

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第 17 卷 第 1 号

MONEXに関連したモンスーン研究の話題.....村上 多喜雄..... 1

CO₂の気候変化に及ぼす影響について.....真鍋 淑郎..... 25

1979年1月

L. F. グループ

MONEX に関連したモンスーン研究の話題

村 上 多喜雄

1978年12月から、いわゆるMONEXが始まりますが、MONEXでは何をやるのか、まずそういうことから話していこうかと思えます。モンスーンの定義としては一年のうちに風系が季節的に変わるということで、季節的な変わり方が顕著な地域はいろいろな教科書にのっていますように北半球の春から夏に向けての風系は大体アフリカの東部から始まりまして、インド洋、東南アジア、西太平洋をって日本辺りまでできます。夏のモンスーン循環ははゞ 15°S から 15°N の間の地域で、日本辺りは少し北に寄りすぎています。東アフリカの辺りでは、夏はいわゆるソマリー-jet, 850mb でmaximumを持って、かなり強い風が吹きます。下層では夏のモンスーンはアラビア海を渡ってきた気流はヒマラヤ山系に当って上昇し、雨を降らせ、上層に高気圧を作って、今度はreturn current と言いましょか、赤道を越えて南半球にやってきます。冬の場合にはまったく逆になりまして、東アフリカからインド洋にかけては北半球から赤道を越えて南半球に流れ、オーストラリアの夏のモンスーンである西風となるわけです。シベリア高気圧からの吹き出しは東シナ海、南シナ海をってマレーシア、インドネシア辺りに雨を降らせて、上層に上って西シベリヤの方にreturn current となって戻っていく。ですから大雑把に言うと、モンスーンとはいわゆる海陸という非対称なものの存在で起こるというわけですが、雨も降るし、いろいろなものがポテンシャル・エネルギーを作って運動エネルギーに変換されていく。この間にいろんなじょう乱が入ってくる。夏の場合にはよくご存知のように、インド辺りからインドシナ、日本にまでじょう乱が入ってくる。そのじょう乱はモンスーン・トラフと相互作用していろいろのことが起きております。冬の場合もまったく同様でして、まず東シナ海にじょう乱が出来て、台湾坊主と言われるようなもの、またもう少し南に下るとマレーシア辺りにもよくじょう乱が出来ます。インドシナ、インドネシア、それからオーストラリア、アフリカ大陸でじょう乱が出来て、じょう乱とのやりとりが重要な問題となってきます。技術的にはモンスーンflow とじょう乱とのやりとり、あるいは南北交換とでも言いますか、そういった所を抑えようとするのがMONEXの一つの使命なわけです。

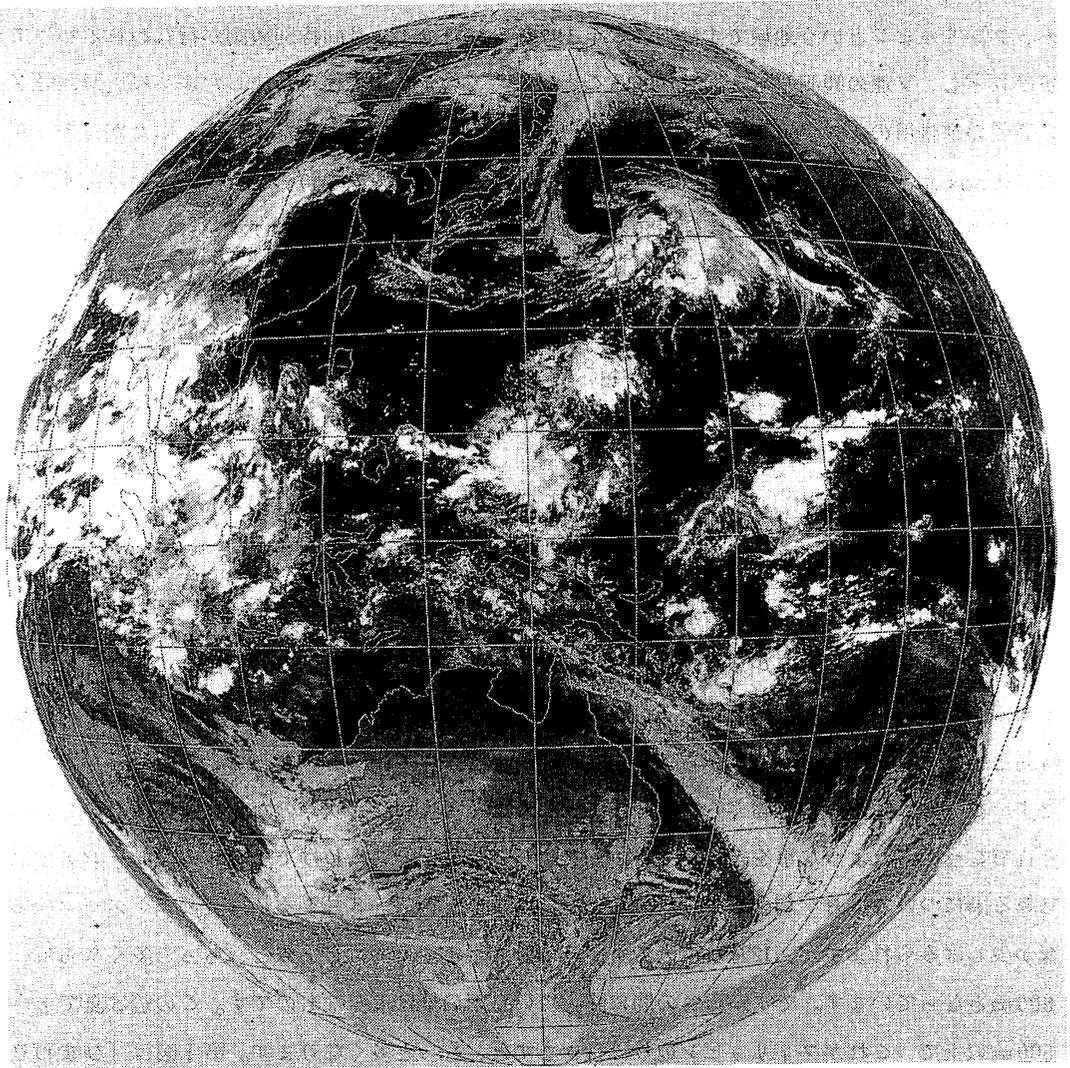
こゝでMONEXの観測計画をちょっとお話しすると、ご存知のようにFGGEが本年1978年の12月1日から始まり、約1年間です。12月1日にFGGEが始まると同時にwinter MONEXというのを12月1日から31日までの1か月間東南アジアと言いますからインドシナ、マレーシア、フィリッピンの中間辺りに観測網を展開しまして、winter MONEXのPhase Iをやります。Phase IIと言いますのは、インドネシア、オーストラリアのあの辺りが中心になりますけれども、ちょうどあ

の辺は台風域です。台風は南北交換の一環としてシベリヤ辺りから cold surge がやってきますと、何か関連があるが如くに、何かそういったものをやろうとするわけです。その頃はFGGEでは“特別観測期間”を設けて、約2か月その中でも特に1月15日から2月13日までの約1か月の間にFGGEで計画されているすべての観測網が動員されることになっています。それから夏のモンスーンについては来年1979年の5月1日から6月30日までアラビア海でやります。この主な目的はソマリ-jetの変動と構造、predictability そのような問題をやろうとしているわけです。アラビア海の海域では強い upwelling (湧昇) があり、非常に温度が冷たいですから大気・海洋間の相互作用が問題になるわけで、そのような事。それから逆転層がだんだん高くなって、インドに近づくとじょう乱が出来てくる。それがインドに雨を降らせているわけですが、こういった事などを調べます。Phase II では場所が違ってベンガル湾でやります。その期間にはじょう乱は主としてベンガル湾に現われて、よく monsoon depression という台風ほど強くはないが、雨を非常に多く降らせるのが出来ます。それからひんぴんとモンスーン低気圧という小さいのが出来てゆっくりと西の方に進みます。インドのモンスーンの雨というのはほとんどベンガル湾に出来るじょう乱によって降っているわけですから、実際のエネルギー源としての雨は disturbance とされるわけです。今話してきたような現象を捉えるには観測網が重要になってきます。現在やっているゾンデのルーチン観測に加えて、FGGE 期間だけの特別観測する所を設定します。それ以外にわれわれの MONEX だけのものの携帯用ゾンデによる観測も行ないます。これによってボルネオ、フィリッピン、インドネシア、マレーシアからインドにかけて data coverage は非常によくなります。しかし、インド洋辺り、特に南半球には観測点はほとんどありません。フィリッピン、インドネシア、マレーシアのこの辺りに限って言いますと、熱帯としては data coverage が一番よくて、この辺では非常に面白いことが起きています。これは後から話します。以上は陸上観測ですが、この他にかなりの観測船がFGGEの期間に出ることになっております。Phase II といいますから来年の夏に日本の船が130°Eの赤道付近で観測することになっています。また、飛行機を使ってドロップゾンデの観測も行ないます。船のある所には重複をさけるため飛行機は飛ばしません。インド洋方面には95°E 辺りまでしか飛行機は行きませんからその先は資料はまったくありません。ここを補えるのは日本の人工衛星しかありませんので非常に日本の人工衛星はFGGEはもちろんMONEXにも重要で期待されています。以上がFGGEの観測計画のあらましですが、この他に民間機の観測があり、200 mbの民間機の風の観測は非常に精度がよくて、飛行機の資料は出来るだけ集めなければいけないと考えています。ところがルーチンにはなかなか集っていない。ルーチン以外に資料を集めるには相当の努力が必要だと思いますが、資料収集に携っている人達に聞きますと、資料を集めるのはなかなか大変な仕事ようです。実際に何もしなければ何も集まって来ないのが現状のようです。非常に貴重な資料ですからこれは出来るだけ集めたいと思っています。それからもう一つ大事なのはコマース・シップですけれども、日本の天気図をみても分りますように、南シナ海から日本南方海

上にかけて非常に沢山の船の資料が入っています。これもまた出来るだけ集めたいのですけれども、これもまた何もしませんとほとんど集まってくるから、出来るだけの努力をしなければいけない。そうしないと、たとえば10杯の船の資料が入ったとすると、これは10杯の観測船を出したことと同じになりますから、ところがこの場合には費用はかからないわけで、資料を集めるだけの努力をすればよいだけです。冬のMONEXの期間にはインドシナ、マレーシア半島、スマトラ、ボルネオ、フィリピンという地域ですけど、本年1978年12月の1か月間特別観測が行なわれるわけですが、ソ連の観測船も3杯参加することになっています。先程申しましたように、MONEXの期間の携帯用のゾンデ観測も行なわれますので、観測網は非常に密になります。したがって、かなりのboxがとれます。ですから、じょう乱のいろいろの解析をですね、GATEあるいはAMTEXの時にやられたような、もちろんGATEなどに比べると観測網は粗いですが、まあまあぎりぎりの所で、対流のパラメタリゼーションとか、ボルネオ、フィリピンからマレーシア半島にかけての辺りでは対流は何も冬ばかりでなく年間を通じて多いようです。ですからパラメタリゼーション・モデル特に日本の雨を議論する場合にはこの辺の対流の状況は非常に大事だと思いますけども、そういった事をやろうと考えています。また、多くの島々には地上の自記録計を置くことにしています。

何故このような観測網を張るか、現象面から少し説明してみることにします。シベリヤの方から吹き出しがやってきますと、陸地の上ではそれが全然みえません。後から天気図をお見せしますが、陸地にかかるのはほとんど分らなくなる。ところが、surgeは海の上、陸地の影響のない所では非常によく分ります。ですからサインを掴もうとするには入口に関係のない低い島に記録計を置いてやる必要があります。気圧変化にfollowしてこのsurgeがふえますけども、この見えるのは数時間というオーダーです。ですから12時間ごとにmapを作っても、ちょっと予報できないわけです。こういう短い1時間ぐらいの間はどうしてこんな強い風が吹くのか、よく分っていません。それでこういったような事を詳しく小さい島で自記させようというわけです。冬にマレーシア半島で降る雨について、月平均雨量の年変化を調べてみますと、7~8月ごろには夏のモンスーンの影響が少しはみられますが、12月が最大です。それからボルネオに行きますと、もっと多くなって600mmとなっています。ですから冬の間降っている雨の量は大変なものです。この辺は夏でも300mm以上で、これがフィリピン辺りに行きますと、もっと多くなります。第1図は「ひまわり」の写真です。ちょうど夏ですけども、インドの上にはほとんど雲はありませんが、むしろインドの北と南に多いのでインドの人達の言うbreakに相当しますけれども、これからも分りますように雲は点々とありまして、東シナ海に雲の多いのがすぐお分りになると思いますが、要するにこういう雲形のアンサンブルは夏のこの辺一帯に出来る雲による凝結熱のアンサンブルがモンスーンの大循環のenergy sourceというわけですが、冬も同様ほとんど変わりません。Circulationが「うず度」を持っていることがあまり見えない。しかしながら降る雨は先程申した程度ですから、「うず

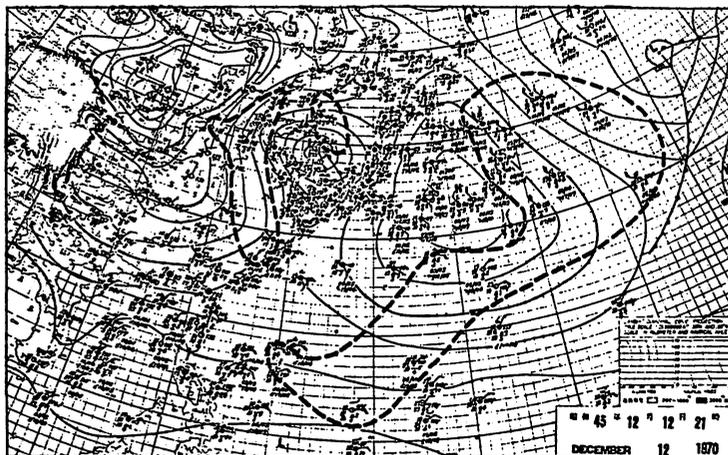
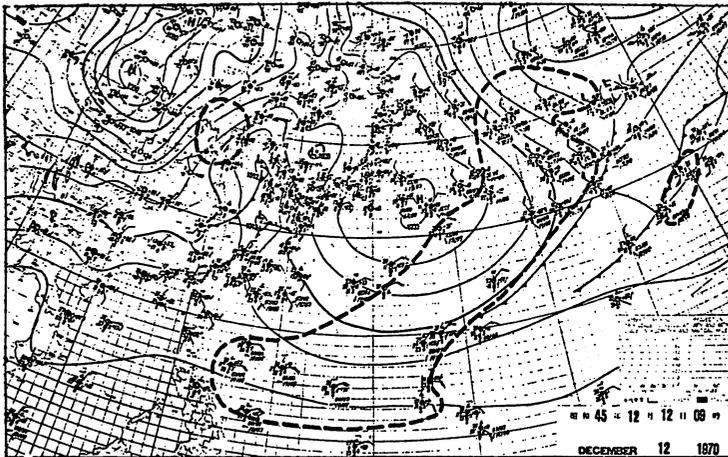
00Z 04 JUL 78 GMS1 IR 2333-2403



☒ 1

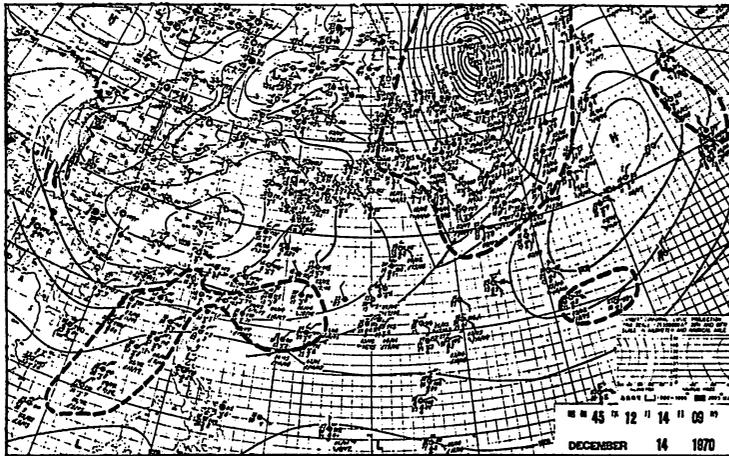
を持たないのにどうしてあんなに雨を降らすのかという、これはパラメタリゼーションその他の問題で非常に面白い点だと思います。このような雨を降らすじょう乱のスケールはもう1000 km ぐらい。

