

修士論文

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

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水惑星実験によって調べた。実験に用いた数値モデルは、球面3次元プリミティブ方程式系に基づく地球流体電腦俱樂部版 AGCM5（地球流体電腦俱樂部、1997）である。実験は、長波放射過程の乾燥大気の吸収係数を変えたいいくつか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行った。赤道上の特徴的な降水構造や循環構造の水平スケールや進行速度を明らかにするため、赤道における降水、地上気圧偏差、対流圈界面付近の東西風偏差、ジオポンシャル高度偏差の時空間スペクトル解析を行った。

積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) を用いた実験では、水平スケール 1000 km 程度の格子スケールの降水域と東西波数 1 の変調構造が見られる。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実験では西進するが、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験では東進する。東西波数 1 の変調は、どの実験でも東進する。

積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた実験では、格子スケールの降水域の西進の他に、降水活動の活発な領域の東進が見られる。格子スケールの降水域は、放射冷却率を変えたどの実験でも西進する。降水活動の活発な領域の東進は、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験ではっきりと見られる。降水活動に東西波数 1 の変調構造を見付けることは難しい。

赤道上の降水構造に共通する循環場の特徴を明らかにするため、降水量のピークに準拠したコンポジット解析を行った。その結果、特徴的な降水構造の生成とその速度と進行方向を維持するメカニズムについて、以下のように考察した：1. 格子スケールの降水域の西進は、CISK 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ことによると考えられる。2. 積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) を用いた際に現れる格子スケールの降水域の東進、積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた際に現れる降水活動の活発な領域の東進は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。3. 降水活動の東西波数 1 の変調の東進は、東西波数 1 の循環場によって変調を受けた結果である可能性が考えられる。この循環場の東進は moist Kelvin 波と対応する可能性が考えられる。

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を持つ実験では、格子スケールの降水域の東進は Numaguti and Hayashi (1991a) 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可能性が考えられる。

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	8
3-2-1	標準実験	8
3-2-2	乾燥大気の吸収係数を変えた実験	11
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	17
3-3-1	標準実験	17
3-3-2	乾燥大気の吸収係数を変えた実験	20
3-4	コンポジット解析	26
3-4-1	コンポジット解析の方法	26
3-4-2	Kuo スキームを用いた実験における降水域の循環構造	27
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	29
3-5	結果のまとめ	31
3-5-1	放射冷却率と凝結加熱率との対応	31

3-5-2 約 40 m/s の東進擾乱	31
3-5-3 降水活動の特徴	31
4 議論	33
4-1 热帯の降水活動と循環構造の生成維持機構	33
4-1-1 約 40 m/s の東進擾乱	33
4-1-2 格子スケールの降水域の西進	33
4-1-3 格子スケールの降水域の東進	34
4-1-4 約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進	34
4-1-5 降水活動の東西波数 1 の変調	34
4-2 NH1991a との比較	36
4-3 観測との対応	38
5 結論	40
A 長波放射過程	43

図 目 次

1 与える海面温度分布. (a) 平面分布図, (b) 東西平均図	3
---	---

2	赤道における放射冷却率と凝結加熱率の時間東西平均 (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 (水色線) の各実験の結果を示す. (a) 対流調節を用いた実験の放射冷却率, (b) Kuo スキームを用いた実験の放射冷却率, (c) 対流調節を用いた実験の凝結加熱率, (d) Kuo スキームを用いた実験の凝結加熱率.	7
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 (水色線) の各実験の結果を示す. (a) 対流調節を用いた実験, (b) Kuo スキームを用いた実験.	7
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) 対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風偏差 (m/sec), (c) 表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). データは 1000 日から 1100 日を示す.	9
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) 対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風, (c) 表面気圧, (d) 対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.	10
6	赤道における降水量の時間変動 (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.	12
7	赤道における対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風偏差の時間変動 (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.	13
8	赤道における表面気圧の東西偏差の時間変動 (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.	13
9	赤道における対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差の時間変動 (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.	14
10	赤道における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.	14

11	赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の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.	15
12	赤道における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.	15
13	赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差 (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.	16
14	実験 adj-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) 赤道上の表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). データは 1000 日から 1100 日を示す.	18
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.	19
16	赤道における降水量の時間変動 (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.	21
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.	22
18	赤道における表面気圧の東西偏差の時間変動 (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.	22
19	赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポ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.	23
20	赤道における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.	23

21	赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の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.	24
22	赤道における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.	24
23	赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差 (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.	25
24	赤道における降水量の時間変動 (図 6(a), (d)) について, コンポジット解析に用いる降水量のピークの座標点を示した図. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc.	28
25	赤道における 温度(センター), 東西-鉛直流(矢羽)の経度-鉛直コンポジット図. コンポジット解析に用いる座標点は, 図 24(a), (b) である. 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.	28
26	赤道における降水量の時間変動 (図 14(a)) について, コンポジット解析に用いる降水量のピークの点を示した図. (a) 実験 adj-con の降水のピークから西進する座標を選択したもの, (b) 実験 adj-con の降水のピークから東進する座標を選択したもの.	30
27	赤道上における 温度(センター), 東西-鉛直流(矢羽)の経度-鉛直コンポジット図. コンポジット解析に用いる座標点は, 図 26(a), (b) である. 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 の降水のピークから西進する座標を選択したもの, (b) 実験 adj-con の降水のピークから東進する座標を選択したもの.	30
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.	35

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と言われている。MJO は, 30 – 60 日の周期で東進する東西波数 1 の循環構造の振動であり, これに伴い積雲活動の活発な領域も東進する。この振動は, 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スーパークラウドクラスターの内部構造であり, 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い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の降水構造との対応関係を考え, 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 に対応するものであると述べた。

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 スキーム) 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た。また Hosaka *et al.* (1998) (以下, H1998) は, Hayashi and Sumi (1986) と数値コード及び物理過程の詳細が異なるモデルで, 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。

このように現れる降水構造が異なる理由の 1 つには、積雲パラメタリゼーションが熱帯域の循環構造に大きく影響することが挙げられる。Tokioka *et al.* (1988) は、積雲パラメタリゼーションに Arakawa-Schubert (1974) スキームを用いて水惑星実験を行った結果、格子スケールの降水域は西進することを示した。Lee *et al.* (2003) は、積雲パラメタリゼーションに Kuo スキーム、対流調節、Arakawa-Subert (1974) スキームを用いて水惑星実験を行い、現実大気の MJO の再現性について比較を行っている。

積雲パラメタリゼーション以外に熱帯域の循環構造への影響が示唆されているものに、凝結加熱率の鉛直分布が挙げられる。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。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最大値を持つほど、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 スキームと対流調節の 2 種類を用いた計 10 ケースを行う。実験結果は、NH1991a の結果との比較の見地に立ち、積雲パラメタリゼーションや放射冷却率鉛直分布を変えた時に格子スケールの降水域や東西波数 1 の変調はどのように現れるかということに注目する。

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、特徴的な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腦俱楽部版 AGCM5 (地球流体電腦俱楽部, 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、それぞれのバンドについ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海面温度は時間的に一定なものを与える。海面温度分布は、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)。

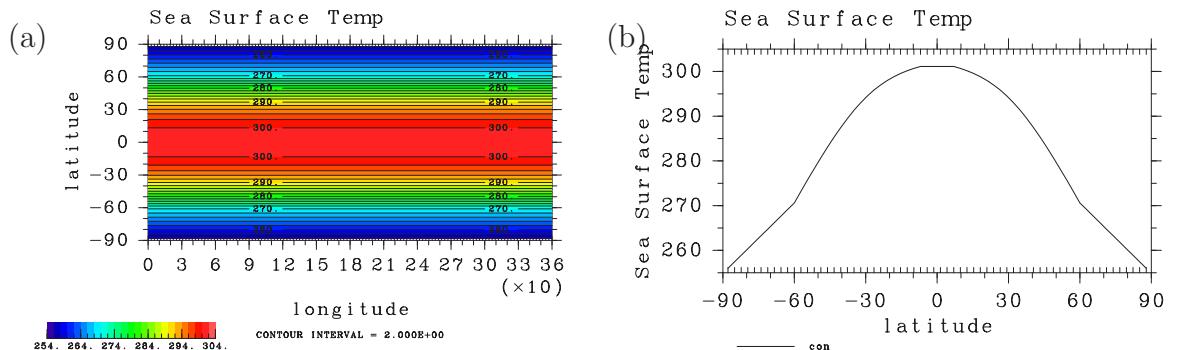


図 1: 与える海面温度分布. (a) 平面分布図, (b) 東西平均図 .

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とした 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。ここで、 $\bar{k}_{R,4}$ 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。

表 1: 実験リスト。 $\bar{k}_{R,4}$ 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	$\bar{k}_{R,4}$ (m^2/kg)	積雲パラメタリゼーション	備考
kuo-con	5.0×10^{-5}	Kuo スキーム	標準実験
kuo-mradlAa	6.0×10^{-5}	Kuo スキーム	
kuo-mradlAb	4.0×10^{-5}	Kuo スキーム	
kuo-mradlAc	2.0×10^{-5}	Kuo スキーム	
kuo-mradlAd	5.0×10^{-6}	Kuo スキーム	
adj-con	5.0×10^{-5}	対流調節	標準実験、H1998 と同実験
adj-mradlAa	6.0×10^{-5}	対流調節	
adj-mradlAb	4.0×10^{-5}	対流調節	
adj-mradlAc	2.0×10^{-5}	対流調節	
adj-mradlAd	5.0×10^{-6}	対流調節	

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。それ以外の実験は、kuo-con, adj-con でのそれぞれの 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 (水色線) 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 (水色線) の順に上層 ($\sigma = 0.2$ 付近) 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 (水色線) 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 (水色線) 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スキームを用いた実験(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、NH1991a, Numaguti and Hayashi, 1991bの対流調節を用いた実験でも現れている特徴である。降水のピーク(緯度0度付近)で各実験を比較すると、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 (水色線) の順に多くなっている。

図3(b)は、Kuoスキーム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、NH1991a, Numaguti and Hayashi, 1991bのKuoスキームを用いた実験でも現れている特徴である。しかし実験 kuo-mradlAd (水色線) 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。

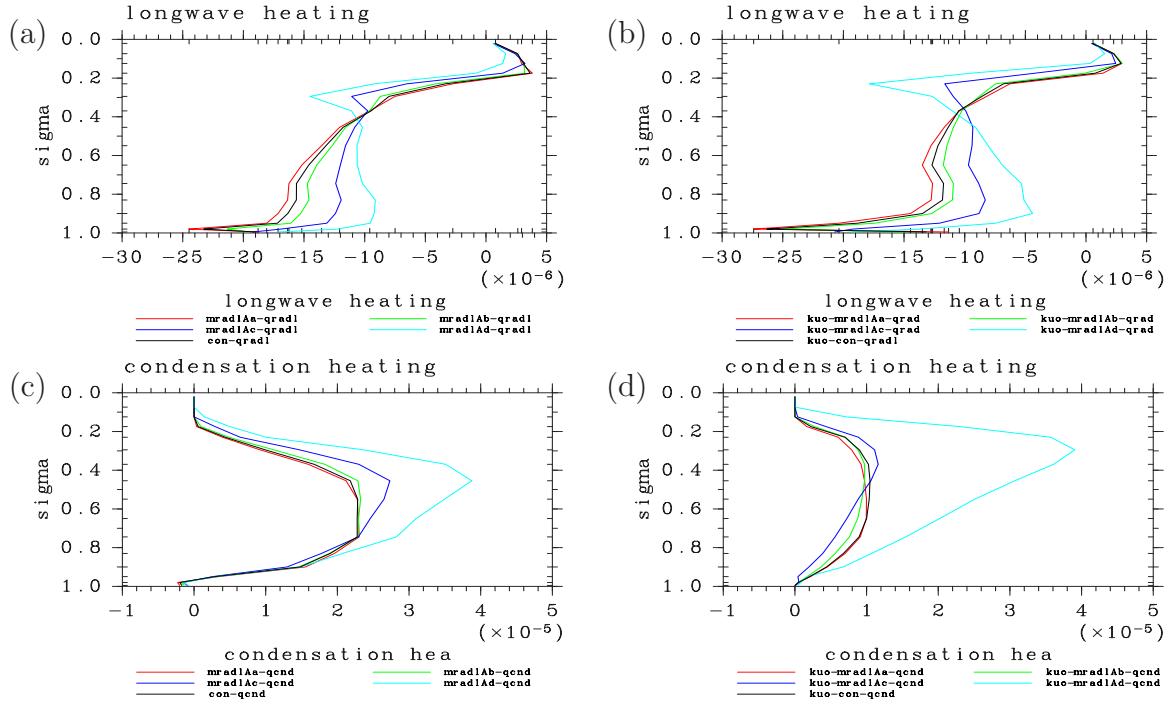


図 2: 赤道における放射冷却率と凝結加熱率の時間東西平均 (K/s). 時間平均は 1000–1700 日で行っている. 各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (水色線) の各実験の結果を示す. (a) 対流調節を用いた実験の放射冷却率, (b) Kuo スキームを用いた実験の放射冷却率, (c) 対流調節を用いた実験の凝結加熱率, (d) Kuo スキームを用いた実験の凝結加熱率.

