

修 士 学 位 論 文

長期連続毎時衛星観測に基づく 海洋大陸域雲活動の広帯域スペクトル

2011年2月4日

専攻名 地球惑星科学専攻
学籍番号 090S414S
氏名 須賀友也

神戸大学 大学院理学研究科 博士課程前期課程

要旨

静止気象衛星 GMS-5, GOES-9, MTSAT-1R の長期観測毎時温度観測データを用いて広帯域周波数スペクトル解析, 東西波数スペクトル解析を行い, 海洋大陸及び赤道西太平洋における雲活動の変動に含まれる周波数・波数成分のパワースペクトル密度の特徴を調べた。その結果, 解析領域内でのスペクトルは, 周波数帯・波数帯によって似た傾きの形状をもつことが分かった。周波数スペクトルについては各周期の振幅・位相の地理的分布についても調べ, 1 年, 半年, 1 日, 半日周期では海洋大陸上・沿岸域で卓越し, 3 ヶ月～7 日までの周期変動は海洋大陸の周辺海洋上で卓越し, 4 日～1.5 日は ITCZ 領域・SPCZ 領域で卓越することが確認された。これらの解析結果の妥当性について, まず活発な対流活動に注目するためデータに閾値を設ける場合との解析結果の質の違いについて, 先行研究の結果から検討した。さらにデータを分割して同様の解析を行い, 季節内変動について解析期間により振幅が変動することを留意する必要があることを示した。また先行研究やその結果との比較から, 雲活動の変動は降水量や東西風, 南北風など他の物理量の変動とも関係があると考えられることを示している。

目次

第1章	序論	2
1.1	研究の背景	2
1.2	本研究の目的	4
第2章	使用データ・解析方法	6
2.1	使用データ	6
2.2	データセットの作成	7
2.3	スペクトル解析	9
2.3.1	離散フーリエ変換の基礎事項	9
2.3.2	周波数スペクトル解析のデータとスペクトルの平滑化	11
2.3.3	東西波数スペクトル解析	13
第3章	解析結果	14
3.1	周波数スペクトルの全体的な形状	14
3.2	周波数スペクトルの振幅と位相の地理的分布	14
3.3	異なる解析期間による周期成分の比較	16
3.4	東西波数スペクトルの全体的な形状	17
第4章	考察	29
4.1	雲頂温度のデータの扱い方	29
4.2	振幅の地理的分布と陸の影響	31
4.3	異なる解析期間による周期成分の変動	31
4.4	降水量との関係について	33
4.5	他の物理量との関係について	33
第5章	結論	40
	謝辞	42
	参考文献	43

第1章 序論

1.1 研究の背景

地球の対流圏では、雲を伴う大気の対流活動が起こっている。1年を通して日射の熱エネルギーを地表面・海面が受けとり、地表面・海面からの赤外放射を吸収して大気が温められる。また海面や陸水面から水蒸気として供給される大気中の水の凝結により、潜熱が放出され大気が加熱される。それにより上昇流が起こり大気上昇すると、地表面付近で海や陸水から供給された水蒸気が凝結し、雲が発生する。凝結に伴い放出される潜熱が大気を加熱することでさらに上昇流が活発になり、それに伴い雲もより発達し、全体として活発な対流活動が見られる。このような対流活動は、対流圏下部の赤外放射や水蒸気により蓄積された熱エネルギーを、上方や水平に輸送する役割を果たしている。

日射は地球の公転・自転による周期性と、球面（緯度・太陽時）依存性を持ち、1年間に受け取る日射エネルギーの総量が最大になる赤道周辺の低緯度対流圏下部は中高緯度より高温となる。また大気の飽和水蒸気量は気温が高いほど大きいので、赤道周辺の海面から葉大量の水蒸気つまり潜熱が大気に供給される。これらの結果として加熱方となる赤道周辺では、非常に活発な対流活動が起こっている。特に東南アジアの、世界で最も暖かい海水と多くの島々が分布した海洋大陸と呼ばれる地域では、対流活動が極めて顕著である。海洋大陸周辺の対流活動の活発・不活発は地球の大気の運動に大きな影響を与えている。

赤道周辺の対流活動には、様々な時間的・空間的変動が重なって存在することが知られている。これは、雲の大部分が温帯低気圧（時間スケール数日、空間スケール数千 km）に集中する中高緯度との大きな違いである。しかし、個々に見ると小規模・短期的な雲を観測するには高分解能な観測手段が必要で、その雲が組織化された様々な規模の構造を観測するためには高分解能な観測を長期・広域に渡り行うことが必須である。しかし最近までそのような観測データは無く、いくつかの特徴的な周期変動に注目し、長周期の変動については長期間・低分解能、短周期の変動については短期間・高分解能な観測結果をそれぞれ用いることで以下のように個別に研究されてきた。

経年変動

エルニーニョ南方振動 (El Nino-southern oscillation = ENSO) と呼ばれる, 太平洋とその上の大気との相互作用による数年間隔 (不等間隔なので周期変動ではない) の全球的気候変動が知られている. Bjerknes (1969) は, 赤道太平洋上の降水量が経年変動していることと, 1963 年 ~ 1966 年において海面水温の年偏差が正・負である領域が年々逆転すること, またそれに伴いウォーカー循環の上昇・下降流領域が東西に時間変動することを関係づけた.

また, Reed et al. (1961) らが発見した赤道下部成層圏の東西風の準 2 年周期振動 (quasi-biennial oscillation = QBO) は, 対流圏から上方に伝わってきた大気波動 (赤道波) が東西風と相互作用して引き起こされているとされているが, その原因である赤道波は対流圏内の積雲対流 (後述の季節内変動の一部) が引き起こしているものと考えられている.

季節変動

Murakami & Matsumoto (1994) は, NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration : 米国海洋大気庁) 衛星の赤外観測データを用いてアジアと北西太平洋におけるモンスーンの発生・終息期の地理的な分布を調べ, 東西アジアモンスーンは大陸と海洋の南北熱的コントラストによって駆動される南北循環によって引き起こされることを説明した. Hamada et al. (2002) ではインドネシアの降水量の季節内変動について, 1961 ~ 1990 年におけるインドネシアの各観測地点の降水量データのうち欠損データが少ない年のデータを集め, 各年の雨季の開始・終了時期から地理的な特徴の違いや経年変動, エルニーニョ・ラニーニャによる影響について示した.

季節内変動

Madden & Julian (1971) は, 積雲集団が赤道に沿った大規模な波動のある位相に補足されたように生じ, ほぼ地球一周くらいの長距離を東進する季節内変動 (Madden-Julian 振動) を発見した. これについて, Hayashi & Sumi (1986) は, 全球が南北対称・東西一様な海洋に覆われた「水惑星」モデルによる数値実験を行って再現するのに成功した.

Nakazawa (1988) は, GMS (Geostationary Meteorological Satellite) の赤外観測データを用いてこの季節内変動を構成する超雲団 (super cloud cluster) の細かな構造を解析し, 数千 km の水平スケールを持つ超雲団の中に数百 km の水平スケールの雲群 (cloud cluster) が埋め込まれる階層構造を取ることを示した.

日周期変動

Nitta & Sekine (1994) では GMS の赤外観測データを用いて海洋大陸周辺と太平洋上の領域の対流の日周期成分について季節ごとに振幅・位相と地理的な特徴を調べ、日周期成分の振幅が陸上とその沿岸海上で大きいこと、また陸上では夜、沿岸海上では昼間に対流が最大になることを示した。

Mori et al. (2004) では海洋大陸沿岸域の降水の日周期について、スマトラ島と周辺海域の降水が夜には陸上、朝には沿岸海洋上で降水が集中していることを確認し、その降水域の位相 (伝播) の様子について、TRMM の観測データとその他の観測データを用いた研究結果と比較した。

Sakurai et al. (2005) は、GMS の赤外観測データを用いてスマトラ島とその沿岸海上の雲群の日周期的な移動について調べ、スマトラ島の山脈で発達した雲群が基本的に西進する中で ITCZ (Intertropical Convergence Zone : 熱帯集束帯) が差し掛かった領域では東進する雲群が存在することを示した。

1.2 本研究の目的

このように、対流活動や大気の運動には様々な時間スケールの変動が存在し、海洋大陸周辺では様々な周期変動が研究されており、個々の周期を取り上げた研究が多く行われている。その結果から、周期変動の顕著さには地理的な条件が影響していること、異なる周期変動の相互作用が影響していることが分かっている。しかし、数年周期から日周期までの全ての周期を通して定量的に調べた例がない。海洋大陸域では特徴的な海陸分布が領域の雲活動に影響を与えていることは分かっているが、陸・海を含めた広範囲の地域を通して見た場合の各周期性・地理的特徴が生じる理由・メカニズムの考察についてはまだ不十分である。

中本 (2009) では ITCZ の変動の周期性を調べるために、静止気象衛星の赤外輝度観測による雲頂温度データを用いて雲活動の変動に含まれる周波数スペクトルを取り出し、年周期成分の振幅と位相の地理的分布を見ることで、海洋大陸周辺における ITCZ の南北変動の特徴について調べた。

ここで中本 (2009) で使用したデータセットは、10 年以上の長期間の観測データの蓄積から経年周期のような長周期成分を調べられるだけでなく、毎時観測により日周期のような短周期成分も調べられる。すなわちこのデータセットから、陸海含めた広範囲の観測領域における経年周期から日周期までの周期成分を一通り調べることが可能であり、上記の問題を解決する手段のひとつとなると考えた。

そこで本研究では中本 (2009) で作成したデータに最新のデータを追加してより長期間に拡張し、同様の解析方法を用いて、海洋大陸及び東インド洋・西太平洋の領域における長期連続毎時衛星観測データによる雲活動の広帯域スペクトル解析を行う。その結果について、最初の試みとしてひとまず各周期ごとに注目し振幅の大きさと位相についての地理的な特徴を調べることで海洋大陸域の対流活動の周

期変動の特徴を客観的に捉える．またその結果の妥当性と他の物理量との関係について考察する．

第2章 使用データ・解析方法

陸海含めた数千 km 以上の広範囲にわたる観測, または数年以上の長期間の観測のデータが必要な場合, 気象衛星による観測データがよく用いられる. 気象衛星には極軌道衛星と静止気象衛星があり, 見たい領域や必要なデータの時間分解能に合わせて必要な気象衛星のデータを選択することができる. 本研究では数年周期から日周期までの長・短周期の変動を合わせて見るのが目的であり, その為に 10 年以上にわたり毎時間観測を行っている日本の静止気象衛星の観測データを用いた.

2.1 使用データ

本研究で用いたデータは, 中本 (2009) に従い日本の気象観測に使用されている静止気象衛星 (GMS-5, GOES-9, MTSAT-1R) の赤外 1 (IR1) チャンネルデータを用いる. データは高知大学気象情報頁にアーカイブされている, 図 2.1 のような 70N ~ 70S, 70 E ~ 150W の領域を緯度・経度座標に変換された 560×560 ピクセル (1 ピクセル/0.25 度) の画像データを用いる. そのうち, 20N~20S, 90E~150W の領域を抜き出して使用する. また中本 (2009) で使用された期間 (1996 年 ~ 2006 年) に 3 年分追加し, 1996 年 ~ 2009 年の 14 年間の期間のデータを使用する. 解析期間中, 表 2.1 のように上記の衛星が期間ごとに交代して観測を行っている. そのため GMS-5・MTSAT-1R と GOES-9 の静止軌道位置の違い, 衛星間のセンサーの違いによるバイアスが含まれている. 中本 (2009) ではこのバイアスによるデータの質的な違いを小さくするために補正を行っており, ここではそれに従ってデータの補正を行い, 3 つの衛星による観測データを 1 つの連続したデータとして扱うことにする.

衛星観測データの中でこの静止気象衛星のデータを扱う利点は, 領域の毎時の観

表 2.1: 1996 ~ 2009 年における各衛星の観測期間.

衛星	観測期間 (JST)
GMS-5	1996 年 01 月 01 日 00 時 ~ 2003 年 05 月 22 日 00 時
GOES-9	2003 年 05 月 22 日 06 時 ~ 2005 年 06 月 30 日 23 時
MTSAT-1R	2005 年 07 月 01 日 01 時 ~ 2009 年 12 月 31 日 23 時

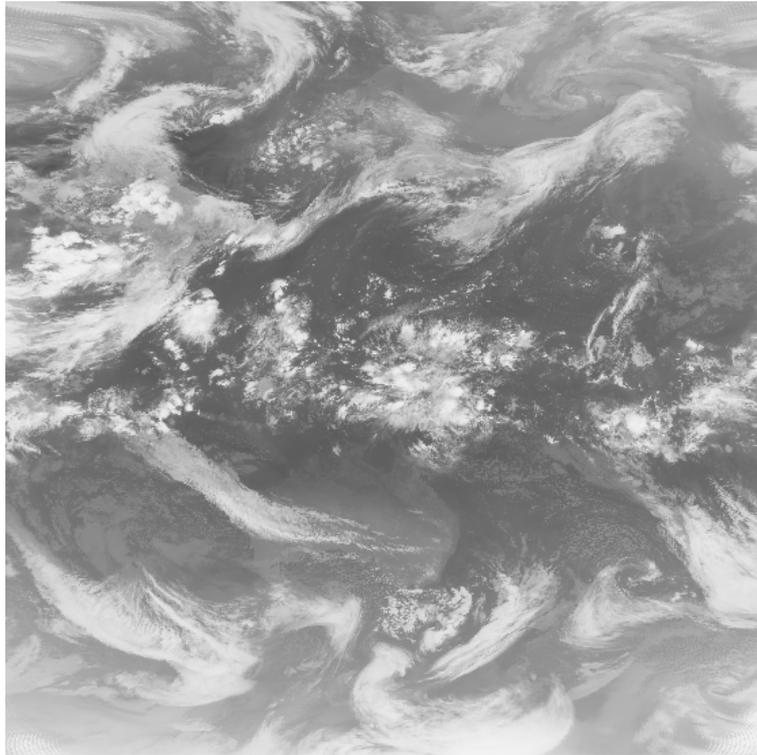


図 2.1: 静止気象衛星による赤外 1 チャンネルデータの例. 上図は 2009 年 7 月 12 日 12 日の MTSAT-1R により観測された 70N ~ 70S, 70 E ~ 150W の領域の画像. (高知大学気象頁 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>) より)

測データが 10 年以上にわたり蓄積されていることである. Reed et al. (1961) や Hamada et al. (2002) が述べているように経年変動のような長周期の変動を見るためには, その周期より長い期間, つまり数年以上のデータが必要となる. また日周期のような短周期の変動を見るためには最低でも数時間のような時間分解能での観測データが必要である. この研究で用いるデータは両方の条件を満たしており, これにより数時間から数年まで幅広い周期を通して全体の変動を見ることが可能である. もう一つの利点としては空間分解能が良いことで, 地理的な変動の境界やメソスケールから地球規模のスケールの変動までの特徴について細かく見ることができる.

2.2 データセットの作成

前節のデータを用いてデータセットを作成するが, 長期の観測データには必ずと言っていいほどデータの欠損がある. 中本 (2009) では長周期の変動に注目していたため, 半旬 (5 日) ずつ 72 期間にわけて欠損を除いたデータで平均を取ることでデータセットを作成していた. しかし, 本研究では日周期などの短周期変動も見る

表 2.2: 1996 ~ 2009 年の各月ごとの欠損データ数. 合計は [年間または期間の欠損データ数]/[年間または期間のデータ数] を示している. 表中の白丸・黒丸は, それぞれ衛星が GMS-5 → GOES-9, GOES-9 → MTSAT-1R に交代した月を示す.

