

B-5 気候モデルによる気候変動評価に関する研究

(3) 中層大気循環の季節、長期変動による物質循環の変動に関する研究

研究代表者

気象研究所 柴田清孝

気象庁 気象研究所

気候研究部

柴田清孝

千葉 長 (平成6-7年)

山崎孝治 (平成6年4月-9月)

黒田友二 (平成8年)

(委託先)

北海道大学理学部

山崎孝治 (平成7-8年)

平成6-8年度合計予算額 18,511千円
(平成8年度予算額 5,798千円)

[要旨]

大気大循環モデルにトレーサーを組み入れ、モデル内の風による、低緯度における対流圏から成層圏(中層大気)へのトレーサーの流入状態を調べた。

最初に、大気大循環モデルの分解能を決めるために、モデルの水平・鉛直分解能が中層大気循環に及ぼす影響評価を行った。鉛直分解能を2.8kmからその1/4の700mに増加させると、低緯度での成層圏の風に顕著な変化が現れ、弱い東風が西風に代わった。この原因と思われる赤道波を解析してみると、鉛直分解能の増加によって波数1と2、鉛直波長5-10kmのケルビン波のエネルギー密度(以下「パワー」という)が大きくなっており、これが西風発現の原因であることが解った。次に水平分解能を経度7.5度×緯度5.3度からその1/4の経度4.5度×緯度2.9度増加させると西風領域の上端が低くなり(下端はあまり変化しない)、西風領域が狭くなりかつ少し強くなった。さらに南北分解能を1/2にすると、西風の強化、その領域の顕著な下降が見られ、現実大気中で見られる準二年振動の西風位相の下降に似た現象が見られた。赤道波の解析から波数4、鉛直波長5kmの混合ロスビー重力波のパワーが南北分解能の増加とともに大きくなっており、この波の表現の向上が西風領域の下降の原因の1つであることが解った。

次に、モデルにより積分期間2ヶ月のトレーサーの流入実験を行った。10,000個のトレーサーを赤道対流圏上層、中層、下層部にそれぞれほぼ一様に配置して、初期位置による成層圏への流入のしやすさを調べた。その結果、2ヶ月の期間では対流圏上層が初期位置として最も適切であることがわかった。成層圏への流入は赤道より少し離れた(10-15度)緯度帯で起こり、帯状平均の非断熱加熱率の最大値の緯度25度付近より低緯度に位置している。水平分

布ではある経度帯で流入していて、その領域は風が非常に弱い、弱く回っていて、かつ非断熱加熱率が大きいという2つの条件が満たされている、言い換えると、長期間上昇を続けられる領域であった。この輸送実験を毎月の初日の風を初期値として2年半程行い、そのトレーサーの成層圏への流入数、流入領域の季節、長期変動を調べ、力学的な手法による対流圏から成層圏への質量輸送までの評価に概ね一致することが分かった。

[キーワード] 中層大気、季節変動、物質循環、数値シミュレーション

1. 序

中層大気は低緯度で対流圏からの物質流入があり、一方、高緯度で対流圏への流出がある。中層大気は二酸化炭素や亜酸化窒素などの地球温暖化原因物質の全球的なスケールの循環に深く関わっている。また、対流圏から中層大気に流入してくるクロロフルオロカーบอนは光解離で塩素原子を生じ、これがオゾンを破壊し、その結果増加する紫外線が、対流圏の生物活動に大きな影響を与えると懸念されている。対流圏と成層圏の物質交換は最近少しずつ明らかになってきているが (eg, Holton et al., 1996)、まだ詳細は不明なところが多い。気候モデルによる二酸化炭素濃度倍増実験での中層大気の変化は対流圏の変化よりモデル間の差が大きく、物質循環の変化は分かっていないなど、気候モデルによる中層大気物質循環の研究は改善すべき点が多くある。本研究は、中層大気循環の季節変動・長期変動を現実的にシミュレートできるモデルを開発し、そのモデルを使って中層大気循環の全球的物質循環における役割、特に低緯度における対流圏から成層圏への物質流入過程の仕組みの詳細の評価を行う。

2. 研究方法

大気大循環モデルでシミュレートされた大気の場合を使って二酸化炭素のように化学的に安定な物質を想定したパッシブトレーサーを流し、そのトレーサーの循環が中層大気循環の季節・長期変動にどう影響しているかを解析して、現実大気での物質循環の変動要因の解析に役立てる。そのため、スーパーコンピュータを用いて、気象研究所の中間圏まで含む全球スペクトルモデルの長期シミュレーションを行う。但し、モデル大気の変動は必ずしも現実大気の変動と対応は良くない。現実大気ではエルニーニョなどの海面水温の変化や火山噴火による火山性エアロゾル等、大気の外側からのフォーシングで起こされる変動と、大気自身に含まれる原因の変動の二種類がある。今回の長期シミュレーションでは外部からのフォーシングは含んでいない。例えば、海面水温は気候値を用いるので循環場の変動は内部要因によるものに限られている。このため、現実大気よりも大気の変動の幅は小さいと思われる。このシミュレーションで大気風の場を時空間の4次元で蓄積し、その風で多数のトレーサーを流し、その個々のトレーサーの軌跡を追いかける。そして、その中に現れる季節・長期変動の解析を、循環場と関連付けながら行う。今回は、対流圏界面付近の急激な安定度の変化を精度良く表現するために特に鉛直に細かい分解能のモデルを用いて、低緯度の対流圏から成層圏へのトレーサーの輸送を調べた。但し、輸送はグリッドスケールの大きなスケールの風の場で表現されるもののみを扱っているため、積雲が原因で成層圏に運ばれる等のサブグリッドスケールの輸送は含まれていない。

3. モデルの水平、鉛直分解能の影響

3. 1 菱形切断での分解能の影響

大気大循環モデルの水平・鉛直分解能の違いが気候状態に与える影響評価を行った。コントロール（基準となる）積分は水平・鉛直分解能がそれぞれ経度 $7.5^\circ \times$ 緯度 5.3° 、 2.8 km であるR13L23モデル（最大波数13の菱形切断、鉛直23層）を用いた。このモデルの詳細はShibata and Chiba(1990)が報告している。成層圏には惑星波（波数1-2程度）が卓越しており、R13L23で惑星波は十分に表現可能であるが、低緯度の赤道波や対流圏の表現には分解能が不足していることが解っている。実験（コントロール積分から条件を変えて行う）積分には鉛直格子間隔がR13L23の $1/4$ の 0.7 km であるR13L92（鉛直92層）モデル、その水平分解能をさらに約4倍にしたR24L92モデル（経度 $4.5^\circ \times$ 緯度 2.9° ）を用いた。積分は6月から開始し、2年以上積分を行った。初期値の帯状平均風を図1に示す。コントロール積分では低緯度の成層圏の弱い東風はほとんど変化がみられない（図2上）。実験積分の92層の両モデルには積分開始から約1ヶ月半で成層圏中層（ 20 hPa 付近）に西風が現れる。R13L92モデルではその上端は4ヶ月（11月末）で最高高度 5 hPa に達し、下端は1ヶ月半で 60 hPa に達する。下端はその後ほとんど変化が見られないが、上端は下降を始め夏季に約 12 hPa まで下がりその後上昇し冬季に約 8 hPa になるような年変化を示す。この冬季の西風領域の上昇は中間圏の半年振動の秋の西風位相と関連があるように見えるが、春の西風位相とは関連が見られない。西風の最大値は約 7 m/sec である（図2中）。

R24L92モデルでも基本的に同じ様相を示し、積分開始後約1ヶ月で 20 hPa 付近に西風が現れ、それが上下に拡がり、西風の上端の最大高度は11月の約 10 hPa に達する。その後3ヶ月で 20 hPa まで下降し、その後の高度変化は非常に僅かで上昇するときもあるが下降を続け、2年後には約 30 hPa まで下降している。下端はR13より下降し約 80 hPa に達し、時々 100 hPa 付近にまで達するようなスパイク状の変化を示す。上部成層圏（ 5 hPa 付近）に晩春と晩秋に半年振動の西風位相が表れる。西風の最大値は約 9 m/sec である（図2下）。

モデルの中で赤道上に西風を生じる主な原因はケルビン波であると考えられるので、そのスペクトル解析を行った。図3に温度の成層圏中層（約 50 hPa ）での積分開始後2ヶ月目から3ヶ月間の周波数-波数分布を示す。R13L92、R24L92の両モデルとも波数1、2（鉛直波長 $5-10 \text{ km}$ ）のパワーがR13L23に比べかなり増加しており、周波数-緯度断面（図4）で見ても低緯度で波数1、周期10日前後のパワーは増加している。パワーの高度減率が波の運動量の一般流への付加（deposit）の1つの尺度であるが、これも分解能の増加と良い対応をしている（図5）。これらのことから鉛直分解能の増加でケルビン波の伝搬特性が改善され、ケルビン波の一般流への東向き運動量の付加が西風出現の原因と解釈される。

西風領域が下降をしている期間の南北風の周波数-波数の関係（図6）とパワーの増加が良い対応をしており、また、波数4の波（混合ロスビー重力波）の周波数-緯度断面図（図4）を見るとR13L92では周期が5日より短い波のパワーがR24L92のそれに比べ非常に小さくなっていることから、水平（南北）分解能の違いが大きく影響していると思われる。周波数-高度断面ではより明らかに水平分解能の影響が見られ（図5）、R13L92では成層圏に波

が伝搬していないように見える。この波は赤道に対し対称であるので、正確に表現するには細かい南北分解能が必要であり、1波長の表現に数点以上必要と考えられる。しかし、R13の分解能5.3度では非常に不正確な表現になっており、R24の分解能2.9度でもまだ不十分であると考えられる。

