

# 水惑星実験による熱帯域降水活動の 放射冷却率鉛直分布依存性に関する研究

An experimental study on dependence of  
tropical precipitation activities in an aqua planet  
on the vertical structure of radiative cooling

山田 由貴子

YAMADA Yukiko

北海道大学大学院理学研究科 地球惑星科学専攻  
地球流体力学研究室 修士 2 年

2004 年 1 月 30 日

## 要旨

熱帯域の降水活動の放射冷却率鉛直分布依存性を GCM を用いた水惑星実験によって調べた。実験は、長波放射過程の乾燥大気吸収係数を変えた 5 つのケースの実験を積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) と対流調節を用いて計 10 ケース行った。

積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いたケースでは、水平スケール 1000 km 程度の格子スケールの降水域と水平スケール 100000 – 200000 km の 2 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、中層で放射冷却率の最大値を持つケースでは西進するが、上層で放射冷却率の最大値を持つケースでは東進する。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進する。

積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いたケースでは、格子スケール、水平スケール 3000 km, 100000 – 200000 km の 3 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、放射冷却率を変えたどの実験ケースでも西進する。水平スケール 3000 km の降水域は、格子スケールの降水の包絡の東進として存在し、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験で特にはっきりと見られる。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進するが、このスケールの変動は非常に弱いものである。

これらの実験結果の特徴的なスケールの降水域とその速度と方向を生成、維持するメカニズムについて以下のように考察した: 1. 西進する格子スケールの降水域は、CIFK によって成長した対流雲による降水域が基本場の西風に流されていると考えられる。2. 東進する格子スケールの降水域は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。3. 水平スケール 3000 km の降水域の東進は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。4. 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域の東進は、この惑星スケールの循環場によって変調を受けた結果であるかもしれない。この循環場の東進は moist Kelvin 波と対応するかもしれない。

本実験の積雲パラメタリゼーションに Kuo を用い、放射冷却率が上層で最大である実験ケースは、Numaguti and Hayashi (1991a) の格子スケールの降水域の東進と似た傾向を示す。Numaguti and Hayashi (1991a) のモデルの放射冷却率の鉛直分布は、上層で最大値を持つ傾向にあったのかもしれない。

---

# 目次

|       |                               |    |
|-------|-------------------------------|----|
| 1     | はじめに                          | 1  |
| 2     | モデル・実験設定                      | 3  |
| 2-1   | モデル                           | 3  |
| 2-2   | 実験設定                          | 3  |
| 3     | 結果                            | 5  |
| 3-1   | 放射冷却率, 凝結加熱率, 降水量の東西時間平均      | 5  |
| 3-2   | Kuo を用いた実験の赤道上時間変動とその時空間スペクトル | 7  |
| 3-2-1 | 実験 kuo-con                    | 7  |
| 3-2-2 | 実験 kuo-mradlAa – kuo-mradlAd  | 10 |
| 3-3   | 対流調節を用いた実験の赤道上時間変動とその時空間スペクトル | 16 |
| 3-3-1 | 実験 adj-con                    | 16 |
| 3-3-2 | 実験 adj-mradlAa – adj-mradlAd  | 19 |
| 3-4   | コンポジット解析                      | 25 |
| 3-4-1 | コンポジット解析の方法                   | 25 |
| 3-4-2 | Kuo を用いた実験における降水域の循環構造        | 26 |
| 3-4-3 | 対流調節を用いた実験における降水域の循環構造        | 28 |
| 3-5   | 結果のまとめ                        | 30 |
| 3-5-1 | 放射冷却率と凝結加熱率との対応               | 30 |

---

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 3-5-2 | 約 40 m/s の東進擾乱 . . . . .               | 30 |
| 3-5-3 | 降水域の水平スケールとその特徴 . . . . .              | 30 |
| 4     | 議論                                     | 32 |
| 4-1   | 熱帯の降水活動と循環構造の生成維持機構 . . . . .          | 32 |
| 4-1-1 | 約 40 m/s の東進擾乱 . . . . .               | 32 |
| 4-1-2 | 格子スケールの降水域 (西進) . . . . .              | 32 |
| 4-1-3 | 格子スケールの降水域 (東進) . . . . .              | 33 |
| 4-1-4 | 水平スケール 3000 km の降水域 . . . . .          | 33 |
| 4-1-5 | 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域 . . . . . | 33 |
| 4-2   | NH1991a との比較 . . . . .                 | 35 |
| 4-3   | 観測との比較 . . . . .                       | 36 |
| 5     | まとめと結論                                 | 38 |
| A     | 長波放射過程                                 | 41 |

## 図目次

|   |  |   |
|---|--|---|
| 1 | 与える SST 分布. (a) 平面分布図, (b) 東西平均図 . . . . .   | 3 |
| 2 | 放射冷却率と凝結加熱率の赤道上時間東西平均 (K/s). 時間平均は 1000–1700 日で行っている. 各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (黄線) を示す. (a) 放射冷却率, 対流調節, (b) 放射冷却率, Kuo, (c) 凝結加熱率, 対流調節, (d) 凝結加熱率, Kuo . . . . . | 6 |

|    |  |    |
|----|--|----|
| 3  | 降水の東西時間平均の緯度分布. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. 単位は $W/m^2$ . $100 W/m^2$ は, $3.5mm/day$ , $1260mm/yr$ に相当する. 各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (黄線) を示す. (a) 対流調節, (b) Kuo . . . . . | 6  |
| 4  | 実験 kuo-con の赤道上の時間変動. (a) 赤道上の降水量 ( $W/m^2$ ), (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差 ( $m/sec$ ), (c) 表面気圧の東西偏差 ( $hPa$ ), (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 ( $m$ ). データは 1000 日から 1100 日を示す. . . . .  | 8  |
| 5  | 実験 kuo-con の赤道上の時空間スペクトル. (a) 赤道上の降水量, (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風, (c) 表面気圧, (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 ( $m$ ). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 9  |
| 6  | 降水量の赤道上の時間変動 ( $W/m^2$ ) . (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .   | 11 |
| 7  | 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差の赤道上の時間変動 ( $m/sec$ ). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .   | 12 |
| 8  | 赤道上の表面気圧の東西偏差の赤道上の時間変動 ( $hPa$ ). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .  | 12 |
| 9  | 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差の赤道上の時間変動 ( $m$ ). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .  | 13 |
| 10 | 赤道上の降水量の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 13 |
| 11 | 赤道上の対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .   | 14 |
| 12 | 赤道上の地表気圧の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .   | 14 |

|    |   |    |
|----|---|----|
| 13 | 赤道上的対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 15 |
| 14 | 実験 adj-con の赤道上的時間変動. (a) 赤道上的降水量 ( $W/m^2$ ), (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差 (m/sec), (c) 赤道上的表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). データは 1000 日から 1100 日を示す. . . . . | 17 |
| 15 | 実験 adj-con の赤道上的時空間スペクトル. (a) 赤道上的降水量, (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風, (c) 地表気圧, (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .                             | 18 |
| 16 | 降水量の赤道上的時間変動 ( $W/m^2$ ). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .   | 20 |
| 17 | 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差の赤道上的時間変動 (m/sec). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .  | 21 |
| 18 | 赤道上的表面気圧の東西偏差の赤道上的時間変動 (hPa). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .   | 21 |
| 19 | 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差の赤道上的時間変動 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す. . . . .   | 22 |
| 20 | 赤道上的降水の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 22 |
| 21 | 赤道上的対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 23 |
| 22 | 赤道上的地表気圧の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . .  | 23 |

|    |  |    |
|----|--|----|
| 23 | 赤道上の対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた. . . . . | 24 |
| 24 | コンポジット解析に用いる降水量のピークの点. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc. . . . .   | 27 |
| 25 | 赤道上における 温度 (コンター), 東西-鉛直流 (矢羽) の経度-鉛直コンポジット図. 各量は東西平均からの偏差である. 経度は, 130 – 230 度を示す. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc. . . . .                              | 27 |
| 26 | コンポジット解析に用いる降水量のピークの点. (a) 実験 adj-con 西進に準拠, (b) 実験 adj-con 東進に準拠. . . . .   | 29 |
| 27 | 赤道上における 温度 (コンター), 東西-鉛直流 (矢羽) の経度-鉛直コンポジット図. 各量は東西平均からの偏差である. 経度は, 130 – 230 度を示す. (a) 実験 adj-con 西進に準拠, (b) 実験 adj-con 東進に準拠. . . . .                          | 29 |
| 28 | 降水と下降流域の時間変動の概念図. 橙色の陰影部は下降流域, 青色線は降水域, 灰色線は下降流によって降水の抑制される領域である. . . . .  | 34 |

# 1 はじめに

熱帯大気には, Madden-Julian 振動 (以下 MJO), スーパークラスター, クラウドクラスターと呼ばれる組織化した階層的な降水構造が存在する. MJO は, 30 – 60 日の周期で東進する東西波数 1 の対流活動域であり, Madden and Julian, (1971, 1972) によって発見された. スーパークラスターやクラウドクラスターは Nakazawa (1988) によって発見された. スーパークラスターは MJO の活動域内に現れ, 水平スケールは 3000 – 5000 km であり, 5 – 10 m/s で東進する. クラウドクラスターは SCC の内部構造であり, 水平スケールは 1000 km 以下であり, 10 – 20 m/s で西進する.

これらの降水構造に関する初めての大気大循環モデル (以下, GCM) による研究は, Hayashi and Sumi (1986) である. Hayashi and Sumi (1986) は, 全球をすべて水で覆い (水惑星), その温度を東西一様とするという境界条件を用いて, 赤道付近に以下のような降水構造が熱帯大気に内在するメカニズムによって自発的に形成されうることを示した:

- 水平スケール 1000 km 程度の降水域が同時にいくつか存在し, この降水域が持続的に東進し, 約 30 日で赤道を一周する.
- この水平スケール 1000 km 程度の降水域は, 東西波数 1 の変調を受けていて, この変調も 1000 km 程度の降水域と同じ速度で東進する. 東西風は東西波数 1 の変調と対応する東進するシグナルが顕著である.

Hayashi and Sumi (1986) は, この結果と現実大気との対応について, 水平スケール約 1000 km の降水域をスーパークラスターと呼び, 東西波数 1 の変調を MJO に対応するものと述べた.

しかしその後の研究で, 用いる GCM や物理過程が異なれば Hayashi and Sumi (1986) のような降水構造は再現されないことが分かってきた. Numaguti and Hayashi (1991a) (以下, NH1991a) は, Hayashi and Sumi (1986) と同じモデルで, 2 種類の積雲パラメタリゼーションを用いて数値実験を行った. その結果, Hayashi and Sumi (1986) で用いていた Kuo (1974) のパラメタリゼーション (以下, Kuo) の結果と, 湿潤対流調節 (Manabe *et al.*, 1965) のパラメタリゼーション (以下, 対流調節) の結果は, 東西波数 1 の変調の東進の構造が顕著である点は共通するものの, 格子スケールの降水域は西進を示し, さらに格子スケールの西進の包絡として東進する構造が現れた. また Hosaka *et al.* (1998) (以下, H1998) は, Hayashi and Sumi (1986) と異なるモデルで, 積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いて数値実験を行った. その結果は, 格子スケールの擾乱は西進する点は NH1991a と一致するものの, 東西波数 1 の変調を受けた構造の東進は非常に弱いというものであった.



NH1991a は、格子スケールの東進の維持は wave-CISK (Hayashi, 1970; Lindzen, 1974) メカニズムで説明されうるとしている。wave-CISK とは、波動にともなう上昇流と積雲活動の結合によって波動擾乱を強めるプロセスのことを指す (Nunaguti, 1992)。この理論による擾乱の成長や伝播速度には、凝結加熱率の鉛直分布が重要であることが知られている。すなわち、凝結加熱率が下層より上層で大きいほど、傾圧第 2 モードの波動が強く励起され、傾圧第 1 モードの波動との結合による不安定を起こすのに適している (Lau and Peng, 1987; Chang and Lim, 1988)。

凝結加熱率の鉛直分布と降水構造の関係に注目した数値実験に、Numaguti and Hayashi (2000) がある。彼らは、対流調節用いた経度高度断面の 2 次元モデルで、放射冷却率を固定して与えて数値実験を行った。その結果、放射冷却率を下層で最大にすると凝結加熱率も下層で最大になり、格子スケール降水域の西進ははっきりと見られず、格子スケールの降水域の包絡の東進は現れなくなることを示した。また H1998 は、NH1991a との降水構造の違いについて、モデルの放射過程が異なることを理由のひとつに挙げている。このことから、NH1991a、H1998 の降水構造の違いは放射冷却率、凝結加熱率の鉛直分布の違いによる可能性が示唆される。

そこで本研究では、熱帯域の降水活動の放射冷却率鉛直分布依存性を GCM を用いた水惑星実験によって調べる。実験に用いるモデルは、H1998 と同様のものである。また実験は、長波放射過程の乾燥空気の吸収係数を変えた 5 つのケースについて積雲パラメタリゼーションに Kuo と対流調節の 2 種類を用いた計 10 ケースを行う。

モデルと実験設定は 2 章で述べる。3 章では実験結果を比較し、現れた降水構造に対してコンポジット解析を行う。4 章では実験結果とそのコンポジット解析を元に、本モデルにおける降水構造を生成維持するメカニズムについて考察し、NH1991a や現実大気の降水活動と比較する。5 章はまとめと結論である。

## 2 モデル・実験設定

ここでは、実験に用いたモデルの概略と実験設定について説明する。

### 2-1 モデル

用いるモデルは、球面 3 次元プリミティブ方程式系に基づく地球流体電脳倶楽部版 AGCM5 (地球流体電脳倶楽部, 1997) である (詳細は沼口 (1992) 参照)。力学部分は擬スペクトル法で表現されており、その水平波数は T42、鉛直は 16 層である。

物理過程は次のように簡略化している。積雲パラメタリゼーションは湿潤対流調節 (Manabe *et al.*, 1965) または Kuo (1974) を用いている。凝結した水は直ちに系から取り除かれ、雲は存在しない。大気による日射の吸収散乱は考慮されていない。長波放射の吸収は、水蒸気 3 バンドと乾燥空気 1 バンドの計 4 バンドに簡略化し、現実大気で観測される吸収量を参考にして吸収係数を定めている。長波放射の散乱は考慮していない。鉛直拡散は Mellor and Yamada (1974) のレベル 2 のパラメタリゼーションを全層にわたり適用している。運動量、熱、水蒸気の地表フラックスはバルク式を用いて計算している。

### 2-2 実験設定

地表面は全て海洋とし SST は時間的に一定なものを与える。SST 分布は、H1998 で用いられたものと同じ分布を与える。すなわち、東西に一様、南北に対称であり、緯度 7 度よりも低緯度側では一定値 302K である (図 1)。

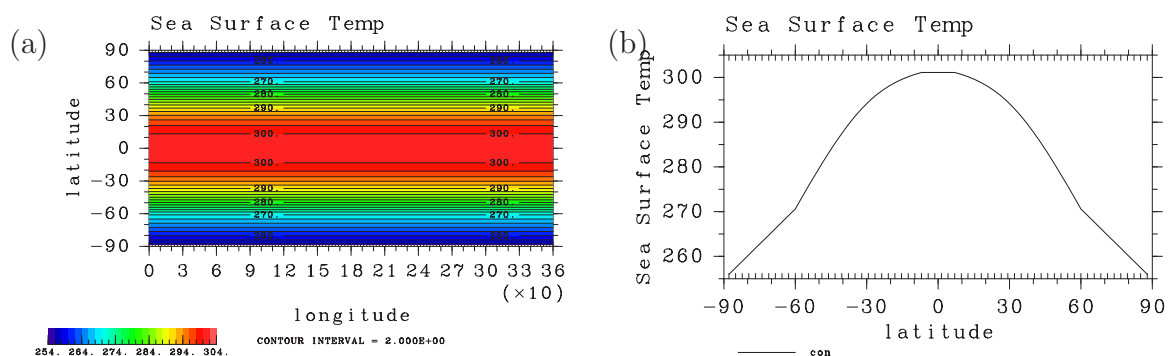


図 1: 与える SST 分布. (a) 平面分布図, (b) 東西平均図.

