

水蒸気画像で見られた対流圏上層の渦列の成因について

東京大学海洋研究所 前島 康光 (Yasumitsu MAEJIMA)
東京大学海洋研究所 伊賀 啓太 (Keita IGA)
東京大学海洋研究所 新野 宏 (Hiroshi NIINO)

概要

2005年7月6日の水蒸気画像によって、300km~400kmの波長を持った対流圏上層の渦列が確認された。水蒸気画像によると、43°N、143°E付近に東西方向に伸びた乾燥領域が折れ曲がるようにして渦列が形成され、その後18時間以上にわたって渦状の構造を維持した。7月6日の気象庁領域スペクトルモデル(RSM)予報値によると、渦列の発生した領域付近に収束帯が形成されており、強い水平シアが存在していることがわかった。そこで、143°Eの南北-高度断面の流速を基本場とした線形安定解析を行い、最も成長率が大きな不安定モードを解析したところ、波長、位相速度、成長率が水蒸気画像による観測とほぼ一致していた。またエネルギー解析の結果から、順圧不安定が主な発生要因であることがわかった。

1 はじめに

大気における渦列に関しては、冬季日本海に発生する帯状収束雲に伴う渦列(Asai and Miura 1991; Nagata 1993)や、総観場の前線に伴う渦列(Lyons 1988; Toyoda et al. 1999)など、数多くの事例が報告されている。これらはいずれも対流圏中・下層に発生した渦列に関する研究である。一方、成層圏の極渦における流体混合の力学過程についても、Hartmann (1983)、Mizuta and Yoden (2001, 2002)などによって幅広い研究がなされている。しかしながら、対流圏上層の渦に関しては、先行研究が極めて少ない。唯一 Weinand (2000) がロッキー山脈の東側に発生した対流圏上層の渦列について報告をしているが、渦発生時における観測データから、“順圧不安定”、“地形の効果”といった発生要因を提唱するにとどまっており、力学的な手法による検証はなされていない。そのため、対流圏上層の渦列の発生・発達メカニズムに関しては、ほとんど理解が得られていないのが現状である。

我々は2005年7月6日の運輸多目的衛星1号(MASAT-1R)の水蒸気画像によって、対流圏上層の渦列を発見した。水蒸気画像は、水蒸気に吸収されやすい特性を持った波長 $6.7\mu\text{m}$ の赤外線を観測することによって得られ、概ね400hPa以上の層における水蒸気量に対応する(気象庁気象衛星センター 1993)。そのため、対流圏上層の流れを把握する上で有用な観測資料となる。本研究では7月6日の事例を取り、まず水蒸気画像による観測データ解析、及び気象庁領域スペクトルモデル(RSM)予報値の解析によって、対流圏上層の渦列の発生時における環境場の特徴を調べる。続いて線形安定解析によって渦の成因を調べ、対流圏上層の渦列の成因について力学的な解釈を与える。

2 データ解析

2.1 水蒸気画像による解析

7月6日の水蒸気画像を図1に示す。6日00UTCに、乾燥していることを示す黒い領域が北海道中部の43°N付近に東西に広がっている(図1a)。6時間後(図1b)、乾燥した領域が折れ曲がるようにして、低気圧性の渦列A1・A2を形成した。その後18時間以上の長時間にわたって渦状の構造を維持しながら、東北東に移動していた(図1c, d)。渦列の波長はおよそ300km~400km、位相速度は8.5m/sと見積もられた。これとは別に、渦列の南側に当たる40°N付近には、水平スケールが100km程度の小規模な擾乱Bが確認された(図1b, c, d)。この小規模擾乱Bについても後ほど言及する。さらに、渦列A1・A2の西側に当たる日本海中部に、別の渦Cが見られた(図1a, b, c, d)。この渦は7月5日09UTC頃に中国大陸北部で発生しているが、ここでは活発な

