間2)における地上天気図(09JST)で解析された東経 130° 線上の地上前線の出現頻度。

6. まとめ

8月下旬から9月上旬において、北西九州は全国的な秋雨期に先駆けて、降水量の極大期となっていた。また、全国的な秋雨期と違って、この時期の北西九州における降水量は、まとまった降水イベントによる寄与が大きかった。

9月中下旬以降、南海上の地上前線の北側まで伸びる850hPa面での暖気移流に対応して、全国的に層状性の雨が生じやすくなるのに対し、8月下旬から9月上旬にかけての九州北西部では、前線帯の数百キロ南側に位置する。そして、9月中下旬の前線帯南方の気団に比べても暖湿な気団が、比較的に強い南風によって移流されてくる。このため、北九州周辺でのこの降水のピークは、どちらかといえば対流性の雨となりやすいものと推論される。このような大気場によって、北西九州周辺において8月下旬から9月上旬にかけて降水のピークがみられると示唆される。

このように大規模場の季節進行に伴って、九州北西部付近では、単に降水量のピークの時期が全国的な秋雨期からずれるのみでなく、降水特性の違いをも生むような大気過程の違いが見られることがわかった。

いわゆる「揚子江気団」という捉え方の問題点について

加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

1. はじめに

東アジアは中緯度にあるだけでなくアジアモンスーンの影響も強く受けるため、日本付近の天気システムの季節変化は大変独特な様相を示す。従って、小中高の学校現場で「日本付近の気象」について学ぶことは、「単に身近にある現象だから」のみでなく、「中緯度の中ではかなり特殊なことが起きている環境に我々が住んでいる」ということも併せて認識するための格好の材料としての意義も大きい。

現行の高等学校の地学や理科総合Bの教科書(新学習指導要領(平成10年(1998年)12月改訂)に準拠),あるいは,旧学習指導要領(平成元年(1989年)3月改訂)に準拠した中学校理科の教科書の第2分野でも,関連したシステムとしてシベリア高気圧,小笠原高気圧(北太平洋の亜熱帯高気圧の一部),オホーツク海高気圧(梅雨期や冷夏時にしばしば卓越)が取り上げられている(但し,旧学習指導要領に準拠した中学校理科の教科書では,「〇〇高気圧」でなく,「〇〇気団」という名称で記載されている)。

なお,中学校の新学習指導要領に準拠した教科書では,一旦,日本の天気に関する直接的な記述が消えたが(気象情報の収集・解釈や天気変化の仕組みに関する記述で,日本付近の現象を例としているが),平成15年(2003年)12月の新学習指導要領の一部改定に伴い,全体のバランスを考えた上で発展的内容の取り扱いも可能になった。そして,平成18年度から使用される教科書に「発展的内容」として復活した材料の一例として,日本の天気も挙げられると聞いている(現段階では,その教科書が入手出来ておらず,本講演者は記述の内容を確認出来ていないが)。

「発展的内容」とはいえ,このような題材が中学校の教科書に記載される点は,大変歓迎すべきことと考える。しかし,日本の春や秋の天候と関連して,旧学習指導要領に準拠した教科書の「揚子江気団」という捉え方に対しては,問題点も少なくない。一部の気象学の入門書には「揚子江気団」の概念が説明してあるものもあるが,気団と日本の四季の天気を扱う場合にも,前述の4つの気団の中で「揚子江気団」のみを抜いて記載した高校の教科書や気象の入門書が多いように思えるのも理にかなったものであろう。

但し,春や秋には,低気圧通過後に長江(揚子江)流域付近から発達東進する移動性高気圧が日本列島を覆ってくることも多いため,その領域付近を中心に見られる現象に注目する意味は大きい。しかし,気象科学事典(1998。本稿では,2001年改訂版より引用)に述べられているような気団の概念,「ほぼ一様な性質を持った地表面に長時間接していた空気は,その地表面からの顕熱や潜熱あるいは長波放射の影響を受けて地表面に特有の気温や湿度(あるいは水蒸気量^(注*))を有するようになる。そのような地域特有の水平スケールが数百~数千kmにも及ぶ一様な空気の塊を気団と呼ぶ」と抱き合わせて「揚子江気団」が教科書に復活した場合には,気象学的に誤解や議論の混乱を招く懸念がある。なぜなら,本稿で論じるように,上記の「揚子江気団」には上記の気団の概念が当てはまらなくと考えられるからである。

(注*) この括弧内の文言は,本講演者が追加

従って,学校現場でより的確な気象の知見を普及する上でも,長江流域付近からその東方に端を発して日本付近の春や秋の天候を支配する気象システムの東アジアの中での気候学的位置づけや,それらを「揚子江気団」として把握することへの気象学的な問題点について,既存の知識をもとに見解を明らかにしておく必要がある。そこで本講演では,既存の研究結果を引用しながら日本付近の春の循環場について解説し,「揚子江気団」に関する問題点について若干コメントしたい。なお,秋については,春から梅雨にかけての季節進行ほどは系統的な研究がなされていないので,本稿では,春について例示しながら論じていく。

2. 季節進行の中で見た日本付近の東アジアの春の気候システム

2.1 早春から梅雨にかけての東アジア大気循環場の季節進行(概観)

まず,東アジアの大規模場の春を挟む季節進行は次のように概観出来る(加藤(1998年関西支部夏季大学テキスト,2002(キーワード気象の事典の梅雨),2004(月刊海洋,4月号))等の解説参照)。

1) 3月:徐々にではあるが,インドシナ半島の地面加熱による熱的低気圧の形成に関連して,華南~長江流域南部(チベット南回り500hPaジェットに対応した下層の傾圧帯の中)に限定され

た下層南風域が出現。安定成層をなす傾圧帯中での対流圏下層～中層の暖気移流に関連して、この地域で「春雨」が開始（4月あるいは5月前半頃まで）。

*なお、3月から4月にかけても、連続的ではあるが急激な変化として、平均場のシベリア高気圧やアリューシャン低気圧が弱まるとともに、北日本の西方にあたるモンゴル～中国北東部付近に発達した低気圧が日々の変動として出現しやすくなることに伴い、南西諸島域を除く日本付近では、季節進行としての昇温のピークが見られる（加藤晴子・加藤内蔵進, 2006）。

2) 5月初め頃：チベットの南北を回る 500hPa ジェットに対応する傾圧帯の合流位置が東日本以东となるため、日本付近の前線帯の特徴が、移動性高低気圧の通り道から準定常的雲帯へ変化する。

