

熱帯対流の時空間スペクトル図について

富山大学 理学部 安永 数明

1. はじめに

良く晴れた夏の日には大気下層が強く暖められることで、図1のような積乱雲が発達することがある。こうした積乱雲は大気不安定を解消し、対流圏において上下に方向に空気をかき混ぜる役割を果たす代表的な対流現象である。赤道付近の低緯度では、太陽に対して垂直により近い角度で光を浴びるため、太陽光が斜めに入ってくる中・高緯度よりも、単位面積あたりの太陽エネルギーの量が多い。そのため赤道付近では地表面(それに伴い下層の空気)がより暖められることになり、積乱雲の発達に好条件となっている。

中緯度で、雲が低気圧に伴う前線上で集団的に発生することがあるのは、中緯度に暮らす我々にとって馴染みのあることであると思う。しかし熱帯域では、移動性高低気圧といった擾乱がない^{*1}にも関わらず、雲の集団は毎日の衛星画像でも簡単に目にすることができる(例えば図2)。熱帯域において、なぜ雲が集団化するかについては、残念ながら未解決である。一方で、集団化した雲がどのような振る舞いをするかについては、ずいぶん理解が進んできた。その成果の一つとして、熱帯対流の時空間スペクトル図(図3)がある。本稿は、熱帯気象の紹介として熱帯対流の時空間スペクトル図について解説する。

2. 衛星画像から見る集団化した雲の振る舞い

図4は、インド洋の赤道帯だけ切り出した雲の衛星画像を、2011年11月22日00UTCから24日00UTCまで6時間毎に並べたものである。この事例において、西インド洋では時間と共に雲が集団的に発達して、徐々に東にむかって移動している様子が分かる。一方、東インド洋では、

集団化した雲が徐々に西に向かって移動している。こうした様子を、より広範囲の、より長い期間にわたって調べるのに便利なのが、ホフメラーダイアグラムと呼ばれる経度-時間断面図である(図5)。呼び方は難しくなっても、図が意味するところは、図4のような赤道帯だけ切り出した雲の衛星画像と大きくは変わらない。

図5では、東経60度から80度付近のインド洋において周期的(約30日程度)に、4度ほど雲が集団的に発生し(毎月20日前後)、最後の1つを除いて、集団化した雲は時間と共に東進していく様子が分かる。東経120度から150度付近の西太平洋では、この東進する雲の集団の東側で、集団化した雲が時間と共に西進している。この西進している雲集団の東西方向の大きさは、上記の東進する雲集団と比べて、やや小さいものが多い。また東進している雲集団をより細かく見ると、より小さな時間・空間スケールで西進している雲から成り立っていることが分かる。更に、それぞれの雲集団の東進、西進速度は、各事例において全く同じというわけではなく、色々な速度で移動している。

3. 熱帯対流の時空間スペクトル図について

前節のホフメラーダイアグラム(図5)は、特定の期間の雲の様子を大まかに把握するには優れている。しかし、より厳密に「熱帯では、どのような大きさの、どのような時間スケール(どのような移動速度)の雲が、統計的に多いのか」について調べるには適していない。そのような場合に役立つのがスペクトル解析と呼ばれる手法である。スペクトル解析の詳細については割愛するが、図5で表現されるような経度-時間データに関してスペクトル解析を行うことにより得られる時空間スペクトルの1例が、図3に示されるような等価黒体温度のパワース

ペクトルということになる。

ここでは、「大きさ」に関しては「波数」、「時間」に関しては「周期（もしくは振動数）」と呼ばれる指標を使って、空間・時間スケールが表現される。「波数」は「地球東西1周を1単位として、それを何分割した程度の大きさか」を表すし、「周期」は「何日に1度、対象とする現象が生じるか」を表す。時空間パワースペクトル（図3）においては、x軸として波数、y軸として周期がとられており、x軸において0に近ければ（遠ければ）、東西方向に大きな（小さな）スケールということになり、y軸において大きな（小さな）周期であるほど、長い（短い）時間スケールということになる。

図3において色がつけられたところは、対応する波数、周波数をもつ雲が、赤道帯で統計的に有意に卓越することを示す*2。図から明らかのように、熱帯において卓越する雲集団は何らかの規則性をもっていることが分かる。これは、ホフメラーダイアグラム（図5）を眺めるだけでは、はっきりとは分からなかった特徴であり、このように時空間パワースペクトルによって、卓越する雲集団の空間スケール・時間スケールが、明瞭となる。一方で、時空間スペクトルでは、「何時」、「どこで」という情報は得られなくなる。

