

平成21年度 卒業論文

NICAMを用いた2008年台風13号の 再現実験とその発生・発達メカニズム

筑波大学 第一学群 自然学類

地球科学主専攻

200610225

相澤 拓郎

2010年2月

目 次

目次	i
Abstract	iii
表目次	v
図目次	vi
1 はじめに	1
2 目的	4
3 NICAM と雲微物理過程	5
3.1 NICAM	5
3.1.1 格子システム	5
3.1.2 支配方程式系	5
3.2 雲微物理過程 g98	6
4 使用データと研究手法	12
4.1 使用データ	13
4.1.1 気象庁全球 面ガウス解析値	13
4.1.2 GISST	13
4.1.3 熱帯低気圧のベストトラックデータ	13
4.1.4 衛星画像	14
4.2 解析方法	14
4.2.1 海面更正気圧	14
4.2.2 相対渦度と発散	15
4.2.3 渦度方程式	15
5 解析結果	16
5.1 2008 年台風 13 号の実況	16
5.2 現実の台風との比較	16
5.2.1 台風のトラック	17
5.2.2 台風の中心気圧	17
5.2.3 台風の風速分布	17
5.2.4 台風の雲構造	18
5.3 NICAM gl-10 による台風の構造と発達過程	20

5.3.1	初期発達期 (090812Z+24HR) における台風の構造	20
5.3.2	発達期 (090812Z+48HR) における台風の構造	25
5.3.3	最盛期 (090812Z+78HR, 84HR) における台風の構造	29
5.3.4	台風の形成過程と発達メカニズム	32
5.4	NICAM gl-9 による台風の構造と発達過程	46
5.4.1	下層収束と渦度の形成	46
5.4.2	ウォームコアの形成と渦位・温位	46
5.5	台風となる前の擾乱の発達	48
5.5.1	海面更正気圧、ジオポテンシャル高度と風	48
5.5.2	各気象要素の経度時間変化	50
5.5.3	上層の発散と下層の収束	52
5.5.4	相対渦度の鉛直構造と時間変化	53
6	考察	56
6.1	NICAM における台風の再現性	56
6.2	台風となる前の擾乱の発生・発達	56
6.3	台風の発生・発達メカニズム	57
6.3.1	初期発達過程	58
6.3.2	中期発達過程	59
6.3.3	後期発達過程	60
6.3.4	全体を通して	61
6.3.5	NICAM gl-10 と gl-9 の結果から	62
6.4	台風の眼の中に発生する雲の形成メカニズム	62
7	結論	64
7.1	NICAM における台風の再現性	64
7.2	台風の発生メカニズム	64
7.3	台風の発達メカニズム	65
	謝辞	67
	参考文献	68
	付録	133

Numerical Simulation of the Genesis and Development for Typhoon Sinlaku 2008 using Cloud Resolving Global Model NICAM

Takuro AIZAWA

Abstract

Tropical cyclone genesis events occur after a wide range of interactions, from mesoscale, convective scale to planetary scale such as the tropical wave and the Madden Julian Oscillation. Therefore, it is difficult to forecast a tropical cyclone genesis and intensification of an event in a typical general circulation or mesoscale model due to the resolution, region of prediction and cloud response.

A new type of ultra-high resolution atmospheric global circulation model is developed by the Center for Climate System Research (CCSR), the University of Tokyo and Frontier Research Center for Global Change/Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). The new model uses the icosahedral grid systems for the horizontal grid and the nonhydrostatic governing control equations. Since the new model called Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM). The new model is designed to perform “ cloud resolving simulations ”by directly calculating deep convection and meso-scale circulations. For its purpose, cloud microphysics is implemented in NICAM under the high resolution (from 14km horizontal resolution). Therefore, NICAM is expected correctly to estimate the genesis and intensification of the tropical cyclone relatively well compared to other models.

In this study, we conducted the numerical simulation of a Typhoon SINLAKU (2008) using NICAM gl-9 (horizontal resolution of 14 km) and gl-10 (horizontal resolution of 7 km), using of the global gaussian analysis data with vertical levels of eta (made by JMA) as the initial time data. Special attention has been paid for Typhoon SINLAKU because it emerged during THOPEX Pacific Asian Regional Campaign(T-PARK). Then, we compared the reemerged typhoon by NICAM with the best-track data and GSM analysis data. We investigated the mechanism which acts on the vortex enhancement and the warmcore formation with typhoon intensification.

It was confirmed that NICAM is capable to simulate the lifecycle of Typhoon SINLAKU reasonably well. The minimum pressure of SINLAKU of the real time data , reemargenced by NICAM gl-10 and gl-9 are at 935hPa, 930hPa and 920hPa, respectively. And the prediction error of the 6 day forecast of NICAM gl-10 is up to 200 km. This error is relatively small for a 6 day forecast.

The key process of the primary vortex enhancement mechanism with the rapid development in NICAM is found to be caused by the merger of multiple warmcore vortices. And the deepening-stage low level vortex organization in NICAM is found to be cause by the convergence of the spiral band of vorticity which genesis on shearline into the central vortex. That is, the primary intensification mechanism is described in "energy upscale cascade", and the intensification mechanism of deepening-stage is described in the axisymmetrization.

Keyword

NICAM, Typhoon SINLAKU, Mesoscale Convective Vortices, Vortical Hot Towers, Warmcore, Vortex merging, Axisymmetrization, Spiral band

表 目 次

1	glevel と格子間隔	6
2	雲微物理過程の支配方程式に用いている記号	7
3	雲微物理過程の支配方程式の各項の意味	7
4	凝結潜熱と昇華潜熱	8
5	降水粒子の状態別の定数	9
6	(18) 式、(19) 式の記号の意味	10
7	降水粒子の成長の状態別パラメータ	11
8	シミュレーションの設定と各種スキーム	12
9	気象庁全球 面ガウス解析値	13
10	ベストトラックとNICAMにおける台風の中心位置。NICAM の位置は気 圧の最も低い位置であり必ずしも循環の中心位置ではない。左側の数値 は東経、右側は北緯、() 内は初期値からの時間を表す。	19

図 目 次

1	NICAM の glevel と格子間隔 (左)、バネ力学により修正された glevel-5 の格子系。(Satoh et.al. 2008 より)。	6
2	SINLAKU の移動経路。00UTC の位置を 24 時間毎に大きい赤丸で、6 時間おきに小さい赤丸で示している。	70
3	SINLAKU の中心示度。台風の期間を赤線で示している。	70
4	NICAM gl-9 とベストトラックの経路 (左)、NICAM gl-10 とベストトラックの経路 (右)。NICAM は黒の細線と、ベストトラックは灰色線とで表している。	71
5	SINLAKU の中心示度。NICAM gl-9 と細線、gl-10 は太線、ベストトラックは灰色の太線で示している。	71
6	925hPa における強風域の分布と風ベクトル。左の列 (a) は GSM 解析値の風速、中央の列 (b) は NICAM gl-9、左の列 (c) は NICAM gl-10 により予測された風速を示している。	72
7	MTSAT の赤外画像 (左) と NICAM における同時刻の赤外画像。	73
8	初期値から 24 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。	74
9	初期値から 24 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風の中心位置を表している。	75
10	初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。	76
11	初期値から 24 時間後における 300hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。	76
12	初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (上段)、500hPa 面 (中段)、850hPa 面 (下段) の風ベクトル、相対渦度と水平発散。	77
13	初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (上段)、500hPa 面 (中段)、850hPa 面 (下段) の気温と相対湿度。	78

14	渦 A, B (図 12 の 850hPa 面相対渦度図を参照) の鉛直構造。(a) は相対渦度の鉛直断面、点線 ($20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 間隔) は高気圧性渦度領域を表す、黄線は $160 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ から $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 間隔である。(b) は水平発散の、点線 ($20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 間隔) は発散領域を表す。(c) は鉛直 p 速度オメガの鉛直断面。(d) は帯状平均気温からの気温偏差の鉛直断面、点線は (1 間隔) は負の値を表す。(e) は相対湿度の鉛直断面、太線内は 98 % 以上の領域を表し、細線は 50 % 未満の領域を 10 % 間隔で示している。	79
15	渦 C (図 12 の 850hPa 面相対渦度図を参照) の鉛直構造。以下、図 14 に同じ。	79
16	初期値から 48 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。 . . .	80
17	初期値から 48 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風の中心位置を表している。	81
18	初期値から 48 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。 .	82
19	初期値から 48 時間後における 300hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。	82
20	初期値から 48 時間後の台風の 150hPa(上段)、500hPa(中段)、850hPa (下段) 面における相対渦度 (左)、収束 (右) と風 (ベクトル)。	83
21	初期値から 48 時間後の台風中心付近で切断した相対渦度 (左) と水平収束・発散 (右) の鉛直断面。	84
22	図 20 中太枠内に見られる渦の、相対渦度 (左), 水平収束・発散 (中央), 鉛直 p 速度オメガ (右) の鉛直断面。	84
23	初期値から 48 時間後における台風中心付近の、(上段)300hPa, (中段)500hPa 及び (下段)700hPa 面の気温 (中央列) と相対湿度 (右列) 。	85
24	初期値から 78 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。 . . .	86

25	初期値から 78 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風の中心位置を表している。	87
26	初期値から 78 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。 .	88
27	初期値から 78 時間後における 200hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。	88
28	初期値から 78 時間後の台風の 150hPa(上段)、500hPa(中央段)、850hPa(下段) 面における渦度 (左)、収束 (右) とと風 (ベクトル)。	89
29	初期値から 78 時間後の台風領域における相対渦度 (左) と水平収束・発散 (右) の鉛直断面。 は台風の中心位置を示している。	90
30	初期値から 78 時間後の台風領域における鉛直 p 速度オメガ の鉛直断面。	90
31	初期値から 84 時間後の台風中心付近の (左) 850hPa 面の相対渦度と (右) 700hPa 面の水平発散。	91
32	初期値から 85 時間後の台風の雲画像。	91
33	初期値から 12 ~ 24 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図 (最下段)。 $160 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上の領域をコンター ($80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) で示している。	92
34	初期値から 30 ~ 42 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図 (最下段)。 $160 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上の領域をコンター ($80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) で示している。	93
35	初期値から 48 ~ 60 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図 (最下段)。 $160 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上の領域をコンター ($80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) で示している。	94
36	初期値から 66 ~ 78 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図 (最下段)。 $160 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上の領域をコンター ($80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) で示している。	95

37	初期値から 12 時間後における (左)850hPa 面の相対渦度、(中央)500hPa 面の気温、(右)850hPa 面のストレッチング項。	96
38	初期値から (左列) 12 時間後, (中央列) 18 時間後, (右列) 24 時間後における (上) 300 hPa, (中) 500hPa, (下) 700hPa 面における風ベクトル。	96
39	初期値から 24 時間後における 850hPa 面の水平移流項 (中央)、収束・発散項 (右)。	97
40	初期値から 24 時間後及び 30 時間後における 500hPa 面の水平発散 (上)、850hPa 面の相対渦度 (下)。	97
41	(上) 図 40 における渦 A, B, C の水平発散の鉛直断面。(下) 図 40 における渦 D における水平発散の鉛直断面。点線 ($20 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 毎) は、発散領域を示している。	98
42	初期値から (左列)24 時間後、(右列)30 時間後における (上) 100hPa, (中) 300hPa, (下) 700hPa 面の気温。	99
43	初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 700hPa 面の相対湿度、(右列) 300hPa 面の気温の時系列。	100
44	初期値から 30 時間後及び 36 時間後における相対渦度と帯状平均温位からの温度偏差の鉛直断面。コンターで、渦度を $160 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ から $80 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 間隔で、正の温位偏差を 1K 毎に示している。	101
45	初期値から 42 時間後及び 48 時間後における相対渦度と帯状平均温位からの温度偏差の鉛直断面。以下、図 44 に同じ。	101
46	初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 700hPa 面の気温、(右列) 925hPa 面の比湿の時系列。	102
47	初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 500hPa 面の気温、(右列) 100hPa 面の気温の時系列。	103
48	初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 700hPa 面の相対湿度の時系列。	104
49	初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 700hPa 面の相対湿度の時系列。	105
50	初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 500hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 相対湿度の時系列。	106
51	初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 150hPa 面の水平収束発散、(中央列) 300hPa 面の気温、(右列) 100hPa 面の気温の時系列。	107

52	初期値から 18 ~ 48 時間後における水平風の鉛直シアーと 500hPa 面相対渦度。	108
53	初期値から 30 ~ 48 時間後の 850hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	109
54	初期値から 54 ~ 72 時間後の 850hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	110
55	初期値から 30 ~ 48 時間後の 500hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	111
56	初期値から 54 ~ 72 時間後の 500hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	112
57	初期値から 30 ~ 48 時間後の 150hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	113
58	初期値から 54 ~ 72 時間後の 150hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。	114
59	初期値から 30 ~ 96 時間後における 925hPa 面の水平収束。	115
60	初期値から 30 ~ 96 時間後における 850hPa 面の相対渦度。 80×10^{-5} 以上の領域を、 80×10^{-5} 毎に白線で表示している。	116
61	初期値から 48 時間 (上から 1 段目)、60 時間 (2 段目)、72 時間 (3 段目) 及び 90 時間後 (最下段) の帯状平均気温からの偏差 (左)、渦位 (右) の緯度/hPa 断面。渦位の図の等値線は温位を表し、コンター間隔は 10K である。 . .	117
62	850hPa 面の風と SLP。コンターは 4hPa 間隔で SLP を表している。図中の灰色 は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。 . .	118
63	850hPa 面の風と SLP。コンターは 4hPa 間隔で SLP を表している。図中の灰色 は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。 . .	119
64	500hPa 面の高度と風。コンターは 40m 間隔で高度を表している。図中の灰色 は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。 .	120
65	200hPa 面の高度と風。コンターは 40m 間隔で高度を表している。図中の灰色 は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。 .	121

66	台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの東西風と南北風のホフメラー図。縦軸は時間で横軸は経度度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。	122
67	台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの鉛直 p 速度オメガのホフメラー図。縦軸は時間で横軸は経度度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。	123
68	台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの比湿のホフメラー図。縦軸は時間で横軸は経度度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。	123
69	200hPa 面の (a) 発生 48 時間前、(b) 発生 24 時間前、(c) 発生時刻における水平発散と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	124
70	950hPa 面の (a) 発生 24 時間前、(b) 発生 12 時間前、(c) 発生時刻における収束と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	125
71	発生 48 時間前 (090618Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	126
72	発生 24 時間前 (090718Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	127
73	発生 12 時間前 (090806Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	128
74	発生時刻 (090818Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。	129
75	SINLAKU(2008) の事例。発達期間中における 850hPa 面の渦度と風ベクトル。	130
76	MORAKOT(2009) の事例。発達期間中における 850hPa 面の渦度と風ベクトル。	130
77	渦の形成メカニズムの模式図。赤線は循環、青線は収束のバンド、灰色の楕円はメソ渦、緑で囲まれた黄色は中心の渦を表している。	131
78	二重眼構造の模式図。矢印は流れを表す。	131
79	SINLAKU に見られた発達メカニズムのフローチャート。	132

1 はじめに

熱帯低気圧は激しい気象をもたらすことから、古くから多くの気象学者の興味を引き立たせ様々な観点から研究が行われ、発生・発達メカニズムの解明、発達及び進路の予測改善など多岐にわたる。古くは、熱帯低気圧の発生しやすい環境場や台風に関する統計的な解析などを中心に研究がなされ、理想モデルを除いて総観規模からのものがほとんどであった。近年は、全球モデルは10km以下、領域モデルは広い領域を1km以下の解像度を使った数値計算が可能にほど計算機の技術革新が進み、また気象の分野においてもモデルの改良やメソスケールのスキームが開発され、モデルを用いた高解像度実験が可能になり、メソスケール及び対流スケールの側面から熱帯低気圧の発生・発達の研究が行われている。メソスケールの観点からの研究で、熱帯低気圧の発生・発達に影響するメソスケールの現象の重要性が徐々に明らかになってきた。

台風は本質的に、中心にウォームコアを伴った自立した軸対称な渦構造を持ち、その渦の発達により台風の発達が説明される。過去、以下に示すような台風の発達に関する様々な研究が行われてきた。例えば Davis and Bosart (2001)、Hendricks et al. (2004) は、メソ気象モデル MM5 を用いてハリケーン DIANA (1984) の再現実験を行い、下層渦が複数の下層の低気圧性渦度の併合を通して出現することを報告した。近年は、そのようなメソ渦の台風の発生に対する役割が多く報告されている。Montgomery and Enagonio (1998) は、下層から中層に強い渦度を持つメソ対流渦 (Mesoscale Convective Vortices 以下, MCVs) は、ホットタワー複合体への渦度収束により形成している様だと述べている。また、彼らは下層の低気圧性循環がボトムアップし渦が強化されると説明した。Montgomery et al. (2006) や、Hendricks et al. (2004) は、発生過程におけるメソ渦の役割を論じ、“ Vorticity Hot Towers (以下 VHTs) ” が台風への発達に対して重要な役割を演ずると述べた。また、Montgomery et al. (2006) や、Hendricks et al. (2004) は、強い渦は下層から中層のトラフにおける対流性のホットタワーへの渦度収束により形成すると説明した。Tory et al. (2006) は領域気象モデルを用いて、台風の形成に対する初期渦強化は深い対流内の渦強化が重要であり、深く強い上昇流を持つ直径 60 ~ 100km 規模の対流の内部で中層から上層は絶対渦度の鉛直移流と下層は渦度の収束により初期の渦強化が生じたと述べている。彼らにより下層の渦が上層へ発展するという、すなわち下層渦のボトムアップとシステムスケール強化により台風が強化されるという“ Bottom up ”理論が構築された。また、Tory et al. (2006, 2007) はいくつかの熱帯低気圧について事例解析を行い、渦強化メカニズムの多様性を示唆した。また、観測からも上に記した結果を得ている。代表例として、Reasor et al. (2005) はドップラーレーダーによる観測的研究を行い、下層の渦強化は対流性のホットタワーの付近で生じると述べ、彼らはまた層状性雲の内部における中層の渦強化も報告した。以上に説明したように、台風

の初期発達に伴う渦強化に関してメソ対流渦が重要な役割を果たすと考えられるようになってきている。最近では、Kieu and Zhang (2008) が、台風となる直前にメソ対流系が併合する事例を報告し、領域気象モデル WRF を用いてそれを再現できたとした。また、衛星を用いた解析により発生期においてメソ対流系が併合する事例が多くあることが明らかにになっている。以上のことから、台風は発生から発達に至るまで渦の併合が本質的である可能性が示されている。しかし、以下の段落でも述べるようにモデルには限界があり、再解析データは、時間・空間解像度が粗くメソスケールの現象を捉えることは困難である。また、熱帯域は観測網が少ない上に、航空機等で詳細な観測をするには危険性が強いので十分な観測が行われているとは言えない。そのため、台風の発生・発達メカニズムは未解明な部分が多く残されている。

台風の起源となる熱帯低気圧は、偏東風波動、モンスーンやマッデン・ジュリアン振動(以下、MJO)などのプラネタリスケールの現象から対流スケールに及ぶ様々なマルチスケール相互作用が関係し発生すると考えられている。したがって気象モデルで熱帯低気圧の発生・発達及び進路を予測するためには広い領域を高解像度かつ雲解像で実験することが要求され、非静力学平衡を仮定している従来の大循環モデルや、計算領域が限られるメソスケールモデルで熱帯低気圧の発生を再現することは難しい。また、熱帯低気圧が台風となった後も熱帯低気圧は亜熱帯高気圧や上層の偏西風などの大規模な流れに支配されて移動し、中心付近で強く深く発達する性質から台風の予測は現業では、素となる熱帯低気圧がある状態で進路予測は大循環モデルのアンサンブルシステム、発達の予測は非静力学のメソスケールモデルで行われる。しかし、1日で平均100km程度の位置の誤差があり、3日先の予報において位置で500km、発達で50hPa以上の誤差が生じてしまうことも珍しくない。以上の様に気象モデルで台風の発達・経路を予測することは大変難しく、新しいモデルの開発やスキームの改良が絶えず行われている。

Satoh et al. (2008) により開発された非静力学 20 面体大気モデル (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model)(以下、NICAM) は、名称の通り全球非静力学モデルであり、水平14km 解像度からは雲微物理スキームを実装している。全球モデルであることからモンスーンや偏東風波動といった大規模な現象を再現できると考えられる。例えば、Tomita et al. (2005) は、MJO と考えられる季節振動を捉えることを報告し、Miura et al. (2007) は、熱帯対流システムのマルチスケール構造を持つ MJO を現実的にシミュレーションした。さらに、Nasuno et al. (2007) により、ケルビン波の構造を持った東向きに伝播するスーパークラウドクラスターを示している。さらに NICAM は高解像度で非静力学であることから、熱帯低気圧の素となる熱帯の対流セルや、熱帯低気圧の発達に特有なクラウドクラスター中の対流バーストといったメソスケールの現象が捉えられと期待される。その上、熱帯低気圧に関しては総観規模の解析から様々な発生メカニズムがあることが報告されているが、前の段落で述べたことから、熱帯低気圧のマルチス

ケール相互作用の研究はかなり少なく、解明されていない部分が大いに残されている。

NICAM により再現された台風は、従来の AGCM や MSM より現実に近い熱帯低気圧の発生・発達メカニズムや、マルチスケール相互作用を捉えていると考えられ、その発生・発達メカニズムを追うことは重要である。さらに全球・非静力学という観点から NICAM は、熱帯低気圧の発生、熱帯低気圧の台風への発達、台風の発達、移動経路をより良く再現できる可能性は大いにあり、それを用いて台風に関するパフォーマンスを検証する意義は大きい。また、そもそも NICAM は開発されて間もないモデルであり、NICAM を利用した研究は少ない。NICAM は全球気候モデルとして、また全球の雲を直接解像することを目的として構築されているが、まだ開発途上のモデルであり多くの改良が望まれる。このモデルの有用性を実証するため、またモデルが進展するためには NICAM を用いて様々な現象の再現性を検証することが重要であると考えられる。

2 目的

モデルの性能が如何に良くなっても、シミュレーションする解像度を高めても、十分に精度のある初期値を与えなければ、現象を正確に再現することは難しくなる。観測が不十分なことや観測を同化する過程、初期値をモデル大気に内挿する過程で現実大気に対してかなりの誤差が生じるため、モデルでの実験は常に初期値の問題を抱えている。

本研究は、台風の発生・発達メカニズムを解明するのとともに、簡単な初期値を用いてNICAMで熱帯低気圧の発生・発達を再現できるかを試みている。簡単な初期値のため大きな初期値の問題を抱えるが、その再現性の程度を検証し、NICAMにより再現された熱帯低気圧の発生・発達メカニズムを理解することが本研究のメインテーマである。特に、台風の発達メカニズムに焦点を当てている。また、現在公開されている全球解析データの中で最も解像度の高い気象庁全球 面ガウス解析値を用いて熱帯低気圧の発生・発達メカニズムを探ることも目的としている。

また、台風の発生・発達メカニズムは個々の台風で異なると考えられ、それを明らかにするためには、1つの台風の事例だけでは不十分であるが、本研究では1つを取り上げて詳細に解析する。

3 NICAM と雲微物理過程

NICAM は、東京大学気候システム研究センター (CCSR) と海洋研究開発機構 (JAMSTEC) により開発された新しい高解像度大気大循環モデルである (Sato et al. 2008)。このモデルの最大の特徴は、非静力学方程式系を採用し、また高解像度下では雲微物理スキームを実装していることで、それらにより積雲内の鉛直流と降水に関する量を直接計算できることである。従来の大循環モデルでは非静力学方程式系で積雲パラメタリゼーションを用いているため、積雲対流や降水を直接解像することはできなかった。NICAM は、全球を高解像度及び雲解像で大気現象を扱うことができるため、従来の全球モデルでは表現できなかった深い対流やメソスケール循環を表現できる画期的なモデルである。

また水平格子には正二十面体の正三角形を用いていることも特徴的である。それにより全球に対して準一様な格子システムが実現でき、極問題が解決している。これまでの全球モデルでは極が特異点となることに加え、また緯度が高くなるほど水平格子間隔が小さくなるため、タイムステップを短く取らなければならないという問題があった。

この章ではNICAM の概要と、本研究で用いた雲微物理スキームである g98(Grabowski 1998) について詳細を解説する。

3.1 NICAM

3.1.1 格子システム

水平格子にはバネ力学により補正された正二十面体を採用している。正二十面体には正三角形が 20 個ありそれを glevel-0 とする。それぞれの三角形を 1 回分割して小さな三角形 4 個に分割することで、解像度が 1 つ上がり glevel-1 となる。これを繰り返していくと、図 1 に示すように格子が生成されていく。表 1 に示す水平解像度 "glevel-n" と水平格子間隔の関係を示す。鉛直座標には、幾何学的な地形に沿った Lorenz 格子が用いられている。

3.1.2 支配方程式系

NICAM は、全密度の連続の式、水平・鉛直方向の運動方程式、内部エネルギーの顕熱部分における方程式を基盤としていて、予報変数は、密度偏差、圧力偏差、水平風速、鉛直速度、顕熱 (気温)、水蒸気混合比及び降水に関する量である。雲微物理過程を実装していることから、水蒸気、水、氷に対しても連続の式を導入していることが特徴的である。時間積分にはモード別時間積分法を用いている。また、地表面摩擦や熱・水蒸気フラックスを扱う地表面の過程や境界層の過程も実装している。放射に関する過程も実装されている。具体的な支配方程式系の説明は、巻末に付録として添付する。

表 1: glevel と格子間隔

glevel-5	: 224km	glevel-9	: 14km
glevel-6	: 112km	glevel-10	: 7km
glevel-7	: 56km	glevel-11	: 3.5km
glevel-8	: 28km	glevel-12	: 1.75km

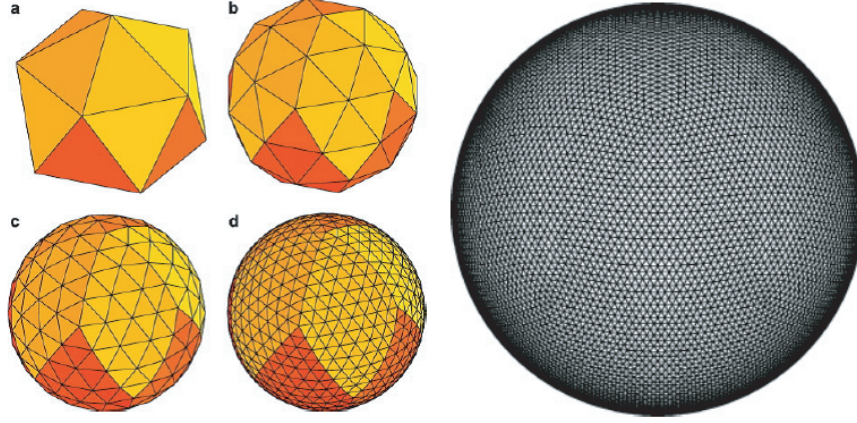


図 1: NICAM の glevel と格子間隔 (左)、バネ力学により修正された glevel-5 の格子系。(Sato et.al. 2008 より)。

3.2 雲微物理過程 g98

雲微物理の一般的なストラテジーは、雲凝結と降水という凝結した水の 2 つのクラスのみを考慮する。雲凝結は、気温により雲水または雲氷のどちらかで表現される。Grabowski(1998) によれば、弾性のフレームワークを考慮した熱力学的変数に対する保存則は、以下の (1) 式 ~ (4) 式で示される。

$$\frac{\partial \rho_o \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_o \mathbf{u} \theta) = \frac{L_v \theta_e}{c_p T_e} (CON + DEP) + D_\theta \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_o q_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_o \mathbf{u} q_v) = -CON - DEP + D_{q_v} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho_o q_c}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_o \mathbf{u} q_c) = CON - ACC - AUT + D_{q_c} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho_o q_p}{\partial t} + \nabla \cdot [\rho_o (\mathbf{u} - V_T \mathbf{k}) q_p] = ACC + AUT + DEP + D_{q_p} \quad (4)$$

(1) 式 ~ (4) 式に用いられた文字の意味を表 2 にまとめた。また、CON, AUT, ACC, DEP

は水の状態変化や降水粒子の状態に関する項であり、それらの意味を表 3 にまとめた。

表 2: 雲微物理過程の支配方程式に用いている記号

θ	: 温位
q_v	: 水蒸気混合比
q_c	: 雲水 (雲氷) 混合比
q_p	: 降水粒子混合比
\mathbf{u}	: 風速
o	: 弾性的な基準状態のプロファイル
e	: 環境場のプロファイル
D	: サブグリッドスケール擾乱パラメタリゼーション項
L_v	: 凝結潜熱
c_p	: 定圧比熱
V_T	: 降水粒子の終端速度
\mathbf{k}	: 鉛直単位ベクトル

表 3: 雲微物理過程の支配方程式の各項の意味

CON	: 水蒸気からの雲凝結 (雲水・雲氷) 形成
AUT	: 雲凝結の降水粒子への自動変換
ACC	: 降水粒子への雲水・雲氷の併合
DEP	: 降水粒子上の (からの) 水蒸気の蒸発・凝結

以下において、CON, AUT, ACC, DEP の各項の算出法を簡単に説明する。CON は、バルク凝結速度と呼ばれる項で、算出法は Grabowski and Smolarkiwicz (1990) に基づいている。それによると相変化しうる水物質の量、すなわち Δq_v を用いれば、CON 項は (5) 式で示される。

$$CON = \rho_o \frac{\Delta q_v}{\Delta t} \quad (5)$$

飽和水蒸気混合比を q_{vs} とすると、 q_v, q_c との関係は次のようになる。雲域に対して過飽和が無いとき、すなわち $q_c > 0$ ならば $q_v = q_{vs}$ 、雲がない準飽和状態では、すなわち $q_v < q_{vs}$ ならば $q_c = 0$ である。また q_{vs} は、(6) 式で定義される。

$$q_{vs} = \frac{\epsilon e_s}{p_e - e_s} \quad (6)$$

ここで $\epsilon = R_d/R_v$ (R_d は乾燥空気の気体定数、 R_v は水蒸気の気体定数)、 e_s は飽和水蒸気圧である。通常、水面上の飽和水蒸気圧で十分な精度があるが、水蒸気が昇華するような寒い環境では精度が悪い。(7) 式、(8) 式は、それぞれ水面上、氷面上の飽和水蒸気圧を示している。

$$e_s(T) = e_{oo} \exp \left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_{oo}} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (7)$$

$$e_s(T) = e_{oo} \exp \left[\frac{L_s}{R_v} \left(\frac{1}{T_{oo}} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (8)$$

表 4: 凝結潜熱と昇華潜熱

p_{00}	:	基準気圧	:	1000	hPa
T_{00}	:	絶対零度	:	273.16	K
L_v	:	水蒸気の凝結潜熱	:	2.53×10^6	J/kg
L_s	:	水蒸気の昇華潜熱	:	2.84×10^6	J/kg

以上のことを評価して相変化可能な水物質量が求められ、以下の様な超過分の方程式の解から見積もられる。飽和水蒸気圧から気温を下げると、飽和水蒸気圧が低下し、すると超過分の水蒸気が凝結する。その量を表したものが (9) 式である。

$$q_v^* - \Delta q_v = q_{vs} \left(\theta^* + \frac{L\theta_e}{c_p T_e} \Delta q_v \right) \quad (9)$$

ここで*の文字は、熱力学変数の第1ステップ値である。第1ステップ値は、(1) 式～(3) 式の右辺を0と仮定して見積もられる推定値である。冷たい水の蒸発の場合、 Δq_v はグリッドボックス内部に存在する雲水の量に制限され、すなわち (9) 式の一意解を $\Delta \tilde{q}_v$ とすると $\Delta q_v = \max(\Delta \tilde{q}_v - q_c^*)$ と表現される。一般的には、ニュートン・ラプソン法により得られ、それは原則として任意の精度と速い収束により示される。(9) 式の解は、 $\theta^* (L\theta_e/c_p T_e) |\Delta q_v|$ を仮定すれば (10) 式で表現される。この式から CON 項が見積もられる。

$$\Delta q_v = [q_v^* - q_{vs}(\theta^*)] \times \left[1 + q_{vs}(\theta^*) \frac{L}{c_p T_e} \frac{\theta_e}{\theta^*} \left(\frac{L}{R_v T_e} \frac{\theta_e}{\theta^*} - 1 \right) \right]^{-1} \quad (10)$$

降水粒子は、(11) 式で示される Marshall-Palmer の粒径区分により分配されると過程する。D は、降水粒子の直径、 λ は、分配の傾斜、 N_o は、分配パラメータを表す。

$$n(D) = N_o \exp(-\lambda D) \quad (11)$$

降水粒子の直径と質量、降水粒子の直径と落下速度には密接な関係があり、それぞれ (12) 式、(13) 式で示される。

$$m = aD^b \quad (12)$$

$$v_t = cD^d \quad (13)$$

a ~ d は定数で、降水が雨か雪かによって値が異なる。表 5 にそれをまとめた。

表 5: 降水粒子の状態別の定数

降水の状態	a	b	c	d
雨	$\frac{1000\pi}{6}$	3	130	0.5
雪	0.025	2	4	0.25

(11) 式と (12) 式から、(14) 式を得る。

$$\lambda = \left[\frac{aN_o\Gamma(b+1)}{\rho_o q_p} \right]^{\frac{1}{b+1}} \quad (14)$$

雨に対する AUT 項は、(15) 式で示される。

$$AUT = 1.67 \times 10^{-5} \psi^2 \left(5 + \frac{0.036 N_d}{D_d \psi} \right)^{-1} \quad (15)$$

ψ は、単位体積当たりの降水密度、 N_d は 1cm^3 当たりの雲粒の密度、 D_d は、雲粒の個体数の相対分散である。すなわち、雲粒スペクトルの標準偏差と雲粒半径との間にある比率である。

$$\psi = 1000 \rho_o q_c \quad (16)$$

$$D_d = 0.146 - 5.964 \times 0.01 \ln \frac{N_d}{2000} \quad (17)$$

一方、雪に対して AUT 項は、(18) 式で示される。

$$AUT = \frac{\rho_o q_c}{\tau_a} \quad (18)$$

τ_a は、変換のタイムスケールで、水蒸気が飽和した状態で水蒸気の拡散により小さい降水粒子のサイズまで氷晶が成長するのに要する時間に等しいと見積もられる。このタイムスケールは、氷晶に対する方程式を用いられている。0 での $\tau_a=1000(\text{s})$ から - 15 での $\tau_a=200(\text{s})$ まで減少し、また - 30 での $\tau_a=1000(\text{s})$ へ増加する単純な二次関数により近似される。気温が T_w と T_i との間にある時、 q_c と (18) 式は、完全な雲凝結ではなく雲凝結の雲水部分または雲氷部分である。

降水成長項 (ACC, DEP) は、粒子と平均質量との関係から見積もられる。降水粒子の平均密度は $\bar{n} = \frac{N_o}{\lambda}$ 、降水の平均質量は $\bar{m} = \frac{\rho_o q_p}{\bar{n}}$ で表され、それらを用いると ACC は、(19) 式、DEP は、(20) 式で表される。

$$ACC = \bar{n} \left(\frac{d\bar{m}}{dt} \right)_{ACC} \quad (19)$$

$$DEP = \bar{n} \left(\frac{d\bar{m}}{dt} \right)_{DEP} \quad (20)$$

$(d\bar{m}/dt)_{ACC}$ は雲凝結の付加による平均粒子の成長速度、 $(d\bar{m}/dt)_{DEP}$ は水蒸気の析出による平均粒子の成長速度である。それらの成長速度は、(21) 式と (22) 式 (Grabowski 1988) で見積もられる。ここで、 E , α と β は、降水の状態により決定されるパラメータである。

$$\left(\frac{d\bar{m}}{dt} \right)_{ACC} = \frac{\pi}{4} \bar{D}^2 v_t (\bar{D}) E \alpha \rho_o q_c \quad (21)$$

$$\left(\frac{d\bar{m}}{dt} \right)_{DEP} = \frac{4\pi \bar{D}}{\beta} (S - 1) FG(T_e) \quad (22)$$

表 6: (18) 式、(19) 式の記号の意味

\bar{D}	: 平均質量を用いた降水の直径
E	: 集積効率
α	: 降水粒子の効果的領域の割合
β	: 降水粒子の幾何学に依存する無次元数
$S=q_v/q_{vs}$: 飽和度
F	: 換気ファクター
G	: 熱力学的関数

表 7: 降水粒子の成長の状態別パラメータ

降水の状態	E	α	β
雨	0.8	1	2
氷	0.2	0.3	3

換気ファクター F は、

$$\text{雨に対して } F \approx 0.78 + 0.27\sqrt{R_e}$$

$$\text{氷に対して } F \approx 0.65 + 0.39\sqrt{R_e}$$

と表現され、 R_e はレイノルズ数である。レイノルズ数は、粒子の直径と速度、空気の力学的粘性度 $\nu = 2 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ を用いてると (23) 式で表現される。

$$R_e = \frac{\bar{D}v_t(D)}{\nu} \quad (23)$$

熱力学的関数は、(24) 式で与えられる。

$$G(T_e) = A \left(2.2 \frac{T_e}{e_s(T_e)} + \frac{220}{T_e} \right)^{-1} \quad (24)$$

(22) 中の飽和度は、降水に対しては水に関する飽和混合比、雪に対しては氷に関する飽和混合比を用いて計算される。そのような DEP 項の定式化は、ソースと水蒸気混合比の実効値に依存する雪の場のシンクの両方を考慮するが、降水蒸発による雨の場のシンクのみを与える。

(11) 式と (13) 式から、(25) 式で示される降水粒子の終端速度を得る。

$$V_T = \frac{\int m(D)v_t(D)n(D)dD}{\int m(D)n(D)dD} = c \frac{\Gamma(b+d+1)}{\Gamma(b+1)} \lambda^{-d} \quad (25)$$

終端速度は、 T_w よりも気温が高ければ表 5 の雨に対するパラメータを、 T_i よりも気温が低ければ表 5 の雪に対するパラメータを用いて計算される。中間の温度に対しては、妥当な混合比を適用した雨と雪の定式化に対して得られた値の線形関係として計算される。

4 使用データと研究手法

本研究で再現実験の対象とした台風は 2008 年台風 13 号 (以下,SINLAKU) である。SINLAKU は、9 月 8 日 18Z(日本時間 9 月 9 日 3 時) に北緯 16.7 度・東経 125.7 度で発生した (詳細は 5 章)。台風となる前の擾乱の発生を再現することは難しいため、発生時刻からあまり遡ること台風が発生しない可能性が高まってしまう。また、本研究では主として台風の初期発達に焦点を当てていることもあり、SINLAKU となる 6 時間前の弱い熱帯低気圧を対象にして glevel-9(水平 14km 解像度) で 14 日、glevel-10(水平 7km 解像度) で 10 日シミュレーションを行った。

2008 年 9 月 8 日 12Z の気象庁全球 η 面ガウス解析値 (以下,GSM 解析値) を NICAM に内挿し、それを初期値とした。具体的には、再解析値は鉛直 60 層であり、それを NICAM の格子システム (水平正二十面体格子系、地形に沿った ξ 系 (幾何学的 z 系) 40 層) に変換して初期値を作成した。初期値における海表面温度 (SST) として、glevel-9 では GSM 解析値の最下層の温度、glevel-10 ではハドレーセンターにより公開されている GISST 気候値を内挿した。雲微物理過程には g98 を、境界層スキームは、Mellor and Yamada level 2.0 を導入している。また、地表面スキームや放射スキームも用いており、シミュレーションの設定を表に詳細をまとめた。以下、この章では研究に用いたデータ、解析手法を簡単に記述する。

表 8: シミュレーションの設定と各種スキーム

Model	: NICAM
解像度	: gl-9 (14km 解像度)、gl-10 (7km 解像度)
初期値	: JMA Global Spectrul Model
雲微物理	: g98 (Grabowski 1998)
境界層	: Mellor and Yamada level 2.0
放射過程	: Sekiguchi-Nakajima MSTRN-X
地表面	: Louis
海表面温度	: GISST Climate(gl-10)、GSM(gl-9)
初期時刻	: 2008090812Z (21JST)
積分期間	: 10 日 (gl-10)、14 日 (gl-9)

4.1 使用データ

4.1.1 気象庁全球 面ガウス解析値

2007 年 4 月、気象庁と日本気象学会の間で気象研究コンソーシアムが締結され、その一環として同年 11 月より気象庁は、現業モデルによる解析値を公開している。それが全球 η 面ガウス解析値である。

モデルは非常に高解像度で東西 1920、南北 960 グリッドで、間隔は約 20km であり、鉛直 60 層である。現在公開されている全球解析データの中では最も解像度が高い。気象庁全球 η 面ガウス解析値について以下にまとめる。

表 9: 気象庁全球 面ガウス解析値

Model	: 全球スペクトルモデル (GSM)
解像度	: TL959L60
東西格子	: 0.1875 °、1920 個
南北格子	: ガウシアングリッド、960 個
鉛直座標	: η 座標系、60 層
要素	: (u , v , ω , T , z , Q)
	: = (東西風速、南北風速、鉛直 p 速度オメガ、気温、高度、比湿)

4.1.2 GISST

ハドレーセンターでは 1900 年から 2003 年の海表面気温のデータを用いて、日平均海表面温度の気候値データを作成し公開している。それが GISST 気候値である。本研究では 9 月 8 日の日平均海表面温度を、gl-10 によるシミュレーションの初期値に用いている。

4.1.3 熱帯低気圧のベストトラックデータ

気象庁台風センター (The Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) Tokyo) は、1951 年以降の北西太平洋において発生した台風のベストトラック (時刻、経度、緯度、最低気圧) を公開している。時刻は 6 時間毎、経度・緯度は 0.1 度毎である。本研究では、2008 年台風 13 号のベストトラックとして RSMC-Tokyo により公開されているベストトラックデータを用いた。

4.1.4 衛星画像

国立情報学研究所は、デジタル台風 (<http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>) にて、気象庁の静止気象衛星が打ち上がってから台風の衛星画像を台風の中心を画像の中心として画像を保存し公開している。本研究では、NICAM で再現された台風の雲のパターンと比較するために、国立情報学研究所が公開しているの雲画像を用いた。

4.2 解析方法

まず、NICAM による再現実験がどの程度成功したのかを確認するために、ベストトラックの台風と NICAM で再現された台風の経路と中心気圧を比較した。また、台風領域の風速の分布を GSM 解析値と比較し、雲の構造と分布を衛星赤外画像と比較した。

次に、NICAM gl-10 により再現された台風の構造を相対渦度、収束・発散、相対湿度、気温・温位の観点から詳細に調べた。そして、どのようなメカニズムが作用して台風が発達したのかを、軸対称な渦とウォームコアの構造の発達の観点から詳細に定量的に調べた。次に、gl-10 に加え gl-9 についても下層の渦の組織化とウォームコアの形成に関して簡単に調べた。最後に SINLAKU の素となる熱帯低気圧は、いつどのような環境場でどのようなメカニズムが作用して発生したのかを広域的な高度場や渦度、収束場の図や東西風、南北風、鉛直 p 速度オメガ、比湿のホフメラー図を描き詳細に調べた。以下のこの章では、解析する際に用いた要素を簡単に述べる。

4.2.1 海面更正気圧

台風の中心気圧の推定に用いた式を求める。そもそも多くの台風は客観的ドボラック法により推定された値なのでベストトラックと言っても推定値であることに留意する必要がある。ここで言う海面更正気圧の推定式は、等減率大気を仮定することで 1000hPa 面の気温と高度から近似的に求めることができるというものである。 g を重力加速度、 ρ を密度、 z を高度、 p を気圧、 R を気体定数、 T を気温とすると、静力学平衡の式は (26) 式、状態方程式は (27) 式により表される。

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (26)$$

$$p = \rho RT \quad (27)$$

(27) 式を (26) 式に代入し変形すると (28) 式が得られる。

$$\frac{dp}{p} = -\left(\frac{g}{RT}\right) dz \quad (28)$$

気温減率の式は (29) 式で表され、海面での気温を T_0 とすると (29) 式から 1000hPa 面の気温 T は (30) 式で表現できる。

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (29)$$

$$T = T_0 + \gamma z \quad (30)$$

(29) 式を (28) 式に代入し 1000hPa 面から海面まで積分し、 T_0 に (30) 式を代入して整理すると (31) 式が得られる。

$$p_0 = p \left(1 + \frac{\gamma z}{T - \gamma z} \right)^{\frac{g}{R\gamma}} \quad (31)$$

(6) 式により 1000hPa 面の気温と高度のみから近似的に海面更正気圧が求めることができる。本研究では気温減率を全球一様とし、 -0.0065 [K/m] とした。

4.2.2 相対渦度と発散

渦度は低気圧に対して基本的な物理量で、地球に相対的な風 (u, v) から計算される。緯度経度座標系 (λ, ϕ) における相対渦度 ζ は、(32) 式、水平発散 δ は、(33) 式で定義される。ここで、 a は地球の半径である。

$$\zeta = \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial u \cos \phi}{\partial \phi} \right) \quad (32)$$

$$\delta = \frac{1}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \phi}{\partial \phi} \right) \quad (33)$$

本研究では、大気圏は地球半径に対して無視できるとし、 a は一定の値として赤道半径の 6378.137km を用いた。差分は緯度経度方向ともに中央差分を用いた。

4.2.3 渦度方程式

p 座標系の渦度方程式を以下に示す。 f はコリオリパラメータ、 ω は鉛直 p 速度である。(34) 式の右辺第 1 項は水平移流項、第 2 項は鉛直移流項、第 3 項は収束・発散項、第 4 項は立ち上り項という。(34) 式は、具体的には (32) 式の両辺を時間で微分し、緯度及び経度方向の運動方程式を代入して整理することで得られる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u_h \cdot \nabla_h (\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\nabla \cdot u_h)(\zeta + f) - \left(\frac{\partial \omega}{\partial \lambda} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial \phi} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (34)$$

上式を用いて渦度収支解析を行い渦の発達メカニズムを定量的に考察する。各項の物理的意味を説明すると、収束・発散項は渦の伸縮による与えられ、循環が収束により縮まれば循環が強くなり、循環が発散により伸びれば循環が弱くなることを意味する。立ち上り項は水平渦度が鉛直渦度に変換されれば渦が強まることを意味している。なお緯度経度方向は中央差分を用いた。本研究では収束・発散項と水平移流項を用いて下層の渦強化を説明する。

5 解析結果

この章では、台風 SINLAKU の実況、SINLAKU となる前の擾乱の発生・発達メカニズムと NICAM によって再現された SINLAKU の発生・発達メカニズムを詳しく解析し、現実大気における台風の発達メカニズムを探る。

5.1 2008 年台風 13 号の実況

SINLAKU は、2008 年 9 月 8 日 18UTC (日本時間 9 日 3 時) に北緯 16.7 度、東経 125.7 度に発生した。図 2 は SINLAKU の移動経路、図 3 は中心付近の最低気圧を示している。SINLAKU の初期発達は鋭敏で、発生後 24 時間には暴風域を伴う台風に急成長し、48 時間後には 935hPa となり非常に強い台風となった。9 月 12 日になると西へ転向し台湾へ向かう進路を取った、以降動きが遅くなり台湾付近で停滞した。15 日に再び転向し東へ進路を変え、また 17 日に再々転向し東北東へ進路を取り東シナ海を抜け日本の南岸を沿うように進んだ。

SINLAKU は台湾に上陸後、急速に弱まり 990hPa 前後の勢力で推移した。台湾に上陸後、雲の構造が崩れ非常に非対称性が強くなったが、17 日頃から再び中心付近で雲がまとまり台風の構造となり日本の南海上を通過する時に再発達した (図 2,3 参照)。

以上の様に、台風 SINLAKU は、短い熱帯低気圧の期間・急発達・複数回の転向・上陸・再発達・複雑な温帯低気圧化といった多岐にわたる興味深い過程を持つライフサイクルを示した。この台風の様に、急発達する台風や何度も転向するような台風はモデルで再現することは非常に難しく、予報を外すことの多い事例である。SINLAKU もそれに違わず、非常に予測が困難な事例であった。そこで予報精度の改善を目指して、この台風は T-PARK の対象事例となり航空機及びドロップゾンデ等による観測が複数回実施された。その観測の結果をデータに同化して様々な感度実験やアンサンブル予報実験に関する研究が現在進められている (台風の進路予測技術の高度化に関する国際会議 H21/11/30 ~ 12/1 より)。

5.2 現実の台風との比較

モデルがどの程度、現実の台風を再現できたかを検証する。また、現実大気における発達メカニズムを捉えているかを考察する際には、現実の台風とモデル台風との間で発達や進路がある程度合致することを確認する必要がある。そのために、ベストトラックの中心気圧と移動経路、GSM 解析値の 925hPa 風速分布と MTSAT の衛星画像を NICAM で再現された結果を比較する。

5.2.1 台風のトラック

図4右は gl-9 とベストトラックの経路、左は gl-10 とベストトラックの経路である。また、表10にベストトラックとNICAMの中心位置の緯度経度を12時間毎に示す。

gl-9は4日先までの進路予測は非常に良い。しかし5日先以降はベストトラックは西に進むのに対し、gl-9は傾圧帯に取り込まれて速度を速めながら北北東に進む。そのため実況は13日持続するが、gl-9は初期値から7日後に日本海で台風の構造は消滅した(図示していない)。

gl-10のトラックは6日先までベストトラックとほぼ一致している。西へ転向する時間がNICAMの方が12時間早く、ベストトラックより南を西進した。144時間後(6日先)の進路予測誤差は200km弱と、とても良い結果を得た。また7日先以降は、ベストトラックは台湾の沿岸で停滞し東へ転向するのに対しNICAM gl-10は中国大陆へ再上陸してから東へ転向した。しかし転向するタイミングは大体一致した。

5.2.2 台風の中心気圧

ベストトラックの中心気圧、NICAM gl-9, 10により再現された台風の中心気圧を図5に示す。シミュレーションを始めて24時間後の中心気圧はNICAM gl-9が996hPa、gl-10が986hPaである。ベストトラックの中心気圧は975hPaと、モデルよりも気圧の降下が速い。実況では、91000Zから91212Zの12時間に30hPaという気圧の急降下がある。NICAM gl-10ではそれを再現していないが、全体的な気圧の降下は良く表現している。gl-9は、シミュレーション開始72時間後から90時間後までに30hPaの中心気圧の降下が見られた。したがってgl-9は、台風の急発達に働くメカニズムを捉えているかも知れない。解像度にもよるがNICAMはスピンアップに半日~1日かかるという特性があるため、この期間を無視すれば、gl-9, 10ともに実況にかなり良く一致する。

また、最盛期の中心気圧は、実況が935hPa、NICAM gl-10が930hPa、gl-9が920hPaである。実況では91212Z(96時間後)から台湾に接近するシステムとなり気圧が上昇するが、gl-10はそれを良く表現している。一方gl-9は、図16で示したように東シナ海を北上する。その間も、中心気圧が925hPa前後に維持され最盛期が続いている。

以上のことから、NICAMは台風の発生・発達を良く再現できており、現実大気における台風発達メカニズムを捉えていると考えられる。特にNICAM gl-10は、経路、発達ともに驚くほど非常に良く再現されていることが分かる。

5.2.3 台風の風速分布

図6(a)はGSM解析値、(b)はNICAM gl-9、(c)はgl-10の925hPa面における風速を示している。図6の最上段は初期時刻におけるものであり、風速分布に違いが見られるが、それは内挿する際に生じた誤差である。(a)の090900ZはSINLAKUとなった6

時間後の分布である。この台風の初期発達には東側で顕著なことが分かる。この時刻はシミュレーション開始 12 時間後に相当するが、NICAM gl-9 は強風域の分布がほとんど一致し、特に南東側の風の強化を良く再現している。NICAM gl-10 は、だいたい強風域の分布を表現しているが GSM 解析値よりも不均一であり、特に北西側で細かい強風域が多数出現する。しかし現実大気における風は、刻々と変化し不均一な物理量であることを考慮すると、gl-10 の方が現実大気に近いと考えられる。SINLAKU は、気象庁が発生後 18 時間で暴風域 (25 [m/s]) 以上を発表した台風であり、GSM 解析値でも 25 m/s の風が中心から半径 150km に円周状に広がっている。gl-9 は、強風域の分布は良く表現できているが、前述したように発達が緩やかだったこともあり、目立った暴風域は見当たらない。gl-10 は、風の分布は実況と良く似ているが中心付近の弱風域はかなり小さい。GSM 解析値よりも台風の東側で風が強いことを示しているが、25 [m/s] 以上の風速を伴っていることから実況に即している。SINLAKU は 091112Z までには急速に発達し、風の強い領域を大きく広げる。この時の実況は 935hPa、まさに最盛期の風で 925hPa 面の最大風速は 50 [m/s] を超える。gl-9 は、風速のスケールは良く表現できているが、強風域のスケールは実況より小さい。gl-10 は、風の分布、強風域と暴風域のスケール、風速の分布を全て良く再現している。特に、台湾海峡に吹きこむ強風を再現できてことが特徴的である。しかし、50 [m/s] を超える領域を実況より広く表現していて、実況と比較してやや台風の規模を過大評価したと言える。

5.2.4 台風の雲構造

図 7 は、MTSAT による台風の赤外画像と NICAM gl-10 での台風の赤外画像である。初期値から 36 時間後は、中心付近の雲の構造を良く表現していて東側にある輝いた雲もよく表している。66 時間後と 84 時間後においても雲の分布や形を大体ではあるが良く再現している。眼の大きさは NICAM は過大に表現しているようである。特に 84 時間後においては、台風の眼の内部に小さな渦が見られるが、それは実況でも見られ、NICAM で再現された台風の構造は現実の台風と良く似ている。以後、楕円形構造を呈するが、NICAM においてもそれが良く表現された (図示していない)。

表 10: ベストトラックと NICAM における台風の中心位置。NICAM の位置は気圧の最も低い位置であり必ずしも循環の中心位置ではない。左側の数値は東経、右側は北緯、() 内は初期値からの時間を表す。

時刻	ベストトラック	NICAM gl-10	NICAM gl-9
090900Z(+12HR)	125.5 , 17.3	126.0 , 17.5	126.5 , 16.8
090912Z(+24HR)	125.1 , 18.5	125.2 , 18.5	125.2 , 18.2
091000Z(+36HR)	124.4 , 19.8	125.2 , 20.1	124.0 , 19.9
091012Z(+48HR)	124.3 , 20.6	125.0 , 20.2	124.2 , 19.8
091100Z(+60HR)	124.4 , 20.9	125.1 , 21.4	124.3 , 20.3
091112Z(+72HR)	124.8 , 22.0	124.7 , 22.1	124.8 , 20.8
091200Z(+84HR)	124.5 , 22.8	123.6 , 22.7	124.2 , 21.7
091212Z(+96HR)	123.5 , 23.6	122.5 , 23.0	124.0 , 22.7
091300Z(+108HR)	122.8 , 24.1	121.8 , 23.1	124.2 , 23.5
091312Z(+120HR)	122.4 , 24.5	120.8 , 23.9	125.0 , 25.1
091400Z(+132HR)	121.8 , 24.7	119.9 , 24.5	126.0 , 28.2
091412Z(+144HR)	120.9 , 25.3	119.2 , 25.2	127.2 , 31.2

5.3 NICAM gl-10 による台風の構造と発達過程

NICAM gl-10 は現実的に台風を再現したと前章で説明した。したがってモデル内で発生した台風は、現実大気で生じる台風の発達メカニズムを捉えたことが示唆される。現実によく合致したモデル台風の構造や発達メカニズムを調べることで何か重要な知見が得られると考えられる。よってモデル台風の特徴的な構造、その時間発展と発達メカニズムを、相対渦度、風速、発散、気温の観点から定量的に調べる。

台風は大規模な対流現象であり下層に収束があり上層に発散がある。発達した台風は、眼(中心付近の晴天域)を持ち、中心にウォームコアを伴い、同心円状の強い上昇流を伴うアイウォールとアイウォールの外側に低気圧性曲率を持つスパイラルバンド(外側降雨帯)という構造に特徴付けられる。特に台風の暴風や強い降水は、アイウォールやスパイラルバンドに集中することが観測やメソスケールモデルを用いた研究から知られている。しかし、その規模から空間的な分布は知られていないことも多い。また、モデルで台風を再現できたと言うには、それらの構造が見られなければならないだろう。5.3.1章～5.3.3章では、NICAM gl-10 で再現された台風がどのような構造を初期発達期、発達期と最盛期に分けてモデル台風の構造を説明する。