3) 5月半ば頃：東南アジアモンスーン（インドシナモンスーン）開始に伴って、華南～南西諸島の梅雨前線帯での積乱雲群出現頻度が急増する。

4) 5月終わり頃：中国乾燥地域とその周辺部の地面加熱により、華南の前線帯の南北温度傾度が急激に弱まる。

5) 6月半ば頃：北半球スケール夏モンスーン（インドモンスーン）の開始に伴い、大陸や西日本の梅雨前線へ吹き込む下層南風が強化され、前線帯は華中～本州へ北上する。

2.2 春に日本付近に出現する地上高気圧と上層場

3月～4月の華南～長江流域南部では、「連陰雨」と呼ばれる春雨の時期で（田(1998)の解説参照）、加藤・河合(気象学会全国大会 2002 年春)も事例解析で指摘したように、傾圧帯を横切る平均場の南風侵入に伴う準定常的な前線帯としての性格を持つという。しかし、東方の東シナ海～日本列島域では、温帯低気圧と移動性高気圧が交互に通過しやすい。大和田(1994)によると、この時期には「気圧の谷型」と「移動性高気圧型」の気圧配置型が卓越し、しかも両者が同様な頻度をとる。

この時期には、対流圏中層の偏西風ジェットがチベット高原の南北で分流する。それが東シナ海付近で合流して、日本付近は南北に幅広く強い傾圧帯となっている（図1）。

4月には、このような傾圧帯の中で、中国大陸東部～東シナ海域で発生した温帯低気圧が発達し、その後面に現れた移動性高気圧が勢力範囲を広げながら東進して日本列島を覆い、南下した前線も不明瞭になる、というサイクルが頻繁に見られる。例えば、図2で示されるように、500hPaの偏西風

ジェットが合流する日本付近で、地上低気圧・前線と高気圧双方の高い出現頻度で重なっている。

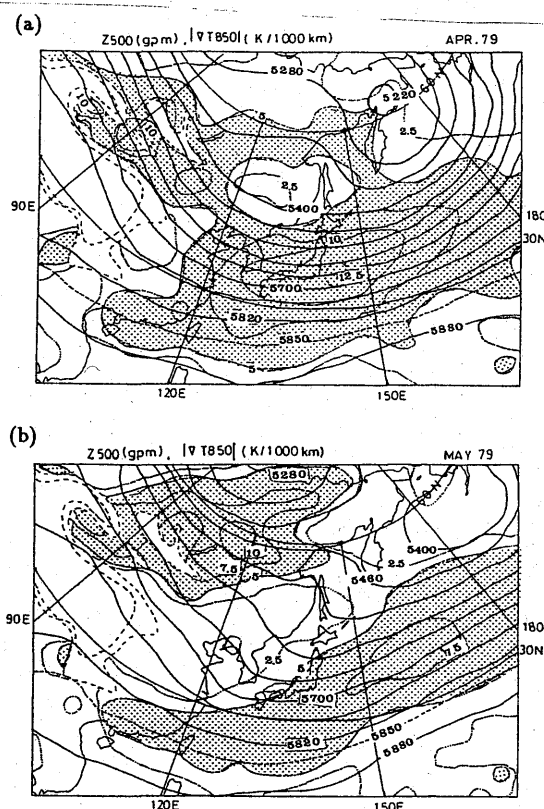


図1 月平均の 500hPa 等圧面高度場(gpm, 実線)と 850hPa 気温の平均場の傾度の絶対値(K/1000km, 点線) (Kato and Kodama 1992)。後者の 5K/1000km 以上の領域に影をつけた。(a) 1979 年 4 月, (b) 同 5 月。

従って、一部の書物で、「周期的な天気変化をもたらす『揚子江気団』に関連した移動性高気圧」として説明されている高気圧は、ある特定の気団の中で形成されるというより、傾圧帯（言い換えれば、気団間の境界）で発生・発達する現象であることが分かる。

一方5月頃には、日本付近の前線帯が準定常的性格を帯びるようになる（Kato and Kodama 1992）。すなわち、チベット高原北側の 500hPa ジェットが弱まって北に多少シフトすることで日本列島付近の傾圧帯が南のものと北のものとが分離され、全体の南北幅が狭まる。つまり日本付近に低気圧が東進しても、傾圧不安定波としての移動性高気圧が後面で発達しにくくなり、日本の南海上に停滞前線が残りやすくなる（図1(b), 図2）。このことは、図3の4月と5月との傾向の違いからも分かる。

この状況では、南海上の前線の北側に、東西に

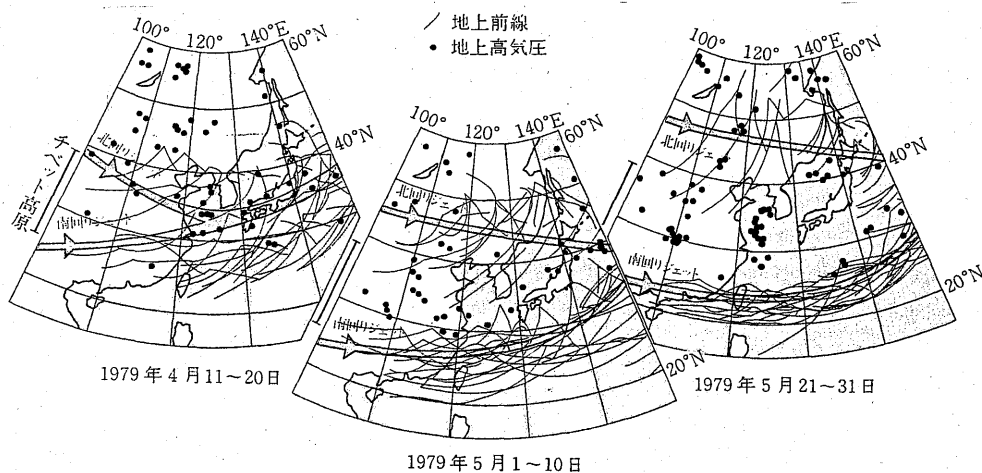


図2 1979年4月中旬, 5月上旬, 5月下旬について, 1日2回の気象庁印刷天気図上の地上前線と高気圧中心の位置を重ねたもの。500hPa面でのジェット気流の位置も模式的に示す。Kato and Kodama (1992)の図を改変した加藤(1996)より引用。

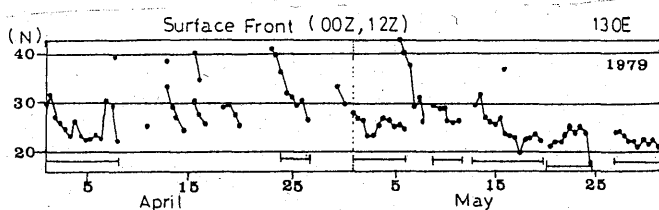


図3 1979年4~5月における130Eに沿う地上前線の位置の時間緯度断面 (Kato and Kodama 1992)。

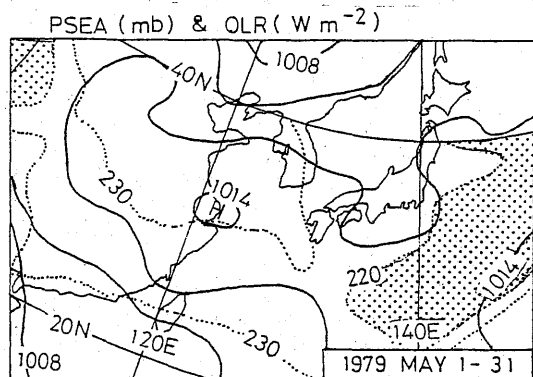


図4 1979年5月の海面気圧(hPa)の平均場。OLRの比較的小さい領域, すなわち, 平均場で雲量が比較的大きかったと考えられる領域を点線で示す (230Wm^{-2} 以下の領域の等値線) (Kato 1989)。