モデルによる赤道波の表れ方の差は伝搬条件の違いと励起源の違いの両方が関与していると考えられる。後者の励起源の影響を調べるため、ハードレー循環の様子を調べた。北半球冬季の平均の質量流線関数を低緯度の対流圏上部に注目して見ると分解能の増加と共に子午面循環は弱まっているように見える。帯状平均雨量の緯度分布(図7)を見ると、これも分解能の増加と共に低緯度では平均雨量は減少しており、これらのことからハードレー循環は強化されていない。このことから赤道波の成層圏でのパワーが大きくなったのは、赤道波の励起が大きくなったことによるのではなく、伝搬条件が良くなったことによることがわかる。

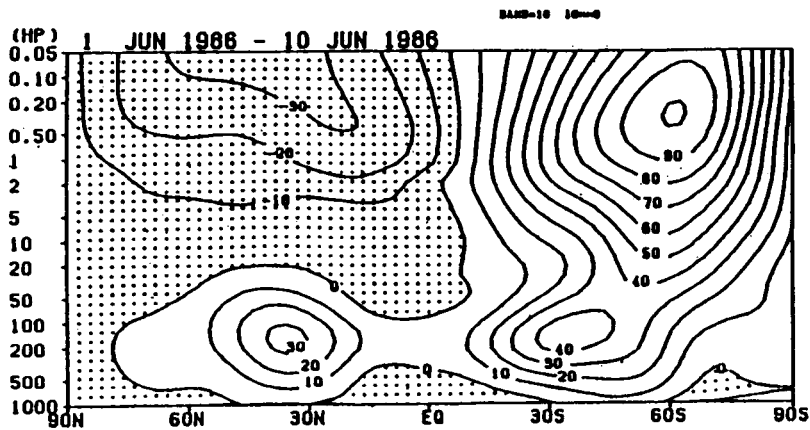


図1 初期の帯状平均東西風の緯度-高度断面図。等値線間隔は10 m/sec。

U-WIND (M/SEC)

AROUND THE EQUATOR

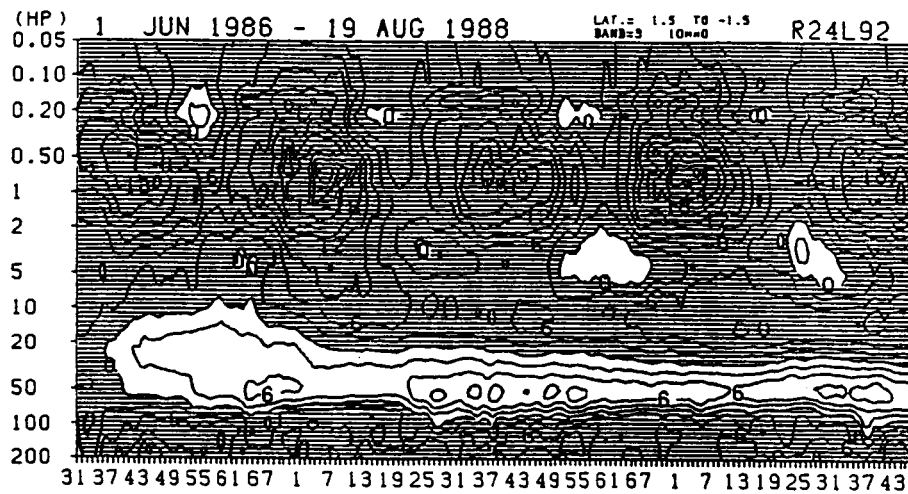
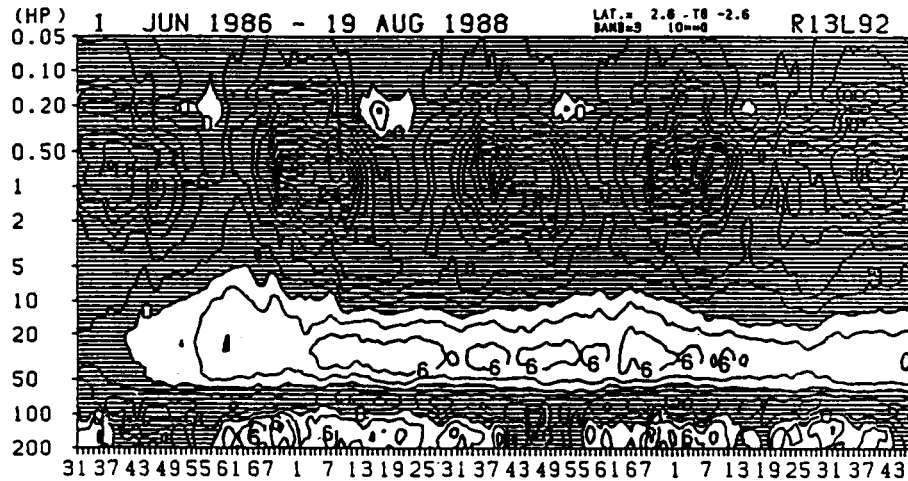
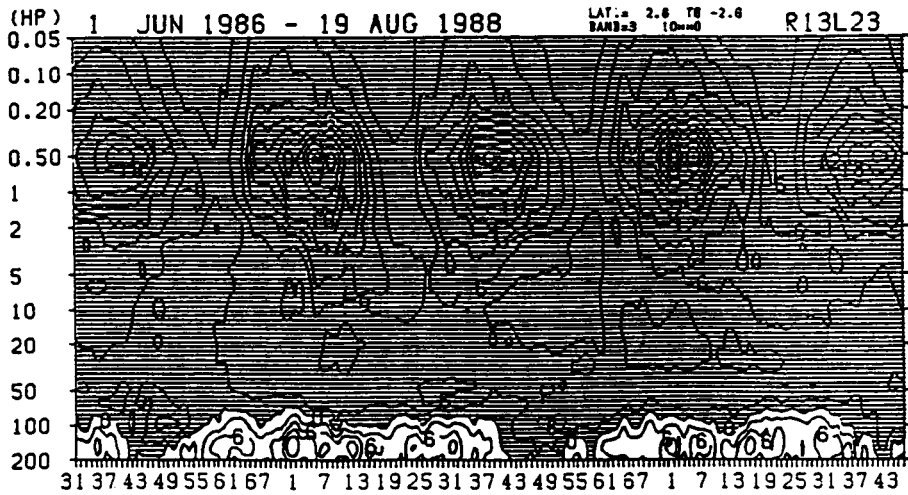


図2 赤道成層圏の帯状平均東西風の時間-高度断面図

(上) R13L23、(中) R13L92、(下) R24L92。

等値線間隔は3 m/secで、時間は5日の年始からの通し番号である。

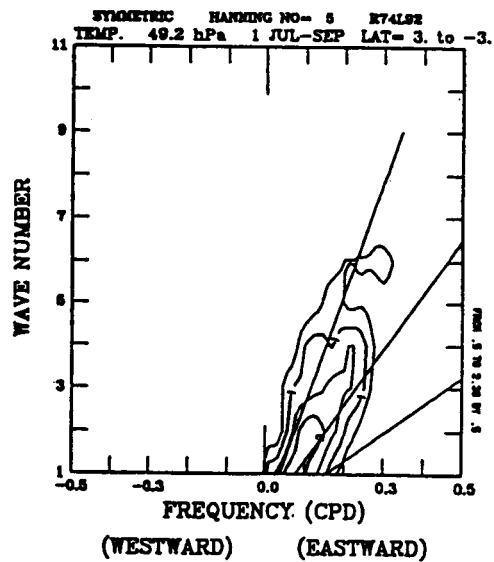
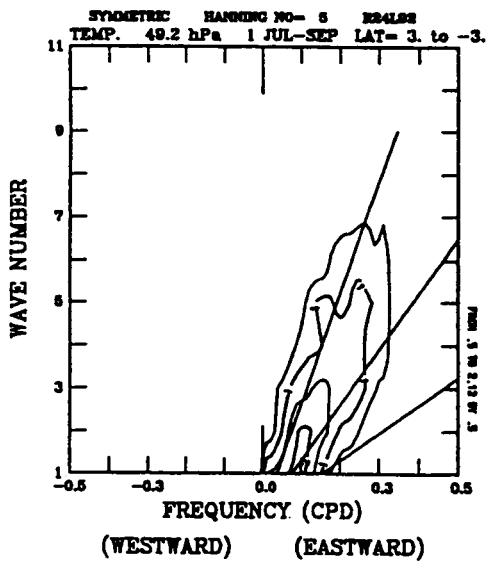
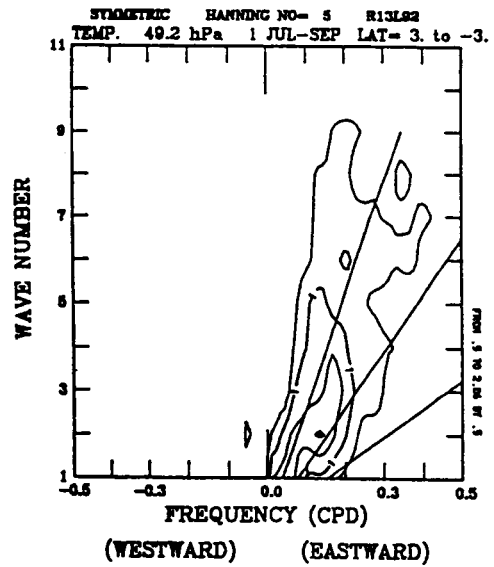
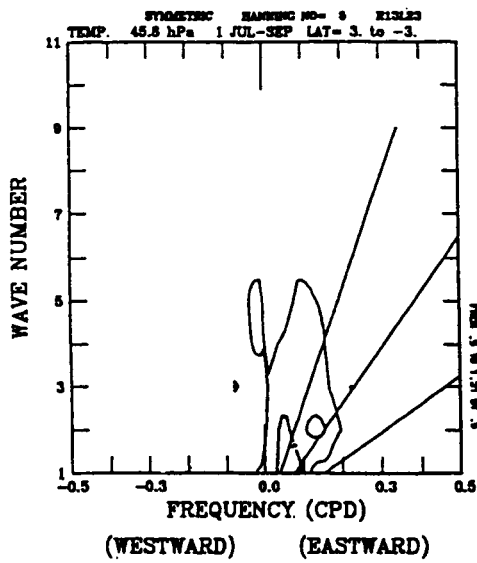


