平成26年度　修士論文

# 熱帯季節内振動に対する
# 冬季中高緯度大気の応答特性

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

地球物理学分野 大気科学分科

山田　賢

# 修士論文要旨

熱帯大気における主要な変動成分である熱帯季節内振動 (Madden-Julian Oscillation: MJO) は, 中高緯度大気にも影響を及ぼし, 異常気象を引き起こす一つの要因であることが, これまでの研究により指摘されている。しかしながら, 中高緯度大気循環場が, MJO の振幅や位相極性に対してどのような応答特性を持つのかなど, その影響の詳細は明らかではない。そこで本研究では, MJO の振幅と極性に対する, 北半球冬季の中高緯度大気循環場の詳細な応答特性を明らかにするために, 外向き長波放射量 (OLR) データ, および JRA-55 再解析データを用いて解析を行った。

まず, 季節内変動成分を取り出すため, 30-90 日 band-pass filter を施した熱帯域の OLR 偏差について主成分分析を行い, その結果得られる第一主成分と第二主成分から MJO を定義した。このように定義した MJO は, 赤道域をゆっくりと東進する対流活発域として特徴付けられる。また, それぞれの主成分に対応するスコアから MJO の振幅と位相を決定した。そして, 位相毎に, 速度ポテンシャル偏差や流線関数偏差の季節内変動成分が, MJO の振幅に対し線形的に応答しているか否か, MJO の位相極性に対し対称的に応答しているか否か, などに着目して応答特性を 4 つに分類し, 地域毎の応答特性を記述した。

その結果, 東西波数 1 の傾圧構造で特徴付けられる速度ポテンシャル偏差場は, MJO の各位相において, 高緯度域にまで拡がる偏差の大きい領域のほぼ全てで, 振幅に対し線形的に応答し, MJO の振幅が大きくなると偏差も大きくなることが示された。しかも, MJO の位相が反転しても, 偏差場の空間構造はほぼ不変で, その極性のみが反転する。また, このように線形応答する領域は, 各位相で合成した偏差の大きさが統計的に有意な領域とほぼ一致する。

一方, 流線関数偏差場は空間スケールがより小さく, 低緯度域では傾圧構造, 中高緯度域では順圧構造で特徴付けられるが, 合成偏差の大きさが統計的に有意な領域でも, MJO の振幅に対して, 必ずしも線形的に応答しないことが明らかになった。偏差が線形的に応答し, かつ位相の反転に対しても対称的な応答を示す領域は, MJO に伴う対流偏差付近に形成される Matsuno-Gill パターンに相当する偏差が存在するインド洋や海洋大陸など, ごく一部の低緯度域に限られる。一方, 北太平洋域から北米領域にかけて連なる波列状の偏差パターンなどが存在する中高緯度域では, 各位相で線形的に応答する領域は限定的であり, しかも, 位相反転に対し, 対称応答を示す領域はほとんど存在しない。

次に, 流線関数偏差場の応答特性と, その形成過程との関連性を検討するため, 渦度収支解析を行った。その結果, 偏差が線形・対称応答を示した北インド洋亜熱帯域などでは, 偏差場の形成に季節内変動成分に伴う線形力学過程が主要な役割を果たしていることが明らかになった。一方, 線形応答を示さない北太平洋北部など中高緯度域における偏差場の形成には, 総観規模擾乱など, 季節内変動以外の変動成分に伴う非線形力学過程の寄与が支配的であった。このように, 偏差場の応答特性は, その形成過程を通じて理解可能であることが示唆される。

# 目 次


**第 1 章　序論** **1**

1.1　熱帯大気の特徴 . . . . . 1

1.2　熱帯季節内振動の特徴 . . . . . 2

1.2.1　熱帯季節内振動 . . . . . 2

1.2.2　MJO と BSISO . . . . . 3

1.3　熱帯季節内振動が中高緯度大気に与える影響 . . . . . 5

1.3.1　全球循環場への影響 . . . . . 5

1.3.2　日本付近での影響 . . . . . 6

1.4　本研究の目的 . . . . . 9

**第 2 章　使用データと解析手法** **10**

2.1　使用データ . . . . . 10

2.1.1　外向き長波放射量 (OLR) . . . . . 10

2.1.2　JRA-55 再解析データ . . . . . 11

2.2　MJO の位相・振幅の決定 . . . . . 13

2.3　大気の応答特性の分類 . . . . . 17

2.3.1　MJO-index の振幅に対する応答が線形的か否かの判定 . . . . . 17

2.3.2　MJO-index の極性に対する応答が対称か否かの判定 . . . . . 19

2.3.3　応答特性の分類 . . . . . 19

2.4　渦度収支解析 . . . . . 21

**第 3 章　熱帯季節内振動に対する中高緯度大気の応答特性** **24**

3.1　OLR 偏差場 . . . . . 24

3.2　速度ポテンシャル偏差場 . . . . . 27

3.2.1　対流圏上層 (200hPa) . . . . . 27

3.2.2　対流圏下層 (850hPa) . . . . . 34

3.3　流線関数偏差場 . . . . . 41

3.3.1　対流圏上層 (200hPa) . . . . . 41

3.3.2　対流圏下層 (850hPa) . . . . . 48

**第 4 章　考察** **54**

4.1　流線関数偏差の形成過程に関する考察 . . . . . 54

4.2　先行研究との比較 . . . . . 60

**第 5 章　結論** **61**

**謝辞** **65**

**参考文献** **66**

# 図 目 次


1.1 緯度温度の波数-周波数パワースペクトル . . . . . 1
1.2 熱帯季節内振動の模式図 . . . . . 2
1.3 熱帯季節内振動の 3 次元構造の模式図 . . . . . 3
1.4 熱帯季節内振動の季節的特徴 . . . . . 4
1.5 熱帯季節内振動による循環場への影響 . . . . . 6
1.6 熱帯季節内振動の各位相での地上気温偏差 . . . . . 7
1.7 熱帯季節内振動の位相別合成図 . . . . . 8

2.1 OLR 偏差に対する EOF 解析 . . . . . 13
2.2 MJO-index . . . . . 14
2.3 MJO の各位相毎の合成図 . . . . . 16
2.4 散布図の例 . . . . . 18
2.5 大気の応答特性の分類 . . . . . 20

3.1 OLR 偏差の合成図 . . . . . 26
3.2 速度ポテンシャル偏差場 (200hPa) の合成図 . . . . . 28
3.3 速度ポテンシャル偏差場 (200hPa) の両線形・対称応答領域 . . . . . 29
3.4 速度ポテンシャル偏差場 (200hPa) の両線形・非対称応答領域 . . . . . 30
3.5 両線形・対称応答の速度ポテンシャル偏差場 (200hPa) 散布図 . . . . . 33
3.6 両線形・非対称応答の速度ポテンシャル偏差場 (200hPa) 散布図 . . . . . 33
3.7 速度ポテンシャル偏差場 (850hPa) の合成図 . . . . . 35
3.8 速度ポテンシャル偏差場 (850hPa) の両線形・対称応答領域 . . . . . 36
3.9 速度ポテンシャル偏差場 (850hPa) の両線形・非対称応答領域 . . . . . 37
3.10 両線形・対称応答の速度ポテンシャル偏差場 (850hPa) 散布図 . . . . . 40
3.11 両線形・非対称応答の速度ポテンシャル偏差場 (850hPa) 散布図 . . . . . 40
3.12 流線関数偏差場 (200hPa) の合成図 . . . . . 42
3.13 流線関数偏差場 (200hPa) の両線形・対称応答領域 . . . . . 43
3.14 流線関数偏差場 (200hPa) の両線形・非対称応答領域 . . . . . 44
3.15 流線関数偏差場 (200hPa) の散布図 . . . . . 47
3.16 流線関数偏差場 (850hPa) の合成図 . . . . . 49
3.17 流線関数偏差場 (850hPa) の両線形・対称応答領域 . . . . . 50
3.18 流線関数偏差場 (850hPa) の両線形・非対称領域 . . . . . 51

3.19 流線関数偏差場 (850hPa) の散布図 . . . . . 53

4.1 流線関数偏差の時間発展と位相差との比較 . . . . . 55
4.2 渦度収支各項の水平分布 . . . . . 56
4.3 北インド洋亜熱帯域における渦度収支 . . . . . 57
4.4 北太平洋亜熱帯域における渦度収支 . . . . . 58
4.5 北太平洋北部における渦度収支 . . . . . 59

# 表 目 次

2.1 OLR データ概要 . . . . . 10
2.2 JRA-55 再解析データ概要 . . . . . 11
2.3 MJO の各位相のデータ数と自由度 . . . . . 16
2.4 MJO の位相の組み合わせ . . . . . 17

# 第1章　序論

## 1.1　熱帯大気の特徴

熱帯域の大気には, 1 週間以上の周期を持った赤道ロスビー波や, 赤道ケルビン波のような赤道波が存在する。それらの波動の特徴は, 衛星により観測された輝度温度の南北対称成分の波数-周波数パワースペクトルを示した図 1.1 から窺い知ることができる (Kiladis et al., 2009)。この図の等値線は, 赤色ノイズのパワースペクトルと観測されたそれとの比を示しており, 観測されたスペクトルが, 赤色ノイズのそれよりも, 95%以上有意に大きい領域に色塗りしてある。また, 直線および曲線は赤道ケルビン波, 赤道ロスビー波, 慣性重力波の分散曲線を示している。この図で, 周期 3 日以上の領域に着目すると, 有意な領域は 3 つ存在していることが分かる。第一は, 赤道ケルビン波に対応する領域である。そこでは, 東向きの位相速度を持つケルビン波の分散曲線 (直線) に沿って有意な変動が存在し, 等価深度 25m 付近でスペクトル比が最大となっている。第二は, 赤道ロスビー波に対応する領域である。そこでは, 周期 30 日程度で西向きに進行する波動成分にピークが存在する。そして第三は, 周期 30 日以上で, 東向きの位相速度を持つ東西波数 1 成分にピークを持つ変動成分である。これは, 熱帯の季節内振動に対応する。

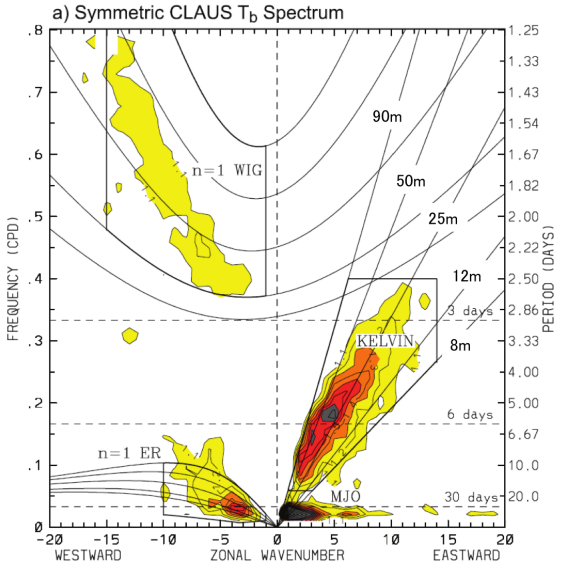


図 1.1: 衛星観測で得られた放射輝度温度の波数-周波数パワースペクトル。横軸は東西波数, 縦軸は振動数 (周期) で, 1983 年 7 月-2005 年 6 月のデータから算出された 15°S-15°N で平均された南北対称成分のパワースペクトルを示す。等値線で赤色ノイズのパワースペクトルとの比を示している (95%以上有意な領域を色塗り)。また, 直線および曲線で赤道ケルビン波 (KELVIN), n=1 の赤道ロスビー波 (ER), n=1 の慣性重力波 (WIG) の分散曲線を図示している。なお, 分散曲線はそれぞれ, 等価深度が 8, 12, 25, 50, 90m のものである。Kiladis et al. (2009) の図 1 に一部加筆。

## 1.2 熱帯季節内振動の特徴

### 1.2.1 熱帯季節内振動

熱帯大気に存在する季節内振動 (IntraSeasonal Oscillation: ISO) は Madden と Julian により発見された 30-60 日の周期を持つ大気変動現象であり (Madden and Julian,1971; 1972), 発見者の名前に因み, マッデン-ジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation: MJO) や熱帯季節内振動 (Tropical ISO) と呼ばれる。この季節内振動は対流活動と循環場とが結合した現象として特徴付けられる。図 1.2 に, MJO に伴う対流偏差と東西循環場偏差に関する模式図を示す。この図は, 熱帯季節内振動に伴う偏差パターンの経度-高度断面を示している。また, 図中の雲は対流活動偏差の位置, 流線は東西循環偏差を示す。まず F (最上段) に着目すると, インド洋上に発生中の対流活動が存在し, そこでの対流圏上層 (下層) には, 発散 (収束) 場が存在するような, 傾圧的な循環偏差場の構造が見て取れる。また, 対流活動の東側には下降域が存在し, そこでの対流圏上層 (下層) には収束 (発散) 場が存在する。このように, 東西方向に波数 1 の構造を示すことが特徴的である。この構造を維持しながら, 対流活動は発達しながら東進し, 海洋大陸付近に到達すると最盛期となる (A)。この頃に, 東西循環偏差場も最も明瞭な構造を持つようになる。その後, 太平洋上へ東進すると, 対流活動は徐々に衰退し, 日付変更線の東側で消滅する (D)。対流活動の消滅後も東西循環場は速度を増しながら東進する。ときとして, MJO に伴う東西循環場が赤道上を一周して東進し, インド洋まで達することもある。

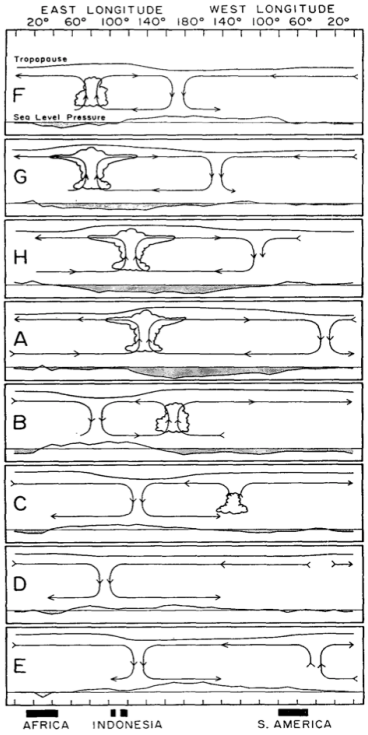


図 1.2: 熱帯季節内振動 (MJO) に伴う対流偏差と東西循環場偏差の経度-高度断面図 (模式図)。MJO の各位相における, MJO に伴う東西循環偏差を流線で, 対流活動偏差を雲で示す。各図中の上部の線は対流圏界面を示し, 下部の線は海面気圧偏差を示す (陰影は負偏差)。この模式図で示された MJO の周期は 45 日程度である。Madden and Julian (1972) より転載。

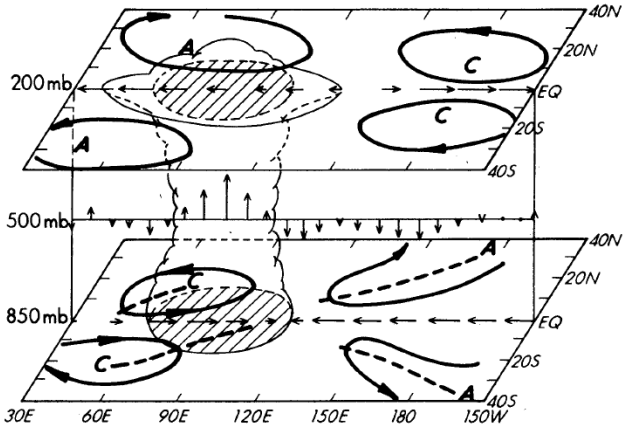


図 1.3: MJO に伴う大気循環偏差場の 3 次元構造の模式図。対流活動がインド洋上で活発なときの構造を示す。雲の形で対流活動の位置, 斜線で OLR 偏差が特に低い領域を示す。矢印は, 対流圏上層 (200mb)・下層 (850mb) における, 赤道に沿った東西風, および, 対流圏中層 (500mb) における鉛直風偏差。太い流線は対流圏上層と下層における回転風成分を示し, A は高気圧性循環, C は低気圧性循環に対応する。Rui and Wang (1990) より転載。

一方, 図 1.3 は MJO に伴う活発な対流活動がインド洋上に存在するときの MJO の 3 次元構造を模式的に示したものである (Rui and Wang, 1990)。対流活発域の位置を雲で, 細い矢印で対流圏上層・下層の赤道上における東西風偏差, および, 対流圏中層での鉛直風偏差を示している。一方, 太い流線は対流圏上層・下層での回転風に伴う循環を示す。この図から, 対流活発域では対流圏中層で上昇流が存在し, その東側の広い領域では下降流が存在することが分かる。また, 赤道上で, 120°E よりも西側の領域では, 上層に東風偏差が, 下層に西風偏差が存在する。一方, それより東側では, 上層で西風, 下層で東風偏差となる。また, 対流活発域の西側の亜熱帯域には, 上層の南北両半球に高気圧性循環の対, 下層に低気圧性循環の対が, 赤道に対して対称的に存在する。さらに, 東側の亜熱帯域には, 逆に, 上層に低気圧循環の対, 下層に高気圧性循環の対が存在する。これらの傾圧的構造は, 赤道域に加熱や冷却が存在した場合の大気応答である Matsuno-Gill パターン (Matsuno, 1966; Gill, 1980) と対応する。つまり, MJO は, 対流活動と赤道ケルビン波および赤道ロスビー波が結合した現象としておおよそ説明できる。

### 1.2.2 MJO と BSISO

熱帯季節内振動の形態は季節に依存することが知られている。Kikuchi et al. (2012) は, 北半球冬季と夏季の季節内振動について, 25-90 日の band-pass filter を施した OLR 偏差を用いて解析を行っている。また, 彼らは前者を MJO, 後者を BSISO (Boreal Summer ISO) と呼んだ。図 1.4 に, MJO および BSISO について, 位相毎で合成図解析を行った結果を示す。図で, 等値線は OLR 偏差 (偏差の大きさの統計的有意性が 99%以上の領域に色塗り), 矢印は 850hPa 風偏差の合成図を示す。この図では, それぞれの季節内振動の位相を 8 つに分類し, PHASE1 から PHASE8 までを 1 サイクルとして表現している。MJO の対流活発域の時間発展は, PHASE1 においてアフリカ-西インド洋上で発生した対流活発域が, 発達しなが

ら東進していき, インド洋東部で最盛期を迎え (PHASE3), その後衰退しながら太平洋上を東進し続け (PHASE8), 日付変更線付近で消滅する。このような対流活発域の時間発展は, Madden and Julian (1972) で示された MJO のそれと一致する。また, この対流活発域に伴う大気循環場偏差では, ケルビン波とロスビー波が結合した応答が卓越し, 赤道に対して南北対称な特徴を持つ構造が卓越する。

一方, 夏季で定義される BSISO の対流活発域の時間発展の特徴は, 以下のようである。まず, PHASE1 では, インド洋中央部で対流活発域が発生する。PHASE2 から PHASE4 では, 対流活発域は赤道上をゆっくりと東進しながら, インド洋上で北進する様子が顕著となる。このため, PHASE4 では, 北西から南東に延びた対流活発域が形成される。さらに, PHASE5 にでは, 対流活発域の南東部分に相当する海洋大陸付近で, 対流が再度発達し, それは PHASE7 にかけて衰退しながら徐々に日本の南方海上まで北進する。また, BSISO に伴う循環場偏差では, 北半球で強い振幅を持つケルビン波とロスビー波との結合応答が卓越し, 赤道に対して非対称な構造が卓越する。

以上のように, 北半球冬季の熱帯域における季節内振動は, Madden and Julian (1972) が発見した季節内振動と同じ空間構造を持ち, 赤道上を東進する対流活発域で特徴付けられるが, 北半球夏季の季節内振動では, 北進する成分が顕著であり, Madden and Julian (1972) の見いだしたものとは異なる形態を持つことが示された。

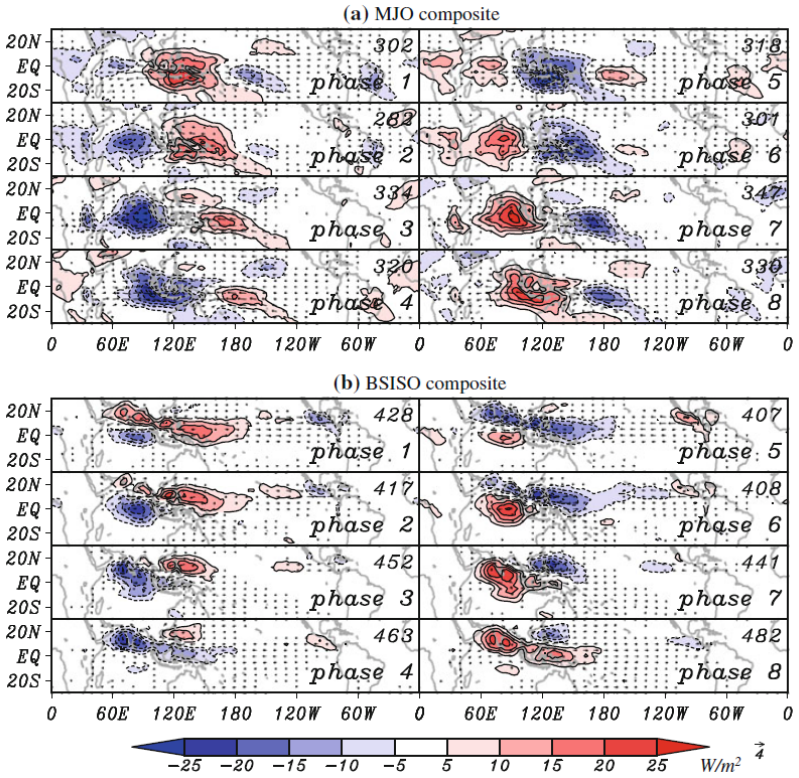


図 1.4: 北半球冬季の季節内振動 (MJO) と北半球夏季の季節内振動 (BSISO) のライフサイクル。等値線で OLR 偏差 [$Wm^{-2}$], 矢印で 850hPa 風 [$ms^{-1}$] の位相毎の合成図を示す。OLR 偏差が 99%以上有意な領域に色塗りした。ここで 8 つの位相は, 周期 25-90 日の band-pass filter を施した赤道域 OLR 偏差 (MJO は 12-2 月, BSISO は 6-8 月の OLR 偏差を用いた) について EEOF (拡張主成分) 解析を行い, 得られた第一主成分と第二主成分に対応する時系列 PC1, PC2 で張られた位相空間を用いて定義された。各図の右上の数字は合成図解析で用いたサンプル数。Kikuchi et al. (2012) より転載。

## 1.3 熱帯季節内振動が中高緯度大気に与える影響

### 1.3.1 全球循環場への影響

熱帯季節内振動は, 中高緯度大気を含めた全球の循環場に大きな影響を与えることが知られている。Matthews et al. (2004) は, MJO が北半球冬季の循環場に与える影響について解析を行っている。彼らはその影響を, Matthews (2000) に基づき, 次のように求めた。まず, MJO を 20-200 日の band-pass filter を施した赤道域の OLR 偏差の第一主成分 (EOF1), 第二主成分 (EOF2) で定義する。また, それぞれの主成分と対応するスコアを $PC1$, $PC2$ とする。次に, 全球の各格子点 $i$ での変数 $p$ (流線関数など) について, それぞれのスコアに対する回帰を求める。すなわち, それぞれの回帰, $\hat{p}_i(PC1)$, $\hat{p}_i(PC2)$ は,

$$\hat{p}_i(PC1) = a_i + b_i PC1 \tag{1.1}$$

$$\hat{p}_i(PC2) = c_i + d_i PC2 \tag{1.2}$$

で与えられる。そして, これらの回帰から, $PC1$ と $PC2$ で張られる位相空間における, MJO のある位相 (角度 $\alpha$) と対応する各格子点の偏差 $p(\alpha)$ を

$$\hat{p}_i(\alpha) = \hat{p}_i(PC1)\cos\alpha + \hat{p}_i(PC2)\sin\alpha \tag{1.3}$$

で表現した。なお, $\alpha$ は,

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{PC2(t)}{PC1(t)}\right) \tag{1.4}$$

で定義される。図 1.5 は, このようにして求められた, MJO の各位相における対流圏上層 (200hPa) の流線関数偏差場 (等値線) と OLR 偏差 (太線) を示す。なお, 彼らは MJO の 1 周期を 48 日と定義し, 図 1.5 は前半の半周期 (24 日間) 分について 6 日毎の偏差場を示す (各図の左上の数字が日を示す)。ところで, この解析手法では, 後半の半周期の偏差パターンは, 対応する前半の半周期でのパターンと空間構造は全く同じで, 符号のみが反対になることに注意すべきである。

この前半の半周期において, 対流活発域はインド洋 ($t$=0) から太平洋西部に ($t$=18) 到達する。この前半の半周期の間, 共通して亜熱帯域では, 対流活発域の東側の南北両半球に高気圧性循環の対と, 対流不活発域の東側の南北両半球に低気圧性循環の対が存在する。この応答パターンは, 前節で述べた熱帯季節内振動に伴う赤道域での循環偏差パターンの特徴と一致し, 対流活発域による加熱, および対流不活発域における冷却効果により, それぞれの領域に特徴的な Matsuno-Gill 応答のパターンが出現していることに対応していると考えられる。

一方, 中高緯度域では次のような偏差場がみられる。まず, $t$=0 では, 北太平洋 (45°N, 180°) に中心を持つ高気圧性循環偏差が存在する。この高気圧性循環偏差とその南側に位置する低気圧性循環偏差によって, 30°N に沿った東風偏差が形成され, アジア-太平洋域でジェットを弱化させる。また, カナダ西部上空の低気圧性循環偏差とカナダ東部上空の高気圧性循環

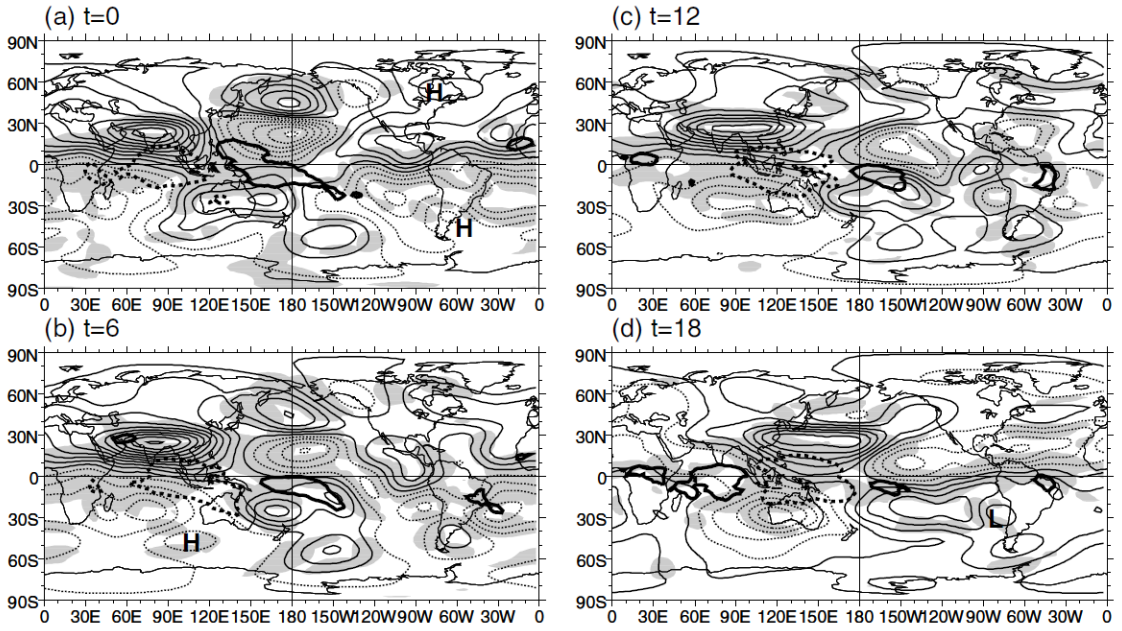


図 1.5: 北半球冬季において熱帯季節内振動 (MJO) と関連する流線関数偏差。等値線は 200hPa の流線関数偏差 [$m^2s^{-2}$] を示す (負の値は点線で示す)。等値線間隔は $1.25\times10^6 m^2s^{-2}$。太実線 (太点線) は OLR 偏差 [$Wm^{-2}$] の値が $10Wm^{-2}$(-$10Wm^{-2}$) の等値線を示す。200hPa 水平風の東西あるいは南北成分の偏差のどちらかが 95% 以上有意な領域に陰影を施した。各図の左上の t の値は日数を示す。なお, MJO の 1 周期は 48 日と定義した。図中の H, L の文字は, 流線関数が極大, 極小となっている地点を示す。Matthews et al. (2004) より転載。

