

学位論文

夏季東アジア域に見られる
3極気候偏差の形成プロセスに関する研究

Formation processes of tripolar climate anomaly
over the East Asia in summer

平成20年6月博士(理学)申請

東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻

廣田 渚郎

要旨

夏季東アジア域には、フィリピン付近、中国・日本、東シベリア付近に正-負-正(又は負-正-負)の循環場偏差が南北に並ぶ3極構造で特徴付けられる変動パターンが頻繁に現れる。例えば、先行研究において、この様な3極偏差パターンは、エルニーニョ・南方振動(ENSO)やインド洋の海面水温(SST)と相関を持つ年々変動偏差、二酸化炭素濃度増加に対する気候応答など、様々な大気変動の外部要因と関係する偏差場として示されている。本研究では、この様な3極偏差パターンを、東アジア域における、6-8月平均の降水量や500hPa面高度場(Z500)の年々変動偏差に対する、特異値分解解析(SVD)や経験的直交関数解析(EOF)の第1モードとして抽出した。また、類似する3極構造を持つ偏差パターンは、全球における同様の解析でも、季節内変動に対する解析でも得られる。このパターンは全球的にも顕著な変動であり、季節内変動にも年々変動にも見られる主要な変動パターンであると言える。

3極偏差パターンが、様々な大気変動の外部要因(インド洋や太平洋のSST、二酸化炭素濃度など)と関係することや、EOF解析やSVD解析によって変動を説明する割合の大きいパターンとして抽出されることは、このパターンが大気変動の外部要因の具体的な形に関係なく、大気の内プロセスによって特徴付けられることを示唆する。本研究では、この様な内プロセスと関係して出現頻度の高いパターンを、力学模式的なパターンと呼ぶ。3極偏差パターンが力学模式的なパターンであることを示すため、湿潤プロセスを考慮した線形プリミティブモデルを作成し、その数値実験から、大気の内プロセスと関係して頻繁に現れる変動パターンの抽出を試みた。北半球一様に分布する強制に対する線形応答を計算し、それら多数の応答から頻繁に現れる応答パターンをSVD解析から抽出した(一様強制実験)。得られた出現頻度の高い応答パターンは、観測・再解析データの

解析結果と類似する3極構造を持つ。つまり、大気変動の外部強制が北半球に一樣に分布する様な仮想的な状況においても、大気の内プロセスと関係して、東アジア域に3極構造で特徴付けられる変動パターンが頻繁に現れると考えられる。

3極偏差パターンの位置、構造、発達に関わる大気の内プロセスを調べた。水蒸気量の多い、フィリピン付近や中国・日本付近においては、循環場偏差が水蒸気を収束させ降水量偏差を伴う。対応する凝結加熱は鉛直流と熱力学的にバランスし、その上昇流は気柱の伸縮(渦度方程式の伸縮項)を通して下層の循環場偏差を強化すると考えられる。気候場の構造と関係して働く、力学的なエネルギー変換は、フィリピン付近、東シベリア付近、日本上空において大きな値を示す。これらの湿潤プロセスと気候場から偏差場へのエネルギー変換は、それぞれの地域の偏差の振幅や発達に関わると考えられる。また、フィリピン付近下層では北向き、東シベリア上層からは南東向きの波の活動度フラックスが見られ、変動に伴うエネルギーがロスビー波として南北に伝播することを示す。3極偏差パターンは、これらの内プロセスによって、東アジア域において振幅が大きくなり、南北の広い地域に影響するため、SVD解析において第1モードとして抽出されるのだと考えられる。

線形モデルによる強制の地域的な切り分け実験を行うと、前述のプロセスは高緯度からの影響に関係するものと、低緯度からの影響に関係するものに分離して解釈することができた。フィリピン付近のみの強制に対する湿潤応答では、フィリピン付近下層からの北向きのWAF、フィリピン付近や日本上空のエネルギー変換が見られる。更に、日本の北に見られる高気圧偏差が現れ、この偏差には力学的な伸縮項の寄与が見られた。フィリピン付近に何らかの擾乱(偏差)が見られるとき、この様なプロセスを通して、正-負-正(又は負-正-負)の構造が現れて、日本の北へまで影響すると考えられる。一方、東シベリア付近のみの強制に対する応答では、東シベリア付近のエネルギー変換、東シベリア上空から南東向きのWAFが見られ、渦度応答は東シベリアから南東に負-正-負と並ぶ。

フィリピン付近からの影響と東シベリア付近からの影響はいずれも、東アジア域に南北に並ぶ3つ偏差を形成するが、フィリピン付近からの影響では偏差が南

東から北東に並ぶのに対し、東シベリア付近からの影響では北西から南東に並び、偏差の位置関係は若干異なる。3極構造を持つSVD1に対する寄与が大きい1984年の年々変動偏差は、その偏差の位置関係から、高緯度からの影響が顕著であり、1998年は低緯度からの影響が強い可能性が考えられる。低緯度と高緯度からの影響が同じ様な構造を持ち、1つのSVDモードに寄与することには、湿潤プロセスが重要な役割を果たしていると考えられる。実際、数値実験による、フィリピン付近の強制と東シベリア付近の強制に対する線形応答では、中国・日本下層の東西に長い渦度偏差は乾燥応答よりも湿潤応答でより明瞭に現れる。また、乾燥の一樣強制実験においては、頻繁に現れる応答パターンの偏差は北西から南東に並び、湿潤のものに比べて下層の渦度偏差が弱い。湿潤プロセスは、南北に並ぶ偏差の位置や強さに対して重要な役割を果たしていると考えられる。

本研究では、東アジア域に3極構造を持つ主要な気候変動パターンを、大気の内
部プロセスと関係して頻繁に現れる力学モード的なパターンとして解釈した。先
行研究で示された、ENSOやインド洋SSTの年々変動や二酸化炭素濃度の増加な
どと関係する3極構造を持つ偏差場は、大気変動の外部要因による3極パター
ンの励起として解釈できる。

Abstract

A tripolar climate anomaly pattern with the centers located around Philippines, China/Japan, and east Siberia frequently appears in summer climate variations over East Asia. For example, Wang et al. (2001) shows such a tripolar pattern as interannual variability that has statistically a significant correlation with ENSO. Using a climate model, Kimoto (2005) obtained climatic response to doubled CO₂, which is reminiscent of the tripolar pattern. In this study, such a tripolar pattern is extracted as a first mode of a singular value decomposition (SVD) and an empirical orthogonal function analysis for interannual variations of precipitation and 500hPa geopotential height (Z500) over East Asia. Similar tripolar patterns can also be obtained by an analysis over the globe and an analysis of interseasonal variations. Therefore the tripolar climate anomaly pattern is dominant interseasonal and interannual variations over the globe.

Previous studies show that the tripolar anomaly pattern is related to various kinds of external factors for atmospheric variations, such as SST and CO₂ concentration. In this study, the tripolar pattern is extracted as a dominant mode by EOF and SVD analysis. These results suggest that the tripolar anomaly pattern is a dynamical mode-like pattern, which appears frequently associated with internal processes of the atmospheric circulation. In order to verify this idea, a numerical experiment is carried out using a linear primitive equation model with moist process. Responses to 206 external forcing located uniformly over the Northern Hemisphere are calculated. Using these 206 responses, SVD analysis of precipitation and Z500 is performed to obtain a dominant response. The dominant response shows a tripolar pattern similar to that observed. Therefore, the tripolar pattern

over East Asia is a dominant pattern associated with internal processes, even if external factors of atmospheric variations were distributed uniformly.

Internal processes associated with the tripolar pattern are investigated. Precipitation anomalies are identified around Philippines and China/Japan, and a corresponding stretching term associated with condensation heating reinforces the circulation anomalies in the lower atmosphere. Wave activity flux, which shows propagation of Rossby wave, directs northward from the lower troposphere around Philippines and southeastward from the upper troposphere around east Siberia. A nonlinear term of vorticity is also observed around east Siberia, which is related to transient eddies with period shorter than 9.2 days and rossby waves with period of 9.2 days to 3 months. Energy conversion, which shows energy supply to anomalies from climate field (defined as the 1979–2005 average), are identified around east Siberia, Philippines, and the upper troposphere of Japan. This energy conversion is associated with wind and temperature of the climate field.

These processes mentioned above seem to be related to effects from tropics and high latitudes. In a linear response of the model to forcings around Philippines, the northward wave activity flux (WAF) from Philippines, the energy conversion around Philippines and Japan are identified. Furthermore, a stretching term, which is associated with temperature and vorticity advection, contributes to a high pressure anomaly over the Sea of Okhotsk. On the other hand, in a linear response to forcings around east Siberia, the southeastward WAF from east Siberia and corresponding negative-positive-negative anomalies are identified in the upper troposphere.

Both of these effects from Philippines and east Siberia form 3 south-north anomalies over East Asia and contribute to the tripolar pattern (SVD1). However, these anomalies oriented from southwest to northeast in the effect from Philippines, while northwest to southeast in the effect from east Siberia. The difference in location of these anomalies suggests that the anomalies of 1984 and 1998, which

have the two largest contribution to SVD1 in the 27 years, represent the effect of tropics and higher latitudes respectively.

Additional experiment is carried out without moist process. While the dominant response in the dry model has also a tripolar structure in East Asia, the vorticity response at 850hPa is weaker and shifts northward compared to the moist experiment. This result indicates the importance of moist process for the location and strength of anomalies in the lower troposphere.

In this study, the tripolar anomaly pattern is referred to as a dynamical mode-like pattern, which appears frequently associated with the internal processes of the atmosphere. The tripolar anomaly pattern of previous studies maybe considered as an enforcement of this pattern by external factors of atmospheric variability, such as SST and CO₂.

目次

第1章	はじめに	13
1.1	東アジアの夏季気候場	13
1.2	東アジアの夏季気候の変動(偏差場)に関する先行研究	17
1.3	形成プロセスに関する先行研究1: PJパターン	22
1.4	形成プロセスに関する先行研究2: 東シベリアの気圧偏差	25
1.5	本研究の目的	26
第2章	データ	31
第3章	パターンの抽出	33
3.1	夏季東アジア域における主要な年々変動パターンの抽出	33
3.2	パターンの領域依存性と季節依存性	42
3.3	季節内変動	45
3.4	まとめと議論	46
第4章	観測・再解析データの解析: 偏差パターンに関わる力学・湿潤プロセス	53
4.1	水収支解析: 湿潤プロセスの役割	54
4.2	熱収支解析	56
4.3	渦度収支解析: ロスピー波と非断熱加熱 Q' に伴う伸縮項の役割	58
4.4	非線形項 N に寄与する3ヶ月より短い周期の擾乱	66
4.5	エネルギー収支: 気候場から偏差場へのエネルギー変換	72
4.6	1980年、1984年、1998年の解析	76
4.7	まとめと議論	79

第 5 章	湿潤の線形プリミティブモデルの応答実験	89
5.1	コントロール実験	90
5.2	一様強制実験 1: 湿潤プロセスの働く力学系において出現頻度の高いパターン	91
5.3	一様強制実験 2: 乾燥の力学系において出現頻度の高いパターン	103
5.4	強制の地域的な切り分け実験	104
5.5	まとめと議論	110
第 6 章	全体のまとめと議論	115
付 録 A	記号一覧	125
付 録 B	季節平均偏差場に寄与する非線形項	127
付 録 C	湿潤の線形プリミティブモデル	129
C.1	方程式系	129
C.2	水平離散化	131
C.2.1	準備	131
C.2.2	水平微分の数値的な評価	131
C.3	鉛直離散化	132
C.3.1	準備	132
C.3.2	鉛直積分の評価	133
C.3.3	$\{U, V, T\}$ の鉛直移流	134
C.3.4	静力学の式	134
C.4	時間積分	134
C.5	湿潤プロセス	136
付 録 D	線形方程式系の特異モードとランダム強制実験の EOF 解析	139

第1章 はじめに

1.1 東アジアの夏季気候場

東アジアの夏季気候は大陸や海洋の影響を受け、この地域と季節に固有な特徴が見られ、その形成や変動のメカニズムは気候力学的に興味深い。また、東アジア域は世界の人口の1/4程度が集中する地域であり、この地域の気候変動を理解することは、水資源の利用や風水害への対策の観点からも重要である。まず最初に、1979–2005年の27年間で平均した、平均的な東アジア域の夏季気候(気候場と呼ぶ)の様子を説明する。

図1.1に示しているのは6、7、8月(June-July-August; JJA)平均気候場の、降水量、500hPa面高度場(Z500)の帯状平均からのずれ、水蒸気フラックスの鉛直積分($\int_{p_s}^0 uq \frac{dp}{g}$)、および地上2m水蒸気混合比の南北傾度である。水蒸気は大気下層に多いため、水蒸気フラックスはおおよそ下層の水平風と対応する。インド、中国、日本付近にモンスーンに関わる低気圧が存在し、太平洋下層に高気圧性の循環場が見られる。これらと対応してインドやインドシナ半島は西風が吹き(モンスーンジェット)、太平洋の低緯度では東風(貿易風)である。それらの東西風はフィリピン付近で合流し、中国・日本付近への南西風が見られる。この南西風が水蒸気を熱帯から中緯度へ輸送し、東アジア域では熱帯だけではなく中緯度にも大きな降水量が見られ、中国・日本付近には強い水蒸気の南北傾度が見られる。

図1.2に1000–300hPa平均の南北温度傾度、300hPaの渦位の南北傾度および水平風を示す。30°–40°N付近に、強い南北温度傾度が存在し、それと地衡風バランスしている亜熱帯ジェットが見られる。高緯度には、暖かいシベリアの大陸と冷たい北極海の間温度傾度と対応して、寒帯前線ジェットが見られる。この様なダブルジェット的な構造も夏季東アジアの気候場の重要な特徴である。これらのジェッ

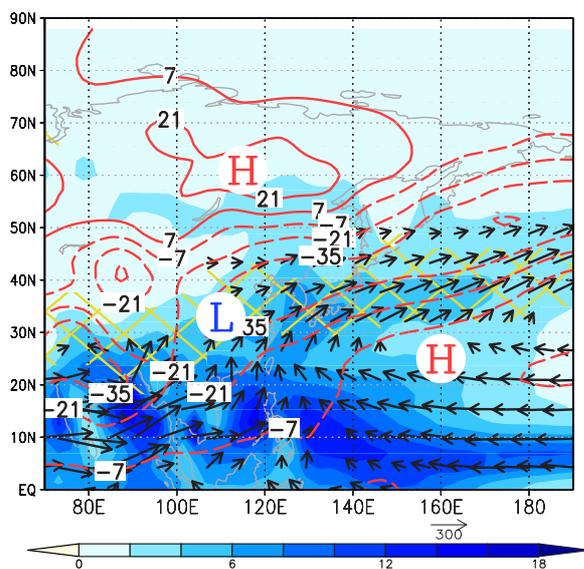


図 1.1: JJA 気候場。降水量 [mm/day](陰影)、Z500 の帯状平均からのずれ [m](赤線)、鉛直に積分した水蒸気フラックス [kg/(m · s)] (ベクトル)、地上 2m の水蒸気の南北傾度が $-4.5 \times 10^{-9} \text{ kg}/(\text{kg} \cdot \text{m})$ より強い地域 (網掛け)。

Fig. 1.1: JJA climatology. Precipitation [mm/day] (shade), Z500 deviations from zonal mean [m] (red line), vertically integrated moisture flux [kg/(m · s)] (vector), 2m specific humidity gradients stronger than $-4.5 \times 10^{-9} \text{ kg}/(\text{kg} \cdot \text{m})$ (net).

トが位置する地域には、強い渦位の南北傾度も見られる。

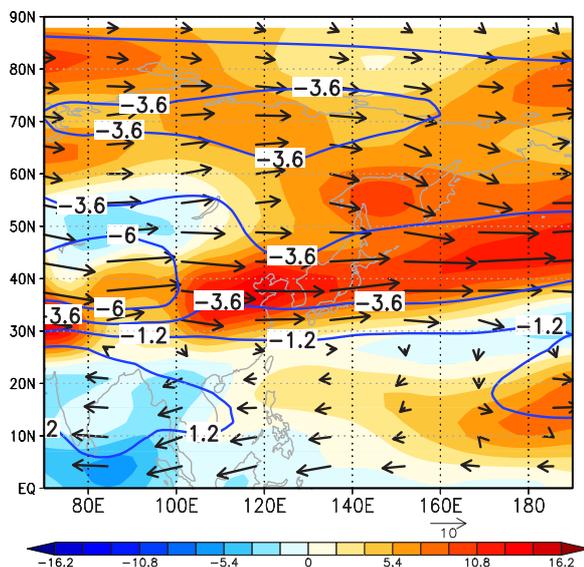


図 1.2: JJA 気候場。1000–300hPa 平均の南北温度傾度 [K/1000km](青線)、300hPa の渦位の南北傾度 [$10^{-11}/(\text{ms})$](陰影) と水平風 [m/s](ベクトル)。

Fig. 1.2: JJA climatology. 1000–300hPa average of meridional temperature gradients [K/1000km] (blue line), meridional gradients of potential vorticity [$10^{-11}/(\text{ms})$] (shade) and horizontal wind [m/s] (vector) at 300hPa.

熱帯からの水蒸気輸送、中緯度の豊富な降水量や水蒸気、上層のダブルジェット的な構造など、東アジア域における夏季気候場の基本的な特徴は6–8月を通して見られるものである。しかし、その位置や強さは、梅雨期である6月と盛夏期である8月では、若干の違いも見られる。6月と8月の気候場を図1.3と図1.4に示す。6月の気候場では、中国・日本付近へ南西から水蒸気が輸送され、中国から日本の東に伸びる降水帯が見られる。一方、8月では、太平洋の高気圧循環が6月に比べ北に位置し、日本付近へは南西よりも南からの水蒸気輸送が明瞭である。そして、日本付近の降水域は、6月に比べてより北へ広がり、水蒸気傾度の強い地域も北へずれる。また、大気上層、亜熱帯ジェットや寒帯前線ジェットにおける渦位の南北傾度は8月に比べて6月の方が強い。本研究では、主にJJA平均場の年々変動を議論するが、ここで述べた気候場の季節性と変動の季節性について、3.2節で簡単に述べる。

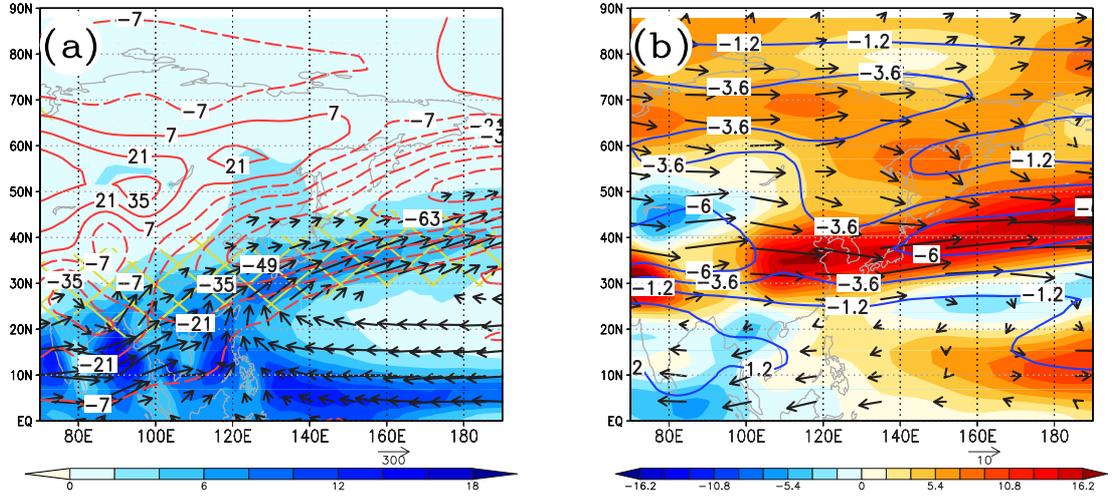


図 1.3: (a) 図 1.1 と (b) 図 1.2 と同じ、ただし 6 月。

Fig. 1.3: Same as (a) Fig. 1.1 and (b) Fig. 1.2, but June climatology.

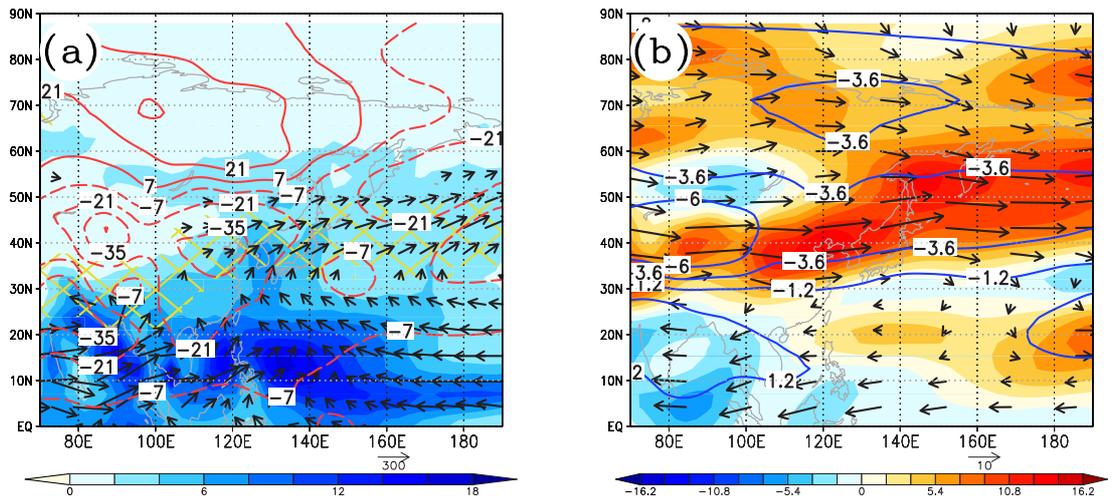


図 1.4: (a) 図 1.1 と (b) 図 1.2 と同じ、ただし 8 月。

Fig. 1.4: Same as (a) Fig. 1.1 and (b) Fig. 1.2, but August climatology.

1.2 東アジアの夏季気候の変動(偏差場)に関する先行研究

1.1 節で述べた東アジアの夏季気候は様々な要因によって変動する。Wang et al. (2001) は、太平洋の高気圧のフィリピン付近への張り出しの強弱が、エルニーニョ・南方振動 (El Nino Southern Oscillation; ENSO) に伴う年々変動と関係していることを示している。まず、西部北太平洋における夏季モンスーンの変動の指標として、850hPa 東西風のフィリピン付近の南 (100°E – 130°E , 5°S – 15°N) と北 (110°E – 140°E , 20°S – 30°N) の差を考える (the western North Pacific summer monsoon index; WNPMSI; Wang and Fan, 1999)。この指標の大小はフィリピン付近の循環場偏差が高気圧性であるか低気圧性であるかを示し、太平洋高気圧のフィリピン付近への張り出しの強弱と対応する。1948–1997 年の間で、6–8 月平均したこの指標と、その前年の 12 月から 2 月の (170°W – 120°W , 5°S – 5°N) の海面水温 (Nino 3.4) の相関係数は -0.45 であり、フィリピン付近の循環場偏差と ENSO の統計的に有意な年々変動の関係性があることが示されている。更に、この研究は、フィリピン付近の循環場がどのような空間構造を持って変動しているかを調べている。指標が大きくフィリピン付近が低気圧性偏差である年の合成図と、インデックスが小さく高気圧性偏差である年の合成図の差を図 1.5 に示す。フィリピン付近が平年に比べて低 (高) 気圧性偏差であるとき、日本は高 (低) 気圧性偏差で、オホーツク海高気圧が弱 (強) い、という水平的な関係性が見られる。この研究では、このような東アジア域の 3 つの偏差を、西部北太平洋の対流活動と関係するロスビー波として解釈されている。しかし、このロスビー波の構造や励起のメカニズムについては明確にされておらず、数値計算を用いた研究などから、より詳しく調査する必要があると述べている。なお、本研究では、図 1.5 の様な気候場からの変動を表す場を偏差場と呼ぶ。

フィリピン (100°E – 170°E , 5°S – 25°N 付近)、中国・日本 (100°E – 170°E , 25°S – 45°N 付近)、東シベリア (110°E – 170°E , 45°S – 80°N 付近) に正-負-正 (負-正-負) の 3 極構造を持つ偏差パターンは、東アジアの夏季気候の変動を調べた様々な先行研究で議論されている。以下に、その様な研究例を、前述の Wang et al. (2001) の

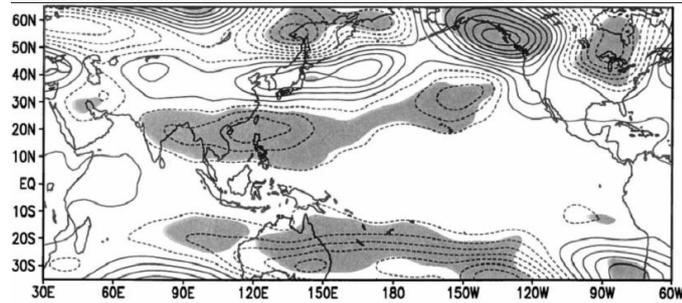


図 1.5: フィリピン付近における夏季の循環場偏差が高気圧性である年の Z500 の合成図と低気圧性である年の合成図の差 (1948–1997 年)。等値線間隔は 4[m]。陰影は 95% 以上の統計的な有意水準。Wang et al. (2001) から引用。

Fig. 1.5: A composite difference of JJA Z500 [m] between years of cyclonic and anticyclonic circulation around Philippines (1948–1997). Contour intervals are 4 [m]. Shades show a significance level of 95%. Adopted from Wang et al. (2001).

他に 5 つ紹介する。

遠藤 (2005) はインド洋 (50 °–120 °E, 20 °S–20 °N) の海面水温 (SST) の年々変動と日本の気候の関係を示している。インド洋における 1958–2002 年 3–5 月の SST の年々変動時系列と 6–8 月の 850hPa 流線関数の回帰係数を図 1.6 に示す。東アジア域に 3 極構造を持つ偏差パターンが見られ、このパターンの変動と日本付近の気温、降水量、日照時間との相関係数がそれぞれ -0.43、0.55、-0.63 であることを示している。

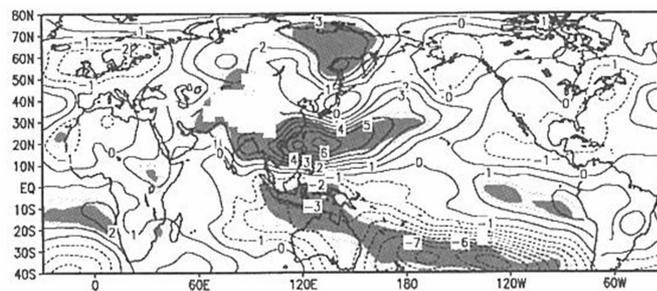


図 1.6: 1958–2002 年の 3–5 月で平均したインド洋 (50 °–120 °E, 20 °S–20 °N) 海面水温の年々変動とその後の JJA 平均 850hPa 流線関数の回帰係数。陰影は 95% 以上の統計的な有意水準。遠藤 (2005) から引用。

Fig. 1.6: A regression map of 1958–2002 JJA stream function at 850hPa with respect to March–April–May SST over the Indian ocean (50 °–120 °E, 20 °S–20 °N). Shades show a significance level of 95%. Adopted from Endo (2005).

田上・新野 (2005) は 1958–2002 年の梅雨前線が明瞭な年と不明瞭な年の違いを議論し、図 1.7 に示される様な 3 極構造を持つ Z850 の偏差場を抽出している。ただし、前述の ENSO やインド洋 SST と関係する偏差場 (図 1.5、図 1.6) と比べると、フィリピン付近の偏差が小さいという若干の違いも見られる。更に、この研究は、梅雨前線の明瞭・不明瞭に対する、亜熱帯ジェット上のロスビー波、シベリア上空のロスビー波、太平洋域の高気圧循環の重要性を指摘している。

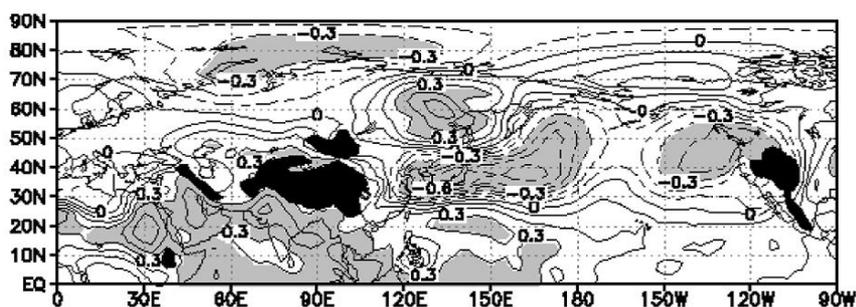


図 1.7: 梅雨前線の明瞭・不明瞭を表すインデックスと 1958–2002 年 6/11–7/20 平均の Z850 の相関係数。陰影は 95% 以上の統計的な有意水準。田上・新野 (2005) から引用。

Fig. 1.7: A correlation map of 1958–2002 6/11–7/20 Z500 with respect to an index which shows the Baiu front is distinct or obscure. Shades show a significance level of 95%. Adopted from Tagami and Niino (2005).

Arai and Kimoto (2007) が抽出した、Z500 の年々変動に対する経験的直交関数 (empirical orthogonal function; EOF) の第 1 モード (EOF1; 寄与率は 0.35) を図 1.8 に示した。EOF の解析期間は 1979–1998 年の JJA で、解析領域は日本や東シベリア付近を含む (80 °–160 °E, 20 °–70 °N) である。EOF の解析領域が 20 °N 以北であるので、熱帯の偏差は確認しづらいが、その EOF1 は東シベリア付近、日本付近、日本の南に正-負-正の偏差を持つ。更に、EOF1 に回帰した降水量偏差と対応する凝結加熱を強制として、線形モデルの乾燥応答を計算している。その結果として、低・中緯度の Z500 偏差が再現されることから、これらの偏差を対流活動に伴う凝結加熱が偏差の形成に重要であると述べている。また、高緯度の偏差の形成については、非線形プロセスの重要性を指摘している。東シベリア付近に高気圧偏差が存在する時、その地域では、より頻繁に準定常ロスビー波 (周期は 10–30

日程度)の碎波が見られ、東シベリア付近で非線形渦位フラックスの発散が高気圧偏差を強化する、と考えられている。

Kimoto (2005) は、気候モデルによる二酸化炭素倍増実験と現在気候再現実験(コントロール実験)の差から、二酸化炭素濃度の増加に対する JJA 気候の応答パターン計算した。その応答パターンを図 1.9 に示した。フィリピン付近と日本付近に、それぞれ負と正の降水量偏差が見られ、東シベリア付近に高気圧偏差が見られる。また、このパターンに対してフィリピン付近の対流活動やシベリア付近の地面温度が重要である可能性を指摘している。

Hirota et al.(2005) は 1979–2005 年の解析から、図 1.10 に示される様な、6 月降水量の線形トレンドを示している。フィリピン付近、梅雨前線帯、日本の北に負-正-負の偏差が見られる。更にこの研究は、3 極構造を持つ偏差パターンを、再解析データから見積もった全球全高度の非断熱加熱と非線形強制に対する、線形モデルの乾燥応答として再現した。また、モデルの線形性を利用して、その強制的切り分け実験を行い、東シベリア付近の偏差に対して高緯度の非線形強制が重要であり、フィリピン付近や中国・日本の偏差に対しては非断熱加熱の重要であることを述べている。

以上の 6 つの先行研究で示された図 1.5–1.10 の偏差場は、SST と関係する変動パターンや二酸化炭素濃度の増加に対する気候応答など、異なる定義の偏差場であるが、これらは共通して、フィリピン、中国・日本、東シベリアに正-負-正(負-正-負)の 3 極構造を持つ。気候変動は SST などの大気に対する外部要因と大気の内プロセスによって決まると考えた時、異なる外部要因に対して同じ様な水平構造が出現するという結果は、この 3 極構造の形成に対して大気の内プロセスが重要であることを示唆する。本研究では、大気の内プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高いパターンを力学模式的なパターンと呼び、3 極偏差パターンが力学模式的なパターンである可能性を調べる。

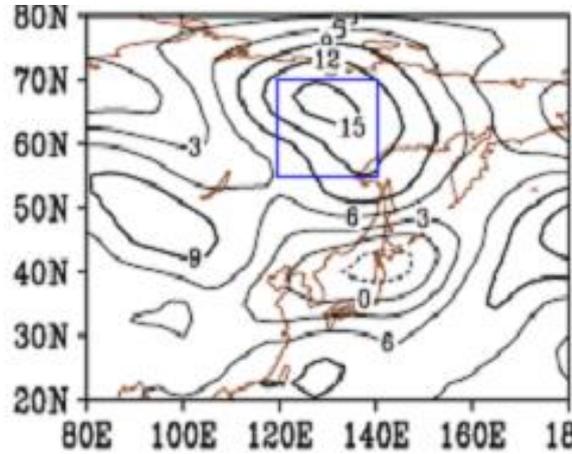


図 1.8: (80 °–160 °E, 20 °–70 °N) における 1979–1998 年の JJA 平均 Z500[m] の EOF1(寄与率は0.35)。Arai and Kimoto (2007) から引用。

Fig. 1.8: A regressed patterns of EOF1 with Z500[m]. EOF analysis is performed over (80 °–160 °E, 20 °–70 °N) using 1979–1998 JJA Z500 [m]. Adopted from Arai and Kimoto (2007).

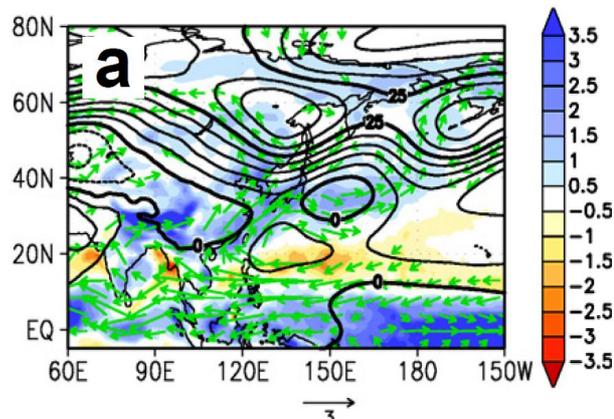


図 1.9: 気候モデルによる二酸化炭素倍増実験と現在気候再現 (コントロール) 実験の差。JJA 平均の降水量 [mm/day](陰影) と Z500[m](等値線) と 850hPa の水平風 [m/s](ベクトル)。Kimoto (2005) から引用。

Fig. 1.9: A difference between present-day climate simulations and simulations with doubled CO₂. JJA precipitation [mm/day] (shade), Z500 [m] (contour), and horizontal wind at 850hPa [m/s] (vector). Adopted from Kimoto (2005).

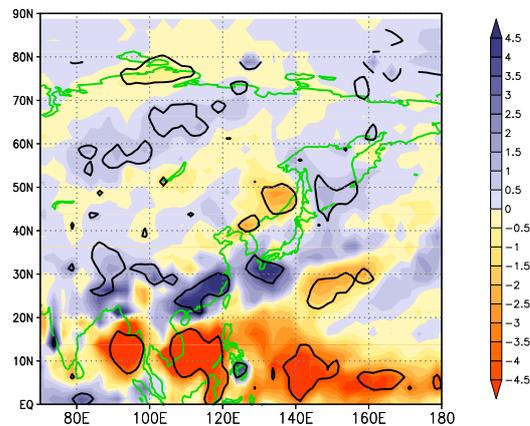


図 1.10: 1979–2003 年 6 月降水量の線形トレンド [mm/day(/25yr)]。黒線は 95% の統計的な有意水準。Hirota et al. (2005) から引用。

Fig. 1.10: A linear climate trend of June precipitation [mm/day(/25yr)] during 1979–2005. Black lines show a significance level of 95%. Adopted from Hirota et al. (2005).

1.3 形成プロセスに関する先行研究 1: PJ パターン

前節で述べた 3 極構造のうち、フィリピン付近と日本付近の逆符号の偏差は Nitta (1987; 図 1.11) で定義された Pacific-Japan (PJ) パターンと類似している。PJ パターンは、フィリピン付近の対流が (不) 活発な時、日本付近が高 (低) 気圧性の循環場偏差が現れ、更に日本から北東へと偏差が並ぶ波列パターンとして知られている。

Tsuyuki and Kurihara (1989) は、このパターンを熱帯の対流活動によって励起された順圧ロスビー波として解釈した。その裏付けとして、8 月の 300hPa 面気候場を基本場として線形化した順圧モデルの計算結果を示している。フィリピン付近に低気圧循環偏差を初期擾乱として与えて時間積分をすると、その偏差が北東へ伝播し、図 1.12 に見られる様な日本南西部から北東への波列パターンが形成される。

Kosaka (2006) や Kosaka and Nakamura (2006) は、長期の高分解能 (1979–2003 年の JJA; 水平 1.25°) のデータセットを用いて、特にフィリピン付近と日本付近の関係について詳しい解析を行った。これらの研究では、PJ パターンをフィリピン付近 (125E, 15N 付近) における 6–8 月の各月の対流活動が平均的な年に比べて

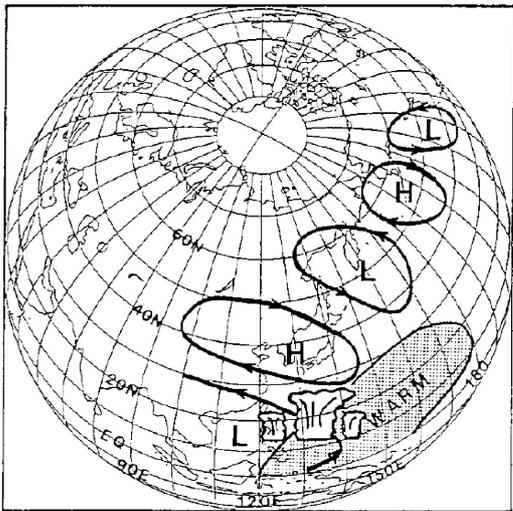


図 1.11: PJ パターンの模式図。フィリピン付近の対流活動と気圧偏差の関係。Nitta (1987) から引用。
 Fig. 1.11: A schematic diagram of the PJ pattern showing relationship between convective activities around Philippines and anomalous atmospheric circulation. Adopted from Nitta (1987).

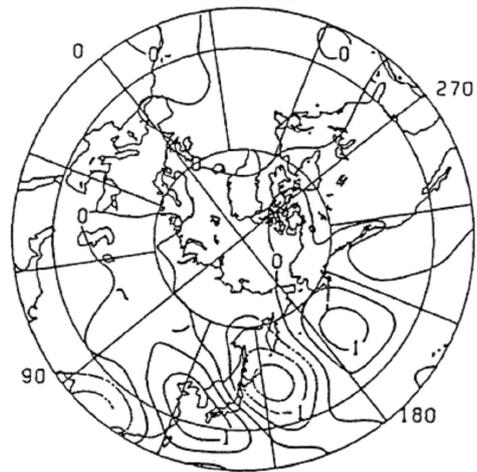


図 1.12: 300hPa 面 8 月気候値を基本場として線形化した順圧モデルで、(130E, 20N) の初期擾乱を 4 日積分したときの流線関数。Tsuyuki and Kurihara (1989) から引用。
 Fig. 1.12: Stream-function after an initial negative disturbance at (130E, 20N) is integrated 4 days using a linear baroclinic model. August climatology is prescribed as a basic field in this model. Adopted from Tsuyuki and Kurihara (1989).

強い月と弱い月の合成図の差として定義した。このPJパターンには時間スケールが1ヶ月程度の季節内変動と年々変動の成分が含まれる。解析の結果から、フィリピン付近から日本への遠隔伝播には、気候場が東風であるフィリピン付近上層ではなく、南西風(図1.1のベクトル参照)である下層における北東向きのロスビー波が重要であると述べている。上層では、日本から南東向きのロスビー波の伝播が見られる。更にこれらの研究は、PJパターンの偏差が気候場の構造と関係して内部力学的に気候場からエネルギーを受け取りやすいことを示し、その力学モード的な性質の重要性を強調している。例えば、モンスーンジェットの西風と太平洋からの東風が合流するフィリピン付近では、気候場東西風の強い東西傾度($|\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}|$ が大きい)と関係して、擾乱が気候場からエネルギーを受け取りやすい(傾圧エネルギー変換; Simmons et al. 1983)。また、アジアジェットの出口であり、傾圧性の強い日本上空では傾圧的にエネルギーを受け取りやすい(傾圧エネルギー変換)。これらの二つの力学的なエネルギー変換項の和をフィリピンや日本付近を含む領域(100°–150°E, 5°–60°N, 地表面–100hPa)で積分すると、その大きさは北半球(0°–360°E, 5°–85°N, 地表面–100hPa)のPJパターンに伴う全エネルギー(運動エネルギーとポテンシャルエネルギーの和)を25.41日で供給する程度の大きさがある。更に、この研究では、乾燥の準地衡2層モデルによる数値実験から、下層におけるロスビー波やエネルギー変換などの力学プロセスの重要性を裏付けている。

これまでのPJパターンの研究は力学プロセスに注目するものが多く、湿潤プロセスについてはあまり調べられていない。しかし、1.1節で述べた通り、東アジア域では熱帯から中緯度に大きな降水量が見られ、水蒸気量も多い。このような気候場では、水蒸気の収束又は発散を通して、循環場偏差に降水量偏差が伴いやすい。実際、PJパターンはフィリピンや日本付近に統計的に有意な降水量偏差を伴う(Kosaka and Nakamura, 2006)。また、Kosaka and Nakamura (2008)は図1.13に示した非断熱加熱に伴う偏差のポテンシャルエネルギーの生成量を計算している。その生成項の(100°–150°E, 5°–60°N, 地表面–100hPa)における積分値は、北半球(0°–360°E, 5°–85°N, 地表面–100hPa)のPJパターンに伴う全エネルギー

ギーを 40.70 日で供給する程度の大きさがあり、PJ パターンの形成に寄与する可能性を指摘している。湿潤プロセスの定量的な寄与や、力学プロセスとの関係は興味深い問題であり、本研究で詳しく扱う。

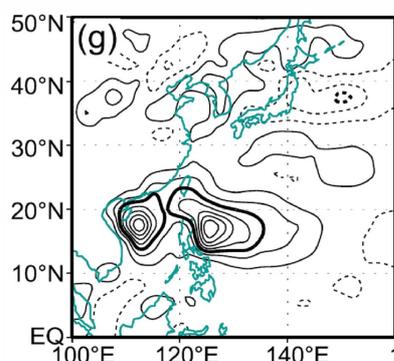


図 1.13: 400hPa における、PJ パターンに伴う非断熱加熱による偏差のエネルギー生成。等値線は $\pm 0.05, \pm 0.15, \dots$ [W/s]。Kosaka and Nakamura (2008) から引用。
Fig. 1.13: Anomalous energy production by diabatic heating associated with PJ pattern at 400 hPa. Countour levels are $\pm 0.05, \pm 0.15, \dots$ [W/s]. Adopted from Kosaka and Nakamura (2008).

1.4 形成プロセスに関する先行研究 2: 東シベリアの気圧偏差

東シベリアの気圧偏差は、オホーツク海高気圧とそれに伴う日本への北東風（やませ）と関係して、日本の夏季気候に非常に重要であることはよく知られている（Ninomiya and Mizuno, 1985a, b など）。この偏差の形成には、寒帯前線ジェット上を伝播するロスビー波が重要であると考えられている（Nakamura and Fukamachi, 2004 など）。

Tachibana et al. (2004) は、1958–1998 年の 7 月のオホーツク海高気圧の年々変動が東シベリア付近の (140°E – 150°E , 60°N – 65°N) と (150°E – 160°E , 40°N – 45°N) の 1000–500hPa における温度差と統計的な関係性があることを示し、その温度差を指標として、その大小で Z500 の年々変動偏差の合成図を作成した。その合成図を示して図 1.14 では、寒帯前線ジェット上の波列や東シベリアの偏差と共に熱帯

にも統計的に有意な偏差が現れている。また、図 1.2 に示した様に、東シベリア上層の気候場は北西風であることから、東シベリア付近から南東に並ぶ偏差は、渦位傾度を復元力とするロスビー波がとして解釈できると考えられる。図 1.14 の東アジア域の偏差は、本研究で議論する 3 極偏差パターンの構造との類似性があり、東シベリアからの南東向きのロスビー波が 3 極偏差パターンの形成に関わっている可能性が考えられる。



図 1.14: 7 月オホーツク海付近の温度傾度で定義した Z500 のコンポジット [m]。陰影は統計的な有意性を示す。Tachibana et al. (2004) から引用。
Fig. 1.14: A composite map of Z500 [m] with respect to July meridional temperature gradients over the Sea of Okhotsk. Shades show a significance level of 95%.

