

平成19年度 卒業論文

偏西風ジェット気流と
傾圧不安定波動の相互作用の研究

筑波大学第一学群自然科学類

地球科学主専攻

200410403

藤原冬樹

2008年1月

目 次

Abstract	ii
図目次	iii
1 はじめに	1
2 目的	2
3 解析データ	3
4 支配方程式系	4
4.1 基礎方程式系	4
4.2 鉛直構造関数	5
4.3 水平構造関数	6
4.4 3次元ノーマルモード関数展開	7
4.5 スペクトル法の予報方程式	8
4.6 傾圧不安定問題	8
5 データ解析の結果および考察	10
5.1 極渦の強い場合 (1989 年 1 月)	11
5.2 極渦の弱い場合 (1977 年 1 月)	11
5.3 AOI に伴う偏差を気候値に上乗せした仮想大気	12
5.3.1 そのまま上乗せした場合 (図 39)	12
5.3.2 偏差の 2 倍を上乗せした場合 (図 51)	13
5.3.3 偏差の 5 倍を上乗せした場合 (図 63)	13
6 結論	14
謝辞	16
参考文献	17

Interaction between the Baroclinically Unstable Wave and the Subtropical and Polar-frontal Jets

FUJIWARA Fuyuki

Abstract

In the upper troposphere, the subtropical jet and the polar-frontal jet exist in both of the Northern and Southern Hemisphere. The strength and location of the polar-frontal jet is variable, whereas that of the subtropical jet is relatively steady. The action of these westerly jets is related to the baroclinically unstable wave. By Tanaka and Tokinaga(2002), it confirmed that two different kinds of baroclinic instability exist; the Polar mode excited by the baroclinicity of the polar-frontal jet and the Charney mode excited by the baroclinicity of the polar frontal jet. These baroclinic instabilities have different feedback processes that make the polar-frontal jet weaker or stronger.

In this study, baroclinic instability of the northern hemisphere is investigated, using a method of expansion in 3D normal mode function introduced by Tanaka and Kung(1989). Here, the 3D normal mode function consists of vertical structure functions as the vertical normal modes and Hough harmonics as the horizontal normal modes. The basic states used for the linear stability analysis are observed zonal mean wind for strong and weak polar vortex and a virtual one which is added the anomaly by the strength of the AO index to the climatic average.

As the result of the eigenvalue problem for such basic states, we confirmed that the stronger the polar vortex is, the more the polar mode stands out. And we also confirmed that the polar mode becomes the most unstable mode instead of the Charney mode in each wave number when the polar vortex is strong enough.

Key Words:

baroclinic instability, zonal mean wind, polar-frontal jet, subtropical jet,
polar mode, Charney mode, Arctic Oscillation

目 次

1	北極振動指数の 90 日平均。	18
2	北半球 1 月における帯状平均風速度場 (気候値)。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。	19
3	1 月気候値における不安定モードの増幅率	20
4	1 月気候値における不安定モードの位相速度	20
5	1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャ ル高度の振幅 m_0 。	21
6	1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャ ル高度の位相 $^\circ$ 。	22
7	1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャ ル高度の順圧高度場 m_0 。	23
8	1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の振幅 m_0 。	24
9	1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の位相 $^\circ$ 。	25
10	1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。	26
11	1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の振幅 m_0 。	27
12	1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の位相 $^\circ$ 。	28
13	1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオ ポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。	29
14	1989 年 1 月における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実 線が西風、破線が東風。	30
15	1989 年 1 月における不安定モードの増幅率	31
16	1989 年 1 月における不安定モードの位相速度	31
17	1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテ ンシャル高度の振幅 m_0 。	32
18	1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテ ンシャル高度の位相 $^\circ$ 。	33

19	1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	34
20	1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。	35
21	1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	36
22	1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	37
23	1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。	38
24	1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	39
25	1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	40
26	1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。	41
27	1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	42
28	1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	43
29	1977 年 1 月における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。	44
30	1977 年 1 月における不安定モードの増幅率	45
31	1977 年 1 月における不安定モードの位相速度	45
32	1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。	46
33	1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	47
34	1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	48
35	1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。	49

36	1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	50
37	1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m。	51
38	AO インデックスに回帰した帯状平均東西風。等値線間隔は 1m/s で、実線が西風、破線が東風。	52
39	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。	53
40	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの増幅率	54
41	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの位相速度	54
42	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m。	55
43	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	56
44	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m。	57
45	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m。	58
46	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	59
47	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m。	60
48	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m。	61

49	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリ ポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 °。	62
50	AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリ ポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧 高度場における振幅 m_0 。	63
51	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、 破線が東風。	64
52	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における不安定モードの増幅率	65
53	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における不安定モードの位相速度	65
54	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振 幅 m_0 。	66
55	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位 相 °。	67
56	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順 圧高度場における振幅 m_0 。	68
57	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 振幅 m_0 。	69
58	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 位相 °。	70
59	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 順圧高度場における振幅 m_0 。	71

60	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の振幅 m。	72
61	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の位相 °。	73
62	AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の順圧高度場における振幅 m。	74
63	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、 破線が東風。	75
64	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における不安定モードの増幅率	76
65	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における不安定モードの位相速度	76
66	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振 幅 m。	77
67	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位 相 °。	78
68	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順 圧高度場における振幅 m。	79
69	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 振幅 m。	80
70	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 位相 °。	81

71	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の 順圧高度場における振幅 m 。	82
72	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の振幅 m 。	83
73	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の位相 $^{\circ}$ 。	84
74	AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大 気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテン シャル高度の順圧高度場における振幅 m 。	85

1 はじめに

対流圏上層に存在するジェット気流には、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流の二つがある。亜熱帯ジェット気流は、ジェット軸が高度 200hPa 面、緯度 30 度付近に位置し、比較的安定した強さを持っている。それに対して、寒帯前線ジェット気流は、高度 300hPa 面、緯度 45 ~ 65 度付近を中心とするが、位置の変動が激しく、強さも不安定である。その理由としては、亜熱帯ジェットがハドレー循環に伴う角運動量輸送を成因としているのに対して、寒帯前線ジェットの成因は中緯度における温度勾配であることが挙げられる。日本を含む中緯度付近の気候は、この寒帯前線ジェットの変動に大きな影響を受けている。このジェットの変動が激しいため、寒帯前線ジェットが不明瞭で亜熱帯ジェットのみが見られるシングルジェットの状態と、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットがそれぞれ明瞭に現れるダブルジェットの状態が不規則に出現している。

また、ジェットの傾圧性によって励起される傾圧不安定波動には、亜熱帯ジェットによる Charney モードと、寒帯前線ジェットによる Polar モードの二種類が存在する。Tanaka and Tokinaga (2002) によると、Polar モードは寒帯前線ジェットを強めたり弱めたりするような正のフィードバックを持っていることが理論的に示されている。Polar モードの構造を見ると、そのトラフ・リッジ軸は 45 度付近から 60 度付近にかけて南西から北東へ傾いていることから、西風運動量の北向き輸送が行われていることがわかる。これに対して、Charney モードでは、45 度付近を境に南側では南西から北東、南側では南東から北西へとそれぞれ傾いており、西風運動量は南側では北へ、北側では南へ輸送するような構造となっている。このことは、それぞれの傾圧不安定波動は、ジェット気流に対して次のようなフィードバックを持つことを表す。すなわち、Polar モードによって、亜熱帯ジェットから西風運動量が奪われ北へ輸送されて寒帯前線ジェットを加速させ、Charney モードによって、寒帯前線ジェットが弱化し亜熱帯ジェットが北へシフトしている。

また、寒帯前線ジェットは極側から見た場合に渦とみなせるが、これを極渦という。Tompson and Wallace (1998) により提唱された北極振動 (AO) は、この極渦強度の変動と一致しており、寒帯前線ジェットの風速の指標とすることができる。図 1 は、AO の指標である北極振動指数 (AOI) の時系列変化である。Tanaka and Tokinaga (2002) では、この極渦の強い年と弱い年のそれぞれについて解析しており、極渦が強いときには Polar モードが卓越し、弱いときには Polar モードは衰退して Charney モードが卓越するという結論となっている。

2 目的

本研究では、Tanaka and Tokinaga (2002) の研究成果を踏まえて地球大気の傾圧不安定を調べ、東西風を指標として、寒帯前線ジェットと傾圧不安定波の間の正のフィードバックの定量化を目指すことを目的とする。不安定解析には、Tanaka and Kung(1989) で用いられた 3 次元ノーマルモード関数 (以下、3D-NMFs) 展開を使用する。3D-NMFs は、鉛直ノーマルモードとしての鉛直構造関数および水平ノーマルモードとしてのハフ関数 (水平構造関数) から構成されており、これを用いて線形不安定解析を行うことにより、高周期のロスビーモードを残し、高振動数の重力波を除去することで、固有値問題の行列の大きさを効果的に小さくし、気象学的に意味のある不安定解を安定して求めることができる (Tanaka, 1993)。使用する基本場は帯状平均風速度場であり、基本場は赤道を挟んで南北対称であると仮定している。また東西風を北極振動指数 (AOI) に回帰したものを一月の気候値に段階的に上乗せした仮想大気においても同様の解析を行い、寒帯前線ジェットと主な不安定モードとの関係を調べる。

3 解析データ

本研究で用いたデータはNCEP (National Centers for Environmental Prediction; アメリカ環境予測センター) / NCAR (National Center for Atmospheric Research; アメリカ大気研究センター) の再解析データである。その詳細は以下のとおりである。

- 期間: 1949 年 1 月 ~ 1998 年 12 月、月平均値
- 気象要素: u (m/s), Z (gpm), p_s (hPa)
- 水平グリッド間隔: $2.5^\circ \times 2.5^\circ$
- 鉛直グリッド間隔: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa の 17 層
- 解析範囲: 北半球
- 気候値: 1958 年 1 月 ~ 1997 年 12 月の 40 年間各月の平均値

NCEP/NCAR 再解析データを使用した理由は、同一の数値予報モデルとデータ同化手法を用いて過去 50 年という長期間にわたってできる限り均質に作成したデータセットであり、気候変動の解明、大気大循環の解析と全球のエネルギー循環の研究の際には有用だからである。

4 支配方程式系

4.1 基礎方程式系

球面座標系で大気の状態を表現するプリミティブ方程式は水平方向の運動方程式、温度の保存則、連続の式、状態方程式、静力学平衡の式により以下のように表現できる（小倉, 1978）。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega v \sin \theta + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} = -\mathbf{V} \cdot \nabla u - \omega \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\tan \theta}{a} uv + F_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \sin \theta + \frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} = -\mathbf{V} \cdot \nabla v - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\tan \theta}{a} vv + F_v \quad (2)$$

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla C_p T + \omega \frac{\partial C_p T}{\partial p} = \omega \alpha + Q \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (4)$$

$$p\alpha = RT \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\alpha \quad (6)$$

なお大気中では水平スケールがおよそ 100km 以上の現象では、良い精度で静力学平衡が成り立っている。

ここで式 (3) において両辺 C_p で除し整理して、

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T = \frac{\omega}{p} \left(\frac{RT}{C_p} - p \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{Q}{C_p} \quad (7)$$

ここで静的安定度を

$$\gamma \equiv \frac{RT}{C_p} - \frac{dT}{dp} = \frac{RT}{C_p} - \frac{dT}{d \ln p} \quad (8)$$

と定義した。全球平均の静的安定度を γ_0 とすると、これは水平時間一様で鉛直方向のみの関数となる。また温度 T と静力学平衡により結びつくジオポテンシャ

ル ϕ は全球平均からの偏差であらわすことにする。式 (8) を式 (7) に代入して両辺に p/γ_0 をかけて p で微分すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial p} \frac{pT}{\gamma_0} \right) - \frac{\partial \omega}{\partial p} = -\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p}{\gamma_0} \mathbf{V} \cdot \nabla T \right) + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{pQ}{C_p \gamma_0} \right) \quad (9)$$

これに式 (5)、(6) を用いて変形すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial}{\partial p} \frac{p^2}{\gamma R} \right) \frac{\partial \phi}{\partial p} + \nabla \cdot \mathbf{V} = -\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p}{\gamma_0} \mathbf{V} \cdot \nabla T \right) + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{pQ}{C_p \gamma_0} \right) \quad (10)$$

となる。ここで地表面気圧で規格化した σ 座標 $\sigma = p/p_s$ 、地球回転角速度で規格化した時間 $\tau = 2\Omega t$ を用いて、水平風速 $\mathbf{V} = (u, v)$ に関する熱力学方程式は式 (1),(2),(10) から以下のように行列形式であらわされる。

$$M \frac{\partial U}{\partial \tau} + LU = N + F \quad (11)$$

この各要素は次のようになる。

$$U = (u, v, \phi)^T \quad (12)$$

$$M = 2\Omega \text{diag}(1, 1, -\frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\sigma^2}{R\gamma} \frac{\partial}{\partial \sigma}) \quad (13)$$

$$\begin{pmatrix} 0 & -2\Omega \sin \theta & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \\ 2\Omega \sin \theta & 0 & \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \\ \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial \cos \theta}{\partial \theta} & 0 \end{pmatrix} \quad (14)$$

$$N = \begin{pmatrix} -V \cdot \nabla u - \omega \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\tan \theta}{a} uv \\ -V \cdot \nabla v - \omega \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{\tan \theta}{a} uv \\ \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma^2}{R\gamma} \mathbf{V} \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \end{pmatrix} \quad (15)$$

$$F = (F_u, F_v, \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma Q}{C_p \gamma} \right)) \quad (16)$$

なお、式 (10) では温度の偏差の鉛直移流は ω が小さいので無視した。

4.2 鉛直構造関数

鉛直構造関数の導出は Kasahara (1984) の Appendix に詳しいが、ここでは簡潔に記述する。式 (11) において、基本状態とこれからの摂動として表す。ここで基

本状態として静止大気を考えると摂動部分だけが残し、2次の項から成り立つ移流項や曲率項がスケールアナリシスにより無視できるほど小さいことがわかる。さらに、摩擦と非断熱加熱を無視すると以下のように簡略化できる。

$$\mathbf{M} \frac{\partial}{\partial \tau} \mathbf{U} + \mathbf{L} \mathbf{U} = 0 \quad (17)$$

ここで鉛直方向に任意の関数 $G(\sigma)$ を考えて (u, v, ϕ) を変数分離すると、次のようになる。

$$u(\lambda, \theta, \sigma) = G(\sigma)u(\lambda, \theta)$$

$$v(\lambda, \theta, \sigma) = G(\sigma)v(\lambda, \theta)$$

$$\phi(\lambda, \theta, \sigma) = G(\sigma)\phi(\lambda, \theta)$$

式 (17) の熱力学成分を取り出し、上の式をほどこして変形すると、

$$\frac{1}{G} \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\sigma^2}{\gamma_0} \frac{\partial G}{\partial \sigma} = \frac{\nabla \cdot \mathbf{V}}{\frac{\partial \phi}{\partial t}} \quad (18)$$

とできる。この左辺は鉛直方向のみ、右辺は水平方向のみの関数で表されており変数分離しているので、(式 (22) 左辺) $= -1/gh = \text{const.}$ とおいて鉛直方向の項で考え、 σ についての微分方程式と見て変形すると、

$$\sigma^2 G(\sigma)'' + 2\sigma G(\sigma)' + \left(\frac{\gamma_0 R}{gh}\right) G(\sigma) = 0 \quad (19)$$

となる。これを解けば、分離定数 $h = h_m, (m = 0, 1, 2, \dots)$ ごとに鉛直構造関数が得られる。この h_m は等価深度と呼ばれ Laplace の潮汐方程式において浅水方程式の平均深度 h に対応するものである。本研究では Tanaka and Tokinaga(2002) と同じ全球平均鉛直温度場を当てはめ、鉛直構造関数を $m = 0, 1, 2, \dots, 11$ までを使用した。 m は数値解における鉛直方向の節の数を表す。 $m = 0$ が順圧モードである。

4.3 水平構造関数

水平構造関数の導出は Swarztrauber and Kasahara(1985) に詳しいので、こちらでも行列を用いて簡潔に書く。

鉛直構造関数の計算で求めた等価深度 h_m を使用し、鉛直第 m モードの Laplace の潮汐方程式は次のように書くことができる。

$$\mathbf{M}_m \frac{\partial}{\partial \tau} \mathbf{U}_m + \mathbf{L} \mathbf{U}_m = 0 \quad (20)$$

ただし、

$$\mathbf{M}_m = 2\Omega \text{diag}(1, 1, \frac{1}{gh_m}) \quad (21)$$

さらにスケール行列 \mathbf{X}_m 、 \mathbf{Y}_m を

$$\mathbf{X}_m = \text{diag}(\sqrt{gh_m}, \sqrt{gh_m}, gh_m) \quad (22)$$

$$\mathbf{Y}_m = 2\omega \text{diag}(\sqrt{gh_m}, \sqrt{gh_m}, 1) \quad (23)$$

を用いて変形すると、式は固有値問題に帰着でき、次のようにできる。

$$i\sigma_{slm}\mathbf{H}_{slm} + (\mathbf{Y}_m^{-1}L\mathbf{X}_m)\mathbf{H}_{slm} = 0 \quad (24)$$

ここで s は東西波数、 l は南北モード、 m は鉛直モードである。この \mathbf{H}_{slm} がハフ調和関数（水平構造関数）である。固有値問題で得られた固有ベクトルが水平波動の構造を、固有振動数がその波動の時間方向の振動数（周期）を表す。

ハフ調和関数は南北方向の構造を記述するハフベクトル関数 Θ_{lm} と東西方向の波動を現す複素三角関数 $e^{is\lambda}$ に分離でき、

$$\mathbf{H}_{slm}(\lambda, \theta) = \Theta_{lm}(\theta)e^{is\lambda} = (U, -iV, Z)_{lm}^T e^{is\lambda} \quad (25)$$

となる。水平構造関数の南北モードは奇数番号が赤道を挟んで南北対称なモードである。

4.4 3次元ノーマルモード関数展開

3次元ノーマルモード関数 Π_{slm} （以下、3D-NMFs）は前述の鉛直構造関数 G_m と水平構造関数 H_{slm} を結合させて定義される。すなわち、

$$\Pi_{slm}(\lambda, \theta, \sigma) \equiv G_m \mathbf{H}_{slm}(\lambda, \theta) = G_m(\sigma) \Theta_{lm} e^{os\lambda} \quad (26)$$

である。なお 3D-NMFs は以下の性質を満たすことがわかっている。

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \Pi_{slm} \cdot \Pi_{s'l'm'}^* \cos \theta d\sigma d\lambda d\theta = \delta_{ss'} \delta_{ll'} \delta_{mm'} \quad (27)$$

$$\mathbf{U}(\lambda, \theta, \sigma, \tau) = \sum_{s=-\inf}^{\inf} \sum_{l=0}^{\inf} \sum_{m=0}^{\inf} w_{slm}(\tau) \mathbf{X}_m \Pi_{slm}(\lambda, \theta, \sigma) \quad (28)$$

$$w_{slm}(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{U}(\lambda, \theta, \sigma, \tau) \cdot \mathbf{X}_m^{-1} \Pi_{slm}^*(\lambda, \theta, \sigma) \cos \theta d\sigma s \lambda d\theta \quad (29)$$

式 (27) は直交性を、式 (28)、(29) は 3D-NMFs による変換・逆変換を表している。

4.5 スペクトル法の予報方程式

大気の運動を表す式は前述の 3D-NMFs を用いることで物理空間から波数空間に変換することができる。式 (11) と 3D-NMFs の内積をとると、

$$\left\langle \mathbf{M} \frac{\partial}{\partial \tau} \mathbf{U} + \mathbf{L} \mathbf{U} - \mathbf{N} - \mathbf{F}, \mathbf{Y}_m^{-1} \Pi_{slm} \right\rangle = 0 \quad (30)$$

であるので、式 (29) の性質を利用して、

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{j=1}^K \sum_{k=1}^K r_{ijk} w_j w_k + f_i, (i = 1, 2, 3, \dots, K) \quad (31)$$

ここで ijk は三重添え字 $slm, s'l'm', s''l''m''$ を略したものである。非線形項の中の r_{ijk} は相互作用係数であり成分はすべて実数である。これは 3D-NMFs の三重積を計算することで得られる。厳密には全波数 K はそれぞれ S, L, M を ∞ までとってやらねばならないが、現実的にはある波数で打ち切ることになり、これを波数切断という。本研究では南北モードは $l = 1, 3, 5, \dots, 19$ の南北対称 19 モード、東西波数は $s = 0, 1, 2, \dots, 20$ まで、鉛直モードは $m = 0, 1, 2, \dots, 6$ までを用いた。

4.6 傾圧不安定問題

次に式 (31) を基本場 \bar{w}_k に対して線形化すると、

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{j=1}^K \left(\sum_{k=1}^K r_{ijk} + r_{ikj} \right) \bar{w}_j w_k + f_i, (i = 1, 2, 3, \dots, K) \quad (32)$$

とできる。ここで \bar{w}_k は大気の基本状態を表す。負の東西波数の展開係数と正の東西波数の展開係数の間には複素共役 $w_{(-s)lm} = w_{slm}^*$ の関係があるから、式 (32) を $s \geq 0$ の項について行列形式で書き直すと、

$$\frac{d\mathbf{w}}{d\tau} + i\mathbf{D}\mathbf{w} = -i\mathbf{B}\mathbf{w} - i\mathbf{C}\mathbf{w}^* + \mathbf{f} \quad (33)$$

となる。ここで、

$$\mathbf{w} = (w_1, w_2, \dots, w_i, \dots, w_K)^T \quad (34)$$

$$\mathbf{f} = (f_1, f_2, \dots, f_i, \dots, f_K)^T \quad (35)$$

$$\mathbf{D} = (\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_i, \dots, \sigma_K)^T \quad (36)$$

である。ただし K は $s \geq 0$ における全波数である。行列 B 、 C は基本状態の展開係数によりつくられる。 (i, j) 成分について書くと、

$$b_{ij} = \sum_{k=1}^K (r_{ijk} + r_{ikj}) \bar{w}_k(s') \geq 0 \quad (37)$$

$$c_{ij} = \sum_{k=1}^K (r_{ijk} - r_{ikj}) \bar{w}_k(s') < 0 \quad (38)$$

とできる。ここで基本状態が帯状風のみであるとする、 $s \neq 0$ では $\bar{w}_k = 0$ である。東西波数の関係から行列 B は $s = s'$ のとき（つまり対角ブロック）のみ実数であり、ほかの成分はすべて 0 である。また行列 C は消える。さらに非粘性を仮定して f を無視すると式 (33) は東西波数ごとに次のように表すことができる。

$$\frac{d\mathbf{w}_s}{d\tau} = -i(\mathbf{B}_s + \mathbf{C}_s)\mathbf{w}_s, (s = 1, 2, 3, \dots, S) \quad (39)$$

これに $\mathbf{w}_s(\tau) = \xi_s e^{-i\nu_s \tau}$ という解を仮定して代入すると、

$$-i\nu_s \xi_s e^{-i\nu_s \tau} = -i(\mathbf{B}_s + \mathbf{C}_s)\xi_s e^{-i\nu_s \tau}, (s = 1, 2, 3, \dots, S) \quad (40)$$

$$\nu_s \xi_s = (\mathbf{B}_s + \mathbf{C}_s)\xi_s, (s = 1, 2, 3, \dots, S) \quad (41)$$

となる。これにより、固有値として ν_s が、固有ベクトルとして ξ_s がそれぞれ求まる。ここで、 ν_s の虚部は不安定解の増幅率、実部は位相速度、 ξ_s は解の構造を表すベクトルを表している。

5 データ解析の結果および考察

前章で説明した方法を用いて、寒帯前線ジェットの強い年や弱い年、また、気候値に AO に伴う偏差を上乗せした下層大気における帯状平均風速度場を基本場として線形不安定問題を数値的に解いた。

気候値は 1958 ~ 97 年の月平均値を用いた。それが図 2 であり、これを基本場として傾圧不安定問題を解いた結果、不安定解の分布は図 3,4 のようになった。これを見ると、増幅率では東西波数 5 以上のスケールで Charney モード M_C がもっとも不安定な解となっており、波数 1 ~ 4 のスケールにおいては、ダイポール Charney モード M_2 が卓越している。また、波数 7 以上においてトリポール Charney モード M_3 が現れている。Charney モードでもっとも不安定な解の増幅率は波数 8 におけるおよそ 0.42 となっている。また、主要な不安定解の位相速度はおよそ $7 \sim 9^\circ/\text{day}$ となっている。これは、北半球の大気の平均風速とほぼ一致している。次にそれぞれのモードの空間構造を図 5 ~ 13 に示す。Charney モードは北緯 45 度付近に振幅の最大を持っており、およそ北緯 20 度から 70 度付近まで広がっている。また振幅の大きな部分はほとんど対流圏内に位置しているが、一部は成層圏にまで及んでいる。また、不安定の部分の位相を見てみると、上空に行くにしたがって西へ傾いており、水平方向で見ると振幅のピークから南北に離れるに従って西へ傾いている。これは、この不安定波によって西風運動量は高緯度低緯度側から北緯 45 度付近に流され収束することを表している。ダイポール Charney モードは、北緯 45 度付近および 70 度付近の二箇所に振幅の最大を持っており、不安定の構造は成層圏にまで及んでいる。位相構造から、ダイポール Charney モードも Charney モードと同じく中緯度へ西風運動量を輸送する構造となっている。トリポール Charney モードは、ダイポール Charney モードの片方の極が分極したような形になっており、大まかに似たような構造となっている。位相構造から、トリポール Charney モードも 45 度付近が最も位相が進んでおり、西風運動量を中緯度へ運ぶような構造となっていることがわかる。