4. 赤道波

赤道域は、地球の回転軸の向きは水平方向に近くなるためコリオリ力は小さいが、コリオリパラメータの緯度変化は大きいという特徴をもつ。更に、赤道でコリオリパラメータが符号を変えるために、赤道は境界のように働き、赤道付近に捕捉された波が存在する。これを赤道波と呼ぶ（赤道波の理論的枠組みについては、Matsuno 1966 を参照のこと）。赤道波の種類として、ケルビン波、赤道ロスビー波、混合ロスビー重力波、慣性重力波がある。

波の種類に応じて、波の構造は異なり、例えばケルビン波では、赤道をまたいで圧力偏差は

同じ構造を持つが（赤道対称）、混合ロスビー重力波では、（北半球側で高気圧なら、南半球側で低気圧といった）赤道をまたいで反対称な構造をもつ。それを考慮して、赤道に対して対称成分、反対称成分それぞれについての時空間スペクトル解析を行った結果が、図3と6にそれぞれ示されている。即ち図3は、北半球と南半球に同時に発達するような雲の卓越する時間・空間スケールを示しているし、図6では、片半球で雲が発達するときに逆半球では雲の発達が抑制されるような場合の卓越する時間・空間スケールが示されている。また、赤道波の種類に応じて、波数と周波数が特有の関係を持つが（分散関係という）、図3と6で、図中に描いてある実線は、それぞれの波の分散関係を表す曲線（分散曲線）である*3

図3、6に見られるように、熱帯域における雲の卓越する時間・空間スケールと、理論的な赤道波とは、良く対応する場合と、対応しない場合がある。例えば、赤道対称成分の東進する部分に関しては（図3右側）、ケルビン波に対応した時間・空間スケールの雲が卓越しているが、より短い周期の慣性重力波に関しては対応する雲は見られない。また赤道対称成分の西進する部分に関しては（図3左側）、赤道ロスビーと慣性重力波に対応した時間・空間スケールの雲が卓越することが分かるが、一定速度で西進する雲に対応するような赤道波は存在していない。更に図6で示された赤道反対称成分に関しても、混合ロスビー重力波と西進する慣性重力波に対応した時間・空間スケールの雲が卓越することが分かるが、東進する慣性重力波に対応した雲はみられない。このような理論的な赤道波と熱帯で卓越する雲の時間・空間スケールとの関係は、Takayabu (1994) によってはじめて指摘されたもので、それ以降様々な研究によって同様な関係が報告されている（例えば、Wheeler and Kiladis, 1999 など）。

5. 様々な時空間スペクトル図

図3、6では、時空間スペクトル図の一例として、等価黒体温度のパワースペクトルを示した。同じ手法を使って他の変数に関する卓越する時間・空間スケールを調べることが可能である。図7、8では、それぞれマイクロ波から見積もられた降水のパワースペクトルと、大気中に含まれる水蒸気量（可降水量）のパワースペクトルである。降水は、等価黒体温度のパワースペクトルと傾向は似ているが、可降水量に関しては赤道波との対応関係は余りはっきりしないことが分かる。

また、スペクトル空間において2つの変数の相関を表すコヒーレンススペクトルや位相スペクトルも、よく使われる。図9は、マイクロ波から見積もられた降水と、客観解析において計算された降水の間の位相スペクトルである。図中で、正の値は後者（計算された降水）が前者（観測された降水）よりも時間的に早く（雨が）降っていることを、逆に負の値は、前者が後者よりも時間的に早く降っていることを表す。客観解析に用いる数値モデルが完璧であれば、両者はほぼ一致するはずであるが、そうはなっていない。また赤道波の種類に伴って、両者の雨の降るタイミングに系統的な違いがあるように見える。この違いは、雨の特徴を反映していると考えられるが、詳細についてはYasunaga and Mapes (2012) を参照のこと。

参考文献

- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25-43.
- Takayabu, Y. N., 1994: Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 433-449.
- Yasunaga, K., and B. Mapes, 2012: Differences between more-divergent vs. more-rotational types of Convectively Coupled Equatorial Waves. Part I:

Space-Time Spectral Analyses, *Journal of the Atmospheric Science*, 69, 3-16.

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.