伸びる帯状の高気圧が日本列島付近に停滞することも多くなる (そのような高気圧の中心軸が南北に少しずれると日本列島での天候は大きく変わってしまうだろうが, 列島が高気圧に覆われると, いわゆる「五月晴れ」になる)。なお, この高気圧は, 月平均場でもある程度見ることが出来る (図4。OLRの比較的小さい領域, いわば, 梅雨前線帯の北側に東西に伸びる高気圧が存在)。この場合の地上高気圧域は, 南北の対流圏中層ジェットに挟

まれた温度傾度の緩やかな領域に対応する。言い換えれば, 二つの傾圧帯で挟まれた比較的一様な気温の領域に生じている高気圧と言える。

このように5月頃には, 上述の高気圧域をある特定の「気団」として認識出来るように思えるかも知れないし, 実際, 「揚子江気団」関連として把握されていた現象の一部には, このようなものも含まれているかも知れない。しかしこの時期の平均場の温度分布は, 冬 (Murakami 1981: JMSJ) と同様に, 恐らくチベット高原によって分流された対流圏中層の偏西風に関連したものと考えられ (北側の傾圧帯の振る舞いは, 特に5月以降, 中国乾燥地域やその周辺付近での地面加熱の影響も強く受けているようであるが (Kato 1985, 1986: JMSJ)), 全体としてみれば, 地表面等の熱的境界条件を反映したというよりも, 地形の力学効果を反映した流れに整合するような温度分布を反映したものと考えられる (本稿の扱う現象のスケールでは, 地衡風, 静力学, 温度風の各バランスがほぼ成立するように, 温度場, 気圧場, 風の間が調整されるため)。

3. 旧学習指導要領に準拠した中学校理科の教科書での記述と「気団」の捉え方からのコメント

例えば東京書籍の教科書では, 「気団」の概念として, 「空気のかたまりが大陸上や海上に長くどまると, 広い範囲にわたって, 気温や湿度に特有の性質を持つようになる。このような空気の大きなかたまりを気団という。」と記し, 日本付近の代表的な気団として, 前述の4つの気団を挙げている (図1)。その上で, 春や秋の天気に影響を及ぼすのが主に揚子江気団であると述べ, そ

の一部が離れて移動性高気圧となるなどに伴って日本付近に周期的な変化をもたらす事例として、地上天気図や衛星画像を例示してある。

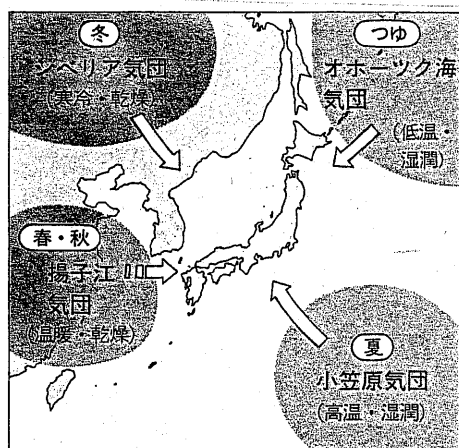


図5 旧学習指導要領に準拠した中学校理科の教科書(第2分野(下))に掲載された気団分布の模式図。章末のまとめの頁から引用(東京書籍, 2000年2月発行)。

ところで、気団識別の際には、その空気塊の持つ温度と水蒸気量の組み合わせ、あるいは、それらを組み合わせた相当温位などの代表的な値に基づき行なわれる。例えば、詳細は略すが、気団の性格別の大枠として、海洋性寒帯(極)気団、海洋性熱帯気団、大陸性寒帯(極)気団、大陸性熱帯気団、などがある。更に細分すれば、海洋、大陸それぞれに、亜熱帯気団、等もある。これらの異なる気団間の境界が、気候学的前線帯である。

その議論の対象が気団と呼ばれるにふさわしいか否かを問わず(つまり、その成因までは限定せずに)、「ある程度の広がりを持つ空気の性質」をこのような基準に基づき識別することで動気候学的な議論が出来ることも少なくない。例えば、松井健・小川肇 編(1987: カラーシリーズ・日本の自然 第2巻「日本の風土」。平凡社)には、このような「広義の気団と前線帯」という視点から、日本の六季に関する気候学的特性を興味深く議論している。

さて、このような広義の意味での気団(空気の温度・湿度特性)という意味で、春に長江流域付近を覆うのは、熱帯気団と寒帯気団に挟まれて中間の性質を持つ亜熱帯気団だという(例えば、高原・松本 2004)。また、「広義の気団」の性質としては、「揚子江気団」という表現を用いた書物でも(旧指導要領準拠の中学校教科書を含む)、「温暖(「高温」ではなく)・乾燥」のような表現が多く、一応正しく捉えられているようである。従って、誤った議論を招きうる要因としては、

(a) 長江流域~その東方域で生じる高気圧が、平均場で見ると、「広義の気団」の中の現象なのか、他気団との境界である「傾圧帯」での現象なのか、という捉え方の混乱、

(b) 上述の「広義の気団」として捉えた議論なのか、熱的境界条件などによる成因まで含めた本来の「気団」としての議論なのかという認識の混乱、に集約出来るものと考えられる。

従って、従来の「揚子江気団」というイメージでも、「3~5月頃には、長江流域から東進・発達する移動性高気圧、あるいは、東方に伸びて停滞する帯状の高気圧が日本列島を覆いやすい。」という点は把握されていそうなので、更に、それらの平均場の傾圧帯の中での位置づけにを理解しておく、授業の状況に応じて臨機応変の対応をとるための教師側の見通しが良くなる。また、あくまで相当温位の機械的な基準で「空気の性質」を分類したものを「気団」として呼ぶ場合には、この高気圧の発祥地の気団はシベリア気団とも海洋性熱帯気団とも異なる「気団」と把握出来る。

しかし、そのような「広義の気団の性質」を決める因子や高気圧と傾圧帯との関係の議論が混乱したりすると、不適切な捉え方になってしまう。従って、生徒としてそこまでの整理はかなり難しいであろう中学校段階では、「揚子江気団」という語を用いずに、2.2 で述べた具体的現象の面白さ・不思議さを噛み砕いて学習すべきだと考える。

引用文献(一部分のみ掲載)

- Kato, K. 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer Monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 249-265.
- 加藤内蔵進, 1996: 気団の入れ替わるとき(南の島々の気象の季節変化)。日本の自然(地域編) 8「南の島々」(中村和郎, 他 編)(第8章), 岩波書店, 184-193.
- Kato, K., and Y. Kodama, 1992: Formation of the quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan Islands in early May of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 631-647.
- 高原宏明・松本淳, 2004: 東アジアにおける気団と前線帯の季節変化。月刊海洋, 36 (No. 4), 252-256.
- 田小奮, 1998: 菜種梅雨, 走り梅雨と大気大循環の移り変わり。地理, 43 巻6号, 38-45.

