平成20年度修士論文

日本に接近する台風に伴う

竜巻発生環境場の特徴と形成に関する研究

櫻井 渓太

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

平成 21 年 1 月 23 日 提出

日本に接近する台風に伴う 竜巻発生環境場の特徴と形成に関する研究 京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻 – 櫻井 渓太

竜巻による甚大な突風災害を防ぐには,竜巻発生と関係する大気環境場の特徴を理解 し,そのような竜巻発生環境場の発生を予測する手法を開発する必要がある.しかし, 日本の竜巻は様々な総観状況や地域で発生しており,全ての竜巻事例に共通する大気環 境場の特徴を抽出することは困難である.そこで本研究では,まず,2006年9月17日 に台風 T0613の北東象限にあたる宮崎県延岡市で発生した顕著な竜巻(F2)(延岡竜 巻)事例に注目し,宮崎地域における台風に伴う竜巻発生環境場の特徴を明らかにする 解析を行った.この解析では,気象庁メソ数値予報モデル予測結果を用いて,環境場の 対流及び力学的不安定性の指標となるいくつかの環境パラメータを計算し,その値につ いて,延岡竜巻事例と,他の台風によって宮崎県で発生した竜巻3事例及び,宮崎県で 竜巻が発生しなかった16個の台風接近事例との比較を行った.

その結果,延岡竜巻事例の環境場は,他の事例に比べ,統計的に有意に大きい対流有 効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy; CAPE)で表現される強 い対流不安定性で特徴づけられることが明らかになった.また,SRH(Storm Relative Helicity)などの水平風の鉛直シアーを表現するパラメータも他の事例に比べ,有意に (2倍以上)大きかった.このような顕著な大気環境場の形成には,北上する台風が,上 層のトラフに伴う西風ジェット気流の存在する領域にまで侵入したことと関係してい た.すなわち,台風に伴う下層の暖湿気流の上空に存在するジェット気流に伴う寒気移 流により,対流不安定性(CAPE)が大きくなる.また,上層の強い西風が台風の南側 に回り込み,台風東側で強い南風を形成するために,風の鉛直シアー(SRH)も非常 に大きくなる.したがって,延岡竜巻事例の環境場は,CAPEやSRHから成るSTP (Significant Tornado Parameter)などの複合パラメータにより,他の事例と統計的に 有意に区別でき,竜巻発生ポテンシャルを予測することは可能であったと考えられる. また,延岡竜巻事例のCAPEとSRHの大きさは,米国でのハリケーンに伴う竜巻発生 環境場に比べ,前者はほぼ同じであるが,後者は非常に大きいことも示された.

次に,日本に接近する台風に伴う竜巻発生環境場の形成と総観場との関係を明らかに するため,過去27年間の竜巻を伴った台風(竜巻台風事例;33事例)と竜巻を伴わな かった台風(非竜巻台風事例;210事例)について,JRA-25/JCDAS長期再解析デー タを用いた解析を行った.この解析では,各事例毎に,気象要素を台風中心に相対的 な位置で平均する合成図解析の手法を用いた.また,事例抽出領域を南西諸島付近の Southwest領域,九州地方を含むKyusyu領域,近畿地方を中心とする中日本のMiddle 領域の3つに分類して,各領域について詳しく解析した.

その結果,SRHは,全ての領域で,竜巻が多く発生した台風の北東象限において,非 竜巻台風事例に比べ竜巻台風事例で大きいことが示された.しかし,SRHの大きさや 分布は各領域で異ることが示された.このSRHの分布の違いについて,各領域におけ る台風構造や総観規模場の違いに着目して議論を行った.特に,Kyusyu領域において は,他の領域に比べ,比較的勢力の強い台風が上層の西風ジェット帯に侵入することに より,台風に伴う竜巻発生環境場が最も形成されやすいことが確認された.

目 次

1	はじめに	1
	1.1 日本の竜巻被害	1
	1.2 二つの突風予測技術	2
	1.3 竜巻等の突風現象を伴う雷雨(シビアストーム)の発生環境場とポテン	
	シャル予報...................................	5
	1.4 本研究の目的	12
0		10
2		13
	2.1 気象庁メン数値で報セテル(MSM) GPV テータ \dots \dots \dots	13
	2.2 解析対象事例の抽出(呂崎県で先生した台風による電登事例と非電登事	14
		14
	2.3 MSM-GPV テーダの中報有度と初期他と中報他の遅いについて	18
	2.4 使用した環境ハフメータと複合ハフメータ	20
3	使用データと解析手法 2	22
	3.1 JRA-25/JCDAS 長期再解析データ	22
	3.2 解析対象事例の抽出(日本で発生した台風による竜巻事例と非竜巻の台	
	風)	22
	3.3 台風に相対的な合成図解析	26
		0 7
4		27
	4.1 Nobeoka-Tor 事例と他の (weak for , non for) 事例との境現场の比較	27
	4.2 Nobeoka-10r 事例の境境场C不国の电管先生境境场Cの比較	43
5	考察 1: 宮崎地方にもたらした台風に伴う竜巻の発生環境場形成の要因に関す	F
	る考察	45
	5.1 発生環境場の顕著さに関する考察	45
	5.2 環境場形成に関する考察	45
	5.3 米国の竜巻発生環境場との比較に関する考察	53
6	結果 2: 長期解析期間に対する台風に伴う竜巻発生環境場の解析	55
	6.1 上層西風ジェットによる台風に伴う竜巻発生環境場形成プロセス	55
	6.2 台風中心に相対的な環境パラメータの分布の合成図解析	55
7	考察2: 台風に伴う竜巻発生環境場形成に寄与する総観場に関する考察	63
	7.1 Kyusyu 領域における SRH 極大域形成ブロセス	63
	7.2 Southwest 領域における SRH 極大域形成ブロセス	66
	7.3 Middle 領域における SRH 極大域形成プロセス	68
	7.4 日本に接近する台風に伴う竜巻の発生環境場形成に関する考察	71
8	まとめ	74

i

\mathbf{A}	付録	: スーパーセル発達の力学	77
	A.1	発生初期の対流セルにおける渦対称ペアの発生・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	77
	A.2	積乱雲の分裂(Storm splitting)	78
	A.3	低気圧性回転スーパーセルの優位発達	81
в	シビ	アストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環境パラメータ及び複合	
	パラ	メータ	85
	B.1	大気の安定度に関するパラメータ	85
	B.2	水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータ	89
	B.3	複合パラメータ	95

ii

表目次

1.1	1961 年 ~ 2006 年までの日本で発生した竜巻の藤田スケール別の発生数.	1
1.2	米国で発生したシビアストーム近傍の領域モデル鉛直プロファイルデー	
	タにより得られた各パラメータの平均値 (Thompson et al., 2003)	6
2.1	MSM-GPV データの主な仕様	13
2.2	本研究で使用した宮崎県で発生した台風による竜巻事例......	15
2.3	本研究で抽出された nonTor 事例	16
3.1	1979~2006年に日本で発生した台風による竜巻事例	23
3.2	非竜巻事例の台風	25
3.3	地域を分類した場合の竜巻台風事例と非竜巻台風事例の内訳	25
4.1	各パラメータの target area における平均値(MSM-GPV6 時間予報値)	28
4.2	表 4.1 と同じ.ただし, MSM-GPV12 時間予報値で計算された各パラ	
	メータの平均値	36
4.3	表 4.1 と同じ.ただし, MSM-GPV 初期値で計算された各パラメータの	
	平均值	39

図目次

1.1	数値実験における対流セルの環境の鉛直シアーと浮力の大きさの依存性	
	(Weisman and Klemp, 1982) \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	3
1.2	地表面付近におけるスーパーセルの模式図 (Klemp, 1987)	4
1.3	ハリケーンに相対的な竜巻の分布図 (McCaul, 1991)	8
1.4	ハリケーンの各象限における平均ホドグラフ (McCaul, 1991)	8
1.5	米国中西部のスーパーセル発生環境場とハリケーンに伴う竜巻発生環境	
	場の平均鉛直プロファイル (McCaul, 1991)	9
2.1	本研究で使用した事例の台風経路図	17
2.2	宮崎県延岡市で竜巻が発生した時刻(2006 年 9 月 17 日 14 時 JST)にお	
	ける気象庁合成レーダーエコー図.....................	17
2.3	竜巻発生時刻に最も近い時刻の $\operatorname{MSM-GPV}$ の前1時間降水量と気象庁	
	合成レーダーエコー図............................	19
2.4	MSM-GPV データの初期値と予報値の差	20
3.1	竜巻を伴う台風の竜巻発生時の位置...............	24
4.1	MSM-GPV6時間予報値の各パラメータの箱ひげ図	30
4.2	図 4.1 と同じ, ただし, MSM-GPV6 時間予報値の鉛直シアーに関する	
	パラメータの箱ひげ図............................	32
4.3	図 4.1 と同じ, ただし, MSM-GPV6 時間予報値の複合パラメータの箱	
	ひげ図	34
4.4	MSM-GPV 初期値の各パラメータの箱ひげ図	40
4.5	図 4.4 と同じ , ただし , MSM-GPV 初期値の鉛直シアーに関するパラ	
	メータの箱ひげ図	41
4.6	図 4.4 と同じ,ただし,MSM-GPV 初期値の複合パラメータの箱ひげ図	42
5.1	竜巻事例 (weakTor , Nobeoka-Tor) の台風が key area 通過中における	
	target area から抽出した各時刻の MSM-GPV6 時間予報値の STP の箱	
	ひげ図	46
5.2	図 5.1 と同じ.ただし, nonTor 事例 (a) ~ (p) の各時刻の MSM-GPV6	
	時間予報データの STP の箱ひげ図	46
5.3	2006年9月17日06時UTCにおけるMSM-GPV6時間予報値の(a)975	
	hPa 相当温位・風 , (b) 500 hPa 相当温位・風 , (c) 相当温位差 ($\max heta_e -$	
	$\min \theta_e$), (d) mlCAPE の空間分布図	47
5.4	抽出された MSM-GPV6 時間予報値を用いて描いた各事例 (Nobeoka-	
	Tor, weakTor, nonTor) における target area の領域平均した温位, 相	
	当温位,飽和相当温位の鉛直プロファイル................	48
5.5	2006年9月16日18時UTC ~ 17日06時UTC における MSM-GPV6	
	時間予報値の各気圧面の高度と風の空間分布図・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	50
5.6	2006年9月16日18時UTC ~ 17日06時UTC における MSM-GPV6	
	時間予報値の 0-1-km SRH と 0-6-km BS の空間分布図	51

5.7	抽出された MSM-GPV6 時間予報値を用いて描いた各事例(Nobeoka-	
	Tor, weakTor, nonTor)における target areaの領域平均風のホドグラ	
	7	51
5.8	2006 年 9 月 17 日 06 時 UTC における MSM-GPV6 時間予報値の STP	
	の空間分布図・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	52
6.1	Kyusyu 領域の JRA-25/JCDAS データを用いて計算した 0–1-km SRH,	
	0-3-km SRH,0-6-km SRH の台風中心に相対的な分布の合成図	56
6.2	図 6.1 と同じ , ただし , 0–1-km BS , 0–3-km BS , 0–6-km BS の台風中	
	心に相対的な分布の合成図 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	58
6.3	図 6.1 と同じ,ただし,Southwest 領域の JRA-25/JCDAS データを用	
	いて計算した 0-1-km SRH , 0-3-km SRH , 0-6-km SRH の台風中心に	
	相対的な分布の合成図..............................	59
6.4	図 6.1 と同じ , ただし , Middle 領域の JRA-25/JCDAS データを用いて	
	計算した 0–1-km SRH , 0–3-km SRH , 0–6-km SRH の台風中心に相対	
	的な分布の合成図	61
7.1	Kyusyu 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの各気圧面における水	
	平風とジオポテンシャル高度に関する台風中心に相対的な分布の合成図	65
7.2	Southwest 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの各気圧面における	
	水平風とジオポテンシャル高度に関する台風中心に相対的な分布の合成図	67
7.3	Middle 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの各気圧面における水	
	平風とジオポテンシャル高度に関する台風中心に相対的な分布の合成図	70
7.4	台風に伴う竜巻の発生環境場形成に寄与する総観場と台風の北東象限に	
	おけるホドグラフの模式図	72
A.1	西風鉛直シアーの環境における渦管の対流セルとの相互作用に関する概	
	念図 (Klemp, 1987)	79
A.2	米国中西部における竜巻発生時の平均ホドグラフ (Klemp, 1987)	81
A.3	環境場の鉛直シアーと対流セルの上昇流が相互作用することにより発生	
	する気圧偏差と鉛直渦度の分布に関する概念図 (Klemp, 1987)	83
A.4	水平面から見た対流セルの上昇流と鉛直シアーの相互作用に関する模式図	84
B.1	米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における mlCAPE (Thomp-	
	son et al., 2003) \ldots	87
B.2	降水量に対する Ki の出現頻度分布 (平原・水野, 2000)	88
B.3	米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における 0-6-km BS (Thomp-	
	son et al., 2003) \ldots	89
B.4	米国のシビアストーム発生環境場における 0–4-km MS (Rasmussen and	
	Blanchard, 1998) \ldots	90
B.5	Bunkers 法の説明図 (Bunkers et al., 2000)	92
B.6	ホドグラフを用いた SRH の説明図 (大野, 2001)	94
B.7	米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における 0-1-km SRH.	
	(Thompson et al., 2003) \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	94
B.8	米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場におけるmlBRN (Thomp-	
	son et al., 2003) \ldots	96

B.9 米国のシビアストーム発生環境場における VGP (Rasmussen and Blan-	
chard, 1998)	96
B.10 米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における mlEHI (Thompson	
et al., 2003) \ldots	97
B.11 米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における SCP (Thompson	
et al., 2003) \ldots	98
B.12 米国の竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場における STP (Thompson	
et al., 2003) \ldots	99
B.13 日本の竜巻発生環境場における Ki と SRH の散布図 (櫻井・川村, 2008)	99

1 はじめに

1.1 日本の竜巻被害

竜巻は,世界的に見ると,米国が最も発生数・被害数が多いことがよく知られている. 大野 (2001)によると,米国では年間およそ800個の竜巻が発生しており,全世界の年 間発生数のほとんどを占める.藤田スケール (Fujita, 1971)でF4,F5 といった破壊的 な竜巻も少なくなく,多くの死者を出しているため,他国に比べて米国における突風防 災の社会的関心は高い.

日本における竜巻などの突風現象による被害は、「竜巻等の突風データベース(気象 庁ホームページ; http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/ index.html 2008年1月5日現在)」にまとめられている.このデータベースによると、 1961年から 2006年までは、F4以上の竜巻は発生しておらず、日本の竜巻被害のほと んどはF2以下である(表 1.1).年間発生数は10~20個程度と、米国に比べて非常に 少ない.このため、これまでは突風現象の予測に対する防災上の重要度は低かった.し かしながら、2006年に、日本で26個もの竜巻が発生し、多くの、そして甚大な被害を もたらした.このうち、F2以上の竜巻は4つ発生したが、中でも、2006年9月17日に 台風13号により宮崎県で少なくとも3つの竜巻が発生し、延岡市の竜巻(F2)によっ て3名が亡くなった(宮崎地方気象台、2006).また、2006年11月7日には北海道で寒 冷前線の通過により竜巻が3つ発生しており、佐呂間町の竜巻(F3)によって9名もの 死者を出した(札幌管区気象台、2006).これらの被害の大きな竜巻が頻発したことを受 け、竜巻などの突風現象を伴う雷雨の予測の重要性が指摘されるようになってきた.

日本における竜巻などの突風現象の予測は,これまで大きな被害が少なかったことか ら,あまり注目されなかった.しかし,発生は稀でも甚大な被害をもたらすため,突風 現象の予測は防災上重要であると言える.また,これまで竜巻等の突風現象の被害統計 が厳密になされていなかったこと,2006年より始まった気象庁の全国の気象レーダー のドップラーレーダー化より突風をもたらす雷雨の検出頻度が上がることが期待される ということから,過去の認識よりも相当多くの竜巻が日本においても発生している可能 性がある.事実,2006年以降,竜巻事例の研究報告が多くなってきており(柴田,2006; 小林ほか,2007; Kobayashi et al.,2007;加治屋,2008),2007年には49個,2008年は 119個(2009年1月6日の速報)もの竜巻及び漏斗雲が確認された.このため,日本に おいても竜巻に対する防災意識を変えざるをえない状況と言える.

表 1.1: 1961年~2006年までの日本で発生した竜巻の藤田スケール(F-scale)別の発生 数 [竜巻等の突風データベース(気象庁ホームページ; http://www.data.jma.go.jp/ obd/stats/data/bosai/tornado/index.html 2008年10月29日現在)].ただし, F0~F1と判定された竜巻はF1,F1~F2はF2としている.

F-scale:	F3	F2	F1	F0
発生数:	10	93	202	27

1.2 二つの突風予測技術

2006年に頻発した被害の大きな竜巻により,わが国においても,突風現象に対する 社会的関心が高まってきており,突風等の短時間予測が行われつつある.気象庁では平 成22年度より「突風等短時間予測情報(仮称)」の提供を予定している(海老原・瀧下, 2007).

一般的に, 竜巻等の突風予測技術は, 大きく二つに分けられる. 一つは, 竜巻がまさ に発生しており,そのような突風現象を伴う雷雨を監視する,もしくは竜巻の発生の直 前から約1時間前を対象に予測する手法として、ドップラーレーダーを用いたナウキャ ストがある(鈴木ほか,2006).レーダーは,電波を細くビーム状にして送信し,雲の中 の降水粒子(雨,雪,あられ,ひょう)に反射されて戻ってきた電波を受信することで 降水や風の情報を得ることができる.動いている降水粒子から反射されて戻ってきた 電波の周波数は,送信した時の周波数からずれて観測される.受信波の周波数は,降水 粒子がレーダーに近付くときには高くなり,逆に遠ざかる時には低くなる.この現象は ドップラー効果と呼ばれ、これを利用することで、周波数の変化から降水粒子のレー ダービーム方向の速度を求めることができる.この速度をドップラー速度という.降水 粒子は風に流されて移動していると考えると,降水粒子の水平方向の動きは大気の水平 方向の動き,つまり水平風と考えられるため,ドップラー速度から水平風の情報を得る ことができる.一般に,強い竜巻の多くはスーパーセルに伴って発生すると言われてい る.スーパーセルの内部には,メソサイクロンと呼ばれるストームの上昇流域に強い回 転気流が存在する.このメソサイクロン(回転気流)をドップラー速度水平分布で見る と,隣接した近づく速度が大きい領域と遠ざかる速度が大きい領域のペアとして認識さ れる.つまり,このドップラー速度の極大・極小のペアを検出することで,メソサイク ロンを検出することができる.この方法を基にしたメソサイクロン自動検出アルゴリズ ムが鈴木ほか (2006) により開発されている.

もう一つは,ポテンシャル予報と呼ばれる,竜巻を伴う雷雨の発生する可能性のあ る地域を発生の数時間から1日前を対象にして予測する手法である.予測対象はレー ダー・ナウキャストと同様に、被害の大きな竜巻を発生させる可能性のある、スーパー セルの発生だが、厳密には「スーパーセルの発生環境場」を対象にしている.これに は,レーウィンゾンデデータ等の観測データを用いた実況の大気状態や,数値モデルに よって予測された大気状態から,スーパーセル発生に適しているかどうかを診断する. 一般に,スーパーセル発生環境場とは、「大気が不安定」であり,かつ「水平風の鉛直 シアーが大きい」環境場であると言われている (Klemp, 1987). Weisman and Klemp (1982)は、さまざまな大気の安定度と鉛直シアーの大きさを与えた環境において、発生 した対流セルがどのような形態に発達するかを数値シミュレーションにより詳細に調べ た.彼らの結果により,初期の対流セルから派生した二次的な対流セルは環境場の鉛直 シアーと安定度に依存してその形態を変え、その際、スーパーセルはマルチセルに比べ て,比較的大きな鉛直シアーと大きな対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy; CAPE)の環境場において発生することが示されている(図 1.1). また, Klemp (1987)は, 竜巻を伴う雷雨に関して, スーパーセルの力学を総合報告し ている.これによると,環境の水平風の風向が高度とともに西向きから時計回りに東 向きに変わるような鉛直分布 (clockwise turning)をしていると, 初期に発生した対流



図 1.1: 数値実験における対流セルの環境の鉛直シアー(U_s)と浮力の大きさ(B: CAPE と同義)の依存性.(a)初期対流セル,(b)二次対流セル(マルチセル),(c)スーパー セルの各散布図を示し,プロットには対流セルの最大上昇流(ms^{-1})の値が示されて いる. 左軸にはパーセルが持つ地表面での混合比(gkg^{-1})を示している.(Weisman and Klemp, 1982)

セルの進行方向右側に発生した新しいセル(right-moving supercell)は効率よく発達 することが力学的に理解されている.このright-moving supercell に伴う強い上昇流と 下降流の位置が分離することにより、対流セルの循環が維持・強化され、後方下降流 (Rear-Flank Downdraft; RFD)が発達する(図 1.2). この RFD とストームに吹き込 む暖湿空気との間で温度傾度が強化され、シアーラインを形成する.これを後方ガスト フロント (Rear-Flank Gust flont; RFG) という. Noda and Niino (2005)は, RFG 上に存在する鉛直渦を積乱雲の強い上昇流が引きのばすことにより竜巻が発生すること を数値シミュレーションによって示している.また, Mashiko et al. (2008) によると, 前節でも取り上げた2006年の台風第13号による延岡市の竜巻の数値シミュレーショ ンから,台風の大気環境が湿潤である状況では降水の蒸発が起こりにくいために対流セ ルからの RFD が比較的弱く, RFG にともなう渦度も小さいと推測されるにもかかわ らず,スーパーセルから離れた環境場の鉛直シアーに伴う水平渦がRFDに沿って入っ てくるため,強い渦度が生成されるということが後方トラジェクトリー解析と渦度収支 解析により示されている.すなわち,環境場の鉛直シアーは竜巻発生にも関わっている 可能性がある.ただし, 竜巻の発生プロセスは, 観測することが困難であるために未解 明の点が多く,上記のような数値シミュレーションによる研究報告においていくつかの 発生プロセスが提案されている段階であり,実際にはどのように竜巻が発生するのかは



図 1.2: 地表面付近におけるスーパーセルの模式図.太線で囲まれた領域はレーダーエ コー分布を示す.流線ベクトルで描かれた暖気の inflow と冷気の outflow の間の境界 はガストフロントを描いている.細かい斑点の領域は上昇流域を示す.粗い斑点の領 域は下降流域を示し,前方下降流(Forward-Flank Downdraft; FFD)と後方下降流 (Rear-Flank Downdraft; RFD)について描いている.丸で囲まれた T の印は竜巻の 位置を示している.(Klemp, 1987)

明らかになっていない.いずれにしても,スーパーセル竜巻は非スーパーセル竜巻に比 べて強く,被害が大きいと言われているため,スーパーセル発達に影響する環境場の鉛 直シアーを,竜巻を伴う雷雨の発生環境場を診断する指標として用いることは非常に重 要であると考えられる.すなわち,ポテンシャル予報では,これらのスーパーセル及び 竜巻発生機構に関する研究を基にして,対流雲が発生するポテンシャルを「大気の安定 度」により診断し,発生した対流雲がスーパーセルに発達するポテンシャルを「風の鉛 直シアーの大きさ及び鉛直分布」により診断することで,竜巻を伴う雷雨の発生可能性 を予測することができる.より詳しいスーパーセルの力学については,付録Aにまと めた.

上で述べたように, 竜巻等の突風予測技術はレーダー・ナウキャストとポテンシャル 予報の二つの手法がある.これらを組み合わせることで, 竜巻等の突風現象をもたらす 親雲を発見・監視し, 防災に役立てることができると考えられる.特に, ポテンシャル 予報については, 数値予報モデルを用いれば, 突風発生の危険度を親雲の発生よりも前 に予測することができると考えられる.そこで, ポテンシャル予報の開発及び改善のた めに, 竜巻等の突風現象を伴う雷雨の発生環境場を理解することが必要である.以後, 本章は, 具体的な竜巻を伴う雷雨の発生環境場を診断するパラメータを用いたポテン シャル予報に関する先行研究と, そのようなパラメータの有用性及び問題点について述 べる.

1.3 竜巻等の突風現象を伴う雷雨(シビアストーム)の発生環境場とポ テンシャル予報

1.1節で述べたように,米国は他国に比べて竜巻被害が非常に多く,その損害も甚大 である.このため,突風現象を伴う雷雨の予測に関する研究が発展している.1.2節で 説明した突風予測技術を基に,米国海洋大気局(National Oceanic and Atmospheric Administration; NOAA)のストーム予報センター (Storm Prediction Center; SPC) からは,米国各地へ竜巻警報が発令される.竜巻警報は,今まさに竜巻が発生している か,レーダー監視によりスーパーセルの特徴をもつエコーが確認されると発令される. しかしながら、レーダー・ナウキャストによる突風予測は、スーパーセルの特徴を持っ た積乱雲を発見できたとしても,既に突風が発生している可能性が高い.可能な限り事 前に、突風現象を伴う雷雨が発生する可能性を診断しなくてはならない、そのために役 に立つのがポテンシャル予報である.1.2節で述べたように,ポテンシャル予報は,竜 巻等の突風現象を伴う雷雨(特に,スーパーセル)の発生環境場を観測データ及び数値 予報モデルの予測データによって診断する.したがって,ポテンシャル予報を行うため には、そのような雷雨が実際に発生するときに、どれくらい大気が不安定であるのか、 どれくらい鉛直シアーが大きく,スーパーセル発生に適した風の鉛直分布をしているの か、といった発生環境場の特徴を把握しておく必要がある、そのために、大気状態を定 量的に表現するパラメータによって示された環境場を統計的に調査する研究がなされて いる.ここで,各調査研究によって,対象とする雷雨の形態(スーパーセル等)やそれ に伴う突風現象の定義が異るため,本研究では,広義としての竜巻等の突風現象を伴う 雷雨をシビアストームと呼ぶことにする.

1.3.1 シビアストームの発生環境場に関する研究

米国におけるシビアストーム発生環境場の統計調査に関する研究(Rasmussen and Blanchard, 1998; Thompson et al., 2003)によると,米国中西部で発生する強い竜巻 (F2以上)を伴う典型的スーパーセルの発生環境は,対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy; CAPE)(Moncrieff and Miller, 1976)などの大気の不安 定度に関するパラメータや,ストームに相対的なヘリシティ(Storm Relative Helicity; SRH)(Davies-Jones et al., 1990)などの水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に 関するパラメータ(略して,鉛直シアーに関するパラメータ)が非竜巻の環境場に比 べて有意に大きいと言われている.CAPEは,下層の空気塊を断熱的に持ち上げ,持 ち上げ凝結高度(Lifted Condensation Level; LCL)と自由対流高度(Level of Free Convection; LFC)を越えて,中立浮力高度(Level of Neutral Buoyancy; LNB)に 達するまでに空気塊が得る浮力の大きさを表現しており,値が大きいほど大気は不安定 である.SRHはストーム(積乱雲)に吹き込む気流が持つ回転の大きさを表現してお り,値が大きいほど,スーパーセル発達に適した水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直 分布をしていることを表す.CAPEとSRHは,竜巻を対象にした多くの先行研究にお いて,その発生環境場を特徴づけるために頻繁に用いられている.

これら環境場の大気状況を表現する,大気の安定度に関するパラメータと鉛直シアー 関するパラメータを本研究では環境パラメータとまとめて呼ぶことにする.さらに,環境 表 1.2: 米国で発生したシビアストーム近傍の領域モデル鉛直プロファイルデータに より得られた各パラメータの平均値.事例は 1999 年 4 月から 2001 年 6 月までのレー ダーデータにより分類された F2 以上の顕著な竜巻を伴うスーパーセル (significantly tornadic supercell; sigtor), F0–F1の弱い竜巻を伴うスーパーセル (weakly tornadic supercell; weaktor), 竜巻を伴わないスーパーセル (nontornadic supercell; nontor), 非スーパーセル (nonsupercell; nonsuper)で,それぞれ解析データ数は,54,144,215, 75 である.各カテゴリ間の平均値の差は,斜体で示された値のカテゴリ間 (例えば, 0–6-km BS の weaktor と nontor)を除いて,片側 95%の信頼区間の t 検定において有 意である.(Thompson et al. (2003) が示した表を加筆)

Mean values	sigtor	weaktor	nontor	nonsuper
ml100hPaCAPE $[Jkg^{-1}]$	2303	1934	1645	1280
ml100hPaLCL $[m]$	1029	1250	1410	1919
$0-6-km BS [ms^{-1}]$	25	23	23	8.4
$0-1-km \ SRH \ [m^2s^{-2}]$	185	156	123	15
STP	3.4	2.0	1.2	0.02

パラメータの統計調査結果により、これらのパラメータを合成させて、シビアストーム発 生環境を診断するのに特化したパラメータがいくつか提案されている(Energy Helicity Index など). これらを本研究では複合パラメータと呼ぶことにする.本文では説明し きれなかった, CAPE や SRH に関する詳しい定義や計算方法,その他の環境パラメー タ及び複合パラメータの詳細などは付録 B にまとめた.

Thompson et al. (2003) は,水平解像度 40 km の領域モデル [the 40-km Rapid Update Cycle-2 (RUC-2)] の毎時解析データと1時間予報データを用いて, 竜巻を伴 うスーパーセル近傍の鉛直プロファイルデータから各パラメータを計算した.彼らは, レーダーデータを用いてスーパーセルと非スーパーセルを分類し,1999年4月から2001 年6月までの事例について,F2以上の顕著な竜巻を伴うスーパーセル(significantly tornadic supercell; sigtor), F0-F1の弱い竜巻を伴うスーパーセル (weakly tornadic supercell; weaktor), 竜巻を伴わないスーパーセル(nontornadic supercell; nontor), 非 スーパーセル(nonsupercell; nonsuper)などにカテゴリを分けて, 雷雨近傍の鉛直プロ ファイルデータから得られた各パラメータの平均値について統計解析を行った.表1.2 は, Thompson et al. (2003) が示した各パラメータの平均値である.これによると,下 層 100 hPaの平均空気塊を持ち上げることにより計算された CAPE(ml100hPaCAPE) は,強い竜巻を伴うスーパーセルほど大きな値を示している.また,CAPEと同じ仮定 により計算された持ち上げ凝結高度 LCL (ml100hPaLCL)は,より強い竜巻のカテゴ リほど低い.そして,0-1-km間の高度で計算されたSRH(0-1-km SRH)の平均値は, 顕著な竜巻(sigtor)と非竜巻(nontor)との間で有意な差が見られ,非スーパーセルは 非常に小さな値(15 [m²s⁻²])となっている.0-6-km間の鉛直シアーの大きさ(0-6-km Bulk Shear; BS)(付録 B.2.1 節を参照)の平均値は,スーパーセルのカテゴリについ て, 竜巻の有無や強さに依存しないが, 非スーパーセルよりも大きな値となっている.