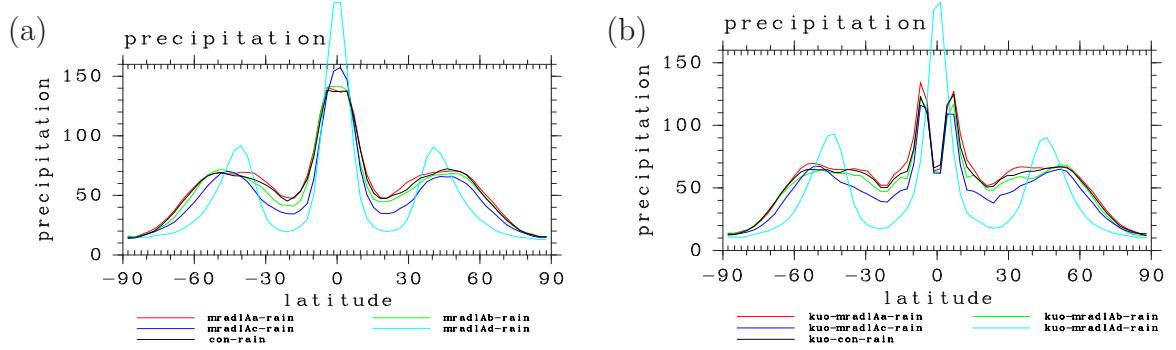


図 3: 降水の東西時間平均の緯度分布. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. 単位は W/m². 100 W/m² は, 3.5mm/day, 1260mm/yr に相当する. 各線はそれぞれ, kuo-con, adj-con (黒線), kuo-mradlAa, adj-mradlAa (赤線), kuo-mradlAb, adj-mradlAb (緑線), kuo-mradlAc, adj-mradlAc (青線), kuo-mradlAd, adj-mradlAd (水色線) の各実験の結果を示す. (a) 対流調節を用いた実験, (b) Kuo スキームを用いた実験.

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 スキーム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 3-2-1 節では、標準実験である実験 kuo-con の結果を示し、第 3-2-2 節では、乾燥大気の吸収係数を変えた 4 つの実験の結果を示し、その比較を行う。

3-2-1 標準実験

図 4 (a) は、実験 kuo-con における赤道上の降水量の時間変動を示している。この図では、水平スケールは 1000 km 以下 (格子点にして数点) の降水域 (以下では、格子スケールの降水域と呼ぶ) の西進が多く見られる。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 日程度のものが多い。

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の赤道上の時間変化であり、それぞれ東西平均からの偏差を示している。これら 3 つの図では、東西波数 1 の変調の東進が顕著である。これらの構造が赤道を 1 周するのに要する時間は 20 日であり、速度にして約 23 m/s 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) の格子スケールの降水域の西進に対応するような構造はあまりはっきりと見られないが、東西波数 1 の変調の東進と図 4 (a) の降水活動の活発な領域の東進は対応しているようである (例としては、図 4 (a), (b), (c), (d) の 1055 日目、経度 0 度付近から 1075 日目、経度 360 度付近を結ぶ領域)。

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^{-1} の座標から波数 -30、周波数 0.4 day^{-1} の座標を結ぶ線を中心に波数の負の領域に広く分布している。このことは 図 4 (a) において、7 m/s 前後の西進速度を持つ降水域が存在することを示している。また波数の正の領域には、波数 1、周波数 0.05 day^{-1} の座標にスペクトルのピークが存在する。このことは 図 4 (a) において、約 23 m/s 東進速度をもつ東西波数 1 の降水活動の変調が存在することを示している。

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 day^{-1} の座標にスペクトルのピークが存在する。さらに 波数 0、周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11、周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が現れている。このことは、

図 4 (b) に約 23 m/s の東西風偏差の東進が存在することを示している。

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。2 つの図には、波数 1, 周波数 0.05 の座標にスペクトルのピークが存在する。また波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルのピークも存在する。これらのピークは、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 23 m/s の東進する擾乱が存在することを示している。これらの特徴は、対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風の時空間スペクトル図と共通した特徴である。また、後述する乾燥大気の吸収係数を変えた実験の結果 (図 12, 図 13) から、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 4, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルのピークがあることが予想されるが、この実験では弱いようである。なおこのスペクトルのピークは、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 前後の東進擾乱の存在することを示すものである。

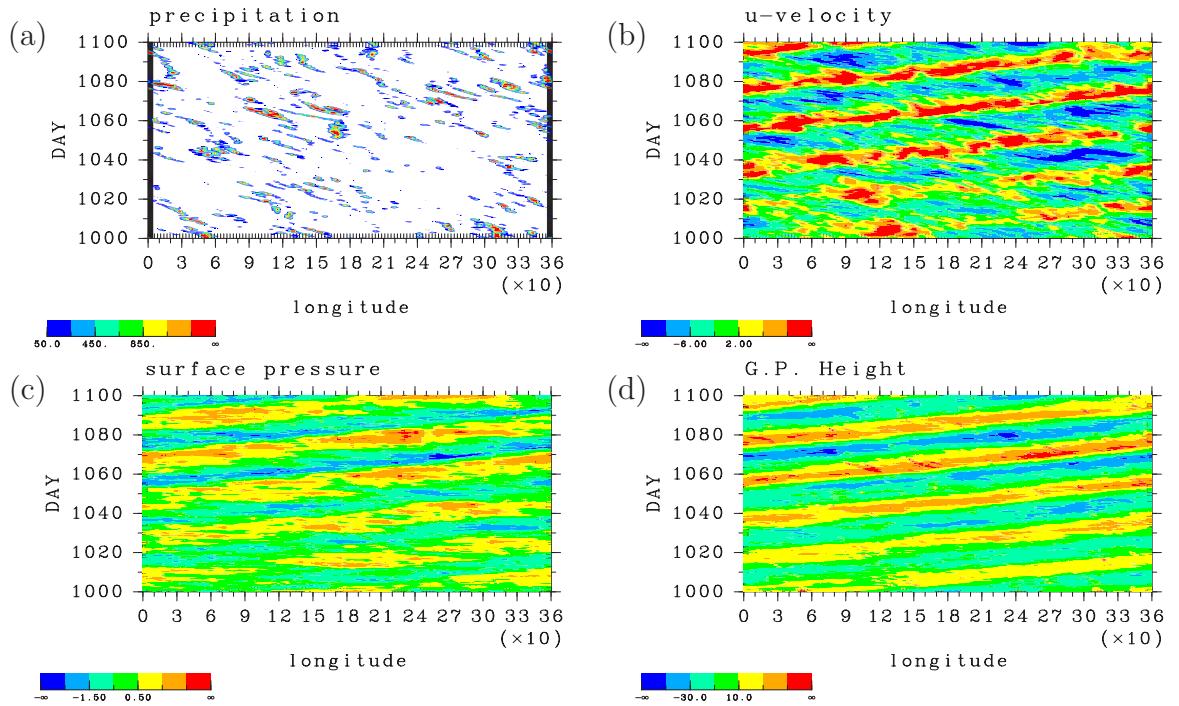


図 4: 実験 kuo-con の赤道上の時間変動. (a) 赤道上の降水量 (W/m^2), (b) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風偏差 (m/sec), (c) 表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). データは 1000 日から 1100 日を示す.

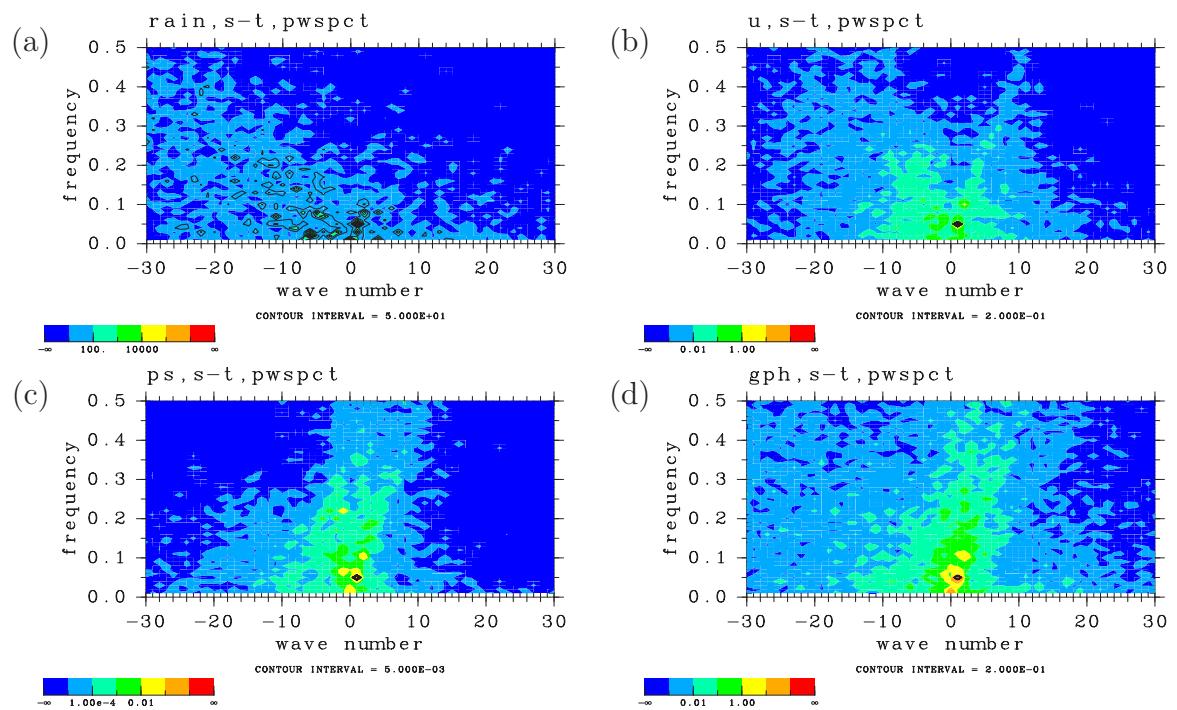


図 5: 実験 kuo-con の赤道上の時空間スペクトル. (a) 赤道上の降水量, (b) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風, (c) 表面気圧, (d) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

3-2-2 乾燥大気の吸収係数を変えた実験

図 6 は、実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc, kuo-mradlAd の赤道における降水の時間変動を示している。実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb は、実験 kuo-con と同様に格子スケールの降水域は西進している（図 6 (a), (b)）。降水域の西進速度は両実験ともに約 7 m/s 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 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 には、実験 kuo-con (図 4 (b), (c), (d)) とよく似た東進速度約 23 m/s の東西波数 1 の変調が見られる。対流圏界面付近の東西風の正偏差（図 7 (a), (b), (c)）、地表面気圧の負偏差（図 8 (a), (b), (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 (a), (b), (c)）、降水活動の活発な領域（図 6 (a), (b), (c)）との対応関係も実験 kuo-con と同様である。この東西波数 1 の変調の東進は、実験 kuo-mradlAc でもっとも顕著に見られる。実験 kuo-mradlAd は、他の Kuo スキームを用いた実験と異なり、東進擾乱は格子スケールのものが目立ち、東西波数 1 の変調ははっきりとは見えない（図 7 (d), 図 8 (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 (d)）、地表面気圧の負偏差（図 8 (d)）、対流圏界面付近のジオポテンシャル高度の正偏差（図 9 (d)）の対応関係は他の Kuo スキームを用いた実験と同様である。

図 10 は、降水（図 6）について時空間スペクトルをとったものである。実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAb には、図 6 (a), (b) に約 7 m/s の降水域の西進が存在することを示す、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。実験 kuo-mradlAc, kuo-mradlAd には、図 6 (c), (d) に約 23 m/s の降水域の東進が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が見られる。約 23 m/s の降水活動の東西波数 1 の変調の東進の存在を示す、波数 1, 周波数 0.05 の座標の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。

図 11) は、対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風（図 7）について時空間スペクトルをとったものである。4 つの実験全てには、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が存在する。このことは、図 7 に速度 23 m/s の東西風偏差の東進擾乱が存在することを示す、スペクトルの強度は実験によつて異なり、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。