図3 赤道成層圏中層（約50 hPa）での温度（対称成分）のパワー（百倍して対数目盛： $\log(100 * \text{Power})$ ）の周波数-波数断面図。（左上）R13L23、（右上）R13L92、（左下）R24L92、（右下）R74L92。等値線間隔は0.33で、ハッチは2以上の領域を表す。直線は左からそれぞれ鉛直波長5、10、20 kmのケルビン波の分散関係（一般流ゼロ）を表す。

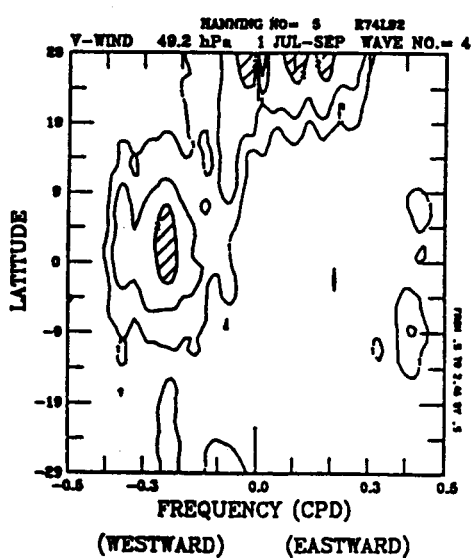
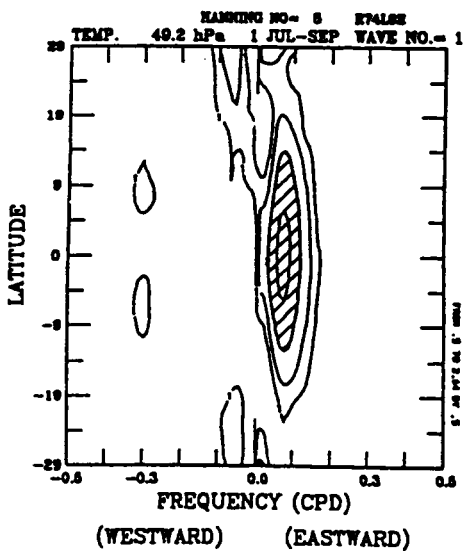
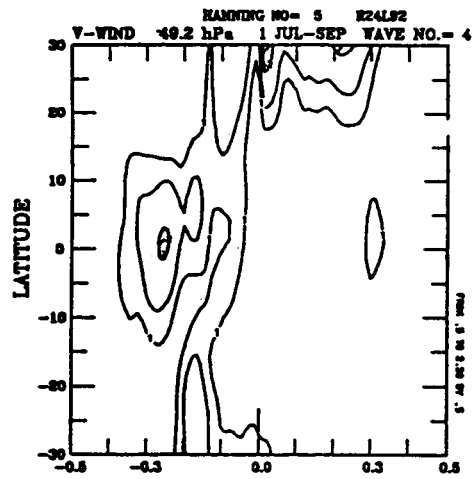
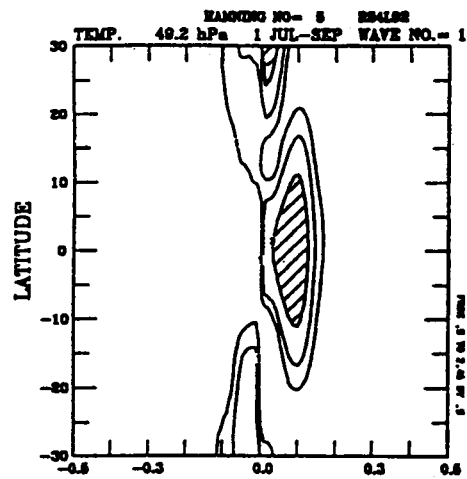
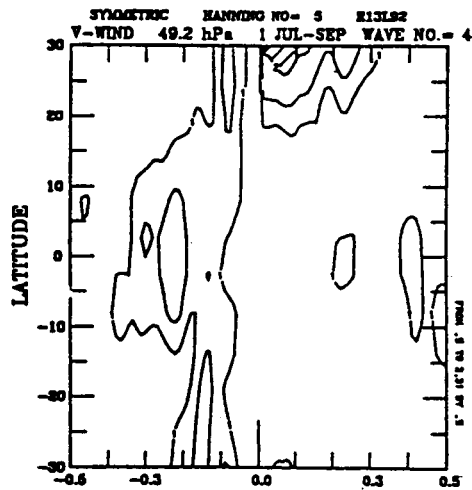
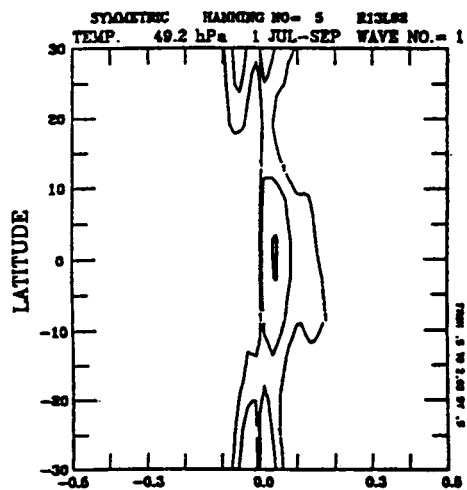


図4 成層圏中層（約50 hPa）での波数1の温度（左）、波数4南北風（右）のパワーの周波数-緯度断面図。（上）R13L92、（中）R24L92、（下）R74L92。