6

これらのパラメータにより,顕著な竜巻及びスーパーセルの事例とそうでない事例とを 区別できることから,Thompson et al. (2003)は新しい複合パラメータのSignificant Torando Parameter (STP)を提案した.STPは,ml100hPaCAPE,ml100hPaLCL, 0-6-km BS,0-1-km SRHを,それぞれ顕著な竜巻を伴うスーパーセル(sigtor)と非 竜巻スーパーセル(nontor)とを区別する最適な閾値で割って規格化し,さらにそれら を掛け合わせている(式 B.19).したがって,STPの閾値は1.0であり,これを超える と,顕著な竜巻を伴うスーパーセルが発生する可能性が高い環境場となっていると診断 できる.

その他にも,米国におけるシビアストーム発生環境場に関する複合パラメータがいく つか提案されている(付録 B.3 節を参照). Weisman and Klemp (1982)は, CAPEと, Bulk Richardson Number Shear (BRNS)と呼ばれる鉛直シアーに関するパラメータの 比で表される Bulk Richrdson Number (BRN)を提案している(付録 B.3.1節). Davies (1993)は, SRHとCAPEを合成させた Energy Helicity Index (EHI)を定義した(付 録 B.3.3 節).また,平均鉛直シアー(Mean Shear; MS)と呼ばれるホドグラフの長さ を表現したパラメータと CAPE の複合により,Rasmussen and Wilhelmson (1983)は Vorticity Generation Parameter (VGP)を提案した(付録 B.3.2 節). Thompson et al. (2003)は,STP の他にも,下層最大不安定の空気塊を持ち上げた CAPE (CAPE based on most unstable parcel; muCAPE),0–3-kmの高度間の SRH(0–3-km SRH),BRNS の3つの環境パラメータを複合させた Supercell Composite Parameter (SCP)を提案 している(付録 B.3.4 節). これらの複合パラメータは,米国におけるシビアストーム発 生環境場に関する統計解析(Rasmussen and Blanchard, 1998; Thompson et al., 2003) により,ポテンシャル予報に有効であることが示されている.

上記のようなシビアストーム発生環境場に関する研究は,ほとんどが米国中西部で観測される典型的スーパーセルの環境場を対象にしている.前述したとおり,このような環境場では,CAPEの平均値が2000 [Jkg⁻¹]を超えるように(表1.2)大気は極端に不安定であり,鉛直シアーに関するパラメータも非竜巻や非スーパーセルに比べて竜巻事例で大きな値をとる.

一方,米国ではハリケーンに伴って竜巻が発生しており,その発生環境場については McCaul (1991)が詳細に調べている.McCaul (1991)はハリケーンに相対的な竜巻の 発生分布から,ハリケーンの北東象限に集中して強い竜巻が発生することを示した(図 1.3).ハリケーンの北東象限においては,ハリケーンに伴う風の鉛直シアーにより,ホ ドグラフが高度とともに時計回りに弯曲しやすい(図1.4).McCaul (1991)が示した ハリケーンに伴う竜巻近傍の平均ホドグラフ(図1.5)は,米国中西部のスーパーセル 近傍の平均ホドグラフよりも下層1km以下においてシアーが大きくなっている.した がって,一般に,ハリケーン(及び台風)の北東象限は,スーパーセル発生に適した風 の鉛直分布(付録Aの図A.2)をすることがわかる.北東象限において竜巻の発生が多 いのはこのためと考えられる.

また,ハリケーンに伴う竜巻の環境場は,典型的スーパーセルに伴う環境場に比べて CAPE が小さいことが知られている.McCaul (1991)は,ハリケーンに伴う竜巻近傍 のレーウィンゾンデデータを用いて計算した CAPE の平均値は 253 [Jkg⁻¹] と示して おり,米国中西部の典型的スーパーセルの環境場における CAPE の値よりも一桁小さ いと述べている(表 1.2 に示した Thompson et al. (2003)の CAPE の値と比べても同



図 1.3: ハリケーンに相対的な竜巻の分布図.図の上方 (360) はハリケーンの進行方向を示す.竜巻は 1948~1986 年の 626 個.プロットの大きさは F スケールを表す. (McCaul, 1991)



図 1.4: ハリケーンに伴う竜巻近傍のレーウィンゾンデデータを用いたハリケーンの各 象限における平均ホドグラフ.太線は各象限の平均,細線は全象限の平均を示す.それ ぞれ,地上から 10km までの風ベクトルを台風の放射方向(V_r)と接線方向(V_{θ})につ いて描いており,円の直径が 25ms^{-1} に相当する.(McCaul, 1991)

様). この CAPE の値の違いは,米国中西部のスーパーセルに対する平均鉛直プロファ イルとハリケーンの竜巻に対する平均鉛直プロファイル(図1.5)を比較すると,ハリ ケーンが運ぶ熱帯大気の湿潤な大気環境と,米国中西部の大陸内の乾燥した大気環境で は,気温減率や水蒸気の分布が異るためと考えられる.図1.5の細線で表される気温と 露点温度の鉛直分布から,米国中西部の環境では,下層は比較的湿潤だが,中層以上の 高度では非常に乾燥しており,下層の気温減率が乾燥断熱減率に近くて非常に大きいこ とがわかる.それに対して,図1.5の太線で示されたハリケーンの環境は,全層で湿潤 で,気温減率は比較的小さいことがわかる.この気温と湿度の鉛直プロファイルの特徴 は,CAPEの値に大きく影響する.

しかしながら, CAPEの値が小さいからと言って, ハリケーンの環境場ではスーパー セルが発生しないわけではない. CAPEの値が比較的小さいことで特徴づけられるハリ ケーンや台風に伴う環境場においては,背が低く,水平スケールも小さい,ミニスーパー セル(mini-supercell)と呼ばれるスーパーセルが発生することが観測(Suzuki et al.,



図 1.5: 米国中西部(オクラホマ)のスーパーセル発生環境場(細線)とハリケーンに 伴う竜巻発生環境場(太線)の平均鉛直プロファイル.上図は,横軸を気温(実線)と 露点温度(破線),縦軸を気圧 [hPa] とした Skew T-log p グラフ.下図は,水平風のホ ドグラフで,プロットに高度 [km] を記している.(McCaul, 1991)

2000)や数値実験(McCaul and Weisman, 1996)によって確かめられている.McCaul and Weisman (1996)は,ハリケーンの環境において発生した背の低いスーパーセルは, スケールが小さくとも,竜巻を発生させるのに十分な下層の上昇流と渦度を形成するこ とを確認している.したがって,米国中西部における典型的スーパーセルの発生環境場 とハリケーンに伴う竜巻の発生環境場とでは,それぞれの総観状況の違いから,環境パ ラメータの閾値が異る可能性が高い.つまり,過去の研究により多くの複合パラメータ が示されているが,そのほとんどが米国中西部のスーパーセルを対象とした調査である ため,総観状況が異ると(ハリケーンの環境場であると)複合パラメータが竜巻発生の 予報ツールとして機能しなくなる可能性が考えられる.米国におけるパラメータの統計 解析において,総観状況を分類して解析を行うということに着目した研究は少ない.そ れは,米国において大きな被害をもたらす竜巻のほとんどが典型的スーパーセルによっ て発生するため,その他の総観状況で発生する竜巻は注目されなかったためと考えら れる.

1.3.2 日本のシビアストーム発生環境場とポテンシャル予報

ポテンシャル予報に関わるシビアストーム発生環境場の研究は,前節で述べたように, 米国において盛んに行われているため,米国におけるシビアストーム発生環境場の理解 はかなり進んでいる.それに対して日本では,環境パラメータを用いた一般的な雷雨の 発生環境場の統計解析に関する研究は数多く存在するが(例えば,河野ほか(2004),平 原・水野(2000)など),シビアストームの発生環境場を示した先行研究は少ない.

吉野ほか (2002) は 1999 年 9 月 24 日に台風 9918 号により愛知県豊橋市もたらされた F3 の竜巻の数値実験によって,シビアストームを診断する複合パラメータとして EHI の有用性を初めて示した.その後,関連する研究報告はなされていなかったが,柴田 (2006) が 2001 年 8 月 22 日に埼玉県羽生市で台風 0111 号によって発生した F0-1 スケー ルの竜巻について,ウィンドプロファイラデータから得られた SRH の値が,メソサイ クロンの発生と対応がよく,SRH の空間分布や時間変化を把握することでメソ スケールの環境場が竜巻発生ポテンシャルを予測できる可能性を示唆している.

そして,1.1節で述べたように,2006年に宮崎県延岡市の竜巻(9月17日)(略して,延岡竜巻)と北海道佐呂間町の竜巻(11月7日)(略して,佐呂間竜巻)が発生し,これらをきっかけに竜巻事例に関する研究報告が多くなってきた.例えば石川ほか(2007)は,環境パラメータを用いてポテンシャル予報という視点から,佐呂間竜巻の事例を対象に,気象庁メソ数値予報モデルデータを用いて CAPE とSRH,そして EHI を計算し,その空間分布から,竜巻発生の4時間前にあたる時刻を初期値とした予報では,EHI が竜巻発生とよく対応することを示している.また,延岡竜巻の事例について,Mashiko(2007)は,気象庁非静力学モデル(Non-Hydorostatic Model developed by Japan Meteorological Agency; JMA-NHM)を用いて高解像度(1 km,250 m,50 m格子でネスティング)の再現実験を行い,竜巻及びスーパーセルの形態や発生メカニズムを調査している.その中で,1 km格子の解像度において,竜巻を伴うスーパーセルが発生したレインバンド付近でのSRH(>750 $[m^2s^{-2}]$)とCAPE(約1200 $[Jkg^{-1}]$)の値を示している.

このように,日本においては,甚大な被害をもたらした竜巻事例に対して,事例解析 としてシビアストームの発生環境場を環境パラメータを用いて定量的に示す研究がいく つか行われている.しかしながら,竜巻の報告数が少なかったため,これまでシビアス トームの発生環境場を対象にした環境パラメータの統計解析はほとんど行われていな かった.多くは,ドップラーレーダーなどの観測データを用いてスーパーセルや竜巻の 構造などを調査した研究(Suzuki et al., 2000; Kobayashi et al., 2007)や,高解像度の 数値モデルを用いた竜巻事例の再現実験によりスーパーセルと竜巻の発生機構を調査し た研究(Mashiko, 2007; Kato and Niino, 2007)のみである.

そこで,櫻井・川村 (2008)は,1973~2005年に日本で発生した竜巻の発生近傍(発 生前後2時間以内,半径50km以内)のレーウィンゾンデデータ(55事例)を用いて, 日本の竜巻発生環境場の実態を初めて統計的に示した.その結果,日本の竜巻発生環境 場における CAPE の値は,米国における研究(Rasmussen and Blanchard, 1998)で示 された最頻値(300~1900 [Jkg⁻¹])よりも小さい事例が多く,最大でも2000 [Jkg⁻¹] を超えていなかった.したがって,CAPE は日本の竜巻発生環境場の大気安定度を表 現しにくいと考え,K-Helicity Index (KHI)と呼ばれる新しい複合パラメータを提案し た(付録 B.3.6 節を参照). しかしながら,櫻井・川村 (2008)の解析では,一般的な竜 巻事例に対しては,非竜巻事例を定義することは困難であるため竜巻事例のみの結果を 示しており,竜巻が発生していないときの KHIの値を示していない.このため,複合 パラメータの有効な閾値は明らかにされなかった.

環境パラメータを用いてシビアストーム発生環境場を統計的に調査する場合,非竜巻 事例との比較の難しさもあるが、一方で、環境パラメータの値が地域や季節に依存する ことも考慮しなければならない. Chuda and Niino (2005)は, 1990~1999年の期間の 日本におけるレーウィンゾンデデータを用いて, CAPE, SSI, CIN などの主に大気の 安定度に関するパラメータの気候学的特徴をまとめた.彼らによると,これらの大気の 安定度に関するパラメータは季節的に変化し、夏季は冬季に比べて大気の安定度が小さ くなりやすく,また特に,CAPEは地域的な差も大きいことが示された.例えば,9時 JST のデータにおける CAPE の 90 パーセンタイル値は , 那覇では $4038~\mathrm{[Jkg^{-1}]}$ で 8月に最大になるのに対し,札幌では688 [Jkg⁻¹]で同じ月に最大になる.札幌のこの値 は,那覇の3月の90パーセンタイル値(829 [Jkg⁻¹])より小さい.すなわち,CAPE は気温や水蒸気の分布によってその値が大きく変化するために、地域や季節に依存して その値の大きさも大きく異る、気温が低く水蒸気量が少ない北日本及び冬季において、 CAPE の値は小さく大気の安定性を表現しにくい.逆に,気温が高く水蒸気量の多い 南日本及び夏季において,CAPEの値は大きく,大気の安定度を示すよいパラメータと なる. Chuda and Niino (2005)によると, SSI やCIN も季節に依存することから,こ の季節・地域依存性は CAPE に限られることではない. 一方, Niino et al. (1997) によ ると、日本における竜巻は、台風によるものを除けば、季節に関わらず発生しており、 地域についても,局所的に集中する場所はあるものの,北日本から南西諸島まで幅広く 分布している. 故に,環境パラメータのこの地域・季節依存性は,一般的に竜巻発生環 境場を特徴づけることを困難にする.つまり,地域及び季節を限定せずに竜巻事例や非 |竜巻事例を抽出した場合 , 竜巻事例を特徴づける大気の安定度に関するパラメータの閾 値を得られない可能性が高いので,このようなパラメータを用いた解析は,地域や季節 を限定して行うべきである.

さらに,1.3.1節で述べたように,環境パラメータの値は総観場にも依存する.Niino et al. (1997)によると,1961~1993年の日本の竜巻(677個)の約46%が温帯低気圧 によって発生し,台風では約20%,そして冬季季節風では約12%である.したがって, 日本の竜巻は総観状況が様々であるため,総観状況についても限定した解析が必要であ ると考えられる.

1.4 本研究の目的

環境パラメータを用いた日本におけるシビアストーム発生環境場の解析において, 複 数の竜巻事例と非竜巻事例から竜巻発生時の特徴的な環境パラメータの値を示した研究 は存在しない.そこで本研究では,日本における竜巻等の突風現象に対するポテンシャ ル予報の改善のために,日本で発生する竜巻を伴う雷雨の発生環境場を複数の事例の比 較から抽出することを試みる.ただし,前節で述べた理由から,過去の全ての竜巻事例 を用いて解析を行うことは非常に困難であるので,環境パラメータが依存する総観状況 や地域を限定した事例抽出を行う.このような解析手法を用いれば,特定の総観状況や 地域における竜巻発生環境場の特徴が得られると期待する.

そこで,本研究では,宮崎県において2006年に台風第13号によって発生した延岡市 の竜巻事例に着目した.この2006年延岡竜巻の発生環境場が持つ環境パラメータの値 が,その他の宮崎県で台風によって発生した竜巻事例や,総観場が似ているが竜巻は発 生しなかった台風接近事例に比べて,統計的にどの程度異るのかを明らかにする.環境 パラメータが他の事例とは統計的に有意に異る顕著な値を示していなければ,予測には 用いることができないと言える.また,顕著な値を示していれば,そのような環境場を 形成した要因についても考察できると考える.

そのような視点において,本研究では,気象庁メソ数値予報モデルデータを用いて計算した環境パラメータ及び複合パラメータを用いて,2006年の延岡竜巻の事例とその他の(竜巻,非竜巻)事例の比較解析を行った.また,得られた結果から,台風を取り巻くメソ スケール(約100kmの水平スケール)の竜巻発生環境場形成に総観場の状況が大きく影響していることが示唆されたことから,過去に日本に接近した竜巻を伴う台風と竜巻を伴わない台風の環境場について,JRA-25/JCDAS長期再解析データを用いた解析を行った.特に,台風中心に相対的な分布をコンポジットして解析し,竜巻を伴う台風の総観場の特徴の抽出を試みる.

第2章では,前半の解析で使用した気象庁メソ数値予報モデルデータの解説とそれを 用いた解析の手法について,竜巻事例と非竜巻事例の抽出方法を説明する.また,使用 した環境パラメータと複合パラメータについても説明する.第3章では,後半の解析で 使用したJRA-25/JCDAS 長期再解析データの解説と,竜巻を伴う台風と竜巻を伴わな い台風の事例抽出について,そして,それらの事例について行ったコンポジット解析の 手法について説明する.第4章では,前半の解析結果として,主に延岡竜巻事例の発生 環境場とその他の事例との比較解析の結果について示す.また,米国の竜巻発生環境場 との比較についても記述する.第5章では,第4章で得られた結果に基づいて,延岡竜 巻事例の発生環境場から得られた顕著なパラメータに着目し,そのような顕著な環境場 の形成要因について考察する.また,米国の竜巻発生環境場との比較に関しても考察す る.第6章では,後半の解析結果として,台風中心に相対的な環境パラメータの分布に ついて,竜巻事例とれ竜巻事例との比較解析の結果を述べる.第7章では,第6章で得 られた結果に基づいて,竜巻を伴う台風の竜巻発生環境場形成に寄与した総観場の特徴 について考察する.第8章は本研究のまとめを述べる.

2 使用データと解析手法1

2.1 気象庁メソ数値予報モデル (MSM) GPV データ

本研究では,竜巻を伴う雷雨の発生環境場の解析のために,気象業務支援センター から提供されている気象庁メソ数値予報モデル(Meso-Scale Model; MSM)の格子点 値(Grid Point Value; GPV)(以下,略して MSM-GPV)データを使用した.MSM は気象庁で現業に使用されているメソ数値予報モデルである.モデルの詳細については Saito et al. (2006)によって解説されている.一方,本研究で使用した MSM-GPV デー タは,MSMの出力結果をもとに,地上データ及び指定気圧面データとして格納されて 配信されているものである.MSM-GPV データの詳細は,気象庁予報部(2004),気象 庁予報部(2005),気象庁予報部(2008)によって詳しく解説されているので,ここでの 説明は簡単にする.

MSMによるメソ数値予報は、2001年3月に、水平解像度10kmの静力学近似を適用 したスペクトルモデルにより本格運用が始まり、2002年5月よりGPVデータとして利 用可能になった.その後、MSM-GPVデータは、MSMの更新とそれに伴ってデータ仕 様の変更がなされている.主なMSMの変更点は、2004年9月より、静力学MSMから 気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に変更されたこと、2006年3月より、水平解像 度が10km格子から5km格子になったことが挙げられる.MSM-GPVデータの主な 仕様について、2006年2月以前と2006年3月以降に分けて表2.1に示す.MSM-GPV データが存在する領域は日本周辺で、2006年2月以前(2006年3月以降)は1日4回 (8回)の初期値と、18(15)時間先までの予報値が提供されている.予報データの時 間間隔は、地上データは1時間毎、気圧面データは3時間毎になっている.ここで気 圧面データとは、鉛直層を指定気圧面で切ったデータであり、2006年2月以前は14層

表	2.1:	気象	庁メ	ノ数値	予報モ	デル	(MSM)	Grid	Point	Value	(GPV)	デー	タのヨ	Eな仕
様	.た	だし,	気圧	面デー	タの水	く平解	像度に	ついて	は,そ	れぞれ	の期間	につい	1て,	1 格子
ず	つ間	引か≯	ってい	る.										

	2006年2月以前	2006年3月以降			
領域	日本域	$120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}, 22.4^{\circ}\text{N} \sim 47.6^{\circ}\text{N}$			
初期時刻 (UTC)	00,06,12,18	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21			
予報時間	+18 時間	+15時間			
予報データの間隔	地上データ:1 時間毎,気圧面データ:3 時間毎				
水平解像度	$10~{\rm km}$ \times $10~{\rm km}$	$5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$			
鉛直層	指定気圧面 14 層	指定気圧面 16 層			
地上物理量	海面更正気圧,地表気圧,地上10m水平風,				
	地上 1.5m 気温,地上 1.5m 相対湿度,前 1 時間降水量,雲量				
気圧面物理量	高度,水平風,気温(それぞれ100hPa),相対湿度(300hPa),				
(データ上端)	上昇流(100hPa . ただし , 2006 年 2 月以前は 300hPa)				

(975,950,925,900,850,800,700,500,400,300,250,200,150,100 hPa),2006年3 月以降は16層(1000,975,950,925,900,850,800,700,600,500,400,300,250,200, 150, 100 hPa) である.また, MSM-GPV データの水平格子間隔は等緯度経度であり, モデル格子における値からの水平内挿によって算出されている.ただし,気圧面デー タの水平格子についてはどちらの期間においても1格子ずつ間引かれて配信されてい る.したがって,気圧面データの水平格子間隔は,2006年2月以前は20km × 20km (0.2°×0.25°), 2006 年 3 月以降は 10 km × 10 km (0.1°×0.125°) である.地上データ については間引かれていない.MSM-GPV データの地上物理量は,海面更正気圧,地 |表気圧(モデル地表),地上10m水平風(2成分),地上1.5m気温,地上1.5m相対湿度, 前1時間降水量,雲量(上,中,下雲量,全雲量)である.ここで,海面更正気圧と地 上気圧は,気温減率0.5 [°C/100m] を仮定してモデル大気下層の気圧をそれぞれ,海面 更正値とモデル地表の値に換算している.気圧面物理量については,高度,水平風(東 西2成分), 気温, 相対湿度, 上昇流(鉛直p速度)が提供されている. ただし, 2006 年2月以前の上昇流は300 hPaの高度まで与えられている.相対湿度についてはどち らの期間も 300 hPa の高度まで提供されている.また,標高の高い地域や低気圧など によって気圧面高度が下がっている地域では,気圧面がモデル地表面の下になってしま うことがある.この場合は有効なデータではないため注意が必要である.本研究のいく つかの環境パラメータの計算では,モデル地形データ(地表ジオポテンシャル高度デー タ)と気圧面高度を対比させ,モデル地表面よりも下のデータを用いないようにした.

2.2 解析対象事例の抽出(宮崎県で発生した台風による竜巻事例と非 竜巻事例)

本研究では、1.3.2 で述べたように、日本の竜巻を伴う雷雨の発生環境場の解析には 総観場や地域、季節などの状況を限定する必要があるという観点から、2006年9月に 台風第13号(T0613)によって発生した宮崎県延岡市の竜巻(F2)に焦点を当て、こ の事例と総観場が良く似た事例を比較することで、延岡竜巻発生時の宮崎地域における 環境場を調べることにした.したがって、ここでは、総観状況(台風)と地域(宮崎地 域)を限定した解析を行った.

まず,MSM-GPV データの存在する期間(2002年5月~2006年12月)を解析対象 期間とし,その間に宮崎県で発生した台風による竜巻事例を抽出すると,2006年の延岡 竜巻事例の他に3事例あることがわかった(表2.2).ただし,同じ日に他に複数の竜巻 が発生している場合は,Fスケールがより大きい,もしくは同じスケールであれば先に 発生した竜巻を代表する竜巻1事例を選んだ.各事例については,気象庁ホームページ に公開されている「竜巻等の突風データベース(http://www.data.jma.go.jp/obd/ stats/data/bosai/tornado/index.html 2008年12月25日現在)」と,災害報告書 等(宮崎地方気象台,2006)を参照した.ここで,抽出された延岡竜巻以外の3つの竜巻 は,延岡竜巻(F2)よりもFスケールが小さい(F0-F2)¹ので,便宜上,この3つの 竜巻事例を弱い竜巻事例という意味で,「weak tornadic events; weakTor 事例」と呼ぶ

¹宮崎市の竜巻は F1-F2 であるが, この F スケールは F1 と F2 の中間と解釈する.

表 2.2: 本研究で使用した 2002 年 5 月~2006 年 12 月に宮崎県で発生した台風による 竜巻事例.ただし,同じ日に複数発生している場合については代表する1事例を記載し ている.データ時刻とは,竜巻発生時刻に最も近い MSM-GPV データの時刻である. target area 内の格子点数は,解析に使用した MSM-GPV データの target area 内の格 子点数で,サンプル数を意味する.1行目から3行目までの事例を本研究では「weak tornadic events; weakTor 事例」とまとめて呼ぶ.

			target area 内の
データ時刻	竜巻発生時刻・場所	F スケール	格子点数
2003/06/19/00UTC	00:00UTC 東臼杵郡門川町	F1	48
2003/08/07/18UTC	16:40UTC 日南市	F0-F1	48
2005/09/05/00UTC	01:30UTC 宮崎市	F1-F2	48
2006/09/17/06UTC	05:03UTC 延岡市	F2	204

ことにする.また,延岡竜巻の事例についても表記の都合上,以後特に断らない限り, 「Nobeoka-Tor 事例」と呼ぶことにする.

また,この4つの竜巻事例の総観状況と良く似た非竜巻事例 (「nontornadic events; nonTor事例」と呼ぶ)を抽出するために,図2.1に示した黒線で囲まれた領域(key area と呼ぶ)を設定し,気象庁ベストトラックを参照して,このkey areaを通過した台風 を抽出した.これにより抽出された nonTor 事例は 16 事例 (16 個の台風) である (表 2.3). ここで, key areaの設定は,米国のハリケーンに対する竜巻の分布(図1.3)か ら, 竜巻発生に適した環境場は台風の北東象限に数100kmの広がりを持つという事実 に基づき,4つの竜巻事例の竜巻発生時の台風の位置(図2.1の 印)と竜巻発生地点 (図2.1の 印)の位置関係から,図2.1の 印が含まれる黒線で囲まれた領域(127°E-132°E, 27.5°N-33.5°N)を決めた. 台風に相対的な竜巻の発生位置については,小林・ 菅原 (2007) が日本の台風に伴う竜巻を対象に調べており,台風中心から 500km 前後離 れた北東象限に大部分の竜巻が集中していることを示している.したがって,図2.1に 示した key area の大きさは, 竜巻発生地点周辺(宮崎地域)の環境場を調べるのに必 要な大きさであると考える.本研究では,上記の方法により抽出された竜巻事例と非竜 巻事例を用いて, Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生環境場が持つ環境パラメータの値がそ の他の事例(weakTor 事例とnonTor 事例)に比べて顕著な特徴を持つのか,または同 じくらいなのかどうかを MSM-GPV データを用いて調査する.

次に,解析対象にする環境場の定義について説明する.本研究では,宮崎地域の大気 状態が竜巻を伴う雷雨発生に適した環境であるかどうかを調べるために,対象とする 環境場の領域を設定し,その領域内における MSM-GPV データの各格子点のパラメー タデータを抽出した.レーダー画像を参照すると,Nobeoka-Tor 事例は台風から離れ たレインバンド通過時に発生していたが(図2.2),そのようなメソ対流系を十分含み, かつ,宮崎地方の地域性が失われない領域として,図2.1と図2.2に示した赤い太線で 囲まれた領域(130.875°-132.25°E, 31.4°-33.0°N)を解析対象領域(target area)とし て定義した.target area 内の MSM-GPV データの格子点数は,2006 年 2 月以前の事

表 2.3: 本研究で抽出された nonTor 事例.解析期間は,図 2.1 に示した key area 内に 台風が存在している期間中に存在する MSM-GPV データ時刻で,その期間内の MSM-GPV データ数を次の列に示している.また,target area 内の格子点数は MSM-GPV データの毎時刻あたりの格子点数を示している.

		解析期間中の	target area 内の
台風番号	解析期間	データ数	格子点数
T0207	2002/07/ 14/18UTC-15/06UTC	3	48
T0209	2002/07/25/12UTC-26/00UTC	3	48
T0211	2002/07/26/18UTC-27/06UTC	3	48
T0215	2002/08/ 29/00UTC-31/00UTC	9	48
T0302	2003/04/ 25/00UTC-25/06UTC	2	48
T0304	2003/05/ 30/06UTC-30/12UTC	2	48
T0315	2003/09/ 19/18UTC-20/12UTC	4	48
T0319	2003/11/ 05/12UTC-06/00UTC	3	48
T0404	2004/06/ 10/12UTC-10/18UTC	2	48
T0406	2004/06/ 20/06UTC-20/12UTC	2	48
T0415	2004/08/ 18/18UTC	1	48
T0416	2004/08/ 29/00UTC-30/06UTC	6	48
T0418	2004/09/05/18UTC-07/00UTC	6	48
T0421	2004/09/ 28/06UTC-29/00UTC	4	48
T0423	2004/10/ 19/18UTC	1	48
T0610	2006/08/ 17/12UTC-18/15UTC	10	204

例であれば 48 個, 2006 年 3 月以降の事例は 204 個となる.したがって,解析に使用した全格子点数は,Nobeoka-Tor 事例が 204 個, weakTor 事例が 144 個, nonTor 事例が 4488 個となる.

ここで,表2.2 と表2.3 に示したように,MSMの更新に伴う解像度の変更によって, Nobeoka-Tor 事例と nonTor 事例の1事例において解析格子点数が異っている.解像度 の違いによってパラメータの値が異ってしまう可能性が考えられるが,気象庁非静力学 モデルを用いた10 km 格子と5 km 格子の環境パラメータの値はほぼ同じ値をとるこ とが確認されている(加藤,2008,私信).本研究でも,オリジナルのデータを用いた 場合と両期間で同じ解像度になるようにデータを間引いた場合について解析を行った ところ,結論はほぼ同じとなった.しかし,比較解析において平均値の統計的仮説検定 (t検定)を用いているため,同じ解像度に間引いた場合の結果を主に示すことにする. したがって,合計の格子点数は,Nobeoka-Tor 事例が48 個,weakTor 事例は144 個, nonTor 事例は2928 個となる.

Thompson et al. (2003) などによる竜巻発生環境場の先行研究では,竜巻発生地点や スーパーセル発生地点に対してある近傍距離にある1点だけのデータを用いているが, 本研究は環境場という空間的な広がりを持った場の比較を議論するため, target area



図 2.1: key area (黒線で囲まれた領域)を通過した台風の経路.赤い実線は Nobeoka-Tor 事例の台風(T0613),緑の実線は weakTor 事例の台風(3事例.表 2.2 を参照.), 青い点線は nonTor 事例の台風(16事例) 印は竜巻発生地点, 印は竜巻発生時の台 風の位置を示す.赤い太線で囲まれた領域は本研究の解析領域(target area)を示す. 台風経路は気象庁ベストトラックを参照した.



図 2.2: 宮崎県延岡市で竜巻(印)が発生した時刻(2006年9月17日14時JST)に おける気象庁合成レーダーエコー図.赤い太線で囲まれた領域は図 2.1 と同じで,本研 究の解析領域(target area)を示している.台風 T0613 は九州西側の東シナ海を北東 進している.

内でのパラメータの分布を比較した.ただし,本研究の解析領域の広さは,先行研究で 主に使用されている近傍基準(50 km ~ 200 km)と同じ程度であるので,領域内にお けるパラメータの平均値の比較であれば,定性的な議論として先行研究の結果と比較で きると考える.また,target areaはより厳しく(小さく)設定しても,これから示す結 果に大きな影響はないことを確認している.