年	Jan	Feb	Mar	Apl	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Des	合計
1996	12	35	128	34	17	19	32	38	90	75	61	24	565/8784
1997	5	30	82	43	48	43	55	75	152	132	79	23	767/8760
1998	46	49	159	41	10	38	11	45	120	117	15	11	662/8760
1999	24	75	109	52	298	53	129	83	138	87	65	27	1140/8760
2000	74	55	190	124	25	54	110	90	108	59	43	74	1006/8784
2001	20	149	273	100	39	68	35	40	132	83	74	17	1030/8760
2002	72	30	184	38	9	8	56	104	166	131	123	10	931/8760
2003	25	31	117	83	86○	31	26	59	111	63	7	44	683/8760
2004	7	12	106	101	9	4	7	71	157	82	88	10	654/8784
2005	23	18	107	84	4	13	7●	30	89	64	4	10	453/8760
2006	1	28	66	69	2	2	4	15	3	2	3	2	197/8760
2007	1	0	3	8	0	0	1	10	3	2	0	0	28/8760
2008	1	2	3	12	0	3	1	8	1	0	1	0	32/8784
2009	1	0	1	11	0	0	1	8	2	0	4	0	28/8760
96-09	312	514	1528	800	547	336	475	676	1272	897	567	252	8176/122736

ので, 欠損があっても問題なく計算できる方法を取るか, 欠損を補間する必要がある. ここでは, 欠損を補間する方法でデータセットを作成する. 欠損データの数が多いか, また一部の期間に集中していないかで, 計算方法, 補間や平均の仕方, それに伴う誤差について考えなければならない. なのでデータセットの作成にあたり, まず期間中の欠損データについて確認する.

表 2.2 は 1996 年 ~ 2009 年の, 1 ヶ月毎の欠損データ数を示している. ここでの欠損データとは, ある時間の観測データが存在しない, または領域の全体にわたり異常な値を示しており使用できないと判断したものを指す. データの欠損数について見てみる. まず年間の合計欠損データ数を見ると, 1999 年に欠損数が増加し, 2003 年と 2005 年を境に今度は減少していることが分かる. データ中の GMS-5 の観測期間の前半である 1996 ~ 1998 年は欠損数は 565 ~ 767 個だったのに対し, GMS-5 による観測期間の後半である 1999 年 ~ 2002 年は 931 ~ 1140 個と大きく増加している. GOES-9 による観測期間に入る 2003 年 ~ 2005 年では欠損数は 683 ~ 453 個と 1996 ~ 1998 年よりやや少なく, かつ単調減少している. MTSAT-1R の観測期間である 2006 年は 197 個, 2007 年 ~ 2009 年は約 30 個と急激に欠損数が減少している. 割合に直すと, GMS-5, GOES-9 の観測期間ではおよそ 7~13% の欠損データがあり, MTSAT-1R の観測期間では 2006 年を除き欠損データは 1% 以下になっている.

月ごとの欠損データを見てみると, 3, 4, 8, 9 月に欠損数が多くなっており, 1996~2005 年では 10% 以上欠損している. この時期の欠損データの時刻を見

てみると、上記の月で 15 時とその前後 (13, 14, 16 時) の 2 ~ 3 時間連続したデータが大量に欠損していることが分かった。

このように、欠損データが全く無い年はないが、衛星が MTSAT-1R に交代してからは大分少なくなっている。それ以前のデータには欠損が多く、それら全ての欠損を補間したデータを使用するには、その補間分による誤差が多く含まれてしまうだろう。なので変則的ではあるが、長周期のスペクトルは、14 年間のデータを欠損データを除いて半旬平均したデータを使って解析する。短周期のスペクトルは、毎時データによる解析を行うが、欠損データの年間の数、また連続した数が少ない 2007 ~ 2009 年のデータを補間して用いることにする。補間方法は、1 ~ 3 個の連続した欠損データの前後の時間のデータを用いて線形補間を行っている。全期間の欠損データの問題を解決した 14 年分の毎時データセットでの解析は今後の課題とする。

2.3 スペクトル解析

前の節で紹介したデータを用いて解析を行う。解析方法は周波数スペクトル解析を行う。生のデータの変動に注目する場合、前節で異なる衛星のデータ間で生じる誤差の補正は行ったが、衛星の直下観測点から離れるにつれて観測精度が悪くなる (データの質的な違いが生じる) ことについても考える必要があり、領域の地点間での比較は難しくなる。しかし各地点毎に周波数スペクトル解析を行い、それによって得られる振幅・位相を用いることで地点間の質的な違いの問題を乗り越えて地点ごとに比較できるという利点がある。

スペクトル解析には FFT 法を用いている。FFT 法の利点は計算が非常に高速な方法である。一方欠点としてはプログラムの関係上データの時間間隔が一定でないと計算できない。他のスペクトル解析法を用いることでこの問題を回避することはできるが、この研究で用いたデータは数が非常に多いため解析に非常に時間がかかる。また今後 2010 年以降の新しい観測データを追加しようとする場合、さらにデータの計算量が増えるだろう。なのでここでは欠損データを補間した上で FFT 法で解析を行うことにする。そこで FFT 法の基礎となる離散フーリエ変換の基礎事項について確認しておく。

2.3.1 離散フーリエ変換の基礎事項

変数 $x(t)$ に対するフーリエ変換 $X(f)$ は

$$X(f) = \int_0^{\infty} x(t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (2.3.1)$$

である。有限の N 個の時系列データ $x_j(j = 0, 1, 2, \dots, N - 1)$ が与えられたとき、この有限離散化フーリエ変換を $X(k)$ とすると、

$$\begin{aligned} X(k) &= \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} x(j) \exp \left[-i2\pi \cdot \frac{k}{T} \cdot \frac{jT}{N} \right] \cdot \frac{T}{N} \\ &= \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} x(j) \exp \left[-i2\pi \cdot \frac{jk}{T} \right] \cdot \frac{T}{N} \end{aligned} \quad (2.3.2)$$

$(k = 0, 1, 2, \dots, N/2)$

のように表される。ここで (2.3.1) と (2.3.2) の変数の関係は、

$$\Delta t = \frac{T}{N} \quad (2.3.3)$$

$$\Delta f = \frac{1}{T} = \frac{1}{N\Delta t} \quad (2.3.4)$$

$$t = j\Delta t = j \frac{T}{N} \quad (2.3.5)$$

$$f = k\Delta f = \frac{k}{T} = \frac{k}{N\Delta t} \quad (2.3.6)$$

$$f_N = \frac{N}{2T} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (2.3.7)$$

となる。 f は周波数、 k は波数、 T はデータ全体の時間、 f_N は Nyquist 周波数である。またフーリエ解析では f_N より小さい周波数までしか解像できないという性質から、解析できる最短周期はデータの時間解像度の半分までということが分かる。フーリエ係数

$$A_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \cos \left(\frac{2\pi n}{T} t \right) dt \quad (2.3.8)$$

$$B_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \sin \left(\frac{2\pi n}{T} t \right) dt \quad (2.3.9)$$

も同じく、 N 個の $x_j(j = 0, 1, 2, \dots, N - 1)$ において有限余弦フーリエ変換および有限正弦フーリエ変換は次のように表される。

$$A_n = \frac{2}{N} \sum_{j=0}^{N-1} x_j \cos \left(\frac{2\pi}{N} kj \right) \quad (k = 0, 1, \dots, N/2) \quad (2.3.10)$$

$$B_n = \frac{2}{N} \sum_{j=0}^{N-1} x_j \sin \left(\frac{2\pi}{N} kj \right) \quad (k = 1, 2, \dots, N/2 - 1) \quad (2.3.11)$$

したがって $X(k)$ と $X(k)$ の実部, 虚部 $X_r(k)$, $iX_i(k)$ はそれぞれ

$$X(f) = \frac{T}{2N} [A_n - iB_k] \quad (2.3.12)$$

$$X_r(k) = \frac{T}{2N} A_k \quad (2.3.13)$$

$$X_i(k) = \frac{T}{2N} B_k \quad (2.3.14)$$

となり, $X(k)$ は A_k と B_k で表される. FFT のプログラムでは Δt を省略した計算

$$A_k - iB_k = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} x(j) \left[\cos \left(2\pi j \frac{k}{N} \right) - i \sin \left(2\pi j \frac{k}{N} \right) \right] \quad (2.3.15)$$

が実行される. パワースペクトルの定義

$$P(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \left[\frac{1}{T} X(f) X^*(f) \right] \quad (2.3.16)$$

から, 有限データの場合は

$$P(k) = \frac{1}{T} [X(k) X^*(k)] \quad (2.3.17)$$

$$= \frac{T}{N^2} [A_k^2 + B_k^2] \quad (2.3.18)$$

$$= \frac{\Delta t}{N} [A_k^2 + B_k^2] \quad (2.3.19)$$

となる. 位相については

$$X(k) = [A_k - iB_k] = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \exp(-i\theta_k) \quad (2.3.20)$$

$$\theta_k = \tan^{-1} \frac{B_k}{A_k} \quad (2.3.21)$$

であり, 周期成分の位相も A_k と B_k を用いて求めることができる.

2.3.2 周波数スペクトル解析のデータとスペクトルの平滑化

実際に計算する $x(t)$ の値としては,

$$x(t) = T_{bb}(t) - \overline{T_{bb}} \quad (2.3.22)$$

ここで $T_{bb}(t)$ は毎時の雲頂温度, $\overline{T_{bb}}$ は 14 年間の平均雲頂温度, 周期 $T/2n$ の波の振幅が $\sqrt{A_n^2 + B_n^2}$ である.

FFT 法は直接法と呼ばれる種類のスペクトル解析法である. 直接法は, 生のデータをフーリエ変換し, その結果から生のスペクトルが得られる. FFT 法で得られる生のスペクトルは推定誤差が含まれており, そのため生のスペクトルの分布は激しい振動を示す. この推定誤差を小さくするために平滑化を行う必要がある. 主に用いられる平滑化の方法としては,

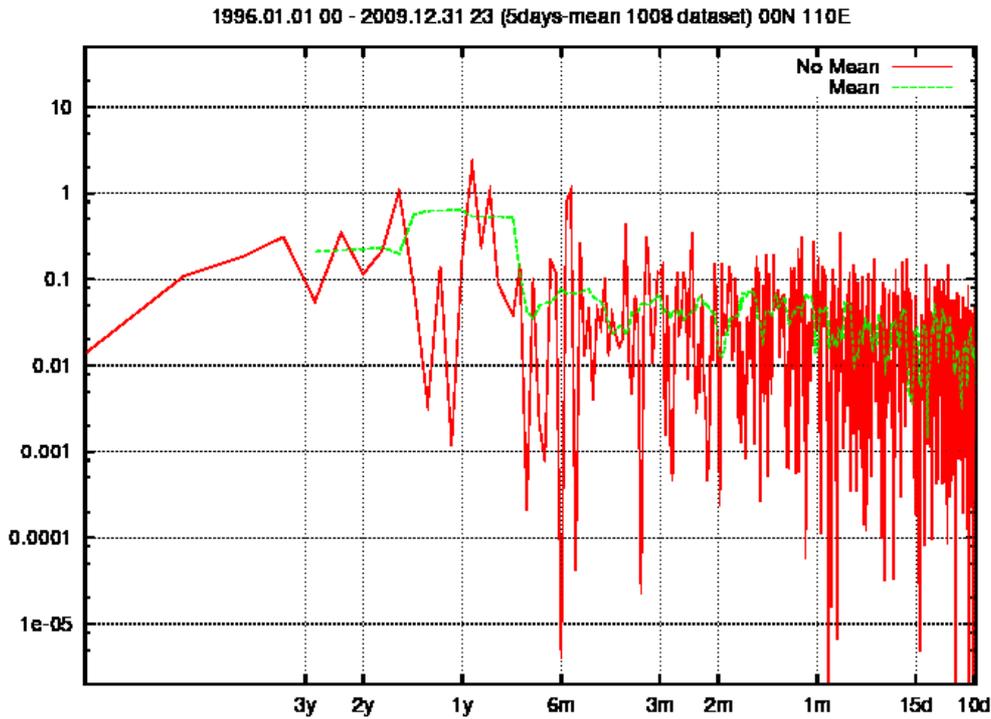


図 2.2: FFT 法で得られた生のスペクトルと、周波数平滑を行ったスペクトルの例。データは半旬平均した 1996 ~ 2009 年の EQ-110°E から。周波数平滑は、前後合わせて 11 個のデータの移動平均で行っている。

1. 周波数領域での平滑化 (周波数平滑)
2. 時間領域で分割して複数のスペクトルを求め、それを平均する (分割平均)

がある。両方用いられる場合もあるが、平滑化を行うことで、周波数分解能が低下してしまう。すなわち調べることができる周波数スペクトルの最短周期が大きくなってしまふ。また後者は解析期間を分割することで見ることができる周波数スペクトルの最長周期が短くなってしまふ。この研究で用いているデータは時間分解能が 1 時間なので、短周期の場合は平滑化による分解能の低下に対しても日周期のスペクトルを見る余裕がある。逆に長周期の場合は、解析期間は 14 年分あるので分割平均を行っても 1 年以上の周期成分の解析は可能だが、なるべく長い経年周期のスペクトルも見たいと考えている。なので、ここでは周波数平滑を用いて平滑化を行った。今後データがさらに蓄積されたときに両者を使い平滑化することでより正確にスペクトルの情報が得られるだろう。周波数平滑は隣接する 11 個の $P(k)$ を移動平均し、

$$\hat{P}(f) = \sum_{N-5}^{N+5} P(f)(k = 5, 6, \dots, N - 6) \quad (2.3.23)$$

のように取る。

2.3.3 東西波数スペクトル解析

水平方向にも高分解能な静止気象衛星データの性質を生かし、東西波数スペクトルについても同様に解析を行う。東西波数スペクトルについては衛星の直下観測点から離れるにつれて観測精度が悪くなるという問題があるが、この問題の解決は今後の課題とし、ここでは単純に静止衛星観測データを使用した解析の結果として見ることにする。データは半旬平均データを使用し、各緯度の東西 90E~150W の範囲の連続したデータについてフーリエ変換を行い、得られる波数スペクトルを見る。

第 3 章 解析結果

前章のデータと解析方法を用いて得られた各緯度経度における広周波数帯のスペクトルの結果を示す。得られたパワースペクトルは各周期成分の振幅をとして扱い、各地点で得られるスペクトル解析の結果や周期成分毎の地理的分布に注目する。

3.1 周波数スペクトルの全体的な形状

得られたスペクトルの例を図 3.1 で示す。図 3.1 の上図は 14 年間の半旬平均データのスペクトル、下図は毎時データのスペクトルについて赤道上の経度方向に 20 度毎に離れた 5 点の結果を重ねている。単位はそれぞれ $K^2 \cdot \text{pentad}$, $K^2 \cdot \text{hour}$ であり、この単位の違いにより、図 3.1 の 14 年間の半旬平均データと毎時データのスペクトルの比は約 120 倍である。14 年間の半旬平均データのスペクトルではおよそ 2 年～1 ヶ月、毎時データのスペクトルではおよそ 3 ヶ月～半日までの範囲の周期成分について見る。

図 3.1 の上図、下図を見ると、わかり易いピークが上図では 1 年と半年、下図では 1 日周期にある。1 年周期は 140E をのぞいた 4 点がピークを示しており、半年周期は 100E が特に大きい。1 日周期はスマトラ島上の 100E とニューギニア島沿岸海上の 140E が他の周期と比べて 10 倍以上大きくなっている。その他も 3 ヶ月～3 日周期の範囲でピークと言える振幅の大きい周期成分が存在し、各地点でそのピークを取る周期が異なる。またスペクトルには周波数帯ごとによく似た形状が見られる。図中の線で示すように、スペクトルは周波数 -1 乗～ $-5/3$ 乗の範囲で傾きを持っており、2 年～3 ヶ月周期では周波数の $-5/3$ 乗、3 ヶ月～3 日周期までは周波数の -1 乗、3 日～数時間周期ではまた周波数の $-5/3$ 乗に、それぞれ近い傾きとなっている。また下図の 3 日より短い周期帯では、140E～180E の範囲で東の地点ほどスペクトルが弱くなっているという特徴も見られる。