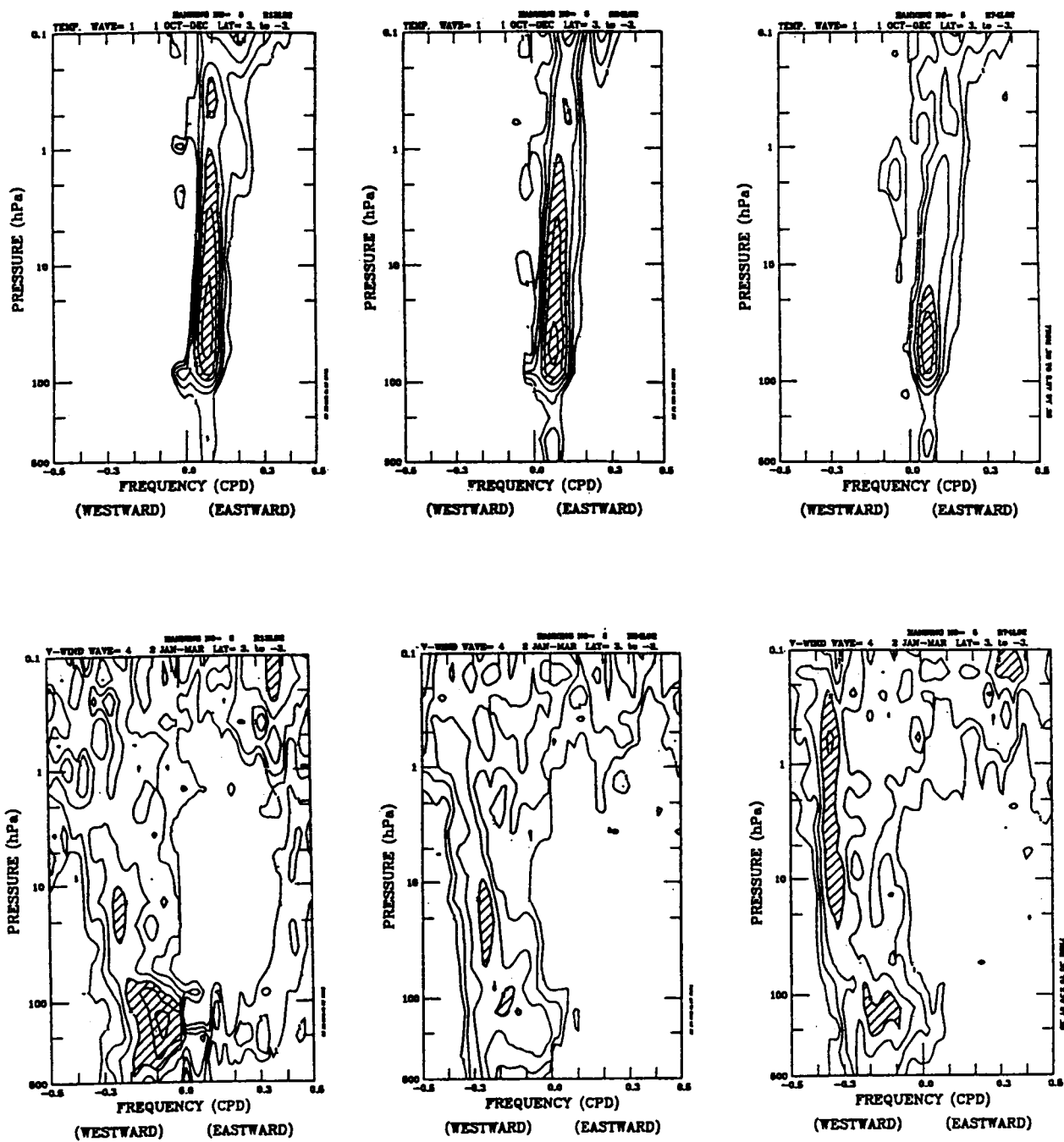


図5 赤道成層圏での波数1の温度(上)、波数4南北風(下)のパワーの周波数-高度断面図。
 (左) R13L92、(中) R24L92、(右) R74L92。

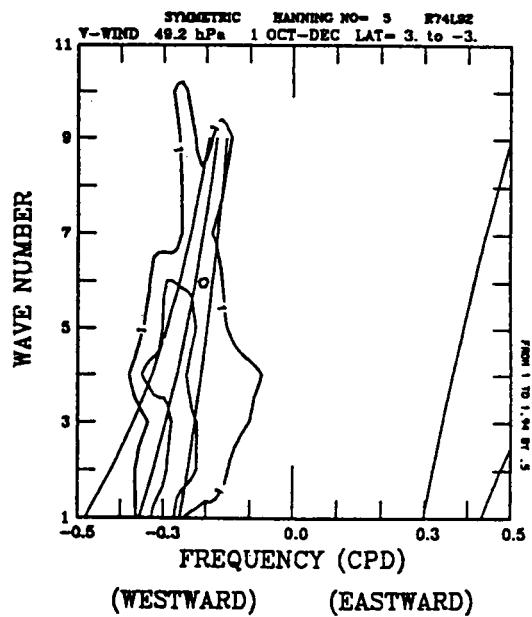
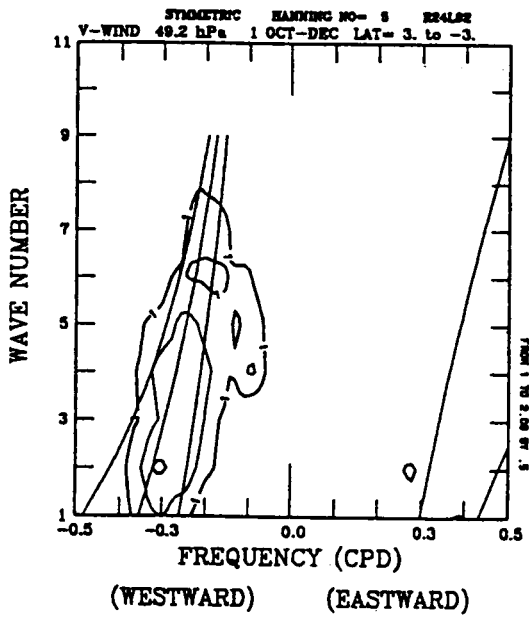
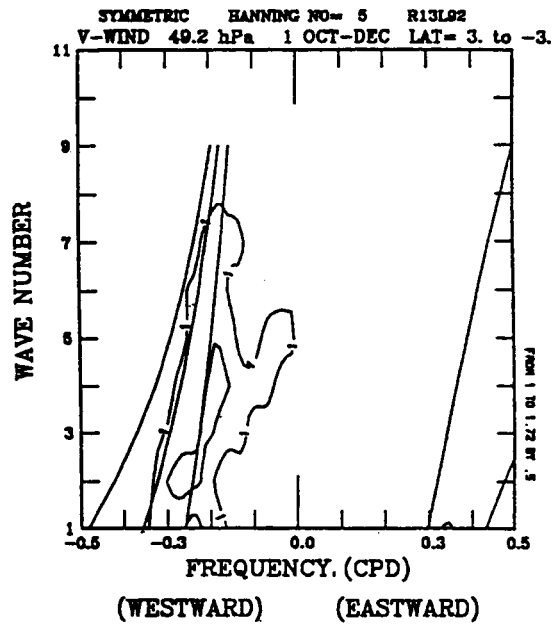
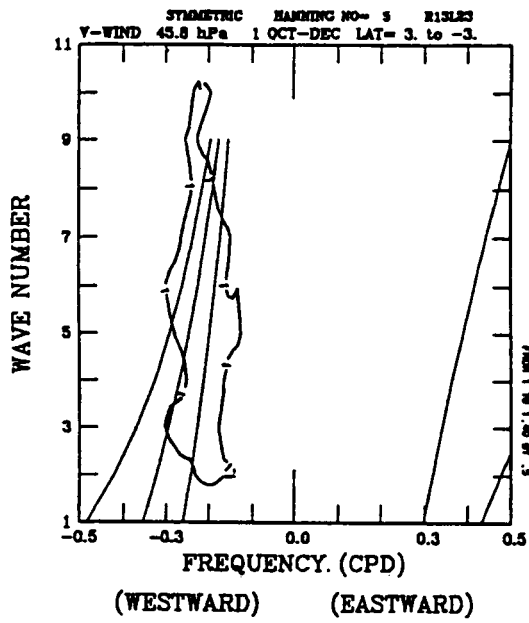


図6 図3と同じ、ただし、南北風。混合ロスビー重力波の分散曲線は周波数ゼロに近いところから鉛直波長5、10、20 kmに対応する。

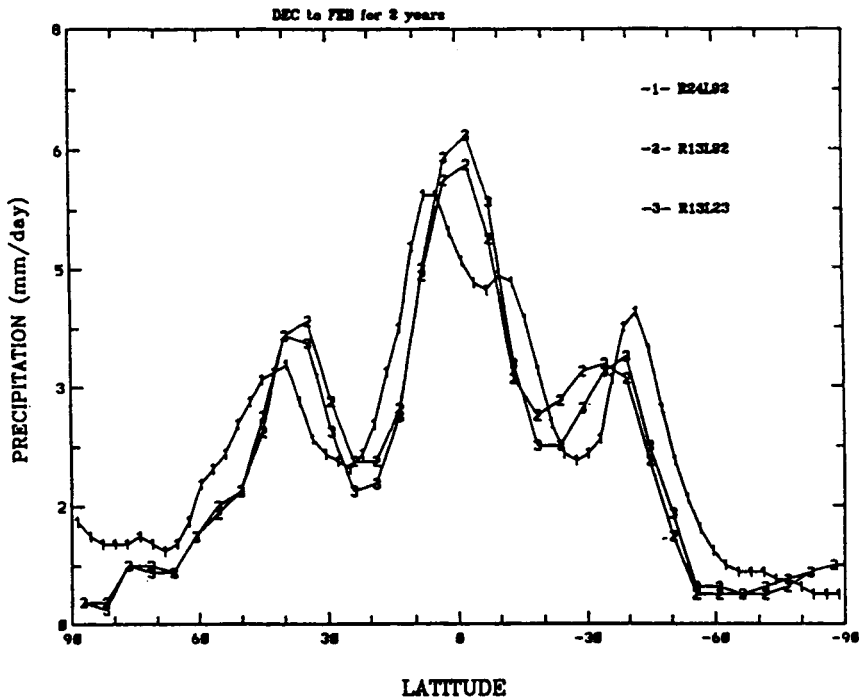


図7 北半球冬季の帯状平均雨量の緯度分布

3. 2 平行四辺形切断での水平分解能の影響

赤道波の表現には南北の分解能をさらに良くする必要があるとの前述の結果を考慮して、鉛直の層の数は92層のまま、南北分解能をR24の半分にして、その結果生じる容量や計算時間を軽減するため東西の分解能を倍にした（R13と同じ東西分解能）モデルを用いた。波数の切断方法は平行四辺形切断であり、東西は13層南北は74層で、経度7.5度×緯度1.4度に相当する。以後、このモデルを便宜的にR74モデルと称する。積分開始後約1ヶ月で30 hPa付近に西風が現れ、R13、R24ほど早く上下に拡がらない（図8）。この西風の上端は5ヶ月で10 hPaまで上昇し、このときの西風の最大値は30 hPaで12 m/secであった。以後、西風の最大値の軸および下端は下降を始め、6ヶ月で軸は60 hPa、下端は100 hPaに達した。この間の西風の最大値は15 m/secであった。上端はこの間およびこの後2ヶ月間はほとんど同一高度であったが、成層圏上部の半年振動の東風位相の下降に押されるような形で急激に30 hPaまで下降した。この後成層圏中下部は、若干の風の強度変化はあるものの、領域的にはほぼ定常で推移した。赤道波のパワーを比較すると、温度の周波数-波数断面

(図3)ではあまり変わらないが、波数1の周波数-緯度断面(図4)ではR74モデルでパワーの増加、周波数-高度断面(図5)では高度とともにR74モデルのパワーがかなり小さくなっており、ケルビン波の運動量が一般流にかなり大きく渡されていることが解る。同様な傾向は波数4の南北風についても見られ(図4、5)、十分な南北分解能の確保が赤道波の赤道の成層圏の再現に必要なことを示している。

これまでのところ、準2年振動の西風の下降の再現に成功したといえるが、東風の下降、つまり、西向き運動量を付加する波は再現されていない。このためには、南北分解能をさらに増やすか、もしくは、Takahashi(1996)が示したように分解能の問題でなく、重力波を陽に表現するか否かの問題であるかもしれない。これらについては、今後の検討課題である。