このように,本研究で設定した target area は,台風の北東象限に広がる竜巻を伴う 雷雨発生に適した大気環境場の特徴を抽出できると考える.第4章では,Nobeoka-Tor 事例と weakTor 事例及び nonTor 事例について, target area 内の MSM-GPV データを 用いて計算した環境パラメータ及び複合パラメータの値を分布図(箱ひげ図)を用いて 比較した.また平均値の違いを統計的仮説検定(t検定)を用いて解析した.抽出する MSM-GPV データについては,初期値,6時間予報値,12時間予報値を用いた.竜巻 事例(Nobeoka-Tor 事例と weakTor 事例)については,竜巻発生時刻に最も近い時刻 の MSM-GPV データを抽出した(表 2.2). nonTor 事例については,台風が key area を通過している期間中の MSM-GPV データを抽出した(表 2.3). すなわち,竜巻事例 は竜巻発生時,非竜巻事例は台風が九州西側を通過している時の target area の環境場 を解析する.

2.3 MSM-GPV データの予報精度と初期値と予報値の違いについて

まず,MSM-GPV予報データの予報精度について示しておく.本来ならば,レーウィ ンゾンデデータの鉛直プロファイル観測データとMSM-GPV予報データを比較すべきと ころであるが,欠測によってレーウィンゾンデデータが得られなかったため,MSM-GPV の降水量とレーダーエコーを対比して,台風に伴うレインバンド等の降水システムが精 度良く表現されているかどうかを確かめた.図2.3に,竜巻事例に関するMSM-GPV の前1時間降水量の12時間予報値(a)と6時間予報値(c),そして,気象庁合成レーダー エコー図(c)を示した.これを見ると,MSM-GPV予報データは台風を取り巻く降水 システムをおおよそ表現できていることがわかる.本研究で対象にしているのは,台風 に伴うメソ スケールの環境場であるので,MSM-GPV予報データの精度は十分であ ると考える.ただし,九州の東岸にかかっている台風のレインバンドに伴う降水量は MSM-GPVデータの6時間予報値の方が12時間予報値よりも大きい.また,本研究が 対象とする環境場のスケールに比べれば小さな差であるが,台風の位置は12時間予報 値よりも6時間予報値の方が気象庁ベストトラックの位置に近かった(図省略).

次に,MSM-GPV データの初期値と予報値の違いについて示す.一般に,初期値は モデルのスピンアップ問題により予報値と異る大気状態を示すので,MSMの傾向を把 握しておく必要がある.図2.4 に,2.2 節で得られた本研究の解析対象事例を用いて,同 じ解析対象時刻に対する MSM-GPV データの初期値と予報値(赤:6時間予報値,青: 12時間予報値)のtarget area (図2.1,図2.2)での領域平均値の差の鉛直プロファイ ル(気温,混合比,風速)を示した.この図より,差の傾向としては6時間予報値も12 時間予報値も同じであるが,差の大きさや標準偏差は6時間予報値の方が小さいことが わかる.さらに細かく見ると,気温(図2.4a)は,400 hPa以下では初期値より予報値 の方が0.5 [K]程度高温傾向にある.混合比(図2.4b)は,1000~900 hPaにおいて予報 値の方が0.5~1.0 [gkg⁻¹] ほど大きい.風速は平均値に差はほとんどないものの,900 hPaより上層では5~10 [ms⁻¹] の範囲でばらついている.したがって,予報値では解 析値に比べ,大気下層で高温多湿となる傾向となり,大気の安定度は小さいことがわか る.風については,平均値の差は小さくてもばらついている.これは,MSMの初期値



図 2.3: 竜巻発生時刻に最も近い時刻の MSM-GPV の前1時間降水量(a: 12時間 予報値,b: 6時間予報値)と気象庁合成レーダーエコー図(c).時刻は,上から事 例ごとに,MSM-GPV データが,1; 2003/06/19/00UTC,2; 2003/08/07/18UTC, 3; 2005/09/05/00UTC,4; 2006/09/17/06UTC,気象庁合成レーダーエコー図が, 1; 2003/06/19/00:00UTC,2; 2003/08/07/16:40UTC,3; 2005/09/05/01:30UTC,4; 2006/09/17/05:00UTC.



図 2.4: MSM-GPV データの初期値と予報値(赤:6時間予報値,青:12時間予報値) の target area (図 2.1,図 2.2)に対する領域平均値の差の鉛直プロファイル.図はそ れぞれ,(a)気温 [K],(b)混合比 [gkg⁻¹],(c)風速 [ms⁻¹] を示す.エラーバーは標準 偏差を示している.MSM-GPV データの混合比は 300hPa までしか格納されていない.

は, MSM の解像度より粗いメソ解析によって作成されるために,その水蒸気分布や風 速の大きさに予報値との違いが生ずると考えられる.故に, MSM-GPV の初期値と予 報値では環境パラメータが異る値を示す可能性が高い.このため,初期値について解析 した結果を4.1 節に示す.

2.4 使用した環境パラメータと複合パラメータ

本研究で使用した環境パラメータ及び複合パラメータについて説明する.主に,シビ アストーム発生環境場もしくは熱雷環境場の解析などに用いられている一般的なパラ メータを使用した(付録B).

大気の安定度に関するパラメータ(付録 B.1)については,対流有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy; CAPE)(式 B.3)と対流抑制(Convective INhibition; CIN)(式 B.4),また,ショワルターの安定指数(Showalter Stability Index; SSI)(式 B.5),リフティド指数(Lifted index; Li)(式 B.6),K指数(K index; Ki) (式 B.7),トータル・トータルズ指数(Total Totals index; TT)(式 B.8)等を使用 した.このうち,CAPE及びそれと同時に計算されるパラメータ(CIN,LCL,LFC, LNB)については,下層 500 m で平均した気温と露点温度を持つ空気塊(mlCAPE, mlCIN,mlLCL,mlLFC,mlLNBと表記する)と,下層で最大相当温位を持つ空気 塊(muCAPE,muCIN,muLCL,muLFC,muLNBと表記する)の両方を用いて計 算した.ここで,2.1節で述べたように,MSM-GPVの気圧面データの使用の際は地形 内のデータに注意する必要があるので,CAPEの計算は地形よりも上(Above Ground Level; 略して AGL と呼ばれる)に存在する気圧面データから計算した.また,SSI, Li, Ki, TT については, それぞれ計算するのに必要なデータが地形内にある場合は欠 損データとした.一方, CAPE の計算に必要な湿度のデータが MSM-GPV データには 300hPa 以下の下層にしか与えられていないため, 250hPa の湿度は 300hPa と同じであ ると仮定し, 200hPaより上層では5%と仮定した.この仮定は石川ほか(2007)が,本 研究と同じ MSM-GPV データを用いた解析で用いている.また,単純な物理量として 安定度の指標によく用いられる 0–3-km AGL 層の気温減率(0–3-km lapse rate と呼 ぶ)も使用した.さらに,対流不安定の指標として,対流圏下層の最大相当温位と中層 の最小相当温位の差で表される相当温位差(max $\theta_e - \min \theta_e$)を使用した.

次に,風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータ(付録 B.2)につい ては,バルク・シアー(Bulk Shear; BS),平均鉛直シアー(Mean Shear; MS)(式 B.9),ストームに相対的なヘリシティ(Storm Relative Helicity; SRH)(式 B.10),Bulk Richerdson Number Shear (BRNS)(式 B.15)を計算した.このうち,BS,MS,SRH については,0-1-km AGL,0-3-km AGLの鉛直層のそれぞれについて計算した.BSに ついてはさらに,0-6-km AGLの層に対しても計算した.BRNSについても,MSMの モデル地形よりも上空にあるデータを用いて計算している.SRHの計算には,Bunkers et al. (2000)によって提案されているストームの移動ベクトルの計算方法(Bunkers 法 と呼ぶことにする)を使用した.

そして,複合パラメータ(付録 B.3)については,シビアストーム発生環境場の統計 解析を行った先行研究等により提案されている,Bulk Richerdson Number (BRN)(式 B.14)(Weisman and Klemp, 1982), Vorticity Generation Parameter VGP(式B.16) (Rasmussen and Wilhelmson, 1983), Energy Helicity Index (EHI)(式B.17)(Davies, 1993), Supercell Composite Parameter (SCP)(式B.18)(Thompson et al., 2003), Significant Tornado Parameter (STP)(式B.19)(Thompson et al., 2003), K-Helicity Index (KHI)(式B.20)(櫻井・川村, 2008)を使用した.これらのうち,BRN,VGP, EHI,KHIは,含まれる鉛直シアーに関するパラメータの計算高度やCAPEの空気塊の 仮定が先行研究では指定されていないので,それらについてはいくつかの仮定に基づい て計算した.例えば,下層500m平均空気塊の持ち上げで計算されたCAPE(mlCAPE) と0-1-km層のSRH(0-1-kmSRH)を複合させたEHIは,0-1-kmmlEHIと表記する.

3 使用データと解析手法2

3.1 JRA-25/JCDAS 長期再解析データ

総観場の状況による台風に伴う竜巻発生環境場の形成への影響を調べるために,気 象庁及び電力中央研究所によるJRA-25 (Japanese Re-Analysis 25 years) 長期再解析 プロジェクトにより提供されている再解析データ(1979~2004年)を使用した.また, JRA-25 の再解析データと同じシステムで計算するデータ同化サイクルを延長し,リ アルタイム運用している気象庁気候データ同化システム(JCDAS: JMA Climat Data Assimilation System) の 2005~2006 年の再解析データを利用した.これらの再解析 データを以下,JRA-25/JCDAS データと呼ぶ.JRA-25/JCDAS データは,季節予報 モデルの高度化や気候研究のための高精度の気候データセットとして作成された全球 データである.データ同化で用いられた全球モデルの分解能はT106L40 で,3 次元変 分法のデータ同化手法が用いられている.提供されるJRA-25/JCDAS データの指定面 気圧解析値は,水平解像度が1.25°×1.25°格子上で,鉛直には指定面気圧として23 層 (1000,925,850,700,600,500,400,300,250,200,150,100,70,50,30,20,10,7,5, 3,2,1,0.4 hPa)上で,6時間毎(00,06,12,18UTC/日)に提供されている.本 研究では,このデータセットから,指定面気圧解析値の水平風(東西2成分)とジオポ テンシャル高度を使用した.

3.2 解析対象事例の抽出(日本で発生した台風による竜巻事例と非竜 巻の台風)

1979~2006年に日本で発生した台風による竜巻事例を,気象庁が公開している「竜 巻等の突風データベース」より抽出した(表3.1).これにより抽出されたのは33事例 である.ただし,総観状況が台風とされていても,台風から相当離れた暖気移流の間接 的要因によって発生したと明らかに判別できる事例は除外している.また,同じ日に近 接した場所で発生した複数の竜巻については,Fスケールがより大きい竜巻1事例で代 表させた.抽出された33事例のうち,Fスケールの内訳は,F2以上が8事例,F1-2が 4事例,F1が15事例,F0-1が6事例となっている.表3.1には,竜巻発生時刻に最も 近いJRA-25/JCDASデータの時刻を記載しており,この時刻のデータを使用した.こ のデータは,竜巻発生の前後3時間以内のデータである.これら竜巻事例を「竜巻台風 事例」と呼ぶ.

図 3.1 に,抽出された竜巻台風事例の竜巻発生時における台風中心の位置を示す.台 風中心の位置については気象庁ベストトラックを使用した.次に,非竜巻台風として, この竜巻発生時の台風中心の位置が含まれるように設定した図 3.1 に示す黒の太線で囲 まれた領域を通過した台風で,竜巻が発生しなかった台風を抽出した.これにより,非 竜巻の台風は 210 個抽出された(表 3.2).そして,台風抽出領域を台風が通過している 時の JRA-25/JCDAS データの数は,1418 個あった.ただし,領域通過時に台風が温 低化した後のデータは含めていない.抽出された1418 個の JRA-25/JCDAS データの 詳細については紙面の都合上,省略する.これらの竜巻を伴わなかった台風事例を「非 竜巻台風事例」と呼ぶことにする.

表 3.1: 1979~2006年に日本で発生した台風による竜巻事例.ただし,同じ日に複数発 生している場合については代表する1事例を記載している.データ時刻とは竜巻発生時 刻に最も近いJRA-25/JCDASデータの時刻(月/日/時 UTC)である.

	F	データ時刻	
竜巻発生時刻 (JST)・場所	スケール	(UTC)	台風番号
2006/09/17/14:03 宮崎県延岡市	2	09/17/06	0613
2005/09/05/10:30 宮崎県宮崎市	1-2	09/05/00	0514
2004/09/30/03:07 東京都大田区	1-2	09/29/18	0421
2004/09/27/20:30 沖縄県名護市	1	09/27/12	0421
2003/08/08/20:30 埼玉県熊谷市	0-1	08/08/12	0310
2003/08/08/07:20 宮崎県日向市	0-1	08/08/00	0310
2003/06/19/09:00 宮崎県東臼杵郡門川町	1	06/19/00	0306
2002/07/10/16:00 埼玉県深谷市	2	07/10/06	0206
2001/09/10/10:10 東京都町田市	1	09/10/00	0115
2001/08/22/03:40 埼玉県羽生市	0-1	08/21/18	0111
1999/09/24/11:07 愛知県豊橋市	3	09/24/00	9918
1998/10/17/14:50 宮崎県児湯郡川南町	0-1	10/17/06	9810
1998/09/21/11:30 埼玉県深谷市	0-1	09/21/00	9808
1998/09/18/16:02 宮崎県宮崎市	1	09/18/06	9806
1998/09/16/05:23 宮城県名取市	1	09/15/18	9805
1997/09/16/13:19 高知県南国市	1	09/16/06	9719
1997/09/14/06:50 鹿児島県熊毛郡中種子町	1	09/14/00	9719
1995/09/23/09:05 沖縄県与那城町	1	09/23/00	9514
1994/09/29/17:30 愛知県豊橋市	1	09/29/06	9426
1994/08/20/10:18 沖縄県伊良部町	2	08/20/00	9416
1993/09/04/07:40 茨城県つくば市	1	09/04/00	9313
1993/09/03/20:22 高知県吾川郡春野町	2	09/03/12	9313
1993/09/03/15:45 宮崎県延岡市	0-1	09/03/06	9313
1990/09/19/22:20 栃木県壬生町	1-2	09/19/12	9019
1987/08/30/16:45 長崎県富江町	1	08/30/06	8712
1985/08/31/05:30 宮崎県日向市	1-2	08/30/18	8512
1983/09/27/07:05 長崎県南松浦郡富江町	1	09/27/00	8310
1983/09/25/15:00 沖縄県伊是名村	2	09/25/06	8310
1981/08/22/11:30 群馬県群馬郡箕郷町	2	08/22/00	8115
1980/10/14/02:20 宮崎県宮崎市	2	10/13/18	8019
1980/10/13/20:10 鹿児島県中種子町	1	10/13/12	8019
1979/09/04/13:27 愛知県名古屋市	1	09/04/06	7912
1979/09/03/16:29 宮崎県宮崎市	1	09/03/06	7912



図 3.1: 竜巻を伴う台風の竜巻発生時の位置(赤い 印). 竜巻は 1979~2006 年に発生 した事例(表 3.1). 黒の太線で囲まれた領域は非竜巻事例の抽出領域で,3つに分けて いる(左から,Southwest,Kyusyu,Middle). 台風の位置は気象庁ベストトラックを 参照した.

さらに、地域性を考慮するために、図3.1に示した黒の太線で囲まれた領域を3つに分 割する.図3.1に示しているように,黒の太線の領域(All領域)を西側から,Southwest ·領域(南西諸島地域: 123°E-128°E, 22°N-31°N), Kvusvu 領域(九州を含む地域: 128°E-133°E, 26°N-35°N), Middle 領域(近畿地方を中心とする中日本地域; 133°E-139°E, 29°N-38°N)として事例を分類した. 各領域の事例数及び JRA-25/JCDAS データの数を 表 3.3 に示す. Southwest 領域の竜巻台風事例は7事例で,抽出される JRA-25/JCDAS データも7個 ,そして ,非竜巻台風事例は129事例で ,データ数は706 個であった . Kyusyu 領域の竜巻台風事例は14事例で,データ数も14個,また,非竜巻台風事例は104事例 で、データ数は412個である.このKyusyu領域の事例には、2.2節で示したMSM-GPV データを用いた宮崎県で発生した竜巻を伴う台風(Nobeoka-Tor 事例, weakTor 事例; 表 2.2, nonTor 事例; 表 2.3) を含んでいる.ただし,抽出領域の範囲は異り, Kyusyu 領域の範囲は key area (図 2.1)より南北に 5°分広く, 東に 1°分ずれている. Middle 領域は, 竜巻台風事例が12事例で, データ数も12個, そして, 非竜巻台風事例が100 事例で,データ数が 300 個となった.ここで,表 3.3 において,非竜巻台風事例の All 領域の事例数が各個別領域の合計数と合わないが、これは同一の台風が領域をまたいで 通過した事例がいくつかあるためである.なお,表3.3で示しているように,竜巻台風 事例は「竜巻発生時に最も近い」JRA-25/JCDAS データを使用し,非竜巻台風事例は 「各領域を台風が通過している間の」JRA-25/JCDAS データを使用した.これら両者 の比較から, 竜巻が発生したときの台風に伴う竜巻発生環境場と, 竜巻の発生していな い台風の環境場の違いを解析することができる。

表 3.2: 図 3.1 に示した領域を通過した 1979~2006 年の非竜巻事例の台風番号(210 個).

表 3.3: 地域を分類した場合の竜巻台風事例と非竜巻台風事例の内訳.地域分類は図 3.1 に示した 3 つの各領域(Southwest, Kyusyu, Middle) で, All は 3 つの領域をあわ せた領域(図 3.1 に示した黒太線の領域)を表す.事例数は台風の数に相当する.デー 夕数は,竜巻台風事例は「竜巻発生時に最も近い」JRA-25/JCDAS データ,非竜巻台 風事例は「各領域を台風が通過している間の」JRA-25/JCDAS データの数を表す.

	竜巻台風事例		非竜巻台風事例	
地域分類	事例数	データ数	事例数	データ数
Southwest	7	7	129	706
Kyusyu	14	14	104	412
Middle	12	12	100	300
All	33	33	210	1418

3.3 台風に相対的な合成図解析

前節で抽出された竜巻台風事例と非竜巻台風事例を用いて,両者の総観場の違いについても解析した.そのために,本研究では台風に相対的に大気場を合成して解析を行った.具体的に説明すると,解析対象時刻(竜巻台風事例は表 3.1 に示したデータ時刻,非竜巻台風事例は台風が図 3.1 に示した領域内に存在しているときのデータ時刻)における,気象庁ベストトラックより得られた台風中心に最も近いJRA-25/JCDASデータの格子点から,東西に経度 12.5°(格子点 10 個),南北に緯度 12.5°(格子点 10 個)分(合計 21×21=441 個)だけデータを取り出し,台風中心に相対的な各格子点ごとに平均した.コンポジット領域の設定は,総観スケールでの台風周辺の大気循環場の特徴を調べるには十分な大きさである.

環境パラメータは,主にSRHとBSを使用し,0-1-km,0-3-km,0-6kmの鉛直層 について計算した.ただし,計算の際には,全ての格子点に対して1000hPaの気圧面 から計算しており,MSM-GPVデータでモデル地表より上空にあるデータを用いて計 算を行った場合とは異る.結果(第6章)については,主に分布図を用いて,各領域 (Southwest領域,Kyusyu領域,Middle領域;図3.1)のそれぞれについて,竜巻台風 事例と非竜巻台風事例の比較を行った.また,各領域による違いについても議論する. これらの環境パラメータに関する結果から,各領域の台風に伴う竜巻発生環境場形成と 関連する総観場の特徴について,第7章で考察する.

4 結果1: 宮崎地方における台風に伴う竜巻の発生環境場 に関する比較解析

4.1 Nobeoka-Tor 事例と他の (weakTor, nonTor) 事例との環境場の比較

本節では,宮崎地方に設定した解析領域(target area;図2.2)について,環境パラ メータ及び複合パラメータを用いて表現された環境場を,延岡竜巻(Nobeoka-Tor)事例 に関して,宮崎県で他に発生した竜巻(weakTor;表2.2)の3事例と総観状況が似てい る非竜巻(nonTor;表2.3)の16事例に対して比較した結果を示す.まず,MSM-GPV データの予報値(6時間後,12時間後)及び初期値を用いて計算された各パラメータの target area における領域平均値を各事例(Nobeoka-Tor,weakTor,nonTor)に対し て表にして示す(表4.1,表4.2,表4.3).この平均値について各事例を比較する際に は,片側のStudentのt検定(one-sided Student's t-test)²を用いて,統計的に有意な 差が得られるかどうかを確かめた.2.2節で述べたように,抽出した格子点数の合計は, Nobeoka-Tor事例が48個,weakTor事例が144個,nonTor事例が2928個であった. ただし,CINについては,CAPE > 0である場合についてのみ抽出した.これは,LFC が存在しなければ大気状態を適切に表現した CIN等の値が得られないからである.こ のため,これらのパラメータについては格子点数の合計が少なくなっている.CINの抽 出された格子点数の合計については各表の脚注に示す.また,いくつかのパラメータに ついては,抽出されたデータを箱ひげ図として分布図を示す(図4.1,図4.2,図4.3).

規分布曲線で近似できることを用いた.ただし,母集団の分散は未知なので,抽出されたサンプルの分散(u_1^2, u_2^2)を代入して, $z' = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{u_1^2}{n_1} + \frac{u_2^2}{n_2}}}$ の頻度分布が平均値0,分散1の正規分布曲線で近似できるこ

²2 つの母集団の平均値の比較に関する検定手法.本研究では,脇本 (1973)を参考に,サンプル数 (target area 内の grid 数; n_1, n_2)が 30 個以上であれば,中心極限定理により抽出されたサンプルの平 均値 (\bar{x}_1, \bar{x}_2)の分布は,それぞれ母集団の平均値 (μ_1, μ_2),分散 ($\frac{\sigma_1^2}{n_1}, \frac{\sigma_2^2}{n_2}$)の正規分布曲線で近似でき るという仮定のもと,帰無仮説 ($\mu_1 > \mu_2$)を立てて, $z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$ の頻度分布が平均値0,分散1の正

とを利用する.棄却域は正規分布表から求め,z'が棄却域に入れば帰無仮説を否定する.例えば,ある パラメータについて,Nobeoka-Tor事例の平均値を \bar{x}_1 ,weakTor事例の平均値を \bar{x}_2 としてz'を求め, z'の値がどれくらいの有意水準で棄却されるかを正規分布表から求める.有意水準5%(すなわち,信 頼区間95%)であれば,z' < 2.58で棄却される.逆に, $z' \ge 2.58$ であれば採択域に入るので, \bar{x}_1 は \bar{x}_2 よりも統計的有意に大きいということがわかる.

表 4.1: 各事例 (Nobeoka-Tor, weakTor, nonTor)に対する MSM-GPV6 時間予報値 の各パラメータの target area における領域平均値.太字の値は, Nobeoka-Tor 事例の 平均値が他の事例 (weakTor, nonTor 事例)に対して,片側 95 %の信頼区間において 有意に差があることを示す.斜体の値は,その事例の平均値が nonTor 事例と比較して 有意な差があることを示す.mlCIN の抽出された格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事 例が 40 個, weakTor 事例が 78 個, nonTor 事例が 1422 個である.muCIN の抽出され た格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事例が 44 個, weakTor 事例が 80 個, nonTor 事例 が 1211 個である.

	Nobeoka-Tor	weakTor	nonTor			
大気の安定度に関するパラメ・	ータ					
mlCAPE $[Jkg^{-1}]$	391	116	146			
mlCIN $[Jkg^{-1}]$	51	39	62			
$muCAPE \ [Jkg^{-1}]$	374	88	188			
$muCIN [Jkg^{-1}]$	77	39	50			
$\max \theta_e - \min \theta_e [\mathbf{K}]$	19.3	6.0	10.8			
SSI [K]	0.9	2.0	2.1			
Li [K]	-1.5	0.8	1.3			
$TT [^{\circ}C]$	41.3	38.5	38.5			
0-3-km lapse rate [°Ckm ⁻¹]	5.7	4.8	4.9			
Ki [°C]	31.2	33.2	29.4			
水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータ						
$0-1-km \text{ SRH } [m^2 s^{-2}]$	339	128	98			
$0-3-$ km SRH $[m^2s^{-2}]$	512	318	189			
$0-1-\text{km MS } [\text{m}^2\text{s}^{-2}]$	24.7	17.9	16.1			
$0-3-$ km MS $[m^2s^{-2}]$	14.9	11.7	9.9			
0-1-km BS [ms ⁻¹]	14.6	10.6	9.2			
$0-3-km BS [ms^{-1}]$	22.4	17.9	13.7			
$0-6-km BS [ms^{-1}]$	28.9	22.0	15.9			
BRNS $[m^2s^{-2}]$	112	48	38			
複合パラメータ						
mlBRN	4.2	5.5	31.3			
0-1-km mlEHI	0.8	0.1	0.1			
0–3-km mlEHI	1.3	0.2	0.2			
0-3-km mlVGP [ms ⁻²]	0.25	0.07	0.07			
0–1-km KHI	2.1	1.5	1.1			
0–3-km KHI	2.7	2.5	1.5			
SCP	6.9	0.2	0.4			
STP	1.4	0.1	0.1			
まず, MSM-GPV データの6時間予報値を用いた結果について示す.大気の安定度 に関するパラメータについては,表4.1の3行目と5行目に示したように,mlCAPE, muCAPE の平均値がともに, Nobeoka-Tor 事例はその他の事例 (weakTor, nonTor) に比べて有意に大きな値をもっていることが片側 95 %の信頼区間における t 検定によ リ示されている.Nobeoka-Tor 事例の mlCAPE 及び muCAPE は 400 弱 [Jkg⁻¹] であ るのに対し, weakTor 事例と nonTor 事例は 200 [Jkg⁻¹] に満たない.相当温位差(max $\theta_e - \min \theta_e$)(表 4.1,7行目)についても, Nobeoka-Tor事例(19.3 K)が他の事例 (weakTor: 6.0 K, nonTor: 10.8 K)に比べて有意に大きく, Nobeoka-Tor事例のtarget areaにおける大気状態は,他の事例に比べて顕著に対流不安定であることがわかる.こ のため, CAPEの値がより大きくなっていると考えられる.図4.1aに示したmlCAPE の箱ひげ図を見ても, Nobeoka-Tor 事例は他の事例に比べて, 200 [Jkg⁻¹] 以上の比較 的大きな値のサンプルが占めていることがわかる.また, $\max \theta_e - \min \theta_e$ の箱ひげ 図 (図 4.1c) についても, mlCAPE と同様に, Nobeoka-Tor 事例は他の事例よりも大 きな値のサンプルが多いことがわかる.例えば,Nobeoka-Tor 事例では15 [K] 以上に 多く分布するのに対して,他の事例はそれ以下の値に分布している.ここで,weakTor 事例は nonTor 事例よりも CAPE の値が低いことがわかる.この理由については本研 究では議論しない. Thompson et al. (2003) は F0-1 スケールの弱い竜巻事例と非竜巻 事例についても , CAPE の値に有意な差があることが示されているが , 本研究のよう に事例数が少ない場合,これらの事例の環境場の違いが CAPE の差として表現されに くいと考えられる.また,本研究の主題は Nobeoka-Tor 事例と他の事例の環境場の比 較であるので,Nobeoka-Tor 事例において顕著に大きな CAPE の値が得られたことに ついて以下では議論する.

一方,Liや0–3-km lapse rate についても Nobeoka-Tor 事例の平均値は他の事例と は有意に異り,Nobeoka-Tor 事例の大気状態は他の事例に比べ,顕著に成層不安定で あることがわかる(表 4.1,9行目と11行目).Liについては Nobeoka-Tor 事例のみ 負の値を示している.Nobeoka-Tor 事例の0–3-km lapse rate は他の事例よりも0.8~ 0.9 [°Ckm⁻¹]大きい.Liと0–3-km lapse rate は下層の大気状態に影響されるので, Nobeoka-Tor 事例の環境場は最下層に高温多湿の空気があることを示唆している.分布 図(図4.1c,d)についても,mlCAPEと同様に,Li,0–3-km lapse rate は,Nobeoka-Tor 事例が他の事例よりも不安定な大気状態を示す値のサンプルを多く含んでいることがわ かる.例えば,Liが0[K]の値は,weakTor 事例ではおおよそ25パー センタイル値に相当するのに対し,Nobeoka-Tor 事例ではおおよそ75パーセンタイル 値に相当し,Nobeoka-Tor 事例の方が小さな値,すなわち不安定な大気状態であること を示すサンプルが多い.0–3-km lapse rate は,Nobeoka-Tor 事例の25パーセンタイル 値(約5.2[°Ckm⁻¹])は他の事例(weakTor,nonTor)の75パーセンタイル値に相当 し,Nobeoka-Tor 事例の方が大きな値を示し,すなわち下層の安定度が小さいことがわ かる.

一方,mlCIN とmuCIN については,片側 95%の信頼区間における t 検定によって有 意な差は得られなかった(表4.1,4行目と6行目).3つの事例の mlCIN 及び muCIN は,どれも50 [Jkg⁻¹]前後の値となっている.図4.1bに示したように,mlCIN は3つ の事例ともに100 [Jkg⁻¹] 以下の小さな値を多く含んでいる.CIN は持ち上げる空気塊 の湿度に強く依存するので,下層 500m 平均空気塊の湿度について各パラメータと同様



図 4.1: 各事例 (Nobeoka-Tor, weakTor, nonTor) について target area から抽出さ れた MSM-GPV6 時間予報値の大気の安定度に関するパラメータの箱ひげ図 (box and whiskers plots). (a) mlCAPE, (b) mlCIN, (c) max $\theta_e - \min \theta_e$ (図中, EPT とは Equivalent Potential Temperature の略.), (d) 0–3-km lapse rate, (e) SSI, (f) Li, (g) TT, (h) Ki.影の付いた箱の中は25–75 パーセンタイル値を示す.上下に伸びた" ひげ"は10 パーセンタイル値と 90 パーセンタイル値を示す.箱の中の水平線は中央値 を示す.また, 印は平均値を示す.

に target area について抽出して調べてみると,各事例とも約90%で同じような値を示していた.つまり,いずれの事例でも,台風によって運ばれた湿潤な空気によって, target area では,CINが小さな環境場が形成されていることを示唆している.

