

平成 30 年度 卒業論文

「平成 30 年 7 月豪雨」に
対する等圧面後方流跡線解析

筑波大学生命環境学群地球学類

地球環境学主専攻

201510782

豊岡 大地

2019 年 1 月

目 次

目次	i
要旨	iii
abstract	iv
表目次	v
図目次	vi
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用データ	4
4 PUFF モデルの概要	7
4.1 基本方程式	7
4.2 PUFF モデル	7
5 解析手法	10
5.1 後方流跡線解析	10
5.2 鉛直風の取り扱い	11
6 「平成 30 年 7 月豪雨」の一般解析	12
6.1 総観場と降水の状況	12
6.2 GPM/DPR	15
6.3 梅雨前線と集中豪雨	16
7 後方流跡線解析	19
7.1 モデルの性能確認	19
7.2 時間別の後方流跡線解析	19
7.3 各時間帯を合わせた地域別後方流跡線解析	22
8 考察	23
9 結論	29

謝辭	31
参考文献	32

「平成 30 年 7 月豪雨」に対する等圧面後方流跡線解析

豊岡 大地

要旨

近年、日本では自然災害、特に集中豪雨による被害が多く発生しているように見受けられる。特に平成 30 年 (2018 年) の 6 月 28 日から 7 月 8 日における、「平成 30 年 7 月豪雨」は過去の豪雨と比べても前例のないほど大きなもので西日本を中心とした全国的に広い範囲で台風 7 号および梅雨前線等の影響により多くの被害をもたらした。

本研究では「平成 30 年 7 月豪雨」を研究対象とし、この集中豪雨に関する特徴を梅雨前線の変動を把握するために必要な気団からの見方、積乱雲が発生・発達しやすいからの見方を用いて解析した。その後、期間中に西日本に流入してきた気塊の経路を筑波大学計算科学センターの火山灰追跡モデル PUFF を応用し、後方流跡線解析を実装することで、期間中の時間帯別に気塊が乗ってきた気流経路を明らかにし、この集中豪雨がなぜ過去の豪雨と比較しても前例のないほどであったか考察した。

積乱雲の発生・発達する条件である下層への高相当温位の流入、気塊を LFC まで上昇させる外部強制力、上層・中層トラフの沈み込みが 7 月 4 日から 7 月 7 日にかけてそろっていたことで、7 月 5 日から 6 日にかけてピークを迎えた降水帯が形成されたと考えた。この集中豪雨において気塊を LFC まで上昇させた外部強制力は気流らの収束によるものと考えられ、後方流跡線解析を行うことで、期間のはじめは太平洋高気圧起因の気流が流入し、その後に南西アジアモンスーン起因の気流、台風 7 号とオホーツク海高気圧起因の気流から流入してきたことが明らかになった。

最後にこの集中豪雨がなぜ過去の豪雨と比較しても前例のないほどであったかについて考察した。この集中豪雨は通常の豪雨と違って一般的な豪雨が降りやすい背景条件に加えて、太平洋高気圧からによる気流と南西アジアモンスーン、供給元が変わるが北風供給が続いたことで、強い収束域が過去の事例にないほど数日間形成されたためと考えた。

キーワード: 「平成 30 年 7 月豪雨」, 後方流跡線解析, PUFF モデル, 収束域

Isobaric backward trajectory analysis for ”Heavy Rain in July, Heisei 30” in Japan

Daichi TOYOOKA

Abstract

From June 28 to July 8 in 2018, “Heavy Rain in July, Heisei 30” occurred in Japan that was unprecedentedly large compared to the past heavy rain. It was nationwide mainly in West Japan causing a lot of damage due to the influence of the 7th Typhoon of the season and Baiu front. In this research, I focused on ”Heavy rain in July, Heisei 30”, and the characteristics of this torrential rainfall are examined from the viewpoint of the air masses for grasping the fluctuation of the Baiu front and generating cumulonimbus clouds. After that, I implemented a backward trajectory analysis using the PUFF model operational at the Center for Computational Sciences, University of Tsukuba and revealed the airflow route. I examined why this torrential rainfall was unprecedented in comparison with the past heavy rainfall. The influx of the high humid temperature to the lower layer, the force of rising the airmass to the LFC, and the subduction of the upper and middle trough were all included from July 4 to July 7. Therefore, I thought that they formed a precipitation zone that peaked from July 5 to July 6. In this torrential rain event, the force of rising the airmass to the LFC is considered to be due to the convergence of the air currents. By performing the backward trajectory analysis, the air current caused by the Pacific high pressure flowed at the beginning of the period, and it was revealed that it flowed in from the air current caused by southwest Asia monsoon, typhoon and air current caused by the Sea of Okhotsk.

Finally, I examined why the concentrated torrential rain was unprecedented in comparison with the past heavy rainfall. Unlike the usual heavy rainfall, this torrential rainfall in addition to the background conditions that are likely to cause general torrential rainfall, the air current from the Pacific high pressure and the southwest Asian monsoon, north wind that supplied the source changes but strong wind I thought that the convergence zone was formed for days.

Key Words: ”Heavy rain in July, Heisei 30”, backward trajectory analysis , PUFF model, convergence zone

表 目 次

1	GPV(GSM) 解析値の使用情報	4
2	1km メッシュ全国合成レーダー GPV の使用情報	4
3	GPM/DPR の使用情報	5
4	AMeDAS の使用情報	6

目 次

1	「平成 30 年 7 月豪雨」6 月 28 日から 7 月 8 日の降水分布図（気象庁, 2018 より引用）	33
2	全国のアメダス地点で観測された各旬総降水量の度数分布（気象庁, 2018 より引用）	33
3	7 月 5 日から 8 日にかけての記録的大雨の気象要因（気象庁, 2018 より 引用）	34
4	使用するアメダス地点分布図	35
5	11 地点のアメダスにおける日積算降水量	35
6	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における地上天気図 per.1	36
7	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における地上天気図 per.2	37
8	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における地上天気図 per.3	38
9	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における地上天気図 per.4	39
10	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における赤外放射線図 per.1	40
11	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における赤外放射線図 per.2	41
12	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における赤外放射線図 per.3	42
13	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における赤外放射線図 per.4	43
14	2018 年 6 月 28 日における全国合成レーダーエコー強度	44
15	2018 年 6 月 29 日における全国合成レーダーエコー強度	45
16	2018 年 6 月 30 日における全国合成レーダーエコー強度	46
17	2018 年 7 月 1 日における全国合成レーダーエコー強度	47
18	2018 年 7 月 2 日における全国合成レーダーエコー強度	48
19	2018 年 7 月 3 日における全国合成レーダーエコー強度	49
20	2018 年 7 月 4 日における全国合成レーダーエコー強度	50
21	2018 年 7 月 5 日における全国合成レーダーエコー強度	51
22	2018 年 7 月 6 日における全国合成レーダーエコー強度	52
23	2018 年 7 月 7 日における全国合成レーダーエコー強度	53
24	2018 年 7 月 8 日における全国合成レーダーエコー強度	54
25	2018 年 6 月 28 日における全国合成レーダーエコー頂高度	55
26	2018 年 6 月 29 日における全国合成レーダーエコー頂高度	56
27	2018 年 6 月 30 日における全国合成レーダーエコー頂高度	57
28	2018 年 7 月 1 日における全国合成レーダーエコー頂高度	58
29	2018 年 7 月 2 日における全国合成レーダーエコー頂高度	59

30	2018 年 7 月 3 日における全国合成レーダーエコー頂高度	60
31	2018 年 7 月 4 日における全国合成レーダーエコー頂高度	61
32	2018 年 7 月 5 日における全国合成レーダーエコー頂高度	62
33	2018 年 7 月 6 日における全国合成レーダーエコー頂高度	63
34	2018 年 7 月 7 日における全国合成レーダーエコー頂高度	64
35	「平成 30 年 7 月豪雨」期間中において GPM/DPR で観測された 4 つの 軌道と地上降水強度	65
36	2018 年 6 月 29 日 11 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反 射因子 (下図)	66
37	2018 年 7 月 4 日 1 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射 因子 (下図)	67
38	2018 年 7 月 5 日 9 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射 因子 (下図)	68
39	2018 年 7 月 7 日 0 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射 因子 (下図)	69
40	2018 年 6 月 28 日から 29 日における 925 hPa の水蒸気フラックス . . .	70
41	2018 年 6 月 28 日から 29 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス . . .	71
42	2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における 925 hPa の水蒸気フラックス . .	72
43	2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス .	73
44	2018 年 7 月 2 日から 3 日における 925 hPa の水蒸気フラックス	74
45	2018 年 7 月 2 日から 3 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス	75
46	2018 年 7 月 4 日から 5 日における 925 hPa の水蒸気フラックス	76
47	2018 年 7 月 4 日から 5 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス	77
48	2018 年 7 月 6 日から 7 日における 925 hPa の水蒸気フラックス	78
49	2018 年 7 月 6 日から 7 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス	79
50	2018 年 6 月 28 日から 29 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の 高度場と相対湿度	80
51	2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度	81
52	2018 年 7 月 2 日から 3 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高 度場と相対湿度	82
53	2018 年 7 月 4 日から 5 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高 度場と相対湿度	83

54	2018 年 7 月 6 日から 7 日における上層 (300 hPa)・中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度	84
55	2015 年 5 月 29 日口永良部島火山噴火による火山灰輸送シミュレーション結果比較	85
56	7 月 3 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析	86
57	7 月 3 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析	87
58	7 月 3 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析	88
59	7 月 4 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析	89
60	7 月 4 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析	90
61	7 月 4 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析	91
62	7 月 5 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析	92
63	7 月 5 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析	93
64	7 月 5 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析	94
65	7 月 6 日 0 時 850 hPa における後方流跡線解析	95
66	7 月 6 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析	96
67	7 月 6 日 0 時 1000 hPa における後方流跡線解析	97
68	7 月 6 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析	98
69	7 月 6 日 18 時 850 hPa における後方流跡線解析	99
70	7 月 6 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析	100
71	7 月 6 日 18 時 1000 hPa における後方流跡線解析	101
72	7 月 7 日 0 時 850 hPa における後方流跡線解析	102
73	7 月 7 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析	103
74	7 月 7 日 0 時 1000 hPa における後方流跡線解析	104
75	7 月 7 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析	105
76	7 月 7 日 18 時 850 hPa における後方流跡線解析	106
77	7 月 7 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析	107
78	7 月 7 日 18 時 1000 hPa における後方流跡線解析	108
79	7 月 4 日から 7 日までの 0 時岐阜県周辺 925 hPa における後方流跡線解析	109
80	7 月 4 日から 7 日までの 0 時京都府周辺 925 hPa における後方流跡線解析	110
81	7 月 4 日から 7 日までの 0 時四国 925 hPa における後方流跡線解析 . . .	111
82	7 月 4 日から 7 日までの 0 時広島県周辺 925 hPa における後方流跡線解析	112
83	7 月 4 日から 7 日までの 0 時北九州付近 925 hPa における後方流跡線解析	113

1 はじめに

近年、日本では自然災害、特に集中豪雨による被害が多く発生しているように見受けられる。ひとたび集中豪雨が発生すると、土砂崩れ、河川の氾濫、家屋の浸水などの甚大な災害を引き起こす場合がある。被害を最小限に抑えるために、現象のメカニズムの理解を深めることは必要である。集中豪雨により被害が生じる場合は、一時的に豪雨が起きた場合と持続的かつ特定の地域に降水が続いた場合があると思われる。後者のような数日間にわたって豪雨の日が続いたということは、その期間にわたって総観規模の大気の流れと状態が、ほぼ同じであったことを意味する(小倉 2011)。したがって、集中豪雨解析において総観規模の変動を把握することは重要である。

津口(2015)は日本における集中豪雨の統計的な研究を行い、集中豪雨の事例を客観的に抽出するとともに、それらの特性・特徴を見出した。中でも、集中豪雨事例を総観規模に分類した特徴は次の通りである。集中豪雨をもたらす総観規模擾乱は、台風や熱帯低気圧本体が約3割と最も多く、停滞前線が約2割、台風や熱帯低気圧の遠隔、低気圧がそれぞれ約1.5割、寒冷前線が約0.5割であった。地理的特徴として、台風や熱帯低気圧本体による事例は紀伊半島の南東側、四国の東側かつ南側、九州地方の東側で多かった。停滞前線による事例は、紀伊半島の南東側と九州の北側、西側で多く、台風や熱帯低気圧本体の事例と比較すると、日本海側で多く見られやや北側に集中豪雨地帯があるように見られた。

本研究では、平成30年(2018年)の6月28日から7月8日にかけて、西日本を中心とした全国的に広い範囲で台風7号および梅雨前線等の影響により多くの被害をもたらした、「平成30年7月豪雨」を研究対象とする。この集中豪雨により、河川の氾濫や洪水、土砂災害などが発生し、2018年9月6日12時現在の朝日新聞による被害状況の集計は死者227名が出るほか、住家の全壊6296棟、半壊10508棟など多くの被害が生じた。気象庁(2018)による、この集中豪雨の総降水量をしてみる(図1)と、広い範囲で大雨となっているが特に四国で1800 mm、岐阜県で1200 mmを超えたところがあるなど、7月の月降水量平年値の2倍から4倍を観測した地点もあった。また、この期間に対応する2018年7月上旬について、全国のアメダス地点で観測された降水量の総和を、1982年1月上旬から2018年6月下旬までの各旬の値を比較したところ(図2)、今回の期間が最も多い値となり、今回の集中豪雨が過去の豪雨と比較しても前例のないほど大きなものであったことが伺えた。

今回の集中豪雨は梅雨前線上が大きく寄与していた。日本を含む東アジア地域は、5月下旬から6,7月にかけて雨季を迎える。この雨は、大規模な停滞前線が中国大陸東部から日本の東海上まで東西に横切ることでもたらされており、この停滞前線のこと

を中国や台湾では Meiyu front、日本では梅雨前線と呼ぶ。そもそも前線とは、気団と気団の境目である前線面が、ある特定の高度で交わる線と定義され、梅雨前線の場合、夏に勢力を増す南の海洋上熱帯気団である小笠原気団と、北の冷涼なオホーツク海気団や中国大陸側の高温で乾燥した気団の境界に形成される。今回の集中豪雨の要因である梅雨前線の変動を把握するためには、これらの気団からの見方が重要になると考えられる。さらに、南の太平洋高気圧の縁を回る風と南西モンスーンの合流による下層ジェット気流、日々北側を通過するトラフなどの総観規模擾乱も梅雨前線に影響している。またもっと小さなスケールを考えると、梅雨前線上で波動が生じ、いくつも発生する小さな低気圧は、集中豪雨をもたらす要因となりえる。このように梅雨前線は時間、空間ともに多種スケール階層構造を持つという特徴がある (Ninomiya and Akiyama, 1992)。

また加藤 (2007) は、豪雨と梅雨前線を結びつけるためには、積乱雲が発生・発達しやすい条件について考える必要があると述べた。積乱雲が発生・発達するには地形による強制上昇や前線等の水平風収束域に伴う上昇流などの外部強制力が必要で、気塊が周囲より暖くなる高度に達する必要がある。自由対流高度 (LFC) にまで達すると、気塊は外部強制力がなくても乾燥空気の貫入がなければ再び周囲の温度と等しくなる高度 (LNB) まで潜熱解放により積乱雲が発達し続ける。このように、LFC が存在し外部強制力があれば積乱雲は発生しうる。また積乱雲が発生しやすい条件は LFC が低いことである。温位エマグラムによると、相当温位が保存することから、LFC と LNB は持ち上げる気塊の相当温位と周囲の飽和相当温位のプロファイルの交点として見つけられる。持ち上げられる気塊の高相当温位が高くなるほど、LFC が低くなる。また上層・中層に寒気が入り込むと対流不安定が持続するのでより積乱雲が発達しやすくなる。すなわち、積乱雲が発生しやすい条件は下層の高相当温位が低く、水蒸気量が多いことであり、下層の相当温位で判断することができ、発達する条件は上層・中層に寒気が入り込むことである。

「平成 30 年 7 月豪雨」に対して多くの気象学者が解析を行っている。気象庁 (2018) は、この持続的な集中豪雨をもたらした要因を次の 3 つを挙げた (図 3)。一つ目は大量の水蒸気を含む 2 つの気流、太平洋高気圧の縁に沿った下層の湿った空気の流れ、東シナ海において積雲対流が活発になり生じた中層と下層の湿った空気の流れが西日本付近で持続的に合流したことである。二つ目は中層トラフがゆっくりと南東に沈み込んだこと、オホーツク海高気圧からの下層の冷たい空気が流れ込んだことによる梅雨前線の停滞、強化などによる持続的な上昇気流の形成である。三つ目は局地的に線状降水帯の形成である。

2 目的

この集中豪雨の総観規模における特徴は、決して津口 (2015) の統計的傾向から逸脱した現象ではなく、これまでの集中豪雨事例と類似性は確認できるものであると思われる。本研究ではこの集中豪雨に関する特徴を Ninomiya and Akiyama (1992) で述べられた梅雨前線の変動を把握するために必要な気団からの見方、加藤 (2007) で述べられた積乱雲が発生・発達しやすさからの見方を用いて解析する。また、本研究ではこの集中豪雨に寄与する水蒸気が多く収束した空気塊の輸送経路と起源を、Tanaka (1994) で示されたリアル火山灰追跡 (PUFF) モデルを応用し、後方流跡線解析を実装することで、時間別・場所別の違いを明らかにする。そして気象庁 (2018) が提示した要因の一つである「大量の水蒸気を含む2つの気流が西日本付近で合流した」について、この集中豪雨がなぜ過去の豪雨と比較しても前例のないほどであったかについての二点を考察する。

3 使用データ

GPV(GSM) 解析値

シミュレーションに使用するデータは気象庁の GPV(Grid Point Value) における GSM(Global Spectol Model) 解析値を使用する。

本研究では予測値は使用せず、各時間帯の初期値を使用した。また GPV(GSM) は本来鉛直層は 18 層であるが、100 hPa を超えるとグリッド間隔の拡大とともに、グリッド数が減少する。そのため、本研究では 100 hPa 以下の GPV(GSM) を利用した。気象要素の比湿は 300 hPa までしか含まれていないため、鉛直層数は 8 層となっている。詳細は表 1 の通りである。

使用期間	2018 年 6 月 20 日 - 2018 年 7 月 10 日
使用時間帯	00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC
領域	全球
モデル解像度	約 60 km
格子系	等緯度等経度 (格子数 720×361)
鉛直数	12 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100)
気象要素	$u(\text{m/s})$, $v(\text{m/s})$, $\omega(\text{Pa/s})$, $T(\text{K})$, $Z(\text{m})$, $q(\text{kg/kg})$

表 1: GPV(GSM) 解析値の使用情報

1km メッシュ全国合成レーダー GPV

気象庁が保有する全国 20 台の気象レーダーで観測したエコー強度 (レーダーで観測される換算降水高度)、エコー頂高度 (レーダーで観測される降水エコーの高さ) を 10 分間隔で提供している。本研究では GPV(GSM) の時間帯と同じ 6 時間ごとのデータを取得している。詳細は表 2 の通りである。

使用期間	2018 年 6 月 20 日 - 2018 年 7 月 10 日
使用時間帯	00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC
領域	東経 118 - 150 度, 北緯 20 - 48 度
格子系	等緯度等経度 (エコー強度 格子数 2560×3360 , エコー頂高度 格子数 1024×1120)

表 2: 1km メッシュ全国合成レーダー GPV の使用情報

GPM/DPR

全球降水観測 (the Global Precipitation Measurement: GPM) 計画の主要衛星が宇宙航空研究開発機構 (JAXA) と情報通信研究機構 (NICT) によって開発された二周波降水レーダー (the Dual-frequency Precipitation Radar: DPR) を搭載して 2014 年 2 月に打ち上げられた。GPM 計画は熱帯降雨観測 (the Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) の後継として行われているミッションで、高緯度を含めた全球の降水分布を把握することを目的としている。GPM の主要衛星による降水システムの 3 次元構造や降水粒子の観測と、各国が打ち上げた副衛星群の観測は 2014 年 3 月より実施しており、約 1 時間ごとの全球降水観測を可能にしている (JAXA, 2017)。GPM の主要衛星は極軌道衛星であり、高度 397km から 419km 間を約 7km/s で移動している。また地球の南端を観測した時刻を初期時刻、地球を 1 周回した時刻を最終時刻として、その間の時間で通過した軌道を 1 軌道と定義し、1 軌道ごとに観測データが JAXA のホームページ (<https://gportal.jaxa.jp/gpr>) にて公開されている。

GPM に搭載されている DPR は二つのマイクロ波、Ka バンド (35.55 GHz) と Ku バンド (13.6 GHz) を発信し、降水粒子に散乱され戻ったレーダー波の受信強度を計測している。周波数が小さいレーダー波ほど降水粒子に対して減衰しにくい特徴がある。そのため Ku バンドは、TRMM での熱帯と中緯度での典型的な豪雨を観測するのに適していると証明されており、一方で Ka バンドレーダーは高緯度の弱い雨や雪を観測するのに適しているといわれている (Hou et al. 2008, 2014)。DPR の重要性は他の受動型観測装置では得られない物理量をレーダーデータから推定できることにある。Ku バンドと Ka バンドを同時に観測することで、降雨構造や降雨強度、雨滴粒径分布 (DSD)、レーダー波の減衰経路積分値を推定することが可能である (JAXA, 2017)。本研究で使
用した GPM/DPR データの詳細は以下の通りである。NS と MS はそれぞれの周波帯のデータで、HS は二つの周波から得られたデータである。

使用期間	2018 年 6 月 20 日 - 2018 年 7 月 10 日
領域	日本周辺を抜粋
使用バンド	Ku バンド (NS), Ka バンド (MS, HS)
観測鉛直分解能	Ku バンド (NS) = 250m Ka バンド (MS) = 250m, Ka バンド (HS) = 125m
要素	減衰補正済みのレーダー反射因子の 3 次元分布 (zFactorCorrected), 地表面における降水強度 (precipRateESurface)

表 3: GPM/DPR の使用情報

AMeDAS

本研究では、気象庁 (2018) で使用されていた 11 地点の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) のデータを取得した。詳細は以下の通りであり、11 地点を図 (4) に示している。

使用期間	2018 年 6 月 - 2018 年 7 月
使用要素	日降水量 (mm)
地点	岐阜県 ひるがの, 京都府 坂浦, 兵庫県 後川, 岡山県 恩原, 広島県 内黒山, 鳥取県 智頭, 愛媛県 成就社, 高知県 魚梁瀬, 福岡県 早良脇山, 長崎県 雲仙岳, 佐賀県 北山

表 4: AMeDAS の使用情報

地上天気図及びひまわり 8 号

本研究では気象庁が提供している地上天気図と、高知大学気象情報頁 (<http://weather.is.skochi-u.ac.jp/>) により取得できるひまわり 8 号による赤外雲画像を使用した。ひまわり 8 号による赤外放射線図は可視画像ではないので、エコー頂高度と同様に雲頂高度の把握が期待できる。

4 PUFF モデルの概要

4.1 基本方程式

一般的な火山灰追跡モデルは汚染物質拡散モデルを火山灰に応用したものである。大気中に浮遊する汚染物質の動向を記述するためには、Euler 的な見方と Lagrange 的な見方の 2 通りが考えられる。Eulerian 方程式で表示すると、火山灰の動向を示す連続方程式は以下の通り計算される。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\nabla \cdot q\mathbf{V} - \frac{\partial}{\partial p}q\omega + K_H\nabla^2 q + g^2\rho K_V\frac{\partial^2 q}{\partial p^2} - g\frac{\partial \mathbf{G}}{\partial p} + S \quad (1)$$

ここで、 q は火山灰の混合比で、時間と場所の関数として与えられる。 ρ は平均空気密度、 g は重力加速度、 K_H 、 K_V はそれぞれ水平方向、鉛直方向の拡散係数、 \mathbf{G} は重力落下フラックス、 S は火山灰の供給と消失である。火山の噴火の過程では供給にあたり、蒸発等により大気中から消滅する過程は消失にあたる。それに対して、重量落下により地上に到達する過程や噴火した火山領域から流れていく過程は、境界を超える収支で表され、供給、消失とは区分される。火山灰の水平、鉛直方向の移動は右边第 1、2 項の水平、鉛直フラックス収束によって表現される。また、水平、鉛直の乱流混合の過程は右边第 3、4 項の水平、鉛直拡散過程によって表現される。一般に拡散係数は場所の関数である。

4.2 PUFF モデル

リアルタイム火山灰追跡予測 (PUFF) モデルは、Tanaka(1994) によって開発され、汚染物質拡散モデルを火山灰に応用したものであり、三次元 Lagrangian 方程式系のモデルが元となっている。PUFF モデルの 3 次元空間における粒子位置は、風による輸送、乱流による拡散、重力落下によって決定される。時間間隔を Δt とすると、ある時間 t から Δt 秒後の粒子の位置ベクトルは以下のように計算される。

$$\mathbf{r}_i(t + \Delta t) = \mathbf{r}_i(t) + \mathbf{V}\Delta t + \mathbf{Z}\Delta t + \mathbf{G}\Delta t \quad (t > 0) \quad (2)$$

ここで、 i は各々の粒子に与えられた番号、 $\mathbf{r}_i(t)$ は時間 t における i 番目の粒子の位置ベクトル、 $\mathbf{V}=(u,v,w)$ は粒子を運ぶその地点での風ベクトル、 $\mathbf{Z}=(Z_h, Z_h, Z_v)$ は標準偏差 (c_h, c_h, c_v) の三次元ガウス分布に従う乱数ベクトル、 \mathbf{G} はストークスの法則によっ

て求められる重力落下ベクトルを表す。

PUFF モデルによるシュミレーション結果を緯度 (θ)、経度 (λ) で表すために、風ベクトル $\mathbf{V}=(u,v)$ は直交座標系を球面座標系に変換し、単位をラジアン (rad) に変換する必要がある。風ベクトル $\mathbf{V}=(u,v)$ の単位変換は以下のように計算される。ここで A ($=6371220$) は地球の半径 (m) である。

$$u = \frac{dx}{dt} = A \cos \theta \frac{d\lambda}{dt}, \quad v = \frac{dy}{dt} = A \frac{d\theta}{dt} \quad (3)$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = \frac{u}{A \cos \theta}, \quad \frac{d\theta}{dt} = \frac{v}{A} \quad (4)$$

風による火山灰輸送及び風データの内挿

輸送による火山灰の移動を計算するために、式 (2) の風ベクトル \mathbf{V} には 2 次元の風データを導入する。GPV(GSM) 解析値を用いる場合は、時間間隔が 6 時間、空間間隔が水平方向で約 60km 程度あるため、cubic spline 補間・線形補間を用いて内挿する。時間間隔は cubic spline 補間で 6 時間間隔が 3 時間間隔になり、線形内挿で 3 時間間隔が 5 分間隔になる。

拡散

実際の大気では乱流が発生しており、粒子は小さなスケールでの振動によって拡散する。しかし、導入する風データは解像度が大きいため小さな乱流の渦を取り入れることができない。そのため、PUFF モデルでは三次元ガウス分布に基づく乱数ベクトルを与えて拡散を表現している。これは式 (2) の \mathbf{Z} 項にあたる。拡散過程では Eulerian 拡散方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = K \nabla^2 q \quad (5)$$

ここで、 K は拡散係数、 q は火山灰混合比を表す。簡略するために、1 次元 x 軸のみを考えると、原点に汚染物質がある拡散方程式の解は

$$q(x, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K t}} \exp\left(-\frac{x^2}{4 K t}\right) \quad (6)$$

で表される。この解は標準偏差 σ が次式で与えられるガウス分布を表している。

$$\sigma = \sqrt{2 K t} \quad (7)$$

この式から σ で表される火山灰の広がり は時間 t に比例することが分かる。Lagrangian 方程式で表される random walk process は次のように定義される。

$$\begin{cases} r(0) = 0 \\ r(t + \Delta t) = r(t) + z(t)\Delta t \end{cases} \quad (8)$$

ここで、 $r(t)$ は火山灰の位置であり、 $t=n\Delta t$ ($n = 1, 2, \dots, N$) である。 $z(t)$ は標準偏差 c 、平均 0 の正規乱数である。random walk process では、 $r(t)$ の標準偏差が次式で表される。

$$\sigma = c\sqrt{t\Delta t} \quad (9)$$

この Lagrangian 方程式の σ を式 (7) の Eulerian 方程式の σ と比較すると、拡散係数 K と拡散速度 c の関係は次式で表される。

$$c = \sqrt{\frac{2K}{\Delta t}} \quad (10)$$

この式から、拡散速度 c は拡散係数 K と Δt に依存していることが分かる。拡散係数 K は風や粒径に依存せず、経験的に選出される。したがって、拡散係数 K は衛星画像などの観測結果と PUFF モデルのシミュレーション結果と比較して、事例に応じて最適化を行わなければならない。

重力落下

煙粒子の重力に落下は式 (2) の \mathbf{G} 項で与えられている。この終端速度 G は以下の計算から求められ、煙粒子の粒径に依存している。物体が落下する時は、排除される静止流体の体積の運動量である慣性力が働き、それは物体の速さの 2 乗に比例する。

$$F = m\frac{v}{\tau} = a_2|v|^2 \quad (11)$$

ここで、 τ は重力加速度と終端速度からつくられる特徴的時間、 a_2 は定数である。さらに、落下物のサイズが小さいときは静止物体の粘性のために物体に接している流体は物体とともに運動する。このときに働くのが粘性力であり、落下する物体の速さに比例する。下式の a_1 は定数である。

$$F = m\frac{v}{\tau} = a_1|v| \quad (12)$$

また観測事実から雨粒や雹の終端速度は、 $r > 600 \mu m$ では慣性力に、 $r < 40 \mu m$ では粘性力に比例すると知られており、その間の慣性力、粘性力がともに働く領域に関しては以下の式で統合している。

$$\frac{v_t}{v_0} = \frac{r_0}{r} \left[\left\{ \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 + \frac{1}{4} \right\}^{\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} \right]^{\frac{3}{2}} \quad (13)$$

ここで、 v_t は終端速度、 v_0 は速度の次元を持つ定数、 r_0 は長さの次元を持つ定数である。ただし、本研究では拡散と重力落下の物理過程は用いていない。

5 解析手法

5.1 後方流跡線解析

本研究では前章で説明した PUFF モデルを応用して後方流跡線解析を実装する。後方流跡線解析とは気塊の輸送経路を知る手法として用いられ、ある時間における観測地点の空気塊を気象データをもとに一定の時間毎にその位置をさかのぼって行き、輸送経路を推定する方法である (鳥山 2005)。

本研究の後方流跡線解析では、降水イベント「平成 30 年 7 月豪雨」の気塊を粒子として仮想的に与え、PUFF モデルで使われている乱流による拡散、重力落下を考慮しない。そのため式 (2) の \mathbf{Z} 項、 \mathbf{G} 項を除外し、時間をさかのぼるため t に負の値を導入する ($t = 0$ は初期時刻である)。したがって、最終的に次式のように表される。

$$\mathbf{r}_i(t + \Delta t) = \mathbf{r}_i(t) + \mathbf{V} \Delta t \quad (t < 0) \quad (14)$$

ここで、 i は各々の粒子に与えられた番号、 $\mathbf{r}_i(t)$ は時間 t における i 番目の粒子の位置ベクトル、 $\mathbf{V} = (u, v, w)$ は粒子を運ぶその地点での風ベクトルを表す。

風データ

本研究では、PUFF モデルと同様に GPV(GSM) 解析値を用いる。GPV(GSM) 解析値は、時間間隔が 6 時間、空間間隔が水平方向で約 60km 程度あるため、cubic spline 補間・線形補間を用いて内挿する。時間間隔は cubic spline 補間で 6 時間間隔が 3 時間間隔になり、線形内挿で 3 時間間隔が 5 分間隔になる。

5.2 鉛直風の取り扱い

PUFF モデルでは 2 次元の風データを導入していたが、本研究では 3 次元の風データ、鉛直風データの導入を試みた。GPV(GSM) のデータセットに含まれている鉛直 p 速度 ω の単位は Pa/s であるため、水平風ベクトルと同様に m/s に変換する必要がある。鉛直 p 速度 ω と鉛直速度 w の関係は次式で表される。

$$w = \frac{-R \times T}{100 \times P \times g} \times \omega \quad (15)$$

ここで、 $R(= 287.04)$ は乾燥空気の気体定数 ($J/K \cdot mol$)、 T は気温 (K)、 P は気圧面 (hPa)、 $g(= 9.80616)$ は重力加速度を表している。この関係式により、鉛直 p 速度は Pa/s から m/s へ変換される。

本研究対象の「平成 30 年 7 月豪雨」に対して鉛直風を入れた 3 次元の風データを式 (14) に導入してみると、GPV(GSM) の鉛直風は現実大気よりも強く反映され、粒子が地中に潜りデータの信憑性を疑う結果を出力した。GPV(GSM) のデータセットは 6 時間毎にその時刻の瞬間値を配信している。本研究ではそのデータセットを内挿することで最終的に 5 分間毎で後方流跡線解析の計算を行っている。鉛直 p 速度も例外ではなく瞬間値で配信されているが、鉛直 p 速度は特に時間変動のスケールが小さいため、6 時間間隔の結果を 5 分間隔に内挿することはデータの特性状、正しい処置とは言い難い。また GPV(GSM) は静力学平衡を仮定したモデルであり、鉛直 p 速度はグリッド間隔 60km で連続の式から診断的に求められる値であるので重ねて注意する必要がある。粒子が地中に潜らないよう、地面に対して境界条件を加える・鉛直風をグリッド平均してみるなどの対策を考えた。しかし、鉛直風に掛かるノイズはエネルギー周波数が小さくなるほどノイズが大きくなるブルーノイズであると考えられるので、式 (14) に導入する GPV(GSM) の風データは鉛直風を除いた 2 次元データにした。

また、後方流跡線解析の粒子の高度動向を探る方法には鉛直風の導入のほかに、等温位面解析を用いる場合がある。本研究対象の「平成 30 年 7 月豪雨」は梅雨前線が大きく関わり、潜熱解放が活発に生じ断熱過程が仮定できないため、こちらの方法も適していない。以上の理由から、本研究においては鉛直方向を考慮しない等圧面上の動向のみを探ることに着目した。

描画

解析結果は、THE GMT-SYSTEM Ver.3.3.4 (Wessel et al. 2000) を使用して描画した。

6 「平成30年7月豪雨」の一般解析

6.1 総観場と降水の状況

この節では「平成30年月豪雨」期間中の地上天気図、ひまわり8号による赤外線放射線図、気象庁合成レーダーエコー強度及びエコー頂高度を示し、期間中の降水分布などの一般的な概要を整理する。地上天気図は図(6-9)、ひまわり8号による赤外線放射線図は図(10-13)、気象庁合成レーダーエコー強度は図(14-23)、エコー頂高度は図(25-34)に載っている。

6月28日

北海道の東海上の低気圧から寒冷前線が岩手県を通り北陸地方を経て日本海に延びており、途中から梅雨前線になっている。0時には黄海に低気圧があるが、6時には消滅している。12時には青森県付近の梅雨前線上が少し盛り上がる、キンクができていく。降水分布は18時が特に顕著で、北九州付近と北海道付近で強い降水帯を確認できる。降水帯の雲頂高度は北九州が高く、北海道は北九州と比較すると低かった。

6月29日

梅雨前線が東進する低気圧の寒冷前線から切り離され、また太平洋高気圧の勢力が大きくなったことで日本海上に北上した。北海道北東部ではオホーツク海高気圧、沖縄県南部では台風7号が確認できる。降水分布は梅雨前線の形状と同様に傾斜し、0時では日本海上で確認された。6時以降は梅雨前線の位置と降水分布は重ならず、西日本を斜めの降水帯が覆っていた。降水帯の雲頂高度は0時では北九州に、6時では四国東部・京都付近、12時では長野付近で高い地点があった。

6月30日

太平洋高気圧の勢力がさらに大きくなり、所々で猛暑日を記録した。前日確認されたオホーツク海高気圧と台風7号の動向に注目してみると、オホーツク海高気圧は南下し、台風7号が徐々に北上していた。梅雨前線は前日と変わらず日本海に停滞しており、これに伴い降水分布は北九州で確認された。北九州上の降水帯の雲頂高度を見ると、高い値を記録している。

7月1日, 7月2日

太平洋高気圧の勢力は7月1日から7月2日にかけてピークで、7月2日後半に勢力が衰退した。その期間中は梅雨前線は日本海上で停滞していた。オホーツク海高気圧が南下し寒気移流が強かったことで梅雨前線が北海道東海にまで延びた。台風7号は沖縄を通過し、九州南部に上陸した。降水分布は梅雨前線が掛かった北海道と台風7号が上陸した九州南部で確認できる。降水帯の雲頂高度は北海道では梅雨前線起因の降水のため低く、九州付近では台風7号起因のため高かった。赤外放射線図を見てみると台風7号と梅雨前線の雲がつながり、くの字の雲帯を形成していることが確認できた。

7月3日

台風7号が九州に上陸後、日本海へと北上していく。台風7号が暖気を運んだことにより、暖気成分の勢力が増し、梅雨前線の西側が北上した。一方で北海道東海にオホーツク海高気圧があるので梅雨前線の東側では寒気成分の勢力が増すので南下した。そのため、北海道で盛り上がった梅雨前線が形成されている。また太平洋高気圧の勢力がピークを過ぎたことで関東からの後退し、加えてオホーツク海では新たに高気圧が生じていた。降水分布は前日に続いて九州で台風7号起因の降水と北海道で梅雨前線起因の降水が確認された。雲頂高度は前日と同じような特徴を示していた。

7月4日

台風7号は北上後、15時に日本海で温帯低気圧となり、その温帯低気圧から延びた温暖前線と北海道で盛り上がっていた梅雨前線の西側とマージした。6月29日にオホーツク海で発生した高気圧は南下してきて太平洋方向に東進していった。7月3日に生じたオホーツク海高気圧は前日と位置は変わらずに停滞している。期間中における一度目のオホーツク海高気圧は7月2日に最も北海道東海まで南下した。6月29日の降水分布は温帯低気圧化した台風7号による北日本で確認できるものと沖縄付近で確認できる。降水帯の雲頂高度は7月2日あたりの台風7号の雲頂高度と比較すると低かった。

7月5日

前日に温帯低気圧となった台風7号から延びる温暖前線と以前から北海道に停滞していた梅雨前線がマージした。7月5日では新たに九州の西海に生じた梅雨前線がもう一方の寒冷前線とマージしたことで、温帯低気圧の水平スケールが日本を覆う並みの規模となった。また、新たに青森県付近に台風7号だった温帯低気圧から分離し低気圧が

生じて、12時に消失した。温帯低気圧の中心が東進することで前線の傾斜が緩くなり、午後には梅雨前線が中国大陸東部から日本東海にまで東西に延び、典型的な梅雨の気圧配置が確認できた。降水分布は、7月5日00時の段階では日本海と中国地方に二つの降水帯があることが分かる。その後、日本海にある北側の降水帯が南下し、南側の降水帯と合流したことで、九州から関東まで覆う水平スケールが約750kmもの降水帯を形成していた。降水帯の雲頂高度は降水帯が合流した瀬戸内海付近で所々高かった。

7月6日

梅雨前線は前日と変わらず中国大陸から日本の東海にかけて東西に長く延びており、12時に鳥取県付近で梅雨前線上にキンクができていた。7月3日に生じたオホーツク海高気圧は徐々に北海道の北側まで南下し、12時に西日本に最も近づいた。降水分布は変わらず大きい水平スケールの降水帯が西日本を覆っている。12時には梅雨前線上にキンクができたことで降水帯が傾斜した。降水帯の雲頂高度は前日と同じ特徴を持っていた。7月5日から7月6日にかけての二日間が降水分布の水平スケールが期間中一番大きかった。

7月7日

前日に梅雨前線上で鳥取県付近にキンクができていたが、7月7日より発達し低気圧が形成された。形成された低気圧の中心は北陸地方に北進し、東北地方の西地域へ移動した。またオホーツク海高気圧は前日までは北海道に向かって南下のみだったが、7月7日になると南下ではなく東進した。

7月8日

7月8日になると梅雨前線上のキンクから発達した低気圧が消失し、梅雨前線が九州・四国から東北地方に延びる形をとった。降水分布は前日と同じ西日本を覆っていたが、降水ピークが6時に終わって、その後はまばらな降水帯のみしか見られなくなった。降水帯の雲頂高度は瀬戸内海付近の降水帯が特に高かった。

AMeDASにおける日別積算降水量

図(5)は、6月28日から7月8日にかけてのAMeDASの11地点で観測された日降水量を積算を示している。期間中で最も降水が多かった7月6日は合計で3000mmを

記録している。次いで7月5日, 7月6日, 7月7日では合計 1000 mm、それ以前の6月28日, 7月3日, 7月4日では 500 mm を記録した。

今回の豪雨期間において、気象庁全国合成レーダーエコー強度の図やアメダスの11地点における日別積算降水量から7月5日から7月7日にかけてが降水ピークだった。

6.2 GPM/DPR

次に GPM/DPR によって観測された「平成 30 年 7 月豪雨」の特徴について見ていく。GPM/DPR の観測データは、全国合成エコー強度及びエコー頂高度の観測データよりも高い空間分解能、特に鉛直方向における降水強度を二周波の周波別のマイクロ波を放射することで鉛直分解能 125m を可能にしている。GPM/DPR は高い空間分解能を持つが、GPM 計画の極軌道主要衛星に搭載されているので、特定の地域における連続した観測データ、つまり高い時間分解能は期待できない。

GPM/DPR が「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における西日本付近の強い降水帯を観測した時間帯は、2018.6.29.12-13 UTC, 2018.7.4.1-2 UTC, 2018.7.5.9-10 UTC, 2018.7.7.0-1 UTC の 4 つであった。各時間帯の経路図と地上降水強度を図 (35) に表す。GPM/DPR における観測データの地上降水強度分布図と全国合成レーダーエコー強度の図が概ね一致していることから両者のデータの信頼性を確かめることができた。GPM/DPR で捉えた各時間帯の降水分布を整理する。6月29日12時においては四国南海の降水分布を捉えており、7月4日1時においては日本海上の台風7号と台湾東海の降水分布を捉えている。7月5日9時においては岐阜県付近で「平成 30 年 7 月豪雨」期間中の主要降水バンドを捉え、7月7日0時においては梅雨前線にキンクができて形成された低気圧から延びる寒冷前線によりもたらされた京都や四国東部の降水分布を捉えている。

捉えた降水帯の観測データを見ていく。GPM/DPR で捉えた観測データで作成した図の見方を6月29日12時に捉えた四国南海の降水帯 (図 36) で説明する。上図は地上降水分布を示し、下図は上図の赤線を断面にしたレーダー反射因子の3次元分布を示している。今回使用したバンド帯は GPM/DPR の観測走査幅を 25 層に分けて観測データを出力している。どの時間帯の降水帯も 9,12,15,18 層目を掲載している。下図の横単位のグリッド番号は進行方向に向け増えていくので各時間帯で極衛星が北進するときと南進するときがあるので、図の見方に注意をしてほしい。レーダー反射因子の3次元分布によると、四国南海の降水帯は雲長高度約 15km であったことが確認できた。15層目では雲頂高度が一度下がっており、二つの発達した降水帯があったことが分かった。同様にして残りの3つの時間帯の降水分布を解析していく。7月4日1時には日本海上

で二つの降水帯を捉えていた (図 37)。台風 7 号が温帯低気圧化したのは 7 月 4 日の 15 時であるので捉えた降水帯は台風 7 号によるものであった。この二つある南側の降水帯の雲頂高度は二つの高度ピークを持ち、南側が高度 10 k m にピークを持ち、北側が高度 15 k m ほどであった。二つある北側の降水帯の雲頂高度も 15 k m 程度であり、二つある降水帯の南側の北寄りの降水帯と北側の降水帯が同じ雲頂高度特徴を持っていることが分かった。次に、7 月 5 日 9 時においては岐阜県付近で「平成 30 年 7 月豪雨」期間中の主要降水バンドを捉えていた (図 37)。12 層目のレーダー反射因子の 3 次元分布を見てみると、雲頂高度が 3 つのピークを持っており、雲頂高度が約 15km を記録した。最後に 7 月 7 日 0 時においては梅雨前線にキंकができて形成された低気圧から延びる寒冷前線によりもたらされた京都や四国東部の降水帯を捉えていた (図 39)。水平スケールが大きく、12 層目のレーダー反射因子の 3 次元分布を見てみると 4 つの雲頂高度ピークを持っていた。雲頂高度は高いところで約 18km を記録した。また捉えたどの時間帯の降水帯も高度 10km 以下で高い降水強度を観測していた。

6.3 梅雨前線と集中豪雨

前章までから、この集中豪雨期間の特徴として梅雨前線はもちろんのこと、台風 7 号、太平洋高気圧の張り出し、オホーツク海高気圧の南下など多くが挙げられた。前節でひまわり 8 号による赤外放射線図や気象庁全国合成レーダーエコー頂高度、GPM/DPR から期間中は常時雲頂高度が約 15km に達するものもあり、また同じ降水帯の中でもいくつかの雲頂高度ピークを持っていたことが分かった。したがって、今回のような集中豪雨は、通常の梅雨前線でよく形成される雲頂高度の低い比較的穏やかな降雨をもたらす乱層雲ではなく発達した複数の積乱雲によりもたらされ、それらの積乱雲が階層構造を持つことで線状の降水帯を形成したと示唆された。今回の事例も加藤 (2007) で述べていたように、豪雨と梅雨前線を結び付けるには積乱雲が発生・発達する条件について考える必要がある。

これらのことから、梅雨前線と豪雨が結びついた事例では、原因はいかに積乱雲が発生しやすかったかに帰着する。そこで期間中の積乱雲が発生しやすい条件の下層の高相当温位の流入と気塊を LFC まで上昇させる外部強制力を確かめるために期間中の水蒸気フラックスと積乱雲が発達しやすい条件の上層・中層の寒気流入を確かめるために 300,500 hPa の高度場と相対湿度を出力した。

下層の高相当温位の流入

積乱雲を発生させる下層の高相当温位の流入と外部強制力が期間中存在していたかどうかを確かめるために、期間中の日本南海を中心とした下層の 925 hPa と 1000 hPa の水蒸気フラックスを出力した (図 40 - 49)。水蒸気フラックスを見る理由は下層の高相当温位の流入の特徴を捉えることができ、また同時に気塊を LFC まで上げる外部強制力に当たる収束域の形成を見られることを期待したからである。今回の期間中に当たる収束域の形成は気象庁 (2018) の要因で挙げられているように、太平洋高気圧から沿ってくる風と東シナ海からくる二つの気流が合流したことによるものと思われ、そのことも踏まえて解析していく。6 月 28 日から 30 日にかけて、925 hPa では太平洋高気圧に沿った気流と東シナ海からの気流が西日本付近で合流し収束域を形成していたことが分かった。一方で 1000 hPa では東シナ海からの気流はあまり見られず、太平洋高気圧からの南西気流が西日本に流入していた。7 月 1 日から 2 日にかけては水蒸気フラックスの進路決定は台風 7 号が大きく寄与していた。太平洋高気圧から沿ってくる気流と東シナ海からの気流が台風 7 号の東側に限定して合流したため、特に九州や四国、紀伊半島に限定して下層にたくさん的高相当温位の流入が確認された。7 月 3 日も前日と同様に台風 7 号は九州付近まで北上したが、水蒸気流入は台風 7 号の東側に二つの気流が合流し、特に四国や中国地方にたくさん的高相当温位の流入が確認できた。7 月 4 日の台風 7 号が日本海に北上した後は、太平洋高気圧の沿った気流と東シナ海からの気流の合流による下層の高相当温位の流入が、特定の地域に限定されずに九州から紀伊半島までと東西に広く確認できた。加えて、台風 7 号が北上した影響で台風の西側の北西風が加わったことで北からの水蒸気の流入が確認された。7 月 5 日も太平洋高気圧の沿った気流と東シナ海からの気流、温帯低気圧化した台風 7 号からの北西風からの水蒸気の流入が確認された。7 月 6 日は温帯低気圧化した台風 7 号が東北地方を東進していったことで、西日本への北からの水蒸気の流入は止まると思われたが、代わりにオホーツク海高気圧が南下してきたことで、7 月 4 日からと同様に 3 方向からの水蒸気の流入が確認された。7 月 7 日も前日と変わらない同様に 3 つの気流からの水蒸気の流入が確認された。7 月 8 日以降はオホーツク海高気圧が南東に進むことで北側からの水蒸気の流入が減り、太平洋高気圧に沿った気流と東シナ海からの気流、二つの気流からの水蒸気の流入が確認された。下層へ的高相当温位の流入は期間中常時見られ、気塊を LFC まで上げる外部強制力に当たる収束域の形成強度は気流の合流数であると考え、6 月 28 日から 7 月 3 日までは太平洋高気圧に沿った気流と東シナ海からの気流の二つであったが、7 月 4 日から 7 月 7 日にかけては前日までの二つの気流と北側からの気流の 3 つであり、7 月 8 日以降は北側の気流がなくなり二つの気流のみ

となった。

以上のことから、下層の高相当温位の流入と気塊を LFC まで上げる外部強制力、収束域の形成からの積乱雲形成の観点からみると 7 月 4 日から 7 月 7 日、北九州・四国・中国地方にかけて積乱雲が発生しやすかった条件であったことが分かった。

期間中のトラフの変動

次に期間中の上層 (300 hPa)、中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度の変動について見ていく (図 50 - 54)。高度場と相対湿度の図の見方は上図が 300 hPa、下図が 500 hPa で、コンターが高度場、シェードが相対湿度を表している。積乱雲が発達しやすい条件は寒気の流入による対流不安定であるためトラフがより西日本周辺まで沈みこんでいるかどうかが見るべきポイントとなる。6 月 28 日では上層と中層ともにトラフが黄海に沈み込んでいる。梅雨前線は温度勾配はそれほど見られず、水蒸気勾配が大きいと言われているが、上層と中層でも天気図の梅雨前線と一致した場所に多水蒸気量地域を確認できる。6 月 29 日から 30 日において、高度 5800m 線は前日まで東西に延びていたが太平洋高気圧の張り出しが強くなることで北に励起し、トラフが朝鮮半島付近でリッジが北海道付近の形に移行した。7 月 1 日では上層が分かりやすいが、朝鮮半島付近のトラフの沈み込みが急になったが、トラフの沈み込み位置は変わらずに黄海上だった。7 月 3 日になると台風 7 号が九州付近まで北上してきたことで高度 5800m 線が九州を覆うところまで下りてきた。そして台風が北東に進むのと同時に黄海にあったトラフの沈み込み域も同じく東にずれていった。台風が温帯低気圧化した 7 月 4 日ではトラフの沈み込みの角度は浅くなったが、高度 5800m 線は九州北部と深いところにあるままで全体に寒気が下りてきた。その後、上層が分かりやすいがチベット高気圧の勢力が拡大し、トラフが 7 月 6 日にもう一度少し深くなった。そして 7 月 7 日の 6 時以降は太平洋高気圧の勢力が再び拡大し、高度 5800 m 線は北上した。加えて乾燥気団が西日本に入り込んでいることから対流活発が抑えられると考えられる。

以上のことから、上層・中層トラフの沈みこみの観点からみると 7 月 3 日から 7 月 6 日にかけて積乱雲が発達しやすかった条件であったことが分かった。

7 後方流跡線解析

この章では、前章で読み取れた積乱雲が発生・発達しやすかった7月3日から7月7日、北九州・四国・中国地方に仮想粒子を配置し、等圧面後方流跡線解析を行った。後方流跡線解析は初期座標に侵入してきた空気塊の質量が保存されると仮定してラグランジュ的に追いついた結果であるため、水蒸気量の増減や降水の有無などについては言及することができない。また今回導入する風データは鉛直風を除いた水平風データなので、等圧面上のみの動きを把握することとなるので注意してほしい。そのため今回の解析で期待できる結果は、初期座標に流入してきた空気塊の質量が保存されていたと仮定した等圧面進路経路図である。

7.1 モデルの性能確認

今回作成したモデルは Tanaka (1994) で示された FORTRAN77 の PUFF モデルを参考にして、Fortran90 で重力項と拡散項を除いて作成したものである。性能確認の事例として、Tanaka and Iguchi (2016) で示された 2015 年 5 月 29 日 9 時 59 分の口永良部島火山噴火の火山灰輸送シミュレーションを行った。この火山灰輸送は対流圏下層と上層での風向きが違うことで高度により輸送方向が違ったことが特徴として挙げられる。図 (55) の上図が Tanaka and Iguchi (2016) で示された図で、下図が今回作成したモデルで行ったシミュレーション結果である。対流圏下層では火山灰は西進し、対流圏上層では東進していることがどちらの図でも表されている。作成したモデルでは拡散項と重力落下項が除いてあること、粒子の初期座標や粒子数の設定に若干の差異があることによって Tanaka and Iguchi (2016) で示された火山灰輸送シミュレーションの結果と比べて少くない違いが見られるものの、対流圏下層と上層の粒子輸送を上手く捉えているので作成したモデルは確かな精度は持っていると考えた。後方流跡線解析では、この作成したモデルに対して時間をさかのぼるため式 (14) の t の値を負にしている。

7.2 時間別の後方流跡線解析

はじめに仮想粒子を積乱雲が発生・発達しやすかった北九州・中国・四国を網羅できるように広島を中心に経度方向に 300 km、緯度方向に 150 km の範囲で 200 個を一樣に配置し、各日付の 0 時・12 時・18 時を初期値にして 3 日間の後方流跡線解析を行った。結果は 32 ステップ、90 分間隔で出力している。仮想粒子の初期座標の高度は 850・

925・1000 hPa に分けて行い、特に断わりがない限り 925 hPa 高度での結果について言及している。図はコンターが経路、プロットが経過時刻である。

7月3日初期値

7月3日の結果について、図(56 - 58)を用いて説明する。0時初期値に西日本に流入してきた気塊は太平洋高気圧に沿った気流に乗ってきていた。12時初期値ではやや拡散したものの大方が0時初期値の経路、太平洋高気圧からの気流に乗ってきており、細かく地域別に見てみると、北九州の西側に流入してきた気塊は東シナ海・フィリピン海上からの気流に乗ってきていた。18時初期値では0時初期値の経路傾向と12時初期値の九州の西に流入してきた気塊の経路傾向が五分五分に反映された形になった。初期座標が西ほど東シナ海・フィリピン海からの気流、東ほど太平洋高気圧からの気流が多いことが分かった。また北九州に配置した粒子は低気圧性回転を経由した太平洋高気圧からの流入経路をであったことが分かった。

この結果から7月3日は午前の時間帯に西日本に流入してきた気塊は太平洋高気圧からの気流によるものが多く、午後の時間帯に流入してきた気塊は太平洋高気圧からの気流と東シナ海・フィリピン海からの気流の両方であったことが分かった。

7月4日初期値, 7月5日初期値

同様の特徴を持っていた7月4日と7月5日の結果をまとめて、図(59 - 64)を用いて説明する。7月4日に西日本に流入してきた気塊は7月3日の結果とくらべて太平洋高気圧からの気流の流入の仕方が大きく変わっていた。0時初期値に西日本に流入してきた気塊は、多くが東シナ海・フィリピン海上からの気流であった。そんな中北九州に流入してきた気塊の経路は東シナ海上で低気圧性回転をし、太平洋高気圧からの気流に乗ってきていた。7月3日18時初期値で西日本に流入してきた気塊は東ほど太平洋高気圧に乗ってきた気流で西ほど東シナ海・フィリピン海からの気流であったが、この時間帯に配置した粒子では低気圧性回転を経由しているものの逆の傾向が見られた。12時と18時初期値に流入してきた気塊では、多くが低気圧性回転をして西日本に流入していた。中でも東シナ海上で低気圧性の風系につかまった気塊は太平洋高気圧からの気流から、南シナ海で低気圧性の風系につかまった気塊はフィリピン海上の気流から流入していることが分かった。南シナ海上で低気圧性の風系につかまった気塊は、その後東シナ海の南西風気流に乗って西日本に流入してきた。一方で東シナ海上で低気圧性の風系につかまった気塊は西風で西日本に流入してきた。また、低気圧性の風系につかまらなかった気塊は東シナ海上からの気流に乗ってきていた。7月5日も同様な

経路図を示し、東シナ海上からの気流に乗ってきた気塊が多い中で、東シナ海上で低気圧性の風系につかまった気塊は太平洋高気圧からの気流、南シナ海付近で低気圧性の風系につかまった気塊はフィリピン海上からの気流に乗ってきていた。

この結果から7月4日から7月5日にかけて西日本に流入してきた多くの気塊は低気圧性回転を経由していた。この二日間は大方の粒子が東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきており、太平洋高気圧からの気流に乗ってきた気塊は直接西日本に流入するのではなく低気圧性回転を経由して東シナ海上から西風で流入してきていたことが分かった。

7月6日初期値, 7月7日初期値

次に7月6日と7月7日の結果について、図(65 - 78)を用いて説明する。7月4日と7月5日の二日間で西日本に流入してきた気塊は低気圧性回転する経路が大半を占めていたが、7月6日以降はその経路傾向は見られなくなった。7月6日と7月7日の二日間で見られた特徴は、北風成分の経路が含まれていたことと高度別で卓越していた気流が異なる時間帯があった。0時初期値の925 hPaに流入してきた気塊は、北九州と四国においてフィリピン海からの気流に乗ってきていたのに対して、中国地方に流入してきた気塊は一度、北東の北陸地方を経由して、フィリピン海から流入してきたことが分かった。1000 hPaでは中国地方に流入してきた気塊の経路傾向が、大方の西日本に流入してきた気塊の経路となり、はじめの時間帯は東風の気流にのり、その後は低気圧性の北西風気流と太平洋高気圧からの気流に乗ってきことが分かった。850 hPaに流入してきた気塊は日本海側からの経路は出力されなかったものの、はじめの時間帯は若干の北風成分が確認されていた。12時と18時初期値の1000・925・850 hPaに流入してきた気塊も同様な特徴を持つ経路だった。7月7日0時初期値の925 hPaに流入してきた気塊は7月6日初期値の結果と似たような傾向を示していたが、北東方向から流入してきた気塊が多くなっていた。7月6日と比べて特に違う結果を出力したのが1000 hPa高度に流入してきた気塊経路で7月7日に流入してきた気塊は低気圧性の北西風ではなく、北東風の気流に乗ってきていた。同様に7月7日12,18時初期値の1000 hPaに流入してきた気塊も北東風の気流に乗ってきておりが分かったが、850 hPaに配置した粒子では北風成分の経路をたどらずに東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていたことが分かった。