5.3.1 初期発達期 (090812Z+24HR) における台風の構造

A．領域的に見た台風の構造の特徴

台風周辺の渦度場と収束場

090812Z+24HR における下層(925hPa 面)の相対渦度・水平収束、上層(150hPa 面)の相対渦度・水平発散を図8に示す。

台風周辺の下層では半径 500km 程度の低気圧性循環があり、その内部には局地的に渦度の大きい領域が複数存在する。以下、このような局地的な渦を“メソ渦”と表現する。また帯状の細長い渦度が台風に向かってやや曲率を持って分布していることが分かる。同様に、下層収束も台風に向かってスパイラル状に分布しているが、渦度と比較して分布は疎である。しかし、この段階におけるスパイラルの曲率はそれほど大きくない。

上層は、中心付近では低気圧性渦度が見られるが下層ほど組織されていなく、周辺部はむしろ高気圧性渦度の領域の方が広い。また中心付近から風が吹き出している様子が見られ、下層渦の中心と言うよりもその周縁部に発散が分布する。発散場は領域全体に点在している傾向があるが、中心部の上層は発散場が支配しているように見える。風ベクトルを見ると、大きな高気圧性循環に台風が囲まれる構造となっている。

風速の鉛直構造

090812Z+24HRにおける東西風、南北風と風速の鉛直断面を図9に示す。風速のシェードは薄い方から15 [m/s] 以上、25 [m/s] 以上である。それぞれ気象庁が発表する強風域、暴風域に対応している。

東西風の経度/hPa断面図(左上)から、台風を中心より僅かに西に400hPa面まで及び西風成分と東風成分が収束している領域があることが分かる。また、それよりも上層は、西側が東風、東側が西風となっていて風速の東西成分が発散していることが分かる。しかし、0.5度東側では西風が弱くなっており東西風が収束していることが分かる。また東経126.5度付近の下層には東風と西風が収束している領域が見られ、少なくとも下層は東経130度まで東風である。広域的に見ると、600hPa面より上層は台風の東側で西風、西側で東風となっている。

南北風の経度/hPa断面図(左中央)を眺めると台風を中心より東側で南風、西側で北風となっていて、特に東側で循環が強いことが分かる。台風を中心から150km東側の下層に強風軸があり、その強さの最大は800hPa面で35 [m/s]である。また、その強風軸も東側や上層にも複数の強風帯が見られる。

引き続いて東西風の緯度/hPa断面図(右上)を見ると、台風を取り巻く南北風と比較して中心付近で等値線が密であることが分かる。台風を中心を取り巻く強風軸とは別に、台風を中心から半径200～400km付近の下層に強風帯が見られる。

南北風の緯度/hPa断面図(右中央)から、台風の上は500hPa付近までは北風、300～400hPa付近では南風であることが分かる。台風中心付近の上層は、南風と北風が複雑に入り組んだ鉛直構造となっているようである。

風速の経度/hPa断面図(左下)、緯度/hPa断面図(右下)を見ると、台風を取り巻く循環は上層まで及んでいるが、台風の南北方向に対しては、上層の風は弱く循環は中～下層に限定的であることが分かる。また、台風の東西方向に対して、西側は全層で風が弱く、東側は上層まで風が強い。つまりこの時刻では、台風の東側のみで循環が強く、強風が上層まで及んでいるという、水平方向と鉛直方向のどちらに対しても非常に非対称性が強い構造となっている。

上層の気温と相対湿度

初期の熱力学的な台風の構造を、広域的な上層の気温と相対湿度場から見たい。図10に、700hPa面と300hPa面の気温を示し、また、図11に300hPa、500hPa及び700hPa面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面を示す。

台風中心付近において700hPa面の気温は周囲と比較して高く、台風中心の気温は12であった。しかし周辺部の気温も10程度で、この段階では下層から中層の気温上昇はあまり見られない。上層も周囲と比較して気温の高い領域を形成しているが、加熱は

中心部の一部に限定的で、組織したウォームコアはまだ形成されていない。700hPa 面の気温の分布を見ると、冷たい領域と暖かい領域が交互にやや螺旋状に分布していることが分かる。

300hPa 及び 500hPa 面の相対湿度を見ると、台風の北側と南側に相対湿度が 95 % 以上の領域があり、その水平規模は、上層の方が大きいことが分かる。また、300hPa 面では南西から北東方向に湿潤域が広がり、500hPa 面では台風の北側のシステムは北東方向に伸びているが、東経 130 度付近からは赤道方向にカーブする。また、台風のシステムを外れたところでは、乾燥していることが分かる。700hPa 面では、中層から上層よりも 95 % 以上のスケールは小さく、分布も局地的である。すなわち台風は、この時刻ではいくつかのメソ対流系 (MCSs) があり、その内部に局地的に対流雲が存在するような構造となっていると推測できる。また、700hPa 面では赤道側が湿っていて、台風の東側から反時計回りに円を描くように台風へ水蒸気を供給しているようである。鉛直断面図を見ると、最下層では一様に湿っていて、台風付近では 100hPa 付近まで湿度のタワーが形成されていることが分かる。また、100hPa ~ 300hPa の領域は高湿度域が波打ちながら水平方向に広く分布していて、中層はむしろ乾燥した領域が広い。

B . 局地的に見た台風の構造の特徴 ~ ウォームコア渦の形成 ~

領域的に見て、台風の中心付近には複数のメソ渦が確認できた。次に台風を取り巻く循環の鉛直構造や、メソ渦の特徴を局地的・空間的な視点から述べたい。

台風中心域の渦度と収束・発散の鉛直構造

090812Z+24HR における 850hPa, 500hPa 及び 300hPa 面の風ベクトルと相対渦度、水平収束を図 12 に示す。図 12 中央列から水平面の全体的な渦度分布は、850hPa 面では台風中心の渦度の周囲に僅かに曲率を持つスパイラル状の渦度が組織しているが、500hPa 及び 300hPa 面ではその構造が不明瞭となり、また上層ほど渦度は疎らに分布するという特徴があることが分かる。つまり、上層ほど渦は不明瞭であるになることを意味する。図 12 左列から強いメソ渦を中心とした低気圧性循環は、東半分で強く強風軸はメソ渦から 50 ~ 200km ほど離れて位置していることが分かる。また、850hPa 面の循環は円形だが、500hPa 面では卵型、300hPa 面では閉じた循環が見られるものの、中層から下層ほど明瞭ではないことが確認できる。更に台風循環の東側は、特に中層から上層で不均一で局地的に風が収束している。風速場の鉛直断面 (図 9) と 500hPa 面、300hPa 面の風ベクトルを見ると循環は東側のみで中心から大分離れた位置に強風軸があり、この時点ではかなり非対称な循環の構造であることが分かる。

850hPa 面の相対渦度を見ると、台風中心 (東経 125.2 度・北緯 18.5 度付近 (表 3 参照)) に対応する大きな低気圧性渦度領域の内部に直径 30km 程度の強いメソ渦を確認できる。

このメソ渦が持つ渦度の大きさは、850hPa 面で約 $2.4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。またこの渦は、循環の中心からは僅かに西に位置しているが、この強い渦は、台風の発達に対して重要な役割を演じたことを後で説明する。以下、このメソ渦を渦 A と呼ぶ。渦 A は、小規模ながらとても順圧的で 500hPa 面と 300hPa 面においてもほぼ同じ位置に見られる (詳しくは 渦 A の構造)。また、中心渦の東側、北側の循環の強風軸にも強い渦度を持つメソ渦が見られ、以下それぞれ渦 B、渦 C と呼ぶ。以下、渦 A ~ C の構造を詳細に解析する。

図 13 右列に 090812Z+24HR における 850hPa, 500hPa 及び 300hPa 面の気温と相対湿度を示す。300hPa 面の相対湿度を見ると、水平 100 ~ 200km スケールの 3 つメソ対流系 (MCSs) に対応する湿潤域 A, B, C が見られ、下層のメソ渦とを比較すると、渦 A, 渦 B, 渦 C がそれぞれの MCSs に分布することが分かる。

渦 A の構造

渦 A は、中心渦に対応する MCSs の内部に組み込まれていて、上層まで順圧的で 500hPa 面でもその値は $1.6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ を超える。図 12 の 850hPa 及び 500 hPa 面の相対渦度と収束を見ると、渦 A は下層から中層に強い収束を伴っていることが確認できる。一方、上層の 300hPa 面では、渦に対応する位置に強い収束は見られなくなっている。図 9 から渦 A は、台風に伴う循環に対して東西風が収束する位置にあり、それが成因となって下層から中層に収束が生じ、そこに形成されたことが分かる。渦の気温は、850hPa 面で 20.5 、500hPa 面で 0 、300hPa 面で - 23 であり、これらの気温は周辺よりも高い。したがって渦 A は、下層から上層までウォームコア構造となっていることが分かる。また 500hPa の気温分布 (図 13 参照) から、循環中心に伴うコアとはシステムが分離していることが分かる。渦に対応する位置の相対湿度を見ると 300hPa, 500hPa, 850hPa 面全てで 95 % 以上で、特に下層ではフック型の構造となっていることが分かる。渦度の鉛直断面図 (図 14(a)) から渦 A は、200hPa 面まで強い渦度を持っていることが確認され、下層から中層は高度が高いほどやや西側に傾いた渦構造であることが確認できる。収束の鉛直断面 (図 14(b)) から、渦 A は 400hPa 面付近までは強い収束を伴っていて、300hPa ではニュートラル、それより上層では強い発散を伴っており、また上層では両側に強い収束が存在する収束・発散のパターンとなっている。渦 A は、激しい上昇流を中心に持ち、上層の収束に対応して下降流が存在し、下層にも下降流域が見られ、その部分は弱い発散領域となっている (図 14(c))。帯状平均気温からの気温偏差 (図 14(d)) を見ると、渦 A は上層に支配的なウォームコア構造を持っていて、最下層では西側がコールドな領域を持つ構造となっている。相対湿度の鉛直断面 (図 14(e)) から、渦 A は上昇流に対応したシャープなタワー構造となっていて、700hPa 付近でほぼ飽和に達しているようであり、下層の下降流の位置は 90 ~ 95 % となっている。

以上のことから渦 A は、深い対流を伴うメソ対流渦であることが分かる。全層にウォー

ムコアを持っており、Hendricks et al. (2004)、Montgomery et al. (2006) で説明された VHTs の構造となっている。また、下層では上昇流と下降流の位置が分離したシステムを持ち、雲が存在するような湿潤域とを分けていることから、その構造はスーパーセル型の積乱雲対流に近いことが分かる。つまり長時間持続しやすいシステムとなっている。

渦 B の構造

渦 B は、循環の強風軸付近に形成され、図 12 中央列を見ると上層に向かうにつれて弧を描きながら風向に対して反対側に傾斜していることが分かる。渦 B の収束・発散のシステムは複雑で、850hPa 面では渦に対応する位置に収束が見られるが、上層に向かうにつれてそれは中心に対して反対方向に傾き、渦はその中心側の縁に位置している。また 500hPa 面では北端が尖った構造となっている。図 9 を見ると、渦 B の位置で 700hPa ~ 最下層で東風と西風が収束している。したがって渦 B はこの収束により形成されることが分かる。渦の気温は、850hPa 面で 20、500hPa 面で - 1、300hPa 面で - 24 と渦 A と同様に渦 B も、対流圏下層から上層までウォームコア構造である。また、300hPa, 500hPa, 850hPa で湿った領域にある。渦度の鉛直断面 (図 14(a)) から、渦 B は東西方向の規模は 30km でこの切断面では 400hPa 面まで強い渦度を持っていることが分かる。渦 B は、特に最下層に強い収束を持ち、上層に向かうにつれて東向きに傾いていた収束の構造となっており、下層の収束の位置は中層では強い発散領域となっていることが特徴的である (図 14(b))。渦 B は、上層ほどやや東側に傾き上層で東向きに発散する上昇流の構造となっている (図 14(c))。東側では中層から下層にかけて、西側では上層から中層にかけて下降流域となっていて (図 14(c))、渦 A と同様に下降流域は相対湿度が 90 ~ 95 % となっている (図 14(e))。この切断面では、渦 B の持つウォームコア構造は明瞭には見られないが、300hPa 面の気温 (図 13 参照) から強いウォームコア構造を持っていることは確認できる。

上記の説明から渦 B も VHT の構造を持つメソ対流渦でスーパーセル型の積乱雲対流に似ていることが分かる。

渦 C の構造

渦 C は、渦 B と同様に循環の強風軸付近に形成され、図 12 中央列を見ると上層ほど東側に傾斜していることが分かる。渦 C は下層に目立った収束を伴っていないが、中層の 500hPa 面には顕著な収束を持つ構造となっており、下層に強い収束を持つ渦 A や B とは異なった収束・発散の型である。渦 C は、850hPa, 500hPa 面の気温を見ると渦に対応する位置は周囲と比較して高温域となっていない、むしろコールドであり VHT の構造ではないようである。一方、300hPa 面ではウォームコアとなっている。渦 C も、渦に対応する位置は下層から上層まで湿潤である。渦度の鉛直断面 (図 15(a)) から渦 C は上

層ほど東に傾き、300hPa (上空約 9000m 付近) では下層よりも 1 度 (約 110km) 傾いてることが分かる。下層における渦の位置は、上層では強い高気圧性渦度となっている。収束の断面 (図 15(b)) を見ると、渦 C の中層 400 ~ 700hPa には強い収束が見られ、上層には高気圧性渦度に対応して発散が分布する。収束・発散から渦 C は、2 つのシステムが組み合わさった構造となっていると推測される。上昇流の鉛直断面 (図 15(c)) を見ると、渦 C は 600hPa を境にしてそれより上層では上昇流、それより下層では下降流となっていて、2 つのシステムに対応して鳥が羽ばたいたような形状となっていることが分かる。渦 C の両脇には対流に伴う上昇流が見られるが、強い渦は伴っていないことが特徴的である。帯状平均気温からの気温偏差 (図 15(d)) は、2 つのコアが見られ、東側のコアは傾いた渦に対応している。相対湿度場を見るとその傾向がかなり顕著に見られ、中層から上層の上昇流に対応して 98 % 以上の相対湿度が分布する (図 15(e))。以上に説明したように、渦 C は中層に収束を伴う渦で VHT の構造を呈していない渦であることが分かる。

C . SUMMARY

台風中心付近には、3 つの MCSs が見られた。MCSs の内部構造は複雑であり、また個々で異なっていた。特に台風の中心を挟んで東西にある MCSs の内部には VHTs が含まれていて、台風全体で見ると弱いウォームコア構造であるが、局地的には強いウォームコアを持つ構造となっている。台風に伴う強い循環は中層から下層に限定的で、西側象限は風が弱く東側のみ上層まで風が強いという非対称性が強い構造となっている。

5.3.2 発達期 (090812Z+48HR) における台風の構造

A . 領域的に見た台風の構造の特徴

広域から見た台風周辺の渦度場と収束場

090812Z+48HR における下層 (925hPa 面) の相対渦度・水平収束、上層 (150hPa 面) の相対渦度・水平発散を図 15 に示す。

台風を取り巻く風は、風ベクトルを見ると直径 1000km に及ぶことが分かる。この時刻までに下層の渦が組織化し、台風の中心付近にはオタマジャクシ型の大きな中心渦が形成されている。また複数の強いメソ渦を含む曲率が大きい渦度のスパイラルバンドが台風の北側から東側に形成され、南側から台風の東を通って北側を迂回するように弧を描いて中心渦のオタマジャクシに西側から繋がるように分布している。下層の収束は、24 時間前と比較して曲率が非常に大きくなり渦巻き状に分布し、その渦巻きは渦度よりも綺麗なスパイラルである。

上層の発散は、台風の中心渦というよりもスパイラル状の渦の上層で組織しているよ

うであり、発散がらせん状に分布する。上層の渦度も組織され始めていて、これもスパイラル状に分布している。風ベクトルを見ると、台風の北側で南風が強く、南側で北風が強くなっていることが分かる。

風速の鉛直構造

図 17 に 090812Z+48HR における東西風、南北風と風速の鉛直断面を示す。

この時刻における経度面に対する東西風(図 17 左列上)は、台風中心より約 0.5 度西の東経 124.5 度より西側では 400hPa より下層で西風となっていて、それより上層では東風となっている。台風の東側では、850hPa より下層では東風となっているが、500hPa から 800hPa にかけて西風の領域が見られる。上層では台風中心より約 1 度東側の 126 度以東では西風となっていて、最大で 20 [m/s] を超える。

経度面に対する南北風(図 17 左列中央)は中心を挟んで西側で北風、東側で南風となり典型的な台風循環の構造となっている。台風の東側は、上層まで風が強く 200hPa の最大で 40 [m/s] 以上の南風が吹いている。また、台風循環に伴う循環とは別の強風軸が、東経 129 度付近の上層に見られる。西側は、下層から上層に伸びる強風軸が 2 個見られ、1 つは台風中心のすぐ西に下層に限定的に、もう一方は台風中心から 1 度西に存在する。

緯度面に対する東西風(図 17 右列上)は、中心を挟んで極側で東風、赤道側で南風となっている。台風中心より赤道側の中層から上層では、2 本の西風の強風軸が見られる。一方極側では、下層に限定的な 2 本の東風の強風軸が見られ、1 つは台風の循環に伴うもので、もう一方は台風中心より 2 度極側に存在する。

緯度面に方向の子午面風(図 17 右列中央)は、経度面方向の東西風の構造と似ているがやや異なる点も見られる。それは、台風の赤道側の 200hPa から 500hPa にかけて南風領域が中層と 200hPa より上層の北風領域に挟まれるサンドイッチ構造になっているところである。また、最下層は南風となっている。極側では、北緯 22 度付近で南風と北風がぶつかっていて、上層では風が北向きと南向きに発散している。

経度面に対する風速(図 17 左列下)から、循環の最大風速は 50 [m/s] 以上であることが分かる。また東側で風が上層まで強い構造は 090812Z+24HR と同様である。緯度面に対する風速(図 17 右列下)を見ると、極側より赤道側の方が風が強い構造となっている。また、北緯 23 度付近に見られる下層強風帯の上層 100hPa から 200hPa にかけて北方向への強い吹き出し風に伴う強風帯が存在する。

上層の気温と相対湿度

700hPa 面と 300hPa 面の気温を図 18 に示す。300hPa 面及び 700hPa 面の気温を見ると、この時刻までには組織立ったウォームコアが形成されていることが分かる。特に

台風中心の上層では高温域を水平方向に広げていて、中層では強い加熱が生じ鋭いコアを形成したことが分かる。また、温暖域も収束と同様にスパイラルバンド状に分布する特徴が見られる。

図 19 に、300hPa, 500hPa, 700 hPa 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面を示す。湿度場を見ると、300hPa 面では台風の北と南に大きなシステムがあり、中央部はライン上の乾燥域が東西方向に広がっていることが分かる。500hPa 面は、眼の領域に伴う乾燥域が中心にあり、その周りに湿潤域が9の字型に渦を巻いて分布している。700hPa 面では、中心を挟むように2本の湿潤域のスパイラルバンドが存在し、台風を中心を軸に渦を巻こうとしている様子が見られる。700hPa 面の湿度場から2本のスパイラルバンドの起源は、1つはフィリピンの北の海上、もう1つはフィリピンの東海上にあることが分かる。台風の北東側には、複数の局地的な湿潤域が点在している。鉛直断面図をみると、台風中心において中層に顕著な乾燥域が形成されていることが分かる。また、台風の西側と比較して東側の最下層はより多湿な空気であることが分かる。

B．台風の中心付近の構造

渦度と収束・発散の鉛直構造

090812Z+48HR における相対渦度の経度/hPa 及び緯度/hPa 断面、収束の経度/hPa 及び緯度/hPa 断面を図 21 に示す。渦度の図のコンターは高気圧性渦度の領域を示し、間隔は $20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ である。収束の図のシェードは収束領域を示し、コンターは発散領域を表していて、間隔は渦度に同じである。また、150hPa, 500hPa, 850hPa 面の相対渦度と収束を図 20 に示す。

台風中心渦が持つ渦度の大きさは、850hPa 面 (図 20, 850hPa) において $2.4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。その中心渦に向かって渦スパイラルバンドが侵入してオタマジャクシの構造となっている様子が明瞭に見られる。500hPa 面にも同じ位置に強い渦が見られるが、下層と比較すると組織していない。上層では下層の中心渦の縁に沿って強い渦度が出現する。図 21 の緯度/hPa 断面からその様子がはっきりと確認され、500hPa までは同じスケールの渦が見られるが、それより上層では中心渦の縁に渦のタワーが立っていることが分かる。その断面図の北緯 22 度付近にも渦のタワーが見られるが、図 20 の渦度の図に見られる北側の渦のスパイラルに対応する渦である。この渦のタワーは下層から中層の渦と、中層から上層の渦の二重構造を成していることが分かる。

収束場は、実に美しい形をしている。850hPa 面の収束 (図 20 右下) を眺めると、台風中心に向かう収束のスパイラルバンドの渦巻きが規則的に組織していることが分かる。500hPa 面 (図 20 右中央) でも、中心で渦を巻く収束の螺旋が見られる。下層と異なる点は、組織立った収束の内側に強い発散域が分布すること点である。特に、北側の

渦のスパイラルバンドに対応して収束・発散のパターンが明瞭に見られ、複雑な構造となっていることが分かる。150hPa 面 (図 20 右上) では、渦のスパイラルバンドに対応する領域で強い発散が構築され強い北向きに流れが形成されている。一方、南側にも強い南向きの流れがみられるが、その中央は南側の発散領域に伴う弱い北向きの流れと北側の発散領域に伴う弱い南向きの流れが収束し顕著な収束域を形成している。

渦度の経度/hPa 断面 (図 21 左上) を見ると、中心渦の周りに複数の渦のタワーが確認することができる。対応する収束 (図 21 右上) を見ると、渦のタワーは、傾いた収束を持ち、その内側に発散が分布する構造を成していることが分かる。また東経 124.5 度付近の中層には、中層に限定的な渦が見られ、その渦は 250 ~ 400hPa に強い収束、100 ~ 250hPa に強い発散を持っていることが分かる。更に東経 126 度付近にも中心渦とは異なる下層に限定的な渦が見られ、最下層に収束を持ち、中層には傾いた発散を伴っている。同様に、渦度の緯度/hPa 断面 (図 21 左下) 及び収束の鉛直断面 (図 21 右列) を見ると、渦スパイラルバンドに対応する北緯 22 度付近の渦は、下層から上層まで顕著な収束を持ち、中心側と 300hPa より上層は強い発散の構造となっていることが分かる。この構造は、090812+24HR に見られた渦 B の構造に良く似ている。また、中心渦の南側に見られる渦のタワーも、同様の南側に傾く収束・発散の構造となっている。以上より、台風の中心付近には多種多様な渦の構造が見られるが、台風の中心の上層では収束と発散が入り乱れてた構造となっていることが分かる。

図 20 の太枠内に見られる渦について、図 22 に相対渦度、収束・発散、鉛直 p 速度オメガの鉛直断面を示す。風ベクトルを見ると、その渦を境にして南側では南風、北側では東風の構造を成していることが分かる。つまりその渦は、シアライン上に発生した渦である。850hPa 面の渦度の大きさは、 $2.4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ と中心渦と同程度である。渦のタワーは、最下層に広い収束を持ち、上昇流を伴っていることが分かる。風の収束帯に形成された渦は、ほぼ収束域の傾きに対して同程度の傾きを持つ上昇流の構造を持っている。したがって、今まで説明してきた VHTs と比較すると通常の対流に近い構造となっている。

メソ渦群の気温場と湿度場

図 23 に、090812Z+48HR における 850hPa, 500hPa, 300hPa 面の相対渦度、気温、相対湿度を示す。850hPa 面では、渦のスパイラルバンドに対応して、周囲よりやや気温が高く湿潤な領域となっているが、その南側には高温で乾燥した領域が見られる。強い渦のバンドを伴わない湿度のスパイラルバンドが複数見られる。500hPa 面においては、中心渦は気温が上昇し、乾燥した領域となっている。中心に向かって渦を巻く湿度のバンドの内部には複数のメソ渦が含まれていることが分かる。下層の渦のスパイラルバンドの内部に存在するメソ渦は、300hPa 面では顕著なウォームコアを持っていることが

分かる。したがってメソ渦の多くがVHTsの構造を呈しているが、下層については台風中心部で暖まっているため顕著には見られない。

5.3.3 最盛期 (090812Z+78HR, 84HR) における台風の構造

広域から見た台風周辺の渦度場と収束場

090812Z+78HRにおける下層(925hPa面)の相対渦度・水平収束、上層(150hPa面)の相対渦度・水平発散を図24に示す。

台風の中心には同心円状の強い渦が見られ、発達期よりもその規模を拡大し軸対称な構造となっている。また、その周囲にバンド状の渦を巻いた渦が複数ある構造は発達期と同様であるが、強い渦度を持つバンドは少なくなっている。最盛期になると、台風は上層まで円形で軸対称な渦構造を成していることが分かる。中心部の循環は更に強化され925hPa面の最大風速は60 [m/s]を超える。台風の中心にはアイウォールに伴うリング状の強い収束があり、その内部にも円形の収束が存在し人間の眼に似た構造となっている。強い収束のリングには北側、東側及び南西側から3本の収束のスパイラルバンドが繋がる構造となっており、波数3が支配した構造となっているが、この6時間後に、その波数3の構造が顕著となる。収束の渦巻き領域全体に広がっている。上層では、渦の縁に沿って強い発散場が形成されていて、上層の発散も台風中心を起点に渦巻き状のスパイラルバンドの構造を成している。

風速の鉛直構造

最盛期の風速分布は実に面白いことを説明する。図25に090812Z+78HRにおける東西風、南北風と風速の鉛直断面を示す。

経度面に対する東西風(図25左列上)を見ると、台風の中心付近は上層まで一様に弱く、中心を軸としてほぼ軸対称に東西風の強風帯が存在する構造となっていることが分かる。また、緯度面に対する南北風(図25右中央)も同様に、中心から半径50kmの範囲内は上層までほぼ風がない領域となっている。したがって台風の眼では、発散も収束も弱いほぼ同心円状の循環の構造となっていることが分かる。

しかし、図25左上から直径150kmの中心の弱風帯を挟んで東側(西側)に、水平スケールが30km程度で上方に鋭く伸びた強い西風領域(東風領域)が見られ、それぞれ上層で東向き(西向き)に伸びている。850hPaより下層では台風の東側(西側)で西風(東風)となっていて、台風の中心に向かって風が収束していることが分かる。また、上方に鋭く伸びた強い西風領域(東風領域)の東側(西側)の中層は広く東西風の弱風領域となっていて東西風が入り乱れている。同様に緯度面に対する南北風(図25右列中央)を見ると、経度面に対する東西風と類似した構造となっていることが分かる。直径150km

の中心の弱風帯を挟んで極側（赤道側）に、水平スケールが 30km 程度で上方に鋭く伸びた強い南風領域（北風領域）があり、それぞれ上層で極向き（赤道向き）に伸びている。850hPa より下層では台風の極側（赤道側）で北風（南風）となっていて、台風の中心に向かって風が収束している。しかし、中層から上層の構造には違いが見られ、200hPa から 400hPa の層において台風の極側では北風、赤道側では南風領域がみられ、それぞれ上方に鋭く伸びた強い南風領域（北風領域）と収束域を作り出している。

経度面に対する南北風（図 25 左列中央）を見ると、中心を軸として軸対称な渦構造となっていることが分かる。最も南北風が強い高度は、700hPa から 850hPa にかけてである。090812Z+48HR で見られた複数の強風軸も見当たらない。緯度面に対する東西風（図 25 右列上）も同様に、東西風は中心を軸として軸対称な循環を形成している。若干異なる点は、強風帯が東西方向と比較して中層で水平方向に広がっていないことである。

経度方向の風速（図 25 左列下）から、台風の眼には弱風帯が大きく広がり、その両側のアイウォール付近に強風軸がある構造となっている。西側よりも東側の方が水平方向に暴風域を広げ、台風の東側 50 ~ 400km、西側 50 ~ 250km では風速 25m/s 以上の風が吹いている。700hPa から 900hPa の高度で最も風が強く最大で 70m/s を超える。循環の強風軸は台風の中心から約 100km 離れていて、これは教科書に書かれていることと一致する。同様に緯度方向の風速（図 25 右列下）から、台風の北側 50 ~ 300km、南側 50 ~ 300km の範囲は風速 25m/s 以上の風が吹いている。しかし、50m/s 以上の風が及ぶ高度は東西方向と比較して低い。台風の中心から 0.5 度ほど離れたところに非常に狭い風速の水平勾配が非常に大きい領域がある。台風の眼に向かって進んでいくとアイウォールを境として急に風が弱くなるような台風の構造となっている。

上層の気温と相対湿度

700hPa 面と 300hPa 面の気温を図 26 に示す。また、200hPa, 500hPa, 700 hPa 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面を図 27 に示す。

中心のウォームコアは、300hPa, 700hPa 面ともに同心円状の構造となり、また上層の方が規模が大きい構造となる。300hPa 面のコアの気温は、最も気温が高いところで約 - 16 で、台風の周辺部の気温は - 28 程度であり、台風の中心部では 12 高くなっている。下層にも同様に強いウォームコアが見られ、その温度は 16 であり、周囲と比較して約 6 高くなっている。また、700hPa 面においては台風の北東側で大きく高温域が広がっている。

相対湿度の分布は面白い。200hPa 面には台風を取り囲む半径 300km の 95 % 以上の領域が見られ、東経 124 度付近には直径 150km 程度の台風の眼がある。眼の形を良く見ると、5 角形の構造を成していることが分かる。500hPa 面においては、台風に伴う湿潤域が熱帯から延びる湿潤域から切り離されて乾燥域の内部に単独で存在している。中

心部には台風の眼に伴う乾燥域があり、その外周には幅 50km 程度のアイウォールに伴うリング状の湿潤域を形成してる。700hPa 面では、アイウォールに伴うリング状の多湿域が楕円形の構造を呈し、その内部に、小さなリング状の多湿域が存在する様子が見られ、ダブルアイウォールの構造を成しているようである。また、台風を取り巻く様に、スパイラルバンド (外側降雨帯) に伴う渦巻き状の螺旋が見られる。また東側の熱帯に端を発する湿潤域のバンドは見られず、乾燥域が北側まで侵入している。しかし、フィリピンの西の海上に大きな湿潤域が見られ、これは台風の挙動に今後影響を与えそうである。鉛直断面を見ると、上層から 500hPa 面にかけては大きな乾燥域があり、500hPa より下層では 700hPa 面において見られた眼の中のリングに伴う湿度のタワーが見られる。また、アイウォールに伴う湿度のタワーとスパイラルバンドに伴う湿度のタワーも確認できる。

図 30 に鉛直 p 速度オメガの断面図を示す。中心を軸にして東経 123 度付近と東経 125 度付近に、アイウォールに伴う水平スケールが 0.5 度程度の強い上昇流が見られる。また、中心部も 150hPa 付近には下降流が見られるが、中層までは弱い上昇流域を持つ構造となっている。

渦度と収束・発散の鉛直構造

090812Z+78HR における相対渦度の経度/hPa 及び緯度/hPa 断面、収束の経度/hPa 及び緯度/hPa 断面を図 29 に示す。渦度の図のコンターは高気圧性渦度の領域を示し、間隔は $20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ である。収束の図のシェードは収束領域を示し、コンターは発散領域を表していて間隔は渦度に同じである。また、150hPa, 500hPa, 850hPa 面の相対渦度と収束を図 28 に示す。

台風の中心から半径 80km の円周に沿って幅が 20 ~ 30km 程度のリング状の強い渦があり、そこを境として循環が急速に弱まっていることが風ベクトルから確認できる。そのリング状の渦度は、500hPa 面でも明瞭に確認できるが、その半径は大きく広がっているようである。150hPa 面ではその構造は不明瞭になるが、軸対称な渦の縁はやや渦度が強い構造となっている。特徴的な渦度分布が 500hPa 面において見られ、リング状の渦の内部に別の同心円状の強い渦がある渦構造を形成している。鉛直断面図 (図 29 左上) を見てみると、中心を軸として、両側にアイウォール (図 30 参照) に対応して強い渦が形成されていて、中心渦はそれに取り囲まれた構造となっていることが分かる。以上より、渦の径は鉛直方向にほぼ一様な順圧的構造で、水平方向には軸対称な構造となっていることが分かる。更に、24 時間前と比較して中心渦の持つ渦度は小さくなっている。

図 28 の 850hPa 面の収束を見ると、幅が約 30km の収束のリングが渦のリングの縁に分布していること分かる。特徴的な収束分布が 500hPa 面で見られ、強い収束の内側に幅 20km の強いリング状の発散があり、その発散の内側に弱い収束帯がある構造を成し

ている。150hPa 面では渦の縁に沿って馬蹄状の強い発散という特徴的な構造が見られ、その中心側は収束が支配的な構造となっている。風ベクトルの向きを見ると低気圧性循環を描きながら発散していることが分かる。収束の鉛直断面 (図 29 右側) を見てみると、中心を挟んで両側に上層ほど中心と反対方向に傾く収束があり、その内側に強い発散が分布する構造が見られる。その発散の内側はまた、弱い収束帯が見られる。また、下層は渦の縁に沿って収束が分布し、傾いた発散が渦を切断するように上層から渦の内部に侵入する構造である。

波数 3 の構造

特徴的な構造が最盛期において見られた。図 31 に 850hPa 面の相対渦度と 700hPa 面の水平発散を示す。また、図 32 に 2008091201Z における赤外画像を示す。最盛期において、波数 3 が支配し渦がトライアングルの構造となるが、そのことが 850hPa 面の渦度から確認できる。700hPa 面の収束を見てみると、収束のトライアングル構造が見られそれぞれの頂点に収束のスパイラルバンドが繋がっている。赤外画像はこの渦度と収束の画像の 1 時間後である。台風を見ると、雲の形はおおよそ円形であるが三角味を帯びていることが分かる。また、大きな眼の内部に小さな雲のリングが見られ、二重の眼の構造を持っていることが分かる。これは実際の台風でも見られ、NICAM のパフォーマンスの高さを表している。

5.3.4 台風の形成過程と発達メカニズム

5.2 章で、現実の台風と NICAM で再現された台風の発達過程や進路、構造が良く一致したことを説明し、5.3.1 ~ 5.3.3 章で NICAM で再現された台風について、発達初期、発達期と最盛期に分けてそれぞれの特徴的な構造を述べた。この章では、台風の構造がどのように発達したか、またどのような時間発展をしたか、またそれに作用するメカニズムは何かということに焦点を当てて詳細に調べる。以下、時間に関する表記を簡略化し初期値からの時間を“+時間 h”と表現する。

まず、渦の鉛直構造の時間変化を追う。+12h から +78h までの 150hPa (+12 ~ +24h は 300hPa)、500hPa、850hPa 面の相対渦度を図 33 ~ 36 に示す。また、図 33 ~ 36 の最下段は渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図である。それらを見ると、850hPa 面では、+18h には円形の中心渦を形成し、+30h には非常に強い局地的な中心渦を形成し、+48h までには渦が組織化し渦の規模を台風スケールの大きさに拡大していることが分かる。また、500hPa 面では 850hPa 面に遅れて渦が組織化していくことが確認できる。このことから、渦の発達の下層から上層に向かって発展していくと考えられる。+48h

以降は渦が軸対称化していく様子が見られ、上層でも同様に渦が組織化し軸対称になっていくことが分かる。詳しくは以下の A～C 章で説明する。

北西太平洋領域では年間に 25～28 個程度の台風が発生するが、950hPa 以下になるような台風はそのうち 5～10 個程度で、990hPa 程度で発達が止まる台風もかなり多い。発生過程ほどではないにしても、この過程も相変わらずカオス性がとても大きいところである。したがって、強い台風へと発達する過程に作用するメカニズムを解明することが、台風を理解する上で重要である。過去の研究では、モデルで現実的に台風を再現することが難しいために、現実に応じた発展をするようにスキーム、パラメータや気象要素をチューニングし、何が発達に利いているのかを探すとといったものが多い。台風の感度実験の問題点はカオス性が強いことから、パラメータを少し変えただけで発生しなかったり、現実との乖離が大きくなったりしやすいということである。また、複雑な相互作用により発生・発達するため 1 つを変えると、他のメカニズムに派生して影響しまうことも大きな問題点である。本研究では、非常に現実的に台風を発展させることができたことから、モデル台風の発達メカニズムを力学的・熱力学的に調べることで、発達に作用するメカニズムを探りたい。

多くの台風は、強い台風へ発達することなく、発生期の段階で衰弱・消滅する。台風中心付近で雲が発達していれば台風は強くなりやすい。台風の発生期は、一般に雲の非対称性が強く台風の中心付近には複数のメソ対流系が散在している傾向があり、中心付近で組織化しない場合発達しないことも多い。つまり、台風が発達するかどうかは、“中心渦”を伴うメソ対流系の形成がキーポイントとなっている。中期から後期にかけては、渦の組織化と軸対称化が台風の発達におけるキープロセスである。この中心渦が形成されるまでを A) 初期発達過程、その後渦が組織化し 960hPa まで発達する期間を B) 中期発達過程、それ以後の発達期間を C) 後期発達過程として、それぞれの過程で見られた発達メカニズムを説明する。

A．初期の台風の発達とメソ渦のマーキング

中心渦の形成

図 33 を見ると、+12h においては循環の中心よりはむしろ、周囲の強風軸のすぐ中心側に強い渦度を持つメソ渦が確認できる。また、下層中心の上層は、渦度は下層と比較して弱く、メソ渦は、中心から離れて強い循環が見られ、そのすぐ中心側に分布する。図 37 に 850hPa 面の相対渦度、500hPa 面の気温、850hPa 面の渦度方程式のストレッチング項を示す。この渦は VHTs の構造を呈しており、下層には強い収束が見られ、ストレッチングにより渦を強化していることが分かる。図 38 に +12h から +24h までの 300hPa, 500hPa, 700hPa 面の風ベクトルを示す。この期間は組織した循環は下層に限定的で上層

までは組織していないことが分かる。また、この時刻においては鉛直断面 (図 33) から見ても、渦は上層までは組織していないことが分かる。その後、+18h には 850hPa 面に円形の渦が形成されるが、500hPa 面では下層と比較して風が弱く強い渦度を持つ領域も小さい。また、300hPa 面には下層中心より約 80km 北側に上層に支配的なメソ渦が見られる。このメソ渦は+24h において、下層の渦と同じ位置に配置する。そして、この渦のタワーは、前に説明した VHTs である。したがって、+24h にみられた中心付近の VHTs は、下層でのメソ渦の併合と下層と上層の渦のカップリングにより渦度のタワーを形成したようである。図 39 に、+24h における 850hPa 面の渦度方程式の水平移流項とストレッチング項を示す。渦 A、渦 B は、ストレッチング項が強く作用して形成したことが分かる。一方、渦 C の形成に対してはストレッチング項がほとんど寄与しておらず、水平移流が強く作用しているようである。

VHTs を含むメソ渦群のマージング

以前に、+24h に見られた 3 つメソ渦の特徴と構造を詳細に述べた。+12h から+24h にかけても、渦の併合が見られるが、+24h から+30h にかけては台風を中心付近で劇的なメカニズムが作用し、3 つのシステムが併合する。図 40 に、+24h から+30h における 850hPa 面における相対渦度と、500hPa 面における水平発散を示す。また、図 41 に、図 40 の渦 A, B, C の水平収束・水平発散の鉛直断面図を示す。

+24h の図 40 に示したメソ渦 A ~ C 及び周辺のメソ渦が渦 C の位置で併合し、+30h には 1 つの強い台風の中心渦 D を形成したことが分かる。850hPa 面における渦 A の強さは $2.4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、B の強さは $1.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、C の強さは $0.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 程度、中心渦の渦度は $1.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 程度で、マージングで形成した渦 D の渦度はコリオリパラメータの約 70 倍の $5.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ であり、A ~ C 及び中心渦の持つ渦度を足したものに近くほとんど保存されていることが分かる。渦 D の水平スケールは 40km 程度であり、+24h にみられた渦 A, C の水平スケールとだいたい同じである。500hPa 面の収束を見ると、渦 A, B に伴う収束・発散のパターンがほぼ+24h の時点の形状を保持したまま、渦 B は渦 D の北側から、渦 A は渦 D の南側から渦を巻くように集積している点は興味深い。鉛直断面図をみると、+24h の渦 A, B, C の特徴が見い出せる。渦 C は、+24h と比較して上層に位置するが、2 つのシステムが保持されていて渦 A の内部、渦 B の赤道側に位置する。そのことから、この併合は渦 C を基軸にして、渦 A, B, C の移流によるメソ渦の非線形相互作用により引き起こされたと説明できる。特に下層では、渦 A, B, C が中心に重なるように併合し、渦径がメソ渦の大きさを保持したという点は注目すべき点である。台風の進路は、一般的に中層の指向風に依存するため、渦の挙動は中層の収束に影響されることは大いに有り得る。

下層の加熱と上層の寒冷化

VHTs のマージングに伴って気温場に特徴的な変化が見られた。図 42 に+24h と+30h における 100hPa, 300hPa 及び 700hPa 面の気温を示す。

下層の 850hPa 面は図示していないが、VHTs の併合に伴い 20 から 21.5 に気温が上昇し、下層に局地的なウォームコアが形成された。700hPa 面の枠で囲った領域を見ると、+24h に見られる 2 つのコアが併合し 1 つとなっていることが分かる。コアの温度は、13 から 14 に上昇する。300hPa 面では、+24h において離れていた 2 つのコアが、互いに接近していることが分かる。その際、左側のコアは枠のすぐ上にあるコアを吸収し、- 23 から - 21 に、右側のコアは - 24 から - 22 に上昇した。この様に、VHTs の併合は、対流圏下層から上層までを一樣に加熱する。渦の大きさをほとんど変えないことから、この期間には断熱圧縮のようなメカニズムが作用していると考えられる。この間に台風の中心気圧が 986hPa から 975hPa へと約 11hPa 低下するが、これはこの対流圏全層に及ぶ加熱によるものであると説明できる。

100hPa 面の変化は著しく、渦 A は+24h において上層に局地的なコールドコアを持ち、コアの気温は - 84 であり、およそ雲頂気温に相当する。つまり、この高度付近で対流圏界面となっている。一方、渦 B は+24h においてはコールドコアは伴っていないが、+30h までには急速に寒冷化し - 87 のコールドコアとなっている。渦 A も同様のコールドコアの強度を維持し、ダイポール構造となっている。また - 80 より気温が低い領域を大きく広げている。つまり、VHTs の併合過程では対流バーストの様な現象が生じたことを意味している。

B．中期の台風の発達と台風の組織化

中期に見られた渦の発達は、渦の組織化である。渦の組織化メカニズムを説明するとともに、強い中心渦が形成された後に下層の気温場と比湿場、対流圏界面付近で劇的な変化が見られることを示す。

メソ渦群と中心渦のマージングと渦の組織化

+30h において強い中心渦が形成されたと述べた。しかし、まだ上層では併合が完了しておらず、この過程において併合する。その観点からは、強い渦の形成もこちらのセクションに含めるべきかもしれないが、中から上層の渦の併合も含めて、この期間に見られた渦の併合と組織化を説明する。

図 34 に加えて、+30h から+48h までの 850hPa 面の相対渦度、700hPa 面の相対湿度、300hPa 面の気温を図 43 に示す。また、図 42 に、+30h と+36h における相対渦度と帯状平均温位からの温位偏差を示す。

850hPa 面における中心渦の形状は、+36h には円形となっていることが確認でき (図

43 右列)、中心渦だけに関して言えば軸対称である。中心渦は+30h と比較して渦が拡大したため、中心の渦度は小さくなり、その大きさは+30h の約半分 ($2.6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$) になる。つまり、渦度の定義は循環の面積分を面積で除いたものであるので、循環の強度に変化がなければ渦の面積が約 2 倍になったことを意味する。また、中心渦の北西象限には新たなメソ渦群 (図 43 に印した枠内) が形成される。メソ渦の多くは湿潤場に形成され、上層までウォームコアを持っていることから、それらは主として VHTs の構造を持つメソ対流渦であることが分かる。そして、北西象限に形成したメソ渦群と中心渦が、今度は渦を拡大するようにして+42h において台風の北西側で集積し、+48h までには中心渦と併合し渦を拡大させ、前に説明した様なオタマジャクシ型に組織した渦が形成される。鉛直断面図を見ると、+30h において渦タワーに対応してウォームコアが確認できる、そして+36h には、渦が 1 つになりウォームコア域が拡大していることが分かる。しかし、+36h においては下層で正の温位偏差が増大するが上層では減少する。これは、この期間においては台風の中心気圧はほとんど低下しないことを説明している。そのようにして中心渦が形成された後も、中心渦と周囲との渦の間に非線形相互作用により渦を拡大する。その際、中心渦は周囲のメソ渦を分子のように結合させるように振る舞い、メソ渦が中心渦の内部までは入り込まないことが+30h の時と異なる点である。

またこの期間は、中層においても渦の組織化が生ずる。+36h においては併合して形成された中心渦の周囲に複数のメソ渦が出現する。多くは、下層の渦に対応する VHTs であるが、一部は中層に限定的なものも含まれている。下層よりも若干遅れるが、下層の VHTs の併合に伴って、中心渦に接近し+48h までには中心渦に併合することが分かる。

下層から中層の加熱と湿潤化

図 46 に+30h から+48h までの 850hPa 面の相対渦度、700hPa 面の気温、925hPa 面の比湿を示す。

強い渦が形成された+30h における 925hPa 面の渦中心の比湿の量は 20.5 [g/kg] 程度と多湿だが、その分布は中心のごく狭い範囲に限定的である。6 時間後の+36h には中心の渦に対応する比湿が 21 [g/kg] 以上の多湿領域が大きく広がっていることが分かる。また、周辺部も+30h と比較して広く高比湿域が出現し、850hPa 面の相対渦度を見ると、メソ渦は拡大した高比湿域に形成される。その湿潤化に伴い 700hPa 面の気温が 14 から 17 になり、 3 の気温上昇が見られた。この下層の気温上層は、図 44 においても確認することができる。下層で渦が併合した後、600hPa から最下層で温位偏差の増大が見られる。この時刻においては緯度方向の変化がほとんどないことから、偏差がそのまま気温の上昇に対応している。つまり、VHTs の併合により中心付近で局地的に風速が強化されてから、下層の湿潤場が形成され、下層の気温が上昇したことが分かる。

700hPa では、+36h から+48h における VHTs が中心渦の北西側で結合しながら中心渦と併合する過程で、中心渦は一度冷却され+42h において 17 から 15 になり、併合が完了した後、中心渦の気温が 15 から 18 に上昇する。この変化に関しは、もう少し詳しく説明する必要があることから、後期における発達も考慮してD章でその特徴を述べる。また、この過程では VHTs に伴う高比湿域が中心に集積し中心渦の比湿が高くなり、またその規模を拡大する。+42h になるとスパイラルバンドに対応した比湿のバンドが複数形成されていることが確認できるが、その上にスパイラルバンド状に配列した強いメソ渦が形成される。図 47 中央列に 500hPa 面の気温を示す。+30h において中心渦が形成された後、500hPa 面は徐々に加熱が生じ、+42h までは6時間に 1 程度の気温上昇量であるが、渦が組織化に伴い+48h には 3 から 5 になる。図 45 に+42h と+48h における相対渦度と帯状平均温位からの温位偏差の鉛直断面を示す。この図からも 500hPa 付近の偏差が 10K から 12K になっていて、下層から中層で加熱が見られるが、特に 500hPa 付近で加熱が顕著であることが分かる。したがって中層の加熱に伴う気温上昇は、渦が組織化した後に生ずることが分かる。

渦の組織化に伴う対流圏界面付近の急な加熱

100hPa 面の気温の変化は、他の高度と比較して特徴的であった。A章で、VHTs のマージングに伴い上層の気温が低下したと述べた。図 47 の右列に+30h から+48h までの 100hPa の気温を示す。

+36h においては寒冷域が大きく広がり、- 80 以下の領域が図の全体に広がる。+42h になると北側に温暖域が出現しているが、台風の領域は寒冷域で、特に VHTs の上層は - 85 程度のコールドコアになっている。しかし、+48h になると台風を挟んだ領域、特に北側で加熱され急に高温領域となり、局地的には最大で 10 変化した領域も見られる。このように台風の組織化に伴い、対流圏界面付近で気温が急上昇した。

渦の併合と収束・発散の組織化

図 48 に+36h, +42h, +48h における 150hPa, 500hPa, 850hPa 面の水平収束・発散を示す。比較のため、図 48 の最下段に 850hPa 面の相対渦度を示している。

VHTs は強い収束を持つが、それらが併合して形成された+30h において 850hPa 面で見られる強い中心渦には下層の収束は顕著ではない。850hPa 面では、+36h において中心渦の左側を取り囲むフック型の強い収束が見られ、フックの内部は発散領域になっている。そのフック型の強い収束に対して、曲率を持った収束のバンドが南側から反時計回りに侵入している。また、中心渦の北西象限には VHTs に伴う強い収束が連続的に帯状に分布している。その外部にも、数 10km から 100km スケールの強い収束が散在する。+42h には再び渦の併合が生じるが、中心渦は収束が不明瞭になり、中心渦を取り

囲むようにして強い収束のバンドが見られる。その収束のバンドは、中心渦を取り囲むようにして併合した渦に対応している。そして、+48h には中心に向かってスパイラル状に伸びる収束が組織する。

500hPa 面において+36h では、収束域に付随して発散域が見られ、特に中心の北側で顕著である。+42h には、中損渦の北西側で収束と発散がそれぞれでライン上に配列する。+48h には 850hPa 面と同様に渦巻き状に組織し、中心から外部に移動すると収束、発散が交互に現れる。850hPa 面よりも 500hPa 面の方が、収束がより支配しているようである。

+30h において顕著に見られた台風中心の上層 150hPa 面の発散は、+36h には明瞭でなくなる。しかし、領域全体が発散場に支配されるようになる。その後、徐々に台風の中心渦の北側及び南側で強い発散が形成される。

以上のことから、下層の収束と上層の発散は台風が発達し渦が組織化すると共に組織していくことが分かる。また、収束は VHTs を含むメソ渦に集中していることが分かる。

C．後期の台風の発達と台風の軸対称化

この過程では、台風の眼とアイウォールが形成され渦が軸対称化する。アイウォールの形成メカニズム、台風の眼の形成と相対渦度及び収束・発散の間に見られた興味深い関係を説明する。

渦の軸対称化

図 35 及び図 36 を参照し説明する。850hPa 面は、+48h から+72h にかけて背景場の渦度がリッチな領域にスパイラルバンド状の渦を次々に形成し、そのバンド状の渦が中心渦を軸として反時計回りに回転し、また自身の持つ渦度を強化しながら徐々に台風の中心に接近し、台風の中心の周りで渦を巻くように集まる。

500hPa 面において+48h には、下層には顕著に見られない渦のスパイラルバンドも複数見られる。しかし、下層よりも中心渦は組織化されていなく、歪な構造となっている。+54h においては下層よりも渦径は大きく、断面図からもそれが読み取れる。+60h になると 850hPa 面とほぼ同様の形状を持つ渦が組織されている。また、下層の渦スパイラルバンドに対応した強い渦のバンドが形成されている。中層の渦の組織化は、+66h ~ +78h に見られた下層におけるシステムと同様に、台風の中心に伴う渦の周縁部に渦スパイラルバンドが円を描くように集積することであるが、下層よりも 6 時間ほど遅れていることが分かる。+72h においては下層よりも中層で渦の半径が大きい渦構造が見られ、+78h にかけてそれが半径を小さくするように振る舞っていることが分かる。以

上より、中層は下層から延びる順圧的な渦に加えて中層に限定的な渦が、中心の周縁部に集積して軸対称な強い渦を形成したと推測できる。

上層では渦が併合するというメカニズムは見られず、また+54h までは、かなり歪な構造である。顕著な組織化が生じるのは+60h になってからで、下層の中心渦の上層というよりも、鉛直断面図から渦の周縁部に沿って強い渦が出現していることが分かる。この現象により下層から上層まで、水平スケールが等しい順圧的な強い渦構造を形成したことが分かる。+66h 以降は渦度に大きな変化はなく、下層の渦と同程度のスケールを持つように渦を円形に整えている様子が見られる。

本研究でみられた渦の軸対称化は、非対称な中心渦に対して渦のスパイラルバンドが中心渦の周縁部に円形に集積して組織するというシステムである。このシステムも下層から生じ、上層に発展していくようである。

スパイラルバンドとリング状の収束・発散場の形成

前章において最盛期の台風の中層にリング状の発散が形成し、また下層収束と上層発散は台風の発達に伴って生じると述べた。そのリング状の発散がどのようにして形成していったのか、下層収束と上層発散はどの様になっていったのかを説明する。図 49 左列に+54h から +72h までの 850hPa 面の収束・発散、図 50 左列に+54h から +72h までの 500hPa 面の収束・発散、図 51 左列に+54h から +72h までの 150hPa 面の収束・発散を示す。

+54h 以降は台風の中心を軸として、上層 150hPa 面にはスパイラルバンド状の発散場を形成しているが、収束の強い領域は散在しているようである。また、全体的には発散場が支配しているが、スパイラル状に組織した収束も見られる。+66h までには、上層の収束・発散の持つ曲率がとても大きくなり、渦巻きが強化される。また、特に台風の西側と東側を起点に強い発散が形成され、西側起点の発散のスパイラルバンドは北に向かって弧を描き台風の北側で曲がって南側まで延び、東側起点のスパイラルバンドは南に向かって弧を描き南側で曲がって北に向かって延びている。循環の形状を見ると、風ベクトルから低気圧性の循環を持ちながら、外向きに発散していることが分かる。+66h における発散の最大値は約 $3.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ と通常の高気圧と比較して遥かに大きい。以上の様に、強い台風となるにつれて上層の発散が組織された。発散がスパイラルバンド状に配列された時の中心気圧は 950hPa であった。

500hPa 面の収束・発散は非常に特徴的な構造変化を示した。+54h においては、+48h の時点より収束発散の形が大きく崩れていて、渦のスパイラルバンドに伴う収束・発散が散在する。+60h には、渦のスパイラルバンドに対応してスパイラルバンド状の強い収束を組織し、その内側にはスパイラルバンド状の強い発散を組織する。+66h には、中心を軸として反時計回りに回転しながら、収束が発散を閉じ込めるように組織し、+78h

までには、収束のスパイラルバンドが併合し、アイウォールに伴う強い収束の中心側に幅 20km 程度の強い発散をリング状に組織する。以上の様に、スーパーセル型のメソ渦に対応した収束・発散が、下層から中層の渦のスパイラルバンドの併合と軸対称化に伴って、スパイラルバンド状に組織し、中心渦の周縁部を取り囲むようにシステムが発展する。

+54h において 850hPa 面では、500hPa 面よりも綺麗に組織した収束のスパイラルバンドが見られる。そして、その収束のスパイラルバンドは強い渦度を持っていることが、左列に示した同面の相対渦度から分かる。+60h には、それらが収束を強めながら、台風を中心渦に向かって接近していることが確認できる。その後 +66h ~ +72h にかけて、強い収束のスパイラルバンドが反時計回りに回転しながら徐々に台風の周りで渦を巻き、中心から半径 100km の円を軸として併合しアイウォール様のリング状の収束帯が形成する。

スパイラルバンドと台風の眼とアイウォール

図 49 の右列に +54h ~ +72h までの 700hPa 面の相対湿度、図 51 の右列に 500hPa 面の相対湿度を示す。

700hPa 面において +54h には、中心に回り込む 2 つのスパイラルバンドがあり、他にもいくつかのスパイラルバンドが規則的に配列している様子が見られる。1 つは東経 127.5 度・北緯 18 度から北に延び北緯 21 度付近から弧を描いて南側から台風の中心に侵入していて (バンド A)、もう 1 つは東経 122 度・北緯 19 度から東に延び、東経 126 度付近からバンド A の内側を通り北側から台風の中心に侵入している。2 本のスパイラルバンドの構造は、+48h には出現しておりバンド A は 500hPa 面においても顕著に見られることから、台風の北側を起点としているように見えたバンドの実態は、熱帯域まで繋がっていて背の高い湿潤域であることが分かる (図 19 参照)。一方バンド B は、500hPa 面ではほとんど見られない。このことからバンド B は下層に限定された湿潤域であることが分かる (図 19 参照)。しかし +54h においては北側にも渦を巻く湿潤域のバンドが形成されており、6 時間でバンド B に伴う湿潤域は上層にも広がったことが分かる。

スパイラルバンドの幅は 20km ~ 100km 程度である。それぞれのスパイラルバンドは、下層の収束及び渦のスパイラルバンドに対応していることが分かる。500hPa 面の相対湿度場をみると、700hPa 面と同じように綺麗なスパイラルバンドがみられるが、下層よりも中心から離れて位置し、バンド A に伴うものはやや規模が小さい。500hPa 面においては台風の中心でかなり乾燥しており、典型的な台風の眼となっている。その乾燥域の直径は 100km に達し、この台風は非常に大きな眼を形成したことを説明している。しかしこの時点では上層は湿っており、外向き長波放射 (OLR) の画像で眼が形成されるのは数時間後である。また、まだ中心の囲むアイウォールは形成されていないよ

うである。

その後+60h には、その 2 本のスパイラルバンドが中心付近で渦を巻き、+72h までには、眼を軸にして反時計回りに回転しながらそれらが重なり合い中心を囲む綺麗なアイウォールが形成されていることが分かる。+66h において 500hPa 面では、六角形のアイウォールという非常に特徴的な構造を呈している。既往研究で、眼は様々な形を持つことが知られているが、アイウォールに関してもその様な構造を持つ可能性があることを示している。この時の中心気圧は 940hPa と、分類としては強い台風または非常に強い台風と分類される勢力である。したがってアイウォールは、強い台風への発達する過程で形成されたことが分かる。

上層のウォームコアと台風の眼の形成

強い台風へと発達する過程では、主に対流圏上層から対流圏界面付近での変化が劇的であった。500hPa 面の気温は+54h までの 6 時間で 2℃ 上昇するが、+60h 以降はコアの強度・スケール共に大きな変化は見られなかった。850hPa 及び 700hPa 面でも徐々に加熱がされ徐々に気温が上昇するが、初期から中期ほどの変化は見られなかった、また+54h まで上層においては目立った気温上昇が見られなかった。ここでは、対流圏界面付近の 100hPa 面と 300hPa 面の気温から上層ウォームコアの形成を説明する。図 51 中央列に、+54h ~ +72h までの 300hPa 面の気温、右列に 100hPa 面の気温を示す。

300hPa 面では、+54h において - 24℃ 以上の領域が直径 200km 程度のウォームコアが見られるが、+30h の時点と時間と比較してコアのスケールは広がっているものの、コア中心部の気温は変わらず、その気温は - 21℃ である。その後の 6 時間は変化が劇的で、+60h までに急速にコアの強度・規模のともに増大し、コア中心部の気温は 3℃ 上昇し - 18℃ 以上となり、- 24℃ 以上の領域は直径 400km と面積は約 4 倍になる。この時刻は、渦が上層まで組織した時刻でもある。以降は徐々に加熱が生じ、コア中心部の気温は+66h, +72h 共に - 17℃ を少し超える程度である。+66h から+72h にかけては、コアの形が円形に整えられていて、渦だけでなく、ウォームコアも軸対称となっていくことが分かる。

100hPa 面では、+48h と同様に+54h において台風の中心渦を挟んで北西側と南東側で高温域が見られ、南西側は低温領域となっていて、その温度差は 10℃ 程度である。6 時間後の+60h までに、4℃ 冷却され冷却され気温の高い領域は急速に範囲を小さいくする。しかし、+72h には再び加熱が生じ、台風の中心の上層(対流圏界面付近)でも、強いウォームコア構造となった。気温上昇量は多いところで 6℃ 以上に達する。

以上のことから、100hPa の寒冷化と同時に 300hPa 面の気温が上昇したことが分かる。+54h における 150hPa 面の収束・発散を見てみると、高温域には収束が多く分布することが分かる。また、+54h までの 300hPa 面の気温上昇の鈍さや台風の眼が出現し

た(上層の乾燥が生じた)した時刻と大体一致することを考えると、この 300hPa 面の加熱は、比較的温度の高い圏界面付近の空気が下降した際に生じた断熱圧縮であると考えられる。

D . SUMMARY etc.