夏のモンスーンは皆さんよくご存知ですから、少し冬のモンスーンについての持論を話そうかと思えます。冬のモンスーンを研究した人はあまりいないようです。夏のモンスーンはインド人、日本人、多勢の人がやっていますが、冬のモンスーンをやった人はほとんどいません。日本付近の吹き出しは気象集誌を読めば沢山ありますけれども。しかし、 20°N を越えると日本人は興味を示さなくて、 20°N 以南のモンスーンを調べた人もいないですが、一方マレーシア、シンガポールの人達は南シナ海辺りのことばかり調べている。冬のモンスーン循環ということになりますと、シベリヤ高気圧に始まって、そこから寒気の吹き出しがあると、第2図にみられるようなじょう乱が出来る。これは日本の天気図ですが、要するにこの図に見られるような激しい熱輸送の行なわれる循環系の一環として、循環と寒波の吹き出しとの関係をもう少し調べてみるとよいのではないかと



第2図

思っ、非常に簡単な研究をやってみたわけです。この話をする前に寒波が吹き出してくる一例をお見せしますと、第2図は12月12日9時です。これは日本の天気図そのままです。この時はシベリヤ高気圧が非常に強くて1050 mb 以上です。そしてちょうど東シナ海の上に弱いですが、じょう乱が来ています。吹き出しというのは中国の上で多少強い所、 20°N を越えている所が見受けられます。ですが、東シナ海でも南シナ海でも海上ではまだ風は弱くて吹き出しは全然ありません。それから移動性高気圧が

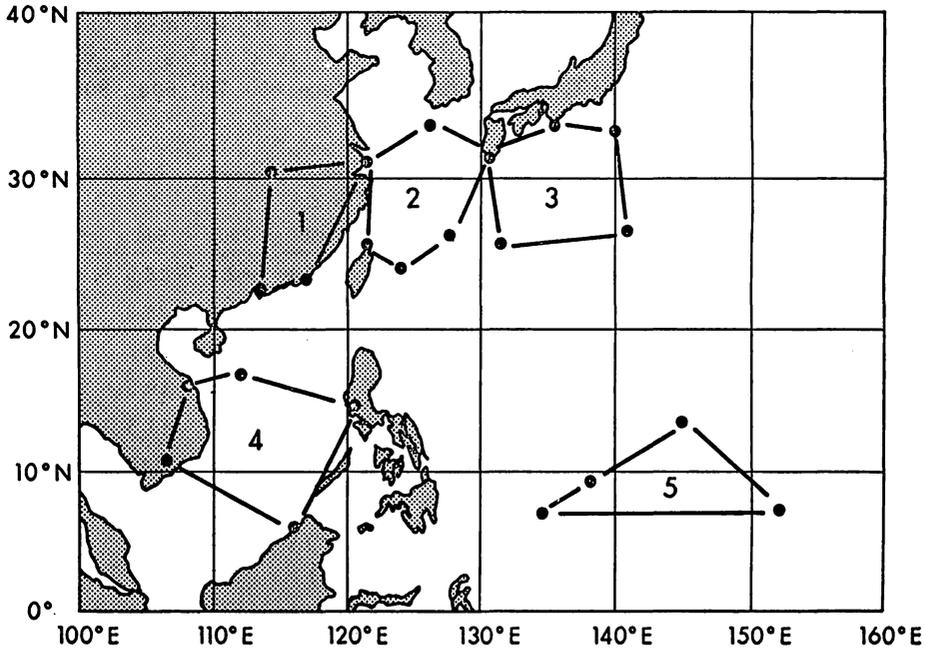


第3図

日本の南にあって、その南側では非常に風は強いですが、大体移動性高気圧というのはシベリヤ高気圧の一部が南に下って東にやって来ます。第2図の天気図の後を続けて見ていくと分るのですが、要するに、下る、移動する、そうするとこの高気圧の南側は一般に風は強い。ですから地上の天気図だけを見ていますと、非常によく中緯度と低緯度の様子が分ると思われま。時間の経過にしたがって見ていきますと、シベリヤ高気圧が少し南に下る。示度も弱くなる。それから今度はいよいよ寒気の移流がかなり南に伸びて

沖縄まで入ってきている。それで低気圧は発達して日本海に入っています。しかし、南シナ海は吹き出しは始まっていない。さらに、12時間たっていきますと、高気圧はさらに南下して弱くなって、低気圧は日本海に入ってかなり発達する。低気圧の後面では気圧傾度が強くなって、そろそろ南シナ海で20ノットを越える風が吹き始めてきます。これで分りますように中国本土の上では気圧傾度が強い割には風は弱い。地上に関する限り風が強いのは海の上ばかりというわけで、ですから surge というのは陸地の上では掴え難い。さらに12時間たちますと、もっと発達してもはや日本海を東に抜けています。高気圧はすでに南シナ海まで南下しています。すると、この高気圧はそろそろ東に移動し始めます。この高気圧の南側は一般に風は強いわけですが、それが移動しますと強風域もまた一緒に移動してきます。

このように寒気の吹き出しの循環系に伴って南北交換が行なわれるわけです。この議論を何とか試してみたいということで、非常に資料が少ないのですが、第4図に示すような box をとって調



第 4 図

べてみたわけです。中国の上には box (region) 1, 東シナ海に box (region) 2, 日本の南に box (region) 3, 南シナ海に box (region) 4, 西太平洋に box (region) 5 というようにとってあります。それでたとえば、東シナ海の region 2 の場合ですと 6 点の資料を使って最小二乗法で展開して平均値と傾度を box の中心で計算してやります。この程度の大きさの box ですと、解析解を利用して誤差を計算してみますと、大体波長 3000 km までは大丈夫ですから region 1, 2, 3 という中緯度の所では、いわゆる傾圧波というわけですから、少し大きいけれどもまあ大体よいであろう。ところが、region 4 とか 5 という所になりますともう少し小さいじょう乱ですから、これら二つの box が表わしているものはじょう乱というよりは、monsoon surge あるいは cold surge というようなもので、これらはもっと大きなスケールでやってきますから、これらの box 間の相関関係を調べていこうというわけです。東シナ海から南西諸島でやった AMTEX というのは気団変質というもっとスケールの小さい所を阻っておられたわけです。各地域間の相関々係を論議する前に、前述の box の中で 11 月 15 日から 3 月 15 日までの 120 日の平均値を示したものが第 1 表ですけれども、各地域の気温, u , v , w の高度分布が示されています。 w についてみますと、地上では弱い上昇流ですけれども、他の高度では region 1, 2, 3 とともに下降流で、下降流は中国の上で強く、だんだん東に移るにしたがって弱くなっています。最大値は発散にエラーがあると思われるからあまり細かいことは言えませんが、700~500 mb 恐らく 600 mb 辺りだと思います。次に

$$dT/dt \text{ ですが、これは } \frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \Gamma \sim Q_1$$

Table 1 Season mean T ($^{\circ}\text{C}$), u ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), v ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), ω ($10^{-5}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), dT/dt ($10^{-5}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$), dk/dt ($10^{-5}\text{m}^2\cdot\text{s}^{-3}$), $\overline{u'v'}$ ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$), $\overline{v'k'}$ ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-3}$), $\overline{v'T'}$ ($\text{C}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), and $\overline{\omega T'}$ ($10^{-5}\text{mb}\cdot\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$), at the surface 850, 700, 500, 300, and 200 mb, averaged over regions 1 to 5

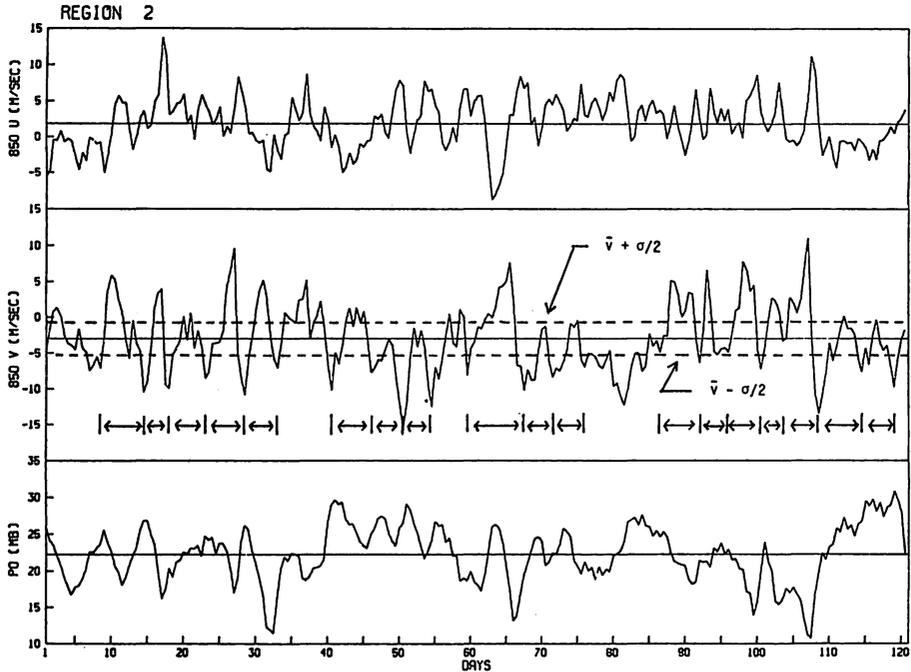
	REG-ION 1						REGION 2					
	Po	850	700	500	300	200	Po	850	700	500	300	200
T	9.5	4.9	-0.1	-12.4	-33.9	-51.7	10.8	3.4	-2.0	-15.0	-35.7	-51.9
U	-1.6	0.6	9.8	22.4	41.7	48.2	-0.8	1.9	12.0	26.3	48.9	45.4
V	-1.4	-0.7	0.0	0.1	3.8	4.8	-2.7	-3.0	-1.0	0.2	3.7	4.9
W	-1.6	39.7	86.9	84.7	38.7	14.4	-1.9	3.2	10.8	10.5	27.9	21.9
$\frac{dT}{dt}$	0.9	-0.4	-4.7	-5.0	-6.2	-2.5	4.3	4.0	0.5	-1.5	-2.1	-0.4
$\frac{dK}{dt}$	2	-11	-51	-264	-530	432	-3	-13	69	447	1553	1140
UV	-0.3	4.4	1.1	-6.3	-1.8	-3.2	-1.9	-3.1	-3.0	-1.5	9.3	23.0
VK	-4	-17	-33	-175	302	546	-10	-71	-60	-51	865	2152
VT	0.5	10.4	6.2	-1.0	3.9	0.3	3.4	13.1	5.7	2.2	1.8	-1.7
WT	1	32	-92	-52	-88	-6	1	-183	-142	-22	-46	-8
	REGION 3						REGION 4					
	Po	850	700	500	300	200	Po	850	700	500	300	200
T	12.2	3.2	-2.8	-16.4	-36.5	-50.9	22.1	15.1	8.5	-6.0	-31.4	-53.7
U	0.8	5.8	14.7	29.7	54.2	62.1		-4.3	-3.2	-1.5	-0.8	-2.7
V	-2.0	-2.3	-1.9	0.0	2.1	2.2		-1.9	-0.5	-0.1	1.7	4.9
W	-0.9	4.8	9.6	11.3	8.4	4.4	0	-28.8	-63.6	-65.5	-39.6	-20.7
$\frac{dT}{dt}$	3.4	2.5	0.3	-1.7	-3.7	-7.1		2.1	3.3	3.2	2.9	2.0
$\frac{dK}{dt}$	-1	-34	-118	-381	-1637	-2785		-9	-4	-6	9	-3
UV	-1.1	-4.9	0.7	14.8	46.2	35.4		1.3	-1.1	1.5	0.2	-1.3
VK	-3	-54	-73	370	2759	2923		-11	-7	-2	9	86
VT	2.5	7.7	4.0	1.5	10.3	1.7		1.1	-0.1	-0.7	0.0	-0.2
WT	-2	-84	-106	-97	-7	1	0	18	9	-31	-103	-9
	REGION 5											
	Po	850	700	500	300	200						
T	27.7	17.8	10.1	-5.0	-30.3	-52.9						
U	-3.6	-7.7	-7.2	-8.0	-6.0	-5.6						
V	-1.2	-0.9	0.0	0.5	0.2	1.9						
W	-0.3	-9.2	-11.5	-2.9	5.9	5.5						
$\frac{dT}{dt}$	0.3	0.4	0.3	-0.2	-0.5	-0.7						
$\frac{dK}{dt}$	-1	2	7	9	15	13						
UV	0.3	2.6	5.7	3.7	0.3	-0.6						
VK	-1	-14	-10	-9	-6	17						
VT	-0.1	0.4	0.1	0.2	0.5	0.2						
WT	0	8	17	13	-11	-3						

の式で計算したものですけれども、いわゆる皆さんよく言われる large scale の heating Q というわけで、 Q_1 に相当するものです。こういうものを計算しますと、東シナ海の上で正(+)というのが heating です。4.3 というのが 1 日に 4.3 の heating があるということです。地上、850, 700 mb と同じで、その上は負になるという意味です。次は dk/dt です。これは

$$\frac{dk}{dt} = \frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + \omega \frac{\partial k}{\partial p} \sim -\nabla \cdot \nabla \phi$$

ということですから仕事に相当するわけです。それで見ますと、region 2 では小さいですが、その中でも比較的大きな正の値が 300 mb 辺りに出ています。これは要するにジェット付近では非地衡風の影響が強いわけですから、それを表わしていると思われまふ。面白いことに region 3 では負になっています。というのはじょう乱は東シナ海から日本の南へ移動する辺りでさっと発達するわけです。それでも kinetic energy は日本の南の海上辺りで最大になりますから、region 3 ではそろそろ負になってくる。その他の量、たとえば w と温度との相関係数、これはある area での $\omega\alpha$ としての意味があるかどうか分かりませんが、面白いのは w と温度の相関係数が負ということで、これは kinetic energy の発生、暖気が上昇して寒気が下降するというわけで、東シナ海の上では負になっております。 $\omega\alpha$ は 850, 700 mb 辺りで最大で、kinetic energy の dk/dt は 300 mb というわけで、下層でエネルギーが出来ても上層に運ばれて、実際に kinetic energy としては 300 mb 辺りで最大となる。まあ、以上のようなことを表わしていると思ひますが、中緯度のじょう乱に関する限りかなり根拠のある結果が出てきています。それではというわけで、南シナ海で同じことをやってみたわけですが。この場合にはじょう乱のスケールよりもはるかに大きな box を使っていますけれども、その割にはまあ結果は、たとえば南シナ海の上では w は負、すなわち地上、850, 700, 500 mb では上昇流で、それで heating を計算してみますと暖まっている。東シナ海の地上では下降流で heating というわけでしたけれども、南シナ海では上昇気流で heating、この heating も地上付近ではなくて高いですから、これは明らかに凝結によると思ひます。平均的にも v をみていただきますと負ですから北風ということです。東シナ海でも v はもちろん 850 mb で北風ですけども、それが南西太平洋の所へ行きますと上昇気流はもっと弱くなります。平均雨量も南シナ海と太平洋の上では冬ですとずい分少なくなりますから Bowen's ratio はいいと思ひます。それから heating もオーダーが下ります。南シナ海では $\omega\alpha$ の最大は 300 mb に出てきます。これもまた比較的根拠のある結果です。東シナ海では 850, 700 mb というわけで、かなり高さの相違があります。

次には第 4 図で示した region での変動をみることにします。まず region 2 ですから東シナ海の 850 mb の v (上段) と地上気圧の変動が第 5 図に示してあります。横軸は時間で 1 と書きまされたのが 11月15日、120 は 3月15日に当ります。風の変動はかなりきれいに変動しています。 v が非常に大きな北風になった時が寒波の吹き出したという状態ですけども、そういう時に細かくみると