長波放射の吸収は、放射冷却率の鉛直分布を変えることを目的として、簡略化した水蒸気 3 バンドと乾燥空気 1 バンドの計 4 バンドのうち、乾燥空気の吸収係数に関して H1998 で用いている吸収係数を中心にした 5 つのケースの実験を行う。

積雲パラメタリゼーションは、NH1991a との結果の比較の為、Kuo (1974) と湿潤対流調節 (Manabe *et al.*, 1965) の 2 種類のパラメタリゼーションを用いる。

表 1 に各実験の設定と表記をまとめる：

表 1: 実験ケースのリスト.  $\bar{k}_{R,4}$  は、長波放射スキームで用いられている乾燥空気の吸収係数である。

| 実験名         | $\bar{k}_{R,4}$      | 積雲パラメタリゼーション | 備考          |
|-------------|----------------------|--------------|-------------|
| kuo-mradlAa | $6.0 \times 10^{-5}$ | Kuo          |             |
| kuo-con     | $5.0 \times 10^{-5}$ | Kuo          |             |
| kuo-mradlAb | $4.0 \times 10^{-5}$ | Kuo          |             |
| kuo-mradlAc | $2.0 \times 10^{-5}$ | Kuo          |             |
| kuo-mradlAd | $5.0 \times 10^{-6}$ | Kuo          |             |
| adj-mradlAa | $6.0 \times 10^{-5}$ | 対流調節         |             |
| adj-con     | $5.0 \times 10^{-5}$ | 対流調節         | H1998 と同じ実験 |
| adj-mradlAb | $4.0 \times 10^{-5}$ | 対流調節         |             |
| adj-mradlAc | $2.0 \times 10^{-5}$ | 対流調節         |             |
| adj-mradlAd | $5.0 \times 10^{-6}$ | 対流調節         |             |

ここで、表 1 の  $\bar{k}_{R,4}$  は、長波放射スキームで用いられている乾燥空気の吸収係数である (詳細は付録 A 参照)。また実験 kuo-con, adj-con に用いた乾燥空気の吸収係数は、H1998 と同じである。

実験 kuo-con, adj-con は、等温静止状態を初期条件として時間積分を行ない、1000 日目 から 1700 日目までのデータを解析の対象とした。実験 mradlA シリーズは、kuo-con, adj-con でそれぞれの 700 日目の状態を初期条件として時間積分を行い、1000 日目 から 1700 日目までのデータを解析の対象とした。

### 3 結果

ここでは、実験結果について述べる。第 3-1 節では、全ての実験ケースの放射冷却率、凝結加熱率、降水量の東西時間平均図を示す。第 3-2 節、第 3-3 節では、各実験ケースの赤道上の擾乱の経度-時間図とその時空間スペクトル図を示し、結果の比較を行う。第 3-4 節では、いくつかの実験ケースについてのコンポジット解析の結果を示す。

#### 3-1 放射冷却率、凝結加熱率、降水量の東西時間平均

図 2 (a), (b) は、放射冷却率の鉛直分布を示している。どちらの積雲パラメタリゼーションを用いた実験でも実験 kuo-mradlAa (赤線), kuo-con (黒線), kuo-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc (青線), kuo-mradlAd (黄線) の順、あるいは実験 adj-mradlAa (赤線), adj-con (黒線), adj-mradlAb (緑線), adj-mradlAc (青線), adj-mradlAd (黄線) の順に上層で最大値を持つ構造になっている。

凝結加熱率の鉛直分布 (図 2 (c), (d)) も放射冷却率の鉛直分布に対応するように、実験 kuo-mradlAa (赤線), kuo-con (黒線), kuo-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc (青線), kuo-mradlAd (黄線) の順、あるいは実験 adj-mradlAa (赤線), adj-con (黒線), adj-mradlAb (緑線), adj-mradlAc (青線), adj-mradlAd (黄線) の順に上層で最大値を持つ構造になっている。対流調節を用いた実験 (図 2 (c)) では、上層で最大値を持つ構造になるにつれて赤道における凝結加熱率の総量は増加している。一方で、Kuo を用いた実験 (図 2 (d)) では、実験 kuo-mradlAd を除けば実験 kuo-mradlAa, kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc の順に凝結加熱率の総量は減少している。

図 3 (a) は、対流調節を用いた実験の降水の東西平均の緯度分布である。この図では、どの実験ケースも降水のピークは赤道上に存在している。この構造は single ITCZ と呼ばれており、積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた際の熱帯収束帯 (以下、ITCZ) に関するよく知られた特徴のひとつである (NH1991a, Numaguti and Hayashi, 1991b)。降水のピーク (緯度 0 度付近) で各実験ケースを比較すると、降水は実験 adj-mradlAa (赤線), adj-con (黒線), 実験 adj-mradlAb (緑線) はほぼ同じ値であり、この 3 実験から、adj-mradlAc (青線) adj-mradlAd (黄線) の順に多くなっている。

図 3 (b) は、Kuo を用いた実験の降水の東西平均の緯度分布である。この図では、kuo-mradlAd を除いて熱帯での降水のピークは南北緯度約 7 度にあり、赤道上では極小値をとっている。この構造は double ITCZ と呼ばれており、積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いた際の ITCZ に関するよく知られた特徴のひとつである (NH1991a, Numaguti and Hayashi, 1991b)。

しかし実験 kuo-mradlAd (黄線) では single ITCZ の構造となっている。実験 kuo-mradlAd を除いて緯度約 0 度で各実験ケースを比較すると、降水量はそれほど変わらないようである。

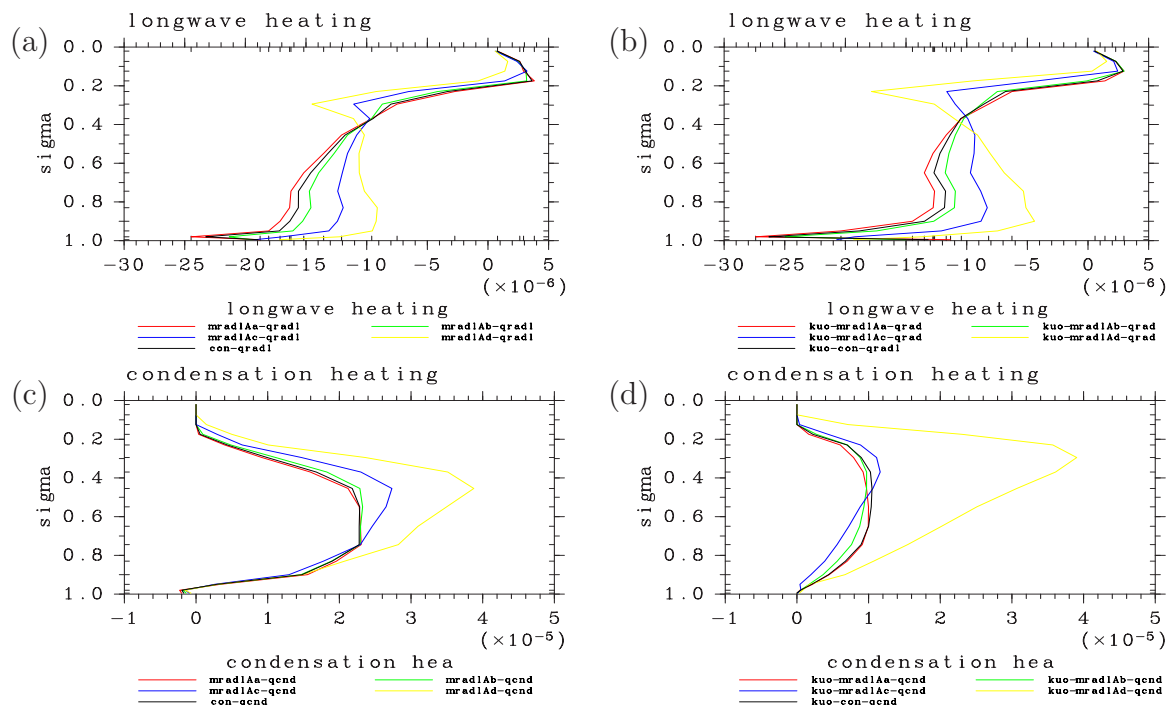


図 2: 放射冷却率と凝結加熱率の赤道上時間東西平均 (K/s). 時間平均は 1000–1700 日で行っている。各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (黄線) を示す。(a) 放射冷却率, 対流調節, (b) 放射冷却率, Kuo, (c) 凝結加熱率, 対流調節, (d) 凝結加熱率, Kuo.

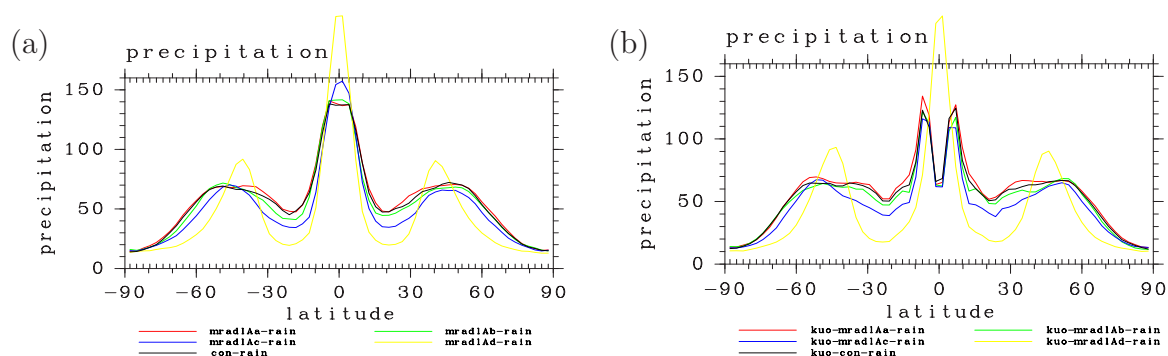


図 3: 降水の東西時間平均の緯度分布. 時間平均は 1000–1700 日で行っている。単位は  $W/m^2$ .  $100 W/m^2$  は,  $3.5mm/day$ ,  $1260mm/yr$  に相当する。各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (黄線) を示す。(a) 対流調節, (b) Kuo.

## 3-2 Kuo を用いた実験の赤道上時間変動とその時空間スペクトル

本節では、積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いた実験の降水量、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風、地表面気圧、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度のそれぞれについて、赤道上的時間-経度図とその時空間スペクトル図を示す。

第 3-2-1 節 では、実験 kuo-con の結果を示し、第 3-2-2 節 では、実験 kuo-mradlAa – kuo-mradlAd の結果を示し、その比較を行う。

### 3-2-1 実験 kuo-con

図 4 (a) は、実験 kuo-con における赤道上的降水量の時間変動を示している。降水域は、静止しているものもあるが多くが西進している。この降水域は、水平スケールは 1000 km 以下 (格子点にして数点) である。以下では、このスケールの降水域は格子スケールの降水域と呼ぶ。西進速度は、降水域によって異なるが約 7 m/s 前後のものが多い。ひとつの降水域が現れてから消滅までの時間 (lifetime) は、約 2 日程度のものが多く見られる。

図 4 (b), (c), (d) は、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風、地表面気圧、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度であり、それぞれ東西平均からの偏差を示している。これら 3 つの図は、周期的な東進が顕著である。これらの東進は東西に波数 1 (水平スケール 10000 – 20000 km) の構造を持っており、東進速度は約 23 m/s (20 日/周) である。また、対流圏界面付近の東西風の正偏差 (図 4 (b)), 地表面気圧の負偏差 (図 4 (c)), 対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差 (図 4 (d)) が対応している。図 4 (a) の降水域の西進に対応するような構造は見られないが、これらの東進と図 4 (a) の降水活動の活発な領域は対応しているようである (例としては、図 4 (a), (b), (c), (d) の (0 度, 1055 日) から (360 度, 1075 日) を結ぶ領域)。

図 5 (a) は、降水 (図 4 (a)), について時空間スペクトルをとったものである。スペクトルの強度の強い領域は (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 -30, 周波数 0.4 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線を中心に波数の負の領域に広く分布している。このことから、降水域は 図 4 (a) でも明らかであったように、静止、あるいは西進しており、西進速度は 7 m/s 前後のものが多いことが分かる。また波数の正の領域には、(波数 1, 周波数 0.05) に明確なピークが存在する。このことから、降水域には東進速度 23 m/s 前後の東西波数 1 の周期的な成分があると考えられる。

図 5 (b) は、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風 (図 4 (b)) について時空間スペクトルをとったものである。波数の正の領域に、降水のスペクトルと同様に (波数 1, 周波数 0.05) に明確なピークが存在する。さらに降水の時空間スペクトルには存在しない (波数 0, 周波数 0

day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶはっきりとした線が見られる. これは, 図 4 (b) における約 23 m/s の東西風偏差の東進に対応するものである.

図 5 (c), (d) は, それぞれ地表面気圧 (図 4 (c)), 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度 (図 4 (d)) について時空間スペクトルをとったものである. 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図と共通した特徴として, 約 23 m/s の東進に対応する, (波数 1, 周波数 0.05) の明確なピークと (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線が存在する. また, 降水, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図のどちらにも見られない特徴に, (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 2, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線がある. このことは, 地表面気圧や対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度 (図 4 (c), (d)) に約 40 m/s 前後の東進擾乱が存在することを示す.

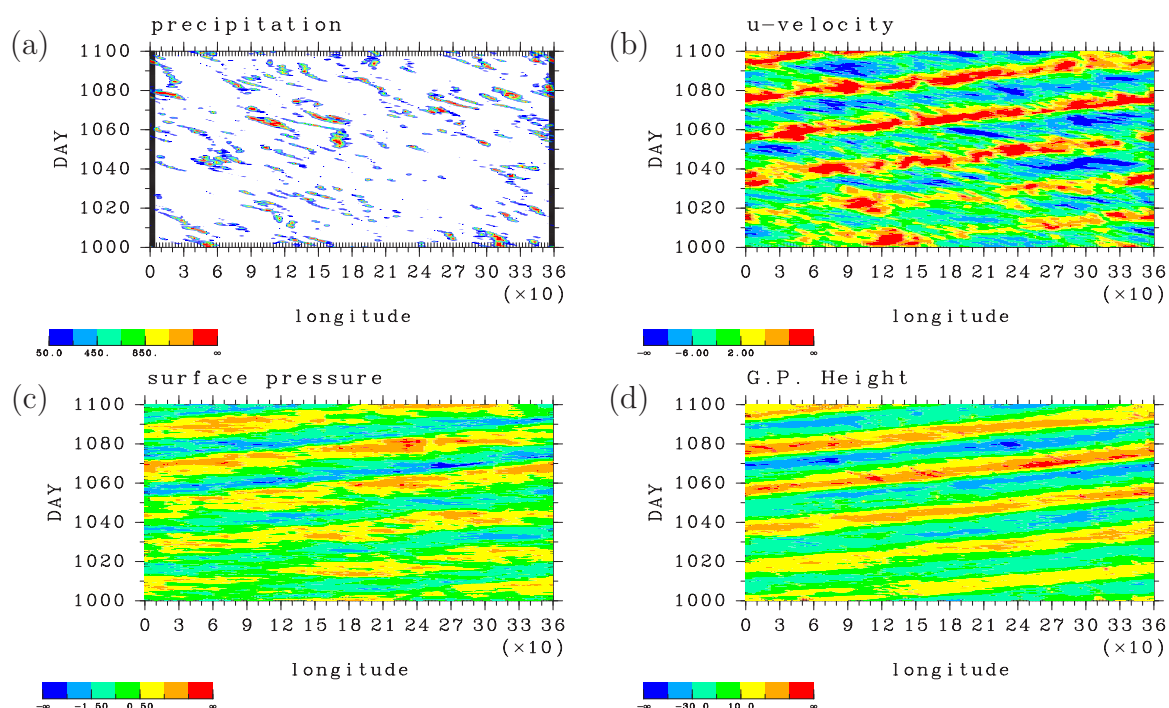


図 4: 実験 kuo-con の赤道上の時間変動. (a) 赤道上の降水量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ), (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差 ( $\text{m}/\text{sec}$ ), (c) 表面気圧の東西偏差 ( $\text{hPa}$ ), (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 ( $\text{m}$ ). データは 1000 日から 1100 日を示す.

