

## 海洋大陸における熱帯対流活動の短周期変動

川村隆一\*・竹田 厚\*

防災科学技術研究所

### High-frequency variability of tropical convection over the maritime continent

By

Ryuichi Kawamura and Atsushi Takeda

*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

#### Abstract

High-frequency variations of tropical convection around the maritime continent are investigated using brightness temperature ( $T_{BB}$ ) by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS). Although one of the largest regions of convective heat source in the tropics is the maritime continent, notable powers of the intraseasonal variations are not found there. It is confirmed in this study that this is because the intraseasonal variations are strongly modified by the effect of a dominance of diurnal variation.

The diurnal variation dominates over the entire maritime continent and the ratio of a 1 day period variance to the total variance is greater than 20%. Its power tends to be small over islands within a horizontal scale of about 300km.

Both 2-3 day (subsynoptic scale) and 3-5 day (synoptic scale) variations are observed over the maritime continent and the western Pacific. No clear power of the diurnal variation is seen in the region where the 2-3 day variation is dominant, and vice versa. This tendency is apparent especially over the land. The 3-5 day variation dominates over the western Pacific from the east of the Philippines to the date line, and it is not clear over the maritime continent. It is rarely seen that the amplitudes of both variations depend on the spatial scale of the islands located within the maritime continent.

The variations with a 5-10 day (and 7-12 day) scale, which are rather quasi-periodic phenomena, tend to be suppressed over the islands beyond a scale of about 700-900km. These quasi-periodic variations reflect the behavior of a super cloud cluster (SCC) with a scale of 1000-2000km and of a tropical depression. It is inferred that these disturbances are strongly modified when they move over land which is greater than a scale of 700-900km.

It is suggested that although a hierarchy structure of the SCC group is composed of the SCC and local cloud cluster, the spatial scale of the land over which the

---

\* 気圏・水圏地球科学技術研究部

disturbances are modified by orographic effect varies with an individual structure having a corresponding time scale, and as a consequence modification of the internal structure of the SCC group occurs over the maritime continent.

**Key words:** maritime continent, brightness temperature, super cloud cluster.

キーワード：海洋大陸，輝度温度，スーパークラウドクラスター

## 1. はじめに

スマトラ島，ジャワ島，ボルネオ島，ニューギニア島および周辺の大小の島々を含む地域を総称して，海洋大陸（maritime continent）と呼ばれているが，この地域は，中央アフリカ，中南米と並んで，熱帯域における対流活動による大気への大きな熱源の一つとなっている。そのため，海洋大陸上の対流活動の活発・不活発は熱帯大気の東西循環，ひいては中高緯度大気へも影響を与える。したがって，地球温暖化に伴い海洋大陸上の対流活動がどのように変化していくのか，非常に重要な問題になりうると考えられる。熱帯大気にみられる1年以下の時間スケールにおける基本的な長周期変動は季節内変動と呼ばれ，30—60日振動がもっとも振幅が大きい。30—60日周期の季節内変動はインド洋から太平洋へ東進する傾向があるが，外向長波放射量（OLR）や等価黒体温度（ $T_{BB}$ ）を指標とした対流活動からみれば，海洋大陸上で季節内変動は不明瞭になっている（図1参照）。対流活動は海洋大陸上では決して弱くないことから，他の周期帯（実際には短周期成分）のパワーが相対的に大きいことが考えられる。その意味では，海洋大陸の地形効果・熱的效果が季節内変動を変調させている可能性がある。

海洋大陸を含めた西部太平洋熱帯域の対流活動を， $T_{BB}$ を用いて評価したMurakami (1983)の先駆的な研究が行われてから，その後，季節内変動スケールの現象に注目が置かれていたが，Nakazawa (1988)によるsuper cloud cluster (SCC)の存在とその階層構造が明らかにされてから，階層構造を構成するcloud clusterの空間スケールや短周期変動との関連が問題になってきた。最近，Lau et al. (1991)はGMS- $T_{BB}$ データを用いて，西部太平洋熱帯域におけるクラウドクラスターの組織化の階層性に関連する基本的な周期変動（1日，2—3日，10—15日周期）を論じている。Takayabu and Murakami (1991)はSCCの階層構造と偏東風波動との関係を指摘している。また，高藪・新田 (1991)は短周期変動のなかでも約4日周期に注目し，その周期擾乱の空間構造を調べている。このように短周期変動の構造がGMS- $T_{BB}$ データの蓄積に伴い少しずつ理解されてきているが，海洋大陸が対流活動の短周期変動に及ぼす影響はほとんど明らかにされてない。その理由として，一つには季節内変動スケールの30—60日振動の東進が強調され，振幅が小さい海洋大陸は無視されていた。また，30—60日振動に関するシンプルモデルにとっては単純化するにあたって海洋大陸の地形は

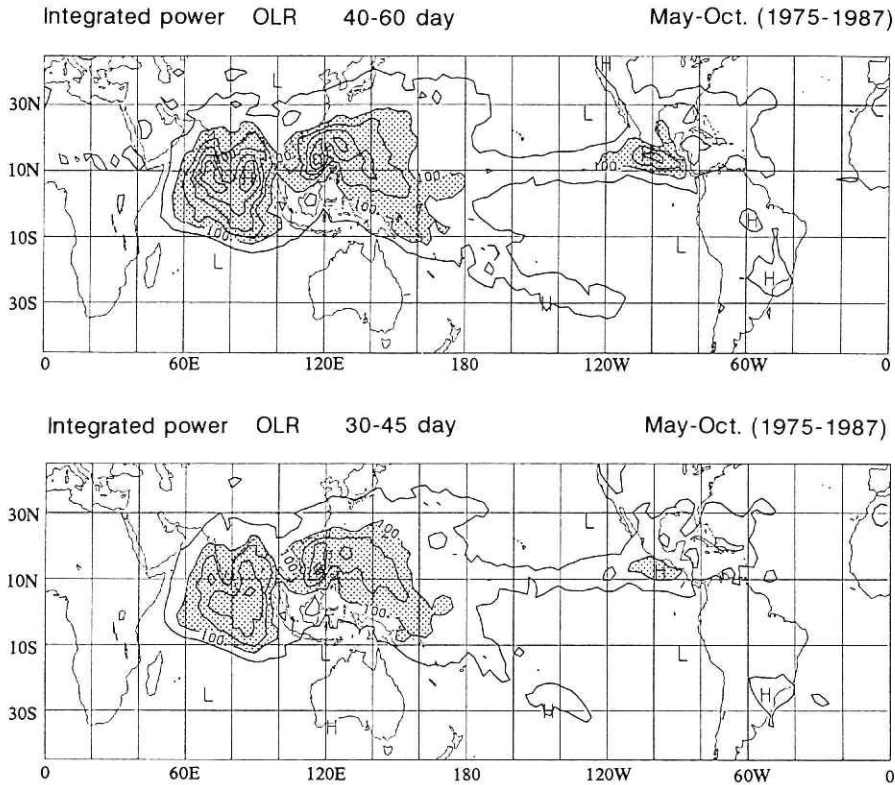


図1 1975年から1987年まで(1978年は除く)の期間における北半球夏季(5-10月)の外向長波放射量(OLR)の40-60日周期及び30-45日周期帯の積分パワースペクトルの空間分布。等値線間隔は $50 \text{ W}^2 \text{ m}^{-4}$

Fig. 1 Spatial distributions of integrated power spectra of OLR for 40-60 day and 30-45 day period ranges during the northern summer (May to October) from 1975 through 1987 (except 1978). Contour interval is  $50 \text{ W}^2 \text{ m}^{-4}$ .