初期の台風の発達、その領域内に VHTs を主とするメソ対流渦を次々に形成し、それらが併合することで強い中心渦が形成する過程として特徴づけられる。中期は、中心渦の周囲に VHTs を形成し、それらと中心渦が結合することにより渦が組織化される。後期は、循環の内部に VHTs が組織した渦のスパイラルバンドを形成し、それらが中心渦を取り囲むように集積することによる渦の軸対称化により説明される。下層の収束は、渦の組織化と共に組織し、規則的に渦を巻くシステムが構築される。収束は、台風のシステムではなく、その内部にある VHTs やスパイラルバンドに集中して分布する。

台風特有なウォームコアは、下層ではメソ渦の併合後、中層では渦の組織化後、上層では眼の形成とほぼ同時に加熱され気温が上昇したことで生じた。700hPa 面では台風の発達期において、+36h において加熱、+42h において冷却、+48h において加熱、+54h において冷却、+60h において加熱という規則正しい変化が生じた。ここで、+30h 及び+54h は日本時間の午前 3 時、+36h 及び+60h は午前 9 時、+42h と+60h は午後 3 時、+48h と+72h は午後 9 時に対応している。加熱は 12 時間ごとに生じ、日本時間(台湾付近のローカルタイムは+1 時間) 朝方の午前 3 時から午前 9 時、夕方の午後 3 時から午後 9 時の間に起こっていることが分かる。

VHTs の形成メカニズムと形成した環境

VHTs はスーパーセル型の積乱雲に構造が似ていると説明した。陸上のスーパーセルは、上層の一般風が強いところ、すなわち鉛直シアが強い環境で形成されることは良く知られている事実である。しかし、台風は一般的に鉛直シアが弱い環境で発生する。如何にしてその様なシステムを構築するのか原因の一端を探りたい。近年、Tsuboki(2007)により台風のスパイラルバンドで発生した竜巻の数値実験が行われ、レインバンドの積乱雲はスーパーセルに似ていると報告した。

図 52 に+18h から+48h までの鉛直シアと 500hPa 面の相対渦度を示す。鉛直シアは、250hPa の風ベクトルから 850hPa 面の風ベクトルを差し引いたものである。ベクトルはシアベクトルを示し、シェードはシアの強度を示しており、薄いものから 10 [m/s], 20 [m/s], 30 [m/s] である。

+24h に見られた渦 A (図 40 参照) は、その時刻においては鉛直シアが弱い位置にあるが、6 時間前の+18h においては鉛直シアが強い環境であることが分かる。渦 B、渦 C に関しては、+24h において鉛直シアが強い環境場にあることが分かる。+30h にお

いて中心渦の南側のメソ渦群も鉛直シアの強い環境にあり、+36h, +42h, +48h においてもメソ渦群は、主として鉛直シアの強い環境で形成していることが分かる。+42h において 850hPa 面で中心渦の北西側で VHTs 同士の併合が生じるが、そこは鉛直シアが非常に強い環境となっている。ベクトルの向きをみると高気圧性に描かれているが、これは下層の循環が上層に対して強いためである。

陸生のスーパーセルと比較してシアの成因こそ異なっているが、台風の形成に関わる VHTs も鉛直シアの強い環境場で形成されやすいことが分かった。

台風周辺部の 850hPa 面の渦度収支

図 53 は、左列からそれぞれ 850hPa 面の相対渦度、渦度方程式水平移流項、収束発散項であり、上からそれぞれ、初期値から 30 時間後、36 時間後、42 時間後、48 時間後を示す。同様に図 54 は、54 時間後・60 時間後・66 時間後・72 時間後を示している。

Tory et al. (2006a) は、MCV のような深い対流の内部における渦強化は、下層はストレッチング、上層は鉛直移流により生じると説明した。このようなメカニズムは、Bottom-up 理論により説明され、Montgomery and Enagonio (1998) により報告されてから、多くの数値実験でこの理論を支持する結果を得ている。

+30h では 850hPa 面において 3 つのメソ渦が併合し、台風の中心渦となる 1 つの強いメソ渦のシステムを形成すると述べた。+30h の渦度収支を見ると、その強いメソ渦は水平移流による寄与が大きく、収束発散項はそれほど作用していないことが分かる。+30h ~ +42h までは渦が互いに接近し併合するが、その過程でも接近と中心渦の周囲への併合ともに水平移流に寄るものが大きく、収束・発散はそれほど重要ではない。しかし、VHTs の領域は強いストレッチングが見られる。したがって、メソ渦の併合や結合による組織化は、渦の非線形相互作用により生じ VHTs で下層の渦度を収束させ、移流により 1 つのシステムに収束するというメカニズムで説明できる。+30h において渦の径が小さいのは VHTs が重なるようにして生じたためで、+30h においてはストレッチングが利いていないが、それまでに大きく利いて渦径を縮めたものと考えられる。+48h になると台風の北東側に収束・渦度のスパイラルバンドが発生したが、そのバンドは水平移流に加え、収束による渦度強化も支配的である。要す台風の中心へ向かう収束のスパイラルバンドに組織立ったメソ渦が生じ循環を強めていると言える。+54h 以降は渦のスパイラルバンドが強化されながら中心渦へ取り込まれるが、その過程における中心渦の渦強化は、水平移流に加えて収束も大きく効いている。特に渦のスパイラルバンドが中心へ接近するにつれてスパイラルバンドの渦度が強化されるが、それに対してはストレッチングが大きく作用している。また水平移流項も中心付近で徐々に大きくなり渦巻き状に分布している。一方、中心の渦は徐々に弱化するが、これは渦の中心付近ではストレッチング項が負であるためである。すなわち、渦が拡大することで弱まることを意

味している。この過程の本質は、渦のスパイラルバンドを循環に働く遠心力と楕円形構造により巻き込んだ循環が巻きこまれる前の循環に対して中心へ収束するシステムを持つシアラインを作り、自身の持つ収束によるストレッチングと収束させた運動エネルギーにより更に強い循環を形成し、その循環が徐々に台風の中心に向かって移流するシステムである。しかし、強い遠心力が作用すると考えられるため、中心から半径 100km の地点で中心渦を取り囲むように集積する。また、中心渦も強い発散がアイウォールの形成に伴って形成されたため、強い負のストレッチングによりアイウォールへ渦度を供給し、自身の持つ渦度は発達するにつれて小さくなる。

台風周辺部の 500hPa 面の渦度収支

850hPa 面と同様に収支解析を行う。図 55 は、左列からそれぞれ 850hPa 面の相対渦度、渦度方程式水平移流項、収束発散項であり、上からそれぞれ、初期値から 30 時間後、36 時間後、42 時間後、48 時間後を示す。同様に図 56 は、54 時間後・60 時間後・66 時間後・72 時間後を示している。

+30h においては、500hPa 面でも 850hPa 面に見られる中心渦が順圧的に伸びていると述べた。+30h の渦度収支を見ると、強化された渦の部分は、850hPa 面と同様には水平移流による寄与が大きく、収束発散項はそれほど利いていないことが分かる。この層では 850hPa よりも 6 時間ほど遅れた +36h ~ +48h の間に渦度の併合が見られるが、+48h の渦度収支を見ると、併合により強化された渦は水平移流項による影響が大きいことが分かる。6 時間位相がずれるということに関して考えると鉛直移流による下層渦度の供給の存在や下層渦が中心渦から反対方向へ傾いている影響が考えられる。850hPa 面同様に渦のスパイラルバンドは収束による渦強化の影響も大きい。下層ほど顕著ではないが、+54h から +72h まで台風の中心の外周部に渦のスパイラルバンドが併合すると前に述べた。この過程における中心渦の渦強化は、下層と同様に水平移流が大きく影響している。一方、収束による渦強化は下層と比較して小さい。したがって中層での渦強化は、+54h 以降中心渦の渦の強化が顕著に見られないことから、水平移流による周辺の渦の取り込みによって説明できる。

台風周辺部の 150hPa 面の渦度収支

850hPa 面、500hPa 面と同様に収支解析を行う。図 57 は、左列からそれぞれ 850hPa 面の相対渦度、渦度方程式水平移流項、収束発散項であり、上からそれぞれ、初期値から 30 時間後、36 時間後、42 時間後、48 時間後を示す。同様に図 58 は、54 時間後・60 時間後・66 時間後・72 時間後を示している。

上層は、中層及び下層と比較して様相がかなり異なる。+30h においては中心の強い渦に伴う渦度が見られるが、渦度収支を見ると、水平移流項、収束・発散項ともに小さ

くそれほど利いていないことが分かる。以降+48h まで、中心付近で渦の出現・強化が見られるが、水平移流、収束・発散共に影響が極めて小さくほとんど渦の形成に対して寄与していない。+60h 以降に見られる渦の組織化に関しては、水平移流による影響もあり、上層の低気圧性循環の出現と共に渦の外周部を構築している。しかし下層や中層と比較してかなり影響範囲は小さいため、ティルティングによる寄与も大きいと考えられる。以上のことから、上層の渦強化は、主に鉛直移流により生じ下層に集合した渦が鉛直流により上方まで運ばれ、低気圧性循環の形成と循環内で水平移流やティルティングが作用して渦の形状を整えている。

5.4 NICAM gl-9 による台風の構造と発達過程

gl-9 によるシミュレーションにおいても発達に関しては良く再現できた。gl-9 は、モデルのスピンアップに時間を要したため最初の 23 時間を解析の対象から外した。この章では、モデル内に見られた台風の構造とその発達について、下層収束、相対渦度の形成とウォームコアの形成の観点から簡単に述べる。

5.4.1 下層収束と渦度の形成

+30h ~ +96h における 925hPa 面の収束を図 59 に示す。また、同期間の 850hPa 面の相対渦度を図 60 に示す。

+30h においては、循環の中心付近に組織した収束は見られない。東経 123.5 度・北緯 18.5 度を中心として直径 60km 程度の強い収束があり、それは強い渦度を伴っていることから、大きなメソ対流渦の構造となっていることが分かる。6 時間後の +36h には、卵型の循環の北側にバンド状の細長い収束が横たわり、循環の赤道側の東経 123 度・北緯 19 度付近にメソ渦に伴う収束が存在する。+48h までには、それらが台風の中心の回りに組織しアイウォール様の強い収束帯を形成する。

次に同時刻帯における渦度の挙動を見る。+30h において循環の中心に伴う渦があり、その周囲にはメソ渦が点在する。+36h において、中心の渦と +30h には東経 123.5 度・北緯 18.5 度にあったメソ渦が併合し循環の位置が急変する。また、この時刻に併合した渦の周辺にあるメソ渦が +48h までには中心渦と併合し渦の形を整える。

+48h において循環の中心を取り巻くように収束が組織したが、+54h にはその収束は循環の南東側で不明瞭になる。一方、その外部では中心の収束帯へ延びる多数のスパイラル状の収束帯が形成される。+60h には、再び中心で収束がアイウォール状に組織する。+66h になると中心の収束がおにぎり型になり、波数 3 の構造となっているようである。また 2 つの収束のスパイラルバンドが三角形の頂点からアイウォール状の収束帯に侵入している。以降、いくつかの収束のスパイラルバンドを併合しながら下層の収束域を拡大していくようである。+78h までは循環中心には弱い発散域が広く存在するが、+84h 以降その規模を縮小させる。

更に同時刻帯の渦度の挙動を見る。+48h から +60h までは目立った大きな変化は見られない、+66h にはアイウォールへ侵入する収束のスパイラルバンドに伴って渦スパイラルバンドが見られ、+90h にかけて中心の渦と併合するようである。しかし、gl-10 に見られた渦スパイラルバンドが持つ渦度と比較して、渦度の値はかなり小さい。

5.4.2 ウォームコアの形成と渦位・温位

図 61 に +48h, +60h, +72h と +90h におけるの帯状平均気温からの気温偏差の緯度/hPa 断面 (左列)、エルテルの渦位と温位の緯度/hPa 断面 (右列) を示す。

メソ渦が併合する+30h から+48h までは目立った加熱が見られず、またメソ渦も顕著なウォームコア構造を伴っていなかった(図示していない)。そこで、渦が組織化した後の気温偏差、エルテルの渦位及び温位の挙動からウォームコアの形成メカニズムを探りたい。

渦が組織化した+48h の台風の持つ帯状平均気温からの偏差は 8 程で、この時点では顕著なウォームコア構造とはなっていない。この時、台風の上層 70 ~ 100hPa 付近ではコールドコアの構造となっている。台風に伴う渦位と成層圏に伴う渦位は離れていて、350K の等温位線も大きな沈みは見られない。また、温位の鉛直勾配は小さく対流圏中層の渦位も大きくない。+60h には、台風の上層 200 ~ 500hPa にかけてコアが拡大し、帯状平均気温からの偏差は 10 を超えた。台風の上層 100hPa はシャープなコールドコアとなっている。台風と渦位と成層圏に伴う渦位が台風の南側から繋がっている。350K の等温位線は 300hPa 面より下層に及んでいる。+72h は、+60h と同じような構造となっているが、70hPa 付近では、やや高温領域となっているようである。中心もコアが加熱され、ウォームコアの強度も増しているようである。360K の等温位線が台風の上層で深く垂れこみ、200hPa 付近まで及んでいる。

劇的な変化が、この後 18 時間の間に生じる。+72h において台風の中心気圧は 955hPa であるが、+90h までの 18 時間に 30hPa 気圧が下がり、+90h には 925hPa となる(図 5 参照)。+90h には台風がとてもシャープなウォームコア構造を持ち、コアの中心部の帯状平均気温からの偏差は 16 を超え、特に 200hPa 面よりも上層での温度上昇が顕著である。台風の上層では、100hPa 面もウォームコアとなっている。緯度方向の移動による帯状平均気温の低下を考慮しても、かなりの加熱が生じているようである。台風では強い温位の鉛直勾配を持ち、渦位が 18PVU を超えている。また、100 ~ 200hPa 付近にも強い渦位が存在する。360K の等温位線が台風で深く垂れさがり、300hPa よりも下層に及んでいる。また、370K の等温位線も台風では下層に向かって 200hPa 付近まで沈み込んでいる。

5.5 台風となる前の擾乱の発達

台風となる 6 時間前を初期値としたため素となる熱帯低気圧がある状態でシミュレーションしたが、そもそもその素となる擾乱はどのようにして発生したか、台風が発生する 72 時間前から発生時刻まで GSM の解析データを用いてその形成過程と発達過程を調べた。台風の起源となる擾乱の発生源は多種多様であり、その発生メカニズムは複雑で様々である。Ritchie and Holland (1999) は、台風の発生源を以下の 5 つの型に分類しそれぞれの特徴を論じた。

1. モンスーンシアライン型
2. 合流域型（モンスーンと偏東風が合流する域）
3. モンスーン渦型
4. 偏東風波動型
5. ロスビーエネルギー分散型

また、Davis and Bosart (2003) は、亜熱帯低気圧や温帯低気圧の残骸が起源となった台風について周辺の流れの特徴を論じている。以上の様に台風の素となる熱帯低気圧の源は多岐にわたる。そのような環境場で、台風へと発達するトリガーは何かは分からないことが多く、未解明なことが非常に多い分野である。多くの論文では、以下の様な確率論的な説明がなされている。多くの対流は数～十数時間単位で消失するが、中には長期的に持続するものがあり、長期的に持続すると台風へ発達する確率が高くなる。しかし、トリガーに関してはとても難しく個々の台風でも異なる。

本来は複数事例で調べるべきことであるが本研究では、シミュレーションに用いた SINLAKU に焦点を当てて、素となる擾乱が、どのような領域に発生し、発達へのトリガーにはどんなメカニズムが作用したのかをここで説明する。

5.5.1 海面更正気圧、ジオポテンシャル高度と風 850hPa

図 62, 図 63 は、(a) 090518Z、(b) 090718Z、(c) 090800Z、(d) 090806Z、(e) 090812Z、(f) 090818Z における 850hPa 面の風をベクトルで海面更正気圧 (SLP) をコンターで表している。また、図中の灰色の丸印は台風となった位置を表している。(a)～(f) は、それぞれ発生 72 時間前、24 時間前、18 時間前、12 時間前、6 時間前、0 時間前である。発生 72 時間前は、発生地点の極側も赤道側も図の北東側に大きく広がる高気圧の南側に吹く東風の領域が大きく広がっている。明瞭な低気圧は見られないが、東経 135 度・北緯 20 度付近と東経 155 度・北緯 18 度付近には偏東風波動のトラフが見られる。このうち東経 135 度・北緯 20 度付近のトラフが今後台風となる擾乱の素である。発生 24 時間前になると、発生地点付近で偏東風波動のトラフが強化され、また南側は僅かな西風の

領域となり台風となる前の擾乱は閉じた弱い低気圧性循環を持つ構造へと変化したが、SLP は依然として閉じていない、またこの時刻においてこの擾乱の西側 (東経 113 度・北緯 10 度付近) に閉じた循環を持つ低気圧が見られる。発生 18 時間前 (c) になると、低気圧性循環が強化されるとともに、SLP が閉じた構造となり 1004hPa の熱帯低気圧となる。また極側に東経 145 度・北緯 20 ~ 30 度付近のトラフ上にある低気圧により亜熱帯高気圧から分離された高気圧が東西に長く広がっている。発生 12 時間前 (d) では、特に熱帯低気圧の南側で西風が強くなり低気圧性の閉じた循環が急速に強くなっていることが分かる。西側 (東経 111 度・北緯 10 度付近) に閉じた強い低気圧性循環が見られるが、閉じた SLP としては解析されていない。発生 6 時間前 (e) になると熱帯低気圧の周囲を取り巻く風が強化され最大風速が 15 [m/s] 程度となり、熱帯低気圧の構造が明瞭になってきていることが分かる。発生時刻 (f) では、台風の南東側で風が強くなり 20 [m/s] を超えるような速度となった、一方西側では風速が弱くなり風向が不明瞭となり、西側にあった擾乱と併合して大きな 1 つの循環となったようにも見える。

500hPa

図 64 は、(a) 090518Z、(b) 090718Z、(c) 090818Z における 500hPa 面の風をベクトルでジオポテンシャル高度をコンターで示す。コンター間隔は 40m である。また灰色丸印で発生地点をで示している。(a) ~ (c) は、それぞれ発生の 72 時間前、24 時間前、発生時刻である。発生 72 時間前の発生地点中層 500hPa 面は弱い東風であり、その極側及び赤道側も弱い東風の領域となっている。等高度線は 5880m の 1 本しか見られず、緯度及び経度方向とも高度傾度 (気圧傾度) が小さいことが分かる。発生 24 時間前になっても、発生地点の上空 500hPa 面の風向・風速の大まかな傾向は変わらない。しかし、極側には高圧部が東西に広がり、東には閉じた 2000km のスケールを持つ低気圧性循環と低圧部がある。また、西側 (東経 111 度・北緯 10 度付近) には閉じた 5840m の等高線と東に優勢な低気圧性循環が見られる。発生時刻になると、台風の発生地点を中心とする循環が形成され、5840m の閉じた等高度線が見られる。また 20 度毎に低圧部の波列が見られ、24 時間前にあった高気圧は減衰し、この高度では勢力を落としている。

200hPa

図 65 は、(a) 090518Z、(b) 090718Z、(c) 090818Z における 200hPa 面の風をベクトルでジオポテンシャル高度をコンターで示す。コンター間隔は 40m である。また灰色丸印で発生地点をで示している。(a) ~ (c) は、それぞれ発生の 72 時間前、24 時間前、発生時刻である。発生 72 時間前の発生地点上層 200hPa 面は、気圧の谷の領域で閉じた低気圧性の循環が見られる。また東経 130 ~ 140 度・北緯 20 度付近は閉じた等高線を持つ高気圧が見られ、さらに東には、東経 155 度付近にトラフがあり中心を持つ低気圧が見られ

る。高圧部の下層には弱いトラフが存在し (62(a))、対流が起こりやすい下層と上層の関係にある。発生 24 時間前になると発生地点の上層は高圧部となり、発生地点の東側 4 度付近を中心に発散する高気圧性循環が見られる。また 72 時間前にあったトラフが強化され閉じた等高線を持つ切離した上層低気圧となっている。発生時刻になると、東側に存在する発散する高気圧性循環が強化され、また熱帯低気圧の赤道側 (極側) に強い北風 (南風) が見られる。つまり発生した台風の上層は南北風の発散領域である。

5.5.2 各気象要素の経度時間変化

台風となる前の擾乱は、多くの場合、偏東風波動のトラフやモンスーントラフに組み込まれている。一般的には、モンスーンに伴う西風バーストは東進し、偏東風波動は西進する。この様な波動の時間・空間的な変化は熱帯低気圧の発生に対してとても重要である。台風が発生した周辺部の東西風や南北風の経度方向及び時間方向の変化をすることで、偏東風トラフやモンスーントラフの挙動や熱帯低気圧の発生・発達メカニズムを探りたい。

東西風

図 66 の左列は、(a) 200hPa の東西風を北緯 16.69 度で切断した経度時間断面図、(b) 500hPa の東西風を北緯 14.44 度で切断した経度時間断面図、(c) 850hPa の東西風を北緯 14.44 度で切断した経度時間断面図を示す。台風の発生地点は北緯 16.7 度で図中に印で表している。

発生 72 時間前から発生地点の上層 200hPa 東西風の挙動を見ると、発生の 30 時間前までは発生地点の西側で西風、東側で東風であり、そこが収束領域であることが分かる。発生 30 時間前の前後は目立った東西風は見られない、12 時間前になると発生地点の西側で東風、東側で西風と変化し発散領域になったことが分かる。その東西風の発散は発生 72 時間前には東経 135 度付近にあり、ほぼ一定の速度で西向きに伝播 (72 時間で約 1000km) し、発生地点の上層に達しそこで強化されたことが分かる。

中層 500hPa 面及び下層 850hPa の東西風は、台風の南側の西風強化を見るために発生地点の約 230km 南で切断した。発生 72 時間から 24 時間前まで、中層下層ともに領域の大部分が東風で (図 62-a,b,c) から分かるように東風が卓越していた。発生地点の南側が西風となり閉じた循環となるのは、下層は 18 時間前、中層は 12 時間前になってからである。また、発生 60 時間前の東経 140 度付近に見られる周囲と比較してやや強い東風の領域が、西に伝播している様子が見られ、それが急速に西風に変化したのかも知れない。

南北風

図 66 の右列は、(d) 200hPa の東西風を北緯 16.69 度で切断した経度時間断面図、(e) 500hPa の東西風を北緯 17.62 度で切断した経度時間断面図、(f) 850hPa の東西風を北緯 17.62 度で切断した経度時間断面図を示す。台風の発生地点は北緯 16.7 度で図中に印で表している。青色は北風、赤色は南風を示す。

発生 72 時間前から発生地点の上層 200hPa 南北風の挙動を見る。48 時間前の分布は、東経 121 度付近を境として西側は北風、東側は北風である。そのことより、そこにトラフがあることが分かる。トラフは 72 時間前には 125 度付近にありゆっくりと西向きに伝播していることが分かる。しかし 30 時間前からは東経 120 度付近に停滞した。リッジが発生 72 時間前に東経 135 度付近に見られ、それもまた西向きに伝播しているが発生 24 時間前になると東経 132 度付近に停滞し、新たに 132 度付近を中心に持つ高気圧性循環を強化している。また、発生 12 時間前になると発生地点の東側は南風、西側は北風となり、熱帯低気圧の上層に低気圧性循環またはトラフの構造が出現している。それは、高気圧性循環の強化とともに出現している。

鉛直 p 速度オメガ

台風まで発達する熱帯低気圧は、深い対流の挙動が大きく影響される。よって 200hPa 面と 700hPa 面上昇流において経度時間断面図を作成した。図 67 は、(a) 200hPa の鉛直 p 速度オメガを北緯 17.62 度で切断した経度時間断面図、(b) 700hPa の鉛直 p 速度オメガを北緯 17.62 度で切断した経度時間断面図である。コンター間隔は 2Pa/s である。

発生 60 時間前には、東経 135 度付近の上層 200hPa に深い対流に伴う強い上昇流域が見られ、中層 700hPa にも 200hPa と対応する位置に強い上昇流域が見られる。深い対流に伴う強い上昇流域は、発生 72 時間 ~ 24 時間前までは西向きに伝播し、24 時間前 ~ 発生後 12 時間までは上昇流域が発生地点付近に停滞している。この上昇流域の西縁は、上層トラフの位置 (図 65(d) 参照) に一致している。また発生の 12 時間前から発生地点の東側東経 130 度付近に強い上昇流が出現し、それが西向きに伝播し発生直後の台風に向かって西向きに伝播し併合している様子が見られる。深い対流は 6 ~ 18 時間のスケールで強化・衰弱をするが、発生に至るまで 24 時間は、深い対流が停滞するとともに持続していることが分かる。

中層 700hPa は、上層トラフに伴う深い上昇流は見られるものの、200hPa ほど顕著に見られず、個々の対流も持続していない。一方、発生 54 時間前に東経 140 度付近に組織した対流が確認できる。この対流は上層に顕著な上昇流が見られないことからこの対流群は、比較的浅い対流であることが分かる。発生 24 時間前は下降流域であるが、それが西向きに伝播し発生 12 時間前からの台風の中心に向かって伝播する深い対流へ発展していったと考えられる。

比湿

以前より台風の発生には、下層から中層の湿度の重要性が指摘されている。比湿が大きいほど可降水量が増加し可能な潜熱放出量が多くなるため、下層の加熱が重要な台風の発達が起こりやすいためである。ここでは対流圏下層の台風となる前の擾乱と発生直後の台風に影響する比湿の時間変化を追う。

図 68 は、(a) 700hPa の比湿を北緯 17.62 度で切断した経度時間断面図、(b) 850hPa の鉛直 p 速度オメガを北緯 18.75 度で切断した経度時間断面図である。

発生 48 時間前の中層 700hPa において東経 130 度付近と 140 度付近に高比湿域があり、それらが一定の速度で西向きに伝播していることが確認できる。130 度付近にある高比湿域は、西に伝播する偏東風波動のトラフに対応し、また (図 67(b)) の上昇流に良く一致している。次の高比湿域が発生時刻において発生地点の東側に侵入し、発生する領域に湿度を供給していることが分かる。加えて、発生の 24 時間前頃からこの 2 つの高比湿域の間に高比湿域が生成していることが分かる。この高比湿域こそが、今後台風に発達する熱帯擾乱の中層における主な湿度のソースである。

下層は中層とは少し様相が異なる。図 68(b) は、台風が発生する北側約 220km で切断した経度時間断面図である。下層は、西に伝播する高比湿域が 4 本見られる。最も西側にある高比湿域が、西に伝播する偏東風波動のトラフに対応している。発生 60 時間前の東経 140 度に端を発する高比湿域が、中層の発生時刻において発生地点の東側に侵入する高比湿域に一致している。それとは別に、それらの高比湿域の間に、発生 72 時間前の東経 142 度に端を発する高比湿域が同じように西に伝播し、発生の 12 時間前に発生地点の北側に到達し、下層に湿度を供給していることが分かる。

また、これら 3 つの高比湿域は互いに影響しあい、その間に高比湿域を形成しながら約 1 日毎に次々に発生領域を通過し、台風となる前の擾乱、台風となったばかりの熱帯低気圧に湿度を供給していることが分かる。

5.5.3 上層の発散と下層の収束

上層に発散があり下層に収束があると、台風が発生・発達しやすいと言われている。しかし、そのような環境がどのように形成されるのかメカニズムはあまり解明されていない。ここでは 200hPa 面の発散と 950hPa の収束について解析する。

200hPa 面の発散

図 69(a) ~ (c) はそれぞれ、台風が発生する 48 時間前、24 時間前、発生時刻の北西太平洋域における 200hPa 面の水平発散と風である。台風発生地点周辺の上層にはまだ明

らかな発散は無いが、発生地点の極側に北向きの強い流れがある。また北緯 20 度・東経 150 度にはトラフに関連する低気圧性曲率を持った強い風が見られる。発生の 1 日前でも、まだ顕著な上層の発散は見られないが、トラフが南西進し前にも述べた様に発生地点の東側に高気圧性の循環が出現している。発生時刻になると発生地点の周辺に強い発散領域が確認でき、特に発生地点を挟んで極側と赤道側で強い。また、東側の高気圧性循環を強くなり、特に発生地点の南東側で北東の風が強化されている。以上より、この発散領域は以前から存在したというわけではなく弱い熱帯低気圧から台風へ発達するに伴って出現したことが分かる。

950hPa 面の収束

図 70(a) ~ (c) はそれぞれ、台風が発生する 24 時間前、12 時間前、発生時刻の北西太平洋域における 950hPa 面の水平収束と風である。24 時間前よりも前の下層収束は弱く台風の形成にあまり重要でないことは明らかなので解析しない。

台風となる 24 時間前には擾乱に伴う収束が見られると思ったが、この事例では発生地点の周辺に目立った収束が見られない。また、フィリピンの東海岸沿いに地形性収束が見られる。発生 12 時間前になると、発生地点を中心に明らかな下層循環が見られるようになり、発生地点の東側にまとまった収束領域が出現する。発生時刻では発生地点を取り巻くように強い収束域が形成され、特に南側で強い西風とともに強い収束域が見られる。以上のことから、下層の収束領域も弱い熱帯擾乱が発生する以前から存在したというわけではなく弱い熱帯低気圧が台風へ発達する過程で出現したことが分かる。

5.5.4 相対渦度の鉛直構造と時間変化

低気圧に対して基礎的でとても重要な物理量である渦度の時間変化や鉛直構造を追えば、低気圧が発生・発達するメカニズムについて何かが見いだせると考えている。ここでは、SINLAKU の発生前の擾乱の渦度がどの様に時間変遷するのかを追う。また、5.3 章で渦がマージングするということを述べた、そこで GSM の解析値でもマージングが見られることを説明したい。

090618Z における相対渦度

図 71(a) ~ (c) は、それぞれ上記時刻 (発生 48 時間前) における 200hPa 面の相対渦度と高度、500hPa 面、850hPa 面の相対渦度と風である。各等圧面はそれぞれ上層、中層、下層を代表している。発生地点の上層は、トラフの通過に伴って北西側は低気圧性渦度 (以下、渦度) の領域となっている。中層は、上層とは分布が逆で発生地点の北西側は高気圧性渦度の領域であり南東側に渦度の領域が広がっている。下層も中層と同様の分

布であるが、低気圧性曲率を持った流れの上に点々した強い渦度が見られる。これは西へ伝播する偏東風波動のトラフの上にあることが分かる。また、北緯 22 度・東経 152 度に中心を持つ上層の強い渦度が見られ、その南にはトラフに伴う帯状の渦度が分布する。この渦度は中層にはあまり及んでいない、北緯 19 度・東経 154 度付近に下層循環が見られその付近に強い渦度が分布するが下層に限定的で、上層の渦度中心の真下では循環が消失している。それらから、上層低気圧を含むトラフは熱帯対流圏上層トラフ (以下、TUTT) であると見なせる。

090718Z における相対渦度

図 72(a) ~ (c) は、それぞれ上記時刻 (発生 24 時間前) における 200hPa 面の相対渦度と高度、500hPa 面、850hPa 面の相対渦度と風である。発生 24 時間前になると、発生地点の上層は高気圧が優勢となり、トラフに伴う渦度が北西に離れる。北東側には高気圧性循環の強風軸に沿うように渦度 0 の境界がある。下層は偏東風波動のトラフの西向きの伝播に伴って、発生地点の上に渦度が広く分布し、090618Z と同様に点々と強い渦度が存在する。しかし、まだ明瞭な低気圧性循環は見られない。中層も下層と同じように発生地点の上に渦度が広く分布する。しかし下層と比較してその強さは弱い。

また、TUTT が 24 時間前と比較して西にあり、幾分台風となる前の擾乱に接近したことが分かる。24 時間前よりも中層に勢力を広げているが同様に下層では不明瞭で、24 時間前に北緯 19 度・東経 154 度付近にあった下層循環が TUTT の東側に進み、勢力を中層に広げている。

090806Z における相対渦度

図 73(a) ~ (c) は、それぞれ上記時刻 (発生 12 時間前) における 200hPa 面の相対渦度と高度、500hPa 面、850hPa 面の相対渦度と風である。

発生地点の上層では 12 時間前と同様に優勢な高気圧に覆われているが、発生地点付近には渦度が出現し始める。中層では、渦度のスケールは 12 時間前と変わらないが強さは約 2 倍となり、発生地点を中心として低気圧性循環が生まれる。下層は明瞭な低気圧性循環が見られ、渦度の強い領域が大きくなる。また TUTT のに伴う渦度はさらに西へ伝播し、発生地点の東側約 1000km に位置する。上層の低気圧は、ほぼ位置を変えずトラフから切り離された状態にある。下層の渦度が上層の切離低気圧の形に添うように帯状に広がっている。

090818Z における相対渦度

図 74(a) ~ (c) は、それぞれ上記時刻 (発生時刻) における 200hPa 面の相対渦度と高度、500hPa 面、850hPa 面の相対渦度と風である。

発生時刻においても 12 時間前、24 時間前と同様に台風の上層は高気圧に支配されるが、台風付近の上層は強い渦度がスパイラル状に分布している。中層の循環は 12 時間前よりも明瞭に認められ、中心付近の渦度強度は $15 \sim 20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 程度である。下層は特に南東側で風が強くなり、循環の強さもこの 12 時間の間に急速に強化されたことが分かる。中心付近の渦度最大は $40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 程度である。

また台風の東側の TUTT の構造は壊れ、台風の東側の高気圧性循環に沿って引き延ばされている。上層の切離低気圧は停滞し、下層の低気圧性循環とそれに伴う強い渦度はその北側に位置している。

Vortex Merging

図 75 に SINLAKU となった後の循環の中心付近の 850hPa 面における渦度の時系列を示す。SINLAKU となった時刻 (090818Z) が左上である。

090900Z には、循環の中心からずれた位置に強い渦度を持つ循環構造になっている。090906Z (発生 12 時間後) において渦のコアが 2 つ見られ、090912Z (発生 18 時間後) にはそれらの渦が併合し、循環の中心に配置されていることが分かる。渦の径は 100km 程度と NICAM gl-10 でみられた渦のコアよりもかなり規模が大きく、メソ渦も顕著には見られない。その 6 時間後には渦径が小さくなり、循環の中心の渦度が急速に強くなりシンメトリな構造となっている。091006Z (発生 36 時間後) には、中心示度が気象庁のベストトラックによると 945hPa であり、中心の近傍で循環を強化し渦が更に同心円状の構造となっていることが分かる。24 時間前と比較すると渦度分布は縮小しているが、中心付近の渦度を増強していることが分かる。NICAM のシミュレーションで見られたスパイラルバンド状の渦は見られず、循環の半径を縮小させることにより中心の渦を強化しているようである。

別の例として 2009 年台風 8 号 (MORAKOT) の事例を挙げる。図 76 に MORAKOT に伴う循環の中心付近の渦度を示す。MORAKOT は 945hPa まで発達した台風である。080500Z において、循環の径が大きいことが風ベクトルの分布から分かり、またその内部に 2 つの渦度のコアが見られる。気象庁のベストトラックによると、この時の中心示度は 975 hPa であった。18 時間後の 080518Z においては、急速に循環が強くなり、渦度が強い領域内で 2 つのコアが渦度を増強していることが分かる。更にその 18 時間後の 080612Z までには、そのコアが併合し軸対称な渦度を持つ循環の構造に変遷したことが分かる。

6 考察

解析結果を基に、NICAM 大気の台風の発生・発達メカニズムを中心として初期の擾乱から台風までその発生・発達メカニズムを総合的に考察する。

6.1 NICAM における台風の再現性

NICAM gl-10 (7km 解像度) による再現実験は、初期の発達から最盛期の構造に至るまで、とても良く台風を現実的に再現したことから、台風の発生・発達を非常に良く捉えられたと考えられる。初期の発達は gl-9 (14km 解像度) より非常に良く反応したことから、台風の初期発達はメソスケールからの作用が大きいものと考えられる。gl-9 も後期の急発達は再現できており、後期の発達は比較的規模の大きい現象が作用したと考えられる。メソ渦の出現数は、gl-9 は 20km 解像度の GSM と大きな差はないが、gl-10 から飛躍的に増加した。したがって gl-10 における初期の反応の良さは、7km の解像度であるため、台風の本質的な 20km ~ 30km 規模の積乱雲対流が多く解像できたためと考えられる。

スパイラルレインバンドは台風の特徴的な構造の 1 つであるが、gl-10 はそれに伴う強い渦度を表現したが、gl-9 では強い渦度のバンドとして表現されなかった。したがって、スパイラルバンドの構造を再現するには、gl-10 程度の水平解像度が必要であると考えられる。

NICAM は高解像度の全球モデルであるため、発達が非常に上手く再現できたことを考えると、全球規模の現象を把握しやすいことから台風の発生から発達までを正確に捉えられることができるかも知れない。

6.2 台風となる前の擾乱の発生・発達

台風 SINLAKU となる前の擾乱は偏東風波動に組み込まれていた。偏東風波動が西向きに伝播していたが発生地点付近で発生 30 時間前から停滞した。発生に至るまで西風がほとんど寄与していないことから Ritchie and Holland (1999) の分類によれば偏東風波動型の台風の発生に分類される。下層から中層の偏東風波動のトラフが何らかの要因によってトラップされ下層に収束が生じたことで台風となる前の初期擾乱が発生していることから、偏東風波動のトラフのトラップが台風発生の最初の原因となったことは明らかである。本研究の解析量では不十分であり更に詳しく調査する必要があるが、上層システムの西向き伝播が、下層よりも前に不明瞭となることは何らかの関係があるだろう。したがって、上層のシステムの停滞が偏東風波動のトラップに寄与した可能性は高い。特に発生の東にある上層低気圧がほぼ同じ位置で停滞していることから、その上層

低気圧が間接的に偏東風のトラップに寄与している可能性がある。

その上層低気圧を含む熱帯対流圏上層トラフ (TUTT) が、台風が形成されるにつれて西向きに移動し台風の東側の高気圧性循環と併合し、TUTT の西側の北風と高気圧の東側の北風が重なり高気圧性の循環が強化されたと考えられる。これにより上層に発散が発生しやすい環境場が調節され、下層で収束した空気塊は上層で発散し続けることで深い対流が持続したと考えられる。このことは、TUTT が間接的に台風の発生に寄与しているかも知れないことを示唆している。Ritchie and Holland (1999) では、合流域型の台風の発生に対して TUTT が間接的に寄与しているかも知れないと述べているが、偏東風波動型の台風においてはこれを報告していない。

熱帯低気圧は、トラップされた偏東風波動のトラフに別の偏東風波動に伴う強い東風が収束した時に急速に台風へと発達した。台風へと発達する際に典型的な西風バーストは見られず、東風が入り続けていた。先行するトラフで風がトラップされている状態で、強い下層トラフが浸入すれば、それがトリガーとなって強い収束が生じ閉じた循環が形成されやすくなるのは自然なことである。

下層の比湿は偏東風波動のトラフで高く、下層の高比湿域を 24 時間毎にトラップされたトラフに供給し続けていた。短い時間間隔で浸入する下層トラフは循環を作り出すだけでなく、発生域の高い湿度を維持し熱帯低気圧が発達しやすい環境場を調節している。また収束域であることから下層トラフ上に深い対流が生じやすく、収束域の東側で発生しそれが発生地点付近で前から存在した持続する深い対流と重なり合い大きな MCS となった。

まとめると、深い対流を伴う偏東風波動のトラフがトラップされたことにより初期擾乱が発生し収束が生じた。次にトラップされたトラフに下層の多量の湿気を持つ後方の下層の偏東風波動のトラフが収束することで強い収束領域を作り出し強い循環を作った。前から存在する存在する持続する深い対流に、後方のトラフの下層の対流が収束域に侵入し新たな深い対流が生まれたことで MCS の内部に複数の深い対流が生じ、それが重なることでさらに強い持続した対流を循環の上に発生させ、台風のなる前の熱帯低気圧が急速に発達したと考えられる。

6.3 台風の発生・発達メカニズム

台風の発達には、強い低気圧性循環を強くすることで説明される。循環の強化を駆動する不安定システムとして、Conditional Instability of the Second Kind (CISK) や、Wind induced Surface Heat Exchange (WISHE) などが考えられてきた。CISK とは第 2 種の条件付き不安定の略で、CISK による不安定システムによる発達理論では、はじめに弱い低気圧性の渦運動があると、境界層の摩擦による収束が積乱雲群を発達させ、凝結熱が放出され中心が加熱され気温が上昇し、すると中心気圧が低下しより収束を強化され

る、この繰り返しで渦運動が強化するという。一方、WISHE による発達理論では、循環が強化されると上向きの熱・水蒸気フラックスが増大し、それにより積乱雲群が発達し、台風が発達するという。

循環の強さは渦度によって同一視することができ(循環の強化は渦度の増大に一致)、その発達過程を見ることで循環の発達メカニズムを追える。発達した台風が持つ強い循環はどのようにして形成されたのか渦度の時間発展から考える。本研究で得られた発達のステージは、中心渦の形成、渦の組織化、渦の軸対称化の主に3つのステージに分類できる。それぞれで発達の性質がそれぞれ異なり、各ステージで発達に作用するメカニズムは特徴的である。3つのステージを、初期発達、中期発達、後期発達と分類し、それぞれで発達メカニズムを考察する。

6.3.1 初期発達過程

熱帯の大気は通常、第2種の条件付き不安定な状態にあり、浮力を生むトリガーがあれば積乱雲対流が形成する。初期の台風は弱い収束があるため、空気が上昇し積乱雲対流が非常に立ちやすい環境であり、台風の領域にはたくさんの積乱雲対流が形成され、また中心に向かってシステムは収束するように振る舞うと考えられている。しかし、通常の積乱雲対流の時間スケールは数十分～数時間であり、収束する前に積乱雲のシステムは消滅してしまうだろう。したがって、台風となるものは、長時間持続する対流が必要となると考えられ、初期の台風の発達においては潜熱はそれほど大きな役割を果たさず、初期の発達にはCISKによる発達メカニズムは顕在化しないと考えられる。そのため台風の多くは、たとえ熱帯の海洋上に発生したものでも、あまり発達することなく衰弱し消滅する。従って、CISKにより台風が発達するには、通常は起こり得ない規模の不安定システムが作用する必要がある。

NICAMで再現された台風は、初期発達過程(+12h～+30h)において中心気圧が994hPaから975hPaへ降下した。降下速度は、約1(hPa/h)であるが、+24hから+30hの6時間には約2(hPa/h)の気圧の急低下が生じた。実況でもほぼ同様の気圧低下の傾向を示した。

渦度がリッチな環境に収束が形成されるとストレッチングにより渦度が強化される。+24hには、台風の中心渦の内部と循環の強風軸のすぐ中心側に、対流圏上層に顕著なウォームコア構造と深い対流を伴う非常に強いメソ渦が形成された。Hendricks et al. (2004), Montgomery et al.(2006), Tory et al. (2006) は、渦に伴う深い対流の内部では、ストレッチングにより下層の渦を強め、また下層の渦運動を鉛直移流されることにより渦のタワーを形成し、強い上昇流を伴っていることから多量の水蒸気が凝結させ、VHTsが形成されることを説明し、そのVHTsが台風の形成に対して時重要な役割を果たすことを発見した。そして、局地的に強化された風によってWISHE(大気海洋間の不安定作

用により熱・水蒸気フラックスの正のフィードバック) が対流を駆動し、それが素となって台風が形成されると説明した。。しかし彼らは、形成過程について述べただけで気圧降下との関係や発達との関連性については詳しく述べていない。

NICAM を用いた本研究のシミュレーションでは、初期の台風領域には複数の VHTs が形成された。渦度収支解析から VHTs は、下層の強い収束を伴っていて、下層ではストレッチングが機能して渦を強化し、上層では深い対流により下層の渦運動を上向きに鉛直移流させ渦を強化していることが分かった。これは、Hendricks et al. (2004), Montgomery et al. (2006), Tory et al. (2006) の説明に一致する。初期における劇的なメカニズムは、VHTs の併合による $5.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ という強い渦の形成である。この併合に伴って気圧が急低下した。複数の渦のスケールが保持されていることから、ウォームコアを持つ渦の併合により空気が断熱圧縮のようなメカニズムが作用して対流圏の加熱が生じ、気圧が急低下したと考えられる。興味深いことに、その併合の際に基軸になったメソ渦は台風の中心渦ではなく、VHTs でもなく、中層に収束を持ったメソ渦であった。その渦は、中層の渦度を下方と上方に展開させているシステムを持っていた。この渦は、中層にストレッチングによる渦強化が見られ、Simpson et al. (1997), Ritchie and Holland (1997) 等が説明したトップダウンメカニズムとボトムアップメカニズムの中間的なメカニズムが作用したと考えられる。この様に、NICAM 大気は、中層での渦強化が顕著なものや、VHTs まで多種多様な渦を表現した。Reasor et al. (2005) は、ドップラーレーダーを用いた観測から渦のタワー付近における渦の強化と共に、中層における層状雲域内の渦強化が見られたと報告した。したがって、NICAM は非常に現実に即した台風の初期発達が再現できたと考えられる。このような併合を駆動するメカニズムは渦度の水平移流であると考えられる。

以上をまとめると強い台風の初期発達は、メソ渦、特に VHTs が形成され、強い中心渦が形成されるという過程であると考えられる。それに作用する循環の強化メカニズムは、渦度の非線形相互作用であり、VHTs による渦度のストレッチングと鉛直移流による渦の強化、VHTs を含むメソ渦のマージングであると説明できる。この併合が生じるまでは、収束は VHTs に集中して存在し、対流圏の加熱も VHTs 以外の部分では顕著でないことから、CISK による不安定システムが駆動して発達すると言うよりは、メソ渦と渦同士の非線形相互作用が発達を駆動するようである。

6.3.2 中期発達過程

中期発達過程 (+30h ~ +48h) では、中心気圧が 975hPa から 960hPa へ下降する。+30h から +36h の 6 時間は気圧の低下が見られないが、+36h から +42h の 6 時間には初期発達と同様の 10hPa の気圧低下が見られた。

強い中心渦が +30h において形成され、それに伴う強い循環が形成されるまでを初期

の過程として説明した。その後+36hにおいて中心渦は、下層で加熱され気温が上昇するが、上層はむしろ冷却され気圧低下は抑えられ、中心の気圧は6時間前からほとんどなかった。また、中心渦の北西象限で新たにたくさんのVHTsが形成された。+42hには中心渦の北西側で複数のVHTsがマージングし、+48hまでには中心渦を取り囲むように結合し渦を組織化する。この期間の併合は、中心渦の周囲を取り囲むように併合し、中心渦はむしろ自身の持つ弱い発散により渦度が弱まり拡張するメカニズムが働いている。渦はカスケードするが、中心渦だけは逆カスケードしているようである。また、この渦の併合過程では上層のウォームコアの拡大が顕著に見られ、VHTsの非線形相互作用による温度の移流であると考えられる。このイベントで、気圧が10hPa低下している。また併合した後、渦の下層で顕著な気温上昇と下層の加湿が見られた。VHTsは、どの過程においても下層循環が強い位置に形成される傾向にあり、VHTsの形成はWISHEによる不安定システムが種をまいたと考えられる。また、循環の強化が下層の加熱や加湿に先行して生じている点から、この期間の発達を駆動する不安定システムはWISHEが支配的であると考えられる。これはHendricks et al. (2004) や Montgomery et al. (2006)、Elsberry and Harr (2008) の説明に矛盾しない結果となっている。

初期から中期にかけては、VHTsが台風の形成に対して重要な役割を演じた。本研究から、多くのVHTs、特に循環の強風軸のすぐ内側に形成されたものは、傾いた上昇流を持っており1つのシステムに強い発散と収束、上昇流と下降流が分離したスーパーセル型の積乱雲に近い構造を持っており、水平スケールもスーパーセル型に一致することが分かった。VHTsは、湿潤で鉛直シアーが強い環境場で形成された。陸生のスーパーセルは上層の一般風が強い地域で形成するが、台風のシステムに形成したものは下層の循環強化により鉛直シアーが強化されたためその様な構造となったことが考えられる。スーパーセル型の積乱雲は長時間持続しやすいという特徴があるため、台風のような常に湿潤な環境では陸地のそれよりもさらに持続しやすいと考えられる。以上のことからVHTsは、特殊な積乱雲であることが示唆される。

6.3.3 後期発達過程

後期発達過程(+48h~+72h)では、中心気圧が960hPaから935hPaへ下降する。6時間当たり5hPa程度の気圧低下があるが、+60hまでの6時間では10hPaの気圧の低下が見られた。

+48h以降において循環内にシアーライン(トラフ)が生じ、シアーラインの収束上にメソ渦のスパイラルバンドが発生した。その渦のスパイラルバンドは収束のスパイラルバンドは一致し、渦は強い収束を伴っている。渦のスパイラルバンドは、循環の強風軸に形成されたVHTsの構造に一致する。VHTsと同じように、この構造はスーパーセルの構造に近く、渦が持続する要因となっていることが考えられる。したがってスパイラ

ルバンドはスーパーセルが多く含まれる構造であることが示唆された。このような渦的なスパイラルバンドを“ Vortical Spiral Bands (以下, VSBs) ”と定義する。

VSBs は、中心へ向けて収束する収束のスパイラルバンドに組織する。それに作用するメカニズムは、周囲に散在しているメソ渦がスパイラルバンド状に組織化であると考えられる。発達期の中心渦は楕円形であり、台風が自ら下層循環の内部にシアーを作り、そこに運動量を収束させて循環を強化するための運動エネルギーを得ていると考えられる。下層の水蒸気が下層～中層で凝結し大量の潜熱を放出することから、その潜熱の一部も運動エネルギーに変換され循環を強めていると考えられる。このようにして収束上に自ら作り出した VSBs を、強い圧力勾配や渦の非線形相互作用により台風中心を取り囲むように集積し軸対称な強い循環を形成した。つまりこの発達は自己組織化によるシステムスケールの強化として説明できる。この軸対称化による渦の強化は中層から下層で見られ、したがって中層までは、渦のカスケード、渦のエネルギーの逆カスケード (小さな渦のエネルギーが集積して 1 つの大きな渦のエネルギーを作り出す) が作用し台風が発達すると説明できる。VSBs は、中心渦の周縁部に移流する間に、自身の持つ収束により下層の渦度を収束し自ら循環を強化していた。中層の渦強化は水平移流が大きく寄与しているが、鉛直移流項の寄与も大きいと考えられる。発達期の上層の渦強化は、水平移流と収束・発散項による寄与があまり見られないことから、鉛直移流またはティルティングが寄与していると考えられる。これは、アイウォールに伴う部分のみで上層高くまで渦度を形成していることから鉛直移流は確定できる。

6.3.4 全体を通して

NICAM で再現された台風は、観測された事柄に一致し、また SINLAKU の発達を現実的に再現できたことから、現実の台風も、上記で説明したようなメカニズムが作用していると考えられる。

従来より台風の強化メカニズムとして説明されてきた CISK による発達メカニズムが作用するのは、かなり気圧傾度力が形成されてからで、積乱雲が持続する時間スケールのうちに中心に集積可能な収束を持つことが要求されると考えられる。つまり CISK だけでは、積乱雲は形成されるものの台風までは発達しないことを示唆している。特殊な構造を持つ VHTs の形成は、下層循環の強化による大気海洋相互作用による上向きの熱・水蒸気フラックスの交換 (WISHE) がトリガーとなり積乱雲が発達し、強い鉛直シアーの為にスーパーセル型の構造となったと考えられる。この様にして、WISHE が VHTs に対する種を巻き、渦の非線形相互作用により台風が形成される。下層で強い加熱が生じ気圧が下がると、気圧傾度力が大きくなり遠方の渦を、接線風速が最大になる位置まで徐々に接近させるという従来より説明されてきたシステムが作用するようである。以上の説明からは、次のように説明できるかも知れない；第 2 種の条件付き不安定な状態

