

## 第 3 章

## モンスーン/大気・海洋結合系 (MAOS) の準2年振動

安 成 哲 三\*

## 3.1 はじめに

モンスーンとは、アジアを中心として季節的に卓越する風と雨が、冬と夏とで季節的に交替する現象の総称であることは、よく知られている。モンスーンは、アジア大陸東南部からインドネシア・熱帯西太平洋、オーストラリア北部の地域で、世界的にももっとも卓越している。モンスーン世界とは、熱帯アフリカの一部の地域を除けば、この地域の事を指すといっても過言ではない。

なぜこの地域にモンスーンが卓越しているかということについては、すでに数年前の私の小論(安成, 1984)でのべた。一言で言えば、低緯度にまで張り出した地球最大の大陸<ユーラシア大陸>と、まわりの海洋の間の季節的な加熱・冷却のされかたがきわめて大きいことに加え、ヒマラヤ・チベット山塊の存在が、この熱的コントラストをさらに強めていることによっている。この海陸・山岳分布に影響された大気の大断熱加熱率(実質的な加熱・冷却の割合)の分布(図3.1)は、アジアモンスーン地域を中心に、非常に顕著な海陸間の加熱と冷却のコントラストを形成している。この加熱・冷却の差を補償するよう

に流れるのが、モンスーン循環に他ならない。

図3.1に見られるような、アジアモンスーン域の大きな大気加熱と、まわりの海での大気冷却には、海洋上での蒸発による冷却、風による水蒸気輸送と収束、そして大陸域周辺での凝結、降水による大気加熱が実際には非常に大きな働きをしており、この水循環の過程なしには、海陸間の大きな加熱差は維持されないことが、過去十数年のグローバルな観測データの蓄積により、明らかにされている。したがって、モンスーン循環は、海陸の加熱差でいったん形成された循環が、この水循環過程により、さらに維持・強化されるという、正のフィードバック機構を伴っていることになる。

## 3.2 モンスーン/熱帯大気・海洋結合系 (MAOS) の提唱

アジアモンスーンに伴う大気循環系としては、南アジアから南インド洋付近にかけての南北循環とともに、アジアモンスーン域で上昇し、赤道東部太平洋上で下降する熱帯沿いの東西循環も、その大きな部分を占めている(図3.2)。この熱帯東西循環は、上に述べた水循環による正のフィードバック機構により、モンスーン域の対流活動を強め、東太平洋での下降気流を強める。季

\*筑波大学地球科学系

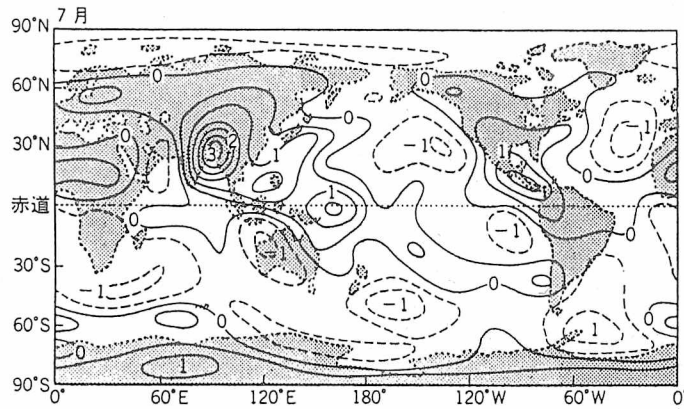


図 3.1: 1979 年 7 月の大気加熱または冷却の割合。単位は k/日。

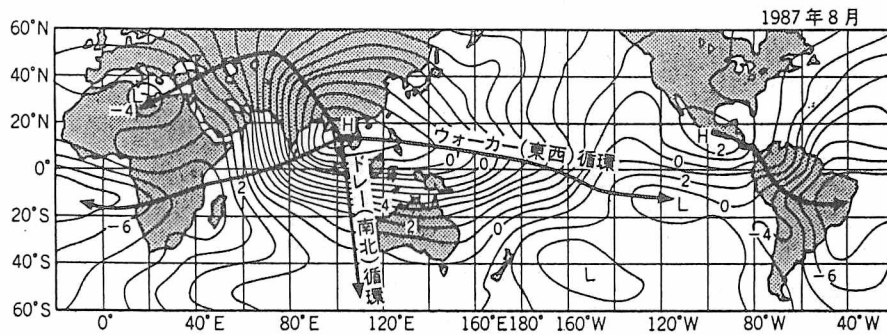


図 3.2: 対流圏上部 (200mb) の速度ポテンシャル分布と主な発散風の流れ。発散の中心が速度ポテンシャルの極大域、収束の中心が極小域に対応する。

節的には、対流活動の中心が、赤道西部太平洋域に移る冬のアジア (夏のオーストラリア) モンスーン時に、この循環はより強くなる。

さらに重要なことは、この東西循環の大気下層部をしめる赤道沿いの東風 (貿易風) は、エクマン効果 (風の応力と地球回転に起因する海洋表層の収束・発散) による赤道湧昇流を海の表層に引き起こすことにより、中・東部太平洋の表層水温を低くし、その上の大気を冷やして気圧を高め、東西の気圧勾配をさらに強め、その結果、東風をさらに強めるという、もう一つの正のフィードバック効果を持っていることである。一方、モンスーンの対流活動域に向かって、西よりの強い風が吹いている東部インド洋や西部太平洋で

