

南半球における 2019 年 9 月成層圏突然昇温現象の解析
Analysis of the Antarctic Stratospheric Sudden
Warming in September 2019

English abstract appended

国際基督教大学教授会提出学士論文
A Thesis Presented to the Faculty of
The International Christian University
For the Baccalaureate Degree

By

亀田 遼
KAMEDA, Ryo
211158

March, 2021

南半球における 2019 年 9 月成層圏突然昇温現象の解析
Analysis of the Antarctic Stratospheric Sudden
Warming in September 2019

English abstract appended

国際基督教大学教授会提出学士論文

A Thesis Presented to the Faculty of
The International Christian University
For the Baccalaureate Degree

By

亀田 遼

KAMEDA, Ryo

211158

March, 2021

岡村秀樹
論文審査指導教員
Thesis Advisor

田中 博
筑波大学 計算科学研究センター
Center for Computational Sciences,
University of Tsukuba

目次

目次	i
要旨	ii
Abstract	iii
表目次	iv
図目次	v
1 はじめに	1
2 目的	4
3 使用データと研究手法	5
3.1 使用データ	5
3.2 研究手法	6
4 結果	11
4.1 SSW の現象解析	11
4.2 中央熱帯太平洋・インド洋アフリカ沖 SST の解析	12
4.3 WAF の解析	12
5 考察	14
5.1 2019 年 9 月 SSW イベントの特徴	14
5.2 WAF とプラネタリー波増幅の原因	15
6 結論	17
謝辞	18
参考文献	19

南半球における 2019 年 9 月成層圏突然昇温現象の解析

亀田 遼

要旨

成層圏突然昇温現象 (Stratospheric Sudden Warming, SSW) は、極域の成層圏が 1 週間で 40 K 程度突然昇温する現象である。安定成層であると考えられてきた成層圏のダイナミックな変動として本現象は注目されており、1952 年に初めて観測されて以来、継続して研究が進められている。一般に南半球で発生しないことが知られているが、2019 年 9 月に南半球においては非常に珍しい SSW が発生し、観測史上 2002 年に次ぐ 2 回目の大規模昇温となった。

SSW の力学的なメカニズムは Matsuno (1971) が解析した。一方個々の SSW について、北半球における現象解析は進められているが、南半球における現象解析は事例数が少なくあまり行われていない。2002 年の南半球 SSW イベントについては Charlton *et al.* (2005) が極渦や Eliassen-Palm (E-P) flux の解析を行い、ブロッキング高気圧に伴うプラネタリー波の上方伝播が起きたことがわかった。2019 年の SSW イベントの原因は 2002 年とは異なることがわかっているが、具体的な要素は特定されていない。

本研究では、2019 年の SSW イベントについて現象解析を詳細に行い、昇温が起こる様子や極渦の構造、東西風の変化などに特徴を見つけることができた。さらに、Milinevsky *et al.* (2019) において指摘されているインド洋海面水温 (SST) 偏差と波活動度フラックス (WAF) の収束に伴う西風減速の関係を確認するため、SST と WAF の検証も行った。その結果、インド洋 SST については 2019 年 6 月に平年値より高いという結果を得た。

SSW を含む成層圏内の変動はプラネタリー波やロスビー波などを通じて対流圏内への変動に影響を与えたり、逆に対流圏の変動が成層圏内の変動に影響を及ぼすとされている。したがってこのような事例解析を行うことは、対流圏内の季節変動の予測などに有効であると考えられる。

キーワード

成層圏突然昇温現象, 極渦, 東西風, 波活動度フラックス

Analysis of the Antarctic Stratospheric Sudden Warming in September 2019

Ryo Kameda

Abstract

Stratospheric Sudden Warming (SSW) is a phenomenon where the temperature in the stratosphere of polar region suddenly rises up to 40 K in about a week. SSW has been considered as a dynamic behavior of stratosphere, which was used to be understood as stable stratification, and it has been investigated thoroughly since the SSW was firstly found in 1952. Generally, it does not happen in the Southern Hemisphere (SH). In September 2019, however, the SSW over the Antarctic has occurred (SSW19), and this becomes the second largest warming in SH since September 2002 (SSW02).

The physical mechanism of SSWs was studied by Matsuno (1971). Also, each SSW in Northern Hemisphere has been analysed in detail but not in SH due to the lack of cases of SSWs in SH. Charlton *et al.* (2005) reviewed SSW02 by analyzing the polar vortex and Eliassen-Palm (E-P) flux. They found the planetary wave was propagated upward which was caused by blocking high. It is known that the cause of SSW19 is different from that of SSW02, but the detail of causes has not been investigated yet.

This study analyzed SSW19 in detail and found the characteristics in warming process, structure of polar vortex over the Antarctica, and zonal wind in the stratosphere. We also analyzed the sea surface temperature (SST) of Indian Ocean and Wave Activity Flux (WAF) over SH to confirm the relation between the SST anomalies and WAF-induced deceleration of zonal wind argued by Milinevsky *et al.* (2019). As a result, we found the SST of Indian Ocean in June 2019 is higher compared with climate normal.

The variation in the stratosphere including SSWs is considered to affect troposphere and vice versa with planetary and Rossby wave propagation. Hence, the case analysis of SSWs can be applied to the forecast of seasonal variation in the troposphere.

Keywords

Stratospheric Sudden Warming, Polar Vortex, Zonal Wind, Wave Activity Flux

表目次

1	使用した再解析データの詳細	5
2	TN01 による WAF における要素の一覧	8

目次

1	プラネタリー波上方伝播時のエネルギー密度変化	21
2	北半球における SSW の力学的模式図	22
3	2019 年 8 月 1 日～10 月 31 日の 10 hPa 面気温の時系列変化	23
4	2002 年 8 月 1 日～10 月 31 日の 10 hPa 面気温の時系列変化	24
5	2019 年 9 月 1 日～4 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	25
6	2019 年 9 月 5 日～8 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	26
7	2019 年 9 月 9 日～12 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	27
8	2019 年 9 月 13 日～16 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	28
9	2019 年 9 月 17 日～20 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	29
10	2019 年 9 月 21 日～24 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	30
11	2019 年 9 月 25 日～28 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	31
12	2019 年 9 月 29 日～30 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	32
13	2002 年 9 月 1 日～4 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	33
14	2002 年 9 月 5 日～8 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	34
15	2002 年 9 月 9 日～12 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	35
16	2002 年 9 月 13 日～16 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	36
17	2002 年 9 月 17 日～20 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	37
18	2002 年 9 月 21 日～24 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	38
19	2002 年 9 月 25 日～38 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	39
20	2002 年 9 月 29 日～30 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	40
21	2002 年 10 月 1 日～2 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	41
22	2002 年 10 月 5 日～8 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	42
23	2002 年 10 月 9 日～10 日 00Z の 10 hPa 面気温とジオポテンシャル高度	43
24	2019 年 8 月 1 日～10 月 31 日 00Z の 10 hPa 面東西風の時系列変化	44
25	2002 年 8 月 1 日～10 月 31 日 00Z の 10 hPa 面東西風の時系列変化	45
26	2019 年 9 月 11 日～14 日の東西風鉛直断面図	46
27	2019 年 9 月 15 日～18 日の東西風鉛直断面図	47
28	2019 年 9 月 19 日～22 日の東西風鉛直断面図	48

29	2019年9月23日～26日の東西風鉛直断面図	49
30	2002年9月21日～24日の東西風鉛直断面図	50
31	2002年9月25日～28日の東西風鉛直断面図	51
32	2002年9月29日～10月2日の東西風鉛直断面図	52
33	2002年10月3日～6日の東西風鉛直断面図	53
34	2002年10月7日～10日の東西風鉛直断面図	54
35	2019年6月の太平洋 SST の平年値偏差	55
36	2002年6月の太平洋 SST の平年値偏差	56
37	2019年6月のインド洋 SST の平年値偏差	57
38	2002年6月のインド洋 SST の平年値偏差	58
39	1989年2月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	59
40	気象庁の計算した 1989年2月の北半球における WAF	60
41	2009年12月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	61
42	気象庁の計算した 2009年12月の WAF	62
43	2010年1月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	63
44	気象庁の計算した 2010年1月の北半球における WAF	64
45	2018年2月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	65
46	気象庁の計算した 2018年2月の北半球における WAF	66
47	1996年9月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	67
48	気象庁の計算した 1996年9月の南半球における WAF	68
49	1997年9月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	69
50	気象庁の計算した 1997年9月の南半球における WAF	70
51	2010年9月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	71
52	気象庁の計算した 2010年9月の南半球における WAF	72
53	2016年9月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差	73
54	気象庁の計算した 2016年9月の南半球における WAF	74
55	2019年6月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	75
56	2019年7月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	76
57	2019年8月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	77
58	2019年9月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	78
59	2019年10月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	79
60	2002年6月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	80
61	2002年7月における WAF とジオポテンシャル高度偏差	81

62	2002年8月におけるWAFとジオポテンシャル高度偏差	82
63	2002年9月におけるWAFとジオポテンシャル高度偏差	83
64	2002年10月におけるWAFとジオポテンシャル高度偏差	84
65	2002年9月15日～18日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度	85
66	2002年9月19日～22日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度	86
67	2002年9月23日～26日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度	87
68	2002年9月27日～30日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度	88
69	2019年9月1日～4日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度 .	89
70	2019年9月5日～8日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度 .	90
71	2019年9月9日～12日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度 .	91
72	2019年9月13日～16日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度	92

1 はじめに

成層圏突然昇温現象 (Stratospheric Sudden Warming, 以下 SSW と示す) は, 冬季極域の成層圏が 1 週間で 40 K 程度昇温する現象である。日々の気温変化が穏やかな成層圏におけるダイナミックな変動の一つと捉えられており, 北半球では 1953 年の観測開始以降, 毎年のように発生している。一方, 南半球では基本的に発生しないことが知られている。しかし, 2019 年 9 月に南半球において観測史上 2002 年に次ぐ大規模昇温が発生した。

世界気象機関 (World Meteorological Organization, WMO) は, SSW を「成層圏で 1 週間以内に 25 K 以上気温が上昇し, かつ 10 hPa かそれ以下の高度において, 緯度帯平均した気温の上昇域が緯度 60° より高緯度に向かって移動する現象」と定義している。また, 一般に SSW のうち昇温前後に緯度 60° における平均西風が減速して東風になったものは大昇温 (Major Warming), 東風にならなかったものは小昇温 (Minor Warming) と呼ばれている。

SSW を最初に発見したのは Scherhag (1952) である。ラジオゾンデを使った観測によって, 成層圏の気温が 1 週間で 40 K 以上上昇していることを発見した。当初は測器の異常値であったり, 電離層の磁気嵐やオーロラなどの太陽活動の変化によって引き起こされているものと考えられていた。しかし全球的な大気観測が開始されて以降, SSW は局地的な現象ではなく, 両半球全体を覆っている成層圏循環の変動であることがわかった。

SSW の発生原因については, Matsuno (1971) がそのメカニズムを解析した。SSW はプラネタリー波が対流圏上層から成層圏へ上方伝播することで発生する。プラネタリー波は偏西風の波動の一つで, 大気加熱や大規模地形などによって発生する。波長は 10,000 km 以上あり, 波数は多くても 3~4 程度である。プラネタリー波の特徴の一つとして, 領域平均風が西風の時はエネルギー密度を保ったまま上方伝播できることがある。図 1 に松野・島崎 (1981) によるプラネタリー波が上方伝播する際のエネルギー密度 $|\psi|$, 振幅 $|\phi|$, 高度に伴う東西風の変化 $\partial\bar{u}/\partial z$ を示す。増幅してからの経過時間を t_1, t_2, t_3 と表している。この図より時間が経過してもエネルギー密度は保ったまま上方伝播している一方, 振幅は伝播する高度とともに増加していることがわかる。また, t_2, t_3 の段階で $\partial\bar{u}/\partial z < 0$ の部分 (図 1 右の破線部分) がある。温度風の関係式

$$f_0 \frac{\partial\bar{u}}{\partial z} = -\frac{g}{T} \frac{\partial\bar{T}}{\partial y}$$

によって, この高度では極の方が低緯度より高温となっている。図 2 に北半球において

SSW が発生する力学的な模式図を示す。前述のようにプラネタリー波が上方伝播すると、高度が上がるにつれて振幅が大きくなり成層圏下部に到達する。これにより、成層圏内の東西風が鉛直方向に波打ち、東西流が蛇行して東西風のコリオリ力と気圧傾度力のバランスが崩れ、空気塊が極方向に移動する。南側では鉛直収束流、北側では鉛直発散流が発生し、そのうち北側の下降流が断熱圧縮されて昇温が起こる。以上のメカニズムは、Charney and Drazin (1961) が指摘する波と平均流の相互作用の 1 つである。

SSW はその発生原因となるプラネタリー波の波数により、波数 1 型と波数 2 型に分けられる。この 2 種類の違いは、10 hPa 面のジオポテンシャル高度に表れる SSW 前後の極渦の変化で明瞭に分けられる。ここで極渦とは、両極の上空に発生する大規模な渦状の低圧帯を指し、強い西風循環を伴っている。また、成層圏では極渦の外側は極夜ジェット気流が囲んでいるため、極渦の外側ほど風が強くなり暖気が流入しないため低温となる。波数 1 型は、対流圏から波数 1 のプラネタリー波が伝播したときに発生する SSW であり、極渦が分裂せずに極上空から移動することから、「極渦移動型」と呼ばれる。一方、波数 2 型は対流圏から波数 2 のプラネタリー波が伝播したときに発生し、極渦が極上空で分裂することから、「極渦分裂型」と呼ばれる。

北半球における SSW イベントは非常に多く、個々の SSW の現象解析や発生メカニズムの詳細な解析が行われている。一方、前述のように南半球においては SSW が発生しないことが一般的に知られている。これは、南半球において山脈などの大規模地形が北半球に比べて少ないため、SSW の原因となるプラネタリー波の上方伝播が起こりにくいからである。しかし、2002 年 9 月に南極上空において波数 2 型の大規模な SSW が発生した。Charlton *et al.* (2005) はその原因について Eliassen-Palm (E-P) flux などを用いて考察し、ブロッキング高気圧に伴うプラネタリー波の上方伝播が起こっているとした。しかしこれを原因と断定するには至っていない。

成層圏や SSW と対流圏の相互作用に関しては、Song and Son (2018) が北半球における SSW とエルニーニョ・南方振動との関係を統計的に調査し、SSW の定義によってはエルニーニョもしくはラニーニャ冬季に SSW が多く発生していることがわかった。Evtushevsky *et al.* (2015) は、成層圏気温と熱帯中央太平洋の海面水温 (Sea Surface Temperature, 以下 SST と示す) がおよそ 4 か月のラグ相関を持つことを統計的に明らかにした。また、Milinevsky *et al.* (2019) は 2019 年の熱帯中央太平洋やインド洋アフリカ沿岸の SST 平年値偏差が高い状況や準停滞性プラネタリー波の波数 1 成分の振幅が大きい状況が 2002 年の SSW イベント発生時と似ていることから、2019 年の大規模昇温発生を示唆した。McIntosh and Hendon (2018) はインド洋アフリカ沖の 6 月における SST 平年値偏差が高いことで積雲対流活動が活発化し、海面からの上向き放射が弱まるこ

とを示した。それに従い、ロスビー波の波活動度フラックス (Wave Activity Flux, 以下 WAF と示す) が 6 月から 9 月にかけてインド洋アフリカ沖からオーストラリア大陸の南西で収束することがわかった。また, Takaya and Nakamura (2001) は WAF の収束が対流圏上層部での西風減速を引き起こすことを示しているが, WAF の収束と SSW の発生メカニズムの関係について述べた研究はない。

このように南半球における SSW イベントは非常に珍しい現象であるが, SST の影響を受けると考えられることから成層圏対流圏結合にもインパクトを持つと見られる。そのため, この現象を詳細に解析することは全球的な季節変動の予測に大きな影響を与える可能性がある。

2 目的

南半球において観測史上 2002 年に次ぐ大規模昇温となった 2019 年の SSW イベントは、非常に特異な現象である。北半球において SSW の現象解析や発生原因などを調査した研究は多く存在するが、南半球に注目した研究は少ない。本研究は、非常にまれな 2019 年 9 月に発生した南半球 SSW イベントと 2002 年 9 月に発生した南半球 SSW イベントを比較し、2019 年 SSW イベントの特徴および原因を調査することを目的とする。

3 使用データと研究手法

3.1 使用データ

本研究において使用したデータを表 1 に示す。本研究では気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55) とヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 再解析データ (ERA5) を用いた。

再解析データは速報値とは異なり、長期間にわたって均質な気候データセットを作成するために、数値予報モデルとデータ同化手法を同一にして過去数十年分のデータ同化を行ったものである。このような均質なデータセットは信頼性が高く、大気大循環などの解析や全球のエネルギー循環の研究などに用いられる。

この節では各再解析データについて説明する。

表 1 使用した再解析データの詳細

使用データ	: JRA-55・ERA5
期間	: 2002 年・2019 年 6 月～11 月
時間間隔	: 6 時間 (00, 06, 12, 18Z)
水平格子間隔	: 1.25 度 × 1.25 度
鉛直層	: 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa の 37 層
要素	: ジオポテンシャル高度 (z), 気温 (T), 東西風 (u), 南北風 (v) (ERA5 のみ) SST

3.1.1 JRA-55

JRA-55 (Kobayashi *et al.*, 2016) は、気象庁が 2009 年 12 月時点での現業システムに準拠した数値解析予報システム (JMA/GSM) を使用して 1958 年から 55 年を対象としたデータ同化を行った再解析データである。他の再解析データより提供されているデータの期間が長いため、先行研究などに広く利用されている。JRA-55 の水平格子間隔は $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ で、鉛直層は表 1 に示す 37 層である。本研究において鉛直層は地上面として 1000 hPa, 対流圏高層として 200~300 hPa, 成層圏として 10 hPa を使用した。時間間隔は、日別値は 6 時間間隔 (00, 06, 12, 18Z), 月別値は 1 か月のデータを単純平

均した1か月間隔である。また、平年値についても日別値と月別値の両方を用いた。日別平年値はうるう年を無視して6時間間隔のデータを単純平均し、高周波成分を除くためランチョスフィルターをかけて平滑化して提供されている。月別平年値は月別値を単純平均したものが提供されている。

3.1.2 ERA5

ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020) は、ECMWF が Copernicus Climate Change Services (3CS) の一環として開発した再解析データで、1979年から現在までの期間のデータが公開されている。ERA5の水平格子間隔は $1.25^\circ \times 1.25^\circ \cdot 1.5^\circ \times 1.5^\circ \cdot 2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の3種類が公開されており、鉛直層は JRA-55 と同様に表1に示す37層である。時間間隔は JRA-55 と同様である。本研究においては JRA-55 が公開していない SST のデータのみを利用した。

3.2 研究手法

本研究では、はじめに SSW の状況を把握するため、再解析データを用いて SSW が発生した前後の期間において成層圏の気温やジオポテンシャル高度の変化、東西風の変化などを再解析データを用いて定量的に調べた。次に、SSW と関連が深いと考えられる中央熱帯太平洋・インド洋アフリカ沖の SST を再解析データを用いて定量的に調べた。最後に WAF の解析を行った。

この節では各解析方法について説明する。

3.2.1 気温・ジオポテンシャル高度などの解析

JRA-55 再解析データを用いて 10 hPa 面の気温・ジオポテンシャル高度・東西風の解析を行った。解析領域は南極点上空（南緯 90° ）とその周囲（南緯 $30^\circ \sim 90^\circ$ ないし南緯 $60^\circ \sim 80^\circ$ ）である。領域平均の解析を行う際は、各解析項目の範囲内の全データを単純平均した。

3.2.2 SST の解析

ERA5 の SST データを使用して解析を行った。解析領域はインド洋の東経 $30^\circ \sim 120^\circ$ 、北緯 $30^\circ \sim$ 南緯 30° の範囲と太平洋の東経 $120^\circ \sim 270^\circ$ 、北緯 $45^\circ \sim$ 南緯 45° である。

3.2.3 WAF の解析

WAF とは波の活動度 (Wave Activity) の保存則中に現れる物理量である。地球流体力学においては、一般に波の活動度として東西一様で南北シアのみあるような基本場において保存する擬運動量を考え、この保存則よりフラックスを求める (高谷, 2009)。このような WAF を用いてロスビー波束の振る舞いを解析することで、大気中のどの領域でロスビー波が発生し、伝播して基本場へ影響を及ぼすか調べることができる。

WAF にはいくつか種類があるが、従来より用いられているものに Eliassen-Palm (E-P) flux (Andrews *et al.*, 1987) がある。E-P flux は東西平均された波の南北 - 鉛直の 2 次元伝播を解析することができ、次の形で与えられる。

$$\mathbf{F} = (F_\phi, F_p) = (-a \cos \phi \overline{u'v'}, fa \cos \phi \frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_p})$$

ただし、 F_ϕ は南北成分、 F_p は鉛直成分である。E-P flux の収束・発散は次の式で表される。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (1)$$

式 (1) において、左辺第一項は東西風 \bar{u} の加速度を表している。従って、E-P flux の収束もしくは発散は東西風の減速もしくは加速と等価であり、これによりロスビー波束の基本場への影響を評価することができる。

本研究では Takaya and Nakamura (2001, 以下 TN01 と表記) により提案された WAF を使用した。TN01 による WAF は、E-P flux を南北 - 鉛直方向だけでなく東西方向への伝播も解析できるよう、東西方向の平均を取らずに計算されたものであり、E-P flux をより拡張したものとなっている。また、波の活動度としてエネルギーとエントロフィーの和を用いていることが特徴である。しかしながら、E-P flux と同様の物理量であることから、TN01 による WAF の収束も E-P flux の収束と同様に東西風の減速と等価であると見なすことができる。

TN01 による WAF は式 (2) のように示される。ただし、本研究においては水平面での WAF の解析のみを行うため、鉛直成分は省略した。

$$\mathbf{W} = \frac{p \cos \phi}{2|\mathbf{U}|} \left[\begin{array}{c} \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \\ \frac{U}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right] \end{array} \right] + \mathbf{C}_U M, \quad (2)$$

表2 TN01 による WAF における要素の一覧

ϕ	: 緯度
λ	: 経度
a	: 地球半径
ψ	: 流線関数

ここで、 \mathbf{U} は一般流を表し、 $\mathbf{U} = (U, V)$ である。 U, V はそれぞれ東西風と南北風であり、本研究においてはそれぞれの平年値を与えた。また、 p は観測面の気圧 \mathbf{p} [hPa] を 1000 hPa で標準化した値であり、 $p = \mathbf{p}/1000$ で与えられる。 C_U は基本流 \mathbf{U} の方向への位相伝播を示す要素であるが、本研究においては定常波を考えるため 0 と仮定する。各パラメータの ' は平年値からの偏差を表す。式 (2) の詳しい導出は TN01 を参照されたい。その他の各要素を表 2 に示す。

TN01 による WAF の保存則は次のように表される。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{W} = D_T$$

D_T は非保存項である。 M はエネルギーとエンストロフィーの和であり、

$$M = \frac{p}{2} \left(\frac{q'^2}{2|\nabla_H Q|} + \frac{e}{|U| - C_p} \right) \cos \phi$$

で与えられる波の活動度である。 q は渦位であり、右辺第一項がエンストロフィー、第二項がエネルギーを表している。

本研究において流線関数 ψ は TN01 に従い準地衡風近似を用いて

$$\psi = \frac{\Phi}{f}$$

とした。ただし、 Φ はジオポテンシャルであり、ジオポテンシャル高度 Z_0 およびジオイド面における重力加速度 $g \sim 9.8 \text{ m/s}^2$ を用いて以下のように与えられる。

$$\Phi = g Z_0$$

f は以下で示されるコリオリパラメータである。

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

Ω は地球の自転角速度である。 ψ は準地衡風近似下では、

$$u' = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}, v' = \frac{\partial \psi'}{\partial x} \quad (3)$$

を満たす。ここで u', v' はそれぞれ東西風と南北風の平年値偏差を示す。式 (3) を変形して

$$\begin{aligned}\partial\psi' &= -u' \partial y \\ &= v' \partial x\end{aligned}\tag{4}$$

を得る。また、 xy 座標系と緯度経度座標系の変換を考慮して、

$$\begin{cases} \partial x = a \partial\lambda \cos\phi \\ \partial y = a \partial\phi \end{cases}\tag{5}$$

とした。以上の式 (4)・(5) を各々式 (2) の各成分に代入して

$$\begin{aligned}\mathbf{W}_x &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[\frac{U}{a^2 \cos^2\phi} \left[\left(\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos\phi} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\phi} \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[\left(\frac{v' \partial x}{\partial\lambda} \right)^2 \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} - \psi' \frac{\partial(v' \partial x)}{\partial\lambda^2} \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} \right] \right. \\ &\quad \left. + V \left[\frac{\partial(-u' \partial y)}{\partial\lambda} \frac{\partial(v' \partial x)}{\partial\phi} \frac{1}{a^2 \cos\phi} - \psi' \frac{\partial(-u' \partial y)}{\partial\lambda\partial\phi} \frac{1}{a^2 \cos\phi} \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[(v')^2 - \psi' \frac{\partial v'}{\partial\lambda} \frac{1}{a \cos\phi} \right] + V \left[\psi' \frac{\partial u'}{\partial\lambda} \frac{1}{a \cos\phi} - u' v' \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[(v')^2 - \psi' \frac{\partial v'}{\partial x} \right] + V \left[\psi' \frac{\partial u'}{\partial x} - u' v' \right] \right]\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\mathbf{W}_y &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[\frac{U}{a^2 \cos\phi} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial\psi'}{\partial\phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\phi^2} \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[\frac{\partial(-u' \partial y)}{\partial\lambda} \frac{\partial(v' \partial x)}{\partial\phi} \frac{1}{a^2 \cos\phi} - \psi' \frac{\partial(-u' \partial y)}{\partial\lambda\partial\phi} \frac{1}{a^2 \cos\phi} \right] \right. \\ &\quad \left. + V \left[\left(\frac{-u' \partial y}{\partial\phi} \right)^2 \frac{1}{a^2} - \psi' \frac{\partial(-u' \partial y)}{\partial\phi^2} \frac{1}{a^2} \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[-\psi' \frac{\partial u'}{\partial\lambda} \frac{1}{a \cos\phi} - u' v' \right] + V \left[(u')^2 + \psi' \left(\frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right] \right] \\ &= \frac{p \cos\phi}{2|\mathbf{U}|} \left[U \left[-\psi' \frac{\partial u'}{\partial x} - u' v' \right] + V \left[(u')^2 + \psi' \left(\frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right] \right]\end{aligned}$$

を得る。したがって、本研究では式 (2) の各成分に準地衡風近似を用いた式 (6) で計算を

行った。

$$\mathbf{W} = \frac{p \cos \phi}{2|\mathbf{U}|} \begin{bmatrix} U \left[(v')^2 - \psi' \frac{\partial v'}{\partial x} \right] + V \left[\psi' \frac{\partial u'}{\partial x} - u' v' \right] \\ U \left[-\psi' \frac{\partial u'}{\partial x} - u' v' \right] + V \left[(u')^2 + \psi' \left(\frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right] \end{bmatrix} \quad (6)$$

本研究でパラメータとして与えるデータは格子データのため、実際に計算を行う際には偏微分に中央差分法を用いて、近似的に次のように計算した。

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u(x + \Delta x) - u(x - \Delta x)}{2\Delta x}$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{u(y + \Delta y) - u(y - \Delta y)}{2\Delta y}$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{v(x + \Delta x) - v(x - \Delta x)}{2\Delta x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{v(y + \Delta y) - v(y - \Delta y)}{2\Delta y}$$

4 結果

この章では、はじめに研究対象とした 2019 年 9 月の SSW イベントについて各種データを用いて行った現象解析の結果を紹介する。次に SSW の発生に関係すると考えられるインド洋・中央太平洋の SST の解析結果を示す。最後に、ロスビー波の WAF について解析結果を示す。

4.1 SSW の現象解析

はじめに 2019 年 9 月に発生した SSW について、昇温の様子や原因となった東西風の変化を確認するため、成層圏 10 hPa 面の気温・東西風速の時系列変化を調べた。図 3 に 2019 年 8 月 1 日～10 月 31 日の、図 4 に 2002 年 8 月 1 日～10 月 31 日の南極上空 10 hPa 面の気温の時系列変化を示す。なお、図中の赤線は南極点上空、青線は南緯 30°～90° の領域平均した気温を表している。破線は JRA-55 平年値を示す。図 3 より 2019 年の昇温は 9 月 5 日ごろより始まり、17 日ごろに南極点において昇温のピークとなる 280 K を観測した。その後は 10 月 10 日ごろにかけて 250 K 程度を保っていた。一方、図 4 より 2002 年の昇温は 9 月 20 日ごろよりはじまり、30 日ごろに南極点上空で昇温のピークとなる 265 K を観測した。その後は 10 月 20 日ごろにかけて 250 K 程度を保っていた。このことより、2019 年のイベントは 2002 年のイベントに比べて 1 週間程度早く発生していたことがわかる。

図 5～12 に 2019 年 9 月 1 日～30 日の、図 13～23 に 2002 年 9 月 1 日～10 月 10 日の南極点上空 10 hPa 面における気温とジオポテンシャル高度の日別スナップショットを示す。2019 年においては、昇温がピークを迎える 2 週間程度前の 9 月 1 日～10 日にかけて極渦が南極点上空付近から南極半島上空に移動していた。その後、20 日～30 日にかけてまた南極点上空に戻った。またこの間に極渦は分裂しておらず、2019 年の SSW イベントは波数 1 型であることが確認できた。一方、2002 年においては 9 月 22～25 日にかけて南極上空で極渦が分裂しており、波数 2 型であることが確認できた。

図 24・25 に 2019 年・2002 年 8 月 1 日～10 月 31 日の東西風の時系列変化をそれぞれ示す。ただし、両者とも南緯 60°～80° で領域平均した。2002 年では昇温と同時に西風減速が起きて風速が 0 m/s を下回っているが、2019 年では顕著な減速が起きていない。

図 26～29 に 2019 年 9 月 11～26 日の、図 30～34 に 2002 年 9 月 21 日～10 月 10 日の東西風の鉛直断面図を示す。2002 年においては、昇温の前後で極夜ジェットが消えて東

風に変化していた。一方 2019 年では西風が減速はするものの、極夜ジェットはそのまま残っていることがわかる。

4.2 中央熱帯太平洋・インド洋アフリカ沖 SST の解析

次に中央熱帯太平洋およびインド洋アフリカ沖 SST の解析を行った。図 35・36 に 2019 年・2002 年 6 月の太平洋 SST の平年値からの偏差を示す。図中の赤枠は、Evtushevsky *et al.* (2015) が成層圏の気温とのラグ相関が特に強いとした北緯 20°～南緯 20°、東経 160°～220° の範囲を示している。両年とも、太平洋全体において強い偏差は見られず、Evtushevsky *et al.* (2015) が指摘する中央熱帯太平洋における高温とそれに伴うラグ相関は確認できなかった。

図 37・38 に 2019 年・2002 年 6 月のインド洋 SST の平年値からの偏差を示す。太平洋では大きな特徴は見られなかったものの、インド洋ではアフリカ沖に違いが見られる。2002 年は低温偏差が北緯 15°～南緯 45°、東経 40°～120° の範囲で広く見られるが、2019 年では低温領域は南部に限られており、アフリカ沖の北緯 15°～南緯 30°、東経 40°～60° の範囲では逆に高温偏差となっている。これは Milinevsky *et al.* (2019) の主張と合致する結果である。

4.3 WAF の解析

最後に WAF の解析を行った。まず式 (6) の計算結果の妥当性を確認するため、気象庁が公表している 300 hPa 面の WAF と計算結果を比較した。妥当性の確認は北半球と南半球において 4 事例ずつ行った。次に妥当性が確認できたプログラムを用いて 2019・2002 年 6～10 月の南半球における WAF を計算した。なお、本研究において式 (6) の WAF を計算する際には、すべて JRA-55 再解析の月平均データを用いた。

4.3.1 北半球における WAF の検証

北半球では、非常に大きなブロッキング高気圧が発生した 1989 年 2 月、2009 年 12 月、2010 年 1 月、2018 年 2 月の WAF を用いて検証を行った。図 39・40 に 1989 年 2 月、図 41・42 に 2009 年 12 月、図 43・44 に 2010 年 1 月、図 45・46 に 2018 年 2 月の WAF を示す。なお図 39・41・43・45 は式 (6) の計算結果であり、ベクトルと等値線・シェードはそれぞれフラックスとジオポテンシャル高度の偏差を表している。図 40・42・44・46 は気象庁が公表している WAF を示している。どの図においても気象庁の図で示され

ている特徴的なフラックスの流れが式 (6) の計算結果でも再現できている。以上のことから、式 (6) の計算結果は北半球において妥当性があると考えられる。

4.3.2 南半球における WAF の検証

南半球では、特徴的なフラックスの流れが確認できた 1996 年 9 月、1997 年 9 月、2010 年 9 月、2016 年 9 月の WAF を用いて検証を行った。図 47・48 に 1996 年 9 月、図 49・50 に 1997 年 9 月、図 51・52 に 2010 年 9 月、図 53・54 に 2016 年 9 月の WAF を示す。なお、前節と同様に図 47・49・51・53 は式 (6) による計算結果、図 48・50・52・54 は気象庁の公表する WAF を示している。北半球の場合と同様に各事例の特徴的なフラックスの流れは気象庁の WAF と式 (6) の結果で同様に表れている。したがって式 (6) の計算結果は両半球において妥当性があると考えられる。

4.3.3 2019 年 SSW イベント前後の WAF

前節では気象庁のデータと比較するために正距方位図法を用いて WAF の作図を行ったが、この節ではより全球的なフラックス輸送を確認するためメルカトル図法を使用して WAF の作図を行った。図 55~59 に前節と同様のプログラムで計算した 2019 年 6 月~10 月の WAF を示す。図 57 より、昇温が発生する前の 2019 年 8 月に南緯 30°~80° の範囲で発達した波数 1 および波数 2 のプラネタリー波が確認できる。このプラネタリー波は 6 月には発生しておらず、7 月より出現して 10 月には再度弱くなっていることが分かる。300 hPa 面では波数 1、波数 2 の両方が発達しているが、そのうち波数 2 成分は途中で碎波し、波数 1 のみが 10 hPa 面まで上方伝播したと考えられる。