の空気中で WISHE による不安定システムが駆動し VHTs の様な持続するメソ対流渦が形成され、それらがマージングすることで台風が形成する。しかし渦は、接近すると非線形相互作用が作用し併合しようとする性質があるため、台風の発達を通して非線形相互作用による渦強化と見なすことができると考えられる。

以上をまとめて、SINLAKUに見られた発達メカニズムをまとめたものが、図 79 に示すフローチャートである。また渦の併合と軸対称化の模式図を図 75 に示す。

6.3.5 NICAM gl-10 と gl-9 の結果から

NICAM gl-9 では、18 時間の間に 955hPa から 925hPa への気圧の急低下が見られた。この間は、とりわけ台風の上層における加熱が顕著である。渦位と温位の解析から、上層の加熱は成層圏の空気が断熱圧縮により生じたと考えられる。台風の眼の上層では、弱い下降流が存在することは良く知られている。要するに台風の眼では、対流圏界面が 300 ~ 400hPa の高度まで垂れさがり、断熱圧縮による加熱により気温が上昇し気圧の低下を強めたと考えられる。

NICAM gl-10 で見られた初期発達に作用するメカニズムは、ウォームコア構造を持つメソ渦が中心で併合し、鋭いウォームコアを持つ強いメソ渦の形成である。これに伴い気圧が 18 時間で 20hPa の気圧の低下が見られた。

仮に、これらのメカニズムが同時または、かなり近い時間間隔で作用すると、1 日に 50hPa 以上低下しても不思議ではない。また、台風の下層 ~ 中層では多量の凝結潜熱により、潜熱の一部はウォームコアの強化が作用するだろう。下層の加熱が顕著にあると、これもまた気圧の急低下の原因となる。それらが複合的に短時間の間に作用すれば、24 時間に 70hPa 程度の気圧の低下が生じるかも知れない。

6.4 台風の眼の中に発生する雲の形成メカニズム

SINLAKU は、最盛期以降大きな台風の眼の中に、あまり発達しない小さな雲の渦巻きができる興味深い構造を示した。NICAM gl-10 においても初期値から +78h 以降同様の構造を示した。gl-10 の結果を用いてこの構造ができた要因を考える。

Elsberry and Harr (2008) によれば、この現象は Willoughby et al. (1982) より知られるようになった。かなり局地的な現象であるため、この現象に対して高解像度実験が行われるようになったのはごく最近である。Terwey and Montgomery (2008) により提案された 2 次的アイウォールの形成メカニズムは、本来のアイウォールの外側に下層ジェットが生じ、WISHE により対流が駆動されるというものである。

この現象の面白いところは地域的な特性があることである。Howkins and Helveston (2008) は、1997 年から 2007 年の衛星画像を解析し、120kt 以上の最大風速を持つ台風

に対し北西太平洋のものでは 81 % でこの構造が見られたと報告した。全部の台風に対しては、北西太平洋では 57 % で複数のアイウォール構造が見られたが、大西洋、北東太平洋、南半球ではそれぞれ、16 %、9 %、18 % であるという。

本研究で見られた眼の中の雲は、相対湿度から雲域は中層までと考えられ、アイウォールほど背の高い構造ではない対流雲であると考えられる。リング状の発散の内部にはまたリング状の弱い収束が見られ、その収束により眼の内部で中層まで弱い上昇流が生じていた。この対流により背の低い対流が生じ形成されたと考えられる。その模式図を図 76 に示す。

7 結論

7.1 NICAMにおける台風の再現性

NICAM gl-10 (7km 解像度) は、様々なシステムを持つ渦を表現し、初期発達において VHTs による下層の渦強化及び中層の渦強化の両方が見られた。これは、Reasor et al. (2005) による観測的研究に一致する。したがって NICAM は、かなり現実に近い発達メカニズムを捉えることができたと言えるだろう。簡易的な初期値と境界条件を与えただけにも関わらず、最盛期の気圧、発達の速度、6 日先までの進路も非常に良く再現し、また SINLAKU のライフサイクルを現実的に再現できたことは驚異的である。これは非常に注目すべきことで、NICAM と気象庁全球 η 面ガウス再解析値と、日平均海表面温度のような簡単な初期値と境界条件を与えるだけでかなり現実に即した予報ができる可能性があることを示した。NICAM gl-9 では、5 日先から進路が現実と大きく外れたが、発達の傾向は概ね良く再現できた。

小規模なメソ対流渦やスパイラルレインバンドといった台風の特徴的な構造を再現するには、gl-10 (水平 7km 解像度) 程度の解像度が必要であることが分かった。1 つの積乱雲の水平規模は 10km 程度であるので、個々の積乱雲を表現するには、gl-12 (水平 1.75km 解像度) が要求される。

本研究は 1 事例のみを対象としたため、今後更に複数の事例で同様の実験を繰り返し再現がうまくいくかどうかを検証する必要がある。またアンサンブル実験を行っていないため、誤差の範囲を正確には捉えていない。また、NICAM は全球モデルであるため、台風の起源から発達までを再現できる可能性は従来のモデルより高いと考えられる。よって台風の発生する数日前から再現実験することも含めて、NICAM を用いて様々な実験をすることは今後研究すべき課題である。

7.2 台風の発生メカニズム

台風 SINLAKU は、偏東風波動のトラフ域内で発生した。西向きに伝播する偏東風波動が発生する 30 時間前に発生域でトラップされて、発生域付近にはトラフが停滞した。収束は偏東風波動がトラップされた後、台風の素となる熱帯低気圧が形成する過程で出現したことから、収束は台風の素となる擾乱の発生に対してあまり重要でない。また、上層は東西風の発散領域となっており、下層に収束が生じれば対流が立ちやすい環境を提供した。先行する偏東風波動がトラップされることにより、後方の東風運動量がトラフへ収束し、渦を作りやすい環境を提供した。台風への発達する時に、別の湿潤な下層偏東風波動のトラフがトラップされたトラフに侵入し、これが台風への発達に対して重要なトリガーとなった。上層での南北風の西向きの伝播が先に停滞していて、これが下層の偏東風波動のトラップの対して作用したようである。以上のメカニズムが、SINLAKU

の素となる熱帯低気圧の発生に作用した。

熱帯低気圧から台風への発達には台風の最も難しい部分であり、たくさんの事例を解析する必要がある。またモデルで再現実験をする必要もあるが、それらは今後の研究課題としたい。

7.3 台風の発達メカニズム

本研究で得られた発達過程は、初期発達と中期発達と後期発達の3つのステージに分別できる。それぞれの期間における渦強化システムは、中心となるメソ渦の形成、渦の組織化、渦の軸対称化である。全ての渦強化に共通するのは渦のマージングであるが、作用するメカニズムは多少異なることが分かった。メソ渦のマージングは、NICAM gl-9 (水平 14km 解像度)、gl-10 (水平 7km 解像度) 及び GSM (水平 20km 解像度) の全てで見られたが、gl-9 及び GSM ではメソ渦の規模が 50km 以上であり大きい渦システムの併合として見られた。

初期発達 (~980hPa) における渦強化に作用するメカニズムは、“循環中心の周囲にある VHTs を含むメソ渦の併合”による中心渦となる強いメソ渦の形成である。この際に、Simpson (1997) や Ritchie and Holland (1997) 等により報告された中層における渦強化と、Hendricks et al. (2004) や Montgomery et al. (2006) により報告された VHTs による下層の渦強化の両方が発達に対して作用したことが分かった。それ故に、中層渦と下層渦のどちらも発生に対して重要な役割を果たしている可能性があることが分かった。また VHTs の併合に伴い気圧が急低下していることから、両者には密接な関係があることが示唆される。

中期発達 (~960hPa) の渦強化に働くメカニズムは、“中心渦とその周辺に形成した VHTs を含むメソ渦の相互作用による結合”による中心渦の組織化した中心渦の形成である。ウォームコアは、VHTs の併合に伴って強化され、下層から中層の加熱は組織化した中心渦が形成された後に生じたことが分かった。また、この間は循環の強化に伴い下層の湿潤域が大きく広がった。

後期発達 (960hPa ~) の渦強化を支配するメカニズムは、“VSBs の形成と VSBs が中心渦を取り囲むように円形に集積することによる中心渦の軸対称化”である。それは、メソ渦がスパイラルバンド状に組織し、中心を取り囲むようにそれらが併合しアイウォールを形成する過程に一致する。したがって、アイウォールのシステムは、ある程度発達した後に形成される。

本研究の結果からは CISK というよりは、メソ渦のマージングとエネルギーの逆カスケードによって発達すると説明できることが分かった。渦がマージングし中心渦の形成に伴い局地的に風が強化されることで、台風の周囲に鉛直シアが強い湿潤な環境場を提供し、そこに VHTs が形成され、VHTs 間及び中心渦との間に作用する渦の非線形相

互作用により台風が発達する。それは具体的には、WISHE により下層が加湿及び加熱され、それらが対流の種を撒き台風の循環の中に散在する VHTs を含むメソ渦 (周囲の循環に対して特に風が強い領域) が形成され、渦の非線形相互作用が働いて基軸となる渦に移流し収束・併合することで1つの大きな渦を作り出すというメカニズムである。

発達に関してほとんどの場面で、VHTs や VSBs が見られた。VHTs や VSBs の構造はスーパーセルに近く、VHTs は単独の積乱雲対流、VSBs は台風の外側降雨帯の性質を有しているが VHTs がスパイラル状に組織したものであることが示唆された。それらは、スーパーセルに似た構造であることから、積乱雲対流が持続しやすい構造であることが分かった。それらの形成に対しては、下層の循環の強化による強い鉛直シアーが関係していることが示唆された。

gl-9 では、非常に強い台風へと発達する過程で、上層に強い加熱が生じ、その主要因は成層圏の空気の下降に伴う断熱圧縮であることが示唆された。このことから渦のマージングによる気温の移流、下層から中層の凝結潜熱の放出による気温上昇、対流圏界面の沈み込みによる上層の断熱圧縮による加熱が、同時、またはかなり短い期間で生じれば、1日に50hPa以上発達するような台風と成り得る。

台風の発達は、発生よりも確実性は高いものの不確実性が大きいため、現実に即した台風の発達を予測することは難しいため、発達に作用するメカニズムは依然として未解明な部分が多い。今後、台風を理解するに当たり高解像モデルを用いて発生・発達メカニズムを研究することがますます重要になってくるだろう。

謝辞

本研究を遂行するにあたり指導教員である筑波大学計算科学研究センター田中博教授には、終始適切で親切なご指導を頂きました。ここで心から感謝の意を表します。

また、同センター研究員 寺崎康児氏、大学院生の方々には適切なアドバイスを頂きましたことに御礼申し上げます。

さらに、同大学生命環境科学研究科木村富士男教授、林陽生教授、上野健一准教授、植田宏昭准教授、日下博幸講師には、方針発表、中間発表、最終発表およびポスター発表の場で貴重なご意見を頂きました。また、松枝未遠氏にはゼミで、近藤圭一氏にはメールにて貴重な意見を頂きました。ここで感謝の意を表します。

最後に、共に卒論作業を進めた筑波大学自然学類地球科学主専攻気候学・気象学分野の4年生の皆様には、時に良き相談相手となって頂きました。

本論文は以上の皆様の御協力なしには完成させることができませんでした。ここで心より感謝の意を表します。尚、本研究で用いた主な図は、The GMT System (Wessel and Smith, 1991) にて作図しました。

参考文献

- Davis, C. A., and L. F. Bosart, 2001: Numerical simulation of the genesis of hurricane Diana (1984) Part I: Control simulation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1859-1881.
- Davis C. A., and L. F. Bosart, 2003: Baroclinically induced tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2730-2747.
- Elsberry, R. L., and P. A. Harr, 2008: Tropical Cyclone Structure (TCS08) field experiment science basis, observational platforms, and strategy. *APJ. Atmos. Sci.*, **44**, **3**, 1-23.
- Grabowski, W. W., 1988: On the bulk parameterization on snow and its application to the quantitative studies of precipitation growth. *Pureappl. Geophys.*, **122**, 79-92.
- Grabowski, W. W., and P. K. Smolarkiewicz, 1990: Monotone finite-difference approximations to the advection-condensation problem. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2082-2097.
- Grabowski, W. W., 1998: Toward cloud resolving modeling of large-scale tropical circulations: A simple cloud microphysics parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3283-3298.
- Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, 2004: The role of "Vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1209-1232.
- Kieu, C. Q., and D. L. Zhang, 2008: Genesis of Tropical storm Eugene(2005) from merging vortices associated with ICTZ breakdowns. PART I: Observation and modeling analyses. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 3419-3439.
- Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, T. A. Noda, and K. Oouchi, 2007: A Madden-Julian Oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. *Science*, **318**, 1763-1765.
- Montgomery, M. T., and J. Enagonio, 1998: Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3176-3207.
- Montgomery, M. T., M. E. Nicholls, T. A. Cram, and A. B. Saunders, 2006: A Vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 355-386.
- Nakanishi, M., and H. Niino, 2004: An improved Mellor-Yamada Level-3 model with condensation physics: its design and verification. *Boundary-Layer Meteor.*, **112**, 1-31.
- Nasuno, T., H. Tomita, S. Iga, H. Miura, and M. Satoh, 2007: Multi-scale organization of convection simulated with explicit cloud processes on an aquaplanet. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1902-1921.
- Reasor, P. D., M. T. Montgomery, and L. F. Bosart, 2005: Mesoscale observations of the genesis of Hurricane Dolly(1996) . *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3151-3171.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377-1396.

- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the Western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Satoh, M., T. Matsuno, H. Tomita, T. Nasuno, and S. Iga, 2008: Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulation. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3486-3514.
- Simpson, J., E. A. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643-2661.
- Terwey, W. D., and M. T. Montgomery, 2008: Secondary eyewall formation in two idealised, full-physics modeled hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12112, doi:10.1029/2007JD008897.
- Tomita, H., H. Miura, S. Iga, T. Nasuno, and M. Satoh, 2005: A global cloud-resolving simulation: Preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08805, doi:10.1029/2005GL022459.
- Tory, K. J., M. T. Montgomery, and N. E. Davidson, 2006: Prediction and diagnosis of tropical cyclone formation in an NWP system. Part I: The critical role of vortex enhancement in deep convection. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3077-3089.
- Tory, K. J., M. T. Montgomery, N. E. Davidson, and J. D. Kepert, 2006: Prediction and diagnosis of tropical cyclone formation in an NWP system. Part II: A diagnosis of tropical cyclone Chris formation. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3091-3113.
- Tory, K. J., N. E. Davidson, and M. T. Montgomery, 2007: Prediction and diagnosis of tropical cyclone formation in an NWP system. Part III: Diagnosis of developing and nondeveloping storms. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3195-3213.
- Tsuboki, K., 2007: Simulation experiments of supercells and tatsumaki along typhoon rainband. *Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia (ICMCS-VI)*, 20-26.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eyewalls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395-411.

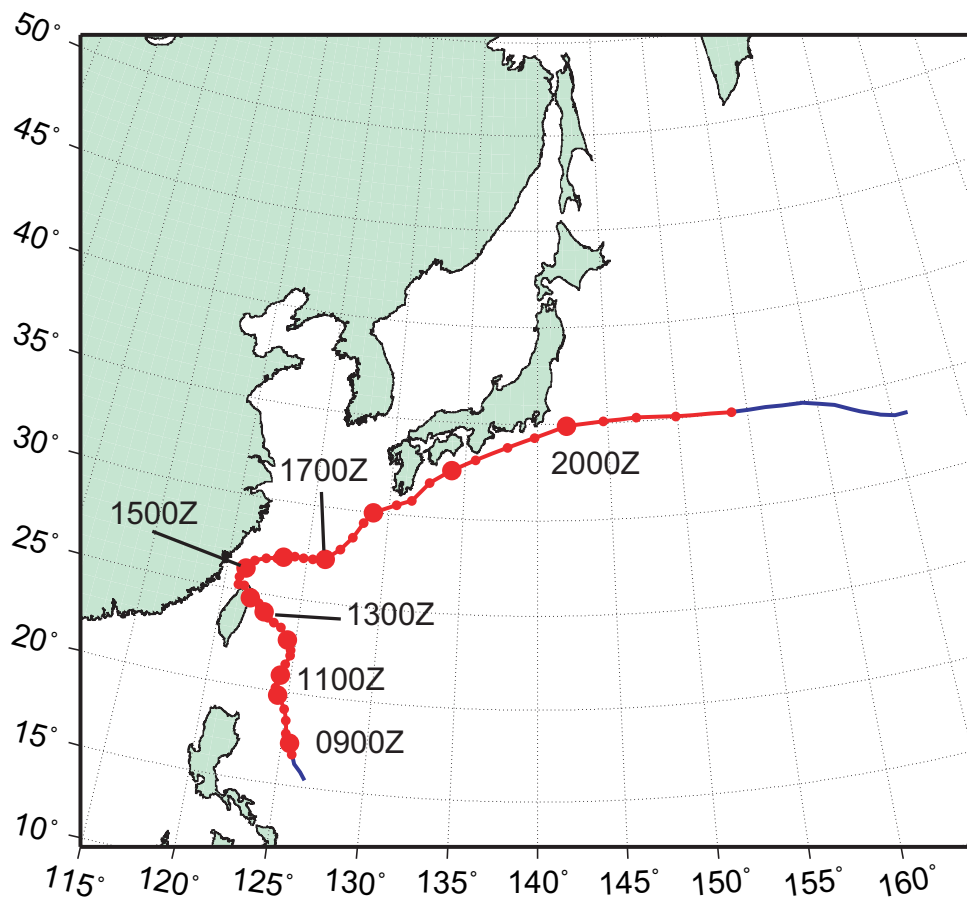


図 2: SINLAKU の移動経路。00UTC の位置を 24 時間毎に大きい赤丸で、6 時間おきに小さい赤丸で示している。

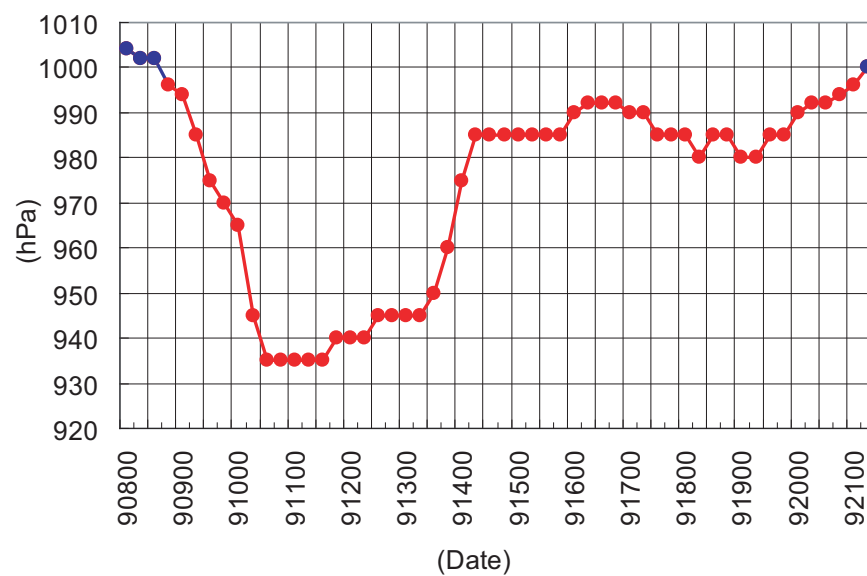


図 3: SINLAKU の中心示度。台風の期間を赤線で示している。

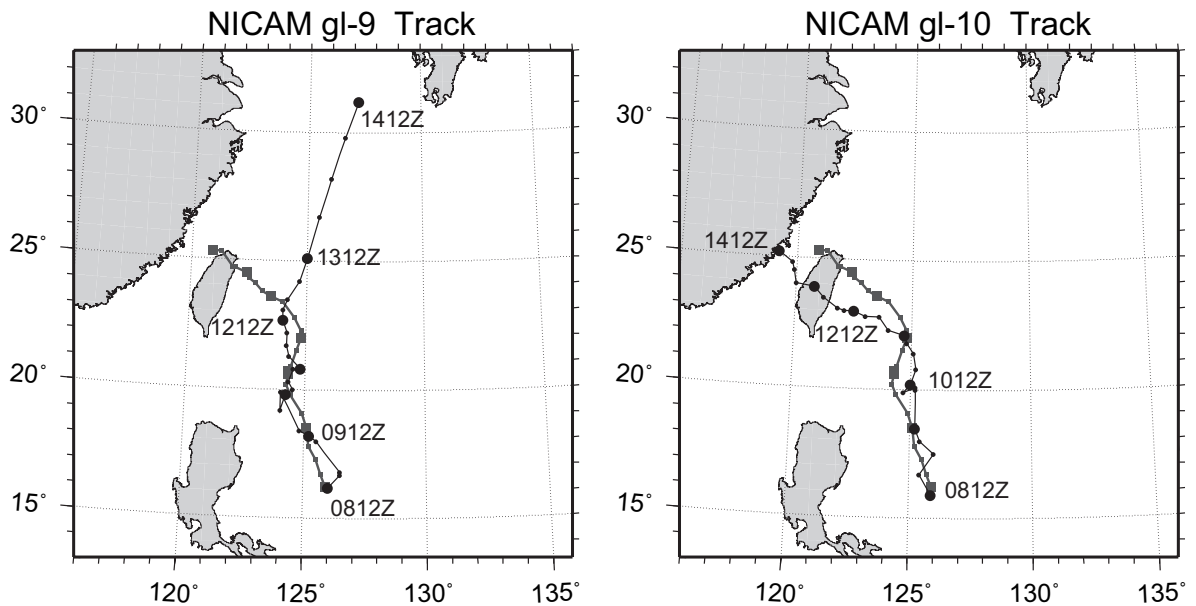


図 4: NICAM gl-9 とベストトラックの経路 (左)、NICAM gl-10 とベストトラックの経路 (右)。NICAM は黒の細線と 、ベストトラックは灰色線と で表している。

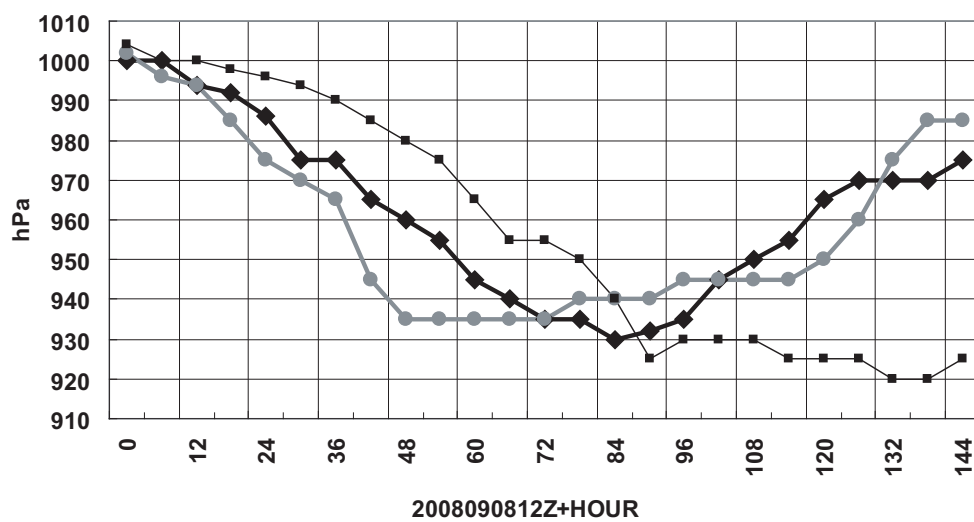


図 5: SINLAKU の中心示度。NICAM gl-9 と細線、gl-10 は太線、ベストトラックは灰色の太線で示している。

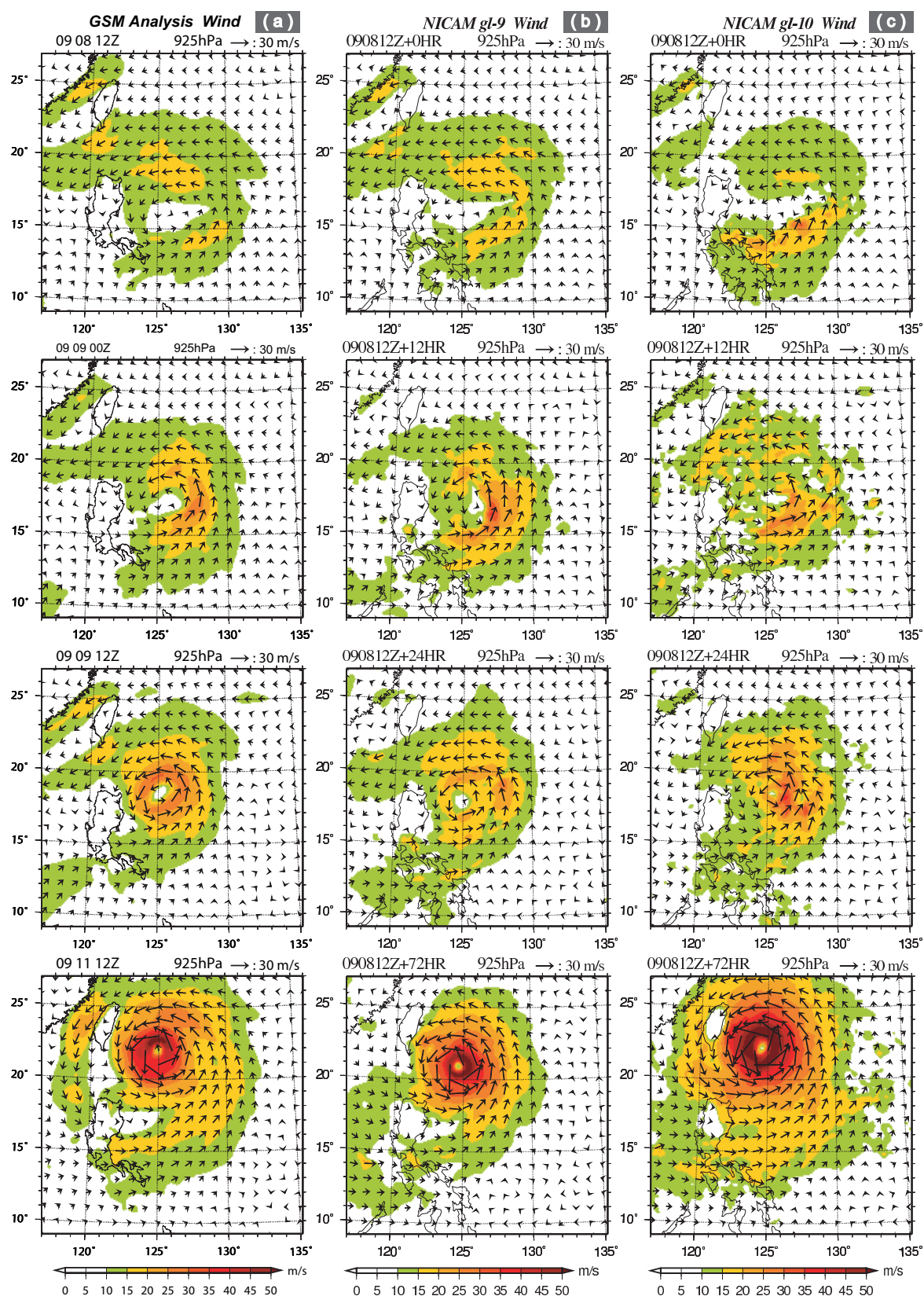
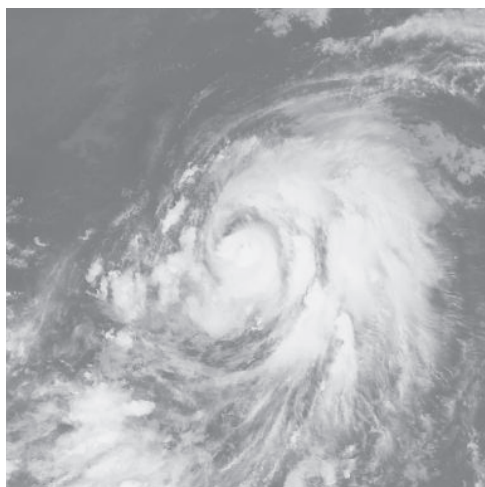
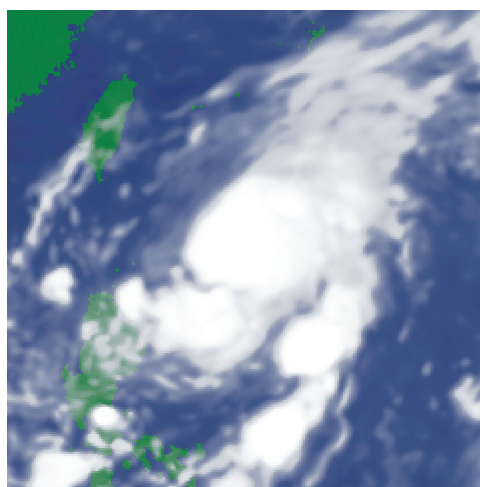


図 6: 925hPa における強風域の分布と風ベクトル。左の列 (a) は GSM 解析値の風速、中央の列 (b) は NICAM gl-9、左の列 (c) は NICAM gl-10 により予測された風速を示している。

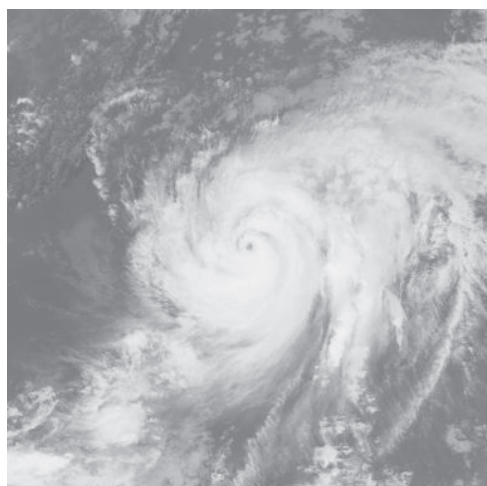
9/10 00Z



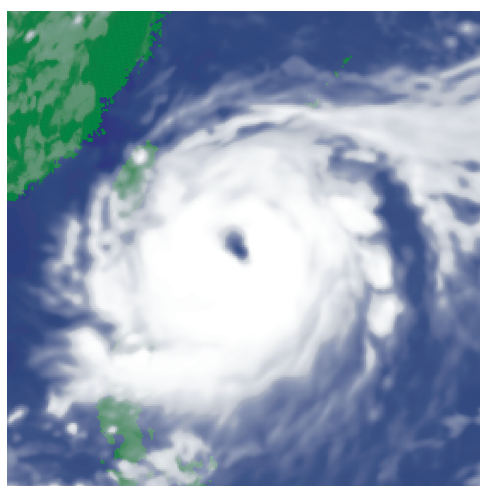
2008090812Z+36HR



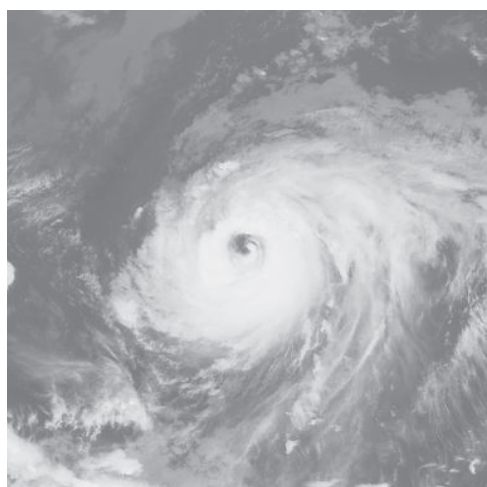
9/11 06Z



2008090812Z+66HR



9/12 00Z



2008090812Z+84HR

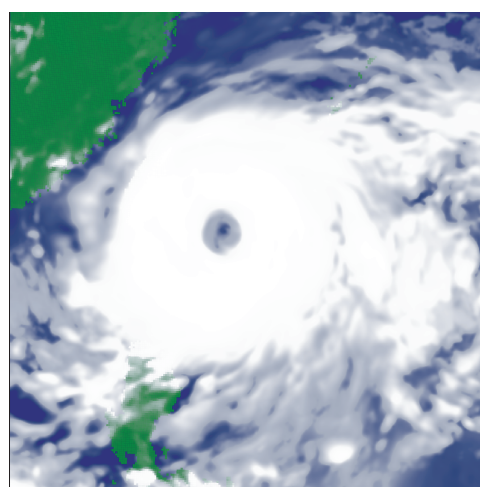


図 7: MTSAT の赤外画像 (左) と NICAM における同時刻の赤外画像。

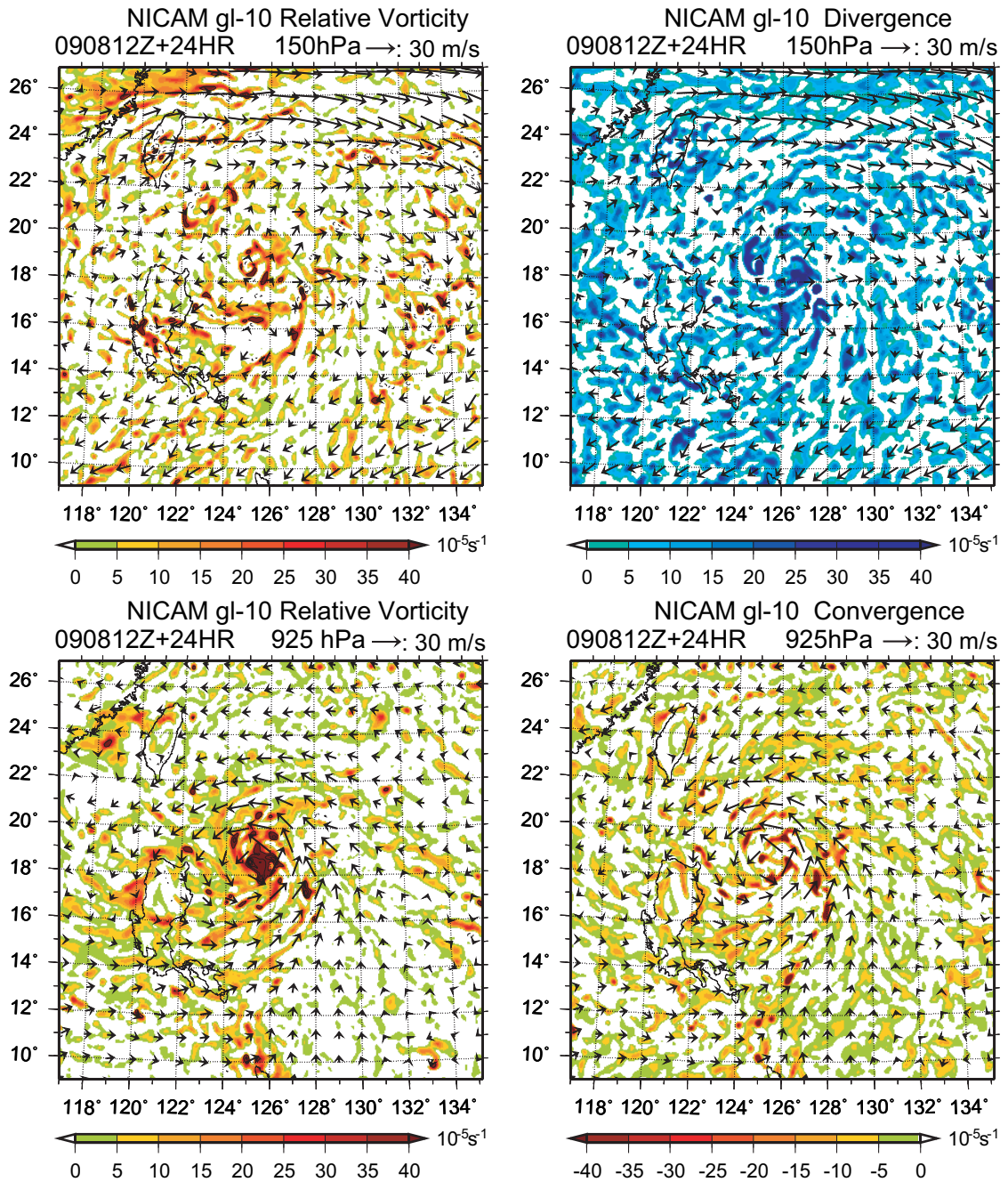


図 8: 初期値から 24 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。

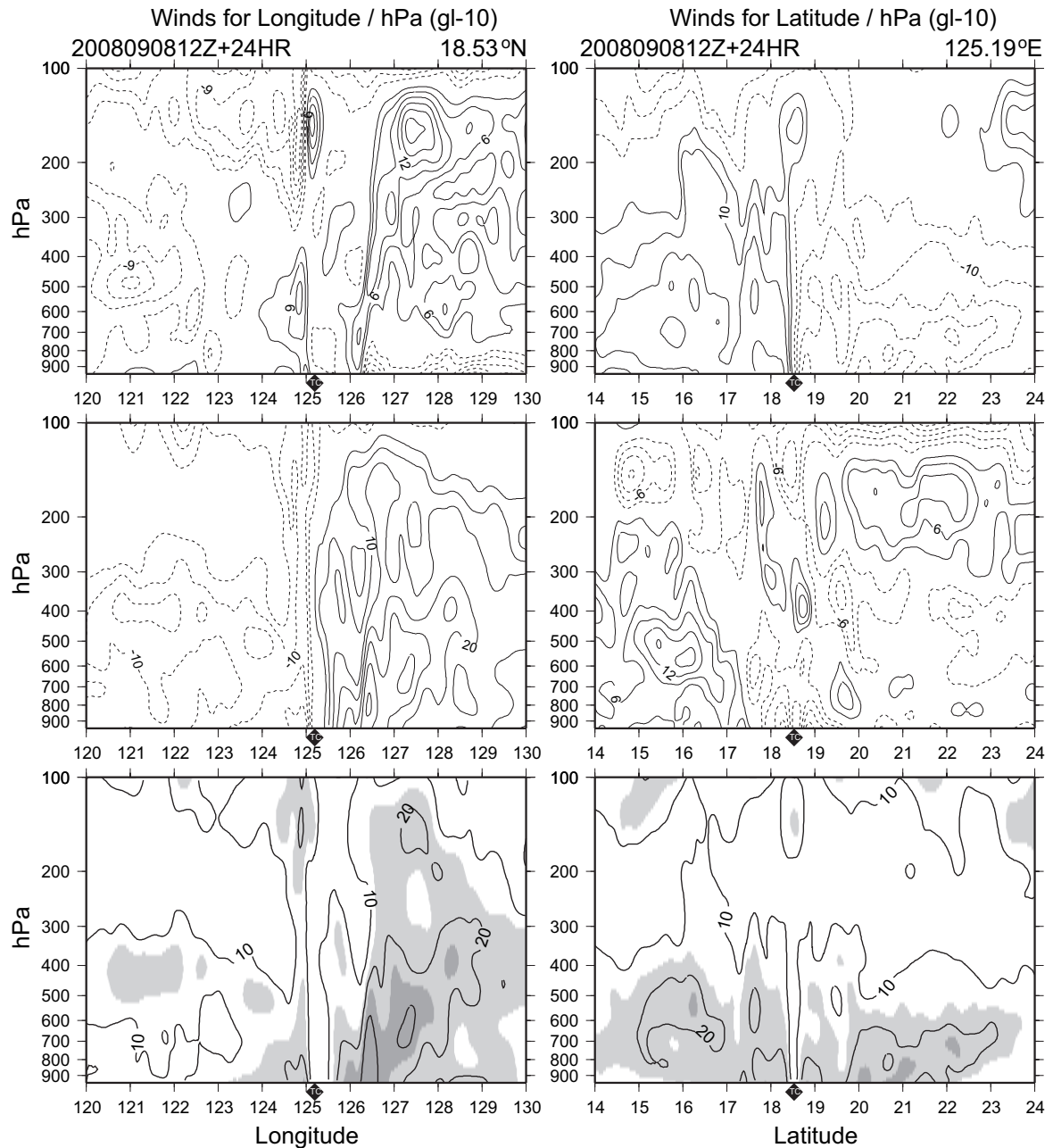


図 9: 初期値から 24 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風を中心位置を表している。

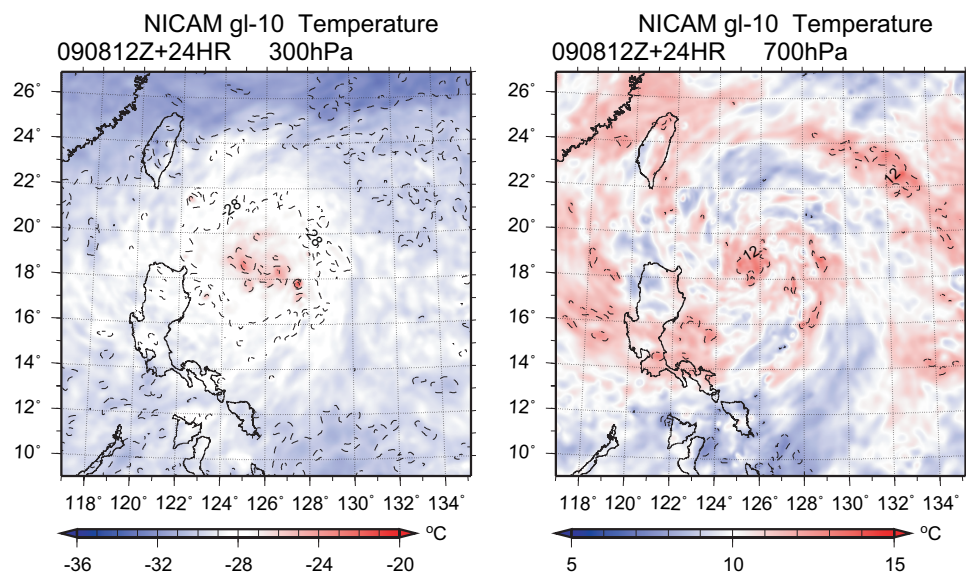


図 10: 初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。

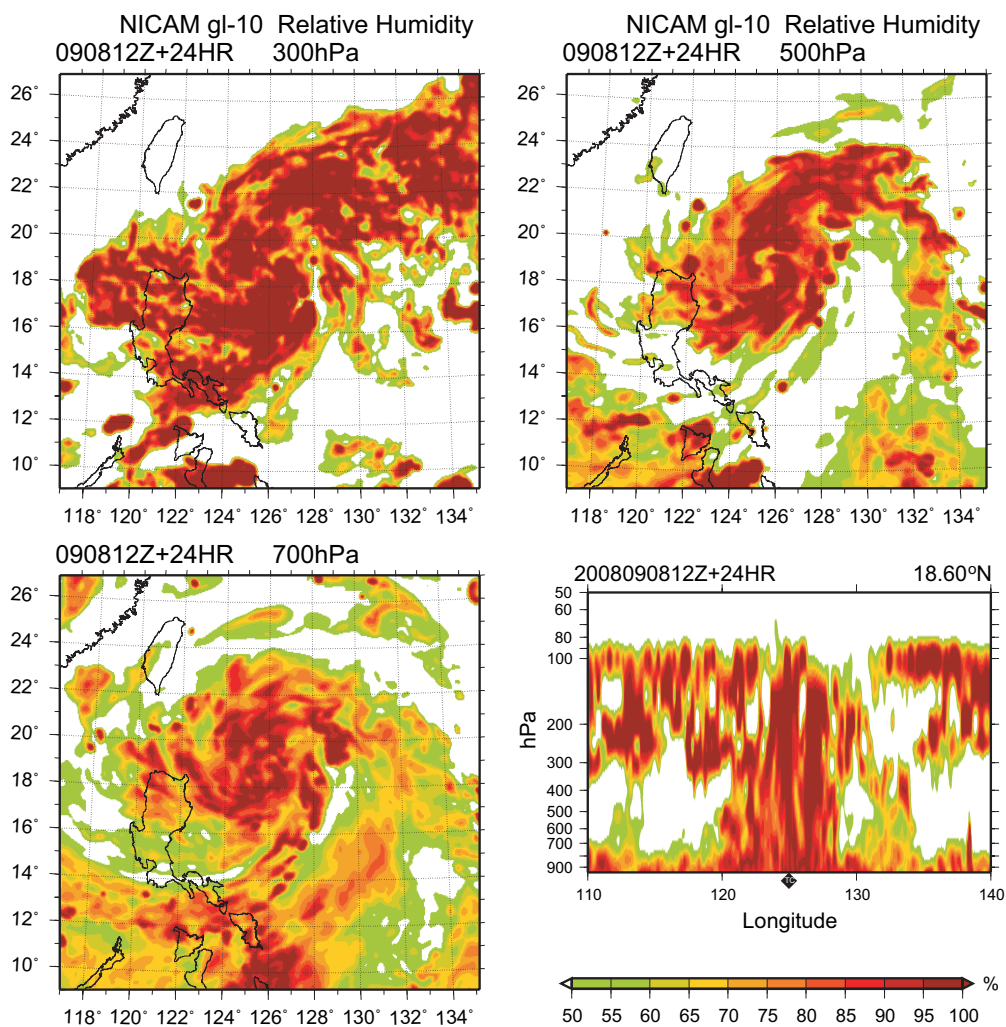


図 11: 初期値から 24 時間後における 300hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。

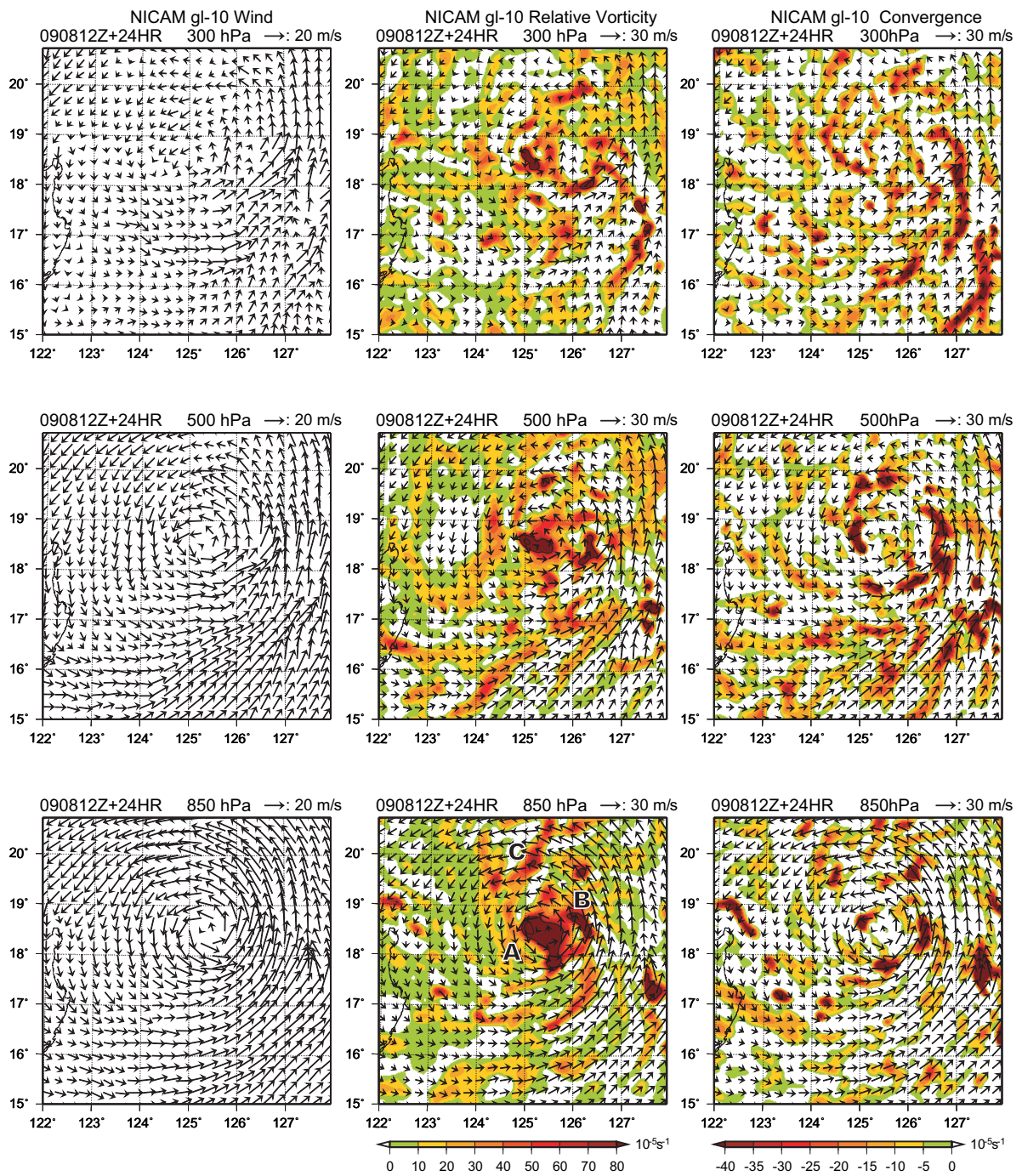


図 12: 初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (上段)、500hPa 面 (中段)、850hPa 面 (下段) の風ベクトル、相対渦度と水平発散。

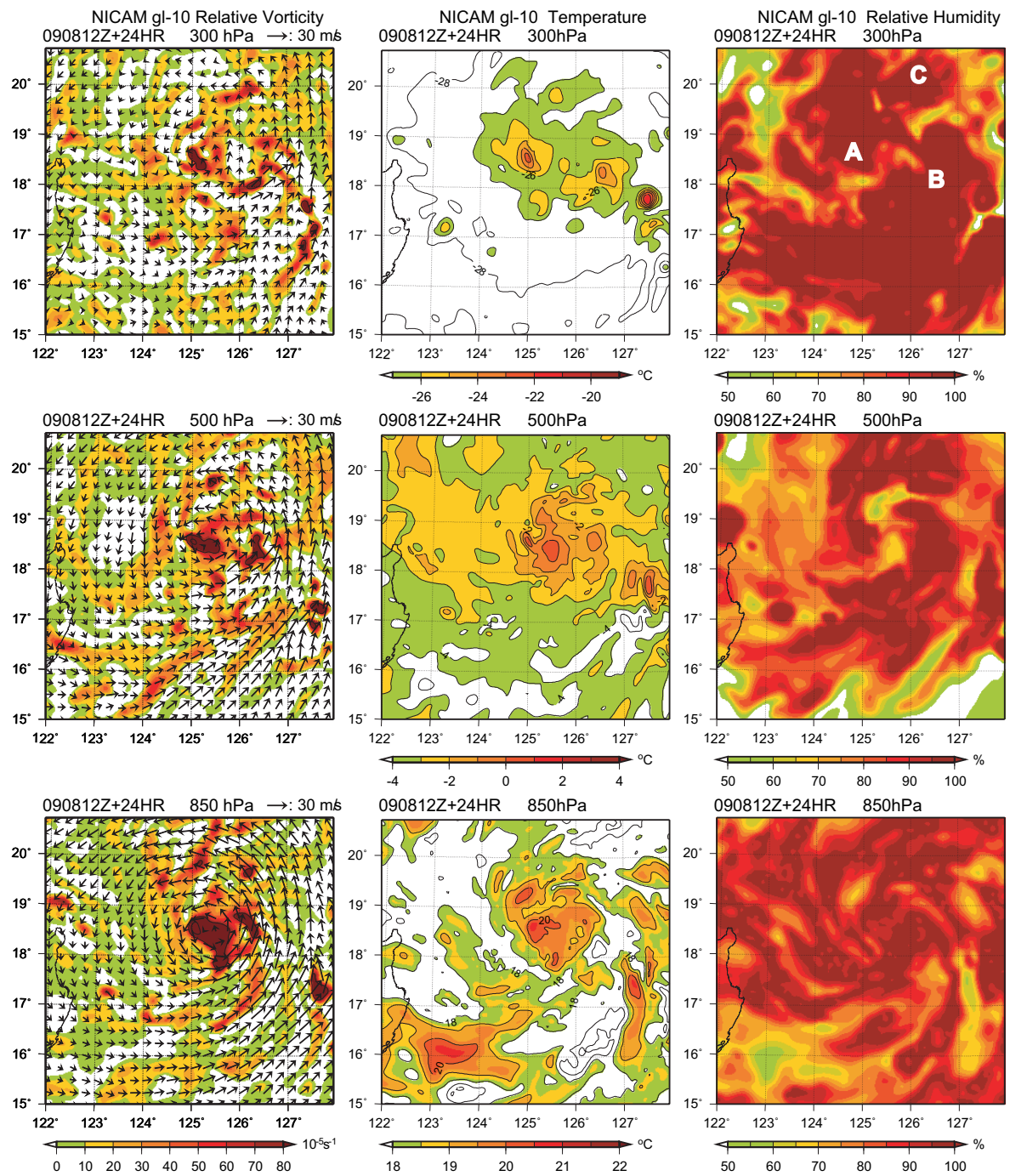


図 13: 初期値から 24 時間後の 300hPa 面 (上段)、500hPa 面 (中段)、850hPa 面 (下段) の気温と相対湿度。

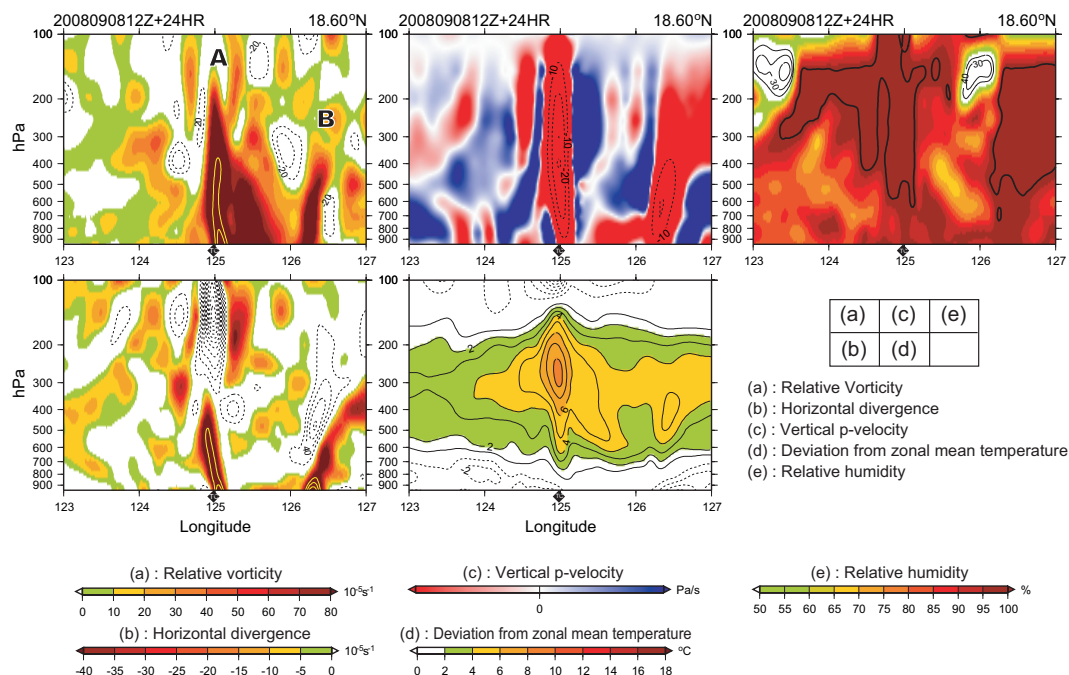


図 14: 渦 A, B (図 12 の 850hPa 面相対渦度図を参照) の鉛直構造。(a) は相対渦度の鉛直断面、点線 ($20 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 間隔) は高気圧性渦度領域を表す、黄線は $160 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ から $80 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 間隔である。(b) は水平発散の、点線 ($20 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 間隔) は発散領域を表す。(c) は鉛直 p 速度オメガの鉛直断面。(d) は帯状平均気温からの気温偏差の鉛直断面、点線は (1 間隔) は負の値を表す。(e) は相対湿度の鉛直断面、太線内は 98 % 以上の領域を表し、細線は 50 % 未満の領域を 10 % 間隔で示している。