偏差とは, 太平洋-北米領域における波列パターンを形成している。この波列パターンは, 多少西へシフトしてはいるが, PNA (Pacific-North American) パターンとよく似た構造を持つ。なお, Mori and Watanabe (2008) は合成図解析により, PAN パターンの振幅の約 30%は MJO と関連する成分であることを見積もっている。また, $t$=6 では, この波列パターンに伴う北太平洋とカナダ西部上空に存在する上流側の循環偏差が衰退し, カナダ東部に存在する下流側の高気圧性循環偏差が強化される様子が確認できる。さらに, その下流側の大西洋上で, 弱い低気圧性循環偏差と高気圧性循環偏差が形成しはじめる。図 1.5c,d で示される $t$=6 以降では, 太平洋西部に位置していた南北両半球の低気圧性循環偏差の対が, 対流活発域とともに東進しながら衰退していく。なお, 循環場の応答は, 北半球でより顕著であることが分かる。これは, 亜熱帯ジェットがより低緯度側に位置し, 熱帯域における加熱偏差の影響をより受けやすくなるためと考えられる。

### 1.3.2　日本付近での影響

遠藤・原田 (2008) は, 北半球冬季において, MJO が日本の気候へ及ぼす影響を, 気温, 降水量, 日照時間の合成図を用いて解析を行った。彼らは, 20-70 日の band-pass filter を施した赤道域 200hPa 速度ポテンシャル偏差の EOF1, EOF2 に対するスコア $PC1$, $PC2$ で張られた位相空間を用いて, MJO の位相を 12 個 (PHASE1 から PHASE12) に分割して解析した。なお, PHASE2 では, 対流活発 (不活発) 域はインド洋中央部 (太平洋西部) に存在し,

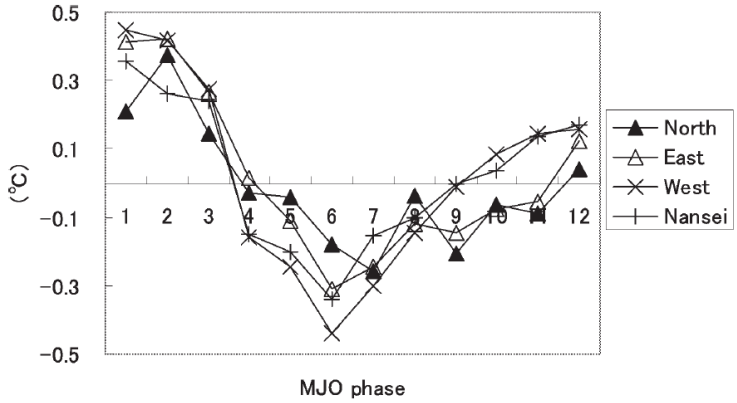


図 1.6: MJO の各位相で合成した日本各地域の地上気温偏差 [°C]。横軸は MJO の位相。凡例は, North が北日本, East が東日本, West が西日本, Nansei が南西諸島を示す。いずれも 20-70 日の band-pass filter を施した値の地域平均値。遠藤・原田 (2008) より転載。

その逆位相の PHASE8 では対流活発 (不活発) 域が太平洋西部 (インド洋中央部) に存在する。彼らは, 各位相の合成図解析を行っているが, ここでは, 合成偏差が統計的に有意であった日本域での地上気温についての解析結果を示す。図 1.6 は北日本, 東日本, 西日本, 南西諸島の各位相での地上気温偏差を示す。なお, 解析では band-pass filter により抽出した 20-70 日の周期帯の変動成分のみに着目している。まず, MJO の PHASE1 から PHASE3 では, 日本全域で高温偏差がみられ, PHASE6 から PHASE7 では, 特に西日本で低温偏差となっていることが分かる。

彼らは, さらに, MJO と中高緯度域での循環場偏差との関係性についても解析を行っている。図 1.7 は 500hPa, 1000hPa 高度場偏差 (Z500, Z1000), および 850hPa 気温偏差 (T850) の MJO の PHASE2, PHASE6, および PHASE8 の位相での合成図である。対流活発域は, それぞれの位相で, インド洋中央部, 海洋大陸, 太平洋西部に存在する。日本全域で高温偏差がみられた PHASE2 では, Z500 と Z1000 で, 北太平洋に高気圧性偏差が存在し, これはアリューシャン低気圧が弱化することを意味している。また, ユーラシア大陸にも低気圧性偏差が存在し, シベリア高気圧も弱化する。すなわち, PHASE2 では, 東アジア域で西高東低の冬型の気圧配置が弱まることを示している。この東アジアモンスーンの弱まりと対応して, 日本付近で T850 が高温偏差になっている。一方, 西日本中心に低温偏差となる PHASE6 の合成図では, 日本付近に Z500 で負偏差が存在し, 日本付近では気圧の谷が強まることが分かる。このとき, T850 は日本付近で低温偏差を示す。また, PHASE2 の逆位相である PHASE8 の合成図は, Z500 と Z1000 でみられる北太平洋域での偏差の空間構造は, ほぼ PHASE2 でのそれと同じではあるが, その偏差の符号は逆となる。このため, 西高東低の冬型の気圧配置が強化する。また, T850 でも, 日本付近に低温偏差が存在する。ただし, PHASE2 と比べると PHASE8 での気温偏差は南にシフトしており, 日本各地の地上気温偏差は負で最大とならない。彼らは, MJO の位相が逆になると, 亜熱帯ジェットの南北位置や強さが対称的に変化したとしても, 傾圧性擾乱の活動度や移動経路が変化するため, 擾乱に伴う熱輸送パターンに非対称性が生じるためであると推測している。すなわち, 傾圧擾乱に伴う非線形性によって MJO の位相に対する中高緯度大気循環場の応答が非対称になることが考えられる。

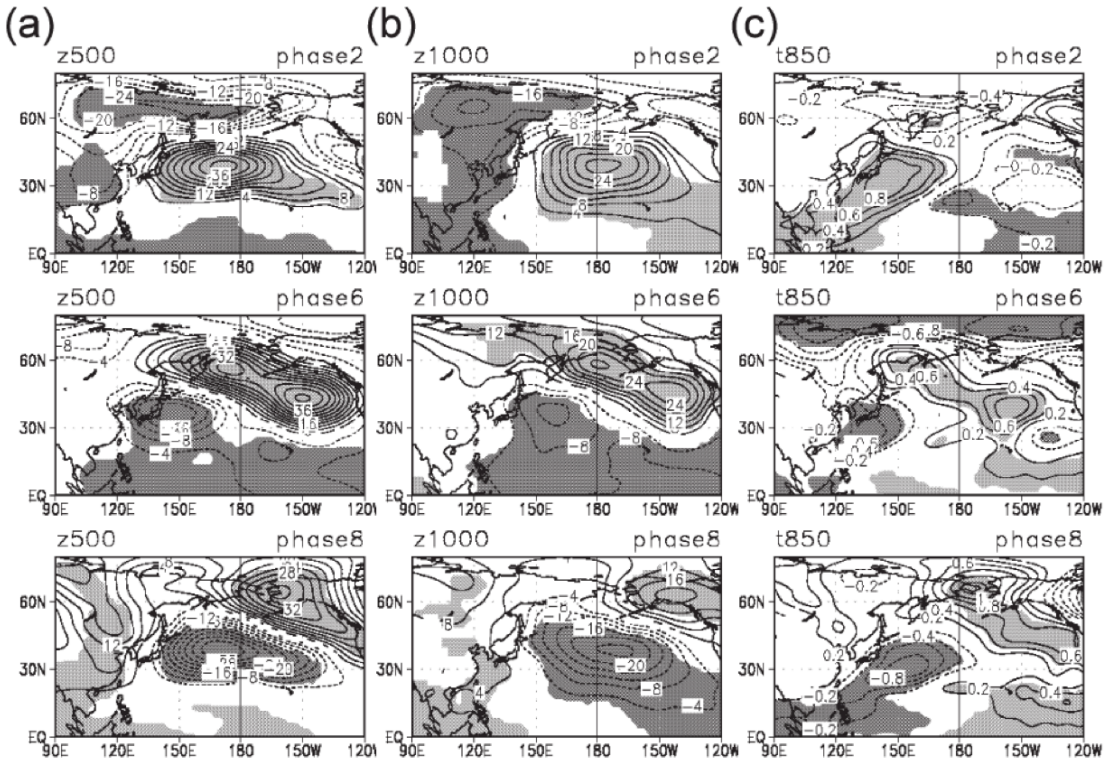


図 1.7: MJO の位相毎の 500hPa 高度場偏差 [m] (a), 1000hPa 高度場偏差 [m] (b), 850hPa 温度偏差 [°C] (c) の合成図。上から順に MJO の位相が PHASE2, PHASE6, PHASE8 の場合を示す。偏差が 95%以上有意な領域を色塗りしている。薄い (濃い) 陰影が正偏差 (負偏差)。等値線間隔はそれぞれ (a) 4m, (b) 4m, (c) 0.2 °C。(b), (c) では地形の標高が 1500m 以上の領域は描画していない。遠藤・原田 (2008) より転載。

## 1.4 本研究の目的

これまで, MJO に代表される熱帯季節内振動が中高緯度大気に与える影響について, 解析された研究の多くでは, 遠藤・原田 (2008) や Mori and Watanabe (2008) のように, 熱帯での対流活発域の地理的位置と対応して, 東進する MJO の時間発展に伴う 1 周期をいくつかの位相に分割し, それぞれの位相について, 合成図解析を行う研究手法が用いられてきた。また, Matthews et al. (2004) のように, MJO に伴う OLR 偏差などに EOF 解析を行って得られるスコアへの線形回帰によって中高緯度大気への応答を調べた研究もあるが, それらの研究では MJO に対して中高緯度大気は線形的に応答することを仮定している。従って, これら従来の手法では, MJO に対する中高緯度大気の応答が線形的であるのか否か, あるいは, 中高緯度大気循環偏差の大きさが MJO の振幅 (すなわち加熱強制の強さ) とどのような関係にあるのかを解析することはできない。

また, MJO が中高緯度大気に与える影響は, 必ずしもその位相極性に対して対称的ではない。例えば, 遠藤・原田 (2008) は, 850hPa 温度偏差の合成図には, MJO の位相が逆位相である場合と比較して, 非対称な成分が存在することを指摘している (図 1.7 の PHASE2 と PHASE8 の T850 偏差を参照)。しかし, これらの非対称性に関する研究, つまり MJO の極性 (逆位相) に対する中高緯度大気の応答特性について, 詳しく吟味した研究は存在しない。

そこで本研究では, 再解析データを用い, MJO の振幅と極性に対する中高緯度大気の詳細な応答特性を解析することを目的とする。そのため, MJO の振幅に対して中高緯度大気が線形的に応答しているのか否か, あるいは, その極性に対して対称的な応答をしているのか否かに着目して, 統計的手法を用いた解析を行い, 各緯度-経度格子点での中高緯度大気の応答特性を詳細に記載する。なお, 本研究での解析期間は, 北半球中高緯度への影響が顕著となる北半球冬季とした。

本論文の構成は以下の通りである。まず, 第 2 章では, 本研究で使用するデータと解析手法について述べる。次に, 第 3 章では, 熱帯季節内振動が中高緯度に与える応答特性について, 速度ポテンシャル偏差場と流線関数偏差場の解析結果を示す。第 4 章では, 解析結果より示された応答特性が現れる要因について, その形成過程に着目して考察する。そして, 最後に第 5 章で結論を述べる。

# 第2章　使用データと解析手法

## 2.1　使用データ

本研究では, 熱帯対流活動の指標として外向き長波放射量 (OLR) を用いた。また, JRA-55 再解析データを用いて大気循環場を解析した。解析期間は 1979-2013 年の 35 年間であり, 大気循環場の解析には 12-2 月の北半球冬季のデータを使用した。以下では, これらのデータ概要を記す。

### 2.1.1　外向き長波放射量 (OLR)

米国国立大気海洋庁 (NOAA) 作成の外向き長波放射量 (Outgoing Longwave Radiation: OLR) のデータ (Liebmann and Smith, 1996) の概要を表 2.1 に示す。

表 2.1: OLR データ概要

| NOAA OLR データ | |
|---|---|
| 解析期間 | 1979-2013 年 (35 年間) |
| 水平解像度 | 2.5° × 2.5° 緯度経度格子 |
| 時間解像度 | 1 日毎 |

まず, この OLR [$\mathrm{Wm}^{-2}$] データから, 気候値からの偏差を計算した。気候値は, 気候系監視報告別冊第 13 号を参考に, 1979-2008 年 (30 年間) の日々の平均値を求め, さらにこの平均値について 60 日の low-pass filter (Duchon, 1979) を施して作成した。なお, 用いた filter は, 次の式で表現できる。

$$\bar{x} \equiv \frac{\sum_{i=-n}^{n} w_i x_i}{\sum_{i=-n}^{n} w_i} \tag{2.1}$$

ここで, $w_i$ は重み関数で, 次式で定義される。

$$w_i = \frac{\sin(2\pi f_L i)}{\pi i} \; \frac{\sin\left(\frac{\pi i}{n}\right)}{\frac{\pi i}{n}} \qquad (i = -n, \cdots, 0, \cdots, n) \tag{2.2}$$

$f_L$ はカットオフ周波数, 2$n$+1 はフィルターで用いる項数を示す。また, $x_i$ がある日のデータで, $\bar{x}$ が濾波した結果である。例えば, 60 日の low-pass filter は

$$f_L = 60(\text{日}),\ n = 2f_L + 1 = 121(\text{日}) \tag{2.3}$$

とした。また, 閏年の 2 月 29 日の気候値は 2 月 28 日と 3 月 1 日の気候値の平均値で定義した。

本研究では, 熱帯における対流活動の季節内変動成分に着目するため, 日々の OLR 偏差に 30-90 日の band-pass filter (Duchon, 1979) を施した値について解析を行った。なお, 30-90 日の周期帯を用いたのは, 2.2 節で述べる熱帯域での第一主成分 (EOF1) と第二主成分 (EOF2) の寄与率が, 他の周期帯で得られる主成分の寄与率と比べ, 高いためである。ここで, 30-90 日の band-pass filter は, 90 日の high-pass filter と 30 日の low-pass filter を組み合わせることで作成できる。なお, 30 日の low-pass filter は式 (2.1)-(2.3) を用いて,

$$f_L = 30(\text{日}),\ n = 61(\text{日}) \tag{2.4}$$

として作成した。一方, 90 日の high-pass filter は 90 日の low-pass filter を施した値をもとの偏差から差し引くことにより求めた。90 日の high-pass filter で用いたカットオフ周波数と項数 $n$ は

$$f_L = 90(\text{日}),\ n = 181(\text{日}) \tag{2.5}$$

である。なお, 30-90 日の band-pass filter を施すと, 全データ期間における前後 90 日の値が欠損となる。このため, 解析はそれらを除いた 1979 年 4 月 1 日-2013 年 10 月 2 日の期間について行った。

### 2.1.2 JRA-55 再解析データ

本研究で用いた気象庁 (JMA) 作成の JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al., 2015) の概要を以下に示す。

表 2.2: JRA-55 再解析データ概要

| JMA JRA-55 データ | |
|---|---|
| 解析期間 | 1979-2013 年 (35 年間) |
| 水平解像度 | 1.25° × 1.25° 緯度経度格子 |
| 鉛直層数 | 37 層 ( 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa 面) |
| 時間解像度 | 6 時間毎 (00,06,12,18UTC) |

使用した変数は, 速度ポテンシャル [$m^2s^{-1}$], 流線関数 [$m^2s^{-1}$] である。また, 解析では 6 時間毎のデータを日平均して作成される各日の気候値からの偏差を用いた。気候値は, OLR データと同様の手法で, 1979-2008 年 (30 年間) のデータから作成した。なお, MJO と同じ周期帯を持つ中高緯度偏差場について解析するため, 求めた日々の偏差について, 30-90 日の band-pass filter を施した。解析期間は, OLR データと同様, 1979 年 4 月 1 日-2013 年 10 月 2 日とした。

## 2.2 MJO の位相・振幅の決定

本研究では, 30-90 日の band-pass filter を施した通年の OLR 偏差について, 30°S-30°N の領域で EOF 解析 (主成分分析) を行い, その結果得られる第一主成分と第二主成分を用いて, MJO の位相と振幅を定義した。なお, 遠藤・原田 (2008) では速度ポテンシャル偏差を用いて MJO を定義しているが, 本研究では敢えて同様の定義を採用しなかった。本研究では, MJO に伴う対流活動偏差が中高緯度大気に及ぼす影響に着目するため, 対流活動偏差を直接表現する OLR 偏差を用いて MJO を定義することにした。

このようにして得られた EOF1 (第一主成分) と EOF2 (第二主成分) を図 2.1 に示す。寄与率はそれぞれ, 8.7%と 7.1%である。OLR 偏差は負偏差領域が対流活発域, 正偏差領域が対流不活発域を示す。従って, EOF1 は, インド洋中央部に対流活発域が存在し, 太平洋西部に対流不活発域が存在することを示している。一方, EOF2 では, 対流活発域が海洋大陸に位置し, その東側の太平洋中央部に, 弱いながらも対流不活発域が存在している。また, EOF1 で OLR 偏差が小さい領域は, EOF2 で OLR 偏差が極大・極小となる領域と対応し, 両者の偏差パターンは, 東西方向にその位相がほぼ 90° ずれていることが分かる。また, それぞれの寄与率もほぼ等しいため, これらの二つの主成分によって, 30-90 日の周期を持つ OLR 偏差がゆっくりと東進することが表現される。この特徴は, MJO に伴う OLR 偏差の時間発展の特徴とよく対応しているため, 以下では, この EOF1 と EOF2 を用いて MJO の振幅と位相を定義した。

また, これらの EOF1, EOF2 に対するスコア $PC1$, $PC2$ を用いて, MJO-index ($PC1^*$, $PC2^*$) を決定した。ここで,

$$(PC1^*, PC2^*) = (PC1, \sqrt{\lambda_2/\lambda_1}PC2) \tag{2.6}$$

である。$\lambda_1, \lambda_2$ は EOF1, EOF2 の固有値で, $PC1$, $PC2$ の分散に等しい。MJO-index を定

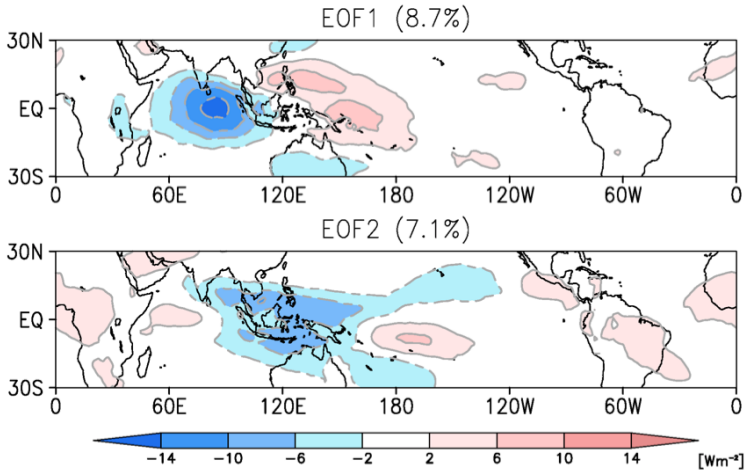


図 2.1: 赤道域 (30°S-30°N) における, 通年の OLR 偏差 [$\mathrm{Wm}^{-2}$] に対する EOF1, EOF2。OLR 偏差には 30-90 日の band-pass filter を施した値を用いて計算した。等値線と陰影は EOF1, EOF2 に伴う OLR 偏差を示し, $\pm 2\mathrm{Wm}^{-2}$ から $4\mathrm{Wm}^{-2}$ 毎に等値線を引いた。それぞれの EOF の寄与率は 8.7%と 7.1%である。

義する際には, $PC2$ の大きさを規格化するために $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ を掛けている。この MJO-index より, ある時刻 $t$ における MJO-index の振幅 $A(t)$ と位相 $\alpha(t)$ を

$$A(t) = \sqrt{(PC1^*)^2 + (PC2^*)^2} \tag{2.7}$$

$$\alpha(t) = \tan^{-1}\left(\frac{PC2^*}{PC1^*}\right) \tag{2.8}$$

で定義する。

図 2.2 に MJO-index の時間発展を示す。この図では, $PC1^*$ と $PC2^*$ から張られる位相空間において, 1 日毎の $(PC1^*, PC2^*)$ の軌跡をプロットした。図の枠内に記された地名は, 対流活動の中心が存在するおおよその地理的位置を示す。また, MJO が順調に東進した場合, 位相空間上で MJO-index は反時計回りの軌跡を描く。

なお, 本研究では, MJO-index の振幅 $A(t)$ が 1 以上の場合, 顕著な MJO と定義した。また, 図 2.2 のように, 位相空間において $(PC1^*)^2 + (PC2^*)^2 > 1$ となる領域を, $y$ 軸が負の方向から時計まわりに $\pi/4$ 毎に分割し, それぞれの領域を PHASE1 から PHASE8 と定義した。

表 2.3 は, 北半球冬季 (12-2 月) において, 各位相領域に存在するデータの個数 $N$ (日数) と, 各領域に存在する独立なデータの数 (自由度) $n$ を示す。ここで, 各位相領域に存在する独立なデータ数は, その領域に存在する全データ数よりもかなり少なくことに注意すべきである。これは, この解析においては, 予めデータに 30-90 日の band-pass filter を施しているため, 連続した日のデータには相関関係があり, 互いに独立したデータとはならないためである。そこで, ある位相領域に存在する独立なデータ数を, その領域を通過した MJO-index の軌跡の数で定義した。通常, 軌跡が各位相領域に滞在する期間は 6 日程度であり, 表 2.3 に

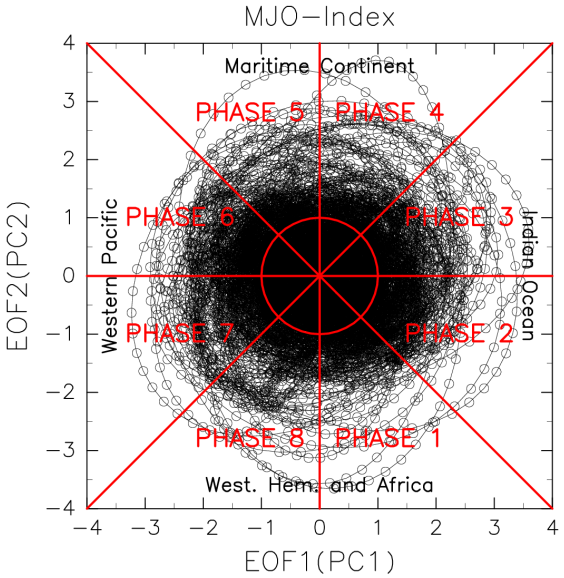


図 2.2: 位相空間上の MJO-index$(PC1^*, PC2^*)$ の軌跡。期間は 1979-2013 年。○ は 1 日毎に位置を示す。$(PC1^*)^2 + (PC2^*)^2 > 1$ となる領域を, $y$ 軸が負の方向から時計回りに $\pi/4$ 毎に分割し, それぞれの領域を PHASE1〜PHASE8 と定義した。図の枠内に記された地名は, 対流活動の中心が存在するおおよその地理的位置を示す。

示されたように, 独立なデータ数は全データ数の 6 分の 1 程度である。また, 解析期間が 35 年間であることを考慮すると, ある年の冬季に, MJO-index の軌跡は, 各位相領域を 1〜2 回程度通過していることが分かる。

図 2.3 は, 各位相領域での OLR 偏差 (a), および対流圏上層 (200hPa) の速度ポテンシャル偏差 (b) の, 赤道域における合成図を示す。なお, 合成に使用した期間は北半球冬季 (12-2 月) である。各位相領域での OLR 偏差場の特徴は以下の通りである。インド洋上で発生した対流活発域が (PHASE1), インド洋東部で最盛期を迎え (PHASE3), その後, 衰退しながら海洋大陸, 太平洋西部を東進する。一方, 対流不活発域は, PHASE5 ではインド洋で増大し, その後東進する。200hPa 速度ポテンシャル偏差は, 正 (負) 偏差で収束 (発散) 域と対応するが, 対流活発域の上層で発散域, 対流不活発域の上層で収束域が存在していることが分かる。また, 対流圏上層の速度ポテンシャル偏差場は, 対流活発域の東進と伴に東進していることも確認できる。以上の特徴は Madden and Julian (1972) が示した MJO の特徴と概ね一致する。

表 2.3: MJO の各位相のデータ数と自由度

| MJO PHASE | 全データ数 $N$ | 自由度 $n$ |
|---|---|---|
| PHASE1 | 218 | 39 |
| PHASE2 | 234 | 43 |
| PHASE3 | 267 | 49 |
| PHASE4 | 307 | 48 |
| PHASE5 | 208 | 39 |
| PHASE6 | 237 | 45 |
| PHASE7 | 287 | 45 |
| PHASE8 | 257 | 38 |

