

第4節 モンスーン研究への利用

安成哲三*

1. はじめに

モンスーンは、季節的に訪れる風と雨の現象、として知られている。その風と雨をもたらす大気の循環系は、大陸現海洋の季節的に異なる暖まり方(冷え方)の差に由来する。雨をもたらすのは、いうまでもなく雲である。そして、モンスーンの雨をもたらすのは、ほとんどの場合、対流雲(Cu, Cb)に限られる。モンスーンに関連したこれらの基本的な要素はいずれも、気象衛星からの直接・間接の観測が可能となっている。

最近十数年の、気象衛星による観測資料の蓄積は、モンスーンに関する情報を飛躍的に増加させ、モンスーンの物理的過程の理解に大きく貢献している。とくに、1979年のMONEX(Monsoon Experiment)の成果は、インド洋上と西太平洋上の静止衛星(GOES-1, GMS)および極軌道衛星(TIROS-N)の観測に依るところが大きい。ここではとくに、インドを中心とする夏季アジアモンスーンに関連した研究における、気象衛星資料の利用法とその成果の一部を紹介する。日本付近および東南アジアの、冬のモンスーンにもなる現象については、他の節(1.3, 1.5)を参照されたい。

2. モンスーン地域の放射収支

大規模なモンスーン循環を駆動させるエネルギーは、太陽エネルギーの大気への供給のされ方

が、緯度、海陸分布、地形、高度などによって異なることによって生じる有効位置エネルギーに由来する。したがって、モンスーン循環系の空間構造とその変動を知るための基本的な情報として、放射収支の分布は重要である。放射収支の式は、

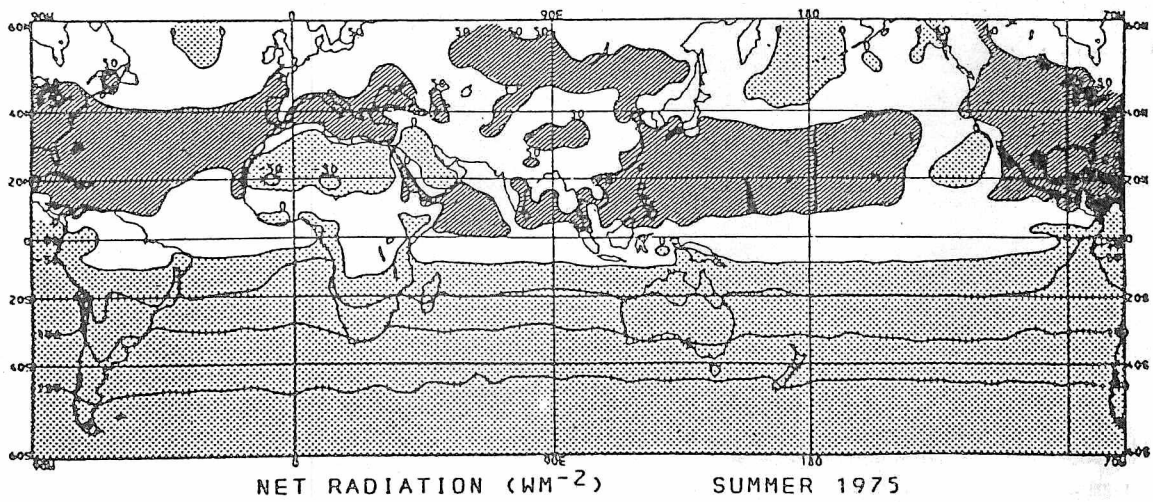
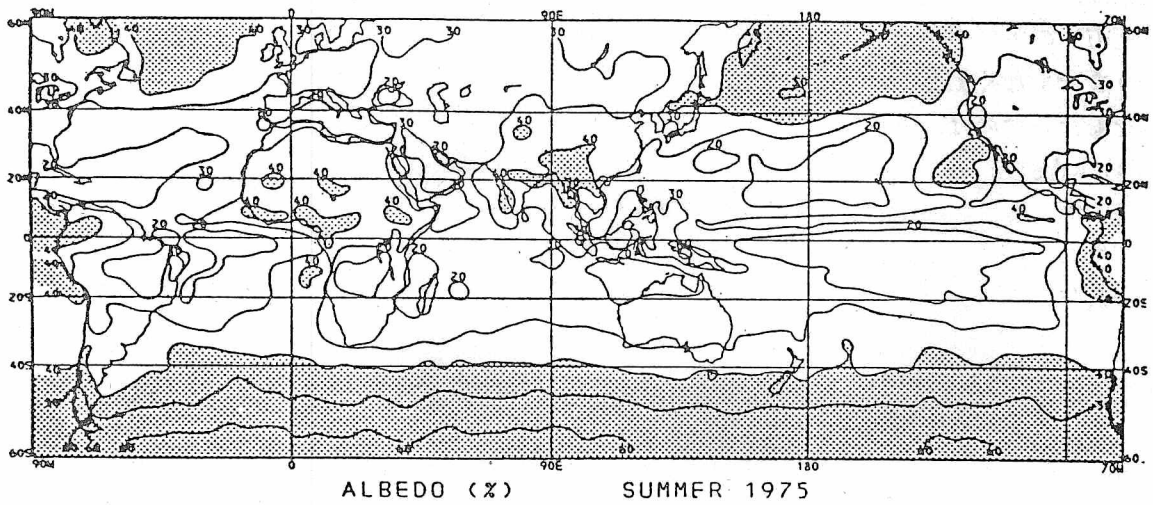
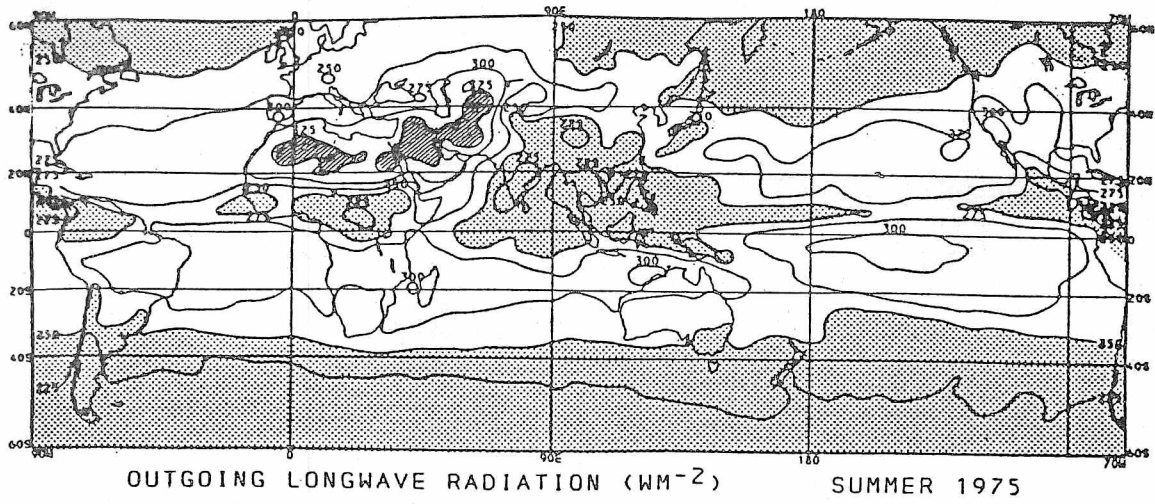
$$R_N = (1 - \alpha)R_s + R_L$$

である。ただし、 R_N : 大気柱の放射収支、 R_s : 太陽からの短波放射、 R_L : 地表—大気系からの長波放射、 α : 地表—大気系全体のアルベドである。このうち、衛星からは α と R_L が、可視域放射計、赤外放射計によってそれぞれ観測可能であり、 R_s を計算値から仮定すれば、 R_N が算定できる。

第1図は、NOAA極軌道衛星の観測から求めた、北半球夏(6~8月)の放射収支分布である(Winston and Krueger, 1977)。 R_N は地方時の午前、午後9時頃の値の平均値であり、 α は午前9時頃の値を用いている。全球的にみると、北半球側で加熱、南半球側で冷却、という(北半球)夏の状況がよく現われている。海洋上での熱の吸収がとくに大きいこともわかる。モンスーン域では、アラビア海、ベンガル湾およびチベット高原での加熱が大きい。一方、アラビア半島からサハラ砂漠地帯は大きな冷却域となっている。インド以東で加熱、以西で冷却、というこの放射収支分布は、モンスーン循環系が、南北の子午面循環だけではなく、東西方向の循環成分をも持つという指摘(Koteswaram, 1958など)を裏づけている。

MONEXにおいては、同様の放射収支測定を、

* 筑波大学地球科学系



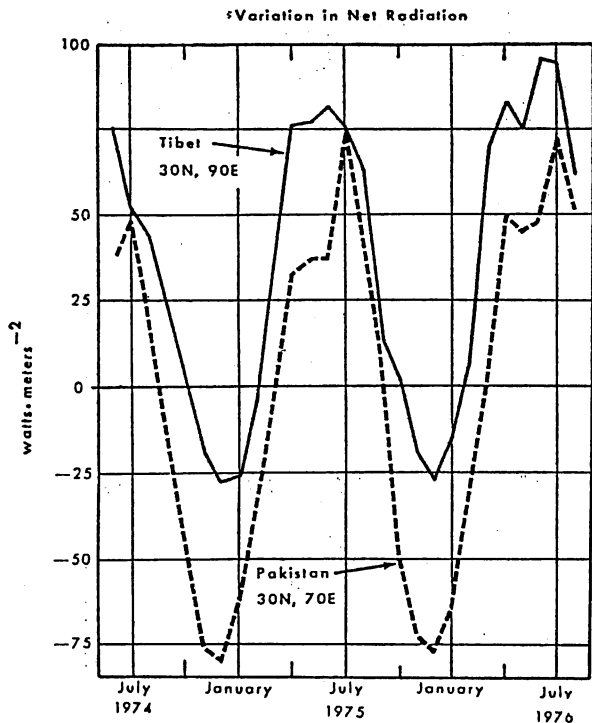
第1図 1975年夏期の長波放射量(上), アルベド(中)と, 放射収支(下)。下図において, 斜線部は 50 Wm^{-2} 以上, 点彩部は負の値を示す。(Winston and Krueger, 1977)



第2図 モンスーン開始期(1979.6.12-20)における放射収支(左上), 長波放射量(左中), 吸収日射量(左下)と, それぞれの日平均値の標準偏差(右上, 中, 下)。単位は左中図以外は $W/m^2 \times 10^{-1}$, 左中図は W/m^2 (Smith et al., 1981)

静止衛星 GOES-1 を用いて行っている。GOES-1 は, 30分間隔で観測が可能のため, 放射収支の日変化とその地域特性も調べられた (Smith et al. 1981)。ただ, GOES-1 の放射計による測定は,

大気の窓領域における狭いスペクトル帯(可視 $0.5 \sim 0.9 \mu m$; 赤外 $11 \sim 12 \mu m$) の放射エネルギーに限られていたため, 短波放射域での全放射エネルギー, 長波放射域での全放射エネルギーを,



第3図 チベット高原(30°N, 90°E)とパキスタン(30°N, 70°E)上空における放射収支の変動(Winston and Krueger, 1977)

どの程度代表しているかが問題であった。このため、長波放射は、同時刻の TIROS-N の HIRS による広い波長域 (3.7~16 μm) の測定と比較し、短波放射は、航空機による広い波長域 (0.3~4 μm) の反射光測定と、反射面の状態(海洋上, 植生面上, 砂漠上, 薄い雲の上, 厚い雲の上)ごとに比較し、回帰直線を求めて、補正を行なっている。

モンスーン開始前後(6月12日~20日)の放射収支の特徴的な現象として、次のようなことが明らかとなった。

- (1) サウジアラビアの内陸(砂漠)域はマイナスの収支(heat sink)となっている。
- (2) プラスの収支域が、アラビア海からインド半島部にかけて東西方向に帯状に分布し、モンスーン開始とともに、ゆっくり北上する。このプラス域は、可視域の雲写真と合わせて見ると、広い絹雲域に対応している。すなわ

ち、太陽光の短波放射は透過させるが、地表面からの長波放射はさえぎるという絹雲の特性によって、プラスの収支となっているのである。

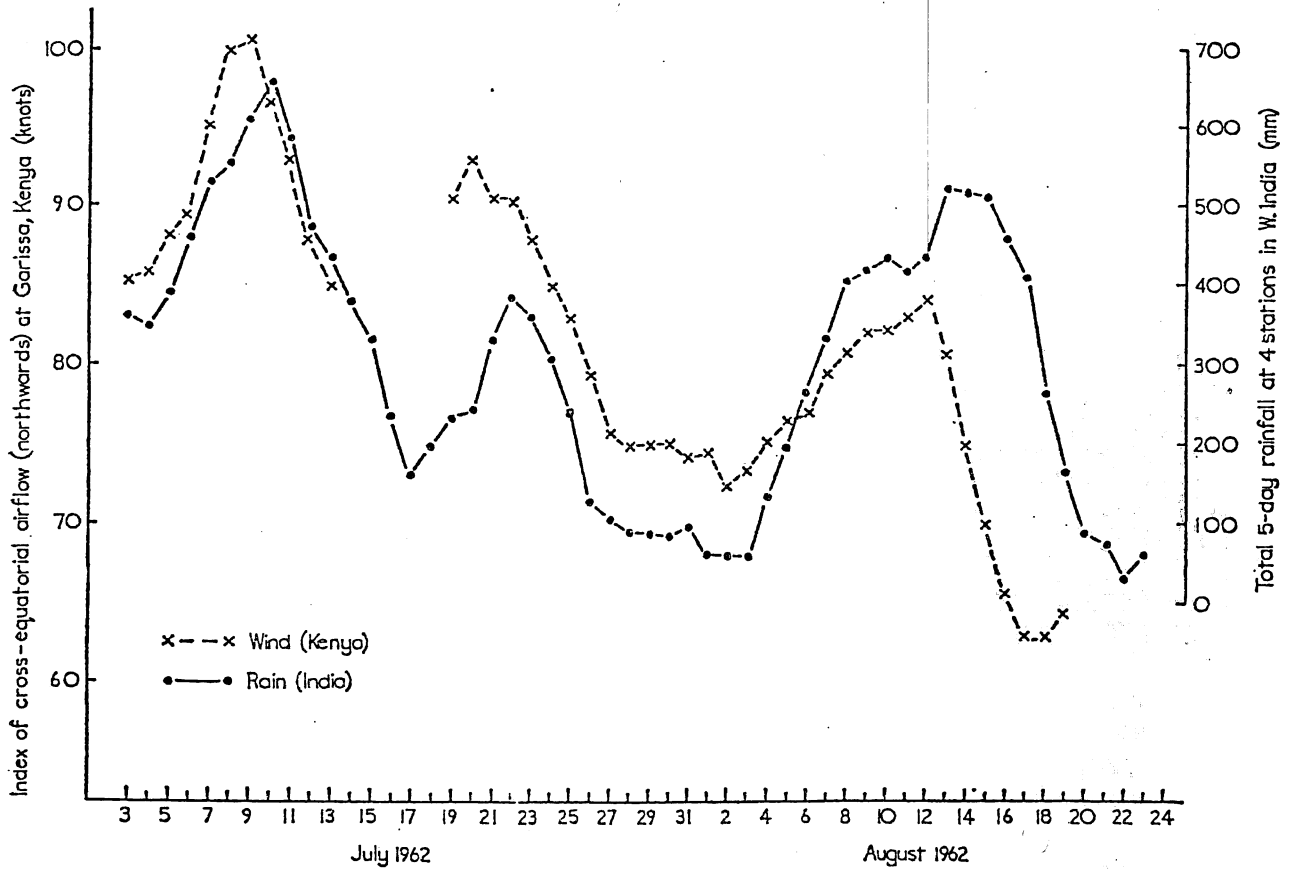
- (3) 収支の日々の変動のとくに大きな地域は、アラビア海上とアラビア半島先端部であるが、前者は主に短波放射の変動(すなわちアルベドの変動)に依っているのに対し、後者は主に長波放射の変動に依っている(第2図)。