東シベリアの気圧偏差についても、その力学モード的な性質が注目されている。Sato and Takahashi (2007) は 1979–2004 年 7/21–8/10 の解析を行い、寒帯前線ジェットの向きなどと関係する水平風の傾度が強い地域で順圧エネルギー変換が見られることを示している。更に、この研究は、線形順圧モデルを用いて、ランダムな強制 (擾乱) に対し最も頻繁に現れる応答パターンを計算し、東シベリアの偏差がこの順圧力学系において出現しやすいことを示した。

1.5 本研究の目的

本研究の目的は夏季東アジア域において頻繁に見られる、フィリピン、中国・日本、東シベリアに 3 極構造を持つ偏差パターンの形成プロセスを調べることであ

る。本研究では、大気の内プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高いパターンを力学モード的なパターンと呼び、この3極偏差パターンの力学モード的な性質に特に着目する。

1.2節で述べた様に、3極構造を持つ偏差場は、ENSO やインド洋 SST と関係する変動パターン、二酸化炭素濃度の増加に対する気候応答など、様々な先行研究において現れている。これらの研究の多くは、それぞれの異なる定義の偏差場を別々に議論しているため、なぜ共通した3極構造が現れるのかということについてはほとんど議論されていない。気候変動は SST などの大気に対する外部要因と大気の内プロセスによって決まると考えた時、外部要因の具体的な形によらず、類似な水平構造が現れるという事実は、この3極構造の形成に対して、これらの偏差場に共通して働く大気の内プロセスが重要であることを示唆する。本研究では、東アジア域 (70°E – 170°W , 0° – 90°N)、北半球全域、全球における EOF 解析や特異値分解解析 (singular value decomposition; SVD) など、様々な方法から3極偏差パターンを抽出し、そのパターンの季節性や時間スケールを議論し、このパターンがどの程度普遍的な変動パターンであると言えるのか考察する。

次に、この3極偏差パターンに関わる大気の内プロセスを観測データや再解析データの解析から調べる。3極偏差パターンの構造は、低・中緯度で PJ パターンと類似しており、東シベリアにも大きな偏差を持つ。よって、PJ パターンや東シベリアの偏差に対しての先行研究で明らかにされてきた、気候場から偏差場へのエネルギー変換やロスビー波などの力学プロセスも似たように働くことが期待できる。この時、3極偏差パターンとして議論することにより、PJ パターンと東シベリアの偏差の研究において、それぞれ独立に議論されてきたプロセスの相互の関係性や相対的な重要性についても考察する。特に、PJ 的な熱帯からの影響と東シベリアの高気圧偏差の関係は先行研究ではほとんど議論されていない。Nitta (1987) や Tsuyuki and Kurihara (1989) などは、PJ パターンにおける日本から北への影響は順圧ロスビー波として解釈をしているが、3極偏差パターンは、このような順圧ロスビー波だけでは十分な説明は出来ないと考えられる。なぜなら、3極偏差パターンでは、東シベリアの偏差は日本の偏差よりも若干西側 (又は同じ経

度)に位置する。このため、日本から東シベリアの影響を、気候場水平風による渦度偏差の水平移流と実効ベータ(偏差場水平風による気候場の絶対渦度の移流)のバランスである順圧ロスビー波として解釈しにくい。また、1.4節で述べた様に、Tachibana et al. (2004)は、寒帯前線ジェット上のZ500の波列パターンが見られる時、熱帯付近にもZ500の偏差が現れることを示している。図1.2に見られる、東シベリアからの気候場北西風からも、東シベリアから南東へのロスビー波の伝播が予想できる。この南東向きのロスビー波の役割についても調べる。

本研究では、前述の力学プロセスに加え湿潤プロセスの役割にも注目する。循環場偏差が水蒸気を収束させ、降水をもたらす時、その降水に伴う凝結加熱は循環場を変化させる。このようなフィードバックは、水蒸気量の多い東アジア域の低・中緯度で、定量的にどの程度の役割を果たし、力学プロセスとどのように関わるのかを考察する。

更に、湿潤プロセスを考慮した線形プリミティブモデルを用いた数値実験を行い、実際に3極構造を持つ偏差パターンが、前述の様な大気の内外部プロセスによって特徴付けられる力学モード的なパターンであることを示す。北半球に一樣に分布する強制に対する多数の湿潤応答を求め、湿潤プロセスの働く力学系における最も頻繁に現れる応答パターンを抽出する。得られた応答パターンの水平構造とそこに働くエネルギー変換などのプロセスが、観測で見られる3極偏差パターンのものと比べ、どの程度類似しているのかを議論する。

また、様々な数値実験から、3極偏差パターンに関わると考えられる内部プロセスの切り分けを試みる。フィリピン付近のみと東シベリアのみの強制を与えた、強制の地域的な切り分け実験から、PJパターンの熱帯からの影響や、東シベリアから南東へのロスビー波の様な高緯度からの影響を取り出して調べる。それらのプロセスが3極偏差パターンとどのように関係するのかを考察する。湿潤プロセスの役割は、湿潤プロセスを働かせない乾燥の実験との比較から、調べることが出来る。

本論文の構成は以下の通りである。第2章では、利用したデータの概要について述べる。第3章では、3極偏差パターンを抽出する。第4章では、観測及び再解

析データを用いた、水収支、熱収支、渦度収支、エネルギー収支解析から、偏差パターンに働く力学・湿潤プロセスの役割を考察する。第5章では、線形モデルを用いた数値実験から、パターンの力学モード的な性質とそこに働く力学・湿潤プロセスの役割を示す。第6章では全体のまとめについて述べる。

第2章 データ

本研究が対象とする解析期間は1979–2005年の27年間とする。用いたデータは表2.1の通りである。

データ	期間	地域と分解能
JRAの再解析	1979-2005	全球、水平 T106(~110km)、鉛直 40 層 6 時間間隔 東西風、南北風、気温、水蒸気混合比、地表気圧、地表温度、蒸発量
CMAPの降水量	1979-2005	全球、水平 2.5 °、5 日平均
ERA40の再解析	1979-2001	全球、水平 2.5 °、鉛直 23 層、6 時間間隔
HadISSTの海面水温	1979-2005	全球、水平 1 °、月平均
CRU-UEAの海面気圧	1979-2005	北半球の 15–90 °N、水平 5 °、月平均
気象庁の降水量	1979-2003	日本、155 地点、日平均

表 2.1: 利用したデータ。

Table 2.1: Data descriptions.

降水量は、衛星観測と地上観測に基づく CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin 1995) を主に利用する。東西風、南北風、気温、水蒸気混合比、地表気圧、地表温度、蒸発量は JRA25 の再解析データ (Onogi et al. 2007; http://jra.kishou.go.jp/index_en.html) のものを用いる。用いる再解析データの水平分解能は T106(球面調和関数展開の三角形切断で最大波数は 106; おおよそ 110km の格子間隔に相当) で、鉛直分解能は σ -p ハイブリッド座標系 (σ 座標系と気圧座標系の組み合わせ) の 40 層である。水平方向にも鉛直方向にも空間内奏されていない、モデル面のデータが公開されているので、それを用いる。解析と第 5 章の本研究のモデル計算の整合性をとるため、ジオポテンシャル高度場など、本研究で用いるモデルにおいて、従属変数として扱っている物理量は、本研究のモデルの計算法 (付録 C の (C.32)、(C.33) 式など) に従って評価する。

なお、ERA40の再解析データ (Uppala et al. 2005) や、HadISST(UK Meteorological Office, Hadley Centre) の海面水温データ、Climatic Research Unit of the University of East Anglia (CRU-UEA) の海面気圧データ (Jones 1987)、気象庁の降水量データの観測データを用いた場合にも、3章と4章で得られるような循環場やSSTなどの偏差場が得られる。ただし、5章の数値実験においては、ERA40の再解析データから作成した基本場を用いた場合、山岳地域において非現実的な応答が計算される場合があった。これは用いたERA40のデータが気圧座標系23層のデータであり、例えば地面気圧が500hPaの山岳地域において、500–100hPaの間に7層しかなく (σ -p ハイブリッド座標系のJRA25では27層)、計算誤差が大きくなってしまった可能性が考えられる。

本研究における、気候場と偏差の計算方法について説明する。降水量は5日平均データ、その他の物理量は6時間間隔瞬間値データを用いる。まず、それらを30日移動平均し1979–2005年の27年間平均した気候値的な季節進行を計算し、そこからずれを偏差とする。この気候値的な季節進行と各年の偏差を6/1–8/31で平均したものを、それぞれJJAの気候平均場と年々変動偏差(1979–2005年の27個)とする。

第3章 パターンの抽出

3.1 夏季東アジア域における主要な年々変動パターンの抽出

夏季東アジア域の主要な年々変動パターンを抽出する。降水量と 500hPa 面高度場 (Z500) の JJA 年々変動偏差を用いて相関係数行列を作成し、東アジア域 (70°E – 170°W , 0° – 90°N) において SVD 解析を行う。SVD 解析 (や EOF 解析) では、共分散行列を用いることが多いが、その結果は後で示す。相関係数行列を用いた解析は、各グリッドにおける降水量と Z500 の時系列を分散 1 に規格化して、共分散行列の解析をすることと等価である。得られた SVD 第 1 モード (SVD1) の降水量と Z500 のスコア時系列を図 3.1a (黒の実線と黒の破線) に示す。この降水量と Z500 の時系列の相関係数は 0.92 であり、概ね同じ様な変動をしている。この SVD1 の東アジア域の降水量と Z500 の変動を説明する割合は 59% であり、SVD1 と SVD2 (説明する割合は 12%) は統計的に有意に分離できている (North et al., 1982)。この SVD1 の変動の空間構造などを調べるため、SVD1 の降水量時系列 (図 3.1a 黒線) と様々な物理量の回帰係数 ($\times 1$ 標準偏差) を計算して、偏差場とする。本研究では、SVD1 を用いて偏差場の定義をする際に、降水量の時系列を SVD1 の変動の時系列として利用するが、Z500 の時系列を用いた場合にも、概ね同様の水平構造を持つ偏差場を定義できる。図 3.1b と図 3.1c に降水量と Z500 の偏差場を示す。図中の灰色の線は 95% の統計的な有意水準である。先行研究においても頻繁に見られた様な、フィリピン (100°E – 170°E , 5° – 25°N 付近)、中国・日本 (100°E – 170°E , 25° – 45°N 付近)、東シベリア (110°E – 170°E , 45° – 80°N 付近) に正-負-正の 3 極構造をもつ偏差パターンが得られる。これらの 3 つの地域の偏差は統計的に有意である (図 3.1c の熱帯では、 30°N 付近の灰色線から南の領域で有意)。

また、この SVD1 の降水量時系列と中国・日本付近 (図 3.1b の黒枠) で領域平均した降水量時系列の相関係数は 0.77 と非常に大きく、このパターンの変動は日本の夏季気候にも重要である。

図 3.1a の赤線と青線は、それぞれ 3-5 月のインド洋 (50 °-120 °E, 20 °S-20 °N) の海面水温 (SST) と 12 月 (前年)-2 月の NINO3.4(170 °-120 °W, 5 °S-5 °N 平均の SST) である。それらと、SVD1 の年々変動時系列の相関係数は、それぞれ 0.51 と 0.66 で統計的な有意な関係性が見られる。これは 3 極構造を持つ偏差パターンと ENSO やインド洋 SST の年々変動の関係を示した Wang et al. (2001) や遠藤 (2005) と整合的な結果である。図 3.2 に SVD1 と JJA 平均の地表 (海) 面温度の回帰係数を示す。SVD1 とインド洋 SST の関係性は 3-5 月に引き続き、6-8 月にも見られる。太平洋では NINO3.4(170 °-120 °W, 5 °S-5 °N) 海域の SST 偏差は小さくなるが、ペルー沖には有意な正偏差が見られる。大陸上では、東シベリア付近に高温偏差、その東に低温偏差などが見られる。それらは、Z500 偏差や降水量偏差の水平構造と類似しており、気圧偏差が正 (負)、降水量偏差が負 (正) の地域で、高 (低) 温偏差という関係を示している。負の降水量偏差の地域では、雲が少なく、より多くの太陽光入射があり、地面が暖まっていることが、ひとつの可能性として考えられる。

図 3.1a に示した、SVD1、インド洋 SST、及び Nino3.4 の年々変動の時間的な性質を調べるため、それぞれの自己相関係数を計算し、図 3.3 に示した。3 つの時系列は、いずれも 5 年と 10 年付近にピークを持ち、5 年程度の周期性があることが示唆される。また、3 つの時系列の振る舞いが良く似ていることから、相互の強い関係性が裏付けられる。

SVD1 に寄与する、典型的な事例として、スコアの絶対値が大きい、1980 年、1984 年、1998 年の Z500 の年々変動偏差を図 3.4 に示す。いずれの年にも、東アジア域の南北に偏差を持つパターンが見られるが、その水平構造には若干の違いがある。1980 年の事例では、図 3.1c に示した SVD1 の水平構造と同様に、3 つの偏差がほぼ南北直線上に並ぶ。1984 年は北西から南東に南西から北東に傾いた偏差が並び、1998 年は偏差が南西から北東に並ぶ。Z500 の偏差の形状の指標として、

500hPa 面の東西風と南北風の年々変動偏差の積 ($u'v'$) を考える。水平風の向きは等圧線と平行な地衡風であるので、南西から北東 (北西から南東) に傾く Z500 の偏差では、南西風や北東風 (北西風や南東風) が卓越し、この指標は正 (負) になる。地衡風は、Z500 の偏差が正の時と負の時で、南北風と東西風の符号が共に逆になるので、この指標の符号は変わらない。つまり、この指標の符号は、Z500 の符号には依存せず、その形状によって決まる。また、ロスビー波が東風運動量偏差 ($u' < 0$) を持っているとするれば、 $u'v' > 0$ は南向き、 $u'v' < 0$ は北向きの波動と対応すると考えられる。この指標を、3つの偏差が位置する東アジア域の (110° – 160° E, 5° – 70° N) で平均した値を表 3.1 にまとめた。1984 年が最大で、1998 年は 2 番目に小さい事例であることが分かる。正の年が 12 年あり、負の年は 15 年であり、おおよそ同程度の頻度で、南西から北東に長い偏差と北西から南東に長い偏差が現れている。もちろん、3 極偏差パターンはロスビー波のみで決まっていると考えている訳ではないが、この指標は、3 極偏差パターンに対する南向きのロスビー波と北向きのロスビー波が関与する可能性を示唆する。なお、前述の通り、この指標は気圧偏差の符号には依存しないので、3 極偏差パターンの変動を示す SVD1 のスコア時系列 (図 3.1a) との相関係数は統計的に有意ではない。

南のフィリピン付近に偏差が見られるときに、どの程度の頻度で北の東シベリア付近に偏差が現れるのかをより明確に把握するため、東シベリア付近 (125° – 150° E, 55° – 70° N) とフィリピン付近 (100° – 150° E, 5° – 25° N) の領域平均した各年の Z500 の偏差を図 3.5 にプロットした。縦軸が北の偏差の大きさと、横軸が南の偏差の大きさである。例えば、1998 年は北と南が共に正であり偏差の値も大きいので、図中の第 1 象限の右上に "98" と記している。北と南の偏差の年々変動時系列の相関係数は 0.52 であり、統計的に有意な関係性が見られる。同様に日本付近 (100° – 150° E, 35° – 45° N) で領域平均した Z500 の偏差と北の偏差の相関係数は -0.38 で、南の偏差との相関係数は -0.43 である。

東アジア域に 3 極構造を持つ偏差パターンは、降水量の EOF や Z500 の EOF としても抽出することが出来る。それぞれの EOF 解析を、前述の SVD 解析と同様に、JJA 年々変動偏差から作成した相関係数行列を用いて、東アジア域 (70° E– 170

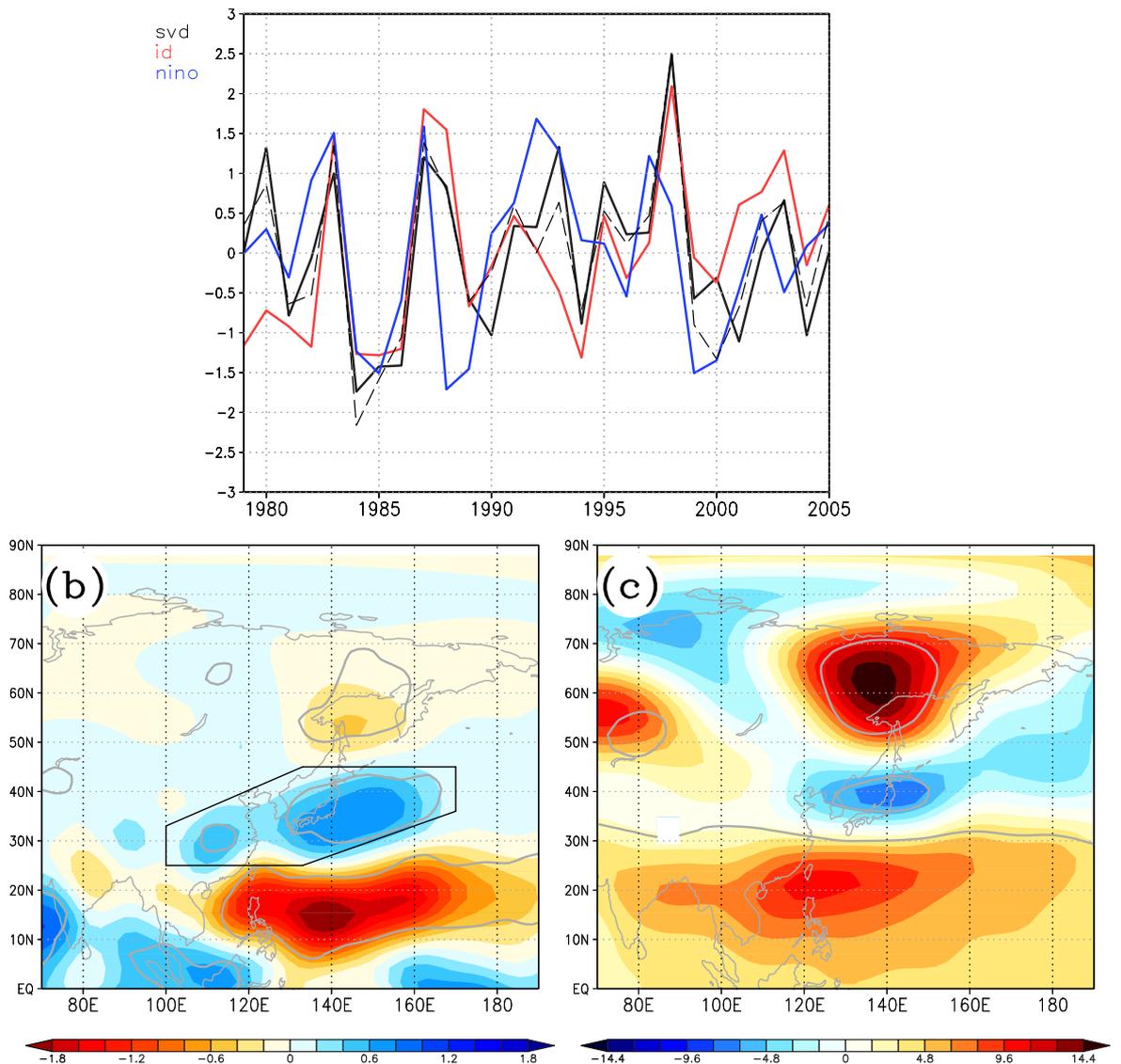


図 3.1: (a)SVD1 の降水量 (黒の実線)、SVD1 の Z500(黒の破線)、3-5 月のインド洋 (50 °–120 ° E,20 °S–20 °N)SST(赤線)、及び 12-2 月の Nino3.4(青線) のスコア時系列 [標準偏差を 1 とした]。SVD1 の降水量時系列に対する (b) 降水量 [mm/day] と (c)Z500[m] の回帰係数 (偏差場)。 (b) と (c) の灰色の線は 95% の統計的な有意水準。SVD 解析は東アジア域 (70 °E–170 °W, 0 °–90 °N) における JJA 降水量と Z500 の年々変動偏差を用いて作成した相関係数行列に対して行った。

Fig. 3.1: (a) Time sequences of SVD1 of precipitation (solid black line), Z500 (broken black line), March-April-May SST over the Indian Ocean (50 °–120 ° E,20 °S–20 °N; red line), and Nino3.4 of December-January-February (blue line) [normalized using a standard deviation]. A regression map of (b) precipitation [mm/day] and (c) Z500 [m] with respect to the SVD1 (anomaly field). Gray lines in (b) and (c) show a significance level of 95%. SVD analysis performed on a correlation matrix of JJA precipitation and Z500 anomalies over East Asia (70 ° E–170 °W, 0 °–90 °N).

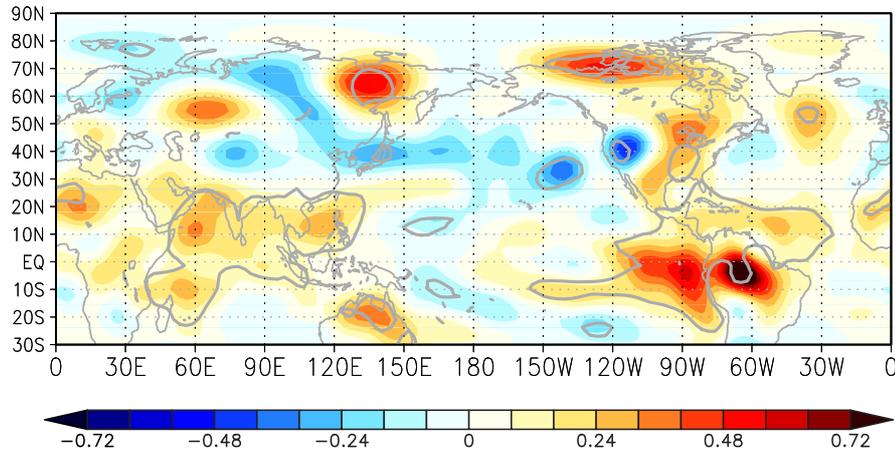


図 3.2: 降水量と Z500 の SVD1 に対する地表面 (海面) 温度の回帰係数 [K]。灰色の線は 95% の統計的な有意水準。

Fig. 3.2: A regression map of surface temperature with respect to the SVD1 of Z500 and precipitation. Gray lines show a significance level of 95%.

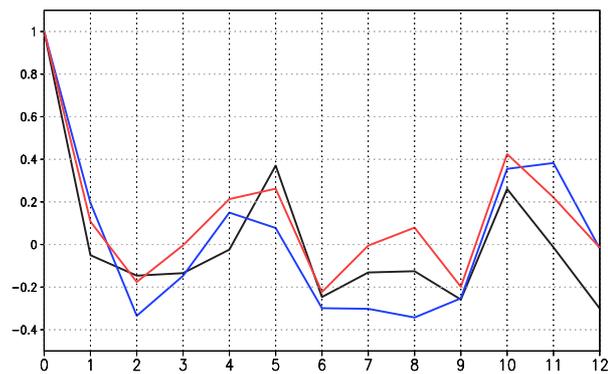


図 3.3: 縦軸は、Fig.3.1a に示した SVD1(黒)、インド洋 SST(赤)、Nino3.4(青) の年々変動時系列の自己相関係数。横軸は時間ラグ [年]。

Fig. 3.3: A vertical axis shows auto correlation coefficients for time sequences of the SVD1 (black), SST over Indian Ocean, and Nino3.4 (blue) shown in Fig.3.1a. A horizontal axis shows time lag [year].

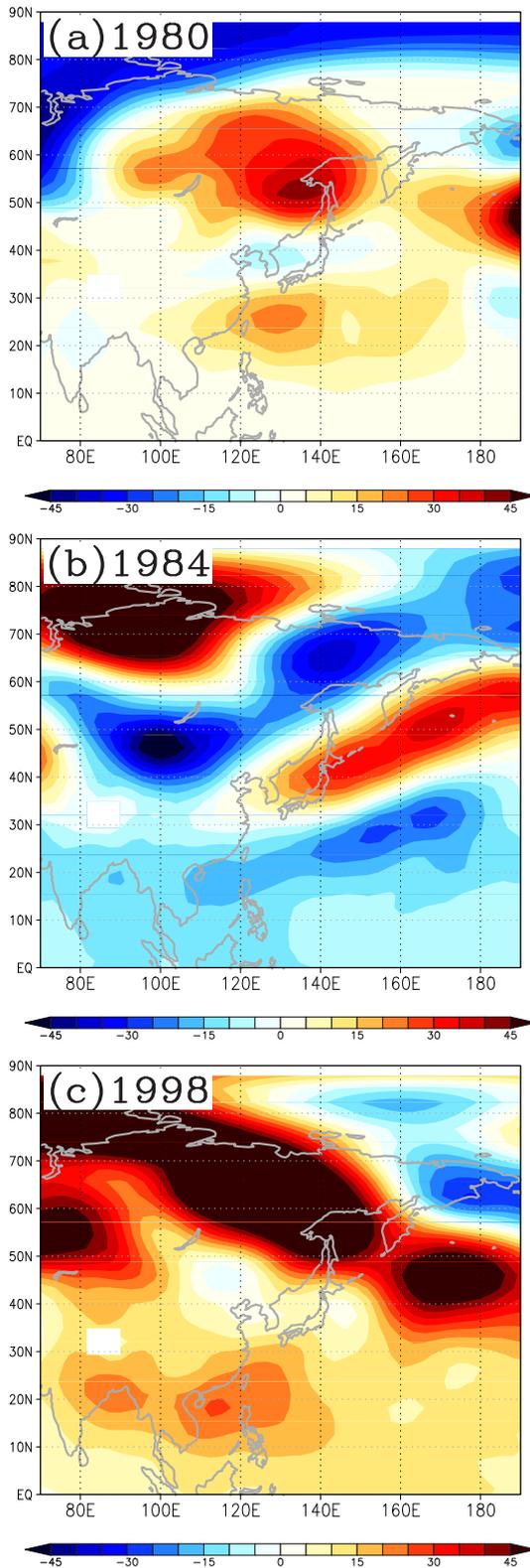


図 3.4: (a)1980、(b)1984、(c)1998 年の Z500[m] の JJA 年々変動偏差。
 Fig. 3.4: Deviations of JJA Z500 [m] from a climatology. The years of (a) 1980, (b) 1984, and (c) 1998.

年	東西風と南北風偏差の積
1979	0.19
1980	0.12
1981	-0.92
1982	0.11
1983	0.18
1984	2.31
1985	-0.38
1986	0.01
1987	0.18
1988	-0.38
1989	0.78
1990	0.31
1991	-0.51
1992	-0.33
1993	-0.21
1994	-0.05
1995	-0.49
1996	-0.11
1997	-0.49
1998	-1.18
1999	-0.33
2000	-0.11
2001	0.07
2002	0.30
2003	-0.12
2004	-1.23
2005	0.06

表 3.1: 500hPa における各年の東西風偏差と南北風偏差の積の (100-170 °E, 0-90 °N) 平均 [m²/s²].

Table 3.1: Zonal wind times meridional wind of the anomaly field averaged over (100-170 °E, 0-90 °N) at 500hPa [m²/s²].

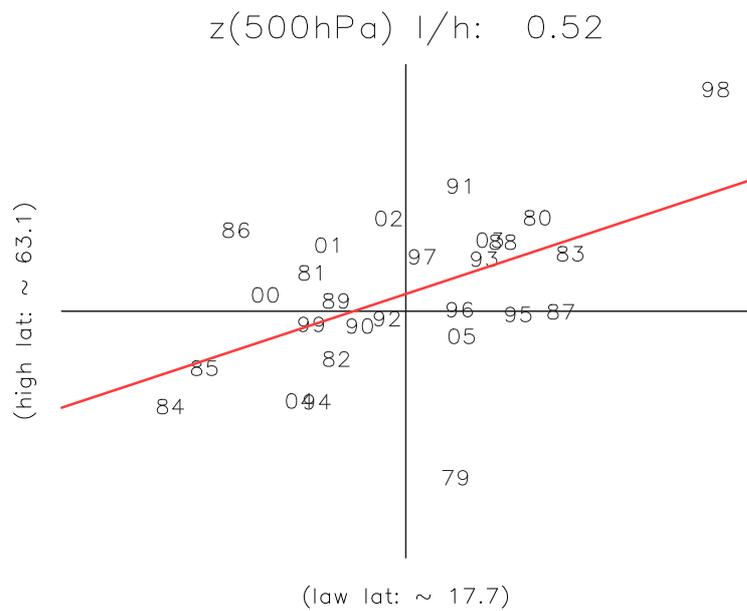


図 3.5: 縦軸を東シベリア付近 (125 °–150 °E, 55 °–70 °N)、横軸をフィリピン付近 (100 °–150 °E, 5 °–25 °N) の領域平均した各年の Z500 の偏差として各年をプロットした。赤線で回帰直線を示す。

Fig. 3.5: Z500 anomalies of each year. A vertical axis shows a regional average around east Siberia (125 °–150 °E, 55 °–70 °N), and a horizontal axis shows a regional average around Philippines (100 °–150 °E, 5 °–25 °N). A red line shows a regression line.

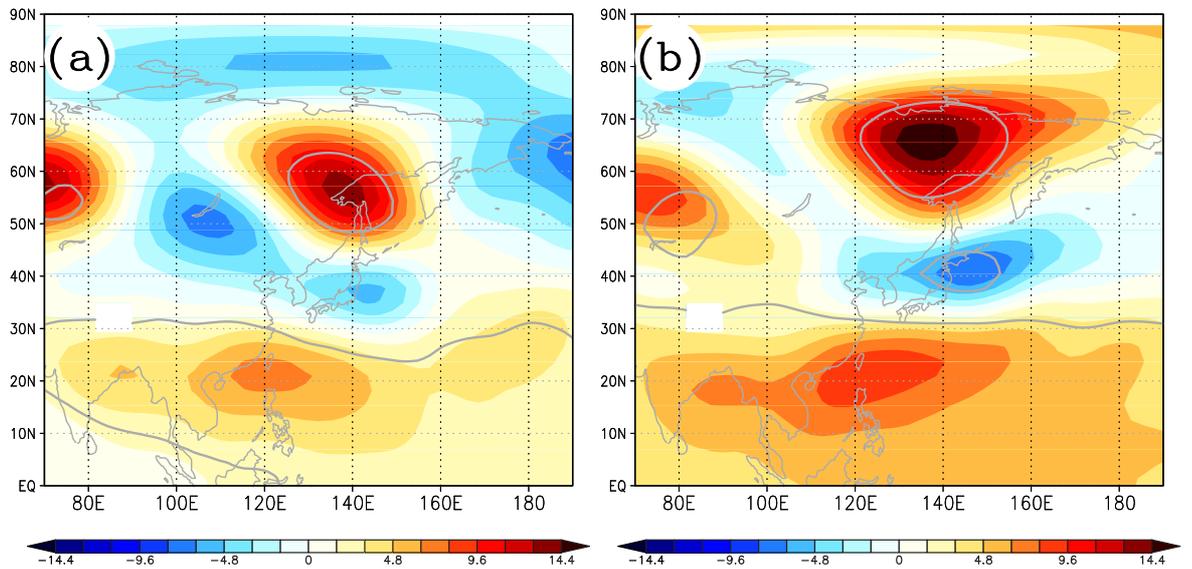


図 3.6: 図 3.1c と同じ。ただし、(a) 降水量の EOF1 と (b) Z500 の EOF1 に対する Z500 の回帰係数。

Fig. 3.6: Same as Fig.3.1c, but a regression map of Z500 with respect to (a) an EOF1 of precipitation and (b) an EOF1 of Z500.

°W, 0 °–90 °N) で行う。降水量の EOF1(寄与率は 13%) の時系列に対する Z500 の回帰係数と Z500 の EOF1(寄与率は 43%) に対するものを図 3.6 に示す。どちらの場合にも、SVD 解析によって得られた様な、東アジア域に 3 極構造を持つ偏差パターンが抽出される。

次に、前述の SVD 解析と EOF 解析を共分散行列を用いて行った。結果として得られた降水量と Z500 の SVD1 と SVD2、降水量の EOF1 と EOF2、Z500 の EOF1 と EOF3 を図 3.7 に示す。それぞれの変動を説明する割合(寄与率)は 35%、27%、23%、17%、20%、13% である。3 極構造を持つ変動パターンは、降水量と Z500 の SVD2、降水量の EOF2、Z500 の EOF3 として表れる(図 3.7b, d, f)。

相関係数行列と共分散行列の解析の違いは、変動の振幅を無視するか、考慮するかの違いである。Z500 の変動の振幅は高緯度で大きく低緯度で小さい。よって、Z500 の時系列から作成した共分散行列には、比較的に高緯度の変動に伴う成分が多く含まれる。これを反映して、Z500 の共分散行列の EOF 解析では、高緯度の偏差が顕著で低緯度にほとんど偏差の見られないパターンが第 1 モードとして得

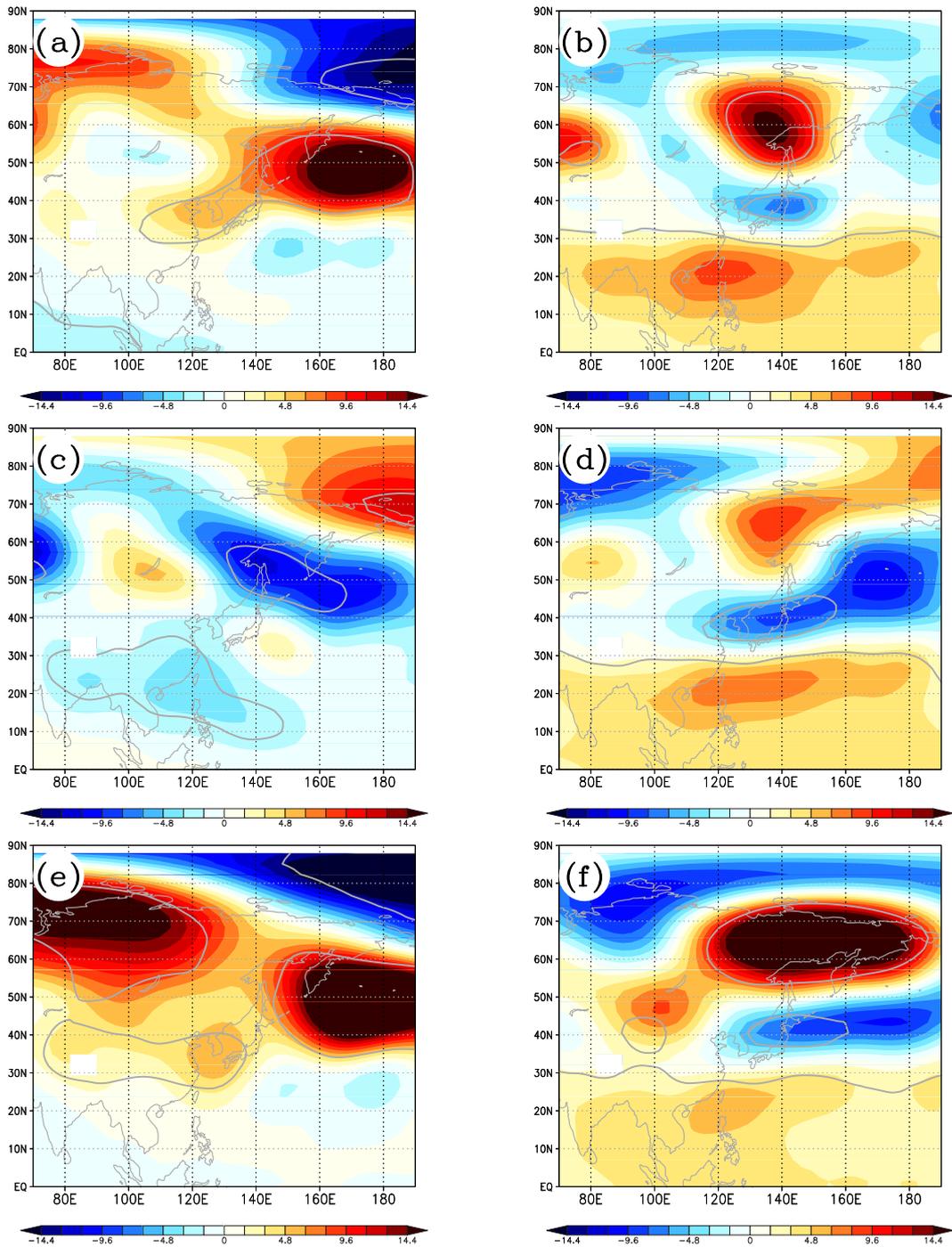


図 3.7: 図 3.1c と同じ。ただし、共分散行列に対して SVD 解析と EOF 解析を行った。降水量と Z500 の (a)SVD1 と (b)SVD2、降水量の (c)EOF1 と (d)EOF2、Z500 の (e)EOF1 と (f)EOF3 に対する Z500 の回帰係数 [m]。

Fig. 3.7: Same as Fig.3.1c, but SVD and EOF analysis is performed on a covariance matrix. A regression map of Z500[m] with respect to (a) a SVD1 and (b) a SVD2 of precipitation and Z500, (c) an EOF1 and (d) an EOF2 of precipitation, (e) an EOF1 and (f) an EOF3 of Z500.

られたのだと考えられる (図 3.7a)。また、降水量と Z500 の SVD1 は、日本の北東や北シベリア (90 °E, 75 °N 付近) の正偏差など、Z500 の EOF1 と水平構造に類似する部分が多く見られる (図 3.7e)。よって、この SVD1 は、特に高緯度の Z500 の変動と関係するパターンであると推察できる。一方、降水量の EOF1 には、熱帯から日本の北東へ、南西から北東に並ぶ偏差が見られる。この北と南の偏差の位置関係については、フィリピン付近の対流活動に対する応答として知られる PJ パターンの特徴と類似している。

3.2 パターンの領域依存性と季節依存性

前節では、解析領域を東アジア域 (70 °E–170 °W, 0 °–90 °N) として SVD 解析を行った。同様の解析を北半球全域で行った結果を図 3.8 に示す。東アジア域において 3 極構造を持つ偏差パターンが第 1 モードとして得られる。その変動を説明する割合は 43% で、アジア域で計算した場合よりは小さくなる。フィリピン付近や日本付近の降水量偏差など、特に東アジア域の偏差が顕著であるが、その他の地域にも有意な関係性が見られる。Z500 の偏差は、熱帯の全域、中緯度 (35 °–55 °N) の 80 °E、140 °E、140 °W、120 °W、50 °W 付近、東シベリアと北アメリカ大陸の北東で有意であり、降水量偏差は東アジアの 3 つの偏差の他に東部熱帯太平洋で有意である。また、同様の解析を全球で行った場合も、概ね同様な水平構造の第 1 モードが得られるが、その変動を説明する割合は 36% となり更に小さくなる。

次に、パターンの季節依存性を調べる。前節では JJA 季節平均データを用いて定義したが、ここでは 6 月平均と 8 月平均のデータを用いて同様の解析を行う。結果をそれぞれ図 3.9 (説明する割合は 46%) と図 3.10 (説明する割合は 46%) に示す。東アジア域に南北に並ぶ 3 つの降水量と Z500 の偏差は現れるが、季節によって位置や水平スケールの違いが見られる。例えば、中国・日本の 6 月の降水量偏差は 8 月に比べ南に位置する。これは 6 月の気候場の降水域が 8 月に比べ、梅雨前線と関係して、より南に位置することを反映していると考えられる。また、高緯度の Z500 偏差は、8 月のものは 6 月に比べて西に位置し水平スケールが大きい。定常

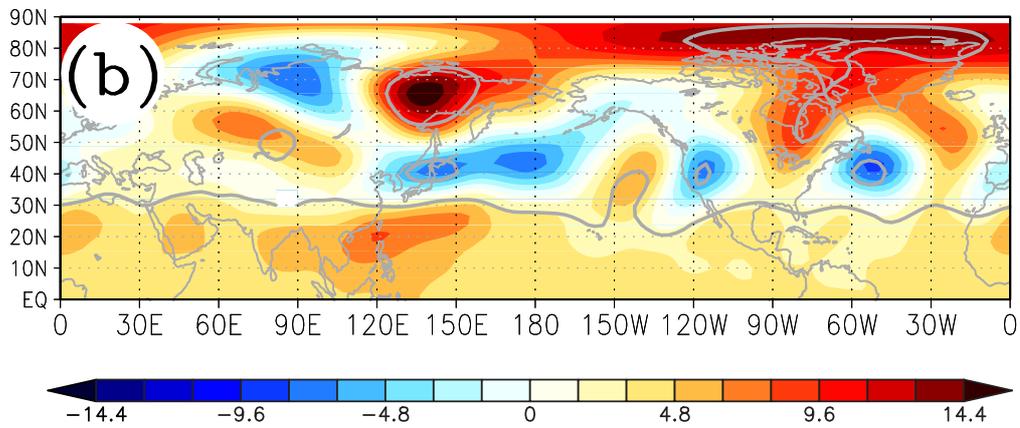
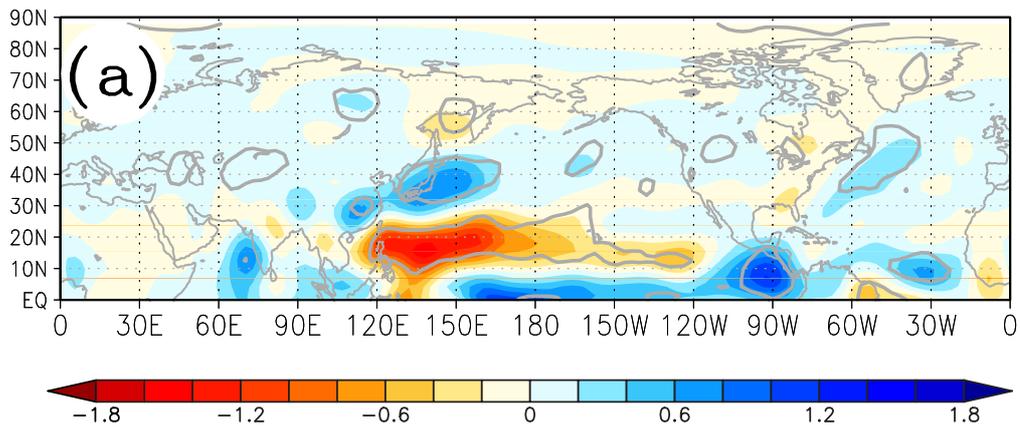


図 3.8: 図 3.1c と同じ、ただし SVD 解析を北半球全域で行った。

Fig. 3.8: Same as Fig.3.1c, but SVD analysis is performed over the Northern Hemisphere.

ロスビー波の水平スケールの目安として、全波数を $K_s \sim \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial y} - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}\right) / \bar{u}}$ として見積もる (Hoskins and Karoly, 1981)。ここで、 f はコリオリパラメーターで \bar{u} は気候場の東西風である。大気上層 300hPa において、東アジア域高緯度 (70 °E–170 °W, 50 °–70 °N) で平均した全波数は 6 月の気候場では ~ 6.8 に対して、8 月気候場では ~ 5.8 である。近似的な見積もりではあるが、高緯度の偏差の水平スケールの違いと整合的である。位置のずれや水平スケールの違いは見られるものの、6–8 月を通して第 1 モードとして東アジア域の 3 つの偏差が現れる。

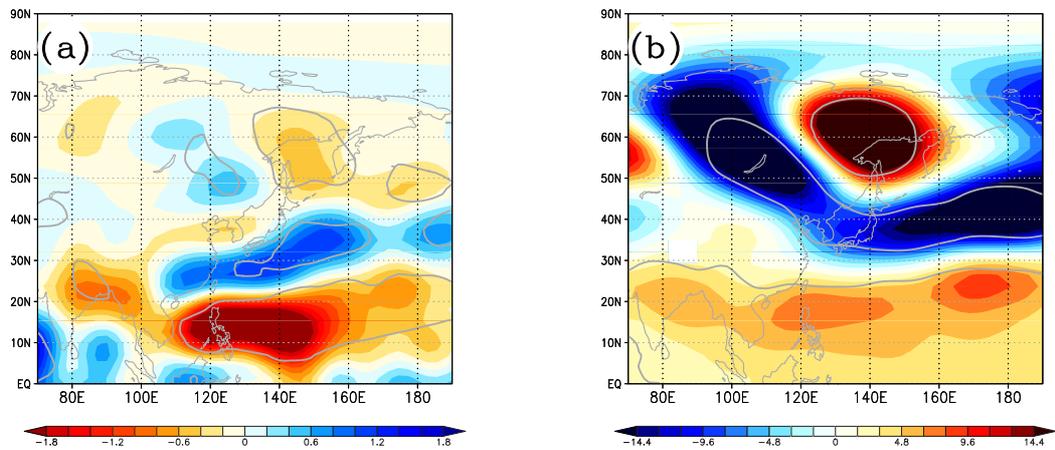


図 3.9: 図 3.1 と同じ、ただし 6 月平均場で SVD 解析を行った。

Fig. 3.9: Same as Fig.3.1, but SVD analysis is using June precipitation and Z500.