注釈

- *1 中・高緯度では、地球の回転軸の向きは水平方向と言うよりは鉛直方向に近く、「コリオリ力」と気圧傾度力が、おおよそバランスした状態になっている。こうしたバランス状態は、中・高緯度の地上天気にとって重要な、移動性高低気圧に伴う気圧偏差が長時間維持されることに深く関係している。一方で、低緯度では地球の回転軸の向きは水平方向に近くなり、コリオリ力と気圧傾度力はバランスすることは難しい。そのため気圧偏差があってもすぐに解消してしまう。実際に毎日の天気図を見ても、低緯度では（台風を除いて）移動性高低気圧のような擾乱を見つけることは出来ない。
- *2 ホフメラードиаグラム（図5）では、表示単位がKであった。しかし図3において、表示単位は、K（もしくは、K²）ではなく、特定の周期や波数に依存せずに単純に前の時間の性質をある程度引きずるという、大気が自然にもつ（と考えられる）性質を考慮して、その背景的な変動に対する相対値で表されている。
- *3 想定する熱帯対流圏の厚さには、ある程度の幅があるため、分散曲線も1つの波に対して、対流圏の厚さに応じて、ある程度の幅をもつ。それを考慮して、図3と6では1つの波に対して複数の分散曲線が目安として引かれている。