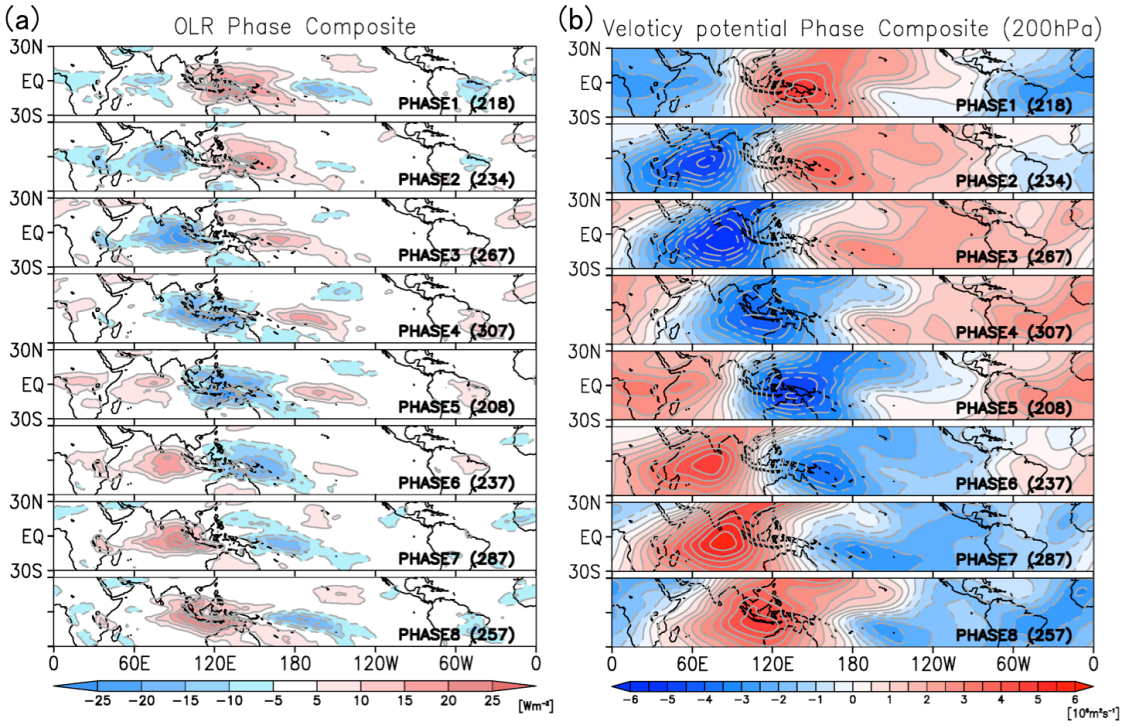


図 2.3: 北半球冬季における，各位相領域での OLR 偏差 [$\mathrm{Wm^{-2}}$] (a)，200hPa 速度ポテンシャル偏差 [$\mathrm{m^2s^{-1}}$] (b) の赤道域 (30°S-30°N) の合成図。等値線間隔は，それぞれ，5$\mathrm{Wm^{-2}}$，および，$0.5\times10^6\mathrm{m^2s^{-1}}$ 。各図右下の括弧内の数字は全データ数 $N$ を示す。

## 2.3 大気の応答特性の分類

本研究では, MJO に対する大気循環場の応答特性を明らかにするため, 全球の緯度-経度格子点における, 流線関数や速度ポテンシャルなどの気象要素が, MJO の振幅や位相に対してどのように応答しているかを解析した。また, 特に, これらの気象要素の応答が, MJO の振幅に比例するか否か, あるいは, MJO の極性に対して対称的か否かに注目して解析を行った。すなわち, どの領域の, どの気象要素が, MJO に対し線形的, もしくは対称的に応答しているのかを明らかにすることを第一目標とした。そこで, まず, MJO の極性に対する応答の対称性については, 表 2.4 に示す, ある位相領域とその逆の極性を持つ (逆位相の) 位相領域に存在するデータを用いて解析した。なお, 以下では, PHASE1, 2, 3, 4 を “正 PHASE”, PHASE5, 6, 7, 8 を “負 PHASE” と呼ぶ。

表 2.4: MJO の位相の組み合わせ

| 組み合わせ | 正 PHASE | 負 PHASE |
|---|---|---|
| 1 | PHASE1 | PHASE5 |
| 2 | PHASE2 | PHASE6 |
| 3 | PHASE3 | PHASE7 |
| 4 | PHASE4 | PHASE8 |

具体的には, 各正 PHASE, およびそれと対応する負 PHASE における, 各格子点での気象要素の応答特性の解析は, 図 2.4 で示されるような散布図を用いて行った。この図は, PHASE1 と対応する逆位相である PHASE5 での, (30°S, 112.5°E) における流線関数偏差の散布図である。横軸は MJO-index の振幅で, 正側に正 PHASE (PHASE1) での振幅, 負側に対応する負 PHASE (PHASE5) での振幅の逆符号を示す。また, 正負それぞれの位相領域で求めた回帰直線を赤線で, 平均値 (合成値) を青線の水平線で示す。なお, 以下で示す同様の図では, MJO-index の振幅と気象要素との回帰係数の統計的有意性が 90%以上の場合のみ, 回帰直線を図示する。同様に, 平均値も, その値の統計的有意性が 90%以上の場合のみ図示する。ここで, 平均値の検定は $t$-検定により実施し, 回帰係数の検定については 2.3.1 節で示す手法を用いた。

### 2.3.1 MJO-index の振幅に対する応答が線形的か否かの判定

各位相領域で, ある格子点における気象要素と, MJO-index の振幅との回帰係数の統計的有意性が 90%以上の場合, その気象要素は MJO-index の振幅に対し線形的に応答すると判定した。以下に, 回帰係数の求め方と, その統計的有意性の検定方法を示す。なお, これらは伊藤・見延 (2010) に基づいている。

まず, 回帰直線は各位相領域のデータを用いて最小二乗法により求めた。MJO-index の振

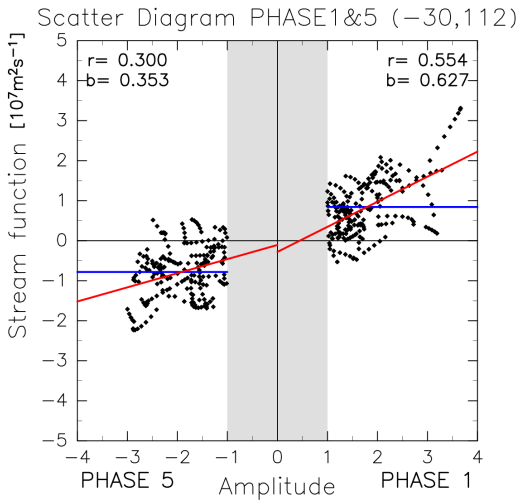


図 2.4: PHASE1 と PHASE5 の各位相領域での, (30°S, 112.5°E) における流線関数偏差 [$10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}$] の散布図。横軸は MJO-index の振幅で, 正の値は正 PHASE (PHASE1) での振幅, 負の値は負 PHASE (PHASE5) での振幅の逆符号を示す。赤線は, それぞれの位相での回帰直線。ただし, 回帰係数の値の統計的有意性が 90%以上の場合のみ図示する。青線は平均値 (合成値)。ただし, その値の統計的有意性が 90%以上の場合のみ図示する。図中の左右上部に示した数字は, 各位相における相関係数 ($r$) と回帰係数 ($b$)。

幅を $x$, 気象要素の値を $y$ とすると, 求めた回帰直線は,

$$y = \hat{b}x + \hat{a} \tag{2.9}$$

で表される。ここで, $\hat{b}$ は回帰係数, $\hat{a}$ は切片である。この回帰係数 $\hat{b}$ の標準誤差 (standard error) は,

$$\sigma(\hat{b}) = \sqrt{\frac{s^2}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}} \tag{2.10}$$

で定義される。ここで, $x_i$ はデータ値, $\bar{x}$ はその平均であり, $s^2$ は, 回帰直線の誤差の分散で,

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N} e_i^2}{n-2} \tag{2.11}$$

である。ここで, $e_i$ は,

$$e_i = y_i - (\hat{b}x_i + \hat{a}) \tag{2.12}$$

であり, 各データ点での回帰直線の誤差を表す。なお, $n$ は各位相領域における独立なデータ数, すなわちデータの自由度である。回帰係数の検定は, 式 (2.10) から計算される検定統計量

$$t = \frac{\hat{b}}{\sigma(\hat{b})} \tag{2.13}$$

が, 自由度 $n-2$ の $t$ 分布に従うことを利用して行った。

### 2.3.2 MJO-index の極性に対する応答が対称か否かの判定

ある位相 (正 PHASE) 領域と, その逆位相 (負 PHASE) 領域を比べたとき, 格子点での気象要素と MJO-index の振幅との回帰係数の差が, 統計的に有意な (有意でない) 場合, その気象要素は MJO-index の極性に対し非対称的 (対称的) に応答していると判断した。回帰係数の差の検定は, 市原 (1990) を参考に, 以下のように行った。

まず, 正 PHASE は MJO-index の振幅を $x$, 気象要素の値を $y$ とし, 最小二乗法により回帰直線を求める。対応する負 PHASE では, MJO-index の振幅の逆符号を $x$, 気象要素の値を $y$ とし, 同様に, 最小二乗法により回帰直線を定める。

$$y = \hat{b}_1 x + \hat{a}_1 \tag{2.14}$$

$$y = \hat{b}_2 x + \hat{a}_2 \tag{2.15}$$

ここで, $\hat{b}_1$, $\hat{b}_2$ は, それぞれ正 PHASE と負 PHASE における回帰係数であり, $\hat{a}_1$, $\hat{a}_2$ は, 対応する切片である。次に, この二つの回帰係数 $\hat{b}_1$ と $\hat{b}_2$ の差について検定を行う。それぞれの回帰係数の標準誤差 $\sigma(\hat{b}_1)$, $\sigma(\hat{b}_1)$, は,

$$\sigma(\hat{b}_1) = \sqrt{\frac{s_1^2}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}} \tag{2.16}$$

$$\sigma(\hat{b}_2) = \sqrt{\frac{s_2^2}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}} \tag{2.17}$$

である。この二つの標準誤差を用いて, 回帰係数の差の標準誤差 $\sigma(\hat{b}_1 - \hat{b}_2)$ は,

$$\sigma(\hat{b}_1 - \hat{b}_2) = \sqrt{\sigma(\hat{b}_1) + \sigma(\hat{b}_2)} \tag{2.18}$$

と定義できる。そして, 式 (2.18) から求められる検定統計量

$$t = \frac{\hat{b}_1 - \hat{b}_2}{\sigma(\hat{b}_1 - \hat{b}_2)} \tag{2.19}$$

が, 自由度 $n_1 + n_2 - 4$ ($n_1$:正 PHASE の自由度, $n_2$:負 PHASE の自由度) の $t$ 分布に従うことを利用して, 二つの回帰係数の差の検定を行った。本研究では, 回帰係数の差の統計的有意性が 90%以上有意な (有意でない) 場合, つまり二つの回帰係数が有意に異なる (異ならない) 場合に, 非対称 (対称) 応答と判定した。

### 2.3.3 応答特性の分類

本研究では, 上記の線形応答の判別, および, 対称性の判別の結果に基づき, 各格子点での気象要素の MJO-index に対する応答特性を, 図 2.5 に示すように, 以下の 4 つに分類した。

**片線形応答 (応答特性 A) :**

一方の位相 (例えば正 PHASE) でのみ線形的に応答するが, その逆位相 (例えば負 PHASE) では線形的に応答しない (非線形的に応答する) 場合 [図 2.5 の領域 A]。

**両線形・対称応答 (応答特性 B) :**

対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) で線形的に応答し, かつ, 回帰係数の差が統計的に有意ではない場合 [領域 B]。

**両線形・非対称応答 (応答特性 C) :**

対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) で線形的に応答し, かつ, 回帰係数の差が統計的に有意な場合 [領域 C]。

**非線形応答 (応答特性 D) :**

対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) の両方で, 線形的に応答しない場合 [領域 D]。

なお, ある位相における, ある格子点での応答特性が, 応答特性 A (ただし, その位相において線形応答する場合), 応答特性 B, あるいは応答特性 C に分類される場合には, そこでの偏差は, MJO-index の振幅に対し線形応答する。

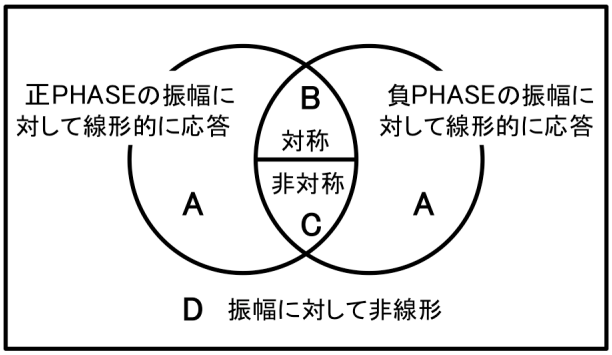


図 2.5: 線形性, 対称性に着目した大気の応答特性の分類。A:片線形応答, B:両線形・対称応答, C:両線形・非対称応答, D:非線形応答。正 PHASE と負 PHASE については表 2.4 を参照。

## 2.4 渦度収支解析

本研究では, MJO-index の各位相領域で合成した循環偏差場の形成要因を力学的に考察するため, 渦度収支解析 (Cai and Van Den Dool, 1994; Feldstein, 2002; Mori and Watanabe, 2008) を実施した。本節では, その手法について記述する。

まず, この解析では, 気圧 ($p$) 座標系における渦度方程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\boldsymbol{v}\cdot\nabla(\zeta+f) - \omega\frac{\partial\zeta}{\partial p} - (\zeta+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v} + \boldsymbol{k}\cdot\left(\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\times\nabla\omega\right) \tag{2.20}$$

に基づいている。ここで, $\zeta[\mathrm{s}^{-1}]$ は相対渦度の鉛直成分, $\boldsymbol{v}[\mathrm{ms}^{-1}]$ は水平風ベクトル, $f = 2\Omega\sin\phi[\mathrm{s}^{-1}]$ はコリオリパラメータ, $\omega[\mathrm{Pas}^{-1}]$ は鉛直 $p$ 速度を表す。式 (2.20) において, 右辺第 1 項は絶対渦度の水平移流, 第 2 項は相対渦度の鉛直移流, 第 3 項は発散に伴う渦度生成項, 第 4 項は水平渦の立ち上がりによる渦度生成項である。第 2 項, 第 4 項をまとめると, 式 (2.20) は,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\boldsymbol{v}\cdot\nabla(\zeta+f) - (\zeta+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v} - \boldsymbol{k}\cdot\left(\nabla\times\omega\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial p}\right) \tag{2.21}$$

となる。次に, 式 (2.21) を, 基本場 (気候値) とそれからの偏差場に分離する。物理量 $X$ の基本場を $\bar{X}$, 偏差場を $X'$ で表すと, 相対渦度 $\zeta$ と水平風 $\boldsymbol{v}$ , および, 鉛直速度 $\omega$ はそれぞれ,

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta',\ \boldsymbol{v} = \bar{\boldsymbol{v}} + \boldsymbol{v}',\ \omega = \bar{\omega} + \omega' \tag{2.22}$$

と表せる。式 (2.22) を式 (2.21) に代入し, 基本場に対する渦度方程式を差し引くと, 偏差場についての渦度方程式

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = {} & -\beta\boldsymbol{v}' - \boldsymbol{v}'\cdot\nabla\bar{\zeta} - \bar{\boldsymbol{v}}\cdot\nabla\zeta' - (\bar{\zeta}+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v}' - \zeta'\nabla\cdot\bar{\boldsymbol{v}} - \boldsymbol{v}'\cdot\nabla\zeta' - \zeta'\nabla\cdot\boldsymbol{v}' \\ & - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'\frac{\partial\bar{\boldsymbol{v}}}{\partial p} - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\bar{\omega}\frac{\partial\boldsymbol{v}'}{\partial p} - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'\frac{\partial\boldsymbol{v}'}{\partial p}\end{aligned} \tag{2.23}$$

を得る。ただし, $\beta \equiv \partial f/\partial y$ である。式 (2.23) の右辺第 6 項と第 7 項をフラックス形式に変形すると,

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = {} & -\beta\boldsymbol{v}' - \boldsymbol{v}'\cdot\nabla\bar{\zeta} - \bar{\boldsymbol{v}}\cdot\nabla\zeta' - (\bar{\zeta}+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v}' - \zeta'\nabla\cdot\bar{\boldsymbol{v}} - \nabla\cdot(\boldsymbol{v}'\zeta') \\ & - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'\frac{\partial\bar{\boldsymbol{v}}}{\partial p} - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\bar{\omega}\frac{\partial\boldsymbol{v}'}{\partial p} - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'\frac{\partial\boldsymbol{v}'}{\partial p}\end{aligned} \tag{2.24}$$

となる。さらに, 式 (2.24) の両辺の各項に 30-90 日の band-pass filter を施すことにより, 季節内変動成分を取り出すと,

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta'_{ISO}}{\partial t} = {} & -\beta\boldsymbol{v}'_{ISO} - \boldsymbol{v}'_{ISO}\cdot\nabla\bar{\zeta} - \bar{\boldsymbol{v}}\cdot\nabla\zeta'_{ISO} - (\bar{\zeta}+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v}'_{ISO} - \zeta'_{ISO}\nabla\cdot\bar{\boldsymbol{v}} - \left\{\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'\zeta')\right\}_{ISO} \\ & - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'_{ISO}\frac{\partial\bar{\boldsymbol{v}}}{\partial p} - \boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\bar{\omega}\frac{\partial\boldsymbol{v}'_{ISO}}{\partial p} - \left\{\boldsymbol{k}\cdot\nabla\times\omega'\frac{\partial\boldsymbol{v}'}{\partial p}\right\}_{ISO}\end{aligned} \tag{2.25}$$

となる。ここで, 添字 $ISO$ は季節内振動成分を示す。また, 右辺第 6 項の偏差場に伴う渦度フラックスの発散項は, 偏差場 $X'$ を季節内変動成分 $X'_{ISO}$ とそれ以外の変動成分 (低周波変動成分および高周波変動成分) $X'_{LH}$ とに分けて記述すると,

$$\begin{aligned}\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'\zeta') &= \nabla\cdot\left\{(\boldsymbol{v}'_{ISO}+\boldsymbol{v}'_{LH})(\boldsymbol{\zeta}'_{ISO}+\boldsymbol{\zeta}'_{LH})\right\}\\ &= \nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{ISO}\zeta'_{ISO})+\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{LH}\zeta'_{LH})+\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{ISO}\zeta'_{LH})+\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{LH}\zeta'_{ISO}) \quad (2.26)\end{aligned}$$

と分離できる。式 (2.26), および渦度 $\zeta_{ISO}$ と流線関数 $\psi_{ISO}$ の関係式,

$$\zeta_{ISO}=\nabla^2\psi_{ISO} \quad (2.27)$$

を式 (2.25) に代入し, 全体に $\nabla^{-2}$ を施すと, 次の偏差場に伴う流線関数偏差 $\psi_{ISO}$ の時間発展式を導出することができる。

$$\frac{\partial\psi'_{ISO}}{\partial t}=\sum_{i=1}^{7}\xi_i+R^* \quad (2.28)$$

ここで, $R^*$ は摩擦消散などの非保存項に伴う残差で, $\xi_i(i=1,\cdots,7)$ は以下のように与えられる。

$$\begin{aligned}\xi_1 &= \nabla^{-2}\left\{-\beta\boldsymbol{v}'_{ISO})\right\}\\ \xi_2 &= \nabla^{-2}\left\{-\boldsymbol{v}'_{ISO}\cdot\nabla\bar{\zeta}-\bar{\boldsymbol{v}}\cdot\nabla\zeta'_{ISO}\right\}\\ \xi_3 &= \nabla^{-2}\left\{-(\bar{\zeta}+f)\nabla\cdot\boldsymbol{v}'_{ISO}-\zeta'_{ISO}\nabla\cdot\bar{\boldsymbol{v}}\right\}\\ \xi_4 &= \nabla^{-2}\left\{-\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{ISO}\zeta'_{ISO})\right\}_{ISO}\\ \xi_5 &= \nabla^{-2}\left\{-\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{LH}\zeta'_{LH})\right\}_{ISO}\\ \xi_6 &= \nabla^{-2}\left\{-\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{ISO}\zeta'_{LH})-\nabla\cdot(\boldsymbol{v}'_{LH}\zeta'_{ISO})\right\}_{ISO}\\ \xi_7 &= \nabla^{-2}\left\{-\boldsymbol{k}\cdot\nabla\times(\omega'_{ISO}\partial\bar{\boldsymbol{v}}/\partial p)\right\}+\nabla^{-2}\left\{-\boldsymbol{k}\cdot\nabla\times(\bar{\omega}\partial\boldsymbol{v}'_{ISO}/\partial p)\right\}\\ &\quad+\nabla^{-2}\left\{-\boldsymbol{k}\cdot\nabla\times(\omega'\partial\boldsymbol{v}'/\partial p)\right\}_{ISO} \quad (2.29)\end{aligned}$$

なお, 上式の各項の物理的意味は次の通りである (渦度生成に対するそれぞれの寄与を記述する)。$\xi_1$ は季節内変動成分の南北風偏差による惑星渦度の移流による渦度生成, $\xi_2$ は気候場と季節内変動成分との相互作用による渦度生成, $\xi_3$ は発散による渦度生成で, 発散場は, 季節内変動成分と気候場に分離した。$\xi_4$ は季節内変動成分による渦度フラックスの収束発散による渦度生成, $\xi_5$ は季節内変動以外の変動成分による渦度フラックスの収束発散による渦度生成, $\xi_6$ は季節内変動成分とそれ以外の変動成分との相互作用による渦度生成を表す。また, $\xi_7$ は鉛直流による渦度フラックスと立ち上がり項による渦度生成である。

本研究では季節内変動成分に着目するため, 季節内変動成分に伴う線形項 $\xi_L$ と, 季節内変

動成分に伴う非線形項 $\xi_N$ を以下のように定義して計算した。

$$\xi_L = \sum_{i=1}^{3} \xi_i \tag{2.30}$$

$$\xi_N = \xi_4 \tag{2.31}$$

また, 残差項 $R$ を, 季節内変動以外の変動成分を含む全ての項, および摩擦消散などの非保存項の合計として定義すると,

$$\frac{\partial \psi'_{ISO}}{\partial t} = \xi_L + \xi_N + R \tag{2.32}$$

と表せる。$\partial \psi'_{ISO}/\partial t$ は中央差分を用いて計算し, $\xi_L$ と $\xi_N$ を差し引くことにより, 残差項 $R$ を求めた。

なお, MJO-index の各位相での力学的考察を行う際は, 再解析データを用いて予め各時刻で求めておいた各項の値を, 位相毎に平均して解析を行った。これは, 循環偏差場などについて実施した合成図解析の手法と同じである。

# 第3章　熱帯季節内振動に対する中高緯度大気の応答特性

本章では, 熱帯季節内振動が中高緯度大気に及ぼす影響について, MJO の各位相領域での合成図解析の結果をもとに記述する。まず, 中高緯度域における OLR 偏差場の特徴に注目して記述する。次に, 速度ポテンシャル偏差場と流線関数偏差場の応答について, 第 2.3 節で定義した応答特性に基づき記述する。

## 3.1　OLR 偏差場

ここでは, OLR 偏差場について, MJO の各位相領域で合成した空間パターンの特徴を, 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) 領域を比較して記述する。図 3.1 は, MJO の各位相での OLR 偏差場の合成図であり, 等値線で OLR 偏差を示す。また, 合成した偏差の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に色塗りした。なお, MJO と関連した赤道域における OLR 偏差場の主な特徴は第 2.2 節で述べたが, 本節ではそれ以外の領域における全球的な特徴について記述する。

**PHASE1&5**

**PHASE1** では, 対流活発域が西アフリカ-インド洋西部において発生しはじめ, 海洋大陸中央部に対流不活発域が存在する。それらとは別に, 太平洋中央部熱帯域の (0°N, 150°W) 付近にも対流活発域が存在する。これは, その前の PHASE8 で日付変更線付近まで到達した, MJO の対流活発域の名残に対応する。また, PHASE1 では, 北太平洋中央部の (15°N, 140°W) 付近に対流不活発域が存在する。この対流不活発域も, PHASE8 で存在していた北太平洋東部亜熱帯域の対流不活発域の名残と対応している。さらに, PHASE1 では, 南米大陸赤道域にも対流活発域が存在する。また, 北緯 30 度付近には, 中東から日本付近にかけて, 断続的に弱い帯状の対流活発域が存在している。一方, 逆位相の **PHASE5** では, これらの領域で, PHASE1 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す OLR 偏差が存在する。

**PHASE2&6**

**PHASE2** では, インド洋中央部に対流活発域, 海洋大陸東部に対流不活発域が存在する。PHASE1 で存在していた, 太平洋中央部の対流活発域, および対流不活発域は減衰している。また, 南米大陸でみられた対流活発域も同様に減衰する。さらに, 北緯 30 度付近に位置する帯状の弱い対流活発域は MJO と共に東進し, 東アジアから北太

平洋中央部に位置するようになる。一方, 逆位相の **PHASE6** では, これらの領域で, PHASE2 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す OLR 偏差が存在する。

**PHASE3**&**7**

**PHASE3** では, 対流活発域がインド洋東部で最発達し, 対流不活発域は太平洋西部に位置する。太平洋中央部熱帯域, および南米大陸の対流活発域は消滅し, 大西洋東部熱帯域の (15°N, 10°W) 付近には, 対流不活発域が存在している。また, PHASE2 で, 極東域の北緯 30 度付近に存在した対流活発域は, わずかに東進している。さらに, 北太平洋中央部の (15°N, 160°W) 付近には新たな対流活発域が発生する。一方, 逆位相の **PHASE7** では, これらの領域で, PHASE3 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す OLR 偏差が存在する。

**PHASE4**&**8**

**PHASE4** では, 海洋大陸西部に対流活発域が, 太平洋中央部に対流不活発域が位置する。南米大陸赤道域での対流不活発域は拡大・強化している。また, 北緯 30 度付近の対流活発域は消滅し, 北太平洋中央部の対流活発域が発達する。一方, 逆位相の **PHASE8** では, これらの領域で, PHASE4 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す OLR 偏差が存在する。

最後に, OLR 偏差場の特徴をまとめる。
(1) 各位相で共通して, 中高緯度での OLR 偏差は, 全体的に熱帯域のそれと比べ偏差の大きさも小さく, 位相に依存する変動も小さい。ただし, 北緯 30 度付近に存在する帯状の対流活発域や不活発域と MJO の位相との関係は, 統計的に有意である。
(2) 対応する二つの位相間では, 全球的に, 互いに極性が逆で, 空間パターンはほぼ同じ OLR 偏差が存在することがわかる。

