

平成22年度 修士論文

**夏季北西太平洋域の循環偏差が
中高緯度大気循環の予測に及ぼす影響について**

田中 智之

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

平成 23 年 1 月 21 日 提出

修士論文要旨

夏季北西太平洋域の循環偏差が 中高緯度大気循環の予測に及ぼす影響について

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

田中 智之

PJ(Pacific-Japan) パターンは夏季の日本域の気候に大きな影響を与える大気循環変動パターンの一つであり、Nitta(1986,1987)により、フィリピン周辺の対流活動と有意に関連する日本付近の高度場偏差がパターンとして定義されている。また、PJ パターンは、特に対流圏下層で日本域からさらに下流域である太平洋北部、北米付近の高度場偏差パターンを伴う波列構造を形成する。しかし、PJ パターンの数日の時間スケールでの予測可能性に関する研究はほとんど存在しない。また、PJ パターンが夏季の中高緯度域の大気循環の予測精度に及ぼす影響も未解明である。そこで、本研究では1982～2001年の20年間の夏季(6～8月)について気象庁で実施された1ヶ月アンサンブル予報実験データを用いて、PJ パターンの予測可能性について解析を行った。

まず、本研究ではフィリピン沖の北西太平洋域(基準領域)の対流圏下層で予報初期に持続的な高/低気圧性の循環偏差が存在しているイベントをそれぞれ高気圧事例、低気圧事例として別々に取り出して合成図解析を行い、伝播の仕方や中高緯度域大気の予測精度がどのようにPJ パターンの極性に依存するのかを調べた。

その結果、高気圧事例ではフィリピン付近から北米西岸へと繋がる明瞭な波列構造が存在し、基準領域の対流圏下層の高気圧性循環が、北東太平洋域や北米西岸域といった中高緯度域の循環に影響を及ぼしていることが分かった。一方、低気圧事例では北東太平洋域への明瞭な伝播は見られなかった。次に、両事例でロスビー波の伝播可能領域、ロスビー波源について比較した。その結果、ロスビー波源は両事例ともに北西太平洋域に存在し、良く似た分布であることがわかった。一方、高気圧事例では波源が存在する北西太平洋域から北太平洋域などの中高緯度域まで伝播可能領域が続いていたが、低気圧事例では伝播可能領域は低緯度域と中高緯度域とで分離していた。従って、両事例でロスビー波の伝播の様子が異なるのは、基本場の西風の構造、すなわちロスビー波の伝播可能領域の分布が異なるためであることが示唆される。

次に、気象庁1ヶ月アンサンブル予報実験データのアンサンブル平均予測値を用いて、高/低気圧事例それぞれでZ850(850hPa 面高度)の予測精度について調べた。その結果、高気圧事例の北東太平洋域で平均したZ850の根二乗平均誤差(RMSE)が、低気圧事例に比べ有意に小さいことがわかった。これは、高気圧事例では、PJ パターンに伴うフィリピン沖の北西太平洋域から北東太平洋域へと繋がるロスビー波のエネルギー伝播をうまく予測できたためであると考えられる。よって、PJ パターンに伴う明瞭なロスビー波列が存在するときは、北東太平洋域のZ850予測精度は高くなることが示唆される。

次に、フィリピン沖の基準領域でZ850高度場偏差が形成されるとき予測精度について解析を行った。その結果、高気圧性偏差が形成される事例では、基準領域のZ850のRMSEが他の事例に比べ有意に小さいことがわかった。また、基準領域の予測誤差の大きさはMJOの位相に依存していることが示された。

本研究は、PJ パターンの伝播特性や予測精度が、その極性に依存していることを明らかにした。このことは、PJ パターン、特に伝播特性を考える際にその非線型性を考慮することの重要性を示唆している。

目次

第1章	はじめに	1
1.1	PJテレコネクションパターンについて	1
1.2	熱帯域が中高緯度域の循環場の予測に及ぼす影響	6
1.3	本研究の目的	8
第2章	データ・解析手法	9
2.1	使用データ	9
2.1.1	気象庁1ヶ月アンサンブル予報実験データ	9
2.1.2	JRA25/JCDASデータ	10
2.1.3	データの取扱い	10
2.2	解析手法	11
2.2.1	波活動度フラックス	11
2.2.2	全定常波数	11
2.2.3	Rossby Wave Source	13
2.2.4	予測誤差の定義	13
第3章	予測の初期における北西太平洋域の高/低気圧の中高緯度大気への影響	16
3.1	北西太平洋域の大気下層に高/低気圧性偏差を持つ事例の抽出	16
3.2	伝播の仕方の違いについて(解析値)	21
3.3	高/低気圧事例の予測誤差	25
3.4	伝播の仕方の違いについて(予測値)	31
第4章	北西太平洋域の高気圧性循環形成の予測について	36
4.1	事例抽出	36
4.2	高/低気圧性循環形成期の北西太平洋域の予測誤差	37
4.3	速度ポテンシャル・流線関数を用いた回帰解析	38
第5章	考察	40
5.1	低気圧事例でのエネルギー伝播	40
5.2	事例解析	42
5.2.1	高気圧事例:1987年7月31日の事例解析	42
5.2.2	低気圧事例:1989年7月31日の事例解析	46
第6章	まとめ	50
	参考文献	53

目 次

1.1	各テレコネクション指数と日本の気温変動との回帰図 (Wakabayashi and Kawamura, 2004)	3
1.2	PJ パターンの模式図 (Nitta, 1987)	3
1.3	($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $110^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$) の領域のカテゴリーごとの合成図 (Fukutomi and Yasunari, 2002)	4
1.4	擾乱場と基本流の順圧エネルギー変換 (Fukutomi and Yasunari, 2002)	4
1.5	β 平面上での準地衡線形 2 層モデルによる夏季の気候値での感度実験の定常応答 (Kosaka and Nakamura, 2010)	5
1.6	β 平面上での準地衡線形 2 層モデルによる様々な基本場での感度実験の定常応答 (Kosaka and Nakamura, 2010)	5
1.7	エルニーニョ年の冬季 (11 月 $\sim$ 1 月) の Nin $\tilde{o}$ -3.4 SST index とエルニーニョ翌年の夏季 (6 $\sim$ 8 月) の気象要素との相関係数分布図 (Xie et al., 2009)	6
1.8	予報初期日の MJO の振幅による PNA index の予測誤差 (RMSE) の時系列 (林と向川, 2007)	7
1.9	予報初期日の解析値の PNA index の極性による PNA index の予測誤差 (RMSE) の時系列 (林と向川, 2007)	7
2.1	全定常波数のプロファイルと波の屈折の概念図 (Hoskins and Ambrizzi, 1993) . .	12
2.2	夏季 (6 $\sim$ 8 月) における北半球の様々な領域の 850hPa 等圧面高度 (Z850) 場の $\overline{RMSE}$ の時系列	15
3.1	北西太平洋域の基準領域	16
3.2	高/低気圧事例それぞれで基準領域で平均した予測値の Z850 規格化偏差の時系列	17
3.3	高/低気圧事例それぞれで基準領域で平均した解析値の Z850 規格化偏差の時系列	18
3.4	高気圧事例における解析値の循環場の合成図 (850hPa)	19
3.5	低気圧事例における解析値の循環場の合成図 (850hPa)	20
3.6	高気圧事例における解析値の東西風の合成図と全定常波数 (850hPa)	22
3.7	低気圧事例における解析値の東西風の合成図と全定常波数 (850hPa)	22
3.8	高/低気圧事例それぞれの解析値の RWS と全定常波数の合成図 (850hPa)	24
3.9	各事例で平均したアンサンブル平均予報の予測誤差分布図 (850hPa)	26
3.10	各事例で平均した北東太平洋の $Z850\overline{RMSE}$ の時系列	27
3.11	各事例で平均した日本周辺の $Z850\overline{RMSE}$ の時系列	27
3.12	高気圧事例における予測値の循環場の合成図 (850hPa)	29
3.13	低気圧事例における予測値の循環場の合成図 (850hPa)	30
3.14	高気圧事例における予測値の東西風の合成図と全定常波数 (850hPa)	31
3.15	低気圧事例における予測値の東西風の合成図と全定常波数 (850hPa)	32
3.16	高/低気圧事例それぞれの予測値の RWS と全定常波数の合成図 (850hPa)	34

3.17	高気圧事例における解析値と予測値の速度ポテンシャル偏差の合成図 (850hPa) . . .	35
3.18	低気圧事例における解析値と予測値の速度ポテンシャル偏差の合成図 (850hPa) . . .	35
4.1	高/低気圧形成事例それぞれで基準領域で平均した Z850 規格化偏差の時系列 . . .	36
4.2	高/低気圧形成事例それぞれで平均した基準領域の Z850 $\overline{RMSE}$ の時系列	37
4.3	基準領域の予報 7 日目の全事例 (180 事例) の予測誤差と各予報日の速度ポテンシャル、 流線関数との回帰係数分布図 (850hPa)	39
5.1	高/低気圧事例における解析値の循環場の合成図 (850hPa)	41
5.2	1987 年 7 月 31 日を初期日とする高気圧事例の解析値の循環場 (850hPa)	44
5.3	1987 年 7 月 31 日を初期日とする高気圧事例の予測値の循環場 (850hPa)	45
5.4	1989 年 7 月 31 日を初期日とする低気圧事例の解析値の循環場 (850hPa)	48
5.5	1989 年 7 月 31 日を初期日とする低気圧事例の予測値の循環場 (850hPa)	49

第1章 はじめに

1.1 PJテレコネクションパターンについて

日本の夏季の気候に影響を与える大気循環変動は多数存在するが、その中に月内、季節内変動をもたらす特徴的な長周期のテレコネクション (遠隔操作) パターンがいくつか存在する。テレコネクションとは遠く離れた複数の地点に地理的に固定され、持続的な影響を及ぼすものであり、現在に至るまで様々なテレコネクションパターンが発見されている。

これらのテレコネクションパターンの中でも日本の夏季の気温変動の関連性があるものとして Wakabayashi and Kawamura (2004)(以下 WK04) で述べられているのは、Europe-Japan(EJ) パターン、Silkroad/West Asia-Japan(WJ) パターン、Pacific-Japan(PJ) パターンである。これらは高気圧、低気圧を発達させることで日本付近での猛暑、あるいは冷夏といった極端気象の形成に寄与するとされている。彼らは EOF 解析によって見つけた変動が大きい複数の地点での規格化した等圧面高度場偏差からそれぞれのパターンのテレコネクション指数を作成し¹、日本の夏季の気温変動との関連を調べた。図 1.1 は各指数と日本の気温変動との回帰係数分布図である。等値線は回帰係数 [K]、陰影は淡色が 95%、濃色が 99% で有意な領域を、暖色は正の相関、寒色は負の相関を表す。その結果、WJ パターンと PJ パターンは日本の気温変動と有意な相関が見られた (図 1.1 下段)。EJ パターンは極前線ジェット上を伝播するパターンで、図 1.1 上段で示されているように、WK04 ではそのテレコネクション指数と日本の夏季の気温変動との間には有意な関連は確認することができなかった。しかし、Nakamura and Fukamachi (2004) によれば 7 月のオホーツク海高気圧の形成過程にはヨーロッパ北部からシベリアを通る定常ロスビー波の伝播が重要としており、このオホーツク海高気圧の発達を通して日本の夏季の気候に影響を与えていることが示唆される。また、WJ パターンは中緯度の亜熱帯ジェット上に見られる準定常なロスビー波列であるとされている (Enomoto et al., 2003; Enomoto 2004)。日本付近に正の気温偏差をもたらすような高気圧性偏差は西からのロスビー波の伝播によって生じていることが明らかにされており、WK04 では WJ パターンと日本付近、特に西日本域の気温変動との関連が指摘されている。

一方、PJ パターンは北西太平洋域の対流活動の活動度と日本付近の高度場が同期して変動するパターンである。WK04 では日本付近、特に北日本域の気温変動と相関が大きいことが示された。PJ パターンに関する先駆的研究である Nitta (1986,1987) では、1978~1983 年の 6 年間分の月平

¹それぞれのパターンのテレコネクション指数は、

$$\begin{aligned} EJ1 &= [Z^*_{500}(45^\circ E, 60^\circ N) - Z^*_{500}(100^\circ E, 65^\circ N) + Z^*_{500}(145^\circ E, 60^\circ N)]/3 \\ EJ2 &= [Z^*_{500}(70^\circ E, 60^\circ N) + Z^*_{500}(150^\circ E, 57.5^\circ N)]/2 \\ WJ &= [Z^*_{200}(65^\circ E, 40^\circ N) - Z^*_{200}(100^\circ E, 40^\circ N) + Z^*_{200}(130^\circ E, 40^\circ N)]/3 \\ PJ &= [Z^*_{850}(155^\circ E, 35^\circ N) - Z^*_{850}(125^\circ E, 22.5^\circ N)]/2 \end{aligned}$$

と定義されている。 Z^* はそれぞれの右下隅に記載の等圧面高度場偏差を規格化したものである。EJ パターンはオホーツク海高気圧を強める分布を見せた EOF 第 1 モードと EOF 第 3 モードの 2 タイプを考慮しており、EJ1 は EOF 第 1 モード、EJ2 は EOF 第 3 モードに相当する指数である。

均データと、1978～1984 年の 6～9 月の 7 年間分の 5 日平均データを用いて北西太平洋域と日本付近の 500hPa 等圧面高度 (Z500)、及び高層雲の雲量の相関関係について調べた。その結果、北西太平洋域の対流活動が活発 (不活発) だと日本付近は高気圧 (低気圧) 偏差に覆われやすく、猛暑 (冷夏) になりやすいことを見出した。その変動の中でも、5 日平均を施したデータを用いてフィリピン周辺の ($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $110^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$) の領域内の任意の点を起点とする一点相関をとると、月平均データでは見られなかった、太平洋上の日本のすぐ南の領域から北太平洋を経て北米西岸にまで約 5 日で達するような波列構造が見られることを示している。図 1.2 はその波列構造の模式図を示している。

中高緯度大気循環に対して熱帯域の対流活動が重要性であることは過去多くの研究において示されてきた。Fukutomi and Yasunari (2002)(以下 FY02) では、対流の活動度を示す外向き長波放射 (OLR) を用いてコンポジット解析を行い、10-25 日周期の季節内変動の時間発展、及び空間発展を調べた。具体的には、北西太平洋域の OLR 偏差に 10-25 日のバンドパスフィルターを施し、その値を位相ごとに 8 つのカテゴリー (カテゴリー 3(7) が対流が最も活発 (不活発) な位相) に分類して解析を行った。その結果、対流活動がピークに達すると、北太平洋に向かって伝播する波列が形成されることが示された。これは北西太平洋上の対流活動に伴う加熱 (冷却) 偏差によるロスビー波応答であるとしている。また、図 1.3 は南シナ海の ($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $110^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$) の領域においてカテゴリーごとで合成した図である。(a) の高度場偏差を表す図より、この応答は傾圧的であることが確認できる。また、パターンの極性によって対流活発 (カテゴリー 3) なら西風偏差、不活発 (カテゴリー 7) なら東風偏差と逆になっていることが確認できる。しかし、この東西風の違いについての議論は以後行われていない。

また、6～7 月と 8 月で風の基本場の構造が異なることに着目しつつ、以下の式で表されるような順圧エネルギー変換 $CK \left\{ \frac{1}{2}(v'^2 u'^2) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + u' v' \frac{\partial \bar{u} \cos \phi}{\cos \phi \partial y} + u' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{1}{2}(v'^2 u'^2) \frac{\partial \bar{v} \cos \phi}{\cos \phi \partial y} \right\}$ (A' は擾乱成分、 $\bar{A}$ は基本場の成分を、 ϕ は緯度を表す) を計算することで、アジアジェットの出口付近にあたる北西太平洋域で基本場から擾乱場へと運動エネルギー変換が行われているということを示した。図 1.4 で負の値を表す影がついた領域は基本場から擾乱場へとエネルギーが変換される領域を示しているが、8 月を表す (b) の方が 6～7 月を表す (a) に比べてやや値は大きいものの、ともにフィリピン付近の北西太平洋域で広く負の値となっていることから、基本場から擾乱にエネルギーが変換されていることがわかる。そして下層の波列形成には順圧エネルギー変換に加えて、対流により強制された非断熱過程の寄与が特に大きく、重要であることを示した。FY02 によりそれまでは対流圏上層での研究が多かった、PJ パターンについて下層での循環を考慮することの重要性が示された。

さらに Kosaka and Nakamura (2006,2010)(以下、KN06、KN10) は月平均データを用いて、ロスビー波の北西太平洋域から北への伝播に重要な東西風の基本場の 3 次元的な構造を示した。そして彼らはそれに基づき、 β 平面上での線形な準地衡 2 層モデルを用いて北西太平洋域に熱源を置き、東西風の基本場を変えてその定常応答を見る感度実験を行った。実際に試した東西風の基本場は、夏季 (6 月～8 月) の気候値 (図 1.5)、上層下層ともに東西一様な東西風を持つ基本場の構造 (図 1.6 左列)、上層下層ともに東西非一様な東西風を持つ基本場構造 (図 1.6 右列) である。その結果、北西太平洋域から北へとロスビー波が最も伝播しやすい東西風基本場の構造は、夏季の気候値にあたる、下層ではアジアモンスーンに相当する西風と貿易風による東風、それと太平洋の中緯度帯での西風を持つような東西非一様であり、上層では亜熱帯ジェットに相当するような西風のみがあるような構造であると示した。

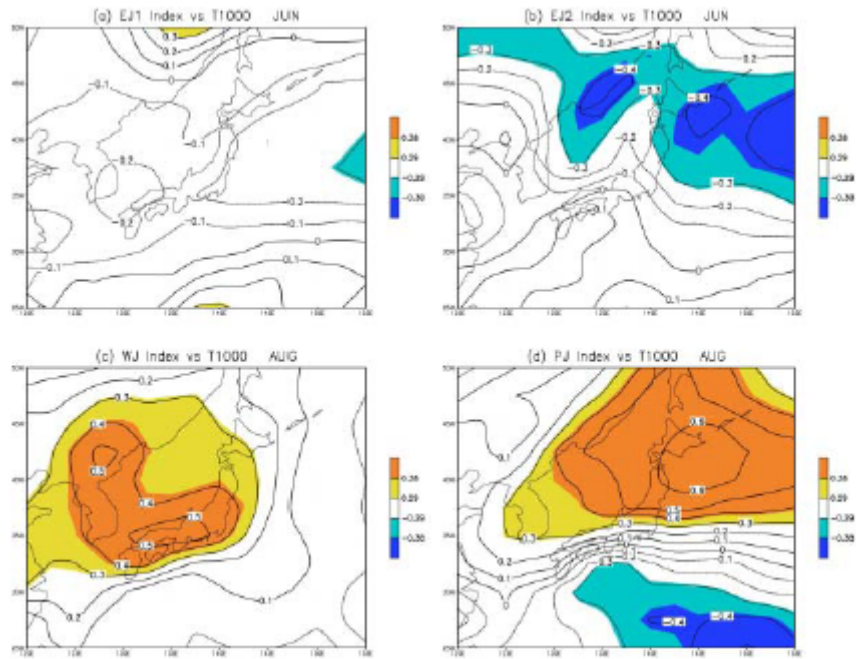


図 1.1: Wakabayashi and Kawamura(2004) による各テレコネクション指数と日本の 1000hPa の気温変動との回帰図。(a) は EJ1 と 6 月の気温変動、(b) は EJ2 と 6 月の気温変動、(c) WJ と 8 月の気温変動、(d) PJ と 8 月の気温変動との回帰を示している。等値線は回帰係数 (等値線間隔は 0.1[K])、陰影は淡色が有意性 95%、濃色が 99% の領域を表す。

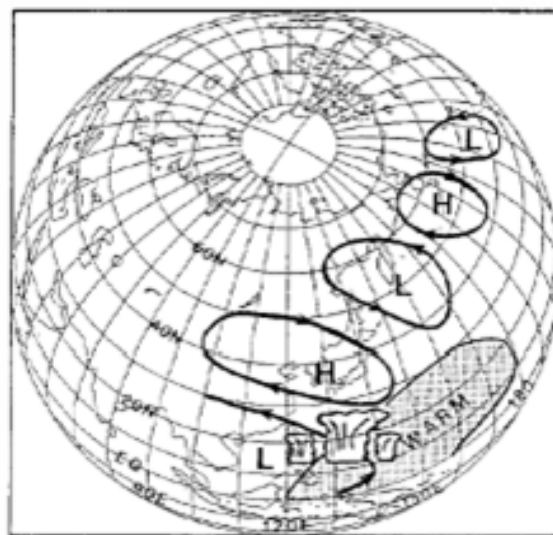


図 1.2: Nitta (1987) で示された北米西岸以東まで伝播する PJ パターンの模式図

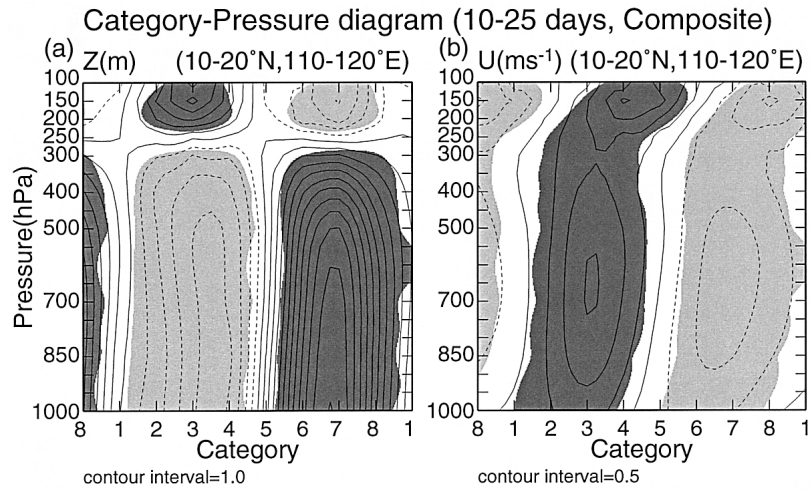


図 1.3: Fukutomi and Yasunari (2002) により示された ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) の領域のカテゴリごとでの合成図。(a) 等圧面高度場偏差 (等値線間隔は $1.0[\text{m}]$)、(b) 東西風偏差を表す (等値線間隔は $0.5[\text{m/s}]$)。陰影は濃色が正で有意な値、淡色が負で有意な値を示す。