第 5 図

分るのですけども、12時間ないし1日後に気圧の極大がみられます。ほとんど例外なくそういう関係があって、かなりきれいに周期的に出ています。それで構造を見ようと思ひまして、850 mb の v について平均値から標準偏差の半分以上北風が強くなった時を、いわゆる surge の強い日であると考えます。と言いますのは平均量を越えて強いわけです。それから平均値から標準偏差の半分以上南風が強くなった所を monsoon surge の弱くなった時と定義します。第 5 図の上段で三本のうち中央の線が平均値、下の線が $(平均値 - \sigma/2)$ の線で、これより下の部分が surge の強い時を表わし、上の線が $(平均値 + \sigma/2)$ の線でこれより上の部分が吹き出しの弱い時を表わしています。それで $(平均値 - \sigma/2)$ より下のグループを S-PHASE、 $(平均値 + \sigma/2)$ より上のグループを W-PHASE と名付けて、両者の平均値にどんな差があるか比べてやるわけです。それぞれの region ごとに平均値を示したものが第 2 表というわけです。東シナ海の region 2 にかぎって話してみますと、S-PHASE すなわち寒波が強い時は当然温度が下がっています。第 2 表の数値はすべて120日間の平均値からの偏差で表わしてあります。850 mb の v は平均より北風成分が 5 m 強くなっています。それから u をみると西風が強くなっている。 w では120日間の平均値以上に下降流が強かったことが分ります。それから dk/dt , heating です。これは吹き出しがやってくると地上、850 mb で平均より強くなる。 dk/dt も強くなる。吹き出しの弱い時の dk/dt は S-PHASE の符号を変えればよい。ほとんど同ぐらいの、かなりきれいに変わっています。同じことを南シナ海でやったら果して region 2 のようなきれいな結果が出てくるかどうかということです。そこで region 4 の 850 mb の v の変動を掴えてみて、平均値か

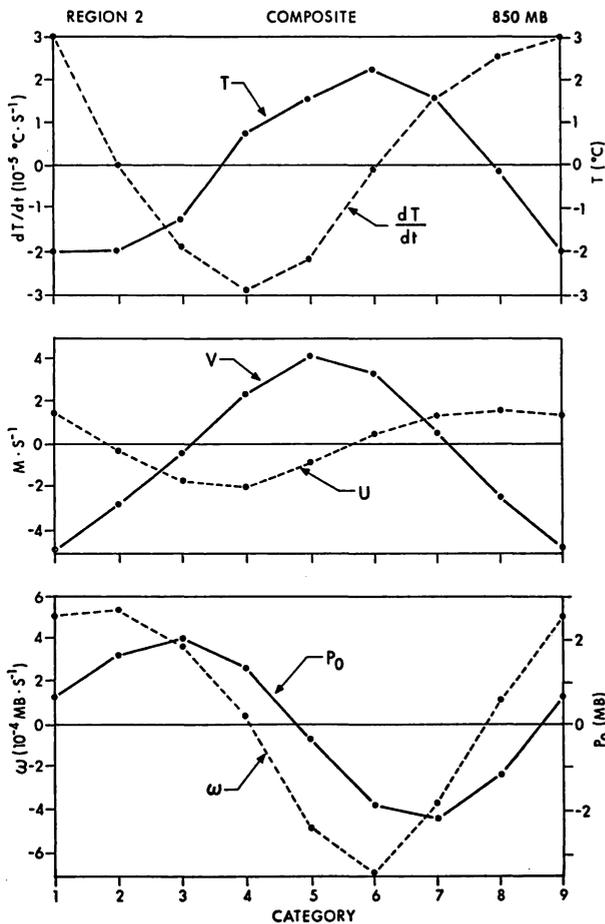
Table 2 Mean T (°C), u (m·s⁻¹), v (m·s⁻¹), ω (10⁻⁵mb·s⁻¹), dT/dt (10⁻⁵°C·s⁻¹), and dk/dt (10⁻⁵m²·s⁻³) at standard levels during the "S" and "W" phases, over regions 1 to 3. See text for further information on the definition of "S" and "W".

REGION 1							S-PHASE (75)						W-PHASE (74)							
	Po	850	700	500	300	200		Po	850	700	500	300	200		Po	850	700	500	300	200
T	-1.2	-2.4	-1.8	-0.6	-0.2	0.2	T	1.3	3.0	1.9	0.4	0.1	0.0	U	-1.4	0.9	0.2	-2.1	-3.0	-2.7
U	1.4	-0.7	-0.2	1.7	2.8	3.2	U	-1.4	0.9	0.2	-2.1	-3.0	-2.7	V	0.5	5.1	3.1	2.7	1.6	0.6
V	-0.6	-4.5	-2.9	-1.9	-1.3	0.2	V	0.5	5.1	3.1	2.7	1.6	0.6	W	-0.3	-30.2	-71.1	-93.3	-60.1	-27.4
W	0.1	34.2	68.8	55.4	-0.3	-11.5	W	-0.3	-30.2	-71.1	-93.3	-60.1	-27.4	$\frac{dT}{dt}$	-0.9	-3.2	2.3	4.0	2.3	0.3
$\frac{dT}{dt}$	0.7	2.9	-1.9	-1.6	-0.1	0.5	$\frac{dT}{dt}$	-0.9	-3.2	2.3	4.0	2.3	0.3	$\frac{dK}{dt}$	-2	22	50	183	43	-332
$\frac{dK}{dt}$	2	-23	-65	-199	-705	589	$\frac{dK}{dt}$	-2	22	50	183	43	-332	REGION 2						
							S-PHASE (73)						W-PHASE (75)							
							Po 850 700 500 300 200						Po 850 700 500 300 200							
T	-1.9	-3.2	-1.7	-0.9	0.3	0.7	T	2.4	3.5	2.2	1.2	-0.2	-0.4	U	-1.4	-0.6	-2.2	-4.2	-4.6	-3.0
U	1.4	1.0	2.6	4.3	3.8	1.8	U	-1.4	-0.6	-2.2	-4.2	-4.6	-3.0	V	1.9	5.4	3.1	1.8	-0.6	-2.1
V	-1.9	-5.0	-2.9	-1.4	0.2	1.2	V	1.9	5.4	3.1	1.8	-0.6	-2.1	W	-0.3	-65.3	-99.9	-71.8	-25.0	-11.9
W	0.0	50.3	77.6	41.6	9.9	9.7	W	-0.3	-65.3	-99.9	-71.8	-25.0	-11.9	$\frac{dT}{dt}$	-2.6	-2.6	0.2	0.6	-3.3	-0.1
$\frac{dT}{dt}$	2.7	3.2	-0.3	0.9	3.0	0.9	$\frac{dT}{dt}$	-2.6	-2.6	0.2	0.6	-3.3	-0.1	$\frac{dK}{dt}$	3	52	25	-30	-706	-198
$\frac{dK}{dt}$	-2	-59	-19	148	836	32	$\frac{dK}{dt}$	3	52	25	-30	-706	-198	REGION 3						
							S-PHASE (75)						W-PHASE (67)							
							Po 850 700 500 300 200						Po 850 700 500 300 200							
T	-1.0	-1.8	-1.3	-0.9	0.6	0.8	T	1.9	2.7	1.8	1.3	-0.9	-0.6	U	-1.8	-2.0	-2.7	-4.0	-5.7	-1.9
U	1.5	1.3	1.6	2.4	3.0	0.3	U	-1.8	-2.0	-2.7	-4.0	-5.7	-1.9	V	1.6	5.6	4.0	2.4	0.1	-2.2
V	-1.1	-4.7	-3.8	-3.3	-2.2	-0.7	V	1.6	5.6	4.0	2.4	0.1	-2.2	W	-2.4	-39.8	-64.8	-62.9	-29.0	-9.8
W	1.5	30.4	54.2	66.9	34.2	10.3	W	-2.4	-39.8	-64.8	-62.9	-29.0	-9.8	$\frac{dT}{dt}$	-2.1	-3.6	-2.2	-0.3	-0.6	-0.4
$\frac{dT}{dt}$	1.8	3.4	1.6	0.4	-0.3	-0.1	$\frac{dT}{dt}$	-2.1	-3.6	-2.2	-0.3	-0.6	-0.4	$\frac{dK}{dt}$	10	84	104	133	437	-49
$\frac{dK}{dt}$	-6	-70	-86	-122	-510	-265	$\frac{dK}{dt}$	10	84	104	133	437	-49							

Table 3 As in Table 2 except for regions 4 and 5

REGION 4							S-PHASE (69)						W-PHASE (60)							
	Po	850	700	500	300	200		Po	850	700	500	300	200		Po	850	700	500	300	200
T	-0.1	-0.5	-0.6	0.1	0.1	-0.1	T	0.2	0.7	0.5	-0.2	0.2	0.1	U		1.1	0.0	-0.1	1.1	0.7
U		-1.0	-0.6	-0.2	-1.0	-0.8	U		1.1	0.0	-0.1	1.1	0.7	V		2.3	1.1	0.3	-0.3	-0.5
V		-2.3	-0.8	-0.7	0.9	1.2	V		2.3	1.1	0.3	-0.3	-0.5	W	0.1	16.7	29.7	22.5	18.8	12.4
W	-0.2	-14.8	-24.3	-7.3	-5.0	-3.6	W	0.1	16.7	29.7	22.5	18.8	12.4	$\frac{dT}{dt}$		-1.4	-1.5	-1.0	-1.5	-1.3
$\frac{dT}{dt}$		1.4	1.4	0.4	0.3	0.5	$\frac{dT}{dt}$		-1.4	-1.5	-1.0	-1.5	-1.3	$\frac{dK}{dt}$		8	-1	-6	-4	-12
$\frac{dK}{dt}$		-7	1	2	0	20	$\frac{dK}{dt}$		8	-1	-6	-4	-12	REGION 5						
							S-PHASE (72)						W-PHASE (69)							
							Po 850 700 500 300 200						Po 850 700 500 300 200							
T	-0.1	-0.2	-0.1	-0.0	-0.1	0.1	T	-0.2	0.3	-0.1	-0.0	0.1	-0.0	U	0.5	1.3	0.9	0.5	-2.2	-2.3
U	-0.3	-1.1	-0.8	-0.5	1.1	1.5	U	0.5	1.3	0.9	0.5	-2.2	-2.3	V	1.0	2.5	1.3	1.2	0.4	-0.5
V	-0.6	-2.5	-1.5	-0.9	-0.5	0.4	V	1.0	2.5	1.3	1.2	0.4	-0.5	W	0.2	-13.4	-26.2	-27.9	14.8	-5.6
W	-0.1	3.5	11.1	6.1	6.1	6.6	W	0.2	-13.4	-26.2	-27.9	14.8	-5.6	$\frac{dT}{dt}$	-0.1	0.4	1.2	1.4	0.9	0.4
$\frac{dT}{dt}$	0.0	0.1	-0.6	-0.4	-0.4	-0.6	$\frac{dT}{dt}$	-0.1	0.4	1.2	1.4	0.9	0.4	$\frac{dK}{dt}$	-0	-0	-4	-8	12	15
$\frac{dK}{dt}$	-1	2	-2	-2	-8	-14	$\frac{dK}{dt}$	-0	-0	-4	-8	12	15							

ら標準偏差の半分を差し引いてやります。標準偏差の半分にしたのは、このように定義しますと、120日の約 $\frac{1}{3}$ がいわゆるS-PHASE, $\frac{1}{3}$ がW-PHASE, 残りの $\frac{1}{3}$ が平均値に近いと統計的にはそういうこととなります。同じく第2表のregion 4の南シナ海では北風が強くなるS-PHASEでは温度は下る。しかし、その大きさは 0.5°C 程度でしかない。ですから非常に温度の変化というのは寒波の流出があっても、 20°N の南にきますと不連続線としての特性はまったくなくなります。それで温度変化というものはあまりみられません。ほんのわずかです。一方、850 mb, 700 mb 辺りの v と w をみますと、北風がやってくると強い上昇流、したがって凝結も多くなり、heating も多くなるというわけで、かなり想像していたものが出てくるわけです。同じことを region 5 の太平洋上でやりますと大分話が違ってきます。第3表の region 5 の部分を見ますと、定義によりS-PHASE の時には v は負になりますけれども、この場合には下降気流になります。先程の南シナ海では凝結熱ですが、こちらは下降流になります。弱いですが heating は負になります。一方、 v が正であるW-PHASE をみますと、 w は上昇気流、heating が強くなるというわけで、モデルで言うと南風で上昇気流になって雨が降っている。というわけで構造としては偏東風波動に近いので



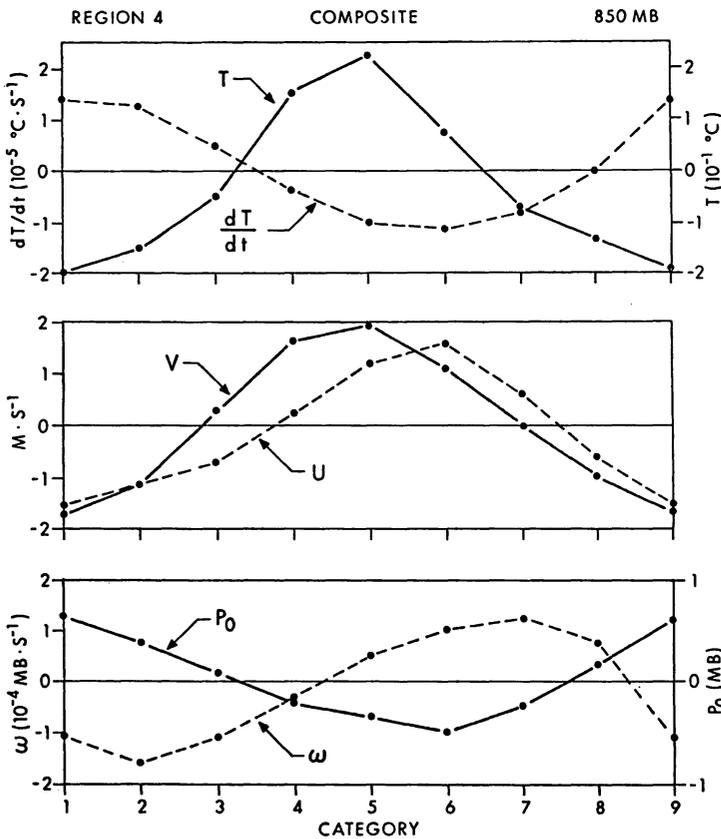
第6図

すけれども、このようなじょう乱がどこから来るのか、東太平洋の方から来るのかどうかこの研究ではやっていません。太平洋の region 5 というのは太平洋と言っても 5°N , 150°E 辺りですからほとんど赤道に近い所ですが、ここでの v の変動というものは実際にはほとんど cold surge できまっているわけです。

次に、より詳細な構造を明らかにしてみたいというわけで、第5図にもどって、region 2 東シナ海の 850 mb の v の変動をみてみます。寒波の吹き出しに当る v の極小部分を掴えていきます。そうすると17例を取り出すことができます。みんな周期がもちろん違うのですが、これを伸ばしたり、縮めたりしてスケールを規格して、17例を合成します。これが第6図に示してあります。そしてCATEGORY-I からCATEGORY-IXの段階に分け、CATEGORY-I と言いますのはちょうど