積雲対流が起きており、渦列 A1・A2 とは異なった状況の下で形成されていた。従って渦列 A1・A2 との関係は薄いと考えられる。

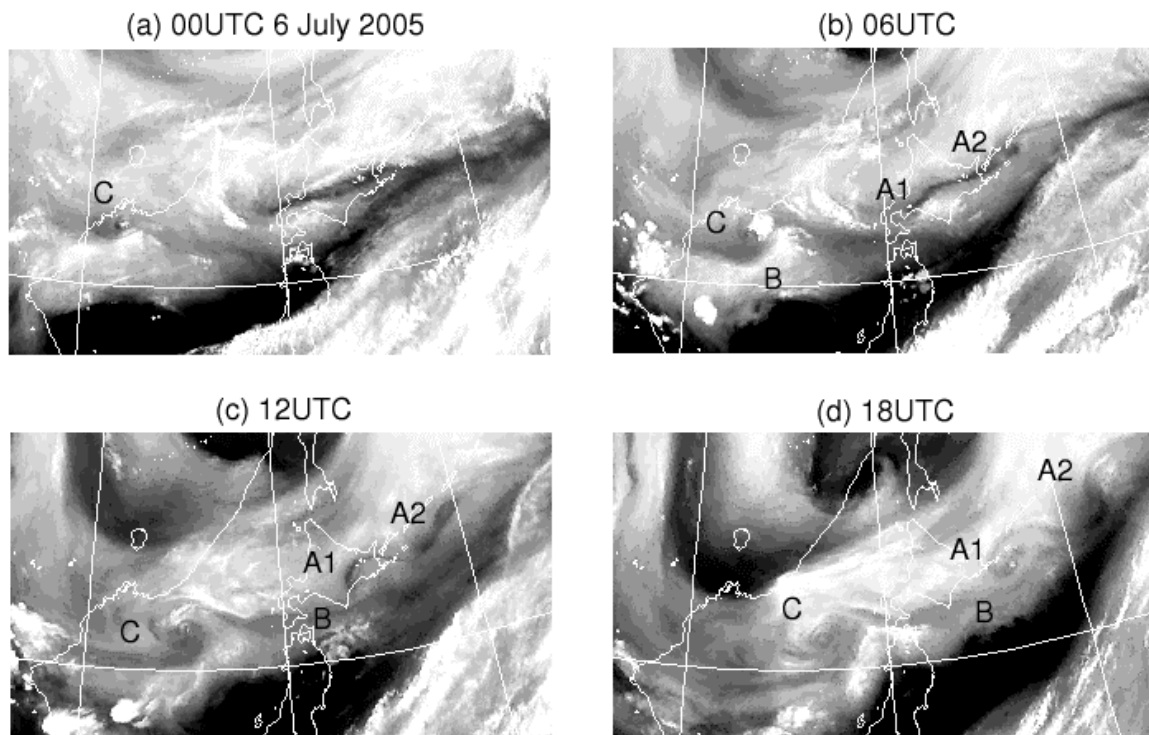


図 1: MASAT-1R の水蒸気画像: (a)2005 年 7 月 6 日 00UTC, (b)06UTC, (c)12UTC, (d)18UTC。A1・A2 は今回解析の対象とした渦列、B・C は 2.1 節で述べた別の擾乱である。

2.2 RSM 予報値による解析

7月6日のRSM予報値による、300hPaでの渦位、速度場を図2に示す。水蒸気画像で乾燥領域として解析された領域に、収束帯が形成されており、高渦位になっている様子が見て取れる(図2a)。高渦位の領域は時間とともに東北東におよそ8~9m/s程度で移動しており(図2b, c)、水蒸気画像でみられた渦列の振る舞いとほぼ一致している。ただし、RSM予報値による高渦位の領域は、水蒸気画像による乾燥領域に比べ0.5°程度南にずれている。また渦状の構造までは確認できない。その原因としてはモデルの水平粘性の影響や、一般に配信されるRSM予報値の水平解像度が40kmと粗いことが考えられる。