表 4.1 の 8 行目と 10 行目に示したように, SSI, TT については, Nobeoka-Tor 事例 の平均値は他の事例の平均値とは有意に異なり、大気状態の安定度が小さいことを示し ているが,図4.1e,gを見れば明らかに,Nobeoka-Tor事例のboxの値の範囲(50%の サンプルが含まれる範囲)に他の事例のboxの値の範囲も含まれているので,CAPE等 に比べて Nobeoka-Tor 事例と他の事例を区別できていない.さらに, Ki については, 平均値は3つの事例とも30 [K] 前後の同じ程度の値を示しており, Nobeoka-Tor 事例と その他の事例との差は有意ではない(表 4.1 の 12 行目). 図 4.1h を見ても,3 つの事例 のサンプルのほとんどは25~35 [K]の範囲に収まっており,この図から Nobeoka-Tor 事例を他の事例と有意に区別することはできない.このような SSI , TT , Ki の特徴は , 850 hPa と 500 hPa の気圧面間の気温減率が関係していると考えられる . 850 hPa か ら 500 hPa の気温減率の平均値は, Nobeoka-Tor 事例では 5.2 [°Ckm⁻¹], weakTor 事 例と nonTor 事例ではともに 4.7 [°Ckm⁻¹] で, Nobeoka-Tor 事例と他の事例との差は 有意であった.しかしながら,その差(0.5 [$^{\circ}$ Ckm⁻¹])は,上述した0-3-km lapse rate の場合(0.8~0.9 [°Ckm⁻¹]; 表 4.1 の 11 行目)よりも小さい.このため,下層の大気 状態を反映していないSSI, TT, Kiでは, Nobeoka-Tor 事例での大気の安定度をうま く表現できていないと考えられる.

水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータについては,表4.1 に示した全てのパラメータの target area における領域平均値について, Nobeoka-Tor 事例が他の2つの事例(weakTor, nonTor事例)に比べて有意に大きな値を示してい る.また,weakTor事例についても,nonTor事例よりも有意に大きな値であることが 示された.SRH については, Nobeoka-Tor 事例と nonTor 事例の差が非常に大きく, Nobeoka-Tor 事例では, 0-1-km SRH の平均値は nonTor 事例よりも 3 倍以上大きい (表4.1の14行目). また, BRNSの平均値についても, Nobeoka-Tor事例は112 [m²s⁻²] と非常に大きな値を示した(表4.1の21行目).図4.2i~pの分布図を見ると,どのパラ メータも Nobeoka-Tor 事例が大きな値をもったサンプルが最も多く,次いで weakTor 事例, nonTor 事例の順に値が小さくなっていることがわかる.この中で特に, 0-1-km SRH (図 4.2i)とBRNS (図 4.2p)については, Nobeoka-Tor 事例の 25 パーセンタイ ル値 (0-1-km SRH は約 200 [m²s⁻²], BRNS は約 75 [m²s⁻²])が weakTor 事例の 75 パーセンタイル値に相当しており, Nobeoka-Tor 事例とその他の事例を非常に良く区 別していることがわかる.また,0-6-km BS についても,Nobeoka-Tor 事例の平均値 は 28.9 [ms⁻¹] (表 4.1 の 20 行目)と他の事例に比べて有意に大きい.同様に,図 4.20 の分布図でも, Nobeoka-Tor 事例では, およそ 25 [ms⁻¹] 以上に多く分布して, 0-6-km BSは、Nobeoka-Tor事例とその他の事例を非常に良く分類できている.したがって、 Nobeoka-Tor 事例では, target area で, 非常に大きな鉛直シアーをもつ環境場が形成さ れており,特に,0-1-km SRH,0-6-km BS,BRNSの値が大きい特徴を持つことがわ かる. Nobeoka-Tor 事例のこの鉛直シアーの顕著さが, CAPE 等の大気の安定度に関 するパラメータで得られた顕著さよりも著しいことは, t 検定の結果(表 4.1)や分布図 (図 4.1 及び図 4.2)から明らかである. MSM-GPV の 6 時間予報では, Nobeoka-Tor 事例の target area では, 顕著に大きな鉛直シアーを持つ環境場が形成されていること



図 4.2: 図 4.1 と同じ, ただし, MSM-GPV6 時間予報値の鉛直シアーに関するパラメー タの箱ひげ図. (i) 0-1-km SRH, (j) 0-3-km SRH, (k) 0-1-km MS, (l) 0-3-km MS, (m) 0-1-km BS, (n) 0-3-km BS, (o) 0-6-km BS, (p) BRNS.

を示している.

上記のような,大気の安定度に関するパラメータと鉛直シアーに関するパラメータの 値の特徴から,MSM-GPV6時間予報値で計算された複合パラメータに関しては,CAPE と鉛直シアーに関するパラメータを含むパラメータがNobeoka-Tor事例とその他の事例 を良く区別している.例えば,0-1-km SRHとmlCAPEからなる 0-1-km mlEHI(表 4.1 の 24 行目),0-3-km SRHとmlCAPE からなる 0-3-km mlEHI(表 4.1 の 25 行目)の平均値は,Nobeoka-Tor事例では約1.0 に対して,weakTor事例とnonTor事例では 0.1~0.2 程度でしかなく,この差は有意である.0-3-km MSとmlCAPE からなる 0-3-km mlVGPの平均値は,Nobeoka-Tor事例では 0.25 $[ms^{-2}]$ に対して,他の事例では 0.07 $[ms^{-2}]$ であり,両者に有意な差がある(表 4.1 の 26 行目).また,0-3-km SRH,BRNS,muCAPE からなる SCPの Nobeoka-Tor事例の平均値は 6.9 であるが,他の事例では 0.2~0.4 であるため,Nobeoka-Tor事例の SCP は非常に大きいことがわかる(表 4.1 の 29 行目).さらに,0-1-km SRH,0-6-km BS,mlCAPE から構成される STP では,Nobeoka-Tor事例の平均値は 1.4 で,他の事例は 0.1 である(表 4.1 の 30 行目).SCP と STP は,Nobeoka-Tor事例と他の事例(weakTorと nonTor事例)を良く分類できていた環境パラメータを含んでいるため,Nobeoka-Tor事例の顕著さを非常に良く表している.また,これらの平均値は,Thompson et al. (2003)により提案されている閾値(1.0)を超えている(表 4.1 の 29 行目と 30 行目).

箱ひげ図(図4.3r, s, u, v)からも, Nobeoka-Tor事例と他の事例を良く分類できていた環境パラメータを含むこれらの複合パラメータ(0–1-km EHI, 0–3-km VGP, SCP, STP)では, Nobeoka-Tor事例のみ大きな値にサンプルが多く分布しており, Nobeoka-Tor事例の顕著さがわかる.ただし,これらの複合パラメータの Nobeoka-Tor事例の25パーセンタイル値は,先行研究(Thompson et al., 2003)に示される閾値よりも小さい.例えば,図4.3vに示したSTPのNobeoka-Tor事例の25パーセンタイル値は0.1であり,Thompson et al. (2003)で提案された閾値1.0よりもかなり小さい.この要因については,4.2節で詳しく議論する.

一方,BRNSとmlCAPEからなるmlBRNの平均値(表4.1の23行目)については, 竜巻事例(Nobeoka-Tor,weakTor事例)はnonTor事例よりも小さな値ではあるが,t 検定では3つの事例の差は有意ではなかった.図4.3qに示した箱ひげ図を見ると,3つ の事例ともに,mlBRNは5以下の小さな値に多く分布している.Weisman and Klemp (1982)は,BRNが10~50であるときにスーパーセルが発生しやすいことを示してい るが,本研究の竜巻事例におけるBRNはそれよりも小さい.これは,本研究の竜巻事 例でのCAPEの値が,先行研究が示すCAPEの値よりも小さいためと考えられる.こ の先行研究よりも小さなCAPEについては,4.2節で述べる,

また, Ki と 0–1-km SRH からなる 0–1-km KHI と, Ki と 0–3-km SRH からなる 0–3-km KHI は, Nobeoka-Tor 事例の平均値は他の事例よりも大きな値を示している が, その差はあまり有意ではない(表 4.1 の 27 行目と 28 行目). これは, Ki におい て有意な差が得られていないためである(表 4.1 の 12 行目). すなわち, Nobeoka-Tor 事例での KHI の平均値が, 他の事例よりも大きくなるのは, 大変大きな SRH (表 4.1 の 14 行目と 15 行目) が要因である. 図 4.3t に示した 0–1-km KHI の箱ひげ図でも, Nobeoka-Tor 事例の 25 パーセンタイル値(約 1.5) は nonTor 事例の 75 パーセンタイル値に相当し, こられの事例を良く区別しているように見えるが, これは 0–1-km SRH の値の特徴を表現しているに過ぎない.

したがって, MSM-GPV の6時間予報値で示される Nobeoka-Tor 事例の環境場は, 似たような総観状況における他の事例(weakTor, nonTor 事例)よりも CAPE が大き く,強い対流不安定な場であり,かつ,大きな鉛直シアー(SRH)を伴う環境場であっ



図 4.3: 図 4.1 と同じ,ただし,MSM-GPV6時間予報値の複合パラメータの箱ひげ図. (q) mlBRN, (r) 0–1-km mlEHI, (s) 0–3-km mlVGP [ms⁻²], (t) 0–1-km KHI, (u) SCP, (v) STP.

たことが以上の解析から示された.それらの特徴から,Nobeoka-Tor 事例の環境場は CAPE と SRH を複合させたパラメータ(EHI や STP)の値が他の事例よりも顕著に 大きく,Thompson et al. (2003)などが提案している既存の閾値を超えていた. 次に, MSM-GPV データの 12 時間予報値を用いた結果について示す.表4.2 に示す ように, Nobeoka-Tor 事例の各パラメータの target area での領域平均値について見る と,6時間予報値では存在した他の事例との有意な差がなくなったパラメータ(SSI, TT,0-3-km lapse rate, muCAPE)もあるが,以下のように,MSM-GPV6時間予報 値を用いた場合とほぼ同じ特徴を示す結果が得られている.

Nobeoka-Tor 事例の mlCAPE の平均値は他の事例よりも大きく,その差は有意である(表 4.2 の 3 行目).また,Nobeoka-Tor 事例の mlCAPE の平均値は,6時間予報値(391 [Jkg⁻¹])と12時間予報値(374 [Jkg⁻¹])とで同程度の大きさを持つ.したがって,12時間予報値においても,Nobeoka-Tor 事例の環境場は顕著な対流不安定な状態であることがわかる.表4.2 の7行目の $\max \theta_e - \min \theta_e$ の平均値は,Nobeoka-Tor 事例で19.9 [K] を示し,他の事例よりも約10 [K] ほど大きい.12時間予報値の鉛直シアーに関するパラメータ(表4.2 の14行目から21行目)も,6時間予報値(表4.1)と同様に,Nobeoka-Tor 事例の平均値は他の事例に比べて非常に大きな値を示しており,その値は6時間予報値よりも大きい.このため,12時間予報値でも,Nobeoka-Tor 事例の環境場は顕著に大きな鉛直シアーを持つことがわかる.

このように,12時間予報値においても,Nobeoka-Tor 事例の target area における環 境場は,大きな CAPE で表される強い対流不安定性と,大きな SRH 及び BS で表され る大きな鉛直シアーで特徴づけられる.このため,複合パラメータについても,6時間 予報値と同様の結果を示している(表4.2の23行目から30行目).0-1-km EHI 及び 0-3-km EHI,0-3-km mlVGP,SCP,STP はそれぞれ,Nobeoka-Tor 事例の平均値 が他の事例よりも有意に大きな値を示している.また,図を省略したが,12時間予報 値の各パラメータの箱ひげ図も,6時間予報値の場合(図4.2,図4.1,図4.3)と同様 の分布を示していた.

35

表 4.2: 表 4.1 と同じ. ただし, MSM-GPV12 時間予報値で計算された各パラメータの 平均値.mlCINの抽出された格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事例が 34 個, weakTor 事例が 90 個, nonTor 事例が 1627 個である.muCINの抽出された格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事例が 40 個, weakTor 事例が 77 個, nonTor 事例が 1427 個である.

	Nobeoka-Tor	weakTor	nonTor	
大気の安定度に関するパラメータ				
mlCAPE $[Jkg^{-1}]$	374	157	202	
mlCIN $[Jkg^{-1}]$	44	60	69	
$muCAPE [Jkg^{-1}]$	368	131	283	
$muCIN [Jkg^{-1}]$	90	51	52	
$\max \theta_e - \min \theta_e [K]$	19.9	9.0	11.1	
SSI [K]	1.8	1.4	1.9	
Li [K]	-1.0	0.5	0.9	
$TT [^{\circ}C]$	39.7	38.9	38.6	
0-3-km lapse rate [°Ckm ⁻¹]	4.9	4.9	4.8	
Ki [°C]	24.8	31.5	30.4	
水平風の鉛直シアーの大きさ	及び鉛直分布に	関するパラン	メータ	
$0-1-km \text{ SRH } [m^2 s^{-2}]$	389	126	97	
$0-3-km \text{ SRH } [m^2 s^{-2}]$	610	333	188	
$0-1-\text{km MS } [\text{m}^2\text{s}^{-2}]$	29.7	18.8	17.2	
$0-3-km MS [m^2s^{-2}]$	16.9	12.4	10.2	
0-1-km BS [ms ⁻¹]	17.6	11.1	9.8	
0-3-km BS [ms ⁻¹]	24.9	19.1	14.0	
$0-6-km BS [ms^{-1}]$	31.6	20.0	15.0	
BRNS $[m^2s^{-2}]$	145	51	40	
複合パラメータ				
mlBRN	3.0	4.6	59.3	
0–1-km mlEHI	1.0	0.1	0.1	
0–3-km mlEHI	1.5	0.3	0.2	
0–3-km mlVGP [ms ⁻²]	0.26	0.10	0.09	
0–1-km KHI	1.6	1.3	1.1	
0–3-km KHI	2.1	2.2	1.5	
SCP	10.6	0.5	0.5	
STP	2.1	0.2	0.1	

最後に,MSM-GPV データの初期値を用いた場合の結果を示す.表4.3は,MSM-GPV 初期値の各パラメータのtarget area における領域平均値である.この表を見ると,6時 間予報値と12時間予報値で見られた Nobeoka-Tor 事例の環境場における顕著な対流不 安定性は, $\max \theta_e - \min \theta_e$ の平均値(表4.3の7行目)が他の事例よりも大きな値を示し ているように,初期値でも表現されていることがわかる.しかしながら,Nobeoka-Tor 事例と他の事例(weakTor事例とnonTor事例)とのmlCAPEやmuCAPEの平均値に は有意な差は得られなかった(表4.3の3行目と5行目).また,初期値の $\max \theta_e - \min \theta_e$ の平均値(15.9 [K])は6時間予報値のそれ(19.3 [K])(表4.1の7行目)より小さい. したがって,MSM-GPV初期値では,6時間予報値及び12時間予報値よりも,target areaの環境場における対流不安定性は弱いことがわかる.

ー方,0–3-km lapse rate の初期値は Nobeoka-Tor 事例で 5.6 [°Ckm⁻¹] (表 4.3 の 11 行目)を示しており,他の事例よりも有意に大きい.この値は,6時間予報値(5.7 [°Ckm⁻¹],表 4.1 の11 行目)と同程度である.したがって,2.3 節で示した気温の MSM-GPV 初期値と予報値の差(図 2.4a)は,0–3-km lapse rate には表れていない.また,図 4.4 に示した箱ひげ図を見ると,MSM-GPV 初期値では,大気の安定度を示すパラメータのうち,max θ_e -min θ_e ,0–3-km lapse rate,SSI,TT,Kiなどは6時間予報値(図 4.1)と同様の分布を示していることがわかる.しかしながら,mlCAPE,mlCIN,Liなどは,3つのいずれの事例についても,6時間予報値よりも安定な領域に多く分布している.このことは,下層の水蒸気分布が大きく関係していると考えられる.2.3 節において,初期値と予報値の違いとして下層の水蒸気混合比の分布を示した図 2.4b から,1000~900hPaの下層における混合比は初期値では予報値よりも0.5~1.0 [gkg⁻¹] ほど小さかった.したがって,MSM-GPV の初期値では,下層の水蒸気分布の表現が適切でなく,mlCAPE などのパラメータによって大気の安定度がうまく表現されていないと考えられる.

また, MSM-GPV 初期値の鉛直シアーに関するパラメータの target area での領域平 均値を表 4.3 の 14 行目から 21 行目に示している.これから, Nobeoka-Tor 事例の平 均値は, 0–1-km SRH 以外のパラメータでは, 6 時間予報値(表 4.1) で見られた顕著 に大きな値を示していないことがわかる.ただし, 0–1-km SRH の平均値についても, Nobeoka-Tor 事例は他の事例よりも有意に大きいが,その値の大きさ(125 $[m^2s^{-2}]$; 表 4.3)は6 時間予報値(339 $[m^2s^{-2}]$; 表 4.1)に比べると小さい.図 4.5 に示した箱ひげ図 からも, 6 時間予報値の場合(図 4.2)と比べると, いずれのパラメータでも初期値の方 が値が小さくなっている.この初期値と予報値の違いは,図 2.4 に示した, MSM-GPV の初期値と予報値の風速の差のばらつきが大きいことと関連していると考えられる.石 川ほか(2007)は,本研究と同じ MSM-GPV データを用いて,2006年11月7日に発生 した北海道佐呂間町の竜巻事例について, CAPE, SRH, EHIを計算した.彼らの結果 よると,初期時刻が竜巻発生時刻に近い MSM-GPV 予報データを用いると,パラメー タの空間分布は竜巻発生とうまく対応しないことを示している.また,パラメータの空 間分布が竜巻発生と対応するようになるのは,6時間よりも長い予報時間の予報データ であることも示されている.このことは,本研究で得られた結果と整合的と言える.

これらの環境パラメータの特徴により, MSM-GPV 初期値から計算した複合パラメー タでは, target area の領域平均値(表4.3の23行目から30行目)に関する, Nobeoka-Tor 事例と他の事例(weakTor 事例と nonTor 事例)との差は, 6時間予報値(表4.1)の結 果のように顕著ではなかった.また,mlEHIやSTPはNoboka-Tor事例でも0.1しかない.箱ひげ図(図4.6)を見ても,0-1-kmKHI以外はどの事例も小さな値に分布しており,0-1-kmKHIについても,各事例を区別できるような分布をしていない.したがって,MSM-GPVの初期値では,CAPEなどによる大気の安定度や,鉛直シアーの大きさを適切に表現できないために,複合パラメータによって竜巻を伴う雷雨の発生環境場の特徴をうまく表現できないと考えられる.

表 4.3: 表 4.1 と同じ.ただし, MSM-GPV 初期値で計算された各パラメータの平均値. mlCIN の抽出された格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事例が 19 個, weakTor 事例が 53 個, nonTor 事例が 1104 個である.muCIN の抽出された格子点数の合計は, Nobeoka-Tor 事例が 14 個, weakTor 事例が 36 個, nonTor 事例が 826 個である.Nobeoka-Tor 事例の mlCIN, muCIN については,格子点数の合計が 30 個を下回っているため, t検 定を行なっていない.

	Nobeoka-Tor	weakTor	nonTor	
大気の安定度に関するパラメ	ータ			
mlCAPE $[Jkg^{-1}]$	131	27	54	
mlCIN $[Jkg^{-1}]$	92	21	67	
$muCAPE [Jkg^{-1}]$	118	14	39	
$muCIN [Jkg^{-1}]$	84	14	61	
$\max \theta_e - \min \theta_e $ [K]	15.9	3.5	9.5	
SSI [K]	-0.4	0.6	1.6	
Li [K]	1.1	1.1	1.8	
$TT [^{\circ}C]$	43.2	40.1	39.3	
0–3-km lapse rate $[^{\circ}\mathrm{Ckm}^{-1}]$	5.6	4.8	4.7	
Ki $[^{\circ}C]$	29.0	35.7	29.9	
水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータ				
$0-1-$ km SRH $[m^2s^{-2}]$	125	82	64	
$0-3-km \text{ SRH } [m^2 s^{-2}]$	243	241	137	
$0-1-\text{km MS } [\text{m}^2\text{s}^{-2}]$	12.4	14.2	11.7	
$0-3-\text{km MS} [\text{m}^2\text{s}^{-2}]$	8.0	10.7	8.3	
$0-1-{\rm km}~{\rm BS}~{\rm [ms^{-1}]}$	8.0	8.8	7.0	
$0-3-km BS [ms^{-1}]$	15.4	16.6	13.1	
$0-6-km BS [ms^{-1}]$	21.2	20.8	15.7	
BRNS $[m^2s^{-2}]$	59	43	33	
複合パラメータ				
mlBRN	5.4	0.9	4.9	
0-1-km mlEHI	0.1	0.0	0.0	
0-3-km mlEHI	0.1	0.0	0.0	
0-3-km mlVGP [ms ⁻²]	0.04	0.03	0.03	
0–1-km KHI	1.2	1.3	0.9	
0–3-km KHI	1.6	2.3	1.2	
SCP	0.2	0.0	0.1	
STP	0.1	0.0	0.0	



図 4.4: 各事例(Nobeoka-Tor, weakTor, nonTor)について target area から抽出された MSM-GPV 初期値の大気の安定度に関するパラメータの箱ひげ図(box and whiskers plots). (a) mlCAPE, (b) mlCIN, (c) max $\theta_e - \min \theta_e$ (図中, EPT とは Equivalent Potential Temperature の略.), (d) 0–3-km lapse rate, (e) SSI, (f) Li, (g) TT, (h) Ki.影の付いた箱の中は 25–75 パーセンタイル値を示す.上下に伸びた"ひげ"は 10 パーセンタイル値と 90 パーセンタイル値を示す.箱の中の水平線は中央値を示す.ま た, 印は平均値を示す.



図 4.5: 図 4.4 と同じ,ただし, MSM-GPV 初期値の鉛直シアーに関するパラメータの 箱ひげ図.(i) 0-1-km SRH,(j) 0-3-km SRH,(k) 0-1-km MS,(l) 0-3-km MS,(m) 0-1-km BS,(n) 0-3-km BS,(o) 0-6-km BS,(p) BRNS.



図 4.6: 図 4.4 と同じ,ただし,MSM-GPV 初期値の複合パラメータの箱ひげ図.(q) mlBRN, (r) 0–1-km mlEHI, (s) 0–3-km mlVGP [ms⁻²], (t) 0–1-km KHI, (u) SCP, (v) STP.

以上のMSM-GPV 予報データを用いた解析から,以下のようなNobeoka-Tor 事例の 環境場における顕著な特徴が明らかになった.Nobeoka-Tor 事例の環境場は,weakTor 事例や nonTor 事例に比べて,比較的大きな CAPE などで表される対流不安定性と,非 常に大きな BS や SRH で表される非常に大きな鉛直シアーで特徴づけられ,スーパー セルに適した大気状態を示していた.この特徴は MSM-GPV の6時間予報値及び12時 間予報値において確認された.しかしながら,MSM-GPV の初期値ではこの特徴は示 されなかった.MSM-GPV の6時間予報値と12時間予報値は,Nobeoka-Tor 事例の顕 著さをどちらも同程度に示している.したがって,MSM は,少なくとも12時間前か ら Nobeoka-Tor 事例の環境場の特徴を予測していたと言える.

4.2 Nobeoka-Tor 事例の環境場と米国の竜巻発生環境場との比較

この節では,前節で示した Nobeoka-Tor 事例の環境場の特徴について,先行研究で示 されている米国における竜巻発生環境場との比較を行う.前節の結果より,MSM-GPV データの6時間予報値と12時間予報値はどちらも同様に Nobeoka-Tor 事例の環境場の 顕著な特徴を示していたが,図2.3に示したように,6時間予報値は降水をより適切に 表現していたため,この節で行う比較には6時間予報値を用いた.

まず,大気の安定度に関するパラメータについて吟味する.Nobeoka-Tor 事例の環 境場の mlCAPE の平均値は 391 [Jkg⁻¹] (表 4.1 の 3 行目)であったが,この値は, Thompson et al. (2003)が示した米国の F2 以上の顕著な竜巻を伴うスーパーセルの 環境場における平均値 (2303 [Jkg⁻¹],表 1.2)よりも一桁ほど小さい.ただし,本研 究での mlCAPE を求める時は,下層 500 m の平均空気塊を用いているが,Thompson et al. (2003)では下層 100 hPa 層の平均空気塊を用いているという違いが存在する.し かし,この二つの計算方法による CAPE の値の違いは,平均空気塊という同様の仮定を 用いていることから,一桁以上変わるほどは大きくないと考えられ,また,Thompson et al. (2003)の仮定の方が,平均している層が厚いので,CAPE は小さい傾向にあると 考えられる.したがって,Nobeoka-Tor 事例の環境場における CAPE は,米国の強い 竜巻を伴うスーパーセルの環境場における CAPE よりも小さいと考えられる.むしろ, Nobeoka-Tor 事例の CAPE の平均値は,McCaul (1991)が示したハリケーンに伴う竜 巻発生環境場における CAPE の平均値 (253 [Jkg⁻¹])とほぼ等しい.すなわち,台風 とハリケーンという,同じ熱帯低気圧が作る環境場では,同程度の大気安定度を持つ大 気状態が形成されていたと考えられる.

一方,鉛直シアーに関するパラメータについては、Nobeoka-Tor事例の環境場の0-1-km SRHの平均値(339 [m²s⁻²],表4.1の14行目)は、Thompson et al. (2003)が示した米国のF2以上の顕著な竜巻を伴うスーパーセルの環境場における平均値(0-1-km SRH: 185 [m²s⁻²],表1.2)よりも2倍ほど大きい.また、0-3-km SRH、0-1-km BS、0-6-km BS についても、Nobeoka-Tor事例の環境場の平均値(それぞれ、512 [m²s⁻²],14.6 [ms⁻¹],28.9 [ms⁻¹])は、Thompson et al. (2003)が示した米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの環境場の平均値(それぞれ、250 [m²s⁻²],10.4 [ms⁻¹],25 [ms⁻¹])よりも大きな値を示している、したがって、Nobeoka-Tor事例の環境場の鉛直シアーは米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの環境場よりも大きいことが示された、特に、Nobeoka-Tor事の

Tor 事例の SRH については,米国のそれよりも顕著に大きい.したがって,SRH で表 される Nobeoka-Tor 事例の環境場は,米国における典型的なスーパーセルの発生環境 場以上に,スーパーセル発達に適していたと考えられる.ここで,鉛直シアーに関する パラメータを用いたハリケーンに伴う環境場との比較は,本研究と同様のパラメータを 用いた先行研究が存在しないため行えなかった.ただし,ホドグラフを用いた考察によ リ,Nobeoka-Tor 事例の環境場はハリケーンに伴う環境場よりも SRH が大きいと推定 できることを後述する(5.2節).

以上の米国の竜巻発生環境場との比較から,Nobeoka-Tor事例の環境場では,CAPE は,米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場よりも小さいが,ハリケーンの竜 巻発生環境場とは同じくらいの値を持つことがわかった.一方,SRHの値については, Nobeoka-Tor事例の環境場は,米国の竜巻発生環境場よりも非常に大きいことが示され た.これらの特徴により,Nobeoka-Tor事例の環境場における CAPE とSRH が含まれ る複合パラメータについては,CAPE が閾値を超えていないにもかかわらず,SRH が閾 値を十分に超えているため,SRH が CAPE の小ささを補うことで,先行研究で提案さ れている閾値を超えた.例えば,Thompson et al. (2003)で提案された STP に関して 述べると,CAPE の閾値は 1000 [Jkg⁻¹] であるが,Nobeoka-Tor事例の環境場では 75 パーセンタイル値でもその値を超えない(図 4.1a).一方,SRH の閾値は 100 [m^2s^{-2}] であり,Nobeoka-Tor事例の環境場では 25 パーセンタイル値でもその値を超えている (図 4.2i)ため,STP のサンプルのおよそ半分が Nobeoka-Tor事例において閾値を超え るような値を示していた(図 4.3v).

5 考察1: 宮崎地方にもたらした台風に伴う竜巻の発生環 境場形成の要因に関する考察

5.1 発生環境場の顕著さに関する考察

前章の MSM-GPV 予報データを用いた結果によって, Nobeoka-Tor 事例の環境場は, 他の weakTor 事例や nonTor 事例に比べて比較的大きな CAPE(mlCAPE, muCAPE) と大きな鉛直シアーに関するパラメータ(特に,0-1km SRH,0-6-km BS,BRNS)によっ て特徴づけられることがわかった.ただし,この結論は,図2.1に示される target area の環境場について, Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻に最も近い MSM-GPV 予報デー タで計算されたパラメータが,他の竜巻の発生時刻に最も近い MSM-GPV データや図 2.1に示した key area を竜巻を伴わなかった台風が通過している間の時刻の MSM-GPV データを用いて計算されたパラメータの値との比較から得られたものである.

このため, nonTor 事例において, もし, 台風が key area を通過中のある時刻にお いて, Nobeoka-Tor 事例に匹敵するようなパラメータの値が出現していた場合には, Nobeoka-Tor 事例をもたらした台風は nonTor 事例の台風に対して顕著なパラメータの 特徴を持つ台風であるとは結論づけることはできない.そこで,3つの事例について, kev area を台風が通過中における各時刻の target area における格子点値について箱ひ 「「図を描き,本当に Nobeoka-Tor 事例の台風だけが発生時刻近傍において,target area において顕著な環境場を形成しているかどうかを確認した(図5.1,図5.2).図5.1は竜 巻事例(Nobeoka-Tor 事例, weakTor 事例)の各時刻における MSM-GPV6 時間予報 値の STP の箱ひげ図である.図 5.1d から, Nobeoka-Tor 事例の target area での STP は, 竜巻発生近傍時刻に近づくにつれて値が大きくなり, 竜巻発生の3時間前(2006年 9月16日21時UTC)の時点で平均値がThompson et al. (2003)で提案された閾値の 1.0 を超えており, 竜巻発生近傍時刻(2006年9月17日00時UTC)で平均値がピーク (1.4; 表 4.1)を示していることがわかる. 一方,図 5.1a, b, c に示すように, weakTor 事例ではそのような大きな値は表れていない.また,図 5.2 に nonTor 事例に関する各 時刻における MSM-GPV6 時間予報値の STP の箱ひげ図を示す.この図より,閾値を 超えるような平均値は各時刻に存在しないことがわかる.つまり,nonTor 事例の台風 では、大きな STP を伴う環境場は形成されていない.したがって、Nobeoka-Tor 事例 の台風では, 竜巻発生時刻の近傍で, 確かに, STP が他の事例よりも高いことで特徴 づけられる環境場が形成されていたことがわかった.

5.2 環境場形成に関する考察

他の事例の台風に伴う環境場とは異り,Nobeoka-Tor 事例では,顕著に大きいSTP で特徴づけられる環境場がどのようにして形成されたのかを総観場から考察を行った. ここでも,Nobeoka-Tor 事例の顕著な環境場を最も良く示していたと考えられる MSM-GPV6時間予報値(竜巻発生近傍時刻は,2006年9月17日06時UTC)を用いて議論 する.尚,以下で示す MSM-GPV6時間予報値を用いた空間分布図は間引いていない オリジナルのデータを用いて作成した.