T_{BB} 分布から調べる台風の日変化に関する解析

*西尾 祐一・里村 雄彦(京大院・理)

1 はじめに

熱帯海洋上の対流活動に明らかな日変化があることは、1974年に行われたGATE(GARP Atlantic Experiment)によって注目されてきた。例えば、Gray and Jacobsen(1977)は、地上観測データを用いて熱帯海洋上では早朝に降水のピークを持つと述べている。また、静止気象衛星から得られる雲頂温度(T_{BB})データによって、雲の温度分布に日変化があるということも調べられている。

熱帯低気圧についても静止気象衛星から観測した雲頂温度のデータを用いて、雲の面積に日変化があることが調べられている。Muramatsu(1983)の解析によると、台風の低温域($T_{BB} \leq 210\text{K}$)の雲、すなわち高度の高い雲の面積は早朝に最大、また、高温域($230\text{K} < T_{BB} \leq 250\text{K}$)の雲、すなわち比較的高度の低い雲の面積は夕方に最大となるような1日周期の日変化がある。Takeda et al(2003)では、台風のある温度域に含まれる T_{BB} の雲の面積の時間変化をスペクトル解析をすることで、1日周期の面積変化があることを調べている。

これまでの研究においては、以上のようなことを個々の熱帯低気圧の雲の面積の時間変化を解析することで日変化を調べていた。そこで、本研究ではこのような熱帯低気圧に伴う雲の日変化が一般的な性質であるかを1996年から2002年までの7年間に西部北太平洋上で発生したすべての熱帯低気圧を対象とし統計的に解析した。

2 データと解析方法

2.1 データ

今回の解析では静止気象衛星ひまわり5号(GMS-5)の赤外チャンネル1(IR1, $10.5 \sim$

$11.5\mu\text{m}$)より見積もられた T_{BB} を用いた。このデータは高知大学気象情報頁よりダウンロードした。東西方向には東経70度から東経160度まで、南北方向には南緯20度から北緯70度までの T_{BB} を解析でき、解像度は $0.05\text{度} \times 0.05\text{度}$ である。また、データは1時間ごとに得られる。

また、熱帯低気圧(以後は簡単のため台風と呼ぶことにする)の中心位置の決定には気象庁のベストトラックデータ(BST)を用いた。BSTは6時間おき(0000, 0600, 1200, 1800 UTC)に与えられるが、今回はそのデータを線形補間することで1時間ごとの中心位置に変換して解析に用いた。

2.2 解析方法

台風は時間とともに発達したり衰退したりして強度が変わり、さらにはその雲の全面積も台風によって変わることから、その面積をそのまま様に足し合わせて解析するだけでは日変化の効果をみるのには都合が悪い。よって、今回の解析では各台風の各 T_{BB} 温度域の面積に24時間以下の周期は取り除くようなローパスフィルターをかけて、台風の強度変化に伴う面積を決定し、この面積ともとの面積の差を日変化に関する面積アノマリーとした。

例として、2002年台風5号(T0205)を用いて説明する。図1は、GMSの T_{BB} を10Kごとの温度域に色分けしたもので7月2日0600LSTのものである。解析では、台風の眼を中心に半径5度の円(図1の円)の中に含まれる各温度域別の面積を各時刻毎に計算した。そして、図2のように各時刻で小刻みに変動する面積(図2実線)にローパスフィルターをかけた。台風の一生の強度変化に伴う面積変化(図2破線)を決定した。そして、

2002 7/ 2 0600LST

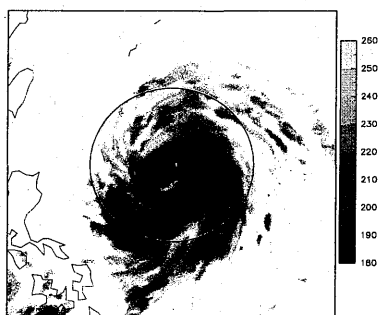


図 1: T0205 の 7 月 2 日 0600LST の雲頂温度分布図。陰影は 10K ごとの温度域に分けたもので、暗い色ほど低温である。実線の円は台風中心から半径 5 度の円である。

各 T_{BB} 温度域の面積とローパスフィルターを通した面積の差を面積アノマリーとした。UTC を、台風の中心位置の経度を用いて地方時 (LST) に直した。

そして、その時間帯の面積アノマリーを全ての台風について平均して 1 日 24 時間分の各 LST についての平均の面積アノマリーを求めた。

3 結果

3.1 海洋上の日変化

台風の日変化は陸上では別の影響を受けるという報告 (Muramatsu, 1983) があるので、まず海洋上に台風があったときの面積アノマリーのみを平均した (図 3)。図 3 では $200\text{K} \leq T_{BB} \leq 205\text{K}$ と $230\text{K} \leq T_{BB} \leq 235\text{K}$ 内に含まれる面積アノマリーの時間変化の様子を示している。各折れ線の縦棒は 90% 有為な値の範囲を示す。前者は 0700LST に最大、1800LST に最小となり、後者は 1700LST に最大、0200~0400LST に最小となっていて、2 つの温度域において変化の位相は違うがともに 1 日にピークを 1 回もつ日変化をしていることがわかる。

また、図 4 は各時刻、各温度域内に含まれる面積アノマリーのコンターを示す。低温域で早朝に

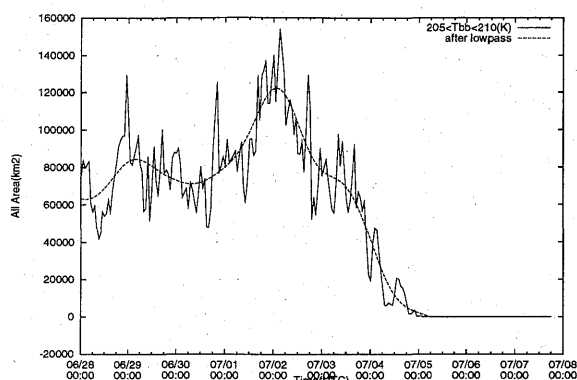


図 2: T0205 の雲の面積の時間変化にローパスフィルターをかけた図。横軸は UTC である。実線は $205\text{K} \leq T_{BB} \leq 210\text{K}$ の強度変化に伴う面積の時間変化を示す。破線はローパスフィルターを通したあとの面積の時間変化を示す。