モンスーン循環にあたるヒマラヤ・チベット山塊の熱的効果については、すでいくつかの数値実験により指摘されている(Murakami *et al.*, 1970; Hahn and Manabe, 1974など)。Flohn (1668)は、毎日の可視域雲写真から雲量分布を読みとり、対流雲量がチベット高原上でとくに多いことから、この地域での潜熱加熱の大きいことを間接的に推定している。

Winston and Krueger(1977)は、チベット高原上の大気放射収支特性を、同緯度のすぐそばにあるパキスタンの乾燥低地と比較することによって、明らかにした(第3図)。チベットでは一年を通じてパキスタンよりも大きな収支値を示し、2月頃には、プラスの収支に転じている。そして、パキスタンとの差は、春からモンスーン前期(3~6月)に最も大きく、モンスーン最盛期(7~8月)には比較的小さい。すなわち、チベット付近におけるプレモンスーン期の放射加熱は、地表面を暖めることによりまわりから高原へと向うモンスーン気流の収束を開始・強化していく役割をもつが、モンスーン最盛期における高原付近の循環の維持には、対流による潜熱加熱が、むしろ大きな役割を果すことを第3図は示唆している。

3. 南西モンスーン気流

南インド洋の亜熱帯高気圧から、赤道を越えてインド半島に吹きつける湿った南西風は、南西モンスーン気流と呼ばれ、インド・モンスーンを特



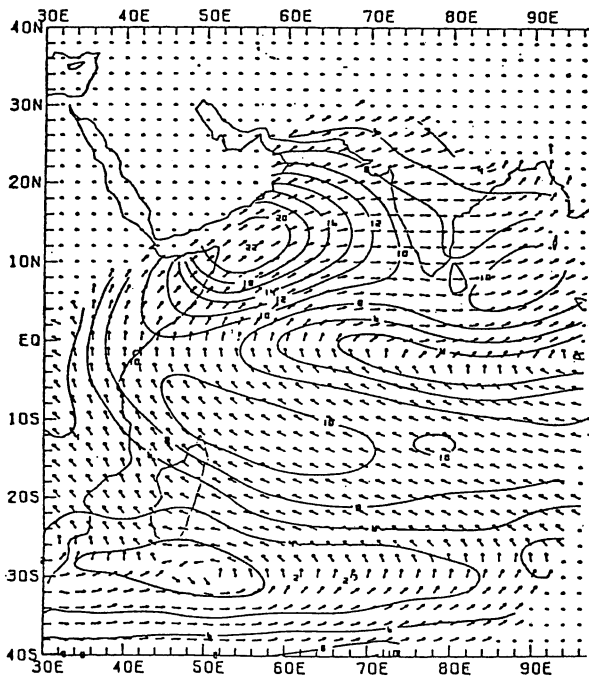
第4図 Garissa (ケニア)における赤道越え気流 (南風)と、インド西岸の降水量 (4地点の平滑値)の変動。(Findlater, 1969)

微づける、もっともけん著な現象である。この南西モンスーン気流は、南東から南西に向きを変えるソマリー半島付近で、8~900 mb 付近に極大軸を持つ下層ジェット (ソマリー・ジェットと呼ばれる)を形成する。このジェットの形成には、ソマリー半島の地形が大きな役割を果しているといわれている。また、この気流の強弱の変動は、第4図に示すように、インド西岸の降水量の増減を大きく支配しており、モンスーン循環の変動をみる上で重要な指標といえる。しかしながら、インド洋、アラビア海上には、ゾンデ観測点が非常に少なく、この気流の広域における空間構造やその時間変化の様相には、未解明の問題が多かった。

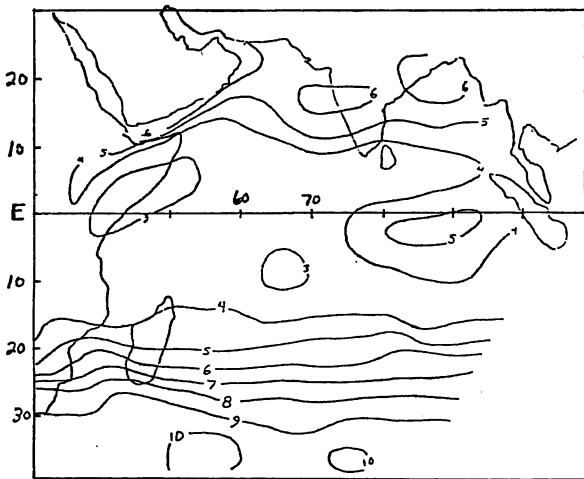
MONEX においては、GOES-1 の雲写真から下層雲移動ベクトルを算定することにより、この

気流系の二次元構造とその時間変動がはじめて詳しく解析された。

フランス C.N.R.S. の L.M.D. (Laboratoire de Meteorologie Dynamique) グループは、光学相関法 (日本でいうループフィルム法に対応) によって風ベクトルを計算している (Desbois, 1981)。この時期、インド洋においてトレース可能な雲は、下層雲 (背の低い積雲) が圧倒的に多く (1画像に300~500)、次いで上層雲 (絹雲) が多く (1画像に約150)、中層雲は非常に少ないという。したがって、下層の風の算定は、他のレベルに較べ、とくに高い精度となっている。航空機からのドロップゾンデの観測と比較した結果、850 mb の風速との一致が最もよく、等高度 (約900 mb) バルーン BALSAMINE との比較ではさらに一致度

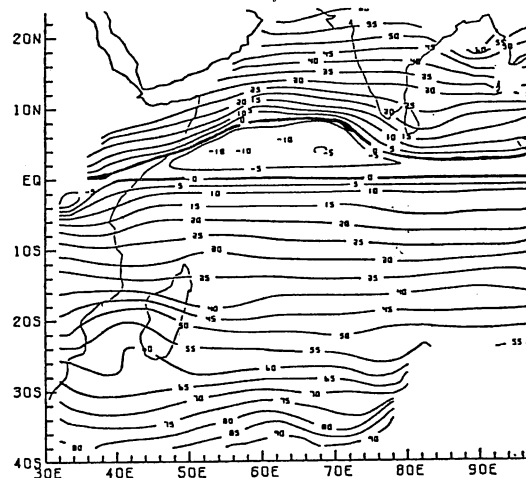
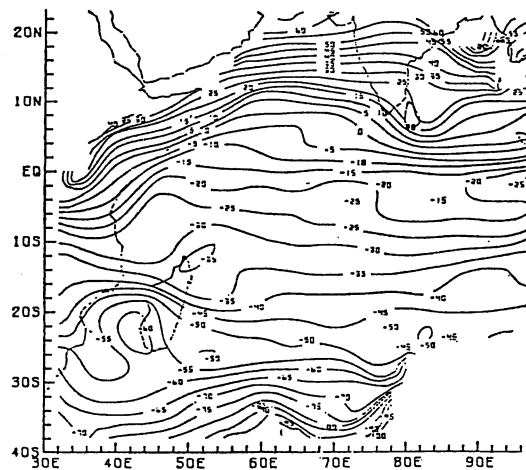


第5図 約20,000個の雲風ベクトル値より求めた900 mb 付近の月平均流 (1979年7月)。等風速線は 2 ms^{-1} , 流れの方向は単位ベクトルで示す。(Young, 1981)



第7図 900 mb におけるモンスーン平均流 (6月16日~7月31日) のベクトル風の標準偏差。単位は ms^{-1} 。(Young, 1981)

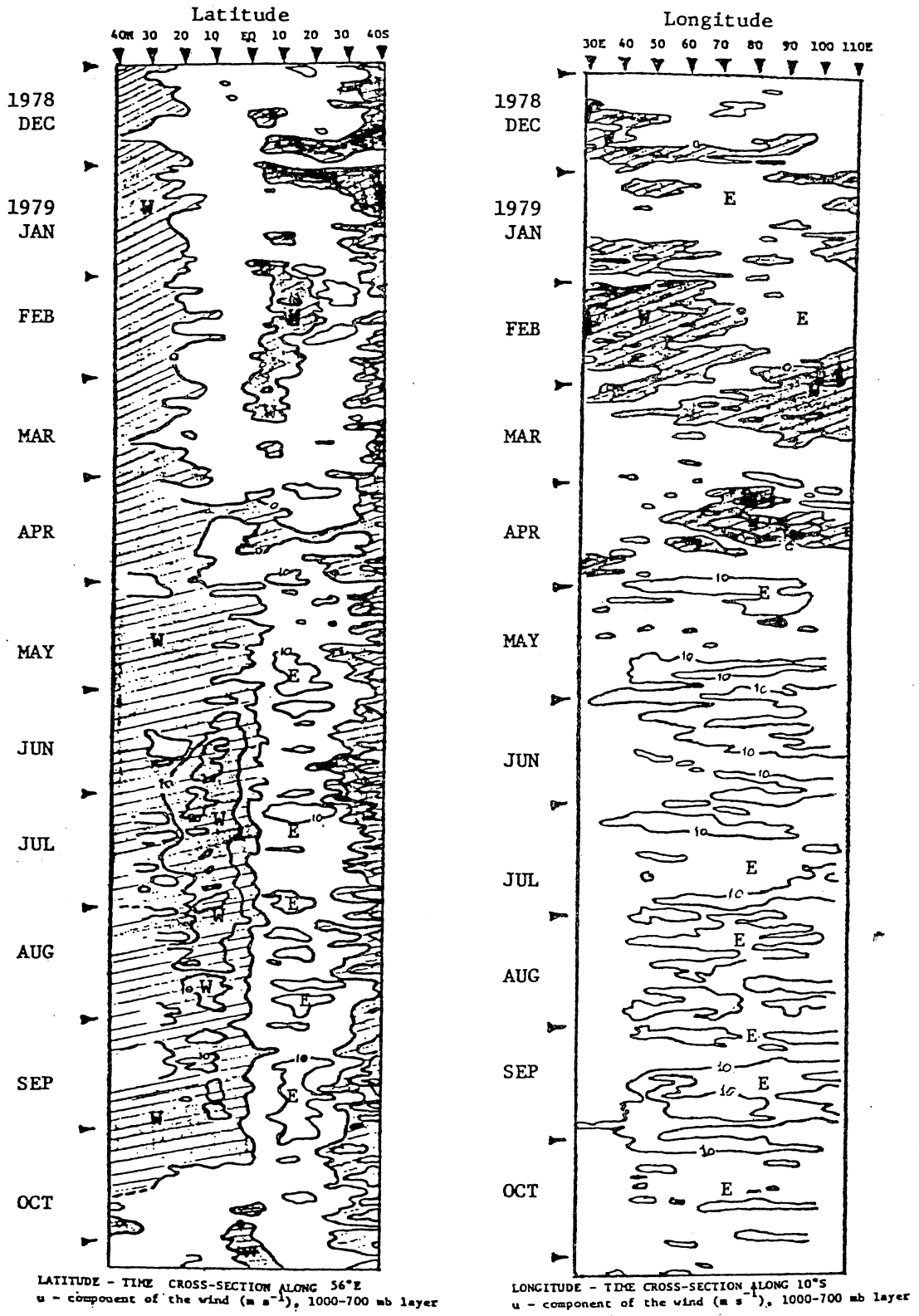
(平均差 0.34 ms^{-1} , 標準偏差 3.28 ms^{-1}) が高い。この付近の高度での風の鉛直シアが小さい (Findlater, 1969) ことを考慮すると, 下層風ベクトルはほぼ 850~900 mb の層の風を代表する,



第6図 (a) 第5図より求めた7月平均絶対渦度。単位は 10^{-6} s^{-1} , (b) (絶対渦度の符号) $\times (f \times \text{絶対渦度})^{1/2}$ で定義された, 慣性不安定の成長率。単位は 10^{-6} s^{-1} 。(Young, 1981)

としている。

ウィスコンシン大 SSEC (Space Science and Engineering Center) のグループも, GOES-1 の雲ベクトル解析を行なっている (Young, 1981)。かれらは, さらに $2^\circ \times 2^\circ$ の緯度経度グリッドの値に内挿し(第5図), この資料をもとに, モンスーン気流の運動学的考察を行っている。7月の平均場についての絶対渦度の分布(第6(a)図)では, モンスーン気流の流線方向にそって下流側へと渦度が増加しており, 絶対渦度の保存(順圧の



第8図 下層風の東西成分の緯度-時間断面 (56°E) と経度-時間断面 (10°S)。斜線部は西風成分。等風速線は10 ms⁻¹ ごと。(Virgi, 1981)

仮定) が成り立っていないことを示している。また、渦度のゼロ線が北半球側に入りこんでいることから、慣性不安定の領域が、アラビア海上の南西モンスーン気流軸の南側に広がっている(第6図(b))ことも、明らかにしている。一方、風の標準偏差(第7図)はインド洋東部の赤道トラフ域をのぞき、一般的に低緯度側に行くほど小さくなっている。とくにソマリージェット付近では極小となっており、このジェットが非常に安定した流れであることを示している。

Virgi (1981) は、同じ資料を用いて風の U-成分の緯度-時間断面(56°E)を作成し、モンスーン開始にともなう南西モンスーン気流の強化、およびモンスーン季節内における強弱の変動は、南半球の南東貿易風の強弱と、数日程度の時間差をもってよく相関している(第8図)ことを示した。

今後、これらの下層風資料は、モンスーンに関連した南北両半球の相互作用、南西モンスーン気流の変動にともなう熱帯じょう乱の生成-発達に関する力学的解析などの研究に、さらに活用されると思われる。

4. 雲量分布と対流活動

モンスーン地域における雲量、とくに対流雲による雲量は、モンスーン循環とそれにともなう対流・降水活動の強弱を直接反映したのものとして、重要な物理量である。さらに最近では、雲量そのものが、凝結潜熱の放出、アルベドへの寄与を通して、モンスーン循環の変動をコントロールする重要な因子として注目されている(Krishnamurti and Bhalme, 1976; Webster and Chou, 1980)。