次に、寒帯前線ジェットが強いときと弱いときのそれぞれにおいて解析を行う。Tanaka and Tokinaga (2002) では、12 ~ 2 月の月平均値をさらに 3 ヶ月平均した値について解析しているが、今回はその期間のうち特に傾向が顕著な月に期間を狭めて解析を行う。まず、AOI が過去最高の値を示し大気循環場に大きな変化が起こったといわれる 1989 年 1 月について見てみる。

5.1 極渦の強い場合（1989 年 1 月）

図 14 はそのときの東西風の帯状平均流であるが、気候値と比べると、亜熱帯ジェットよりも北側、北緯 50～60 度付近に寒帯前線ジェット軸が明瞭に現れている。この場について線形不安定解析を行ったのが図 15,16 である。気候値の場合に卓越していた Charney モードやダイポール Charney モードに変わって、東西波数 9 以下のすべての波数において Polar モードが支配的となっている。また、トリポール Charney モードは現れていない。Polar モードの増幅率のピークは波数 6 のおよそ 0.37 であるのに対して、Charney モードの最大は波数 7 における約 0.22 にまで下がっている。Polar モードの位相速度は平均して $14^{\circ}/\text{day}$ 程度であり、波数が増すほど増加してゆく。Charney モードはおよそ $10^{\circ}/\text{day}$ で、波数によらず一定である。

次に空間構造を見ていく。図 17～28 は、不安定の振幅と位相の緯度 - 高度分布である。Polar モードは、北緯 60 度周辺、対流圏上部に振幅の中心を持ち、波数 4 以上では成層圏上部まで不安定が大きく広がっている。位相構造は、上空ほど西へ傾く傾圧不安定の構造をしており、また、南北方向では位相は低緯度ほど遅れている。これは、西風運動量を低緯度から高緯度まで輸送し極渦を強化する働きを示す。また Charney モードは、気候値と同じように北緯 45 度付近の対流圏内を中心に振幅が分布しているが、位相を見ると、振幅の最大よりも北側に、高緯度に行くほど位相が遅れているような構造が見られない。これは、Polar モードと同じように西風運動量をより高緯度へ輸送するような構造に変質していることを示すが、過去の研究によって、Charney モードはその位相構造をしばしば変化させることが示されている。ゆえに、振幅の位置や形から Charney モードであると判別できる。また、すべての波数において Polar モードが支配的であるため、極渦を強化しようとする働きが極めて強く、極渦の強化によってさらに Polar モードが卓越するような正のフィードバックの状態となって極渦を維持したため、このときの AO が高指数となったと考えられる。これは、Tanaka and Tokinaga (2002) の考察とも一致する。

5.2 極渦の弱い場合（1977 年 1 月）

次に、図 1 において逆に AOI が負に大きく振れている 1977 年 1 月について解析した。この月の東西流が図 29 であるが、北緯 60 度付近の上空に寒帯前線ジェッ

トおよび成層圏上層の極夜ジェットが全く見られず、亜熱帯ジェットが強くなっている。図 30,31 が、線形不安定解析を行った結果であるが、今回は一転して全ての波数において Charney モードが支配的となっている。その増幅率の最大は 0.35 で、位相速度はおよそ $10^{\circ}/\text{day}$ で波数によらずほぼ一定となっている。また、ダイポール Charney モードが、波数 6 に頂点をもち波数 2~8 で Charney モードに次いで出現している。位相速度はおよそ $7^{\circ}/\text{day}$ で波数によらず一定であった。トリポール Charney モードに当たるモードは見られなかった。

図 32~37 はそれぞれの空間構造である。Charney モードは、振幅の中心が北緯 40 度付近の対流圏下層にあり、位相は上空に行くほど西へ傾く。また南北へは振幅の最大を中心に高緯度・低緯度ほど位相が遅れており、中緯度へ西風運動量を輸送する、典型的な Charney モードの形となっている。ダイポール Charney モードは、振幅の二つのピークはそれぞれ、北緯 20 度および 50 度付近の対流圏上層にあり、不安定の部分は南へ下がってきていることがわかる。また、位相は南側の部分では高緯度ほど進み、北側では高緯度ほど遅れている。これは西風運動量は南側では北へ、北側では南へ輸送していることを示しているが、北側のピークのほうが振幅が大きくて範囲も広く、全体としては高緯度から中緯度へエネルギーを運び亜熱帯ジェットを加速させる働きが比較的強くなっていると考えられる。

5.3 AOI に伴う偏差を気候値に上乗せした仮想大気

図 38 は、平均東西風を北極振動指数 (AOI) に回帰したものである。これを基準として気候値に段階的に上乗せすることで、AO が強いときや弱いときの大気の状態を仮想的に作ることができる。これを利用し、この東西風偏差を 1 倍,2 倍,... としたものをそれぞれ気候値に上乗せしたものを基本場として、そのそれぞれについて線形不安定解析を行った。

5.3.1 そのまま上乗せした場合 (図 39)

気候値に図 38 の値をそのまま上乗せした仮想大気 (図 39) を基本場として同じように線形不安定問題を数値的に解いたところ、図 40,41 のようになった。これによると、波数 4 以下のプラネタリースケールではダイポール Charney モードが卓越し、波数 5 以上の総観規模においては Charney モードが卓越している。また、波数 1~5 にかけてトリポール Charney モードが見られる。もっとも不安定な解の増

幅率は Charney モードが波数 8 でおよそ 0.4、ダイポール Charney モードが波数 5 で約 0.25、トリポール Charney モードが波数 5 でおよそ 0.14。また、位相速度は平均して $8 \sim 9$ °/day であり、波数が増えてくると約 10 °/day で一定となる。

各モードの空間構造は図 42 ~ 50 に示す。構造の特徴についてはすでに述べているのでここでは詳述しないが、1989 年 1 月の場合と同じく、Charney モードの位相構造が Polar モードのそれと似たものに変化している。不安定解に Polar モードは現れなかったが、上記のことから、AOI に伴う偏差を上乗せしたことにより西風運動量をより高緯度へ輸送し極渦を強化しようとする働きに正の影響が見られたといえる。

5.3.2 偏差の 2 倍を上乗せした場合 (図 51)

気候値に図 38 の値を 2 倍したものを上乗せしたこの仮想大気では、図 51 をみると、北緯 $50 \sim 60$ 度付近の対流圏に寒帯前線ジェットが出現している。この仮想大気を基本場として線形不安定解析を行うと、図 52,53 より、波数 8 以上において Polar モードが出現し、波数 1 ~ 5 のプラネタリースケールにおいて最も卓越している。波数 6 以上においてはまだ Charney モードが卓越しているが、そのうち最も増幅率の大きい不安定解は波数 7 における約 0.33 となり、Charney モードの不安定性は少し小さくなっている。また、トリポール Charney モードは見られず、ダイポール Charney モードが波数 1 ~ 5 において出現している。

5.3.3 偏差の 5 倍を上乗せした場合 (図 63)

この仮想大気は、AOI に伴う偏差を 5 倍したものを気候値に上乗せしたものであり、図 63 を見ると、北緯 $50 \sim 60$ 度において寒帯前線ジェットが地表面付近に至るまで非常に強くなっている。現実大気でこのような状態になることはあまり考えられないが、極渦の強化による不安定モードの変化をより深く見るため、あえてこの状態について線形不安定解析を行った。その結果、図 64,65 のように、Polar モード、Charney モード、ダイポール Charney モードが現れたが、全ての波数において Polar モードが卓越しており、Charney モードは総観規模、ダイポール Charney モードはプラネタリースケールにおいて 2 番目の増幅率をもって卓越している。また、Polar モードの最も不安定な解の増幅率はおよそ 0.39 なのに対して、Charney モードのそれは波数 7 における約 0.27 程度にまで下がっている。

6 結論

Tanaka and Tokinaga (2002) における冬季 3 ヶ月の期間についての傾圧不安定問題の結果では、AOI の値が大きい、つまり寒帯前線ジェットが強い時には東西波数 4 以下のプラネタリースケールにおいて Polar モードが卓越し、Charney モードは波数 5 ~ 9 において卓越したという結果となった。それに対し、今回の研究において、特に寒帯前線ジェットが強い期間に限定し解析を行った結果、9 以下の全波数にわたって Charney モードが弱まり、Polar モードが最も卓越するケースも存在することがわかった。このとき、西風運動量輸送を 45 °N 付近に収束させようとする力は弱まり、低緯度から極域まで一気に輸送されている。また、東西風の気候値に AOI に伴う偏差を段階的に上乘せし、そのそれぞれについて線形不安定解析を行うと、寒帯前線ジェットが強くなるのに応じて Charney モードの不安定度が小さくなり、入れ替わるように Polar モードが現れ段階的に立ち上がってくるという結果となった。これにより、寒帯前線ジェット気流の強化、つまり極渦の強化が Polar モードの卓越を担っており、Polar モードがどれだけ卓越するかの度合いは、極渦の指標である北極振動指数 (AOI) の関数として表すことができることがわかった。

以下にこの研究の結論を簡単に示す。

- AO が十分に強くなると、Charney モードに変わって Polar モードが最大不安定モードとなることが確認できた。
- 傾圧不安定擾乱の不安定モードには、AO が強ければ強いほど Polar モードが顕著に現れてくる。Polar モードがどれだけ卓越するかの度合いは、AO の指標である北極振動指数 (AOI) の関数として表すことができる。

この寒帯前線ジェットと Polar モード間のフィードバックについて定量化するための今後の課題としては次のようになる。まず、今回は気候値に AOI に伴う偏差を上乘せするにとどまったが、逆に偏差を差し引いて極渦を弱めた仮想大気や、さらに細かく上乘せしたものについて解析する。そしてその上乘せ量によって Polar モードの不安定度がどれだけ強まっているかの指標として Polar モード指数 (PMI) を定義する。AOI を a_A 、PMI を a_P とおいて、次の傾圧不安定関係式を求める。

$$a_P = c_1 \cdot a_A$$

c_1 は、AOI が増大するとどれだけ PMI が増大するかを表す。これにより、フィードバックのうち AO から Polar モードへ向かう部分が定量化できる。次に、E-P フラックス (Eliassen-Palm flux, Eliassen and Palm 1961) という物理量を導入する。これで、渦による運動量フラックスと熱フラックスを統合的に表現可能となり、傾圧不安定波動による東西風の加速を定量的に表現することが可能となる。Polar モードにおける E-P フラックスの収束と AOI に伴う東西風との内積をとったものを c_2 とすると、次のように書ける。

$$\frac{da_A}{dt} = c_2 \cdot a_P$$

このとき c_2 が、PMI が増大するときどれだけ AOI が上昇するかを表す。これにより、Polar モードから AO へ向かう部分が定量化でき、 c_2 と c_1 を掛け合わせることでフィードバック係数を求めることができる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、筑波大学計算科学研究センターの田中博教授には本研究の動機となる論文の紹介、研究手法の提案、数多くの図の作成、考察等の適切な御指導を賜り、心から感謝しております。

また、同大学生命環境科学研究科の寺崎康児氏、加藤真悟氏、近藤圭一氏、山崎真吾氏、同大学の環境科学研究科の鈴木一步氏、瀬田繭美氏には大循環ゼミの場において多数のご助言、ご意見を頂き誠に有難うございました。

最後に、ともに一年間卒業研究に取り組んできた同大学第一学群自然科学類地球科学主専攻気候学気象学専攻の4年生の皆様には時折よき相談相手となって頂きましたことを感謝しております。

参考文献

- Eliassen, A. and E. Palm, 1961 : On the transfer of energy in stationary mountain waves, *Geofys. Publ.*, **22**, .
- Hartmann, D.L., 1980 : Baroclinic Instability of Realistic Zonal-Mean States to Planetary Waves, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2336-2349.
- Tanaka, H.L. and E.C Kung, 1989 : A study of low-frequency unstable planetary waves in realistic zonal and zonally varying basic states, *Tellus.*, **41A**, 179-199.
- Tanaka, H.L. and H. Tokinaga, 2002 : Baroclinic instability in high latitudes induced by polar vortex: a connection to the Arctic Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 69-82.
- Tompson, D. W.J., and J. M. Wallace, 1998 : The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and height and temperature field, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- 田中博, 2004 : 順圧大気大循環モデルによる北極振動の数値実験およびその力学的考察, 気象研究ノート., 206 号, 71-107.

Arctic Oscillation Index (90-day mean)

Barotropic Component of the Atmosphere

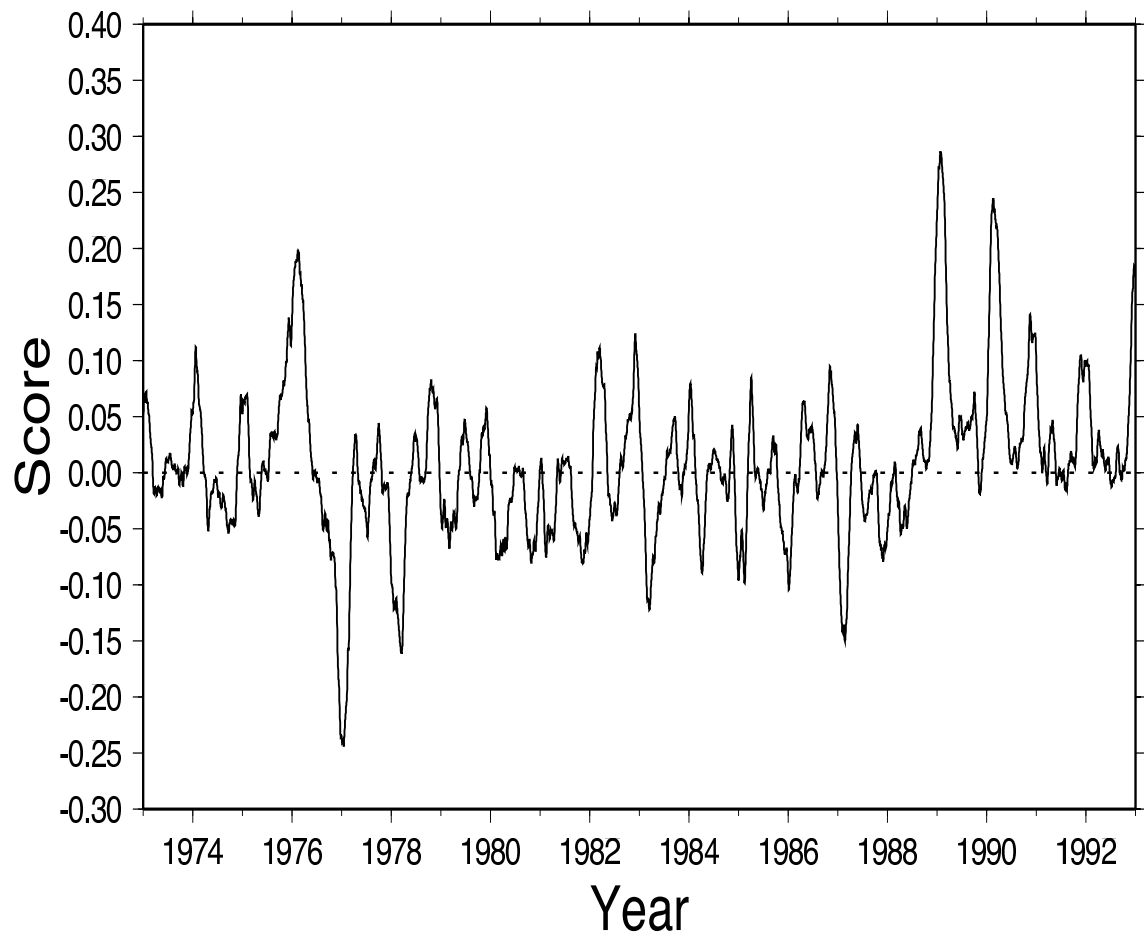


図 1: 北極振動指数の 90 日平均。

Zonal Mean U (January clim)

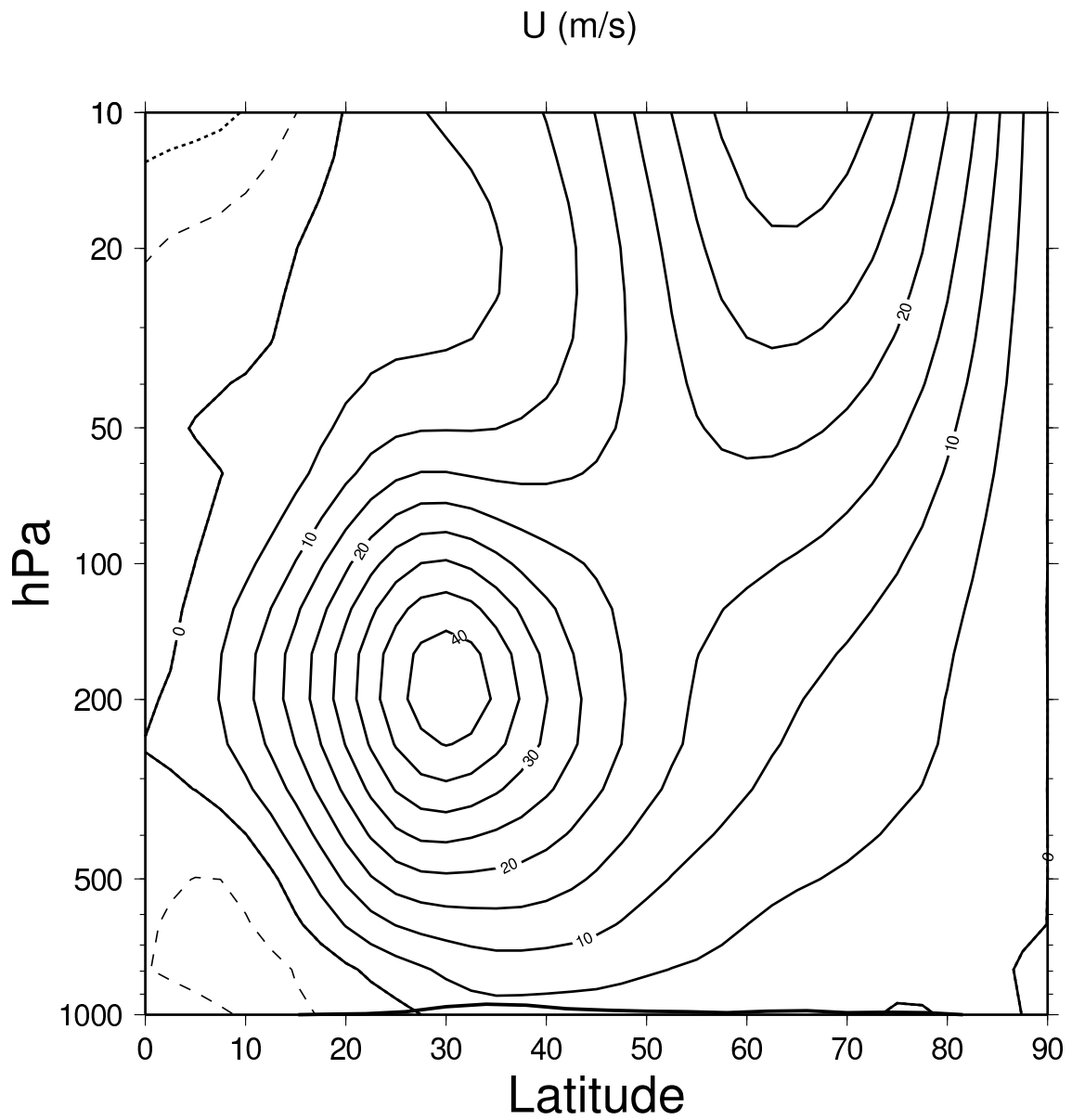


図 2: 北半球 1 月における帯状平均風速度場 (気候値)。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

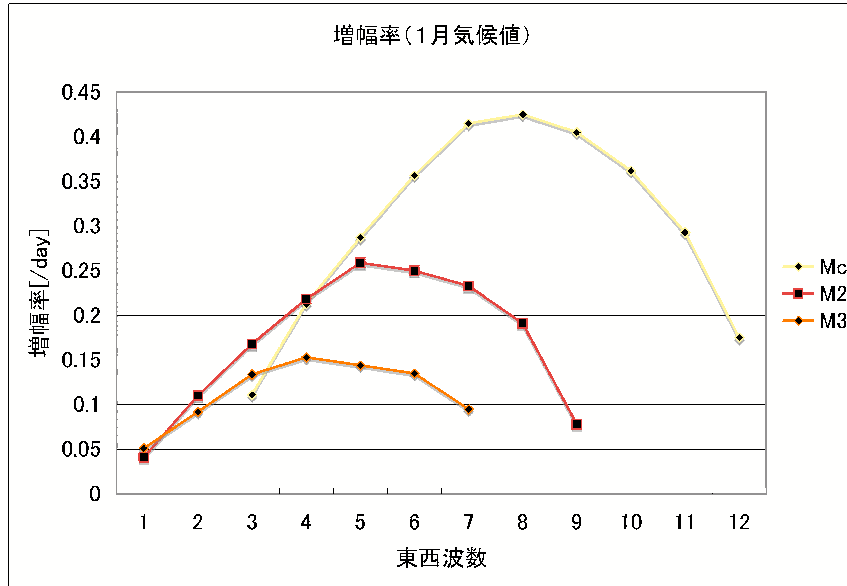


図 3: 1月気候値における不安定モードの増幅率

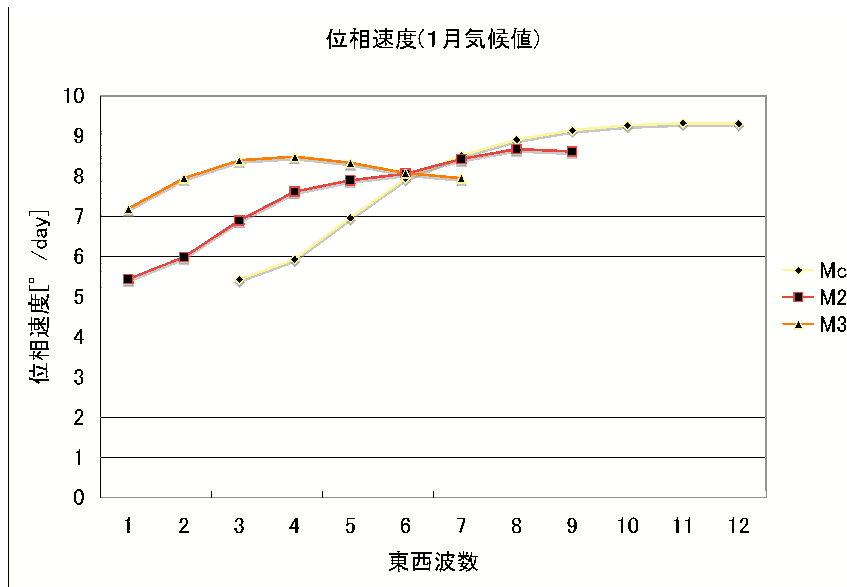


図 4: 1月気候値における不安定モードの位相速度

Amplitude

(M?, N=7, 1, January clim)

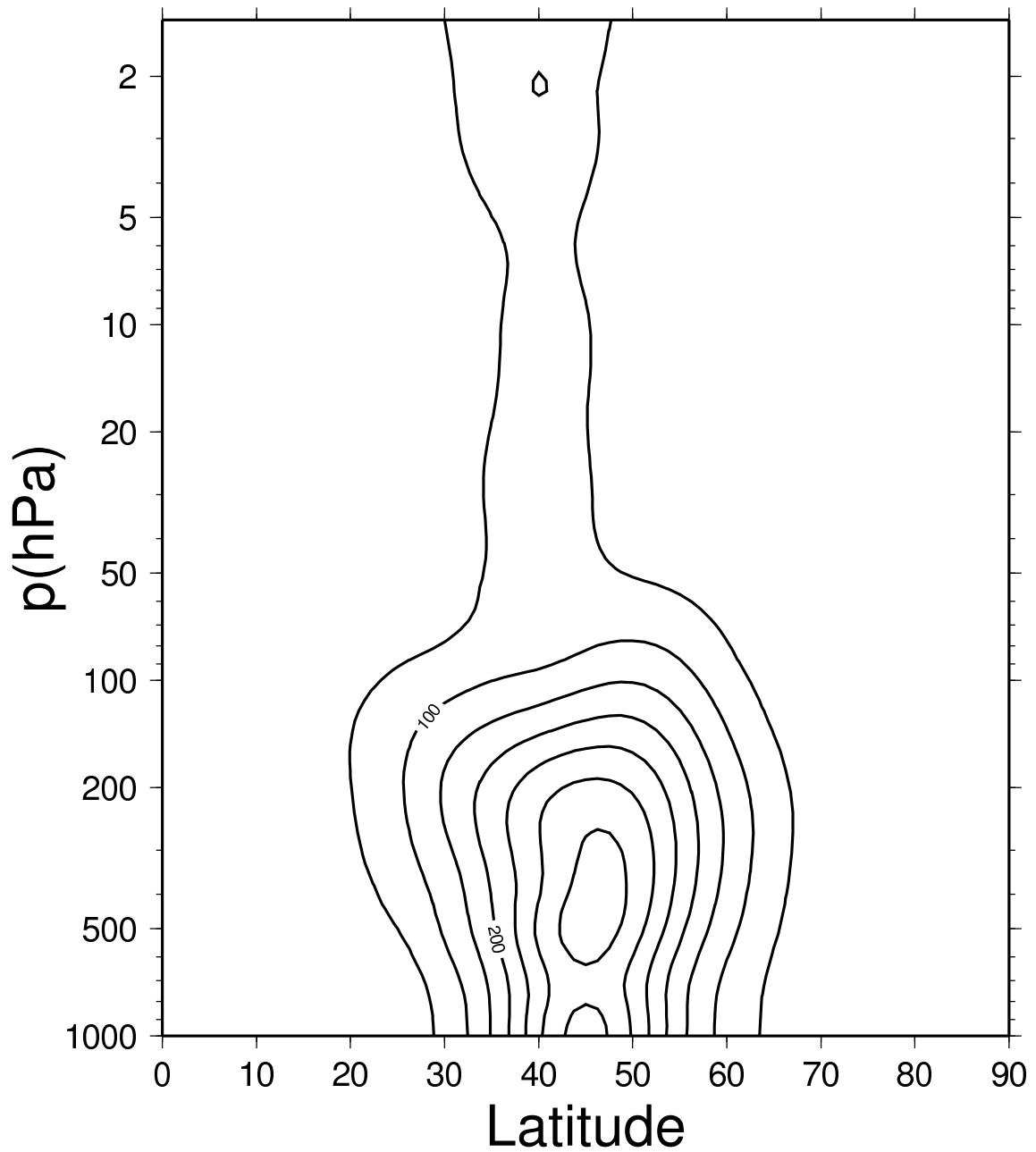


図 5: 1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m_0 。

Phase

(M?, N=7, 1, January clim)