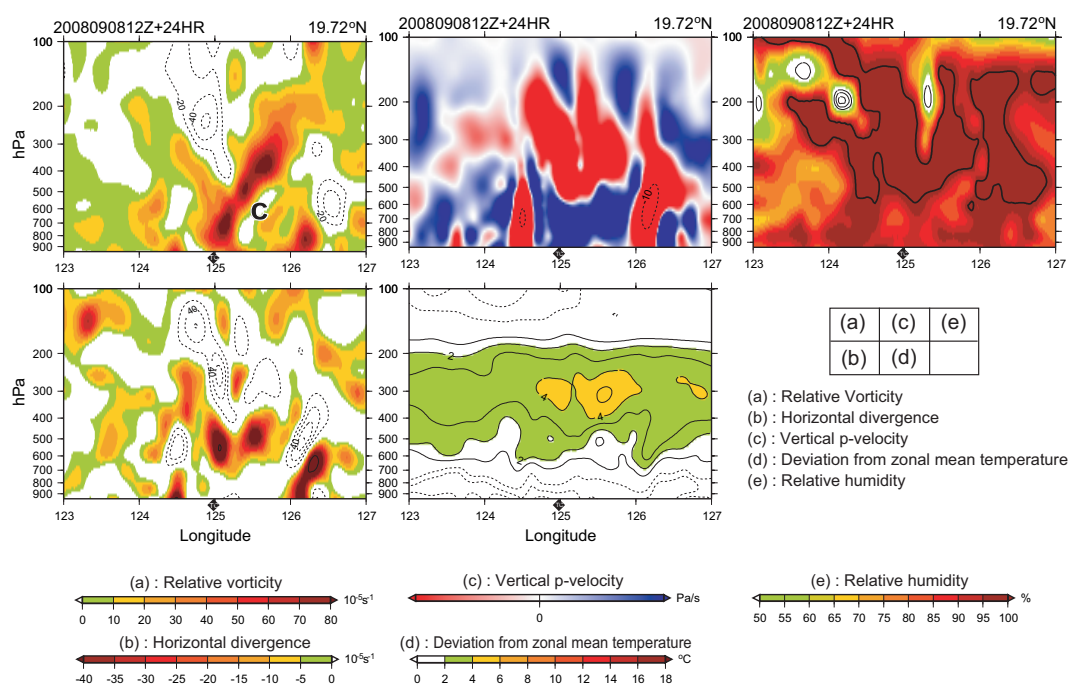


図 15: 渦 C (図 12 の 850hPa 面相対渦度図を参照) の鉛直構造。以下、図 14 に同じ。

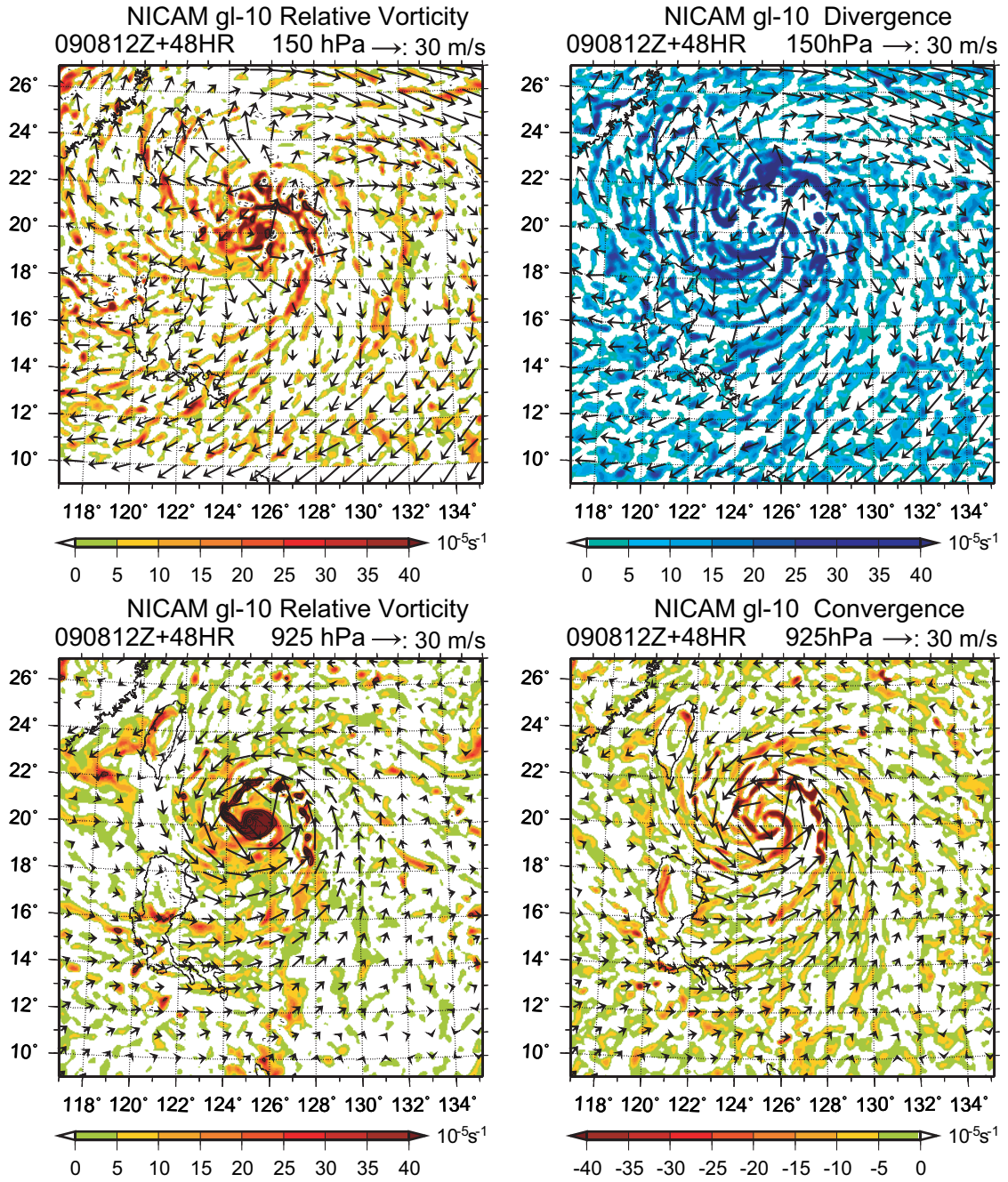


図 16: 初期値から 48 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。

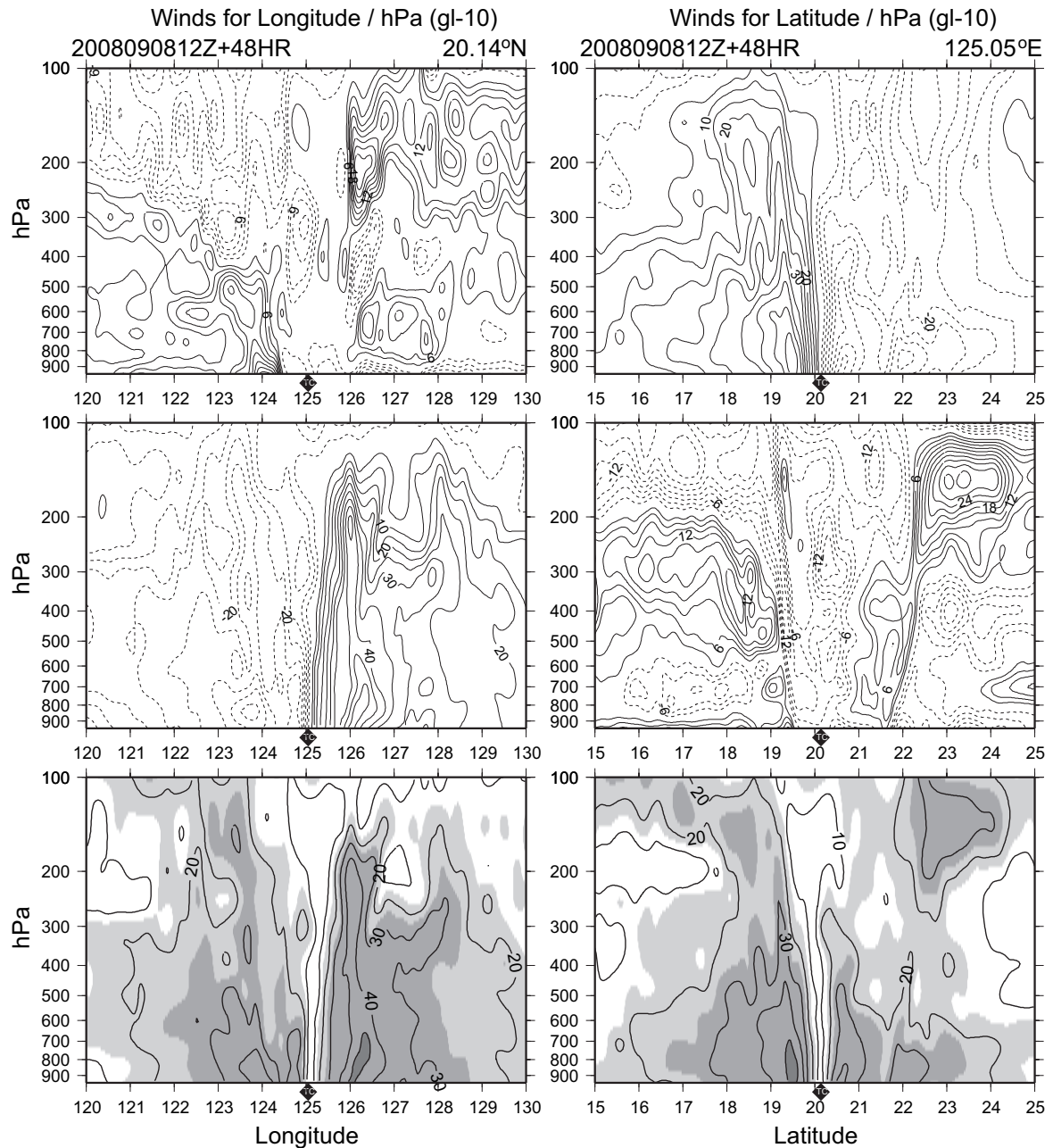


図 17: 初期値から 48 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風を中心位置を表している。

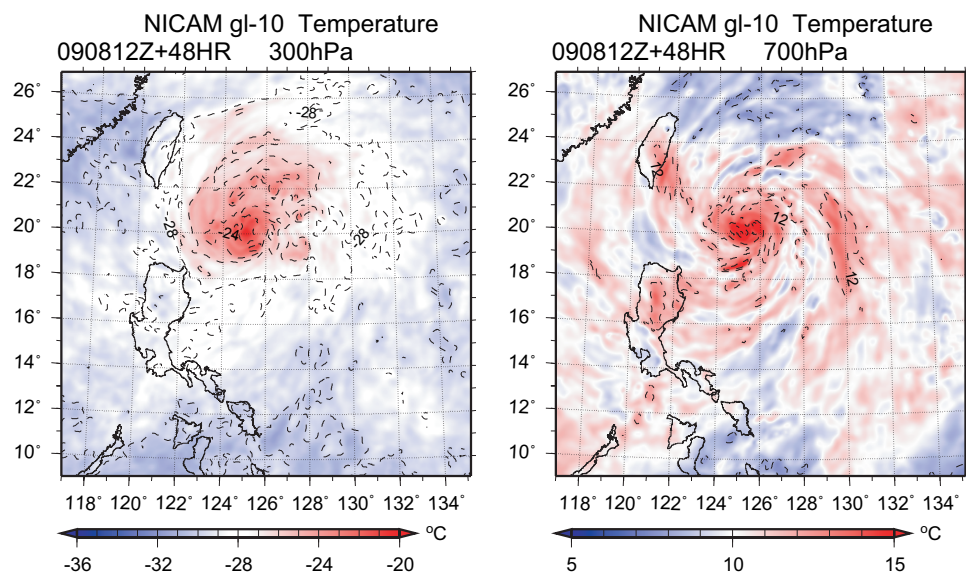


図 18: 初期値から 48 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。

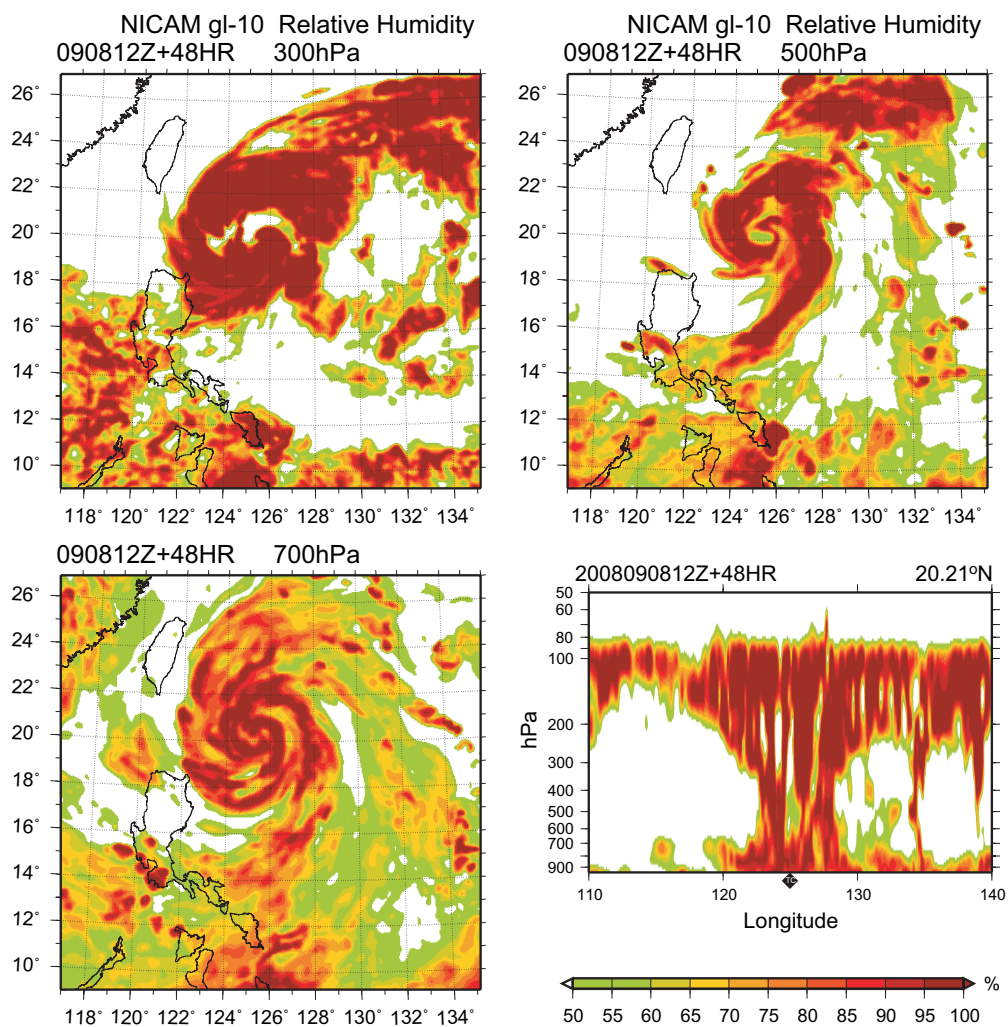


図 19: 初期値から 48 時間後における 300hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の
相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。

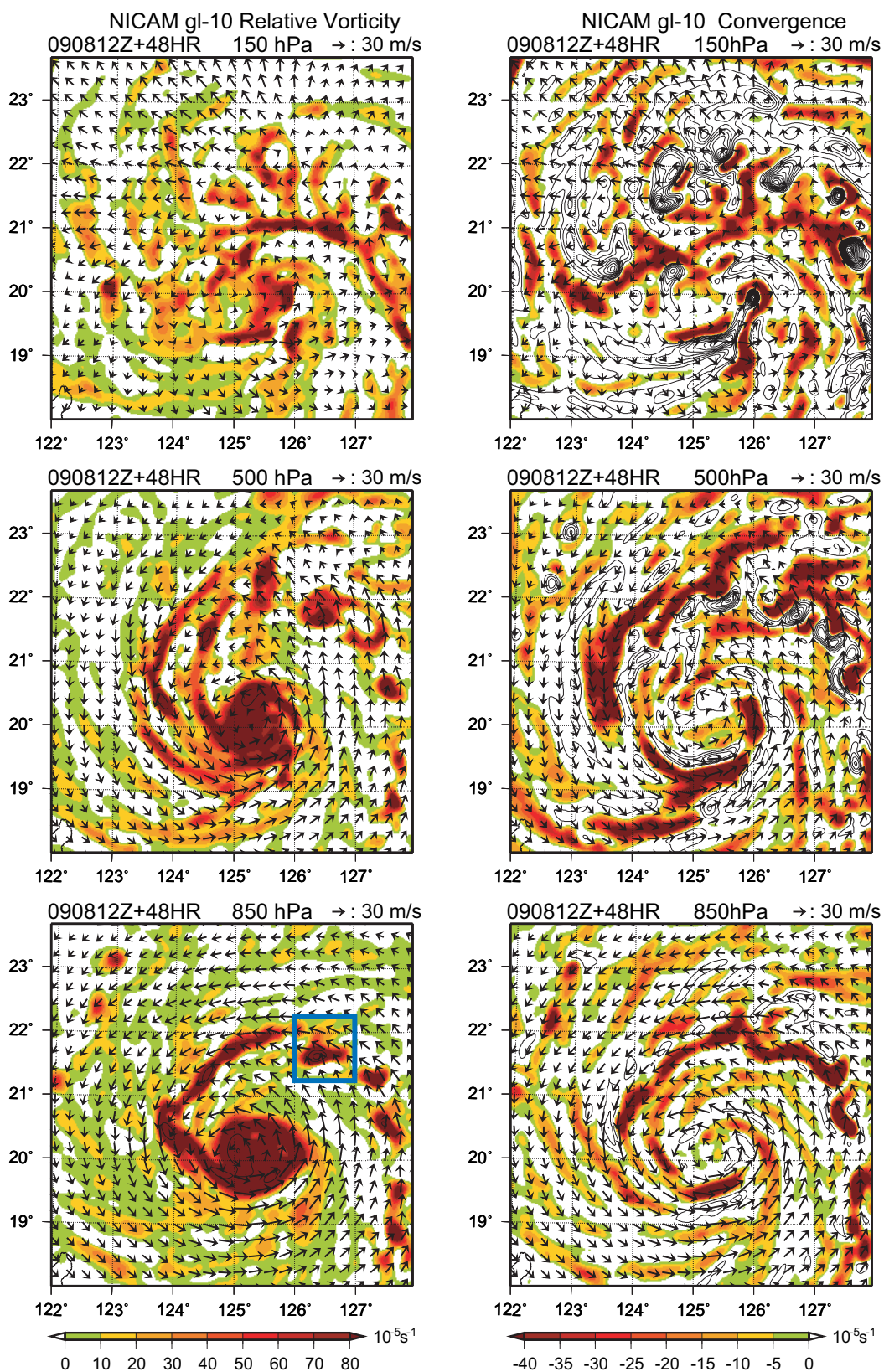


図 20: 初期値から 48 時間後の台風の 150hPa(上段)、500hPa(中段)、850hPa (下段) 面における相対渦度 (左)、収束 (右) と風 (ベクトル)。

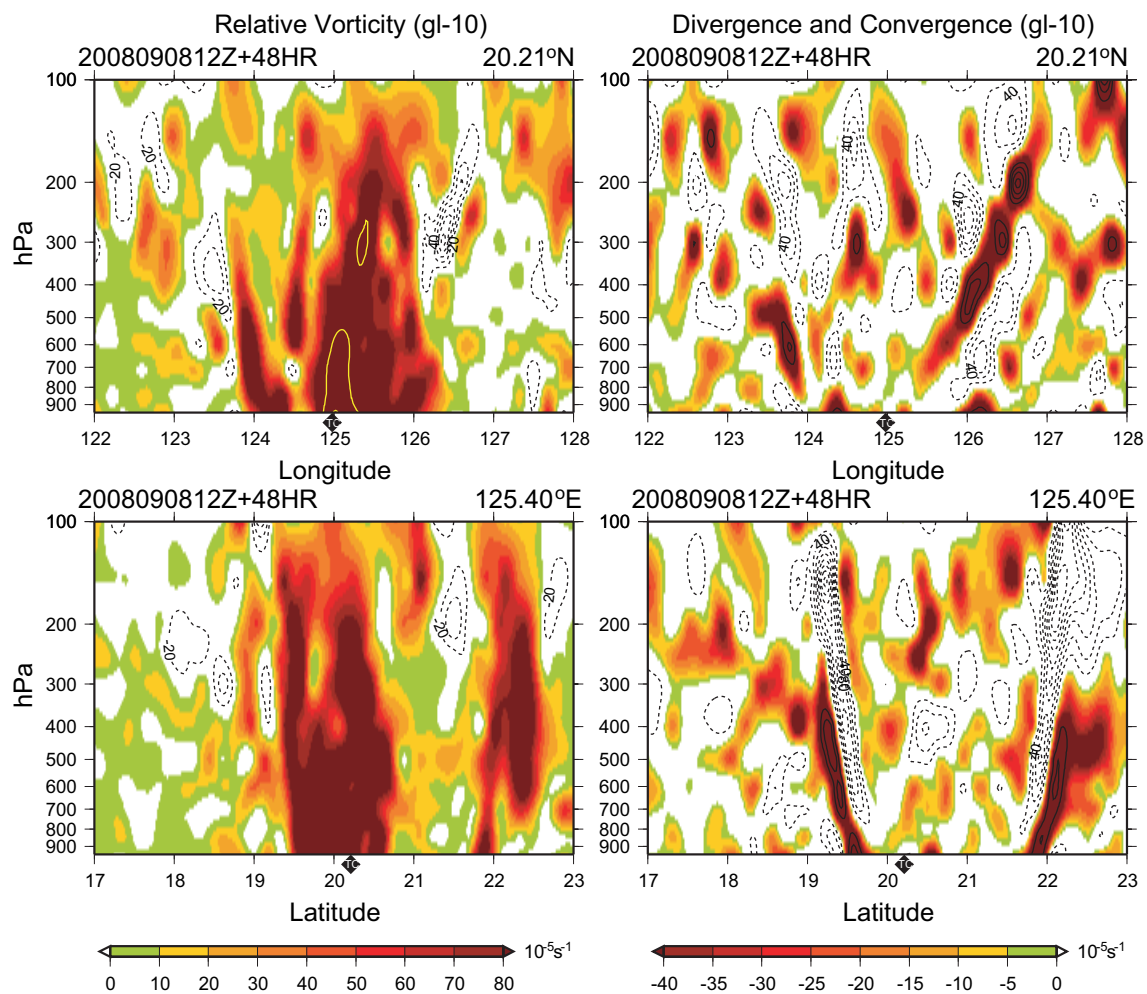


図 21: 初期値から 48 時間後の台風中心付近で切断した相対渦度 (左) と水平収束・発散 (右) の鉛直断面。

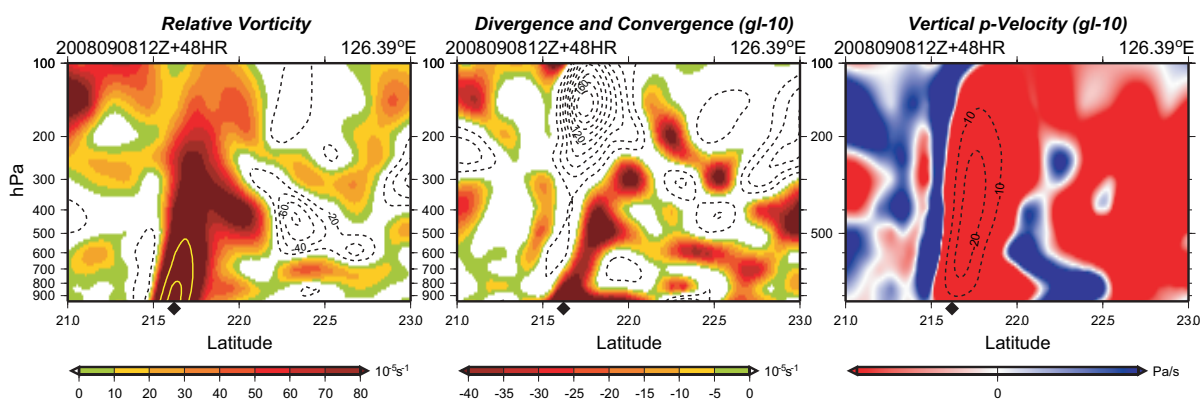


図 22: 図 20 中太枠内に見られる渦の、相対渦度 (左), 水平収束・発散 (中央), 鉛直 p 速度オメガ (右) の鉛直断面。

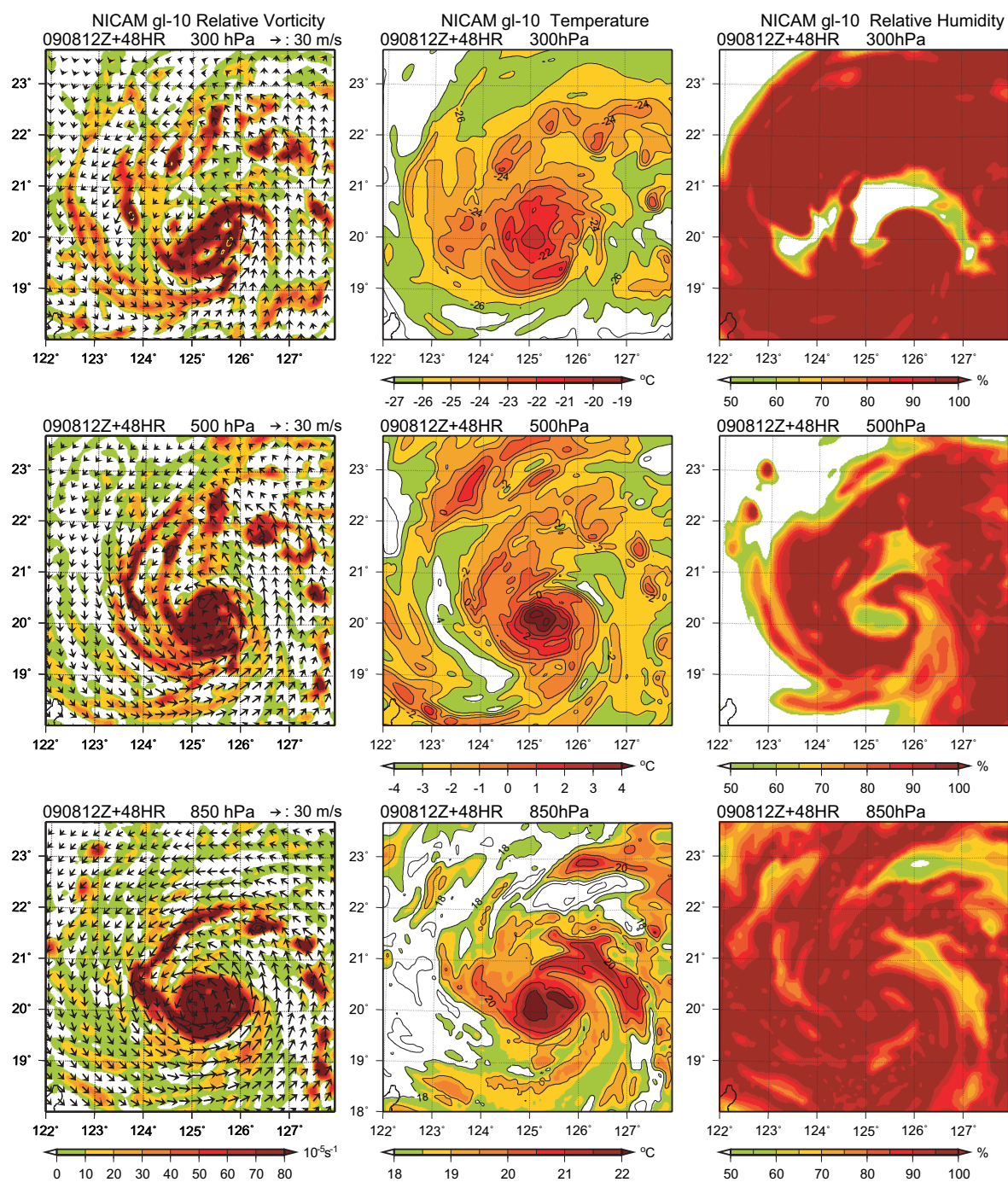


図 23: 初期値から 48 時間後における台風中心付近の、(上段)300hPa, (中段)500hPa 及び (下段)700hPa 面の気温 (中央列) と相対湿度 (右列)。

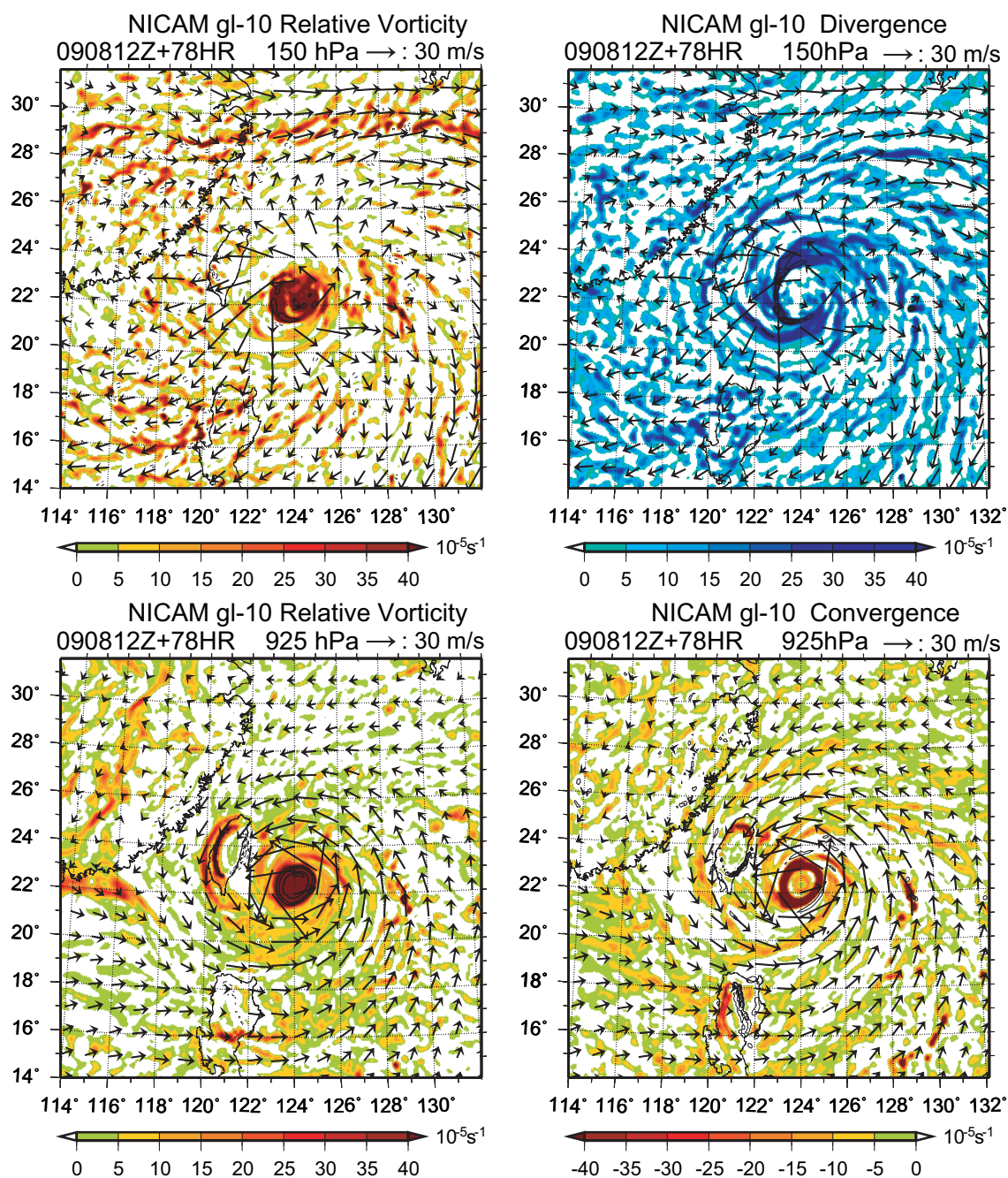


図 24: 初期値から 78 時間後の台風領域の 150hPa(左上)・925hPa(左下) 面の相対渦度、150hPa (右上) 面の発散と 925hPa(右下) 面における収束。

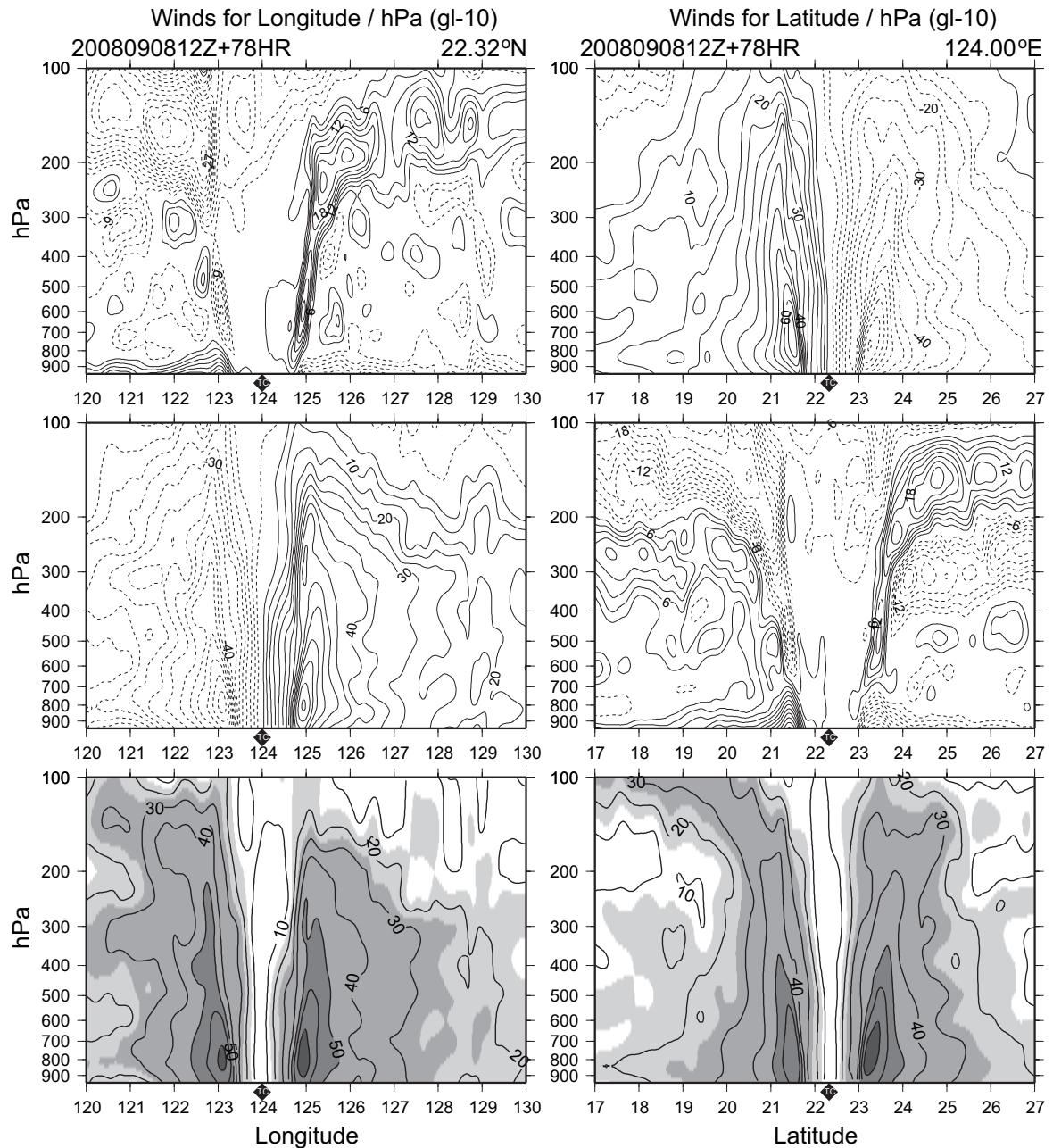


図 25: 初期値から 78 時間後の台風領域における東西風 (上)、南北風 (中央) と風速 (下) の経度/hPa 断面 (左)、緯度/hPa 断面 (右)。西風成分及び南風成分は実線で、東風成分及び北風成分は点線で表している。コンター間隔は、東西風の経度/hPa 断面 (左上)、南北風の緯度/hPa 断面 (右中央) が 3m/s 毎、南北風の経度/hPa 断面 (左中央)、東西風の緯度/hPa 断面 (右上) が 5m/s 毎である。なお、図中の マークは台風の中心位置を表している。

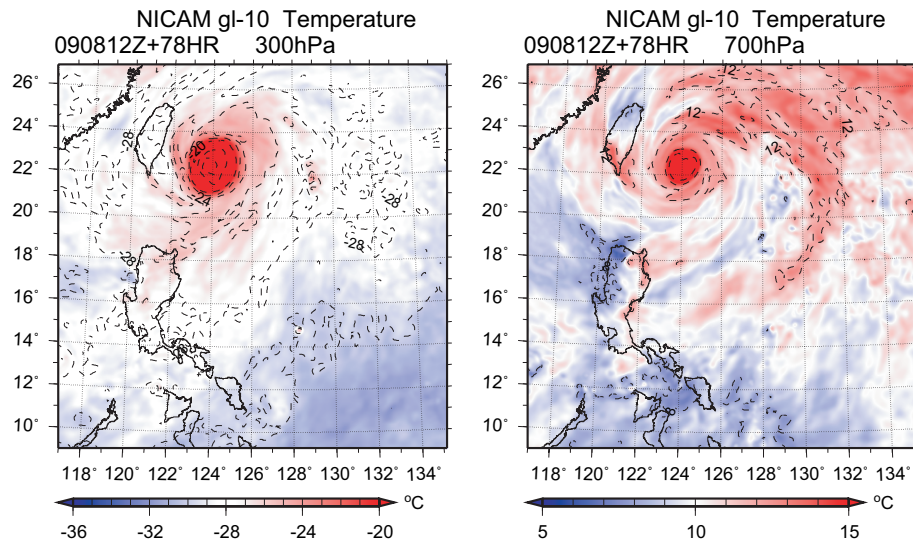


図 26: 初期値から 78 時間後の 300hPa 面 (左) と 700hPa 面 (右) における気温。

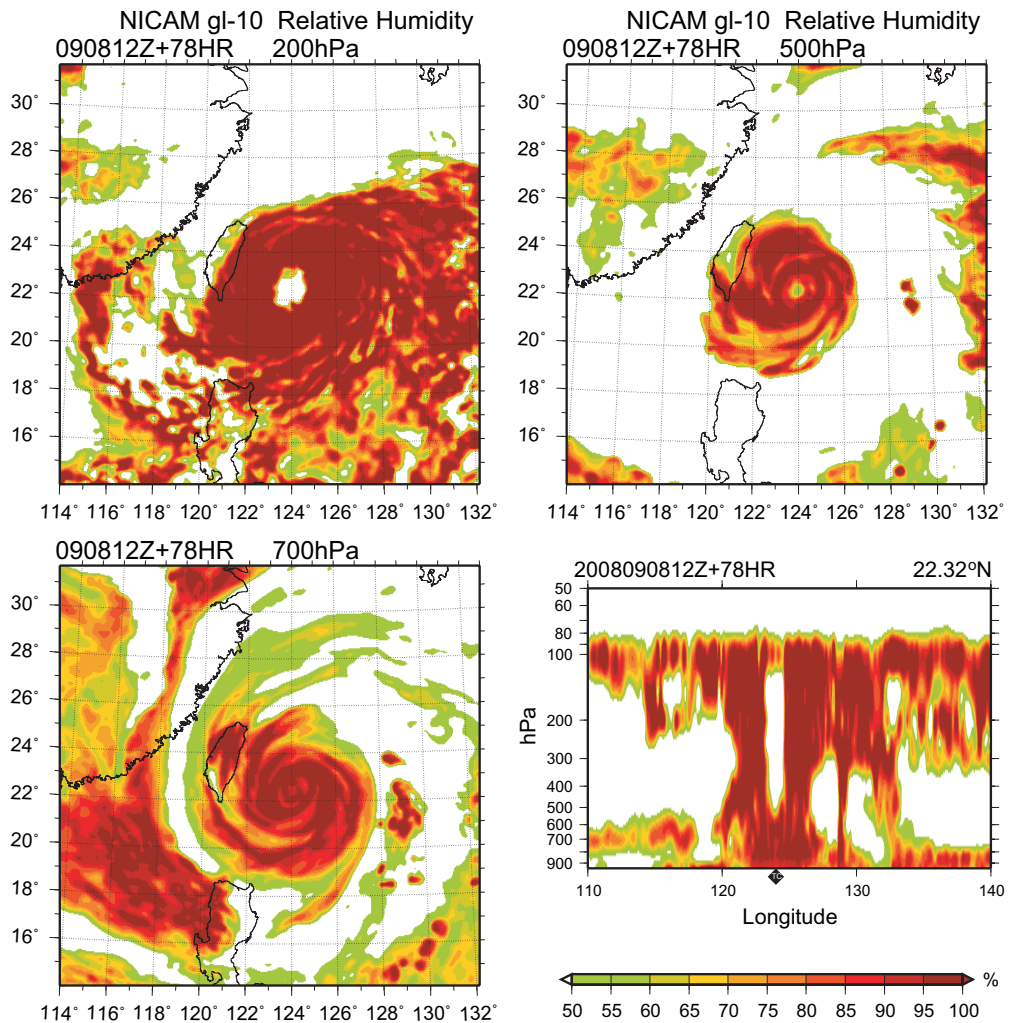


図 27: 初期値から 78 時間後における 200hPa(左上), 500hPa(右上), 700hPa(左下) 面の相対湿度と相対湿度の鉛直断面 (右下)。

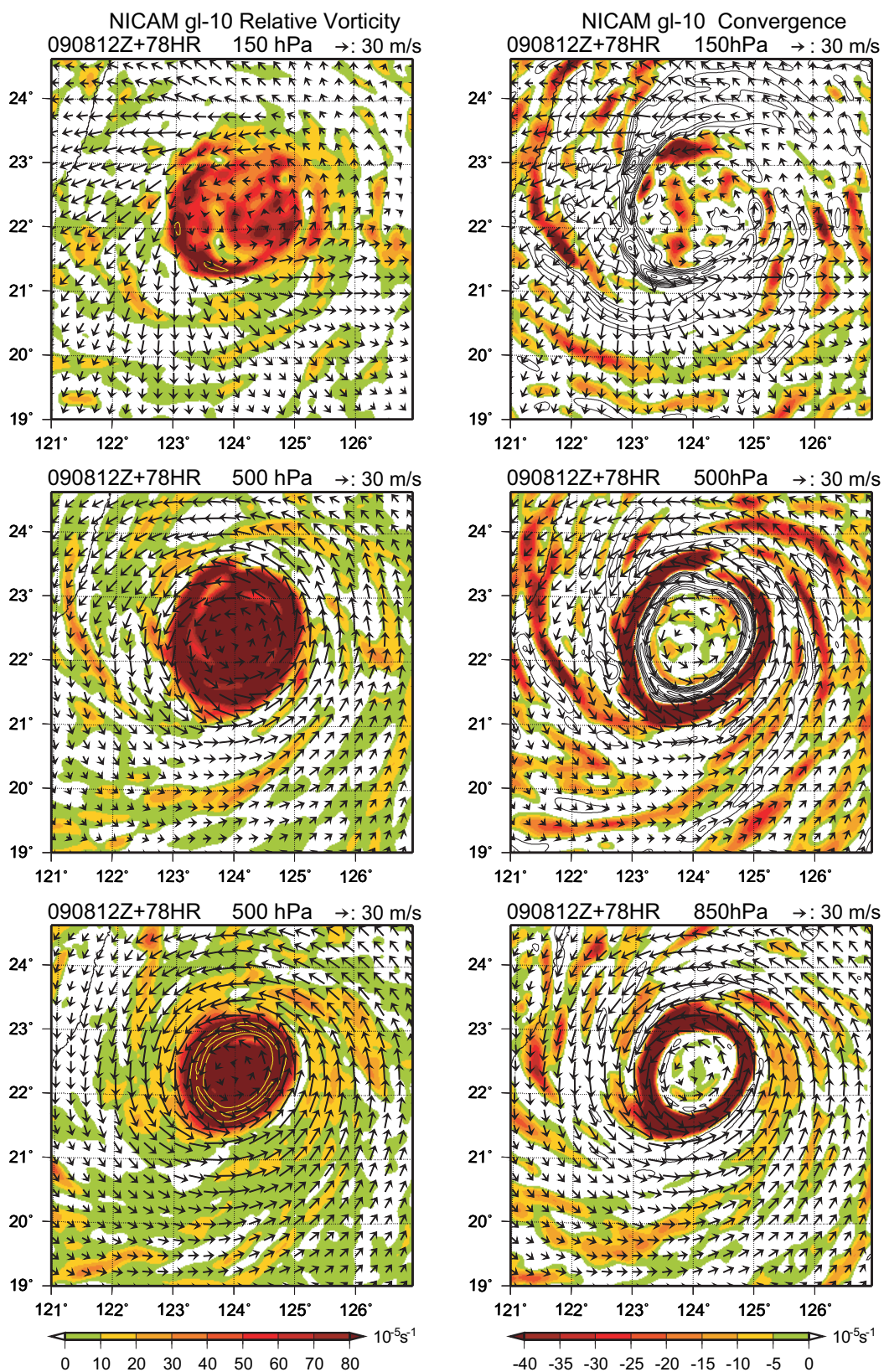


図 28: 初期値から 78 時間後の台風の 150hPa(上段)、500hPa(中央段)、850hPa(下段) 面における渦度 (左)、収束 (右) とと風 (ベクトル)。

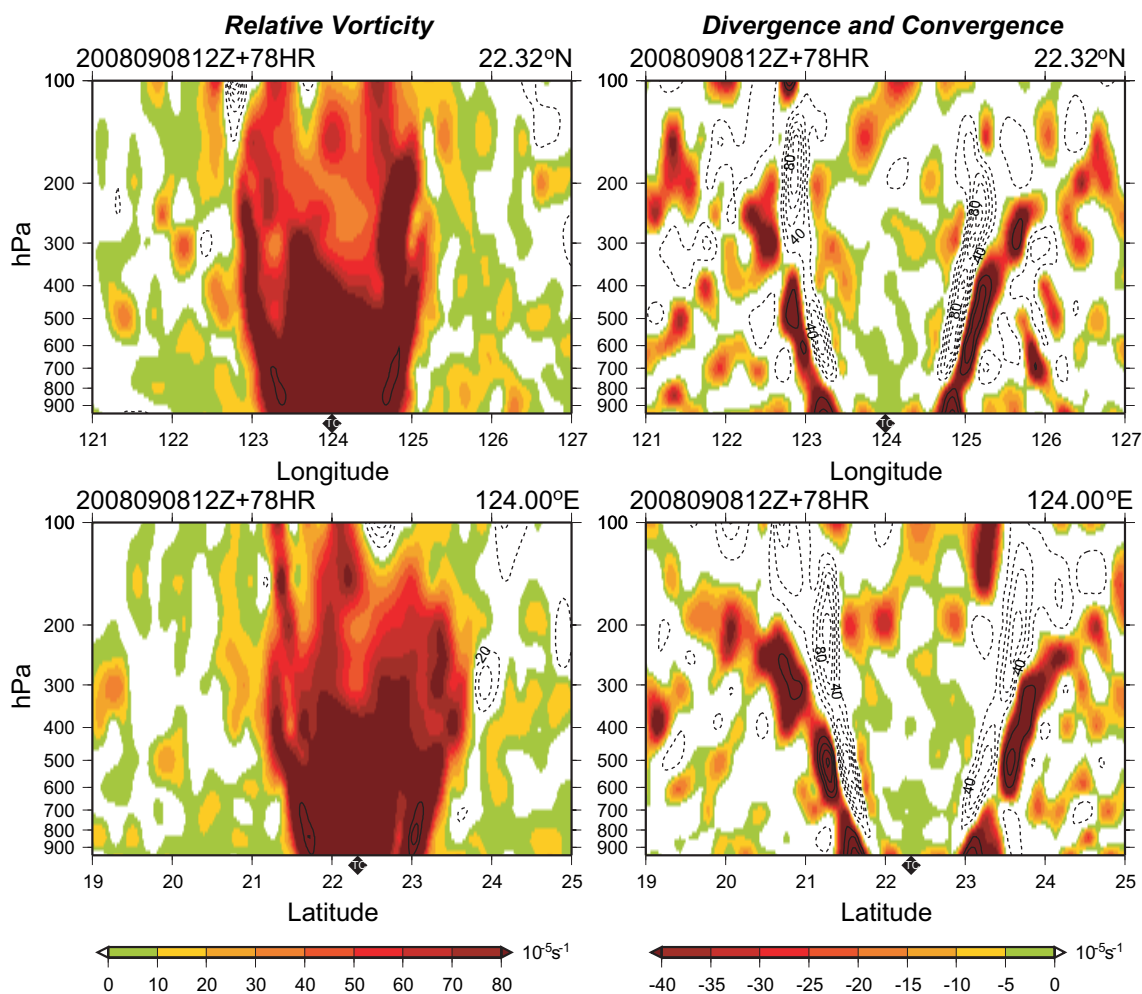


図 29: 初期値から 78 時間後の台風領域における相対渦度 (左) と水平収束・発散 (右) の鉛直断面。 は台風の中心位置を示している。

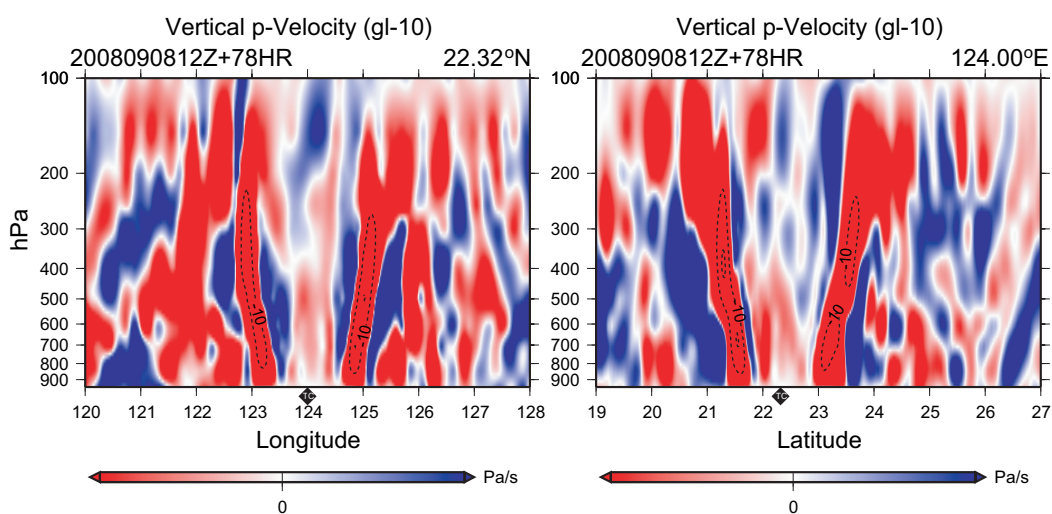


図 30: 初期値から 78 時間後の台風領域における鉛直 p 速度オメガ の鉛直断面。

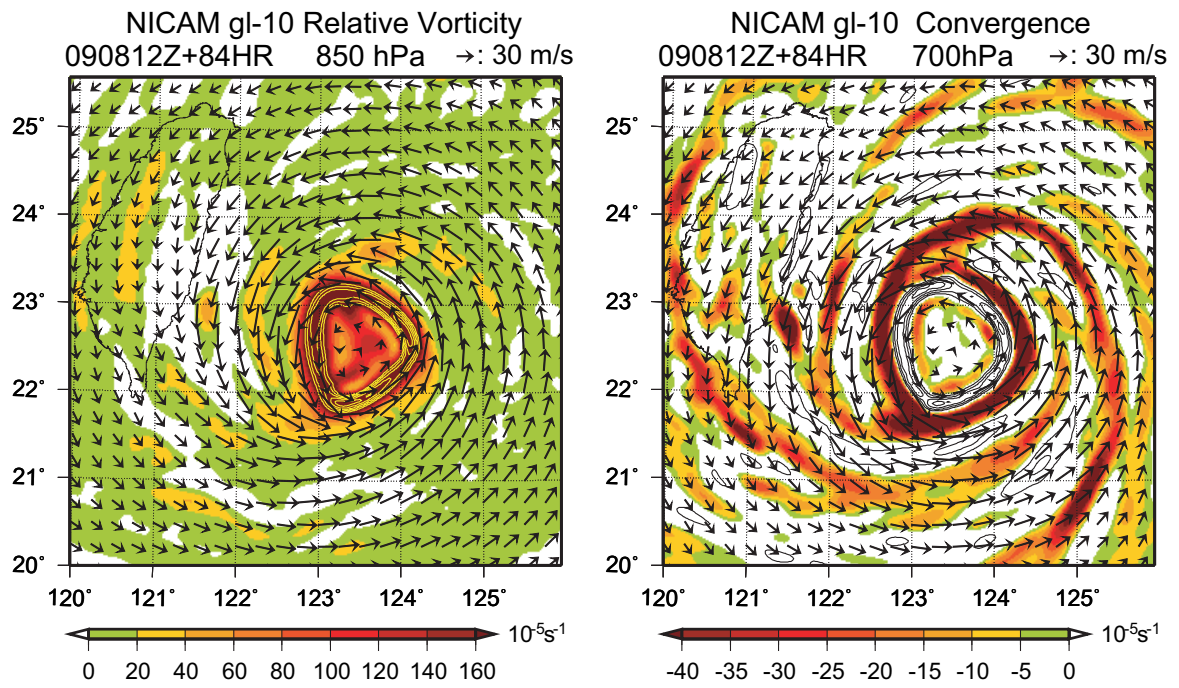


図 31: 初期値から 84 時間後の台風中心付近の (左) 850hPa 面の相対渦度と (右) 700hPa 面の水平発散。

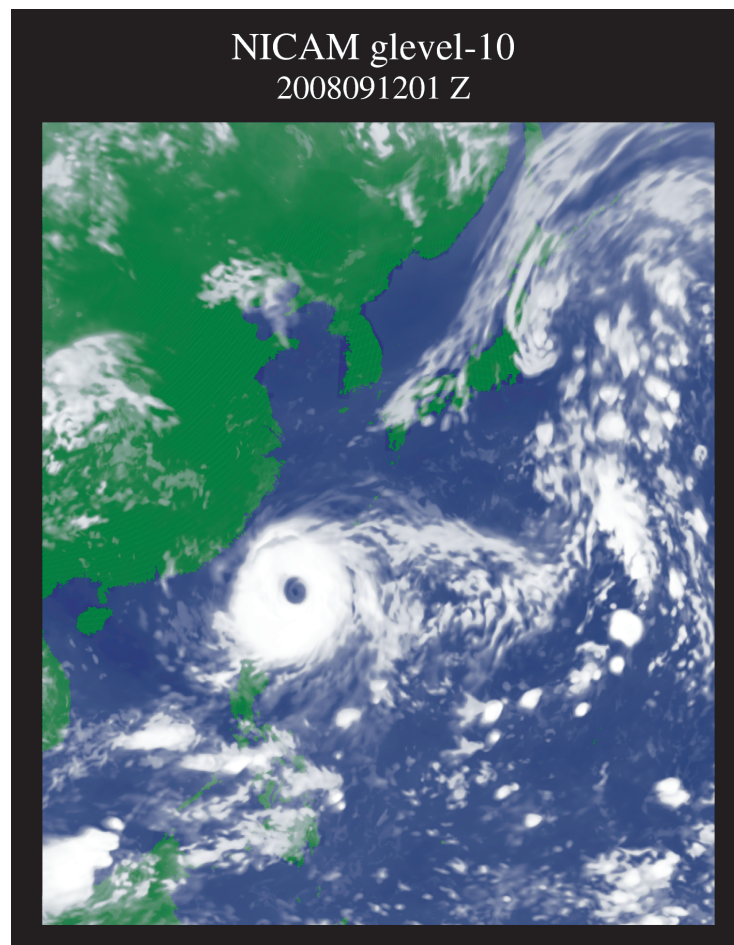


図 32: 初期値から 85 時間後の台風の雲画像。

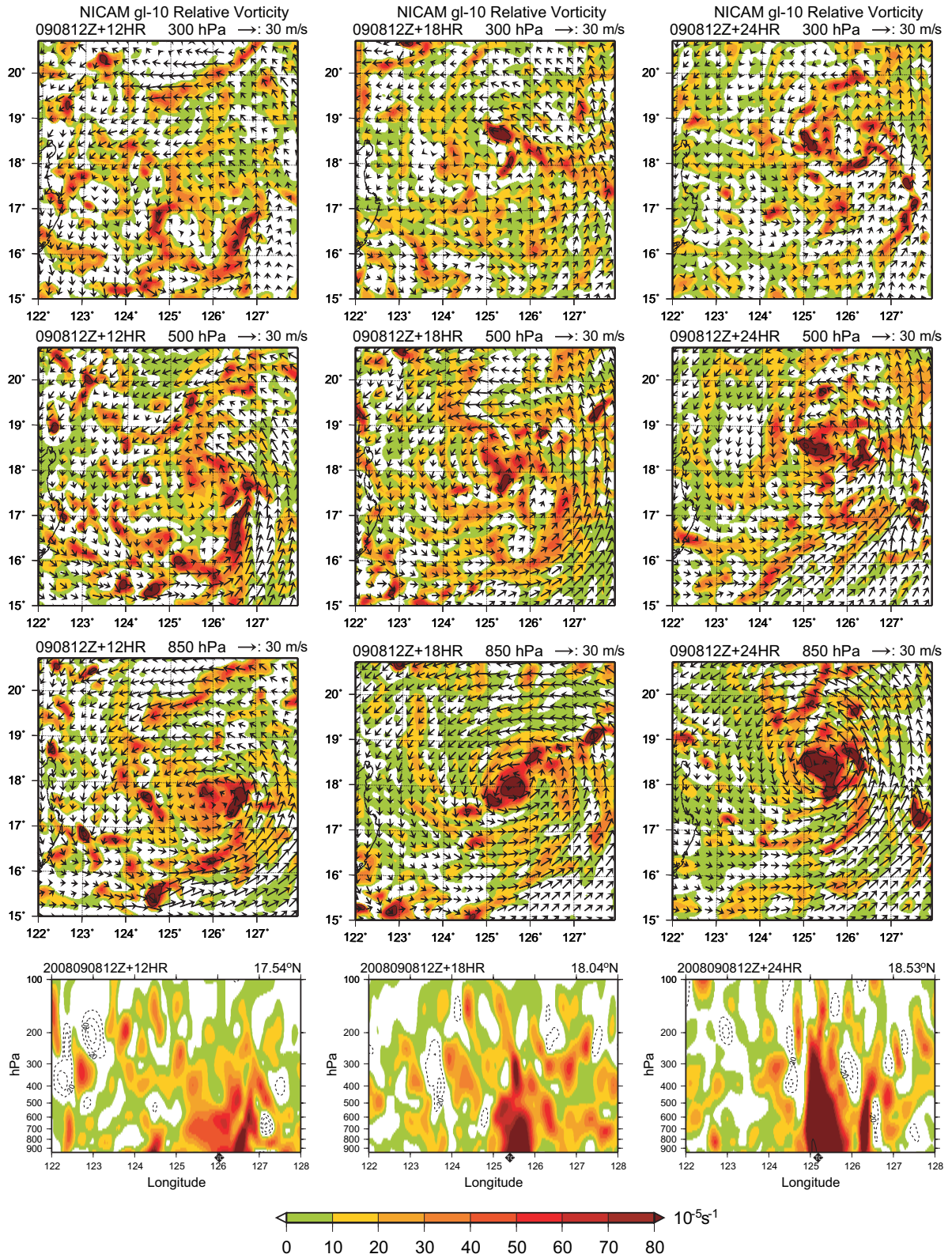


図 33: 初期値から 12 ~ 24 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図(最下段)。160 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域をコンター (80 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) で示している。

