

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

平成 21 年 1 月 28 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 FFT 法による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様々な周期成分のパワースペクトル密度及び位相を求め, それらの地理的分布について調べた. その結果, 海洋大陸上では 1 年周期, 1 日周期が卓越し, その周辺海洋上で 3 ヶ月 ~ 7 日までの周期変動が卓越することが確認された. その結果について, 他の研究と比較し妥当かどうか検討し, また降水量など他の物理量との関係について考察した.

目次

第1章	はじめに	2
1.1	研究の背景	2
1.2	本研究の目標	3
第2章	使用データ・解析方法	4
2.1	使用データ	4
2.2	欠損データについて	5
2.3	解析方法	7
第3章	結果	11
3.1	スペクトルの結果	11
3.2	周波数スペクトルの振幅と位相の地理的分布	11
3.3	振幅の地理的分布と陸の影響	13
第4章	考察	18
4.1	雲頂温度のデータの扱い方	18
4.2	異なるデータ期間による周期成分の変動	18
4.3	降水量との関係について	22
4.4	他の物理量との関係について	22
第5章	結論	29
	結論	29
	謝辞	31
	参考文献	32
	補足	33

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

地球の赤道・低緯度の熱帯域では、1年を通して太陽からの熱エネルギーを受け、地表面・海面から熱を大気に放射して温めることで活発な対流活動が起こっている。この対流活動は大気大循環を駆動させ、地球全体に熱エネルギーや水蒸気を輸送する役割を担っている。特に東南アジアの多くの島が分布した海洋大陸と呼ばれる地域は、熱帯域の大きな熱源の一つとなっており、海洋大陸周辺の対流活動の活発・不活発は大きな影響を与えている。

対流活動を含む大気の変動は様々な周期が重なり合った結果日常的な現象として見られており、中でも特徴的な周期変動はそれぞれに個別に取り上げられ研究されている。Reed et al. (1961) は赤道成層圏の東西風について中央太平洋上の島での連続した 56 ヶ月の毎日観測データを用いて偏東風と偏西風が約 2 年周期で交互に入れ替わることを調べている。Bjerknes (1969) では、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ている。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すく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ている。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強いこと、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ている。その他にも ENSO(約 4 年周期)、モンスーン(1 年周期)、MJO(数十日周期)、海陸風(1 日周期) などがある。

このように赤道付近の大気の運動や降水には海洋大陸周辺では様々な周期変動が研究されており、その周期変動の顕著さには地理的な条件や異なる周期の現象が影響していることが分かっている。

1.2 本研究の目標

先述のように、対流活動を含む様々な周期変動が存在し、その中の特定の周期に注目した研究が多く行われている。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じたの考察、各周期性・地理的特徴の理由・メカニズム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る。

そこで本研究では中本 (2009) で使用したデータと解析方法に基づき、海洋大陸及び東インド洋・西太平洋の領域において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い、各周期の振幅の強さとその地理的分布を調べることによって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、その結果の妥当性と他の物理量との相関について考察する。

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ことを目的であり, その為に 10 年以上にわたり毎時間観測を行な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, 1996 年 ~ 2009 年に日本の気象観測に使わ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た. 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 2.1.1 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ている. データ期間中, 表 2.1.1 のように上記の衛星が期間ごとに交代して観測を行なっている.

1. 期間 : 1996-2009 (14 年間), 毎時
2. 領域 : 20° N-20° S, 90° E-150° W , 0.25° × 0.25°
3. 衛星位置・搭載分光計によるバイアスは補正

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

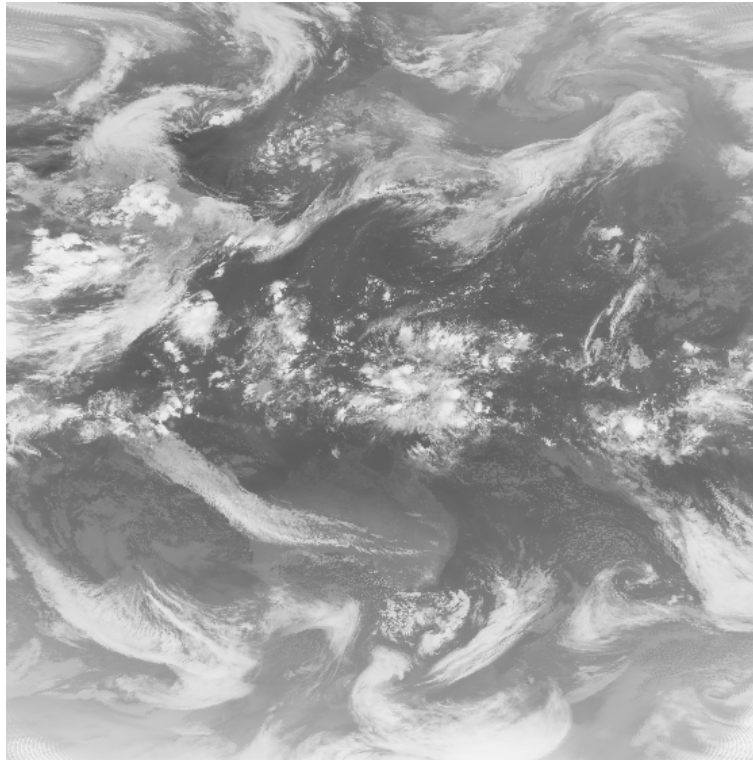


図 2.1.1: 静止気象衛星による赤外 1 チャンネルデータの例. 上図は 2009 年 7 月 12 日 12 日の赤外 1 全球画像. (高知大学気象頁 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>) より)

衛星	データの期間 (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

表 2.1.1: 1996 ~ 2009 年における各衛星のデータ期間.

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 欠損データについて

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. 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, 補完や平均の仕

方, それに伴う誤差について考えなければいけない。

表 2.2.2 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。

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

表 2.2.2: 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。

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 のデータ期間の前半である 1996～1998 年は欠損数は 565～767 個だったのに対し, GMS-5 によるデータ期間の後半である 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 の観測期間に入った 2006 年には 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 が観測しているデータ期間ではだいたい 7～13% で欠損データがあり, MTSAT-1R のデータ期間では 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 月に欠損データが多くなっており, 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完したデータを使用するには、その補完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、欠損データの年間の数、また連続した数が少ない 2007 ~ 2009 年のデータを補完して用いることにする。毎時データによる解析を行う。補完方法は、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 解析方法

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なう。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制度が悪くなる(データの質的な違いが生じる)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 を用いている。FFT 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完した上で FFT を使って解析を行うことにする。

まず FFT の基本的なアルゴリズムを記述する。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 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. 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,

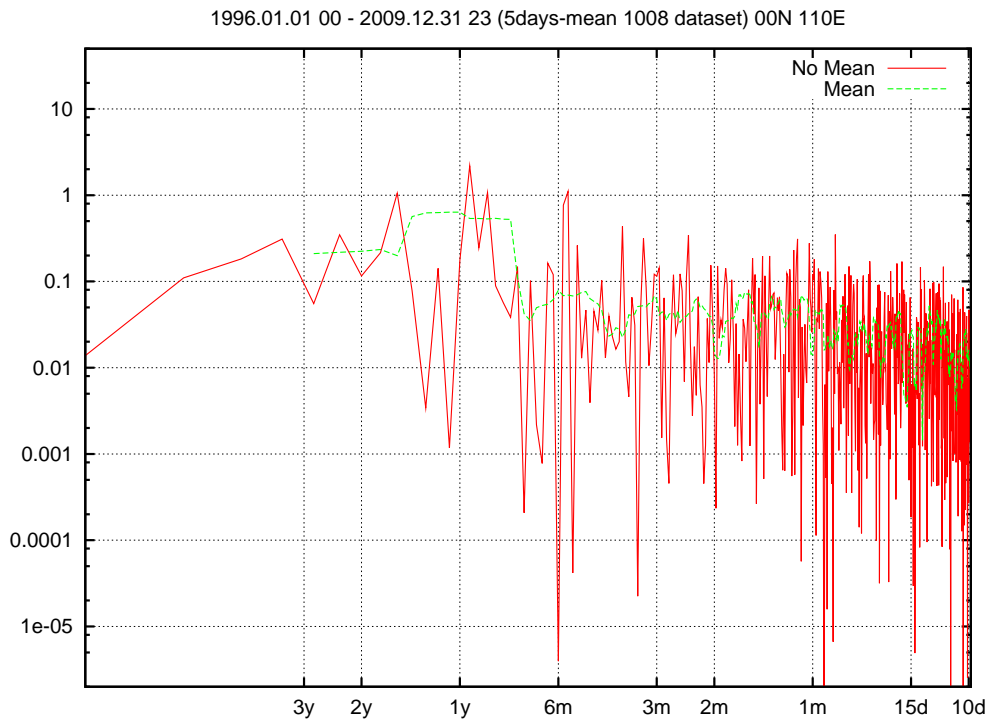


図 2.3.2: FFT 法で得られた生のスペクトルと、周波数平滑を行なったスペクトルの例. データは半旬平均した 1996 ~ 2009 年の EQ-110E° から. 周波数平滑は, 前後合わせて 11 個のデータの移動平均で行なっている.