3.2 周波数スペクトルの振幅と位相の地理的分布

各緯度経度のスペクトルの結果から、同周期の振幅・位相の値を抜き出し周期ごとの振幅・位相の地理的分布を見る。図 3.2, 3.3, 3.4 の左が振幅、右が位相の分布図である。ここではスペクトルのピークが見られた中から 2 年, 1 年, 半年, 3 ヶ月, 2 ヶ月, 1.5 ヶ月, 1 ヶ月, 20 日, 10 日, 7 日, 4 日, 2 日, 1.5 日, 1 日, 半日のスペクトル

表 3.1: 振幅の地理的分布について、各周期の振幅が大きい領域を示す。

周期	振幅が強い領域
2 年周期	赤道インド洋, 赤道太平洋
1 年周期	ベンガル湾 ~ インドシナ半島, フィリピン東沿岸海上, ジャワ島・沿岸海洋上, 北オーストラリア大陸上・沿岸海上
半年周期	北オーストラリア沿岸, マレーシア, フィリピン東海上
3 ヶ月周期	フィリピン沿岸, 南シナ海, ベンガル湾, スマトラ島沿岸, SPCZ 領域
2 ヶ月周期	赤道インド洋, ベンガル湾, 太平洋北西部, 南シナ海, 北オーストラリア沿岸海上, SPCZ 領域
1.5 ヶ月周期	フィリピン沿岸海上, ベンガル湾, 赤道インド洋, 南シナ海, 北オーストラリア沿岸海上
1 ヶ月周期	ベンガル湾, 赤道インド洋, 南シナ海, 太平洋北西部, SPCZ 領域
20 日周期	南シナ海, 太平洋北西部, 赤道インド洋, SPCZ 領域
10 日周期	フィリピン東沿岸上, SPCZ 領域, 南シナ海, ITCZ 領域
7 日周期	フィリピン沿岸海上, ITCZ 領域, SPCZ 領域
4 日周期	ITCZ 領域, SPCZ 領域
2 日周期	ITCZ 領域, SPCZ 領域
1.5 日周期	ITCZ 領域, SPCZ 領域
1 日周期	海洋大陸上, 沿岸海上
半日周期	海洋大陸上, 沿岸海上

ルを選択した。各周期ごとの振幅と位相の地理的分布について特徴を見ていく。

振幅の地理的分布

まず振幅の分布図を見る。振幅の分布図では周期成分の振幅が大きい領域（赤、黄、緑の領域）に注目し、各周期成分ごとに振幅の大きい領域の分布の特徴を比較する。表 3.2 に周期毎の振幅が大きい領域を示している。

振幅が大きい領域の分布が特徴的な周期が、1 年、1 日、半日周期である。振幅の大きい領域はほぼ海洋大陸の陸上またはその沿岸海洋上に集中しており、それ以外の場所はほぼ一様に小さい領域になっている。また 1 年、1 日周期は他の周期より全体的に振幅が大きく、ピークの領域の値は飛び抜けている。半年周期も主にマレーシアや北オーストラリア沿岸に振幅が大きい領域集中しているが、1 年や 1 日と比べると全体的に振幅は小さくなく、また海洋上でもやや振幅が大きい領域が広がってきている。

2 年周期も特徴的な分布をしている。振幅が大きい領域はインドネシア東南海上の EQ ~ 10S の赤道インド洋と, 8N ~ 8S の赤道西 ~ 中央太平洋上に特に大きい領域があり, それぞれインド洋ダイポールモードとエルニーニョ・ラニーニャの影響が現れる領域である。また高緯度になると弱くなっている。

3 ヶ月 ~ 7 日周期では, 陸よりも海洋上に振幅の大きい領域が分布しており, それぞれ領域を見ていくと, いくつかの地域に集中していることが分かる。具体的に挙げると, ベンガル湾, 赤道インド洋, フィリピン沿岸 ~ 南シナ海, フィリピン東部海域 (太平洋北西部), 南インドネシア, 北オーストラリア, SPCZ 領域, ITCZ 領域である。つまり, SPCZ 領域, ITCZ 領域をのぞき, 海洋大陸周辺海洋上に振幅が強い領域が集中している。しかし海洋大陸の陸上ではどの周期でも弱い領域になっていることが分かる。また赤道中央太平洋の領域も弱くなっている。4 日周期 ~ 1.5 日周期では, 振幅が大きい領域は ITCZ 領域, SPCZ 領域に沿って分布しており, 領域中では赤と黄の領域が点在している。

位相の地理的分布

次に位相の地理的分布に注目する。位相は周期における対流の活発・不活発である時期を示す。例として, $\theta = 0$ (赤) では, 1 年周期は半旬データが 1 月から開始し 12 月で終了しているので 1 月に最も活発になる領域を示し, 1 日周期では毎時データが 0 時から始まり 23 時に終了しているので 0 時に最も対流が活発になる領域を示す。 $\theta = \pi$ (青) では半周期ずれているので, 1 年周期は 7 月, 1 日周期は 12 時に最も対流が活発になる領域を示す。位相の分布を見ることで振幅の分布についてより詳細な情報が得られるが, 今回は $\theta = 0, \pi$ の逆位相のコントラストについて分かり易い特徴を見るまでに留まっている。赤の領域などでところどころ見られる青のラインは, 移動平均によるゴミだと思われる。

図の位相の分布で特徴的な周期は 2 年, 1 年, 1 日である。2 年周期は, インド洋と太平洋領域の振幅が大きい領域は同位相になっている。1 年周期は, 振幅が大きい領域の北半球, 南半球で逆位相になっており, それぞれの半球の夏に対応している。1 日周期は, 振幅が大きい海洋大陸と沿岸海上で同位相, 振幅の弱い陸から離れた海洋上で逆位相となっている。また太平洋上の振幅が小さい領域でも東西に同位相の領域が広がっている。1.5 日 ~ 2 ヶ月周期は領域中で東西に位相が変化しているように見え, そのうち, 1.5 日 ~ 10 日周期は緯度を縦に見て「く」の字に, 20 日 ~ 2 ヶ月周期は左右逆「く」の字に同位相の領域が分布しているように見える。

3.3 異なる解析期間による周期成分の比較

周期成分のうち, 2 ヶ月, 1 ヶ月については 14 年分の半旬データと約 3 年分の毎時データの両方を示している。それぞれ比べると, 振幅の大きな領域の分布が異なっていることがはっきり分かる。これは解析期間によって季節内周期の振幅が大

きい領域が移動していることが考えられる。

そこで 14 年間のデータから 8 年間のデータセットに分割し、1 年ずつずらした 7 期間についてそれぞれについてスペクトル解析を行った。図 3.5, 3.6, 3.7 は比較的 3 ヶ月～1 ヶ月周期の振幅が強い領域が多い 10N と 10S の結果である。

スペクトルの全体的な形状は、図 3.1 と同様の周波数の $-5/3$ 乗と -1 乗の直線を参考に、どの解析期間でも同じような形状であることが分かる。ベンガル湾の 10N-100E, 赤道インド洋の 10S-100E, 北西太平洋の 10N-150E, 北オーストラリア沿岸の 10S-130E, SPCZ 領域の 10S-170W, 160W に注目すると、6 ヶ月～1 ヶ月の範囲で解析期間によって各周期の振幅が大きく変動している。最大で約 10 倍周期成分の値が変化し、ピークの周期成分も異なっていることが分かる。

3.4 東西波数スペクトルの全体的な形状

今回使用した雲頂温度データを用いて東西波数スペクトルを取ってみた。各年の 1 月・7 月の第 1 半旬について各緯度のスペクトルを重ねて比較している。どの緯度もスペクトルの形状は似ており、1 月と 7 月で夏半球側の緯度のスペクトルが全体的に強くなっている。また図に傾きが異なる 2 つの直線を置いているが、大体波長が 500km より大きい波長領域で -3 乗の傾き、500km より小さい波長領域で $-5/3$ 乗に近いスペクトルの傾きが見られる。傾きが切り替わる波数は 500km より小さい波長領域で時期によって異なっている。

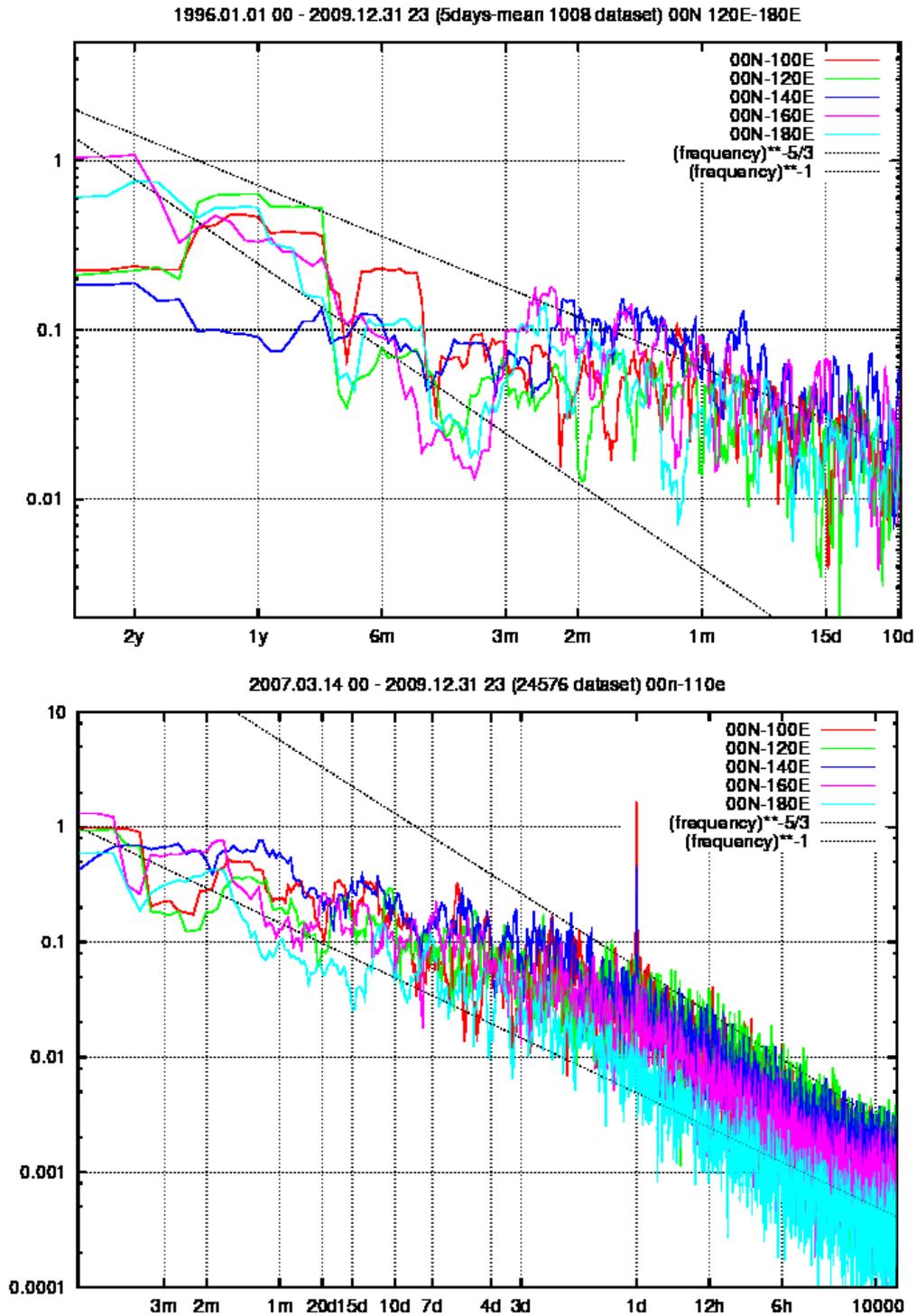


図 3.1: 各緯度経度におけるスペクトルの例. 上図が 14 年間の半旬平均データのスペクトル. 下図が約 3 年間の毎時データのスペクトル. グラフの縦軸はパワースペクトル, 横軸は周期 (y:year,m:month,d:day,h:hour). 赤, 緑, 青, 紫, 水色の実線はそれぞれ赤道上の 5 点 (100E, 120E, 140E, 160E, 180E) のスペクトルを示す. 図中の直線は対数表示のスペクトルの傾きを示す線で, それぞれ周波数の -3 乗, $-5/3$ 乗を示す.

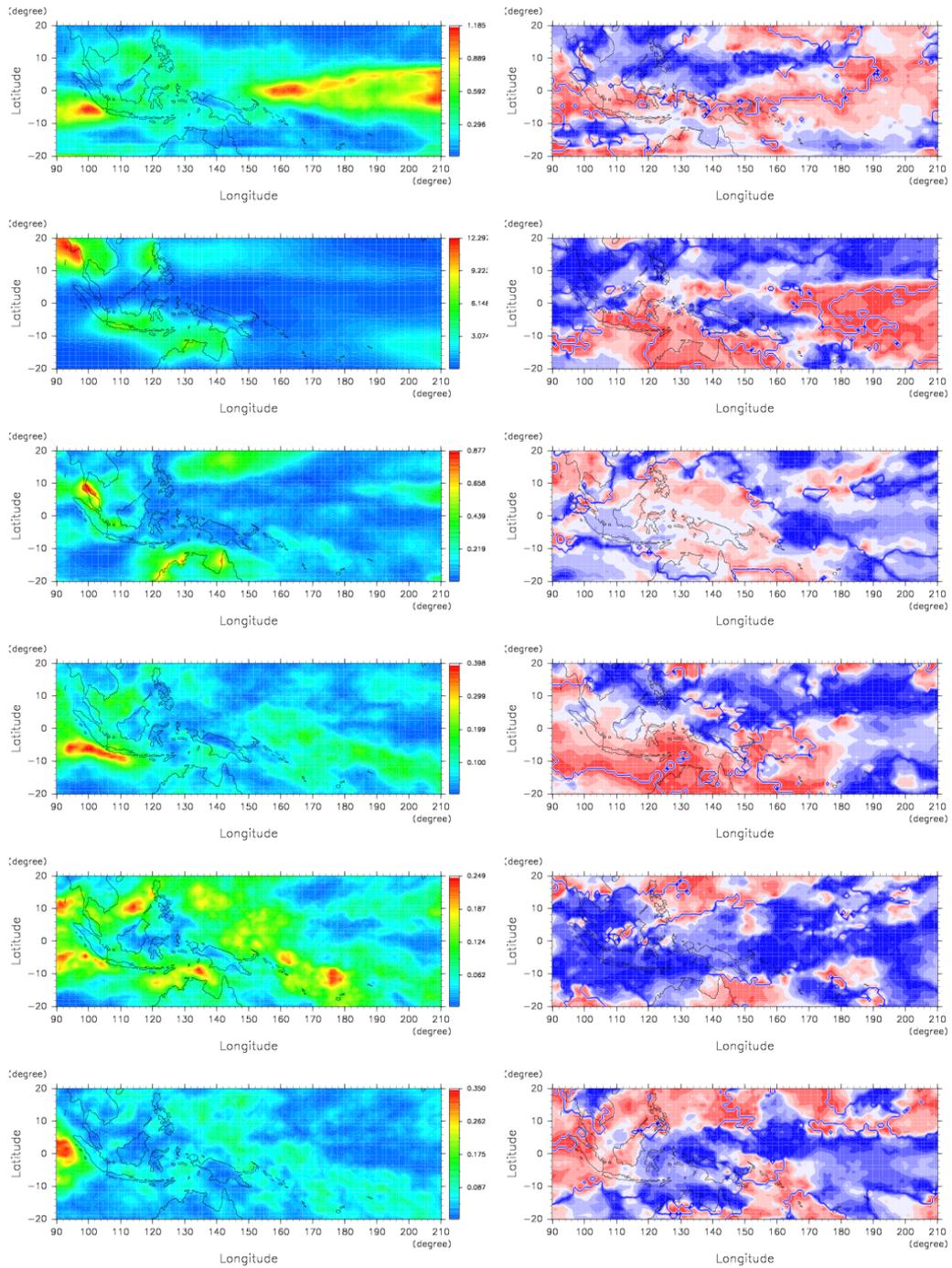


図 3.2: 14 年間の半旬データによるスペクトルの各周期成分毎の振幅・位相の分布図. 周期は上から 2 年, 1 年, 6 ヶ月, 3 ヶ月, 2 ヶ月, 1 ヶ月.