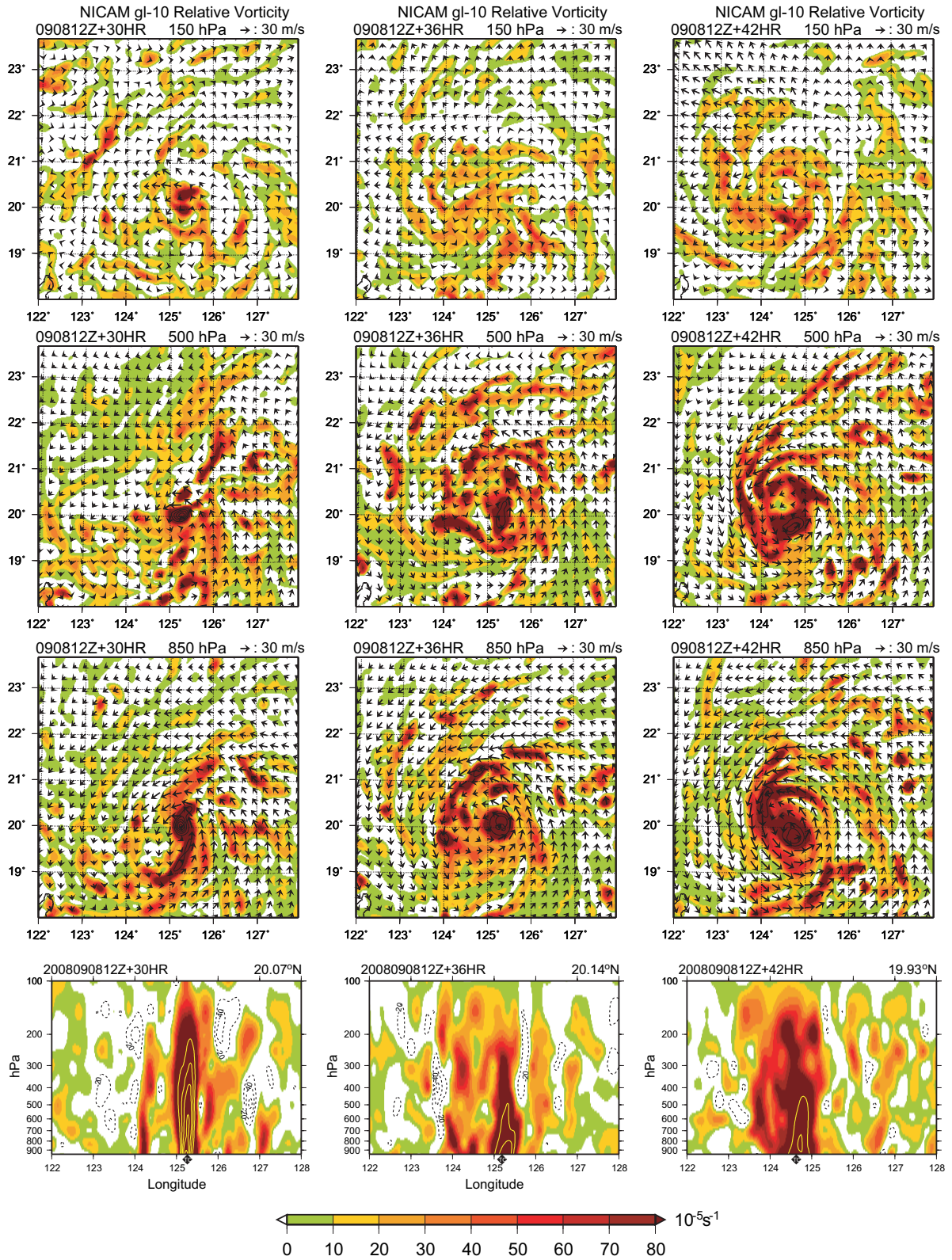


図 34: 初期値から 30 ~ 42 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図(最下段)。160 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域をコンター (80 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) で示している。

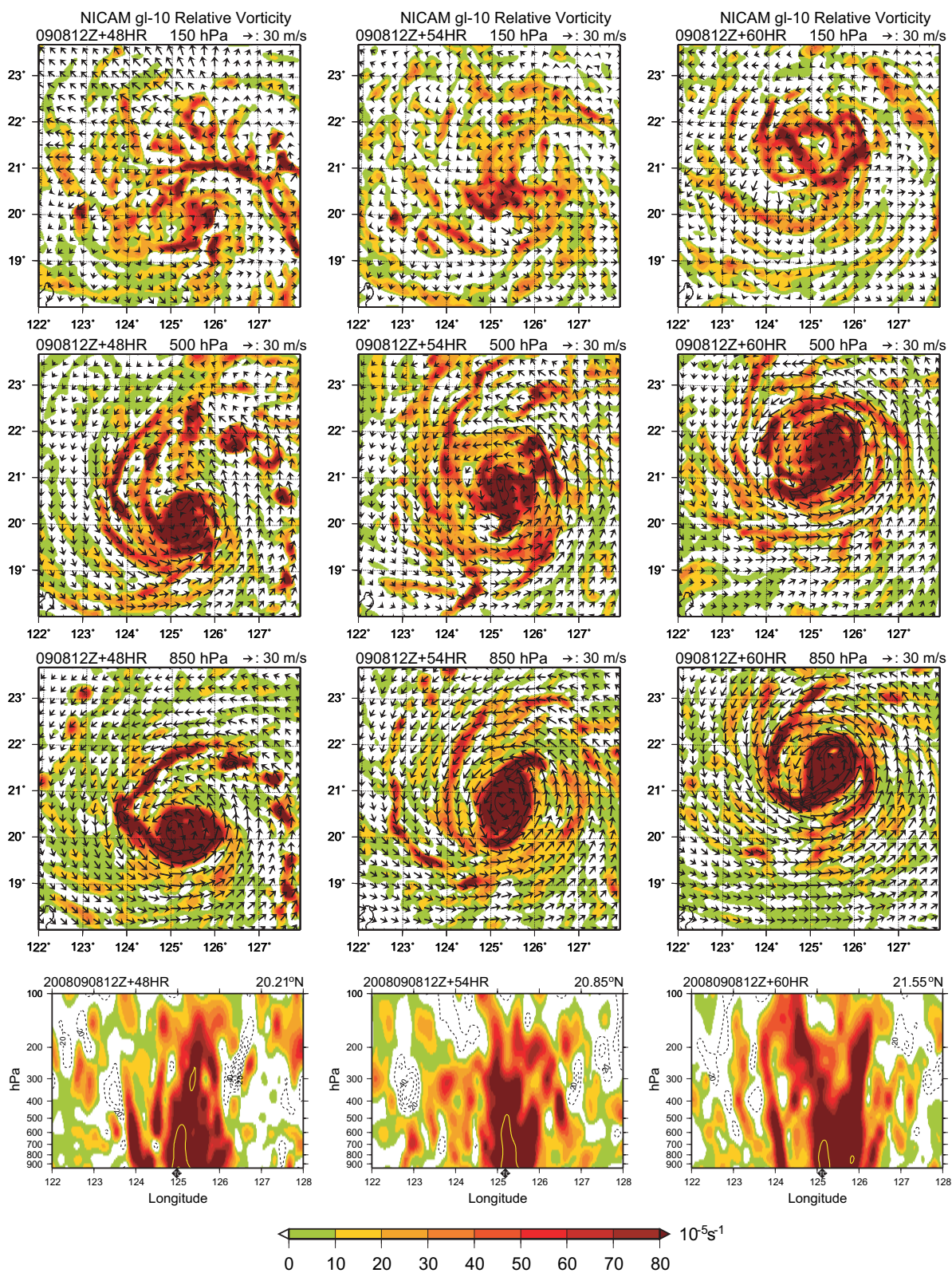


図 35: 初期値から 48 ~ 60 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図(最下段)。160 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域をコンター (80 $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) で示している。

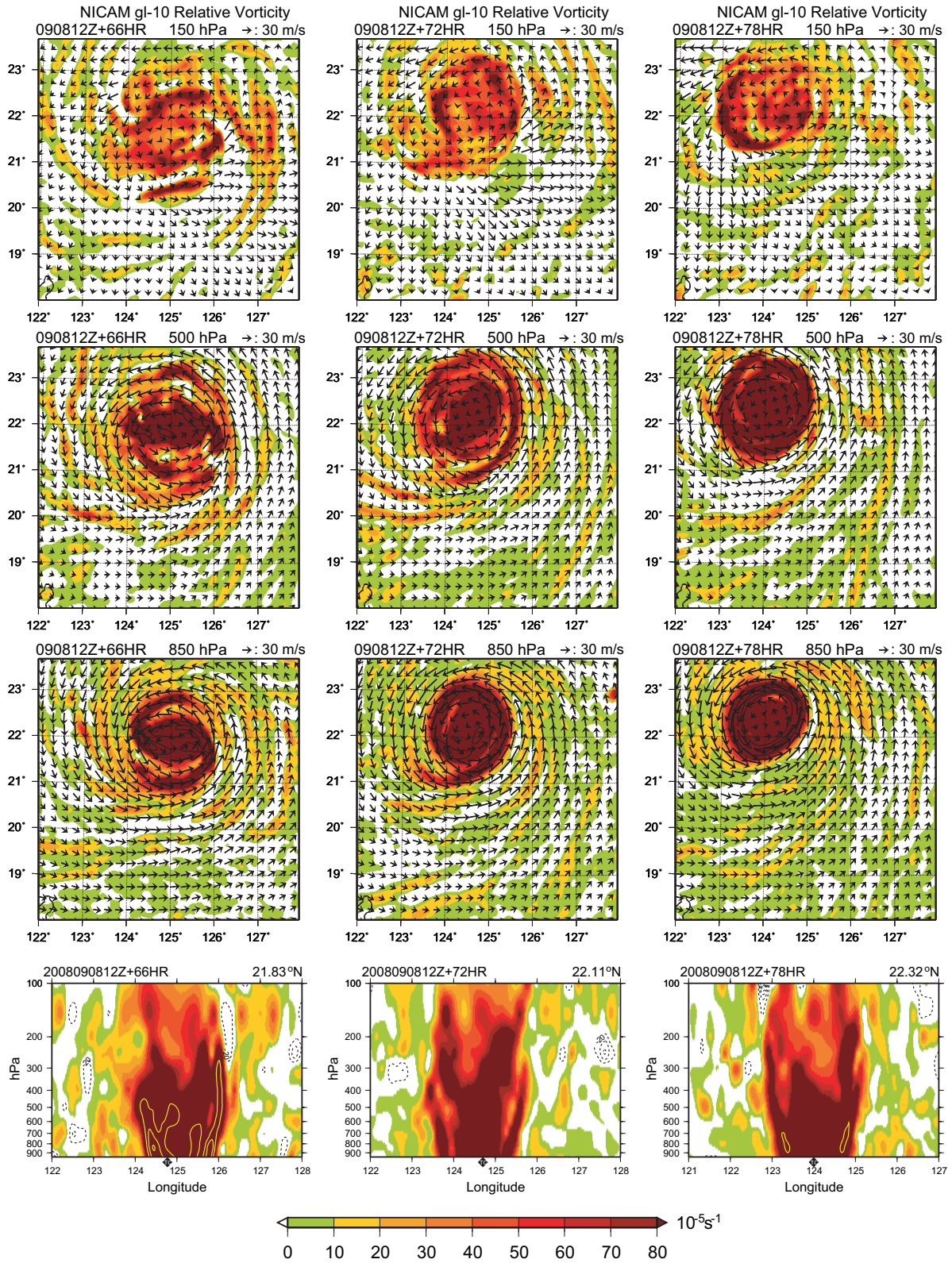


図 36: 初期値から 66 ~ 78 時間後までの台風中心付近の 150hPa(上から 1 段目)、500hPa(上から 2 段目)、850hPa(上から 3 段目) 面における相対渦度と渦の中心付近で東西方向に切断した鉛直断面図 (最下段)。 $160 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域をコンター ($80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) で示している。

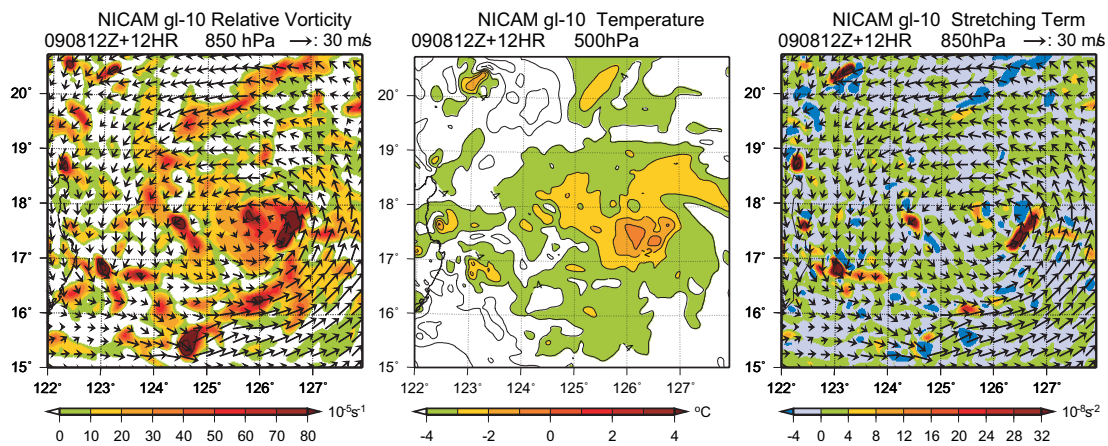


図 37: 初期値から 12 時間後における (左)850hPa 面の相対渦度、(中央)500hPa 面の気温、(右)850hPa 面のストレッチング項。

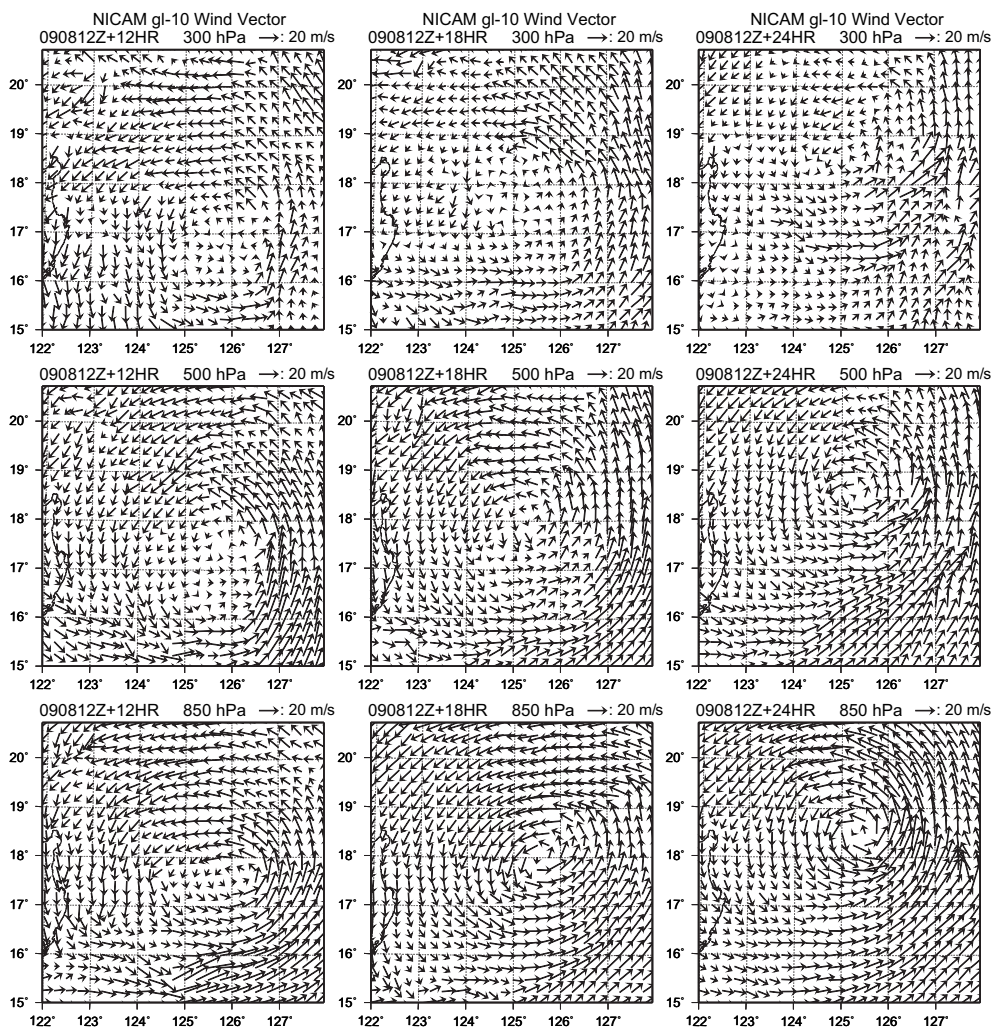


図 38: 初期値から (左列) 12 時間後, (中央列) 18 時間後, (右列) 24 時間後における (上) 300 hPa, (中) 500hPa, (下) 700hPa 面における風ベクトル。

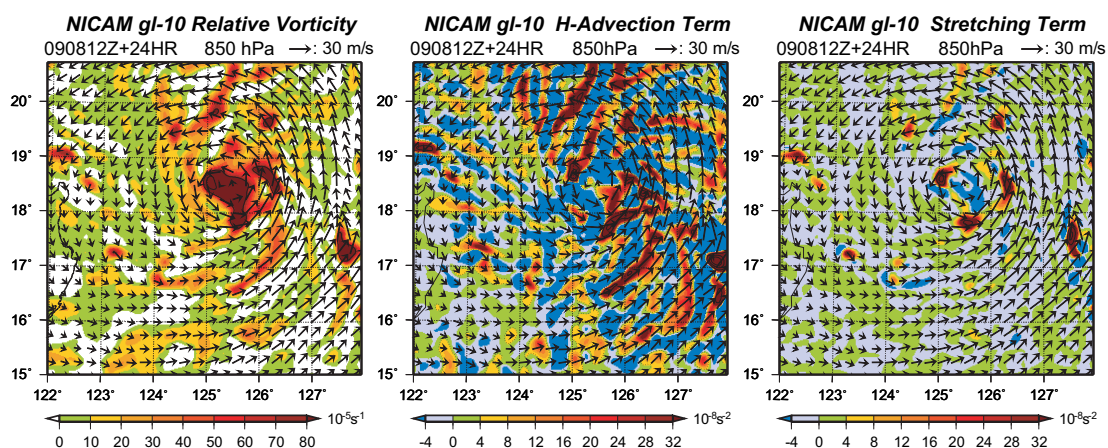


図 39: 初期値から 24 時間後における 850hPa 面の水平移流項 (中央)、収束・発散項 (右)。

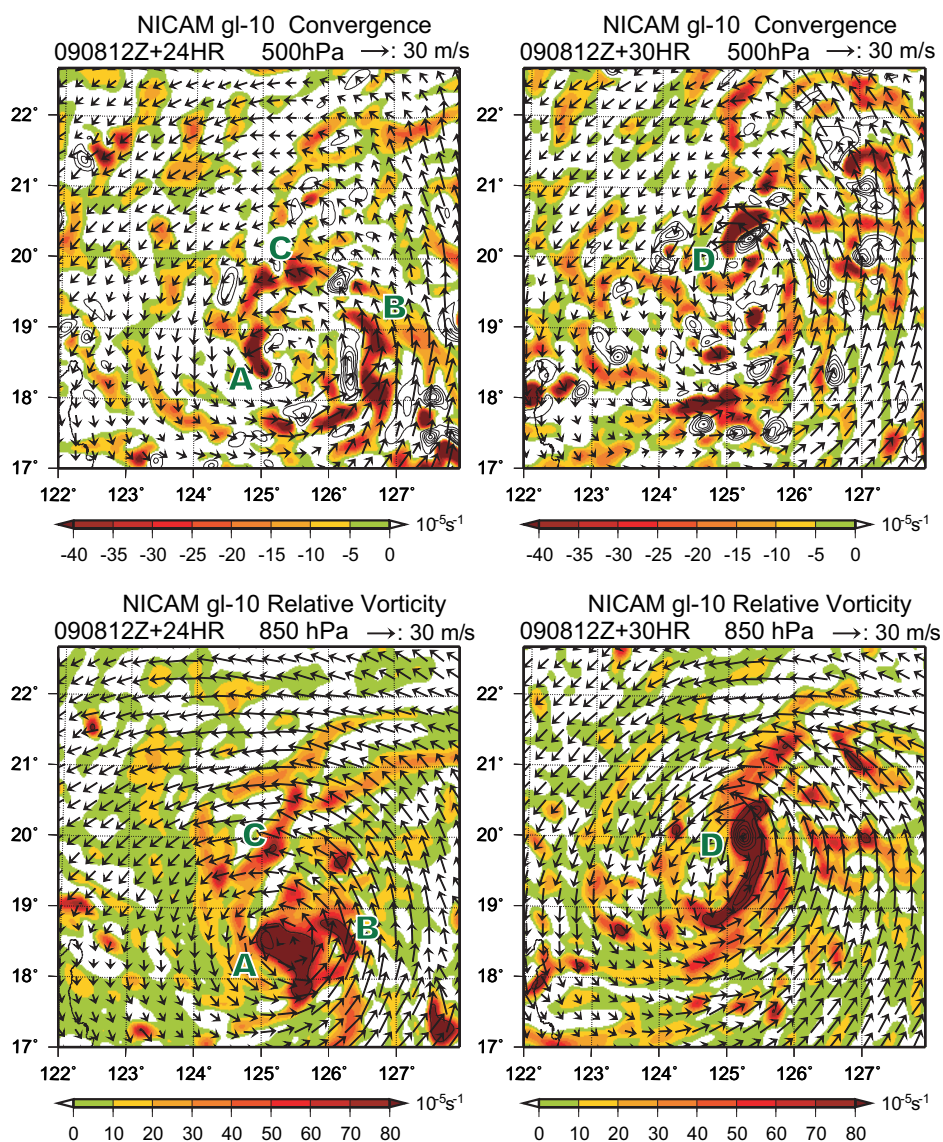


図 40: 初期値から 24 時間後及び 30 時間後における 500hPa 面の水平発散 (上)、850hPa 面の相対渦度 (下)。

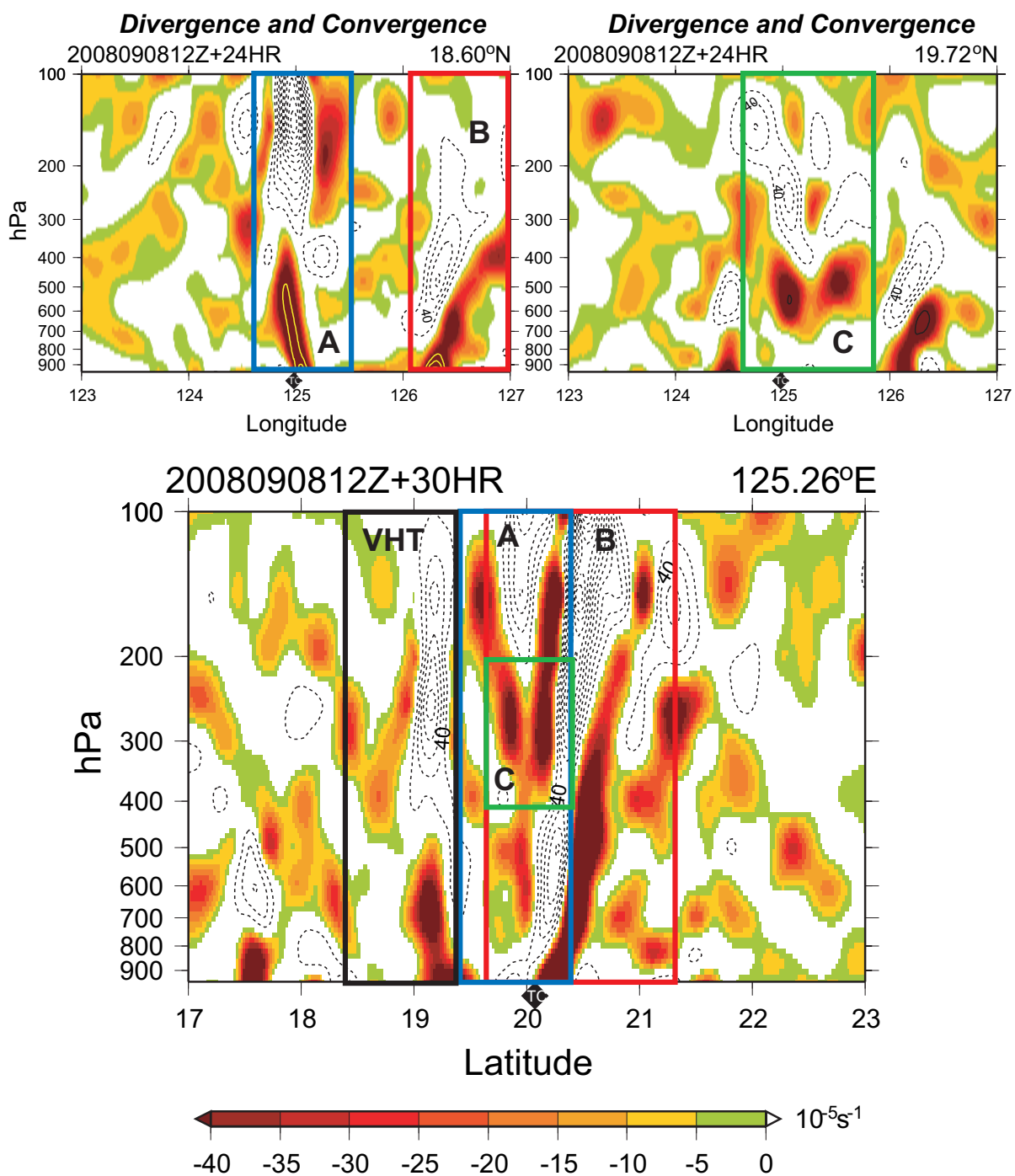


図 41: (上) 図 40 における渦 A, B, C の水平発散の鉛直断面。(下) 図 40 における渦 D における水平発散の鉛直断面。点線 ($20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 毎) は、発散領域を示している。

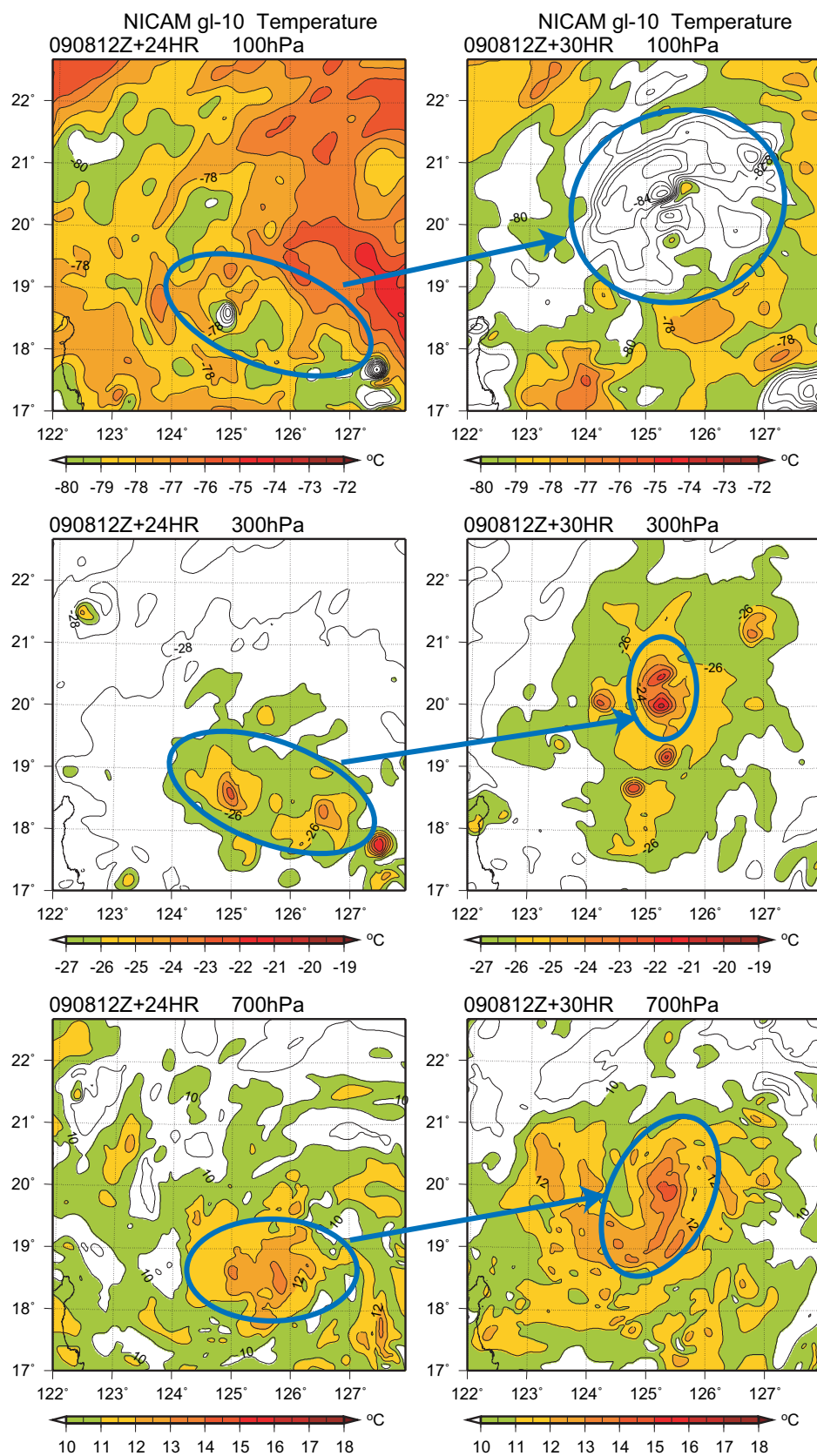


図 42: 初期値から (左列)24 時間後、(右列)30 時間後における (上) 100hPa, (中) 300hPa, (下) 700hPa 面の気温。

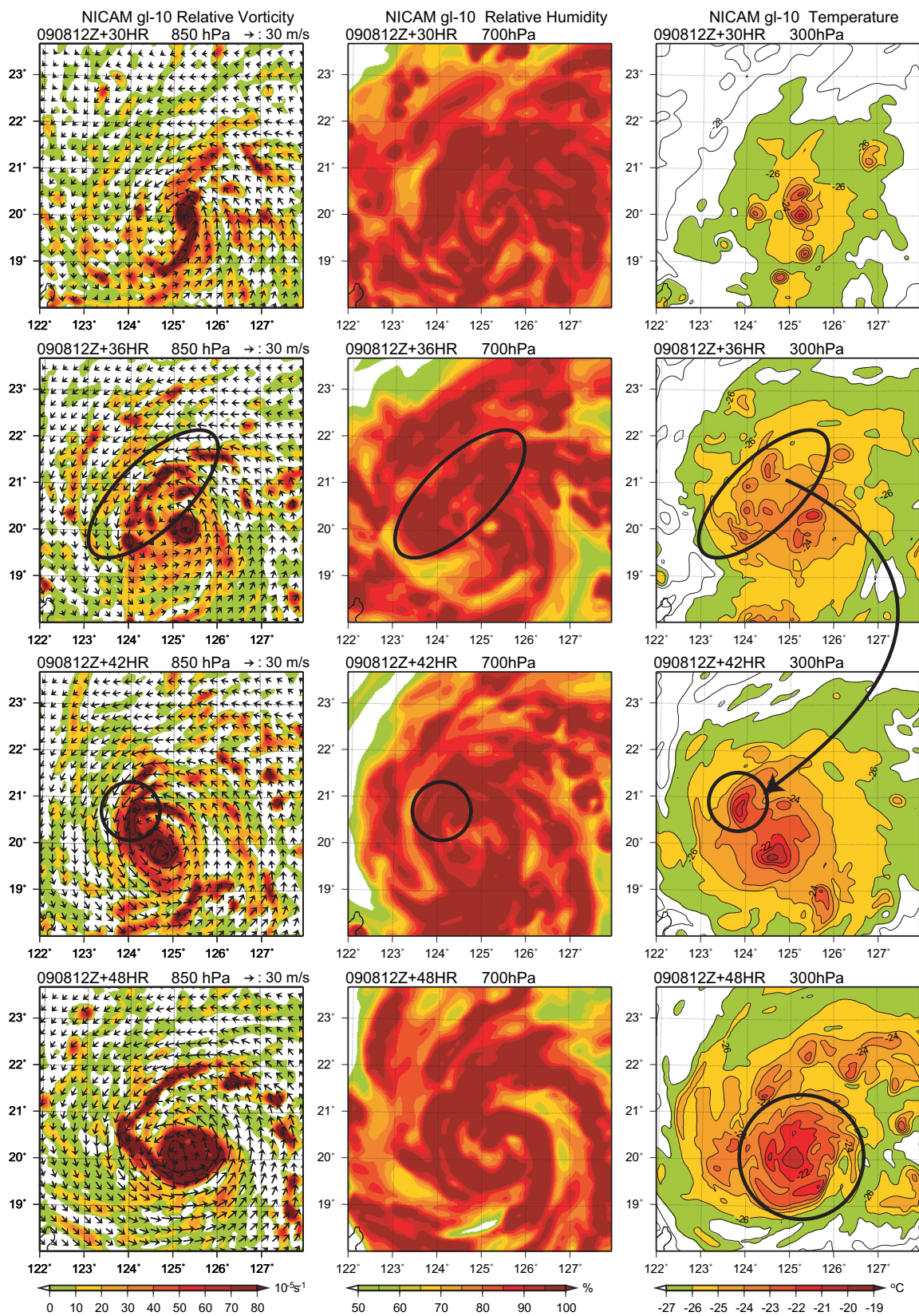


図 43: 初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 700hPa 面の相対湿度、(右列) 300hPa 面の気温の時系列。

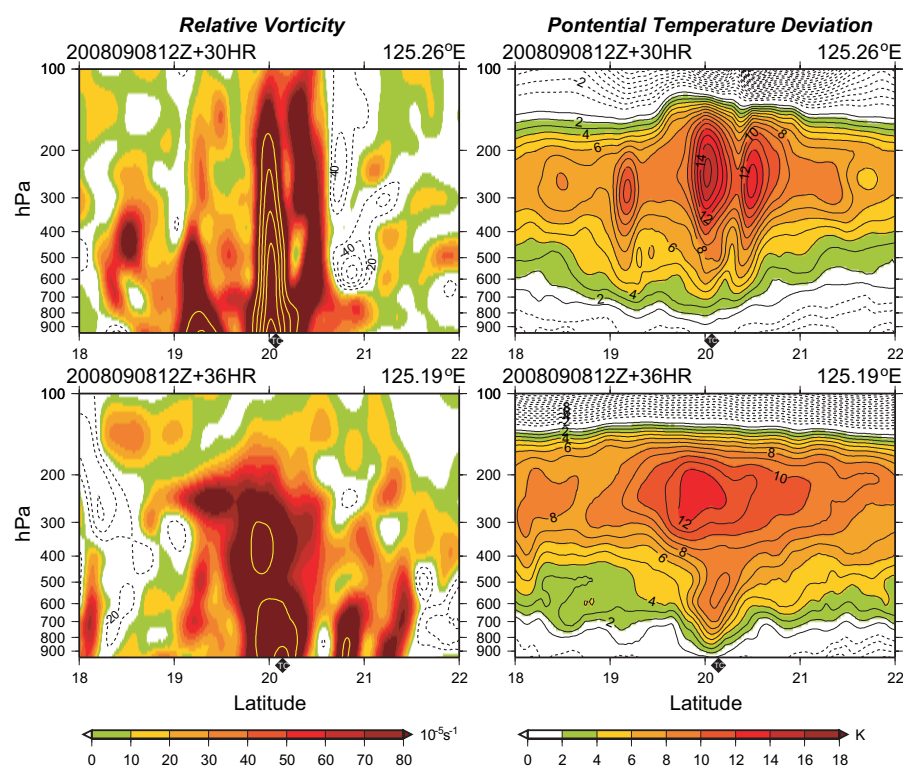


図 44: 初期値から 30 時間後及び 36 時間後における相対渦度と帯状平均温位からの温度偏差の鉛直断面。コンターで、渦度を $160 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ から $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 間隔で、正の温位偏差を 1K 毎に示している。

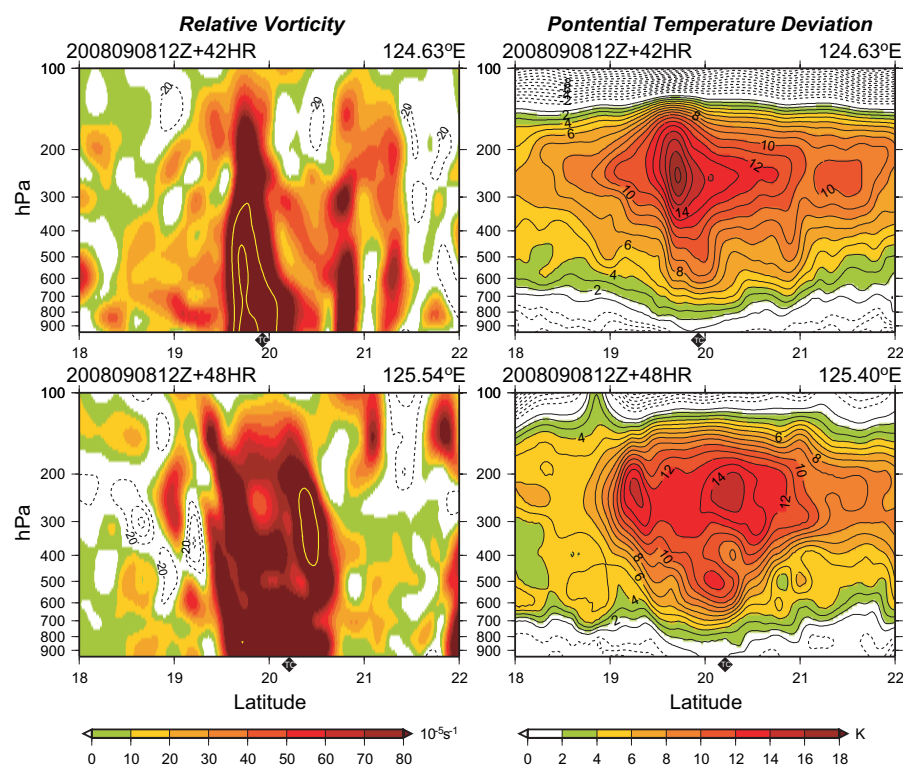


図 45: 初期値から 42 時間後及び 48 時間後における相対渦度と帯状平均温位からの温度偏差の鉛直断面。以下、図 44 に同じ。

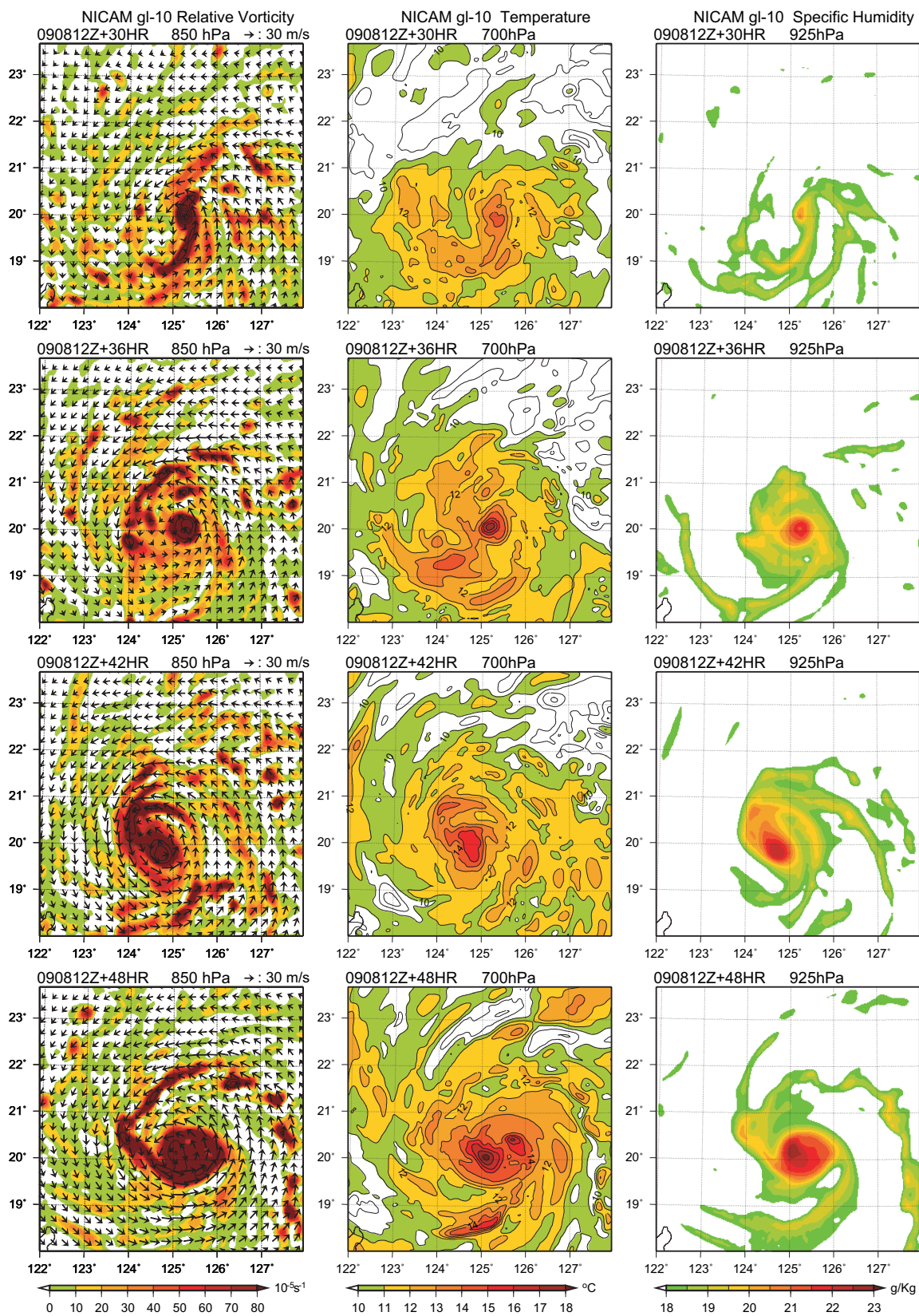


図 46: 初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 700hPa 面の気温、(右列) 925hPa 面の比湿の時系列。

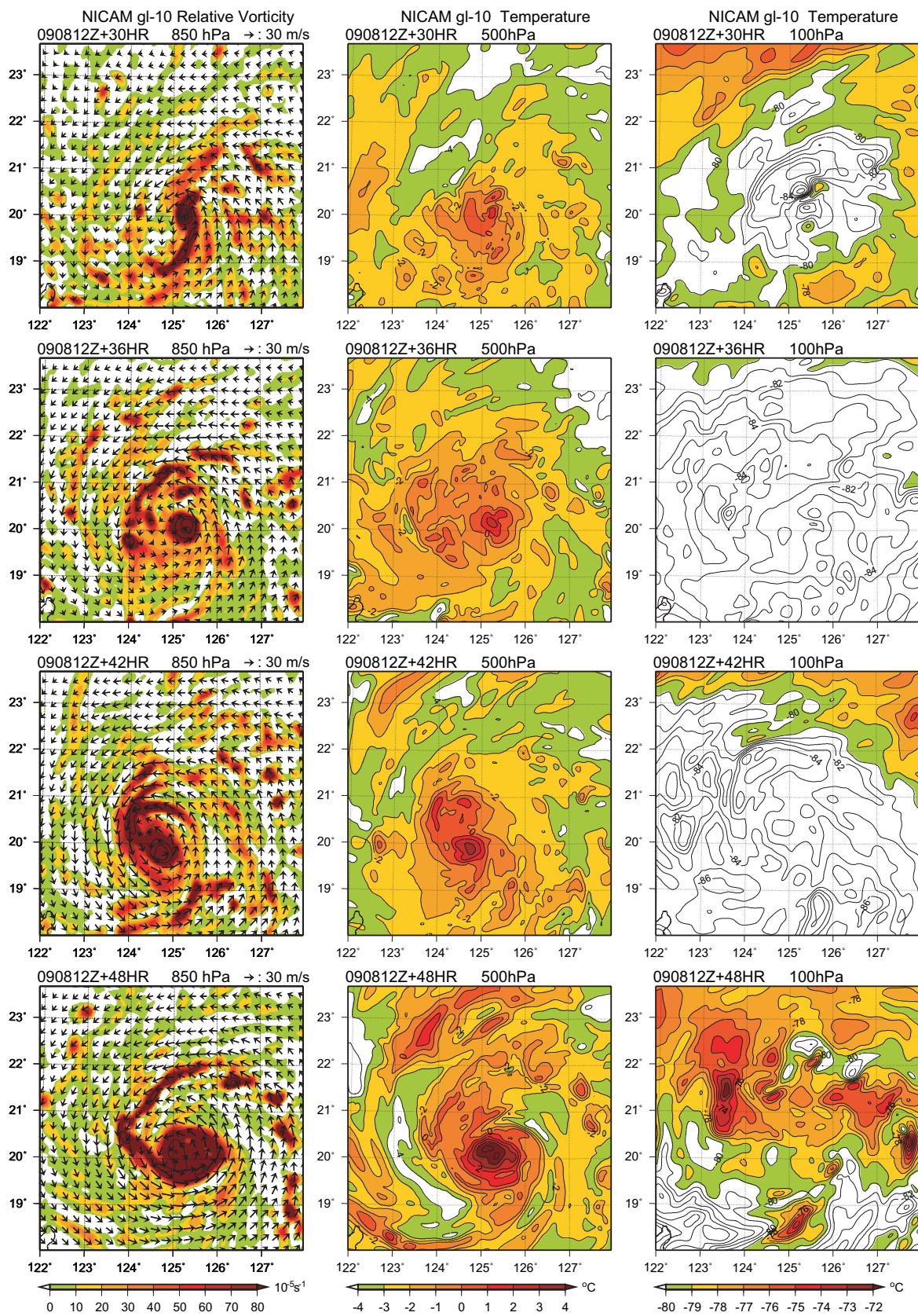


図 47: 初期値から 30 ~ 48 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 500hPa 面の気温、(右列) 100hPa 面の気温の時系列。

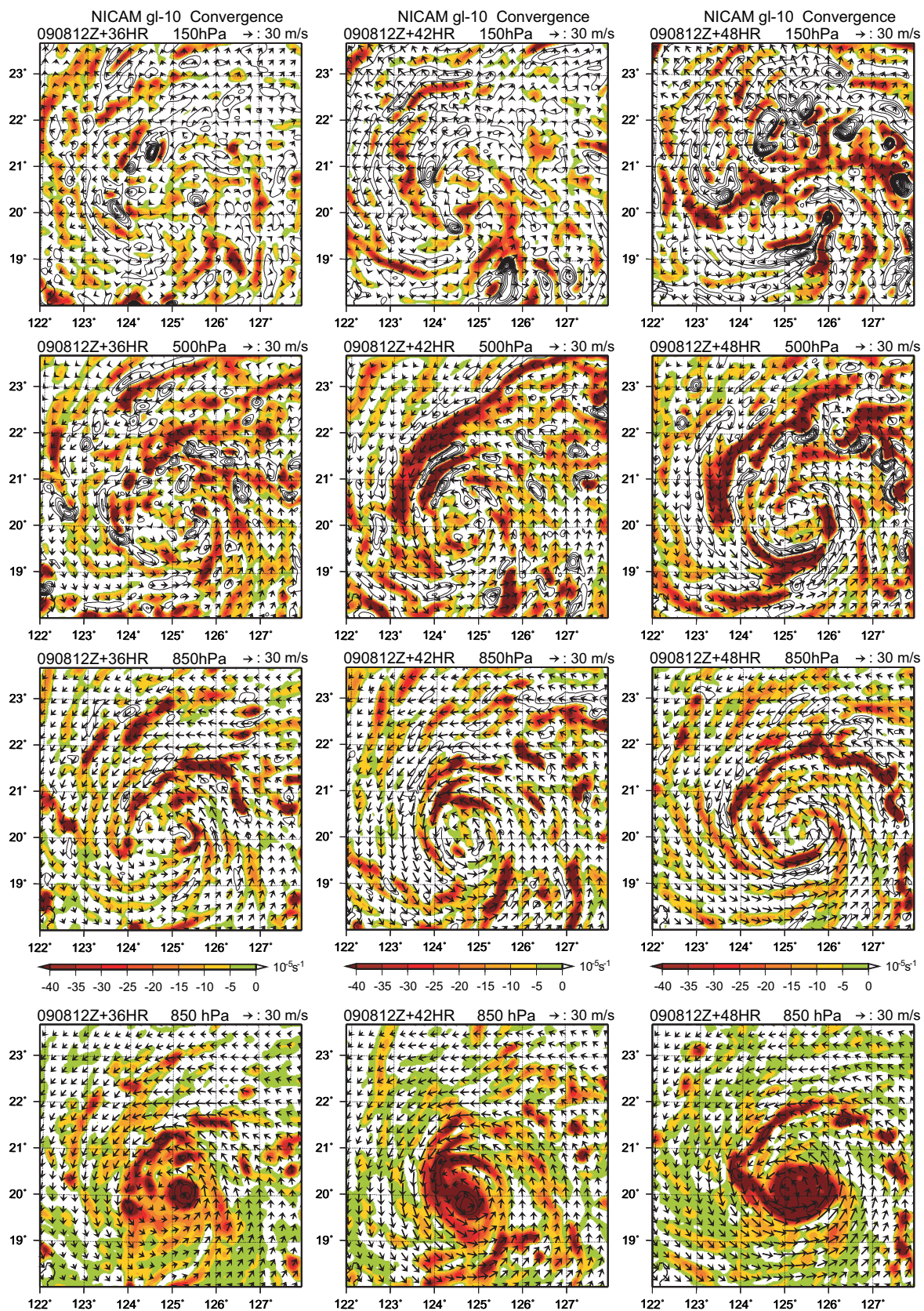


図 48: 初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 700hPa 面の相対湿度の時系列。

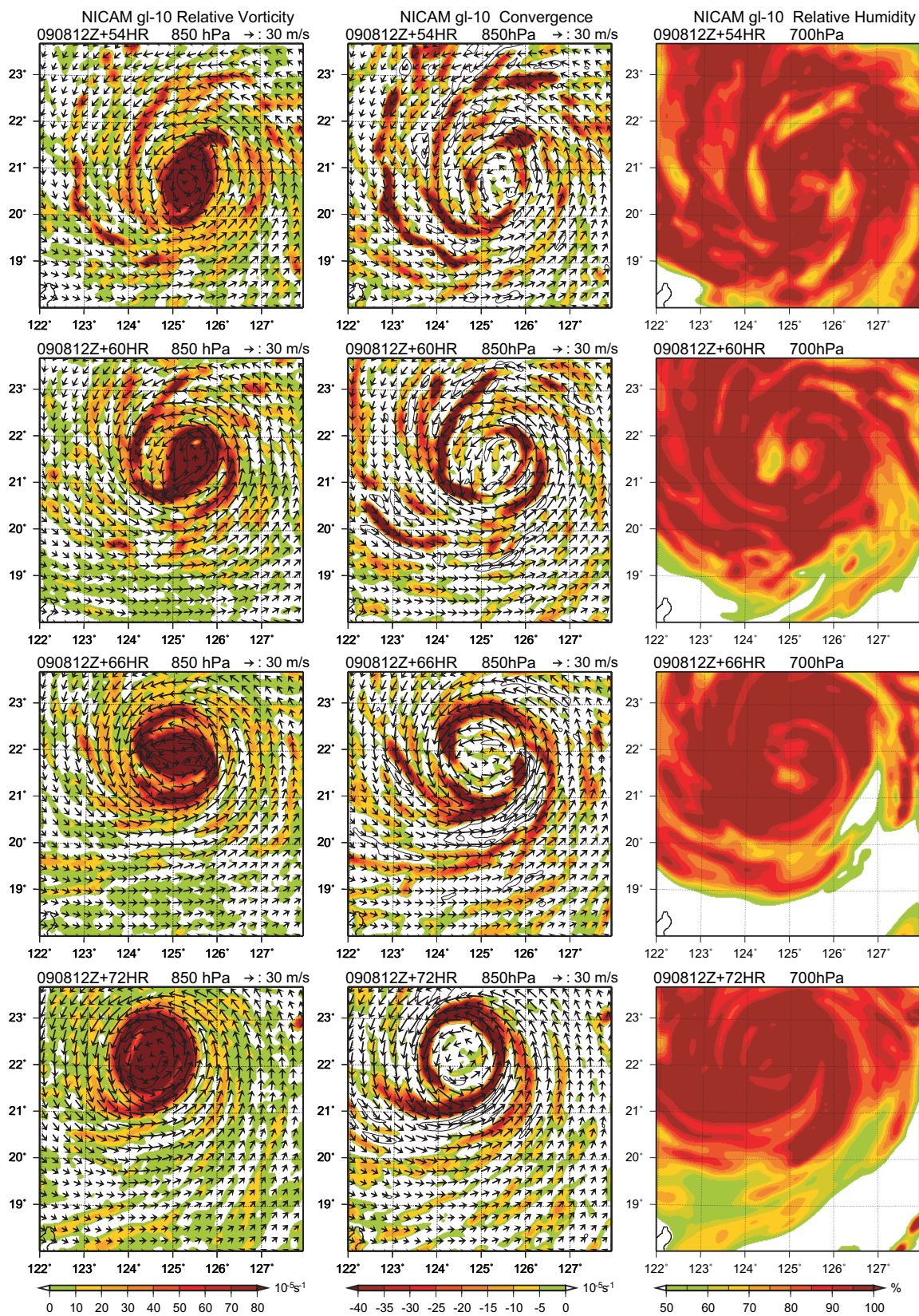


図 49: 初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 850hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 700hPa 面の相対湿度の時系列。