図 12, 図 13 は、それぞれ地表面気圧(図 8), 対流圏界面付近($\sigma = 0.175$)のジオポテンシャル高度(図 9)の時空間スペクトルをとったものである。全ての実験の時空間スペクトル図には、地表面気圧と対流圏界面付近($\sigma = 0.175$)のジオポテンシャル高度に速度 23 m/s の東進擾乱が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が見られる。スペクトルの強度は、実験 kuo-mradlAa, kuo-con, kuo-mradlAb, kuo-mradlAc, kuo-mradlAd の順に強く現れている。地表面気圧と対流圏界面付近($\sigma = 0.175$)のジオポテンシャル高度に約 40 m/s 前後の東進擾乱が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 4, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にもスペクトルの強度の強い領域が見られる。

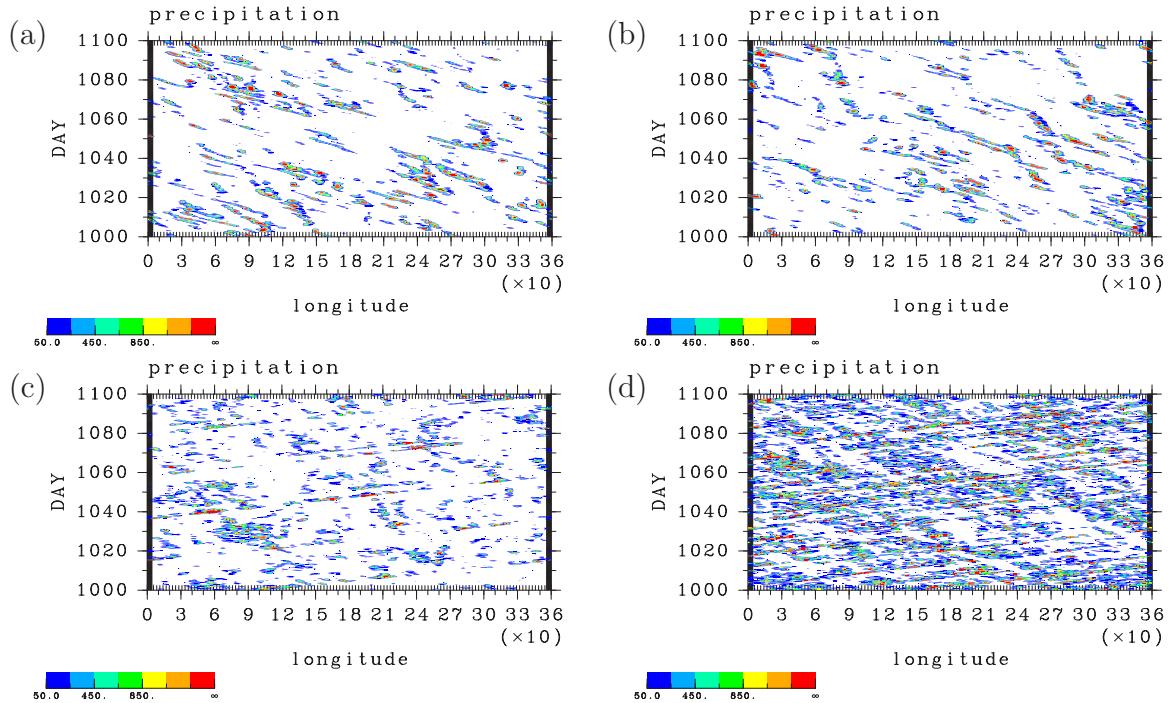


図 6: 赤道における降水量の時間変動 (W/m^2) . (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

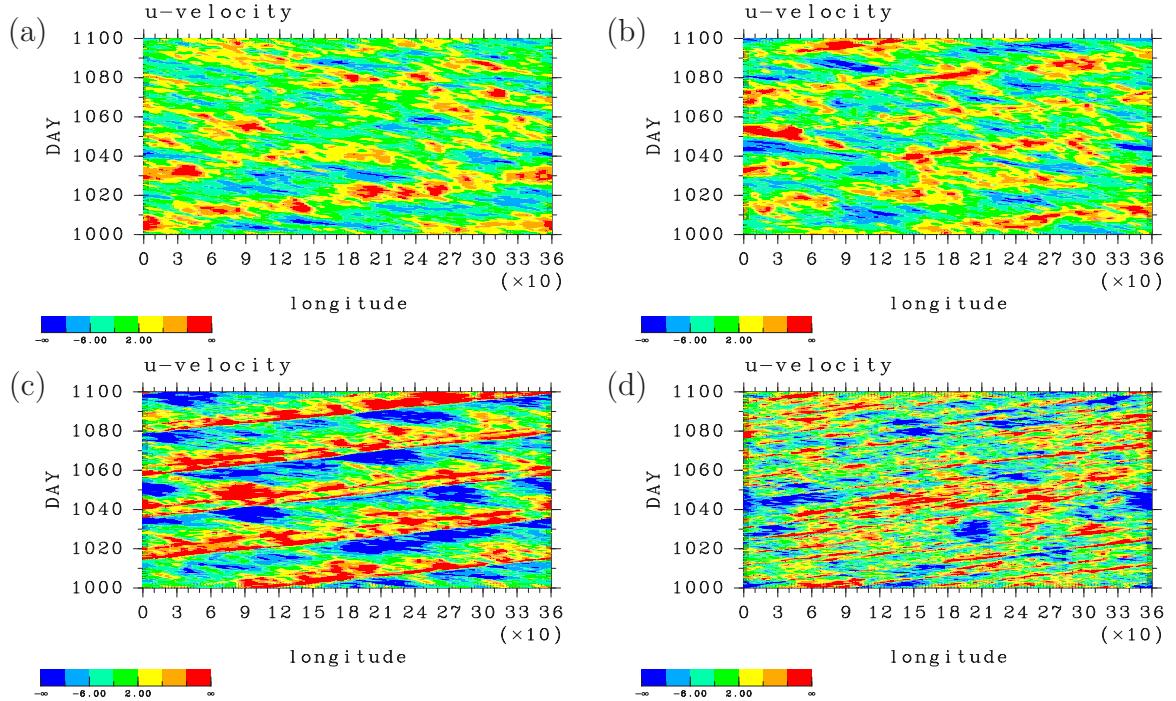


図 7: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風偏差の時間変動 (m/sec). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

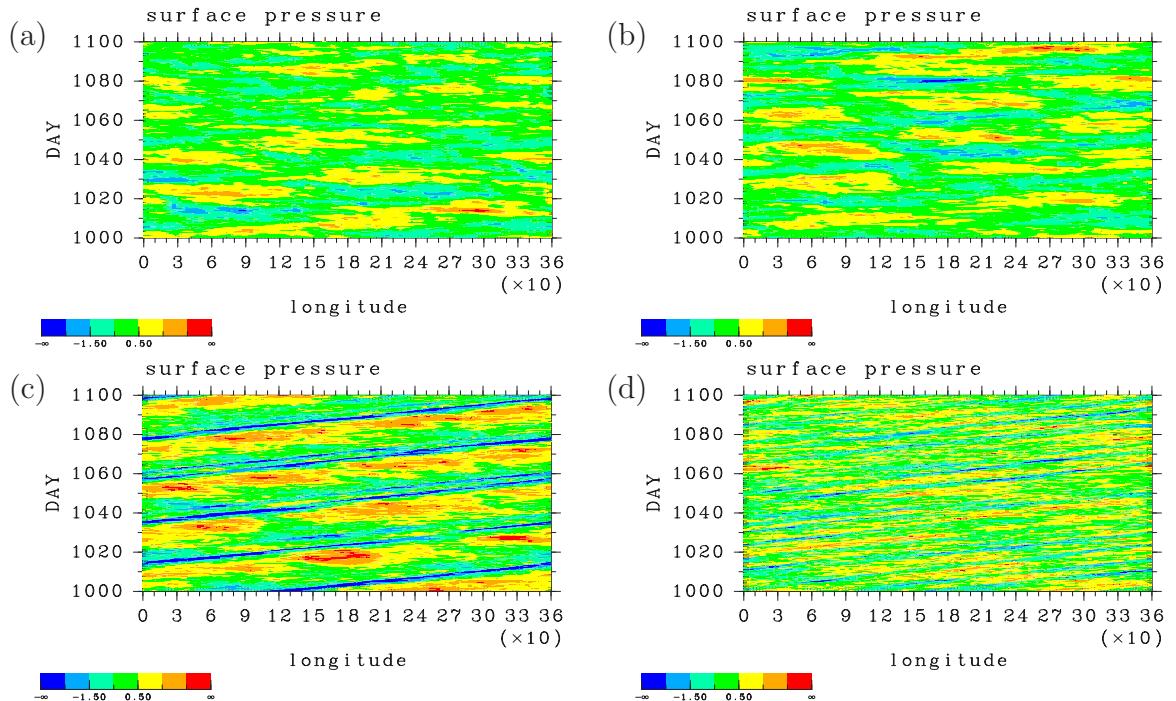


図 8: 赤道における表面気圧の東西偏差の時間変動 (hPa). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

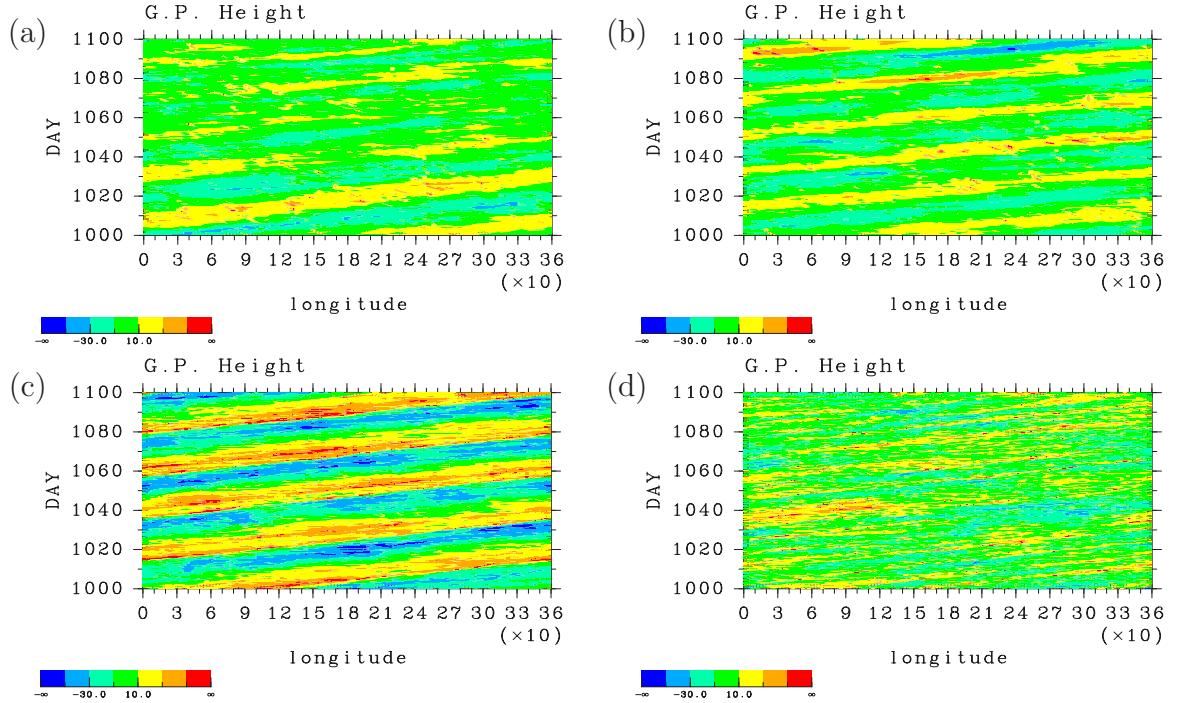


図 9: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差の時間変動 (m). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