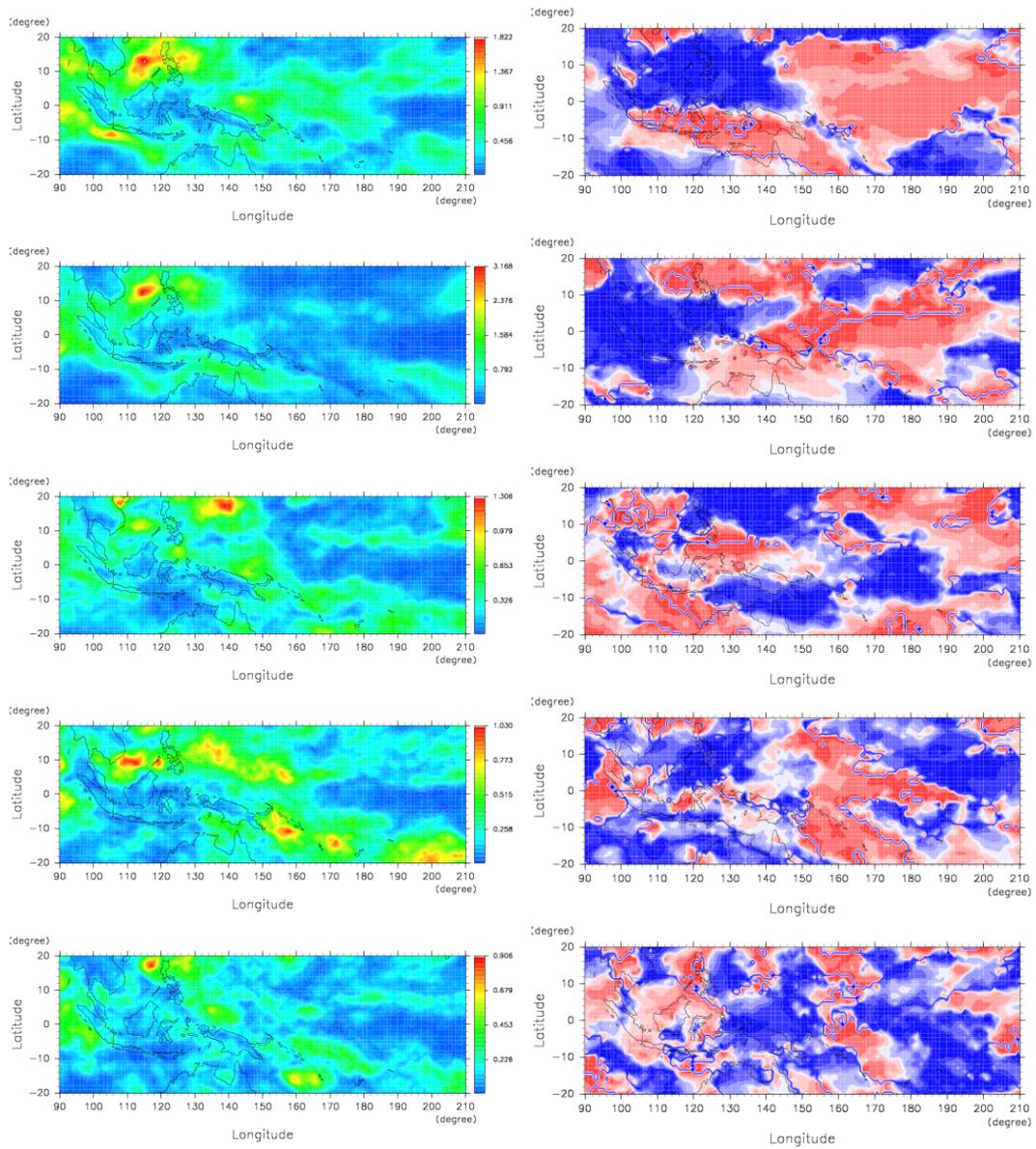


図 3.3: 毎時データによるスペクトルの各周期毎の振幅・位相の分布図. 周期は上から 2ヶ月, 1.5ヶ月, 1ヶ月, 20 日, 10 日,

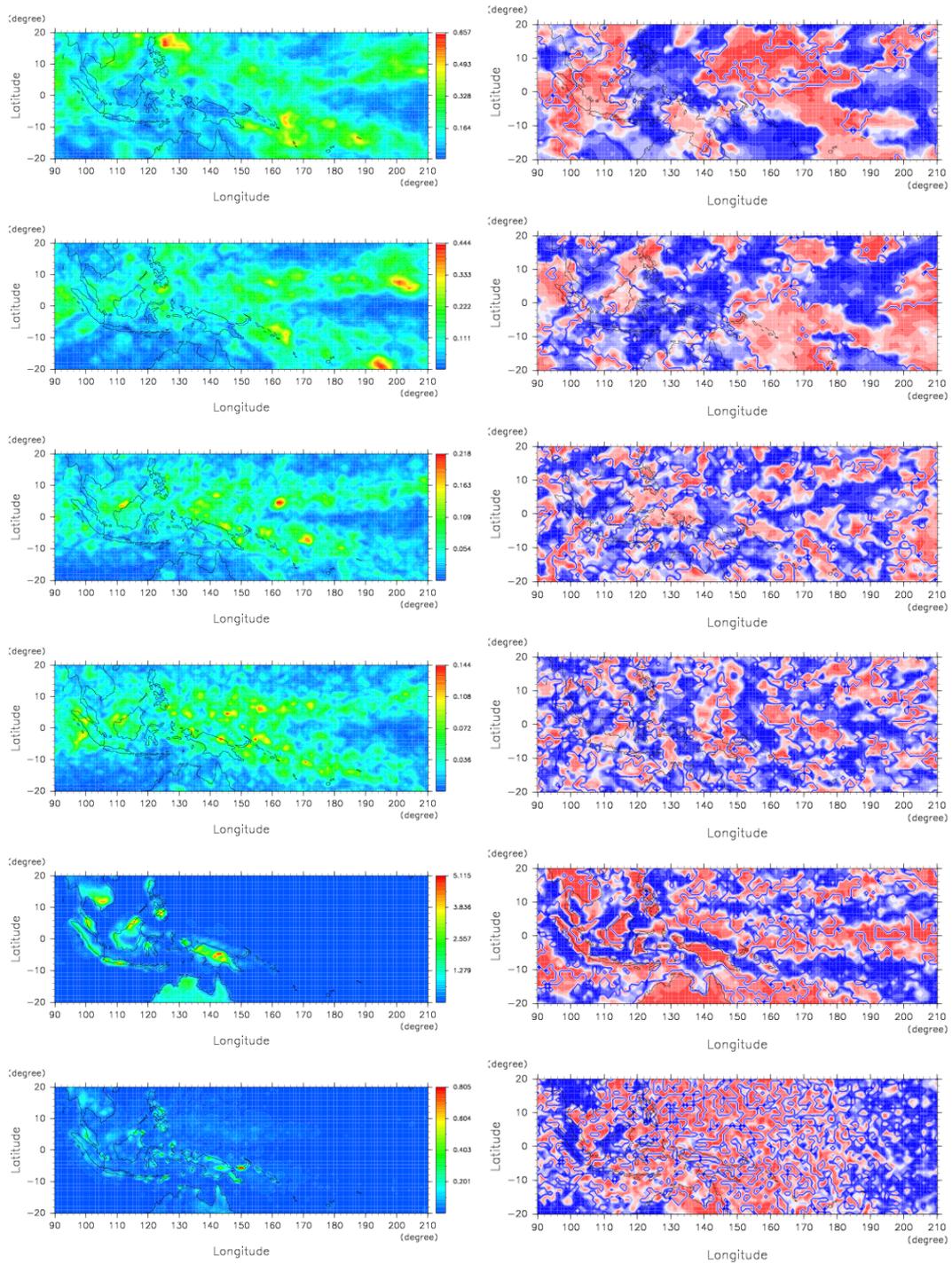


図 3.4: 毎時データによるスペクトルの各周期毎の振幅・位相の分布図. 周期は上から 7 日, 4 日, 2 日, 1.5 日, 1 日, 12 時間 (半日)

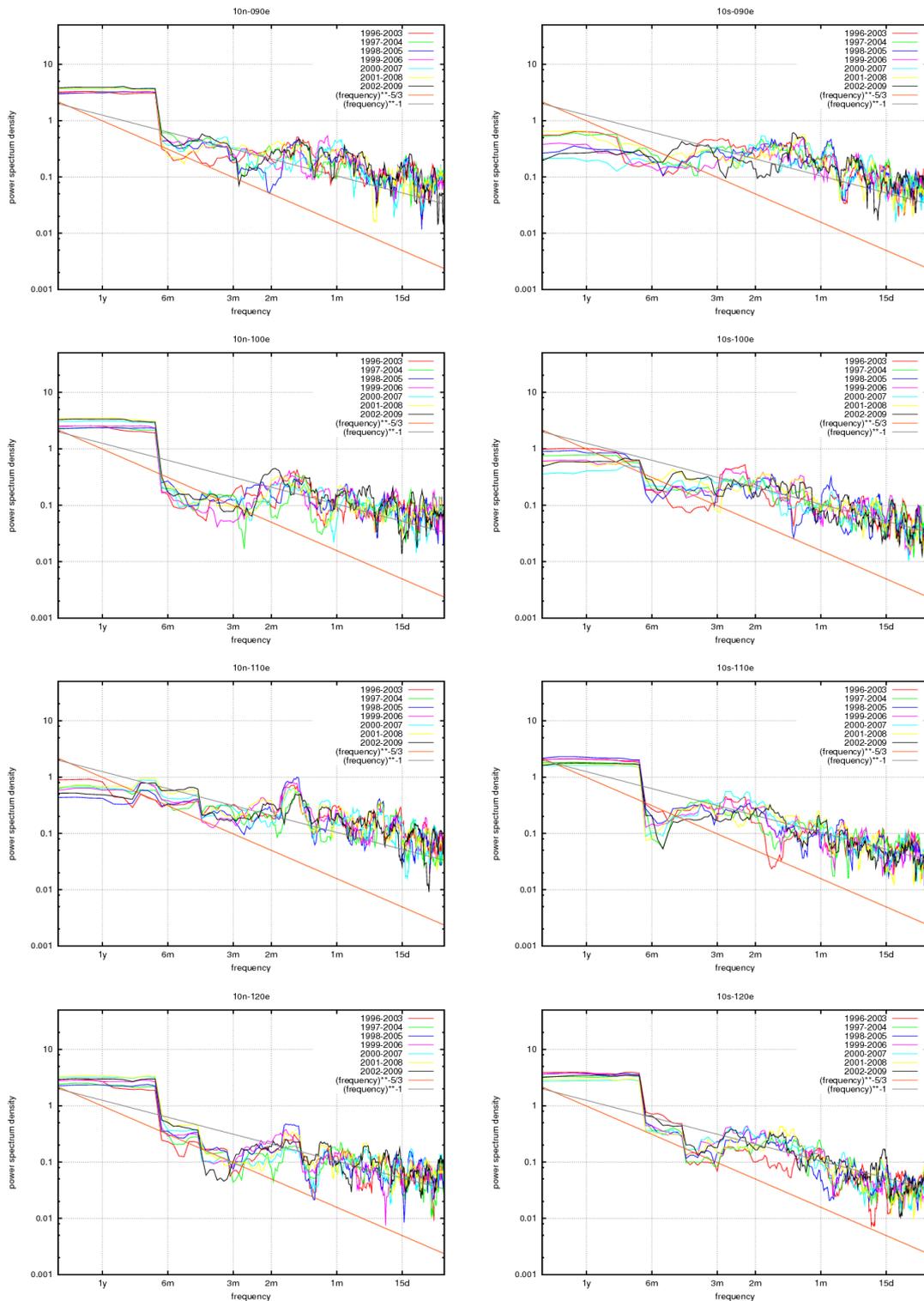


図 3.5: 14年のデータから1年ずつずらした7期間の8年分のデータをつくり、それぞれ周波数スペクトル解析を行い、各地点で結果を重ねたもの。左から10N, 10S, 上から90E, 100E, 110E, 120Eの地点の結果。図中の直線は対数表示のスペクトルの傾きを示す線で、それぞれ周波数の $-5/3$ 乗、 -1 乗を示す。

