

平成14年度 修士論文

中高緯度対流圏界面付近における 大気の3次元構造とその変動

北海道大学大学院 地球環境科学研究科
大気海洋圏環境科学専攻 大循環力学講座

山下 景子

平成15年2月21日提出

要旨

成層圏-対流圏における水蒸気・オゾンなどの大気微量成分の輸送・混合や、力学的上下結合の観点から、対流圏界面付近の大気構造やその変動を理解することは極めて重要である (Holton et al.,1995). 熱帯域における対流圏界面高度付近の大気構造や圏界面高度の変動に関する研究は近年急速に進展しつつあるが、中高緯度域における対流圏界面高度の変動に関しては、個々の総観規模擾乱に伴う変動を除き明解な議論は存在しない。特に、季節内変動などのより長い周期の変動に関する解析や矛盾のない説明はほとんど存在しない。これは中高緯度域の圏界面は熱帯域とは異なり、その形成に様々な擾乱に伴う3次元的大気運動が本質的な役割を果たしているためと考えられる。

そこで本研究では渦位で定義した対流圏界面と温度で定義した対流圏界面付近の構造と変動を明らかにするため、1979~2000年のNCEP再解析データを用いて解析を行った。特に圏界面高度の変動と総観規模擾乱の活動度との関連性に注目した。

まず、帯状平均した対流圏界面高度の季節変化は、Appenzeller et al. (1996b) による結果と同様に、両半球で非対称であることがわかった。すなわち、南半球では中緯度域で夏季(冬季)に高く(低く)なり、高緯度域ではその逆の変動となる。一方、北半球域では冬季と夏季に高くなり、春季に低くなった。また、対流圏界面高度の季節変化が最大となるのは、両半球とも緯度40度付近である。これは、対流圏界面高度の南北勾配が最大となる偏西風ジェット軸が季節変化とともに南北に変位するためであると解釈できる。北半球においては変動の大きさに経度方向の顕著な違いが見られ、150°E付近で極大となる。これは亜熱帯ジェットコアの存在によるものであると考えられる。さらに、この40°Nにおいて、平均的には対流圏界面高度の季節進行が連続的に起こるのに対し、60°E付近では不連続的に数日で急激に起こることがわかった。加えて、日々の対流圏界面高度の頻度分布にも違いが見られ、平均的には1つの極大を持つのに対し、この領域では2つの極大が現れた。

次に、対流圏界面高度の季節内変動とストームトラックとの関連を調べた。まず、ストームトラックの主な季節内変動成分を求めるため、総観規模擾乱に伴う太平洋域及び大西洋域の各季節における南北熱フラックス分布に基づいた主成分分析を行った。その結果、両領域及び各季節で、第1主成分としてストームトラック自体の強度の変動が、第2主成分としてストームトラックの南北変動が抽出された。次に、線形回帰分析により各スコアの変動と関連する対流圏界面高度の変動を解析した。その結果両者とも、ストームトラック領域で対流圏界面高度は高くなり、その北側及び南側で低くなることが示された。これはストームトラックの中心で非断熱加熱によって大気が暖められ、その上層で安定度が低くなり、対流圏が拡大することにより、対流圏界面高度が上昇すると考えられる。

目次

1	はじめに	1
1.1	対流圏界面	1
1.2	成層圏-対流圏結合に果たす対流圏界面の役割	2
1.3	対流圏界面高度の季節変動	4
1.4	対流圏界面と総観規模擾乱	4
1.5	本研究の目的	6
2	データと解析手法	8
2.1	NCEP データ	8
2.2	対流圏界面の定義	8
2.2.1	温度減率による定義	8
2.2.2	渦位による定義	9
2.3	総観規模擾乱活動の指標	9
2.3.1	主成分分析	10
2.3.2	指標の計算	11
3	対流圏界面の気候学	13
3.1	帯状平均の季節変動	13
3.2	ジェット軸のシフトと圏界面の変動	22
3.3	日々の変動	27
3.4	季節変動と日々の変動	33
4	総観規模擾乱と対流圏界面変動	39
5	考察	57
6	まとめ	64

1 はじめに

本研究では、対流圏界面付近の大気構造の変動に着目して、長期間の客観解析データを用いた解析を行なう。本章では、対流圏界面の基本的な生成プロセスを説明した後、成層圏-対流圏間の物質輸送・交換や、大気力学における対流圏界面の重要性を指摘した研究について紹介する。また、本研究における主要研究項目である、対流圏界面高度変動に関する、特に、総観規模擾乱と対流圏界面変動に関する過去の研究を紹介する。

1.1 対流圏界面

対流圏界面はWMO(World Meteorological Organization)により、厳密に定義されている。それによれば、ある高度において温度減率が $2\text{K}/\text{km}$ 以下となり、その高度から 2km 上空までの任意の高度の平均的温度減率が $2\text{K}/\text{km}$ を越えないという条件を満たす最低高度で定義される。

この圏界面の生成要因は、基本的には、1次元の放射-対流平衡によって次のように説明されている。まず、地球大気では、温室効果気体の存在により、放射平衡にある大気温度は、大気下層で非常に高くなる。このため、放射平衡のみを考えると大気下層で、大気温度減率 $(-dT/dZ)$ が、断熱変化に伴う温度減率よりも大きくなる可能性がある。実際、地球大気に近いモデルで放射平衡温度分布を求めると、高さ 5km 以下では超断熱温度減率が生ずることが示されている(松野・島崎, 1981)。従って、大気下層は力学的に不安定で、対流が必然的に生じなければならない。また、放射平衡大気では、大気最下層と地表面との間には、温度ギャップが生じるため、地表面付近では必ず対流が生ずることが知られている。

このように大気下層で対流不安定のために、実際に対流が生じた際に、どのような温度分布になるのか、また、圏界面高度はどのように決定されるのかという問題については、放射・対流平衡の計算が必要となる。最も単純な対流調節を用いた場合、その計算結果は定性的には次のように表現される。まず、力学的に不安定な部分で対流が生じ、その結果対流平衡の温度分布、すなわち、断熱勾配が生ずると考える(図 1.1 の一点鎖線)。この断熱勾配は、乾燥大気の場合 $9.8\text{K}/\text{km}$ で一定であるが、湿潤飽和大気の場合には、湿潤断熱減率は気温に依存し、大気下層では $4\text{--}5\text{K}/\text{km}$ 、大気中上層では $5\text{K}/\text{km}$ から $6\text{K}/\text{km}$ となる。また、実際には、大気は飽和していないため、現実の大気温度減率は、乾燥断熱減率よりも小さく、湿潤断熱減率よりも大きいことが予想されるが、その正確な値を決めることは難しいため、単純な放射・対流平衡モデルの場合、この温度減率を対流圏の代表的な値である、 $6.5\text{K}/\text{km}$ とすることが多い。この対流調節の効果を加味し、地球全体のエネルギーバランスを満たすようにして、温度分布を決めると、図 1.1 の破線で示すような温度分布となり、大気下層における温度分布は一定の温度減率を持つこととなる。すなわち、この破線と元の放射平衡温度分布(一点鎖線)が交わる高さを対流圏界面、ま

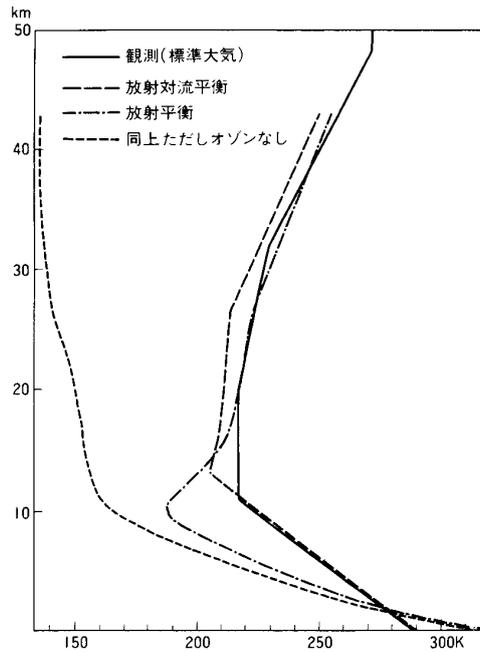


図 1.1: 中緯度の代表的条件に対応する放射平衡 (一点鎖線) および放射対流平衡 (波線) の温度分布, および実際の温度分布 (標準大気, 実線). オゾンの効果をとりにいれなかった場合の放射平衡温度分布が短波線で記入してある. (松野. 島崎 1986, 元図は Manabe and Strickler, 1964)

た, それより下層で, 対流現象が存在する領域を対流圏, さらに, それより上層で放射平衡のみで温度分布が記述される領域として成層圏を定義することができる. また, この図から, 対流圏では, 対流によって熱が大気下層から上層へと運ばれるため, 対流調節が生ずると, 放射平衡の場合よりも, 大気下層で温度が下がり, 大気上層で温度が上がる傾向があることがわかる.

対流圏界面の形成は, 基本的には, このような 1 次元放射・対流平衡モデルで説明することができると考えられるので, 大気下層の大気温度が高い低緯度域ほど, 大気下層に含みうる水蒸気量が増大し, 対流活動が盛んになるため, 圏界面高度は高くなること考えられる. また, 図 1.1 より, 対流圏内の温度減率が小さいほど圏界面高度が高くなることが分かる. しかし, 大気下層の温度や対流圏中の温度減率の分布の決定には, 様々な大気運動が重要な役割を果しているため, この 1 次元モデルの結果のみによって, 実際の圏界面高度の時間・空間変動の全てを説明することはできない.

1.2 成層圏-対流圏結合に果たす対流圏界面の役割

上記のように, 圏界面は温度の鉛直構造によって定義されたものであるが, 水蒸気・オゾンなど大気微量成分組成の観点からも性質の全く異なる成層圏と対流圏の境界に位置す

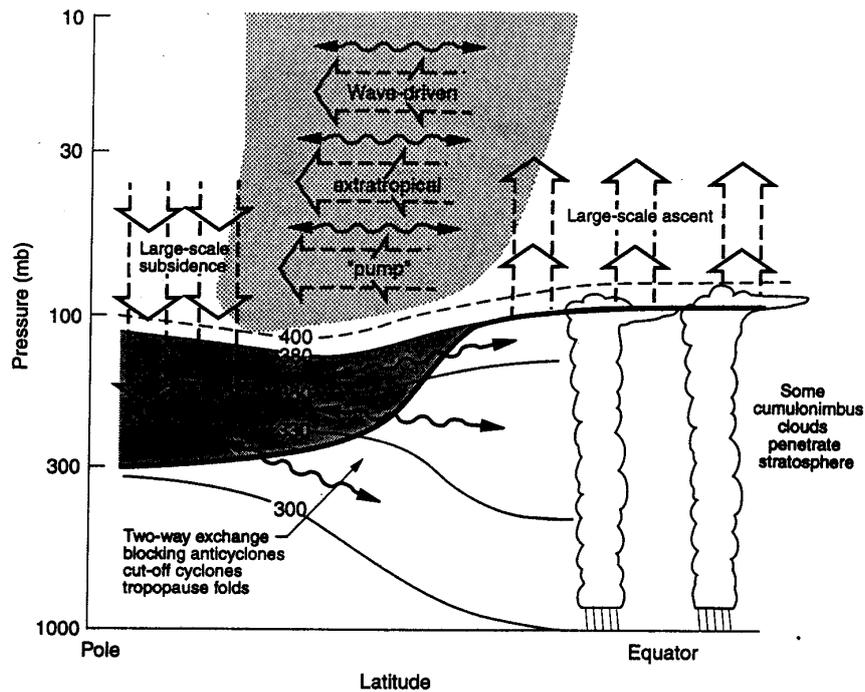


図 1.2: 対流圏-成層圏領域にわたる物質輸送・混合過程を示す模式図．冬半球の子午面断面図で，対流圏界面を黒い曲線，等温位線 (K) を実線で表す．(Holton et al.,1995)

る．例えば，対流圏中の水蒸気の混合比は成層圏のそれに比べ大変大きく，オゾン混合比は，成層圏中で大きくなり，圏界面付近ではこれらの鉛直勾配が不連続的に変化する．このため，成層圏-対流圏間の大気微量成分の輸送・混合の問題においても，対流圏界面付近の大気構造や大気変動を理解することは極めて重要である (Holton et al.,1995)．図 1.2 は，成層圏-対流圏の物質輸送・混合過程を表している．いわゆるブリューワー・ドブソン循環に伴って，熱帯において対流圏から成層圏へと空気が流れ込み，極地で沈降し対流圏に還流する．この大規模な子午面運動は，等温位線を横切る非断熱的な循環であり，その移流によって，対流圏-成層圏間の物質輸送が生じている．一方，図 1.2 から分かるように，対流圏界面高度は熱帯で高く，高緯度で低くなるため，中高緯度域では，等温位線と圏界面とが交差している．このため，中高緯度域では，等温位面上での断熱的な運動によっても，圏界面を通して，成層圏と対流圏との物質の輸送・混合が可能となる．この対流圏上層・成層圏下部における断熱的な運動の主役は，総観規模擾乱と考えられる．

一方，大気力学的にも圏界面は大気運動に重要な役割を果たしていることが考えられる．例えば，大気安定度は，対流圏界面で不連続的に変化し，成層圏で大きな値を持つため，成層圏では鉛直運動が対流圏に比べ極めて生じにくい．このため，伝統的な傾圧不安定理論において，対流圏界面を仮想的な蓋として表現し大気上端として取り扱うことが多い．また，中高緯度域における等温位面上での断熱運動による圏界面を通しての対流圏-成層圏間の輸送混合を取り扱う場合には，渦位を用いた診断が有効である．等温位面上で渦位

P_θ は,

$$P_\theta \equiv -g(\zeta_\theta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

$$\zeta_\theta \equiv \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_\theta \quad (2)$$

で定義される．ここで， g は重力加速度， ζ_θ は等温位面上の相対渦度で， f はコリオリパラメータ， θ は温位， p は気圧で， $(\zeta_\theta + f)$ は絶対渦度， $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ は安定度を表す．単位は慣習として PVU (potential vorticity unit) をとる．これは，中緯度の典型的な値 $P_\theta \approx -(10\text{ms}^{-2})(10^{-4}\text{s}^{-1})\left(-\frac{10\text{K}}{100\text{hPa}}\right) = 10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Kkg}^{-1}$ を 1PVU として定めたものである．渦位は断熱保存量であって，数日間であれば渦位をトレーサーとして扱うことができる．また，式(1)より，渦位は安定度の大きな成層圏で大きく，高緯度ほど大きな値をとることが分かる．したがって，高渦位の気塊を成層圏由来，低渦位の気塊を対流圏由来のものと見なすことができ，等温位面上での渦位分布から圏界面を定義することも可能である．実際，等温位面上での渦位と水蒸気分布は良く一致し，高渦位領域では水蒸気混合比が小さく，低渦位領域では逆に水蒸気混合比が大きく，渦位を用いて成層圏および対流圏由来の気塊を区別することが可能である (Appenzeller et al.,1996a) ．

この様な成層圏-対流圏物質輸送の観点からも，対流圏界面の時空間的変動を調べることは重要である．

1.3 対流圏界面高度の季節変動

全球の対流圏界面高度の季節変動を解析した研究として Appenzeller et al.(1996b) を紹介する．図 1.3 は帯状平均した対流圏界面気圧の季節変化を表していて，両半球で次のように非対称な変動を示す．ここでは対流圏界面が気圧で表現されているが，わかりやすいよう高度で言い換えて表現すると，圏界面高度が南半球では 50°S を中心に中緯度域では夏季(冬季)に高く(低く)なり，それより高緯度側で，逆の変動を示す．一方，北半球では，中緯度域で夏季(冬季)に高く(低く)なるという変動は南半球と一致するが，南半球のように中緯度域と高緯度域との間の逆の変動はみられない．また，高緯度域での変動も明瞭な季節変化は見られない．したがって，半球全体で平均した対流圏界面高度は，南半球においてはほとんど季節変化しないが，北半球では夏季(冬季)に高く(低く)なるという，中緯度域における対流圏界面変動と同様の変化を示すことを明らかにした．しかし，この変動をもたらす大気構造および大気循環の変動については何も言及されていない．

1.4 対流圏界面と総観規模擾乱

中高緯度における対流圏界面変動は総観規模擾乱の通過によって大きく変動することが知られている．例えば，Zangl and Wirth (2002) によれば，対流圏界面付近の対流圏上層

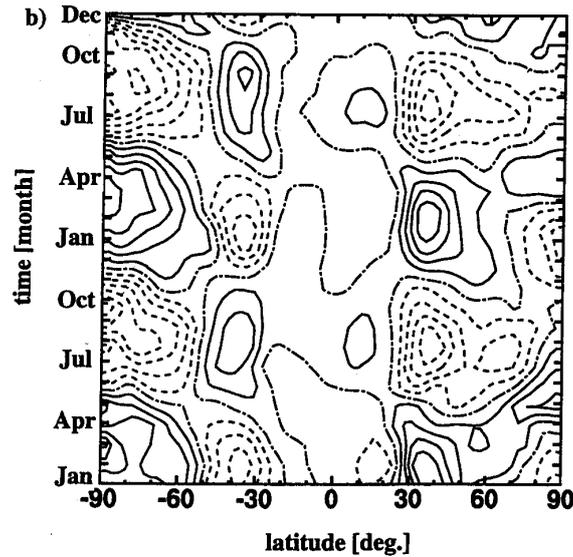


図 1.3: 1992~1993 年における帯状平均した対流圏界面気圧の緯度-時間断面図．対流圏界面は中高緯度においては2.0PVUの渦位，熱帯においては380Kの温位で定義されている．各緯度で年平均値を引いた偏差をとっている．実線は正，波線が負を示す．正(負)とは気候値より気圧が高い(低い)，すなわち高度が低い(高い)ことを示す．(Appenzeller et al.,1996b)

に低気圧(高気圧)が存在する場合は，対流圏界面高度は低く(高く)なり，その変動の大きさは，相対渦度 10^{-5}s^{-1} あたり 150~200m である．また，低気圧性偏差に比べて高気圧性偏差に伴う圏界面高度の変動は，水平方向に広く，鉛直方向に狭いという非対称性が存在することも知られている (Muraki and Hakim, 2001) ．

上記の関係は Hoskins et al.(1985) によって次のように説明される．図 1.4 は対流圏界面付近に正(負)の渦位アノマリーが存在する場合，それによって誘起された温位と風の分布である．この図は傾度風近似で求められているが，この関係は地衡風近似を用いた場合も成り立つ．渦位アノマリー P'_g が与えられた時，(3) 式によって，ジオポテンシャルアノマリー ϕ' が求められる．

$$P'_g = f + \frac{1}{f_0} \left(\frac{\partial^2 \phi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi'}{\partial y^2} \right) + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{S_0} \frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) \quad (3)$$

ここで f_0 は一定のコリオリパラメーターで， $S_0 = -\alpha_0 d(\ln\theta_0)/dp$ で静的安定度である．また，地衡風の関係式により風を求めることができる．図 1.4 によれば，正(負)のアノマリーの場合には，低気圧性(高気圧性)循環をしていて，低気圧性(高気圧性)の時は対流圏界面が垂れ下がる(盛り上がる)ことがわかる．また安定度が低い(高い)低気圧性(高気圧性)の場合， S_0 が小さい(大きい)ので最後の項が大きくなる(小さくなる)．渦位アノマリーの及ぶ鉛直スケールが大きくなる(小さくなる)．図より (a) の方が (b) よりも対流圏界面高度の変動が大きくなっていることがわかる．

さらに，特に冬季において，総観規模規模擾乱の活動度の高いストームトラック領域

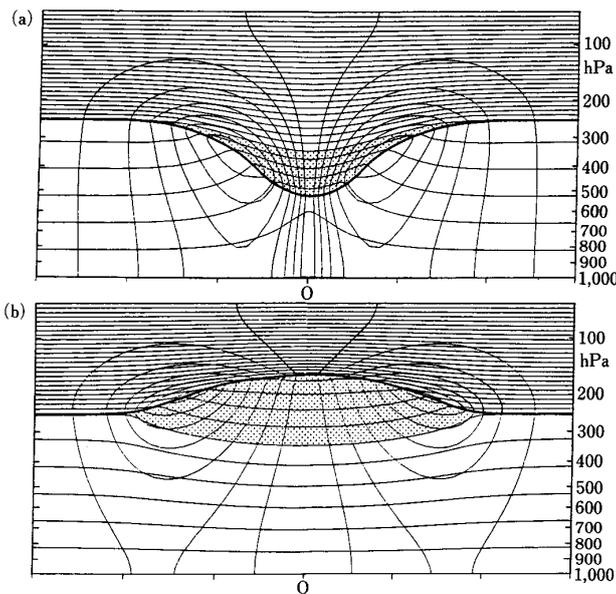


図 1.4: (a) 正 (b) 負の渦位アノマリーが存在する時の温位と風の分布．太い実線は対流圏界面．細い実線は温位 (5K 間隔) と風速 (3m s^{-1}) (小倉, 2000; 元図は Hoskins et al.,1985)

において，この総観規模擾乱の通過に伴う対流圏界面高度の変動が大きい (Hoinka,1998) . このような研究で，個々の高低気圧の通過に伴う圏界面高度の変動は明らかにされたが，より長い時間スケールでの圏界面高度の変動に対する総観規模擾乱の役割を解析的に明らかにした研究は存在しない .

一方，Haynes et al. (2001) は，次のような数値実験によって，中高緯度の対流圏界面の形成に総観規模擾乱が本質的な役割を演じていることを示している . まず，中高緯度域での大気安定度の鉛直勾配が小さく，明瞭な対流圏界面が存在しない放射平衡状態を基本場として仮定すると，傾圧不安定によって総観規模擾乱が発達し，擾乱に伴う南北熱輸送によって，大気下層の南北温度勾配は小さくなる . しかし，大気上層では擾乱が発達しても擾乱に伴う南北熱輸送は小さく，その温度構造は基本的に放射過程によって支配されており，南北温度勾配は依然として大きいままである . したがって，擾乱の発達に伴い，中高緯度域では大気安定度の鉛直勾配が大きくなり，圏界面が次第に形成されるようになると結論づけた . したがって，彼らの実験からも，総観規模擾乱の活動度が変動すると，それに伴う南北熱輸送量も大きく変動するため，中高緯度域の対流圏高度も変動すると考えられる .

1.5 本研究の目的

熱帯域における対流圏界面高度付近の大気構造や圏界面高度の変動に関する研究は近年急速に進展しつつあるが，以上で述べたように，中高緯度域における対流圏界面高度の変動に関しては，個々の総観規模擾乱に伴う変動を除き明解な議論は存在しない . 特に，

季節内変動などのより長い周期の変動に関する解析や矛盾のない説明はほとんど存在しない。これは中高緯度域の圏界面は熱帯域とは異なり、その形成に様々な擾乱に伴う3次元的大気運動が本質的な役割を果たしているためと考えられる。

ここで本研究では渦位で定義した対流圏界面と温度で定義した対流圏界面付近の構造と変動を明らかにするため、1979～2000年のNCEP再解析データを用いて解析を行った。本論文の第2章ではデータと対流圏界面の定義、及び総観規模擾乱の活動度の指標について説明する。第3章では帯状平均した対流圏界面の季節変動について調べた後、対流圏界面高度変動の経度方向の違いについて解析する。さらに、第4章では圏界面高度の変動と総観規模擾乱の活動度との関連性について解析した結果を述べた後、第5章で第4章で得た結果についての考察、第6章で本研究のまとめを記述する。

2 データと解析手法

この章では，本研究で用いたデータと解析手法について説明する．

2.1 NCEP データ

本研究では，NCEP(National Centers for Environmental Prediction) 再解析データの1日平均値を用いた．長期間のデータを取り扱うため，同一の数値モデルに基づいて解析された，再解析データを選んだ．再解析データには，他にECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)があるが，対流圏界面データが存在するNCEPデータを使用した．また，NCEP再解析データは6時間ごとのデータも公開されているが，日変化の影響を避けるため，また，各観測点における1日あたりの観測回数のばらつきを取り除くため，1日平均値を使用した．このデータは1958年分から存在するが，本研究では解析値に衛星データが取り込まれるようになった1979年以降のデータを使用した．データの詳細を表2.1に示す．

表 2.1 本研究で使用したデータ

	指定気圧面データ	対流圏界面データ
解析期間	1979年1月1日～2000年12月31日	
格子点間隔	2.5° × 2.5°	
鉛直レベル	17層 1000,925,850,700,600,500,400,300,250,200,150,100,70,50,30,20,10hPa	温度減率で定義された対流圏界面
物理量	温度, ジオポテンシャルハイト, 東西風, 南北風	気圧, 温度

2.2 対流圏界面の定義

2.2.1 温度減率による定義

対流圏界面は鉛直安定度の遷移点，すなわち温度減率が鉛直方向に不連続になる点と考えられることより，温度減率によって定義することができる．WMO(World Meteorological Organization)によれば，対流圏界面は，ある高度において温度減率が2K/km以下となり，その高度から2km上空までの任意の高度の平均的温度減率が2K/kmを越えないという条件を満たす最低高度と定義されている．但し，冬季などで，地表面温度が低いことによって逆転層が生じると，地表面付近の大気下層でこの条件を満たす場合も存在するので，本研究で用いたNCEP対流圏界面データでは，対流圏界面気圧の下端を450hPa, 上端を80hPaとしている．鉛直分解能のよいゾンデデータに比べると，NCEP対流圏界面

データでの対流圏界面高度が高いという傾向が見られるが、季節変化の位相は一致する (Randel et al.,2000) ので変動を解析する本研究では問題としない。

2.2.2 渦位による定義

1-2節で述べたように、中高緯度においては、高渦位の気塊を成層圏由来、低渦位の気塊を対流圏由来のものと見なすことができ、等温位面上での渦位分布から圏界面を定義することも可能である。なお熱帯ではコリオリ力が0に近いいため渦位分布によって圏界面を定義することはできない。一般には、渦位が1.6PVU(WMO,1986) から3.5PVU(Hoinka,1998)の値をとるところを対流圏界面と定義している。Hoinka(1998)は、温度減率で定義した対流圏界面高度と最もよく一致するのが、3.5PVUで定義した圏界面であることを示した。そこで本研究でも、3.5PVUを渦位で定義した対流圏界面とした。また、得られた結果が圏界面の定義にも依存することが考えられるので、渦位が1.6PVUになる点として求めた圏界面についても同様の解析を行った。

具体的には、渦位の3次元分布を以下の手順で求めた。

1. 各等圧面上での東西風、南北風から、対数気圧座標系での線型補間を用いて、等温位面上(270Kから480Kまでの3K毎)での東西風、南北風の値を計算し、各等温位面上での相対渦度 ζ_θ と惑星渦度 f を求める。
2. 各等温位面上での気圧を、対数気圧座標系での線型補間を用いて計算し、ある等温位面上での鉛直安定度 $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ を、その上下2層の温位面上での気圧から、中央差分を用いて求める。
3. 各温位面上で渦位 $P_\theta \equiv -g(\zeta_\theta + f)\frac{\partial\theta}{\partial p}$ を計算。
4. 各温位面の気圧を利用して、渦位分布を対数気圧座標系で表現する。

ここで、温位が高度とともに低くなる不安定な領域が存在するときには、ある温位の値をもつ気圧面が2つ存在するため、両者の気圧を平均した値を、その温位の気圧の値として定義した。

2.3 総観規模擾乱活動の指標

総観規模擾乱の活動度の指標として、中村(2001)の定義を参考にして、太平洋領域と大西洋領域のそれぞれにおける移動性擾乱に伴う850hPaにおける南北熱フラックス分布の第一主成分に伴う主成分得点を用いた。彼は、総観規模擾乱の活動の盛んな領域として定義されるストームトラックの太平洋領域における変動の強弱が、移動性擾乱に伴う南北熱フラックス分布の第一主成分でうまく表現されることを示している。

ここでは、まず、本研究で用いた主成分分析について、石村 (1992) に基づいて説明した後、本研究で用いた総観規模擾乱の活動度の指標について説明する。

2.3.1 主成分分析

主成分分析とは、何種類かのデータの分布を最もよく表現する座標軸を決定することと対応している。これは、例えば2変数 P_1, P_2 からなる2次元空間で、 P_1, P_2 の分布を最も良く表現する2つの変数の線型結合、 $\phi = wP_1 + vP_2$ 、を与える w, v を決定する手法に対応する。なるべく情報の損失が少なくなるように w, v を求めるためには、 ϕ に直交する軸の分散を最小、あるいは、 ϕ の分散を最大にすればよい。この時の ϕ を第1主成分と呼ぶ。