図 60~64 に 2002 年 6 月~10 月の WAF を示す。図 63, 64 より 2002 年のプラネタリー波の発達は 9 月~10 月に起こっていることが分かる。これは前述のように 2002 年と 2019 年の昇温時期を比較すると 2002 年の方が遅かったことと整合的であると考えられる。一方で 2019 年・2002 年の両方の期間において McIntosh and Hendon (2018) の指摘するインド洋からオーストラリア南西沖への顕著なフラックス輸送は確認することができなかった。

5 考察

本研究の目的は 2019 年 9 月に発生した SSW イベントについて、2002 年 9 月の SSW イベントと比較し発生要因を検討することである。この章では 4 章で述べた結果を踏まえて、以上の点について考察する。

5.1 2019 年 9 月 SSW イベントの特徴

はじめに 2019 年 9 月の SSW イベントの特徴を検討するため、現象解析を行った。本事例は南半球で発生した数少ない SSW であり、また過去稀に見る昇温幅であったにもかかわらず、極渦が分裂していないというのが特徴の一つであった。2002 年の SSW イベントでは波数 2 のプラネタリー波が上方伝播して昇温が起こったため極渦が分裂したが、2019 年 SSW イベントでは波数 1 のプラネタリー波が上方伝播したことがわかった。また、成層圏内の東西風の構造として、2019 年 SSW イベントでは顕著な西風減速が起きていないことも特徴の一つである。図 26~29 より、南緯 70°・高度 10 hPa にある極夜ジェット気流は昇温発生時も減速せずにそのままの形を保っていた。一方で 2002 年では極夜ジェット気流は一時的になくなり、東風領域となっていることから、2002 年と 2019 年では東西風の構造にも差があった。以上のことから、2019 年と 2002 年の SSW イベントは南半球において発生したという点では共通しているが、その現象の構造は全く異なることが分かった。

図 65~68 に 2002 年 9 月 15 日~30 日の、図 69~72 に 2019 年 9 月 1 日~16 日の 500 hPa 面のジオポテンシャル高度を示す。これらより 2002 年 9 月のイベントでは昇温発生前にブロッキング高気圧が発生していたことがわかる。ブロッキング高気圧が発生すると偏西風の流れが大きく蛇行することから、プラネタリー波が上方伝播する要因の一つとされており、SSW が発生する原因でもある。一方で 2019 年の同時期にブロッキング高気圧は発生していなかったため、両者は発生要因が異なることも確認できた。2019 年 SSW イベントの発生要因については次節で考察する。

太平洋 SST の偏差についてはあまり特徴的な結果を得ることはできなかった。したがって本研究においては 2019 年・2002 年ともに Evtushevsky *et al.* (2015) が指摘する太平洋 SST と成層圏温度との関連を確認することはできなかった。

5.2 WAF とプラネタリー波増幅の原因

次に2019年9月のSSWイベントの発生要因について検討する。前述のようにSSWの直接的な原因はプラネタリー波の増幅であることが知られている。実際に図57より昇温発生前の2019年8月に対流圏上層においてプラネタリー波が増幅していたことが確認できた。これに伴い東向きのフラックス輸送が確認できるが、一方でその増幅の原因として考えられるインド洋SSTの高偏差によるフラックス輸送 (McIntosh and Hendon, 2018) はシグナルが弱く、確認することができなかった。また、図57の2019年8月においては南緯 $60^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 、西経 $120^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の範囲で、図58の2019年9月においては南緯 45° 付近、西経 $120^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の範囲で、図63の2002年9月においては南緯 $60^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 、西経 $120^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の範囲でそれぞれWAFの収束が確認できた。しかしながらこの収束がどの程度西風減速に寄与しているか、定量的には分かっていない。

プラネタリー波が増幅する要因としては主に外力による強制、帯状基本場からのエネルギー供給による傾圧不安定、総観規模擾乱によるエネルギーの逆カスケードが考えられる。以下、これらの要因について考える。

1. 外力による強制

外力による強制とは、山岳や大規模地形などによってプラネタリー波が増幅することである。北半球においては大規模山脈などによるプラネタリー波の増幅が起こる例が多いが、前述のように南半球は北半球に比べて山脈が少ないため、外力によってプラネタリー波の増幅が起こることはあまりない。

2. 帯状基本場からのエネルギー供給による傾圧不安定

赤道付近では太陽放射によるエネルギーが大気外へ放出されるエネルギーより大きいため大気温度は上昇する。一方で極域ではその逆で大気温度が下がるため、温度の南北勾配が次第に大きくなる（傾圧不安定）。波数0のジェット気流も傾圧性を持つため、傾圧不安定の状態ではそれを解消するために運動エネルギーが供給されて波数1~3のプラネタリー波が発生することがある。しかし、特に南半球においては波数5~8程度の総観規模擾乱となる場合が多いため、プラネタリー波発生の要因としては考えにくい。

3. 総観規模擾乱によるエネルギーの逆カスケード

一般に流体力学における3次元乱流では、大きい渦から小さな渦へと変化し（カスケード）、最終的に熱エネルギーに変化する。しかし地球大気は下層ほど密度が高

い鉛直方向の密度成層を形成しているため、小さな渦から大きな渦へ変化する逆カスケード現象が起きることがある。南半球においてプラネタリー波が増幅する多くの場合、原因は逆カスケードであることが知られている。

以上の考察からエネルギーの逆カスケードが原因でプラネタリー波が増幅して SSW を引き起こした可能性が考えられる。どのように逆カスケードが起きたかは、プラネタリー波を構成する高気圧・低気圧のエネルギー収支式 (Saltzman, 1970; Kung and Tanaka, 1983, 1984) を計算することで解析できると考えられるが、結論を得るには至らなかった。

6 結論

SSW は北半球では毎年のように発生するが、南半球ではプラネタリー波の上方伝播が起こらないため一般的には発生しないことが知られている。しかしながら非常に特異な現象として南半球で過去 2 回発生した 2019 年 9 月と 2002 年 9 月の SSW イベントを比較して特徴を調べた。

この結果、2019 年 9 月の SSW イベントの特徴として以下の点が挙げられた。

- 過去まれに見る、最大 60 K という昇温幅をもつ SSW であった。
- 2002 年 9 月の SSW イベントとは異なり、波数 1 のプラネタリー波が伝播し、またこれに伴って極渦の分裂が起こらなかった。
- SSW の特徴である西風減速が見られなかった。
- 2019 年の SSW イベント前にブロッキング高気圧は発生していないことから、ブロッキング高気圧が 2019 年 SSW イベントの発生要因ではない。
- 2019 年 6 月にはインド洋アフリカ沖の SST 偏差が正となっており、一方で 2002 年 6 月は負となっていたことがわかった。しかしインド洋 SST の影響を検出することはできなかった。
- WAF の解析により、300 hPa 面において大規模な東向きフラックス輸送が起こっており、2019 年 8 月には 300 hPa 面において波数 1, 2 のプラネタリー波が両方発生していたことが分かった。一方でインド洋からのフラックス輸送は確認できなかった。
- プラネタリー波の増幅は、総観規模擾乱によるエネルギーの逆カスケードによって発生したと考えられる。

このような特徴を持つ SSW イベントであったが、発生要因と見られるプラネタリー波の解析までは至らなかった。今後の課題として、まずはエネルギー収支解析などを行ってプラネタリー波増幅の原因を確認したい。また、SSW イベント前後の SST の変化をさらに詳細に調べ、海洋と成層圏がどのように影響しあうのか定量的に検討したい。さらに、WAF 以外にも E-P flux などの 2019 年 9 月の SSW イベントの原因となりうる事象を検討し、発生要因の確定や地上気象へのインパクトの検討、モデルでの再現実験などを行いたいと考えている。

謝辞

本研究を行うにあたり，指導教員の筑波大学 計算科学研究センターの田中博教授には，外部から聴講生という身分での卒業研究でしたが，本研究の動機となるテーマ決めや研究方針のご助言など終始熱心なご指導を賜りました。この場を借りて感謝申し上げます。

また，卒業論文アドバイザーである国際基督教大学 岡村秀樹教授には筑波大学での卒業研究を行うにあたり，様々なご配慮をいただきました。重ねて御礼申し上げます。

筑波大学 計算科学研究センターの松枝未遠助教，大学院生の皆様にはゼミでの発表や研究室でのご相談などを通じて適切なアドバイスをいただきました。また，国際基督教大学 岡野健教授，山崎歴舟准教授，物理学メジャーの皆様，筑波大学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いただきました。卒業研究を進めた同期の皆様には，外部からの聴講生という身分を受け入れてくださり，日ごろの会話や相談などを通じて多くのアドバイスをいただきました。

本研究に携わっていただいた皆様に感謝申し上げます。

参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: Middle Atmosphere Dynamics. Academic Press, 489pp.
- Charlton, A. J., A. O'Neill, W. A. Lahoz, and P. Berrisford, 2005: The Splitting of the Stratospheric Polar Vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical Evolution. *J.Atmos.Sci.*, 62(3), 590-602, doi: 10.1175/JAS-3318.1.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J.Geophys.Res.*, 66(1) , 83-109, doi: 10.1029/JZ066i001p00083.
- Evtushevsky, O. M., V. O. Kravchenko, L. L. Hood, and G. P. Milinevsky, 2015: Teleconnection between the central tropical Pacific and the Antarctic stratosphere: spatial patterns and time lags. *Clim.Dyn.*, 44(7), 1841-1855, doi: 10.1007/s00382-014-2375-2.
- Hersbach, H., and co-authors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 146(730), 1999-2049, doi: 10.1002/qj.3803.
- Kobayashi, C., and T. Iwasaki, 2016: Brewer-Dobson circulation diagnosed from JRA-55. *J.Geophys.Res.Atmos.*, 121(4), 1493-1510, doi: 10.1002/2015JD023476.
- Kung, E. C., and H. L. Tanaka, 1983: Energetics Analysis of the Global Circulation during the Special Observation Periods of FGGE. *J.Atmos.Sci.*, 40(11), 2575-2592.
- , 1984: Spectral Characteristics and Meridional Variations of Energy Transformations during the First and Second Observation Periods of FGGE. *J.Atmos.Sci.*, 41(11), 1836-1849.
- Matsuno, T., 1971: A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. *J.Atmos.Sci.*, 28(8), 1479-1494.
- 松野 太郎, 島崎 達夫, 1981: 成層圏と中間圏の大气. 大气科学講座 3, 東京大学出版.
- McIntosh, P. C., and H. H. Hendon, 2018: Understanding Rossby wave trains forced by the Indian Ocean Dipole. *Clim.Dyn.*, 50(7), 2783-3798, doi: 10.1007/s00382-017-3771-1.
- Milinevsky, G., and co-authors, 2019: Early indications of anomalous behavior in the 2019 spring ozone hole over Antarctica. *Int.J.Remote Sens.*, 41(19), 7530-7540, doi: 10.1080/2150704X.2020.1763497.

- Saltzman, B., 1970: Large-Scale Atmospheric Energetics in the Wave-Number Domain. *Rev.Geophys.*, 8(2), 289-302, doi: 10.1029/RG008i002p00289.
- Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinter 1951/1952 (The explosive warmings in the stratosphere of the late winter 1951/1952). *Ber.Dtsch. Wetterdienstes U.S. Zone*, 38, 51-63.
- Song, K., and S-W. Son, 2018: Revisiting the ENSO–SSW Relationship. *J.Climate*, 31(6), 2133-2143, doi: 10.1175/JCLI-D-17-0078.1.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *J.Atmos.Sci.*, 58(6), 608-627.
- 高谷 康太郎, 2009: 「波の活動度」および「波の活動度フラックス」. *天気*, 56(10), 831-833.

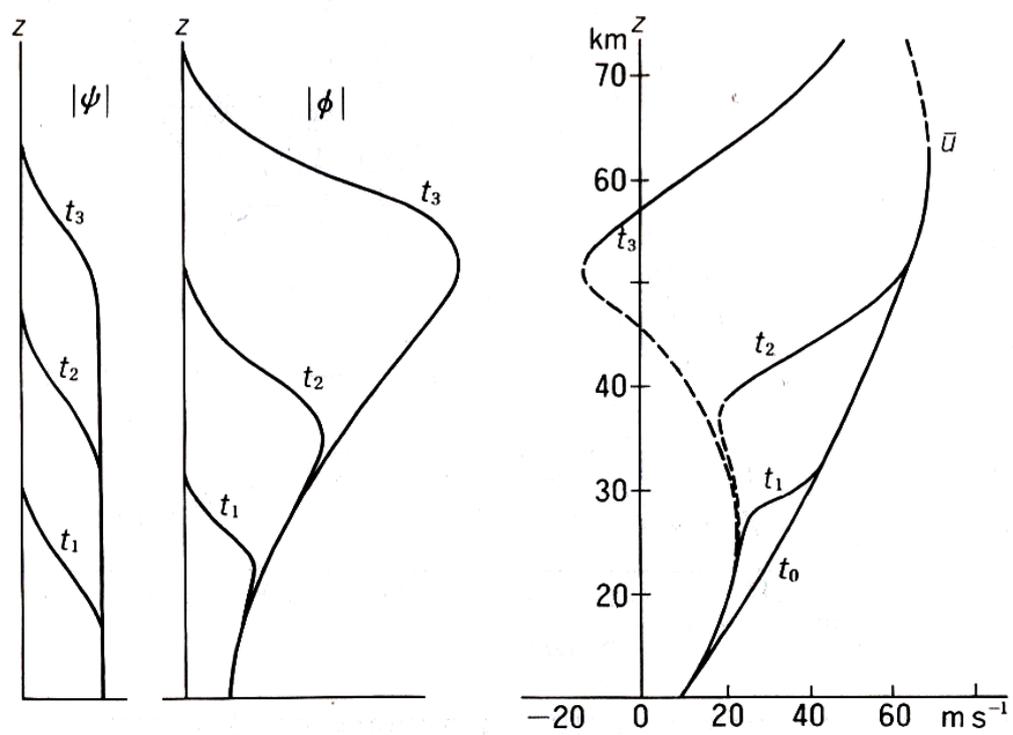


図1 プラネタリー波上方伝播時のエネルギー密度変化。松野・島崎（1981）より引用。（左）エネルギー密度 $|\psi|$ ，（中央）振幅 $|\phi|$ ，（右） $\partial \bar{u} / \partial z$

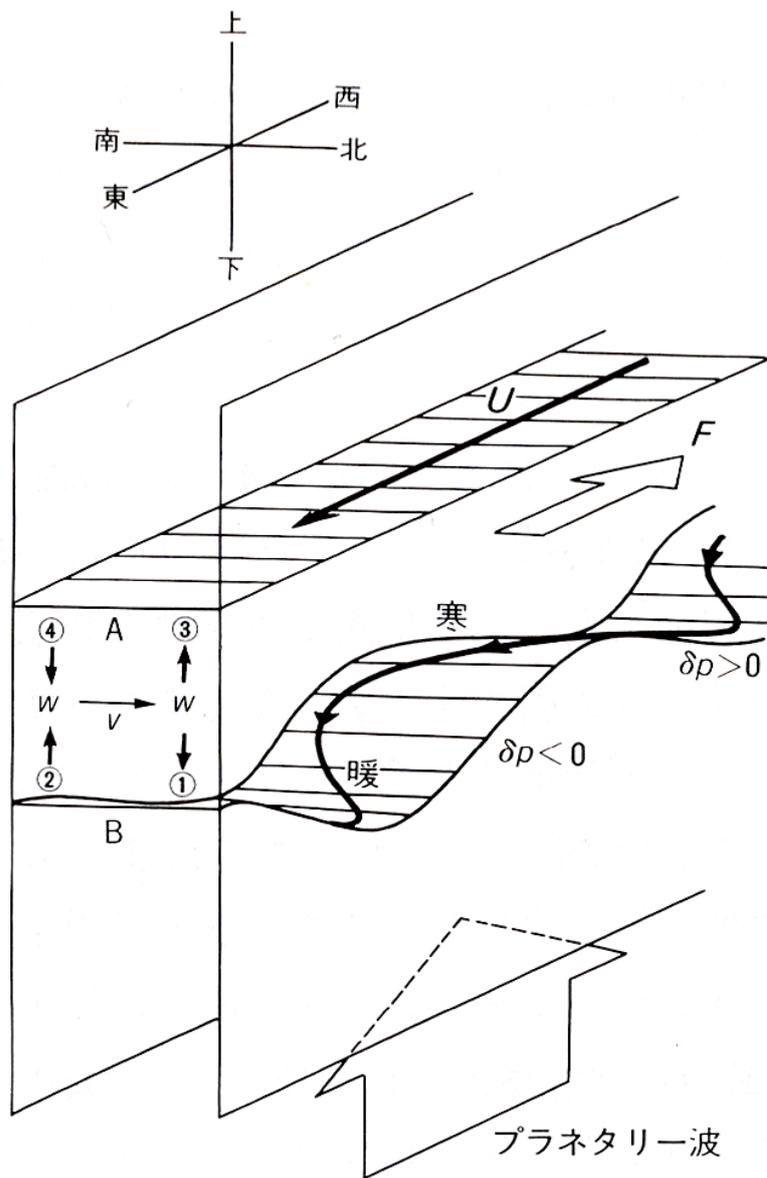


図2 北半球におけるSSWの力学的模式図。松野・島崎(1981)より引用。

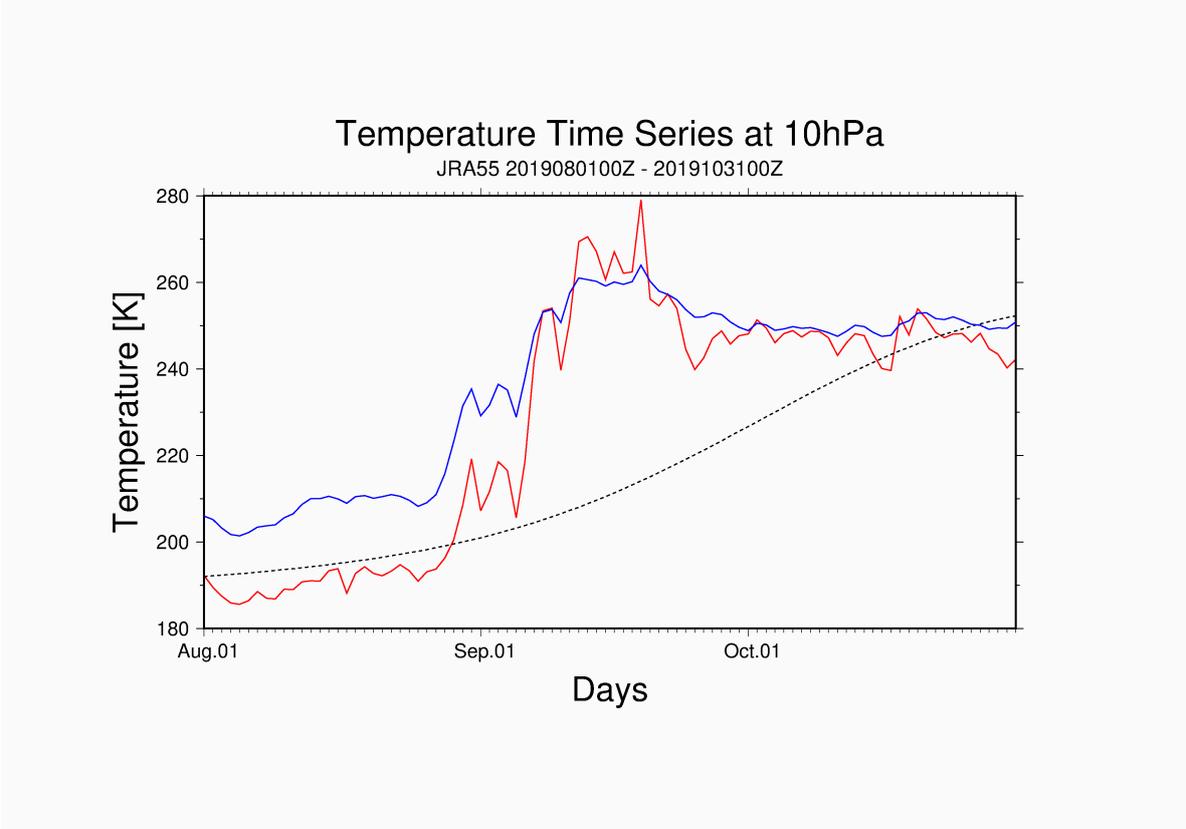


図3 2019年8月1日～10月31日の10hPa面気温の時系列変化（赤線）南極点上空（青線）30°～90°の領域平均気温（破線）JRA-55 平年値

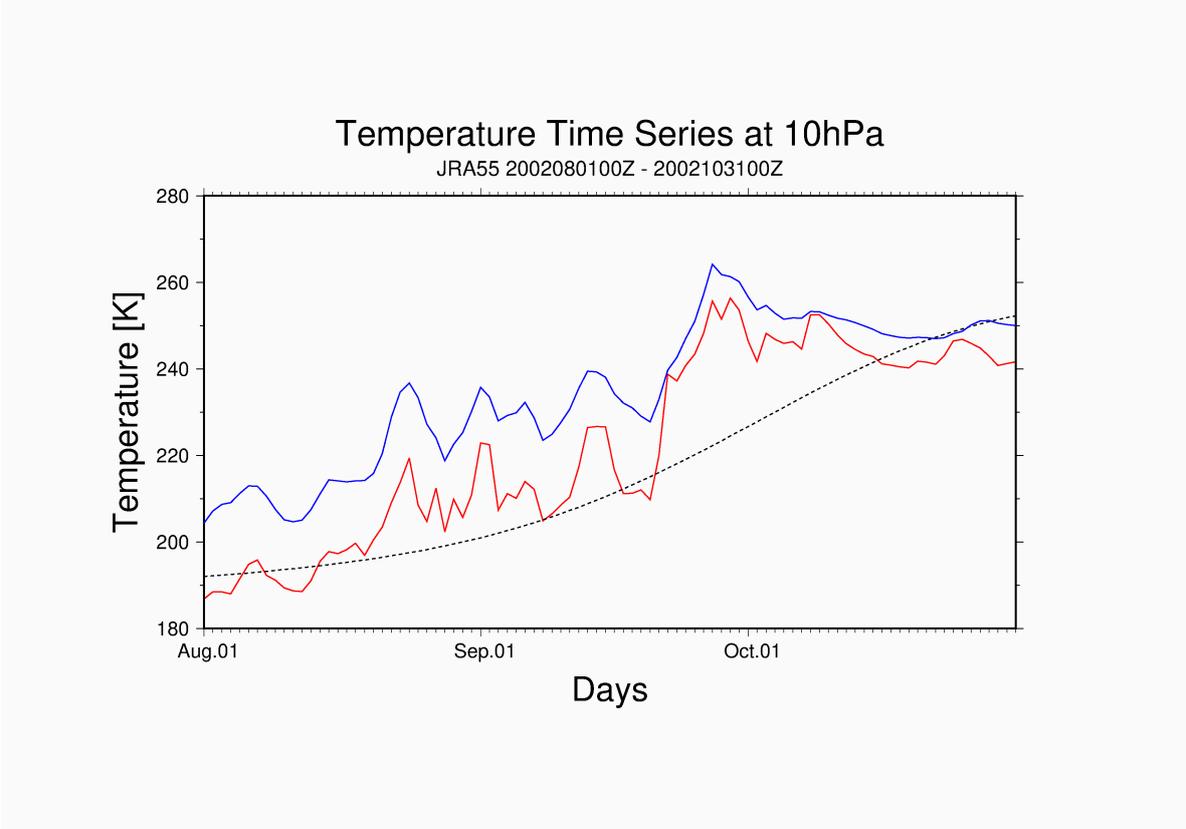


図4 2002年8月1日～10月31日の10hPa面気温の時系列変化（赤線）南極点上空（青線）30°～90°の領域平均気温（破線）JRA-55 平年値

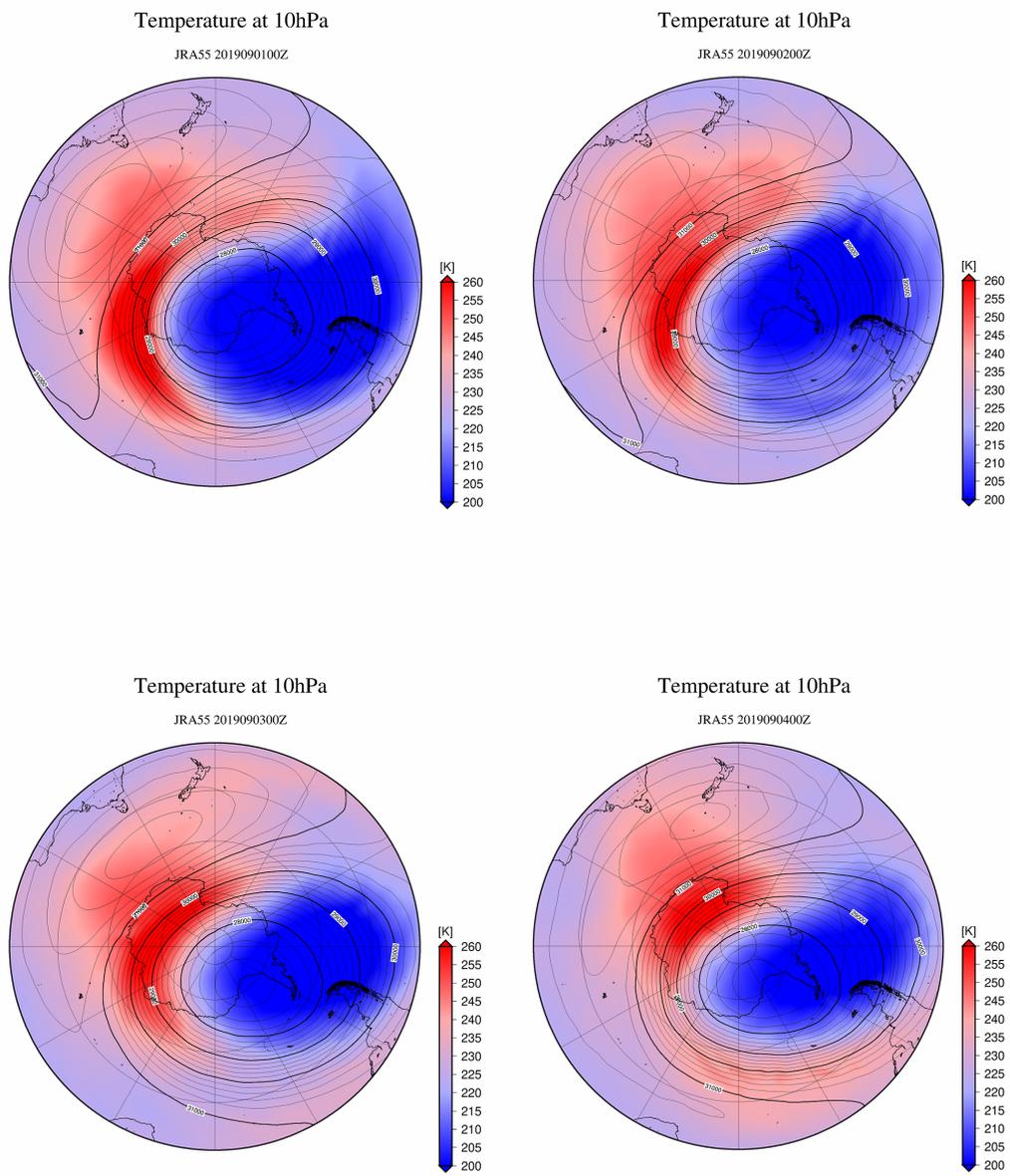


図5 10 hPa面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019年9月1日00Z (右上) 2019年9月2日00Z (左下) 2019年9月3日00Z (右下) 2019年9月4日00Z

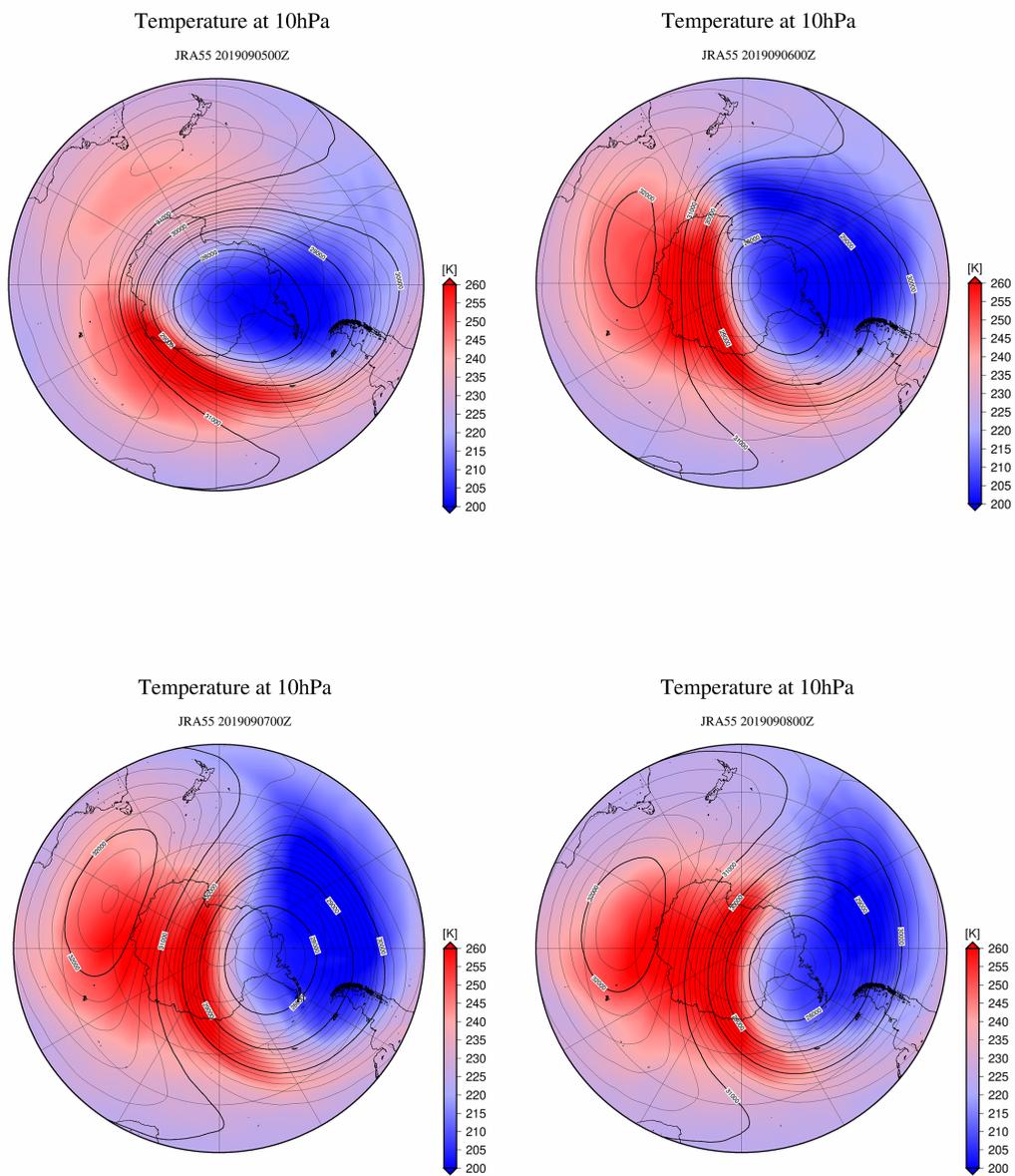


図6 10 hPa面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019年9月5日00Z (右上) 2019年9月6日00Z (左下) 2019年9月7日00Z (右下) 2019年9月8日00Z

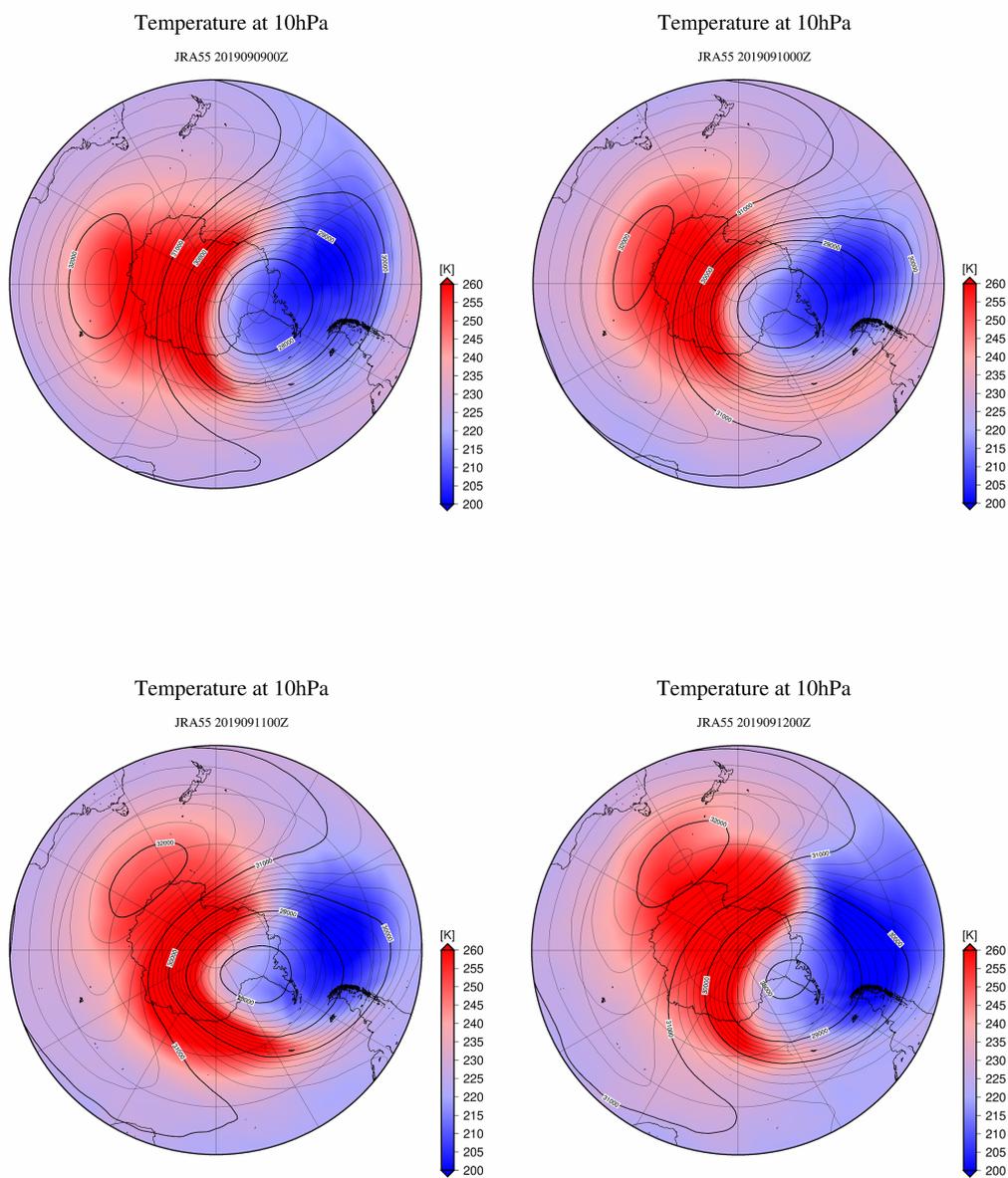


図7 10 hPa面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019年9月9日00Z (右上) 2019年9月10日00Z (左下) 2019年9月11日00Z (右下) 2019年9月12日00Z