しかしながら、ひと口に“雲量”といっても、衛星観測による雲量は、用いる資料により、また定義のしかたによりさまざまであり、他の気象量とはかなり異なる性格をもつ。モンスーン地域に限れば、上昇流とそれにともなう潜熱加熱の強さ

および降水量の示標として用いることが多く、対流雲の雲量を、しかも対流の強さを加味したかたちでいかに表現できるか、ということが多く場合ももっとも問題とされる。

可視域の資料では、輝度(反射率)の高さによってある程度、対流雲、層状雲の判別が可能である。しかし、雲厚が400m以上になると輝度はほとんど変化せず(土屋, 1972)、背の低い積雲、層積雲を過大評価するおそれがある。しかしながら、モンスーン期にかぎれば、ある一定以上の輝度の雲域は積(乱)雲系の雲であり、対流活動の活発な地域は空間的にも雲域が広がっている傾向が一般的に認められる。したがって、ある単位面積内の一定輝度レベル以上の雲域の割合は、対流活動の大まかな示標として考えられる。とくに ITCZ の変動や、大規模じょう乱にともなう対流活動の変動を調べるには、この示標でじゅう分に有効である。たとえば Sadler (1969) は、可視域画像を用いて熱帯地域(30°N—30°S)の雲量資料を1965~73について作製している。2.5°×2.5°ごとの格子内における雲域の輝度を、第1表にあるような規準で数値化し、それぞれの輝度の格子内における面積比の重みをかけて(第9図参照)平均した値を雲量として、これは定義している。この雲量資料は、後述のように熱帯地域の対流活動の分布やじょう乱の解析に活用されている。ただ、ヒマラヤ・チベットの高山域は、卓越する対流セルの個々の規模が他地域に比しはるかに小さく(第20図参照)、雲量、輝度の読みとり精度がかなり悪くなる可能性がある。またこの地域は、とくにモンスーンの開始前後(5~6月)、後退前後(9~10月)には降雪頻度が高く、積雪域と雲域が判別しにくい、という問題もある。

一方赤外域の資料では、雲頂からの赤外放射量に雲の射出率を仮定することにより、雲頂高度の算定が可能であり、雲の発達度をより正確に推定することができる。しかし、モンスーン域の発達した積乱雲は、雲頂付近にしばしば巻雲系の上層雲をともなっており、(対流雲としての)雲量を

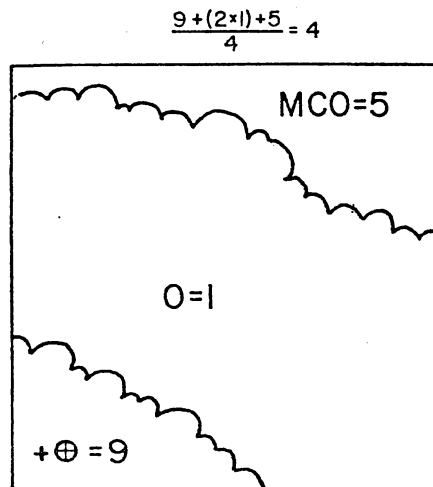
第1表 雲域の分類と、それぞれに対応する8段階雲量の関係。
(Sadler, 1969)

“Neph” Category (Symbol)	Range of Cloudiness (Per cent)	Assigned Value	Approximate Cloudiness (Octas)
Open (O)	<20	1	0-1
		2	2
Mostly open (MOP)	20-50	3	3
		4	4
Mostly covered (MCO)	50-80	5	5
		6	6
Covered (C)	>80	7	7
		8	8
Heavily covered (+C)		9	8

やや多めに評価する可能性がある。

可視、赤外域の輝度資料によるモンスーン期(6~8月)の平均雲量を第10図に示す。平均した時期や領域は異なっているが、モンスーン地域の大まかな様相のみに着目すると、両図ともよく似たパターンを示している。ベンガル湾からアッサム地域での極大域を中心に、東南アジアからフィリピン方面へと雲量の多い(対流活動が活発な)地域が存在し、対照的にアラビア海上では、東から西へと急激に雲量が減少している。この海域のとくに西半分では、湿った南西モンスーン気流が吹いているにもかかわらず、ソマリー海流によって南半球からの冷たい海水域が拡がり、下層大気が安定しているため、雲量は極端に少くなっている(Saha, 1971)。アフリカ西海岸にも夏のモンスーンに対応した極大域が見られる。可視域のみにみられる南アフリカ西岸沖の極大域は、この季節、冷たいベンゲラ海流上に定常的に存在する海霧によるものである。

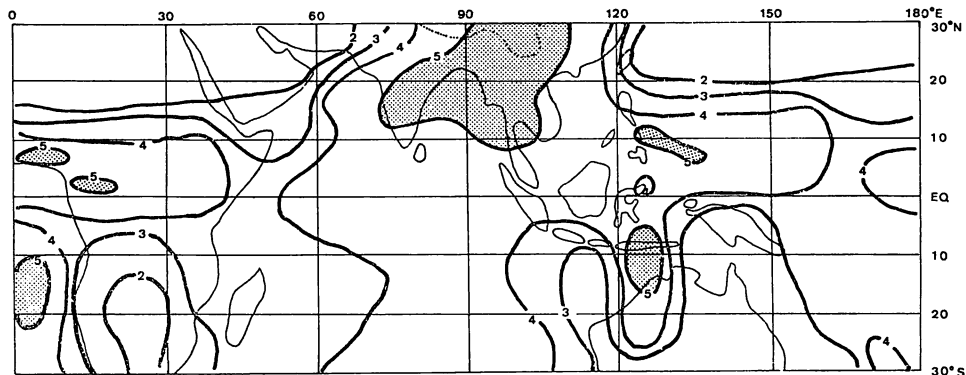
このほか、対流活動の示標として、平均雲量ではなく、赤外輝度の標準偏差を用いる試み(村上他, 1980)や、赤外域の相当黒体温度がある閾値以下となる(雲頂がある高度以上になる)頻度を用いる試み(村上・加藤, 1981)もある。これは、1.3節に詳述されている。



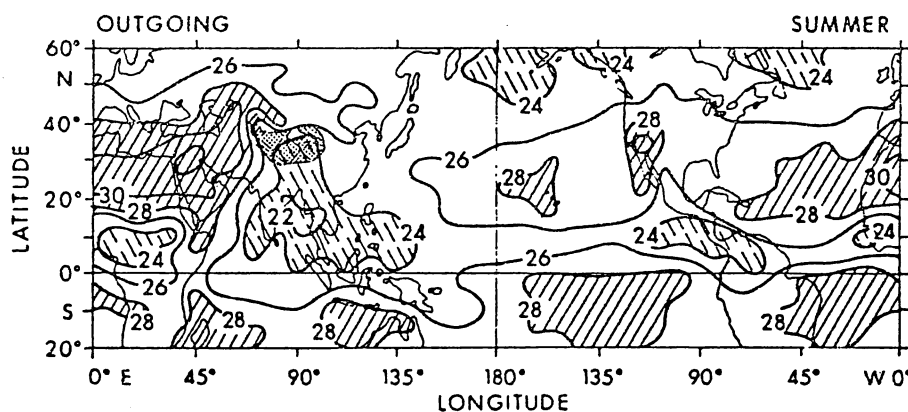
第9図 3種類の雲分類が格子内にあった場合の平均雲量の計算例。
(Sader, 1969)

5. 対流活動の日変化特性

静止衛星の3時間ごとの赤外資料を用いることにより、対流活動の日変化の特性を知ることができる。村上・加藤(1981)は、衛星の資料を用いてインド、東南アジア、西部太平洋域でのモンスーン期の I_c (1.3節参照)の時系列をスペクトル解析し、1日周期成分(0.75~1.5日周期帯)のパワーの空間分布(第11図)を調べた。第11図

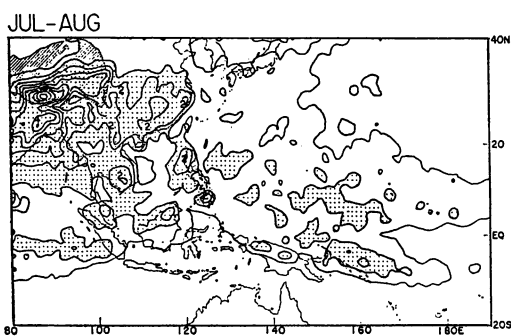


(a)



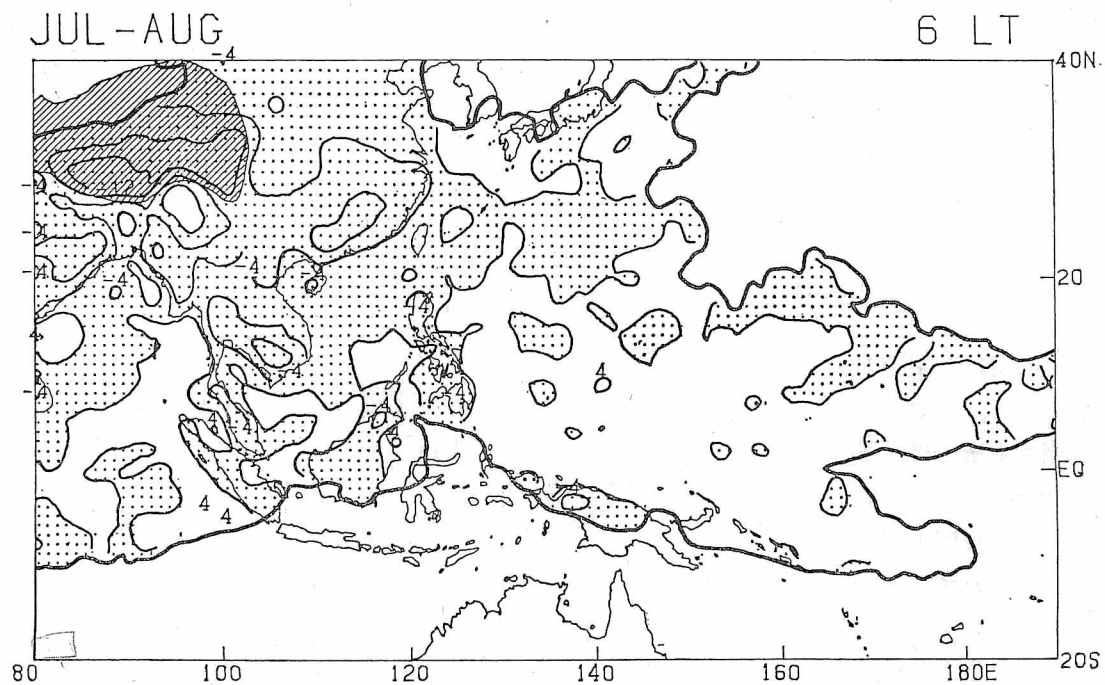
(b)

第10図 北半球夏(5~8月)の平均雲量。(a)可視域(1966~72の平均)。単位はSadler(1969)に基づく雲量値(b)赤外域(1974~77の平均)。単位は $Wm^{-2} \times 10$ 。(Murakami, 1980)

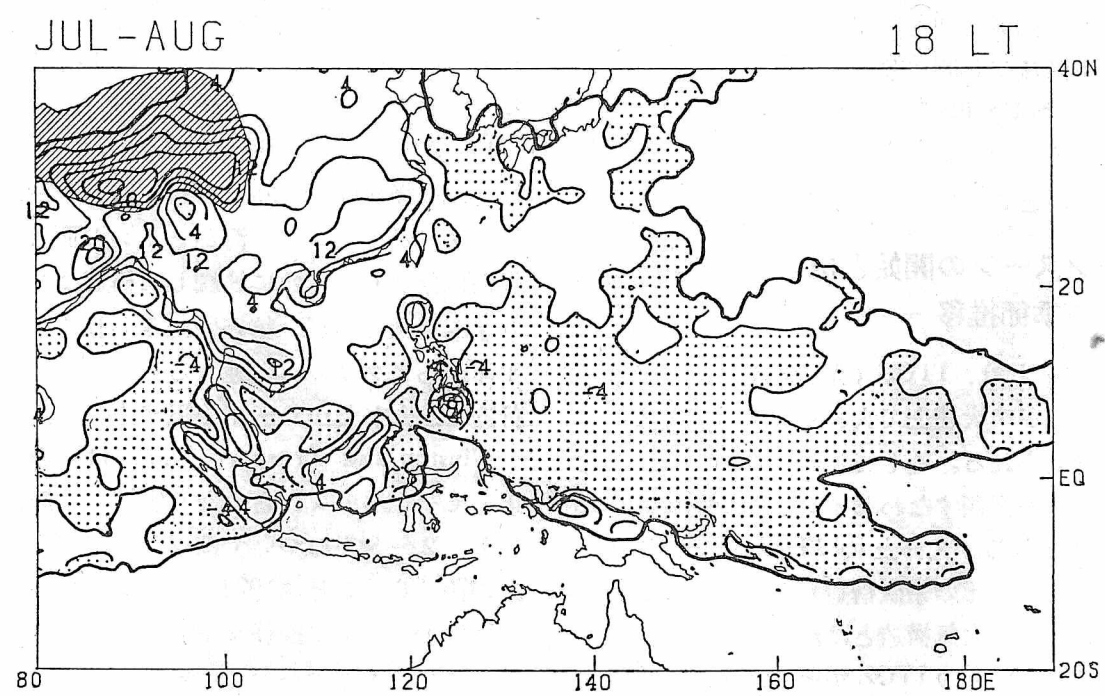


第11図 北半球夏における、赤外輝度の日変化成分のパワー分布。等値線の間隔は0.5, 陰影部は1.0以上。斜線は高度3,000m以上の地域(村上, 加藤, 1980)

をみると、チベット高原南部を中心とした内陸山岳地域での大きなパワーがけん著であり、ついで西部太平洋域にも比較的大きな値が分布している。位相の分布(第3節, 村上による第23図)は、全般的にみて陸地では午後2~4時(地方時)で極大(すなわち、最も雲が発進)、海洋域では逆に午前6時前後に極大、という対照的なパターンを示しており、いわゆる昼雨型、夜雨型という対流性降雨の地域的な特性が、はっきりと現われている。第12図に午前6時(6 LT)と午後6時(18 LT)の日変化成分によるアノマリーの分布図を示す。とくにチベット南部付近での日変化の卓越した昼間の極大は、地表面の強い日射加熱によって先にのべたようなスケールの対流セル群が、細か

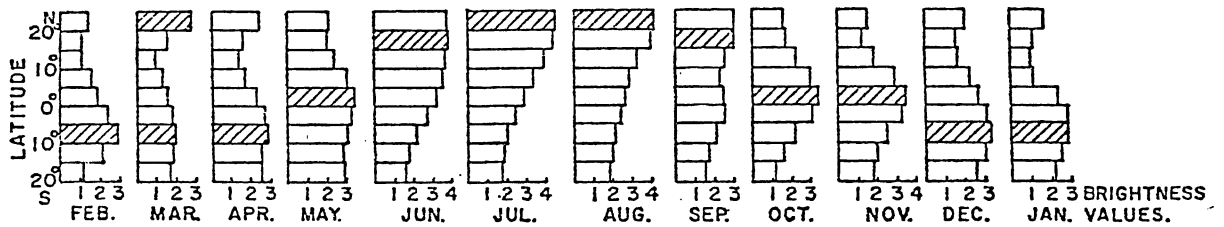


(a)