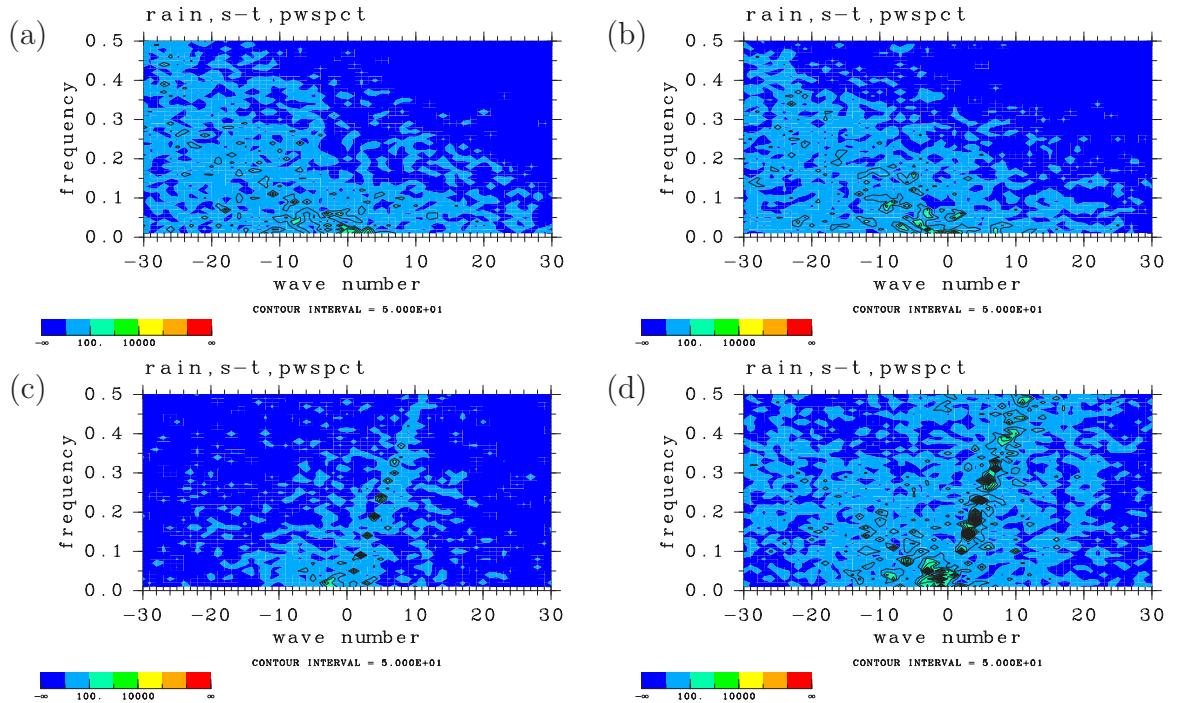


図 10: 赤道における降水量の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

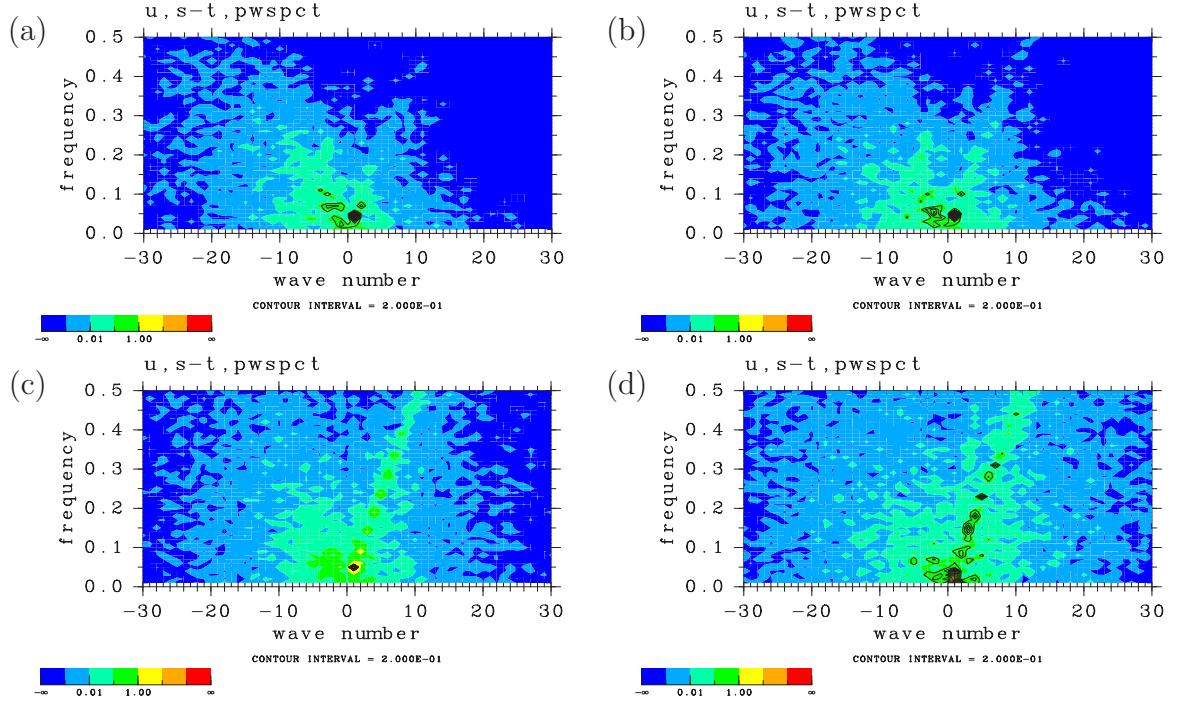


図 11: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

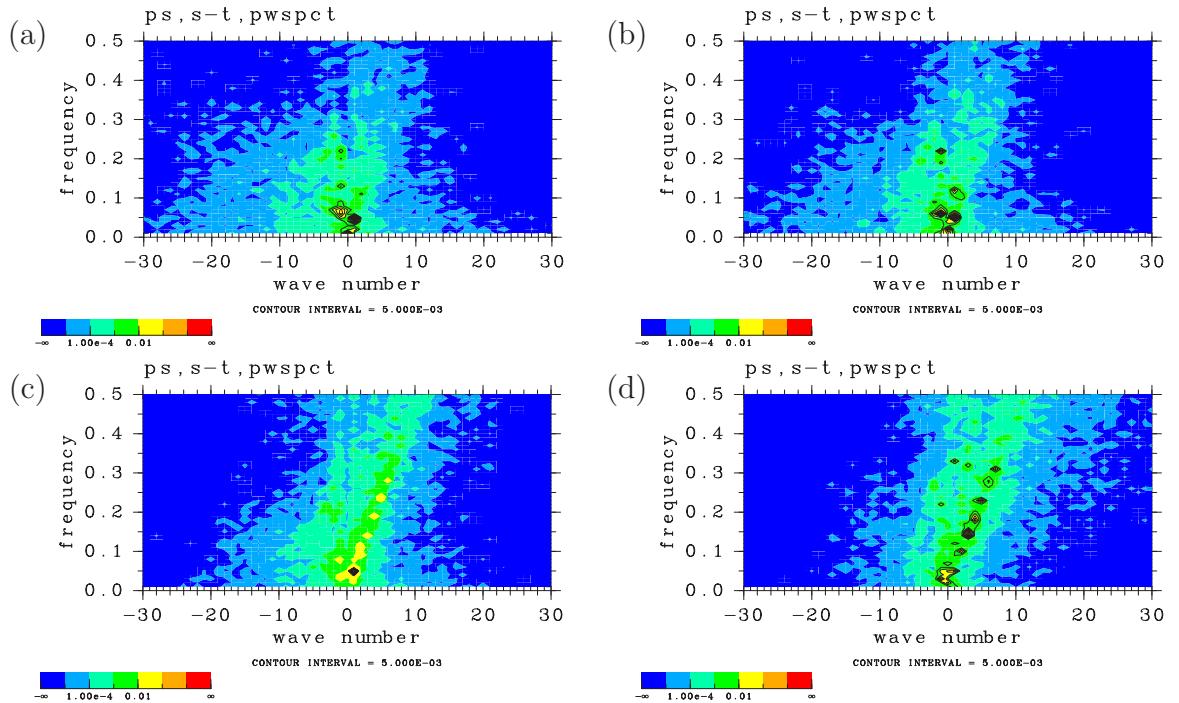


図 12: 赤道における地表気圧の時空間スペクトル. (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

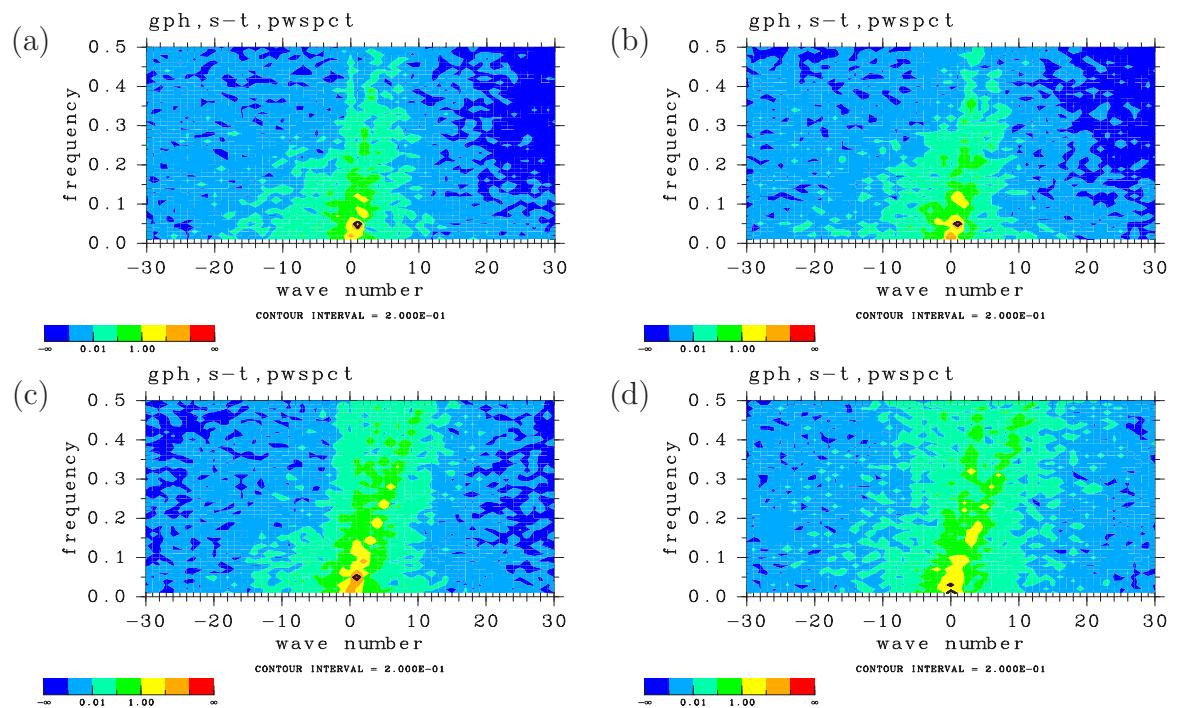


図 13: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差 (m). (a) kuo-mradlAa, (b) kuo-mradlAb, (c) kuo-mradlAc, (d) kuo-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

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、対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風、地表面気圧、対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポテンシャル高度のそれについて、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 3-2-1 節では、標準実験である実験 adj-con の結果を示し、第 3-3-2 節では、乾燥大気の吸収係数を変えた 4 つの実験の結果を示し、その比較を行う。

3-3-1 標準実験

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、後述する降水域の時空間スペクトル図 (図 15 (a)) から、東進速度約 12 m/s の降水活動の活発な領域の存在が予想される。しかし、図 14 (a) においてその領域を見付けることは難しい。

図 14 (b), (c), (d) は、対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風、地表面気圧、対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) 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 つの図には、後述する時空間スペクトル図 (図 15 (b), (c), (d)) から、速度 23 m/s の東西波数 1 の変調の東進の存在が予想される。しかし東西波数 1 の構造は、実験 kuo-con ほど明瞭には現れていない。

図 15 (a) は、降水 (図 14 (a)) について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^{-1} の座標から波数 -30, 周波数 0.4 day^{-1} の座標を結ぶ線と波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 -10, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線との間に広く分布している。これは、図 14 (a) に速度 7 m/s 前後の降水域の西進が存在することを示している。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^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線と波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 30, 周波数 0.4 day^{-1} の座標を結ぶ線との間に存在する。この様なスペクトルの強度の強い領域の分布は、後述する乾燥大気の吸収係数を変えた実験で強く見られる (図 20)。このことは速度約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進が存在することを示すものである (図 16)。このことから、図 14 (b) にも速度約 12 m/s の降水の活発な領域の東進が存在することが予想される。

図 15 (b) は、対流圈界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風図 14 (b) について時空間スペクトルを

とったものである。波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が見られる。また波数 1, 周波数 0.05 day^{-1} の座標にスペクトルのピークが存在する。このことは図 4 (b) に約 23 m/s の東西波数 1 の変調の東進が存在することを示している。

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)) のそれについて時空間スペクトルをとったものである。時空間スペクトル図には、地表面気圧 (図 14 (c)) と対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポтенシャル高度 (図 14 (d)) に約 23 m/s 東進擾乱が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が見られる。また、約 40 m/s 前後の東進擾乱が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} から波数 4, 周波数 0.5 day^{-1} を結ぶ線上にスペクトルの強度の強い領域が見られる。