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. また後者はデータ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, データの期間は 14 年分あるが, 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なった. 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,

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

のように取る. 以上の解析方法で得られた結果を次章で示す.

第3章 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意味している。

3.1 スペクトルの結果

得られたスペクトルの例を図 3.1.1 で示す。図 3.1.1 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 $K^2 \cdot pentad$, $K^2 \cdot hour$ であり、図の縦軸のオーダーは同じに見えるが、実際には (2.3.19) の係数 (時間分解能と解析するデータ数) から、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 3000 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 3.1.1 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。

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 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4 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 ヶ月, 20 日, 10 日, 7 日, 2 日, 1.5 日, 1 日, 半日のスペクトルを選択した。

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。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 3.2.1 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

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
2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

表 3.2.1: 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まとめて示す.

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弱くなっている. 1年周期は中本(2009)でも述べているが, Murakami & Matsumoto(1994)で定義されたモンスーン領域とよく一致する. 1日, 半日周期成分について, 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. 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. このような分布は, 1年周期と1日, 半日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. 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でる領域である. また高緯度になると弱くなっている. それ以外の半年～7日周期では, 陸よりも海洋上に振幅の大きい領域に分布しており, 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.

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唆する。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 月で終了しているため 1 月に最も活発になる時期であり、1 日周期では毎時データ 0 時から始まり 23 時に終了しているため 0 時に最も対流が活発になる時期である。 $\theta = \pi$ (青) では半周期ずれているため、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時期である。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。

位相で特徴的な周期は 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。

3.3 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、陸の影響について考える。1 日、半日周期については、ほとんど陸上に振幅が大きい領域が分布している。2 日周期は周期が近いにもかかわらず、1 日周期の分布とは全く異なる分布を示している。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が影響しているだろう。1 日、半日周期は陸による影響で間違いないだろう。

3ヶ月・2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。

幅広い周期にわたり、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。

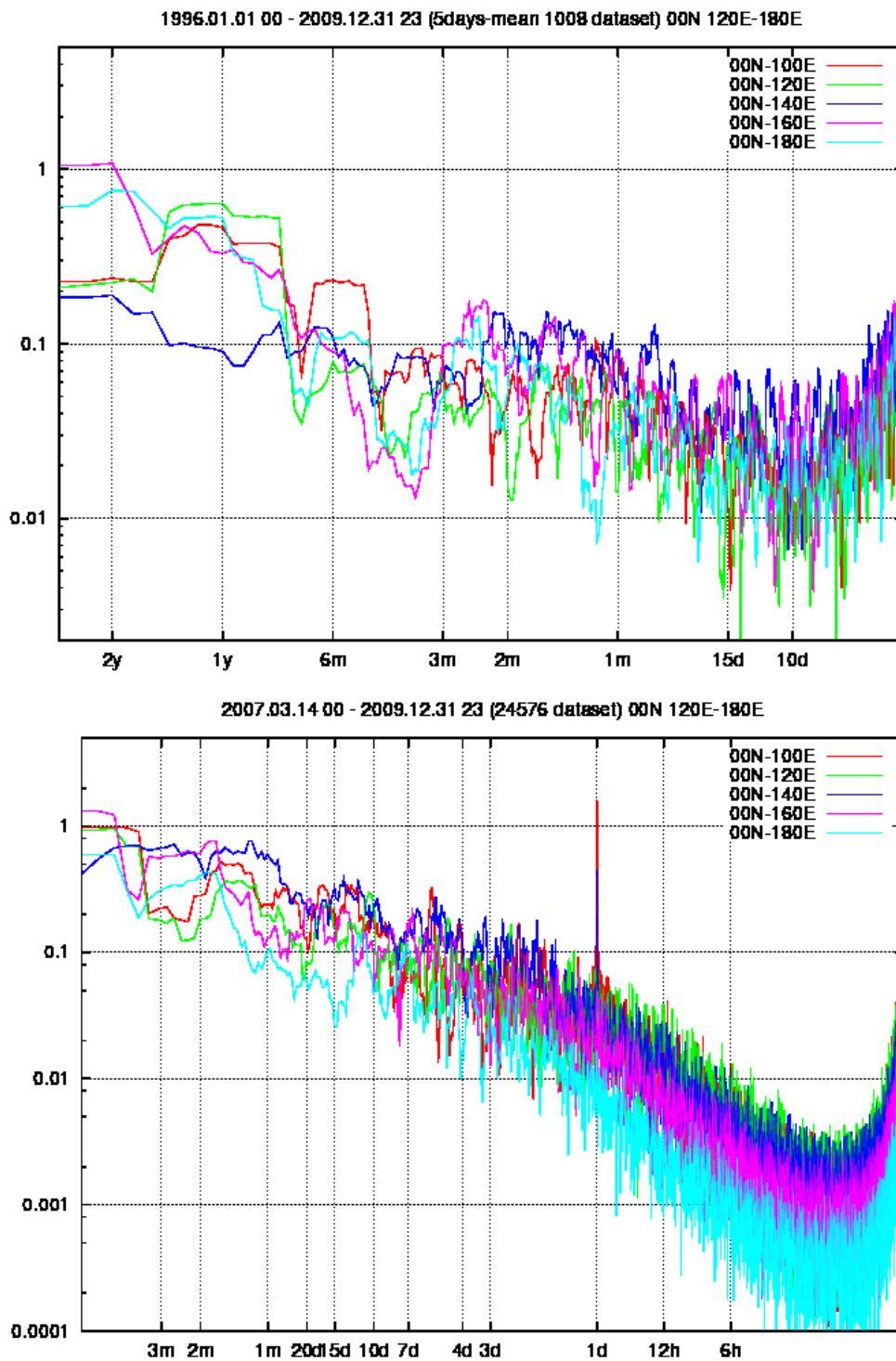


図 3.1.1: 各緯度経度におけるスペクトルの例. 上図が 14 年間の半旬平均データのスペクトル. 下図が 約 3 年間の毎時データのスペクトル. グラフの 縦軸は $P(k)$, 横軸は周期 (y:year,m:month,d:day,h:hour). 赤, 緑, 青, 紫, 水色の実線はそれぞれ赤道上の 5 点 (100E, 120E, 140E, 160E, 180E) のスペクトルを示す.