図 5.1: weakTor 事例 (a) ~ (c) と Nobeoka-Tor 事例 (d) の台風が key area(図 2.1)を通 過中の target area(図 2.1)から抽出した各時刻の MSM-GPV6 時間予報データの STP の箱ひげ図.横軸は,抽出された MSM-GPV6 時間予報値の初期時刻を示す.Nobeoka-Tor 事例 (d) の箱ひげ図で,赤枠で囲まれた時刻は,Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻 に最も近い時刻を示している.



図 5.2: 図 5.1 と同じ.ただし, nonTor 事例 (a) ~ (p) の各時刻の MSM-GPV6 時間予 報データ STP の箱ひげ図.それぞれ,台風番号を付けている(表 2.3 を参照).



図 5.3: Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻に最も近い時刻の 2006 年 9 月 17 日 06 時 UTC における MSM-GPV6 時間予報値の (a) 975hPa の気圧面における相当温位 [K] (カラー)と風 [ms⁻¹] (ベクトル), (b) 500 hPa の気圧面における相当温位 [K] (カラー) と風 [ms⁻¹] (ベクトル), (c) 相当温位差 ($\max \theta_e - \min \theta_e$) [K], (d) mlCAPE [Jkg⁻¹] の空間分布図.この図については, MSM-GPV データは間引かないオリジナルのデー タを用いている.

Nobeoka-Tor 事例の target area における環境場は,大きな相当温位差(表 4.1,7行 目)及び大きな mlCAPE(表 4.1,3行目)で表される強い対流不安定性で特徴づけら れた.そのような環境場を形成する要因として,台風に伴う暖気移流が考えられる.そ こで,Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻に最も近い時刻での 975 hPa 気圧面の相当温 位と風の分布(図 5.3a)を見ると,台風(T0613;相当温位 360 K以上の暖気核が九州 の西に確認できる)の南東に相当温位 354K以上の領域で表された高相当温位の空気が バンド状に南北に伸びており,ちょうど九州東部に侵入していることがわかる.この高 温多湿の空気は南から台風伴う南東風によって移流されている.尚,この Nobeoka-Tor 事例における台風 T0613 に伴う降水帯の形成・維持について,榎本・吉田(2007)が, 九州東側に存在していた海面水温の高温偏差による海面からの顕熱フラックスと潜熱フ



図 5.4: 抽出された MSM-GPV6 時間予報値を用いて描いた各事例(Nobeoka-Tor: 実 線, weakTor: 破線, nonTor: 点線)における target area の領域平均した温位(赤), 相当温位(青), 飽和相当温位(緑)の鉛直プロファイル.

ラックスが寄与していることを大気大循環モデルを用いて示している.

また,Nobeoka-Tor 事例の総観場において特徴的であったのは,上層の寒気移流で ある.図 5.3a と同じ時刻における 500 hPa 気圧面の相当温位と風の分布(図 5.3b)か ら , 台風の南側を回り九州の南東側にまで伸びる相当温位 336 K 以下の領域 (緑色の領 ・域)で表される乾燥・寒冷な空気が下層の暖湿域の上空に位置していることがわかる。 このように明瞭な上層の寒気移流は Nobeoka-Tor 事例のみに見られ, weakTor 事例や nonTor 事例では顕著ではなかった.このことについて,全ての事例の分布図を示すの は紙面の都合上困難であるので,図 5.4 に target area から抽出した MSM-GPV6 時間 予報データを用いて計算した温位,相当温位,飽和相当温位の平均鉛直プロファイル を各事例について示した.この図を見ると,Nobeoka-Tor 事例の相当温位(青色の実 線)は,高度3000mより上層において,他の事例(weakTor: 青色の破線,nonTor: 青 色の点線)よりも明瞭に小さくなっている.また,高度1500mより下層についても, Nobeoka-Tor 事例は他の事例よりも相当温位が大きいことがわかる.Nobeoka-Tor 事 例と他の事例との高度4500m付近の上層の相当温位の差(6~7K)は,最下層の相当温 位の差(3~4K)よりも大きく,Nobeoka-Tor事例の強い対流不安定性は,上層の寒気 移流により形成されていることがわかる.また,高度3000m以上において,weakTor事 例と nonTor 事例は相当温位と飽和相当温位の差が小さく湿潤であることを示している のに対して, Nobeoka-Tor 事例ではそれらの差が大きくて乾燥していることがわかる. Nobeoka-Tor 事例の高度 3000m 以上で相当温位と飽和相当温位の差が大きくなる原因

は、図 5.3b で説明した寒気移流であり、そのような寒気移流は他の事例では見られない. したがって、Nobeoka-Tor事例においては、台風に伴う下層の高相当温位の領域に上層 の低相当温位の空気が流入したことで、台風の南東側において対流不安定が強化された と考えられる.図 5.3c に示したのは、 $\max \theta_e - \min \theta_e$ の空間分布図である、台風 T0613 の南東象限に広がる高相当温位(図 5.3a)に対応する大きな $\max \theta_e - \min \theta_e$ の領域が分 布している様子と、上層の寒気移流の分布(図 5.3b)に対応する大きな $\max \theta_e - \min \theta_e$ が台風 T0613の西から南側を回って九州東岸までつながっている様子が確認できる、そ して、mlCAPEの大きな値は台風南東側で、九州東岸からバンド状に南に伸びるよう に分布している(図 5.3d).したがって、大きな $\max \theta_e - \min \theta_e$ とmlCAPE の値で表さ れる Nobeoka-Tor 事例の対流不安定な環境場は、総観場から見ると、台風 T0613 に伴 う下層における南北に伸びたバンド状の暖湿空気の上空に、台風の西側から南側に回り 込んで上層の乾燥した冷たい空気が侵入することにより形成されたことがわかる.

一方, Nobeoka-Tor 事例の環境場は, 0-1-km SRH(表4.1の14行目)などで表される 非常に大きな下層鉛直シアーを持っている.また,0-6-km BS(表4.1の20行目)など の深い鉛直層に対する鉛直シアーについても非常に大きかった.そこで, Nobeoka-Tor 事例について総観場の風の鉛直分布を見るために, MSM-GPV6時間予報値を用いて描 いた各気圧面 (500 , 700 , 850 , 975 hPa) の高度と風の分布を図 5.5 に示した.また, 図 5.5 には,時間変化を見るために,MSM-GPV6時間予報値を6時間毎に連ねて示し た.この図に示されるように,台風 T0613は,九州南西の東シナ海上から北東進して 竜巻発生時刻付近(2006年9月17日06時UTC)には九州の西側に到達する. 台風は 九州に接近しても勢力を維持しているために,975 hPa 気圧面では,台風に吹き込む風 が強く,九州東岸では南東風が卓越している.一方,850 hPa気圧面では,下層とは異 なり, 地衡風平衡により風が等高度線とほぼ平行して吹くために, 台風の東側, 九州東 岸では南風が卓越している.このように,台風の南東側では,大気最下層で台風に吹き 込む風が強いために, Nobeoka-Tor 事例の環境場に見られたような下層の大きな鉛直 シアー(0-1-km SRH)が形成されていると考えられる.また,図 5.6 に示したように, MSM-GPV6 時間予報値の 0-1-km SRH の値は, 台風の東側及び北東象限において 500 [m²s⁻²]を超える非常に大きな値となっている.

さらに,上層の状況について考察する.図5.5に示した500 hPa 気圧面における高度 と風の分布を見ると,台風の北上とともに,華南から流れる強い西風が台風の南側に回 り込んで,台風の東側で北向きに向きを変え,台風の北東へと吹き出すような流れの様 子が見て取れる.この強い西風は亜熱帯ジェット気流で,700 hPa の気圧面においても 確認できる.また,この亜熱帯ジェット気流は,トラフにより,日本の西側では北緯30度付近で強化されている.したがって,台風が上層のトラフに伴う強い西風ジェット帯 に侵入したことにより,台風の東側の上層で南風が強化された可能性がある.また,下 層では台風に吹き込む南東風が卓越しているために,Nobeoka-Tor事例の環境場では深 い鉛直シアー(0-6-km BS,BRNS)が大きくなったと考えられる.MSM-GPV6時間 予報値の0-6-km BSの分布(図5.6)を見ると,台風が北上するとともに,台風の北東象 限において0-6-km BSの値が高くなっている様子が見て取れる.この値は,Thompson et al. (2003)で示された STP に含まれている0-6-km BS の閾値の20 [ms⁻¹] よりも大 きく,台風北東に広く分布している.

このような上層の西風ジェットが, Nobeoka-Tor 事例における環境場の形成に大き



図 5.5: 2006年9月16日18時UTC ~ 17日06時UTC における MSM-GPV6時間予 報値の各気圧面(500,700,850,975 hPa)の高度[m](等値線)と風[ms⁻¹](ベクト ル)の空間分布図. 各図は6時間予報値を連ねて6時間毎に示している.



図 5.6: 2006年9月 16日 18時 UTC ~ 17日 06時 UTC における MSM-GPV6時間予 報値の 0-1-km SRH [m²s⁻²] と 0-6-km BS [ms⁻¹] の空間分布図. 各図は,図 5.5 と同 様に,6時間予報値を連ねて6時間毎に示している.



図 5.7: 抽出された MSM-GPV6 時間予報値を用いて描いた各事例(Nobeoka-Tor:実 線,weakTor:破線,nonTor:点線)における target area の領域平均風のホドグラフ.カ ラーは高度 [m] を示す.このホドグラフについても,Nobeoka-Tor 事例と nonTor の1 事例の 2006 年 3 月以降のデータは,2006 年 2 月以前の解像度と同じ解像度になるよう に間引いている.



図 5.8: Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻に最も近い時刻の 2006 年 9 月 17 日 06 時 UTC における MSM-GPV6 時間予報値の STP の空間分布図.

な役割を果たしていたことを示すために,図5.7に,target area から抽出された MSM-GPV6 時間予報データを用いて計算した領域平均風のホドグラフを,Nobeoka-Tor 事例,weakTor 事例,nonTor 事例についてそれぞれ示した.このホドグラフを見ると,Nobeoka-Tor 事例は他の事例に比べて,明らかに地上付近から高度6km付近までの鉛 直シアーが大きいことがわかる.また,Nobeoka-Tor 事例のホドグラフは,時計回り に大きく曲がっており,スーパーセルの発達に非常に適した風の鉛直分布になってい る(付録 A.3,図 A.2).この解析からも,Nobeoka-Tor 事例の環境場では,上層の西 風ジェットの影響により,地上付近から高度6kmまでの深い層において大きな鉛直シ アーが形成されていたことが確認できる.

上記のように,総観場からの考察により,下層における台風に吹き込む強い暖湿気 流も然ることながら,上層のトラフに台風が侵入したことによって,対流圏中層での 寒気移流や台風東側で南風が強化されたことが原因となって,大きな CAPE や SRH, あるいは STP などの複合パラメータの大きな値で表される,Nobeoka-Tor 事例の台風 T0613 に伴うメソ スケールの竜巻発生環境場が形成されていることが明らかになっ た.実際に,図 5.8 に示された Nobeoka-Tor 事例の竜巻発生時刻に最も近い時刻の STP の空間分布図からも,STP の大きな領域が九州東岸に集中していることがわかる.こ のような対流圏中層の総観場の状況が CAPE や SRH の増大に寄与しているという特徴 は Nobeoka-Tor 事例のみで顕著であり,weakTor 事例と nonTor 事例との違いが表れ た要因として最も重要であると考えられる.

5.3 米国の竜巻発生環境場との比較に関する考察

4.2 節では, Nobeoka-Tor 事例の環境場と米国の竜巻発生環境場の比較を行い, CAPE の値は, Nobeoka-Tor 事例の環境場では米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの発生環境 場(Thompson et al., 2003) よりも小さいが, ハリケーンの竜巻発生環境場(McCaul, 1991)とは同じくらいの値であることを述べた.1.3.1 節で述べたように, ハリケーンに 伴う竜巻発生環境場は,米国中西部における典型的スーパーセルの環境場に比べて,気 温減率が小さく,湿潤である(図1.5).それと同様に, Nobeoka-Tor 事例の環境場につ いても,表4.1 の11行目に示した0-3-km lapse rate(5.7 [°Ckm⁻¹])は,図1.5 に示さ れた米国中西部におけるスーパーセルの環境場において気温と露点温度の鉛直プロファ イルから読みとった高度1000 hPa から高度700 hPa までの気温減率(約8 [°Ckm⁻¹]) ³よりも小さい.また,図1.5 から読み取ったハリケーンに伴う環境場の高度1000 hPa から高度700 hPa までの気温減率は,約5 [°Ckm⁻¹]であるので,Nobeoka-Tor 事例の 気温減率と同程度である.一方,図には示さないが,Nobeoka-Tor 事例の環境場におけ る500 hPa 付近の湿数の平均は約12 [K] であった.これに対し,図1.5 から読み取っ たハリケーンに伴う環境場の500 hPa 付近の湿数は約3 [K],米国中西部のスーパーセ ルの環境場のそれは約12 [K]である.

したがって, Nobeoka-Tor 事例の環境場は, 気温減率についてはハリケーンに伴う竜 巻発生環境場と類似した値を示すが,湿数については米国中西部のスーパーセルの環境 場に匹敵するほど大きく,対流圏中層は大変乾燥していることがわかった.これは,図 5.4 で示したように, Nobeoka-Tor 事例の相当温位と飽和相当温位の差が高度 3000 m より上層で大きくなっていることと同様である.この原因は,先述したとおり,図 5.3b で説明した上層の寒気移流によるものである一方,図 5.4 に示した Nobeoka-Tor 事例 の湿潤度と,図1.5の細線で示された米国中西部におけるスーパーセルの環境場の湿潤 度を比較すると、下層の湿潤層は Nobeoka-Tor 事例の方が厚いが、対流圏中層から上 層にかけての乾燥した大気状態の特徴は似ている.図1.5の太線で示されたように,ハ リケーンに伴う環境場では中層から上層にかけて, Nobeoka-Tor 事例よりも湿潤であ るので, Nobeoka-Tor 事例の方が, $\max \theta_e - \min \theta_e$ で表される対流不安定性が強いこと が示唆される.一方,CAPEで表される大気の不安定度には気温減率の大きさの寄与 も重要であるので, Nobeoka-Tor 事例の CAPE は Thompson et al. (2003)のような大 きな値とはならない. 故に, Nobeoka-Tor 事例の環境場では, ハリケーンに伴う竜巻発 生環境場のように気温減率が小さいために, CAPE の値が米国中西部のスーパーセル の環境場よりも小さくなったと考えられる.

一方,図5.7に示した Nobeoka-Tor 事例の環境場におけるホドグラフと図1.5に示したホドグラフを比べてみると,Nobeoka-Tor 事例は,米国中西部のスーパーセルの環境場やハリケーンに伴う竜巻発生環境場よりも大きく広がった形をしており,SRHもより大きいことが推察される.この原因については,前節で考察したとおり,上層における西風ジェットの寄与が考えられる.すなわち,Nobeoka-Tor 事例の環境場は,台風が上層の西風の強い場に侵入したことにより,米国の竜巻発生環境場よりも大きい鉛直シアー(またはSRH)を得ることとなったと考えられる.

 $^{^{3}}$ この気圧面間の層厚を3 kmとして計算.ただし,1000 hPaの値は950 hPa付近の値から乾燥断 熱減率を仮定して計算した.

以上より, Nobeoka-Tor 事例の環境場は,米国のハリケーンに伴う竜巻発生環境場と 比較して, CAPE で表される大気の安定度は類似していても,SRH やBS で表される 風の鉛直シアーの大きさはより大きいこと判断できる.McCaul (1991)が示した米国 のハリケーンに伴う竜巻発生環境場(図1.5)は竜巻発生近傍の観測(レーウィンゾン デ)データの平均であるが,ハリケーンの場合,Nobeoka-Tor 事例のように上層の西風 ジェットの影響を受けて鉛直シアーの大きさが強化されることは少ないと考えられる. なぜなら,一般に,東アジア域において,上層の西風ジェットは米国地域よりも低緯度 にあり,より強いので,台風が上層西風ジェットの影響を受けやすいためと推察される. 本章及び前章における MSM-GPV データを用いた解析では,解析期間が 2002 年 5 月 ~2006 年 12 月という短い期間であるので,竜巻を伴う台風と竜巻を伴わない台風によ る環境場の形成に果たす上層西風による影響の違いについて,統計的有意性の観点から 議論することはできない.これについては,次章で,より長期の解析期間に対する調査 を行った結果を示す.

6 結果2: 長期解析期間に対する台風に伴う竜巻発生環境 場の解析

6.1 上層西風ジェットによる台風に伴う竜巻発生環境場形成プロセス

第5章では,2006年9月17日に発生した宮崎県延岡市のF2の竜巻(Nobeoka-Tor 事例)の発生環境場が,大きな鉛直シアーを持つということで特徴づけられることが 明らかになった.また,この大きな鉛直シアーは,上層(700hPa以上)のトラフに伴 う西風強風帯に北上する台風が侵入することで,形成されていることが示唆された.す なわち,上層西風ジェットが台風の南側に回り込んで台風東側で南風を強化することに より台風の北東象限において大きな鉛直シアー(SRH)の環境場を形成する,というプ ロセスが重要であると考えられる.このように,上層西風ジェットは,台風に伴う竜巻 発生に適した環境場を形成もしくは強化するのに重要な役割を果たすと考えられる.

そこで以下では,過去27年間(1979~2006年)という長期解析期間中に日本に接 近した台風について, 竜巻を伴う台風周辺の環境場のSRH が上層西風ジェットにより 強化される傾向にあるのかどうかを,JRA-25/JCDAS データを用いて調べた.JRA-25/JCDAS データの解像度(1.25°×1.25°格子)は MSM-GPV データ(気圧面データ で0.1°×0.125° もしくは0.2°×0.25° 格子)よりも空間解像度は低いが,このような総観 スケールの解析には十分であると考える.尚,低解像度のJRA-25/JCDASデータで計 算された環境パラメータは , 高解像度の MSM-GPV データよりもコントラストが小さ くなる(例えば,SRHの極大値は小さい)可能性があることには留意する必要がある. ただし, JRA-25/JCDAS データを用いて, MSM-GPV データの解析を行った同じ事 例について SRH などのパラメータの分布を描くと, JRA-25/JCDAS データの台風に 伴うパラメータの分布は,100 km 以上の空間スケールに着目すると,パラメータの値 の分布は両データにおいておおよそ一致している(図は省略).この JRA-25/JCDAS データを用いて,3.2節で述べた,抽出された竜巻台風事例(33事例,33データ)と非 竜巻台風事例 (210 事例 , 2122 データ)(All 領域: 表 3.3) の比較を行った. ただし, こ の All 領域は西日本から南西諸島までも含んでいるため,領域が広く,領域内にある台 風の上層の西風の影響の受けやすさが地域によって異ると考えられることから, All 領 域を3つの領域 (Southwest 領域, Kyusyu 領域, Middle 領域; 図 3.1) に分けて解析 を行った.それぞれの領域について,3.3節で説明したように,各環境パラメータの台 風中心に相対的にどのように分布するかを,合成図解析により調べた.

6.2 台風中心に相対的な環境パラメータの分布の合成図解析

まず最初に,4節と5節で示した MSM-GPV データを用いた宮崎県で発生した竜巻 を伴う台風(Nobeoka-Tor 事例, weakTor 事例, nonTor 事例)を含む領域を設定した Kyusyu 領域に関する結果を示す.この Kyusyu 領域は, Nobeoka-Tor 事例のような上 層西風ジェットにって,台風北東象限で SRH が大きくなっている可能性が高い.図6.1 に示したのは, Kyusyu 領域について抽出した竜巻台風事例(14事例,14データ)と非 竜巻台風事例(104事例,412データ)(表3.3)の JRA-25/JCDAS データを用いて計





図 6.1: Kyusyu 領域の JRA-25/JCDAS データ(表3.3)を用いて計算した 0–1-km SRH $[m^2s^{-2}]$, 0–3-km SRH $[m^2s^{-2}]$, 0–6-km SRH $[m^2s^{-2}]$ の台風中心に相対的な分布の合成図.原点が気象庁ベストトラックの台風中心位置に最も近い JRA-25/JCDAS データの格子点に相当する.1列目に竜巻台風事例,2列目に非竜巻台風事例を示した.3列目には,竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差(平均値の差)を示した.赤の印は,台風中心に相対的な竜巻発生地点の分布を示している.縦軸と横軸は,それぞれ緯度と経度を表している.各 SRH の等値線は50 $[m^2s^{-2}]$ 以上から50 $[m^2s^{-2}]$ 毎に引いている.SRH の差の図の等値線は,0–1-km SRH が15 $[m^2s^{-2}]$ 以上から15 $[m^2s^{-2}]$ 毎に,0–3-km SRH が20 $[m^2s^{-2}]$ 以上から20 $[m^2s^{-2}]$ 毎に,0–6-km SRH が45 $[m^2s^{-2}]$ 以上から45 $[m^2s^{-2}]$ 毎に描いている.

算した 0-1-km SRH $[m^2s^{-2}]$, 0-3-km SRH $[m^2s^{-2}]$, 0-6-km SRH $[m^2s^{-2}]$ の台風中心に相対的な分布の合成図である.図6.1の3列目には、竜巻台風事例と非竜巻台風事

例の差(平均値の差)を示した.この図を見ると,Kyusyu領域の竜巻台風事例のSRH は,どの鉛直層においても,台風中心から北東に緯度及び経度+1.25°~5°程度離れた 領域において,非竜巻台風事例よりも大きな値を持つことがわかる.例えば,0–1-km SRH(図6.1の第1行目)は,非竜巻台風事例の台風北東象限において,竜巻台風事例 には存在する75 $[m^2s^{-2}]$ 以上の領域が見られず,竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差は +30 $[m^2s^{-2}]$ 以上に達する.また,0–3-km SRH(図6.1の第2行目)は,竜巻台風事例 の北東象限には125 $[m^2s^{-2}]$ 以上の極大域が見られるが,非竜巻台風事例には存在しな い.この両者の差も,台風北東象限で+20 $[m^2s^{-2}]$ 以上となる.さらに,0–6-km SRH (図6.1の第3行目)でも,竜巻台風事例の北東象限にのみ175 $[m^2s^{-2}]$ 以上の領域が存 在し,その極大値は275 $[m^2s^{-2}]$ を超えている.0–6-km SRHの竜巻台風事例と非竜巻 台風事例との差の極大値は,北東象限で+45 $[m^2s^{-2}]$ 以上に達し,差が正で大きな値と なる領域が0–1-km SRH や0–3-km SRH よりも広く分布している.このように,竜巻 を伴う台風の方が大きなSRH をもつ環境場を有していることがわかる.

また,図 6.1 から,鉛直シアーを評価する高度範囲を深くするほど,竜巻台風事例の 台風から北東にかなり離れた場所(緯度経度 +5°以上)においても,非竜巻台風事例よ りも SRH の値が大きくなっていることがわかる.例えば,0-6-km SRH(図 6.1 の第 3 行目)について見ると,台風の北東に緯度経度 +5°以上離れたところでも,竜巻台風 事例では 150 $[m^2s^{-2}]$ 以上の領域が広がっているが,非竜巻台風事例では,150 $[m^2s^{-2}]$ 以上の領域は台風中心から北東,緯度 +3°,経度 +2°のあたりの小さな領域に存在す るのみである.このことは,竜巻台風事例では上層の風によって SRH が大きくなる可 能性が示唆される.

また,図 6.1 についてさらに興味深いのは,台風に相対的な竜巻発生地点の分布が SRHの分布と良く対応していることである.竜巻の分布は台風の北東象限のSRHの大 きい領域に集中しており,SRHが台風に伴う竜巻の発生環境場を表現するのに非常に 有効な指標であることを示している.

一方,BSについてもSRHと同様の手法で求めた合成図を図6.2に示した.図6.2には、0–1-km BS [ms⁻¹]、0–3-km BS [ms⁻¹]、0–6-km BS [ms⁻¹]の台風中心に相対的な分布を示している.この図を見ると、図6.1のSRHの場合と同様に、竜巻台風事例では非竜巻台風事例と比較して、やはり台風北東象限にBSの大きな値が分布している.しかしながら、SRHとは異なり、BSの大きな領域は必ずしも竜巻が多く発生する領域と対応しない.例えば、0–1-km BSの竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差(図6.2の第1行、第3列目)を見ると、差が正の領域は台風中心の周りにドーナツ型の分布をしており、その分布は竜巻が発生する台風の北東象限だけでなく、南東象限にも拡がっている.また、0–6-km BSの竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差(図6.2の第3行、第3列目)を見ると、台風の北東象限に7.5 [ms⁻¹]以上の極大域が見られるが、台風から北東側での緯度経度+5°以上離れた領域でも6.0 [ms⁻¹]以上の値が存在する.この0–6-km BSの特徴は、値の大きさは異るが、0–3-km BS(図6.2の第2行、第3列目)にも見られる.したがって、竜巻発生地点の分布はBSよりもSRHの分布と良く一致することがわかる.

また,図 6.1 で示した 0-6-km SRH の分布と,図 6.2 に示した竜巻台風事例の 0-6-km BS の分布は,図 5.6 に示した MSM-GPV データを用いて計算した 0-6-km BS の Nobeoka-Tor 事例に関する分布と,台風北東象限の広い範囲に大きな値が分布する



図 6.2: 図 6.1 と同じ,ただし,0-1-km BS $[ms^{-1}]$,0-3-km BS $[ms^{-1}]$,0-6-km BS $[ms^{-1}]$ の台風中心に相対的な分布の合成図.0-1-km BS の等値線は,2 $[ms^{-1}]$ 以上から 2 $[ms^{-1}]$ 毎に,0-3-km BS の等値線は,3 $[ms^{-1}]$ 以上から3 $[ms^{-1}]$ 毎に,0-6-km BS の等値線は,4 $[ms^{-1}]$ 以上から4 $[ms^{-1}]$ 毎に引いている.BS の差の図の等値線は,0-1-km BS が1 $[ms^{-1}]$ 以上から1 $[ms^{-1}]$ 毎に,0-3-km BS が2 $[ms^{-1}]$ 以上から2 $[ms^{-1}]$ 毎に,0-6-km BS が3 $[ms^{-1}]$ 以上から3 $[ms^{-1}]$ 毎に,0-6-km BS が3 $[ms^{-1}]$ 以上から3 $[ms^{-1}]$

という点で良く一致している.すなわち, Kyusyu 領域で抽出した竜巻台風事例では, Nobeoka-Tor 事例のように,上層西風ジェットに伴う鉛直シアーによって台風の北東 象限で SRH が大きくなる傾向にあることを示唆している.第7章で,実際の風の分布 について,詳しく吟味する.

次に, Kyusyu 領域よりも低緯度に位置する Southwest 領域と, Kyusyu 領域よりも 高緯度に位置する Middle 領域について抽出した事例に対して, Kyusyu 領域の場合と



図 6.3: 図 6.1 と同じ, ただし, Southwest 領域の JRA-25/JCDAS データ(表 3.3)を用 いて計算した 0-1-km SRH [m²s⁻²], 0-3-km SRH [m²s⁻²], 0-6-km SRH [m²s⁻²]の 台風中心に相対的な分布の合成図.

同様に,環境パラメータの分布の合成図解析を行った結果を示す.ただし,Kyusyu領域の事例の解析と同様に,SRHが竜巻の分布と良く一致していたため,BSについては省略し,SRHに関するコンポジット結果のみを示す.

図 6.3 に示したのは, Southwest 領域について抽出した竜巻台風事例(7事例,7デー タ)と非竜巻台風事例(129事例,706データ)(表3.3)の各々で合成した0–1-km SRH [m²s⁻²],0–3-km SRH [m²s⁻²],0–6-km SRH [m²s⁻²]の分布図である.この図を見る と,Kyusyu 領域の場合(図 6.1)と同様に,いずれのSRH についても,竜巻台風事例で は,非竜巻台風事例よりも大きな値が台風中心の周辺に分布しており,竜巻の発生位置 とも良く一致している.しかしながら,Southwest 領域の場合では,SRHの極大域は, 台風の北東象限だけでなく,西側にまで及ぶ馬蹄形をしていることがわかる.特に,竜 巻台風事例と非竜巻台風事例の差(平均値の差)を見ると,0-1-km SRH(図6.3の第1 行,第3列目)と0-3-km SRH(図6.3の第2行,第3列目)は,その形が明瞭である.

一方, Southwest 領域での竜巻台風事例と非竜巻台風事例との SRH の差は, Kyusyu 領域の場合よりも小さいことがわかる(図6.3 最右列). これは, Southwest 領域の竜巻 台風事例の SRH が Kyusyu 領域の場合よりも小さいためである(図6.3 最左列). この 特徴は深い鉛直層で求めた SRH ほど顕著で,竜巻台風事例の0–6-km SRH は, Kyusyu 領域の場合は台風北東象限に 250 $[m^2s^{-2}]$ を超えるような極大域があった(図6.1 の第 3行,第1列目)のに対し, Southwest 領域の場合(図6.3 の第3行,第1列目)は極大 域も明瞭ではなく,値も150 $[m^2s^{-2}]$ 程度と小さい.同様に,0–1-km SRH と0–3-km SRH についても, Kyusyu 領域では Southwest 領域よりも大きい.特に, Kyusyu 領域 の非竜巻台風事例の0–3-km SRH(図6.1の第2行,第2列目)では台風の北東象限に 100 $[m^2s^{-2}]$ 以上の極大域が見られるが,同程度の値は, Southwest 領域の竜巻台風事 例の0–3-km SRH(図6.3 の第2行,第2列目)でも台風の北東象限に見られる.つま り, Kyusyu 領域に存在する非竜巻台風事例の台風は, Southwest 領域に存在する竜巻 台風事例の台風と同程度の鉛直シアーの大きさを持っている.

さらに, Southwest 領域の 0-6-km SRH では, 竜巻台風事例の台風中心周辺ではな く, 台風からはるかに離れた(緯度及び経度で +10°以上)北東域に 175 [m²s⁻²] 以上 の極大域が存在する(図 6.3 の第 3 行, 第 1 列目). これは, Southwest 領域の場合は, 台風が低緯度に位置するために上層の西風の影響を受けにくく,深い鉛直層で求めた SRH は台風中心に近い(台風中心から緯度経度 +5°までの範囲内)領域で極端には大 きくならないと考えられる.ただし, Southwest 領域でも, 竜巻台風事例と非竜巻台風 事例とで SRH の値に差が見られる.この要因に関しては第 7 章で考察する.

次に, Middle 領域について抽出した竜巻台風事例(12事例,12データ;表3.3)と非 竜巻台風事例(100事例,300データ;表3.3)について求めた0-1-km SRH [m²s⁻²], 0-3-km SRH [m²s⁻²],0-6-km SRH [m²s⁻²]の分布の合成図を図6.4 に示す.Kyusyu 領域(図6.1)の場合と同様に,図6.4のMiddle 領域の場合も,いずれのSRH につい て,竜巻台風事例では,非竜巻台風事例よりも大きな値が台風北東象限に分布している.