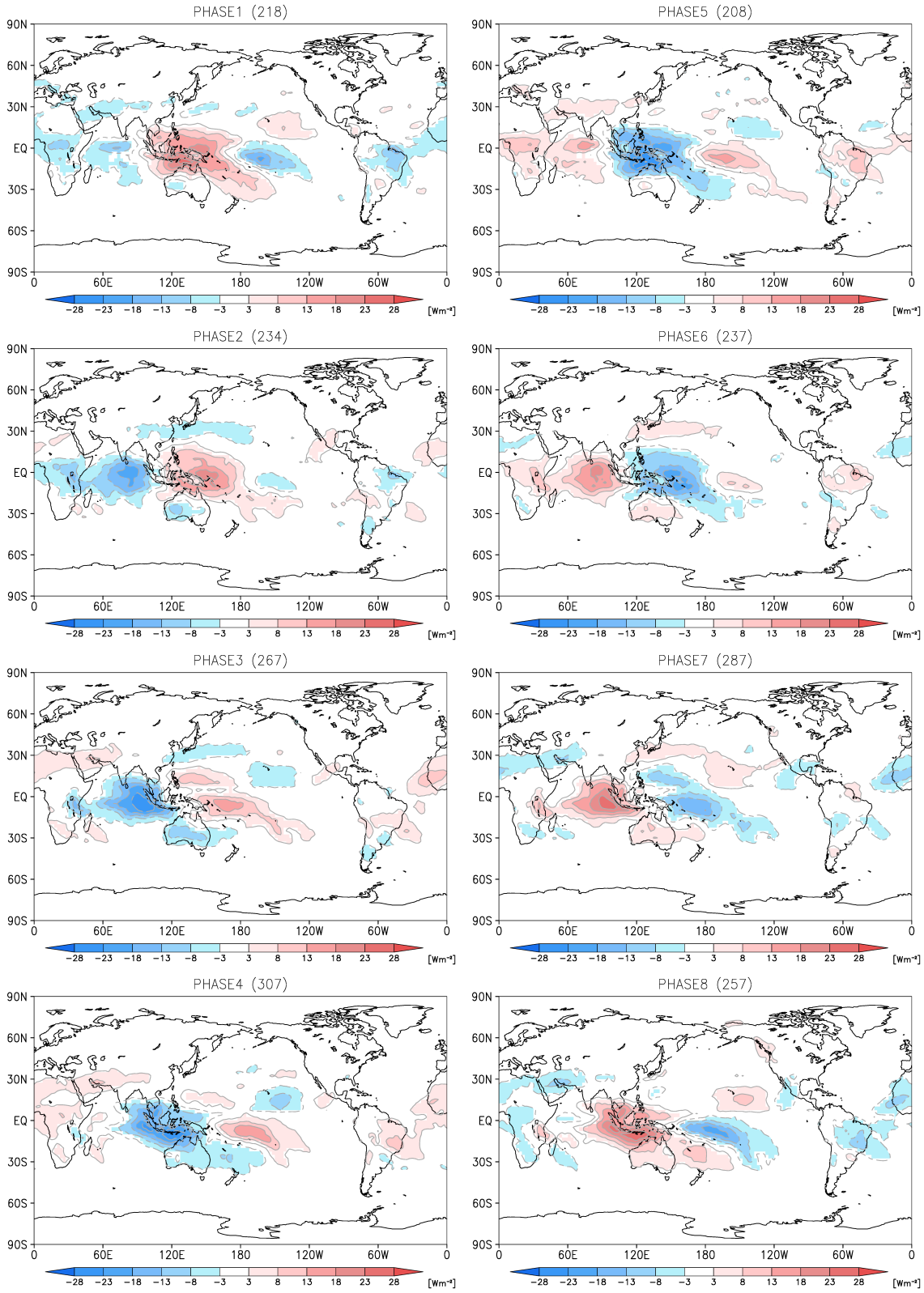


図 3.1: MJO-index の各位相領域 (図 2.2 参照) で合成した OLR 偏差 [$\mathrm{Wm}^{-2}$]。等値線とカラーの陰影で OLR 偏差を示し, $\pm 3\mathrm{Wm}^{-2}$ から $5\mathrm{Wm}^{-2}$ 毎に等値線を引いた。偏差の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域にカラーで陰影をつけた。各図上部の括弧内の数字は, 合成図作成に使用した全データ数 $N$ (日数) を示す。なお, 左図が正 PHASE, 右図がそれと対応する負 PHASE。

## 3.2　速度ポテンシャル偏差場

### 3.2.1　対流圏上層 (200hPa)

ここでは, 対流圏上層 (200hPa) の速度ポテンシャル ($\chi$200) 偏差場の応答特性について, 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) 領域を比較して記述する。図 3.2 は, 各位相での $\chi$200 偏差の合成図を示す。等値線で $\chi$200 偏差を示し, 偏差の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に色塗りした。また, 各位相において, MJO-index の振幅に対して偏差場が線形応答する領域を斜線で示した。図 3.3 は, 対応する二つの位相領域毎に, 両位相に対し線形的で, なおかつ対称的に応答する, 両線形・対称応答 (図 2.5 の応答特性 B) 領域をドットで示した。また, 図 3.4 には, 両位相に対し線形的ではあるが, その回帰係数の大きさが有意に異なる, 両線形・非対称応答 (図 2.5 の応答特性 C) 領域をドットで示した。なお, 図 3.3, および, 図 3.4 には, 対流強制との対応関係を吟味するため, 正 PHASE における OLR 偏差の合成図を等値線と陰影で示した。陰影は, 偏差の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に付けた。第 2.2 節で, MJO の各位相で合成した, 赤道域での速度ポテンシャル偏差場に関する主な特徴を記載したが, 本節ではそれ以外の全球的な特徴, および応答特性について記述する。

**PHASE1&5**

**合成偏差:**

**PHASE1** では, $\chi$200 偏差場 (図 3.2 PHASE1) において, アフリカ大陸と南米大陸に中心を持つ発散域が, 中高緯度域まで拡がっている。この発散域は, アフリカ大陸と南米大陸で対流活動が活発なことに対応する (図 3.1)。さらに, 海洋大陸中央部の対流不活発域と対応して, その領域に中高緯度域まで拡がる収束域が存在する。この収束域の太平洋中央部赤道域 (0°N, 150°W) 付近では, 収束域が極小となっている。また, 北太平洋中央部亜熱帯域の (15°N, 140°W) 付近では, 収束域が極大となる。これらの収束場の極小域と極大域は, それぞれの領域付近に存在する対流活発域と対流不活発域に対応する。**PHASE5** では, これらの領域で PHASE1 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$200 偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE1** では, 図 3.2 の斜線部領域と色塗りした領域がより一致することから, 合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答することがわかる。ただし, 北太平洋東部, および北大西洋域などの一部では, 合成偏差の大きさが統計的に有意な領域であっても, 線形応答していない。**PHASE5** では, PHASE1 に比べて, 線形応答の特徴を示す領域はやや狭いが, やはり, 偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, 線形応答している。ただし, 北太平洋中央部, 南太平洋南西部, 北大西洋域, およびユーラシア大陸西部では, 線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域を示した図 3.3 をみると, 中高緯

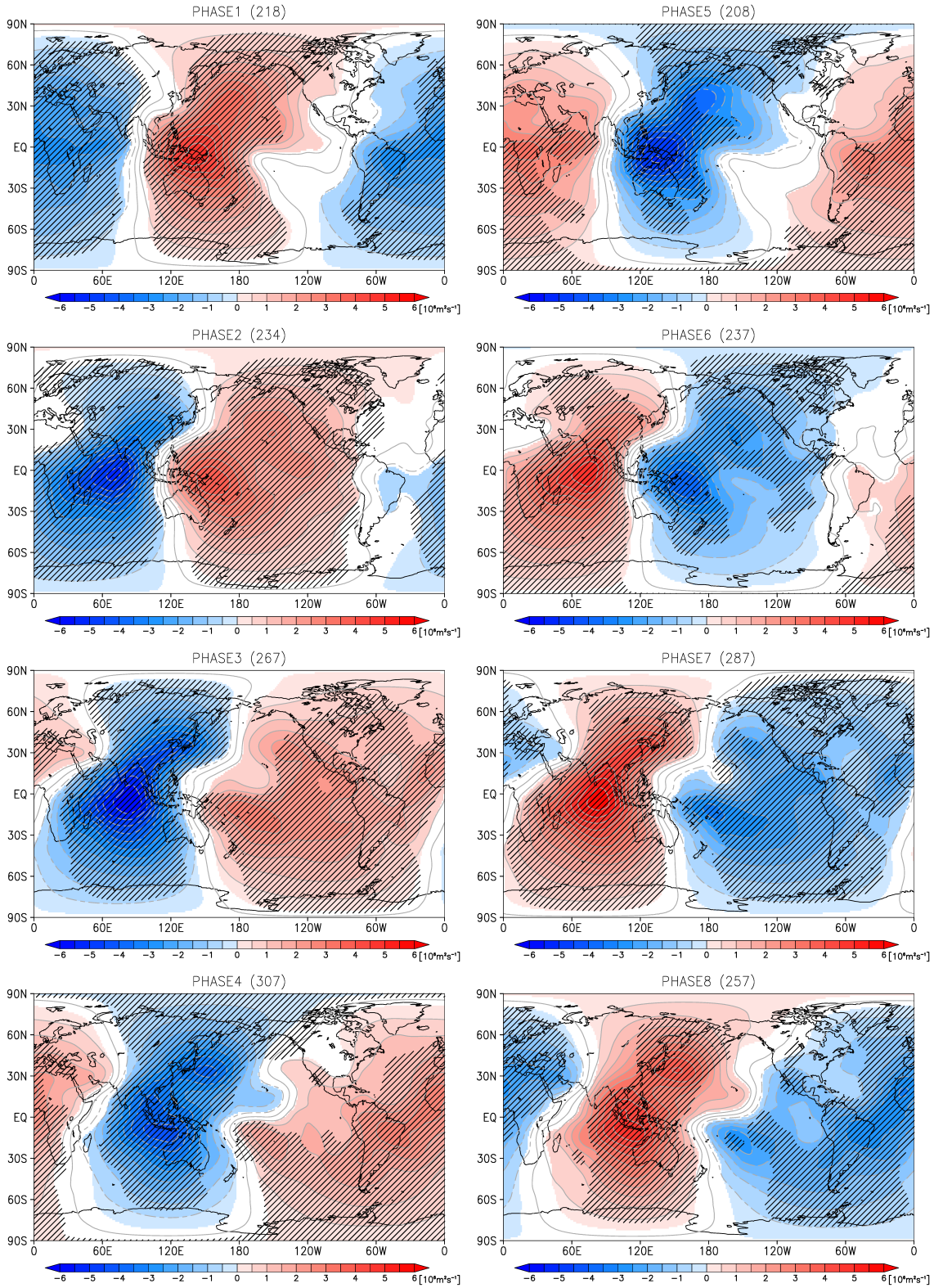


図 3.2: 各位相領域での対流圏上層 200hPa の速度ポテンシャル ($\chi$200) 偏差場 [$\mathrm{m^2s^{-1}}$] の合成図。等値線と陰影で $\chi$200 偏差を示す。等値線間隔は $0.5\times10^6\mathrm{m^2s^{-1}}$。陰影は偏差の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に付けた。MJO-index の振幅に対して線形的な応答 (図 2.5 の応答特性 A+B+C) を示す領域に斜線を引いた。各図上部の括弧内の数字は, 解析に用いた全データ数 $N$ (日数) を示す。

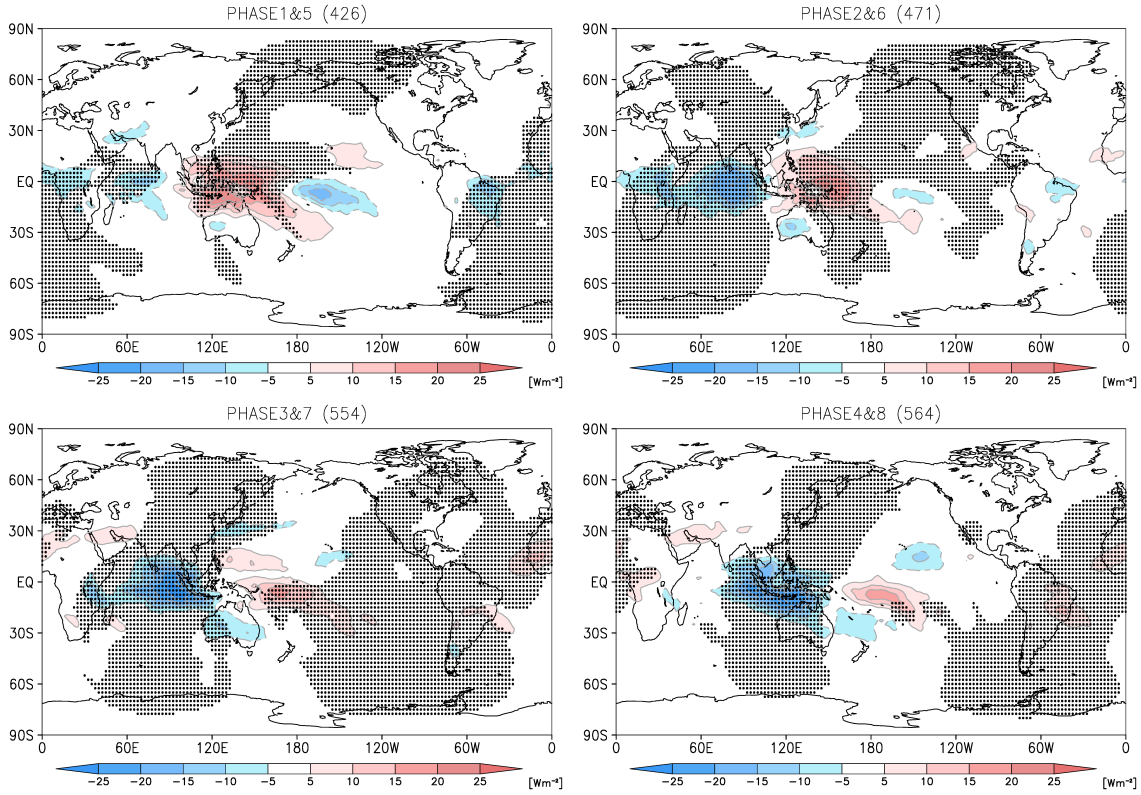


図 3.3: 対流圏上層 200hPa の速度ポテンシャル ($\chi$200) 偏差場の両線形・対称応答領域。MJO-index の振幅に対して $\chi$200 偏差が両線形・対称的な応答 (図 2.5 の応答特性 B) を示す領域にドットを施した。等値線は正 PHASE において合成した OLR 偏差 [$\mathrm{Wm}^{-2}$] であり, その値の統計的有意性が 90%以上の領域にカラーの陰影を施した。等値線間隔は $5\mathrm{Wm}^{-2}$。各図上部の括弧内の数字は, 解析に用いた, 正 PHASE と負 PHASE のデータ数の総数 $N$ (日数) を示す。

度域で両線形かつ対称的に応答する領域は, 北太平洋の一部と南大西洋に示されることがわかる。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域は, 図 3.4 から, オーストラリア域に存在する。

### PHASE2&6

**合成偏差:**

**PHASE2** では, $\chi$200 偏差場 (図 3.2 PHASE2) において, インド洋中央部と海洋大陸東部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる発散域と収束域が存在している。これらは, インド洋中央部の対流活発域と, 海洋大陸東部の対流不活発域に対応する (図 3.1)。インド洋の収束域は, 北半球中高緯度域では北東方向に拡がっている。この拡がりは, 北緯 30 度付近の東アジアから北太平洋中央部に存在する対流活発域と対応する。また, 太平洋西部に位置する発散域は, PHASE1 に比べ, やや東にシフトしながら衰弱する。**PHASE6** では, これらの領域で PHASE2 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$200 偏差が存在している。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE2** では, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index

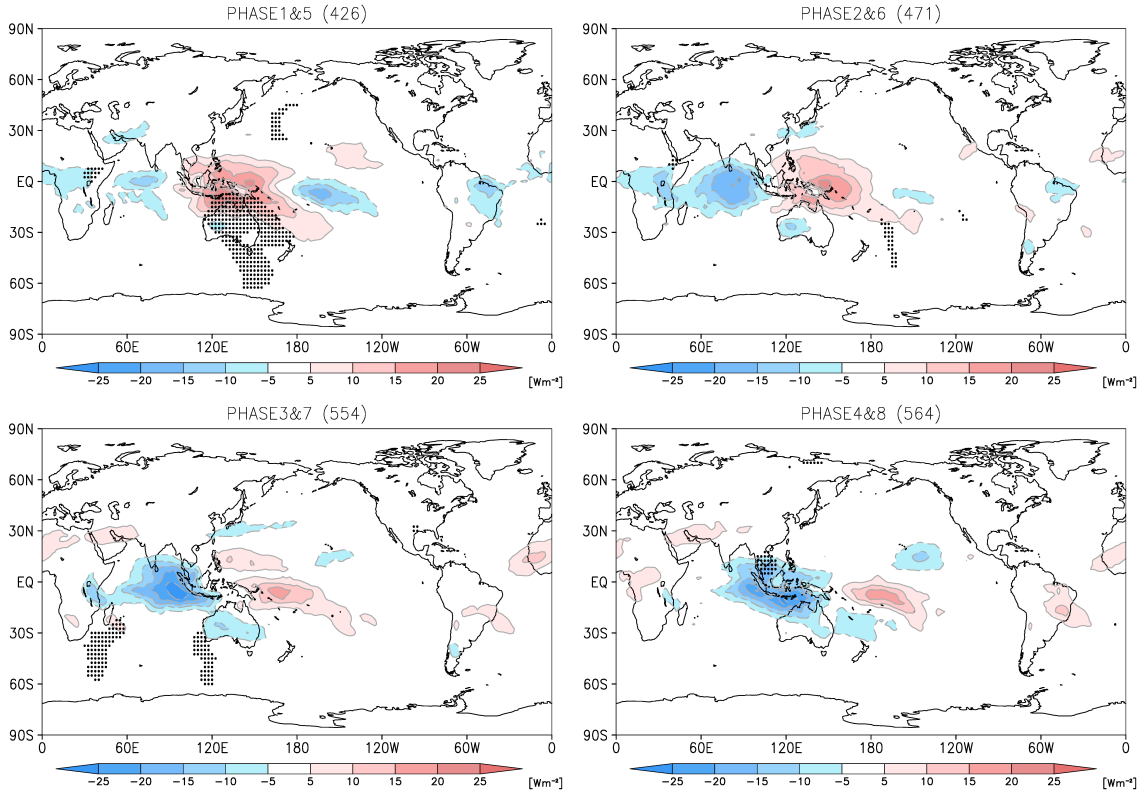


図 3.4: 図 3.3 と同じ。ただし, 両線形・非対称応答領域。MJO-index の振幅に対する $\chi$200 偏差の応答が両線形・非対称的な応答 (図 2.5 の応答特性 C) を示す領域にドットを施した。

の振幅に対し線形的に応答する (図 3.2 斜線部)。**PHASE6** では, PHASE2 に比べて, 線形応答の特徴を示す領域はやや狭いが, 偏差の大きさが有意な領域では, ほぼ線形応答する。ただし, 南太平洋中央部やユーラシア大陸北東部では, 線形応答しない領域が存在する。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** を示す領域は, インド洋南部からユーラシア大陸と, 北太平洋から北米大陸に拡がる (図 3.3)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.4)。

### PHASE3&7

#### 合成偏差:

**PHASE3** では, $\chi$200 偏差場 (図 3.2 PHASE3) において, インド洋東部と太平洋域に, それぞれ中高緯度域まで拡がる発散域と収束域が存在している。これらは, インド洋東部の対流活発域と, 太平洋西部の対流不活発域に対応する (図 3.1)。インド洋の収束域は, PHASE2 と同様に, 北半球中高緯度域では北東方向に拡がっている。これは北緯 30 度付近に存在する対流活発域と対応する。一方, 太平洋西部に存在する収束域は, PHASE2 よりもさらに弱化する。この収束域の北太平洋中央部 (15°N, 160°W) 付近では, 収束域が極小となっている。これはその領域に存在する対流活発域と対応する。**PHASE7** では, これらの領域で PHASE3 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$200 偏差が存在している。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE3** では, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.2 斜線部)。ただし, 太平洋中央部の一部は線形応答していない。**PHASE7** でも, 線形応答する領域が PHASE3 とほぼ等しく, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, 線形応答する。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** を示す領域は, インド洋南部からユーラシア大陸にわたる領域と, 南太平洋から北米大陸にまで拡がる領域に存在する (図 3.3)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.4)。

**PHASE4&8**

**合成偏差:**

**PHASE4** では, $\chi$200 偏差場 (図 3.2 PHASE4) において, 海洋大陸西部と太平洋東部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる発散域と収束域が存在している。海洋大陸西部の発散域は, その中心が, 赤道域の (15°S, 120°E) 付近と中高緯度域の (30°N, 150°E) 付近とに分裂していることがわかる。これは, 北緯 15 度付近の北太平洋西部亜熱帯域に対流不活発域が存在する (図 3.1) ことと対応すると考えられる。また, 北太平洋中央部亜熱帯域の (15°N, 160°W) 付近では, 発散域が極大となっているが, これはその領域に対流活発域が存在する (図 3.1) ことと対応する。**PHASE8** では, これらの領域で PHASE4 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$200 偏差が存在している。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE4** では, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.2 斜線部)。ただし, 北太平洋東部から北大西洋域にわたる領域で線形応答していない。**PHASE8** でも, 線形応答する領域が PHASE4 とほぼ等しく, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, 線形応答する。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, インド洋南東部から北太平洋西部にわたる領域と, 南米大陸から北大西洋にわたる領域に存在する (図 3.3)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.4)。

ここで, 特徴的な応答をした地点での $\chi$200 偏差と MJO-index との関係を散布図で示す (図 3.5 と図 3.6)。図 3.5a は, PHASE3&7 での, インド洋東部の発散域 (PHASE3 のとき) の中心に存在する格子点 (5°S, 82.5°E), 図 3.5b は, 同じく PHASE3&7 での, 太平洋西部の収束域 (PHASE3 のとき) の中心に存在する格子点 (12.5°S, 175°W) での散布図である。図中の赤線と青線はそれぞれ回帰直線と合成値を示し, どちらも統計的に有意な場合のみ図示した。なお, これら 2 地点は, 両線形かつ対称的な応答 (応答特性 B) を示す。実際, どちらの散布図も, 対応する二つの位相で, 回帰係数の値は統計的に有意であり, その値もほぼ等しい。ただし, 2 地点での相関係数を比較すると, インド洋東部の収束域は 0.75-0.8 程度であるのに対し, 太平洋西部の発散域は 0.3-0.4 程度と小さく, 後者の方が振幅に対する変動幅が大きいことがわかる。一方, 図 3.6 には, PHASE1&5 において, 明瞭に両線形かつ非対称的な

応答 (応答特性 C) を示した, オーストラリア域の格子点 (27.5°S, 142.5°E) での散布図を示した。この図からも, 正 PHASE と負 PHASE それぞれでは, $\chi$200 は線形的に応答しているが, 回帰係数が PHASE1 に比べ PHASE5 で小さく, 非対称的に応答していることがわかる。

最後に, 対流圏上層の $\chi$200 偏差場の特徴をまとめる。
(1) 対流圏上層の発散場を示す $\chi$200 偏差は, MJO の位相によらず, 中高緯度域まで拡がる東西波数 1 の空間パターンで特徴付けられる。
(2) MJO に伴う熱帯域における対流活発域 (OLR 負偏差域) には, $\chi$200 負偏差に対応する発散域が, 対流不活発域 (OLR 正偏差域) には, $\chi$200 正偏差に対応する収束域が存在する。これら (1), (2) の特徴は, Madden and Julian (1972) が示した, MJO に伴う発散場の構造と一致する (図 1.2)。
(3) いずれの位相でも, $\chi$200 偏差の空間パターンと対流偏差とは, よく対応する。
(4) 各位相領域で合成した $\chi$200 偏差は, その大きさが統計的に有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対して線形的に応答している。ただし, PHASE5 でのユーラシア大陸や PHASE6 の南太平洋域, PHASE4 と PHASE8 の北太平洋などの一部の領域では, 合成した偏差は統計的に有意な値を持つが, 偏差は線形的に応答していない。
(5) 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) を比較すると, $\chi$200 偏差の大きさが MJO-index の振幅に対して線形応答する領域は, 両位相でほぼ一致しており, 特に PHASE3&7, および PHASE4&8 ではその傾向が強い。
なおこの傾向は, 両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域の分布からも確認でき, インド洋上の対流活発域 (もしくは不活発域) から南北にわたる領域と, 太平洋上の対流不活発域 (もしくは活発域) の東側にわたる広い領域で顕著である (図 3.3)。
(6) 両線形・非対称応答 (応答特性 C) の領域は, PHASE1&5 を除いてほとんど存在しない (図 3.3)。

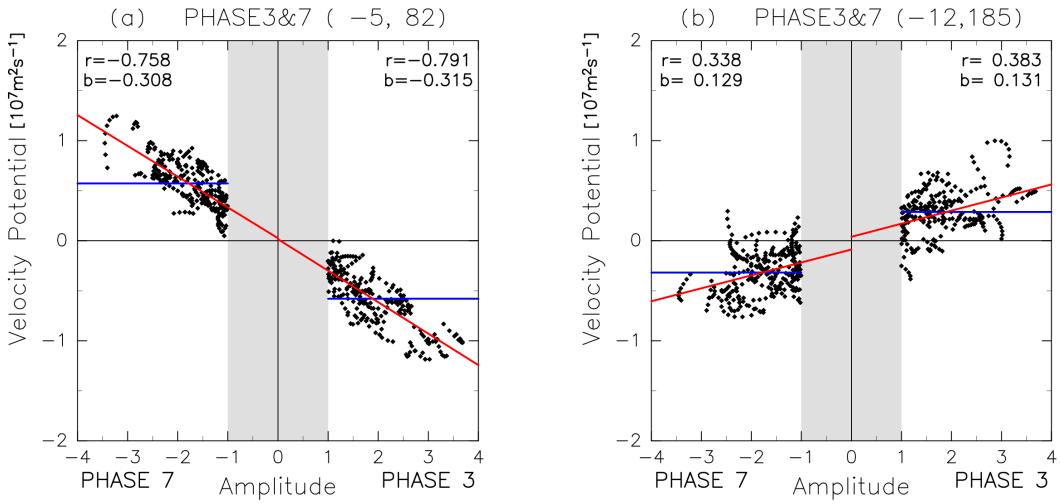


図 3.5: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE3 と PHASE7 における $\chi 200$ 偏差 $[10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}]$ の散布図。(a) は (5°S, 82.5°E), (b) は (12.5°S, 175°W) 。

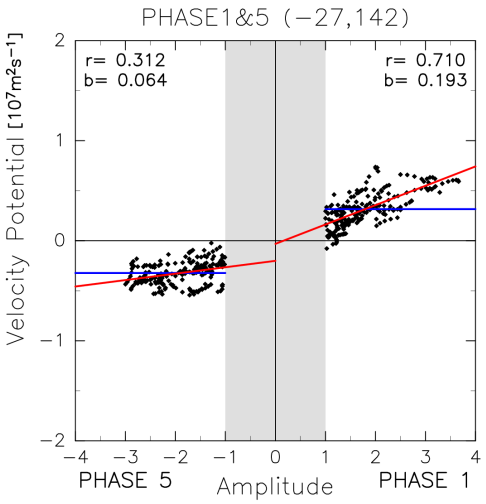


図 3.6: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE1 と PHASE5 における $\chi 200$ 偏差 $[10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}]$ の散布図。格子点 (27.5°S, 142.5°E) での散布図。

### 3.2.2　対流圏下層 (850hPa)

ここでは, 対流圏下層 (850hPa) の速度ポテンシャル ($\chi$850) 偏差場の MJO-index に対する応答特性について, 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) 領域を比較して記述する。図 3.7 に, 各位相での $\chi$850 偏差の合成図 (等値線, および陰影) と, その応答が線形的である領域 (斜線) を示す。図 3.8 のドット領域は, $\chi$850 偏差が両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域である。また, 図 3.9 に, 両線形・非対称応答 (応答特性 C) する領域をドットで示す。

**PHASE1&5**

**合成偏差:**

**PHASE1** では, $\chi$850 偏差場 (図 3.7 PHASE1) において, 西アフリカ-インド洋西部と海洋大陸東部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる収束域と発散域が存在している。これらは, 西アフリカ-インド洋西部の対流活発域と, 海洋大陸中央部の対流不活発域と対応する。また, $\chi$200 偏差ほど明瞭ではないが, 太平洋中央部赤道域の (0°N, 150°W) 付近に収束の極大域, 北太平洋中央部亜熱帯域の (15°N, 140°W) に, 発散の極大域が存在している。これらは, その領域での対流活動偏差と対応している (図 3.1)。**PHASE5** では, これらの領域で PHASE1 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$850 偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE1** では, 北大西洋などの一部を除いて, 合成偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.7 斜線部)。**PHASE5** では, PHASE1 に比べて, 線形応答の特徴を示す領域はやや狭いが, やはり, 偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域では, 線形応答している。ただし, 南太平洋東部, 北大西洋域, およびユーラシア大陸西部における偏差は線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, オーストラリア南方から北太平洋にわたる領域と, 南大西洋からアフリカにわたる領域で確認できる (図 3.8)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域は, オーストラリア付近に存在する (図 3.9)。