は、逆のエクマン効果により、表層に暖かい海水がたまり、海面水温も高くなって、対流活動がさらに強化される。即ち、モンスーン地域の対流活動に励起された赤道沿いの大気の東西循環は、近接する太平洋とインド洋の海洋表層と相互作用することにより、図 3.1 に示されるような大気加熱 (冷却) 域の東西非対称な分布をさらに強め、結果として、アジアモンスーン域を、熱帯における卓越した対流活動域として作り出していることになる。

図 3.2 に示されたような、熱帯の中でも卓越して巨大な循環システムを形成するアジアモンスーンは、特徴的な海陸と山岳の分布に励起された熱的循環という理解だけでは不十分であり、

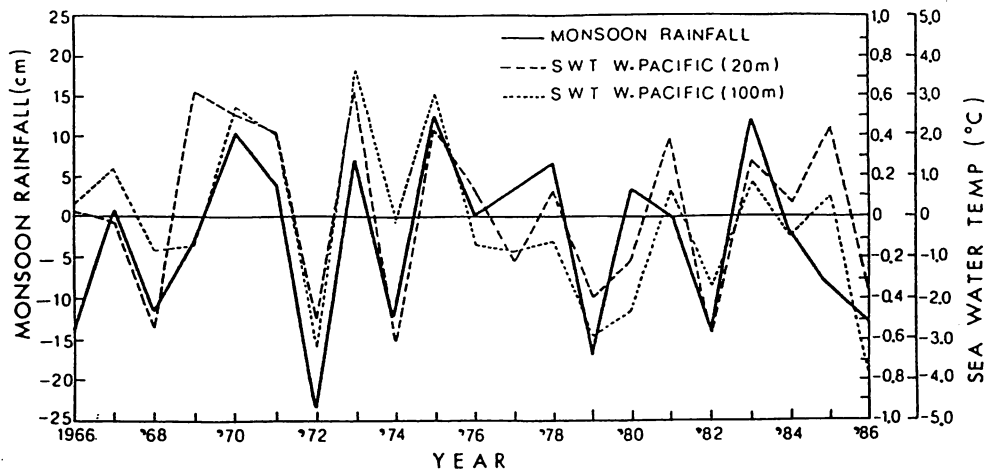


図 3.3: インドモンスーン降雨量と翌年1月の西太平洋(東経137度, 北緯2~10度)の海水温偏差。海水温偏差は正規化してある。

それに熱帯太平洋・インド洋の大気・海洋相互作用が結合した動的平衡系としてとらえることにより, はじめて理解できるのである。以下このアジアモンスーンと熱帯の大気・海洋結合系を一つのシステムとして, 仮にMAOS (Monsoon & Atmosphere/Ocean System) と名づけることにしよう。

### 3.3 MAOSの準2年振動

このMAOSは年々の振動としても, 非常に特徴的な構造と特性を持っている。図3.3は, アジアモンスーンの強さのインデックスとしてのインドモンスーン降水量と翌年1月の西部熱帯太平洋の暖水域での混合層水温の時系列である。双方の時系列の間には, 非常に高い正の相関があり, アジアの夏のモンスーンが活発な後の冬の水温は高く, 不活発なモンスーン後の水温は低いことがわかる (Yasunari, 1989)。この図に現れたもう一つの特徴は, これらの変動が, 顕著な2-3年周期を示していることである。広域での海水温, 風, 雲量などの時空間変動の解析をあわせた結果, この両者に見られるタイムラグを持った非常に高い相関は, このシステムの年々変動

が, 特徴的な季節性を持つことと密接に関連していることが明らかとなった。即ち, 夏のアジアモンスーンの対流活動と, それに伴う熱帯東西循環の強弱のアノマリーがまず現れる。それが季節の進行と共に更に増幅され, 引き続く冬に極大に達した後, 翌年の夏のアジアモンスーンの直前に衰える。そして, 翌年の夏のモンスーンは, 前年とは反対のアノマリーで開始される確率が高い。即ち, 準2年周期(QBO)的な変動の特性を持つことになる。

このモンスーン・大気海洋結合システムの, 特徴的な季節サイクルを持った年々変動の特性は, 図3.4のインドモンスーン降水量と赤道太平洋の海面水温とのラグ相関に, はっきりと見ることができる。この図を, 物理的解釈を加えながら説明すると, 夏のアジアモンスーンが活発ならば, 東南アジアから西太平洋にかけての対流活動は, 秋から冬への季節進行中も活発なまま持続され, 熱帯東西循環も強化されたまま持続する。赤道西部太平洋では, 東西循環の強化に伴って, 暖かい海水がますます蓄積され, 一方東部太平洋では, 東風の強化に伴う湧昇流の強化により, ますます水温が低くなる。即ち, エル・ニーニョとはちょうど反対の, いわゆるラ・ニー