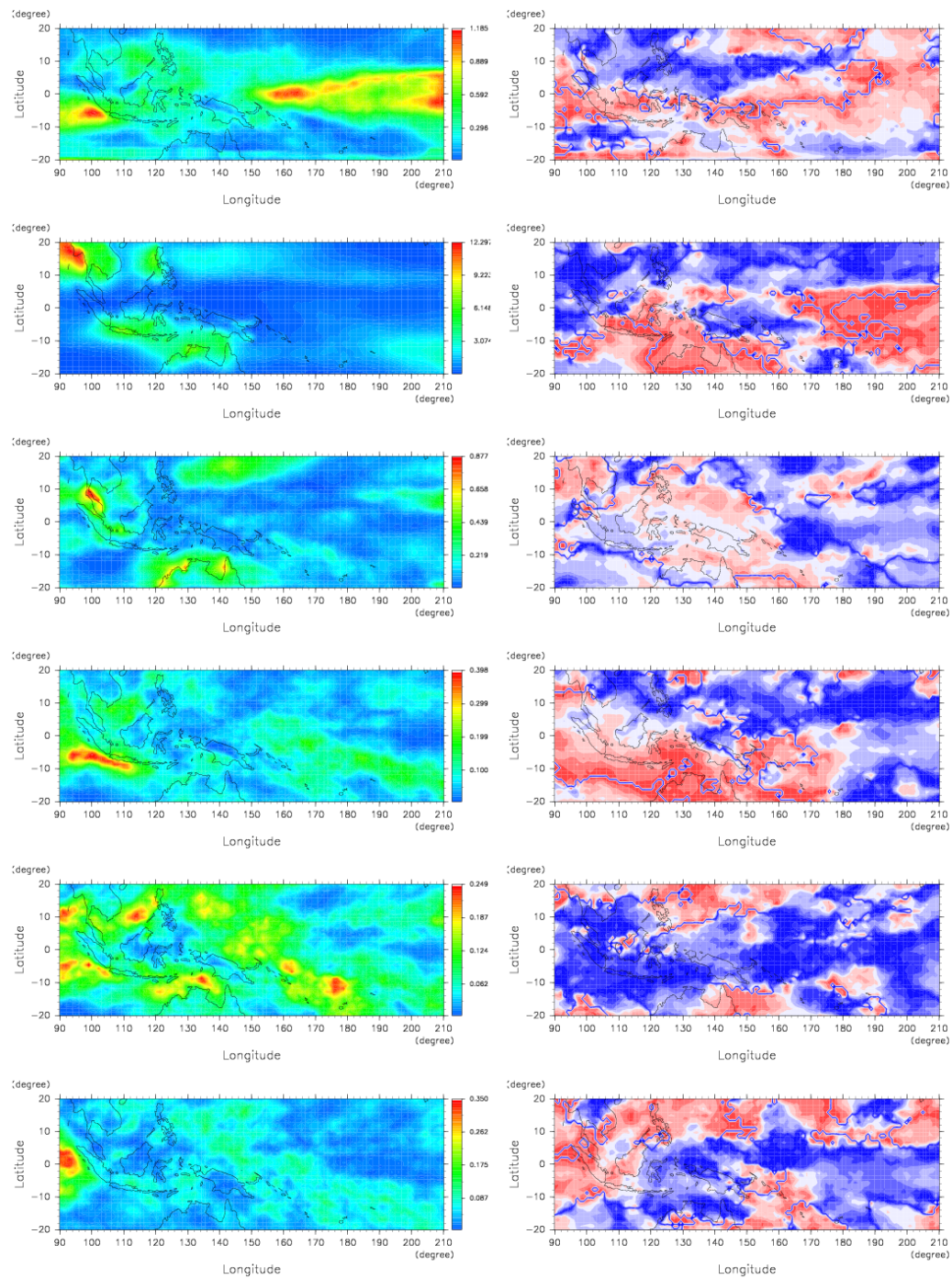


図 3.2.2: 14 年間の半旬データによるスペクトルの各周期成分毎の振幅・位相の分布図。周期は上から 2 年, 1 年, 6ヶ月, 3ヶ月, 2ヶ月, 1ヶ月。