(b)

第12図 午前6時(6LT)と午後6時(18LT)の日変化成分によるアノマリーの分布図。点彩部は負のアノマリーを示し、太線で囲まれた範囲は日変化のスペクトルパワーが0.5以上の領域を示す。図中の数字は0.1を単位とする(村上, 加藤, 1980)



第13図 各月、各緯度帯 (20°S—25°N, 5° 間隔) ごとの、平均輝度値。各月の極大値は、斜線部で示す。
(Godbole and Murty, 1970)

い地形の起伏に対応して毎日のように生じていることを示している。この現象は、ヒマラヤにおける降水観測でも裏づけされている (Yasunari and Inoue, 1978)。例外的に、アッサムのブラマプトラ河流域では、夜間の対流が卓越していることが、第12図に示されている。この地域におけるモンスーン期の夜雨の卓越は、以前からインドの気象学者によって報告されている (Prasad, 1973)。一般に、陸地とくに山岳地域では、前述のごとく昼雨型となるところが多いが、アッサムの谷間は、大規模な山脈に囲まれた地形であり、夜間の弱い斜面下降流が谷間で収束する、いわゆる Bleeker-Andre 循環 (Bleeker and Andre, 1951) によって対流不安定が解放され、夜雨が卓越するのではないかとされている。

6. モンスーンの開始と成立 — 季節推移 —

モンスーンとは、ITCZ (赤道収束帯) が (北半球) 夏にアジア大陸上で大きく北上する現象、としても扱えられる。そしてこの北上は、ヒマラヤ・チベットの南側すなわちインド亜大陸で最もけん著に現われる。大洋上の ITCZ の大気構造 (例えば温度、気圧の鉛直構造) と夏のインド・モンスーン域での大気構造とはかなり異なった面もあり、インド洋上の ITCZ がそのまま北上しているという見方は、かならずしも正しいとはいえない*。しかしながら、衛星写真の輝度がある程

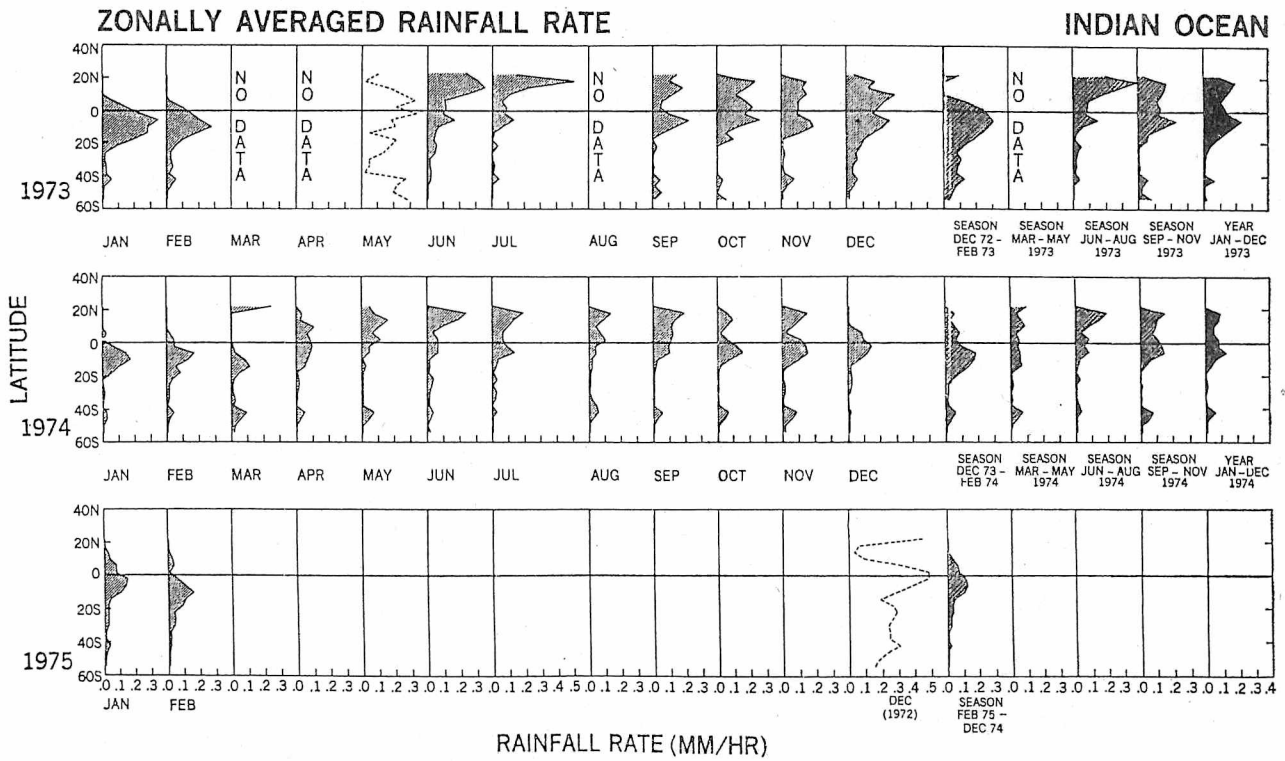
度時間平均した平均雲量 (輝度) を、インド付近の経度帯で緯度方向の分布としてみる (第13図) と、赤道付近にあった ITCZ に対応する雲量の極大が、モンスーン期には北上し、モンスーンの後退とともにふたたび赤道域に南下する様子が見られる。また Rao *et al.* (1976) は、Nimbus-V の ESMR によるマイクロ波の観測から海洋上の降水量 (正確には大気柱中の凝結水量) を求め、第14図のように、インド洋域での、モンスーン開始にともなう雨域の北上、後退にともなう雨域の南下を確認しており、少なくとも雨と雲の気候学としてはモンスーンを ITCZ の北上現象として扱ってもさしつかえないであろう。

ITCZ の雲バンドは、毎日の画像では、多くの場合、直径 500~1,000 km 程度のスケールの雲クラスターが、ベンガル湾からインド亜大陸上に不規則に分布し、東西に連続した構造は必ずしも明りょうではないが、第15図にみられるように、太平洋からアフリカへと連なるバンド構造がインド付近で北上したかたちで出現する日もある。

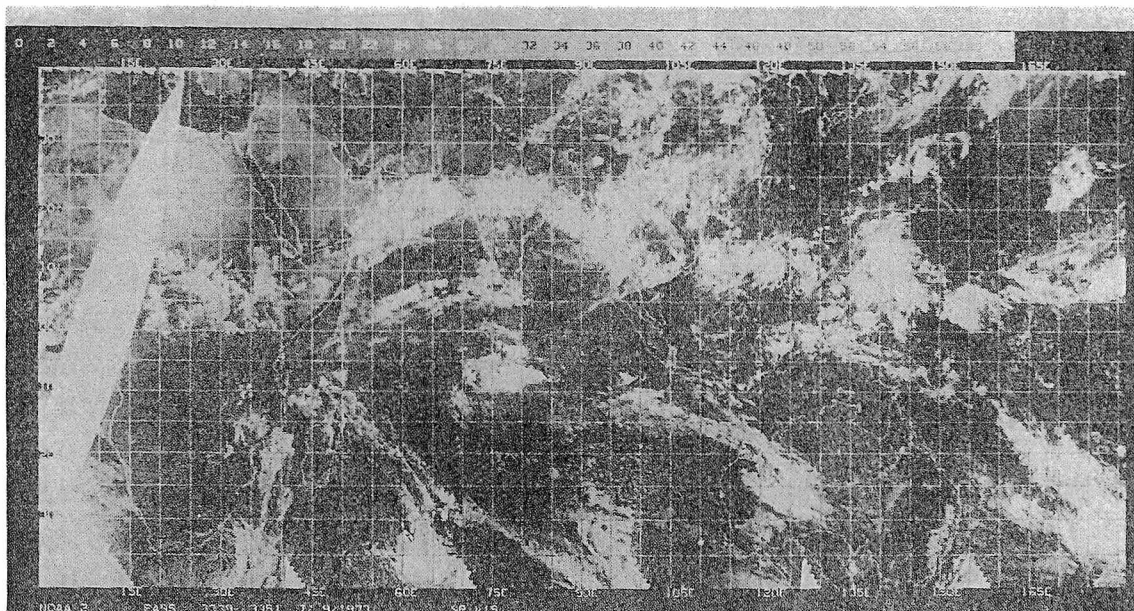
Winston and Krueger (1977) は、赤外資料によってモンスーンにともなう雲域の季節推移の様相を、2~3年について調べた。第16図は、1975と1976 (6~8月は1974も含む) の月ごとの長波放射量 (OLR) の推移を示している。

3月から4月にかけて、インドを中心とした 10°N~30°N 帯に高い OLR (高温) 域が東西にのびており、この地域がプレ・モンスーン期の

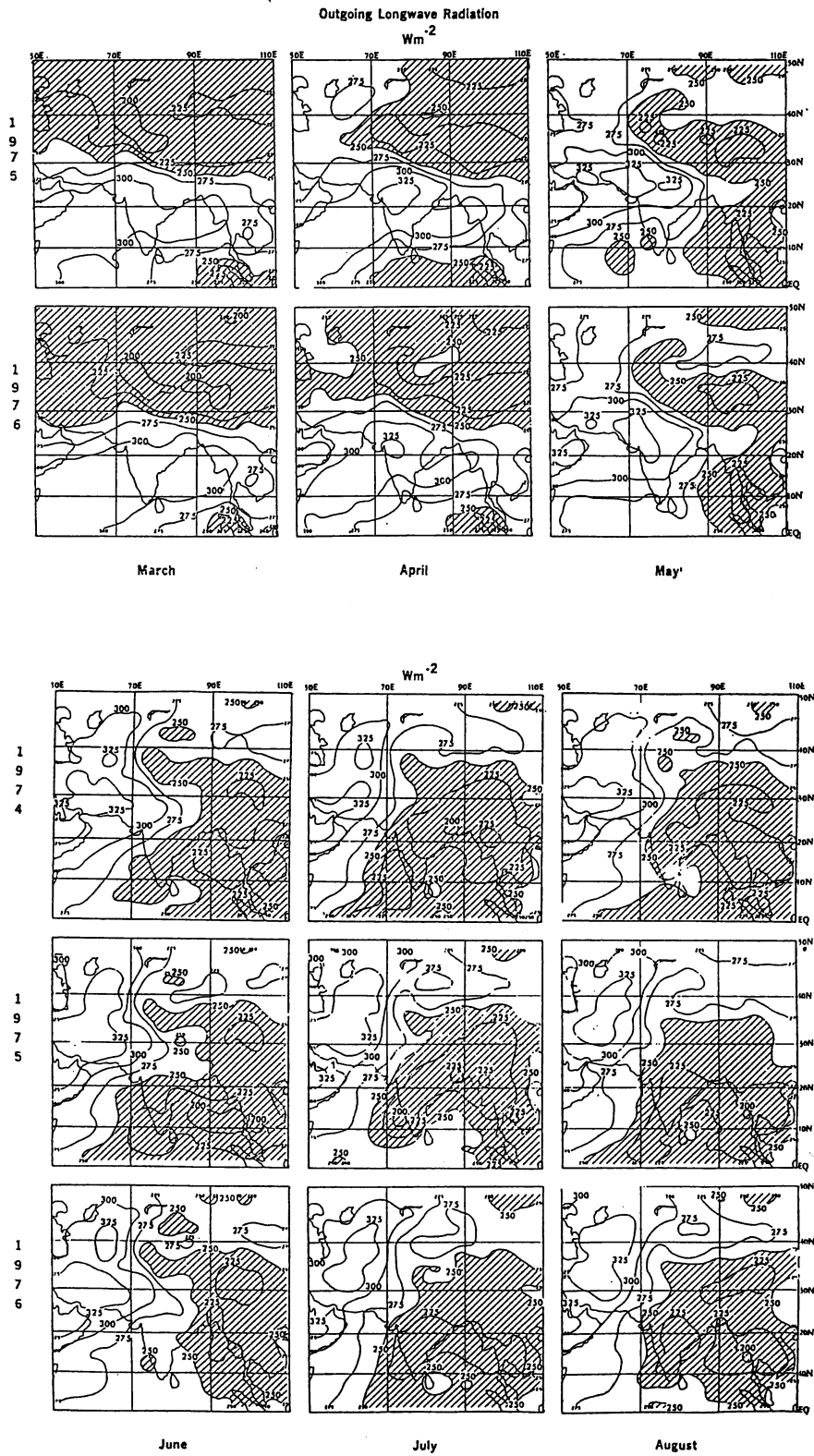
* インドではしばしば、インド洋上の収束帯を海洋性ITCZ、モンスーントラフ域の収束帯に対応するものを大陸性 ITCZ とも呼んでいる (Sikka and Gadgil, 1980)



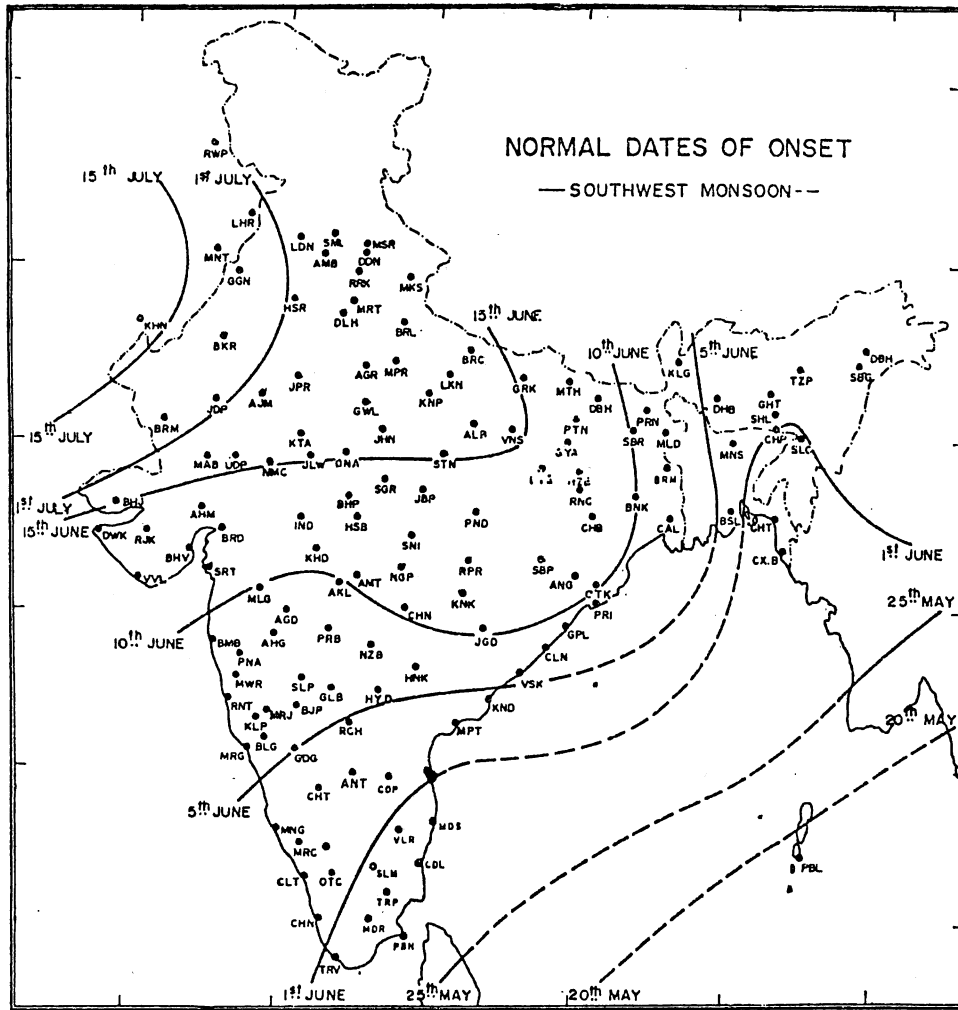
第14図 ESMR より算定した、インド洋域の緯度帯ごとの降水率 (mm hr⁻¹)。 (Roa et al., 1976)