この結果から「平成30年7月豪雨」の降水ピークを迎えた7月6日に流入してきた気塊は1000 hPaでは北東風の気流に乗ってきており、それ以前は低気圧性の北西風と

太平洋高気圧からの気流に乗ってきていたことが分かった。925 hPa と 850 hPa に流入してきた気塊は大方が東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていたが、はじめの時間帯は北風成分が確認できた。そして7月7日に流入してきた気塊は850 hPa では北風成分経路は確認されずに東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていて、925 hPa では北東風と東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていた。1000 hPa では低気圧性の北西風成分経路ではなく、北東からの気流が多く確認できた。

7.3 各時間帯を合わせた地域別後方流跡線解析

次によりスケールを小さく岐阜・京都・広島・四国・北九州付近を中心に経度・緯度方向に100 kmの範囲で50個の仮想粒子を一樣配置し、7月4日0時・7月5日0時・7月6日0時・7月7日0時の4つの時間帯を初期値として3日間の後方流跡線解析を行った。その結果を合成し、200個の仮想粒子で地域別の時間融合した経路図を作成した。結果の出力間隔は時間別後方流跡線解析と変わらず、32ステップ、90分間隔で出力している。赤色の経路図が7月4日0時初期値、黄色の経路図が7月5日0時初期値、ピンク色の経路図が7月6日0時初期値、緑色の経路図が7月7日0時初期値を表している。京都府から岐阜県に流入してきた気塊は似たような特徴を見せ、7月4日は太平洋高気圧からの気流に乗ってきており、7月5日はフィリピン海上からの気流に乗ってきていた。その後の7月6日と7月7日は7月5日よりも太平洋高気圧からの気流の影響を徐々に受けるように経路が東にずれた。四国に流入してきた気塊は期間中常時、東シナ海・フィリピン海からの気流に乗って流入してきていた。北九州に流入してきた気塊は、7月4日では低気圧性回転を経由した太平洋高気圧からの気流、7月5日と7月6日は東シナ海・フィリピン海からの気流、7月7日は北東風気流に乗ってきていたことが分かった。広島に流入してきた気塊は7月4日から6日にかけてはフィリピン海からの気流で、7日に限り北東風気流に乗ってきていた。

8 考察

一般解析の6章では、はじめに「平成30年7月豪雨」期間中における特徴を把握するために Ninomiya and Akiyama (1992) で述べられた梅雨前線の変動を把握するために必用な気団からの見方、加藤 (2007) で述べられた積乱雲が発生・発達しやすさからの見方で解析を行った。この章における1,2節では次のような特徴を把握することができた。

- 地上天気図より、太平洋高気圧の勢力は6月30日から7月2日にかけて勢力を拡大し、7月3日から7月6日に一時衰退したものの7月7日に再び勢力を拡大した。
- オホーツク海高気圧は期間中に6月29日と7月3日に発生し、それぞれ数日かけて北海道付近まで南下してきていた。一度目のオホーツク海高気圧の中心が最も南下した場所は7月1日午前中の時間帯に北海道東海で、二度目のオホーツク海高気圧の中心が最も南下した場所は7月6日の午後の時間帯に北海道の北側であった。
- 気象庁全国合成レーダーエコー、赤外線放射図より期間中の降水分布は台風が上陸していた7月3日から4日にかけては南北方向に長い形状を観測しており、それ以外の期間中は東西方向に長い形状を観測していた。最も大きかった降水分布の水平スケールは7月5,6日に東西方向に約750 km 程度あった。雲頂高度は期間中それほどの違いは見られずに常時高い値を記録していた。
- アメダス11地点の日積算降水量より、特に7月3日から7月7日にかけて降水量が多かった。
- GPM/DPR から、捉えた降水帯は約15 km の雲頂高度を持ち、ピークは一つではなくいくつか持っていた。降水強度は高度10 km 以下で強い値を観測していた。

これらの結果から、今回の集中豪雨における降水ピークは7月5日から6日に迎えていた。今回の集中豪雨の降水ピークを総観規模擾乱に分類すると、停滞前線起因の豪雨に当たり、被害地域は北九州・四国・中国地方・紀伊半島に当たった。これは津口 (2015) で示した統計的傾向から逸脱したものではなかった。そのため今後も降水強度は違えど、似たような要因で豪雨をもたらす可能性があると考えられる。6月29日時点で太平洋高気圧が勢力を増やしていく中で、梅雨前線が日本海まで北上し、2018年の関東甲信における梅雨明けが宣言された。例年よりも22日早く、関東甲信の6月における梅雨明けは1951年の統計開始以降初めてだった。梅雨前線の北上と太平洋高気

圧の勢力は線形的に関わっており、例年よりも梅雨明け宣言が早かったことから、この年の太平洋高気圧は例年にないほど勢力拡大が早かったと思われる。太平洋高気圧は7月2日以降再び南東に下ってしまい梅雨前線は再び南下することになるが、本来太平洋高気圧は6月から7月にかけて勢力を増やしていくため、南東に下った以降でも例年の7月上旬よりも強い勢力をもっていたと考えられる。その他地域の梅雨明けも全体として早い傾向にあり、今回の集中豪雨の主要地域の梅雨明けは今回の集中豪雨期間が終わった直後で7月9日で、例年よりも10日前後早かった。次に雲頂高度に着目すると、期間中常時高い値を観測し、またいくつかのピークを持っていた。このことから今回の集中豪雨は通常の梅雨前線によく形成される雲頂高度の低い比較的穏やかな降雨をもたらす乱層雲ではなく発達した複数の積乱雲によりもたらされ、それらの積乱雲が階層構造を持つことで線状の降水帯を形成していたと示唆される。

今回の集中豪雨も先に述べた繰り返しになるが加藤 (2007) が述べていたように、豪雨と梅雨前線を結び付ける積乱雲が発生・発達する条件について考える必要があり、3節で積乱雲が発生・発達しやすさからの見方で解析し、次のような特徴を把握できた。

- 期間中の水蒸気フラックスより、今回の集中豪雨の期間中は常時下層への高相当温位の流入が確かめられた。
- 気塊を LFC まで上昇させる外部強制力に当たる収束域の強度は、6月28日から7月3日までは太平洋高気圧に沿った気流と東シナ海からの気流の二つで、7月4日から7月7日にかけては前日までの二つの気流と北側からの気流の3つで形成され、7月8日以降は北側の気流がなくなり二つの気流で形成されることになった。
- 上層・中層トラフの沈み込みより、7月3日から7月6日の期間中に最もトラフが沈み込んでいた。

これらの結果から、下層の相当温位の流入と気塊を LFC まで上げる外部強制力からの積乱雲形成の観点からみると7月4日から7月7日、北九州・四国・中国地方にかけて積乱雲が発生しやすかった条件で、上層・中層トラフの沈み込みの観点からみると7月3日から7月6日にかけて積乱雲が発達しやすかった条件であったことが分かった。そのため、今回の集中豪雨期間中で最も積乱雲が発生・発達する条件が揃っていた期間はそれぞれの要素が揃っていた期間中の7月4日から7月7日であったと推測する。それと同時に、これらが要因となって今回の豪雨をもたらしたと考える。

また今回の集中豪雨において西日本に流入し収束域を形成した気流は大きく分けて、太平洋側からの気流と東シナ海・フィリピン海側からの気流、日本海側からの気流に分けられていた。太平洋側から流入してきていた気流は、これまでも述べてきたように例

年より勢力が強かったと思われる太平洋高気圧起因の気流によるものだと考えられる。今回の期間中における太平洋高気圧は、6月30日から7月2日にかけて勢力を拡大し、7月3日から7月6日に一時衰退したものの7月7日に再び勢力を拡大していたことが確認されていたので、気流の強さもこの変動が反映しているものと思われる。東シナ海・フィリピン海からの気流は南西アジアモンスーン起因によるものと思われる。南西アジアモンスーンは5月上旬にから吹き始め、7月にピークを迎えるので、期間中にしだいに強くなる傾向だったと思われる。日本海側からの気流は期間中に二つの種類があることが予想でき、一つ目は台風7号が日本海に北上したことによる北西風起因で、二つ目はオホーツク海高気圧の南下による北東風起因によるものである。今回の集中豪雨において収束域を形成していたと思われる3つの気流をより詳しく解析するために、北九州・四国・中国地方に仮想粒子を配置し等圧面後方流跡線解析を行い、次のような特徴を把握することができた。

- 時間別において、7月3日では午前の時間帯に西日本に流入してきた気塊は太平洋高気圧からの気流によるものが多く、午後の時間帯に流入してきた気塊は太平洋高気圧からの気流と東シナ海・フィリピン海からの気流の両方であったことが分かった。
- 7月4日から7月5日にかけて西日本に流入してきた多くの気塊は低気圧性回転を経由していた。この二日間は多くの気塊が東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきており、太平洋高気圧からの気流に乗ってきた気塊は直接西日本に流入するのではなく低気圧性回転を経由して東シナ海上から西風で流入してきていたことが分かった。
- 「平成30年7月豪雨」の降水ピークを迎えた7月6日に流入してきた気塊は高度に関係なく北風成分が確認でき、7月7日に流入してきた気塊は850 hPaでは東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていて、1000 hPaでは北東からの気流と東シナ海からの気流に乗ってきており、高度別で違う経路傾向を示していた。
- 地域別における京都府から岐阜県に流入してきた気塊は、7月4日では太平洋高気圧からの気流に乗ってきており、7月5日はフィリピン海上からの気流に乗ってきていた。その後の7月6日と7月7日はフィリピン海上からの気流が多かったものの、7月5日より太平洋高気圧からの気流経路に近づいた。
- 四国に流入してきた気塊は、すべての時間帯で東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきていたことが分かった。

- 北九州に流入してきた気塊は、7月4日では台風7号を経由した太平洋高気圧からの気流に乗ってきており、7月5日と7月6日は東シナ海・フィリピン海からの気流、7月7日は北東風気流に乗ってきていたことが分かった。広島県に流入してきた気塊は、7月4日に東シナ海・フィリピン海からの気流から乗ってきており、それ以外の時間帯は北九州に流入してきた気塊と同様の経路だった。

はじめに時間別の等圧面後方流跡線解析の結果について考えると、7月3日では太平洋高気圧起因の気流が東シナ海・フィリピン海からの気流、南西アジアモンスーン起因の気流よりも上回っていた。流入してくる気塊の経路決定は前日の風系が大きく関わっている。太平洋高気圧が例年に比べて強かったことはもちろん関係していたと考えられるが、7月2日の水蒸気フラックスで述べた特徴は「太平洋高気圧から沿ってくる気流と東シナ海からの気流が台風7号の東側に限定して合流したため、特に九州や四国、紀伊半島に限定して下層にたくさんの高相当温位の流入が確認された」であった。一見、7月2日の特徴から東シナ海からの気流も来ているように思えるが、東シナ海からの気流は台風7号の縁を回る西風を経由してから南風になり、西日本に流入して来ていたので、西日本に直接流入してきていた太平洋高気圧からの気流と比べて時間が掛かったため、7月3日に西日本に流入してきた気塊は太平洋高気圧からの気流に乗ってきたものが多かったと思われる。午後の時間帯になり東シナ海・フィリピン海からの気流が少し見られたのは、西風経由して太平洋高気圧起因の気流よりも少し遅れた南西アジアモンスーン起因の気流が流入してきたためと思われる。

7月4日と7月5日ではほとんどが低気圧性に回って西日本に流入してきていた。経路の低気圧性の回り方、東シナ海を北上していた台風7号の時間帯を考えると、台風7号が西日本に流入してきた気塊の経路決定に大きく関わっていたことが考えられる。台風7号の風系につかまるタイミングが東シナ海だと太平洋高気圧起因の気流が、南シナ海上だと南西アジアモンスーン起因の気流が西日本に流入していたことについては、台風7号の縁を回る前の時間帯では7月3日の結果と同様に太平洋高気圧の勢力が強かったためと考えられる。一方で南シナ海では太平洋高気圧の風系はあまり影響しないため、南西アジアモンスーン起因の気流が上回る形になったと考える。

7月6日と7月7日の二日間で見られた特徴は、北風成分の経路が含まれていたことと高度別で卓越していた気流が異なっていた時間帯があったことである。この期間における北成分の風で考えられる原因は日本海にある温帯低気圧化した台風7号から分離した低気圧の西側に当たる北風成分と7月6日に北海道付近まで下ってくるオホーツク海高気圧の南東側の北風成分、やませが考えられる。オホーツク海高気圧は背の低い高気圧であるため、温帯低気圧起因の北風かオホーツク海高気圧起因の北風かどうか把握するために1000 hPa・925 hPa・850 hPaの高度別経路の傾向で見分けること

ができるであろう。オホーツク海高気圧からの北風気流と温帯低気圧からの北風気流を区別するのは、風向きが低気圧性の北西風を帯びているか、高気圧性の北東風を帯びているかどうかであることと、高度が高いところで北風成分を見られなかったらオホーツク海高気圧の北風気流に乗ってきた気塊であると推測できる。7月6日では高度に関係なく強さに違いはあるものの、どの高度でも北風成分が確認でき、1000 hPaでは東風の気流の前は低気圧性の北西風の気流に乗ってきていた。このため、7月6日に流入してきた気塊は日本海にある温帯低気圧化した台風7号起因の気流だと思われる。そして、7月7日に流入してきた気塊は、850 hPaでは東シナ海・フィリピン海からの気流に乗ってきており、1000 hPaでは北東風に乗ってきていたことから、下層では背の低いオホーツク海高気圧の北東風起因の気流に乗ってきており、少し高度を上げると南西アジアモンスーン起因の気流に乗ってきていたことが考えられる。

次に地域別の後方流跡線解析の結果について考えると、時間別だけでは把握できなかった特徴を捉えることができた。京都府から岐阜県にかけて流入してきた気塊は、7月4日において太平洋高気圧起因の気流が確認できた。時間別の後方流跡線解析では、多くが南西アジアモンスーン起因の気流に乗ってきていたが、京都府から岐阜県においては地理的に太平洋高気圧の勢力が届きやすい位置であったためと考えられる。四国での後方流跡線解析では、一律南西アジアモンスーン起因の気流に乗ってきていたもので、7月4日で太平洋高気圧起因の気流が流入していた地域と南西アジアモンスーン起因の気流が流入してきた地域の境界は紀伊半島西側であったことが考えられる。7月5日になると北九州付近に流入してきた気塊は台風7号の縁を回って太平洋からきており、中国地方や四国に流入してきた気塊においては南西アジアモンスーン起因の気流に乗ってきていた。そして岐阜県に流入してきた気塊の一部が太平洋高気圧起因の気流に乗ってきていたことから、7月5日における台風7号経由の気流と南西アジアモンスーン起因の気流、太平洋高気圧起因の気流は中国地方の西側と岐阜県付近で区別できると思われる。同様に考えていくと、7月6日では瀬戸内海付近で台風7号起因の北西風と南西アジアモンスーン起因の気流を区別でき、7月7日では北風供給が北九州付近にも届いていたことが確認できたため、オホーツク海高気圧起因の北東風と南西アジアモンスーン起因の気流を瀬戸内海付近から北九州付近で区別できると思われる。地域別の後方流跡線解析ではこのような時間別の後方流跡線解析ではとらえきれなかった、気流を場所別で区別できる特徴を読み取った。

これまで、梅雨前線の変動を把握するために必要な気団の動向、集中豪雨が発生しやすい積乱雲が発生・発達する条件にもとづいて解析を行い、後方流跡線解析を用いることでどこの気流が関わっていたかを期間中の日時間スケールごとに明らかにした。しかし、これらの解析で得られた結果は通常の豪雨でも確認できるであろうことも多

くあった。今回の集中豪雨が通常の豪雨と違った点は降水期間が数時間スケールではなく数日間の時間スケールで例年にない豪雨を記録したことである。そこで通常の豪雨が生じた環境場と本研究対象の「平成30年7月豪雨」の環境場がどのような点が違っていたか考察する。今回の例年にない豪雨をもたらした、通常の豪雨で見られなかった特徴は、北風供給が供給元が変わっても続いたことであると考え。降水ピークであった7月5日から7月6日にかけて、日本海にいた温帯低気圧化した台風7号による北西風の供給、それが東進後もオホーツク海高気圧からの北東風の供給が続いていた。この北風供給と、通年通りの太平洋高気圧からの気流と南西アジアモンスーン起因の気流が合流したことで数日間にわたっての豪雨が継続されたものと思われる。加えて、今年は例年よりも太平洋高気圧が強かったことも加味されていると考える。したがって、今回の集中豪雨が通常の豪雨と違って、一般的な豪雨が降りやすい背景条件に加えて、特異だった点は、通年よりも強い太平洋高気圧からによる気流と南西アジアモンスーン、供給元が変わるが北風供給が続き、強い収束域が数日形成されたことであると考察する。

9 結論

本研究では、はじめに「平成30年7月豪雨」に関する特徴を Ninomiya and Akiyama (1992) で述べられた梅雨前線の変動を把握するために必要な気団からの見方、加藤 (2007) で述べられた積乱雲が発生・発達しやすさからの見方を用いて解析した。その後、期間中に西日本に流入してきた気塊の経路を後方流跡線解析を用いて、期間中の時間帯別に気塊が乗ってきた気流経路を明らかにし、最後にこの集中豪雨がなぜ過去の豪雨と比較しても前例のないほどであったか考察した。

今回の集中豪雨の降水ピークであった7月5日から6日にかけて総観規模擾乱での分類は停滞前線起因に当たり、被害が多かった地域が北九州・四国・中国地方・紀伊半島に当たったことから、津口 (2015) で示した統計的傾向から逸脱した現象ではなく、今後も強度こそ違えど似たような要因での降水は確認されるであろうと考察した。そして期間中の特徴として、今回の降水帯は雲頂高度が常時高く、いくつかのピークを持っていたことから、今回の集中豪雨は通常の梅雨前線でよく形成される雲頂高度の低い比較的穏やかな降雨をもたらす乱層雲ではなく発達した複数の積乱雲によりもたらされ、それらの積乱雲が階層構造を持つことで線状の降水帯を形成していたと考えた。積乱雲の発生・発達する条件の下層への高相当温位の流入、気塊を LFC まで上昇させる外部強制力、上層・中層トラフの沈み込みが7月4日から7月7日にかけてそろっていたことで、7月5日から6日にかけてピークを迎えた降水帯を形成したと考えた。

その要因の一つであった気塊を LFC まで上昇させる外部強制力は今回の集中豪雨では、太平洋高気圧起因の気流と南西アジアモンスーン起因の気流、台風7号起因の気流、オホーツク海高気圧起因の気流らの収束によるものと考えた。収束域だった北九州・四国・中国地方に様に仮想的な粒子を配置し、後方流跡線解析を行うことで、日単位でどの気流から気塊が来ていたか明らかにした。7月3日は太平洋高気圧の勢力が強かったことと南西アジアモンスーン起因の気流が台風7号の縁を回ったことから、多くが太平洋高気圧起因の気流に乗って西日本に流入してきていた。7月4日と5日は台風7号が流入してきた気塊の経路決定に大きく関わっており、多くの気塊が台風7号の縁を回って西日本に流入してきていた。太平洋高気圧の勢力が一時的に弱まったことから台風7号の風系につかまらなかった気塊は紀伊半島西部より西側は南西アジアモンスーン起因の気流に乗ってきて、紀伊半島西部より東側は太平洋高気圧起因の気流に乗ってきていた。7月6日に西日本に流入してきた気塊は、南西アジアモンスーン起因の気流と日本海に北上し温帯低気圧化した台風7号の北西風気流に乗ってきていた。7月7日は北海道付近までオホーツク海高気圧が南下してきたことで、北東風気流

の「やませ」と南西アジアモンスーン起因の気流に乗って流入してきていた。以上のことから、期間中に収束域を形成していた気流は同じ集中豪雨期間中でも、時間帯によって違うことが明らかになり、気象庁 (2018) が提示した要因の一つに若干の提案をする形となった。

最後にこの集中豪雨がなぜ過去の豪雨と比較しても前例のないほどであったかについて、この集中豪雨は通常の豪雨と違って、一般的な豪雨が降りやすい背景条件に加えて、通年よりも強い太平洋高気圧からによる気流と南西アジアモンスーン、供給元が変わるが北風供給が続いたことで、強い収束域が過去の事例にないほど数日間形成されたためと考察した。

謝辞

本研究を進めるにあたり、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、本研究の動機となる論文の紹介や研究結果に関する御助言を頂きました。この場を借りて感謝申し上げます。

大循環ゼミに所属する松枝未遠助教、大学院生の皆様にはゼミでの発表を通じて、適切なアドバイスを頂きました。また、同大学生命環境科学研究科の植田宏昭教授、日下博幸教授、上野健一准教授、釜江陽一助教、大気科学分野の皆様には方針発表や中間発表、最終発表の場で貴重なご意見を頂きました。卒業論文を進めた同期の皆様には日頃の会話や発表練習などを通じて、多くのアドバイスを頂きました。本研究に携わっていただいた皆様、深く感謝いたします。

参考文献

- 小倉 義光, 2011: 「平成 20 年 8 月末豪雨」の天気系, 特にメソ対流系の組織化について. 天気, **58**, 21-37.
- 加藤 輝之, 2007: 梅雨前線と集中豪雨ー積乱雲が発達するための条件ー. 天気, **54**, 9-12.
- 気象庁, 2018: 「平成 30 年 7 月豪雨」 及び 7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について (2018.11.9 閲覧)
<https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.html>
- 宇宙航空研究開発機構, 2018: GPM データ利用ハンドブック 第 3.1 版
- Tanaka, H. L., 1994: Development of a prediction scheme for volcanic ash fall from Redoubt volcano, Alaska, Proc. First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety, U.S. Geological Survey, *Bulletin.*, **2047**, 283-291.
- Tanaka, H.L., M. Iguchi, 2016: Numerical Simulation of Volcanic Ash Plume Dispersal from Kuchinoerabujima on 29 May 2015, *J. Disaster Res.*, **37**, 79-90.
- 津口 裕茂, 加藤 輝之, 2014: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. 天気, **61**, 19-33.
- 鳥山 成一, 山崎 敬久, 近藤 隆之, 水畑 剛, 奥村 秀一, 水上 昭弘, 神保 高之, 木戸 瑞佳, 日吉 真一郎, 溝口 俊明, 杉本 伸夫, 松井 一郎, 清水 厚, 2005: ライダーを使った立山山岳地域、富山平野におけるオキシダントおよび黄砂の高濃度測定事例. 環境化学, **2**, 269-285.
- Ninomiya, K and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the east Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Hou, A. Y., G. Skofronick-Jackson, C. D. Kummerow, and J. M. Spherd, 2008: Global precipitation measurement: Advances in measurement, estimation and prediction, Springer Berlin Heidelberg, 131-169.
- Hou, A. Y., R. K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura, and T. Iguchi, 2014: The Global Precipitation Measurement (GPM) mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 701-722.

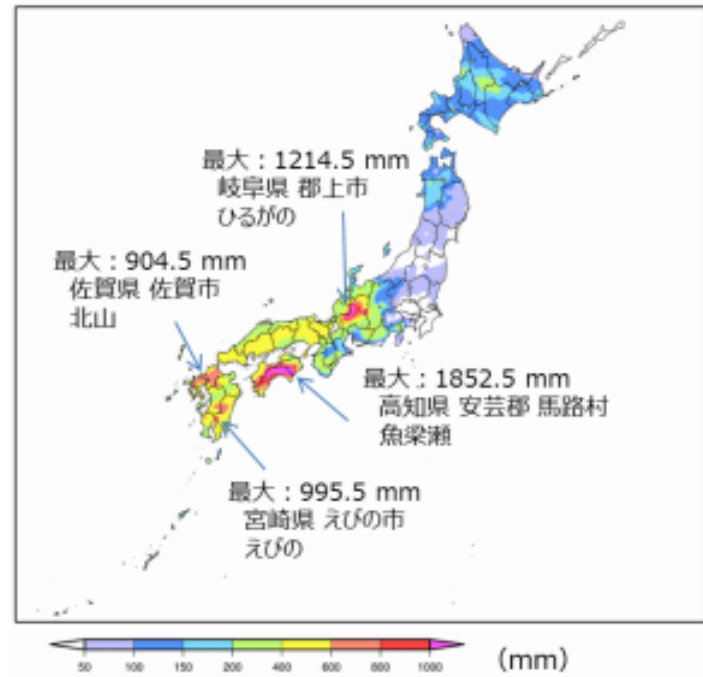


図 1: 「平成 30 年 7 月豪雨」 6 月 28 日から 7 月 8 日の降水分布図 (気象庁, 2018 より引用)

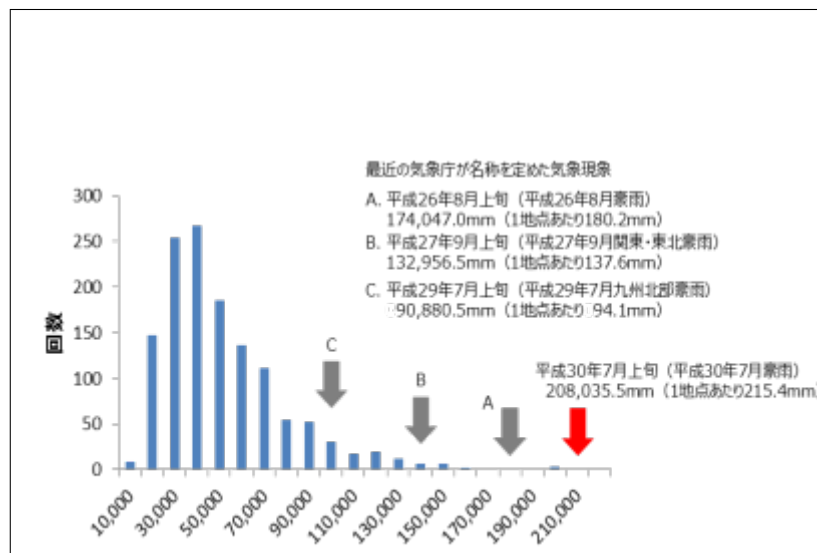


図 2: 全国のアメダス地点で観測された各月総降水量の度数分布 (気象庁, 2018 より引用)

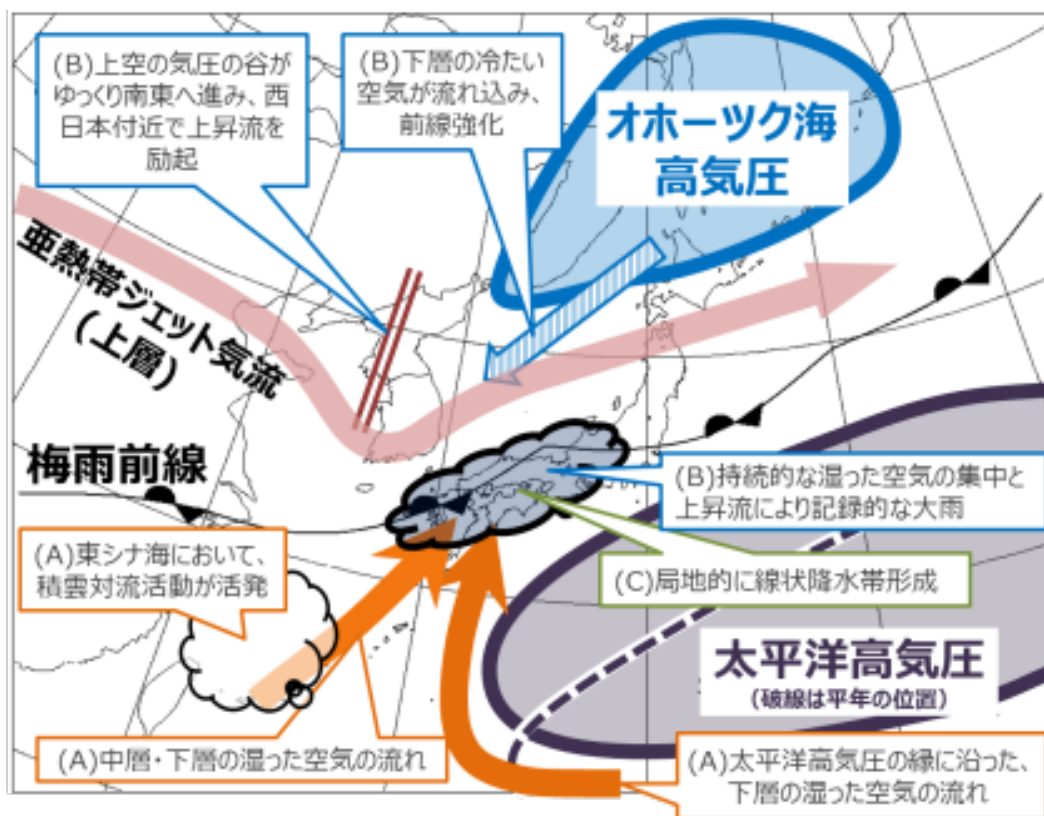


図 3: 7月5日から8日にかけての記録的大雨の気象要因 (気象庁, 2018 より引用)

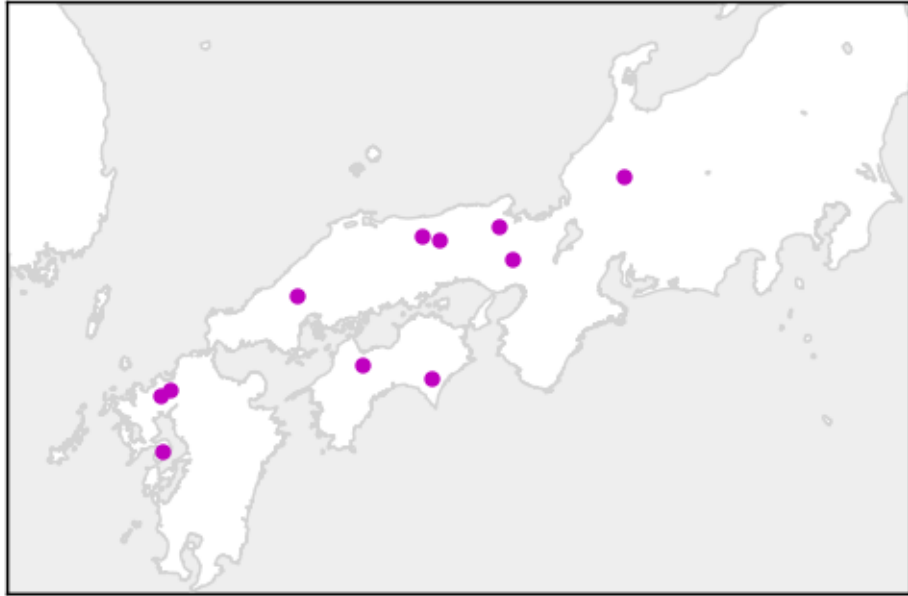


図 4: 使用するアメダス地点分布図

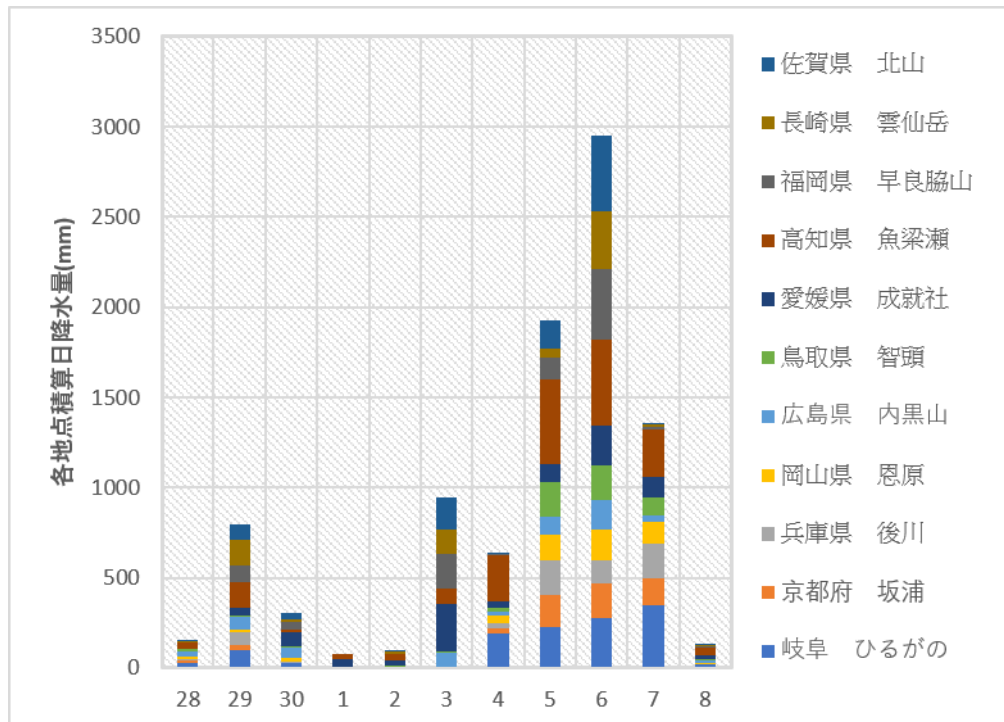
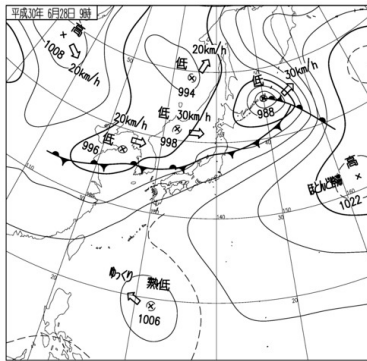
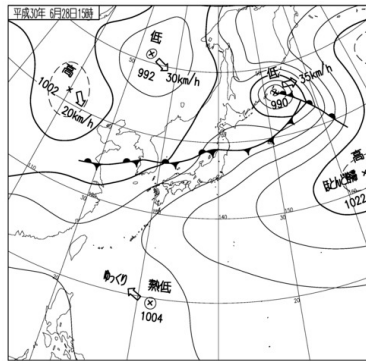


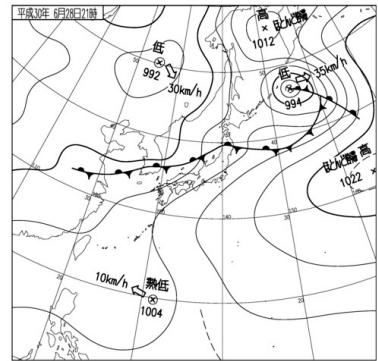
図 5: 11 地点のアメダスにおける日積算降水量



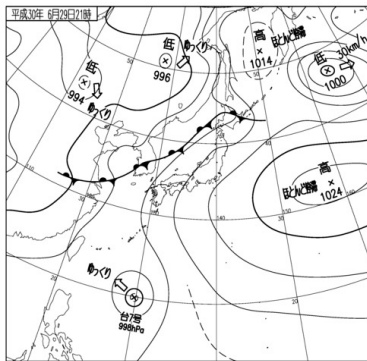
(a) 2018.6.28.00 UTC



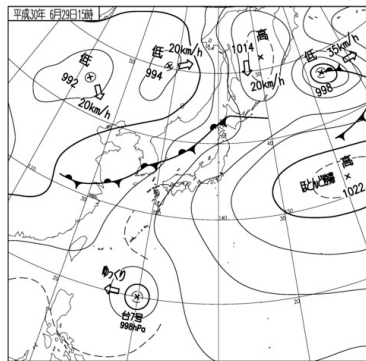
(b) 2018.6.28.06 UTC



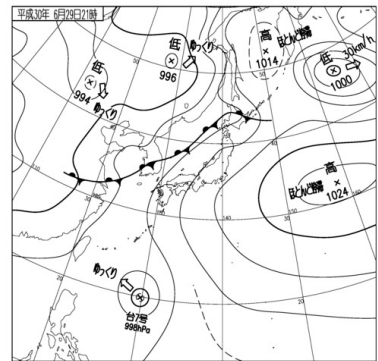
(c) 2018.6.28.12 UTC



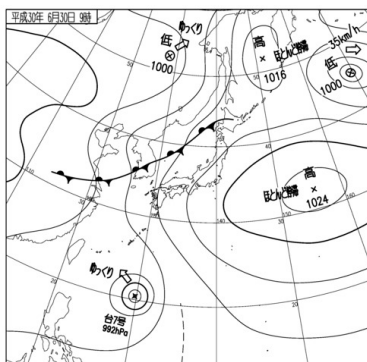
(d) 2018.6.29.00 UTC



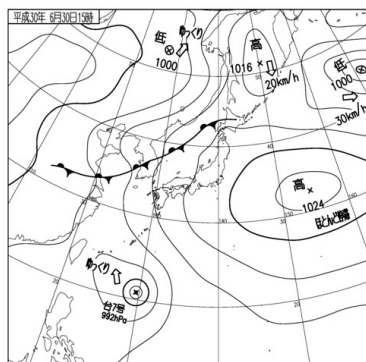
(e) 2018.6.29.06 UTC



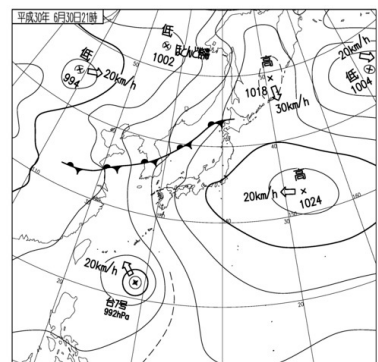
(f) 2018.6.29.12 UTC



(g) 2018.6.30.00 UTC

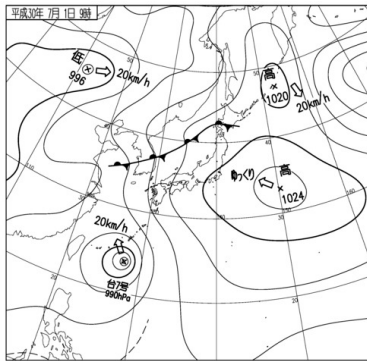


(h) 2018.6.30.06 UTC

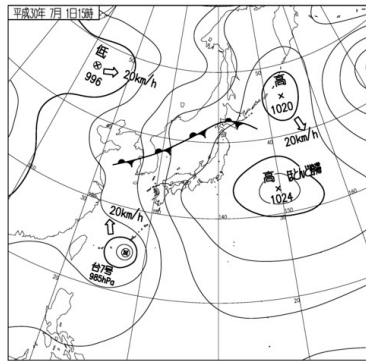


(i) 2018.6.30.12 UTC

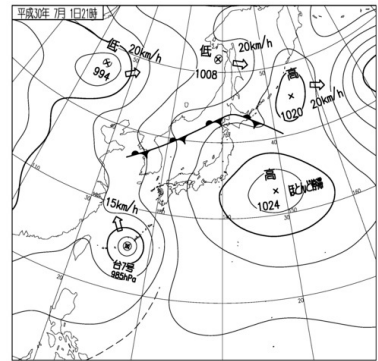
図 6: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における地上天気図 per.1



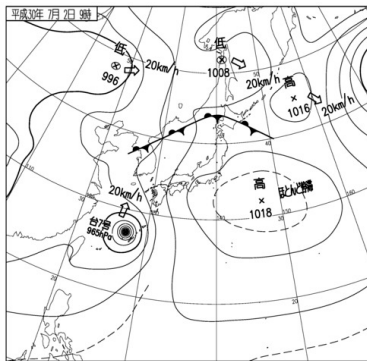
(a) 2018.7.1.00 UTC



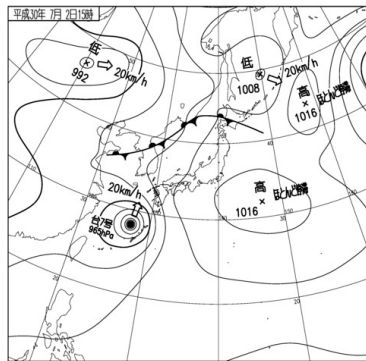
(b) 2018.7.1.06 UTC



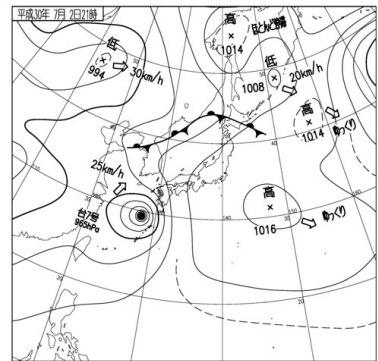
(c) 2018.7.1.12 UTC



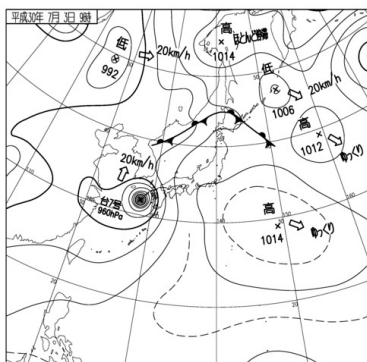
(d) 2018.7.2.00 UTC



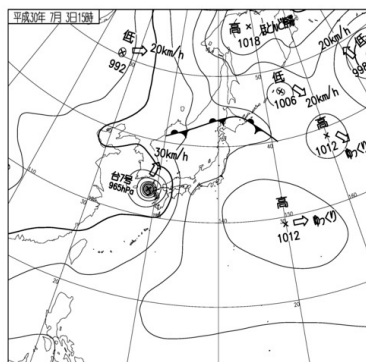
(e) 2018.7.2.06 UTC



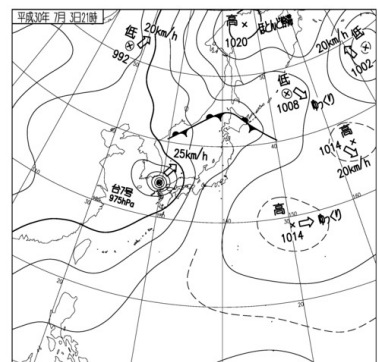
(f) 2018.7.2.12 UTC



(g) 2018.7.3.00 UTC

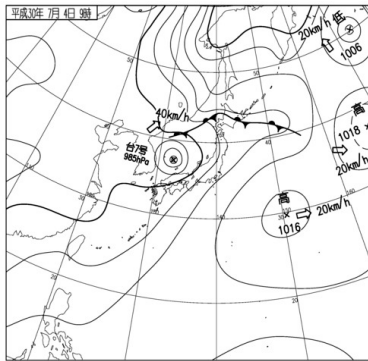


(h) 2018.7.3.06 UTC

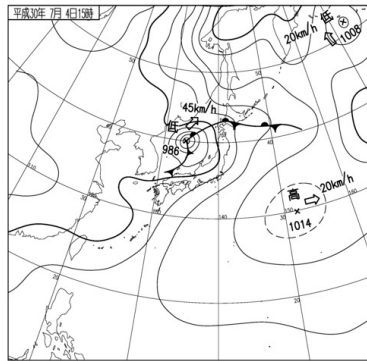


(i) 2018.7.3.12 UTC

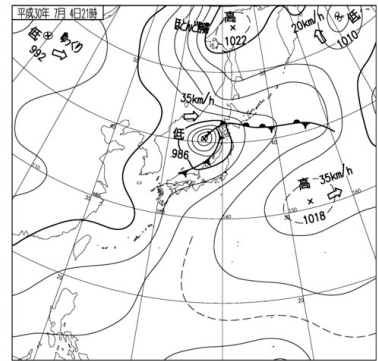
図 7: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における地上天気図 per.2



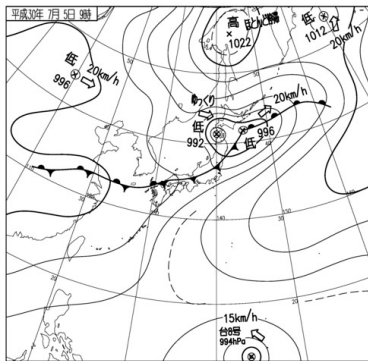
(a) 2018.7.4.00 UTC



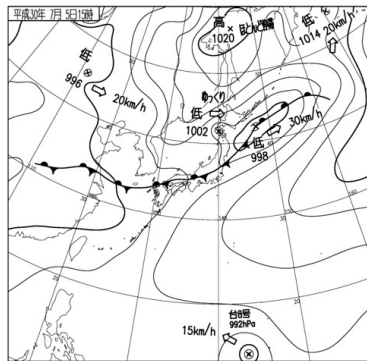
(b) 2018.7.4.06 UTC



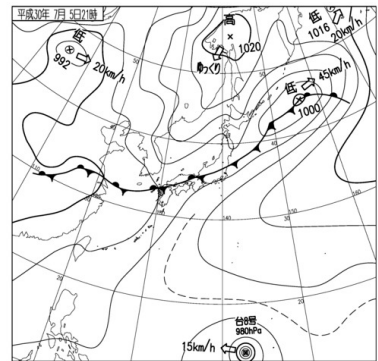
(c) 2018.7.4.12 UTC



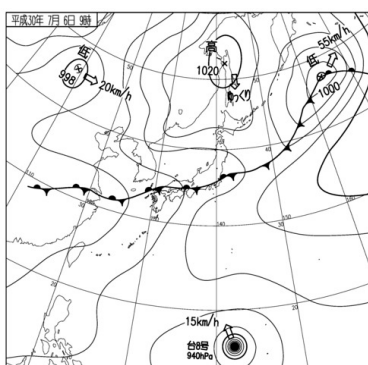
(d) 2018.7.5.00 UTC



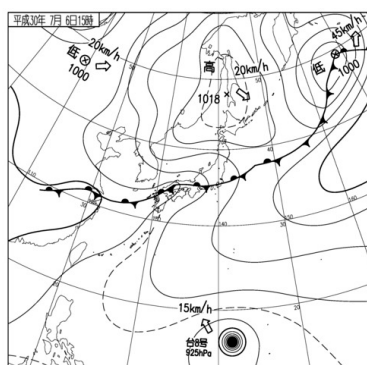
(e) 2018.7.5.06 UTC



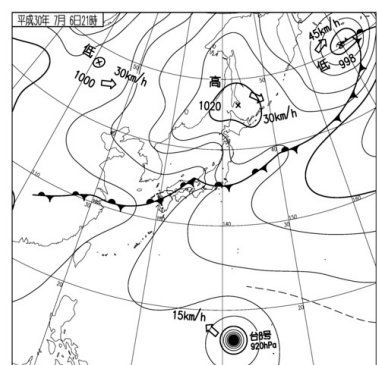
(f) 2018.7.5.12 UTC



(g) 2018.7.6.00 UTC

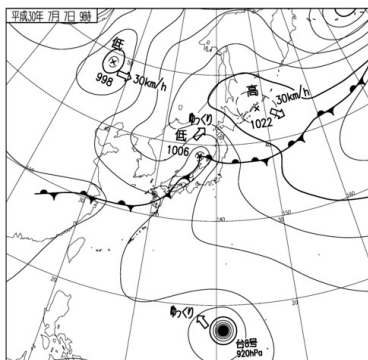


(h) 2018.7.6.06 UTC

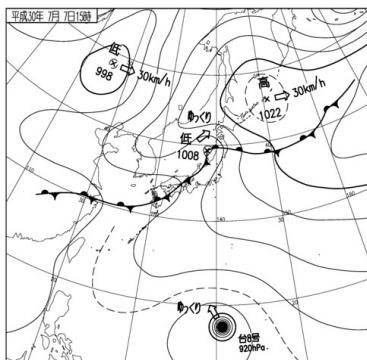


(i) 2018.7.6.12 UTC

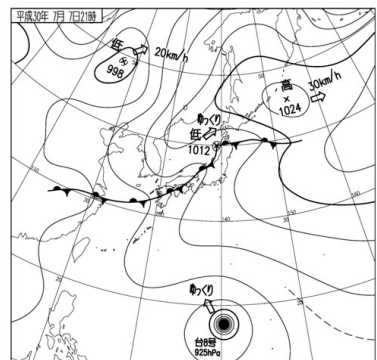
図 8: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における地上天気図 per.3



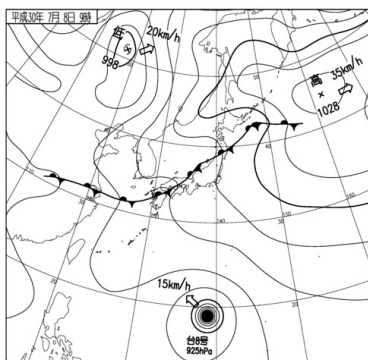
(a) 2018.7.7.00 UTC



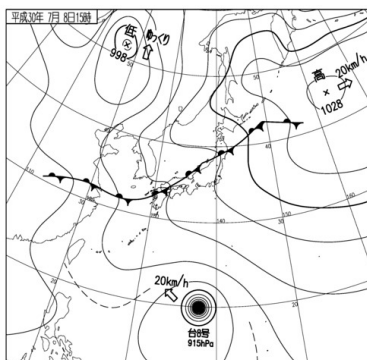
(b) 2018.7.7.06 UTC



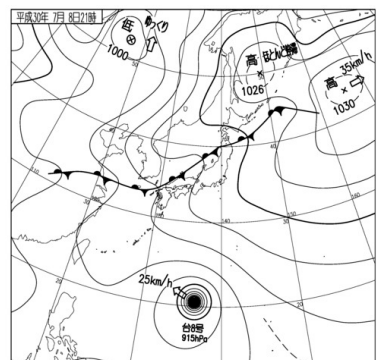
(c) 2018.7.7.12 UTC



(d) 2018.7.8.00 UTC

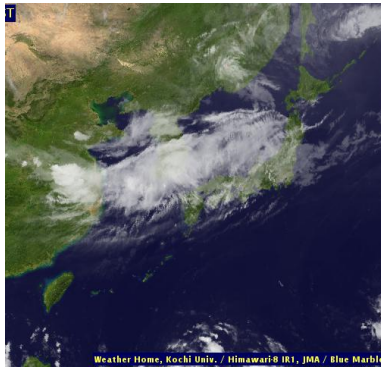


(e) 2018.7.8.06 UTC

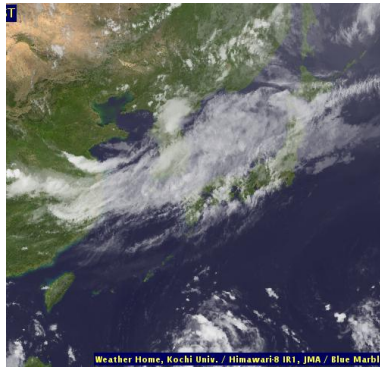


(f) 2018.7.8.12 UTC

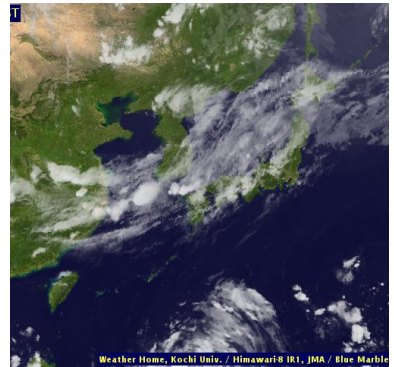
図 9: 「平成 30 年 7 月豪雨」期間中における地上天気図 per.4



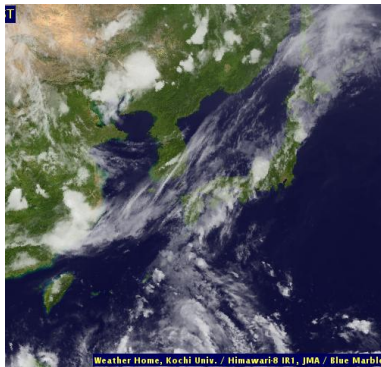
(a) 2018.6.28.00 UTC



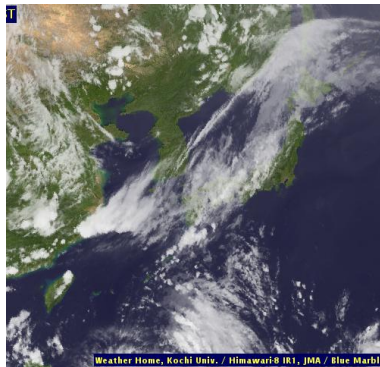
(b) 2018.6.28.06 UTC



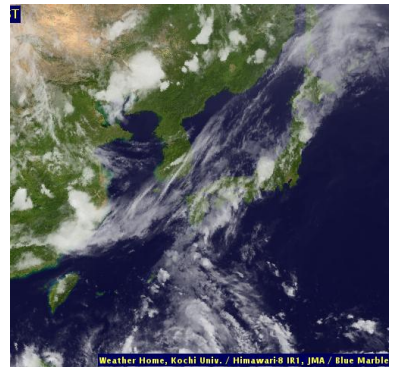
(c) 2018.6.28.12 UTC



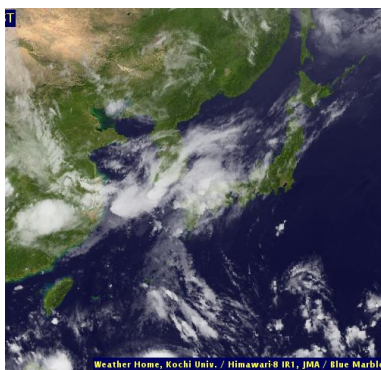
(d) 2018.6.29.00 UTC



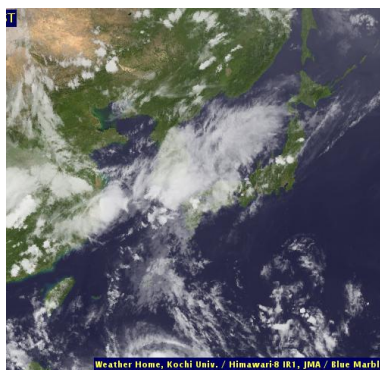
(e) 2018.6.29.06 UTC



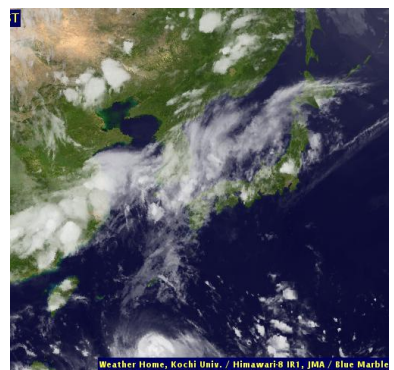
(f) 2018.6.29.12 UTC



(g) 2018.6.30.00 UTC

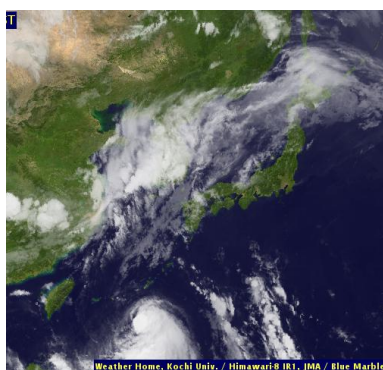


(h) 2018.6.30.06 UTC

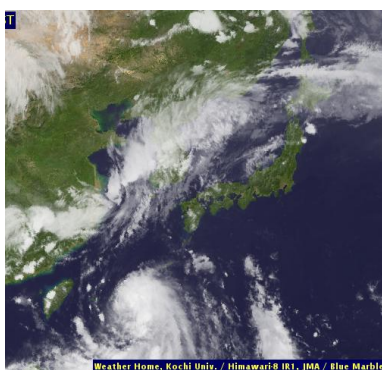


(i) 2018.6.30.12 UTC

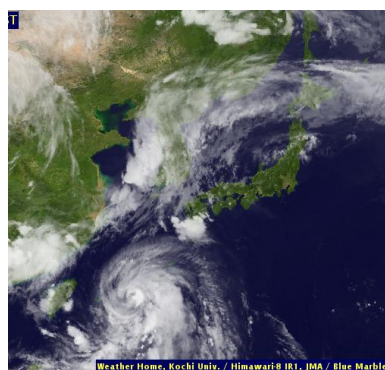
図 10: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における赤外放射線図 per.1