まず、分散 ϕ^2 は

$$\phi^2 = w^2V_{11} + 2wvV_{12} + v^2V_{22}$$

と書ける。ここで V_{11}, V_{22} は、それぞれ P_1 と P_2 の分散、 V_{12} は両者の共分散で、

$$V_{11} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{1i} - \bar{P}_1)^2, \quad \bar{P}_1 = 0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{1i})$$

$$V_{22} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{2i} - \bar{P}_2)^2, \quad \bar{P}_2 = 0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{2i})$$

$$V_{12} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{1i} - \bar{P}_1)(P_{2i} - \bar{P}_2)$$

と定義される。 $w^2 + v^2 = 1$ という条件の下で、分散 ϕ^2 を最大にする w, v を求めるには、ラグランジュの未定乗数法を用いて

$$F = \phi^2(w, v) - \lambda(w^2 + v^2 + 1)$$

で定義される関数 F の極値を与える w, v を求めればよい。すなわち、 F を w, v で偏微分して0になることから、

$$\frac{dF}{dw} = V_{11}w + V_{12}v - \lambda w = 0$$

$$\frac{dF}{dv} = V_{12}w + V_{22}v - \lambda v = 0$$

を満たす、 w, v, λ がその解である。両式を、行列形式表現すると、

$$\begin{pmatrix} V_{11} & V_{12} \\ V_{12} & V_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w \\ v \end{pmatrix} = \lambda \begin{pmatrix} w \\ v \end{pmatrix}$$

A z

となり、これは、対称行列 A の固有ベクトル $z = (w, v)$ と、固有値 λ を求める行列 A の固

有値問題に他ならない。つまり、主成分を求めるには分散共分散を求め、固有値・固有ベクトルを求めればよい。行列 A は対称行列であるため、各固有ベクトル(主成分)は、互いに直交することがわかる。また、この例では、2次元の変数について説明しているが、 n 次元でも同様であり、その場合は、 n 個の固有値とそれに対応する固有ベクトルが求まる。

次に、主成分が求まると、各データ $(P_1(t), P_2(t))$ は z_1, z_2 を用いて、

$$\begin{pmatrix} P_1(t) \\ P_2(t) \end{pmatrix} = a_1(t)z_1 + a_2(t)z_2$$

と表現することができる $\phi(t) = wP_1(t) + vP_2(t)$ が求まる。この $a_1(t), a_2(t)$ を主成分得点と呼び、主成分に伴う変動の時間方向の強弱を表わすインデックスとして用いられる。

さらに、上の行列式に対して両辺に左から z の転置行列をかけると、

$$\begin{pmatrix} w & v \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_{11} & V_{12} \\ V_{12} & V_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w \\ v \end{pmatrix} = \lambda \begin{pmatrix} w & v \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w \\ v \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} wV_{11} + vV_{12} & wV_{12} + vV_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w \\ v \end{pmatrix} = \lambda(w^2 + v^2)$$

$$w^2V_{11} + 2wvV_{12} + v^2V_{22} = \lambda$$

$$\phi^2 = \lambda$$

となり、主成分の分散と共分散行列の固有値とが等しくなることがわかる。従って、主成分の分散の大きい順に、固有値が大きいものから第1主成分、第2主成分と呼ばれている。また、固有値の合計は全データの分散の合計に等しいので、ある主成分に伴う固有値を固有値の合計で割った値は、その主成分で説明される分散の割合を示しており、それを寄与率と呼ぶ。

2.3.2 指標の計算

本研究ではストームトラックの主な季節内変動成分を求めるため、総観規模擾乱に伴う太平洋域 ($20^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}, 120^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$) 及び大西洋域 ($20^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}, 260^\circ\text{E} \sim 320^\circ\text{E}$) の各季節における南北熱フラックス分布に基づいた主成分分析を中村(2001)と同様に行った。

まず、8 上記の領域の各格子点において、50hPa の南北風 v 、温度 T に対して Blackmon(1976) による band-pass-filter を施し、 v', T' と定義し、その積 $v'T'$ を移動性擾乱に伴う南北熱フラックスと定めた。本研究では $v'T'$ の長周期変動に興味があるので、個々の移動性擾乱の発達に伴う変動成分を取り除くため、このフラックスに Blackmon(1976) の low-pass-filter を施した。図 2.1 に Blackmon(1976) の各 filter の応答曲線を示す。Blackmon (1976) で与えられた filter は、もともと、0.5 日間隔のデータに対して適用するもの

であるが、本研究で使用したデータの時間間隔は1日であるので、このフィルターを施す前に、 ± 0.5 日の値から線型補間によって0.5日間隔データを作成した。この図より、それぞれのフィルターは、2.5~6日と10日以上周期帯にピークを持った応答を示していることがわかる。

このようにして求められた総観規模擾乱に伴う熱フラックスデータに対し、以下の要領で主成分分析を行なった。なお、中村(2001)は第1主成分についてのみ解析を行なっているが、本研究では第2主成分についても解析を行なった。

1. 各季節(冬:DJF; 春:MAM; 夏:JJA; 秋:SON)ごとに気候値を引き、偏差データを作成する。
2. この偏差データの共分散行列 A を求める。
3. 共分散行列 A の固有値問題を解き、その固有値と固有ベクトルを求める。
4. 求められた固有値 λ_i を大きい順に並べ変える。固有ベクトルもその順に合わせて並べ変える。
5. 寄与率を求める。
6. 各主成分得点を求め、それぞれの標準偏差を用いて正規化する。
7. さらに、各主成分得点の季節内でのトレンドを取り除くため、22年間のカレンダー日で平均した各主成分得点を引いたものを偏差と定義する。

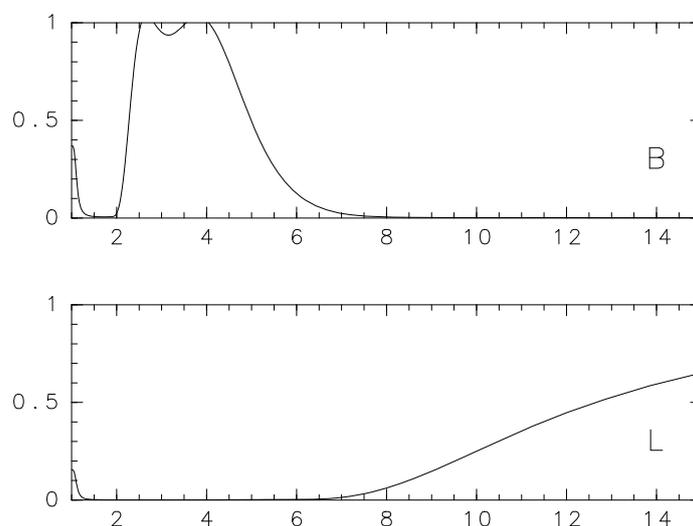


図 2.1: Blackmon(1976)の周期(日数)に対する band-pass-filter(上), low-pass-filter(下)の応答曲線。疑似乱数を用いて、一日一回のホワイトノイズデータを生成し、それを本文で述べた手法に基づき、一日二回のデータを作成しフィルターを施し応答曲線を求めた。

3 対流圏界面の気候学

以下に結果を示す．多くの論文 (e.g., Appenzeller et al. 1996b; Hoinka 1998) では対流圏界面の高さを気圧で表現している．これは気圧が観測によって直接計測できるものであるからと考えられる．しかしながら本研究においては，直感的に高さが低い高いということがわかる高度で対流圏界面を表現することとする．これには全球の対流圏界面の変動を取り扱う時，100hPa 付近に位置する熱帯の圏界面と 300hPa 付近に位置する極域では高さに関して 1hPa の重みが異なるので，高度を使用する方が取り扱いやすいという利点もある．

3.1 帯状平均の季節変動

1.3 節で述べたように，中高緯度において 2.0PVU の渦位で定義した帯状平均した対流圏界面高度の季節変動は両半球で非対称性を示す．まず，この非対称性が対流圏界面の定義に依存しないものかどうかを調べる．図 3.1 は DJF(北半球:冬季，南半球:夏季)，MAM(北半球:春季，南半球:秋季)，JJA(北半球:夏季，南半球:冬季)，SON(北半球:秋季，南半球:春季) と全期間の対流圏界面高度を 22 年間で平均した気候値を示す．2.2.2 節で述べたように，本研究では渦位で圏界面高度を定義する場合，3.5PVU と 1.6PVU の二つの渦位の値を用いて圏界面高度を定義する．但し，低緯度域では渦位の値が一般に小さいため，渦位を用いて圏界面を定義することができなくなる．このため，これらの図において，南北 10° 以内の低緯度域においては渦位を用いて定義した圏界面高度の分布は記されていない．

まず，1.6PVU を用いて定義した場合 (図 3.1a)，3.5PVU を用いて定義した場合 (図 3.1b)，および温度減率を用いて定義した場合 (図 3.1c) のすべての場合において，Appenzeller et al.(1996b) と同様に，帯状平均した対流圏界面高度の季節変動は，両半球で次のように非対称性を示し，その主要な特徴は対流圏界面の定義によらないことがわかる．まず，南半球では 50°S 付近に圏界面高度が一年中変動しないノードが存在し，それより低緯度側の中緯度域では夏季 (冬季) に圏界面高度が高く (低く) なり，それより高緯度側では，その逆の変動を示す．また，渦位で定義した場合，15°S 付近にも圏界面高度が季節変化しないノードが存在するが，かなり低緯度域であり圏界面高度を渦位で定義するのが難しくなる領域に近いため，この緯度帯で圏界面高度の変動を議論する場合には，温度減率を用いた圏界面高度 (図 3.1c) を用いるべきであろう．一方，北半球では，中緯度域の変動は南半球のそれと一致するが，ノードは 25°N 付近に存在し，中高緯度にはない．このため南半球のように中緯度域と高緯度域との間で逆の変動はみられない．また，ノードの位置の違いに加え，北半球の高緯度域の圏界面高度は，他の領域と異なった季節変動を示すことがわかる．すなわち，他の領域では圏界面高度は，夏季と冬季に極値をとるのに対し，北半球の高緯度域では，春季に最も低く，冬季に最も高くなる．

次にそれぞれの定義による類似点・相違点を述べる．1.6PVU で定義した圏界面高度と

3.5PVU で定義した圏界面高度を比較すると、全ての季節や緯度において 1.6PVU で定義した方が圏界面高度は約 1.5km 低く、1.6PVU で定義した圏界面高度に 1.5km を加えれば、3.5PVU で定義した圏界面高度とほぼ同じ分布を示すことがわかる。つまり、両者には絶対値の違いはあるものの、一般に 1.6PVU ~ 3.5PVU の渦位で定義された対流圏界面高度の変動は、渦位の値によらないといえる。さらに、2.2.2 節で述べたように、3.5PVU で定義した圏界面高度は温度減率で定義した対流圏界面高度とよく一致することが確認できたので、これ以降、渦位で圏界面高度を定義する場合には 3.5PVU を用いることにする。但し、渦位で定義した圏界面高度と温度減率で定義したそれとの大きな違いとして、南半球の冬季・春季の極域において、温度減率で定義した方が最大 2km 高いことがあげられる。これは成層圏の極渦付近に存在する低温域によるため、温度減率の鉛直変化が南半球の極域の圏界面付近では小さくなるためと考えられる。また、両半球の夏季と秋季の緯度 30 度から 45 度の緯度帯で、温度減率で定義した圏界面高度の方が最大 1km 高くなる傾向がある。

次に対流圏界面温度の季節変動についても、両半球の間で非対称性が存在するかどうかを明らかにするため解析を行う。図 3.2 は、圏界面温度の季節変動を図 3.1 と同様の図を用いて示したものである。この図から、中高緯度においては、(a) ~ (c) の全ての図において、両半球ともに緯度 40 度から 45 度付近に季節変動が存在しないノードが存在し、それより低緯度側では、冬季(夏季)に温度が低く(高く)、高緯度側では逆になる変動を示すことがわかる。また、対流圏界面温度に関しては、両半球の変動の間に顕著な非対称性は存在しないこともわかる。

一方、圏界面高度の定義による圏界面温度の季節変動の違いに着目すると、対流圏界面高度の変動における違いと同様の違いが、圏界面温度の変動にも見て取ることができる。すなわち、南半球の冬季と春季の極域において、温度減率で定義した圏界面温度の方が最大 7K 低く、両半球の夏季と秋季の緯度 30 から 45 度の緯度帯において、温度減率で定義した圏界面温度の方が最大 3K 低くなっていることがわかる。

次に対流圏界面高度の季節変動に見られた両半球間の非対称性が毎年生じる現象なのかどうかを解析する。図 3.3 は、図 1.3 と同様の図で、データの期間を 1992, 1993 年の 2 年間から、1979 ~ 2000 年の 22 年間へと延長したものであり、渦位で定義した対流圏界面高度の月平均値の緯度-時間分布を示す。但し、その値は、22 年間で求めた各緯度における気候値からの偏差として示した。この図より、毎年、図 3.1 の気候値で示されたように、南半球の中高緯度にはノードがあり、北半球にはないという、両半球間の非対称性が存在していることが確認できる。

一方、気候値の季節変動との違いも見て取ることができる。気候値の季節変動でも特異な振る舞いを示す北半球の高緯度域における圏界面高度は、中緯度の圏界面高度が低くなる期間(冬季・春季)において年々変動が大きい。気候値の圏界面高度は、65°N 以北では冬季に最も高く、春季に最も低くなるが、この変動がより南の 55°N 付近でも見られる場合(1979, 1980, 1981 年)や、冬季に高度が高くならずに冬季から春季の間低い場合

(1992, 1998, 1999年),あるいは春季に高度が低くならず冬季から春季の間高い場合(1990, 1995年),また冬季に高度が低く春季に高い場合(1997年)など年々の季節進行に大きな違いが見られる。一方,温度減率で定義した圏界面高度の変動は,図3.4に示したように,気候値からの偏差の大きさは,渦位で定義した圏界面高度偏差に比べ,南半球の極域で最大2倍,両半球の中緯度で最大1.5倍程度大きくなる。これは温度減率で定義した対流圏界面の方が,南半球の極域で冬季に最大2倍,両半球の中緯度で夏季に1.5倍程度大きくなることからきている。しかしながら,渦位で定義した圏界面高度の季節進行と同様の変動を示す。

帯状平均した対流圏界面温度のデータ全期間にわたる変動を図3.5に示す。この図より,圏界面温度の季節変動は,全期間緯度40度から緯度45度付近にノードを持ち,気候値同様に両半球で対称的な変動を示すことがわかる。圏界面高度の年々変動は,北極付近では極めて大きい(図3.1),圏界面温度ではそのような大きな年々変動はみられない。また,温度減率で圏界面を定義した場合,圏界面温度の偏差の大きさは,図3.6に示すように渦位で定義した場合にの最大1.5倍程度にまで大きくなるが,季節変動の様子は,渦位で定義した場合とほぼ同じである。

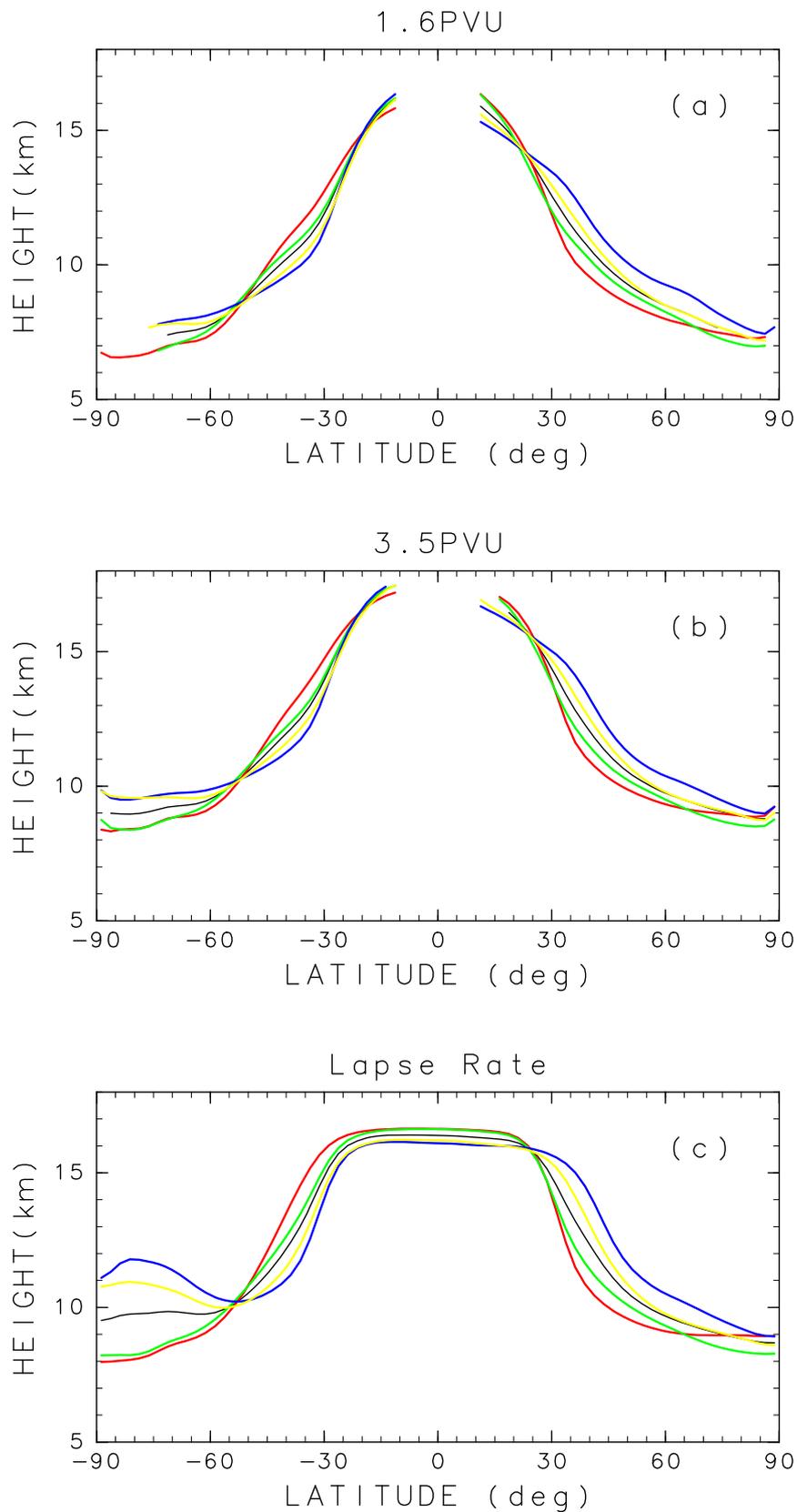


図 3.1: 带状平均した (a)1.6PVU の渦位定義 (b)3.5PVU の渦位定義 (c) 温度減率定義による対流圏界面高度の季節ごとの気候値の緯度分布．黒線は全期間，赤線は DJF，緑線は MAM，青線は JJA，黄線は SON の気候値を示す

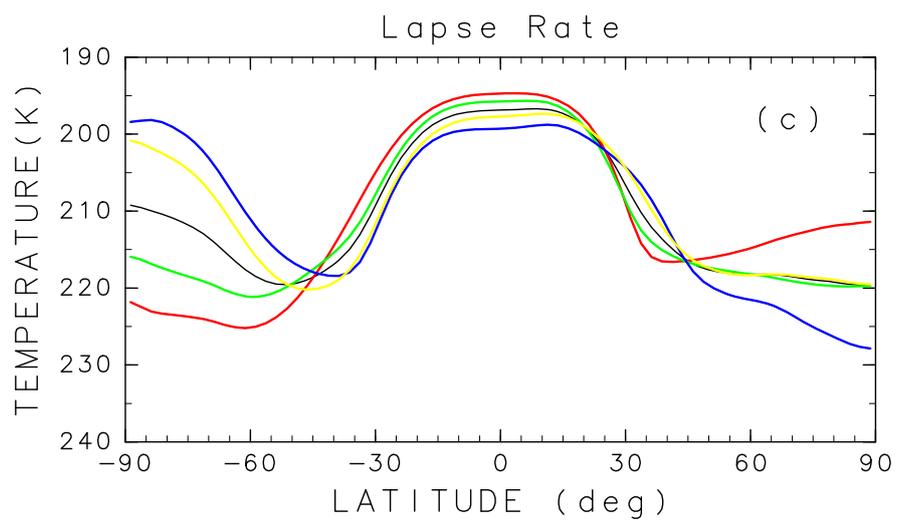
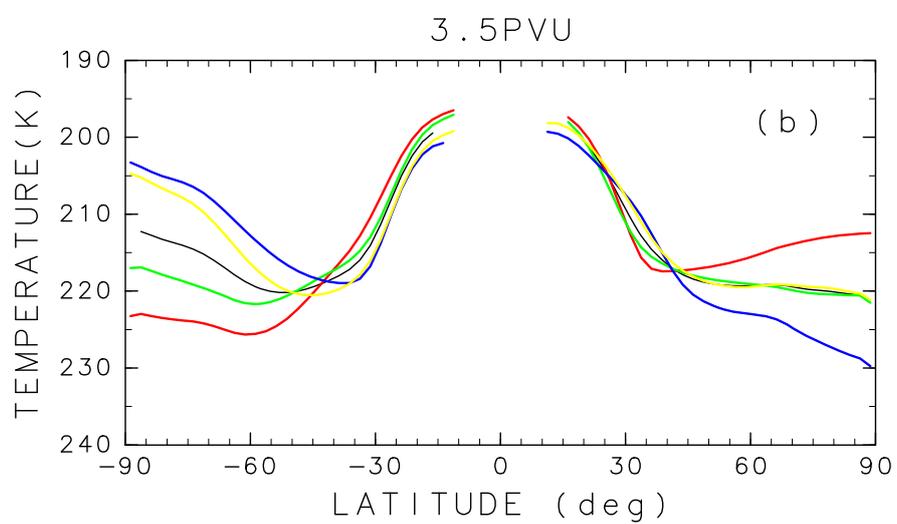
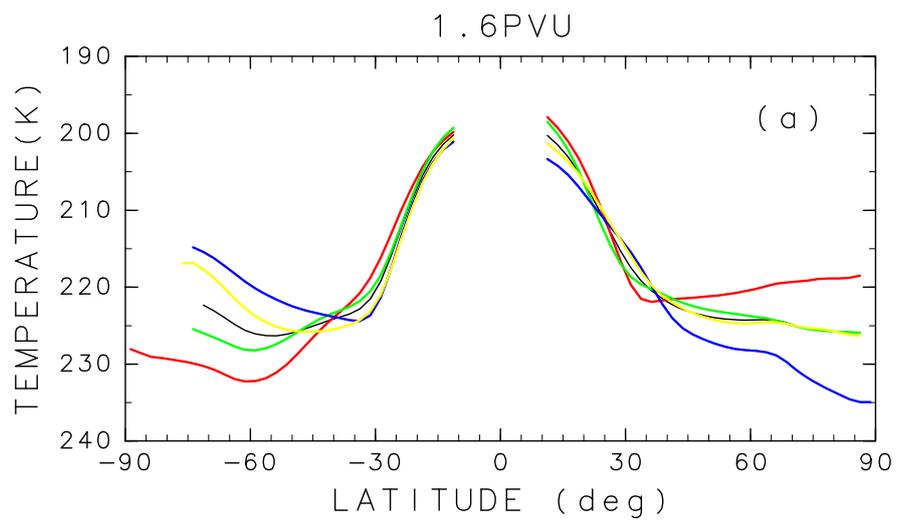