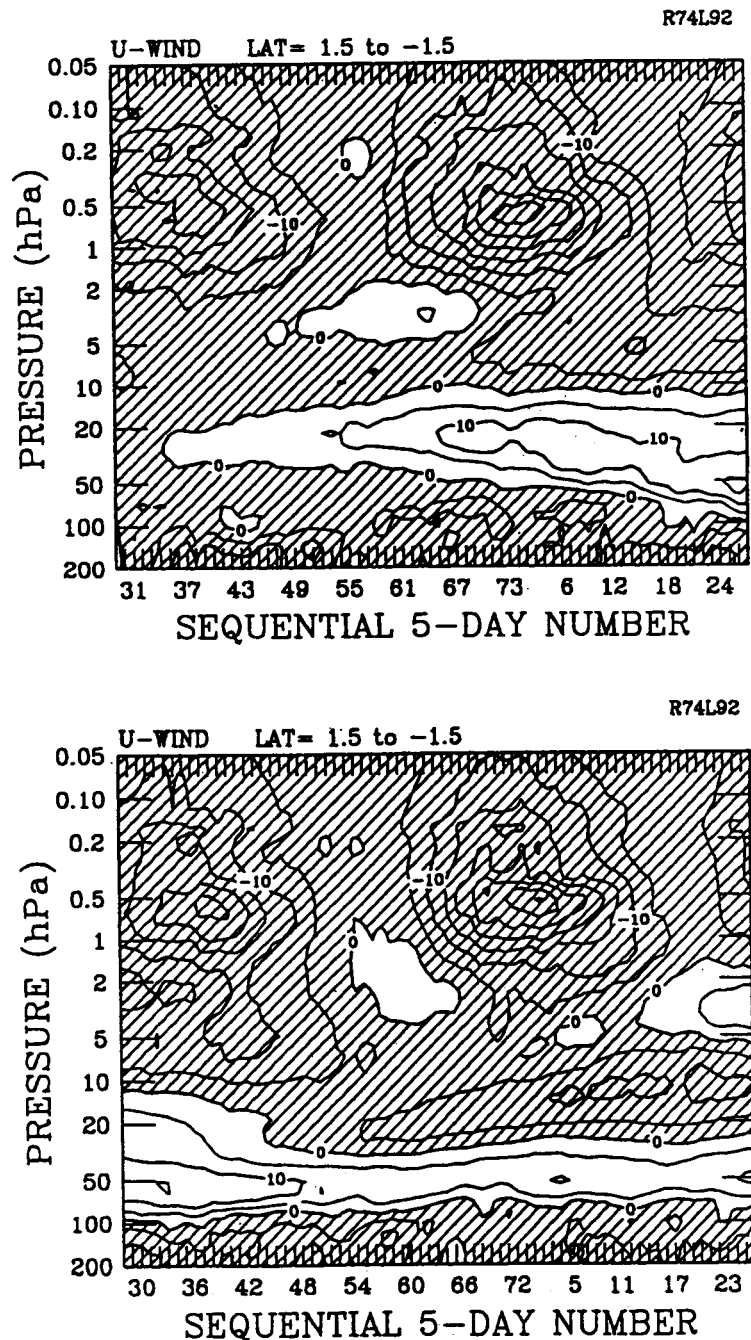


図8 R74L92の赤道成層圏の帯状平均東西風の時間-高度断面図。等値線間隔は5 m/sで、東風領域はハッチを施している。(上)1年目、(下)2年目。

4. トレーサーの移流実験

4.1 R24L92を使った実験

2時間毎に大気大循環モデルの風を蓄積し、この風を使って（1時間毎の風の内挿して）パッシブトレーサーの移流実験を夏と冬の2例について行った。積分期間は2ヶ月である。実験の目的は低緯度で対流圏の物質がどのように成層圏に輸送されるかを調べることである。モデルは鉛直分解能が700mという大循環モデルとしては非常に分解能が高いR24L92を使ったので、対流圏界面付近の安定度の急激な変化を鈍らずに表現でき、低緯度での対流圏から成層圏への流入を高精度で評価できるという利点がある。

トレーサー1,000個を東西・南北それぞれ1度、深さ50hPaのボックスに一様に分布させ、このボックス10個を等間隔に（経度36度ずつ等間隔に）赤道緯度円上に配置する。つまり、合計10,000個のトレーサーを輸送するのである。まず、ボックスの高さの影響を調べるため、対流圏上層（150-200hPa）、中層（500-550hPa）、下層（850-900hPa）に配置して実験を行った。夏の実験の積分開始後15日、30日の緯度-高度投影図（図9）で見ると初期ボックスの位置が高いほど拡散が大きく（速く）なっており、冬の実験でも同様の傾向が見られたことから、2ヶ月程度の積分期間で成層圏への輸送を調べるには上層（150-200hPa）に初期ボックスを置く実験が適当であると判断した。

図10は積分の最終日に成層圏の70hPaより上空にあったすべてのトレーサーの軌跡を初日から描いたものである。この70hPa高度はその温位が常に圏界面より上空（Hoskins, 1991）にあるので成層圏への実質的な流入を判断できるが、最適値というわけではなく、図を見やすくするために取られた値である。1月と7月では軌跡にかなり大きな差があるが、共通して見られるのはトレーサーが成層圏に輸送されるのは赤道付近ではなく少し離れた緯度帯（10-20度）であるという現象である。トレーサーが上方に輸送される、つまり等温位面を横切るのは上昇流があるからであり、等温位座標でこれは非断熱加熱率で与えられる（eg, Andrew et al., 1987）。非断熱加熱率の緯度-高度断面図では成層圏の中層以下では南北緯度25度付近が正の極大域（上昇域）になっている（図11）が、トレーサーの軌跡（図10）はもう少し低緯度である。この不一致の原因はオイラー平均とラグランジュ平均の違いである。後者を調べるには子午面への投影は必ずしも適切ではないので、軌跡を水平面へ投影すると図12、13のようになり、対流圏から成層圏への輸送はある限られた領域で起こっていることが解る。圏界面（両月とも370Kの等温位面にほぼ一致する）付近での大気の場合と軌跡（図12、13）を比較すると成層圏への輸送が起こっている場所は、2つの実験とも非断熱加熱率が大きく、かつ、そこから離れない様な風系（非常に弱い風、回っている風）の2条件が満たされていることが解る。つまり、ラグランジュ的に長い期間大きな非断熱加熱率を受けられる場所ということになる。

それぞれの実験について調べると、12月と1月の冬季は前述した上昇に適している領域は南半球の緯度10-25度間のアフリカ、オーストラリア、日付変更線にまたがる領域、および南アメリカの4つがあり、北半球ではこれらに赤道対称なエジプト、インド、日付変更線にまたがる領域とメキシコ湾の4つがある。これらの領域で南半球の方が流入数が多い原因は非断熱加熱率や風系の分布からは解らないが、北半球の4つの領域の内、メキシコ湾で流入数が非常に少ないのは風系の変化が原因であるという解釈が容易にできる。非断熱加熱率は両月とも空間

的には極大 (0.25 K/day) を示すが、風は12月には非常に弱い高気圧性循環であり、1月には弱いが一様な西風になっている。このため、トレーサーが強い上昇場に留まることができず成層圏への流入が少なかったのである。

夏季は流入できそうな領域が南半球の緯度 $10-15$ 度、東経 100 度から西に日付変更線を越えて西経 160 度付近までと北半球のメキシコ湾付近の2カ所にあるが、後者には赤道付近から放出されたトレーサーが入り込めないような比較的是っきりした高気圧性の風系になっているので、今回の実験では流入がなかったのである。

冬と夏で成層圏へ流入される個数は大きく異なっていて、例えば、 70 hPa より上にある個数は冬の68個に対し、夏は273個で4倍近い差がある。低緯度での対流圏から成層圏への流入は冬半球でのプラネタリー波の碎波が誘起する子午面流に支配されていて (Haynes et al, 1991)、この強さはプラネタリー波の活動の活発な北半球の冬の方が大きいことが残差循環の見積もりから示されている (eg, Rosendol and Holton, 1993)。これらの見積もりは今回の輸送実験の結果と定性的には一致しているが、今回の実験は初期域が限られているので定量的には注意を要する。

4. 2 R74L92を使った季節、年々変化

パッシブトレーサーの輸送実験は低緯度での対流圏から成層圏への流入を表す指標として使用できることが前節の結果から解ったので、R74L92を用いて2ヶ月間の輸送実験を各月毎に2年半行った。前節では2時間毎の風を使ったが、今回は計算機資源上の制約から12時間毎の風を使って実験を行った。結果を図14に示す。積分の期間が短かったので、年々変動の影響を大きく受けている可能性があるが、2つもしくは3つの季節(2年半)の結果に共通している特色を平均的なものとして挙げる。

- (1) 北半球の夏から秋の期間は成層圏への輸送が南北非対称で、トレーサーは主に南半球で対流圏から成層圏へ入る。
- (2) 冬から春は非対称性は弱い。
- (3) 成層圏への流入個数は夏が最低で秋、冬と続き、春が最大で夏と春の比は3倍を越える。
- (4) 成層圏への流入は地理的に限られた領域で起こっている。

5. まとめ

数値モデルによる低緯度成層圏の風の表現は、赤道波の表現の改善を通して、モデルの鉛直、南北分解能に大きく影響されることが解った。これらの分解能が上がるほど、あまり変化の無かった東風領域で西風が顕著になり、やがて強くなり、それがより明確な下降を示す。特に、南北 1.4 度、鉛直 700 m のモデルでは準2年振動の西風位相の下降は定性的に再現されたとと言える。しかし、東風領域の下降は見られなかった。これを再現するためには、さらに南北分解能が必要なのか、それとも重力波を表現する必要があるのかについては今後の課題である。

低緯度での対流圏から成層圏への物質流入は赤道非対称成分があり、特に、夏秋に南半球に偏っていること、また、水平的には主に限られた領域(弱風と大きい非断熱加熱率の2つが同時に満たされる領域)で物質流入が起こっていることが解った。