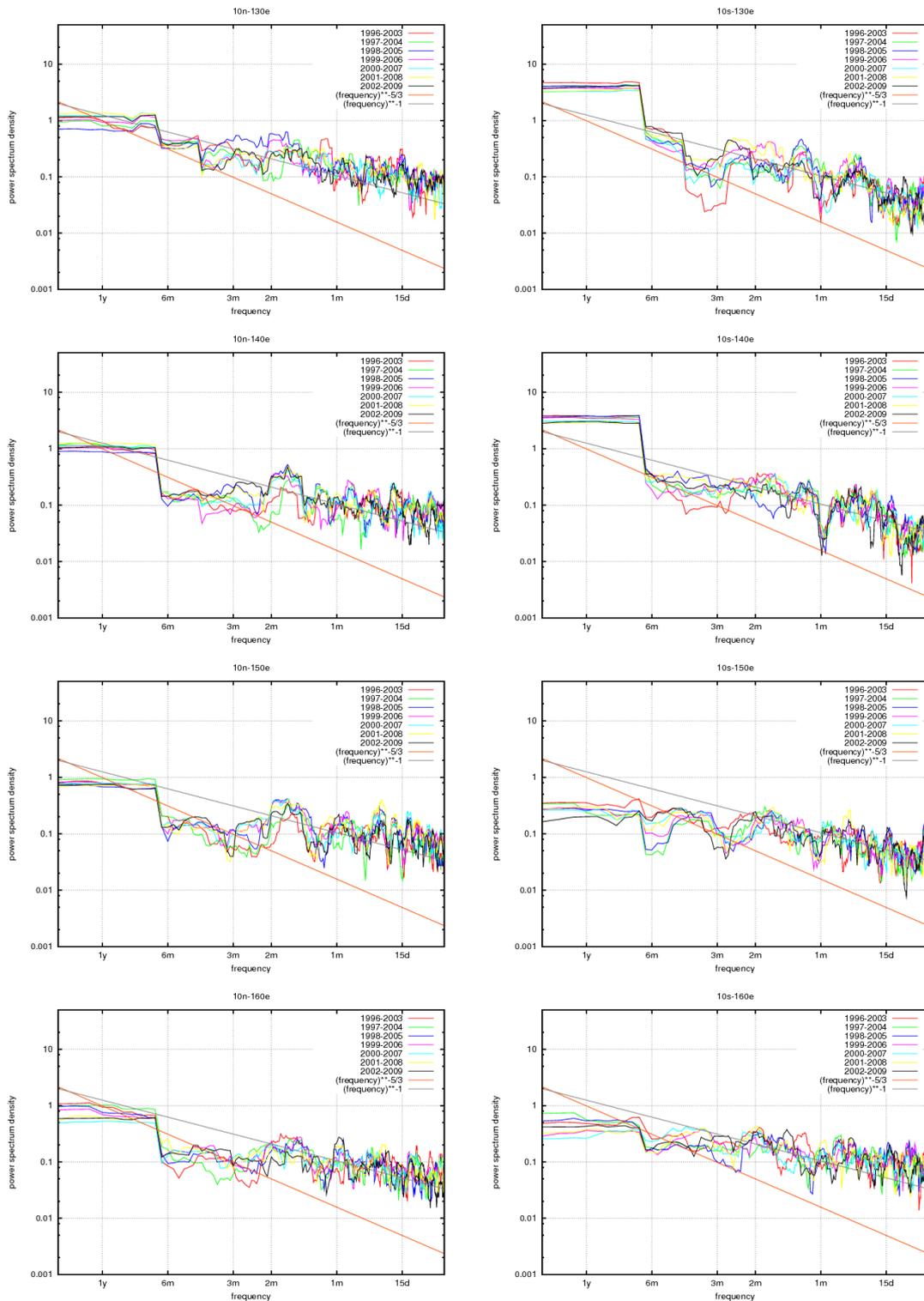


図 3.6: 図 3.5 と同様で、左から 10N, 10S, 上から 130E, 140E, 150E, 160E の地点の結果。

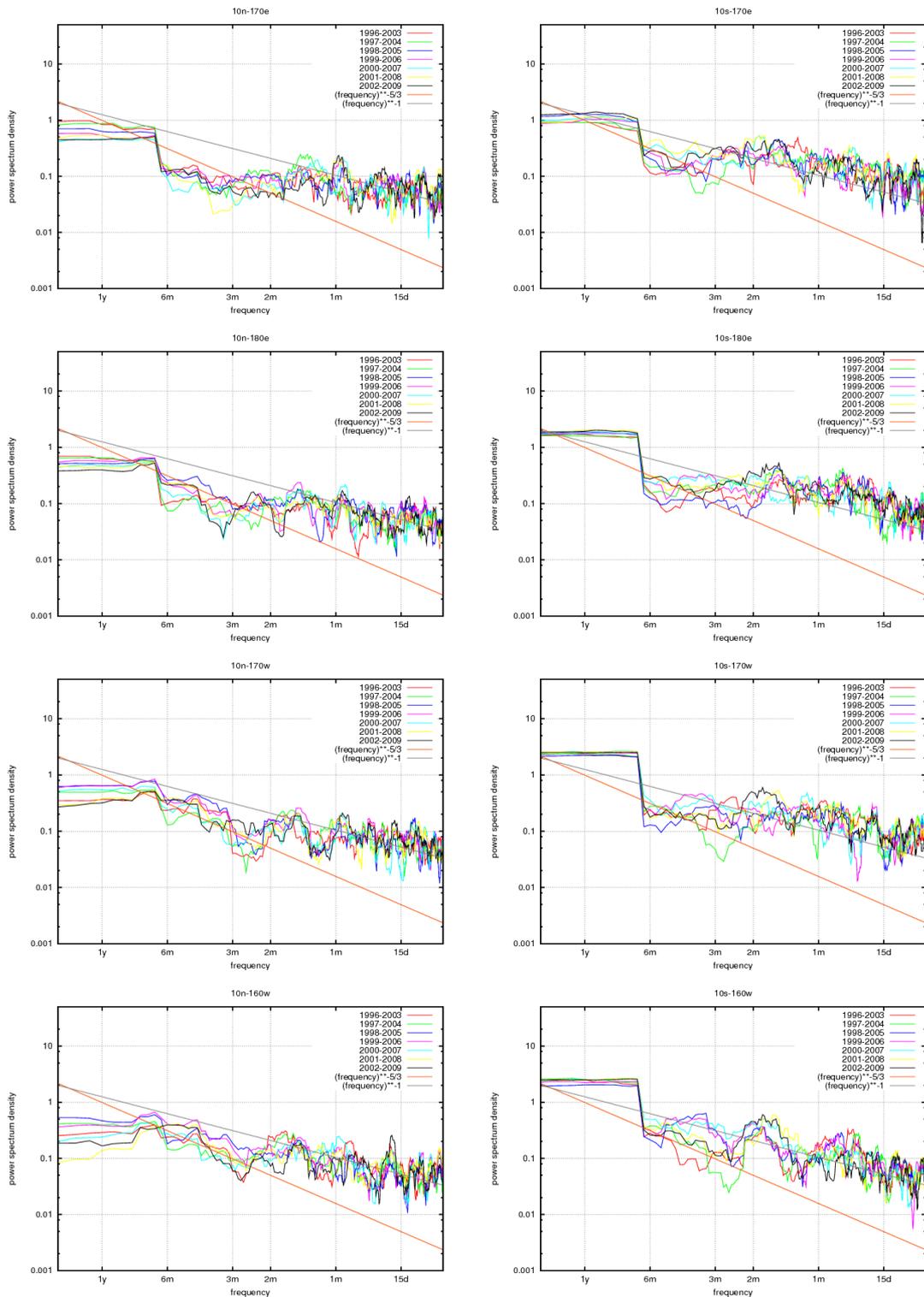


図 3.7: 図 3.5 と同様で、左から 10N, 10S, 上から 170E, 180E, 170W, 160W の地点の結果。

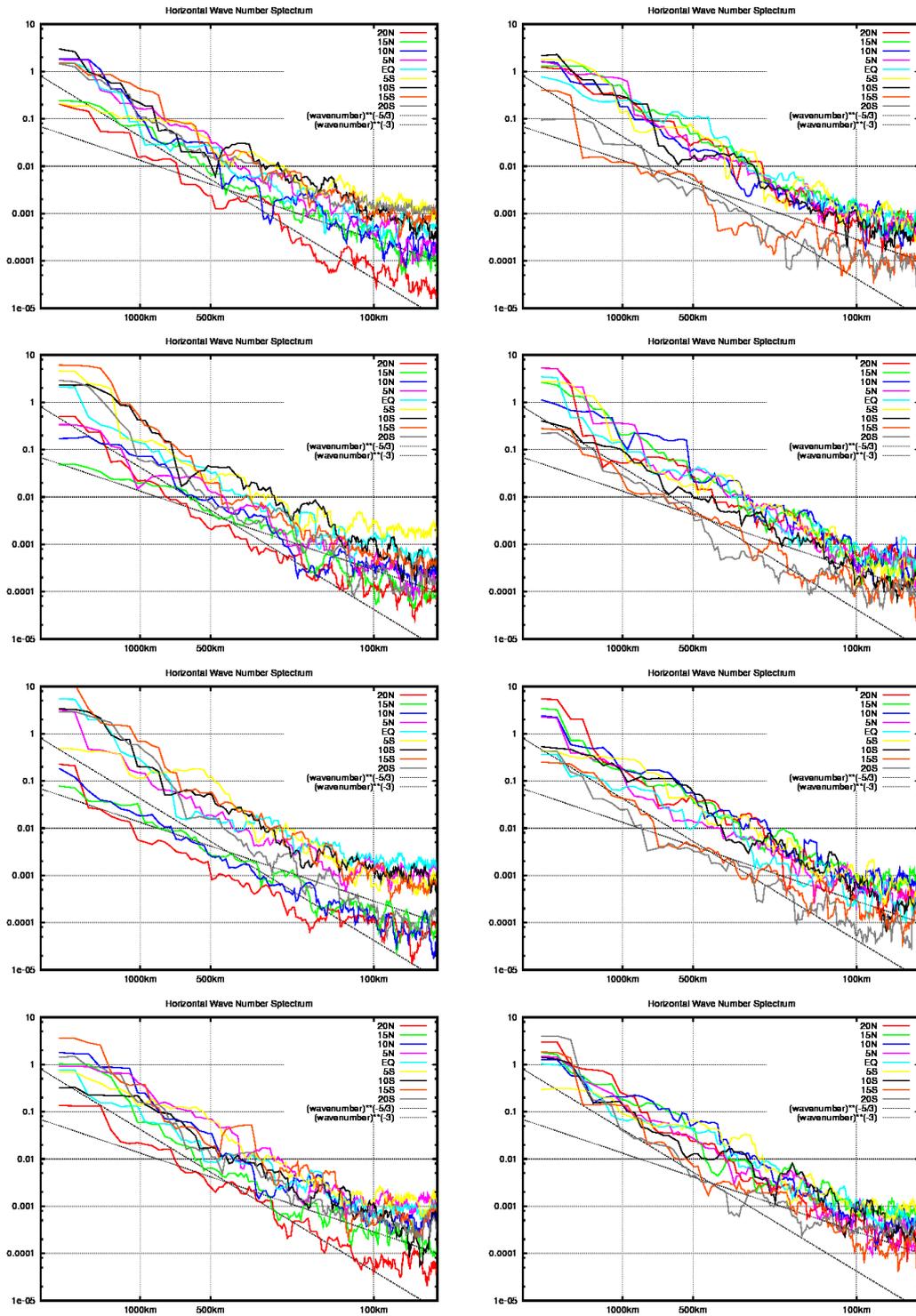


図 3.8: 半月平均データの各緯度ごとの東西波数スペクトル. グラフの縦軸はパワースペクトル, 横軸は波長 (km) を示す. 左側が 1 月第 1 半月, 右側が 7 月の第 1 半月, 上から 1996 - 1999 年の図. 図中の直線は対数表示のスペクトルの傾きを示す線で, それぞれ東西波数の -3 乗, $-5/3$ 乗である.