続いて、渦列発生前の流速場の様子をさらに調べるため、6日00UTC、143°Eにおける南北-高度断面を見ることにする(図3)。まず、43°Nの高度6km~10kmにかけて、強い低気圧性の水平シアアが存在しており、圏界面高度がやや低くなっている。この領域は今回解析の対象としている渦列の発生した領域である。渦列の発生箇所に見られる高い渦位、及び乾燥した領域は、成層圏、あるいは圏界面付近の大気が影響していると考えられるが、詳細な原因は不明である。さらに、40°N付近の高度9km~12kmにも別の低気圧性の水平シアアが存在している。この領域は小規模擾乱Bの発生場所に当たることから、小規模擾乱Bの発生においても、低気圧性のシアアが深く関わっていることが推測される。

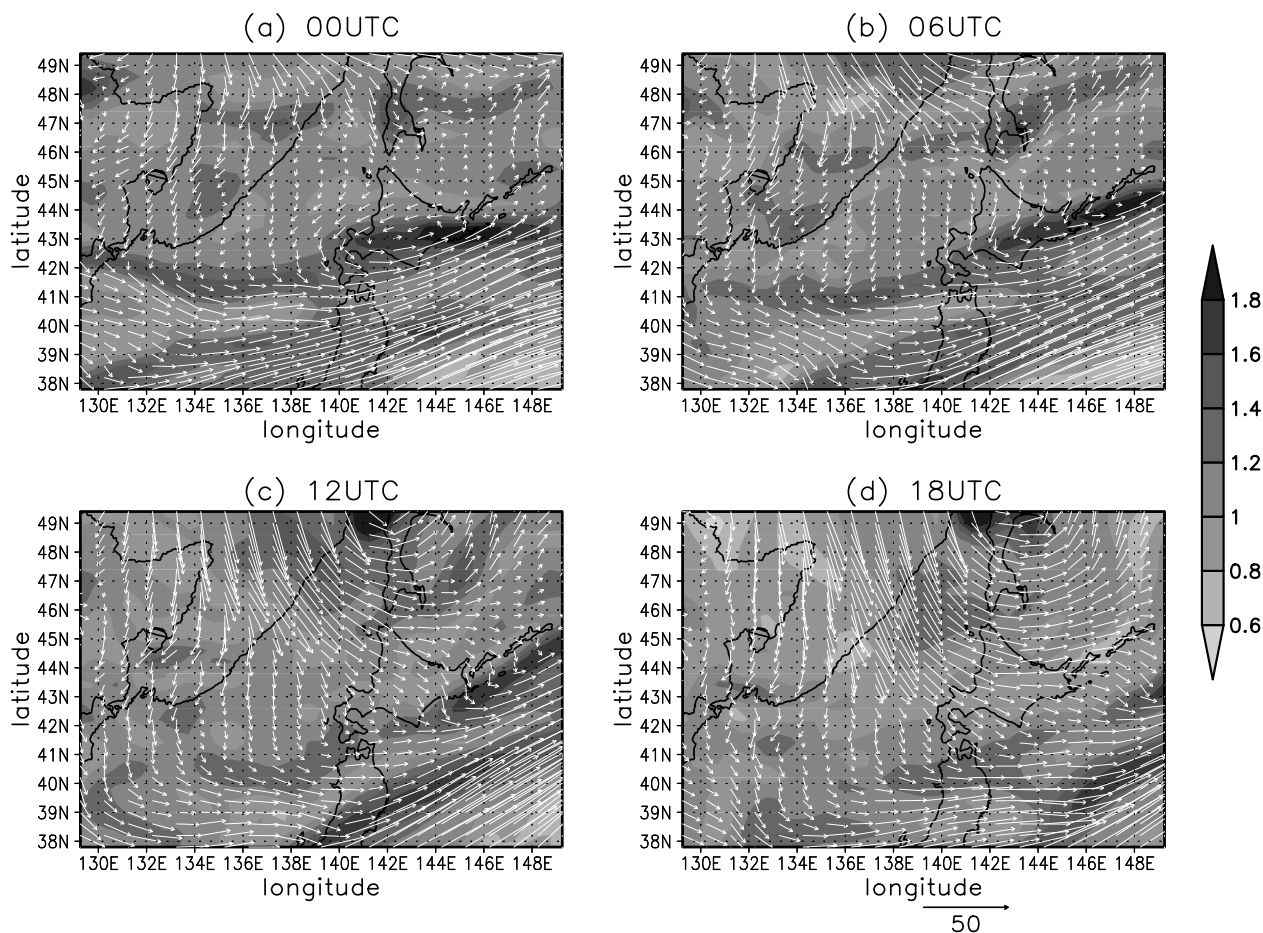


図 2: RSM による 300hPa 予報値。初期時刻は 2005 年 7 月 6 日 00UTC。シェードは渦位 [PVU]、ベクトルは水平流速 [m/s] を表す。

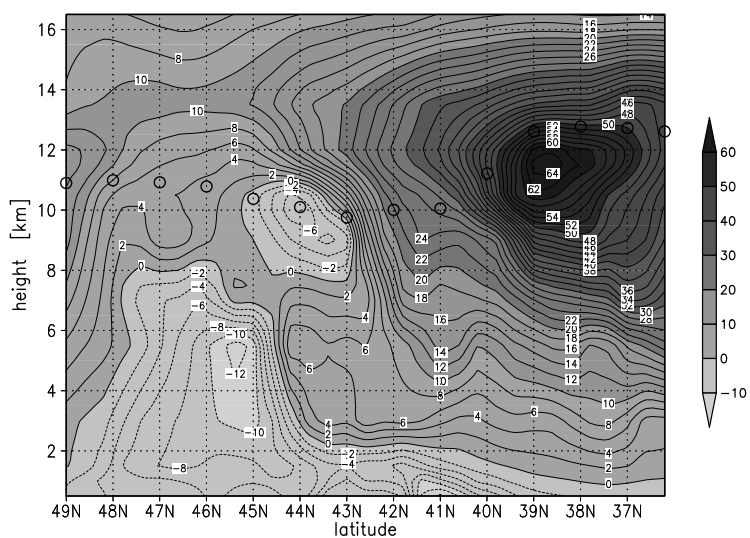


図 3: RSM 予報値 143°E における南北-鉛直断面。時刻は 2005 年 7 月 6 日 00UTC。シェード、コンターは東西風成分 [m/s]、黒丸は圏界面高度を表す。

3 線形安定解析

3.1 基礎方程式及び境界条件

対流圏上層に発生した渦列の発生メカニズムを明らかにするために、図 3 に示した 143°E における南北-高度断面の流速を基本場とした線形安定解析を行う。基礎方程式は下記に示した準地衡渦位保存式を用いる。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y}\right) \left[\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \psi + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{S} \frac{\partial \psi}{\partial z}\right) \right] = 0. \quad (1)$$

$S \equiv \frac{g}{f^2 \bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{dz}$ は大気の安定度を表し、ここでは渦列の発生した高度と推定される 300hPa 付近での値である $S = 1.0 \times 10^4$ で代表させる。また、 g は重力加速度、 $\bar{\theta}$ は基本場の温位の水平平均値、 f はコリオリパラメータとする。方程式 (1) を線形化し、波動解として $\psi' = \phi(y, z)e^{i(kx - \omega t)}$ を仮定すると、以下のような固有方程式を得る。

$$(U - c) \left(-k^2 \phi + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{1}{S} \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) + \phi \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = 0, \quad (2)$$

$U(y, z)$ は基本場の帯状風、 \bar{q} は基本場の渦位を表す。固有方程式 (2) を離散化して、いわゆる行列法で固有値問題を解く。グリッド数は水平、鉛直方向共に 33、水平解像度は RSM 予報値に合わせて 40km とし、鉛直解像度は RSM 予報値を線形補間することによって 500m とした。