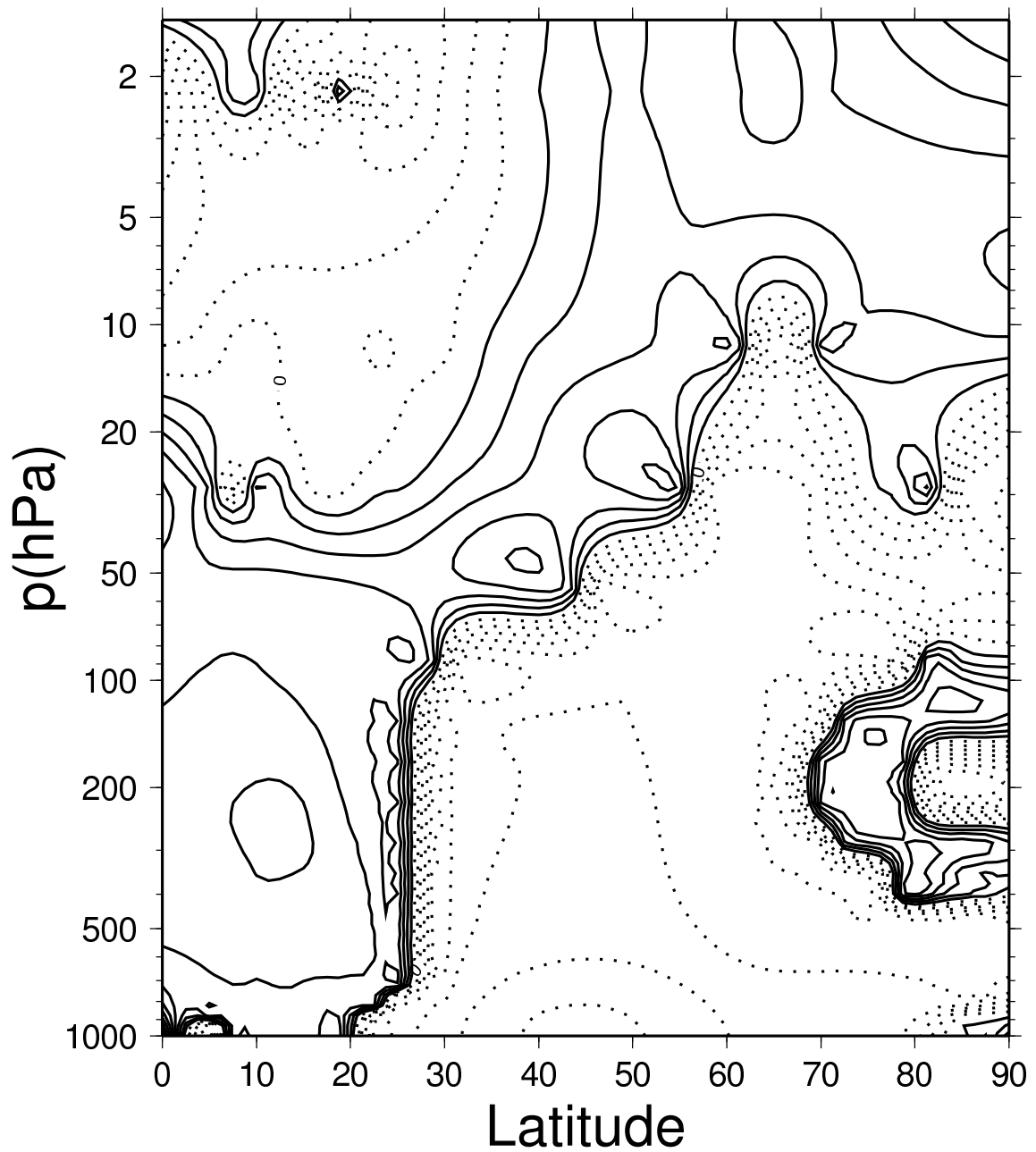
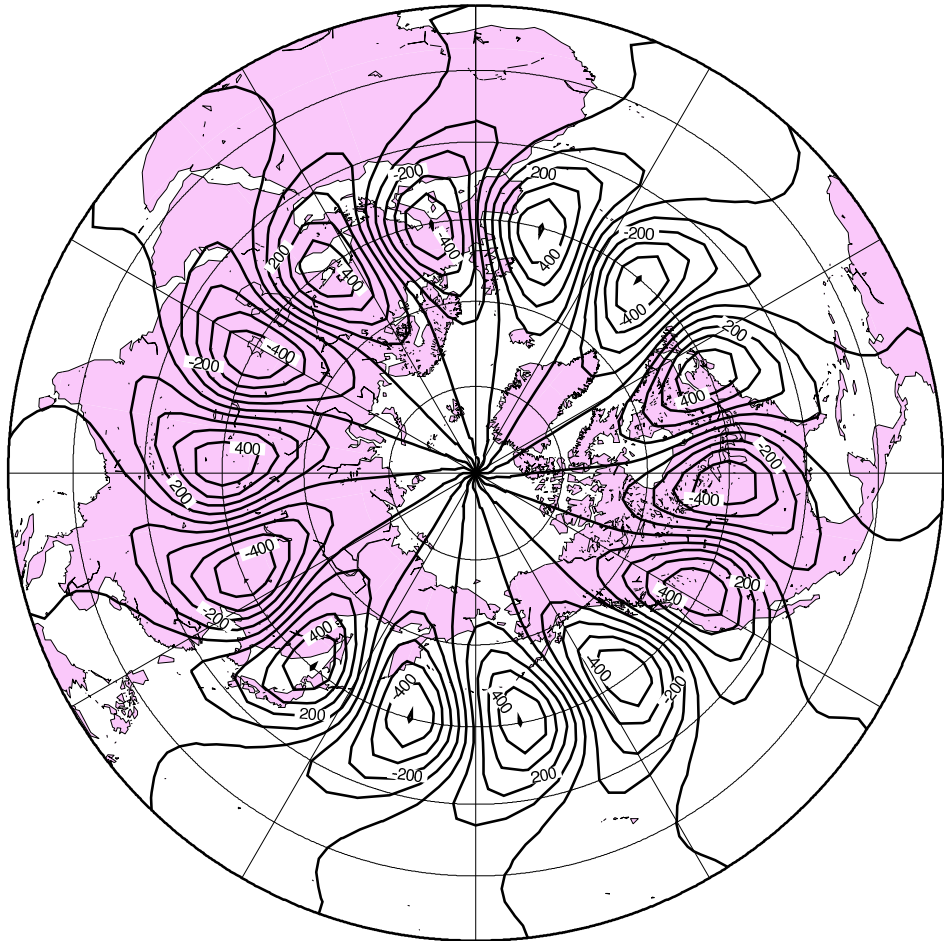


図 6: 1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=7, 1, January clim



GMT 2007 Nov 7 15:34:49 JMA/GPV

図 7: 1 月気候値における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場 m_0 。

Amplitude

(M?, N=3, 1, January clim)

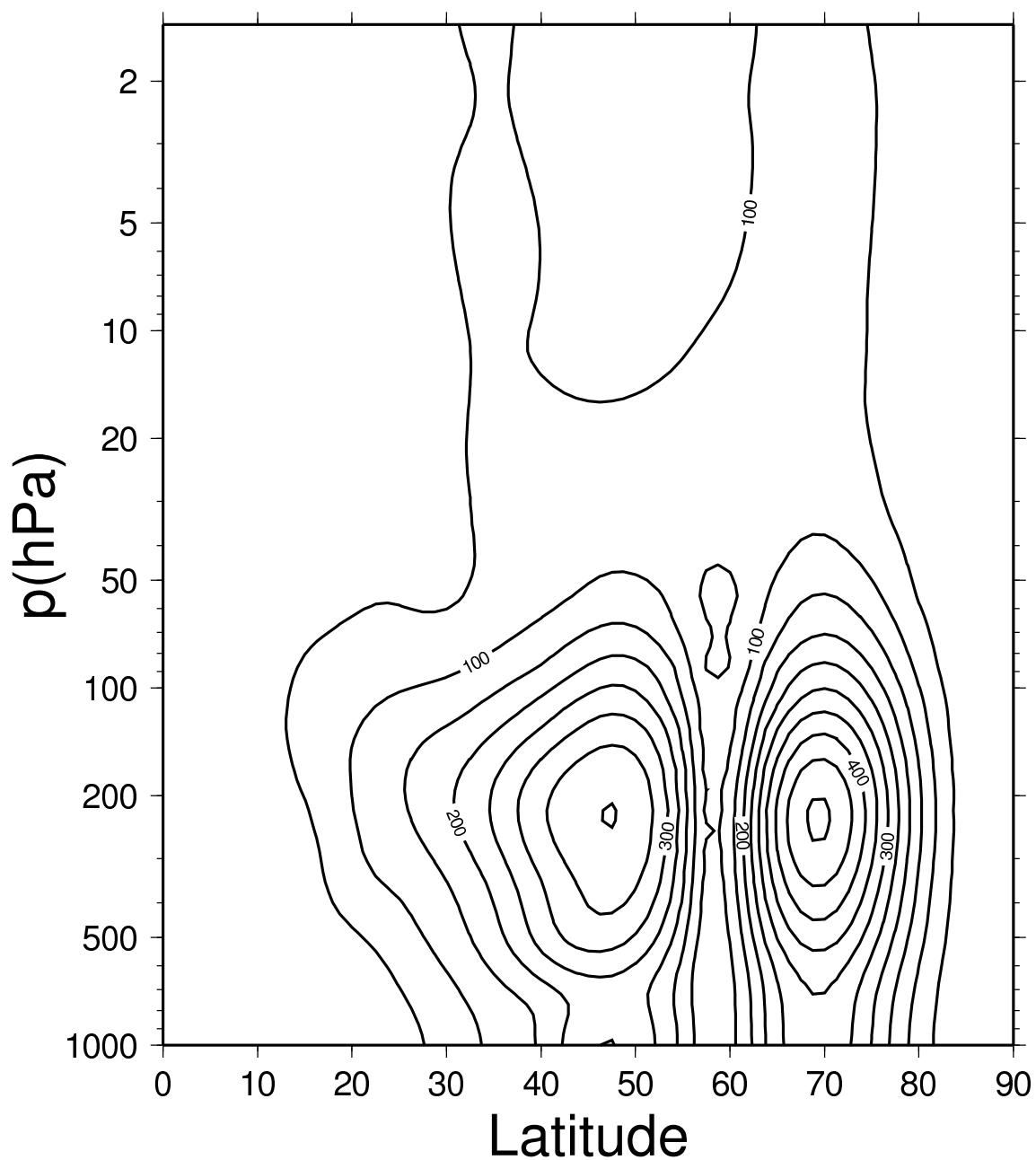


図 8: 1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=3, 1, January clim)

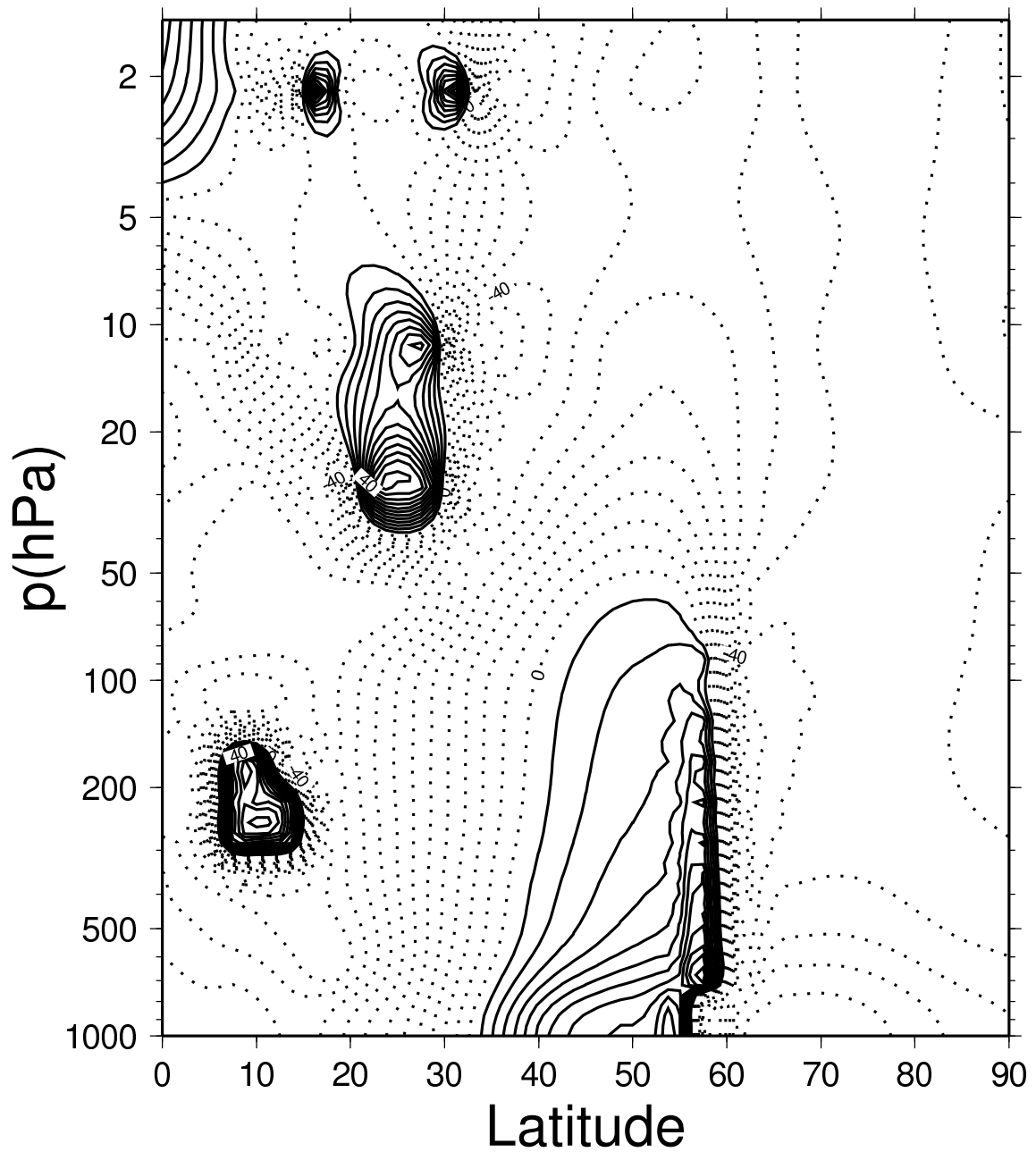
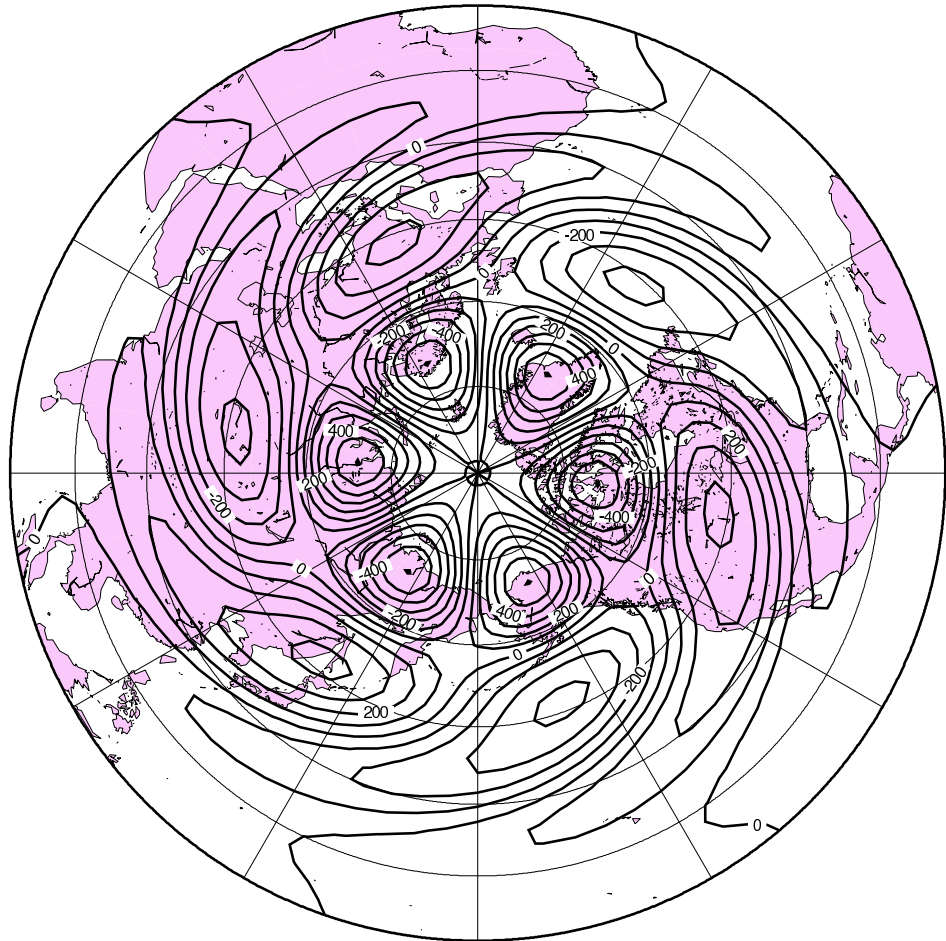


図 9: 1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 1, January clim



GMT 2007 Nov 7 15:56:33 JMA/GPV

図 10: 1 月気候値におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

Amplitude

(3, M?, N=4, January Climate)

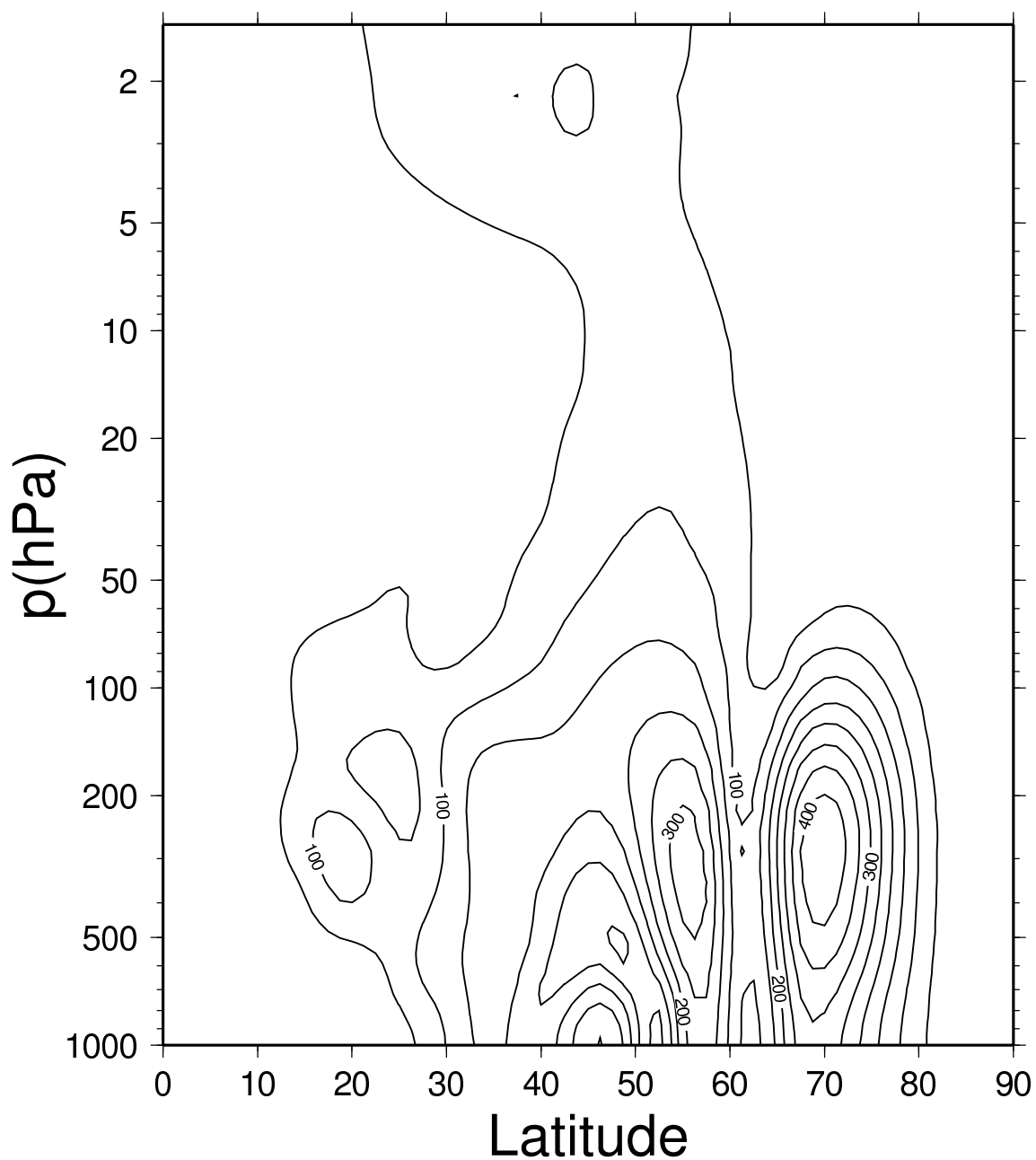


図 11: 1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(3,M3, N=4, January clim)

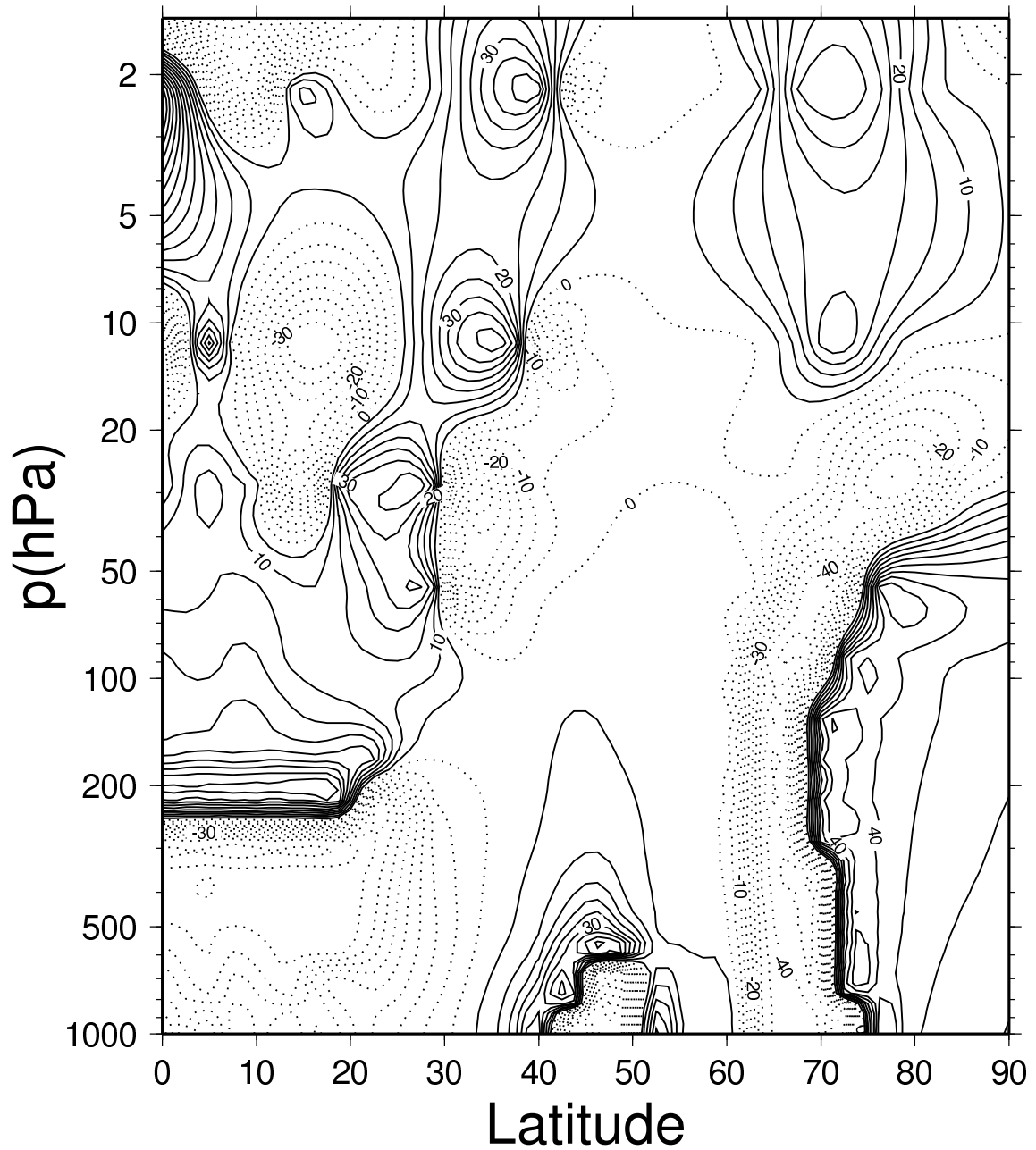
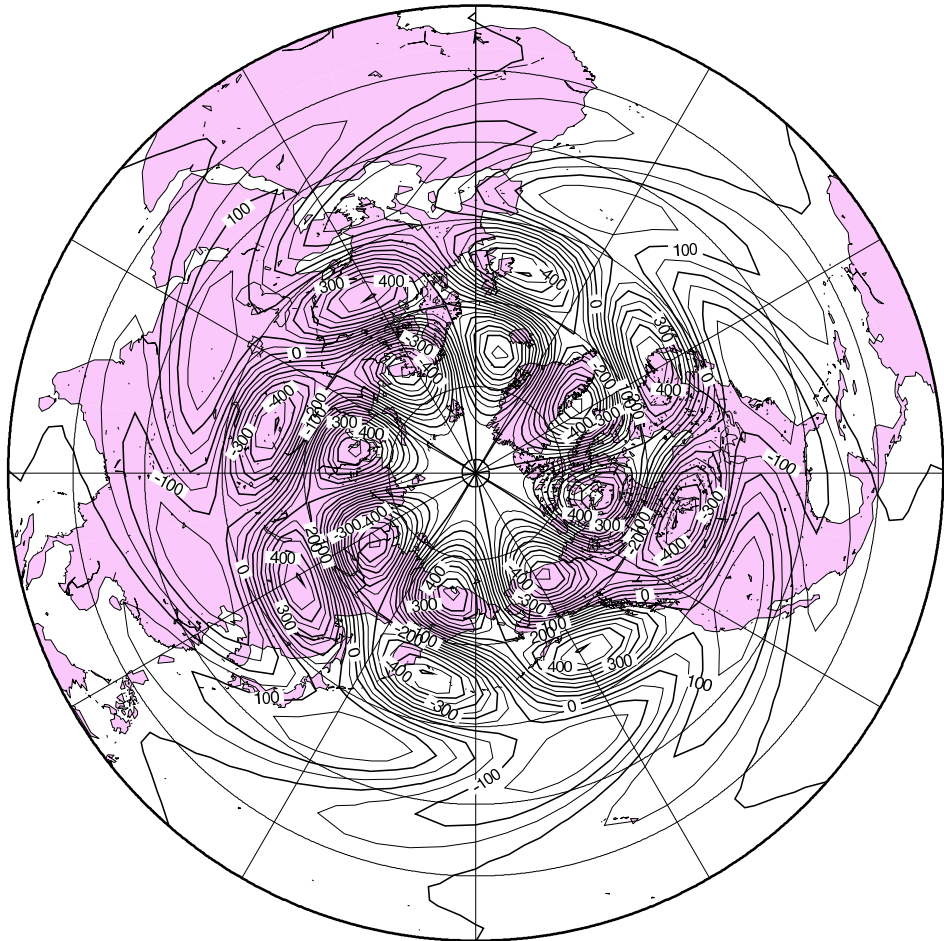