ほとんど考慮されなかった。季節内変動スケール以下の短周期変動そのものがあまり注目されなかったこともあると思われる。さらに、3時間おきの短い時間間隔の  $T_{BB}$  データがまだ一般的に利用されていなかったことなどがあげられる。

そこで本稿では、海洋大陸上では日周期変動が卓越していることが、相対的に長周期変動である季節内変動を不明瞭にしていることを確認し、海洋大陸が対流活動の短周期変動に及ぼす影響に主眼をおいて、ここでは15日以下の時間スケールの変動を短周期変動として、その変動と海洋大陸の地形規模との関係を主に考察した。すなわち、海洋大陸の地形スケールと短周期変動の各周期成分の卓越との関係を調査した。

## 2. 解析資料と手法

熱帯対流活動の指標として、気象衛星ひまわり (GMS) の  $T_{BB}$  データを用いた。データの空間解像度は緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  の領域平均の  $T_{BB}$  ( $\overline{T_{BB}}$ ) で、時間間隔は3時間おきである。本稿では1985年、1986年の3月から5月までの合わせて6ヵ月間を対象として解析を行った。この期間を選んだ理由として、春季はちょうど対流活動の中心域が海洋大陸上に存在すること、また El Nino/Southern Oscillation (ENSO) 現象などの年々変動によって、対流活動活発域がシフトし、海洋大陸上の対流活動が不活発になってしまう期間を避けて、春季の対流活動の平均場に近い1985年、1986年を事例として選択した。

対流活動の短周期変動の抽出には、最大エントロピー法 (MEM) によるスペクトル解析を適用した。MEM は短期間の時系列でもスペクトルの分解能が高いという利点がある。また、卓越周期のパワーの空間分布を示すために、各周期帯で積分したパワーの計算を行った。

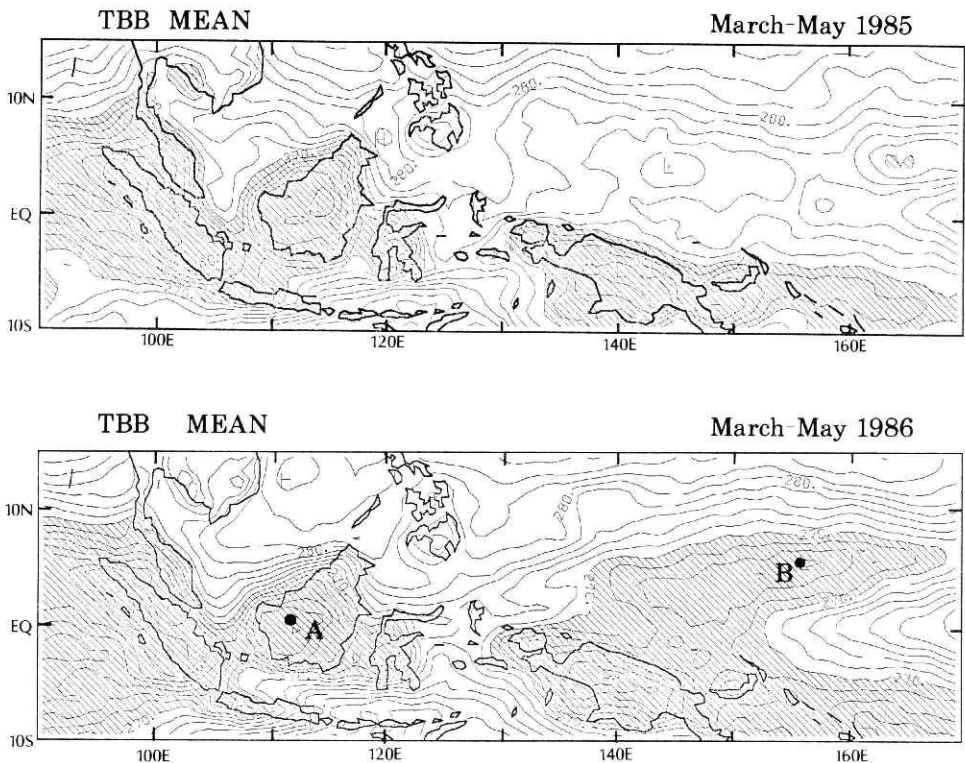


図2 海洋大陸付近における1985年、1986年の3-5月の平均  $\overline{T_{BB}}$  分布。等値線間隔は2 K。斜線部は270K以下の地域を指す

Fig. 2 Spatial distributions of the mean  $\overline{T_{BB}}$  field around the maritime continent for two periods: March to May 1985 and March to May 1986. Contour interval is 2K. Shading denotes the area with less than 270K.

### 3. $T_{BB}$ のパワースペクトル

図2は1985年, 1986年の3-5月(3ヵ月間)の平均 $\overline{T_{BB}}$ 分布を各々示したものである。対流活動が活発であると考えられる270 K以下の領域に注目すると, 基本的に海洋大陸の大きな島々とインド洋および西部熱帯太平洋域に広がっている。陸地上においては, スマトラ島西岸部, ボルネオ島中央-南西部, セレベス島中央部, ニューギニア島中央部で特に対流活動が強い。次に, 3ヵ月間の $T_{BB}$ 変動の標準偏差分布をみると(図3), 20 K以上の標準偏差の大きい地域は西部太平洋, インド洋にみられるが, 海洋大陸においても決して小さくない。しかし, ボルネオ島, ニューギニア島の特に標高の高い地域は標準偏差が小さくなっており, 地形性上昇気流による積雲の常時発生と無関係ではないだろう。これについてはさらに後述する。対流活動の短周期変動をスペクトル解析で抽出する際に, できるだけ深い対

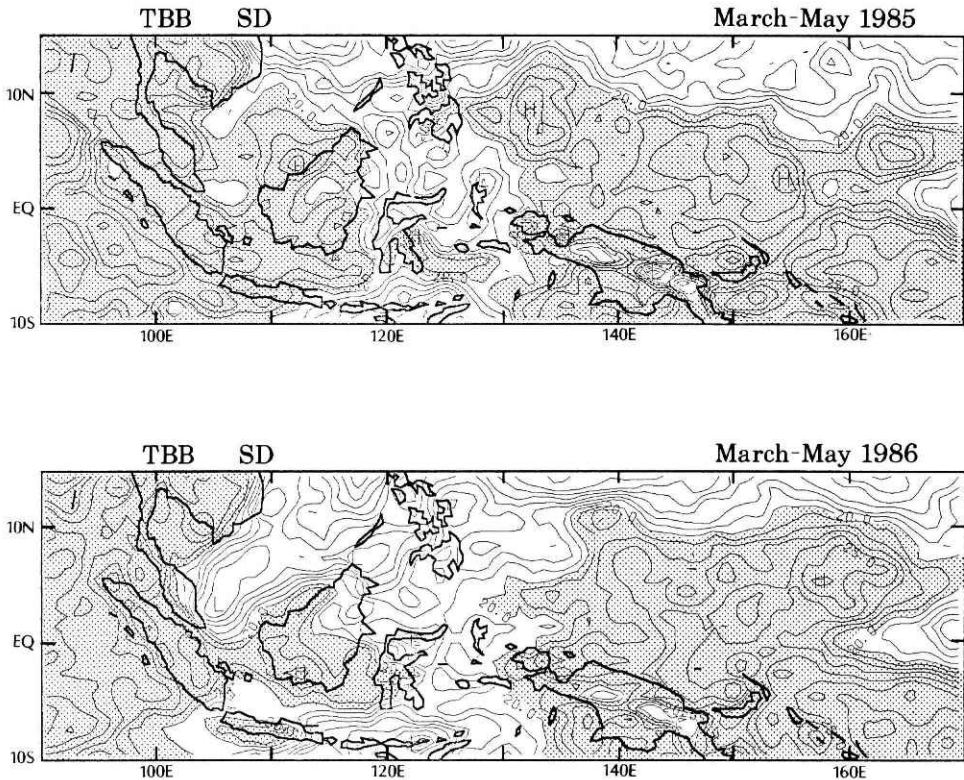


図3 海洋大陸付近における1985年, 1986年の3-5月の $\overline{T_{BB}}$ 変動の標準偏差分布。等値線間隔は1 K。陰影部は20K以上の地域を指す

Fig. 3 Same as in Fig. 2 but for the standard deviation of  $\overline{T_{BB}}$ . Contour interval is 1K. Shading denotes the area with greater than 20K.

流現象を捉えると同時に、地表面・海面温度の変動の影響を除去する必要がある。そのためには、あらためて、緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ 平均 $T_{BB}$ の特性を理解しておく必要がある。そこで、代表例として陸地上(ボルネオ島)と海洋上(西部太平洋)の2地点(図2のA, B)における、緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ メッシュの領域平均 $T_{BB}$  ( $\overline{T_{BB}}$ )とその領域内の画素の $T_{BB}$ の標準偏差( $\sigma_{BB}$ )との関係を図4に示す。A, B点の両者とも、 $\overline{T_{BB}}$ が290 K付近では $\sigma_{BB}$ は最も小さく、 $\overline{T_{BB}}$ が低くなるにつれて $\sigma_{BB}$ が増加し、さらに $\overline{T_{BB}}$ が低くなると $\sigma_{BB}$ は減少していく。この傾向は対流活動が活発な地域ではほぼ同様である。 $\overline{T_{BB}}$ が290 K付近では $\sigma_{BB}$ が非常に小さいことから、雲がほとんどない地表面・海面の $\overline{T_{BB}}$ が反映されていると考えられる。対流活動の短周期変動の分散に対して地表面・海面温度の変動の分散は非常に小さいため、大きな影響を与えると思われないが、できるだけその影響を除去する必要があることも事実である。し