**PHASE2&6**

**合成偏差:**

**PHASE2** では, $\chi$850 偏差場 (図 3.7 の PHASE2) において, インド洋中央部と海洋大陸東部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる収束域と発散域が存在している。これらは, インド洋中央部の対流活発域と, 海洋大陸東部の対流不活発域に対応する。また, インド洋の収束域は, 中高緯度域では北東方向に拡がっている。この拡がりは, 北緯 30 度付近に存在する帯状の対流活発域と対応している (図 3.1) が, $\chi$200 偏差ほど明瞭ではない。**PHASE6** では, これらの領域で PHASE2 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$850 偏差が存在する。

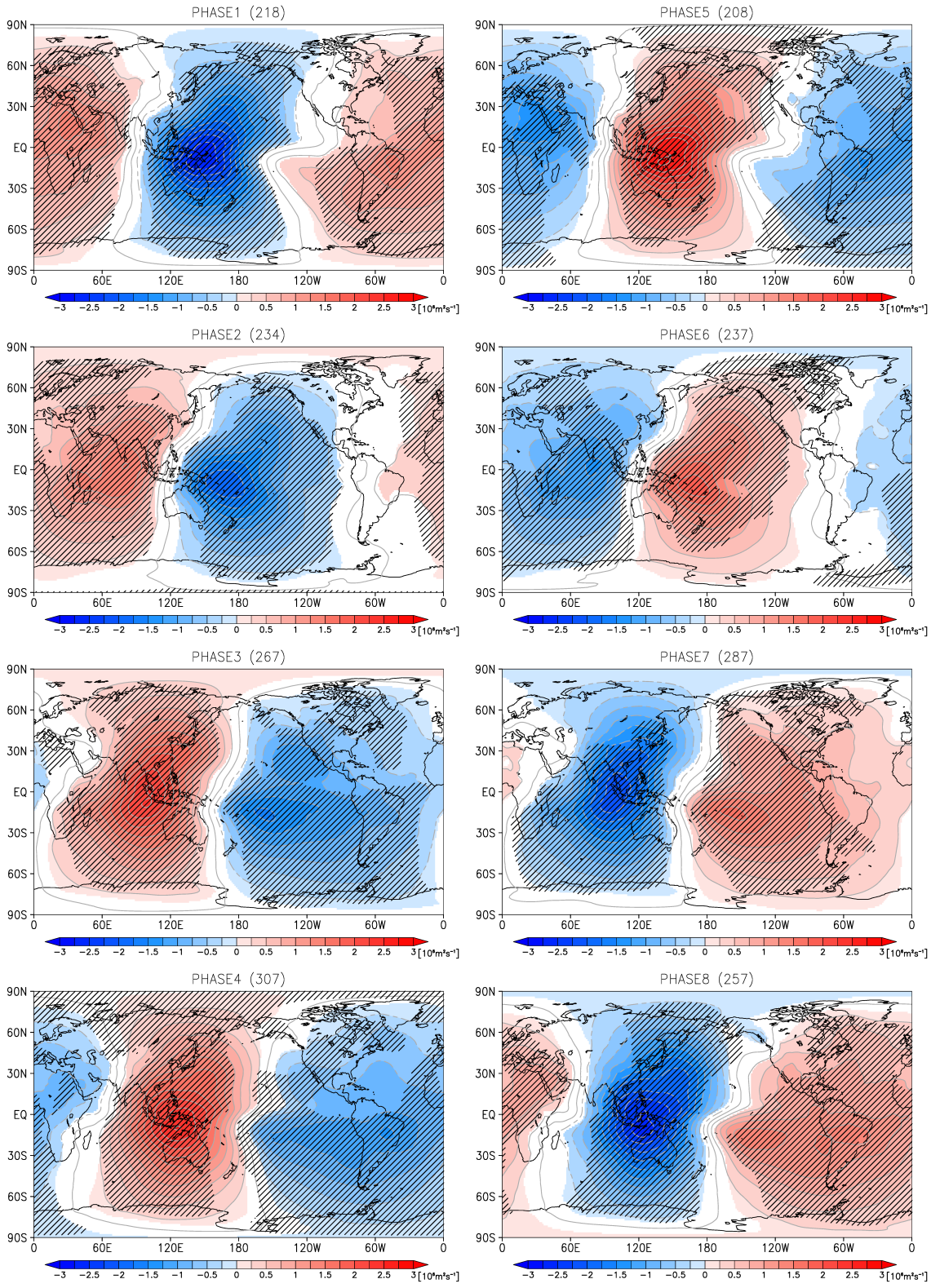


図 3.7: 図 3.2 と同じ。ただし, $\chi$850 偏差場 [$\mathrm{m^2 s^{-1}}$]。等値線間隔は $2.5\times10^5\mathrm{m^2 s^{-1}}$。

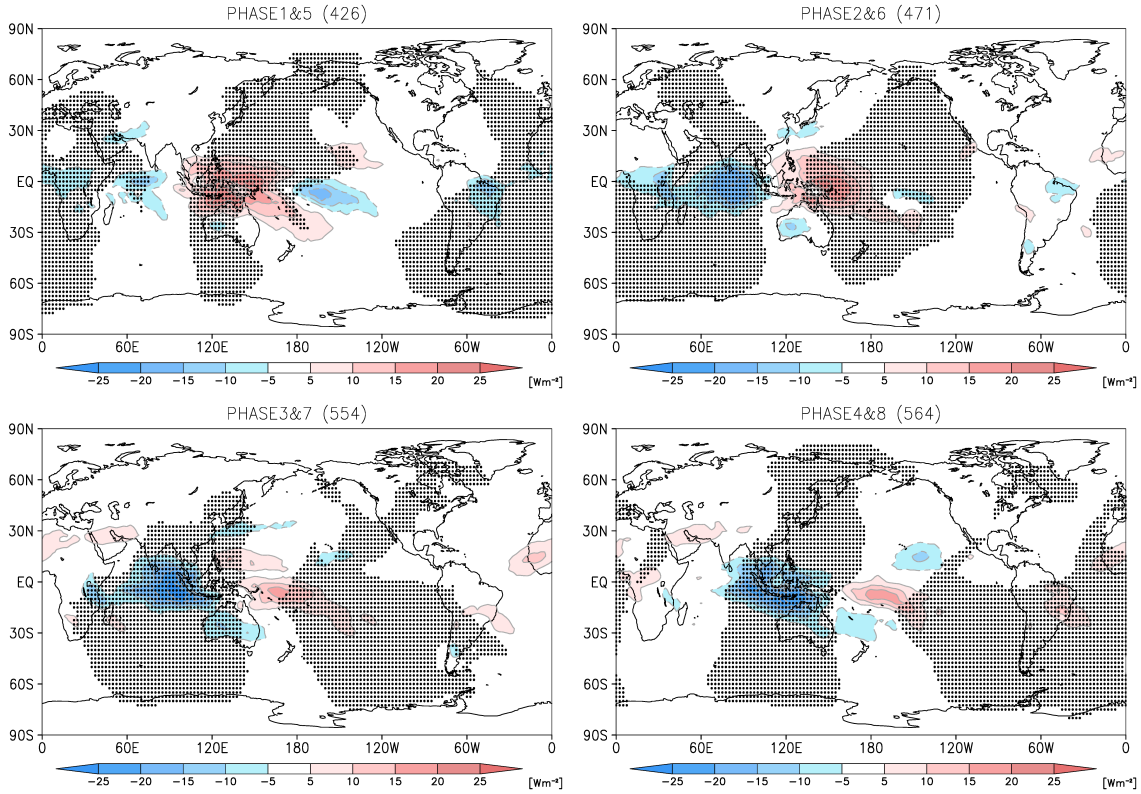


図 3.8: 図 3.3 と同じ。ただし, $\chi$850 偏差場の両線形・対称応答領域 (応答特性 B)。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE2** では, $\chi$850 の合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つ, ほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.7 斜線部)。**PHASE6** では, PHASE2 に比べて, 線形応答の特徴を示す領域はやや狭いが, やはり, 偏差の大きさが有意な値を持つほぼ全ての領域では, 線形応答している。ただし, ユーラシア大陸北部や, 北大西洋域, 南太平洋東部などでは, 線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, インド洋南部からユーラシア大陸にわたる領域と, 北太平洋域のほぼ全域, および南太平洋域の一部に存在する (図 3.8)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.9)。

**PHASE3&7**

**合成偏差:**

**PHASE3** では, $\chi$850 偏差場 (図 3.7 の PHASE3) において, インド洋東部と太平洋中央部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる収束域と発散域が存在している。これらは, インド洋東部の対流活発域と, 太平洋西部の対流不活発域に対応する。また, PHASE2 と同様に, インド洋の収束域は, 中高緯度域では北東方向に拡がっている。この拡がりは, MJO に伴う対流活発域 (図 3.1) と対応するが, その特徴は $\chi$200 偏差ほど明瞭ではない。また, $\chi$200 偏差は北太平洋中央部の (15°N, 160°W) 付近で収束の極小域となっていたが, $\chi$850 偏差は, その領域で発散の極小域にならない。**PHASE7** では, こ

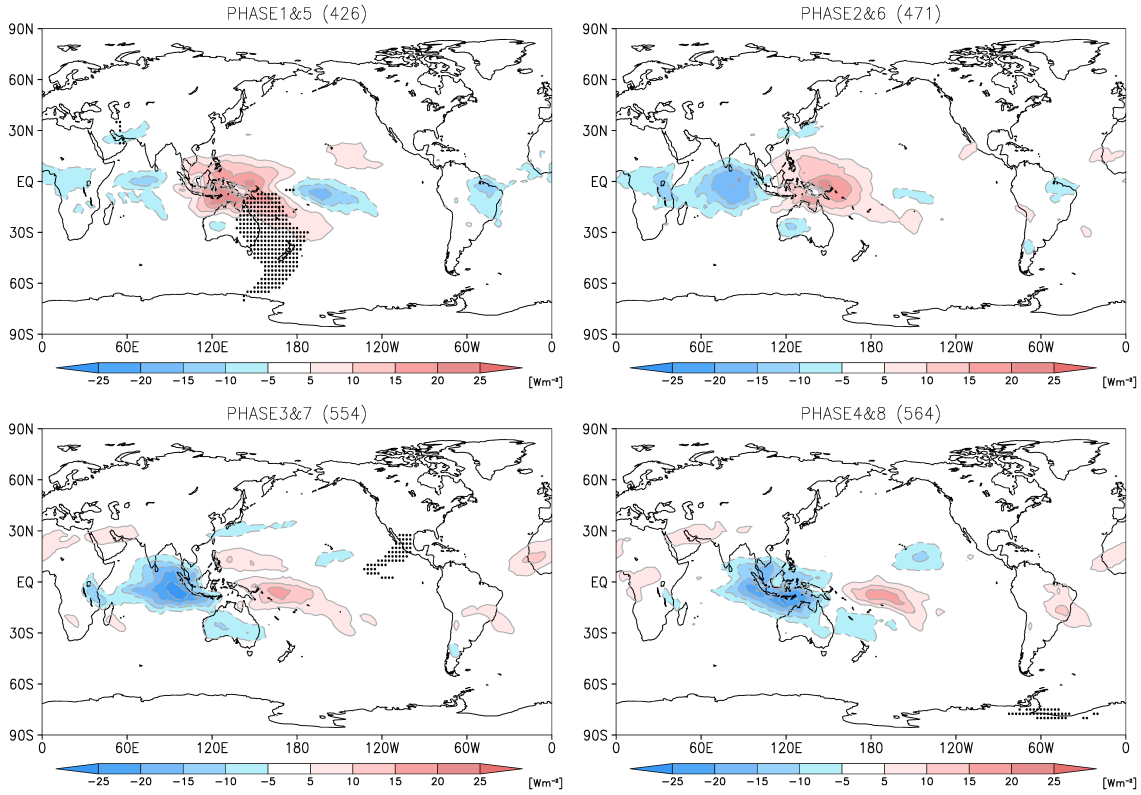


図 3.9: 図 3.3 と同じ。ただし, $\chi$850 偏差場の両線形・非対称応答領域 (応答特性 C)。

れらの領域で PHASE3 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$850 偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE3** では, $\chi$850 の合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つ, ほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.7 斜線部)。ただし, 中米付近やアラスカ, および北大西洋東部の一部では, 線形応答を示さない。**PHASE7** でも, 合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つ, ほぼ全ての領域で線形応答している。ただし, 大西洋域とユーラシア大陸北部では, $\chi$850 偏差は線形的に応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** を示す領域は, インド洋南部から極東アジアにわたる領域と, 南太平洋から北米大陸の一部に拡がる領域に存在している (図 3.8)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.9)。

### PHASE4&8

**合成偏差:**

**PHASE4** では, $\chi$850 偏差場 (図 3.7 の PHASE4) において, 海洋大陸西部と太平洋東部に, それぞれ中高緯度域まで拡がる収束域と発散域が存在している。これらは, 海洋大陸西部の対流活発域と, 太平洋中央部の対流不活発域に対応する。北太平洋中央部亜熱帯域の (15°N, 160°W) 付近を中心とする領域には, $\chi$200 偏差ほど明瞭ではないが, 収束域の極大域が存在している。これは, この領域に位置する対流活発域に対

応する (図 3.1)。**PHASE8** では, これらの領域で PHASE4 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す $\chi$850 偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE4** では, $\chi$850 の合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つ, ほぼ全ての領域で, MJO-index の振幅に対し線形的に応答する (図 3.7 斜線部)。ただし, 中米から北大西洋にわたる領域と, ユーラシア大陸の西部, およびアフリカ大陸の一部では線形応答していない。**PHASE8** でも, 合成偏差の大きさが統計的に有意な値を持つ, ほぼ全ての領域で線形応答している。ただし, 北米大陸とユーラシア大陸の一部では線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, インド洋南部からユーラシア北東部にわたる領域と, 南太平洋東部から南大西洋までの領域に拡がる (図 3.8)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域は, ほとんど存在しない (図 3.9)。

ここで, 特徴的な応答をした地点での $\chi$850 偏差と MJO-index との関係を散布図で示す (図 3.10 と図 3.11)。図 3.10a は, PHASE3&7 での, インド洋東部の収束域の中心に存在する格子点 (7.5°S, 97.5°E), 図 3.10b は, 同じく PHASE3&7 での, 太平洋中央部の発散域の中心に存在する格子点 (15°S, 155°W) での散布図である。なお, これらの 2 地点は, 両線形かつ対称的な応答 (応答特性 B) を示す。実際, どちらの散布図も, 対応する二つ位相で, 回帰係数の値は統計的に有意であり, その値もほぼ等しい。また, これらの応答は, 対流圏上層の $\chi$200 偏差場と同様の傾向を示す。実際, 2 地点での相関係数を比較すると, インド洋東部の収束域は 0.6-0.7 程度であるのに対し, 太平洋西部の発散域は 0.4-0.45 程度と小さく, 後者の方が振幅に対する変動幅が大きいことがわかる。一方, 図 3.11 は, PHASE1&5 で, 両線形かつ非対称的な応答 (応答特性 C) を示したオーストラリア域 (22.5°S, 152.5°W) に位置する格子点での散布図である。この図から, 正 PHASE と負 PHASE のそれぞれでは, $\chi$850 は MJO-index の振幅と線形関係にあるが, 両位相での回帰係数が異なり, 非対称的な応答であることがわかる。この傾向も, $\chi$200 偏差場と同様である。

最後に, 対流圏下層の $\chi$850 偏差場の特徴をまとめる。

(1) 対流圏下層での発散場を示す $\chi$850 偏差は, $\chi$200 偏差と同様に, MJO の位相によらず, 中高緯度域まで拡がる東西波数 1 の空間パターンで特徴付けられる。

(2) MJO に伴う熱帯域における対流活発域 (OLR 負偏差域) には, $\chi$850 正偏差に対応する収束域が, 対流不活発域 (OLR 正偏差域) には, $\chi$850 負偏差に対応する発散域が存在し, $\chi$850 偏差は $\chi$200 偏差とは逆位相である。すなわち, 対流圏の発散場は, ほぼ第一傾圧モードで特徴付けられる。

これら (1), (2) の特徴は, Madden and Julian (1972) が示した, MJO に伴う発散場の構造と一致する (図 1.2)。

(3) $\chi$850 偏差の空間パターンと対流偏差との対応関係は, $\chi$200 偏差ほど明瞭ではない。

(4) 各位相領域で合成した $\chi$850 偏差は, その大きさが統計的に有意な値を持つほぼ全ての領

域で, MJO-index の振幅に対して線形的に応答している。ただし, PHASE5 でのユーラシア大陸や中米域, PHASE6 でのユーラシア大陸の一部, PHASE7 での大西洋全域, PHASE4 での北大西洋域などでは, 合成した偏差は統計的に有意な値を持つが, 偏差は線形的に応答してない。

(5) 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) と比較すると, $\chi$850 偏差の大きさが MJO-index の振幅に対して線形応答する領域は, 両位相でほぼ一致する。なおこの傾向は, 両線形・対称応答 (応答特性 B) を示す領域の分布からも確認でき, インド洋上の対流活発域 (もしくは不活発域) から南北に拡がる領域や, 太平洋上の対流不活発域 (もしくは活発域) の東側に拡がる領域において顕著である (図 3.8)。

(6) 両線形・非対称応答 (応答特性 C) の領域は, PHASE1&5 を除いてほとんど存在しない (図 3.9)。

(7) $\chi$850 偏差の応答特性の特徴は, $\chi$200 偏差とよく一致する。

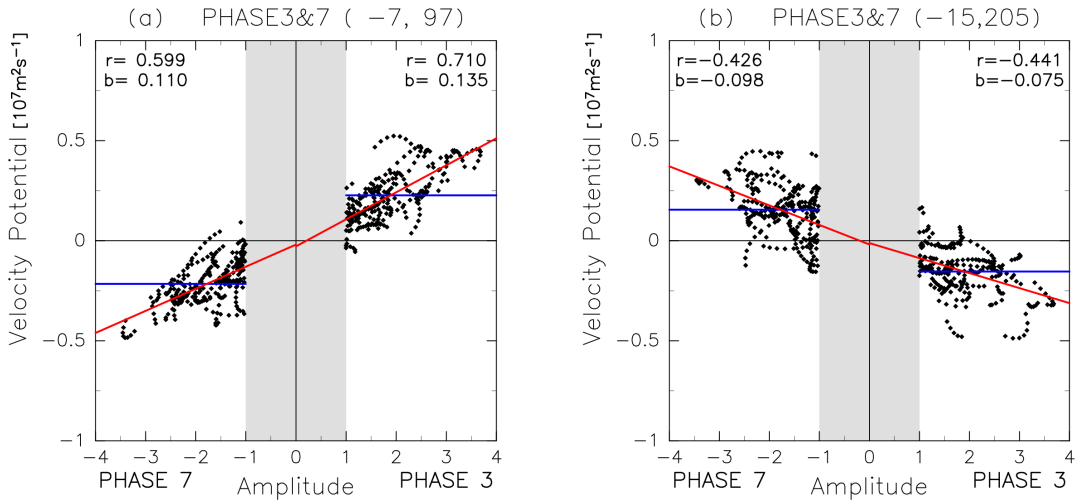


図 3.10: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE3 と PHASE7 における $\chi$850 偏差 [$10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}$] の散布図。(a) は (7.5°S, 97.5°E), (b) は (15°S, 155°W)。

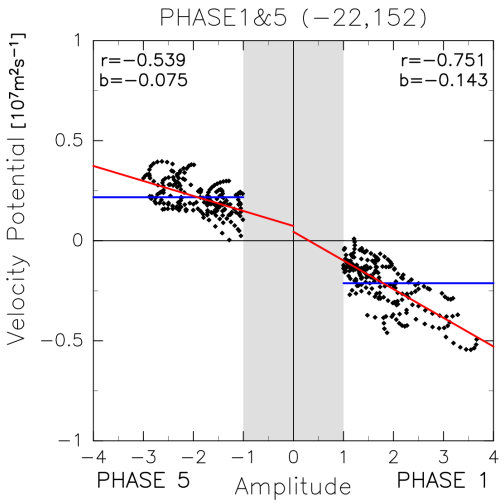


図 3.11: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE1 と PHASE5 における $\chi$850 偏差 [$10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}$] の散布図。格子点 (22.5°S, 152.5°E) での散布図。

## 3.3 流線関数偏差場

### 3.3.1 対流圏上層 (200hPa)

ここでは, 対流圏上層 (200hPa) の流線関数 ($\psi$200) 偏差場の MJO-index に対する応答特性について, 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) 領域を比較して記述する。図 3.12 に, 各位相での $\psi$200 偏差の合成図 (等値線, および陰影) と, その応答が線形的である領域 (斜線) を示す。次に, 図 3.13 のドット領域は, $\psi$200 偏差が両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域を示す。また, 図 3.14 に, 両線形・非対称応答 (応答特性 C) する領域をドットで示した。

**PHASE1&5**

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE1** では, $\psi$200 偏差場 (図 3.12 PHASE1) において, 対流不活発域が存在する海洋大陸中央部の北西側と南西側の亜熱帯域に, 対を成す低気圧性循環偏差が確認できる。また, PHASE1 は, 西アフリカ-インド洋西部で対流活発域が発生しはじめるが, その西側の西経 60 度付近での南北両半球亜熱帯域に, 弱い高気圧性循環偏差の対が存在している。これら亜熱帯域における対流圏上層の循環偏差と, MJO に伴う対流活動偏差との関係は, 第 1.2 節で述べた, Matsuno-Gill パターンと同様である。さらに, 太平洋東部亜熱帯域の西経 150 度付近にも, 高気圧性循環偏差の対が存在する。これは, (0°N, 150°W) 付近に存在する対流活発域と対応していると考えられる。一方, **中高緯度域**では, アラスカや北米大陸東部で統計的に有意な値を持つ, 高気圧性循環偏差と低気圧性循環偏差が存在する。**PHASE5** では, これらの領域で PHASE1 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE1** では, 海洋大陸亜熱帯域の低気圧性循環偏差の対と, 太平洋東部亜熱帯域の高気圧性循環偏差の対, およびアフリカ大陸の高気圧性循環偏差が存在する領域では, $\psi$200 偏差は線形的に応答している (3.12 斜線部)。一方, 中米の高気圧性循環偏差, アラスカの高気圧性循環偏差, および北米大陸東部の循環偏差は線形応答していない。**PHASE5** では, 線形応答する領域が PHASE1 と一致しない。例えば, PHASE5 では, 海洋大陸亜熱帯域の高気圧性循環偏差の対と, アフリカ大陸と中米域の低気圧性循環偏差の対, および北太平洋東部亜熱帯域の低気圧性循環偏差が存在する領域の一部で, 線形的に応答している。一方, 南太平洋東部亜熱帯域の低気圧性循環偏差, および北半球中高緯度域の循環偏差は, 一部を除き, 線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, 海洋大陸中央部亜熱帯域の循環偏差の対の一部と, 北太平洋東部亜熱帯域の循環偏差の一部, およびアフリカ大陸の循環偏差に限られる (図 3.13)。それ以外の亜熱帯域の循環偏差, および中高緯度域の循環は両線形・対称応答していない。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域はほとんど存在しない (図 3.14)。

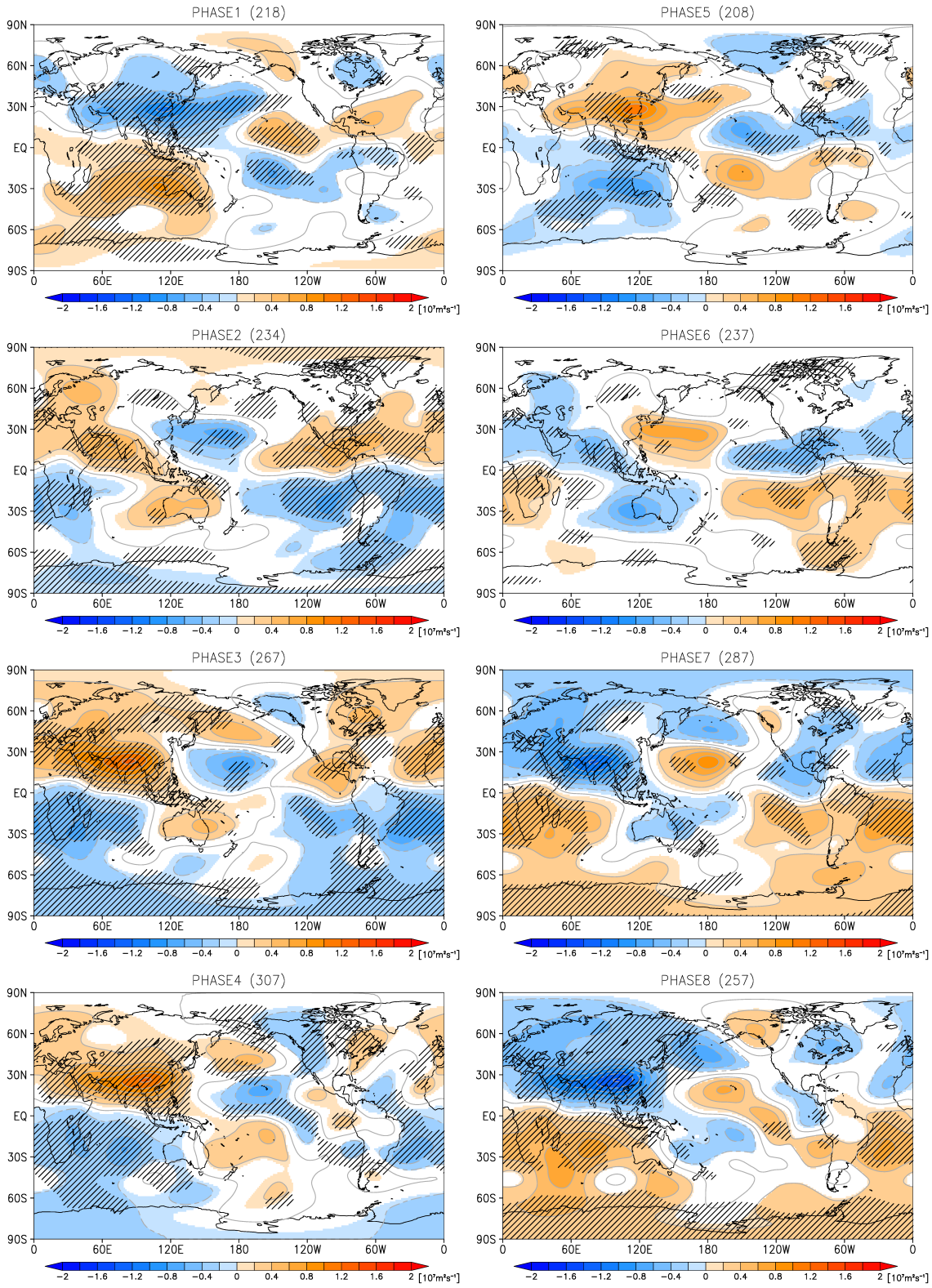


図 3.12: 図 3.2 と同じ。ただし, $\psi$200 偏差場 $[\mathrm{m^2 s^{-1}}]$。等値線間隔は $0.2\times10^7\mathrm{m^2 s^{-1}}$。