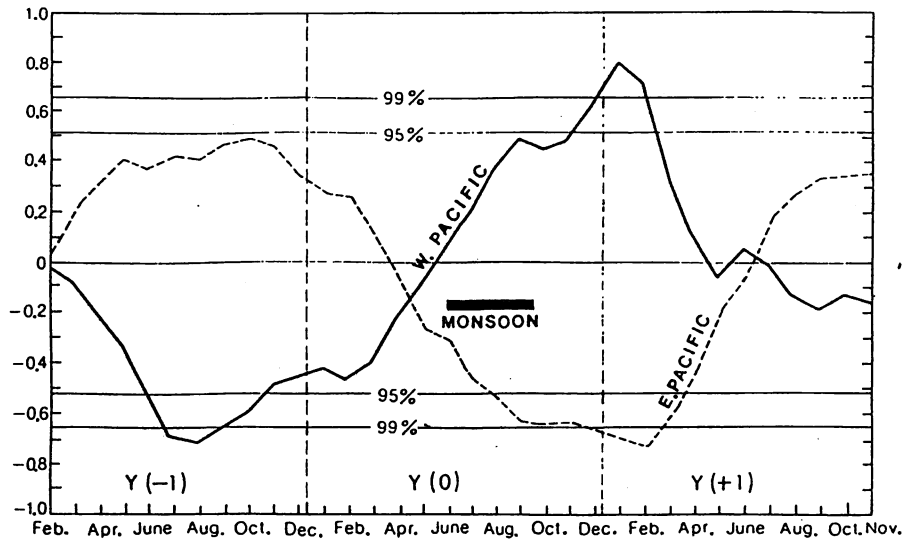


図 3.4: インドモンスーン降雨量と赤道西部 (実線) および東部太平洋 (破線) の海面水温とのラグ相関。Y (0) は参照したインドモンスーンの年を表す。

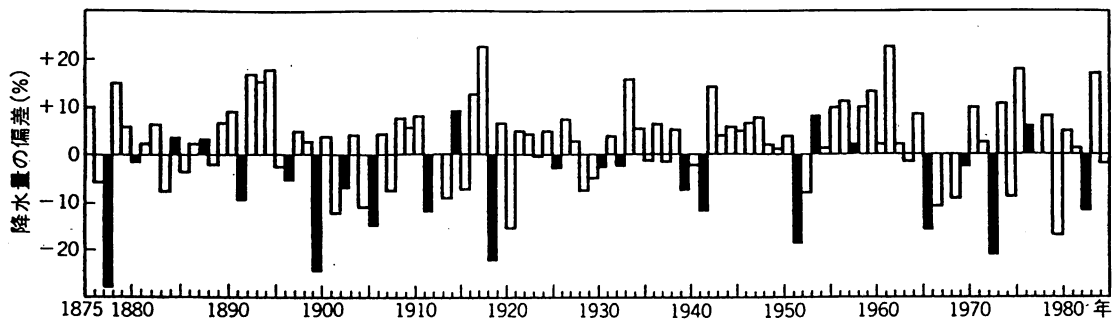


図 3.5: インドモンスーン降雨量の経年変動。平年からの偏差で示す。黒で示したのがエルニーニョ年 (Shukla and Paolino, 1983)。

ニャ (La Nina) (Philander, 1985) の状態が次の冬を中心として発達するし、次の夏に終息する。夏のアジアモンスーンが不活発だと、反対に、エル・ニーニョ (的な) 状態が発達する。

一方で、エル・ニーニョは、図 3.5 に示されるように、モンスーンが弱い年にいつも発現するわけではなく、選択的に、より少ない頻度でしか発現しない。エル・ニーニョは、このシステムの2年周期振動が、時として異常に増幅した状態と理解することができる。

では、モンスーン・大気海洋結合システムは、なぜ2年周期の特性 (即ち、あるモンスーン年と

次のモンスーン年は、反対のアノマリーを持ち易いという特性) を有しているのか。エル・ニーニョ発現のタイミングを決めているのは何か。現在走っている国際的な共同研究の TOGA (熱帯海洋と地球大気) 研究計画の目標は、まさにこれらの問題の解明にあるとあってよい。

### 3.4 準2年振動の季節依存性とモンスーン年

アジアモンスーン域を含む太平洋、インド洋行きをカバーする MAOS の領域は、熱帯の約 2/3

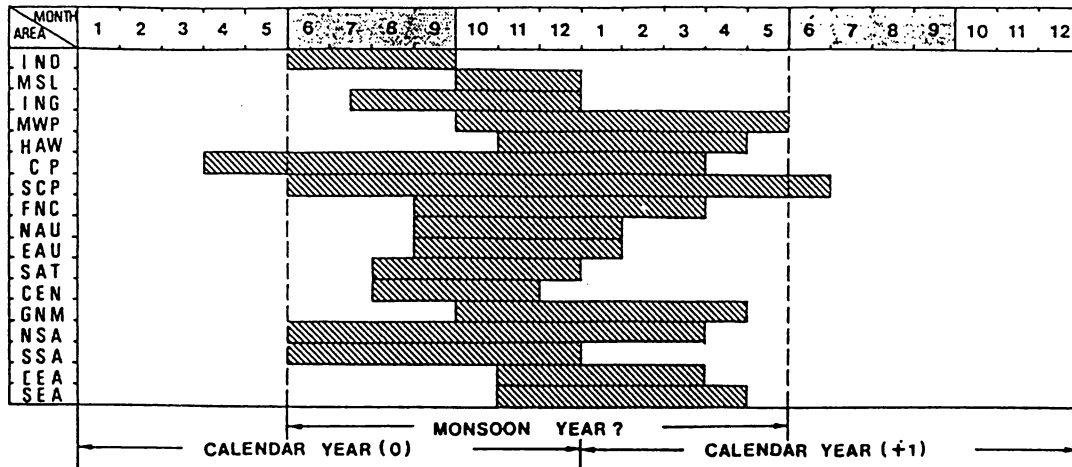


図 3.6: SOI の極大値に対応して熱帯・亜熱帯域における降水量偏差の現れる時期 (Ropelewski and Halpert, 1989 のデータにもとづく)。たての破線はモンスーン年のおおよその区切りを示す。左欄の略語は以下の地域を示す。IND; インド, MSL; ミネソイ/スリランカ, ING; インドネシア/ニューギニア, MWP; ミクロネシア/西太平洋, HAW; ハワイ諸島, CP; 中部太平洋, SCP; 南太平洋中部, FNC; フィジー/ニューカレドニア, NAU; 北部オーストラリア, EAU; 東部オーストラリア, SAT; 南部オーストラリア/タスマニア, CEN; 中央アメリカ/カリブ諸島, GNM; 湾岸/北部メキシコ, NSA; 南米北東部, SSA; 南米南東部, EEA; 東部赤道アフリカ, SEA; アフリカ南東部 (Yasunari, 1991)。