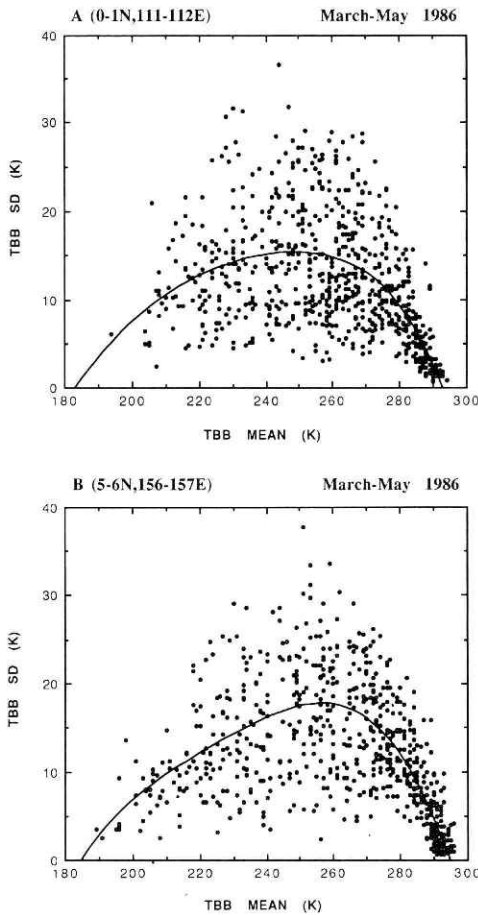


図4 地点A(ボルネオ島), 地点B(西部太平洋)における緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ 領域内の $T_{BB}$ 平均及び標準偏差( $\sigma_{BB}$ )の関係

Fig. 4 Relationships between the  $\overline{T_{BB}}$  and  $\sigma_{BB}$ , which are the standard deviation of  $T_{BB}$  due to the spatial variance within a  $1^\circ \times 1^\circ$  latitude-longitude box, at areas A and B (see Fig. 2).

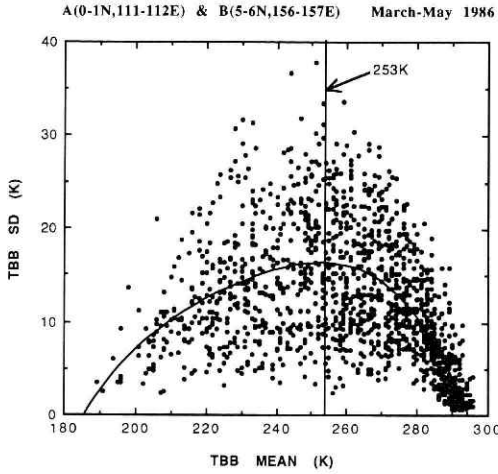


図5 図4と同様，ただしA, B両地点を含む

Fig. 5 Same as in Fig. 4 with an inclusion of the data of both areas A and B.

たがって，本稿では  $\overline{T_{BB}}$  にあるしきい値を設けてその値より高い  $\overline{T_{BB}}$  を考慮しないことにした．図5は図4のA, Bの両地点を重ね合わせた図であるが， $\overline{T_{BB}}$  が250～255 K付近で最も  $\sigma_{BB}$  が大きいことがわかる．この結果から，しきい値を253 Kと決め， $T_{BB}$  インデックス ( $CT_{BB}$ ) を

$$CT_{BB} = 253 - \overline{T_{BB}} \quad \text{if } \overline{T_{BB}} < 253 \text{ K}$$

$$CT_{BB} = 0 \quad \text{if } \overline{T_{BB}} > 253 \text{ K}$$

として定義した．253 K ( $-20^{\circ}\text{C}$ ) は熱帯大気の約400 mb面に相当し， $CT_{BB}$  は深い対流活動のインデックスになると考えられる．地域によっては  $\sigma_{BB}$  が極大のときの  $\overline{T_{BB}}$  が250～255 Kからずれると思われるが，しきい値がある程度253 Kからずれたとしても本質的な問題にはならないと考えられる．

図6は地点A, Bの1986年3—5月における  $CT_{BB}$  とそのままの  $\overline{T_{BB}}$  のパワースペクトルを比較したものである．まず地点Aのスペクトルをみると，1日周期が最も卓越しているのがみとれる．また，2日より長周期変動に注目すると2.7～2.8日周期成分，4日周期成分が顕著にみられ，それより長周期側にはスペクトルピークはみられない．このように5日以下の短周期変動が卓越しているのが特徴的である．この傾向は海洋大陸の地形規模の大きい島々にみられる．対照的に，地点Bでは長周期変動の総分散に占める割合はるかに大きい．20—30日周期，8—10日周期成分の卓越が顕著である．これに対し，より短周期成分は総分散に占める割合は相対的に小さいが，4—5日周期変動や1日周期変動もピークとしてみられる．以上のように，海洋大陸の陸地上の対流活動はシノプティックスケール以下の短周期変動（特に日周期）が卓越し，一方，熱帯海洋上では季節内変動スケールの長周期変動が卓越



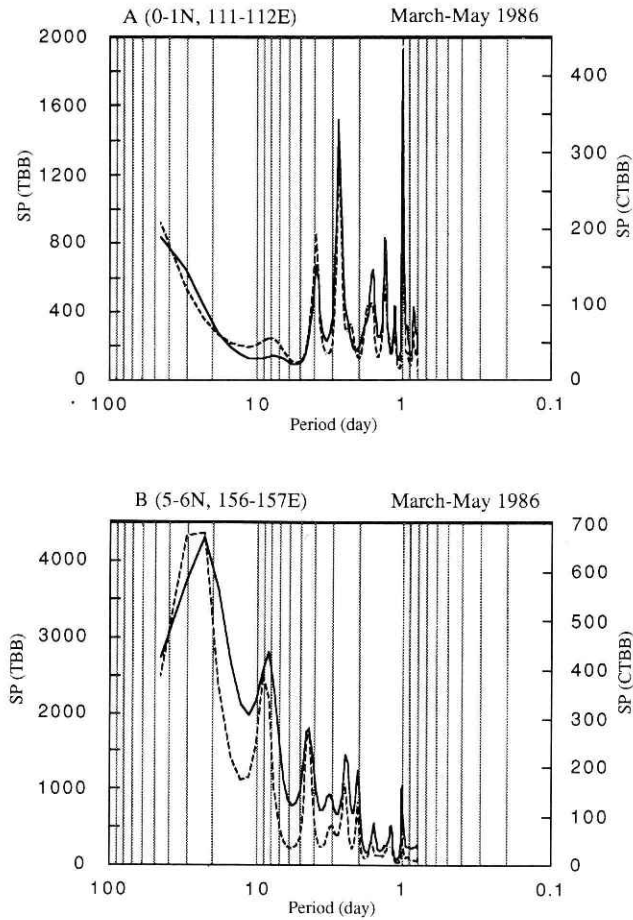


図6 1986年3-5月における地点A, Bの $\overline{T_{BB}}$ および $CT_{BB}$ 変動のパワースペクトル. 実線は $CT_{BB}$ , 破線は $\overline{T_{BB}}$ に対応する

Fig. 6 Power spectra of  $\overline{T_{BB}}$  (dashed line) and  $CT_{BB}$  (solid line) over areas A and B during March to May 1986.

しているのがわかる。

両地点における $CT_{BB}$ と $\overline{T_{BB}}$ のスペクトルを比較すると、当然 $CT_{BB}$ のパワーは小さくなっているが、基本的にスペクトルピークのずれもほとんどなく、各卓越周期成分のパワーの総分散に対する割合も大きな違いはないと思われる。その意味では、緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ 平均の $\overline{T_{BB}}$ にあてしきい値を設ける必要があるのかという疑問が生じるが、上述の結果は対流活動がある程度活発な地域で言えることであって、対流活動が不活発な地域では地表面・海面温度の変動の影響は無視できなくなるので、これ以降は $CT_{BB}$ の変動についてのみ考察していくことにする。



#### 4. パワースペクトルの空間分布

図7は1986年3—5月における $CT_{BB}$ の1日周期(0.75—1.25日周期帯), 2—3日周期の積分パワースペクトルを総分散に対する割合(%)でそれぞれ示したものである。以下, $CT_{BB}$ の積分パワースペクトルの総分散に対する割合(%), percent variance を単にパワーと言うことにする。20%以上の日周期変動が卓越する領域はほぼ海洋大陸を覆っており, またその周辺海域にも広がっている。これは海洋大陸の地形効果・熱的効果によることは明らかである。2—3日周期変動は, 特に変動が卓越している地域は海洋上に存在する傾向があるが, 陸地と海洋上とは卓越の度合に極端な差異は認められない。1日周期の空間分布と比較すると, 特に陸地上において, 2—3日周期変動のパワーが大きい地域は1日周期のパワーは相対的に小さく, 逆に1日周期変動のパワーが大きい地域は2—3日周期変動のパワーは相対的に小さくなる傾向がみられる。次に, 3—5日周期, 7—12日周期, 15—30日周期成分と, より