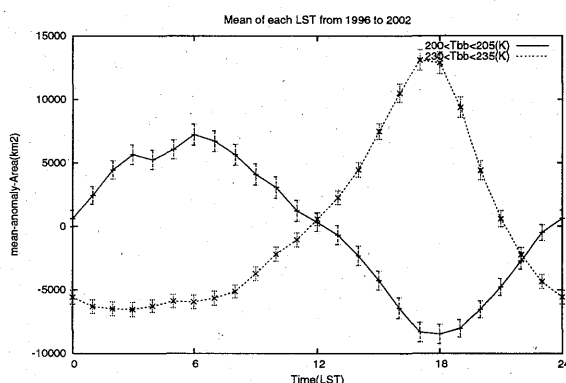


図 3: $200\text{K} \leq T_{BB} \leq 205\text{K}$ (実線) と $230\text{K} \leq T_{BB} \leq 235\text{K}$ (破線) の海上で平均した面積アノマリーの日変化。

正の値を持ち、その正の部分が時間の経過とともに高温域へと移って行く様子がわかる。また、最も大きな振幅を持っている温度域は $220\text{K} \leq T_{BB} \leq 240\text{K}$ である。

次に、台風中心からの距離による日変化の違いについて考える。Steranka (1984) は熱帯低気圧の中心からの距離が 1 度毎のリングに分けて日変化を解析した。本解析においても同様に、中心から半径 1 度以上 2 度以内のリングと半径 4 度以上 5 度以内のリングのそれぞれに含まれる T_{BB} 面積アノマリーを図 5 と図 6 に示す。図 5 の台風の中心から近いリング内での正の面積アノマリーの部

分は前と同様に早朝の低温域から夕方的高温域へと移っているが、特に $T_{BB} \leq 200K$ の低温域での振幅が相対的に大きい。一方、図6の台風中心から遠いリング内では T_{BB} が $220K$ 以上 $230K$ 以下の部分で振幅が大きくなっている。すなわち、台風中心に近い所では低温域の振幅が大きく、一方台風中心に遠い所では高温域の振幅が大きくなっている。

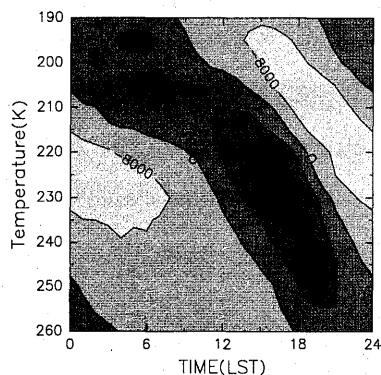


図 4: 各温度域毎の面積アノマリー。等値線は 8000 km^2 毎である。

3.2 島に接近したときの日変化

Muramatsu (1983) では、台風 (T7811) が島 (沖縄) に接近したとき (台風中心が島の 250km 以内に入ったとき) に、それまで1日1回だった $T_{BB} \leq -30^\circ\text{C}$ 領域の面積のピークは早朝 (0600LST) と夕方 (1700LST) の2つのピークに分かれた。そして、夕方のピークは島の影響によるものだと説明している。

そこで、本解析では台風中心が沖縄 (128.0°E , 26.5°N) から 3.0 度以内に入った場合のみの面積アノマリーを平均して解析した。ここでは、3.1節のような2つの温度間の面積を全面積とはせず、Muramatsu(1983) と同様に、ある温度以下 ($T_{BB} \leq 200K$, $T_{BB} \leq 230K$) の面積を全面積とし解析した (図7)。低温の $T_{BB} \leq 200K$ では、ほとんど振幅がなくなっていた。また、 $T_{BB} \leq 230K$ のものは夕方 (1600LST) に大きなピークをもっていて、早朝 (0700LST) にも小さなピークを持って

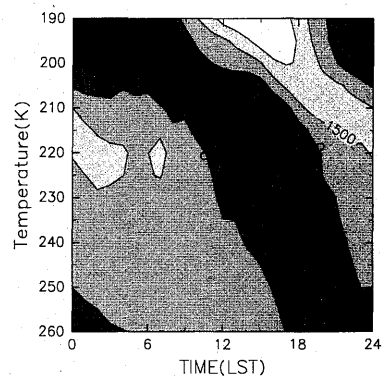


図 5: 台風中心から1度以上2度以下のリング内の面積アノマリー。等値線は 1500km^2 毎である。

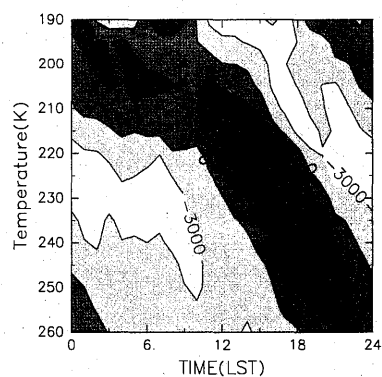


図 6: 台風中心から4度以上5度以下のリング内の面積アノマリー。等値線は 3000km^2 毎である。

いるが2回のピークとは言い難い程度のものである。また、台風が島に接近した場合に各温度域でも解析したが (図省略)、1日2回のピークは見られなかった。よって今回のように統計的に解析した結果では、島に接近した場合に T_{BB} の日周期のピークが2回になることはなかった。

4 議論・考察

今回の解析の結果、 T_{BB} の日周成分は早朝に低温域 ($T_{BB} \leq 210K$) でピークとなり、夕方には比較的高温域 ($220K \leq T_{BB} \leq 240K$) で最も大きなピークとなった。また、台風の中心に近い所では低温域の面積の振幅が大きくなり、中心から遠い所では比較的高温域の面積の振幅が大きくなっ

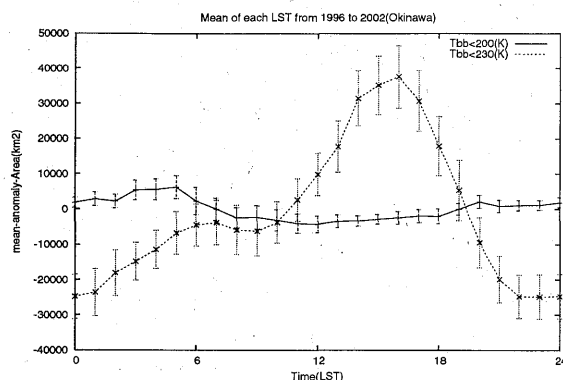


図 7: 台風が島に接近したときの $T_{BB} \leq 200\text{K}$ (実線)と $T_{BB} \leq 230\text{K}$ (破線)の平均した面積アノマリ。縦棒は 90% 有為な値の範囲を示す。