図 1:ある夏の日の午後に横須賀市付近で発達した積乱雲

00Z 25.11.2011

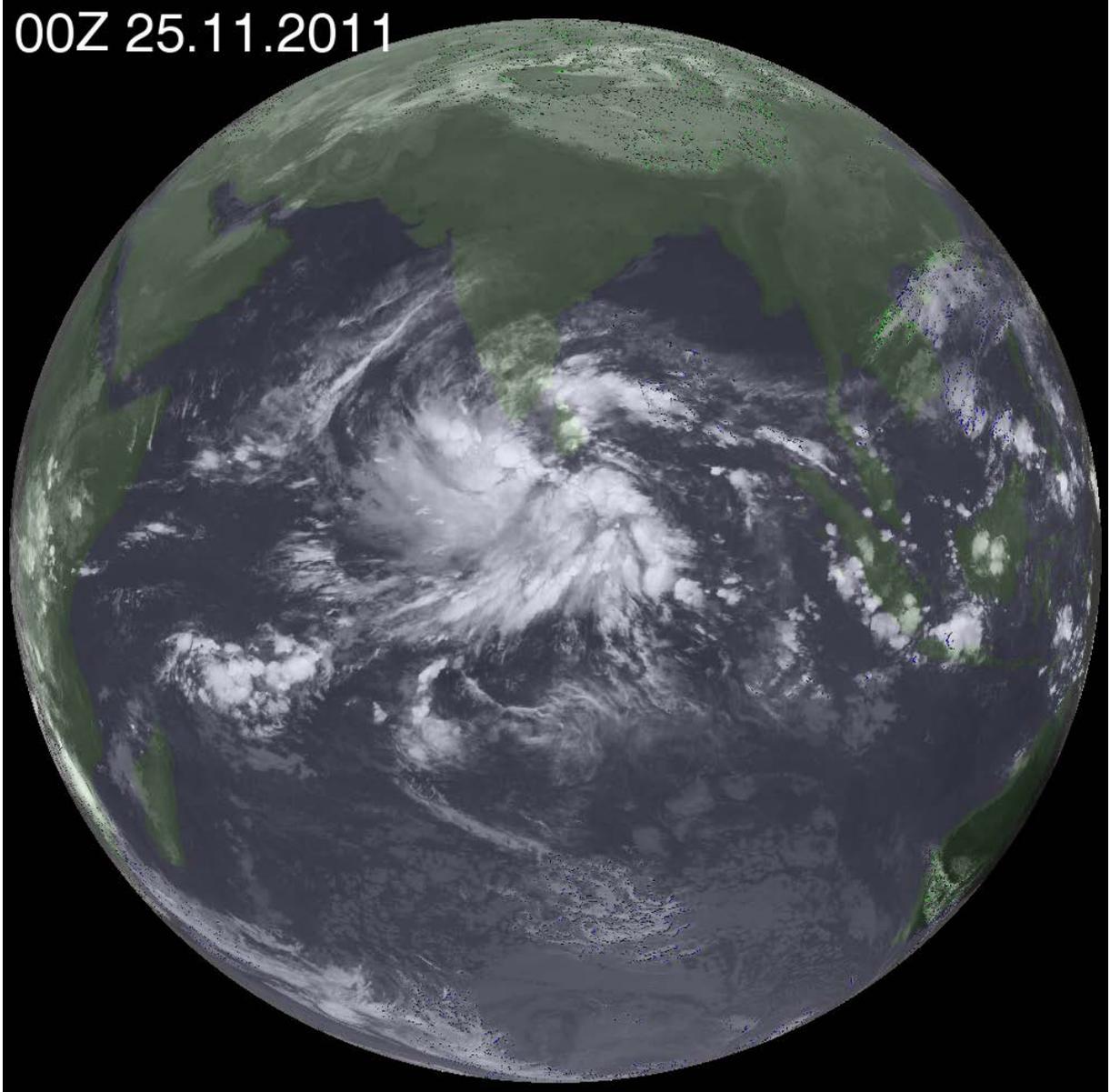


図2:2011年11月25日00UTCのインド洋を中心とした領域の等価黒体温度の分布。白色ほど温度が低い(高高度の雲)であることを示す。

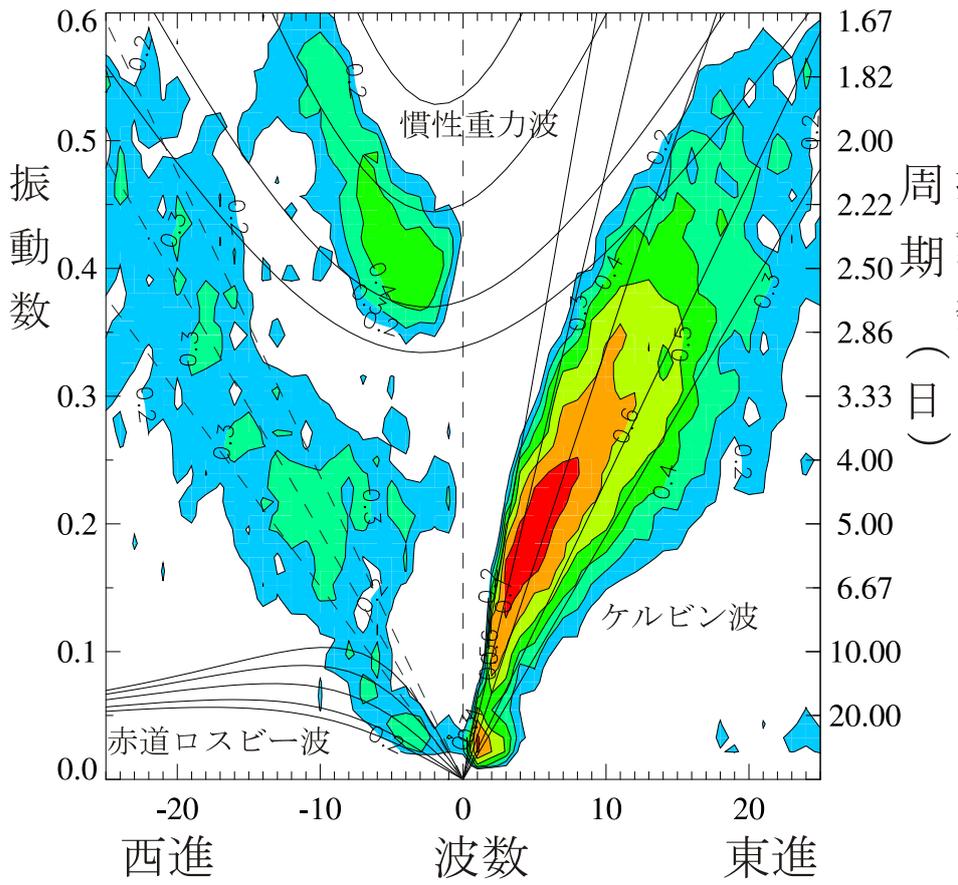


図3：熱帯赤道帯における等価黒体温度のパワースペクトル（ただし赤道対称成分）。波数（x軸）の正・負は、それぞれ東進、西進を表す。図中の実線・点線については、それぞれ赤道波の分散曲線（本文参照）と、一定速度（7 m/s、9 m/s、11 m/s）で西進する場合の波数・周期の関係を、表している。