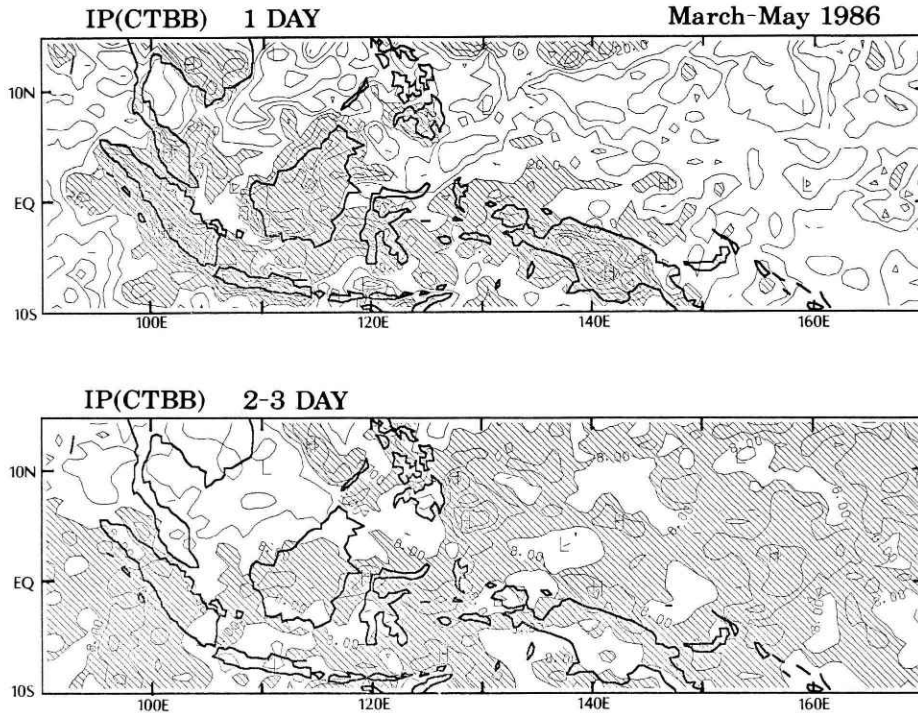


図7 1986年3—5月における $CT_{BB}$ 変動の1日周期帯(0.75—1.25日)および2—3日周期帯で積分したパワースペクトルの空間分布。 $CT_{BB}$ 変動の総分散に対する割合(%)で示す。等値線間隔は4%。斜線部は各々20%、8%以上の地域を指す

Fig. 7 Horizontal distributions of percentages of integrated power spectra of  $CT_{BB}$  for 1 day and 2-3 day period ranges to the total  $CT_{BB}$  variance during March to May 1986. Contour interval is 4%. Shadings for the 1 day and the 2-3 day periods denote areas with greater than 20% and 8%, respectively.

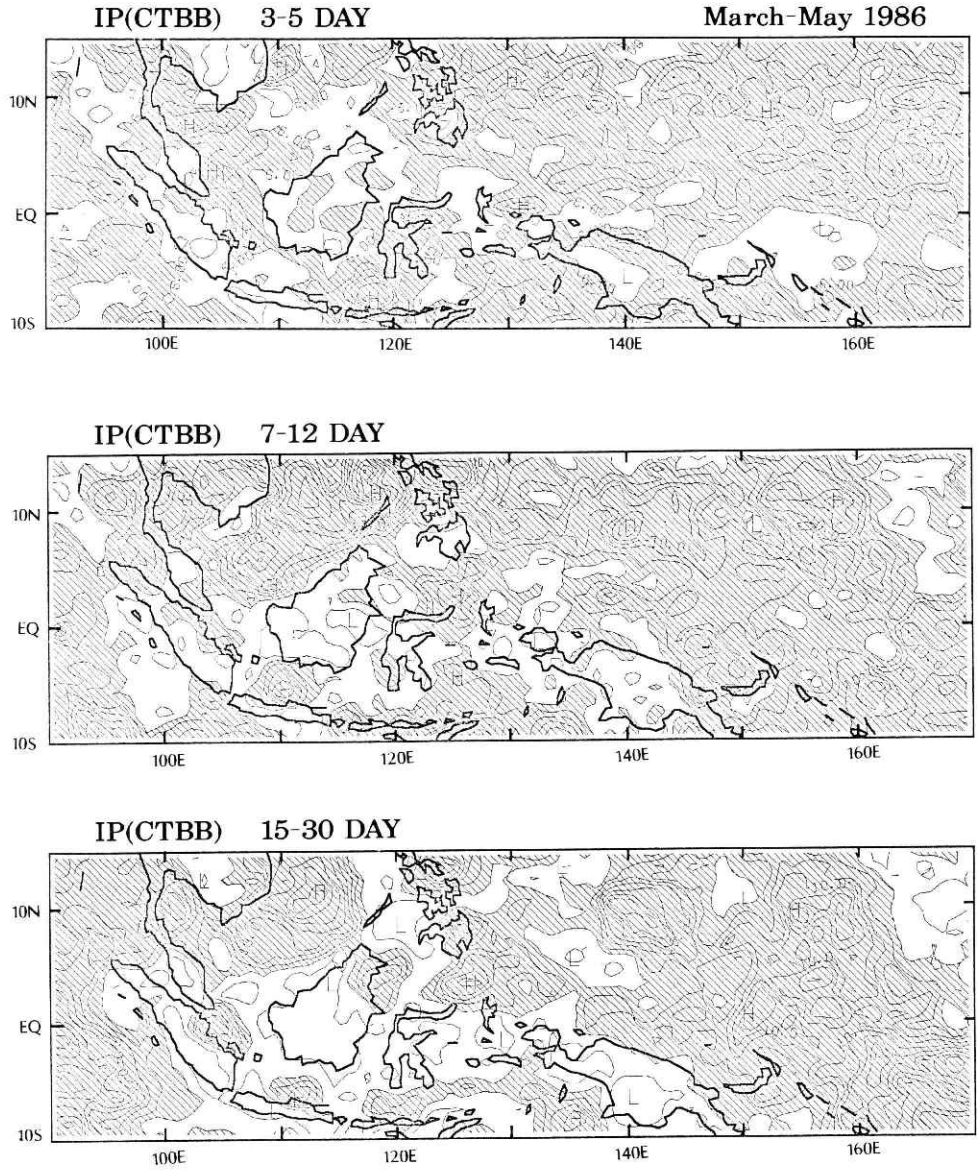


図8 1986年3-5月における $CT_{BB}$ 変動の3-5日, 7-12日及び15-30日周期帯で積分したパワースペクトルの空間分布。 $CT_{BB}$ 変動の総分散に対する割合(%)で示す。等値線間隔は各々3%, 2%, 2%で, 斜線部は各々6%, 4%, 4%以上の地域を指す

Fig. 8 Same as in Fig. 7, but for 3-5 day, 7-12 day and 15-30 day periods.

長周期変動になるにしたがって(図8), 海洋大陸の大きな島々でパワーが小さくなっていき, 季節内変動スケール(15-30日周期)の変動になるとそのパワーは海洋大陸全体にわたって小さくなっている. 海洋上においては長周期変動ほどパワーが大きくなっている傾向がある. それと並行して, 海洋大陸内の海域や小規模な島々では長周期変動のパワーは不明瞭となっていくのがみられる.