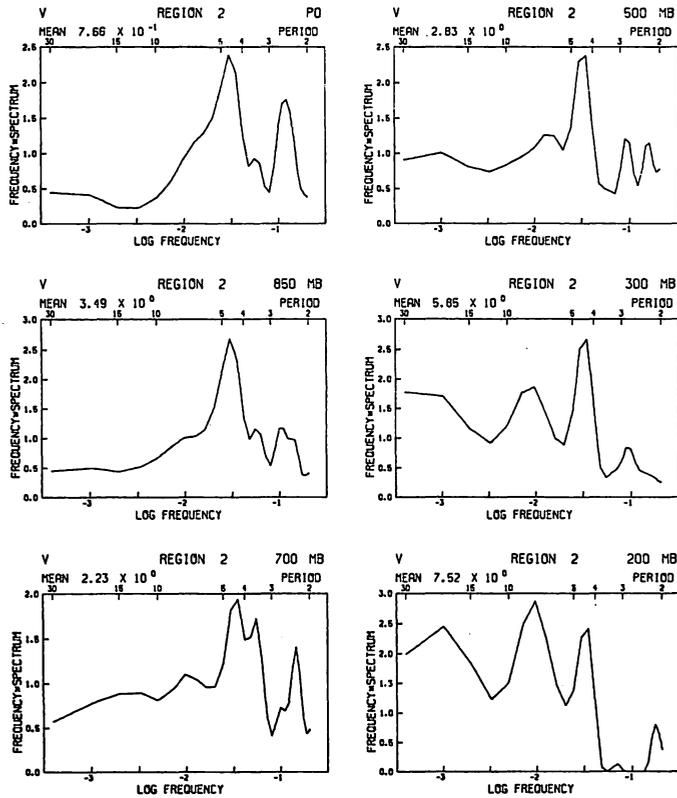
東シナ海上で 850 mb の北風がもっとも強くなった時で、これがとりもなおさず CATEGORY - IX になるわけです。いずれの変動も平均値は引いてあります。温度は v の CATEGORY に対応して変動していますが、吹き出しがやってきてからしばらくして一番冷くなります。それから v の極大と少しずれて暖かくなります。温度の時間変化が極大の時 v は北風で w は下降流、極小の時南風で上昇流ですから、ほとんど傾圧波というわけです。このような結果は AMTEX なんかでやったものとほとんど同じです。AMTEX の期間というのは 2 週間ぐらいの非常に短い期間だったと思いますが、似たような構造が多くの方々により出されています。同様の手法により今度は南シナ海でやってみたわけです。それが第 7 図に示されています。東シナ海とのもっとも大きな相違は北風の時に上昇流、南風の時に下降流で、 w の極大、極小は v のものより若干遅れている。南シナ海の v は下層で北風が強くなると上層で南風というわけで上と下で位相 180° ずれています。それで構造は非常に熱帯じょう乱に近いということになります。ですから同じ吹き出しに関係していても東シナ海の方では傾圧波だし、南シナ海では熱帯じょう乱というわけで、吹き出しの構造が大きなスケールの中で違った regime として反応していると考えられます。

さて、今度は前述の regime の違いというようなものを中緯度と低緯度の相関みたいなものでも

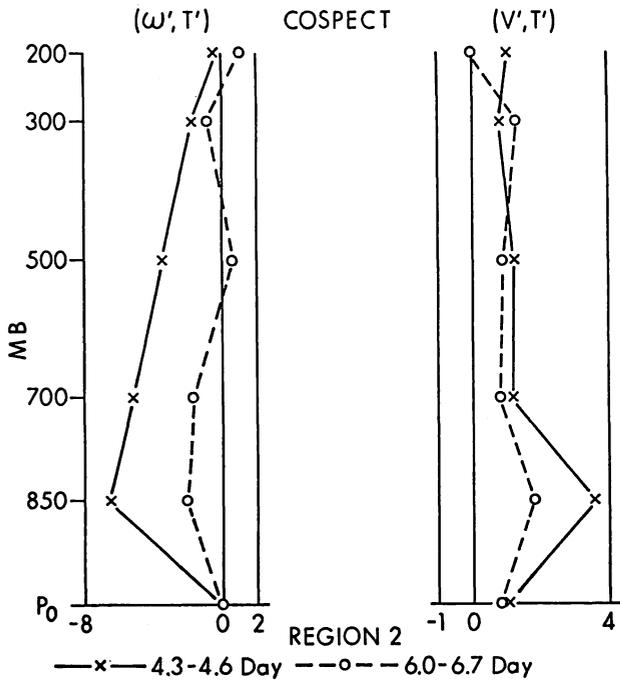


第 7 図

う少し確かめてみようと思うわけですね。それです、spectral analysis をやります。第 8 図は東シナ海 region 2 の v の spectrum なんですけれども、地上、850、700、500、300、200 mb としてやりますと、850 mb 辺りでは最大は 4.6 日の周期に出ています。これは前の第 5 図の時間経過図を見ていると大体平均 5 日ぐらいですから、それを括えているのだと思います。意外にはっきりと peak が出てきます。こういうような peak に目をつけて 500 mb 辺りから 200 mb へと見て行きますと、200 mb では少し状況が違ってきます。4.6 日という

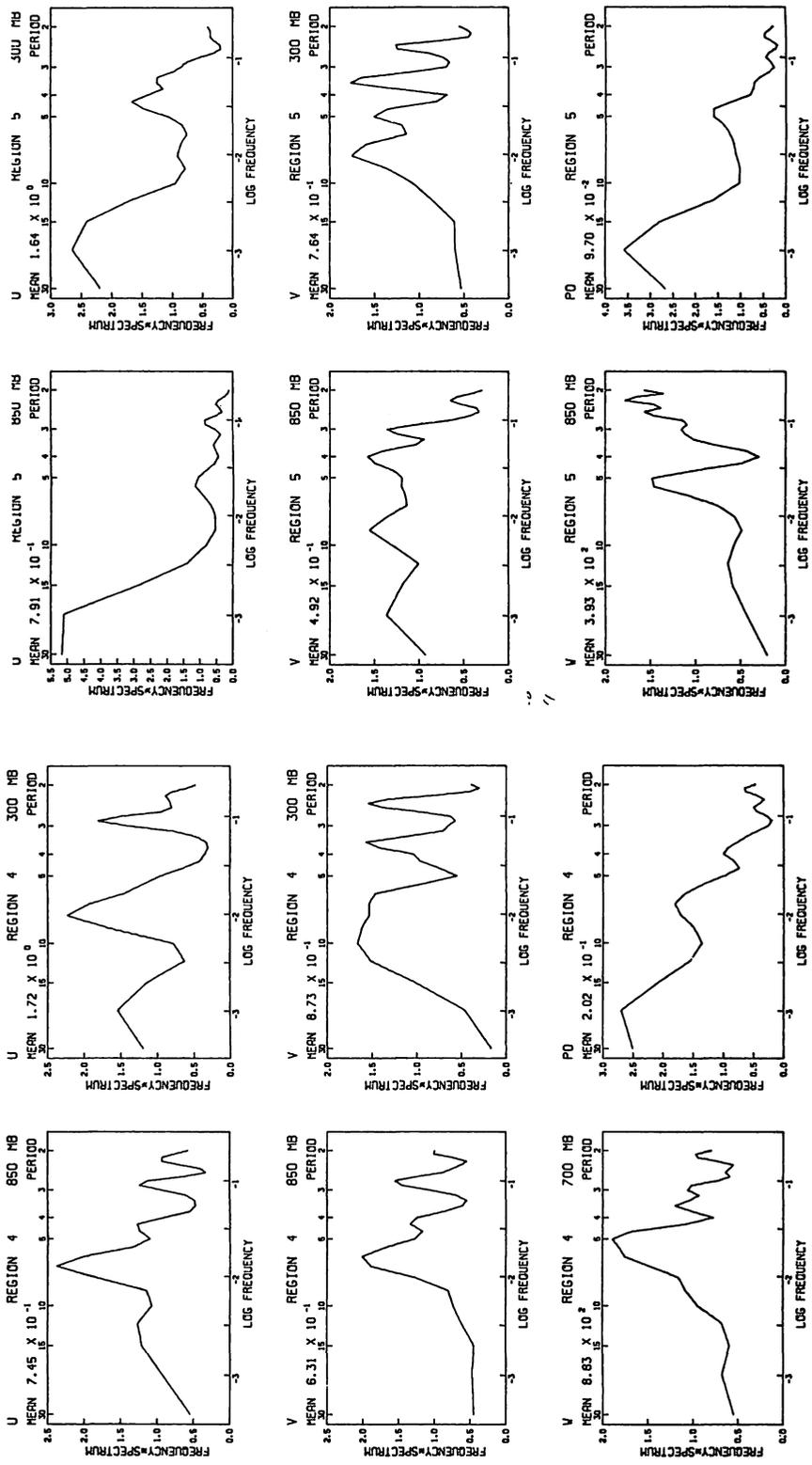


第 8 図



第 9 図

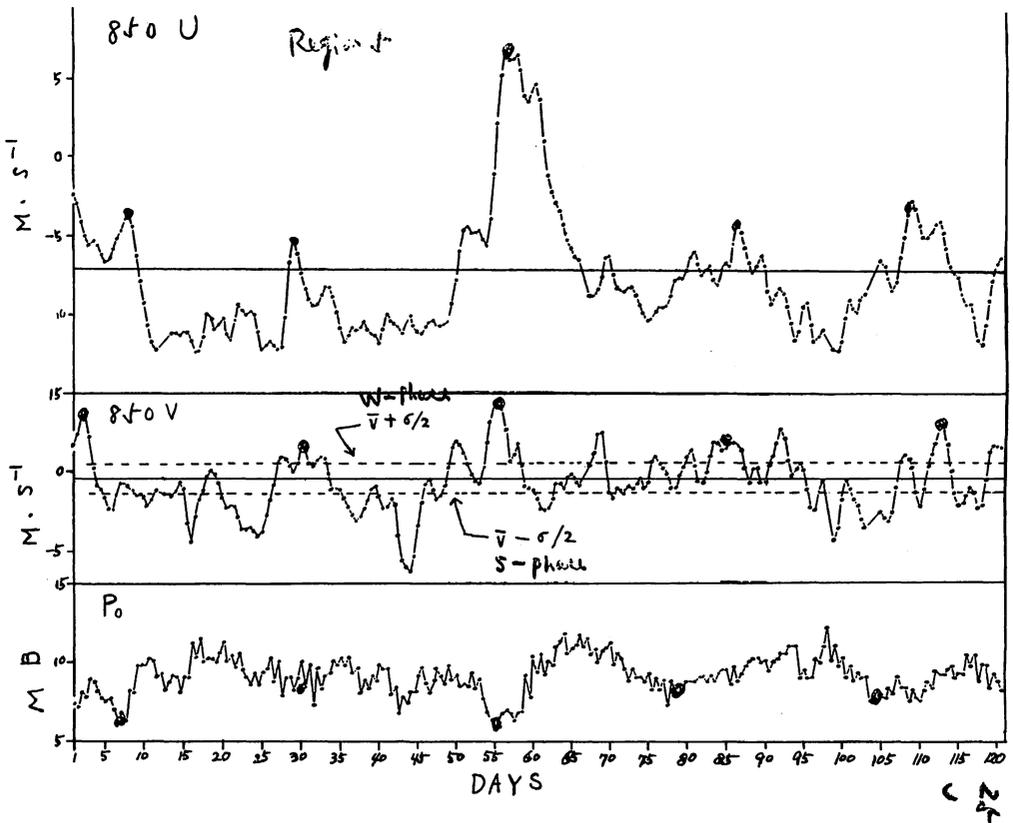
のは同じですが、その他に 6. いくらもう一つ 20 日というのが出てきます。それで上の卓越周期について w' と T' の coherence, cospect rum を計算してやります。それが第 9 図に示してあります。これを見ますと、4.3 ~ 4.6 日の w と T の関係は 6 ~ 6.7 日のものより依然として大きい。4 日というのは $\omega\alpha$ が大きいということになります。どこの region でもこの二つの周期は出てきますけれども、4 日の方がより顕著です。それから熱輸送 vT についてみますと、北風の時に温度が低いということで 850 mb で極大になります、これも



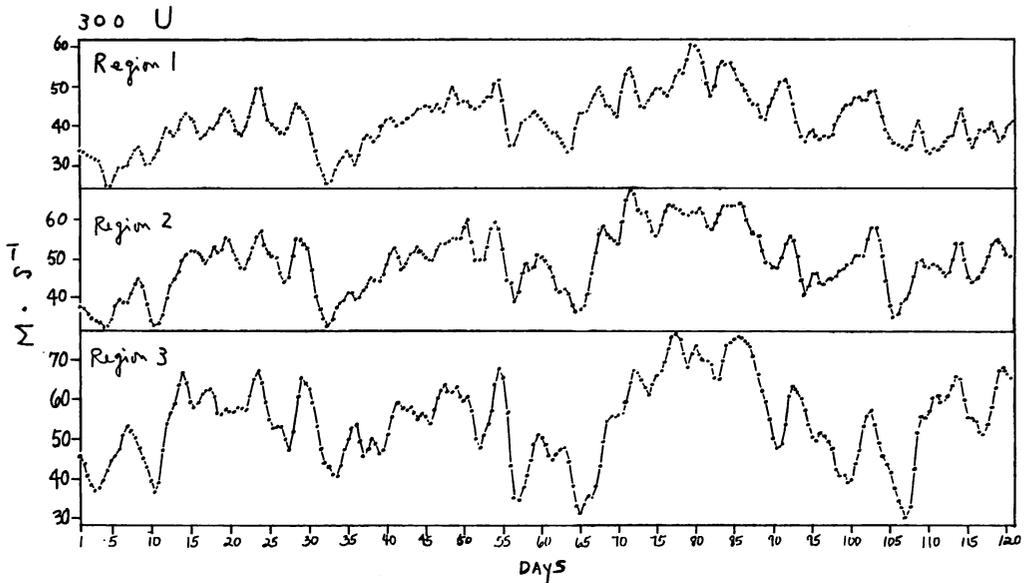
第 11 区

第 10 区

AMTEXの観測結果と同じで、似たようなことが出ているわけです。南シナ海ではどうかということで第10図に 850 mb の u 、300 mb の u 、850 mb の v 、300 mb の v 、850 mb の w 、地上気圧の P_0 などの spectral analysis が示されています。南シナ海でも多少の相違はありますがけれども大体似たような周期です。地上気圧 P_0 についても相変わらず 4.6、6.7、20 日の三つの周期というわけです。今度は太平洋の上 region 5 にきますと、第11図に示すように少し曲線の形が違ってきます。もう 20 日というのはかなり顕著にいろいろなものが出てきます。また、第12図を見ますと、これは太平洋上の 850 mb の u 、 v と地上気圧の時間変動で、 u の変動では正すなわち西風の成分、平均は東風ですが、西風成分の顕著な極大が出ています。そういう時には一般に地上気圧は極少になっています。DAY = 15 の時は台風です。それで図の上にちょっと印を付けてありますように、西風成分の変動と気圧の変動ともに大体 20 日ぐらいの周期で、目で見てもかなりはっきりと分ります。それでは他の地域ではどうかというわけで、region 1 の中国の上、region 2 の東シナ海の上、region 3 の日本の南それぞれの 300 mb の u の変動が第13図に示してあります。三者とも非常によくほとんど平行な変化をしております、振幅はほぼ 20 m/s 強。前と同じに極大をとっていきますと、これもまた約 20 日というわけで、20 日の周期というのはやっぱり目に見えるというわけです。第10、11図の spectral analysis の 20 日というのは上述のような変動を擷えているのがよく分り