の領域を占める。残りの地域でも、この結合システムの変動の影響は大きく、熱帯全域における年々の気候の偏差(アノマリー)は、MAOSの変動特性(図 3.3, 図 3.4 参照)でも示唆されるように、夏のアジアモンスーンから次の夏のアジアモンスーンまでの1年が単位年となっている現れる傾向が強い。図 3.6 は、エル・ニーニョ発現のインデックスとして知られている南方振動指数(SOI; 東太平洋のタヒチとオーストラリア北部のダーウィンの地上気圧差で示す)の極大(極小)に伴う熱帯域での降水量変動が顕著に現れる季節を、Ropelewski and Halpert (1989) のデータをもとにまとめたものである。地域による多少の違いはあるが、MAOSの変動に伴った降水量変動が、北半球の夏のモンスーン季頃から次のモンスーン開始前までの1年に集中して現れることがはっきりと示される。著者は、この単位年を、カレンダー年にかわって熱帯における気候学的な一年とすべきことを提唱し、仮に「モンスーン年」と名づけた (Yasunari, 1991)。MAOS の QBO 的

変動の持つこの季節性は、他のいくつかの研究 (Meehl, 1987; Lau and Sheu, 1988; Ropelewski et al., 1992 など) でも指摘されている。

### 3.5 MAOS 変動のメカニズム

この不可思議な「モンスーン年」の特性を持った MAOS の準 2 年振動を作り出しているメカニズムは何だろうか。太陽高度の季節変化はもちろん、気候の季節変化を作り出しているが、この「モンスーン年」の存在は、太陽エネルギーによって駆動される(熱帯の)気候システムには、北半球の夏から冬への変化と冬から夏への変化が、対称的には進行しない何らかの仕組みのあることを示している。

この MAOS の振動メカニズムについては、まだ解明されていないが、西部熱帯太平洋域を中心とした大気・海洋相互作用が鍵となる役割を果たしていることは、すでに多くの研究によって指摘されている (Meehl, 1987, 1992; Yasunari, 1985, 1990; Kutsuwada, 1988; Rasmusson et al.,

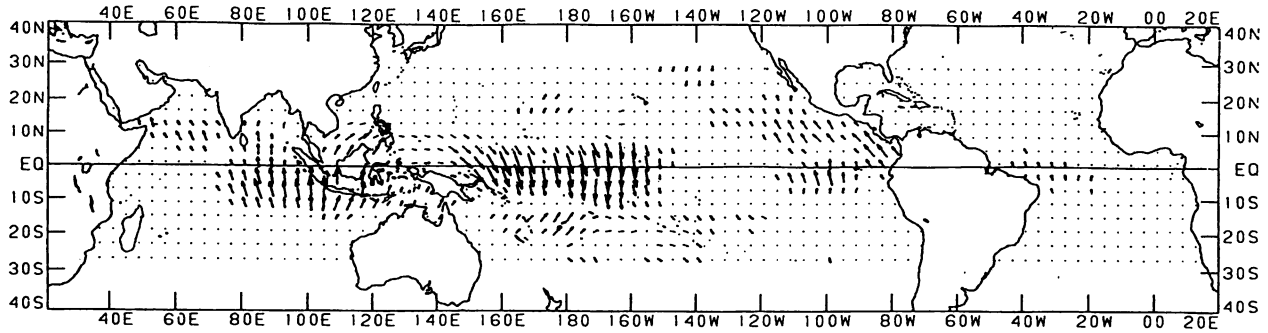


図 3.7: 中部太平洋 (赤道, 171°W) の海面水温と海洋上の東西風の QBO 成分におけるコヒーレンスと位相関係。下向き (上向き) の矢印は東西風が海水温と同位相 (1 年の逆位相) であることを示す。(Ropelewski and Halpert, 1992)。

1990; Ropelewski and Halpert, 1992)。例えば図 3.7 は、赤道中部太平洋の海水温の QBO 変動成分と最もコヒーレントに変動する地表の東西風成分の相関の大きさと位相関係を示している。東部インド洋と中部太平洋の間で、風の位相がほぼ 180° ずれており、インド洋側での西風 (東風) 偏差と中部太平洋での東風 (西風) 偏差が、ほぼ同時に大きく現れることを示している。即ち、インドネシア・西部太平洋域の“海洋大陸”上での対流活動とそれに伴う東西風系の変動が、この大気・海洋相互作用の大気側の作用中心であることがはっきりと示されている。

Meehl (1992) は、より暖かい海水 → 蒸発・水蒸気収束の強化 → 対流活動の強化 → 強い風による熱の損失と海洋混合層の冷却 → より冷たい海水の形成、という変化 (図 3.8) が、季節的な対流活動域に対応して起こり、他の季節・海域では、この過程で作られた海水温偏差がそのまま、翌年まで保存されることにより、2 年周期のサイクルが作られると言う作業仮説を出している。確かに海洋大陸から赤道中部太平洋にかけての季節的な対流活動と海水温偏差の変化 (図 3.9) は、この様な過程の存在を示唆しているようにも見えるが、それにしてもなぜ、北半球夏季に西太平洋域で作られた水温偏差が、季節進行にともなって一方的に南半球夏の対流活