Middle 領域の場合の台風北東象限における SRH の極大値は, Kyusyu 領域よりも小さいが, Southwest 領域よりも極大領域は明瞭である. Middle 領域は Kyusyu 領域よりも高緯度に位置しているため, Kyusyu 領域よりも上層の西風の影響を受けやすいと考えられる.しかし,台風中心から緯度経度 +5°以内における 0-6-km SRH に注目すると, Middle 領域の竜巻台風事例(図 6.4 の第 3 行,第1 列目)では 150 $[m^2s^{-2}]$ 程度であるのに対し, Kyusyu 領域の竜巻台風事例(図 6.1 の第 3 行,第1 列目)では 200 $[m^2s^{-2}]$ 以上の値となっており, Kyusyu 領域の方が大きい.同様に, Kyusyu 領域に比べ, 0-1-km SRH と 0-3-km SRH は Middle 領域の方が小さい.

さらには, Middle 領域の竜巻台風事例における 0-1-km SRH(図 6.4 の第 1 行,第 1 列目)と 0-3-km SRH(図 6.4 の第 2 行,第 1 列目)の極大域は,台風の東側の経度 +2.5~5.0°を中心に,南北に伸びた形をしている.このような SRH の分布の特徴は, 浅い鉛直層の SRH ほど明瞭に見られることから,下層風の分布の寄与があることを示 唆している.これは, Middle 領域が Kyusyu 領域や Southwest 領域よりも高緯度にあ るため,台風が Middle 領域に到達したときには,台風が日本に上陸していたり,海面



図 6.4: 図 6.1 と同じ,ただし, Middle 領域の JRA-25/JCDAS データ(表 3.3)を用い て計算した 0–1-km SRH [m²s⁻²], 0–3-km SRH [m²s⁻²], 0–6-km SRH [m²s⁻²]の台 風中心に相対的な分布の合成図.

水温の低いところを通って来たために,台風が衰弱して,台風自身の下層風の構造が変化していることが考えられる.この南北に伸びたSRHの分布と台風に伴う風の空間構造の特徴は,第7章で詳しく考察する.また,図6.4から,Middle領域における竜巻発生地点も台風の東側で南北に拡がっており,SRHの分布とも良く対応している.このことからも,SRHが台風に伴う竜巻発生可能性を診断するのに非常に良い指標であることを示している.

以上のように,緯度の異る3つの領域(Southwest 領域, Kyusyu 領域, Middle 領域)で,台風中心に相対的な環境パラメータ(主に, SRH)の分布を合成図解析により求め,竜巻台風事例と非竜巻台風事例を比較した結果,各領域において,竜巻台風事

例の台風北東象限で非竜巻台風事例に比べて大きな SRH が分布することは確認できた が,その大きさや分布は各領域毎に異っていた.これは,各領域で,ジェットとの相対 的位置関係が異なるため,対流圏中層の鉛直シアーの大きさが異なることが一つの要因 と考えられる.また,各領域に到達する台風の勢力や台風の空間構造の違いも,もう一 つの重要な要因と考えられる.一方,SRH の大きな値の領域と竜巻が発生地点はすべ ての領域で良く一致していたが,台風中心に相対的な竜巻発生地点には各領域の違いも 見られた.第7章では,各領域での SRH の分布の違いをもたらしたと考えられる水平 風分布についても合成図解析を行った結果を示し.さらに考察を進める.

7 考察2: 台風に伴う竜巻発生環境場形成に寄与する総観 場に関する考察

7.1 Kyusyu 領域における SRH 極大域形成プロセス

まず,5節の MSM-GPV データで示した Nobeoka-Tor 事例と同様に大きな鉛直シ アーが台風周辺で出現した Kyusyu 領域の事例について考察する. 図7.1 に示したのは, Kyusyu 領域で抽出された JRA-25/JCDAS データの各気圧面 (500, 700, 850, 1000 hPa)における水平風 $[ms^{-1}]$ (ベクトル)とジオポテンシャル高度[m](等値線)の合 成図である.この合成は,第6章と同様に,台風中心に相対的位置に基づき行った.ま た, 竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差(平均値の差)の図(図7.1の第3列目)につい ては,水平風ベクトル差 $[ms^{-1}]$ (ベクトル)と風のスカラー風速の差 $[ms^{-1}]$ (カラー) を示している.図7.1の第1行,第3列に示した500hPa気圧面における風の竜巻台風 事例と非竜巻台風事例の差を見ると, 竜巻台風事例では, 台風中心より経度 10°より西 側から吹く,強い西風ジェット(西南西風)が明瞭であり,このジェットは,台風の南を 通って北向きに方向を変え,北東方向へと流れていく.図7.1の第1行目,第1列に示 した竜巻台風事例の 500 hPa 気圧面での水平風の分布は,図 5.5 に示した MSM-GPV データで示された Nobeoka-Tor 事例と類似している.したがって,Nobeoka-Tor 事例 と同様に,図7.1に示した Kyusyu 領域の竜巻台風事例で合成した水平風の分布は,非 竜巻台風事例と比べて,上層トラフに伴う西風ジェットが強く,そのような場に台風が 一侵入したことにより、台風周辺の水平風が強化されていることがわかる.特に、台風東 側(経度 +2.5°付近)で南風が強化されることにより,台風の東及び北東象限で深い大 気層で求めた鉛直シアーに関するパラメータ(0-6-km SRH,0-6-km BS)(図 6.1及 び図 6.2 の第3行,第3列目)が大きくなっていることがわかる.また,この風の分布 の特徴は,700 hPaの高度においても確認できる(図7.1の第2行目).

一方,図7.1第4行目に示した1000hPaの水平風の合成図を見ると,台風の北東象 限においては, 竜巻台風事例では非竜巻台風事例と比べ, 台風中心に吹き込む風成分が 大きいが,台風中心から緯度経度+2.5°以上離れたところでは風速の差がほとんどな い.ただし,竜巻が多く発生している台風中心により近い領域(緯度経度+2.5°以内) では,+2 [ms⁻¹] 以上の風速差がある.また,図7.1 第3行目に示した850 hPaの合 成図から, 竜巻台風事例では非竜巻台風事例に比べ, 台風中心から南側 5° 以内と北側 2.5°以内の範囲にで水平風が強いことがわかる.両者の差が正で極大となる領域は,台 風中心の周りをドーナツ型に取り囲んでいる.また,台風の北東象限の竜巻の発生が集 中している領域では, 竜巻台風事例で南東風が卓越している. このような下層風の特徴 は, 竜巻台風事例の台風が非竜巻台風事例の台風よりも勢力が強い(中心気圧が低い) ために,台風中心に対する回転成分の水平風が強く,台風北東象限の竜巻が集中してい るところでは台風中心に吹き込む東より成分を持った最下層の風が竜巻台風事例では卓 越していると考えられる.実際,1000 hPaと850 hPaのジオポテンシャル高度の合成 図からも, 竜巻台風事例では非竜巻台風事例に比べ, 台風中心で等圧面傾度が大きい. また, JRA-25/JCDAS データの海面更生気圧についても合成したところ, 竜巻台風事 例の台風の中心気圧は 986 [hPa] であったのに対し,非竜巻台風事例では 992 [hPa] で

あった(図については省略).このように,竜巻台風事例における台風の北東象限では, 非竜巻事例に比べ,下層では,台風に吹き込む東風成分が大きく,上層では南風成分が 大きいために,下層の鉛直シアーやSRHが大きくなったと考えられる.

したがって, Kyusyu 領域における台風の竜巻発生環境場形成には,上層のトラフに 伴う西風が強い場に台風が侵入することによって地表面付近から700 hPa 以上にまで 及ぶ深い大気層での鉛直シアーが強化されるプロセスと,台風自身の強度がより大きい ことにより,下層での台風に吹き込む風も大きく,下層で鉛直シアーを大きくしたとい う2つのプロセスが重要であることが考えられる.また,Kyusyu 領域では,このよう なプロセスは,他の領域(Southwest 領域と Middle 領域)に比べてより有効に作用し, 非常に大きな SRH で代表される竜巻が発生しやすい環境場が形成されたと考えられる. Kyusyu 領域の南側の海域は海面水温が比較的高いため,Middle 領域と比べ,そこを通 過する台風は勢力を維持しやすく,さらに,Southwest 領域に比べ,台風が上層西風の 影響を受けやすいために,台風に伴って竜巻及びスーパーセルが発生しやすくなる環境 場が形成されやすいと考えられる.


図 7.1: Kyusyu 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの各気圧面(500,700,850, 1000 hPa)における水平風 [ms⁻¹](ベクトル)とジオポテンシャル高度 [m](等値線) に関する台風中心に相対的な分布の合成図. 竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差(平均 値の差)の図については,風の差のみを示しており,水平風ベクトル差 [ms⁻¹]をベク トルで表し,風のスカラー風速の差 [ms⁻¹]をカラーで表している.

7.2 Southwest 領域における SRH 極大域形成プロセス

次に,深い大気層で求めた SRH(0-6-km SRH; 図 6.3)が, Kyusyu 領域の場合より も台風中心により近い領域で小さかった Southwest 領域に関して,同様の解析を行う (図 7.2).図 7.2 の第1行目,第3列に示した竜巻台風事例と非竜巻台風事例との 500 hPa 気圧面の水平風の差を見ると, Kyusyu 領域の場合に見られたような,台風の西か ら南側を回って北東への流れは見出せない.上層の強い西風は台風中心から北に緯度 で+7.5°付近の離れたところに存在する.したがって, Southwest 領域の竜巻台風事例 は,上層西風ジェットの影響を受けて SRH が大きくなる可能性は小さいことを示して いる.

そこで,Southwest領域で,竜巻台風事例と非竜巻台風事例とで0-6-km SRHの差 (図6.3の第3行,第3列目)が生じた原因を別の観点から吟味する.図7.2で,500 hPa における竜巻台風事例と非竜巻台風事例の風速差を詳しく見ると,台風中心の東側の経 度+7.5°付近に極大域が存在し,そこでは南風が卓越していることがわかる.この台風 東側における強い南風は,他の気圧面(700,850,1000 hPa)においても確認できる. また,両者の風速差は上層ほど大きく,500 hPaの高度では台風中心により近い領域で も強い南風が存在する.この南風の強化は,図7.2の第1列目と第2列目に示す水平風 とジオポテンシャル高度の分布の合成図から,台風と台風の東に存在する高気圧(太 平洋高気圧に相当する)との間での東西気圧傾度の強化と対応している.したがって, 上層(500 hPa)において,南風が強い太平洋高気圧の縁辺部を台風が北上することに よって,台風の北東象限で0-6-km SRHが増大したと考えられる.

一方で,700 hPa 以下の高度での合成図を見ると,台風中心から経度+5°以内の北東 象限は,竜巻台風事例では非竜巻台風事例に比べ東風が強い.これは,台風周辺の同心 円状の循環が強く,中心に吹き込む気流が強いことと対応している(図7.2の第1列目, 第2列目).したがって,Kyusyu領域と同様に,Southwest領域では,竜巻台風事例の方 が非竜巻台風事例よりも台風の中心気圧が低いと考えられる.実際,JRA-25/JCDAS データの海面更生気圧について合成を行うと,竜巻台風事例の台風の中心気圧は989 [hPa] で,非竜巻台風事例の台風は994 [hPa] であった.この差(5 [hPa])はKyusyu 領域の場合(6 [hPa])と同程度である.

したがって,Southwest領域の台風に伴う竜巻発生環境場の形成には,台風の東に位置する太平洋高気圧の勢力が比較的強く,上層で高気圧の縁辺部を回って南風が台風の 東側で強いことと,台風の中心気圧がより低く,台風に吹き込む東風が北東象限にお いて強いという,2つの要因が重要であることがわかる.ただし,Southwest領域の上 層における南風強化プロセスは,Kuysyu領域の場合と比べその寄与が小さい.このた め,Southwest領域においては,図6.3の第3行目に示したように,竜巻台風事例の台 風北東象限における0-6-km SRHが,非竜巻台風事例よりも大きな値を示していても, その極大域はKyusyu領域に比べ不明瞭であったと考えられる.また,0-1-km SRH と 0-3-km SRH についても,Southwest領域はKyusyu領域の場合に比べて小さい.これ は,Kyusyu領域では,台風が北上とともに衰弱し,さらに上層の強い西風の影響を受 けて,台風の水平構造がSouthwest領域で見られる同心円状から変形することが一つの 要因と考えられる.このことは,Kyusyu領域で,台風の北東象限の南風成分の増大が, Southwest領域と比べて比較的下層(700 hPa)にも現れていることから示唆される.



図 7.2: 図 7.1 と同じ.ただし, Southwest 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの 各気圧面における水平風 [ms⁻¹] (ベクトル)とジオポテンシャル高度 [m] (等値線)に 関する台風中心に相対的な分布の合成図.

すなわち, Kyusyu 領域では, 台風の北東象限において, 高度とともに風向が時計回り に変化するような風のホドグラフが Southwest 領域に比べ大きくなりやすいと考えら れる.つまり, (Kyusyu 領域のような)温帯地域にまで北上した台風は, (Southwest 領域のような)亜熱帯地域に存在している台風よりも竜巻及びスーパーセルを伴いやす いと考えられる.

7.3 Middle 領域における SRH 極大域形成プロセス

最後に,Middle 領域での台風周辺でのSRHの分布について考察を行う.第6章で示した結果から,Middle 領域の竜巻台風事例では,非竜巻台風事例に比べ大きなSRHが存在したが,下層のSRH(0-1-km SRH,0-3-km SRH)の極大域は,台風東側で南北に拡がっていた.この特徴は,Kyusyu 領域やSouthwest 領域とも異なる.Middle 領域での竜巻の発生分布もそのSRHの分布と同様に,台風東及び北東象限に分布していた.

図7.3 に, Middle 領域で抽出された各気圧面での水平風とジオポテンシャル高度の 分布の合成図である.まず,500hPa 気圧面の風の竜巻台風事例と非竜巻台風事例の差 (図7.3 の第1行,第3列目)を見ると, Middle 領域では Kyusyu 領域よりも高緯度に 位置するため,上層の西風ジェットが台風の南側を回り北東象限で南風が強くなる傾向 が竜巻台風事例でより明瞭となっている.また,700 hPa 気圧面(図7.3 の第2行,第3 列目)でも同様の傾向が見て取れる.ただし,Middle 領域の場合は,Kyusyu 領域に比 べ,台風の北東象限のより北側(緯度+5°以北)でも,南風の強化が明瞭である.これ は,図7.3 の第1行目に示した500 hPa 気圧面での水平風とジオポテンシャル高度場の 合成図より,台風がより高緯度に達したために,高気圧の中心が,Kyusyu 領域に比べ より南側に変位していることが原因と考えられる.また,Middle 領域の場合は Kyusyu 領域に比べ,台風が上層トラフにより侵入しているために,台風の北東象限の上層で南 風がより強化されやすくなっていたと考えられる.

一方,図7.3の第3行,第3列目に示した850 hPaの合成図も,700 hPaと非常に良 く似た分布を示している.850 hPaでも,竜巻台風事例の台風北東象限で強い南風が存 在することがわかる.また,全ての気圧面で,台風の南東側での南西風が竜巻台風事例 で強いことも見て取れる.さらに,台風中心から経度-10°以西の南西領域で,この南 西風と北西風により収束帯が形成されていることが図7.3から示される.すなわち,竜 巻台風事例の台風は,温帯低気圧化し始めている.この兆候はKyusyu領域の場合でも 見ることができる(図7.1).例えば,図7.1の700 hPa以下の気圧面における水平風の コンポジットの差を見ると,竜巻台風事例では,台風の西側で北風が強く,台風の南西 象限に弱い収束帯が形成されつつあるようである.ただし,この収束帯は,SRHの分 布に直接影響してはいない.

このように, Middle 領域における竜巻台風事例の台風は, 温帯低気圧化の過程にあ り, 台風の構造も, Southwest 領域での同心円状からかなり変形していることがわかる. このため,下層では,北東象限の比較的広い領域で南風成分がより強くなっている.例 えば,1000 hPaでは, Kyusyu 領域や Southwest 領域で台風中心に吹き込む東風が台 風中心に近い領域で卓越していたが, Middle 領域では,台風の北東象限で南東風が台 風中心から北東に離れた領域でも卓越している(図7.3の第4行,第3列目).このた め, Middle 領域では, 台風の北東象限の台風中心から離れた広い領域でも, 下層風が 高度とともに時計回りに変化するホドグラフが形成されやすいと考えられる.このよ うな風の特徴が, Middle 領域の竜巻台風事例の下層の SRH (0-1-km SRH, 0-3-km SRH)の極大域は,台風東側に南北に伸びた分布に寄与していると考えられる.ただ し, Middle 領域では, 風向の時計周りの変化が Kyusyu 領域よりも小さいため, SRH の大きさは Kyusyu 領域よりも小さい.一方, Middle 領域の竜巻台風事例の 0-6-km SRH (図 6.4 の第 3 行目)は, 台風の北東象限の緯度経度 +5°以内に極大域が存在す るが 0-1-km SRH や 0-3-km SRH とは異なり, 0-6-km SRH のコンポジットの差の 分布と竜巻発生分布との対応が良くない.さらに,図64の第3行目に示したように, Middle 領域では, 0-6-km SRH の値は, 竜巻台風事例と非竜巻台風事例のいずれの場 |合でも,台風から緯度経度 +5° 以上離れた領域ではほとんど同じ値となっている.こ れは,850 hPa 以上の上層ではほぼ同じ風向の風(南風)が強化されているために,そ の大気層の鉛直シアーが大きくならず,0-6-km SRH が大きくならないと考えられる. したがって, Middle 領域においては, 台風に伴うスーパーセルの発生に影響を与える のは,高度3km以下の水平風の鉛直シアーである可能性が高い.ただし,このような 台風の温帯低気圧化に伴う水平風の分布の変化は、前線の形成や発達、もしくは地形の 影響により,メソスケールにおいてかなり複雑になっていると考えられるため,より高 解像度のデータを用いた解析によって明らかにする必要がある.



図 7.3: 図 7.1 と同じ.ただし, Middle 領域で抽出した JRA-25/JCDAS データの各気 圧面における水平風 [ms⁻¹] (ベクトル)とジオポテンシャル高度 [m] (等値線)に関す る台風中心に相対的な分布の合成図.

7.4 日本に接近する台風に伴う竜巻の発生環境場形成に関する考察

本章での解析により, 竜巻台風事例において明瞭であった台風に伴う竜巻発生環境 場の形成に寄与する総観場の要因が,以下のように, 各領域によって異ることが示され た.図7.4に, 台風が各領域に存在するときに, 台風に伴う竜巻の発生環境場形成に寄 与する総観場と, そのときの台風の北東象限における水平風のホドグラフを模式図で示 した.

図 7.4a の左図に示すように,台風が南西諸島付近(Southwest 領域)に存在すると きは,上層西風(黒の太い影の付いた矢印)の影響を受けにくいために,台風がより北 に位置する場合(Kyusyu 領域など)に比べて SRH が大きくなりにくい.しかし,強 い太平洋高気圧の縁辺部を強い台風が北上する場合には,台風の東側で上層の南風(赤 の太い影の付いた矢印)が強くなり,下層の台風に吹き込む東風(赤の破線矢印)との 間で,高度とともに時計回りに回転するホドグラフ(図 7.4a の右図)で表現される大 きな鉛直シアーが形成される.このようにして,竜巻及びスーパーセル発生に適した環 境場が形成されると考えられる.

図7.4bの左図のように,台風が九州地方付近(Kyusyu領域)まで北上すると,SRH が最も大きくなり,最も竜巻が発生しやすくなると考えられる.そこでは,以下のよう な,上層と下層のにおける2つの風の要因がうまく機能するため,顕著な竜巻発生環 境場が形成される.上層では,トラフに台風が遭遇した場合,トラフに伴う強い西風 ジェット帯(赤の太い影の付いた矢印)に台風が侵入することにより,台風北東象限で 南風が強化され,対流圏中層にまで達する深い層で鉛直シアーが大きくなる.また,台 風の勢力が維持されていれば,台風に吹き込む下層風(赤の破線矢印)も強く,台風北 東象限において,最下層では東風が,上層では南風が卓越する.このため,図7.4bの 右図に示すホドグラフのように,風向は高度とともに時計回りに大きく変化し,風速も 大きいため,SRHが非常に大きくなる.

さらに,図7.4cの左図のように,台風が北上して(Middle領域),西日本に上陸,も しくはかなり接近すると,台風が温帯低気圧化し始めるため,下層における台風中心で の同心円状の循環が崩れ,台風東側では南寄りの風(赤の破線矢印),台風西側では北寄 りの風(青の破線矢印)が広い範囲で卓越するようになる.台風の北東象限でも南風成 分が増大し,最下層で南東風,中層以上で南風(赤の太い影の付いた矢印)が卓越し,高 度方向における風向の時計回りの変化も小さくなる(図7.4cの右図).このため,SRH の極大域が明瞭となるのは下層に限定されるようになる.また,最下層の南東風の卓越 によって,SRHの大きな領域も台風東側で南北に伸びるようになる.このようなSRH の分布の変化に対応するように,実際に発生した竜巻の分布も変化している(図6.4). したがって,Middle領域では,SRHが大きな領域の空間分布が変化したため,竜巻発 生環境場の分布が変化したと考えられる.また,特に,下層のSRHの分布が竜巻発生 により寄与しやすいと考えられる.

このように,日本に接近する台風では,各領域で,竜巻及びスーパーセルの発生に適した水平風の大きな鉛直シアー(SRH)が存在する領域の空間分布やその形成要因が異なることが示された.また,実際の竜巻発生分布も,SRHの極大域の分布の違いに対応して,各領域で異なる傾向にある.そのような竜巻発生環境場の形成には,台風自身の空間構造の変化(温帯低気圧化)だけでなく,日本付近に特徴的な強い亜熱帯ジェッ



図 7.4: 各領域(a: Southwest 領域,b: Kyusyu 領域,c: Middle 領域) での台風に伴 う竜巻の発生環境場形成に寄与する総観場(左図)と台風の北東象限におけるホドグラ フ(右図)の模式図. 左図のカラーの四角は各領域を示し,領域内に台風が存在する. 台風の東及び南東には太平洋高気圧(H)が存在する.破線の矢印は最下層の風を示す. 一方,太い影の付いた矢印は上層風を示す.右図は,左図の台風北東象限における,最 下層から上層までの水平風ベクトルとそのホドグラフを示す.

ト気流や太平洋高気圧という総観場も寄与していた.つまり,日本付近で特有の総観場 によって,日本に接近する台風に伴う竜巻発生環境場の形成や分布の特徴が変化してい ると考えられる.しかし,竜巻やスーパーセルの発生に直接関与している鉛直シアーの 高度や大きさ,もしくはその他の要因を明らかにするためには,高解像度の数値シミュ レーションやドップラーレーダー等の観測によって,より詳細に解析する必要がある.

8 まとめ

竜巻による甚大な突風災害を防ぐには、竜巻及びスーパーセルの発生と関係する大気 環境場の特徴を理解し、そのような竜巻発生環境場の形成や発達を予測するポテンシャ ル予報を開発する必要がある.しかし、日本の竜巻は様々な総観状況や地域で発生して おり、全ての竜巻事例に共通する大気環境場の特徴を抽出することは困難である.この ため、本研究では、まず、気象庁メソ数値予報モデルGPV(MSM-GPV)データを用 いて、2006年9月17日に台風T0613の北東象限にあたる宮崎県延岡市で発生したF2 スケールの竜巻(Nobeoka-Tor事例)に着目した.ここでは主に、MSM-GPVの6時 間予報値を用いて求めた環境パラメータ及び複合パラメータから、Nobeoka-Tor事例 の環境場と総観状況がよく似た他の事例(宮崎県で発生した他の台風による3つの竜巻 事例:weakTor事例及び、竜巻が発生しなかった16個の台風:nonTor事例)の環境場 を比較することにより、Nobeoka-Tor事例の環境場の以下のような特徴を抽出するこ とに成功した.

Nobeoka-Tor 事例の環境場における下層 500 m 平均空気塊に基づく CAPE (ml-CAPE), max θ_e -min θ_e , Li, 0-3-km lapse rate の平均値は, 他の事例に比べ, 顕著に 不安定な大気状態である値を示していた.したがって, Nobeoka-Tor 事例の環境場は, 強い対流不安定性で特徴づけられることがわかった.Nobeoka-Tor 事例の環境場を特徴づけるこの非常に強い不安定性は, 台風 T0613 に伴って, 下層で九州東岸に流入す る高温多湿の空気と上層の低温乾燥の空気によって形成されていた.

一方, Nobeoka-Tor 事例の環境場における,鉛直シアーに関するパラメータの平均値 も,他の事例に比べ,統計的に有意に大きかった.特に,0-1-km SRH,0-6-km BS, BRNS の分布から,これらのパラメータは,Nobeoka-Tor 事例と他の事例とを非常に良 く区別することが示された.この台風 T0613 の北東象限における大きな鉛直シアーは, 最下層において台風に吹き込む強い南東風と,上層の強い南風によって形成される.ま た,台風東側の強い南風は,台風の西側に存在する西風ジェットが台風の南側に回り込 むことによって形成されていた.

これらの大気の安定度に関するパラメータと鉛直シアーに関するパラメータの特徴 から, CAPE や SRH から成る, EHI, SCP, STP などの複合パラメータの平均値も, Nobeoka-Tor 事例と他の事例とで統計的に有意に異なることがわかった.したがって, これらの複合パラメータの値により, Nobeoka-Tor 事例での竜巻発生発生ポテンシャ ルを事前に予測することは十分可能であったと示唆される.

以上の環境パラメータ及び複合パラメータの平均値は,Nobeoka-Tor 事例と他の事例とでは,片側95%の信頼区間におけるt検定により,統計的に有意に異なることが示された.

この Nobeoka-Tor 事例の環境場における CAPE の大きさ(mlCAPE の平均値で 391 [Jkg⁻¹])は,米国における強い竜巻を伴うスーパーセル(いわゆる典型的スーパーセ ル)の発生環境場(2303 [Jkg⁻¹])(Thompson et al., 2003)よりも一桁小さく,むしろ, ハリケーンに伴う竜巻の発生環境場(253 [Jkg⁻¹])(McCaul, 1991)と類似しているこ とが明らかになった.これは,Nobeoka-Tor 事例の環境場では,下層の気温減率が,ハ リケーンに伴う竜巻の発生環境場と同程度の大きさ(0-3-km lapse rate で,おおよそ 5~6 [°Ckm⁻¹])であったためである.さらに,Nobeoka-Tor 事例の環境場における鉛 直シアーに関するパラメータは, Thompson et al. (2003) が示した米国における典型的 スーパーセルの環境場よりも2倍程度大きいことがわかった.また,ホドグラフの比較 により, McCaul (1991) が示したハリケーンの環境場に比べ, Nobeoka-Tor 事例の環 境場はSRH が大きいことも示唆された.

このような,Nobeoka-Tor 事例について,竜巻及びスーパーセルの発生環境場を定 量的に表現する環境パラメータを,宮崎県で発生した他の竜巻事例や非竜巻事例におけ るそれと定量的に比較することにより,特徴づけたのは本研究が初めてである.本研究 で行った解析手法を適用することにより,日本で発生する竜巻を伴う雷雨の発生環境場 の実態とポテンシャル予報の有効性を調べることが可能になると考えられる.ただし, その場合にも,本研究で指摘したように,日本では様々な総観状況や地域で竜巻が発生 するために,総観状況や地域を限定して解析を行う必要がある.また,本研究では,事 例数が少なく,台風通過に伴って宮崎県で発生する強い竜巻の発生予測に適用できる環 境パラメータの閾値を提案することはできなかったが,今後,より多くの事例について 同様の解析を行うことにより,そのような環境パラメータや複合パラメータの閾値を決 定することも可能となる.ただし,その際には,予測値とレーウィンゾンデによる観測 値との比較を行い,予測に用いるモデル特性や予測精度についても十分吟味する必要が ある.

次に,Nobeoka-Tor事例の台風北東象限における大きな鉛直シアー形成に果たした 総観場の役割や,日本で他の地域に接近する台風に伴う竜巻発生環境場の形成に寄与す る総観場の役割を明らかにするために,JRA-25/JCDAS 長期再解析データを用いて, 日本に接近した台風による竜巻事例(竜巻台風事例: 33事例)と,その台風と同様に日 本に接近したにもかかわらず竜巻を伴わなかった台風の事例(非竜巻台風事例: 210事 例)について,合成図解析の手法を用いて総観場の特徴を調べた.ただし,この合成図 解析では,気象要素を台風中心に相対的な位置で平均した.また,台風の抽出領域を, 南西諸島付近(Southwest領域;竜巻台風事例は7事例,非竜巻台風事例は129事例), 九州地方を含む地域(Kyusyu領域;竜巻台風事例は14事例,非竜巻台風事例は104事 例),近畿地方を中心とする中日本地域(Middle領域;竜巻台風事例は12事例,非竜巻 台風事例は100事例)の3つに分類し,各領域について台風に伴う竜巻発生環境場の特 徴やその形成要因について調べた.

まず,全ての領域で,台風の北東象限でのSRHは,非竜巻台風事例よりも竜巻台風 事例で大きい値を持つことが示された.また,SRHの分布と竜巻発生分布とは各領域 で良く一致していることが確かめられた.

一方,竜巻台風事例の台風北東象限で,SRH が極大となることに寄与する総観場の 特徴は,各領域によって異ることがわかった.Southwest 領域では,対流圏中層で台 風と台風の東にある太平洋高気圧との間で南風が強まり,下層で台風に吹き込む東風 によって,鉛直シアーが大きくなり,台風の北東象限を中心に大きなSRH (例えば, 0-3-km SRH では100 [m²s⁻²] 以上の極大域)で特徴づけられる環境場が形成されてい た.Kyusyu 領域では,上層のトラフに伴う強い西風中に台風が侵入することにより, 上層では台風の北東象限で上層の南風が強化される.一方,下層では,台風に吹き込む 東風が存在するため,台風北東象限で鉛直シアーが非常に大きくなり,著しく大きな SRH (例えば,0-3-km SRH では175 [m²s⁻²] 以上の極大域)で特徴づけられる環境 場が形成されていた.この結果は,Nobeoka-Tor 事例について MSM-GPV データを用 いた解析結果と矛盾しない.Middle 領域では,台風が西日本に上陸もしくは接近して いるために,台風に伴う風の空間構造が温帯低気圧が持つ構造に変化し始めていた.こ のため,台風中心回りの同心円状の循環が崩れ,台風の北東象限では,大気中層以上で 南風成分が大きくなり,SRHは下層で大きくなっていた(例えば,0-3-km SRH では 100 [m²s⁻²] 以上の極大域).また,この南風の卓越により,大きな SRH の領域は台風 の東側で南北に伸びていた.したがって,日本に接近する台風では,台風自身の空間構 造の変化(温帯低気圧化)だけでなく,強い亜熱帯ジェット気流や太平洋高気圧という, 日本付近での特徴的な総観場が台風に伴う竜巻発生環境場の形成や分布の特徴に重要で あることが示唆される.