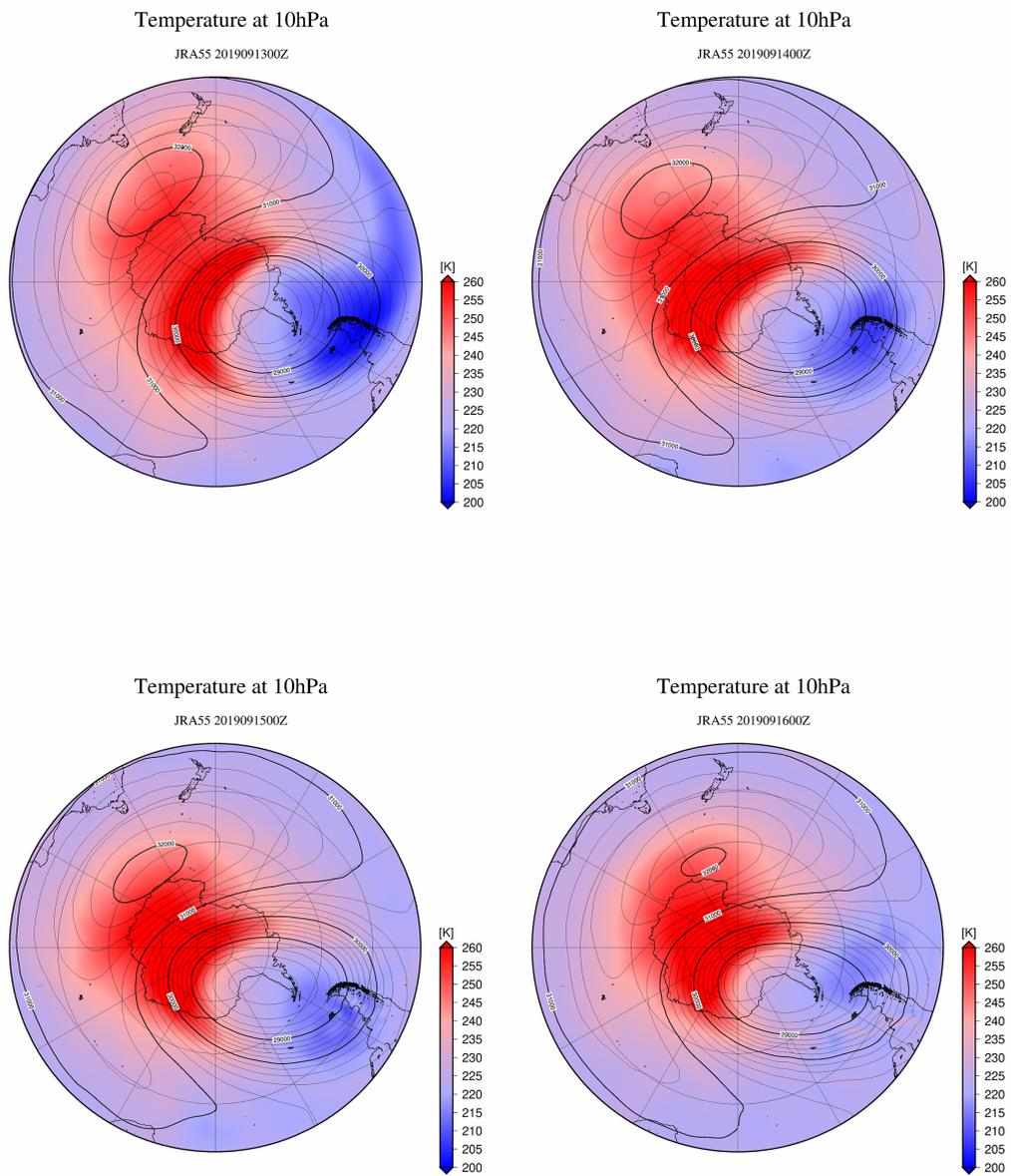


図8 10 hPa面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019年9月13日00Z (右上) 2019年9月14日00Z (左下) 2019年9月15日00Z (右下) 2019年9月16日00Z

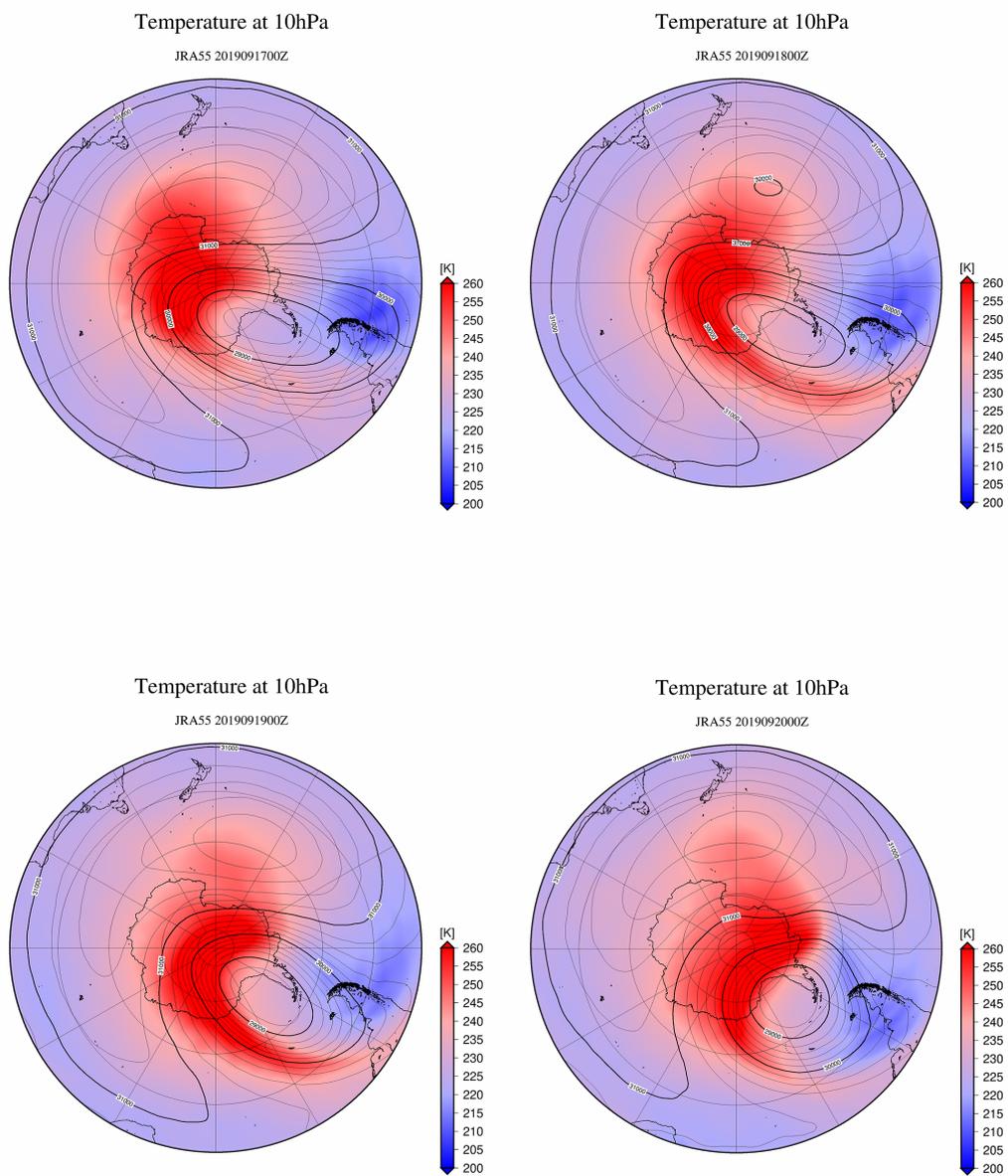


図9 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019年9月17日00Z (右上) 2019年9月18日00Z (左下) 2019年9月19日00Z (右下) 2019年9月20日00Z

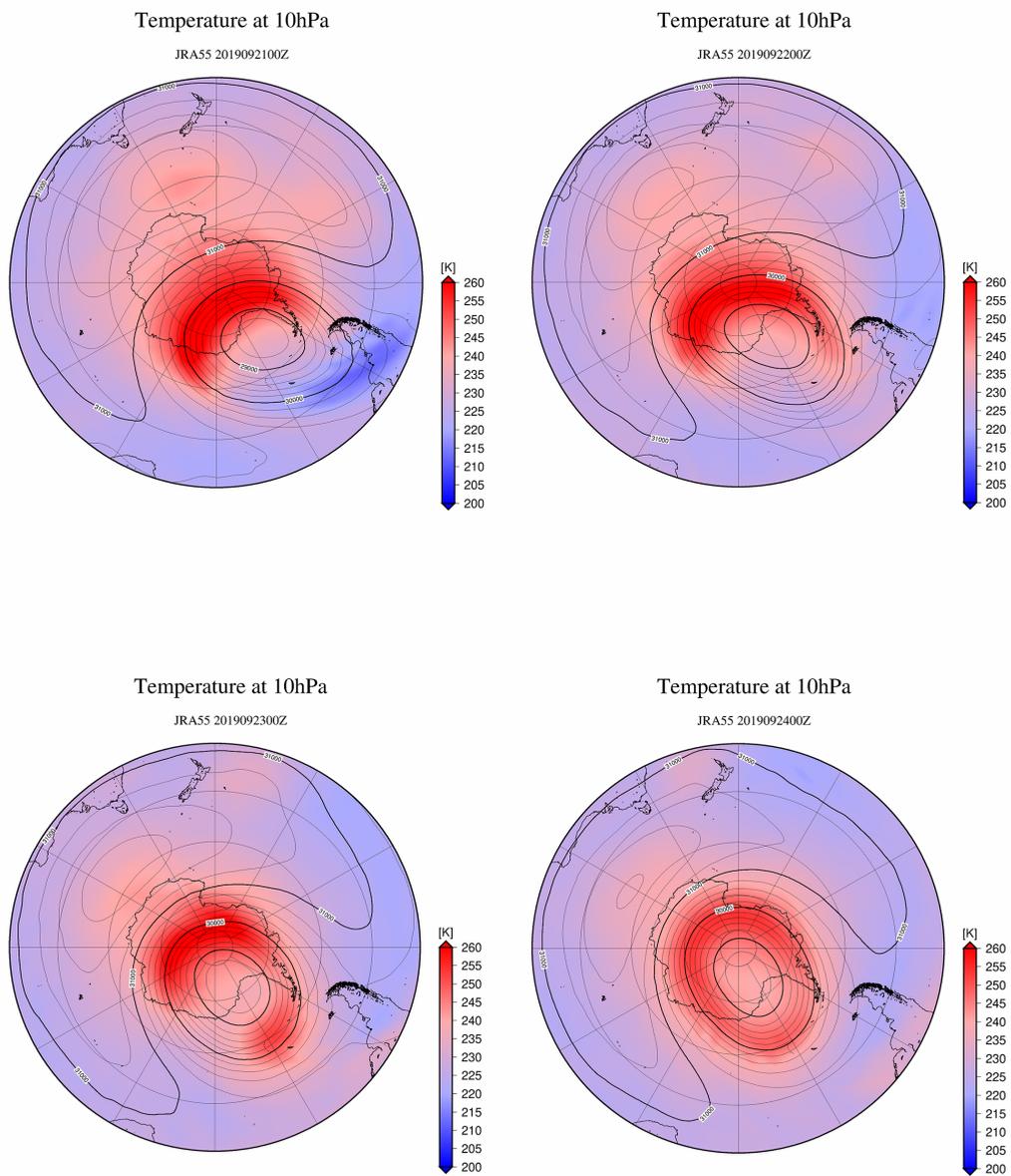


図 10 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019 年 9 月 21 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 22 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 23 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 24 日 00Z

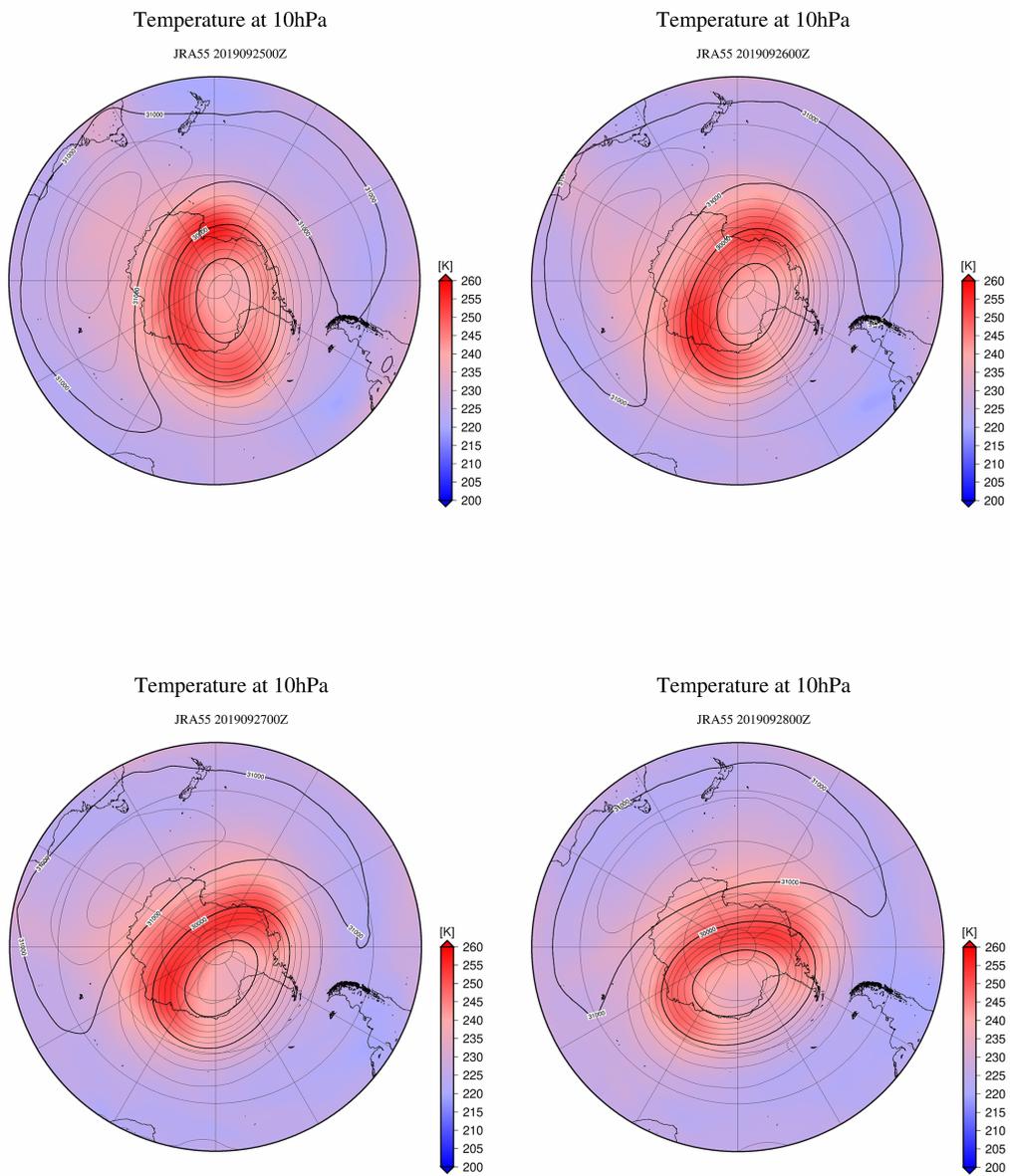


図 11 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2019 年 9 月 25 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 26 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 27 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 28 日 00Z

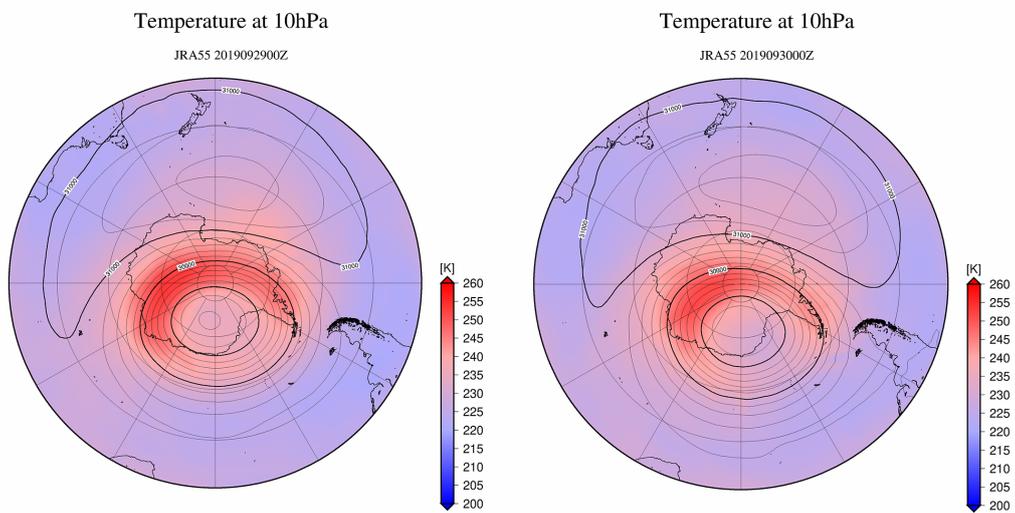


図 12 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左) 2019 年 9 月 29 日 00Z (右) 2019 年 9 月 30 日 00Z

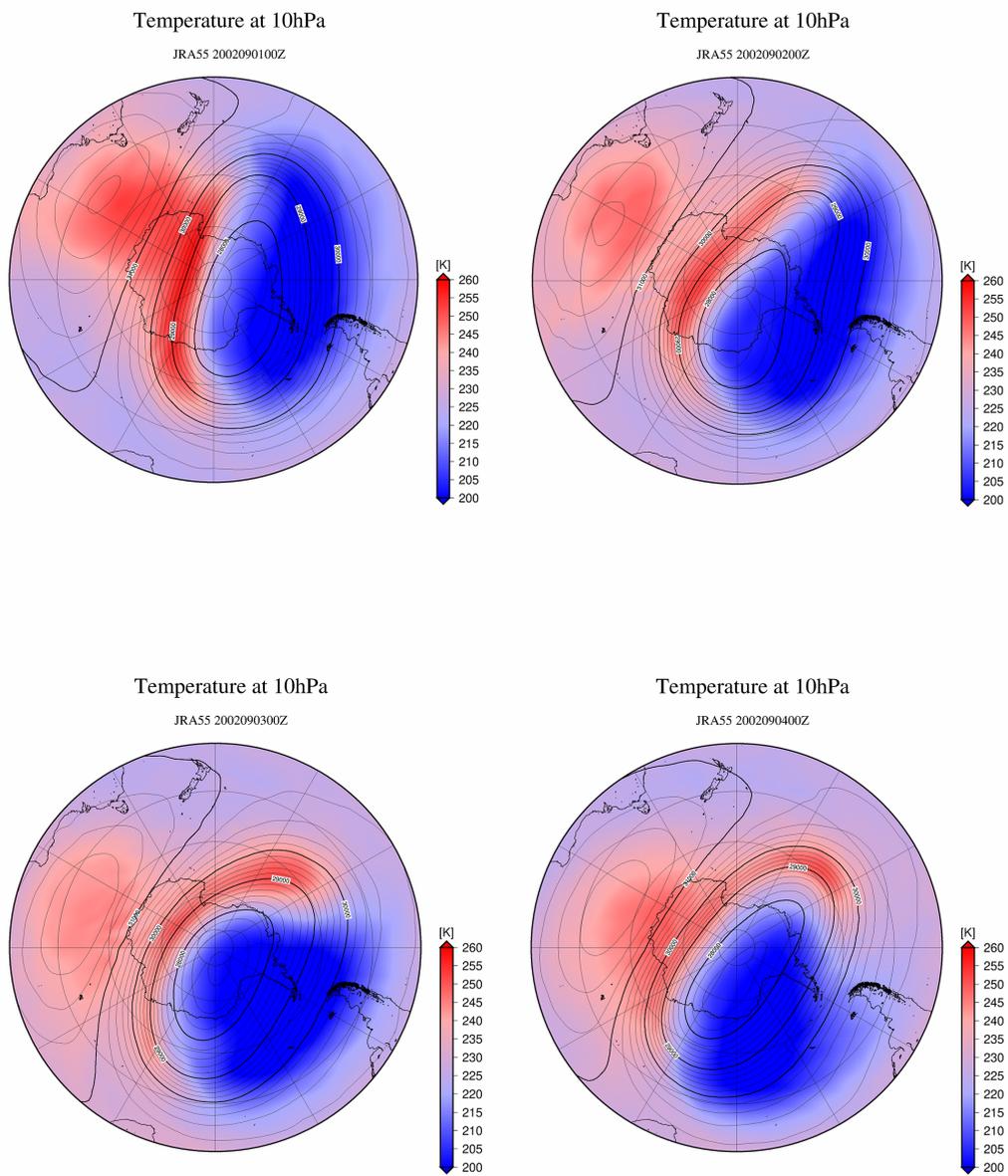


図13 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002年9月1日00Z (右上) 2002年9月2日00Z (左下) 2002年9月3日00Z (右下) 2002年9月4日00Z

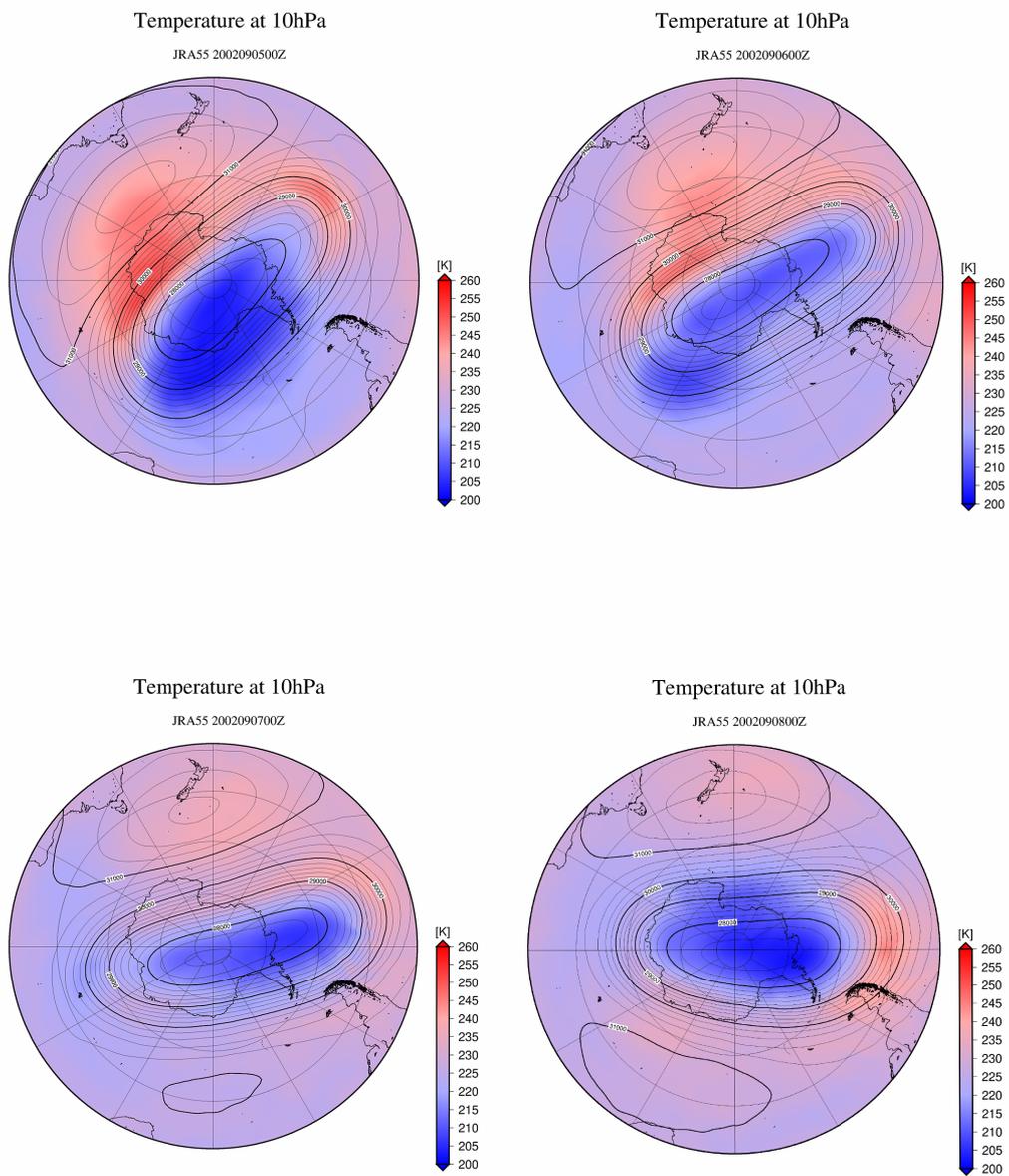


図 14 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 5 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 6 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 7 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 8 日 00Z

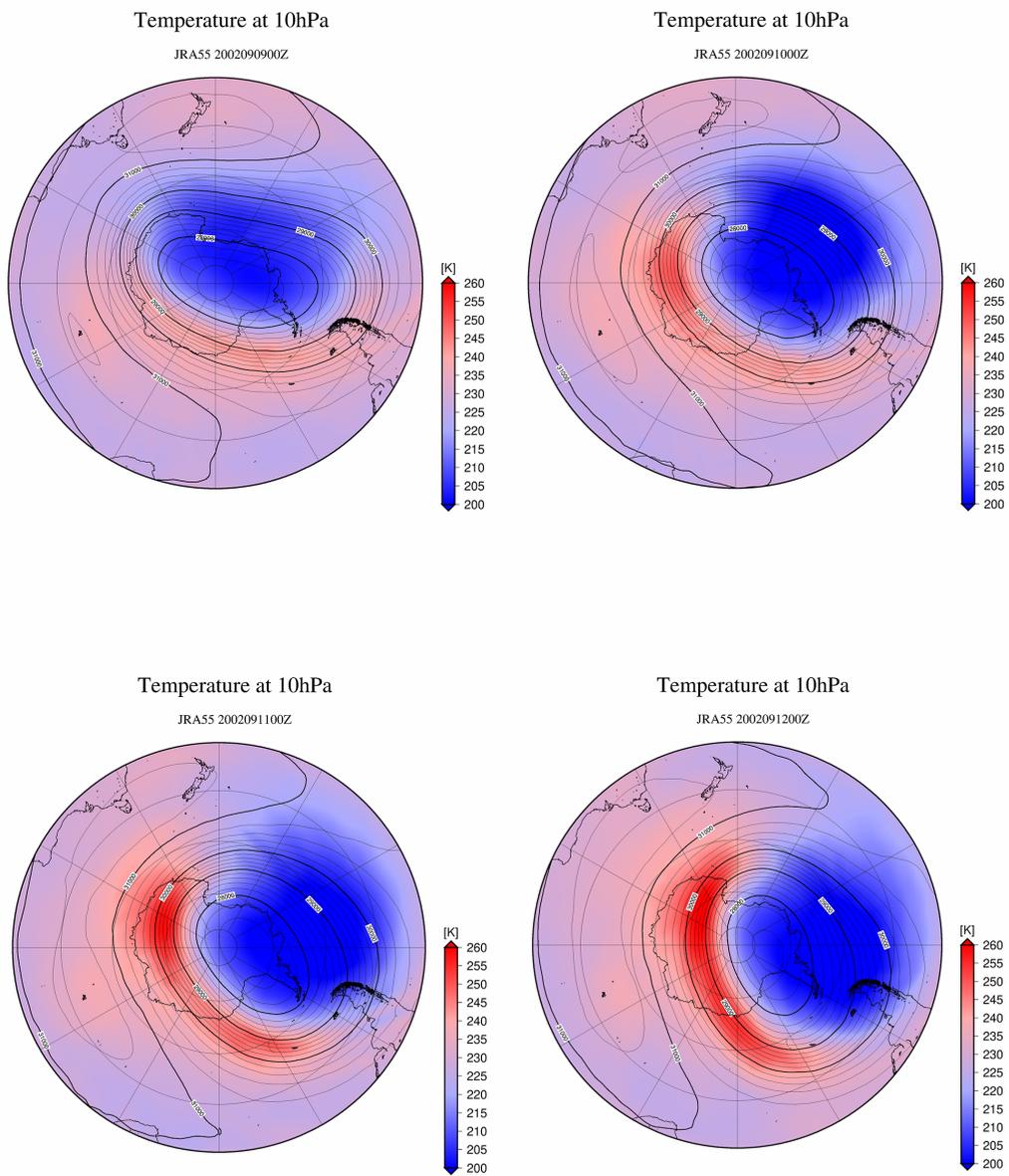


図 15 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 9 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 10 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 11 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 12 日 00Z

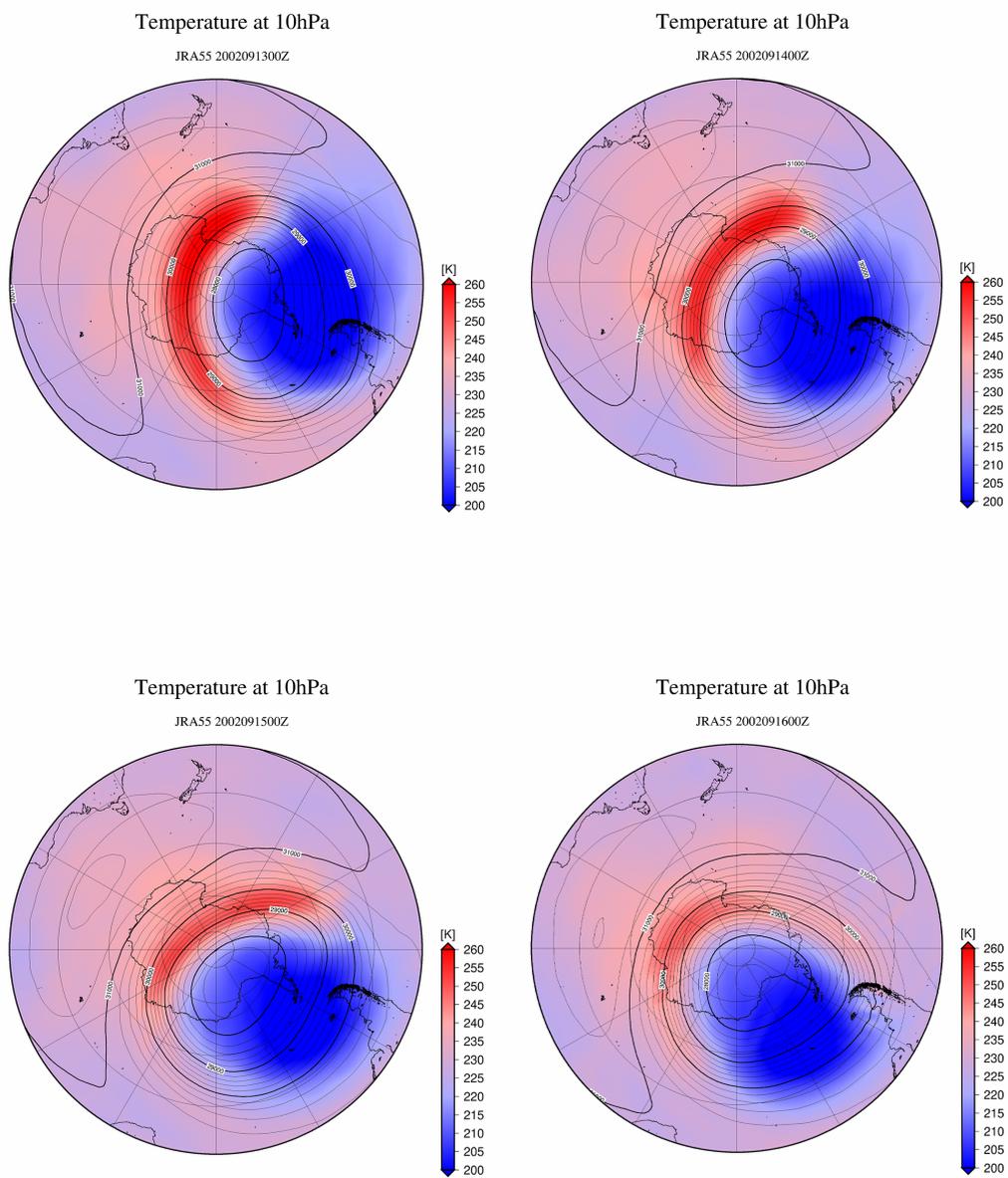


図 16 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 13 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 14 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 15 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 16 日 00Z