図 12: 1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

3, M3, N=4, January clim



GMT 2007 Aug 2 06:10:29 JMA/GPV

図 13: 1 月気候値におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

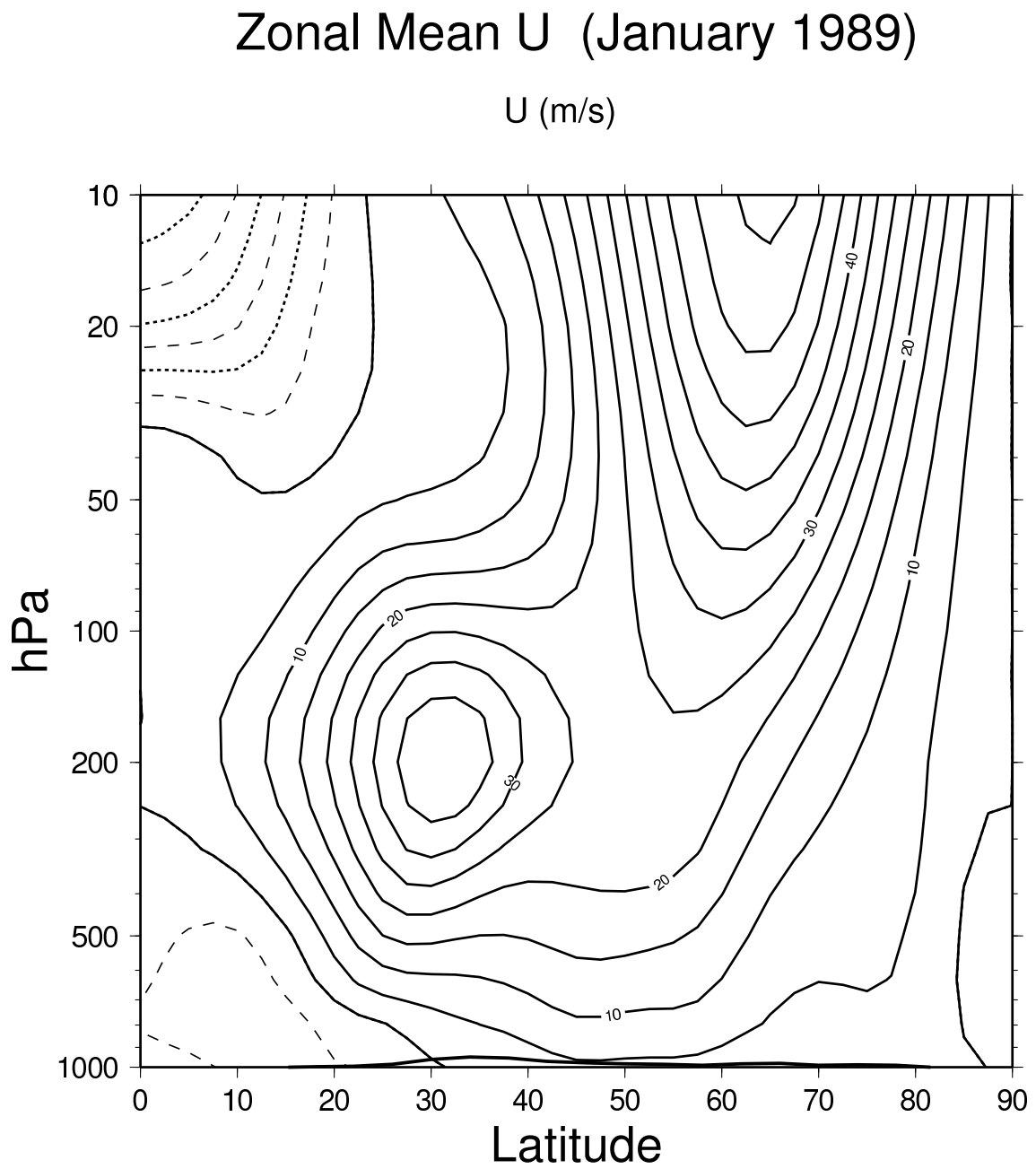


図 14: 1989 年 1 月における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

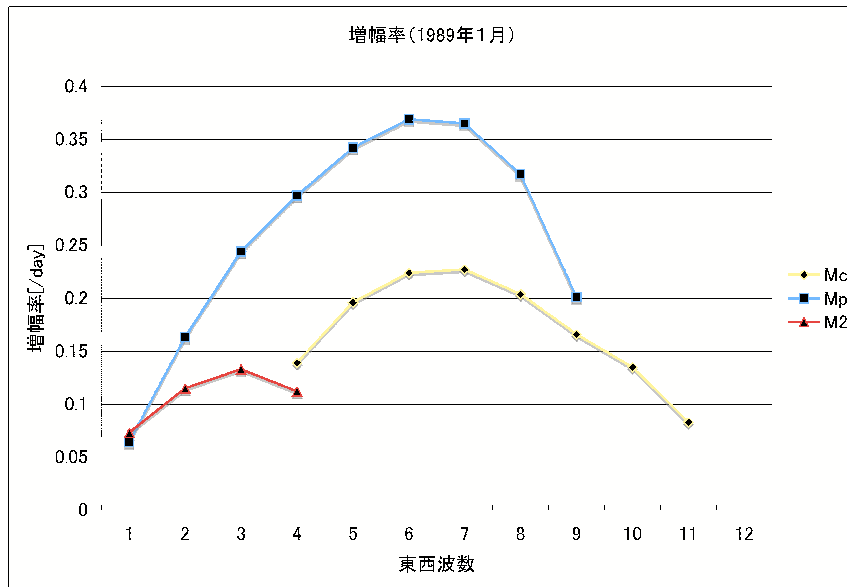


図 15: 1989 年 1 月における不安定モードの増幅率

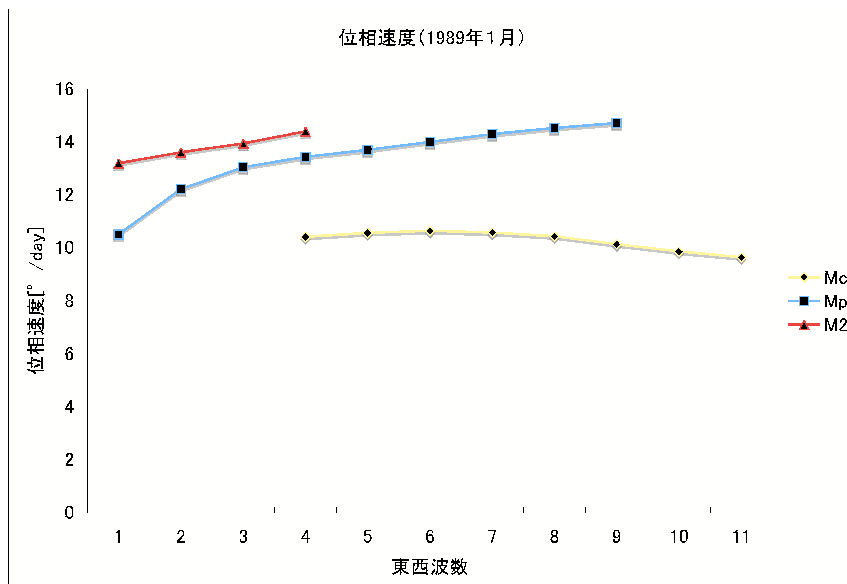


図 16: 1989 年 1 月における不安定モードの位相速度

Amplitude

(M?, N=3, 1, January 1989)

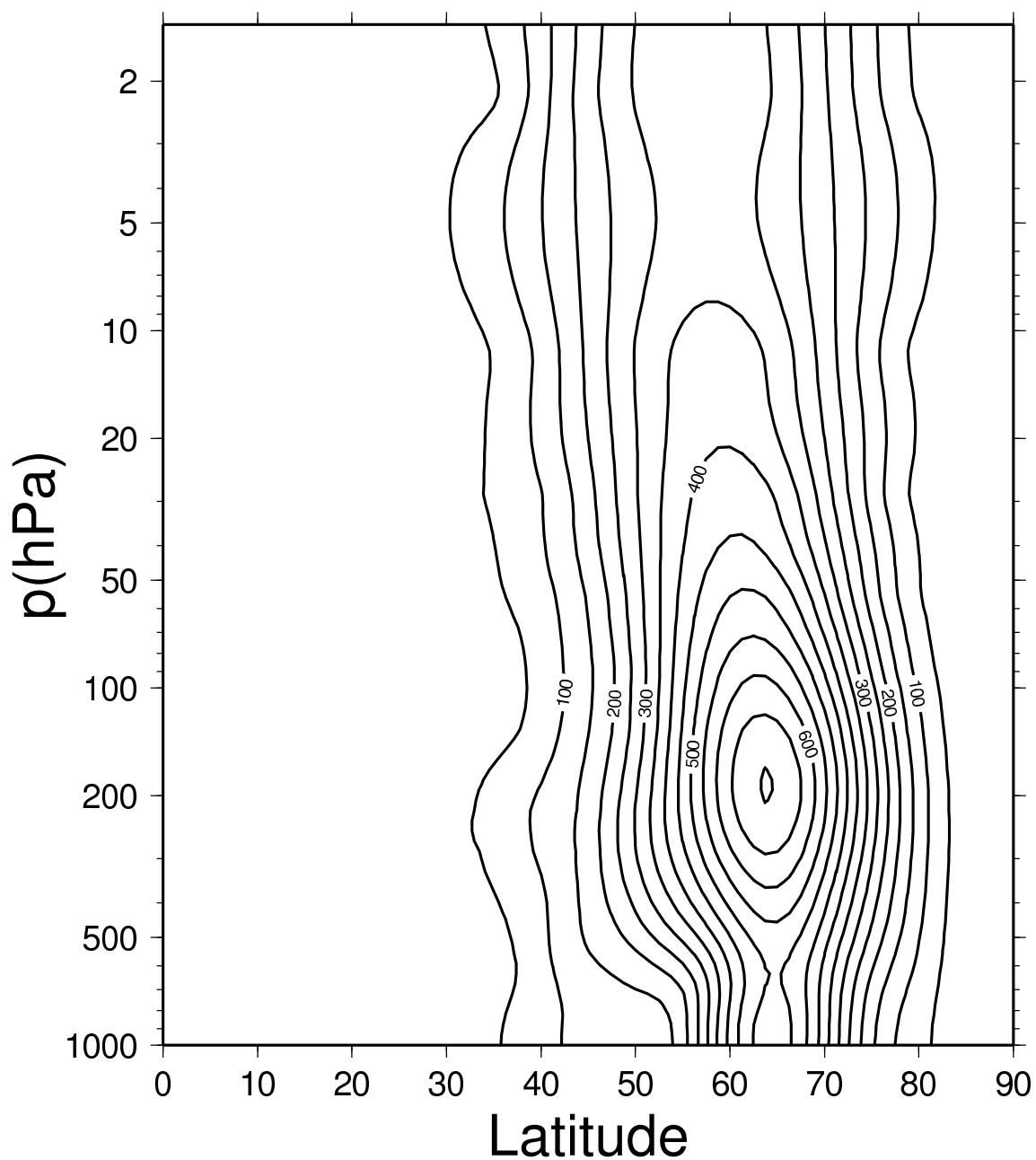


図 17: 1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m_0 。

Phase

(M?, N=3, 1, January 1989)

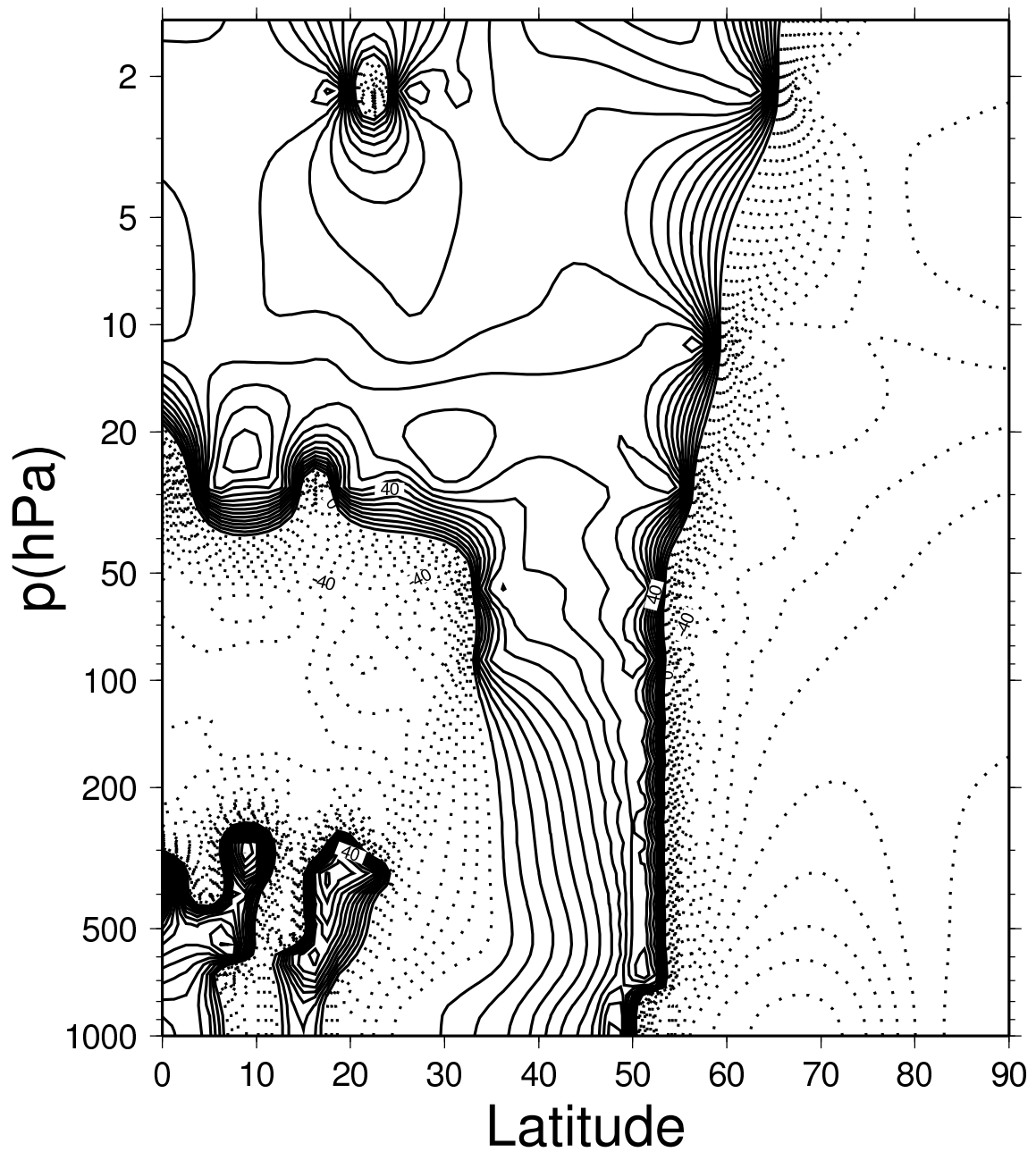
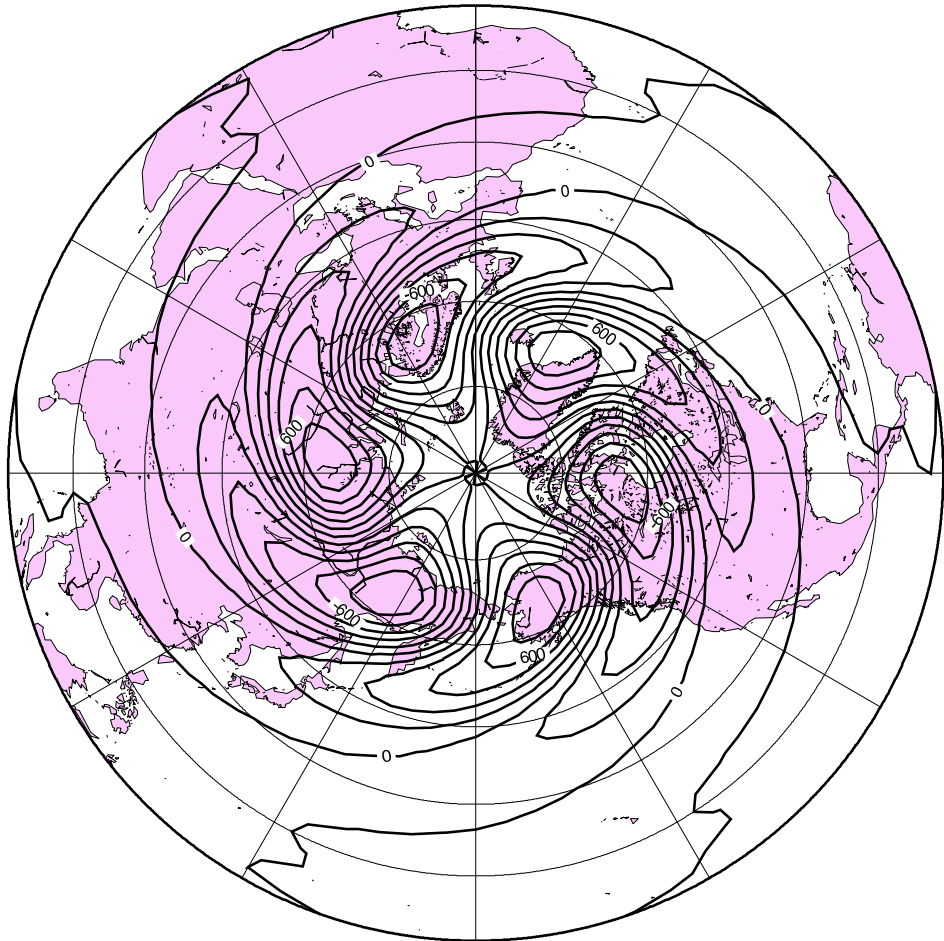


図 18: 1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 1, January 1989



GMT 2007 Nov 7 14:50:22 JMA/GPV

図 19: 1989 年 1 月の波数 3 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=7, 1, January 1989)

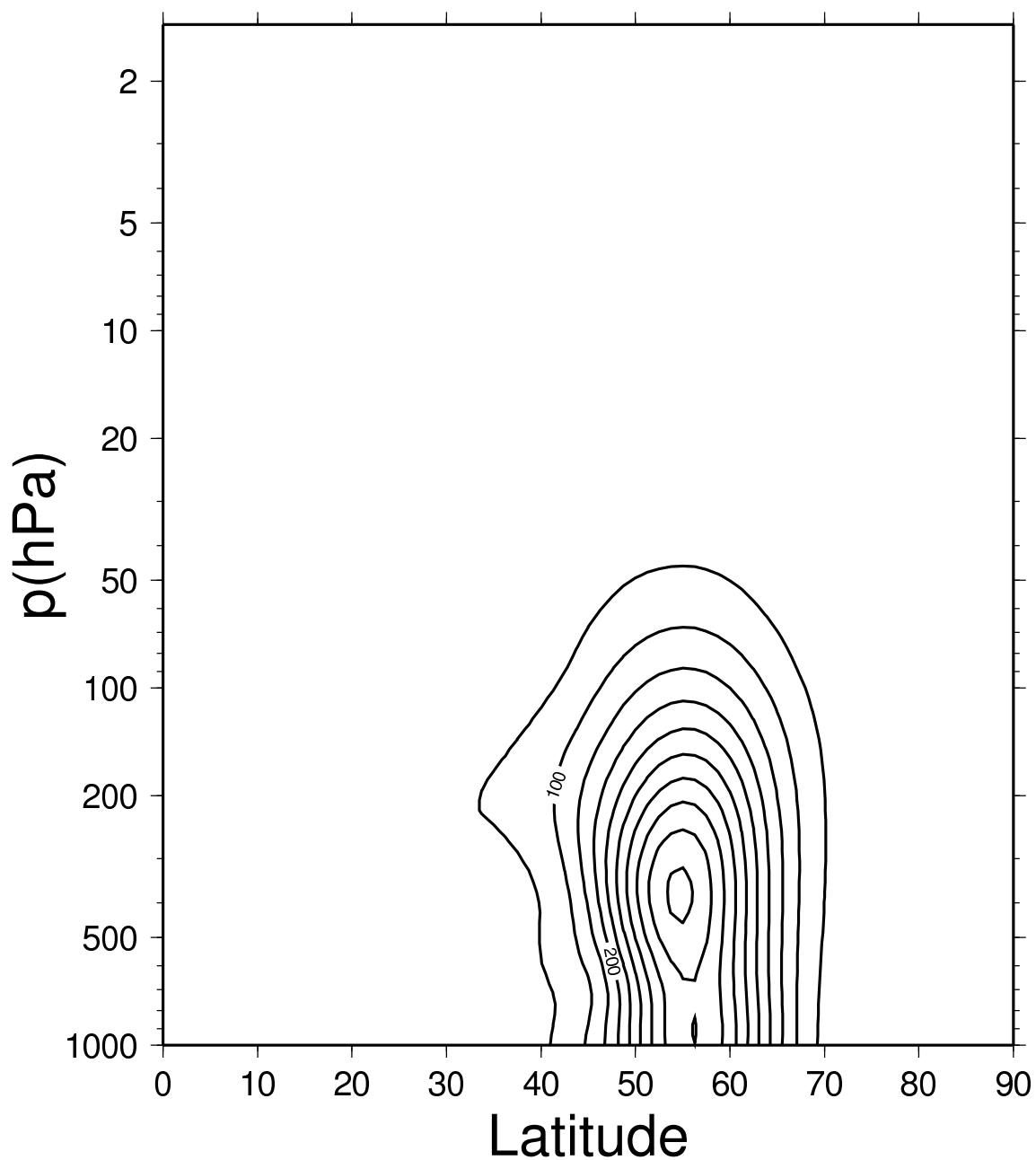


図 20: 1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m_0 。

Phase

(M?, N=7, 1, January 1989)