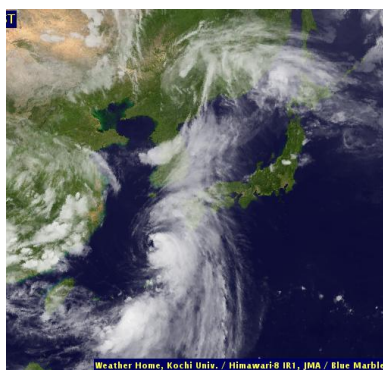
(a) 2018.7.1.00 UTC



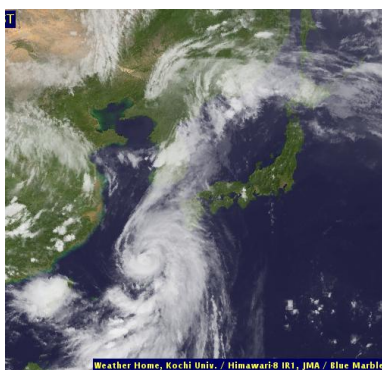
(b) 2018.7.1.06 UTC



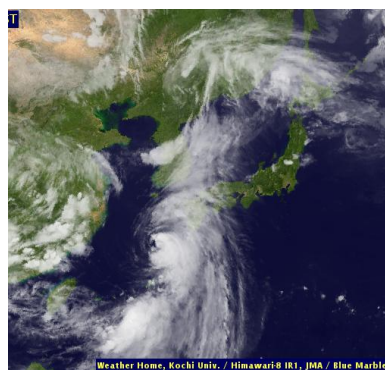
(c) 2018.7.1.12 UTC



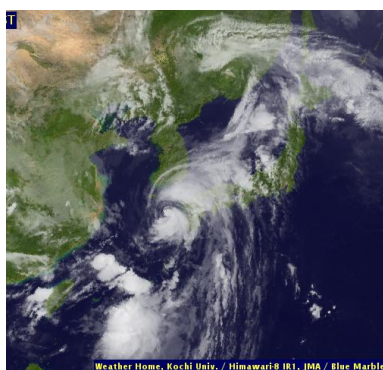
(d) 2018.7.2.00 UTC



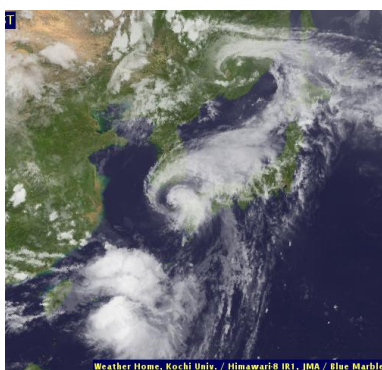
(e) 2018.7.2.06 UTC



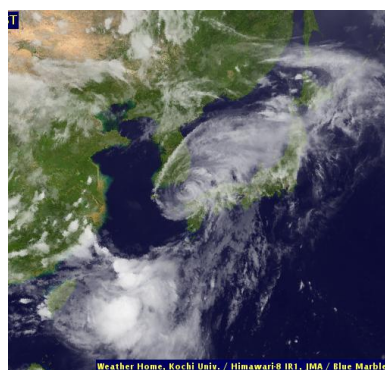
(f) 2018.7.2.12 UTC



(g) 2018.7.3.00 UTC

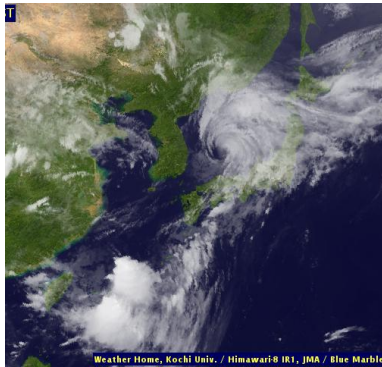


(h) 2018.7.3.06 UTC

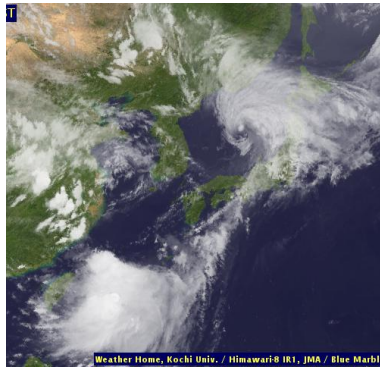


(i) 2018.7.3.12 UTC

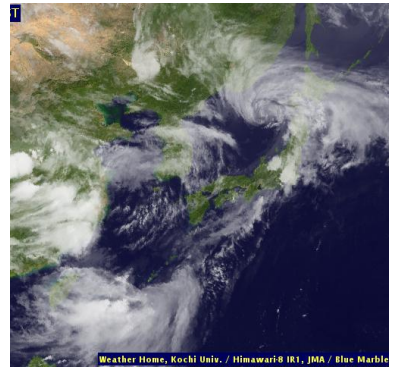
図 11: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における赤外放射線図 per.2



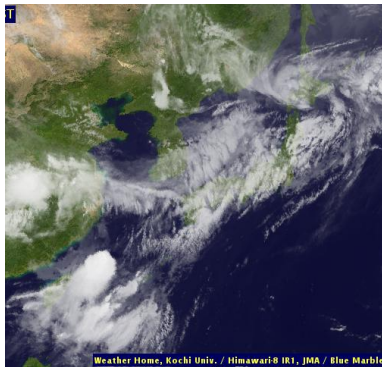
(a) 2018.7.4.00 UTC



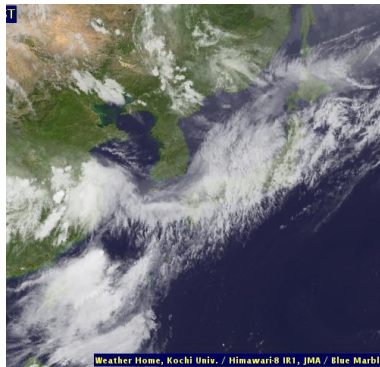
(b) 2018.7.4.06 UTC



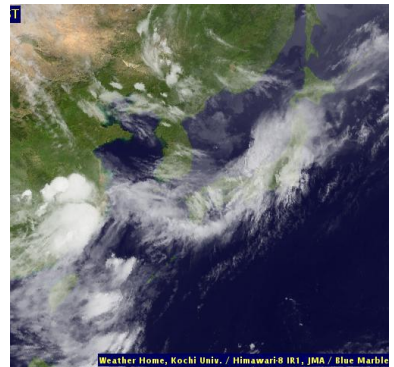
(c) 2018.7.4.12 UTC



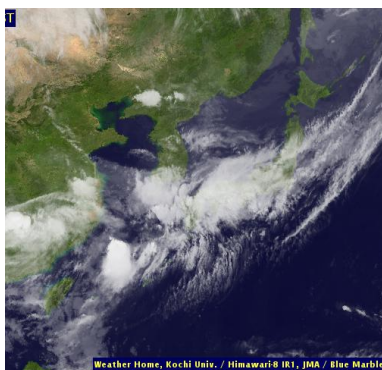
(d) 2018.7.5.00 UTC



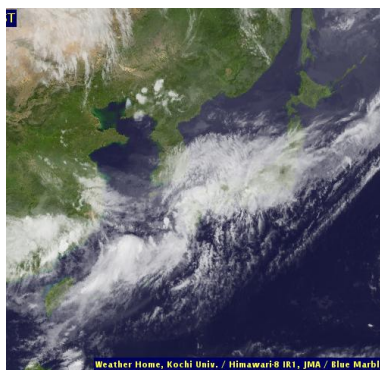
(e) 2018.7.5.06 UTC



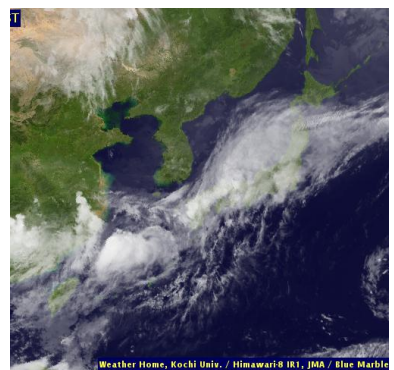
(f) 2018.7.5.12 UTC



(g) 2018.7.6.00 UTC

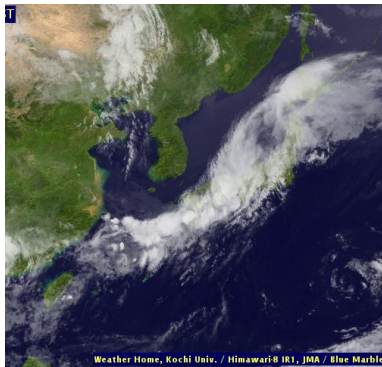


(h) 2018.7.6.06 UTC

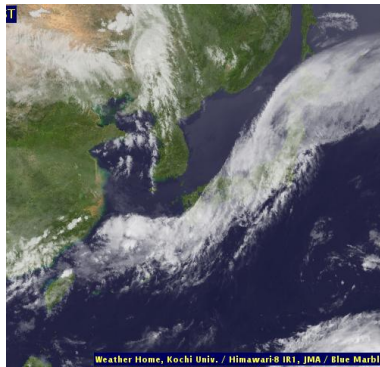


(i) 2018.7.6.12 UTC

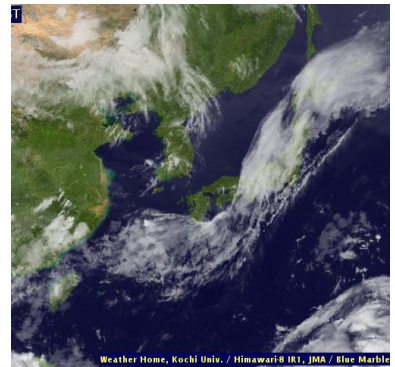
図 12: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における赤外放射線図 per.3



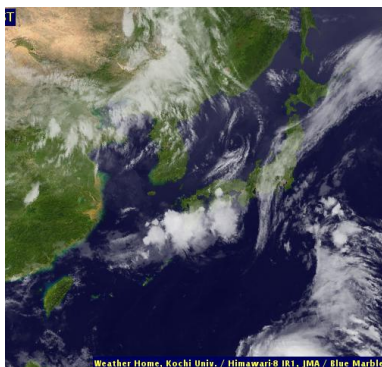
(a) 2018.7.7.00 UTC



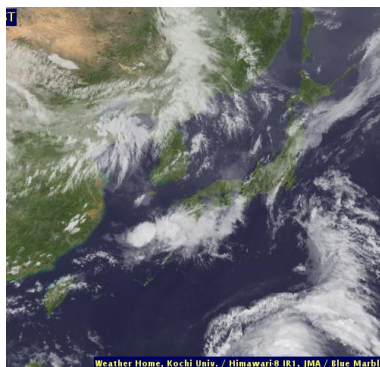
(b) 2018.7.7.06 UTC



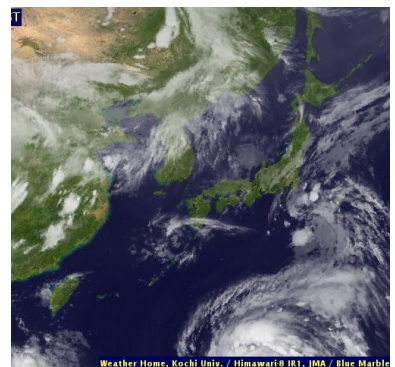
(c) 2018.7.7.12 UTC



(d) 2018.7.8.00 UTC

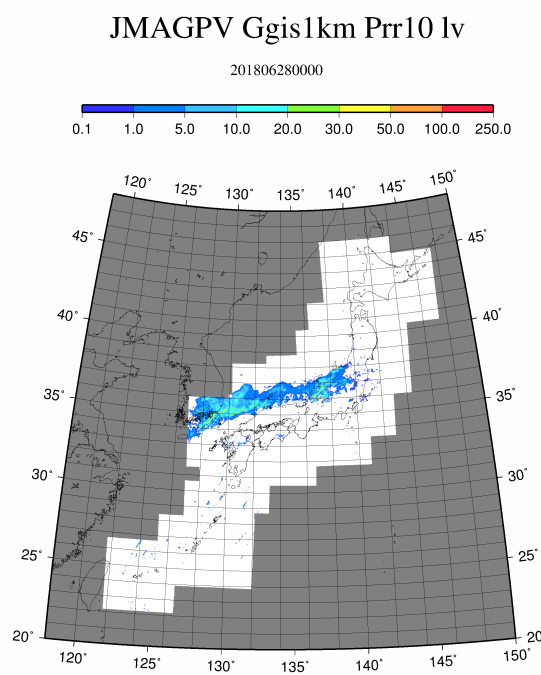


(e) 2018.7.8.06 UTC

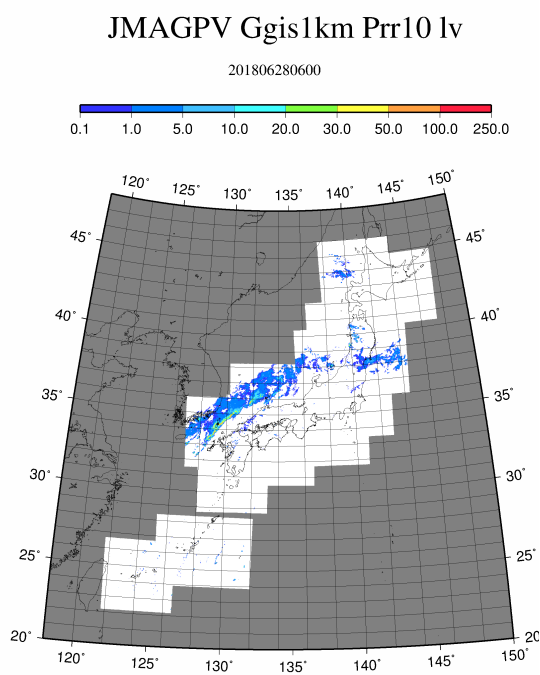


(f) 2018.7.8.12 UTC

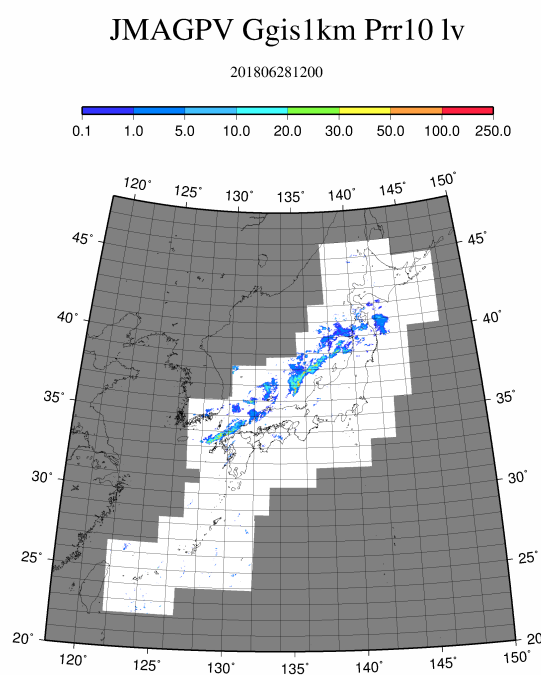
図 13: 「平成 30 年 7 月豪雨」 期間中における赤外放射線図 per.4