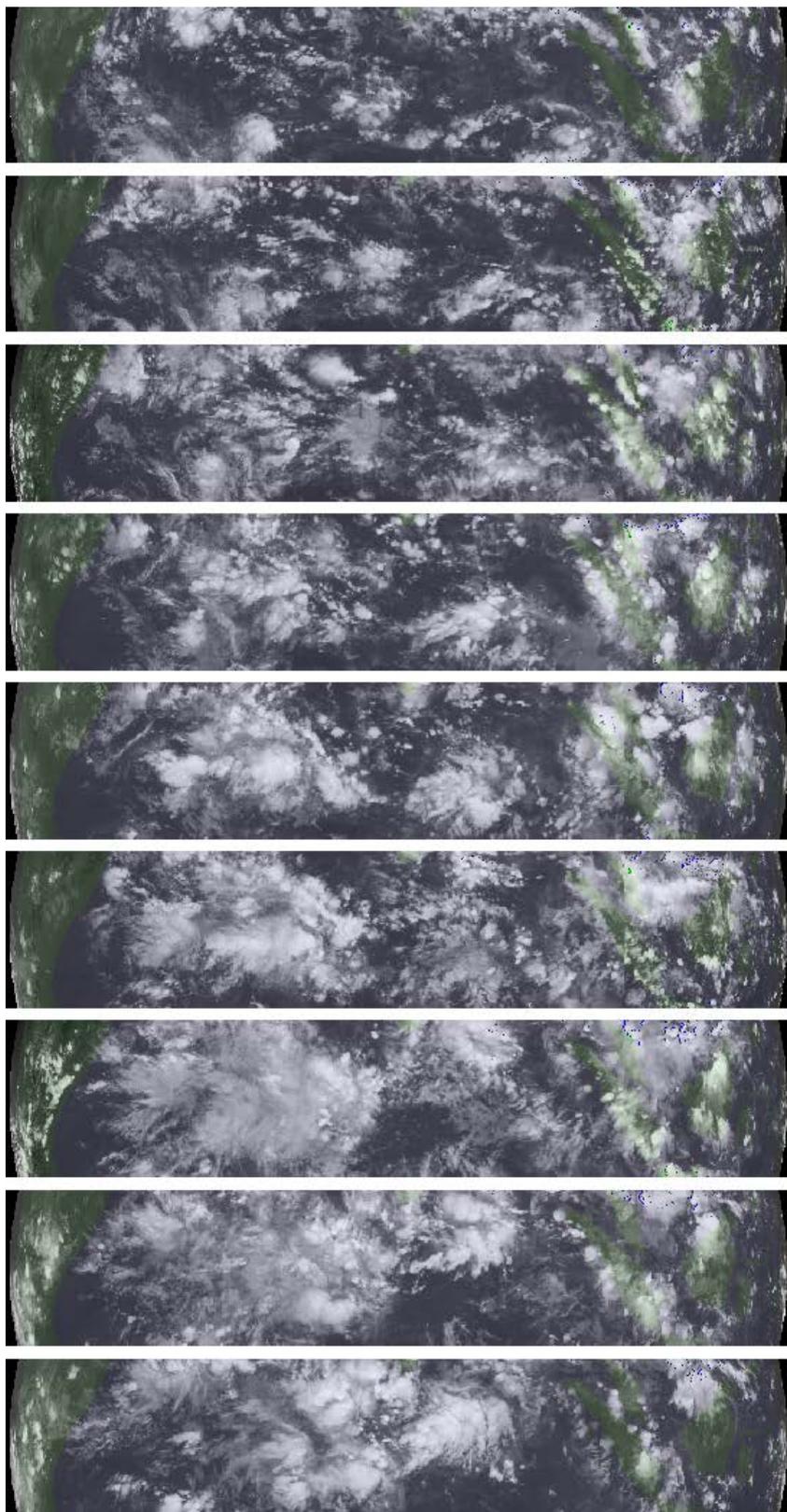


図 4: 2011 年 11 月 22 日 00UTC から 24 日 00UTC までの 6 時間毎の赤道インド洋を中心とした等価黒体温度の変化。白い色ほど温度が低い（高高度の雲）であることを示す。