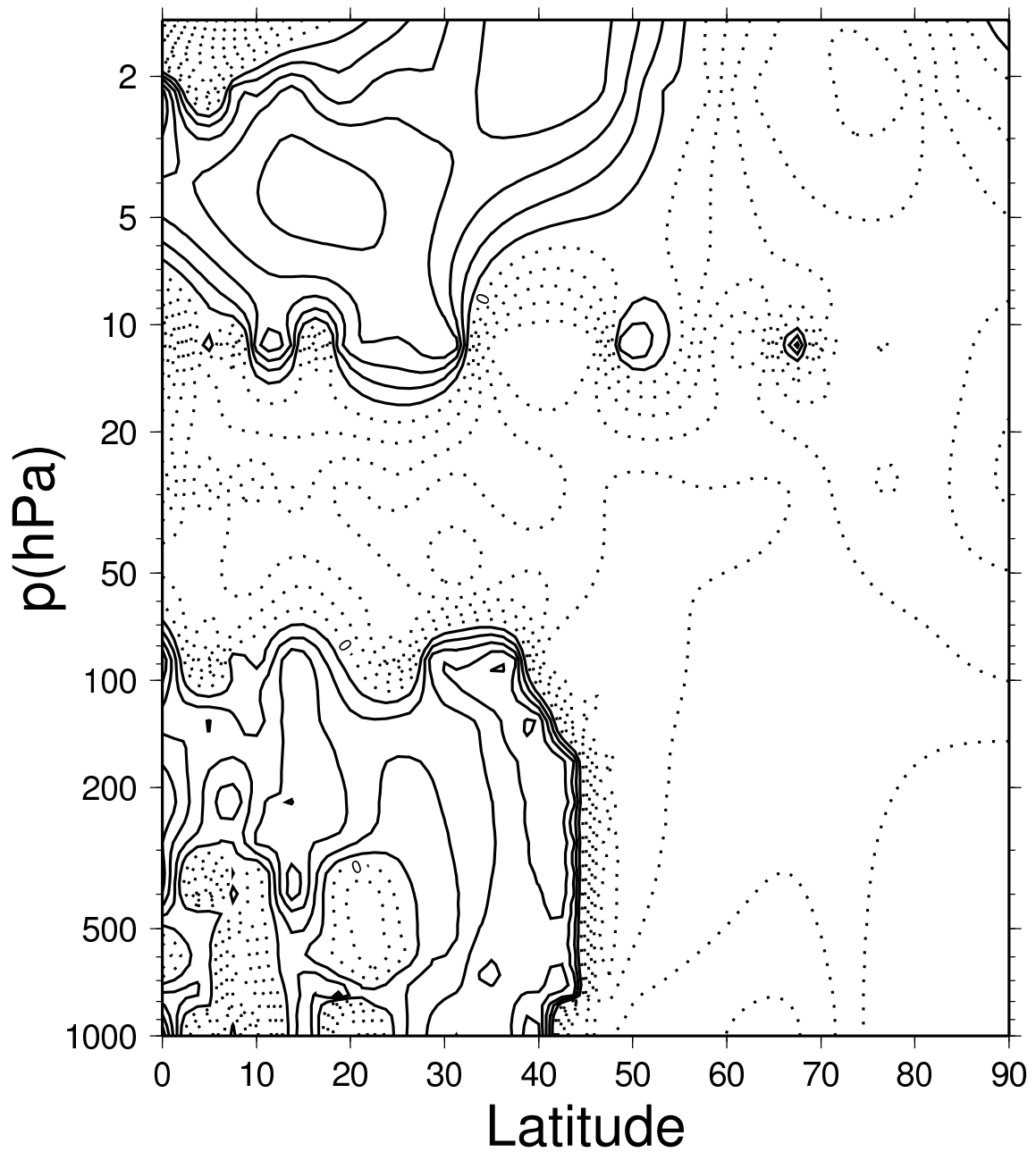
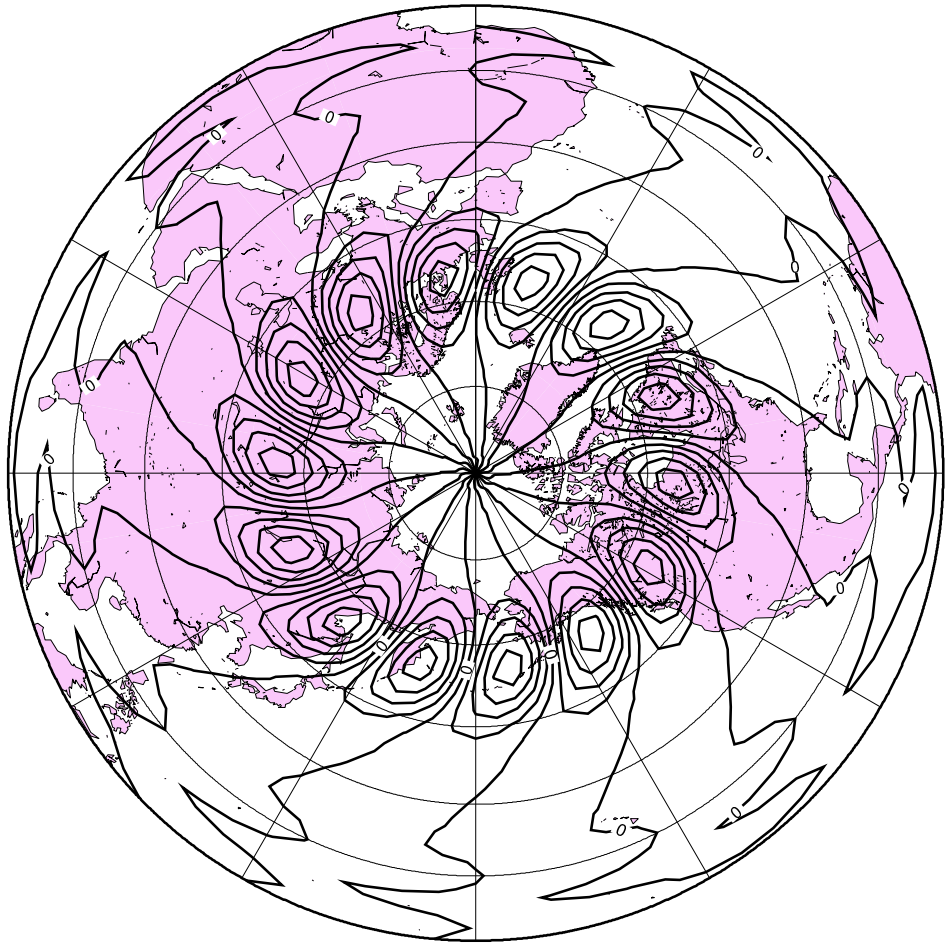


図 21: 1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=7, 1, January 1989



GMT 2007 Nov 7 14:48:02 JMA/GPV

図 22: 1989 年 1 月の波数 7 における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=6, 2, January 1989)

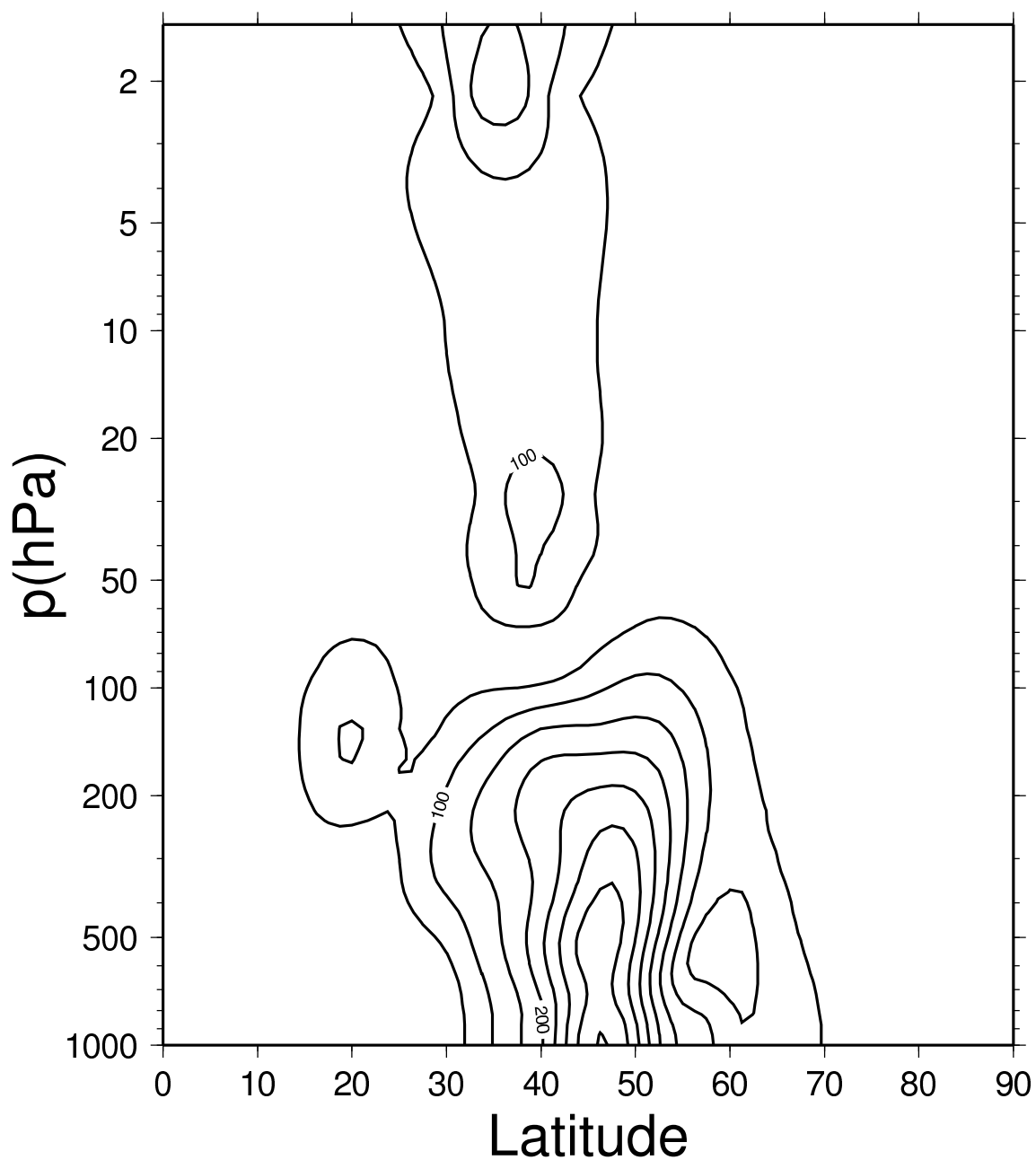


図 23: 1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m_0 。

Phase

(M?, N=6, 2, January 8901)

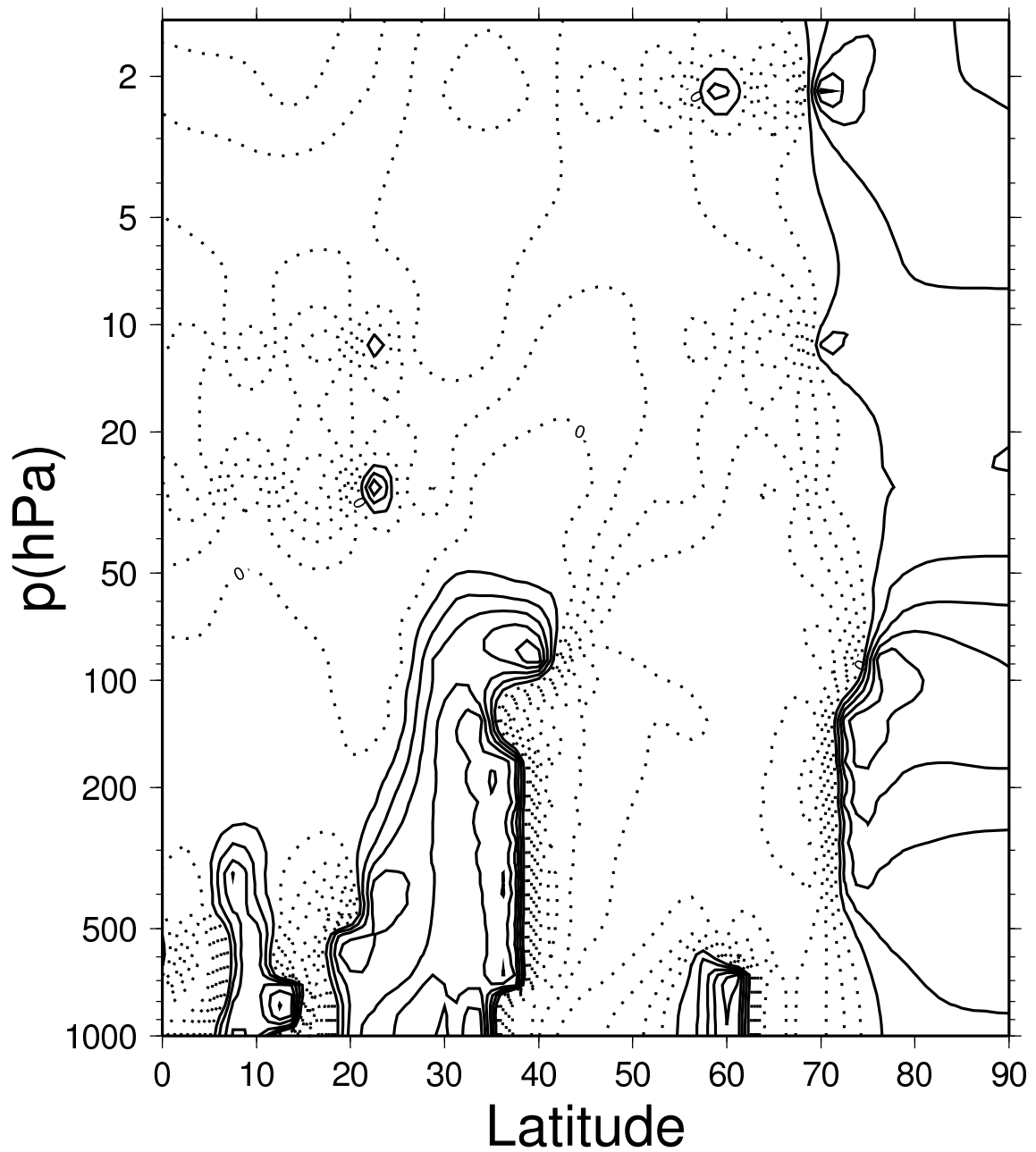
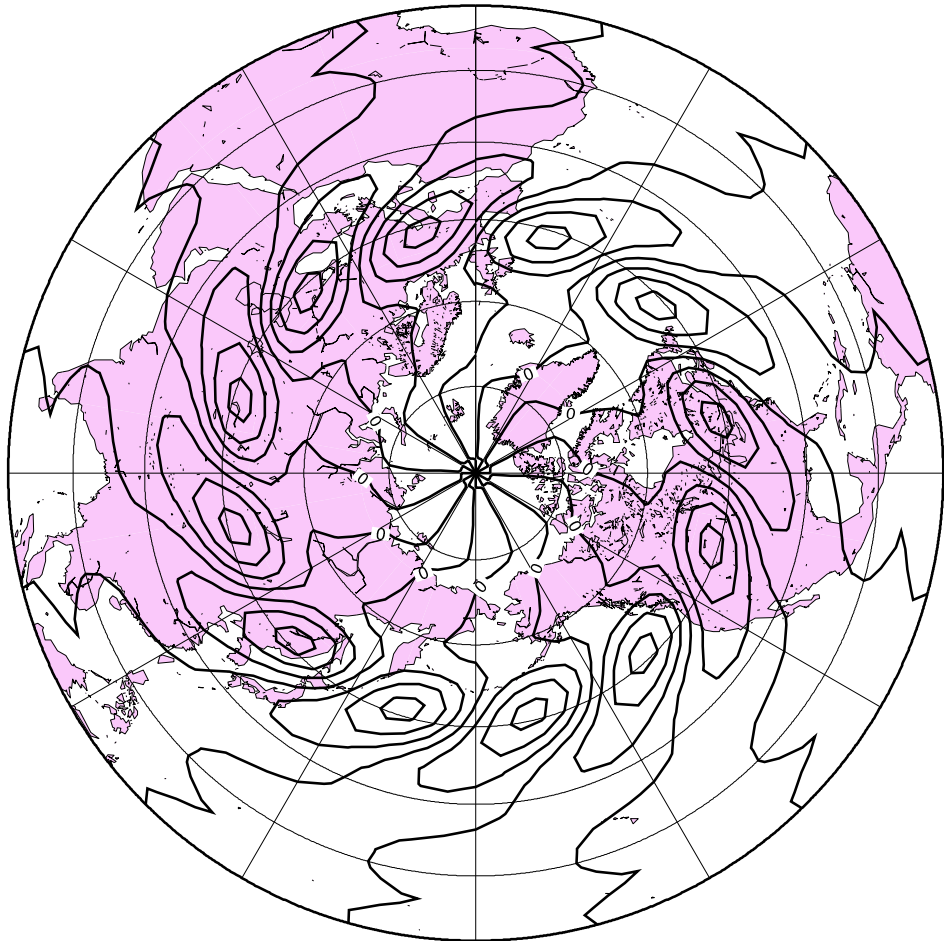


図 24: 1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=6, 2, January 1989



GMT 2007 Nov 7 14:51:37 JMA/GPV

図 25: 1989 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=3, 2, January 1989)

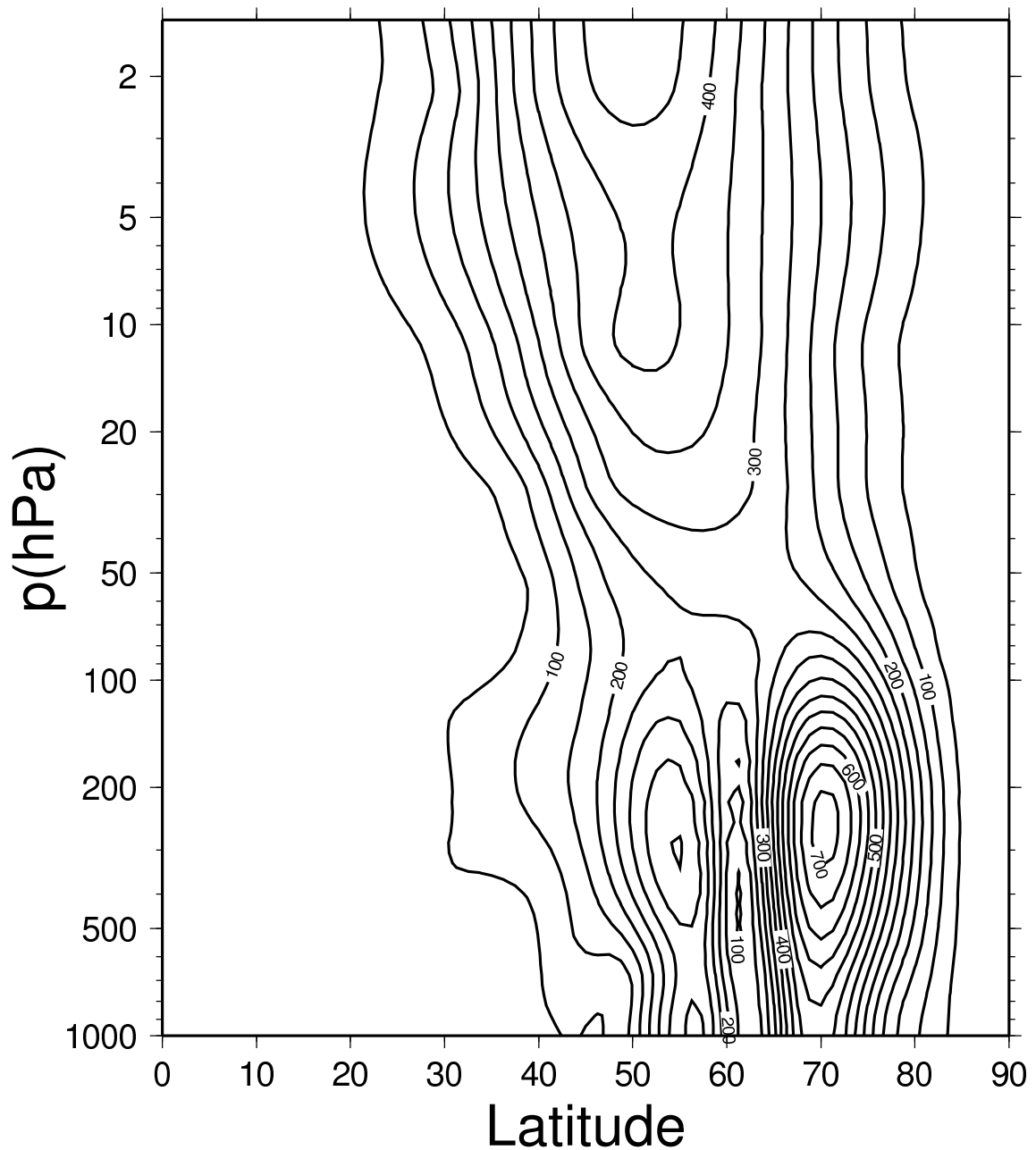


図 26: 1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=3, 2, January 8901)

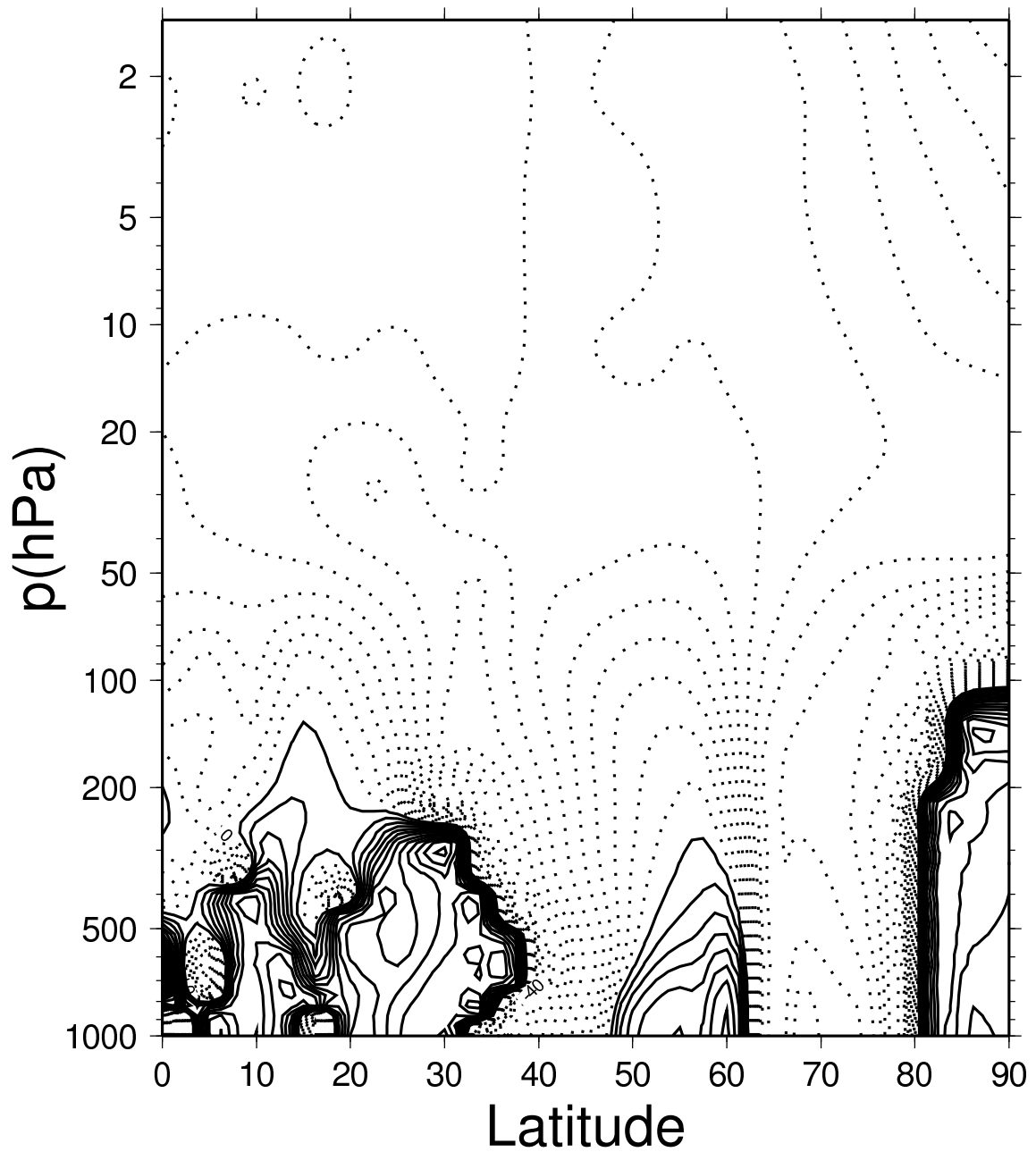
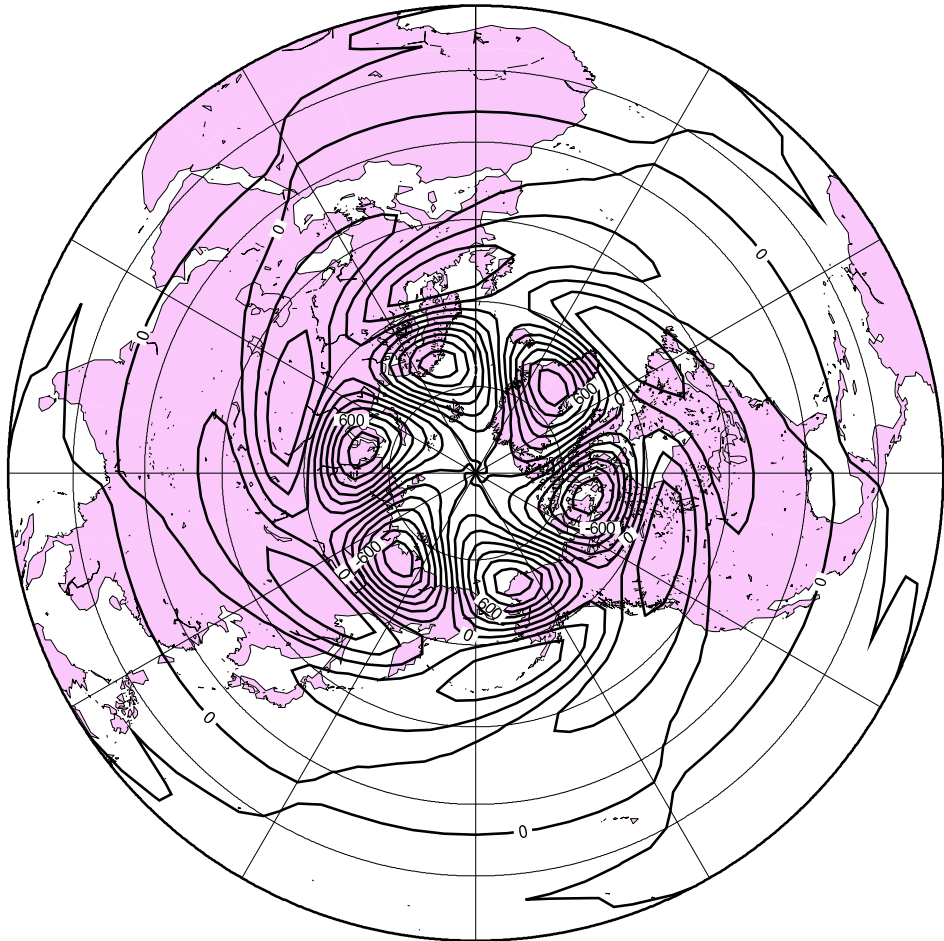