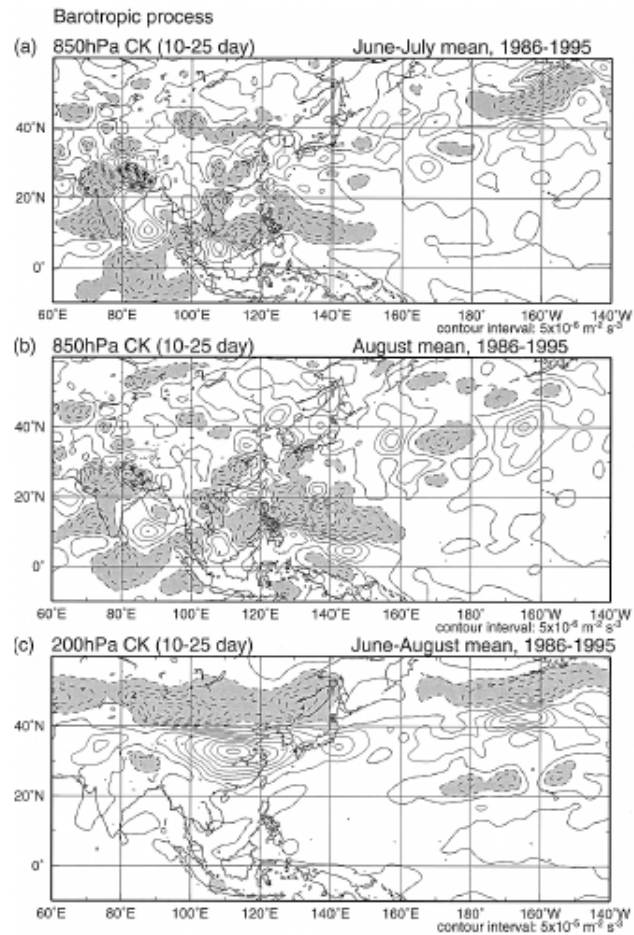


図 1.4: Fukutomi and Yasunari (2002) により示された擾乱場と基本流の順圧エネルギー変換。(a)850hPa における 6～7 月の、(b)850hPa における 8 月の、(c)200hPa における 6～8 月の図を表す。等値線間隔は $5.0 \times 10^{-5}[\text{m}^2\text{s}^{-3}]$ で、負の値には影をつけてある。

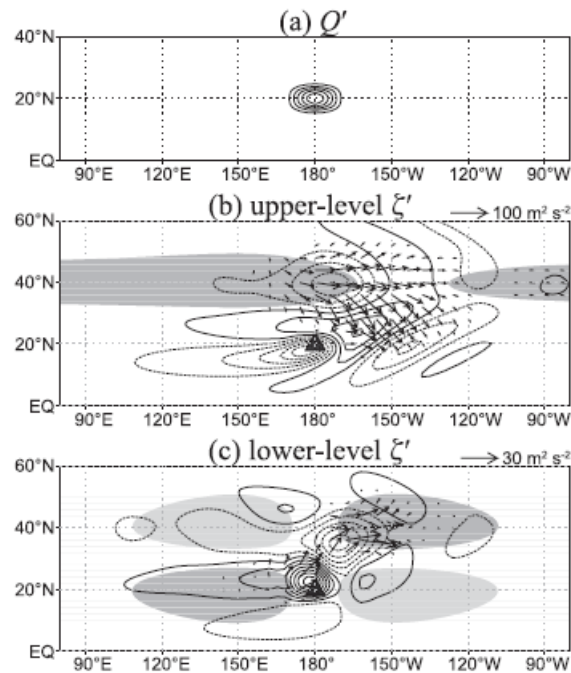


図 1.5: Kosaka and Nakamura (2010) で示された β 平面上での準地衡線形 2 層モデルによる夏季の気候値での感度実験の定常応答。(a) は与えた熱源に対する渦度の定常応答の分布図。(b) は上層、(c) は下層、で三角の印の位置に熱源を置いたときの渦度の定常応答の分布図。(b) は $\bar{U} > 15.0[\text{m/s}]$ の西風域には濃色、(c) では $\bar{U} > 3.0[\text{m/s}]$ の西風域には濃色、 $\bar{U} < -3.0[\text{m/s}]$ の東風域には淡色をつけてある。等値線は渦度、矢印は Takaya and Nakamura (2001) による波活動度フラックス $[\text{m}^2/\text{s}^2]$ を表している。等値線間隔は (a) は $0.5 \times 10^{-6}[\text{s}^{-2}]$ 、(b)、(c) は $2.0 \times 10^{-6}[\text{s}^{-2}]$ 、ベクトルの大きさは各図の右上の通り。

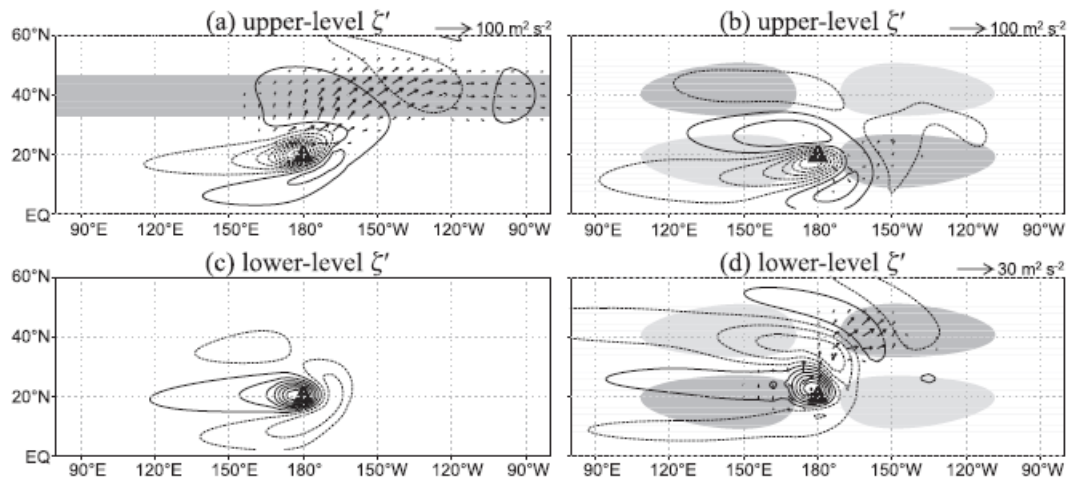


図 1.6: Kosaka and Nakamura (2010) で示された β 平面上での準地衡線形 2 層モデルによる様々な気候場での感度実験の定常応答。左列は上層 (a)、下層 (c) とともに帯状風のみがある構造、右列は上層 (b)、下層 (d) とともに東西非一様な構造のときに図中の三角の印の位置に熱源を置いたときの渦度の定常応答の分布図。(a) は $\bar{U} > 15.0[\text{m/s}]$ の西風域には濃色、(b)、(d) では $\bar{U} > 3.0[\text{m/s}]$ の西風域には濃色、 $\bar{U} < -3.0[\text{m/s}]$ の東風域には淡色をつけてある。等値線は渦度、矢印は Takaya and Nakamura (2001) による波活動度フラックス $[\text{m}^2/\text{s}^2]$ を表している。等値線間隔は $2.0 \times 10^{-6}[\text{s}^{-2}]$ 、ベクトルの大きさは各図の右上の通り。

1.2 熱帯域が中高緯度域の循環場の予測に及ぼす影響

一方、PJ パターンの予測の観点からの研究は少ない。季節スケールの長期予報の観点から、Xie et al. (2009) は冬季 (11~1 月) での ENSO(El Niño Southern Oscillation) の強さを表す指標の一つである Niño-3.4 SST index とその次の夏季 (6~8 月) の日本付近とフィリピン付近の降水との関係を調べ、それぞれ相関が見られることを示した (図 1.7)。具体的には、エルニーニョ発生翌年の夏季の日本付近は多雨傾向、フィリピン付近は小雨傾向となり、負の PJ パターンに相当するようなダイポール型の循環偏差が生じやすいことを示した。これから、約半年前の Niño-3.4 SST index をもとに、西太平洋域での夏季の南北ダイポールのな循環偏差の発生を予測できることが示唆される。

また、より短い数日内の時間スケールにおける日本に影響を及ぼすテレコネクションパターンについて、長屋と川村 (2009) は 1994 年の夏に日本付近が高温になったときに日本の気候に影響を与えた複数のテレコネクションパターンの予測可能性についての事例解析を行った。その結果、台風に伴って発生していた正の PJ パターンは予測することが困難であることが示された。この理由として台風そのものの予測可能性が低いためであるとしている。しかしこの研究では 1994 年に限った話で、しかも正のパターンについてのみしか言及されておらず、より一般的な場合や、日本付近が低気圧性偏差となる負の PJ パターンの予測可能性については解析されていない。季節は夏季ではないが、林と向川 (2007) は冬季の北半球における代表的なテレコネクションパターンの一つである PNA(Pacific/North American) パターンの強さを表す Index の予測に MJO(Madden-Julian Oscillation) が影響を与えることを示した (図 1.8)。具体的には、予測の初期時刻において大振幅の MJO があるとき、予報 4-7 日目において、MJO の振幅が小さいときに比べて予測誤差が大きくなることを示した。このように初期時刻における熱帯域の状態が中高緯度循環の予測に大きく影響を与えていることが示された。また、彼らは負の PNA パターンの方が正のパターンと比べて予測誤差が大きいという PNA パターンの予測精度が PNA パターンの極性に依存することも示している (図 1.9)。

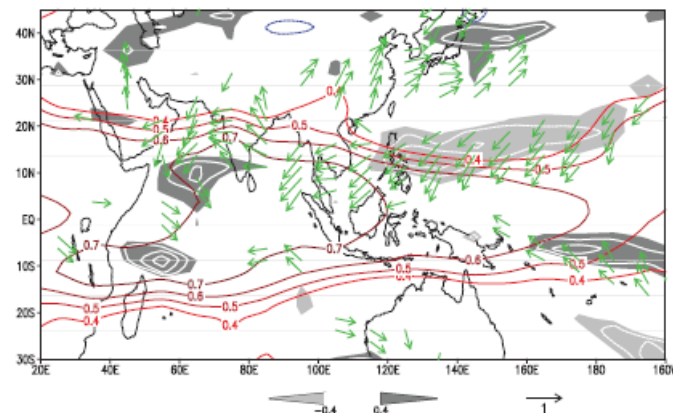


図 1.7: Xie et al., (2009) で示されたエルニーニョ年の冬季 (11 月~1 月) の Niño-3.4 SST index とエルニーニョ翌年の夏季 (6~8 月) の気象要素との相関係数分布図。等値線は対流圏 (850-250hPa) の層厚温度と、陰影、白色の等値線は降水との相関係数を表す。ベクトルは表層の東西風、南北風それぞれとの相関係数で構成されている。等値線間隔は 0.1、陰影の淡色は -0.4 以下、濃色は 0.4 以上の領域を示す。ベクトルの大きさは図右下に与えてある通りである。

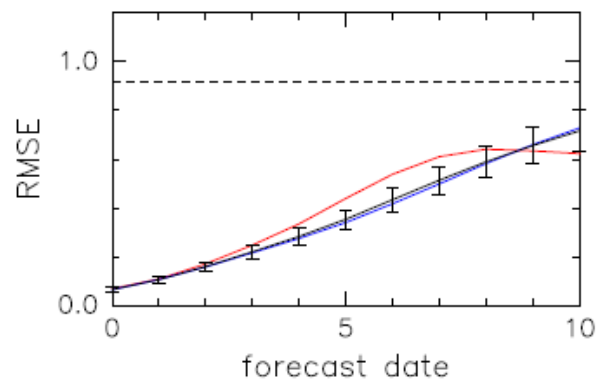


図 1.8: 林と向川 (2007) で示された予報初期日の MJO の振幅による PNA index の予測誤差 (RMSE) の時系列。MJO の振幅が予報初期日に、赤線: 1σ 以上の予測事例の平均 (18 事例)、青線: 1σ 未満の予測事例の平均 (132 事例)。黒線は全ての予測事例の平均 (150 事例)。エラーバーはブートストラップ法²で求めた有意性 99% 以上の値を表す。点線は PNA index の標準偏差を表す。

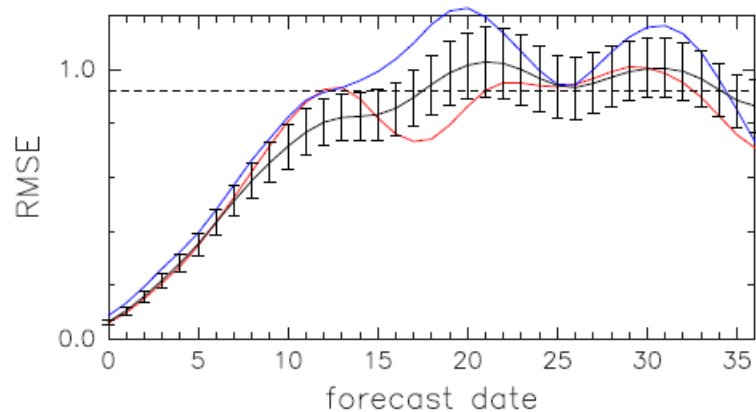


図 1.9: 林と向川 (2007) で示された予報初期日の解析値の PNA index の極性による PNA index の予測誤差 (RMSE) の時系列。解析値の PNA index が予報初期日に、赤線: 1σ 以上の予測事例の平均 (34 事例)、青線: -1σ 以下の予測事例の平均 (25 事例)。黒線は全ての予測事例の平均 (150 事例)。エラーバーはブートストラップ法で求めた有意性 99% 以上の値を表す。点線は PNA index の標準偏差を表す。

²母集団の信頼区間を推定する方法である。ある母集団の中から乱数により重複を許して無作為に複数個取り出し、その複数の標本から標本統計量 (平均、分散等) を算定する、という一連の作業を多数回繰り返すことで多数の標本統計量の標本分布を求め、信頼区間を推定する。母集団の中から何個取り出すかは有意性によって決定される。

1.3 本研究の目的

これまでの PJ パターンに関する研究では日本の南側での基本場から擾乱への運動エネルギー変換は示されているものの、それより下流域の北東太平洋の波列構造の形成の要因は明らかにされていない。さらに、波列の伝播の仕方がパターンの極性に依存するかどうかについては全く論じられていない。また、過去の研究から月平均データではより下流までの波列構造の伝播は捉えにくいとされているため、このような研究には数日といったより短い時間スケールでの波列の時間発展を追うことが重要である。また、数ヶ月といった長い時間スケールでの PJ パターンの予測に関する研究は幾つかあるものの、中高緯度域の顕著な大気現象とより密接に関連する季節内変動スケールの PJ パターンの予測に関する研究はほとんど行われていない。

そこで今回は、予報初期の熱帯域の状態が中高緯度域の予測精度に影響を及ぼしていることを示した林と向川 (2007) にならい、北西太平洋域などの低緯度域で予報初期に既に高気圧性、あるいは低気圧性の循環ができあがっているイベントを別々に取り出し、伝播の仕方や、中高緯度大気域の予測精度が、北西太平洋域の循環偏差の極性にどのように依存するかを調べる。すなわち、本研究の目的は、予測の初期において北西太平洋域に高気圧 (低気圧) 性循環偏差が存在するとき、中高緯度における大気循環の予測精度にどのような影響を与えるのか、及びそのときの特徴を明らかにすることである。特に、北西太平洋域の循環偏差の極性の違いによって場合分けを行い、両者を詳しく比較検討し、PJ パターンの極性による違いを明瞭にする。

本論文では第 2 章で、本研究に使用したデータ及び解析手法について紹介し、第 3 章で解析結果について述べる。その中でもまず前半で解析値を使って得られた結果を記述し、その後予測値を用いて解析を行った結果について述べる。特に予測精度に影響を与える力学的要因について記述する。そして第 4 章では北西太平洋上での循環そのものが形成される際の予測誤差要因について調べた結果を述べる。第 5 章では考察を行い、第 6 章に本研究のまとめを記す。

第2章 データ・解析手法

2.1 使用データ

本研究ではまず解析値を用いて、予報初期の北西太平洋域の循環偏差の極性に対する、中高緯度地域へのロスビー波の伝播特性の依存性を調べた後、予測値を用いてその特徴の再現性、及び予測精度に関する解析を行った。

そこで解析値として JRA25/JCDAS データ、また予測値として気象庁気候情報課より提供された、1ヶ月アンサンブル予報実験データを使用した。

2.1.1 気象庁1ヶ月アンサンブル予報実験データ

このデータは過去の日時を初期値として実施された気象庁1ヶ月アンサンブル予報実験から得られたデータであり、用いたモデルの水平解像度はTL159、鉛直40層である。提供されたデータは $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の水平格子点上の値である。また、各アンサンブルメンバーの初期摂動はSV(Singular Vector)法で作成し、 $20^{\circ}S \sim 20^{\circ}N$ 域の摂動は含んでいない。SSTは予報初期の偏差を持続させている。データの詳細は以下の表2.1に示す。本研究では以下のうち、夏季と定義した初期日が6月から8月の間の180予報事例を使用した。

モデル	TL159L40V0703C
期間	1982-2001年(20年)
水平格子間隔	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
鉛直	8層(1000-30hPa)[等圧面高度], 7層(1000-100hPa)[東西風、南北風]
時間解像度	6時間
メンバー数	5(コントロールラン1、摂動入りラン4)
予報初期日	毎月3回(10日, 20日, 末日12UTC)
積分時間	40日

表 2.1: 気象庁1ヶ月アンサンブル予報実験データの概要

2.1.2 JRA25/JCDAS データ

解析値として用いた JRA25/JCDAS データ (Onogi et al., 2007) の詳細を以下の表 2.2 に示す。

期間	1979-2008 年 (30 年)
水平格子間隔	$1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$
鉛直	23 層 (1000-0.4hPa)
時間解像度	6 時間

表 2.2: JRA25/JCDAS データの概要

2.1.3 データの取扱い

本研究では予測値の初期時刻が 12UTCであることを考慮し、12UTC から翌日の 06UTC まで (12UTC、18UTC、00UTC、06UTC) の平均値を日平均値とした。使用した変数はジオポテンシャル高度 (Z)、東西風 (U)、流線関数 (ψ)、速度ポテンシャル (χ) である。また気候値として 1979 年から 2008 年の 30 年分の日毎の平均値に季節以上の変動を除去するため 60 日をカットオフ周期とするランチョス低周波フィルター (Duchon 1979) を施した値を用いた。さらに、準定常ロスビー波に伴う低周波変動成分を抽出するために、日平均値とその偏差場に対して 5 日の移動平均を施した。予測値も解析値と同様に偏差場を作成し、5 日の移動平均を施した。ここで予測値のみでは 5 日移動平均が作成できない予報初期日～予報 2 日目までには解析値を与えて 5 日移動平均を作成する。以下、解析において使用する値は全て 5 日の移動平均を施した値となっている。

2.2 解析手法

この節では本研究で用いた解析の手法について述べる。本研究では主に準定常ロスビー波の振る舞いについての解析を行っているため、まずはじめにロスビー波のエネルギー伝播の特徴を示す波活動度フラックスと、ロスビー波が伝播できる領域そしてその導波管構造を示す全定常波数、及びロスビー波の波源を示す Rossby Wave Source を説明する。最後に予測精度を評価する際に使用した根二乗平均誤差について紹介する。

2.2.1 波活動度フラックス

準定常ロスビー波束の伝播の仕方や、特徴を調べるために波活動度フラックスを使用した。その中でも東西非一様な基本場中での停滞性の擾乱に対しても適用できる、位相依存性のない特徴を持つ Takaya nad Nakamura(2001) により示された波活動度フラックス $\mathbf{W}_s$ を使用した。デカルト座標系での $\mathbf{W}_s$ の水平成分、鉛直成分は次のように書くことができる。

$$\mathbf{W}_s = \frac{p}{2|\bar{\mathbf{U}}|} \begin{pmatrix} \bar{U}(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + \bar{V}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \\ \bar{U}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + \bar{V}(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \\ \frac{f_0^2}{N^2} [\bar{U}(\psi_x' \psi_z' - \psi' \psi_{xz}') + \bar{V}(\psi_y' \psi_z' - \psi' \psi_{yz}')] \end{pmatrix}, \quad (2.1)$$

ここで f_0 はコリオリパラメータ、 N^2 は浮力振動数の 2 乗であり、それぞれ以下のように表される。

$$f_0 = 2\Omega \sin \phi_0, \quad (2.2)$$

$$N^2 = \frac{R_a p^\kappa}{H} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right). \quad (2.3)$$

ここで Ω は地球の角速度¹、 R_a は乾燥空気の気体定数、 κ は R_a を定圧比熱で割った値、 H はスケールハイト、 $z = -H \ln p$ 、 p =(pressure/1000hPa)、 θ は温位である。また、 A' 、 $\bar{A}$ はそれぞれ擾乱成分、平均場を示し、本研究では擾乱として 5 日の移動平均を施した偏差成分を与え、基本場としてその年ごとの夏季 (6~8 月) の 92 日間の平均値を与えた。Kawamura et al. (1994) では夏季 (6~8 月) において北西太平洋域から北米周辺への波列構造が最も顕著に確認できる高度は 850hPa だと示された。それを考慮し、本研究でも 850hPa 面に対して計算を行ったので、pressure=850hPa となっている。

この波活動度フラックスの方向はロスビー波の局所的な群速度の方向に等しく、またその大きさは波活動度の大きさと等しくなっている。よって定常ロスビー波のエネルギー伝播をスナップショットで知ることが可能である。

2.2.2 全定常波数

Hoskins and Ambrizzi(1993) は、亜熱帯ジェットのような強い西風ジェット帯は定常ロスビー波の導波管として働くことを示した。ここではこの導波管構造を示す全定常波数についての説明を行う。

¹ $\Omega = 2\pi/1 \text{ 日} = 7.292 \times 10^{-5} (1/s)$ で与えられる。

中緯度 β 平面での東西一様流中の順圧渦度方程式について、 $\bar{A}$ を基本場、 A' を擾乱成分として線形化を行うと、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial}{\partial x}\right) \nabla^2 \psi' + \beta_* \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0, \quad (2.4)$$

となる。ここで

$$\beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2},$$

であり、 β_* は絶対渦度の南北勾配を表している。この式 (2.4) に、 $\psi' = A e^{i(kx + ly - \omega t)}$ (A は任意の定数) となる波動解を仮定し代入すると、以下のような分散関係の式が得られる。

$$\omega = \bar{U} k - \frac{\beta_* k}{K^2}, \quad (2.5)$$

ここで $K = \sqrt{k^2 + l^2}$ は全波数である。

一方、定常ロスビー波は ($\omega = 0, c = 0$) より、

$$K = K_s = \sqrt{\frac{\beta_*}{\bar{U}}}, \quad (2.6)$$

となるので、定常ロスビー波の全定常波数 K_s を得る。この全定常波数は西風基本場 ($\bar{U}$)、 β_* がともに正のときのみ値を持つ。この全定常波数が虚数になるか、あるいはロスビー波の全波数 K がこの全定常波数 K_s よりも大きくなるときはロスビー波は伝播不可能である。 $\frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}$ の影響が大きい、つまり鋭いジェットとなる構造を持つと K_s の極大が生じ、これより波数が小さいロスビー波は極大が生じた緯度に捕捉される。このようなとき、導波管構造が形成されているとされる。図 2.1 は Hoskins and Ambrizzi (1993) で示された導波管構造が形成されているときの、全定常波数のプロファイルと波の屈折の概念図である。縦軸は南北方向を、横軸は全定常波数の大きさを表す。左図のように南北方向に K_s が極大を持つとき、右図の黒線の矢印で表されるようにロスビー波が導波管内に捕捉されて伝播することを示している。