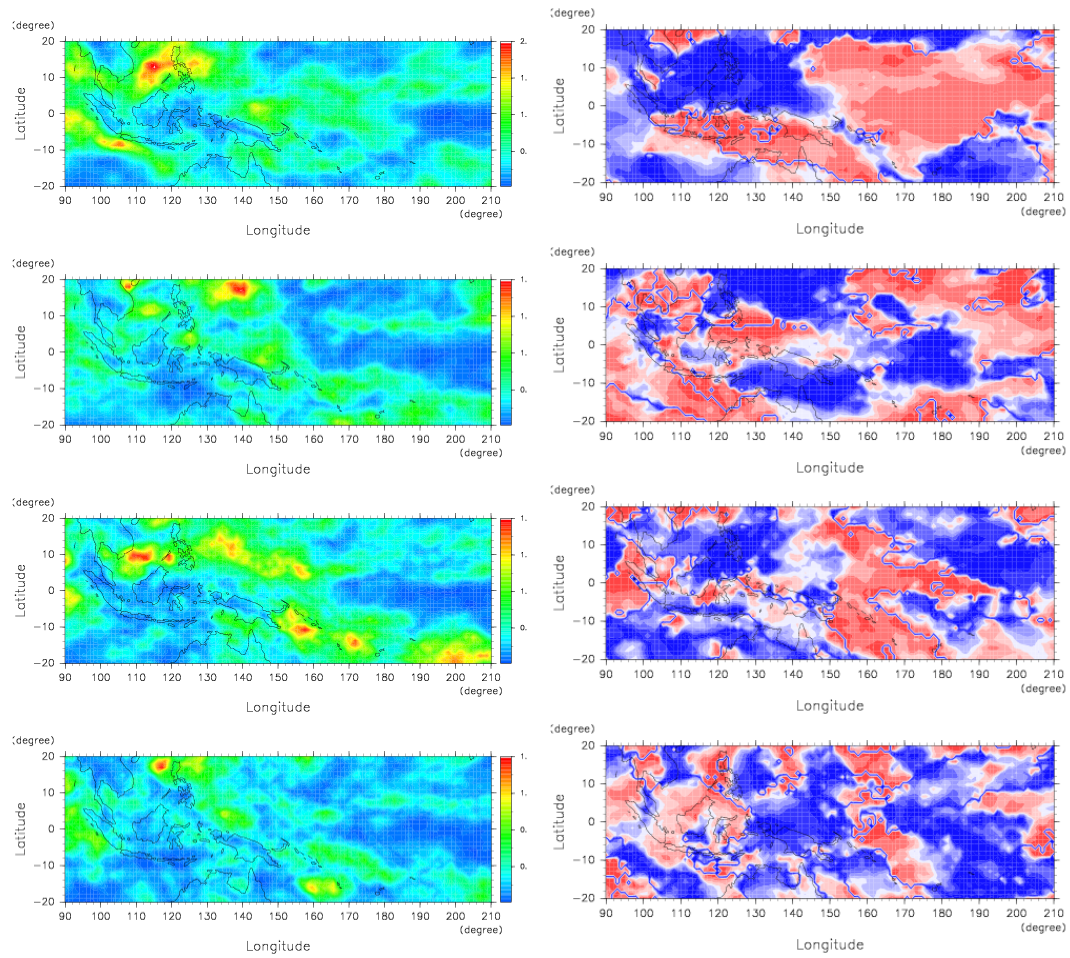


図 3.2.3: 毎時データによるスペクトルの各周期毎の振幅・位相の分布図. 周期は上から 2ヶ月, 1ヶ月, 20日, 10日,

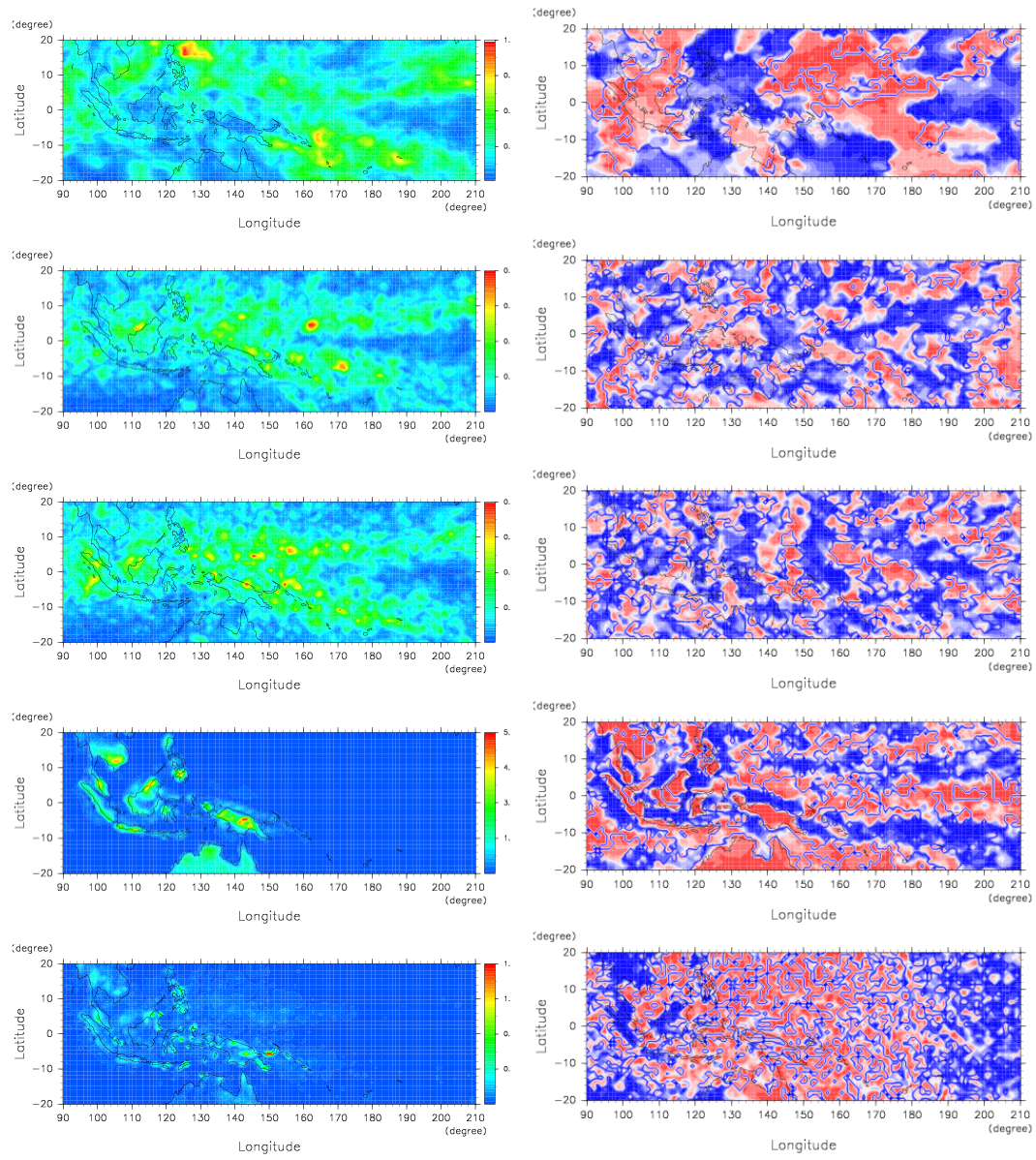


図 3.2.4: 毎時データによるスペクトルの各周期毎の振幅・位相の分布図. 周期は上から 7 日, 2 日, 1.5 日, 1 日, 12 時間 (半日)

第4章 考察

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、降水を伴わない薄い高層雲やまだ発達中の雲、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)

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が目的である。同じような赤道付近の雲頂温度データを用いた研究の場合、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ることである。しきい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。しかし川村・竹田 (1992) でも GMS の観測データを用いた周波数スペクトル解析を行なっているが、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なっている。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。

4.2 異なるデータ期間による周期成分の変動

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。これはデータ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を 1 年ずつずらして 9 期間作成し、それぞれについてスペクトル解析を行なった。図 4.2.1, 4.2.2, 4.2.3 はその結果である。

6ヶ月～1ヶ月周期の範囲で、期間によっては約10倍も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。この範囲の周期成分についてはデータ期間が異なることにより、時間・空間的な変動が存在すると考えられる。この要因のひとつとしては、データ期間が異なることにより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。またこのため季節内変動の周期成分・地理的分布に着目する場合にはデータ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。

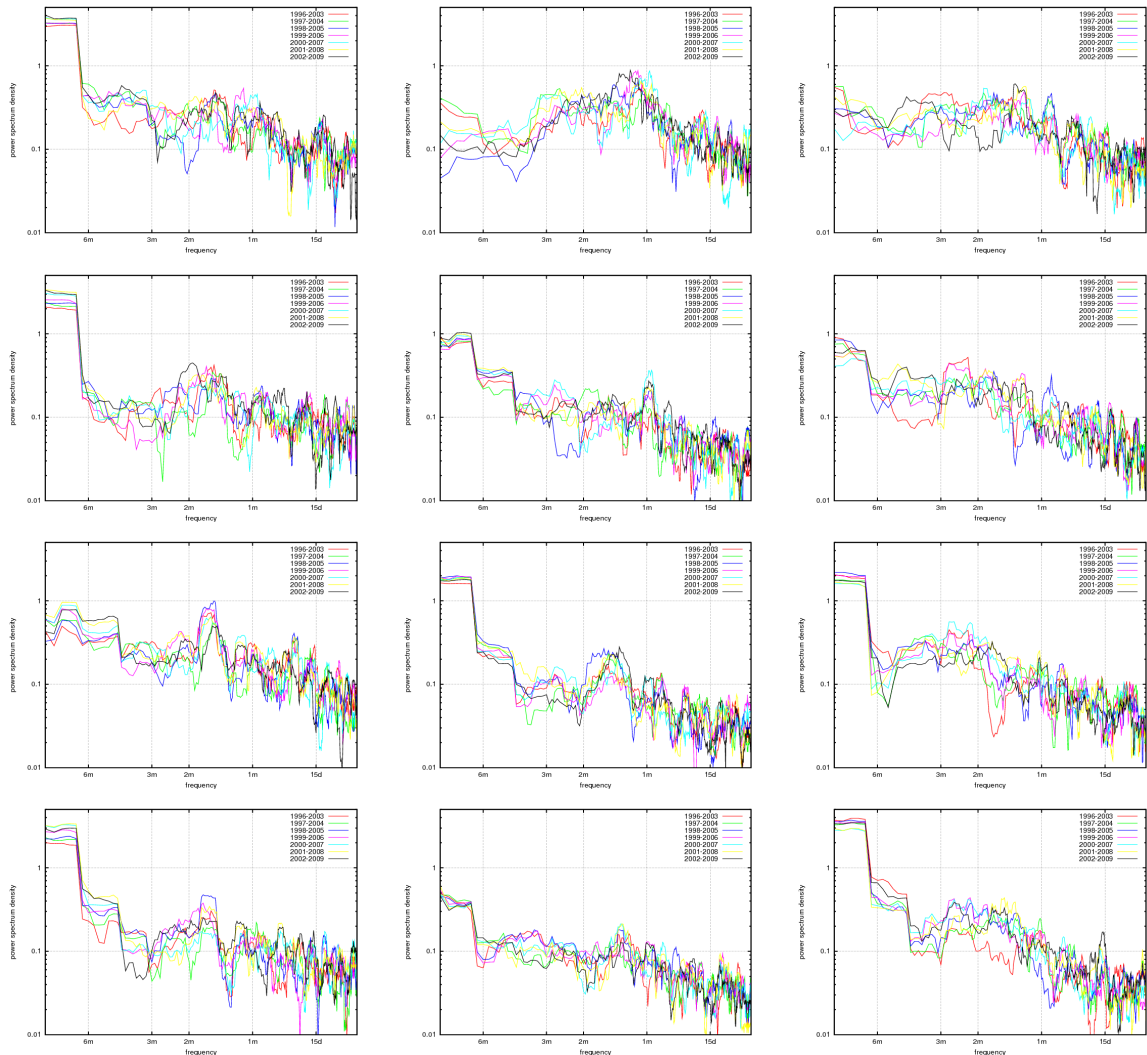


図 4.2.1: 14年のデータから1年ずつずらした9期間の8年分のデータをつくり、それぞれ周波数スペクトル解析を行い、各地点で結果を重ねたもの。左から10N, EQ, 10S, 上から90E, 100E, 110E, 120Eの地点の結果。