動域へと伝播されていくのか。今後に残された課題である。

いっぽうで、夏のアジアモンスーンの変動が、MAOS の変動に積極的な役割を果たしている可能性もある。図 3.10 は中央アジアの春 (4 月) の積雪面積偏差と翌年 1 月の西太平洋の海水温偏差が、非常に高い負の相関を持っていることを示している。図 3.3 と併せて考えると、ユーラシア大陸上の積雪・土壌水分の偏差 → 春から夏の対流加熱偏差 → アジアモンスーンの強弱 → 熱帯東西循環の偏差 → 西太平洋の海水温偏差、というリンクが考えられる。しかし、この物理過程の導入は、必然的に MAOS の振動を、中高緯度の対流活動を含めたグローバルな気候システムの変動の一部として理解すべきであることを示している。即ち、冬の中・高緯度の偏西風波動 (プラネタリー波) の変動が、陸面での積雪・土壌水分偏差を作りだし、その陸面状態の偏差が夏のアジアモンスーンの変動を媒介にして MAOS の偏差形成に寄与する。MAOS の偏差状態は、次の冬に例えば定常ロスビー波の伝播などを通じて、再び中・高緯度のプラネタリー波動に、前の年とは逆の偏差を作り出すと言うサイクル (図 3.11) である。Yasunari and Seki (1992) は、実際の気候システムの季節サイクルの中に、その様な気候シグナルの伝播と循環がありうることを、

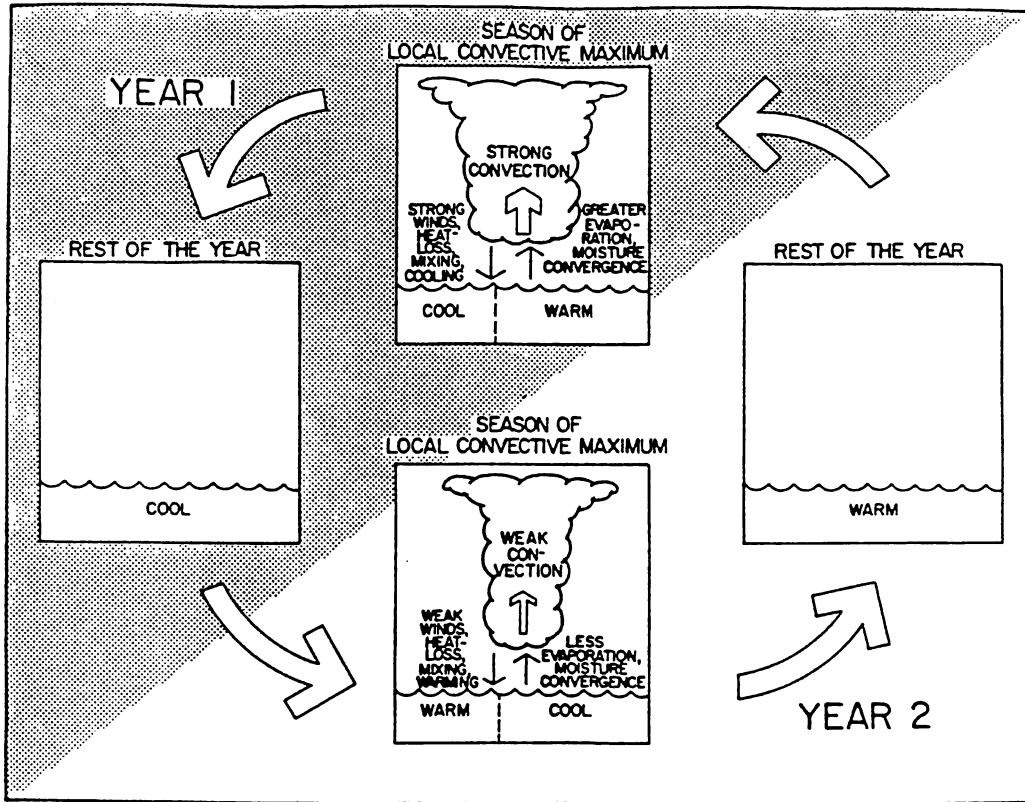


図 3.8: Meehl (1987) による熱帯インド洋太平洋域での2年振動のメカニズムの模式図 (Meehl, 1991)。

観測データの解析から示唆している。

現実には、準2年振動とも言われるように、平均すると2年周期の変動が卓越しているが、時期によっては顕著になったり、不明瞭になったりという、かなり非定常な変動の様相を示している。図3.5にあるように、MAOSの弱い状態の中でエル・ニーニョが発現するか否かというシステムの振幅変調、も図3.11のメカニズムだけでは、うまく説明することはできない。この場合、考慮すべき事は、中緯度の偏西風循環にみられるカオス的変動であろう。ここでいうカオス的変動とは、気候システムに内在する非線形効果のために生じる、予測不可能な変動の事である。

いずれにせよ、気候の年々変動には未解明な“ミッシング・リンク”が多く残されているが、MAOSは、エネルギー的に気候システムの心臓部にあたるだけでなく、熱帯と中・高緯度間の情報伝

播においても、重要な役割を果たしていると考えられる。

### 3.6 MAOS と熱帯成層圏 QBO

最後に、MAOSのQBO的な振動は、真上の熱帯成層圏QBOとは、どのような関連があるのだろうか。Holton and Lindzen (1972) などによる「確立された」理論は、成層圏QBOが、対流圏からのランダムに伝播された波動と平均流の相互作用によって作り出された自然の美しい振動現象であることを示しており、下層(対流圏)での周期的な強制は、まったく必要が無いことになっている。このパラダイムに良くも悪くもじょう乱を付け加えたのが、上下のQBOがリンクしていることを示唆した、シンガポールの東西風の鉛直時間断面図(図3.12)であろう (Yasunari,