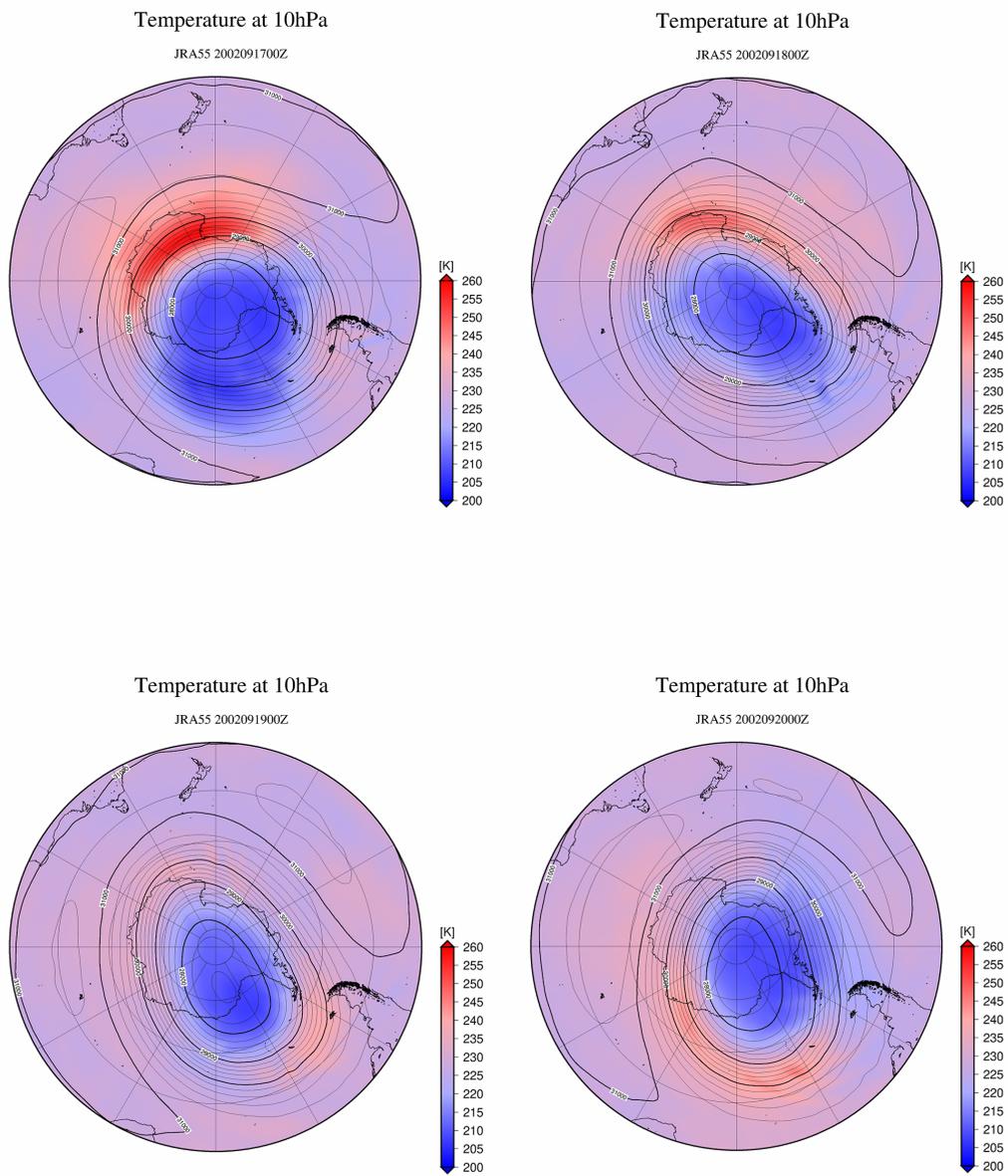


図 17 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 17 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 18 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 19 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 20 日 00Z

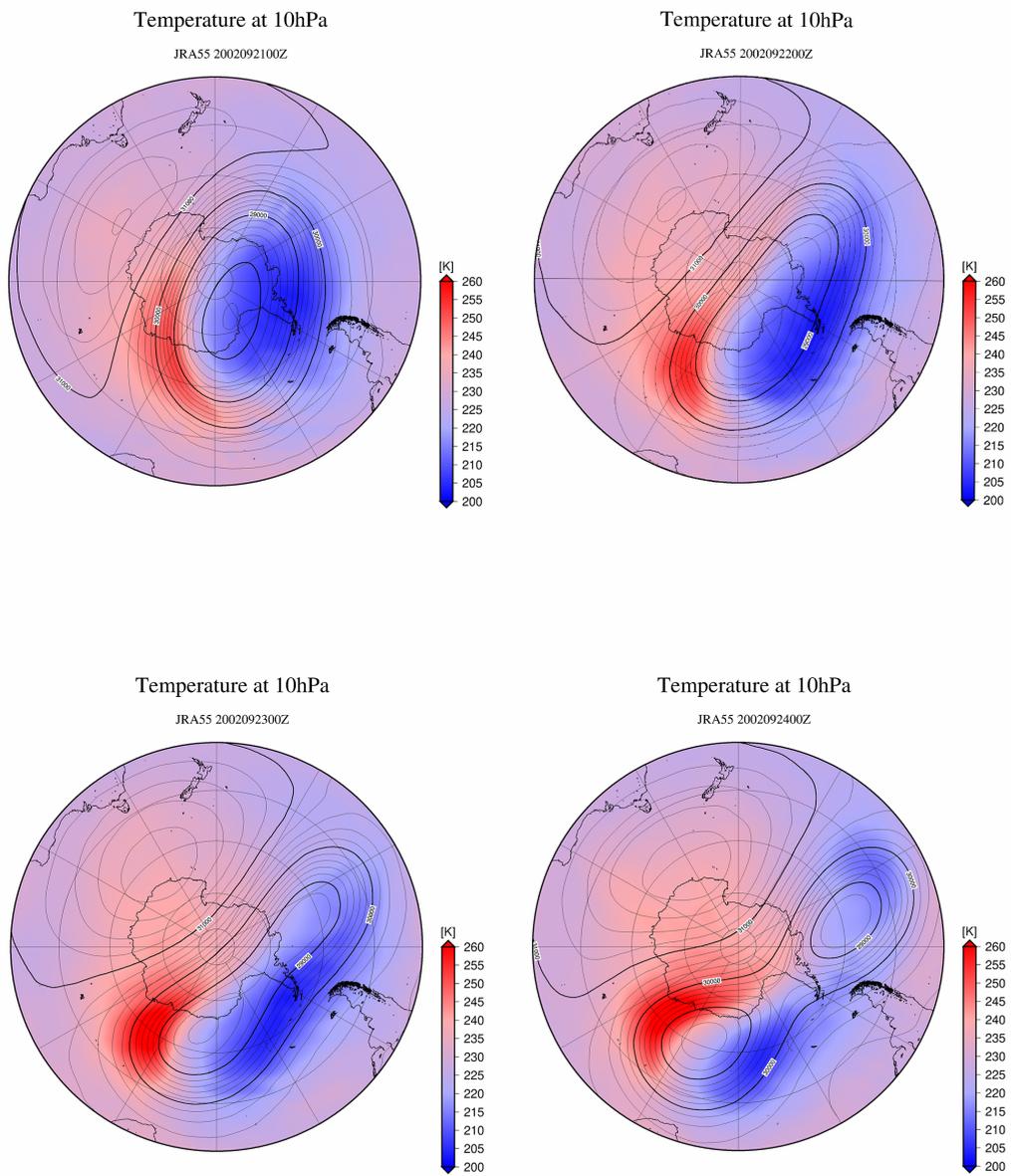


図 18 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 21 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 22 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 23 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 24 日 00Z

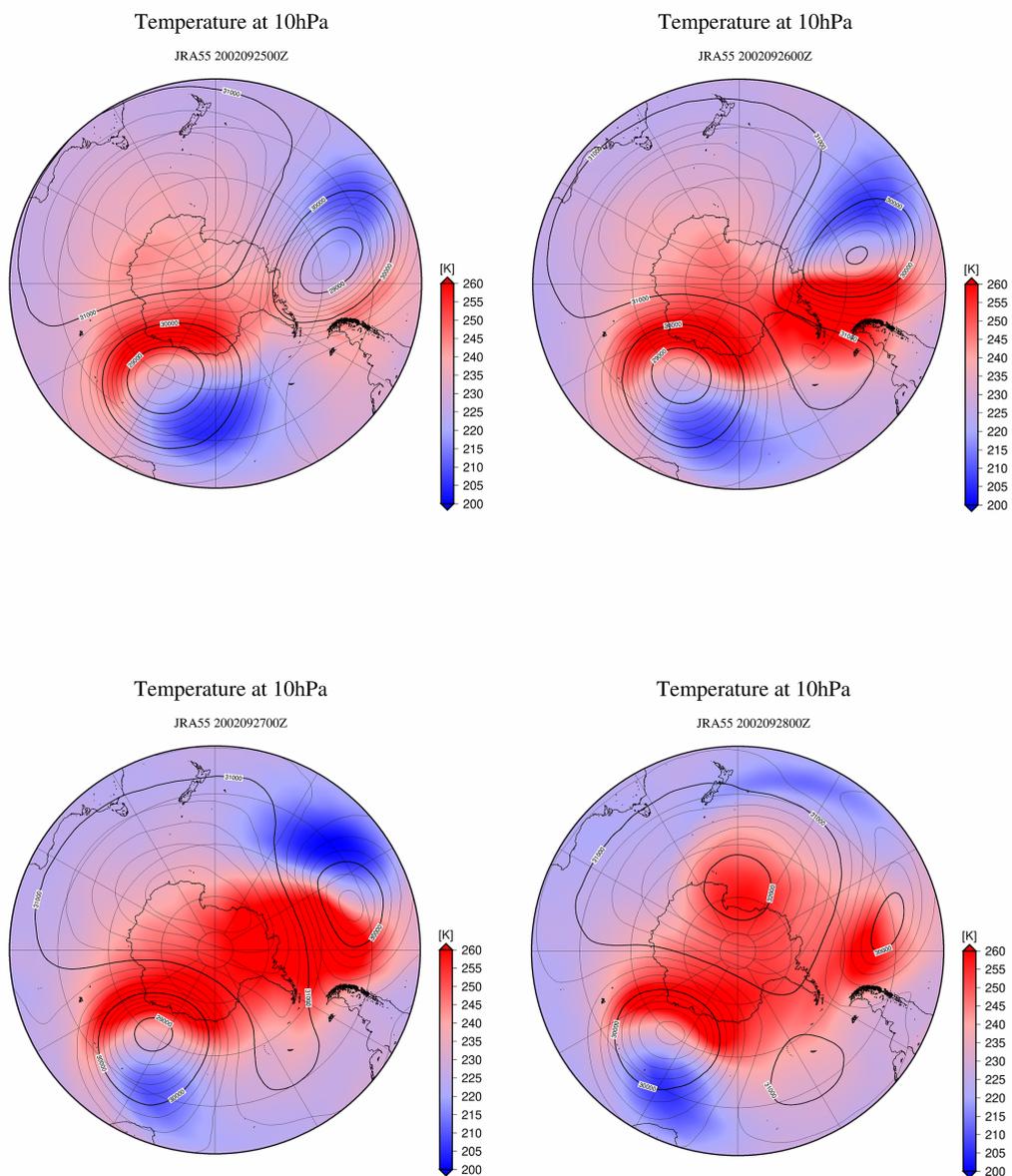


図 19 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 9 月 25 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 26 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 27 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 28 日 00Z

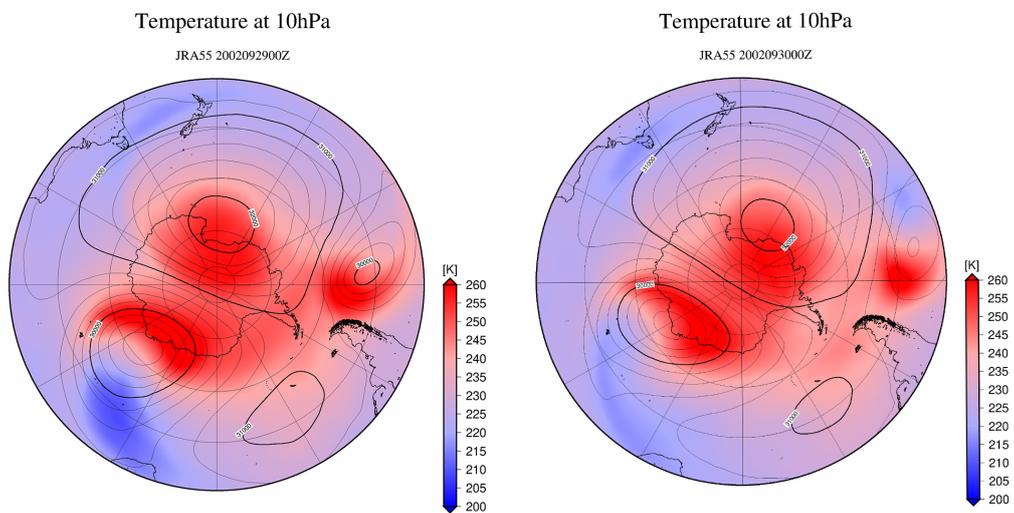


図 20 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左) 2002 年 9 月 29 日 00Z (右) 2002 年 9 月 30 日 00Z

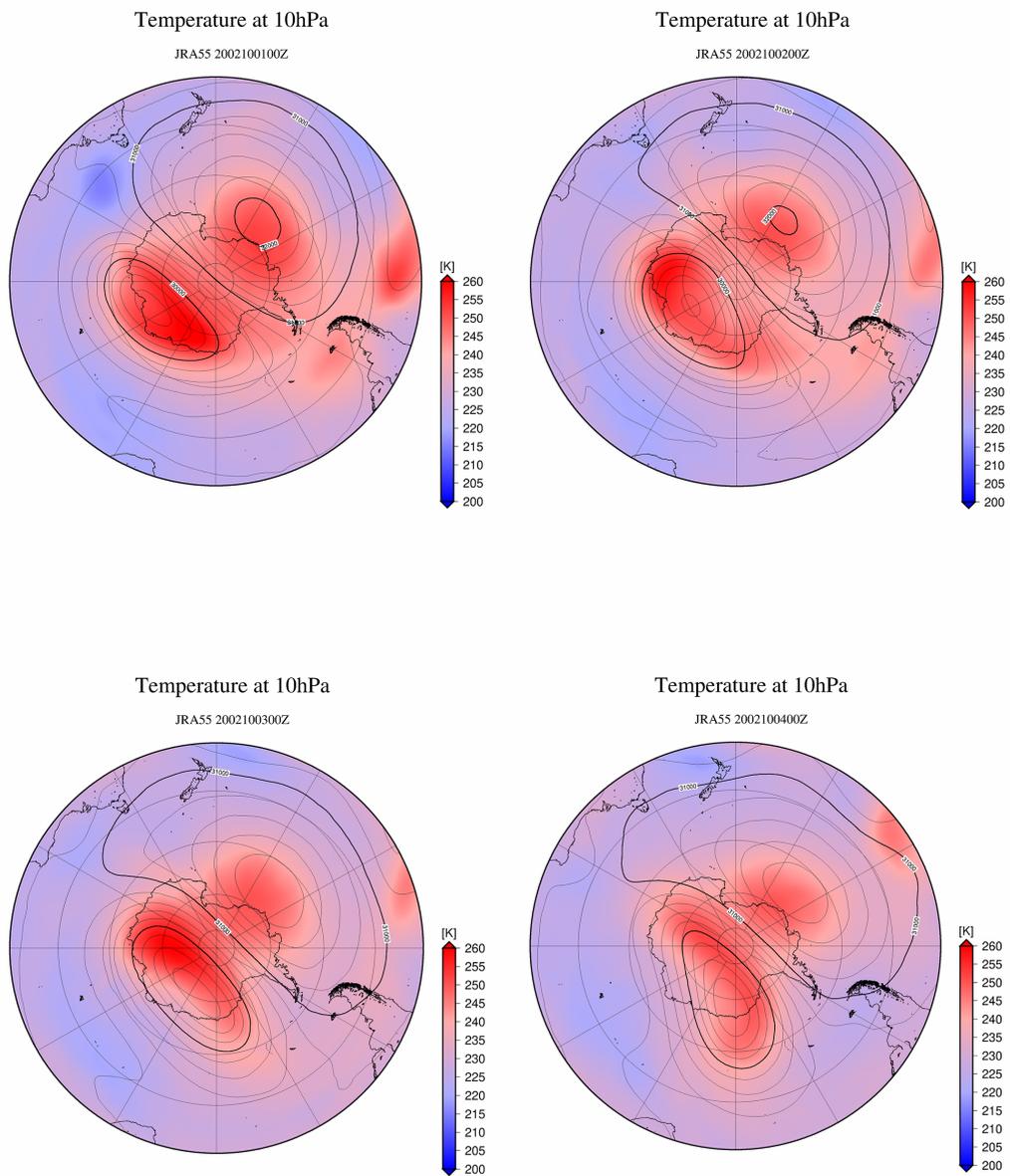


図 21 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 10 月 1 日 00Z (右上) 2002 年 10 月 2 日 00Z (左下) 2002 年 10 月 3 日 00Z (右下) 2002 年 10 月 4 日 00Z

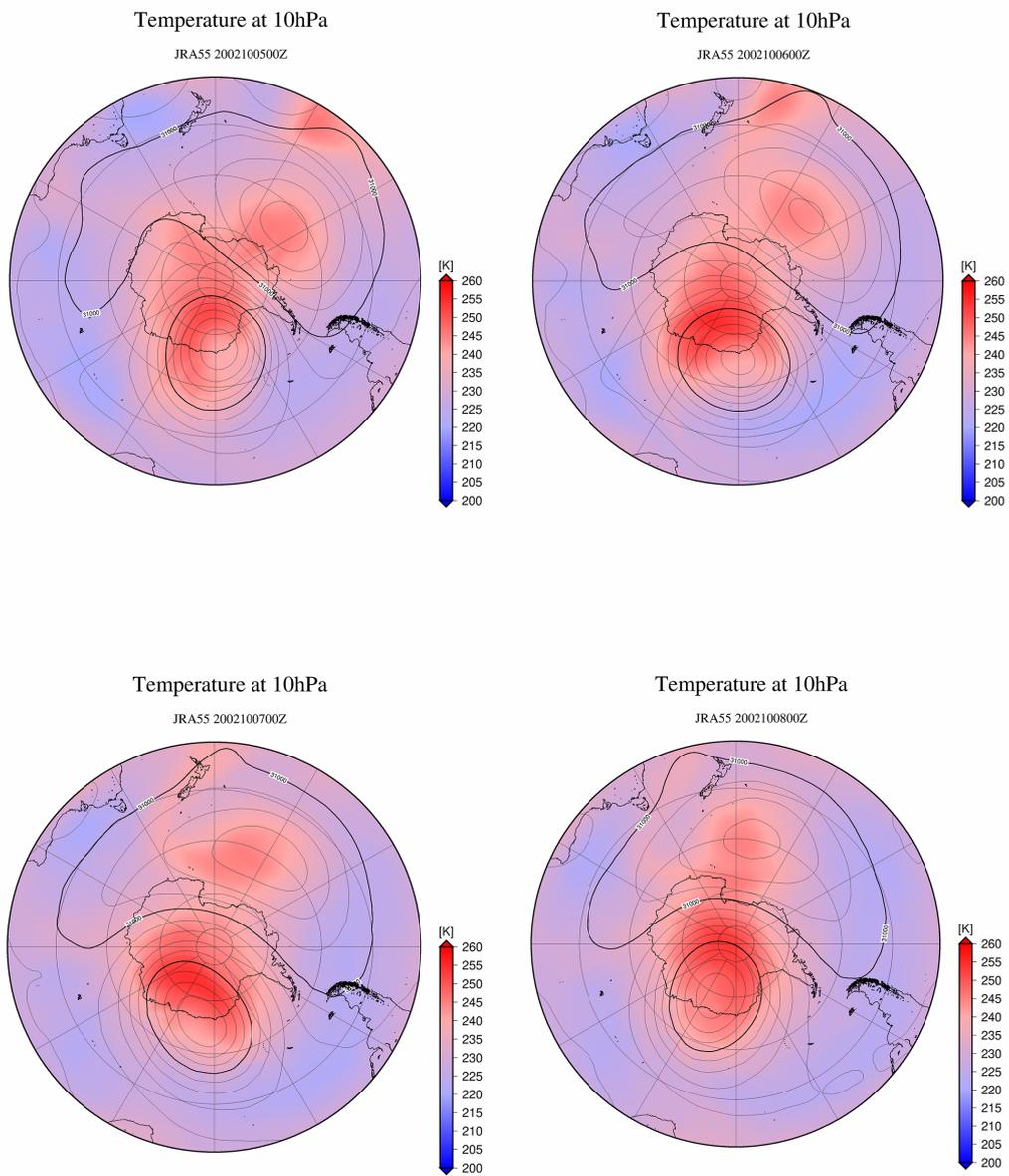


図 22 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左上) 2002 年 10 月 5 日 00Z (右上) 2002 年 10 月 6 日 00Z (左下) 2002 年 10 月 7 日 00Z (右下) 2002 年 10 月 8 日 00Z

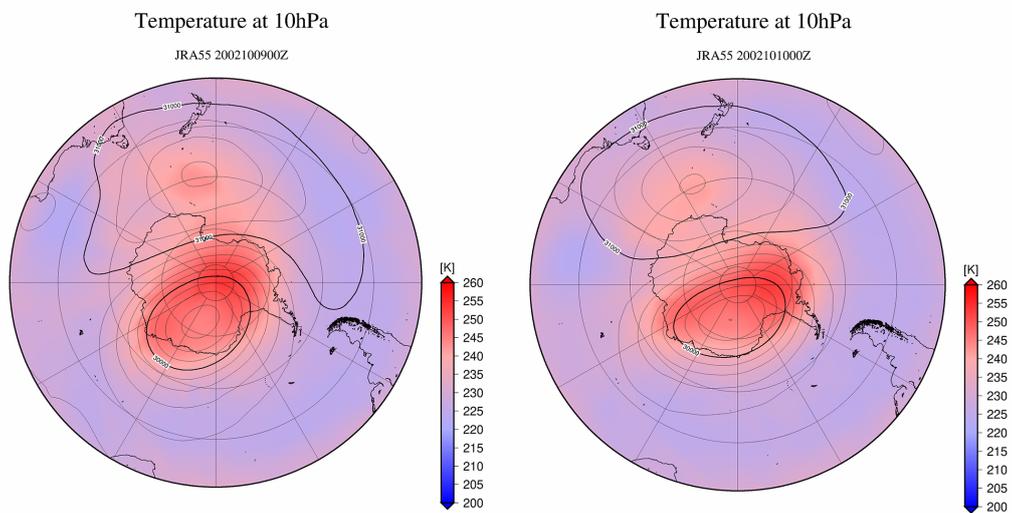


図 23 10 hPa 面の気温とジオポテンシャル高度。(左) 2002 年 10 月 9 日 00Z (右) 2002 年 10 月 10 日 00Z

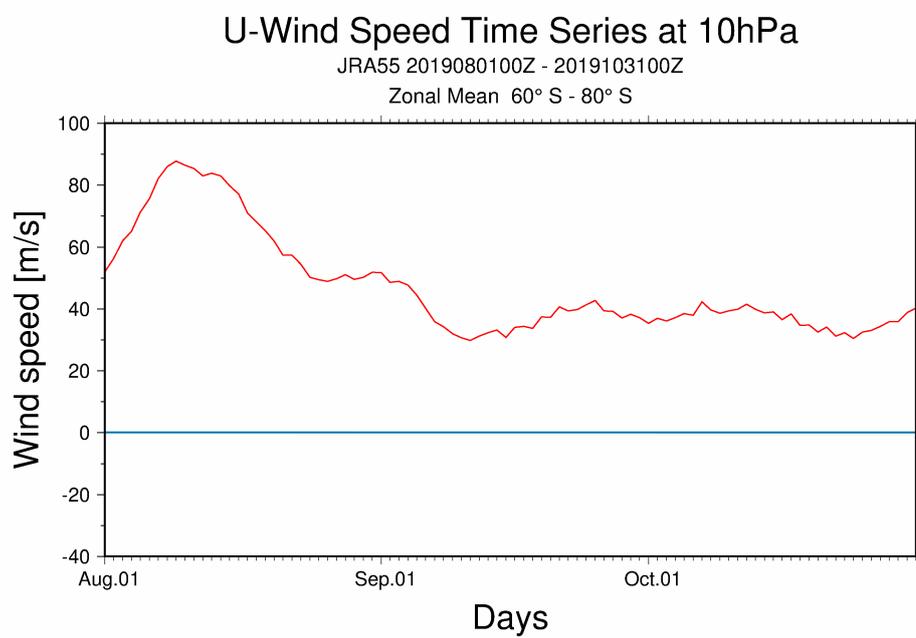


図 24 2019 年 8 月 1 日～10 月 31 日 00Z の 10 hPa 面東西風の時系列変化

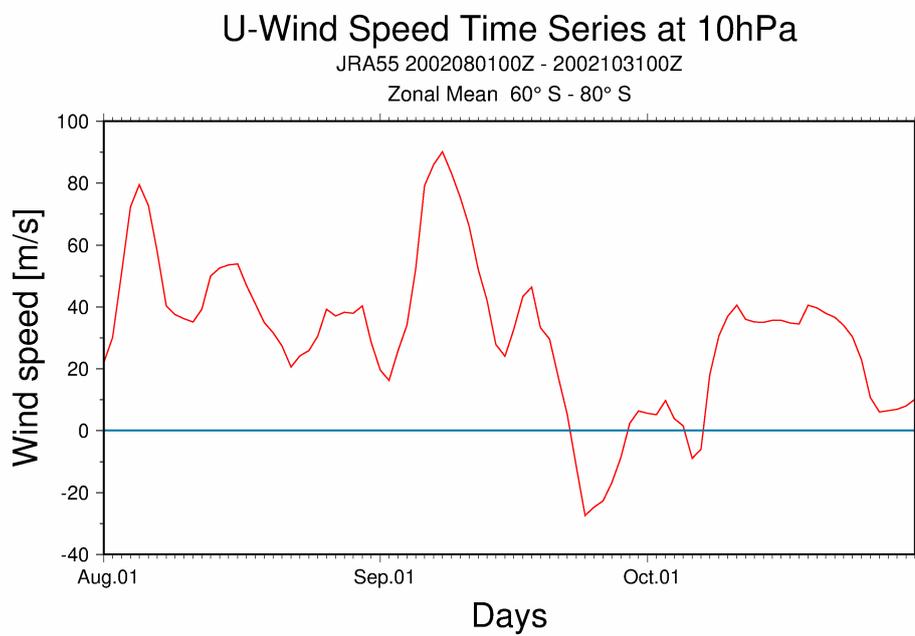


図 25 2002 年 8 月 1 日～10 月 31 日 00Z の 10 hPa 面東西風の時系列変化

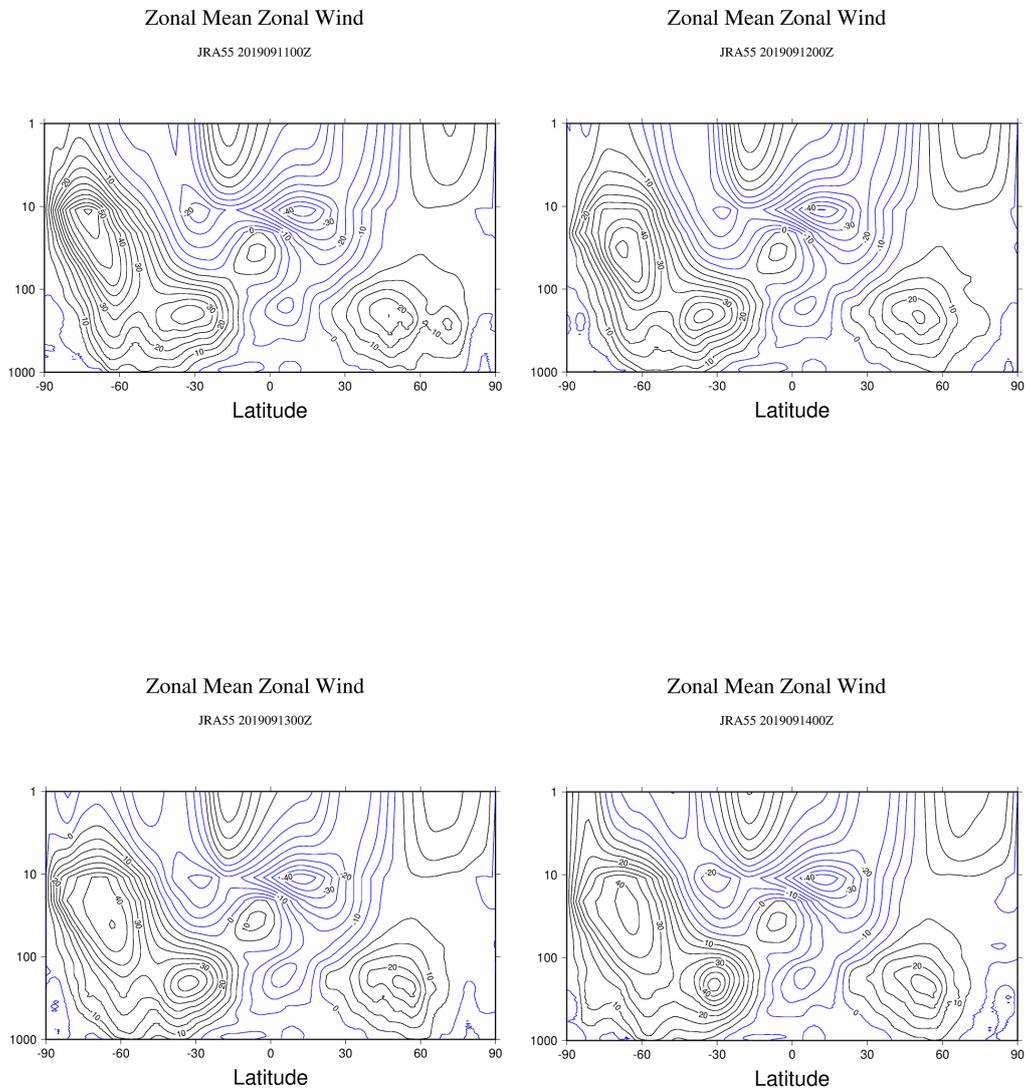


図 26 2019 年 9 月 11 日～14 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2019 年 9 月 11 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 12 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 13 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 14 日 00Z

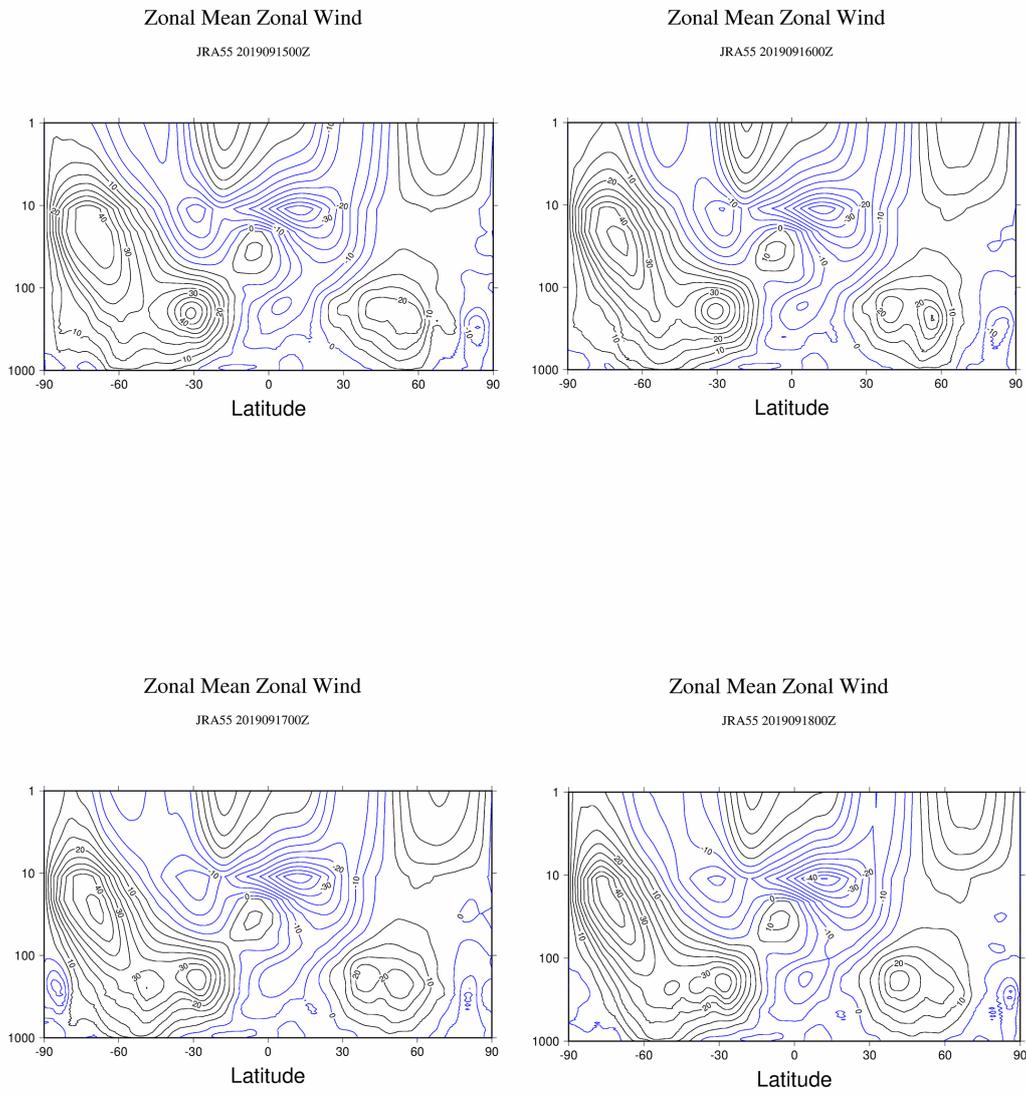


図 27 2019 年 9 月 15 日～18 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2019 年 9 月 15 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 16 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 17 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 18 日 00Z