第15図 1973年7月9日の気象衛星写真。NOAA-2, 可視域。



第16図 (1974), 1975, 1976における長波放射量。斜線部は、 250 Wm^{-2} 以下の値の地域。(Winston and Krueger, 1977)



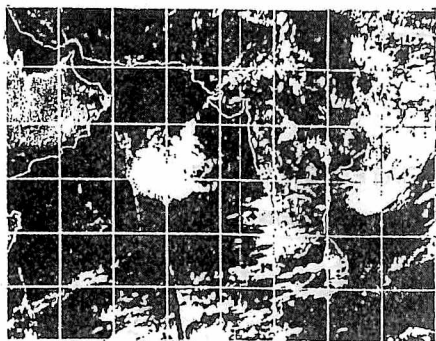
第17図 夏のモンスーン開始日の分布。(Rao, 1976)

“熱波(heat wave)”の季節に対応していることを示す。その北側には低い OLR (低温) のチベット高原と中央アジアが広がっている。ITCZ にもなる雲域は、スマトラ・マレー半島から赤道インド洋東部にかけての低い OLR (低温) 域で示されている。

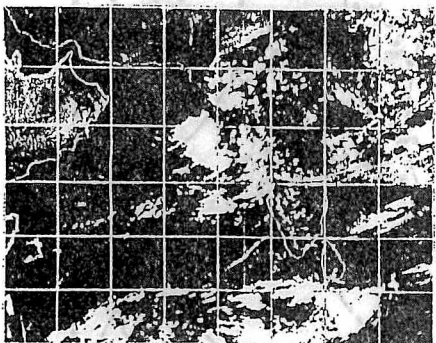
5月はモンスーンへの移行期である。東南アジアの雲域はしだいにベルガル湾から南インドへと拡大し、中央アジアの低温域はしだいにチベット付近に縮まっていくのがわかる。ただしこの低温域は、高い高度と積雪による冷たい地表面の効果と、ヒマラヤ付近における活発化した対流雲の効

果とが混在した結果である。パミール・カラコルム付近の細長くのびた低温域は、モンスーン期へと移行するにつれて不明りょうになることから、積雪分布域の効果が大きいと推測されるが、チベット東部の極小域 (33°N, 100°E 付近) は、高度が西部にくらべ低く雪氷域も少ないことから、むしろ積 (乱) 雲の卓越によるものと考えられる。

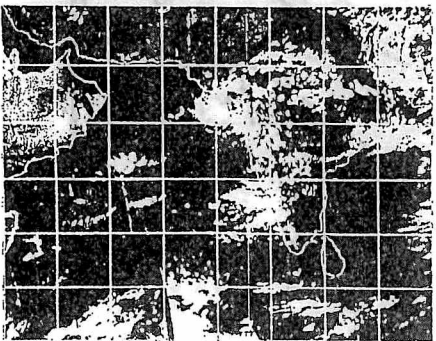
6月には雲域がベンガル湾からインド亜大陸へ、7月にはさらに北西インドへと拡大し、モンスーン最盛期となる。この雲域拡大の様相は、古くから知られているモンスーン開始日の西～西北西進 (第17図) とよく対応している。7～8月の



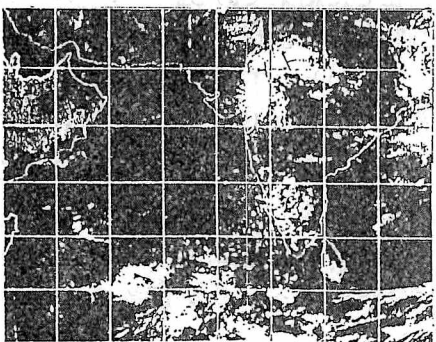
JUNE 3



JUNE 4



JUNE 5



JUNE 6

第18図 1969年6月3日～6日の気象衛星写真。(ESSA-9, 可視域)

モンスーン盛期の特徴は、アラビア半島から中央アジアに分布する高温域とその東南側に広がる低温域（モンスーンの雲域）とが、著しいコントラストをなすことである。

第16図ではまた、モンスーン雲域の拡大は年によってかなり異なることがわかる。例えば1976年の6月は、前の2年に較べインド亜大陸上への拡大が非常に遅れている。7月もベンガル湾奥からインド北東部にかけての対流活動が弱く（比較的高いOLR値に注目、全体としてモンスーンの弱かった年となっている。年々の変動については第7小節でのべる。

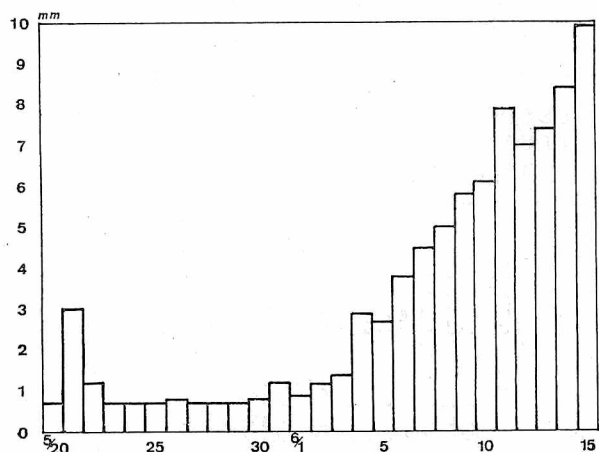
ところで、インドではとくに半島部西岸を中心として、突然雨期が始まることが多く、モンスーンの開始は“monsoon burst”とも呼ばれてきた。この現象を、気象衛星から見るとどうなるか。

モンスーン開始にともなう総観場の特徴的な変化として、Datta et al (1981) は、次のような項目をあげている。

- i) 500 mb における（偏西風）トラフが 90°E 付近から 70°E 付近にシフトし、それにともなって南の（水平）シア線が北上する。
- ii) 南インド上空における偏東風ジェットの出現
- iii) チベット上空における中部対流圏高気圧の成立
- iv) インド各地における5日ごと雨量（pentad rainfall）の急激な増大
- v) 北インドにおける上部対流圏の偏西風の衰退と、 20°N 付近にあった亜熱帯高気圧の北への移動
- vi) 赤道トラフ（又は水平シア帯）の北上とそれにともなうモンスーントラフの強化

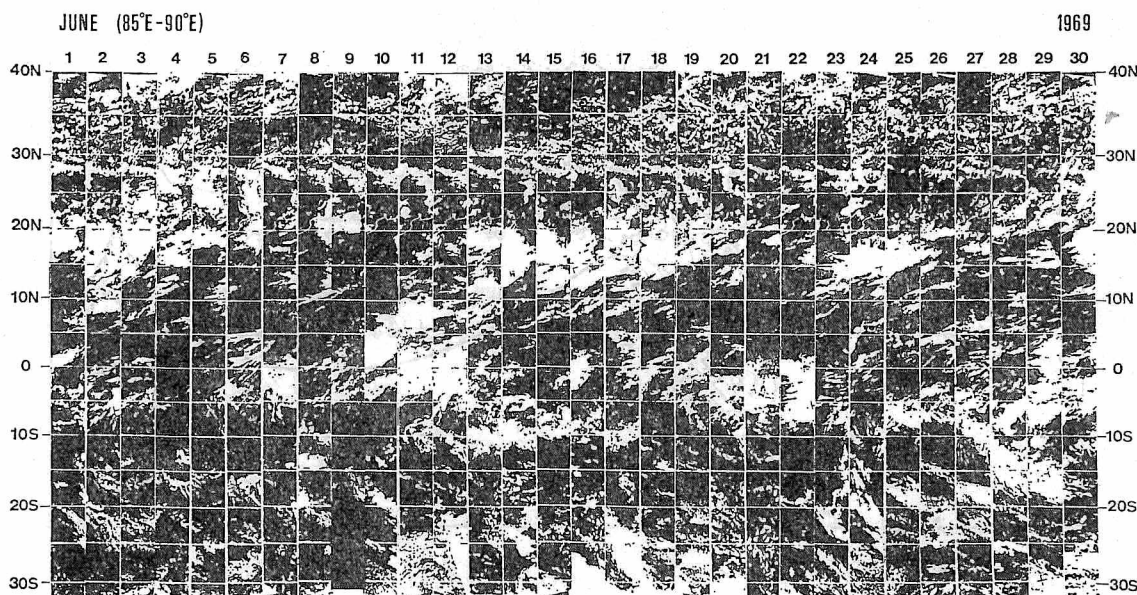
上記の項目には、基本的に同じ現象を、言い方をかえたにすぎないような表現のものもあり、あまりすっきりとした分類とはいえない。それはともかくとして、iv) の急激な降水量の増大は、実際には、vi) であげられた赤道付近のシア極大域に発生した低気圧がしゅう来したことによるこ

とが多い。例えば、1969年のボンベイ付近 (Maharashtra 州) のモンスーン開始日は6月4日(又は5日)とされている (Rao, 1976)。この様子を衛星写真から見ると (第18図), アラビア海上で発生した雲クラスター (低気圧) が4日から5日にかけてボンベイ付近に上陸し, 多量の雨をもたらし, これ以後急激に降水量が増加している (第19図参照)。この低気圧は onset vortex と呼ばれており, 西海岸におけるモンスーン開始にしばし



第19図 1969年5月20日～6月15日の, Maharashtra 州の日降水量。

ば重要な働きをする。onset vortex については MONEX' 79でも多くの研究者が注目し, 南西モンスーン気流軸北側の, 強い低気圧性シアー域に形成される順圧不安定波によるじょう乱ではないか, と指摘されている (Krishnamurti et al, 1980; Mak and Kao, 1981)。アラビア海上にこのような低気圧性渦 (とそれにとまなり雲クラスター) が発達しやすい状況では, 南西モンスーン気流軸の北上と共に, 次々と発生する vortex の移動経路もしだいに北上していく。Sikdar and Martin (1981)によれば, モンスーン気流の極大域 (ジェット)の軸の北上は, 極大雲域の北上に1日程度遅れて進むという。しかし, onset vortex のような発達した低気圧が現われる状況は必ずしも毎年あるわけではなく, 年によっては, モンスーン気流の北上と強化にとまない西ガーツ山脈付近に地形性の対流雲が活発化する, というだけの年もある。雲域が地形に固定されており, 水平スケールも低気圧性の雲クラスターにくらべはるかに小さいこともあって, このような年は, たとえば雲写真で緯度一時間断面図を作製しても, モンスーン開始日の北上の様相はあまりはっきりしないと



第20図 1969年6月における, 衛星写真 (ESSA-9, 可視域) の緯度一時間断面。(85°E~90°E)。

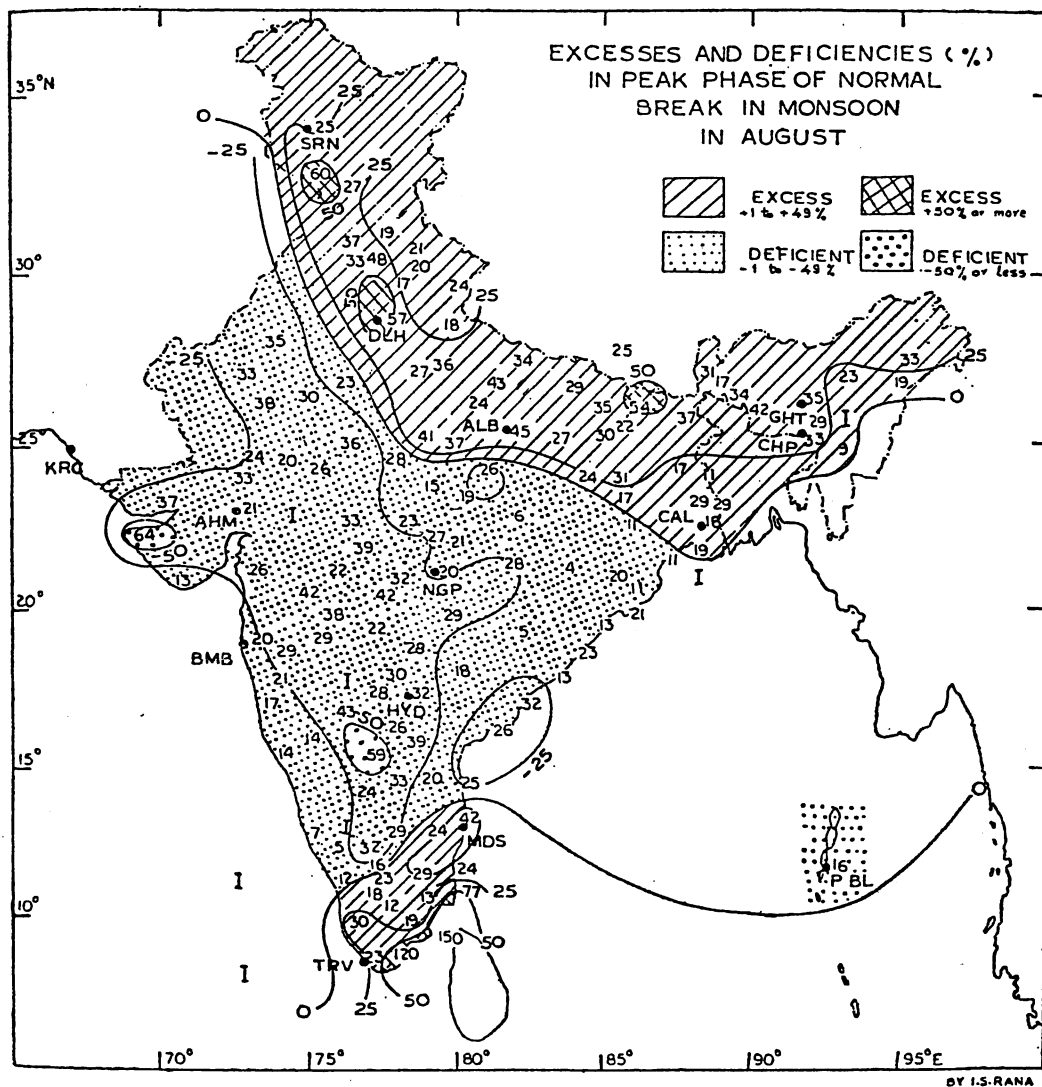
思われる。一方ベンガル湾側では、低気圧性渦の発生、発達（もっとも発達したものは、サイクロンやモンスーン低気圧と呼ばれる）がアラビア海に比べはるかに活発であり、第20図の緯度—時間断面図にみられるように、モンスーン開始に対応した雲域の北上が、ほぼ毎年のように認められる。モンスーンにともなう雲域の北上（ITCZの雲域の北上）は、同じ緯度帯ではベンガル湾側の方がアラビア海側よりも約1週間程度先行している場合が多く、その結果、平年開始日の位相（第