同様に1985年3-5月の場合を図9, 図10に示す. 1日周期変動の卓越は1986年の場合と同様に海洋大陸の大きな島々で特に顕著にみられ, また南シナ海などの周辺海域でも卓越する傾向がある. 2-3日周期変動はやはり陸地と海洋上とでは卓越の度合に顕著な差異はみられない. 1日周期と2-3日周期変動の比較を, スマトラ島, ボルネオ島, セレベス島, ニューギニア島などに注目してみると, 1986年と同様に逆相関の傾向をもっている. 図10では3-5日周期, 5-10日周期, 15-30日周期成分のパワー分布を示しているが, 図8に示した7-12日周期の代わりに5-10日周期成分をとりあげている. これは, 1986年の場合と較べてスペクトルピークが短周期側(7日前後)にずれていたことによる. しかし, 図8と同様に, 長周

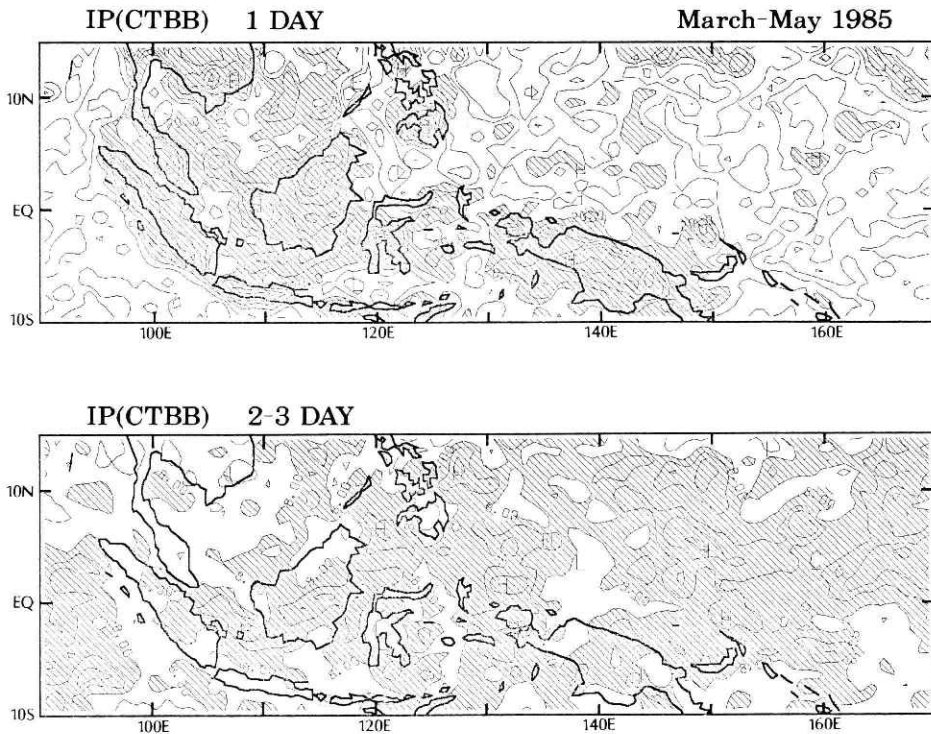


図9 図7と同様, ただし1985年3-5月  
 Fig. 9 Same as in Fig. 7, but for March to May 1985.

期変動になるにしたがって海洋大陸上の  $CT_{BB}$  パワーは相対的に小さくなっていることがわかる。

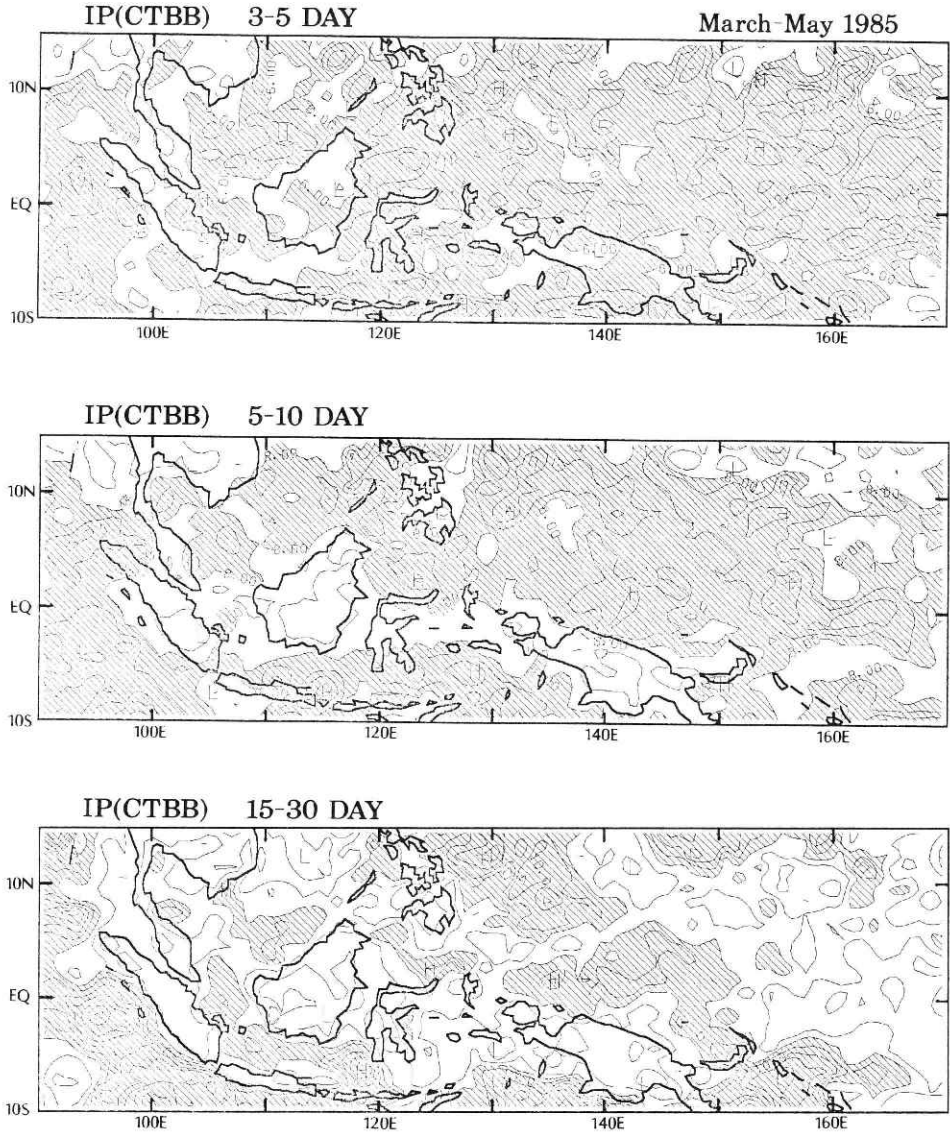


図10 図8と同様、ただし1985年3—5月、また7—12日周期帯に替わって5—10日周期帯を示す。等値線間隔は各々3%、4%、2%で、斜線部は各々6%、8%、6%以上の地域を指す

Fig. 10 Same as in Fig. 7, but for 3-5 day, 5-10 day and 15-30 day periods during March to May 1985.

## 5. 地形規模と $CT_{BB}$ パワーとの関係

前節の結果から、海洋大陸と西部太平洋で卓越する短周期変動の空間分布の特徴が明らかにされたが、海洋大陸内の個々の島々は様々なスケールをもっており、その地形スケールに対して短周期変動の卓越がどのように依存しているのかはほとんど理解できていない。そこで本節では上述の関係を考察するが、まず地形規模をどのように評価するのかという問題がある。地形規模は水平スケールおよび鉛直スケール（標高）で決定されるが、まず最初に水平スケール、そして両スケールに注目して考察した。

$T_{BB}$  データが緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  の領域平均値であるので、図 11 に示すように海洋大陸の地形を緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  メッシュで再評価した。各々の島の水平スケールは緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  メッシュの個数で表現し、対応する  $CT_{BB}$  パワーはメッシュの個数から平均値とした。これらから、各々の島の地形規模と  $CT_{BB}$  パワーとの関係を各周期成分ごとに示したのが図 12 である。1985 年および 1986 年 3—5 月の場合を合わせて示した。ただし、d 図は 5—10 日周期成分（1985 年）と 7—12 日周期成分（1986 年）をまとめている。

1 日周期変動についてみると、水平スケールが大きいと 1 日周期のパワーは総分散に対する割合で 30% 程度に達する。しかし、水平規模が約 300 km 以下（面積では約 100,000 km<sup>2</sup> 以下）の島々になると、大きなばらつきがあるが平均的にパワーは小さくなる傾向を示す。1 日周期変動のパワーが地形規模に対して依存性をもっているのは明らかであり、約 100,000 km<sup>2</sup> 前後を境界としてパワーのギャップがみられる。次に、2—3 日周期変動、3—5 日周期変動についてみると、地形規模に対する依存性はほとんどみられない。5—10 日（および 7—12 日）周期変動になると、地形規模が大きいほどパワーが小さくなる傾向があり、地形規模に対してある程度のパワーの依存性があることがわかる。一方、季節内変動スケールの 15—30 日周期成分ではパワーは全般的に小さく、ほとんど地形規模に依存していない。

次に、地形の鉛直スケール（ここでは標高）も考慮して、水平スケールおよび鉛直スケールで評価した地形規模と短周期変動のパワーとの関係を 3 次元表層グラフで示したのが図 13 である。ここで、鉛直軸は各周期変動のパワー（総分散に対する割合）、水平軸は地形の水平スケール（図 12 と同様）と鉛直スケール（標高：m）をとっている。標高データは 5 分メッシュ値を緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  の領域平均値にしてから、各々の島々の平均標高を求めて鉛直スケールとした。1 日周期変動の場合をみると、水平スケール・鉛直スケール共に小さくなるとパワーが落ち込んでいることがわかる。逆に、地形規模が大きい（水平・鉛直スケール共に大きい）と 1 日周期変動は卓越している。3—5 日周期変動では水平・鉛直スケールに対してほとんどパワーの依存性はみられない。この傾向は 2—3 日周期変動でも同様である（図省略）。ただし、3—5 日周期変動の場合では水平スケールが小さいときに、ある程度パワーが大きくなるのがみられる。5—10 日（および 7—12 日）周期変動では、多少ばらつきはあるが、