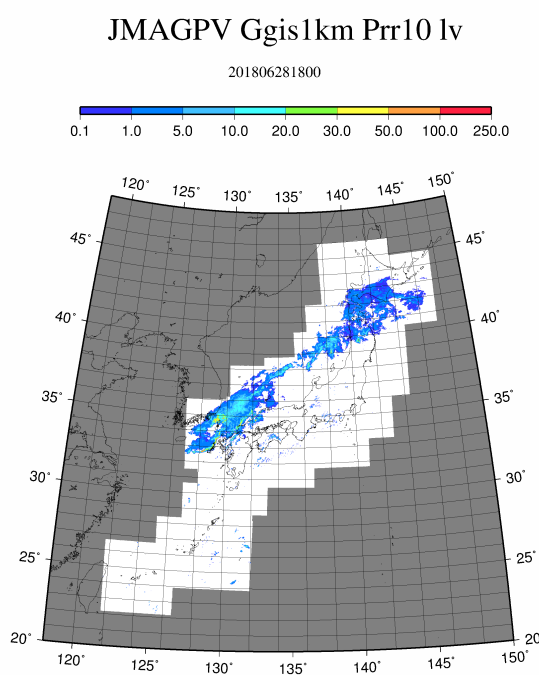
(a) 2018.6.28.00 UTC



(b) 2018.6.28.06 UTC

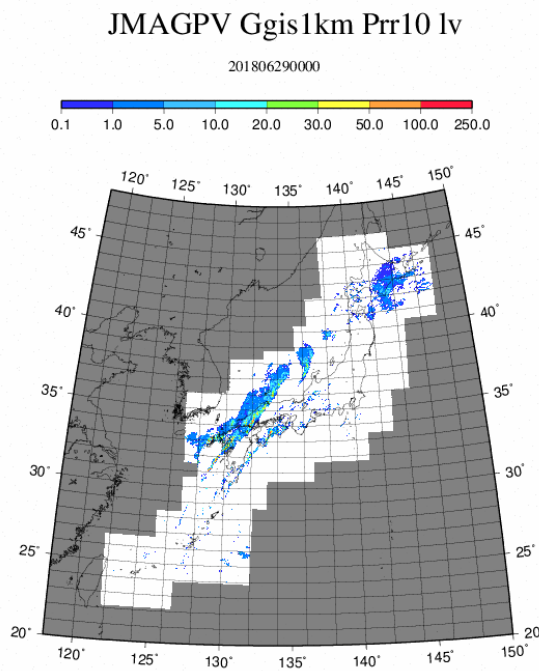


(c) 2018.6.28.12 UTC

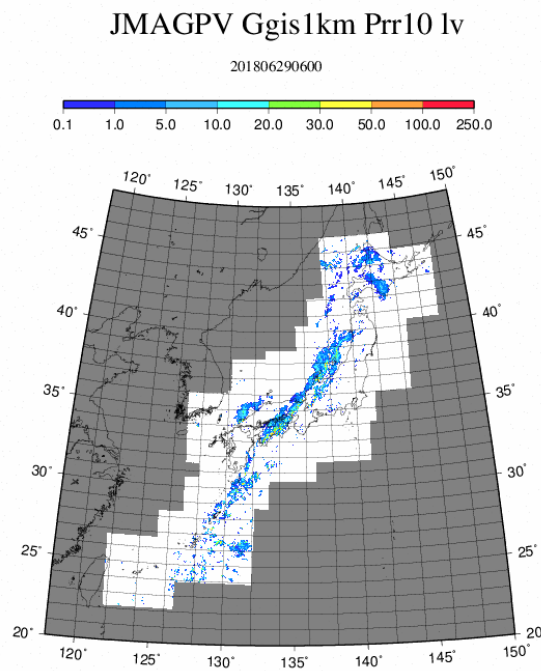


(d) 2018.6.28.18 UTC

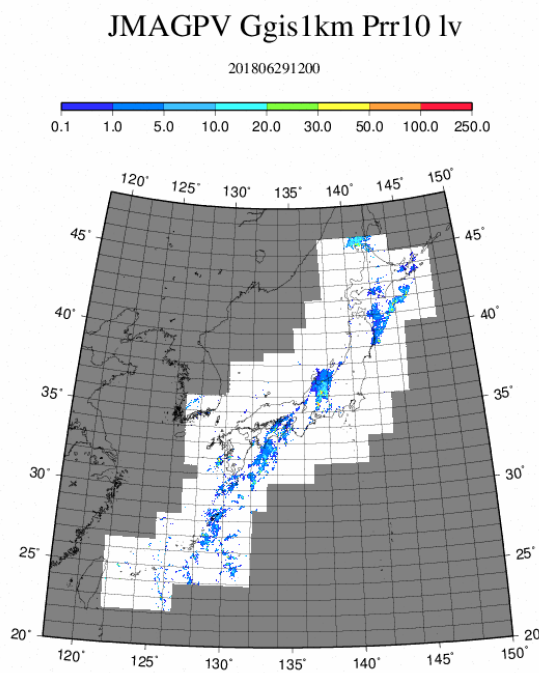
図 14: 2018 年 6 月 28 日における全国合成レーダーエコー強度



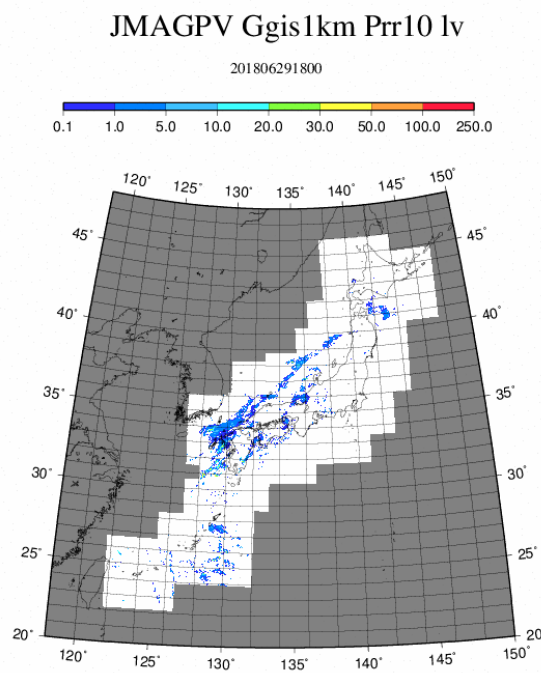
(a) 2018.6.29.00 UTC



(b) 2018.6.29.06 UTC

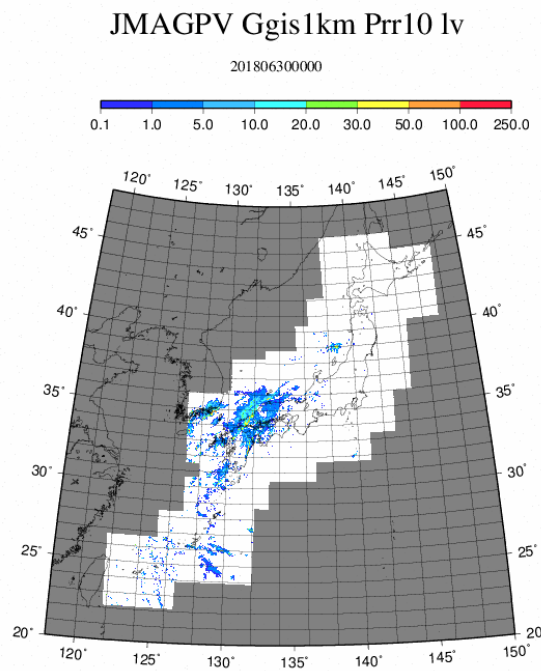


(c) 2018.6.29.12 UTC

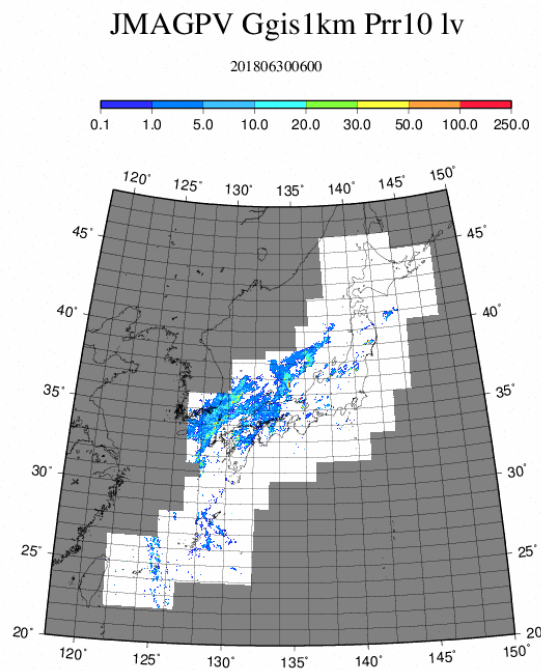


(d) 2018.6.29.18 UTC

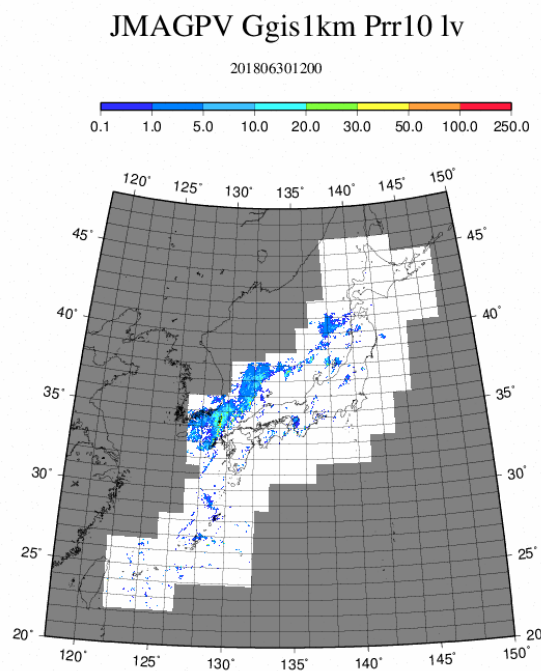
図 15: 2018 年 6 月 29 日における全国合成レーダーエコー強度



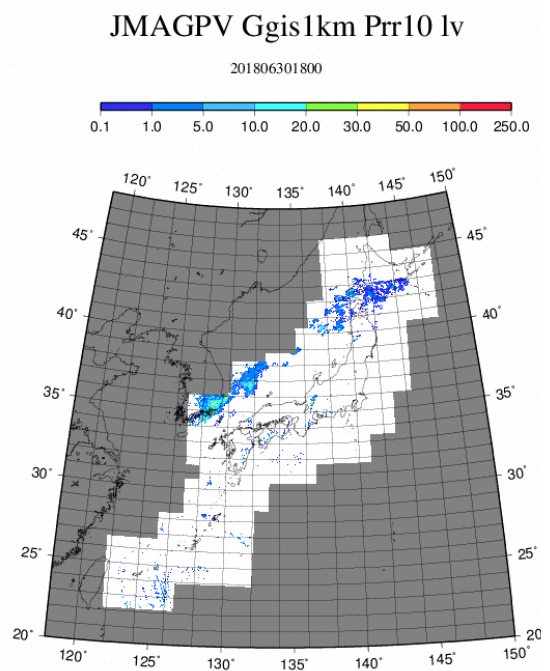
(a) 2018.6.30.00 UTC



(b) 2018.6.30.06 UTC

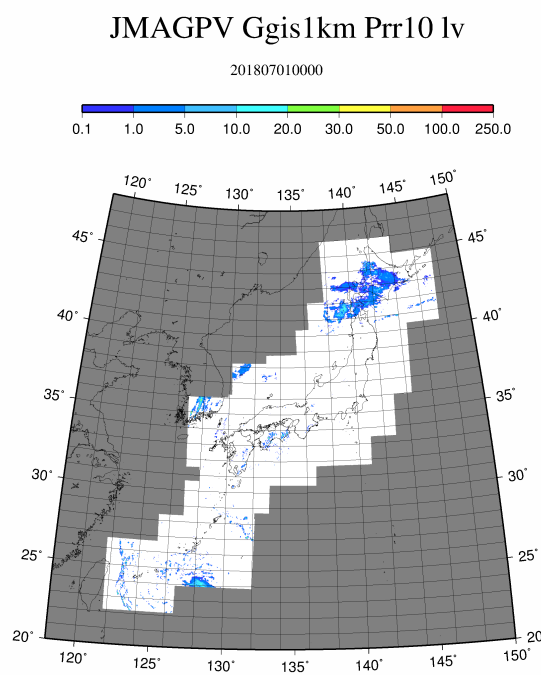


(c) 2018.6.30.12 UTC

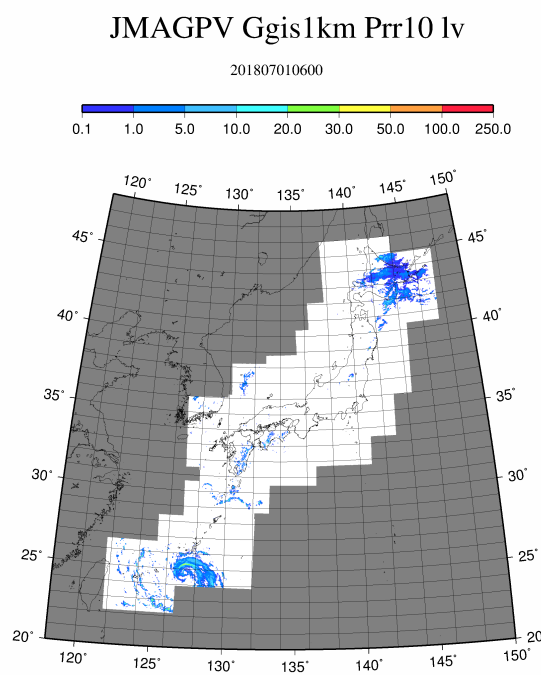


(d) 2018.6.30.18 UTC

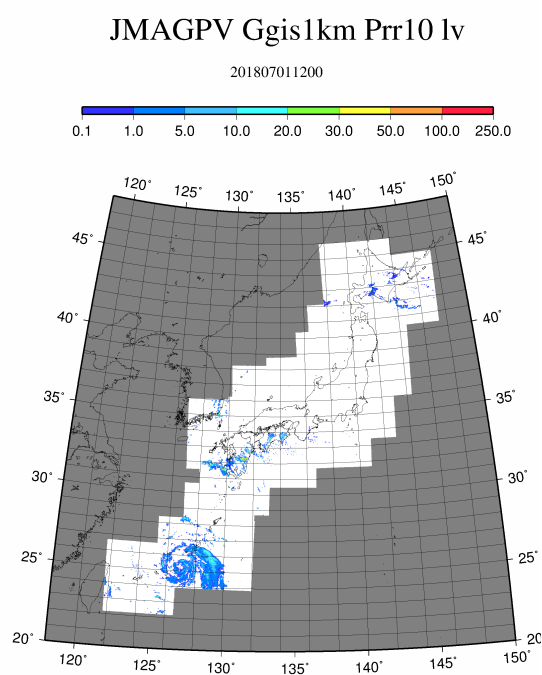
図 16: 2018 年 6 月 30 日における全国合成レーダーエコー強度



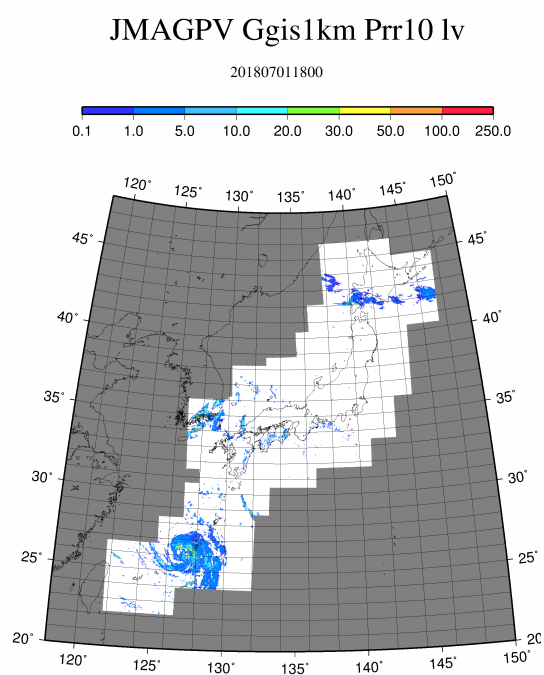
(a) 2018.7.1.00 UTC



(b) 2018.7.1.06 UTC

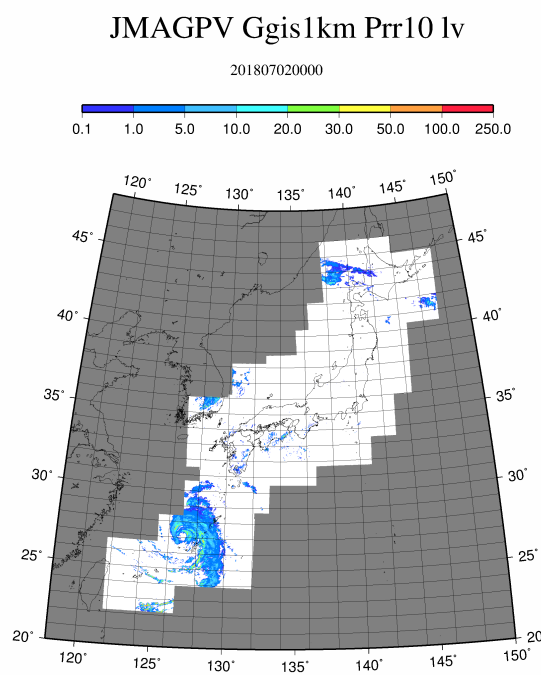


(c) 2018.7.1.12 UTC

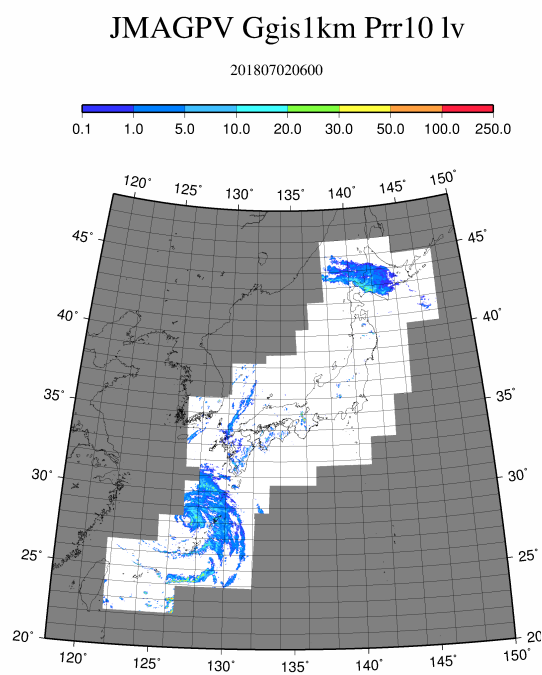


(d) 2018.7.1.18 UTC

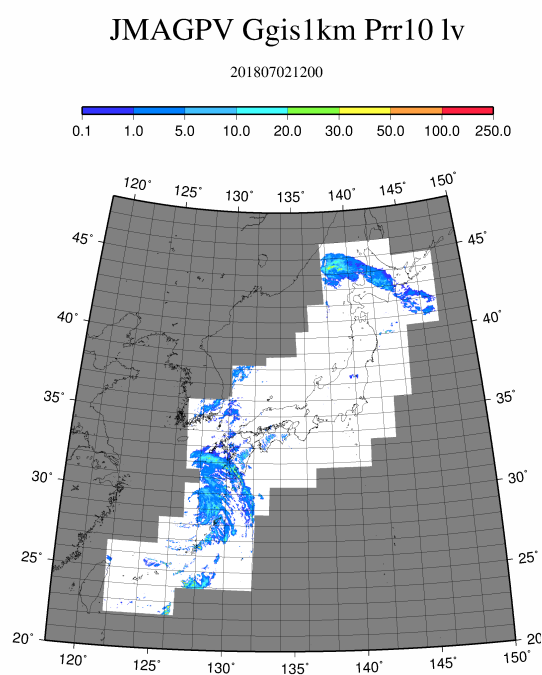
図 17: 2018 年 7 月 1 日における全国合成レーダーエコー強度



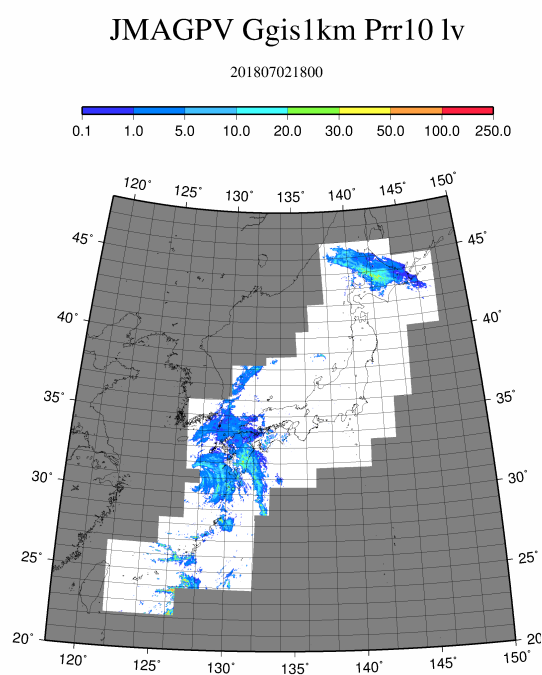
(a) 2018.7.2.00 UTC



(b) 2018.7.2.06 UTC

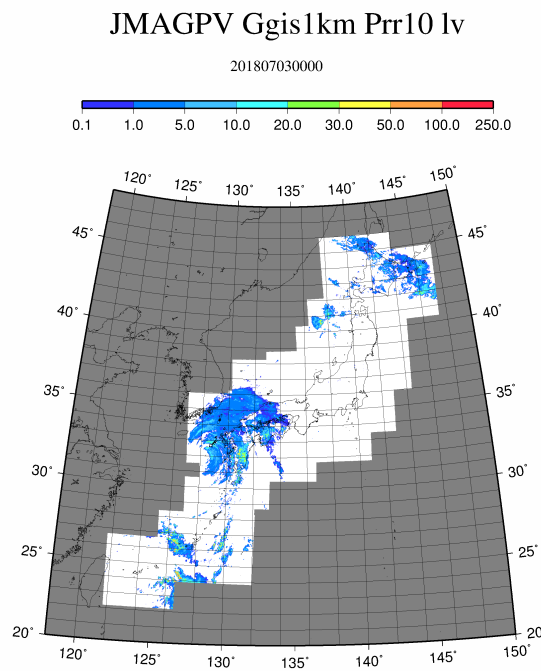


(c) 2018.7.2.12 UTC

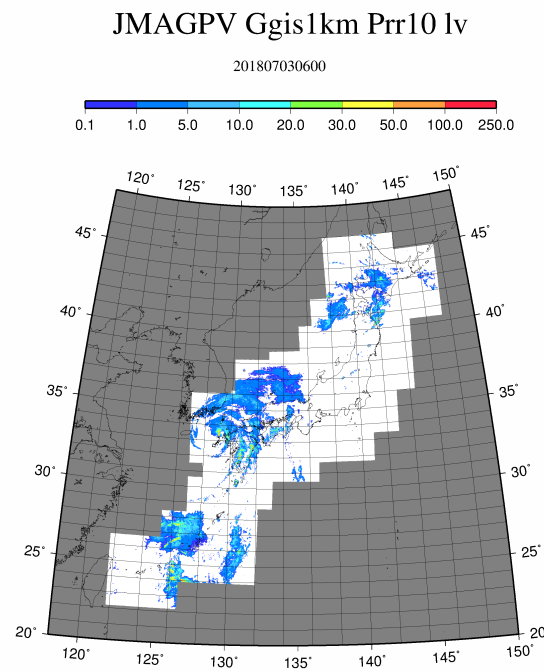


(d) 2018.7.2.18 UTC

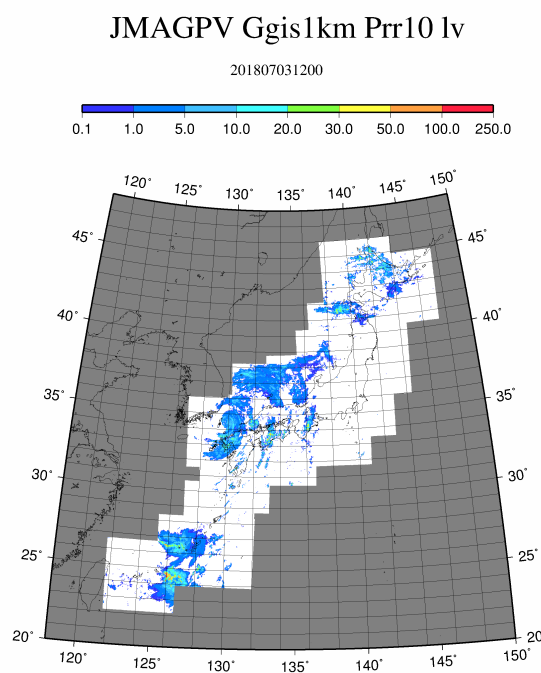
図 18: 2018 年 7 月 2 日における全国合成レーダーエコー強度



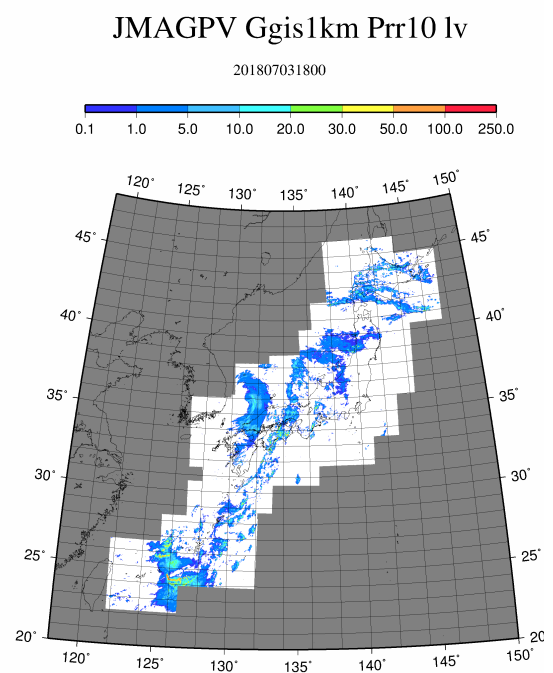
(a) 2018.7.3.00 UTC



(b) 2018.7.3.06 UTC

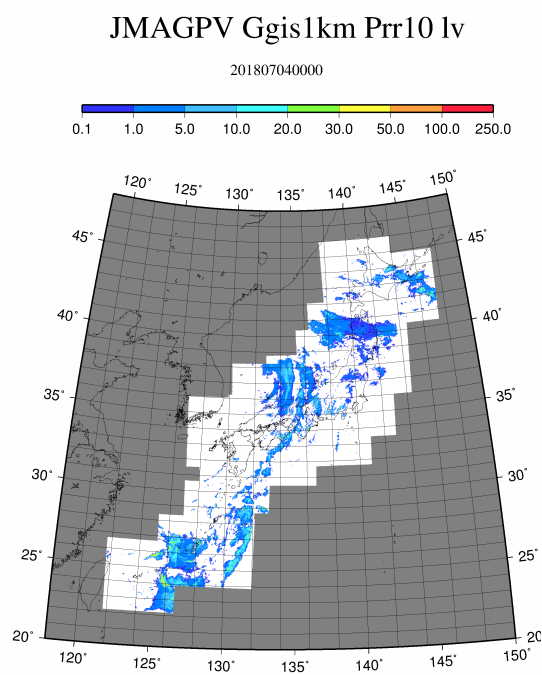


(c) 2018.7.3.12 UTC

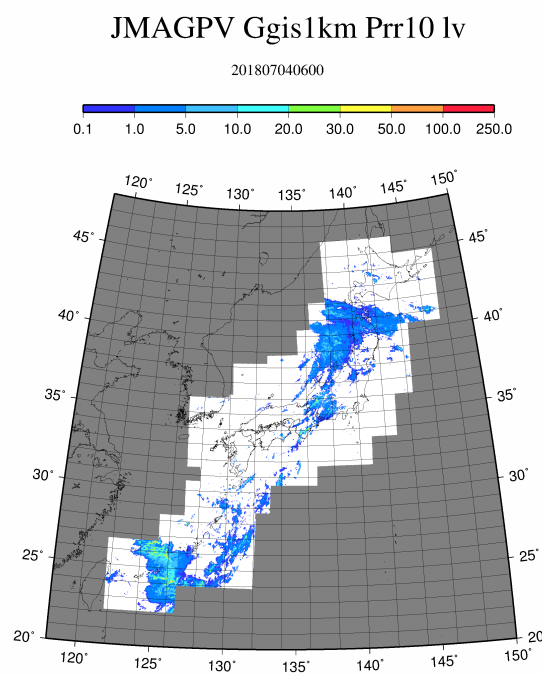


(d) 2018.7.3.18 UTC

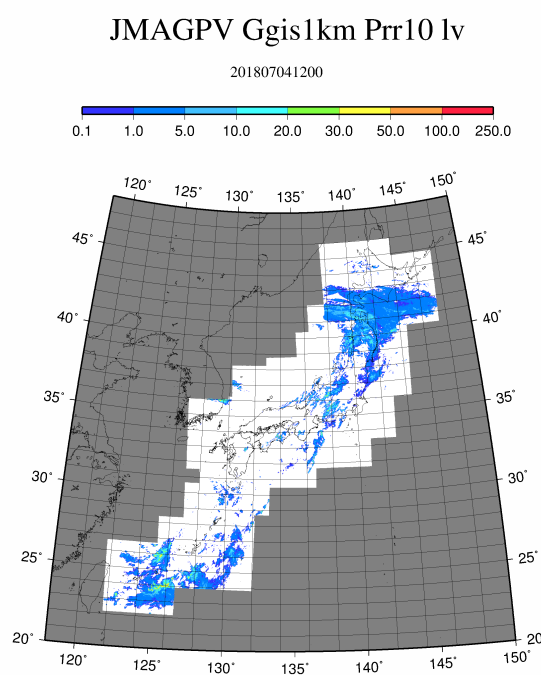
図 19: 2018 年 7 月 3 日における全国合成レーダーエコー強度



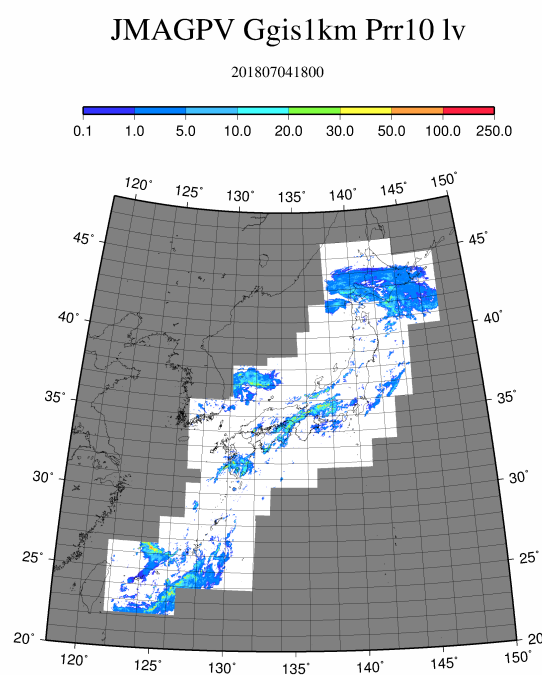
(a) 2018.7.4.00 UTC



(b) 2018.7.4.06 UTC

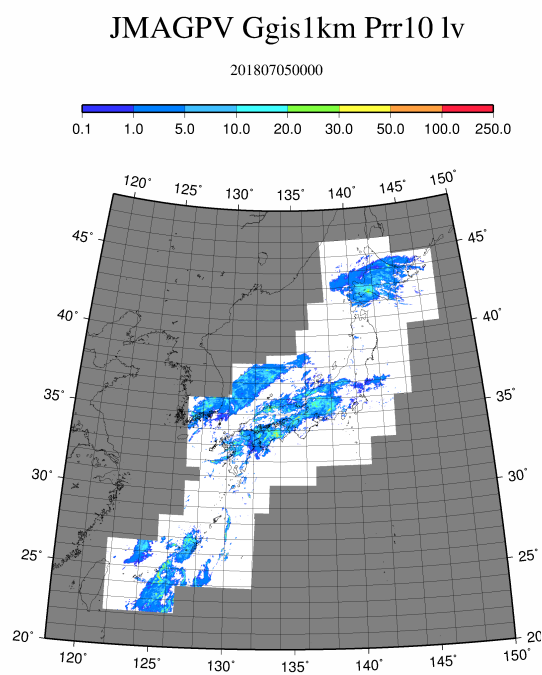


(c) 2018.7.4.12 UTC

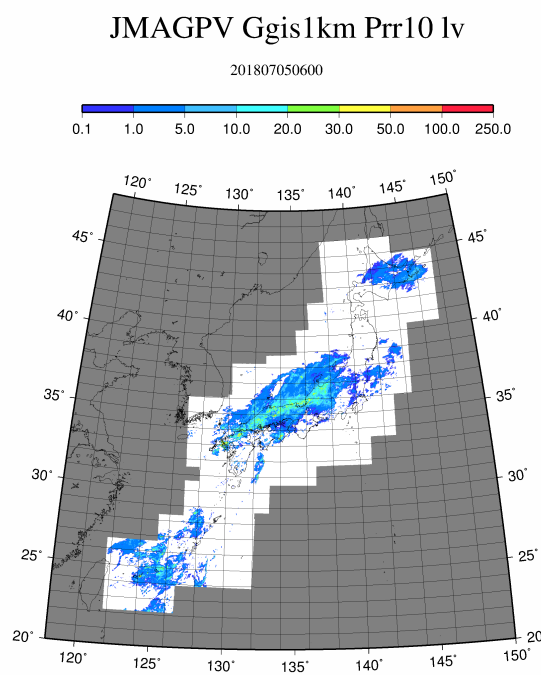


(d) 2018.7.4.18 UTC

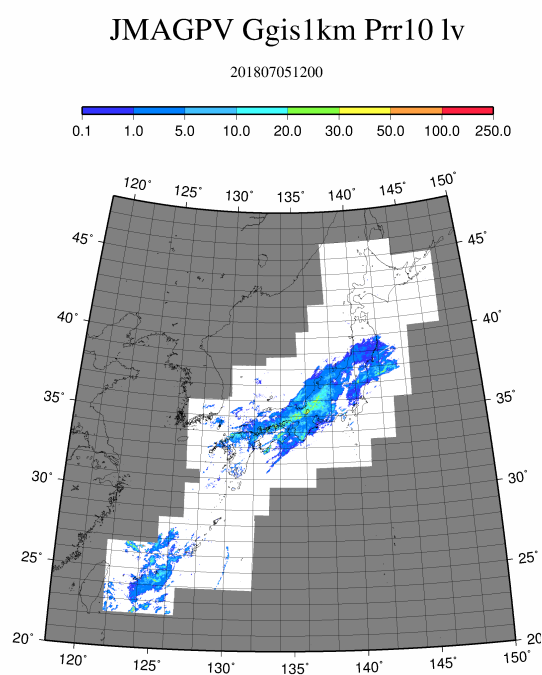
図 20: 2018 年 7 月 4 日における全国合成レーダーエコー強度



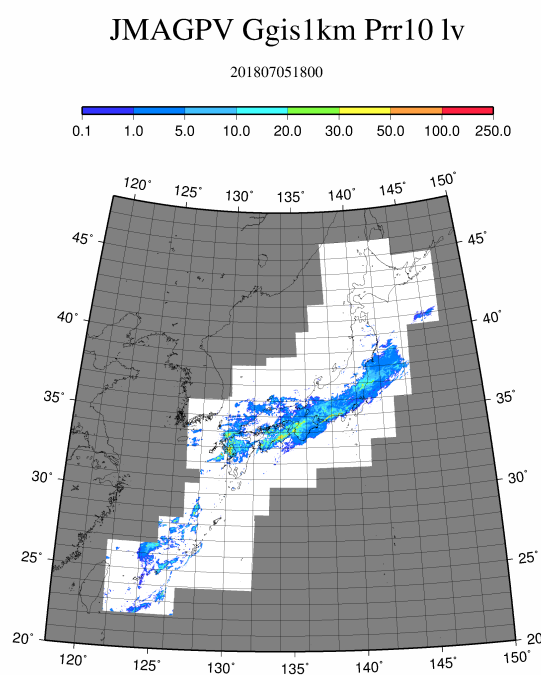
(a) 2018.7.5.00 UTC



(b) 2018.7.5.06 UTC

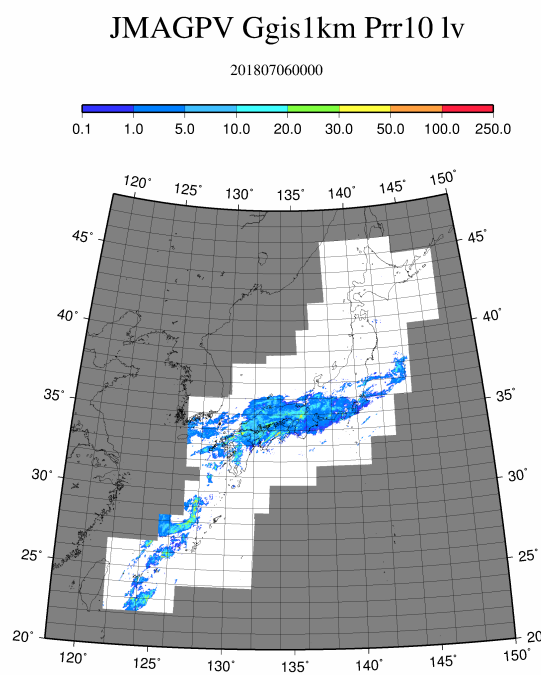


(c) 2018.7.5.12 UTC

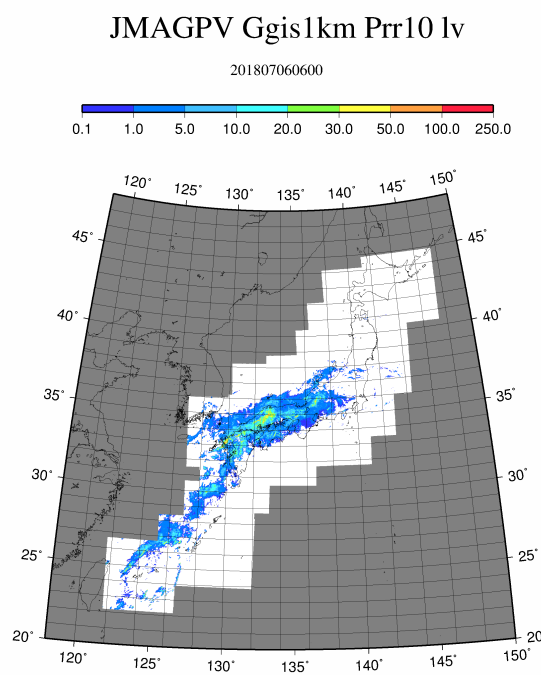


(d) 2018.7.5.18 UTC

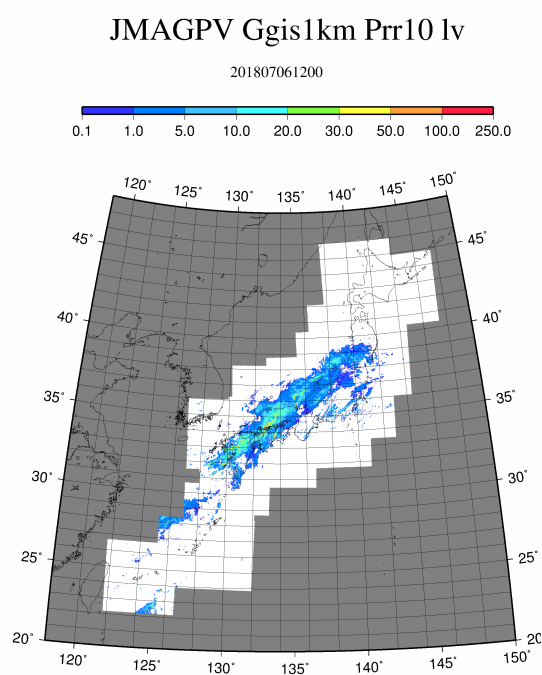
図 21: 2018 年 7 月 5 日における全国合成レーダーエコー強度



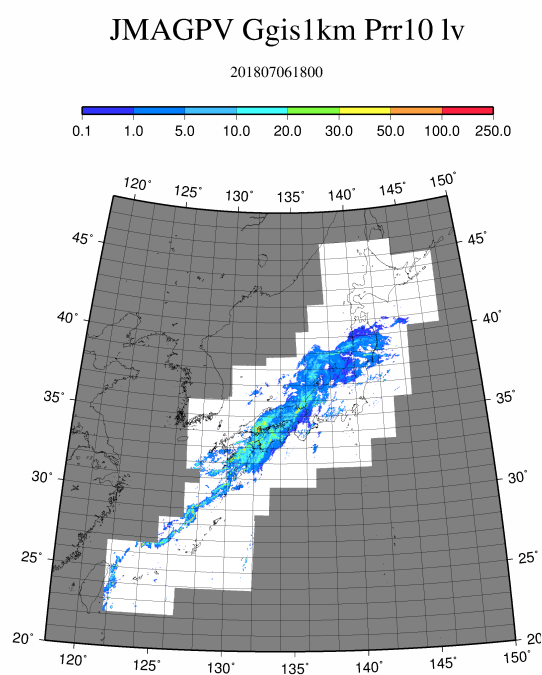
(a) 2018.7.6.00 UTC



(b) 2018.7.6.06 UTC

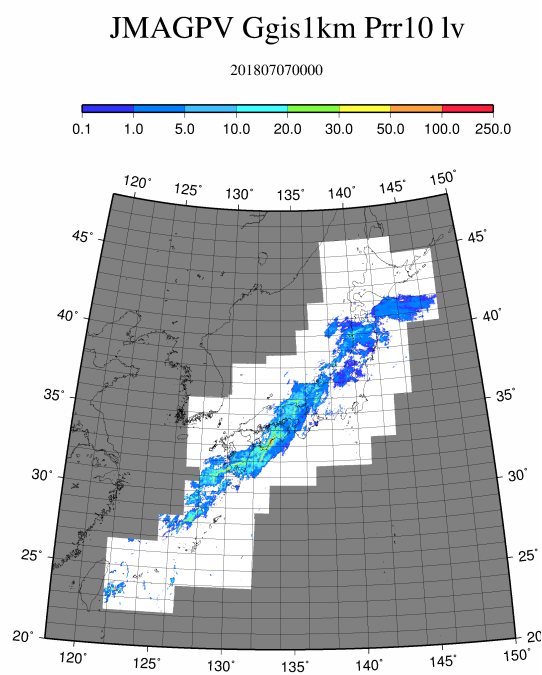


(c) 2018.7.6.12 UTC

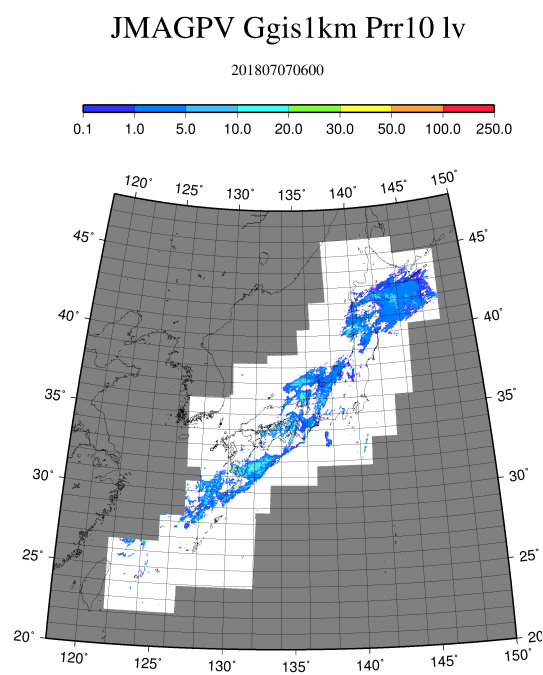


(d) 2018.7.6.18 UTC

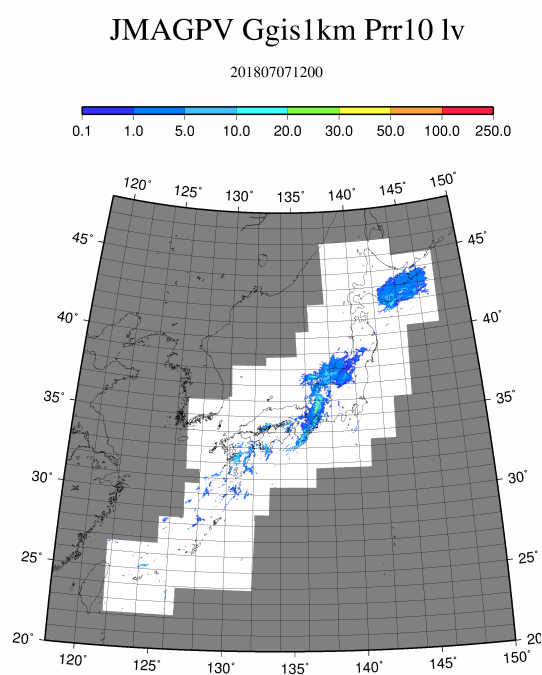
図 22: 2018 年 7 月 6 日における全国合成レーダーエコー強度



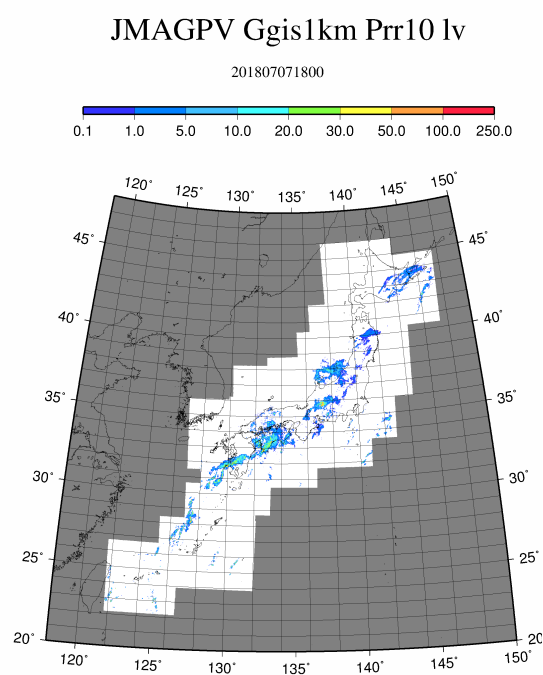
(a) 2018.7.7.00 UTC



(b) 2018.7.7.06 UTC

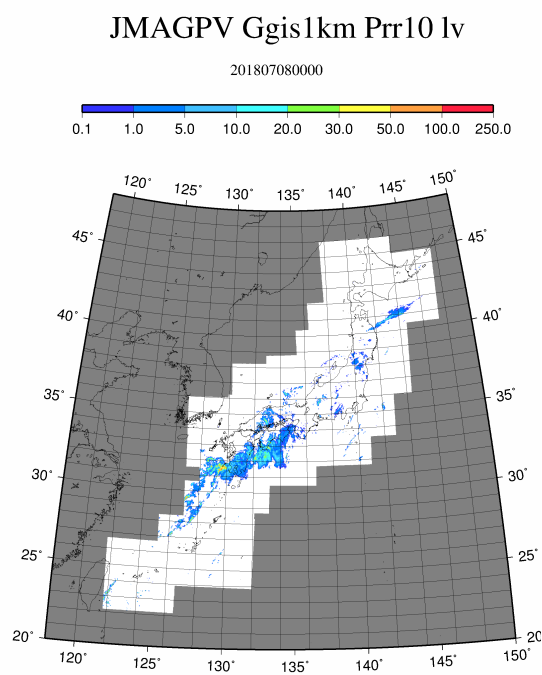


(c) 2018.7.7.12 UTC

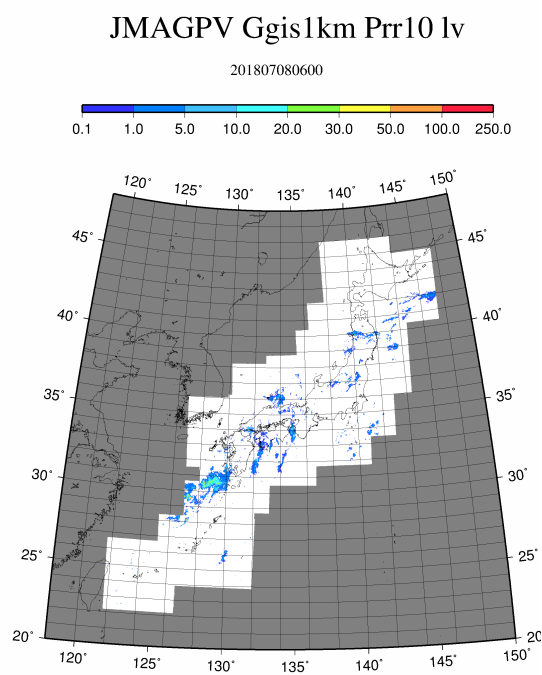


(d) 2018.7.7.18 UTC

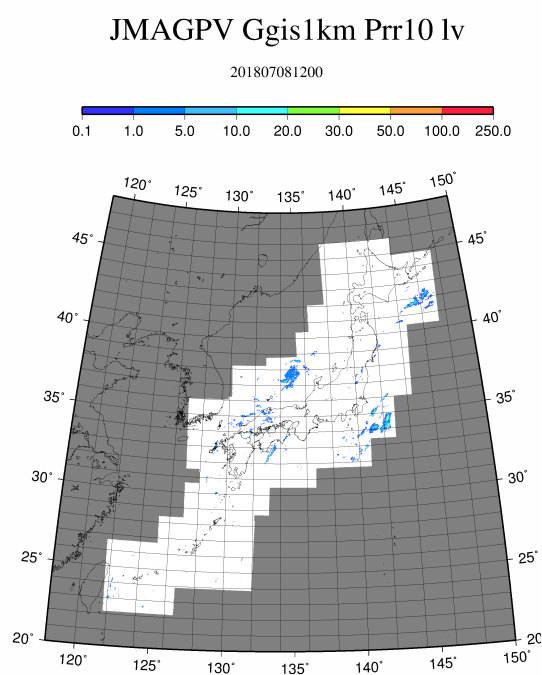
図 23: 2018 年 7 月 7 日における全国合成レーダーエコー強度



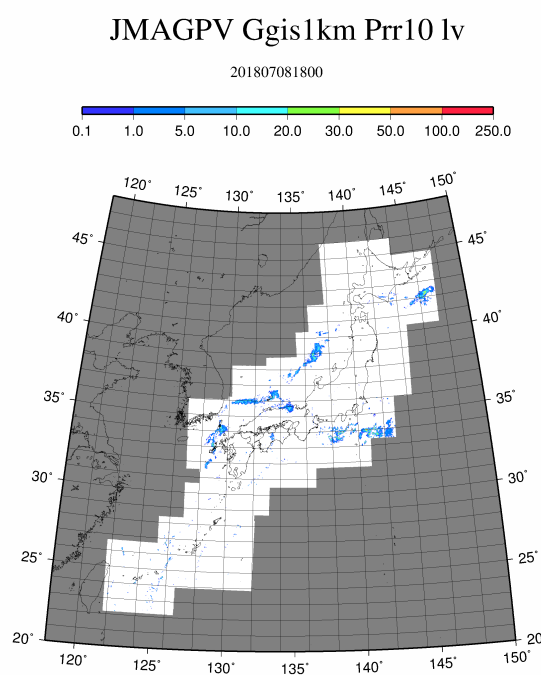
(a) 2018.7.8.00 UTC



(b) 2018.7.8.06 UTC

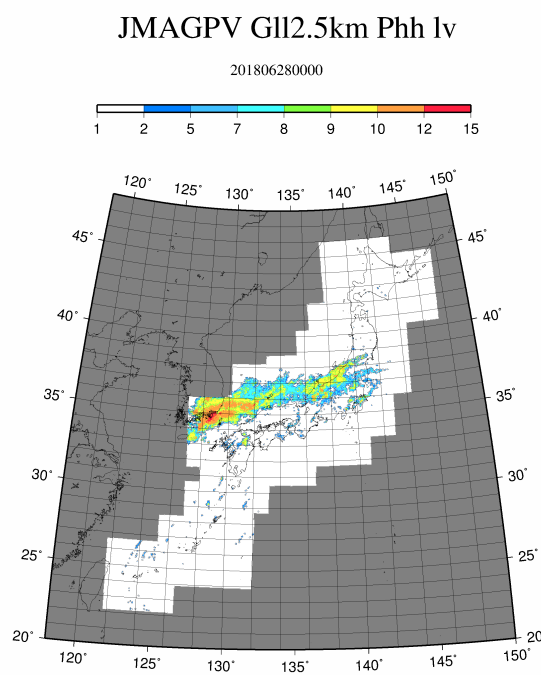


(c) 2018.7.8.12 UTC

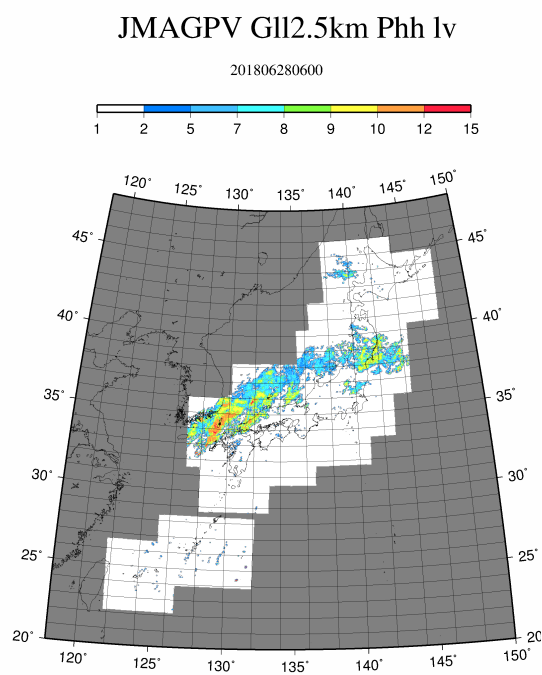


(d) 2018.7.8.18 UTC

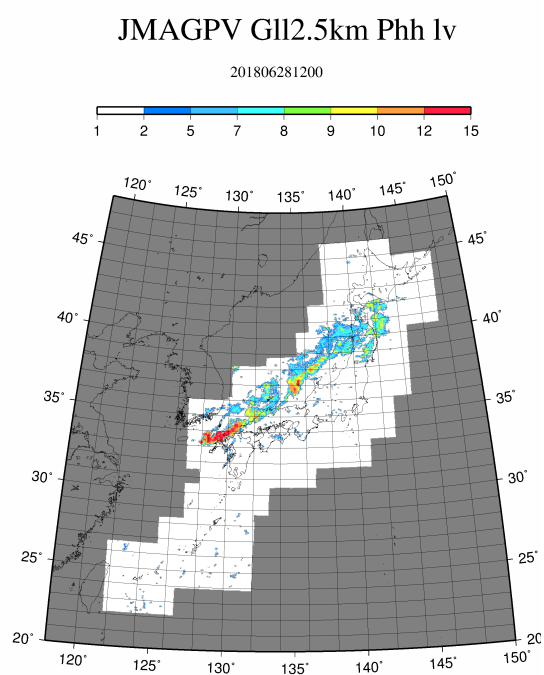
図 24: 2018 年 7 月 8 日における全国合成レーダーエコー強度



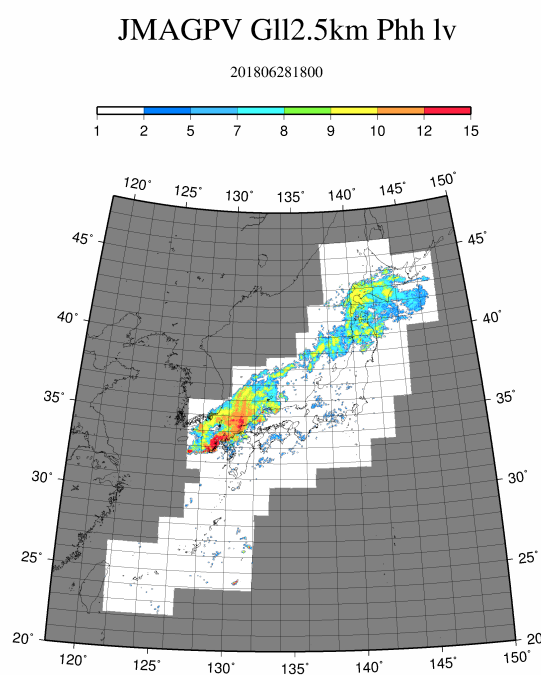
(a) 2018.6.28.00 UTC



(b) 2018.6.28.06 UTC

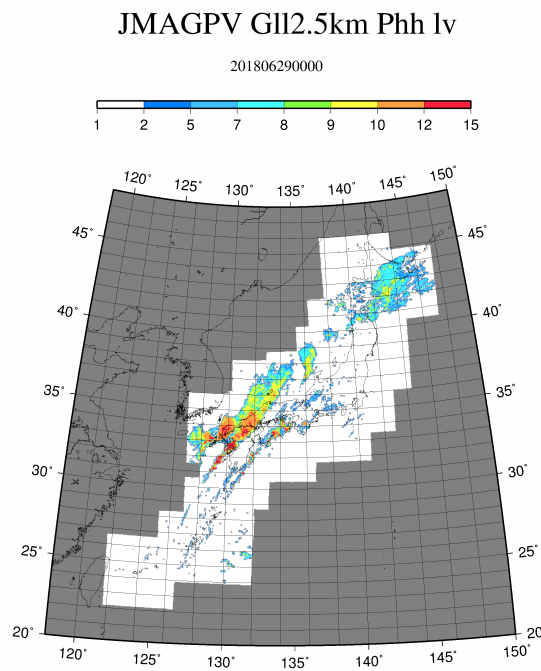


(c) 2018.6.28.12 UTC

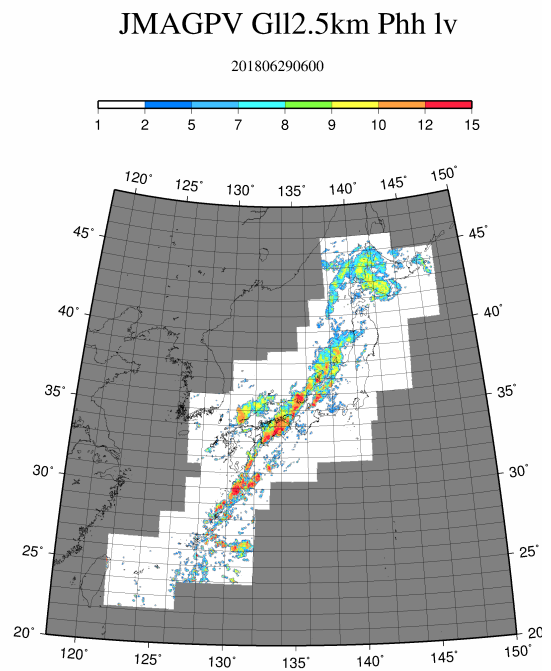


(d) 2018.6.28.18 UTC

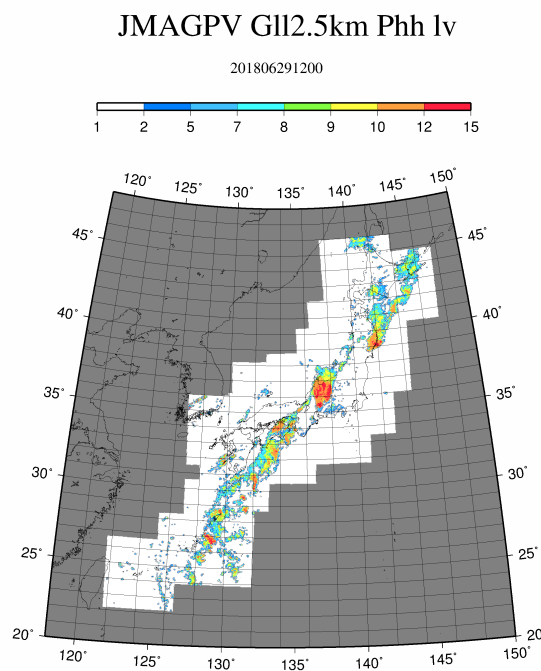
図 25: 2018 年 6 月 28 日における全国合成レーダーエコー頂高度



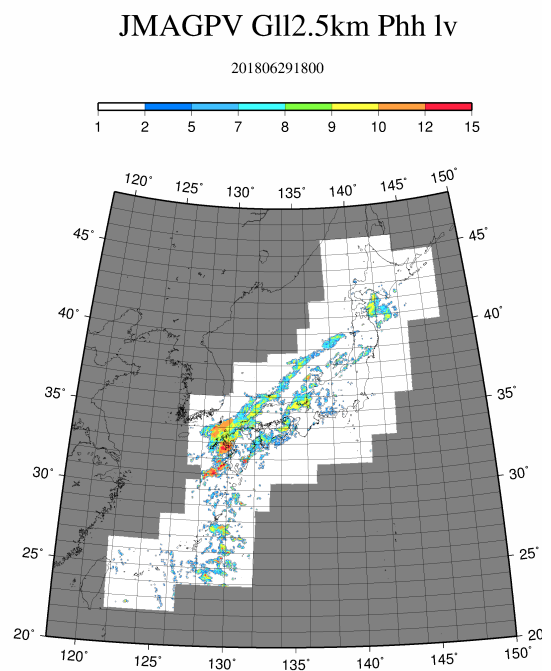
(a) 2018.6.29.00 UTC



(b) 2018.6.29.06 UTC

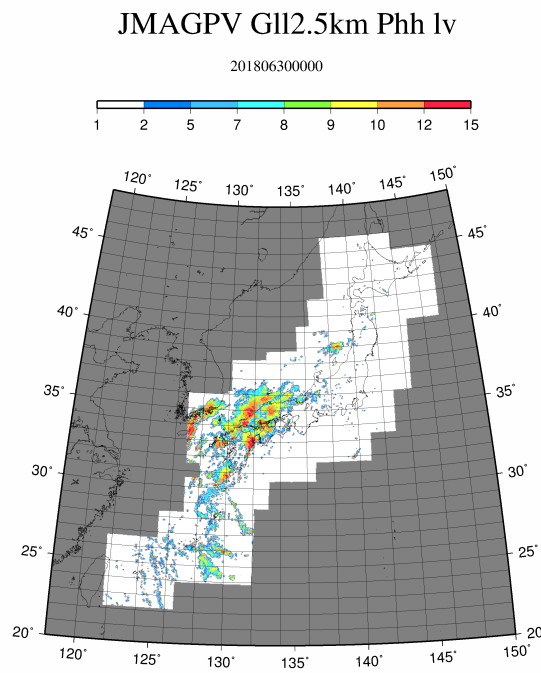


(c) 2018.6.29.12 UTC

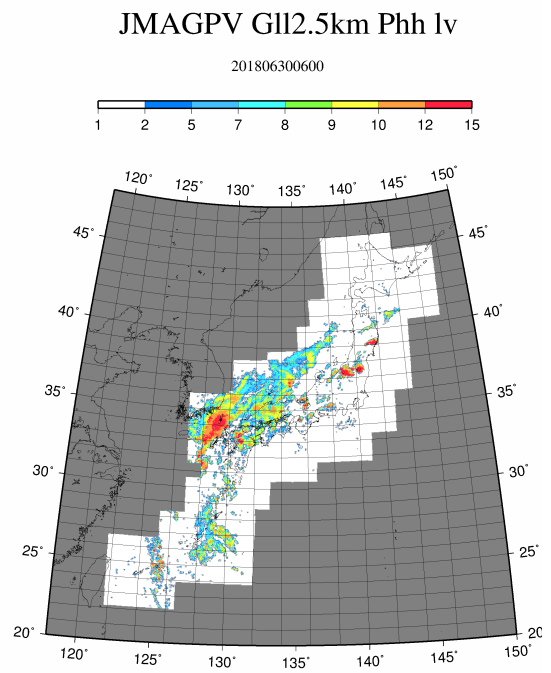


(d) 2018.6.29.18 UTC

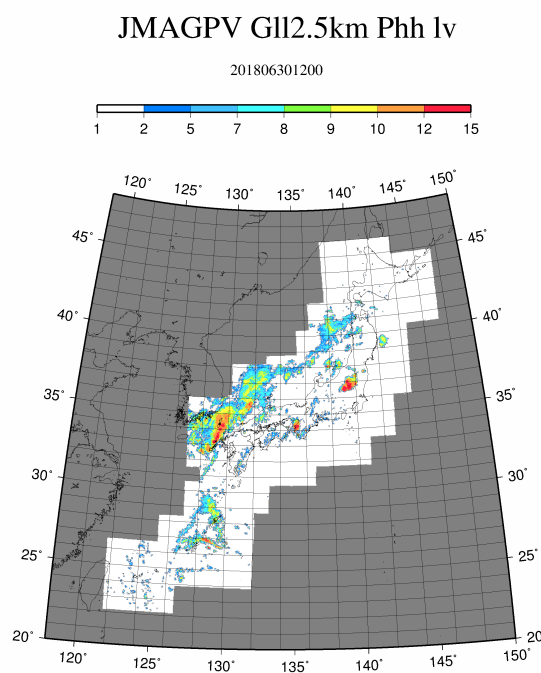
図 26: 2018 年 6 月 29 日における全国合成レーダーエコー頂高度



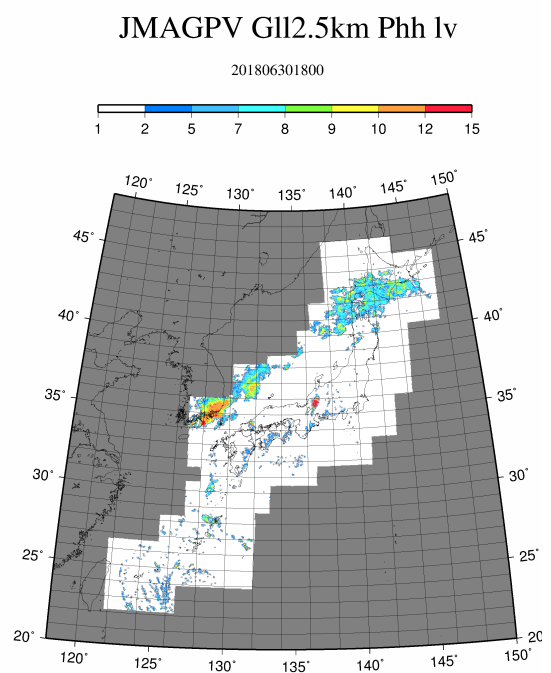
(a) 2018.6.30.00 UTC



(b) 2018.6.30.06 UTC

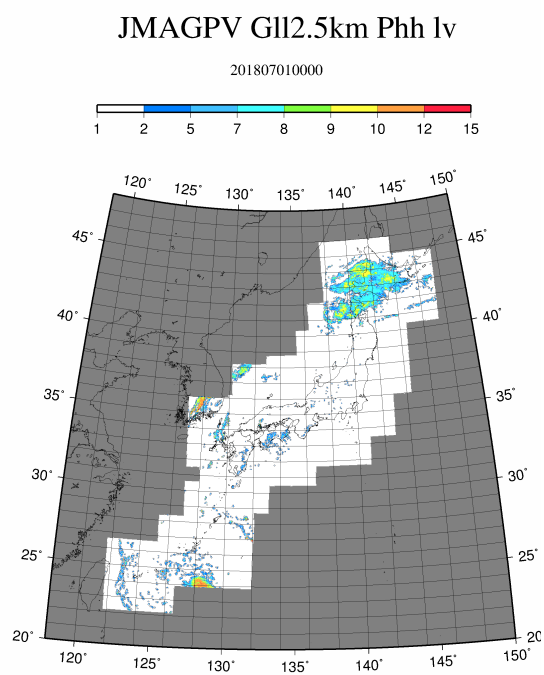


(c) 2018.6.30.12 UTC

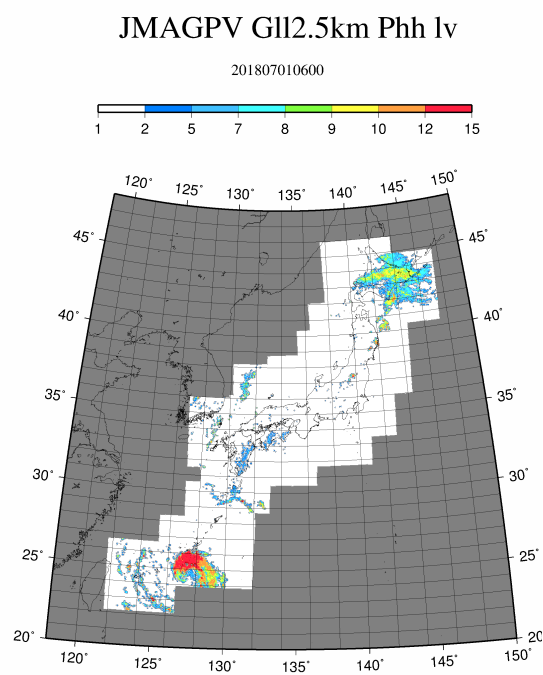


(d) 2018.6.30.18 UTC

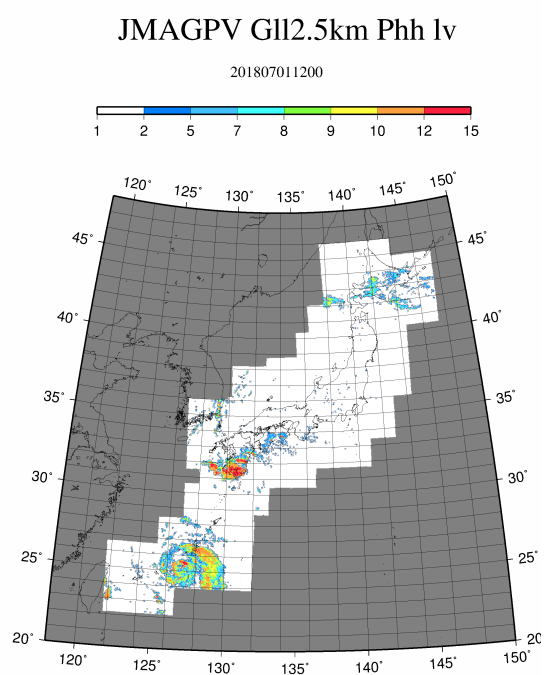
図 27: 2018 年 6 月 30 日における全国合成レーダーエコー頂高度



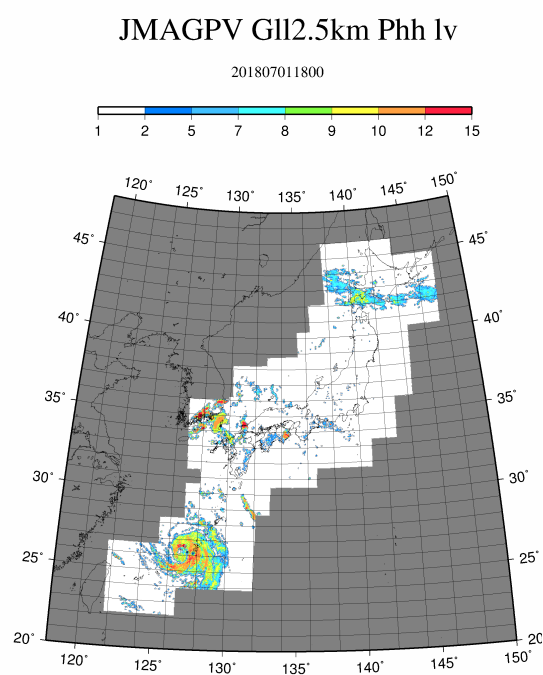
(a) 2018.7.1.00 UTC



(b) 2018.7.1.06 UTC

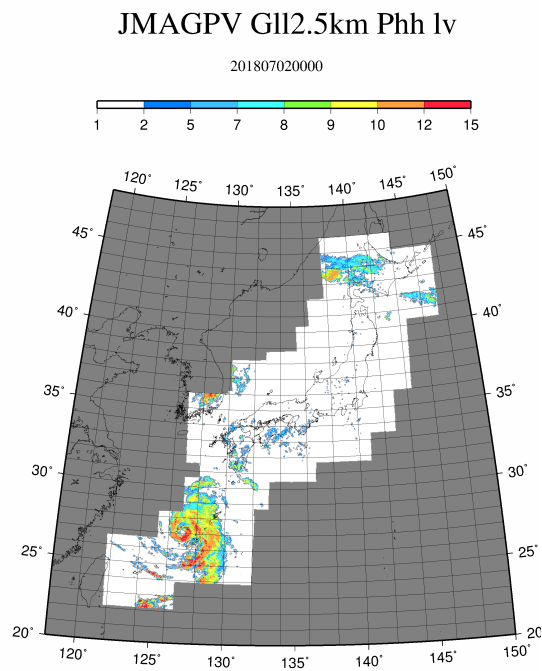


(c) 2018.7.1.12 UTC

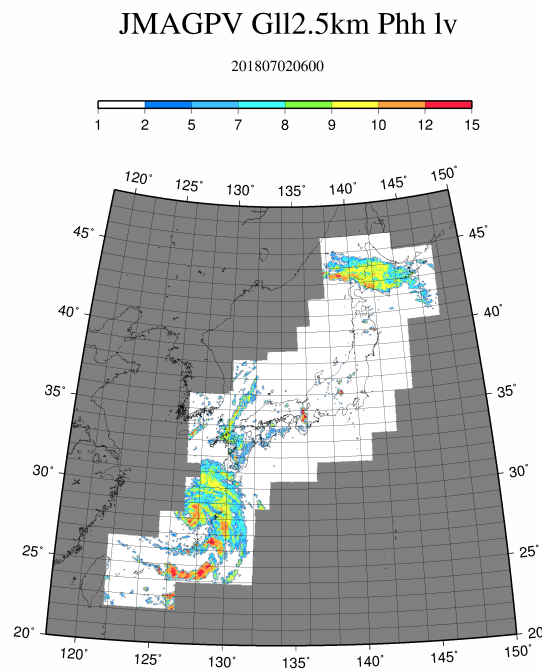


(d) 2018.7.1.18 UTC

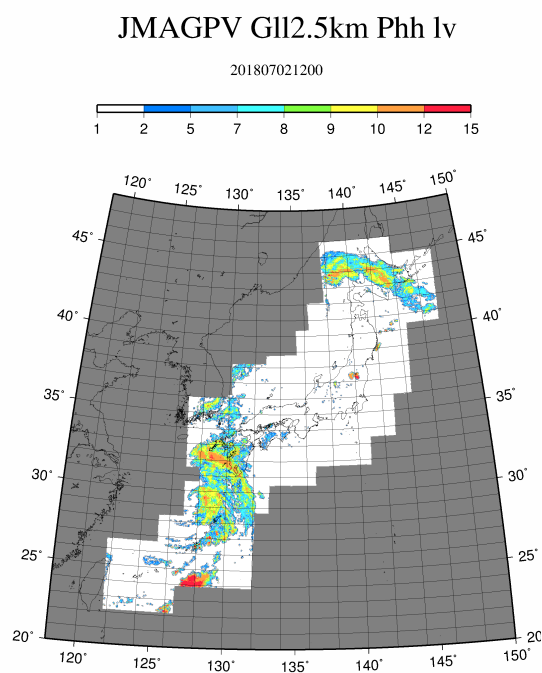
図 28: 2018 年 7 月 1 日における全国合成レーダーエコー頂高度



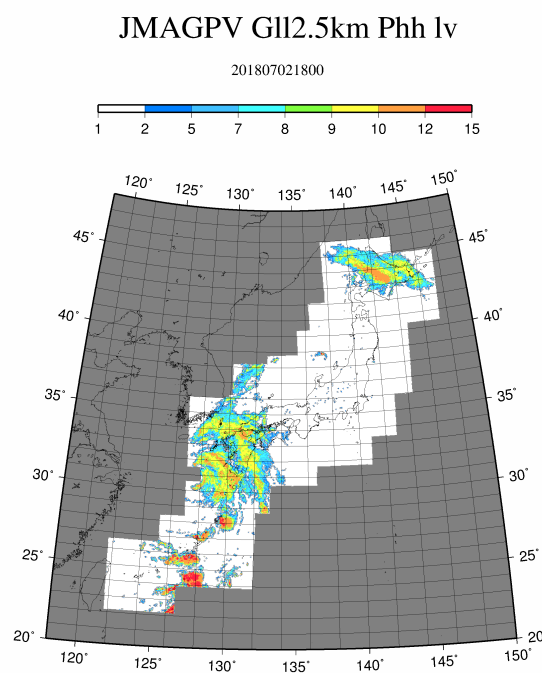
(a) 2018.7.2.00 UTC



(b) 2018.7.2.06 UTC

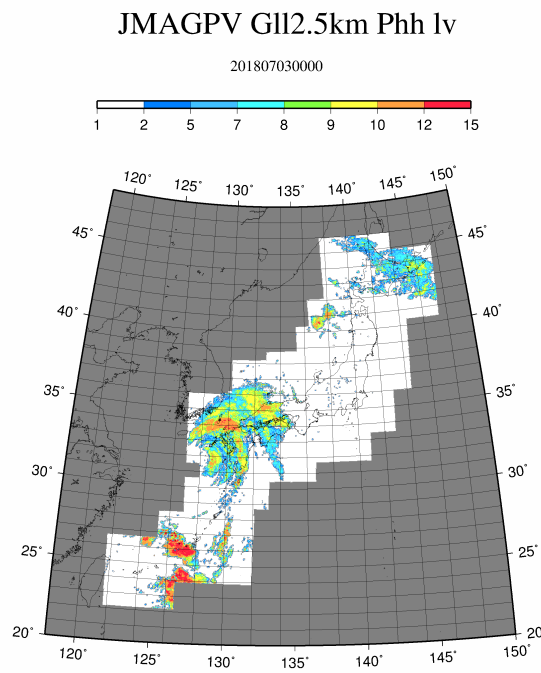


(c) 2018.7.2.12 UTC

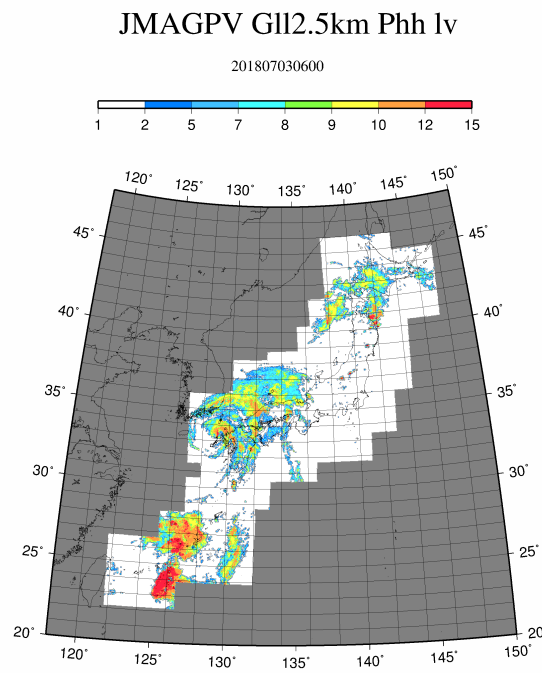


(d) 2018.7.2.18 UTC

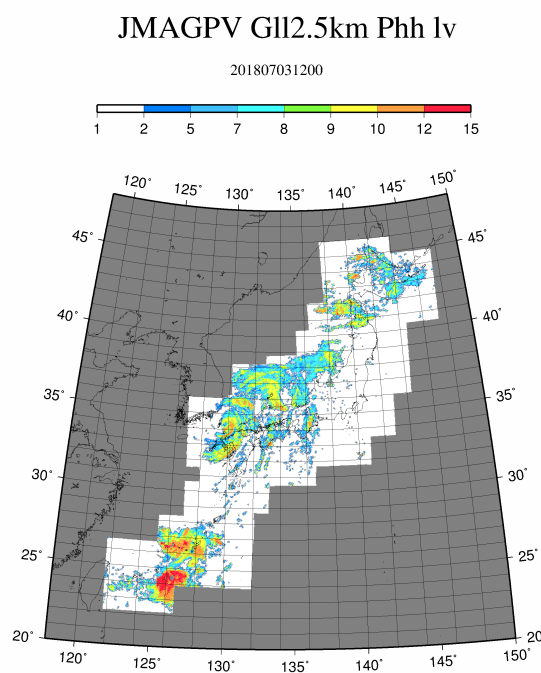
図 29: 2018 年 7 月 2 日における全国合成レーダーエコー頂高度



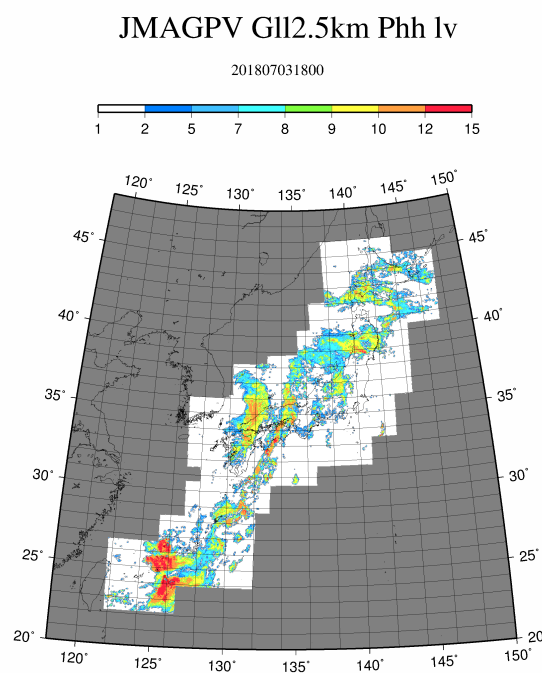
(a) 2018.7.3.00 UTC



(b) 2018.7.3.06 UTC

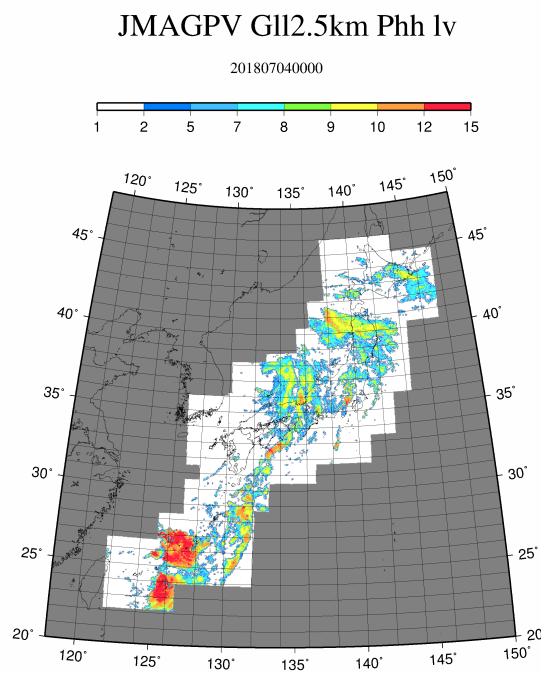


(c) 2018.7.3.12 UTC

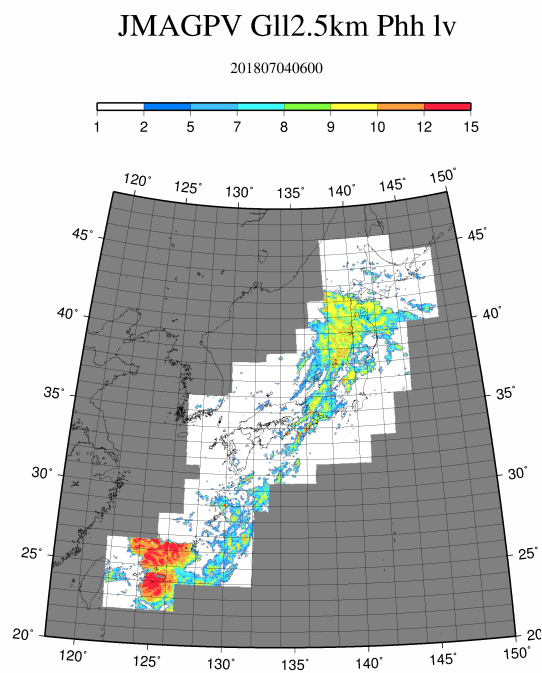


(d) 2018.7.3.18 UTC

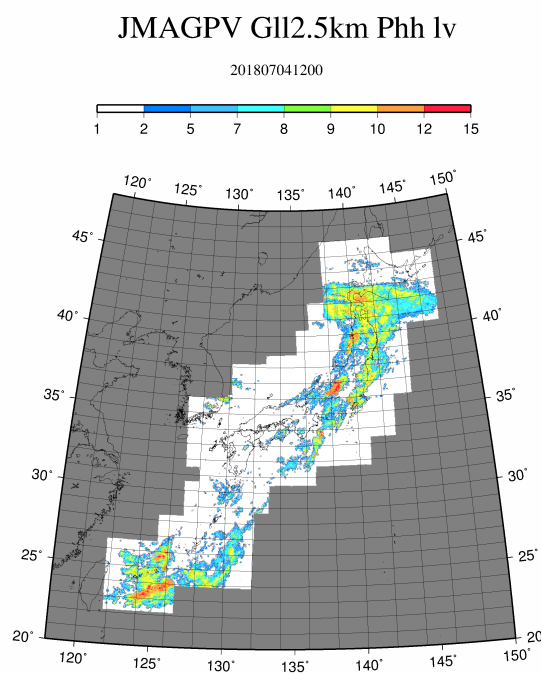
図 30: 2018 年 7 月 3 日における全国合成レーダーエコー頂高度



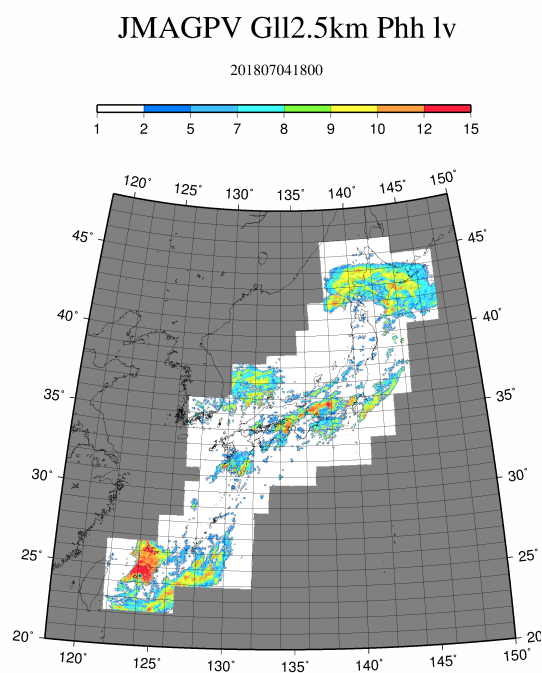
(a) 2018.7.4.00 UTC



(b) 2018.7.4.06 UTC

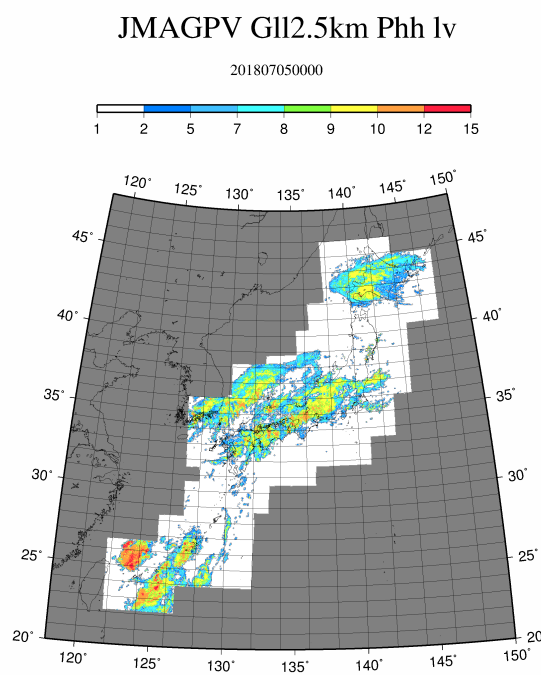


(c) 2018.7.4.12 UTC

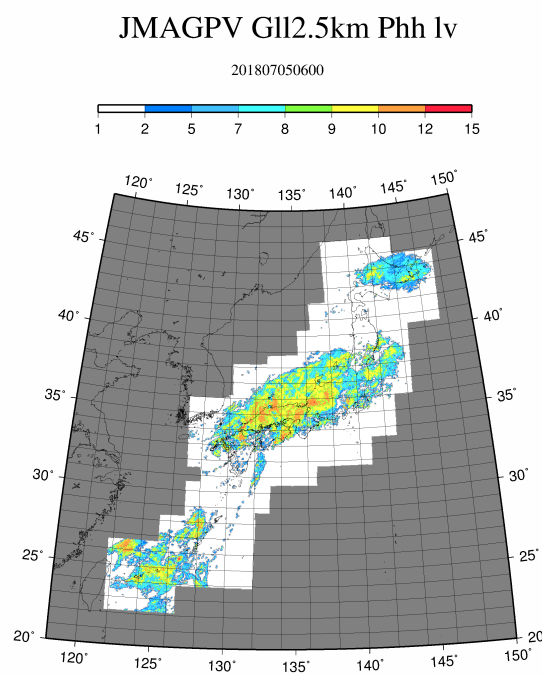


(d) 2018.7.4.18 UTC

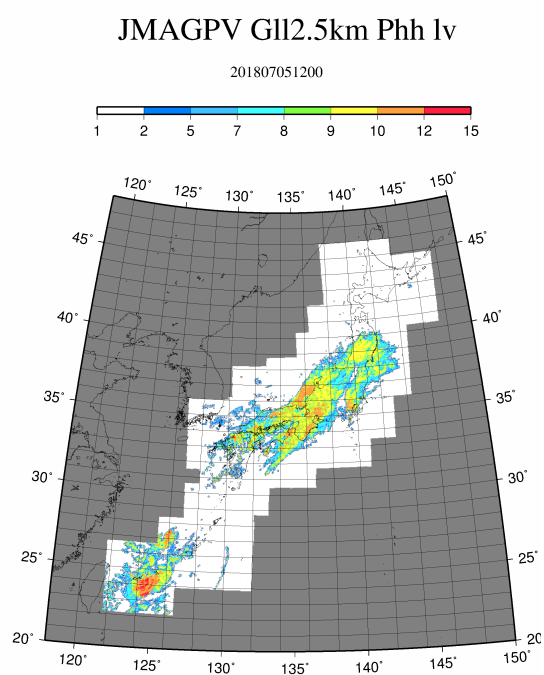
図 31: 2018 年 7 月 4 日における全国合成レーダーエコー頂高度



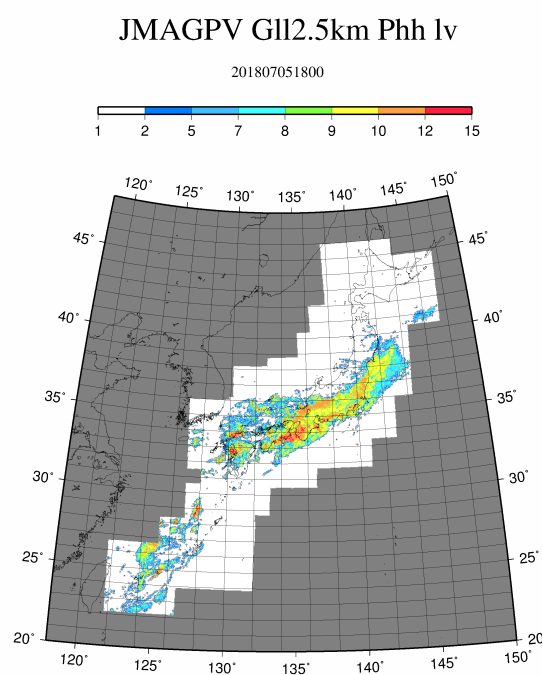
(a) 2018.7.5.00 UTC



(b) 2018.7.5.06 UTC

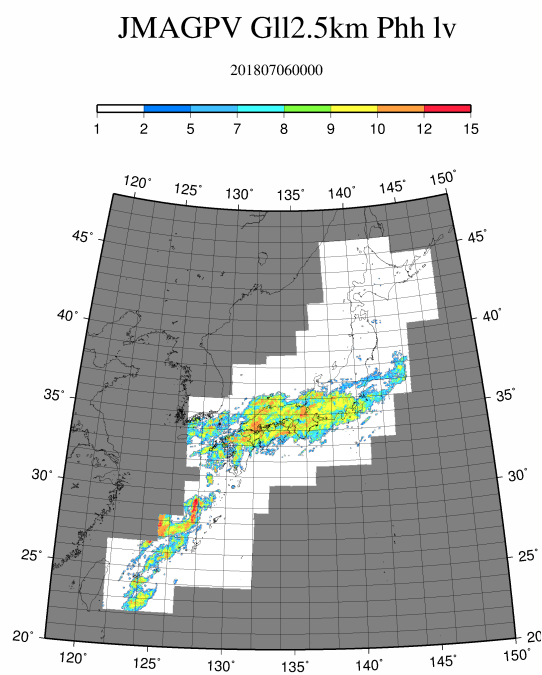


(c) 2018.7.5.12 UTC

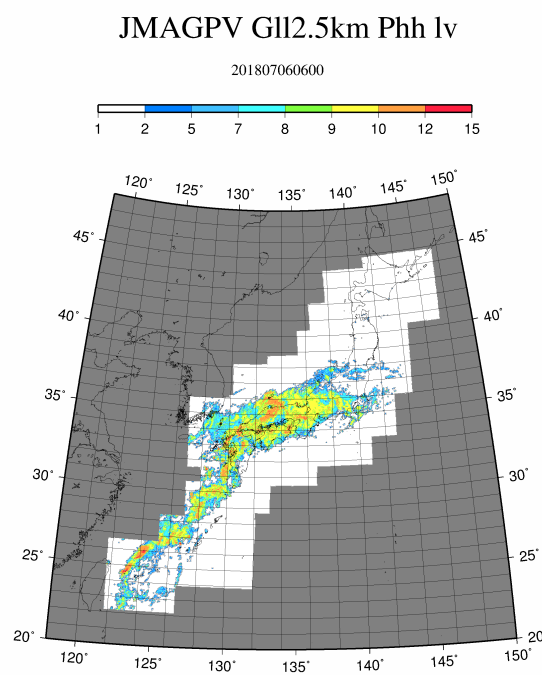


(d) 2018.7.5.18 UTC

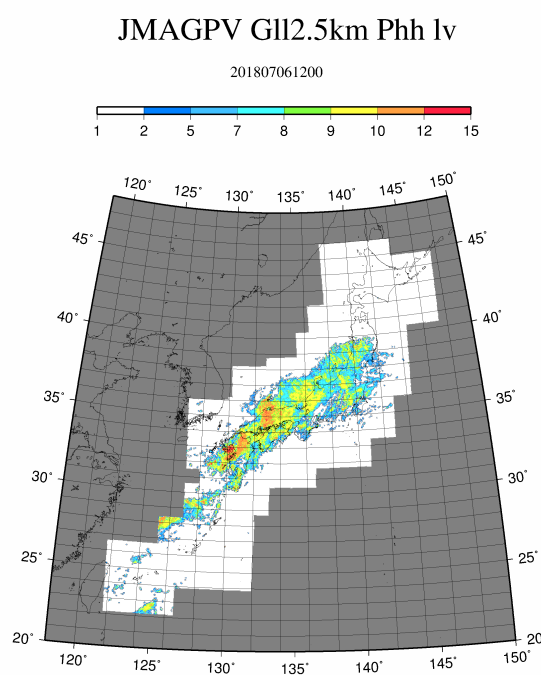
図 32: 2018 年 7 月 5 日における全国合成レーダーエコー頂高度



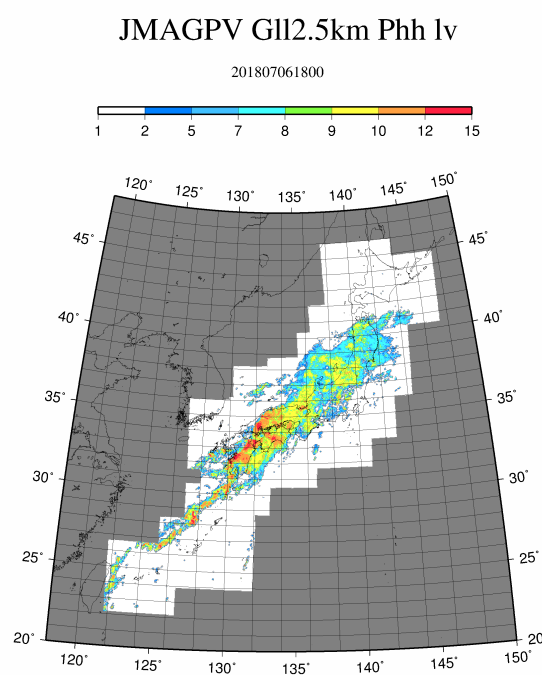
(a) 2018.7.6.00 UTC



(b) 2018.7.6.06 UTC

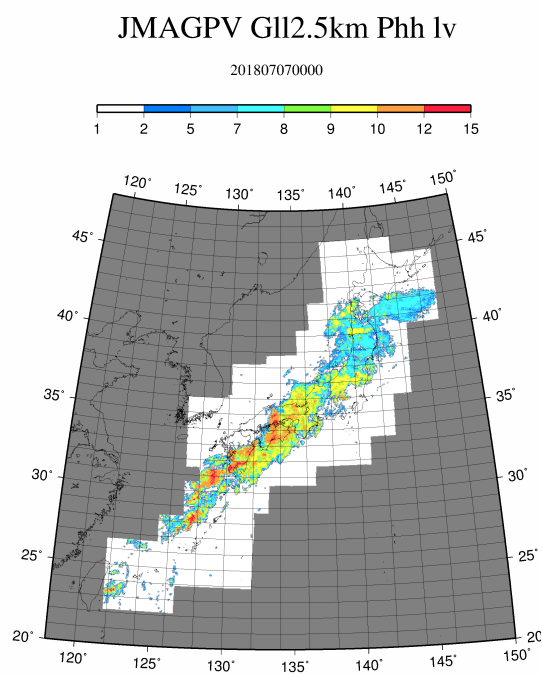


(c) 2018.7.6.12 UTC

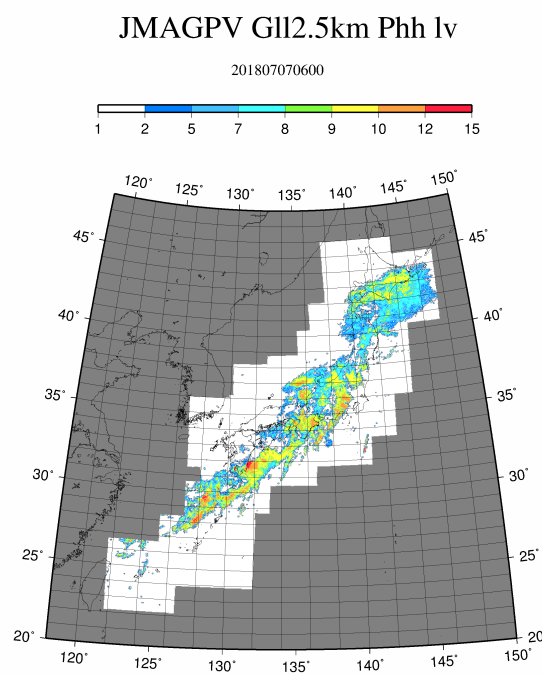


(d) 2018.7.6.18 UTC

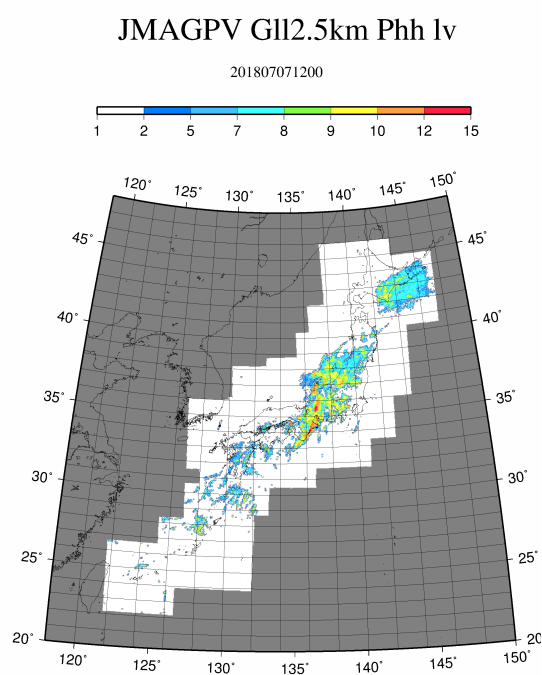
図 33: 2018 年 7 月 6 日における全国合成レーダーエコー頂高度



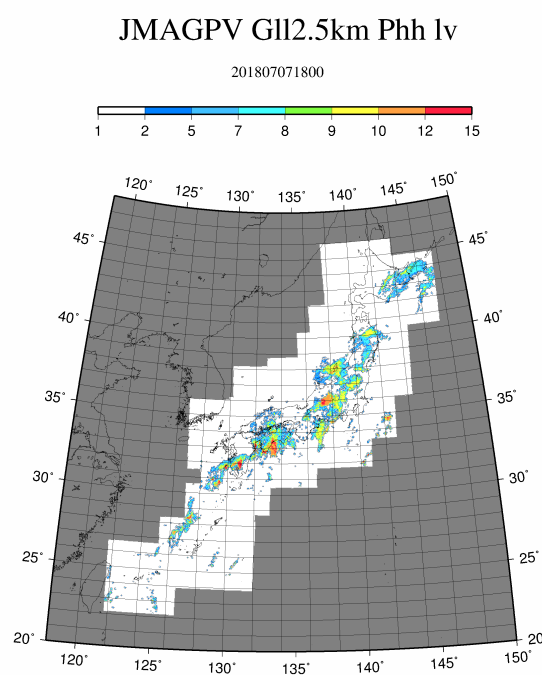
(a) 2018.7.7.00 UTC



(b) 2018.7.7.06 UTC

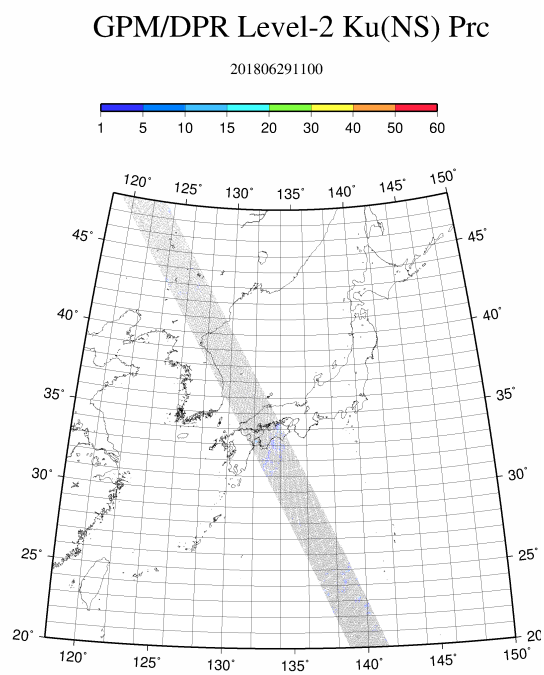


(c) 2018.7.7.12 UTC

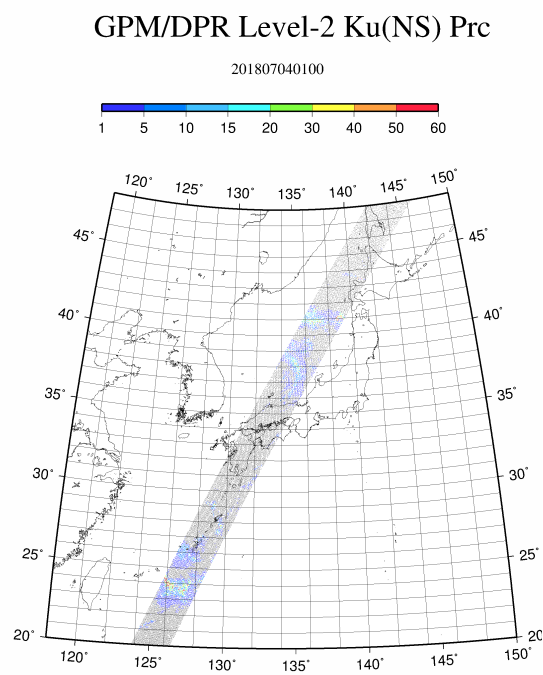


(d) 2018.7.7.18 UTC

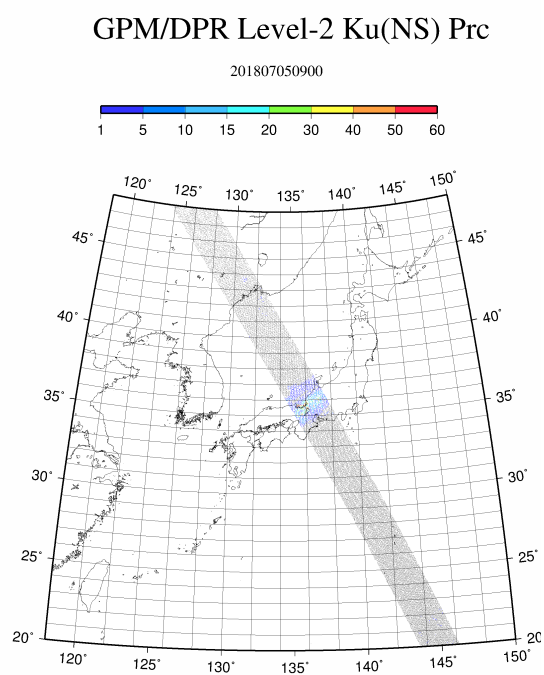
図 34: 2018 年 7 月 7 日における全国合成レーダーエコー頂高度



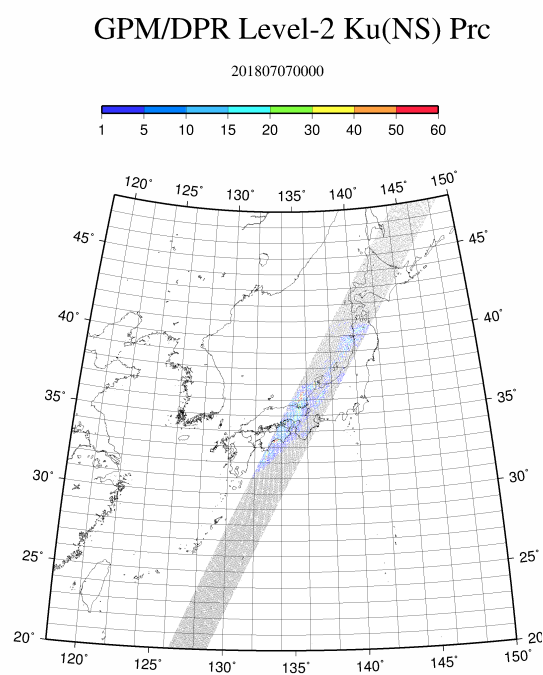
(a) 2018.6.29.11-12 UTC



(b) 2018.7.4.1-2 UTC



(c) 2018.7.5.9-10 UTC



(d) 2018.7.7.0-1 UTC

図 35: 「平成 30 年 7 月豪雨」期間中において GPM/DPR で観測された 4 つの軌道と地上降水強度

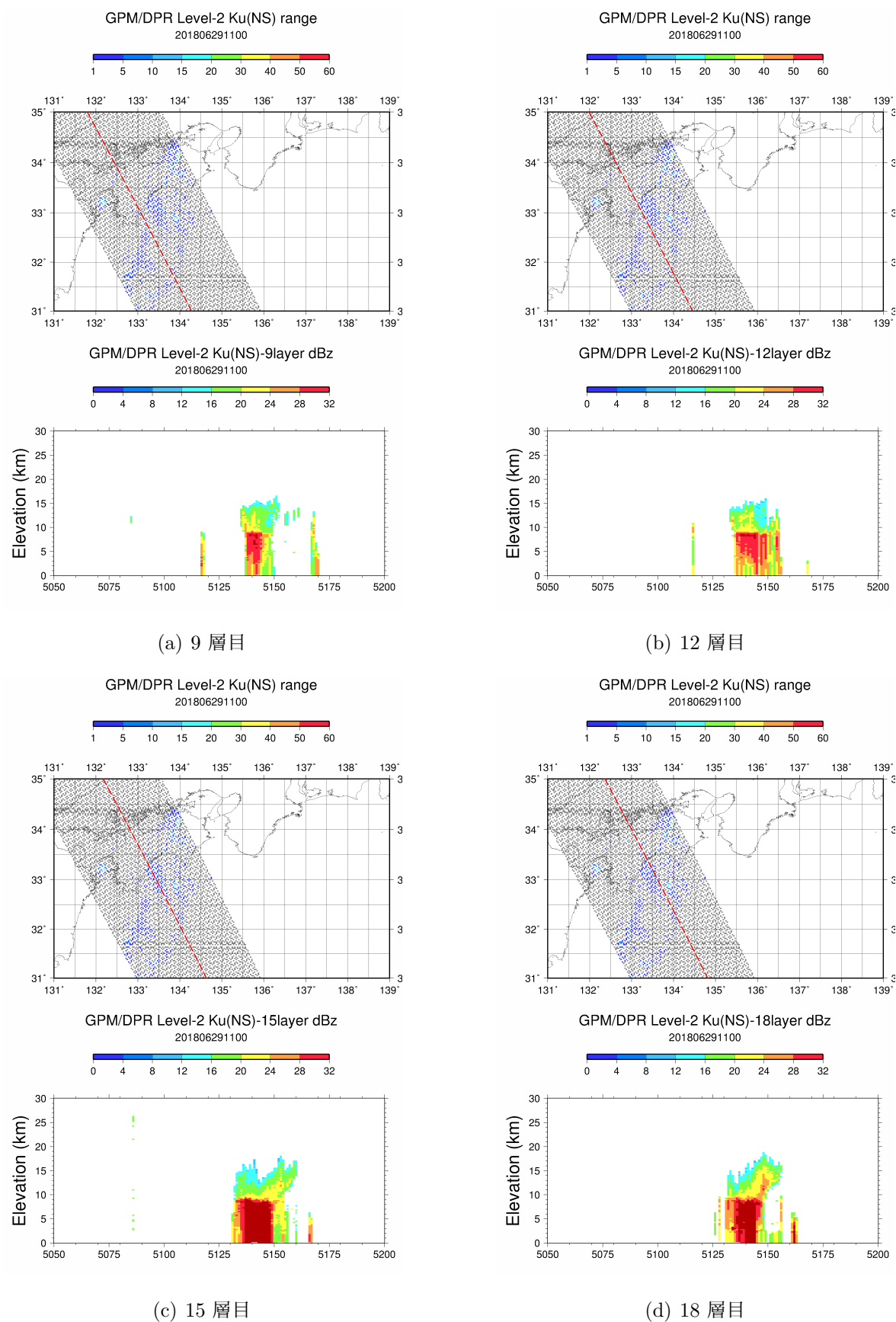


図 36: 2018 年 6 月 29 日 11 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射因子 (下図)