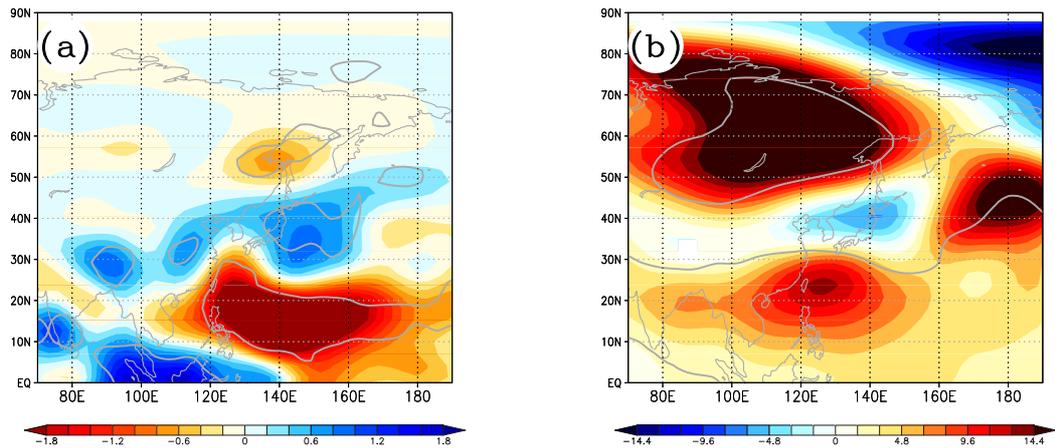


図 3.10: 図 3.1 と同じ、ただし 8 月平均場で SVD 解析を行った。

Fig. 3.10: Same as Fig.3.1, but SVD analysis is using August precipitation and Z500.

3.3 季節内変動

この節では、季節内変動について調べる。日平均データから、30日移動平均の27年間平均として定義した気候値的な季節進行を差し引き、6/1–8/31×27年間の1日間隔データ(2484個)をサンプルとしてSVD解析を行う¹。ここでサンプルとした季節進行を除いたデータには年々変動と季節内変動が含まれる。得られたSVD1(説明する割合は30%)のスコア時系列、Z500と地表(海)面温度の偏差場を図3.11に示す。3.1節で述べた年々変動偏差に対するSVD1と同様に、Z500の偏差は東アジア域に3極構造を持ち、インド洋、ペルー沖、東シベリア付近に正のSST偏差が見られる。ただし、インド洋やペルー沖のSST偏差の値は年々変動の場合に比べて小さく、東シベリアの地面温度偏差は大きい。この季節内変動を含めて解析したSVD1のスコア時系列(図3.11a)には、年々変動に対するSVD1のスコア時系列(図3.1a)と同じ様な年々変動成分が見られる。例えば、1984年付近に比較的に小さな値が多く、1998年付近は大きな値が多い。このSVD1のスコア時系列の自己相関係数を図3.12に示す。この自己相関係数は、解析した27年間の各年で計算し、それらを27年間平均したものである。時間ラグが10日程度で自己相関係数ゼロとなるので、3極偏差パターンの各事例は、時間スケール20日程度で発達し減衰すると考えられる。図3.13に、図3.11aに示したSVD1のスコア時系列を1984年のみを拡大した時系列を示す。例えば、6月12日–7月1日と8月1日–8月20日付近に、スコアの絶対値が大きく、時間スケールが20日程度の3極偏差パターンが発達・減衰する時期が見られる。

次に、上でサンプルとした1日間隔データから、各年のJJA平均の年々変動偏差を差し引き、季節内変動のみを含むデータを作成する(2484個)。このデータをサンプルとしたSVD解析から得られたSVD1(説明する割合は19%)を図3.14に示す。スコア時系列から、年々変動成分は除かれるが、Z500には3極構造を持つパターンが現れる。ただし、年々変動偏差の解析におけるZ500の偏差に比べ、東シベリアの正偏差が小さく、その東の負偏差が大きい。地表面温度偏差も同様に、東シベリアの正偏差が比較的に小さく、その東の負偏差が大きい。また、インド

¹CMAPの降水量データは、5日平均データを線形内挿して1日間隔データにする。

洋やペルー沖の SST 偏差がほとんど見られない。これは、SST 関係しない場合においても、3 極偏差パターンが東アジア域の重要な変動パターンであることを意味する。この SVD1 時系列の自己相関係数を評価すると、この SVD1 の時間スケールも、おおよそ 20 日であることがわかる。

なお、この節で行った 2 つの SVD 解析に用いた日間隔のデータを 10 日移動平均し、総観規模擾乱を除いて、同様の SVD 解析を行った場合にも、おおよそ同様のスコア時系列と変動パターンが得られる。ただし、変動を説明する割合は、年々変動を含める場合は 36% で、含めない場合は 21% と少し大きくなる。

3.4 まとめと議論

東アジア域 (70°E - 170°W , 0° - 90°N) における降水量と Z500 の年々変動偏差を用いて相関係数行列を作成し、その SVD 第 1 モードとして、フィリピン、中国・日本、東シベリアに正-負-正 (負-正-負) の 3 極構造を持つ変動パターンを抽出した。SVD1 の変動を説明する割合は 59% と大きく、第 1 モードは高次のモードと統計的に分離できている。SVD 解析は相関係数行列を説明するモードを数学的に抽出する手法であるが、得られた SVD1 の変動の時系列は、中国・日本の領域平均した降水量、ペルー沖やインド洋の SST と有意な相関があり、このモードは気候学的にも重要であると考えられる。

1984 年と 1998 年の年々変動偏差は共に前述の SVD 第 1 モードに大きく寄与する年々変動偏差の事例であるが、その構造には若干の違いが見られた。1984 年の東シベリアから南東に並ぶ偏差は、Tachibana et al. (2004) が寒帯前線ジェット上の波動と関係する偏差パターンとして示した図 1.14 と類似する部分があり、高緯度からの影響をより強く反映している可能性が示唆される。一方、1998 年のフィリピン付近の南西から北東に並ぶ偏差は、フィリピン付近の対流活動に対する応答として知られる PJ パターンの特徴と似ている (図 1.11)。これらは、3 極構造を持つ偏差パターンが、高緯度から励起された場合と低緯度から励起される場合があり、その二つの場合では偏差の位置関係が異なることを示唆する。

3 極構造を持つ偏差パターンは降水量の EOF1 (寄与率 13%) と Z500 の EOF1 (寄

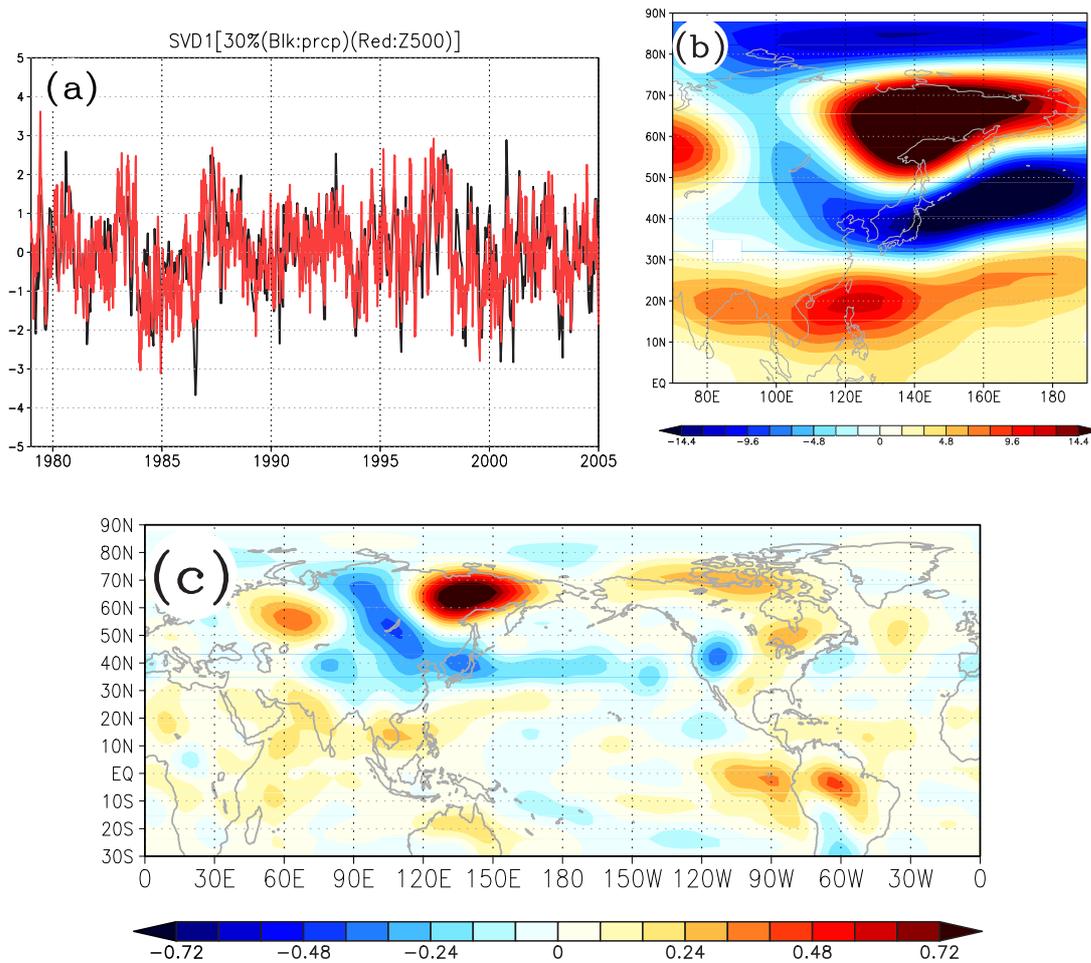


図 3.11: (a) 図 3.1a、(b) 図 3.1c、(c) 図 3.2 と同じ。ただし、年々変動と季節内変動を含む降水量と Z500 の SVD1。

Fig. 3.14: Same as (a)Fig.3.1a, (b)Fig.3.1c, and (c)Fig.3.2, but SVD1 of interannual and interseasonal variations.

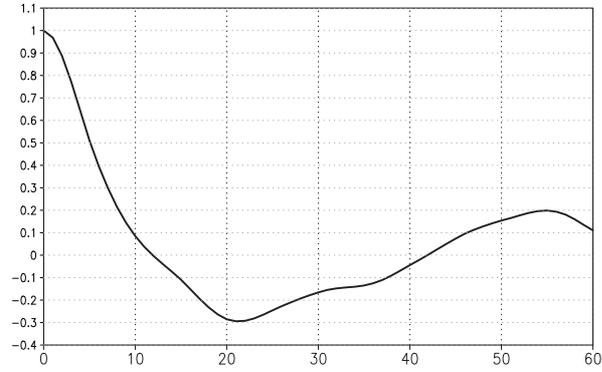


図 3.12: 縦軸は、Fig.3.11a に示した SVD1(黒) の時系列の自己相関係数。横軸は時間ラグ [日]。

Fig. 3.12: A vertical axis shows auto correlation coefficients for time sequence of SVD1 (black) shown in Fig.3.11a. A horizontal axis shows time lag [day].

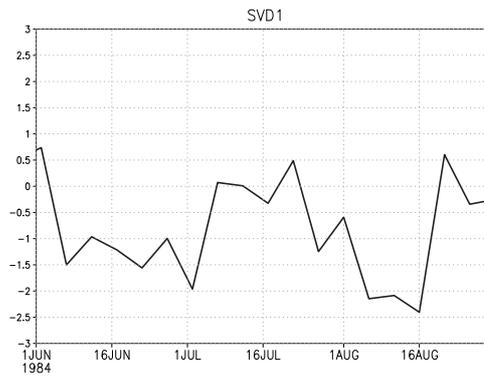


図 3.13: Fig.3.11a に示した SVD1 のスコア時系列 (黒) の 1984 年のみを拡大 [標準偏差を 1 として]。

Fig. 3.13: The time sequence of SVD1 score (black) for the year of 1984 [normalized using a standard deviation].

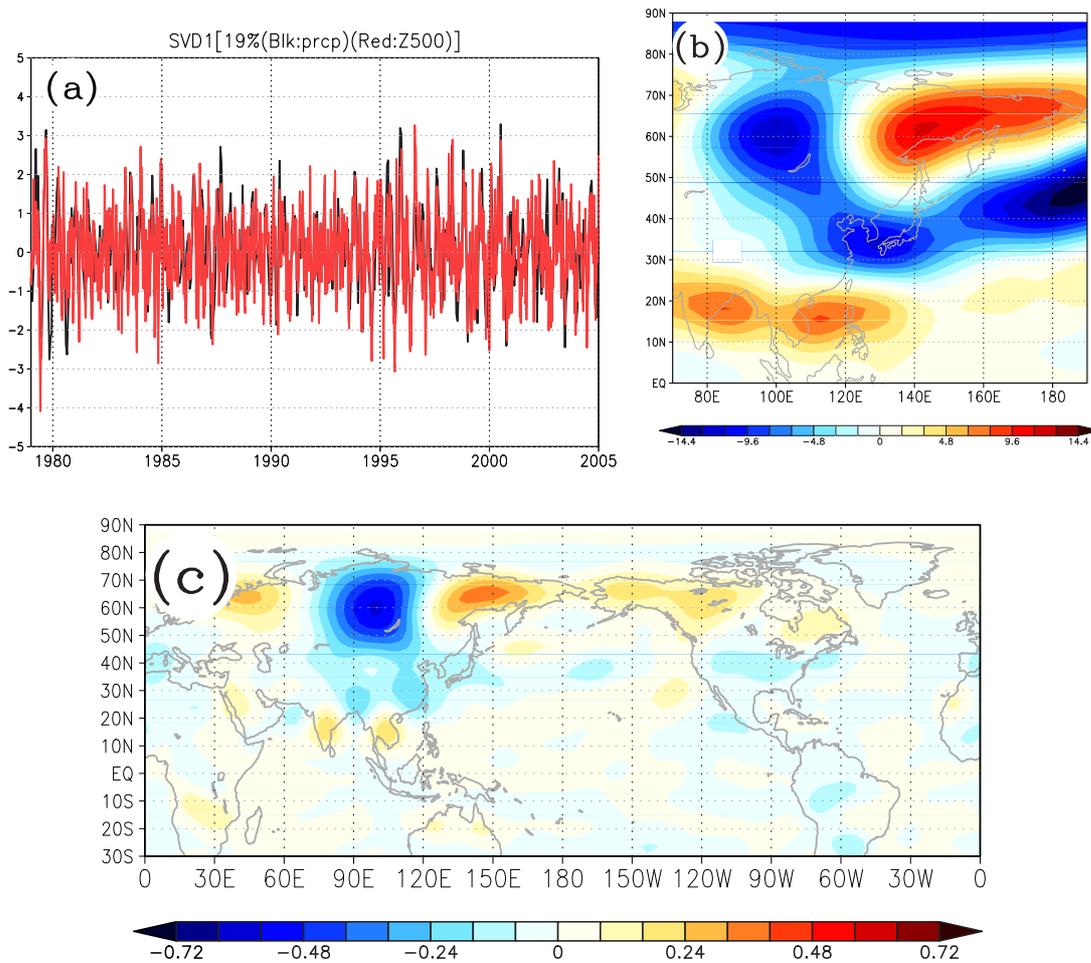


図 3.14: (a) 図 3.1a、(b) 図 3.1c、(c) 図 3.2 と同じ。ただし、季節内変動を含む降水量と Z500 の SVD1。

Fig. 3.14: Same as (a)Fig.3.1a, (b)Fig.3.1c, and (c)Fig.3.2, but SVD1 of interseasonal variations.

与率 43%) としても得ることが出来た。前述の SVD 解析と同様に、解析領域は東アジア域で、年々変動偏差から作成した相関係数行列を用いた。これら結果から 3 極偏差パターンは降水量と Z500 の両方と関係の強いパターンであると言える。

同様の解析を共分散行列を用いて行った場合には、3 極偏差パターンは第 1 モードとしては得られなかった。降水量と Z500 の SVD 解析、Z500 の EOF 解析では、低緯度と比較して高緯度の偏差が大きいパターンが第 1 モードとして得られ、東アジア域に 3 極構造を持つパターンは、それぞれ第 2 モードと第 3 モードとして得られた。これは Z500 の変動の振幅が低緯度に比べて高緯度で大きいことを、共分散行列が反映するためだと考えられる。

北半球全域を解析領域として、降水量と Z500 の年々変動偏差を用いて作成した相関係数行列の SVD 解析を行った。この解析においても、第 1 モード (説明する割合は 43%) として、東アジア域に 3 極構造を持つパターンが抽出された。解析は北半球全域で行ったが、フィリピン付近や日本付近の降水量偏差など、特に東アジア域の偏差が顕著である。また、6 月平均場と 8 月平均場に対する SVD 解析においても 3 極構造を持つ偏差パターンが第 1 モードとして東アジア域に現れた。ただし、中国・日本付近の降水量偏差の位置や高緯度の Z500 の偏差の水平スケールなどに若干の違いが見られる。本研究では、北半球の解析においても偏差が特に顕著である東アジア域に注目し、6 月-8 月を通して見られる、東アジア域の 3 つの偏差を主に議論する。

季節内変動成分のみを含む降水量と Z500 の共分散行列の解析においても、SVD1 として 3 極偏差パターンが得られた。ただし、インド洋やペルー沖の海面水温偏差はほとんど見られない。これは、3 極偏差パターンが、海面水温の変動と関係しない場合においても、東アジア域の重要な変動パターンであることを意味する。

以上の結果から、3 極構造を持つ変動パターンは夏季東アジア域における主要な変動パターンであると言える。年々変動偏差の SVD 解析では変動を説明する割合が 59% と大きい第 1 モードとして抽出され、その他の様々な方法によっても、この様なパターンが主要な変動パターンとして抽出された。この 3 極偏差パターンの年々変動は ENSO、インド洋 SST、中国・日本の降水量と統計的に有意な関係

性が見られる。更に、先行研究の様々な研究においても類似な3極構造を持つ偏差場が抽出され議論されていることから(第1章参照)、このパターンは気候学的にも非常に重要な変動パターンであると言える。

3極偏差パターンには海面水温が関係する場合もあればしない場合もあり(図3.2、図3.11c、図3.14c)高緯度からの影響や熱帯からの影響も考えられる。また、ここで用いたSVDやEOF解析は、特定の大气外部からの変動要因(例えば、東部太平洋ペルー沖のSST)を想定したものではなく、サンプルとした27年間の年々変動偏差(又は季節内変動偏差)を最も説明するパターンとして抽出したものである。従って、3極偏差パターンは頻繁に現れるが、必ずしもひとつの外的要因によってこのパターンの変動は説明出来ない可能性がある。本研究では、この3極偏差パターンが大气の内部プロセスに特徴付けられる出現頻度の高い力学モード的なパターンである可能性を調べる。

第4章と第5章では、特に3極構造を持つ第1モードの説明する割合が大きかった、東アジア域における、降水量とZ500の年々変動偏差に対する、相関係数行列のSVD1の議論をする。第4章では3極偏差パターンの位置、構造、発達に関わる内部プロセスを調べ、第5章では数値モデルを用いて実際に3極偏差パターンが内部プロセスと関係して頻繁に現れるのか、数値実験から示す。

第4章 観測・再解析データの解析： 偏差パターンに関わる力学・ 湿潤プロセス

この章では、第3章で抽出された3極偏差パターンにおける、ロスビー波やエネルギー変換などの力学プロセス、及び湿潤プロセスの役割を調べる。4.1節から4.5節の水、熱、渦度、エネルギー収支解析では、東アジア域における降水量と500hPa面高度場(Z500)の6-8月(JJA)平均年々変動偏差に対する相関係数行列のSVD1を用いて議論し、4.6節では、そのSVD1に寄与する事例として1980年、1984年、1998年のJJA平均偏差を調べる。

以下では、気候場を基本場 $(\bar{\quad})$ とするプリミティブ方程式系(運動方程式、熱力学の式、水蒸気保存の式、連続の式)を用いて考察する。偏差場 (\quad') を支配する球面上の気圧座標系のプリミティブ方程式系は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial t} = & - \left(\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla + \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial p} \right) \mathbf{u}' - \frac{\bar{u} \tan \varphi}{R} (-v', u') \\ & - \left(\mathbf{u}' \cdot \nabla + \omega' \frac{\partial}{\partial p} \right) \bar{\mathbf{u}} - \frac{u' \tan \varphi}{R} (-\bar{v}, \bar{u}) \\ & - f(-v', u') - \nabla \Phi' + \mathcal{F}_{\mathbf{u}'} + \mathcal{N}_{\mathbf{u}'} \end{aligned} \quad (4.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'}{\partial t} = & - \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla T' - \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{R_d T'}{p C_p} - \frac{\partial T'}{\partial p} \right) \bar{\omega} + S_p \omega' \\ & + \mathcal{F}_{T'} + \mathcal{N}_{T'} + Q' \end{aligned} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}} q') - \frac{\partial(\bar{\omega} q')}{\partial p} - \nabla \cdot (\mathbf{u}' \bar{q}) - \frac{\partial(\omega' \bar{q})}{\partial p} + \mathcal{F}_{q'} + \mathcal{N}_{q'} + S' \quad (4.3)$$

$$0 = \nabla \cdot \mathbf{u}' + \frac{\partial \omega'}{\partial p} \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial p} = -\frac{R_d T'}{p} \quad (4.5)$$

である。ここで、 $\mathbf{u} = (u, v)$ は水平風(東西風, 南北風)、 T は気温、 q は水蒸気混

合比、 ω は鉛直風、 Φ はジオポテンシャル ($\equiv gZ$; g は重力加速度、 Z はジオポテンシャル高度)、 Q は非断熱加熱、 S は蒸気ソース又はシンク、 f はコリオリパラメータ、 S_p は安定度、 R は地球半径、 R_d は乾燥大気の気体定数、 C_p は乾燥大気の定圧比熱である。 \mathcal{N} は3ヶ月より短い周期の擾乱に伴う非線形項からの季節平均場への運動量強制や熱強制などである (付録 B 参照)。6時間間隔データを用いて見積もるため、6時間より短い擾乱の効果は考慮されない。 \mathcal{F} は渦拡散や地表付近の乱流混合プロセスなどを想定したダンピングである。式 (4.1)–(4.3) の左辺の時間変化項は3ヶ月平均場では非常に小さい。

4.1 水収支解析: 湿潤プロセスの役割

第1章でも述べたとおり、夏季東アジアでは熱帯だけではなく亜熱帯や中緯度にも多くの水蒸気が存在し、中国・日本付近には強い水蒸気傾度が見られる。このような地域では、循環場偏差による気候場の水蒸気輸送が大きく、

- 下層に低気圧偏差

→ 水蒸気の収束・降水・凝結加熱・上昇流 → 下層の低気圧偏差の強化

という湿潤プロセスによる正のフィードバックが考えられる。3極偏差パターンに、このようなフィードバックが働いているとすると、降水量偏差は循環場偏差による水蒸気収束が対応すると考えられる。実際に3極偏差パターンにおいて、フィリピン付近と中国・日本付近では、それぞれ、降水量の負偏差と正偏差、高気圧偏差と低気圧偏差が見られる。この対応が定量的にどの程度のものであるのか、水収支解析から調べる。

水蒸気混合比の式 (4.3) を地表気圧 p_s から大気全層で鉛直積分し、水収支解析を行う。降水量は、凝結して大気の気柱から除かれた水蒸気 (シンク) であり、地 (海) 面からの蒸発量は気柱への水蒸気ソースであるので、 $\int_{p_s}^0 S' \frac{dp}{g} = -\text{降水量} + \text{蒸発量}$ である。よって、水蒸気混合比の式 (4.3) を鉛直積分して整理すれば、

$$\text{降水量} \approx - \int_{p_s}^0 \nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}}q') \frac{dp}{g} - \int_{p_s}^0 \nabla \cdot (\mathbf{u}'\bar{q}) \frac{dp}{g} + \int_{p_s}^0 \mathcal{N}_{q'} \frac{dp}{g} + \text{蒸発量} \quad (4.6)$$

が得られる。式 (4.6) は、気柱に流入する水蒸気量が全て降水量になるという式であるが、この近似が良い精度で成り立つのは、収束した水蒸気の凝結するまでの時間スケールが3ヶ月に比べて十分に短いからである。なお、鉛直積分された式 (4.6) では、積雲対流活動に伴う上昇流偏差の効果は、例えば、下層の水平風偏差による水蒸気の水平収束として、間接的に右辺第2項に含まれる。

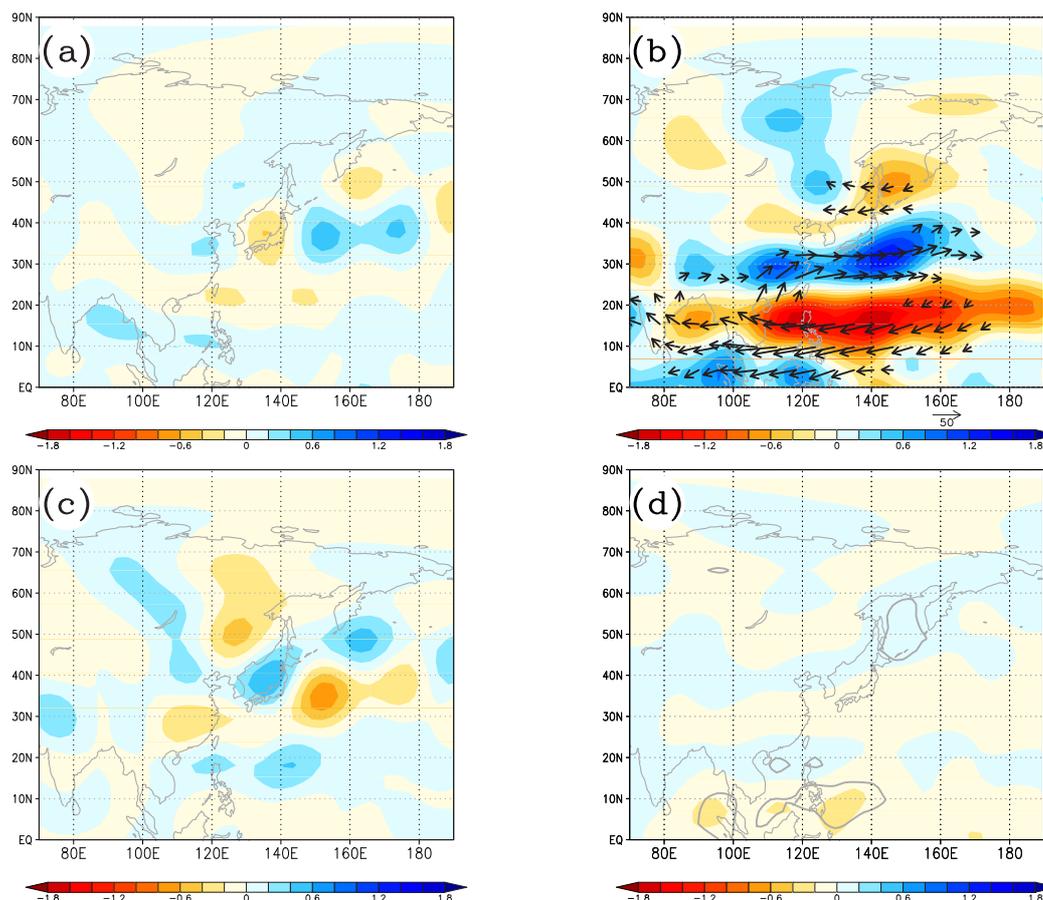


図 4.1: 偏差場の水収支。(a) 水蒸気混合比の偏差に伴う水蒸気収束 [mm/day]、(b) 循環場偏差に伴う水蒸気フラックス [kg/(m·s)](ベクトル) と水蒸気収束 [mm/day](陰影)、(c) 非線形水蒸気フラックスの収束 $\int_{p_s}^0 \mathcal{N}_{q'} \frac{dp}{g}$ [mm/day]、(d) 蒸発量 [mm/day]。
 Fig. 4.1: A moisture budget of the anomaly field. (a) Moisture convergence associated with specific humidity anomalies[mm/day], (b) moisture flux [m/s · kg/kg] (vector) and moisture convergence (shade) associated with circulation anomalies[mm/day], (c) convergence of nonlinear moisture flux $\int_{p_s}^0 \mathcal{N}_{q'} \frac{dp}{g}$ [mm/day], (d) evaporation[mm/day].

式 (4.6) の右辺の各項を図 4.1 に示す。水蒸気は大気下層に多いので、水蒸気は主に下層の循環場によって輸送される。図 4.1b の鉛直積分した水蒸気フラックス

は、図 3.1c に見られるフィリピン付近の高気圧偏差と地衡風的に関係して、フィリピン付近の西から中国・日本への北東を向く。その循環場偏差に伴う水蒸気フラックスの収束 (図 4.1b の陰影) は、図 3.1a に示した低緯度と中緯度の降水量偏差と概ね対応する。特に水蒸気傾度が強い中国付近では循環場偏差による気候場の水蒸気輸送 $-u' \cdot \nabla \bar{q}$ の寄与が見られる。東シベリア付近にも気圧偏差は見られるが、水蒸気量や水蒸気傾度が低・中緯度に比べて小さいため、水蒸気収束や降水量の偏差は比較的小さい。その他の水蒸気量の偏差に伴う水蒸気収束 (図 4.1a)、非線形水蒸気フラックスの収束 $\int_{p_s}^0 \mathcal{N}_q' \frac{dp}{g}$ (図 4.1c)、蒸発量 (図 4.1d) の寄与は小さい。

この様な状況から、前述の湿潤プロセスによる正のフィードバックが、特に降水量偏差の大きいフィリピン付近や中国・日本の下層の循環場偏差を強めている可能性が示唆される。偏差を強化する正のフィードバックは、これらの地域の偏差が出現し易いことの一因であると考えられる。また、このフィードバックは、気候場の水蒸気の多い地域や水蒸気傾度の強い地域で、特に効率的に働くものであり、中国・日本の偏差の位置や東西に伸びた水平構造を決める上で重要な役割を果たしている可能性がある。

ここでの解析は 3 つの偏差が存在する偏差場の解析であり、湿潤プロセスの正のフィードバックを裏付ける状況の説明でしかない。この解析は、この湿潤プロセスが 3 極構造を持つ偏差パターンが頻繁に現れるために必要であることを示すものではない。3 極偏差パターンの形成に対する湿潤プロセスの定量的な寄与は第 5 章で数値モデルの結果も合わせて考察する。

4.2 熱収支解析

まず、500hPa の気温偏差を図 4.2 に示す。東シベリア付近と日本付近にそれぞれ高温と低温偏差が見られる。低緯度では、フィリピンの北西に偏差がおおよそゼロの地域が存在し、その南や東西の周辺地域に高温偏差が見られる。静力学の式 (4.5) から、これらの気温偏差は東シベリアや日本付近でジオポテンシャル高度場の偏差が上層ほど大きく、フィリピンの北東では上層と下層で同程度の大きさであることと対応する。

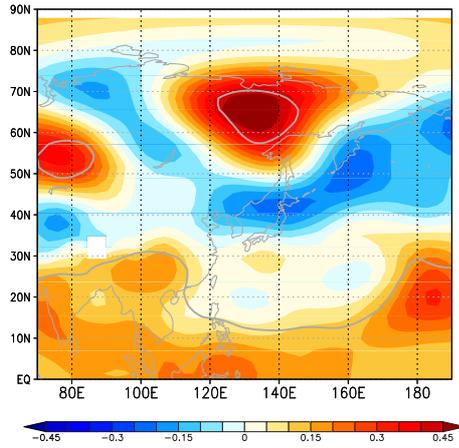


図 4.2: 500hPa の気温偏差 [K]。

Fig. 4.2: Temperature anomalies [K] at 500hPa.

500hPa における偏差場の熱収支を図 4.3 に示す。温度の水平移流 (熱力学の式 (4.2) の右辺第 1、2 項)、鉛直移流と断熱加熱 (第 3、4 項)、非断熱加熱 Q' 、非線形項 $\mathcal{N}_{T'}$ を考える。非断熱加熱は熱力学の式 (4.2) の残差として見積もったものである。

フィリピン付近や中国・日本付近の熱収支では、鉛直移流、断熱加熱 (図 4.3b) と非断熱加熱 (図 4.3d) のバランスが主である。非断熱加熱は図 3.1b に示した降水量偏差が大きい地域で大きな値を持つ。非断熱加熱と降水量を定量的に比較するために、この非断熱加熱を凝結加熱と考えた時に相当する降水量を、

$$\frac{C_p}{L} \int_{p_s}^0 Q' \frac{dp}{g} \quad (4.7)$$

から計算し、これを図 4.4 に示す。フィリピン付近や中国・日本付近は降水量偏差と概ね対応する。つまり、この地域の非断熱加熱は主に凝結加熱であると考えられる。この地域では、熱力学的なバランスにおいても湿潤プロセスが重要な役割を果たしていると言える。

高緯度の熱収支では、温度の水平移流や非線形項 $\mathcal{N}_{T'}$ の寄与も見られる。それらの大きさはオホーツク海付近で、非断熱加熱、鉛直移流と断熱加熱の半分程度である。オホーツク海付近 (150 °E, 55 °N) に見られる水平移流による冷却は、大気下層で特に顕著に見られる。この下層の冷却は、Ninomiya and Mizuno (1985a, b) などで指摘される北東風偏差による水平移流 ($-u' \cdot \nabla \bar{T}$) が主であるが、気候場

南西風による日本付近の低温偏差の移流 ($-\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla T'$) の寄与もある。これらの水平移流の鉛直依存性は、オホーツク海と周辺の大陸の影響を受ける気候場の気温分布や、気候場水平風の傾圧性 (上層は北風、下層は南風) と関係している。非線形項 $\mathcal{N}_{T'}$ は、30日移動平均の27年間平均として定義した気候値的な季節進行からのずれを $(\)_a$ と表記すると、

$$\mathcal{N}_{T'} = -\nabla \cdot (\mathbf{u}_a T_a)' + \left\{ \left(\frac{R_d T_a}{p C_p} - \frac{\partial T_a}{\partial p} \right) \omega_a \right\}' \quad (4.8)$$

であるが、水平の非線形熱フラックス $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a T_a)'$ の寄与が主であり、右辺第2項は小さかった。この非線形項に関わる3ヶ月より短い周期の擾乱については4.4節で詳しく述べる。また、高緯度では、非断熱加熱の鉛直積分と降水量偏差の対応が悪く、放射加熱や乱流熱輸送などの寄与が考えられる。

4.3 渦度収支解析: ロスビー波と非断熱加熱 Q' に伴う伸縮項の役割

この節では、PJパターンに重要と考えられている (Kosaka, 2006 など) フィリピン付近から中国・日本への大気下層のロスビー波や、東シベリアから南東への上層のロスビー波を調べる。また、4.1節や4.2節で強調してきた湿潤プロセスは、凝結加熱と熱力学的にバランスする上昇流と関係して、気柱伸縮 (渦度方程式の伸縮項) を通して循環場に影響していると考えられる。その役割についても考察する。

用いる渦度方程式を導く。運動方程式 (4.1) の回転を取り、時間変化項とダンピングを無視すれば、渦度 ξ の方程式は、

$$0 \approx -\bar{\mathbf{u}}_\psi \cdot \nabla \xi' - \mathbf{u}'_\psi \cdot \nabla (f + \bar{\xi}) - \nabla \cdot \{ \mathbf{u}'_\chi (f + \bar{\xi}) + \bar{\mathbf{u}}_\chi \xi' \} - \nabla \times \left(\bar{\omega} \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial p} + \omega' \frac{\partial \bar{\mathbf{u}}}{\partial p} \right) + \mathcal{N}_{\xi'} \quad (4.9)$$

である。ここで、 \mathbf{u}_χ と \mathbf{u}_ψ はそれぞれ水平風の発散成分と回転成分である。右辺の第1項は気候場水平風の回転成分による渦度偏差の水平移流、第2項は実効 β 項 (水平風偏差の回転成分による気候場の絶対渦度の水平移流)、第3項は伸縮項と水平風の発散成分による渦度フラックスの収束、第4項は渦度の鉛直移流と傾

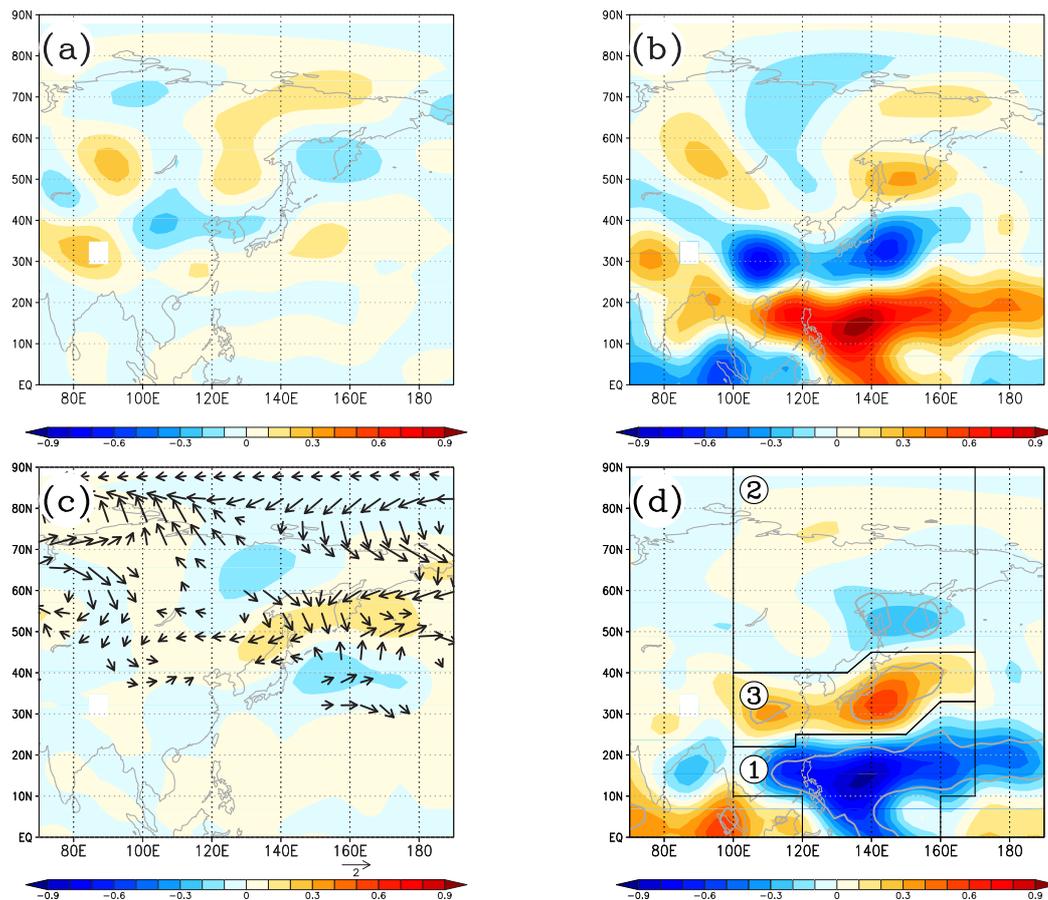


図 4.3: 500hPa における熱収支。(a) 水平移流、(b) 鉛直移流と断熱加熱、(c) 非線形熱フラックス $(\mathbf{u}_a T_a)'$ [Km/s] (ベクトル) と非線形項 $\mathcal{N}_{T'}$ 、(d) 非断熱加熱 Q' [K/day]。
 Fig. 4.3: A heat budget of the anomaly field at 500hPa. (a) Horizontal advection, (b) vertical advection and adiabatic heating, (c) nonlinear heat flux $(\mathbf{u}_a T_a)'$ [Km/s] (vector) and nonlinear $\mathcal{N}_{T'}$, (d) diabatic heating Q' [K/day].

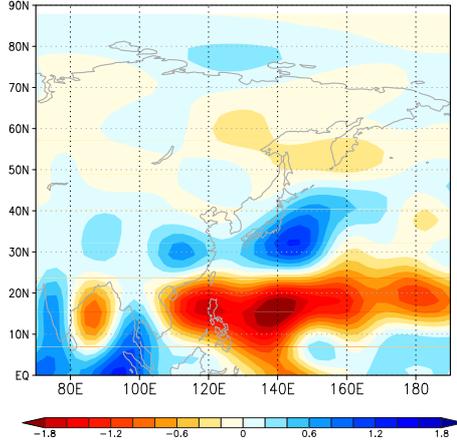


図 4.4: 非断熱加熱の鉛直積分 [mm/day].

Fig. 4.4: A vertical integral of diabatic heating[mm/day].

斜項、第 5 項は非線形項である。ここで、伸縮項の解釈をより詳しく行うために、準地衡近似を行う。右辺第 3 項は、

$$-\nabla \cdot \{ \mathbf{u}'_x (f + \bar{\xi}) + \bar{\mathbf{u}}_x \xi' \} \approx f_0 \frac{\partial \omega'}{\partial p} \quad (4.10)$$

であり、第 4 項は小さいので無視する。 f_0 は 45 °N のコリオリパラメータとした。更に鉛直速度 ω を、渦度の水平移流の鉛直微分や温度の水平移流と関係する力学的な鉛直速度 ω_D と非断熱加熱 Q' と関係する鉛直速度 ω_Q を分離して、

$$f_0 \frac{\partial \omega'}{\partial p} = f_0 \frac{\partial \omega'_D}{\partial p} + f_0 \frac{\partial \omega'_Q}{\partial p} \quad (4.11)$$

とする。 ω_D と ω_Q は ω 方程式を用いて、

$$\begin{aligned} \omega'_D \equiv & \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2 p}{S_p R_d} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)^{-1} \left[-\frac{f_0 p}{S_p R_d} \frac{\partial}{\partial p} \{ -\bar{\mathbf{u}}_\psi \cdot \nabla \xi' - \mathbf{u}'_\psi \cdot \nabla (\bar{\xi} + f_0) \} \right] \\ & + \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2 p}{S_p R_d} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)^{-1} \left[-\frac{f_0 p}{S_p R_d} \nabla^2 \left(\bar{\mathbf{u}}_\psi \cdot \nabla \frac{\partial \psi'}{\partial p} + \mathbf{u}'_\psi \cdot \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial p} \right) \right] \end{aligned} \quad (4.12)$$

$$\omega'_Q \equiv \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2 p}{S_p R_d} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)^{-1} \left[-\frac{p}{S_p R_d} \nabla^2 \left(\frac{R_d}{p} Q' \right) \right] \quad (4.13)$$

と評価できる。850hPa 面において、プリミティブ系で評価した伸縮項 (式 (4.10) の左辺) と準地衡近似をして評価した式 (4.12) と式 (4.13) の和を図 4.5 に示し、比較する。どちらの場合にも、フィリピン付近の負、中国・日本付近の正、その北

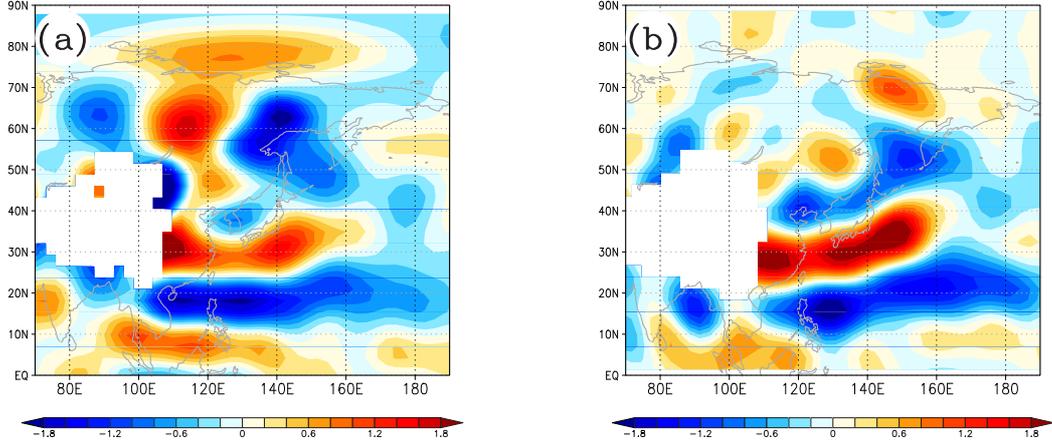


図 4.5: (a) プリミティブ系で評価した $-\nabla \cdot \{\mathbf{u}'_{\chi}(f + \bar{\xi}) + \bar{\mathbf{u}}_{\chi}\xi'\}$ と (b) 準地衡近似をして評価した伸縮項 $f_0 \frac{\partial \omega'}{\partial p} [10^{-11}/\text{s}^2]$ 。

Fig. 4.5: (a) $-\nabla \cdot \{\mathbf{u}'_{\chi}(f + \bar{\xi}) + \bar{\mathbf{u}}_{\chi}\xi'\}$ estimated in a primitive system and (b) a stretching term $f_0 \frac{\partial \omega'}{\partial p} [10^{-11}/\text{s}^2]$ in a quasi-geostrophic system.