図 3.2: 図 3.1 と同様 . ただし対流圏界面温度

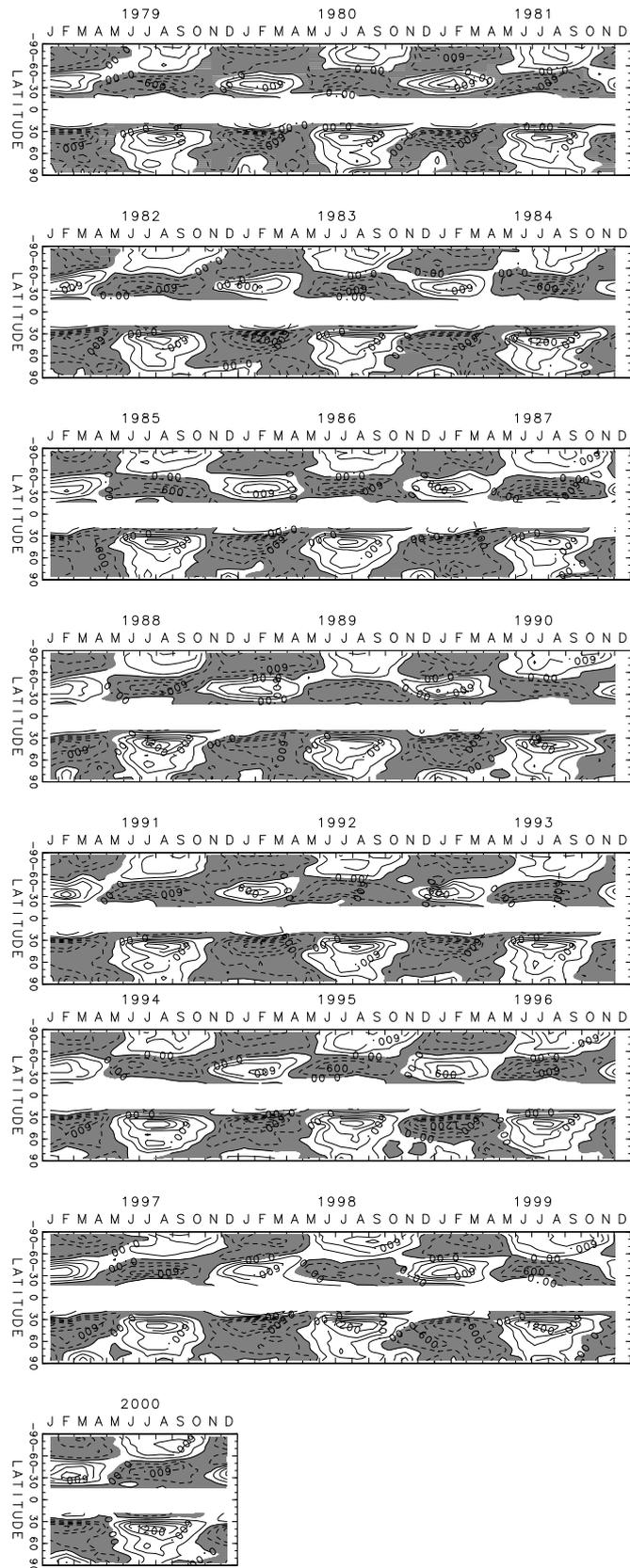


図 3.3: 渦位定義の対流圏界面高度偏差の緯度-時間断面図．値は各緯度における気候値を引いた月平均値．コンター間隔は300m．トーンは負の領域を示す

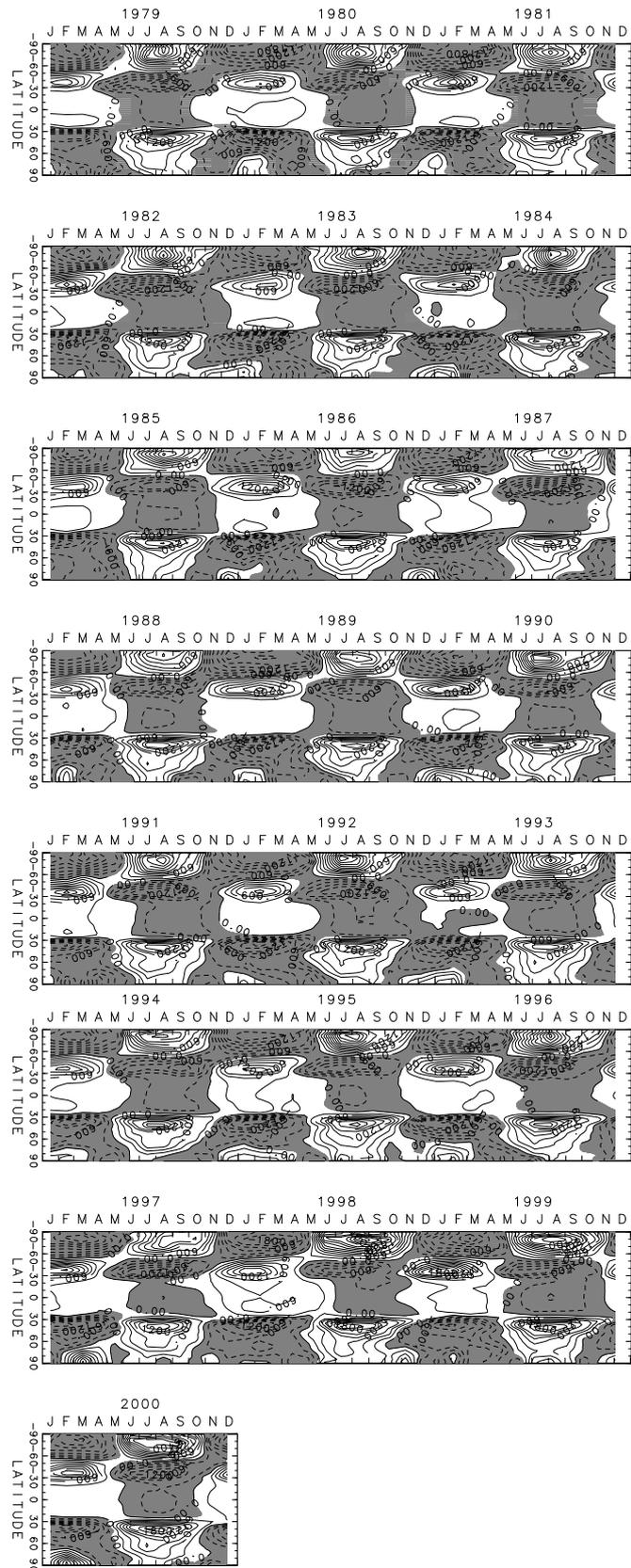


図 3.4: 図 3.3 と同様 . ただし温度減率定義による対流圏界面高度偏差 . コンター間隔は 300m

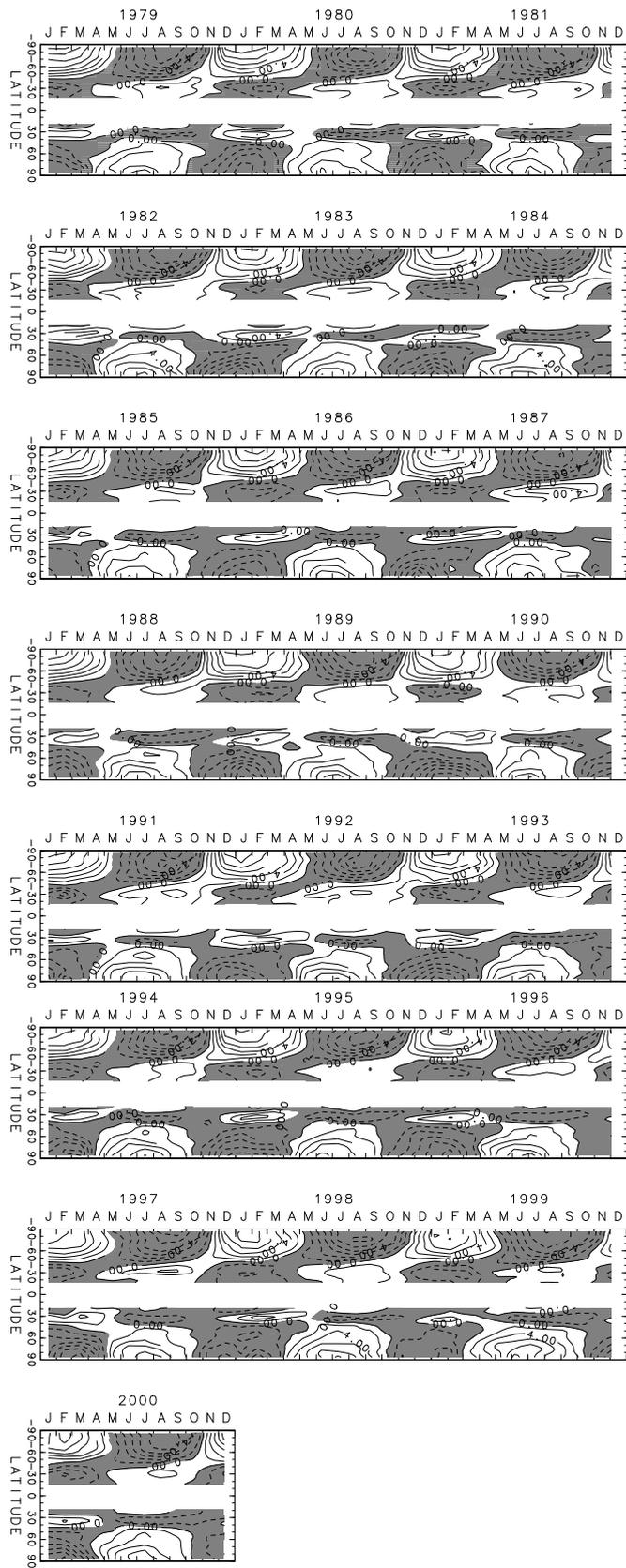


図 3.5: 図 3.3 と同様 . ただし対流圏界面温度偏差. コンター間隔は 2K

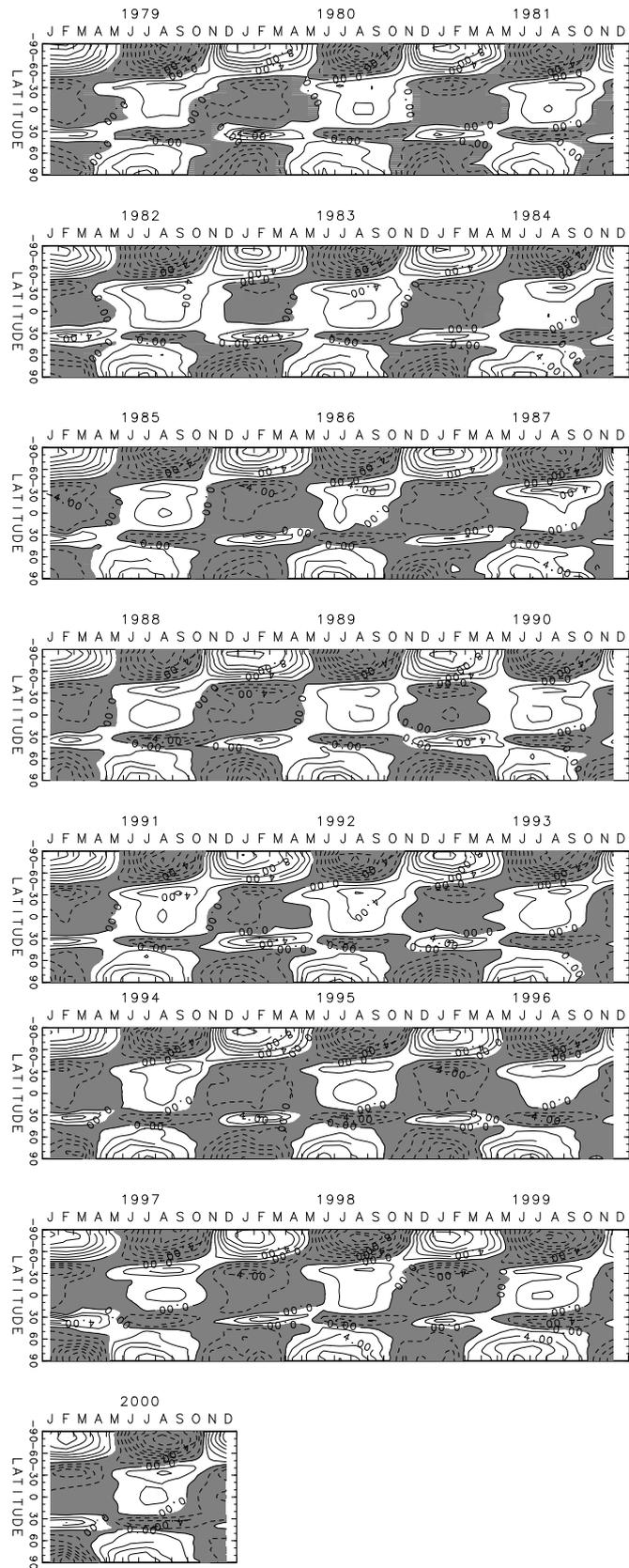


図 3.6: 図 3.3 と同様 . ただし温度減率定義による対流圏界面温度偏差 . コンター間隔は 2K

3.2 ジェット軸のシフトと圏界面の変動

3.1 節で述べたように、帯状平均した対流圏界面高度の季節変動は、緯度方向に一様ではなく、変動のほとんどないノードが存在するなど、緯度方向に明瞭な違いが見られた。この節では、まず、季節変動の大きさの経度方向の違いについて解析し、季節変動の大きさが最大となる緯度 40° 付近における対流圏界面高度の変動要因を明らかにする。

図 3.7(a) は渦位で定義した対流圏界面高度の季節変動の大きさの緯度経度分布を示している。図で示された値は、月平均値を月ごとに 22 年間分平均した 12ヶ月間の標準偏差である。まず、帯状平均について見てみると、3.1 節で述べた 50°S のノードと、熱帯域で振幅が小さく、南半球の極域と両半球の緯度 $35^\circ \sim 40^\circ$ で大きい。さらに、経度-緯度分布を見ると、最大振幅を持つ緯度 $35^\circ \sim 40^\circ$ の領域において、北半球では経度方向に違いが明瞭に見て取れ、 $45^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$ 、 $60^\circ\text{W} \sim 120^\circ\text{W}$ で変動が大きく、特に、 45°E では、変動の大きさが 1800m 以上にも達する。一方、温度減率で定義した対流圏界面に関しては(図 3.7b)、変動の大きな南半球の極域と両半球の緯度 $35^\circ \sim 40^\circ$ における変動の大きさは、それぞれ、渦位で定義した圏界面高度の季節変動の大きさの 2 倍と 1.5 倍になっている。これは 3.1 節で述べたように、前者の領域では、冬季に温度減率で定義した圏界面高度が渦位で定義したものよりも 2 倍高く、後者の領域では、夏季に温度減率で定義した圏界面高度が 1.5 倍も高くなるのが原因である。

次に両半球の緯度 $35^\circ \sim 40^\circ$ 付近で季節変動が最大になる要因を考えるために、偏西風ジェット気流と圏界面高度の関係について調べる。図 3.8 は、 250hPa 面における東西風の分布、つまりジェット気流の位置を示している。まず、帯状平均した東西風分布から、冬季のジェットの位置が冬半球においては、 30°N 付近、夏季のジェットの位置が 45°N 付近にあり、南半球においては、冬季のジェットの位置が 25°S 付近、夏季のジェットの位置が 45°S 付近にあることがわかる。一方、図 3.7 より、対流圏界面高度の季節変動の帯状平均した値が最大になるのは、北半球では 40°N 付近で、南半球では 35°S 付近である。このことから、冬季と夏季のジェット気流が存在する間の緯度帯で、対流圏界面高度の季節変動の大きさが最大になっていることがわかる。一方、経度方向に関してみても、 $45^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$ 、 $60^\circ\text{W} \sim 120^\circ\text{W}$ のジェット気流の風速が強い経度帯と、対流圏界面高度の季節変動が大きな経度帯の位置は一致している。

さらに、この偏西風の子午面分布と対流圏界面高度の関係について解析する。図 3.9 に、帯状平均した東西風、温位の緯度-高度分布をトーンと等値線で、また対流圏界面高度の緯度分布を赤線で示す。北半球では、冬季におけるジェット軸は 30°N 付近に存在し、対流圏界面高度はこの緯度帯で緯度方向に急激に低くなる。また、夏季ではジェット軸は 40°N 付近に存在し、対流圏界面高度も、その緯度帯を中心に緯度方向に低くなる。但し、圏界面高度の緯度方向の傾きは、冬季の方が夏季にくらべ顕著に大きい。また、ジェット気流の風速も、冬季の方が、夏季よりもかなり大きい。一方、南半球でも、ジェット気流の強さと圏界面高度の緯度分布は北半球とほぼ同じ季節変動を示すが、次のような明瞭な違いも存在する。すなわち、南半球では北半球に比べ、ジェット気流の強さは冬季に弱く、夏

季に強い，また圏界面高度の極方向への傾きの大きさの季節変動も北半球よりも小さい．
このようにジェット軸付近で圏界面高度が緯度方向に大きく変化することが示されたが，それは次のように説明される．まず，ジェット気流，すなわち西風の強さが最大になる領域が存在すると，ジェット軸上で西風の曲率が極大となる．このことはジェット軸上で，渦位の南北勾配が極めて大きくなることに対応するので，成層圏と対流圏との境界である対流圏界面はジェット軸付近に存在する．また，ジェット軸は対流圏上層では，高度によらずほぼ同じ緯度に存在するため，ジェット軸付近で圏界面高度が大きく南北に変化することとなる．このため，対流圏界面高度の季節変動がジェット軸付近で大きくなる要因は，対流圏界面高度の南北勾配が最大となる偏西風ジェット軸が，季節変化とともに南北にシフトするためであると考えられる．一方，圏界面高度の季節変動の大きさが経度方向に大きく変動する理由も，図 3.9 と図 3.10 より同様に考察できる．図 3.10 は，経度 150°E の子午面における夏季と冬季での，東西風と西風分布，及び圏界面高度の緯度分布を示している．北半球の冬季には，この経度帯に， 80m/s を越える亜熱帯ジェット気流の強風域が存在するため，そこでの圏界面高度の南北勾配も帯状平均に比べ顕著に大きくなる．このため，季節変化に伴ってジェット軸が南北に移動するだけで，対流圏界面高度は大きく変動するのである．

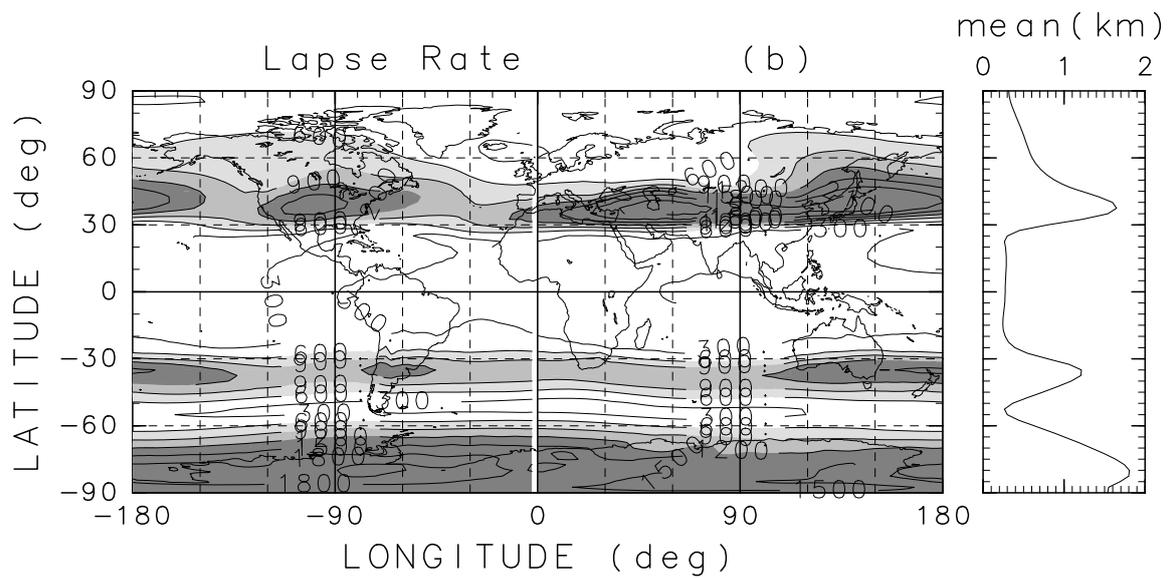
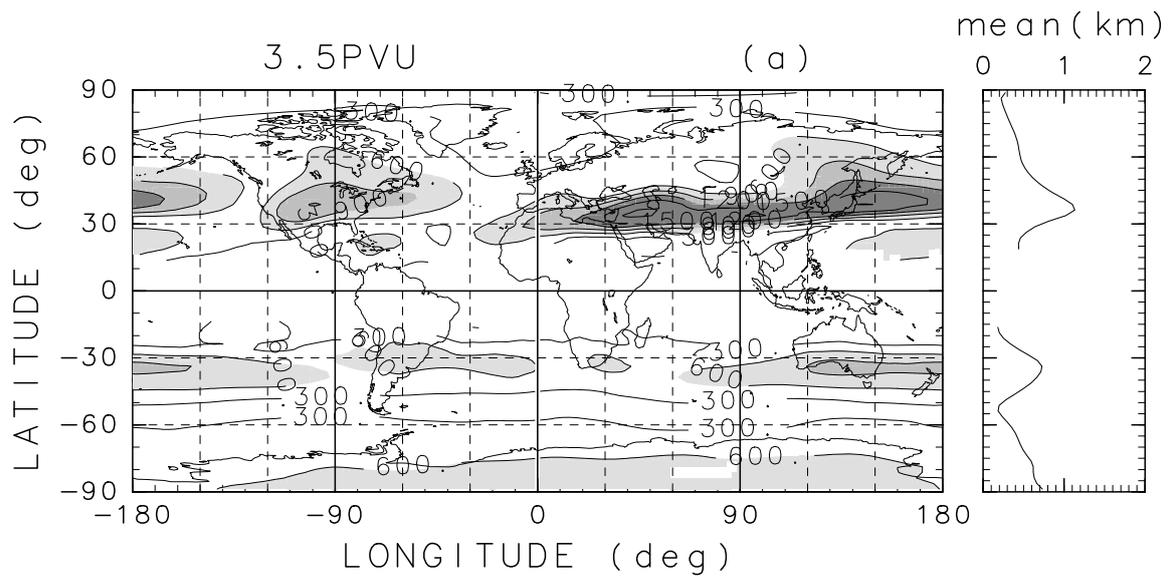


図 3.7: 左図は (a) 渦位で定義した (b) 温度減率で定義した対流圏界面高度における季節変動の振幅 (m) の緯度-経度分布．値は月平均値を月ごとに 22 年間分平均した値の 12ヶ月間の標準偏差．コンター間隔は 300m．トーンは値が 600m 以上を示す．右図はその帯状平均値．

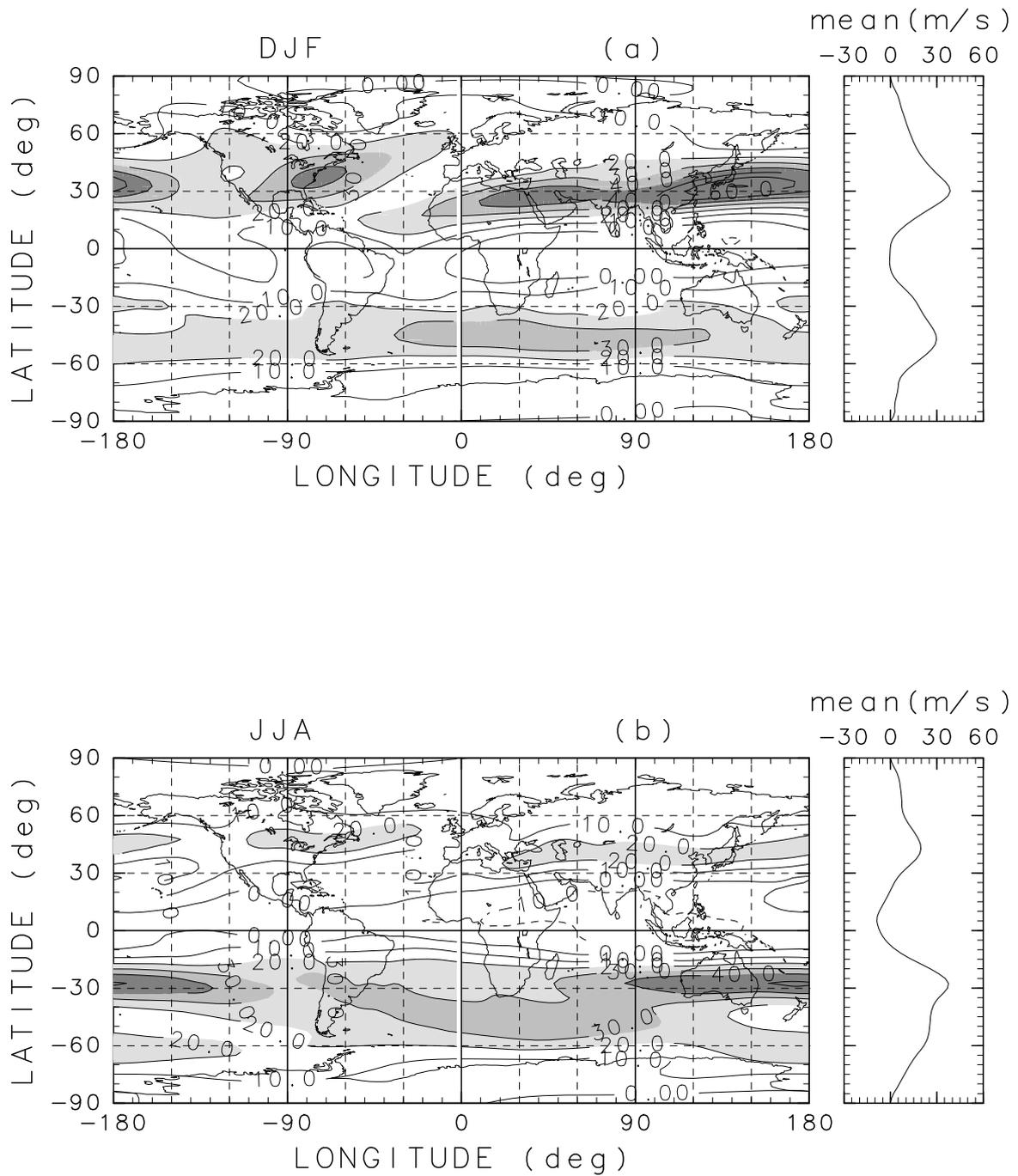


図 3.8: 左図は (a)DJF(b)JJA の 250hPa における東西風 (m/s) の緯度-経度分布 . 値は 22 年間の気候値 . コンター間隔は 10m/s. トーンは値が 20m/s 以上を示す . 右図はその帯状平均値 .

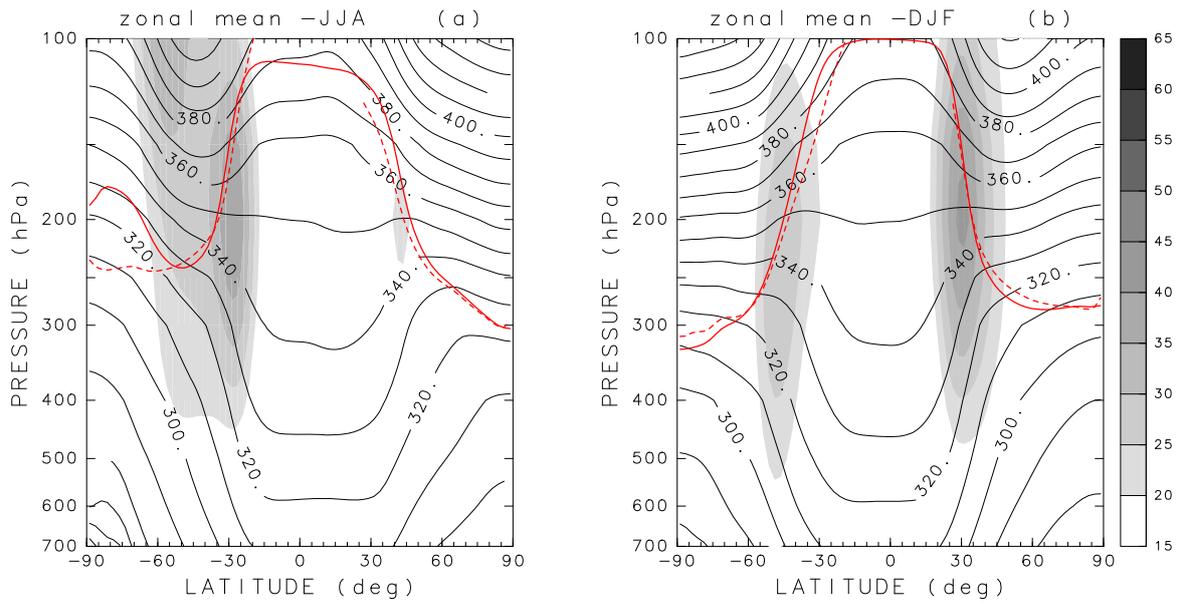


図 3.9: 帯状平均した (a)JJA(b)DJF における西風 (m/s) ・温位 (K) ・対流圏界面高度 (m) の緯度-鉛直断面図．値は 22 年間の気候値．トーンは 5m/s 間隔で西風，黒実線 10K 間隔で温位，赤実線は温度減率で定義した対流圏界面高度，赤波線は渦位で定義した対流圏界面高度をそれぞれ示す．

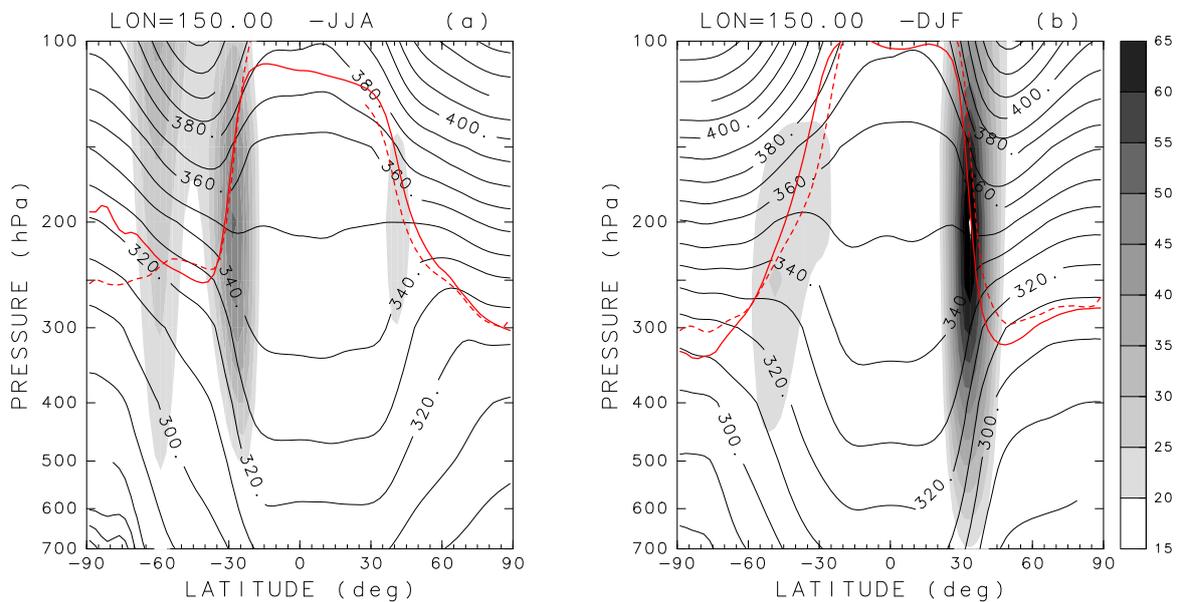


図 3.10: 図 3.9 と同様．ただし 150°E における断面

3.3 日々の変動

この節では日々の対流圏界面の変動についての解析結果について述べる。

図 3.11 は両半球の緯度 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ における、渦位分布から求められた、毎日の対流圏界面高度の各経度における 500m ごとの頻度分布を示している。一方、図 3.12 は温度減率で定義した対流圏界面高度の頻度分布を示している。これらの図から、頻度分布が大きく緯度に依存することが分かる。まず、南半球と 50°N , 60°N では、圏界面高度の分布は、ほぼ平均値のまわりに上下対称の分布をしていることがわかる。しかし、特に図 3.12 を見てわかるように 40°N においては $20^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ で、圏界面高度は、2つの極大を持つ頻度分布になっている。一方、 30°N では、 $60^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}$ において、圏界面高度の頻度分布は、その平均値よりも高い 17km 付近に極大を持つ片寄った分布をしている。

これら二つの特徴的な頻度分布の原因を調べるため、これらの緯度における対流圏界面高度の時系列を調べた(図 3.13)。図 3.13a, b は、それぞれ、渦位と温度減率で定義した圏界面高度の、 40°N , 45°E における 1979 年の一年間における時間変動を示し、図 3.13c, d は、同様に、 40°N , 300°E の変動を示す。頻度分布がほぼ正規分布に近い 300°E では、春季から夏季にかけて、連続的に圏界面高度が上昇し、秋季から冬季にかけて徐々に下降する様子が、特に、温度減率で定義した圏界面高度の時間変化で明瞭である。一方、頻度分布に 2つの極大が存在する 45°E では、6月下旬の数日間で圏界面高度が急激に上昇した後、夏季の間、圏界面高度はほぼ一定、あるいはやや下降気味に変化した後、9月下旬に再び、不連続的に圏界面高度が下降するという特徴的な季節進行を示すことが分かる。この変動は、1979年に限ったことではなく、どの年においても見られる現象である。この不連続な急激な変化はモンスーンオンセットと対応していると考えられる。また、このような不連続的な季節進行を示すため、 40°N においては $20^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ で圏界面高度は、2つの極大を示す頻度分布となる。