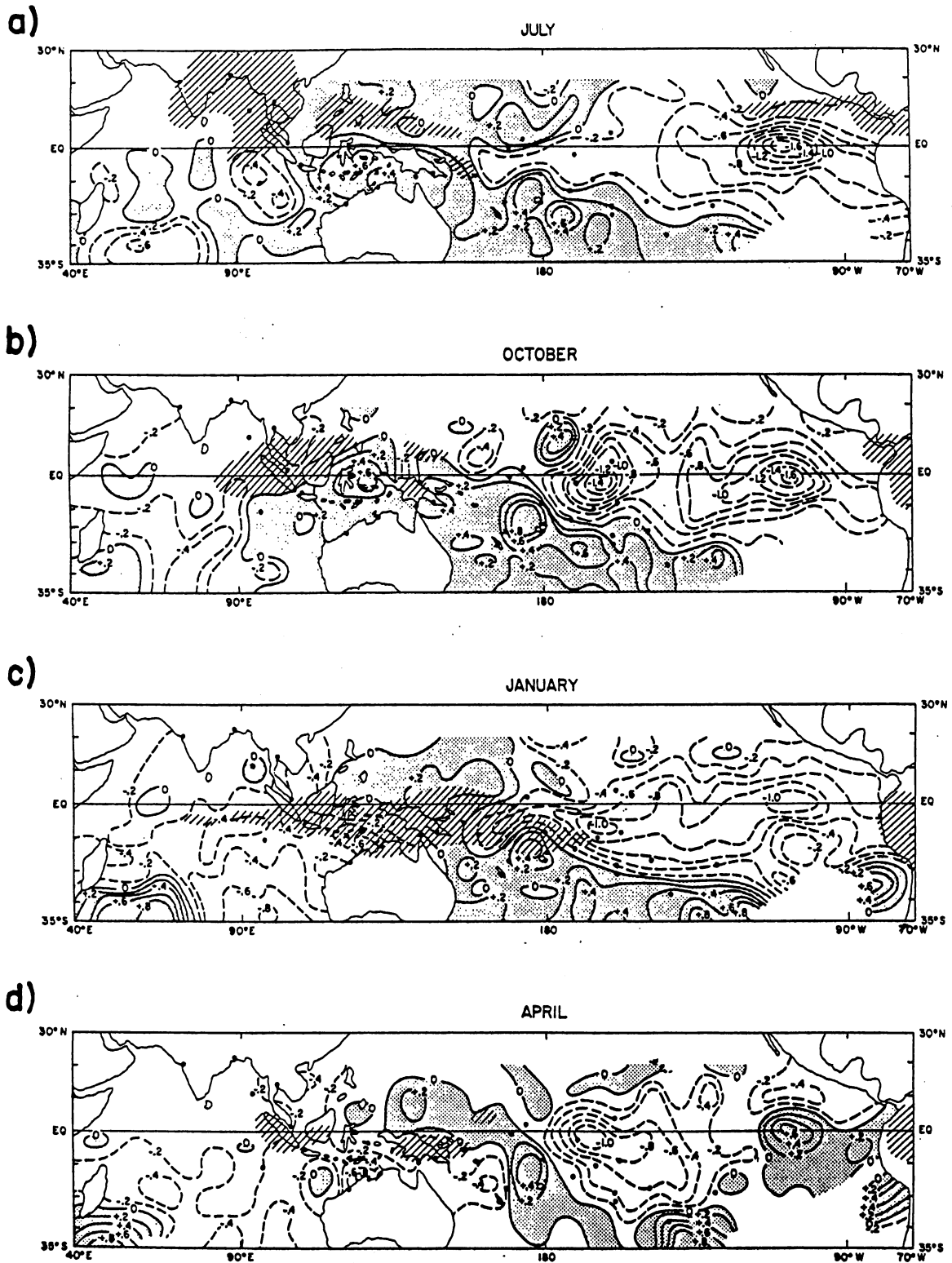


図 3.9: 外向き長波放射量 (OLR) から見た季節的な対流活動域 (ハッチ域) とインドモンスーンの強い年から弱い年の季節別の海面水温差。(a) 7月; (b) 10月; (c) 1月; (d) 4月 (海面水温は Meehl (1987), OLR は Janowiak et al. (1985) による)(Meehl, 1991)。