の負偏差が見られ、これらの地域では準地衡近似をした式 (4.12) と式 (4.13) が十分な精度で成り立っていると考えられる。

結局、用いる渦度方程式は、

$$0 \approx -\bar{\mathbf{u}}_{\psi} \cdot \nabla \xi' - \mathbf{u}'_{\psi} \cdot \nabla (f + \bar{\xi}) + f_0 \frac{\partial \omega'_D}{\partial p} + f_0 \frac{\partial \omega'_Q}{\partial p} + \mathcal{N}_{\xi'} \quad (4.14)$$

となる。非断熱加熱 Q' と関係する伸縮項 ($f_0 \frac{\partial \omega'_Q}{\partial p}$) から、降水に伴う凝結加熱の伸縮項を通した循環場への影響を見積もることができる。

まず、大気上層 (300hPa) と下層 (850hPa) の渦度偏差と波の活動度フラックス (wave activity flux; WAF) を図 4.6 に示す。WAF は流線関数 ψ を用いて、

$$\text{WAF} = \frac{1}{2|\bar{\mathbf{u}}|} \begin{pmatrix} \bar{u} \left(\left(\frac{\partial \psi'}{\partial x} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2} \right) + \bar{v} \left(\frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \psi'}{\partial y} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y} \right) \\ \bar{u} \left(\frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \psi'}{\partial y} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y} \right) + \bar{v} \left(\left(\frac{\partial \psi'}{\partial y} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2} \right) \end{pmatrix} \quad (4.15)$$

で定義した (Takaya and Nakamura, 2001)。この WAF はロスビー波の群速度に比例することが知られている。Z500 偏差と対応して、フィリピン、中国・日本、東シベリアの下層の渦度偏差はそれぞれ負-正-負であり、WAF は下層でフィリピン付近から北を向く。Kosaka and Nakamura(2006) の示す、PJ パターンに伴う渦度偏差はフィリピン付近から日本へ南西から北東に並び、WAF は北東を向く。本研究の 3 極偏差パターンにおいては、WAF が北東ではなく北を向き、偏差は南西か

ら北東ではなく南北に並ぶという意味で、若干の違いは見られるが、フィリピン付近と中国・日本の下層の状況は概ねPJパターンと類似している。上層において、渦度偏差は東シベリア付近から南に負-正-負と並び、WAFは東シベリアから南東を向く。バレンツ海(40°E, 80°N付近)や西シベリア(90°E, 60°N付近)などから東シベリアへのWAFも見られる。これらのロスビー波の起源は興味深い問題ではあるが、3.4節でも述べた通り本研究では主に東アジア域の議論に集中し、これに関連する議論は第6章で行うことにする。

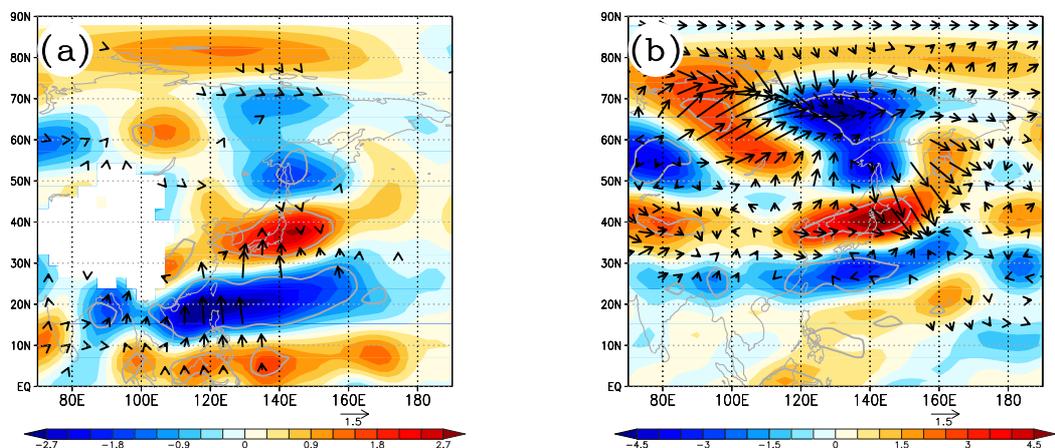


図 4.6: (a)850hPa と (b)300hPa の渦度偏差 [$10^{-6}/s$] と WAF [m^2/s^2].

Fig. 4.6: Vorticity anomalies [$10^{-6}/s$] and WAF [m^2/s^2] at (a) 850hPa and (b) 300hPa.

下層の渦度収支を図 4.7 に示す。フィリピン付近では、負の降水量偏差と対応して、非断熱加熱 Q' と関係する伸縮項が高気圧的に働く(図 4.7d)。高気圧偏差に伴うインドシナ半島付近の南風偏差は正の惑星渦度傾度 $\frac{\partial f}{\partial y}$ と関係して、高気圧偏差の西部を強め向きに働く(図 4.7b)。下層では、気候場の水平風が南西風であり、熱帯の負偏差が北東に運ばれるので、東シナ海や西日本付近では渦度の水平移流が負である(図 4.7a)。これとバランスするのは主に力学および非断熱加熱 Q' と関係する伸縮項であり、それぞれの寄与は同程度である(図 4.7c, 図 4.7d)。また、西日本付近では実効ベータの寄与も見られる。これらの水平移流、実効 β 、伸縮項のバランスと、ロスビー波、及び気候場の関係について考察するために準地衡の渦位方程式を利用する。渦位方程式は、渦度方程式 (4.9) と熱力学の式 (4.2) に準地衡

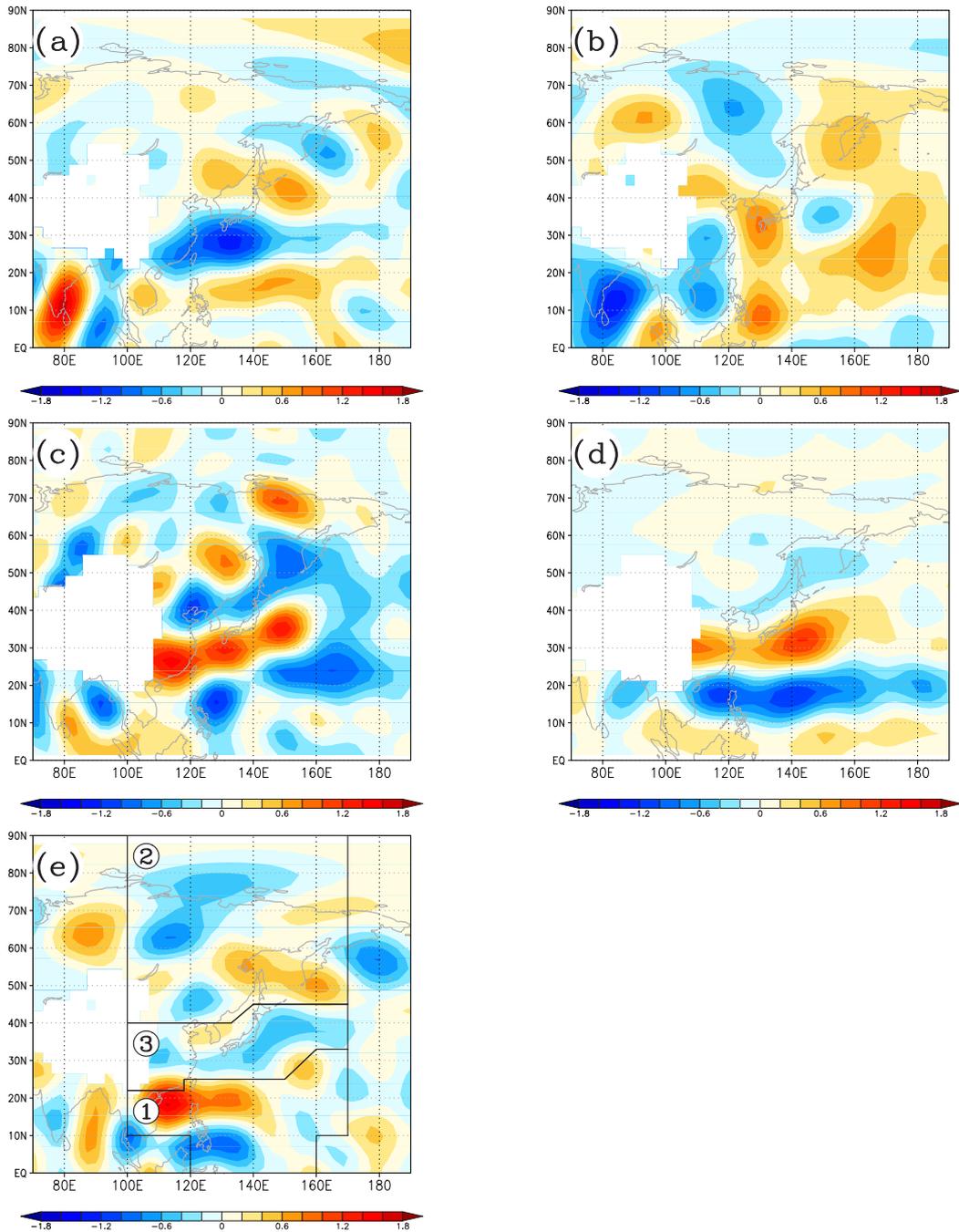


図 4.7: 850hPa 偏差場の渦度収支。(a) 気候場による水平移流、(b) 実効 β 項、(c) 渦度および温度移流と関係する伸縮項、(d) 非断熱加熱 Q' と関係する伸縮項、(e) 非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ [$10^{-11}/s^2$]。

Fig. 4.7: A vorticity budget of the anomaly field at 850hPa. (a) Horizontal advection associated with climatological circulation, (b) effective beta, (c) a stretching term associated with horizontal vorticity and temperature advection, (d) a stretching term associated with diabatic heating Q' , (e) a nonlinear term $\mathcal{N}_{\xi'}$ [$10^{-11}/s^2$].

近似を適用し、鉛直流 ω' を消去することから導出され、

$$\frac{\partial Q'}{\partial t} = -\bar{\mathbf{u}}_\psi \cdot \nabla Q' - \mathbf{u}'_\psi \cdot \nabla \bar{Q} - \frac{\partial}{\partial p} \frac{f_0}{S_p} (Q' + \mathcal{N}_{T'}) + \mathcal{N}_{\xi'} \quad (4.16)$$

である。ただし、 Q は渦位で、

$$Q \equiv \xi + f_0 + \beta y + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0 p}{S_p R_d} \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) \quad (4.17)$$

で定義した。ロスビー波を、気候場水平風による渦位偏差の移流(式(4.16)の右辺第1項)と水平風偏差による気候場渦位の移流(第2項)のバランスと考えれば、その伝播には気候場の水平風($\bar{\mathbf{u}}$)と渦位傾度($\nabla \bar{q}$)が重要であると考えられる。図4.8に、850hPaにおける気候場水平風、及び渦位傾度の水平風と垂直な成分($(\nabla \bar{q} \cdot \frac{(\bar{v}, -\bar{u})}{|\bar{\mathbf{u}}|})$); 偏差場水平風が気候場水平風と垂直である時、偏差場水平風による気候場渦位の移流には、この方向の渦位傾度が関わる)を示す。フィリピンから日本付近の南西風領域において、渦位傾度が正であり、ロスビー波の導波管的な特徴を持つ水平構造が見られる。よって、フィリピン付近に高気圧性の偏差が現れたとき、気候場南西風による渦位偏差の移流と水平風偏差による気候場渦位の移流とがバランスし、ロスビー波が日本付近へ伝播すると考えられる。前述の渦度収支における、水平移流、実効 β 、伸縮項の寄与、及び北向きのWAFは、フィリピン付近から中国・日本付近へのロスビー波的な影響を裏付ける。

オホーツク海付近の大気下層で高気圧的な寄与を示すのは、力学的な沈降流と関係する伸縮項である。この力学的な沈降流に関わる温度移流と渦度移流の効果を分離して調べると両方の項の寄与が見られた。東シベリアの高気圧循環偏差に伴う北東風と気候場南西風による温度移流は共に冷却に働き、それとバランスするように下降流が見られる($\omega' \sim \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla T' > 0$; 図4.3a)。また、日本の北では、気候場下層の南西風が日本の低気圧偏差を北に、上層の北西風が東シベリアの高気圧偏差を南に運ぶことを反映して、 $\omega' \sim -\frac{\partial}{\partial p} (-\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla \xi') > 0$ である。非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ はフィリピン付近、中国・日本付近、日本の北で、正-負-正の符号を持ち、下層の渦度偏差とは逆符号であるので、下層の非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ は偏差の形成にはあまり重要ではないと考えられる。

これらの状況は、フィリピン付近と日本付近の関係に、PJパターンに関する先

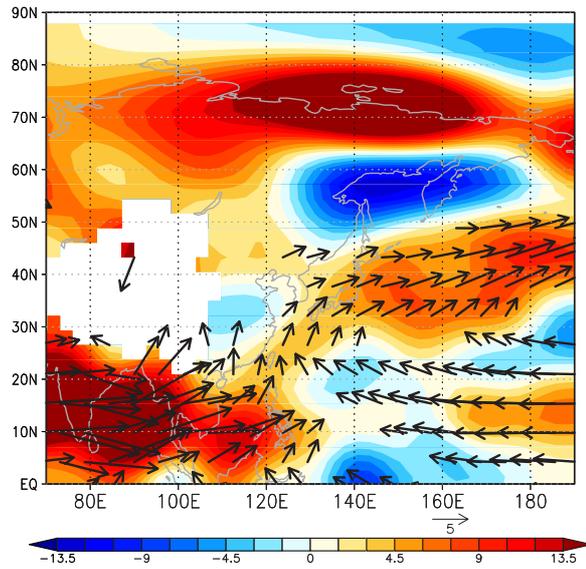


図 4.8: JJA 気候場。850hPa の水平風 (ベクトル) と、それに垂直な渦位傾度 [$10^{-11}/(\text{ms})$](陰影)。

Fig. 4.8: JJA climatology. Horizontal wind [m/s] (vector) and gradients of potential vorticity perpendicular to the wind [$10^{-11}/(\text{ms})$] (shade) at 850hPa.

行研究から知られている下層のロスビー波に加え、湿潤プロセスに関わる伸縮項による循環場への影響も重要であることを示唆している。更に、熱帯からの影響として日本付近に低気圧、低温偏差が現れると、大気下層の気候場南西風による偏差の移流と関係する力学的な沈降流は、日本の北に高気圧偏差を形成するような働きをする。このようなプロセスは、フィリピン付近から北へ正-負-正 (又は負-正-負) の偏差を作るような働き、3 極偏差パターンの水平構造の形成に関わっている可能性が考えられる。

上層の渦度収支を図 4.9 に示す。図 1.2 に示した通り、東シベリアや日本付近上層の気候場は、北西風であり、渦位の南北傾度が正である。これらと関係して、東シベリアや日本付近では、水平移流と実効 β のバランスが大きい (図 4.9a, b)。更に、図 4.6b に示した WAF が南東を向くので、これらの地域の上層の偏差はロスビー波として解釈できる。なお、伸縮項の寄与は比較的に小さいので、このロスビー波は順圧的な性質が強いと考えられる。また、上層では、非線形項 $\mathcal{N}_{\zeta'}$ も比較的に大きな値を持つ (図 4.9e)。東シベリアの上流 (130 °E, 55 °N と 105 °E, 70 °N 付近) に見られる $\mathcal{N}_{\zeta'}$ の負偏差は、高気圧循環を作るような渦度強制であり、東

シベリア付近の高気圧偏差に寄与する可能性が考えられる。その定量的な寄与は第5章で、数値実験の結果を用いて考察する。

非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ は、

$$\mathcal{N}_{\xi'} = -\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)' - \nabla \times \left(\omega_a \frac{\partial \xi_a}{\partial p} \right)' \quad (4.18)$$

であるが、上層では鉛直移流と関係する右辺第2項は小さく、非線形水平渦度フラックスの収束 $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)'$ の寄与が主であった。この $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)'$ に寄与する擾乱の時間スケールをフーリエ解析を用いて調べる。周期が9.2日未満と以上の擾乱による $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)'$ をそれぞれ図4.10aと図4.10bに示す。東シベリアの上流に見られる負の非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ には、これらの低周波成分と高周波成分の両方の寄与がある。これらの低周波成分と高周波成分については、次節で述べる。

4.4 非線形項 \mathcal{N} に寄与する3ヶ月より短い周期の擾乱

非線形項 \mathcal{N} に関わる、3ヶ月より短い周期の季節内の擾乱が、3ヶ月平均の3極偏差パターンが正の時と負のときで、どのように異なるのか調べる。

フーリエ解析を用いて、気候値的な季節進行からのずれ $(\)_a$ を周期が9.2日より短い高周波成分(総観規模擾乱など)と9.2日より長い低周波成分に分離し、それぞれを $(\)_H$ と $(\)_L$ で表す ($(\)_a = (\)_H + (\)_L$)。高周波成分 $(\)_H$ と低周波成分 $(\)_L$ の擾乱に伴う運動エネルギーをそれぞれ、

$$\text{KE}_H = \frac{1}{2}(u_H^2 + v_H^2) \quad (4.19)$$

$$\text{KE}_L = \frac{1}{2}(u_L^2 + v_L^2) \quad (4.20)$$

とし、低周波成分 $(\)_L$ に伴う WAF を、

$$\text{WAF}_L = \frac{1}{2|\mathbf{u}_c|} \begin{pmatrix} u_c \left(\left(\frac{\partial \psi_L}{\partial x} \right)^2 - \psi_L \frac{\partial^2 \psi_L}{\partial x^2} \right) + v_c \left(\frac{\partial \psi_L}{\partial x} \frac{\partial \psi_L}{\partial y} - \psi_L \frac{\partial^2 \psi_L}{\partial x \partial y} \right) \\ u_c \left(\frac{\partial \psi_L}{\partial x} \frac{\partial \psi_L}{\partial y} - \psi_L \frac{\partial^2 \psi_L}{\partial x \partial y} \right) + v_c \left(\left(\frac{\partial \psi_L}{\partial y} \right)^2 - \psi_L \frac{\partial^2 \psi_L}{\partial y^2} \right) \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

で定義する (Takaya and Nakamura, 2001)。

これらの季節内の擾乱に伴う運動エネルギーと WAF_L の、27年平均の JJA 気候場 $(\)$ と、SVD1 に対する回帰係数として定義した JJA 偏差場 $(\)'$ を図4.11に示

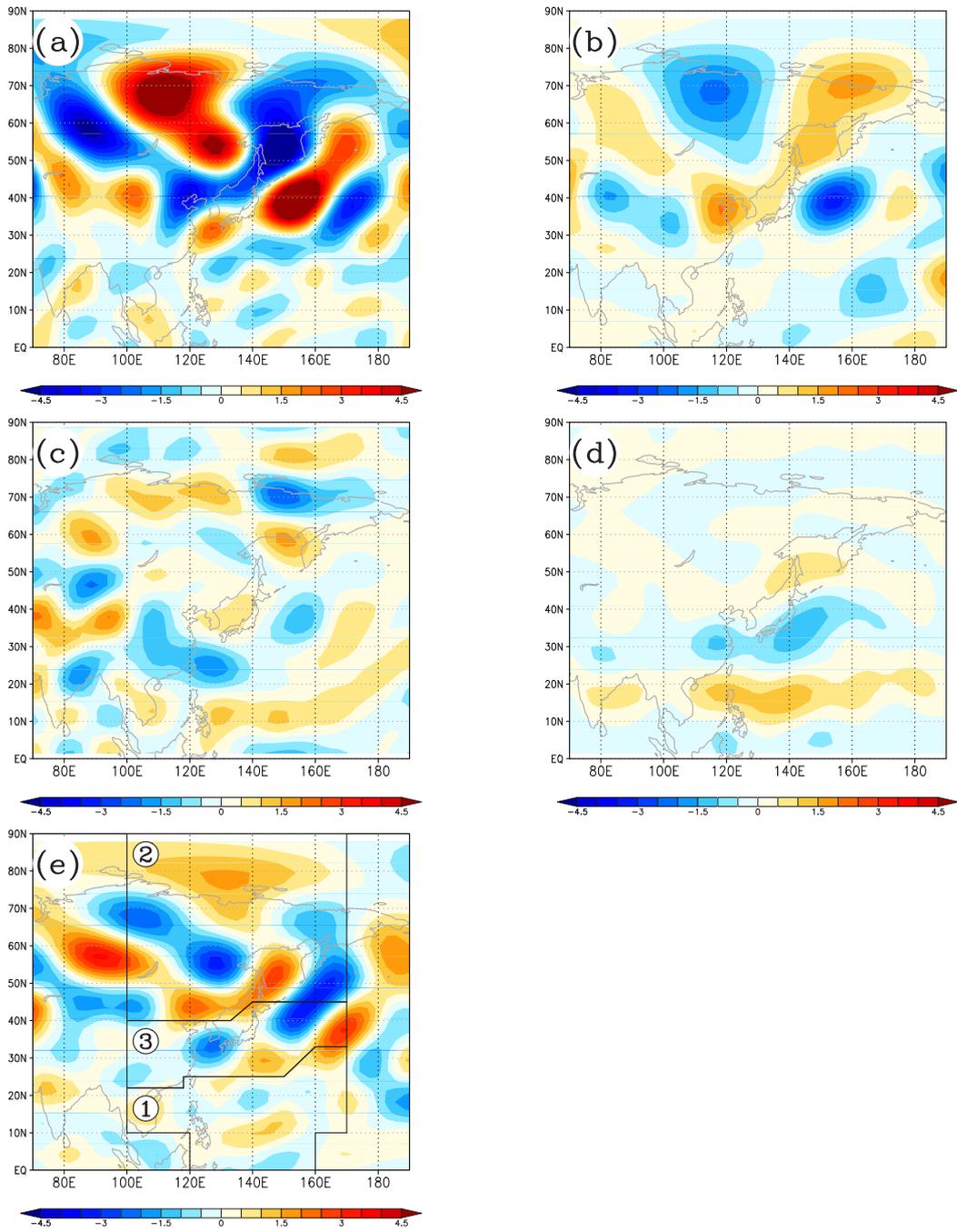


図 4.9: 図 4.7 と同じ、ただし 300hPa。
 Fig. 4.9: Same as Fig. 4.7, but at 300hPa.

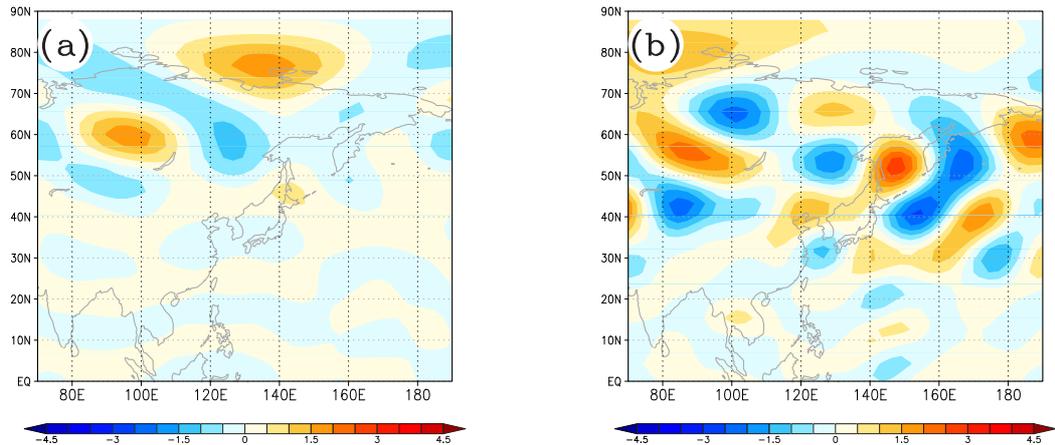


図 4.10: 300hPa の非線形水平渦度フラックスの収束 $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)'$ [$10^{-11}/\text{s}$]。 (a)9.2 日未満、 (b)9.2 日以上の周期の擾乱によるもの。

Fig. 4.10: Convergence of nonlinear horizontal vorticity advection $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)'$ [$10^{-11}/\text{s}$] at 300hPa associated with disturbances with period (a) shorter than 9.2 days and (b) longer than 9.2 days.

す。気候場では、高周波成分と低周波成分の運動エネルギー ($\overline{\text{KE}}_H$ と $\overline{\text{KE}}_L$) は共に、寒帯前線ジェットや日本の北東付近など高緯度の地域に大きな値を持ち、これらの擾乱の活動が活発であることを示す。 $\overline{\text{WAF}}_L$ の様子から、擾乱の低周波成分は、寒帯前線ジェット上を東に伝わり、東シベリア付近から南東を向かう準定常ロスビー波として解釈することができる。偏差場においては、高周波成分と低周波成分の運動エネルギー (KE'_H と KE'_L) は、東シベリア付近で共に負であり、3 極偏差パターンが存在する時、これらの擾乱の活動が平均的な年 (気候場) に比べ不活発であることを示す。 WAF'_L は、東シベリア付近で西を向き、その西で収束する。これは、気候場に見られる東向きのロスビー波が東シベリアの上流でより頻繁に波砕することを示唆する。4.3 節で述べた通り、東シベリア付近の上流では高気圧的な非線形の渦度強制 \mathcal{N}'_{ξ} が見られる。これら、低周波成分に伴う WAF'_L の収束と \mathcal{N}'_{ξ} の状況は Arai and Kimoto (2007) のものと類似している。なお、高周波成分と低周波成分の運動エネルギーの大きさは、気候場においては低周波成分の方が 1.5 倍程度大きい、東シベリア付近の偏差については高周波成分のものの方が大きい。

これらの3ヶ月より短い周期の擾乱 $(\)_a$ は、それらの形状を通して非線形項 $\mathcal{N}'_{\xi} \sim$

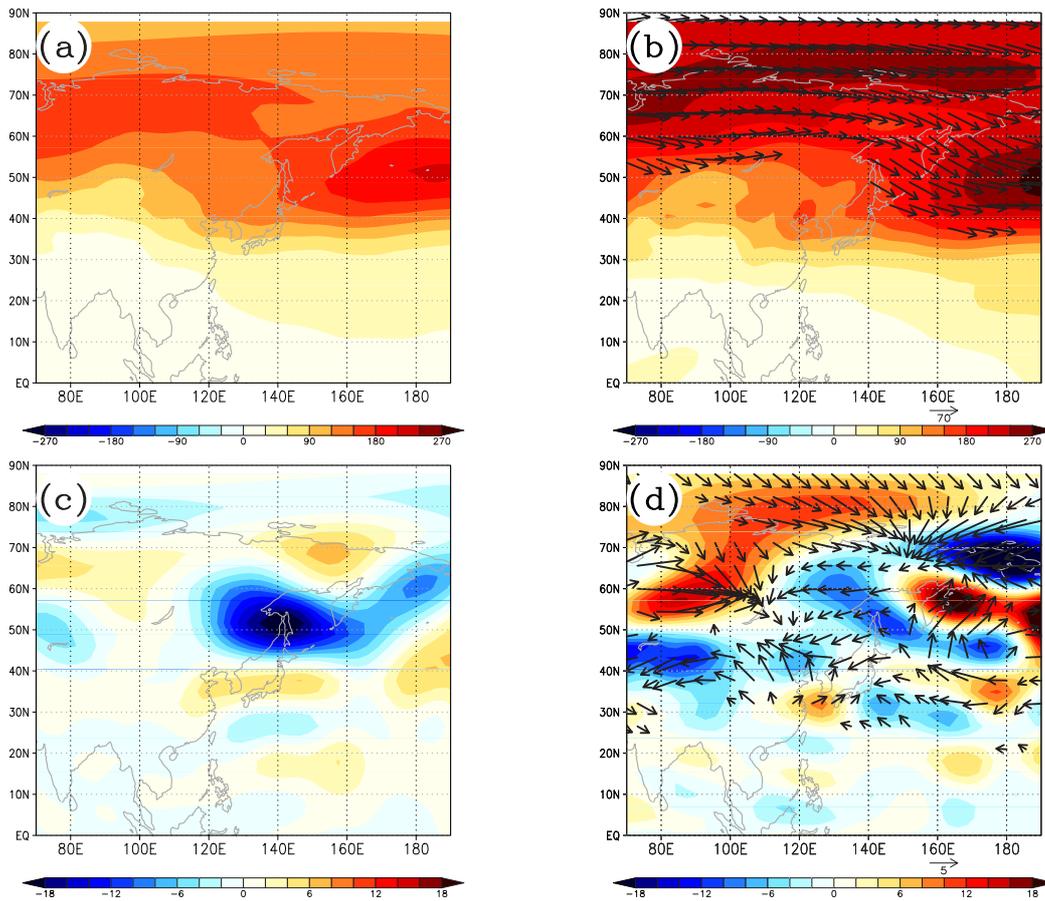


図 4.11: 陰影は (a,c)9.2 日より短い周期と (b,d)9.2 日より長い周期の擾乱に伴う運動エネルギー $[m^2/s^2]$ 。(b,d) のベクトルは 9.2 日より長い周期の擾乱に伴う WAF $[m^2/s^2]$ 。(a,b) は JJA 平均気候場で、(c,d) は偏差場。

Fig. 4.11: Shades show kinetic energy of eddies with time scale (a,c) less than 9.2 days and (b,d) longer than 9.2 days $[m^2/s^2]$. (b,d) Vectors show WAF of eddies with time scale longer than 9.2 days $[m^2/s^2]$. (a,b) is the JJA climatology, and (c)(d) is the anomaly field.

$-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)$ を決める。例として、図 4.12 の等値線の様な、南西から北東に長軸を持つ楕円形の低気圧性の渦度擾乱 ξ_a を考える。この図 4.12 のベクトルは、流線関数 $\psi_a \equiv \nabla^{-2} \xi_a$ を用いて、

$$(\mathbf{u}_a, \mathbf{v}_a) = \left(-\frac{\partial \psi_a}{\partial y}, \frac{\partial \psi_a}{\partial x} \right) \quad (4.22)$$

から求めた渦度擾乱に伴う水平風を示し、色は非線形渦度フラックスの収束 $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)$ を示す。流線関数の 1 階微分である水平風は、2 階微分である渦度より円形に近い楕円に接する向きを向く。よって、渦度擾乱は、その形状が楕円形であれば (円形でなければ) 非線形の渦度収束を伴い、非線形項 \mathcal{N}_ξ に寄与する。これらの渦度と非線形渦度フラックスの収束を、擾乱が存在する (0° – 32° E) で東西平均したものを図 4.13 に示す。非線形渦度フラックスの収束は、中心付近は高気圧 (負の渦度) 強制であり、その南北が低気圧強制となる¹。ここでは、低気圧性の渦度擾乱を考えたが、高気圧性の擾乱の場合でも、渦度擾乱の符号と共に水平風の向きが逆になるので、非線形項 \mathcal{N}_ξ の符号は変わらない。一方、渦度擾乱が北西から南東に長軸を持つ楕円形の場合には、東西平均した非線形項 \mathcal{N}_ξ は中心付近で低気圧強制になり、その南北で高気圧強制となる。つまり、3ヶ月より短い周期の楕円形の渦度擾乱は、その符号に依らず、その擾乱の形状によって非線形項 \mathcal{N}_ξ を決める。

前述の渦度の非線形項 $\mathcal{N}_\xi \sim -\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a)$ の性質から、3 極偏差パターンと 3ヶ月より短い周期の擾乱の正のフィードバックの可能性が考えられる。つまり、3 極偏差パターンに伴い、東シベリアに高気圧偏差が存在する年は、平均的な年に比べて、高気圧偏差の北側で西風が強く、南側で西風が弱い。この領域の短周期擾乱は、その形状が南西から北東に長軸を持つ楕円形になりやすいと考えられる。その様な形状の擾乱は非線形渦度フラックスの収束を通して、高気圧偏差を強める向きに働く可能性が考えられる。

例として、東シベリア付近の Z500 の年々変動偏差が正である 1998 年 (図 3.4c)

¹ $-\nabla \cdot (\mathbf{u}_a \xi_a) = -\frac{\partial}{\partial x} [u_a \xi_a + \frac{1}{2}(v_a^2 - u_a^2)] - \frac{\partial^2}{\partial y^2} (u_a v_a)$ なので、十分に広い経度帯で東西平均した場合には、 $-\frac{\partial^2}{\partial y^2} (u_a v_a)$ のみが寄与する。渦度方程式における $-\frac{\partial^2}{\partial y^2} (u_a v_a)$ は、運動方程式では、 $\frac{\partial u_a}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} (u_a v_a)$ の右辺に対応する部分である。つまり、渦度擾乱が南西から北東に長軸を持つ楕円形の場合、正である $u_a v_a$ が北向きに運動量運び、その北側では西風加速、南側では東風加速となり、中心付近が高気圧強制となるという解釈もできる。

の8月6日の状況と、年々変動偏差が負である1994年(図3.4b)の6月17日の状況を図4.14に示す。1998年8月6日は、東シベリア付近において、南西から北東に傾く、低気圧性の渦度擾乱が見られる。フーリエ解析による時間スケールの分離を行うと、この渦度擾乱には9.2日より短い周期と9.2日-3ヶ月の周期の成分が、おおよそ同等の振幅で含まれていることが分かる。この渦度擾乱に伴う非線形渦度フラックスの収束は(120 °E,55 °N)で負、(140 °E,55 °N)で正、(130 °E,65 °N)で正、(165 °E,65 °N)で負である。これらの収束は、前述の理想的な渦度擾乱に伴う非線形項(図4.12)や、3極偏差パターンが存在する時に見られる非線形項の図4.9e((130 °E,55 °N)で負、(145 °E,55 °N)で正、(140 °E,65 °N)で正、(160 °E,65 °N)で負)と類似する部分が見られる。一方、1984年6月17日は、(140 °E, 60 °N)付近に中心を持つ、北西から南東に傾く渦度擾乱が見られ、その南西の(120 °E,55 °N)付近に正偏差が見られる。つまり、1998年8月6日とは、短周期の渦度擾乱の傾き方が異なり、非線形の渦度収束が(120 °E, 55 °N)付近に逆符号を示す。これらの2事例は、Z500の年々変動偏差の正負によって、季節内の渦度擾乱の形状が異なり、非線形渦度フラックスの収束が逆符号を持つことを示唆する。

前述の短周期擾乱の形状の議論は、二つの事例について述べただけであるので、これらの事例が、年々変動偏差が正と負の年の短周期擾乱の形状を代表していない可能性も否定できない。年々変動偏差が正と負で、短周期擾乱の形状がどのように異なるのか調べるため、それらの形状の指標として、その擾乱に伴う東西風と南北風の積とSVD1の回帰係数 $(u_a v_a)'$ を計算し、図4.15に示した。水平風は概ね地衡風であるので、この指標が大きいほど渦度擾乱は南西から北東に、小さいほど北西から南東に伸びた構造を持つ。東シベリア付近において、この指標は正偏差であるので、3極偏差パターンが正である年は、負である年に比べ、短周期擾乱は南西から北東に長い水平構造を持ちやすいと考えられる。

ここでは、季節内の短周期擾乱と非線形渦度フラックスの収束の関係を、楕円形の理想的な渦度擾乱に伴う非線形渦度フラックスの収束(図4.12; 図4.13)から類推し、3極偏差パターンの年々変動と季節内の短周期擾乱の形状の関係を、東西風と南北風の積のみから考察した。しかし、実際の多くの短周期擾乱は単純な楕

円形ではなく、短周期擾乱の形状を単純に東西風と南北風の積のみでは表現できない可能性が考えられる。年々変動偏差、短周期擾乱、非線形渦度フラックスの関係をより明確に理解するためには、短周期擾乱の水平構造や移動経路を多くの事例について調べ、統計的に整理する必要があると考えている。

なお、ここまで詳しく述べていない、3極偏差パターンに伴う非線形項 \mathcal{N}_ξ (図 4.9e) の東シベリア付近に高気圧形成に対する寄与については第 5 章で数値モデルを用いて調べる。

4.5 エネルギー収支：気候場から偏差場へのエネルギー変換

偏差場のエネルギーの収支を考える。運動方程式 (4.1) と (u', v') の内積、熱力学の式 (4.2) と $\frac{R_d T'}{S_p p}$ の積を取り、二つの式を足し合わせると、エネルギーの式、

$$\begin{aligned} \text{TE} &\equiv \frac{u'^2 + v'^2}{2} + \frac{R_d T'^2}{2S_p p} & (4.23) \\ \frac{\partial \text{TE}}{\partial t} &= -\mathbf{u}' \cdot \left(\mathbf{u}' \cdot \nabla + \omega' \frac{\partial}{\partial p} \right) \bar{\mathbf{u}} - \mathbf{u}' \cdot \frac{u' \tan \varphi}{R} (-\bar{v}, \bar{u}) - \frac{R_d T'}{S_p p} \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{T} \\ &\quad - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}} \text{TE} + \mathbf{u}' \Phi') - \frac{\partial}{\partial p} (\bar{\omega} \text{TE} + \omega' \Phi') + \frac{R_d T' Q'}{S_p p} \\ &\quad + \mathbf{u}' \cdot \mathcal{N}_{\mathbf{u}'} + \frac{R_d T'}{S_p p} \mathcal{N}_{T'} + \mathbf{u}' \cdot \mathcal{F}_{\mathbf{u}'} + \frac{R_d T'}{S_p p} \mathcal{F}_{T'} & (4.24) \end{aligned}$$

が得られる。式 (4.24) の右辺第 1–3 項が気候場から偏差場へのエネルギーの変換項²、第 4、5 項は気候場による偏差場のエネルギー輸送と圧力輸送項の収束、第 6 項は非断熱加熱によるエネルギー生成項、第 7、8 項は非線形項によるエネルギーの生

²式 (4.24) の右辺第 1–3 項の鉛直移流と関係する部分を無視すると、

$$\begin{aligned} &-\mathbf{u}' \cdot (\mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{\mathbf{u}}) - \mathbf{u}' \cdot \frac{u' \tan \varphi}{R} (-\bar{v}, \bar{u}) \\ &= -u' v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - u' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - u' v' \frac{\tan \varphi}{R} \bar{u} - u'^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - v'^2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\tan \varphi}{R} \bar{v} u'^2 \\ &= -u' v' \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\tan \varphi}{R} \bar{u} \right) + \frac{v'^2 - u'^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \frac{\bar{v} \tan \varphi}{R} \right) - \frac{u'^2 + v'^2}{2} \nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} \end{aligned}$$

であり、基本場水平風が非発散 ($\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} = 0$) であれば、Simmons et al. (1983) や Yasutomi (2003) の順圧エネルギー変換の形と対応する。

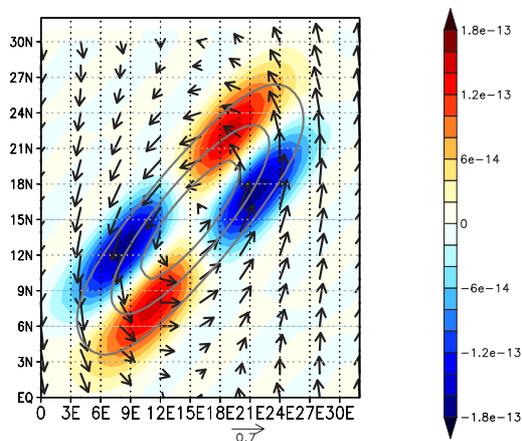


図 4.12: 理想的な渦度擾乱 (等値線 $\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5$) $[10^{-5}/s]$ と、それに伴う水平風 $[m/s]$ (ベクトル) 及び渦度フラックスの収束 $[10^{-11}/s^2]$ (陰影)。

Fig. 4.12: Ideal vorticity $[\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5 \times 10^{-5}/s]$ (contour), horizontal wind field $[m/s]$ (vector), and convergence of nonlinear vorticity flux $[10^{-11}/s^2]$ (shade).

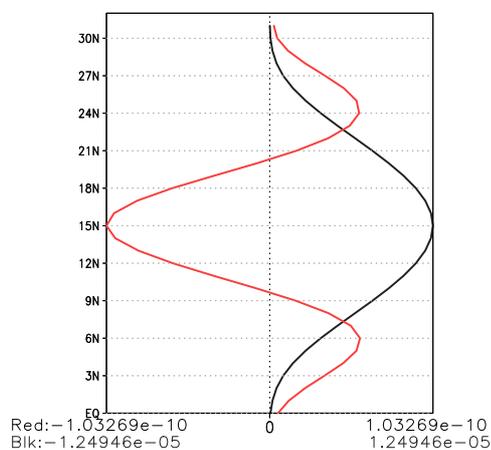


図 4.13: 理想的な渦度擾乱 $[/s]$ (黒線) と非線形渦度フラックスの収束 $[/s^2]$ (赤線) の東西平均 (0° – 32° E)。

Fig. 4.13: Ideal vorticity $[/s]$ (Black line) and convergence of nonlinear vorticity flux $[/s^2]$ (Red line) averaged over (0° – 32° E).

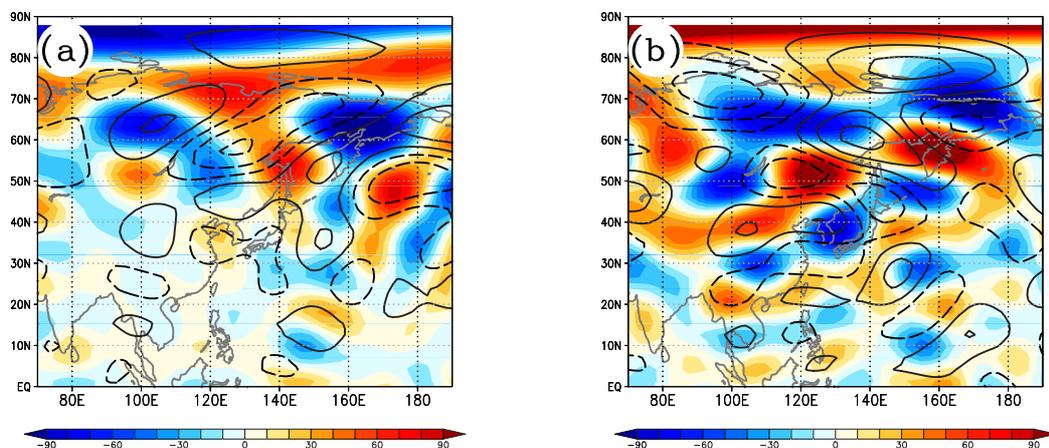


図 4.14: (a)1998 年 8 月 6 日と (b)1984 年 6 月 17 日の渦度擾乱 (等値線 $\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5$) $[10^{-5}/s]$ と渦度フラックスの収束 $[10^{-11}/s^2]$ (陰影)。

Fig. 4.14: Vorticity $[\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5 \times 10^{-5}/s]$ (contour) and convergence of nonlinear vorticity flux $[10^{-11}/s^2]$ (shade) on (a) 1998/8/6 and (b) 1984/6/17.

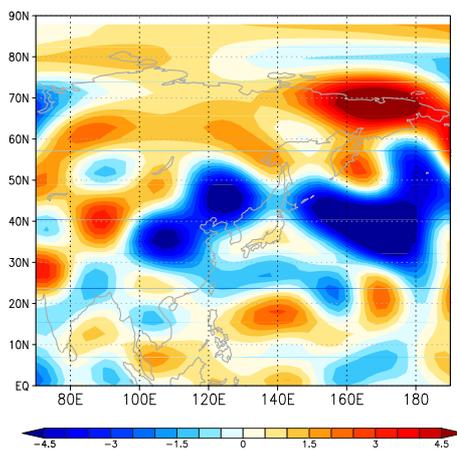


図 4.15: 3ヶ月より短い周期の擾乱に伴う東西風と南北風の積の偏差 (SVD1 との回帰係数) $[m^2/s^2]$ 。

Fig. 4.15: A Product of zonal wind and meridional wind associated with disturbances with period shorter than 3 month $[m^2/s^2]$.