一方、図 3.14 に、図 3.13 と同様に、 30°N , 120°E における圏界面高度の時間変動 [(a), (b)] と 30°N , 220°E における時間変動 [(c), (d)] を、1979年の一年間について示した。この図より、頻度分布の極大が平均値よりも高い高度に存在する 120°E では、 220°E と比べて、冬季でも圏界面高度があまり下がらず、また、6月から9月にかけて圏界面高度の変動が極めて小さくなることが分かる。これは、1979年だけではなくどの年にも見られる特徴であり、図 3.15 で示した 1999年の変動からもわかるように、年によっては冬季と夏季で圏界面高度はほとんど変わらない。この領域は、夏季の間は、通常、アジアモンスーンの発達に伴い、優勢なチベット高気圧に覆われるため、総観規模擾乱が通過することが少ないので、圏界面高度が高く、しかもその変動の大きさが極めて小さくなることが考えられる。

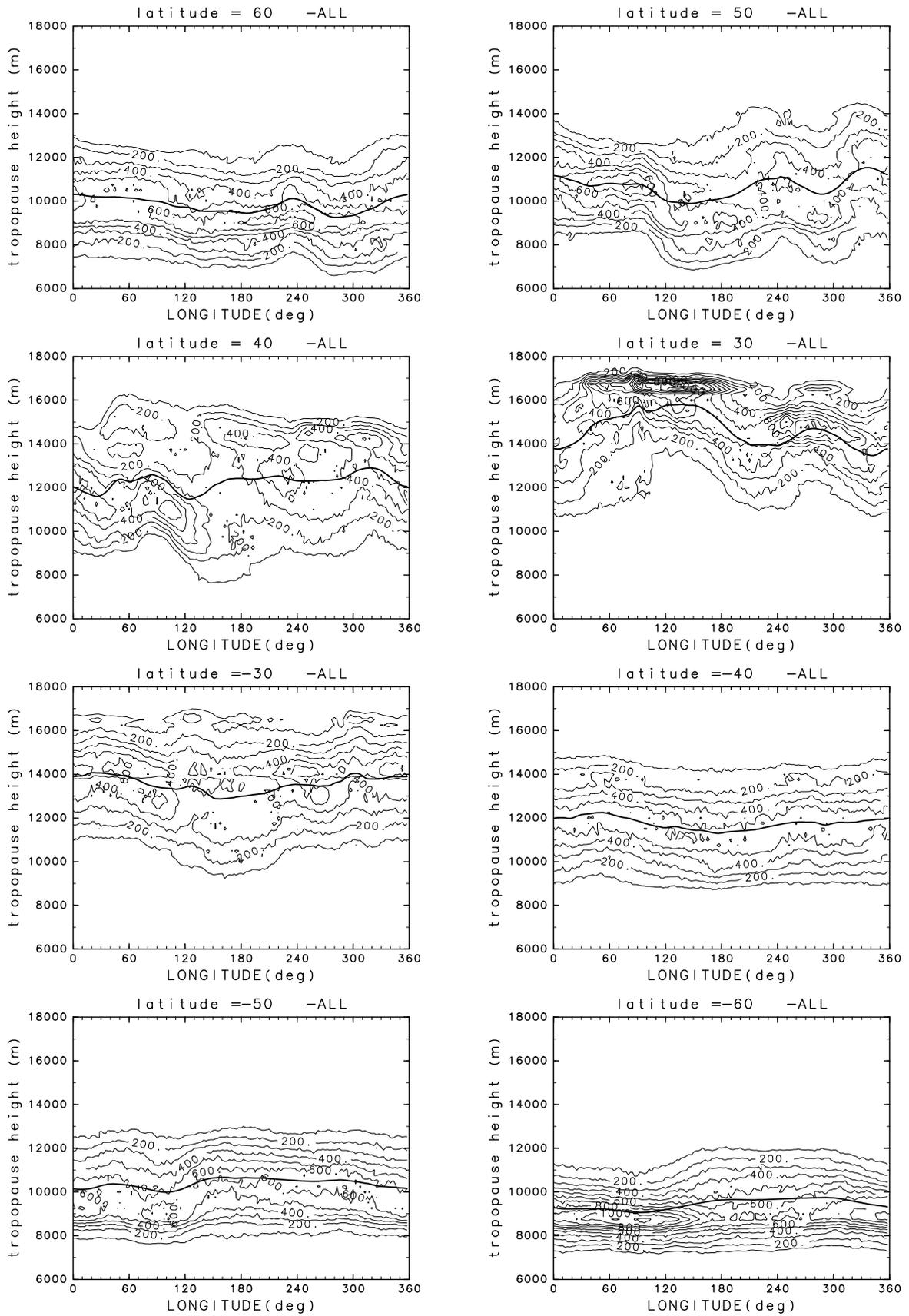


図 3.11: 渦位で定義した対流圏界面高度の日々のある緯度における経度方向の頻度分布．値は22年間で何回その高度に達したかを示す．左上から右下まで横に， 60°N ， 50°N ， 40°N ， 30°N ， 60°S ， 50°S ， 40°S ， 30°S ．太実線は糸の場所での気候値．

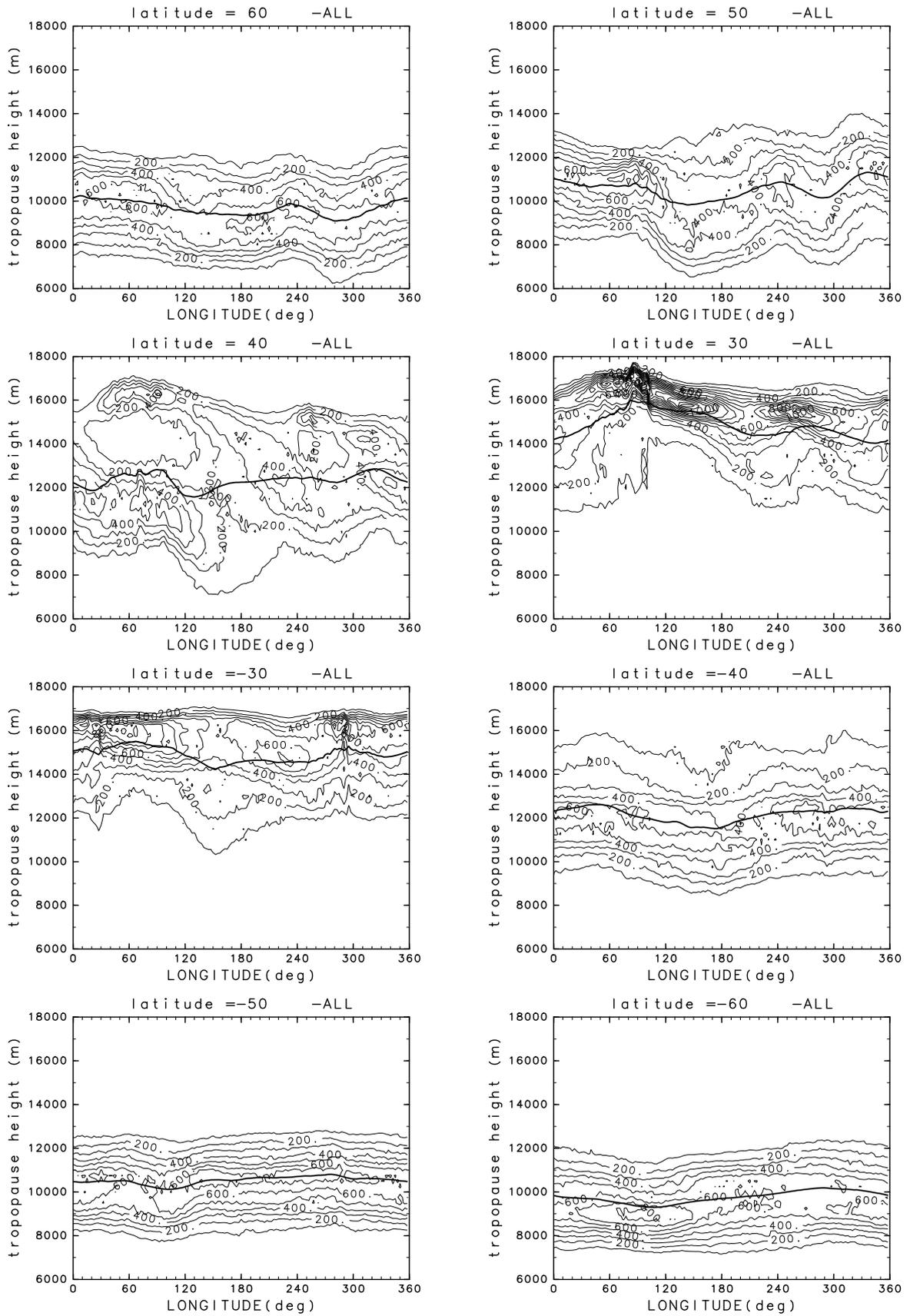


図 3.12: 図 3.11 と同様 . ただし , 温度減率で定義した対流圏界面

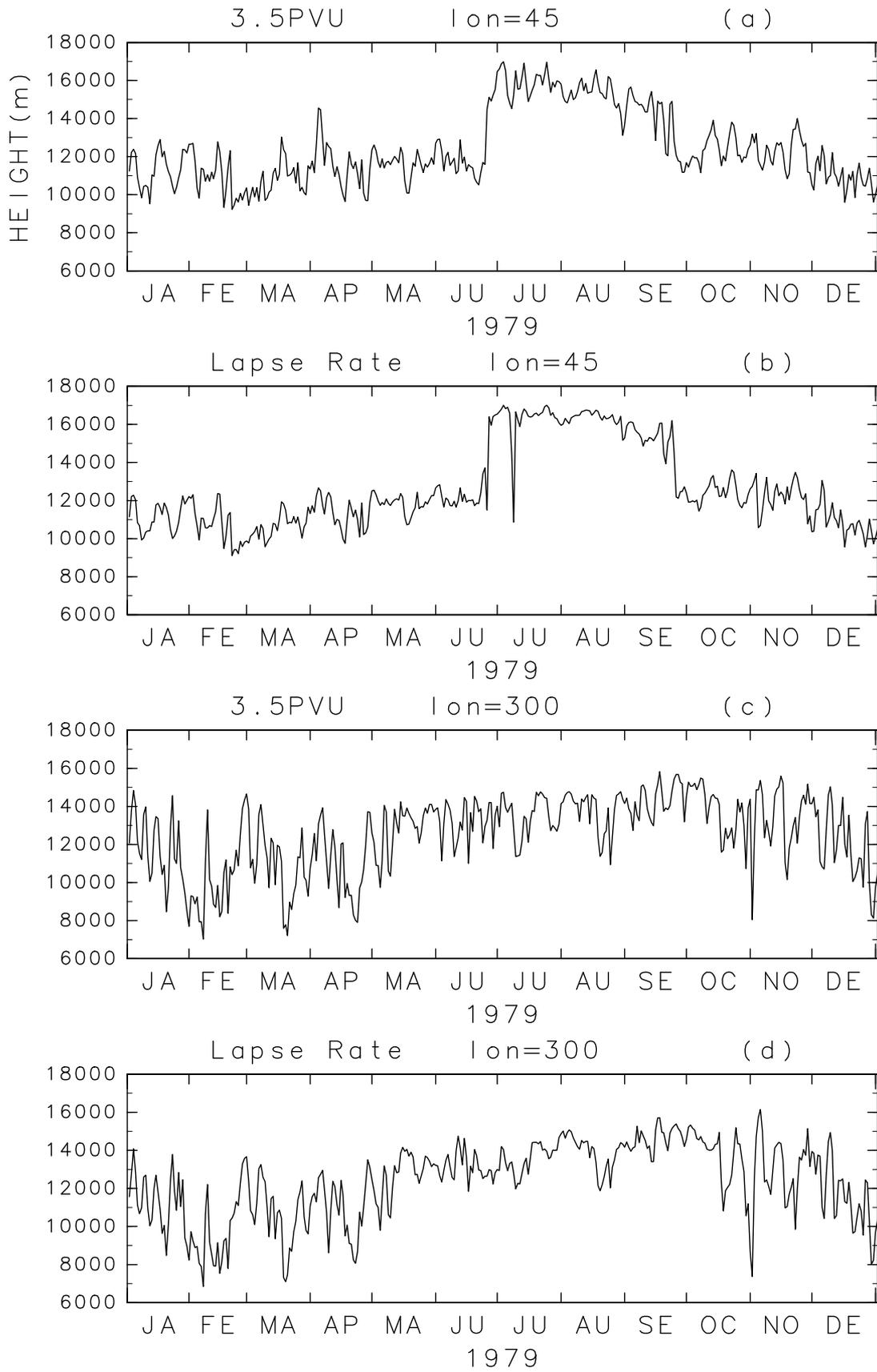


図 3.13: 1979 年 40°N おける対流圏界面高度の時系列 . (a)(b) は 45°E , (c)(d) は 300°E. (a)(c) は渦位で定義した対流圏界面高度 , (b)(d) は温度減率で定義した対流圏界面高度

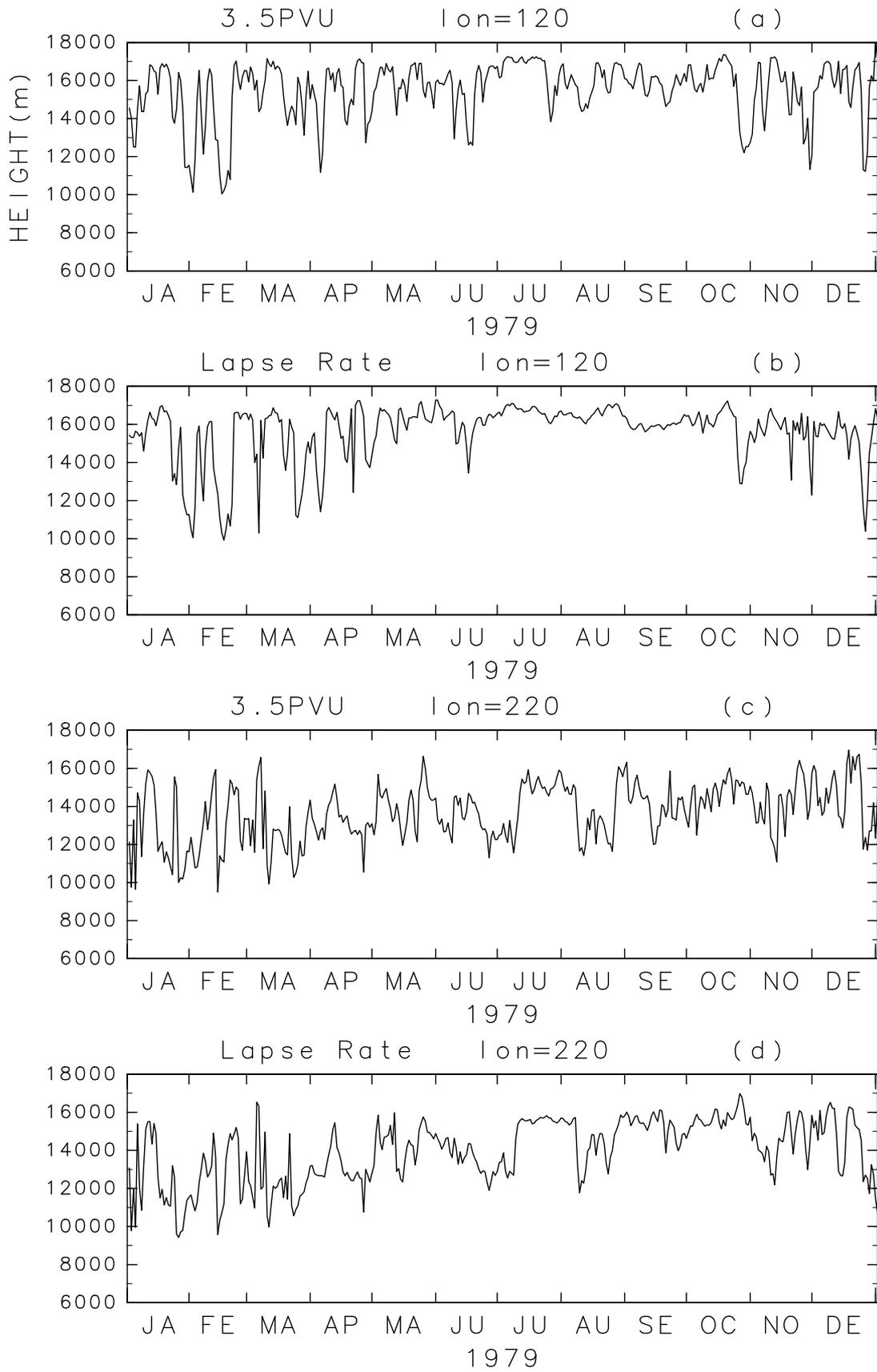


図 3.14: 図 3.13 同様 . ただし 30°N で , (a)(b) は 120°E , (c)(d) は 220°E.

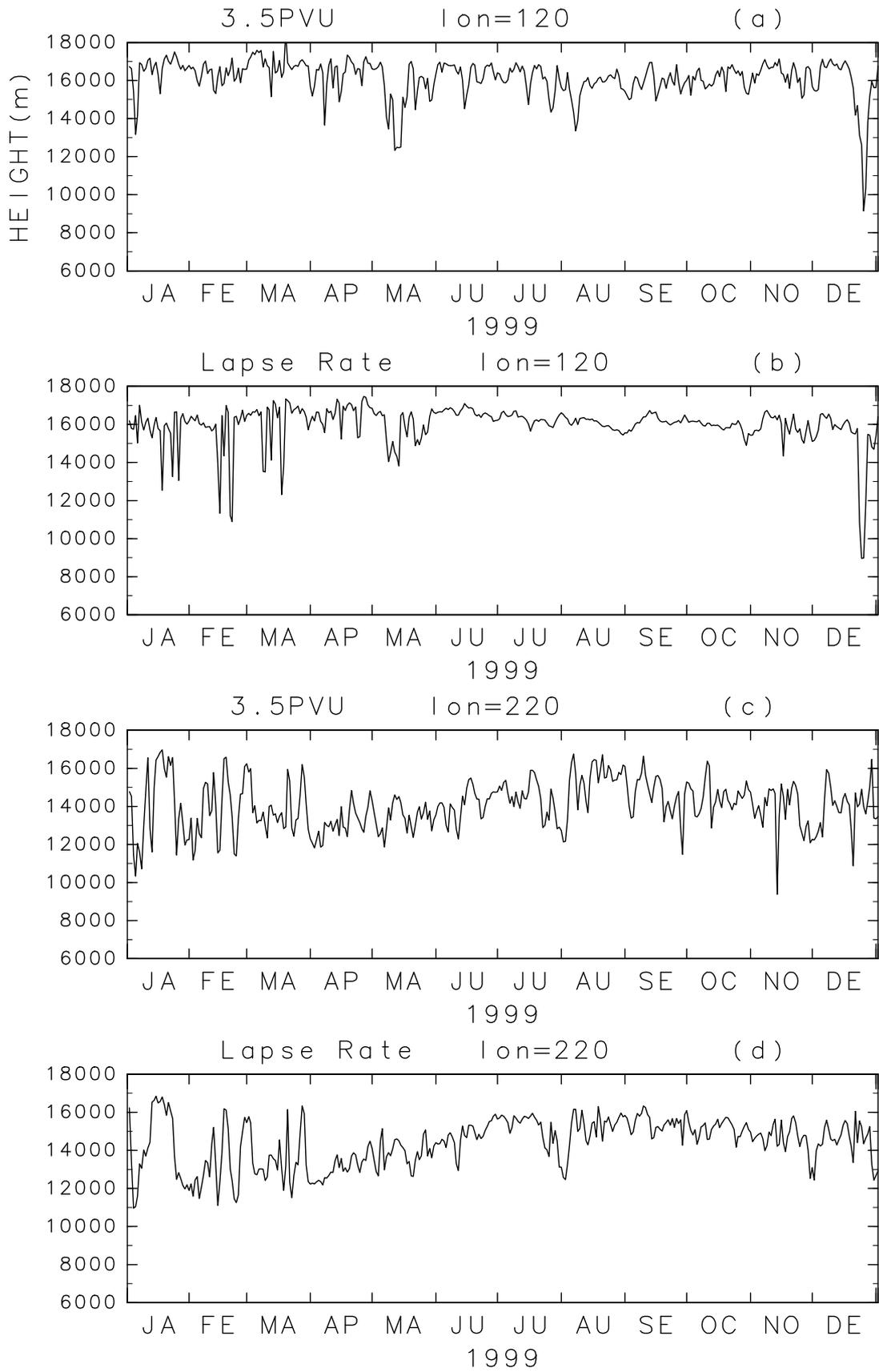


図 3.15: 図 3.14 同様, ただし 1999 年 .

3.4 季節変動と日々の変動

この節では、対流圏界面高度の変動でどの周期帯の成分が卓越するのかを調べる。

まず、対流圏界面高度の日々の変動に、2.3.2節で述べた2つの時間フィルターを適用した結果を示す。図3.16は10日以上周期を持つ長周期変動成分の大きさを、その標準偏差で示している。これを、図3.7と比べると値は図3.16の方が大きい、ほぼ同じ分布をしていることがわかる。一方、図3.17は2.5日~6日の周期を持つ圏界面高度の短周期変動の大きさを表している。変動の大きな領域は、総観規模擾乱の活動が大きい、いわゆるストームトラック領域と一致しており、この変動は、個々の総観規模擾乱の通過に伴うものであることが示唆される。また、短周期変動と長周期変動を比べると、両者の変動が大きい領域は必ずしも一致しない。例えば、南半球では、長周期変動は南緯30度付近に極大を持つのにに対し、短周期変動は、それよりも極側の南緯40度付近に極大を持つ。これは、前者はジェット軸の南北変位に伴うもので、後者がストームトラック活動の極大域に対応すると考えるとうまく説明することができる。一方、北半球においては、緯度方向の違いより経度方向の違いが明瞭である。例えば、中東付近に長周期変動の極大が存在するが、短周期変動にはこの領域に極大域は存在しない。また、北大西洋領域に注目すると短周期変動の極大域は、長周期変動の極大域のやや下流側に位置している。これらの特徴も、長周期変動がジェット軸の変動に対応し、短周期変動がストームトラックに対応していることから生じていると考えられる。しかし、北太平洋東部領域に存在する長周期変動の極大域は、偏西風ジェット軸よりもかなり極側に位置し、また、図3.16にも見られないため、ジェット軸の季節変動だけ説明することはできない。

一方、図3.18と図3.19は、それぞれ圏界面高度の長周期変動と短周期変動が、その両者を併せた変動(ほぼ全変動に等しい)の中で占める割合を、それぞれの標準偏差をもとにして計算した結果を示す。これらの図から、地球のほぼ全体の領域において、圏界面変動の9割以上が10日以上周期の長周期成分で説明でき、残りの1割前後が2.5日~6日の短周期成分変動で説明されることが分かる。しかし、渦位で定義した対流圏界面高度では、南半球の緯度50度において短周期変動成分が全体の3割を占め、北半球の緯度50度でも2割を占めており、総観規模擾乱の果たす役割が中高緯度で大きいことがわかる。また、温度減率で圏界面高度を定義した場合には、北緯30度のジェット軸付近で短周期変動の寄与がやや大きくなっている。この変動は、渦位で定義した場合明瞭ではない。さらに図3.20に、10日以上周期成分の中で、季節変動成分が占める割合を、図3.16と図3.7で示した値の比から求めた値で示した。この図より渦位で定義した圏界面高度変動の場合、最大5割、温度減率で定義した場合には最大7割が季節変動成分で説明されることが分かる。しかし、北半球中高緯度域では、その割合は50%以下になり、長周期変動に対する、季節変動以外の成分の寄与が大きいことが示唆される。これらの変動には、その周期が10日以上で、季節変動に伴う周期よりも短い周期を持つ季節内変動成分と、季節変動よりも長い周期を持つ年々変動成分が含まれる。

そこで次章では、対流圏界面高度の季節内変動について解析する。

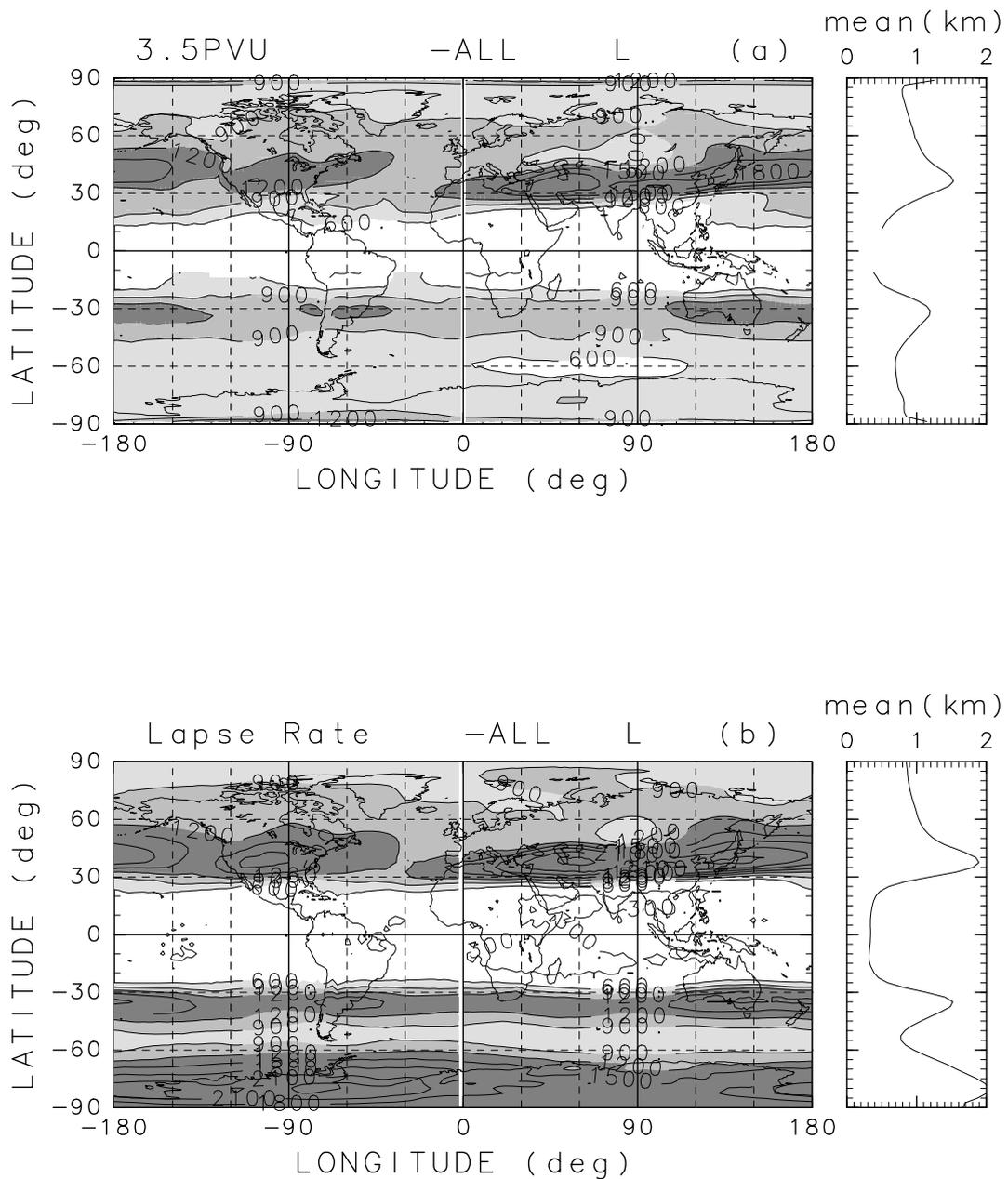


図 3.16: 左図は 10 日以上周期をもつ成分を取り出した (a) 渦位で定義した (b) 温度減率で定義した対流圏界面高度の変動の大きさ (m) の経度-緯度断面図．値は標準偏差で示している．コンター間隔は 300m．トーンは値が 600m 以上であることを示す．右図はその帯状平均値 (km)

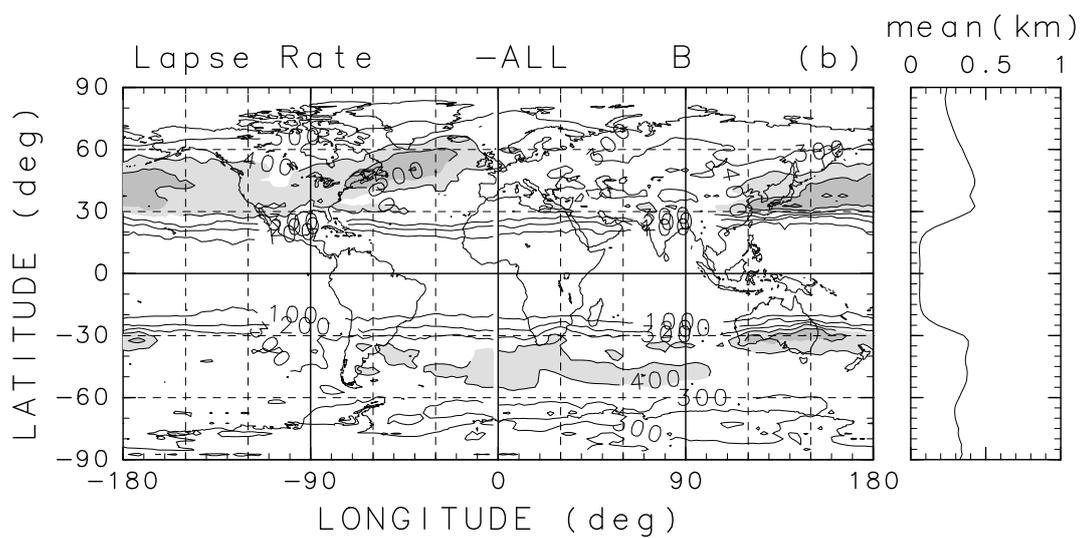
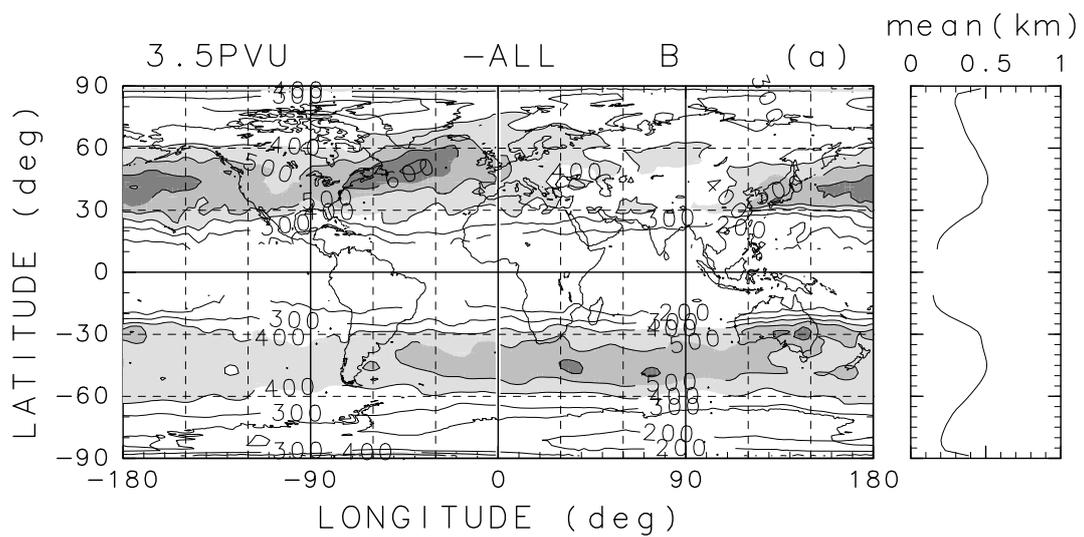


図 3.17: 図 3.15 と同様 . ただし 2.5 日 ~ 6 日の周期をもつ成分を示す . コンター間隔は 100m. トーンは値が 400m 以上であることを示す .