水平方向の境界条件は流線関数の擾乱が 0 になるよう $\phi = 0$ とし、鉛直方向の境界条件は温位擾乱の水平勾配が 0 になるよう $\frac{\partial \phi}{\partial y} = 0$ とした。

3.2 特徴的な不安定モードの解釈

固有値計算の結果を図 4 に示す。発生した不安定モードを成長率が大きな順に、M1、M2... と呼ぶことにする。主な不安定モードの特徴を表 1 に示す。

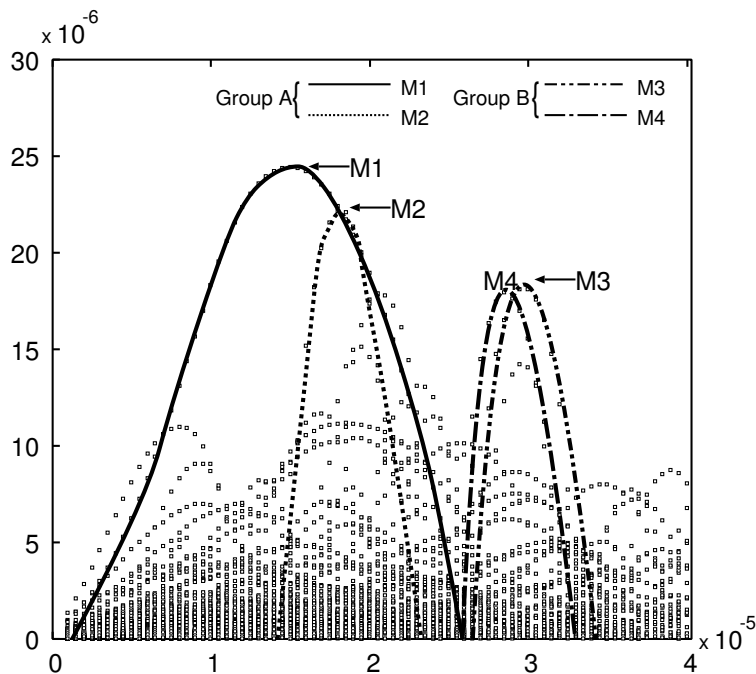


図 4: 線形安定解析によって得られた不安定モードの成長率。横軸は波数 [1/m]、縦軸は成長率 [1/s] を表す。

表 1: 成長率が大きな不安定モードの特徴。

modes	wavelength	phase speed	e-folding time
M1	419 [km]	8.00 [m/s]	11.6 [h]
M2	349	7.70	12.4
M3	220	8.30	15.3
M4	209	6.85	14.9

表 2: エネルギー変換項の大きさ。 $C(Az, Ae)$, $C(Ae, Ke)$, $C(Kz, Ke)$ はそれぞれ、基本場の有効位置エネルギー (Az) から擾乱の有効位置エネルギー (Ae)、擾乱の有効位置エネルギーから擾乱の運動エネルギー (Ke)、基本場の運動エネルギーから擾乱の運動エネルギー (Ke) への変換を表す。

modes	$C(Az, Ae)$	$C(Ae, Ke)$	$C(Kz, Ke)$
M1	0.184	0.096	4.32
M2	0.990	0.751	3.44
M3	0.033	0.028	2.91
M4	0.111	0.091	1.77

図 4、表 1 から、波長 400km 程度と 200km 程度に成長率が大きな不安定モードが見られる。前者を Group A、後者を Group B と呼ぶことにする。まず Group A の不安定モード (M1・M2) について調べていく。固有値計算によって得られた流線関数の擾乱の絶対値 $|\psi'|$ を見てみると (図 5a, b)、振幅の大きな領域が、 43°N 付近の高さ 7km~9km に存在しており、図 2 における高渦位、図 3 における水平シアー、双方の領域と一致している。また、M1・M2 の波長はおよそ 350km~420km、位相速度は 7.7~8.0m/s である。実際の渦列の間隔と比較して波長がやや長いものの、全体的に水蒸気画像から見積もられた対流圏上層の渦列の特徴と整合的である。