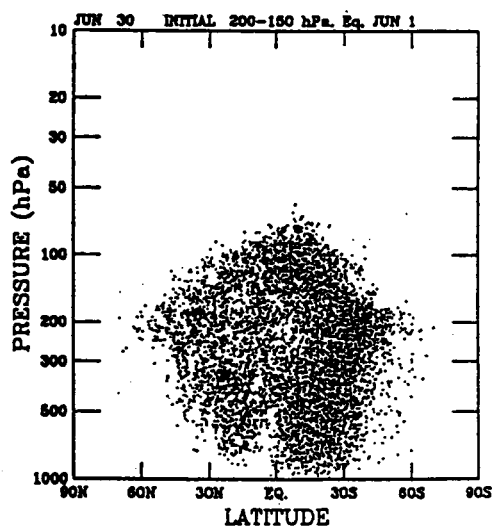
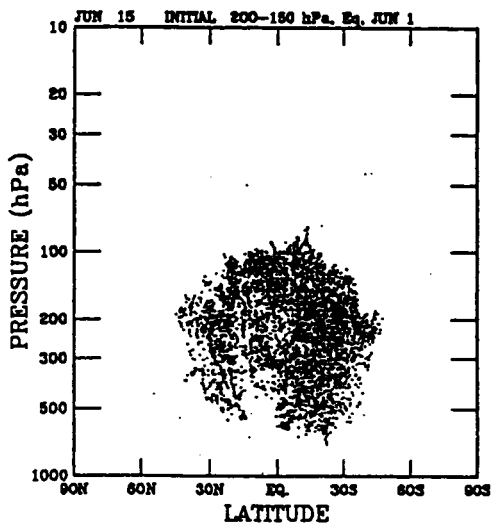
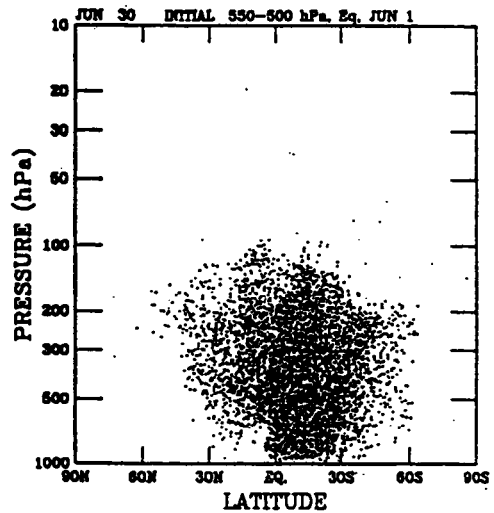
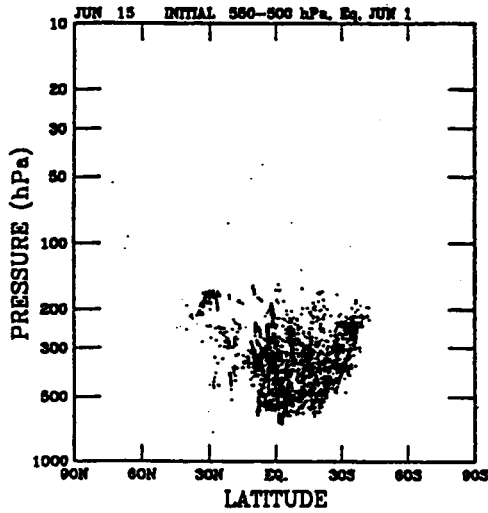
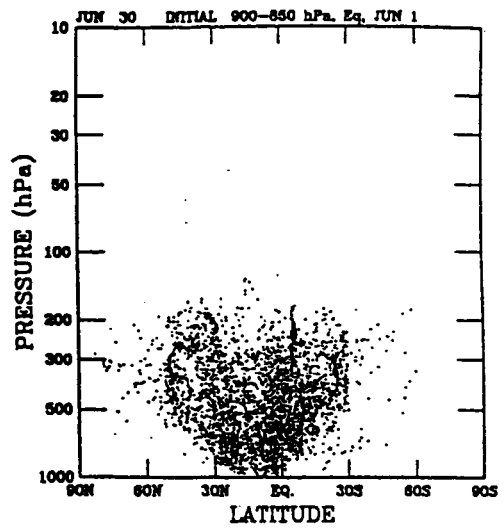
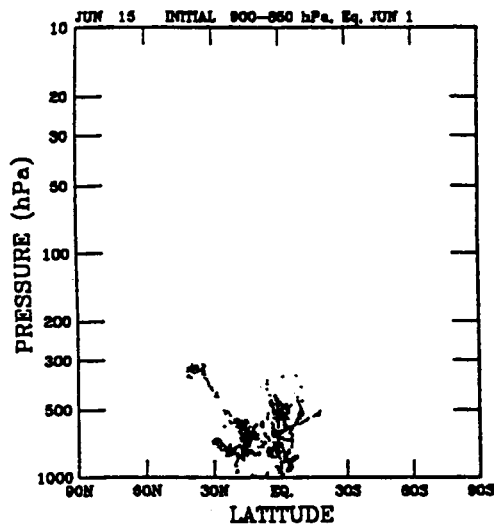


図9 R24L92モデルによる輸送実験(初期日6月1日)のトレーサーの位置の緯度-高度投影図。15日目(左)、30日目(右)。上の2枚は初期位置が900-850 hPa、中の2枚は550-500 hPa、下の2枚は200-150 hPaの場合をそれぞれ表す。

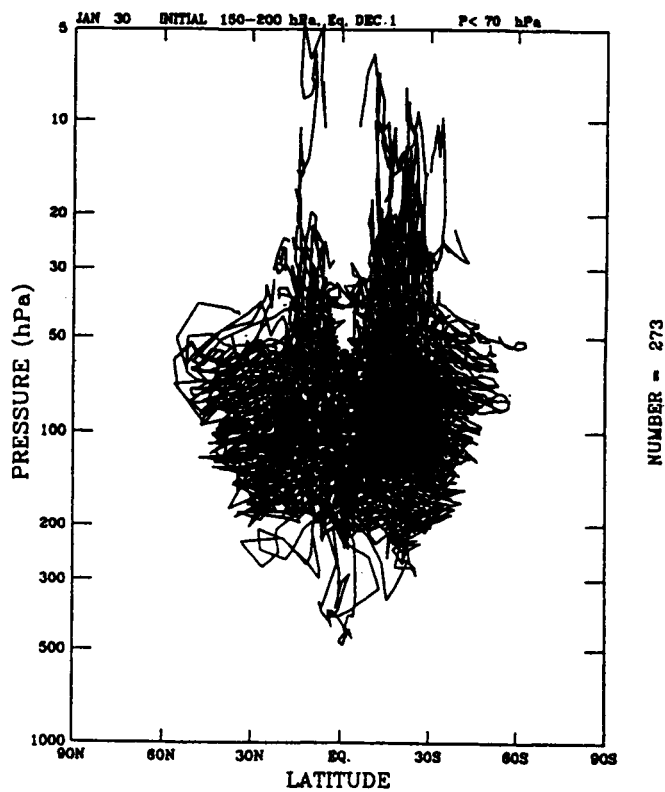
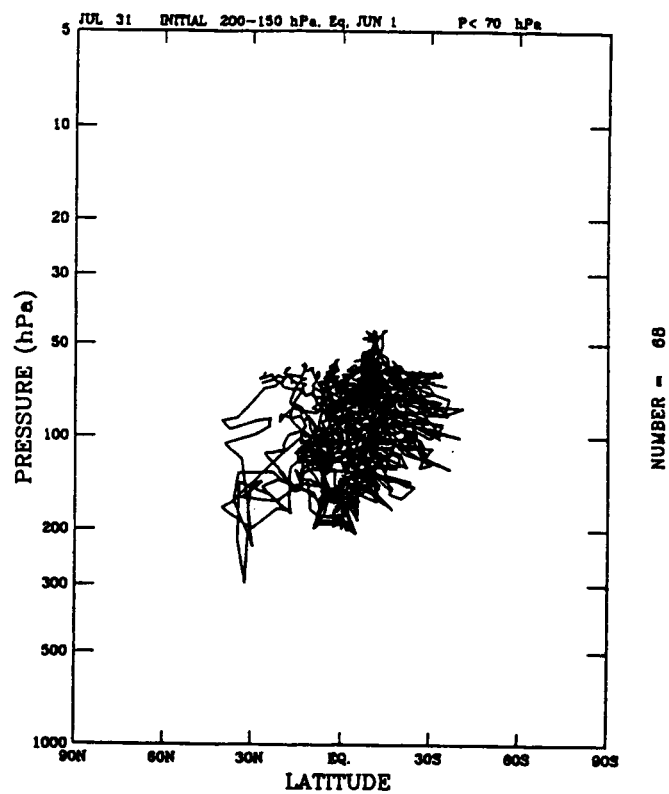


図10 初期位置200-150 hPaのトレーサーの60日目に70 hPaより高い位置にあったトレーサーの軌跡の緯度-高度投影図、初期日が6月1日(上)、12月1日(下)。右の数はそのトレーサーの数を表す。