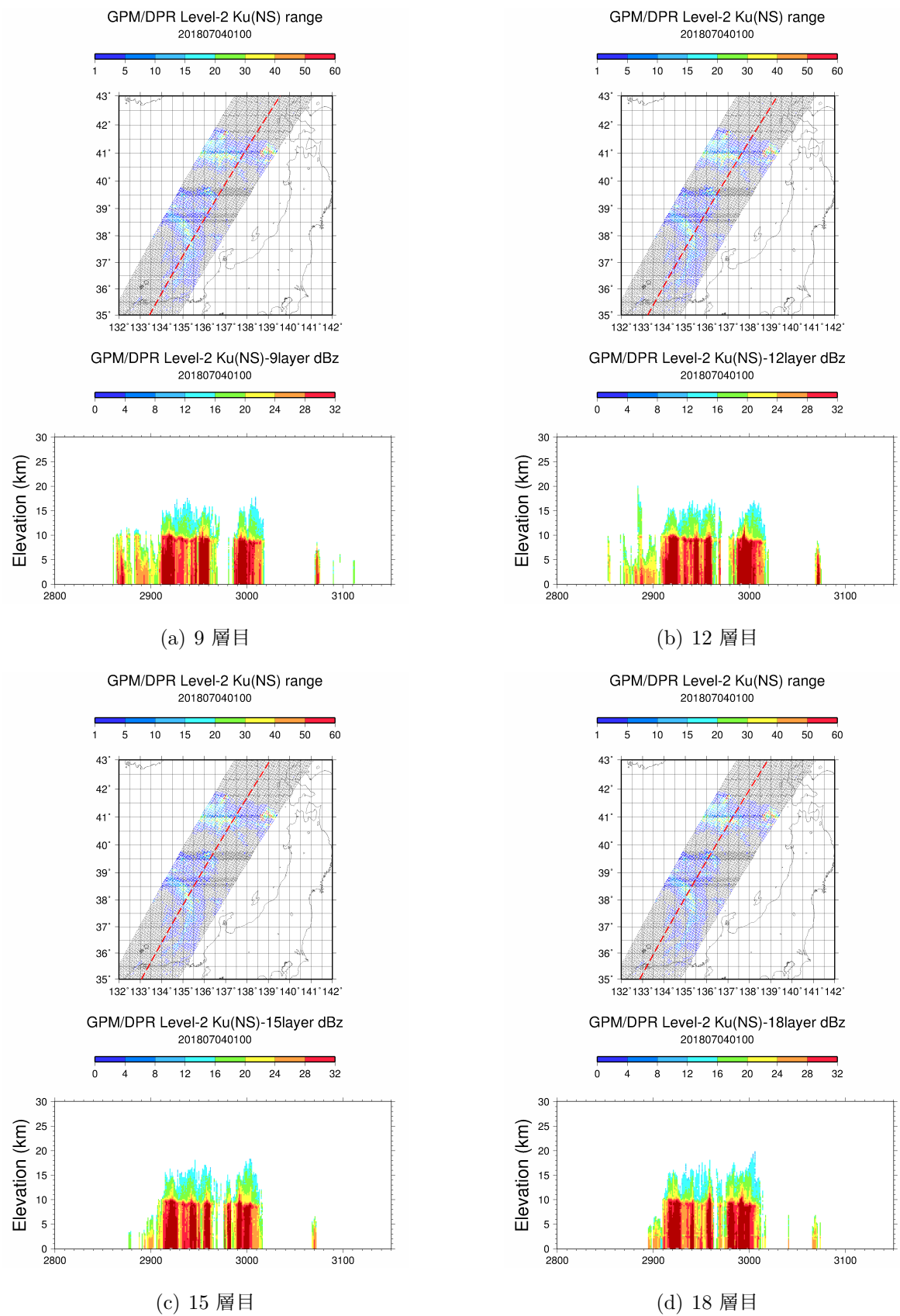
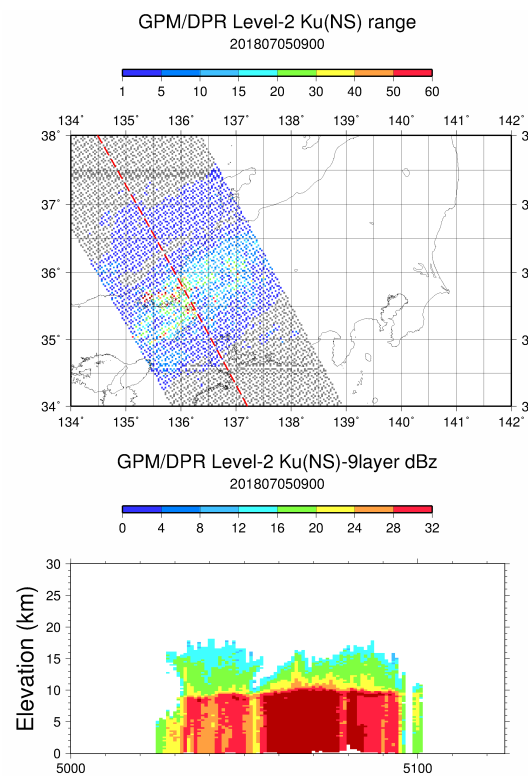
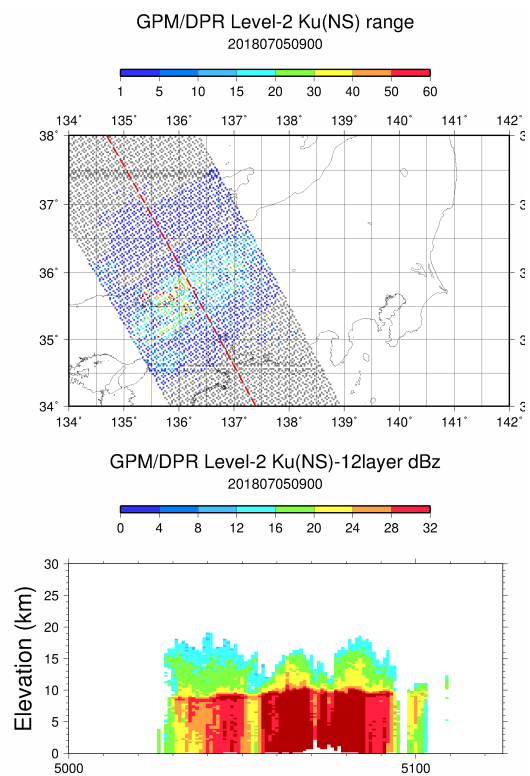


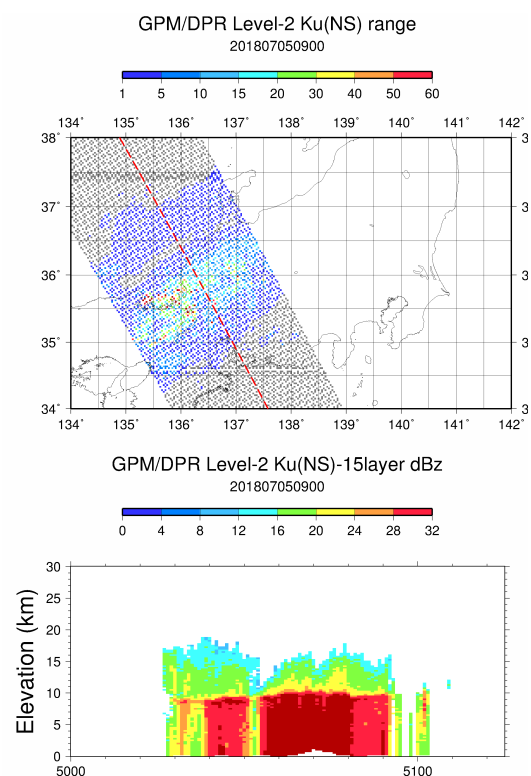
図 37: 2018 年 7 月 4 日 1 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射因子 (下図)



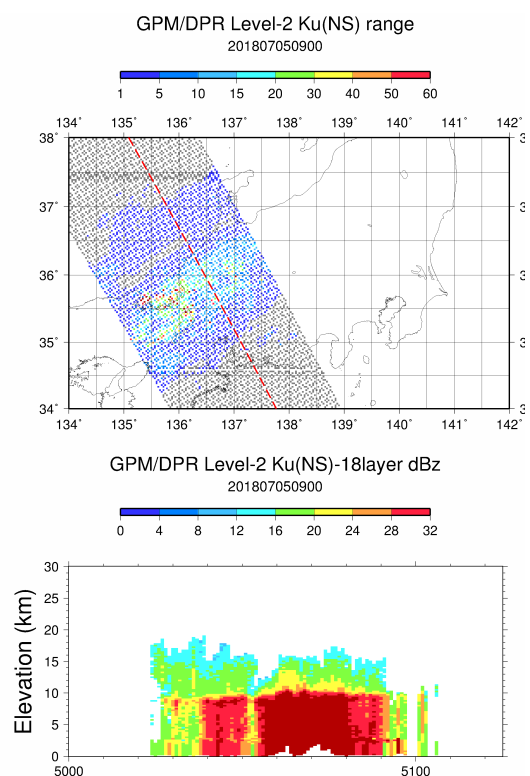
(a) 9 層目



(b) 12 層目



(c) 15 層目



(d) 18 層目

図 38: 2018 年 7 月 5 日 9 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射因子 (下図)

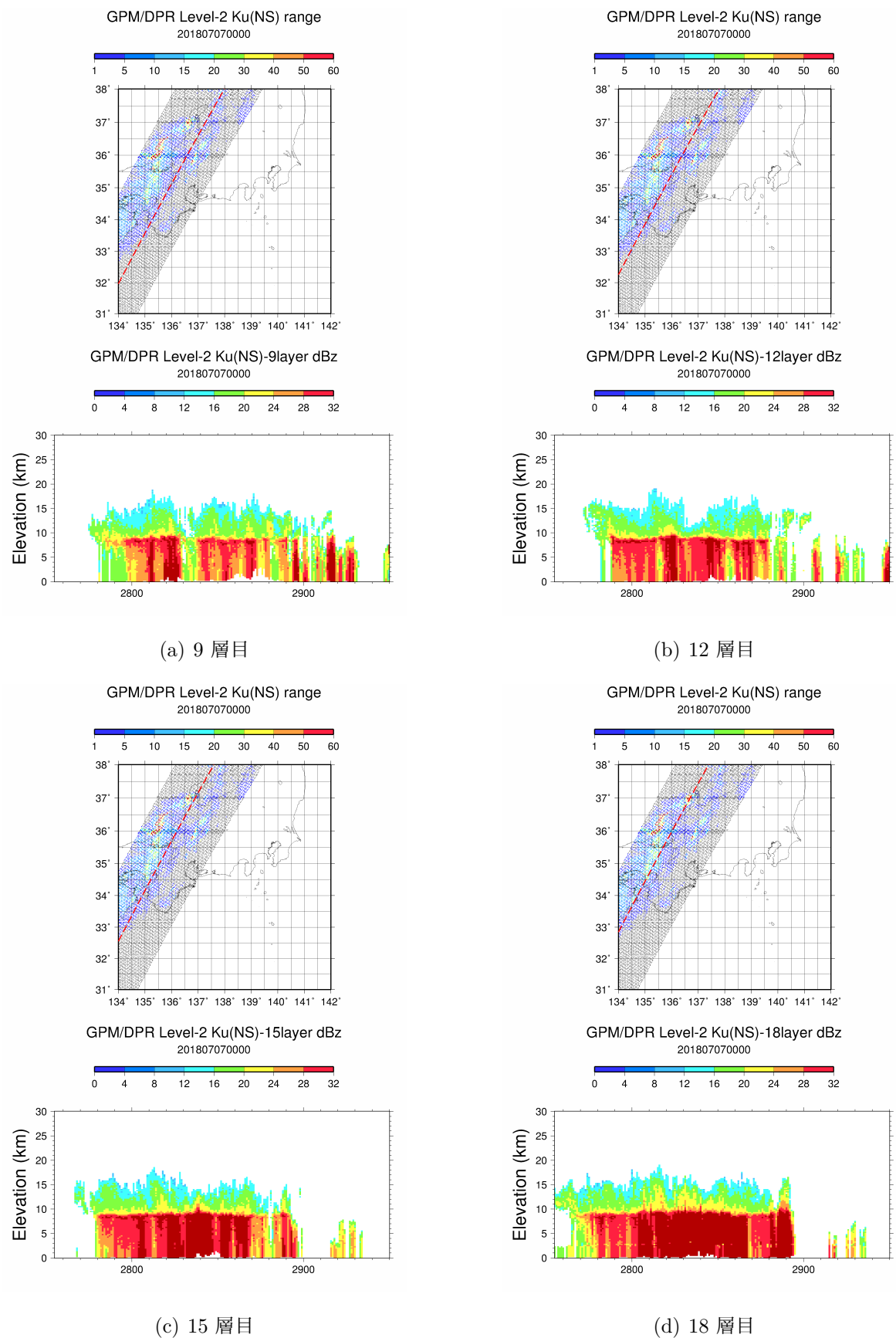


図 39: 2018 年 7 月 7 日 0 時における地上降水強度 (上図) と 3 次元レーダー反射因子 (下図)

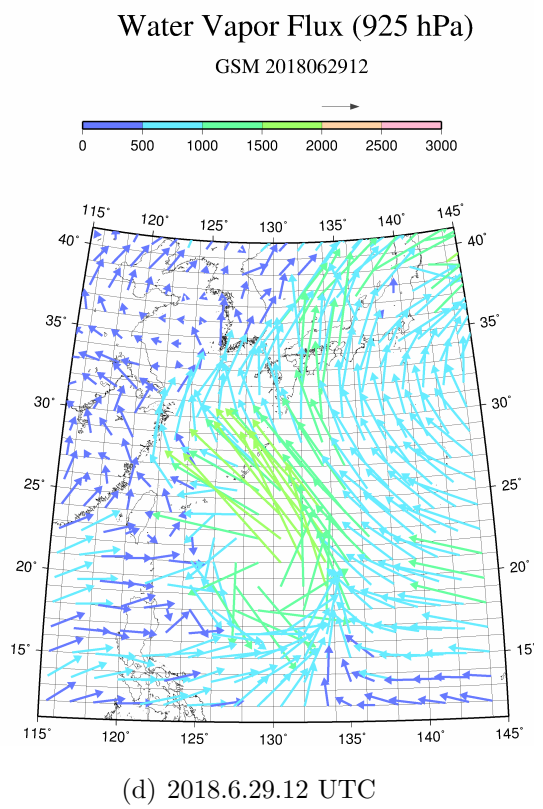
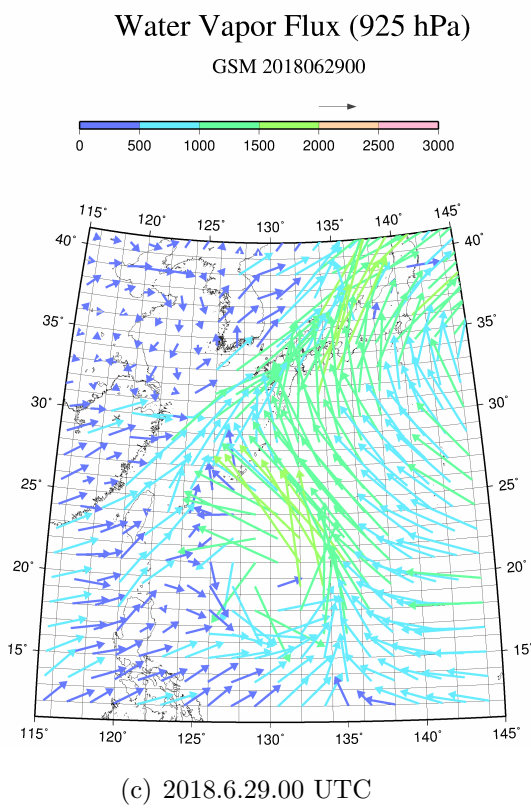
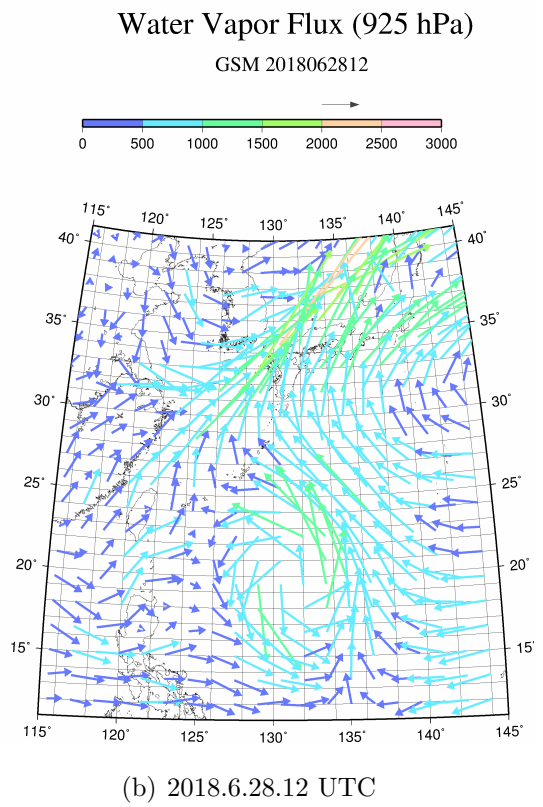
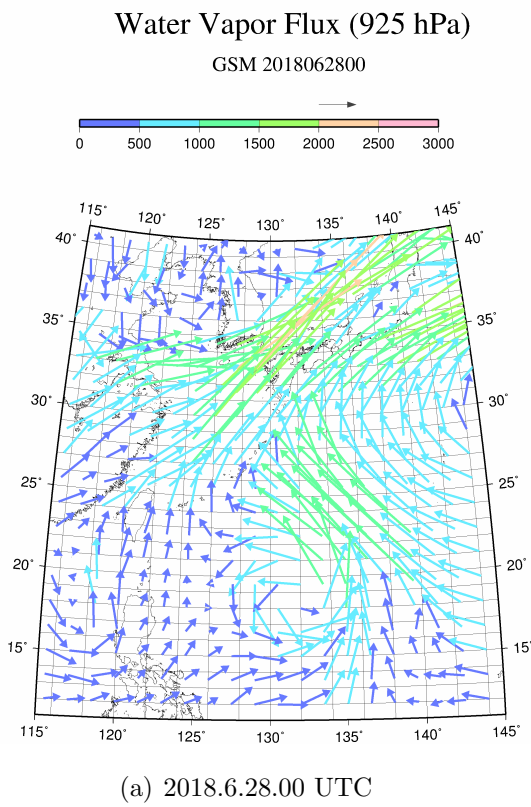
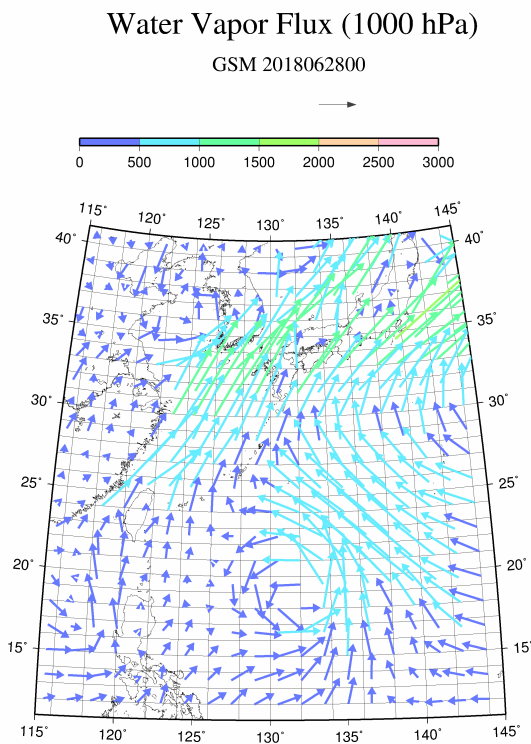
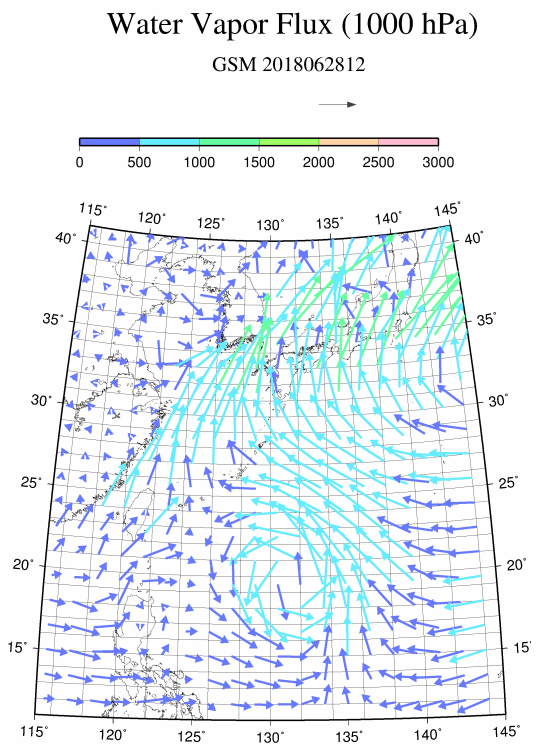


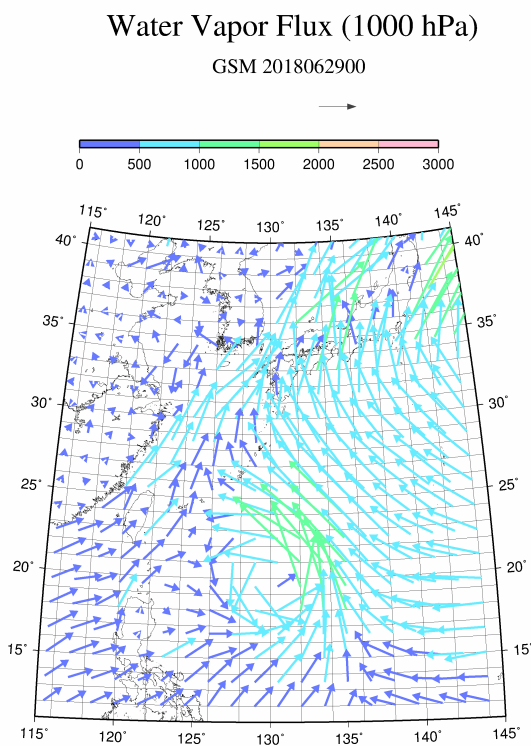
図 40: 2018 年 6 月 28 日から 29 日における 925 hPa の水蒸気フラックス



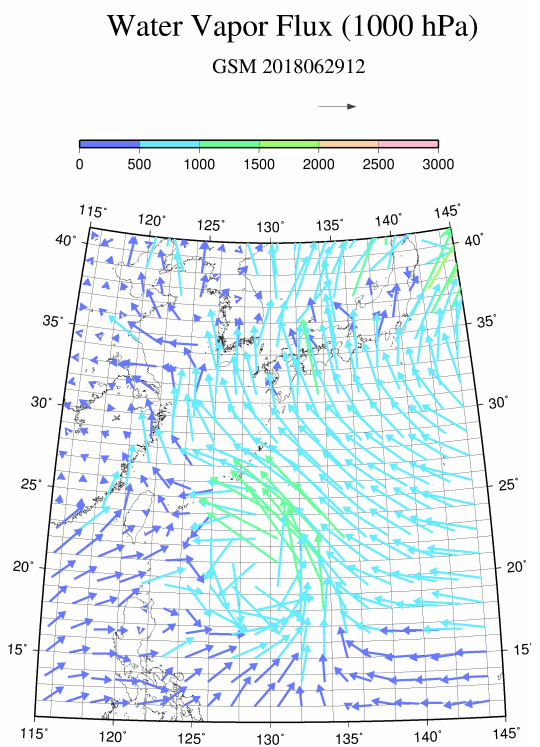
(a) 2018.6.28.00 UTC



(b) 2018.6.28.12 UTC



(c) 2018.6.29.00 UTC



(d) 2018.6.29.12 UTC

図 41: 2018 年 6 月 28 日から 29 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス

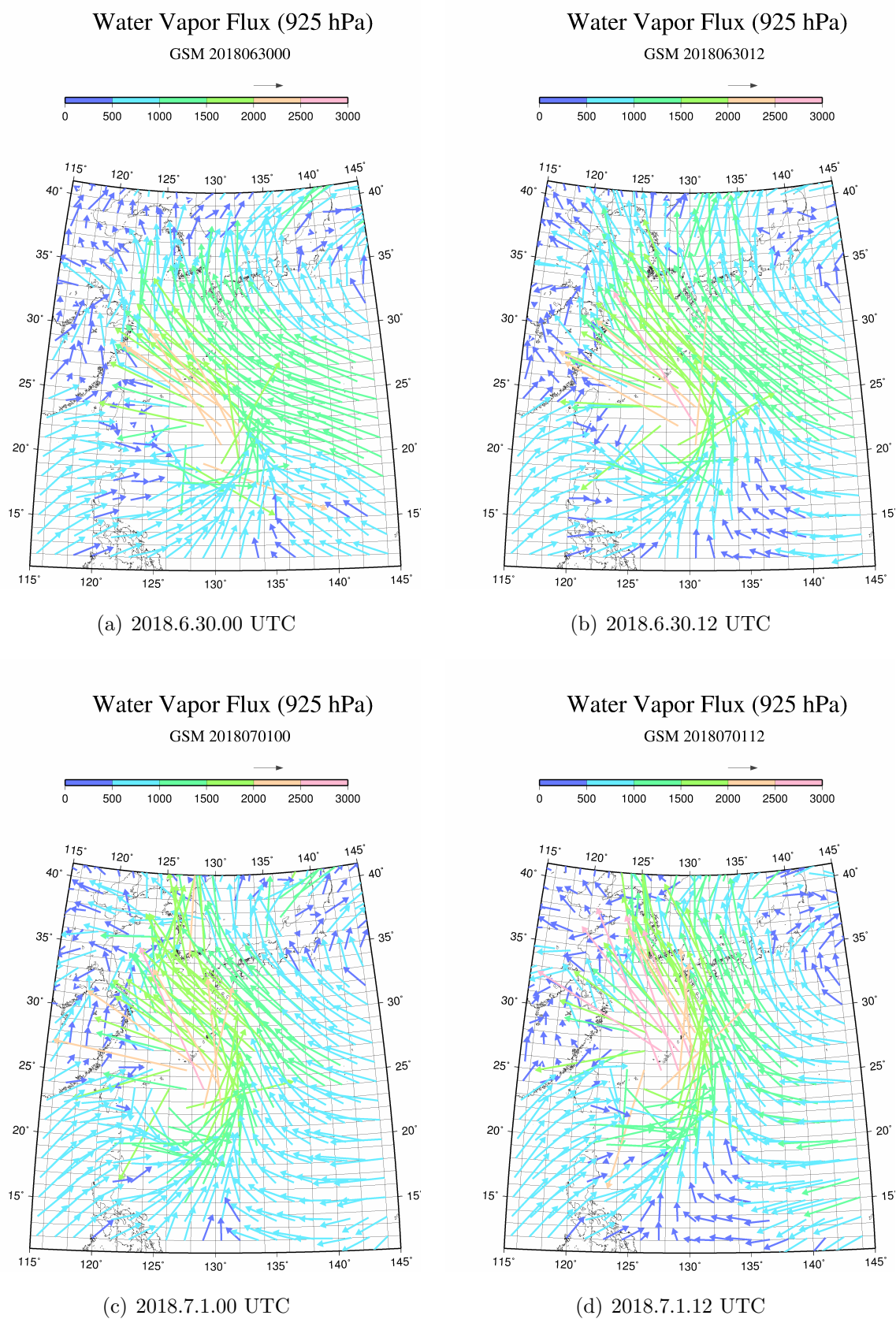


図 42: 2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における 925 hPa の水蒸気フラックス

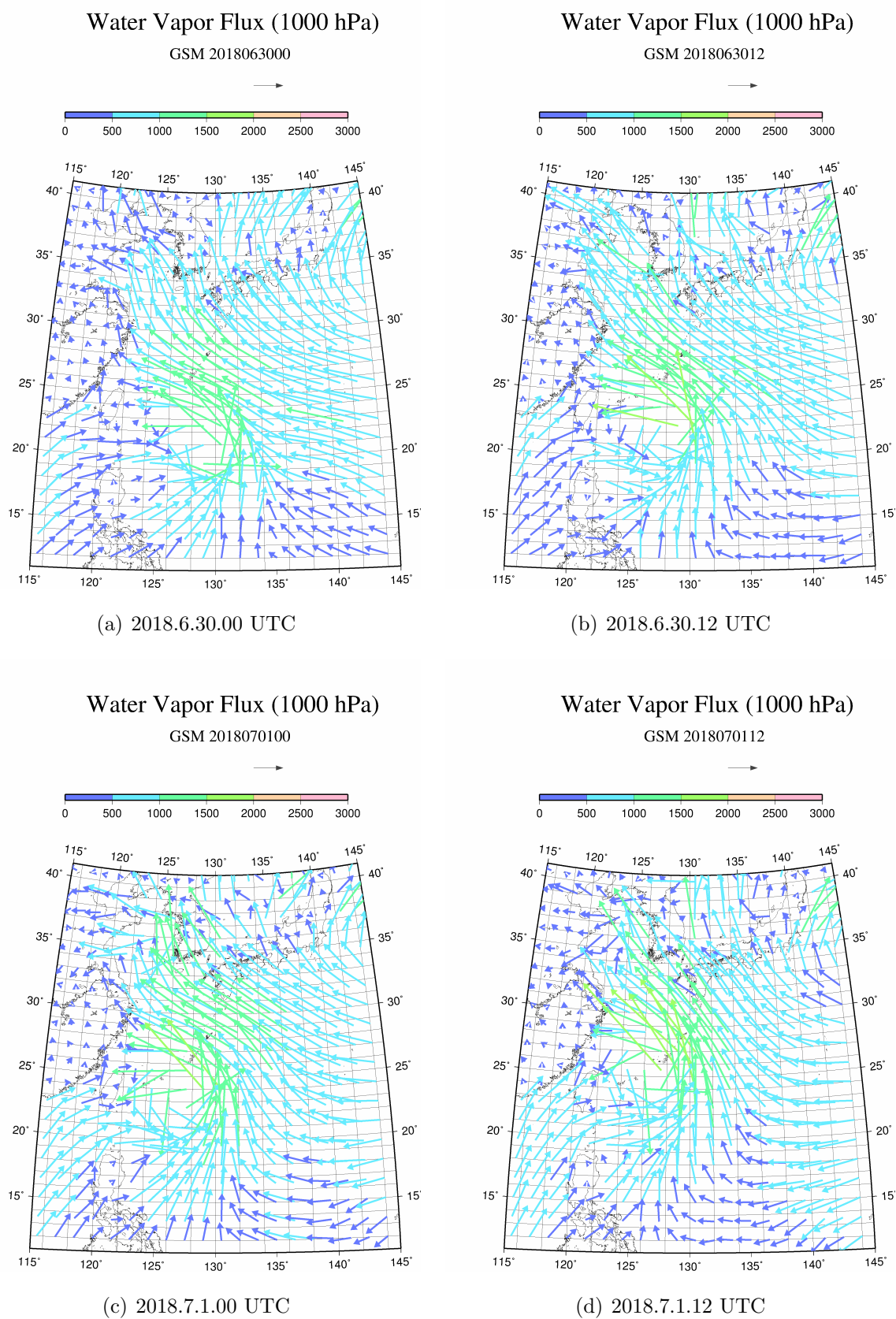


図 43: 2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス

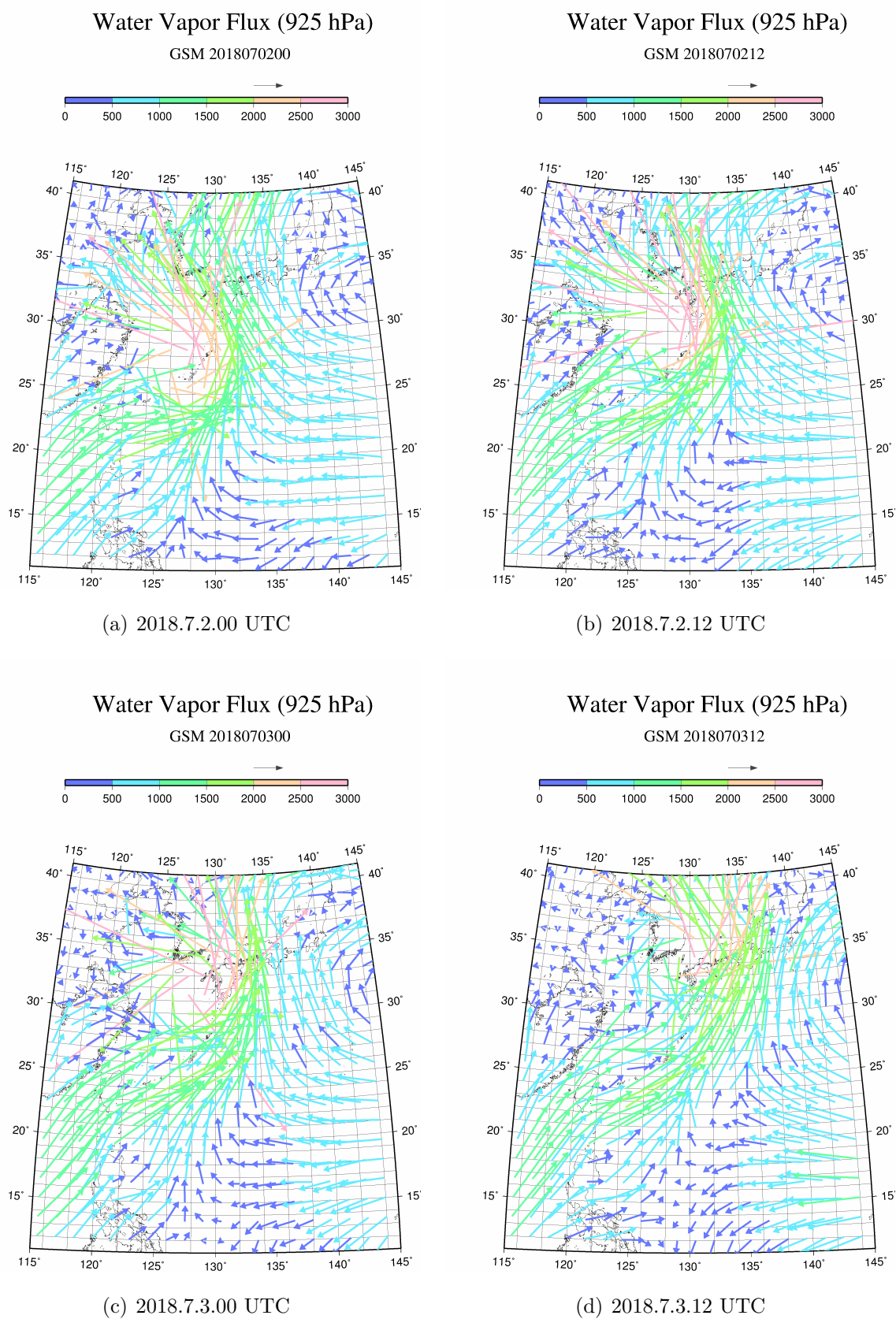


図 44: 2018 年 7 月 2 日から 3 日における 925 hPa の水蒸気フラックス

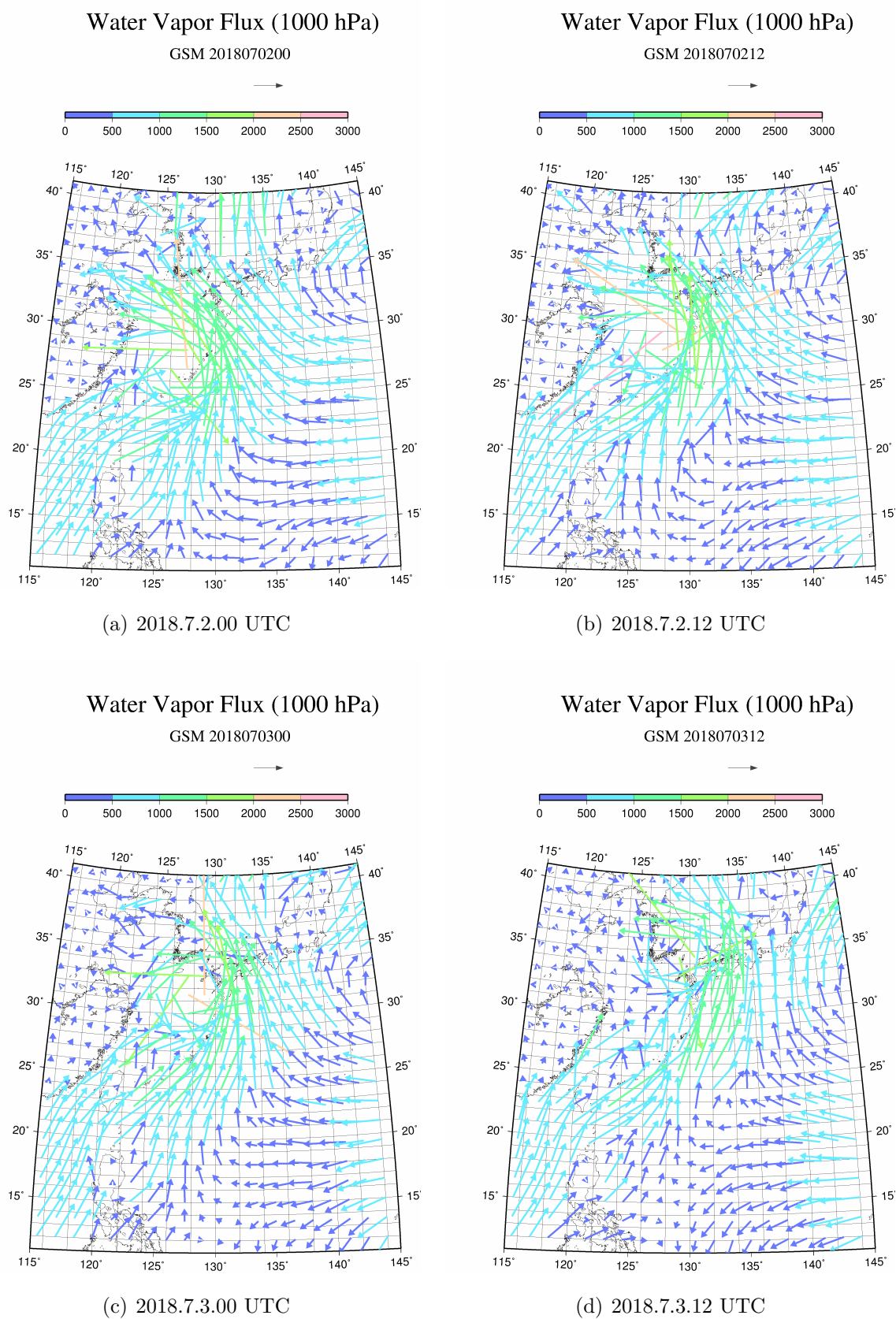


図 45: 2018 年 7 月 2 日から 3 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス

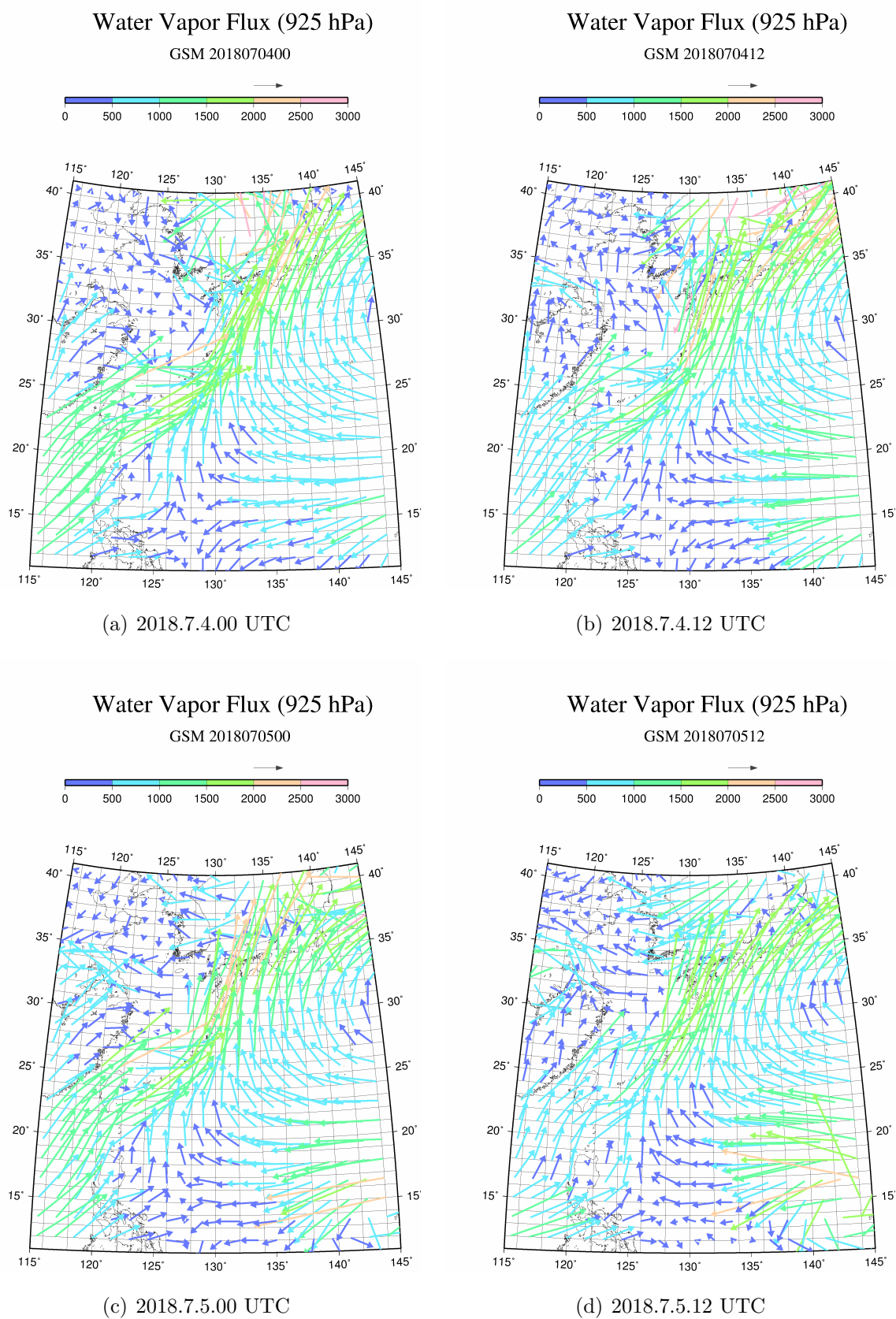


図 46: 2018 年 7 月 4 日から 5 日における 925 hPa の水蒸気フラックス

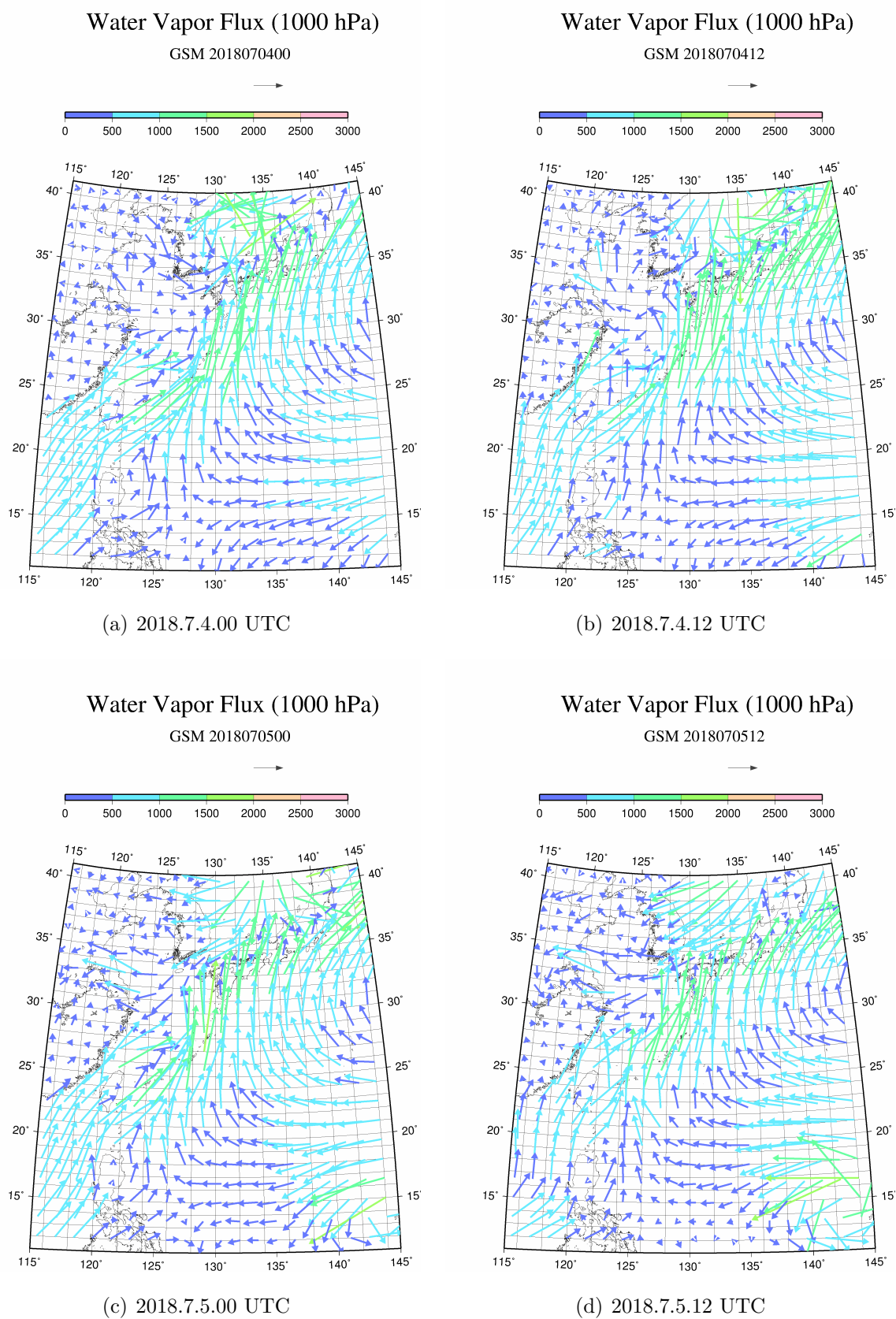


図 47: 2018 年 7 月 4 日から 5 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス

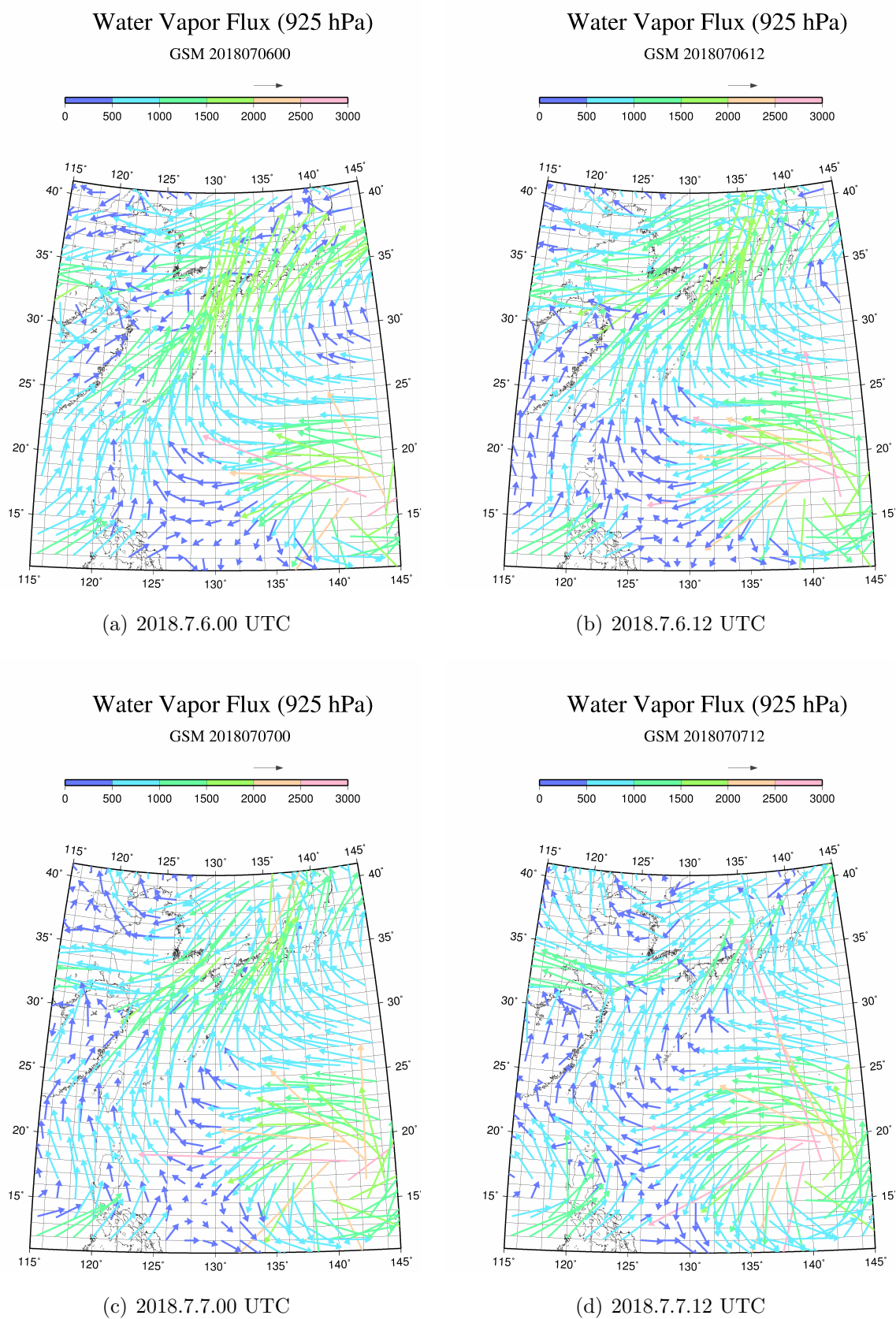


図 48: 2018 年 7 月 6 日から 7 日における 925 hPa の水蒸気フラックス

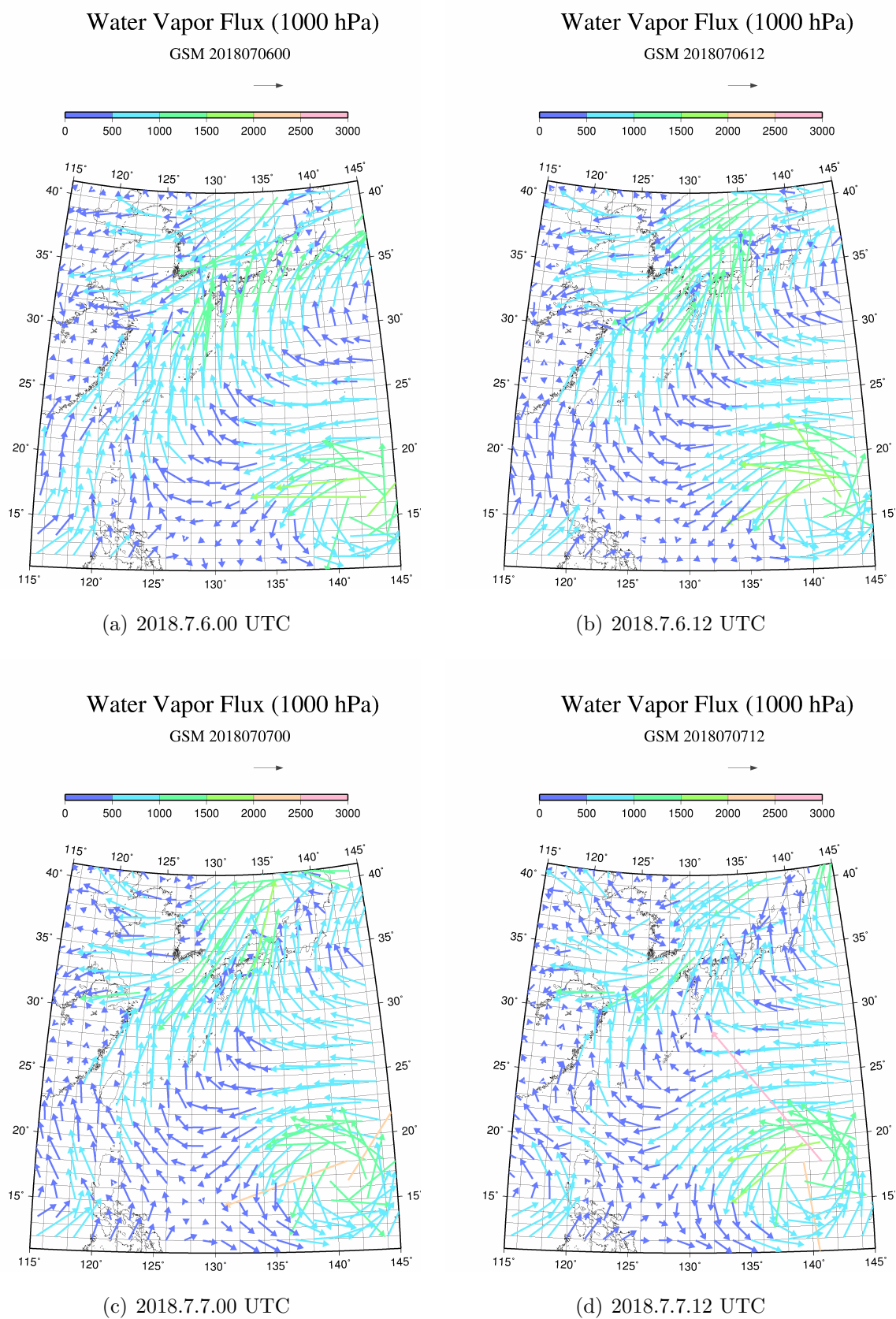
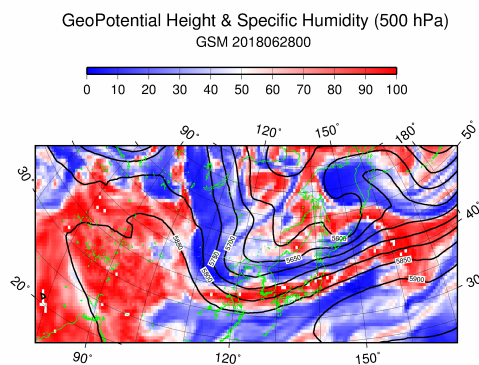
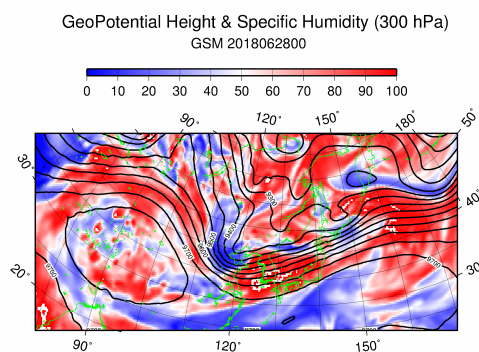
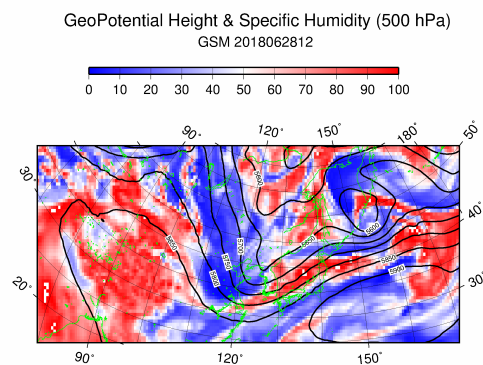
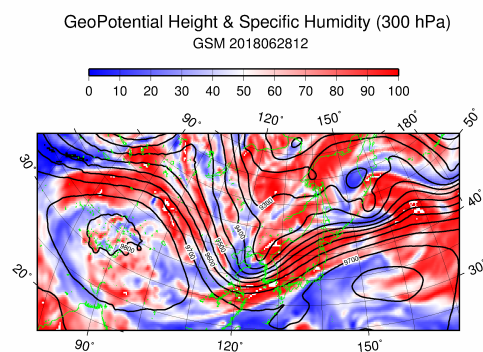