図 27: 1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 2, January 1989



GMT 2007 Nov 7 14:50:57 JMA/GPV

図 28: 1989 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

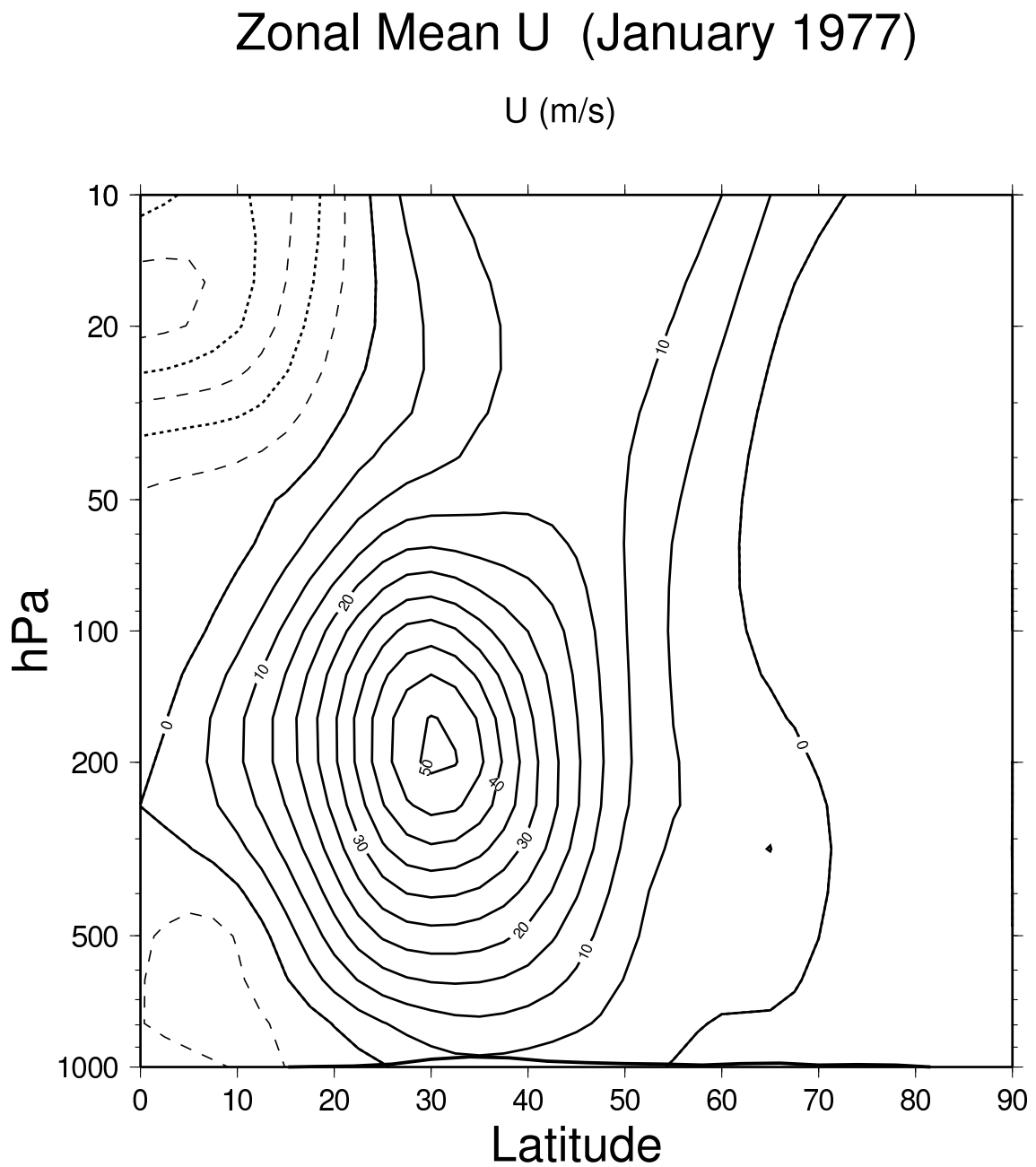


図 29: 1977 年 1 月における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

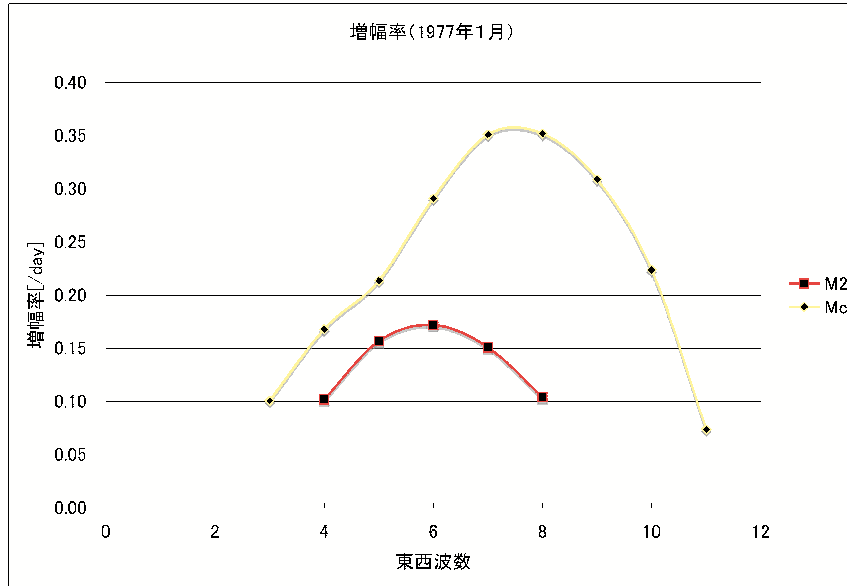


図 30: 1977 年 1 月における不安定モードの増幅率

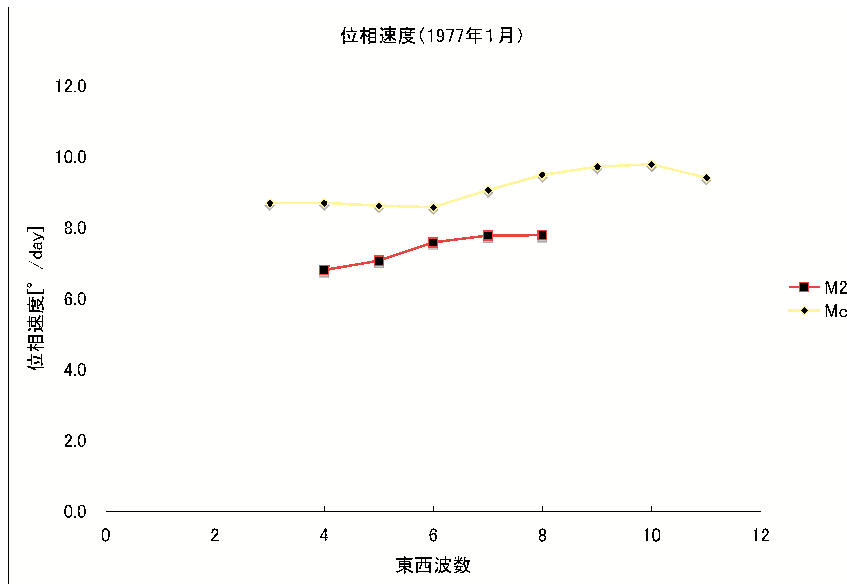


図 31: 1977 年 1 月における不安定モードの位相速度

Amplitude

(1,M?, N=8, January 1976)

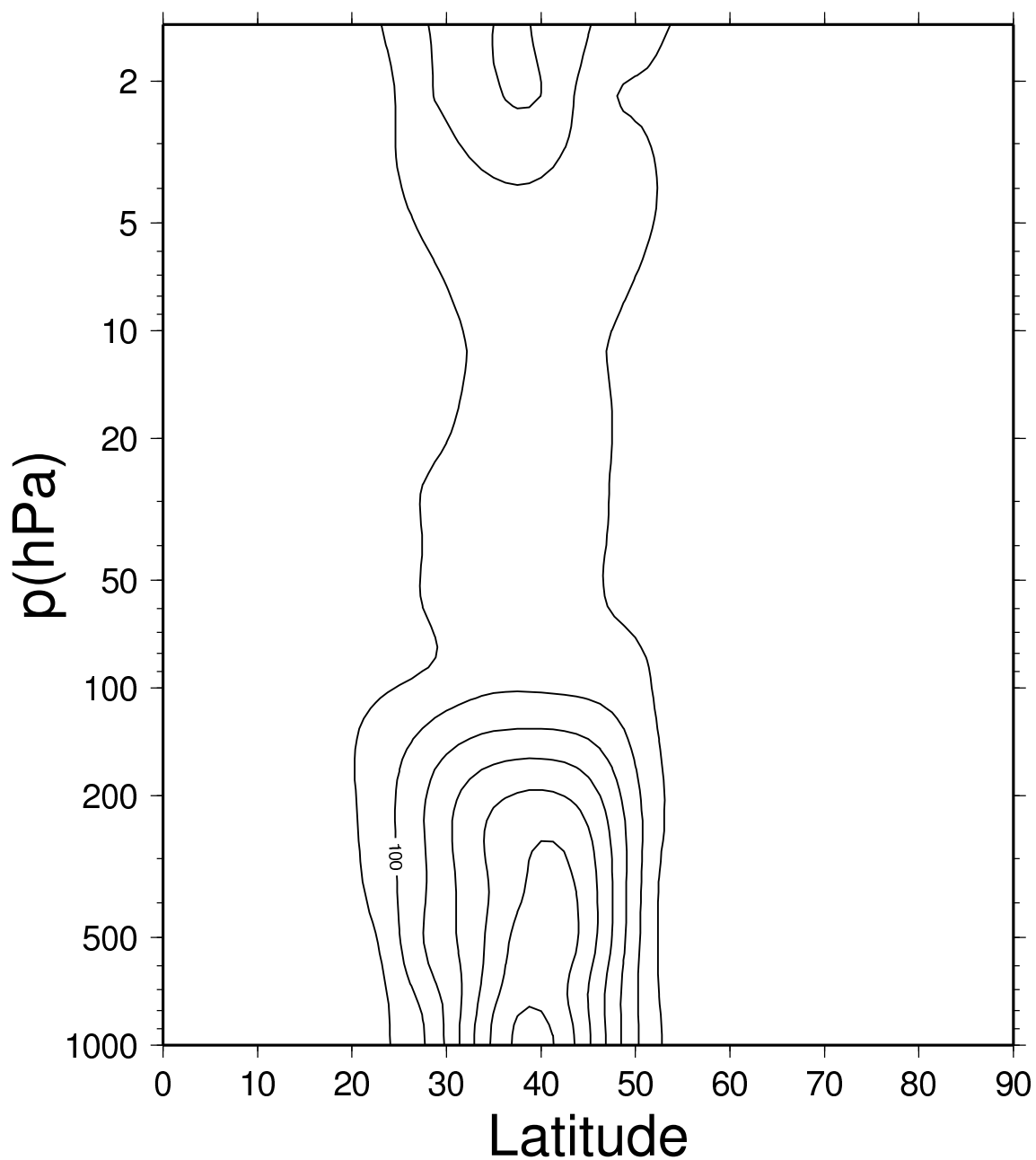


図 32: 1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(1,M?, N=8, January 1976)

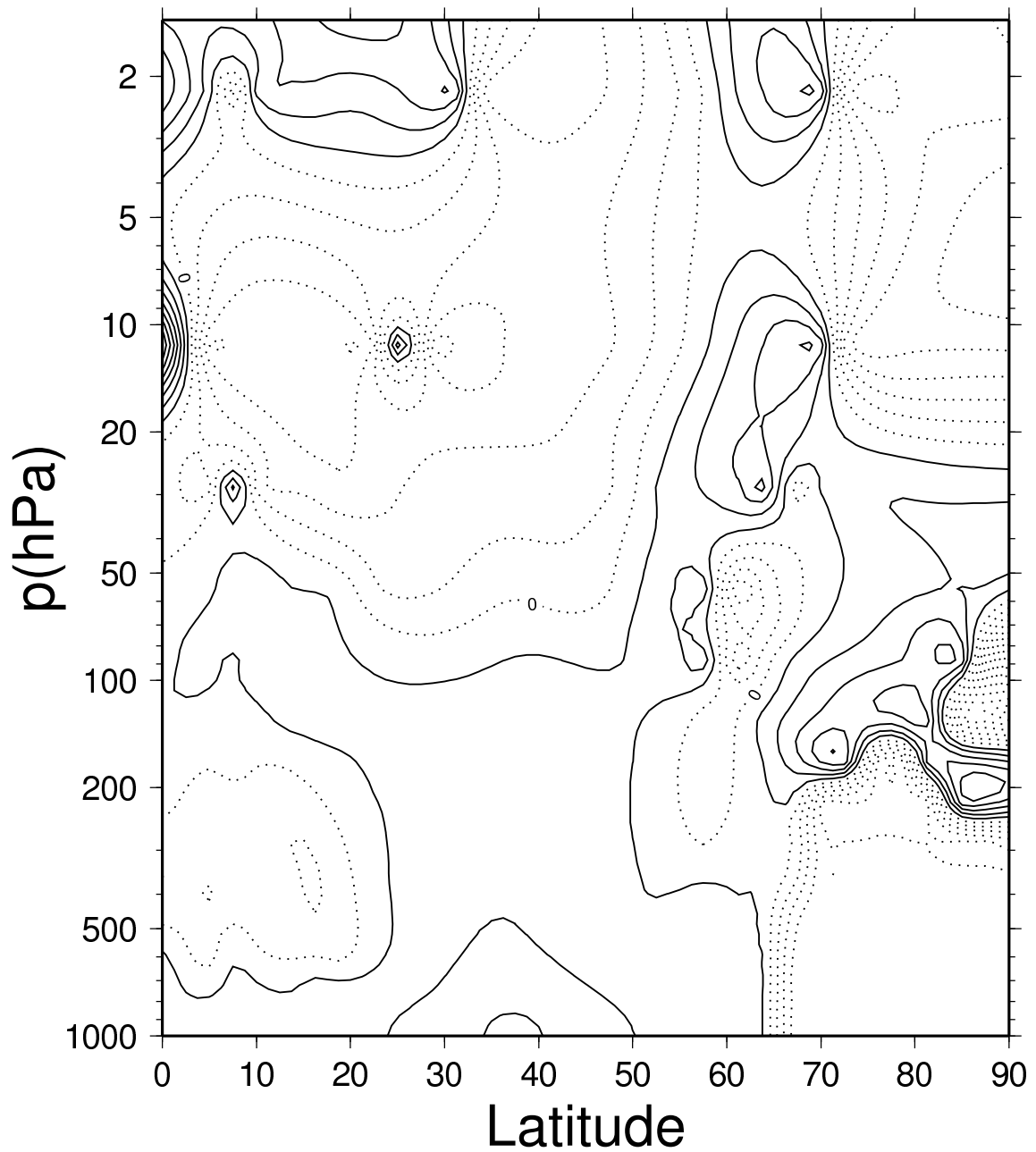
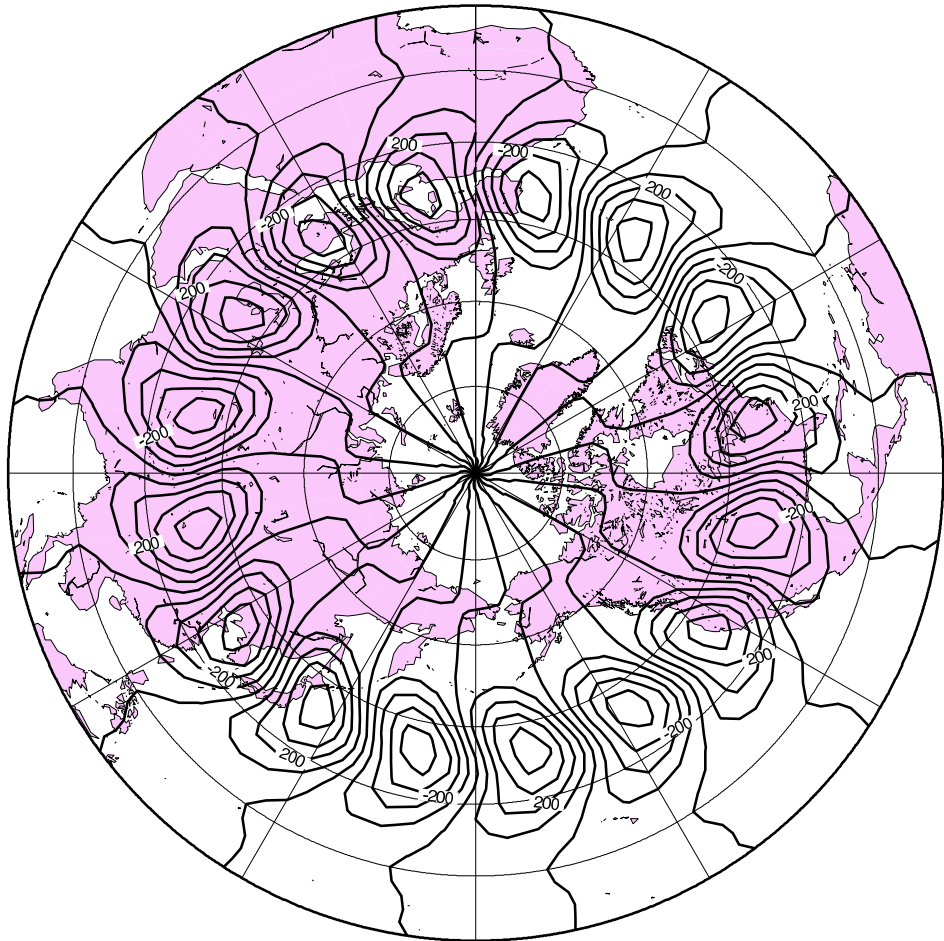


図 33: 1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=8, 1, January 1977



GMT 2007 Dec 20 08:48:23 JMA/GPV

図 34: 1977 年 1 月における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(2,M?, N=4, January 1976)

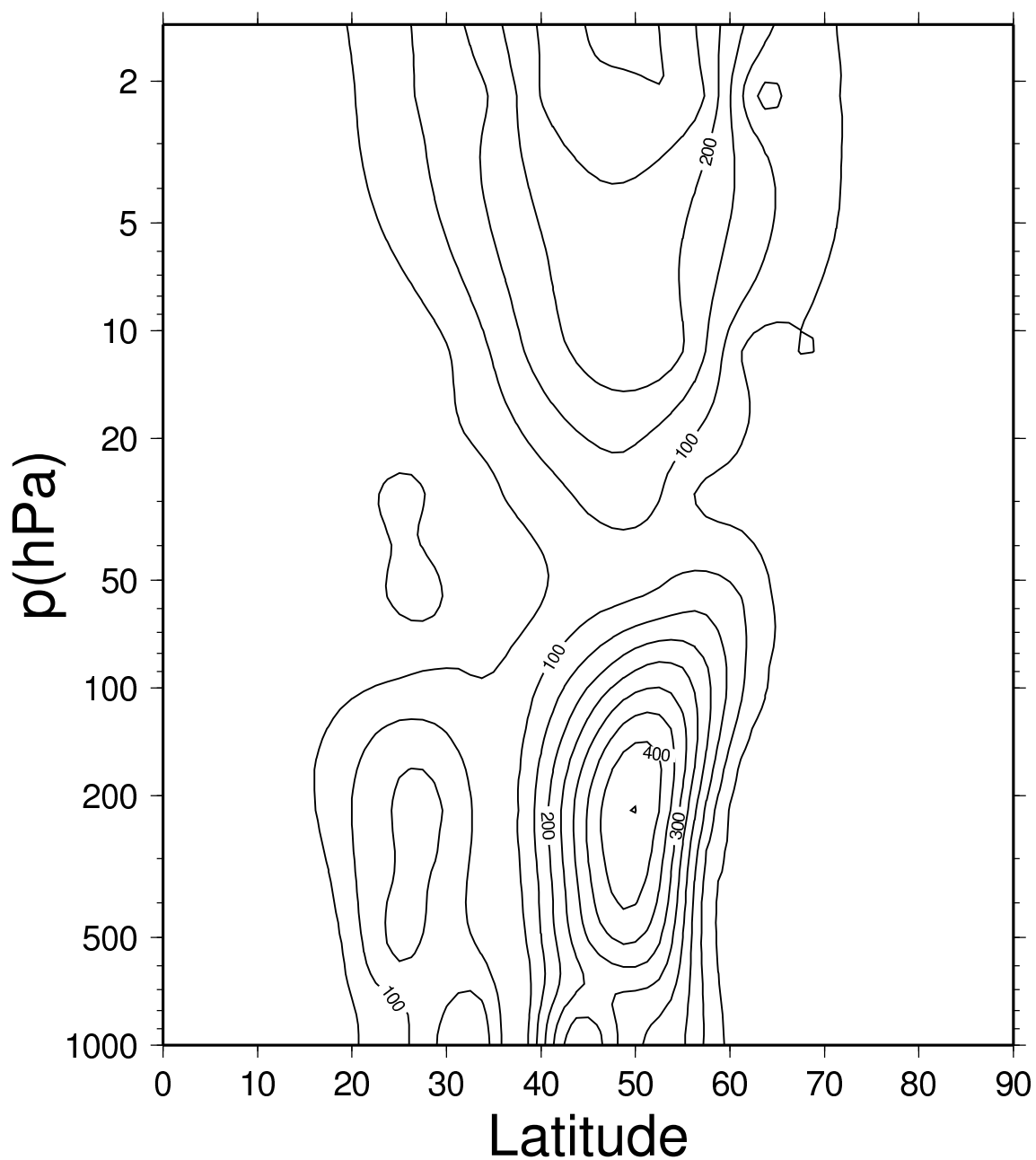


図 35: 1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(2,M?, N=4, January 1976)