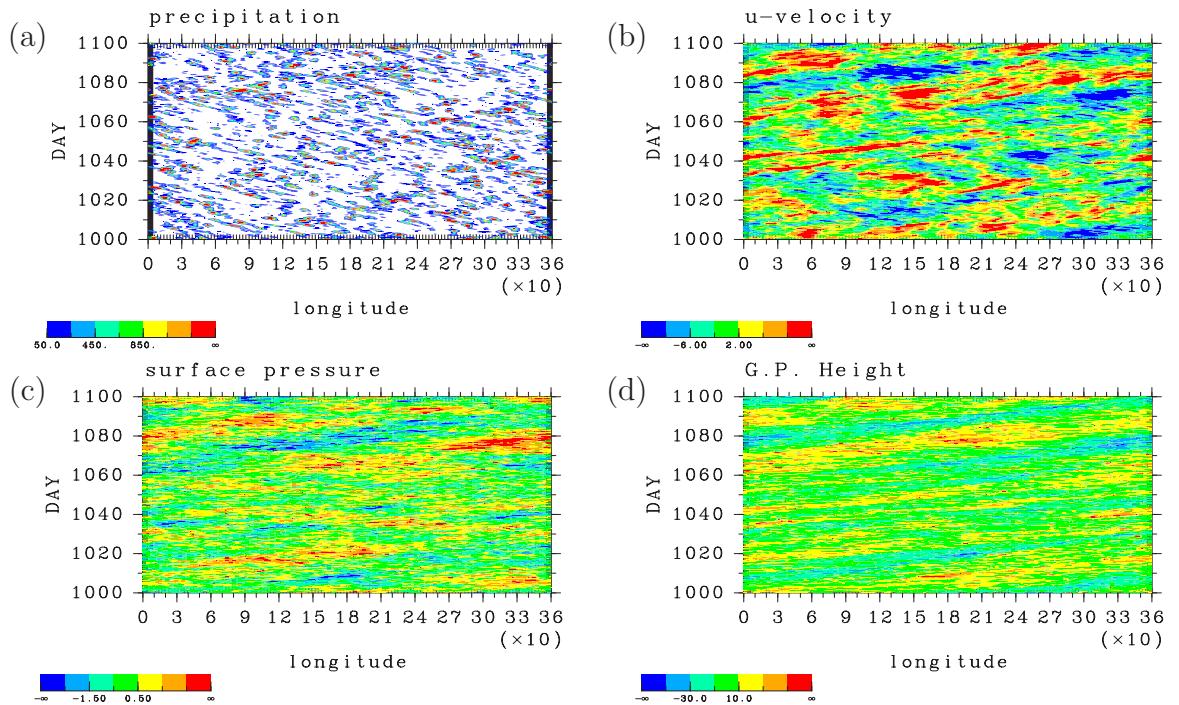


図 14: 実験 adj-con の赤道上の時間変動。 (a) 赤道上の降水量 (W/m^2), (b) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風偏差 (m/sec), (c) 赤道上の表面気圧の東西偏差 (hPa), (d) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m)。データは 1000 日から 1100 日を示す。

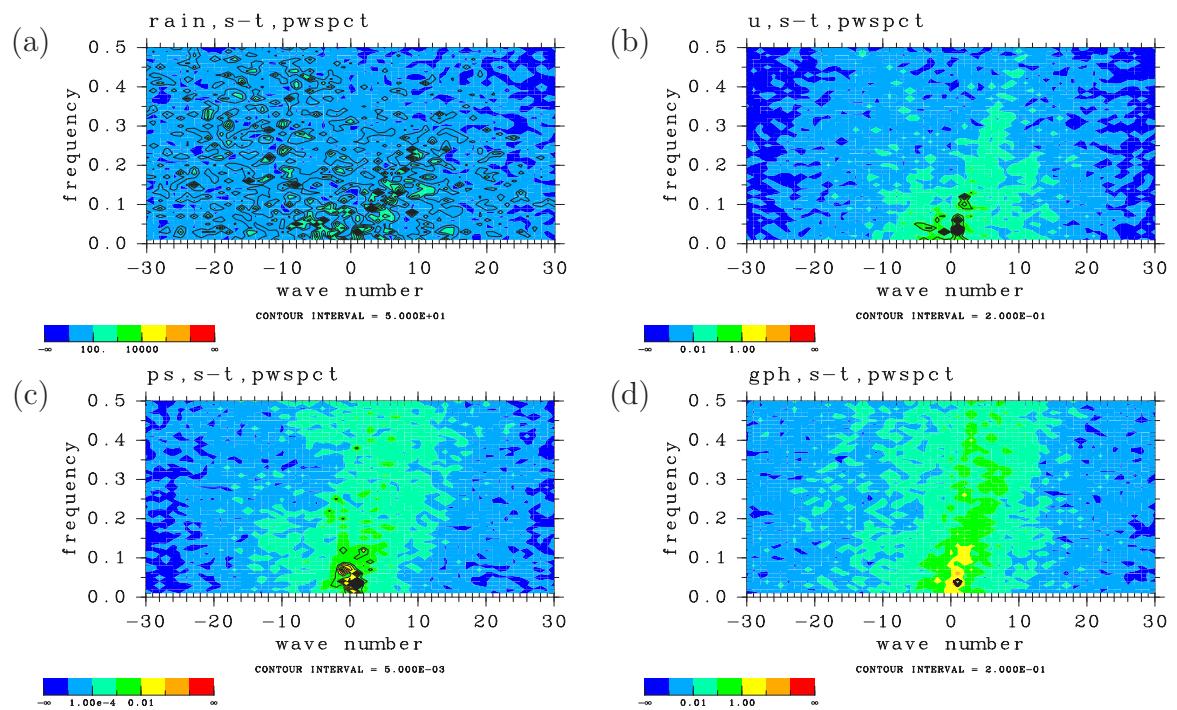


図 15: 実験 adj-con の赤道上の時空間スペクトル. (a) 赤道上の降水量, (b) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風, (c) 地表気圧, (d) 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) におけるジオポンシャル高度偏差 (m). 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

3-3-2 乾燥大気の吸収係数を変えた実験

図 16 は、実験 adj-mradlAa, adj-mradlAb, adj-mradlAc, 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。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。また、東進する降水活動の活発な領域は、実験 adj-mradlAd が最も顕著にみられ、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、後述する降水の時空間スペクトル図（図 20）から、どの実験でも約 12 m/s であると考えられる。

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 に見られる東西波数 1 の変調の東進は、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。東進速度は、後述する時空間スペクトル図（図 21, 図 22, 図 23）より、どの実験でも約 23 m/s であると考えられる。

図 20 は、降水（図 16）について時空間スペクトルをとったものである。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、4 つの実験全てで見られる。このことは、図 16 に 7 m/s 前後の西進する降水域が存在することを示している。この領域のスペクトルの強度は実験 adj-mradlAd で最も強く、実験 adj-mradlAa で最も弱い。また、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標結ぶ線と波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 30, 周波数 0.4 day^{-1} の座標を結ぶ線の間に存在するスペクトル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。このことは、図 16 に約 12 m/s の東進する降水活動の活発な領域が存在することを示している。

図 21 は、対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風（図 17）について時空間スペクトルをとったものである。図 17 に約 23 m/s の東進擾乱が存在することを示す、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上に存在するスペクトルの強度の強い領域は、4 つの実験全てで見られる。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 22, 図 23 は、それぞれ地表面気圧（図 18）、対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポテンシャル高度（図 19）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、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 11, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にスペクトルの強い領域が存在する。このことは、図 18, 図 19 に約 23 m/s 東進擾乱が存在することを示す。また、波数 0, 周波数 0 day^{-1} の座標から波数 4, 周波数 0.5 day^{-1} の座標を結ぶ線上にもスペクトルの強い領域が存在する。このことは、図 18, 図 19 に約 40 m/s 前後の東進擾乱が存在する

ことを示す。これら 2 つの東進擾乱を示すスペクトルの強度は、実験 adj-mradlAa, adj-con, adj-mradlAb, adj-mradlAc, adj-mradlAd の順に強くなっている。

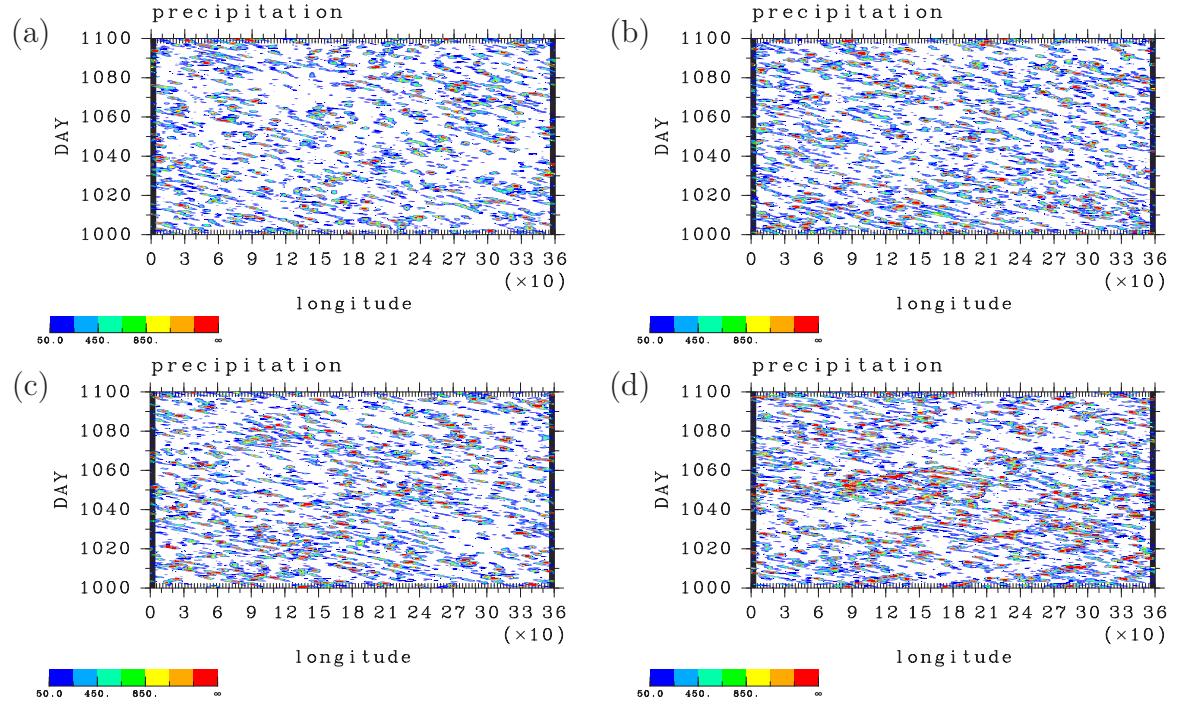


図 16: 赤道における降水量の時間変動 (W/m^2) . (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

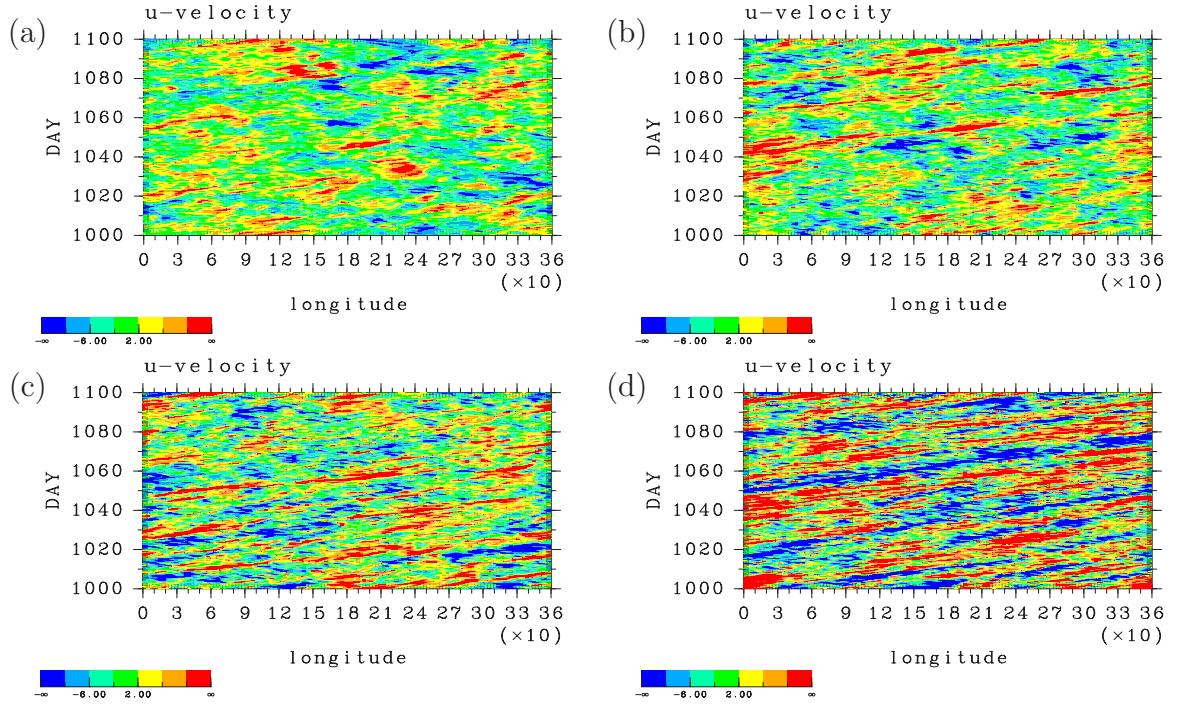


図 17: 対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) における東西風偏差の赤道上の時間変動 (m/sec). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