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

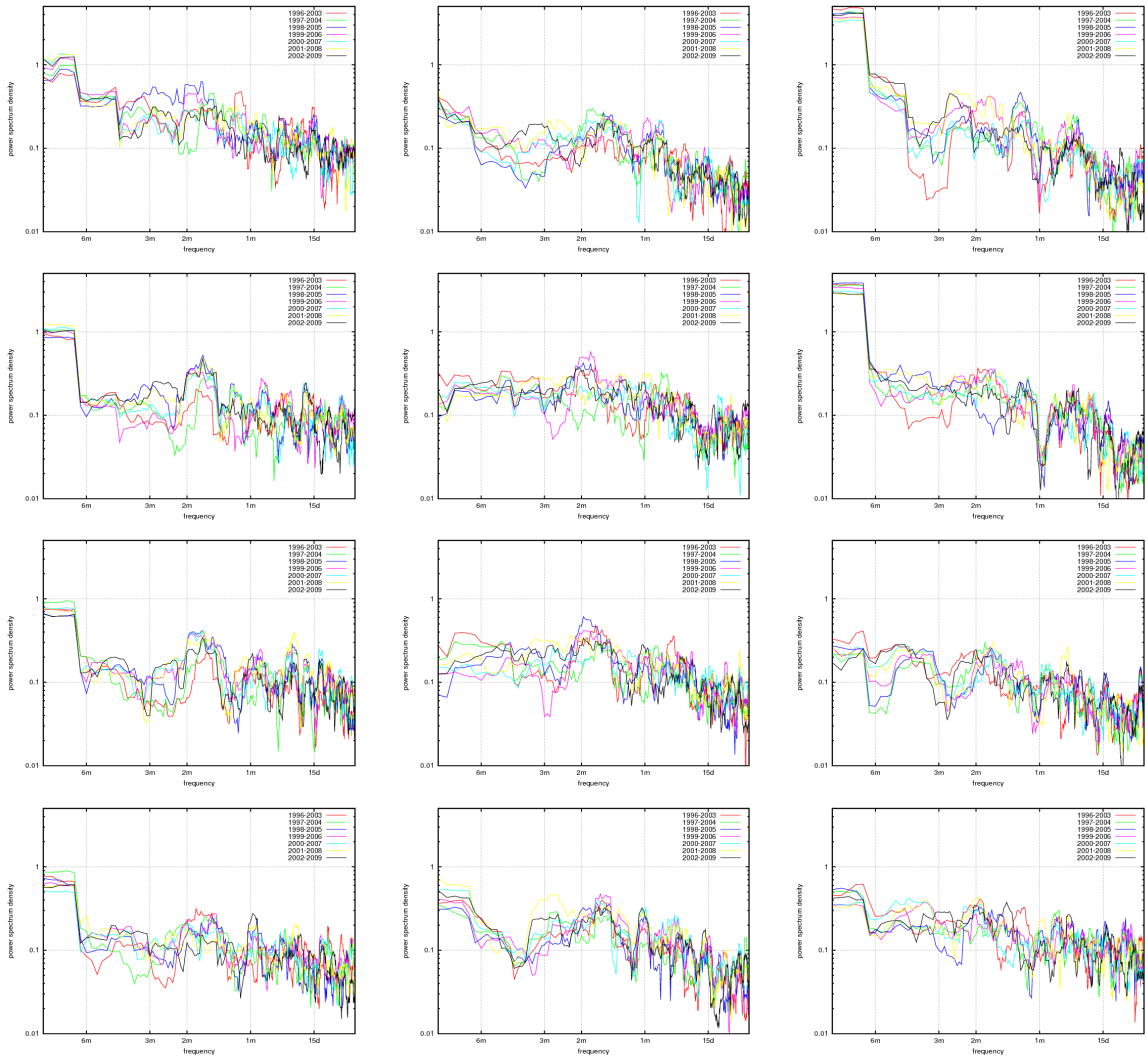


図 4.2.2: 4.2.1 と同様で、左から 10N, EQ, 10S, 上から 130E, 140E, 150E, 160E の地点の結果。

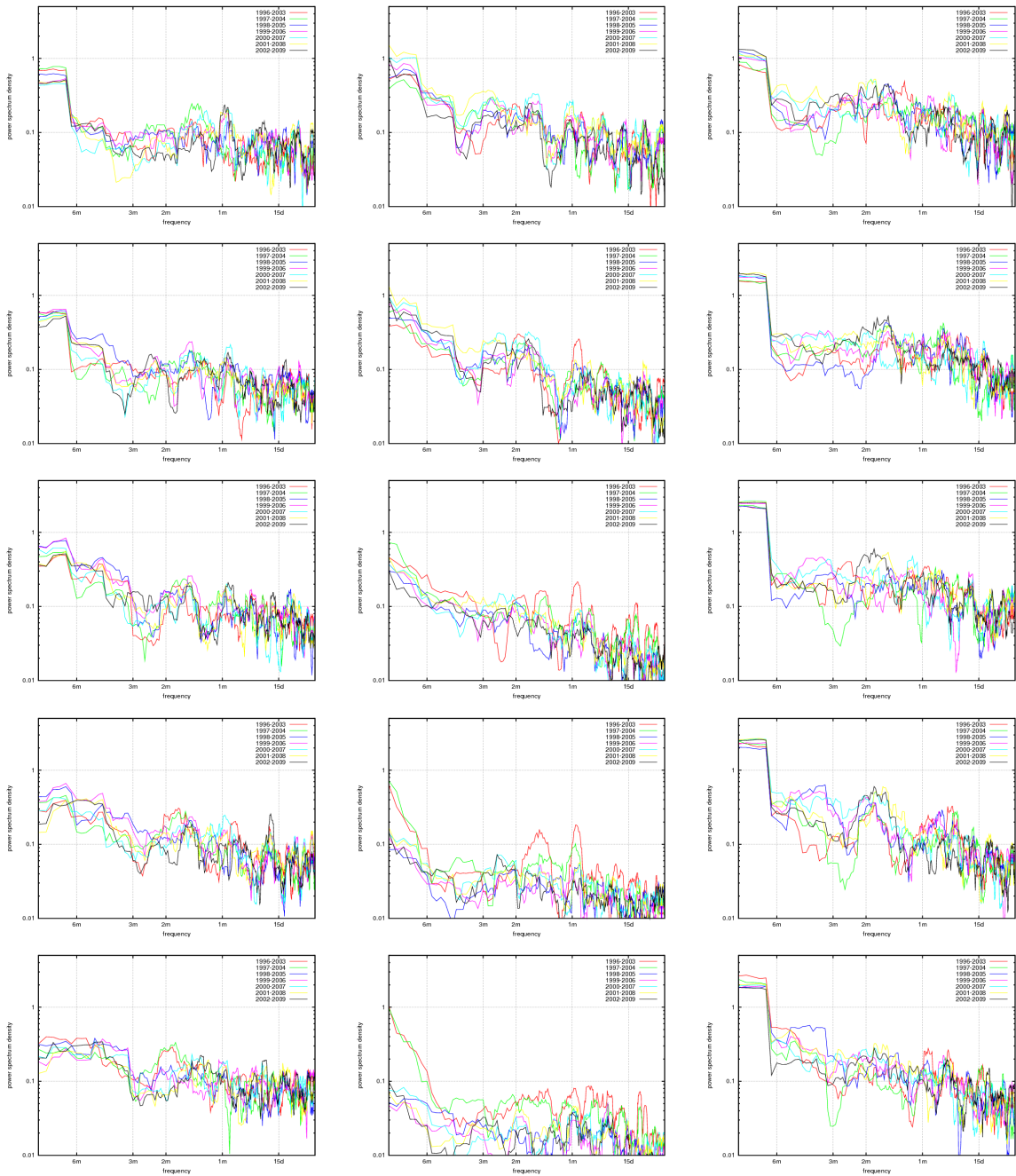


図 4.2.3: 4.2.1 と同様で、左から 10N, EQ, 10S, 上から 170E, 180E, 170E, 160E, 151W の地点の結果。

示しているが、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、日周期の夜間を示す赤色の領域と一致する。異なるデータ期間による解析結果がある程度一致していることから、日周期成分の振幅が強い領域の経年変動は小さいと言える。