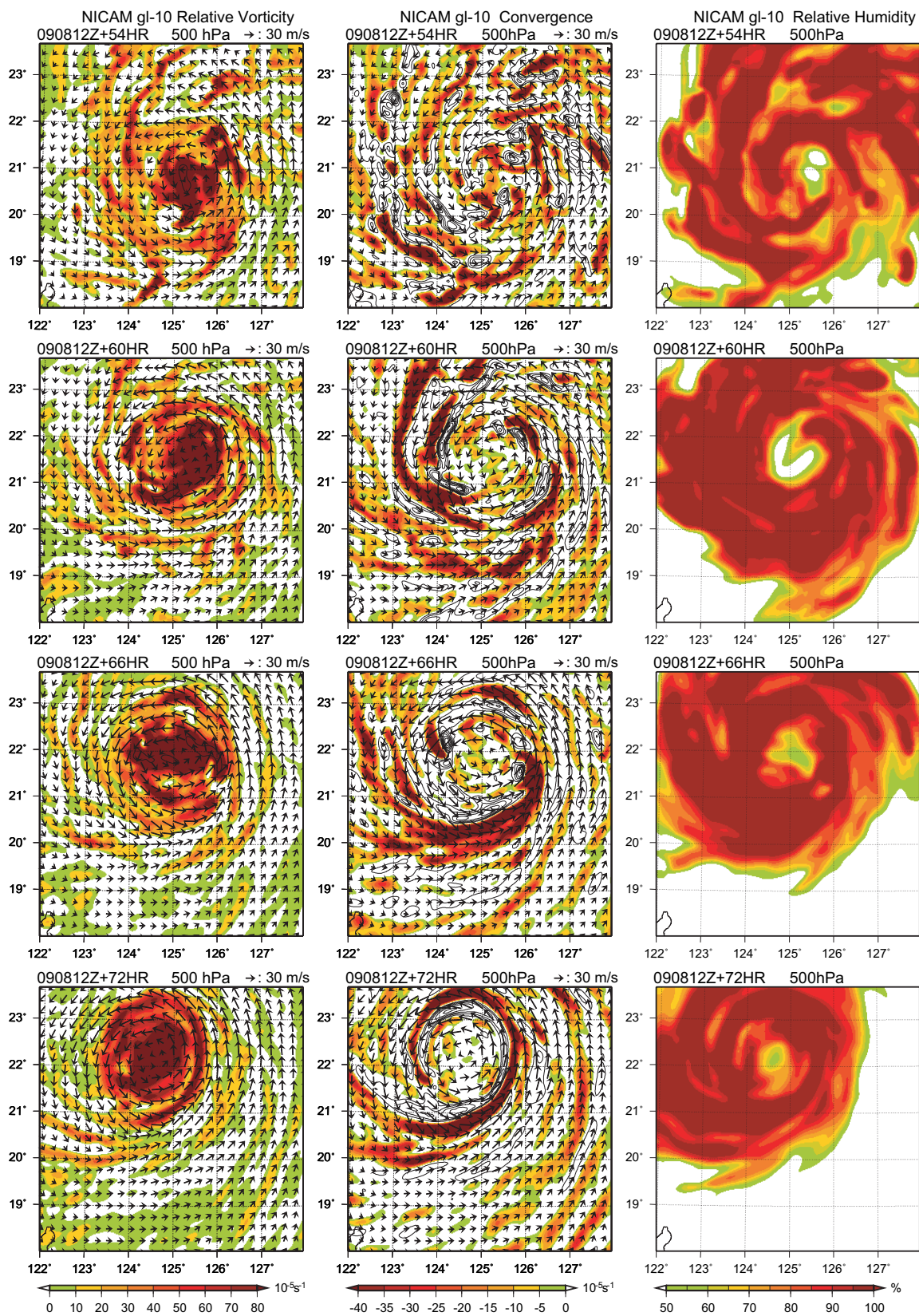


図 50: 初期値から 54 ~ 72 時間後における台風中心付近の (左列) 500hPa 面の相対渦度、(中央列) 水平収束・発散、(右列) 相対湿度の時系列。

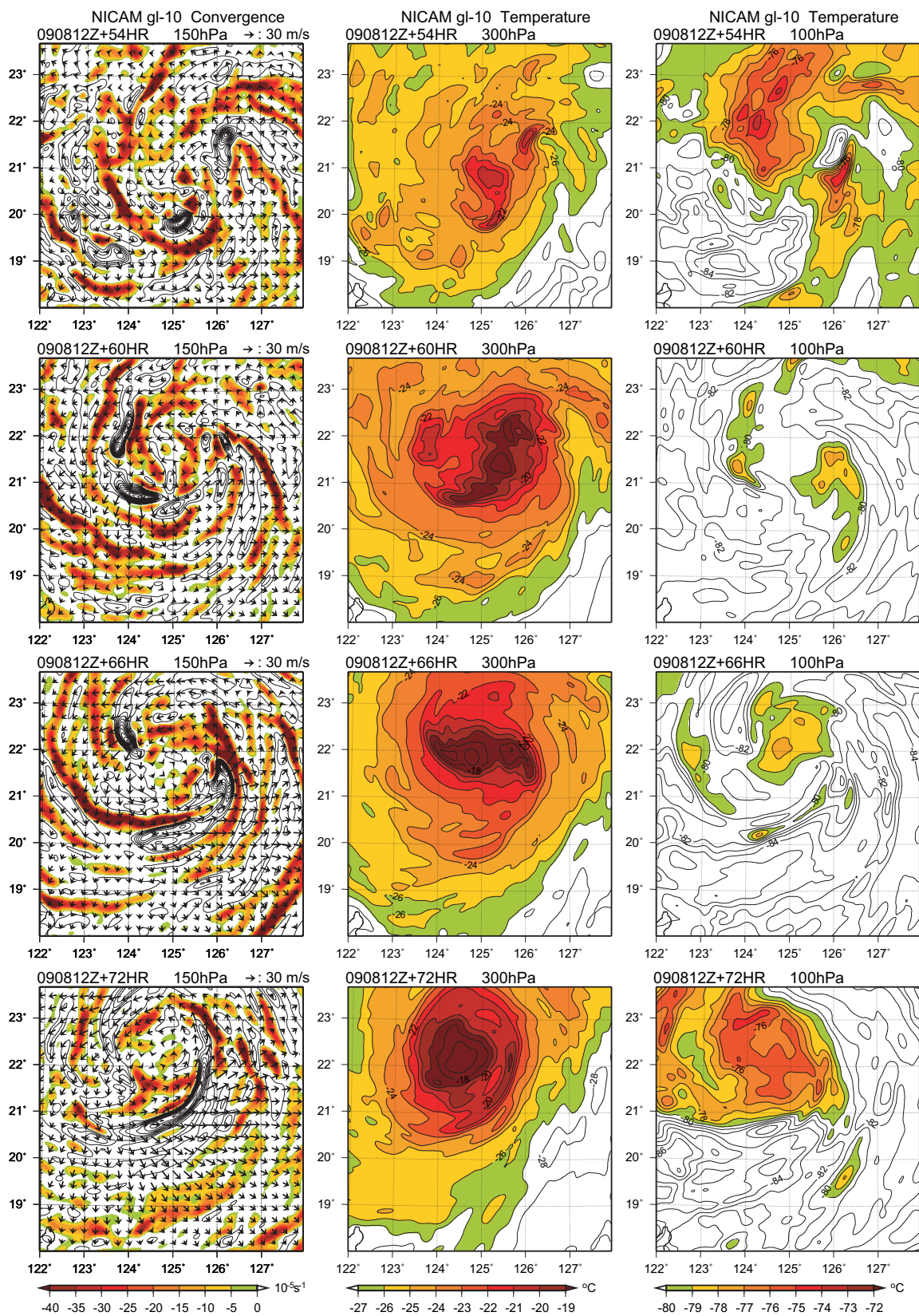


図 51: 初期値から 54～72 時間後における台風中心付近の (左列) 150hPa 面の水平収束発散、(中央列) 300hPa 面の気温、(右列) 100hPa 面の気温の時系列。

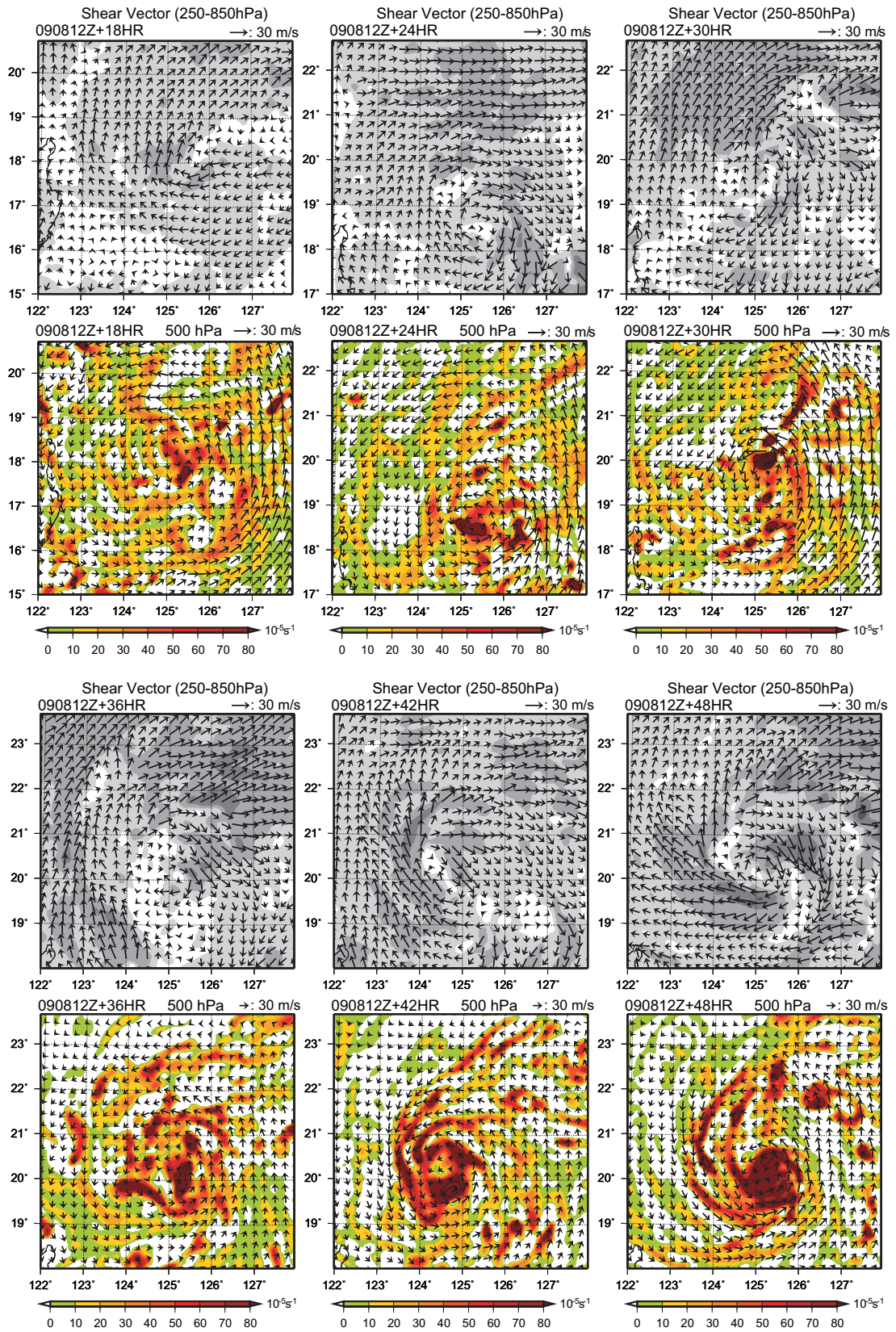


図 52: 初期値から 18 ~ 48 時間後における水平風の鉛直シアと 500hPa 面相対渦度。

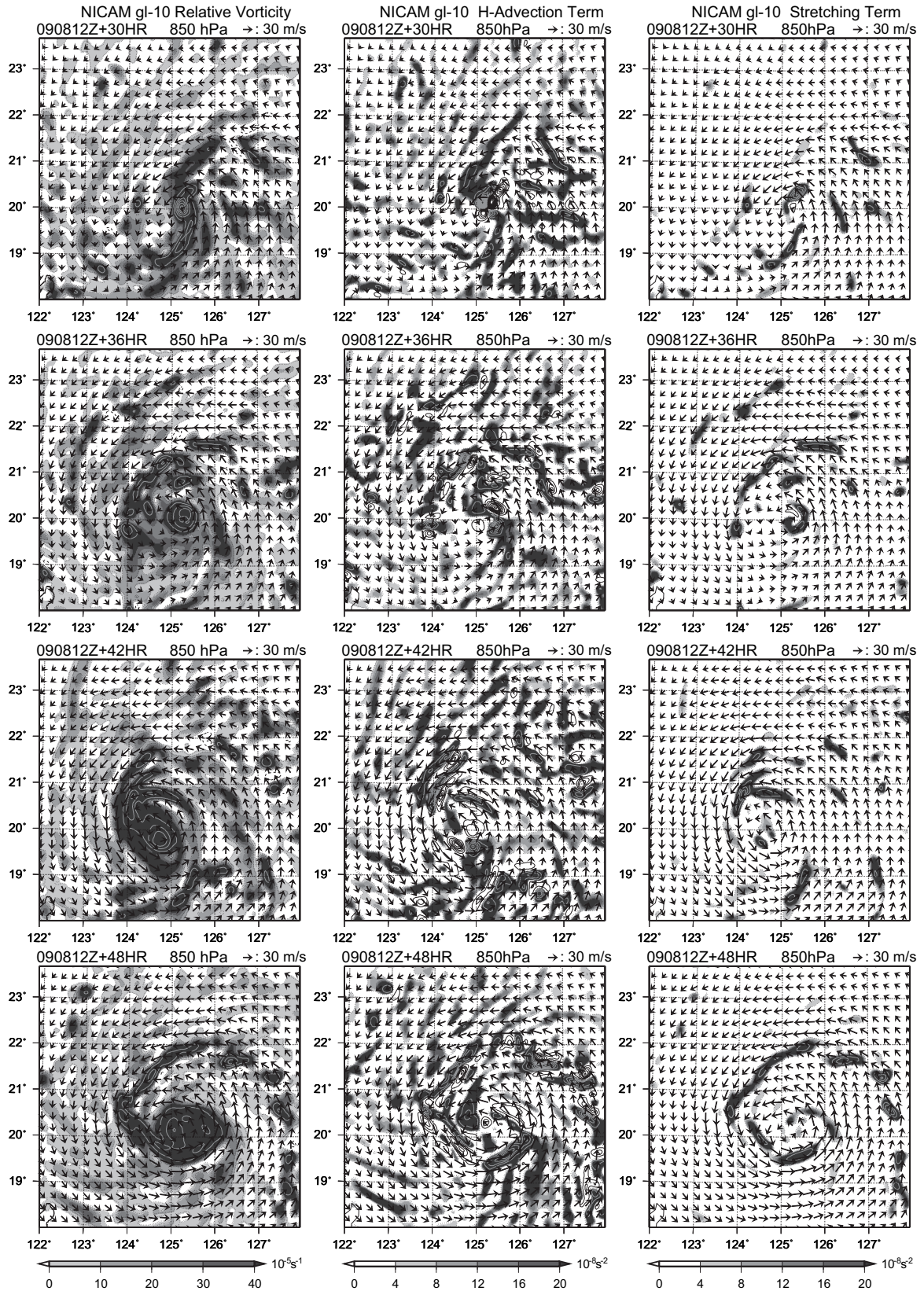


図 53: 初期値から 30 ~ 48 時間後の 850hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ である。

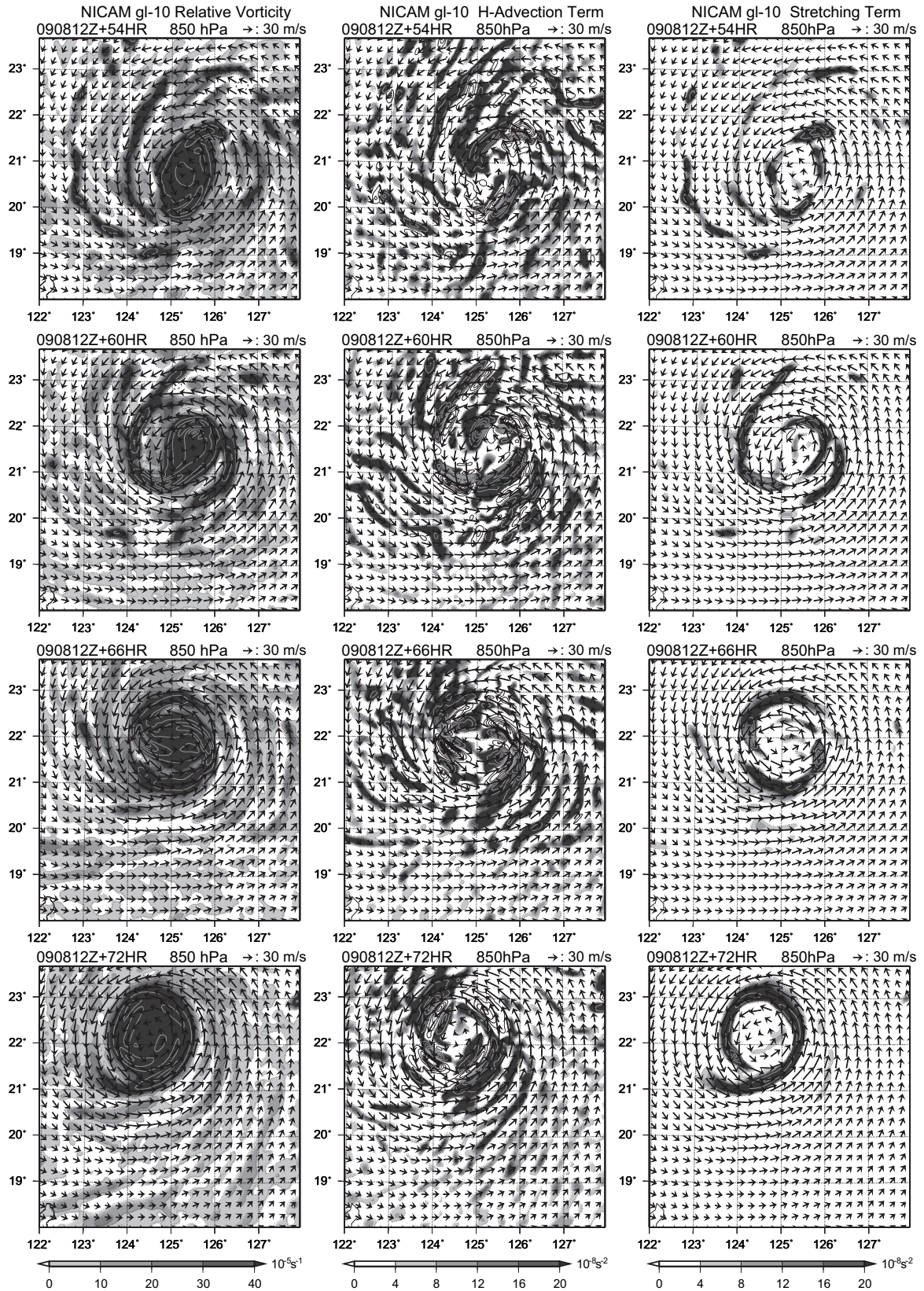


図 54: 初期値から 54 ~ 72 時間後の 850hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ である。

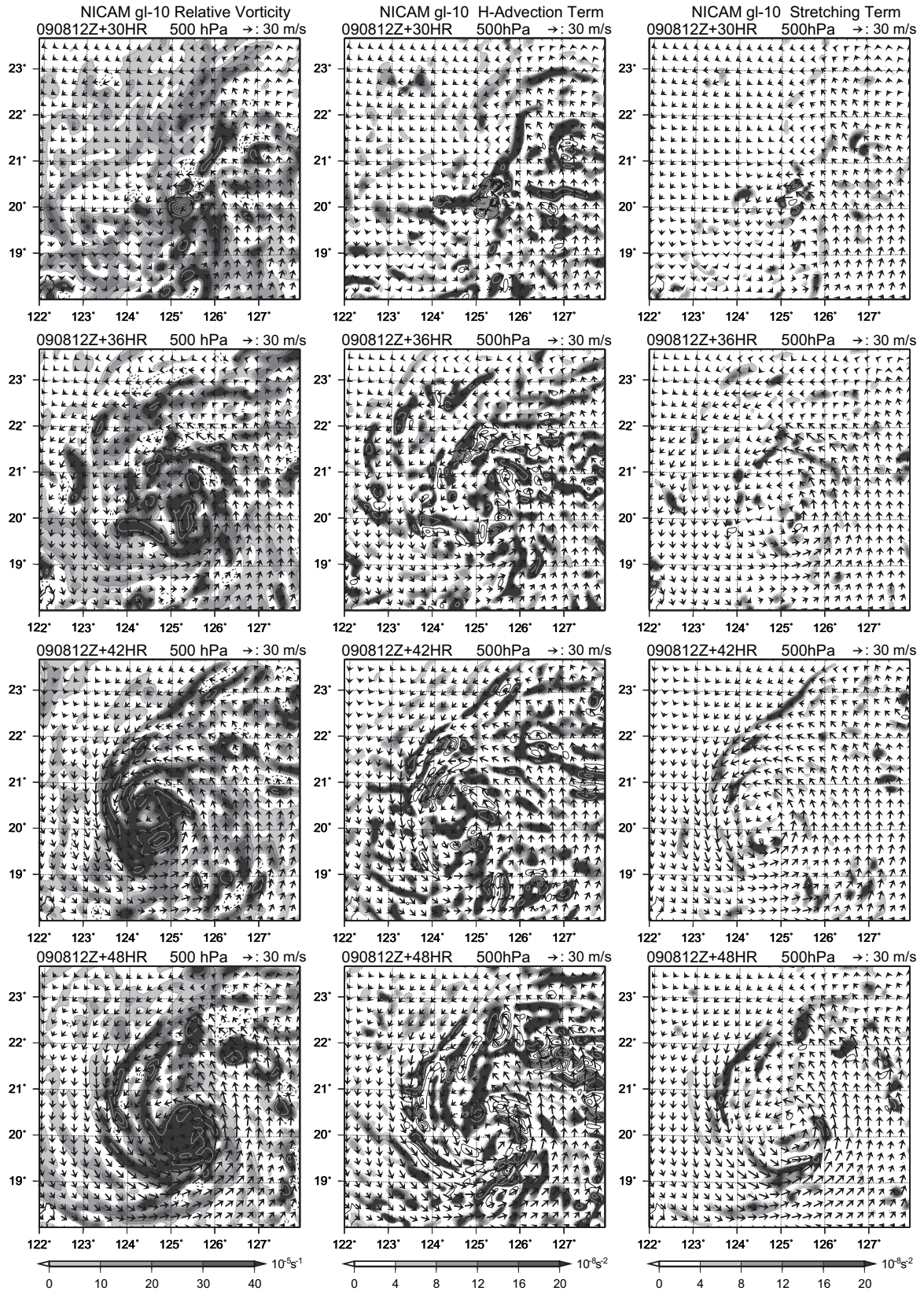


図 55: 初期値から 30 ~ 48 時間後の 500hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。

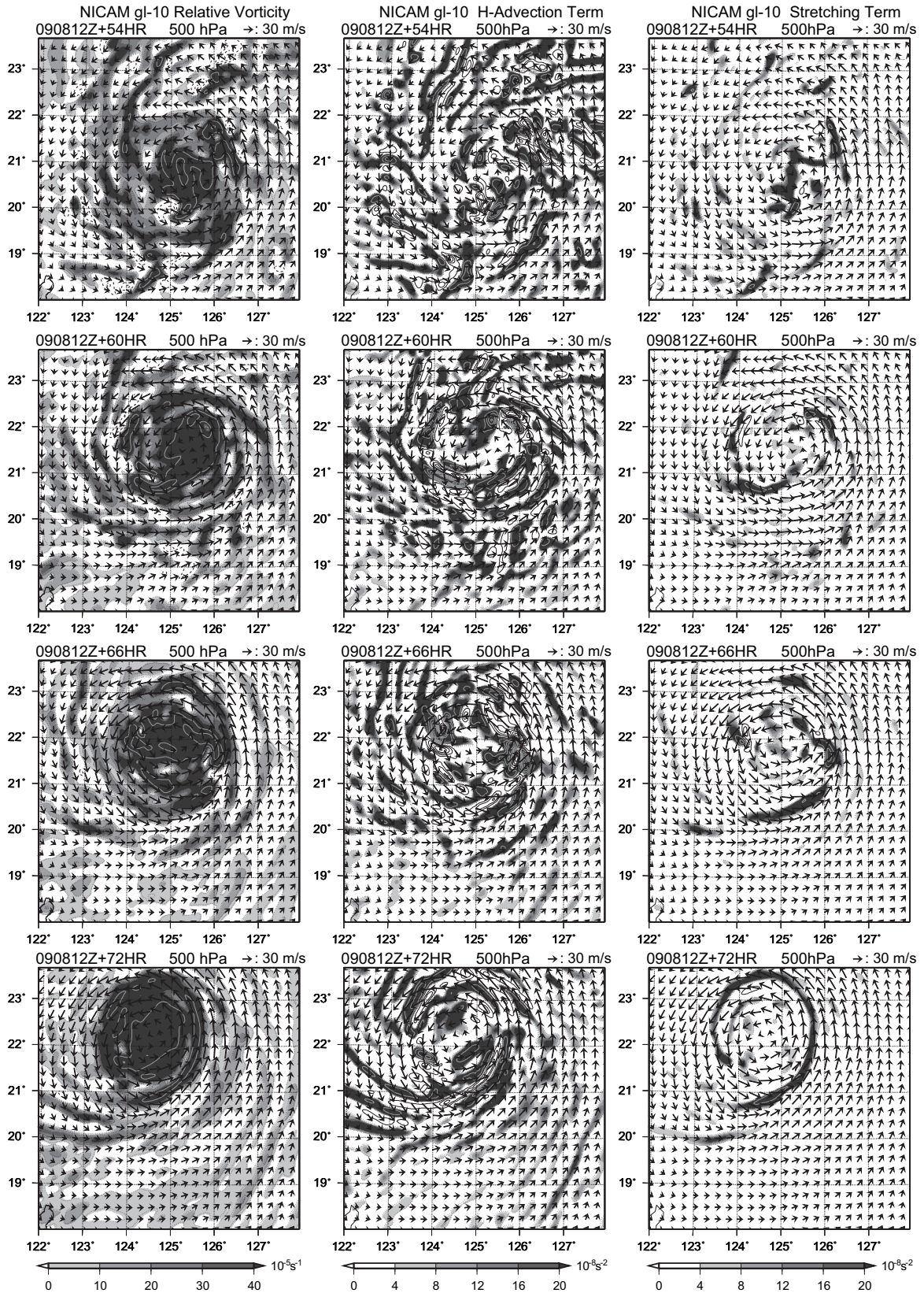


図 56: 初期値から 54 ~ 72 時間後の 500hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。

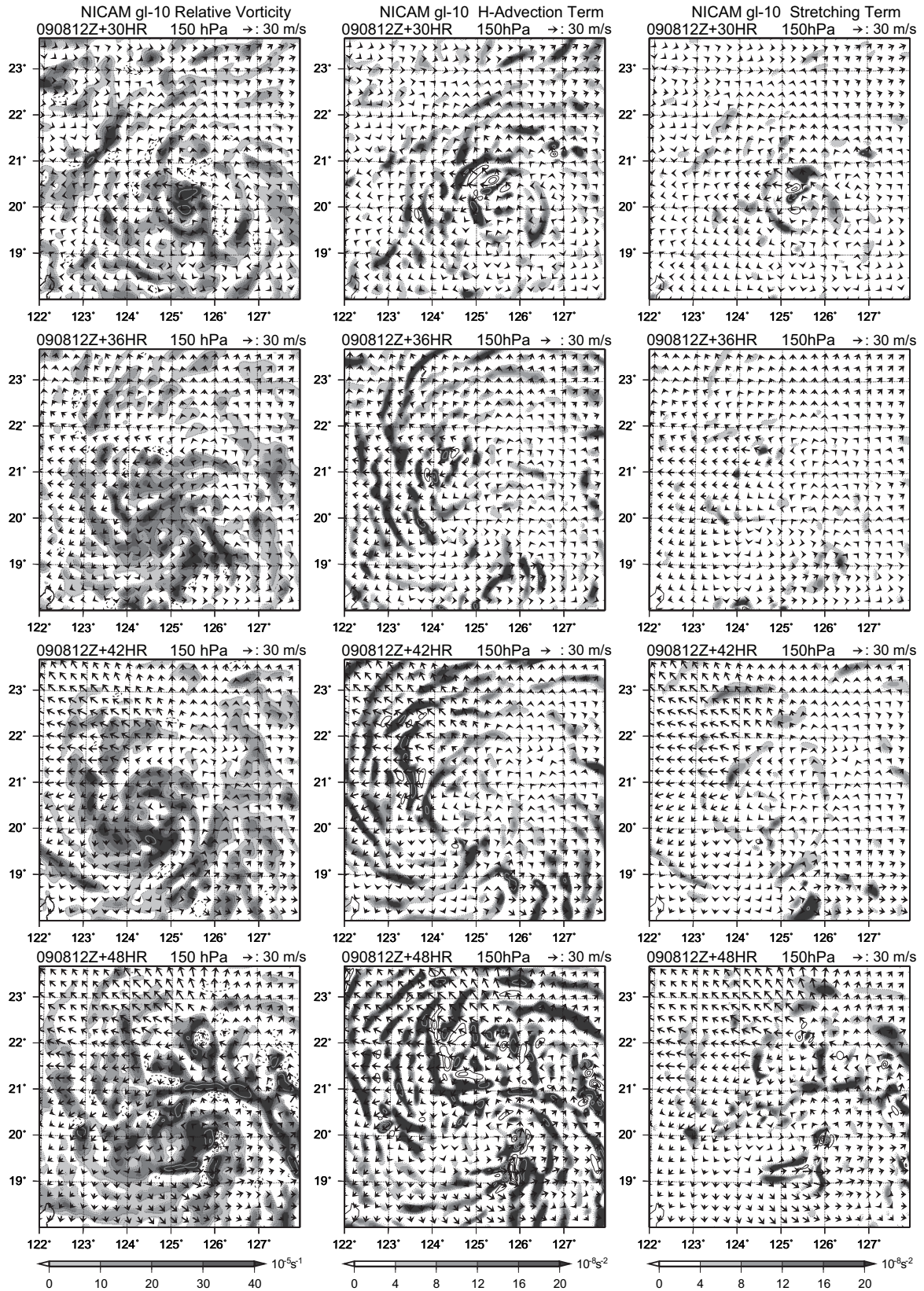


図 57: 初期値から 30 ~ 48 時間後の 150hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ である。

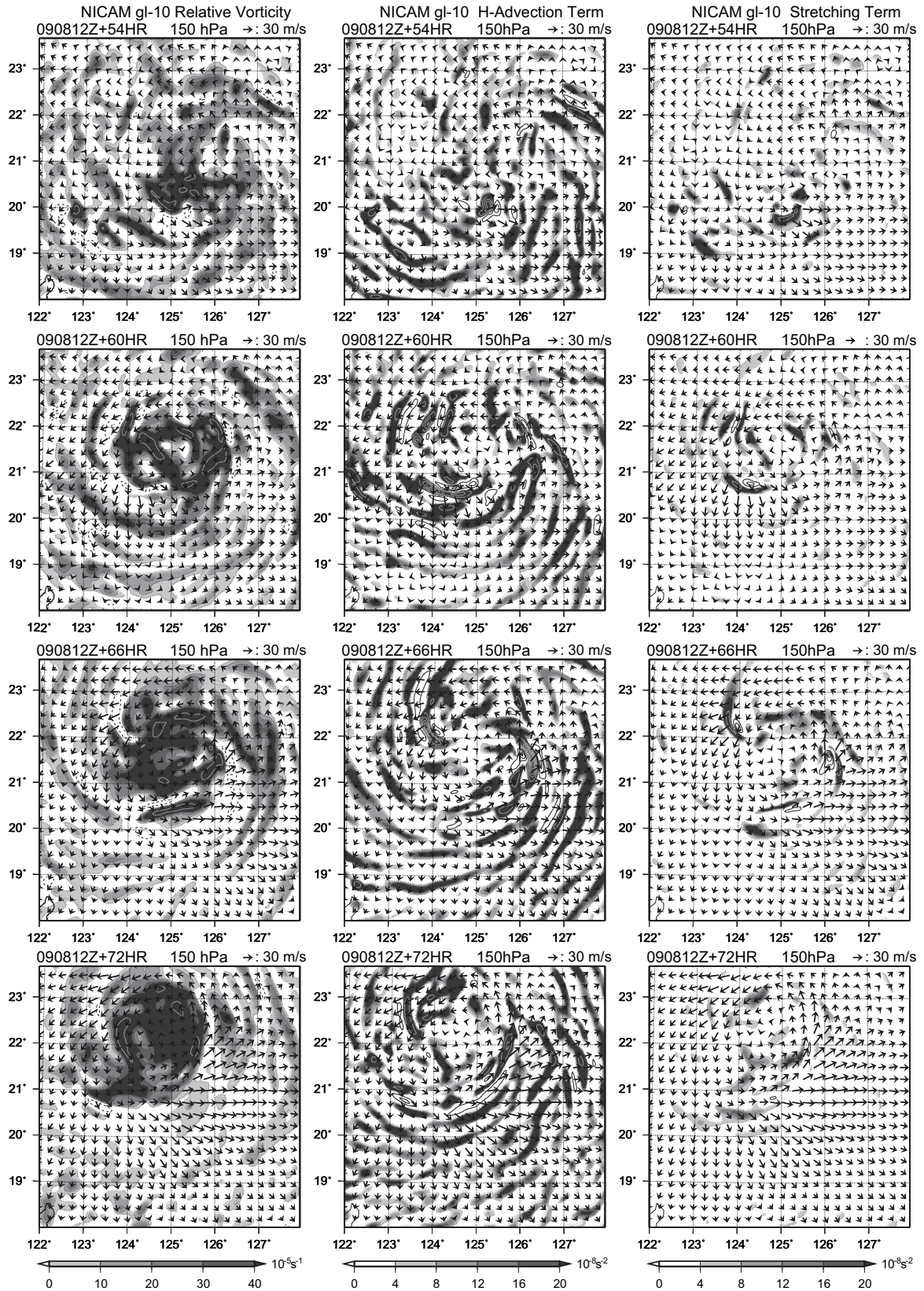


図 58: 初期値から 54 ~ 72 時間後の 150hPa 面の渦度収支。相対渦度 (左列)、水平移流項 (中央列)、収束・発散項 (右列)。コンター間隔は、相対渦度が $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、水平移流項と収束・発散項が $40 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ である。

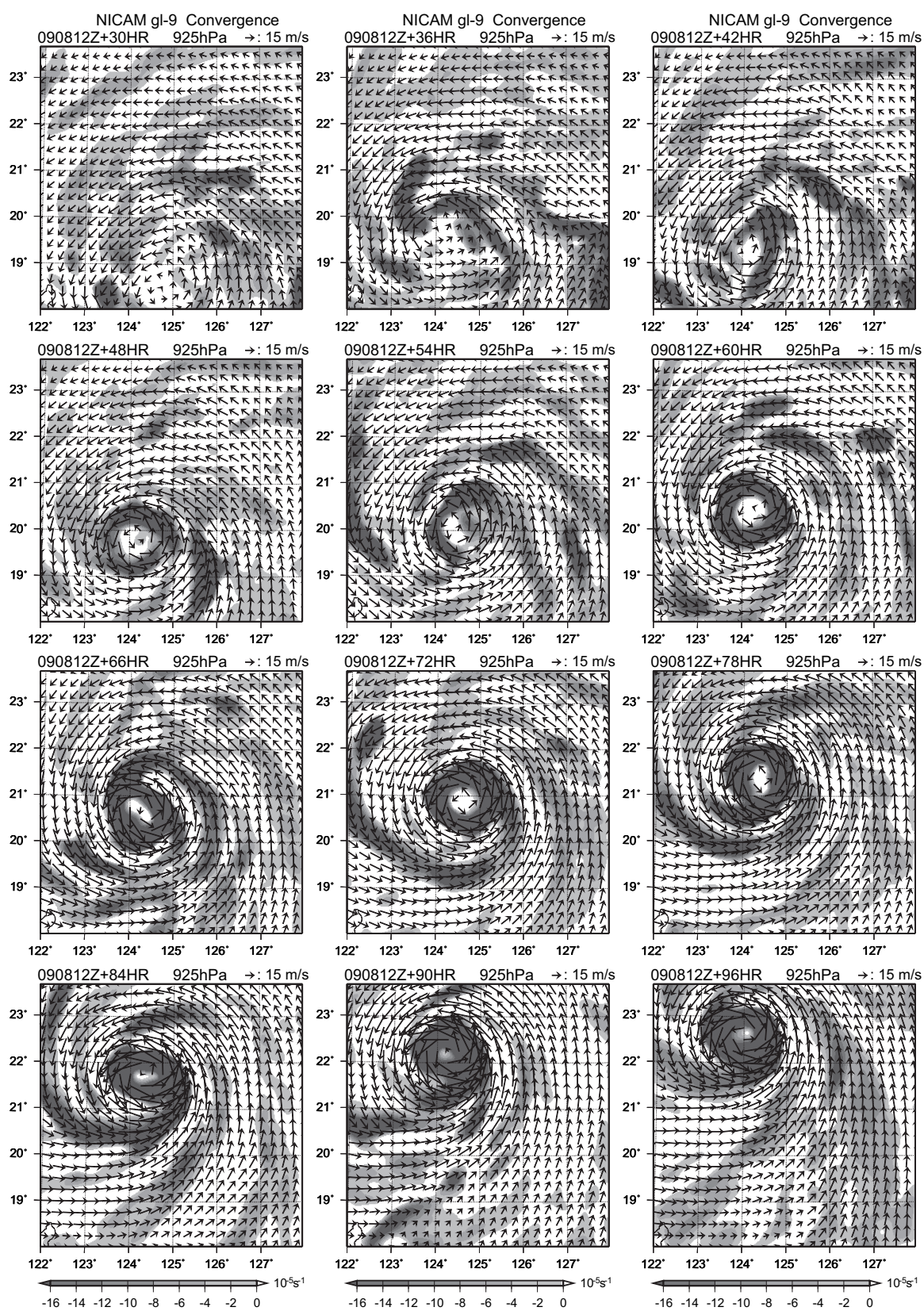


図 59: 初期値から 30 ~ 96 時間後における 925hPa 面の水平収束。

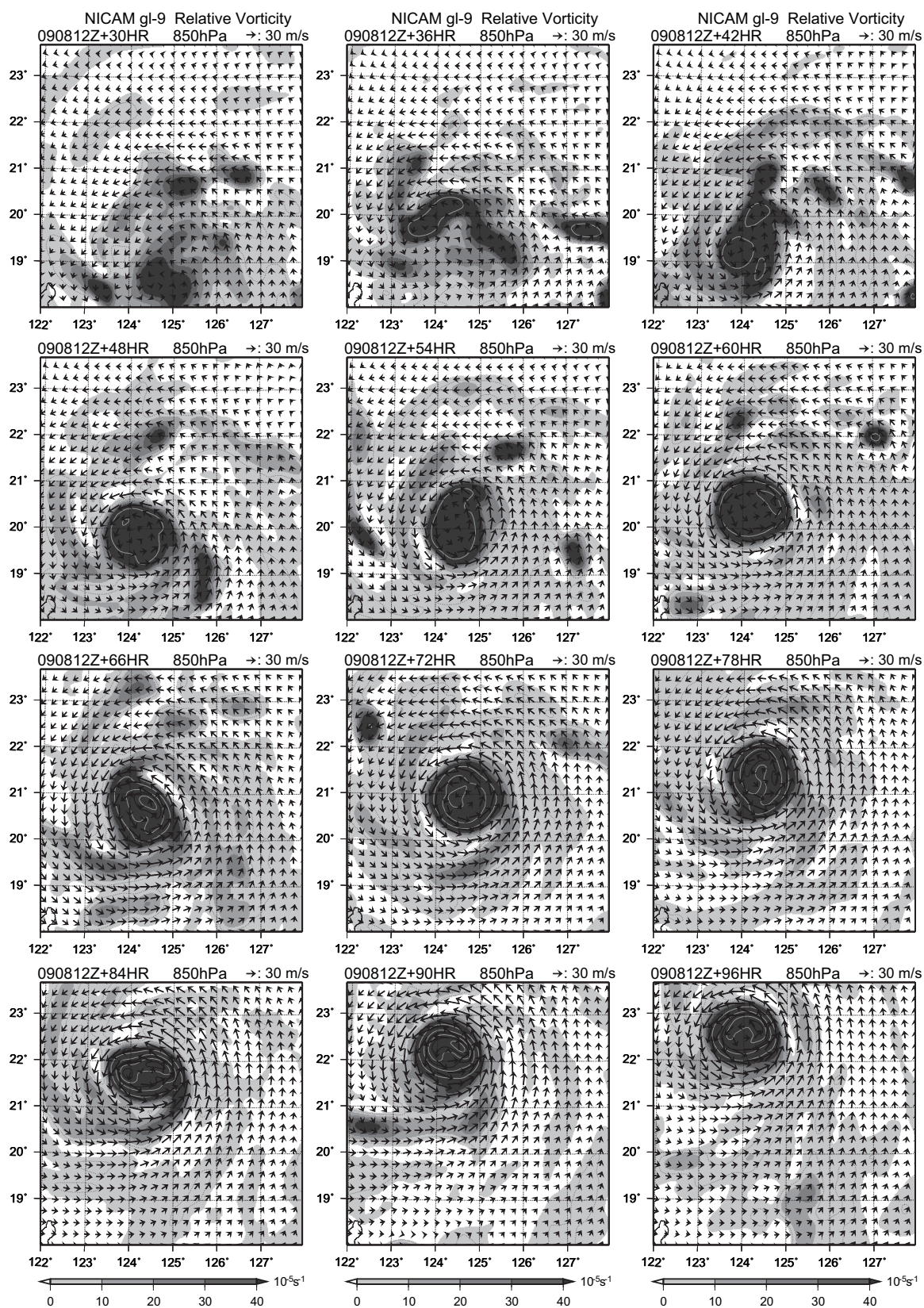


図 60: 初期値から 30 ~ 96 時間後における 850hPa 面の相対渦度。80 × 10⁻⁵ 以上の領域を、80 × 10⁻⁵ 毎に白線で表示している。

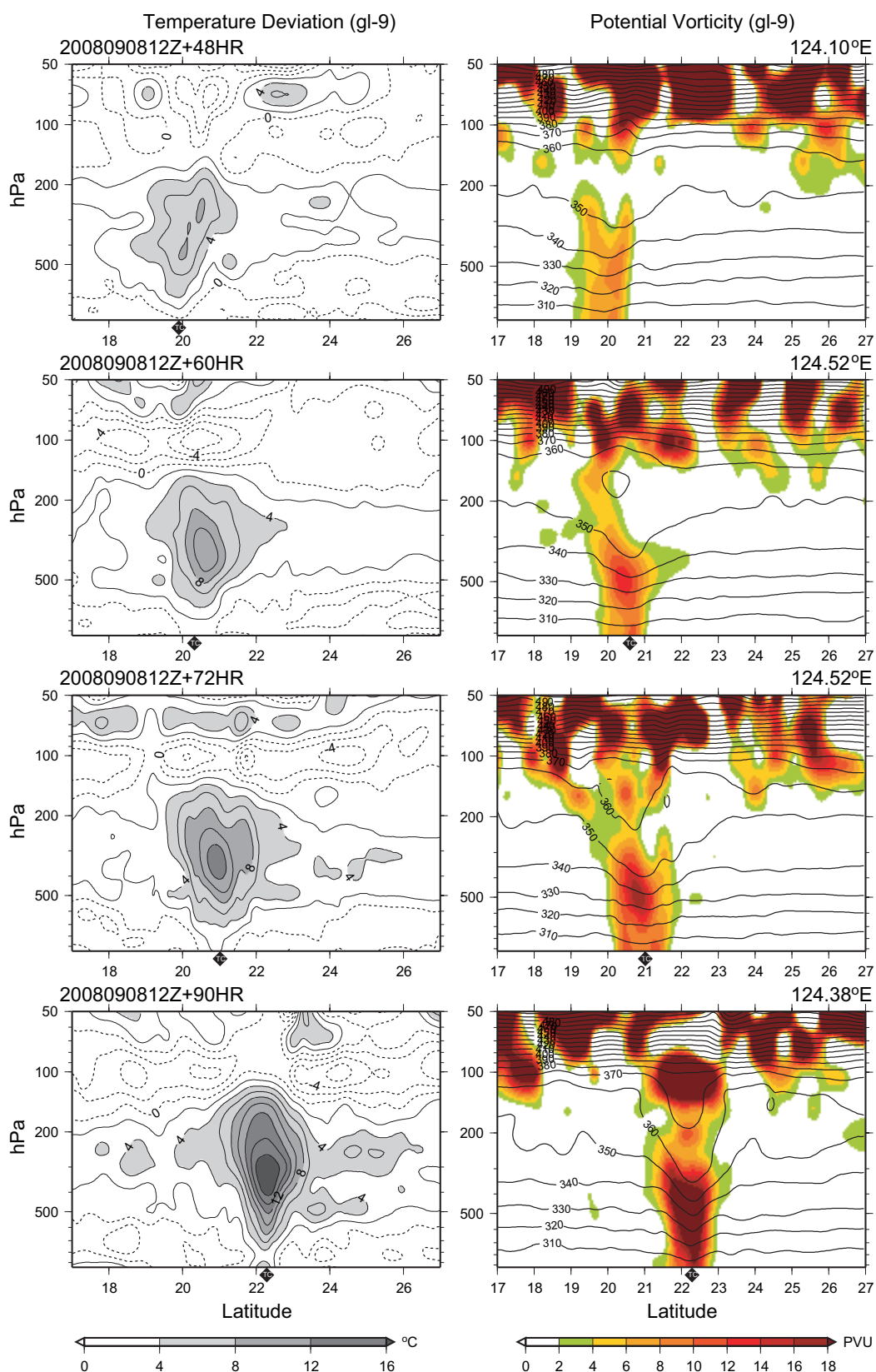


図 61: 初期値から 48 時間 (上から 1 段目)、60 時間 (2 段目)、72 時間 (3 段目) 及び 90 時間後 (最下段) の带状平均気温からの偏差 (左)、渦位 (右) の緯度/hPa 断面。渦位の図の等値線は温位を表し、コンター間隔は 10K である。

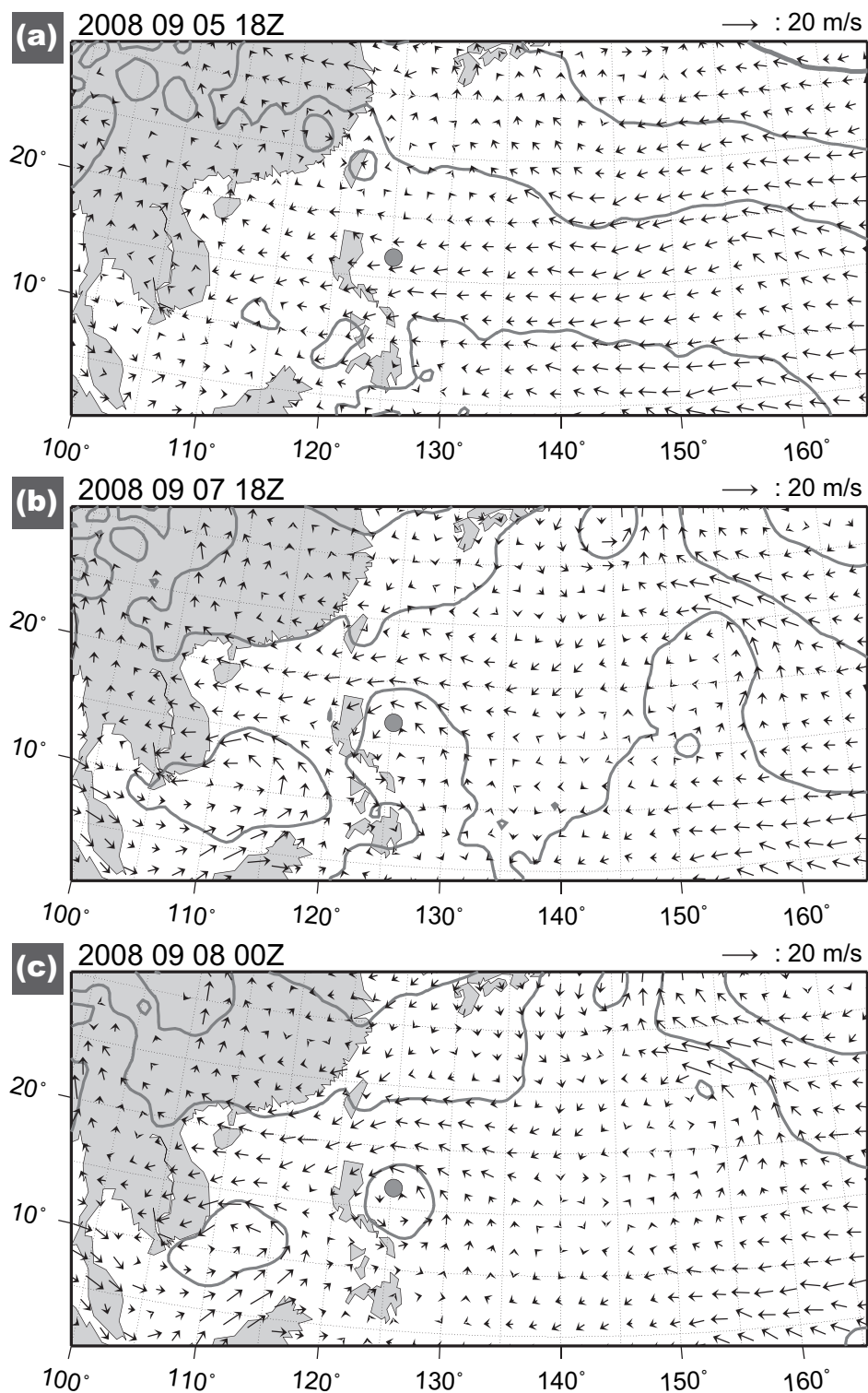


図 62: 850hPa 面の風と SLP。コンターは 4hPa 間隔で SLP を表している。図中の灰色は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。

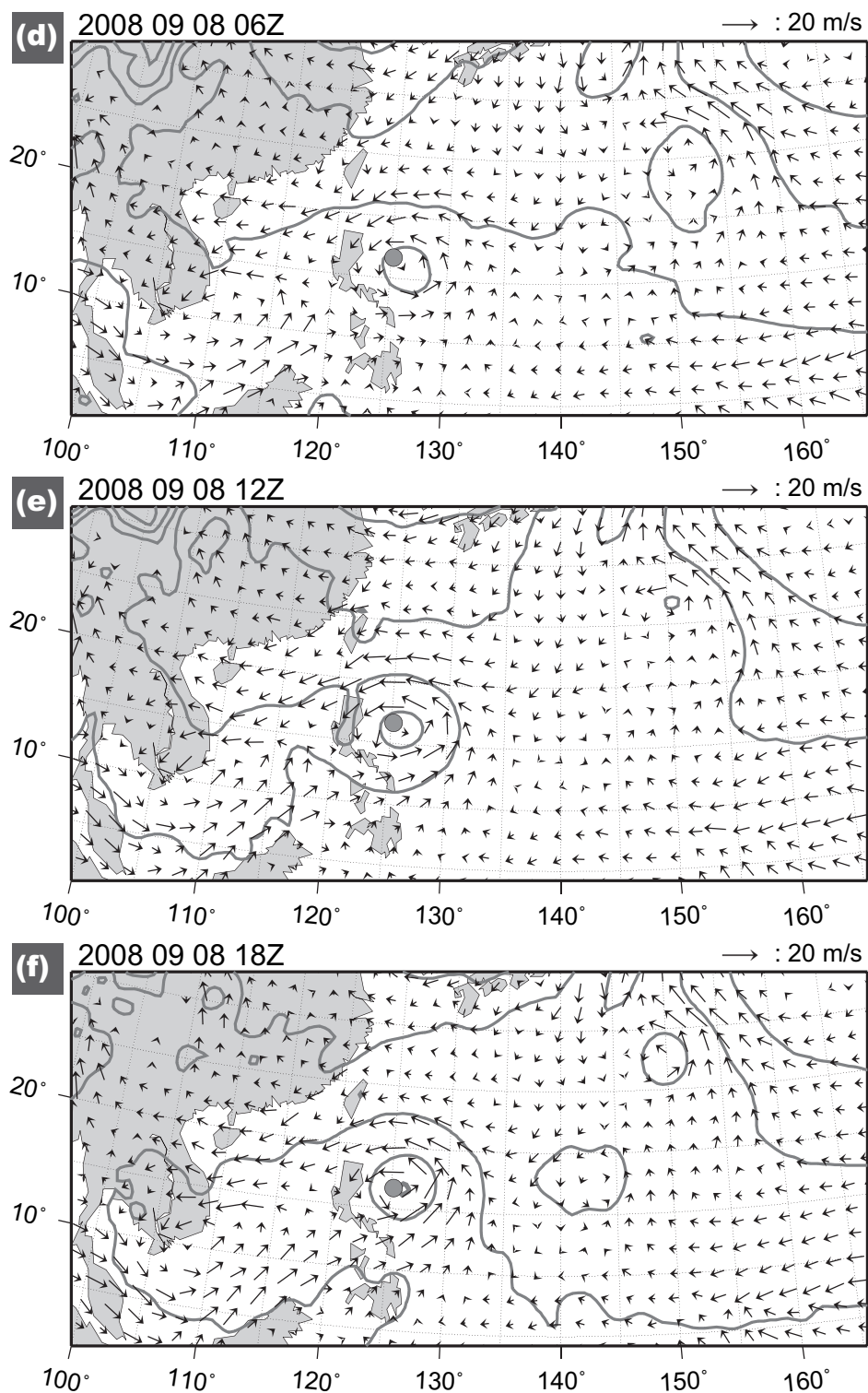


図 63: 850hPa 面の風と SLP。コンターは 4hPa 間隔で SLP を表している。図中の灰色は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。