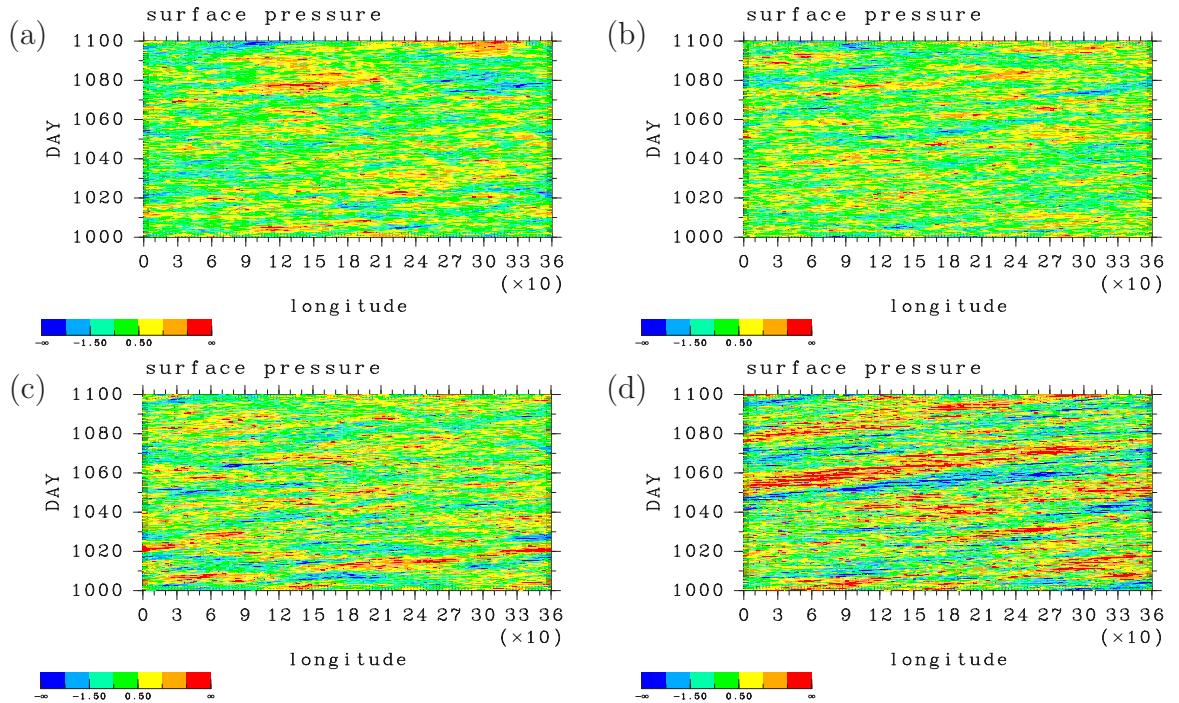


図 18: 赤道における表面気圧の東西偏差の時間変動 (hPa). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

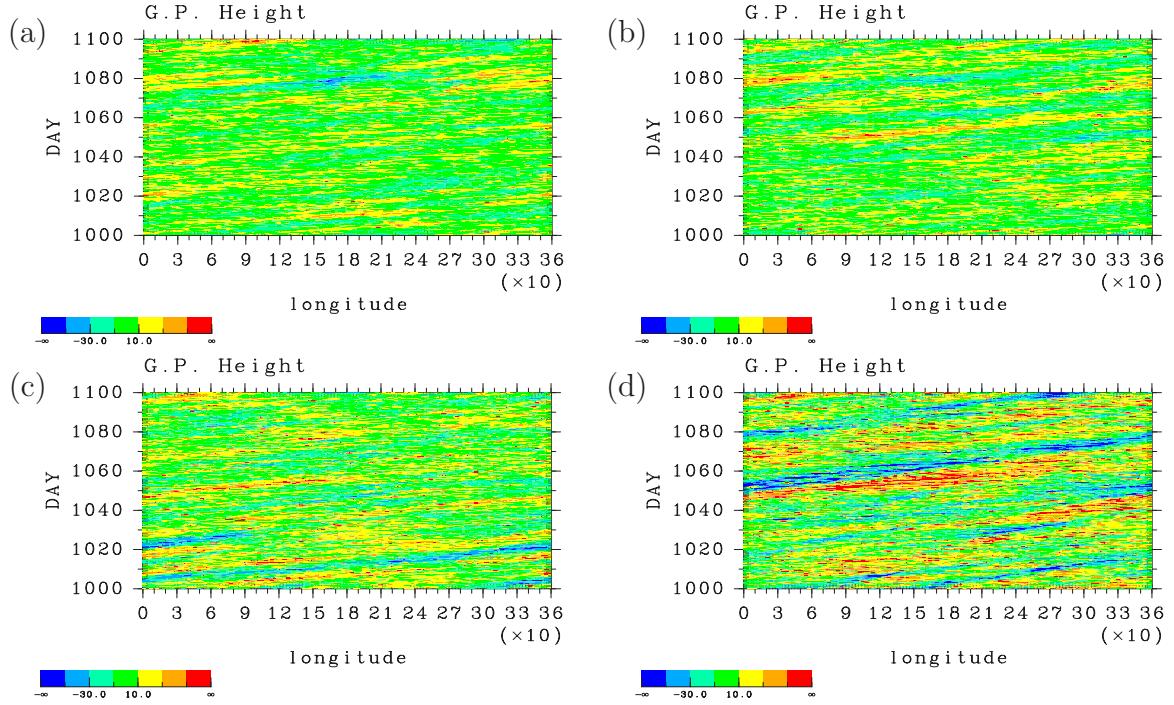


図 19: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差の赤道上の時間変動 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 1000 日から 1100 日のデータを示す.

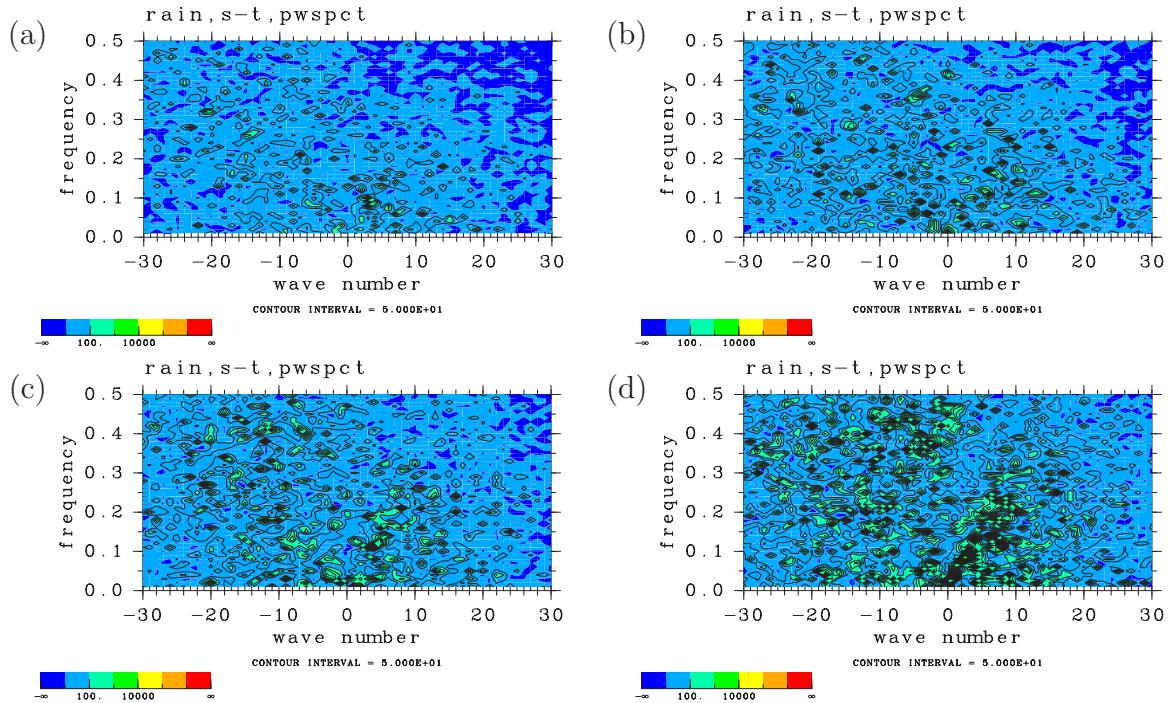


図 20: 赤道における降水の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

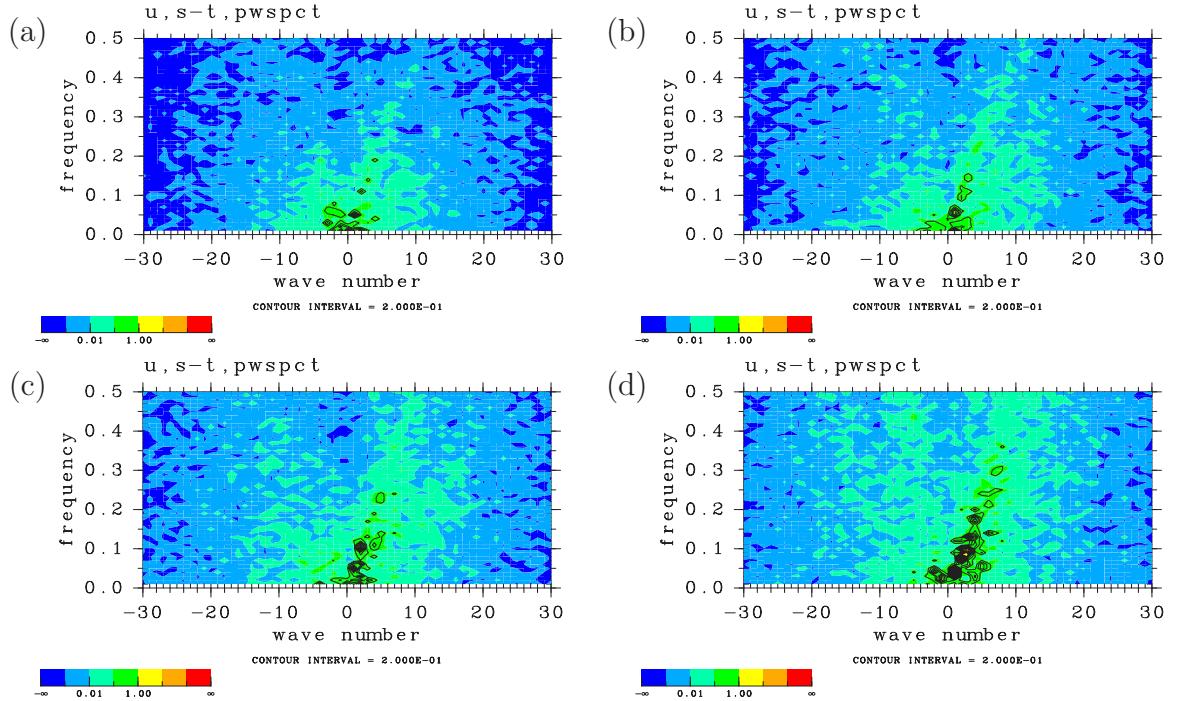


図 21: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) の東西風の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