17図参照）は、ベンガル湾から北～北西進するような分布を示すことになる。

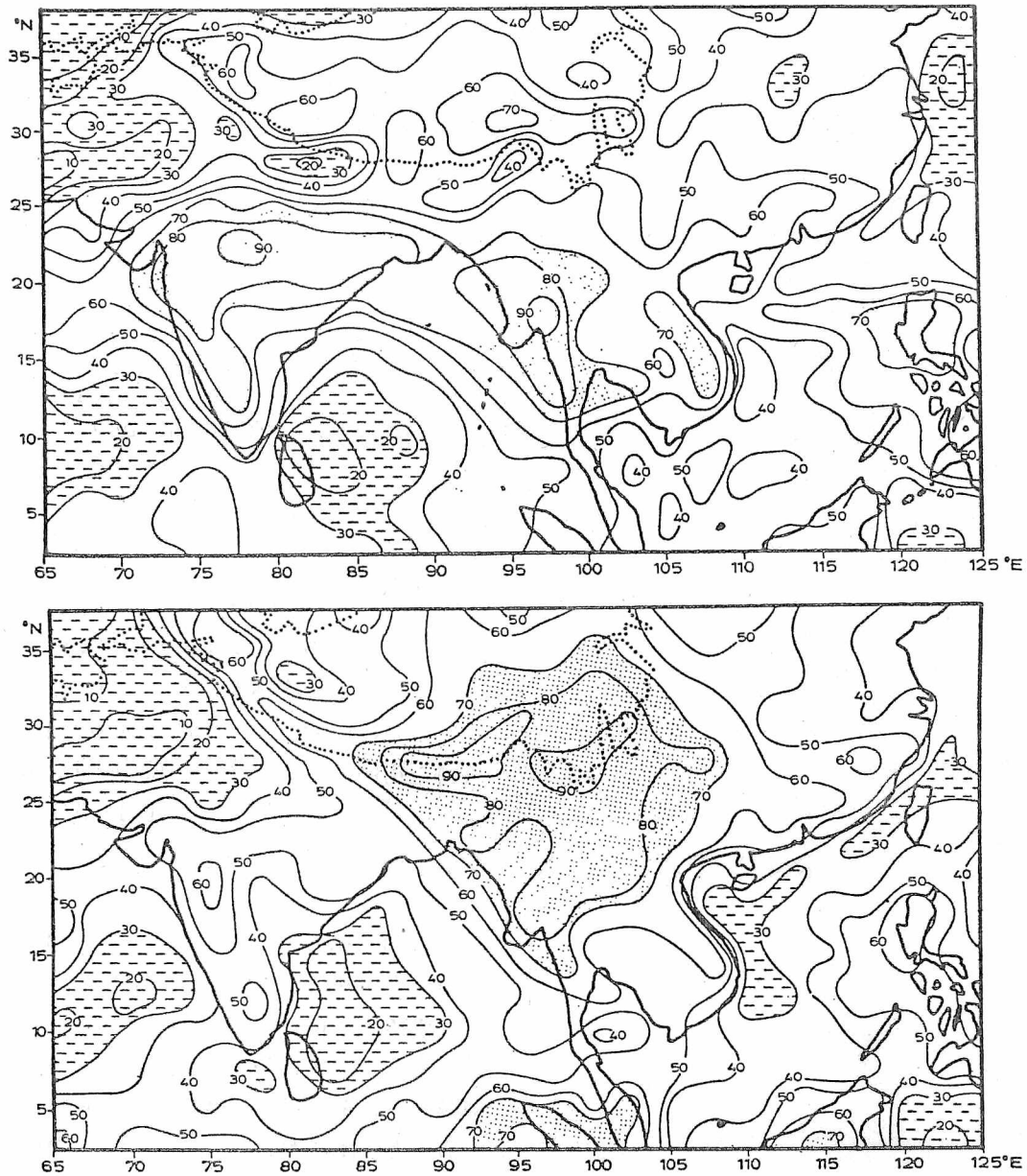
7. モンスーンの変動

7.1 季節内の変動—active/break のサイクル

モンスーンの季節内にも、対流活動が活発で降水量の多い活発期(active period)と、対流活動が不活発で降水量の少ない休止期(break period)があるということは古くから知られている。そして、



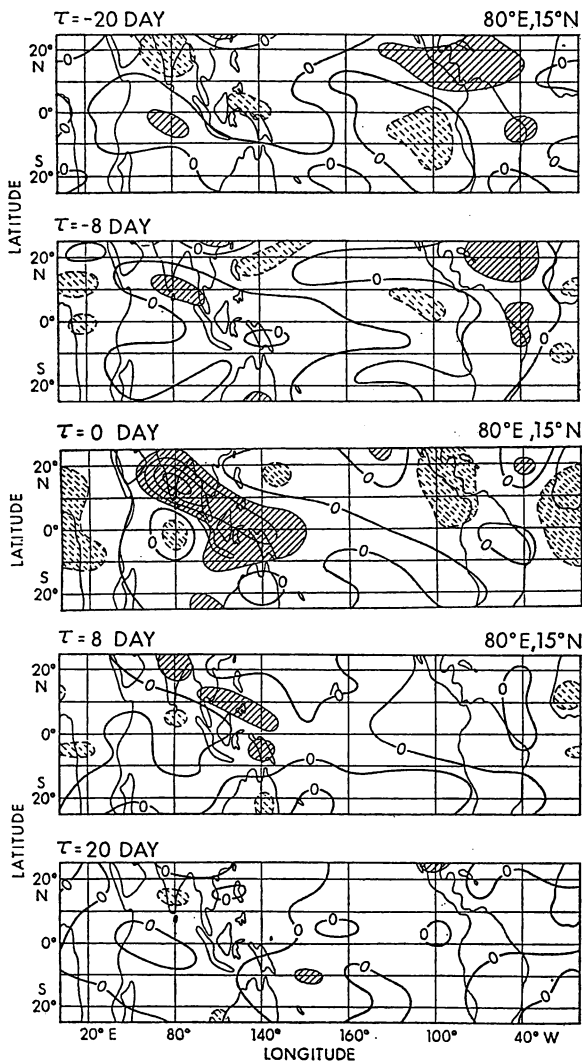
第21図 8月のモンスーン休止(break)期における、降水量の平均値からの偏差(%)。150%以上はハッチ、100~149%は斜線、51~100%は細い点彩、50%以下は太い点彩で示す。(Rao, 1976)



第22図 モンスーンの活発 (active) 期における雲量分布 (上) と、休止 (break) 期における雲量分布 (下)。70%以上は点彩の、30%以下の破線の陰影で示す。(Hamilton, 1977)

干ばつ年の多くは、休止期が異常に長く続く、というかたちで特徴づけられる。降水量の空間分布も、ふたつの時期に対応して大きく異なっている。活発期にはインド中・北部を中心として広範囲に降水域が分布するが、休止期にはヒマラヤ周辺とインド南端部のみに降水が集中する傾向がある (第

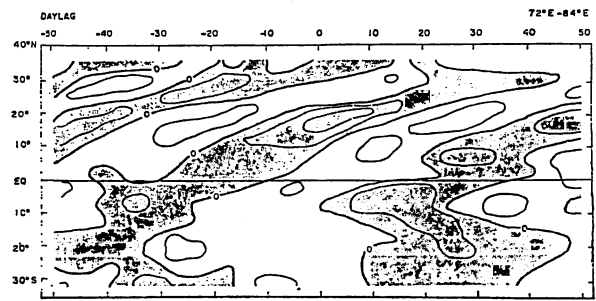
21図)。衛星からの雲量分布によっても、この様相はよく示される (第22図参照)。ここで注目すべきことは、休止期には雲量の極大域が東部ヒマラヤからアッサム地方に偏っているが、活発期においても、チベット南部からヒマラヤ山脈付近にかなり雲量が見られることである。すなわち、ヒマ



第23図 雲量の、モンスーン期（1965～72の6月1日～9月15日）における時差相関係数の空間分布。80°E, 15°Nを参照点とする。実斜線部は0.2以上、破斜線部は-0.2以下の値の地域。（T. Murakami, 1976）

ラヤ周辺はモンスーン期を通じて日々の対流活動の盛んな地域であることを示しており、第20図でも、28°N付近のヒマラヤ山脈ぞいの定常的な雲域として現われている。またこの図では、第4小節でものべたように、個々の対流雲群のセルのスケールがインド平原部に比しはるかに小さいことがわかる。

active/break サイクルのより広域的な様相は、

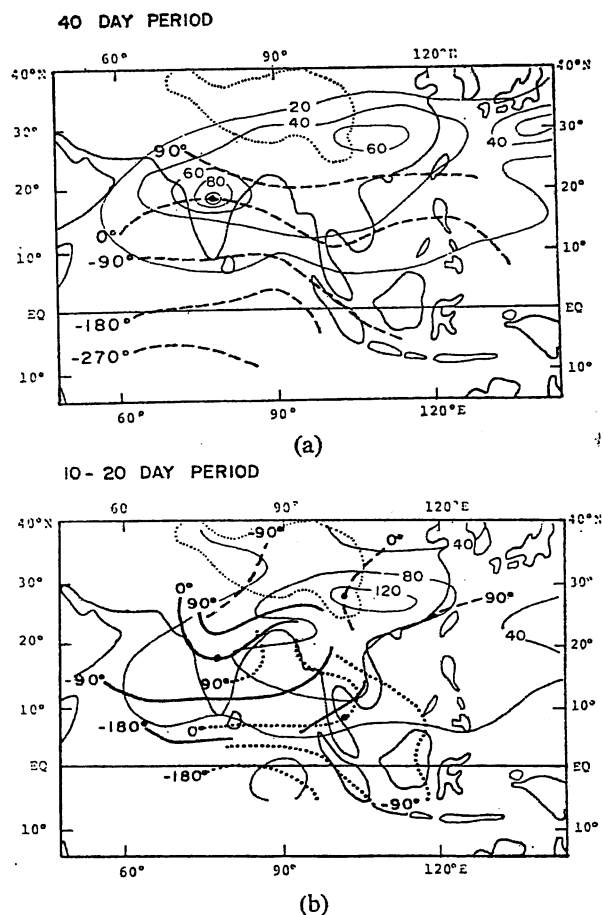


第24図 モンスーン期雲量（1973年6月1日～9月30日）の時差相関係数の緯度—時間差断面（72°E～84°E）。17.5°Nを参照点とする。等値線間隔は0.4、斜線部は正の領域。（Yasunari, 1979）

全（半）球的な雲量資料を用いた統計的解析により明らかにされている。T. Murakami (1976) は、前述の Salder (1969) による雲量資料を緯度5°×経度30°のメッシュで空間平均した雲量（東西波数6以上の小スケールのじょう乱が消去されている）になおし、さらに5日移動平均を施した資料を用いて、中部インド域（80°E, 15°N）を参照点としたモンスーン期（6/1～9/15, 107日間）の時空相関係数を計算した。その結果、第23図のように、同時相関（ずらし日数 $\tau=0$ 日）では高い正の相関域がインドからマレー・インドネシア地域へと南東方向に伸び、一方負の大きな相関域は、中米・大西洋からアフリカにかけての熱帯地域と赤道インド洋域に存在し、インドモンスーン地域の雲量変動は大規模な循環の変動に関連していることが示された。さらに $\tau=-20$ 日（各地点の20日前の雲量との相関）から $\tau=20$ 日までの時差相関の空間パターンを調べると、とくにインド洋域において、時間の推移とともに正（負）の相関パターンがゆっくりと北上する傾向がみられる。この現象はモンスーンの active/break のサイクルに関連した雲量変動の特徴的な様相といえる。Yasunari (1979)は、T. Murakami (1976) と同様の操作を行った可視域輝度資料（1973年）について、時空相関係数の緯度—時間差断面（第24図）を調べ、雲量極大（極小）域の北上が赤道付近か

ら始まり、中緯度へと約 0.7° (緯度)/日の位相速度で北上すること、正負のパターンが約40日程度の間隔でくり返して現われることを示した。スペクトル解析の結果は、インドモンスーン地域で約40日周期がもっとも卓越し、ついで約2週間の周期が存在しているを示した。すなわち、第24図の時差相関には分散の最も大きい40日周期に対応した変動のみが現われていることになる。

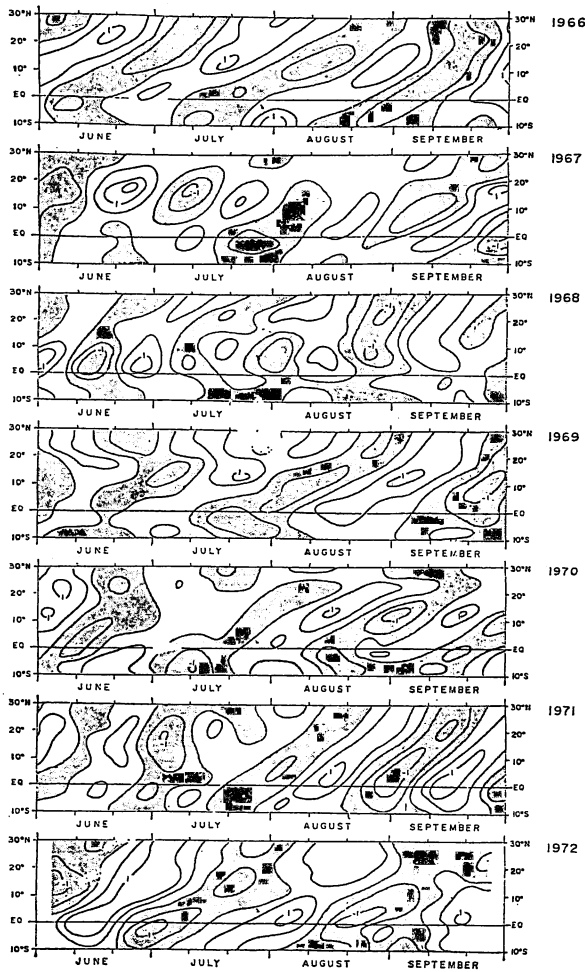
第25図に、クロススペクトル解析による上記ふたつの周期帯の位相分布を示す。約40日周期の変動については、最もパワーの大きな中部インドとの位相差で示されている(第25図 a)。インド付近の北上の位相は、東は東南アジアからフィリピン付近まで確認できるが、西のアラビア海方面は、雲量とその分散が小さく、有意な位相関係はインド沿岸のみしか確認できない。一方約2週間程度のモード(第25図 b)は、狭い領域でのみ比較的高いコヒーレンスを示し、一点とのクロススペクトル解析では、広域の位相関係は把握しにくい。しかし第25図 b を示すように、いくつかの参照点との位相差分布を重ねることにより、ある程度雲域の動きを知ることができる。これにより、インドネシア・東南アジア方面からベンガル湾を経て北インドへ(西)北西進した後、チベット付近の中緯度では東進する、全体として時計回りの動きの位相が示される。このモードの時計回りの変動は地上気圧偏差の解析でも示されている(M. Murakami, 1976)。このモードのひとつの解釈は、2週間程度の週期をもつ(おそらく偏東風波動にともなう)じょう乱が、西太平洋域から東南アジアと西進し、この波動と関連してベンガル湾でモンスーン低気圧が発達、北西進し、これがさらにチベット付近で偏西風波動と相互作用を起す過程を、雲域の動きから見たもの、とも考えられる。今後、高度・風等の他の資料も加えて、さらに検討を要する問題である。ただ、約40日周期はITCZの南北方向の偏位にともなうモード、約2週間の周期はむしろ、東西方向に進行する波動にともなったじょう乱に関連したモード、というち