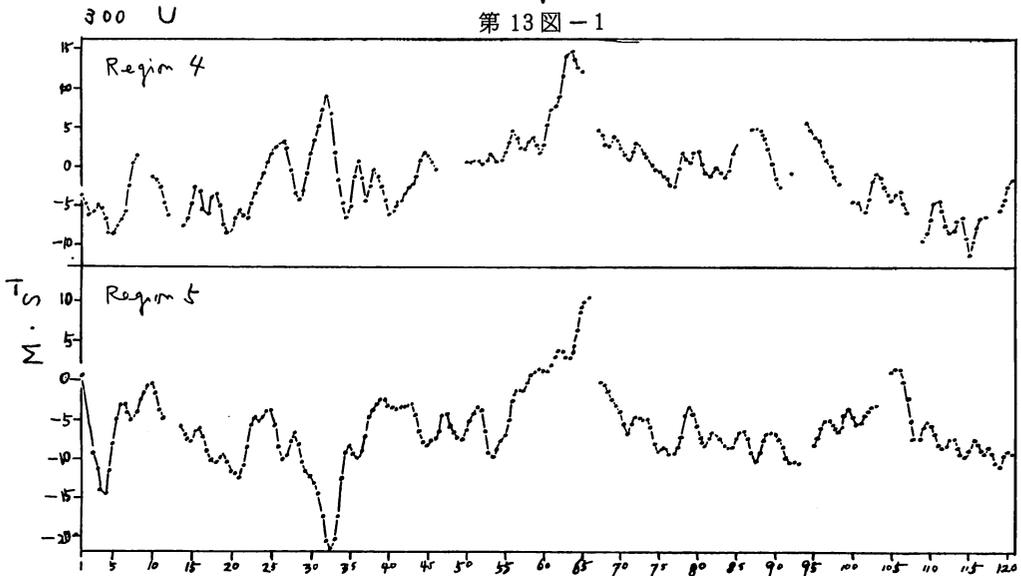


第 12 図



In phase

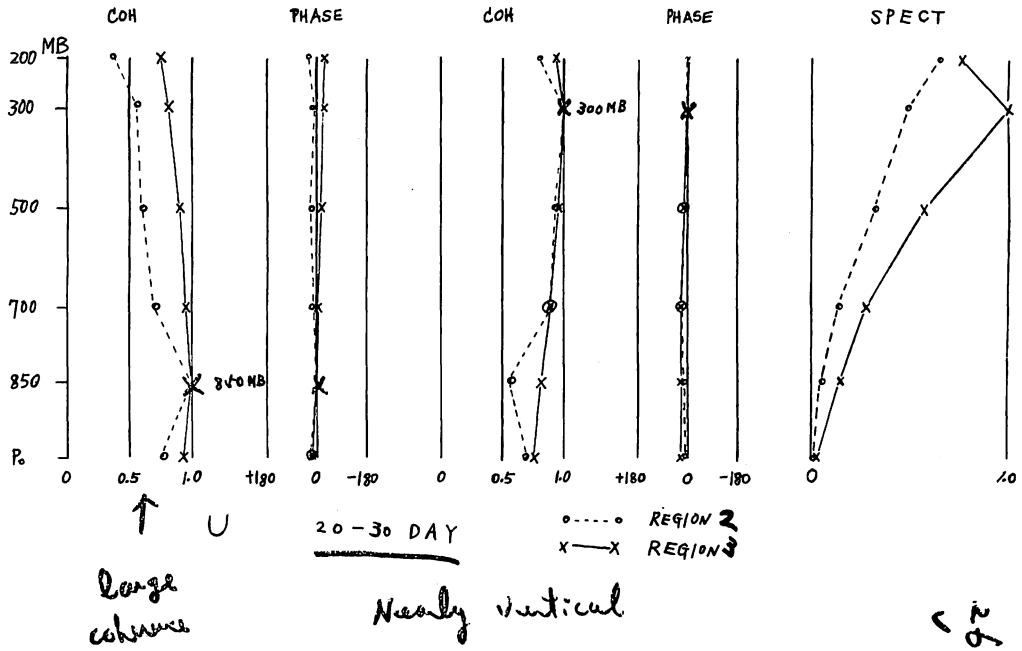
第 13 図 - 1



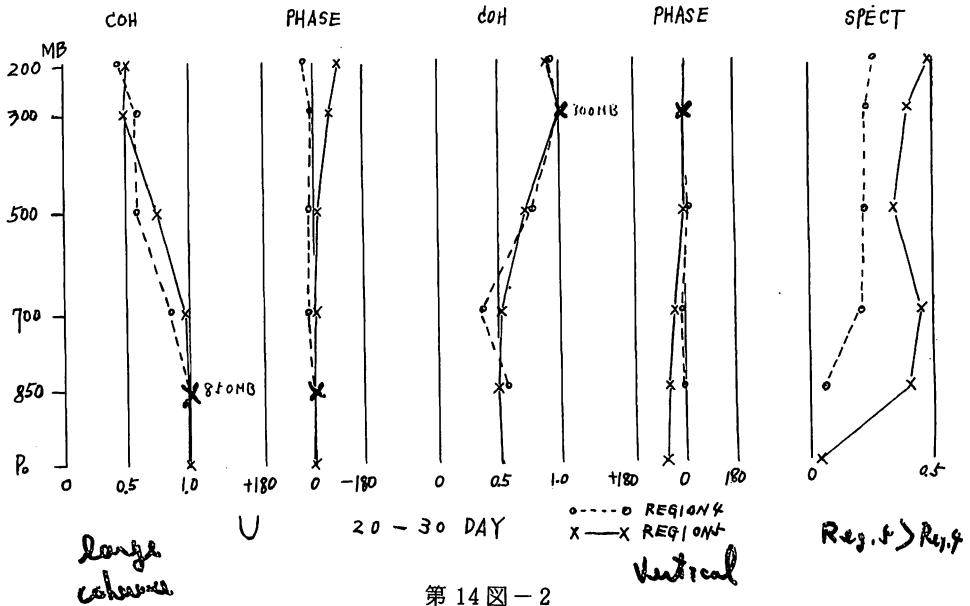
- Inverse relationship between regions 4 and 5
- Compute NMC composites U, reference to region 4 U c_{0}

第 13 図 - 2

ます。緯度でいうと 5° から 10° の南シナ海と太平洋上の 300 mb の u を見ますとやはり何か 20 日らしいものが掴えられそうです。いわゆる 4 日程度の周期というの一般にわれわれが寒波と言っているものに相当しますが、果してそれでは 20 日というのは何か。それといわゆる monsoon flow との関係はどうだろうというようなことが何か面白い次の問題になると考えられます。そこでまず、その構造を調べてやろうというわけで、第 14-1 図に 850 mb を reference level にとった coherence



第 14 図 - 1



第 14 図 - 2

と phase の垂直分布を示してあります。点線が東シナ海で実線が日本の南。ですから中緯度の 20~30 日の長周期の循環系です。そうしますと相関係数の方では全層通じて 0.5 以上ありますし、phase の方もほとんど垂直に立っていますので、傾圧波というよりはほとんど順圧波動に近いわけです。同様なことを sefrence level を 300 mb にとってやってみましても、やはり coherence は全層通じて大きいし、垂直に立っている。同じ事を低緯度でやっても、相関の値は多少下りますがでもま

あまあ 0.5。それが第14-2図に見られます。点線が南シナ海で実線が太平洋になります。これもまたほとんど垂直というわけです。太平洋と南シナ海との spectral を比較してみますと、20日という周期に関する限りでは太平洋の方が極めて顕著である。南シナ海では4.6日というのが顕著ですけれども。

それで今度は4.3日、4.6日と6日の周期についていろいろの coherence を計算してやる。その結果が第4表に示してあります。東シナ海に原点を置きまして、それと他の地域、中国、日本の南、南シナ海それから西太平洋とどんな関係があるかというわけです。表で850というのは東シナ海の850mbと、たとえば南シナ海の850mbとの相関々係で、二つの数字が書いてありますのは、上が coherence、下が phase lag です。そうしますと、東シナ海と中国、東シナ海と日本の南とい

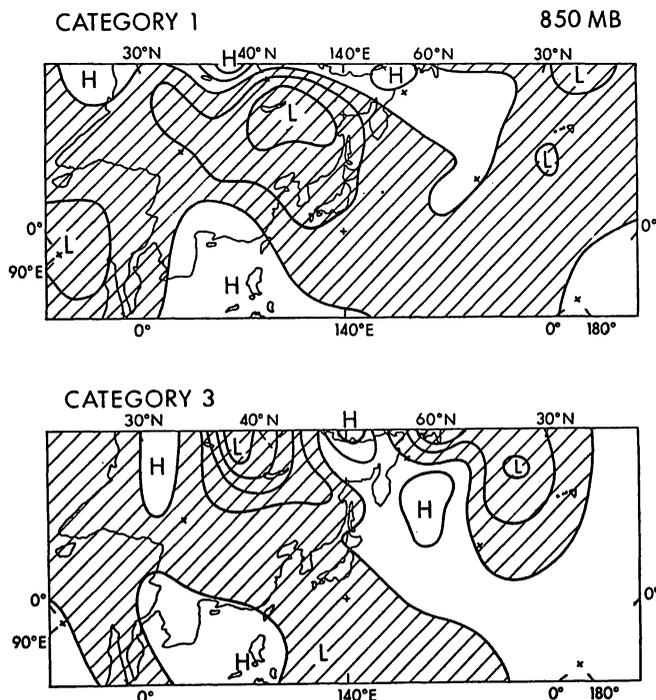
Table 4 Coherence and phase differences (degrees) for T, u, and v measured at 850 mb (top) and 200 mb (bottom), over regions 1, 3, 4, and 5, in reference to region 2

PERIOD		4.3-4.6 DAY				6-6.7 DAY				20-30 DAY			
REGIONS		1	3	4	5	1	3	4	5	1	3	4	5
850 MB	T	0.93 21	0.87 -67	0.59 -43	0.47 -72	0.95 32	0.93 -39	0.64 37	0.45 11	0.97 10	0.92 -9	0.75 -34	0.31 164
	U	0.77 56	0.78 -70	0.53 82	0.68 -137	0.68 21	0.78 -25	0.62 -81	0.54 -150	0.63 -9	0.64 2	0.12 -113	0.50 -138
	V	0.95 43	0.87 -70	0.54 -19	0.52 -154	0.79 32	0.78 -63	0.45 -50	0.41 -158	0.85 5	0.52 -19	0.70 0	0.59 29
200 MB	T	0.63 21	0.84 -28	0.24 -18	0.30 -150	0.92 41	0.87 -38	0.41 175	0.39 -79	0.90 3	0.80 -8	0.51 -58	0.49 -1
	U	0.85 34	0.74 -37	0.47 -143	0.25 168	0.87 11	0.90 -20	0.59 113	0.41 25	0.94 -4	0.89 -10	0.55 1	0.59 27
	V	0.91 48	0.94 -58	0.52 28	0.41 -119	0.68 44	0.91 -43	0.35 -12	0.32 -29	0.73 2	0.69 -4	0.59 -9	0.43 46

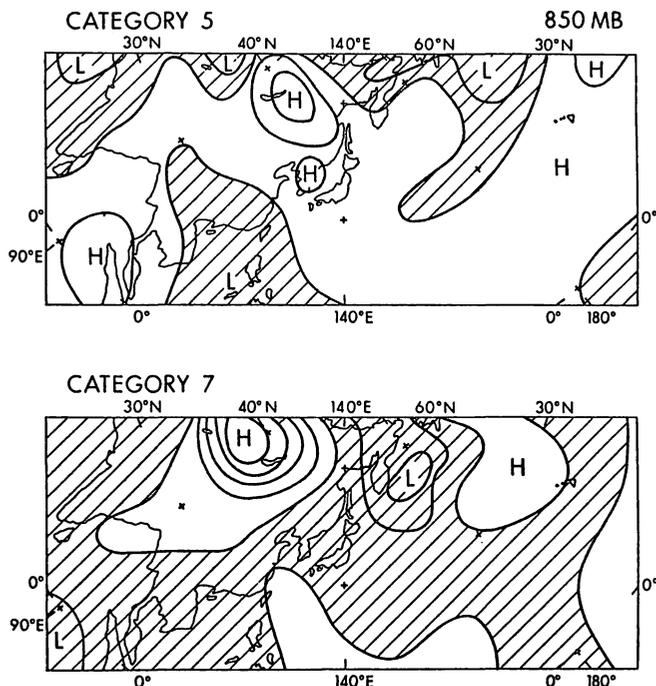
うのは、これは傾圧波ですから東に進んでいるわけです。そういうのがきれいに出ています。東シナ海と中国および日本の南との相関係数 coherence は何をとっても非常に高い。大体0.8ぐらいです。この phase lag を計算してやりますと1日に約15mぐらいで東進しています。これと同じことを南シナ海あるいは太西洋でやってみますと、coherenceが0.5を越えるのは850mbの周期6~6.7日に出てきますが、これはまあ予期された事柄で、いわゆる短い周期の寒波というのは850mb 辺りで南北交換 lateral coupling をやっている。同様に今度は20日の周期のものについてみますと、20日についてはuに非常にきれいな相関が出てきます。それで話を非常に大胆に拡大解釈してみますと、上層での南北交換は短い周期でやってくるのではないかという気がします。これはどの程度発言が正しいかどうか、今の所明確には分かりませんが、まあ以上のように考えたらどうかというわけです。要するに理論でありますと、皆さんよくご存知のように北の影響はなかなか南に伝わらないで、critical latitude というような言葉で表わしていますが、天気図を見ている

と南北交換と思われるような現象は極めて容易に起きています。これは冬の話ですが、冬ばかりでなくよくあります。ですから何んでそんなに容易に南北交換が行なわれるか、これはかなり大きな理論的には面白い問題ではないかと思われます。

今度は吹き出しの時の循環場の変動をみようと思ひまして、先程の第6図で示しましたCATEGORYで、1, 3, 5, 7における850 mb 高度場の合成図を第15図の1と2に描いてあります。第15図の高度場は気象庁電計室の資料で描かれておりますが、第6図ではNMCの資料が使われています。CATEGORY 1では東シナ海域上で北風が強く吹いておりますが、これはregion 2の資料でCATEGORYを分類した時の定義と少しも矛盾しておりません。それとは反対に、CATEGORY 5では東シナ海上で南風になっております。事実、CATEGORY 5の高度場はCATEGORY 1の符号を逆にしたものと同様によく似ています。この事は出所の違う二つの資料を使った場合、大きな誤差は生じていないし、冬の長期間で大規模循環の変動を調べるのに十分であるという論拠を与えています。第15図1, 2で、 30°N より北の850 mb 高度場はかなり系統的に西方へ動いているのが直接目ではっきり見ることができます。CATEGORY 1では正の高度偏差を持つはっきりとした領域がほぼ日付変更線に沿って 65°N から 30°N まで南に伸びています。CATEGORY 1と7の間で、この正の領域すなわちリッジは強さを増しながら西方へ移って、CATEGORY 7では 90°E 付近の中央アジアに達しています。平均の位相速度は 60°N で約 -4 m/s です。第15図1, 2をより詳しく調べてみます



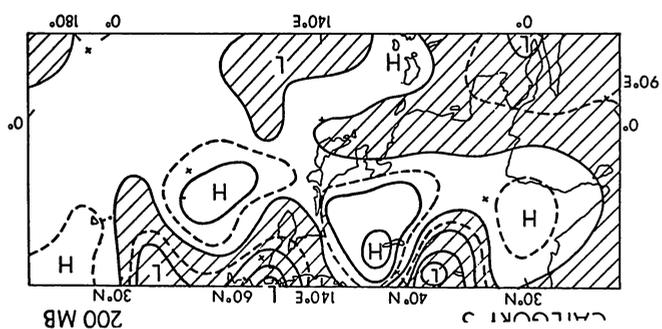
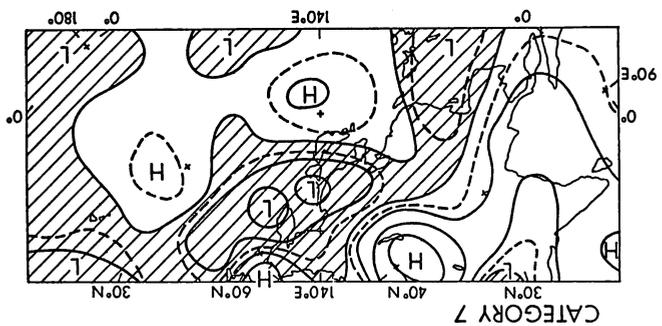
第15図-1



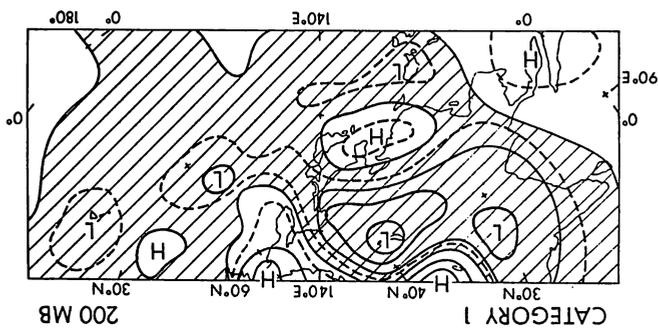
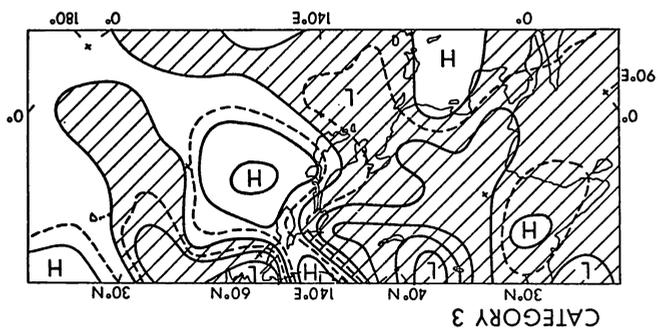
第 15 図 - 2