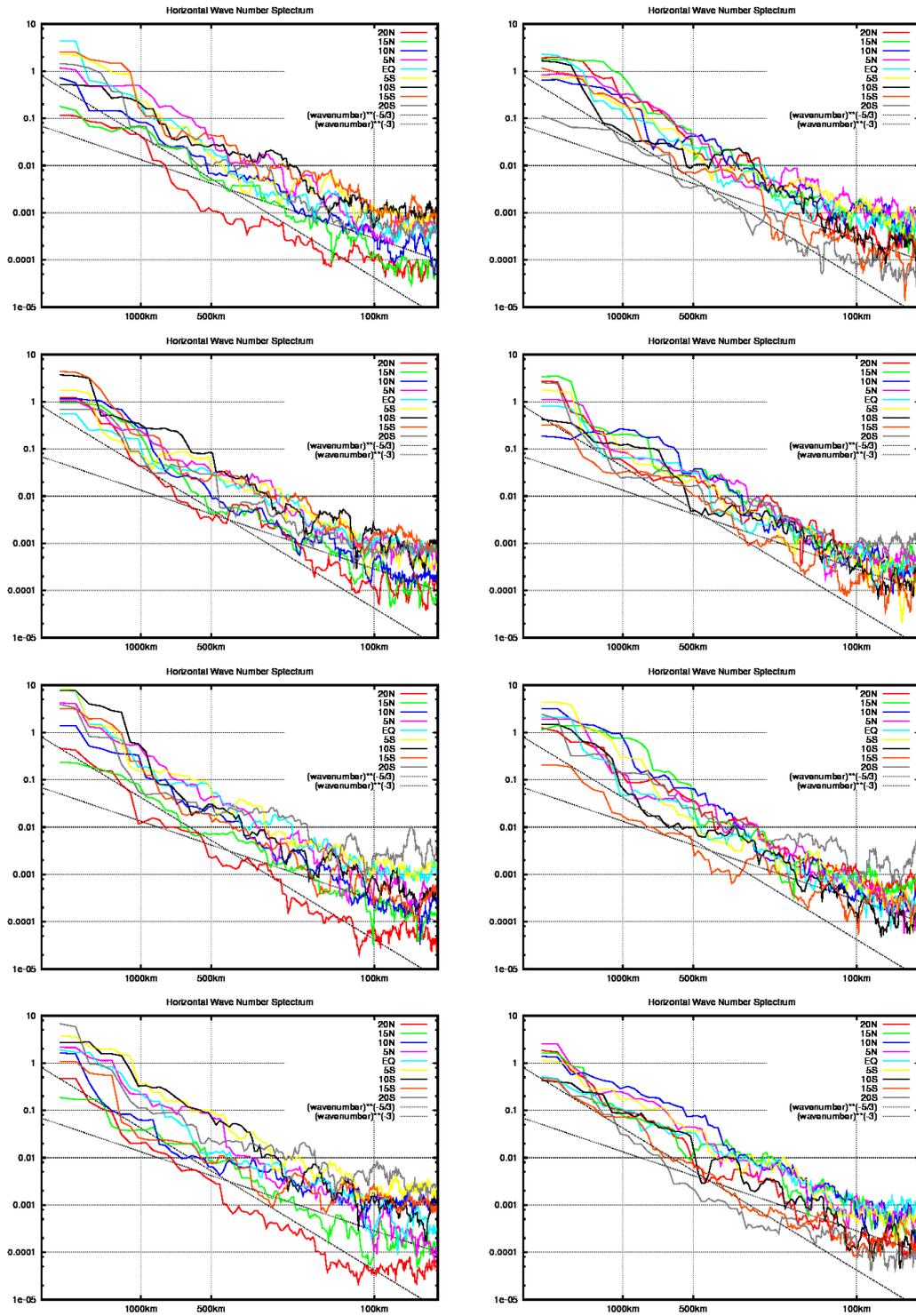


図 3.9: 図 3.8 と同様で、左側が 1 月第 1 半旬、右側が 7 月の第 1 半旬、上から 2000 - 2003 年の図。

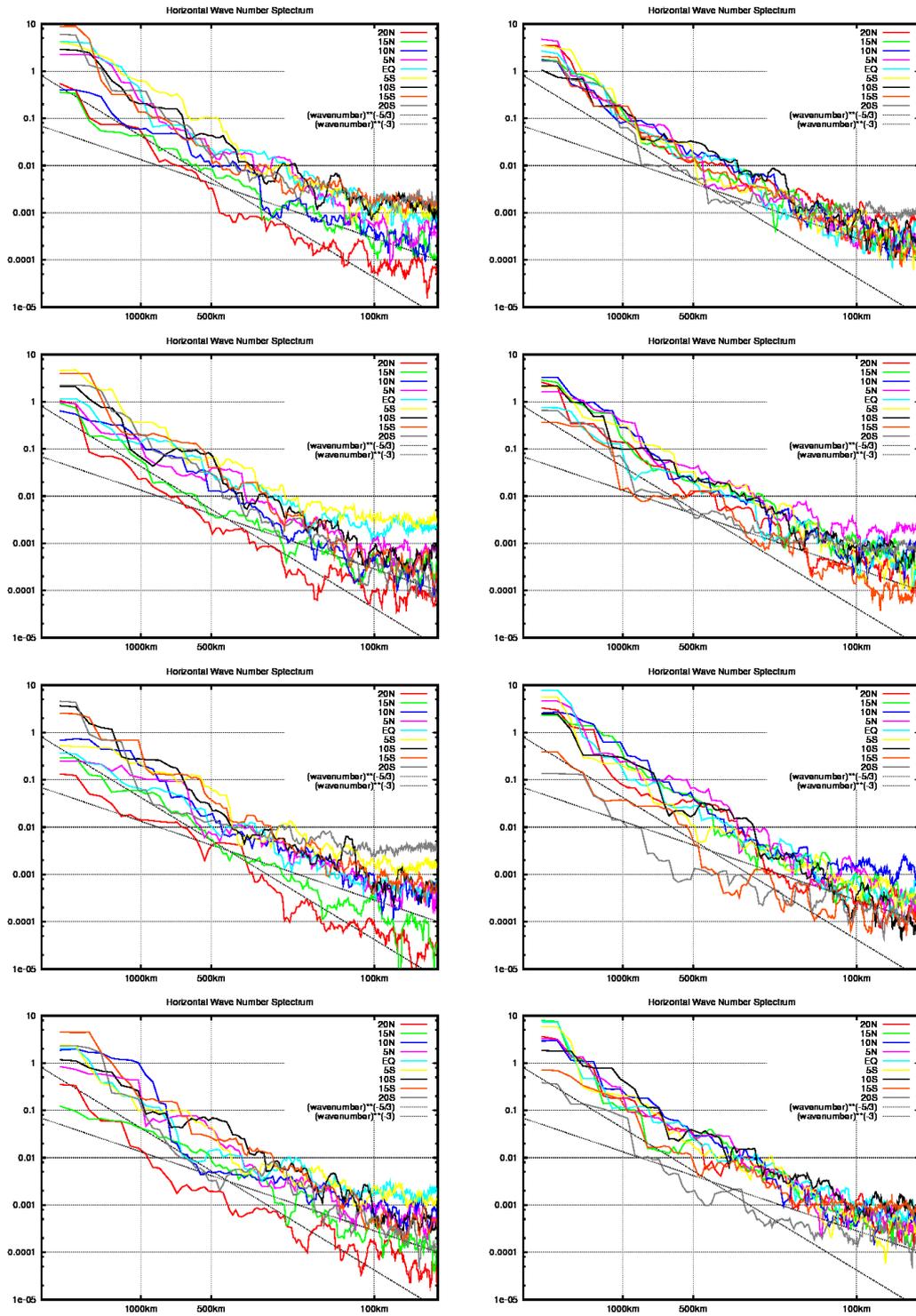


図 3.10: 図 3.8 と同様で、左側が 1 月第 1 半旬、右側が 7 月の第 1 半旬、上から 2004 - 2007 年の図。

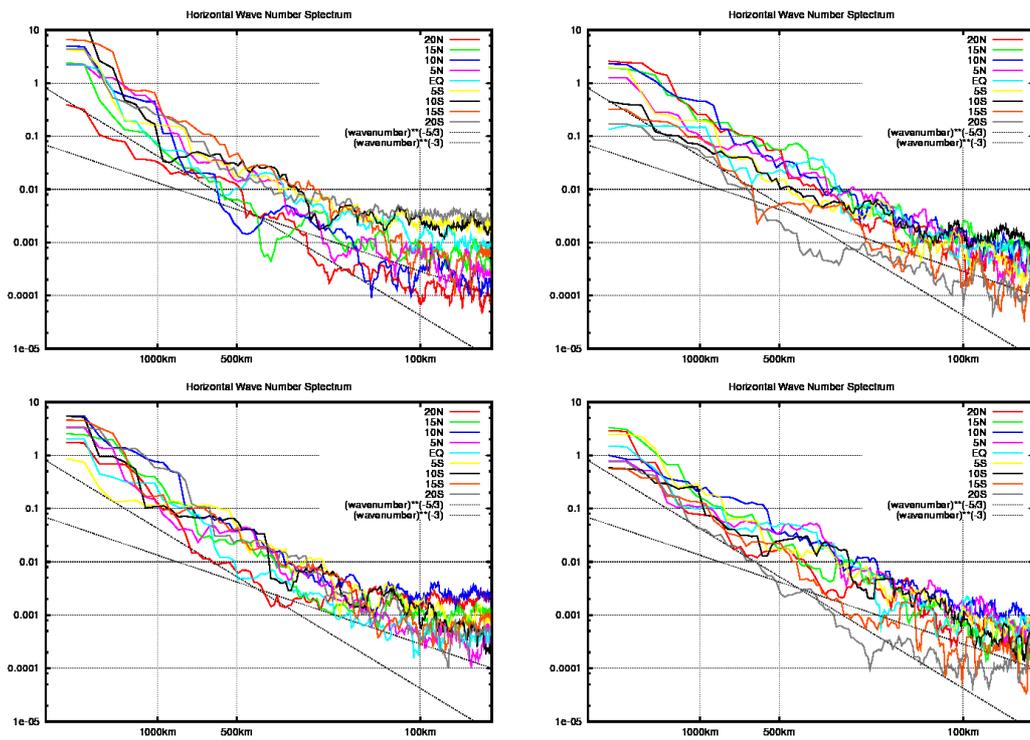


図 3.11: 図 3.8 と同様で、左側が 1 月第 1 半旬、右側が 7 月の第 1 半旬、上から 2008 - 2009 年の図。

第 4 章 考察

ここでは 3 章で得られた結果についての考察と、研究の今後の課題について述べる。

4.1 雲頂温度のデータの扱い方

この研究では基本的な補正以外何も手を加えずに雲頂温度のデータを扱っている。この場合、降水を伴う活発な積雲だけでなく、降水を伴わない背の高い雲、薄い高層雲、発達中の雲、そして雲が全くない時間、すなわち地表面・海面のデータも含んだものとなっている。単純に考えると、このデータのスペクトルが意味することは、対流の周期的な活動度だろうと考える。(振幅：ある周期における不活発な期間の対流の強さと活発な期間の対流の強さの差、位相：いつ不活発な期間、活発な期間になるか)

ただ本研究の研究の目的は、地球のエネルギー・水循環に影響を与えるような活発な対流活動の周期変動について調べることである。同じような赤道付近の雲頂温度データを用いた研究で活発な対流活動についてのみの変動を調べる場合、よく取られる方法としては雲頂温度データにしきい値を設け、温度データとの差を取り、閾値以上の値については全て 0 として扱うという方法である。閾値とする値は様々だが大体 255 ~ 230 K の範囲で取られ、それによって地表面・海面のデータや弱い対流による雲などのデータによる影響を取り除いている。しかし閾値を設けた場合、0 以外の値を持つデータが不連続となり、通常のスเปクトル解析には適当ではないと考えられる。川村・竹田 (1992) でも同様に GMS の観測データに閾値を設けた周波数スペクトル解析を行っているが、その際に地表面・海面による影響について考慮し、しきい値を設けた場合と設けない場合でのスペクトルの比較を行っている。そこで対流活動のある程度活発な地域ではスペクトルの分布や大きさにさほど差がないことを確認している。対流が活発、すなわち全体的にスペクトルが大きい地点であれば、しきい値を設けた場合と同様にスペクトルの分布やピークについて述べるができると思う。

また今回は二つのデータセットに分けて解析を行ったが、本来であれば二つの結果の同じ周期の部分が同じようなオーダーの値になり、連続したスペクトルとして特徴を見る事ができることが期待された。しかし図 3.1 に単位の違いを考慮すると 14 年半旬平均データのほうが 1 オーダー程度大きくなってしまった。これは図

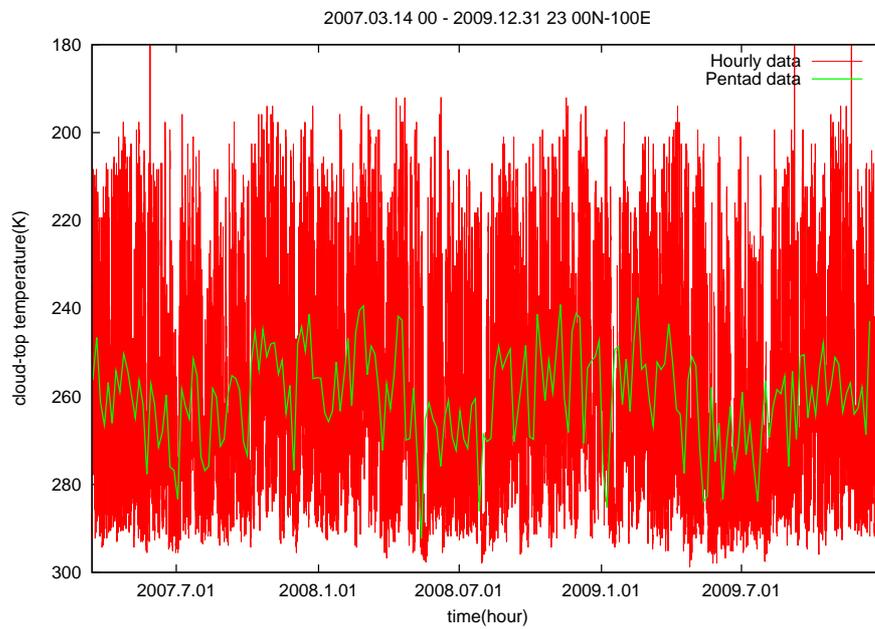


図 4.1: 毎時データセットと同期間の半旬平均データセットの温度データの比較. 赤が毎時データ, 緑が半旬平均データを示す. 半旬平均データは振幅が小さくなり振動もなだらかになっている.

4.1 のようにデータを平均することで時間による振動がなだらかになっている(すなわち 5 日未満の周期成分の影響が取り除かれている)。その結果 5 日以上周期成分が強く出るようになったことが要因ではないかと考えられる。今回のような複数のデータセットを作成してそれぞれの解析結果を比べる場合は平均による影響も考慮する必要がある。

4.2 振幅の地理的分布と陸の影響

前章で得られた地理的分布から、大洋上では Nakazawa (1988) が同じ静止気象衛星雲頂温度(高度)解析で示し、Hayashi & Sumi (1986) が水惑星数値実験で再現したように、様々な季節内変動が見られる。これに対し陸上やその付近では、年周期・日(半日)周期が卓越している。また年周期の卓越域や位相の地理的变化については Murakami & Matsumoto (1994) や 中本の先行研究とも一致している。

上記の地理的分布をさらに詳しく見て陸の影響について考える。1 年周期はインドシナ半島西沿岸、ジャワ島、オーストラリア北沿岸を中心に付近の陸域・沿岸海上に集中しており、1 日、半日周期についてはほとんど陸上(とその沿岸海上)に振幅が大きい領域が分布している。1 日周期は Nitta & Sekine (1994) でも述べているように地表面からの加熱による海陸風の影響だろう。2 日、1.5 日周期のような近い周期の振幅の地理的分布と比べると、1 日周期の振幅が大きい領域は一転して全く異なる分布を示している。1 日、半日周期成分については、Nitta & Sekine (1994) が太平洋の ITCZ, SPCZ 領域にも存在することを示しているが、陸上が非常に大きいため判断しにくい。このような分布は、1 日、半日、1 年周期が他の周期に比べ陸域に強く依存することを示唆している。

3ヶ月、2ヶ月、1.5ヶ月、1ヶ月、20 日、10 日、7 日周期は、海洋大陸上の振幅の弱さは日周期が卓越していることが季節内変動に影響を与えていることが挙げられる。また振幅が大きい領域は海洋大陸周辺海洋上に集中している。海洋大陸は領域中の対流活動の周期変動について幅広い周期にわたり影響を及ぼしているということが確認できる。

4.3 異なる解析期間による周期成分の変動

海洋大陸周辺領域の日周期については、Nitta & Sekine (1994) では 1980~1989 年の 3 時間毎の GMS データを使用して季節ごとに日周期成分と位相について解析し、北半球の季節が夏である 7 月と南半球の季節が夏の 1 月の振幅と位相の分布を示しているが(図 4.2 右上・右中)、振幅について、二つ分布の強い領域を合わせた結果と一致する。また位相についても、振幅が強い陸上と沿岸海洋上の位相は 18 時~3 時の範囲で現れているが、日周期の位相の地理的分布における夜間を示す赤色の領域と一致する。異なる解析期間による解析結果がある程度一致している

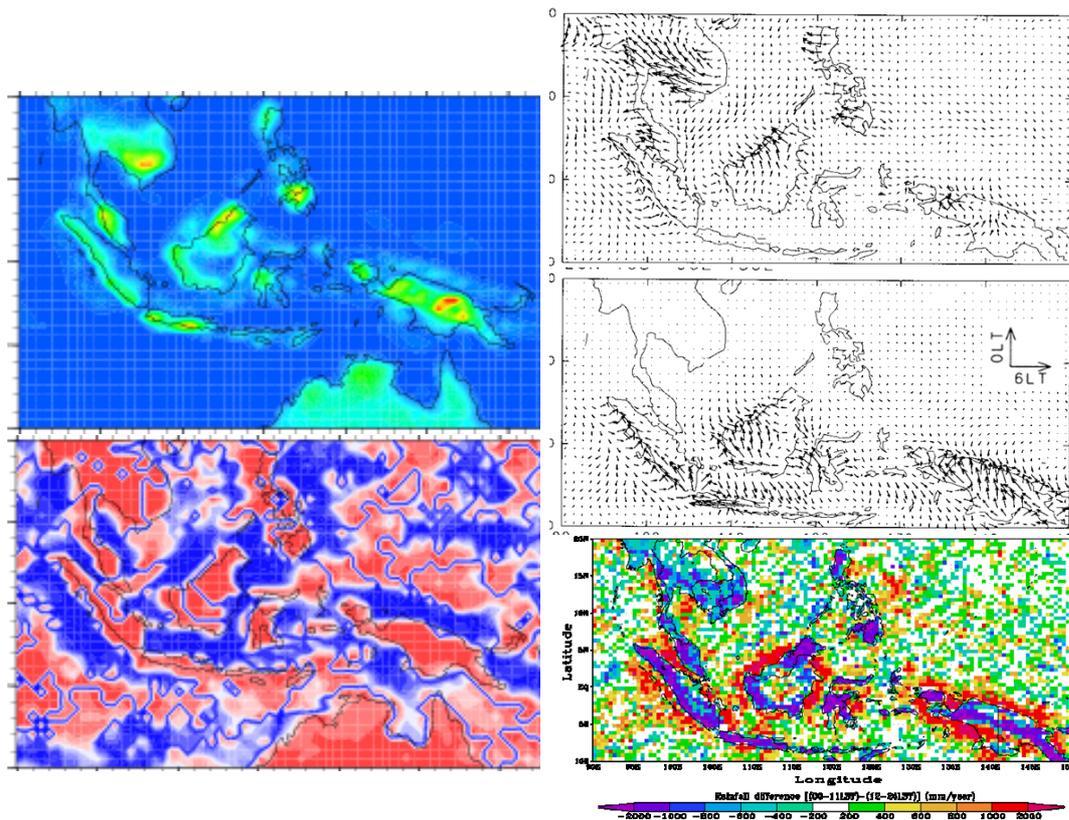


図 4.2: 1 日周期成分の振幅・位相の結果と Nitta & Sekine (1994), Mori et al. (2004) の海洋大陸周辺領域の日周期変動についての結果との比較. 左側は解析から得られた 1 日周期の振幅・位相. 右上・右中は Nitta & Sekine (1994) の 1980~1989 年の GMS の 3 時間毎雲頂温度データによる 1 月と 7 月の日周期変動の振幅・位相の分布図. 右下は Mori et al. (2004) から TRMM の 1998~2000 年の降水データによる午後の降水量と午前降水量の差の分布図.