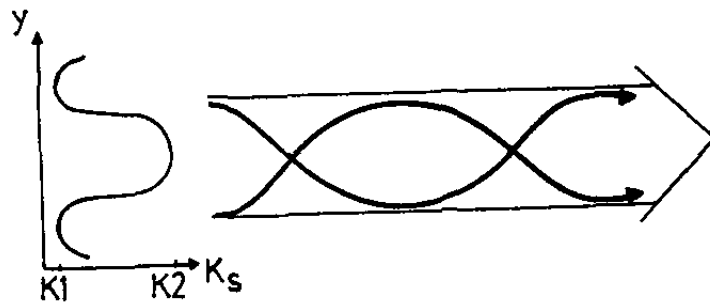


図 2.1: Hoskins and Ambrizzi(1993) で示された全定常波数のプロファイルと波の屈折の概念図。左図の縦軸は南北方向を、横軸は全定常波数の大きさを表す。右列の黒い矢印はロスビー波の経路の概念図を表す。

この定常波数に球面の効果を取り入れるため、 β_* と K_s をメルカトル座標系で表すと以下のようになる。

$$\beta_M = [2\Omega - (\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi})^2 (\cos^2 \phi \bar{v})] \frac{\cos^2 \phi}{a}, \quad (2.7)$$

$$\begin{aligned} K_s &= \sqrt{\frac{a\beta_M}{\bar{v}}} \\ &= \{[2\Omega - (\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi})^2 (\cos^2 \phi \bar{v})]/\bar{v}\}^{1/2} \cos \phi. \end{aligned} \quad (2.8)$$

ここで a は地球半径²、 $\bar{v}$ は $\bar{v} = \bar{U}/a \cos \phi$ で与えられる。また、 β_M は球面上での絶対渦度の南北勾配に $\cos \phi$ をかけたものである。

2.2.3 Rossby Wave Source

ロスビー波の波源、成因を明らかにするため、Sardeshmukh and Hoskins(1988) によって示された、Rossby wave source (以下 RWS) の計算を行った。この導出にはまず順圧渦度方程式の線形化を行い、ヘルムホルツの定理より 2 次元の風速成分を回転風、発散風に分ける ($\mathbf{V} = \mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi$) と以下の式が得られる。

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}}_\psi \cdot \nabla \zeta' + \mathbf{V}'_\psi \cdot \nabla \bar{\zeta} = -\nabla \cdot (\mathbf{V}'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_\chi \zeta') + F', \quad (2.9)$$

この式において発散風による右辺第 1 項と第 2 項がロスビー波の波源、つまり RWS であり、さらにこの項を書き下すと、

$$\begin{aligned} S_L &= -\nabla \cdot (\mathbf{V}_\chi^L \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_\chi \zeta^L) \\ &= -(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{V}_\chi^L - \zeta^L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}_\chi - \bar{\mathbf{V}}_\chi \cdot \nabla (\zeta^L) - \mathbf{V}_\chi^L \cdot \nabla (f + \bar{\zeta}). \end{aligned} \quad (2.10)$$

となり、この第 1 項と第 2 項が渦管の伸び縮みを、そして第 3 項と第 4 項が発散風による移流を表している。

2.2.4 予測誤差の定義

予測誤差の議論にはアンサンブル平均値 (全アンサンブルメンバーの平均値) を用いた。まず、あるグリッド (i, j) における各予測事例のアンサンブル平均値を以下のように定義する。

$$\bar{X}_m(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_{nm}(i, j), \quad (2.11)$$

m は m 個目の予測事例であることを示し、 N はアンサンブルメンバー数、 x_{nm} は m 個目の予測事例のアンサンブルメンバー n であることを表す。そして、あるグリッド (i, j) における M 個の予測事例のアンサンブル平均の予測誤差を平均した値 (以下、根二乗平均誤差 (RMSE)) を次のように定義した。

² $6.378 \times 10^6 [\text{m}]$ で与えられる。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (\bar{X}_m(i, j) - a_m(i, j))^2}, \quad (2.12)$$

ここで、 $a_m(i, j)$ は m 個目の予測事例の (i, j) における解析値である。またこの他に、ある領域で予測事例のアンサンブル平均の予測誤差を平均したものを事例数で平均した根二乗平均誤差 $\overline{RMSE}$ も用いた。

$$\overline{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M [err]_m}, \quad (2.13)$$

$$[err]_m = \frac{1}{S} \int_S (\bar{X}_m(i, j) - a_m(i, j))^2 dS .$$

この式 (2.13) を用いて本研究で主に使用した北半球夏季 (6～8 月) の様々な領域での 850hPa 等圧面高度 (Z850) の $\overline{RMSE}$ の計算を行った (図 2.2)。青線は北東太平洋域 ($40^\circ N \sim 60^\circ N, 180^\circ W \sim 160^\circ W$)、赤線は日本付近 ($35^\circ \sim 45^\circ N, 135^\circ \sim 155^\circ E$)、緑線は北西太平洋域 ($10^\circ N \sim 20^\circ N, 110^\circ E \sim 140^\circ E$) の $\overline{RMSE}$ を表している。熱帯域である北西太平洋域での $\overline{RMSE}$ が最も小さく、中高緯度域である北東太平洋域の $\overline{RMSE}$ が最も大きくなっている。これはその領域の高度場の変動の大きさの違いにより影響を受けていると考えられる。また、各色の破線は同色で表される領域で平均した Z850 の夏季における標準偏差の大きさを示す。1 標準偏差は予報限界の基準を表し、その値に達するまでの期間は日本付近が最も短く (～7 日)、次いで低緯度域の北西太平洋域 (～9 日)、そして高緯度域の北東太平洋域 (～11 日) の順で長くなることが分かった。

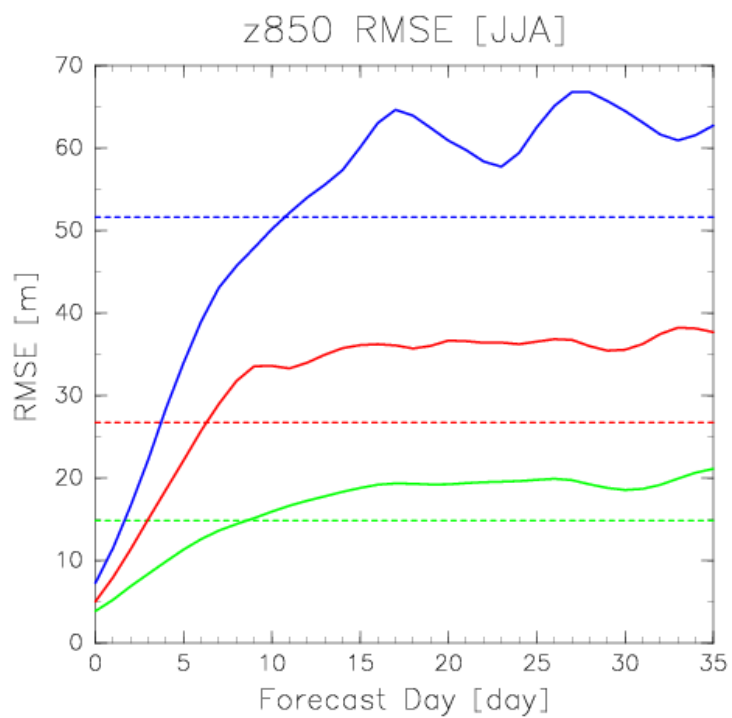


図 2.2: 夏季 (6~8 月) における北半球の様々な領域の 850hPa 等圧面高度 (Z850) 場の $\overline{RMSE}$ の時系列。横軸は予報日数 [日]、縦軸は $\overline{RMSE}$ [m] である。青線は北東太平洋域 ($40^{\circ}N \sim 60^{\circ}N, 180^{\circ}W \sim 160^{\circ}W$)、赤線は日本付近 ($35^{\circ}N \sim 45^{\circ}N, 135^{\circ}E \sim 155^{\circ}E$)、緑線は北西太平洋域 ($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N, 110^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$) を表している。破線は同色の領域で平均した Z850 の標準偏差の値を表す。

第3章 予測の初期における北西太平洋域の高/低気圧の中高緯度大気への影響

ここでは、まず解析値のコンポジット解析によって北西太平洋域の大気下層で高/低気圧性偏差が存在する場合、PJパターンがどのような特徴を持つのかを調べる。そして予測値のアンサンブル平均値を用いたコンポジット解析により、解析値で得られた特徴が再現されているか、及びPJパターンの予測精度を確認する。最後にアンサンブル予測値を用いて北西太平洋域の大気下層に高/低気圧性偏差が存在する事例について、事例解析を行い、予測精度が増大した要因について解析を行う。

3.1 北西太平洋域の大気下層に高/低気圧性偏差を持つ事例の抽出

まずは各アンサンブル予報の予報初期日の北西太平洋域の大気下層に高気圧、低気圧性偏差があるイベントの抽出を行う。Nitta (1986,1987) など、過去の多くの研究は、この領域におけるある一点、大きくとも $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ の領域での OLR や等圧面高度場、高層雲の雲量のデータをもとに解析を行っている。しかし対流活動は局所的であり、イベントの検出はどの地点を選ぶかに大きく依存する。より一般的な特徴を調べるには検出されるイベントの数を増やして解析を行いたい。そこで広く北西太平洋域の対流活動を捉えるために、($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $110^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$) を基準領域 (図 3.1) と設定し、Z850 の循環偏差に注目してイベントの抽出を行った。

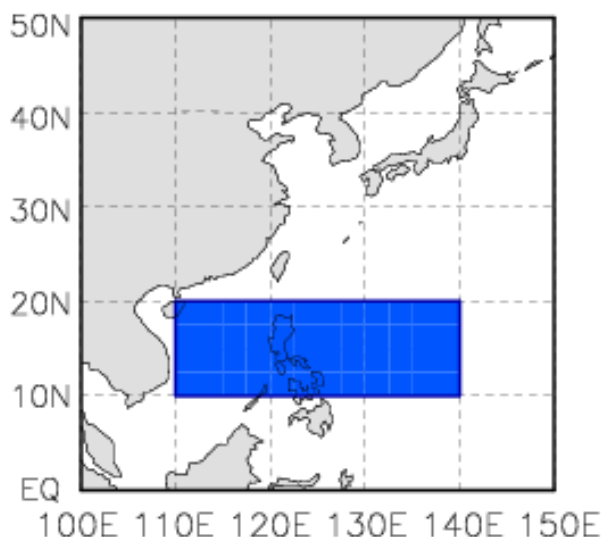


図 3.1: 青色で囲んだ領域:北西太平洋域に設定した基準領域 ($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$, $110^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$)

また、この基準領域で高気圧、あるいは低気圧性偏差がある程度持続している事例のみを取り出すため、基準領域におけるアンサンブル平均予測値の Z850 偏差の領域平均値が予報初期日から 2 日以上連続して 1σ を越えるものを高気圧事例、 -1σ を下回るものを低気圧事例として抽出した。ここで σ は基準領域で平均した Z850 の気候学的標準偏差を示す。ここから下流域へと波列の伝播が見られれば高気圧事例は負の PJ パターン、低気圧事例は、正の PJ パターンに対応していることになる。

北西太平洋域における高気圧事例、低気圧事例それぞれの場合について合成した基準領域での平均 Z850 規格化偏差 ($\overline{Z850}$) の予測値の時系列を図 3.2 に示す。青線が高気圧事例の、赤線が低気圧事例の予測値を表す。緑の線はイベント検出の閾値である $|1\sigma|$ を表している。高気圧事例、低気圧事例ともに共通して $\overline{Z850}$ は予報初期から 4~5 日の間 $|1\sigma|$ を上回った状態が持続し、その後減衰していくという特徴が見られる。また、このときを解析値を用いて確認する (図 3.3)。図の見方は図 3.2 と同様となっている。予報初期日で $\overline{Z850}$ の強さがピークとなっていることから、循環偏差の成熟期から減衰期にあたる期間を抜き出したことになると考えられる。これによって、高気圧事例は 12 事例、低気圧事例は 23 事例抽出することができた。

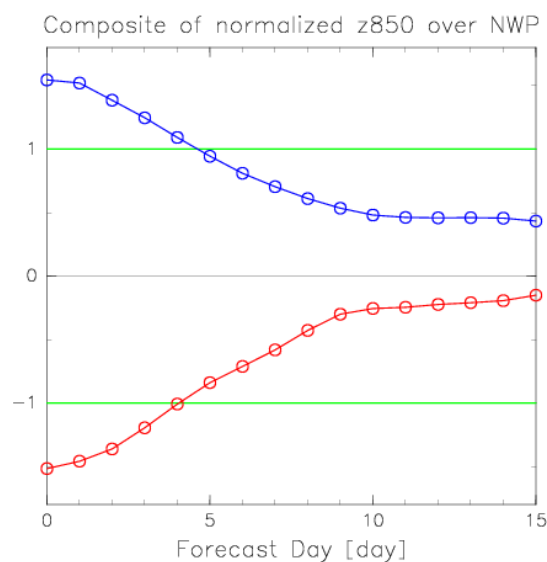


図 3.2: 高/低気圧事例それぞれで基準領域で平均した予測値の Z850 規格化偏差の時系列。横軸は予報日数 [日]、縦軸は Z850 規格化偏差である。青線は高気圧事例 (12 事例)、赤線は低気圧事例 (23 事例) を表している。また、緑線は基準となる $|1\sigma|$ を表している。

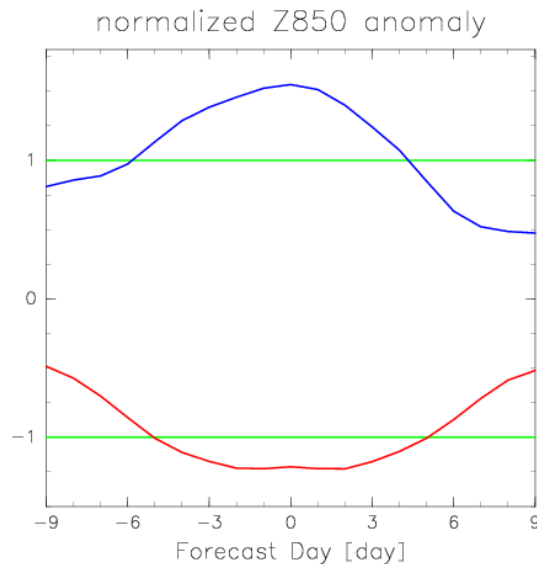


図 3.3: 高/低気圧事例それぞれで基準領域で平均した解析値の Z850 規格化偏差の時系列。図の見方は図 3.2 と同様。

まずこのように抽出した高/低気圧事例の各々について解析値を合成して、各日の循環場の特徴を調べた。図 3.4 は高気圧事例で解析値の値を用いて合成した Z850 偏差分布図を示す。暖色は高気圧性偏差、寒色は低気圧性偏差を表す。ベクトルはロスビー波の伝播を表す波活動度フラックスを示している。左列の上から下、右列の上から下へと時間が進んでおり、+0day から+9day はそれぞれ予報 0 日目に対応する日から予報 9 日目に対応する日までを表している。波活動度フラックスに着目すると、期間を通して北西太平洋域から中緯度側へと継続的にロスビー波が射出されている様子が確認できる。そのロスビー波のエネルギー伝播は時間発展とともに、東へ伝播してゆく。そして+3~+5day で、日本周辺 ($30^{\circ}N \sim 35^{\circ}N$, $140^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$) では少し小さいものの中部太平洋域を経て、+7~9day で中部太平洋から北東太平洋域、あるいは北米西岸にまで波活動度が到達している様子が見られる。それに伴ってフィリピン付近から北米西岸へと高気圧性偏差、低気圧性偏差と続く波列構造が形成され、時間発展とともに下流域の循環が発達していることも確認することができる。この波列は、日本南岸から北米西岸付近までの約 5 日で伝播しており、その大きさは Nitta (1987) によって得られた値 (約 $15.0 \sim 20.0$ [m/s]) とほぼ同じである。従って、高気圧事例では北西太平洋域の循環が北東太平洋域や北米西岸域といった中高緯度の気候循環場に影響を与えていることが分かった。

一方、図 3.5 は低気圧事例を表し、図の見方は図 3.4 と同様である。ここでも期間を通して北西太平洋域から高緯度側への継続的なロスビー波の射出は見られるものの、それより下流域の中部太平洋域、あるいは北米西岸域へのロスビー波によるエネルギーの伝播、到達は確認できない。これらが無いため、高気圧事例では見られた循環偏差の波列構造も見ることができない。しかし、熱帯域とは別にベーリング海域の低気圧性偏差から、南東側の高気圧性偏差へと、+1day から+3day にかけてロスビー波のエネルギーが伝播し、それに伴って北米西岸沖の高気圧性偏差が発達していることが確認できる。同様に+5day から+7day にかけて、それまで発達中だったこの高気圧性偏差からアメリカ西岸の低気圧性偏差へとロスビー波のエネルギーが伝播し、低気圧性偏差が発達していく様子も見てとれ、テレコネクションのような波列構造が確認できる。このように低気圧事例では、中高緯度域の気候循環は、北西太平洋域の気候下層の循環偏差の影響はあまり受けてはおらず、中高緯度域内のその他の気候循環変動の影響をより強く受けていることが示唆される。

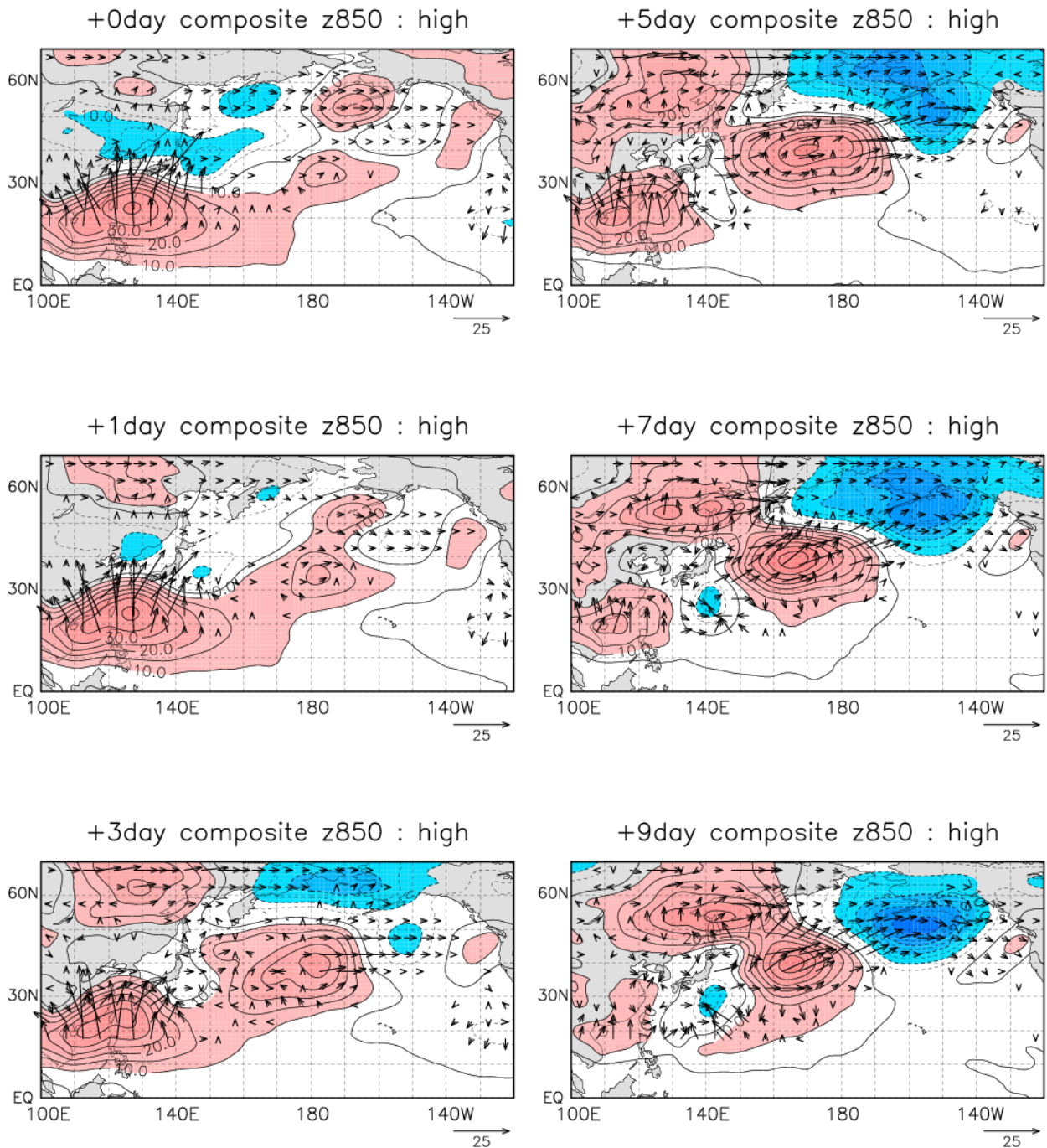


図 3.4: 高気圧事例における解析値の循環場の合成図 [850hPa]。陰影は Z850 偏差 [m]、ベクトルは波活動度フラックス [m^2/s^2] を示している。左上から左下、そして右上から右下の順に+0day から+9day へと時間が経過する。等値線間隔は 5.0 [m]、陰影の間隔は 10.0 [m] であり、暖色は正偏差を寒色は負偏差を表す。ベクトルの大きさは右下隅の通りである。