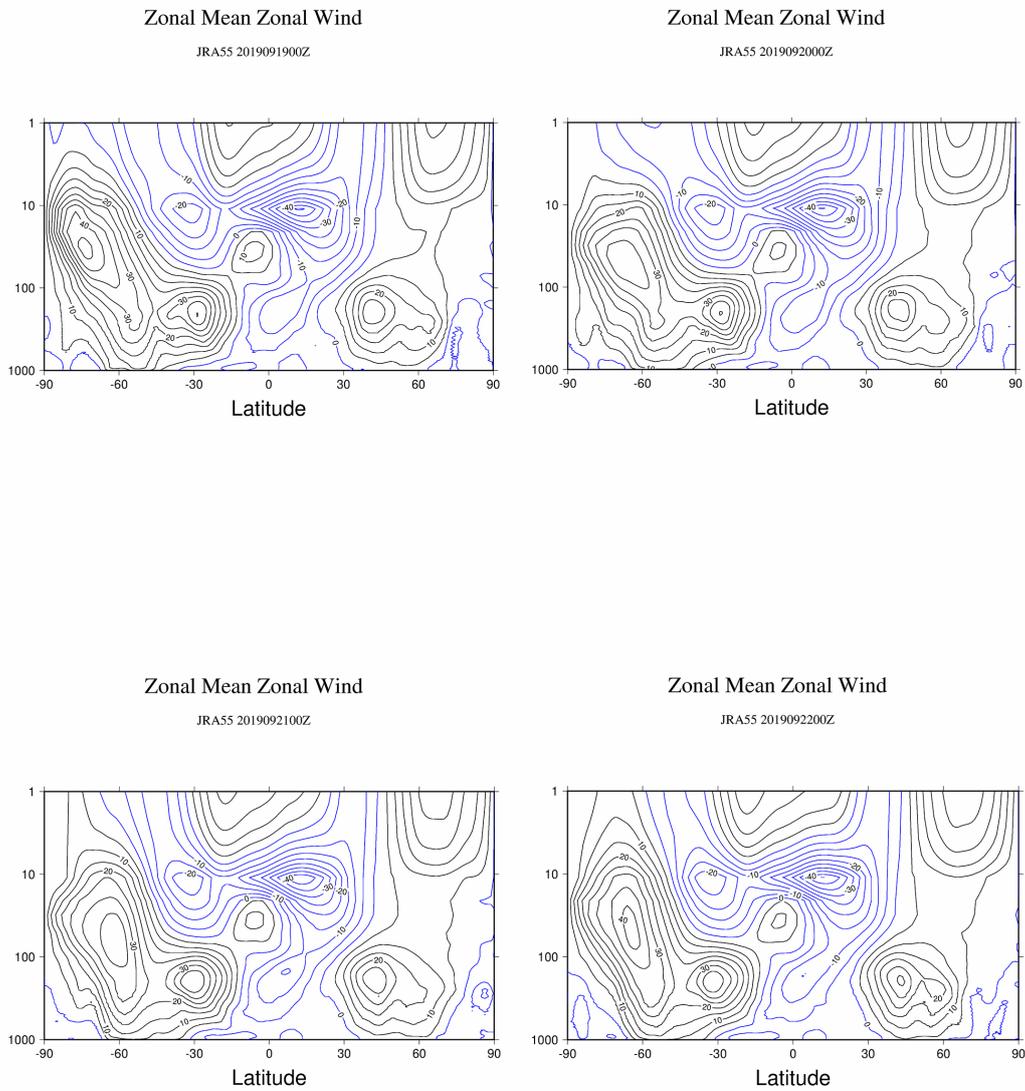


図 28 2019 年 9 月 19 日～22 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2019 年 9 月 19 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 20 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 21 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 22 日 00Z

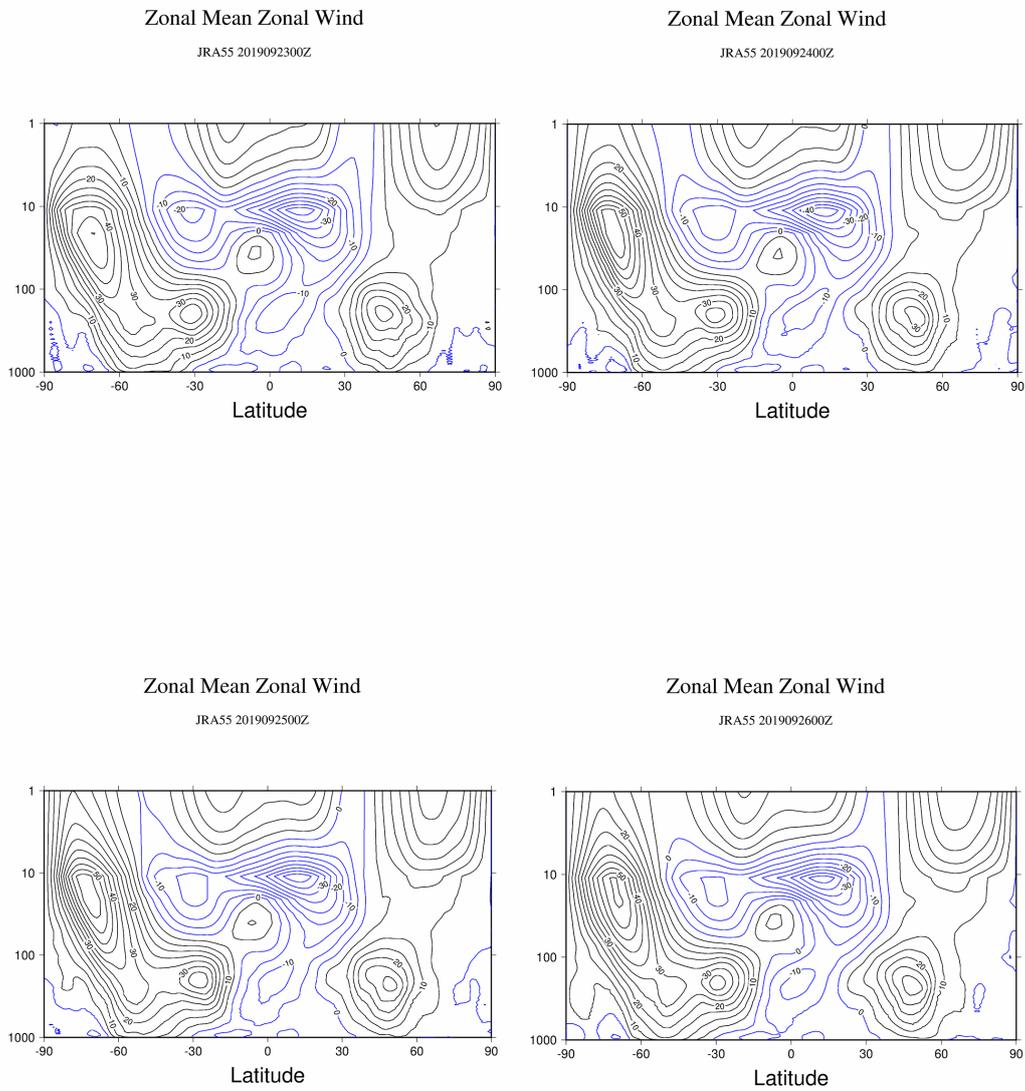


図 29 2019 年 9 月 23 日～26 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2019 年 9 月 23 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 24 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 25 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 26 日 00Z

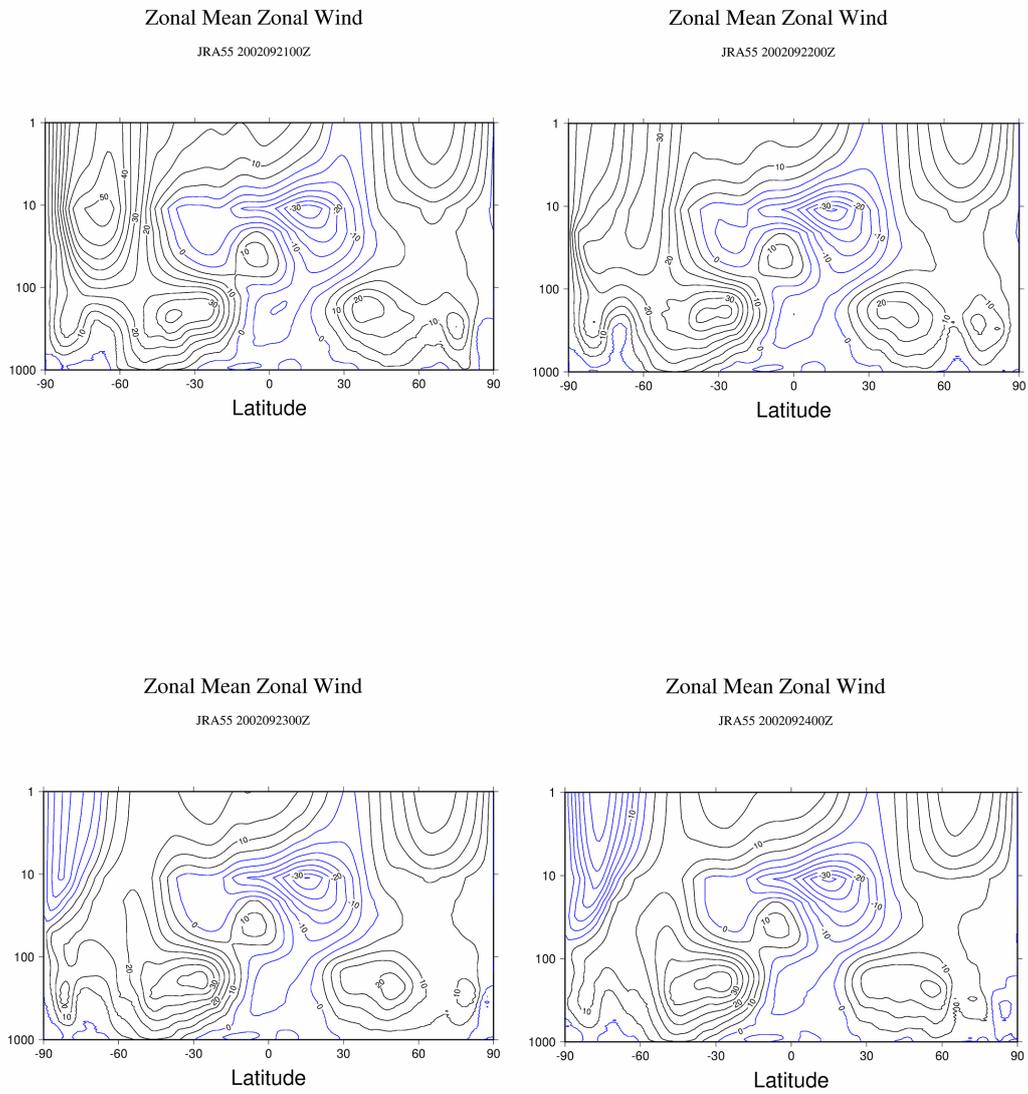


図 30 2002 年 9 月 21 日～24 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2002 年 9 月 21 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 22 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 23 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 24 日 00Z

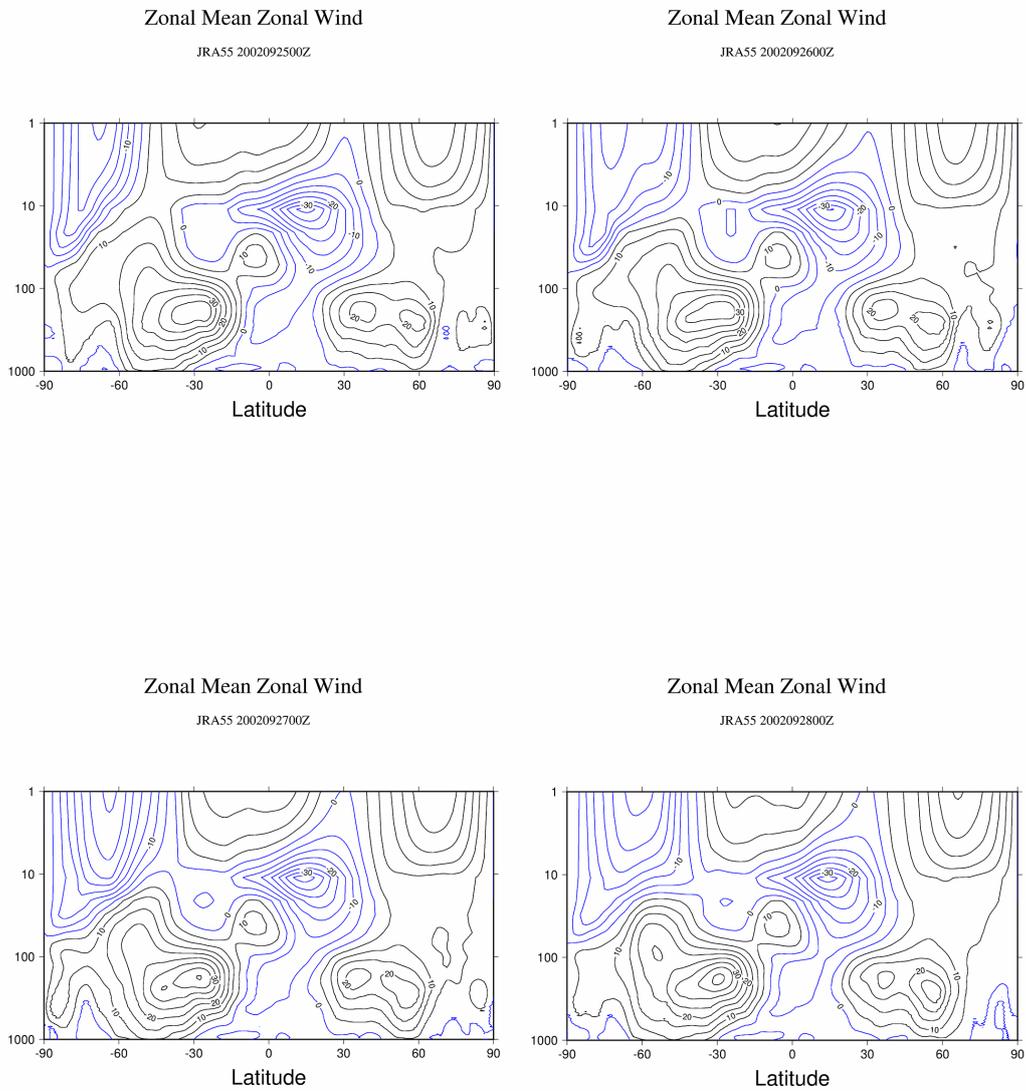


図 31 2002 年 9 月 25 日～28 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2002 年 9 月 25 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 26 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 27 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 28 日 00Z

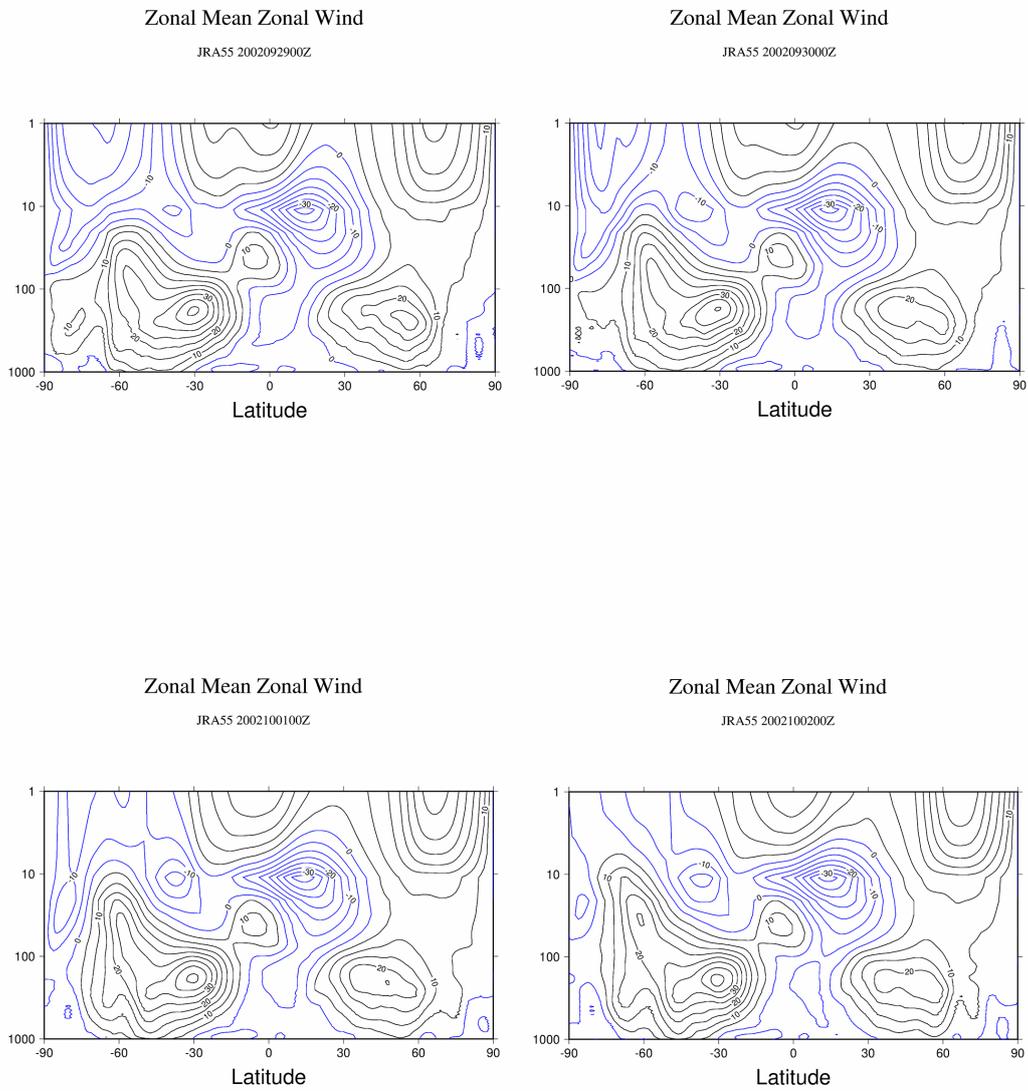


図 32 2002 年 9 月 29 日～10 月 2 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2002 年 9 月 29 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 30 日 00Z (左下) 2002 年 10 月 1 日 00Z (右下) 2002 年 10 月 2 日 00Z

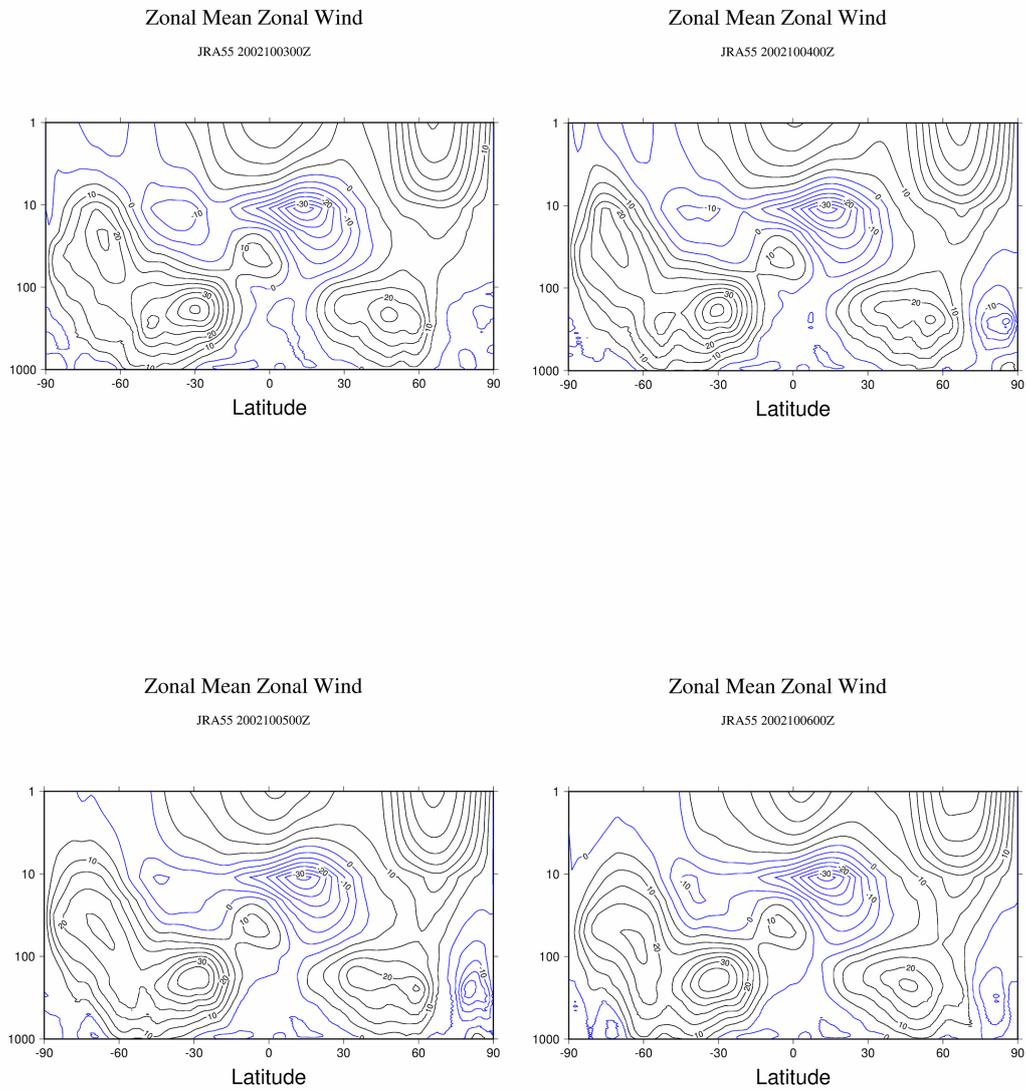


図 33 2002 年 10 月 3 日～6 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2002 年 10 月 3 日 00Z (右上) 2002 年 10 月 4 日 00Z (左下) 2002 年 10 月 5 日 00Z (右下) 2002 年 10 月 6 日 00Z

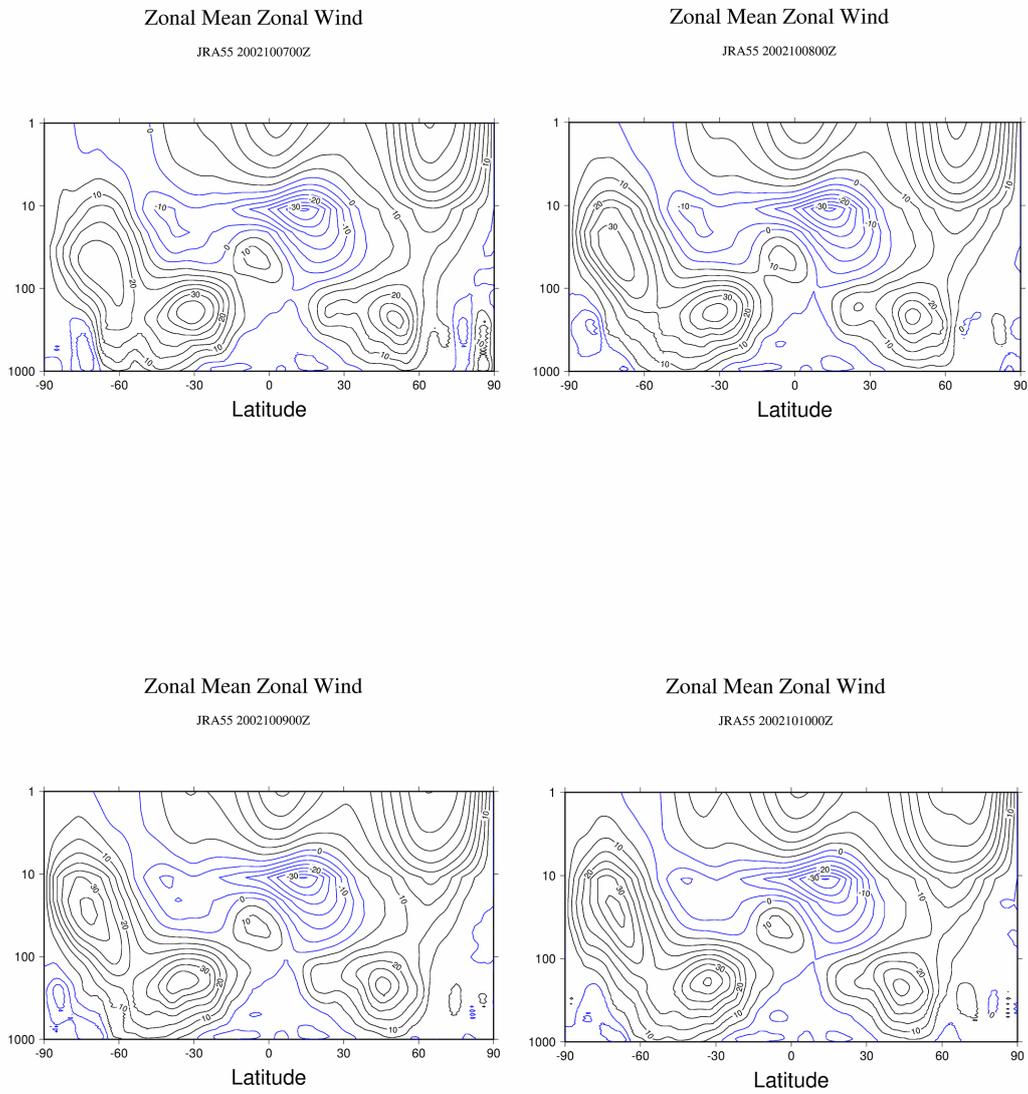


図 34 2002 年 10 月 7 日～10 日の東西風鉛直断面図 (左上) 2002 年 10 月 7 日 00Z (右上) 2002 年 10 月 8 日 00Z (左下) 2002 年 10 月 9 日 00Z (右下) 2002 年 10 月 10 日 00Z

Sea Surface Temperature

ERA5 Anomaly 201906

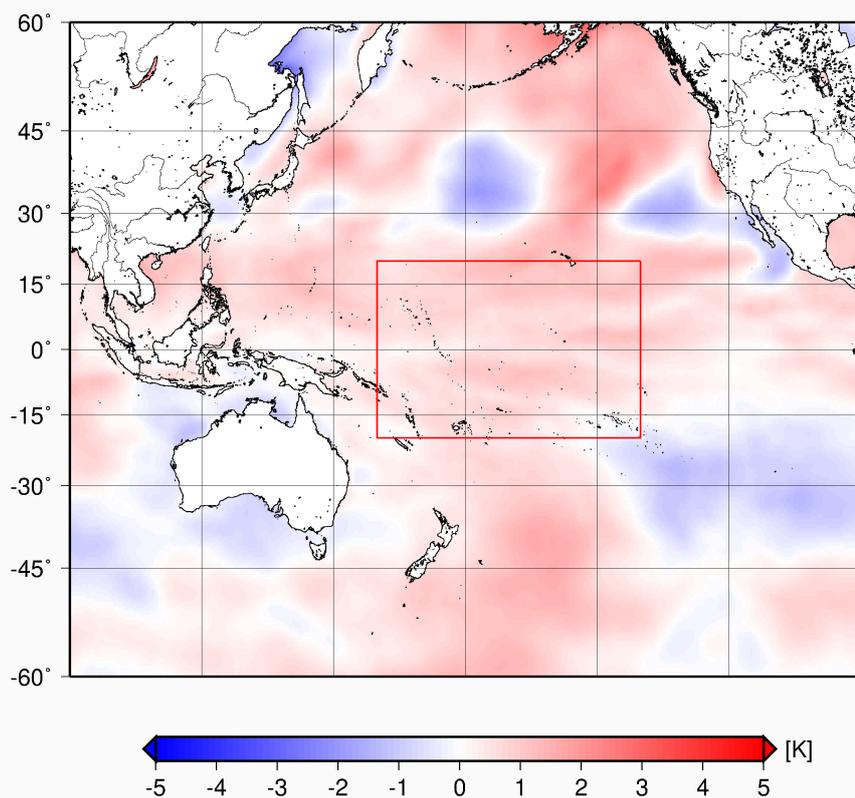


図 35 2019 年 6 月の太平洋 SST の平年値偏差

Sea Surface Temperature

ERA5 Anomaly 200206

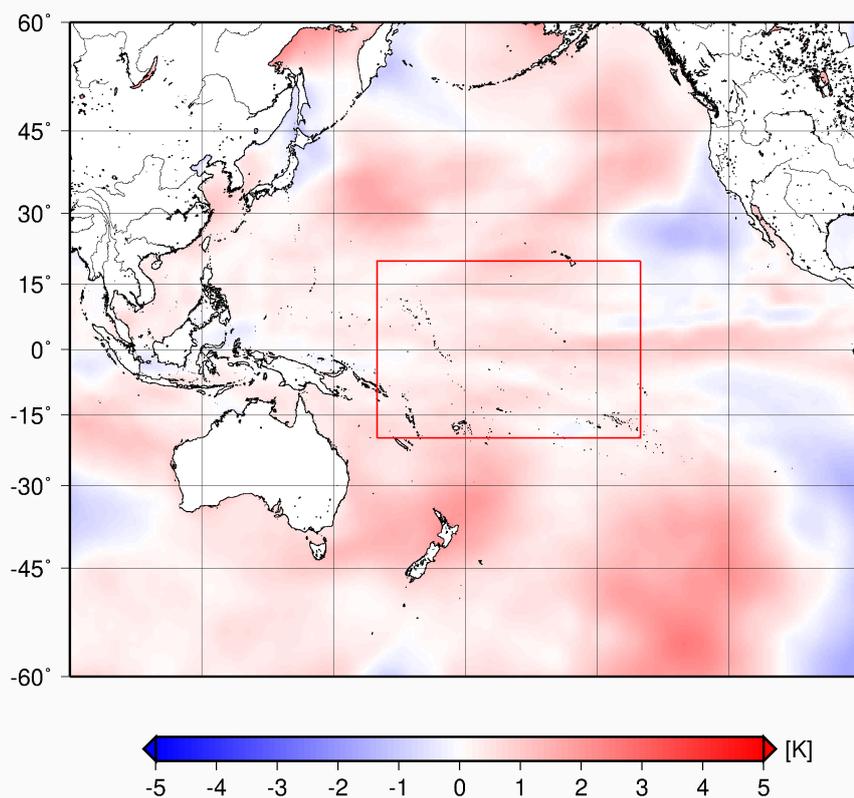


図 36 2002 年 6 月の太平洋 SST の平年値偏差

Sea Surface Temperature

ERA5 Anomaly 201906

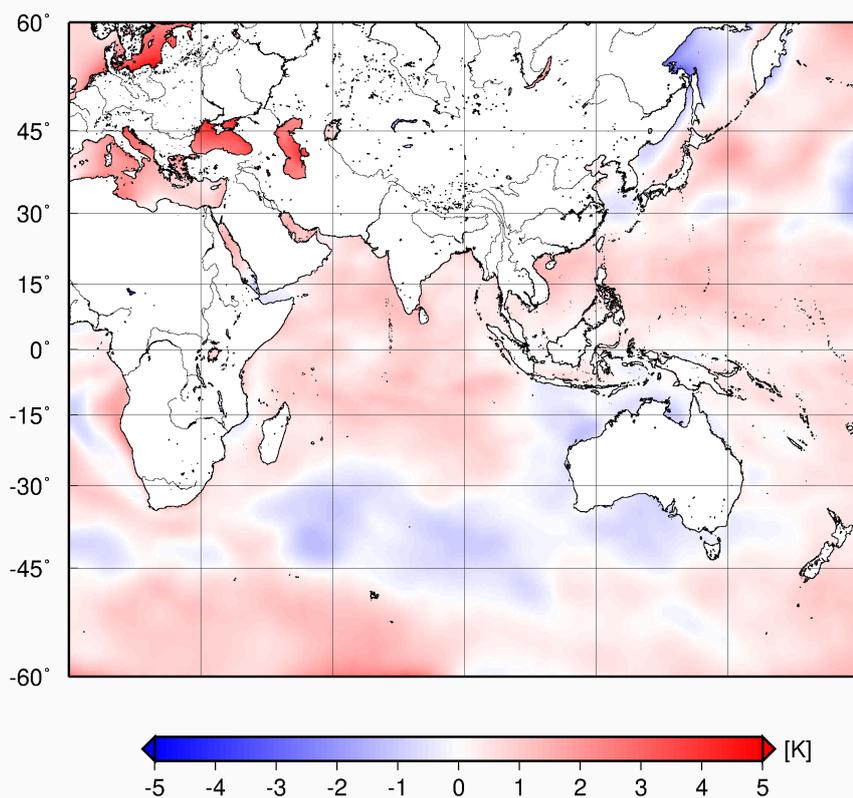


図 37 2019 年 6 月のインド洋 SST の平年値偏差

Sea Surface Temperature

ERA5 Anomaly 200206

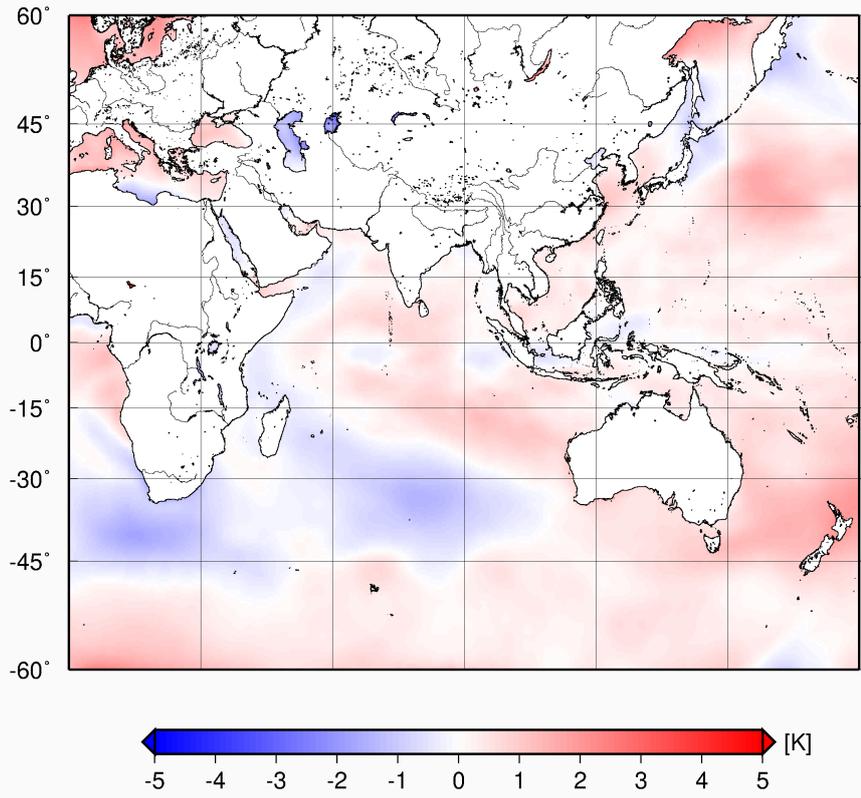


図 38 2002 年 6 月のインド洋 SST の平年値偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Feb 1989