成項、第9、10項はダンピングを表す。偏差場のエネルギー収支を、1000–300hPa平均の水平面と120–150E平均の緯度高度断面図で、それぞれ図4.16a, c, eと図4.16b, d, fに示す。

フィリピン付近の1000–500hPa付近に気候場から偏差場へのエネルギー変換が見られる(図4.16a, b)。フィリピン域におけるエネルギー変換は主に $(-u'^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x})$ であり、大気下層のモンスーンの西風と太平洋からの東風の合流する気候場の特徴と関係している。フィリピン付近では、 $\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} < 0$ であり、東西に伸びた(u'^2 が大きい)偏差が効率的にエネルギーを受け取る。このフィリピン付近の順圧エネルギー変換は先行研究においても注目されているものである(Yasutomi, 2003; Kosaka and Nakamura, 2006)。

東シベリア付近では、傾圧的なエネルギー変換と順圧的なエネルギー変換が見られる(図4.16a, b)。東シベリア西部(125E, 65N付近)のエネルギー変換は主に $(-\frac{R_d T'}{S_{pp}} v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y})$ である。気候場の南北温度傾度の強い地域で、対流圏の下層から上層まで大きな値が見られる。この傾圧エネルギー変換は、図4.6に示した東シベリアの渦度偏差が上層ほど西に傾いていることと整合的である。また、寒帯前線ジェットの向き $(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}, \frac{\partial \bar{v}}{\partial y})$ と関連して、東シベリア東部(150E, 55N付近)では、 $(-u'v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - v'^2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y})$ が主に大気上層に見られる。東シベリア東部の順圧エネルギー変換はSato and Takahashi (2007)が東シベリアの偏差の力学モード的な性質として指摘しているものと類似している。

その他に、日本上空には亜熱帯ジェットの傾圧的な構造 $\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$ と関係するエネルギー変換(Kosaka and Nakamura, 2006)、15°–40°Nの上層には非断熱加熱(図4.16d)、20°–70°Nの上層には非線形項(図4.16f)によるエネルギー生成項が見られる。図中のベクトルは、主に圧力輸送項 $(u'\Phi', v'\Phi')$ によるもので、循環場偏差と対応してフィリピン付近と東シベリア付近に時計回りの流れが見られる。これらのフラックスの収束を計算すると、フィリピン付近や東シベリアで発散、中国・日本で収束である。フィリピンの西に見られる北向きのフラックスは特に大気下層で明瞭で、東シベリア東部の南向きのフラックスは特に上層で強い。これらのフラックスは、大気下層においてはフィリピン付近から北の日本付近に、上層においては

東シベリア付近から南にエネルギーが輸送されることを示す。これらは、図 4.6 で示した、WAF による波の活動度の向きと対応する。

力学的なエネルギー変換項の大きさを考察するため、東アジア域で空間積分したエネルギー変換項と北半球における 3 極偏差パターンに伴う全エネルギーの比を求める。すると、

$$\frac{[\text{TE の } (0^\circ\text{--}360^\circ\text{E}, 0^\circ\text{--}90^\circ\text{N}, \text{地表面-100hPa}) \text{ 領域積分}]}{[\text{エネルギー変換項の } (70^\circ\text{--}170^\circ\text{W}, 0^\circ\text{--}90^\circ\text{N}, \text{地表面-100hPa}) \text{ 領域積分}]} = 38.7 \text{ 日}$$

となり、エネルギー変換項は北半球の偏差のエネルギーを 38.7 日で供給する大きさであることが分かる。この時間スケールは、3ヶ月に比べて十分に短く、3ヶ月平均場に現れる 3 極偏差パターンに、このエネルギー変換項が寄与すると考えられる。同様に、非断熱加熱によるエネルギー生成項について計算すると、

$$\frac{[\text{TE の } (0^\circ\text{--}360^\circ\text{E}, 0^\circ\text{--}90^\circ\text{N}, \text{地表面-100hPa}) \text{ 領域積分}]}{[\frac{R_d T' Q'}{S_p p} \text{ の } (70^\circ\text{--}170^\circ\text{W}, 0^\circ\text{--}90^\circ\text{N}, \text{地表面-100hPa}) \text{ 領域積分}]} = 129.3 \text{ 日}$$

となり、その値はエネルギー変換項に比べると小さい。この大きさの解釈については 4.7 節で行う。

4.6 1980 年、1984 年、1998 年の解析

3.1 節で 1980 年、1984 年、1998 年の Z500 の偏差を、SVD1 に寄与する典型的な事例として図 3.4 に示した。いずれの年にも東アジア域に 3 極構造が現れるが、その水平構造には若干の違いも見られる。例えば、1980 年の Z500 偏差は 3 つの偏差がほぼ南北直線上に並ぶのに対し、1984 年は北西から南東に、1998 年は南西から北東に並ぶ。ここでは、4.1 節–4.5 節の収支解析で調べた力学・湿潤プロセスをこれらの 3 年について年毎に検証する。

1980 年の降水量偏差、渦度と WAF、非断熱加熱と関係する伸縮項、力学的な伸縮項、渦度の非線形項 $\mathcal{N}_{\zeta'}$ 、気候場から偏差場への力学的なエネルギー変換を図 4.17 に示す。フィリピン北東の地域と中国・日本付近にそれぞれ負と正の降水量偏差が見られる (図 4.17a)。大気下層では対応する非断熱加熱と関係する伸縮項が見られ、その伸縮項はフィリピン北東の地域や日本付近において、渦度偏差と同

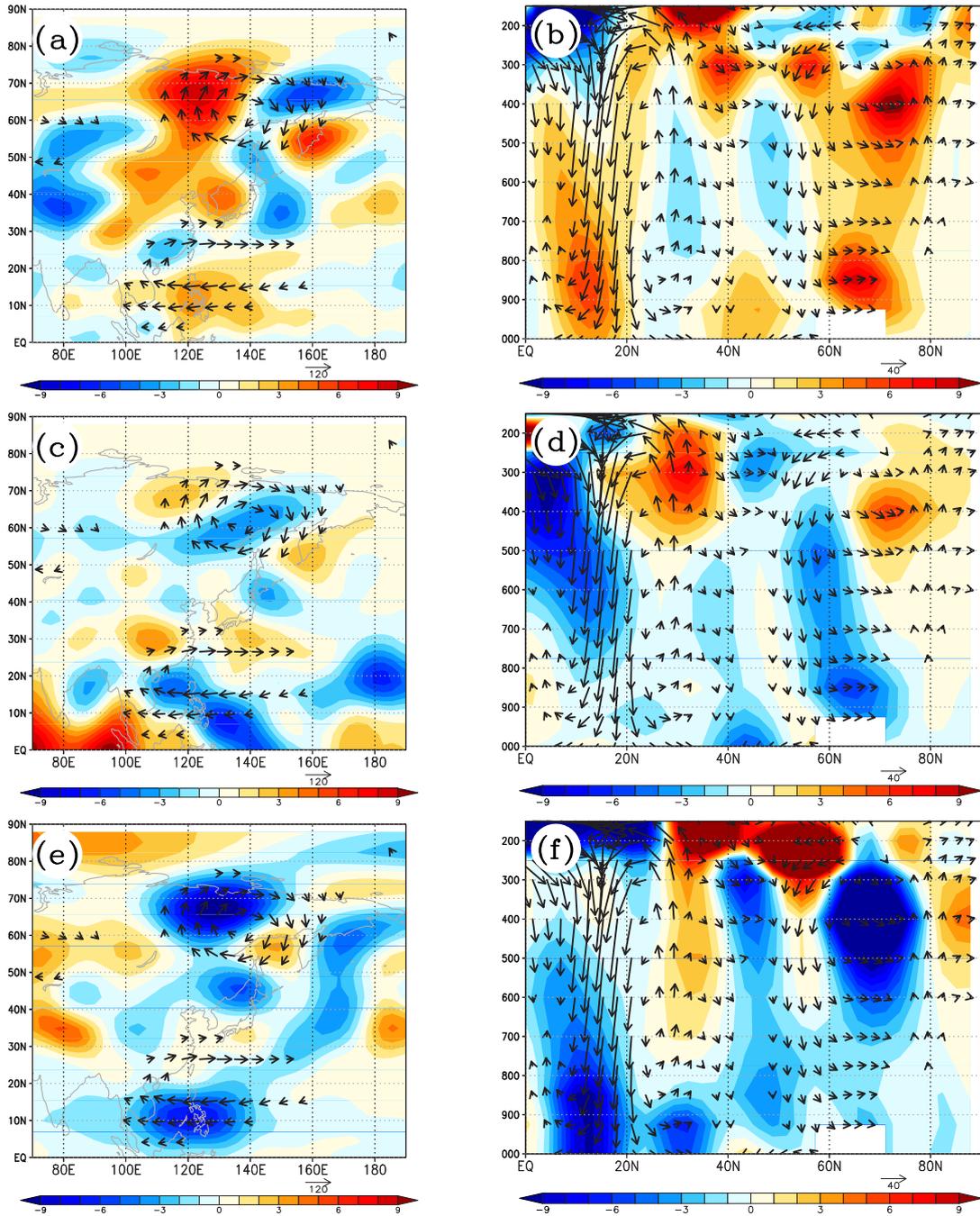


図 4.16: 偏差場のエネルギー収支。陰影は (a, b) 気候場から偏差場へのエネルギー変換、(c, d) 非断熱加熱によるエネルギー生成項、(e, f) 非線形項 \mathcal{N} によるエネルギー生成項 [$10^{-6}\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{s})$] で、ベクトルは気候場による偏差場のエネルギー輸送と圧力輸送項 ($\mathbf{u}'\Phi'$, $\omega'\Phi'$) [$\text{J}/\text{kg}\cdot\text{m}/\text{s}$, $-10^{-2}\text{J}/\text{kg}\cdot\text{Pa}/\text{s}$]。 (a, c, e) は 1000–300hPa の平均、(b, d, f) は (120–150E) 平均の緯度高度断面。

Fig. 4.16: An energy budget of the anomaly field. Shades show (a, b) energy conversion from climatological field to anomaly field, (c, d) an energy production associated with diabatic heating, (e, f) an energy production associated with nonlinear \mathcal{N} [$10^{-6}\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{s})$]. Vectors show energy transport associated with climatological wind and ($\mathbf{u}'\Phi'$, $\omega'\Phi'$) [$\text{J}/\text{kg}\cdot\text{m}/\text{s}$, $-10^{-2}\text{J}/\text{kg}\cdot\text{Pa}/\text{s}$]. (a, c, e) is average of 1000–300hPa, and (b, d, f) is latitude height cross section of (120–150E).

じ符号を持ち、渦度偏差を強める向きに働いていると考えられる (図 4.17b, d)。また、フィリピン付近の下層からの北向きの WAF(図 4.17b)、東シベリア付近の上層からの南東向きの WAF(図 4.17c)、オホーツク海付近の力学的な沈降流に伴う負の伸縮項 (図 4.17e)、東シベリア上流 (125 °E, 60 °N 付近) の高気圧的な非線形項 \mathcal{N}_{ζ} (図 4.17f)、東シベリアの傾圧エネルギー変換 (110 °E, 60 °N 付近)(図 4.17g)、フィリピン付近の順圧エネルギー変換 (図 4.17g, h)、日本上空の傾圧エネルギー変換も確認できる (図 4.17h)。ただし、4.3 節と 4.5 節で述べた年々変動の 3 極偏差パターン (SVD1) のものに比べると、東シベリアの傾圧エネルギー変換は西にずれて位置し、WAF、力学的な伸縮項、フィリピン付近と日本付近のエネルギー変換は水平スケールが小さく不明瞭である。不明瞭さの一因として考えられるのは、SVD1 を用いて定義した年々変動の 3 極偏差パターンは、3 極構造を持つ成分を抽出したものであるのに対し、各年の年々変動偏差には、その他の変動 (高次の SVD モード) も含まれるからであると考えられる。3.1 節でも述べた通り、3 極構造を持つ SVD1 が年々変動を説明する割合は 59% であり、変動の全てを説明する訳ではない。

同様に 1984 年の解析を図 4.18 に示す。1984 年は SVD1 のスコアが負であるので、降水量偏差など 1 次の量は、これまで見てきたものと符号が逆である。SVD1 や 1980 年の解析と同様に、低・中緯度における、降水量偏差、非断熱加熱と関係する伸縮項、渦度偏差の対応関係が見られる (図 4.18a, b, d)。また、フィリピン付近の下層の北向きの WAF(図 4.18b)、東シベリア付近の上層の南東向きの WAF(図 4.18c)、オホーツク海付近の力学的な上昇流に伴う正の伸縮項 (図 4.18e)、東シベリア上流 (100 °–140 °E, 45 °–75 °N) の低気圧的な正の非線形項 \mathcal{N}_{ζ} (図 4.18f)、東シベリア付近の傾圧エネルギー変換 (図 4.18g, h) が見られる。特に東シベリア付近上層からの南東向きの WAF は明瞭である。フィリピン付近の Z500 の偏差が北東にずれていることと対応して、この地域の順圧エネルギー変換は見られない (図 4.18g, h)。

1998 年の解析である図 4.19 においても、1980 年や 1984 年と同様に、低・中緯度における、降水量偏差、非断熱加熱関係する伸縮項、渦度偏差の対応関係が見

られる (図 4.19a, b, d)。また、フィリピン付近の下層の北向きの WAF (図 4.19b)、オホーツク海付近の力学的な沈降流に伴う負の伸縮項 (図 4.19e)、フィリピン付近の順圧エネルギー変換、東シベリア付近 (110 °E, 80 °N 付近) の傾圧エネルギー変換 (図 4.19g, h) が見られる。

いずれの年にも、降水量偏差、非断熱加熱と関係する伸縮項、渦度偏差の対応が見られる。4.1 節–4.3 節の SVD1 の解析において述べた、下層の循環場偏差 水蒸気の収束・降水・凝結加熱・熱力学的にバランスする上昇流・非断熱加熱と関係する伸縮項 下層の循環場偏差の強化、というプロセスの働きの可能性が裏付けられる。Z500 の偏差が北西から南東に並ぶ 1984 年は、他の 2 事例と比べて、特に東シベリア付近上層からの WAF が明瞭である。一方、偏差が南西から北東に並ぶ 1998 年は、フィリピン付近の順圧エネルギー変換や降水量偏差が比較的明瞭である。フィリピン付近の偏差と東シベリア付近の偏差の位置関係の違いに、これらのプロセスが関わっていること可能性が示唆される。

4.7 まとめと議論

第 3 章で抽出された東アジア域の 3 極偏差パターンにおける、ロスビー波やエネルギー変換などの力学プロセス、及び湿潤プロセスを調べた。

東アジアの気候場では、モンスーン低気圧や太平洋高気圧と地衡風バランスする、大気下層の南西風によって熱帯の水蒸気が中緯度へ輸送され、中緯度にも大きな降水がある。また、東アジア域では低・中緯度では水蒸気量が多く、中国・日本付近には強い水蒸気傾度が存在する。このような地域では、循環場偏差は水蒸気を収束、又は発散させるので、降水量偏差を伴いやすい。3 極偏差パターンでは、下層のフィリピン付近の高気圧循環に伴う中国・日本への南西風偏差が水蒸気を中緯度へ運ぶ。その水蒸気の収束発散と対応して、中国・日本付近では正、フィリピン付近では負の降水量偏差が見られる。正 (負) の降水量偏差と対応する凝結加熱は、熱力学的に上昇 (下降) 流とバランスし、その鉛直流は気柱の伸縮を通して下層の低 (高) 気圧循環を強化する。このような、偏差を強化する正のフィードバックは、フィリピンや中国・日本の偏差が発達しやすいことの一因である可能性が考

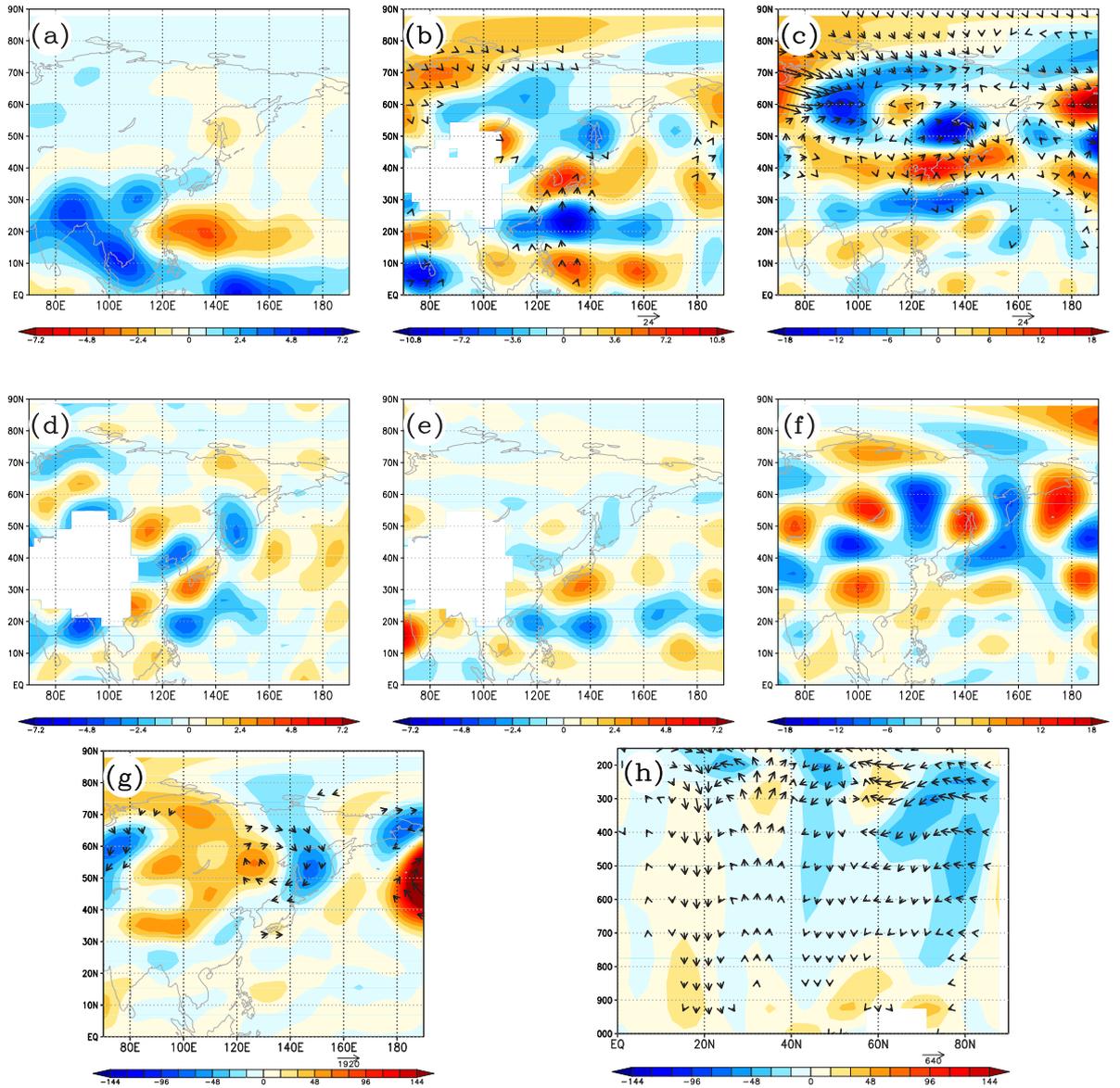


図 4.17: 1980 年の偏差場。陰影は、(a) 降水量 [mm/day]、(b)850hPa と (c)300hPa の渦度 [$10^{-6}/s$]、(d)850hPa の渦度および温度移流と関係する伸縮項 [$10^{-11}/s^2$]、(e)850hPa の非断熱加熱と関係する伸縮項 [$10^{-11}/s^2$]、(f)300hPa の非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ 、(g)1000–300hPa と (h) (120–150E) 平均のエネルギー変換項 [$10^{-6}J/(kg \cdot s)$]。ベクトルは (b, c)WAF [m^2/s^2]、(g, h) 気候場による偏差場のエネルギー輸送と圧力輸送項 $(\mathbf{u}'\Phi', \omega'\Phi')$ [$J/kg \cdot m/s, -10^{-2}J/kg \cdot Pa/s$]。

Fig. 4.17: Anomaly field of 1980. Shades show (a) precipitation [mm/day], vorticity at (b) 850hPa and (c) 300hPa [$10^{-6}/s$], (d) a stretching term associated with temperature and vorticity advection [$10^{-11}/s^2$], (e) a stretching term associated with diabatic heating [$10^{-11}/s^2$], (f) a nonlinear term $\mathcal{N}_{\xi'}$ at 300hPa, every conversion at (g) 1000–300hPa and (h) (120–150E) [$10^{-6}J/(kg \cdot s)$]. Vectors show (b, c) WAF [m^2/s^2], (g, h) energy transport associated with climatological wind and $(\mathbf{u}'\Phi', \omega'\Phi')$ [$J/kg \cdot m/s, -10^{-2}J/kg \cdot Pa/s$].

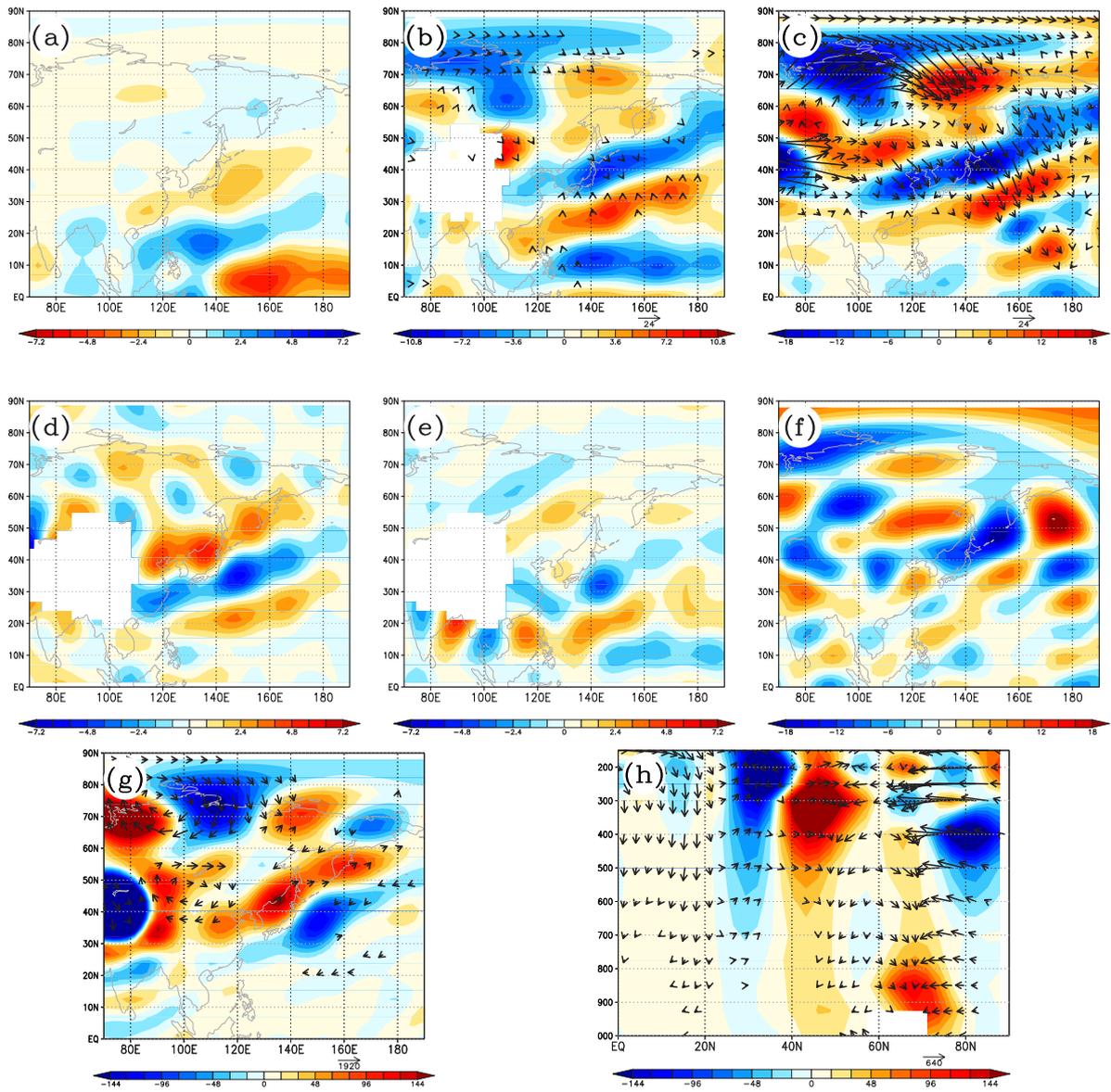


図 4.18: 図 4.17 と同じ、ただし 1984 年。

Fig. 4.18: Same as Fig. 4.17 but the year of 1984.

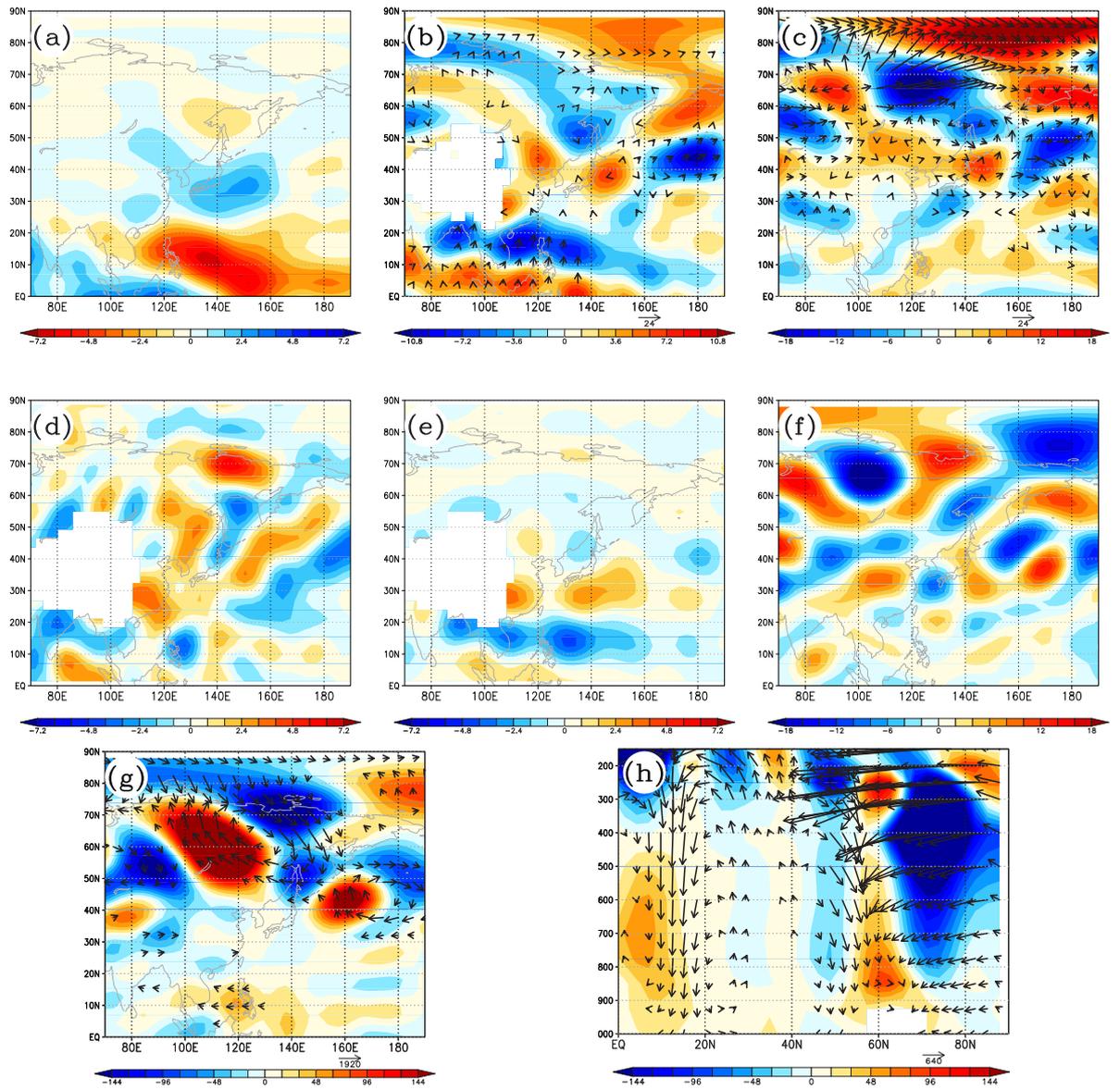


図 4.19: 図 4.17 と同じ、ただし 1998 年。
 Fig. 4.19: Same as Fig. 4.17 but the year of 1998.

えられる。また、このフィードバックは、気候場の水蒸気の多い地域や水蒸気傾度の強い地域で、特に効率的に働くものである。日本付近の下層に循環場偏差が現れたとき、このような気候場の特徴と関係して働く湿潤プロセスは、中国・日本の偏差の東西に伸びた水平構造に何らかの役割を果たしている可能性が考えられる。

大気下層の渦度偏差はフィリピン付近と中国・日本付近で逆符号であり、WAFはフィリピン付近から北を向く。偏差の位置関係などに若干の違いも見られるが、これらは Kosaka and Nakamura (2006) の示す PJ パターンの特徴と類似している。オホーツク海付近の下層の渦度収支を調べると、PJ パターンの熱帯からの影響が更に北まで届く可能性が示唆される。この地域の下層の高気圧循環偏差には力学的な沈降流による伸縮項が寄与している。この沈降流には下層の気候場南西風による日本付近の負の温度と正の渦度偏差の水平移流 ($\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} T'$, $\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \xi'$) などが関わっている。また、大気上層における東シベリアや日本の渦度収支は、主に気候場による水平移流と実効 β 項の釣り合いで、伸縮項の寄与は比較的小さい。この地域の上空に見られる南東向きの WAF は高緯度からの中緯度や低緯度への影響を示唆する。これら全てが絡み合っ、全体としてつじつまの合うバランスになっていると考えられる。フィリピンからの影響が日本の北まで届く可能性、東シベリアから南東への影響の大きさは、5.4 節において数値実験の結果を用いて調べる。

上層の渦度収支においては、非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ が比較的大きな値を持つ。東シベリアの上流 (130 °E, 55 °N と 105 °E, 70 °N 付近) の負偏差は、高気圧的に働く渦度強制である。高緯度での非線形強制の重要性は Hirota et al. (2005) や Arai and Kimoto (2007) でも指摘されている。ただし、ここで解析された非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ の水平構造は非常に細かく、東シベリア付近の高気圧偏差に対する寄与は大きくはない可能性も否定できない。その定量的な寄与は第 5 章で、数値実験の結果を用いて考察する。

この非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ は 3ヶ月より短い周期の擾乱からの季節平均場への渦度強制である。3 極構造を持つ偏差場における、これらの擾乱の高周波成分 (周期が 9.2 日より短い) と低周波成分 (周期が 9.2 日より長い) の様子を調べた。SVD1 と、これ

ら高周波成分と低周波成分に伴う運動エネルギーの回帰係数は、東シベリア付近で共に負であり、低周波成分に伴う WAF は東シベリアの上流で収束する。つまり、SVD1 のスコアが正であり、東シベリア付近に高気圧偏差が見られるとき、東シベリア付近において、この高周波成分の活動は不活発であり、低周波成分に伴うロスビー波の碎波が顕著であると考えられる。この低周波成分に伴う非線形渦度強制や WAF'_L の状況は Arai and Kimoto (2007) が述べるものと類似している。これらの WAF'_L が示すロスビー波や総観規模擾乱は、それら形状を通して非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ に寄与すると考えられる。これらの短周期擾乱と非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ の水平構造の関係を詳しく調べるためには、数多くの擾乱の水平構造や発達の日時間発展、及び移動経路などを統計的に整理する必要があると考えている。

エネルギー変換は、気候場の構造から決まる特定の位置のみで効率的にエネルギーを気候場から偏差場に供給し、その地域の偏差の発達に寄与すると考えられる。気候場のモンスーンの西風と太平洋の東風が合流するフィリピン付近では、水平風の東西傾度と関係して東西に長い偏差が気候場からエネルギーを効率的に受け取る $(-u'^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x})$ 。このフィリピン付近の夏季気候場の構造は先行研究でも注目されているものである (Yasutomi, 2003; Kosaka and Nakamura, 2006)。東シベリア付近では、気候場の南北温度傾度と関係する傾圧的なエネルギー変換と、水平風の南北傾度と関係する順圧エネルギー変換が見られる。この地域の傾圧エネルギー変換は対流圏の全高度で見られるのに対して、順圧エネルギー変換は大気上層のみで大きな値を持つ。この地域の傾圧エネルギー変換は本研究が新たにその重要性を示唆したものであり、順圧エネルギー変換は Sato and Takahashi (2007) が東シベリアの偏差の力学モード的な性質として指摘したものと類似する結果である。また、日本の上空では、Kosaka and Nakamura (2006) が PJ パターンの重要な力学モード的な性質として指摘したものと類似する、亜熱帯ジェットの傾圧的な構造と関係するエネルギー変換が見られる。これらの力学的な順圧・傾圧エネルギー変換の東アジア域 (70 °–170 °W, 0 °–90 °N, 地表面–100hPa) における積分値は、偏差場の全エネルギーの北半球 (0 °–360 °E, 0 °–90 °N, 地表面–100hPa) における積分値を 38.7 日で供給する程度の大きさがあり、3ヶ月平均場に現れる 3 極偏差

パターンに対する、力学的エネルギー変換の重要性を裏付ける。

一方、非断熱加熱によるエネルギー生成は、中国・日本付近の上空で偏差のエネルギー生成に寄与する。非断熱加熱によるエネルギー生成項の東アジア域 (70 °–170 °W, 0 °–90 °N, 地表面–100hPa) における積分値は、北半球の偏差場の全エネルギーを 129.3 日で供給する大きさである。この時間スケールは、Kosaka and Nakamura (2008) が、PJ パターンに伴う非断熱加熱と関係するエネルギー生成項 (100 °–150 °E, 5 °–60 °N, 地表面–100hPa の領域積分) による、偏差場の北半球における全エネルギーへの寄与として計算した 40.7 日に比べると長い。この違いは、Kosaka and Nakamura (2008) の解析では、1ヶ月程度の時間スケールの季節内変動も解析対象としていることにあると考えられる。本研究においても、年々変動のみではなく、図 3.11 に示した季節内変動も含めた SVD1 を用いて定義した偏差場においては、非断熱加熱によるエネルギー生成項 (70 °–170 °E, 0 °–90 °N, 地表面–100hPa の領域積分) は、北半球における偏差場の全エネルギーを 12.86 日で供給する程度の大きさがある。その季節内変動を含む場合の非断熱加熱によるエネルギー生成項を図 4.20 に示す。フィリピン付近に正の偏差が見られ、その水平構造も Kosaka and Nakamura (2008) が示した図 1.13 と類似している。

なぜ、年々変動と季節内変動を含めた場合で、3極偏差パターンに伴う非断熱加熱によるエネルギー生成項の寄与が異なるのか考察する。式 (4.24) で示される様に、非断熱加熱によるエネルギー生成項は、 $\frac{R_d T' Q'}{S_{pp}}$ と定義した。フィリピン付近の (100 °–160 °E, 5 °–28 °N) において、二つのどちらの場合にも負の降水量偏差と非断熱加熱偏差が見られる。しかし、年々変動の3極偏差パターンでは、この地域で 500hPa の気温偏差が弱く正であり、季節内変動を含む場合には負である。よって、年々変動の3極偏差パターンでは、非断熱加熱は気温偏差を減衰させる向きに働くのに対し、季節内変動を含む場合は偏差を発達させる向きに働くと考えられる。この様な状況の違いを反映して、エネルギー収支解析において、フィリピン付近の (100 °–160 °E, 5 °–28 °N) では、非断熱加熱によるエネルギー生成項の符号が逆になった。

次に、年々変動偏差の3極偏差パターンでは、フィリピン付近において、なぜ気

温偏差が正になるのかを推察する。図 4.2 に示した 500hPa の気温偏差は、熱帯のほとんどの地域で正であるが、フィリピンの北東付近におおよそゼロの地域が存在する。この熱帯の正の気温偏差は、(30 °S–30 °N) の全経度帯で見られる。この水平構造の特徴から、フィリピン付近の非断熱加熱は、季節内変動の場合と同様に冷却に働いているが、その効果は熱帯全域の正偏差に打ち消されていると考えられる。熱帯全域の高温偏差は、年々変動の 3 極偏差パターンが存在する時、インド洋やペルー沖など、熱帯の地(海)面温度が高いため(図 3.2)、大気が暖められていることが、関係している可能性が考えられる。実際、図 3.14 に示した季節内変動のみの SVD1 は、熱帯に地(海)面温度偏差を伴わず、非断熱加熱によるエネルギー生成項の東アジア域の積分値が北半球の全エネルギーを 4.56 日で供給する大きさであり、その効き方は、12.86 日であった季節内変動と年々変動の SVD1 のものに比べて、更に大きくなる。また、帯状平均した熱帯(30 °S–30 °N)の地(海)面温度と、帯状平均した熱帯の Z500 の年々変動は、相関が 0.75 であり、強い関係性が見られる。この熱帯の地(海)面温度と、帯状平均した大気場の関係は、顕熱の見積もりなどから検証する必要があると考えている。

なお、年々変動の SVD1 を用いて定義した偏差場において、非断熱加熱によるエネルギー生成が、東アジア域の積分値として、大きくないという結果は、水収支解析、熱収支解析および渦度収支解析から示唆された湿潤プロセスの下層の循環場偏差に対する重要性を否定するものではないと考えている。湿潤プロセスの役割は、非断熱加熱と関係するエネルギー生成のみではなく、下層の循環場への影響を通してエネルギー変換項やエネルギーの輸送などにも間接的に影響する。また、局所的には、中国・日本付近の上層などでは、非断熱加熱が偏差のエネルギー生成に寄与する地域も見られる。

この章で述べた大気の内層プロセスは 3 極偏差パターンの位置、構造、発達に関わっていると考えられる。気候場から偏差場へのエネルギー変換や湿潤プロセスは、気候場の特徴によって決まる特定の位置のみで効率的に働き、その地域の偏差の振幅、発達に寄与すると考えられる。下層の北向きや上層の南東向きのロスビー波は、これらの各地域の偏差に伴う変動のエネルギーがロスビー波として南

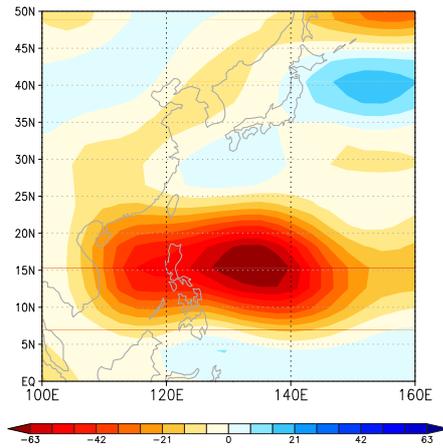


図 4.20: 400hPa における、非断熱加熱による偏差場のエネルギー生成項。[J/(kg・s)]。偏差場は年々変動と季節内変動を含む降水量と Z500 の SVD1 で定義。

Fig. 4.20: Anomalous energy production by diabatic heating associated at 400 hPa [J/(kg・s)]. Anomaly field is defined as a regression coefficient with respect to the SVD1 of interannual and interseasonal variations.