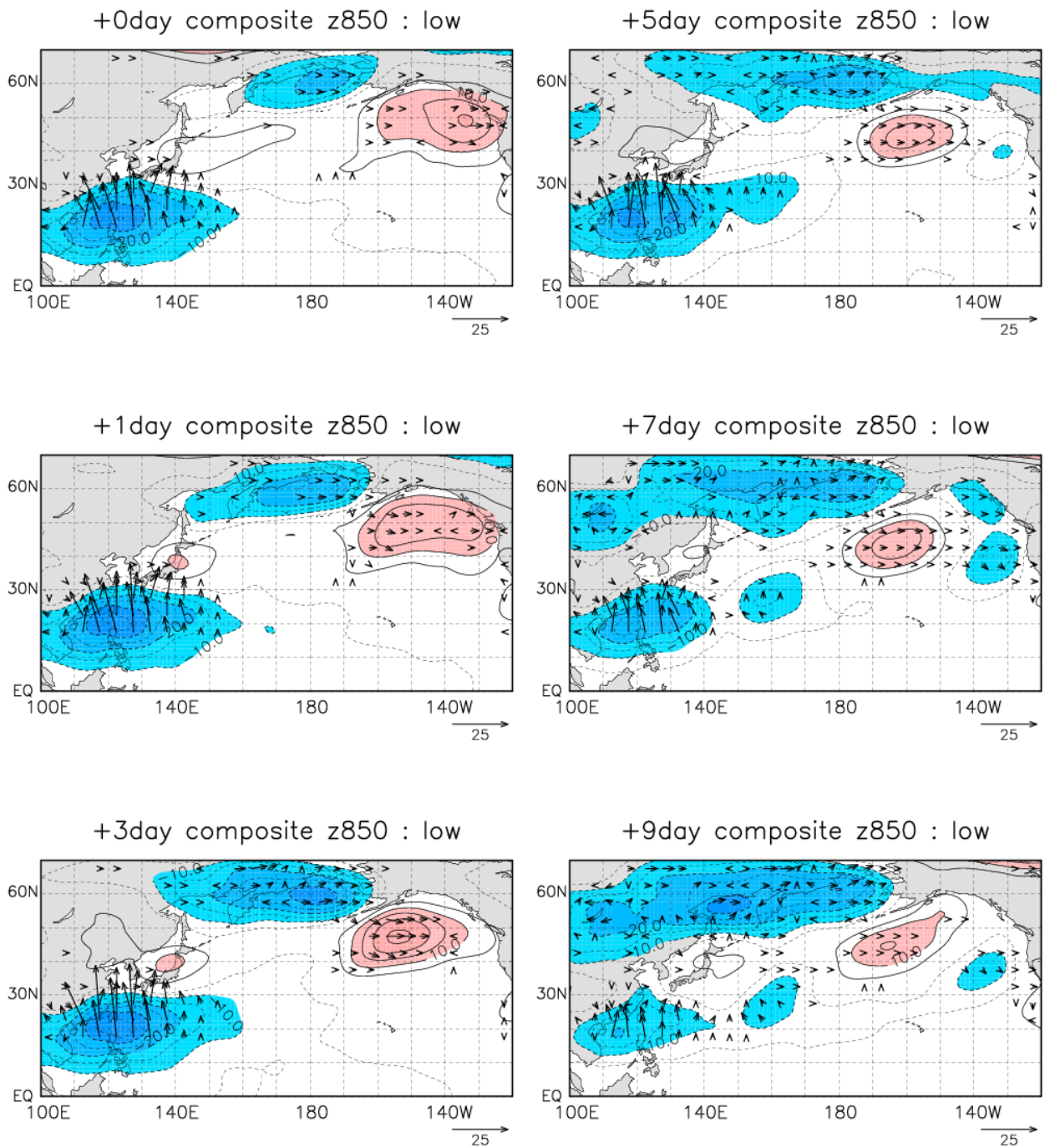


図 3.5: 低気圧事例における解析値の循環場の合成図 [850hPa]。図の見方は図 3.4 と同様である。

3.2 伝播の仕方の違いについて (解析値)

前節では高気圧事例と低気圧事例とでロスビー波の伝播の様子が異なることにより、両者で PJ パターンの波列構造が異なっていることが示された。つまり、高気圧事例では北西太平洋域からの中高緯度域への PJ パターンの伝播が見られるのに対し、低気圧事例では確認できなかった。

ここでは高気圧事例と低気圧事例でロスビー波の伝播の仕方に違いが生じた要因について解析を行う。ロスビー波の伝播の仕方が異なる理由について、林と向川 (2007) では ① ロスビー波の伝播可能領域の違い、② ロスビー波源の違い の 2 つを挙げて解析を行っている。

そこで本研究でも林と向川 (2007) を参考にして、上記 2 つの要因について解析を行う。まず前者を調べることでロスビー波の伝播可能な領域に違いがあるか否かを確認する。また後者の要因を解析し、ロスビー波源に違いがあるか否かについても調べていく。

① ロスビー波の伝播可能領域の違いについて

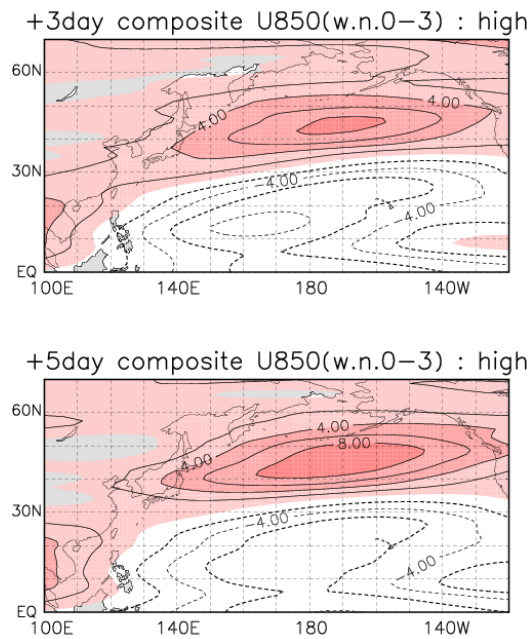
全定常波数 (式 (2.6)) が南北方向に極大値を持つような帯状風構造のとき、ロスビー波はその極大値の周囲に形成される導波管に捕捉され、遠くまで伝播することができる。全定常波数を求め、ロスビー波が伝播可能な領域、及び導波管構造が存在するか否かを各事例について解析した。なお、ここでは基本場として波列に伴う擾乱の水平スケールよりも大きい、波数 0-3 成分の東西風を用いて全定常波数を計算した。

図 3.6 及び図 3.7 はそれぞれの事例の 850hPa 等圧面における、全定常波数 (右列) と東西風の波数 0-3 成分 (左列) の合成図である。東西風の波数 0-3 成分では、等値線がその値を表し (等値線間隔は 2.0 [m/s])、西風領域に暖色が西風偏差を寒色は東風偏差を、全定常波数は暖色ほど波数が多いことを表している。解析には +3day (上段) と +5day (下段) の解析値を用いた。

高気圧事例の東西風 (図 3.6(a)) は中央太平洋の低緯度側で東風、日本付近の $40^{\circ}N$ 周辺で広く西風となっており、この西風域は弱いながらもより北西太平洋域へと続いている。一方、全定常波数 (図 3.6(b)) では南北方向に極大値をもつような導波管の構造は確認することはできなかった。しかし、全定常波数が正 (伝播可能) の領域が北西太平洋域を含む低緯度域から、日本付近よりも北側の北東太平洋域などの中高緯度域までつながっており、ロスビー波が低緯度域から中高緯度へと伝播可能な基本場であることがわかる。

一方、低気圧事例では東西風 (図 3.7(a)) は、中央太平洋の低緯度側で東風、高緯度側で西風になっている。このことと対応して北西太平洋域でアジアモンスーンによる西風の東への張り出しが顕著になっている。また、高気圧事例と異なり、低気圧事例では $25^{\circ}N \sim 30^{\circ}N$ 、 $130^{\circ}E$ の日本西南海上では東風領域が広がっている。全定常波数図 3.7(b)) では、ロスビー波が伝播可能な領域が低緯度域 ($\leq 20^{\circ}N$) と日本よりも高緯度域 ($> 30^{\circ}N$) とに分離されていることが見てとれる。これより、低気圧事例では高気圧事例に比べて低緯度域から北東太平洋域などの中高緯度域へのロスビー波が伝播しにくい状態であることが分かった。よって、高気圧事例と低気圧事例とで伝播の仕方に違いが生じた一因として、低気圧事例で与えられた基本場と高気圧事例とで基本場が異なっていることが考えられる。

(a) 東西風 (波数 0-3 成分)



(b) 全定常波数

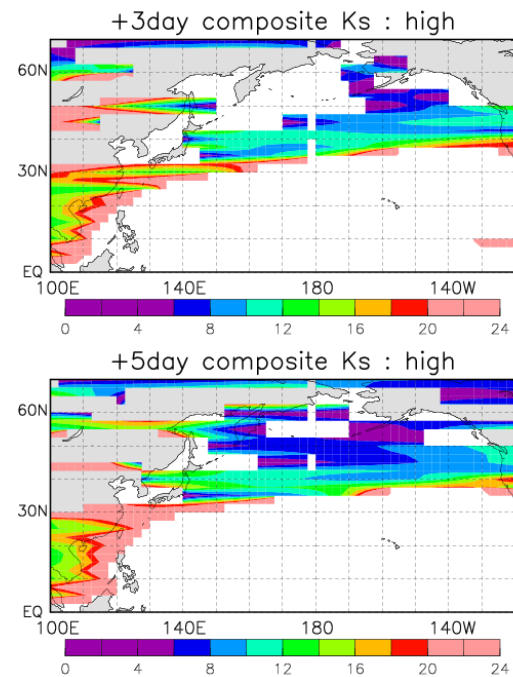
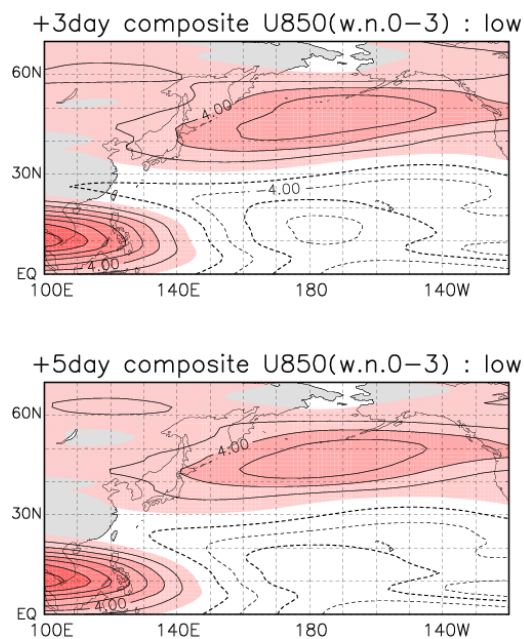


図 3.6: 高気圧事例における解析値の東西風の合成図と全定常波数 [850hPa]。(a) は東西風 (波数 0-3 成分) を表し、陰影は西風領域を示している。等値線間隔は 2.0 [m/s]、陰影の間隔は 4.0 [m/s] である。(b) は全定常波数を表す。陰影の間隔は図下のカラーバー参照。

(a) 東西風 (波数 0-3 成分)



(b) 全定常波数

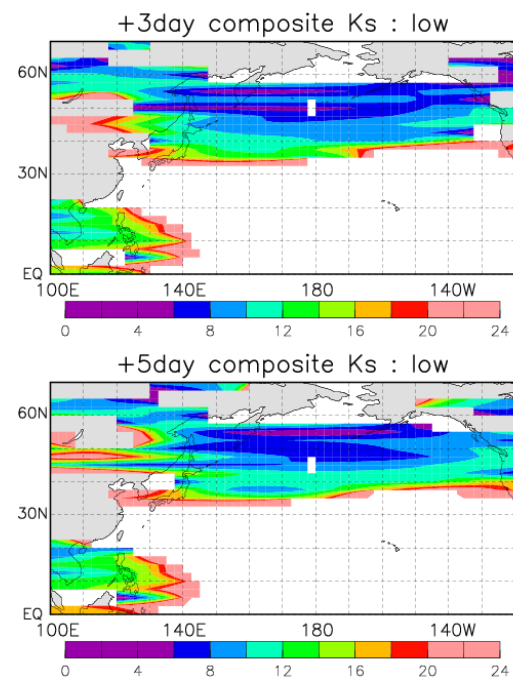


図 3.7: 低気圧事例における解析値の東西風の合成図と全定常波数 [850hPa]。図の見方は図 3.6 と同様である。

② ロスビー波の波源の違いについて

図 3.8 は解析値を用いて求められた高気圧事例、低気圧事例について 850hPa 面での RWS(式 (2.10)) を示す。等値線が RWS を表し、実線で描かれた正の値は低気圧性の波源を、破線で描かれた負の値は高気圧性の波源を示している。また、カラーの陰影は前節で示した全定常波数で、ロスビー波が伝播可能な領域を表している。まず左列の高気圧事例、右列の低気圧事例ともに予報 3 日目と 5 日目に対応する日でフィリピン付近の北西太平洋域に、それぞれ高気圧性、低気圧性のロスビー波源が確認できる。そしてその大きさでは、低気圧事例の方が大きい。高気圧事例に比べてより大きなロスビー波源を持つ低気圧事例でロスビー波の下流域への伝播があまり見られず、それより小さかった高気圧事例で伝播が見られたことは一見整合的でないようである。これは、高気圧事例では北西太平洋域のロスビー波源はそこから北東へと続くロスビー波の伝播可能領域上 ($30^{\circ}N, 130^{\circ}E$) に存在し、低気圧事例では、北西太平洋域のロスビー波源は、ロスビー波が伝播できる領域は北西太平洋域と続く伝播可能領域内に存在していないためと考えられる。

また、高気圧事例では、 $40^{\circ}N$ 付近の太平洋上の正の全定常波数の領域にも東西方向にいくつかのロスビー波源が存在するが、低気圧事例では高気圧事例ほど大きなロスビー波源は存在しない。これは図 3.5 でみたように、低気圧事例では、中央太平洋域から北東太平洋域にかけてロスビー波の伝播がほとんど確認できなかったことと整合的であると考えられる。

以上の解析より、高気圧事例と低気圧事例で北西太平洋域から中高緯度域へのロスビー波の伝播の仕方が異なるのは、ロスビー波源が異なるからではなく、基本場の西風の構造、すなわちロスビー波の伝播可能な領域が異なるためであることが分かった。具体的には、高気圧事例ではロスビー波源が存在する北西太平洋域から北太平洋などの中高緯度域まで伝播可能領域が続いているのに対して、低気圧事例ではロスビー波源が存在する北西太平洋域と中高緯度域とで伝播可能領域が分離しているためと考えられる。

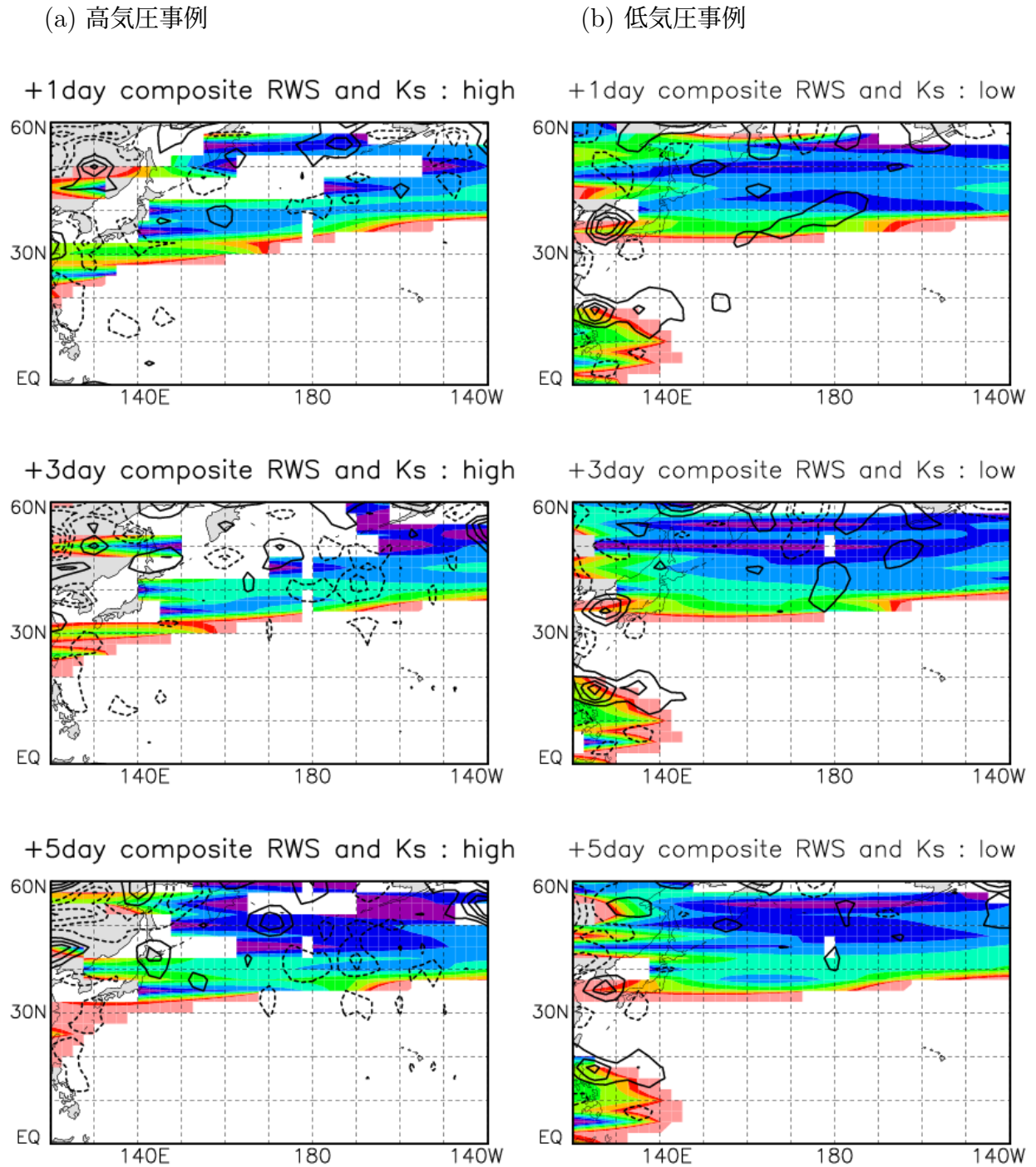


図 3.8: 高/低気圧事例それぞれの解析値の RWS と全定常波数の合成図 [850hPa]。(a) は高気圧事例、(b) は低気圧事例を表す。等値線は RWS を表しその間隔は $5.0 \times 10^{-11} [\text{s}^{-2}]$ 。陰影は解析値での全定常波数 (図 3.6、3.7) を表す。その値はカラーバーで与えてある。

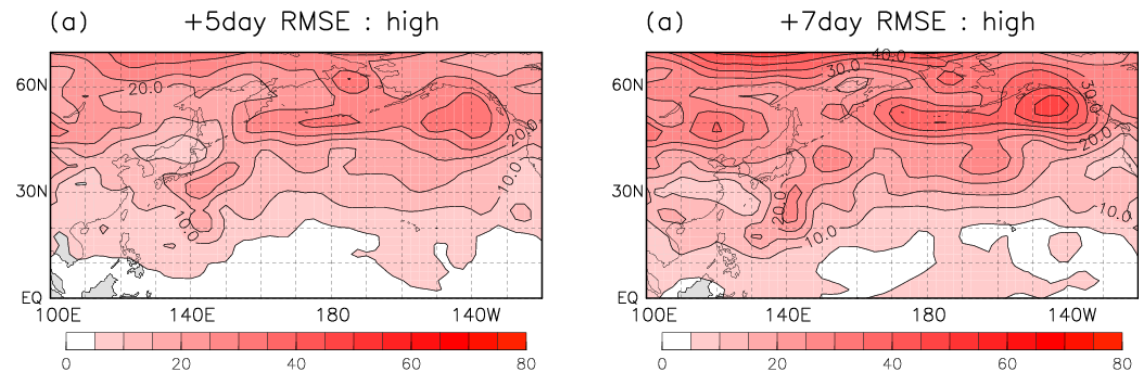
3.3 高/低気圧事例の予測誤差

。ここではまず、高気圧事例と低気圧事例のそれぞれでPJパターンの予測精度にどのような違いが見られるのかについて、解析する。まず、各事例で平均したアンサンブル平均予測値の予測誤差分布と大きさの特徴を調べる。式(2.12)を用いてZ850のRMSEの平均値の空間分布を計算した。図3.9(a)、は予報5日目(左)と7日目(右)の、高気圧事例のZ850のRMSEの平均値、図3.9(b)は低気圧事例のZ850のRMSEの平均値を示している。等値線、陰影はともにRMSE[m]を表しその間隔は5.0[m]である。両事例共に $40^{\circ}N \sim 50^{\circ}N$ の中央から北東太平洋域($160^{\circ}W$ 付近)でRMSEが大きいことが確認できるが、同じ予報日で比べると概ね低気圧事例のRMSEが大きい。そこでその違いをわかりやすくするため、高気圧事例のRMSE平均値から低気圧事例のRMSE平均値の差をとった(図3.9(c))。暖色域は高気圧事例の方が値が大きい領域を、寒色域は低気圧事例の方が値が大きい領域を表す。予報期間を通して中央から北東太平洋域で低気圧事例の方がRMSEが大きいことがわかる。一方、日本付近でもわずかながらに低気圧事例のRMSEが大きいことが確認できた(図3.9(c))。また、予報7日目では日本の南側、台湾周辺で低気圧事例のRMSEが高気圧事例のRMSEに比べて顕著に大きくなっている。これは低気圧事例では台風の発達事例と関連するため、進路、あるいは強度の予測が難しいことに起因していると考えられる。

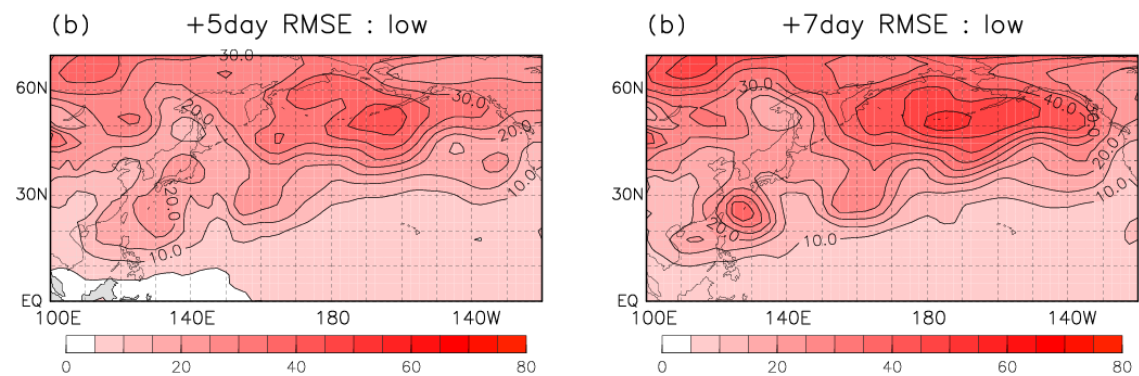
さらにこの太平洋北東部の領域($40^{\circ}N \sim 60^{\circ}N, 180^{\circ} \sim 160^{\circ}W$)での $\overline{RMSE}$ (式2.13)の時系列を図3.10に示した。横軸は予報日数[日]、縦軸は $\overline{RMSE}[m]$ である。青線は高気圧事例(12事例)、赤線は低気圧事例(23事例)、黒線はどちらの事例でもない中立事例(145事例)を表している。黒の破線は予報限界の基準となる同じ太平洋北部領域で平均したZ850の日々の変動の夏季における標準偏差の大きさを示す。また、ピンクの領域はブートストラップ法により求めた高気圧事例の $\overline{RMSE}$ と低気圧事例の $\overline{RMSE}$ の差が95%以上で有意な予報期間を示している。予報6~8日目、14~19日目の期間では高気圧事例と低気圧事例の $\overline{RMSE}$ の差が有意であり、この期間において前者が後者より有意に予測精度が良いことが分かった。この予報初期日から6~8日という期間は基準領域からのロスビー波によるエネルギー伝播が、北東太平洋域に到達する期間とほぼ同様である。一方、予報6~8日目では低気圧事例は中立事例とほぼ同じ $\overline{RMSE}$ の値を示していることも確認できる。さらに、予報限界の基準である1標準偏差に達する期間も低気圧事例(~10日)に比べ高気圧事例では長い(≥ 20 日)こともわかる。