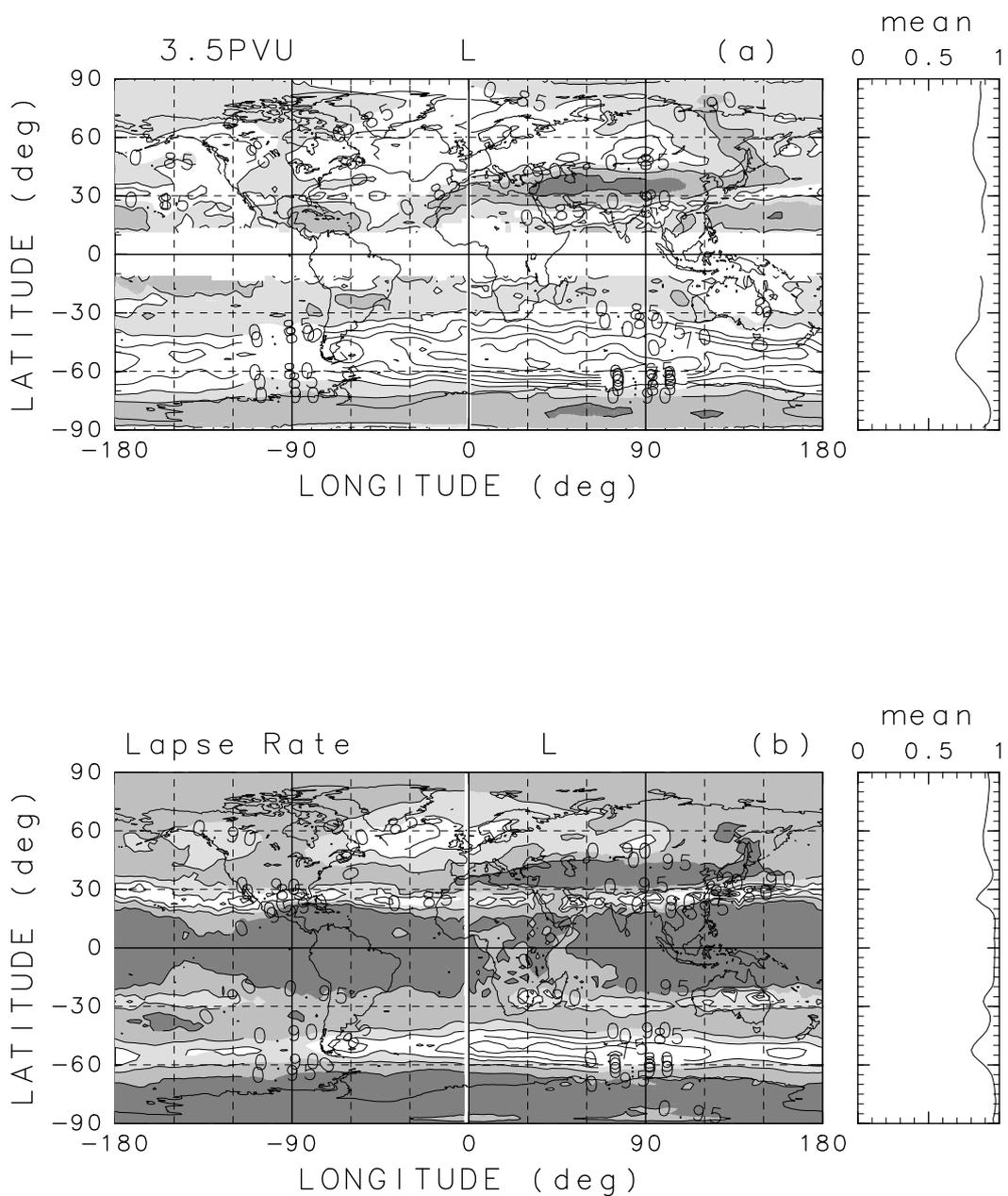


図 3.18: 左図は (a) 渦位で定義した (b) 温度減率で定義した対流圏界面高度の全変動成分のうち、10 日以上周期をもつ変動成分の割合の経度-緯度分布。コンターは 0.05 間隔。トーンは全体に占める割合が 85% 以上であることを示す。右図はその帯状平均値

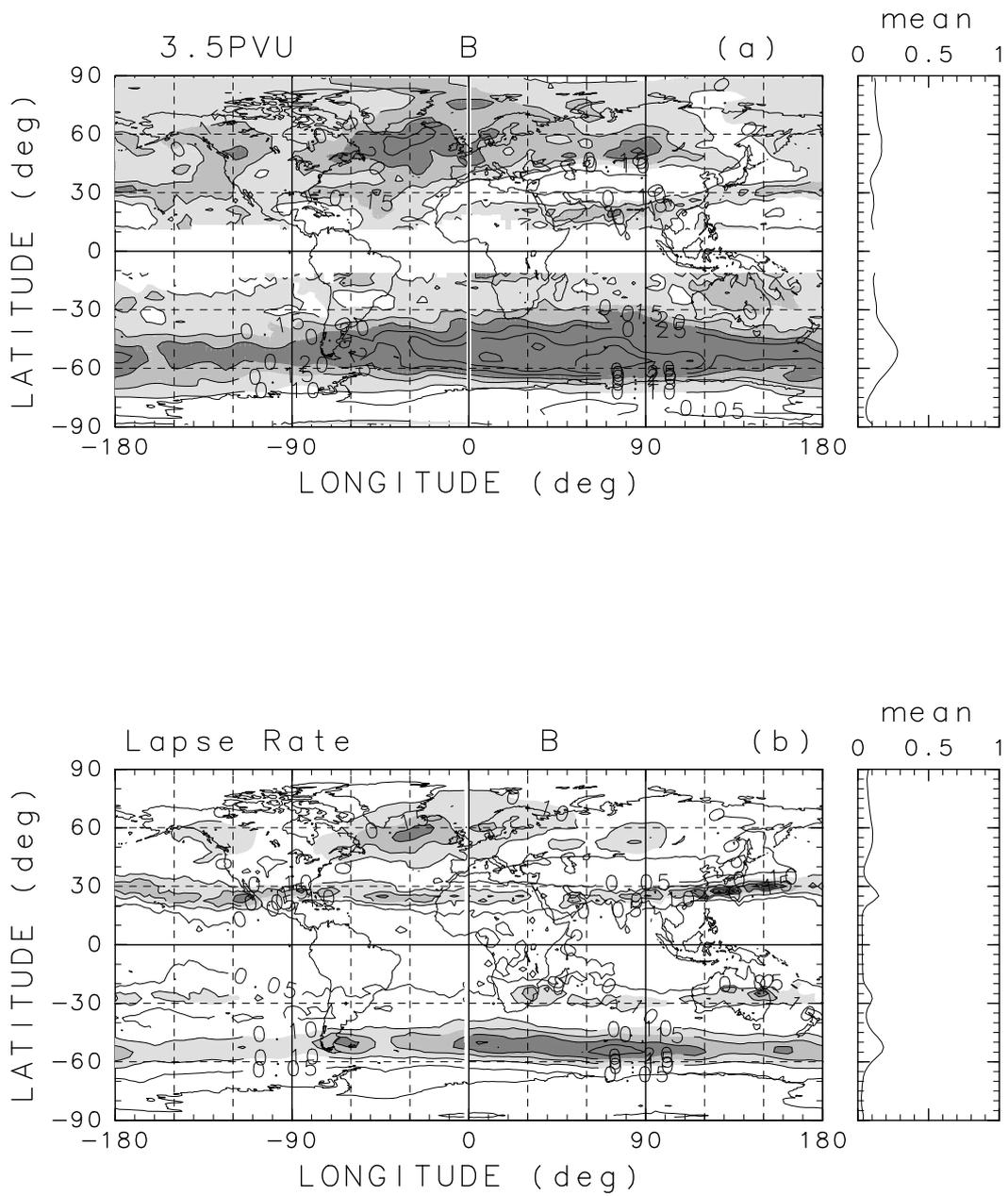


図 3.19: 図 3.18 と同様 . ただし 2.5 日 ~ 6 日の周期成分の割合を示す . コンターは 0.05 間隔 . トーンは全体に占める割合が 10% 以上であることを示す

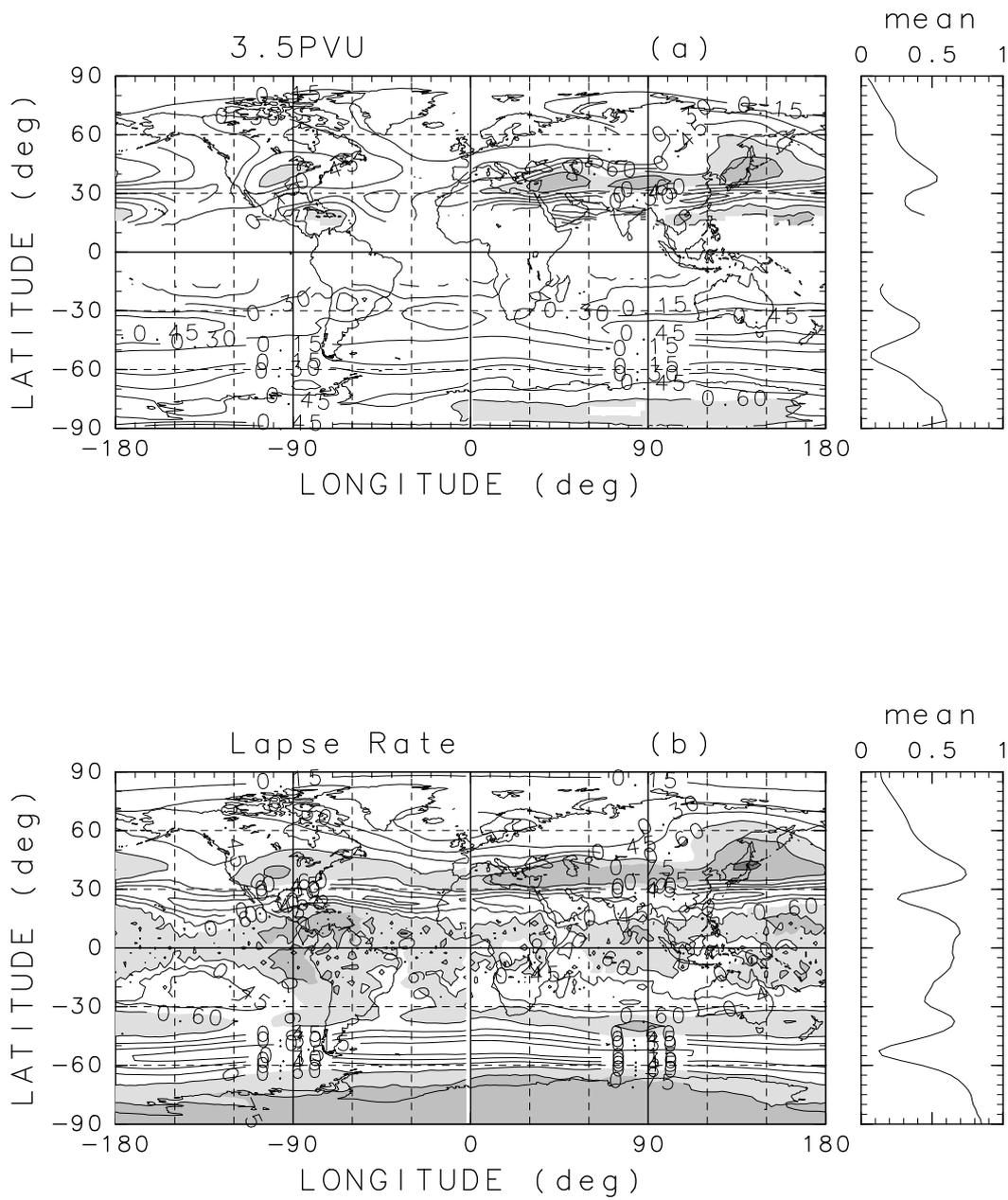


図 3.20: 図 3.18 と同様 . ただし図 3.18 の内で季節変動成分の割合を示す . コンターは 0.05 間隔 . トーンは図 3.18 に占める割合が 60% 以上であることを示す .

4 総観規模擾乱と対流圏界面変動

この章では対流圏界面高度の季節内変動について、総観規模擾乱の活動度の変動との関係を解析した結果を述べる。

まず主成分分析を行なう前に、各季節毎の 850hPa における総観規模擾乱にともなう南北熱フラックスの気候値を図 4.1 に示す。この値が大きなところが総観規模擾乱が活発な領域であって、ストームトラック領域を指す。これによれば、太平洋域のストームトラックは夏季を除いて、 40°N を中心に南北方向には $30^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、東西方向には $110^{\circ}\text{E} \sim 240^{\circ}\text{E}$ に分布している。夏季には 70°N 付近に存在している。大西洋域においては、 50°N を中心に南北方向に $35^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、東西方向には $260^{\circ}\text{E} \sim 330^{\circ}\text{E}$ に分布している。太平洋域に比べ強度が強く、また太平洋域のストームトラックが同心円上に広がっているのに対し、下流側では上流側に比べ北よりに存在している。この分布から、主成分分析を行なう領域を決定した。太平洋域に関しては中村 (2001) と同様に $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}$ とし、大西洋に関しては太平洋域と同じ大きさの領域を太平洋同様に上流側の $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $260^{\circ}\text{E} \sim 320^{\circ}\text{E}$ とした。また、この領域を経度方向に 30° ずつずらしたのものに対しても主成分分析を行なったが、寄与率が 5% 程度変化するだけで、空間分布そのものは変化しなかった。

次に各季節毎の太平洋域と大西洋域におけるストームトラックの主要な変動成分を取り出すため、2.3.2 節で述べた方法で、各季節毎に、総観規模擾乱に伴う太平洋域及び大西洋域の 850hPa における南北熱フラックス分布に基づいた主成分分析を行なった結果を示す。図 4.2 は太平洋域の第 1 主成分に伴う変動の回帰パターンで、図で示した値は第 1 主成分得点の時系列が単位標準偏差増加したときの熱フラックス偏差 (回帰係数) を示している。つまり正の領域は、熱フラックス偏差が正で、総観規模擾乱の活動が平均値よりも強く、負の領域は弱いことを示す。また、変動の大きさから見積もった、第 1 主成分の寄与率はそれぞれ、冬季 42%、春季 41%、夏季 23%、秋季 44% であり、これらの変動が卓越する変動成分であることがわかる。また、図 4.1 の平均値の熱フラックス分布と比較すると、これらの変動の回帰パターンと平均値の分布が一致するため、この変動パターンは、いずれの季節においても、ストームトラック自体の強度の変動を表現していることがわかる。また、変動の大きさは、春季に最大となり、夏季に最小となる。

一方、大西洋域で定義された第 1 主成分 (図 4.3) の寄与率はそれぞれ、冬季 0.36、春季 0.37、夏季 0.26、秋季 0.37 と太平洋域より若干小さくなるものの、どの季節においても、太平洋域と同様に、この変動パターンはストームトラック自体の強度の変動を表現していることがわかる。この第 1 主成分に伴う変動の空間的な広がりを、信頼度 95% 以上の領域 (図で陰影をつけた領域) で見積もると、例えば最もストームトラックが強い冬季において、太平洋域では $20^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\text{E} \sim 200^{\circ}\text{E}$ であるのに対し、大西洋域では $35^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $260^{\circ}\text{E} \sim 320^{\circ}\text{E}$ と、太平洋域の変動に比べやや北よりでしかも東西南北に狭いことがわかる。図 4.1 と比べてもこの構造は共通で、図 4.1 と比べて異なる点は太平洋域・大西洋域共に下流側の広がりが小さくなっている。しかしながら、その変動の大きさは、変

動の極大値で判断すると、太平洋域では8Km/sに対し、大西洋域では10Km/sと大西洋域のストームトラックの変動の方が、1.25倍強いことがわかる。この特徴は、どの季節についても同様である。

続いて、第2主成分に伴う変動の特徴について述べる。太平洋域(図4.4)において、第2主成分の寄与率はそれぞれ、冬季14%、春季15%、夏季14%、秋季14%と第1主成分のその3分の1程度である。変動の空間パターンはどの季節に関しても、気候値でのストームトラックの強度が最大となる北側と南側で、互いに逆の変動パターンを持ち、これらは、ストームトラックの中心軸が南北に変位するモードを表している。この変動領域の広がりには各季節ごとに異なっており、冬季ではストームトラックの中心軸より北側の変動領域の東西方向の幅は、南側に比べて狭いが、春季と秋季では同程度で、夏季では逆に北側の変動領域の方が、南側に比べ東西南北方向に広い。

同様に大西洋域(図4.5)について述べると、寄与率は冬季11%、春季13%、夏季13%、秋季13%と太平洋域と同程度であり、変動パターンに関しても同様に、ストームトラックの南北変動を表現している。第1主成分同様に、太平洋域に比べ大西洋域の第2主成分の方が、変動の中心がより極側に位置しており、その空間的な広がりも狭いが、変動の大きさは大きいという特徴がすべての季節において見て取れる。一方、南北のそれぞれの変動領域の広がりには、冬季と春季においては、太平洋域と同様の特徴を持つが、夏季には太平洋域とは逆に南側の変動領域の方が東西南北方向に広く、秋季は南側の変動領域が極めて小さくなるという特徴が見られる。

次に、この第1主成分と第2主成分の変動に伴って、対流圏界面高度がどのように変動するかを解析する。3.4節で述べたように、対流圏界面高度の長周期変動に対する季節変動以外の成分の寄与は、温度減率で定義したものより渦位で定義したものの方が大きい。実際以下に示す結果も温度減率で定義したものより、変動の大きさが大きかったので、ここでは渦位で定義した対流圏界面高度の変動のみを示すこととする。

図4.6は太平洋域における、第1主成分つまりストームトラック自体の強度の変動と関連する対流圏界面高度の変動を示している。図の値は、第1主成分得点が単位標準偏差増加したときの対流圏界面高度偏差(回帰係数)を示している。正(負)の領域は、ストームトラックの活動が強いときに対流圏界面高度が高く(低く)なることを示している。また、両者の相関係数が有意な値を持つ領域に陰影をつけた。図4.6と図4.2から冬季・春季においては、ストームトラックの活動が強くなると、ストームトラック領域で対流圏界面高度が高くなり、ストームトラック領域の北西側と南東側で圏界面高度が低くなるのがわかる。また、春季には圏界面高度の偏差は、ストームトラック領域の下流側の北米西海岸付近にまで達している。一方、夏季に関しては、両者の間に有意な相関関係は見られない。また、秋季では、ストームトラックの活動が盛んになると、ストームトラックの北西側で有意に圏界面が低くなるのがわかる。

一方、大西洋域(図4.7)では、ストームトラック自体の強度の変動の大きさが太平洋域に比べ大きいにもかかわらず、圏界面高度変動の大きさは最も大きな値を示す春季で比べ

てみると，太平洋域が最大 350m に対し，大西洋域では 250m と小さい．このように値は小さいが，秋季を除き，ストームトラック強度の変動に伴う圏界面高度変動の空間パターンは，太平洋域のものと類似しており，ストームトラックの活動が強くなると，ストームトラック領域で圏界面高度が上昇し，その北西側と南東側では下降する．一方，秋季では，このような特徴は見い出せず，圏界面高度変動の大きさも小さくなる．

ストームトラックの南北変位を表現する第 2 主成分と圏界面高度との関係について，次に記述する．図 4.8 は，太平洋域において，この第 2 主成分に伴う変動に伴って，ストームトラックの活動中心が北に変位した場合の圏界面高度変動の空間分布を示している．大変興味深いことに，太平洋域においては，冬季における圏界面高度の変動パターンは，全体的にやや北側にシフトすることを除けば，第 1 主成分変動に伴う変動パターンとほぼ同じで，ストームトラック領域で対流圏界面高度が高くなり，その北西側と南東側で低くなる．しかし，第 1 主成分と関連する圏界面高度変動では，冬季と春季にのみ，この特徴的な空間変動パターンが出現したが，第 2 主成分と関連する圏界面高度変動では全ての季節で，同様の空間パターンが出現する．さらに，その変動の大きさは第 1 主成分に伴う変動よりも第 2 主成分に伴う変動の方が大きくなる．例えば，圏界面変動の極大値で比較すると，冬季において第 1 主成分では 300m であったのが 400m であるなど，冬季・春季では 1.3 倍，夏季では 3.5 倍，秋季では 1.8 倍程度大きいことがわかる．このことは，ストームトラックの強度の変動よりもむしろ，南北変位に伴って，中高緯度域の圏界面高度が大きく変動することを示している．

大西洋域 (図 4.9) においても，圏界面高度は，ストームトラックの第 1 主成分変動よりも，第 2 主成分変動と有意に関連して変動している．すなわち，冬季と春季では，ストームトラック領域における圏界面高度の変動は，第 1 主成分変動との相関は悪かったが，第 2 主成分変動とは有意に相関を持ち，ストームトラックが北に変位すると，圏界面高度が上昇する傾向を示す．また，ストームトラックの北側と南東側では逆に圏界面高度は下降する傾向を持つ．さらに，第 1 主成分に対する応答が小さかった夏季や秋季においても，ストームトラック領域で圏界面高度は有意に高くなる．また，その変動の大きさも，冬季においては第 1 主成分では最大 250m であったのが 450m であるなど，第 1 主成分に伴う変動より大きい．

さらに，対流圏界面高度の季節内変動の大きさに比較して，ストームトラックの変動に伴う圏界面高度変動の大きさがどれくらいを占めているのかを調べる．まず，対流圏界面高度の季節内変動の大きさを，その標準偏差で表示する (図 4.10)．季節変動が大きくなる緯度は，各季節とも，偏西風ジェットが存在する緯度帯に存在するため，これらの緯度帯では，偏西風ジェット軸の南北変位に伴う圏界面変動が，その季節内変動の大部分を説明していると考えられる．一方，経度方向の変動の非一様性も，偏西風ジェットが存在する緯度帯で大きくなる．例えば，冬季では日本付近から東太平洋にかけて，春季は日本付近と中東付近，夏季ではチベット付近，秋季では日本付近が大きくなる．しかし，ジェット軸よりも極側では，東西方向に顕著に圏界面変動の大きさが変動する様子はみられない．

一方、図 4.10 で示された全季節内変動の大きさと、図 4.6 から図 4.9 で示された、ストームトラックの変動に伴う圏界面高度の変動の大きさの比を図 4.11 から図 4.14 に示す。これらの図より、太平洋域のストームトラック変動の第 1 主成分に伴う圏界面高度変動 (図 4.11) は、冬季と春季においては、日本の東海上と中央太平洋域で全体変動のうち最大 3 割を占め、秋季においてシベリア付近で最大 3 割を占める。一方、大西洋域に関して (図 4.12) は、春季と夏季の 270°E 付近のバフィン湾付近の狭い領域で最大 3 割を占めるだけである。しかし、第 2 主成分に伴う圏界面高度の変動の大きさは、太平洋域に関して (図 4.13)、どの季節においても北西太平洋の $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ と広い範囲で全体の変動の 2 割以上を占め、ストームトラック領域でその変動が極大となる 40°N 付近では、最大 4 割と非常に高い割合を占めることがわかる。また、大西洋域に関して (図 4.14)、冬季でストームトラック領域で全体の変動の最大 4 割を占め、他の季節においても最大 3 割を占めることがわかる。このように、ストームトラック変動の第 2 主成分に伴う圏界面高度の変動は、その全季節内変動のうち、最大で 4 割を説明することが示された。したがって、対流圏界面高度に大きな変動をもたらすのは、ストームトラックの活動度の強さの変動ではなく、むしろ、ストームトラックが南北に変位することで、圏界面高度は大きく変動することがわかる。一方、このストームトラックの変動に伴う圏界面高度の変動が、全体の圏界面高度の季節内変動に占める割合は、ストームトラックの変動の大きな大西洋よりも太平洋で大きいことが示された。