第25図 雲量変動パワー・スペクトル(1969)値と、位相差の分布。(a) 40日周期、(b) 10~20日周期。参照点は・印で示す。(Yasunari, 1979)

がいは、位相差分布から推測できる。さらに約40日周期の変動は、第21, 22図に示された、active/break にともなう降水量・雲量の分布に最も関連したモードであると考えられる。

ところで、モンスーンにともなう雲量分布は、年々の変動も大きい(第16図参照)。したがって、上述の大きな active/break のサイクル(約40日周期)が、同様の時間スケールでしかも同様の空間構造をもって、毎年出現するかどうか、問題となるところである。前述の Sadler (1969) による可視域雲量資料を用いて、1966~1972の各年についてインドモンスーン地域の雲量時系列(6/1~9/30, 122日間)のスペクトル解析を行った結果、



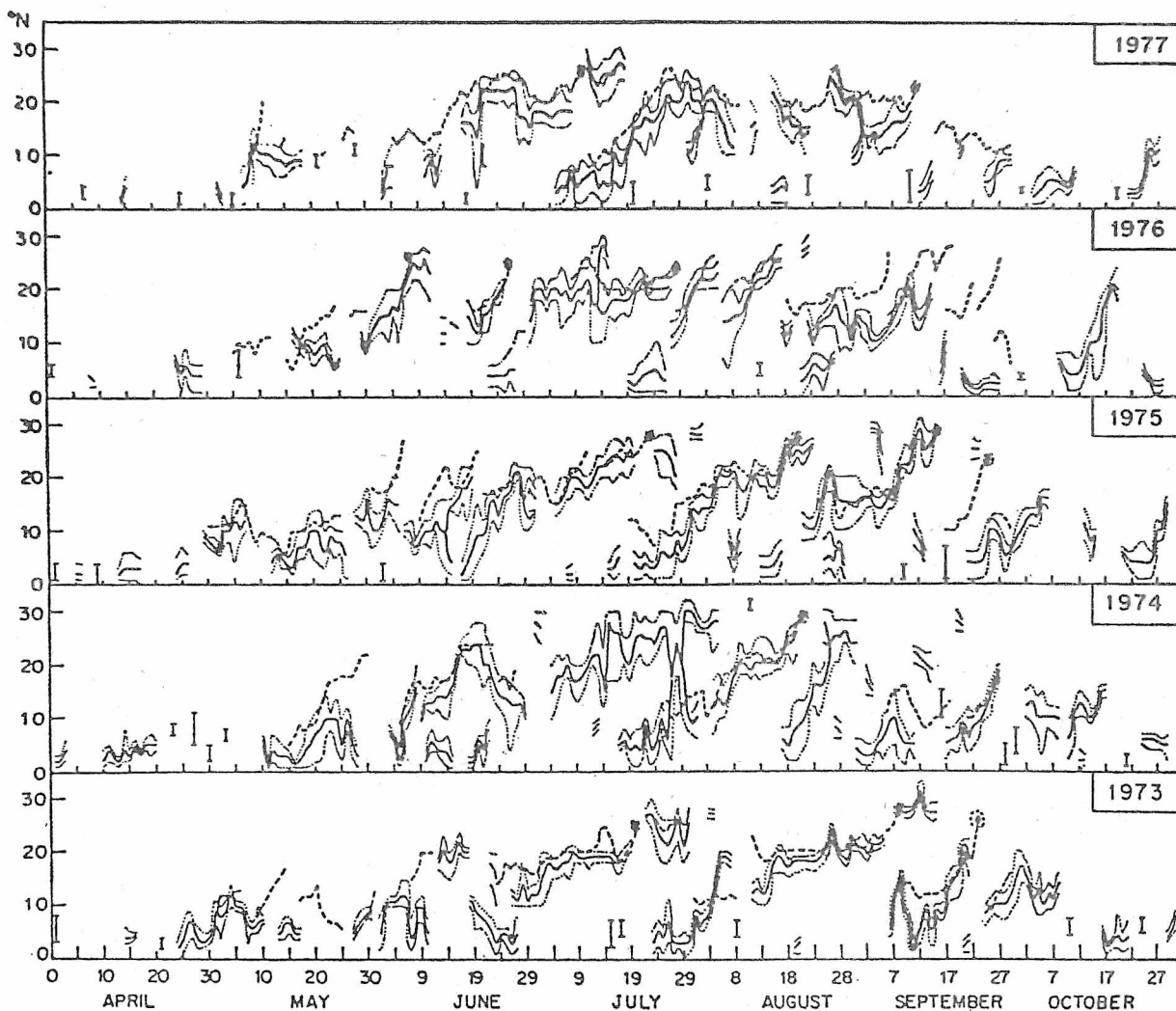
第26図 1966~72のモンスーン期における、30~40日(1972のみは50~60日)周期の雲量変動の緯度-時間断面(70°~90°E)。等値線間隔は0.5, 斜線部は負の領域。(Yasunari, 1980)

ほぼ毎年30~40日付近に卓越する周期が存在した(Yasunari, 1980)。この場合、対象とする変動の空間スケール、とくに東西方向のスケールは、第25図からも推定されるように、少なくとも数千キロ以上であり、雲量算定の区域を(70°E~100°E, 10°N~20°N)と大きく取ってある。各年について、バンドパス・フィルターを用いて30~40日周期を取り出し、70°E~90°Eにおける緯度-時間断面を示したのが第26図である。(ただし、'72のみは60日周期が卓越しており、この周期帯を取り出している。この年は休止期が異常に長く続

き、大干ばつ年となっている。)年によりパターンの乱れや位相速度の差はあるが、雲量の極大(極小)が赤道から北上する様相は、ほぼ毎年見られるとあってよい。

以上のべた、大きな active/break サイクルに対応する30~40日周期の雲量変動は、いくつかの統計的手法によって表現されたものであるが、毎日の衛星写真の解析からも、この変動に関連した雲域の動きが確認されている。Sikka and Gadgil (1980)は、第15図にみられるように、雲域がある緯度帯に、一定の巾をもって存在していることに着目し、これを MCZ (Maximum Cloud Zone) と名づけた。この雲域は、本論文でのべている、雲からみた ITCZ に他ならない。1973~77における毎日の MCZ の緯度的位置を示したのが第27図である。この図には 700 mb におけるトラフの位置も示されており、MCZ はモンスーントラフのやや南側に位置して、北上をくり込んでいることがわかる。主な MCZ の北上は、ほぼ30~40日の間かくで起っている。また、第6節でのべたモンスーン開始にともなう雲域の北上(第20図)は、MCZ の最初のはっきりとした北上に対応していることがわかる。これに対しモンスーンの後退は、北上する MCZ の到達する緯度が、次第に低緯度側にシフトしていく、というかたちで起っている。

このように、モンスーン季節内の大きな active/break サイクルは、MCZ (又は ITCZ) の赤道付近からの反復北上運動によることが、衛星資料の解析により、明らかとなった。このモードの雲量変動は、赤道ぞいでは東進波としての要素をもっており(第25図a参照)、Madden and Julian (1971, 72)が明らかにした、40~50日周期の全球規模赤道波動(振動)に関連していると思われる(Yasunari, 1979, Julian and Madden, 1981)。さらにこの赤道上的大規模波動(およびモンスーンの active/break サイクル)は、南半球の偏西風波動と密接に関連している可能性が強い(Yasunari, 1981)が、本論文の主旨ではないので省略す



第27図 MCZ 軸 (実線), MCZ の南北端 (点線) と, 700 mb トラフ (破線) の 90°E における緯度方向の日変化。1973~77。(Sikka and Gadgil, 1890)

る。

一方 T. Murakami(1980) は, インド, 東南アジアから西部太平洋域にかけての広域対流活動の時空間変動を, 赤外域輝度 (OLR) 資料を用いた経験的直交函数 (Empirical Orthogonal Function 略称 EOF) 展開の手法によって調べている。緯度 $5^{\circ} \times$ 経度 10° ごとに格子点 (149 地点), 1975~77 のモンスーン期 (5/18~9/14) 計 360 日の輝度資料についてまず EOF 展開を行ない, 求められた各成分の時間変動 (因子スコア) のスペクトル解析から, 第 1~第 3 成分に 20~30 日周期が卓越

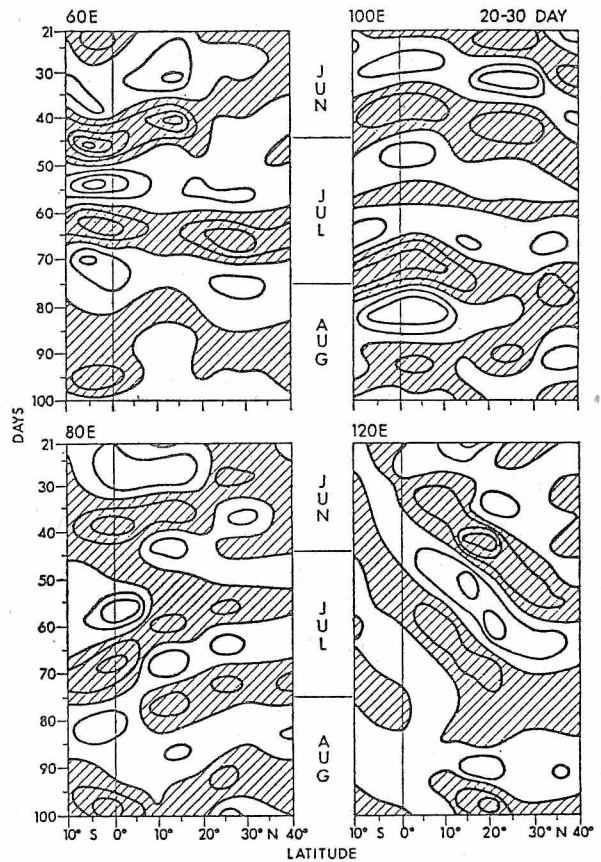
していることを見出した。そして, バンドパス・フィルターで取りだしたこの周期帯の変動成分について再び EOF 展開を行ない, その主成分の空間パターンとその時系列を抽出した。さらに, この操作で得られた主成分のいくつかの分散を合計したコンジット・パターンを作り, その緯度, 経度-時間断面等から, この周期帯の雲域の時空間変動を議論している。第 1~第 4 成分を合成した変動の経度-時間断面, 緯度-時間断面を, 第 28 図に示す。これらの結果をもとに, モンスーンの active/break サイクルは, 赤道付近では 20~

30日周期の東進波，20°N 付近では同周期帯の西進波に関連している，としている。

モンスーン期のインド東南アジアのように，雲量が時間的にも空間的にも複雑に変動している地域では，卓越する変動のパターンを抽出する方法として，EOF 展開はかなり有力な統計的手法になりうると思われる。しかしながら，例えばふたつの異なる波動現象にともなった雲量変動の分散が，同じ程度の大きさの場合，それらふたつの変動が合成されて主成分として現われ，かえって解釈が困難になることもありうる。1976年の90°Eにおける，実際の雲域(MCZ)の緯度-時間断面(第27図参照)では，はっきりとした雲域の北上の位相が認められるにもかかわらず，第28図の80°EにおけるOLR変動成分の緯度-時間断面では，これに対応した偏差の動きが現われていないのは，あるいはこの種の理由によるものかもしれない。今後さらに吟味を要する問題であろう。

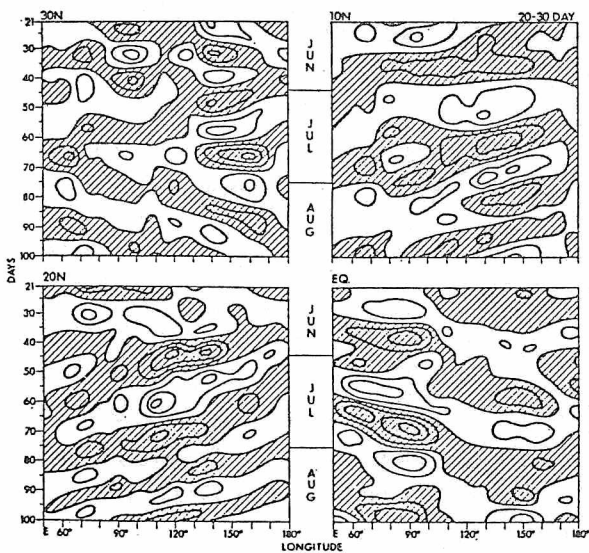
7.2 経年変動—とくに積雪分布との関連について

気象衛星による均一な精度の観測資料が蓄積されはじめて，まだせいぜい10年程度である。したがって，これらの資料を用いたモンスーンの経年



(b)

第28図 1976年夏の長波放射量(OLR)の20~30日周期成分に対応する偏差の(a)経度-時間断面(30N, 20N, 10N, E・)と，(b)緯度-時間断面(60E, 80E, 100E, 120E)。斜線部は負の領域。(Murakami, 1980)

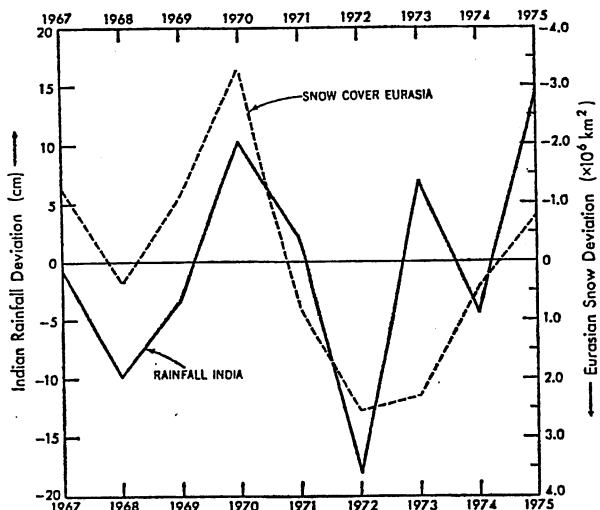


(a)