4.3 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), Teghu (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様々な条件を調べて示している。

この研究のようにしきい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、降水量を考えるのは難しいだろう。

しかし、Mori et al. (2004) の 1998～2000 年の TRMM の降水データによる降水量の分布に対しては、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 (12D～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一致する。スマトラ島の南沿岸地域において、陸上の降水ピークは 17～20 LT、沿岸海洋上の降水ピークは 01～02 LT に存在し、どちらも LT で夕方から深夜にかけての降水であることから、位相の赤い領域とも一致する。これにより Mori et al. (2004) で示唆されるように、静止気象衛星による雲活動の変動は日周期に限って言えば地表面の降水の日周期変動と置き換えることが可能と言える。対流が活発な領域かつ振幅が大きい周期についてはしきい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。しかし領域全体で降水量の変動との関係を考える場合、しきい値を設けて改めて解析するほうが確実だ。そうした上で、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。

4.4 他の物理量との関係について

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で凝結が出来なくなる点が雲頂となる。激しい対流により高度が高い積雲の雲頂は、対流圏界面に届くだろう。非常に活発な対流活動による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。赤道で同じ

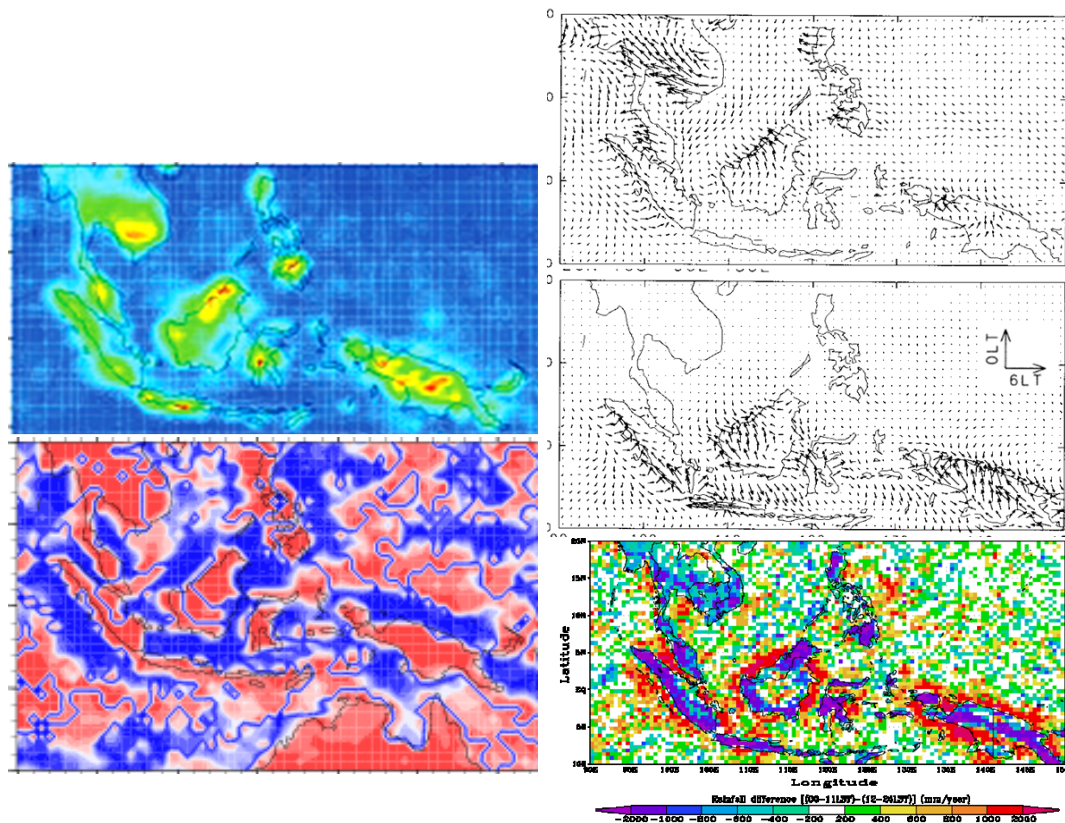
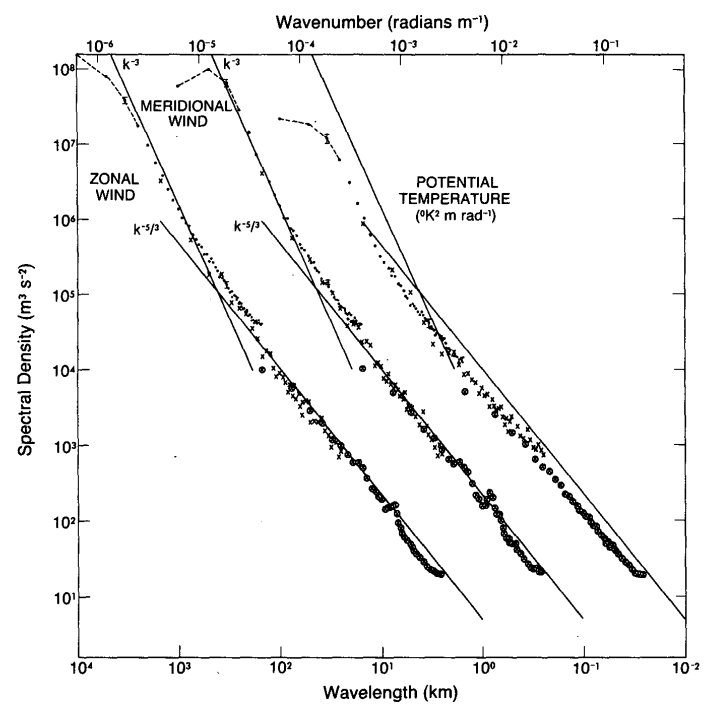


図 4.3.4: 1 日周期成分の振幅・位相の結果と Nitta & Sekine (1994), Mori et al. (2004) の海洋大陸周辺領域の日周期変動についての結果との比較。左側は解析から得られた 1 日周期の振幅・位相。右上は Nitta & Sekine (1994) の 1980~1989 年の GMS の 3 時間毎雲頂温度データによる 1 月と 7 月の日周期変動の振幅・位相の分布図。右下は Mori et al. (2004) から TRMM の 1998~2000 年の降水データによる午後の降水量と午前の降水量の差の分布図。

ように適用できるかはまだ不明だが、もし適用できるとすれば、雲頂温度と温位のスペクトルの相関が高いことを示すことで、雲頂温度は水平風の収束、鉛直流の変動とも取ることができないかと考えている。

今回使用した雲頂温度データを用いて試しに東西波数スペクトルを取ってみた。



☒ 4.4.5: Nastrom & Gage (1985)