さらに、日本周辺($35^{\circ}N \sim 55^{\circ}N, 135^{\circ}E \sim 155^{\circ}E$)では(図3.11)、予報5~8日目で僅かに高気圧事例の $\overline{RMSE}$ の値が低気圧事例より小さい。しかし、両者の値に差はなく有意ではない(図3.11)。従って、日本周辺域における予報20日までのZ850予測精度は、フィリピン東方沖のZ850循環偏差の極性には依存しないことが明らかになった。

(a) 高気圧事例



(b) 低気圧事例



(c) 高気圧事例 - 低気圧事例

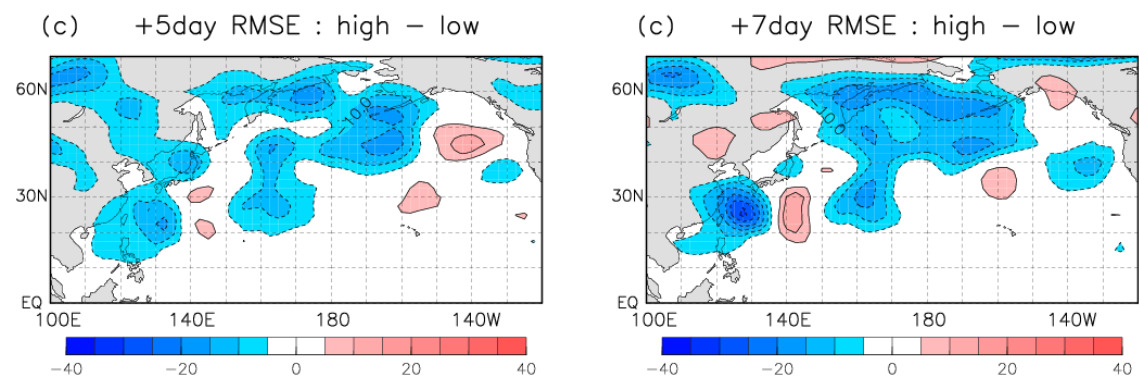


図 3.9: 予報初期の極性による予測誤差分布図 [850hPa]。予報 5 日目と 7 日目の、(a) 高気圧事例の RMSE の平均、(b) 低気圧事例の RMSE の平均を示す。(c) は高気圧事例の RMSE の平均から低気圧事例の RMSE の平均の差を表す。陰影は RMSE[m] を示している。等値線、陰影の間隔はともに 5.0 [m] である。

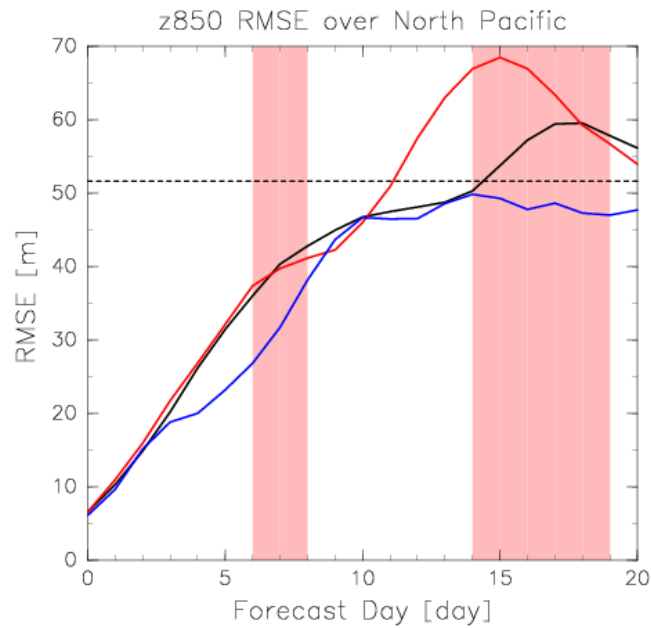


図 3.10: 各事例平均した北東太平洋域 ($40^{\circ}N \sim 60^{\circ}N, 180^{\circ} \sim 160^{\circ}W$) の $Z850 \overline{RMSE}$ の時系列。横軸は予報日数 [日]、縦軸は $\overline{RMSE}$ [m] である。青線は高気圧事例 (12 事例)、赤線は低気圧事例 (23 事例) を表している。また、黒線はどちらの事例でもない中立事例 (145 事例) を表している。黒の破線は北東太平洋域における Z850 の夏季における標準偏差の大きさを表す。ピンクの領域はブートストラップ法により求めた高気圧事例の RMSE と低気圧事例の RMSE の差が 95% 以上で有意な領域を示している。

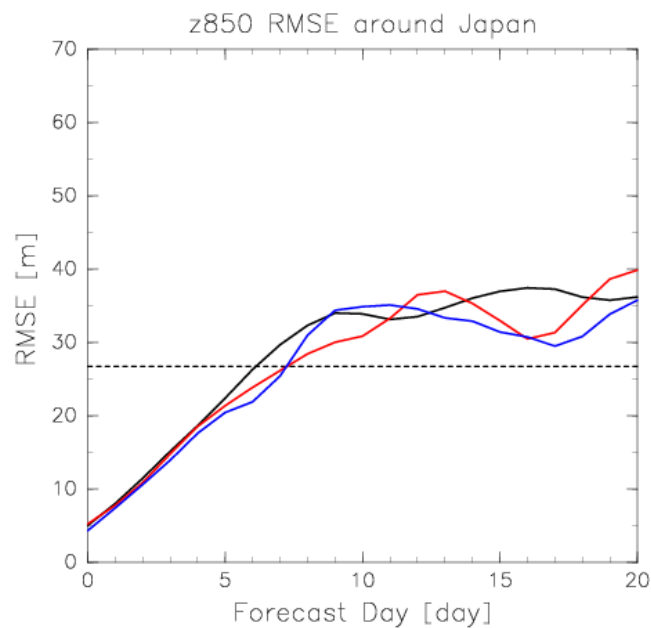


図 3.11: 各事例で平均した日本周辺 ($35^{\circ}N \sim 55^{\circ}N, 135^{\circ}E \sim 155^{\circ}E$) の $Z850 \overline{RMSE}$ の時系列。黒の破線は日本周辺で平均した Z850 の夏季における標準偏差の大きさを表す。その他の図の見方は図 3.10 と同様。

次に高気圧事例と低気圧事例それぞれのアンサンブル平均予測値から得られる循環偏差場の特徴を示す(図 3.12、3.13)。図の見方は図 3.4 と同様である。まず、高気圧事例(図 3.12)では予報 0～1 日目では北西太平洋域から日本付近へロスビー波のエネルギー伝播を見ることができる。さらに、日本付近からその東の中央太平洋域へのエネルギー伝播も不明瞭ながら存在する。予報 3 日目(図 3.12 左下)では日本付近から中央太平洋域へのロスビー波のエネルギー伝播は確認しにくいものの、中央太平洋域の高気圧性偏差は発達している。そして予報 5～7 日目(図 3.12 右列)では中央太平洋域の高気圧性偏差からさらにその北東側のアリューシャン列島付近へのエネルギー伝播が明瞭となり、そこで低気圧性偏差が発達している様子が確認できる。これより低緯度域の循環が中高緯度域の大気循環へ影響を与えていることがわかる。

一方、低気圧事例(図 3.13)では北西太平洋域からロスビー波の射出は予報 0～9 日目の間で見ることができるが、それより高緯度域へのロスビー波の伝播はほとんど存在しない。それに対し予報 1 日目から 3 日目(図 3.13 左列)にかけてベーリング海域の低気圧性偏差からその南東側の高気圧性偏差へとエネルギーが伝播し、その高気圧性偏差が発達していることが示唆される。しかし解析値(図 3.5 右中央)で見られたような、ここ(50°N, 140°W)からさらに東方へのエネルギー伝播、及び波列構造は確認できなかった。このように、中高緯度域の大気循環は北西太平洋域の影響はほぼ受けていないことが確認できる。

これらの予測値から得られた高/低気圧事例の循環場の特徴は解析値で得られた循環場の特徴とよく一致している。これより、図 3.10 で高気圧事例の $\overline{RMSE}$ が低気圧事例の $\overline{RMSE}$ より有意に小さい値となったのは、高気圧事例では予測値でもフィリピン沖の北西太平洋域から北東太平洋域へのロスビー波のエネルギー伝播をうまく表現できていたためであると考えられる。それに対して低気圧事例の $\overline{RMSE}$ が中立事例の $\overline{RMSE}$ とほぼ変わらなかったのは、中高緯度域の擾乱が支配的である中立事例と同様に、低気圧事例では北西太平洋域からの PJ パターンに伴うロスビー波のエネルギー伝播よりも、中高緯度域の循環の影響を受けているためであると考えられる。

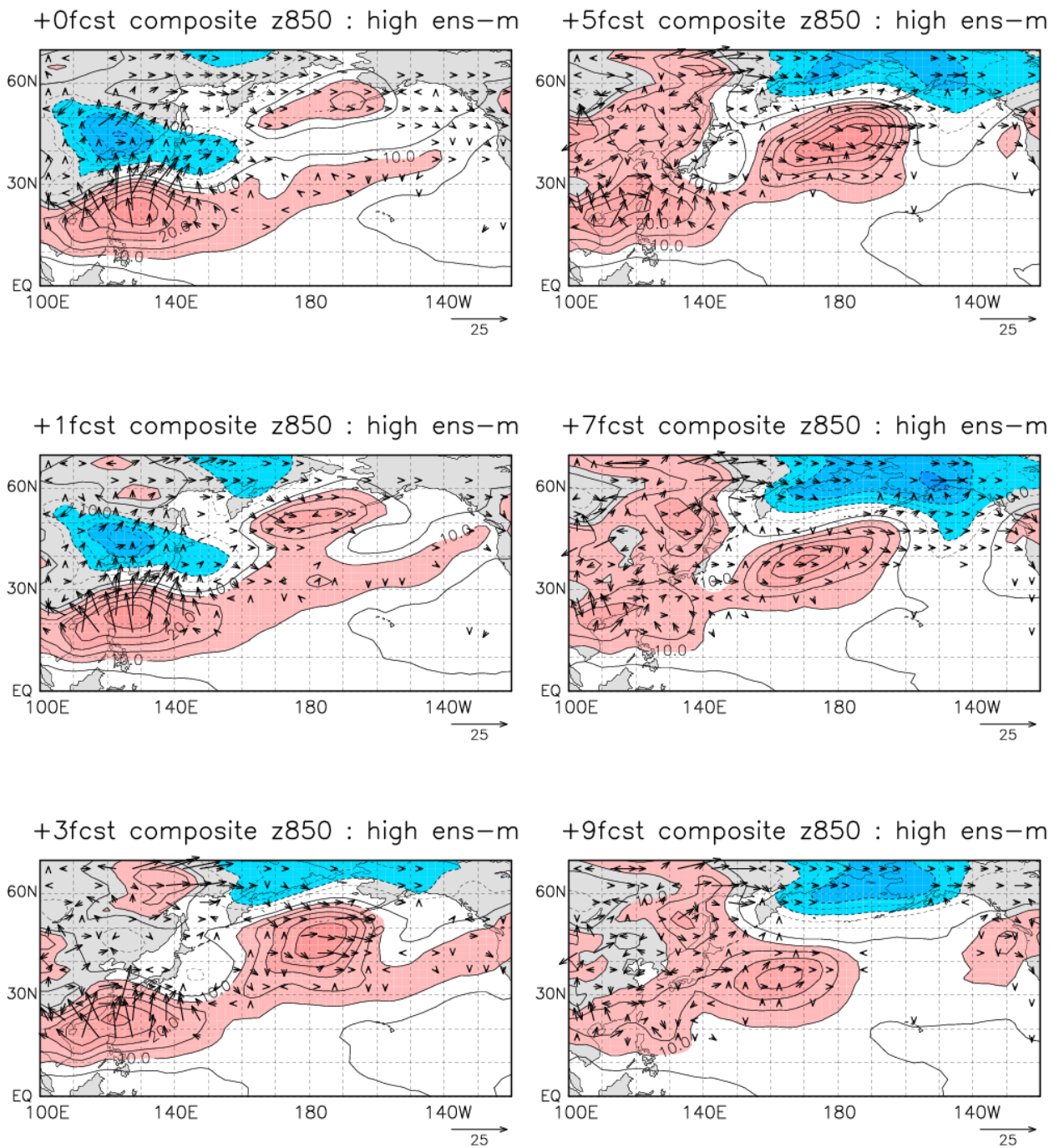


図 3.12: 高気圧事例における予測値の循環場の合成図 [850hPa]。図の見方は図 3.4 と同様である。

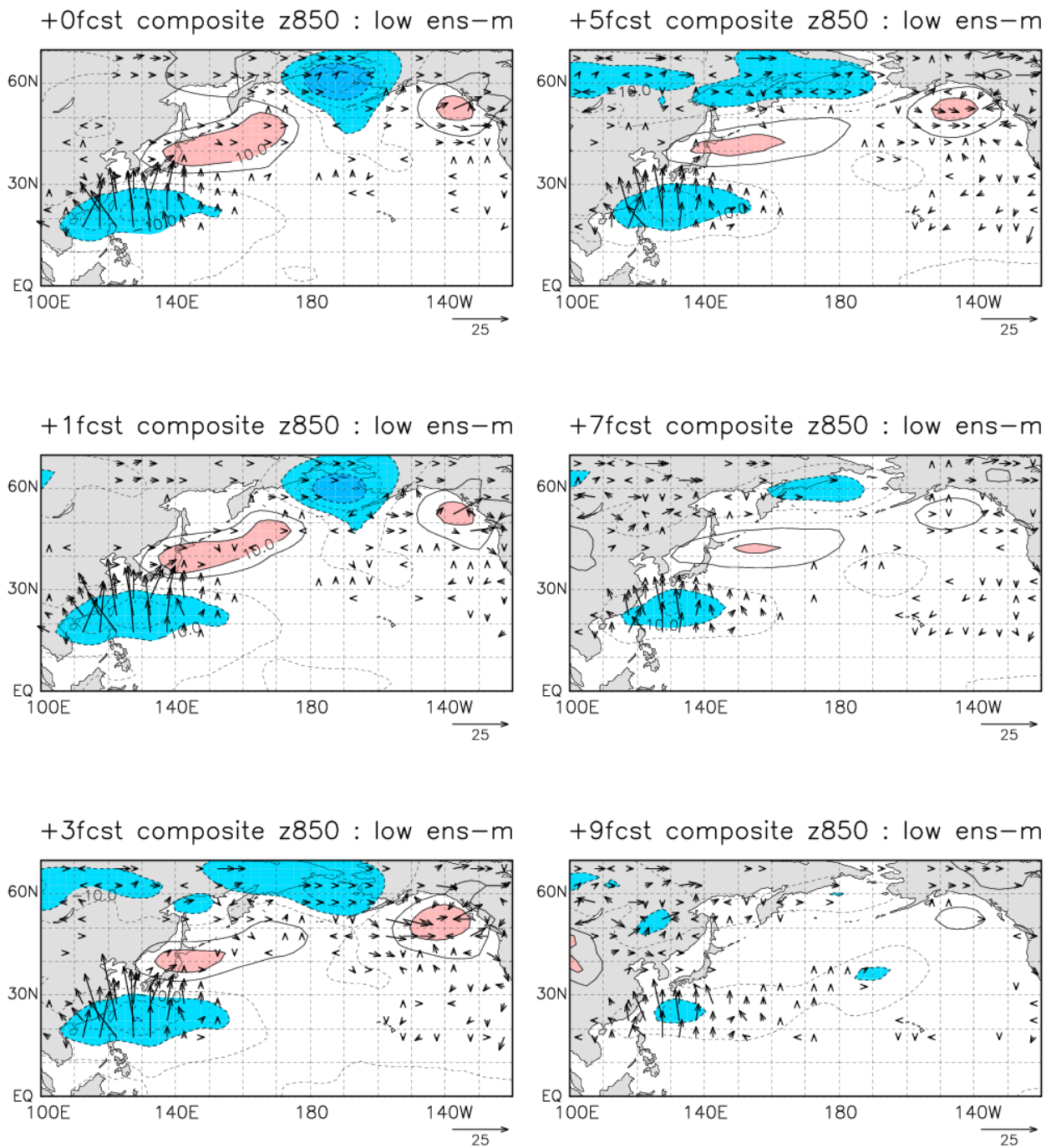


図 3.13: 低気圧事例における予測値の循環場の合成図 [850hPa]。図の見方は図 3.4 と同様である。

3.4 伝播の仕方の違いについて (予測値)

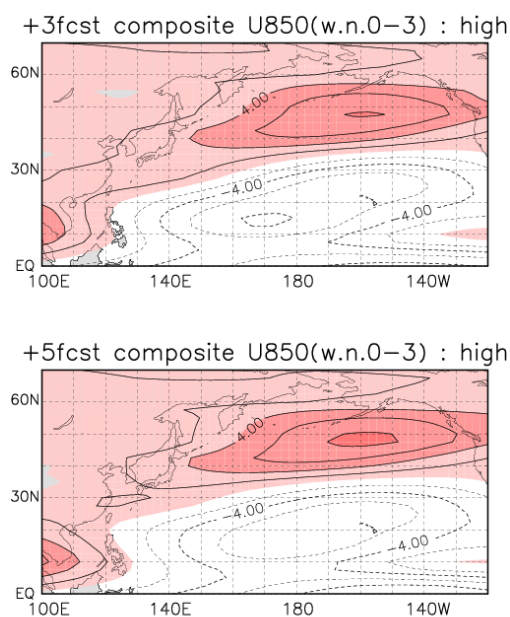
ここでは高気圧事例と低気圧事例とで伝播の仕方に違いが生じた要因を解析値と同様に伝播可能領域の違い、波源の違いについて調べ、解析値で得られたのと同様の特徴が見られるかどうか調べる。

① ロスビー波の伝播可能領域の違いについて

全定常波数を計算するにあたって、ここでも解析値と同様に東西風基本場として擾乱のスケールよりも大きい波数 0-3 成分の東西風を用いた。図 3.14、3.15 はそれぞれ高気圧事例、低気圧事例の予測値の 850hPa 面における東西風 (a) と全定常波数 (b) の合成図である。解析には予報 3 日目と 5 日目の予測値を用いた。図の見方は図 3.7 と同様である。高気圧事例では、東西風基本場は中央太平洋の低緯度側で東風、日本付近の 40°N 周辺で広く西風となり (図 3.14(a))、この西風域が北西太平洋域へと続いているという解析値と同様の分布が見られる。一方、全定常波数 (図 3.14(b)) では南北方向に極大値は確認できないが、ロスビー波が伝播可能な領域が低緯度域から中高緯度域へと北西太平洋域から北太平洋、北米に至るまで東西方向に広く続いている。

一方、低気圧事例 (図 3.15 左) では中央太平洋の低緯度側で東風、高緯度側で西風となり、北西太平洋域ではアジアモンスーンの西への張り出しが見られる。また、北西太平洋域を含む低緯度域と中高緯度域とで西風領域は分離していることが確認できる。これらの特徴は解析値 (図 3.6、3.7) で見られた特徴と一致する。よって、予測値においても高気圧事例と低気圧事例とで伝播の仕方に違いが生じた要因の一つは、解析値と同様の違いだと考えられる。また、予測値では高気圧事例の場合解析値よりも伝播可能領域が広く、全定常波数の値も僅かに大きい。このため、予測値では北西太平洋域を波源とするロスビー波はより高緯度まで伝播できる傾向にある。

(a) 東西風 (波数 0-3 成分)



(b) 全定常波数

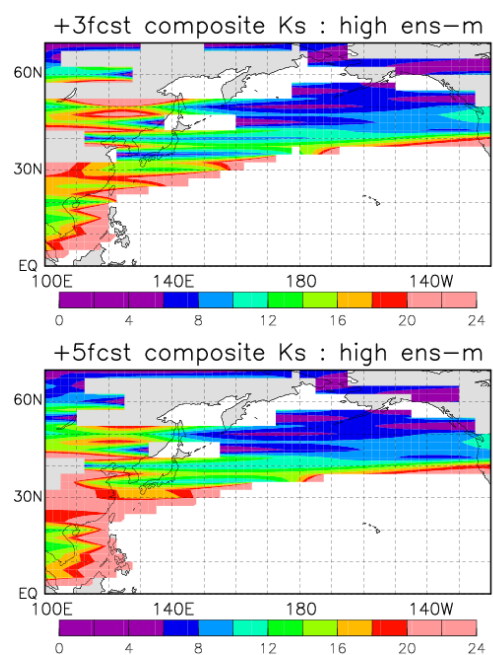


図 3.14: 高気圧事例における予測値の東西風の合成図と全定常波数 [850hPa]。上段が予報 3 日目、下段が予報 5 日目の値を表す。図の見方は図 3.6 と同様である。