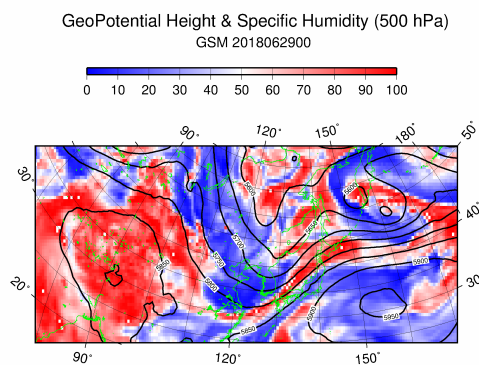
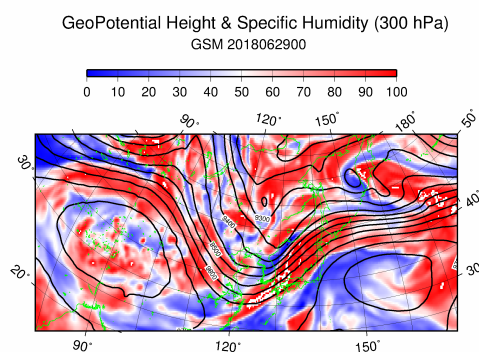
図 49: 2018 年 7 月 6 日から 7 日における 1000 hPa の水蒸気フラックス



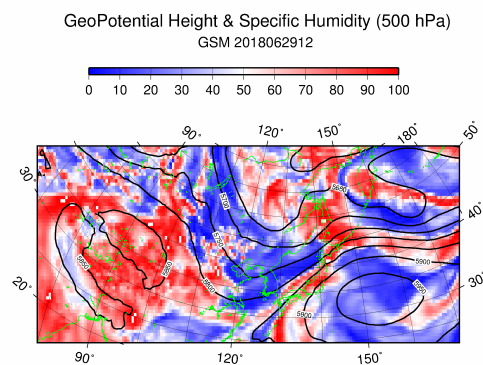
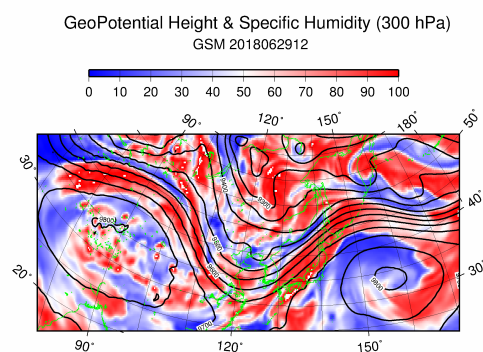
(a) 2018.6.28.00 UTC



(b) 2018.6.28.12 UTC

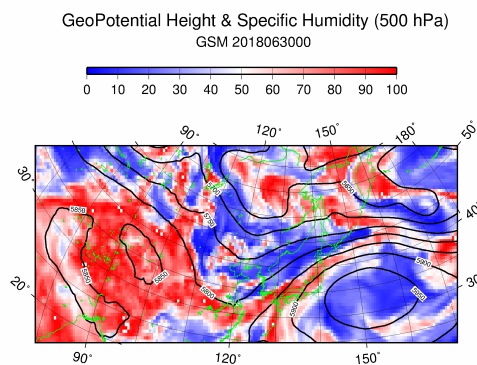
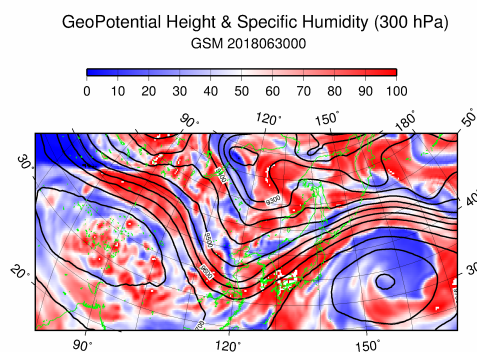


(c) 2018.6.29.00 UTC

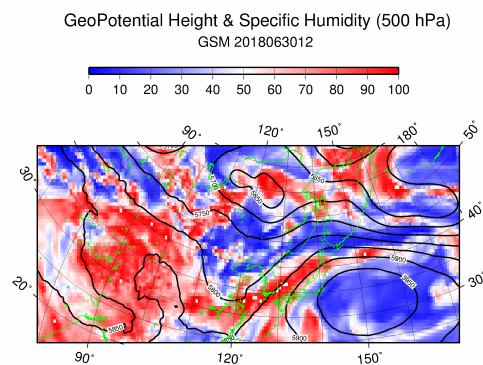
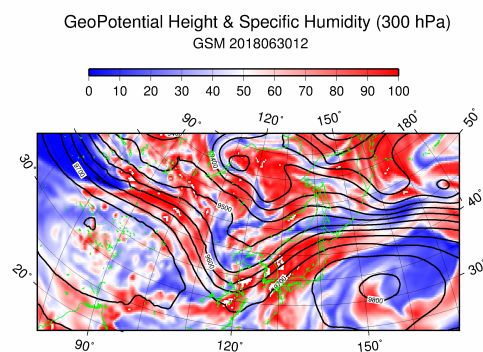


(d) 2018.6.29.12 UTC

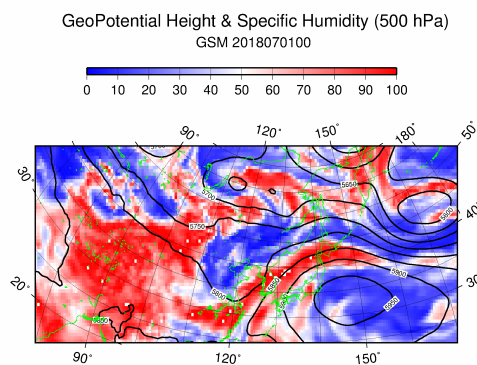
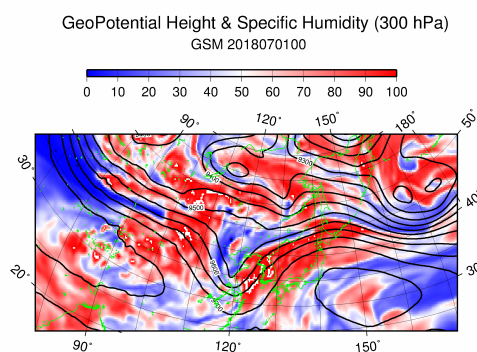
図 50: 2018 年 6 月 28 日から 29 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高度場と
相対湿度



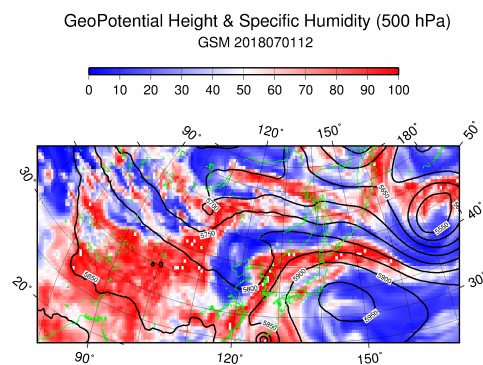
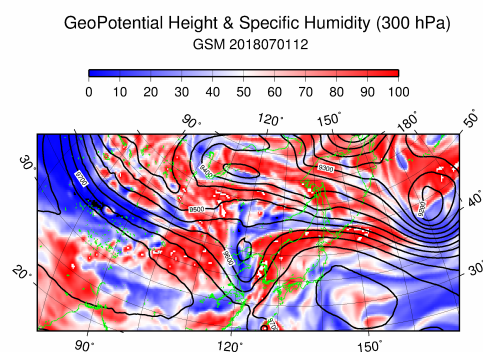
(a) 2018.6.30.00 UTC



(b) 2018.6.30.12 UTC

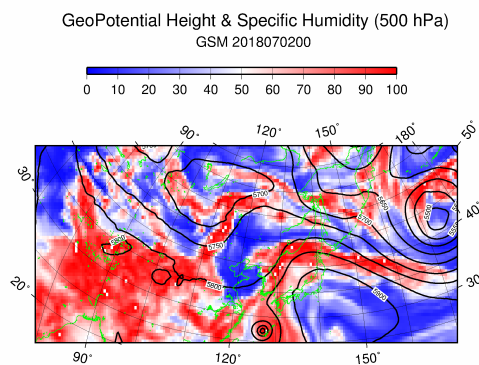
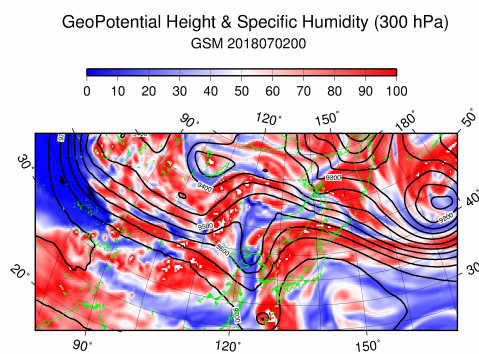


(c) 2018.7.1.00 UTC

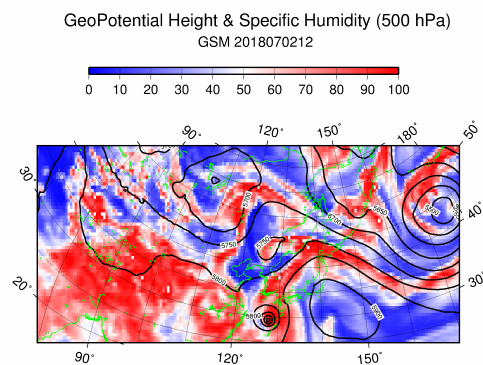
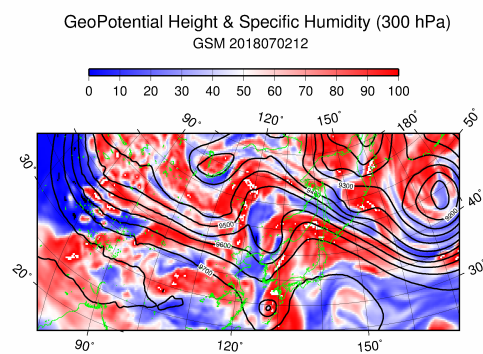


(d) 2018.7.1.12 UTC

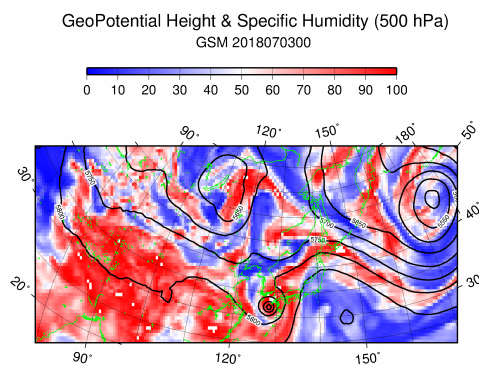
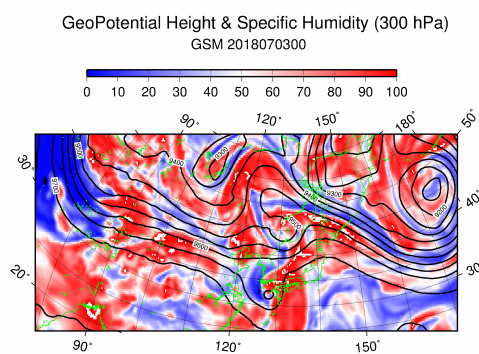
図 51: 2018 年 6 月 30 日から 7 月 1 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度



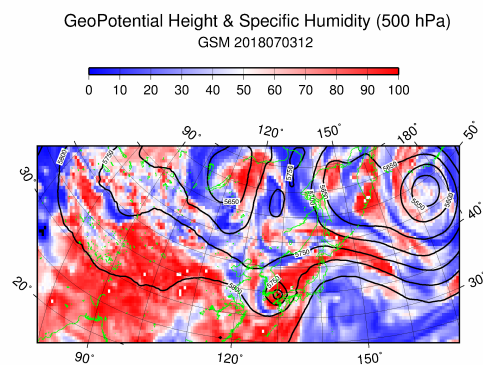
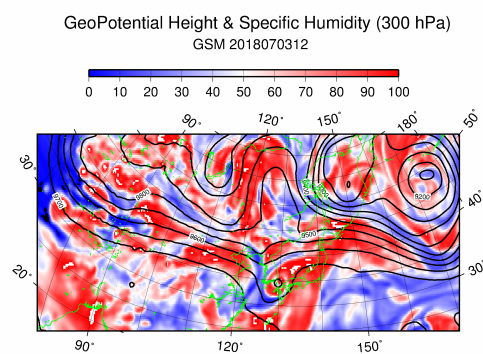
(a) 2018.7.2.00 UTC



(b) 2018.7.2.12 UTC



(c) 2018.7.3.00 UTC



(d) 2018.7.3.12 UTC

図 52: 2018 年 7 月 2 日から 3 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度

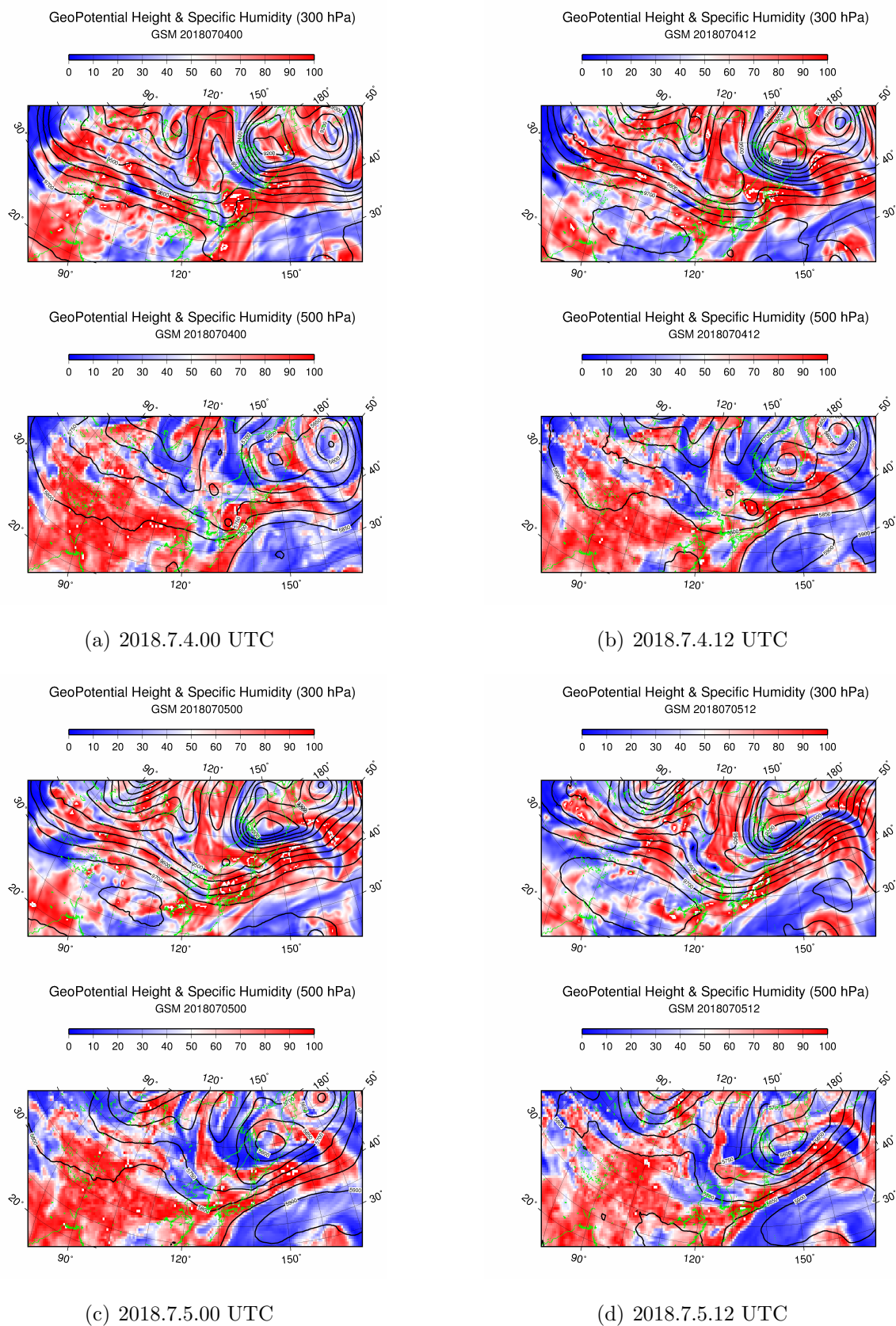
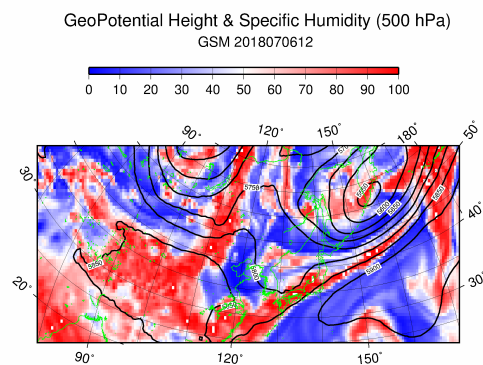
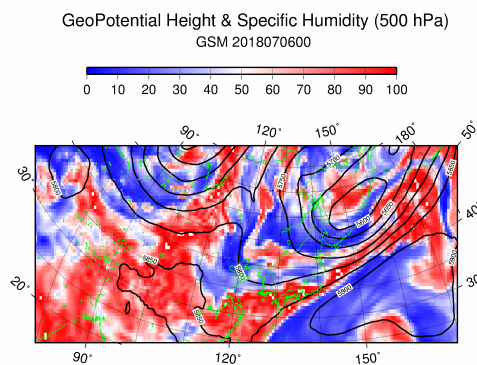
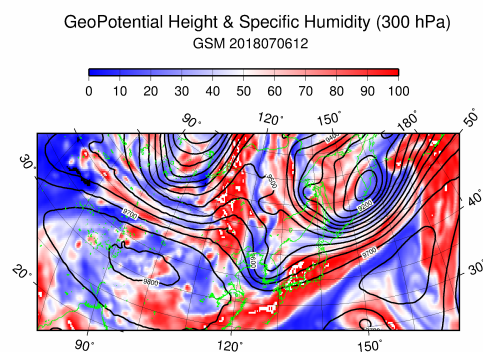
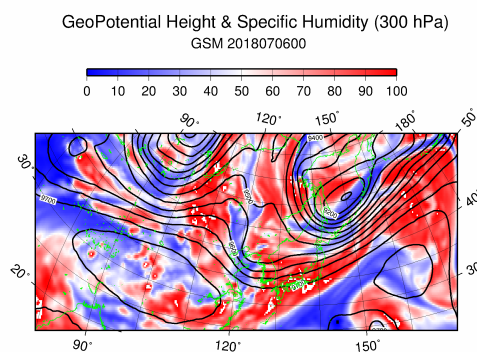
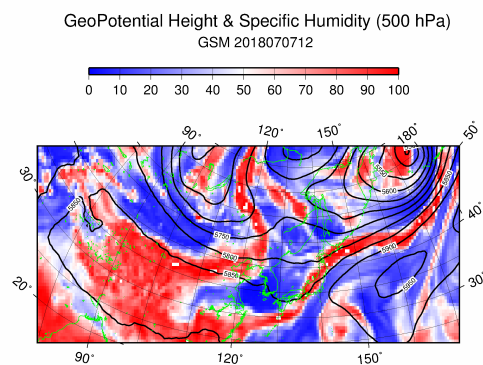
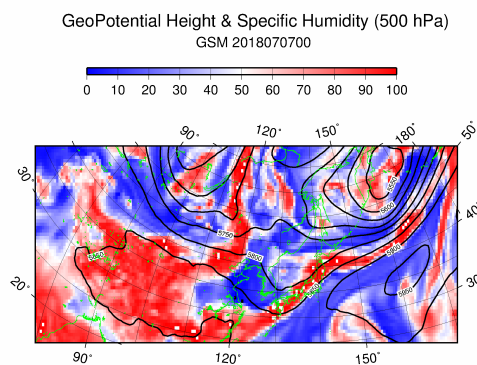
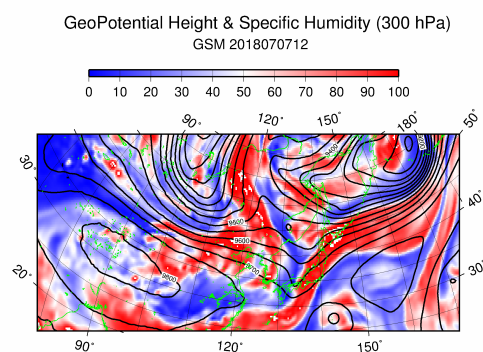
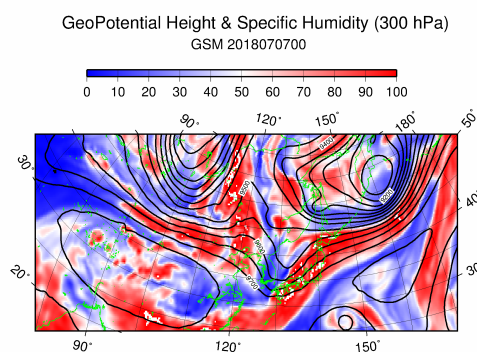


図 53: 2018 年 7 月 4 日から 5 日における上層 (300 hPa)・中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度



(a) 2018.7.6.00 UTC

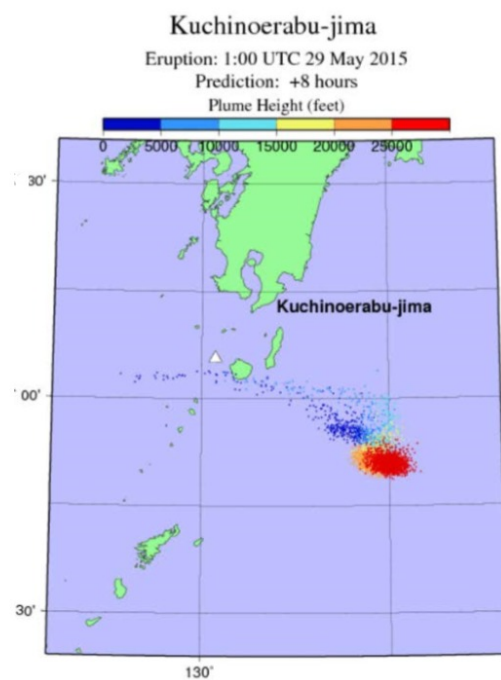
(b) 2018.7.6.12 UTC



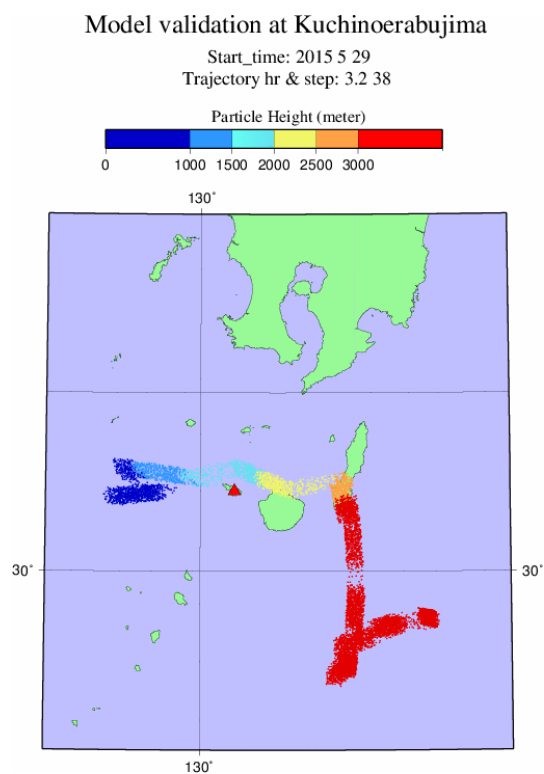
(c) 2018.7.7.00 UTC

(d) 2018.7.7.12 UTC

図 54: 2018 年 7 月 6 日から 7 日における上層 (300 hPa) ・ 中層 (500 hPa) の高度場と相対湿度

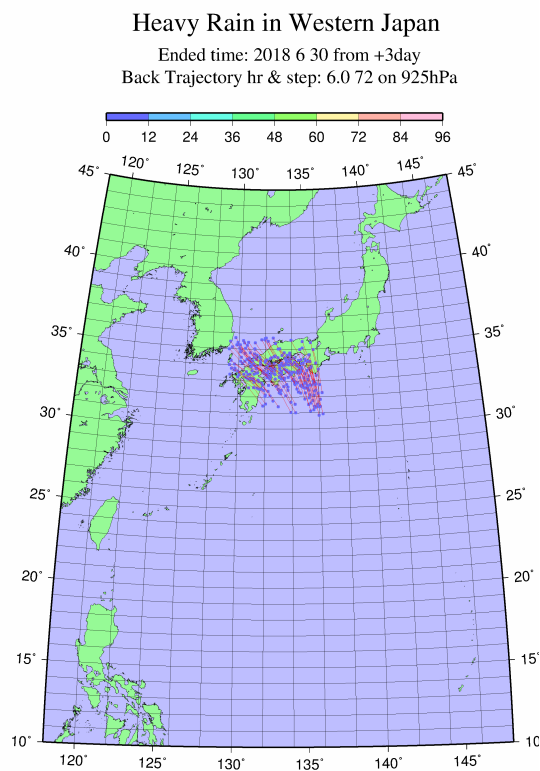


(a) Tanaka (2017) で示された結果

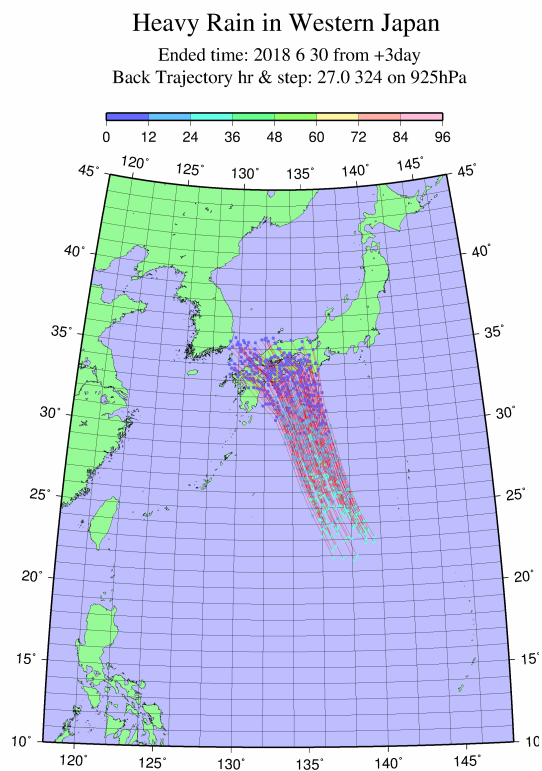


(b) 今回作成したシミュレーション結果

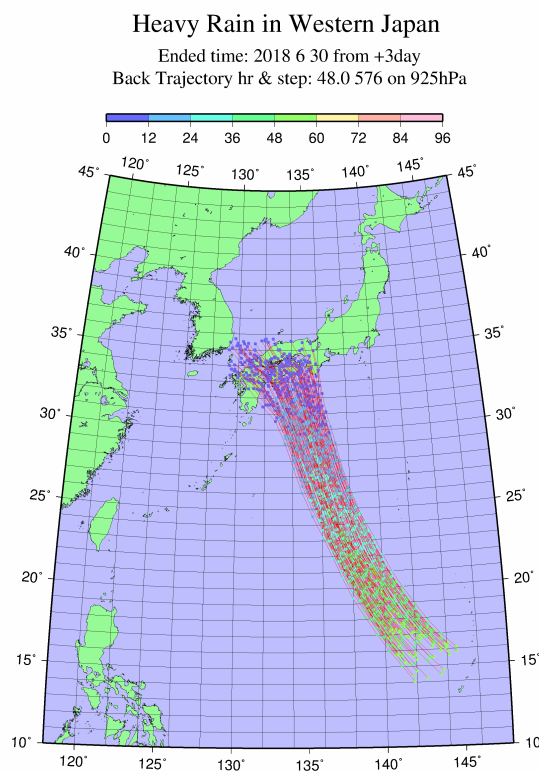
図 55: 2015 年 5 月 29 日口永良部島火山噴火による火山灰輸送シミュレーション結果比較



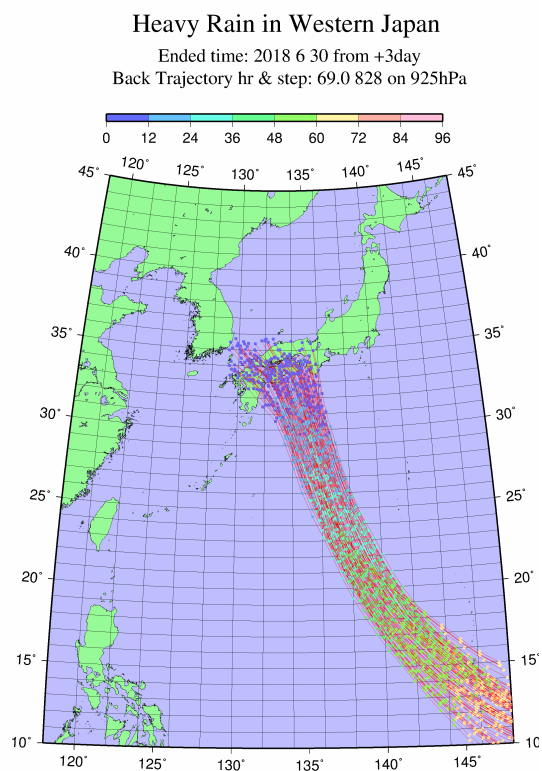
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

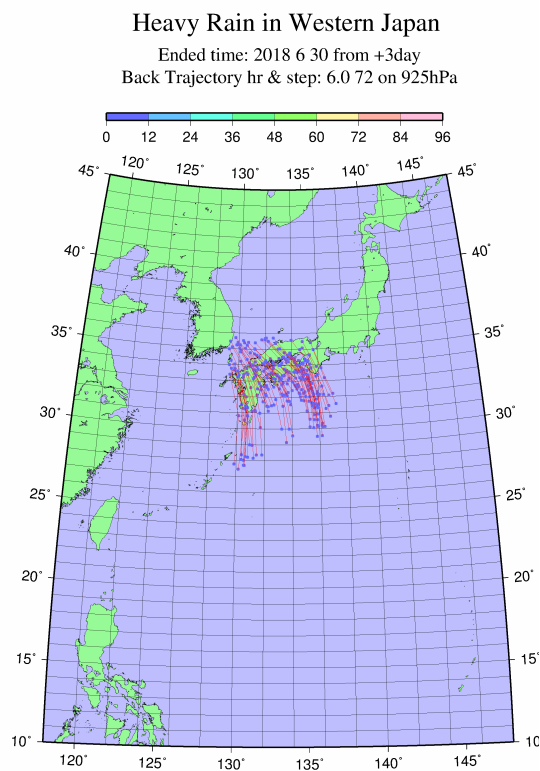


(c) 48 時間前

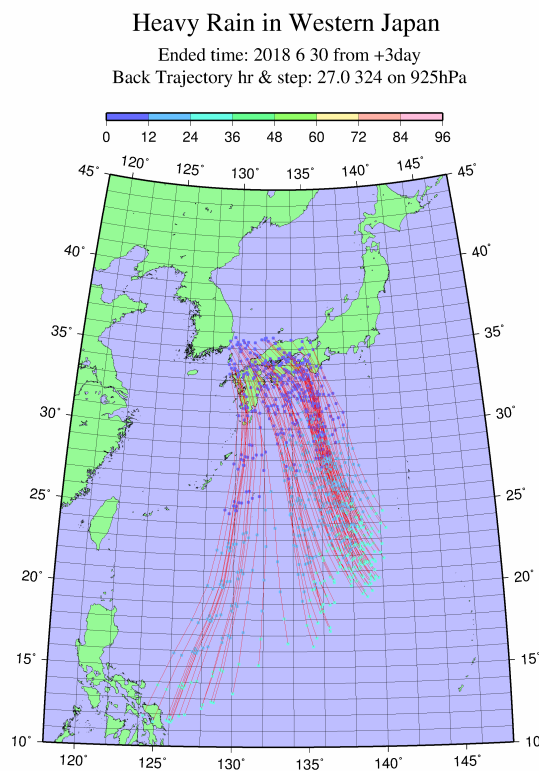


(d) 69 時間前

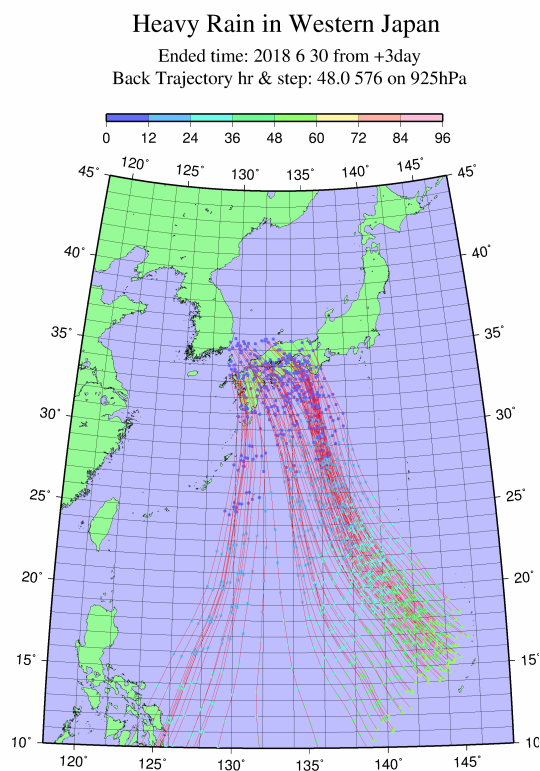
図 56: 7 月 3 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析



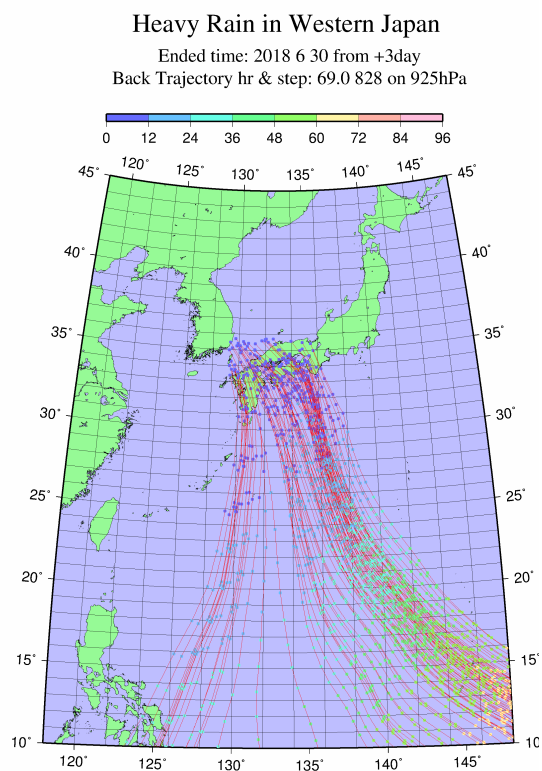
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

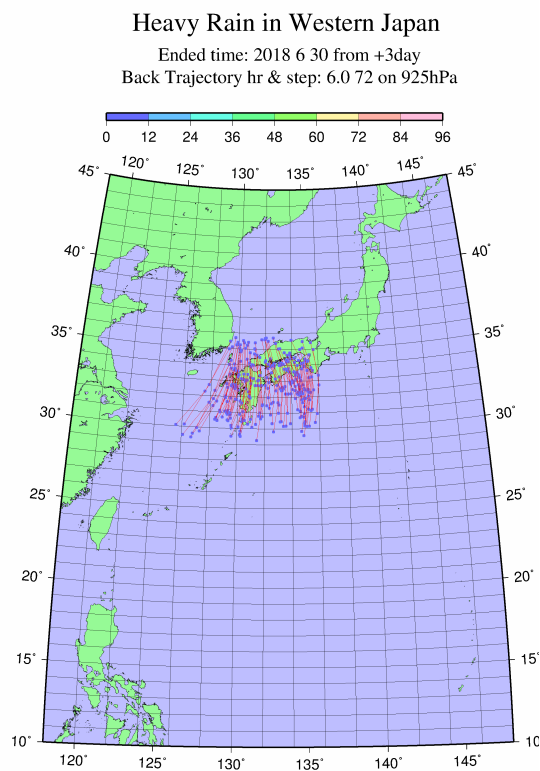


(c) 48 時間前

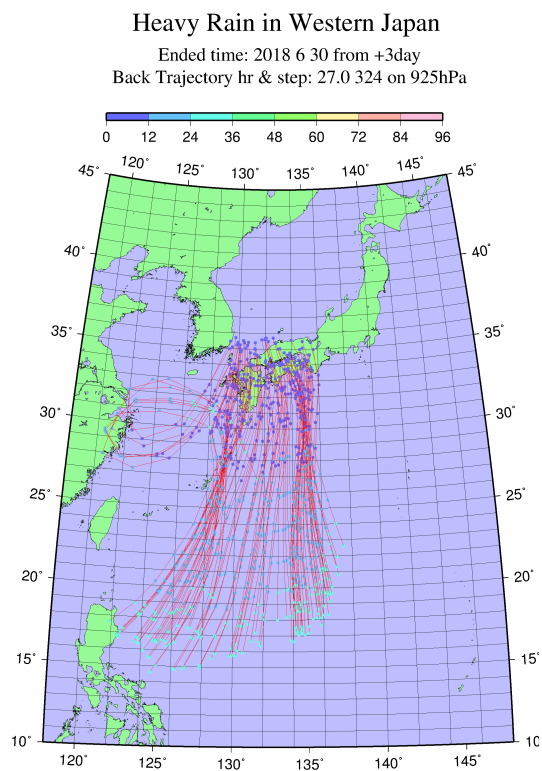


(d) 69 時間前

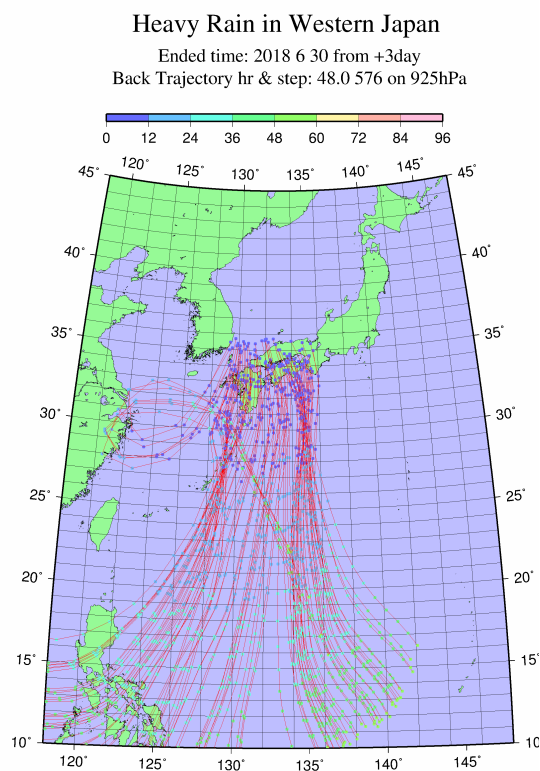
図 57: 7 月 3 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析



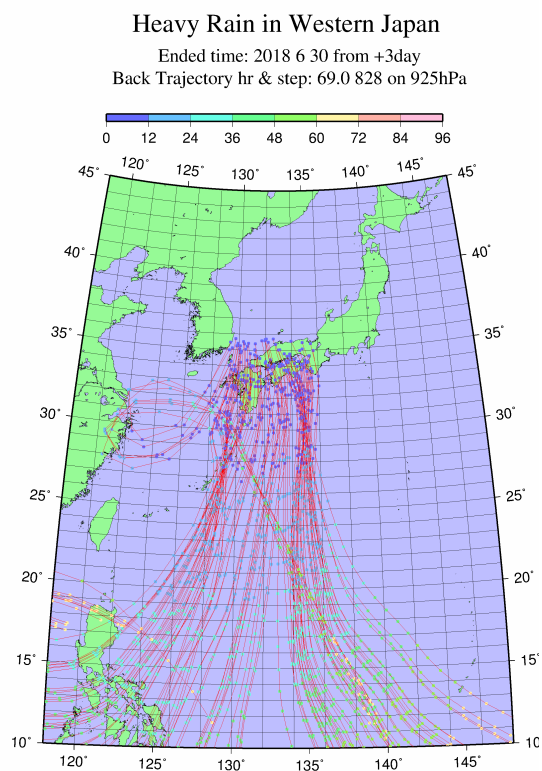
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

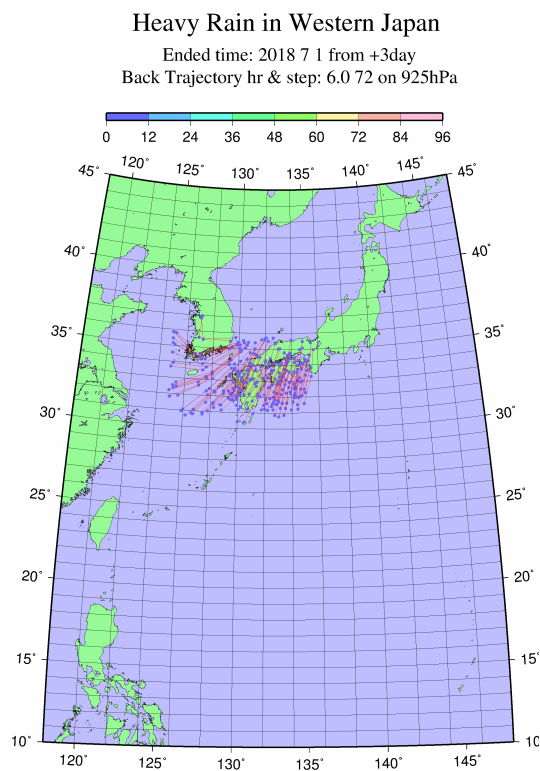


(c) 48 時間前

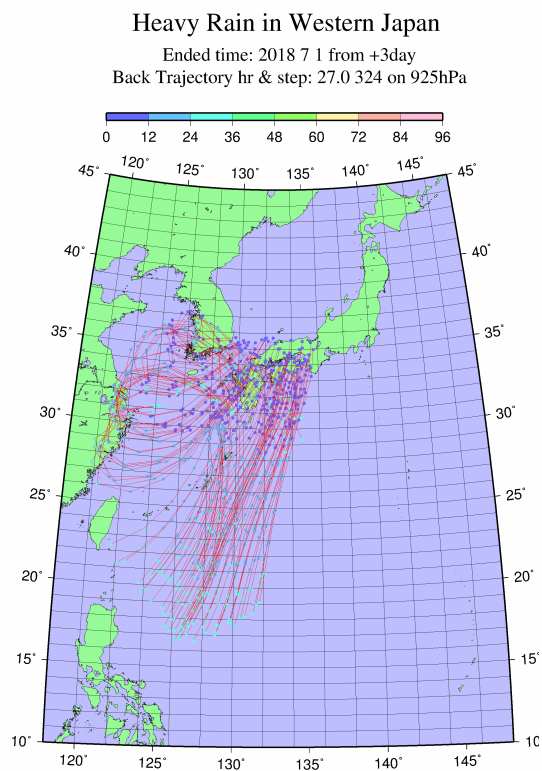


(d) 69 時間前

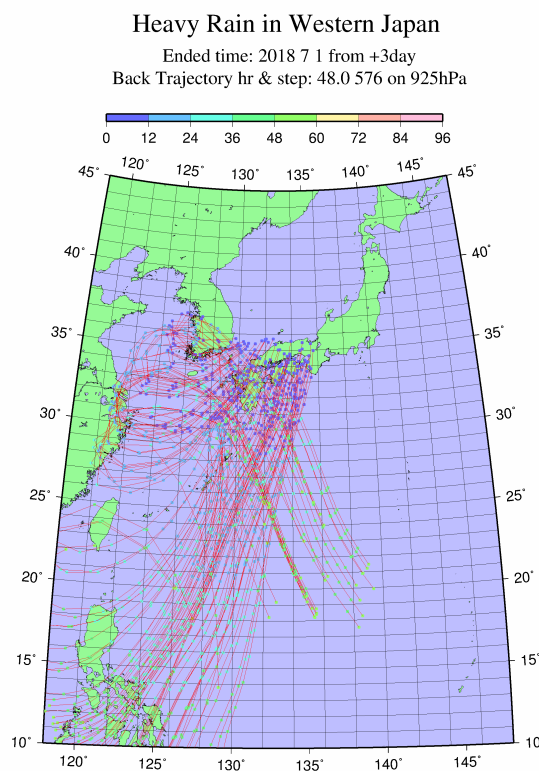
図 58: 7 月 3 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析



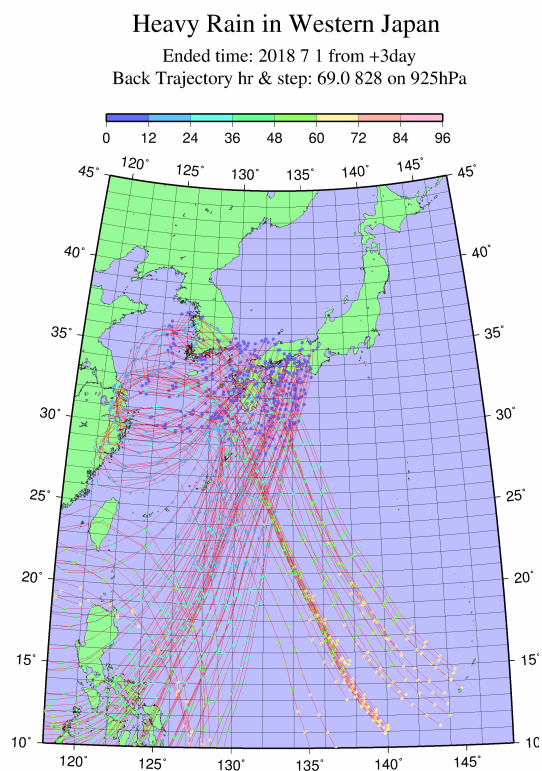
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

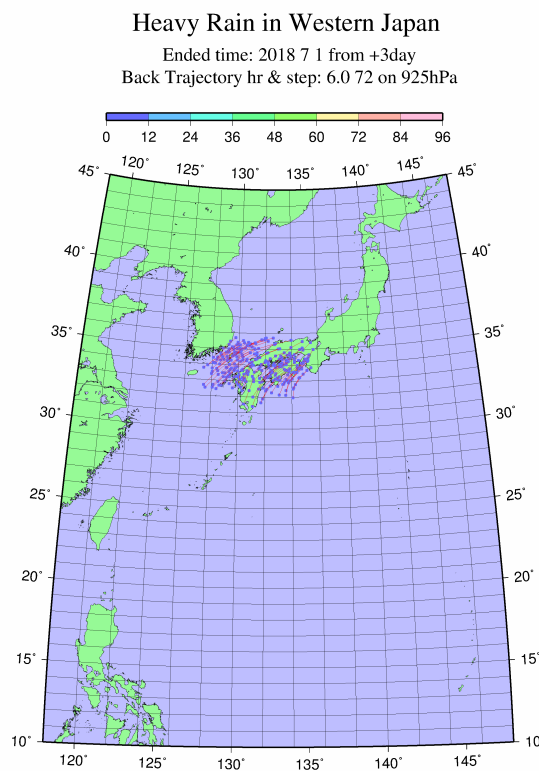


(c) 48 時間前

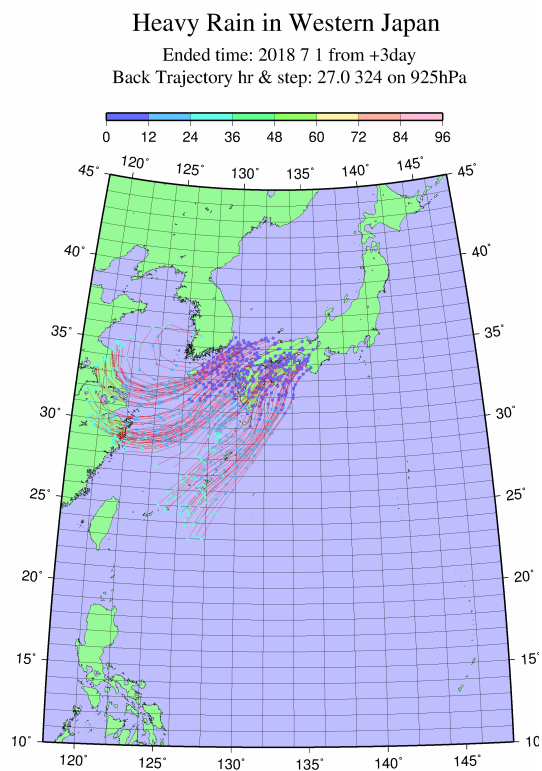


(d) 69 時間前

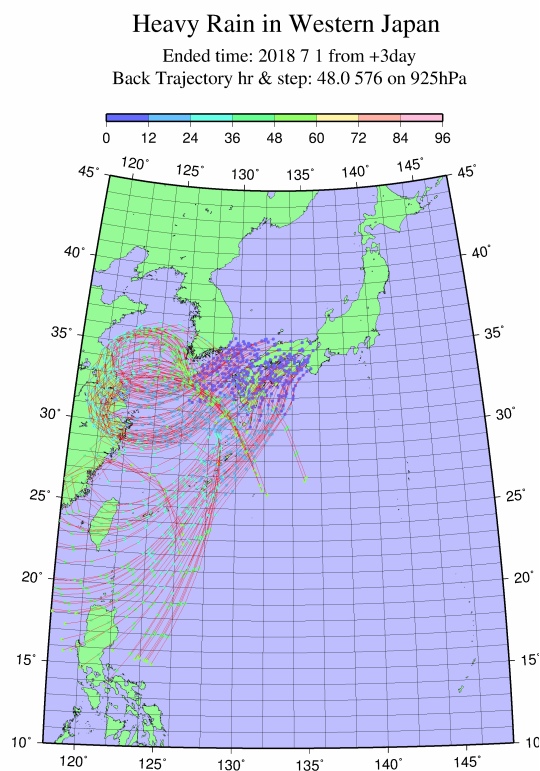
図 59: 7 月 4 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析



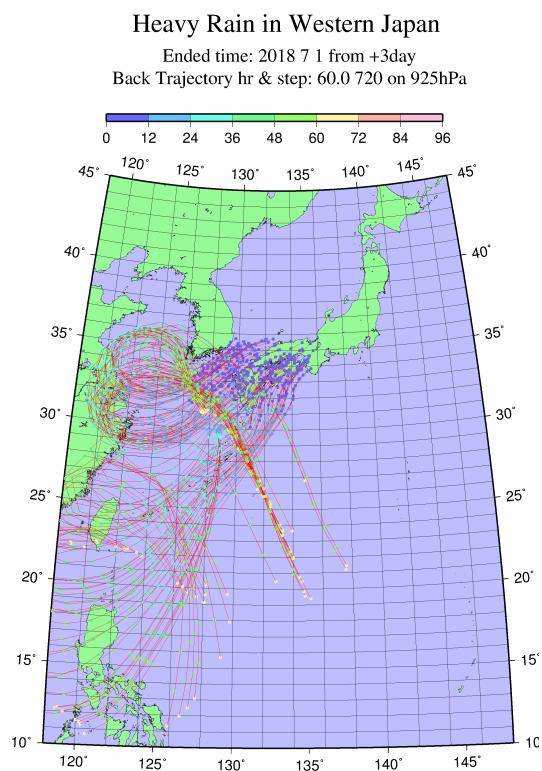
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