北に伝播することを示す。3 極偏差パターンは、これらの内部プロセスによって、東アジア域において振幅が大きくなり、南北の広い地域に影響するため、SVD 解析によって、変動を説明する割合が大きい第 1 モードとして抽出されるのだと推察される。ただし、これらの力学・湿潤プロセスの役割は、3 つの偏差が存在する偏差場の解析から推察したものであり、3 極構造を持つパターンが頻繁に現れるためにこれらのプロセスが必要であることを示した訳ではない。これらのプロセスは 3 極偏差パターンの維持に働いているとしても、その寄与は定量的には小さいものである可能性もある。第 5 章では数値実験の結果から、実際に、3 極偏差パターンが、これらの大気の内プロセスによって頻繁に現れるパターンであることを示す。また、様々な数値実験から、ここで述べた力学・湿潤プロセスを切り分けて調べる。

第5章 湿潤の線形プリミティブモデルの応答実験

この章では、第3章のSVD解析やEOF解析から示唆された3極偏差パターンの力学モード的な性質と、第4章で述べたパターンに働く力学・湿潤プロセスの役割を、線形モデルを用いた数値実験から調べる。

用いるモデルは湿潤プロセスを考慮した線形プリミティブモデルである(詳細は付録C)。支配方程式は、気候場を基本場とするプリミティブ方程式(4.1)–(4.5)を σ (= 気圧/地表気圧)座標系に座標変換し、運動方程式(4.1)は渦度と発散の式に変形したものである。分解能はT42(~280km)鉛直20層($\sigma = 0.995-0.083$)である。ダンピング \mathcal{F} は、渦拡散を想定した2次のラプラシアン拡散、ニュートン冷却、レイリー摩擦で表現する。渦拡散のダンピングの時間スケールは最大波数に対して0.5日とする。ニュートン冷却とレイリー摩擦は、大気下層($\sigma < 0.9$)でおおよそ3日、最上層($\sigma = 0.025$)とその下の層($\sigma = 0.0083$)で1日、それ以外で30日とする。下層の強いダンピングは地表付近の乱流混合プロセスを簡素に表現するものである。これらの係数はBranstator(1990)やWatanabe and Jin(2001)などを参考に決めた。降水プロセスは主に対流性の降水を想定したWatanabe and Jin(2001)と同じスキームを用いる。大規模凝結による降水は考えていない。

このモデルを利用することにより、例えば、対流活動に対する力学系の線形応答を求めることが出来る。対流活動は大気中の水蒸気を凝結させ大気を加熱する。この効果をモデルの外部から、熱強制 Q' と水蒸気強制 S' として与えながら、モデルの時間積分を行うと、強制に対して系が応答し、循環場が変化する。この時、モデルは湿潤プロセスを含むので、循環場が変わったことにより、水蒸気が収束し降水が発生し、その降水に伴う凝結加熱が、また循環場を変化させるという、湿潤プロセスによるフィードバックもモデル内で表現される。ただし、モデルの外部

から与える熱強制 Q' と水蒸気強制 S' は、これらのフィードバックの結果としての対流活動に伴う Q' と S' と考えており、外部からこれらを与える地域においては、モデル内の湿潤プロセスを働かせない。これらの非断熱加熱 Q' 、水蒸気のソース (又はシンク) S' の他に、非線形項 N を外部強制として考える。この線形モデルでは、非線形プロセスの効果は計算できないが、第4章で述べた通り、非線形プロセスの効果も無視できない可能性が考えられるからである。外部強制を与えて時間積分すると、15日目あたりには応答の水平構造や振幅がほとんど変化しなくなり、おおよそ定常状態に達したと考えられる。また、3.3節で述べた通り、3極偏差パターンの時間スケールはおおよそ20日程度であると考えられる。本研究では15–20日目の平均を応答と呼び、これを議論する。この定常応答は、与えた強制と東アジアの気候場に働く力学・湿潤プロセスの効果を表し、これまで議論してきた気候偏差場に対応するものとする。

5.1 コントロール実験

まず、前述の線形モデルを用いて3極偏差パターンの再現実験を行う。第4章に述べた観測・再解析データの3極偏差パターン(東アジア域における降水量とZ500の年々変動偏差から作成した相関係数行列に対するSVD1)の解析によって見積もられた、非断熱加熱 Q' (図4.3d)、水蒸気のソース S' 、非線形項 N (図4.9eなど)を外部強制として与えるコントロール実験を行う。第4章で示した水、熱、渦度収支は、これらの強制と線形力学項のプリミティブ方程式系におけるバランスと解釈することもできる。従って、3極偏差パターンに伴うこれらの熱、水蒸気、非線形強制を全球で与えると、力学場は線形応答として、3極偏差パターンを形成して外部強制とバランスすることが期待できる。なお、この実験では全球で、降水と対応する Q' と S' を外部強制として与えているので、モデルの降水プロセスは働かない。

コントロール実験の結果を図5.1に示す。3極構造をもつ応答パターンが現れ、WAFは、フィリピン付近の下層では北を向き、上層では東シベリアの(150°E, 50°N)付近から南東を向く。エネルギー変換は、フィリピン付近、日本上空、東シ

ベリア付近に見られる。第4章の観測・再解析データの解析で示した図3.1c、図4.6、図4.16bの様子を良く再現している。この結果は、モデルにおいて、3極偏差パターンを形成する力学プロセスが現実と同じ様に働いていることを示唆する。モデルの湿潤プロセスの妥当性については5.2節で述べる¹。

モデルが線形であるので、 Q' 、 S' 、 N を別々に与える実験を行えば、パターン形成に対するそれぞれの効果を切り分けることが出来る。降水と関係する Q' と S' のみ、渦度の非線形項 $N_{\xi'}$ のみ、非線形項 $N_{D'}$ と $N_{T'}$ と $N_{q'}$ のみを全球で与えた実験を行った。結果として得られた応答を図5.2に示す。 Q' と S' に対する応答では、特に低・中緯度の偏差やフィリピン付近の下層のWAFが明瞭に見られる。日本の北に高気圧的な偏差も見られるが、その偏差は中緯度の偏差の北東に位置し、特に下層で顕著で上層の渦度偏差は弱い。降水量偏差と対応する Q' と S' のみに対する応答でも、3極偏差パターンは現れるが、東シベリア付近の偏差の位置や強度は十分には説明できない。一方、渦度の非線形項 $N_{\xi'}$ に対する応答では、東シベリア付近の高気圧偏差が顕著に見られ、非線形プロセスが重要な役割を果たしている。その他の非線形項 $N_{D'}$ 、 $N_{T'}$ 、 $N_{q'}$ に対する応答には、3極偏差パターンとの類似性はほとんど見られず、3極偏差パターン形成に対する、これらの非線形項の役割は小さいと考えられる。

5.2 一様強制実験1: 湿潤プロセスの働く力学系において出現頻度の高いパターン

第1章では3極構造で特徴付けられる偏差パターンは、SSTの変動や二酸化炭素の増加など、様々な異なる大気的外部要因と関係して頻繁に現れることを述べた。第3章では、様々なEOF解析やSVD解析から3極偏差パターンを、変動を説明する割合の大きいパターンとして抽出した。第4章の観測・再解析データの解析からはパターンに見られる、エネルギー変換、湿潤プロセス、ロスビー波など、大気の内部分プロセスを議論した。この節では、3極構造を持つ偏差パターンが、大

¹強制として Q' と S' を与える地域で湿潤プロセスは働かないので、全球に Q' と S' を与える偏差場の再現実験からは湿潤プロセスの妥当性は議論できない。

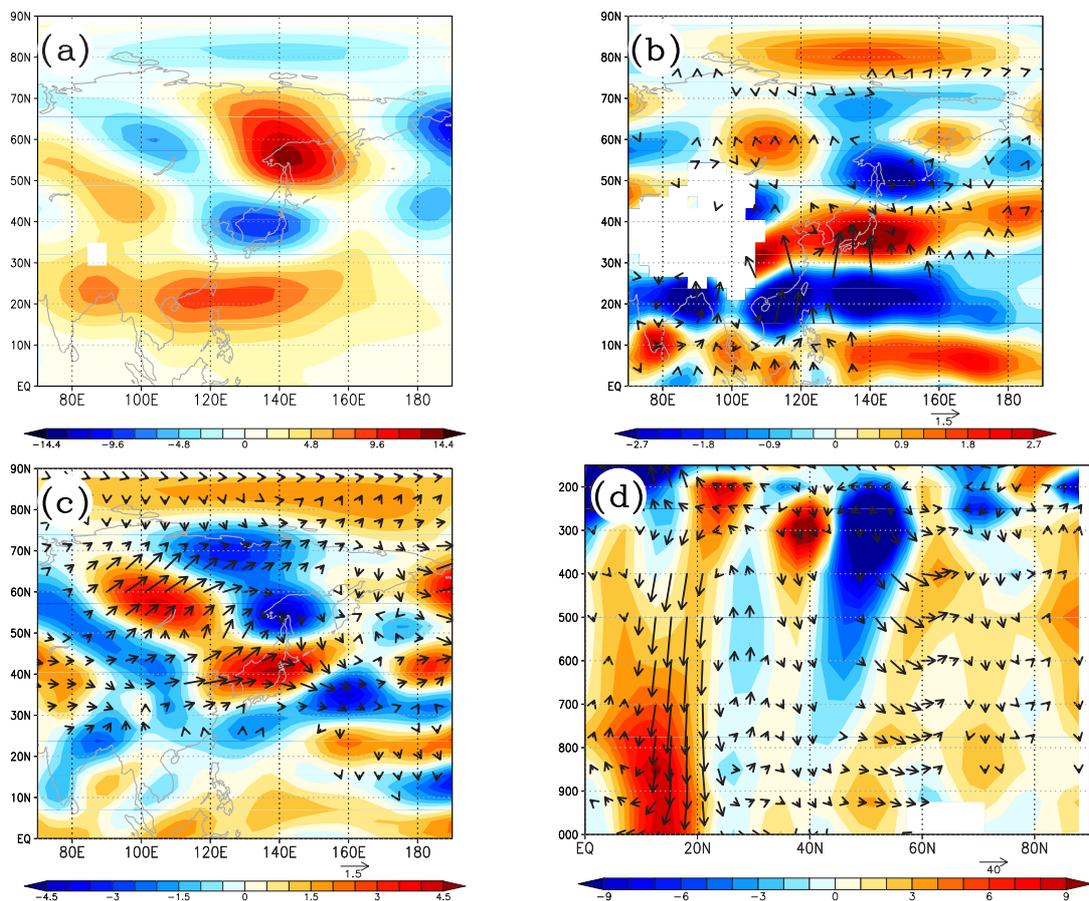


図 5.1: 3 極偏差パターンに伴う全球の非断熱加熱 Q' 、水蒸気のソース S' 、非線形項 \mathcal{N} に対する応答。(a)Z500[m]、(b)850hPa と (c)300hPa の渦度 [$10^{-6}/s$]、(d)(120–150E) 平均のエネルギー変換 [$10^{-6}J/(kg \cdot s)$]。

Fig. 5.1: A response to anomalous diabatic heating Q' , moisture source and sink S' , and nonlinear terms \mathcal{N} associated with the tripolar anomaly pattern over the globe. (a) Z500 [m], (b) vorticity [$10^{-6}/s$] at 850hPa, (c) vorticity [$10^{-6}/s$] at 300hPa, (d) energy conversion of (120–150E) [$10^{-6}J/(kg \cdot s)$].

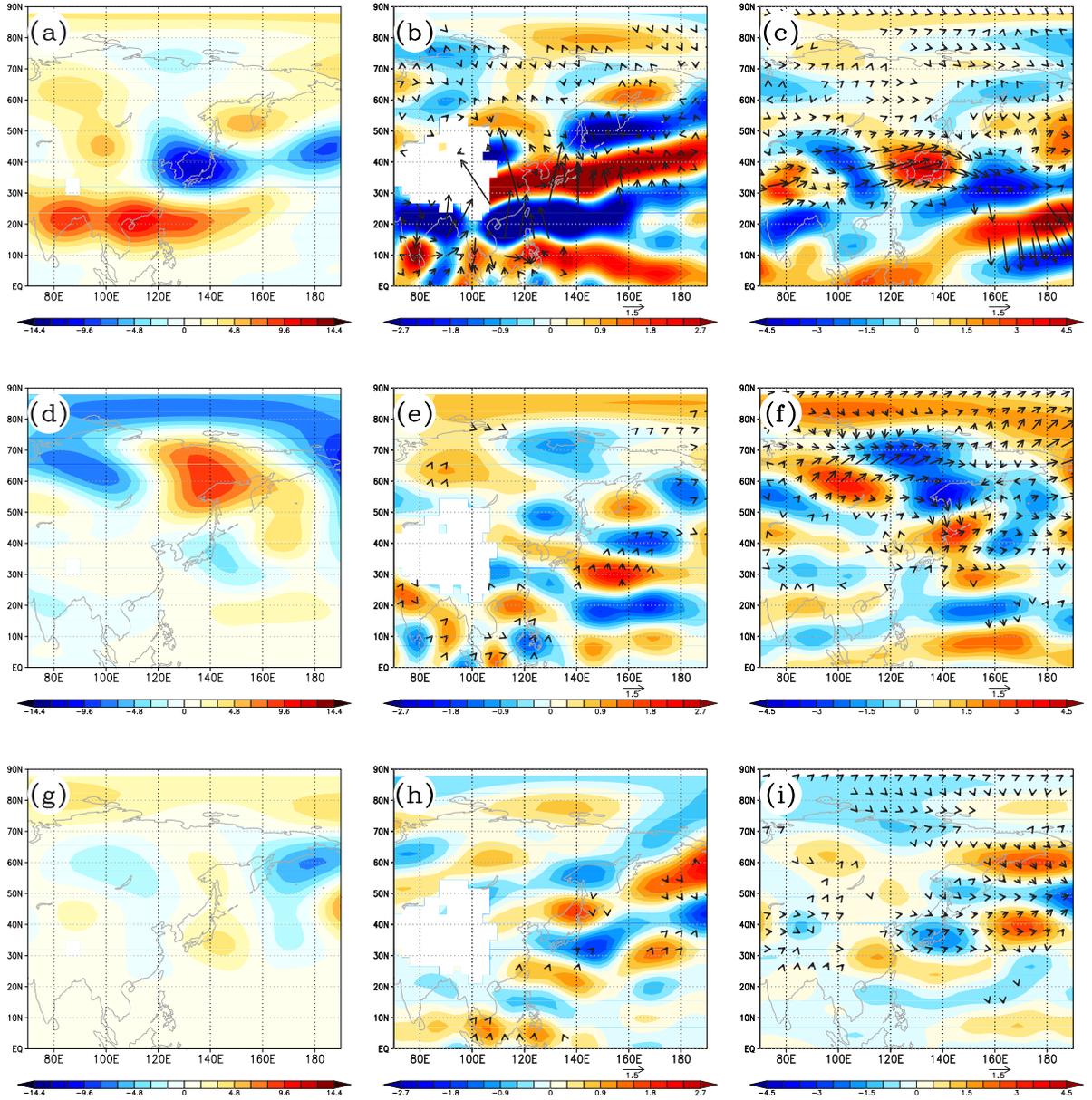


図 5.2: 3 極偏差パターンに伴う全球の (a, b, c) 非断熱加熱 Q' と水蒸気のソース S' に対する応答、(d, e, f) 渦度の非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ に対する応答、(g, h, i) 非線形項 $\mathcal{N}_{D'}$ 、 $\mathcal{N}_{T'}$ 、 $\mathcal{N}_{q'}$ に対する応答。(a, d, g)Z500[m]、(b, e, h)850hPa と (c, f, i)300hPa の渦度 [$10^{-6}/s$] と WAF [m^2/s^2]。

Fig. 5.2: Responses to anomalous (a, b, c) diabatic heating Q' and moisture source and sink S' , (d, e, f) a nonlinear term $\mathcal{N}_{\xi'}$ of vorticity, and (g, h, i) nonlinear terms $\mathcal{N}_{D'}$, $\mathcal{N}_{T'}$, $\mathcal{N}_{q'}$ associated with the tripolar anomaly pattern over the globe. (a, d, g) Z500 [m], vorticity [$10^{-6}/s$] and WAF [m^2/s^2] (vector) at (b, e, h) 850hPa and (c, f, i) 300hPa.

気の内部プロセスによって頻繁に現れる力学モード的なパターンであることを数値実験から示す。具体的には、図 5.4a に見られる様な約 1000km 間隔で北半球におおよそ一様に分布する 206 地点の強制に対するそれぞれの応答を計算し、その 206 個の応答から頻繁に現れる応答パターンを抽出する（一様強制実験と呼ぶ）。頻繁に現れる応答パターンの抽出方法は、第 3 章の観測・再解析データの解析において 3 極偏差パターンを最も顕著に取り出した、東アジア域 (70 °E–170 °W, 0 °–90 °N) における降水量と Z500 の相関係数行列の SVD 解析を用いる。206 点の強制はおおよそ一様に分布するので、得られる SVD1 の水平構造を決めるのは夏季気候場に働く内部プロセスのみであると期待できる。

この様に多数の強制に対する定常応答から表れやすい構造を抽出することは、線形方程式系の特異ベクトルを近似的に求めることと対応する。Navarra (1993) が示した様に、ランダムな強制に対する多数の応答の全自由度 (全球、全高度、全独立変数) に対する共分散行列の EOF モードは、線形方程式系の特異ベクトルと対応する (付録 D 参照)。特異ベクトルは、線形方程式系の特異値分解から求まるものであり、その計算に強制はまったく関与しない。従って、本来、内部力学のみで決まる水平構造を取り出すためには、この全自由度に対する EOF 解析、又は線形方程式系の特異値分解を行いたい。しかし、本研究で用いた水平分解能 T42 鉛直 20 層の線形プリミティブ方程式系では、全自由度は 147,920 と非常に大きい (付録 D 参照)。このため、全自由度に対する EOF 解析や特異値分解による特異ベクトルを計算は、いずれも計算資源の問題から非常に困難である。そこで、全自由度に対する EOF ではなく、近似的に降水量と Z500 の関係のみを表す行列に対する SVD 解析から頻繁に現れるパターンを抽出する。

各点の強制は図 5.3 に示す熱、水蒸気、渦度強制で、それらを一緒に与える。強制の計算式は、

$$Ae^{-(\sigma-\sigma_c)^2/\delta_\sigma^2} \cos\left(\frac{\pi}{2} \min\left[\frac{|\lambda-\lambda_c|}{\delta_\lambda}, 1\right]\right) \cos\left(\frac{\pi}{2} \min\left[\frac{|\varphi-\varphi_c|}{\delta_\varphi}, 1\right]\right) \quad (5.1)$$

とし²、パラメーターは表 5.1 の通りとした。強制の振幅 A は、再解析データから見積もった非断熱加熱 Q 、水蒸気のソース S 、渦度の非線形項 \mathcal{N}_ξ の年々変動の標準偏

² A は強制の振幅、 $(\lambda_c, \varphi_c, \sigma_c)$ は強制の中心位置、 $(\delta_\lambda, \delta_\varphi, \delta_\sigma)$ は強制の広がりを表す。

差を全球平均したものから決めた。なお、5.1節で示した通り、非線形項 $\mathcal{N}_{D'}$ 、 $\mathcal{N}_{T'}$ 、 $\mathcal{N}_{q'}$ の影響は小さいと考えられるので、それらの効果は無視した。強制的鉛直プロファイル($e^{-(\sigma-\sigma_c)^2/\delta_\sigma^2}$)はJin and Hoskins (1995)、Ting and Yu (1998)、Yasutomi (2003)を参考に決めた形である。

ここで与える強制の振幅を決める上で、参考にしたのは再解析データから見積もられた、強制の年々変動の平均的な振幅(標準偏差)であり、強制の振幅を経験的に決めたことになる。用いた非断熱加熱 Q と渦度の非線形項 \mathcal{N}_ξ の相対的な大きさを考察するため、これらの年々変動に伴うエネルギー生成量を、それぞれ $\frac{R_d T Q}{2 S_p p}$ と $\mathbf{u} \cdot \mathcal{N}_{\mathbf{u}_\psi}$ によって見積もる。ただし、 $\mathcal{N}_{\mathbf{u}_\psi} \equiv \left(-\frac{\partial \nabla^{-2} \mathcal{N}_\xi}{\partial y}, \frac{\partial \nabla^{-2} \mathcal{N}_\xi}{\partial x} \right)$ とした。それら Q と \mathcal{N}_ξ に伴うエネルギー年々変動の標準偏差を全球の対流圏(地面から100hPa)で平均すると、それぞれ $5.1 \times 10^{-5} [\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{s})]$ と $4.1 \times 10^{-5} [\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{s})]$ である。つまり、ここで与える熱強制と渦度強制は、エネルギー的に熱強制の方が25%程度大きい。この相対的な大きさに対する感度実験として、渦度強制の大きさを2倍にする実験も行ったが、結果として得られる頻繁に現れる応答パターンの水平構造はほとんど変わらない。また、熱強制は主に凝結加熱と考えているので、これを降水量に換算すると、強制の存在する領域($\delta\lambda\delta\phi$)平均で2.7[mm/day]の降水量に対応する(cf.(4.7)式)。一方、水蒸気強制を鉛直成分し降水量に換算すると、2.8[mm/day]となる(cf.4.1節)。つまり、与える熱強制と水蒸気強制は概ね、同等の降水量と対応する大きさである。

	\mathcal{A}	σ_c	δ_σ	δ_λ	δ_φ
熱強制	5.3[K/day]	0.4	0.224	10 °/cos φ	10 °
水蒸気強制	$2.8 \times 10^{-8} [\text{kg}/(\text{kg} \cdot \text{s})]$	0.85	0.224	10 °/cos φ	10 °
渦度強制	$8.8 \times 10^{-10} [s^{-2}]$	0.3	0.158	10 °/cos φ	10 °

表 5.1: 強制のパラメーター。

5.1: Parameters of ideal forcings.

湿潤プロセスの働く力学系において頻繁に現れる応答として得られたSVD1を図5.4に示す。このSVD1による206の応答を説明する割合は52%であり、第2モード(説明する割合は13%)とは統計的に有意に分離できている。図5.4bに示

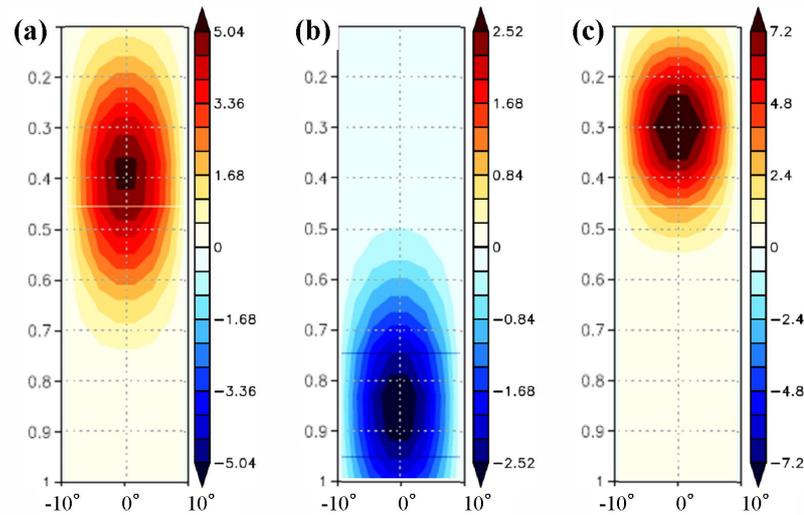


図 5.3: (a) 熱 [K/day]、(b) 水蒸気 [$10^{-8}\text{kg}/(\text{kg}\cdot\text{s})$]、(c) 渦度強制 [$10^{-10}/\text{s}^2$].
 Fig. 5.3: Ideal forcings of (a) heat [K/day], (b) moisture [$10^{-8}\text{kg}/(\text{kg}\cdot\text{s})$], (c) vorticity [$10^{-10}/\text{s}^2$].

した Z500 の偏差は、第 3 章で抽出したパターンと類似な 3 極構造を持つ。つまり、外部強制が一様に分布する状況において、3 極構造を持つ応答パターンは最も頻繁に現れる応答パターンである。よって、この東アジア域の 3 極偏差パターンは大気の内プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高い力学モード的なパターンであると考えられる。

この頻繁に現れる応答において、第 4 章で述べた再解析データの SVD1 に見られる内プロセスがどのように働いているか調べる。降水量偏差はフィリピン付近と中国・日本の南で、それぞれ負と正であり (図 5.4c)、対応する循環場偏差に伴う水蒸気収束が見られる (図 5.4f)。大気下層における非断熱加熱と関係する伸縮項がフィリピン付近で正、中国・日本付近で負であり、大気下層の循環場に対する湿潤プロセスの重要性を示唆する。フィリピン付近の下層では、WAF が北を向く (図 5.4d)。東シベリア付近の Z500 の偏差は、再解析データのものに比べると東西に広がりが大きく偏差の形が若干異なる。この違いの理由については 5.5 節で考察する。この違いと対応して、再解析データに見られた東シベリア付近の南東向きの WAF や順圧エネルギー変換は見られない。ただし、高緯度の ($87^\circ\text{E}, 55^\circ\text{N}$) ($71^\circ\text{E}, 65^\circ\text{N}$) など、各点の強制に対する個々の応答を調べると、東シベリア

付近から南東向きの WAF や東シベリア付近の順圧エネルギー変換が見られるものも多数ある。また、フィリピン付近の順圧エネルギー変換や東シベリア付近と日本上空の傾圧エネルギー変換も確認できる (図 5.4g)。これらの状況の類似性から湿潤プロセス、大気波動やエネルギー変換などの力学プロセスは、再解析データの SVD1 の解析で見られたものと、概ね同じ様な働きをしていると考えられる。

この一様強制実験の結果を用いて、モデルの湿潤プロセスの妥当性を裏付ける。モデルの湿潤プロセスは、計算される循環場、気温、水蒸気量偏差から降水量偏差を見積もるものである。フィリピン付近、中国、日本の南では、第 4 章の観測・再解析データの解析と同様に、中国への南西からの水蒸気輸送が見られ、循環場偏差に伴う水蒸気収束が降水量偏差とおおよそ対応する (図 5.4c, f)。大気場と降水量の関係が観測・再解析データで見られるものと類似しているので、モデルの湿潤プロセスは、これらの地域で妥当な降水量偏差を見積もることが出来ていると考えられる。日本付近の降水が南にずれ、高緯度で降水量が少ないのは、このモデルの湿潤プロセスが、主に対流性の降水を想定しており、大規模凝結による降水は考えていないことが一因である可能性が考えられる。

図 5.4a の陰影は SVD1 の標準偏差で規格化したスコアを示している。このスコアは SVD1 と各応答がどの程度類似するかを表し、スコアの絶対値が高い応答は SVD1 への寄与が大きく、対応する地域の強制は、効率的に 3 極偏差パターンと類似な応答パターンを励起すると考えられる。インド洋、太平洋、高緯度など、様々な地域で、スコアの絶対値が 1 以上であり、SVD1 に対する寄与を示す。例として、インド洋 (62 °E, 15 °N, スコアは-2.94)、太平洋 (174 °W, 15 °N, -2.33)、東シベリア付近 (166 °E, 65 °N, -1.42)、フィリピンの東 (155 °E, 15 °N, -1.36) の強制に対する Z500 の応答を図 5.5 に示す。インド洋 (62 °E, 15 °N) は SVD1 に対する寄与 (スコア) が全 206 点の中で最大の地点であり、(174 °W, 15 °N) は太平洋域での最大、東シベリア付近 (166 °E, 65 °N) は高緯度での最大である。いずれの応答にも、東アジア域に南北に並ぶ正-負-正 (負-正-負) のパターンが見られる。インド洋 (62 °E, 15 °N) に対する応答は、熱帯のフィリピン付近への影響や、アラビア半島-地中海-ヨーロッパを通したシベリアへの影響が見られ、そのフィリピ

ンとシベリアの偏差の間の日本付近にも顕著な負偏差が見られる。太平洋 (174°W , 15°N) に対する応答では、強制の北東の北アメリカ大陸などの偏差が顕著であるが、その影響は東アジア域にも見られ、フィリピン付近や日本付近にも極小極大を持つ偏差パターンが現れている。東シベリア付近 (166°E , 65°N) に対する応答では、東シベリア付近に強い偏差が現れ、南東へ影響している様子が見られる。フィリピンの東 (155°E , 15°N) の強制は、フィリピン付近に偏差をつくり、日本、その北東へと影響していると考えられる。このフィリピンの東 (155°E , 15°N) に対する応答は、東アジア域に直接影響していると考えられるにも関わらず、太平洋 (174°W , 15°N) の応答に比べて、この応答の寄与が小さい。これは、高緯度の偏差の位置の形が太平洋 (174°W , 15°N) に対する応答の方が SVD1 のものと似ていることを反映していると考えられる。この結果は、フィリピン付近からの影響のみで 3 極偏差パターンを説明できないことを裏付ける。

この数値実験においては、東アジア域に近いフィリピンの東 (155°E , 15°N) の応答より、インド洋 (62°E , 15°N) や太平洋 (174°W , 15°N) の応答の方が、東アジア域に 3 極構造を持つ SVD1 に対する寄与が大きい。ただし、これは東アジア域の非断熱加熱 Q' と水蒸気のソース S' が重要でないことを示す訳ではない。例えば、図 5.5b に示した、東アジア域から離れた太平洋の (174°W , 15°N) の外部強制に対する応答でも、フィリピン付近に降水量偏差が現れ、対応する Q' と S' が現れる。これらの大気の内変動に伴う Q' と S' は 3 極偏差パターンに何らかの役割を果たしていると考えられる。 Q' の東アジア域での定量的な重要性は、第 4 章の熱収支解析において、 Q' が大きな寄与を持つことから示唆されていた。

ここで、第 4 章の観測・再解析データから見積もった非断熱加熱 Q' と水蒸気のソース S' について解釈する。観測・再解析データの Q' と S' には、内変動に係る降水量偏差に伴うものの他、例えば SST 偏差の様な大気変動の外部要因と関係する降水量偏差に伴う Q' と S' が考えられる。しかし、一様強制実験では、その様な外部要因の影響は取り除いたと考えており、その実験においてもフィリピン付近に大きな降水量偏差 (図 5.4c) が現れる。つまり、この地域の Q' と S' の大部分は内変動に伴うものであると解釈することが出来る。

図 5.4 に示した SVD1 は、頻繁に現れるパターンを東アジア域における SVD 解析から抽出した。同様の SVD 解析を北半球で行った結果を図 5.6 に示す。SVD1 による 206 の応答を説明する割合は 44% であり、東アジア域では、南北に正-負-正と並ぶ偏差が見られる。Z500 の高緯度の偏差では、東シベリア付近ではなく、バレンツ海 (80 °E, 80 °N 付近) に極大値が見られるが、渦度の偏差では東シベリアの (145 °E, 60 °N) 付近にも極大値が見られる。全球で SVD 解析を行った場合も、高緯度の偏差の構造を含め概ね同様なパターンが第 1 モードとして得られる。ただし、その説明する割合は 38% になる。

次に、頻繁に現れる応答パターンを、全球における Z500 の共分散行列に対する EOF 解析を用いて抽出した結果を図 5.7 に示す。ここで得られた頻繁に現れる応答パターンは、全球の共分散行列に対する EOF 解析という意味で、線形方程式系の特異ベクトルとの対応が良いことが期待される。ただし、前述の通り計算資源の問題があるため、全高度の全独立変数 (全自由度) ではなく、近似的に Z500 のみで解析をしている。得られた EOF1 (寄与率 12%) では、Z500 の偏差は東アジア域で南北に正-負-正ではあるものの、高緯度の偏差が低緯度に比べて非常に強い。第 3 章でも述べた通り、共分散行列の EOF 解析では、特に変動の振幅が大きい地域を説明するパターンが抽出される。低緯度に比べて高緯度の振幅が大きい Z500 で全高度の全独立変数を代表させたため、高緯度の偏差が大きいパターンが抽出された可能性が考えられる。共分散行列ではなく、相関係数行列に対して、同様の global における EOF 解析をした場合には、図 5.6 に示したパターンとおおよそ同じ構造を持つ第 1 モードが抽出される (寄与率は 19%)。この結果は、Z500 の変動の振幅を考慮するかどうかで、得られる頻繁に現れるパターンの構造が異なることを意味する。特異ベクトルの 3 極偏差パターンの対応関係を調べるためには、全独立変数の変動の大きさを考慮した解析が必要である。例えば、独立変数の渦度、発散、気温をエネルギーに換算して、それらの相対的な大きさを等しくなるように定義した共分散行列の解析を行う方法が考えられる。

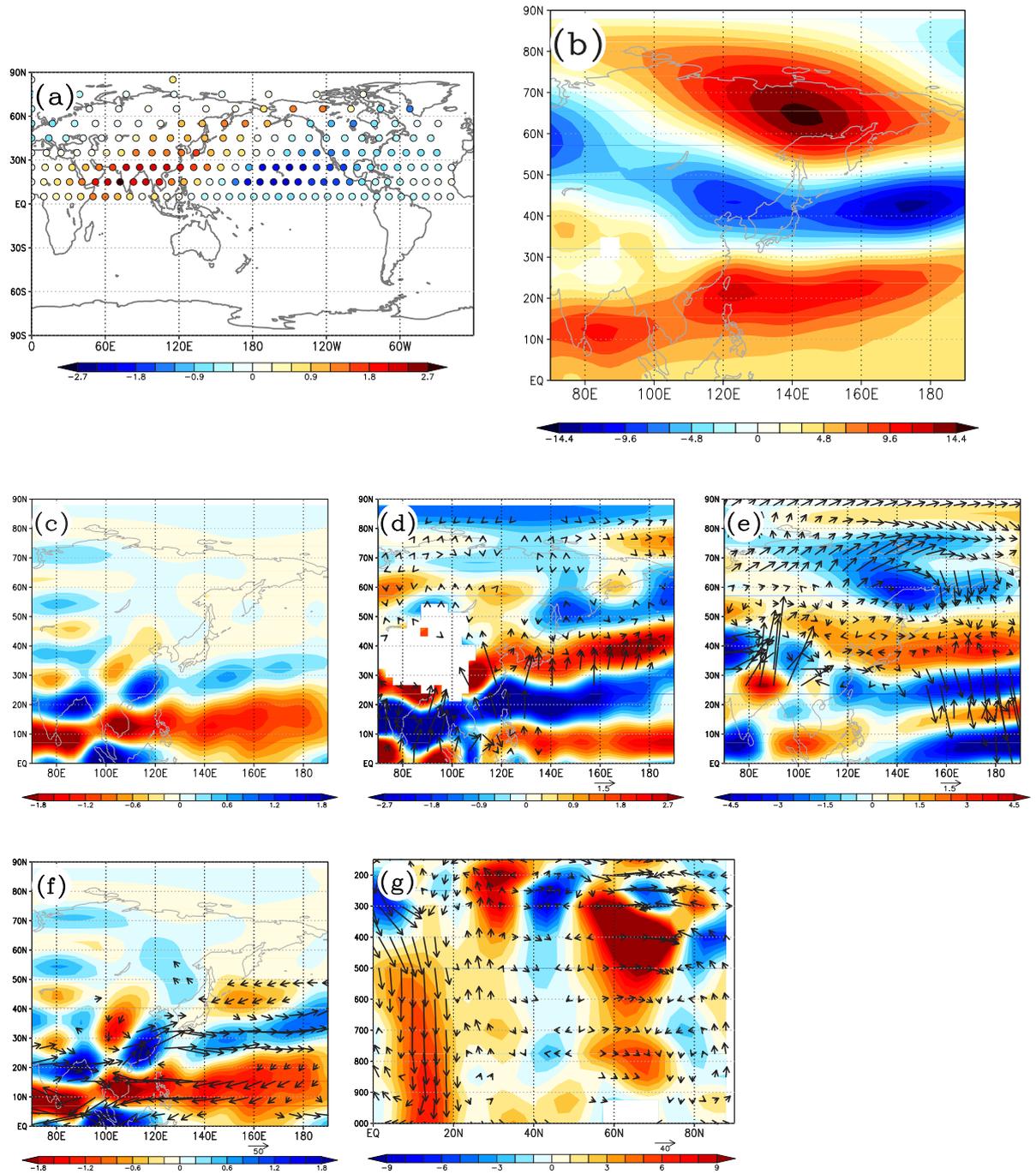


図 5.4: 湿潤の一様強制実験の頻繁に現れる応答。それぞれの強制は図 5.3 に示した構造を持つ。(a)SVD1 のスコア [標準偏差を 1 として]、(b)Z500[m]、(c) 降水量 [mm/day]、(d)850hPa と (e)300hPa の渦度 [10⁻⁶/s] と WAF[m²/s²](ベクトル)、(f) 循環場偏差に伴う水蒸気フラックス [kg/(m · s)](ベクトル) とその収束 [mm/day]、(g) (120–150E) のエネルギー変換 [10⁻⁶J/(kg · s)]。

Fig. 5.4: A response field appears frequently in uniformly distributed forcing experiments with a moist process. (a) Scores of SVD1 [normalized using a standard deviation], (b) Z500 [m], (c) precipitation [mm/day], vorticity[10⁻⁶/s] and WAF [m²/s²] (vector) at (d) 850hPa and (e) 300hPa, (f) moisture flux associated with the circulation response [kg/(m · s)] (vector) and its convergence [mm/day], (g) energy conversion [10⁻⁶J/(kg · s)] of (120–150E).

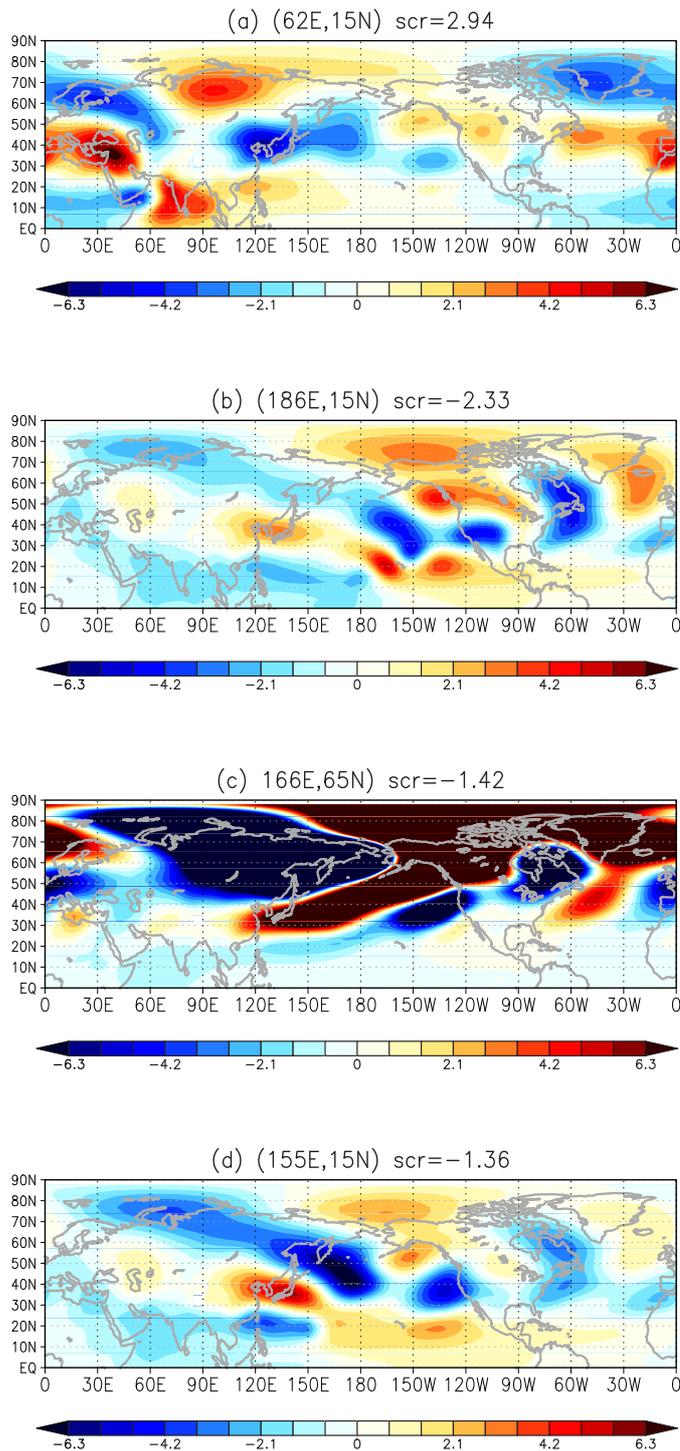


図 5.5: (a)(62 °E, 15 °N)、(b)(174 °W, 15 °N)、(c)(166 °E, 65 °N)、(d)(155 °E, 15 °N) の図 5.3 に示した強制に対する Z500 の湿潤応答 [m]

Fig. 5.5: Moist responses of Z500 to the forcings shown in Fig. 5.3 at (a) (62 °E, 15 °N), (b) (174 °W, 15 °N), (c) (166 °E, 65 °N) [m].

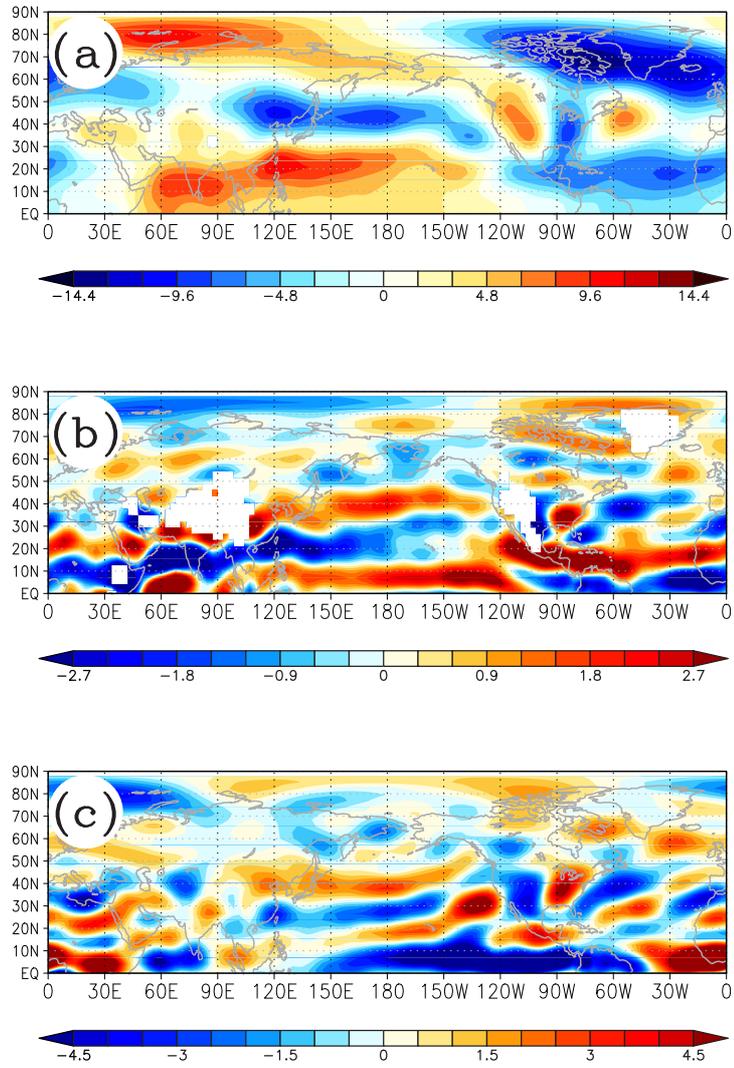


図 5.6: (a) 図 5.4b、(b) 図 5.4d、(c) 図 5.4e と同じ。ただし、SVD 解析を北半球で行った。

Fig. 5.6: Same as (a) Fig. 5.4b, (b) Fig. 5.4d, (c) Fig. 5.4c, but SVD analysis is performed over the Northern Hemisphere.

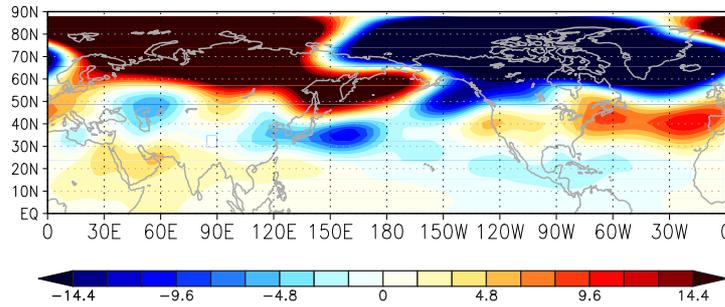


図 5.7: 図 5.4b と同じ。ただし、全球における、Z500 の共分散行列に対する EOF 解析を用いて頻繁に現れるパターンを抽出した。

Fig. 5.7: Same as Fig. 5.4b, but the dominant pattern is extracted using EOF analysis for covariance matrix of Z500 over the globe.

5.3 一様強制実験 2: 乾燥の力学系において出現頻度の高いパターン

湿潤プロセスがどの程度の役割を果たしているのか調べるために、湿潤プロセスを働かせないで、前節と同様の実験を行った。ただし、乾燥実験では降水量を定義できないため、頻繁に現れる応答パターンは、SVD ではなく、東アジア域における Z500 の相関係数行列に対する EOF 解析を用いて抽出する³。得られた乾燥力学系において頻繁に現れる応答パターンを図 5.8 に示す。この EOF1 の寄与率は 23% である。シベリアなど高緯度の強制の寄与が湿潤の場合に比べて大きくなる (図 5.8a)。東アジア域では Z500 と渦度の応答に 3 極構造が見られる。ただし、観測の偏差パターンや湿潤の場合の頻繁に現れる応答と比べると、Z500 の高緯度と低緯度の応答はそれぞれ西と北東にずれる。下層の渦度応答は湿潤のものに比べ小さくなり、低・中緯度の応答は位置が北へずれる。下層の偏差の位置と大きさに対する湿潤プロセスの重要性が裏付けられる。第 3 章で抽出された様な南北に並ぶ 3 極構造を持つパターンが頻繁に現れるパターンであるためには、湿潤プロセスが重要であると考えられる。

³湿潤の結果は、第 3 章に揃えて降水量と Z500 の SVD1 を用いて頻繁に現れるパターンを抽出したが、Z500 の EOF1 を用いてもおおよそ同様の結果が得られる。その湿潤の結果の EOF1 の寄与率は 31% である。

頻繁に現れる応答が、観測・再解析データの SVD1 と構造が異なることと対応して、見られる力学プロセスの様子も異なる。東シベリア付近の傾圧エネルギー変換は Z500 の偏差が西にずれることと対応して、(100 °E, 70 °N) 付近に見られる (図 5.8a)。日本の北東の地域に見られるエネルギー変換には、観測と再解析の 3 極構造に見られた様な順圧エネルギー変換に加え、同程度の大きさの傾圧エネルギー変換の寄与もある。フィリピン付近ではエネルギー変換はほとんど見られない。また、亜熱帯ジェット上や東シベリア上空から南東への WAF が明瞭に見られる。上層の明瞭な WAF 見られ、偏差が北西から南東に並び、フィリピン付近にエネルギー変換が見られない、という特徴は図 4.18 年に示した 1984 年の年々変動偏差の特徴と類似している。このことは、1984 年の年々変動偏差が、高緯度からの影響をより大きさ反映している可能性を示唆する。

5.4 強制の地域的な切り分け実験

第 3 章で抽出した観測・再解析データの偏差パターンや、5.2 節と 5.3 節の一樣強制実験の応答には、低緯度からや高緯度からの影響など様々な地域からの効果が重なっていると考えられる。この節では、特定の地域のみで強制を与えることにより、これらのプロセスの切り分けを試みる。

再解析データから見積もった非断熱加熱 Q' 、水蒸気のソース S' 、非線形項 $\mathcal{N}_{\xi'}$ をフィリピン付近、中国・日本付近、東シベリア付近のみで別々に与えた実験を行う (図 4.3d、図 4.9e の黒枠 ①②③)。5.2 節で述べた通り、ここで与える非断熱加熱 Q' と S' は主に大気の内変動に伴うものと解釈しており、東アジア域の Q' と S' は 3 極偏差パターンの形成に重要であると考えている。

フィリピン付近 (黒枠 ①) のみの強制に対する応答を図 5.9 に示す。熱帯における非線形渦度強制 $\mathcal{N}_{\xi'}$ は小さく、応答は主に熱強制 Q' によるものである。フィリピン付近からの影響として 3 極構造が現れる。ただし、第 3 章で抽出した Z500 の 3 極偏差パターンと比べると、日本の北の高気圧応答は北西から南東に広がり (図 5.9a)、東シベリア上層の負の渦度偏差や南東向きの WAF は見られない (図 5.9c)。フィリピンと日本付近の下層では、負と正の循環場偏差が見られ、熱帯から北向

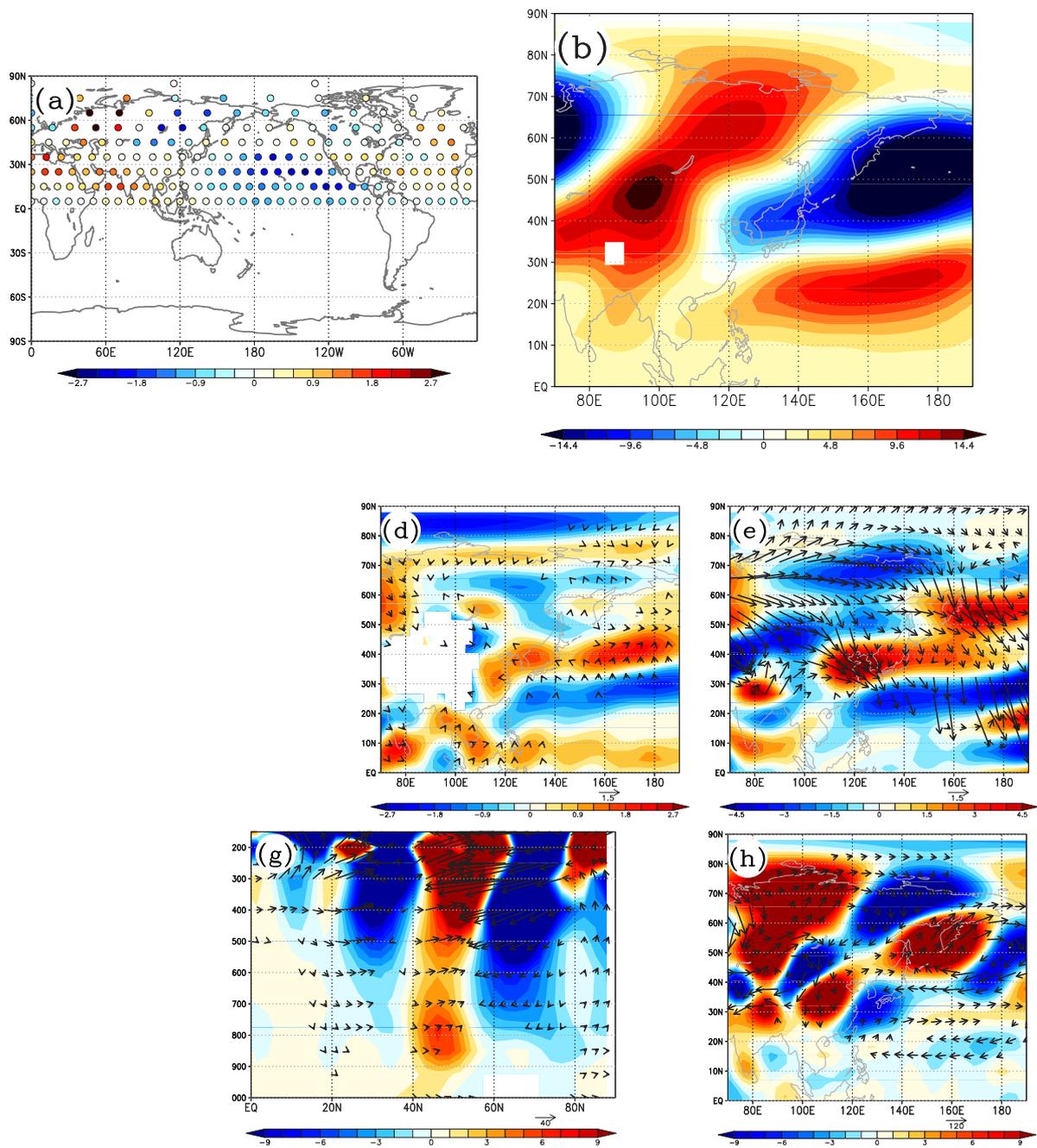


図 5.8: 図 5.4 と同じ。ただし、湿潤プロセスを止めた乾燥の応答。降水量、水蒸気フラックス、水蒸気収束は示していない。

Fig. 5.8: Same as Fig. 5.4, but dry response (without moist process). Precipitation, moisture flux, and moisture convergence are not shown.