と、この正領域の西向きの伝播はCATEGORY 3と5の間で一様でなく、もう少し速い速度で間欠的に動いているのが分ります。一方、 30°N より南方の850 mb高度場では位相速度はほとんどゼロで定常振動をしている。この事柄は南シナ海の上で一番はっきり現われていて、CATEGORY 1と3の間では850 mb高度は高く、CATEGORY 5と7の間では低い。ここで注意しておきたいことは位相速度が 60°N で -4 m/s 、低緯度ではゼロというのは850 mbのregion 2における v の位相速度を基準にしたもので、これは先に述べましたように東へ 4 m/s ほどです。ですから実際の位相伝播速度は低緯度では東へ 4 m/s であり、 60°N 付近の高緯度ではゼロであるということになります。850 mb同様に200 mbの合成図が第16図1と2に示されています。その図を見ますと、 30°N 以北では850 mbのパターンに似ています。これはじょう乱の垂直軸がわずかしか傾いていないということを暗に示しています。これは結果として200 mbの高緯度では850 mb同様に位相速度がゼロであることを表わしています。しかし、低緯度に入りますと状況は高緯度と非常に違ってきます。それでまず、第16図1、2にみられる200 mb低緯度じょう乱の位相伝播速度を調べてみます。CATEGORY 1ではマレーシア半島上に高気圧循環があります。それがCATEGORY 3および5では南シナ海、フィリッピンを横切って間欠的に東方へ移動して、CATEGORY 7では 20°N 140°E 付近の西太平洋に達しています。同様にCATEGORY 3でビルマから東ベンガル湾へと南に伸びるトラフは東に移り、CATEGORY 5でマレーシア半島を横切り、CATEGORY 7で南シナ海に出ています。この間の相対速度は $3\sim 6\text{ m/s}$ ですから、実際の速度は東へ $7\sim 10\text{ m/s}$ というわけ

第 16 图 2



第 16 图 1



です。マレーシアの人達の調査によりますと、上層トラフの近辺では空気は乾燥しており、天気は良いということです。第16図2'(上)では200mb トラフはちょうどマレーシア半島近くにありますが、CATEGORY 5 はマレーシアの乾期に対応していると考えられます。第15図2(上)をみますと、200mb トラフのあるマレーシア半島の所には850mb でリッジになっております。ですから、CATEGORY 5では850~200mb 層に関して他のCATEGORYの場合より気温が低いということを表わしております。逆に、CATEGORY 1では第15図1、第16図1から容易に850~200mb 層の気温は他のCATEGORYの時より高いことが分ります。この時期にはマレーシアでは雨期に相当するものと考えられます。また、第1表、第5表でregion 4の500mb でwとTには明らかに負相関がみられます。これは上昇流(降水)で気温高く、下降流(乾燥)で低いという関係を示しており、前述の合成図CATEGORY 1および5が示す事柄とよく一致しております。CATEGORY 1というのはregion 2における850mbの北風が一番強く、気温が最低の時というように定義しました。さらに、この時はregion 2の下層で一連の異常に強いしかも間欠的な寒波の吹き出しが起

Table 5 Cospectra (multiplied by frequency) between u and v, u and T, v and T, and ω and T, averaged for 20-30 day periods, over regions 1 to 5

		Po	850	700	500	300	200
Region 1	(u' v')	-0.0	0.4	0.1	-1.4	-1.3	-0.8
	(u' T')	-0.3	-0.4	-0.1	-0.7	-0.1	-0.6
	(v' T')	0.2	1.6	1.6	-0.2	-0.1	0.3
	(ω' T')	0.0	-13.4	-11.4	10.5	-1.0	-1.5
Region 2	(u' v')	-0.2	-0.5	-0.2	-0.3	1.3	5.3
	(u' T')	-0.4	-0.6	-1.6	-1.5	-0.0	-0.6
	(v' T')	0.5	2.2	0.9	-0.1	-0.6	-0.4
	(ω' T')	0.2	-26.3	-26.9	-1.1	5.6	-0.3
Region 3	(u' v')	-0.2	-0.7	0.2	3.6	11.0	9.8
	(u' T')	-0.6	-1.9	-1.9	-1.4	2.3	-0.7
	(v' T')	0.3	0.7	0.3	-0.2	1.2	-0.5
	(ω' T')	-0.1	-4.9	-11.7	-13.8	10.8	3.7
Region 4	(u' v')		0.1	0.4	0.5	0.4	0.1
	(u' T')		-0.1	-0.1	-0.1	0.1	-0.0
	(v' T')		0.2	0.1	-0.2	0.0	0.0
	(ω' T')	0.0	1.7	3.5	-7.1	-1.8	-0.1
Region 5	(u' v')	0.0	0.8	1.5	0.5	-0.3	-0.6
	(u' T')	-0.1	-0.0	-0.1	0.2	-0.2	-0.1
	(v' T')	0.0	0.1	0.1	-0.1	0.1	0.1
	(ω' T')	0.0	1.1	3.7	2.5	-3.5	-1.1

きていることは前にお話しました。このことと考え合わせてみますと、マレーシアや南シナ海の雨期というのは、どうも東シナ海上の季節風の吹き出しに関連しているのではないかという考えを持っております。ここで話しました事はMONEXの資料が整理された時どんな調査が出来るか、大まかな目安を得るための調査ですので、MONEXの資料が使えるようになれば、あるいはここで話しました事で言い過ぎと思われる事柄などが修正されるかも知れませんが、その他いろいろのことが期待される所です。

余談になりますが、夏のモンスーンについては皆さん興味があって非常に沢山の論文がありますけれども、冬の論文となりますと、こんな簡単なことでもあまりやった人がおりません。冬のモンスーンの観測計画など作りましたけれども、その観測計画を作った元というのはマレーシアとか日本の論文あるいはマレーシア、インドネシア辺りで出ている予報検討会資料のようなものや、またNOAAの写真を部屋に並べて観測計画を作ったわけです。それだけではちょっと気がひけますので少し手をつけてみたというのが実状で、今までの話でお分りのように余り詳しいことはまだやっておりません。AMTEX、これもそれなりに面白いのですけれども、もう少しスケールというか目を大きく広げて見ますと、日本で寒波というと吹き出しだけでいいんですが、毎日人工衛星の写真を眺めていますと、寒波がやってきても 20°N で一旦消えてしまいます。寒波のこの辺の吹き出しというのは低くて、AMTEXでみられたようにせいぜい700 mb 辺りまで。その上はいわゆる亜熱帯ジェットフロントがありまして、このような構造は大体 20°N 辺りまで。これから南では構造は全然違ってきて、雲の activity というのも変わってきます。だからどんな相互作用をやっているのか本当に分かりませんが、何かを示唆しているわけです。MONEX、winter monsoon でいろいろやることがありまして、日本の方達にも大いにやってもらおう、東シナ海ばかりでなくて、というのが偽らざる気持なわけです。

(文責 グローブベッター編集係)

CO₂の気候変化に及ぼす影響について

真鍋 淑郎氏講演

1. はしがき

大気中のCO₂濃度が増加すると、それが気候にどのような影響を与えるのかということは多くの研究テーマとして取上げられてきた。Manabe and Wetherald (1975) もこの問題について非常に単純化した大循環モデルを使って調べている。このモデルでは計算領域には境界があり、地形は単純化され、季節変化はなく、また海流による熱輸送もなく、雲量は固定されていた。このようなモデルを使った数値実験の結果に基づき、大気中のCO₂濃度が増加すると帯状平均的な気候すなわち、帯状平均した気候要素の緯度分布にどんな反応が現われるかということを議論した。しかし、その反応の仕方が地理的にみてどんな分布をしているか、先の論文では細かく検討はしなかった。上述のような理想化された地形にもかかわらず、反応の地理的分布に若干の興味ある特徴がみられて、より詳細な調査を進めるのに値することが判明し、そこでこの論文ではその地理的分布を調べることを主題とした。大陸を簡単な形で表わしておく、外的あるいは内的な刺激で生ずる気候変化に大陸がどんな影響を与えるかを識別するのに地形の理想化は非常に役立つ。このような理由で上述のモデルに若干の改良を施して同様の数値実験を行なうことにした。

主な改良の一つは雲量の取り扱い方である。前のモデルでは雲量は東西方向に一様で、緯度だけの関数として与えた。しかし、雲量と赤外放射との相互作用は大気中のCO₂濃度が増加すると、気候の変化の仕方に地理的にみて大きな相違を生じさせるであろうと思われる。そこで、このモデルには非常に理想化された形ではあるが、雲量の予報が組み込まれている。

もう一つ重要な違いは計算領域である。前のモデルはメルカトル投影の関係から十分北まで取られていなかったが、現在のモデルではすべての経度で極まで伸びている。この計算領域の差は高緯度地域の降雪面積に影響を与えるだろう。

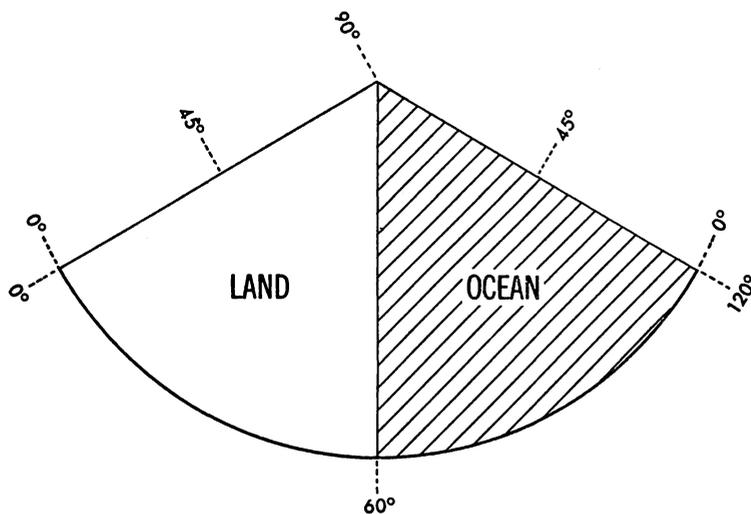
もちろん、このモデルの作成に当ってはいろいろの単純化、理想化を施しているのだから、この研究の結果が定量的な細かい点にまで現実に則しているとは断言できない。しかし、この研究の結果が大気中のCO₂濃度の増加に対して起り得るであろう気候の変化にどんな地理的特色がみられるか、その見通しの第一歩を与え、かつまたこの問題について、現実に則した地形が取り入れられた全球的気候モデルによる同様な研究にとって基礎的知識の提供に役立つことを願うものである。

2. モデルの仕組

この研究で用いた大循環モデルは Manabe and Wetherald (1975) に述べられているものと同じであるので、ここでは簡単に述べることにする。

このモデルには風、地上気圧、気温ならびに水蒸気の混合比に関する予報式があり、それらは球座標系上の差分形式で書かれている。鉛直方向には9層に分けられ、上限は下部成層圏、下限はエクマン境界層を表わすようにとられている。水平差分に関しては、一定の緯度-経度格子点が用いられた。

第1図はモデルの計算領域と地形を示している。南半球と南北交換をしないように赤道上に壁を置いている。一方、東西方向には経度にして120°の間隔をもつ二つの子午線により区切られ、両者はサイクリック条件で結びつけられている。計算領域は第1図に示されるように面積が互に等しい



第1図

大陸と“海洋”の二つの部分に分けられている。このモデルでは海洋力学に基づく海流の計算は行なわれていない。したがって、静止した海洋という意味から“”が付けられている。“海洋”部分には単に水蒸気に関して無限の蒸発源という役目を与えているだけである。このモデルの“海洋”は湿っているという点では実際の海洋に似ているが、それが持つ熱容量や海流による熱輸送の効果は“海洋”にはない。

このモデルの放射効果の部分では水蒸気、CO₂、オゾンの作用および雲の影響を取り入れて日射と赤外放射による効果が計算されている。水蒸気の分布は水蒸気の予報式から決められる。CO₂の混合比はどれも一様と仮定している。オゾン分布は東西方向には一様とし、緯度、高度および季節に関し前もって細かく与えられている。モデルの水蒸気予報式で凝結が起れば、いつでも、どこでも予測雲量が得られる。赤外放射の計算では雲は黒体と仮定している。日射については、その反射率および吸収率は雲の高さと厚さとの関数として定めた。このモデルで簡単化した重要な事柄の一つに太陽高度の日変化と季節変化をなくしたことである。日射量の計算では年平均太陽高度の南北分布を与えた。

大陸と“海洋”上の地面温度は地球表面で熱が蓄積されないという境界条件から定められた。すなわち、日射と赤外放射による温度変化、顕熱と潜熱の乱流輸送による温度変化の総和がそれぞれ

の場所でゼロになるように決められた。

積雪の深さと大陸上の土壌水分量はそれぞれの収支計算に基づいて求められた。雨か雪かの区別は地上ほほ 350 m の高さの気温で決めた。この気温がもし氷結温度以下の時には雪とみなし、そうでない時には雨とした。“海洋”上で海水地域は海面温度が -2°C 以下か、どうかで識別した。

地表面上の熱収支の計算で albedo の分布を知っておく必要がある。土壌面の albedo は緯度の関数として定めた。積雪面と海水面の albedo は裸土壌の albedo よりは非常に大きいと仮定した。地表面温度が -10°C 以下の時には積雪面と海水面の albedo はともに70%とした。一方、地表面温度が -10°C を越えている時には積雪面に対しては45%、海水面に対しては35%をそれぞれ割り当てた。

3. 時間についての数値積分

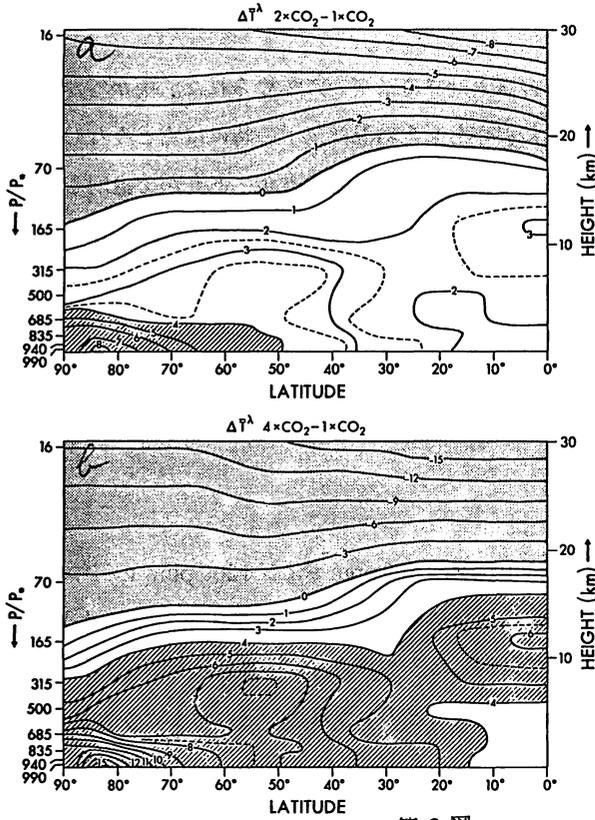
このモデルの時間積分は空気中の CO_2 濃度が 300 ppm, 600 ppm および 1200 ppm の三つの場合についてそれぞれ行なわれた。これら三つの場合の積分結果はそれぞれ std-(standard) Ex, $2 \times \text{CO}_2 - \text{Ex}$ および $4 \times \text{CO}_2 - \text{Ex}$ と名付けて区別した。これら三つの数値実験から得られた結果を比較して CO_2 濃度の増加がモデルで再現される気候にどのような影響を及ぼしたかが識別される。

等温乾燥大気の初期条件から出発して、std-Ex の時間積分が 10^3 日間行なわれた。このstd-Ex で最後に出現した状態を $2 \times \text{CO}_2 - \text{Ex}$ と $4 \times \text{CO}_2 - \text{Ex}$ の初期条件にとり、ともに 10^3 日間走らせた。それぞれの時間積分で最後の定常変動期間の結果を時間平均した状態を準平衡に達した気候と定義した。これらの実験で時間積分の期間は十分長くとられたと確信はしているけれども、ここに得られた準平衡状態は、本来到達すべき平衡状態が表わす気候に比べ、モデルの単純化・理想化のため何らかの不十分さを含んでいると思われる。しかし、その不十分さは CO_2 濃度を2倍あるいは4倍に増加したことにより現われるモデルの変化に比較してはるかに小さいと考えられるであろう。