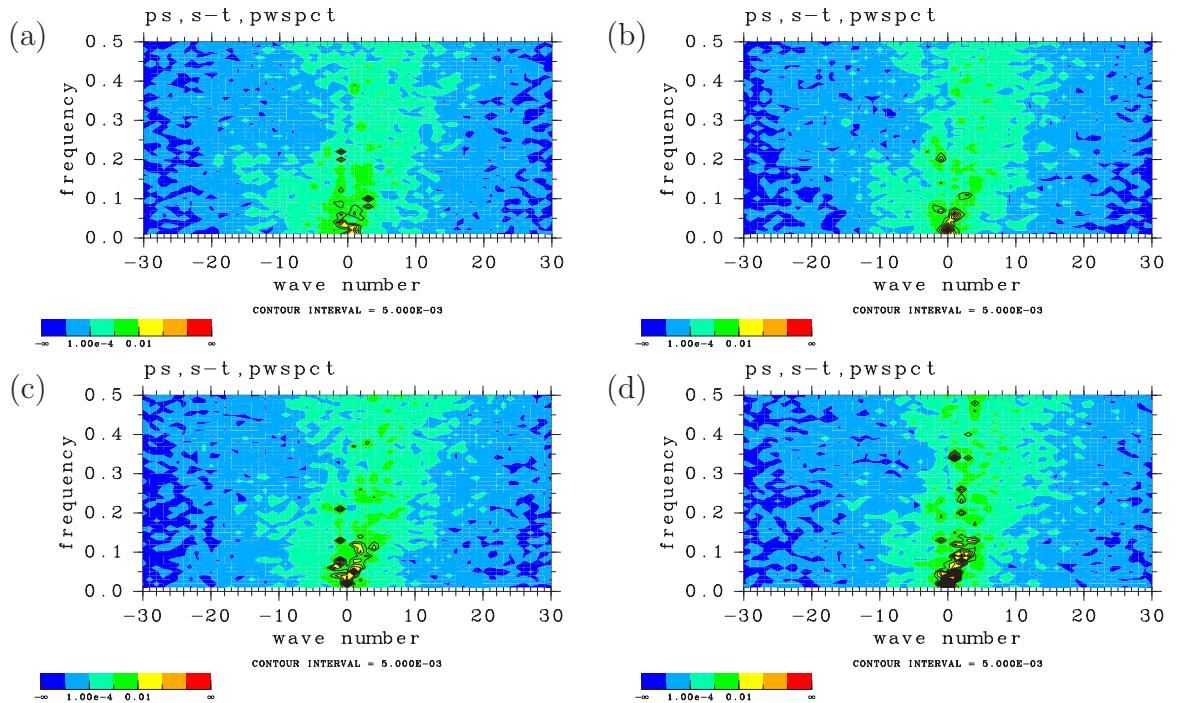


図 22: 赤道における地表気圧の時空間スペクトル. (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

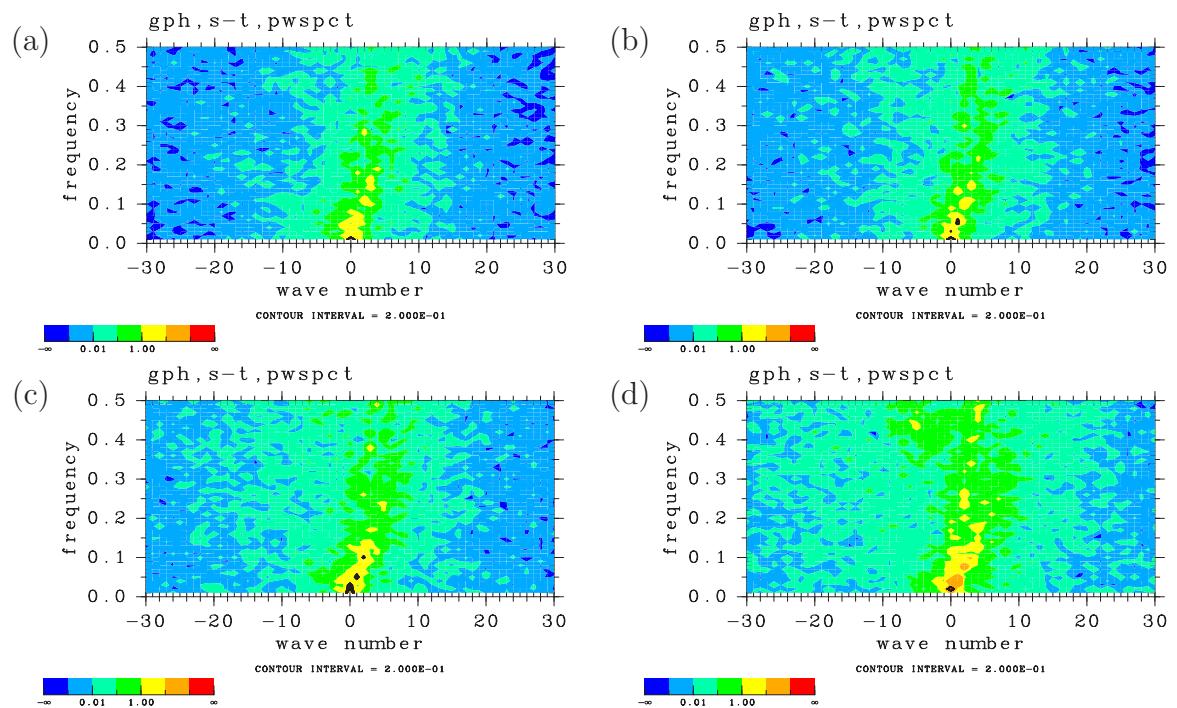


図 23: 赤道における対流圏界面付近 ($\sigma = 0.175$) のジオポンシャル高度偏差 (m). (a) adj-mradlAa, (b) adj-mradlAb, (c) adj-mradlAc, (d) adj-mradlAd. 解析には 1000 日から 1100 日のデータを用いた.

3-4 コンポジット解析

本節では、西進、あるいは東進する、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 スキームを用いた実験、対流調節を用いた実験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。解析によって明らかになる循環場の特徴から、降水域を生成維持するメカニズムについて推測する。コンポジット解析の手順は NH1991a と同様の手順であり、解析結果は NH1991a の結果と比較することが出来る。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と東進が顕著である実験 kuo-mradlAd のコンポジット解析とを行い、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 W/m^2 とする。

さらに、格子スケールの降水域の西進と降水活動の活発な領域の東進の両方が見られる実験 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 W/m^2 、西進する座標の抽出には 500 W/m^2 を用いる。

3-4-2 Kuo スキーム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 24 (a), (b) は、それぞれ実験 kuo-mradlAa, kuo-mradlAc において 第 3-4-1 節の手順で選んだ座標点を表している。この座標点についてコンポジットをとった図、図 25 (a), (b) は、それぞれ西進する格子スケールの降水域における循環構造、東進する格子スケールの降水域における循環構造の特徴を捕らえているものと考えられる。

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。風の場合は、上昇流域の地表付近では収束、対流圈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圈界面 ($\sigma = 0.175$) 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、対流圈中層から上層 ($\sigma = 0.6 - 0.3$) 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 ($\sigma = 0.95$ 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。対流圈下層 ($\sigma = 0.6 - 0.9$) 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。 $\sigma = 0.5$ から対流圈界面 ($\sigma = 0.175$) 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。

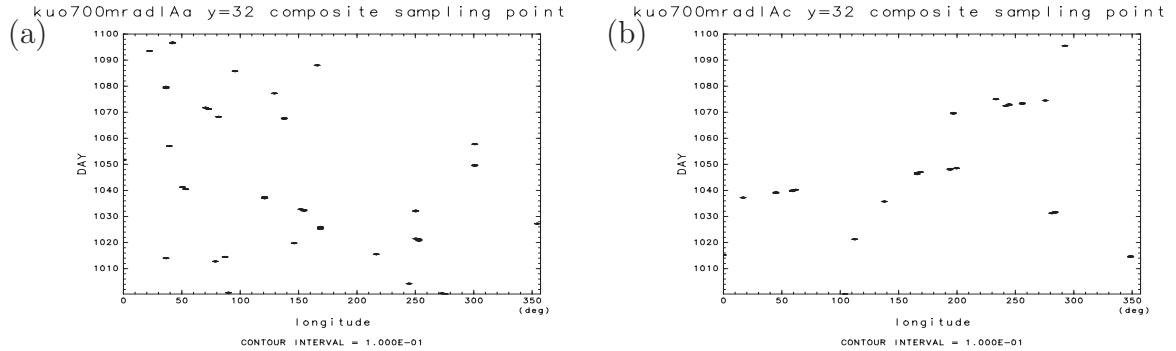


図 24: 赤道における降水量の時間変動(図 6 (a), (d))について、コンポジット解析に用いる降水量のピーカーの座標点を示した図. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc.

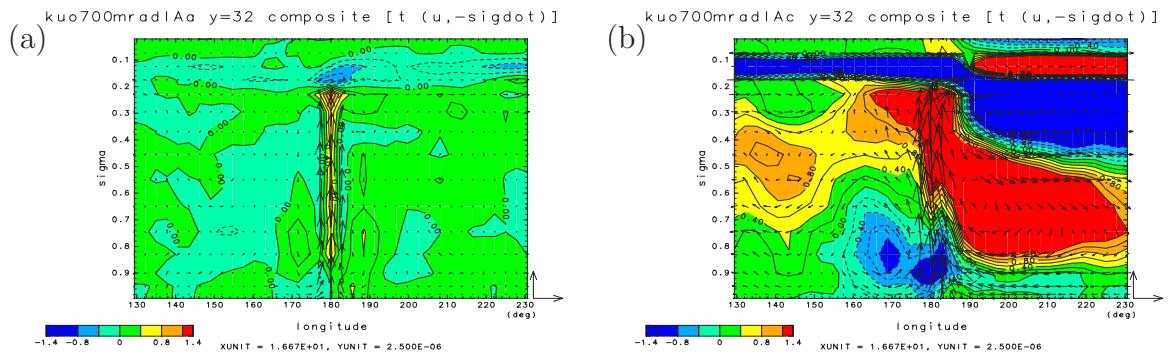


図 25: 赤道における 温度(センター), 東西-鉛直流(矢羽)の経度-鉛直コンポジット図. コンポジット解析に用いる座標点は、図 24 (a), (b) である. 各量は東西平均からの偏差である. 経度は、130 – 230 度を示す. (a) 実験 kuo-mradlAa, (b) 実験 kuo-mradlAc.

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降水活動の活発な領域の東進との両方が見られる実験 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 26 (a), (b) は、実験 adj-con において第 3-4-1 節の手順 2. で選んだ座標からさらに西進、あるいは東進している座標を選びだしたものである。図 26 (a) は西進している座標を選びだした図であり、図 26 (b) は東進している座標を選びだした図である。この座標点についてコンポジットをとった図、図 27 (a), (b) は、それぞれ西進する格子スケールの降水域における循環構造、は東進する降水活動の活発な領域における循環構造の特徴を捕らえているものと考えらえる。

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つており、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くなっている。

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。

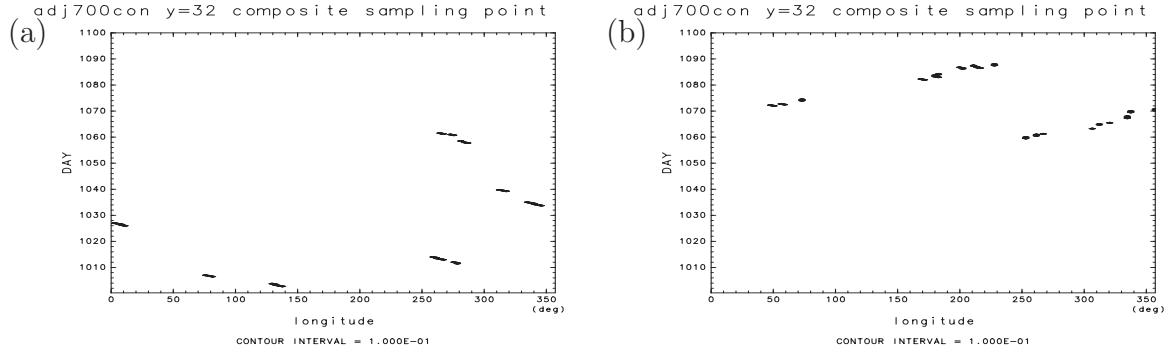


図 26: 赤道における降水量の時間変動(図 14 (a))について、コンポジット解析に用いる降水量のピークの点を示した図。(a) 実験 adj-con の降水のピークから西進する座標を選択したもの、(b) 実験 adj-con の降水のピークから東進する座標を選択したもの。