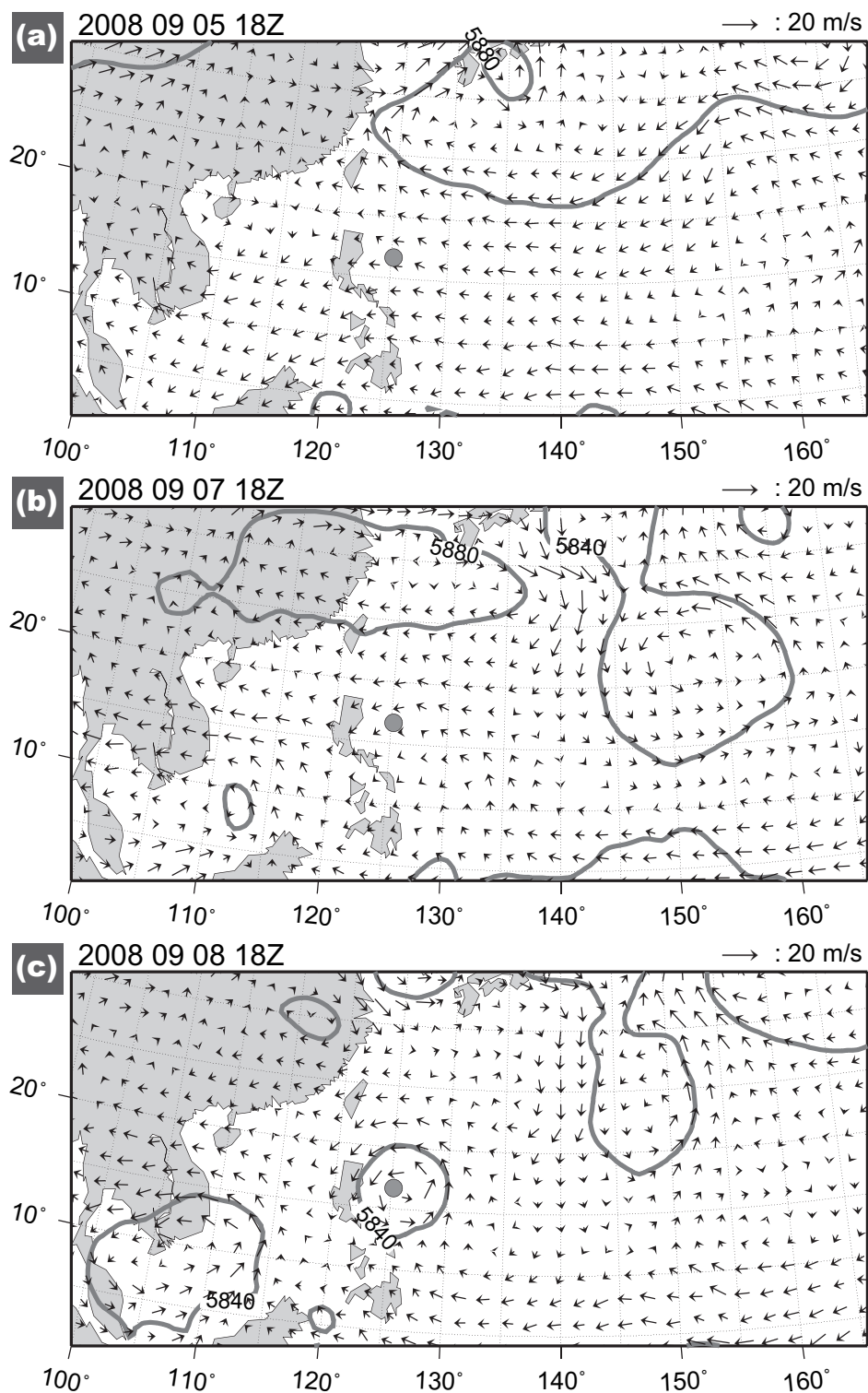


図 64: 500hPa 面の高度と風。コンターは 40m 間隔で高度を表している。図中の灰色は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。

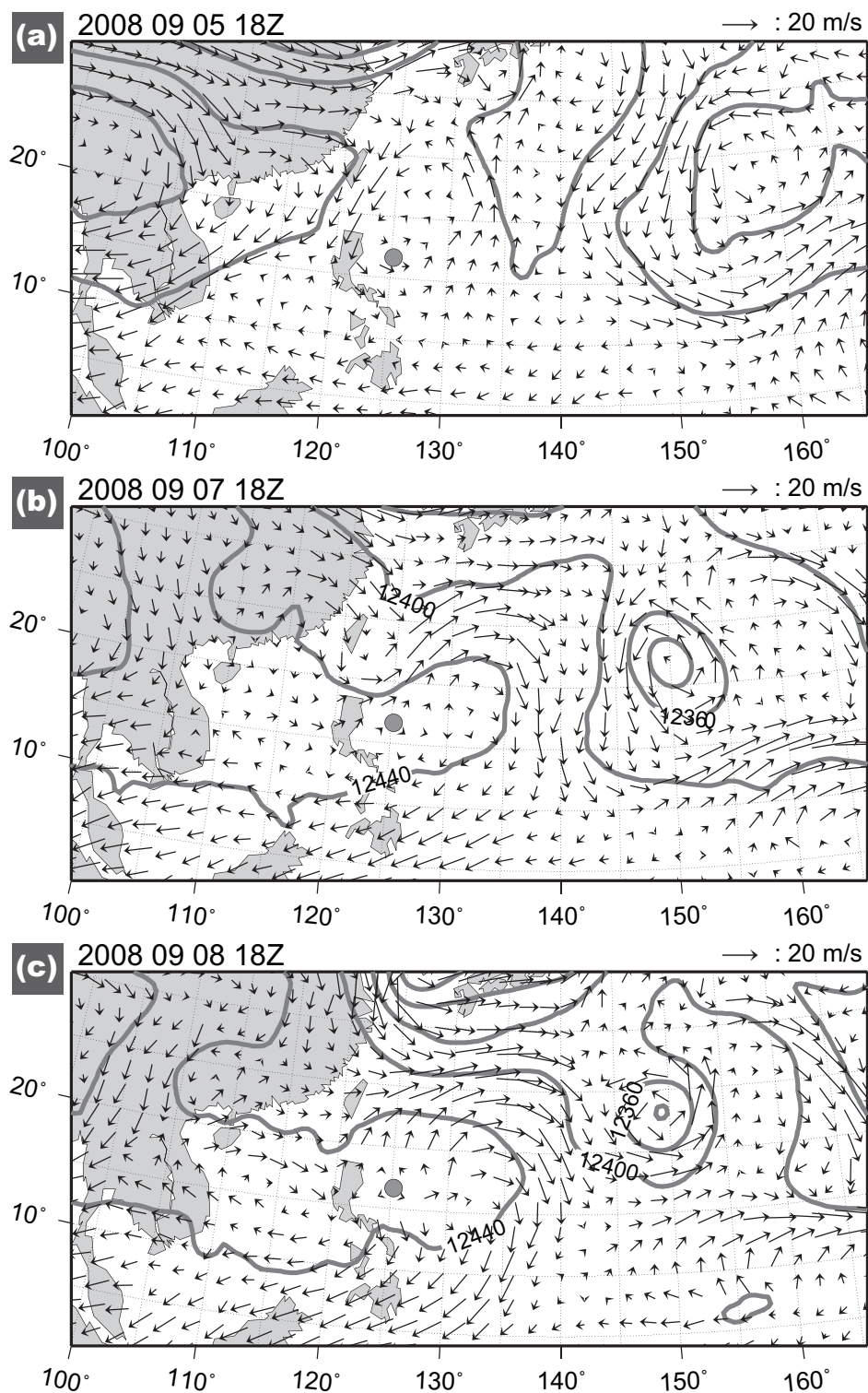


図 65: 200hPa 面の高度と風。コンターは 40m 間隔で高度を表している。図中の灰色は台風となった地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を示している。

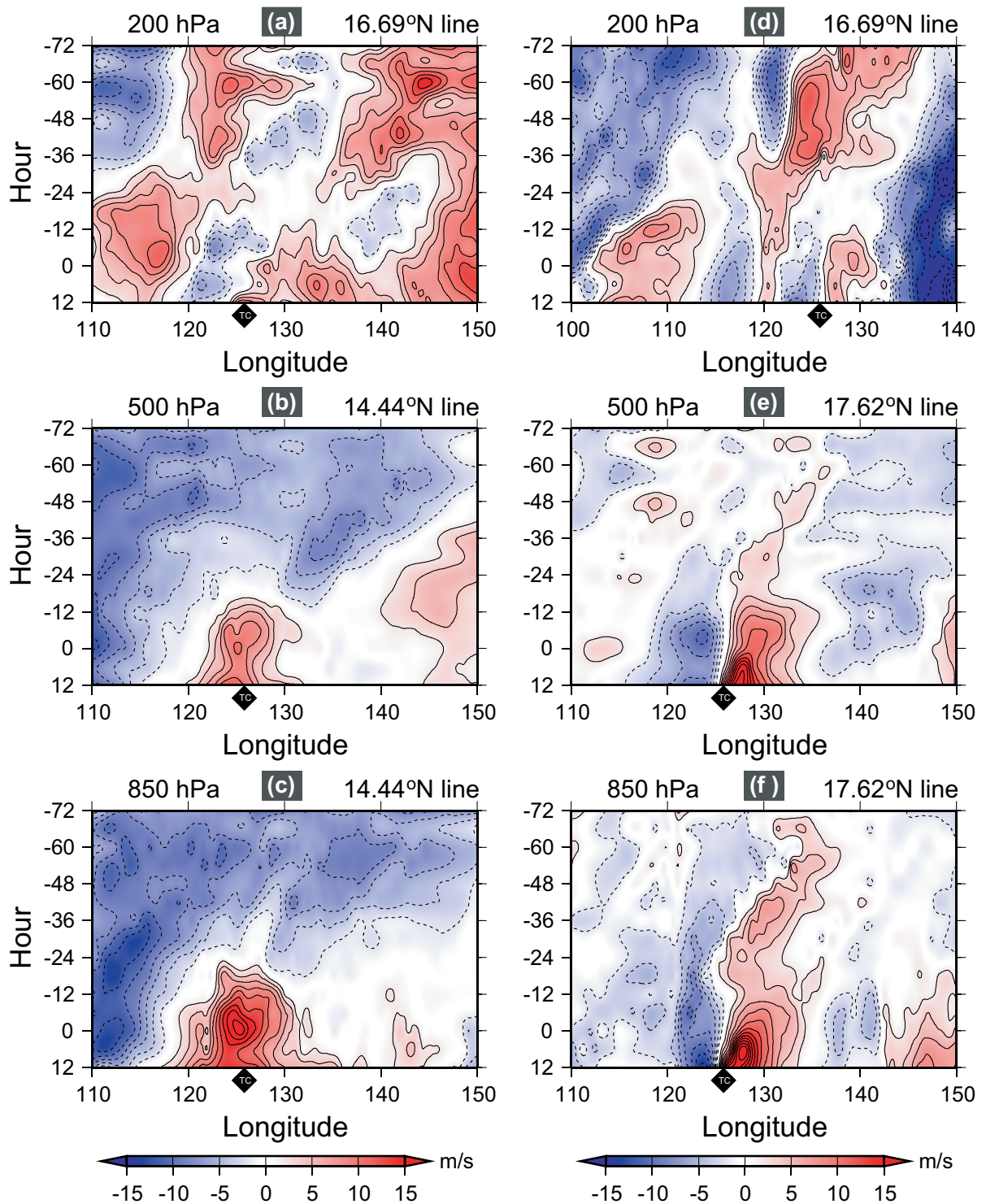


図 66: 台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの東西風と南北風のプロメラー図。縦軸は時間で横軸は経度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の \blacklozenge は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。

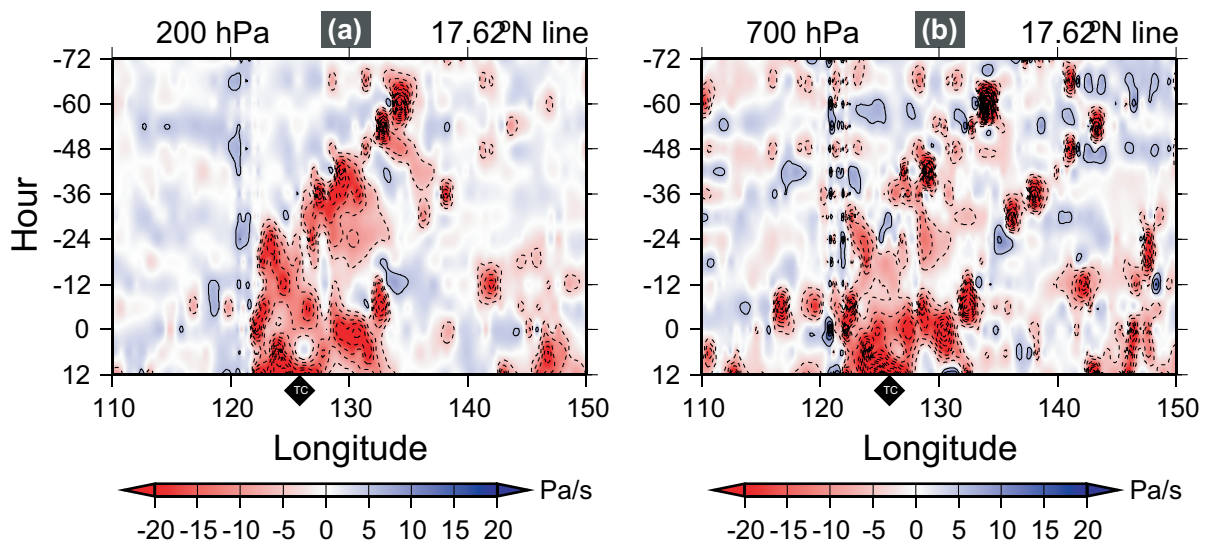


図 67: 台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの鉛直 p 速度オメガのホフメラー図。縦軸は時間で横軸は経度度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の \blacklozenge は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。

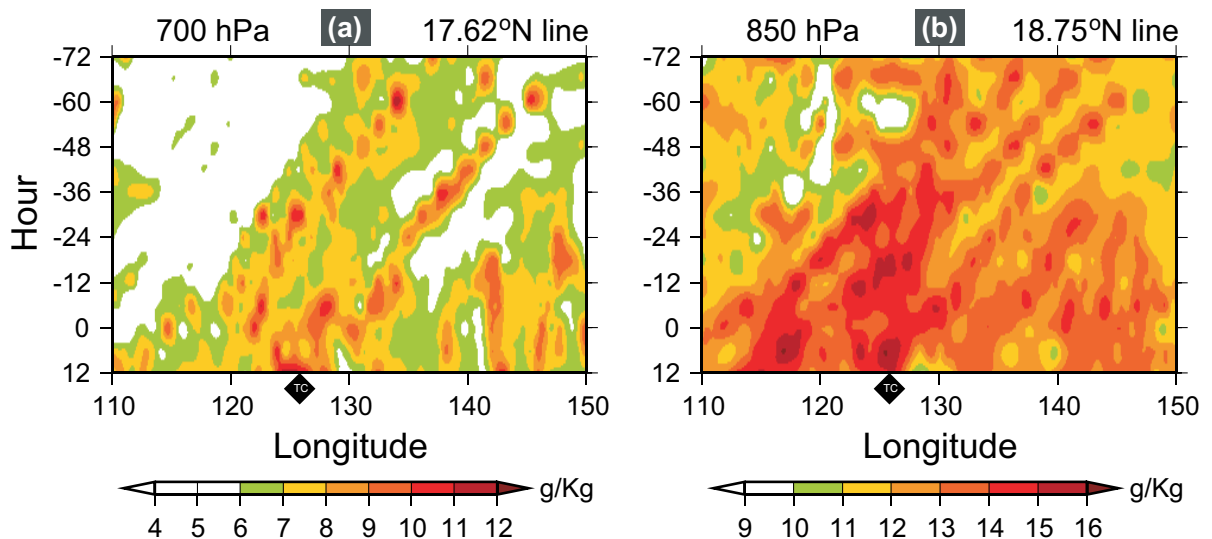


図 68: 台風となる 72 時間前から発生後 12 時間までの比湿のホフメラー図。縦軸は時間で横軸は経度度、時間軸の 0 は発生時刻を表す。図中の \blacklozenge は発生地点の経度 (東経 125.7 度) を示している。

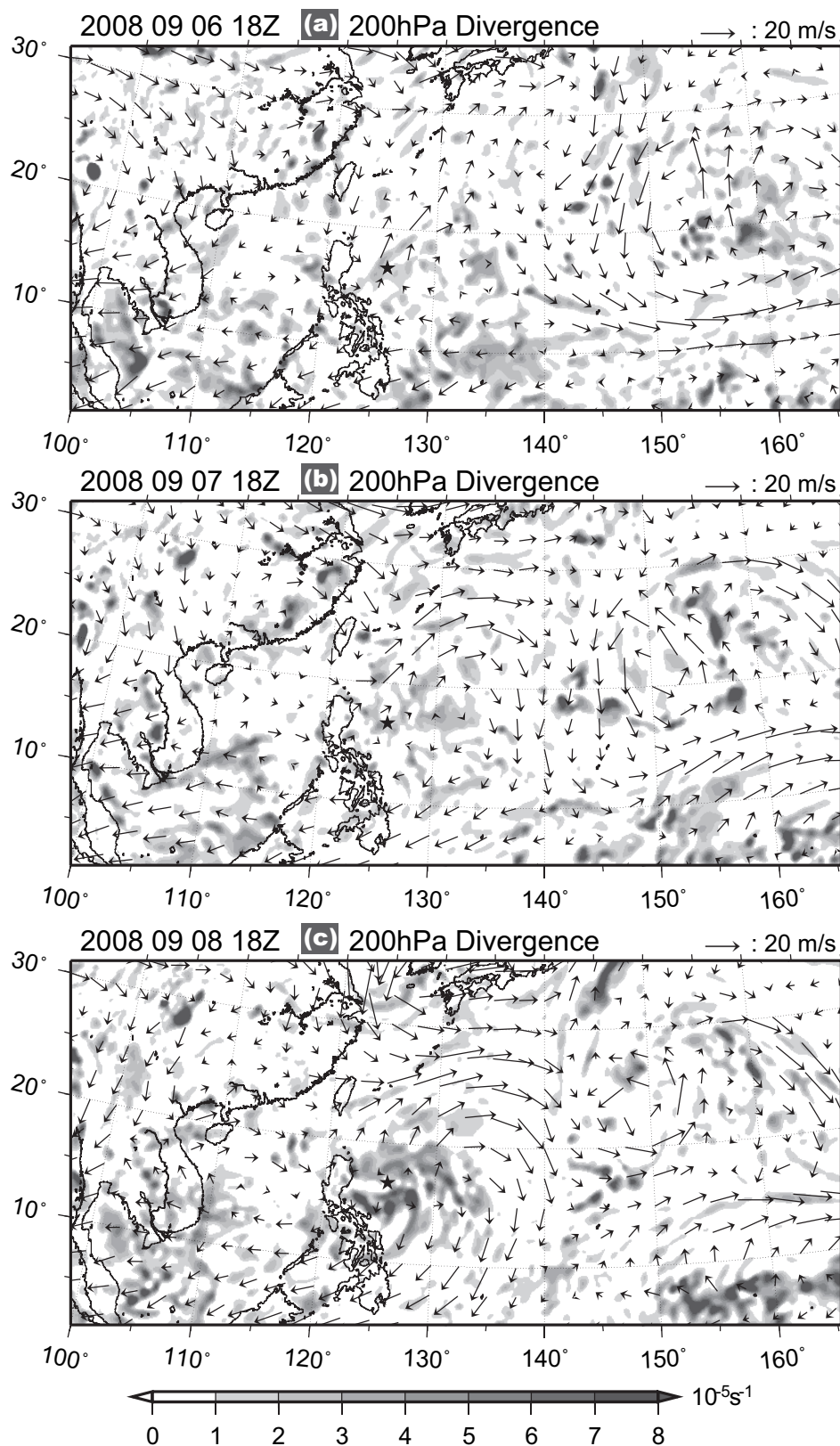


図 69: 200hPa 面の (a) 発生 48 時間前、(b) 発生 24 時間前、(c) 発生時刻における水平発散と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。

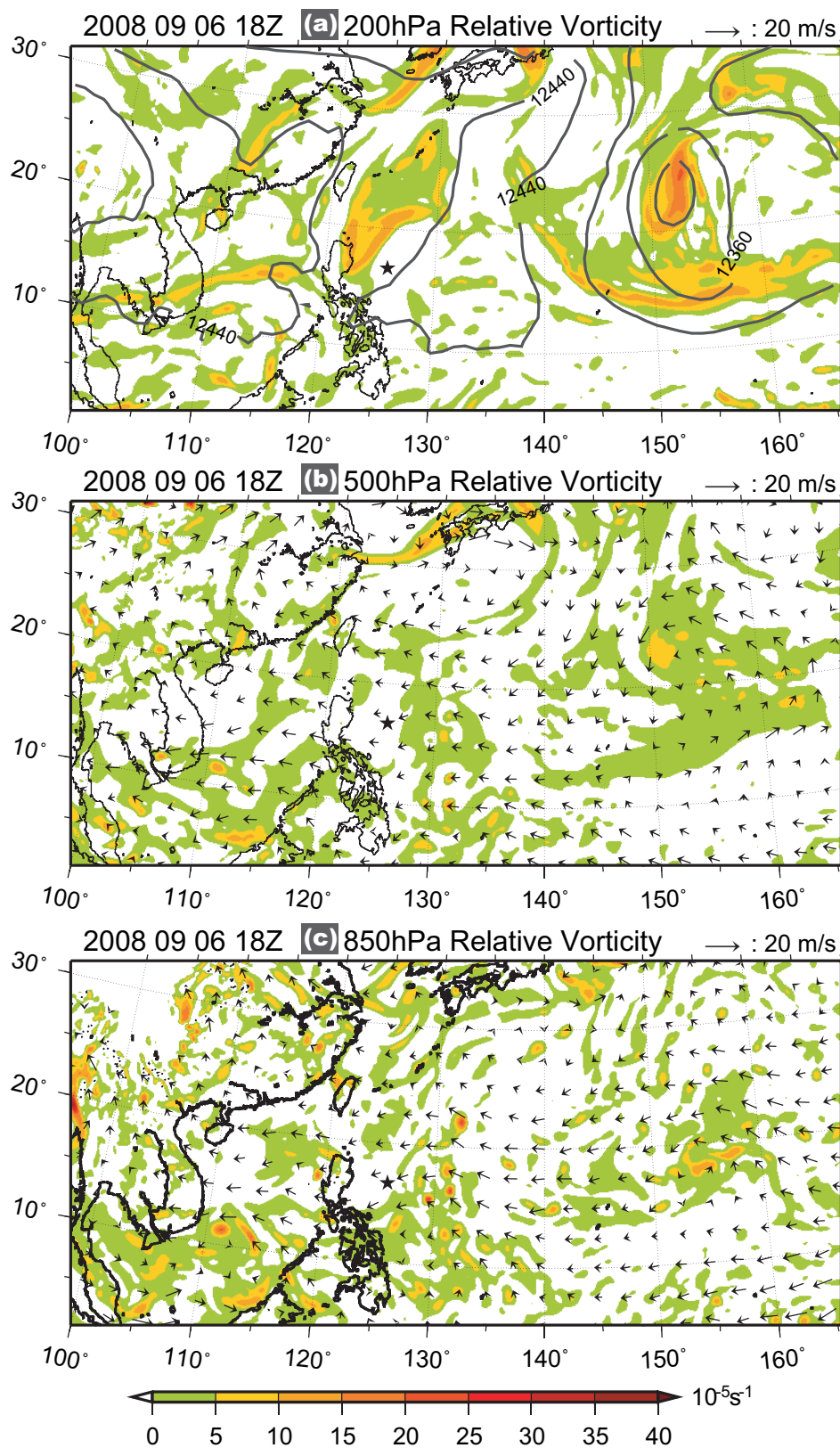


図 71: 発生 48 時間前 (090618Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の \star は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。

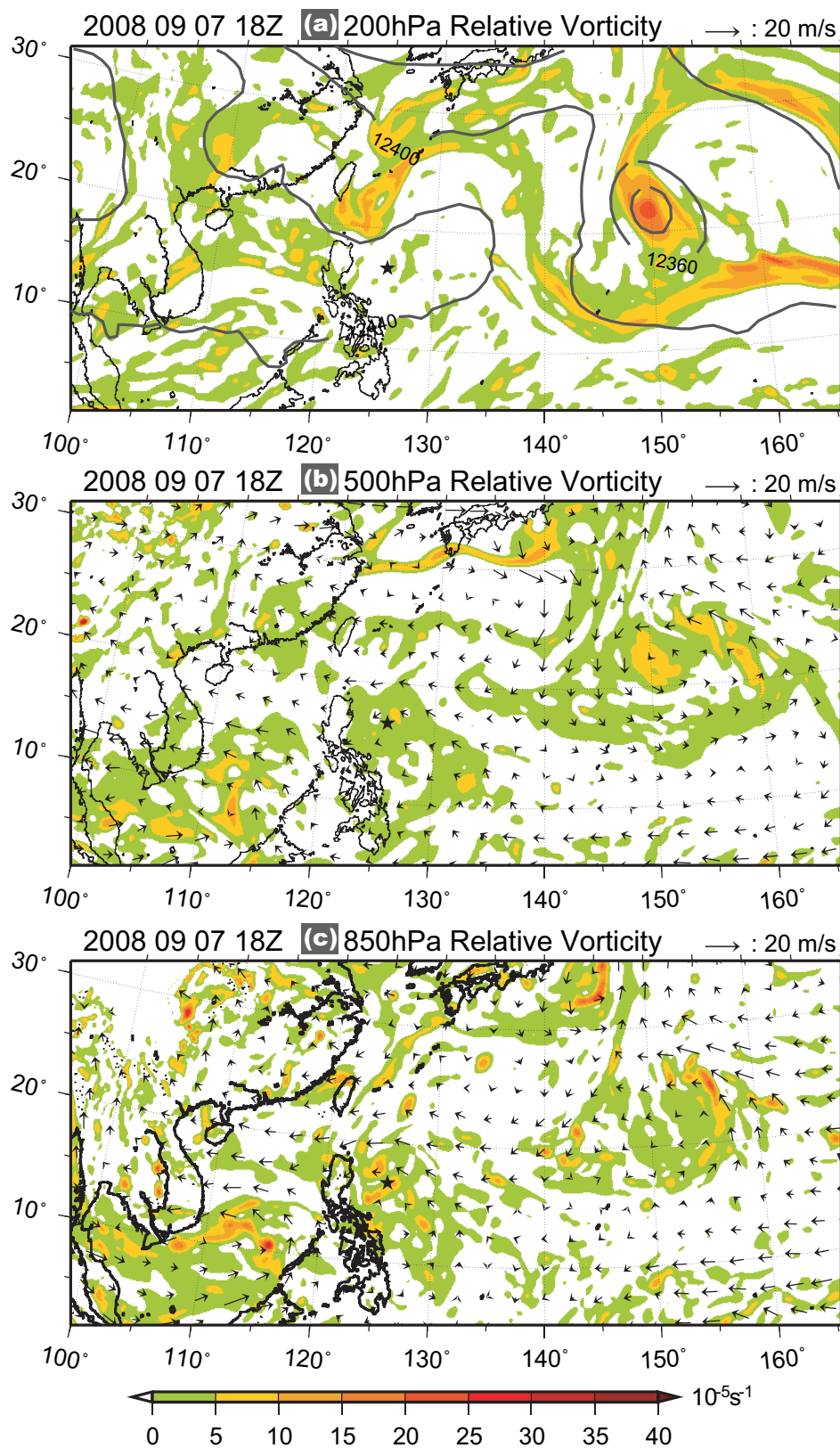


図 72: 発生 24 時間前 (090718Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。

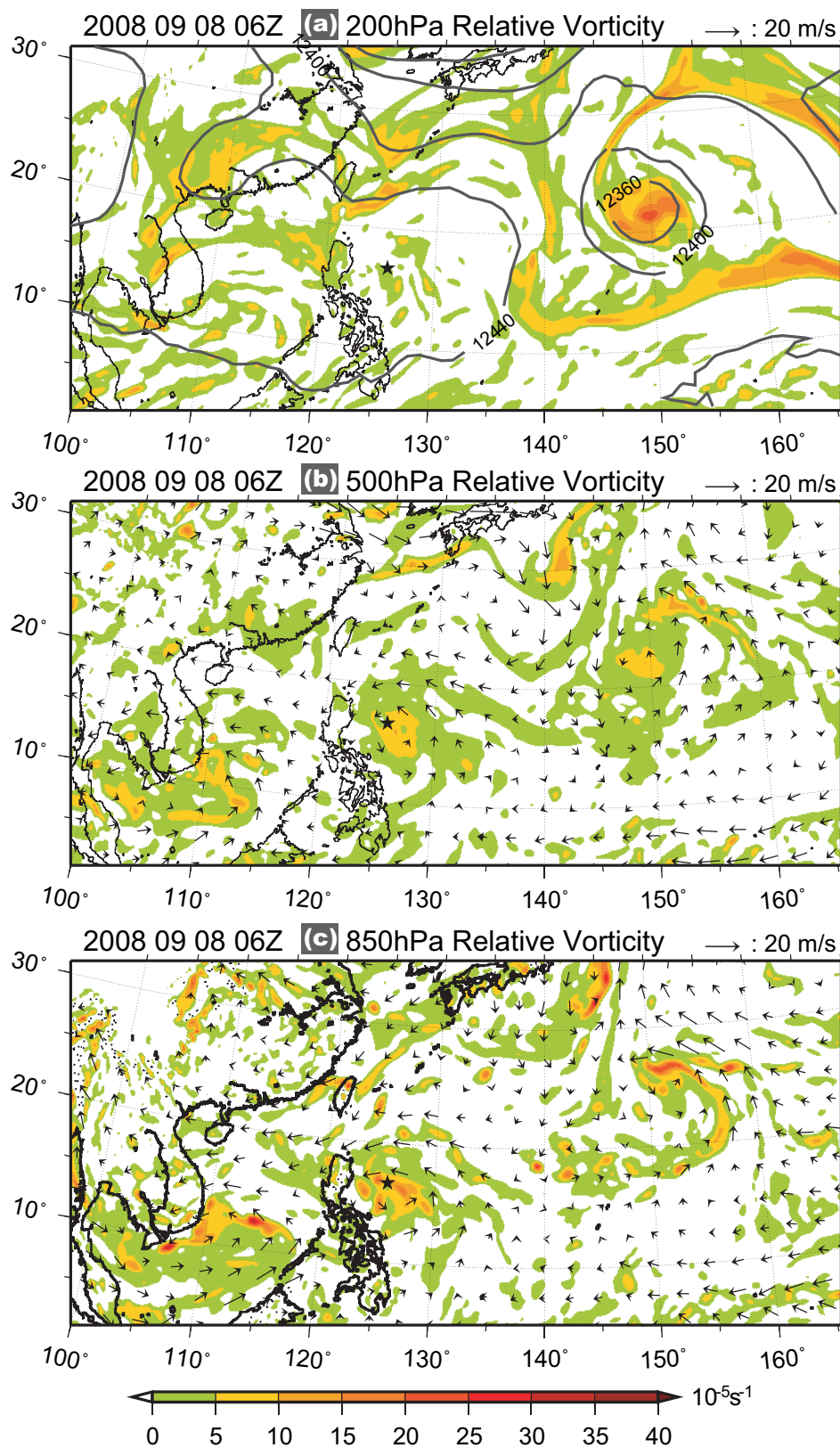


図 73: 発生 12 時間前 (090806Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。

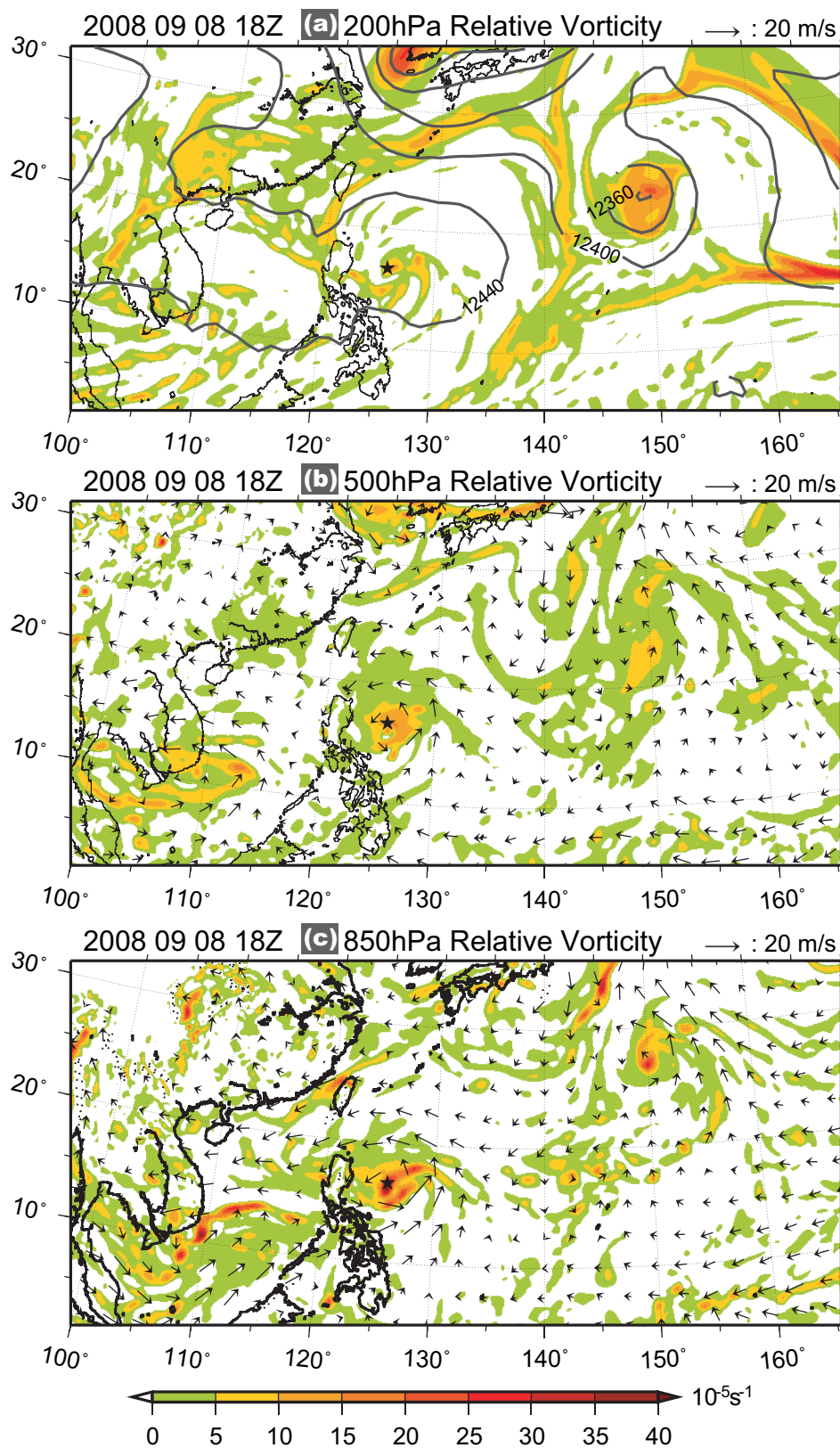


図 74: 発生時刻 (090818Z) における (a) 200hPa 面の相対渦度と高度、(b) 500hPa 面、(c) 850hPa 面の相対渦度と風ベクトル。横軸は経度、縦軸は緯度で図中の \star は発生地点 (北緯 16.7 度, 東経 125.7 度) を表している。

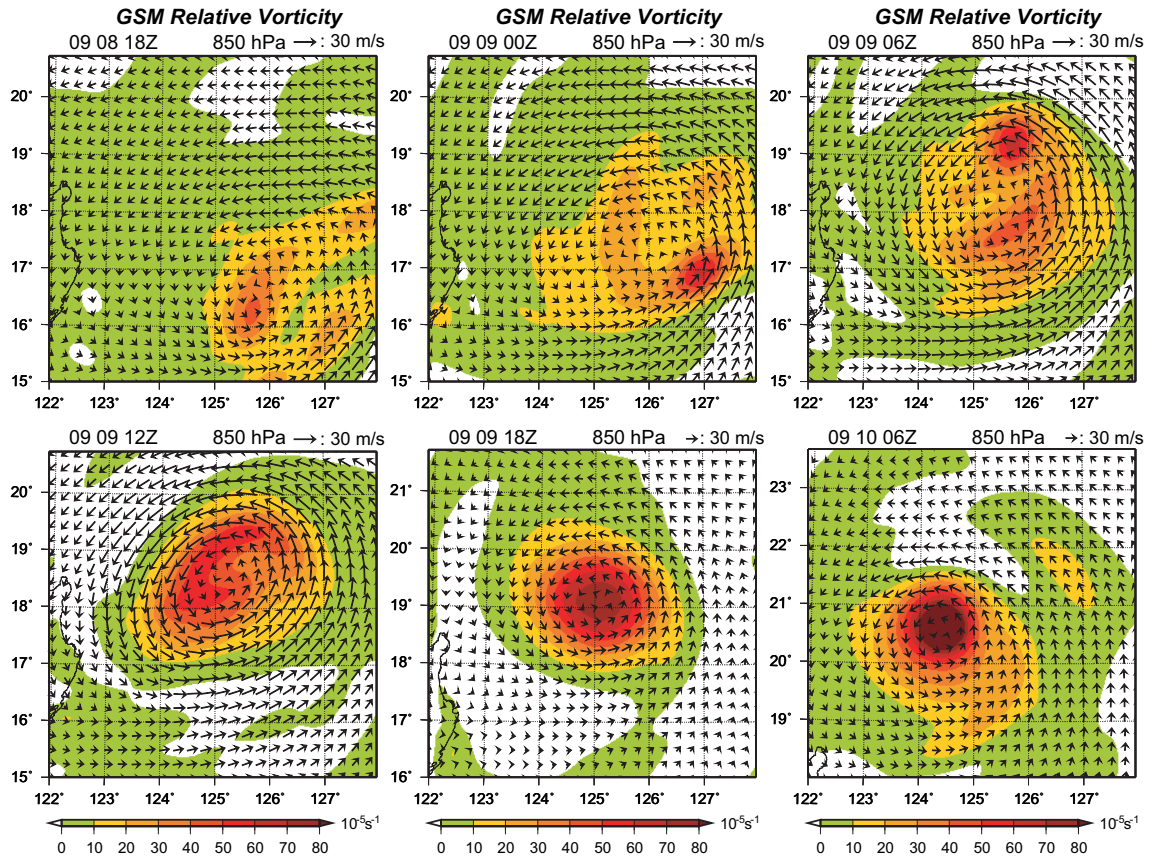


図 75: SINLAKU(2008) の事例。発達期間中における 850hPa 面の渦度と風ベクトル。

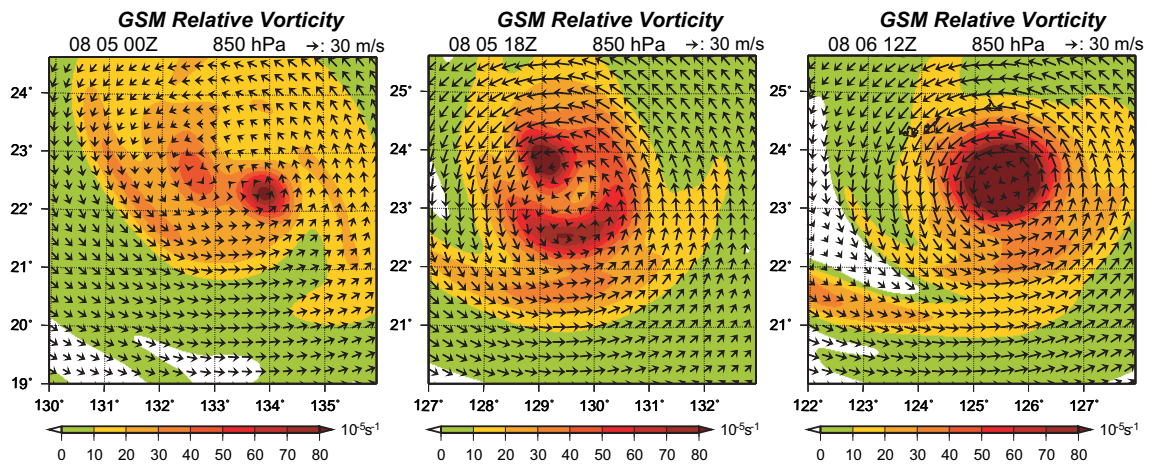
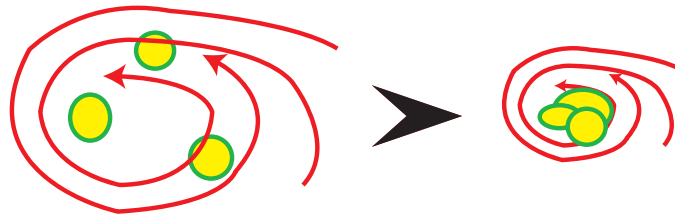
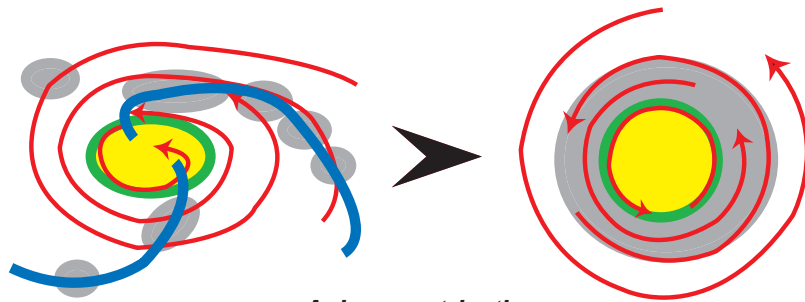


図 76: MORAKOT(2009) の事例。発達期間中における 850hPa 面の渦度と風ベクトル。



Merging and formation of the center vortex



Axisymmetrization

図 77: 渦の形成メカニズムの模式図。赤線は循環、青線は収束のバンド、灰色の楕円はメソ渦、緑で囲まれた黄色は中心の渦を表している。

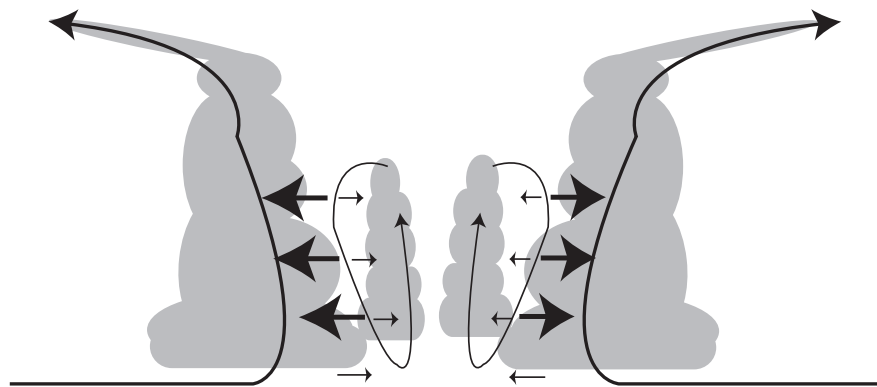


図 78: 二重眼構造の模式図。矢印は流れを表す。

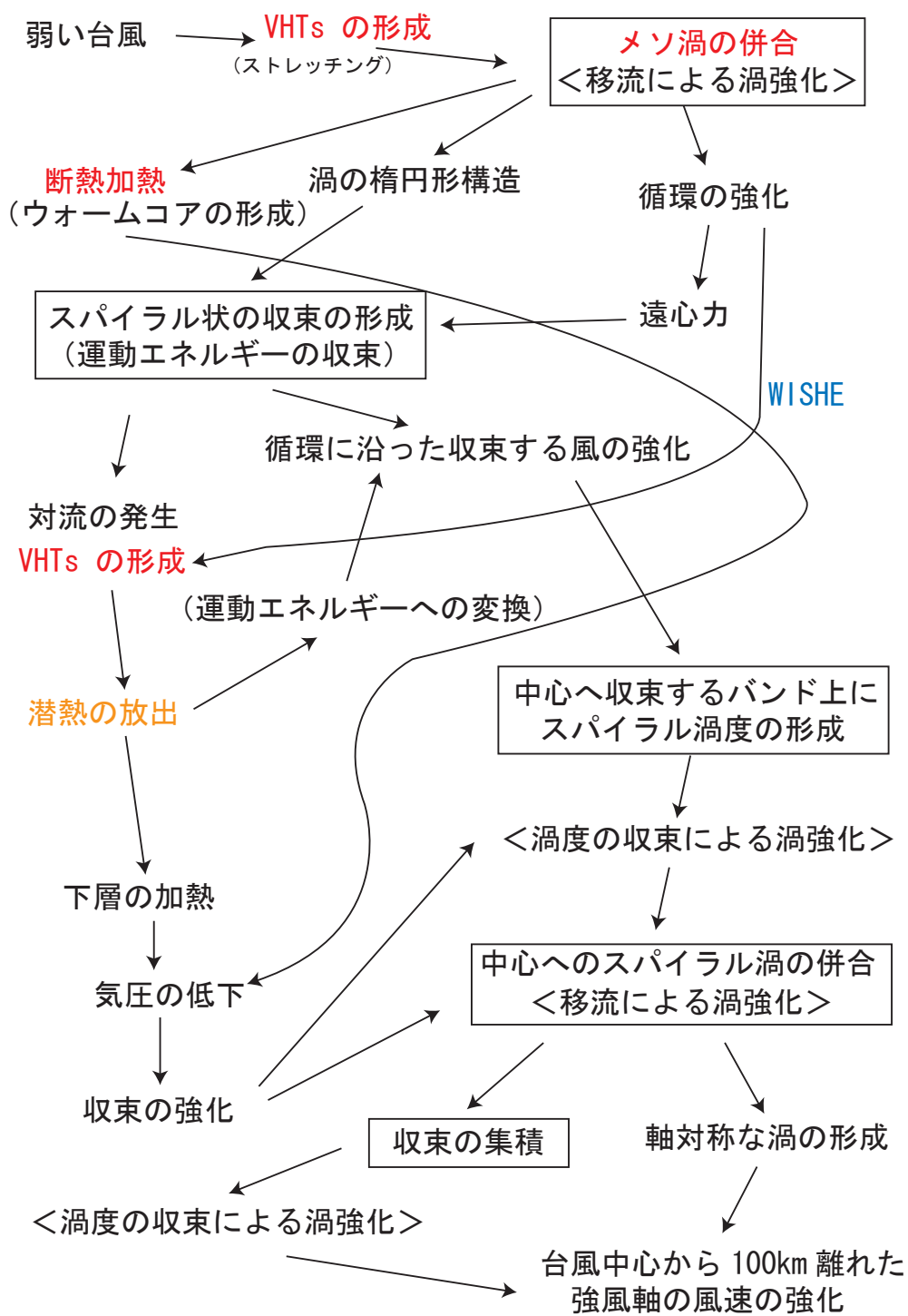


図 79: SINLAKU に見られた発達メカニズムのフローチャート。

付録

NICAM の支配方程式系

深い大気を表現するための $\gamma \equiv \frac{r}{r_0}$, 地形に沿った座標系にするための $G^{\frac{1}{2}} \equiv \left(\frac{\partial z}{\partial \xi}\right)_h$ である．ここで，鉛直座標 ξ は高度 z と以下のように関係づけられている．

$$\gamma \nabla_h \phi = \nabla_{h0} \phi \quad (35)$$

$$\gamma \nabla_h \cdot \mathbf{u} = \nabla_{h0} \cdot \mathbf{u} \quad (36)$$

$$\xi = \frac{z_T(z - z_S)}{z_T - z_S} \quad (37)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \nabla_{h0} \phi = \tilde{\nabla}_{h0} \left(G^{\frac{1}{2}} \phi \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^Z G^{\frac{1}{2}} \phi \right) \quad (38)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \nabla_{h0} \cdot \mathbf{u}_h = \tilde{\nabla}_{h0} \cdot (G^{\frac{1}{2}} \mathbf{u}_h) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(G^{\frac{1}{2}} \mathbf{u}_h \cdot \mathbf{G}^Z \right) \quad (39)$$

$$G^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \quad (40)$$

そして， $G^{\frac{1}{2}}$, γ^2 を用いた NICAM の予報変数は，

$$(R, P, \mathbf{V}_h, W, E_a, Q_n) = G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 (\rho, p, \rho \mathbf{v}_h, \rho w, \rho e_a, \rho q_n) \quad (41)$$

と表せる．ここで， q_n の n は，雲微物理過程の実装のため次のような水の状態による区分を表している．

$n = 1$:	水蒸気
$2 \leq n \leq j_{max} + 1$:	液体の水
$j_{max} + 2 \leq n \leq j_{max} + k_{max} + 1$:	固体の水 (氷)

NICAM の支配方程式系は，全密度における連続の式，水平・鉛直方向の運動方程式，内部エネルギーの顕熱部分における方程式，水の状態別における連続の式から成り立つ．

- 全密度における連続の式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho w)}{\partial z} = - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^*)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^*)}{\partial z} \quad (42)$$

- 水平方向の運動方程式

$$\frac{\partial (\rho \mathbf{v}_h)}{\partial t} + \mathbf{a}_h + \mathbf{c}_h = -\nabla_h p + \mathbf{f}_h - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^* \mathbf{v}_h)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^* \mathbf{v}_h)}{\partial z} \quad (43)$$

- 鉛直方向の運動方程式

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + a_z + c_z = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + f_z - \sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_{l,j} w_{l,j}^* w)}{\partial z} - \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_{i,k} w_{i,k}^* w)}{\partial z} \quad (44)$$

- 内部エネルギーの顕熱部分における方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho e_a)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h h_a) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho w h_a)}{\partial z} \\ = \left(\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h p + w \frac{\partial p}{\partial z} \right) \\ - \left[\sum_{j=1}^{j_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_{l,j} C_l T w_{l,j}^*)}{\partial z} + \sum_{k=1}^{k_{max}} \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_{i,k} C_i T w_{i,k}^*)}{\partial z} \right] \\ - \left(\sum_{j=1}^{j_{max}} \rho q_{l,j} g w_{l,j}^* + \sum_{k=1}^{k_{max}} \rho q_{i,k} g w_{i,k}^* \right) - (\mathbf{v}_h \cdot \mathbf{f}_h + w f_z) + q_{heat} - L_{v00} S_v + L_{f00} S_i \end{aligned} \quad (45)$$

- 水の状態別における連続の式

$$\frac{\partial(\rho q_d)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_d \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_d w)}{\partial z} = S_d \quad (46)$$

$$\frac{\partial(\rho q_v)}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_v \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 \rho q_v w)}{\partial z} = S_v \quad (47)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho q_{l,j})}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_{l,j} \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial[r^2 \rho q_{l,j} (w + w_{l,j}^*)]}{\partial z} = S_{l,j}, \\ \text{for } 1 \leq j \leq j_{max} \end{aligned} \quad (48)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho q_{i,k})}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho q_{i,k} \mathbf{v}_h) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial[r^2 \rho q_{i,k} (w + w_{i,k}^*)]}{\partial z} = S_{i,k}, \\ \text{for } 1 \leq k \leq k_{max} \end{aligned} \quad (49)$$

そして、これらの式 (42) , (43) , (44) , (45) と (46) から (50) に要素 $G^{\frac{1}{2}} \gamma^2$ をかけ、また、式 (36) から式 (40) を用いて、次の地形に沿った鉛直座標系で深い大気を表現する支配方程式系が得られる。

- 全密度における連続の式

$$\frac{\partial R}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) = G_R \quad (50)$$

- 水平方向の運動方程式

$$\frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \frac{P}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^Z \frac{P}{\gamma} \right) = G_{V_h} \quad (51)$$

- 鉛直方向の運動方程式

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P}{G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \right) + Rg = G_W \quad (52)$$

- 内部エネルギーの顕熱部分における方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_a}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(h_a \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \\ - \left\{ \mathbf{V}_h \cdot \left[\tilde{\nabla}_{h0} \frac{P}{\gamma} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{G}^Z \frac{P}{\gamma} \right) \right] + w \left[\gamma^2 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{P}{G^{\frac{1}{2}} \gamma^2} \right) + Rg \right] \right\} + Wg = G_{E_a} \end{aligned} \quad (53)$$

- 水の状態別における連続の式

$$\frac{\partial Q_n}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(q_n \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[q_n \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] = G_{Q_n} \quad (54)$$

ここでは,

$$\mathbf{G}^Z \equiv \nabla_{h0} \xi = \frac{\tilde{\nabla}_{h0} Z}{G^{\frac{1}{2}}} \quad (55)$$

とする．そして，この方程式系の右辺は次に示す．

$$G_R = - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (56)$$

$$G_{\mathbf{V}_h} = \tilde{\mathbf{F}}_h - \tilde{\mathbf{A}}_h - \tilde{\mathbf{C}}_h - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\mathbf{V}_h \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (57)$$

$$G_W = \tilde{F}_z - \tilde{A}_z - \tilde{C}_z - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(w \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (58)$$

$$G_{E_a} = - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(C_n T \frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) - \sum_n W_n^* g - \left(\mathbf{V}_h \cdot \tilde{\mathbf{F}}_h + w \tilde{F}_z \right) - L_{v00} \tilde{S}_v - L_{f00} \tilde{S}_i + \tilde{Q}_{heat} \quad (59)$$

$$G_{Q_n} = \tilde{S}_n - \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{W_n^*}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (60)$$

ここでの W_n^* は降水の構成状態による質量フラックス， $\tilde{\mathbf{A}}$ は運動量の移流ベクトル， $\tilde{\mathbf{C}}$ はコリオリ力のベクトルを表している．定義は次に示す．NICAM では，図付録 (左) に示すように地球を直交基底 $\{\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3\}$ で定めている．ここでの \mathbf{e}_3 は Ω と同じ方向で，速度の 3 成分は $(v_1, v_2, v_3) = \mathbf{v} \cdot (\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$ で表す．

$$W_n^* = G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 \rho q_n w_n^* \quad (61)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{A}} \equiv & \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_1 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_1 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_1 \\ & + \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_2 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_2 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_2 \\ & + \left\{ \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left(v_3 \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[v_3 \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \right\} \mathbf{e}_3 \end{aligned} \quad (62)$$

$$\tilde{\mathbf{C}} \equiv \rho G^{\frac{1}{2}} \gamma^2 (-2|\Omega|v_2 \mathbf{e}_1 + 2|\Omega|v_1 \mathbf{e}_2) \quad (63)$$

数値積分には，補足的に以下の全エネルギーの式を用いる．

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_a + K + \Phi}{\partial t} + \tilde{\nabla}_{h0} \cdot \left[(ha + k + \phi_v ar) \frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \right] \\ + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[(ha + k + \phi) \left(\frac{\mathbf{V}_h}{\gamma} \cdot \mathbf{G}^Z + \frac{W}{G^{1/2}} \right) \right] = G_{E_a+K+\Phi} \end{aligned} \quad (64)$$

ここで， $(K, \phi) = \rho G^{1/2} \gamma^2(k, \phi)$ で，運動エネルギーと位置エネルギーであり， $G_{E_a+K+\Phi}$ は，

$$G_{E_a+K+\Phi} = - \sum_n \frac{\partial}{\partial \xi} \left(C_n T \frac{W^*}{G^{1/2}} \right) - L_{v00} \tilde{S}_v - L_{f00} \tilde{S}_i + \tilde{Q}_{heat} \quad (65)$$

である．

数値計算手法

支配方程式の時間積分には，split-explicit 法を採用している．時間積分の概略図を図付録(右)に示した．fast mode 項は，時間間隔 Δ_τ の small time step 毎に求め，一方の slow mode 項は，より大きな時間間隔 Δ_t の large time step 毎に求めている．ここでの分割数は $N_s = \frac{\Delta_t}{\Delta_\tau}$ となる．small time step の積分には，速い波の鉛直伝播には陰解法，速い波の水平伝播には陽解法を用いている．これは，horizontally explicit and vertically implicit scheme (HEVI 法) と呼ばれている．forward-backward 法は，HEVI 法と flux division 法を基盤とした．全エネルギーを保存するために，全エネルギーの式 (64) を用いた．large time step の積分には，2 次精度の Runge-Kutta，および 3 次精度の Runge-Kutta が使用できる．運動量の移流項と物理過程には large time step が用いられている．