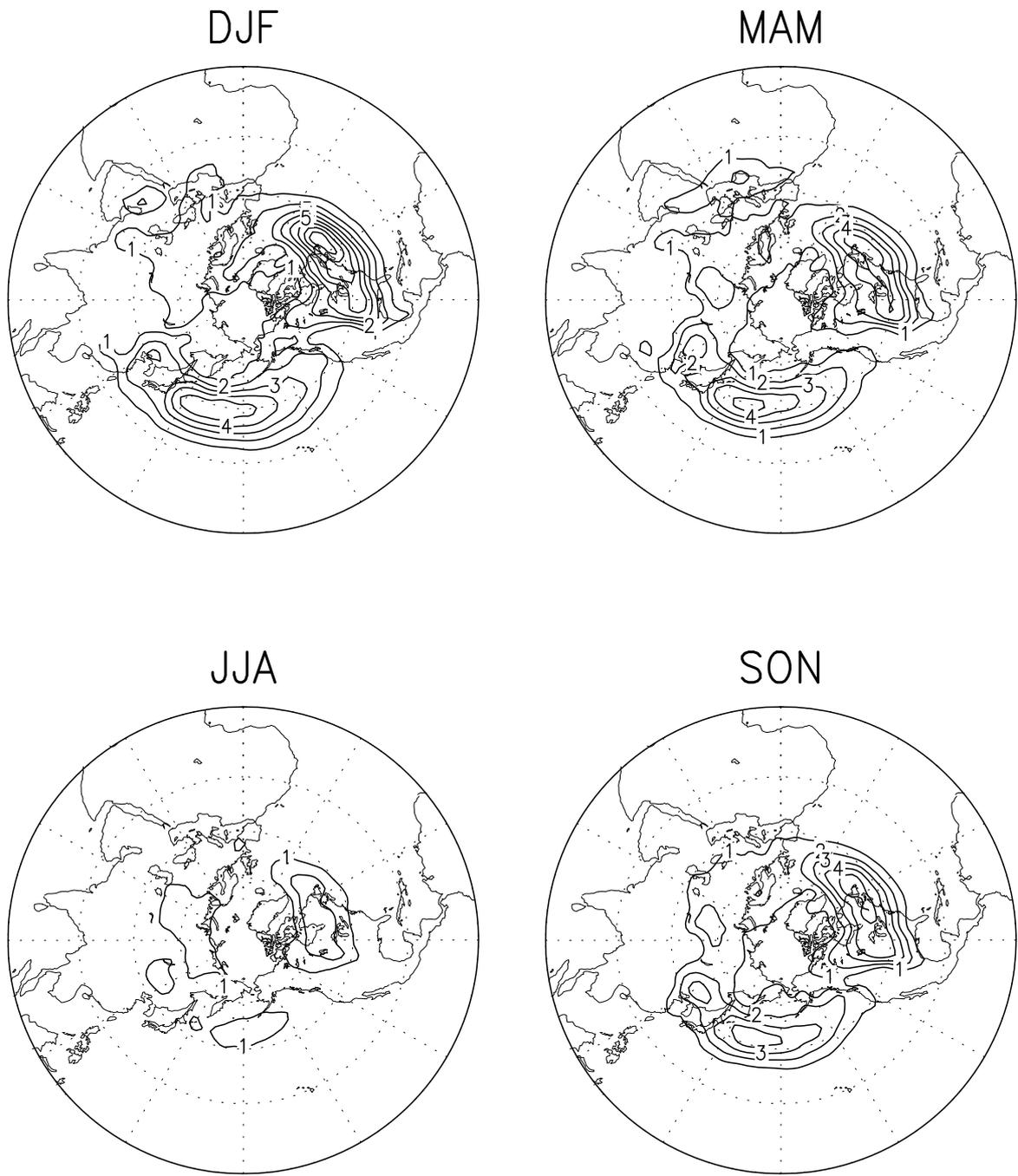


図 4.1: 各季節における 850hPa の南北熱フラックスの気候値．コンターは 1Km/s

PC1-V'T'-P

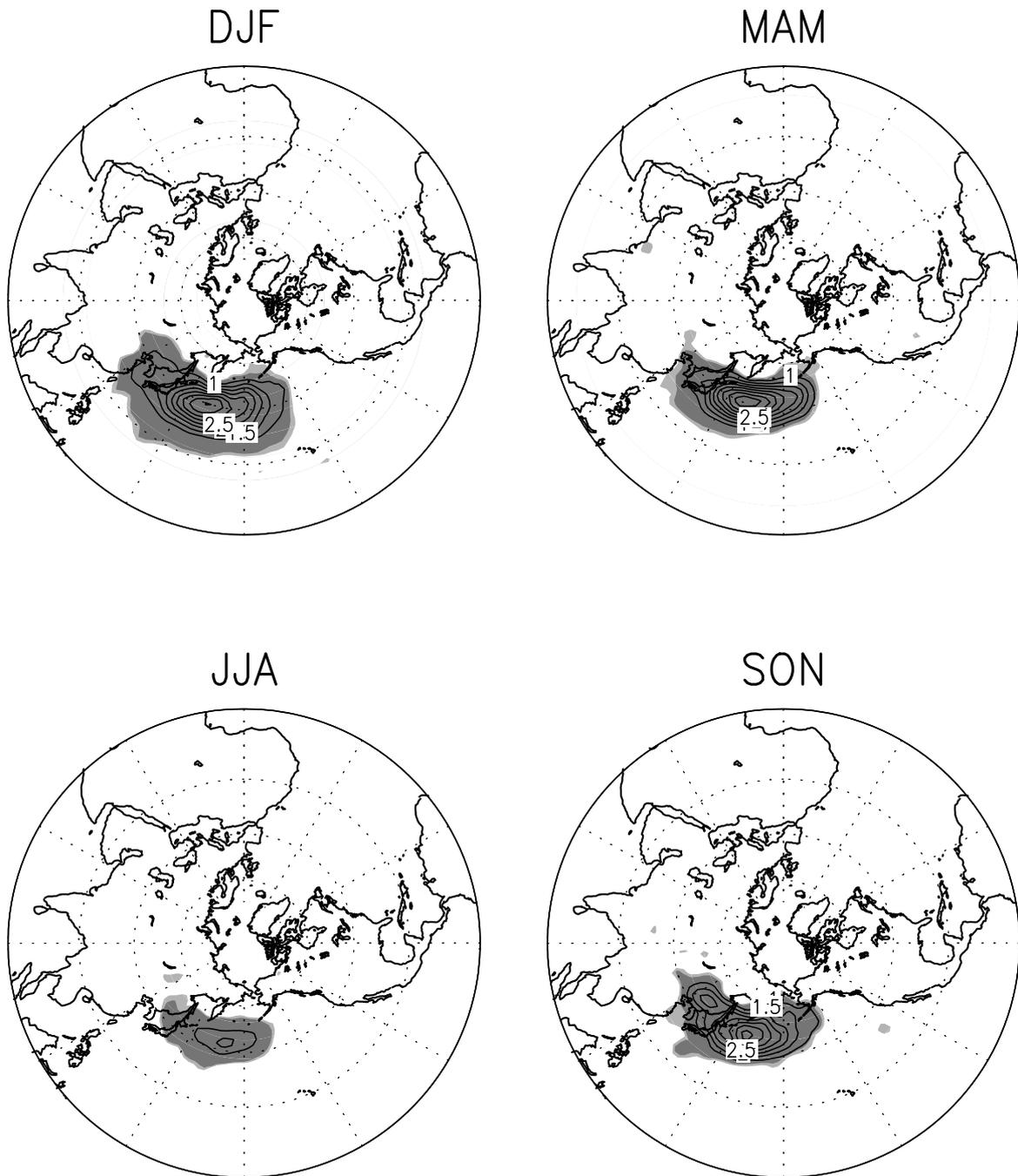


図 4.2: 太平洋域において総観規模擾乱にともなう 850hPa の南北熱フラックスの季節内変動の第 1 主成分の回帰パターン．値は第 1 主成分の主成分得点が単位標準偏差増加した時に予想される南北熱フラックス偏差 (回帰係数) を示す．コンター間隔は 0.5Km/s; -0.5, 0, 0.5 線略．第 1 主成分との相関係数が信頼度 95%以上の領域には濃影, 90%以上には淡影．

PC1-V'T'-A

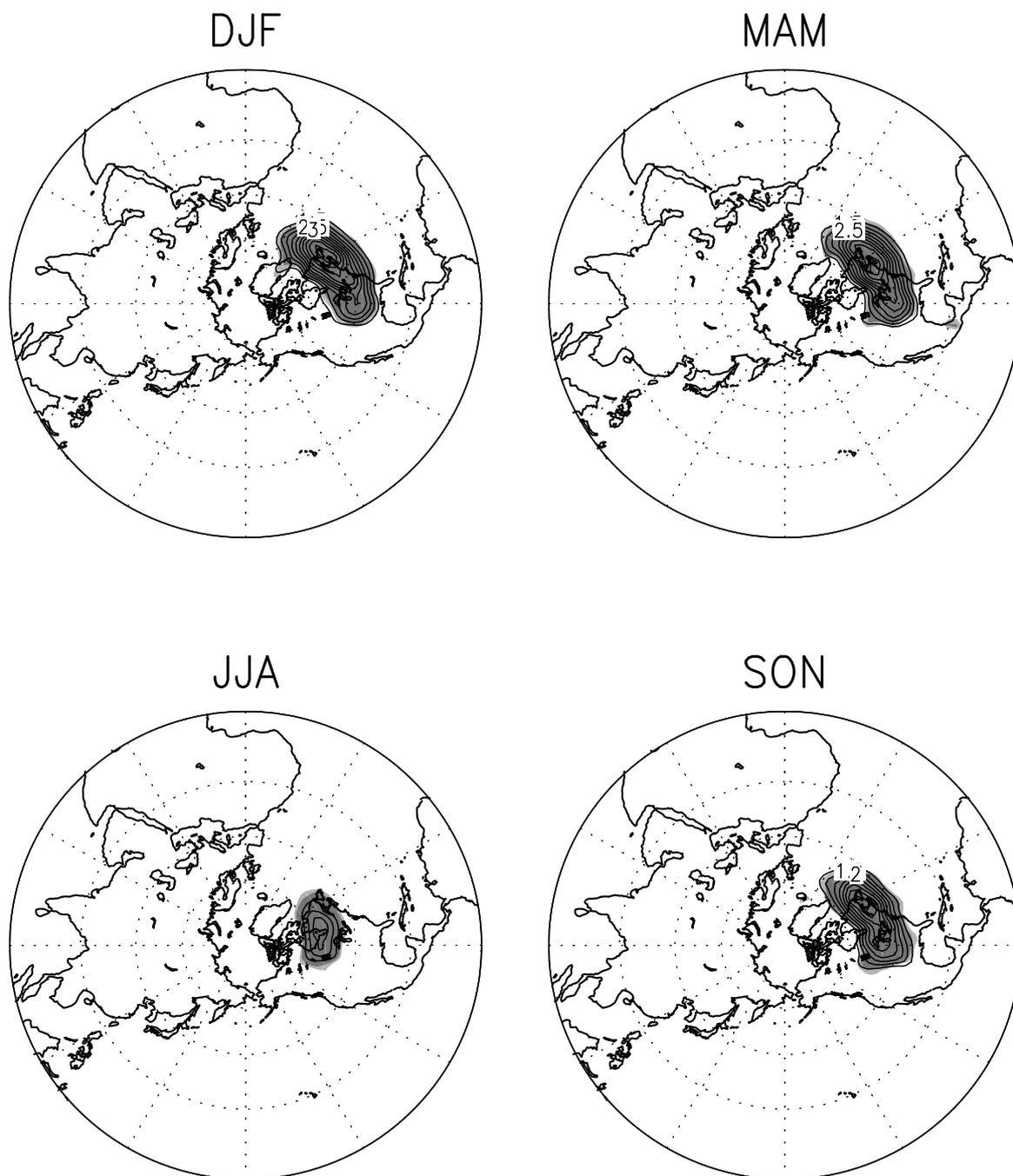


図 4.3: 図 4.2 と同様 . ただし大西洋域

PC2-V'T'-P

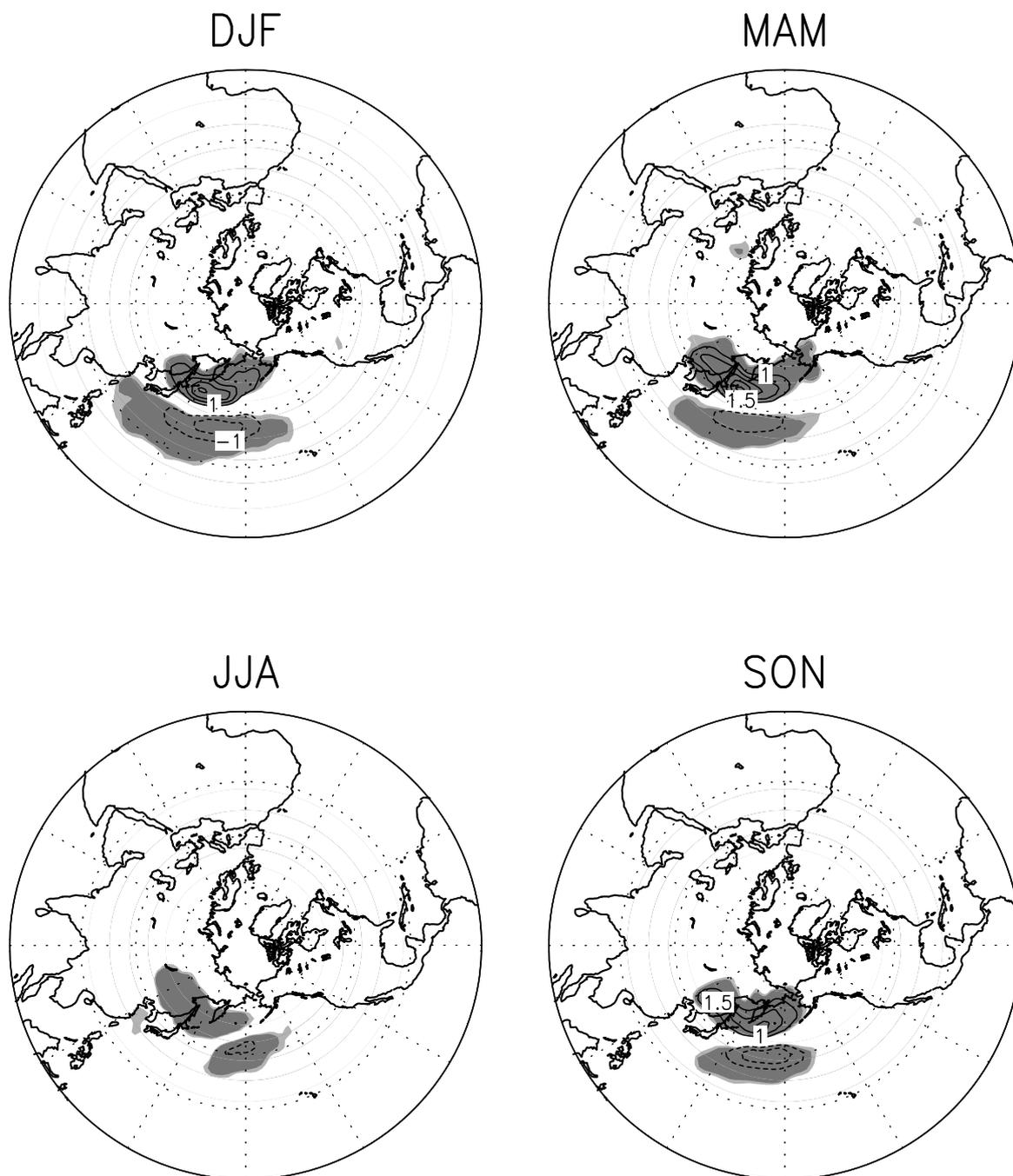
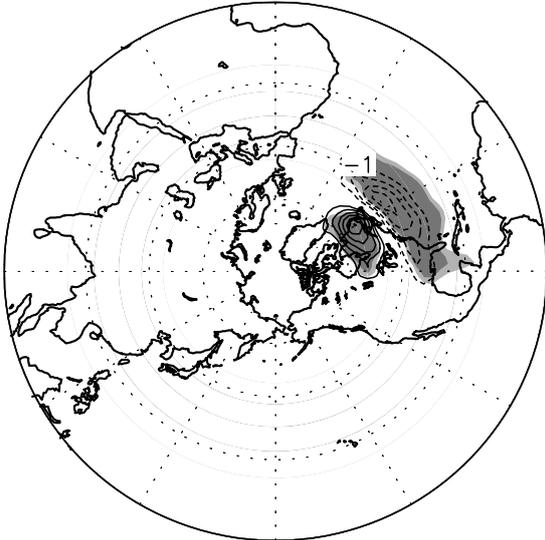


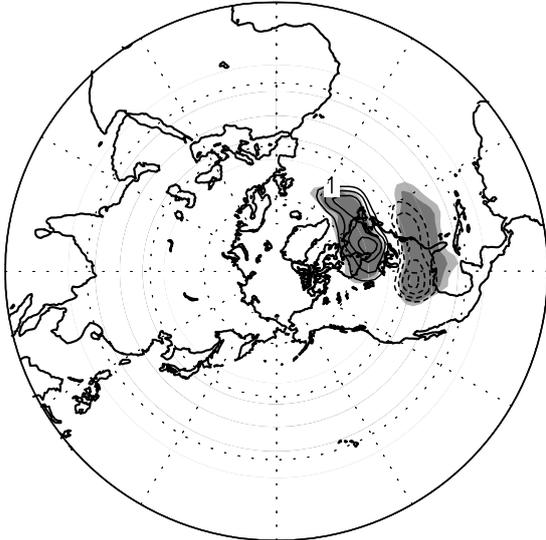
図 4.4: 図 4.2 と同様 . ただし第 2 主成分 .

PC2-V'T'-A

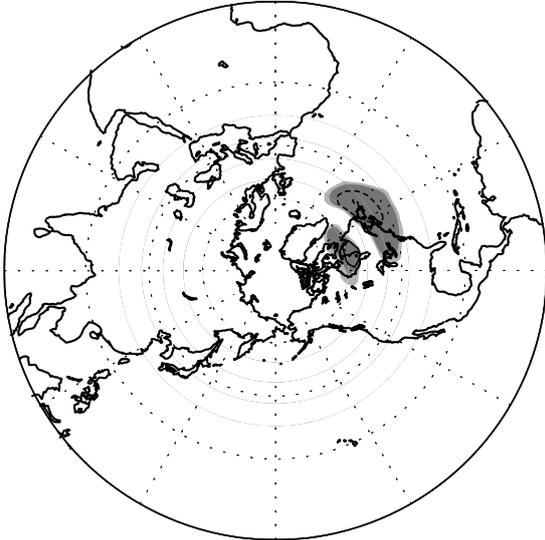
DJF



MAM



JJA



SON

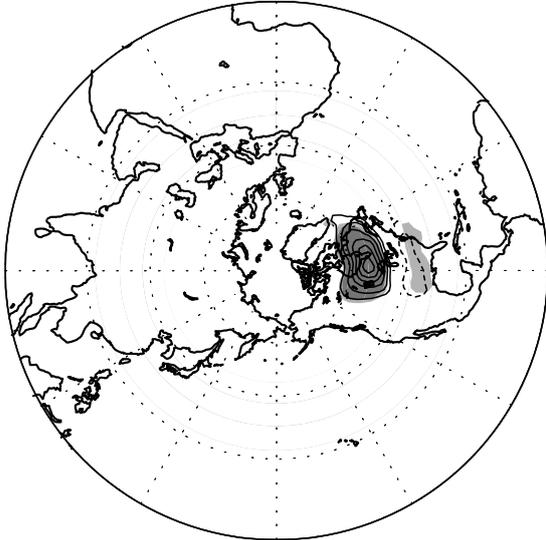


図 4.5: 図 4.2 と同様 . ただし第 2 主成分で大西洋域 .

PC1-3.5PVU-P

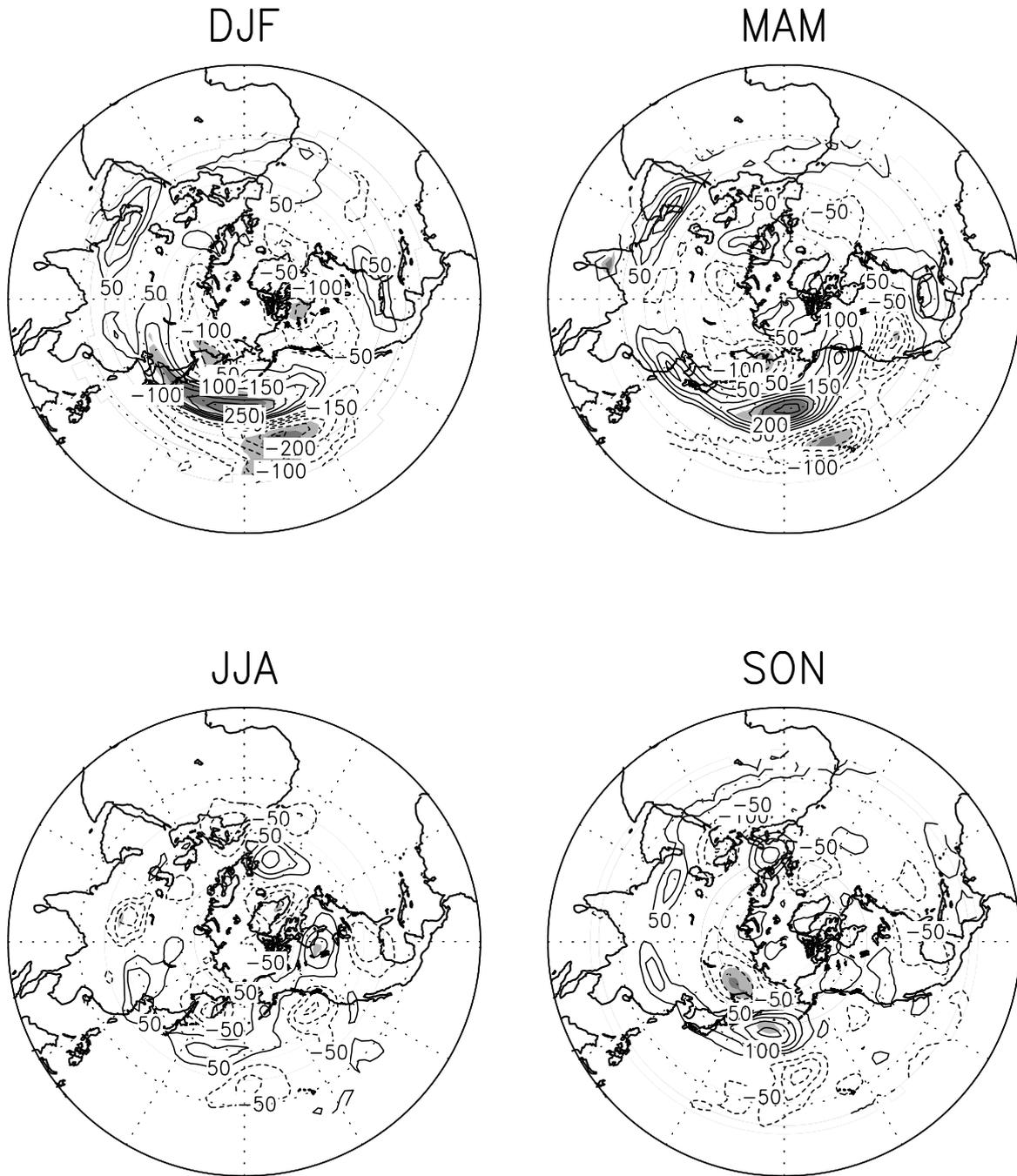


図 4.6: 図 4.2 に付随する対流圏界面高度偏差．コンター間隔は 50m; -50, 0, 50 線略．第 1 主成分との相関係数が信頼度 95%以上の領域には濃影, 90%以上には淡影．

PC1-3.5PVU-A

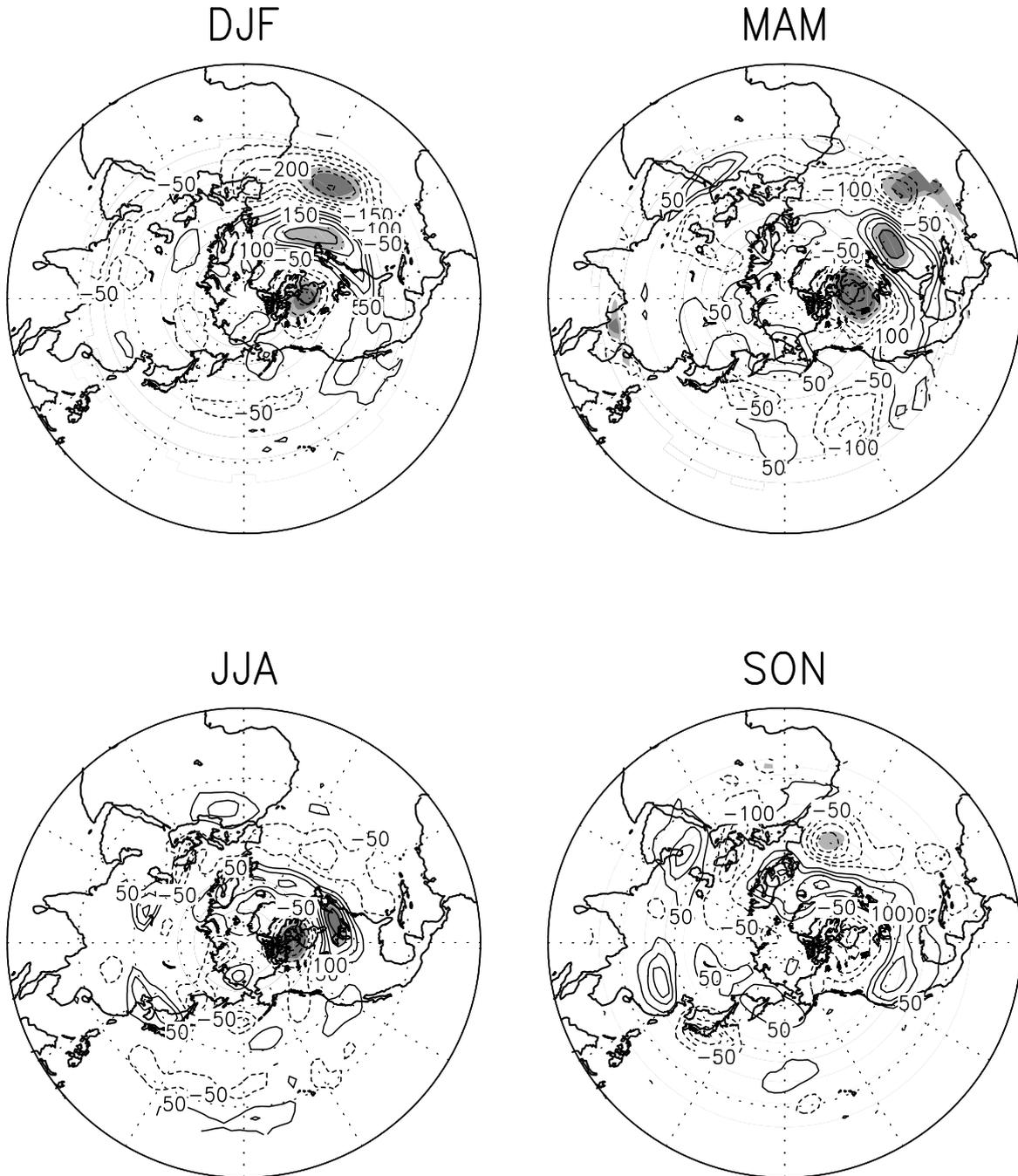
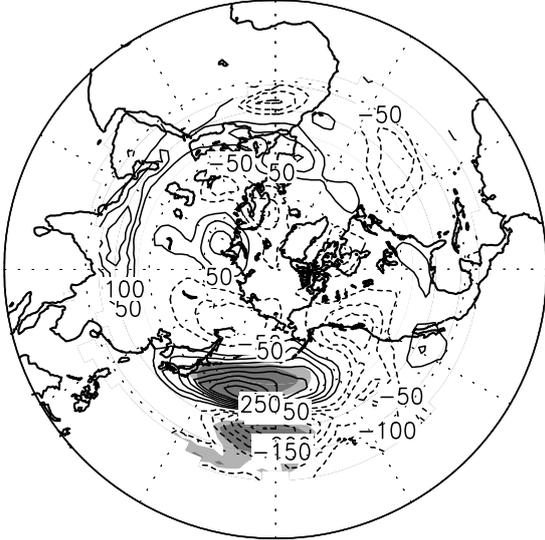