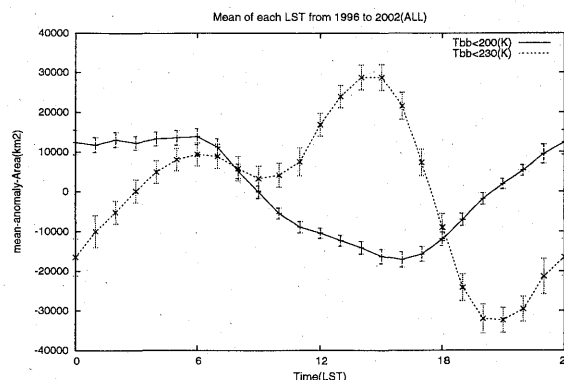


図 8: 台風が海洋上にあるときの $T_{BB} \leq 200\text{K}$ (実線)と $T_{BB} \leq 230\text{K}$ (破線)の平均した面積アノマリ。縦棒は 90% 有為な値の範囲を示す。

た。以上のことから、早朝に台風の内側で対流が激しくなり低温域の雲が増え、その雲が時間の経過とともに高温域、すなわち高度の低い方へと下がりながら、台風の中心から外側方向へ広がっているということが推察される。それを確かめるために、今後は個別に雲を追っていくことが重要であると考えられる。

また、島に接近する台風の雲の変化についても調べたが、1日2回のピークを持つことはなかった。ところで、海洋上の台風についても3.2節と同様に温度以下の図(図8)にしてみると、 $T_{BB} \leq 230\text{K}$ では早朝(0600LST)と夕方(1500LST)に2回ピークを持った。このことから、Muramatsu(1983)では、ある温度以下の面積の日変化の図を書くことで、図3で見られるような早朝のピークと夕方のピークの2つのピークの効果と同時に一本の折れ線グラフに現れるので1日2回変化したように見えるだけではないかと考えられる。

本解析では台風の雲の雲頂温度(高度)についてだけで議論したが、雲頂高度の高低に関する日変化と台風の対流活動の日変化の関係をより厳密に調べるのが今後は重要である。

参考文献

- [1] Gray, W. M. and R. W. Jacobsen, JR., 1977: Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171-1188
- [2] Muramatsu, T., 1983: Diurnal Variation of Satellite-Measured T_{BB} Areal Distribution and Eye Diameter of Mature Typhoons. *J. Met. Soc. Japan*, **61**, 77-89
- [3] Steranka, J., E. B. Rodgers and R. C. Gentry, 1984: The Diurnal Variation of Atlantic Ocean Tropical Cyclone Cloud Distribution Inferred from Geostationary Satellite Infrared Measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2338-2344
- [4] Takeda, T. and R. Oyama, 2003: Periodic Time Variation of a Low- T_{BB} Cloud Area in Typhoon. *J. Met. Soc. Japan*, **81**, 1497-1503

衛星搭載マイクロ波放射計による全球高分解能降水マップ (GSMaP)

*久保田 拓志 (JST/大阪府大)・重 尚一・岡本 謙一 (大阪府大院工)・CREST 岡本チーム

1. はじめに

降水を全球的に観測することは、水循環研究や地球温暖化のモニタリングにおいて重要である。しかし、地上降水量の観測網は陸上に偏っており、さらに降水量が多い低緯度で観測点が少なく、地上雨量計のみの観測で全球的な降水量を観測することは困難である。

このため、人工衛星による降水観測が期待されている。これまでの全球降水マップは、主に静止衛星搭載可視・赤外放射計データを利用しているが、可視・赤外放射計では背の高い雲の下では降水が多いという統計的事実を使って降水量を推定するのに留まっており、直接的、定量的な降雨強度の測定は困難である。一方、衛星搭載マイクロ波放射計は、降水粒子に直接的な感度があるため、定量的な降雨強度の測定が可能であり、高精度・高分解能の全球降水量データを得るために、マイクロ波放射計による降水推定が期待されている。本報告では、JST-CREST「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」研究で行っているマイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムによる全球降水マップ (GSMaP: Global Satellite Mapping of Precipitation) の作成と評価について紹介する。

2. リトリバルアルゴリズムの概要

GSMaP では、衛星搭載マイクロ波放射計の輝度温度 (Tb) に対してリトリバルアルゴリズムを適用して全球降水量を推定している。GSMaP のリトリバルアルゴリズムは青梨アルゴリズム (Aonashi and Liu 2000) を基礎として、これに改良を加える形でアルゴリズム開発を実施している。リトリバルアルゴリズムは、観測した Tb と放射伝達モデル (RTM) で計算した Tb を比較し、観測した Tb に最も近くなる Tb を与える最適な降水量を見つけるプログラムである。本研究チームでは、Liu(1998)の 4stream RTM を計算に使用している。降水の空

間的な非一様性を観測の Tb から計算し、RTM から計算した Tb を補正する。気象庁全球客観解析値 (GANAL) から 0°C 高度を計算する。

さらに、陸上降雨判定の高度化 (Seto et al. 2005)、RTM 計算の際に 8 種類のタイプ (Takayabu and Katayama 2004) で分類された TRMM/PR から計算した降水の鉛直プロファイルの利用、散乱アルゴリズムで 37GHz と 85GHz の 2 周波を利用、RTM 計算の際に融解層モデルの利用 (西辻モデル, Takahashi and Awaka 2005)、等の改良を加えている。TRMM TM Aqua AMSR-E, ADEOS-II AMSR の Tb に対して、共通のアルゴリズムを使用している。DMSF SSM/I は 10GHz のチャンネルがないので、SSM/I 用のアルゴリズムは、海上で橋爪 (JST) らの開発による 19GHz の偏波情報 (Petty 1994) を追加した周波数間の重み付き平均を用いている。このプロダクトは Kubota et al. (2006) で作成・評価している。

3. 降水量プロダクトの作成

本研究グループでは、先述したリトリバルアルゴリズム (V4.7) を用いて、TMI について 7 年間 (1998~2004)、AMSR-E について 2 年間 (2003, 2004)、AMSR について 7 ヶ月 (2003/4~10)、SSM/I について 2 年間 (2003, 2004) の全球降水マップを得ている。上記の 6 機のマイクロ波放射計からリトリバル計算した降水量を合成したプロダクトを GSmAP_MWR、また TMI のみからリトリバル計算したプロダクトを GSmAP_TMI と呼ぶ。

4. GSmAP_TMI の評価

本節では TRMM/TMI からリトリバル計算した降水量の検証を行う。本研究では雨滴からの散乱を計測し、降水推定の精度が高い TRMM/PR データを真値とする。また NASA の TMI 標準プロダクトである Goddard profiling (GPROF) アルゴリズム (Kummerow