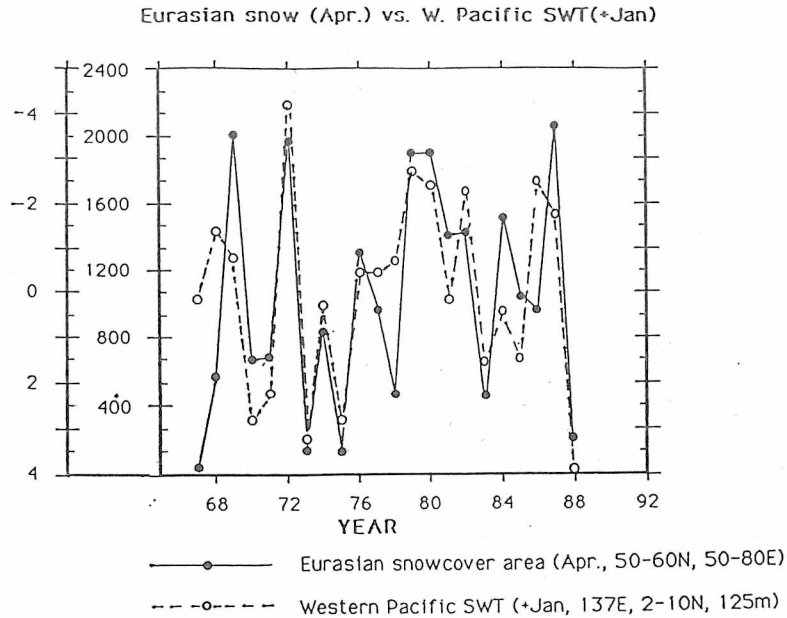


図 3.10: 中央アジアの4月の積雪面積偏差 (●) と翌年1月の熱帯西太平洋の混合層 (125m) 水温 (°) との相関。

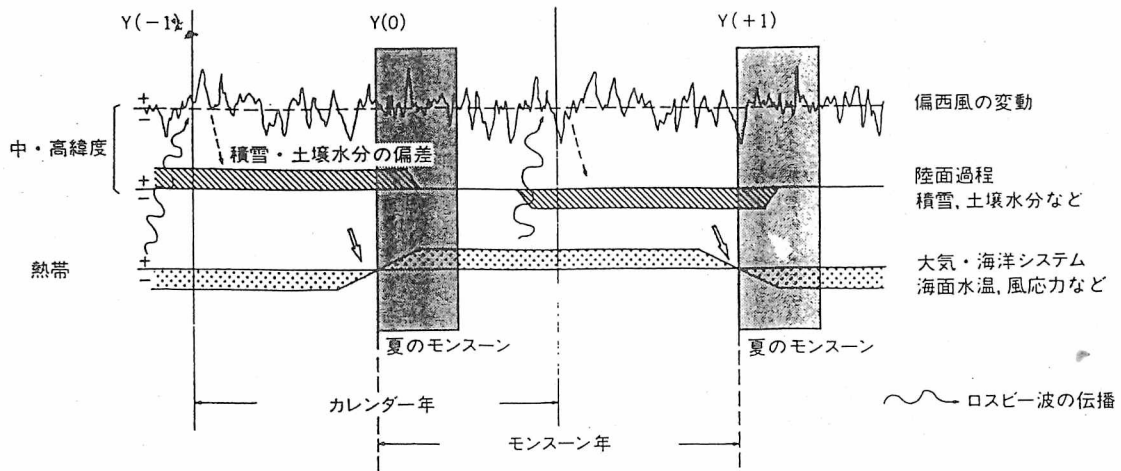


図 3.11: 地球気候システムにおける経年変動のメカニズムの模式図。

1989)。Barnett (1991) や Xu (1992) は、それぞれ異なる洗練された統計的手法による解析によって、二つのQBOのリンクを否定している。MAOSのQBOは、確かにその振幅も周期も大きな変動があり、成層圏QBOとの定常的、線形的な相関関係形的な相関関係は、無いと言った方がよいで

あろう。

しかしながら、図 3.12 に示した様な位相関係が、まったくの偶然か、フィルター操作による「見せかけ」の一致なのか。最近 Dunkerton (1990) は、成層圏 QBO の 50mb における東西風の入れ替わり時期が、北半球の春・夏 (4-8 月) に季節的

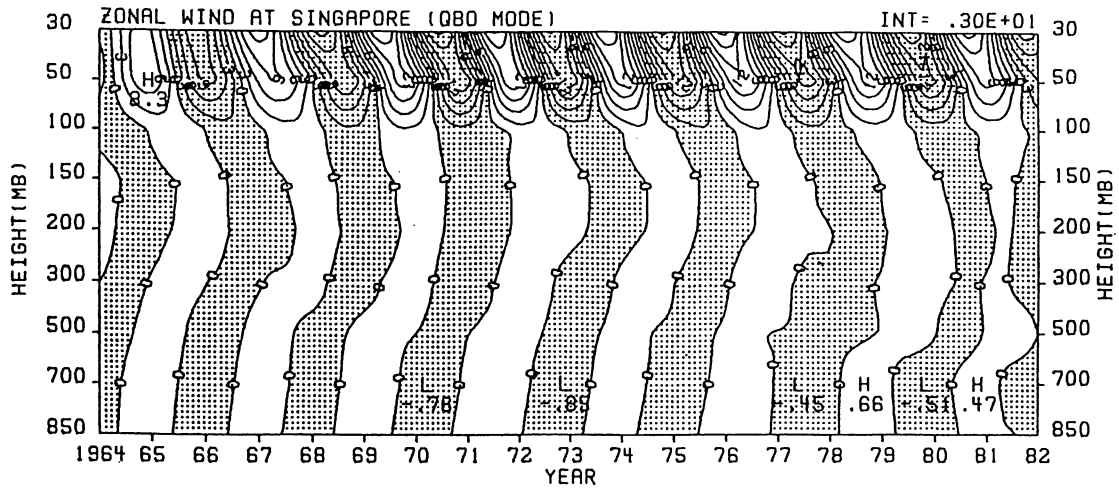


図 3.12: シンガポールにおける東西風の QBO フィルター成分。単位は  $3\text{ms}^{-1}$  で、ハッチ域は負 (東西) 偏差を示す (Yasunari, 1989)。

に集中していることを示し、モンスーンに伴う対流活動と赤道波の活動度の季節変化との関連を示唆している。最近, Geller and Zhang (1992) は、まず MAOS の QBO を想定した東西循環の場を簡単な Wave-CISK モデルに与え、西太平洋の対流活動が活発な時は混合ロスビー重力波が相対的に強くなり、東太平洋の対流活動が活発なときはケルヴィン波が相対的に強くなることを示した。さらにこの波の活動における QBO を成層圏 QBO のモデルの強制として入れると、成層圏 QBO の周期は、波の活動の周期に合うように振動することを見いだしている。いっぽう, Gray *et al.* (1991) は、逆に成層圏 QBO が下部成層圏から上部対流圏の風の鉛直シアを変えることにより、ある条件下では ENSO の発現・抑制をコントロールしていることを主張している。これらの観測データ解析やモデルによる研究は、データの長さや量、解析手法、モデルの仮定などにさまざまな問題を含んでいるが、MAOS の QBO と成層圏 QBO のあいだには、弱いながらも何らかの相互作用のあることを示唆している。