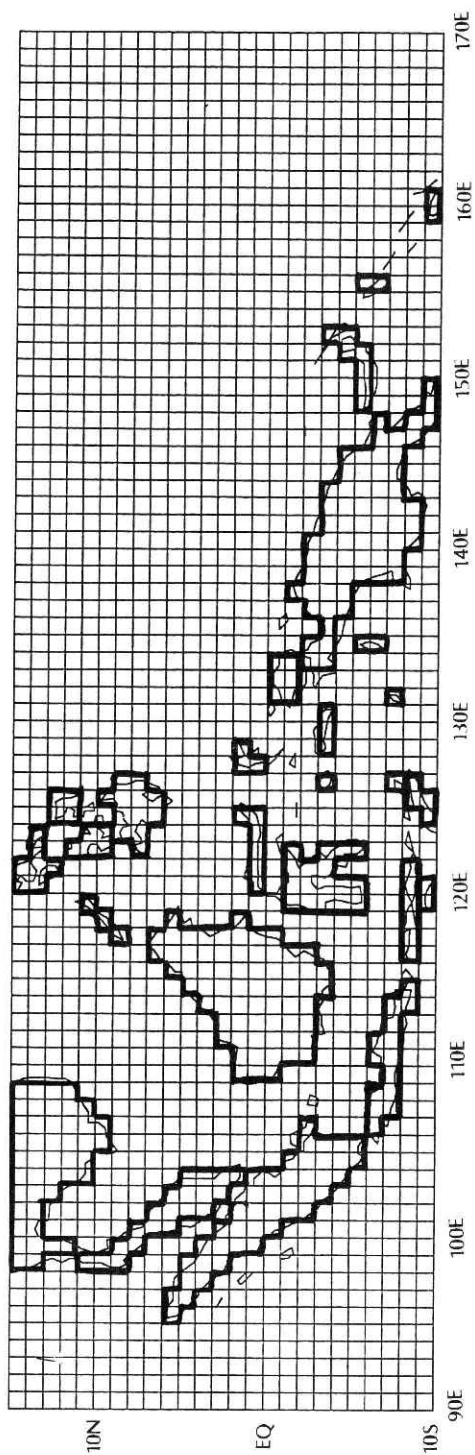


図11 緯度1°×経度1°メッシュで再評価した海洋大陸の地形  
Fig. 11 Topography of the maritime continent estimated by 1°×1° latitude-longitude meshes.



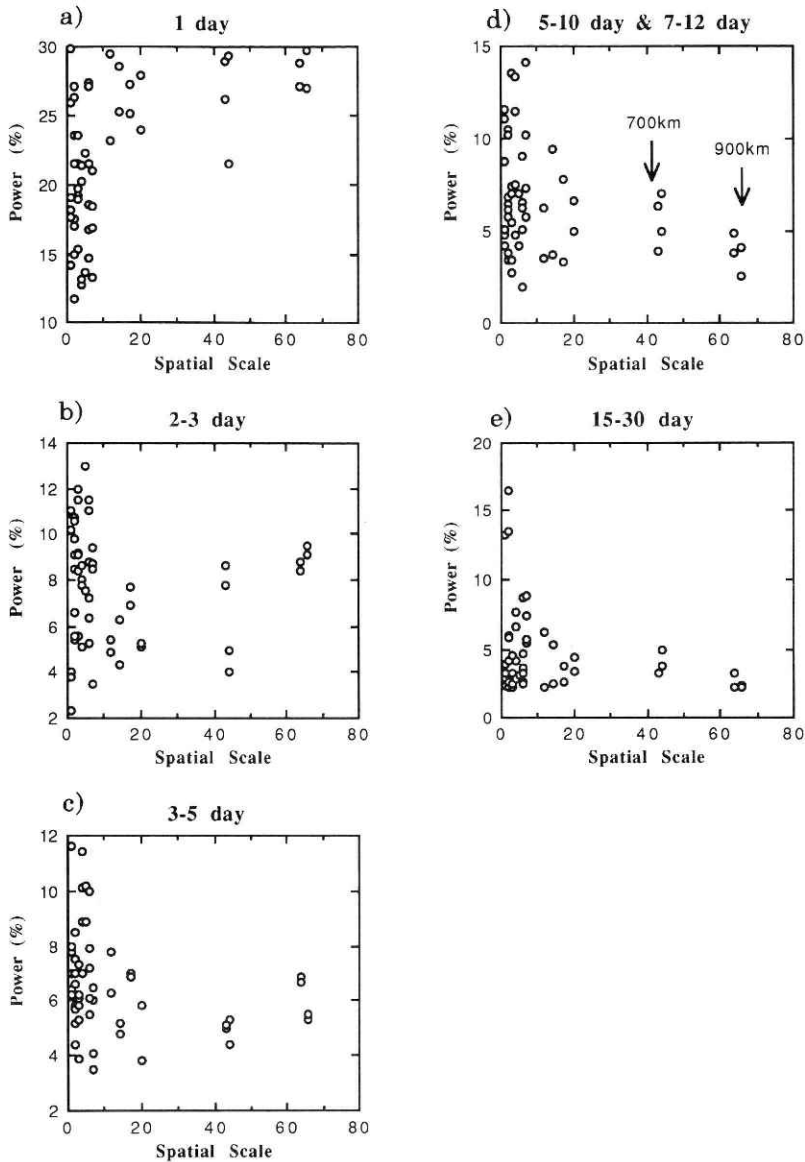


図12 海洋大陸を構成している島々の地形規模と  $CT_{BB}$  の各周期変動のパワー（総分散に対する割合；％）との関係。地形規模は緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ メッシュの個数で表現した。また1985年および1986年の3—5月の2期間の場合を併せて示した。5—10日および7—12日周期変動は期間によってスペクトルピークがずれる準周期的な単一の現象であると判断して、一つの図にまとめた。矢印は対応する水平スケール (km) を示す

Fig. 12 Relationships between the scale of the islands within the maritime continent and the mean  $CT_{BB}$  powers (%) there: (a) 1 day, (b) 2-3 day, (c) 3-5 day, (d) 5-10 (and 7-12) day, and (e) 15-30 day periods. Arrow denotes the corresponding horizontal scale of an island.



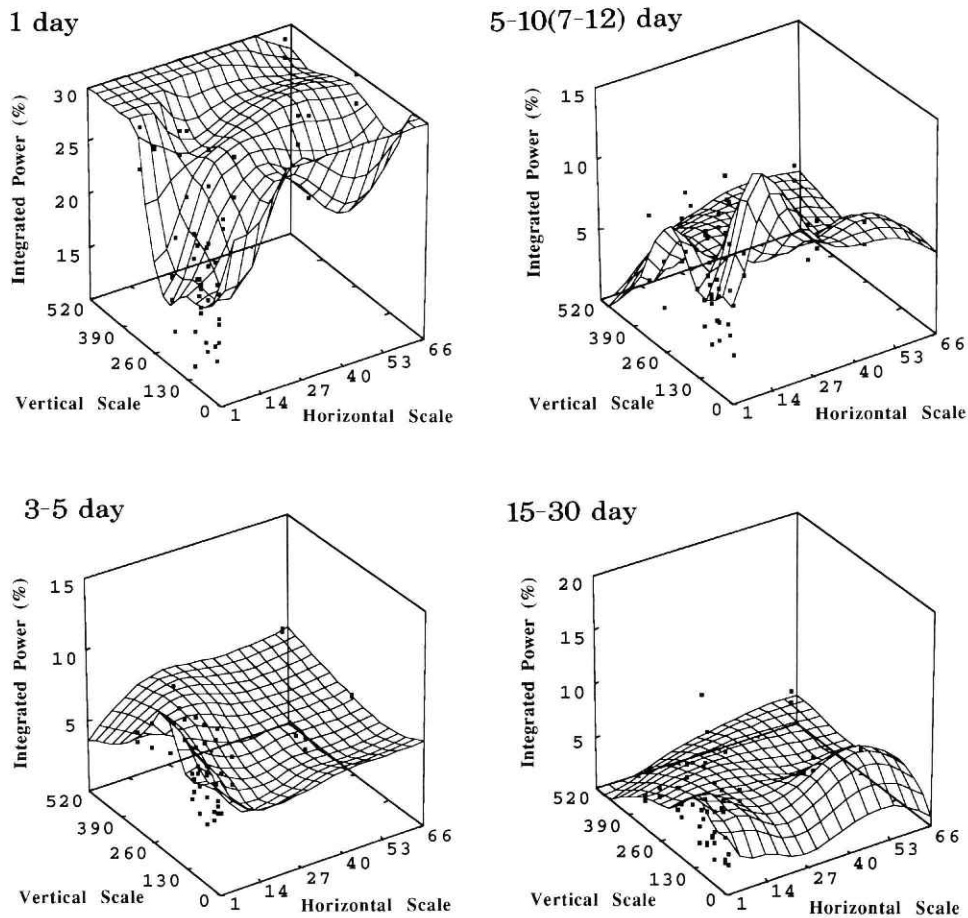


図13 地形の水平スケール（緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ メッシュの個数で表現）および鉛直スケール（平均標高：m）と  $CT_{BB}$  の各周期変動のパワーとの関係。図12と同様に1985年および1986年の3-5月の2期間の場合を併せて示した

Fig. 13 Three dimensional diagrams showing relationships among the horizontal and vertical scales of the islands within the maritime continent, and the mean  $CT_{BB}$  powers (%) there.