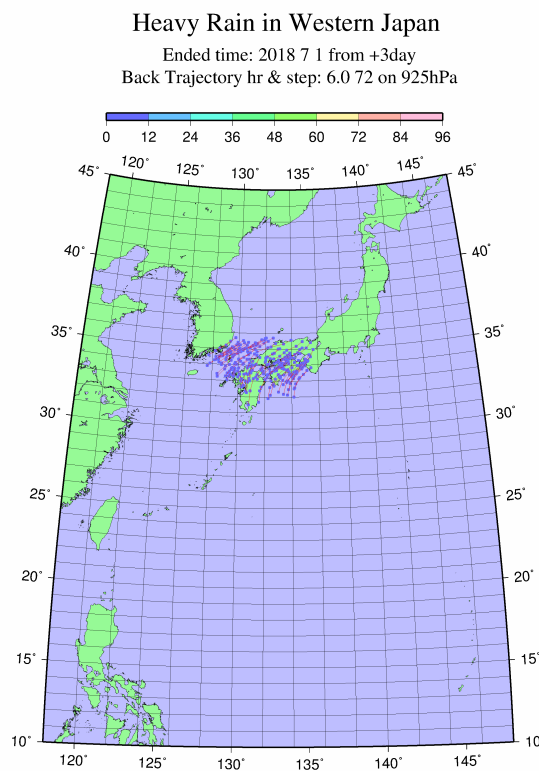


(c) 48 時間前

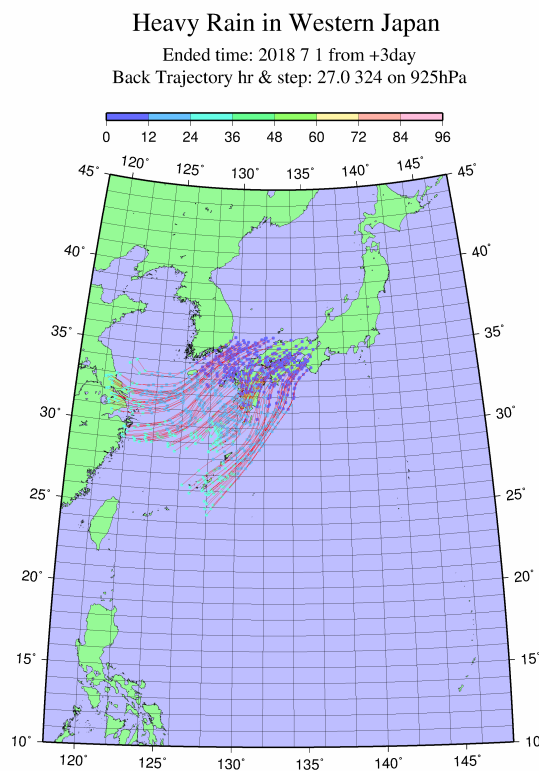


(d) 60 時間前

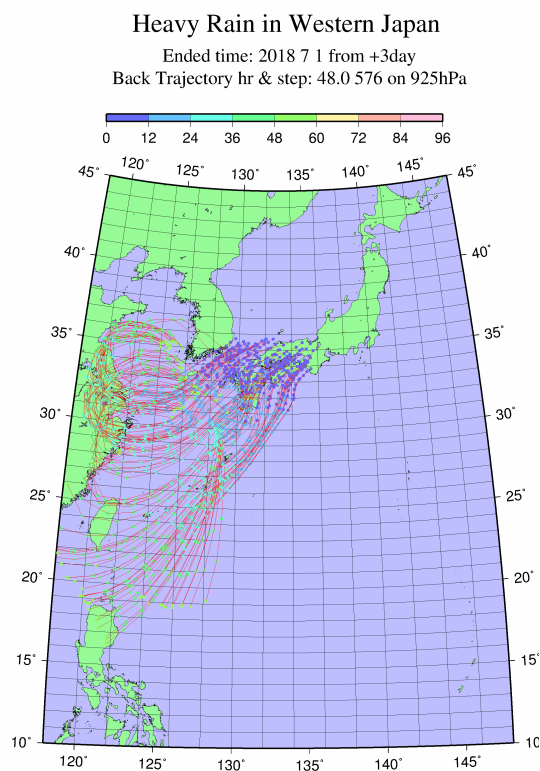
図 60: 7 月 4 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析



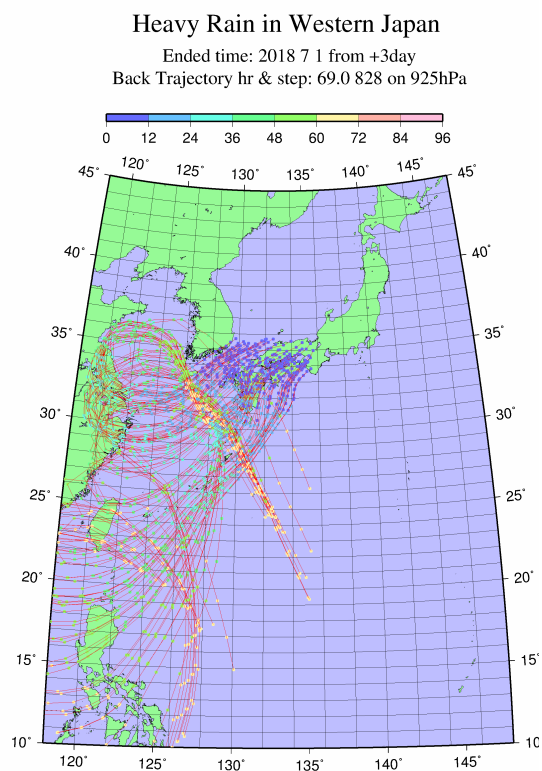
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

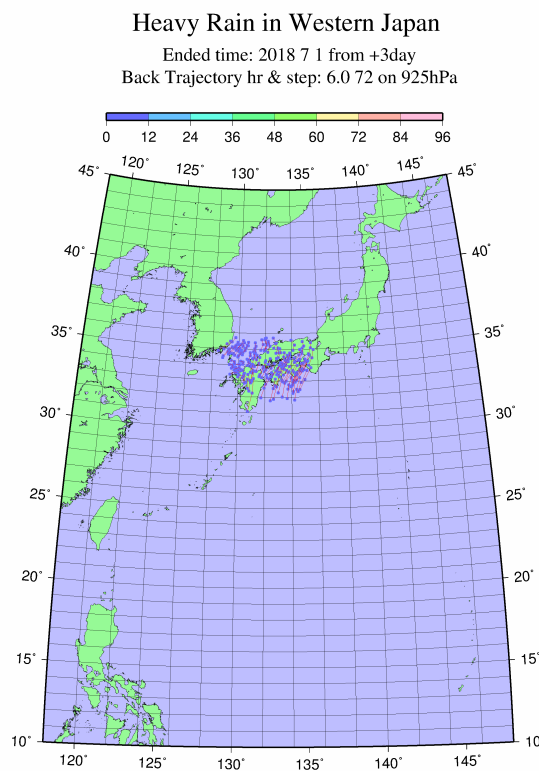


(c) 48 時間前

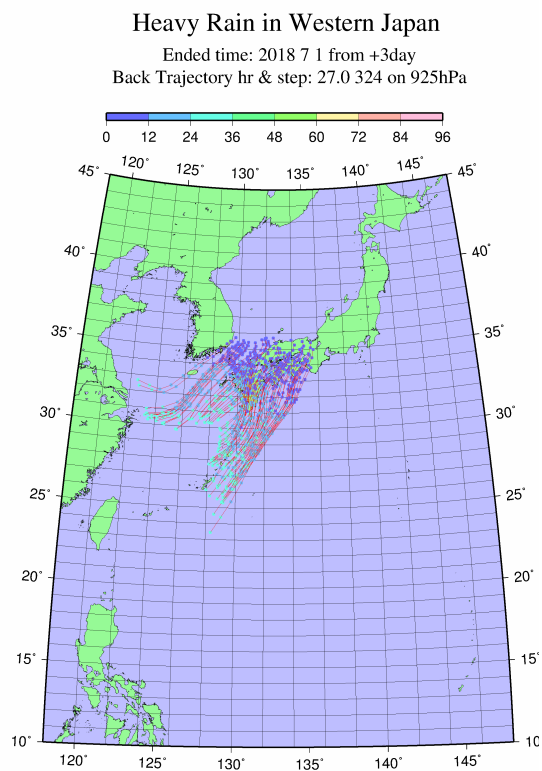


(d) 69 時間前

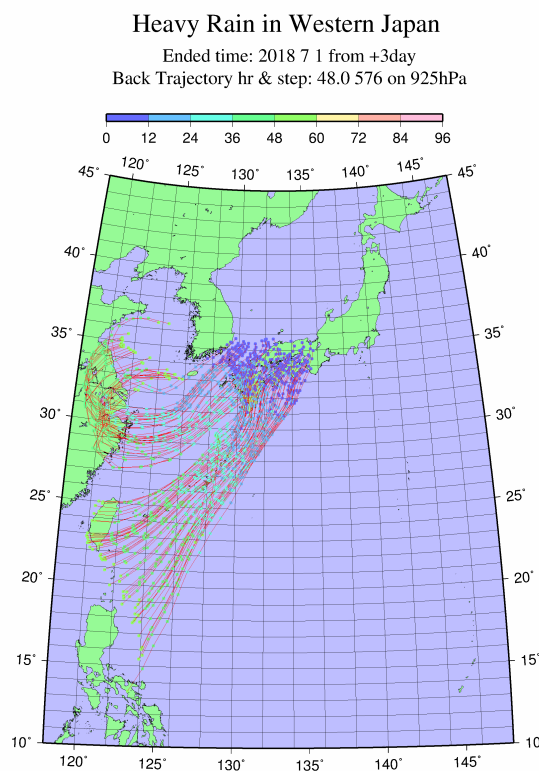
図 61: 7 月 4 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析



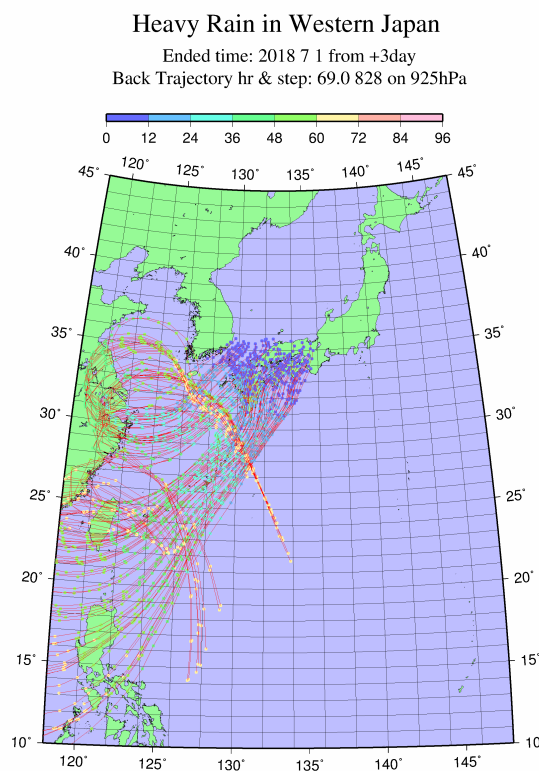
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

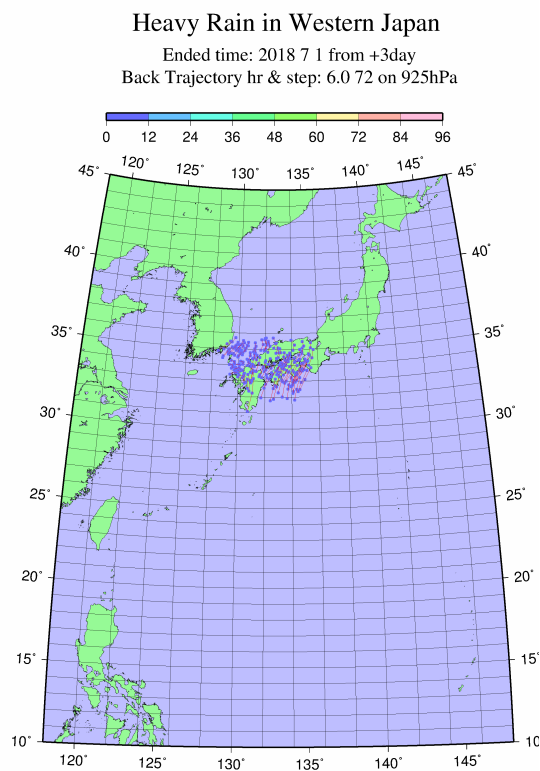


(c) 48 時間前

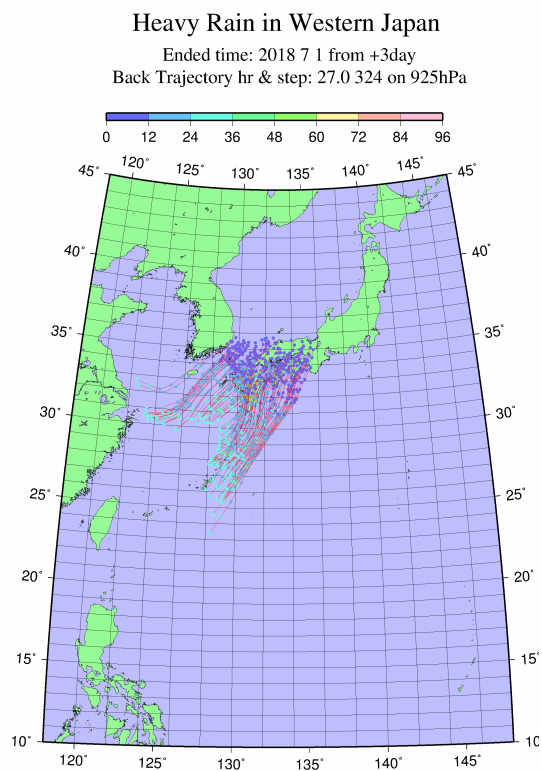


(d) 69 時間前

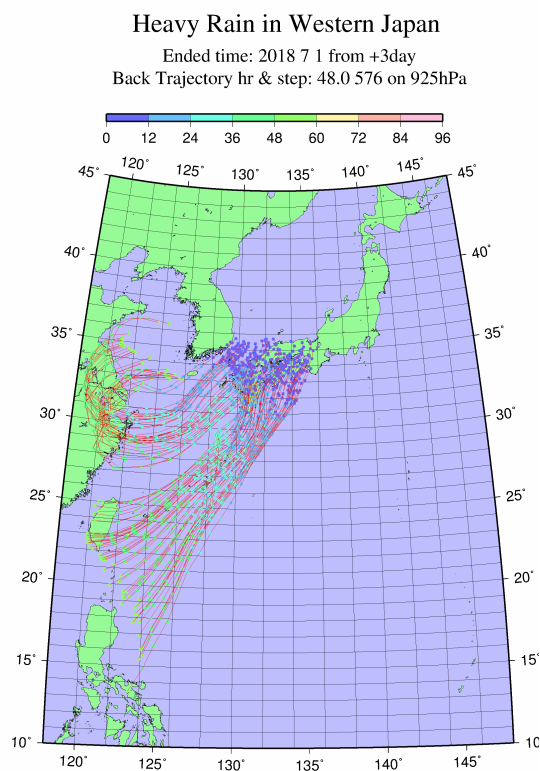
図 62: 7 月 5 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析



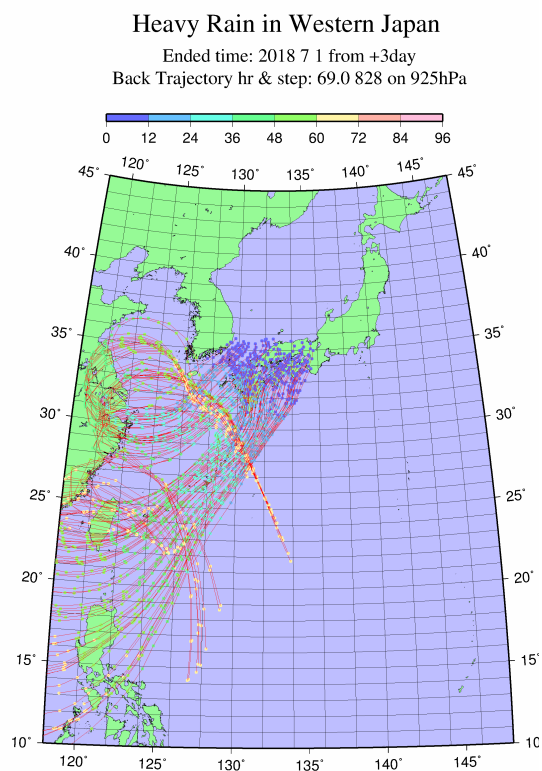
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

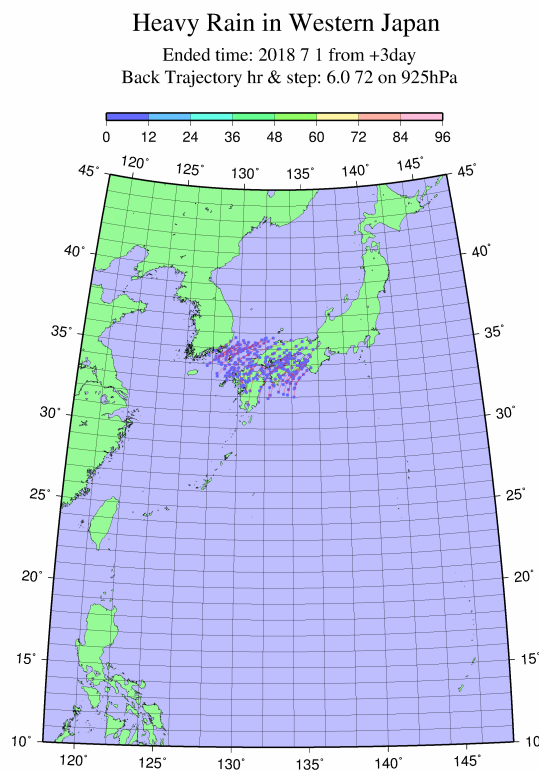


(c) 48 時間前

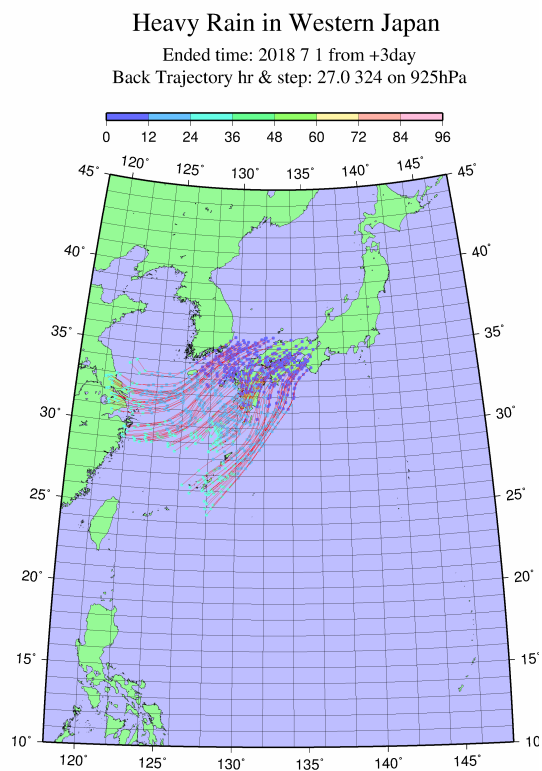


(d) 69 時間前

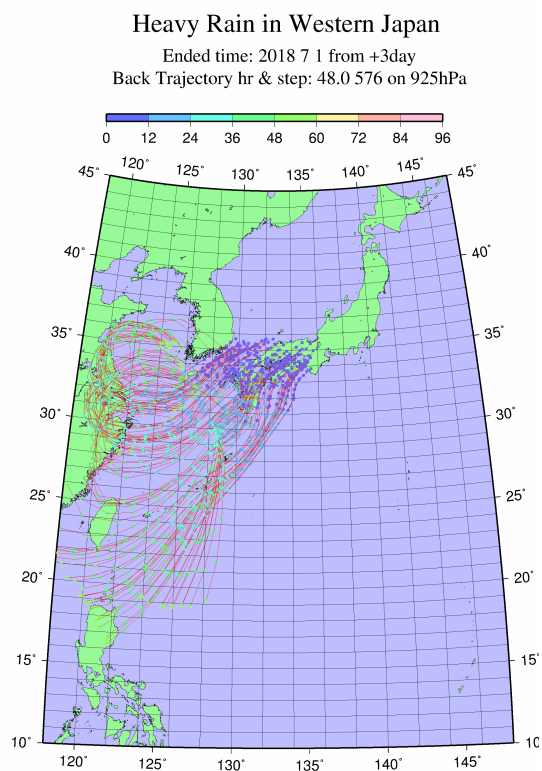
図 63: 7 月 5 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析



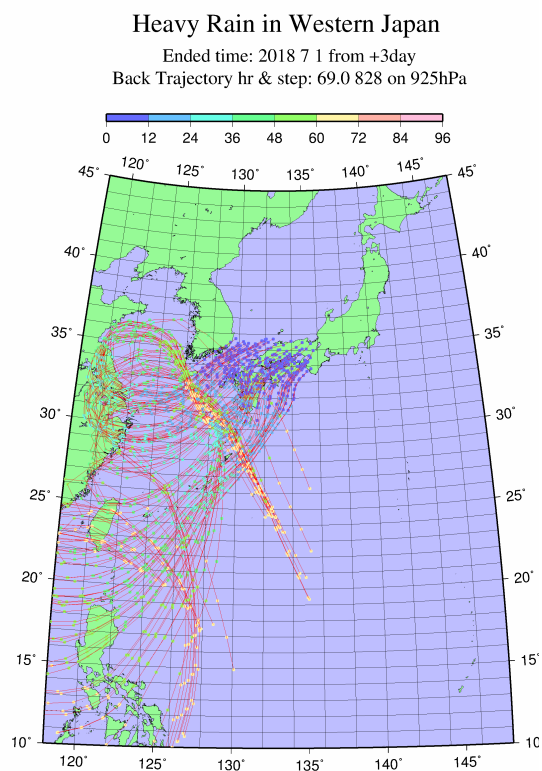
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

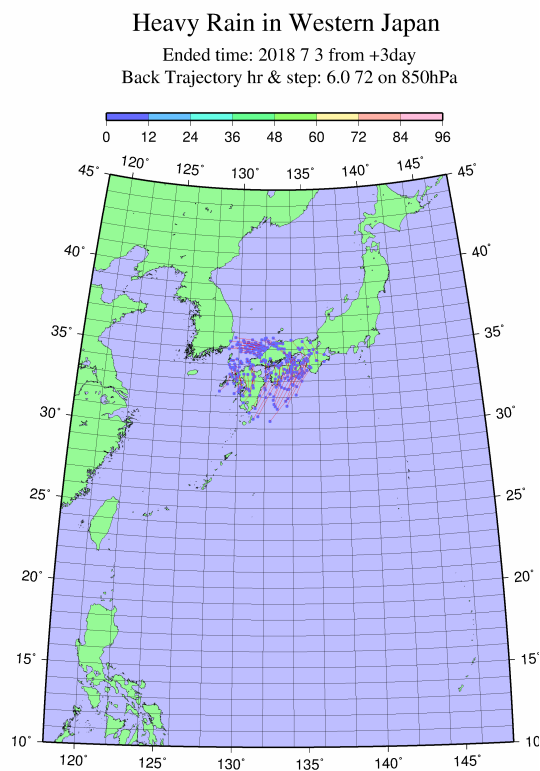


(c) 48 時間前

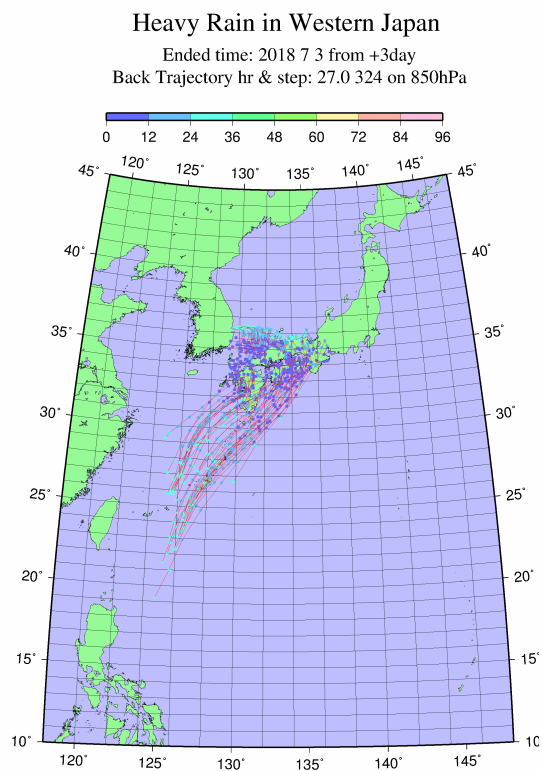


(d) 69 時間前

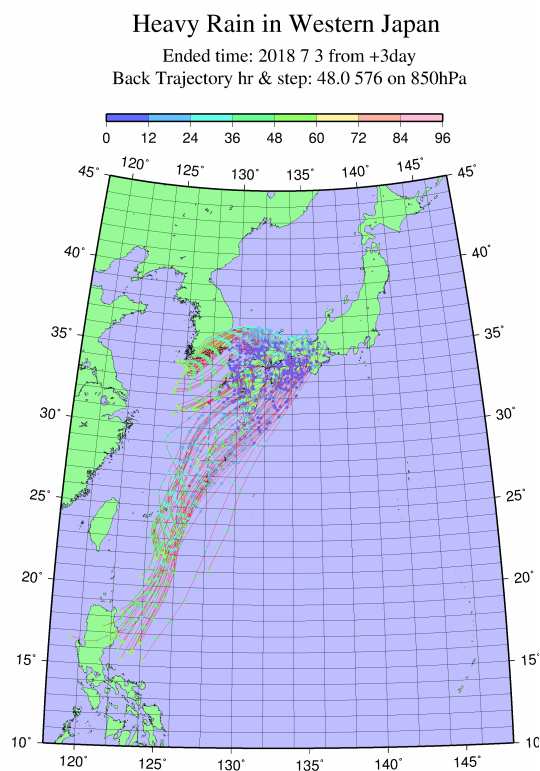
図 64: 7 月 5 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析



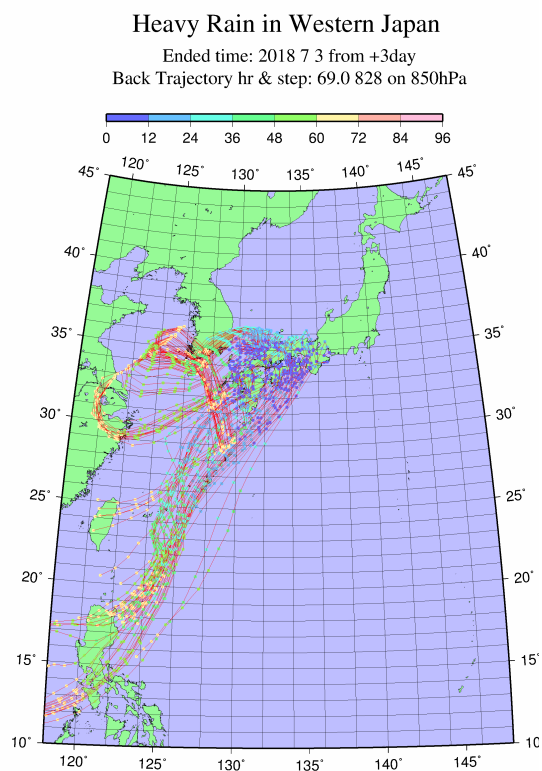
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

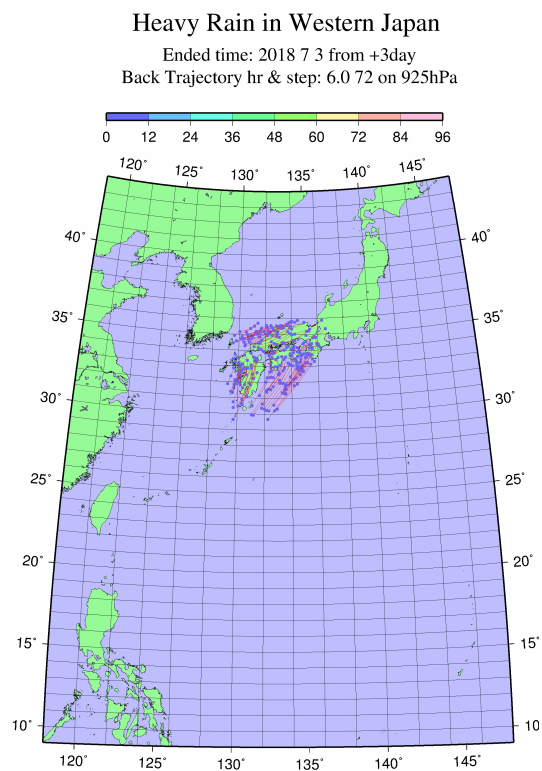


(c) 48 時間前

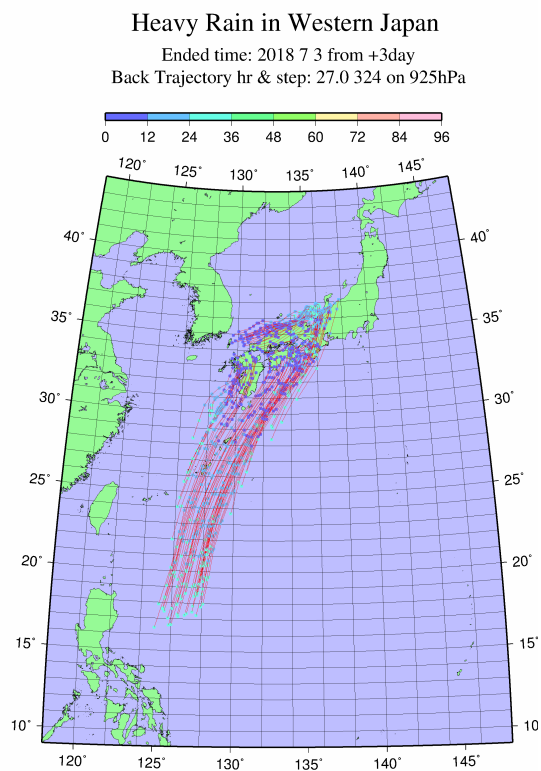


(d) 69 時間前

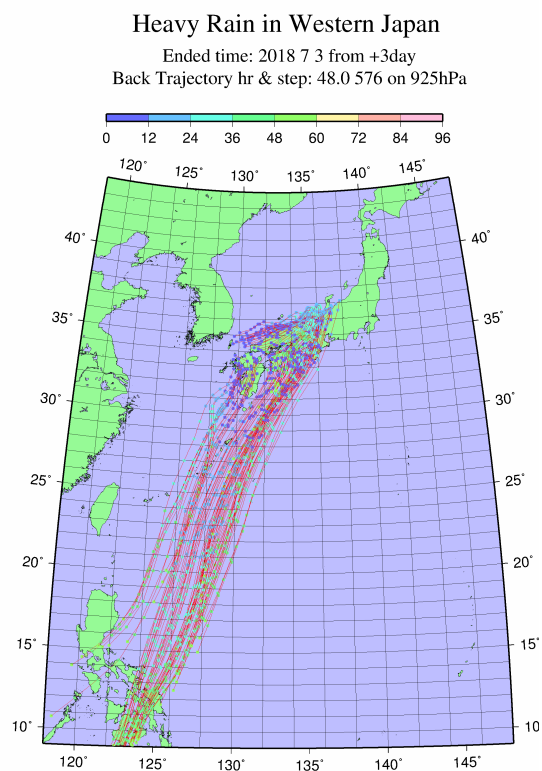
図 65: 7 月 6 日 0 時 850 hPa における後方流跡線解析



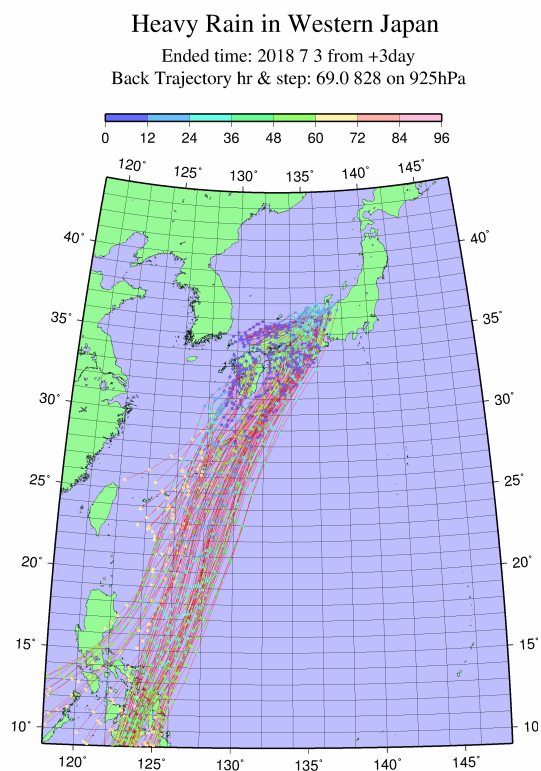
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

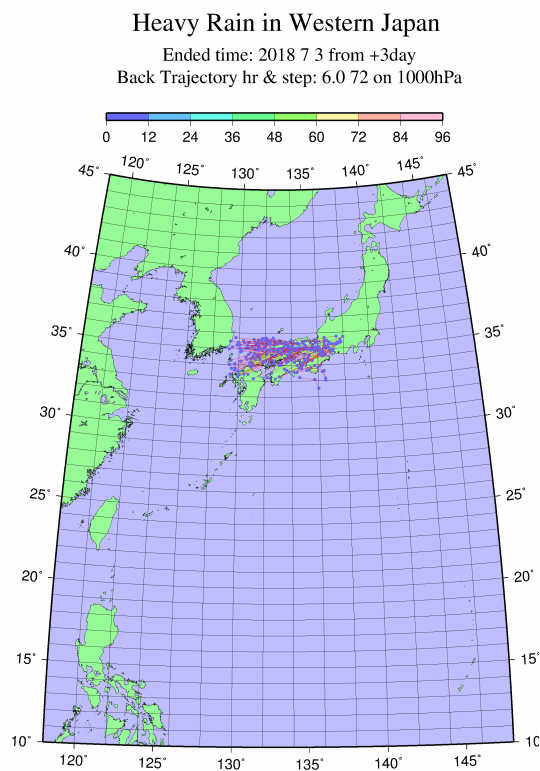


(c) 48 時間前

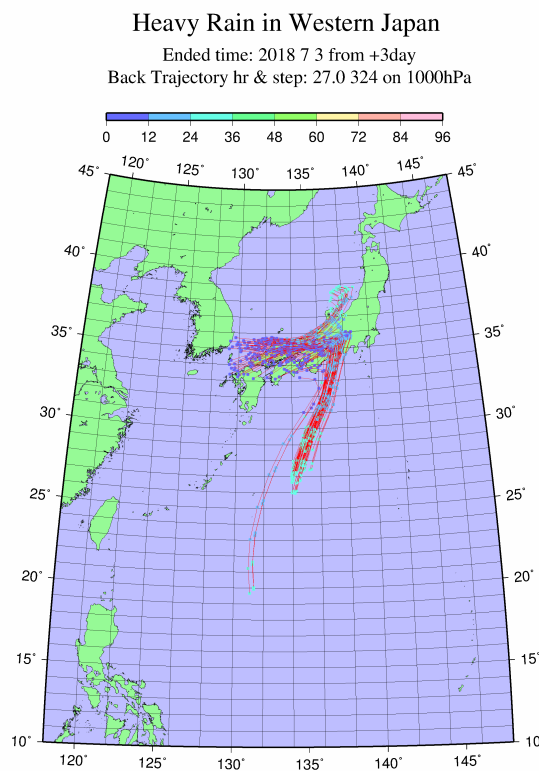


(d) 69 時間前

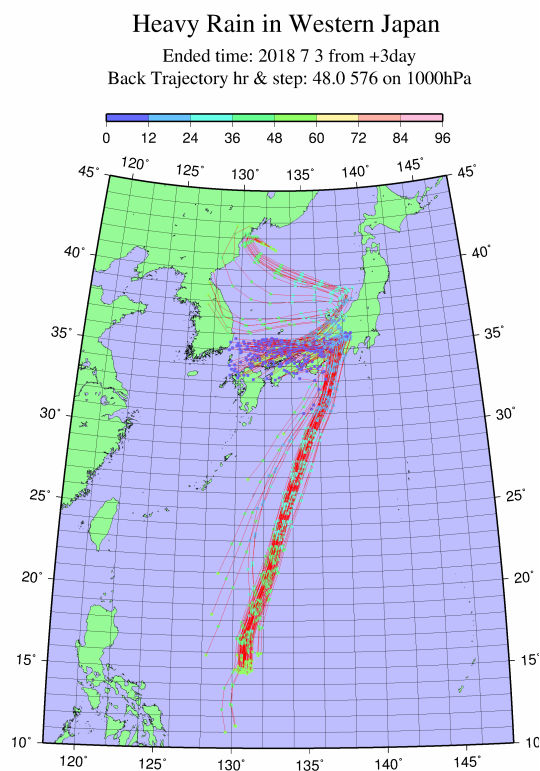
図 66: 7 月 6 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析



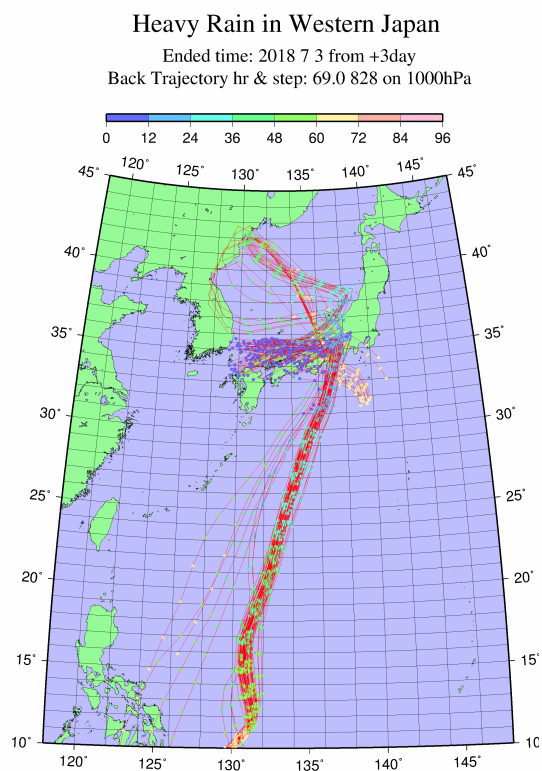
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

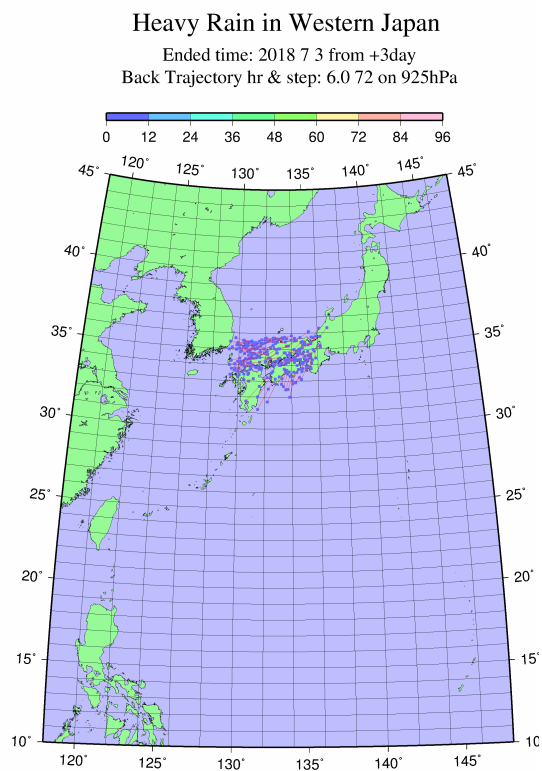


(c) 48 時間前

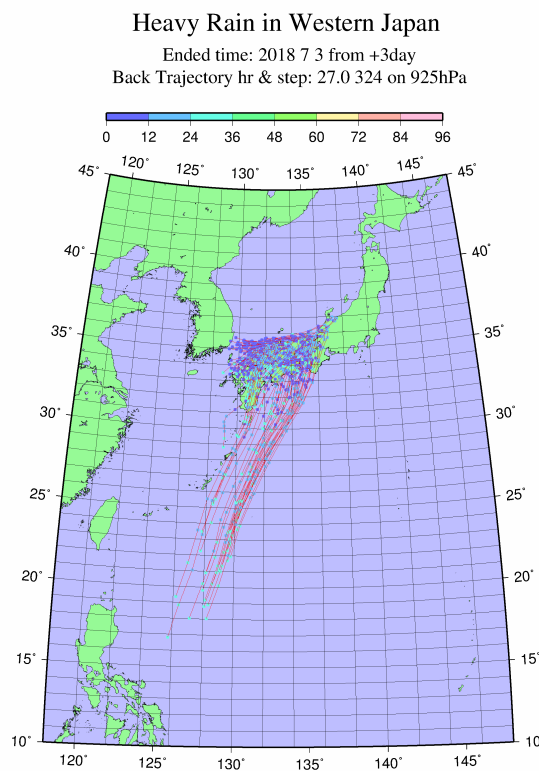


(d) 69 時間前

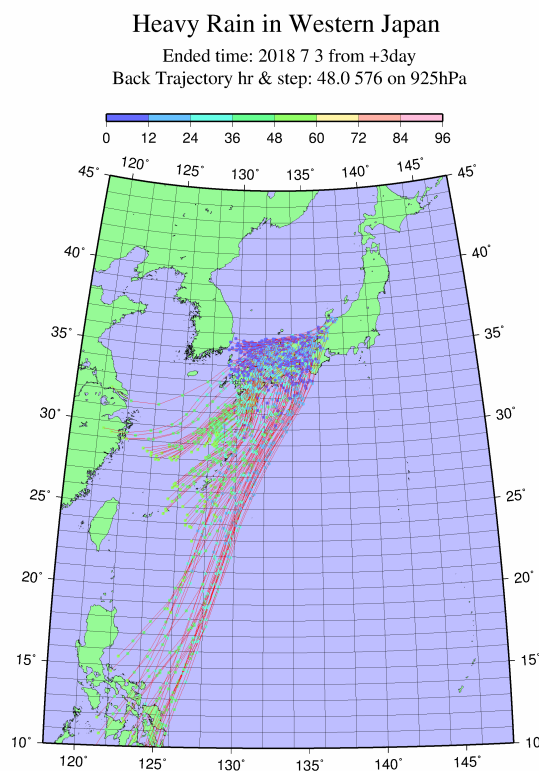
図 67: 7 月 6 日 0 時 1000 hPa における後方流跡線解析



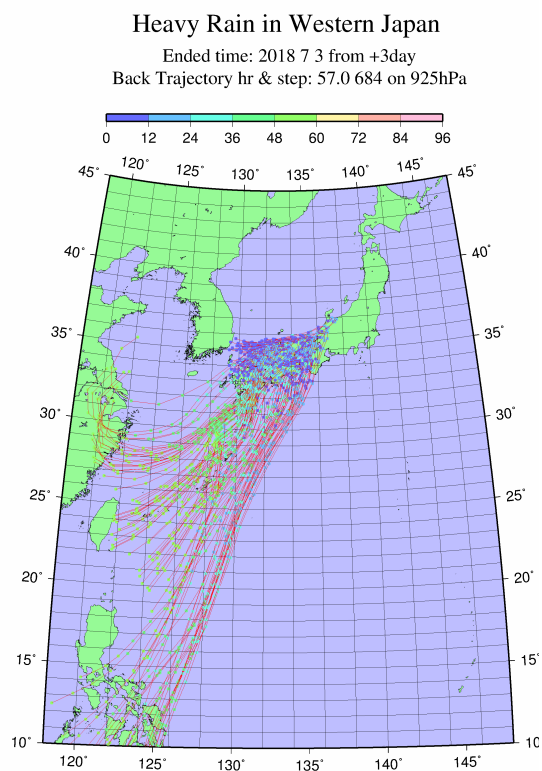
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

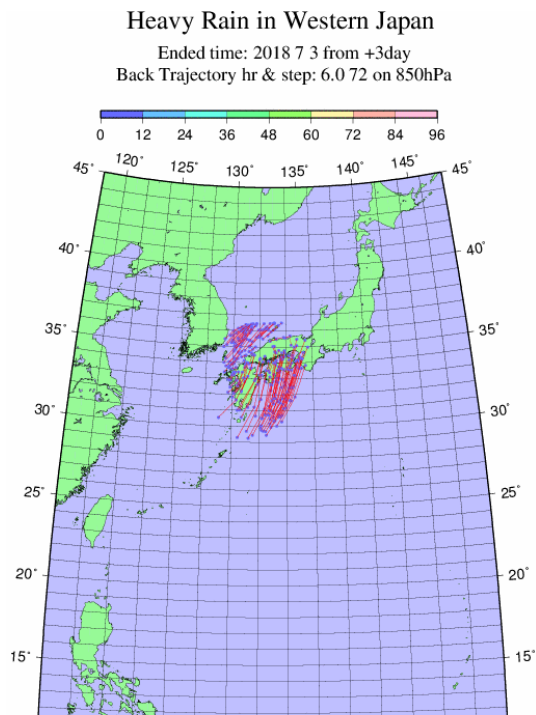


(c) 48 時間前

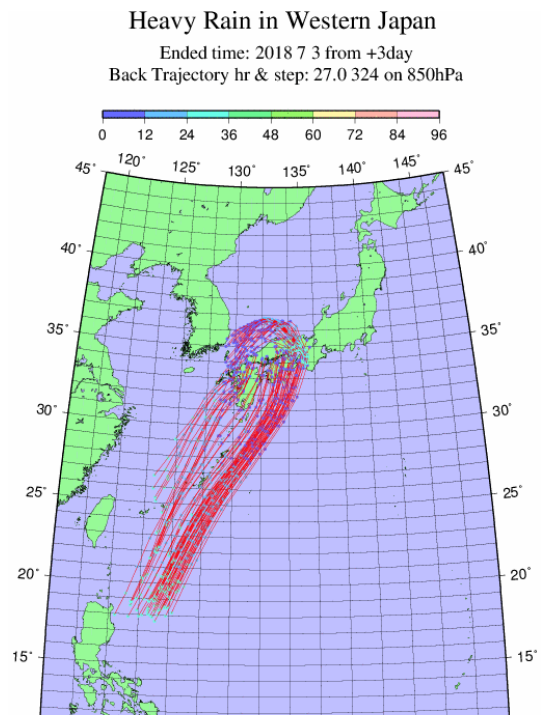


(d) 57 時間前

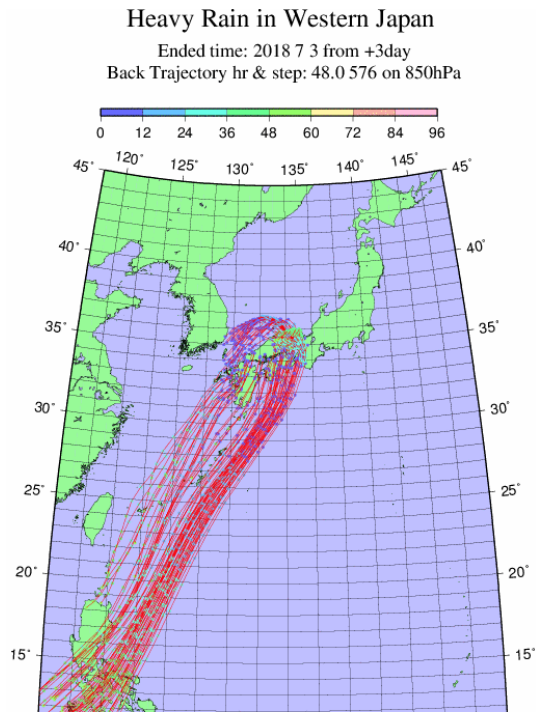
図 68: 7 月 6 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析



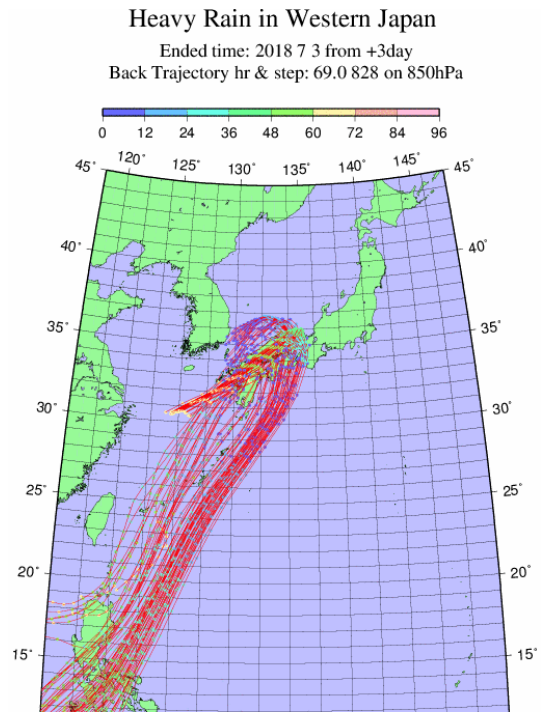
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

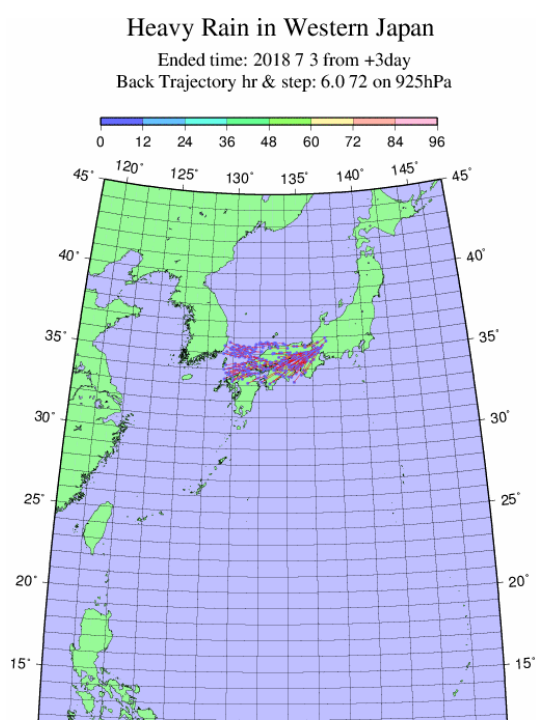


(c) 48 時間前

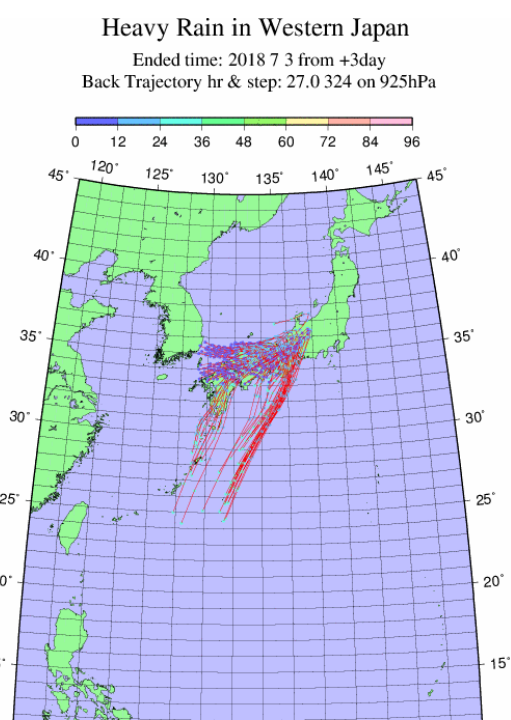


(d) 69 時間前

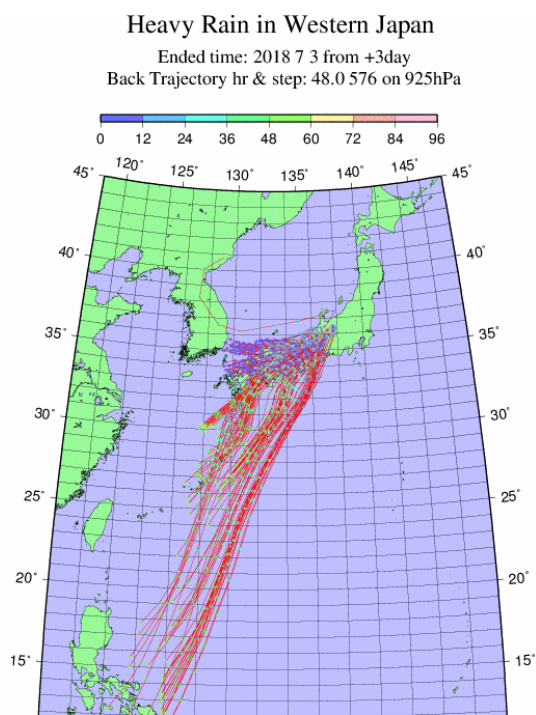
図 69: 7 月 6 日 18 時 850 hPa における後方流跡線解析



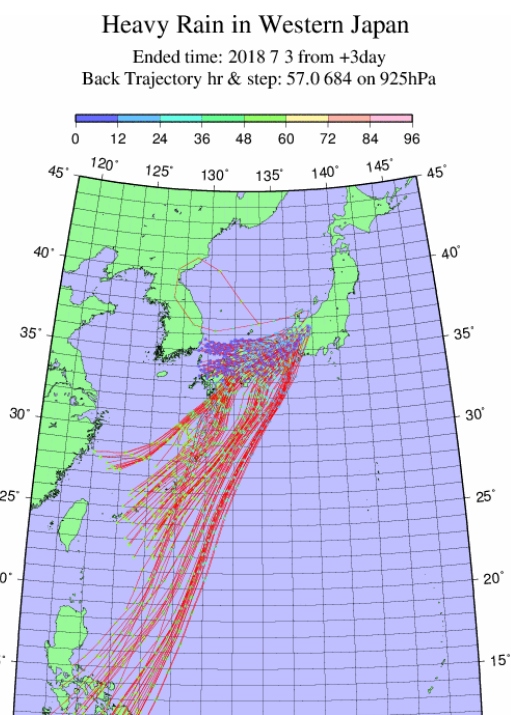
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

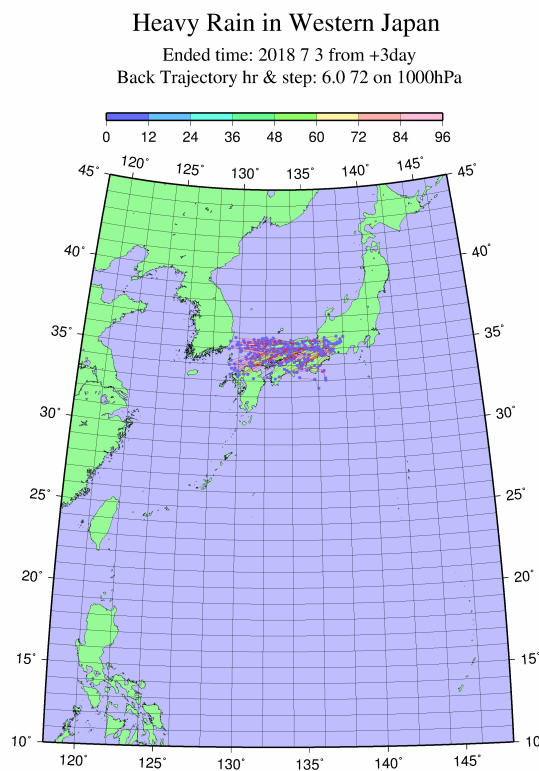


(c) 48 時間前

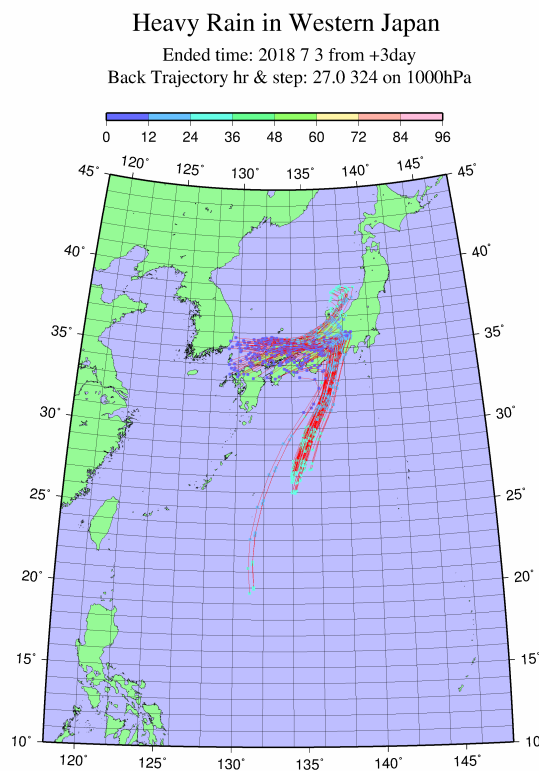


(d) 69 時間前

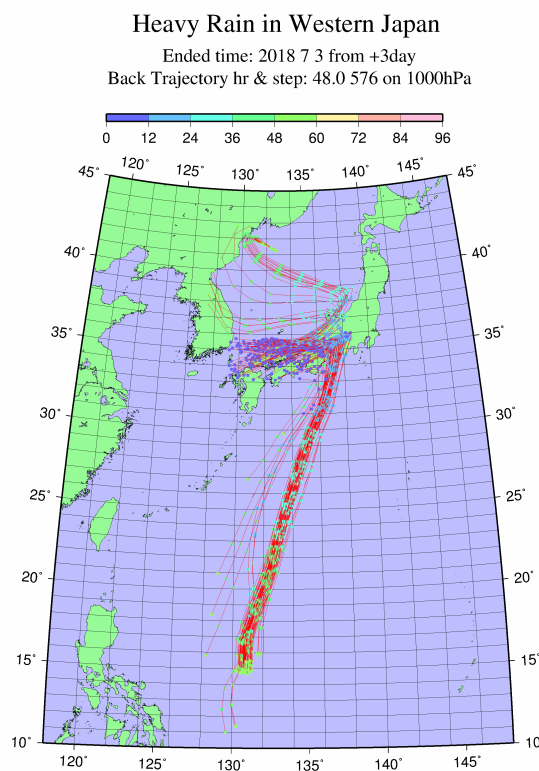
図 70: 7 月 6 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析