ことから、日周期成分の振幅が強い領域の解析期間による変動は小さいと言える。同様に、中本 (2009) では Murakami & Matsumoto (1994) の 1970~80 年代のデータ解析と比較して、結果があまり変わらないことを指摘している。

しかし図 3.5, 3.6, 3.7 の結果から、解析期間によって季節内周期の振幅が 6 ヶ月 ~ 1 ヶ月周期の範囲で変動しており、ピークの周期成分も異なっていることが分かった。3.2 節のように各解析期間のスペクトルについて地理的分布を見れば、季節内周期の振幅の振幅が大きい領域が移動していることも見えるかもしれない。このことから季節内周期の周期成分については解析期間により各地点の振幅の大きさが変動する可能性がある。この要因のひとつとしては、異なる解析期間それぞれに含まれるエルニーニョ・ラニーニャなどの経年変動のイベントが異なることが影響しているのではないかと考える。よって季節内変動の周期成分・地理的分布に着目する場合には解析期間に留意して解析する、もしくは今回行わなかったが分割平均を用いてアンサンブル的に解析を行う必要があると思われる。

4.4 降水量との関係について

活発な対流活動と降水量とは相関があり、雲頂温度のデータにしきい値を設けることで降水のない雲を切り捨てることで考えることができる。Arkin & Xie (1994), Teguh (2007) では二つの量の相関についてさらに相関を良くするために閾値やデータの分解能など様々な条件を調べて示している。この研究のように閾値を設けないデータについては地表面・海面からの温度データの影響から降水量との相関が悪くなり、降水量との関係を考えるのは難しいかもしれない。

しかし、Mori et al. (2004) の 1998 ~ 2000 年の TRMM 降水データによる降水量の分布 (図 4.2 右下) に対しては、年平均しての陸上と沿岸海洋上の降水量が多い地域と分布が似ており、年平均した午後 (12~23LT) の降水と午前 (00~11LT) の降水量の差の分布のうち、陸上の午後の降水が多い領域と沿岸海洋上の午前の降水が多い領域を合わせた領域が 1 日周期成分の振幅が大きい領域と類似する。また位相についても、陸沿岸を境に逆位相となっている分布と降水の午後に多い領域と午前に多い領域が陸沿岸を境に分布する点も類似している。

このように、前述したように降水を伴わない雲も含まれている気象衛星の雲頂温度データと降水だけを観測している TRMM のデータの解析結果の類似点がはっきりと見られる。なので Mori et al. (2004) で示唆されるように、ここでは日周期に限って言えば静止気象衛星による雲活動の変動は地表面の降水の日周期変動の指標として扱うことが可能と言えるだろう。

対流が活発な領域かつ振幅が大きい周期については閾値を設けた場合と近い結果が得られることを考えると、各周期の振幅が大きい領域では降水量と相関があると言えそうだ。領域全体で降水量の変動との関係を考える場合、閾値を設けて改めて解析するほうが先行研究の結果と比較しやすいかもしれないが、不連続なデータのスペクトル解析の問題があるのでこれについても詳細に検討する必要がある。その上で、今後雲頂温度データの経年変動 ~ 日周期までの変動を降水量の周期変動と関連付けて考えることができるだろう。また極軌道衛星である TRMM の観測データでは、少なくとも日周期のような短い周期の位相解析はできない。この点に対して雲頂温度の解析による位相が代用の情報として用いることができるかもしれない。

4.5 他の物理量との関係について

筆者は学部卒業研究において、Matsuno (1986) の赤道波に関する研究をレビューし、様々な成分に伴う物理量の時間・空間変化がどのようになるかを再確認した。赤道域の準地衡流波動について、赤道付近に限定された波に対しロスビー波と慣性重力波の 2 つの波の特徴が混合し、赤道ケルビン波と呼ばれる赤道域のみに出現する波動が存在すること、また赤道上に点状の熱源が存在する場合に松野・Gill パターンと呼ばれる風速場・気圧場が出現することを確認した。本研究では果たせな

かったが、このような理論的な構造と本研究の観測結果とを比較すれば、雲頂温度(高度)変動に見られる各周期成分が、気圧や風速など他の物理量の変動とどのような関係になるかが分かるはずである。

現在、並行して京大の田畑ら(私信)により、ウインドプロファイラデータの数年程度の長期解析が開始されつつあり、それと本研究を比較することにより、雲頂高度と風速との両スペクトルの関係に決着がつけられることが期待される。図 4.3 ~ 4.6 は田畑らによるウインドプロファイラデータの解析例である。この図では約 1 年半 ~ 数時間周期まで見ることができる。全体的に、周波数 0.1 ~ 10.0 (周期: 数時間 ~ 10 日) の範囲で雲頂温度の周波数スペクトルと同様にある程度一定のスペクトルの傾きが見られ、ここでは周波数の -1 乗 ~ $-3/5$ 乗の範囲である。風速も 1 日、半日に大きなピークがあり、全体的に東西風は半日、南北風は 1 日周期がより卓越している。Pontianak の 925 hPa 東西風, Manado の 925 hPa, 850 hPa 東西風・南北風は、1 日周期と半日周期どちらも卓越しており、700 hPa では、東西風の半日周期と南北風の 1 日周期のどちらかが卓越しているか、振幅が周囲の周期の周波数と同じくらいに小さくなっている。さらにこの二つの周期に注目すると、田畑らの資料から、Pontianak, Biak, Manado では図 4.7 のように高度 1~3 km では東西風は半日周期、南北風は 1 日周期の変動がはっきり見られる。Manado は東風・西風の二つのピークの風速の大きさがそれぞれ異なっており、これが 850 hPa 東西風スペクトルでの 1 日、半日両方にピークとして現れているのではないかと考えられる。このような東西風・南北風の周期成分と雲頂温度の周期成分の関係は今後より詳細に考察を行う必要があるだろう。

また雲頂は気温・湿度の鉛直分布で決まり、温度(温位)と凝結を始める点が雲底、凝結が出来なくなる点が雲頂となる。非常に活発な対流活動により発達する積雲の雲頂は対流圏界面まで到達する。そのような積雲の雲頂温度は対流圏界面の温度と相関があると考えられる。Nastrom & Gage (1985) では飛行機観測による中緯度対流圏界面の東西風・南北風・温位の水平波数スペクトルを調べ、三つの物理量が同様のスペクトル分布をとることが分かっている。赤道域、かつ雲頂温度のスペクトルに同じように適用できるかは不明だが、3 章で示している水平波数スペクトルも -3 乗と $-5/3$ 乗の傾きを持ち、500km 未満の波長で傾きが変化しており、スペクトルの形状は共通の特徴を示している。このような特徴の類似から、雲頂温度の変動は温位、水平風の収束、鉛直流の変動に対して関係付けることができるのではないかと考えられる。

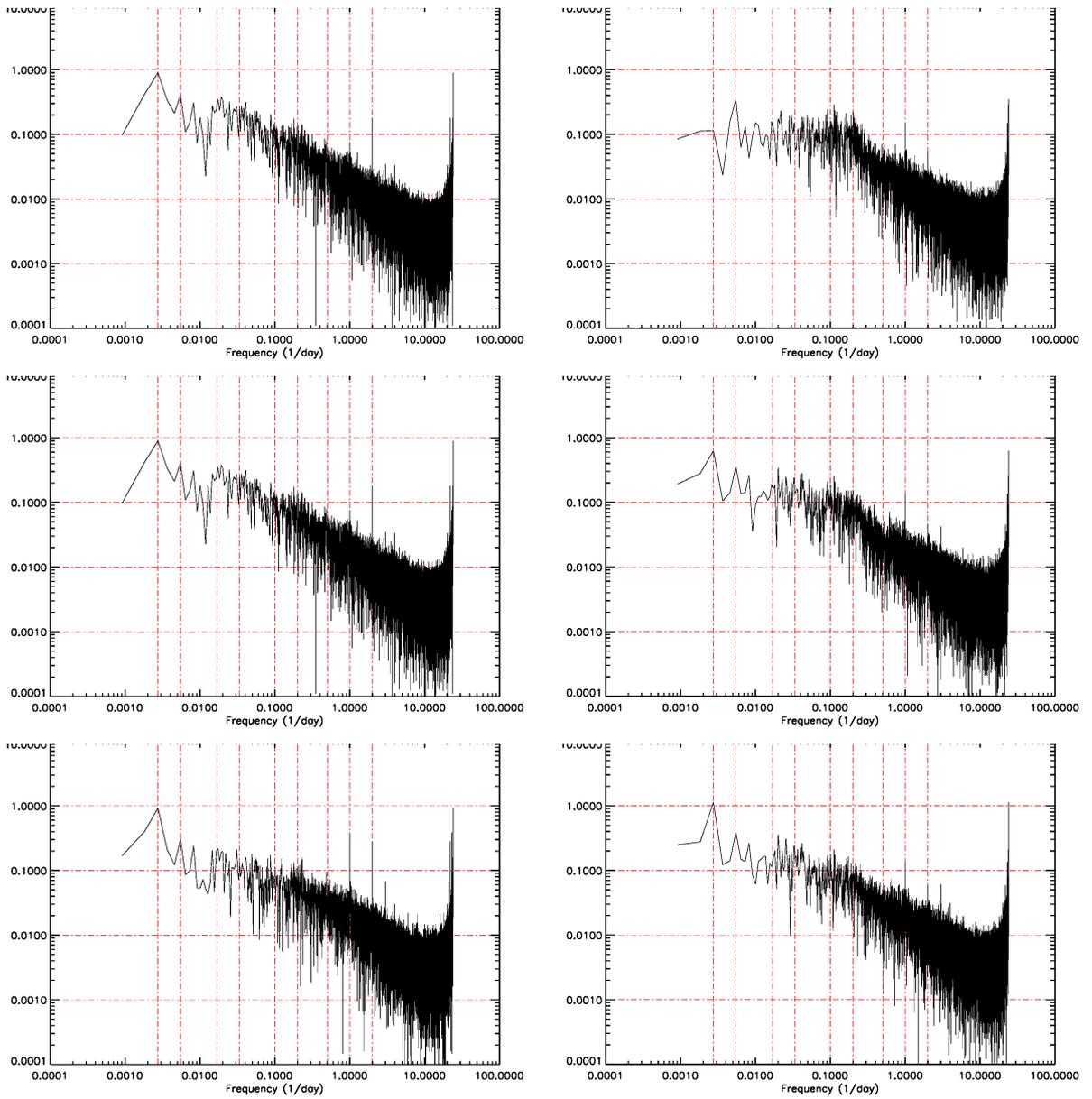


図 4.3: 田畑 (私信) による Pontianak での風速データのスペクトル. 左側が 東西風, 右側が 南北風, 上から 700hPa, 850hPa, 925hPa の高度の図.

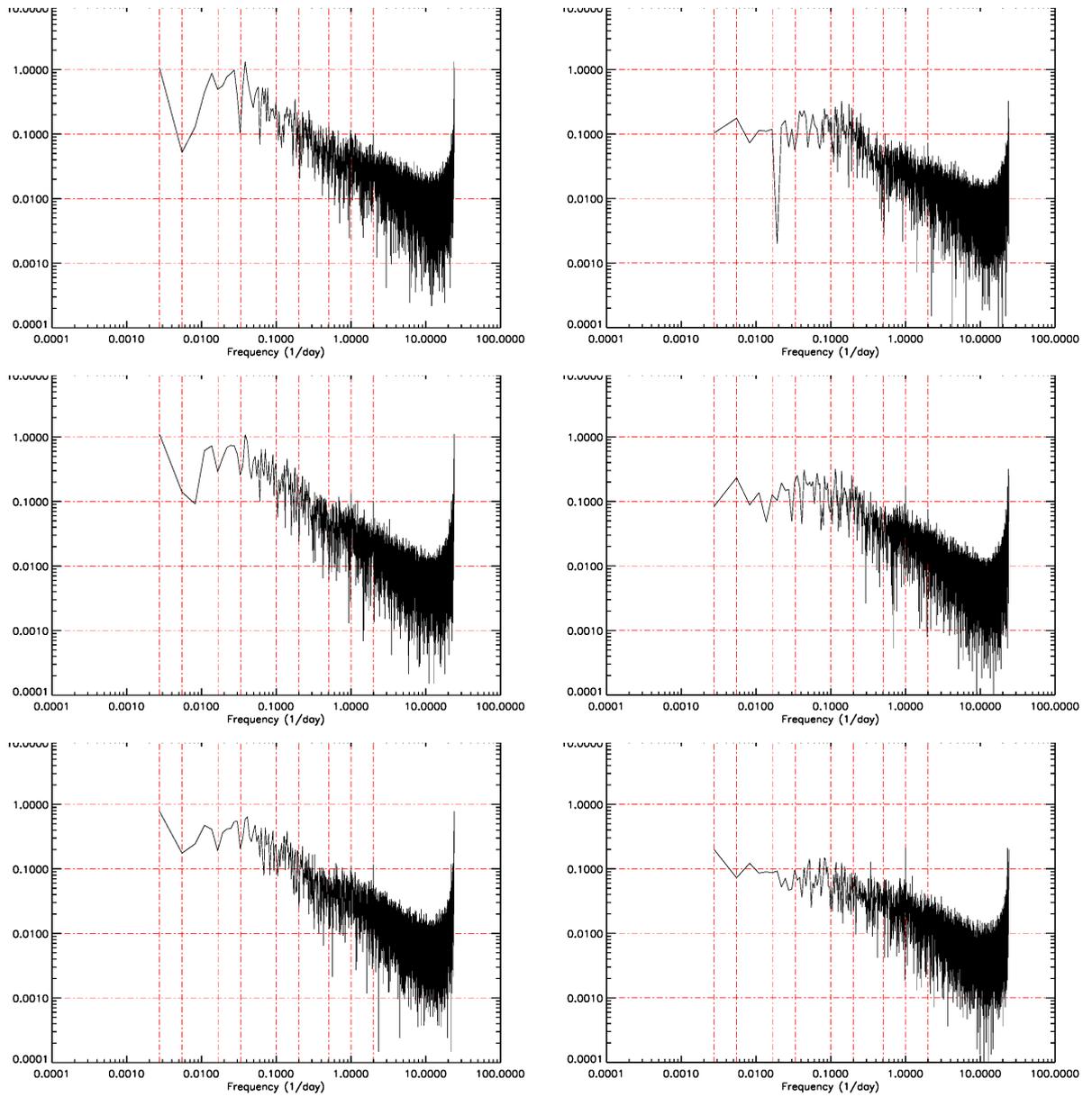


図 4.4: 田畑 (私信) による Biak での風速データのスペクトル. 左側が 東西風, 右側が 南北風, 上から 700hPa, 850hPa, 925hPa の高度の図.

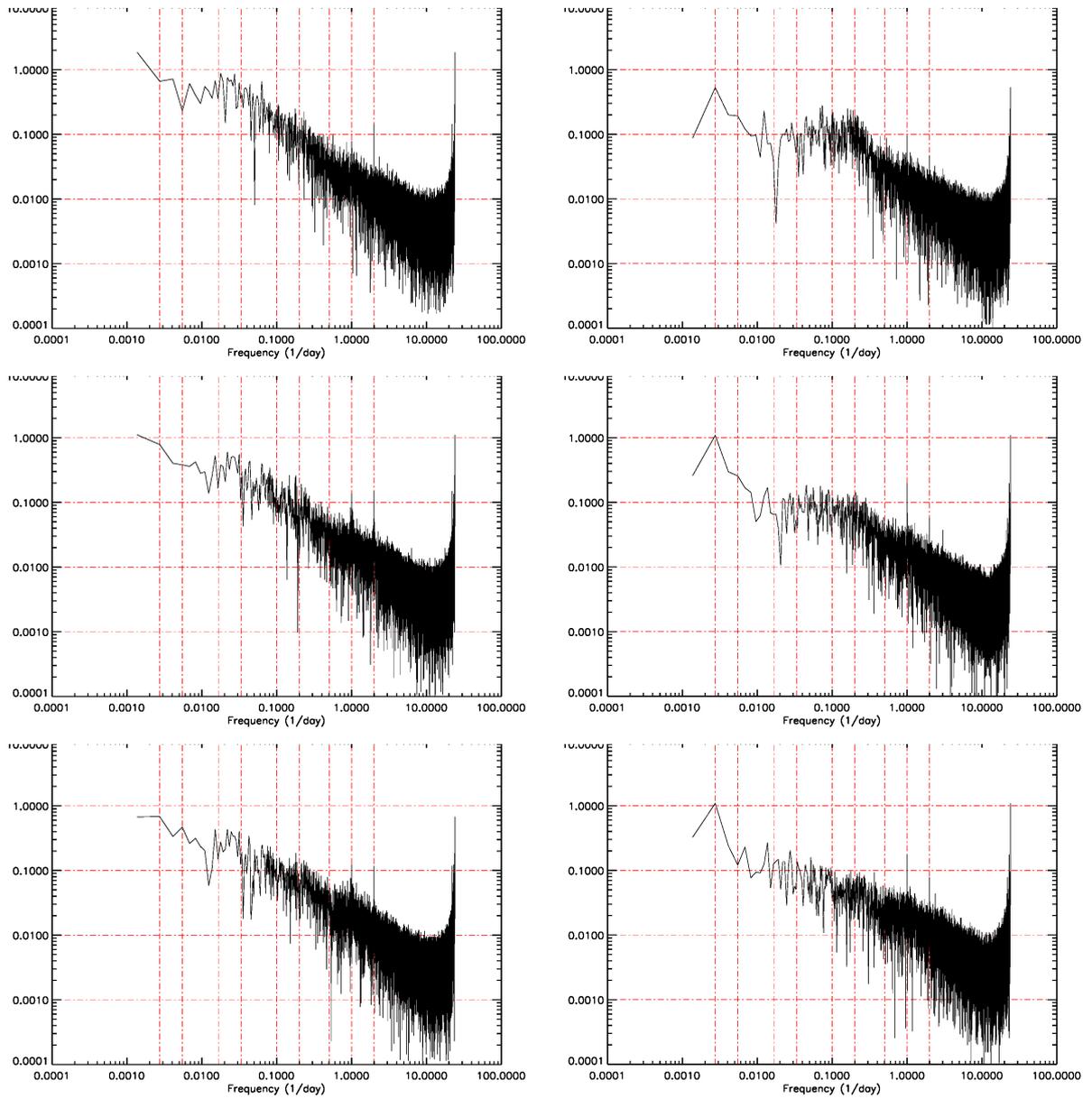


図 4.5: 田畑 (私信) による Manado での風速データのスペクトル. 左側が 東西風, 右側が 南北風, 上から 700hPa, 850hPa, 925hPa の高度の図.