水平・鉛直スケールが大きいほどパワーが小さいという地形規模に対する依存性を少なからずもっている。季節内変動スケールの15-30日周期変動になると、常にこの周期成分のパワーは小さく、ほとんど地形規模に対する依存性はみられない。

## 6. 考察および結論

なぜ海洋大陸上で季節内変動スケール（特に 30—60 日振動）が不明瞭なのかという問題に対しては、理由が明白であると考えられているのかその理由をはっきりと記述した研究はみられない。しかし、不明瞭になっている原因にはいくつか考えられるので、ここであらためて確認する必要があると思われる。一つの可能性として、海洋大陸上の積雲対流活動が常に活発で saturate の状態にあり、その結果  $T_{BB}$  変動の総分散が小さく季節内変動成分のパワーも小さくなってしまふことがあげられる。しかし、 $T_{BB}$  変動の平均と標準偏差分布をみると、海洋大陸上では対流活動が活発でも海洋上と同程度に標準偏差が大きい地域がみられる。したがって、上述の理由で季節内変動が不明瞭であるとは言いきれない。ただし、local scale でみれば、ボルネオ島、ニューギニア島の特に標高の高い地域は  $T_{BB}$  が低く標準偏差も小さいので、この地域では対流活動は saturate の状態にあるといえよう。次の可能性として、 $T_{BB}$  変動の総分散は変わらないが、季節内変動以外の他の周期帯にパワーが移行したことが考えられる。季節内変動スケール以下の短周期変動（1日～10日の時間スケール）についてみると、海洋大陸上で特に卓越しているのは1日周期変動で、地域によってはその変動のパワーは総分散に対する割合で30%以上にもなる。海洋上でも1日周期変動のパワーが大きい地域もあるが、海洋上では総分散に対する割合は平均的に10～20%程度である。したがって、海洋大陸上では1日周期の変動成分が総分散に大きく占めることによって、逆に季節内変動成分が不明瞭になっていることが理解できる。このことから、積雲対流活動が saturate の状態にある影響よりも、短周期成分、実際には1日周期の変動成分が卓越することによる（季節内変動を modulate している）影響が大きく寄与していると考えられる。

次に、 $T_{BB}$  変動から得られたそれぞれの短周期変動について、背景となる物理現象あるいは対応する cloud cluster の空間スケールなどについて若干の考察をおこなった。

1日周期変動は、図7および図9でみられるように海洋大陸の島々で当然卓越しているが、海洋大陸内の海域あるいは周辺海域でも変動が大きいことがわかる。しかし、陸地上と海洋上とは表面温度変化の位相差を考えると、熱帯対流活動の日変化の位相が対照的であることが予想される。事実、Murakami (1983) は陸地上では地方時で午後に対流活動が活発で、18時頃ピークに達する。一方、海洋では対流活動が午前中に活発であることを明らかにしている。西部太平洋熱帯域の海面水温 (SST) は年平均でも  $28^{\circ}\text{C}$  を超えており、SST の日変化は  $1^{\circ}\text{C}$  以上である。Gadgil et al. (1984), Graham and Barnett (1987) らによれば、対流活動が急激に活発化する SST のしきい値は  $28^{\circ}\text{C}$  付近にあるので、しきい値前後の  $1^{\circ}\text{C}$  の変化に対して積雲対流活動の発達に敏感であることが考えられる。Lukas (1991) は 1988 年の 6 月中旬から 7 月までの船舶による海洋観測データから、その期間中の SST の日変化のコンボジットを求め、地方時で 6 時に最小、16 時に最大になることを示した。1日周期変動スケール

ルの熱帯対流活動と SST とのフィードバックシステムは観測データの不足などから未だ十分に理解できていない。さらに、他の短周期変動（2日～10日）との相互作用も今後の重要な課題になると考えられる。

2—3日の周期帯にスペクトルピークが得られたが、この周期帯の変動は中高緯度の総観スケール (synoptic scale) の現象とは性格を異にしている。図7および図9でみられるように特に変動の大きい地域は海洋上に存在するが陸地上においてもみられる。1日周期変動の卓越する地域では2—3日周期変動は相対的にパワーが小さい傾向があり、その逆もまた言える。この傾向は特に陸地上で顕著である。Lau et al. (1991) は空間スケールが1,000～2,000 km のオーダーの super cloud cluster (SCC) の階層構造のなかに、空間スケールが500～1,000 km, 約2日周期の cloud cluster を subsynoptic scale の変動として見いだしているが、上述の2—3日周期変動はそれに対応していると考えられる。また、上述の結果と同様に、2—3日周期変動が卓越しているときには1日周期変動は弱くなることを指摘しており、この異なる二つの周期変動の間に強い相互作用が存在することを示唆した。彼らは1日周期は空間スケールが100～200 km の local cloud cluster を伴っていることを示しているが、地形の空間スケールが約300 km 以下の島々では地形規模の大きい島に較べて1日周期変動のパワーが弱い傾向があることを考えると、空間スケールが100～200 km の local cloud cluster に対して地形スケールが約300 km 以下の島がもたらす地形効果（ここでは cloud cluster を活発化させる効果）は小さいことが示唆される。しかし、2—3日周期変動には地形規模に対する依存性はみられなかった。また、なぜ2—3日周期変動が存在するのかという根本的な疑問に対しては背景となる物理現象の存在すら依然としてわかっていない。

3—5日周期変動は Lau et al. (1991) の解析では見いだされていないが、3節の結果から海洋大陸および西部太平洋上の対流活動に、明瞭なスペクトルピークとして得られている。Salby et al. (1991) はこの約4日周期は日付変更線付近の西部太平洋で顕著で西進成分をもっており、偏東風波動 (easterly waves) と関連していることを示した。Liebmann and Hendon (1990) は850 mb 南北風のデータから熱帯域の4—5日周期変動の構造を調べ、赤道に trap された混合ロスビー重力波のモードであることを示唆した。また、高藪・新田 (1991) は  $T_{BB}$  データの解析から3—5日周期変動の6—8月の平均的な振舞いを調べ、160°E 以西と日付変更線付近では伝播方向や構造の違いを指摘している。本稿では、3—5月の解析であるが、そのパワースペクトル分布からみた卓越地域はフィリピン諸島以東から170°E までの西部太平洋域に広がっており、高藪・新田 (1991) の結果と矛盾しない。3—5月は海洋大陸上で積雲対流活動が活発であるが、3—5日周期変動のパワーは相対的に小さく地形規模に対する依存性もほとんどみられなかった。

5—10日（7—12日）周期変動は、1985年と1986年の場合とではスペクトルピークが少なからずずれていたことから、季節あるいは年によって周期帯がずれるような、むしろ準周期

的な現象を捉えている可能性が高い。実際には、空間スケールが 1,000—2,000 km の SCC あるいは熱帯低気圧が次々と海洋上を東進（西進）していく時間間隔を反映していることが考えられる。図 12 にみられるように、地形スケールが数 100 km 以下の島々ではこの周期変動のパワーが抑制される傾向はあまりみられず、逆に陸地の地形スケールが 700 km から 900 km 程度の規模になると抑制される傾向がみられる。この結果は、空間スケールが 1,000—2,000 km の SCC 等の擾乱は、空間スケール 700—900 km 以上の地形規模をもった陸地上を東進（あるいは西進）する場合、大きな変質を受けることを示唆している。