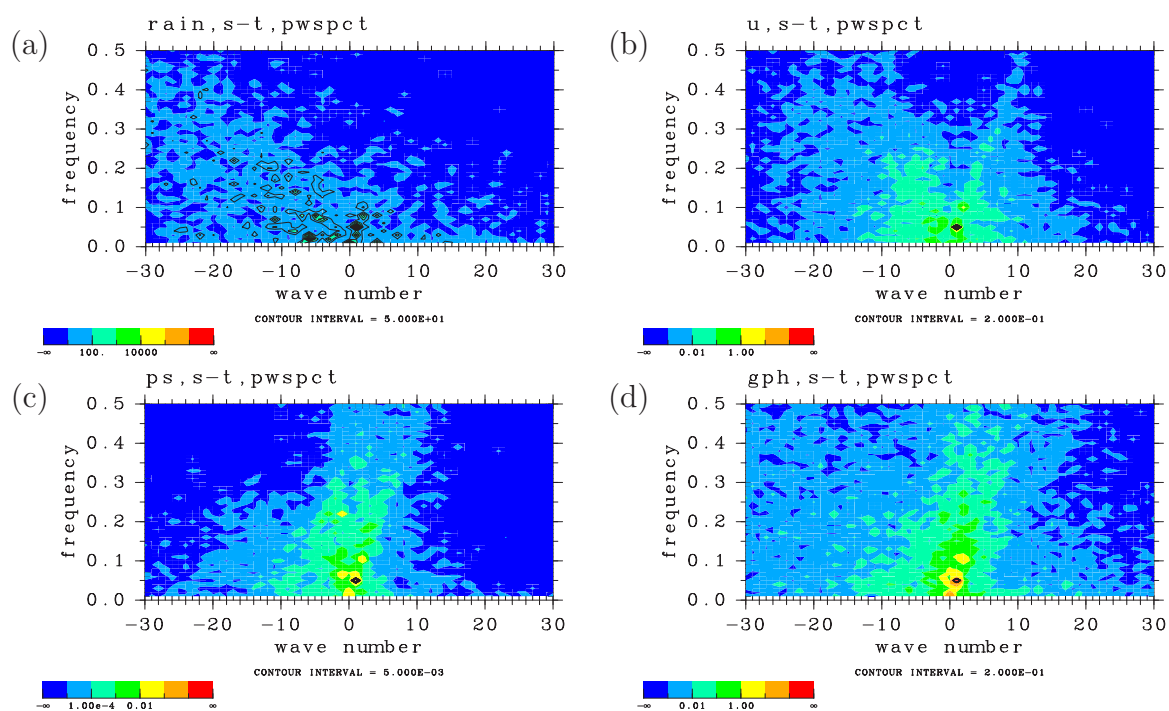


図 5: 実験 kuo-con の赤道上の時空間スペクトル. (a) 赤道上の降水量, (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風, (c) 表面気圧, (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.



### 3-2-2 実験 kuo-mradlAa – kuo-mradlAd

図 6 は, 実験 kuo-mradlAa – kuo-mradlAd の赤道上の降水の時間変動を示している. 実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb は, 格子スケールの降水域は西進しており (図 6 (a), (b)), この様相は実験 kuo-con (図 4 (a)) と非常によく似ている. また, 西進速度も両実験ともに  $7 \text{ m/s}$  であり, 実験 kuo-con と同様である. 一方で実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd は, 格子スケールの降水域は東進している. この東進速度は両実験ともに約  $23 \text{ m/s}$  である.

図 7, 図 8, 図 9 の (a), (b), (c) は, 実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc における, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風, 地上気圧, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度であり, それぞれ東西平均からの偏差を示している. 実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc は, 実験 kuo-con (図 4 (b), (c), (d)) とよく似た水平スケール  $10000 - 20000 \text{ km}$  の周期的な東進が見られる. この東進速度は実験 kuo-con と同様, 約  $23 \text{ m/s}$  ( $20 \text{ 日/周}$ ) である. また, 対流圏界面付近の東西風の正偏差 (図 7 (a), (b)), 地表面気圧の負偏差 (図 8 (a), (b)), 対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差 (図 9 (a), (b)) の対応関係も実験 kuo-con と同様であり, これらと 図 6 (a), (b) の降水活動の活発な領域との対応も見られる. これらの東進は, 実験 kuo-mradlAa と kuo-mradlAb とでは, 実験 kuo-mradlAb の方が東進が顕著であるが, 両方実験ともに実験 kuo-con ほど強く現れていない. 実験 kuo-mradlAc は, 全ての実験の中で水平スケール  $10000 - 20000 \text{ km}$  の東進がもっとも顕著である. 実験 kuo-mradlAd は, 他の実験ケースと異なり, 東進の水平スケールは  $1000 \text{ km}$  (数グリッド) である (図 7 (d), 図 18 (d), 図 9 (d)). 東進速度や対流圏界面付近の東西風の正偏差 (図 7 (c)), 地表面気圧の負偏差 (図 8 (c)), 対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差 (図 9 (c)) の対応関係は他の実験ケースと同様である.

降水の時空間スペクトル (図 10) では, 実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb に約  $7 \text{ m/s}$  の降水域の西進に対応する波数の負の領域に広く分布するスペクトルの強度の強い領域が見られる. この様子は, 実験 kuo-con (図 5 (a)) と同様である. 実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd では, 約  $23 \text{ m/s}$  の降水域の東進に対応する (波数 0, 周波数  $0 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 11, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶはっきりとした線が見られる. 東進速度  $23 \text{ m/s}$  前後の東西波数 1 (水平スケール  $10000 - 20000 \text{ km}$ ) の周期的な成分に対応すると考えられる (波数 1, 周波数  $0.05$ ) に存在するスペクトルのピークは, 実験 kuo-mradlAa 以外の全ての実験で現れている.

対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル (図 11) では, 実験 kuo-con に現れていた速度  $23 \text{ m/s}$  の東西風偏差の東進に対応する (波数 0, 周波数  $0 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 11, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶはっきりとした線が 4 つの実験全てで現れている. この強度は実験によって異なり, 実験 kuo-mradlAa, kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc, kuo-mradlAd の順に強く明瞭になっている.

地表面気圧, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度 (図 12, 図 13) では, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル (図 11) と同様に, 速度 23 m/s の東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数  $0 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 11, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶはっきりとした線が見られ, この線の強度は実験 kuo-mradlAa, kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc, kuo-mradlAd の順に強く明瞭に現れている. また実験 kuo-con に見られる約 40 m/s 前後の東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数  $0 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 2, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶ線も, 4 つの実験全てで見られる.

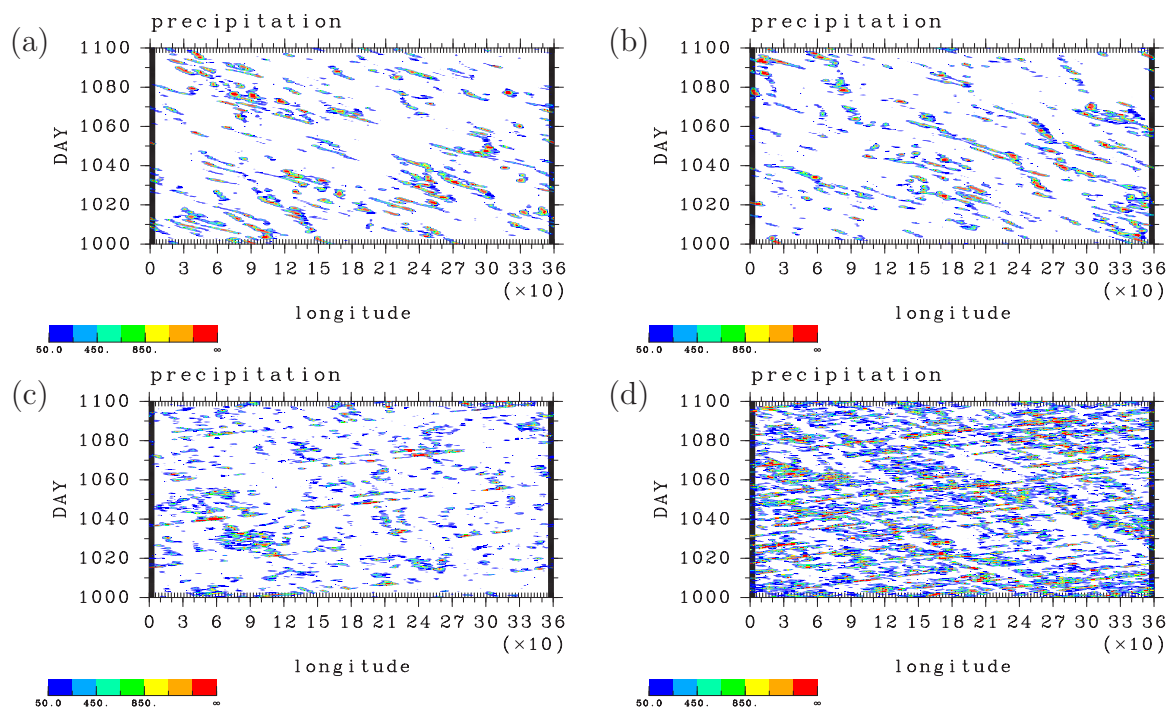


図 6: 降水量の赤道上の時間変動 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

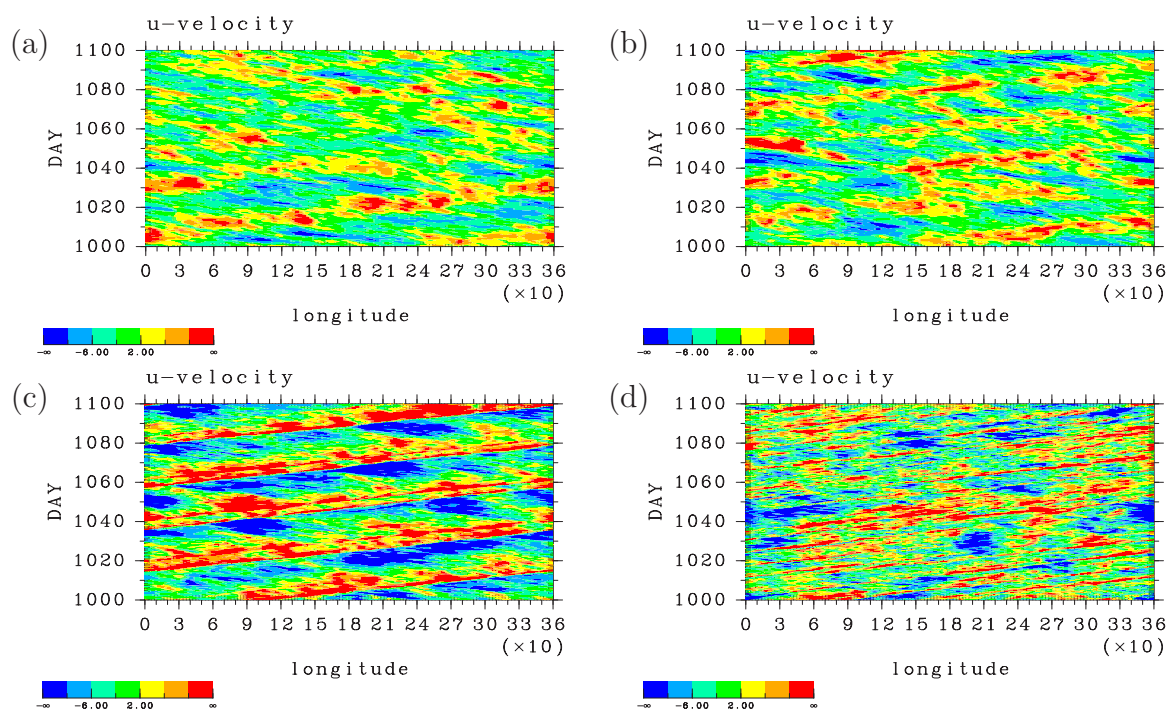


図 7: 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差の赤道上の時間変動 (m/sec). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

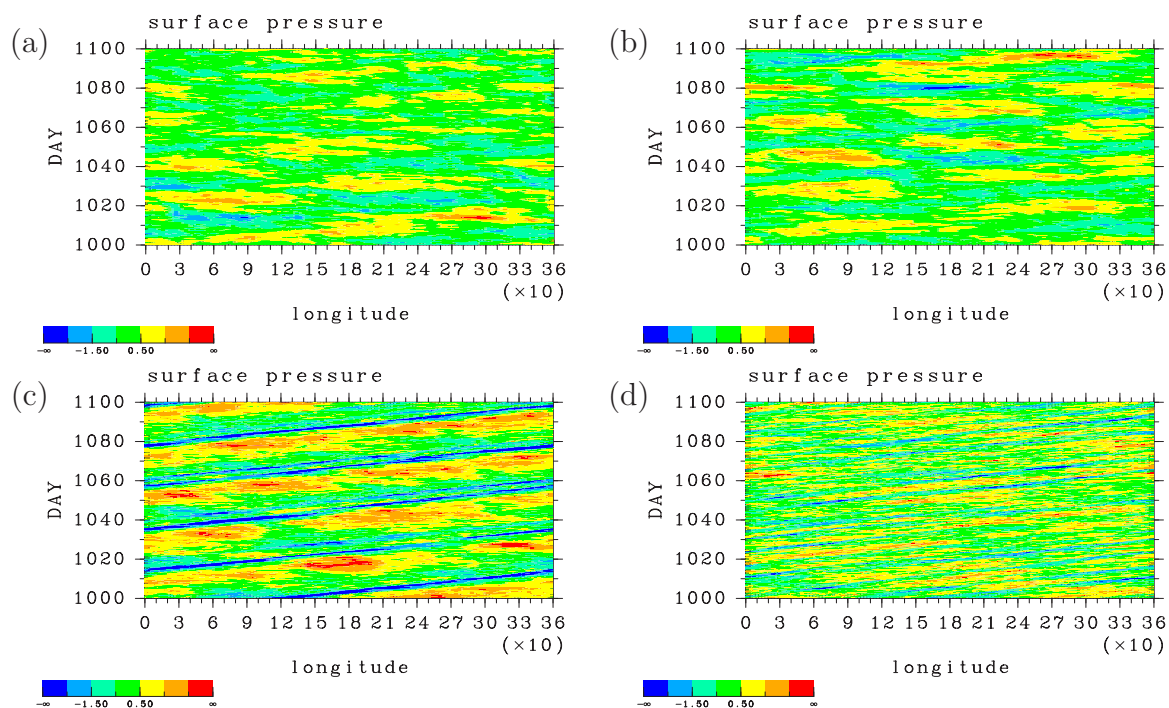


図 8: 赤道上の表面気圧の東西偏差の赤道上の時間変動 (hPa). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

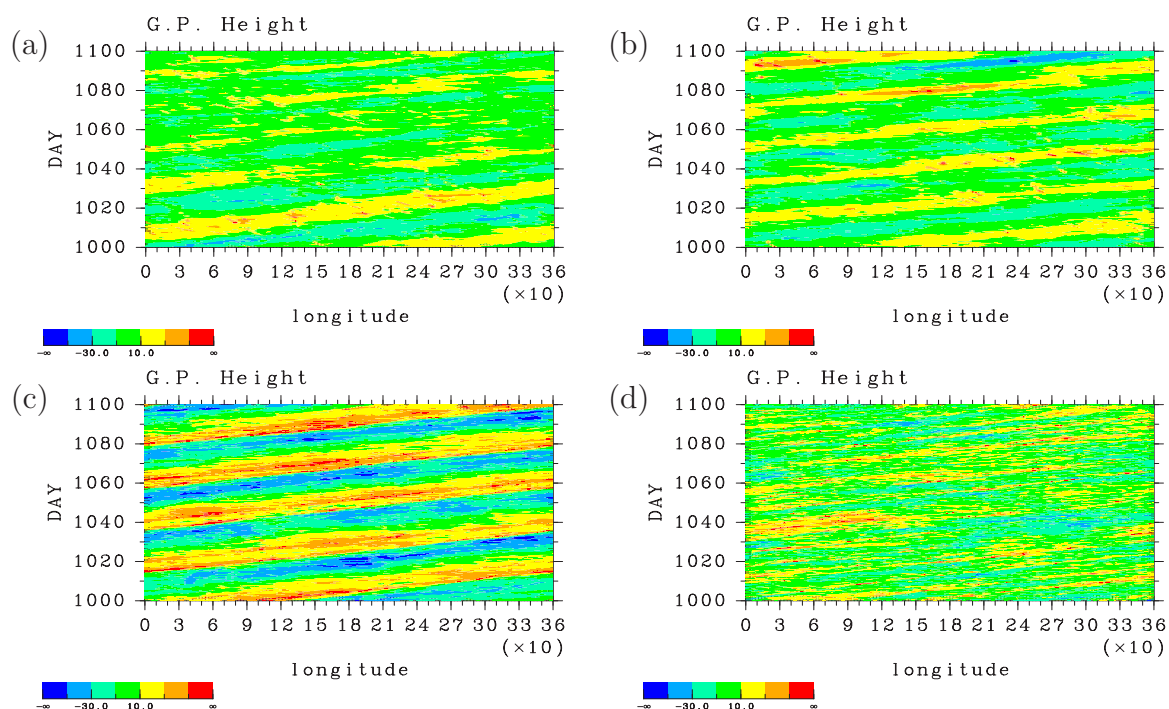


図 9: 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差の赤道上の時間変動 (m). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