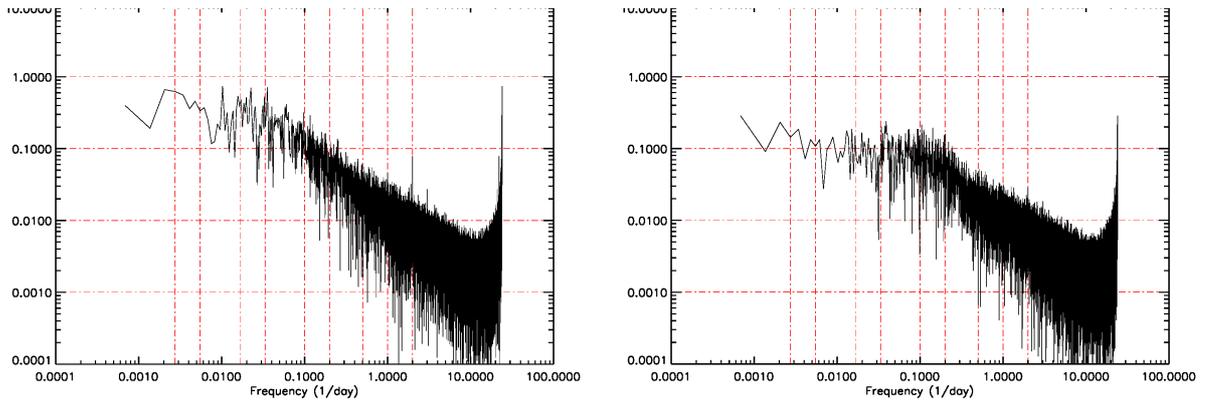


図 4.6: 田畑 (私信) による Kototabang での風速データのスペクトル. 左側が 東西風, 右側が 南北風, 700hPa の高度の図.

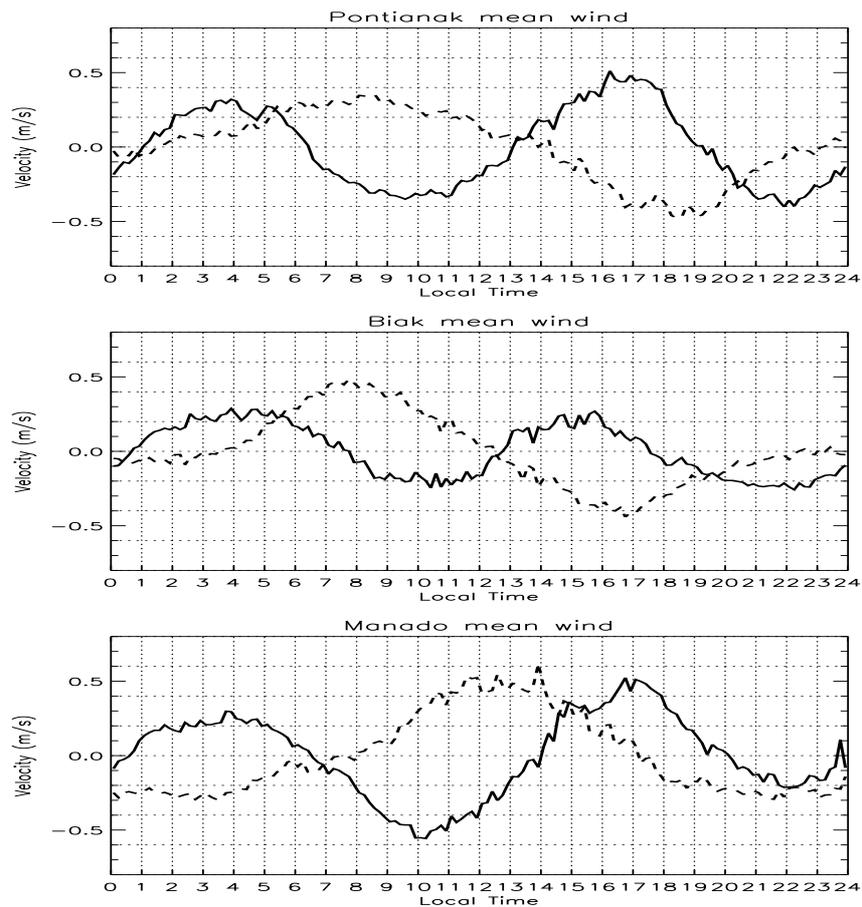


図 4.7: 田畑 (私信) による Pontianak, Biak, Manado の高度 1~3 km 平均の日変化を示したものの. 1~3km はおよそ 850 hPa ~ 700 hPa に相当する.

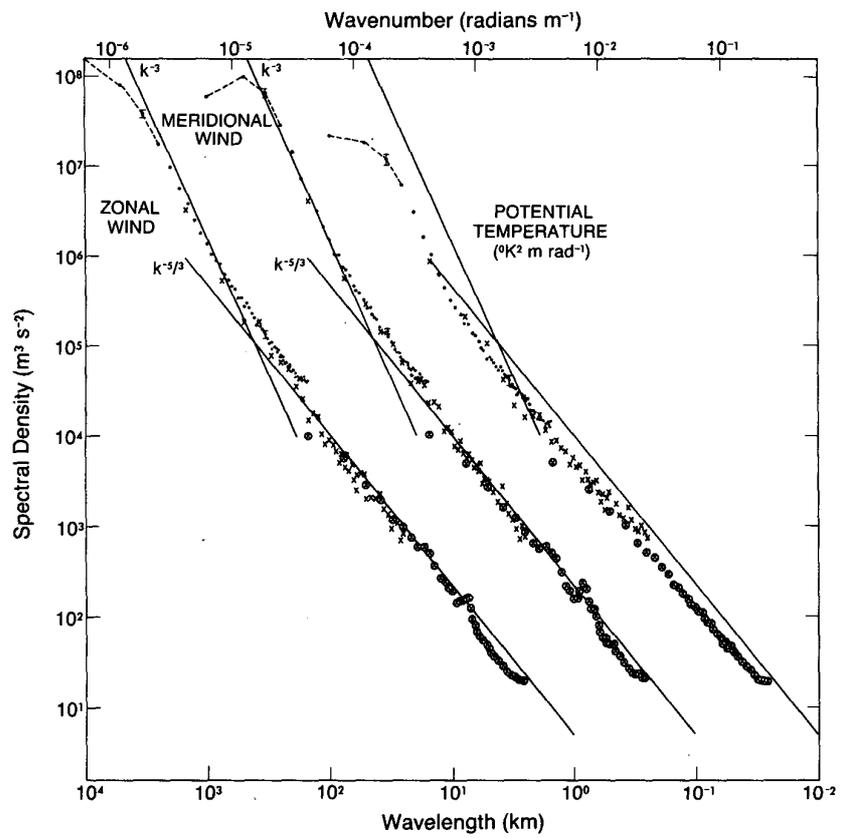


図 4.8: Nastrom & Gage (1985) による中緯度の対流圏界面付近の航空機観測データから得られた東西風・南北風・温位の水平波数スペクトルの分布.

第5章 結論

静止気象衛星 GMS-5, GOES-9, MTSAT-1R の雲頂温度の長期連続毎時衛星観測データから使用したデータから 14 年分の半旬平均データセットと観測データの欠損が少ない期間から約 3 年分の毎時観測データセットを作成し、海洋大陸及びインド洋、西太平洋領域における各緯度経度ごとに雲活動の広帯域周波数スペクトル解析を行い、各周期成分の振幅、位相の地理的分布の比較を行った。また同データから東西波数スペクトルについても解析を行った。

その結果、周波数スペクトルについて、各緯度経度の地点では、全体的なスペクトルの形状は似ており、2 年～6 ヶ月、3 日より短い周期帯で $-5/3$ 乗、3 ヶ月～3 日の周期帯で -1 乗の傾きが見られる。各周期ごとに比較すると、振幅の大きさやピークが異なっている。

各周期成分の振幅・位相の地理的分布の特徴として、

- 1 年周期と 1 日周期は陸上で卓越し、他周期成分に比べて大きい
- 半年周期は北オーストラリア沿岸とマレーシアで特に振幅が大きい
- 2 年周期は ITCZ 領域 (10N ~ 10S) , 特にインドネシア西部沿岸のインド洋・赤道中央太平洋上で振幅が大きい
- 3 ヶ月～7 日周期は海洋大陸周辺海上, SPCZ 領域, ITCZ 領域付近で顕著であり、海洋大陸上では振幅が小さい
- 4 日～1.5 日周期は ITCZ 領域, SPCZ 領域で振幅が大きい
- 短周期で振幅の分布が陸に強く依存するのは 1 日, 半日周期のみ
- 2 年周期の位相はインド洋・太平洋の振幅が大きい領域で同位相
- 1 年周期の位相は北半球と南半球の振幅が大きい領域が逆位相
- 1 日周期の位相は陸上と沿岸で顕著、陸と沿岸海洋上で逆位相

以上のような特徴が見られる。

東西波数スペクトルについては、全体的なスペクトルの形状は緯度に寄らず似ており、長波長帯で -3 乗、短波長帯で $-5/3$ 乗に近い傾きが見られる。

現時点ではまだ本研究の衛星雲頂観測と同じくらい高分解能と長期連続と水平連続性の全てを満たす風速観測データは存在しない。しかし、数年前から海洋大陸域で開始され、続けられているウィンドプロファイラ観測のデータが今後さらに蓄積されれば、時間的（・鉛直的）高分解能と長期連続とは実現できるので、本研究と同様な解析を行って比較でき、連続スペクトルの問題も解明できると期待される。

また得られた結果や本研究の今後の課題について考察を行った。データや結果の妥当性について、まず本研究の閾値を設けない雲頂温度データの周期変動の解析結果は村上・竹田 (1992) の閾値あり、なしのデータの周波数スペクトルの比較から、振幅の大きい領域では閾値を設けた雲頂温度データの周期変動と同様に活発な対流活動の周波数スペクトルの形状や周期ごとの地理的分布の特徴について述べるのが可能だと考えられる。またデータを分割して異なる解析期間のスペクトルを比較した結果、解析期間によって各地点における季節内周期の振幅の大きさが変動しており、解析期間に留意して解析する必要があるだろう。そして今回は 14 年半旬平均データセットと 3 年毎時データセットの二つを作成してスペクトル解析を行ったが、この解析の仕方では平均の影響を考慮する必要がある。また欠損をうまく補間した 14 年毎時データセットによる解析が今後の課題の一つである。

他の物理量との関係については、雲頂温度の周期変動と降水量の周期変動について、Arkin & Xie (1994), Teguh (2007) の閾値を設けた雲頂温度データと降水量と相関があることが示されているが、今回の閾値を設けない、降水がない雲を含むデータの解析結果と Mori et al. (2004) の TRMM の降水データによる降水量の日変動の分布がよく類似していることから、日周期について雲頂温度は降水変動の指標として扱うことが可能と言える。今後 2 年～1 日周期の周期全体にわたり降水の変動と比較することで雲と降水との関係がより明らかになると考えている。

京大の田畑らによるウィンドプロファイラデータの解析結果では、下部対流圏の風速の周波数スペクトルは -1 乗～ $-3/5$ 乗の範囲の傾きが見られること、1 日周期だけでなく半日周期が卓越し、東西風は半日周期、南北風は 1 日周期がより卓越することが分かった。このような特徴は雲頂温度の周波数スペクトルと類似するものであり、今後の研究で雲頂温度と風速の周波数スペクトルの関係が明らかになることが期待される。

また活発な対流活動による対流圏界面付近まで発達した積雲の雲頂温度が温位としても考えられることや、Nastrom & Gage (1985) の東西風、南北風、温位の東西波数スペクトルと赤道・低緯度領域の雲頂温度の東西波数スペクトルのスペクトル形状の類似から、東西風、南北風とも関係付けて考えられると思われる。

その他に今回到達できなかった異なる周期の相互作用も今後の課題として挙げておく。以上の結果と考察を踏まえて今後より詳細な研究を行う必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり、多くの方々にご指導、ご協力を頂きました。指導教官である神戸大学大学院理学研究科 山中 大学 教授には研究の全体にわたり非常に多くのご指導を頂きました。神戸大学大学院理学研究科 林 祥介 教授、岩山 隆寛 准教授、荻野 慎也 准教授、高橋 芳幸 助教授、西澤 誠也 助教授には本研究を進める過程で多くの有益なご意見を頂きました。神戸大学 大気海洋環境科学研究室卒業生の 中本 光紀 氏、東 邦昭 氏には研究を始めるにあたり多くの研究資料と助言を頂きました。神戸大学 地球および惑星大気科学研究室の皆様には研究生活の中で多くの助言・ご意見・激励を頂きました。ここに深く感謝し、心よりお礼申し上げます。

静止気象衛星の赤外データは高知大学気象情報頁 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>) より使用させて頂きました。数値計算と図の作成には、地球流体電脳ライブラリ dcl-5.3.3 (<http://www.gfd-dennou.org/library/dcl/>) を使用させて頂きました。京都大学生存圏研究所 田畑 悦和 氏には、未発表の観測・解析結果をお送り頂きました。

参考文献

- Arkin, P. A., Xie, P., 1994: Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 401–419.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Hamada, J., Yamanaka, M. D., Matsumoto, J., Fukao, S., and Sribimawati, T., 2002: Spatial and Temporal Variations of the Rainy Season over Indonesia and their Link to ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 285-310.
- Hayashi, Y.-Y., Sumi, A., 1986: The 30-40 Day Oscillations Simulated in an “Aqua Planet” Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 451-467.
- 日野幹雄, 2010: スペクトル解析 新装版. 朝倉書店, 300pp.
- 伊藤久徳, 見延庄士郎, 2010: 気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法気象研究ノート, **221**, 253pp.
- 川村隆一, 竹田厚, 1992: 海洋大陸における熱帯対流活動の短周期変動. 防災科学技術研究所研究報告, **49**, 31-52.
- 高知大学気象情報頁 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>)
- Madden, R. A., Julian, P. R., 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Mori, S., Hamada, J., Tauhid, Y. I., Yamanaka, M. D., 2004: Diurnal Land-Sea Rainfall Peak Migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, Observed by TRMM Satellite and Intensive Rawinsonde Soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021-2039.
- Murakami, T., Matsumoto, J. 1994: Summer Monsoon over the Asian Continent and Western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 829-850.
- 中本光紀, 2009: 海洋大陸および赤道西太平洋の雲活動に関する観測的研究. 神戸大学理学研究科修士論文.

- Nakazawa, T., 1988: Tropical Super Clusters within Intraseasonal Variations over the Western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839.
- Nastrom, G. D., Gage, K. S., 1985: A Climatology of Atmospheric Wavenumber Spectra of Wind and Temperature Observed by Commercial Aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 950-960.
- Nitta, T., Sekine, S., 1994: Diurnal Variation of Convective Activity over the Tropical Western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627-641.
- Reed, R. J., Campbell, J., Rasmussen, L. A., and Rogers, D. G., 1961: Evidence of a Downward-Propagating, Annual Wind Reversal in the Equatorial Stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813-818.
- Sakurai, N., Murata, F., Yamanaka, M. D., Mori, S., Hamada, J.-I., Hashiguchi, H., Tauhid, Y. I., Sribimawati, T., Suhardi, B., 2005; Diurnal Cycle of Cloud System Migration over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 835-850.
- Teguh, H., Mitsuta, Y., Yamanaka, M. D., 2007: Possibility of Estimating Indonesian Rainfall Using GMS-IR Data. Doctoral Thesis, Graduate School of Science, Kobe University.
- 山中大学, 2002: 東南アジアの気候・気象理解のための力学的基礎. 気象研究ノート **202**, 1-56.
-