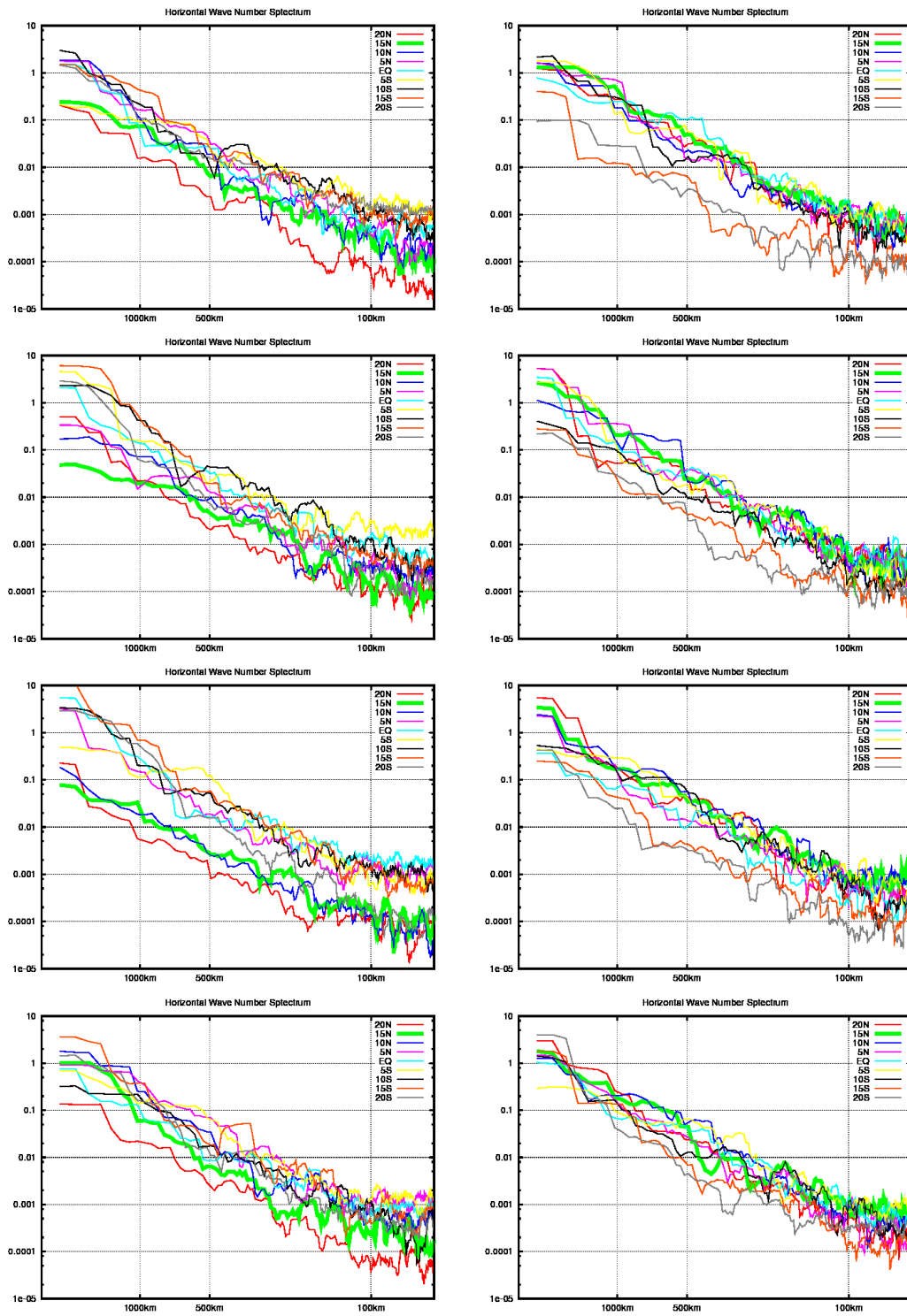


図 4.4.6: 半月平均データの各緯度ごとの東西波数スペクトル. 左側が 1 月第 1 半月, 右側が 7 月の第 1 半月, 上から 1996 - 1999 年の図.

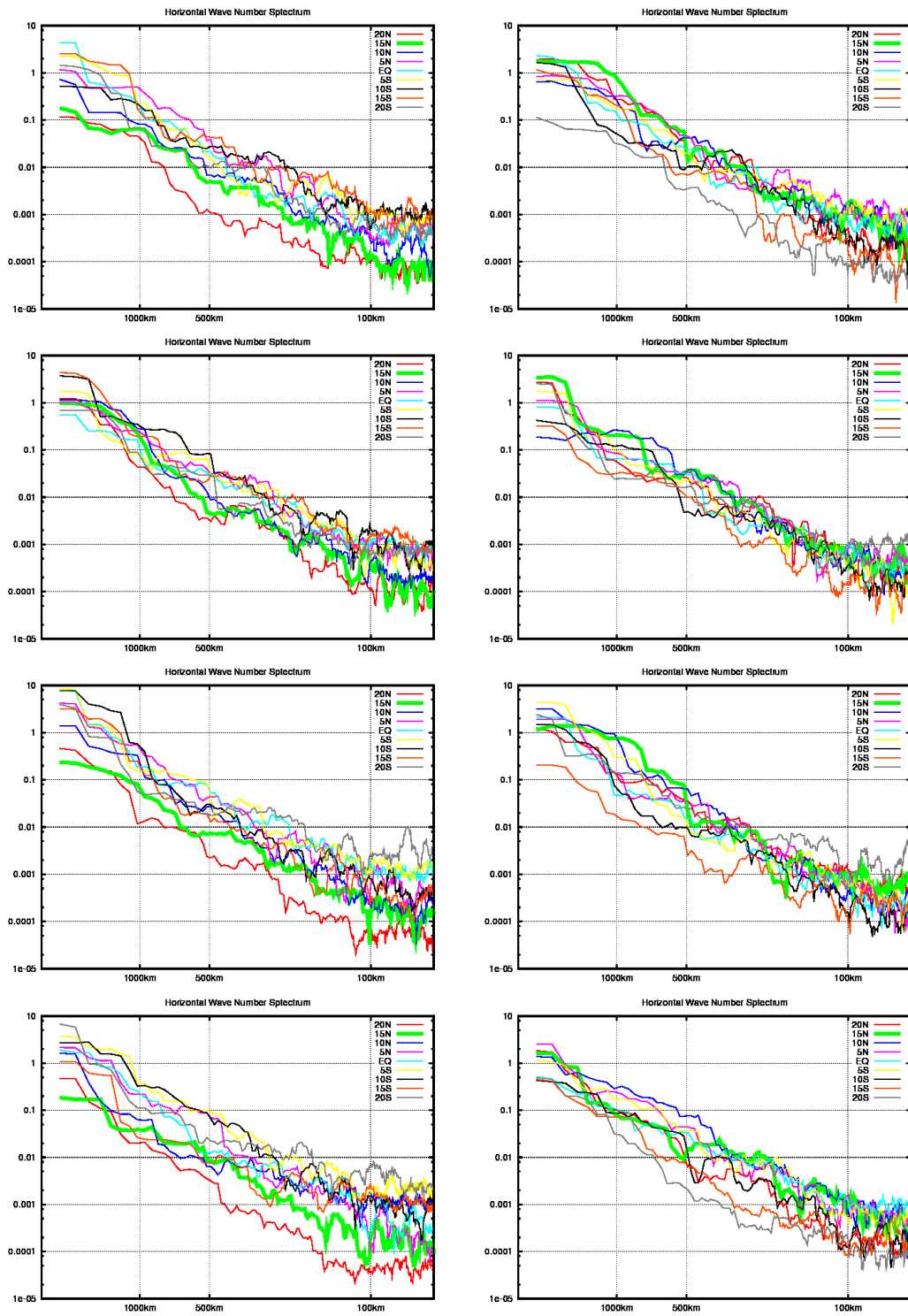


図 4.4.7: 半月平均データの各緯度ごとの東西波数スペクトル. 左側が 1 月第 1 半月, 右側が 7 月の第 1 半月, 上から 2000 - 2003 年の図.