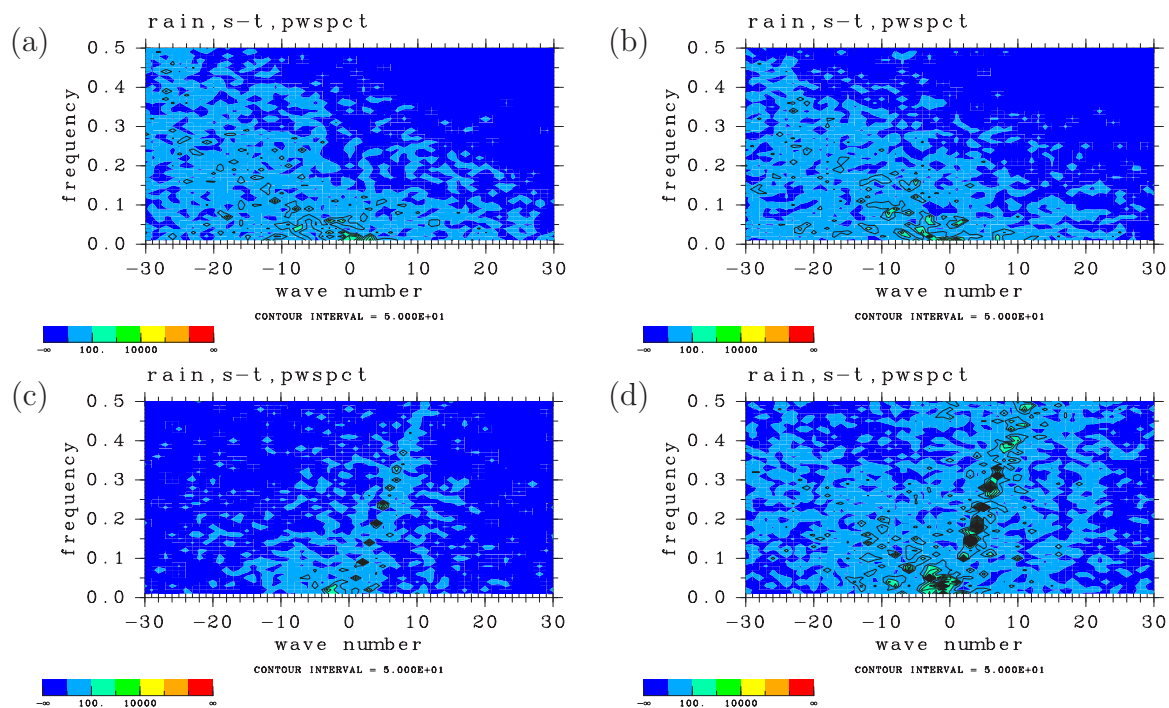


図 10: 赤道上の降水量の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

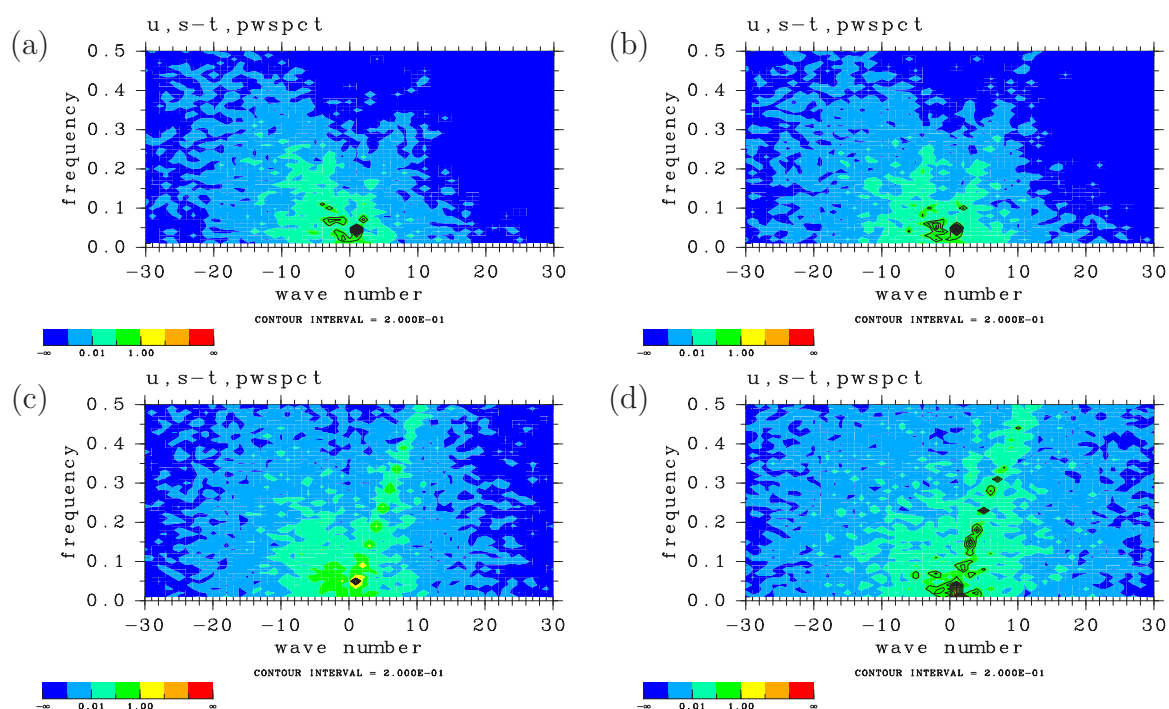


図 11: 赤道上的対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

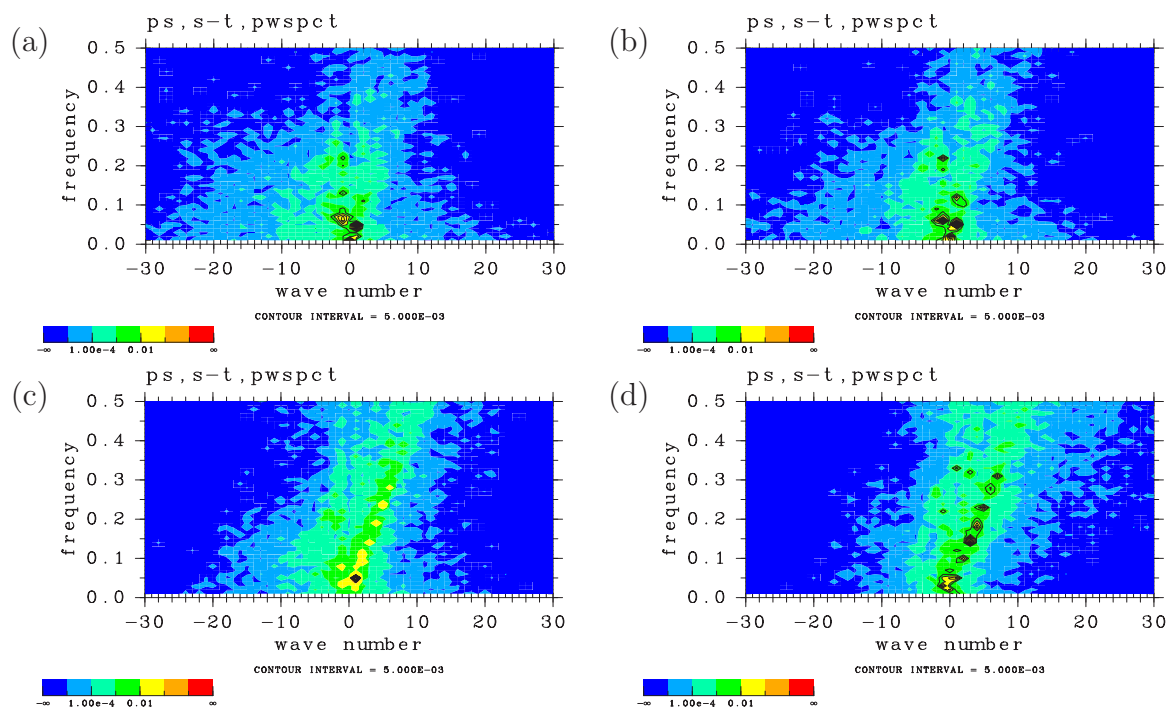


図 12: 赤道上の地表気圧の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

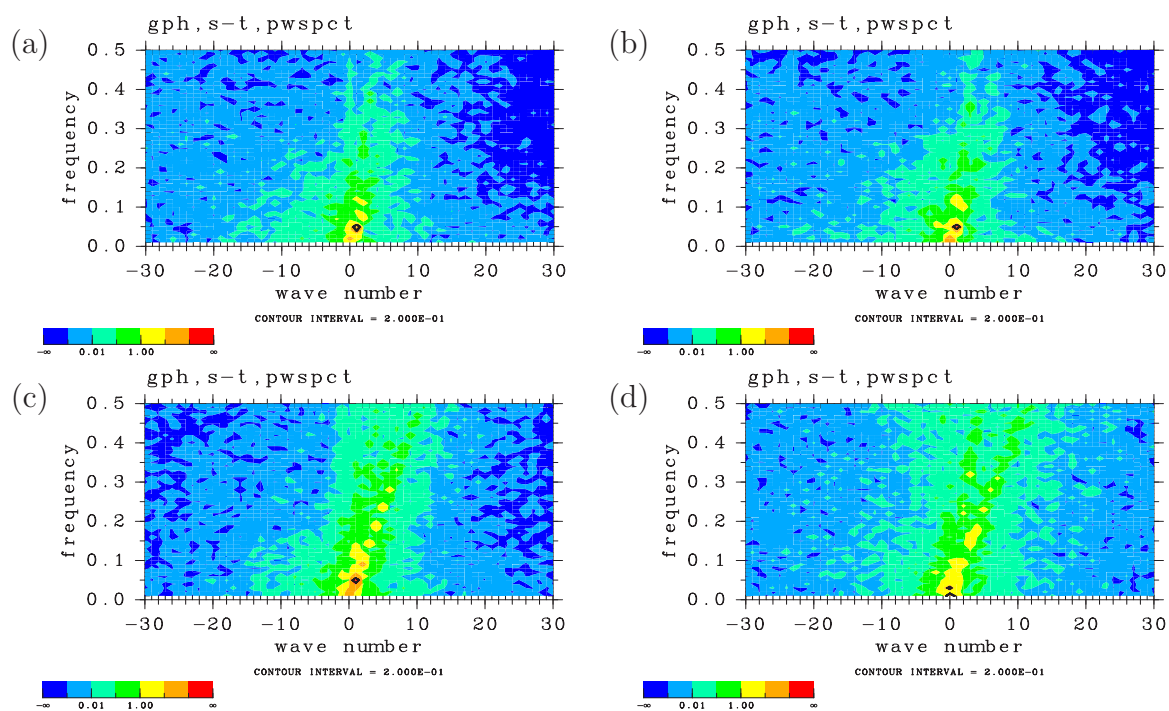


図 13: 赤道上の対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

### 3-3 対流調節を用いた実験の赤道上時間変動とその時空間スペクトル

本節では、積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた実験の降水量、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風、地表面気圧、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度のそれぞれについて、赤道上の時間-経度図とその時空間スペクトル図を示す。

第3-3-1節では、実験 adj-con の結果を示し、第3-3-2節では、実験 adj-mradlAa – adj-mradlAd の結果を示し、その比較を行う。

#### 3-3-1 実験 adj-con

図 14 (a) は、実験 adj-con における赤道上の降水の時間変動を示している。格子スケールの降水域は、静止しているものもあるが、多くは西進しており、その速度は約 7 m/s 前後である。この傾向は実験 kuo-con と同様である。しかし、ひとつの降水域が現れてから消えるまでの時間 (lifetime) はおよそ 2 日以下であり、実験 kuo-con に比べて短い。また、この西進する降水域の包絡として東進する構造も現れている。この例としては、図 14 (a) の (0 度, 1070 日) から (300 度, 1100 日) を結ぶ線上の領域である。この東進速度は約 12 m/s である。

図 14 (b), (c), (d) は、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風、地表面気圧、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度であり、それぞれ東西平均からの偏差を示している。これら 4 つの図は、東進する特徴が現れているが、実験 kuo-con ほど周期的ではない。この東進は、対流圏界面付近の東西風の正偏差 (図 14 (b)), 地表面気圧の負偏差 (図 14 (c)), 対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差 (図 14 (d)) が対応している。

図 15 (a) は降水の時空間スペクトルをとったものである。波数の負の領域では、スペクトルの強度の強い領域は (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 -30, 周波数 0.4 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線と (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 -10, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線との間に広く分布している。これは、図 14 (a) の速度 7 m/s 前後の降水域の西進と対応する。波数の正の領域では、スペクトルの強度の強い領域は (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線と (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 30, 周波数 0.4 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線との間に存在する。これは、図 14 (b) における速度約 12 m/s の降水域の東進に対応するものである。

図 15 (b) は、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトルである。実験 kuo-con にも存在する (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶはっきりとした線が存在する。このことから図 4 (b) における東西風偏差の東進は約 23 m/s であることが分かる。なお、降水の時空間スペクトル (図 15 (a)) には、この約 23 m/s の東進に対応するスペクトルのピークは見られないようである。(波数 1, 周波数 0.25) 付近には、約 12 m/s

の東進に対応するスペクトルのピークが存在する. この特徴は, 降水の時空間スペクトル (図 15 (a)) にも存在する.

図 15 (c), (d) は, それぞれ地表面気圧 (図 14 (c)), 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度 (図 14 (d)) の時空間スペクトルをとったものである. 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図と同様に約 23 m/s 東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 11, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶ線が存在する. また, 降水, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図のどちらにも見られない特徴に, 約 40 m/s 前後の東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数  $0 \text{ day}^{-1}$ ) から (波数 2, 周波数  $0.5 \text{ day}^{-1}$ ) を結ぶ線がある. これら 2 つの特徴は, 実験 kuo-con に共通する.

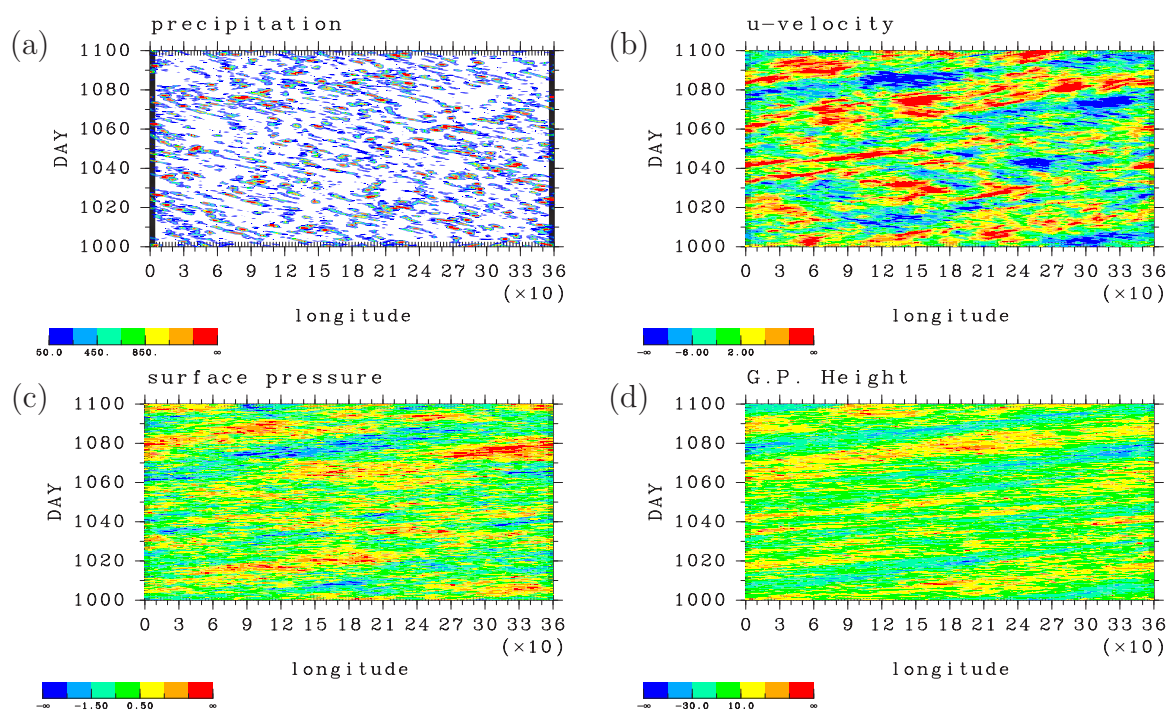


図 14: 実験 adj-con の赤道上の時間変動. (a) 赤道上の降水量 ( $\text{W/m}^2$ ), (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差 (m/sec), (c) 赤道上の表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). データは 1000 日から 1100 日を示す.