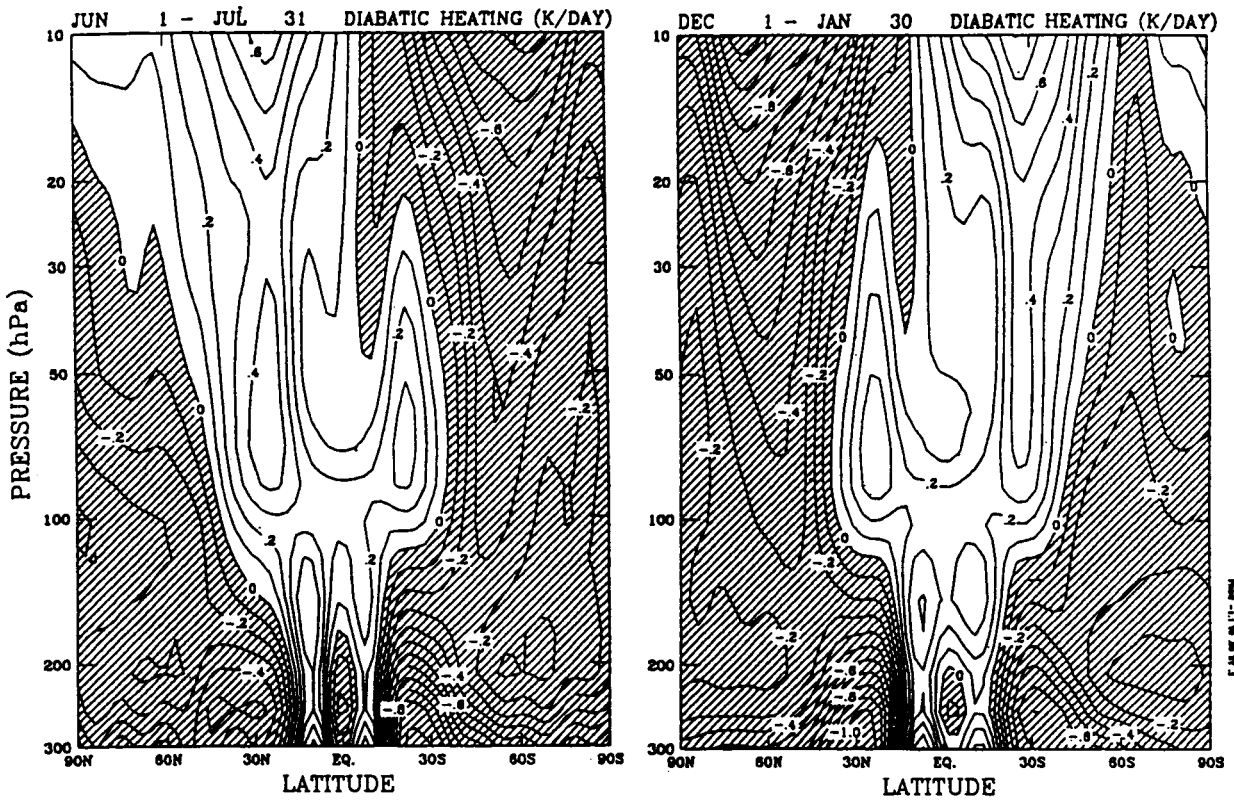


図 1 1 帯状平均非断熱加熱率の緯度-高度 (300-10 hPa) 断面。等値線間隔は 0.1 K/day で、負の領域にはハッチを施している。

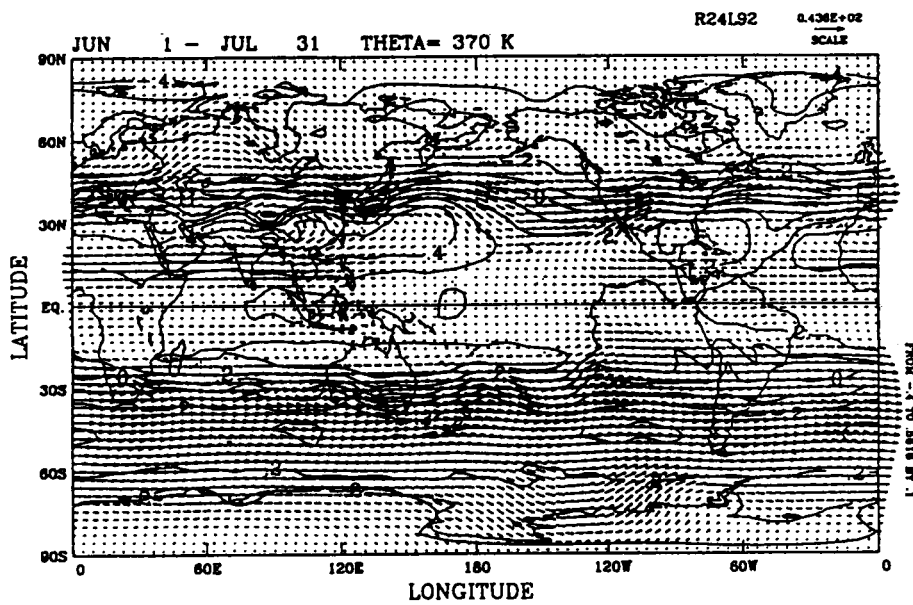
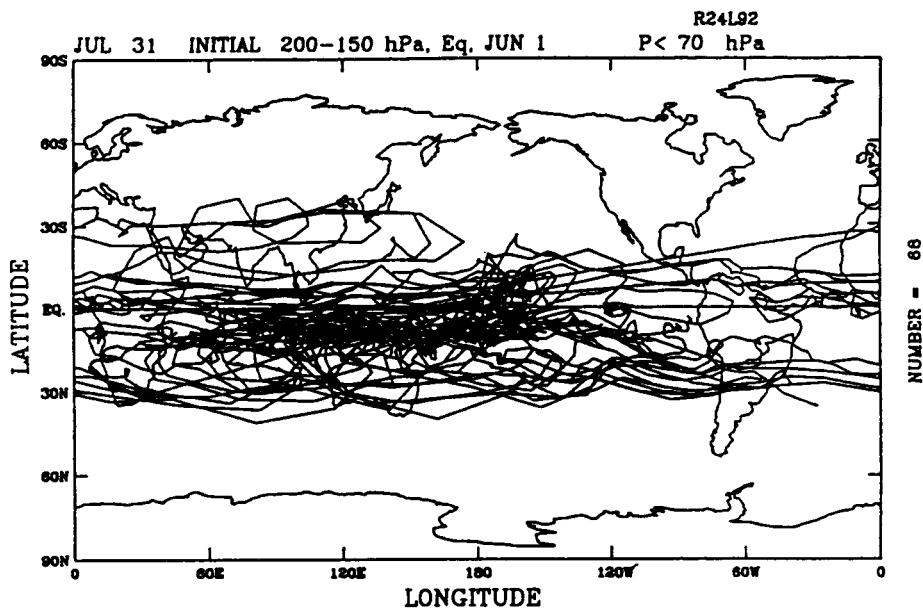


図12 初期位置200-150 hPaのトレーサー（初期日が6月1日）の60日目に70 hPaより高い位置にあったトレーサーの軌跡の経度-緯度投影図（上）。6、7月の2ヶ月平均の370 Kの等温位面上の非断熱加熱率とベクトル風の経度-緯度断面。非断熱加熱率の等値線間隔は0.1 K/dayで、負の領域にはハッチを施している。

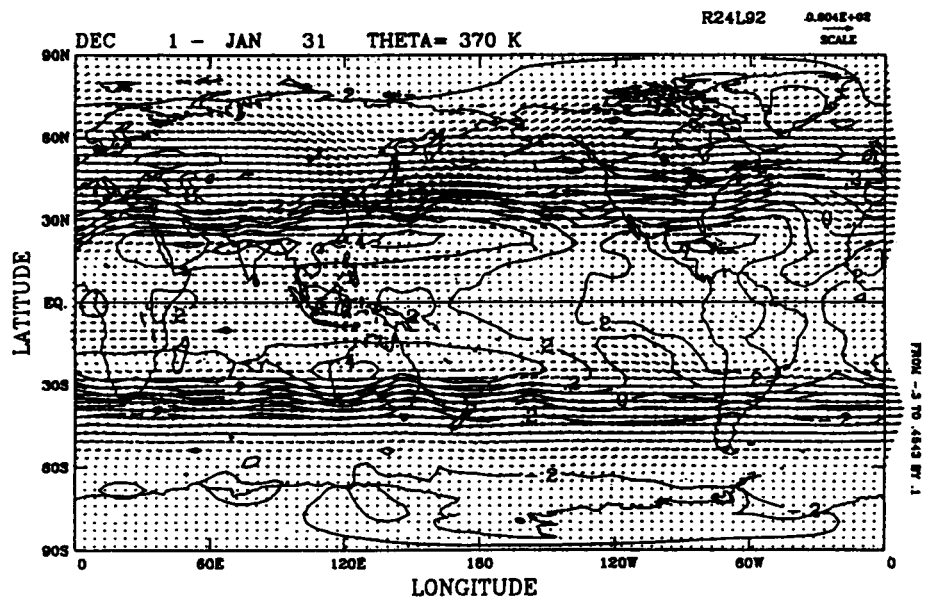
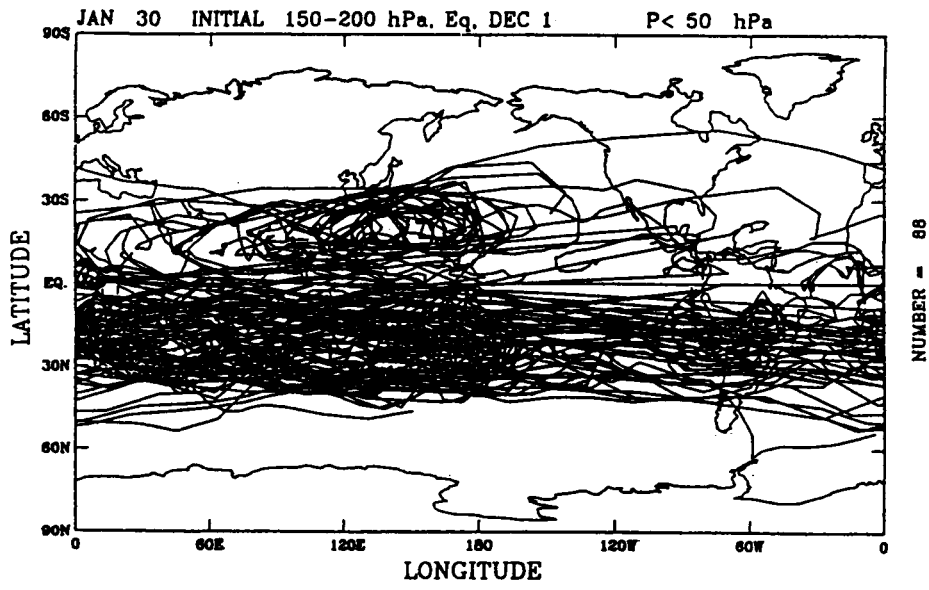
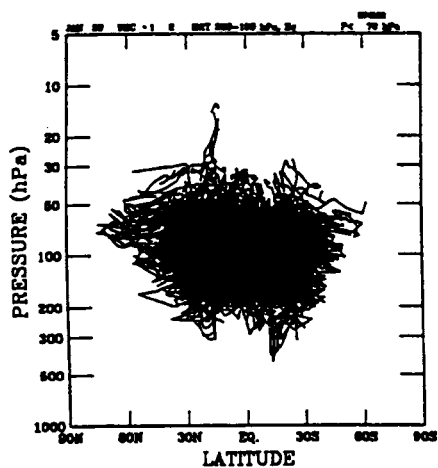
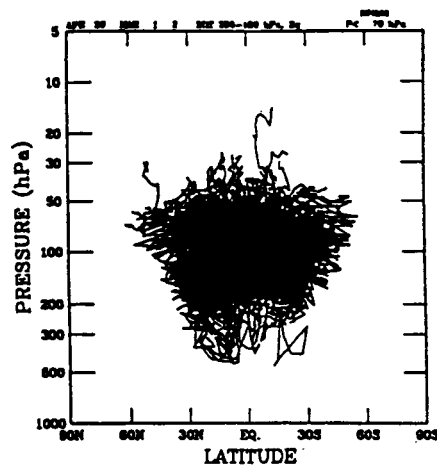