McCaul (1991)は、レーウィンゾンデデータを用いてハリケーンに相対的な鉛直シ アーの分布を求めた.しかし、本研究とは異なり、McCaul (1991)は、非竜巻のハリ ケーンに伴う環境場との比較は行っていない.一方、本研究の結果から、竜巻を伴う台 風では、総観場の寄与により、竜巻を伴わなかった台風に比べ、台風北東象限で確かに SRH が大きくなっていることが示された.このことから、台風に伴う竜巻の発生環境 場形成を特徴づけるパラメータとして SRH が実際に有効であり、SRH の値によって、 台風に伴って竜巻が発生するポテンシャルを予測することができると考えられる.こ こで、竜巻発生ポテンシャルとは、あくまで「竜巻が起こりやすい環境場」の指標であ り、SRH のみによって実際に竜巻が発生するか否かを予測することはできない.本解 析で示されたような台風に伴う環境場で、竜巻やスーパーセルが実際に発生するかどう かは、解像度の細かいメソ数値モデルを用いた数値実験によって確かめる必要がある.

本研究が行ったような,台風に伴う竜巻事例の総観場の特徴について,非竜巻事例との比較を行った研究は,これまで存在しない.今後の課題として,まず,本研究で得られた合成図について,竜巻台風事例と非竜巻台風事例との差の有意性を統計的に検定する必要がある.また,どの鉛直層(大気中層,下層など)で評価したSRH が台風に伴う竜巻及びスーパーセルの発生と最もよく関連するのかについても,より高解像度のデータを用いて解析する必要がある.

A 付録: スーパーセル発達の力学

本論文で使用した環境パラメータ,特に鉛直シアーに関するパラメータが,スーパー セル発生・発達に適した大気状態を表すのに重要であることを説明するために,これま での研究により明らかにされている基本的なスーパーセルの力学を理解することが必 要である.Klemp (1987)は,スーパーセル発達の力学に関する総合報告をしている. Klemp (1987)を参考に,本付録では,スーパーセル発達の力学の概要をまとめる.

A.1 発生初期の対流セルにおける渦対称ペアの発生

対流が鉛直シアーのある環境において発生すると,対流セルの側面に,強い上昇流が 大きな鉛直渦度を伴って発生する.これは,環境の鉛直シアーに伴う水平渦の立ち上げ による渦対称ペアとして認識される.この上昇流域の大きな渦度をもった回転流が,あ る渦度(一般的には, 1.0×10^{-2} s⁻¹)を超えるとメソサイクロンと定義される.

この回転流の発達を説明するために,関連する雷雨の運動を表現する基本的な支配方 程式を考える.ここでは,非圧縮性のブシネスク近似方程式を用いて,回転流の発達プ ロセスを説明する.まず,運動方程式及び連続の式は,

$$\frac{d\boldsymbol{U}}{dt} = \frac{\partial \boldsymbol{U}}{\partial t} + (\boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{\nabla})\boldsymbol{U} = -\frac{1}{\bar{\rho}}\boldsymbol{\nabla}p + B\boldsymbol{k} , \qquad (A.1)$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{U} = 0$$
 , (A.2)

で表される.ここで, $U \equiv V + kw$ (V = (u, v))は 3 次元の風ベクトル, k は鉛直方 向の単位ベクトルを示す. $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$ は微分演算子, $\bar{\rho}$ は基本場の密度(一定) を表す. p は基本場の気圧 \bar{p} からのずれを表し, $\bar{p} \sim \bar{\rho}^{\frac{c_p}{c_v}}$ である. c_p は定圧比熱, c_v は 定積比熱である. $B \equiv -g\frac{\rho'}{\bar{\rho}}$ は全浮力を表す.

式 (A.1) はコリオリカの項を無視している.これは,コリオリカは雷雨の力学に本 質的役割を果たさない (Klemp and Wilhelmson, 1978) とためである.また,式(A.1) は乱流混合の項も省略している.

式(A.1)の右辺第2項について、ベクトル恒等式 $(U \cdot \nabla)U = \nabla \left(\frac{U \cdot U}{2}\right) - U \times (\nabla \times U)$ と、渦度ベクトル $\omega = \nabla \times U$ を用いて式(A.1)を書き換えると、

$$\frac{\partial \boldsymbol{U}}{\partial t} = -\boldsymbol{\nabla} \left(\frac{p}{\bar{\rho}} + \frac{\boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{U}}{2} \right) + \boldsymbol{U} \times \boldsymbol{\omega} + B\boldsymbol{k} , \qquad (A.3)$$

となる.

次に,渦度方程式を得るために, $\nabla \times$ 式(A.3)として, $\nabla \times \nabla = 0$ であるから,

$$\frac{\partial \boldsymbol{\omega}}{\partial t} = \boldsymbol{\nabla} \times (\boldsymbol{U} \times \boldsymbol{\omega}) + \boldsymbol{\nabla} \times (B\boldsymbol{k}) .$$
 (A.4)

ここで, 渦度 ω の鉛直成分を ζ , 水平成分を ω_h と置くと,

$$\frac{d\zeta}{dt} = \boldsymbol{\omega}_{\boldsymbol{h}} \cdot \boldsymbol{\nabla}_{\boldsymbol{h}} w + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} , \qquad (A.5)$$

$$\frac{d\boldsymbol{\omega}_{\boldsymbol{h}}}{dt} = \boldsymbol{\omega} \cdot \boldsymbol{\nabla} \boldsymbol{V} + \boldsymbol{\nabla} \times (B\boldsymbol{k}) , \qquad (A.6)$$

と書ける.ここで, $\nabla_h = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}\right)$ である.式(A.5)の右辺第1項は,水平渦の鉛直 方向への立ち上げ項であり,右辺第2項は,渦管の鉛直引き伸ばし項である.したがっ て,初期に鉛直渦度がない環境に対流が立ったとしても,環境の鉛直シアーに伴う水平 渦の立ち上げにより,鉛直渦度 ζ は発生する.式(A.6)の右辺第1項は立ち上がり及 び引き伸ばし項であり,右辺第2項は傾圧生成項である.また,式(A.6)の右辺第2 項にあるように,浮力は渦度の水平成分にのみ影響する.

今,簡単のために,東西風が鉛直方向にのみ変化する環境にある1つの対流からなる 流れを考える.図A.1aに示すように,地表面付近から高度とともに西風が増加する水 平一様な環境場を考える.このとき,対流発生初期には,対流は雲の深さで平均された 西風に沿って移動する.一方,図A.1aに円筒形矢印で示されている下層風が東から対 流セルに侵入する.上層風はセルから東向きに出ていく.環境の風は西風シアーである ので,南北方向に水平渦が存在し,水平渦は下層風とともに対流セルの上昇流域に達す ると鉛直に立ち上げられ,セルの南北側面に二つの渦ペアが形成される.

このメカニズムは,線形化された鉛直渦度方程式によって説明することができる.i, jをそれぞれx方向,y方向の単位ベクトルとし,

$$\boldsymbol{\omega} = \boldsymbol{j}\frac{d\bar{u}}{dz} + \boldsymbol{\omega}'(x, y, z, t), \ \boldsymbol{U} = \boldsymbol{i}\bar{u} + \boldsymbol{U}'(x, y, z, t) \ , \tag{A.7}$$

として,式(A.5)を線形化すると,

$$\frac{d\zeta'}{dt} = j\frac{\partial w'}{\partial y}\frac{d\bar{u}}{dz} , \qquad (A.8)$$

となる.式(A.8)から,以下のことがわかる.西風シアー中では $\frac{d\bar{u}}{dz} > 0$ なので,

- 上昇流の南側 ($\frac{\partial w'}{\partial y} > 0$) では,正の鉛直渦度生成傾向 ($\frac{d\zeta'}{dt} > 0$) がある.
- 上昇流の北側 ($\frac{\partial w'}{\partial y} < 0$) では,負の鉛直渦度生成傾向 ($\frac{d\zeta'}{dt} < 0$) がある.

このようなプロセスにより,環境場が一様な西風シアー内に発生した対流セルの南北側面に,回転方向の異る渦のペアが形成される.さらに,この鉛直渦度は上昇流伴う引き伸ばし効果により強化される.

A.2 積乱雲の分裂 (Storm splitting)

図 A.1a で示した積乱雲は,この時点ではまだ通常の積乱雲であり,スーパーセルで はない.この積乱雲の上昇流域に降水が溜ると,降水の荷重による負の浮力の増大によ り雲内に下降流が形成される.さらに,蒸発による冷却により,地表面に冷気外出流が 発達する.この際,環境場の鉛直シアーが弱い場合,冷気外出流はすべての方向に吹き 出し,暖湿空気の供給を寸断してしまう.このため,対流セルは急速に衰退する.一方, 鉛直シアーの大きな環境場においては,前節で説明した対流セルの側面に形成された渦 対称のペアが上昇流強化を伴い,初期に発生したセルの進行方向に直交する方向にセル が分裂し,元にあった位置から離れていく(図 A.1b).



図 A.1: 西風鉛直シアーの環境における渦管の対流セルとの相互作用に関する概念図 (南西からの展望).円筒形の矢印は対流雲に相対的な空気の流れを示す.実線は,回転 矢印で示される回転成分を持つ渦線を示す.陰影のある矢印は,新しい上昇流及び下降 流の成長にはたらく強制力を示す.鉛直の破線は,降水の領域を示している.(a)発達 初期:渦管が,上昇流域に侵入すると同時に,鉛直方向に弯曲する.(b)分裂期:分裂す る上昇流の間に形成する下降流が渦管を下向きに曲げる.このとき,二つの渦ペアが 作られる.地表面上の前線は,対流雲のしたに放出された冷気の境界を表す.(Klemp, 1987)

この対流セルの分裂を促す渦対称ペアの上昇流強化に重要な因子とされるのは,上向 きの鉛直気圧傾度力である.これを説明するために,運動方程式の鉛直成分について詳し く解析する.まず,気圧pを,力学的効果 P_{dn} と,浮力の効果 P_b に分ける($p = P_{dn} + P_b$). ここで定義した気圧pの成分, P_{dn} と P_b は式(A.1)の発散をとることで以下のように 得られる:

$$\nabla^2 P_{dn} = -\nabla \cdot (\bar{\rho} \boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{\nabla} \boldsymbol{U}) , \qquad (A.9)$$

$$\nabla^2 P_b = \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}B) . \tag{A.10}$$

これらを用いて,式(A.1)の鉛直成分を書くと,

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{\nabla} w - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P_{dn}}{\partial z} - \left(\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P_b}{\partial z} - \bar{\rho}B\right) , \qquad (A.11)$$

と表される.ここで,式(A.11)の右辺第2項が力学強制の項,右辺第3項が浮力強制 の項である.

式(A.11)の力学強制の項は,力学的効果によって生成される鉛直気圧傾度力の一部が鉛 直加速度に寄与していることを表している.浮力強制の項は,浮力効果によって現れる気 圧傾度を含んでいるが,大部分は浮力自身とバランスする.すなわち, $\left(\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial P_b}{\partial z} - \bar{\rho}B\right) \sim 0$ とみなすことができる.したがって,上昇流強化に最も寄与するのは力学強制の項で ある.

式(A.9)の右辺を展開すると,

$$\nabla^2 P_{dn} = -\bar{\rho} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 - \frac{d^2 ln\bar{\rho}}{dz^2} w^2 \right] - 2\bar{\rho} \left[\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right] , \quad (A.12)$$

となる.ここで,式(A.12)の右辺第1項を伸張項,右辺第2項をシアー項という.

しかしながら,伸張項は,これから議論する対流雲の上昇流側面の上向き気圧傾度力 に寄与しないことがわかっている (Rotunno and Klemp, 1982). 一方,シアー項につ いて,式(A.12)右辺第2項の中括弧内の第1項 $\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial y}$ は,単純な回転流の場において,

$$\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{4}\zeta^2 , \qquad (A.13)$$

と表される.一般に,ある変数のラプラシアンはその変数の逆符号に比例する,すなわち, $\nabla^2 P_{dn} \sim -P_{dn}$ なので,

$$P_{dn} \sim -\zeta^2$$
 , (A.14)

となり,対流セルの上昇流側面における中層の強い回転によって気圧低下することで上向きの鉛直加速度が生じ,上昇流が発達する(図A.1b).

式(A.12)右辺第2項の中括弧内の第2項 $\frac{\partial u}{\partial z}\frac{\partial w}{\partial z}$ と第3項 $\frac{\partial v}{\partial z}\frac{\partial w}{\partial y}$ は,上昇流側面における水平浮力傾度(式(A.6)の右辺第2項)によって上昇流のまわりに形成される渦輪により負の符号で大きくなる.したがって,これらの項も中層の対流セル側面の気圧低下に寄与する.

以上のことから,対流セル内に発生した中層の強い回転流は,スーパーセルとして発 達する積乱雲の分裂を促す効果を持つことがわかる.また,図A.1bに示したように, 積乱雲の分裂期においては,対流セルに流入する相対的な気流の方向は,西風シアーの 方向からずれる傾向を持つようになる(図A.1bの破線円筒形矢印).これにより,下 層流入風は,元のシアーに直交する水平渦の成分とともに,対流セルに流入する方向 (streamwise)の水平渦の成分を伴うようになる.このような streamwise 方向の渦度の 移流もスーパーセルの回転流形成に重要である.



図 A.2: 米国中西部における竜巻発生時の平均ホドグラフ.太矢印は,各高度(hPa) のシアーベクトルの方向を示す. 〇 で示されるのは,平均の積乱雲の移動ベクトルで ある.(Klemp, 1987)

A.3 低気圧性回転スーパーセルの優位発達

前節で示したように,西風シアーになっている環境場における積乱雲は,その対流セル 内において形成された二つの異る符号の渦度を持つ回転流を伴い,渦ペアはそれぞれ平 均風に対して直交する方向に移動して,元の積乱雲が二つ(right-moving storm と leftmoving storm)に分裂する.図A.1のように,環境の風シアーが一方向(unidirectional) である場合,高気圧性の渦を伴う積乱雲(left-moving storm)と低気圧性の渦を伴う積 乱雲(right-moving storm)はどちらも等しく成長する.しかしながら,実際に観測さ れるスーパーセルのほとんどは低気圧性回転である.この低気圧性回転のスーパーセル を優位に発達させる因子は,図A.2で示されるような,下層の環境場の鉛直シアーベク トルが高度とともに時計回りに転向(clockwise turning)することである.

Rotunno and Klemp (1982)は、この低気圧性の渦を伴う積乱雲の選択的発達プロ セスを線形理論で説明した。その結果によると、高度とともに時計回りに転向している 平均風シアー中に上昇流が発生すると、上昇流の右前方では上昇流強化に有利な傾向を 持つ上向きの鉛直気圧傾度力が力学的に誘発され、逆に、左前方では上昇流を抑制する 下向きの鉛直気圧傾度力が発達する。このようなプロセスに重要なのは、図 A.2 に示さ れるように、鉛直シアーベクトルの方向の転向であって、風ベクトルの転向ではない、 例えば、左右に移動する積乱雲が等しく成長する図 A.1 の環境場では、地表に対して風 ベクトルは転向しているが、鉛直シアーベクトルは転向していない、以下では、鉛直シ アーベクトルの転向による低気圧性スーパーセル発達の選択的発達プロセスについて詳 しく説明する。

まず,簡単のため,密度一様流体 (B = 0; ブシネスク流体)中の対流を考える.環 境場の鉛直シアーベクトルを $\bar{S} \equiv \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}$ とおく.式(A.9)~(A.11)より,線形化され た鉛直方向の運動方程式と気圧の式は以下のように表される:

$$\frac{dw'}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P_{dn}}{\partial z} , \qquad (A.15)$$

$$\boldsymbol{\nabla}^2 P_{dn} = -2\bar{\boldsymbol{S}} \cdot \boldsymbol{\nabla}_{\boldsymbol{h}} w' \,. \tag{A.16}$$

ここで,式(A.16)について定性的な議論を行うために, $abla^2 P_{dn} \sim -P_{dn}$ とすれば,

$$P_{dn} \sim \bar{\boldsymbol{S}} \cdot \boldsymbol{\nabla}_{\boldsymbol{h}} w'$$
, (A.17)

となる.すなわち,上昇流と鉛直シアーが相互作用することにより,各高度でシアーベクトルの方向に気圧傾度が生じる.この気圧傾度は,上昇流と交差するシアーベクトルの上流側に正の気圧偏差,下流側に負の気圧偏差という形で発達する.図A.1のように,鉛直シアーベクトルが各高度で一定の大きさである場合,この気圧偏差は,上昇速度が最大値となる高度よりも下層で,高度とともに増大する.

また,式(A.5)の鉛直の渦度方程式を線形化し, $ar{S}$ を用いて表すと,

$$\frac{d\zeta'}{dt} = \boldsymbol{k} \cdot (\boldsymbol{\bar{S}} \times \boldsymbol{\nabla}_{\boldsymbol{h}} w') \tag{A.18}$$

となる.つまり,鉛直立ち上げにより形成された渦ペアは,鉛直シアーベクトルに対し て直角に向きを変えることを示している.図A.1の鉛直シアーベクトルが一方向である 場合,式(A.18)が式(A.8)と等しくなる.したがって,積乱雲の南北側面に正負の 渦度ができる.

この鉛直シアーベクトルの方向に生じる気圧偏差と積乱雲の上昇流の側面に生じる 正負の渦度の関係について,Klemp (1987)によって視覚的に示されたのが図A.3 であ る.また,この図について,水平面から見た場合の模式図を図A.4 に示した.図A.3a と図A.4a は,下層の(ここでは,表記の都合上,地表面から3 km までとした)鉛直 シアーベクトル \bar{s} の方向が東向きに一定である場合で,図A.1 と同じ状況にある.こ のとき,式(A.17)に示したように,シアーと上昇流の相互作用によって,シアーの上 流(西)側に高気圧性(H),下流(東)側に低気圧性(L)の気圧偏差が生ずる.この 気圧偏差は鉛直流が最大となる中層(3 km AGLより上層)で最も大きいため,シアー の下流側で上向きの鉛直気圧傾度力が生じ,上昇流が強化される.このため,積乱雲へ の流入風が強まる.ただし,式(A.18)で説明したように,水平渦度の鉛直立ち上げに よって積乱雲の南北側面に形成される渦度ペア(図A.4a で+,-)と,この上向きの 鉛直気圧傾度力の発生位置(H,L)は全く異なる.したがって,この鉛直シアーベク トルが一方向の場合では,シアーによって生じた鉛直気圧傾度力は,いずれの渦度を持 つ積乱雲に対しても,上昇流発達に寄与しない.

一方,図A.3bと図A.4bのように,大気下層(0~3 km AGL)において高度とともに鉛直シアーベクトル *s* が時計回りに180°転向している場合は,式(A.17)で説明した気圧偏差のパターンより,南側の最下層で高気圧性偏差,3 km AGL付近で低気圧性偏差が形成され,元のセルの南側で上昇流を促進するような上向きの鉛直気圧傾度力が発生する.逆に,北側では,最下層で低気圧性偏差,3 km AGL付近で高気圧性偏差になるため,気圧傾度力は下向きで,上昇流は抑制される.この効果によって,南側にある低気圧性循環を持つスーパーセルの発達を促進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達を促進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達を提進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達を促進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達を促進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達を促進し,北側にある高気圧性循環を持つスーパーセルの発達をなり、このようなプロセスは,式(A.12)で説明した強い中層の回転に伴う気圧低下の非線形プロセスによって生じる鉛直加速度とともに生じ,上昇流を強化する.このように,高度とともに時計回りに鉛直シアーベクトル*s*が転向すると,鉛直シアーベクトルの直交方向に渦ペアが生成され,積乱雲の進行方向右側に存在する正の渦度を伴う上昇流は,力学的効果によって生ずる上向き鉛直気圧傾度



図 A.3: 環境場の鉛直シアーと対流セルの上昇流が相互作用することにより発生する気 圧偏差と鉛直渦度の分布に関する概念図.環境場の鉛直シアーが高度とともに(a)向 きが変化している場合,(b)時計回りに向きが変化している場合.シアーベクトル(平 型ベクトル)に平行な気圧傾度(H,L)は低気圧性(+)と高気圧性(-)の渦度生成 傾向の位置とともに決まる.陰影付きの矢印は,結果的に生じた鉛直気圧傾度の方向を 示す.(Klemp, 1987)

カによって,選択的に発達することがわかる.反対に,鉛直シアーベクトル S が高度 とともに反時計回りに転向する場合には,渦ペアのうち,高気圧性回転をもつスーパー セルが選択的に発達する.

このように,スーパーセルは環境場の鉛直シアーベクトルの大きさ及び鉛直分布に 依存した発達形態を示す.上述したプロセスにより,高度とともに鉛直シアーベクト ルが時計回りに回転する環境場において優位に発達する低気圧性回転のスーパーセル は,鉛直シアーベクトルが一方向の環境場において発達する低気圧性回転のスーパーセ ルよりも,強くて寿命の長い対流循環を持つようになる.したがって,低気圧性回転の スーパーセルでは強い対流により降水が強化され,図1.2で示したように,後方下降流



図 A.4: 鉛直シアーベクトルの方向が西向きに一定である場合((a) unidirectional shear; 図 A.3a と同じ)と高度とともに時計回りに 180°回転している場合((b) directional shear; 図 A.3b と同じ)の水平面から見た対流セルの上昇流と鉛直シアーの相互作用に関する 模式図.各左図は下層風のホドグラフを示し,矢印は鉛直シアーベクトルを示す.この 下層風については図 A.3 と同じであるが,表記の都合上,地表面より上の(AGL: Above Ground Level)0 km から3 km としている.各右図は,図 A.3 の積乱雲内に描かれた シアーベクトルに平行な気圧傾度(H,L)と低気圧性(+)と高気圧性(-)の渦度生 成傾向と同じ.ただし,黒の実線で示した円は上昇流(w)の等値線を表し,上層ほど 積乱雲の上昇流が強いことを示す.

(Rear-Flank Downdraft; RFD)が比較的強く発達する.この RFD と暖湿な流入風が 衝突して後方ガストフロント(Rear-Flank Gust flont; RFG)が発達し, RFG に伴う 渦が比較的強くなることが考えられる.この RFG に伴う渦をスーパーセルの上昇流が 引きのばして強い竜巻が発生すると考えられる.このような RFD による竜巻発生のメ カニズム(Lemon and Doswell, 1979)は,数値シミュレーションや観測技術の向上に より解明されつつある.しかし,竜巻発生メカニズムは未だ多くの課題を残しているた め,ここでは,スーパーセルと竜巻発生の関係については言及しない.ただ,上記で説 明したスーパーセル発達プロセスに影響する因子をよく表現しているため,鉛直シアー に関するパラメータ(特に,Storm Relative Helicity)は,スーパーセルの発生を診断 するために重要なパラメータであることを強調しておく.

B シビアストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環 境パラメータ及び複合パラメータ

ここでは, 雷雨の発生・発達に関して, その環境場を定量的に特徴づけるパラメータ について,その定義や計算方法に加えて,過去の統計調査によって得られたシビアス トーム発生を診断する閾値等をまとめる.主に,旧来から雷雨の研究や予報に用いら れているショワルターの安定指数 (Showaleter Stability Index; SSI) や対流有効位置 エネルギー (Convective Available Potential Energy; CAPE) といった一般的なパラ メータを含む「大気の安定度に関するパラメータ」に加えて,スーパーセルという特殊 な積乱雲の発生・発達と関係のある「水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関す るパラメータ(略して,鉛直シアーに関するパラメータ)」について紹介する.これら のパラメータは、環境の大気状態を表現するので、本研究では「環境パラメータ」とま とめて呼ぶ.ここで,大気の安定度に関するパラメータは対流の発生の指標であり,鉛 直シアー関するパラメータはスーパーセル発生の指標である.ここで,スーパーセルの 発生・発達過程における,水平風の鉛直シアーの大きさ及びその鉛直分布の寄与につい ては, 付録 A にまとめた.また, 先行研究により, 大気の安定度に関するパラメータと 鉛直シアーに関するパラメータの中からそれぞれいくつか選び出し複合させ,シビアス トームの発生を診断するのに特化したパラメータが提案されている、これらを本研究で は「複合パラメータ」と呼ぶ.

B.1 大気の安定度に関するパラメータ

B.1.1 対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy; CAPE)・ 対流抑制 (Convective INhibition; CIN)

対流有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy; CAPE)[Jkg⁻¹] (Moncrieff and Miller, 1976) 及び対流抑制 (Convective INhibition; CIN)[Jkg⁻¹] は, 対流の発生しやすい環境を表す指標として最もよく用いられる.それは,他の大気の安 定度に関するパラメータとは異り,以下のように,対流中の空気塊に対する運動方程式 から求められ,より厳密に空気塊の浮力の大きさを表現するからである.

まず,空気塊の鉛直方向の運動方程式を

$$\frac{dw}{dt} = \frac{dz}{dt}\frac{dw}{dt} = w\frac{dw}{dz} = b' , \qquad (B.1)$$

で表す.ここで, b' は浮力を表し,

$$b' = g \frac{\rho_e - \rho_p}{\rho_p} = g \frac{T_p - T_e}{T_e}$$
, (B.2)

であり, T_e , T_p はそれぞれ環境場と空気塊の温度を表す. ρ_e , ρ_p はそれぞれ環境場と空気塊の密度を表す.式(B.1)を自由対流高度(Level of Free Convection; LFC)から 中立浮力高度(Level of Neutral Buoyancy; LNB)まで鉛直に積分したものを CAPE, 持ち上げ凝結高度(Lifted Condensation Level; LCL)からLFCまで積分したものを CIN と定義する.すなわち,

$$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{Tv_p(z) - Tv_e(z)}{Tv_e(z)} dz = \frac{w_{max}^2}{2}$$
, (B.3)

$$CIN = g \int_{LCL}^{LFC} \frac{Tv_e(z) - Tv_p(z)}{Tv_e(z)} dz , \qquad (B.4)$$

となる.ただし, CAPE等の計算には仮温度(Tv)を用いる.また, gは重力加速度で ある.LCLは,未飽和な下層空気塊を断熱的に持ち上げたとき,空気塊の温度が乾燥 断熱減率で下がり飽和に達したときの高度で定義される.LFCは,LCLからさらに空 気塊を湿潤断熱的に持ち上げ,環境場の気温と等しくなり,それ以上の高度では上向き の浮力を得られるようになる高度として定義される.LNBは,LFCを越えた後,再び 空気塊の温度が周囲の気温と等しくなり,浮力が得られなくなる高度である.したがっ て,下層の空気塊を断熱的に持ち上げ,LCLとLFCを越えて,LNBに達するまでに 空気塊が得られる浮力の大きさが CAPEで,復元力の大きさが CINになる.式(B.3) と式(B.4)から,CAPEは大きいほど空気塊にはたらく浮力が大きく,対流が起こり やすい,一方,CINが大きいほど空気塊にはたらく復元力が大きく,対流が起こりにく い,ということを表している.また,式(B.3)の右辺に示したように,CAPEから空 気塊が持つことのできる最大上昇流(w_{max})を見積もることができる.ただし,この 見積りは,降水の荷重による負の浮力を考慮していないため,過大となる.

CAPE と CIN を計算するには, どこの空気塊を持ち上げるかを仮定しなければならない.よく用いられるのは以下のような仮定である.

- ml: 下層 500m (もしくは 100hPa)の平均した気温・露点温度をもつ空気塊
- mu: 下層で最も不安定な(すなわち,最大相当温位を持つ)空気塊
- sb: 地表面(最下層)の気温・露点温度をもつ空気塊

これらについて,それぞれ CAPE や CIN の接頭語として付ける(例えば,mlCAPE). Chuda and Niino (2005)は,1990年から1999年の舘野のレーウィンゾンデデータを 用いて,mlCAPE と muCAPE を比較し,muCAPE の方が大きな値となることを示し ている.

Thompson et al. (2003) は,米国における竜巻を伴う雷雨の発生環境場について, 1999年4月~2001年7月の竜巻やスーパーセル等のストームの近傍について数値モデ ルで得られた鉛直 Profile データを用い,事例をF2以上の顕著な竜巻を伴うスーパーセ ル(sigtor),F0-F1の弱い竜巻を伴うスーパーセル(weaktor),非竜巻のスーパーセル (nontor),非スーパーセル(nonsuper)など,カテゴリ毎に CAPE の大きさについて 統計解析を行った.彼らは,強い竜巻を伴うスーパーセルほど,mlCAPE が大きな値 をとることを示している(図 B.1).



図 B.1: 米国の統計データ(1999年4月~2001年7月の竜巻及びスーパーセル等のス トームの近傍の数値モデル鉛直 Profile データ)によって計算された mlCAPE の箱ひげ 図(box and whiskers plot).カテゴリ別に分けており, sigtor は F2 以上の竜巻を伴 うスーパーセル(54事例), weaktor は F0-F1 の竜巻を伴うスーパーセル(144事例), nontor は非竜巻のスーパーセル(215事例), mrgl はスーパーセルを定義できる限界の ストーム(15事例), nonsuper は非スーパーセル(75事例)である.箱ひげ図は,陰 影箱部が25~75 パーセンタイル値,上端が90 パーセンタイル値,下端が10 パーセン タイル値,箱内の横線が中央値を示す.(Thompson et al., 2003)

B.1.2 ショワルターの安定指数 (Showalter Stability Index; SSI)

ショワルターの安定指数 (Showalter Stability Index; SSI) [K] (Showalter, 1953) は,850hPaの空気塊を断熱的に 500 hPaまで持ち上げたときの温度 T_{500}^* [K] と周囲の 気温 T_{500} [K] との差で表される:

$$SSI = T_{500} - T_{500}^* . (B.5)$$

すなわち, SSI < 0 のとき, 空気塊は正の浮力により更に上昇し, SSI > 0 のとき, 負の浮力のため下降する.この SSIは,対流不安定性を示す標準的な指数として従来からよく用いられる.

大気下層が湿潤で,気温減率が大きいほどSSIは小さくなる.定義から,SSIが負の 値をとると大気は不安定と判断される.関東地方の熱雷に関しては,河野ほか(2004) により,SSIの変動範囲は-2.8~13.2 [K]で,雷雨が発生するSSIの閾値は2.4 [K]で あると示されている.

B.1.3 リフティド指数 (Lifted index; Li)

リフティド指数 (Lifted index; Li) [K](Galway, 1956) は,基本的な求め方は SSI と 共通だが,地表面の大気状態を反映させるため,持ち上げる空気塊を最下層 500 m を代 表する (平均した) 気温と露点温度をもつ空気塊としている.その空気塊を 500 hPa まで持ち上げて,空気塊の温度 T_{500}^{**} [K] と周囲の気温 T_{500} [K] との差から Li を定義する:

$$Li = T_{500} - T_{500}^{**} . (B.6)$$

Li についても,値が負であれば大気は対流不安定であることを示している.関東地方の熱雷に関しては,Li は -3.8~8.4 [K]の範囲で変動し,閾値は 1.7 [K] と示されている (河野ほか, 2004).