いずれにせよ、MAOS の核心部であり、地球上の対流活動の中心でもある海洋大陸から赤道

西部太平洋域において、大気波動の鉛直伝播と対流活動を長時間、直接観測することによって、この QBO の鉛直結合の問題を再検討すべき時期にきているのではないだろうか。インドネシアでの赤道レーダーの建設が切に望まれる由縁でもある。

### 3.7 おわりに

赤道 (域) というイメージで大気大循環と気候システムを考えたとき、赤道に沿って、東西に一樣な赤道収束帯 (ITCZ) とハドレー循環という描象をえがく人が多いかも知れない。確かに、大西洋域など、ローカルには実像として存在するし、赤道域全体に渡って平均した気候値としては現れる。

しかし、実際の赤道域を全体としてみた場合、特に熱帯の 3分の2 以上を占めるインド洋・太平洋域に目を据えたとき、これはもう虚像に近いと言える。地球大気の熱源としての熱帯、地球全体の大きな気候のゆらぎを引き起こすシステムとしての熱帯を考えるならば、この地域の東西に非対称な大気循環系と、それを成立させている大気・海洋相互作用のシステムこそが、む

しろ重要な意味をもっている。もっと具体的に言うならば、アジアモンスーンとインド洋・太平洋域での大気・海洋系が結合したモンスーン/大気・海洋結合系 (MAOS) とも言うべきシステムが、現在の地球における熱帯の気候特性を代表しているのではないか。この特集でのテーマである「赤道大気上下結合」においても、多くの重要な現象、過程は、この MAOS に密接に関連して存在し、生起しているはずである。

この様な独断と偏見にもとずいて、この小論では、まだ多くの人には耳新しい MAOS という概念を取って強調した。幸い、MAOS の領域は、われわれ日本の研究者には非常に馴染みのある地域である。中・上層大気から海洋にいたる、広い意味での気候システムにおける MAOS の実体と役割が、観測・理論両面から今後さらに明らかにされることを期待したい。

### 参考文献

- Barnett, T.P., 1991: The interaction of multiple time scales in the tropical climate system. *J. Climate*, **4**, 269-285.
- Dunkerton, T.J., 1990: Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 499-508.
- Geller, M.A. and M.-H. Zhang, 1992: Sea surface temperatures, equatorial waves, and the quasi-biennial oscillation. Abstracts of International Symposium on Middle Atmosphere Science, Kyoto, March, 1992, 172-175.
- Gray, W.N., J.D. Sheaffer and J. Knaff, 1991: A mechanism for the modulation of ENSO variability by the stratospheric QBO. *J. Meteor. Soc. Japan*. (in press).
- Holton, J.R. and R.S. Lindzen, 1972: An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076-1080.
- Johnson, D.R., M. Yanai and T.K. Schaack, 1987: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE. In *Monsoon Meteorology*. eds. by C.P. Chang and T.N. Krishnamurti. III. Heating, topography, and clouds. Oxford University Press, 271-297.
- Krishnamurti, T.N., 1971: Tropical east-west circulations during the northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- Kutsuwada, K., 1988: Spatial characteristics of interannual variability in wind stress over the Western North Pacific. *J. Climate*, **1**, 333-347.
- Lau, K.-M. and P.J. Sheu, 1988: Annual cycle, quasi-biennial oscillation, and the southern oscillation in global precipitation. *J. Geophys. Res.*, **93**, 10975-10988.
- Meehl, G.A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 17-50.
- Meehl, G.A., 1991: A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: Role of the Ocean. *J. Climate*, (submitted).
- Parthasarathy, B., 1987: Droughts/floods in the summer monsoon season over different meteorological subdivisions of India for the period 1871-1984. *J. Climatol.*, **7**, 57-70.
- Rasmusson, E.M., X. Wang and C.F. Ropelewski, 1990: The biennial component of ENSO variability. *J. Mar. Sys.*, **1**, 71-90.
- Ropelewski, C.F. and M.S. Halpert, 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. *J. Climatol.*, **2**, 268-284.
- Ropelewski, C.F. and X. Wang, 1992: Observed tropospheric biennial variability and its relationship to southern oscillation. *J. Climate*, **5**, 594-614.
- Shukla, J. and D.A. Paolino, 1983: The southern oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1830-1837.
- Xu, J.-S., 1992: On the relationship between the stratospheric quasi-biennial oscillation and the tropospheric southern oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 725-734.
- Yasunari, T., 1985: Zonally propagating modes of the global east-west circulation associated with the Southern Oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 1013-1029.
- Yasunari, T., 1989: A possible link of the QBOs between the stratosphere, troposphere, and the sea surface temperature in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 483-493.
- Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean systems in the tropical Pacific. *Meteor. & Atmos. Phys.*, **44**, 29-41.
- Yasunari, T., 1991: The monsoon year—A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. American Meteor. Soc.*, **72**, 1131-1138.
- Yasunari, T. and Y. Seki, 1992: Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177-189.
- 安成哲三, 1984: モンスーンとは何だろうか—その変動の意味するもの—。気候研究の新しい波 6. 科学, **54**, 487-494.

安成哲三, 1991: 地球気候システムにおけるモンスーンの役割. 科学, **61**, 697-704.