変動に関する本格的な研究は，まだほとんどなされていない。しかし，第16図にも示したように，1974~76のわずか3年間をとって見ても，年ごとに大きな雲量分布のちがいのあることがわかる。

年々のモンスーン循環の強弱(およびそれにともなった降水量の増減，降水分布のちがいを)を支配する重要な要因のひとつとして，ユーラシア大陸の春から夏にかけての暖まり方のちがいが考えられる。たとえば，中央アジアからヒマラヤ，チベット高原にかけての地域に冬の降雪が多く，春遅くまで積雪域が広域に残れば，その年の夏のモンスーン循環は弱くなる，という推測が成りた

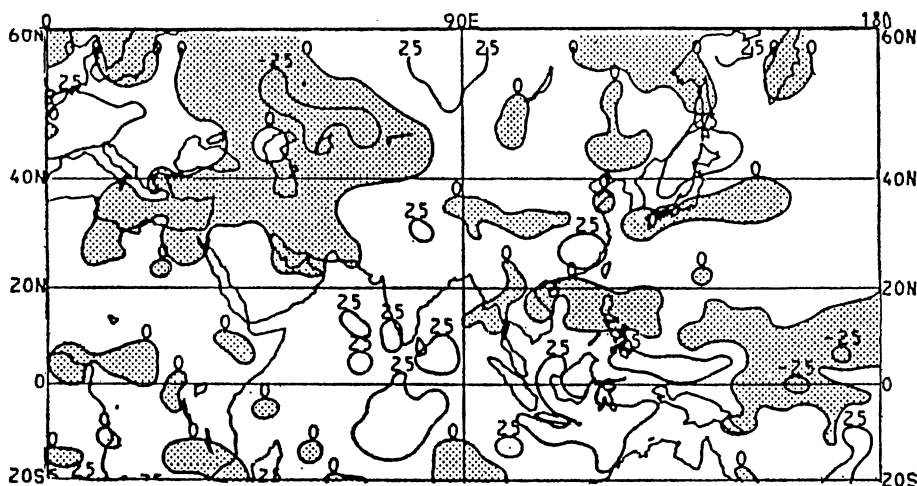
つ。事実この考えはすでに古くから指摘されていた (Blanford, 1884 など) が, Hahn and Shukla (1976) は, NOAA 衛星の可視域輝度値 (アルベド) から求めた, 冬から春 (12~3月) のユーラシア地域の積雪面積 (Wiesnet and Matson, 1975, 1979) と, その年の夏 (6~9月) のイン



第29図 ユーラシア大陸 (52°N 以南) の冬期積雪面積の偏差と, インド夏期モンスーン降水量偏差の経年変動。(Hahn and Shukla, 1976)

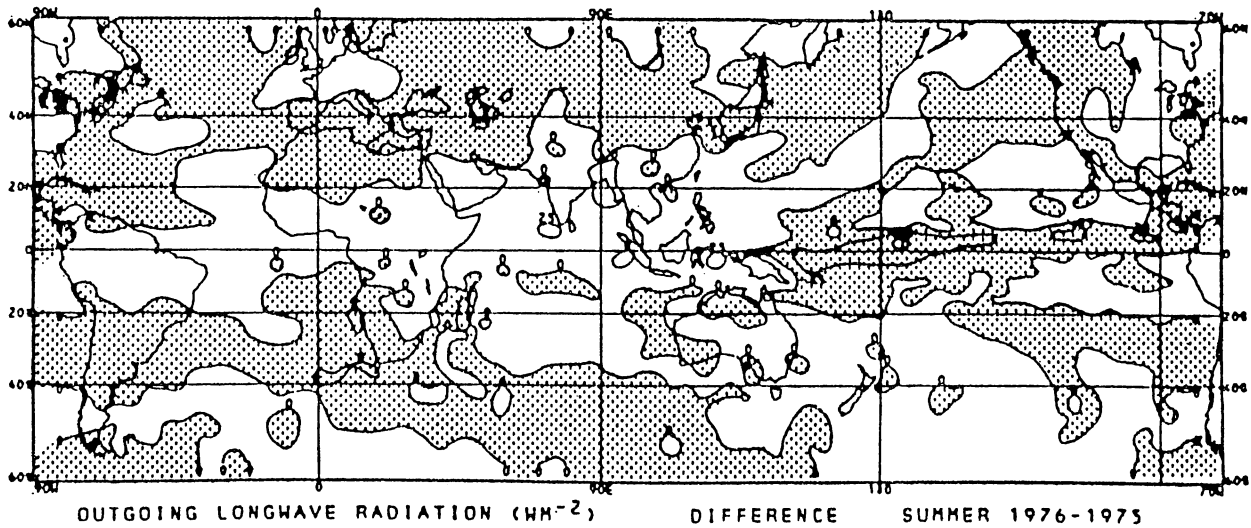
ド全域 (島嶼部をのぞく) の降水量のあいだに, 明りょうな負の相関のあることを, 10年間 (1967~75) の資料を用いて示した (第29図)。

Winston and Krueger (1977) は, モンスーンの強かった1975年と弱かった1976年 (第16図のとくに6月を参照) について, この積雪分布とモンスーンの強弱との関係を, より詳しく調べた。両年の3~5月の月平均アルベドをみると, 1976年はとくに4月に中央アジア (カスピ海, アラル海周辺) で大きな値 (積雪域に対応) の地域が広がっており, 両年の差を実際の吸収日射量に換算してみる (第30図) と, 1976年の方が, はるかに少ない吸収量であったことがわかる。ただ問題となるのは, モンスーン循環に与える熱的効果で, 大きな役割を果すといわれているヒマラヤ・チベット地域 (Hahn and Manabe, 1974 など) では, むしろ吸収日射量が多くなっていることである。これは, 4~5月になるとこの付近での対流活動が1975年にはより活発となり, 雲量が増大したためなのか, あるいは本当に積雪域が1976年の方が狭かったためなのか, 今のところ不明である。また, 第30図に現われたような中央アジア付近の積雪分布異常は, それ自身が来たるべきモンスーン



ABSORBED SOLAR RADIATION (Wm^{-2})
DIFFERENCE SPRING 1976—1975

第30図 1975年と1976年の春における, 吸収日射量の差。1976年から1975年をさし引いた値です。点彩部は負の領域。(Winston and Krueger, 1977)



第31図 1975年と1976年の夏における、長波放射量の差。1976年から1975年をさし引いた値で示す。点彩部は負の領域。(Winston and Krueger, 1977)

に(熱的効果を通して)直接影きょうを与えるのではなく、むしろその付近に大量の降雪をもたらすような、プレモンスーン期の中緯度循環の準定常パターンの異常こそが、弱いモンスーンに関係しているという考え方(Pisharoty, 1881)もある。これらの問題は、チベット・ヒマラヤの熱的効果の定量的吟味とも関連させて、今後調べていく必要がある。また、海陸の熱的コントラストがモンスーン循環のエネルギー源とすれば、インド洋の海面温度の変動も、モンスーンの変動に関する重要な要素である。衛星からの赤外放射資料を用いた、この視点からの調査も必要である。

モンスーンの経年変動はさらに、“Southern Oscillation (S.O.)”とも深く関連しているといわれている。すなわち、S.O.(南太平洋からインドネシア、東部インド洋にかけての低緯度地域の東西循環)が弱く、エル・ニーニョ(El Niño)が南米沖に現われるような年には、南太平洋中、東部域における対流活動が活発となり、インドネシアからインド・モンスーン域のそれは不活発になること、この現象に対応して海面温度異常が赤道太平洋域に出現することなどが、すでに数多く報告されている(Kanamitsu and Krishnamurti, 1978

など)。前述の1975~76についても、長波放射量(OLR)の差(第31図)に、モンスーン地域と南太平洋中・東部とで、対流活動の傾向が正負逆になっていることを示しており、S.O.との関連が示唆される。

いずれにせよ、気象衛星の観測から直接得られる雲量・積雪分布・海面温度といった要素は、いずれもモンスーンの経年変動に密接に結びついた因子であり、今後の資料の蓄積およびその定量的な利用により、モンスーン変動の物理過程の理解が、大きく前進するものと期待される。

References

- Blanford, H.F., 1884: On the connexion of the Himalaya snowfall with dry winds and seasons of drought in India. Proc. Roy. Soc, London, 37, 3-22.
- Bleeker, W. and M.J. Andre, 1951: On the diurnal variation of precipitation, particularly over central U.S.A., and its relation to large-scale orographic circulation systems. Quart. J. Roy. Met. Soc., 77, 260-271.
- Datta, R.K., A.V.R.K. Rao, Bhukan Lal, S.R. Puri and Manohar Lal, 1981: Certain Aspects

- of Pre-Onset and Onset Phase of SW Monsoon for the Decade 1970-1979. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 13-4-13-8.
- Desbois, M., 1981: Representativeness of Cloud Motion Winds Deduced from GOES I.O. Satellite Imagery for the Description of the Indian Summer Monsoon. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 5-12-5-16.
- Findlater, J., 1969: A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. Quart. J.R. Met. Soc., 95, 362-380.
- Flohn, H., 1969: Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands. Atmos. Sci. Paper, Colo. S. Univ, pp 130.
- Godbole, R.V., and V. Ramana Murty, 1970: The Indian Summer Monsoon as Seen by Weather Satellite. J. Meteor. Soc. Japan, 48, 4, 360-368.
- Hahn, D.G., and S. Manabe, 1975: The Role of Mountains in the South Asian Monsoon Circulation. J. Atmos. Sci., 1515-1541.
- , and J. Shukla, 1976: An Apparent Relationship between Eurasian Snow Cover and Indian Monsoon Rainfall. J. Atmos. Sci., 33, 12, 2461-2462.
- Hamilton, M.G., 1977: Some aspects of break and active monsoon over southern Asia during summer. Tellus, 29, 325-344.
- Kanamitsu, M. and T.N. Krishnamurti, 1978: Northern Summer Tropical Circulations During Drought and Normal Rainfall Months. Mon. Wea. Rev., 106, 331-347.
- Koteswaram, P., 1958: The easterly jet stream in the tropics. Tellus, 10, 43-57.
- Krishnamurti, T.N. and H.N. Bhalme, 1976: Oscillations of a Monsoon System. Part I. Observational Aspects. J. Atmos. Sci., 33, 10, 1937-1954.
- , P. Ardanuy, Y. Ramanathan and R. Pasch, 1980: On the onset vortex of the summer monsoons. FGGE Ope. Rep. Ser., 9, 115-166.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.
- , and ———, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123.
- Mak, M. and J.C.Y. Kao, 1981: A Dynamical Study of the Onset Cyclone of the Southwest Monsoon of 1979. Proc. Inter. Conf. of Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 13-15-13-19.
- Murakami, M., 1976: Analysis of Summer Monsoon Fluctuations over India. J. Meteor. Soc. Japan, 54, 1, 15-31.
- 村上勝人, 井上豊志郎, 加藤一靖, 1890: GMS 赤外放射資料からみた FGGE 期間中の大規模積雲活動. 日本気象学会1980年度秋季大会講演予稿集, 103.
- , 加藤一靖, 1981: GMS 赤外放射資料からみた大規模積雲活動の日変化. 日本気象学会1981年度春季大会講演予稿集, 248.
- Murakami, T., R.V. Godbole and R.R. Kelker, 1970: Numerical Simulation of the Monsoon along 80°E. Proc. Conf. Summer Monsoon Southeast Asia. (C.S. Ramage ed.), 39-51.
- , 1976: Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 54, 175-181.
- , 1980: Empirical Orthogonal Function Analysis of Satellite Observed Outgoing Longwave Radiation in Relation to Active and Break Monsoons during Summer. Mon. Wea. Rev., 108, 205-222.
- Pisharoty, P.R., 1981: The Asiatic Summer Monsoon-A New Theory. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 5-43-5-47.
- Prasad, B., 1974: Diurnal variation of rainfall in Brahmaputra valley. Indian J. Met. Geophys., 25, 2, 245-250.
- Rao, M.S.V., W.V. Abbott III, and J.S. Theon, 1976: Satellite-Derived Global Oceanic Rainfall Atlas (1973 and 1974). NASA, 1-31.
- Rao, Y.P., 1976: Southwest Monsoon. Met. Mono. Synoptic. Met., 1, 35-51.
- Sadler, J.C., 1969: Average Cloudiness in the Tro-

- pics from Satellite Observations. East-West Center Press. Univ. of Hawaii. Honolulu, 22 pp., 12 plates.
- Saha, K., 1971: Mean cloud distributions over tropical oceans. *Tellus*, **23**, 183-195.
- Sikdar, D.N. and D.W. Martin, 1981: Satellite Observed Cloud Fields in Relation to the Onset of Southwest Monsoon over India in 1979. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 13-25-13-30.
- Sikka, D.R. and S. Gadgil, 1980: On the Maximum Cloud Zone and the ITCZ over Indian Longitudes during the Southwest Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840-1853.
- Smith, W.L., L.D. Herman, T. Schreiner, H.B. Howell and P. Menzel, 1981: Radiation Budget Characteristics of the Onset of the Summer Monsoon. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 6-16-6-26.
- 土屋 清, 1972: 気象衛星資料の利用の問題点, 熱帯気象への利用. *気象研究ノート*, **113**, 107-140.
- Virji, H., 1981: Seasonal Circulations over the Indian Ocean during FGGE from Geostationary Satellite Data. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 3-16-3-31.
- Webster, P.J. and L.C. Chou, 1980: Low-Frequency Transitions of a Simple Monsoon System. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 368-382.
- Wiesnet, D.R. and M. Matson, 1979: The Satellite-Derived Northern Hemisphere Snowcover Record for the Winter of 1977-78. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 928-933.
- Winston, J.S. and A.F. Krueger, 1977: Diagnosis of the Satellite-Observed Radiative Heating in Relation to the Monsoon. *Pure & App. Geophys.*, **115**, 1131-1144.
- Yasunari, T. and J. Inoue, 1978: Characteristics of Monsoonal Precipitation around Peaks and Ridges in Shorong and Khumbu Himal. *Sep'pyo (J.Jap. Soc. Snow & Ice)*, **40**, special issue, 26-32.
- , 1979: Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, **3**, 227-242.
- , 1980: A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40 Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, **3**, 225-229.
- , 1981: Structure of an Indian Summer Monsoon System with around 40-Day Period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, **3**, 336-354.
- Young, J.A., 1981: Low-Level Summer Monsoon Circulations. Proc. Inter. Conf. on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its MONEX, WMO, 5-4-5-11.