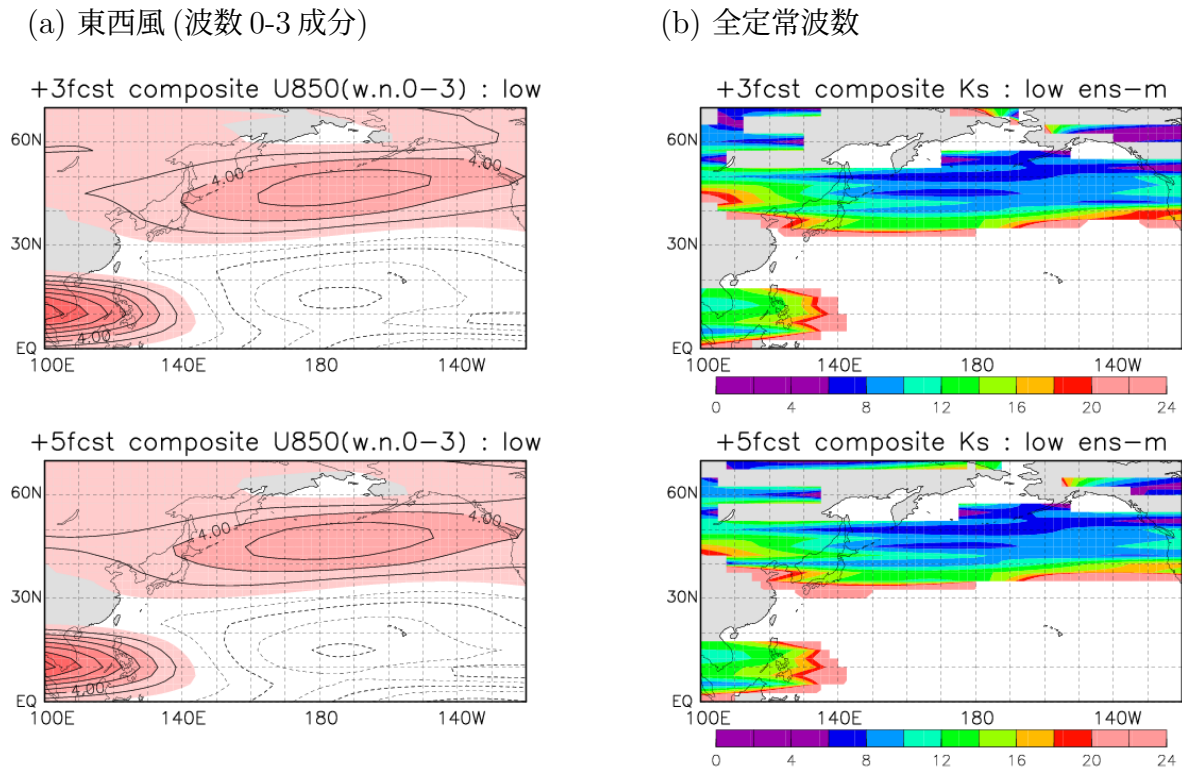


図 3.15: 低気圧事例における予測値の東西風の合成図と全定常波数 [850hPa]。図の見方は図 3.14 と同様である。

② ロスビー波の波源の違いについて

図 3.16 に予測値を用いて求められた高/低気圧事例についての 850hPa 面での RWS と、全定常波数を示す。等値線の間隔は $7.5 \times 10^{-11} [\text{s}^{-2}]$ で、図の見方は図 3.8 と同様である。解析には予報 1 日目、3 日目、5 日目をを用いた。

北西太平洋域で高気圧事例、低気圧事例のそれぞれで高気圧性、低気圧性のロスビー波源を確認でき、その大きさは低気圧事例の方が大きい。この特徴は解析値のときとよく一致している。よって、予測値においても高/低気圧事例で伝播の仕方が異なる原因は、ロスビー波源が異なるからではなく、ロスビー波が伝播可能な領域が異なるためであると考えられる。

しかし、図 3.16 と図 3.8 とを比べると北東太平洋域をはじめとする中高緯度域では予測値の RWS の値が解析値と比べて大きいことがわかる。RWS が過大に予測されている原因について考察する。式 (2.10) の各項を比べると、第一項の $(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{V}_\chi^L$ で表される渦管の伸び縮みに関する項の寄与が最も大きかった。このためロスビー波源をうまく表現できなかった原因として、第一項を形成する、発散風の収束発散、すなわち速度ポテンシャルがうまく予測できていない可能性が考えられる。そこで、850hPa における発散風と速度ポテンシャルを解析値、予測値とで比較した (図 3.17、図 3.18)。左列が解析値、右列が予測値を表す。上段が予報 3 日目の 850hPa の速度ポテンシャル及び発散風偏差の空間分布、下段が $10^\circ \text{S} \sim 10^\circ \text{N}$ の緯度帯で領域平均した 850hPa の速度ポテンシャル偏差の時間経度断面図を表す。暖色は収束偏差域、寒色は発散偏差域を示す。ベクトルは発散風を表す。上段の予報 3 日目の空間分布図を見ると、北西太平洋域から東インド洋域にかけての領域に関しては、解析値と予測値との差は比較的小さい。しかし、RWS が大きくなった北東太平洋域をはじめとする中高緯度域、及び中央太平洋から東太平洋にかけての低緯度域では両者は大きく異

なっている。このように、低緯度域で速度ポテンシャルの予測には、熱帯大気での主要変動成分である MJO の予測の成否が大きな影響を与えていると考えられる。そこで、図 3.17 下段を見ると高気圧事例では、解析値では収束域、発散域がそれぞれ MJO と対応するように東進しているのに対して、予測値ではそのような挙動は見ることができない。このように高気圧事例では熱帯域の MJO の東進や時間発展がうまく予測できないため、予測値の低緯度での発散風の表現が解析値と大きく異なったと考えられる。一方、図 3.18 下段を見ると低気圧事例では解析値、予測値ともに収束域、発散域がそれぞれ MJO と対応するように東進してはいるが、予測値ではその大きさが過大評価となっている。このように低気圧事例では熱帯域の MJO の東進傾向は見えているものの、強さをうまく予測できないため予測値の低緯度での発散風の表現が解析値と大きく異なったと考えられる。

以上のように、予測値で中高緯度域でロスビー波源を過大評価した原因は速度ポテンシャルの予測精度が悪いことに起因していると考えられる。

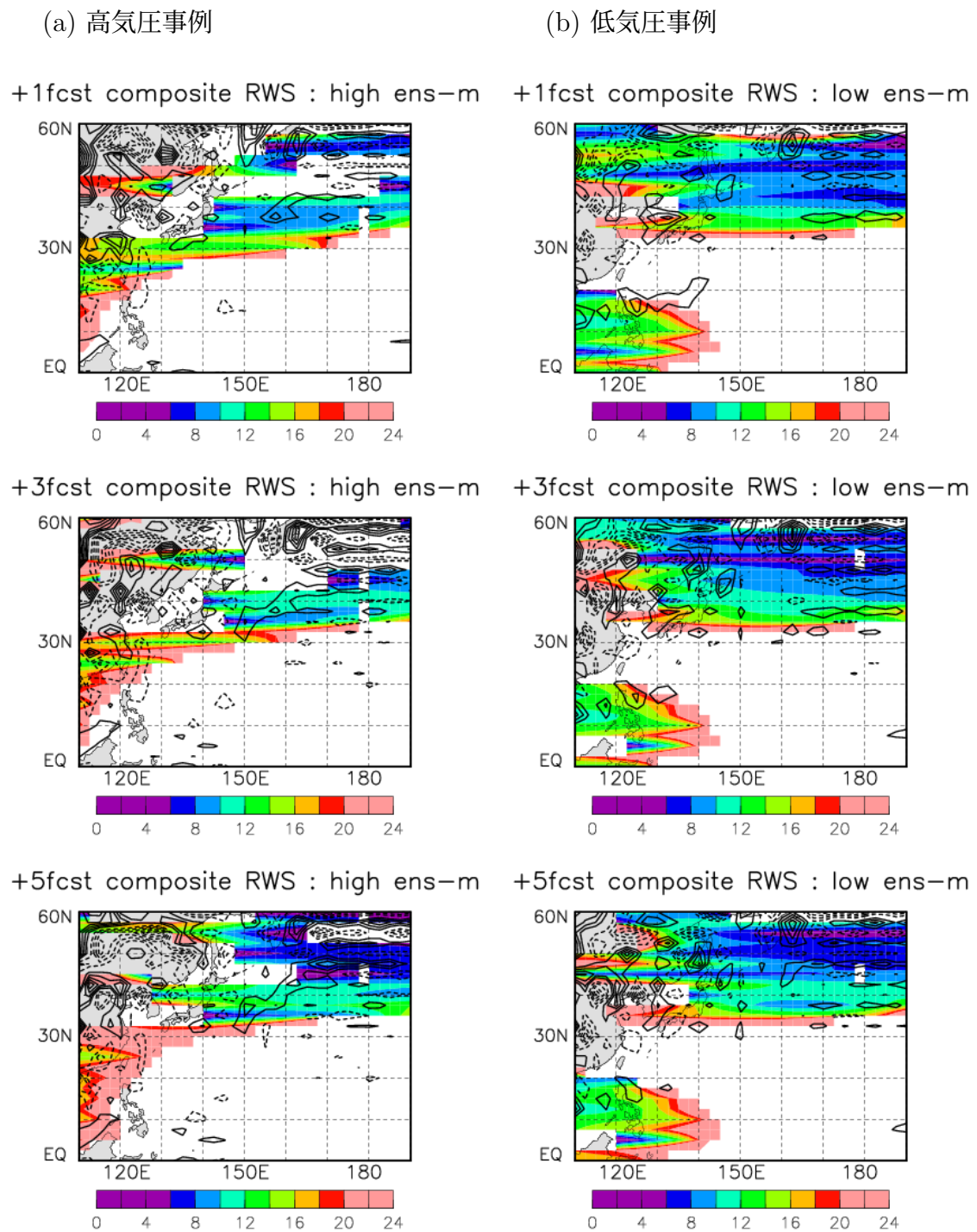


図 3.16: 高/低気圧事例それぞれの予測値の RWS と全定常波数 [850hPa]。(a) は高気圧事例、(b) は低気圧事例を表す。等値線が RWS を表しその間隔は $7.5 \times 10^{-11} [\text{s}^{-2}]$ である。上段は予報 1 日目、中央段が予報 3 日目、下段が予報 5 日目を表す。陰影は予測値での全定常波数 (図 3.14、3.15) を表す。その値はカラーバーで与えてある。

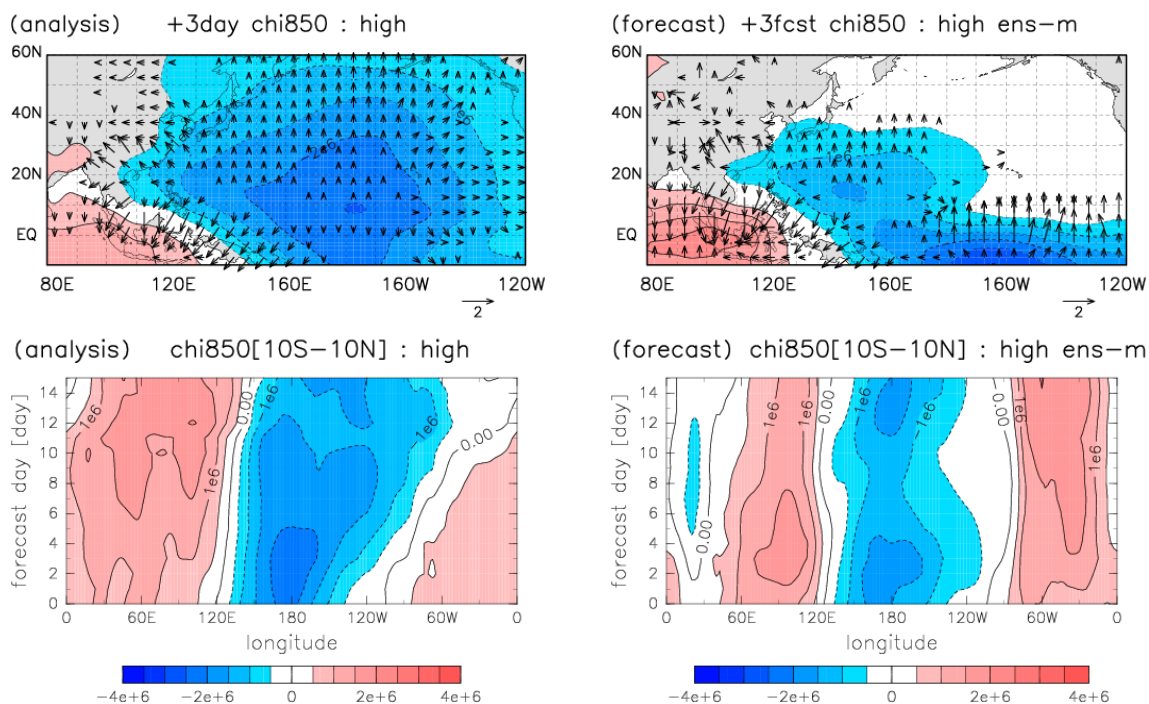


図 3.17: 高気圧事例における解析値と予測値の速度ポテンシャル偏差の合成図 [850hPa]。左列は解析値で、右列は予測値を表している。上段が予報 3 日目に対応する日の 850hPa における空間分布図。下段が $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$ で領域平均した速度ポテンシャル偏差の初期日から予報 15 日目までの時間経度断面図。等値線、陰影は速度ポテンシャル偏差を示し、その間隔はともに $5.0 \times 10^5 [\text{m}^2/\text{s}^{-1}]$ である。ベクトルは発散風偏差 $[\text{m/s}]$ を表し、その大きさは各図の右下隅の通りである。

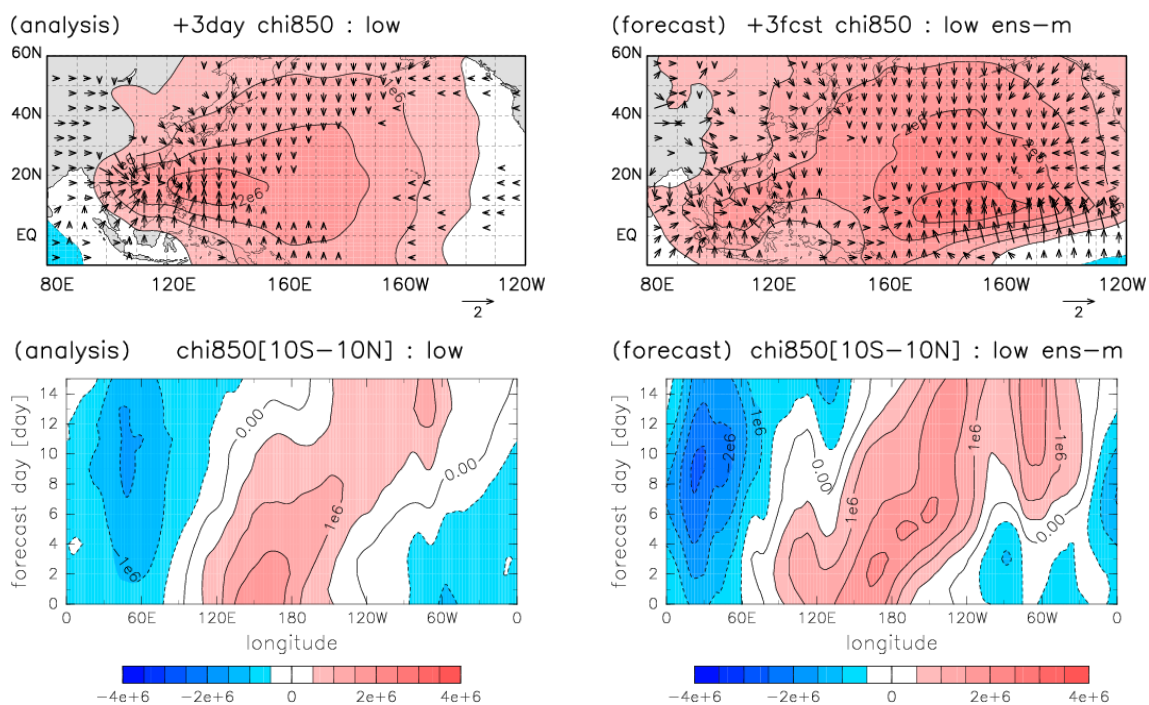


図 3.18: 低気圧事例における解析値と予測値の速度ポテンシャル偏差の合成図 [850hPa]。図の見方は図 3.17 と同様。

第4章 北西太平洋域の高気圧性循環形成の予測について

これまでは予報初期の対流圏下層において北西太平洋域に高気圧、及び低気圧性偏差が存在している場合について解析をすすめてきた。本章では、北西太平洋域の対流圏下層の循環偏差の予測精度と、MJO が予測に与える影響について解析する。

4.1 事例抽出

Nitta (1987) や、本研究で明らかになったように、PJ パターンに伴う循環偏差は約 5～7 日間で北西太平洋域から北太平洋や北米西岸へと伝播している。また、高/低気圧事例それぞれの北西太平洋域の下層の高/低気圧性循環偏差が顕著な期間は約 1 週間であった (図 3.3)。そこで、北西太平洋域での循環偏差形成期のみを確実に抜き出すため、予測 0～6 日目まで北西太平洋での基準領域 ($10^{\circ}N \sim 20^{\circ}N, 110^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$) で平均した Z850 偏差が連続して 1σ を下回り、かつ予報 7 日目以後 3 日以上連続して 1σ を上回る事例を高/低気圧形成事例として抽出した (図 4.1)。その結果、気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データからは、高気圧形成事例は 7 事例検出することができたが、低気圧形成事例は 2 事例のみ検出された。さらに、低気圧形成事例は熱帯低気圧の発生あるいは発達期と対応しており、これまで数多くの研究が行われているので、以下では高気圧形成事例に焦点を当てて解析を行う。

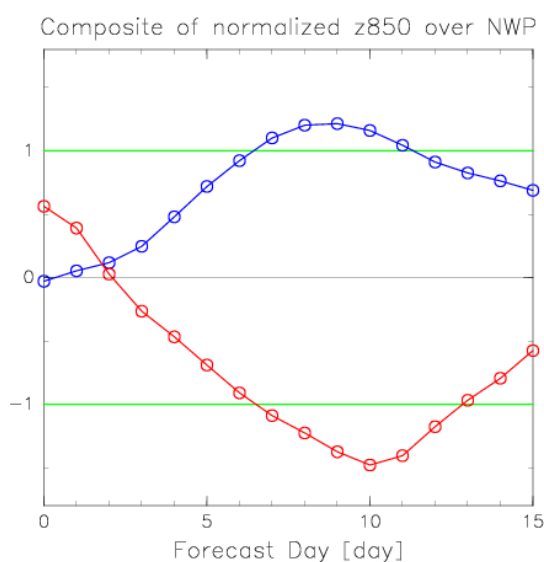


図 4.1: 高/低気圧形成事例それぞれで基準領域で平均した Z850 規格化偏差の時系列。横軸は予報日数 [日]、縦軸は規格化 Z850 偏差である。青線は高気圧形成事例 (7 事例)、赤線は低気圧形成事例 (2 事例) を表している。また、緑線は基準となる 1σ を表している。

4.2 高/低気圧性循環形成期の北西太平洋域の予測誤差

高/低気圧形成事例の基準領域での $Z850$ の $\overline{RMSE}$ を調べた (図 4.2)。青線が高気圧形成事例 (7 事例)、赤線は低気圧形成事例 (2 事例)、黒線は中立事例 (171 事例) を表している。また、黒の破線は基準領域で平均した $Z850$ の夏季における日々の変動の大きさの標準偏差を示す。ピンクの陰影を施した期間は、ブートストラップ法により求められた高気圧形成事例と中立事例の予測誤差の差が 99% で有意な期間を表す。この図より、予報 0~9 日目まで、高気圧形成事例が、低気圧形成事例や中立事例よりも $\overline{RMSE}$ が小さいことが確認できる。高気圧形成事例は中立事例よりも予報 2~9 日目まで誤差が有意に小さい。低気圧形成事例の数が 2 事例と少ないのでその差は有意ではないが、差そのものは大きい。よって、基準領域で循環偏差が形成される予報 7 日目では、高気圧性偏差は他の事例に比べ予測しやすいといえる。また、予報限界 ($Z850$ 標準偏差) に達する期間は高気圧形成事例は中立事例とほぼ同じ約 9 日であるが、高気圧形成事例の $\overline{RMSE}$ は予報限界に達した後急激に増加している。

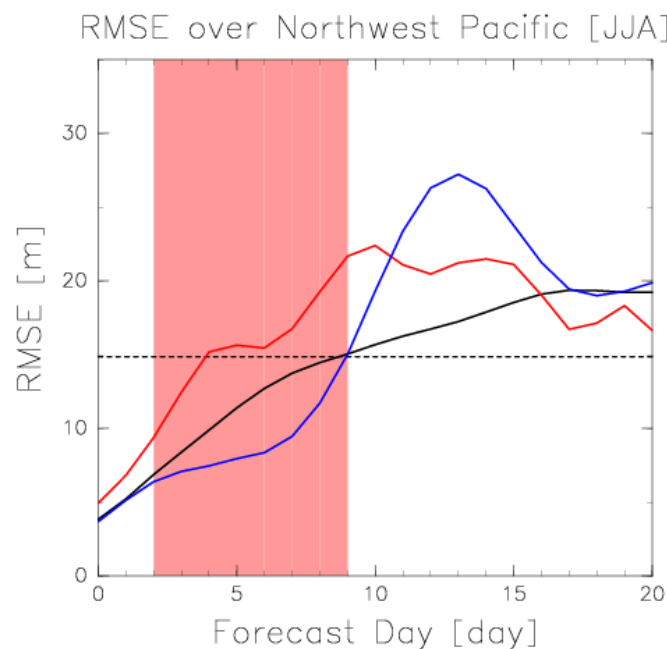


図 4.2: 高/低気圧形成事例で平均した基準領域の $Z850\overline{RMSE}$ の時系列。横軸は予報日数 [日]、縦軸は $\overline{RMSE}$ [m] である。青線が高気圧形成事例 (7 事例)、赤線は低気圧形成事例 (2 事例)、黒線は中立事例 (171 事例) を表している。また、黒破線は基準領域で平均した $Z850$ の夏季における標準偏差を表している。陰影を施した期間はブートストラップ法により求められた高気圧形成事例と中立事例の予測誤差の差が 99% で有意な期間を表す。

4.3 速度ポテンシャル・流線関数を用いた回帰解析

図 3.17 で示されたように、高気圧形成事例で合成した速度ポテンシャル場から、高気圧性偏差が存在するとき、熱帯域の発散領域が MJO のようにゆっくりと東進している様子が示された (図 3.17)。よって MJO がこの高気圧性偏差の形成にも影響している可能性がある。そこで北西太平洋域の基準領域 ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) の Z850 の予測誤差と MJO との関係を調べるため、予報 7 日目の基準領域のアンサンブル平均予測誤差と、解析値の 850hPa 面の速度ポテンシャル、流線関数との回帰解析を行った。

まず、図 4.3(a) は全事例 (180 事例) の予報 7 日目の基準領域の予測誤差の大きさに回帰させた各予報日の 850hPa 速度ポテンシャル偏差場を示す。等値線は回帰係数、陰影は相関が有意な領域を示す。有意検定は t-検定¹により行った。実線と暖色域は収束域、破線と寒色域は発散域に対応する。陰影は淡色から濃色になるにつれて有意性は 90%、95%、99% となっている。すべての予報日で中央太平洋域で収束域のとき、北西太平洋の基準領域での Z850 予測誤差は大きいことがわかる。また、予報 3 日目以降では北アフリカからインド洋にかけて発散 (収束) 偏差、北太平洋から中央太平洋にかけての領域で収束 (発散) 偏差のとき、Z850 予測誤差は大きい (小さい) ことがわかる。このため、MJO に似た熱帯域における速度ポテンシャル場の波数 1 の構造は、北西太平洋域での Z850 予測誤差と関連していることがわかる。

次に流線関数との回帰をとったものを示す (図 4.3(b))。実線と暖色は高気圧性偏差の領域を、破線と寒色は低気圧性偏差の領域に対応している。全予報日で北西太平洋域に低気圧性偏差、その南の海洋大陸からオーストラリアにかけての領域で高気圧性の偏差が存在するとき、基準領域での予測誤差が大きいことがわかる。また、予測誤差と関連する偏差は、カリフォルニア沖や、南米大陸北部、そして南半球で太平洋を中心とする領域に存在する。