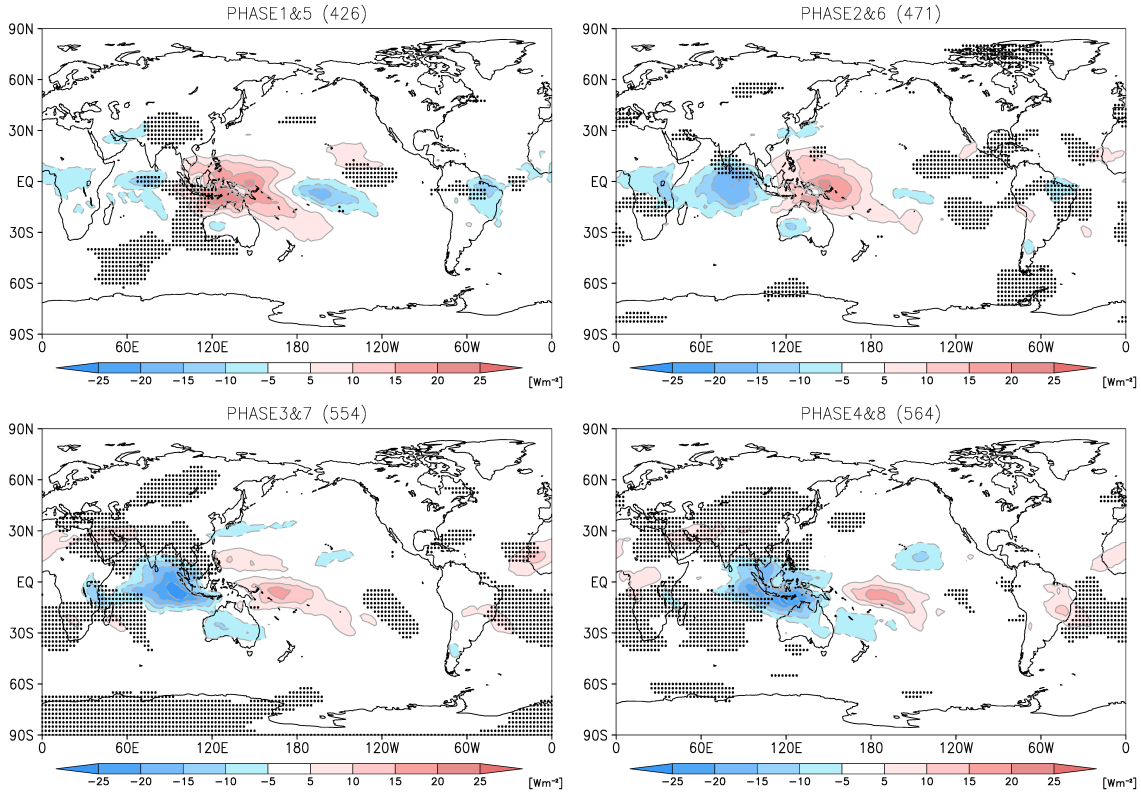


図 3.13: 図 3.3 と同じ。ただし, $\psi$200 偏差場の両線形・対称応答領域 (応答特性 B)。

### PHASE2&6

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE2** では, $\psi$200 偏差場 (図 3.12 PHASE2) において, 強化しつつある対流活発域が位置するインド洋中央部亜熱帯域に, 高気圧性循環偏差の対が存在している。また, 対流不活発域の位置する海洋大陸亜熱帯域に, 低気圧性循環偏差の対が存在し, その東側には高気圧性循環偏差の対が存在している。一方, **中高緯度域**では, 循環偏差の大きさが統計的に有意な領域ははほとんど存在しない。**PHASE6** では, これらの領域で PHASE2 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE2** では, 低緯度域に存在するほとんどの循環偏差は, 線形応答している (図 3.12 斜線部)。ただし, オーストラリア付近の低気圧性循環偏差は線形応答していない。**PHASE6** でも同様に低緯度域の循環偏差で線形応答が確認できるが, 海洋大陸亜熱帯域の高気圧性循環偏差の対はそうではない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, 太平洋東部亜熱帯域の循環偏差と, 海洋大陸亜熱帯域の循環偏差の一部のみである (図 3.13)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域はほとんど存在しない (図 3.14)。

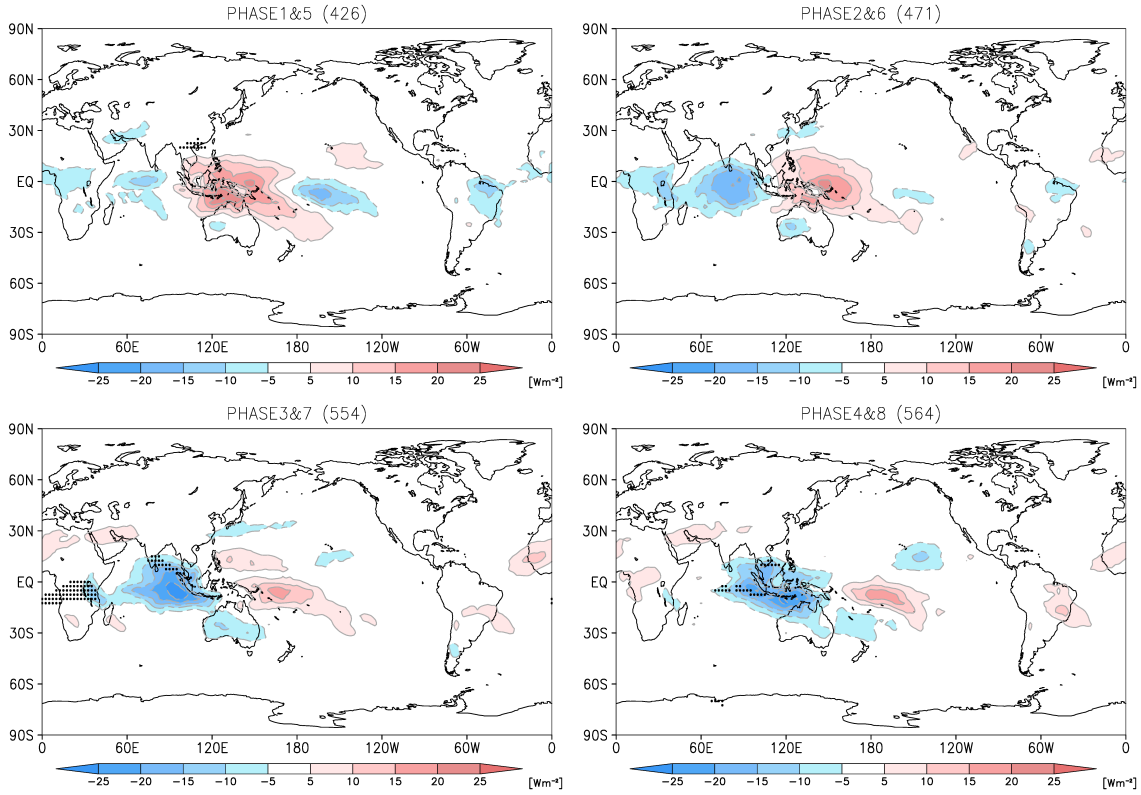


図 3.14: 図 3.3 と同じ。ただし, $\psi$200 偏差場の両線形・非対称応答領域 (応答特性 C)。

### PHASE3&7

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE3** では, $\psi$200 偏差場 (図 3.12 PHASE3) において, 対流活発域が位置するインド洋東部亜熱帯域に, 高気圧性循環偏差の対が存在する。また, 対流不活発が位置する太平洋西部亜熱帯域に, 低気圧性循環偏差の対が存在する。さらに, 太平洋東部でも, 高気圧性循環偏差の対がみられる。一方, **中高緯度域**では, 北太平洋北部に高気圧性循環偏差, アラスカに低気圧性循環偏差, 北米大陸東部に高気圧性循環偏差と, 波列状の循環偏差パターンの存在が確認できる。なお, この波列パターンは Matthews et al. (2004) や Mori and Watanabe (2008) が指摘した, MJO と関連する PNA パターンに対応すると考えられる。**PHASE7** では, これらの領域で PHASE3 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE3** では, 低緯度域の循環偏差が存在する領域のほとんどは, 線形応答している (図 3.12 斜線部)。ただし, オーストラリア東部の低気圧性循環偏差が存在する領域では線形応答していない。一方, 北半球中高緯度域の波列パターンが存在する領域のほとんどは, 線形応答していないが, 北太平洋北部の高気圧性循環偏差の一部と, 北米大陸東部の高気圧性循環偏差の一部では線形応答している。**PHASE7** では, インド洋亜熱帯域の低気圧性循環偏差の対と, 南太平洋西部亜熱帯域の高気圧性循環偏差

の一部, および南太平洋東部の低気圧性偏差は線形応答している。ただし, それ以外の循環偏差の存在する領域のほとんどは, 線形応答していない。一方, 北半球中高緯度域の波列パターンが存在する領域でも, PHASE3 と同様, 線形的に応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, インド洋亜熱帯域の低気圧性循環偏差の対と, 南太平洋東部亜熱帯域の低気圧性循環偏差に対応する領域を除いて, ほとんど存在しない (図 3.13)。なお, (50°N, 90°E) 付近のユーラシア大陸中央部では, 両線形・対称応答を示す領域が存在しているが, この領域の合成偏差の大きさは有意でない, もしくはその大きさが非常に小さいことがわかる (図 3.12)。この領域の応答については, 散布図を用いて後述する。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** 領域はほとんど存在しない (図 3.14)。

**PHASE4&8**

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE4** では, $\psi$200 偏差場 (図 3.12 PHASE4) において, インド洋亜熱帯域と太平洋中央部亜熱帯域に, それぞれ高気圧と低気圧の循環偏差の対が存在する。これらは, 海洋大陸西部の対流活発域と, 太平洋中央部の対流不活発域に対応した循環と考えられる。また, PHASE1 から PHASE3 で存在していた, 太平洋東部の循環偏差は減衰している。一方, **中高緯度域**では, PHASE3 と同様に, 北太平洋北部-アラスカ-北米大陸東部に波列パターンが存在している。**PHASE8** では, これらの領域で PHASE4 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE4** では, 低緯度域の循環偏差に着目すると, インド洋亜熱帯域の高気圧性循環偏差の対は線形的に応答する (図 3.12 斜線部)。ただし, それ以外の, 太平洋中央部亜熱帯域の低気圧性循環偏差などが存在する領域のほとんどは, 顕著に線形応答していない。一方, 北半球中高緯度域の波列パターンが存在する領域では, 線形応答する領域は, 合成偏差の大きさが有意な領域とは一致せず, そのやや上流側に位置している。**PHASE8** では, PHASE4 と同様に, インド洋亜熱帯域に存在する低気圧性循環偏差の対は線形応答しているが, 太平洋中央部亜熱帯域に存在する高気圧性循環偏差の対は線形応答していない。一方, 北半球中高緯度域の波列パターンも, 北太平洋北部の低気圧性循環偏差が存在する領域の一部を除き, 線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, インド洋亜熱帯域の循環偏差が存在する領域を除くほとんどの領域で確認できない (図 3.13)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域もほとんど存在しない (図 3.13)。

ここで, PHASE3&7 で特徴的な応答を示した格子点での $\psi$200 偏差と MJO-index との関係性を散布図で示す (図 3.15)。図 3.15a は, 北インド洋亜熱帯域の循環偏差の中心付近に位置する格子点 (22.5°N, 82.5°E) での散布図で, 両線形・対称応答 (応答特性 B) を示す。実際,

両位相の回帰係数の値は統計的に有意で, その値もほぼ等しい。図 3.15b は, 北太平洋亜熱帯域の循環偏差の中心付近に位置する格子点 (22.5°N, 177.5°W) での散布図で, PHASE3 のみ線形的に応答する片線形応答 (応答特性 A) を示す。実際, PHASE7 では, MJO-index の振幅が大きくなると, 偏差の変動幅も大きくなり, 回帰係数は統計的に有意ではない。図 3.15c は, 北太平洋北部の循環偏差の中心付近に位置する格子点 (45°N, 180°E) での散布図で, 両位相で線形応答をしない非線形応答 (応答特性 D) を示す。ただし, 両位相で合成偏差は, 優位である。実際, PHASE3 では, 振幅の大きさは MJO-index の振幅にあまり依存しない。また, PHASE7 では, 偏差の変動幅は, 振幅の大きさとともに拡大する。図 3.15d は, ユーラシア大陸中央部付近に位置する格子点 (52.5°N, 92.5°E) での散布図で, 両線形・対称応答 (応答特性 B) を示しているが, 合成偏差が PHASE3 では非常に小さく, PHASE7 ではその大きさが有意ではない。実際, 正 (負) PHASE での回帰直線の $y$ 切片は負 (正) の値を持つため, 各 PHASE での合成偏差の大きさは極めて小さくなる。

最後に, 対流圏上層の $\psi$200 偏差場の特徴をまとめる。
(1) $\psi$200 偏差の空間スケールは, $\chi$200 に比べ小さい。
(2) 低緯度域における $\psi$200 偏差パターンの特徴は, Matsuno-Gill パターンのそれとよく一致している。このため, 低緯度域の $\psi$200 偏差は MJO に伴う対流活動偏差によって励起されたパターンであることが示唆される。
(3) 北半球中高緯度の北太平洋から北米にわたる領域では, 特に PHASE3&7 と PHASE4&8 において, 波列状の偏差パターンが確認できた。
これら (2), (3) のパターンは, Matthews et al. (2004) で示されたものとほぼ一致する (PHASE1 は図 1.5 での $t$=36 ($t$=12 の逆), PHASE2 が $t$=42 ($t$=18 の逆), PHASE3 が $t$=0, PHASE4 が $t$=6 に対応する)。
(4) $\psi$200 偏差場では, その合成偏差図の大きさが有意な領域であっても, 偏差の大きさは MJO-index の振幅に対して線形応答しない場合が多い。この傾向は, 北半球の波列状パターンなど中高緯度域で特に顕著であるが, PHASE7 での北太平洋西部亜熱帯域の高気圧性循環偏差など, 低緯度域の一部でも認められる。
(5) 中高緯度域では, 線形応答する領域のほとんどが, 片線形応答 (応答特性 A) を示す。
(6) 両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域は, インド洋付近の亜熱帯域に限られる。
(7) 中高緯度域のごく一部で両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域が存在するが, そこでの偏差は小さく, 統計的に有意でない場合が多い。
(8) 両線形・非対称応答 (応答特性 C) する領域はほとんど存在しない。

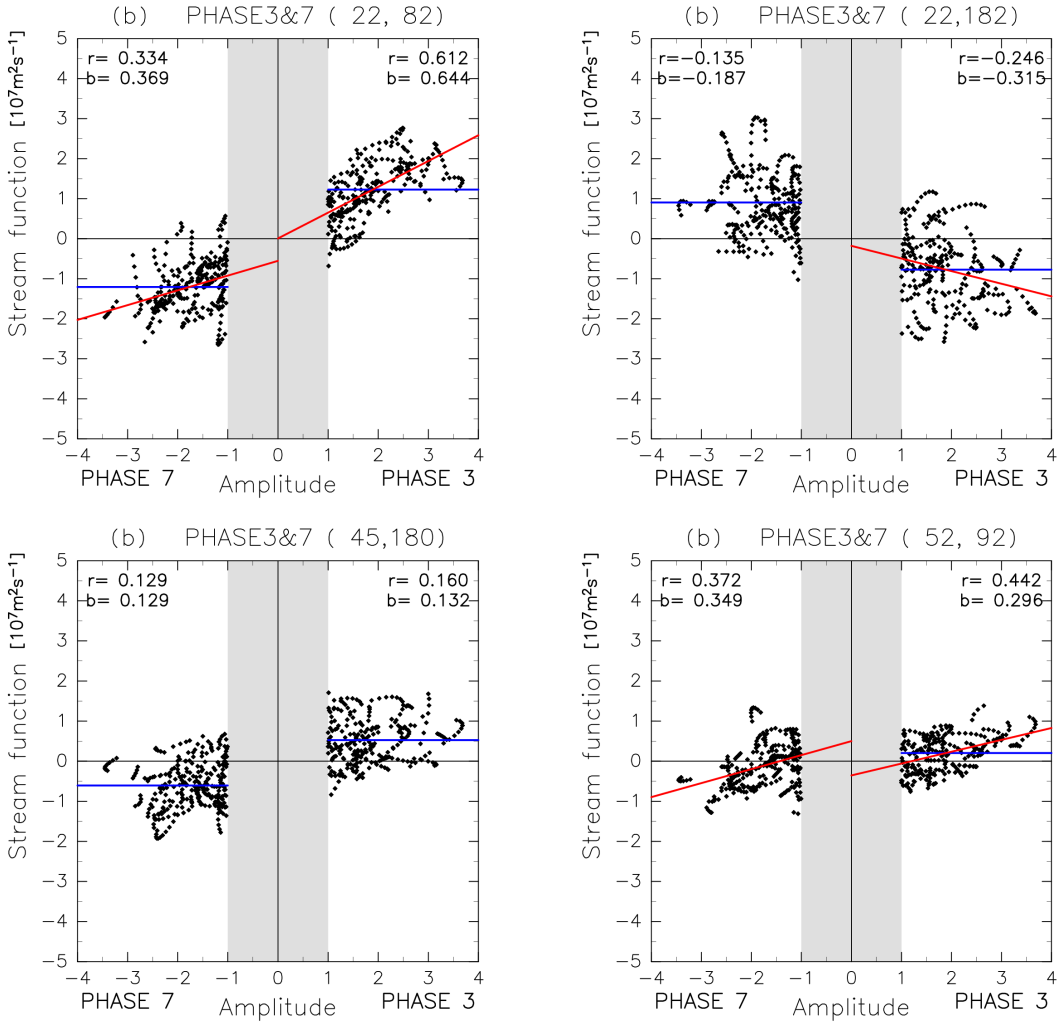


図 3.15: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE3 と PHASE7 における $\psi$200 偏差 $[10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}]$ の散布図。(a) は (22.5°N, 82.5°E), (b) は (22.5°N, 177.5°W), (c) は (45°N, 180°), (d) は (52.5°N, 92.5°E) の格子点での散布図。

### 3.3.2　対流圏下層 (850hPa)

ここでは, 対流圏下層 (850hPa) の流線関数 ($\psi$850) 偏差場の MJO-index に対する応答特性について, 対応する二つの位相 (正 PHASE と負 PHASE) 領域を比較して記述する。図 3.16 には, 各位相での $\psi$850 偏差の合成図 (等値線, および陰影) と, その応答が線形的である領域 (斜線) を示す。図 3.17 のドット領域は, $\psi$850 偏差が両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域である。また, 図 3.18 に, 両線形・非対称応答 (応答特性 C) する領域をドットで示す。

**PHASE1&5**

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE1** では, $\psi$850 偏差場 (図 3.16 PHASE1) において, 海洋大陸の西側に高気圧性循環偏差の対が, 大西洋亜熱帯域に弱い低気圧性循環偏差の対が存在している。これらは, 海洋大陸中央部の対流不活発域と, 西アフリカ-インド洋西部に発生しはじめた対流活発域と対応している (図 3.1)。また, 太平洋東部亜熱帯域にも低気圧性循環偏差の対が存在するが, これは (0°N, 150°W) 付近に存在する対流活発域と対応している。一方, **中高緯度域**では, 北米大陸東部の低気圧性循環偏差を除き有意な偏差は, ほぼ存在しない。**PHASE5** では, 北米大陸東部の高気圧性循環偏差が, 対応する PHASE1 での低気圧性循環偏差に比べ, やや南へシフトする。しかし, それ以外の領域では, PHASE1 とは極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE1** では, 亜熱帯域の循環偏差はほぼ線形応答している (図 3.16 斜線部)。また, 北米大陸東部の循環も線形応答している。**PHASE5** では, 線形応答する領域が PHASE1 に比べ狭くなるが, 海洋大陸の低気圧性循環は, ほぼ線形的に応答している。ただし, 北太平洋東部亜熱帯域における高気圧性循環偏差などでは, ほとんど線形応答していない。一方, 北米大陸東部の高気圧性循環偏差は, ほぼ線形応答している。また, 低緯度に存在する循環偏差の一部の領域は, **両線形・対称的応答 (応答特性 B)** している (図 3.17)。ただし, 北太平洋亜熱帯域の循環偏差は, そうではない。また, 北米大陸東部の循環偏差も応答特性 B の特徴を示す。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** を示す領域はほとんど存在しない (図 3.18)。

**PHASE2&6**

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE2** では, $\psi$850 偏差場 (図 3.16 PHASE2) において, アフリカ大陸付近に低気圧性循環偏差の対が, 海洋大陸付近に高気圧性循環偏差の対が存在する。これらは, インド洋中央部の対流活発域と, 海洋大陸東部の対流不活発域に対応する循環偏差と考えられる。一方, **中高緯度域**では, 海洋大陸付近の高気圧

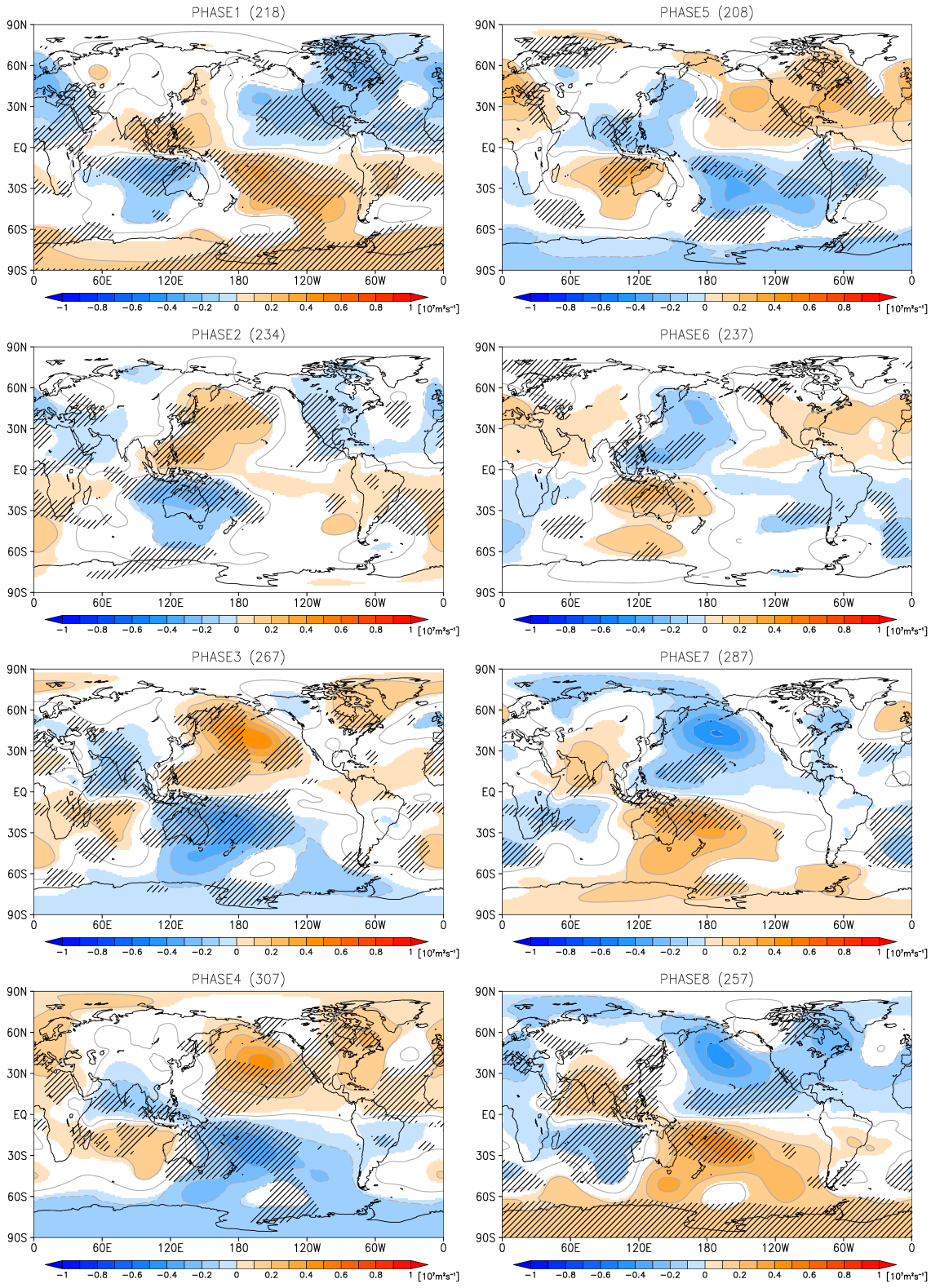


図 3.16: 図 3.12 と同じ。ただし, $\psi$850 偏差場 [$\mathrm{m^2 s^{-1}}$]。等値線間隔は $0.1\times10^7\mathrm{m^2 s^{-1}}$。

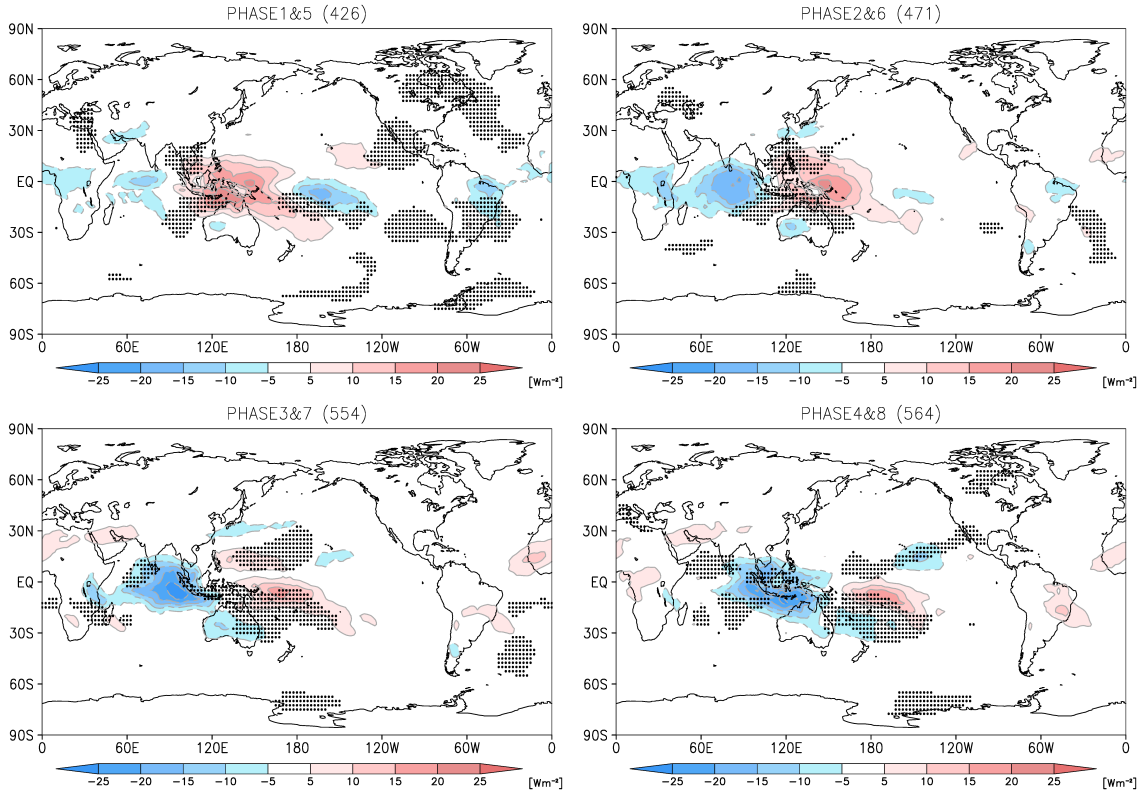


図 3.17: 図 3.3 と同じ。ただし, $\psi$850 偏差場の両線形・対称応答領域 (応答特性 B)。

性循環偏差が北太平洋北部にまで拡がっている。**PHASE6** では, PHASE2 とは極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE2** では, 海洋大陸亜熱帯域の高気圧性循環の対は線形的に応答しているが, アフリカ大陸付近の低気圧性循環偏差が存在する領域は, 一部を除き, 線形応答していない (図 3.16 斜線部)。一方, 北太平洋北部の高気圧性循環偏差が存在する領域のほとんどは, 線形応答している。**PHASE6** では, 海洋大陸亜熱帯域の低気圧性循環偏差は線形応答しているが, それ以外の循環偏差のほとんどは, 線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は, 海洋大陸亜熱帯域の循環偏差の対のみに限られる (図 3.17)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域はほとんど存在しない (図 3.18)。