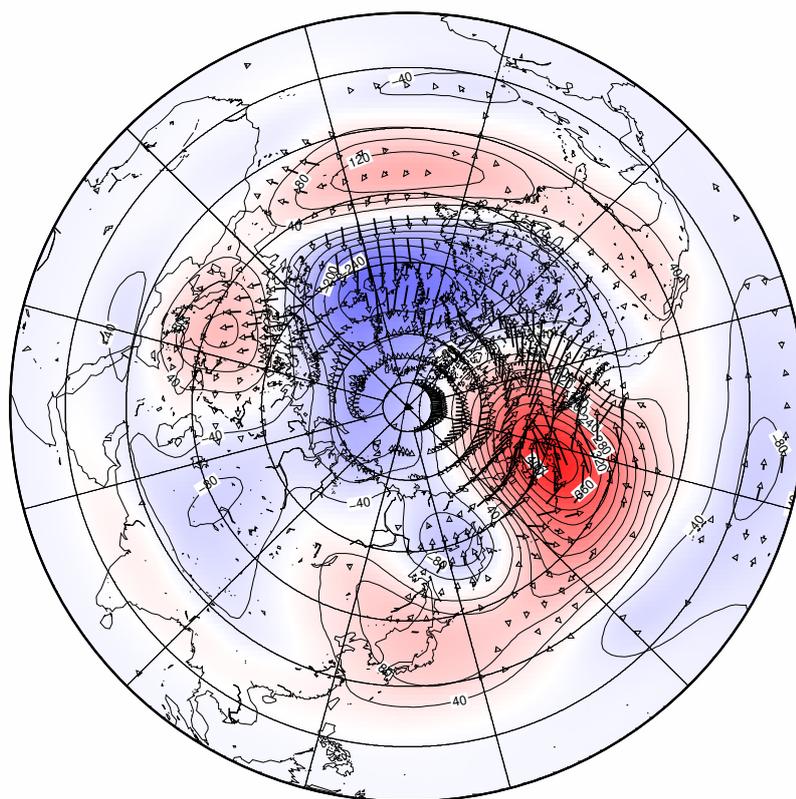


図 39 1989 年 2 月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

31Jan.1989 – 01Mar.1989

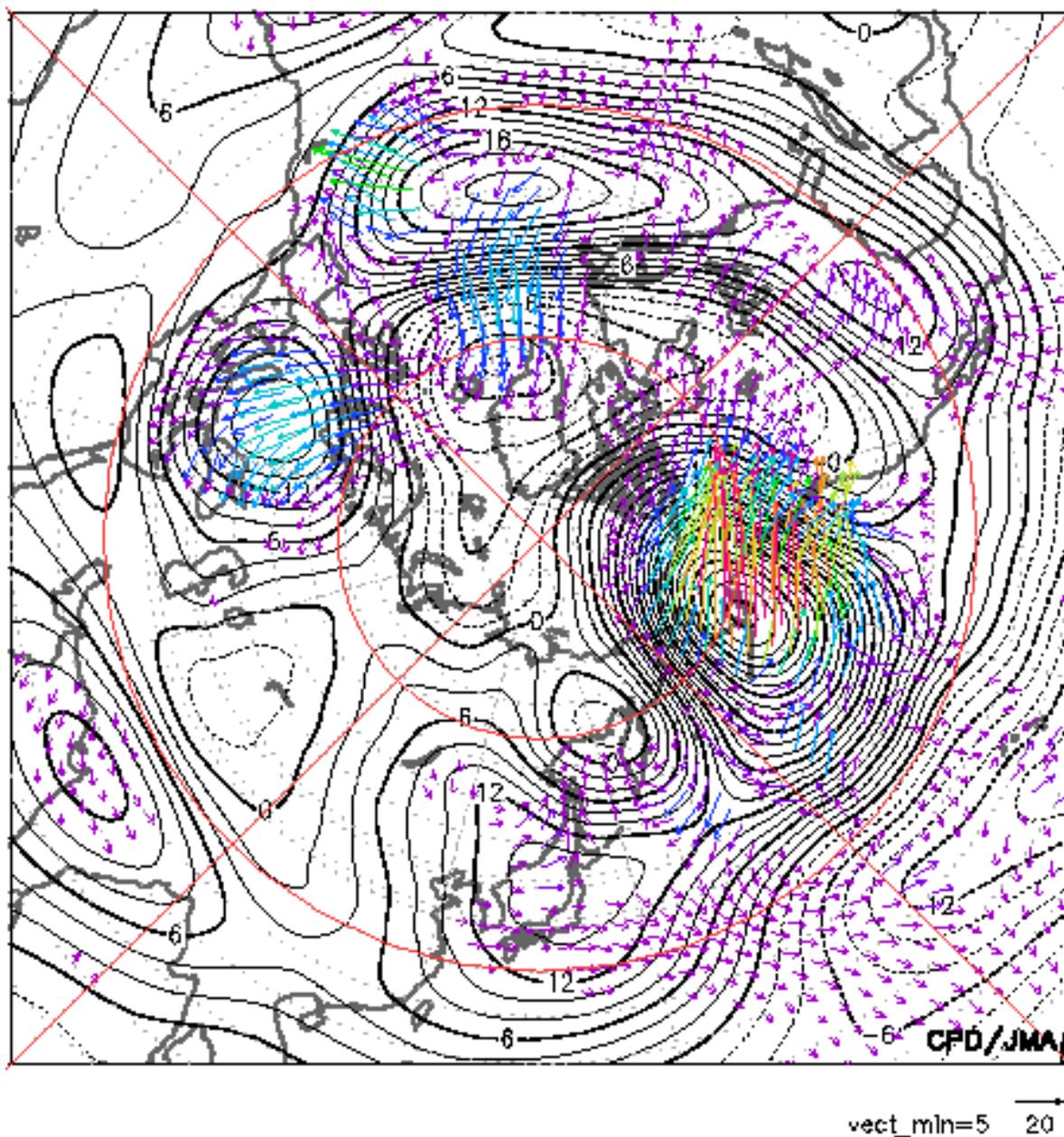


図 40 気象庁の計算した 1989 年 2 月 (1989 年 1 月 31 日～3 月 1 日の 30 日平均) の北半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Dec 2009

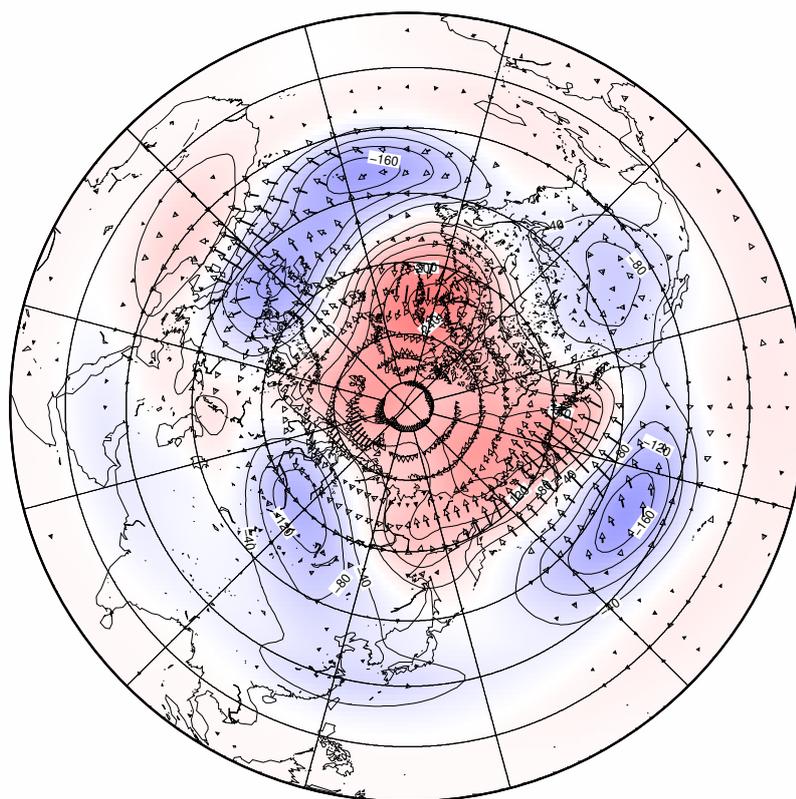
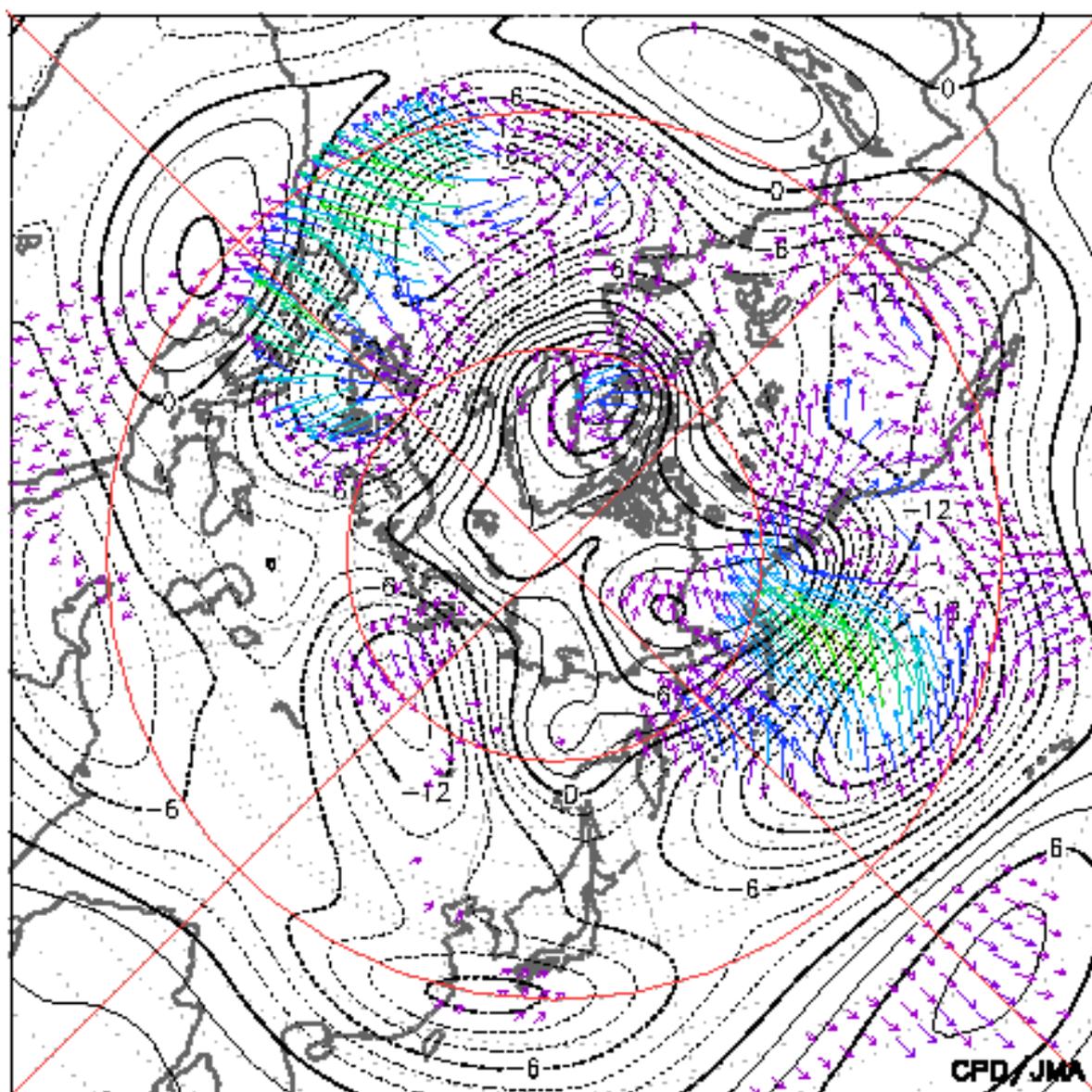


図 41 2009 年 12 月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Dec.2009 – 30Dec.2009



vect_min=5 →
20

図 42 気象庁の計算した 2009 年 12 月（2009 年 12 月 1 日～30 日の 30 日平均）の WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Jan 2010

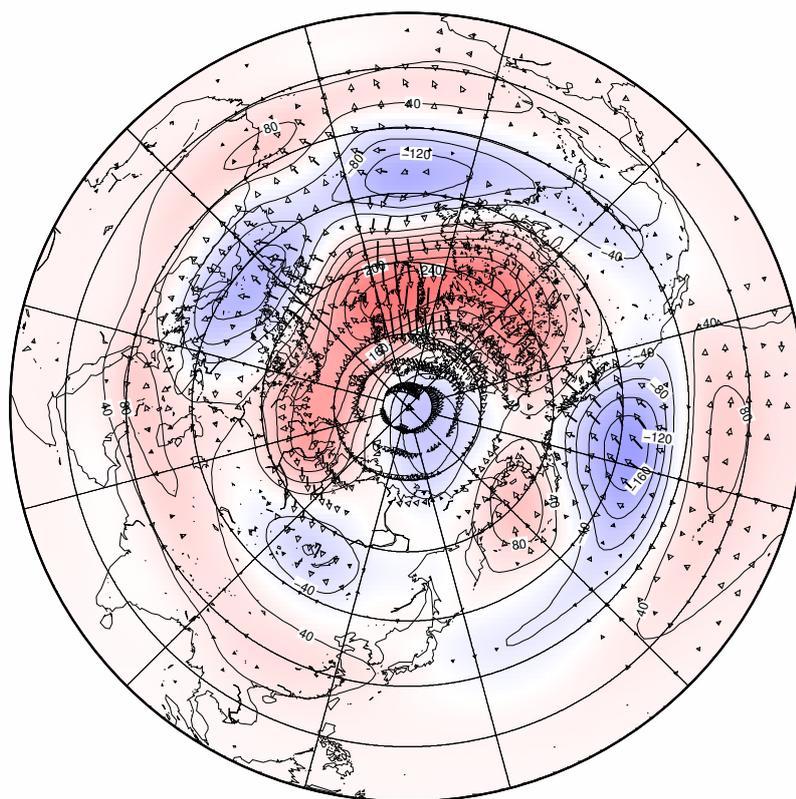


図 43 2010 年 1 月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Jan.2010 – 30Jan.2010

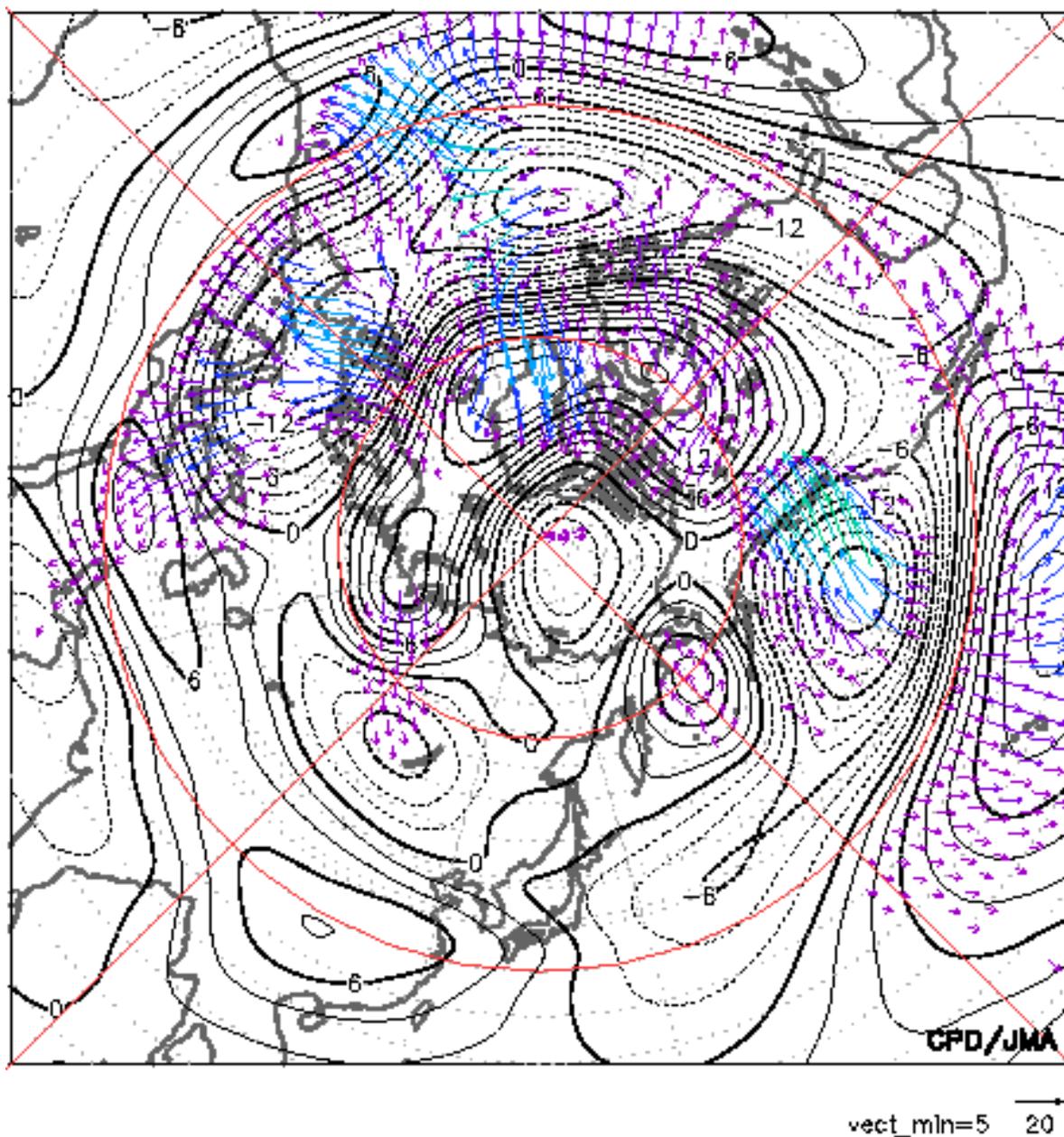


図 44 気象庁の計算した 2010 年 1 月 (2010 年 1 月 1 日~30 日の 30 日平均) の北半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Feb 2018

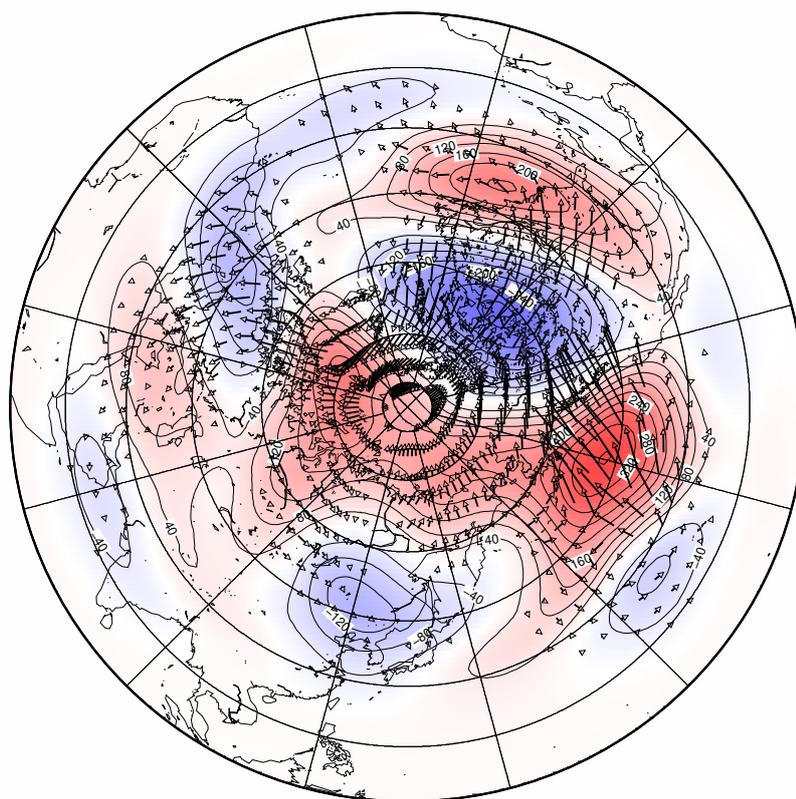


図 45 2018 年 2 月の北半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

31Jan.2018 – 01Mar.2018

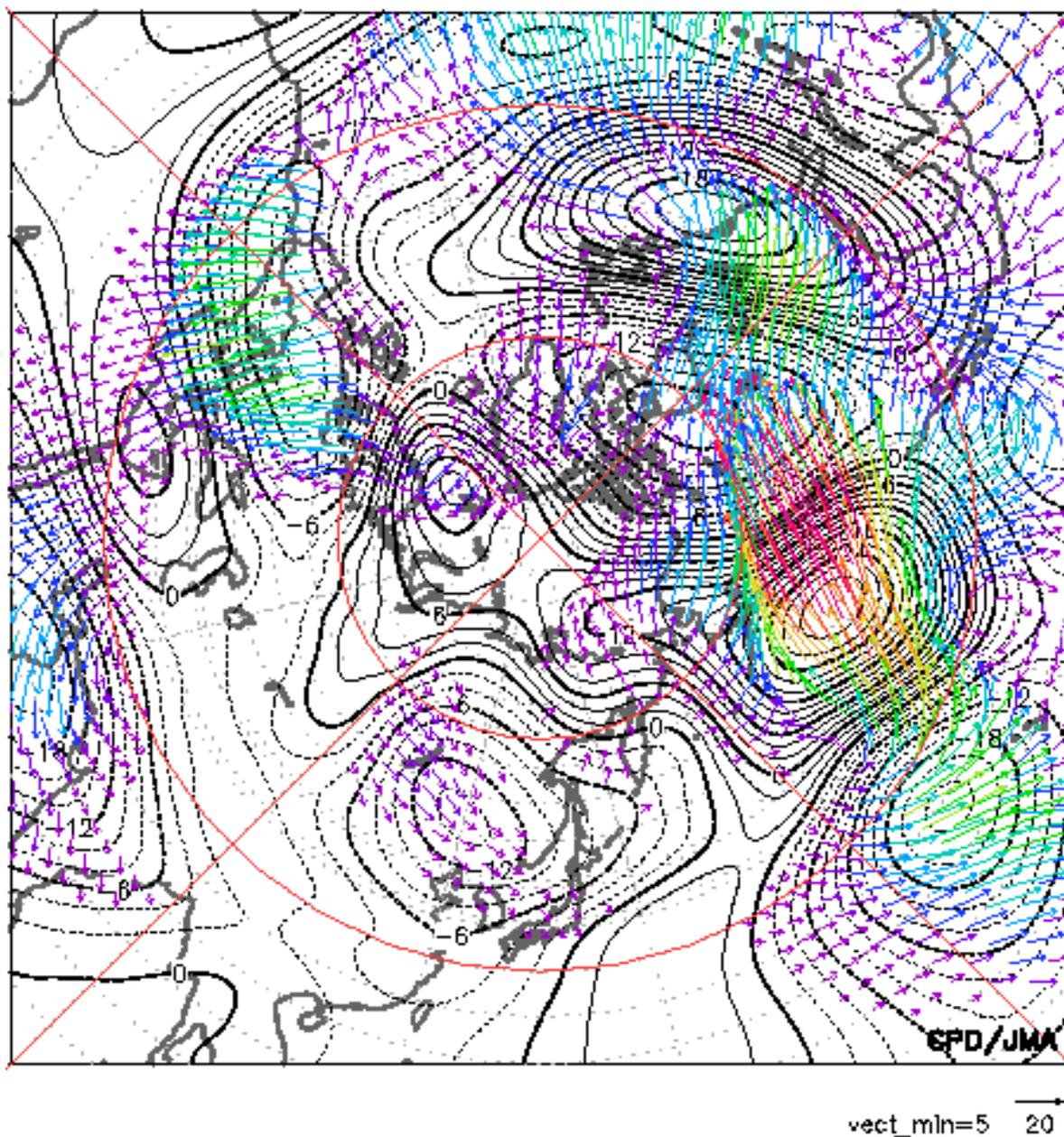


図 46 気象庁の計算した 2018 年 2 月 (2018 年 1 月 31 日~3 月 1 日の 30 日平均) の北半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 1996

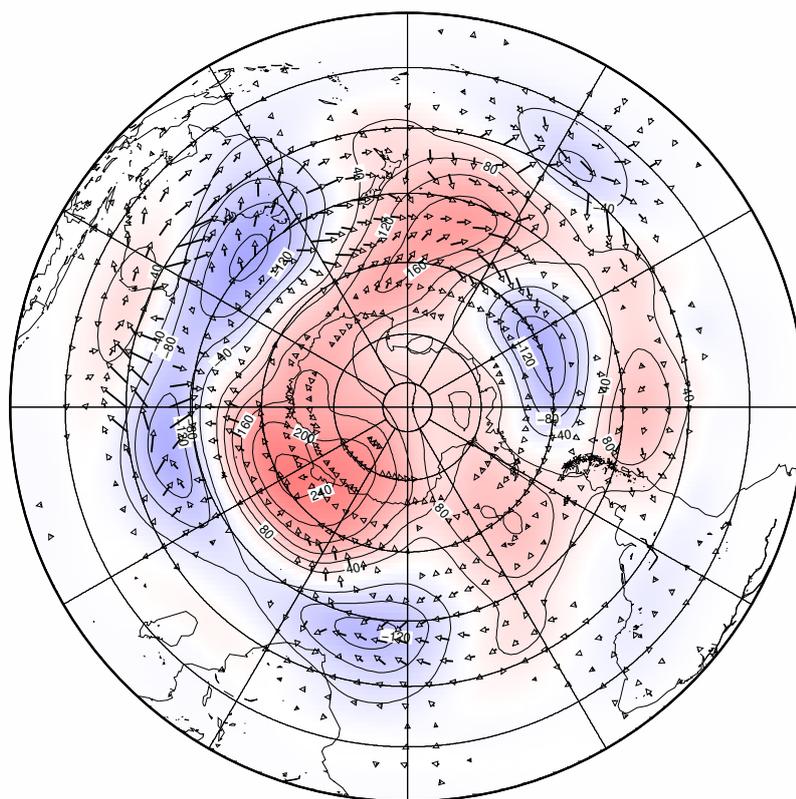


図 47 1996 年 9 月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Sep.1996 – 30Sep.1996

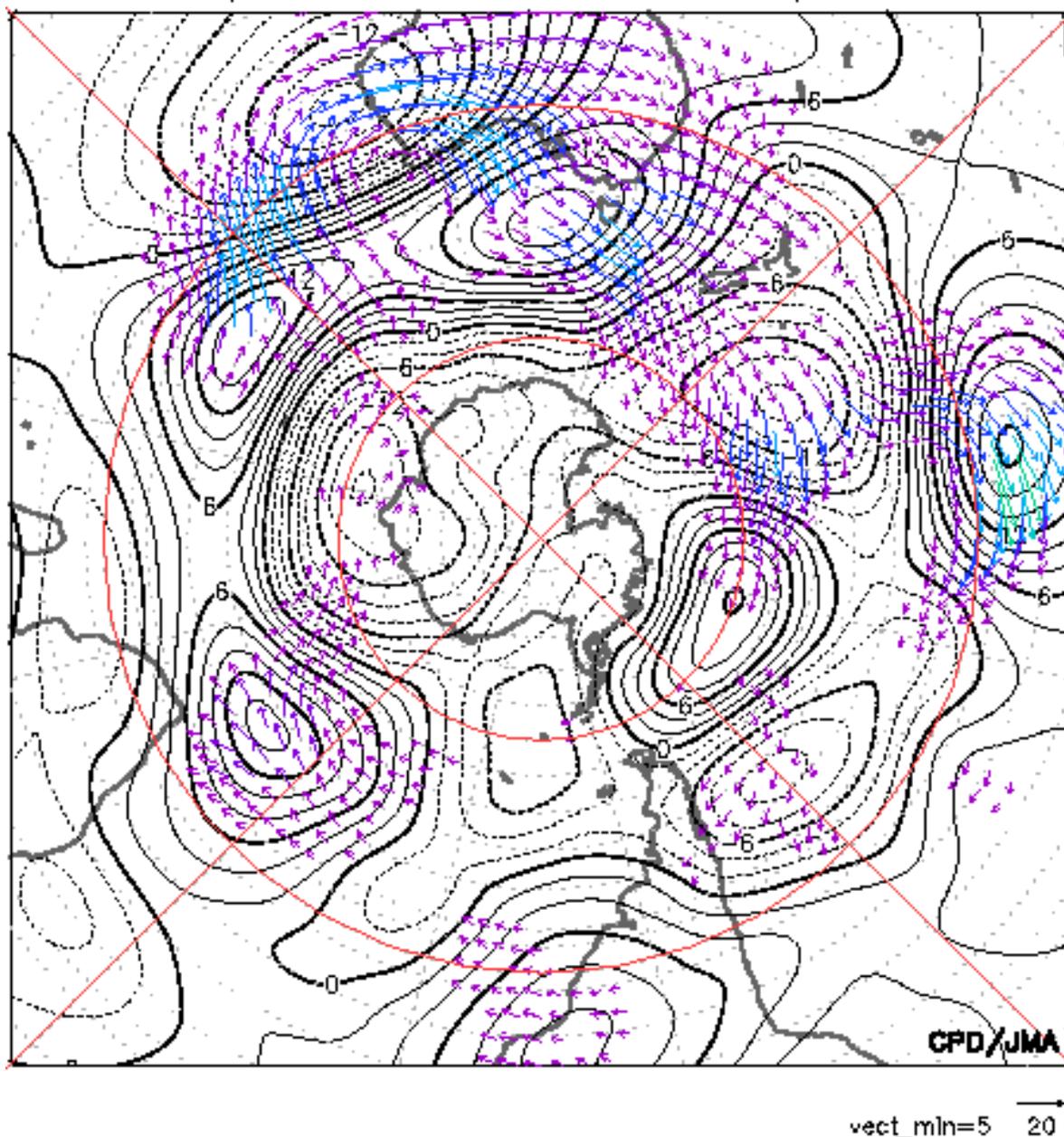


図 48 気象庁の計算した 1996 年 9 月 (1996 年 9 月 1 日~30 日の 30 日平均) の南半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 1997