以上より、MJO に伴う大気下層収束 (発散) 域が中央太平洋域に存在するとき、北西太平洋域の基準領域における Z850 予測誤差が大きい (小さい) ことがわかる。さらに、基準領域の Z850 予測誤差が大きい (小さい) とき、北西太平洋域に低気圧性 (高気圧性) 偏差、海洋大陸付近に高気圧 (低気圧) 性偏差が見られる。これらのことは図 4.2 で示されたように高気圧形成事例の予測誤差が他事例と比べて小さいことと整合的である。よって、北西太平洋域での循環偏差の形成期での予測誤差の大小は MJO の位相に依存している可能性が示された。また、北西太平洋域の基準領域で予測誤差が大きいときは低気圧性偏差が現れやすいことは台風などの熱帯低気圧の強度、あるいは進路の予測が難しいこととも対応していると考えられる。

¹統計量が t 分布に従うことを仮定する検定法である。2 組の標本について有意差があるかどうかの検定に用いられる。

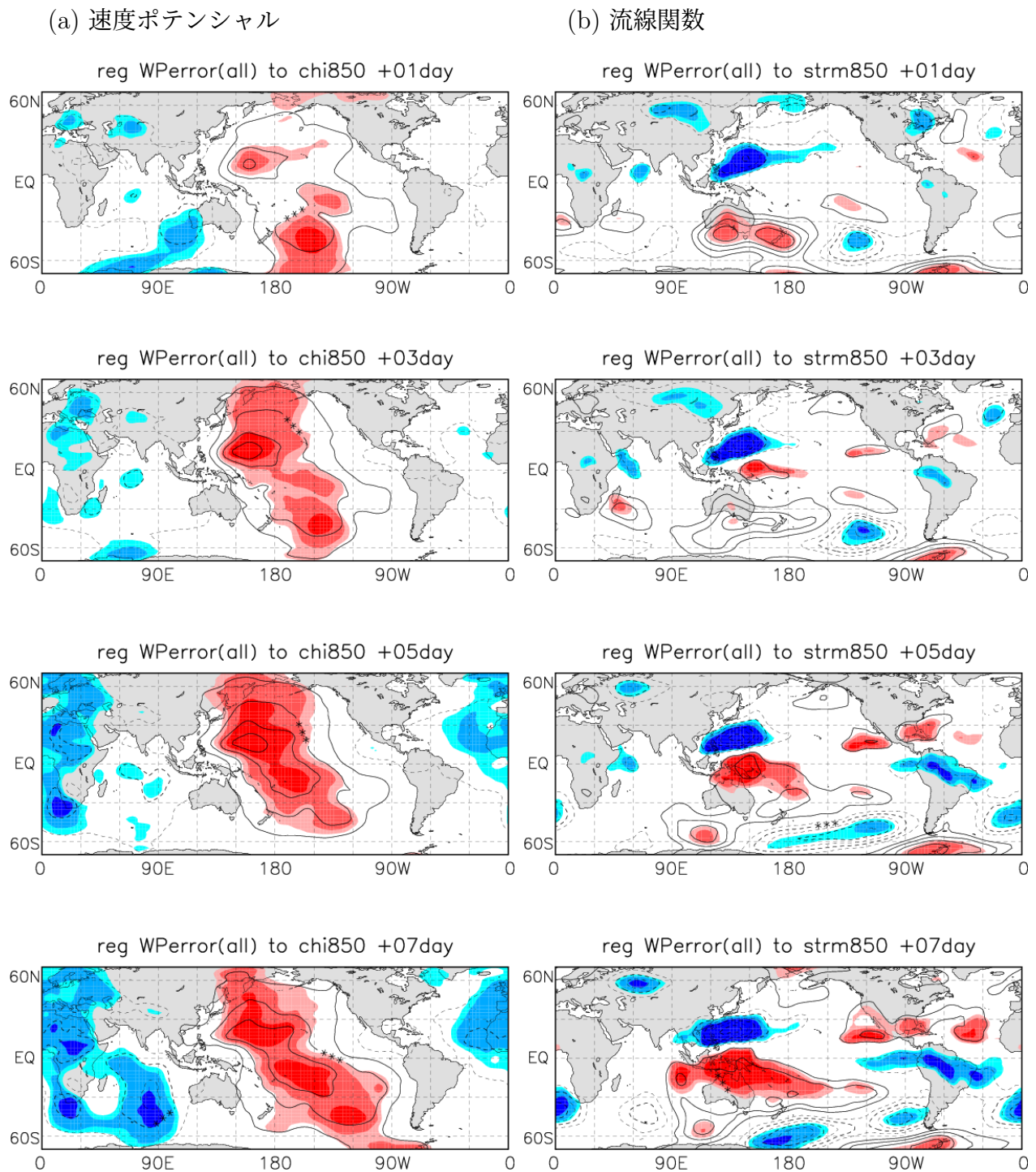


図 4.3: 基準領域の予報 7 日目の全事例 (180) の予測誤差と各予報日の 850hPa 面の (a) 速度ポテンシャル (b) 流線関数との回帰係数分布図。等値線は予測誤差と流線関数との回帰係数 $[\text{m}^2/\text{s}]$ で、その間隔は (a) は $5.0 \times 10^4 [\text{m}^2/\text{s}]$ 、(b) は $2.5 \times 10^4 [\text{m}^2/\text{s}]$ である。陰影は t-検定で求められた有意な領域を表し、その有意性は淡色から濃色になるに従って、90%、95%、99%となっている。

第5章 考察

5.1 低気圧事例でのエネルギー伝播

3.1 節で述べたように、低気圧事例ではフィリピン東方海上から北へのエネルギー伝播がほとんど見られなかった (図 3.5)。このとき、東西風の基本場の東西非一様な構造 (図 3.7) は KN10 での準地衡線形 2 層モデルの下層の構造 (図 1.5(c)) とほぼ同様である。彼らはこの基本場構造が北へのエネルギー伝播に重要だとしており、下流域へのロスビー波の伝播が見られなかった本研究とは相反する結果となった。この理由について考察を行う。

まず、本研究では北西太平洋域の循環偏差が成熟期から衰退期にかけての期間について解析したため、中高緯度域への伝播が見えにくくなっていることが考えられる。そこで、解析値を用いて予報初期日より以前に伝播している可能性を調べた。図 5.1 に高/低気圧事例それぞれについて -9day から -1day の Z850 偏差場を示す。左列が (a) が高気圧事例、(b) が低気圧事例である。低気圧事例では -9day において日本の南側の $20^{\circ}N$ 付近の低気圧性偏差は、時間がすすむとともに発達し、-7day から -3day では日本の東方の高気圧性偏差へのエネルギー伝播が見られる。さらにこの高気圧性偏差も発達していることが確認できる。しかし、それより東方域へのエネルギー伝播は見られず、波列も発達しない。一方、高気圧事例を見てみると、期間を通して北西太平洋域を広く高気圧性偏差が覆っている。しかし、-3day になると北西太平洋域での高気圧性偏差の発達に伴い、日本付近に向けて明瞭なエネルギー伝播が出現し、日本東方海上で低気圧性偏差が発生する。この日本付近の低気圧性偏差は -1day ではさらに発達している。この後の時間発展については、3.1 節で述べた通りである。

やはり低気圧事例では day0 以前では北東太平洋領域への伝播は明瞭ではない。本研究の結果は、PJ パターンの極性によって伝播特性が異なることを示している。一方、KN10 では線形モデルを用いているためパターンの極性による違いは考慮されていない。このため、本研究との相違はパターンの非線型性の重要性を示していると考えられる。

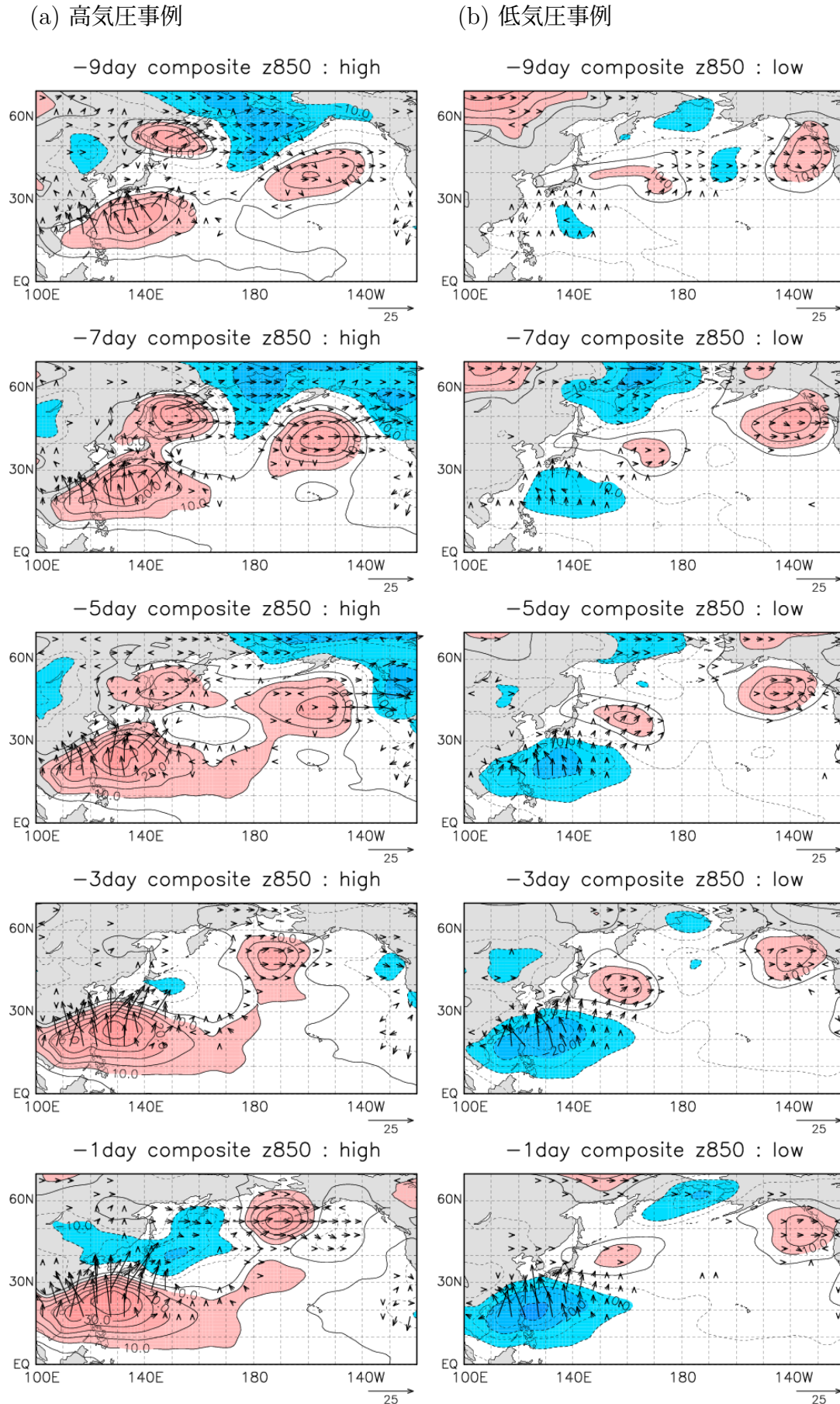


図 5.1: 高/低気圧事例における解析値の-Nday の循環場の合成図 [850hPa]。(a) は高気圧事例、(b) は低気圧事例。図の見方は図 3.4 と同様である。

5.2 事例解析

ここでは、高気圧事例、低気圧事例で、ある特徴的な事例について各アンサンブルメンバー間での比較解析を行い、これまでのアンサンブル平均予測値を用いた解析で得られた結論がメンバー間比較からも確認できるか否かについて調べる。ここでは、予報 7 日目に北東太平洋域 ($40^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, $180^{\circ} \sim 160^{\circ}W$) の Z850 偏差の予測誤差のメンバー間の差が最も大きい事例について解析を行う。

5.2.1 高気圧事例:1987 年 7 月 31 日の事例解析

初期日	小さいメンバー [m]	大きいメンバー [m]	その差 [m]
1983 年 6 月 10 日	40.5	48.4	7.9
1983 年 7 月 31 日	99.6	150.5	50.9
1983 年 8 月 31 日	112.3	141.6	29.3
1987 年 7 月 31 日	43.4	136.9	93.5
1988 年 7 月 20 日	27.0	72.5	45.5
1988 年 8 月 20 日	53.8	86.4	32.6
1995 年 8 月 10 日	126.0	175.1	49.1
1996 年 6 月 30 日	34.8	51.0	16.2
1998 年 6 月 30 日	18.1	57.9	39.8
1998 年 7 月 31 日	29.3	95.3	66.0
1998 年 8 月 10 日	31.8	62.3	30.5
1998 年 8 月 31 日	52.1	77.1	25.0

表 5.1: 高気圧事例の各初期日の予報 7 日目の北東太平洋域の Z850 偏差の予測誤差の絶対値。左から事例の初期日、事例の中で最も小さかったメンバーの値 [m]、最も大きかったメンバーの値 [m]、そして一番右がその 2 つの差をとった値 [m] となっている。

表 5.1 は高気圧事例の全 12 事例の予報 7 日目における Z850 偏差の予測誤差が最も小さいメンバー、最も大きいメンバーの予測誤差の値、及び前者と後者の差を示している。これより、1983 年 8 月 31 日を初期日とする予報のように、メンバー間での予測誤差のばらつきは比較的小さいが、全体に予測誤差が大きく、系統的に予測できていない事例や、1987 年 7 月 31 日を初期日とする予報のように、メンバー間で予測誤差の差が大きく、予測できているメンバーと予測できていないメンバーとが存在する事例など、様々な予測事例が存在していることがわかる。ここではこれらの中から、メンバー間の予測誤差の差が最も大きい 1987 年 7 月 31 日を初期日とする事例について解析を行う。

まずこの事例の循環場の特徴を解析値を用いて解析した (図 5.2)。等値線、陰影は Z850 偏差で、暖色域は高気圧性偏差、寒色域は低気圧性偏差を示し、ベクトルは波活動度フラックスを表している。+1day では北西太平洋域に高気圧性偏差、日本周辺からその東にかけての領域を広く低気圧性偏差が覆っている。一方、アリューシャン列島付近 ($50^{\circ}N$, $160^{\circ}W$) に低気圧性偏差、($40^{\circ}N$, $160^{\circ}W$) 付近の北東太平洋に低気圧性偏差が見られる。ロスビー波の伝播は、北西太平洋域の高気圧性偏差から日本付近の低気圧性偏差への波動伝播と、日本付近からその東の中央太平洋域への伝播、及び北東太平洋域からその下流域の北米大陸上への伝播が明瞭である。+3day では、日本付近の低気圧

性偏差は弱まり、中央太平洋域 ($30^{\circ}N, 180^{\circ}$) の高気圧性偏差が発達しているのがわかる。この中央太平洋域の高気圧性偏差から北東太平洋域の低気圧性偏差 ($30^{\circ}N, 160^{\circ}W$) へのエネルギー伝播も確認できる。そして+5day では、北東太平洋域の低気圧性偏差が発達し、さらに北米大陸西岸の高気圧性偏差へのエネルギー伝播が顕著になる。また、この日には、北西太平洋域 (高) から日本付近 (低)、中央太平洋域 ($30^{\circ}N, 160^{\circ}W$) (高)、北東太平洋域 (低) を経て、北米大陸西岸 (高) へと続く波列構造が顕著に見られる。+7day になると中央太平洋域の低気圧性偏差、北米西岸の高気圧性偏差はともに大きく発達し、北米西岸の高気圧性偏差からその南東側の低気圧性偏差 ($30^{\circ}N, 130^{\circ}W$) へのエネルギー伝播も見えてとれる。

一方、予測値の特徴は以下の通りである (図 5.3)。予報 1 日目では予測誤差が小さいメンバー (図 5.3 左) と予測誤差が大きいメンバー (図 5.3 右) では波列の位置、ロスビー波のエネルギー伝播に大きな違いは確認できない。ほぼ解析値と同様である。予報 3 日目では、予測誤差が小さいメンバーで、日本周辺の低気圧偏差からオホーツク海の高気圧性偏差と、中央太平洋域の高気圧性偏差に向けてエネルギー伝播が見られる。それに対して予測誤差の大きいメンバーでは、日本付近からのエネルギー伝播はオホーツク海の高気圧性偏差にのみ向かっている。しかし両者とも、オホーツク海の高気圧性偏差からベーリング海域の低気圧性偏差へのエネルギー伝播は解析値と同様に存在している。また、両者とも、北西太平洋域から、日本付近、カムチャッカ半島付近を経て、アリューシャン列島北部へと至る波列構造が見えてとれる。予報 5 日目では予測誤差の小さいメンバーは、オホーツク海の高気圧性偏差と中央太平洋域の高気圧性偏差の双方からアリューシャン列島付近の低気圧性偏差へのエネルギー伝播が存在し、アリューシャン列島付近の低気圧性偏差が徐々に発達する。一方、予測誤差の大きなメンバーでは、オホーツク海からアリューシャン列島域へのエネルギー伝播は明瞭ではなく、アリューシャン列島付近の低気圧性偏差の発達しない。

このように、北西太平洋域からのロスビー波伝播よりも、オホーツク海の循環偏差からアリューシャン列島付近の低気圧性偏差へのエネルギー伝播の有無が北東太平洋域の Z850 予測誤差の大きさに大きな影響を与えていることが示唆される。実際、両メンバーについて中央太平洋域の全定常波数や北西太平洋域の RWS について比較を行ったが (図省略)、両メンバーに明瞭な違いは見出せなかった。

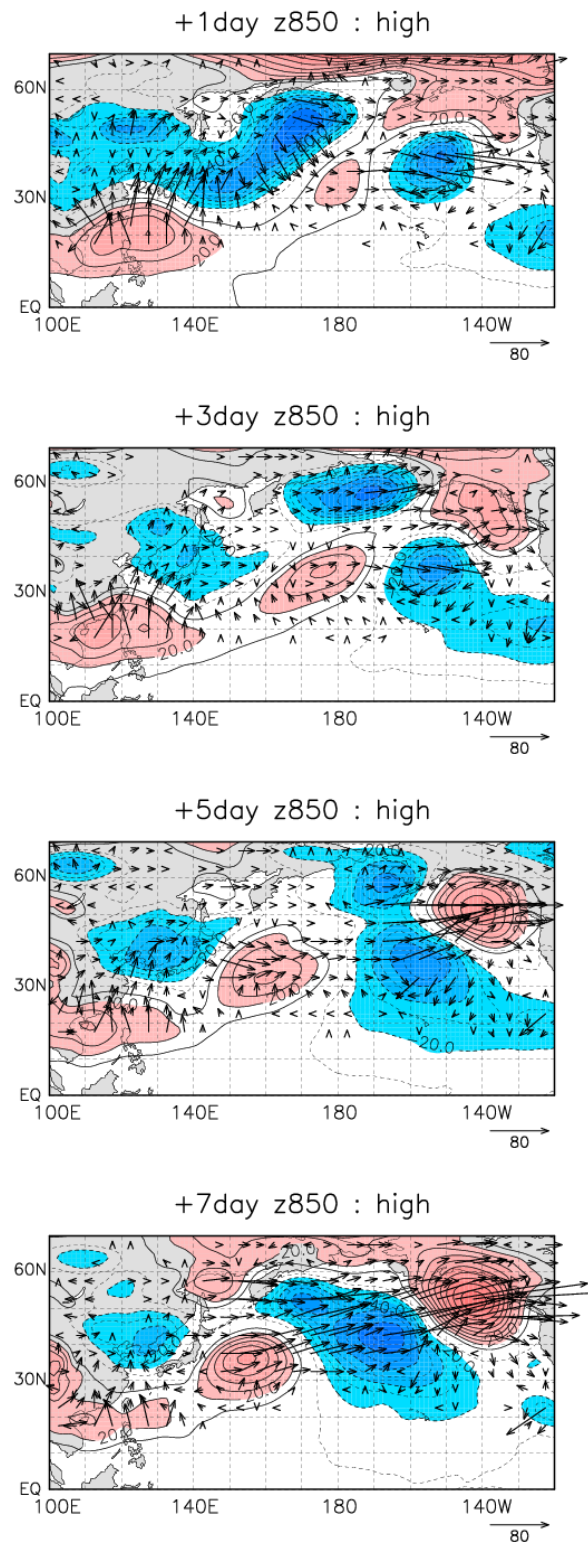


図 5.2: 1987 年 7 月 31 日を初期日とする高気圧事例の解析値の循環場 [850hPa]。陰影は Z850 偏差 [m]、ベクトルは波活動度フラックス [m^2/s] を示している。コンター間隔は 10.0 [m]、陰影の間隔は 20.0 [m] であり、暖色は正偏差を寒色は負偏差を表す。ベクトルの大きさは各図の右下隅の通りである。