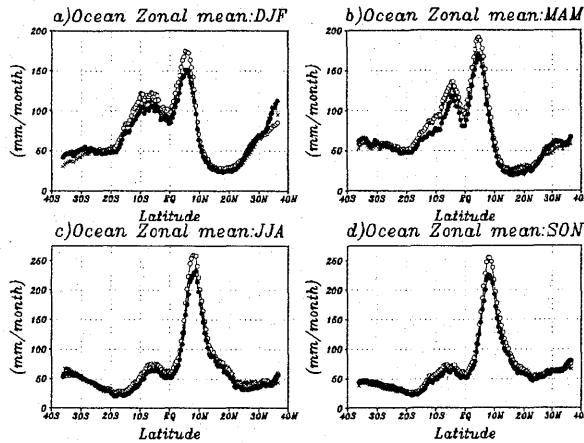


図 1: 海上のみ帯状平均した降水量の比較。1998～2004 年の a) 12, 1, 2 月、b) 3～5 月、c) 6～8 月、d) 9～11 月で平均。×は TRMM/PR、○は GPROF、●は GSMaP を表す。

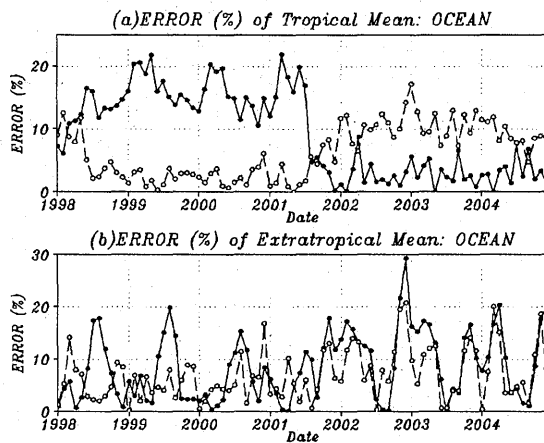


図 2: a) 熱帯 (20S～20N) b) 中緯度 (緯度 20 度より極側) 海上で平均した降水量の PR を基準とした相対誤差 (%)。○は GPROF、●は GSMaP を表す。

et al. 2001) によるプロダクトと比較する。なお、TMI プロダクトは PR の観測幅のみに限定して格子点化した値を、PR の降水量と比較する。ここでは、緯度経度 0.5 度格子点値を使用した。

GSMaP_TMI、GPROF_TMI (V6)、TRMM/PR (V6)、を、海上で季節ごとに帯状平均した結果が図 1 である。海上では、GPROF は特に熱帯収束帯で過大評価 (Kummerow et al. 2000, Masunaga et al. 2002, Ikai and Nakamura 2003) しているが、GSMaP はよく PR と一致している。一方、

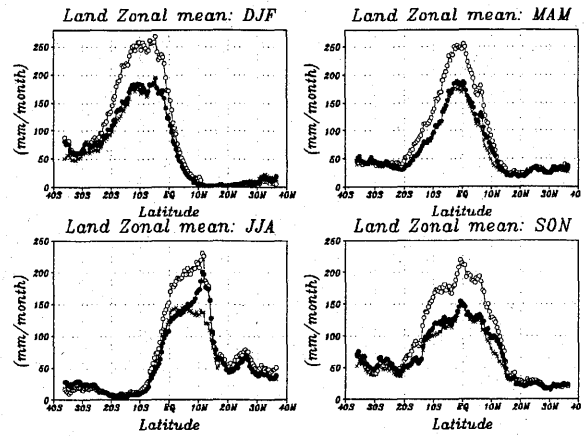


図 3: 陸上のみ帯状平均した降水量の比較。記号は図 1 と同様。

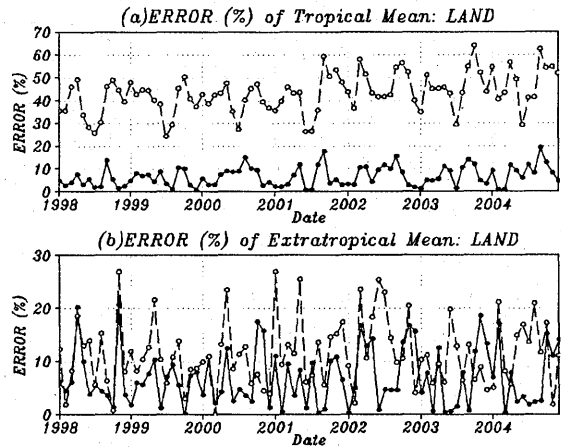


図 4: a) 熱帯 (20S～20N) b) 中緯度 (緯度 20 度より極側) 陸上で平均した降水量の PR を基準とした相対誤差 (%)。記号は図 2 と同様。

南太平洋収束帯や亜熱帯海上では、GSMaP は過小評価している傾向がある。

図 2 は、PR の降水量を基準とした相対誤差 ($100 \times |TMI - PR| / PR \%$) を月ごとに熱帯もしくは中緯度平均降水量で計算した結果である。海上の熱帯平均値に対する相対誤差は、7 年平均値では、GSMaP で 9.3%、GPROF で 6.4% である。2001 年 8 月に TRMM が軌道変更したが、それ以前では GSMaP で相対的に大きな誤差がある。これは GSMaP の過小評価と関連している。中緯度海上での相対誤差は、7 年平均値では、GSMaP で 8.6%、GPROF で 7.1% である。

次に、陸上では、GPROF はすべての季節で熱帯の降水量が多い領域で過大評価している。一方、GSMaP は12~2月ではPRとよく対応しているが、6~8月には5N~15Nで過大評価していることがわかる。この過大評価は特に、熱帯北部アフリカ域で明瞭で、GPROF・GSMaPとともに熱帯北部アフリカ域で過大評価である。陸上の熱帯平均値に対する相対誤差は、7年平均値では、GSMaPで6.8%、GPROFで43.3%である。

5. GSMaP_MWR の評価

6機の衛星搭載マイクロ波放射計から計測した降水量であるGSMaP MWRと地上雨量計データセットを比較した。地上雨量計データセットとして、GPCC Monthly Precipitation (Monitoring) Product (Rudolf et al. 2006)を使用した。これは、約6500~7000の地上雨量観測点による降水量データで、緯度経度1×1度格子の月平均値である。なお、解析では、地上雨量計が1ヶ所以上ある格子点のみ使用した。

図5はGSMaP_MWRとGPCCの散布図を示している。GSMaP_MWRとGPCCの相関係数(ただし、両者0を除く)は0.81(3070個で計算)で、両者のよい対応関係がわかる。ただし、GPCCがGSMaP_MWRより大きい傾向がある。GSMaP_MWRを目的変数x、GPCCを説明変数yとしたときの、線形回帰直線は、 $y=1.09x+21.3$ (mm/month)であり、GSMaP_MWRが過小評価していることがわかる。