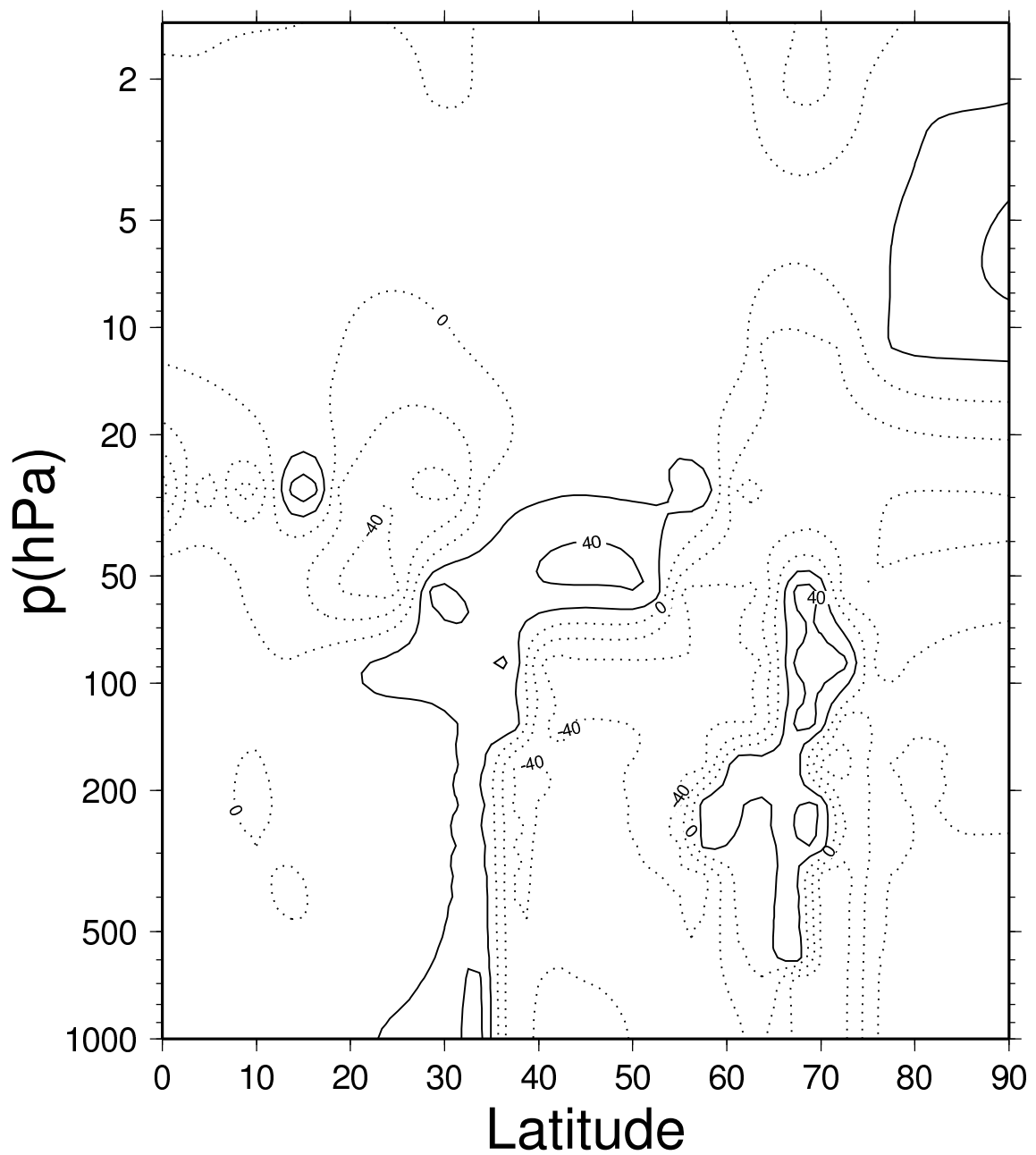
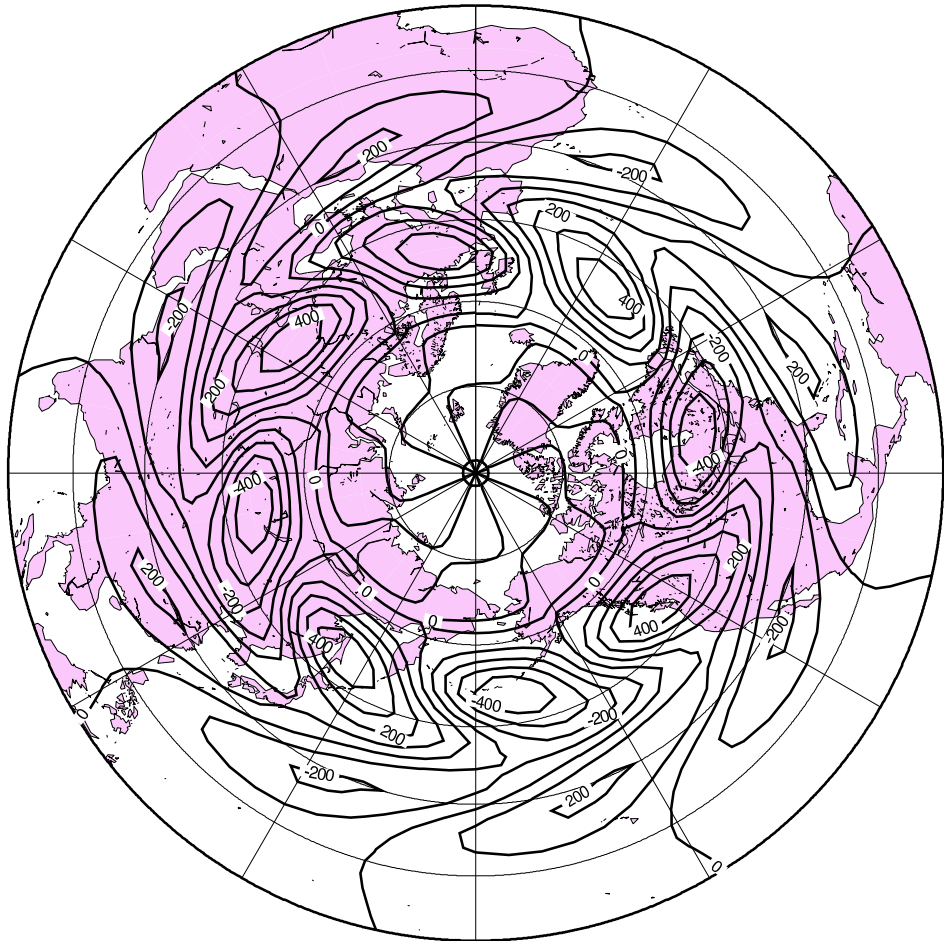


図 36: 1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=4, 2, January 1977



GMT 2007 Dec 20 08:47:28 JMA/GPV

図 37: 1977 年 1 月におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Zonal Mean U (polar mode)

U (m/s)

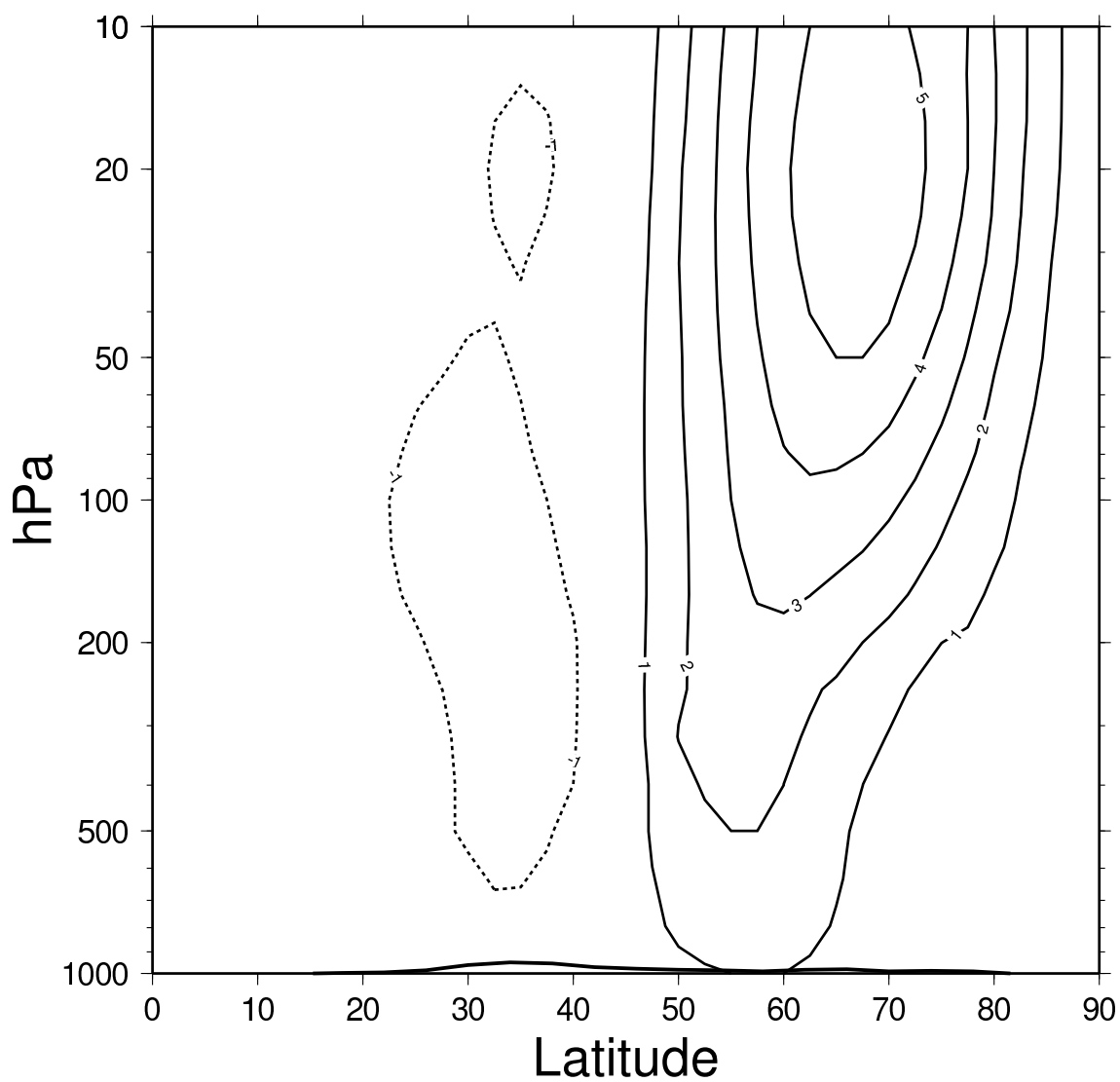


図 38: AO インデックスに回帰した帯状平均東西風。等値線間隔は 1m/s で、実線が西風、破線が東風。

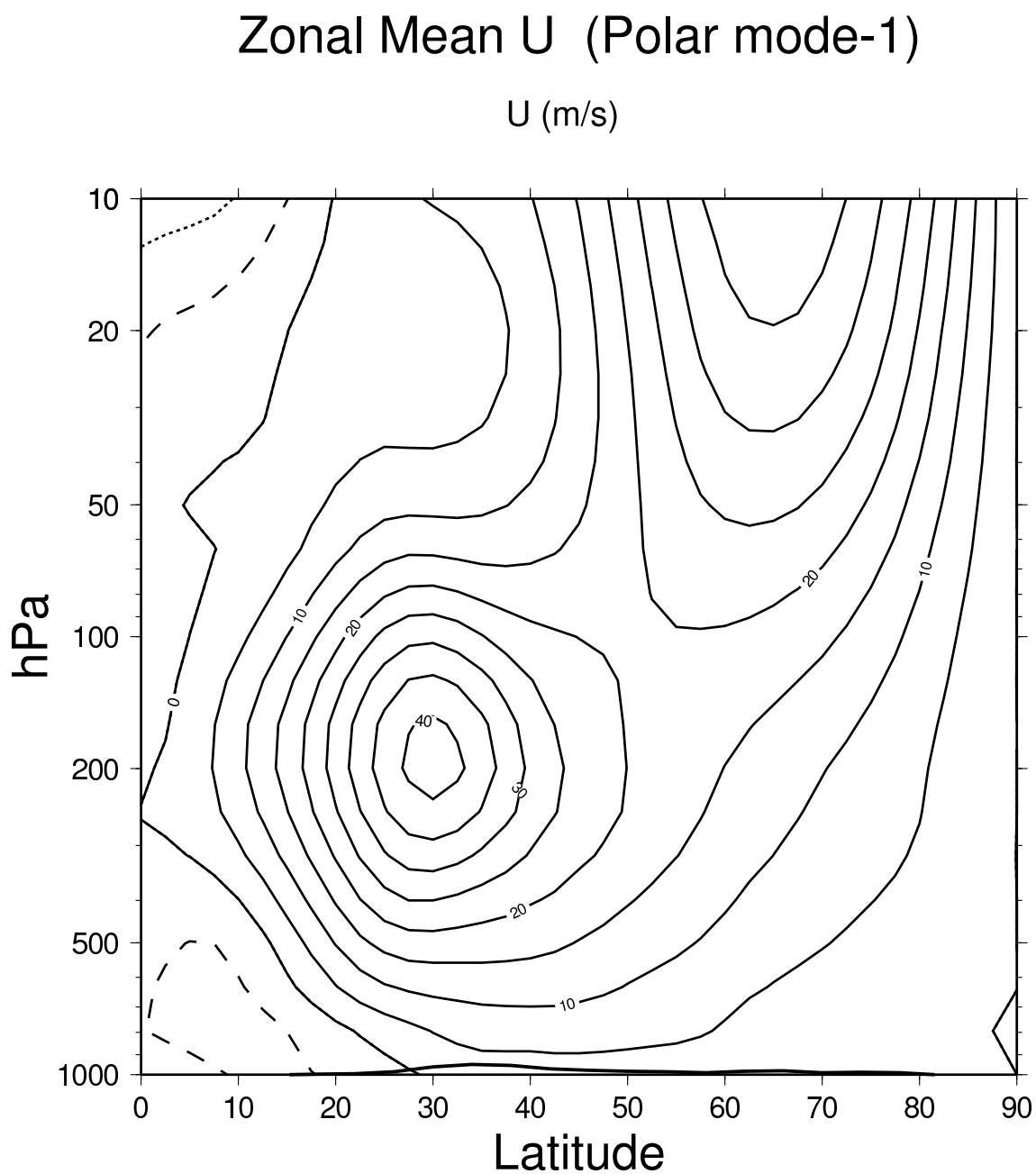


図 39: AOI に回帰した東西風を気候値に上乘せした仮想大気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

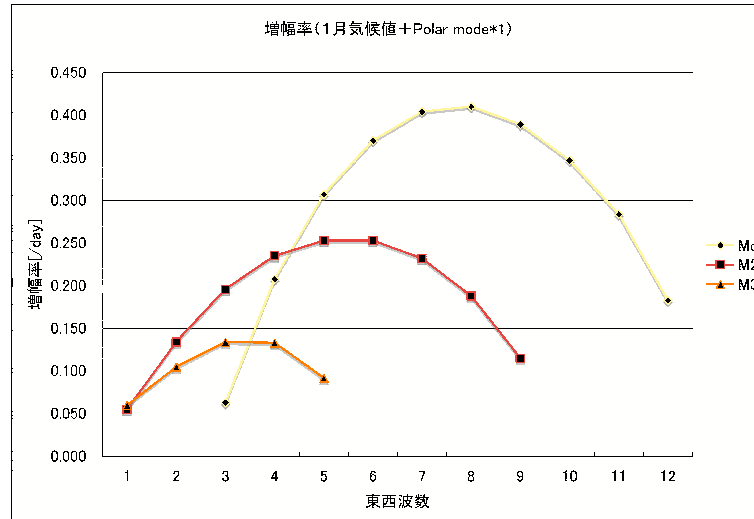


図 40: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの増幅率

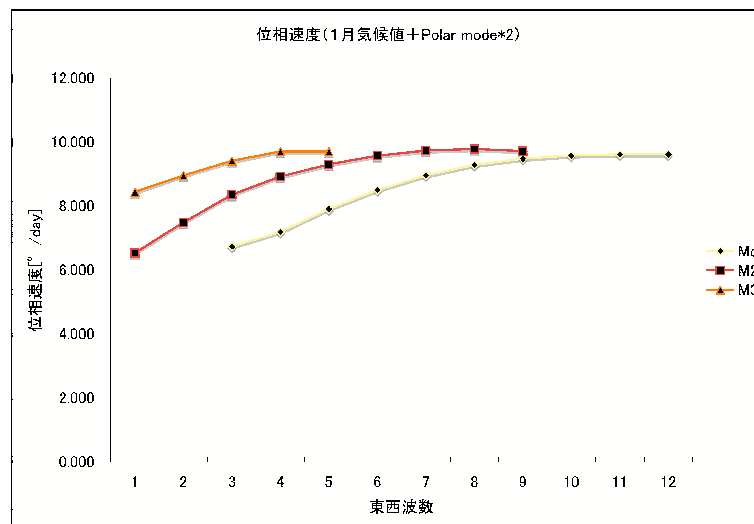


図 41: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの位相速度

Amplitude

(M?, N=8, 1, January clim + Polar mode*1)

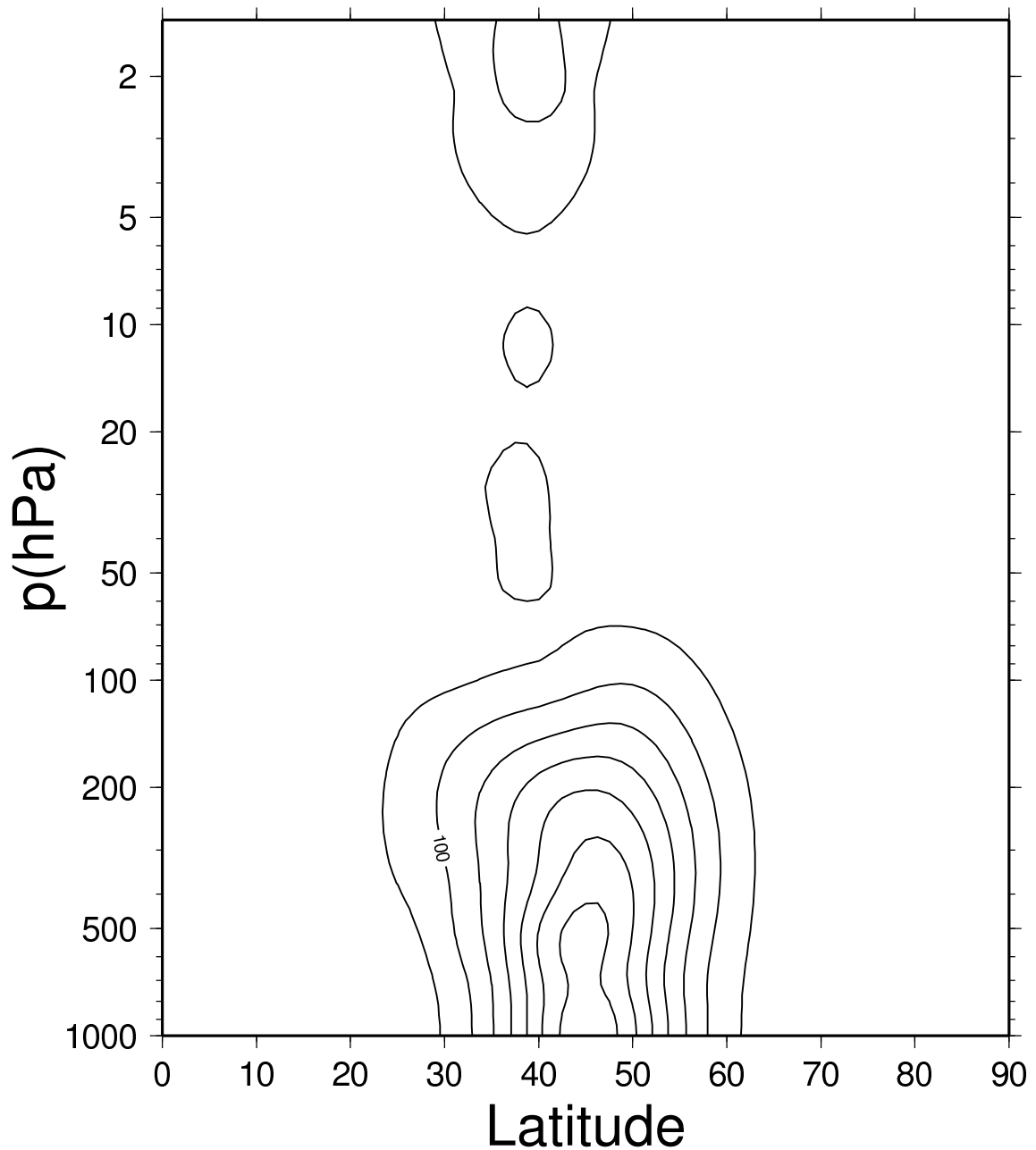


図 42: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=8, 1, January climate + Polar mode*1)

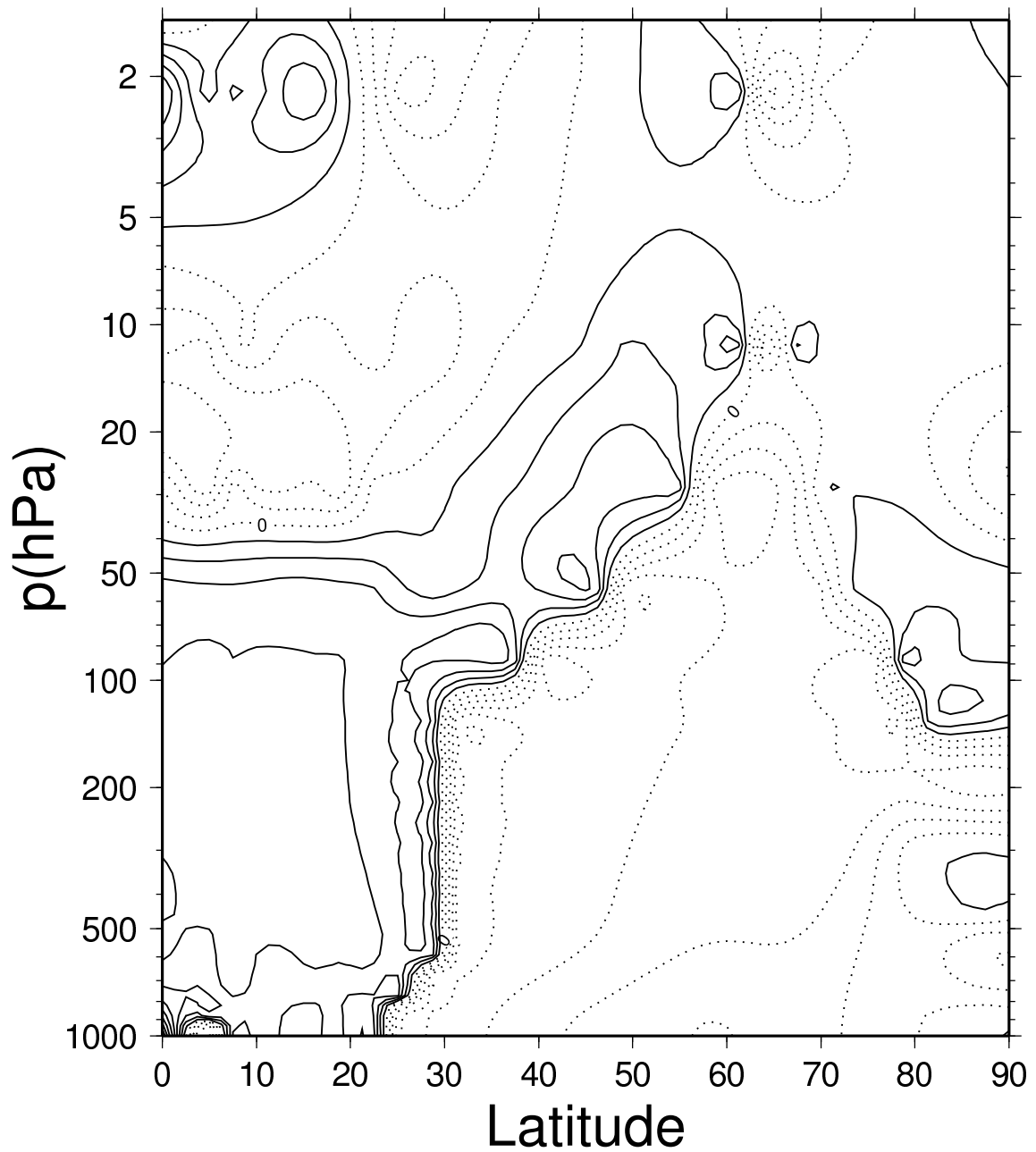
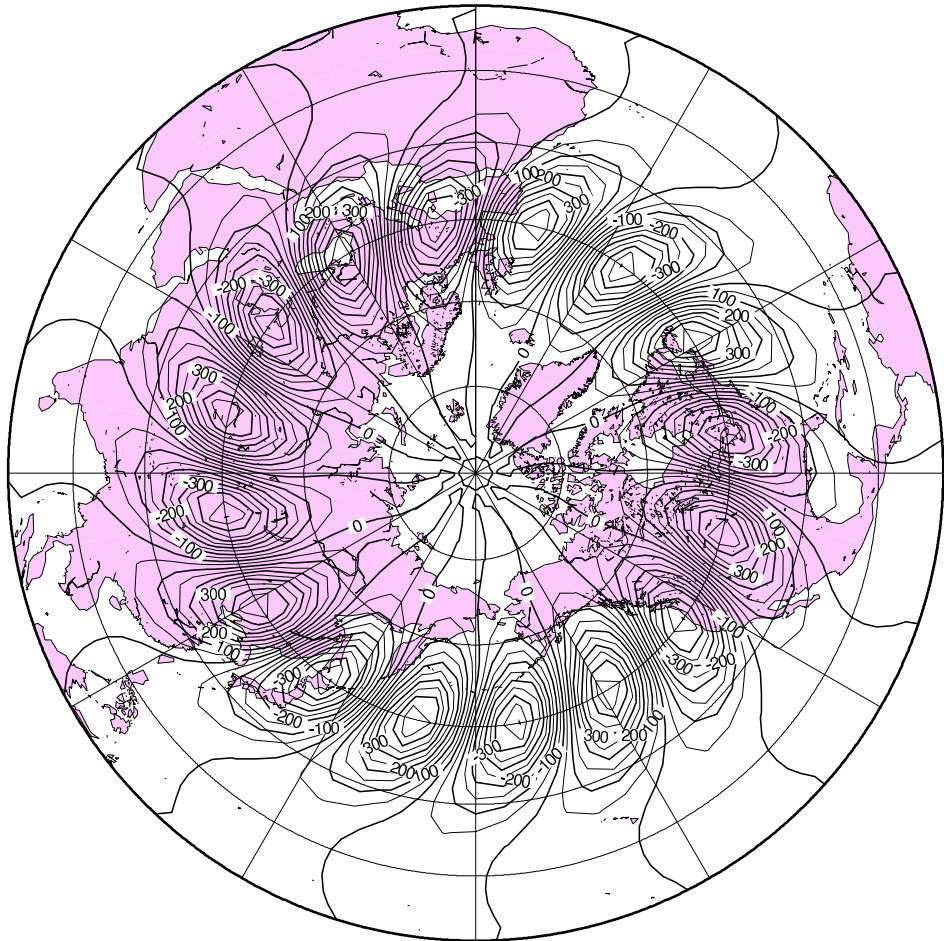


図 43: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 °。

Barotropic Height

M?, N=8, 1, January clim + Polar mode*1



GMT 2007 Oct 26 12:02:08 JMA/GPV

図 44: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=3, 1, January clim + Polar mode*1)