M1・M2 の振幅がそれぞれ最も大きかった高度での、水平断面を調べると、低緯度側から見て等位相線が右に傾いている様子がわかる (図 6a, b)。基本場の流速はシアーの低緯度側で大きく、高緯度側で小さいので (図 3)、運動量フラックスが水平シアーを解消する方向、すなわち低緯度側から高緯度側に向いていることがわかる。続いてエネルギー変換項の大きさを見てみると、M1・M2 いずれの不安定モードも、基本場の運動エネルギーから擾乱の運動エネルギーへの変換が卓越している (表 2)。以上より、対流圏上層の渦列に対応する不安定モードの発生要因は、順圧不安定であると言える。

図 1 から、渦列はおよそ 6 時間でその構造を形成したが、渦列に対応する不安定モードの e-folding time は、最も成長率が大きな M1 でも約 11 時間であった (表 1)。成長率が小さい原因として、基本場の解像度の粗さが考えられる。実際の水平シアー幅が RSM 予報値によるものより小さければ、線形安定解析で得られる不安定モードの成長率は現実より小さくなり、逆に波長は大きくなる。順圧不安定モードの成長率は格子点間隔の大きさに敏感であり、解像度が粗いと成長率が小さくなる傾向にある (Yanai and Nitta 1968; Niino 1982)。また図 2 に示したように、対流圏上層に起きた強い収束がシャープな水平シアーを長時間維持していたが、このような水平シアーが成長率の大きく、水平スケールの小さい渦列を形成する場となったものと考えられる。

次に、Group B の不安定モード (M3・M4) についても述べておく。これらの不安定モードは振幅の大きな領域が、ジェット北縁の低気圧性のシアーが存在する $40^\circ \sim 42^\circ$ 付近に存在しており (図 3, 図 5c, d)、表 1 から、位相速度、波長ともに、観測から得られた小規模な擾乱 B の特徴とほぼ一致していることから 40°N 付近に見られた小規模な擾乱 B (図 1c, d) に対応する不安定モードと考えられる。また Group B の不安定モードの発生要因は Group A の不安定モードと同様に順圧不安定であると言える (図 5c,d; 図 6c,d)。