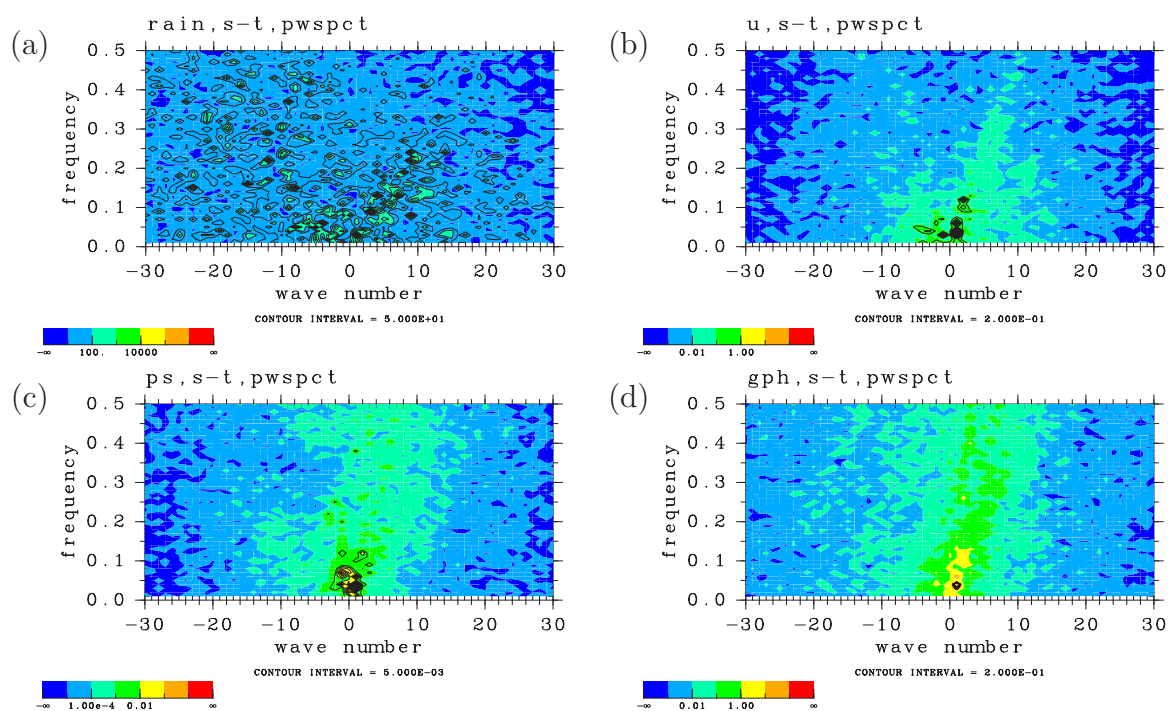


図 15: 実験 adj-con の赤道上の時空間スペクトル. (a) 赤道上の降水量, (b) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風, (c) 地表気圧, (d) 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

### 3-3-2 実験 adj-mradlAa – adj-mradlAd

図 16 は、実験 adj-mradlAa – adj-mradlAd の赤道上の降水の時間変動を示している。西進する格子スケールの降水域は 4 つの実験全てで現れている。この西進速度 (約 7 m/s) やひとつの降水域が現れてから消えるまでの時間 (2 日以下) は実験 adj-con とほぼ等しい。一方で、この西進する降水域の包絡として現れている東進する降水域は、実験 adj-mradlAd が最も顕著であり、実験 adj-mradlAa, adj-mradlAb ではあまりはっきり見られない。東進速度は、約 12 m/s であり、実験 adj-con と同様である。

図 17, 図 18, 図 19 の (a), (b), (c) は、実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc における、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風, 地上気圧, 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度であり、それぞれ東西平均からの偏差を示している。実験 adj-con に見られる東進は、4 つの実験全てで見られる。この東進は、実験 adj-mradlAd で最も顕著であり、実験 adj-mradlAa では弱い。東進速度や対流圏界面付近の東西風の正偏差 (図 17 (b)), 地表面気圧の負偏差 (図 18 (c)), 対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差 (図 19 (d)) との対応は、実験 adj-con と同様のものである。

降水の時空間スペクトル (図 20) では、波数の負の領域に分布するスペクトルの強度の強い領域は、実験 adj-con と同様に 4 つの実験全てで見られる。その強度は実験 adj-mradlAd で最も強く、実験 adj-mradlAa で最も弱い。また、実験 adj-con で現れていた波数の正の領域の (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線と (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 30, 周波数 0.4 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線との間の強度の強い領域は、実験 adj-mradlAa ではあまりはっきりと見られないが、実験 adj-mradlAd ではかなり明瞭に見られる。

対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル (図 21) では、実験 adj-con であらわれていた約 23 m/s の東進に対応する (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶはっきりとした線は、4 つの実験全てで見られ、その強度は実験 adj-mradlAa, adj-con, adj-mradlAb, adj-mradlAc, adj-mradlAd の順に強くなっている。また実験 adj-con であらわれていた約 12 m/s の東進に対応する (波数 1, 周波数 0.25) 付近に存在するピークは、実験 adj-mradlAd 以外の 3 つの実験には存在しない。

図 15 (c), (d) は、それぞれ地表面気圧 (図 14 (c)), 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) のジオポテンシャル高度 (図 14 (d)) の時空間スペクトルをとったものである。4 つの実験全てに見られる 2 つの特徴である、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図に見られる約 23 m/s 東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 11, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線、降水、対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) の東西風の時空間スペクトル図のどちらにも見られない特徴に、約 40 m/s 前後の東進擾乱に対応する (波数 0, 周波数 0 day<sup>-1</sup>) から (波数 2, 周波数 0.5 day<sup>-1</sup>) を結ぶ線は、実験 adj-con に共通する。その強度は実験 adj-mradlAa,

adj-con adj-mradlAb, adj-mradlAc, adj-mradlAd の順に強くなっている.

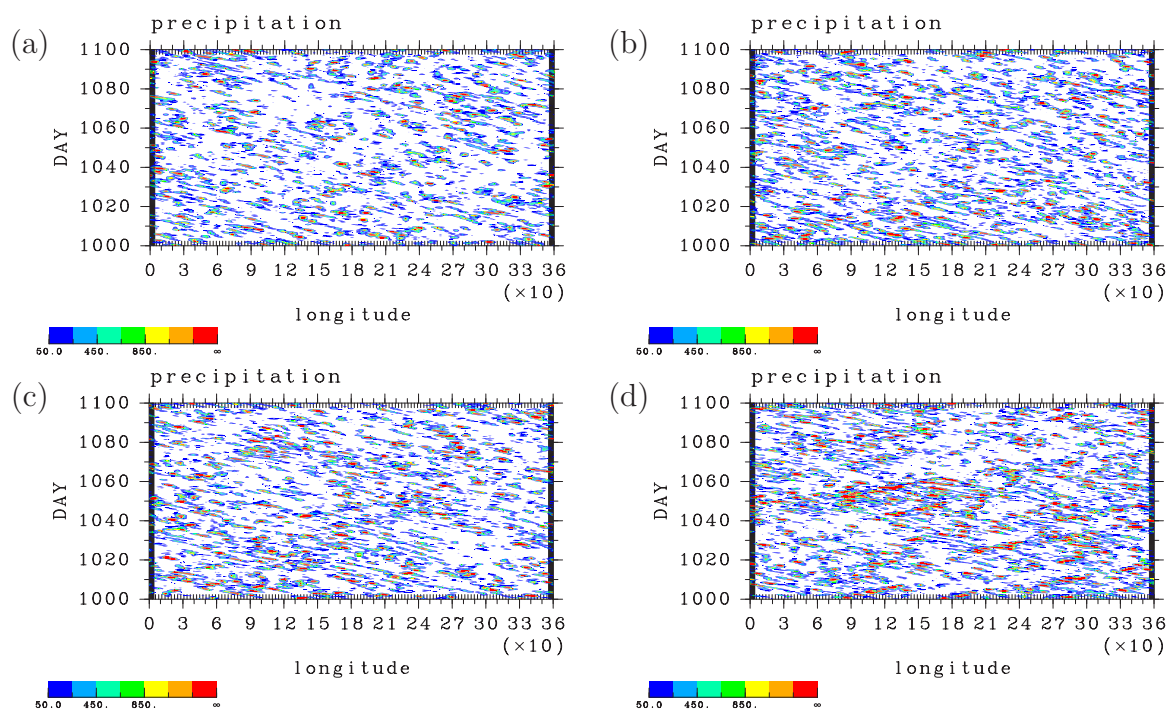


図 16: 降水量の赤道上の時間変動 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

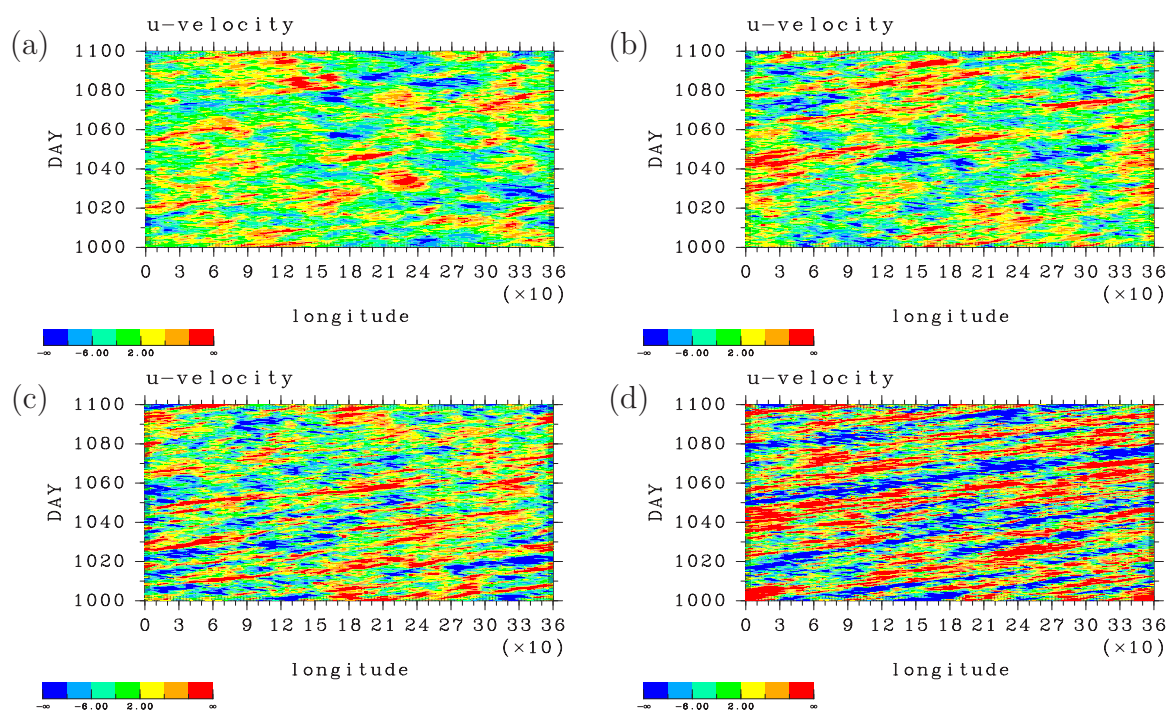


図 17: 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風偏差の赤道上の時間変動 (m/sec). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

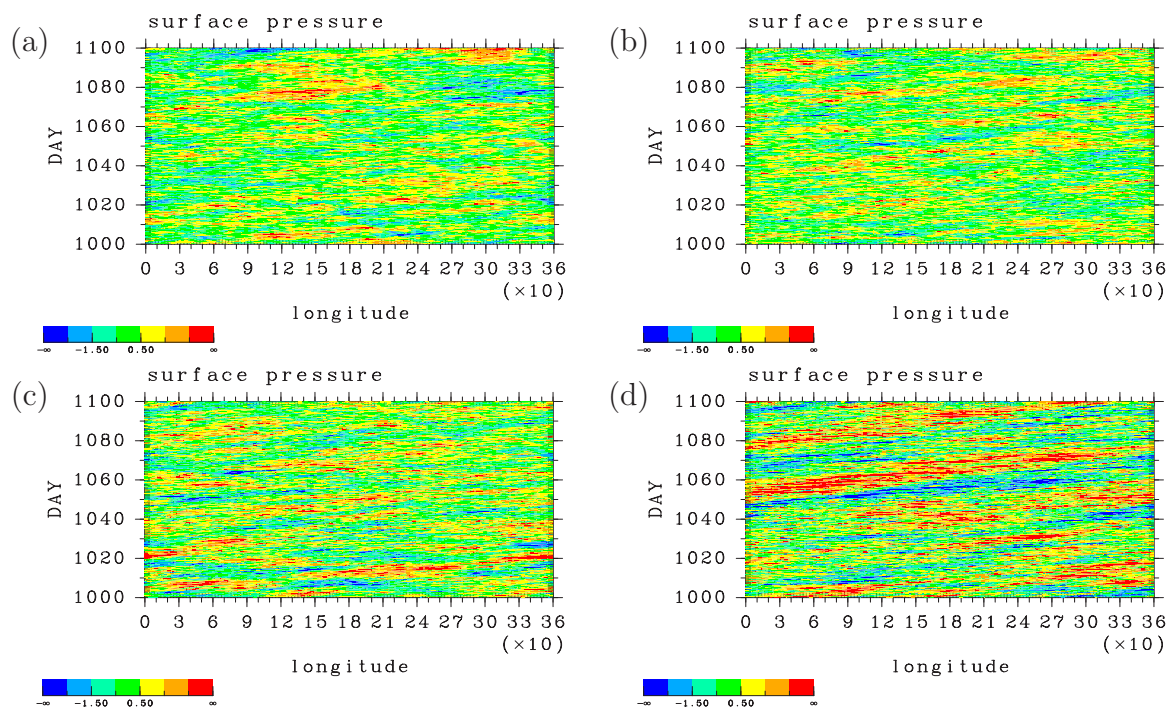


図 18: 赤道上の表面気圧の東西偏差の赤道上の時間変動 (hPa). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