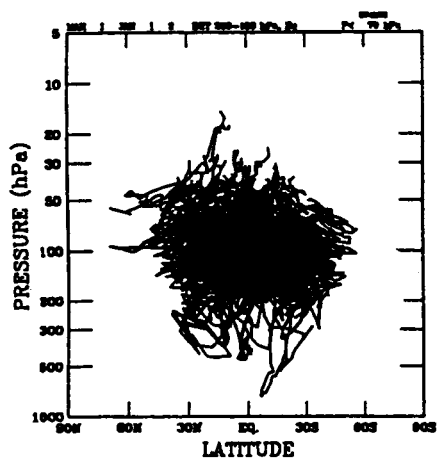
図13 図12と同じ、ただし、12月1日が初期日に例で、軌跡(上)は50 hPaより高いトレーサーのものである。



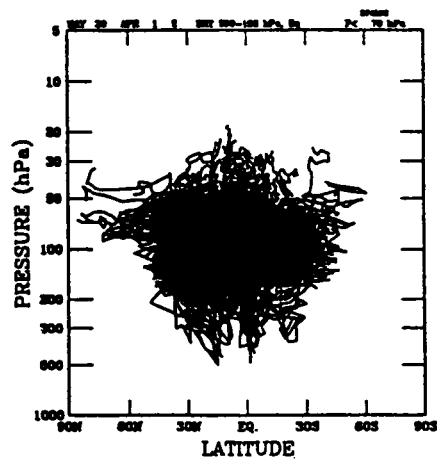
NUMBER = 306



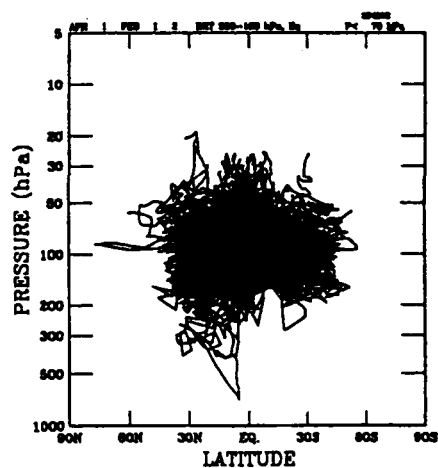
NUMBER = 285



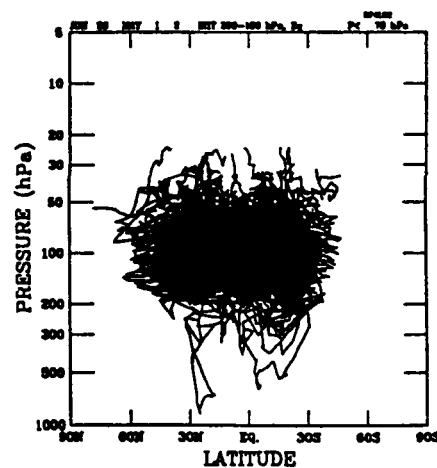
NUMBER = 292



NUMBER = 461

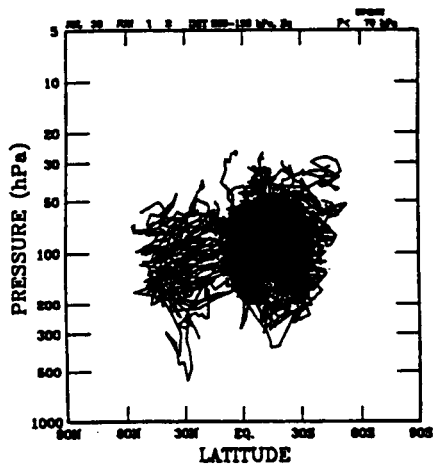


NUMBER = 334

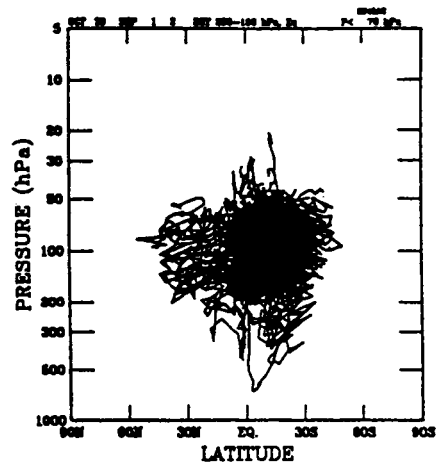


NUMBER = 319

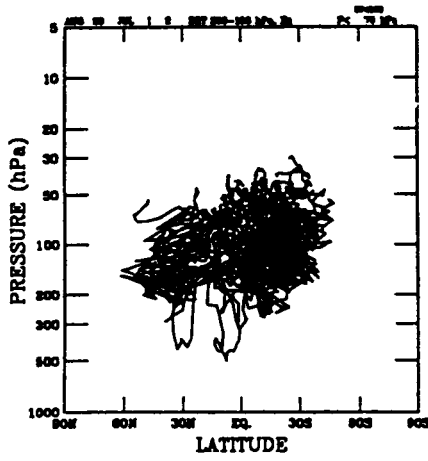
図14 60日目に70 hPaより高いところにあるトレーサーの軌跡の緯度-高度投影図。1月2月1日を初期日にした実験から翌年5月1日の初期値日の実験までの6例。



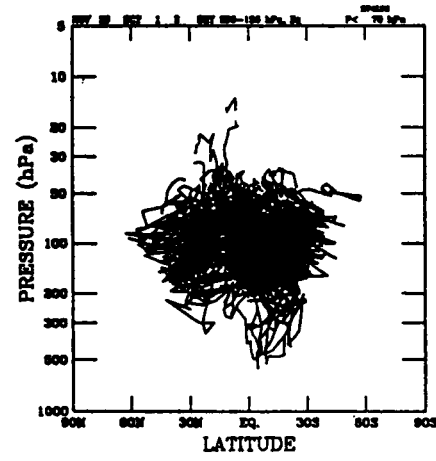
NUMBER = 166



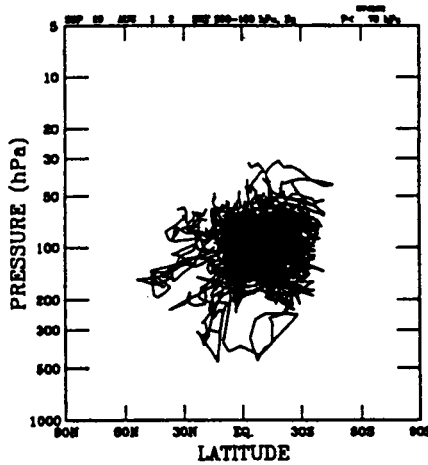
NUMBER = 154



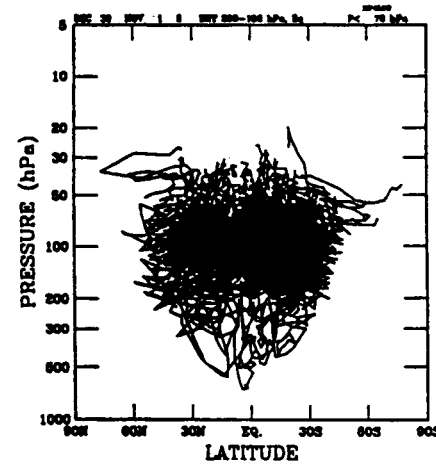
NUMBER = 80



NUMBER = 169



NUMBER = 93



NUMBER = 226

図 14 (続き) 初期日 6 月 1 日から 11 月 1 日まで 6 例。

6. 参考文献

- Andrew, D. G., J. R. Holton and C. B. Leovy, 1987: Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press, 489 pp.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd and K. P. Shine, 1991: On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, 48, 651-678.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 33, 403-439.
- Hoskins, B. J., 1991: Towards a PV-theta view of the general circulation. *Tellus*, A43, 27-35.
- Rosenlof, K. H. and J. R. Holton, 1993: Estimates of the stratospheric residual circulation using the downward control principle. *J. Geophys. Res.*, 98, 10,465-10,479.
- Shibata, K and M. Chiba, 1990: A simulation of seasonal variation of the stratospheric circulation with a general circulation model. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, 68, 687-703.
- Takahashi, M., 1996: Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.* 23, 661-664.

研究発表の状況

Shibata, K, 1995: Mass circulation variations due to seasonal and longer term variations in the middle atmosphere circulation. CGER's Super Computer Activity Report, 3, 15-16.

Shibata, K and M. Chiba, 1996: Effect of horizontal resolution on the equatorial waves. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. 23, 3.34-3.35, WMO/TD-No 734.

Shibata, K and M. Chiba, 1996: Effect of horizontal resolution on the equatorial waves. Abstract of the 1st SPARC General Assembly in Melbourne, Australia.