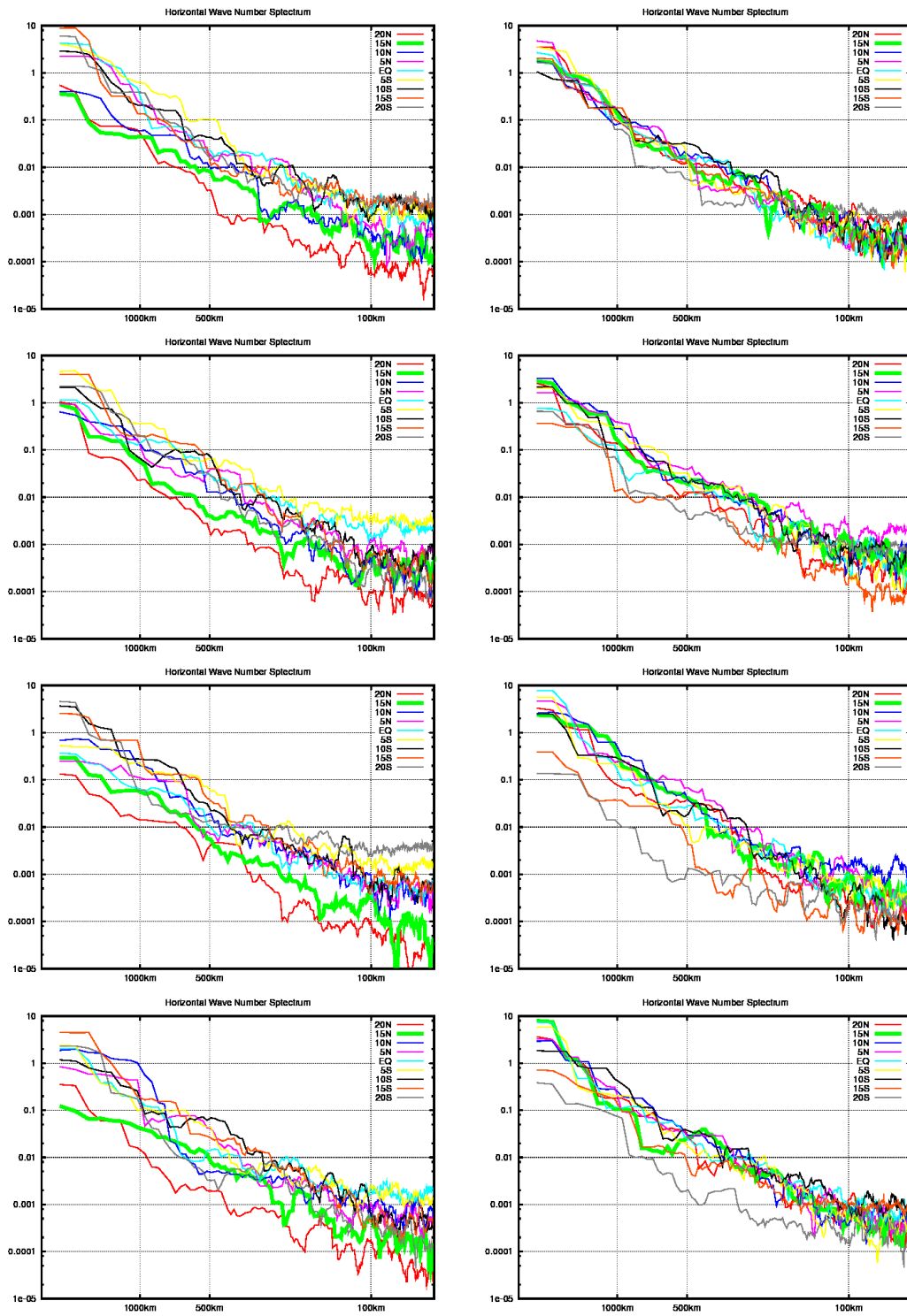


図 4.4.8: 半旬平均データの各緯度ごとの東西波数スペクトル. 左側が 1 月第 1 半旬, 右側が 7 月の第 1 半旬, 上から 2004 - 2007 年の図.

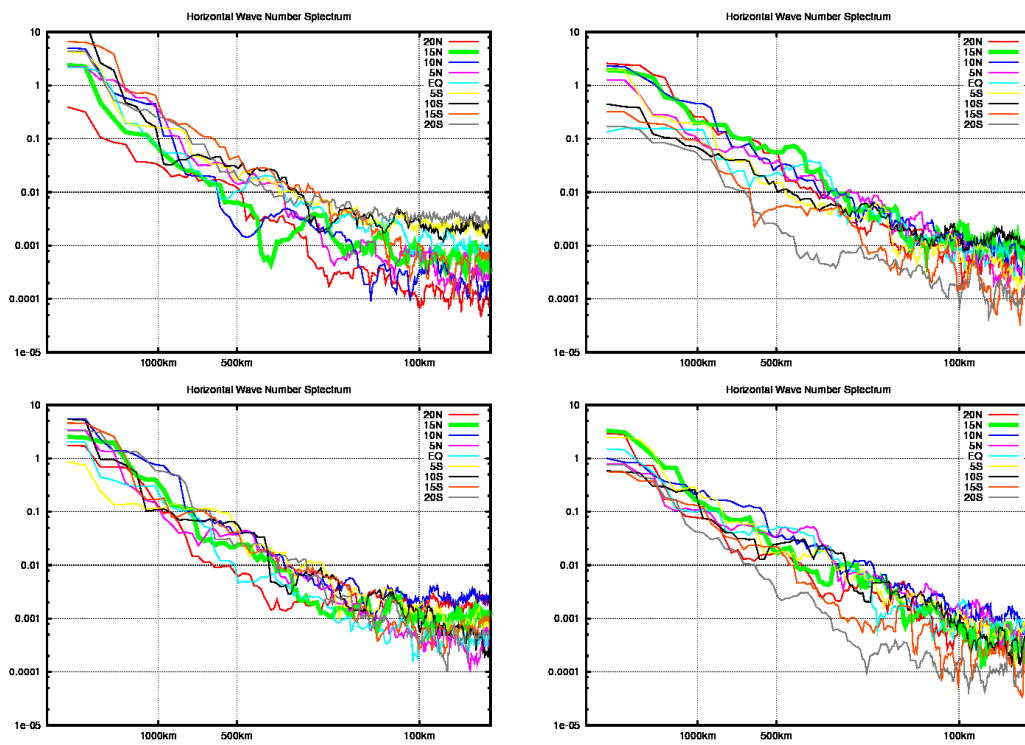


図 4.4.9: 半旬平均データの各緯度ごとの東西波数スペクトル. 左側が 1 月第 1 半旬, 右側が 7 月の第 1 半旬, 上から 1996 - 2009 年の図.

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全データ期間から 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り, 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なった.

中本 (2009) では ITCZ の変動の周期性を調べるために, 衛星観測データによるスペクトル毎の地理的分布を調べた. ここで中本 (2009) で使用されたデータは, 長期観測と毎時観測という特徴から 2 年周期から日周期までの周期成分を全て調べることが可能である.

各周期の振幅・位相の特徴として,

- 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
- 2 年周期は ITCZ 領域 ($10N \sim 10S$), 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顕著
- 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.
- 3ヶ月～3日周期は 海洋大陸周辺海上, SPCZ 領域付近, ITCZ 領域付近で顕著であり, 海洋大陸上では振幅が小さい.
- 赤道太平洋上の 2 年周期が強い領域には短周期成分が小さい
- 短周期で振幅の分布が陸強く依存するのは 1 日・半日周期のみ
- 1 日周期は陸上と沿岸で顕著, 陸と沿岸海洋上で逆位相

などが分かった.

本研究のしきい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) から振幅の大きい領域ではしきい値を設けた雲頂温度データの周期変動と同様にピークや分布について述べられると考えられる.

また異なるデータ期間のスペクトルを比較した結果, データを使用する期間によって季節内周期の振幅が大きい領域が変動していることが分かった.

そして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), Teghu (2007) の雲頂温度データと降水量と相関があること, Mori et al. (2004) の

TRMM の降水データによる日周期変動と降水量の周期変動についてよく一致していることから、2 年～1 日周期の周期全体にわたり降水量の変動と関連付けて考えられると思われる。また雲頂温度を温位とみなす事ができれば Nastrom & age (1985) のような東西風、南北風とも関連付けて考えられると思われる。このような他の物理量との関係は今後より詳しく研究していく必要がある。

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 BPPT/Indonesia,RIGC/JAMSTEC, 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。ま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 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。

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/>) を使用させていただきました。

参考文献

- 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. Met. Soc. Japan*, **80**, 285-310.
- 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.
- Nitta, T., Sekine, S., 1994: Diurnal Variation of Convective Activity over the Tropical Western Pacific. *J. Met. 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.
- 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.
- 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. , 1-48.
- 日野幹雄, 2010: スペクトル解析 新装版. 朝倉書店, 300pp.
-

補足