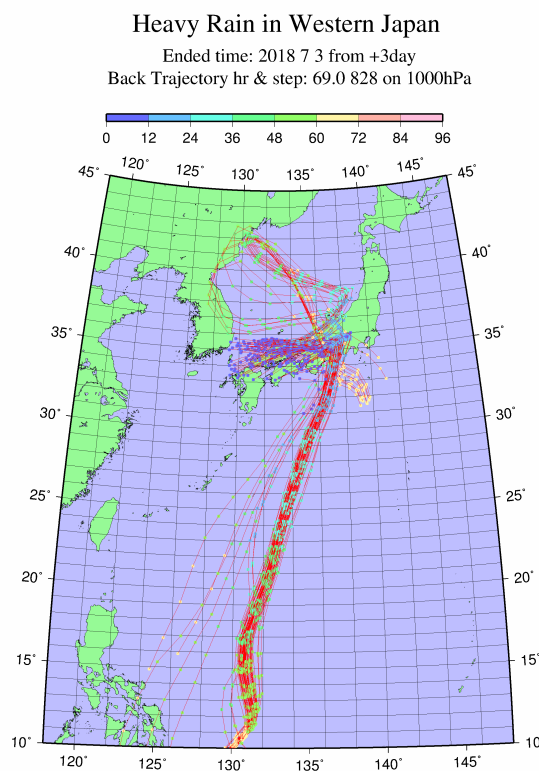
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

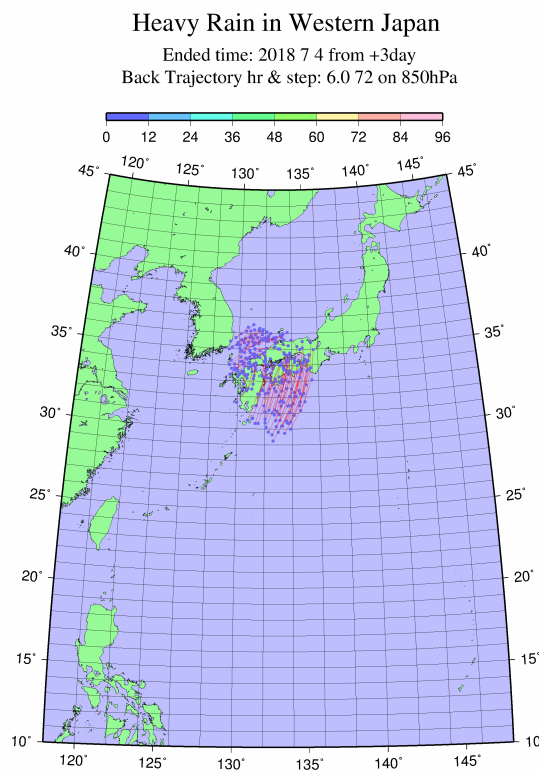


(c) 48 時間前

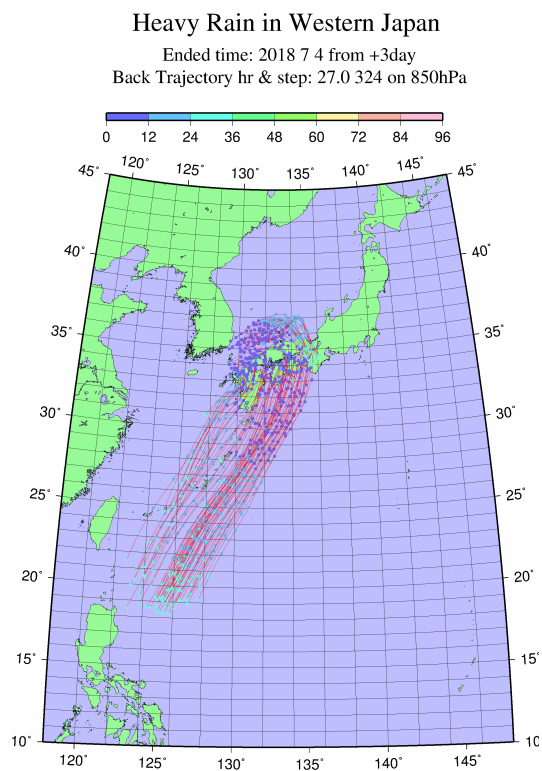


(d) 69 時間前

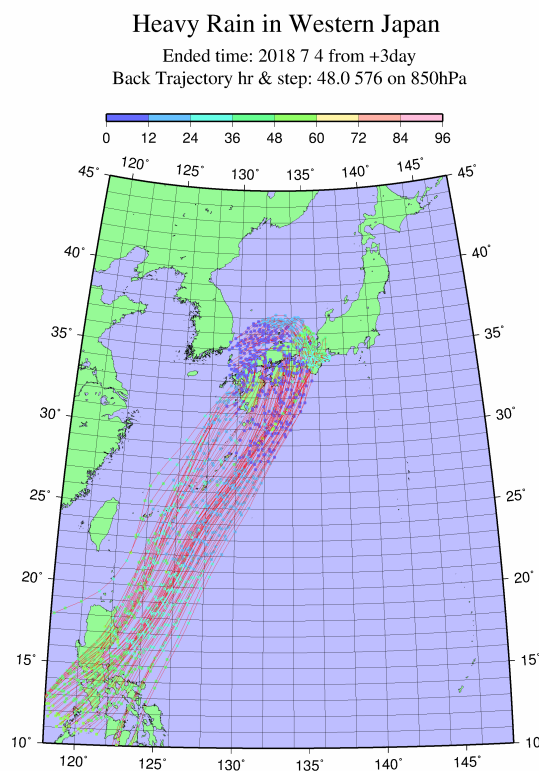
図 71: 7 月 6 日 18 時 1000 hPa における後方流跡線解析



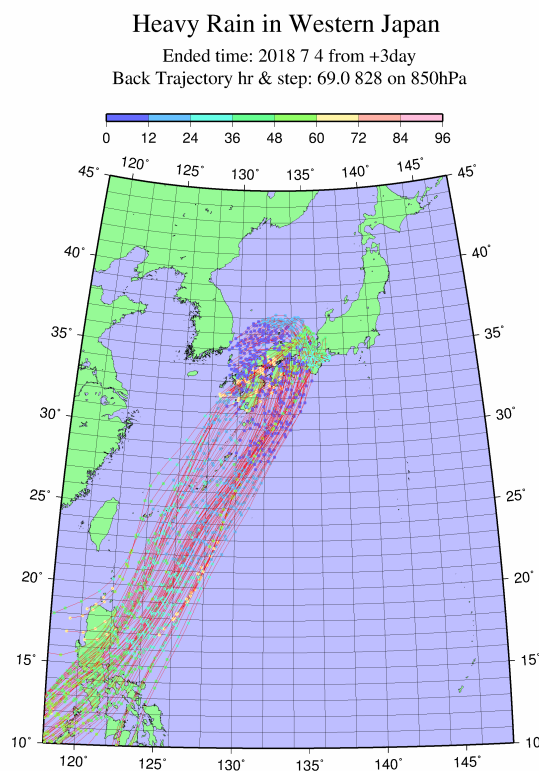
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前



(c) 48 時間前



(d) 69 時間前

図 72: 7 月 7 日 0 時 850 hPa における後方流跡線解析

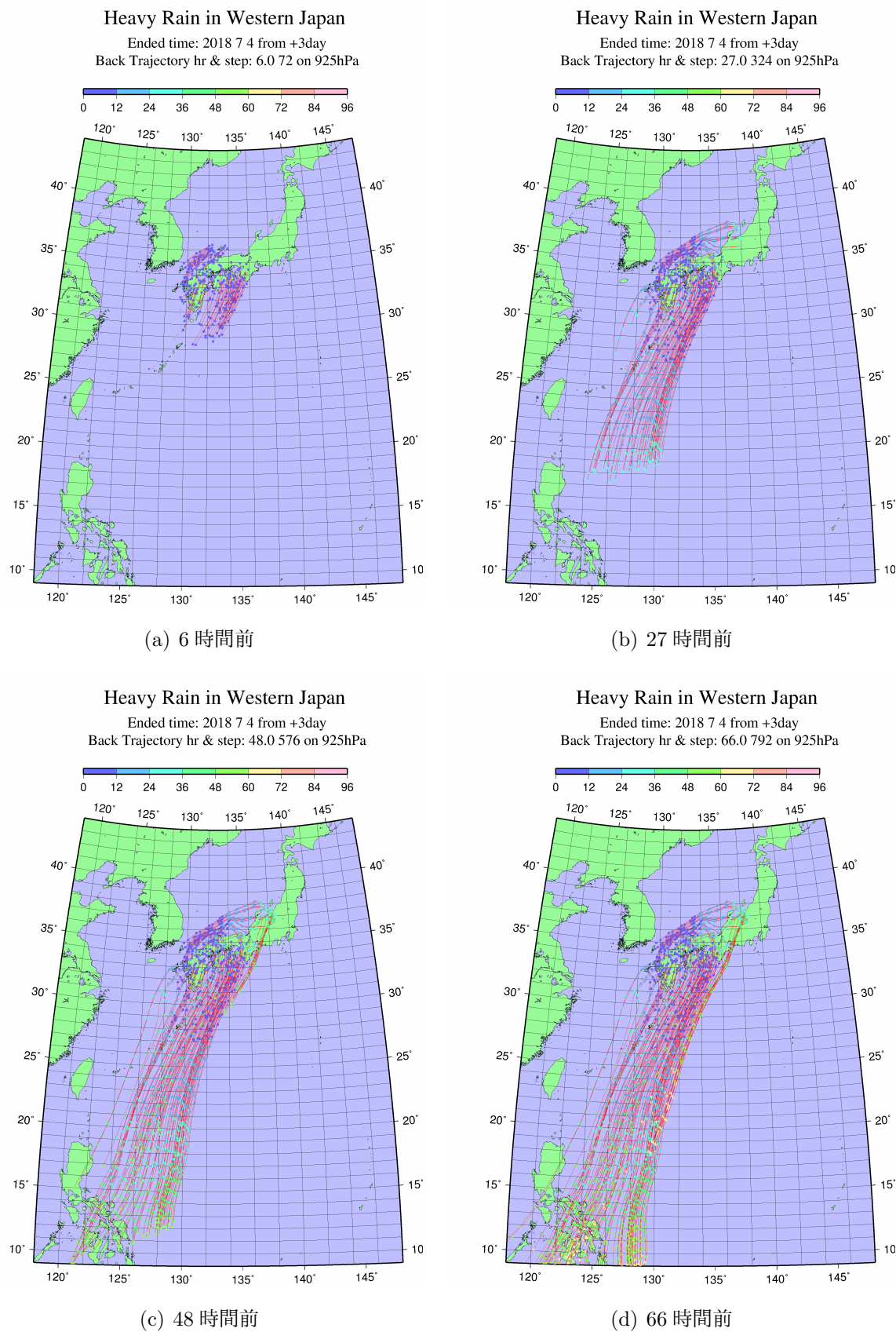
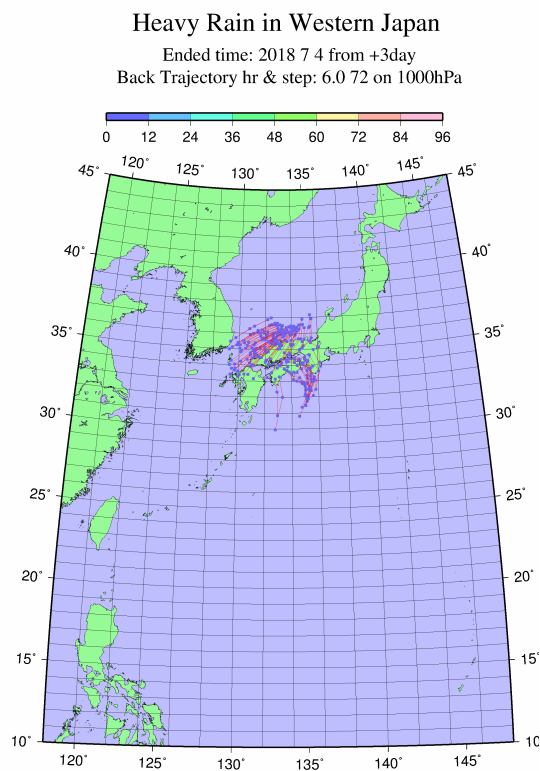
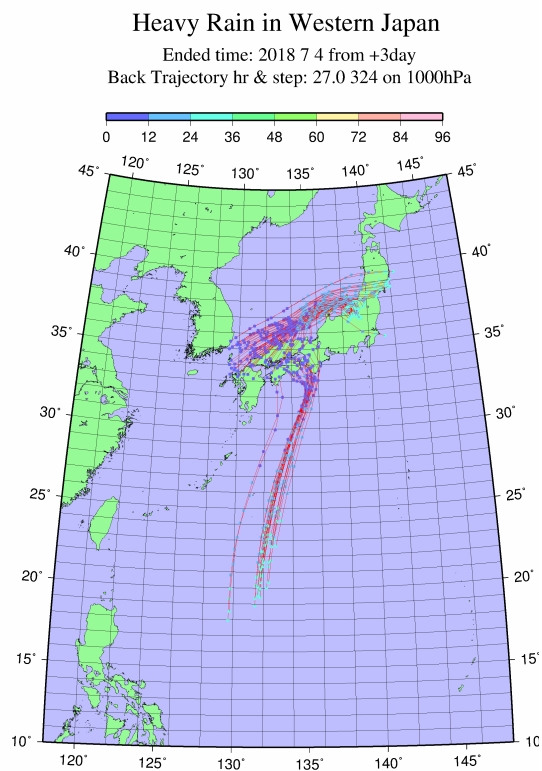


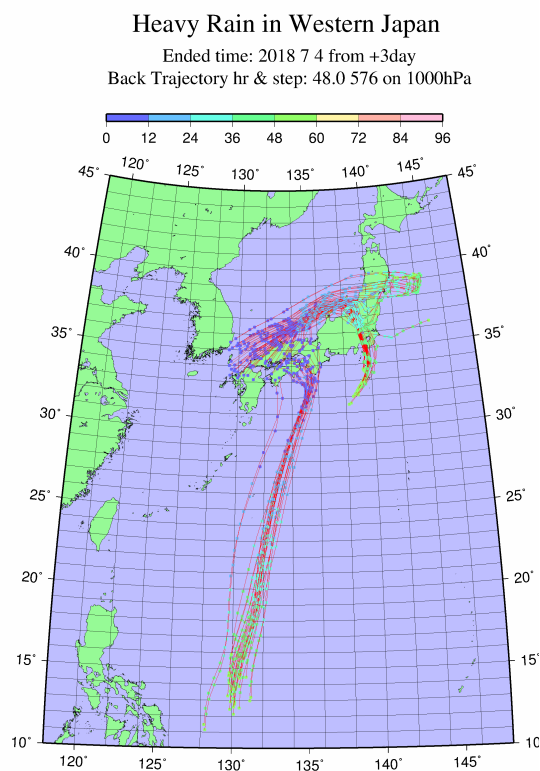
図 73: 7 月 7 日 0 時 925 hPa における後方流跡線解析



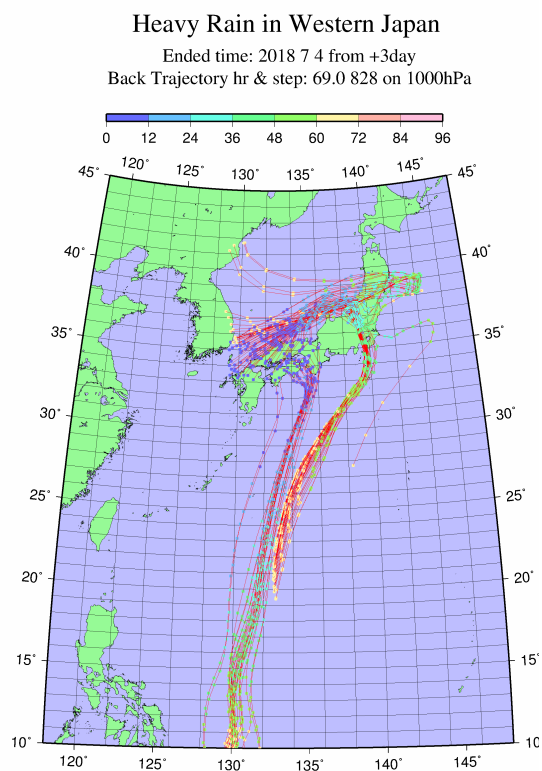
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

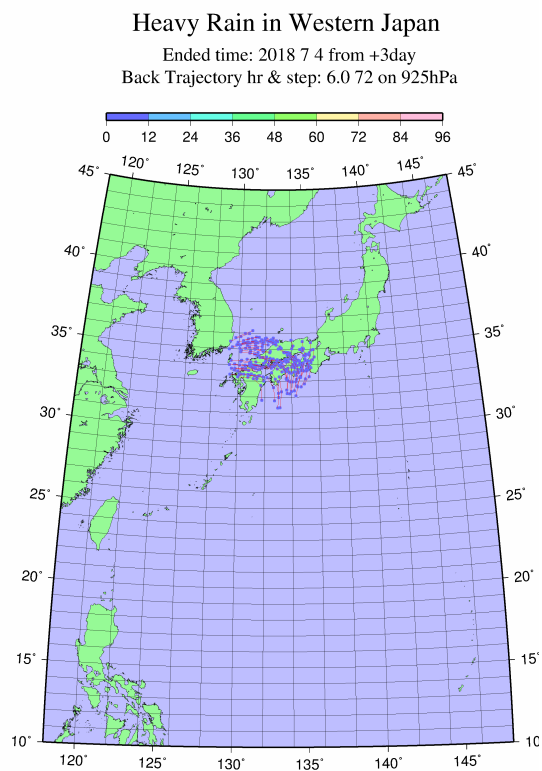


(c) 48 時間前

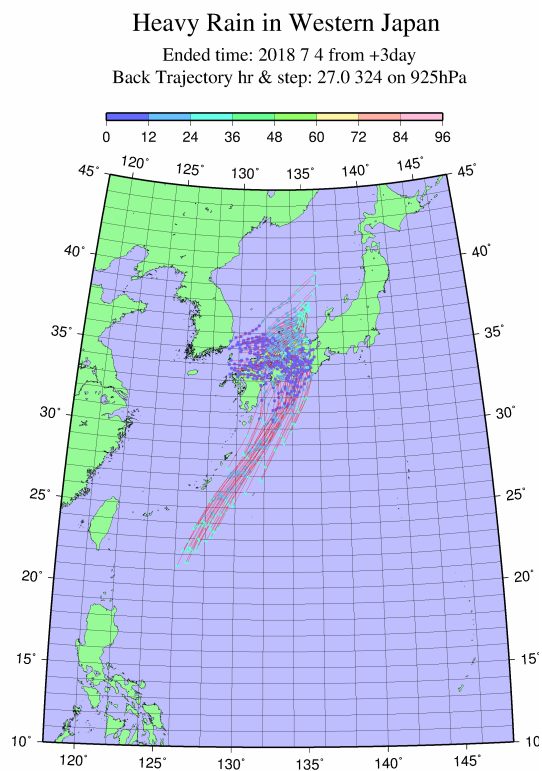


(d) 69 時間前

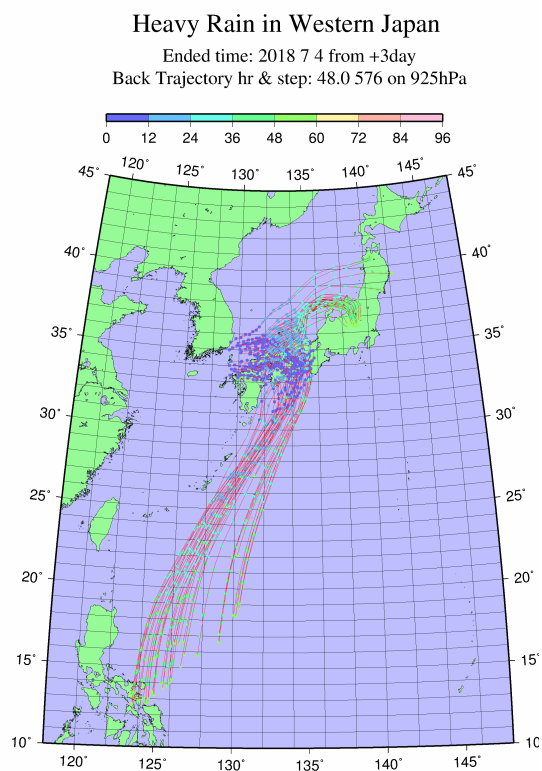
図 74: 7 月 7 日 0 時 1000 hPa における後方流跡線解析



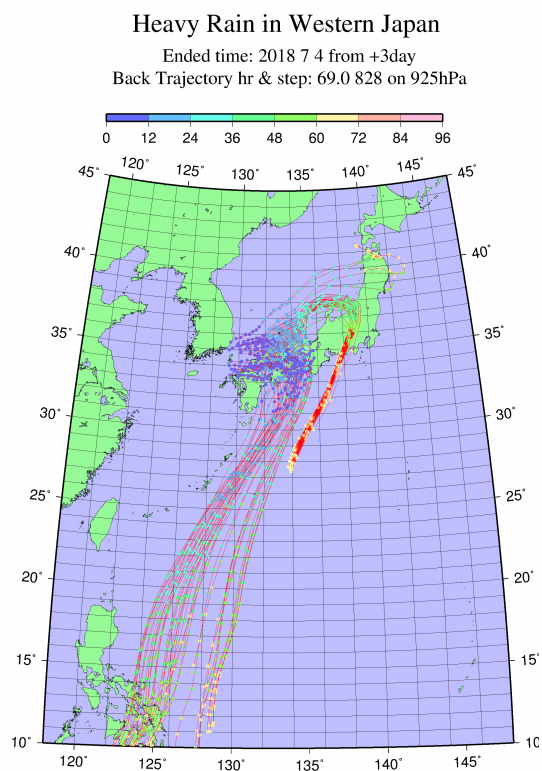
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

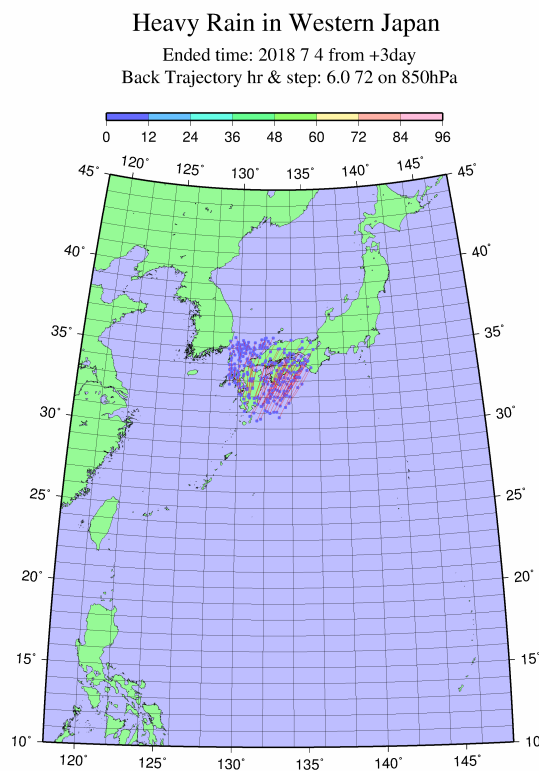


(c) 48 時間前

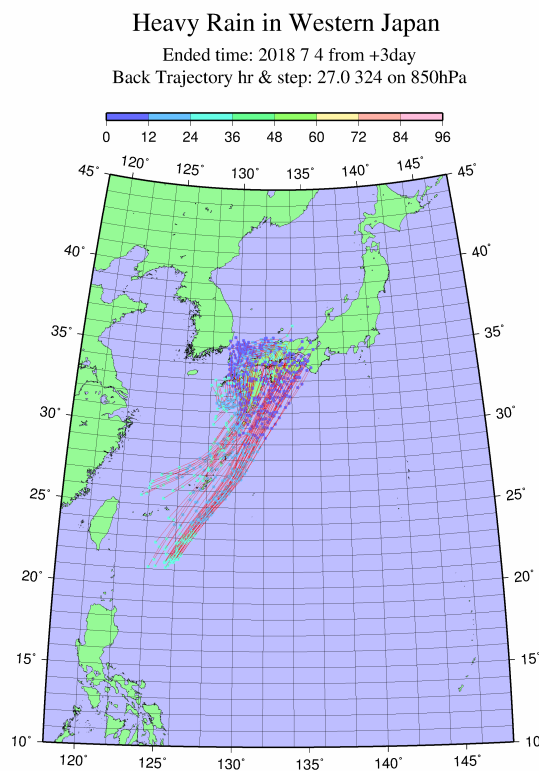


(d) 66 時間前

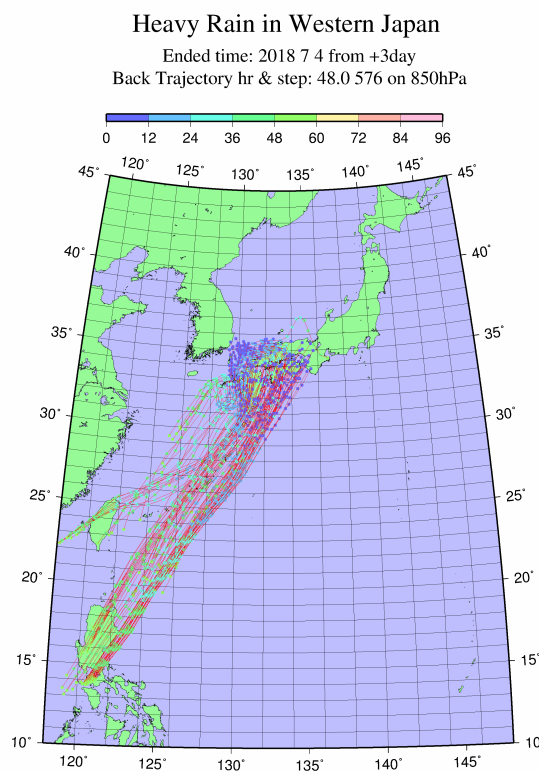
図 75: 7 月 7 日 12 時 925 hPa における後方流跡線解析



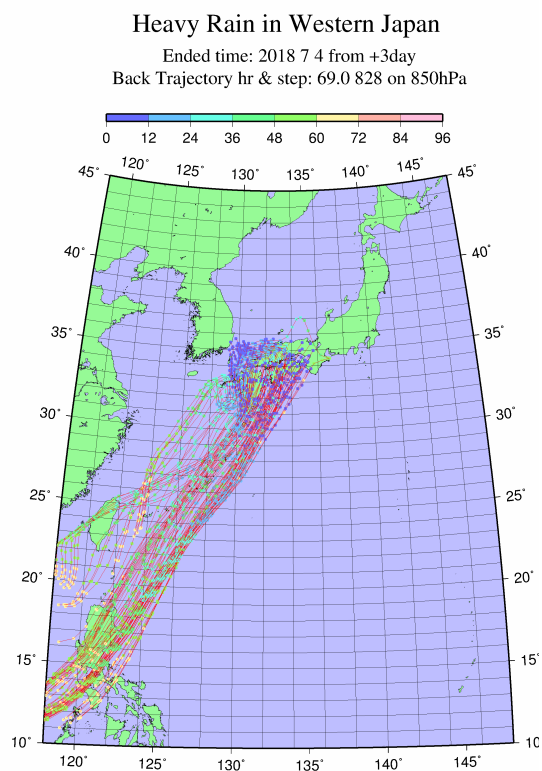
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

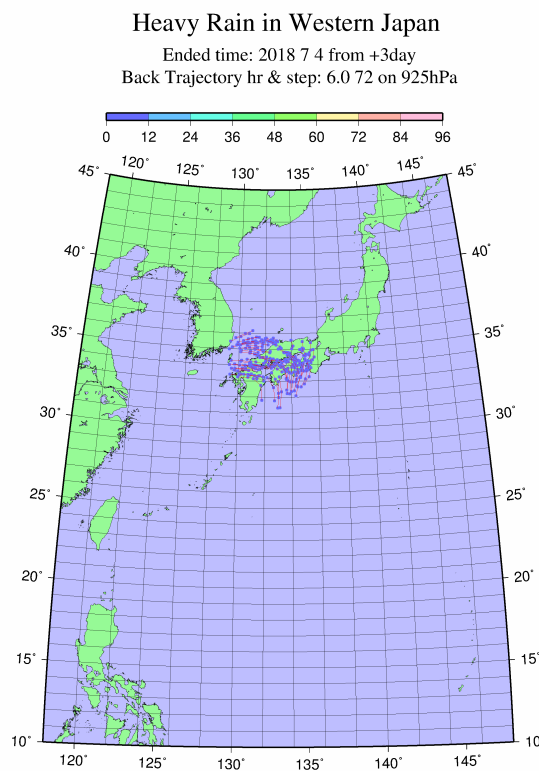


(c) 48 時間前

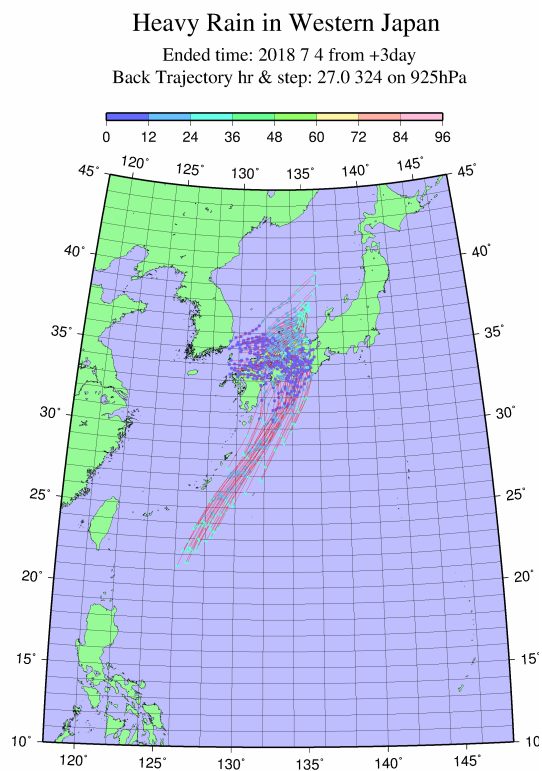


(d) 69 時間前

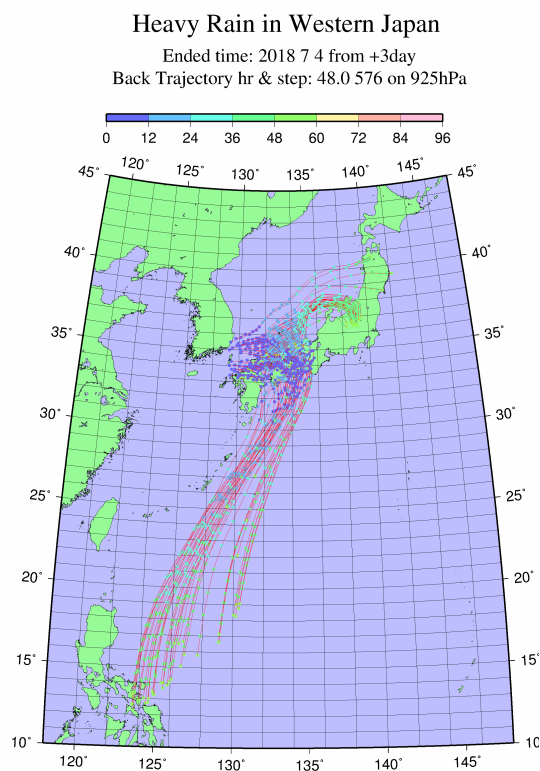
図 76: 7 月 7 日 18 時 850 hPa における後方流跡線解析



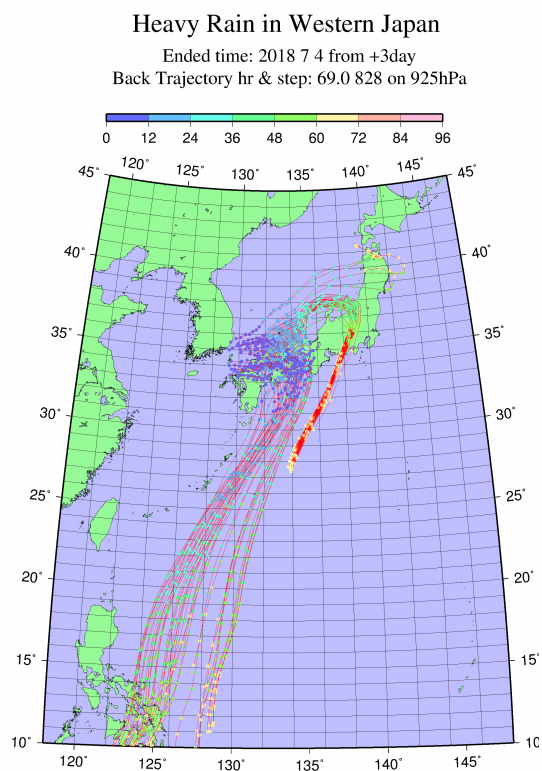
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前

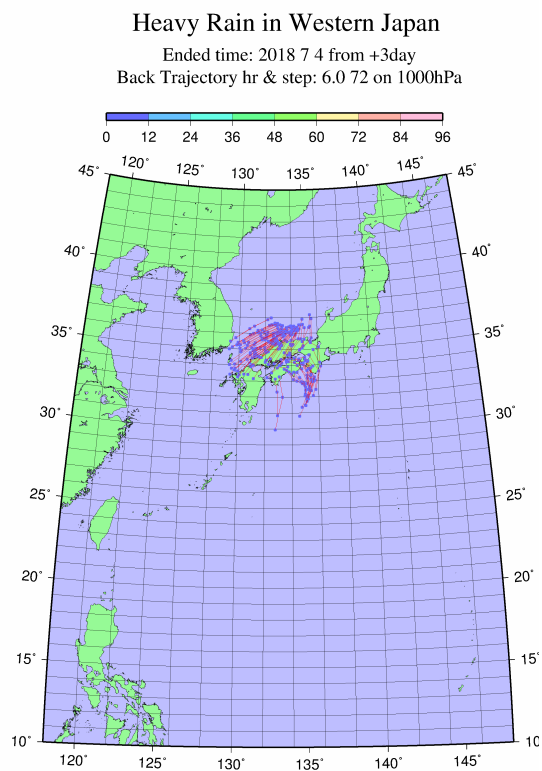


(c) 48 時間前

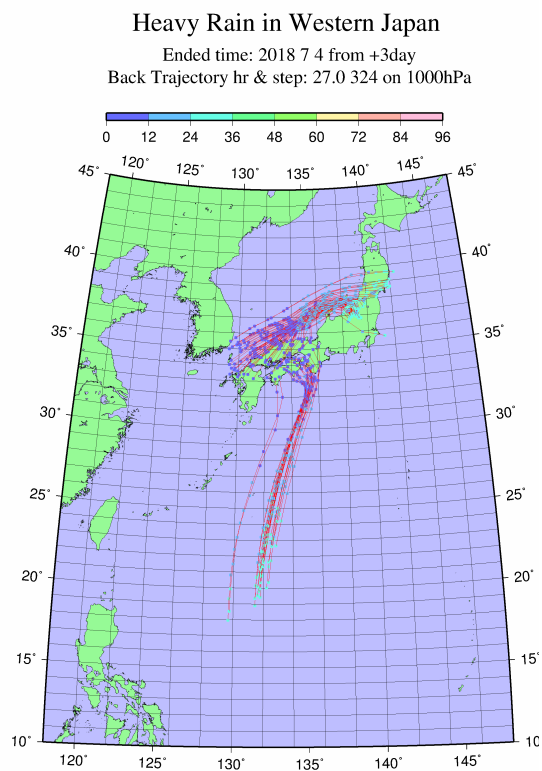


(d) 69 時間前

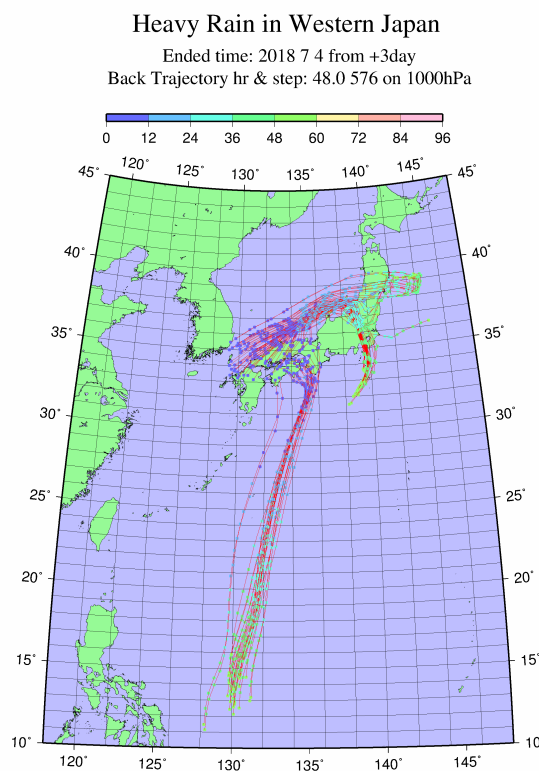
図 77: 7 月 7 日 18 時 925 hPa における後方流跡線解析



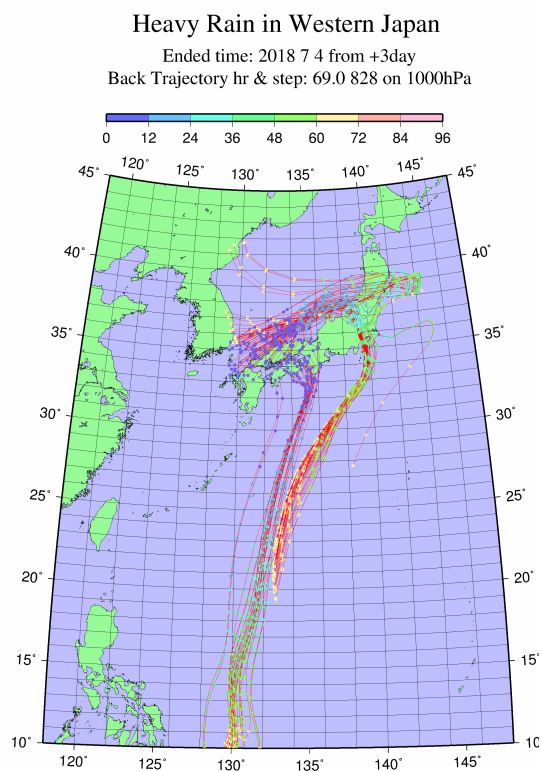
(a) 6 時間前



(b) 27 時間前



(c) 48 時間前



(d) 69 時間前

図 78: 7 月 7 日 18 時 1000 hPa における後方流跡線解析

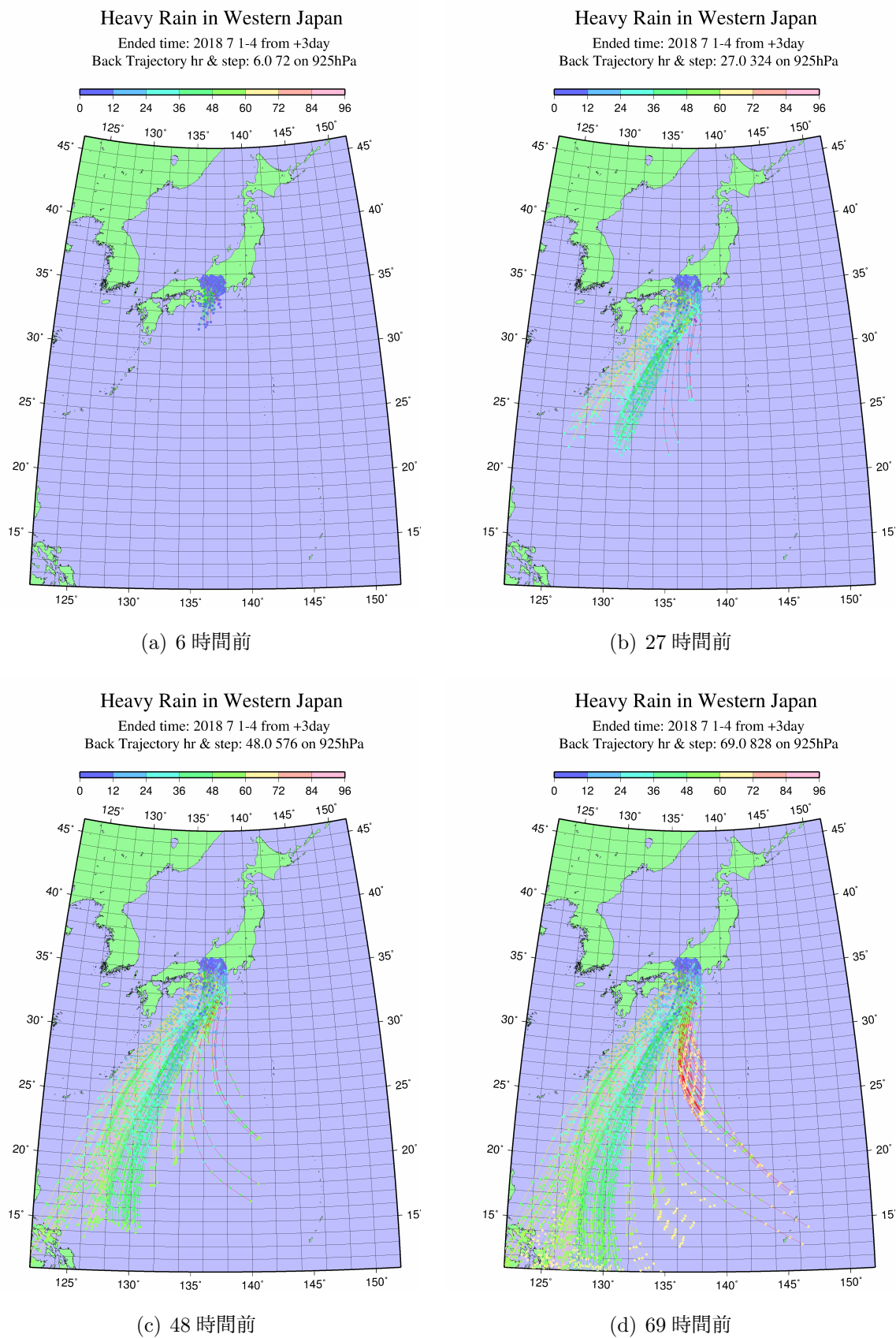


図 79: 7 月 4 日から 7 日までの 0 時岐阜県周辺 925 hPa における後方流跡線解析

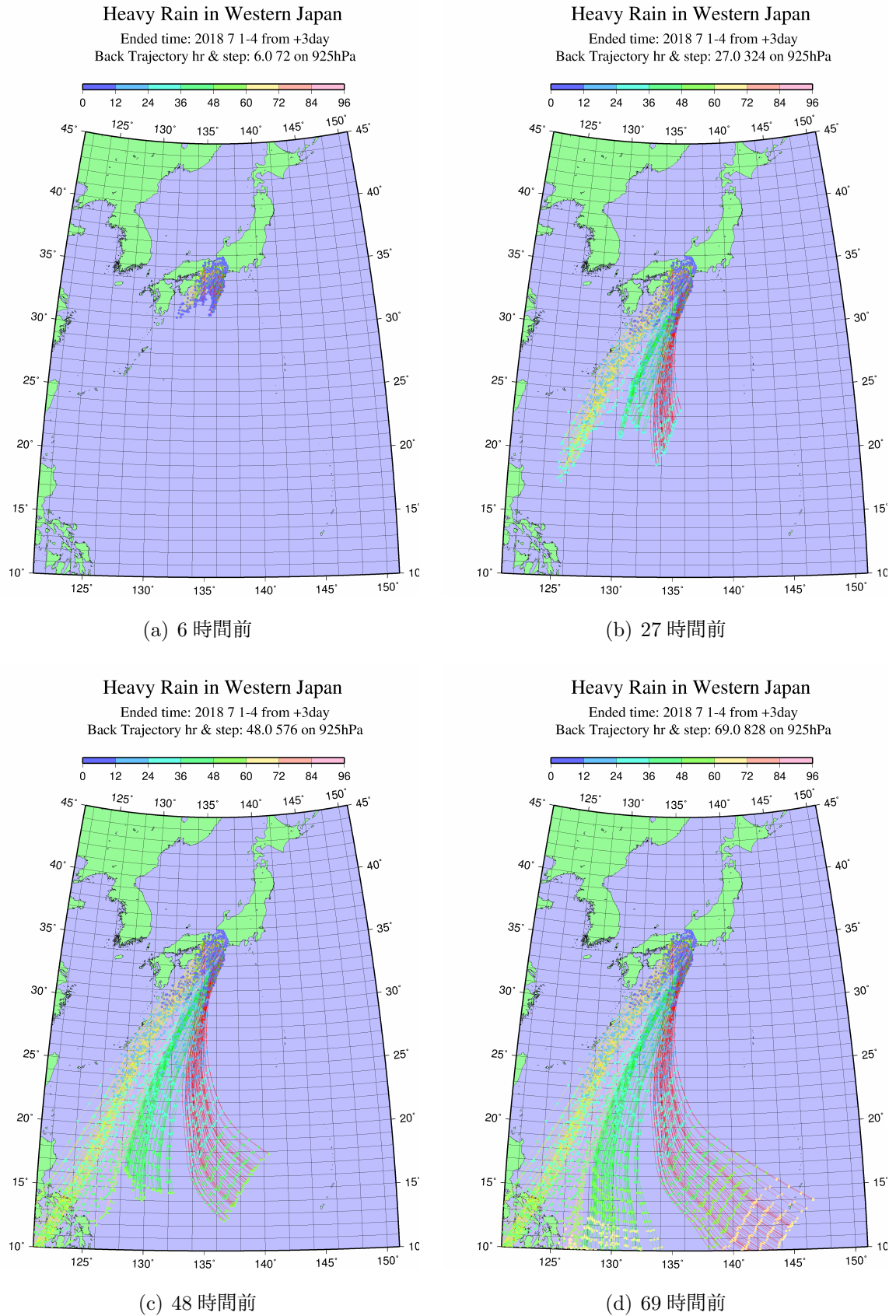


図 80: 7 月 4 日から 7 日までの 0 時京都府周辺 925 hPa における後方流跡線解析

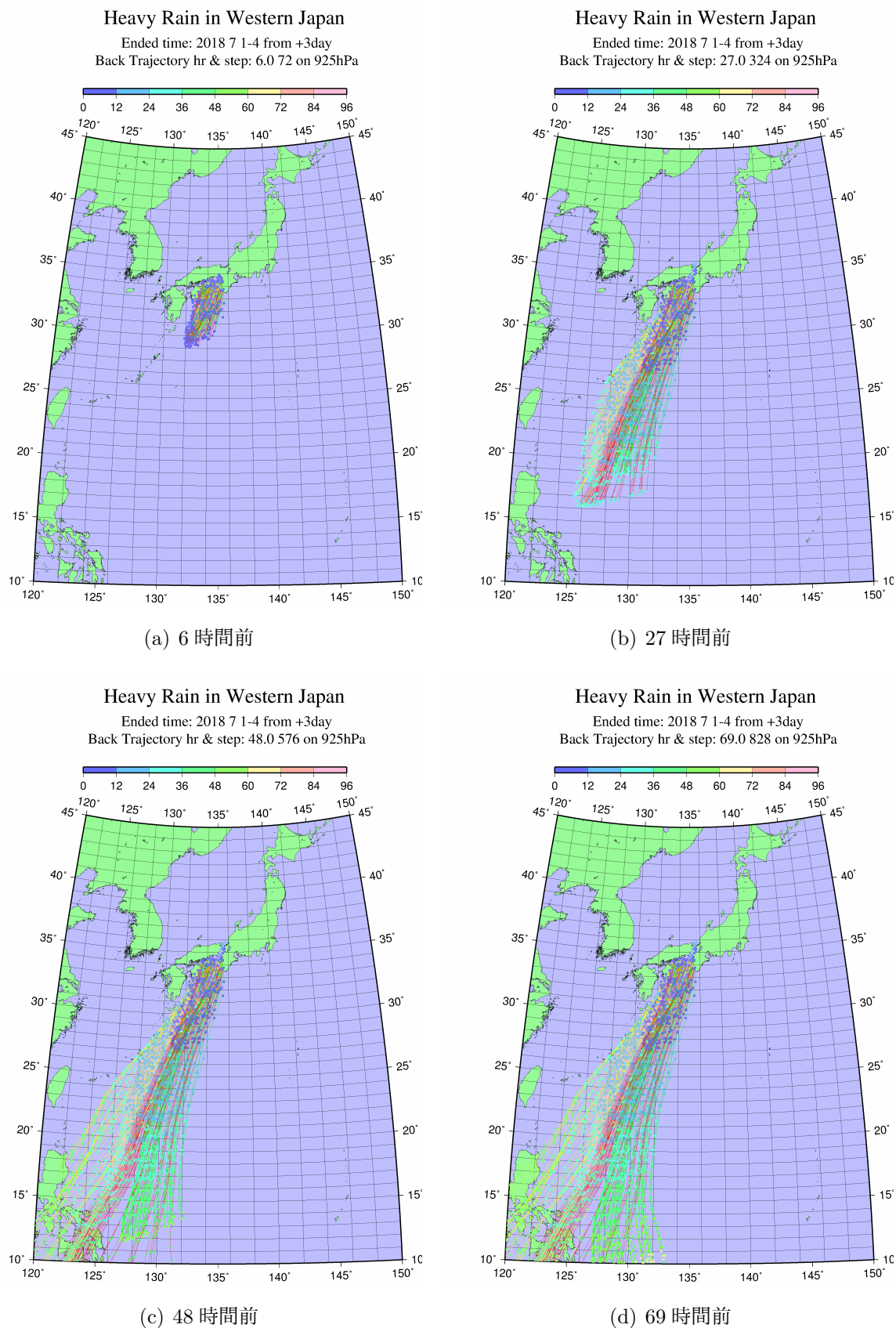


図 81: 7 月 4 日から 7 日までの 0 時四国 925 hPa における後方流跡線解析

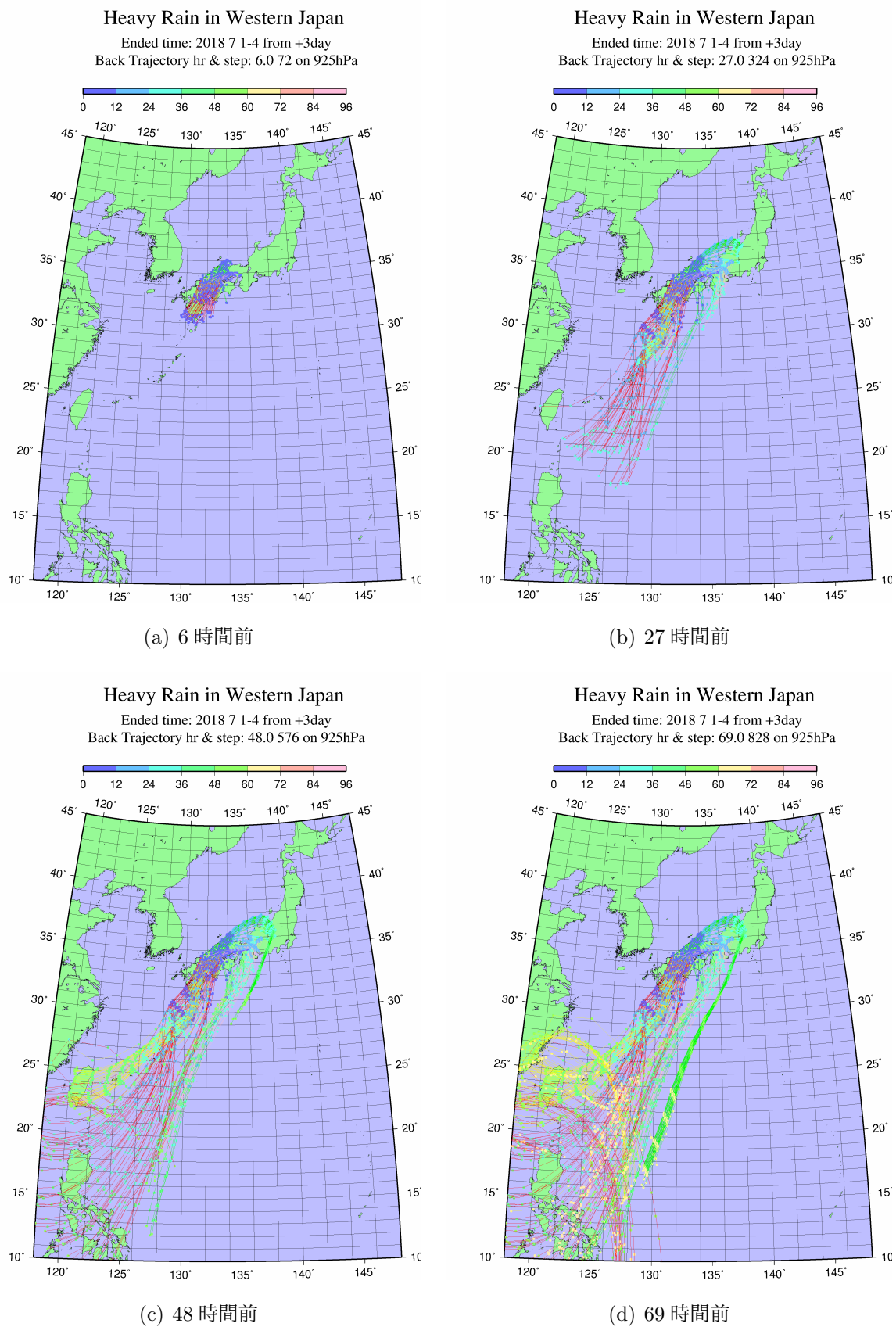


図 82: 7 月 4 日から 7 日までの 0 時広島県周辺 925 hPa における後方流跡線解析

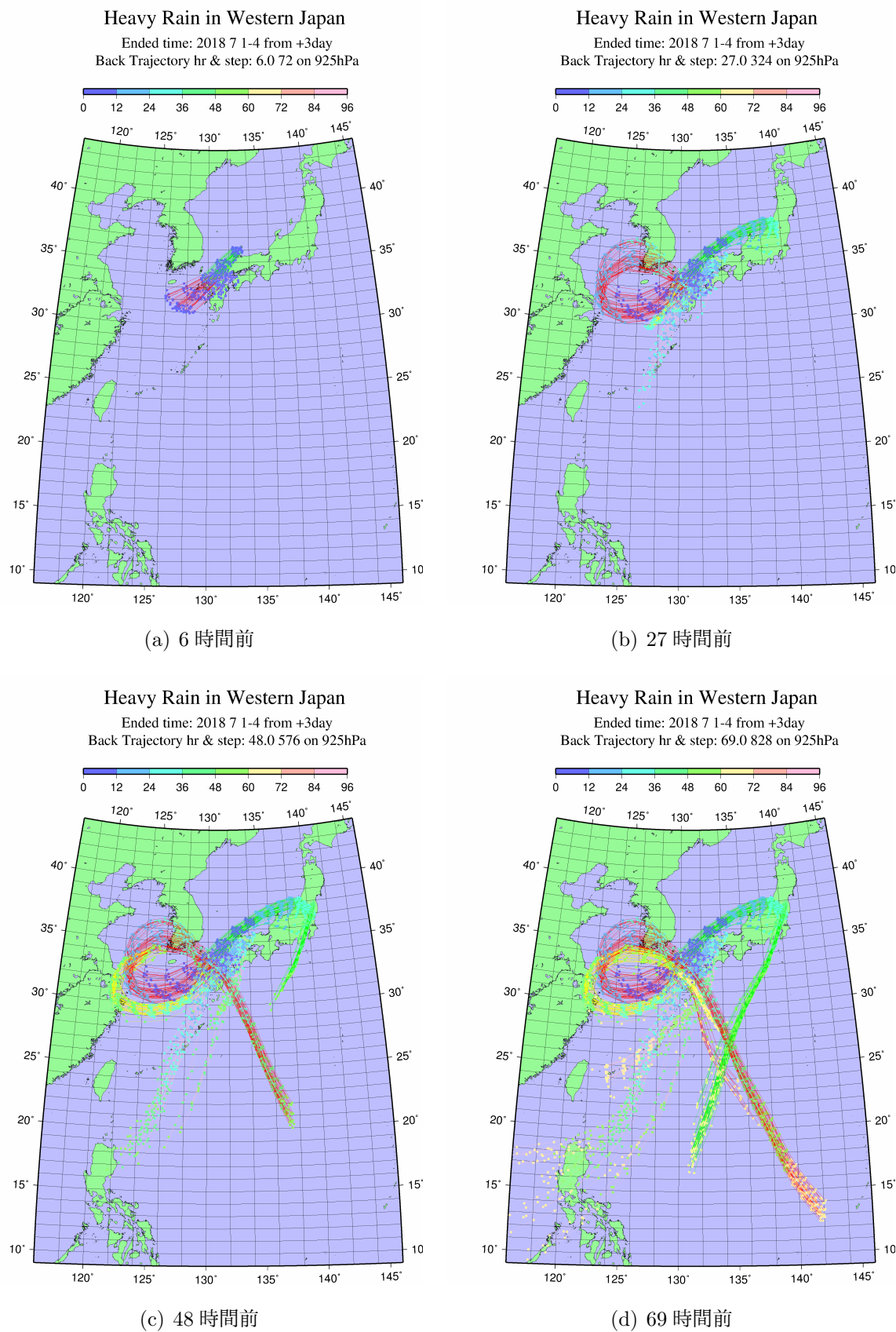


図 83: 7 月 4 日から 7 日までの 0 時北九州付近 925 hPa における後方流跡線解析