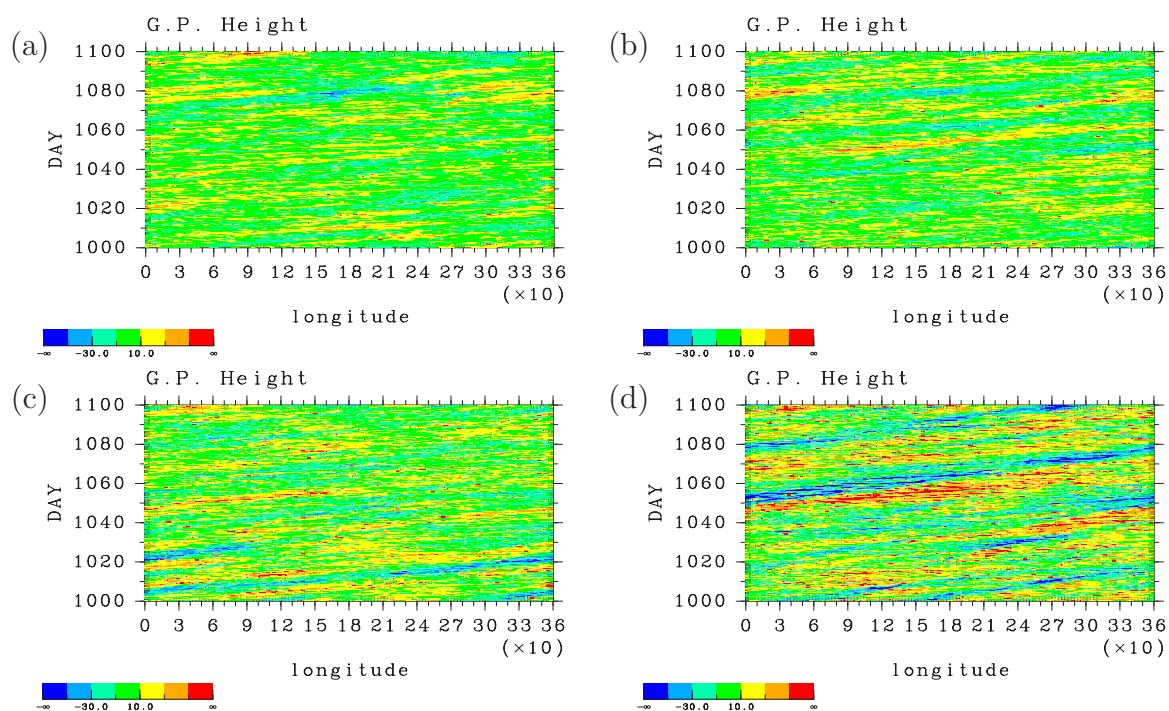


図 19: 対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差の赤道上の時間変動 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

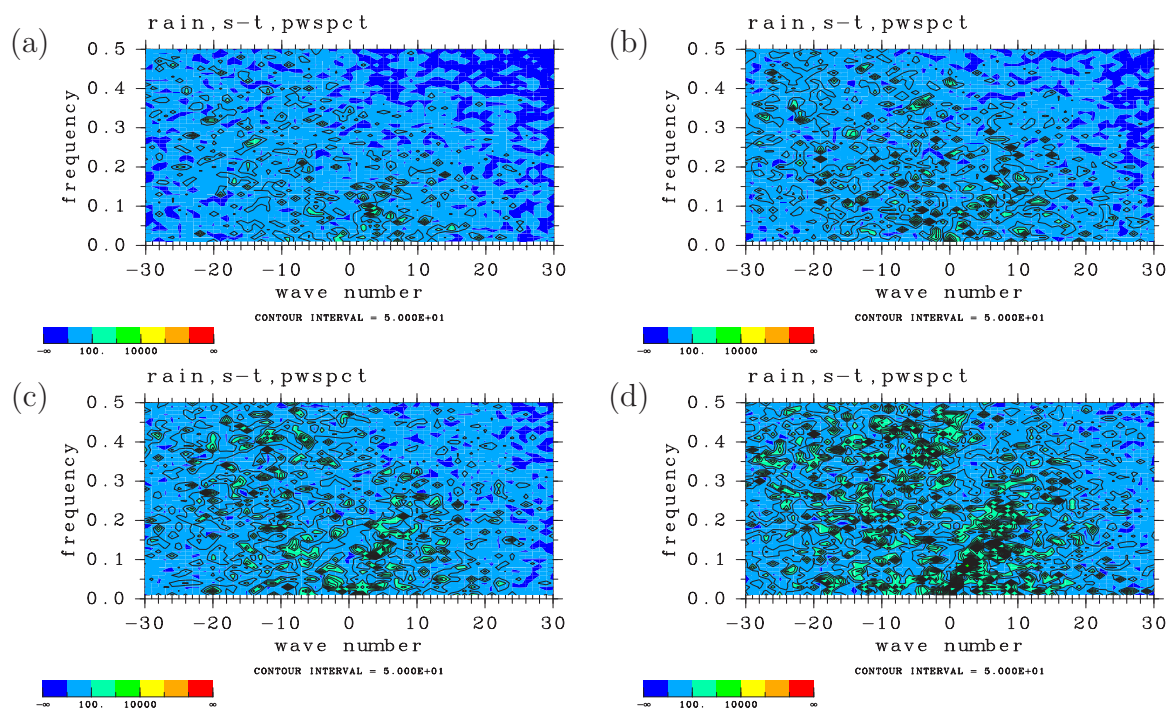


図 20: 赤道上の降水の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

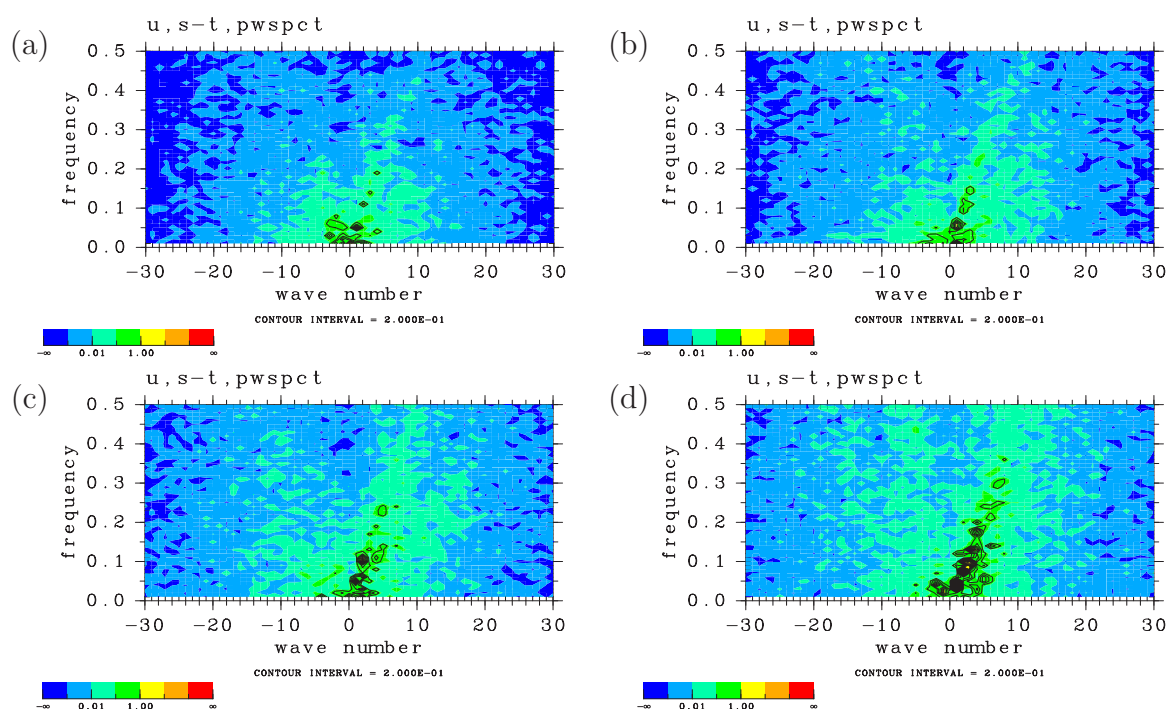


図 21: 赤道上的対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) における東西風の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

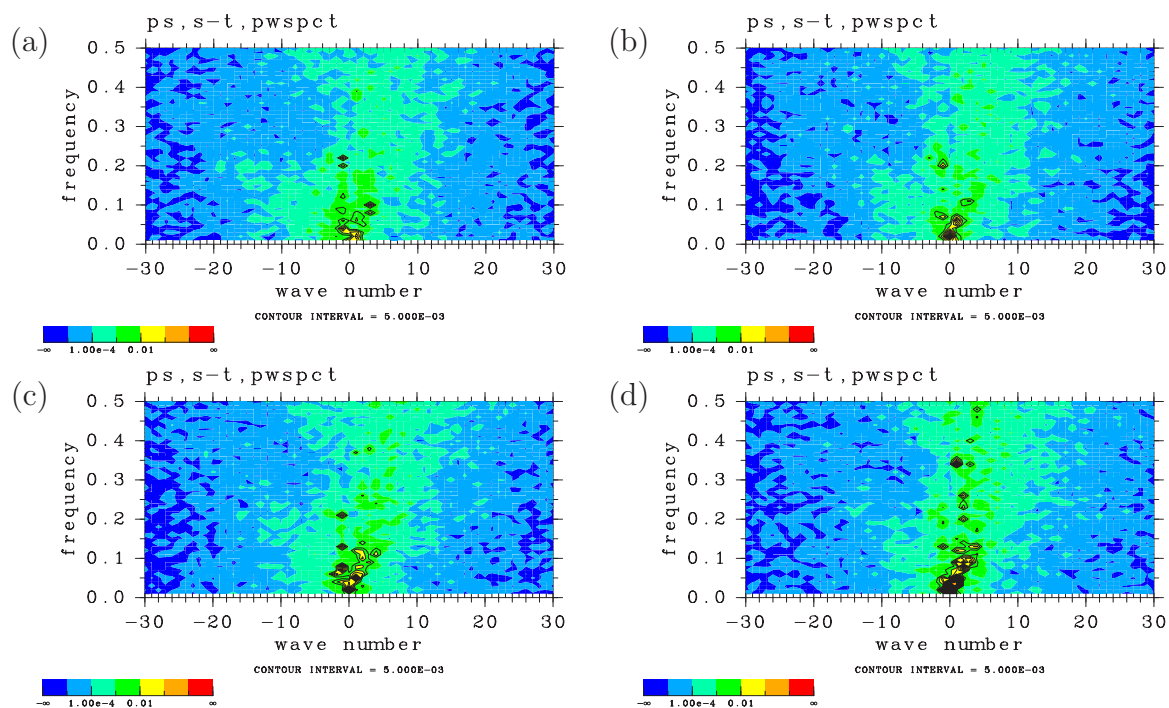


図 22: 赤道上的の地表気圧の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

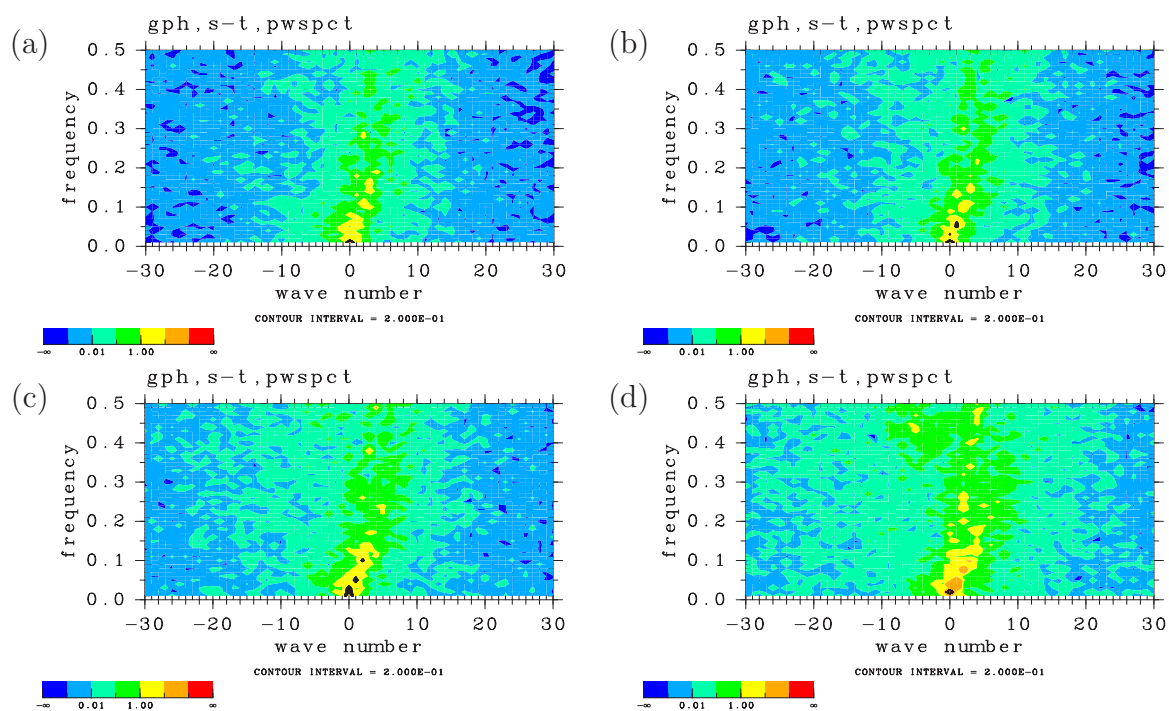


図 23: 赤道上的の対流圏界面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) におけるジオポテンシャル高度偏差 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた。

### 3-4 コンポジット解析

本節では、西進、あるいは東進する、格子スケール、3000 km スケールの降水域の循環場の特徴を明らかにするために、降水量のピークに準拠したコンポジット解析を行う。

第 3-4-1 節 では、コンポジット解析の解析手順を示す。第 3-4-2 節、第 3-4-3 節 では、それぞれ Kuo を用いた実験ケース、対流調節を用いた実験ケースのコンポジット解析の結果を示す。

#### 3-4-1 コンポジット解析の方法

赤道上の降水域に共通する循環場の特徴を明らかにするために、降水量のピークに準拠したコンポジット解析を行う。この降水量のピークの座標のとり方の手順を以下に示す：

1. 各実験の [赤道経度-時間] 降水量データを用いて、ある降水量の閾値以上の値を持つ (経度, 時間) 座標を抽出する。
2. 抽出した経度の周囲 [-3 ~ 3] grid で最大降水量を持つ座標を選ぶ。
3. 循環場の各量のデータについて、選んだ座標が経度 180 度にくるように東西に平行移動して重ねあわせ、その平均をとる。

こうして得られた図は、格子スケールの降水域の西進する降水域の循環構造と東進する降水域の循環構造との両方を含んだものになっていることが予想される。そこで以下では、格子スケールの降水域について、西進が顕著である、実験 kuo-mradlAa のコンポジット解析を行い、東進が顕著である、実験 kuo-mradlAd のコンポジット解析を行い、その比較を行う。この時の手順 1. における降水量の閾値は  $3000 \text{ W/m}^2$  とする。

さらに、格子スケールの降水域の西進と水平スケール 3000 km の降水域の東進が見られる実験 adj-con について、手順 2. で選んだ座標からさらに東進、あるいは西進している座標を選びだして、それぞれについてコンポジット解析を行い、その比較を行う。この時の手順 1. における降水量の閾値は、東進する座標の抽出には  $2000 \text{ W/m}^2$ 、西進する座標の抽出には  $500 \text{ W/m}^2$  を用いる。



### 3-4-2 Kuo を用いた実験における降水域の循環構造

ここでは、格子スケールの降水域の西進が顕著である実験 kuo-mradlAa と格子スケールの東進が顕著である実験 kuo-mradlAc のコンポジット解析の結果を示す。

図 25 (a) は実験 kuo-mradlAa のコンポジットの温度と東西-鉛直流の東西平均からの偏差を示している。降水域の中心付近（経度 180 度）に上昇流があり、この上昇流域の東西幅は数グリッド（200 – 500 km）である。上昇流域の東西ではほとんど風の偏差はない。風の場合は、上昇流域の地表付近では収束、対流圏界面付近では発散となっている。温度の構造については、上昇流域で下層から対流圏界面（ $\sigma = 0.175$ ）に向かって正偏差が大きくなっている。地表面付近（ $\sigma = 0.175$ ）では、上昇流域の東側で負偏差、西側で正偏差となっている。

図 25 (b) は実験 kuo-mradlAd のコンポジットの温度と東西-鉛直流の東西平均からの偏差を示している。この結果は、実験 kuo-mradlAa（図 25 (a)）の結果と大きく異なる構造をしている。降水域の中心付近にある上昇流は、実験 kuo-mradlAa に比べてずっと強く、またその東西幅も約 10 度（約 1500 km）と広い。下層の収束は中心から約 5 度（約 500 km）程東側にあり、上層の発散は中心よりやや西側にある。上昇流域はこの両者をつなぐように上層に向かって西に傾いている。中心の東側では、対流圏中層から上層（ $\sigma = 0.6 - 0.3$ ）では東風、下層（ $\sigma = 0.8$  以下）では西風となっている。これに対して、中心の西側における中層、上層の西風、下層の東風は、それほど強くない。下降流も降水域の中心から東側では見られるが、西側ではほとんど見られない。温度の構造については、上昇流域と同様に温度の正偏差が上層に向かって西に傾いている。地表面付近（ $\sigma = 0.9$  以下）では、温度偏差は東西風の収束域の西側で負、東側で正となっている。対流圏下層（ $\sigma = 0.6 - 0.9$ ）では、上昇流域とその西側で温度偏差は負であり、上昇流域の東側では強い正偏差である。この東側の領域は、下降流が顕著に見られる。 $\sigma = 0.5$  から対流圏界面（ $\sigma = 0.175$ ）にかけては、上昇流域とその西側では正偏差であり、東側では負偏差となっている。

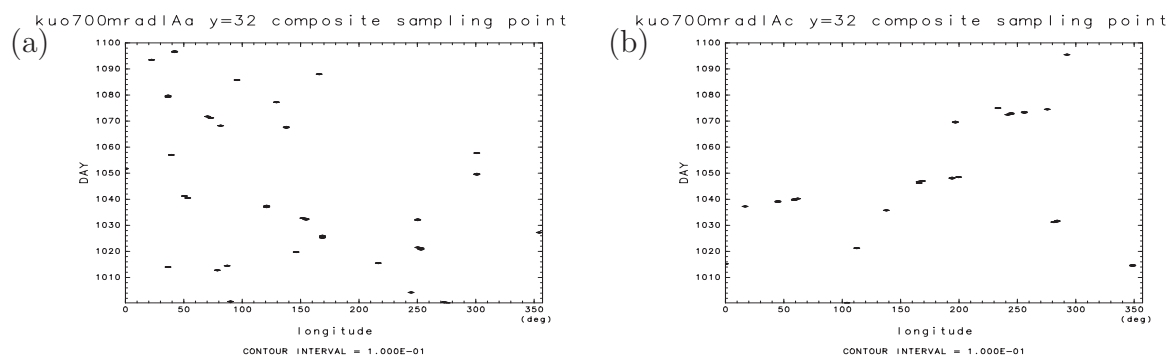


図 24: コンポジット解析に用いる降水量のピークの点. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc.