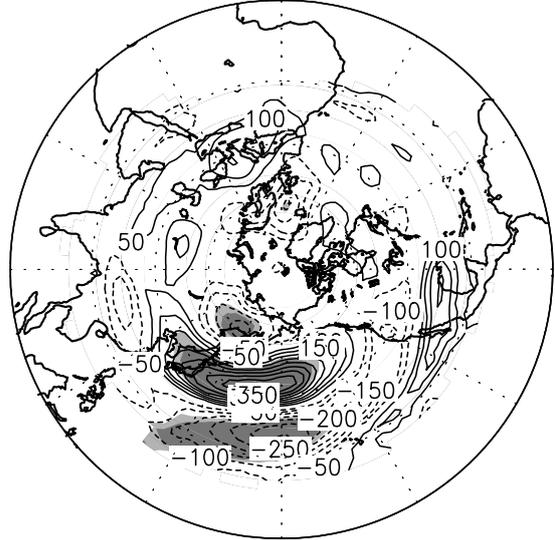
図 4.7: 図 4.6 と同様 . ただし大西洋域

PC2-3.5PVU-P

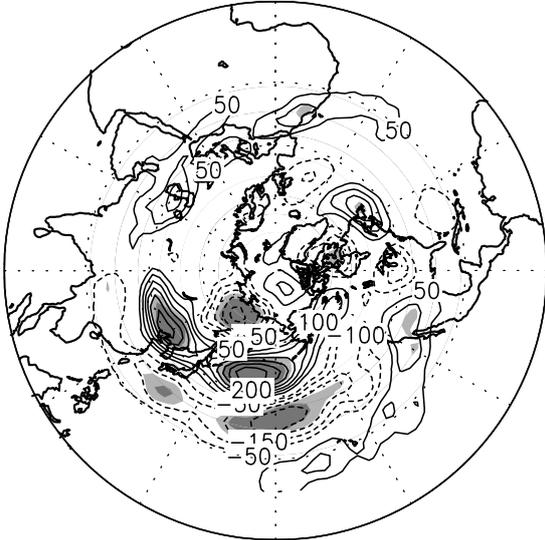
DJF



MAM



JJA



SON

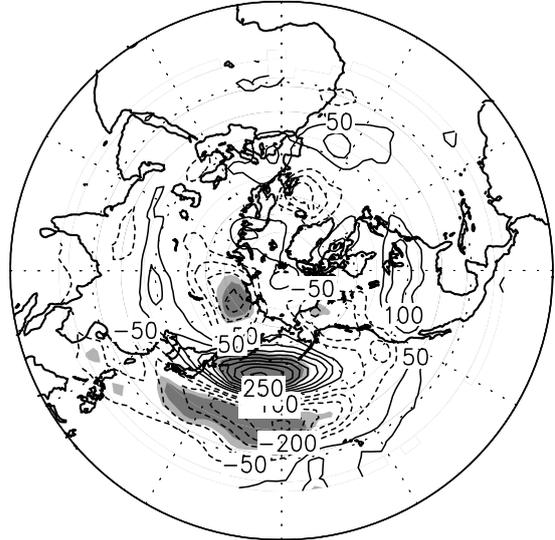
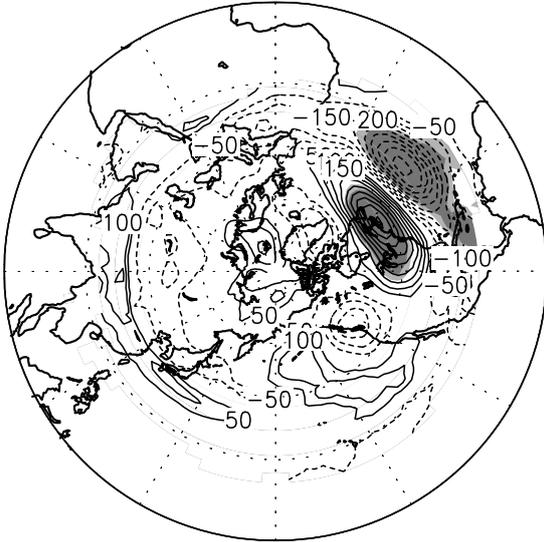


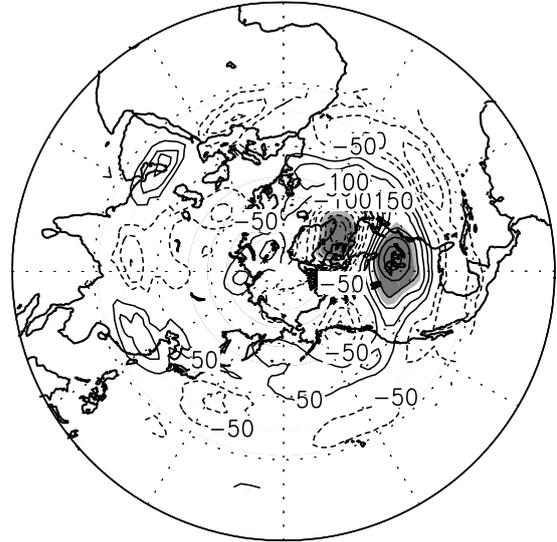
図 4.8: 図 4.6 と同様 . ただし第 2 主成分

PC2-3.5PVU-A

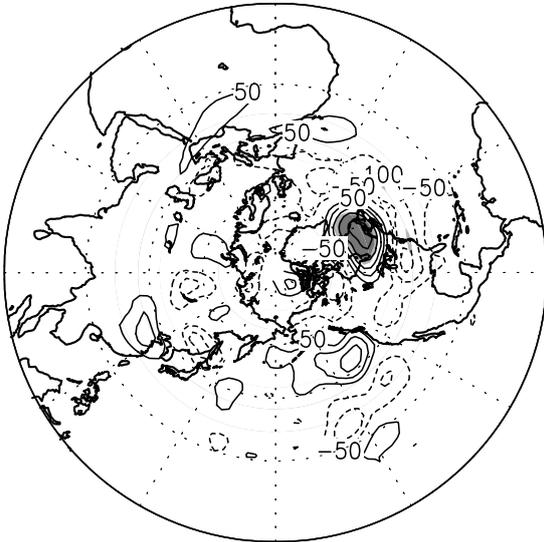
DJF



MAM



JJA



SON

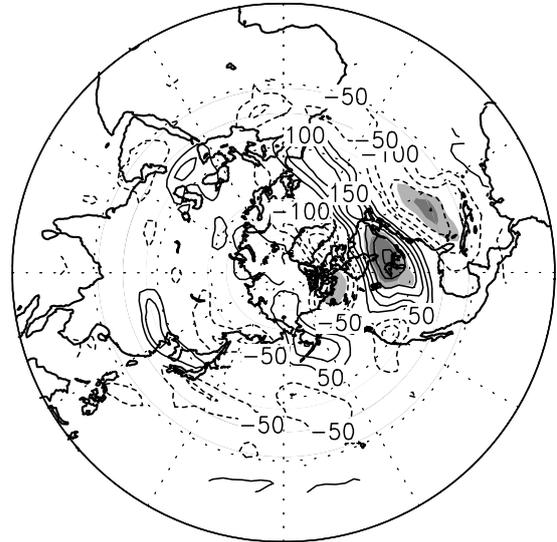


図 4.9: 図 4.6 と同様, ただし第 2 主成分で大西洋域

3.5PVU-SD

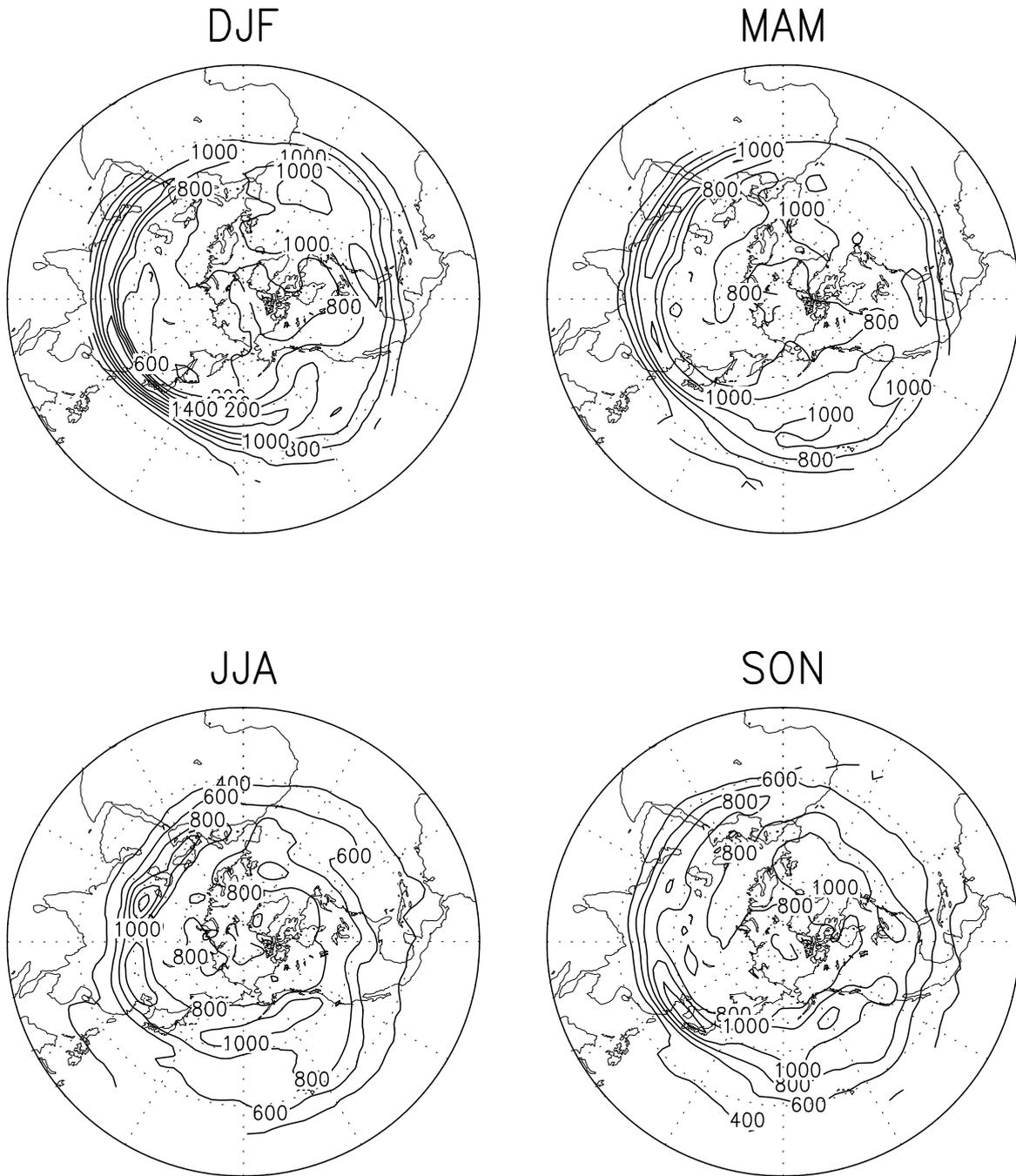


図 4.10: 季節内における対流圏界面高度の全変動の空間分布．値は標準偏差 (m) で示す．
コンター間隔は 200m.

PC1-3.5PVU-P

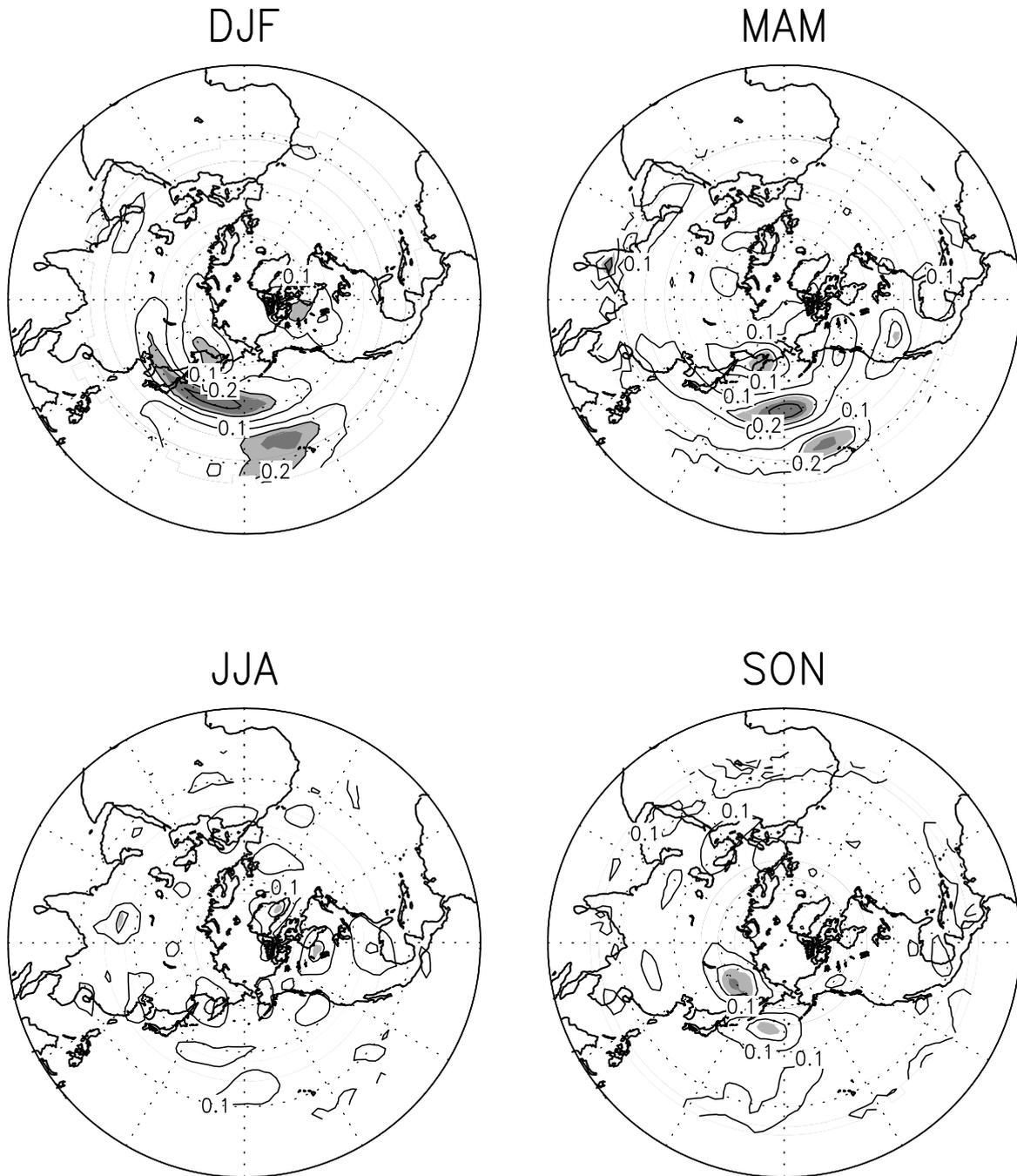


図 4.11: 季節内における対流圏界面高度の全変動に対する第 1 主成分に付随した変動の割合の空間分布．図 4.10 に対する図 4.6 の割合を示す．コンター間隔は 0.1;0 線略．第 1 主成分との相関係数が信頼度 95%以上の領域には濃影，90%以上には淡影．

PC1-3.5PVU-A

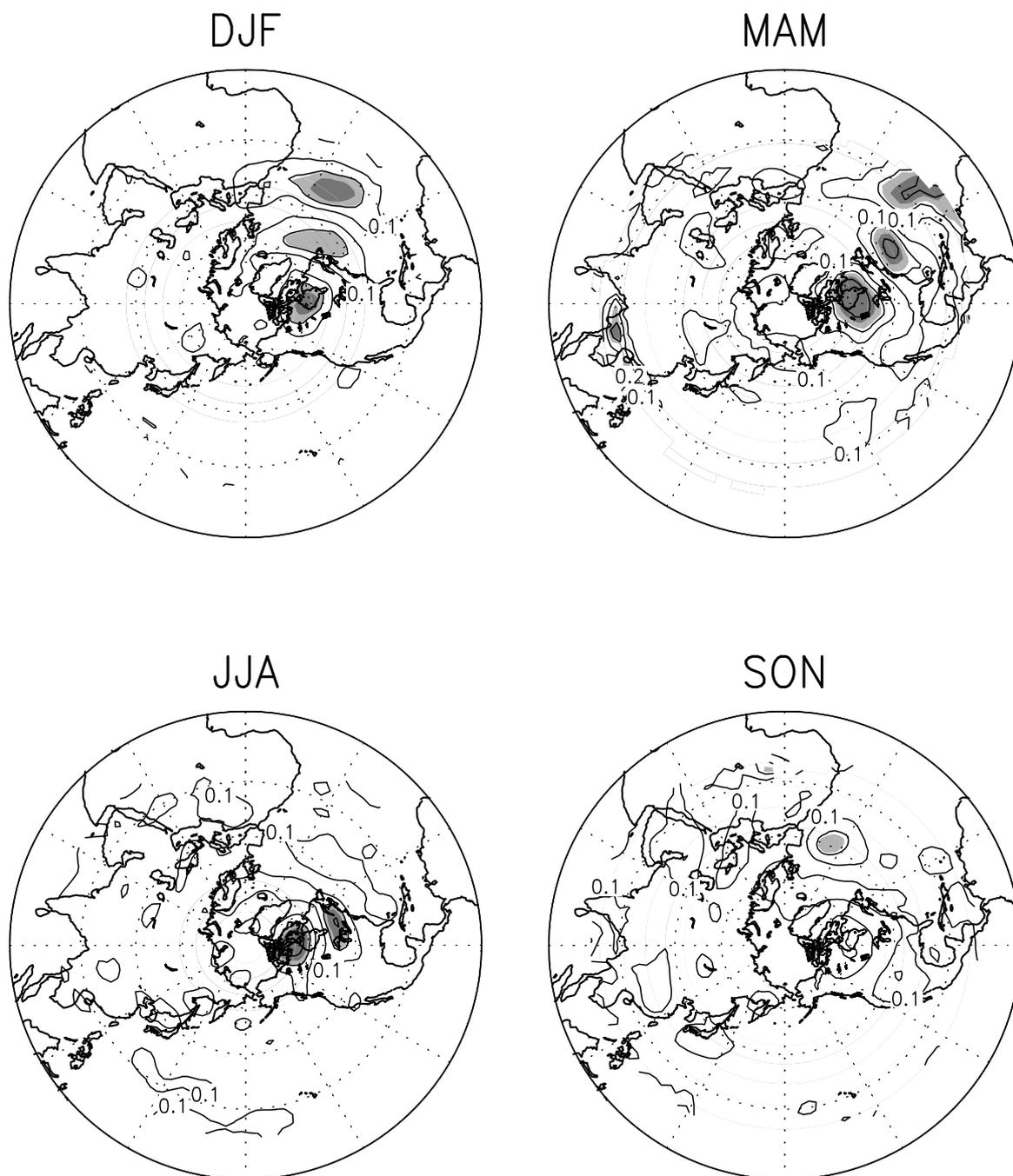


図 4.12: 図 4.11 と同様 . ただし図 4.10 に対する図 4.7 の割合

PC2-3.5PVU-P

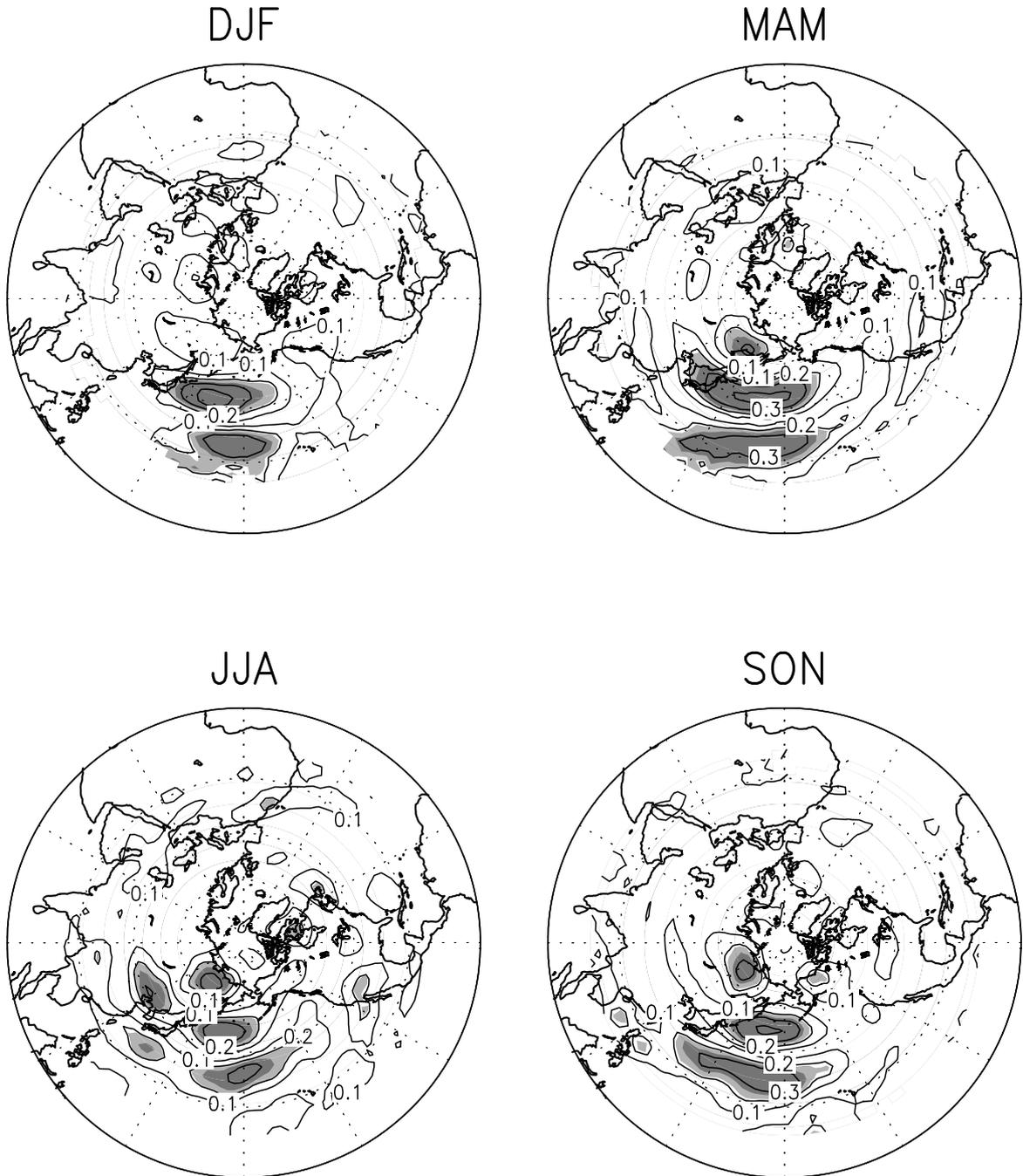
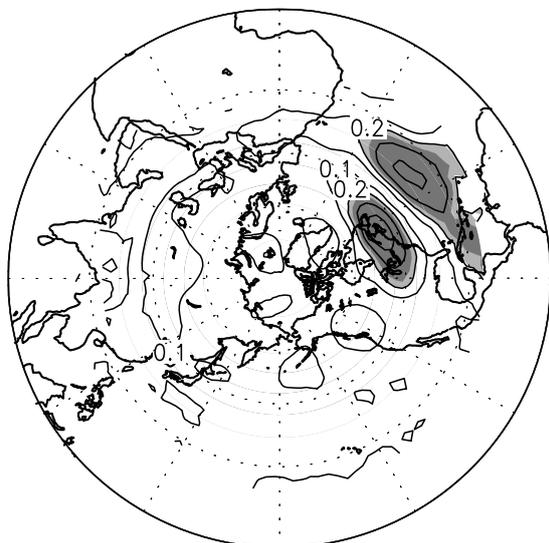


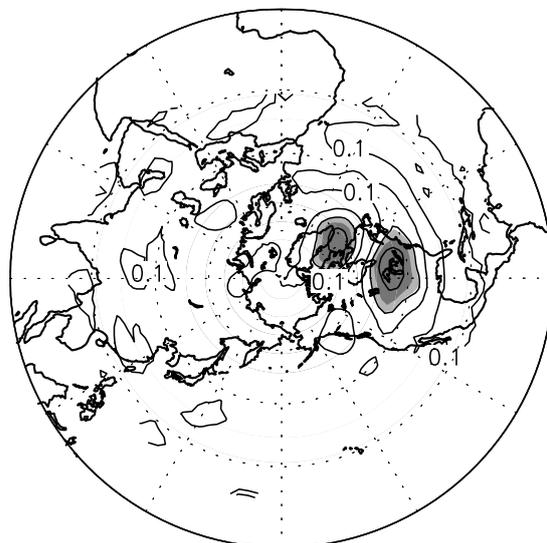
図 4.13: 図 4.11 と同様 . ただし図 4.10 に対する図 4.8 の割合

PC2-3.5PVU-A

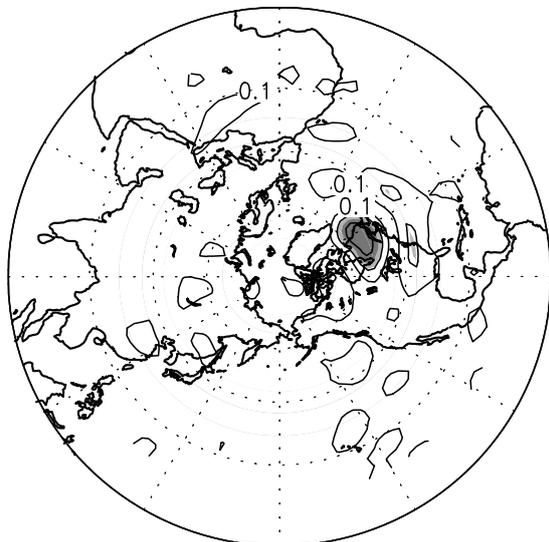
DJF



MAM



JJA



SON

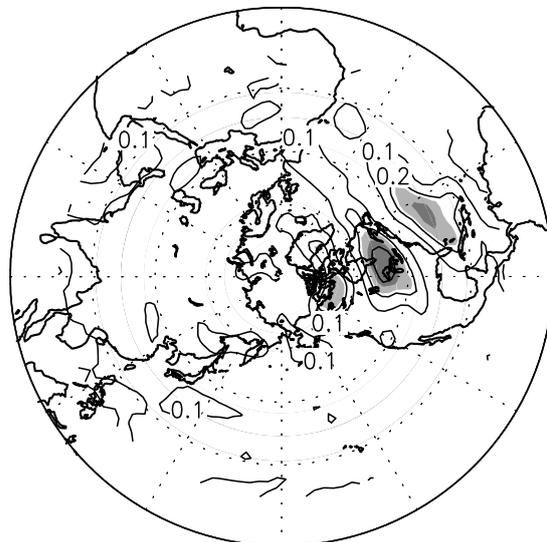


図 4.14: 図 4.11 と同様 . ただし図 4.10 に対する図 4.9 の割合

5 考察

ここでは、ストームトラック変動に伴う圏界面高度の変動のメカニズムに関して、これまでに行われた数値的あるいは理論的研究に基づき考察する。しかし、ストームトラックの変動に伴う大気循環の応答に関するこれまでの研究においては、主として高度場の変動に着目するものがほとんどで、圏界面高度変動に注目するものは存在しない。このため、本節では、ストームトラックの変動に伴う高度場の変動を解析し、それをもとに、圏界面高度の変動を考察する。

まず図 5.1 に、太平洋域における、ストームトラック変動の第 1 主成分、すなわち、ストームトラック自体の活動度の変動と関連する、対流圏上層 (250hPa) の等圧面高度場の変動を示している。図の値は、第 1 主成分得点が単位標準偏差増加したときの高度偏差 (回帰係数) を示していて、正 (負) の領域は、ストームトラックの活動が強いときに、250hPa 等圧面の高度が高く (低く) なることを示している。図 5.1 と図 4.6 とを見比べると、一般的にどの季節においても対流圏上層の高度が高い (低い) 領域で、対流圏界面高度が高く (低く) なる傾向があることがわかる。この関係は第 1.4 節で紹介した関係と一致する。一方、両者の応答の違いに着目すると、冬季においては、高度場の比べて対流圏界面高度場の変動の大きい領域は、高度場で正の応答を示す領域の南端付近である、 35°N 付近に集中しており、緯度方向の広がりが狭い。この特徴は、冬季において特に顕著であるが、他の季節においても見て取ることができる。一方、大西洋域 (図 5.2) においても、太平洋域と同様に、どの季節においても対流圏上層の高度が高く (低く) なる領域で、対流圏界面高度も高く (低く) なるという一般的な傾向がある。また、圏界面高度変動と同様に、有意な相関を持つ高度場変動はストームトラックの北西側だけに限定されている。

次に、ストームトラック変動の第 2 主成分に相関を持つ対流圏上層の高度場変動を図 5.3 (太平洋域) と図 5.4 (大西洋域) に示す。まず、一般的に高度場変動と圏界面高度変動との間には、第 1 主成分に伴う変動と同様に、正の相関がある。また、太平洋域においては (図 5.3)、圏界面高度が有意な変動を示す領域よりも広い領域に、有意な高度場変動が存在する。さらに、圏界面変動と同様に、第 1 主成分に伴う変動よりも、第 2 主成分に伴う高度場変動の方が大きな振幅を持つ。

ここで得られたストームトラック変動の第 1 主成分、すなわち、ストームトラック自体の活動度の変動に伴い、ストームトラック領域の対流圏上層の高度場が高くなり、その南北で低くなるという応答は、図 5.5 に示すように、Hoskins and Valdes (1990) による総観規模擾乱に伴う非断熱効果に対する大気の線型定常応答と一致していることがわかる。これにより、圏界面高度場変動に総観規模擾乱に伴う非断熱加熱の変動が重要な役割を果たしている可能性を示唆している。一方、ストームトラックの南北変位を表現する第 2 主成分の変動に伴う高度場変動は、第 1 主成分の変動に伴う高度場変動パターンを南北方向に変位させたものであるため、第 1 主成分と同様に、主として総観規模擾乱の非断熱加熱の変動によりもたらされている可能性が高いと考えられる。