### PHASE3&7

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE3** では, $\psi$850 偏差 (図 3.16 PHASE3) において, インド洋亜熱帯域と太平洋西部亜熱帯域に, それぞれ低気圧と高気圧の循環偏差の対が存在する。これらは, インド洋東部の対流活発域と, 太平洋西部の対流不活発域に対応した循環と考えられる。一方, **中高緯度域**には, 北太平洋北部の (40°N, 180°E) 付近を中心に, 顕著な高気圧性循環偏差が存在する。なお, この循環偏差の存在は, 遠藤・

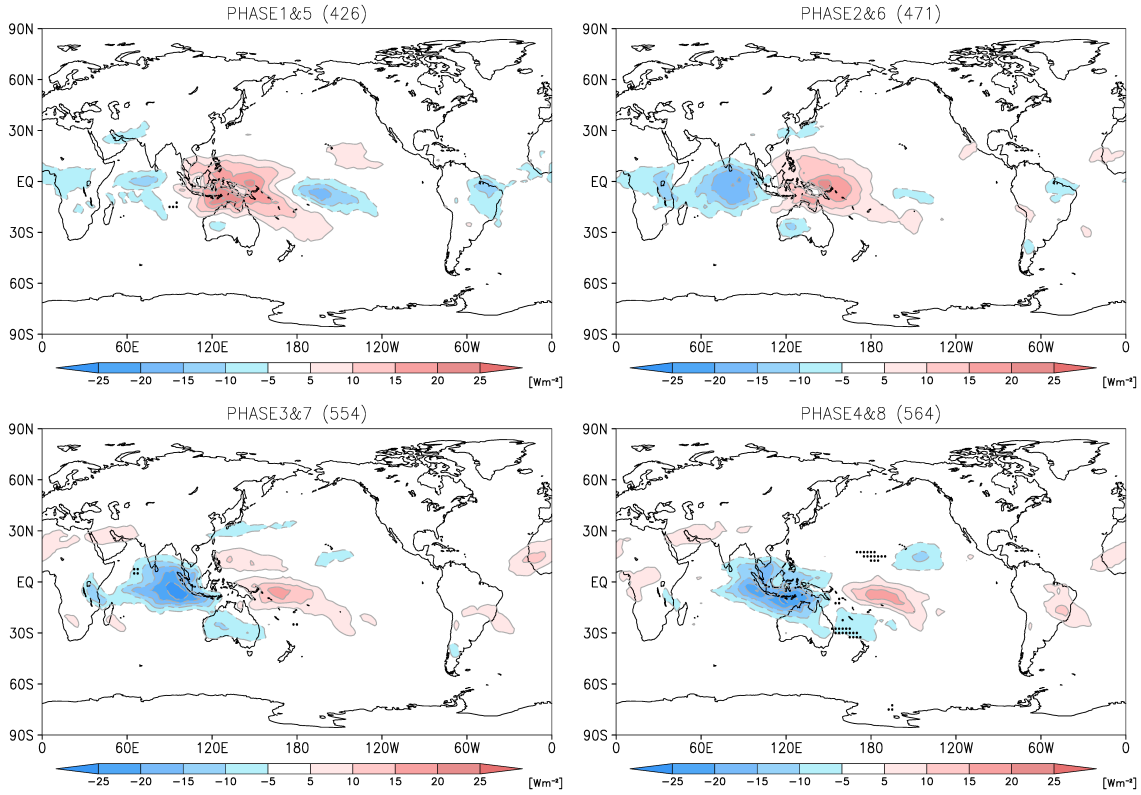


図 3.18: 図 3.3 と同じ。ただし, $\psi$850 偏差場の両線形・非対称応答領域 (応答特性 C)。

原田 (2008) でも指摘されている (図 1.7 の PHASE2 を参照)。さらに, アラスカと北米大陸東部に, それぞれ低気圧性循環偏差と高気圧性循環偏差が存在する。これらは $\psi$200 偏差でみられた波列状の偏差パターンと対応している。**PHASE7** では, アラスカの循環偏差の大きさが統計的に有意ではなくなるなど, いくつか異なる特徴も認められるが, PHASE3 とは極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE3** では, 亜熱帯域の循環偏差は線形的に応答している (図 3.16 斜線部)。また, 北太平洋北部の高気圧性循環偏差も, 一部の領域を除き, 線形的に応答している。北米大陸東部の高気圧性循環偏差も同様である。ただし, アラスカの低気圧性循環偏差は線形応答していない。**PHASE7** では, 太平洋西部亜熱帯域の低気圧性循環偏差は線形応答しているが, インド洋亜熱帯域の高気圧性循環偏差が存在する領域は, 一部を除き, 線形応答していない。一方, 北半球中高緯度域の波列パターンでも線形応答していない。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は太平洋西部亜熱帯域の循環偏差の対のみに限られる (図 3.17)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域はほとんど存在しない (図 3.18)。

### PHASE4&8

**合成偏差:**

まず, **低緯度域**に着目する。**PHASE4** では, $\psi$850 偏差 (図 3.16 PHASE4) におい

て, インド洋亜熱帯域と太平洋中央部亜熱帯域に, それぞれ低気圧と高気圧の循環偏差の対が存在する。これらは, 海洋大陸西部の対流活発域と太平洋中央部の対流不活発域に対応すると考えられる。一方, **中高緯度域**では, 北太平洋北部に顕著な高気圧性循環偏差が, 北米大陸東部に高気圧性循環偏差が存在する。ただし, アラスカには有意な低気圧性循環偏差は存在しないが, そこで $\psi$850 偏差は極小となる。これらの一連の偏差は, $\psi$200 偏差で確認された, 波列パターンと対応する。**PHASE8** では, PHASE4 と極性が逆で, ほぼ同じ空間パターンを示す循環偏差が存在する。

**MJO-index の振幅に対する応答特性:**

**PHASE4** では, 太平洋中央部亜熱帯域とインド洋亜熱帯域の循環偏差は線形応答する (図 3.16 斜線部)。ただし, 前者に比べ, 後者はより限られた領域でのみ線形応答する。中高緯度域の波列パータンに着目すると, 北太平洋北部の高気圧性循環偏差の一部と, 北米大陸東部の高気圧性循環偏差では線形応答しているが, アラスカの低気圧性循環偏差では線形応答していないことがわかる。**PHASE8** では, 亜熱帯域に存在する循環偏差の対はいずれも線形応答している。中高緯度域の波列パターンに着目すると, 北米大陸北部の一部の領域を除いて線形応答していないことがわかる。**両線形・対称応答 (応答特性 B)** する領域は亜熱帯域の循環偏差の一部に限られる (図 3.17)。**両線形・非対称応答 (応答特性 C)** する領域はほとんど存在しない (図 3.18)。

ここで, PHASE3&7 で特徴的な応答を示した格子点での, $\psi$850 偏差と MJO-index との関係性を散布図で示す (図 3.19)。図 3.19a は, 北太平洋中央部亜熱帯域の循環偏差の中心付近に存在する格子点 (12.5°N, 137.5°E) での散布図で, 両線形・対称応答 (応答特性 B) を示す。実際, 両位相の回帰係数の値は統計的に有意で, その値もほぼ等しい。図 3.19b は, 北太平洋中高緯度域の循環偏差の中心付近に存在する格子点での散布図 (42,5°N, 175°W) での散布図で, 両線形で非対称的応答 (応答特性 D) と判断した。実際, 両位相で合成値の偏差は統計的に有意ではあるが, PHASE3 では, 偏差の大きさが MJO-index の振幅に依存しない。PHASE7 でも, 振幅が大きくなると偏差の変動幅も大きくなる。この特徴は, 同地点での $\psi$200 偏差の応答の特徴とよく一致する (図 3.15c) の示す特徴とよく一致する。

最後に, 対流圏下層の $\psi$850 偏差場の特徴をまとめる。

(1) $\psi$850 偏差は, $\psi$200 偏差と同様, $\chi$850 に比べ小さい構造を持つ。

(2) 低緯度域における $\psi$850 偏差のパターンの特徴は, Matsuno-Gill パターンのそれとよく一致している。このため, 低緯度の $\psi$850 偏差は MJO に伴う対流活動偏差によって励起されたパターンのであることが示唆される。

(3) 低緯度域では, $\psi$200 偏差と $\psi$850 偏差とは互いに逆位相で, 流線関数偏差場は第一傾圧モードで特徴付けられる。この構造は, Rui and Wang (1990) により示された MJO に伴う循環偏差の三次元構造 (図 1.3) とよく一致する。

(4) 北半球中高緯度域の北太平洋から北米にわたる領域では, 特に PHASE3&7 と PHASE4&8

において, 波列状の偏差パターンが確認できた。このパターンは, 同じ領域にみられた $\psi 200$ 偏差と同位相であり, 中高緯度域の偏差パターンは, 順圧構造を持つことがわかる。

(5) $\psi 850$ 偏差の合成値は, その大きさが統計的に有意な領域でも, 必ずしも線形的に応答していない。この傾向は, 特に中高緯度域で顕著であるが, PHASE7 での北インド洋亜熱帯域など, 低緯度域の循環偏差の一部でも認められる。

(6) 中高緯度域では, 線形応答する領域のほとんどが, 片線形応答 (応答特性 A) を示す。

(7) 両線形・対称応答 (応答特性 B) する領域は亜熱帯域に限られる。

(8) 両線形・非対称応答領域 (応答特性 C) する領域はほとんど存在しない。

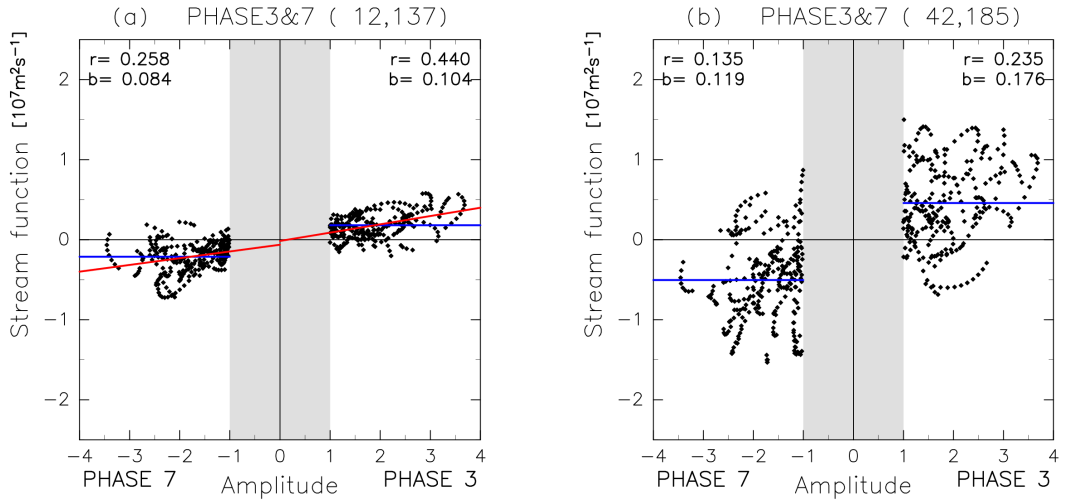


図 3.19: 図 2.4 と同じ。ただし, PHASE3 と PHASE7 における $\psi 850$ 偏差 $[10^7 \mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-1}]$ の散布図。(a) は (12.5°N, 137.5°E), (b) は (42.5°N, 175°W) 。

# 第4章　考察

本章では, MJO に対する対流圏上層の流線関数偏差場の応答特性とその形成過程との関連性を検討するため, MJO の各位相領域で合成した偏差場について渦度収支解析を行った。また, 本研究で得られた結果と, 過去の研究において指摘された MJO に対する中高緯度大気循環場の応答特性とを比較する。

## 4.1　流線関数偏差の形成過程に関する考察

ここでは, 対流圏上層 (200hPa) の流線関数 ($\psi$200) 偏差場について渦度収支解析を行い, その形成過程について考察する。特に, MJO に対して特徴的な中高緯度循環偏差場が存在した PHASE3&7 について議論する。ただし, 時間発展を考慮すると, その形成過程を明らかにするためには, 直前の位相領域である, PHASE2&6 での偏差場の時間変化について吟味する必要がある。このため, PHASE2 と PHASE6 で合成した偏差場について渦度収支 (第 2.4 節参照) を解析した。

まず, PHASE3 と PHASE7 の偏差場の形成過程を吟味するために, PHASE2 と PHASE6 で合成した偏差の時間変化傾向に着目する意味について確認しておく。図 4.1a, b に, PHASE2 と PHASE6 での $\psi$200 偏差の時間変化項 ($\partial\psi'_{ISO}/\partial t$) の平均値を示す。この値の統計的有意性が 90%以上の領域にカラーの陰影を付けた。また, 図 4.1c, d に, PHASE2 と PHASE3, および PHASE6 と PHASE7 の $\psi$200 偏差合成値の差を示す。この図で示された $\psi$200 偏差の時間変化項のパターン (図 4.1a,b) と, $\psi$200 偏差合成値の差のパターン (図 4.1c,d) とは, 全般的にほぼ一致していることがわかる。また, 北インド洋亜熱帯域の循環偏差に着目すると, そこでの $\psi$200 偏差の時間変化項の値の絶対値は約 $16\mathrm{m^2s^{-2}}$ であるのに対し (図 4.1a,b), $\psi$200 偏差合成値の差は約 $0.8\times10^7\mathrm{m^2s^{-1}}$ であることがわかる (図 4.1c,d)。ここで, MJO-index がある位相領域に留まる期間が 6 日程度であったことを考慮すると (第 2.2 節参照), 前者の値の大きさも妥当であることがわかる。したがって, 以下では, PHASE3 と PHASE7 で合成した偏差場の形成過程を理解するために, 第 2.4 章で記述した渦度収支項を, PHASE2 と PHASE6 のそれぞれの位相領域で合成した値について吟味する。

はじめに, PHASE2 と PHASE6 において合成した渦度収支式 (2.32) の各項の空間分布を図 4.2 に示す。図 4.2a,d は, 季節内変動成分に伴う線形項 $\xi_L$, 図 4.2b,e は, 季節内変動成分に伴う非線形項 $\xi_N$, 図 4.2c,f は, 残差項 $R$ (季節内変動以外の変動成分による効果を含む) を示す。なお, 合成値の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に陰影を付けた。それぞれの項の大きさを比較すると, 両位相とも, 線形項と残差項が卓越するが, 非線形項の値は小さく, その値が統計的に有意な領域はほとんど存在しないことがわかる。また, 線形項と残差

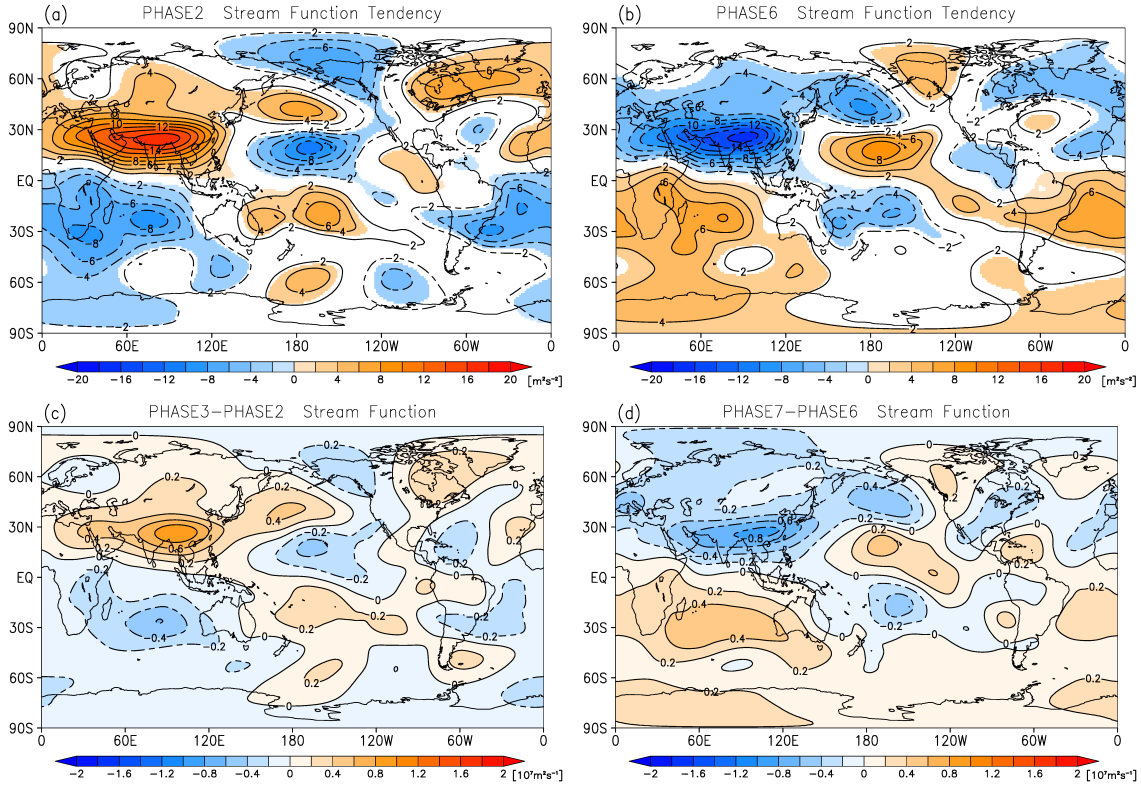


図 4.1: 流線関数偏差の時間発展と位相差との比較。(a) は PHASE2 での $\psi$200 偏差の時間発展 $(\partial\psi'_{ISO}/\partial t)$ [$m^2s^{-2}$] の水平分布。等値線で $\psi$200 偏差の時間発展を示し, 間隔は $2m^2s^{-2}$。値の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に陰影をつけた。(b) は (a) と同じ。ただし PHASE6 の場合。(c) は PHASE3 と PHASE2 との間での $\psi$200 偏差合成値の差 [$m^2s^{-1}$]。等値線間隔は, $0.2\times10^7m^2s^{-1}$。(d) は (c) と同じ。ただし, PHASE7 と PHASE6 の差。

項とは, ほぼ空間パターンが同じで, 互いに反対符号の値を持ち, 両者はほぼ互いに釣り合っている。この傾向は, オーストラリア, アフリカ熱帯域などで顕著である。ただし, $\psi$200 偏差が MJO-index の振幅に対し両線形・対称応答していた北インド洋亜熱帯域では (図 3.13), 両位相とも線形項が卓越し, 残差項や非線形項は無視できる。また, $\psi$200 偏差が非線形応答をしていた北太平洋北部では (図 3.12), 両位相において, 残差項の値は統計的に有意である (特に日本の東方海上)。

このように, 渦度収支を示す式 (2.29) の各項の大きさと, $\psi$200 偏差の応答特性との間に, 関係性が存在することが期待される。そこで, 以下では,

**(1) 北インド洋亜熱帯域 (15°N-25°N, 75°E-85°E)**

**(2) 北太平洋亜熱帯域 (15°N-25°N, 175°E-175°W)**

**(3) 北太平洋北部 (40°N-50°N, 175°E-175°W)**

の 3 つの領域について, 各領域で平均した 200hPa 等圧面における渦度収支項を, 各位相領域で算出し, 詳しい解析を行った。なお, 図 3.12 と図 3.13 より, PHASE3 と PHASE7 での $\psi$200 偏差は, MJO-index の振幅に対し, (1) 北インド洋亜熱帯域では両線形・対称応答 (応答特性 B), (2) 北太平洋亜熱帯域では片線形応答 (応答特性 A; PHASE3 のみで線形応答), (3) 北太平洋北部では非線形応答 (応答特性 D) を示すことがわかる。

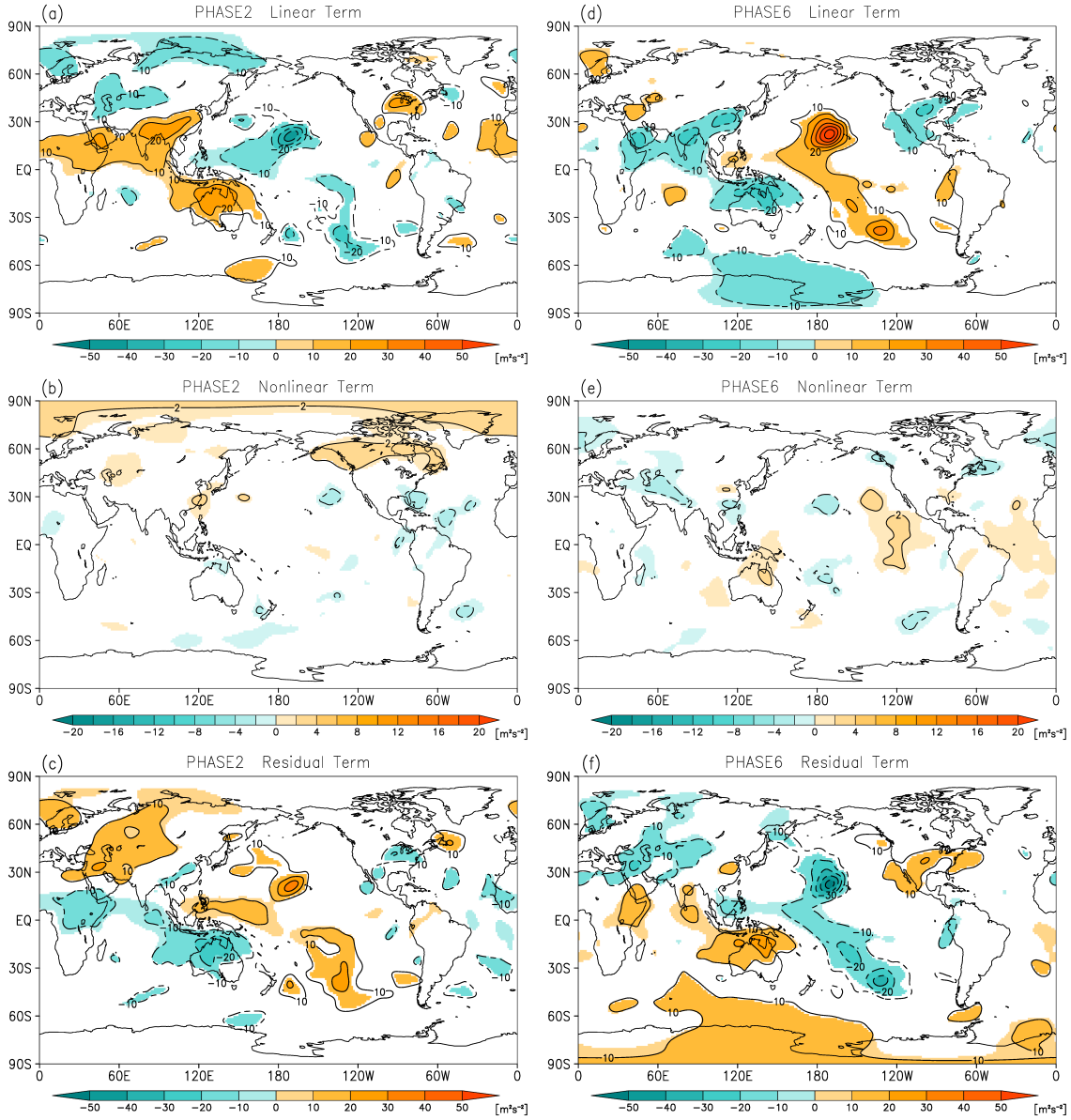


図 4.2: PHASE2 (a,b,c), PHASE6 (d,e,f) での, 渦度収支各項 (線形項, 非線形項, 残差項) [$m^2s^{-2}$] の水平分布。(a,d) は季節内変動成分に伴う線形項 $\xi_L$, (b,e) は季節内変動成分に伴う非線形項 $\xi_N$, (c,f) は残差項 $R$。各項の値を等値線で示す。等値線の間隔は (a,d) $10m^2s^{-2}$, (b,e) $2m^2s^{-2}$, (c,f) $10m^2s^{-2}$。各項の大きさの統計的有意性が 90%以上の領域に陰影をつけた。

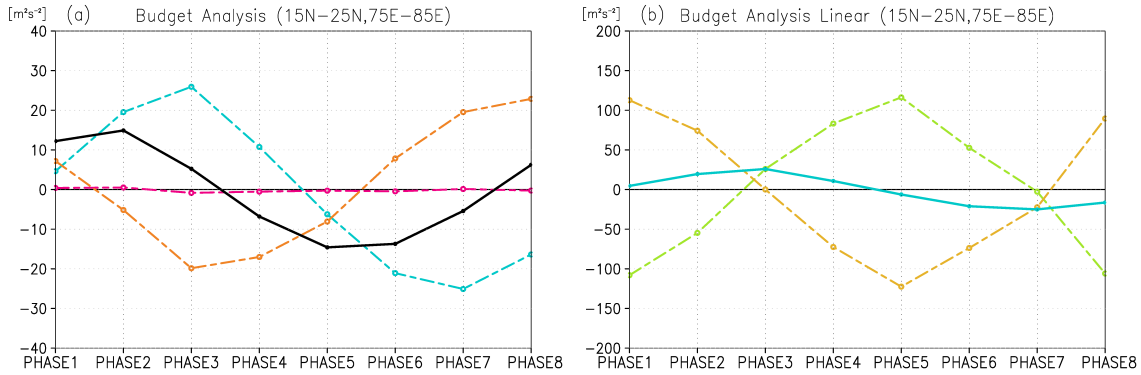


図 4.3: MJO の各位相で合成した, 北インド洋亜熱帯域の渦度収支。平均した領域は, (15°N-25°N, 75°E-85°E)。(a) は黒実線で流線関数偏差の時間変化項 ($\partial\psi'_{ISO}/\partial t$) [$m^2s^{-2}$], 青破線で季節内変動成分に伴う線形項 $\xi_L$ [$m^2s^{-2}$], 赤破線で季節内振動成分に伴う非線形項 $\xi_N$ [$m^2s^{-2}$], 橙破線で残差項 R [$m^2s^{-2}$] を示す。(b) は季節内変動成分に伴う線形項の内訳。青実線で季節内変動成分に伴う線形項 $\xi_L$ [$m^2s^{-2}$], 緑破線で移流項 $\sum_{i=1}^{2}\xi_i$ [$m^2s^{-2}$], 黄破線で発散項 $\xi_3$ [$m^2s^{-2}$] を示す