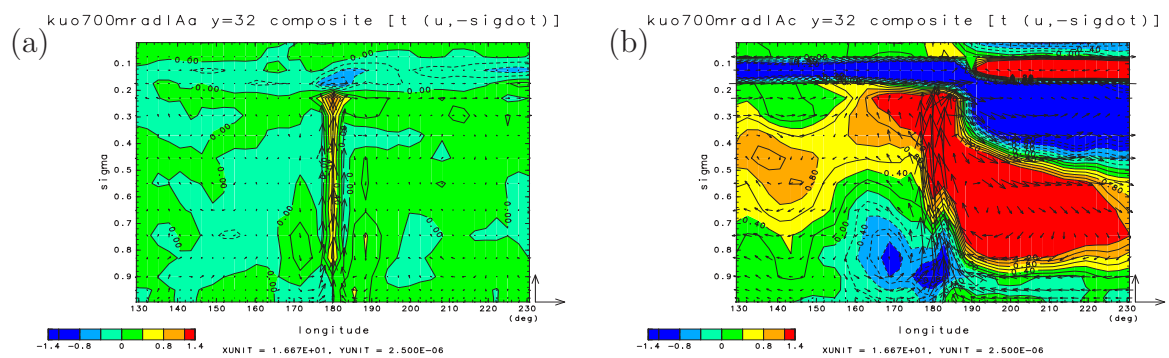


図 25: 赤道における 温度 (コンター), 東西-鉛直流 (矢羽) の経度-鉛直コンポジット図. 各量は東西平均からの偏差である. 経度は, 130 - 230 度を示す. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc.

### 3-4-3 対流調節を用いた実験における降水域の循環構造

ここでは、格子スケールの降水域の西進と水平スケール 3000 km の降水域の東進が見られる実験 adj-con について、西進している座標を選びだしてコンポジットをとった結果と東進している座標を選びだしてコンポジットをとった結果について述べる。

図 27 (a) は西進している座標を選びだした場合のコンポジットの温度と東西-鉛直流の東西平均からの偏差を示している。降水域の中心付近 (経度 180 度) に上昇流があり、その東西幅は約 10 度 (約 1500 km) である。しかし、地表付近の収束と対流圏界面の発散は、ほぼ降水域の中心付近で起こっており、西への傾きは顕著には見られない。温度の構造については、降水域の中心付近で  $\sigma = 0.7$  より下層で負偏差、 $\sigma = 0.6$  から対流圏界面にかけて正偏差となっており、それぞれの偏差の東西幅は約 10 度 (約 1000 km) である。また西への傾きはほとんど見られない。地表面付近 ( $\sigma = 0.175$ ) では、上昇流域の東側、西側ともに負偏差となっているが、負偏差の領域は西側の方が広がっている。

図 27 (b) は東進している座標を選びだした場合のコンポジットの温度と東西-鉛直流の東西平均からの偏差である。下層の収束は降水域中心から約 10 度 (約 1500 km) 程東側にあり、上層の発散はほぼ中心に位置している。上昇流域はこの両者をつなぐように上層に向かって西に傾いている。上昇流域の東西幅は約 10 度 (約 1500 km) である。

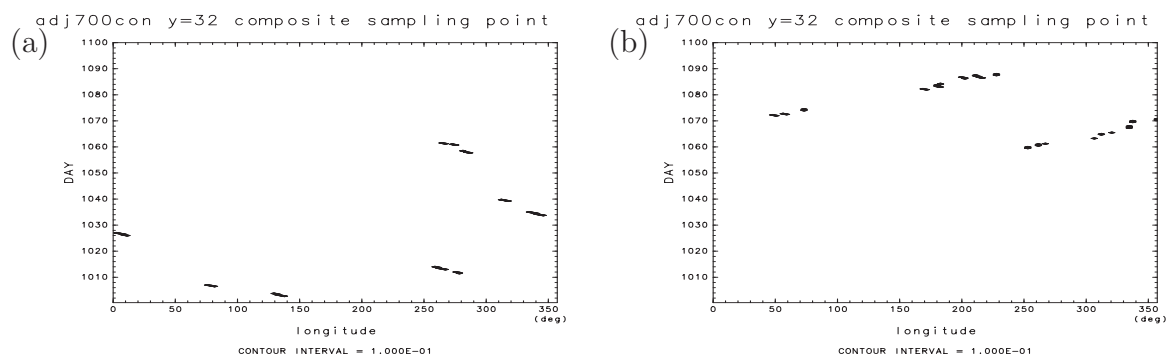


図 26: コンポジット解析に用いる降水量のピークの点. (a) 実験 adj-con 西進に準拠, (b) 実験 adj-con 東進に準拠.

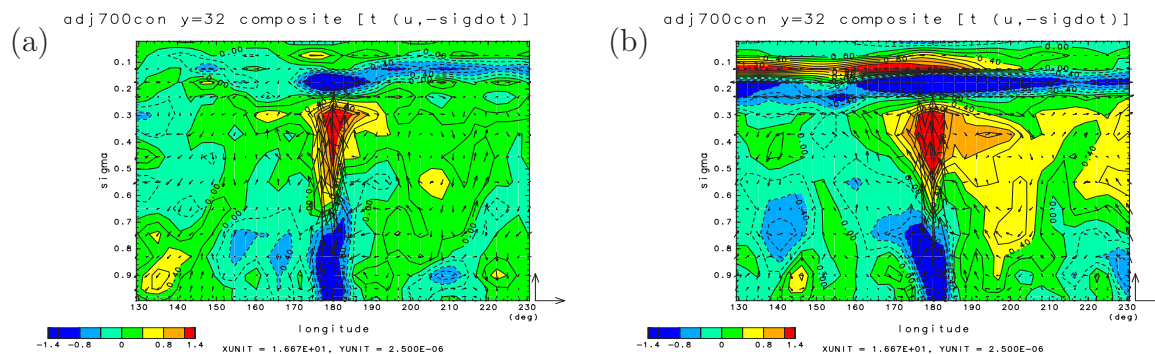


図 27: 赤道上における 温度 (コンター), 東西-鉛直流 (矢羽) の経度-鉛直コンポジット図. 各量は東西平均からの偏差である. 経度は, 130 – 230 度を示す. (a) 実験 adj-con 西進に準拠, (b) 実験 adj-con 東進に準拠.

### 3-5 結果のまとめ

本節では、凝結加熱の鉛直分布、赤道域の降水活動や擾乱について、放射冷却率の鉛直分布や積雲パラメタリゼーションによる実験結果の違いをまとめる。

#### 3-5-1 放射冷却率と凝結加熱率との対応

放射冷却率の鉛直分布が上層で最大値を持つ分布である実験ほど、凝結加熱率の鉛直分布も上層で最大を持つ分布となる。このことは積雲パラメタリゼーションに依存しない。

#### 3-5-2 約 40 m/s の東進擾乱

表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近におけるジオポテンシャル高度偏差には、約 40 m/s の東進擾乱が存在する。この東進は全ての実験ケースに存在するが、どの実験ケースにもこの速度の東進は降水域には存在しない。

#### 3-5-3 降水域の水平スケールとその特徴

降水域の水平スケールを 3 つに分類し、その特徴を以下にまとめる：

##### 1. 格子スケールの降水域

格子スケールの降水域は、積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いた実験では、中層で放射冷却率の最大値を持つ実験 kuo-con, kuo-mradlAa, kuo-mradlAb では西進が顕著であるが、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd では東進が顕著である。一方で、積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた実験では、どの実験でも西進が顕著であり、格子スケールの降水域の東進はない。

なお、どの実験においても西進する格子スケールの降水域の速度は約 7 m/s、東進する格子スケールの降水域の速度は約 23 m/s であり、格子スケールの降水域の移動速度は積雲パラメタリゼーションや放射冷却率の鉛直分布に依存しないようである。

コンボジット解析では、西進する降水域は上昇流域の東西幅は東進する降水域に比べて狭い。西進する降水域の上昇流域は地面に垂直であり、東進する降水域の上昇流域は上層に向かって西に傾いている。

## 2. 水平スケール 3000 km の降水域

水平スケール 3000 km の降水域の東進は、対流調節を用いた実験全てに見られるが、Kuo を用いた実験には存在しない。この東進は、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験である程、はっきりと見られるようになる。

東進速度は、どの実験でも約 12 m/s であり、積雲パラメタリゼーションや放射冷却率の鉛直分布に依存しないようである。

コンポジット解析では、西進する降水域は上昇流域の東西幅は東進する降水域に比べて狭い。西進する降水域の上昇流域は地面に垂直であり、東進する降水域の上昇流域は上層に向かって西に傾いている。

## 3. 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域

水平スケール 10000 - 20000 km の降水域の東進は、Kuo を用いた実験のうち実験 kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc で見られるが、実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAd でははっきりしない。このスケールの降水域の東進は、表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近における東西風偏差やジオポテンシャル高度偏差と対応している。対流調節を用いた実験では、降水域では非常に弱くはっきりと見えないが、表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近における東西風偏差やジオポテンシャル高度偏差と対応から予想される。

東進速度は、どの実験でも約 23 m/s であり、積雲パラメタリゼーションや放射冷却率の鉛直分布に依存しないようである。

また、上記のように分類した降水活動の水平スケールについて、積雲パラメタリゼーションごとに以下にまとめる：

### 1. Kuo

積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いたケースでは、水平スケール 1000 km 程度の格子スケールの降水域と水平スケール 100000 – 200000 km の 2 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、中層で放射冷却率の最大値を持つケースでは西進するが、上層で放射冷却率の最大値を持つケースでは東進する。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進する。

### 2. 対流調節

積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いたケースでは、格子スケール、水平スケール 3000 km, 100000 – 200000 km の 3 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、放射冷却率を変えたどの実験ケースでも西進する。水平スケール 3000 km の降水域は、格子スケールの降水の包絡の東進として存在し、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験で特にはっきりと見られる。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進するが、このスケールの変動は非常に弱いものである。

## 4 議論

ここでは、実験結果から熱帯の降水活動と循環構造を生成維持するメカニズムの候補を挙げ、実験結果と NH1991a の結果や現実大気で観測された降水活動を比較する。

第 4-3 節 では、本実験結果の熱帯の降水活動と循環構造を生成維持するメカニズムの候補を挙げる。第 4-2 節 では、本実験結果と NH1991a の結果との比較を行う。第 4-3 節 では、本実験結果と現実大気で観測された熱帯降水活動について解析した Nakazawa (1988), Takayabu (1994), Wheeler and Kiladis (1999) との比較を行う。

### 4-1 熱帯の降水活動と循環構造の生成維持機構

本節では、第 3-5 節 でまとめた約 40 m/s の東進擾乱と 3 つの降水域の水平スケールについて、生成維持するメカニズムとして考えられる候補を挙げる。

#### 4-1-1 約 40 m/s の東進擾乱

表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近における東西風偏差やジオポテンシャル高度偏差の約 40 m/s の東進は、時空間スペクトルにおける Kelvin 波の分散曲線に似た直線と対応している。Wheeler and Kiladis (1999) は、凝結加熱による変調を受けずに伝播する波を free (dry) Kelvin 波と定義し、free Kelvin 波は地表と対流圏界面に節を持つ傾圧第 1 モードの凝結加熱によって励起されるとしている。約 40 m/s の重力波の鉛直波長は、断熱温度減率を  $-7$  m/s, 平均温度を 250 K とすると約 28 km となることから、この位相速度の Kelvin 波は傾圧第 1 モードの凝結加熱によって励起されると考えられる。本実験結果の対流圏界面は約 13 – 14 km であることから (図は示さない)、約 40 m/s の東進する波は free Kelvin 波であることが予想される。

#### 4-1-2 格子スケールの降水域 (西進)

格子スケールの約 7 m/s で西進する降水域に準拠したコンポジット解析では、風や温度における東西偏差の赤道上の鉛直構造は、降水域の中心にほぼ東西対称であり、上昇域は地面にたいして垂直である (図 25 (a), 図 27 (a))。水平スケール約 1000 km 以下のこの循環構造は、下層の収束と凝結が引き金となる CIFK (第 1 種条件付き不安定) によるものであるかもし

れない。また、下層 (約  $\sigma = 0.8$ ) の平均場の風速は、赤道付近 (緯度  $-7 - 7$  度) で  $4 - 7$  m/s であることから (図は示さない)、CIFK によって成長した対流雲による降水域が風で西へ流されているという描像が考えられる。

#### 4-1-3 格子スケールの降水域 (東進)

Kuo を用いた実験ケースでは、 $23$  m/s の格子スケールの東進が存在するケースがある。この降水域に準拠したコンジット解析では、風や温度における東西偏差の赤道上の鉛直構造は、上層に向かって西に傾いていて、上昇流域の幅は狭い (図 25 (b))。NH1991a は、Kuo を用いた数値実験で得られた東進する格子スケールの降水域は、Kelvin 波の wave-CISK によって維持されているとしている。本実験の結果と NH1991a の東進する格子スケールの降水域に準拠したコンジット解析の構造はよく似ている。このことから、この東進は wave-CISK によるものかもしれない。wave-CISK メカニズムによると、上層で凝結加熱率が最大値を持つということは、傾圧第 2 モードを強く励起し、傾圧第 1 モードとの結合による不安定を起こすのに適している。降水域の東進は、凝結加熱率が特に上層で最大値を持つ傾向にある実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd で強く現れており、この東進が wave-CISK によるものであるということと整合的である。

#### 4-1-4 水平スケール 3000 km の降水域

対流調節を用いた際に現れる東進する約  $12$  m/s の水平スケール約  $3000$  km の降水域は、西進する格子スケールの包絡として存在する。東進する降水域に準拠したコンジット解析では、風や温度における東西偏差の赤道上の鉛直構造は、上層に向かって西に傾いている (図 27 (b))。また降水域の東進は、凝結加熱率が特に上層で最大値を持つ傾向にある実験 adj-mradlAc, adj-mradlAd で強く現れている。このことから、この東進は wave-CISK によるものかもしれない。

#### 4-1-5 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域

水平スケール  $10000 - 20000$  km の降水域、表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近における東西風や偏差ジオポテンシャル高度偏差に存在する約  $23$  m/s の東進は、free Kelvin 波より遅く、気圧、東西風と降水域とが対応しているようである。このことから、この東進は凝結加熱によって変調を受けた Kelvin 波 (以下 moist Kelvin 波とする) であるかもしれない。