さらに温度構造と対流圏界面の鉛直構造について示す。図 5.6 (左) は冬季の太平洋域の

第1主成分と関連した170°Eにおける対流圏界面高度偏差と温位偏差の南北高度断面を示す。170°Eは冬季の太平洋域の第1主成分における対流圏界面高度偏差が最大の場所である。実線は温位の冬季の気候値、破線は第1主成分得点が単位標準偏差増加した時の温位に冬季の気候値を加えたもので、赤線は対流圏界面高度の冬季の気候値、緑線は単位標準偏差増加した時の対流圏界面に冬季の気候値を加えたものである。(右)は第1主成分得点が単位標準偏差増加した時の温位偏差である。これらから40°N付近、つまりストームトラックの中心の高度6km付近で温位が上昇していて、その上層の高度8km付近で安定度が気候値よりも低くなっていることがわかる。そしてその場所で最も対流圏界面高度が高くなっている。程度は違うものの、季節、太平洋域・大西洋域、第1主成分・第2主成分についても同様のことが言える。

つまりまとめると、ストームトラックの中心で非断熱加熱によって大気が暖められ、その上層で安定度が低くなることで、対流圏が拡大し、対流圏界面高度が上昇すると考えることができる。今後の研究課題として、水蒸気輸送の変動も考慮して、対流圏界面高度変動と総観規模擾乱の活動度の変動との関連を解明する解析が必要である。

PC1-Z250-P

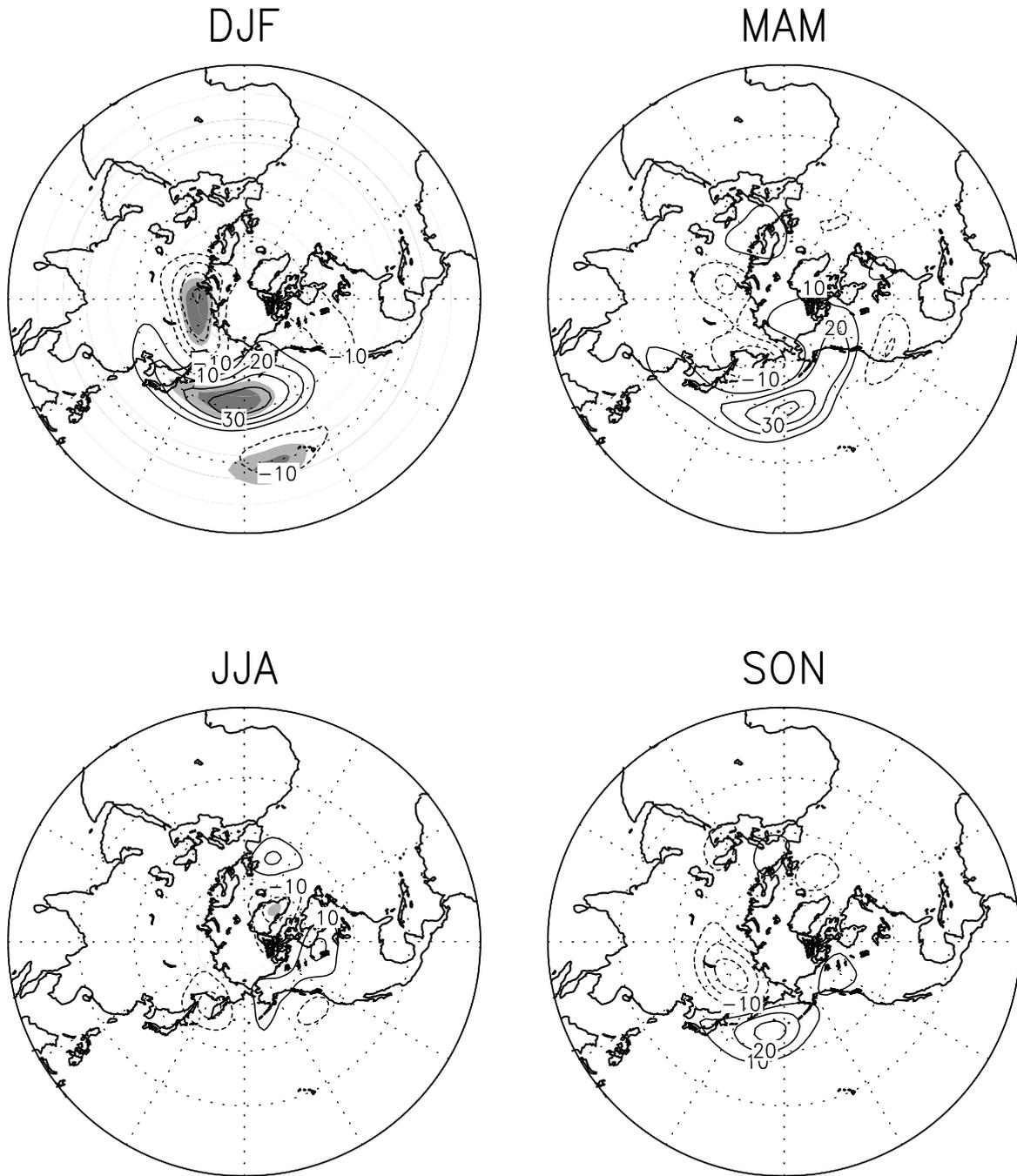
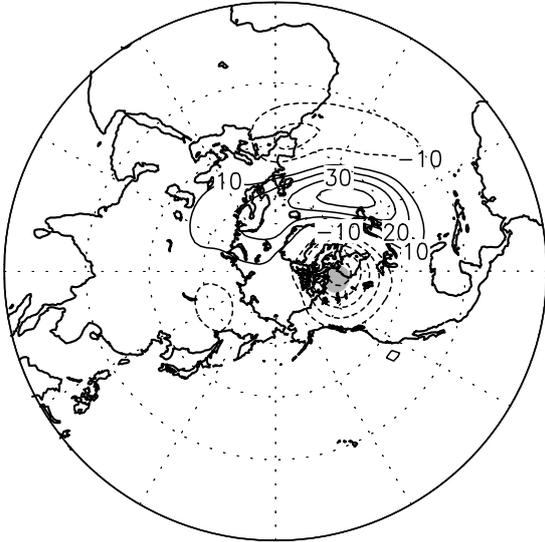


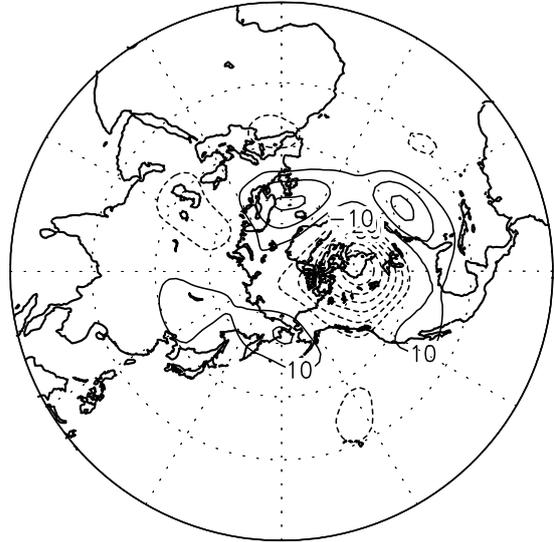
図 5.1: 図 4.2 に付随する 250hPa における高度偏差 . コンター間隔は 10m; 0 線略 . 第 1 主成分との相関係数が信頼度 95%以上の領域には濃影 , 90%以上には淡影 .

PC1-Z250-A

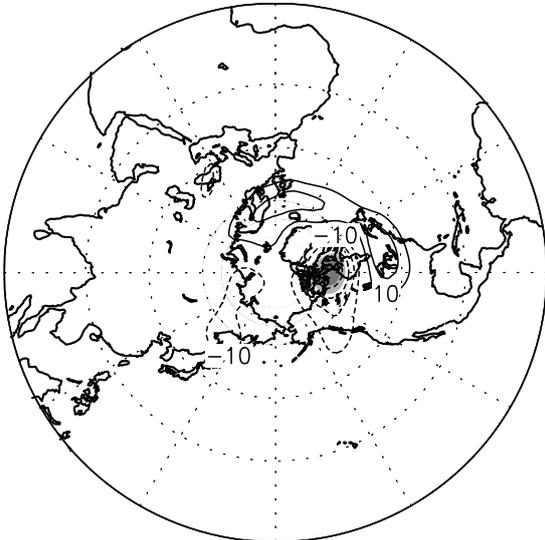
DJF



MAM



JJA



SON

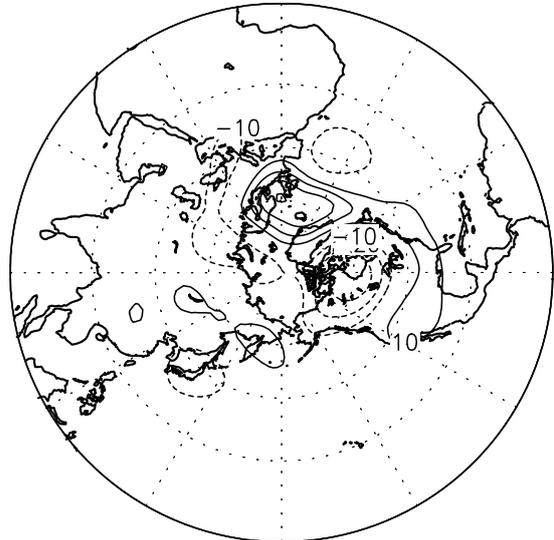


図 5.2: 図 5.1 と同様 . ただし大西洋域

PC2-Z250-P

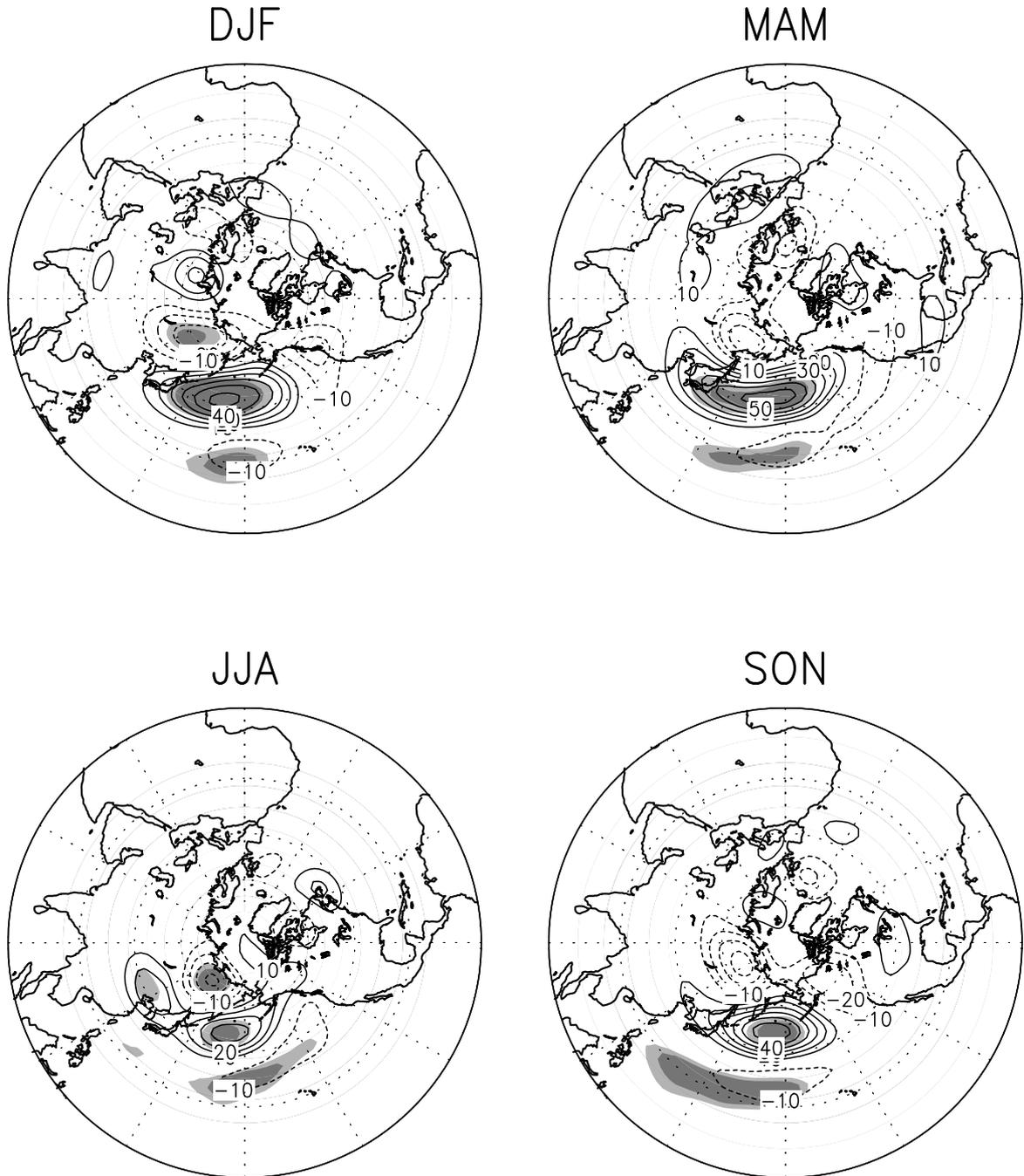
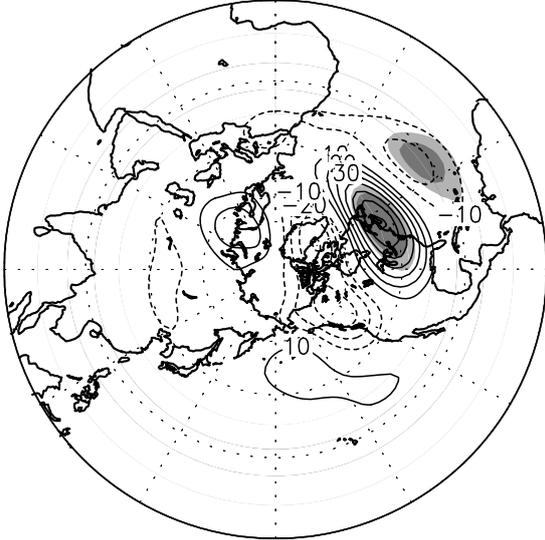


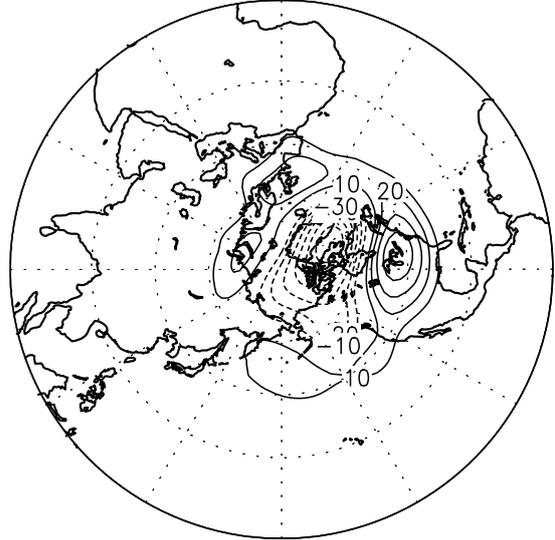
図 5.3: 図 5.1 と同様 . ただし第 2 主成分

PC2-Z250-A

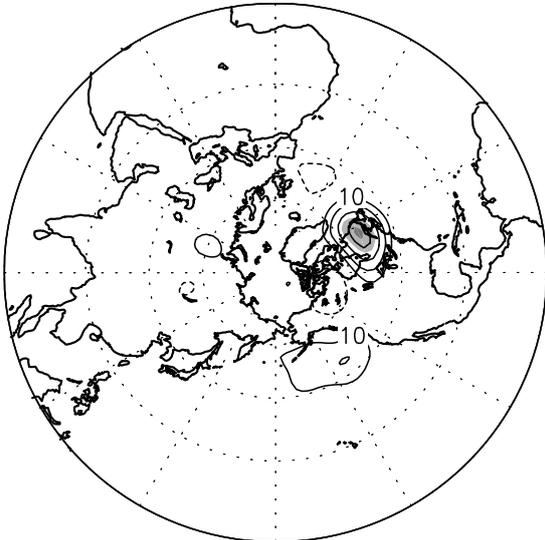
DJF



MAM



JJA



SON

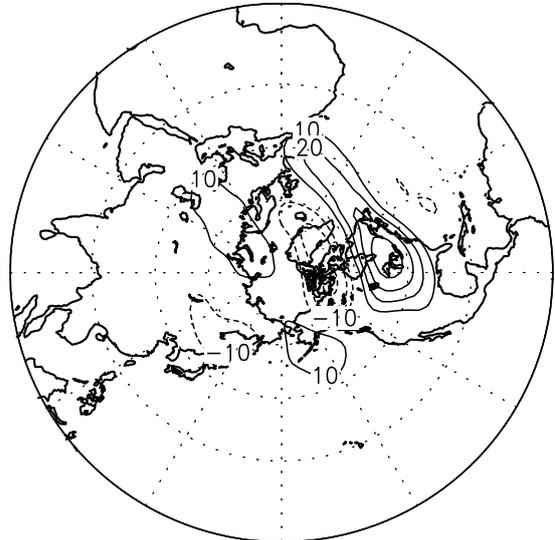


図 5.4: 図 5.1 と同様 . ただし第 2 主成分で大西洋域

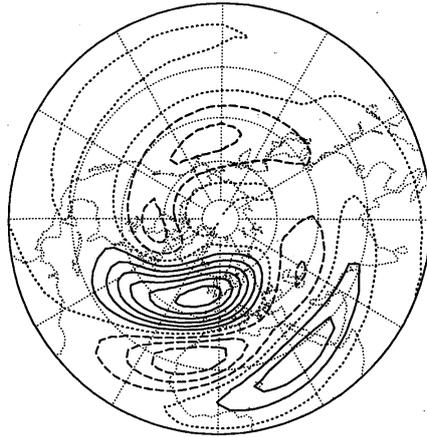


図 5.5: 対流圏上層における総観規模擾乱に伴う非断熱効果に対する大気の線型定常応答．実線は高気圧偏差，破線は低気圧偏差を示す．(Hoskins and Valdes, 1990)

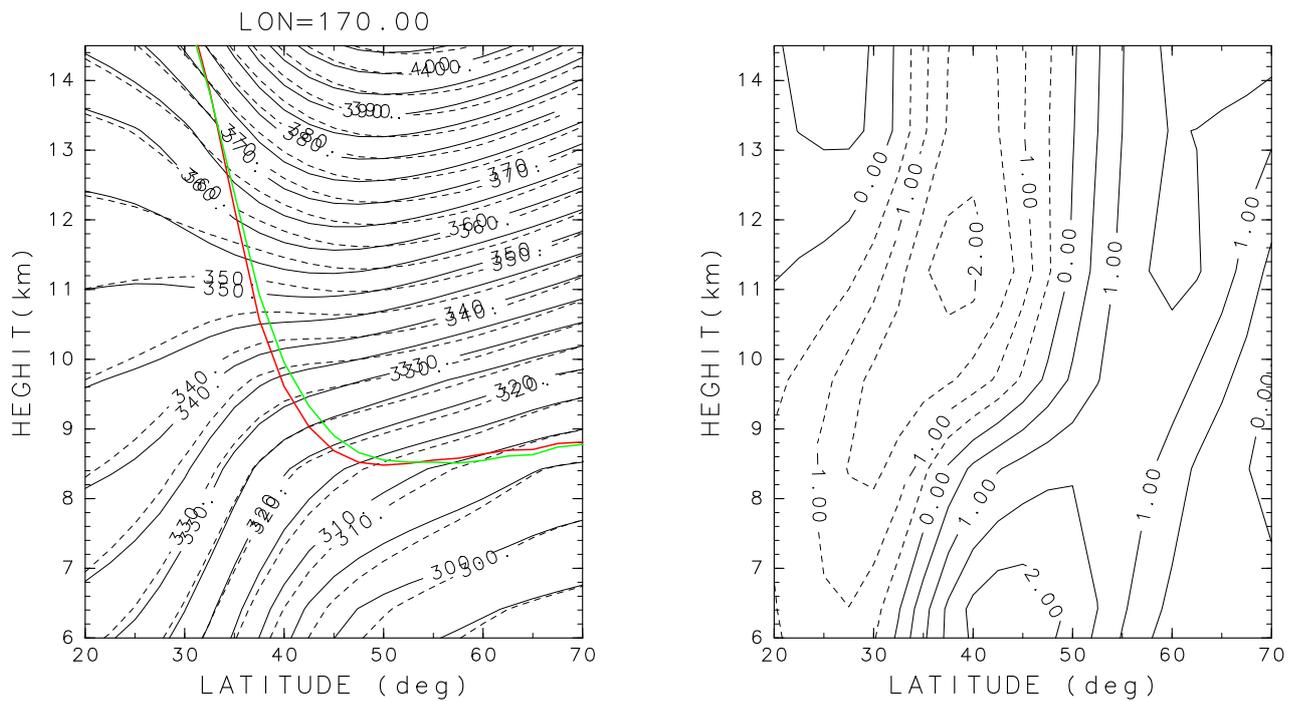


図 5.6: (左)170°Eにおける図 4.2 の冬季に付随する対流圏界面高度偏差と温位偏差．実線は温位の気候値，破線は第 1 主成分得点が単位標準偏差増加した時の温位に気候値を加えたもの．コンター間隔は 10K．赤線は対流圏界面高度の気候値，緑線は第 1 主成分得点が単位標準偏差増加した時の対流圏界面に気候値を加えたもの．(右) 第 1 主成分得点が単位標準偏差増加した時の温位偏差．実線は正，破線は負．コンター間隔は 1K．

6 まとめ

本研究では渦位で定義した対流圏界面と温度で定義した対流圏界面付近の構造と変動を明らかにするため、1979～2000年のNCEP再解析データを用いて解析を行った。対流圏界面高度の変動については、季節変動・日々の変動・季節内変動について注目した。以下それぞれについてまとめる。

まず帯状平均した対流圏界面高度の季節変動に関して、Appenzeller et al.(1996)で見られた次のように両半球の非対称性が、渦位で定義した対流圏界面と温度減率で定義した対流圏界面両方に見られ、定義によらずさらに年によらずに見られる事がわかった。さらにこの非対称性は北半球の季節変動が他の緯度とは異なった変動をすることに關係していて、この領域では季節変動だけでなく年々の季節進行にも大きな違いが見られた。温度に關してはこの非対称性は見られなかった。

次に対流圏界面高度の季節変動の振幅に着目した。この振幅が最大となるのは、両半球の緯度 $35^{\circ} \sim 40^{\circ}$ で、この場所は冬季と夏季のジェット気流が存在する間の緯度帯であり、経度方向にもジェット気流の風速が強い経度帯であった。これは、ジェット気流、の強さが最大になる領域が存在すると、ジェット軸上で西風の曲率が極大となり、ジェット軸上で、渦位の南北勾配が極めて大きくなることに対応し、成層圏と対流圏との境界である対流圏界面はジェット軸付近に存在する。また、ジェット軸は対流圏上層では、高度によらずほぼ同じ緯度に存在するため、ジェット軸付近で圏界面高度が大きく南北に変化することとなる。このため、対流圏界面高度の南北勾配が最大となる偏西風ジェット軸が、季節変化とともに南北にシフトするためであると考えられる。

続いて対流圏界面高度の日々の変動について解析したところ、振幅はストームトラック領域で最大となった。日々の変動に關して興味深い点として 40°N , $20^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ において、対流圏界面高度の頻度分布が2つの極大を示した。これは初夏の圏界面高度が上昇する時、初秋の圏界面高度が下降する時の季節進行が不連続であったからである。

次に、対流圏界面高度の季節内変動とストームトラックとの関連を調べた。まず、ストームトラックの主な季節内変動成分を求めるため、総観規模擾乱に伴う太平洋域及び大西洋域の各季節における南北熱フラックス分布に基づいた主成分分析を行った。その結果、両領域及び各季節で、第1主成分としてストームトラック自体の強度の変動が、第2主成分としてストームトラックの南北変動が抽出された。各スコアの変動と関連する対流圏界面高度の変動を解析したところ両者とも、ストームトラック領域で対流圏界面高度は高くなり、その北側及び南側で低くなることが示された。それに加え、ストームトラックの活動度自体は大西洋域の方が大きいにも関わらず、対流圏界面高度は太平洋域の方が変動が大きく、第1主成分よりも第2主成分に対しての方が変動が大きいことから、対流圏界面高度に大きな変動をもたらすのは、ストームトラックの活動度の強さの変動ではなく、むしろ、ストームトラックが南北に変位することで、圏界面高度は大きく変動することがわかる。

最後にストームトラック変動に伴う圏界面高度の変動のメカニズムに關して、考察を行

なった．対流圏界面高度と対流圏上層の高度場は関係があることが知られているので，ストームトラックの変動に伴う高度場の変動を解析し，それをもとに，圏界面高度の変動を考察した．対流圏上層の高度場は，圏界面高度が高く（低く）なる領域で高くなった（低くなった）．つまりストームトラックの中心で高くなりその南北で低くなった．ストームトラック自体の活動度の変動に伴い，ストームトラック領域の対流圏上層の高度場が高くなるという応答は，Hoskins and Valdes (1990) により示された，総観規模擾乱に伴う非断熱効果に対する大気の線型定常応答と一致しており，圏界面高度場変動に総観規模擾乱に伴う非断熱加熱の変動が重要な役割を果している可能性を示唆している．さらにストームトラックの中心で非断熱加熱によって大気が暖められことによって，その上層で安定度が低くなり，対流圏が拡大し，対流圏界面高度が上昇すると考えることができる．

対流圏界面は安定度で決まっているものであって，1.1 節で示したように水蒸気の分布によって温度減率が変化し，対流圏界面高度も変化する．このことから今後の研究課題として，水蒸気輸送の変動も考慮して，対流圏界面高度変動と総観規模擾乱の活動度の変動との関連を解明する解析が必要である．

謝辞

本研究を進めるにあたり，京都大学防災研究所の向川均助教授には，指導教官として，研究方針など終始懇切丁寧なる御指導及び御助言を迷える私に，与えて頂きました．厚く御礼申し上げます．本専攻の長谷部文雄教授には茨城大学2年時から5年間を通して，気象学の基礎から研究の醍醐味まで，時に厳しく時に優しくご指導頂きました．心より感謝致します．本論文を査読してくださり，的確な助言を頂いた山崎孝治教授，久保川厚教授に深く感謝致します．

荒井美紀博士，稲津将博士にはゼミの先輩として，発表に対する心構えや解析に関する技術的なサポートなど多くの御助言を頂きました．初鹿宏壮博士，庭野将徳博士には物質輸送や対流圏界面に関する研究を紹介して頂きました．委託先である京都大学防災研究所のスタッフの皆様，学生の皆様には新しい環境で不馴れな点を助けて頂くなど，早く環境に慣れるようご配慮頂きました．深く感謝致します．また，M2の皆さんには同土として，励まされることばかりでした．心より感謝致します．最後に本研究科のスタッフの皆様，学生の皆様にこの場を借りて御礼申し上げます．

参考文献

- Appenzeller, C., H. C. Davies, and W. A. Norton, 1996: Fragmentation of stratospheric intrusions. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1435-1456.
- Appenzeller, C., J. R. Holton, and K. H. Rosenlof, 1996: Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *J. Geophys. Res.*, **101**, 15071-15078.
- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1607-1623.
- Haynes, P. H., J. F. Scinocca, and M. D. Greenslade, 2001: Formation and maintenance of the extratropical tropopause by baroclinic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4179-4182.
- Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the Global Tropopause Pressure. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 3303-3325.
- Holton, J. R. et al., 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev Geophys.* **33**, 403-439.
- Hoskins, B. J., and P. J. Valdes, 1990: On the existence of storm-tracks. *J. Atmos. Sci.* **47**, 1854-1864.
- Muraki, D. J., and G. J. Hakim, 2001: Balanced asymmetries of waves on the tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 237-252.
- Randel, W. J., F. Wu, and D. J. Gaffen, 2000: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *J. Geophys. Res.*, **105**, 15509-15523.
- Thuburn, J., and G. C. Craig, 1997: GCM tests of theories for the height of the tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 869-882.
- Zangl, G., and V. Wirth, 2002: Synoptic-scale variability of the polar and subpolar tropopause: Data analysis and idealized PV inversions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 2301-2315.
- 石村 貞夫, 1992: すぐわかる多変量解析, 東京図書
- 小倉 義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版
- 中村 尚, 2001: 極東・北太平洋域の10年規模変動とそのストームトラック活動への影響, 月刊海洋号外 24 14-21.
- 松野 太郎, 島崎 建夫, 1981: 大気科学講座 3 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版