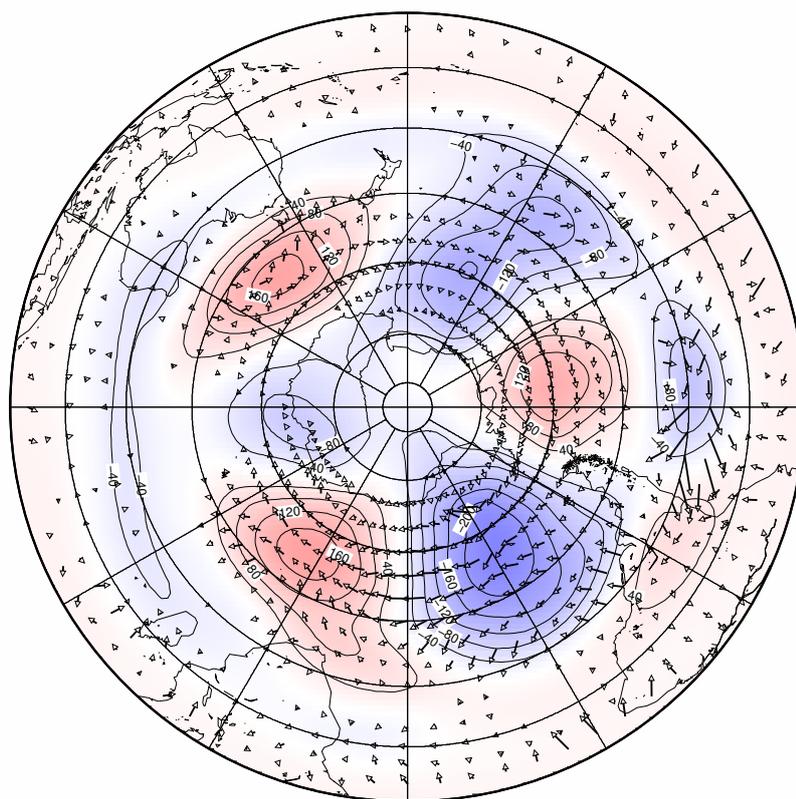
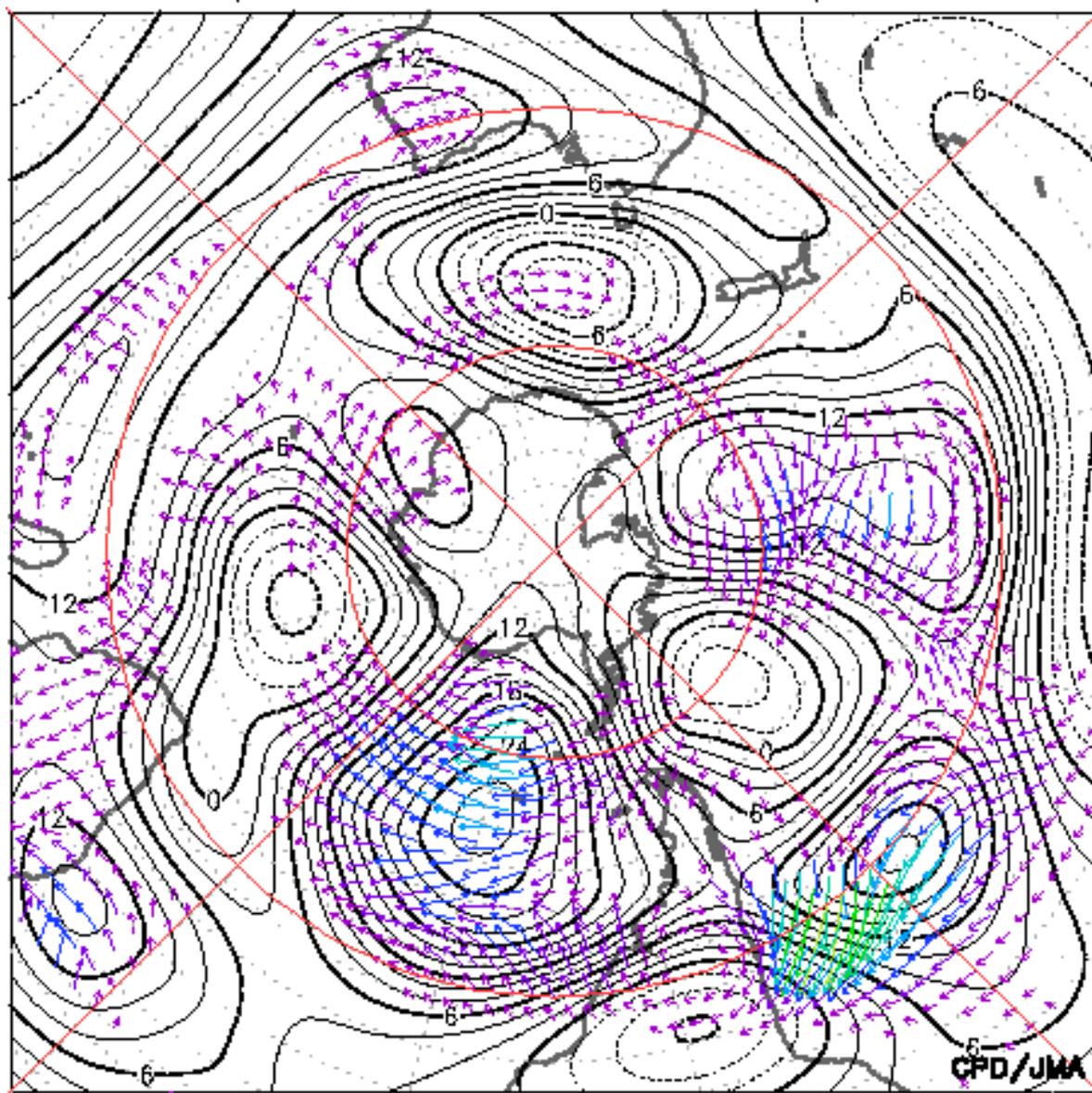


図 49 1997 年 9 月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Sep.1997 – 30Sep.1997



vect_min=5 → 20

図 50 気象庁の計算した 1997 年 9 月 (1997 年 9 月 1 日~30 日の 30 日平均) の南半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 2010

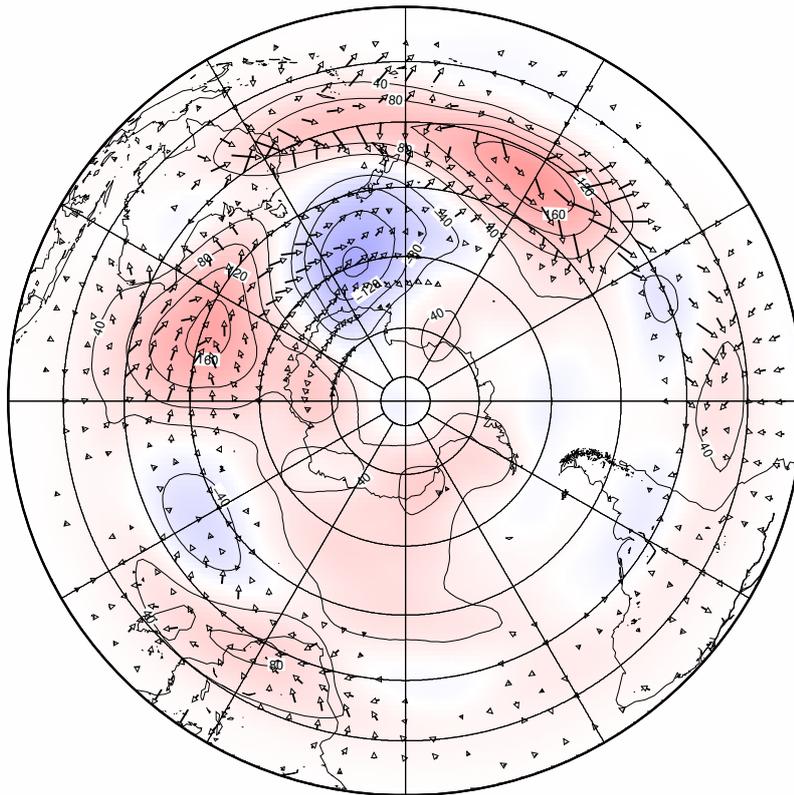


図 51 2010 年 9 月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Sep.2010 – 30Sep.2010

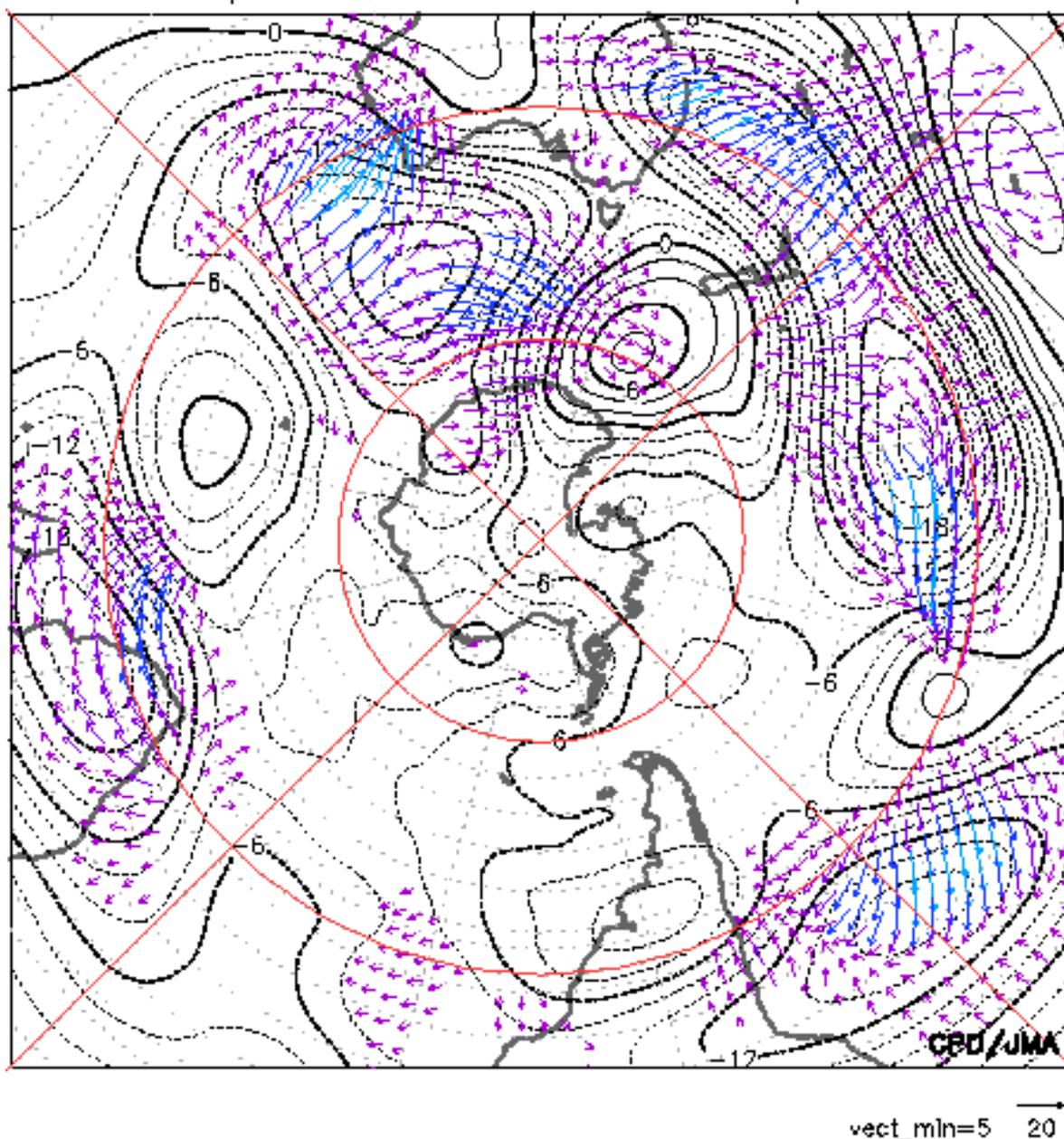


図 52 気象庁の計算した 2010 年 9 月 (2010 年 9 月 1 日~30 日の 30 日平均) の南半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 2016