短周期変動と比較するために、季節内変動スケールである 15—30 日周期帯のパワーは、海洋大陸の島々のみならず海洋大陸内の海域においても極端に小さい。季節内変動スケールの積雲対流活動は赤道付近では SCC 群の挙動が反映されている場合が多い。SCC 群の活発・不活発のサイクルがその周期帯を限定しているとも言えるであろう。インド洋あるいは西部太平洋の SCC 群（空間スケールが海洋大陸全体の規模に匹敵）が東進（西進）し、海洋大陸上を通過する場合、SCC 群の内部構造である SCC や cloud cluster が局地スケールの地形効果により短周期変動成分が強化され大きく寄与してくると、SCC 群の構造が変質し（ある意味では破壊され）、結果として海洋大陸上の季節内変動スケールの対流活動は不明瞭となる。また、標高が特に高い島による SCC のブロック効果（水野・新田, 1991）も影響を与えていると思われる。このように、SCC 群の空間スケールが非常に大きいために、海洋大陸の陸地のみならず海洋大陸内の海域も含めた、まさに大小の島々と周辺海域を含めた集合体“大陸”としての地形効果が季節内変動に影響を与えているとも言える。さらに、SCC 群の内部構造の変質はその構造を構成している個々の空間スケールに対応して、影響を与える地形効果の地形規模も異なってくることを示唆された。

結論として、

- ① 15 日以下の積雲対流活動の短周期変動として、スペクトルピークが明瞭な 1 日周期、2—3 日周期、3—5 日周期変動が見いだされ、さらに、準周期的な 5—10 日（7—12 日）の時間スケールの変動もみられた。
- ② 熱帯対流活動に関して、季節内変動スケールの振幅が海洋大陸上で極端に小さいのは、積雲対流活動が常時活発で saturate の状態にあり季節内変動成分を不明瞭にしている効果よりも、1 日周期変動が卓越することにより、季節内変動を変調させている効果が大きく寄与していることが確認された。
- ③ 1 日周期変動の卓越地域は海洋大陸内の島々のみならず、その周辺海域も含めて海洋大陸全体に広がっており、そのパワーは総分散に対して 20% 以上に達する。また、地形の水平スケールが約 300 km 以下の島々では 1 日周期変動のパワーが弱い傾向がある。
- ④ subsynoptic scale の 2—3 日周期変動の卓越する地域では 1 日周期変動が相対的にパ

ワーが小さい傾向があり、その逆もまた言える。この傾向は特に陸地上で顕著にみられた。また、2—3日周期変動には地形規模に対する依存性はみられなかった。

- ⑤ 3—5日周期変動は、一般的にフィリピン以東から日付変更線に至る西部太平洋で卓越しており、海洋大陸付近では振幅は弱く、地形規模に対する依存性もほとんどみられなかった。
- ⑥ 準周期的な5—10日(7—12日)変動は、地形の水平スケールが数100 km以下の島々ではこの変動のパワーが抑制される傾向はあまりみられないが、水平スケールが700—900 km程度の地形規模になると抑制される傾向がある。この準周期的変動は空間スケールが1,000 kmから2,000 km程度のSCCや熱帯低気圧等の擾乱に対応するものと考えられ、水平スケール700—900 km以上の地形規模をもった陸地上を進む場合、大きな変質を受けることが示唆された。
- ⑦ 赤道域の季節内変動スケールの対流活動を実質構成しているのは、海洋大陸全体の空間スケールに匹敵するSCC群であるというのが共通認識であるが、SCC群の階層構造としてのSCCやcloud clusterが個々の時間スケールに対応して、地形効果を及ぼす地形規模も異なり、結果としてSCC群の内部構造の変質が生じていることが示唆された。

## 7. おわりに

本稿では、海洋大陸の地形規模に対する短周期変動の依存性に主眼を置いてきたが、ここでの地形効果は、あくまで積雲対流の短周期変動の振幅を増幅させる、あるいは減衰させる効果として捉えてきた。一方では、個々のcloud clusterがいわゆる地形効果によって変形させられることも存在する。しかし、それはもうメソスケールの現象であり、本研究で用いた緯度1°×経度1°メッシュのデータでは解像できない。その意味では、本研究において述べてきた“地形効果”は限定した意味であることに留意していただきたい。

Kitoh and Yamazaki (1991)は大気大循環モデル(GCM)において、GCMの格子間隔より小さなsubgrid scaleの島々が多く存在する海洋大陸の地形がうまく表現できないため、その地形効果を抵抗係数を増加させることによって評価し、水蒸気収束を強化し降水量を増加させる効果があり、モンスーン循環等も改善されることを示している。このように、本研究の結果とも合わせて、海洋大陸の熱帯大気に与える地形効果を時空間スケールを考慮して再認識する必要があるであろう。

また、海洋上の広域の降水量推定に衛星観測データを用いることは必要不可欠であるが、グラウンドトゥルースとなる海洋の島々の降水特性が、島の地形スケールにより変化することが予想される。その降水データの空間代表性がどの程度なのかという問題もさることなが

ら、降水の日変化の振幅や、陸地と海洋との位相差の問題にも降水量推定の際には注意する必要があると思われる。

積雲対流活動の短周期変動の循環場も含めた空間構造にはあえて立ち入らなかったが、時間スケールでは synoptic scale の 3–5 日周期変動の他に、より短い subsynoptic scale と言えるような 2–3 日周期変動が検出されたが、この変動が物理的に意味のある現象なのか、空間構造も含めて解析する必要があるだろう。そのためには、日変化から(sub) synoptic scale までの大気循環場の解析が要求される。また、大規模スケールの循環場との相互作用も今後の課題である。雲が地球温暖化に及ぼす影響を解明するためには、雲の放射過程を理解することが避けられないが、熱帯対流活動の短周期変動、特に daily scale の変動が大規模スケールの循環場にどのような寄与をしているのかを解明することも重要な問題である。

最後に、季節内変動スケールの air-sea interaction はモデル・観測の両面から調べられてきたが (Lau and Shen, 1988 ; Hirst and Lau, 1990 ; Krishnamurti et al., 1988 ; Kawamura, 1991 ほか)、短周期変動の時間スケールの air-sea interaction は観測データの制約から未だ不明の部分が多い。はたして、cloud cluster の階層構造にある程度の寄与をしているのが興味あるところで、TOGA/COARE 計画と関連して今後の重要な課題の一つになるにちがいない。

## 謝 辞

本研究は、科学技術庁海洋開発及地球科学調査研究促進費における地球科学技術特定調査研究「雲が地球温暖化に及ぼす影響解明に関する観測研究」の一環として行われたものである。T<sub>BB</sub> データは気象衛星センターで作成され、気象研究所台風研究部の中澤哲夫氏の好意により利用することができた。また、京都大学防災研究所の西 憲敬氏、名古屋大学水圏科学研究所の平沢尚彦氏には有益なコメントを頂いた。記して感謝致します。

## 参 考 文 献

- Gadgil, S., Joseph, P. V. and Joshi, N. V. (1984): Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, **312**, 141–143.
- Graham, N. E. and Barnett, T. P. (1987): Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657–659.
- Hirst, A. C. and Lau, K. M. (1990): Intraseasonal and interannual oscillations in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, **3**, 713–725.
- Kawamura, R. (1991): Air-sea coupled modes on intraseasonal and interannual time scales over the tropical western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3165–3172.
- Kitoh, A. and Yamazaki, K. (1991): Impact of surface drag of islands in the maritime continent

- on the atmospheric general circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 241-249.
- Krishnamurti, T. N., Oosterhof, D. K. and Mehta, A. V. (1988): Air-sea interaction on the time scale of 30 to 50 days. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1304-1322.
- Lau, K. M. and Shen, S. (1988): On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1781-1797.
- Lau, K. M., Nakazawa, T. and Sui, C. H. (1991): Observations of cloud cluster hierarchies over the tropical western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3197-3208.
- Liebmann, B. and Hendon, H. H. (1990): Synoptic-scale disturbances near the equator. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1463-1479.
- Lukas, R. (1991): The diurnal cycle of sea surface temperature in the western equatorial Pacific. *TOGA Notes*, **2**, 1-5.
- 水野孝則・新田 勍 (1991): スーパークラスターに及ぼす海洋大陸のブロック効果. 日本気象学会講演予稿集, **59**, A365.
- Murakami, M. (1983): Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and southeast Asia, Part I : Diurnal variation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60-76.
- Nakazawa, T. (1988): Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839.
- Salby, M. L., Hendon, H. H., Woodberry, K. and Tanaka, K. (1991): Analysis of global cloud imagery from multiple satellites. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 467-480.
- Takayabu, Y. and Murakami, M. (1991): The structure of super cloud clusters in 1-20 June 1986 and their relationship to easterly waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 105-125.
- 高藪 縁・新田 勍 (1991): 中～西部熱帯太平洋域における積雲活動の短周期変動の解析. 日本気象学会講演予稿集, **59**, A364.

(1991年12月12日 原稿受理)