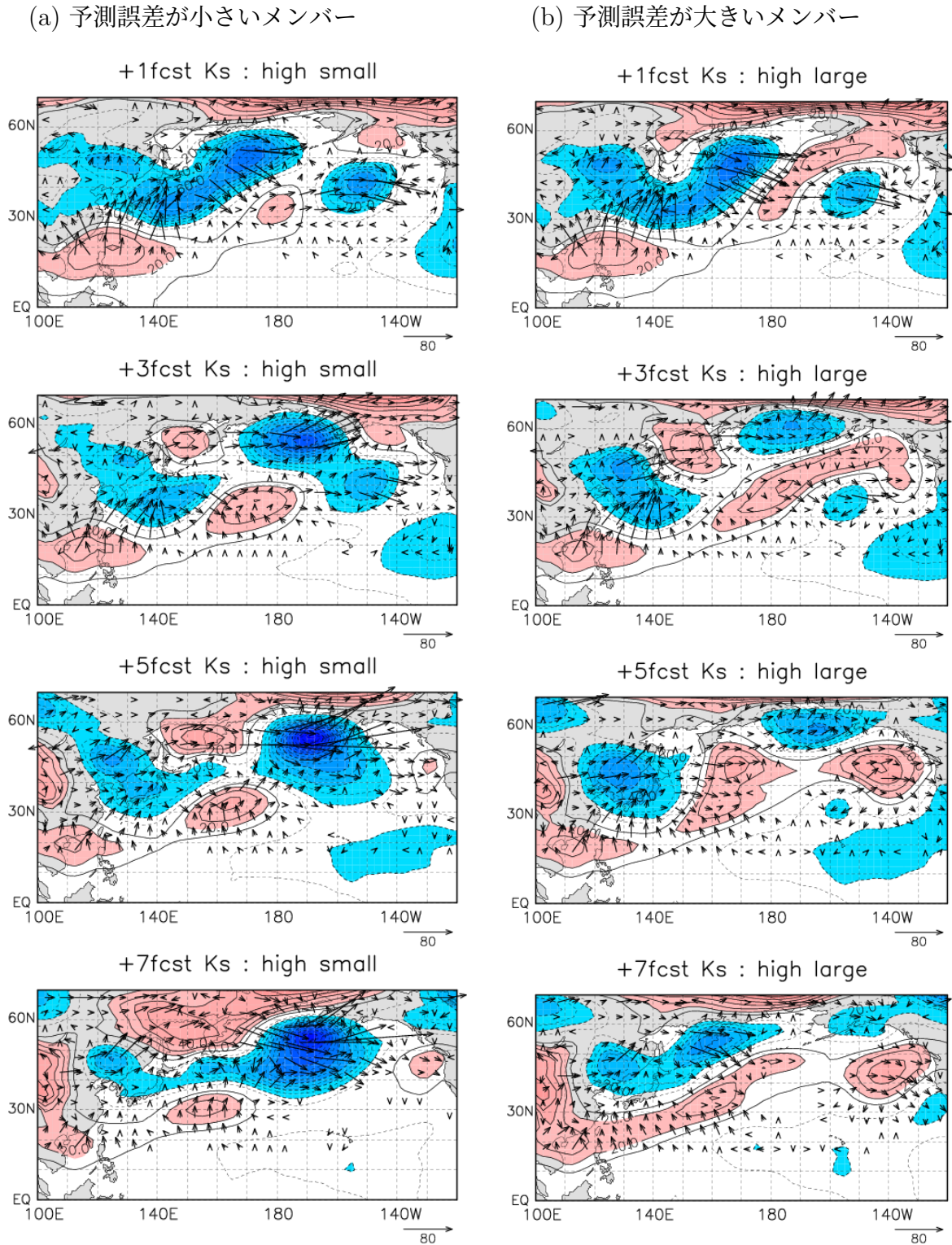


図 5.3: 1987 年 7 月 31 日を初期日とする高気圧事例の予測値の循環場 [850hPa]。左列が予測誤差が最も小さかったメンバー、右列が予測誤差が最も大きかったメンバー。陰影は Z850 偏差 [m]、ベクトルは波活動度フラックス [m^2/s] を示している。コンター間隔は 10.0 [m]、陰影の間隔は 20.0 [m] であり、暖色は正偏差を寒色は負偏差を表す。ベクトルの大きさは各図の右下隅の通りである。

5.2.2 低気圧事例:1989 年 7 月 31 日の事例解析

初期日	小さいメンバー [m]	大きいメンバー [m]	その差 [m]
1982 年 6 月 30 日	97.1	143.0	45.9
1984 年 6 月 20 日	20.1	71.4	51.3
1984 年 8 月 10 日	65.6	132.3	66.7
1985 年 6 月 10 日	33.5	52.1	18.6
1985 年 6 月 20 日	42.6	78.4	35.8
1985 年 8 月 10 日	30.8	67.3	36.5
1986 年 6 月 10 日	16.8	37.2	20.4
1986 年 7 月 31 日	46.4	87.9	41.5
1986 年 8 月 10 日	37.6	93.5	55.9
1986 年 8 月 20 日	45.6	65.8	20.2
1987 年 7 月 10 日	88.3	115.3	27.0
1989 年 7 月 31 日	55.0	126.1	71.1
1990 年 6 月 20 日	26.9	59.0	32.1
1990 年 8 月 20 日	50.4	75.3	24.9
1991 年 8 月 20 日	48.1	71.4	23.3
1992 年 8 月 31 日	88.2	103.1	14.9
1994 年 7 月 10 日	34.9	56.6	21.7
1999 年 7 月 20 日	85.3	120.4	35.1
1999 年 7 月 31 日	36.7	82.6	45.9
2000 年 6 月 30 日	40.2	70.6	30.4
2000 年 8 月 20 日	41.3	81.5	40.2
2001 年 6 月 20 日	72.9	119.3	46.4
2001 年 6 月 30 日	42.0	53.7	11.7

表 5.2: 低気圧事例の各初期日の予報 7 日目の北東太平洋域の Z850 偏差の予測誤差の絶対値。左から事例の初期日、事例の中で予測誤差が最も小さかったメンバーの値 [m]、予測誤差が最も大きかったメンバーの値 [m]、そして一番右がその 2 つの差をとった値 [m] となっている。

表 5.2 は表 5.1 と同様に左から低気圧事例の全 23 事例の予報 7 日目における Z850 偏差の予測誤差の絶対値が最も小さかったメンバーと最も大きかったメンバー、及びその差を示している。この表を見ると、2001 年 6 月 30 日を初期日とする予報のように、メンバー間での予測誤差のばらつきは小さいが、いずれのメンバーの予測誤差も大きく、全てのメンバーで北東太平洋域での循環偏差を予測できていない例や、1989 年 7 月 31 日を初期日とする予報のように、予測誤差の違いが大きい事例など様々なケースが存在していることがわかる。以下では、メンバー間の予測誤差の差が最も大きい 1989 年 7 月 31 日を初期日とする事例について解析を行う。

まず、1989 年 7 月 31 日からの Z850 偏差分布を解析値で示す (図 5.4)。+1day では $25^{\circ}N$ 付近の北西太平洋域を中心とする低気圧性偏差が確認でき、そこから日本西側の ($50^{\circ}N, 130^{\circ}E$) と日本東方沖 ($40^{\circ}N, 160^{\circ}E$) の 2 つの高気圧性偏差への大きなエネルギー伝播が見られる。さらに日本西側の高気圧性偏差からオホーツク海域の低気圧性偏差に向けてエネルギー伝播が見られる。+3day ではこれに加え、オホーツク海域の低気圧性偏差からもアリューシャン列島域の高気圧性偏差へ向

けてのエネルギー伝播が見られる。+5day、+7day では北西太平洋域の低気圧性偏差は弱まり、ここからのエネルギー伝播は弱まる。しかし、日本東方沖 ($40^{\circ}N$, $160^{\circ}E$) の高気圧性偏差とベーリング海の低気圧性偏差からのアリューシャン列島付近へのエネルギー伝播は見られる。

次に予測値の Z850 偏差を示す (図 5.5)。予報 1、3 日目では予測誤差が小さいメンバー (a) と予測誤差が大きいメンバー (b) では波列の位置、エネルギー伝播経路に大きな違いはなく、解析値と同様である (図 5.4)。予報 5 日目になると、予測誤差の小さいメンバー (a) ではベーリング海域の低気圧性偏差からその南東の高気圧性偏差へのロスビー波の伝播とそれに伴う北東太平洋域の高気圧性偏差の発達が見られる。その一方、予測誤差の大きいメンバー (b) では射出は見られるものの、エネルギー伝播はより東方に偏り北東太平洋域で高気圧性偏差が発達しない。

よって、アンサンブル平均予測値を用いた解析で得られた、基本場の違いが PJ パターンの伝播特性や北東太平洋域での Z850 予測誤差に影響するという結論は、このメンバー間の比較解析からは確認することができなかった。これはアンサンブル平均予測値を用いた解析では、高/低気圧事例でそれぞれ合成解析を行ったため、各事例での中高緯度の擾乱が結果として相殺してしまう一方、PJ パターンのシグナルが強調された結果であると考えられる。

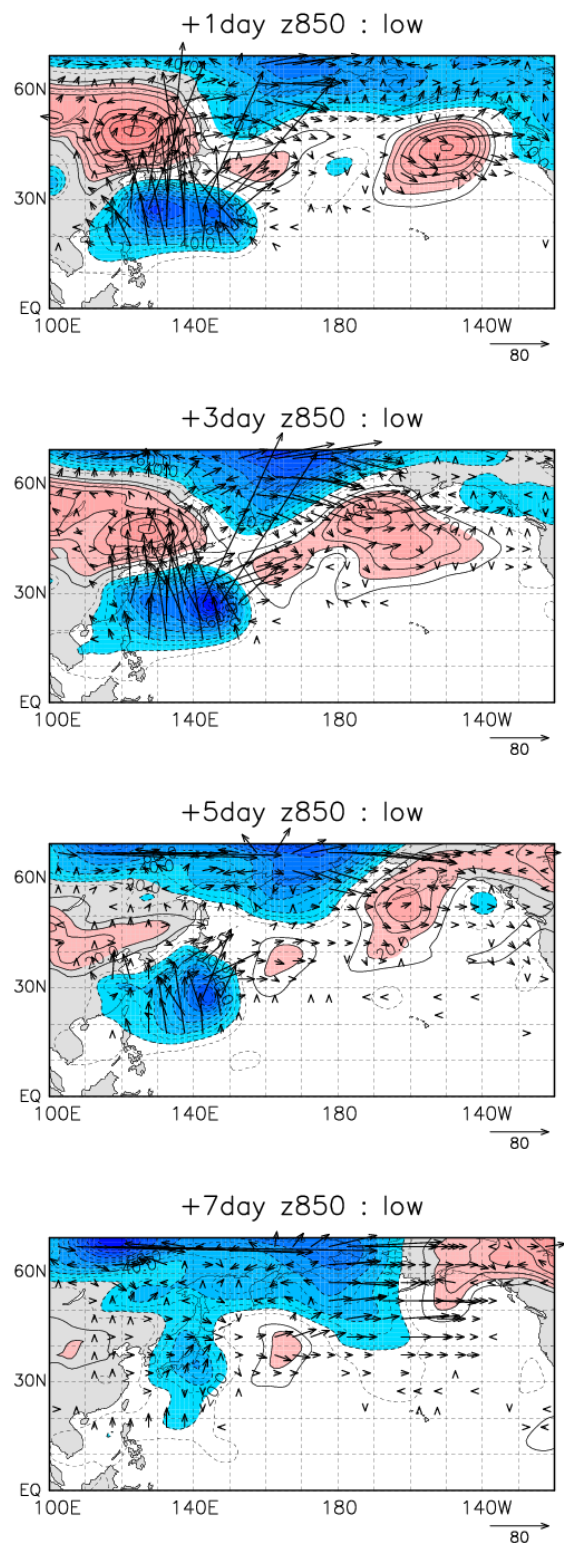


図 5.4: 1989 年 7 月 31 日を初期日とする低気圧事例の解析値の循環場 [850hPa]。図の見方は図 5.2 と同様。

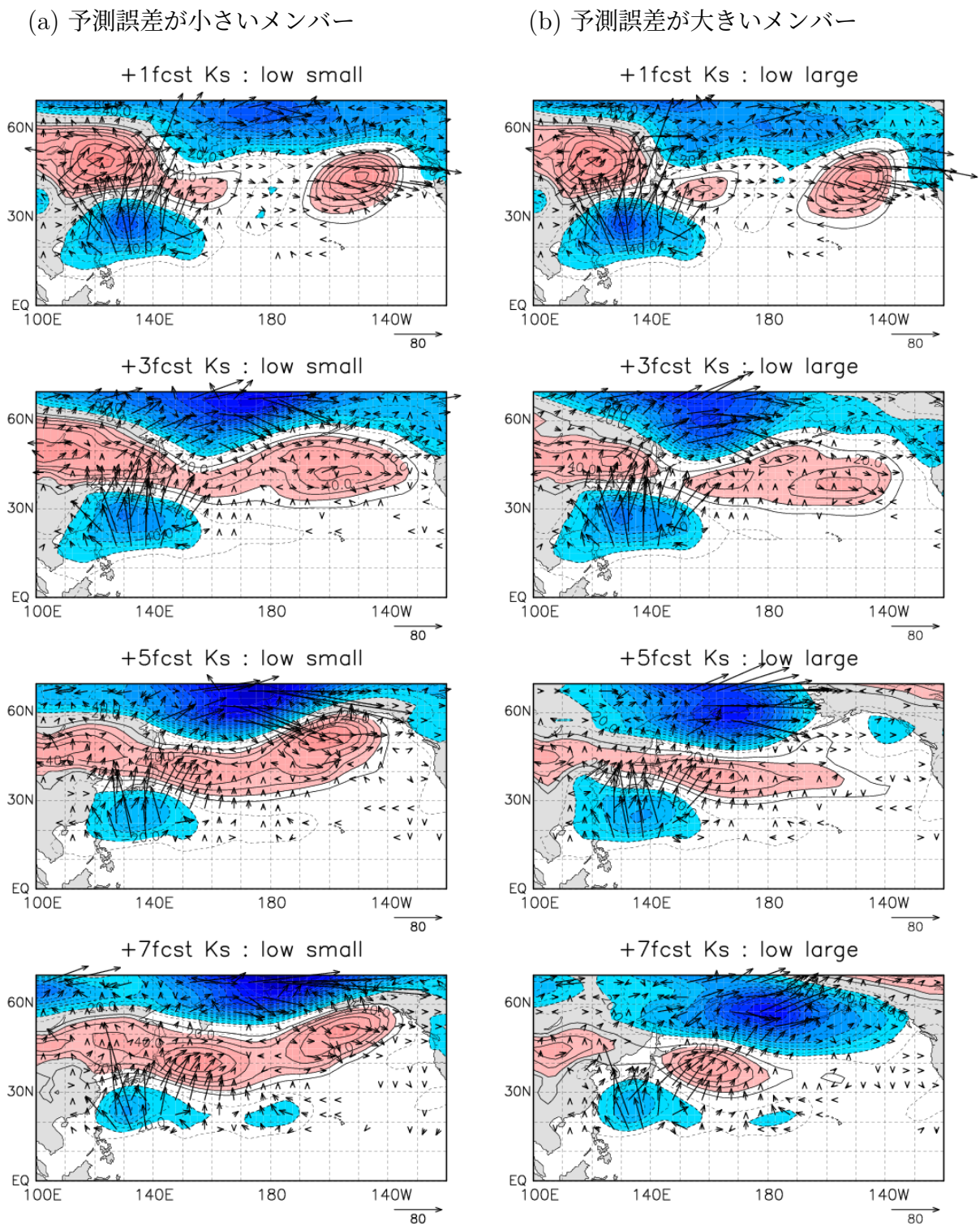


図 5.5: 1989 年 7 月 31 日を初期日とする低気圧事例の予測値の循環場 [850hPa]。図の見方は図 5.3 と同様である。

第6章 まとめ

夏季の日本の気候に影響を与える大気循環変動の中でも Pacific-Japan(PJ) パターンは、日本域の気温変動と関係が強いテレコネクション (遠隔結合) パターンの一つである。PJ パターンはフィリピン周辺の大気活動と、日本付近の高度場偏差が有意に関係するパターンとして定義される。変動の時間スケールが短い PJ パターンは、特に大気下層で太平洋北部、北米付近へと続く顕著な波列構造を形成する。しかし数日の時間スケールでの予測に関する研究は少ない。また、PJ パターンが夏季の中高緯度域の循環の予測精度に及ぼす影響を調べることは重要である。本研究では、1982～2001 年の 20 年間の夏季 (6～8 月) において、JRA25/JCDAS 再解析データと、気象庁で実施された気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データを用いて PJ パターンの予測可能性について詳しい解析を行った。特に、PJ パターンの予測精度と PJ パターンの極性との関係に注目するため、フィリピン付近の北西太平洋域 (以下、基準領域) で予報初期の大気下層に持続的な高/低気圧性偏差が存在しているイベントをそれぞれ高気圧事例 (12 事例)、低気圧事例 (23 事例) として取り出して合成図解析を行い、両者で PJ パターンの伝播の仕方や中高緯度域循環の予測精度に及ぶ影響についての違いを調べた。

まず、解析値を用いて高/低気圧事例の大気下層の循環偏差の特徴を調べた。高気圧事例ではロスビー波の伝播に伴ってフィリピン付近から北米西岸へと高気圧性偏差、低気圧性偏差と続く明瞭な波列構造が形成され、時間とともに下流域の循環偏差が発達していくことが確認できた。このため、高気圧事例ではフィリピン付近の北西太平洋域の循環が、北東太平洋域や北米西岸域といった中高緯度域の大気下層の大気循環場に影響を及ぼしていることが分かった。一方、低気圧事例では日本付近の大気下層に高気圧性循環偏差が形成されるが、高気圧事例のようなさらに下流側へのロスビー波のエネルギー伝播や波列の発達は見られなかった。このため低気圧事例では中高緯度域の大気循環に対する北西太平洋域の大気下層の循環偏差の影響は小さいことがわかる。

次に、高/低気圧事例でロスビー波の伝播の仕方が異なる要因を、ロスビー波の伝播可能な領域を表す全定常波数と、ロスビー波の波源を表す Rossby Wave Source(RWS) とを計算することで調べた。両事例でロスビー波源は北西太平洋域で良く似た分布をしていた。しかし、伝播可能領域は高気圧事例では低緯度域から北太平洋などの中高緯度域まで繋がっていたのに対し、低気圧事例では伝播可能領域は低緯度域と中高緯度域とで分離していた。このため、ロスビー波の伝播の仕方が異なる要因は、基本場の西風の構造、すなわちロスビー波の伝播可能領域が異なるためであることが示唆される。

さらに、気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験のアンサンブル平均予測値を用いて Z850(850hPa 面高度) の高/低気圧事例の予測精度について調べた。まず、北東太平洋域では、予報 6～8 日目の高気圧事例で平均した Z850 根二乗平均誤差 (RMSE) が低気圧事例より有意に小さいことがわかった。これは、高気圧事例では解析値と同様に、フィリピン沖の北西太平洋域から北東太平洋域へと繋がるロスビー波のエネルギー伝播をうまく予測できたためであると考えられる。それに対して低気圧事例で平均した Z850 の RMSE は、高/低気圧事例以外の中立事例とほぼ変わらなかった。これは、低気圧事例では PJ パターンに伴うロスビー波の伝播が明瞭ではなく、北東太平洋域は中高緯度域の循環の影響を高気圧事例に比べ、より強く受けたためだと考えられる。よって、PJ パター

ンに伴う明瞭な波列が存在するときは北東太平洋域の大気下層の予測精度が高くなることが示唆される。

予測値の高/低気圧事例でロスビー波の伝播の仕方が異なる要因を、解析値と同様に調べた。その結果、予測値においても解析値と同様に、ロスビー波が伝播可能な領域、つまり基本場の西風の構造が両事例で異なることがわかった。一方、予測値の RWS は解析値に比べて過大評価となっていた。これは、予測値として使用した気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験では、Madden-Julian Oscillation(MJO) の東進や時間発展をうまく表現できないことに起因していると考えられる。

最後に、フィリピン沖の北西太平洋域での循環偏差形成期の予測可能性について解析を行った。具体的には、予報実験データで予報 7 日目の予測値でフィリピン沖の北西太平洋域の対流圏下層に高気圧性循環偏差が形成される事例を高気圧形成事例として 7 事例取り出し、合成図解析を行った。その結果、予報 2~9 日目において高/低気圧形成事例以外の中立事例 (171 事例) に比べ、フィリピン沖の基準領域で平均した Z850 アンサンブル平均予測値の RMSE が有意に小さいことがわかった。高気圧形成事例では、さらに、予報 7 日目のフィリピン付近の基準領域の全事例 (180 事例) の予測誤差の大きさと、解析値の各予報日の 850hPa 速度ポテンシャル、及び流線関数との回帰分析を行った。その結果、Z850 予測誤差が小さいとき、MJO に伴う大気下層発散域と、高気圧性偏差が中央太平洋域にかけて存在することがわかった。このことは高気圧形成事例の基準領域で平均した RMSE が他事例と比べて小さいことと整合的である。よって基準領域の Z850 の RMSE は MJO の位相に依存していることが示唆される。他方、低気圧形成事例 (2 事例) の予測精度は低かったがこれは、台風などの熱帯低気圧の予測が難しいことと関連していると考えられる。

本研究の結果は、PJ パターンの伝播特性はその極性に依存することを示している。これまでの PJ パターンに関する理論的研究 (e.g. Kosaka and Nakamura, 2010) では線形モデルを用いて解析されてきたため、パターンの力学特性の極性への依存性は考慮されていなかった。しかし、本研究で得られた結果は、PJ パターンの中高緯度域への伝播を考える際には、その非線型性も無視できないことを示唆している。

謝辞

本研究は指導教員である京都大学防災研究所 向川 均 教授の御指導の下行われたものです。研究に関するアドバイスや気象学に関する知識を無知な私に親切に御指導下さいました。そのどれもがためになったことはいうまでもありません。深く心より御礼申し上げます。京都大学防災研究所 井口 敬雄 助教 には計算機関連をはじめ多くの御指導を頂きました。厚く感謝申し上げます。

気候合同セミナーでは、京都大学理学研究科 里村 雄彦 教授 はじめ、重尚一 准教授、西 憲敬 助教、そして物理気候学研究室の皆様には多くの貴重な助言を頂きました。深く御礼申し上げます。

災害気候研究分野の研究室では、2年間励ましあい、勉学をともにした長田 翔 氏には生活面においても大変御世話になりました。先輩の佐治 憲介 氏、竹村 和人 氏には数多くのことを教えて頂き大変感謝しております。中村 貞代さん、後輩の馬淵 未央 氏には主に研究室生活において様々な面で御世話になりました。

そして、京都大学理学研究科地球惑星科学専攻気象分科の皆様には多くの助言を頂きました。この場を借りて感謝申し上げます。

本研究では JRA25/JCDAS データセットを用いました。このデータセットは気象庁、及び電力中央研究所による JRA25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです。さらに本研究で利用した気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データは気象庁気候情報課より提供して頂いたものです。データを提供して頂いた気象庁気候情報課の皆様には感謝申し上げます。さらに図の作成には DCL(地球流体電脳ライブラリ)を用いました。開発者の方々に深く感謝致します。

最後に、学生生活を支えて頂いた家族に感謝を申し上げます。

参考文献

- [1] Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016-1022.
- [2] Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.
- [3] Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- [4] Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 2002: Tropical-extratropical interaction associated with the 10-25day oscillation over the western Pacific during the Northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 311-331.
- [5] Hoskins, B.J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2177-2199.
- [6] Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- [7] Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2010: Mechanisms of Meridional Teleconnection Observed between a Summer Monsoon System and a Subtropical Anticyclone. Part I: The Pacific Japan pattern. *Quart. J. Climate*, **23**, 5085-5108.
- [8] Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- [9] Nitta, T., 1986: Long-term variation of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 895-911.
- [10] Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- [11] Onogi, K., J. Tsutsui, and coauthors, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- [12] Sardeshmukh, P.D., and B.J. Hoskins, 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- [13] Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.

- [14] Wakabayashi, S., and R. Kawamura, 2004: Extraction of major teleconnection patterns possibly associated with anomalous summer climate in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1577-1588.
- [15] Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- [16] 長屋 幸一・川村 隆一, 2009: 気象庁一か月アンサンブル予報ハインドキャストデータを用いた夏季日本に影響を与えるテレコネクションの予測可能性, 平成 21 年度防災研究所研究集会「異常気象と長期変動」研究集会報告, 114-119.
- [17] 林 麻利子, 2007: PNA パターンの予測可能性に関する研究, 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文.