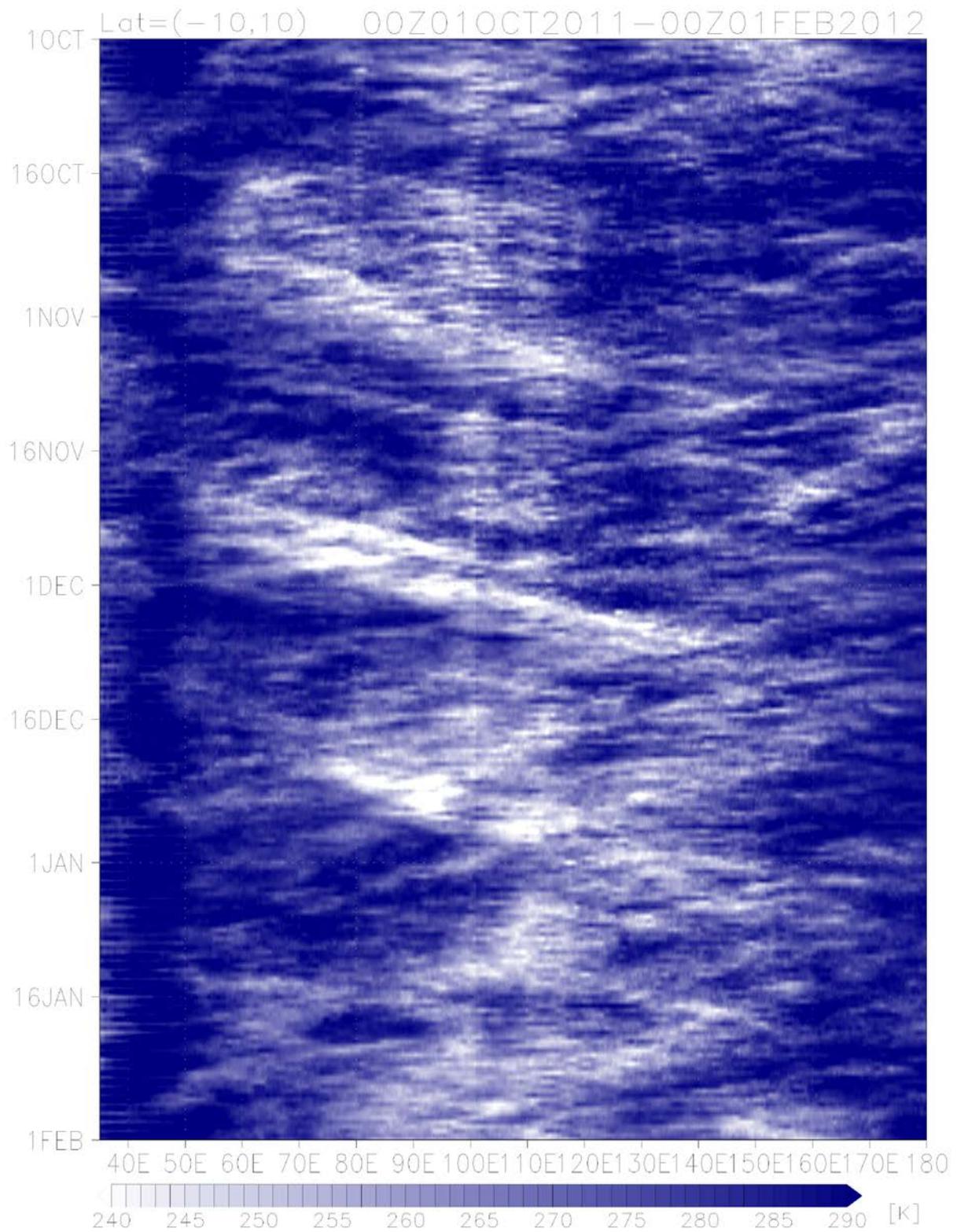


図5：2011年10月1日から2012年2月1日までの、インド洋から西太平洋域の赤道帯（南緯10度－北緯10度）における等価黒体温度の、経度－時間断面図。単位は、K（ケルビン）。