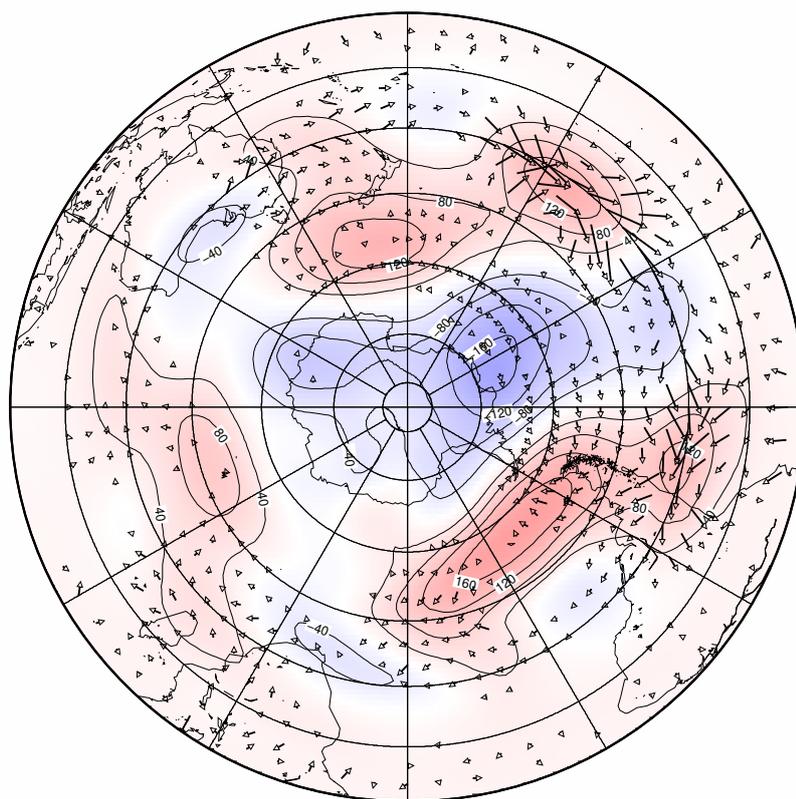


図 53 2016 年 9 月の南半球における WAF とジオポテンシャル高度偏差

01Sep.2016 – 30Sep.2016

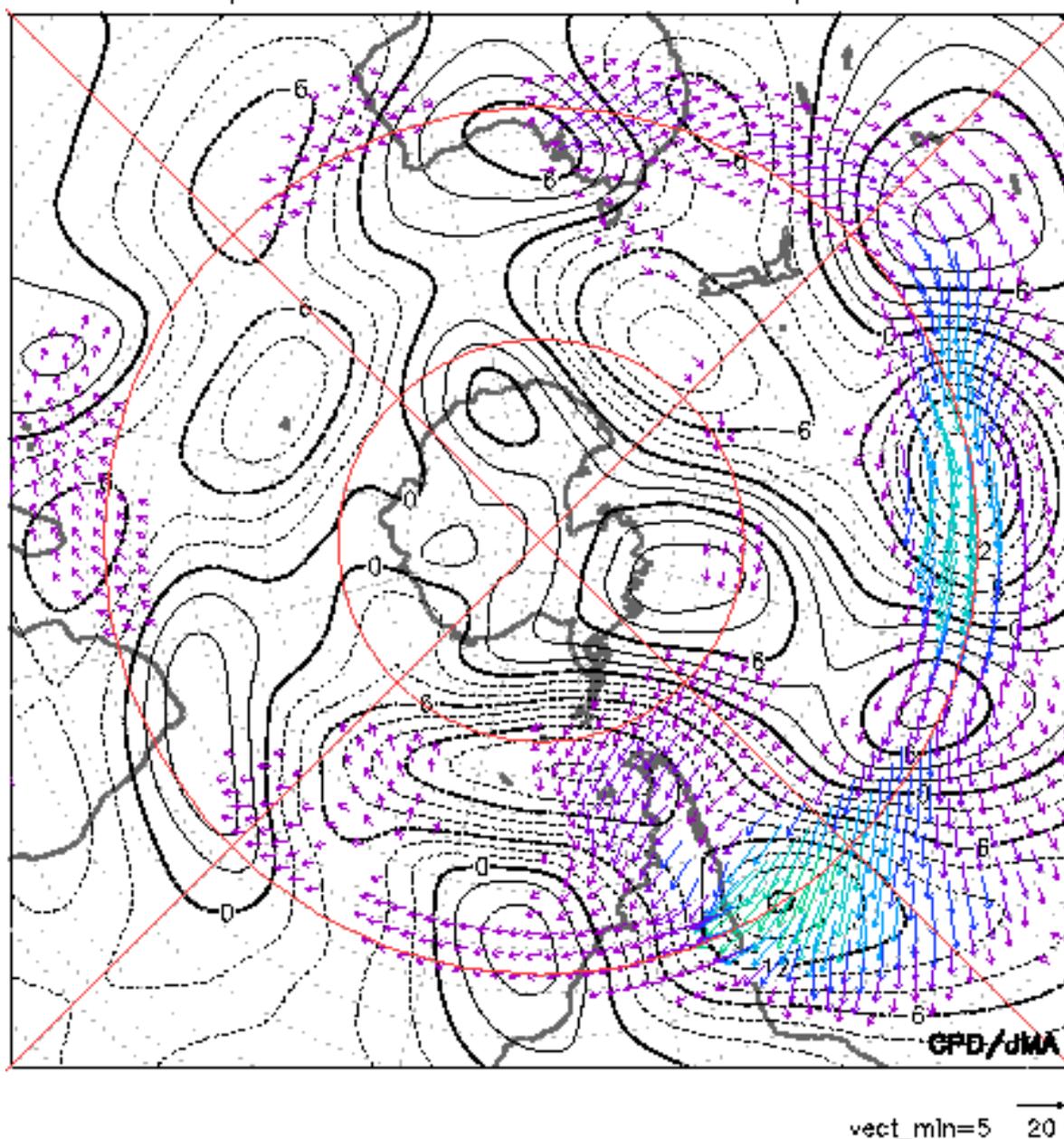


図 54 気象庁の計算した 2016 年 9 月（2016 年 9 月 1 日～30 日の 30 日平均）の南半球における WAF

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Jun 2019

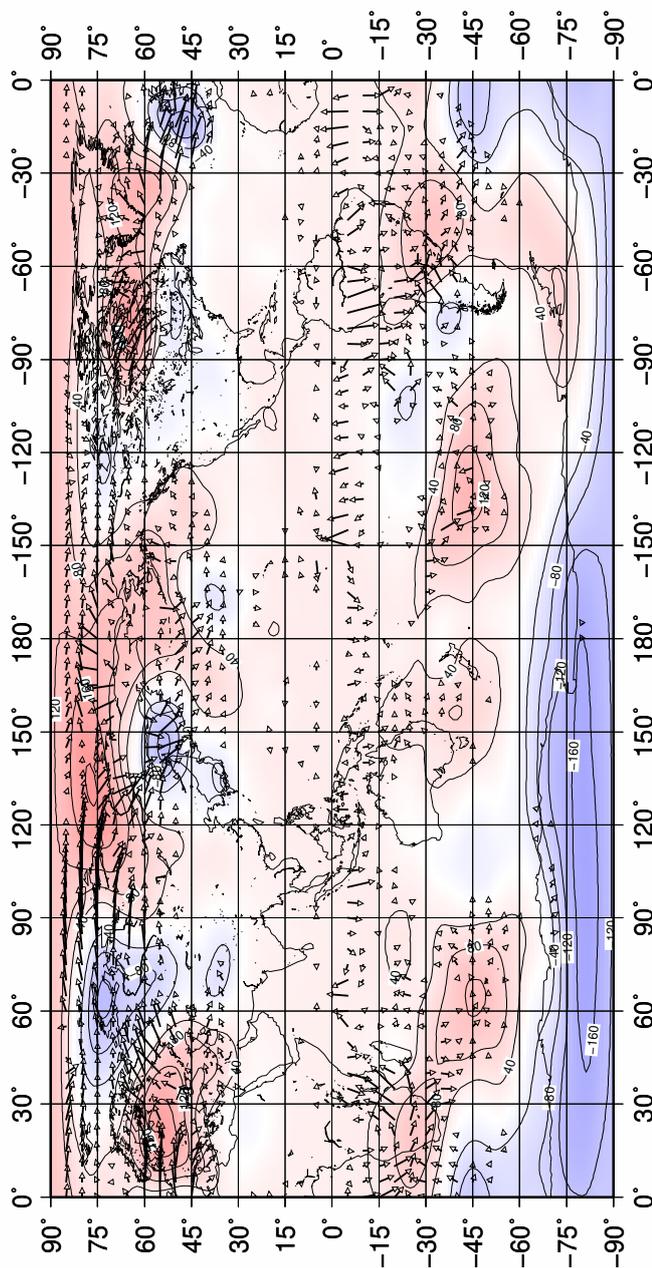


図 55 2019 年 6 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Jul 2019

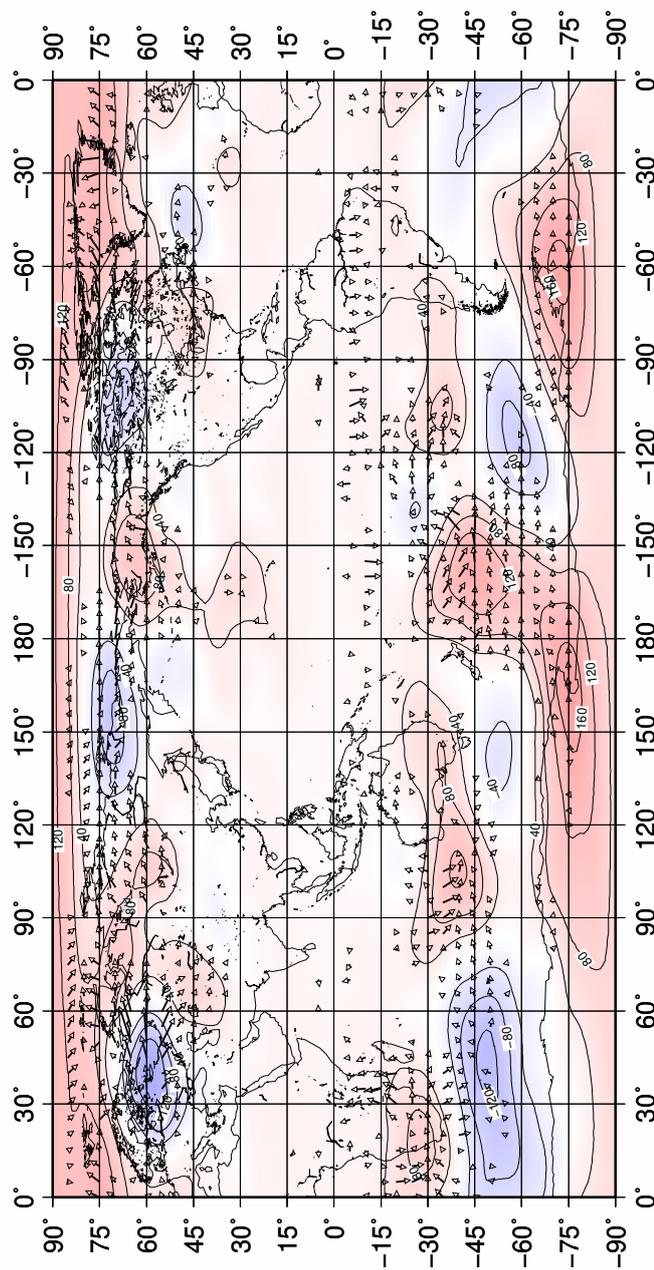


図 56 2019 年 7 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Aug 2019

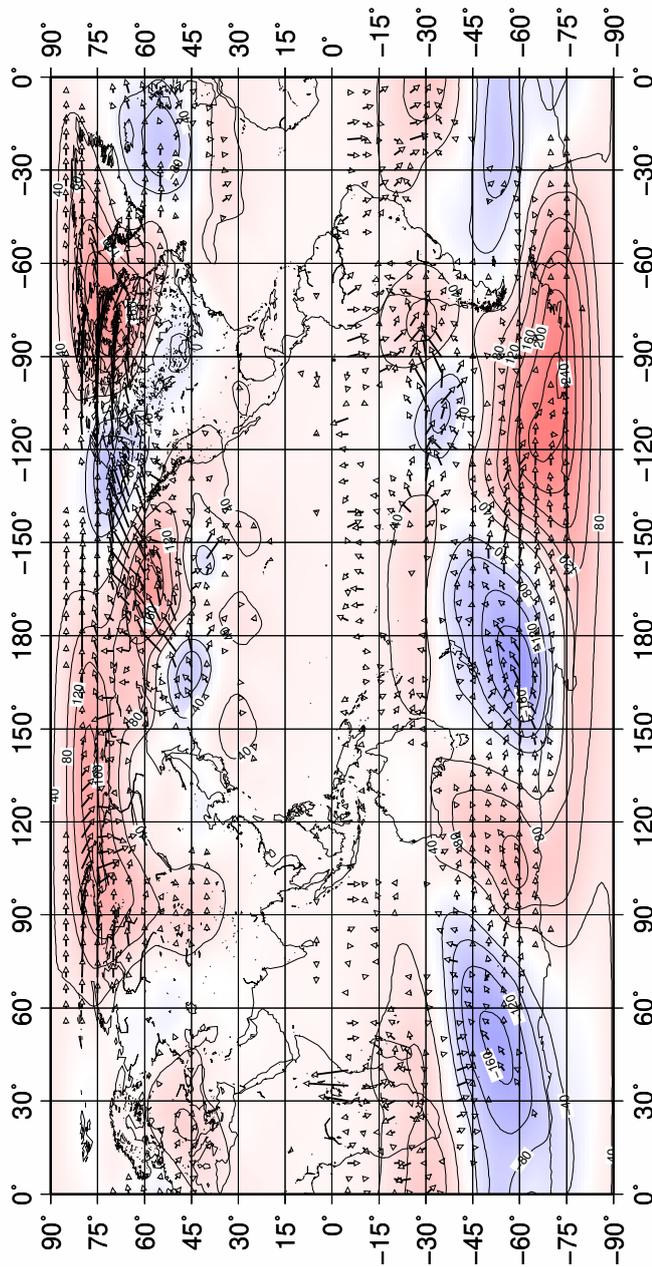


図 57 2019 年 8 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 2019

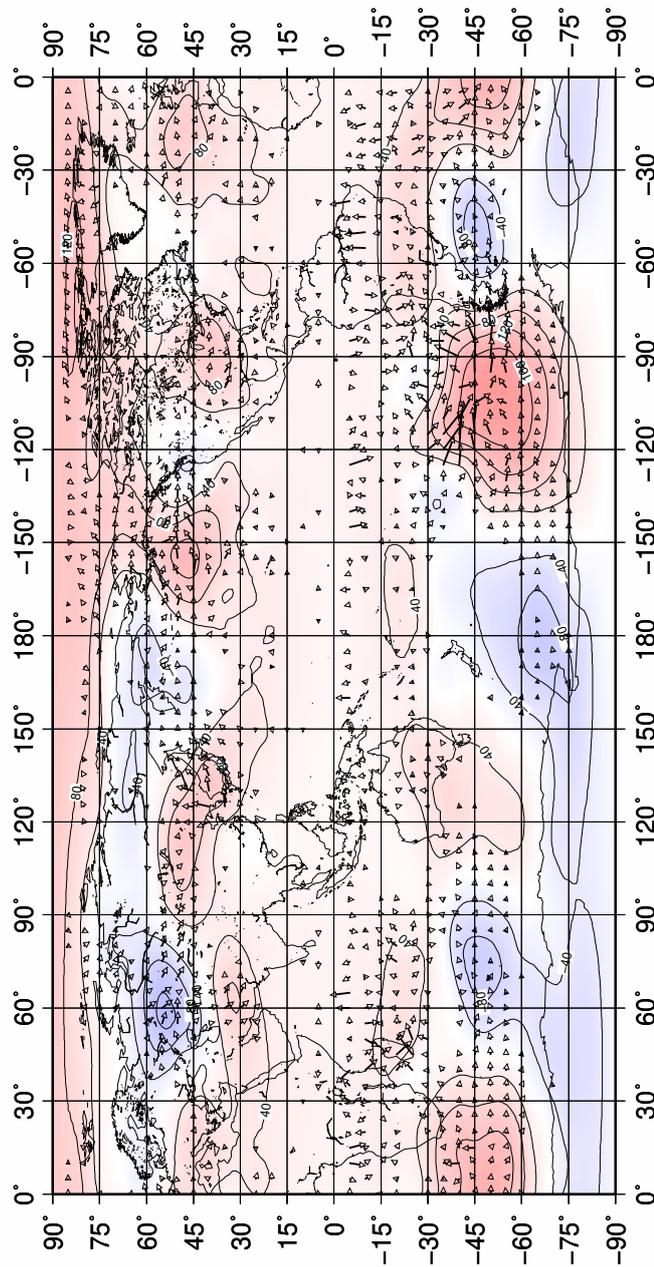


図 58 2019 年 9 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Jun 2002

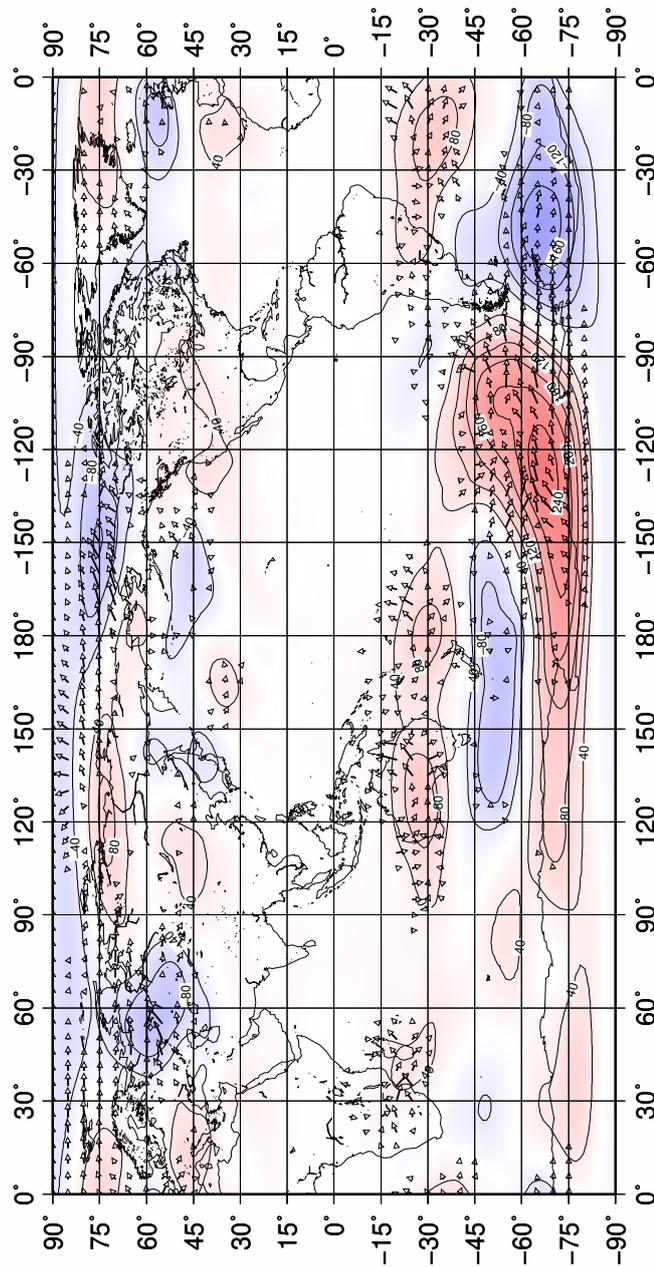


図 60 2002 年 6 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Jul 2002

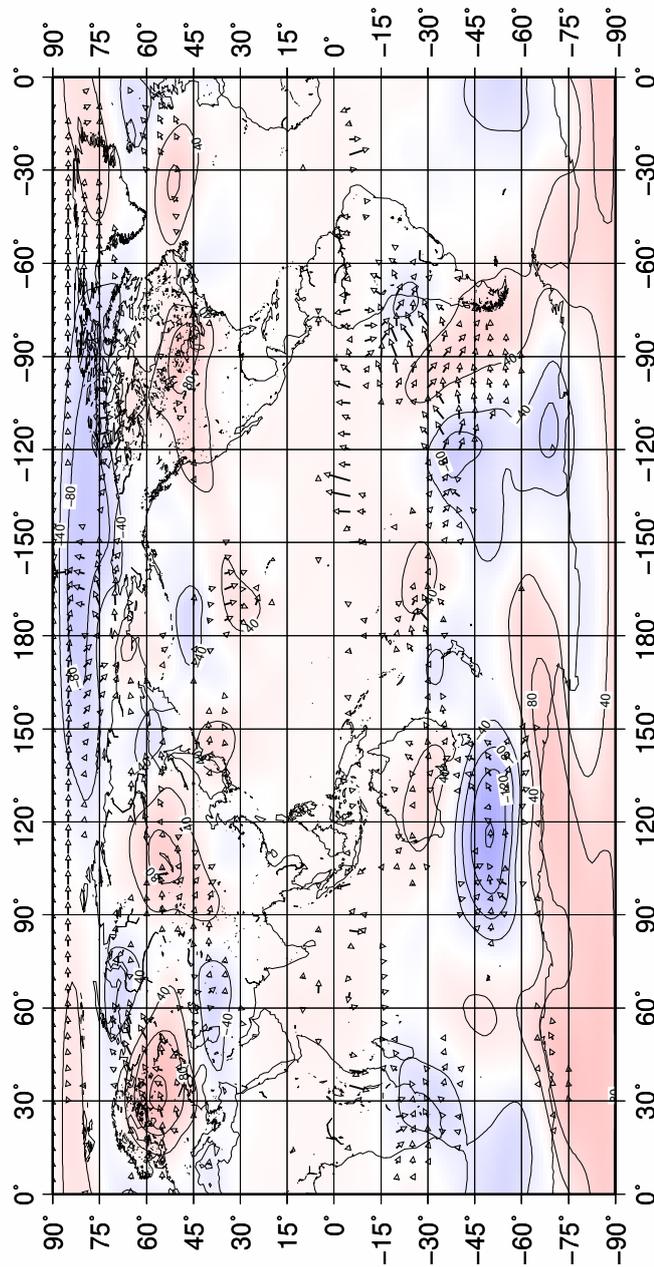


図 61 2002 年 7 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Sep 2002

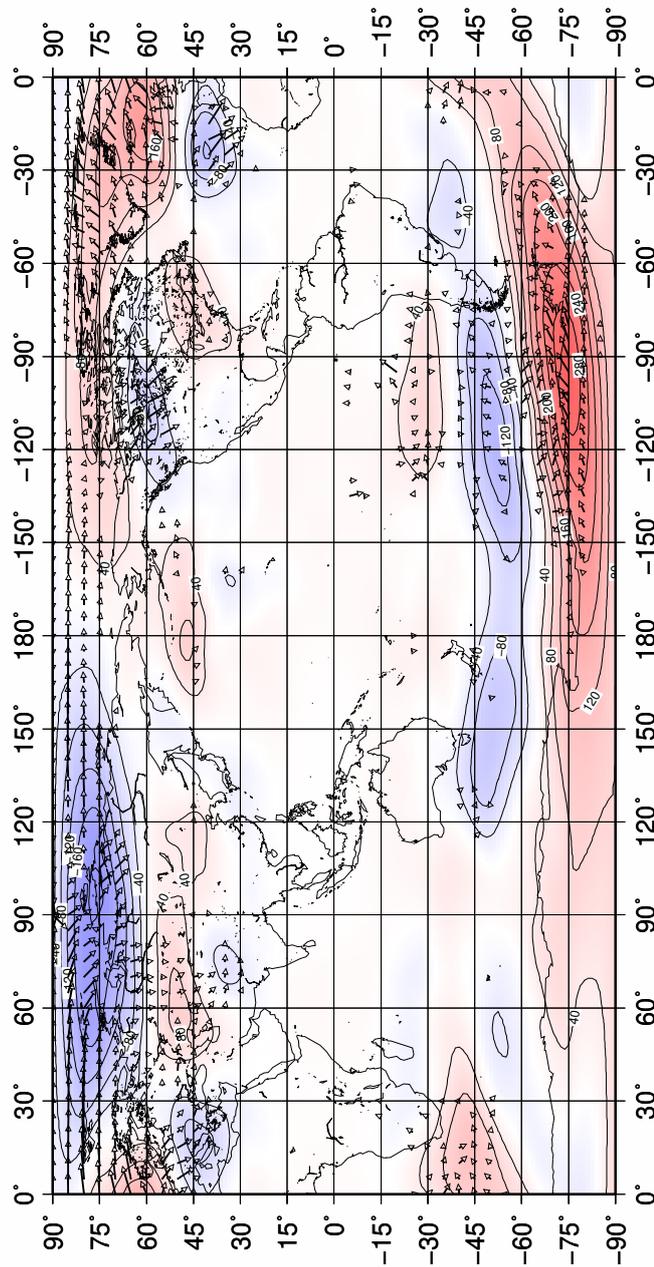


図 63 2002 年 9 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

Wave Activity Flux at 300hPa

JRA55 Oct 2002

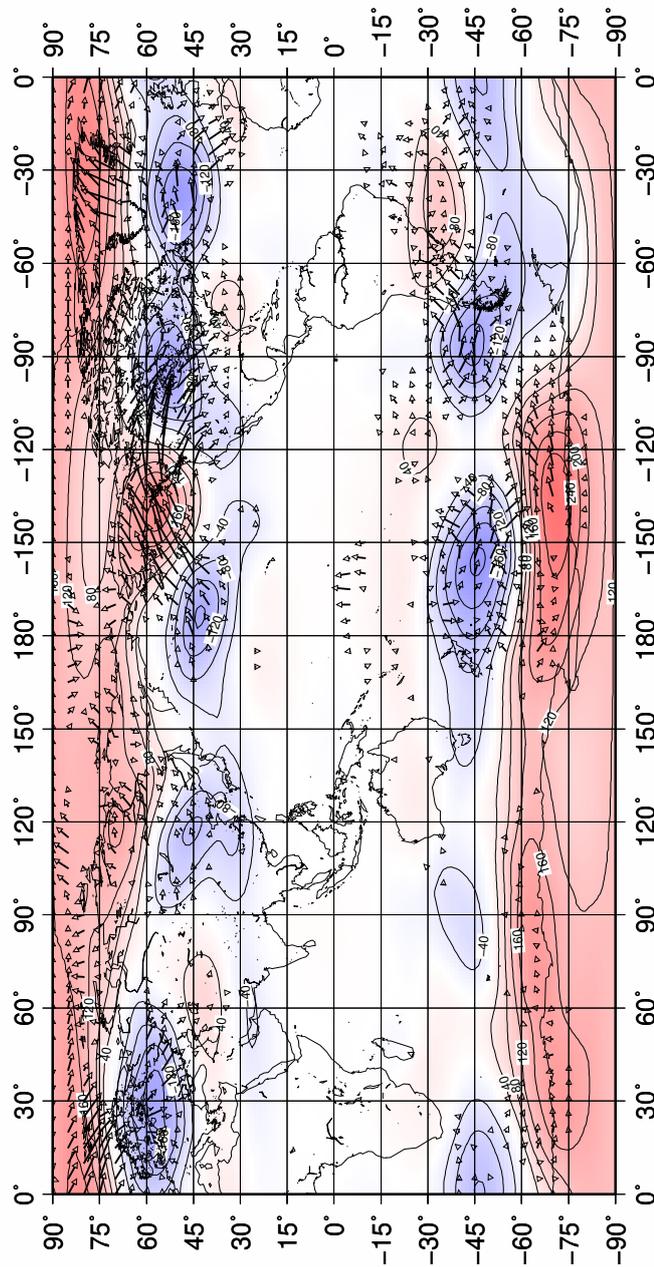


図 64 2002 年 10 月における WAF とジオポテンシャル高度偏差

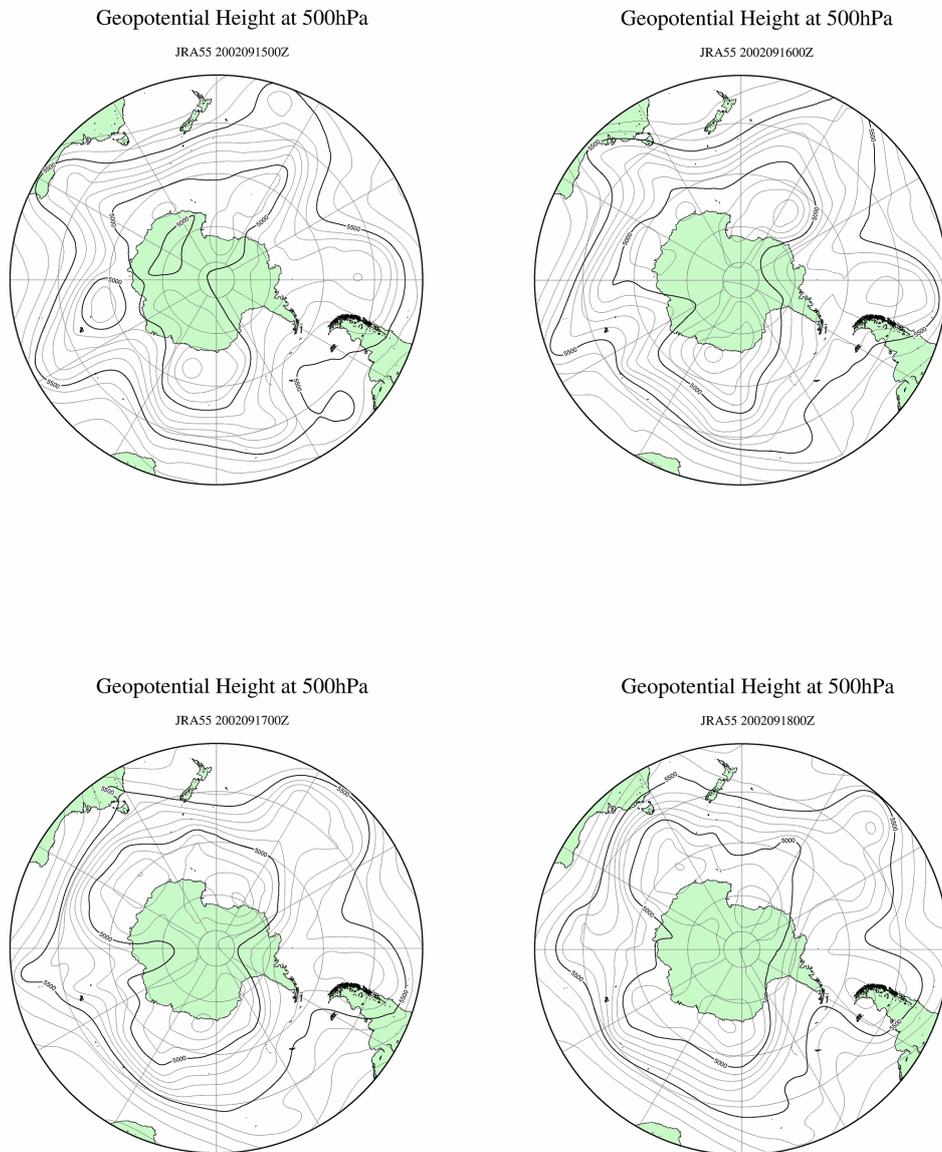


図 65 2002 年 9 月 15 日～18 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左上) 2002 年 9 月 15 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 16 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 17 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 18 日 00Z

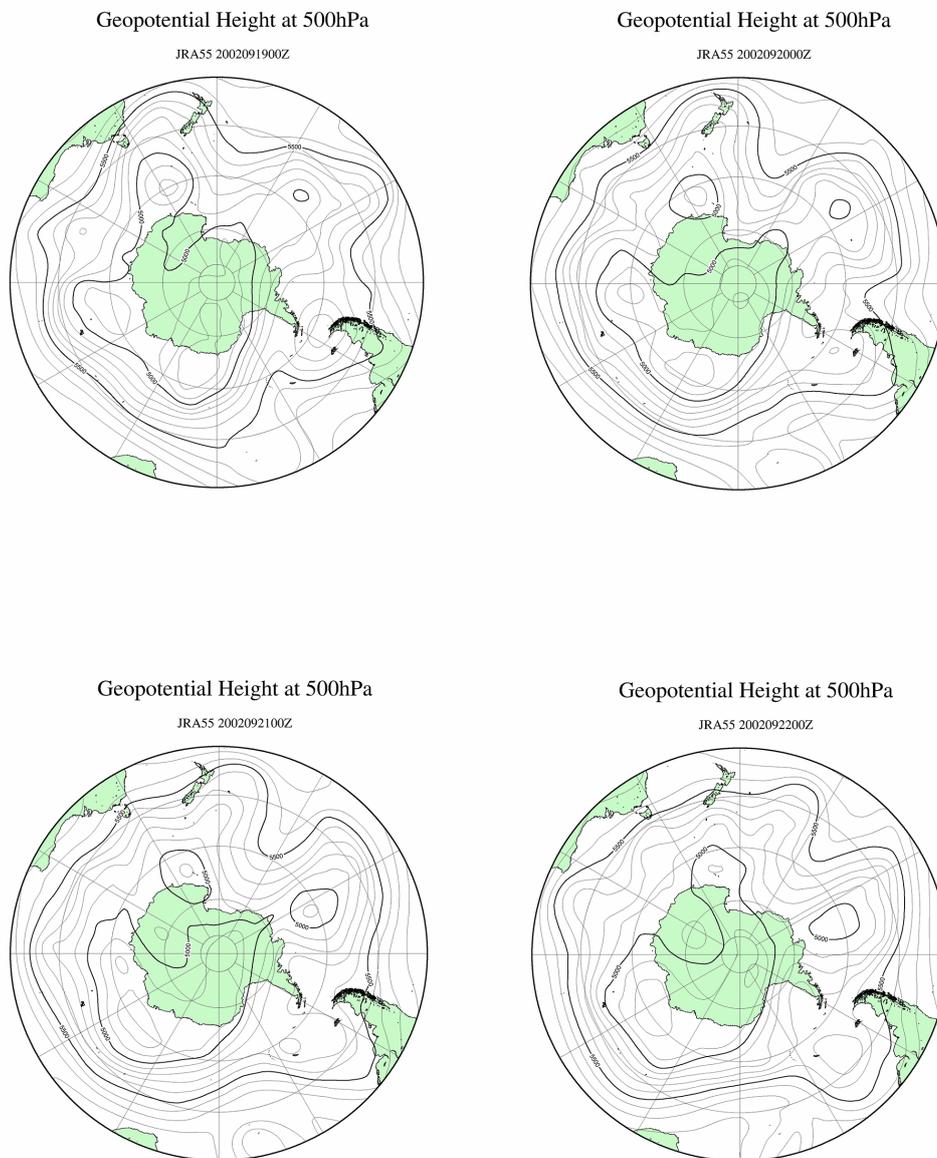


図 66 2002 年 9 月 19 日～22 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左
上) 2002 年 9 月 19 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 20 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 21 日
00Z (右下) 2002 年 9 月 22 日 00Z

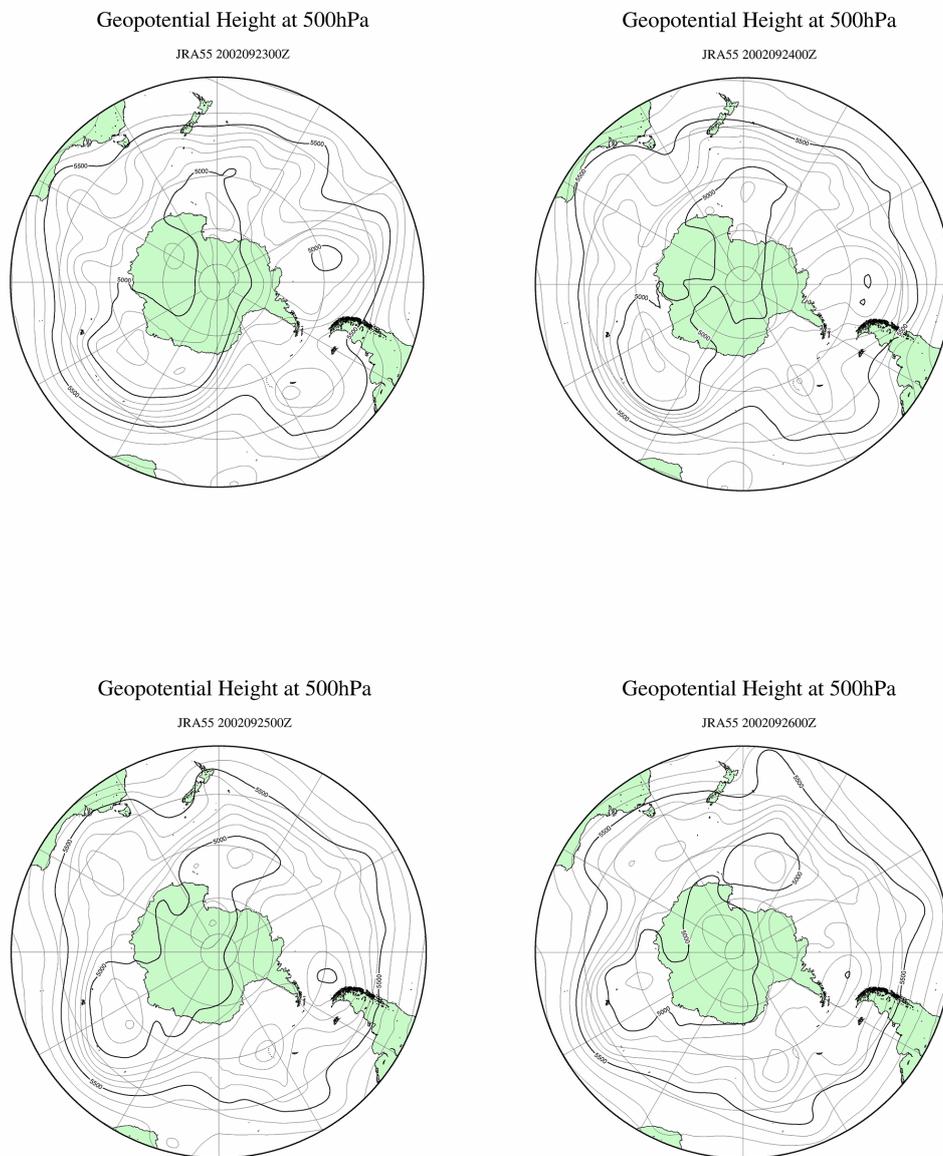


図 67 2002 年 9 月 23 日～26 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左
上) 2002 年 9 月 23 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 24 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 25 日
00Z (右下) 2002 年 9 月 26 日 00Z

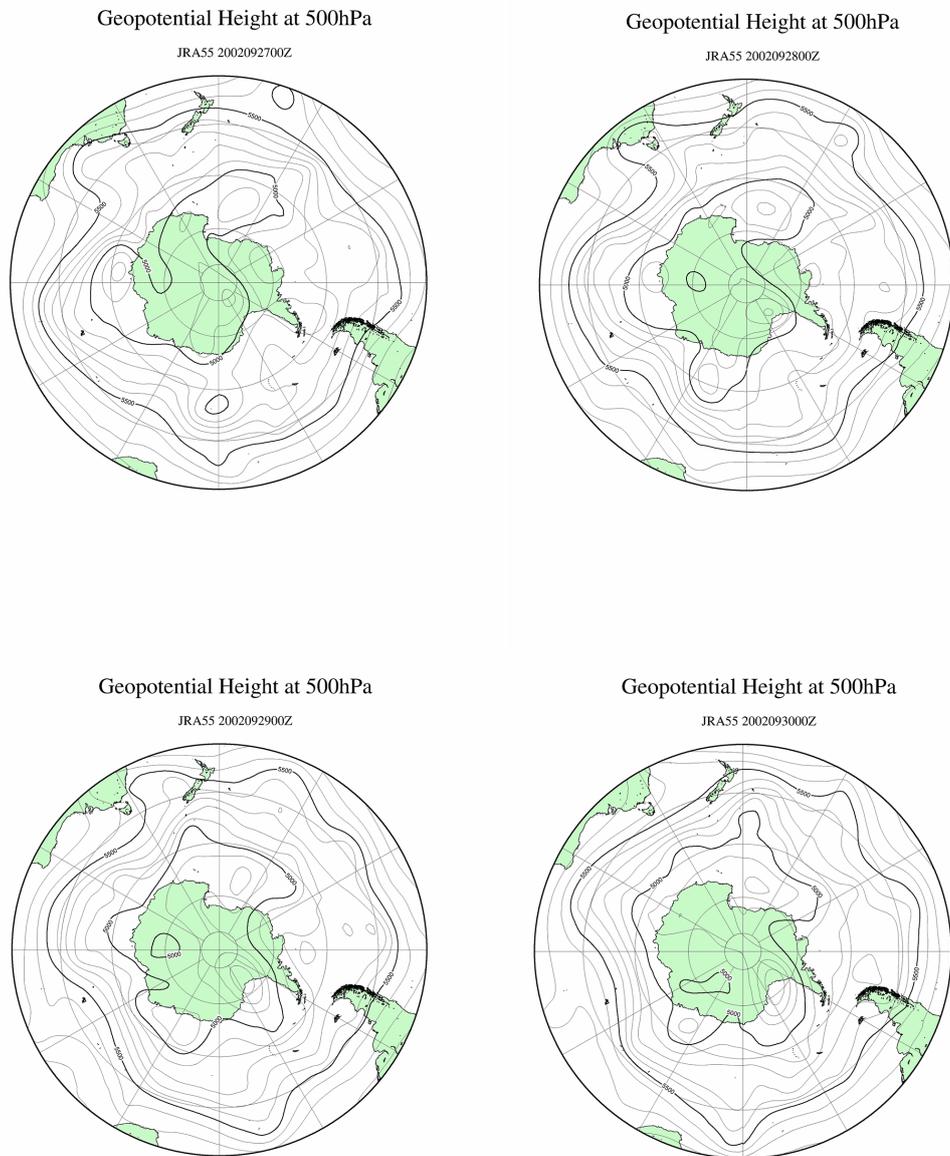


図 68 2002 年 9 月 27 日～30 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左上) 2002 年 9 月 27 日 00Z (右上) 2002 年 9 月 28 日 00Z (左下) 2002 年 9 月 29 日 00Z (右下) 2002 年 9 月 30 日 00Z

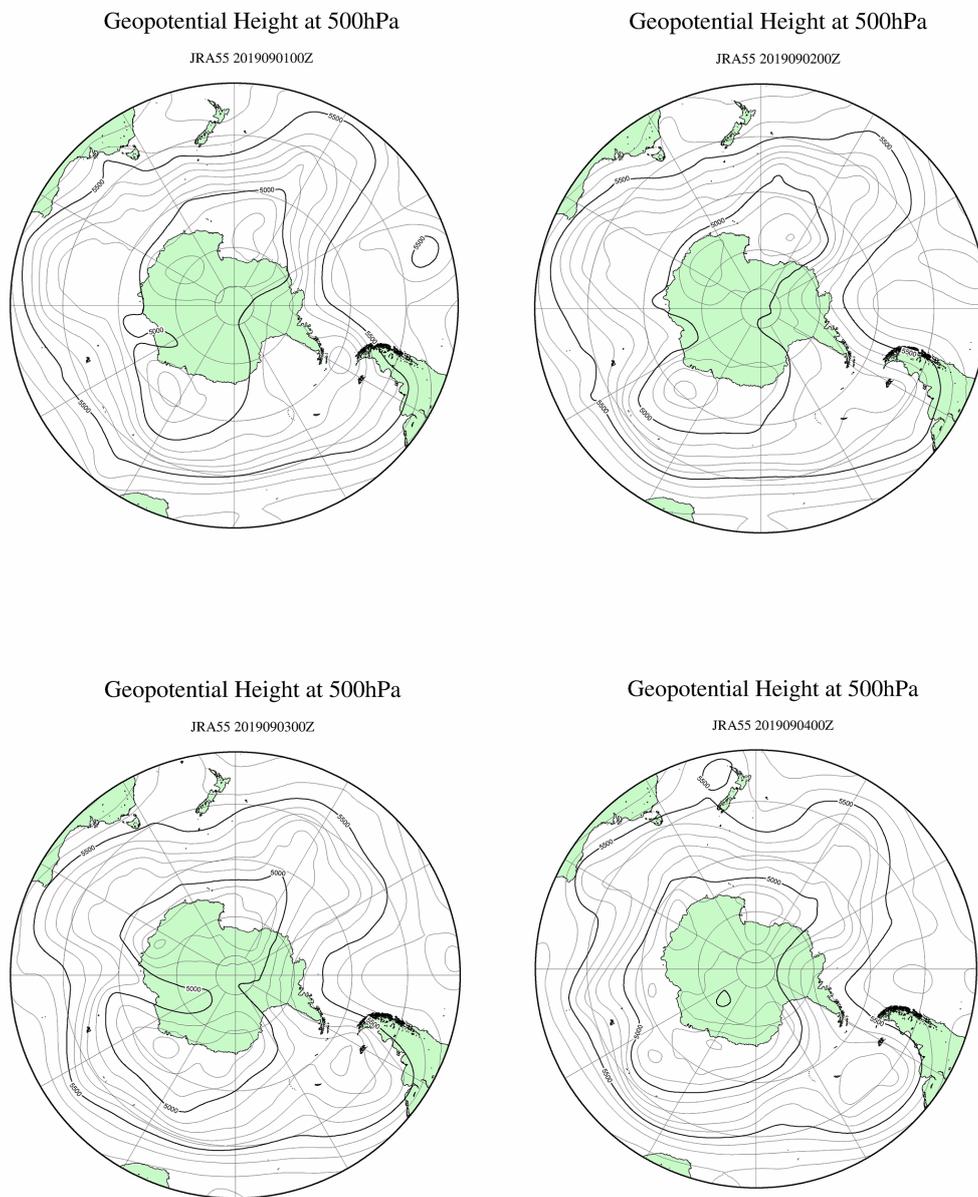


図 69 2019 年 9 月 1 日～4 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左上) 2019 年 9 月 1 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 2 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 3 日 00Z (右下) 2019 年 9 月 4 日 00Z

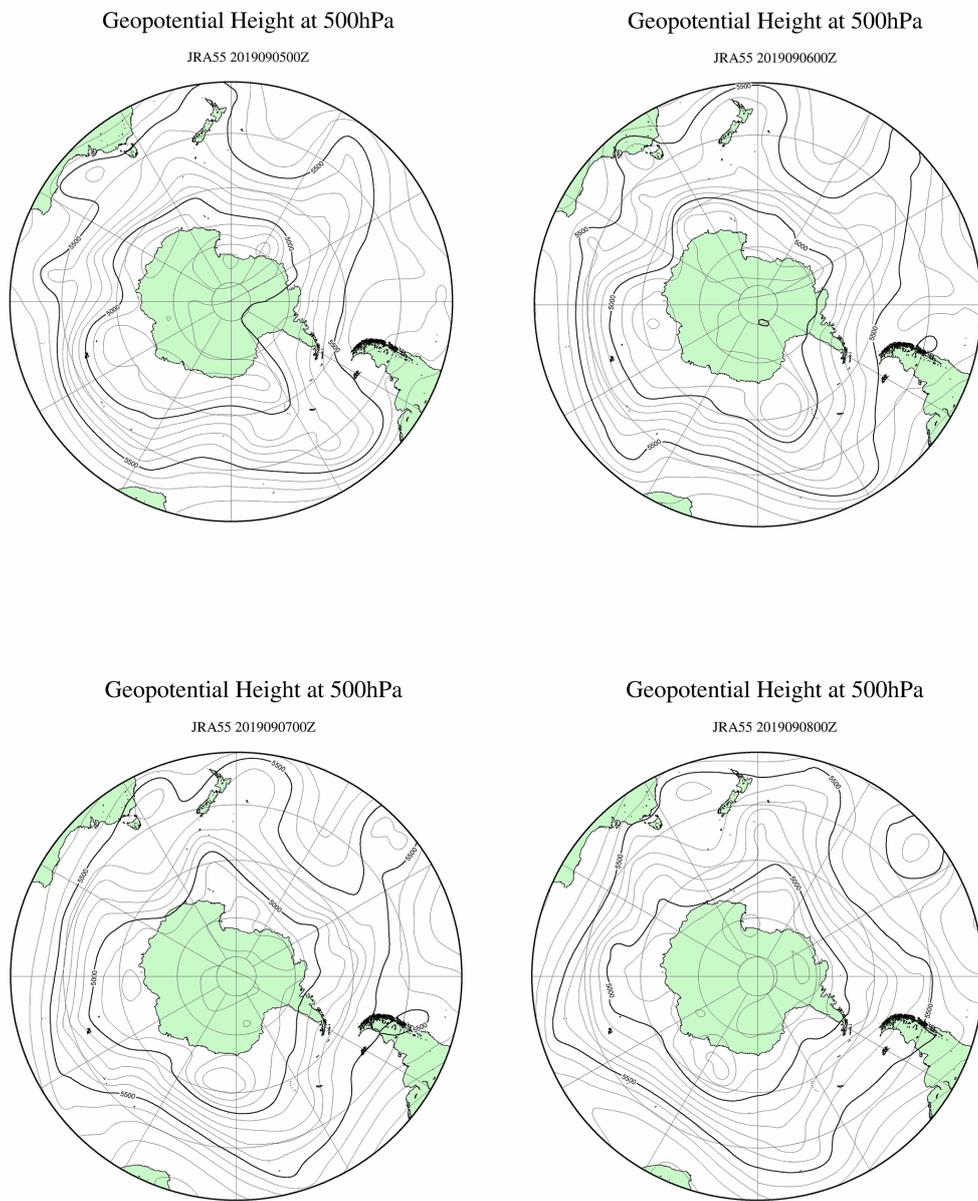


図 70 2019年9月5日～8日の南極上空500 hPa面のジオポテンシャル高度 (左上) 2019年9月5日00Z (右上) 2019年9月6日00Z (左下) 2019年9月7日00Z (右下) 2019年9月8日00Z

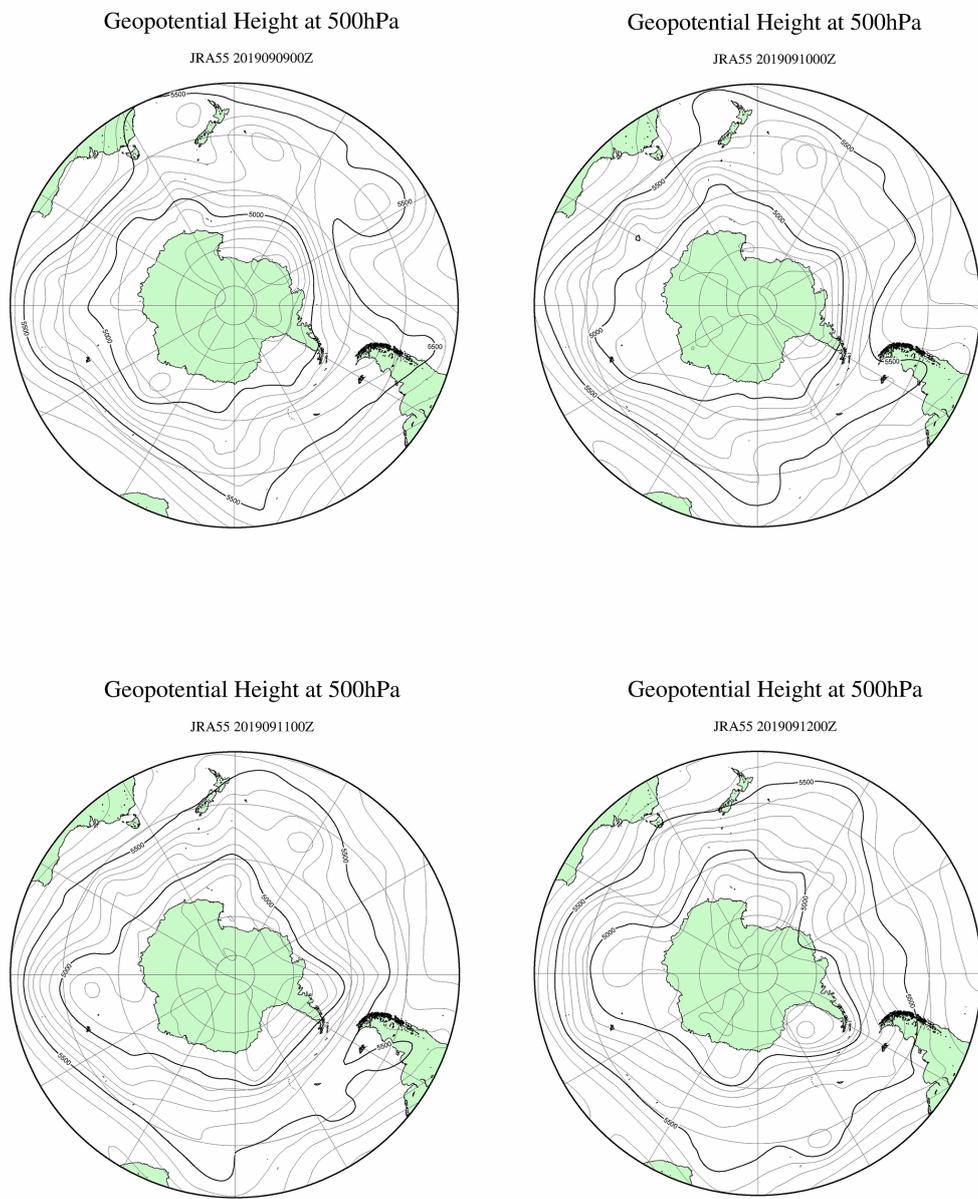


図 71 2019 年 9 月 9 日～12 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左
上) 2019 年 9 月 9 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 10 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 11 日
00Z (右下) 2019 年 9 月 12 日 00Z

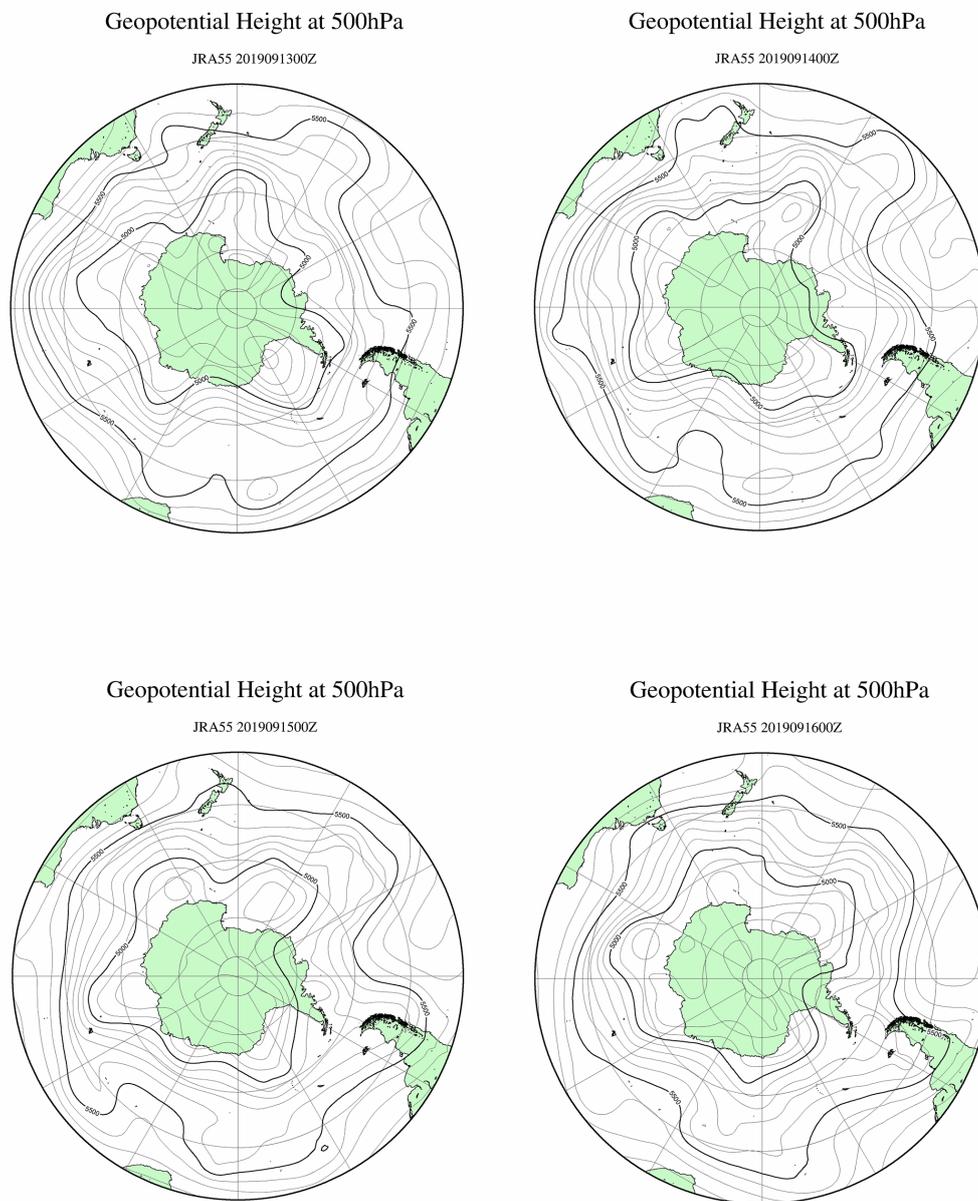


図 72 2019 年 9 月 13 日～16 日の南極上空 500 hPa 面のジオポテンシャル高度 (左
上) 2019 年 9 月 13 日 00Z (右上) 2019 年 9 月 14 日 00Z (左下) 2019 年 9 月 15 日
00Z (右下) 2019 年 9 月 16 日 00Z