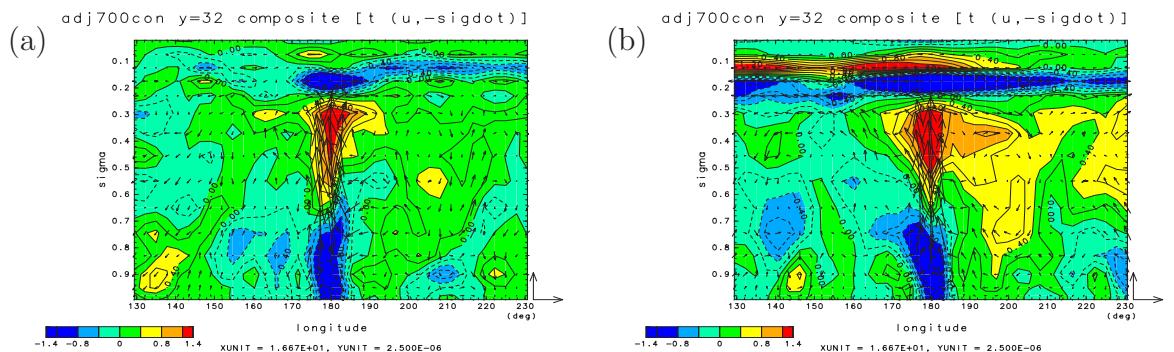


図 27: 赤道上における 温度(センター), 東西-鉛直流(矢羽)の経度-鉛直コンポジット図。コンポジット解析に用いる座標点は、図 26 (a), (b) である。各量は東西平均からの偏差である。経度は、130 – 230 度を示す。(a) 実験 adj-con の降水のピークから西進する座標を選択したもの、(b) 実験 adj-con の降水のピークから東進する座標を選択したもの。

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、対流圈界面付近におけるジオポンシャル高度偏差には、約 40 m/s の東進擾乱が存在する。この東進擾乱は、全ての実験で見られる。しかし、降水の時間変動の図では見ることが出来ない。

3-5-3 降水活動の特徴

Kuo スキームを用いた実験、対流調節を用いた実験のそれぞれについて、特徴的な降水構造を以下のようにまとめる：

- Kuo スキーム

Kuo スキームを用いた実験では、格子スケールの降水域と降水活動の東西波数 1 の変調が見られる。これら 2 つ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 スキームを用いた実験では、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。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 である。格子スケールの降水域の移動速度は、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。

2. 降水活動の東西波数 1 の変調

降水活動の東西波数 1 の変調の東進は、Kuo スキーム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。この降水活動の東西波数 1 の変調の東進は、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ンシャル高度偏差の東西波数 1 の変調と対応している。東進速度は、どの実験でも約 23 m/s であり、放射冷却率の鉛直分布に依存しないようである。

- 対流調節

対流調節を用いた実験では、格子スケールの降水域と約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進が見られる。また、Kuo スキームに見られるような降水活動の東西波数 1 の変調を見付けることは難しい。これら 3 つのことについて以下にまとめる：

1. 格子スケールの降水域

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 である。格子スケールの降水域の移動速度は、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。

2. 降水活動の東西波数 1 の変調

降水活動の東西波数 1 の変調の東進は、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ンシャル高度偏差には見られるが、降水域では見つけることが難しい。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ンシャル高度偏差における東西波数 1 の変調の東進速度は、どの実験でも約 23 m/s であり、放射冷却率の鉛直分布に依存しないようである。

3. 約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進

約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進は、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、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。

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 4-1 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 热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して現れている。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の西進

約 7 m/s で西進する格子スケールの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))。約 7 m/s で西進する格子スケールの降水域に準拠したコンポジット解析は、実験 kuo-mradlAa, adj-con でしか行っていないが、この傾向は他

の西進する格子スケールの降水域でも同様であると考えられる。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) によるものである可能性が考えられる。また、下層 (約 $\sigma = 0.8$) の平均場の風速は、赤道付近 (緯度 -7° - 7°) 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の東進

Kuo スキームを用いた実験では、約 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、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 スキーム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ポ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 によるものである可能性が考えられる。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 約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進

対流調節を用いた際に現れる約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進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、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 による可能性が考えられる。

4-1-5 降水活動の東西波数 1 の変調

降水活動の東西波数 1 の変調降水活動、表面気圧の東西偏差、対流圈界面付近における東西風や偏差ジオポンシャル高度偏差に存在する降水活動の東西波数 1 の変調は約 23 m/s の東進する。この東進速度は free Kelvin 波より遅い。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) である可能性が考えられる。

降水活動域と、表面気圧の東西偏差、対流圈界面付近における東西風や偏差ジオポンシャル高度偏差との関係は、図 28 のように考えることが出来る。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 で東進する対流圈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。

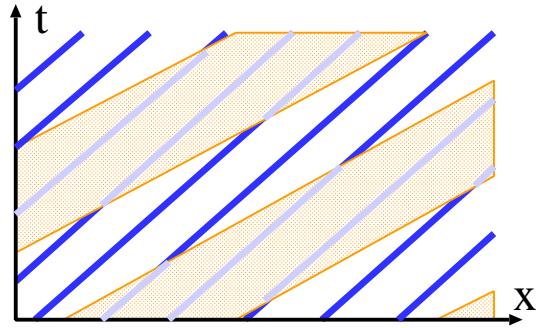


図 28: 降水と下降流域の時間変動の概念図。橙色の陰影部は下降流域、青色線は降水域、灰色線は下降流によって降水の抑制される領域である。

しかし、降水活動の東西波数 1 の変調は、対流調節を用いた実験では見付けることが出来ない。さらに、Kuo スキーム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降水活動の東西波数 1 の変調の東進速度が同じである。このことから、moist Kelvin 波と wave-CISK による擾乱を分解することが出来ない状況になっている可能性がある。

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、物理過程をより簡単化する等した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 スキーム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 スキーム**

NH1991a の積雲パラメタリゼーションに Kuo スキームを用いた実験では、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。

降水活動の東西波数 1 の変調は、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と共通する。

降水活動の東西波数 1 の変調は、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。

本実験に見られた約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進に対応する構造は、NH1991a では注目されていない。このような構造は NH1991a にもあった可能性を考えることができる。

本実験の積雲パラメタリゼーションに Kuo スキームを用いた結果は、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可能性が示唆される。

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 観測との対応

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), 卫星データと 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対応を考える。

観測との対応に関する考察は、以下の 4 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、対流圈界面付近における東西風偏差やジオポ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の西進

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 スキーム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)。

- 約 12 m/s の降水活動の活発な領域の東進、格子スケールの降水域の東進

Nakazawa (1988) は、スーパークラスターは、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約 12 m/s の降水活動の活発な領域や Kuo スキームを用いた実験の約 23 m/s の格子スケールの降水域は東進する。しかし、実験結果の降水構造の水平スケールや降水構造を生成維持する機構についての解析が十分ではなく、この実験結果とスーパークラスターを比較することはできない。

- 降水活動の東西波数 1 の変調

MJO は、東西波数 1, 30 – 60 日 (15 – 8 m/s), で変動する擾乱である (Madden and Julian, 1972; Nakazawa, 1988)

しかし本実験の降水活動の東西波数 1 の変調は、観測の MJO よりずっと速い。

5 結論

熱帯域の降水活動の放射冷却率鉛直分布依存性を水惑星実験によって調べた。実験に用いた数値モデルは、球面3次元プリミティブ方程式系に基づく地球流体電腦俱楽部版 AGCM5（地球流体電腦俱楽部、1997）である。実験は、長波放射過程の乾燥大気の吸収係数を変えたいいくつか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行った。赤道上の特徴的な降水構造や循環構造の水平スケールや進行速度を明らかにするため、赤道における降水、地上気圧偏差、対流圈界面付近の東西風偏差、ジオポンシャル高度偏差の時空間スペクトル解析を行った。

積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) を用いた実験では、水平スケール 1000 km 程度の格子スケールの降水域と東西波数 1 の変調構造が見られる。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実験では西進するが、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験では東進する。東西波数 1 の変調は、どの実験でも東進する。

積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた実験では、格子スケールの降水域の西進の他に、降水活動の活発な領域の東進が見られる。格子スケールの降水域は、放射冷却率を変えたどの実験でも西進する。降水活動の活発な領域の東進は、上層で放射冷却率の最大値を持つ実験ではっきりと見られる。降水活動に東西波数 1 の変調構造を見付けることは難しい。

赤道上の降水構造に共通する循環場の特徴を明らかにするため、降水量のピークに準拠したコンポジット解析を行った。その結果、特徴的な降水構造の生成とその速度と進行方向を維持するメカニズムについて、以下のように考察した：

- 格子スケールの降水域の西進は、CISK 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ことによると考えられる。
- 積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) を用いた際に現れる格子スケールの降水域の東進、積雲パラメタリゼーションに対流調節を用いた際に現れる降水活動の活発な領域の東進は、wave-CISK メカニズムによって維持されていると考えられる。
- 降水活動の東西波数 1 の変調の東進は、東西波数 1 の循環場によって変調を受けた結果である可能性が考えられる。この循環場の東進は moist Kelvin 波と対応する可能性が考えられる。

実験結果を NH1991a と比較した。積雲パラメタリゼーションに Kuo(1974) を用い、放射冷却率が上層で最大である実験では、格子スケールの降水域の東進が現れ、このことは NH1991a と類似している。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

傾向にあった可能性が考えられる。ただしこの格子スケールの降水域の進行速度は異なることや、東西波数 1 の変調構造は 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。このような違いの原因について検証するために、後述するようなモデルの物理過程、力学過程を簡略化したモデルによる多くのパラメタ実験が望まれる。

実験結果と現実大気で観測された熱帯降水活動との対応について考察を行った。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。東西波数 1 の変調の東進は、MJO よりずっと速い。

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る。GCM に用いられる積雲パラメタリゼーションは、現実に存在する降水過程を簡略化して表現したものであり、本実験のような低解像度の実験を対象に開発されたものである。積雲パラメタリゼーションや空間解像度を変えた場合に、本実験の結果や現実大気で知られている赤道域の積雲対流活動の階層的構造がどのように表現されるのかを検討することは、赤道域の降水活動や湿润過程を理解することにつながるものと考えられる。

本実験の海面温度は東西一様な分布を与えたが、現実の海面温度分布は東西非一様である。本実験では、降水構造の東進は wave-CISK や moist Kelvin 波のようなメカニズムにより起こりうると考察した。しかし現実大気で知られているスーパークラスター や MJO の東進は、海面温度分布の東西非一様性によって生まれる循環によって移流され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海面温度分布を与えると、東西波数 1 の変調構造の出現傾向が変わることを示している。こういった海面温度分布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とご助言を頂きました皆様に感謝申し上げます。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 教授には、様々なご指導、ご示唆を頂きました。また何よりこのような研究の場を与えて下さいましたことに心より感謝致します。同大学大学院地球環境科学研究科 石渡 正樹 助手には、数値実験の実験設定から実験結果に対する議論、論文作成に至るまで、沢山の時間を割いてご指導とご助言、励ましを頂きました。同大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 小高 正嗣 助手、同専攻地球流体力学研究室、惑星物理学研究室の皆様には、多くのご助言と励ましを頂きました。

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) を用いて行ないました。計算と作図に用いた情報環境は地球流体電腦俱楽部の資源をもとにして構築されたものです。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します。

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。

長波放射過程においては、水蒸気とそれ以外の大気による吸収と射出のみを考慮する。吸収係数の異なった N_R 個の波長帯を考える。 F_R 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、 $z = z_1, z_2$ 間のフラックス透過関数、 $\pi B \equiv \sigma_{SB} T^4$ は放射源関数である。

フラックス透過関数、 $\mathcal{T}^f(z_1, z_2)$ は、次式で表される：

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

$\tau_i(z)$ は、大気上端を 0 とした光学的厚さであり、次式で与えられる：

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

ここで、 $k_{R,i}$ は波長帯 i の水蒸気に対する吸収係数、 $\bar{k}_{R,i}$ は波長帯 i の水蒸気以外の大気に対する吸収係数である。これら吸収係数は z 等に依存しない一定値を与える。 b_i は波長帯 i の放射エネルギーの全体に対する割合であり、一定値をとると近似する。また、 $\delta_R = 1.5$ を用いる。

長波放射の吸収係数は、実験 adj-con, kuo-con において、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。 $k_{R,i}$, $\bar{k}_{R,i}$ 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	5.0×10^{-5}
b_i	0.2	0.1	0.1	0.6

文献

- Arakawa, A., Schubert, W. H., 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- 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.
- Lee, M.-I., Kang, I.-S., Mapes, B. E., 2003: Impacts of cumulus convection parameterization on aqua-planet AGCM simulations of tropical intraseasonal variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 963–992.
- 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). 热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.
- Tokioka, Yamazaki, K., Kitoh, A., Ose, T., 1988: The equatorial 30-60 day oscillation and the Arakawa-Schubert penetrative cumulus parameterization. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 883–901.
- 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.
- 地球流体電腦俱樂部, 1997: 「地球流体電腦俱樂部版 AGCM5」,
<http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5>