温度が低いほど高高度まで発達した雲であることを表す。

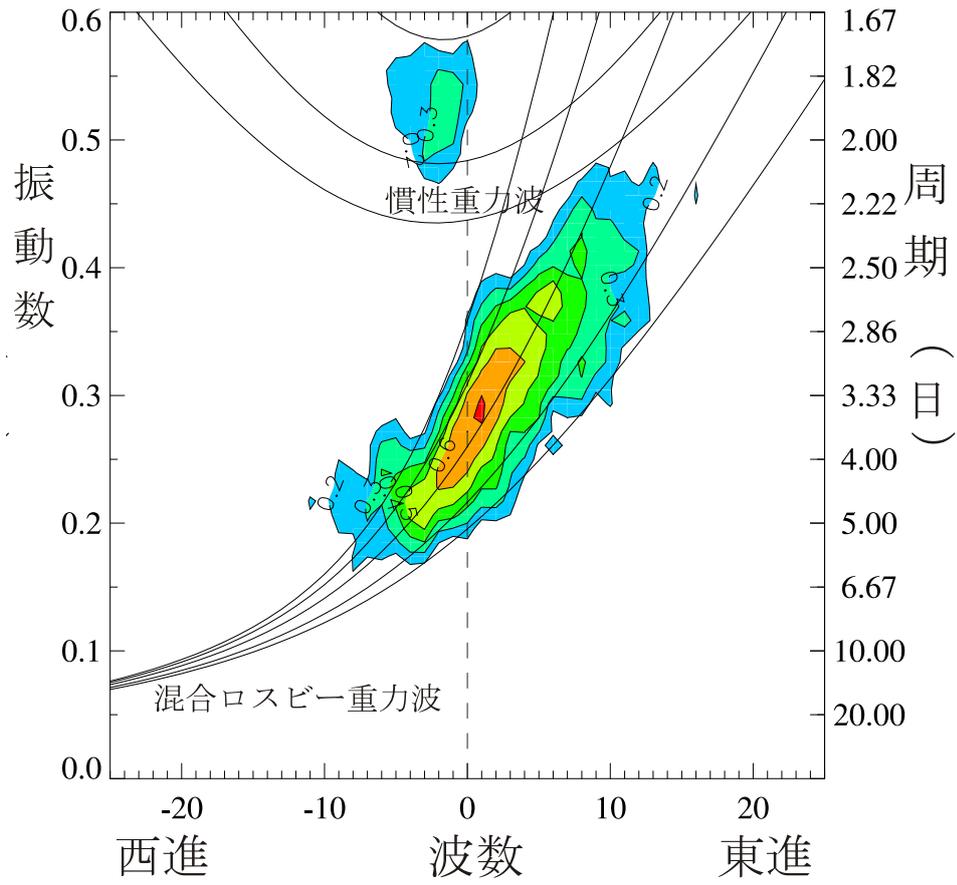


図6：図3と同じ。ただし赤道反対称成分（本文参照）。

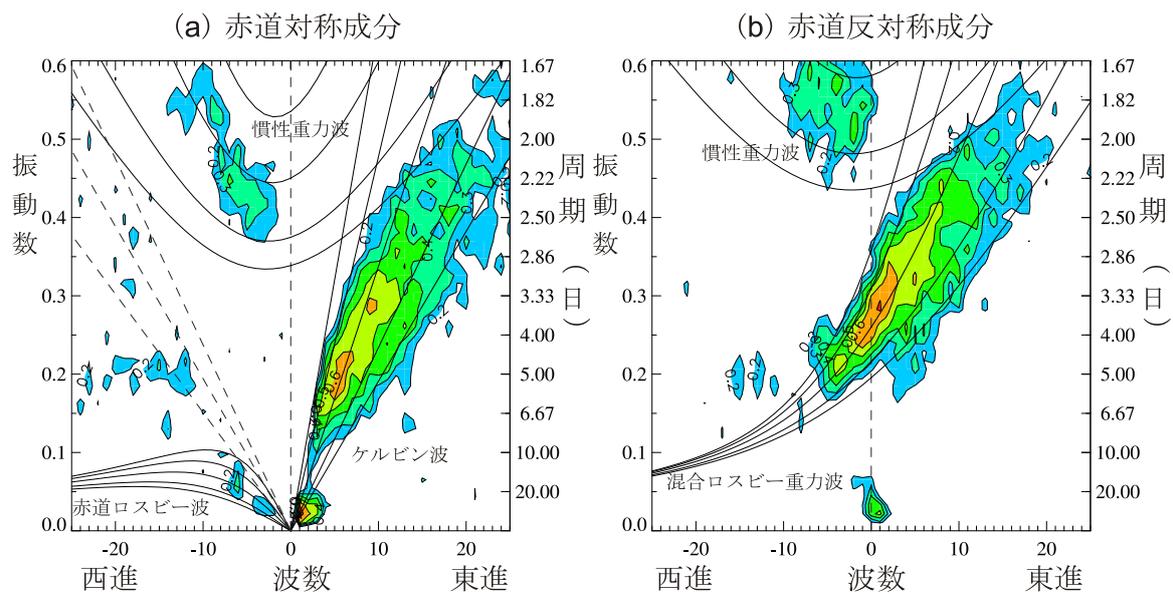


図7：熱帯赤道帯におけるマイクロ波から見積もられた降水のパワースペクトル (a:赤道対称成分、b:赤道反対称成分)。図中の曲線は、図3と6に準ずる。