**(1) 北インド洋亜熱帯域 (15°N-25°N, 75°E-85°E); 両線形・対称応答 (応答特性 B)**

図 4.3 は, (15°N-25°N, 75°E-85°E) の領域で平均した, 各位相での渦度収支項の値を示す。図 4.3a の黒実線は, $\psi$200 偏差の時間変化項 ($\partial\psi'_{ISO}/\partial t$), 青破線は線形項 $\xi_L$, 赤破線は非線形項 $\xi_N$, 橙破線は残差項 $R$ を示す。まず, 全ての位相において, 非線形項は他の項に比べて小さく, 線形項と残差項が流線関数偏差の時間変化項を決定していることがわかる。また, これらの項は正弦波的に変動しており, 極大値と極小値の値はほぼ等しい。次に, PHASE2 と PHASE6 に着目する。PHASE2 では, 残差項は線形項に比べ小さく, 線形項が流線関数偏差の時間変化を決定していることがわかる。PHASE6 でも同様に, 線形項が支配的である。また, 両位相での線形項の大きさも $20m^2s^{-2}$ 程度と等しく, 対称的である。このように, この領域での流線関数偏差場の形成に, 線形過程が支配的な役割を果たしていることは, 流線関数偏差場が MJO-index の振幅に対し, 両線形・対称応答を示していたことと整合的であると考えられる。

さらに, 図 4.3b に, 線形項 $\xi_L$ (青実線) を, 式 (2.29) に従い, 移流項 $\sum_{i=1}^{2}\xi_i$ (緑破線) と発散項 $\xi_3$ (黄破線) に分割した結果を示す。それぞれの項は, 線形項と同様に, 正弦波的な変動をしており, 極大値と極小値の値はほぼ等しい。PHASE2 と PHASE6 に着目すると, 両位相領域で, 発散項が線形項と同符号を持つことがわかる。これより, PHASE3 あるいは PHASE7 での $\psi$200 偏差場は, 線形項の中でも, 発散項によって形成されていたことが示唆される。また, 図は省略するが, 発散項 (式 2.29) の中でも $\xi_3$ の第一項が支配的であった。つまり, インド洋中央部に存在する対流偏差 (図 3.1) に伴う発散風が, 北インド洋亜熱帯域の対流圏上層循環偏差の形成に支配的な役割を果たしていたことが伺える。

**(2) 北太平洋亜熱帯域 (15°N-25°N, 175°E-175°W); 片線形応答 (応答特性 A; PHASE3 のみで線形応答)**

図 4.4 は, (15°N-25°N, 175°E-175°W) の領域で平均した, 各位相での渦度収支項を示す。図 4.4a から, この領域でも, 非線形項は他の項に比べて小さく, 線形項と残差項が流線関数

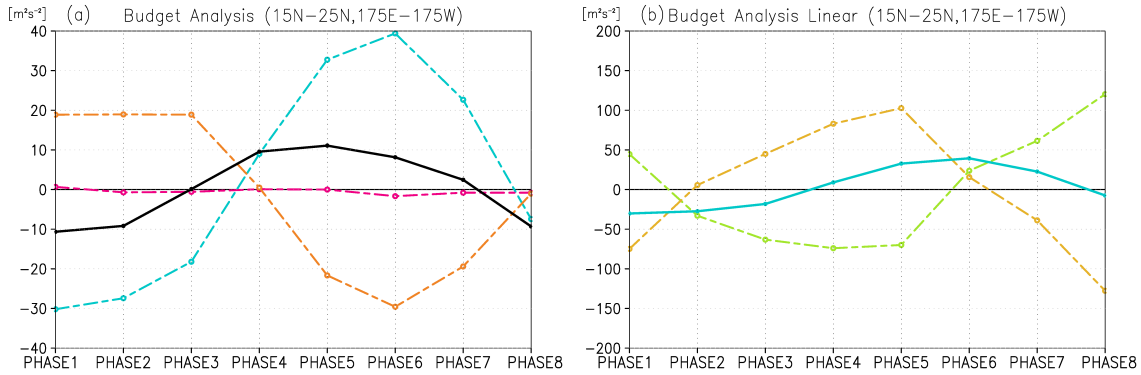


図 4.4: 図 4.3 と同じ。ただし, 北太平洋亜熱帯域における (15°N-25°N, 175°E-175°W) の領域平均。

偏差の時間変化項がを決定していることがわかる。ただし, これらの項は正弦波的な変動をしておらず, 極大値と極小値の大きさが異なっている。例えば, 線形項の極大値は $40\mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-2}$ 程度であるが, 極小値は $30\mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-2}$ 程度と異なり, 非対称である。次に PHASE2 と PHASE6 に着目すると, 線形項の大きさは残差項に比べて大きいことがわかる (図 4.4a)。ただし, 同じ位相における北インド洋亜熱帯域 (図 4.3a) と比較すると, 残差項もかなり大きな値となっている。また, PHASE6 における残差項の大きさは, PHASE2 の 1.5 倍程度と大きく, 逆位相間で大きさは等しくない。しかも, 線形項 $\xi_L$ と残差項 $R$ の絶対値の比率 ($|R|/|\xi_L|$) も, PHASE2 では約 0.7, PHASE6 では約 0.75 と大きくなる。このことから, PHASE2 と比べて PHASE6 では, この領域における対流圏上層循環偏差の形成には, 残差項の役割がより大きいことがわかる。この特徴は, この領域での対流圏上層循環偏差が PHASE3 では線形的, PHASE7 では非線形的に MJO-index の振幅に対し応答していることと矛盾しないと考えられる。

さらに, 図 4.4b に, 移流項と発散項に分けた線形項の内訳を示す。この図から, 移流項と発散項は正弦波的に変動していないことがわかる。例えば, PHASE2 では移流項が支配的であるのに対し, PHASE6 では, 移流項と発散項が同程度の寄与をしている。従って, PHASE2 と PHASE6 では, ともに線形項が卓越するが, 偏差の形成メカニズムは異なっていることが示唆される。

**(3) 北太平洋北部 (40°N-50°N, 175°E-175°W); 非線形応答 (応答特性 D)**

図 4.5 は, (40°N-50°N, 175°E-175°W) の領域で平均した, 各位相毎での渦度収支項を示す。図 4.5a から, この領域では, おもに線形項と残差項が, 対流圏上層における流線関数偏差の時間変化項を決定していることがわかる。ただし, 北インド洋亜熱帯域や北太平洋亜熱帯域の循環偏差と比べると, 非線形項の比率も小さくない。また, PHASE2 と PHASE6 では, 残差項が卓越している。このことは, 両位相でこの領域における対流圏循環偏差の応答が非線形的であったことと矛盾しないと考えられる。また, 線形項と残差項の変動は正弦波的ではなく, 両位相間で非対称的である。例えば, 残差項の大きさは, PHASE2 では $6\mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-2}$ 程度であるが, PHASE6 では-$10\mathrm{m}^2\mathrm{s}^{-2}$ 程度と約 2 倍である。さらに, PHASE2 では, 線形項はほぼ無視でき, 残差項が時間変化傾向をほぼ決定しているのに対し, PHASE6 では, 線形

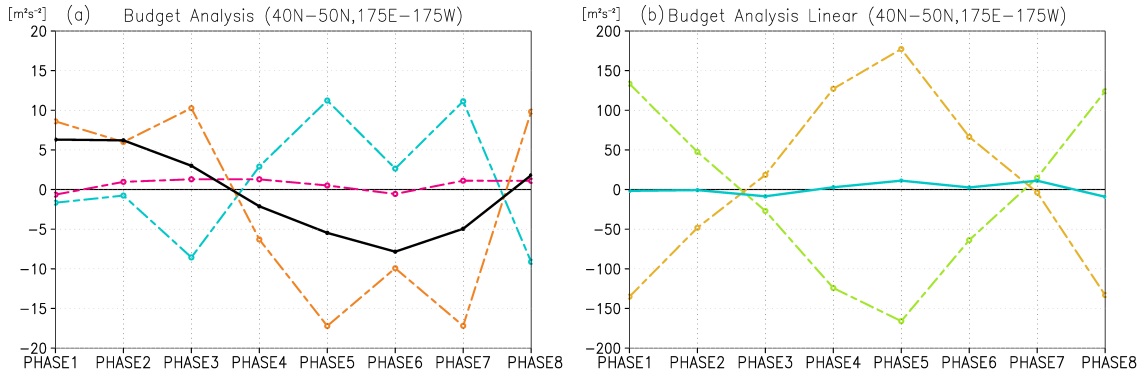


図 4.5: 図 4.3 と同じ。ただし, 北太平洋北部における (40°N-50°N, 175°E-175°W) の領域平均。

項は無視できない大きさを持つ。

なお, 図 4.5b から, この領域では, 移流項と発散項とがほぼバランスしていたため, 線形項は残差項に比べて小さな値となっていたことがわかる。

以上の渦度収支解析の結果から, MJO-index の各位相領域で出現する対流圏上層の流線関数偏差の形成メカニズムは, 地理的位置に依存して異なることが示された。また, この形成メカニズムの違いが, MJO-index の振幅に対する応答特性の違いと対応する可能性も示唆された。特に, 線形的でない応答が多く存在する, 北太平洋域の波列パターンを構成する中高緯度域での偏差の形成には, 残差項の寄与が支配的であることが示された。この残差項は, 具体的には, 総観規模擾乱などの短周期擾乱 (高周波成分) の非線形力学過程も含んでいる。従って, これらの季節内変動以外の変動成分に伴う非線形力学過程が, MJO-index の振幅に対して非線形的な応答の要因となったと考えられる。実際, 北太平洋北部の循環偏差はストームトラックの位置に存在し, 中高緯度域の総観規模擾乱が, 形成プロセスに大きく関与していることが示唆される。

なお, 以上のことから, MJO に伴う対流強制によって形成される中高緯度域における循環偏差を, 単純な線形力学モデルで表現することは難しいことがわかる。また, 少しでも正確な応答を単純な力学モデルで表現するためには, 非線形力学過程を線形場の関数としてパラメタライズしてモデルに含めることが必須である。そのようなパラメタライズの手法を考案するためにも, 第 3 章で行った, MJO-index の振幅に対する偏差場の応答特性に関する解析を, 渦度方程式の各項についても実施する必要がある。

次に, 速度ポテンシャル偏差場と流線関数偏差場との応答特性の違い, 具体的には, 前者は南北両半球の広い範囲で MJO-index の振幅に対して線形的に応答していたのに対し, 後者で線形応答していたのは, 北インド洋亜熱帯域など MJO に伴う対流偏差のごく近傍の領域に限られることについて考察する。

まず, MJO に伴う対流偏差場が鉛直流偏差を通じ, 速度ポテンシャル場を直接的に強制することを考慮すると, 速度ポテンシャル場が MJO-index の振幅に対し線形的に応答することは, 比較的理解しやすい。一方, 速度ポテンシャル場は, それに伴う発散風による渦管生成

によって, 流線関数偏差場を間接的に強制する。従って, 発散風に伴う渦度生成, すなわち発散項が, 流線関数偏差の形成で主要な役割を果たす領域では, 流線関数偏差場も MJO-index の振幅に対し線形的に応答することが期待される。実際, 発散項が卓越する北インド洋亜熱帯域での流線関数偏差場は線形応答していた。一方, 発散項の役割が二次的な, 北太平洋北部での流線関数偏差場は MJO-index の振幅に対し線形応答しない。

## 4.2 先行研究との比較

まず, MJO が冬季の日本の天候に与える影響について調べた遠藤・原田 (2008) の結果と比較する。彼らは, 日本域の気温偏差が MJO の位相極性に対して, 非対称的であることを指摘している。さらに, 傾圧性擾乱の活動度が MJO の位相極性に対し非対称的であることが, その要因であることを指摘している。このことは, 本研究で示された北太平洋北部における流線関数場の形成で主要なプロセスである残差項の非対称性と対応している。なぜなら, この渦度収支解析における残差項は, 季節内変動以外の変動成分に伴う非線形力学過程も含むためである。

一方, PNA パターンの形成メカニズムと MJO との関係性について, 渦度収支解析を用いて解析した, Mori and Watanabe (2008) の結果と比較する。まず, 彼らは, 負の PNA パターン (本研究における PHASE3 で出現する北半球中高緯度の波列パターンに対応) の形成に, 非線形項が大きな役割を果たしていることを指摘した。これは, PHASE2 の北太平洋北部における流線関数偏差場の形成過程で, 残差項が主要な役割を果たしていたことを示した本研究結果と整合的である。また, 季節内変動成分に伴う非線形項が二次的な役割を果たしていたことも, 彼らの結果と矛盾しない。一方, 彼らは, 正の PNA パターン (本研究における PHASE7 の波列パターン) の形成過程では, 線形項が最も支配的であると主張している。この点は, 本研究結果とは一見矛盾する。なぜなら, PHASE6 での渦度収支解析より, 北太平洋北部における流線関数偏差場の形成過程での残差項の卓越が本研究で示されたためである。ただし, この矛盾をもたらした要因の一つは, 渦度収支解析を行った領域の違いにある。実際, 彼らは, 北太平洋から北米にわたる広い領域で平均した渦度収支について解析を行っている。また, 彼らの解析領域を対象として本研究で行った渦度収支解析を実施すると, 彼らとほぼ同様の結果を得ることができた (図は省略)。さらに, 解析に用いた変動成分の違いも, この相違の重要な要因である。実際, 彼らは周期が 10 日以上の変動成分について解析しているが, 本研究では周期 30-90 日の変動成分に着目している。このため, 本研究で行ったのと同様の解析を周期 10 日以上の変動成分について実施し, 彼らの結果とさらに詳しく比較することも必要である。

# 第5章　結論

熱帯大気における主要な変動成分である熱帯季節内振動 (Madden-Julian Oscillation: MJO) は, 中高緯度大気にも影響を及ぼし, 異常気象を引き起こす一つの要因であることが, これまでの研究により指摘されている。例えば, 遠藤・原田 (2008) は, 合成図解析の手法を用いて, MJO が日本の冬季の天候に及ぼす影響が, 統計的に有意であることを指摘している。しかしながら, 中高緯度域への応答が, MJO の振幅に対してどのように依存しているのか, あるいは MJO の極性 (逆位相) に対して対称的か否かなどの, 応答特性の詳細は明らかではない。そこで, 本研究では, MJO の振幅と極性に対する, 中高緯度大気の詳細な応答特性を明らかにするために, 1979 年から 2013 年までの NOAA 外向き長波放射量 (OLR) データ, および JRA-55 再解析データを用いて詳しい解析を行った。また, MJO に対する流線関数偏差場の応答特性とその形成過程との関連性を検討するため, 渦度収支解析を行った。

まず, 季節内変動成分を取り出すため 30-90 日 band-pass filter を施した熱帯域の OLR 偏差について主成分分析 (EOF 解析) を行い, その結果得られる第一主成分 (EOF1) と第二主成分 (EOF2) から MJO を定義した。このようにして定義した MJO は, 赤道域を 30-90 日周期でゆっくりと東進する, 水平スケールが数千 km に及ぶ対流活動偏差場として特徴付けられる。次に, EOF1 と EOF2 に対応する時系列 $PC1$, $PC2$ によって張られる, MJO の振幅と位相を表現する位相空間の中で, MJO の振幅が有意に大きい領域を位相方向に PHASE1 から PHASE8 までの 8 つの領域に分割し, 各位相領域における大気循環場の MJO に対する応答特性を吟味した。なお, PHASE1 (PHASE5) から PHASE4 (PHASE8) までは, MJO に伴う対流活発域 (対流不活発域) が西アフリカ-インド洋西部で発生しはじめ (PHASE1, PHASE5), インド洋域をゆっくりと東進しながら, 海洋大陸付近で発達する (PHASE4, PHASE8) 位相に対応する。また, 例えば, PHASE1 と PHASE5 とは, MJO に伴う対流活発域が対流不活発域に入れ替わる, 互いに逆位相の関係にある。一方, 大気循環場の MJO の振幅と極性に対する応答特性は, 具体的には以下の観点から分析した。

(1) 速度ポテンシャル偏差場と流線関数偏差場の季節内変動成分が, 各位相領域で, MJO の振幅に対し線形的に応答するか否か (線形性の検定)。

(2) 互いに逆位相の関係にある位相領域 (例えば, PHASE1 と PHASE5; 以下, 対応する二つの位相領域) で, 偏差が MJO の振幅に対して共に線形応答する場合は, 対応する位相領域での回帰係数が互いに等しいか否か (対称性の検定)。

そして, この分析結果から, 緯度-経度格子点毎に, 偏差の応答を次の 4 つに分類した。

**片線形応答 (応答特性 A) :**

対応する二つの位相領域のうち, 一方の位相領域では線形的に応答するが, その逆位相領域では線形的に応答しない場合。

**両線形・対称応答 (応答特性 B) :**

対応する二つの位相領域で線形的に応答し, かつ, 回帰係数の差が統計的に有意でない場合。

**両線形・非対称応答 (応答特性 C) :**

対応する二つの位相領域で線形的に応答し, かつ, 回帰係数の差が統計的に有意な場合。

**非線形応答 (応答特性 D) :**

対応する二つの位相領域の両方で, 線形的に応答しない場合。

なお, ある位相における, ある格子点での応答特性が, 応答特性 A (ただし, その位相において線形応答を示す場合), 応答特性 B, あるいは応答特性 C に分類される場合には, そこでの偏差は, MJO の振幅に対して線形応答する。

以下に, 各位相領域 (対応する二つの位相) 毎の偏差場の空間構造の特徴と, 応答特性をまとめる。なお, 対流圏上層 (200hPa) の特徴を中心に記述する。

**PHASE1&5**

**対流偏差場:** 西アフリカ-インド洋西部と海洋大陸中央部を中心とする対流偏差 [PHASE1 (PHASE5) では, 前者の領域に対流活発域 (対流不活発域), 後者の領域に対流不活発域 (対流活発域)] が存在する。

**速度ポテンシャル偏差場:** 高緯度域まで拡がる傾圧的な東西波数 1 の空間構造を持つ。合成偏差の大きさが, 統計的に有意な領域のほとんどは線形応答を示す。その中で, インド洋西部の対流偏差域から南西方向や, 海洋大陸中央部の対流偏差域から北東方向に拡がる領域は応答特性 B, オーストラリア域は応答特性 C, それ以外のほとんどの領域は応答特性 A (例えば, ユーラシア大陸) を示す。

**流線関数偏差場:** 低緯度域の偏差場は, MJO に伴う対流偏差と対応する Matsuno-Gill パターンに似た, 傾圧的な構造を持つ, 赤道を挟んでほぼ対称的な循環偏差の対として特徴付けられる。中高緯度域の一部の領域 (例えば, 北米大陸東部など) には, 順圧構造を持つ有意な偏差が存在する。合成偏差の大きさが有意な低緯度域のほとんどは, 応答特性 A を示す。ただし, インド洋亜熱帯域は応答特性 B。中高緯度域で, 合成偏差の有意な領域のほとんどが応答特性 D (例えば, アラスカ域) を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**PHASE2&6**

**対流偏差場:** インド洋中央部と海洋大陸東部を中心とする対流偏差が存在する。

**速度ポテンシャル偏差場:** 高緯度域まで拡がる傾圧的な東西波数 1 の空間構造を持つ。合成偏差の大きさが統計的に有意な領域のほとんどは線形応答を示す。その中で, インド洋中央部の対流偏差域から南北方向や, 海洋大陸東部の対流偏差域の西側で南北方向に拡がる領域では応答特性 B, それ以外の領域 (例えば, ユーラシア大陸北東部) は, 応答特性 A を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**流線関数偏差場:** 低緯度域では, Matsuno-Gill パターンに似た傾圧的な構造を持つ。北半球中高緯度域には, 有意な偏差場はほとんど存在しない。合成偏差の大きさが統計的に有意な低緯度域で, 海洋大陸と太平洋東部は応答特性 B, それ以外のほとんどの領域は応答特性 A (例えば, 北太平洋亜熱帯域), あるいは応答特性 D (例えば, 南太平洋亜熱帯域) を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**PHASE3&7**

**対流偏差場:** インド洋東部と太平洋西部を中心とする対流偏差が存在する。

**速度ポテンシャル偏差場:** 高緯度域まで拡がる傾圧的な東西波数 1 の空間構造を持つ。合成偏差の大きさが統計的に有意な領域の中で, インド洋東部の対流偏差域の南北方向や, 太平洋西部の対流偏差域の西側の南北方向に拡がる領域は応答特性 B, 北米のごく一部の領域は, 応答特性 A を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**流線関数偏差場:** 低緯度域では, Matsuno-Gill パターンに似た傾圧的な構造を持つ。北半球中高緯度域では, PNA (Pacific-North American) パターンと類似する, 北太平洋域から北米域に連なる波列状の順圧構造を持つ有意な偏差が存在する。合成偏差の大きさが統計的に有意な, 低緯度域のほとんどは応答特性 A を示す。ただし, 海洋大陸亜熱帯域は応答特性 B。中高緯度域で合成偏差が統計的に有意な領域のほとんどは応答特性 D (例えば, 北太平洋北部), もしくは応答特性 A (例えば, 北大西洋東部の一部) を示す。ただし, ユーラシア大陸の一部では応答特性 B を示すが, そこでの合成偏差は有意ではない (もしくは極端に小さい)。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**PHASE4&8**

**対流偏差場:** 海洋大陸西部と太平洋中央部を中心とする対流偏差が存在する。

**速度ポテンシャル偏差場:** 高緯度域まで拡がる傾圧的な東西波数 1 の空間構造を持つ。合成偏差の大きさが統計的に有意な領域の中で, 海洋大陸西部の対流活発域の南北方向や, 大西洋域から北東や南西に拡がる領域は, 応答特性 B を示す。ただし, その領域は, PHASE3&7 に比べ狭い。ヨーロッパ域などのごく一部の領域は応答特性 A を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

**流線関数偏差場:** 低緯度域では, Matsuno-Gill パターンに似た傾圧的な構造を持つ。北半球中高緯度域では, PNA パターンに対応する順圧的な波列状パターンが存在する。合成偏差の大きさが統計的に有意な, 低緯度域のほとんどの領域は応答特性 A を示す。ただし, 海洋大陸亜熱帯域は応答特性 B。中高緯度域で合成偏差が有意な領域のほと

んどは応答特性 A (例えば, 北米大陸東部), もしくは応答特性 D (例えば, 北欧域) を示す。応答特性 C を示す領域はほとんど存在しない。

以上の結果から, 位相領域に関わらず, 合成偏差の大きさが統計的に有意な速度ポテンシャル偏差が存在する領域のほとんどは, MJO の振幅と極性に対し, 線形的かつ対称的に応答していることが示された。一方, 流線関数偏差場は, 合成偏差の大きさが統計的に有意な領域でも, 線形応答特性を示さない場合が多い。この傾向は, 中高緯度域で特に顕著であった。また, 両線形・対称的な応答を示すのはごく一部であった。

次に, 流線関数偏差場の応答特性とその形成過程との関連性を検討するため, 対流圏上層の 200hPa 等圧面について渦度収支解析を行った。その結果, MJO の各位相領域で特徴的な対流圏上層の流線関数偏差場の形成メカニズムは, 地理的位置に依存して異なることが示された。本研究では, 顕著な偏差が北半球中高緯度に存在した PHASE3 と PHASE7 での流線関数偏差形成過程を明らかにするため, その直前の位相に対応する PHASE2 と PHASE6 において渦度収支解析を行った。その結果から明らかになった特徴を以下に示す。

(1) 両線形・対称応答 (応答特性 B) を示す北インド洋亜熱帯域の循環偏差の形成には, 季節内変動成分に伴う線形力学過程が主要な役割を果たしている。

(2) 片線形応答 (応答特性 A) を示す北太平洋亜熱帯域の循環偏差の形成には, やはり線形過程が支配的であるが, 季節内変動以外の変動成分 (短周期成分など) に伴う非線形項の寄与も無視できない。

(3) 非線形応答 (応答特性 D) を示す北太平洋北部の循環偏差の形成には, 非線形力学過程が支配的な役割を果たしている。実際, この循環偏差はストームトラックの位置に存在しており, 総観規模擾乱による非線形項の関与が示唆される。

このように, 偏差場の応答特性は, その形成過程を通じて理解可能であることが示唆された。

本研究の結果から, 北半球冬季における MJO に対する対流圏大気場の応答特性の詳細が明らかになった。しかも, ここで示された特徴は, 単純な合成図解析や相関解析のみでは記述できないものである。さらに, 応答特性は偏差場の形成過程と関連していることも示唆された。例えば, MJO の振幅に対し線形的な応答をしない, 中高緯度域での循環偏差の形成には, 総観規模擾乱などの短周期成分に伴う非線形力学過程の役割が支配的であることが示された。このため, 単純な線形力学モデルで中高緯度の応答を再現・理解するためには, 季節内変動以外の変動成分に伴う非線形力学過程を季節内変動成分の関数としてパラメタライズして規定する必要がある。このようなパラメタライズの定式化を行うためには, まず, 本研究で用いた研究手法を用いて, 循環偏差場の時間発展を表現する渦度方程式の各項の MJO の振幅に対する応答特性を明らかにする必要がある。

# 謝辞

本研究を進めるにあたり, 指導教官である京都大学防災研究所 向川 均 教授には, 研究の方針・議論のみならず, 基礎となる気象学の知識や解析手法, 発表に対するアドバイスに至るまで, 様々な面で熱心に指導して頂きました。心より感謝申し上げます。

京都大学防災研究所 榎本 剛 准教授, 井口 敬雄 助教, 京都大学白眉センター 時長 宏樹 特定准教授には, 研究に関するアドバイスなど, 貴重な助言を頂きました。京都大学大学院理学研究科 故 里村 雄彦 教授, 重 尚一 准教授には, 合同セミナーにて多くの御意見を頂きました。ここに深く感謝致します。

また, 学会発表の際には, 九州大学 川村 隆一 教授をはじめ, 多くの方から有益なコメントを頂きました。この場を借りて御礼申し上げます。

そして, 研究室秘書の 西出 依子 さん, 諸先輩方である 野口 峻佑 氏, 宮地 哲朗 氏には, 大変お世話になりました。また, 修士課程の 2 年間ともに励まし合い研究を続けてきた, 上田 学 氏をはじめとする大気科学分科の同輩方に, 心より御礼申し上げます。

本研究では, NOAA/OAR/ESRL PSD により提供された OLR データを用いました。また, 利用した JRA-55 再解析データは, 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) プロジェクトにより提供されたものです。図の作成には, GrADS (The Grid Analysis and Display System) および DCL (地球流体電脳ライブラリ) を使用させて頂きました。

# 参考文献


Cai, M. and H. M. Van Den Dool, 1994: Dynamical decomposition of low-frequency tendencies. *Journal of the atmospheric sciences*, **51**, 2086–2100.

Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, **18**, 1016–1022.

Feldstein, S. B., 2002: Fundamental mechanisms of the growth and decay of the pna teleconnection pattern. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 775–796.

Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, 447–462.

Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Climate dynamics*, **38**, 1989–2000.

Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009: Convectively coupled equatorial waves. *Reviews of Geophysics*, **47**.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Myaoka, and K. Takahashi, 2015: The jra-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society Japan*, **93**.

Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.

Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708.

— 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1109–1123.

Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.

Matthews, A. J., 2000: Propagation mechanisms for the madden-julian oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 2637–2651.

Matthews, A. J., B. J. Hoskins, and M. Masutani, 2004: The global response to tropical heating in the madden–julian oscillation during the northern winter. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 1991–2011.

Mori, M. and M. Watanabe, 2008: The growth and triggering mechanisms of the pna: A mjo-pna coherence. *Journal of the Meteorological Society Japan*, **86**, 213–236.

Rui, H. and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 357–379.

伊藤久徳, 見延庄士郎, 2010: 気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法. 気象研究ノート, 1–253.

市原清志, 1990: バイオサイエンスの統計学 - 正しく活用するための実線理論. 南江堂.

気象庁, 2007: 気候系監視報告別冊第 *13* 号 - *JRA-25* を用いた新平年値の作成 -.

遠藤洋和, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候および循環場との関係. 天気, **55**, 159–171.