また,最下層 500 m の平均空気塊という仮定を地上の空気塊に置き換えた SLi とい うパラメータも使われることがある.SLi は Li よりも値が小さくなる傾向にある (河野 ほか, 2004).

B.1.4 K指数(Kindex; Ki)

K 指数 (K index; Ki) [°C](George, 1960) は, CAPE, SSI, Li が空気塊の持ち上 げを考慮したのとは異なり, 気層全体の温度プロファイルの特徴を表現するパラメータ である.850 hPa と 500 hPa の間の気温減率 ($T_{850} - T_{500}$ [°C]), 850 hPa の露点温度 (T_{d850} [°C]), 700 hPa の湿数 ($T_{700} - T_{d700}$ [°C])を用いて, Ki は以下のように定義さ れる:

$$Ki = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) .$$
 (B.7)

ここで,700hPaの湿数は,雲の側面から雲の中に取り込まれる空気(エントレインメント)の乾燥度を評価する項である.一般に,積乱雲が発達する際に,その側面から周囲の空気が取り込まれる.湿数が大きいほど,取り込まれる空気は乾燥していることになるが,乾燥空気は水滴の蒸発を促し,自らは蒸発の潜熱を奪われて冷えて重くなるので,上昇流を弱める作用をする.すなわち,大きな湿数はKiを小さくする役目をする.

Kiは,降水量と正比例の関係があることが知られている(平原・水野,2000).ただし,降水量が40[mm⁻¹]以上になるとKiの値が30~40[°C]で飽和してしまうことも示されている(図B.2).



図 B.2: 降水量に対する Ki の出現頻度分布.1990~1998年7~9月のレーウィンゾン デデータとアメダス資料を用いている.頻度分布は,レーウィンゾンデデータの半径 80 km 以内に存在するアメダス降水量データから 0 [mmh⁻¹], 1-4 [mmh⁻¹], 20-39 [mm⁻¹], 40 [mm⁻¹] 以上にカテゴリを分けて,観測点ごとに描いている.(平原・水野, 2000)

B.1.5 トータル・トータルズ指数 (Total Totals index; TT)

TT [°C](Miller, 1972) は以下のように定義される:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) .$$
(B.8)

TT は二つの項のトータルという意味で,右辺第1項は,対象とする大気の気温減率を 表す項 (Vertical Totals index),右辺第2項は下層の湿潤さを反映する項 (Cross Totals index) に対応する.TT の値が高い程,その大気は不安定と表される.

TT は 26.2 ~ 50.5 [°C] の範囲で変動し, 関東地方の熱雷発生の閾値は 40.5 [°C] であ ると示されている.

B.2 水平風の鉛直シアーの大きさ及び鉛直分布に関するパラメータ

B.2.1 バルク・シアー (Bulk shear; BS)

バルク・シアー(Bulk shear; BS) [ms⁻¹] は, ある高度と高度の間の鉛直シアーベ クトルの大きさをいう.便宜上,計算高度を接頭語として付ける(例えば,地表付近 と高度 6 km であると 0-6-km BS).計算高度については,地表面からの高度(Above Ground Level; AGL)を用いる.

Thompson et al. (2003) によると, 0-6-km BS はスーパーセル (sigtor, weaktor, nontor)と非スーパーセル (nonsuper)を良く分類し, その閾値は 15 ~ 20 [ms⁻¹] と示されている (図 B.3).



図 B.3: 図 B.1 と同じ. ただし, 0-6-km BS の箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)

B シビアストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環境パラメータ及び複合パラ メータ



図 B.4: 米国の統計データ (1992 年に発生したストーム近傍のゾンデデータ) によって 計算された 0-4-km MS の箱ひげ図 (box and whiskers plot).カテゴリ別に分けてお リ, TOR は強いシビアストーム (F2 以上のトルネードを伴うスーパーセル) 事例, SUP は TOR に属さないシビアストーム (F1 以下のトルネードもしくは降雹を伴うストー ム) 事例, ORD はシビアストームでない雷雨としている. (Rasmussen and Blanchard, 1998)

B.2.2 平均鉛直シアー (Mean Shear; MS)

平均鉛直シアー(Mean Shear; MS) [× $10^{-3}s^{-1}$]は, Rasmussen and Wilhelmson (1983) により,以下のように定義される:

$$MS = \frac{\int_0^h \frac{\partial \mathbf{V}(z)}{\partial z} dz}{\int_0^h dz} . \tag{B.9}$$

ここで, V [ms⁻¹] は水平風ベクトル, h [km] は地上からの高度 (Above Ground Level ; AGL) を表す. h = 3 [km] としたとき, 0–3-km MS と記述する.

MSの値は,ホドグラフの長さを高度h[km]で割った量で示されるので,鉛直シアーの大きさだけでなく,風向が高度ともにどれくらい変化しているかについても表される. スーパーセルの発生に適したホドグラフは,MSが大きな値を示す.Rasmussen and Blanchard (1998)は,1992年に米国において発生したストーム近傍のゾンデデータを用いて統計解析を行い,0-4-km MSはシビアストームと非シビアストームを良く分類することを示した(図 B.4).

B.2.3 ストームに相対的なヘリシティ (Storm Relative Helicity; SRH)

ストームに相対的なヘリシティ(Storm Relative Helicity; SRH)[m²s⁻¹]は, Davies-Jones et al. (1990)により以下のように定義される:

$$SRH = -\int_0^h k \cdot (\boldsymbol{V}(z) - \boldsymbol{C}) \times \frac{\partial \boldsymbol{V}(z)}{\partial z} dz , \qquad (B.10)$$

ここで, V は水平風ベクトル, C はストームの移動ベクトル, h はストームに流入する 高さ, k は鉛直方向の単位ベクトルを表す.

SRHは「雷雨が発生した場合,この雷雨がメソサイクロンをもつ雷雨,すなわちスーパーセル雷雨へと組織化するか否か」を診断する指標である.SRHの計算式には二つの項の積で表現されるが, (V(z) - C)は雷雨に吹き込む相対的な風, $\frac{\partial V(z)}{\partial z}$ は鉛直シアーを表す.したがって,SRHは「雷雨に吹き込む下層風が雷雨の中へと運び込む水平渦の大きさ」を意味する.これは,スーパーセルの発生・発達メカニズムと密接に関連している.スーパーセルの発生・発達メカニズムについては付録Aにまとめた.

SRHの計算の際に必要になるストームの移動ベクトル C については, レーダー等を 用いて実際のストームの移動を求める場合もあるが,予報データにおいて SRH を見積 もる場合には仮定しなければならない.スーパーセル発達の力学(付録 A)より,ス トームがスーパーセルに発達すると,そのストームの移動は地表から対流圏中層までの 平均風に対して,右もしくは左にずれて移動し,右に移動するストームは平均風よりも 遅く,左に移動するストームは平均風よりも早く進むことが知られている.この性質を 利用して,レーダー観測によって経験的に求められたストームの移動速度を,以下に述 べる主として2つの方法によって,鉛直平均風から見積もられる.

一つは,ある風速の鉛直プロファイルデータで,0-6-km層の水平風を密度重み付け(mass-weighted)平均し,さらに,その風向を右方向にずらし,風速をやや減じるという仮定を用いる方法が提案されている.例えば,Maddox (1976)は,平均風の風向を右に30°ずらして風速を75%に減じる方法(30R75)を提案した.また,それを発展させた Dvies and Johns (1993)の30R75と20R85(右に20°ずらし85%に減じる)の併用などがある.日本の先行研究では,吉野ほか(2002)が30R75を,柴田(2006)が05R85(右に5°ずらし85%に減じる)を用いている.

もう一つは, Bunkers et al. (2000) により提案された方法(Bunkers法)で,スーパーセルの移動を見積もる方法として前者の方法よりも精度が良いと示されている. Bunkers 法について説明するためにホドグラフ(図B.5)を用いる.まず地表面から高度 6km までの(密度平均しない)平均風(0–6-km non-pressure-weighted mean wind)を求めてそのベクトルをプロットする(V_{0-6km}).次に,0–0.5-km 層の平均風ベクトルと 5.5–6-km 層の平均風ベクトルの差(vertical wind shear vector from 0–0.5-km to 5.5–6-km)(V_{shear})を描き(点線), V_{0-6km} の点を通る V_{shear} の点線に直行する線を描く(破線).スーパーセルが右(左)に移動する場合[right-moving (left-moving)], V_{0-6km} の点からこの破線に沿って, V_{shear} の点線の右(左)側に 7.5 ms⁻¹($\equiv D$)移動した点をストーム移動ベクトル V_{RM} (V_{LM})とする.すなわち,Bunkers法による



図 B.5: Bunkers 法の説明図.観測されたホドグラフ (1988年11月16日 00UTC LIT) と V_{0-6km} :地表面から高度 6 km までの(密度平均しない)平均風(0-6-km non-pressureweighted mean wind), V_{OBS} :観測されたスーパーセルの移動ベクトル, V_{20R85} : 20R85 で求めたスーパーセル移動ベクトル, $V_{RM}(V_{LM})$: Bunkers 法で求めた右(左)に移動 するスーパーセルの移動ベクトル [Right-Moving(Left-Moving) supercell motion].点 線は 0-0.5-km 層の平均風ベクトルと 5.5-6-km 層の平均風ベクトルの差(vertical wind shear vector from 0-0.5-km to 5.5-6-km (V_{shear})). (Bunkers et al., 2000)

ストーム移動ベクトル V_{RM} 及び V_{LM} は,

$$\boldsymbol{V}_{RM} = \boldsymbol{V}_{mean} + D\left[\frac{\boldsymbol{V}_{shear} \times \hat{k}}{|\boldsymbol{V}_{shear}|}\right] , \boldsymbol{V}_{LM} = \boldsymbol{V}_{mean} - D\left[\frac{\hat{k} \times \boldsymbol{V}_{shear}}{|\boldsymbol{V}_{shear}|}\right] , \quad (B.11)$$

の計算式で求められる.ただし,この方法では,ストームが右ずれか左ずれかどちらか 選ばなくてはならない.日本においては,上口・西垣 (2001)が舘野のゾンデデータを 用いて雷雨の移動予測にBunkers 法が有効であることを示している.

SRHの計算について,もう少し捕捉しておく.SRHの計算はホドグラフにより理解 することができる.ここで,例えば, V_0 , V_1 , V_2 , V_3 をそれぞれ,高度0km,1km,2 km,3kmにおける水平風とすると,SRHの式は,h = 3[km]として,

$$SRH = -k \cdot \{ (V_0 - C) \times (V_1 - V_0) + (V_1 - C) \times (V_2 - V_1) + (V_2 - C) \times (V_3 - V_2) \},$$
(B.12)

となる.図 B.6 は大野 (2001) が示したホドグラフを用いた SRH の説明図である.図 B.6a の各高度における水平風ベクトル V₀, V₁, V₂, V₃ を矢印で表記し,矢印の終点

B シビアストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環境パラメータ及び複合パラ メータ

を実線で結んである.この実線がホドグラフであるが,この図にストーム移動ベクトル Cを記入し,Cの終点(S)と各風速ベクトルの終点を結ぶベクトルを描いたのが図 B.6bである.これら $V_0 - C$, $V_1 - C$, $V_2 - C$ はストームに相対的な風で, $V_2 - V_1$, $V_3 - V_2$ は単位高度あたりの鉛直シアーベクトルになる.したがって,式(B.12)の右 辺の各項は,図B.6bで陰を付けたそれぞれの扇形の面積の2倍を表現している.すな わち,SRHは,ホドグラフにおいて,ストームに相対的な風ベクトルが高度0kmから 高度hkmまでSの周りを掃引するときの面積の2倍に一致する.上記のことをより 一般化すると,水平風ベクトルVの成分を(u, v),ストーム移動ベクトルCの成分を (C_x, C_y) とおき,Nを高度hkmまでのデータ数とすると,SRHの式は,

$$SRH = \sum_{n=0}^{N-1} \left[(u_{n+1} - C_x)(v_n - C_y) - (u_n - C_x)(v_{n+1} - C_y) \right] , \qquad (B.13)$$

と変形することができ,ストームに相対的な風ベクトルのみで求まることがわかる.

Thompson et al. (2003) は, 0–1-km BS が竜巻と非竜巻を良く分類し(図省略), Bunkers 法によって計算された SRH が実際に観測されたストーム移動ベクトルを用い て計算した SRH と良く一致することから,0–1-km SRH (Bunkers 法)の値によって, 強い竜巻 (sigtor)と非竜巻 (nontor)の環境場の違いを明瞭に区別できることを示し た(図 B.7). 図 B.7 から,非竜巻の中央値 (103 $[m^2s^{-2}]$)は強い竜巻の 25 %値 (117 $[m^2s^{-2}]$)よりも小さいことがわかる.また,非スーパーセル (nonsuper)の 0–1-km SRH の値はさらに小さいことがわかる.

B シビアストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環境パラメータ及び複合パラ メータ



図 B.6: ホドグラフを用いた SRH の説明図.実線は風のホドグラフ(0-10-km), V は 水平風ベクトル, C はストーム移動ベクトル, S は C の終点. グラフ内の数字は高度 [km] を示す.陰影部が SRH の大きさを表している.(大野, 2001)



図 B.7: 図 B.1 と同じ.ただし, 0–1-km SRH の箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)

B.3 複合パラメータ

B.3.1 Bulk Richardson Number; BRN

Bulk Richardson Number (略して, BRN)は, 雷雨が発生したとき, 多重セル雷雨 とスーパーセル雷雨のどちらが発生しやすいかを診断するパラメータであり, Weisman and Klemp (1982) により, BRNS (Bulk Richardson Number Shear)と CAPE (式 (B.3))を用いて, 以下のように定義される:

$$BRN = \frac{CAPE}{BRNS} . \tag{B.14}$$

ここで,BRNSは,0-6-km及び0-0.5-km層の平均風速の東西南北成分(それぞれ*u*₆,*v*₆ 及び*u*_{0.5},*v*_{0.5})を用いて以下のように定義される鉛直シアーに関するパラメータである:

$$BRNS = \frac{1}{2} \left[(u_6 - u_{0.5})^2 + (v_6 - v_{0.5})^2 \right] , \qquad (B.15)$$

また, BRN は無次元数である. Weisman and Klemp (1982) は, 観測で得られた BRN に基づき環境場を以下のように分類している.

- BRN = 10 ~ 50 では、スーパーセルが発生しやすい.これは、「比較的大きな CAPE」と「比較的大きな鉛直シアー」が存在する、両者とも大きいためBRN は この範囲の値をとる。
- BRN > 35 ~ 50 では,多重セル雷雨が発生しやすい.これは,「比較的大きな CAPE」と「並程度の鉛直シアー」の場合である.

Thompson et al. (2003) は, mlBRN (mlCAPE で計算した BRN) がスーパーセル と非スーパーセルを良く分類することを示している.図 B.8 は,彼らが示した米国の 竜巻を伴うスーパーセル発生環境場における mlBRN の箱ひげ図である.これからも, Weisman and Klemp (1982) が示した 50 という閾値がおおよそ適用できることがわか る.また,Thompson et al. (2003) はBRNS について描いた箱ひげ図より,BRNS は 竜巻と非竜巻を良く分類し,その閾値は 40 $[m^2s^2]$ であると示している(図省略).

B.3.2 Vorticity Generation Parameter; VGP

Vorticity Generation Parameter (VGP) [ms⁻²] は, Rasmussen and Wilhelmson (1983) により, MS(式(B.9))とCAPE(式(B.3))を用いて,以下のように定義されている:

$$VGP = MS_{0-hkm} \times \sqrt{CAPE}$$
 (B.16)

VGP は,環境場の水平渦 (\sim MS)を上昇流 (\sim CAPE)が立ち上げるということを 表現している.閾値の目安としては,VGP > 0.2 で竜巻を伴うストームの可能性が大 きくなるとされる.

図 B.9 は, Rasmussen and Blanchard (1998) が示した VGP の箱ひげ図である.こ の VGP は, 0–4-km MS と ml1000mCAPE (下層 1000m で平均した空気塊の持ち上 げにより計算される CAPE)を用いて計算されている.これを見ると,シビアストー ム(SUP, TOR)と非シビアストーム(ORD)では, VGP の大きさが異なることがわ かる.



図 B.8: 図 B.1 と同じ.ただし, mlBRNの箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)



図 B.9: 図 B.4 と同じ.ただし, VGP の箱ひげ図.VGP は, 0-4-km MS と ml1000mCAPE を用いて計算されている.(Rasmussen and Blanchard, 1998)

B.3.3 Energy Helicity Index; EHI

Energy Helicity Index (EHI) は, Davies (1993) により, CAPE(式(B.3))とSRH (式(B.10))を用いて,以下のように定義される:

$$EHI = \frac{CAPE \times SRH}{1.6 \times 10^5} . \tag{B.17}$$

このように, EHI は CAPE と SRH を掛け合わせ, それぞれの閾値 ($1000 [Jkg^{-1}]$, $160 [m^2s^{-2}]$)を掛け合わせた値 (1.6×10^5) で規格化している. そのため, EHI は無次元数である.



図 B.10: 図 B.1 と同じ.ただし, mlEHIの箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)

Thompson et al. (2003) は, 0–1-km SRH と mlCAPE に基づいた EHI (mlEHI) が 非竜巻と強い竜巻を良く分類すると述べている (図 B.10). 図 B.10 を見ると,強い竜巻 (sigtor)の25パーセンタイル値は1.3であるが,非竜巻(nontor)の75パーセンタイ ル値でも1.7 しかない.

B.3.4 Supercell Composite Parameter; SCP

Thompson et al. (2003) により, Supercell Composite Parameter (SCP) が以下のように定義されている:

$$SCP = \left(\frac{muCAPE}{1000Jkg^{-1}}\right) \times \left(\frac{0 - 3kmSRH}{100m^2s^{-2}}\right) \times \left(\frac{BRNS}{40m^2s^{-2}}\right) . \tag{B.18}$$

SCP についても EHI と同様,各環境パラメータを複合させその閾値で割っている. Thompson et al. (2002) では,0–3-km SRH の閾値が 150 $[m^2s^{-2}]$ に設定されていたが,Thompson et al. (2003) により 100 $[m^2s^{-2}]$ に更新されている.

SCP は, 主にスーパーセルに適した環境であるかどうかを診断するパラメータである.式(B.18)に示すように, SCP に用いられる環境パラメータは, Thompson et al. (2003)によって示された米国におけるスーパーセルと非スーパーセルの環境場を最も良く区別するパラメータである(図B.11). Thompson et al. (2003)によると, スーパーセルの事例は平均値として SCP は 4.0 を超えるが, 非スーパーセルでは 0.2 でしかないことを示している.



図 B.11: 図 B.1 と同じ. ただし, SCP の箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)

B.3.5 Significant Tornado Parameter; STP

Significant Tornado Parameter (STP)は, Thompson et al. (2003) により以下のように定義されている:

$$STP = \left(\frac{mlCAPE}{1000Jkg^{-1}}\right) \times \left(\frac{0 - 6kmBS}{20ms^{-1}}\right) \times \left(\frac{0 - 1kmSRH}{100m^2s^{-2}}\right) \times \left(\frac{(2000 - mlLCL)}{1500m}\right) .$$
(B.19)

ここで, mlLCL は mlCAPE を計算する際に求められる LCL である.

STP は SCP に良く似たパラメータであるが, STP は強い竜巻(F2以上)を伴うスー パーセルの発生環境場を診断するために提案された. Thompson et al. (2003) が示し た STP の箱ひげ図(図 B.12)を見ると,他の複合パラメータ(EHI, SCP)に比べ, 強い竜巻(sigtor)と非竜巻(nontor)の STP の差が大きいことがわかる.また, STP > 1 という閾値が,強い竜巻を伴うスーパーセルの予報ツールとして有効であると彼ら は述べている.

B.3.6 K-Helicity Index; KHI

K-Helicity Index (KHI) は, 櫻井・川村 (2008) により以下のように定義されている:

$$KHI = \frac{Ki^2 \times \sqrt{SRH}}{8.1 \times 10^3} , \qquad (B.20)$$

このパラメータは, EHI を参考に作成した日本の竜巻発生環境を特徴づけるパラメータ である.櫻井・川村(2008)は, 1971~2005年に発生した竜巻近傍のレーウィンゾンデ データを用いて各環境パラメータと複合パラメータの値の特徴をまとめた.その結果か B シビアストーム(及び雷雨)発生の診断に用いられる環境パラメータ及び複合パラ メータ



図 B.12: 図 B.1 と同じ. ただし, STP の箱ひげ図. (Thompson et al., 2003)



図 B.13: 1971~2005年に発生した被害竜巻近傍のゾンデデータで計算した Ki と SRH (ストームの移動ベクトルを 30R75の仮定を用いて計算)の散布図.プロットは総観気 象状況別(:台風,:寒冷前線,:低気圧,:停滞前線,:寒気移流,:その他)に 分けている.実線は KHI の等値線を示す.(櫻井・川村, 2008)

ら,Kiは日本の竜巻事例を検出しやすいため,これとSRHを複合させ,KHIを提案した.式(B.20)で,Kiの2乗とSRHの2乗根は,Kiに比べてSRHのとりうる値の範囲が大きく,SRHの寄与が大きくなりすぎることを補正している.分母はKiとSRHの閾値の積の大きさで,27.6²× $\sqrt{114.2} \approx 8.1 \times 10^3$ である.つまり,KHI > 1.0のとき,日本においては,竜巻の発生に適した環境場が形成されたと判断できる.ただし,櫻井・川村(2008)が設定したKHIの閾値は,日本の竜巻事例(1971~2005年の55事例)のうち80%が含まれるような値としている.したがって,この閾値は竜巻発生のみを考慮しているため,竜巻と非竜巻を区別できない.ただ,KHIの値が大きいほど竜巻発生の可能性が高くなるということを意味しているに過ぎない.図B.13は,櫻井・川村(2008)が示したKiとSRHの散布図である.この図に非竜巻事例がどのように分布するかは不明であるが,竜巻事例の多くは不安定(Kiが大きい)でSRHが大きい領域,つまり,KHIの大きい領域に分布している.
謝辞

本研究を行うにあたり,指導教官である京都大学防災研究所向川均教授には,解 析に関するアドバイスや気象学の勉強だけでなく,研究に対する心構えなど,様々な面 で御指導をいただきました.心から御礼申し上げます.

所属研究室である災害気候研究分野では,京都大学防災研究所 岩嶋 樹也 名誉教授, 井口 敬雄 助教 に,多くの懇切丁寧な助言をいただきました.京都大学防災研究所研究 員(現:地球環境フロンティア研究センター)の 谷口 博 氏 には,計算機の設定や解 析の相談など,大変御世話になりました.そして,秘書の 中村 貞代 さん,また,吉田 裕一 氏,風本 圭佑 氏,林 麻利子 氏,正木 岳志 氏,伊藤 晋悟 氏をはじめとする研究 室の諸先輩方,そして,後輩である 佐治 憲介 氏,竹村 和人 氏 に,この場を借りて感 謝の意を表します.

合同セミナーでは,京都大学大学院理学研究科 里村 雄彦 教授,西 憲敬 助教,そし て,物理気候学研究室の皆様に,多くの貴重な助言,激励をいただきました.深く感謝 いたします.また,京都大学防災研究所 石川 裕彦 教授 には,学部4年生の頃から研究 についてアドバイスしていただき,大変御世話になりました.厚く御礼申し上げます.

また,学会発表の際には,多くの方々から有益なコメントをいただきました.ここに 謝意を表します.

本研究で使用した CAPE の計算には,京都大学生存圏研究所中前久美氏に提供していただいたプログラムを編集して使用しました.

そして最後に,修士課程の2年間,ともに勉強し,過ごしてきた同期の皆,ここで出 会った全ての皆様に,重ねて感謝の言葉を述べたいと思います.ありがとうございま した.

本研究における図の作成には,GMT (The Generic Mapping Tools) とGrADS (The Grid Analysis and Display System) を使用しました.

参考文献

- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, 15, 61–79.
- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 391–408.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and ehi in forecasting supercell tornadoes. Preprints of 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107–111.
- Davies-Jones, R. P., D. Burgess and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints of 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 588–592.
- Dvies, J. M. and R. H. Johns, 1993: Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. part I: Wind shear and helicity. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards, Geophys. Monogr.*, No. 79, Amer. Geophys. Union, 573–582.
- 海老原智, 瀧下洋一, 2007: 突風予測技術. 平成 19 年度量的予報研修テキスト, 量的予 報技術資料, 第13 号, 1-16.
- 榎本剛, 吉田聡, 2007: 竜巻をもたらした台風 2006 年第13 号周辺の環境場. 京都大学防 災研究所研究集会 19 K - 05, 台風に伴う強風, 豪雨などの気象災害の被害軽減に関 する研究集会報告書, 25-29.
- Fujita, T. T., 1971: A proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. SMRP Res. Paper 91. Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago, 42 pp.
- Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 528–529.
- George, J. J., 1960: Weather forecasting for aeronautics. Academic Press, 411pp.
- 平原洋一,水野量,2000:日本列島での強雨予測に対する各種指数の有効度.気象庁研究 時報,52,125-142.
- 石川裕彦,山根悠介,佐藤和歌子,2007:佐呂間竜巻発生時の環境パラメター.京都大学 防災研究所年報,50,447-453.
- Kato, T. and H. Niino, 2007: Environmental atmospheric conditions under which a tornado formed over hokkaido island, japan on 7 nov. 2006, detected from a supercell reproduced by a cloud-resolving model. Preprints of 12th Conf. on Mesoscale Processes, Waterville Valley, NH, Amer. Meteor. Soc., 13.3.

- 河野耕平,廣川康隆,大野久雄,2004: ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断-太平洋高気圧下の夏の関東地方-.天気,51,17-30.
- 加治屋秋実,2008:2002年10月7日伊豆大島で発生した竜巻.天気,55,409-417.
- 気象庁予報部(編),2004:平成16年度数値予報研修テキスト.数値予報解説資料(37), 74pp.
- **気象庁予報部(編)**,2005: 平成17年度数値予報研修テキスト. 数値予報解説資料(38), 78pp.
- 気象庁予報部(編),2008: 気象庁非静力学モデルII. 数値予報課報告・別冊,第54号, 265pp.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. Annu. Rev. Fluid. Mech., 19, 369–402.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulations of right- and left- moving storms produced through storm splitting. J. Atmos. Sci., 35, 1097–1110.
- 小林文明, 菅原祐也, 2007: 最近 10 年間のわが国における竜巻の統計的特徴. 日本気象 学会 2007 年度春季大会講演予稿集, P243.
- 小林文明,藤田博之,野村卓史,田村幸雄,松井正宏,山田正,土屋修一,2007:2002年10 月7日横須賀で発生した竜巻—10月6日から7日にかけて各地で発生した突風災害 に関連して—.天気,54,53-63.
- Kobayashi, F., Y. Sugawara, M. Imai, M. Matsui, A. Yoshida and Y. Tamura, 2007: Tornado generation in a narrow cold frontal rainband —fujisawa tornado on april 20, 2006—. SOLA, 3, 21–24.
- Lemon, L. R. and C. A. I. Doswell, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. Mon. Wea. Rev., 107, 1184–1197.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. Mon. Wea. Rev., 104, 133–142.
- Mashiko, W., 2007: Numerical simulations of tornado-producing supercell storm and tornado associated with typhoon shanshan (2006). Preprints of 12th Conf. on Mesoscale Processes, Waterville Valley, NH, Amer. Meteor. Soc., 13.5.
- Mashiko, W., H. Niino and T. Kato, 2008: Numerical simulation of a tornadogenesis in a mini-supercell associated with typhoon shanshan on 17 september 2006. Preprints of 24th Conf. on Severe Local Storms, Savannah, GA, Amer. Meteor. Soc., 14.4.
- McCaul, J., E. W., 1991: Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1954–1978.

- McCaul, J., E. W. and M. L. Weisman, 1996: Simulations of shallow supercell storms in landfalling hurricane environments. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 408–429.
- Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the air force global weather central. Air Weather Service Tech. Rep. 200 (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 190pp.
- 宮崎地方気象台,2006:平成18年台風第13号に伴い9月17日に宮崎県で発生した竜巻 等の突風.災害時自然現象報告書2006年第1号,52pp.
- Moncrieff, M. and M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373–394.
- Niino, H., T. Fujitani and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in japan from 1961 to 1993. J. Climate, 10, 1730–1752.
- Noda, A. T. and H. Niino, 2005: Genesis and structure of a major tornado in a numerically-simulated supercell storm: importance of vertical vorticity in a gust front. SOLA, 1, 5–8.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 309 pp.
- Rasmussen, E. N. and D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of soundingderived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148– 1164.
- Rasmussen, E. N. and R. B. Wilhelmson, 1983: Relationships between storm characteristics and 1200 gmt hodographs, low-level shear, and stability. Preprints of 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., J5–J8.
- Rotunno, R. and J. B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136–151.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational jma nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 1266–1298.

|櫻井渓太,川村隆一,2008: 日本における竜巻発生の環境場と予測可能性. 天気,55,7-22.

- 札幌管区気象台,2006:平成18年11月7日から9日に北海道(佐呂間町他)で発生し た竜巻等の突風.災害時自然現象報告書2006年第1号,56pp.
- 柴田のり子,2006: 台風に伴うスーパーセル竜巻の予測可能性について—2001 年 8 月 22 日埼玉県羽生市で発生した竜巻の発生環境と親雲の特徴から—. 天気,53,197-205.
- Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250–252.

- Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with typhoon 9019. Mon. Wea. Rev., 128, 1868–1882.
- 鈴木修,山内洋,中里真久,2006: メソサイクロンおよび局所収束・発散域の検出アルゴ リズムの開発—シビア現象の危険度診断のために—.日本気象学会2006年度秋季大 会講演予稿集,P128.
- Thompson, R. L., R. Edwards and J. A. Hart, 2002: Evaluation and interpretation of the supercell composite and significant tornado parameters at the storm prediction center. Preprints of 21th Conf. on Severe Local Storms, San. Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., J11–J14.
- Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore and P. Markowski, 2003: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the rapid update cycle. *Wea. Forecasting*, 18, 1243–1261.
- 上口弘晃, 西垣語人, 2001: 舘野・ホドグラフによる雷雲の移動予測法. 気象庁研究時報, 52, 78-79.
- 脇本和昌,1973:身近なデータによる統計入門.森北出版株式会社,156 pp.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buiyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504–520.
- 吉野純,石川裕彦,上田洋匡,2002: 台風 9918 号により東海地方にもたらされた竜巻に 関する数値実験.京都大学防災研究所年報,45,369-389.