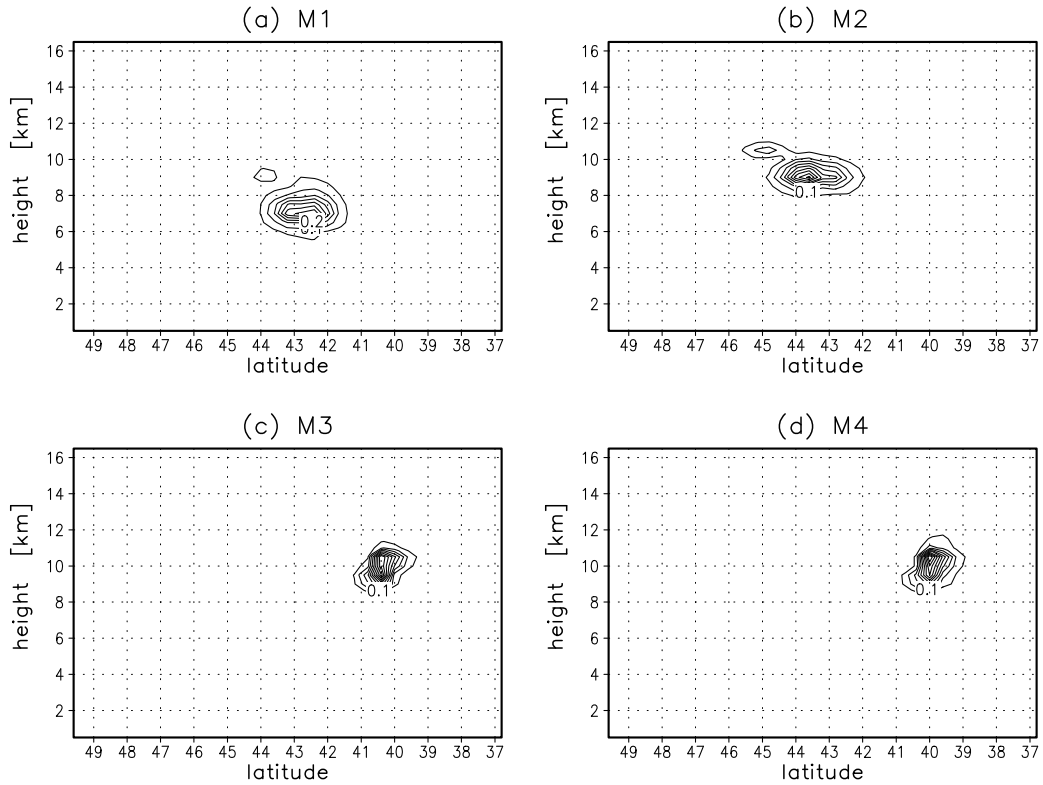


図 5: 不安定モード (a) M1, (b) M2, (c) M3, (d) M4 の振幅。

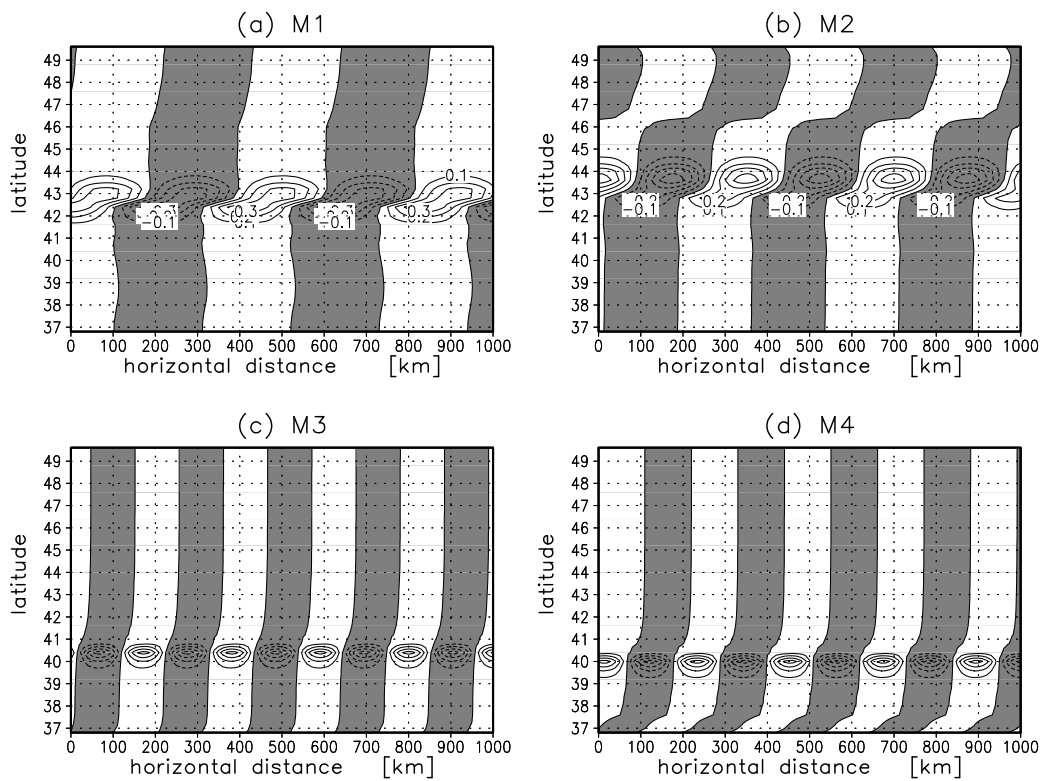


図 6: 振幅が最大となる高度: (a) M1: $z=7.5\text{km}$, (b) M2: $z=9.0\text{km}$, (c) M3: $z=10.0\text{km}$, (d) M4: $z=10.0\text{km}$ における流線関数の擾乱 ψ' の水平断面。シェードは $\psi' < 0$ の領域を表す。