きの WAF が見られる (図 5.9b)。この時、循環場偏差は中国・日本付近で水蒸気を収束させ降水量偏差を伴う (図 5.9e)。気候場からのエネルギー変換はフィリピン付近と日本の上空で見られる (図 5.9d)。このような状況は、Kosaka and Nakamura (2006) が示す PJ パターンの様子と類似している。更に、日本の北では、4.7 節で述べた様な、力学的な沈降流による伸縮項が、下層の高気循環に寄与している。この力学的な沈降流には下層の気候場南西風による負の温度と正の渦度移流 ($\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} T'$, $\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \zeta'$) と関係する。

湿潤プロセスの定量的な寄与を示すために、湿潤プロセスを働かせないで、同様の実験を行った。その結果を図 5.10 に示す。フィリピンと中国・日本付近の下層の渦度応答は、それぞれ負と正である。しかし、湿潤応答と比べると、その中国・日本付近の渦度応答の大きさは湿潤のもの半分程度で、日本の北の偏差はほとんど見られない。湿潤プロセスが、これらの偏差に対して重要な役割を果たしていると考えられる。

同様に東シベリア付近のみ (黒枠 ②) の強制に対する湿潤応答を図 5.11 に示す。この実験では非線形渦度強制 $\mathcal{N}_{\zeta'}$ の寄与が大きく、熱強制 Q' 、水蒸気強制 S' はあまり寄与しない。フィリピン付近の強制実験とは対照的に、東シベリア付近上層に負の渦度応答が明瞭に現れる。WAF はその地域から南東へ向き、東シベリアから負-正-負の偏差が南東に並ぶ。南の二つの偏差は下層にも見られる。また、東シベリア付近では、傾圧エネルギー変換と順圧エネルギー変換が見られる。この応答に伴う降水量偏差は、日本やその南東に見られる (図 5.11e)。大気下層において、日本の南には、負の渦度偏差が現れたが、その南北スケールは、フィリピン付近で強制した実験のフィリピン付近の渦度偏差 (図 5.9b) に比べると若干小さく、位置は北東に大きくずれる。これは東シベリア付近からの南への影響がフィリピン付近に影響を与え、そこから日本付近へ PJ パターンのように影響するという可能性は大きくないということを示唆する。湿潤プロセスの役割をより明確に示すために、東シベリア付近の強制に対する乾燥応答実験を行い、結果を図 5.12 に示した。東シベリア付近では、湿潤応答と類似な、高気圧的な応答が見られる。しかし、日本付近南東の渦度応答が湿潤応答に比べ弱く、その偏差に対して湿潤プロセスが

重要であると考えられる。

中国・日本付近(黒枠③)の強制に対する湿潤応答と乾燥応答を、それぞれ図5.13と図5.14に示す。いずれの応答にも、日本付近の低気圧的な応答が現れ、その南北に高気圧的な応答が見られる。高緯度と低緯度の偏差が比較的弱いのは、フィリピン付近強制実験における日本付近からの北への影響と、東シベリア付近強制実験における日本付近から南東への影響が弱いことと対応する。これは3極偏差パターンは、北と南の両方の地域から励起される必要があることを示唆する。乾燥応答では、中国・日本の南に見られる下層の渦度応答が湿潤のものに比べて小さい。

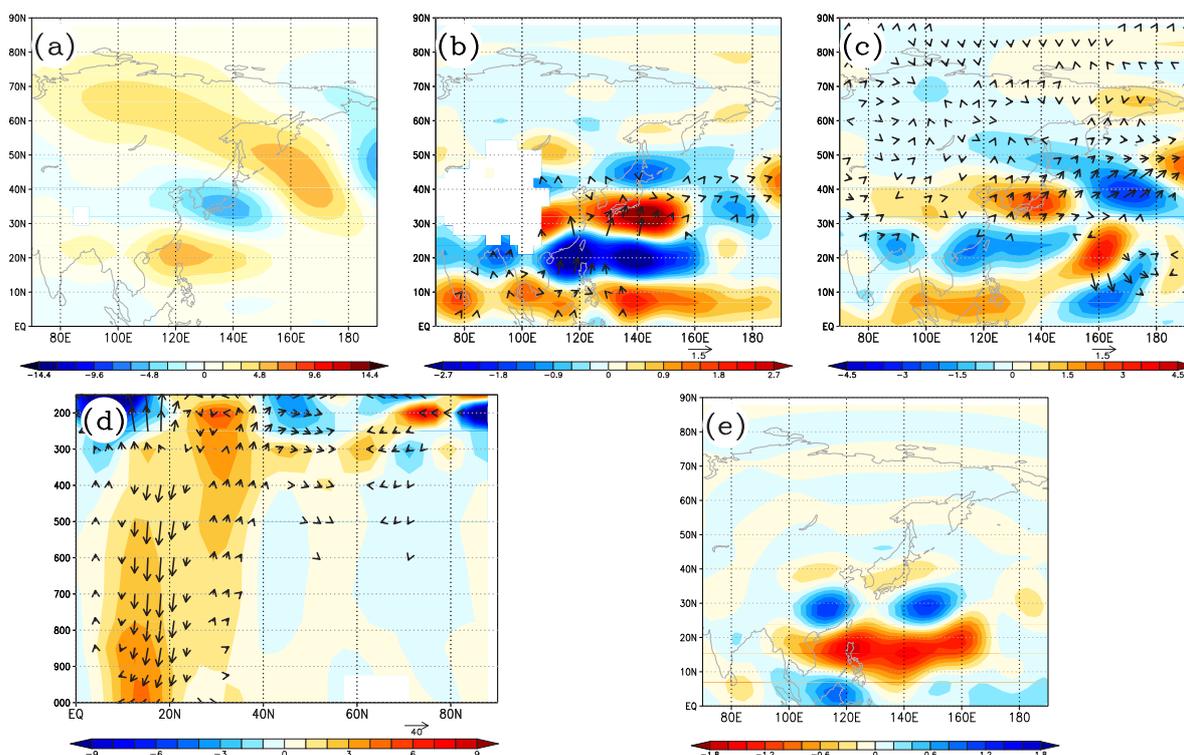


図 5.9: フィリピン付近のみの強制に対する湿潤応答。(a)Z500[m]、(b)850hPa と (c)300hPaの渦度 $[10^{-6}/s]$ とWAF $[m^2/s^2]$ (ベクトル)、(d) (120–150E)のエネルギー変換 $[10^{-6}J/(kg \cdot s)]$ 、(e)降水量 $[mm/day]$ 。

Fig. 5.9: A moist response to the forcings around Philippines. (a) Z500 [m], vorticity $[10^{-6}/s]$ and WAF $[m^2/s^2]$ (vector) at (b) 850hPa and (c) 300hPa, (d) energy conversion $[10^{-6}J/(kg \cdot s)]$ of (120–150E), (e) precipitation $[mm/day]$.

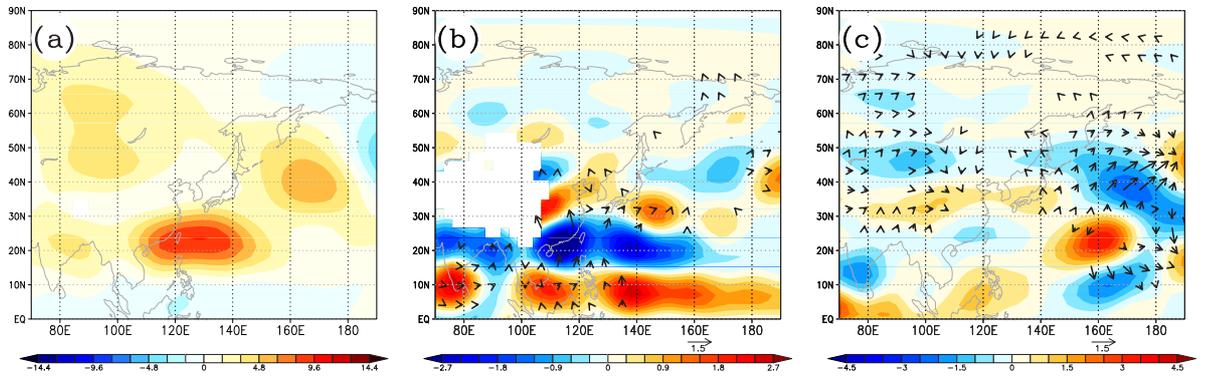


図 5.10: 図 5.9a, b, c と同じ。ただし、フィリピン付近のみの強制に対する乾燥
 応答。

Fig. 5.10: Same as Fig. 5.9a, b, c, but a dry response to the forcings around
 Philippines.

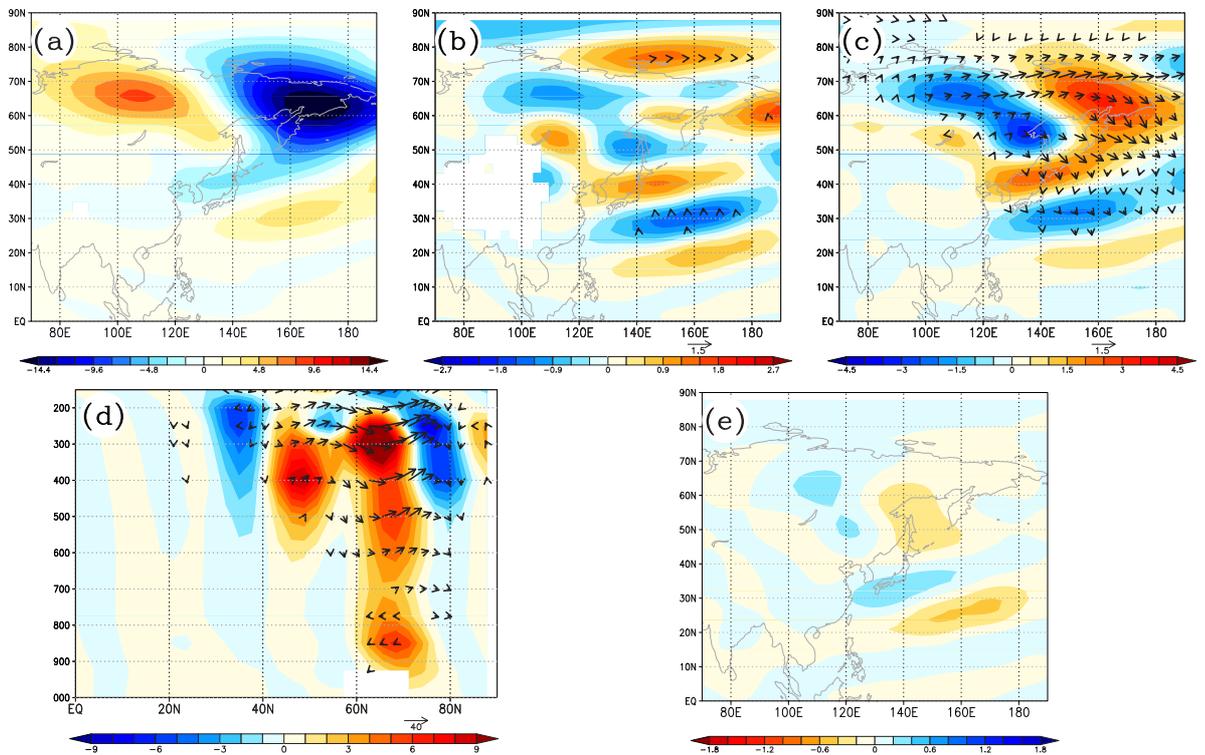


図 5.11: 図 5.9 と同じ。ただし、東シベリア付近の強制に対する湿潤応答。

Fig. 5.11: Same as Fig. 5.9, but a moist response to the forcings over east Siberia.

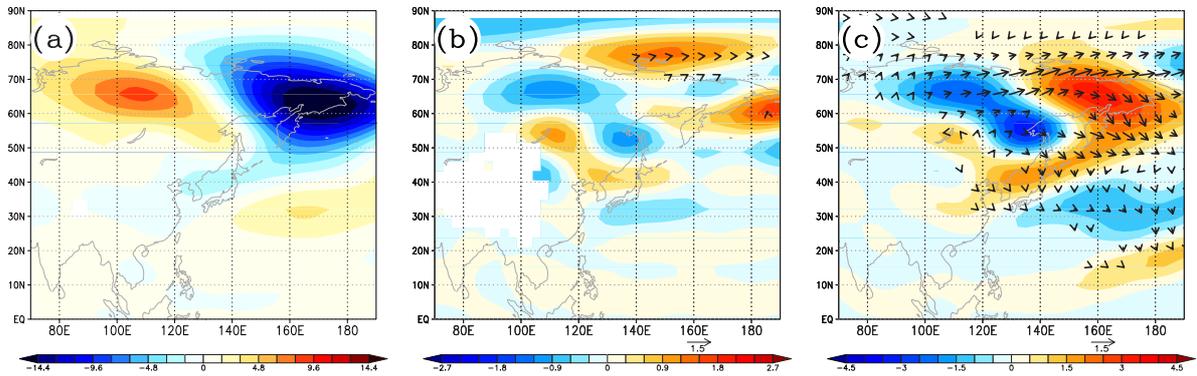


図 5.12: 図 5.9a, b, c と同じ。ただし、東シベリア付近の強制に対する乾燥応答。

Fig. 5.12: Same as Fig. 5.9a, b, c, but a dry response to the forcings over east Siberia.

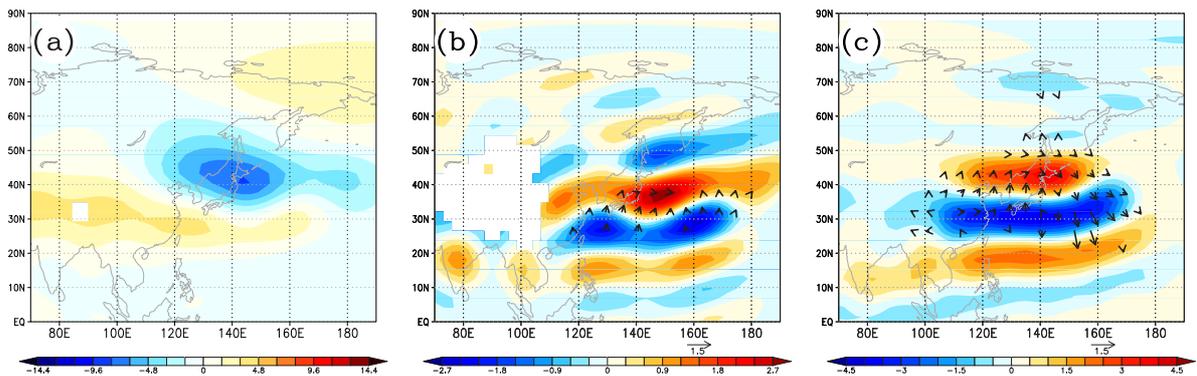


図 5.13: 図 5.9a, b, c と同じ。ただし、中国・日本付近の強制に対する湿潤応答。

Fig. 5.13: Same as Fig. 5.9a, b, c, but a moist response to the forcings around China/Japan.

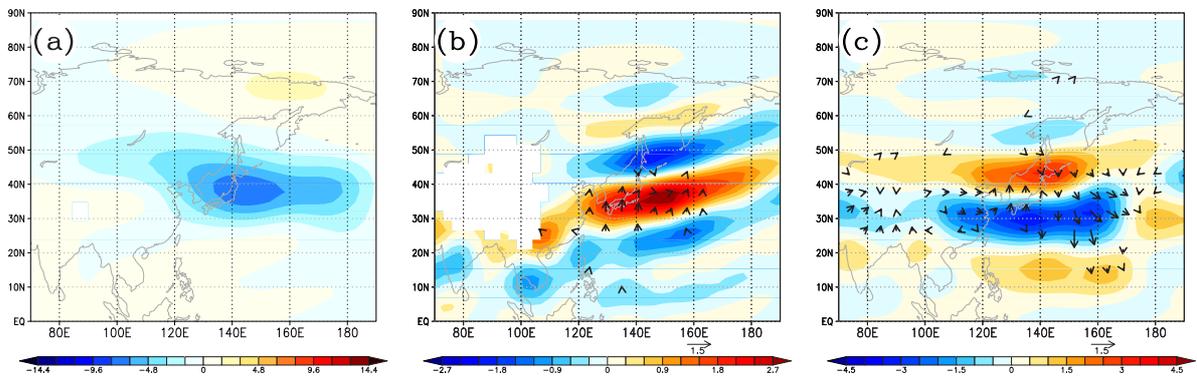


図 5.14: 図 5.9a, b, c と同じ。ただし、中国・日本付近の強制に対する湿潤応答。

Fig. 5.13: Same as Fig. 5.14a, b, c, but a dry response to the forcings around China/Japan.

5.5 まとめと議論

湿潤プロセスの働く線形プリミティブモデルを用いた数値実験から 3 極偏差パターンについて調べた。用いたモデルは非断熱加熱、水蒸気のソース (又はシンク)、非線形項を強制として、それらに対する線形応答を計算する。

第 4 章の観測・再解析データの 3 極構造を持つ偏差場で見積もられた、非断熱加熱 Q' 、水蒸気のソース S' 、非線形項 \mathcal{N} を外部強制として全球に与えたコントロール実験を行った。第 3 章と第 4 章で示した 3 極構造を持つ偏差場が良く再現されたので、本研究で用いたモデルにおいて、3 極偏差パターンを形成する力学プロセスが現実と同じ様に働いていると考えられる。

次に、非線形項 \mathcal{N} を与えずに、非断熱加熱 Q' および水蒸気のソース S' のみを全球に与えた実験を行った。フィリピン付近から北東に正-負-正の Z500 偏差が並び、下層ではフィリピン付近から北向きの WAF が見られる。低緯度から高緯度への、南西から北東に並ぶ偏差の位置関係は、Nitta (1987) などが示す PJ パターンの特徴と類似している。一方、全球に渦度の非線形項 $\mathcal{N}_{\zeta'}$ のみを与えた実験では、東シベリア付近上層の高気圧偏差が再現された。また、その他の非線形項 $\mathcal{N}_{D'}$ 、 $\mathcal{N}_{T'}$ 、 $\mathcal{N}_{q'}$ の寄与は小さい。降水量偏差と対応する Q' と S' のみに対する応答でも、3 極偏差パターンは現れるが、東シベリア付近の偏差の位置や強度は十分には説明できない。東シベリア付近の高気圧偏差に対しては非線形プロセスが重要な役割を果たしている。ここで述べた低・中緯度の偏差に対する非断熱加熱や高緯度の偏差に対する非線形プロセスの重要性は、Hirota et al. (2005) や Arai and Kimoto (2007) の指摘と整合的である。

東アジア域の 3 極偏差パターンが、大気の内プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高い力学モード的なパターンであることを示すための数値実験を行った。北半球一様に分布する 206 点の強制に対する線形応答を計算し、その 206 個の応答から頻繁に現れる応答パターンを抽出する。頻繁に現れる応答パターンの抽出方法は、観測・再解析データの解析において 3 極偏差パターンを最も顕著に取り出した、東アジア域における降水量と Z500 の相関係数行列の SVD 解析を用いた。206 個の強制は北半球に一様に分布するので、得られる SVD1 は外部強制の

水平構造と関係のないパターンであることが期待できる。得られた SVD1 は、東アジア域に 3 極構造を持ち、その説明する割合が 52% と大きい。つまり、大気変動の外部強制が北半球に一樣に分布する仮想的な状況においても、大気の内外部プロセスと関係して、東アジア域に 3 極構造を持つ変動パターンが頻繁に現れると考えられる。よって、この東アジア域に 3 極構造を持つ偏差パターンは大気の内外部プロセスに特徴付けられる出現頻度の高い力学モード的なパターンであると考えられる。

得られた頻繁に現れる応答パターンにおける内部プロセスの様子を確認した。フィリピン付近や中国・日本付近に見られる降水量偏差は循環場偏差に伴う水蒸気収束と対応し、それぞれの地域に負と正の非断熱加熱と関係する伸縮項が見られた。フィリピン付近下層からは北向きの WAF が見られ、フィリピン付近、東シベリア付近、日本上空では気候場から偏差場へのエネルギー変換が見られる。これらの状況の類似性から、第 4 章で述べた力学プロセスや湿潤プロセスが、この頻繁に現れる応答パターンにおいても概ね同じ様な働きをしていると考えられる。

湿潤プロセスの役割を調べるため、湿潤プロセスを働かせずに同様の実験を行い、乾燥大気における頻繁に現れる応答パターンを求めた。得られた応答には、東アジア域に 3 つの偏差が見られるものの、高緯度と低緯度における Z500 の応答はそれぞれ西と北東にずれる。上層には、亜熱帯ジェットや東シベリア上空から南東へ向く WAF が明瞭に見られる。下層の渦度応答は湿潤のものとは比べ弱くなり、低・中緯度の応答は位置が北へずれる。下層の偏差の位置と強さに対する湿潤プロセスの重要性が裏付けられる。

得られた湿潤の力学系における頻繁に現れるパターンと、線形方程式系の特異ベクトルの関係を考察した。ランダムな強制に対する多数の応答に対する、全球全高度における全独立変数 (全自由度) から作成した共分散行列の EOF モードは特異ベクトルと対応する (Navarra, 1993)。全自由度の計算は、計算資源の問題から困難であるので、近似的に、北半球一樣に分布する強制に対する応答の全球における Z500 から作成した共分散行列の EOF 解析を行った。得られた、第 1 モードは東アジア域に南北に正-負-正の Z500 の偏差が現れるが、高緯度の偏差が低緯

度に比べて非常に強い。これは、Z500の変動の振幅が高緯度で大きいことを反映していると考えられる。実際、共分散行列ではなく、各グリッドにおけるZ500の分散を1に規格化することに対応する相関係数行列のEOF解析では、東アジア域の低緯度から高緯度に同程度の大きさを持つ3極偏差パターンが得られる。3極偏差パターンと特異ベクトルの対応を調べるためには、全独立変数の大きさを考慮した解析が必要である。

強制の地域的な切り分け実験から、PJパターンの熱帯からのプロセスと、東シベリア付近からの影響の切り分けを試みた。フィリピン付近のみの強制に対する応答では、東アジア域に南西から北東に並ぶ3つの偏差が現れた。大気下層では、フィリピンと日本付近の循環場応答は逆符号であり、熱帯からは北向きのWAFが見られる。その様子はKosaka and Nakamura (2006) が示すPJパターンのものと類似している。日本の北の大気下層に見られる、負の渦度偏差には力学的な沈降流による伸縮項が寄与する。この沈降流には気候場南西風による気温と渦度の水平移流 ($\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}, \bar{v} \frac{\partial \xi'}{\partial y}$) が関係している。また、乾燥応答との比較から日本付近の低気圧応答の強さに対して湿潤プロセスの重要性が示された。一方、東シベリアのみの強制を与えた湿潤応答では、東シベリア上空から南東向きのWAFが見られ、渦度応答は東シベリアから南東に負-正-負と並ぶ。この実験においても、乾燥応答との比較から、下層の循環場に対する湿潤プロセスの重要性が裏付けられる。

これらの南からと北からの2つのプロセスは、共に東アジア域に南北に並ぶZ500や渦度の偏差を形成するが、南からのプロセスではフィリピン付近と日本上空のエネルギー変換と下層の北向きWAFが見られ、北からのプロセスでは東シベリア付近のエネルギー変換と上層の南東向きのWAFが見られ、それらに共通する部分はあまりない。よって、これらの2つのプロセスは別々に働くプロセスである可能性が考えられる。これは、観測・再解析データの解析において、偏差が北西から南東に並ぶ1984年の年々変動偏差と、南西から北東に並ぶ1998年の偏差の、3極構造を持つSVD1に対する寄与が、解析した27年間の中で最も大きい2年であったことから裏付けられる。つまり、北と南の異なるプロセスによる偏差場(応答)が南北に3つの偏差が並ぶ構造を持ち、1つの3極構造を持つSVDモード

に寄与すると解釈できる。同じ様な構造を持つことに関しては、湿潤プロセスが重要な役割を果たしていると考えられる。実際、フィリピン付近強制実験と東シベリア付近強制実験における、中国・日本下層の東西に伸びた渦度偏差は乾燥応答よりも湿潤応答でより明瞭に現れる。

線形モデルの南と北の強制実験の結果から、2つのプロセスが別のものである可能性を述べたが、非線形プロセスがこれらに関係付ける可能性もある。例えば、フィリピン付近の対流活動に伴う熱と水蒸気強制に対する影響として、東シベリア付近に高気圧偏差が現れる。東シベリア付近の状況が変わることにより、3ヶ月より短い擾乱の活動の様子が変わる。それらの擾乱と関係する非線形項 \mathcal{N} が東シベリア付近の高気圧偏差を強化する(4.4節参照)。その東シベリア付近の偏差は上層でロスビー波として、南東へ伝播する可能性がある。

今後の課題として、モデルの改良すべき点を2つ述べる。一つ目は、大規模凝結スキームを導入することである。ここで用いたモデルの降水プロセスは、主に対流性の降水を想定しており、不安定を解消するようなスキームである(付録C参照)。図3.1bに示したように、観測・再解析データの3極偏差パターンには、東シベリア付近でも、降水量偏差が見られたが、5.2節で湿潤の一様強制実験から得られた頻繁に現れる応答パターン(偏差場)には、全く見られない。これは、東シベリア付近の3ヶ月平均場が不安定にならないために、モデルの湿潤プロセスが働かないことが一因であると考えられる。二つ目は、3ヶ月より短い周期の擾乱に伴う非線形項 \mathcal{N} をモデル内で表現することである。上でも述べた通り、フィリピン付近からの影響として、東シベリア付近の非線形項 \mathcal{N} が変わる可能性などが考えられる。本研究で用いた線形モデルでは、この様な内部変動に伴う非線形項 \mathcal{N} は表現できない。実際、図5.2dに示したように、再解析データで見積もった非線形項 $\mathcal{N}_{\mathcal{E}}$ は、東シベリア付近で高気圧偏差を作るような働きをする。湿潤の一様強制実験における頻繁に現れる応答に見られる東シベリア付近の高気圧偏差が、観測・再解析データのSVD1のものに比べて東西に長いのは、この様な非線形プロセスが働かないため、その位置が明確に決まらないことを反映している可能性が考えられる。線形プリミティブモデルにおける、総観規模擾乱の統計的(平均的)

な振る舞いと、周期の長い平均場に対する非線形の運動量強制の関係は Pan et al. (2006) が議論している。

第6章 全体のまとめと議論

気候を、平均的な様子を表す気候場 (1979–2005 年の 27 年平均) と、これからの変動である偏差場に分離して考えた。夏季東アジア域に頻繁に見られる、フィリピン (100 °–170 °E, 5 °–25 °N 付近)、中国・日本 (100 °–170 °E, 25 °–45 °N 付近)、東シベリア (110 °–170 °E, 45 °–80 °N 付近) に正-負-正 (負-正-負) の 3 極構造で特徴付けられる偏差パターンの形成プロセスについて調べた。

東アジア域における、6–8 月平均の降水量と Z500 の年々変動偏差から作成した相関係数行列に対する SVD 解析では、変動を説明する割合が 59% と大きい第 1 モードとして 3 極偏差パターンが抽出された。この様な 3 極構造を持つ偏差パターンは、降水量の EOF 解析、Z500 の EOF 解析、北半球や全球での解析、季節内変動に対する解析のいずれにおいても、第 1 モードとして抽出された。この 3 極構造を持つパターンの変動は世界的に見ても主要な変動パターンであり、降水量や Z500 の季節内変動にも年々変動にも見られる変動パターンである。この 3 極偏差パターンの年々変動は ENSO、インド洋 SST や中国・日本の降水量変動と統計的な関係性が見られた。更に、様々な先行研究においても、類似な 3 極構造を持つ偏差場について議論されていることから、このパターンは気候学的にも非常に重要な変動パターンであると言える。

先行研究において、3 極構造を持つ偏差パターンは、ENSO やインド洋 SST と相関を持つ年々変動パターンや、二酸化炭素濃度増加に対する気候応答など (Wang et al. 2001; 遠藤, 2005; Kimoto, 2005)、様々な大気変動の外部要因と関係して現れている。また、3 極偏差パターンは、変動を説明する割合の大きいパターンを抽出する手法である EOF 解析や SVD 解析の第 1 モードとして抽出された。3 極偏差パターンが大気変動の外部要因の具体的な形に関係なく現れるという結果は、このパターンが、大気の内部プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高い、力

学モード的なパターンであることを示唆する。これを示すために湿潤プロセスを考慮した線形プリミティブモデルを作成し、外部強制の具体的な水平構造に依存しない大気の内プロセスのみと関係して頻繁に現れる変動パターンの抽出を試みた。具体的には、北半球一様に分布する 206 点の強制に対する線形応答を計算し、その 206 個の応答から頻繁に現れる応答パターンを抽出する。頻繁に現れる応答パターンの抽出方法は、観測・再解析データの解析において 3 極偏差パターンを最も顕著に取り出した、東アジア域における降水量と Z500 の相関係数行列の SVD 解析を用いた。得られた頻繁に現れる応答パターンは、観測・再解析データの解析で得られたものと類似する 3 極構造を持つ。頻繁に現れるパターンの抽出を、東アジア域ではなく、北半球や全球の SVD 解析を用いて行った場合にも、東アジア域には南北に 3 つの偏差を持つパターンが得られた。つまり、大気変動の外部強制が北半球に一様に分布する仮想的な状況においても、大気の内プロセスと関係して、東アジア域に 3 極構造を持つ変動パターンが頻繁に現れると考えられる。

3 極偏差パターンに関わる大気の内プロセスをデータ解析や数値実験から調べた。その模式図を図 6.1 に示す。東アジア域の低・中緯度には気候場の水蒸気量が多く、フィリピン付近や中国・日本の循環場偏差は統計的に有意な降水量偏差を伴う。降水量偏差と対応する凝結加熱は鉛直流と熱力学的にバランスし、その鉛直流は気柱の伸縮を通して (渦度方程式の伸縮項)、大気下層の循環場偏差を強化する。気候場水平風が、南西風であるフィリピン付近下層では、波の活動度フラックス (WAF) は北を向き、気候場水平風が北西風である、東シベリア付近上層では WAF が南東を向く。また、大気上層の渦度収支解析、及び非線形渦度強制に対する線形モデルによる応答実験の結果から、東シベリア付近の高気圧偏差に対して非線形プロセスが重要な役割を果たしている可能性が示唆された。つまり、3ヶ月より短い周期の擾乱が、偏差の形状の特徴によって決まる非線形の渦度フラックスの収束を伴い、3ヶ月平均場に対する渦度強制として働く可能性がある。実際、東シベリア付近に高気圧性の年々変動偏差が存在する年には、低気圧性の偏差が存在する年に比べ、東シベリア付近において、9.2 日より短い周期の移動性擾乱の

活動が不活発であり、9.2 日から3ヶ月程度の周期を持つ準定常ロスビー波の碎波がより顕著に見られた。また、それらの短周期擾乱の形状は、東シベリア付近に高気圧性の年々変動偏差が存在する時、南西から北東に伸びた構造を持ちやすい。気候場から偏差場への力学的なエネルギー変換は、気候場の特徴によって決まる特定の位置で、偏差にエネルギーを供給すると考えられる。フィリピン付近では、気候場下層の東西風の東西傾度が強い地域で ($|\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}|$ が大きい)、東西に伸びた偏差が (u'^2 が大きい)、気候場から順圧的にエネルギーに受け取る ($-u'^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$)。東シベリア付近では、気候場の南北温度傾度 ($\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$) の強い地域で、傾圧的にエネルギーが変換される。また、日本の北東には、気候場水平風の南北傾度 ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}, \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$) と関係する順圧エネルギー変換が見られ、日本上空ではジェットの傾圧的な構造 ($\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$) と関係する傾圧エネルギー変換が見られる。

これらの東アジアの夏季気候場 (水蒸気量、水平風、気温) の特徴と関係して働く大気の内プロセスは3極偏差パターンの位置、構造、発達に関わっていると考えられる。気候場から偏差場へのエネルギー変換や湿潤プロセスは、気候場の特徴によって決まる特定の位置のみで効率的に働き、その地域の偏差の振幅、発達に寄与する。下層の北向き、上層の南東向きのロスビー波は、これらの各地域の偏差に伴う変動のエネルギーがロスビー波として南北に伝播することを示す。3極偏差パターンは、これらの内プロセスによって、東アジア域において振幅が大きくなり、南北の広い地域に影響するため、観測・再解析データにおけるSVD解析や、一様強制実験におけるSVD解析によって、変動を説明する割合が大きい第1モードとして抽出されるのだと考えられる。

線形モデルによる強制の地域的な切り分け実験を行うと、前述の大気の内プロセスは高緯度からの影響に関するものと、低緯度からの影響に関するものに分離して解釈することができた。フィリピン付近のみの強制に対する湿潤の線形応答では、WAFがフィリピン付近下層から北を向き、フィリピン付近と日本付近に逆符号の循環場偏差が現れた。これらはKosaka and Nakamura (2006) が述べるPJパターンの特徴として知られている。更にこの応答においては、日本の北に、特に下層で顕著な高気圧性の循環場偏差が現れる。この偏差を渦度収支解析

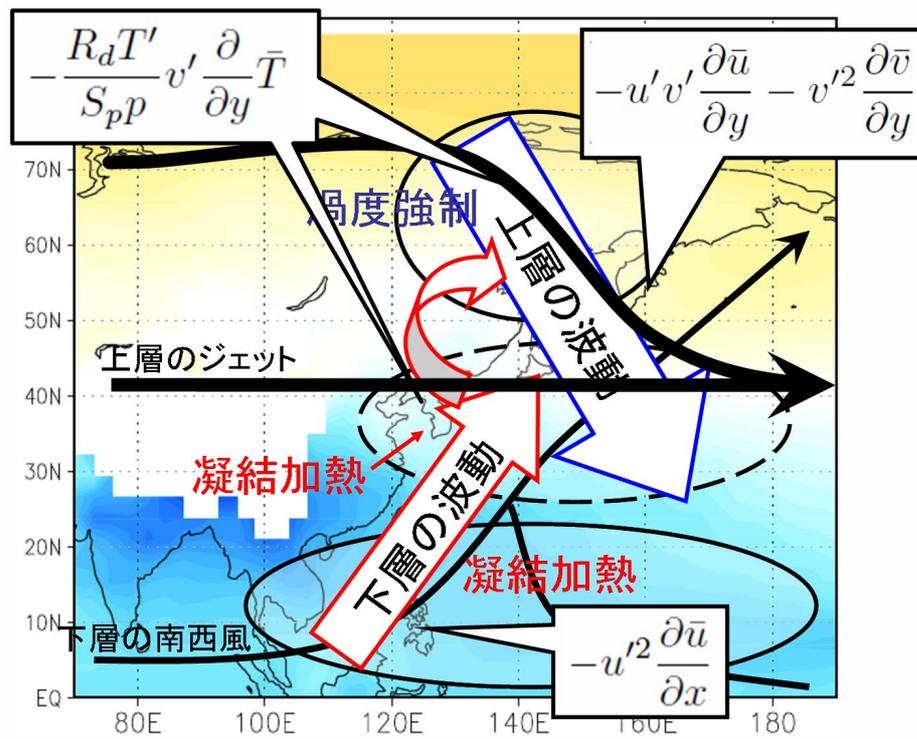


図 6.1: 3 極気候偏差の形成に関わる力学プロセスと湿潤プロセスの模式図。
 Fig. 6.1: A schematic diagram of processes associated with formation of tripolar climate anomaly.