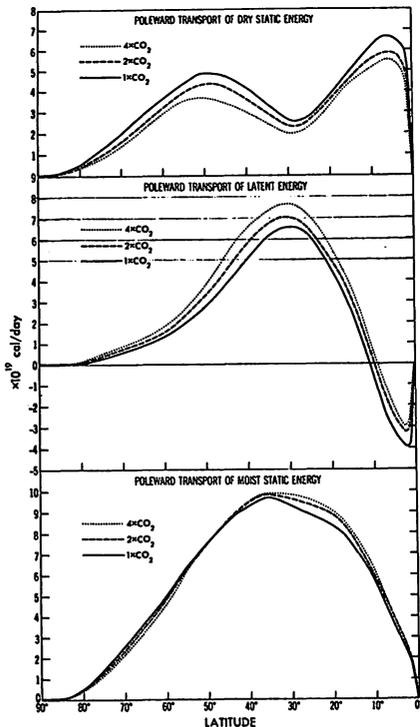
一方、もし CO_2 濃度を2倍、4倍と増しても、モデル大気があまり明確な変化を示さないならば、次節で議論するように、三つの時間積分の結果それぞれについて最後の定常期間を平均し、三者の平均状態の差を計算して比べることにするであろう。

4. 帯状平均量にみられる反応

空気中の CO_2 濃度を2倍にした時、モデル大気により再現される帯状平均温度の状態がどのように変化するかについては Manabe and Wetherald (1975) で広範囲にわたって議論した。モデルに若干の相違はあるけれども、現在用いているモデルで再現された帯状平均温度の変化は先の研究で検出された特徴と本質的には変わっていない。



第 2 図



第 3 図

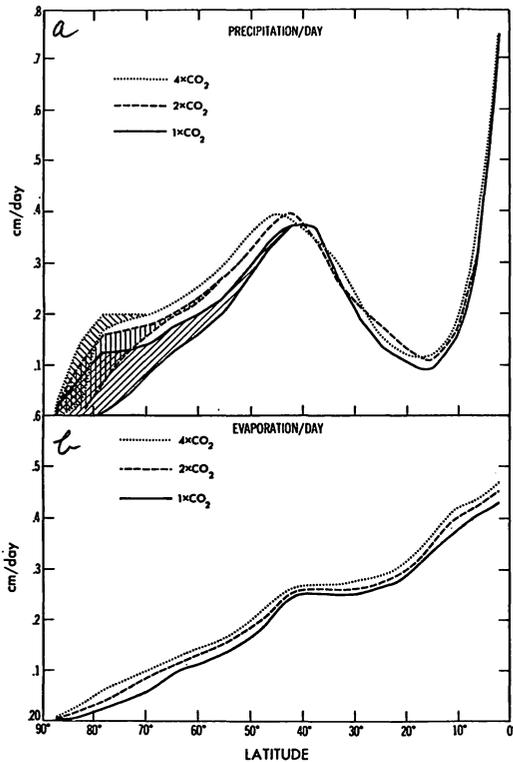
しかし一方では、帯状平均温度の変化の現われ方には若干の特徴がみられる。

第 2 図 a と b に空気中の CO_2 濃度を 2 倍および 4 倍にした時、モデルで得られた帯状平均温度の緯度-高度分布が示されている。これらの図によれば南北方向の温度傾度は CO_2 濃度の増加に応じて減少している。その根拠ある理由の一つとして非常に反射率の高い積雪域が極方向に後退して高緯度が温暖化したこと、また成層の安定によりモデルの対流圏最下層に加えられた熱が地表近くに閉じ込められたことがあげられる。もう一つ考えられる大きな理由は、このモデルでは大気が全体として温暖化し、極方向への潜熱輸送の効率が増大したことである。第 3 図は dry static energy ($C_p T + \phi$),

潜熱のエネルギー (Lr) および moist static energy ($C_p T + \phi + Lr$) それぞれの北向き輸送を示す。ここに T , ϕ および r はそれぞれ気温、ジオポテンシャルおよび混合比を、また C_p は空気の定圧比熱、 L は水の蒸発の潜熱を示す。この図によると中緯度の極方向への潜熱輸送は CO_2 濃度が 2 倍になると 7%, 4 倍になると 16% だけ増している。一方、南北温度傾度の減少にもかかわらず、dry static energy の極向き輸送は減少している。そのため両者の和である moist static energy の極向き輸送には CO_2 濃度の増加はあまり影響していない。このことは潜熱輸送が増加すると南北温度傾度はそれにより全体的に減少し、それが dry static energy の極向き輸送を減らしているという相互関係を暗示している。気温が上昇すると飽和水蒸気圧は非線型的に増大することを考慮すると、 CO_2 濃度

が高くかつ暖い大気では中緯度の極向きエネルギー輸送の大部分は極向きの潜熱輸送で十分よく説明され、潜熱のエネルギーが下部対流圏で南北温度傾度を全体として減少させる作用をしているとみてさしつかえないであろう。

上述の事に加えて、潜熱の極向き輸送が増大することは水収支の観点からも重要な意味をもって



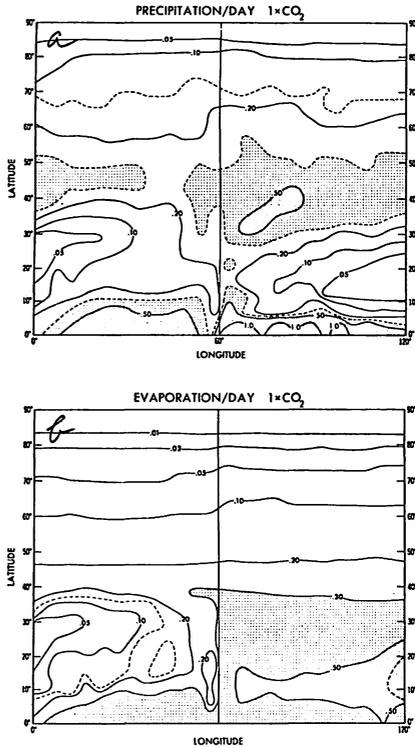
第 4 図

くる。前出のManabe and Wetherald (1975)でも空気中のCO₂濃度の増加に伴って平均降水面積率が著しく増大することを強調した。現モデルでも同様の事柄が明らかで、第 4 図 a は std, 2 × CO₂および 4 × CO₂それぞれの場合における平均降水面積率の南北分布を示す。第 4 図 b に示すように蒸発率の増加はほとんどの緯度で同じような傾向を持っているが、降水率の増加はすべての緯度で一様ではない。特に緯度 45°では極向き輸送が大きく、蒸発率をはるかに越えている。降水率が大きいのは明らかに高緯度への水蒸気の流れに基因しており、またそれを容易にしているのはその地域で気温が上昇したことに基づいている。後で議論をしますけれども、降水率と蒸発率の変動は大陸上での水収支に重大な影響を与える。すなわち、高緯度で水蒸気の過剰が、また中緯度のある地域では不足が生じている。

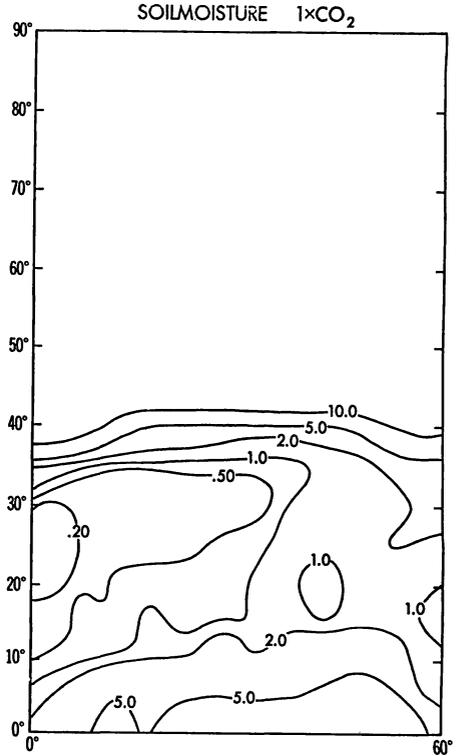
5. 変化の地理的分布

空気中のCO₂濃度が2倍、4倍になった時、気候学的水収支に関係する要素は帯状平均の分布だけでなく、地理的分布にも大きな影響を与えていることが分った。そこで、ここでは空気中のCO₂濃度が増した時、水収支にどんな反応が現われるか、その地理的分布を記述してみる。

その地理的分布について細かい議論をする前に、std - Ex で得られた地上の気候状態を簡単に説明しておいた方がよいであろう。第 5 図 a は std - Ex による降水の地理的分布を示す。この分布で熱帯降雨帯、亜熱帯乾燥域および中緯度降雨帯が識別できる。さらに、亜熱帯大陸東岸に沿って比較的大きい降水率を持つ地域がある。沿岸地域で降水率が比較的大きいのは海洋性高気圧の縁辺に沿って湿潤な空気が北方に運ばれ、あるいは低気圧が北進することで説明される。第 5 図 b は蒸発率の地理的分布を示し、モデルで再現された分布では大陸上の蒸発率は海洋上のものと比べ非常に小さい。海陸対照的な蒸発率の分布が原因で、地上気圧と地面温度の分布に海陸の対照性を生



第 5 図



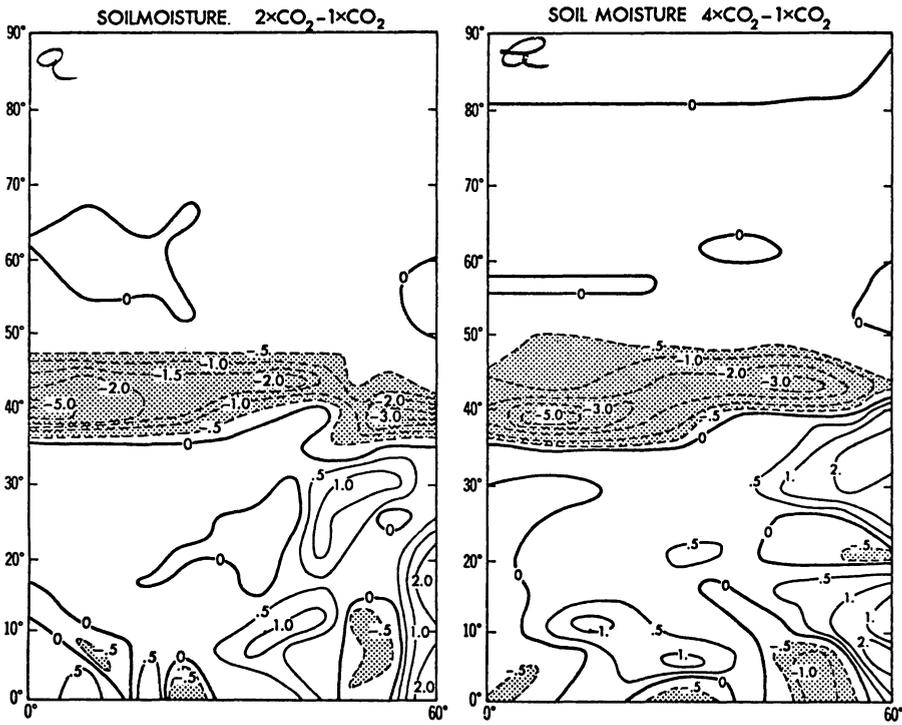
第 6 図

じさせている。亜熱帯大陸の東岸に沿って南風が卓越していることから理解できる。第 6 図に示すように、上に述べたモンスーンによる降水は大陸上で土壌水分の地理的分布に影響を与えている。この図によれば、大陸上での土壌水分は亜熱帯東部で割合に多く、第 5 図 a で明らかなように降水率の東西分布に対応して西海岸近くで非常に小さくなっている。

大陸の高緯度地域では、降水率は本来蒸発率より大きく、そこでの土壌は水分を飽和近く含んでいる。一方、低緯度では亜熱帯地域から熱帯降雨帯の地域にかけて土壌水分が増している。熱帯での降水現象は局所性が強いので、そこでの降水率は蒸発率をはるかに越えてはいるが、熱帯の地面は水分に関し飽和状態にはなっていない。

以上簡単に述べたように、気候および水収支の地理的分布は真鍋（1969）による議論と本質的には変わっていない。

上述の土壌水分の分布は CO_2 濃度が増すと著しく変わる。第 7 図 a および b は CO_2 濃度がそれぞれ 2 倍、4 倍になった時に大陸上で土壌成分の地理的分布がどのように変わるかを示している。両者の分布に共通する著しい特徴の一つは $35^\circ \sim 45^\circ$ の緯度帯にある土壌水分が減少することである。この地域で乾燥化への傾向を示しているのは明らかに前述の中緯度降雨帯が極方向に変位したことに大いに関係している。第 8 図 a に大陸上での帯状平均降水率の分布を示すが、この図からも上述の変位が明らかにみられる。第 8 図 b から蒸発率(E)が全体的に増加しているのが分るが、この蒸

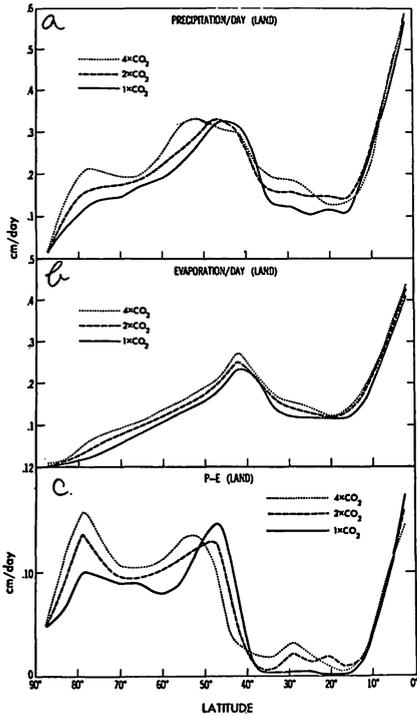


第 7 図

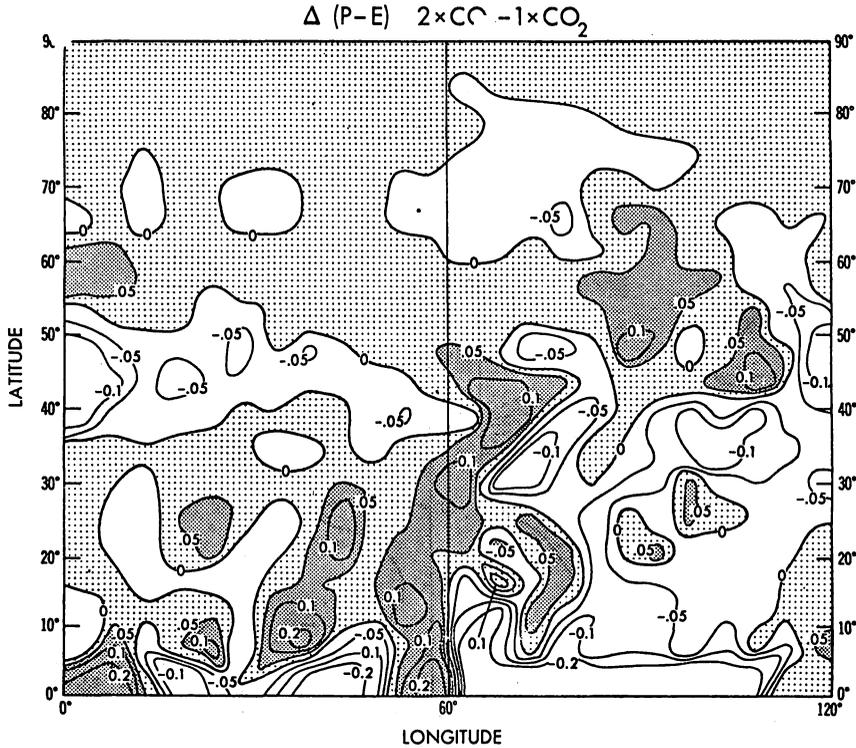
発率の増加にもかかわらず降雨帯が変位したために、緯度 40° 付近の降水率 (P) はわずかしき変化していない。したがって、第 8 図 c にみられるように ($P - E$) は緯度 40° 付近で非常に減少しており、またこの地域では土壌水分も一般に減少していることはすでに述べた。

第 8 図 c によると、空気中の CO_2 濃度が増すと ($P - E$) は緯度 50° の極側で非常に増加している。しかし一方、この地域では余分に供給された水分はほとんど流出量の増加に費され、土壌水分それ自体にはあまり変化はみられない。