水平スケール 10000 – 20000 km の降水域と、表面気圧の東西偏差、対流圏界面付近における東西風や偏差ジオポテンシャル高度偏差との関係は、図 28 のように考えられるかもしれない。図 28 は降水と下降流域の時間変動の概念図である。青色線は約 12 m/s で東進する降水域を示している。また橙色の陰影部は下降流域を表しており、これは 23 m/s で東進する対流圏界面付近の東西風の収束域に相当すると考えることができる。12 m/s で東進する降水域は、この下降流域で降水を抑制される。

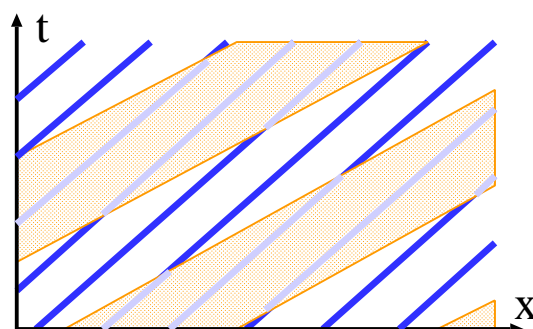


図 28: 降水と下降流域の時間変動の概念図。橙色の陰影部は下降流域、青色線は降水域、灰色線は下降流によって降水の抑制される領域である。

しかし、この水平スケール 10000 – 20000 km の降水域は、対流調節を用いた実験では非常に弱い、あるいは存在しないかもしれない。さらに、Kuo を用いた実験のうち、実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd では、格子スケールの降水域と水平スケール 10000 – 20000 km の降水域は、東進速度が同じであることから、moist Kelvin 波と wave-CISK による擾乱の速度が同じということになってしまう。

これらの事を検討するためには、このモデルにおいて、積雲パラメタリゼーションや凝結加熱率によって位相速度がどのように決まるかということについて、物理過程をより単純化する等しいモデルを用いた考察が必要である。

## 4-2 NH1991a との比較

本節では、本実験結果と NH1991a と比較する。NH1991a は、本実験と同様に Kuo と対流調節を用いて数値実験を行っている。それぞれの積雲パラメタリゼーションごとに比較する：

- Kuo

NH1991a の積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いた実験では、格子スケールの降水域は東進している。この様子は、実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd の結果と非常によく似ている。また NH1991a と実験 kuo-mradlAc は、赤道上における温度、東西-鉛直流の経度-鉛直コンポジット図でも上昇流域の西への傾きという共通の特徴を持っている。しかし、東進速度は NH1991a は約 12 m/s、実験 kuo-mradlAc は 23 m/s と両者は異なる。

水平スケール約 10000 – 20000 km の降水域の東進は、NH1991a では顕著である。本実験では、実験 kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc で見られるが、NH1991a ほどはっきりとは見えないようである。NH1991a のこの降水域の東進速度は、12 m/s であるが、本実験では 23 m/s である。

- 対流調節

NH1991a の積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた実験では、格子スケールの降水域は西進している。この様子は、本実験の対流調節を用いたすべての実験ケースと共通する。

水平スケール約 10000 – 20000 km の降水域の東進は、NH1991a でははっきり見られる。しかし本実験の対流調節を用いた結果は、どの結果も NH1991a に比べて非常に弱い。NH1991a のこの降水域の東進速度は、8.5 m/s であるが、本実験では 23 m/s である。

本実験の積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いた結果は、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験 kuo-mradlAc で、NH1991a と似た傾向を示す。NH1991a で用いているモデルは、H1998 で用いているモデル (実験 adj-con と同様のもの) と比べ、放射冷却率は上層で最大値をもつ分布であったのかもしれない。

NH1991a と本実験とは、降水域にはくつかの水平スケールの階層構造が存在し、水平スケールによって東進、あるいは西進する特徴を持つという点では一致している。しかしその水平スケールや進行方向や速度には、多くの相異点が存在する。それぞれのモデルにおける降水活動を維持するメカニズムやその進行方向や速度を検証するためには、そのモデルの物理過程、力学過程を簡略化したモデルを構築して多くのパラメタ実験を行う必要がある。

### 4-3 観測との比較

本節では, 衛星データを用いて降水構造の解析を行った, Nakazawa (1988), Takayabu (1994), 衛星データと NCEP の再解析データを用いて降水構造の解析を行った, Wheeler and Kiladis (1999) と本実験の結果との比較を行う.

比較は, 以下の 5 つの項目について行った:

- 約 40 m/s の東進擾乱

Wheeler and Kiladis (1999) は, 1000 hPa のジオポテンシャルと下層の温度場との squared coherency をとった結果から, 時空間スペクトル図に  $h=200$  の Kelvin 波に対応する擾乱が見られることを示した. 彼らは, この擾乱を約 40 m/s の free Kelvin 波であると述べている.

本実験の表面気圧の東西偏差, 対流圏界面付近における東西風偏差やジオポテンシャル高度偏差に見られる約 40 m/s の東進は, この Kelvin 波の位相速度とほぼ一致する.

- 格子スケールの降水域

Nakazawa (1988) は, クラウドクラスターは 1 – 2 日の寿命を持ち, 水平スケール数 100 km で西進することを示した. Takayabu (1994) は, スペクトル解析から, クラウドクラスターの西進速度は約 20 m/s であり, 約 2 日の準周期性を持つことを示した.

対流調節を用いた実験の格子スケールの降水域は, 西進速度は遅い (7 m/s) もの, 寿命と水平スケールは観測とほぼ一致するようである. Kuo を用いた実験のうち, 放射冷却率が中層で最大値を持つ実験の格子スケールの降水域は, 水平スケールは一致するものの, 西進速度は遅く (7 m/s). 寿命もやや長い (2 日程度).

- 水平スケール 3000 km の降水域

Nakazawa (1988) は, スーパークラウドクラスターは, クラウドクラスターの包絡として存在し, 水平スケールは 3000 – 5000 km であり, 10 – 15 m/s で東進することを示した. Wheeler and Kiladis (1999) は, OLR から同定された等価深度  $h=25$  (位相速度約 16 m/s) の Kelvin モードは, 積雲活動と結合したケルビン波であるとしている.

対流調節を用いた実験の水平スケール 3000 km の降水域は, 観測とほぼ一致している. また, で述べた水平スケール 3000 km の降水域を生成維持するメカニズムと Wheeler and Kiladis (1999) の主張は一致する.

- 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域

MJO は, 東西波数 1 (水平スケール約 20000 km), 30 – 60 日 (15 – 8 m/s), で変動する擾乱である (Madden and Julian, 1972; Nakazawa, 1988)

しかし本実験の東進速度は、観測の MJO よりずっと速い。

- 熱帯降水活動の階層構造

Nakazawa (1988) の解析から、熱帯降水構造には、MJO、スーパークラスター、スーパークラウドクラスターという 3 つの階層構造が存在することが示唆された。

本実験で、この様な 3 つの水平スケールの降水域の階層構造が見られるのは、対流調節を用いたケースである。Kuo を用いたケースでは、3 つの階層構造のうち、スーパークラスターの構造に対応する水平スケール 3000 km の降水域は存在しないようである。

---

## 5 まとめと結論

本論文では、熱帯域の降水活動の放射冷却率鉛直分布依存性を GCM を用いた惑星実験によって調べた。実験は、長波放射過程の乾燥大気吸収係数を変えた 5 つのケースの実験を積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) と対流調節を用いて計 10 ケース行った。

積雲パラメタリゼーションに Kuo を用いたケースでは、水平スケール 1000 km 程度の格子スケールの降水域と水平スケール 100000 – 200000 km の 2 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、中層で放射冷却率の最大値を持つケースでは西進するが、上層で放射冷却率の最大値を持つケースでは東進する。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進する。

積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いたケースでは、格子スケール、水平スケール 3000 km, 100000 – 200000 km の 3 つの降水域の構造が存在する。格子スケールの降水域は、放射冷却率を変えたどの実験ケースでも西進する。水平スケール 3000 km の降水域は、格子スケールの降水の包絡の東進として存在し、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験で特にはっきりと見られる。水平スケール 100000 – 200000 km の降水域はどのケースでも東進するが、このスケールの変動は非常に弱いものである。

これらの実験結果の特徴的なスケールの降水域とその速度と方向を生成、維持するメカニズムについて以下のように考察した:

- 西進する格子スケールの降水域は、CIFK によって成長した対流雲による降水域が基本場の西風に流されていると考えられる。
- 東進する格子スケールの降水域は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。
- 水平スケール 3000 km の降水域の東進は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。
- 水平スケール 10000 – 20000 km の降水域の東進は、この惑星スケールの循環場によって変調を受けた結果であるかもしれない。この循環場の東進は moist Kelvin 波と対応するかもしれない。

実験結果を NH1991a と比較した。本実験の積雲パラメタリゼーションに Kuo を用い、放射冷却率が上層で最大である実験ケースは、NH1991a の格子スケールの降水域の東進と似た傾向を示す。NH1991a で用いたモデルの放射冷却率の鉛直分布は、上層で最大値を持つ傾向にあったのかもしれない。ただしこの降水域の進行速度は異なることや、水平スケール約 10000 – 20000 km の降水域は NH1991a に比べてはっきりと見られない、などの違いが存在する。

実験結果と現実大気で観測された熱帯降水活動について比較した。格子スケールの降水域の西進は、クラウドクラスターに対応するものかもしれない。水平スケール 3000 km の降水域は、スーパークラスターに類似している。水平スケール 10000 – 20000 km の降水域の東進は、MJO よりずっと速い。以上の 3 つの降水域の階層構造 (クラウドクラスター, スーパークラスター, MJO) と似たような構造が存在するのは、対流調節を用いた実験である。

本実験では、今後行われるべき多くの課題を残した。

モデルにおける降水活動を維持するメカニズムとその進行方向や速度との整合性を検証するためには、モデルの物理過程、力学過程を簡略化したモデルを構築し、多くのパラメタ実験を行う必要がある。例えば、簡略化したモデルを用いて加熱を固定して与え、moist Kelvin 波、wave-CISK による擾乱の位相速度やその強度を検証する等がある。

本実験のクラウドクラスターに対応するスケールの降水域は格子数点で表現されるものであるが、現実のクラウドクラスターはメソスケールの対流雲の組織化したものであり、本実験は現実に存在する降水活動の構造を表現できてはいない。今後は、水平方向、鉛直方向に解像度を変えて実験を行い、本実験に現れる降水活動との違いを検証することも必要である。

本実験の SST は東西一様な分布を与えたが、現実の SST は東西非一様であり、このことが様々な水平スケールの降水活動に影響を与えている可能性がある。また NH1991a は全球一様に数度上下させた SST を与えて実験も行い、結果を比較している。こういった SST を変えたパラメタ実験も今後の課題である。

実験結果の解析方法も課題である。本実験の時空間スペクトル図は、データにフィルターをかける等の処理を一切行う等して、ある特定の周波数や波長の擾乱を抽出するような工夫は行っていない。また Takayabu (1994), Wheeler and Kiladis (1999) のように、赤道波の分散曲線を重ねて、赤道波との対応関係を見やすくするような工夫も行っていない。コンポジット解析については、コンポジットの中心の座標を選び出す基準によって結果が大きく異なることから、さまざまな基準で解析を行い、その基準が適当であるかどうかよく検討する必要がある。

## 謝辞

本論文の作成に際してご指導を頂いた皆様に謝意を述べる。指導教官である北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 林 祥介 教授, 同大学院地球環境科学研究科 石渡 正樹 助手, 同大学院理学研究科地球惑星科学専攻 小高 正嗣 助手には, 特に記して深く感謝する。

数値計算は, 国立環境研究所地球環境研究センターのスーパーコンピュータ (NEC SX-6) を用いて行なった。計算と作図に用いた情報環境は地球流体電脳倶楽部の資源をもとにして構築されたものである。このような研究をおこなう場と環境を提供してくれた諸々の関係者に謝意を表明する。

---

## A 長波放射過程

ここでは、モデルの長波放射過程に用いられている式と係数について述べる。

太陽放射の吸収と散乱の影響は考慮に入れない。雲と雨滴は考慮に入れていない。SST の値は固定されているので、ここでは短波放射は全く考えていない。

長波放射については水と乾燥空気の吸収と放射とだけを含む。散乱の効果は考えない。長波放射の吸収係数は大気の冷却プロファイルがおおよそ観測値に合うように決められている。

放射フラックス  $F_{R,i}$  は、

$$F_R(z) = (\pi B(T_g) - \pi B(T_s)) \mathcal{T}^f(z, 0) + \pi B(T(z_T)) \mathcal{T}^f(z, z_T) - \int_0^{z_T} \frac{d\pi B}{d\xi} \mathcal{T}^f(z, \xi) d\xi \quad (\text{A.1})$$

と表される。ここで  $\mathcal{T}^f(z_1, z_2)$  はフラックス輸送関数で  $z = z_1, z_2$  との間で  $\pi B \equiv \sigma_{SB} T^4$  はソース関数である。フラックス輸送関数  $\mathcal{T}^f(z_1, z_2)$  は次で与えられる。

$$\mathcal{T}^f(z_1, z_2) = \sum_{i=1}^{N_R} b_i \exp(-\delta_R |\tau_{R,i}(z_1) - \tau_{R,i}(z_2)|). \quad (\text{A.2})$$

ここで  $\tau_i(z)$  は光学的厚さで、大気上端での光学的厚さは 0 である。

$$\tau_{R,i}(z) = \int_z^\infty k_{R,i} \rho q dz + \int_z^\infty \bar{k}_{R,i} \rho dz, \quad (\text{A.3})$$

ここで  $k_{R,i}$  と  $\bar{k}_{R,i}$  とはそれぞれ波数バンド  $i$  についての水蒸気と乾燥空気の吸収係数である。これらの吸収係数の値は一定値を想定している。 $b_i$  は波数バンド  $i$  についての全放射エネルギーに対するエネルギーの比率で定数とみなしている。 $\delta_R$  の値は 1.5 としている。 $k_{R,i}$ ,  $\bar{k}_{R,i}$  と  $b_i$  との値は表 2 にまとめた。なお、表 2 の  $k_{R,i}$  の値は、実験 adj-con, kuo-con で用いる値である。

表 2: 長波放射スキームで用いられている係数。

| バンド数            | 1   | 2   | 3   | 4                    |
|-----------------|-----|-----|-----|----------------------|
| $k_{R,i}$       | 8.0 | 1.0 | 0.1 | 0.0                  |
| $\bar{k}_{R,i}$ | 0.0 | 0.0 | 0.0 | $5.0 \times 10^{-5}$ |
| $b_i$           | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.6                  |



## 文献

- Chang, C. P., Lim, H., 1988: Kelvin wave-CISK. A possible mechanism for the 30-50 day oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1709–1720.
- Hayashi, Y., 1970: A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal wind. *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 140–160.
- Hayashi, Y.-Y. and A. Sumi, 1986: The 30-40 day oscillations simulated in an “aqua planet” model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 451-467.
- Hosaka, M., M. Ishiwatari, S. Takehiro, K. Nakajima, Y.-Y. Hayashi, 1998: Tropical precipitation patterns in response to a local warm SST area placed at the equator of an aqua planet. *J. Met. Soc. Japan*, **76**, 289-305.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Lau, K. -M., Peng, L., 1987: Origin of low-frequency oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 950–972.
- Lindzen, R. S., 1974: Wave-CISK in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 156–179.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Manabe, S., J. Smagorinsky and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769-798.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for the planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 823–839.
- Numaguti, A., 1992: Numerical experiments on the large scale structure of cumulus activity in the tropics. Ph.D. Thesis, University of Tokyo. (in Japanese). 熱帯における積雲活動の大規模構造に関する数値実験. 博士論文, 東京大学.
- Numaguti, A., Y. Hayashi, 2000: Gravity-wave dynamics of the hierarchical structure of super cloud clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 301–331.
-

- Numaguti, A. and Y.-Y. Hayashi, 1991a: Behaviors of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. Part I: The structure of super clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 541-561.
- Numaguti, A. and Y.-Y. Hayashi, 1991b: Behaviors of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. Part II: Eastward moving planetary scale structure and the intertropical convergence zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 563-579.
- Takayabu, Y. N., 1994: Large-Scale Cloud Disturbances Associated with Equatorial Waves. Part II: Westward-Propagating Inertio-Gravity Waves. *J. Met. Soc. Japan*, **72**, 451-465.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.
- 地球流体電脳倶楽部, 1997: 「地球流体電脳倶楽部版 AGCM5」,  
<http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5>
-