このGSMaP_MWRの過小評価について、1)陸上の浅い雨の見落とし、2)衛星の通過時刻が関係していると考えている。まず、1)について、陸上でのリトリーバルでは、弱い雨に対して85GHz、強い雨に対して37GHzのPolarization Corrected Temperature (PCT, Spencer 1989)を使用してリトリーバル計算を行っている。PCTは偏波間の差を無降水時の偏波間の差で補正することにより、降水強度と関連づけるものである。PCT85やPCT37は氷の散乱と関係するので、背の高い降水には感度が高い。一方、背の低い降水に対して感度が低く、その結果と

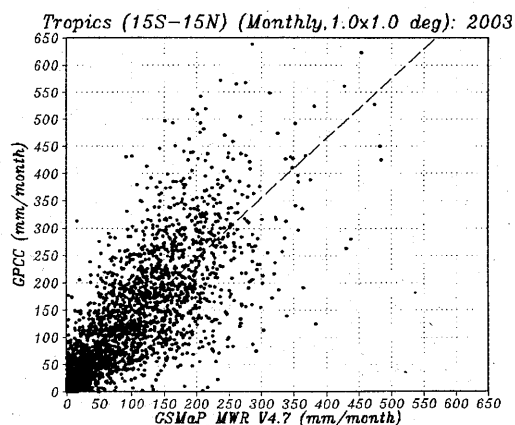


図5: 熱帯(15S~15N)で、GSMaP_MWRと地上雨量計データセットGPCCの散布図。地上雨量計が1ヶ所以上ある緯度経度1×1度格子点で計算。破線は回帰直線。

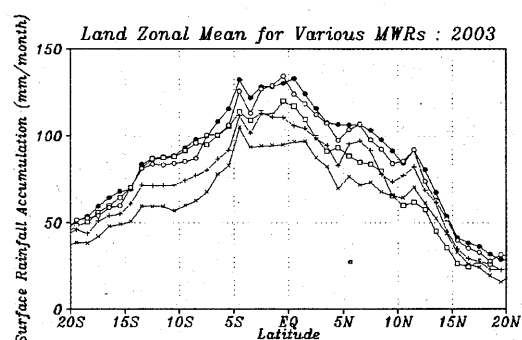


図6: 2003年の陸のみで帯状平均した降水量の比較。それぞれの線はリトリーバル計算したマイクロ波放射計が異なる。●はTMI、□はAMSR-E、○はSSM/I(F13)、+は、SSM/I(F14)、×はSSM/I(F15)を表す。

して、弱い降水強度で過小評価となることが考えられる。

次に2)については、極軌道衛星の通過時刻の問題である。TRMMは太陽非同期衛星であるので、観測地方時が日々変化する。一方、Aqua、ADEOS-IIやDMSPの衛星は太陽同期軌道で、観測地方時は、AMSR-Eが1:30am/pm、AMSRが10:30am/pm、SSM/I(F13)が6:33am/pm、SSM/I(F14)が7:08am/pm、SSM/I(F15)が9:05am/pm

である。熱帯では、すでに多くの研究が指摘しているように、降水の日周期が顕著なので、この衛星の通過時刻は、サンプリング誤差として関連する可能性がある。

図6は、マイクロ波放射計ごとに、2003年の陸のみで帯状平均した降水量の比較した結果である。GSMaPでは、陸上の降水推定に関して、すべてのマイクロ波放射計に対して同じリトリバルアルゴリズムを用いている。緯度経度1度格子で解析を行った。TMIからリトリバル計算した降水量は、他のマイクロ波放射計よりも多い傾向がある。TMIは年平均値では観測地方時への依存が小さいと考えられるので、この結果は極軌道衛星による降水推定が観測地方時に影響されている可能性を示唆している。SSM/I (F15) が特に小さい傾向があり、これについてはSSM/I (F15) の午後軌道の時刻が他の極軌道衛星より遅いことが関連している可能性がある。この極軌道衛星のマイクロ波放射計からリトリバル計算した陸上の降水量がTMIより相対的に小さいことが過小評価の原因の一つであると考えている。

6. まとめ

GSMaP では、マイクロ波放射計(TMI, AMSR-E, AMSR, SSM/I) のリトリバルアルゴリズムによる高分解能な降水マップの作成を行っている。TMI で 1998 年～2004 年、AMSR-E、SSM/I で 2003 年～2004 年、AMSR で 2003 年 4～10 月の全球降水マップの作成を行った。

TRMM/PR・地上雨量計・レーダーアメダスを用いた検証を行っている。PR による検証で、TMI 標準プロダクト (GPROF) より、陸上でよい結果を得ている。

地上雨量計データセット GPCC と 6 機の衛星搭載マイクロ波放射計から計測した降水量である GSMaP MWR の比較を行った。相関係数が 0.81 とよい対応関係が見られるが、GSMaP_MWR が過小評価する傾向がある。この過小評価は、極軌道衛星の通過時刻が関連している可能性がある。

謝辞

本研究は独立行政法人科学技術振興機構 (JST) 戦略的創造研究推進事業 (CREST) 研究領域「水の循環系モデリングと利用システム」の援助を受けました。また、RTMのプログラムコードを頂いたGuosheng Liu博士 (フロリダ州立大学) に感謝します。本研究に使用したマイクロ波放射計の輝度温度データ (TMI 1B11, AMSR L1B, AMSR-E L1B) は大阪府立大学と宇宙航空研究開発機構の共同研究に基づき宇宙航空研究開発機構から提供を受けたものです。

参考文献

- [1] Aonashi, K. and G. Liu, 2000: Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1999. Part I: Algorithm description and validation. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2024-2037.
- [2] Ikai, J., and K. Nakamura, 2003: Comparison of rain rate over the ocean derived from TRMM Microwave Imager and Precipitation Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 1709-1726.
- [3] Kummerow, C., and Coauthors, 2000: The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1965-1982.
- [4] Kummerow, C., and Coauthors, 2001: The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1801-1820.
- [5] Liu, G., 1998 : A fast and accurate model for microwave radiance calculation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 335-343.
- [6] Masunaga, H., T. Iguchi, R. Oki, and M. Kachi, 2002: Comparison of rainfall products derived from TRMM Microwave Imager and precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, 41, 849-862.
- [7] Petty, G.W., 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 54, 79-100.
- [8] Rudolf, B., C. Beck, J. Grieser, U. Schneider, 2005: Global Precipitation Analysis Products. Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet publication, 1-8.
- [9] Seto, S., N. Takahashi, and T. Iguchi, 2005: Rain/no-rain classification methods for microwave radiometer observations over land using statistical information for brightness temperatures under no-rain conditions. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1243-1259.
- [10] Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 254-273.
- [11] Takahashi, N. and J. Awaka, 2005: Introduction of a melting layer model to a rain retrieval algorithm for microwave radiometers, The 25th IGARSS Proceedings, July 2005, Seoul, Korea.
- [12] Takayabu and Katayama, 2004: Low-latitudes rainfall characteristics and its meteorological factors analyzed with mesoscale statistics of TRMM PR data, 1st AOGS, 57-OOA-A1683.