面白いことには第 8 図 a, b に共通している特徴は緯度 35° 以南にある大陸東岸地域で土壌水分が全体的に増加していることである。この増加はモンスーンによる降水すなわち、亜熱帯地域の海洋性高気圧の縁辺に沿って水蒸気が北方へ多量に輸送された



第 8 図



第 9 図

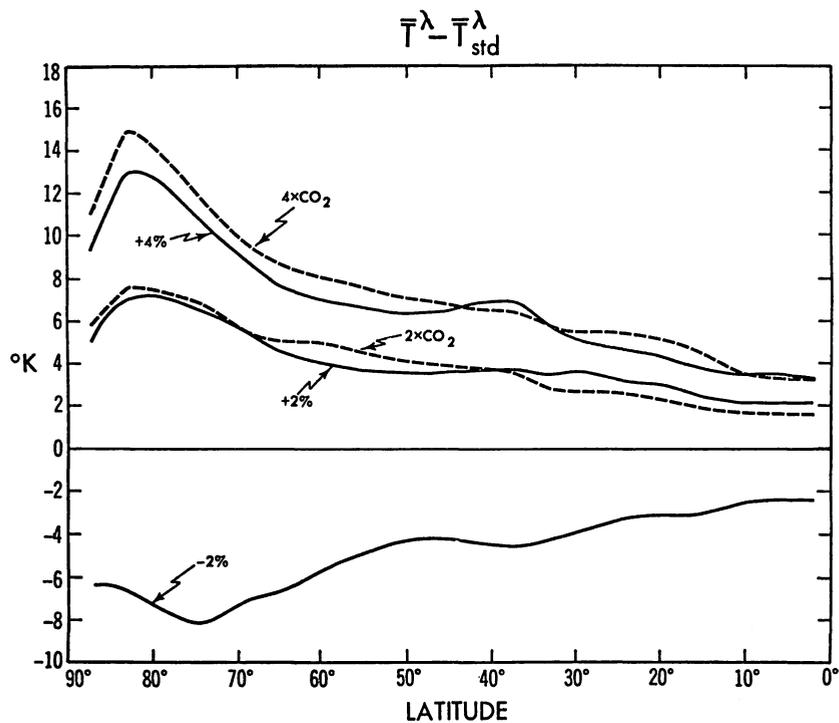
結果である。モンスーンによる降水の変化が第 9 図に示され、この図から CO_2 濃度が 2 倍になると (P-E) がどう変化するか、その地理的分布が分る。(P-E) は熱帯および亜熱帯の大陸東岸に沿って増加している。さらに、この図は先に述べたように緯度 40° 付近の大陸上で (P-E) が減っていることも表わしている。つまり、 CO_2 が増した時気候に及ぼす効果は地理的に一様ではなく、様々であることが分る。

6. 太陽定数を大きくした時にモデルで再現される気候の変化

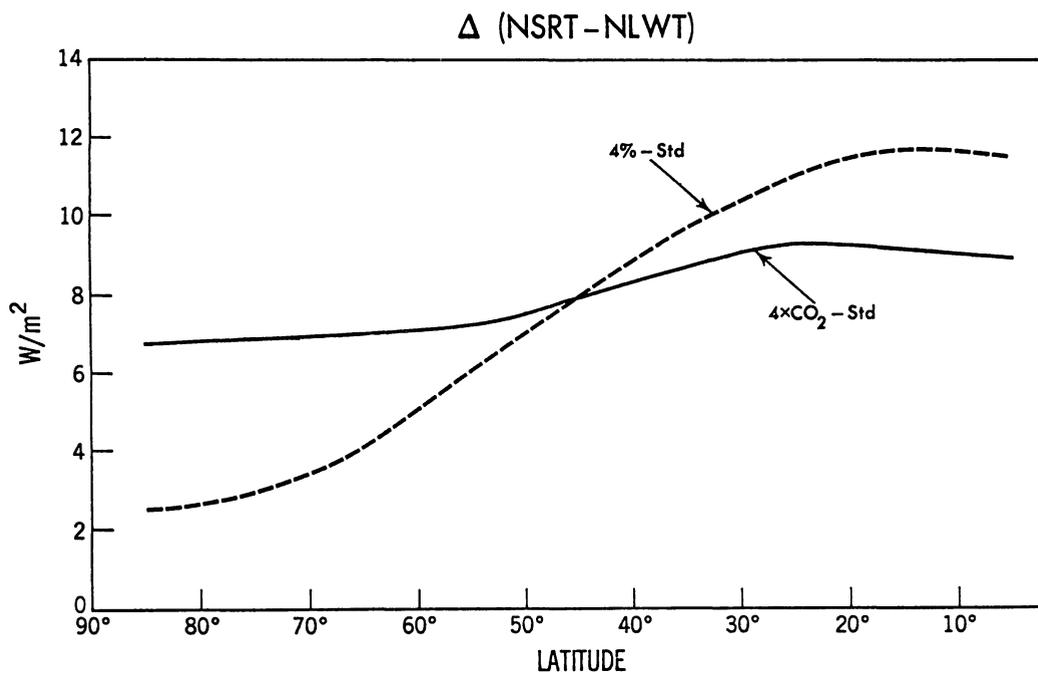
CO_2 濃度が増加した時にモデルで再現される気候に現われる反応は太陽定数を大きくした時に示すモデルの気候に非常によく似ている。本節ではこの興味ある事柄について考察してみよう。

CO_2 濃度を 2 倍および 4 倍にした結果生ずる帯状平均地上気温の変化と太陽定数を 2% および 4% 大きくした時の変化との対応が第 10 図に比較例示されている。この図は CO_2 濃度が 2 倍 (4 倍) になった時の地上気温の帯状平均南北分布が太陽定数 2% (4%) 増の時の分布に似ていることをよく示している。 CO_2 濃度の増加が放射に及ぼす影響は太陽定数が増大した時のものと大分違っているので、上に示したように両者が似ているということは意外なことであり、以下に若干議論を試みる。

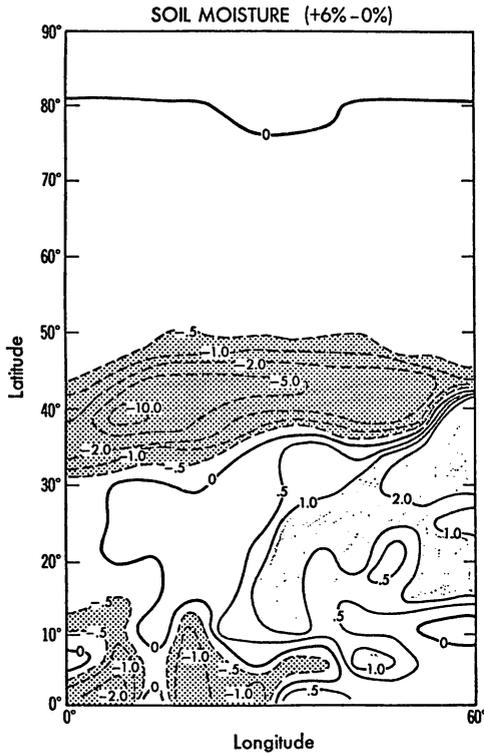
第 11 図は CO_2 濃度を 4 倍および太陽定数を 4% 増にした時に標準大気 200 mb 面における正味の



第 10 图



第 11 图



第 12 図

度ばかりでなく、南北の温度傾度にも影響を与えている。量的評価によれば放射の効果は圧倒的に大きいので、上に述べた 2 種類の外力の南北分布に差があっても、その差は南北温度傾度に差が生じるほどには影響を与えていない。というのは、CO₂濃度の増加のために起きた温度変化の南北分布は太陽定数の増大によるものと非常によく似ているからである。

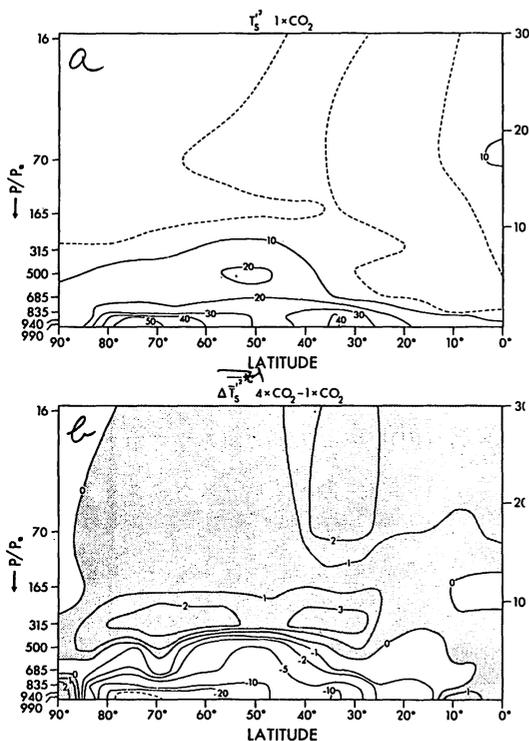
CO₂と太陽定数による変化の現われ方が似ているのは水収支の要素の変化にもはっきり現われている。第 12 図は太陽定数を 4% 増にした時、モデル的に与えた大陸の土壌水分がどう変化するか、その水平分布を示している。分布は全体として第 7 図 b の CO₂濃度を 4 倍にした時のものに非常によく似ている。たとえば、第 12 図、第 7 図 b とともに緯度 40° 帯に強度の乾燥帯と大陸の亜熱帯・熱帯東岸に沿って非常に湿った地域がみられる。

7. 気温変動

CO₂濃度の増加は気温の時間平均値だけでなく、その変動性にも影響を与えている。第 13 図 b は気温に関する時間変動の分散を緯度-高度分布図に表わしたものである。参考のため、第 13 図 a に std - Ex の分散について緯度-高度分布を示してある。第 13 図 b によれば、気温変動の分散は CO₂濃度を 4 倍にすると下部対流圏では著しく増大し、上部対流圏では若干減少する。下部対流圏の増大は中・高緯度で特に大きい。Manabe and Wetherald (1975) が議論したように CO₂濃度

下向き放射量の変化に関する南北分布を示している。200 mb はほぼ圏界面の高さに対応しているので下向き（上向き）の正味の放射量は対流圏地球系に関して熱の獲得（損失）を表わしている。第 12 図の放射の計算では気温、混合比、雲および地面の albedo などの変数はすべて固定したままである。この図から CO₂濃度を 4 倍にした時の対流圏地球系が獲得する放射エネルギーの南北分布は太陽定数を 4% 増にした場合のものとはかなり違っている。しかし、計算領域全体について両者を平均してみると、放射による加熱量はともにほぼ同じ程度に増加している。

前々節で議論したように、対流圏全体として温暖化すると、高緯度にある反射率の高い積雪面積が減少し、潜熱のエネルギーの極向き輸送が増大し、南北温度傾度を著しく小さくしている。すなわち、大気が全体として温暖化すると面積平均温



第 13 図

再現する手法により、大気中のCO₂濃度を増加させた場合に気候状態がどのように変わるか、その水平分布を調べてみた。

モデル大気ではCO₂濃度の増加により大気が全体的に温暖化すると、高緯度の非常に反射率の高い積雪面積が減り、潜熱の極向き輸送が助長され、その結果下部対流圏の南北温度傾度は緩やかになった。湿った空気の極方向への流入増加により、高緯度での降水量が著しく増して、中緯度の降雨帯を極方向に変位させている。さらに大陸上の水収支をみると、そこでの流出率はCO₂濃度の増加に影響され著しく増大している。一方、降雨域の極方向への変位により緯度40°帯付近で乾燥化が促進したことを示した。さらにCO₂濃度が増加すると、亜熱帯上の海洋性高気圧の縁辺に沿って湿潤な空気の北向き輸送が盛んになり、大陸東岸でモンスーンによる降水現象が強められる。以上の結果は地形を理想化し、計算領域を有限にしてあるモデルから導かれているということに注意すべきである。そうではあるが一方、CO₂濃度の増加が気候に及ぼす影響は地理的には一様ではなく、物理的に意味のある分布を示しているということは重要である。

また、CO₂濃度を2倍あるいは4倍にした時に現われる気候の変わり方は太陽定数が2%あるいは4%大きくなった時の変化にそれぞれ対応している。これは注目に値する事柄である。CO₂濃度と太陽定数の地球に及ぼす効果との両者の緯度分布はまったく別であるのに、両者の影響はともに地球一大気系を全体的に暖め、南北温度傾度を減らしている。大気自身を考えてみても全体的に温

の増加により南北温度傾度が全体としてゆるやかとなり、これは下部対流圏の傾圧性を弱め、じょう乱の運動エネルギーの減少という結果をもたらすであろう。一方、第2図aおよびbで明らかなように、上部対流圏では安定度は減少し、結果としてじょう乱の運動エネルギーは増加することになる。

南北温度傾度の減少には温度移流の効果を弱めるという別の作用も伴っている。積雪地域が後退し、南北温度傾度の変化が著しい緯度70°付近で地上気温の分散が特に小さくなっているのは重要な意味を含んでいるように思われる。

8. 要約と結論

簡単な力学モデルを使って気候状態を

暖化して南北の温度分布は著しくゆるやかな傾斜になった。CO₂濃度の増加が温度の南北分布に与える変化と太陽定数の増大が与えるものとの差は両者ともに温暖化の影響があまりにも大きすぎて埋もれてしまい、細かい議論をできなくしている。

CO₂濃度の増加はモデルで出された時間平均場ばかりでなく、時間変動の仕方にも影響を及ぼしていることが分った。たとえば、下部対流圏の気温分散はCO₂濃度の増加に伴い相当程度小さくなっている。南北温度傾度がゆるやかになった結果、下部対流圏じょう乱の運動エネルギーが減少し、それが気温分散を小さくすることに多少とも関与していると思われる。南北温度傾度がゆるやかになることは温度の南北移流を弱め、それがまた温度の空間変動も小さくするように作用している。

この研究の延長として計算領域が全球規模で、現実に近い地形を入れた大気海洋結合モデルで気候変化に関する研究が計画されており、目下 NOAA の GFDL でモデルの組み立て中である。

(文責・グロースベッター編集係)

L. F. グループ昭和 52 年度総会報告

1. 日 時 : 1978 年
2. 場 所 : 本庁第一会議室
3. 講 演 : 村上多喜雄 (ハワイ大学)
MONEX に関連したモンスーン研究の最近の話題
4. 会計報告 : 昭和52年7月14日 ~ 昭和53年7月23日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
○前年度繰越金	59,628	○前年度総会費補助	7,320
○会 費	438,930	○印 刷 費	267,650
(内訳 50 年度	1,800	(内訳 №1	138,000
51 年度	145,130	№2.3 合併号	129,650
52 年度	283,600	○送 料	9,600
53 年度	8,400	○通 信 費	50
○バックナンバー売却	4,800	○払込手数料	100
○預 金 利 息	3,916	○次年度繰越金	234,694
○預 り 金	12,140		
収 入 計	519,414	支 出 計	519,414

5. 役員交替 : 昭和52年度・植木九州男, 能登正之, 山本純一 (長期予報課), 森信成 (気研)
昭和53年度・朝倉正, 森信成, 田崎允一, 山崎学 (長期予報課), 戸松喜一 (気研)
6. 会費納入について: 会費 600 円はなるべく官署ごとにまとめて送金して下さい。納入方法については次の口座のいずれかをご利用下さい。

(1) 郵便口座

口座番号 : 東京 5 - 165913

加入者名 : L. F. グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営業部 (店番号: 110)

口座番号: 203156, 名称: L. F. グループ

代表者: 田中康夫

編 集 後 記

グロースベッター第16巻 第1号をお送りいたします。

昭和53年夏、ちょうど休暇で帰国中のハワイ大学の村上さんには昭和53年7月24日に、またGFDL（地球流体力学研究所、NOAAに所属）の真鍋さんには昭和53年8月24日にいずれも前記の表題で講演していただきました。前者は講演者が指摘しているように、われわれの見逃していたアジア・太平洋地域における冬のモンスーン循環について、後者はわれわれがいつも気になっていたCO₂の気候変動に果たす役割について、両者とも当今もっとも関心の的となっている話題です。講演者のお許しを得て、講演を録音し、新役員一同テープを聞いて原稿を作り、図などともつき合わせながら編集いたしました。1号目を早くと努力いたしましたが、上述のような理由で発刊が遅れましたことをお詫びいたします。