4 まとめと今後の課題

2005年7月6日の水蒸気画像によって、対流圏上層に発生した波長300km~400km、位相速度8.5m/s程度の渦列を発見した。渦列は水蒸気画像で黒く解析される乾燥した領域に発生し、渦列発生直前の6日00UTCを初期時刻としたRSM予報値によると、この乾燥領域は低気圧性のシアーと強い収束帯が存在し、高渦位であることが確認された。

渦列の発生要因を調べるために、6日00UTCの143°Eにおける南北-高度断面を基本場とした線形安定解析を行い、成長率が大きな不安定モードの持つ特徴を調べたところ、水蒸気画像で確認された渦列の特徴と良く一致していた。これら不安定モードのエネルギー収支を計算したところ、順圧不安定が主な発生要因であることがわかった。

本研究では、これまでほとんど研究がなされていなかった対流圏上層の渦列について、発生時の環境場の特徴を明らかにし、発生要因について力学的な立場から解釈を与えた。しかし、本研究では言及できなかった課題も多い。対流圏上層という地形の効果を考えにくいような層で、なぜ強い収束が起きていたのか、疑問が残る。このような収束が起き、渦列が発生する頻度は明らかにされていない。渦の発生頻度は、対流圏上層の混合過程を理解する上でも重要な課題である。渦そのものの構造についても興味深い話題は多い。最大成長モードの振幅の大きな領域は、水平方向に200km程度広がっているが、鉛直方向には2km程度の厚さしかない(図5a, b)。水平、鉛直ともにシアーをもった流れに発生する順圧不安定渦の鉛直スケールに関して、Killworth (1980)が理論的に調べているが、彼の理論の検証や対流圏上層の渦列への適用の可否も含め、鉛直方向に薄い渦の形成過程は、力学的観点から見ても興味深い話題である。

References

- Hartmann, D. L., 1983: Barotropic instability of the polar night jet stream. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 817-835.
- Killworth, P. D., 1980: Barotropic and baroclinic instability in rotating stratified fluids. *Dyn. Atmos. Oceans*, **4**, 143-184
- 気象庁気象衛星センター, 1993: 水蒸気画像 — 天気解析と予報のための解釈と応用 —, pp.262
- Lyons, S. W., 1988: Development of mesoscale vortices along a subtropical frontal remnant. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 485-488
- Mizuta, R., and S. Yoden, 2001: Chaotic mixing and transport barriers in an idealized stratospheric polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2616-2629.
- Mizuta, R., and S. Yoden, 2002: Interannual variability of the 4-day wave and isentropic mixing inside the polar vortex in midwinter of the Southern Hemisphere upper stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4798, doi:10.1029/2001JD002037
- Nagata, M., 1993: Meso- β -scale vortices developing along the Japan-sea polar-airmass convergence zone (JPCZ) cloud band: Numerical simulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 43-57.
- Niino, H., 1982: A weakly non-linear theory of barotropic instability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1001-1023.
- Toyoda, E., H. Niino, K. Tsuboki, and R. Kimura, 1999: Midtropospheric anticyclonic vortex street associated with a cloud band near a cold front. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2637-2656.
- Weinand, B. J., 2000: Mesoscale shear eddies in the upper troposphere. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4126-4130
- Yanai, M., and T. Nitta 1968: Finite difference approximations for the barotropic instability problem. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 389-403