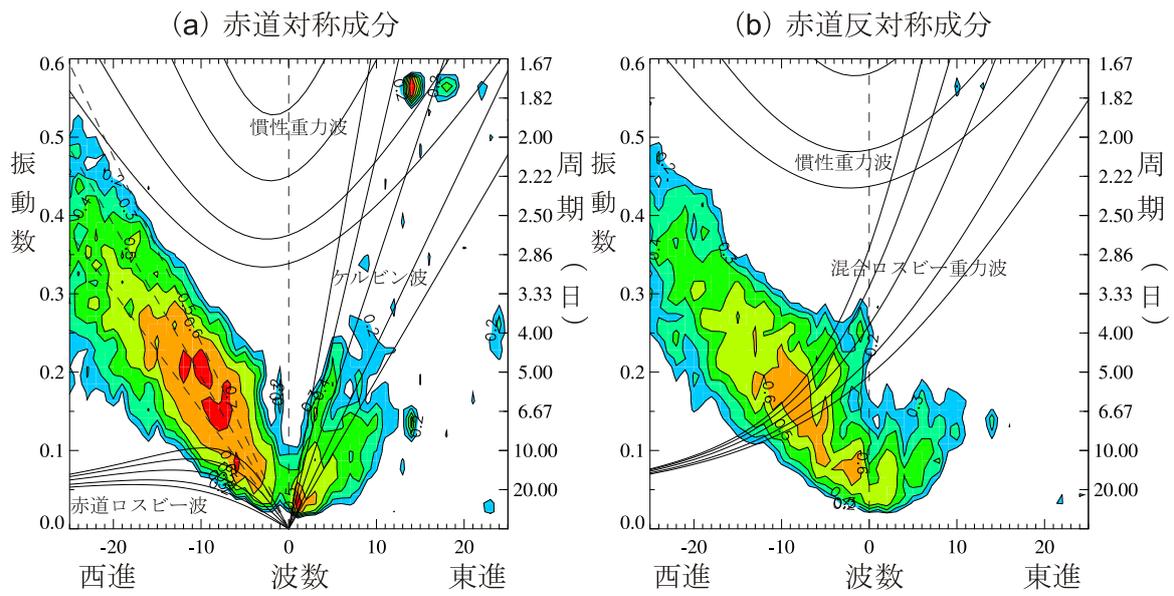


図8：熱帯赤道帯における大気中に含まれる水蒸気量のパワースペクトル (a:赤道対称成分、b:赤道反対称成分)。図中の曲線は、図3と6に準ずる。

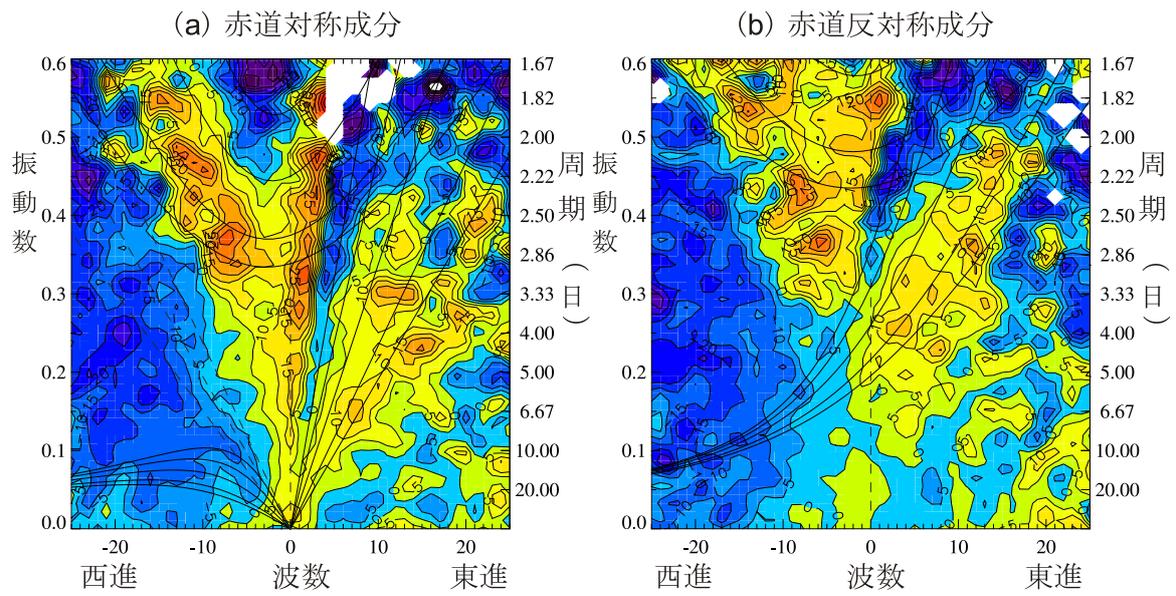


図9：熱帯赤道帯におけるマイクロ波から見積もられた降水と客観解析において計算された降水の位相スペクトル (a:赤道対称成分、b:赤道反対称成分)。図中の曲線は、図3と6に準ずる。