と ω 方程式を用いた解析から調べると、この高気圧性の偏差には、大気下層の気候場南西風による気温と渦度の水平移流 ($\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} T'$, $\bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \zeta'$) が関わる伸縮項が寄与することが分かった。フィリピン付近に何らかの擾乱 (偏差) が見られるとき、このようなプロセスを通して、正-負-正 (又は負-正-負) の構造が現れて、日本の北へまで影響すると考えられる。一方、東シベリアのみの強制に対する応答では、東シベリア付近のエネルギー変換、東シベリア上空から南東を向く WAF が見られ、渦度応答は東シベリアから南東に負-正-負と並ぶ。

前述の低緯度からと高緯度からの2つのプロセスは、共に東アジア域に南北に並ぶ Z500 や渦度の偏差を形成するが、エネルギー変換や WAF の様子に共通する部分があり無く、別々に働くプロセスである可能性が高いと考えている。これは、観測・再解析データの解析において、偏差が北西から南東に並ぶ 1984 年の年々変動偏差と南西から北東に並ぶ 1998 年の偏差による、SVD1 に対する寄与が、解析した 27 年間で最も大きい 2 年であったことから裏付けられる。低緯度と高緯度からの影響が同じ様な構造を持ち、1 つの SVD モードに寄与することには、湿潤プロセスが重要な役割を果たしていると考えられる。実際、フィリピン付近強制実験と東シベリア付近強制実験における、中国・日本下層の東西に長い渦度偏差は乾燥応答よりも湿潤応答でより明瞭に現れる。また、乾燥の一樣強制実験においては、頻繁に現れる応答パターンの偏差は北西から南東に並び、湿潤のものに比べて下層の渦度偏差が弱い。湿潤プロセスは、南北に並ぶ偏差の位置や強さに対して重要な役割を果たしていると考えられる。

3 極偏差パターンに関わる各プロセスの役割や寄与については、気候場の異なる季節の解析や、一樣強制実験の基本場の構造に対する感度実験などから、更に詳細に調べることができると考えている。例えば、第 3 章で述べた通り、3 極偏差パターンに見られる東シベリアの高気圧偏差の構造は 6 月と 8 月で若干異なる。これらの構造の違いの議論などを通して、エネルギー変換、非線形プロセス、湿潤プロセスの相対的な重要性など、各プロセスのより詳細な役割を明確にすることができると考えているが、それは今後の課題とする。

本研究では以下のことを述べた:

1. 3 極偏差パターンは東アジア域の主要な気候変動パターンである。
2. 3 極偏差パターンを、大気の内プロセスによって特徴付けられる出現頻度の高い力学モード的なパターンとして解釈できる。
3. 3 極偏差パターンの位置、構造、発達には湿潤プロセス、エネルギー変換、ロスビー波などが関わっている。これらは気候場の水平風、気温、水蒸気量の構造と関係して働く。
4. 低緯度や高緯度の強制に対する大気の応答は、共に南北に並ぶ 3 つの偏差を形成し、頻繁に現れる 3 極偏差パターンに寄与する。ただし、フィリピン付近の強制に対する応答では偏差が南西から北東に並ぶのに対し、東シベリア付近の強制に対する応答では北西から南東に並ぶなど、それぞれの強制に対する応答の偏差の位置関係は若干異なる。

これらの結果から、先行研究で示された、ENSO やインド洋 SST の年々変動や二酸化炭素濃度の増加などに関係する 3 極構造を持つ偏差場は、大気変動の外部要因による 3 極パターンの励起として解釈できると考えられる。

本研究では 3 極偏差パターンに関わる、東アジア域における大気の内プロセスの議論に集中し、南のフィリピン付近からの影響と北の東シベリア付近からの影響を中心に調べた。しかし、年々変動の 3 極偏差パターンの解析において図 4.6b に示した 300hPa の WAF は、東シベリアの高気圧偏差に対して、西シベリアやバレンツ海からなど、東アジア域の外からのロスビー波的な影響を示唆する。また、SVD1 のスコア、インド洋 (50 °E–120 °E, 20 °S–20 °N) の SST、Nino3.4 (ENSO の指標; 170 °W–120 °W, 5 °S–5 °N で平均した SST) の時系列を示した図 3.1a や、それらの自己相関係数を示した図 3.3 に見られるように、3 極偏差パターンはインド洋 SST や Nino3.4 の年々変動と強い関係性がある。更に、一様強制実験における SVD1 のスコアを示した図 5.4a) は、特にインド洋や太平洋の強制が効率的に 3 極偏差パターンを励起することを示唆する。以下に、3 極偏差パターンの変動に関わる外部要因、及び影響の経路について、典型的な事例や応答実験の結果の説明を交えて推察し、関連する課題について述べる。

図 3.1a に示されるように、SVD1 のスコア時系列、インド洋 SST、Nino3.4 は相互に年々変動の関係性が強く、インド洋 SST 又は Nino3.4 が高い(低い)時、3 極偏差パターンはスコアが正(負)であり南北に正-負-正(負-正-負)の構造を持ちやすい。

1994 年は SVD のスコアとインド洋 SST 偏差が負であるが、Nino3.4 は弱い正である。よって、この年は、太平洋に比べてインド洋の影響を強く反映して 3 極偏差パターンが形成されたことが期待できる。この 1994 年の Z500 の年々変動偏差を図 6.2 に示す。インド洋やフィリピン付近が負偏差であり、ユーラシア大陸上の東ヨーロッパ(50 °E,55 °N)、西シベリア(90 °E,65 °N)、東シベリア(130 °E,65 °N)に波列パターンが見られ、日本付近が正偏差である。このシベリアの波列パターンは、図 3.1a に示した再解析データの SVD1 で定義した Z500 偏差にも見られるものであり、図 4.6b の WAF は、西シベリアから東シベリアへの影響を示唆する。また、この 1994 年の Z500 の偏差は、インド洋付近(62 °E,15 °N)の強制に対する応答として示した図 5.5a と、ユーラシア大陸上の波列パターンや、インド洋とフィリピン付近の偏差が類似する。また、インド洋付近(62 °E,15 °N)の強制に対する応答は、一様強制実験において、SVD1 のスコアが最大で 3 極偏差パターンに最も寄与する応答であった。これらのことから、1994 年は 3 極偏差パターンはインド洋付近の負の SST 偏差がインド洋の対流活動を抑制に働き、対応する凝結加熱の変化が冷却強制となり、その強制に対する大気の線形応答として 3 極偏差パターンが現れた可能性が推察される。実際、この年は、インド洋東部(80 °-120 °E,20 °S-15 °N)に負の降水量偏差が見られる。1994 年の偏差とインド洋付近(62 °E,15 °N)に対する線形応答で、ユーラシア大陸上の波列パターンの位置がずれる理由は、1994 年の SST などの外部強制が、一様強制実験で与えた(62 °E,15 °N)の理想的な強制と、その位置、及び構造が、必ずしも一致しないからであると考えられる。インド洋の SST 偏差が大気に対するどの様な強制となり、3 極偏差パターンにどの程度の影響を与えるのか興味深い問題である。

次に、太平洋の強制について考察するため、太平洋の(186 °E,15 °N)のみを強制した応答として示した図 5.5b の Z500 と、それに類似する水平構造を持つ 1985

年の Z500 の年々変動偏差を図 6.3 に示し、二つを比較する。1985 年の Z500 偏差は、フィリピン付近から北東に負-正-負と並ぶと共に、北太平洋の (150 °W, 35 °N) から北東の北アメリカ大陸に負-正-負の偏差が見られ、太平洋 (186 °E, 15 °N) の強制に対する応答と類似する部分が見られる東アジア域の (90 °-170 °E, 0 °-90 °N) における 1985 年の偏差と太平洋 (186 °E, 15 °N) に対する応答のパターン相関は -0.42 であった。ただし、太平洋の (186 °E, 15 °N) のみを強制した応答では、(160 °W, 30 °N) に正偏差が見られ、その北東の偏差パターンの位置もずれる。ここでも、例えば ENSO と関係する、現実の大気変動の外部要因が、大気に対するどのような強制となるのか調べる必要がある。

海面水温と大気強制の関係について、まず考えられるのは、高温偏差の地域において、海から大気下層に熱や水蒸気が供給され、対流活動が活発なり、対応する凝結加熱の変化が熱強制となることである。しかし、前述の二つの年々変動偏差の例ではその様な単純な関係になってはいない。1994 年のインド洋の例においては、SST 偏差は (50 °-120 °E, 20 °S-20 °N) のほぼ全域に正偏差が広がるのに対し、降水量偏差はインド洋東部 (80 °-120 °E, 20 °S-15 °N) の比較的狭い地域に局在する。ENSO、太平洋の SST 偏差、及び降水量偏差の関係は更に複雑だと考えられる。3 極偏差パターンは 12 月-2 月の Nino3.4 (170 °-120 °W, 5 °S-5 °N) 海域の SST との相関は 0.51 と高い値を示すが、図 3.2 で示したように、6-8 月では、3 極偏差パターンに伴う SST 偏差は、Nino3.4 海域では小さくなり、ペルー沖などに有意な SST 偏差が見られる様になる。インド洋 SST、ENSO、3 極偏差パターンを関係付けるプロセスを示すためには、例えば、これらの地域の SST 偏差の大小で合成図を作成し、季節的な変化も含めて循環場の違いなどを調べる必要があると考えられる。

本研究では、3 極偏差パターンは、東アジア域において、東シベリア付近から南へ影響する場合と、フィリピン付近から北へ影響する場合があることを述べた。この南からと北からの影響のプロセスが非線形プロセスを通して関係する可能性を 5.5 節で述べた。前述の 1994 年の気圧偏差がインド洋 SST の影響とすると、それとは異なる北からと南からのプロセスの関係の可能性が考えられる。つまり、イン

ド洋で大気擾乱を強制したときに、熱帯では強制の東のフィリピン付近へ気圧偏差が広がるのと同時に、東ヨーロッパ-西シベリア-東シベリアの経路で影響する。北からと南からのプロセスは、同じインド洋付近の SST 変動に起因する、異なる経路の影響として捉えられる可能性が考えられる。類似な水平構造を持つ、インド洋付近 (62 °E, 15 °N) の強制に対する線形応答 (図 5.4a) の時間発展を調べると、フィリピン付近の偏差の発達は強制を与え始めて時間積分の 3-10 日目付近で、シベリアの偏差は 8-15 日目付近で、日本付近の偏差は 3-15 日付近で顕著である。このことは、インド洋の強制に対する応答として考えた場合、3 極偏差パターンに伴う日本付近の偏差は北からと南からの経路で励起されることを示唆する。

ここでは、3 極偏差パターンを励起する、大気変動の外部要因として、インド洋と太平洋の SST を議論したが、第 1 章で紹介したように、Kimoto(2005) は二酸化炭素濃度の倍増実験において現れる 3 極構造を持つ偏差パターンを示している。一様強制実験で調べた、3 極偏差パターンを効率的に励起する地域 (図 5.4a のスコアの絶対値が大きい) は、インド洋や太平洋の他にも、北アメリカ大陸などにも見られる。また、3 極偏差パターンを励起する東アジア域の外からの経路として、インド洋の強制と関連して二つの経路の可能性を述べたが、図 4.6b の WAF はバレンツ海からの影響も示唆する。3 極偏差パターンの変動は、様々な外部要因と様々な遠隔伝播の経路が複雑に絡み合って決まっていることが推察される。3 極構造を持つ SVD1 への寄与が、特に大きかった 1984 年 (スコアが 2 番目に大きい) と 1998 年 (スコアが最大) の年々変動偏差は、図 3.1a に見られる様に、いずれもインド洋 SST と ENSO の両方と関係していると考えられる。それらの Z500 偏差が、1984 年は北西から南東に並ぶのに対し、1998 年は南西から北東に並び、その水平構造が異なるのは、外部要因の相対的な重要性や影響の経路の違いを反映しているのだと推察される。3 極偏差パターンの変動をより明確に理解するためには、年々変動偏差や日平均偏差に見られる多数の 3 極偏差パターンの事例の統計的に整理することや、モデルによる感度実験などから、外部要因と影響の経路の相対的な重要性を調べる必要がある。

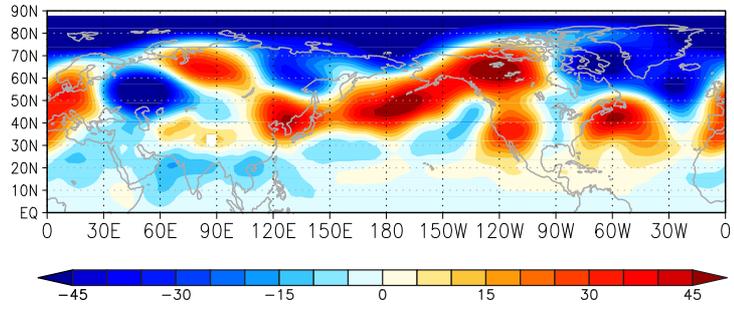


図 6.2: 1994 年の Z500[m] の年々変動偏差。

Fig. 6.2: Deviations of Z500[m] from the climatology. The year of 1994.

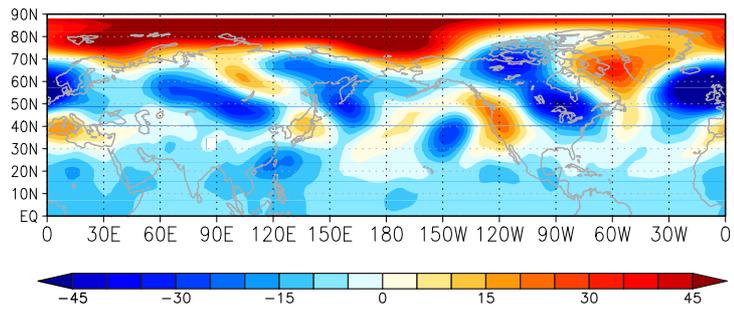


図 6.3: 1985 年の Z500[m] の年々変動偏差。

Fig. 6.3: Deviations of Z500[m] from the climatology. The year of 1985.

付録A 記号一覧

定数

地球半径, R	6370[km]
自転角速度, Ω	7.27×10^{-5} [/s]
重力加速度, g	9.8[m/s ²]
乾燥大気の定圧比熱, C_p	1004.6[J/(K·kg)]
乾燥大気の気体定数, R_d	287.04[J/(K·kg)]
水蒸気の気体定数, R_v	461.50[J/(K·kg)]
水蒸気凝結による潜熱, L	2.501×10^6 [J/(kg)]
κ	R_d/C_p
ϵ_v	$R_v/R_d - 1$

演算子

$$\nabla A = \left(\frac{\partial A}{R \cos \varphi \partial \lambda}, \frac{\partial A}{R \partial \varphi} \right) = \left(\frac{\partial A}{\partial x}, \frac{\partial A}{\partial y} \right)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{A} = \frac{\partial A_x}{R \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial \cos \varphi A_y}{\partial \varphi} = \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial \cos \varphi A_y}{\partial y}$$

変数

φ	:	緯度
λ	:	経度
$\varphi_0 = 45^\circ$:	β 面近似の際に展開する緯度
p	:	気圧
$f = 2\Omega \sin \varphi$:	コリオリパラメータ
$f_0 = 2\Omega \sin \varphi_0$:	φ_0 のコリオリパラメータ
$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$:	ベータ
ξ	:	渦度
D	:	発散
T	:	気温
q	:	水蒸気混合比
ψ	:	流線関数
χ	:	速度ポテンシャル
$\mathbf{u} = (u, v)$:	(東西風, 南北風)
$\mathbf{u}_\psi = (u_\psi, v_\psi) = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x}\right)$:	水平風の回転成分
$\mathbf{u}_\chi = (u_\chi, v_\chi) = \left(\frac{\partial \chi}{\partial x}, \frac{\partial \chi}{\partial y}\right)$:	水平風の発散成分
ω	:	鉛直流
Q	:	非断熱加熱
S	:	水蒸気ソース (又はシンク)
Z	:	ジオポテンシャル高度
$\Phi = gZ$:	ジオポテンシャル
$S_p = \left(\frac{R_d \bar{T}}{p C_p} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial p}\right)$:	安定度 (基本場)
$Q = \xi + f_0 + \beta y + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0 p}{S_p R_d} \frac{\partial \psi}{\partial p}\right)$:	渦位 (準地衡)

付録B 季節平均偏差場に寄与する非線形項

ここでは、

- $()_0$: 瞬間値
- $()_c$: 30日移動平均を取り27年平均
- $()_a$: $()_c$ からの偏差
- $()_s$: 6月1日から8月31日の季節平均

と表記する。

偏差場に対する非線形項について、瞬間値 u_0 に関する

$$\frac{\partial u_0}{\partial t} = -u_0 \frac{\partial}{\partial x} u_0 \quad (\text{B.1})$$

を例に考える。

まず、30日移動平均の27年平均として定義した平均的な季節進行 $()_c$ と、そこからのずれ $()_a$ に分離する。つまり、 $u_0 = u_c + u_a$ とすると、

$$\frac{\partial(u_c + u_a)}{\partial t} = -u_c \frac{\partial}{\partial x} u_c - u_c \frac{\partial}{\partial x} u_a - u_a \frac{\partial}{\partial x} u_c - u_a \frac{\partial}{\partial x} u_a \quad (\text{B.2})$$

である。この式の $()_c$ を計算すると、

$$\frac{\partial u_c}{\partial t} = -u_c \frac{\partial}{\partial x} u_c - \left(u_a \frac{\partial}{\partial x} u_a \right)_c \quad (\text{B.3})$$

で、これを元の式から引けば、平均的な季節進行からのずれ $()_a$ に関する式、

$$\frac{\partial u_a}{\partial t} = -u_c \frac{\partial}{\partial x} u_a - u_a \frac{\partial}{\partial x} u_c - \left(u_a \frac{\partial}{\partial x} u_a - \left(u_a \frac{\partial}{\partial x} u_a \right)_c \right) \quad (\text{B.4})$$

が得られる。

式 (B.4) の季節平均 $()_s$ の年々変動偏差 $()'$ を取る。この時、 $()'_c$ はゼロであることに注意すれば、

$$\frac{\partial u'}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} u' - u' \frac{\partial}{\partial x} \bar{u} - \left(u_a \frac{\partial}{\partial x} u_a \right)'_s \quad (\text{B.5})$$

と偏差場の式が得られる¹。

結局、偏差場の式において、 $-u \frac{\partial}{\partial x} u$ は3つの項になる。式 (B.5) の右辺第1項と第2項は、偏差場と時間的に固定された気候場の積であり線形的な項と見なすことが出来る。右辺第3項は非線形項であり、それは平均的な季節進行 $()_c$ からの擾乱 $()_a$ に伴うものと解釈できる。

¹ $()_c - ()_{cs}$ と関係する非線形項は小さいので無視した。

付録C 湿潤の線形プリミティブモデル

力学部分は Numaguchi et al. (1995)、Watanabe and Kimoto (2000; 2001)、Satoh(2004) を、湿潤プロセスは Watanabe and Jin (2003) を参考に作成した。

C.1 方程式系

式(4.1)–式(4.4)のプリミティブ方程式系を σ 座標系で書き直し、運動方程式を渦度と発散の方程式として表せば、以下の式が得られる¹：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi'}{\partial t} = & - \left[\frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial A'}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial B'}{\partial \mu} \right] \\ & - \frac{\xi'}{\tau_\xi} - \nu_\xi \left(\nabla^4 - \frac{4}{R^4} \right) \xi' + \mathcal{N}_\xi \end{aligned} \quad (\text{C.1})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial D'}{\partial t} = & \frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial B'}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{\partial A'}{\partial \mu} - \nabla^2 (\Phi' + C_p \kappa T_{\text{ref}} \pi' + E') \\ & - \frac{\xi'}{\tau_D} - \nu_D \left(\nabla^4 - \frac{4}{R^4} \right) D' + \mathcal{N}_D \end{aligned} \quad (\text{C.2})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'}{\partial t} = & - \left[\frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial (\bar{U} T'_p + U' \bar{T}_p)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial (\bar{V} T'_p + V' \bar{T}_p)}{\partial \mu} \right] + \bar{T}_p D' + T'_p \bar{D} \\ & - \bar{\sigma} \frac{\partial T'}{\partial \sigma} - \bar{\sigma}' \frac{\partial \bar{T}}{\partial \sigma} \\ & + \kappa \bar{T}_v \left(\frac{\partial \pi'}{\partial t} + (\mathbf{V}_H \cdot \nabla^\mu \pi)' + \frac{\bar{\sigma}'}{\sigma} \right) + \kappa T'_v \left(\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial t} + \overline{\mathbf{V}_H \cdot \nabla^\mu \pi} + \frac{\bar{\sigma}}{\sigma} \right) \\ & - \frac{T'}{\tau_T} - \nu_T \left(\nabla^4 - \frac{4}{R^4} \right) T' + \mathcal{N}_T + Q' \end{aligned} \quad (\text{C.3})$$

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = - \left[\frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial (\bar{U} q' + U' \bar{q})}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial (\bar{V} q' + V' \bar{q})}{\partial \mu} \right] + \bar{q} D' + q' \bar{D}$$

¹
 $\sigma = p/(\text{地表気圧})$, $\mu = \sin \varphi$,
 $\pi = \log(\text{地表気圧})$, $\mathbf{V} = (U, V) = \cos \varphi (u, v)$, $\bar{\sigma}$: 鉛直速度,
 τ : ダンピングの時間スケール, ν : 拡散係数

$$-\bar{\sigma} \frac{\partial q'}{\partial \sigma} - \dot{\sigma}' \frac{\partial \bar{q}}{\partial \sigma} - \frac{q'}{\tau_q} - \nu_q \left(\nabla^4 - \frac{4}{R^4} \right) q' + \mathcal{N}_q + S' \quad (\text{C.4})$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = - \int_0^1 (D' + (\mathbf{V}_H \cdot \nabla^\mu \pi)') d\sigma \quad (\text{C.5})$$

ここで、

$$\chi' = \nabla^{-2} D'$$

$$\psi' = \nabla^{-2} \xi'$$

$$\mathbf{V}_H = (U', V') = \left(-\frac{1 - \mu^2}{R} \frac{\partial \psi'}{\partial \mu} + \frac{1}{R} \frac{\partial \chi'}{\partial \lambda}, \frac{1}{R} \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} + \frac{1 - \mu^2}{R} \frac{\partial \chi'}{\partial \mu} \right)$$

$$T_{\text{ref}} = 300$$

$$\bar{T}_p = \bar{T} - T_{\text{ref}}$$

$$\bar{T}_v = \bar{T} + \epsilon_v \overline{(Tq)}$$

$$\bar{T}_{vp} = \bar{T}_v - T_{\text{ref}}$$

$$(Tq)' = \bar{T} q' + T' \bar{q}$$

$$T'_p = T'$$

$$T'_v = T' + \epsilon_v (Tq)'$$

$$T'_{vp} = T'_v$$

$$(\mathbf{V}_H \cdot \nabla^\mu \pi) = \frac{\bar{U}}{R(1 - \mu^2)} \frac{\partial \pi'}{\partial \lambda} + \frac{\bar{V}}{R} \frac{\partial \pi'}{\partial \mu} + \frac{U'}{R(1 - \mu^2)} \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \lambda} + \frac{V'}{R} \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \mu}$$

$$\dot{\sigma}' = -\sigma \frac{\partial \pi'}{\partial t} - \int_0^\sigma (D' + (\mathbf{V}_H \cdot \nabla^\mu \pi)') d\sigma$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial \sigma} = -\frac{R_d T'_v}{\sigma}$$

$$A' = (\bar{\xi} + 2\Omega\mu)U' + \xi' \bar{U}$$

$$+ \bar{\sigma} \frac{\partial V'}{\partial \sigma} + \dot{\sigma}' \frac{\partial \bar{V}}{\partial \sigma} + \frac{C_p \kappa}{R} (1 - \mu^2) \bar{T}_{vp} \frac{\partial \pi'}{\partial \mu} + \frac{C_p \kappa}{R} (1 - \mu^2) T'_{vp} \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \mu}$$

$$B' = (\bar{\xi} + 2\Omega\mu)V' + \xi' \bar{V}$$

$$- \bar{\sigma} \frac{\partial U'}{\partial \sigma} - \dot{\sigma}' \frac{\partial \bar{U}}{\partial \sigma} - \frac{C_p \kappa}{R} \bar{T}_{vp} \frac{\partial \pi'}{\partial \lambda} - \frac{C_p \kappa}{R} T'_{vp} \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \lambda}$$

$$E' = \frac{\bar{U}U' + \bar{V}V'}{(1 - \mu^2)}$$

である。 \mathcal{F} は線形のダンピングと2次のラプラシアン of 拡散で表現した。外部から与える \mathcal{N} 、 Q' 、 S' に対する応答を計算するモデルである。外部強制として Q' 、

S' を与えていない地域では、 Q' 、 S' をモデルの湿潤プロセスで計算する。

C.2 水平離散化

水平分解能 T42(切断波数 $M = N = 42$) を例に説明する。

C.2.1 準備

T42 では緯度方向に 64 点の格子点を取る。その位置はルジャンドル関数 $P_{64}^0 = 0$ のゼロ点として定義されるガウス緯度 φ_j である。このゼロ点はニュートン法を用いて、

$$\mu_j^{(s+1)} = \mu_j^{(s)} - \frac{P_{64}^0(\mu_j^{(s)})}{dP_{64}^0(\mu_j^{(s)})/d\mu} \quad (\text{C.6})$$

を μ_j が収束するまで繰り返すことで計算する。

ルジャンドル倍関数とその微分は

$$P_n^n = \sqrt{\frac{(2n+1)!!}{(2n)!!}} (1-\mu^2)^n \quad (\text{C.7})$$

$$\sqrt{\frac{(n+1)^2 - m^2}{(2n+1)(2n+3)}} P_{n+1}^m = \mu P_n^m - \sqrt{\frac{n^2 - m^2}{4n^2 - 1}} P_{n-1}^m \quad (\text{C.8})$$

と

$$(1-\mu^2) \frac{dP_n^m}{d\mu} = \sqrt{\frac{n^2 - m^2}{4n^2 - 1}} (n+1) P_{n-1}^m - \sqrt{\frac{(n+1)^2 - m^2}{(2n+1)(2n+3)}} n P_{n+1}^m \quad (\text{C.9})$$

から計算できる。また、後に必要となるガウス重みは

$$w_j = \frac{2(2 \times 64 - 1)(1 - \mu_j^2)}{[64 \times P_{64-1}(\mu_j)]^2} \quad (\text{C.10})$$

で評価しておく。

C.2.2 水平微分の数値的な評価

T42 で経度方向の微分 $\frac{\partial A}{\partial \lambda}$ は

$$\tilde{A}_m = \frac{1}{128} \sum_{i=1}^{128} A(\lambda_i) e^{-im\lambda_i} \quad (\text{C.11})$$

$$\frac{\partial A}{\partial \lambda} = \sum_{m=-42}^{42} im\tilde{A}_m e^{im\lambda} \quad (\text{C.12})$$

で求める。この計算にはFFTを用いる。

緯度方向 ($\mu = \sin \varphi$) の微分 $\frac{\partial A}{\partial \mu}$ は

$$\tilde{A}_n^m = \frac{1}{128} \sum_{i=1}^{128} \left[\sum_{j=1}^{64} A(\lambda_i, \mu_j) w_j P_n^m(\mu_j) \right] e^{-im\lambda_i} \quad (\text{C.13})$$

$$\frac{\partial A}{\partial \mu} = \sum_{m=-42}^{42} \sum_{n=|m|}^{42} \tilde{A}_n^m e^{im\lambda} \frac{dP_n^m(\mu)}{d\mu} \quad (\text{C.14})$$

から求める。 $A(\mu = -1) = A(\mu = 1) = 0$ の時、

$$\left(\frac{\partial \tilde{A}}{\partial \mu} \right)_n^m = - \frac{1}{128} \sum_{i=1}^{128} \left[\sum_{j=1}^{64} A(\lambda_i, \mu_j) w_j \frac{\partial P_n^m(\mu_j)}{\partial \mu} \right] e^{-im\lambda_i} \quad (\text{C.15})$$

も用いる。 j の和の計算では P_n^m の偶奇性を利用すると計算量を半分にできる。

∇^2 ($= \frac{1}{R^2(1-\mu^2)} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{R^2} \frac{\partial}{\partial \mu} \left[(1-\mu^2) \frac{\partial}{\partial \mu} \right]$) と ∇^{-2} は

$$\nabla^2 A = \sum_{m=-42}^{42} \sum_{n=|m|}^{42} \frac{-n(n+1)}{R^2} \tilde{A}_n^m e^{im\lambda} P_n^m(\mu) \quad (\text{C.16})$$

$$\nabla^{-2} A = \sum_{m=-42}^{42} \sum_{n=|m|, n \neq 0}^{42} \frac{-R^2}{n(n+1)} \tilde{A}_n^m e^{im\lambda} P_n^m(\mu) \quad (\text{C.17})$$

のように計算する。

∇^4 は

$$\nabla^4 = \nabla^2(\nabla^2) \quad (\text{C.18})$$

である。

C.3 鉛直離散化

C.3.1 準備

鉛直層数を K として、半整数レベル $\hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}}$ ($k = 1 - K + 1$) を任意に決めて、

$$\sigma_k = \left[\frac{1}{\kappa + 1} \frac{\hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}}^{\kappa+1} - \hat{\sigma}_{k+\frac{1}{2}}^{\kappa+1}}{\hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} - \hat{\sigma}_{k+\frac{1}{2}}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{C.19})$$

から整数レベルを求める。以下で使う

$$\Delta\sigma_k = \hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} - \hat{\sigma}_{k+\frac{1}{2}} \quad (\text{C.20})$$

$$a_k = \left(\frac{\hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}}}{\sigma_k} \right)^\kappa - 1 \quad (\text{C.21})$$

$$b_k = 1 - \left(\frac{\hat{\sigma}_{k+\frac{1}{2}}}{\sigma_k} \right)^\kappa \quad (\text{C.22})$$

$$\kappa_k = \frac{1}{\Delta\sigma_k} \left(a_k \hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} + b_k \hat{\sigma}_{k+\frac{1}{2}} \right) \quad (\text{C.23})$$

を計算しておく。

以下で行う鉛直離散化は、

- 質量, U, U^2, V, V^2 の全領域積分が保存する。
- 断熱 ($Q = 0$) で温位の全領域積分が保存する。
- 最下層のジオポテンシャル Φ に上層からの寄与がない。
- 静止大気で圧力傾度力がゼロである。

の条件を満たす。

C.3.2 鉛直積分の評価

鉛直積分は、

$$\int d\sigma \rightarrow \sum_k \Delta\sigma_k \quad (\text{C.24})$$

と離散化する。

$$\frac{\partial\pi}{\partial t} = - \sum_{k=1}^K (D_k + \mathbf{V}_{Hk} \cdot \nabla^\mu \pi) \Delta\sigma_k \quad (\text{C.25})$$

$$\dot{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} = -\hat{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} \frac{\partial\pi}{\partial t} - \sum_{l=k+1}^K (D_l + \mathbf{V}_{Hl} \cdot \nabla^\mu \pi) \Delta\sigma_l \quad (\text{C.26})$$

である。ただし、 $\dot{\sigma}_{\frac{1}{2}} = \dot{\sigma}_{K+\frac{1}{2}} = 0$ とする。

C.3.3 $\{U, V, T\}$ の鉛直移流

$\{U, V, T\}$ の鉛直移流は、

$$\begin{aligned} & \left(\dot{\sigma} \frac{\partial \{X\}}{\partial \sigma} \right)_k \\ & \rightarrow -\frac{1}{\Delta \sigma} \left[\dot{\sigma}_{k-\frac{1}{2}} (\{\hat{X}\}_{k-\frac{1}{2}} - \{X\}_k) + \dot{\sigma}_{k+\frac{1}{2}} (\{X\}_k - \{\hat{X}\}_{k+\frac{1}{2}}) \right] \end{aligned} \quad (\text{C.27})$$

から評価する。ただし、

$$\hat{T}_{k-\frac{1}{2}} = a_k \left[1 - \left(\frac{\sigma_k}{\sigma_{k-1}} \right)^\kappa \right]^{-1} T_k + b_{k-1} \left[\left(\frac{\sigma_{k-1}}{\sigma_k} \right)^\kappa - 1 \right]^{-1} T_{k-1} \quad (\text{C.28})$$

$$\hat{U}_{k-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (U_{k-1} + U_k) \quad (\text{C.29})$$

$$\hat{V}_{k-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (V_{k-1} + V_k) \quad (\text{C.30})$$

である。

C.3.4 静力学の式

静力学の式は、

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{R_d T}{\sigma} \quad (\text{C.31})$$

→

$$\Phi_k - \Phi_{k-1} = C_p a_k T_k + C_p b_{k-1} T_{k-1} \quad (\text{C.32})$$

$$\Phi_1 - \hat{\Phi}_{\frac{1}{2}} = C_p a_1 T_1 \quad (\text{C.33})$$

と計算する。この $\hat{\Phi}_{\frac{1}{2}}$ は最下層のジオポテンシャル高度で境界条件として与える。

C.4 時間積分

波数空間で数値積分する。

主に移流と関係する力学の時間変化項は leap-frog で時間積分する。つまり、

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \left[\frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial A}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial B}{\partial \mu} \right] \quad (\text{C.34})$$

は、

$$\tilde{\xi}_n^m(t=3) = \tilde{\xi}_n^m(t=1) - \left[\frac{1}{R(1-\mu^2)} \frac{\partial \tilde{A}_n^m}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial \tilde{B}_n^m}{\partial \mu} \right] \Big|_{t=2} \times 2\Delta t \quad (\text{C.35})$$

と積分する。ここで、 $t=1, t=2$ の予報変数は初期条件として与える。

次に、damping(Newtonian cooling, Rayleigh Friction) や diffusion(渦拡散) を後方差分で積分する。それぞれ、

$$\text{damping} = -\frac{\xi}{\tau} \quad (\text{C.36})$$

$$\text{diffusion} = -\nu(\nabla^4 - \frac{4}{R^4})\xi \quad (\text{C.37})$$

は、波数空間で、

$$\text{damping} = -\frac{\tilde{\xi}_n^m}{\tau} \quad (\text{C.38})$$

$$\text{diffusion} = -\frac{\nu}{R^4} [n^2(n+1)^2 - 4]\tilde{\xi}_n^m \quad (\text{C.39})$$

である。後方差分では、

$$\frac{\tilde{\xi}_n^m(t=3) - \tilde{\xi}_n^m(t=1)}{2\Delta t} = -\frac{\tilde{\xi}_n^m(t=3)}{\tau} - \frac{\nu}{R^4} (n^2(n+1)^2 - 4)\tilde{\xi}_n^m(t=3) \quad (\text{C.40})$$

であるので、

$$\tilde{\xi}_n^m(t=3) = \frac{\tilde{\xi}_n^m(t=1)}{1 - [-\frac{1}{\tau} - \frac{\nu}{R^4} (n^2(n+1)^2 - 4)] \times 2\Delta t} \quad (\text{C.41})$$

と計算できる。

もし、外部強制(非線形項 \mathcal{N} や非断熱加熱 Q など)を与えるならば、前方差分で、

$$\tilde{\xi}_n^m(t=3) = \tilde{\xi}_n^m(t=1) + \tilde{F}_n^m(t=1) \times 2\Delta t \quad (\text{C.42})$$

と加える。

最後に、

$$\tilde{\xi}_n^m(t=2) = \tilde{\xi}_n^m(t=2) + 0.05[\tilde{\xi}_n^m(t=1) - 2\tilde{\xi}_n^m(t=2) + \tilde{\xi}_n^m(t=3)] \quad (\text{C.43})$$

とタイムフィルターをかける。

C.5 湿潤プロセス

モデル内で降水を評価し大気を加熱し水蒸気を除去する。Watanabe and Jin (2003) と同じスキームで、パラメーターも同じ値を用いる。

対流が発生するとき、大気境界層 ($\sigma = 0.98$ とする) の空気塊は浮力を失う雲頂高度まで湿潤静的エネルギーが一定のまま持ち上がると考える。つまり、雲内の気温 T'_c は、大気境界層の T'_b と q'_b を用いて、

$$C_p T'_c + g Z'_c(T'_c) + L q'_s(T'_c) = C_p T'_b + g Z'_b + L q'_b \quad (\text{C.44})$$

から求める。ただし、 q'_s は飽和水蒸気混合比の T'_c による変化で、

$$q'_s = \left. \frac{dq_s}{dT} \right|_{T=\bar{T}} T'_c \quad (\text{C.45})$$

で、雲内の水蒸気混合比 q'_c は、

$$\bar{q}_c + q'_c = q_s(\bar{T}) + q'_s \quad (\text{C.46})$$

である。対流活動の存続時間を $\tau_c = 2\text{hr}$ と考えて、大気境界層から雲頂高度の加熱率と水蒸気の凝結を、

$$Q' = \frac{e_c}{\tau_c} (T'_c - T' - \Delta T'_c) \quad (\text{C.47})$$

$$S' = \frac{e_c}{\tau_c} (q'_c - q') \quad (\text{C.48})$$

から計算する。 e_c は対流効率と呼ばれ、

$$e_c = \min \left(\frac{\bar{M}}{M_c}, 0.9 \right) \quad (\text{C.49})$$

とする。ただし、 M は気候場の対流有効位置エネルギー (CAPE) で、 M_c はその臨界値である。 M_c は $3000[\text{J/kg}]$ にしている。対流効率の最大値を 0.9 に制限しているのは、全ての CAPE が凝結加熱にならないことと対応する。また、式 (C.47) の $\Delta T'_c$ は、 T'_b と q'_b から別々に評価した Q' と S' が、

$$\int_{\text{大気境界層}}^{\text{雲頂}} (C_p Q' + L S') d\sigma = 0 \quad (\text{C.50})$$

を満たすための補正で、

$$C_p \Delta T'_c = \int_{\text{大気境界層}}^{\text{雲頂}} (C_p T'_c + Lq'_c - C_p T' - Lq') d\sigma \quad (\text{C.51})$$

から計算する。

夏季気候場の CAPE を図 C.1 に示す。

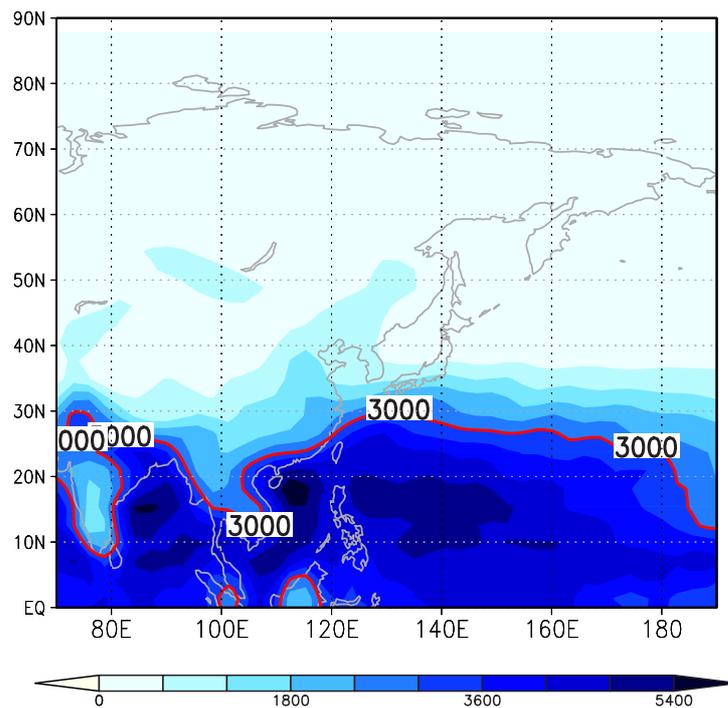


図 C.1: JJA 気候場の CAPE[J/kg].
Fig. C.1: JJA climatology. CAPE[J/kg].

付録D 線形方程式系の特異モード とランダム強制実験のEOF 解析

線形方程式系の特異モードとランダムな強制の応答に対する EOF 解析の関係について Navarra (1993) を参考に説明する。

まず、線形プリミティブ方程式系の全自由度は水平分解能 T42、鉛直層数 20 では、

$$\begin{aligned} N &= [\text{水平方向の自由度}] \times [\text{鉛直層数}] \times [\text{独立変数 (予報変数) の数}] \\ &= (42 + 1)^2 \times 20 \times 4 = 147920 \end{aligned} \quad (\text{D.1})$$

である。

定常の線形方程式系を

$$\mathcal{L}\mathbf{x} = \mathbf{f} \quad (\text{D.2})$$

と表す。ただし、線形演算子 \mathcal{L} は $N \times N$ の行列で、独立変数 \mathbf{x} と強制 \mathbf{f} は要素数 N のベクトルである。線形演算子 \mathcal{L} を、

$$\mathcal{L} = \mathbf{U}\Sigma\mathbf{V} \quad (\text{D.3})$$

のようにシュミット展開する。ここで、 Σ は特異値 σ_i を要素とする対角行列で、 \mathbf{U} と \mathbf{V} は正規直交行列である。式 (D.2) と式 (D.3) から、強制 \mathbf{f} に対する、独立変数 \mathbf{x} の線形応答は、転置行列を $(\)^T$ と表記して、

$$\mathbf{x} = \mathbf{V}\Sigma^{-1}\mathbf{U}^T\mathbf{f} = \sum_{i=1}^N \mathbf{v}_i \frac{(\mathbf{u}_i, \mathbf{f})}{\sigma_i} \quad (\text{D.4})$$

である。つまり、応答 \mathbf{x} は、 $1/\sigma_i$ と強制 \mathbf{f} の対応する \mathbf{u} ベクトルへの射影の積を重みとした、 \mathbf{v} ベクトルの線形結合として解釈できる。

ここで、 \mathbf{I} を単位行列として、 $\mathbf{F}\mathbf{F}^T = \mathbf{I}$ を満たす、

$$\mathbf{F} = [\mathbf{f}_1, \dots, \mathbf{f}_m] \quad (\text{D.5})$$

m 個のランダムな強制の集合と、対応する応答

$$\mathbf{X} = [\mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_m] \quad (\text{D.6})$$

を考える。式 (D.2) より、

$$\mathbf{X} = \mathcal{L}^{-1}\mathbf{F} \quad (\text{D.7})$$

であるので、その共分散行列は、式 (D.4) を使って、

$$\mathbf{X}\mathbf{X}^T = \mathbf{V}\Sigma^{-2}\mathbf{V}^T \quad (\text{D.8})$$

と書き表せる。式 (D.8) は、全自由度 N の要素を持つ m 個のベクトル \mathbf{x} から作成した共分散行列の EOF 展開であるので、特異ベクトル \mathbf{v}_i は寄与率が、

$$\frac{\sigma_j^{-2}}{\sum_{i=1}^n \sigma_i^{-2}} \quad (\text{D.9})$$

の EOF モードとして解釈することが出来る。

参考文献

- [1] Arai, M. and M. Kimoto, *Simulated interannual variation in summertime atmospheric circulation associated with the East Asian monsoon*, *Clim Dyn* (2007), DOI 10.1007/s00382-007-0317-y.
- [2] Branstator, G., *Low-frequency patterns induced by stationary waves*, *J. Atmos. Sci.* **47** (1990), 629–648.
- [3] Enomoto, T., B.J. Hoskins and Y. Matsuda, *The formation mechanism of the Bonin high in August*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **587** (2003), 157–178.
- [4] Hirota, N., M. Takahashi, N. Sato, and M. Kimoto, *Recent climate trends in the East Asia during the Baiu season of 1979-2003*, *SOLA* **1** (2005), 137–140.
- [5] Hoskins, B.J. and D.J. Karoly, *The steady response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing*, *J. Atmos. Sci.* **38** (1981), 1179–1196.
- [6] Jin, F. and B. J. Hoskins, *The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere*, *J. Atmos. Sci.* **52** (1995), 307–319.
- [7] Jones, P.D., *The early twentieth century Arctic high-fact or fiction?*, *Clim Dyn* **1** (1987), 63–75.
- [8] Kimoto, M., *Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario*, *Geophys. Res. Lett.* **32** (2005), L16701, Doi:10.1029/2005GL023383.

- [9] Kosaka, Y., *Structure and dynamics of the Pacific-Japan teleconnection pattern*, Ph.D. thesis, University of Tokyo, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, 2006.
- [10] Kosaka, Y. and H. Nakamura, *Structure and Dynamics of the Summertime Pacific-Japan Teleconnection Pattern*, Q. J. R. Meteorol. Soc. **132** (2006), 2009–2030.
- [11] ———, *A Comparative Study on the Dynamics of the Pacific-Japan (PJ) Teleconnection Pattern Based on Reanalysis Datasets*, SOLA **4** (2008), 9–12.
- [12] L.-L. PAN, M. Watanabe and F. Jin, *Dynamics of Synoptic Eddy and Low-Frequency Flow Interaction. Part III: Baroclinic Model Results*, J. Atmos. Sci **63** (2006), 1121–1725.
- [13] Nakamura, H. and T. Fukamachi, *Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **130** (2004), 1213–1233.
- [14] Ninomiya, K. and Mizuno, H., *Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part I: EOF analysis of temperature variation in relation to the largescale situation causing the cold summer*, J. Meteorol. Soc. Jpn. **63** (1985), 845–857.
- [15] ———, *Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part II: Structure of the northeasterly flow from polar maritime airmass*, J. Meteorol. Soc. Jpn. **63** (1985), 858–871.
- [16] Nitta, T., *Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation*, J. Meteor. Soc. Japan **65** (1987), 373–390.

- [17] North, G., T. Bell, R. Cahalan and F. Moeng, *Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions*, Mon Weather Rev **110** (1982), 699–706.
- [18] Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, *The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence.*, J. Atmos. Sci. **45** (1988), 1228–1251.
- [19] Sato, N. and M. Takahashi, *Dynamical Processes Related to the Appearance of the Okhotsk High during Early Midsummer*, J. Climate **20** (2007), 4982–4994.
- [20] Satoh, M, *Atmospheric Circulation Dynamics and General Circulation Models*, Springer-PRAXIS, 2004, ISBN 3-540-42638-8.
- [21] Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Blanstator, *Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns*, J. Atmos. Sci **40** (1983), 1363–1392.
- [22] Tachibana, Y., T. Iwamoto, M. Ogi, and Y. Watanabe, *Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high*, J. Meteor. Soc. Japan **82** (2004), 1399–1415.
- [23] Takaya, K., and H. Nakamura, *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** (2001), 608–627.
- [24] Ting, M. and L. Yu, *Steady response to tropical heating in wavy linear and nonlinear baroclinic models*, J. Atmos. Sci. **55** (1998), 3565–3582.
- [25] Tsuyuki, T. and K. Kurihara, *Impact of Convective Activity in the Western Tropical Pacific on the East Asian Summer Circulation*, J. Meteor. Soc. Japan **67** (1989), 231–247.

- [26] Uppala, S. M. and Co-authors, *The ERA-40re-analysis*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **131** (2005), 2961–3012.
- [27] Wang, B. and Z. Fan, *Choice of South Asian summer monsoon indices*, Bull. Amer. Meteor. Soc. **80** (1999), 629–638.
- [28] Wang, B., R. Wu and K. -M. Lau, *Interannual Variability of Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons*, J. Climate **14** (2001), 4073–4090.
- [29] Watanabe, M. and F. Jin, *A Moist Linear Baroclinic Model: Coupled Dynamical-Convective Response to El Niño*, J. Climate **16** (2003), 1121–1139.
- [30] Watanabe, M. and M. Kimoto, *Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: a positive feedback*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **126** (2000), 733–734.
- [31] ———, *Corrigendum*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **127** (2001), 733–734.
- [32] Xie, P. and P. A. Arkin, *Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs.*, Bull. Amer. Meteor. Soc. **78** (1997), 2539–2588.
- [33] Yasutomi, N., *Detection and Dynamics of Principal Modes of Asian Summer Monsoon Variability*, Ph.D. thesis, University of Tokyo, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, 2003.
- [34] 遠藤洋和, *2003年冷夏の解析～2002/03エルニーニョ現象後の夏～*, 気象研究ノート **210** (2005), 99–110.
- [35] 田上浩孝・新野宏, *梅雨前線の明瞭・不明瞭の大規模場の特徴*, 気象研究ノート **210** (2005), 83–98.

謝辞

本研究は様々な方々の協力を得て行ったものです。

特に、東京大学気候システム研究センター教授の高橋正明先生には大変熱心にご指導をしていただきました。修士・博士課程を通して、研究方針や研究結果について、常に納得できるまで膨大な時間を掛けて議論して頂きました。私なりに努力したことに対して、常にご意見やコメントを得られる事は、研究を進める上で大変な励みになりました。また、議論の中でお話し下さいました、先生の経験や研究に対する価値観はとても参考になりました。心より感謝を申し上げます。

東京大学気候システム研究センター教授の木本昌秀先生は数々の研究発表会において、常に本質的な問題点を指摘して頂き、一步踏み込んだ研究目標を提案して頂きました。木本先生のご意見がなければ、本文で述べた様な結論は得られませんでした。東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻准教授の中村尚先生には審査会などで基本的なことから専門的なことまで幅広くご意見して下さいました。東京大学気候システム研究センター准教授の渡部雅浩先生には数値モデルのことや結果のまとめ方などについてアドバイスを頂きました。新野宏先生、佐藤薫先生、升本先生は本論文の審査員になって頂き、多くのご意見と貴重なコメントを頂きました。その他にも、東京大学気候システム研究センターの多くの先生方に多くのアドバイスと励ましを頂きました。深く感謝を申し上げます。

その他にも、多くの先輩、後輩、職員の方にもお世話になりました。佐藤尚毅博士には、扱う博士の研究テーマが近かったこともあり、気軽に様々な相談をさせて頂いていただきました。身近な先輩でありました、坂本圭博士、岩尾航希博士はいつも親切にいろいろなことを教えて頂きました。秘書の高橋洋子さんと北嶋裕子さんには様々な面で私の研究を支えていただきました。山下陽介君には計算機の管理において大変お世話になりました。その他にも、稲津将准教授、柳瀬巨博士、

建部洋晶博士、小坂優博士、森正人博士、渡邊英嗣博士など多くの先輩方に研究の相談などをさせていただきました。また、本研究では利用することが出来ませんでした。CCSR/NIES/FRCGC AGCM のことについて江守正多准教授、井上孝洋氏、永島達也博士、渡辺真吾博士に相談させていただきました。同期の川崎高雄君、松村義正君や後輩の皆さまにも、いろいろな面で助けられました。どうもありがとうございました。