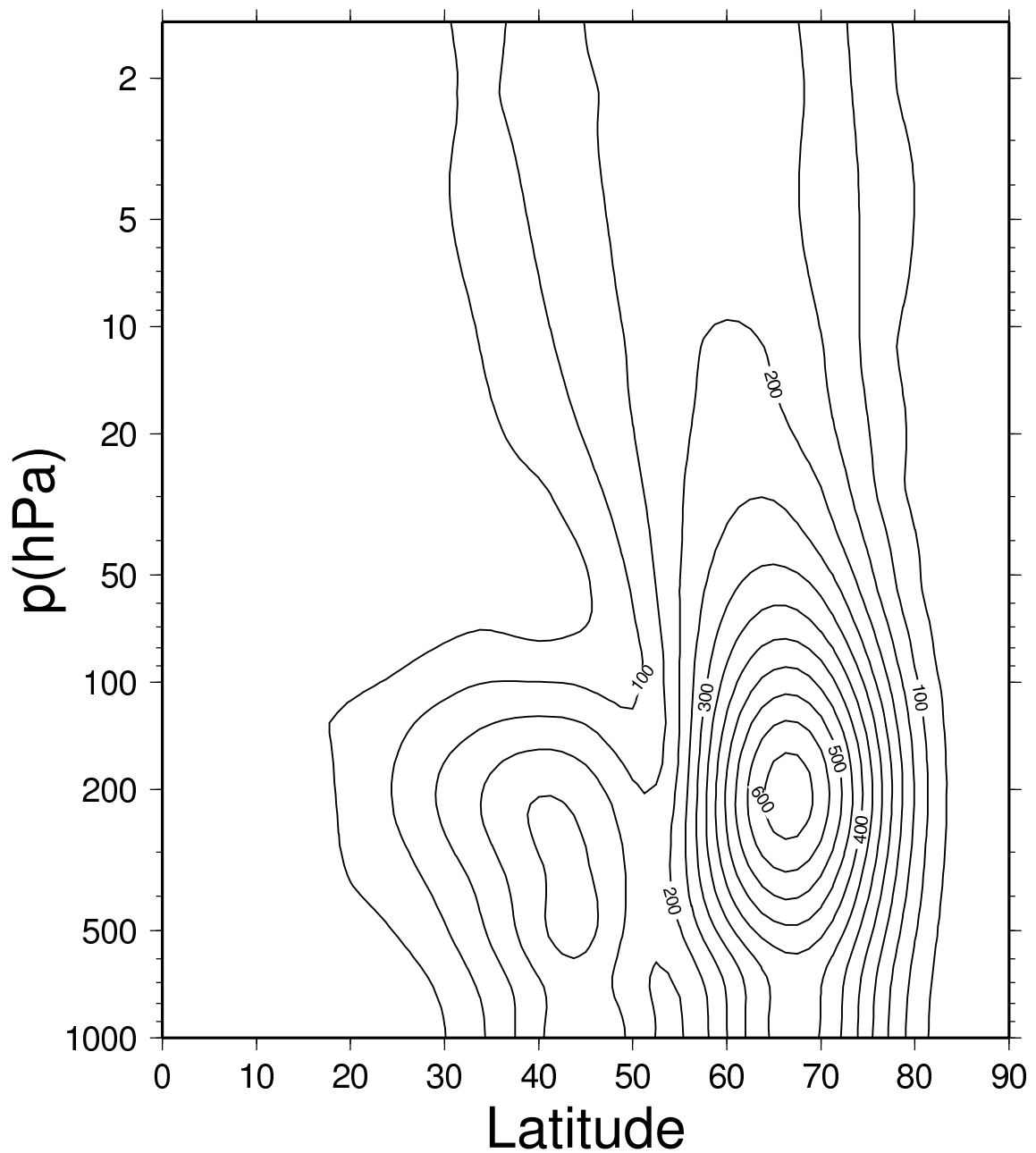


図 45: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=3, 1, January climate + Polar mode*1)

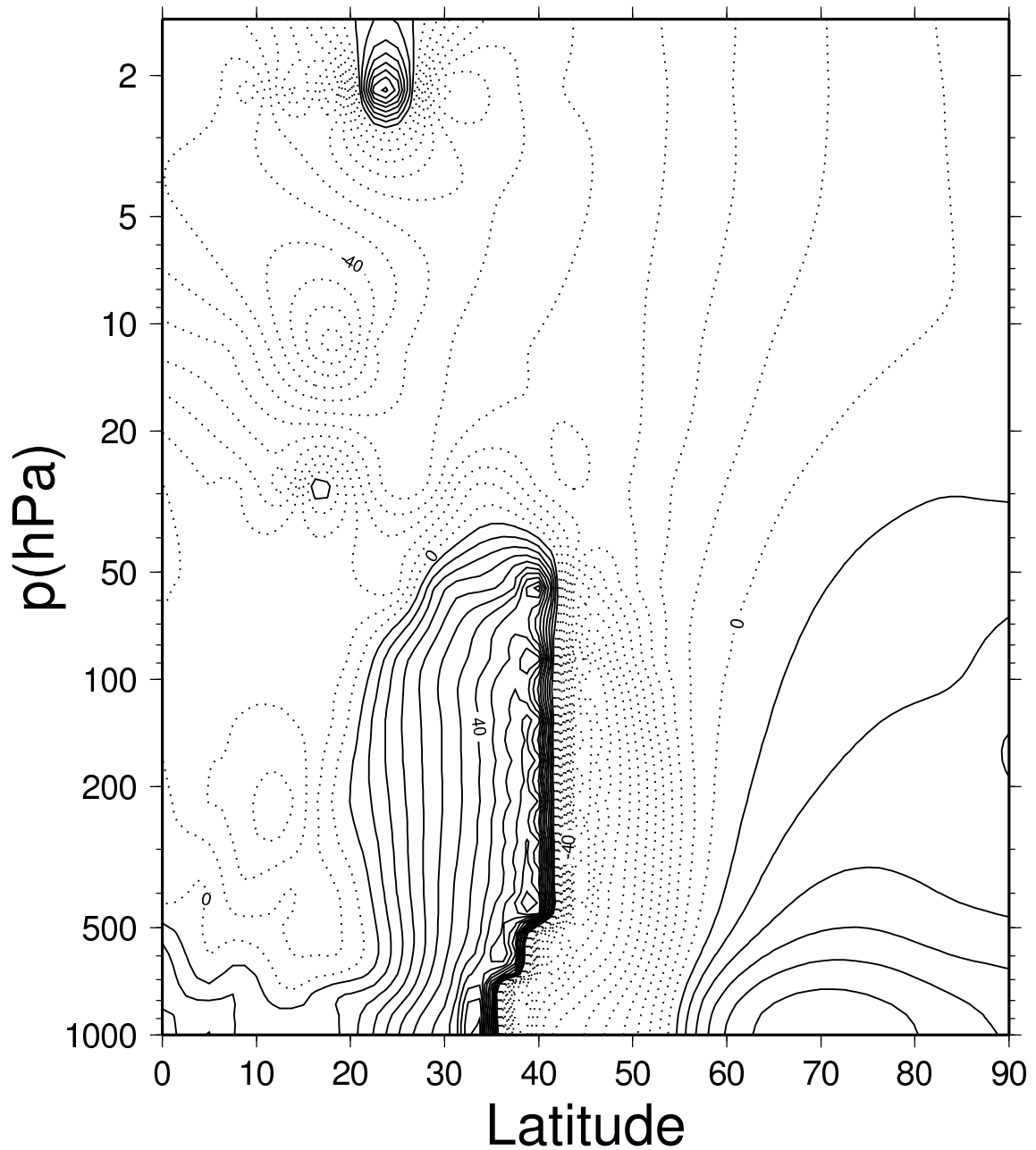
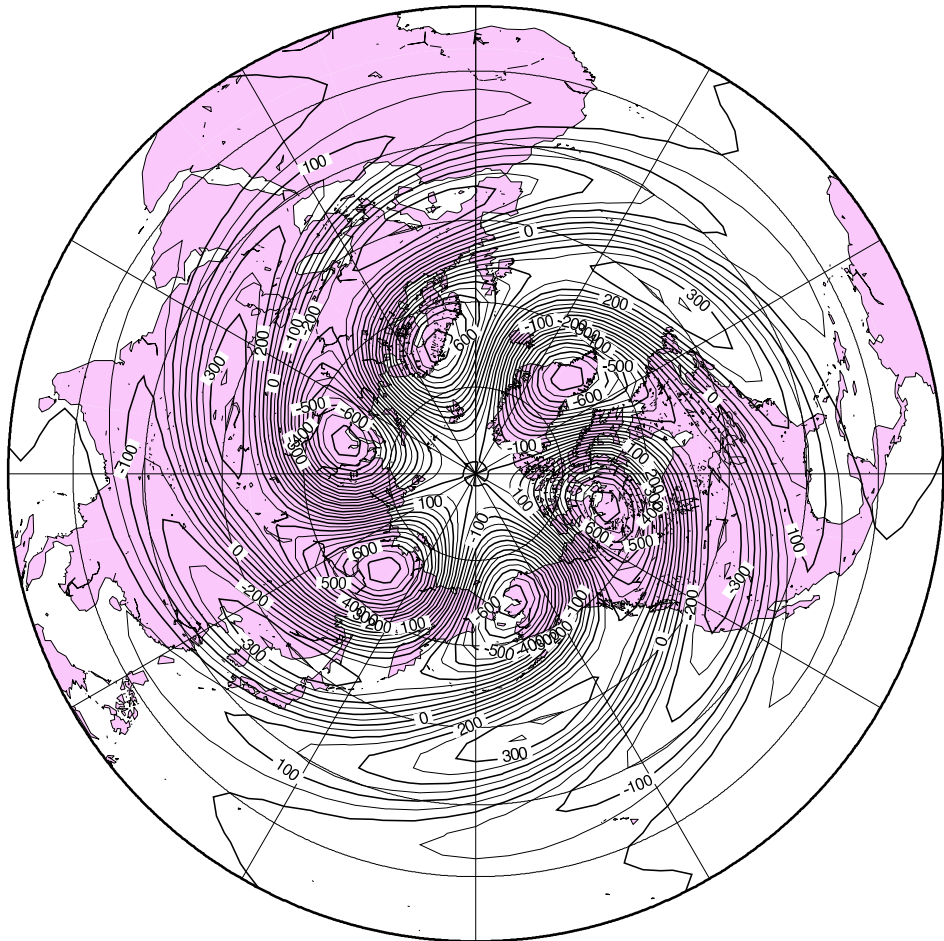


図 46: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 1, January clim + Polar mode*1



GMT 2007 Oct 26 12:03:15 JMA/GPV

図 47: AOI に回帰した東西風を気候値に上乘せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

Amplitude

(M?, N=2, 2, January clim + Polar mode*1)

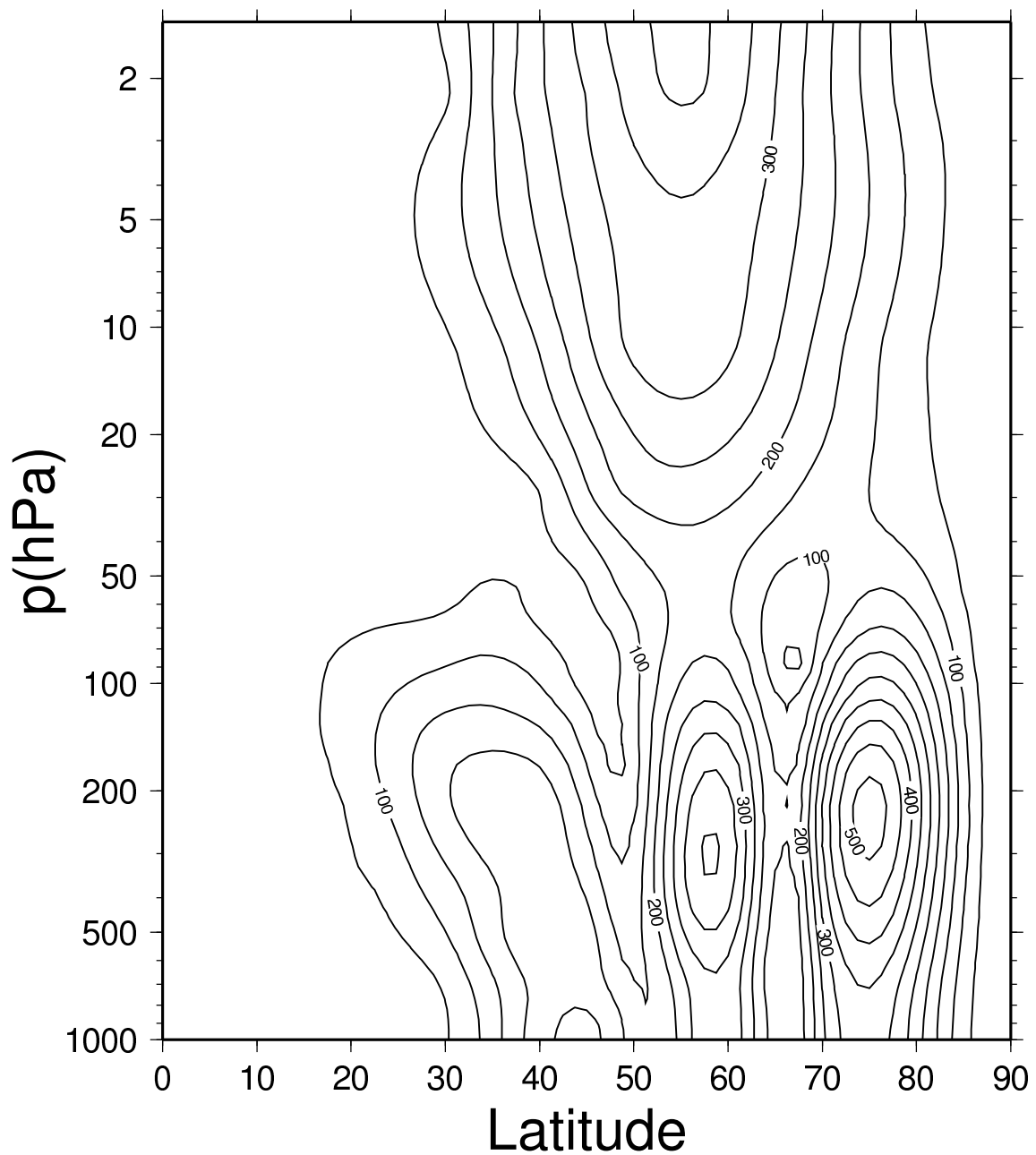


図 48: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=2, 2, January climate + Polar mode*1)

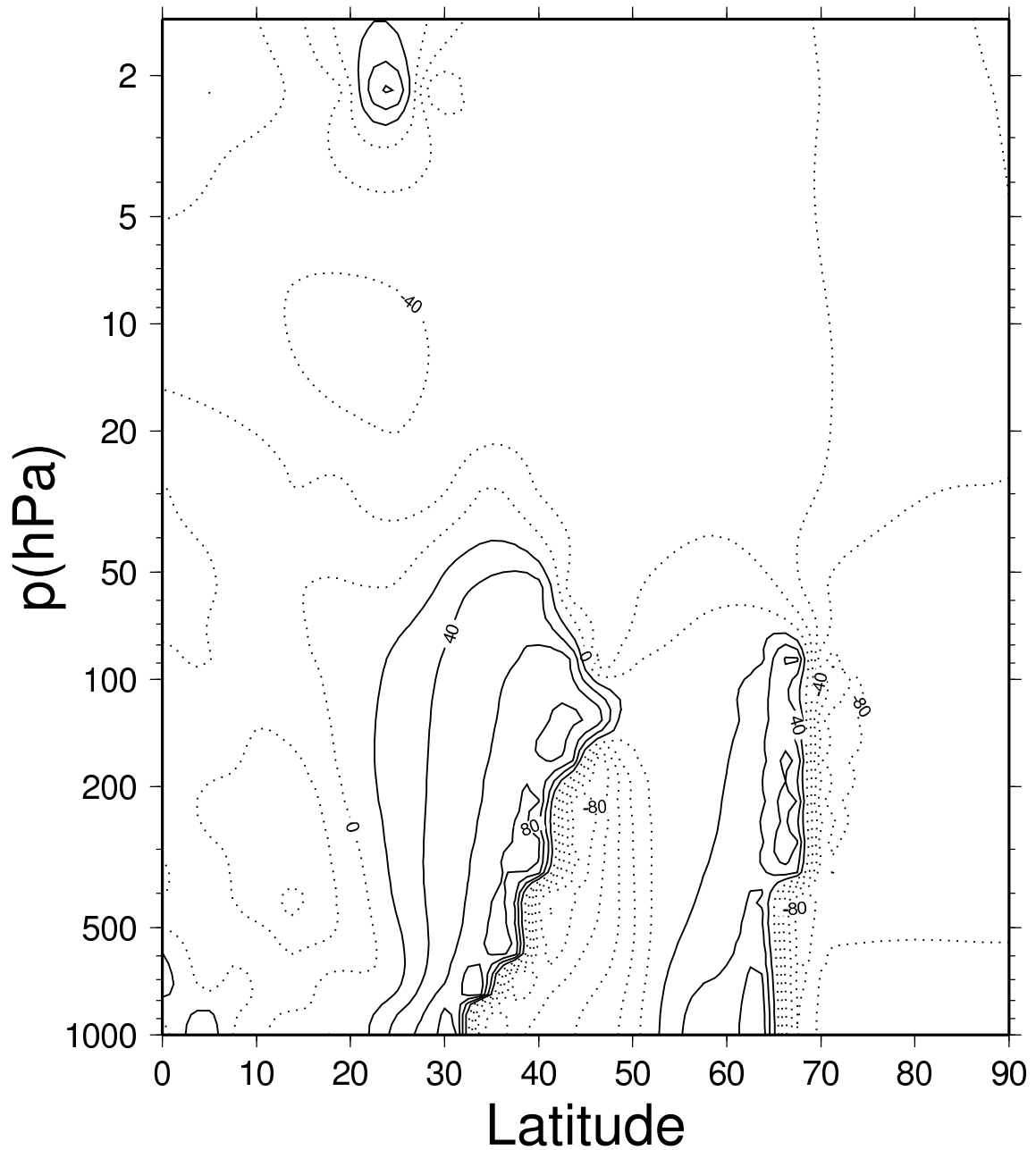
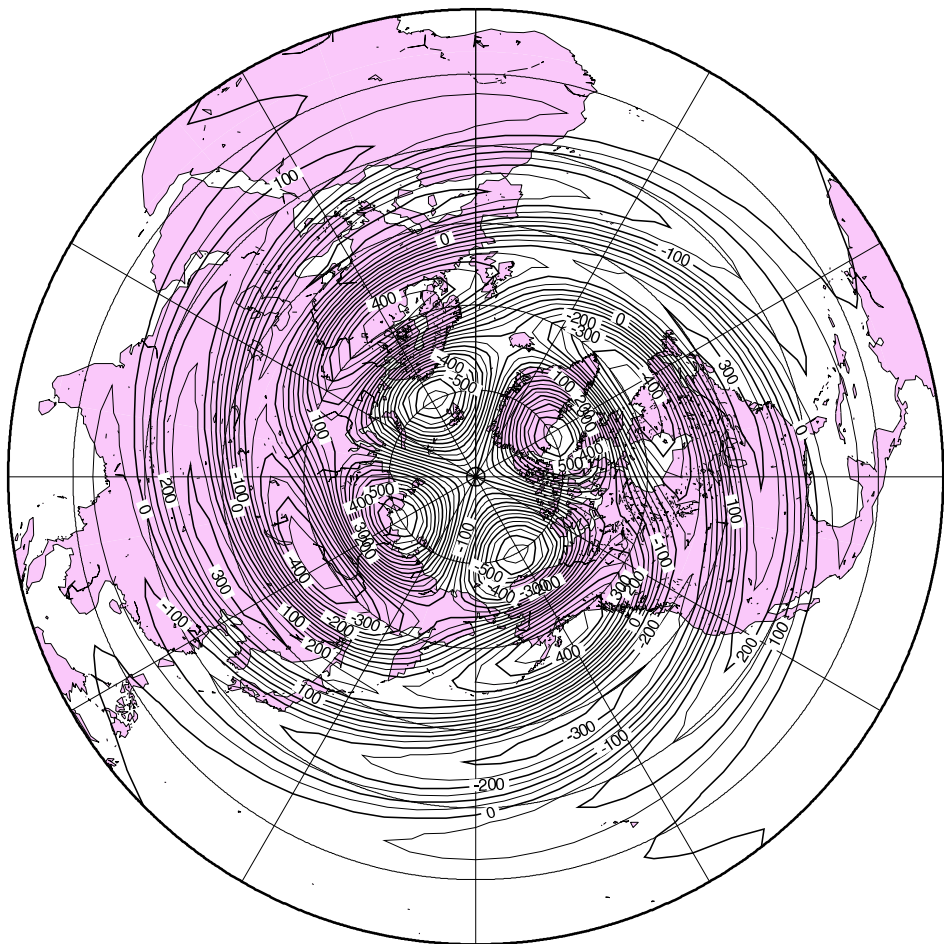


図 49: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=2, 2, January clim + Polar mode*1



GMT 2007 Oct 26 12:00:35 JMA/GPV

図 50: AOI に回帰した東西風を気候値に上乗せした仮想大気におけるトリポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

Zonal Mean U (Polar mode-2)

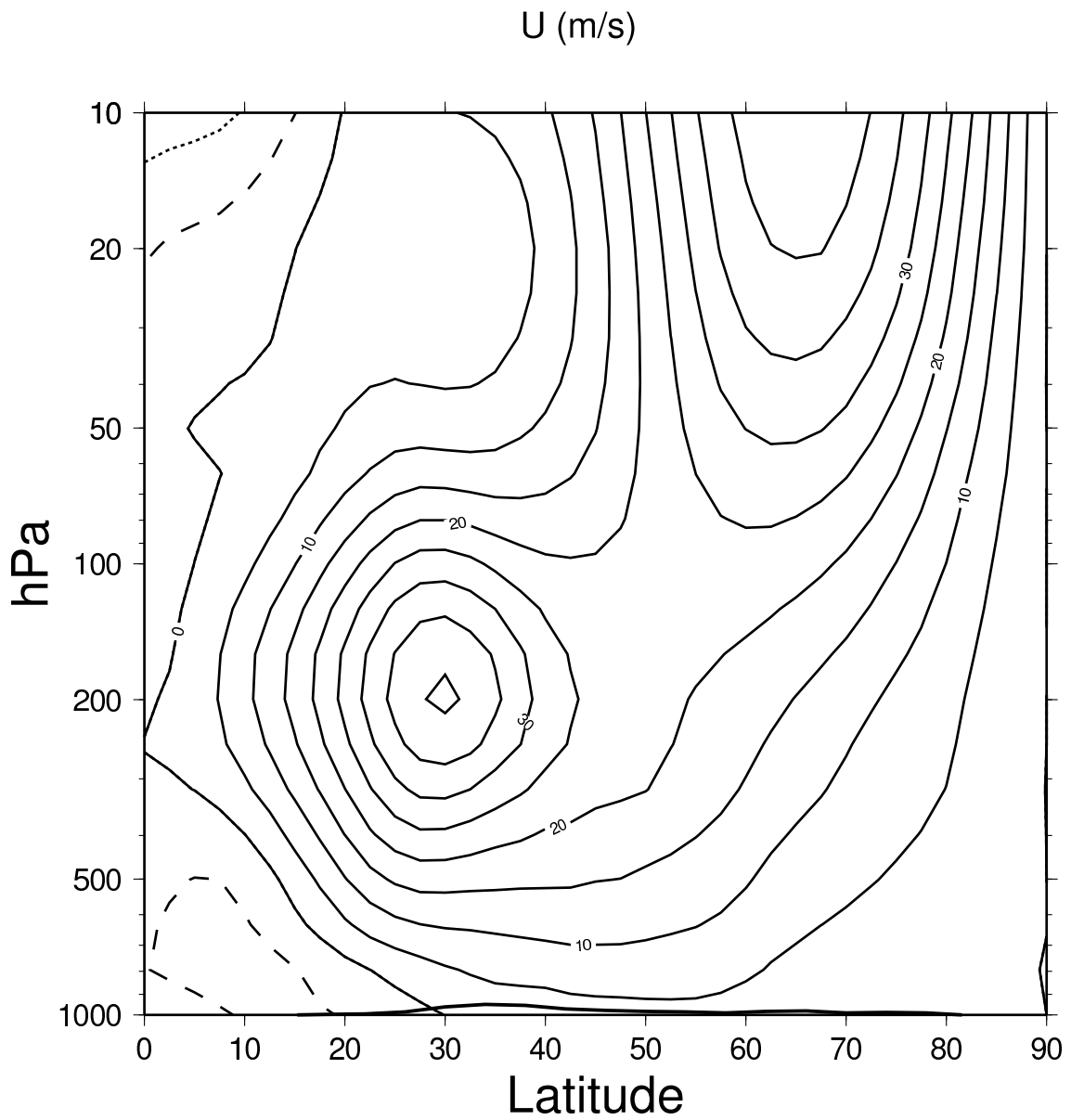


図 51: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

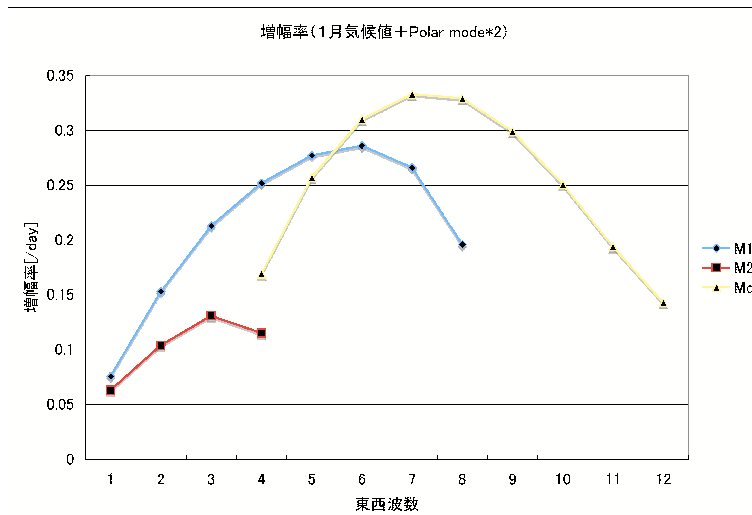


図 52: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの増幅率

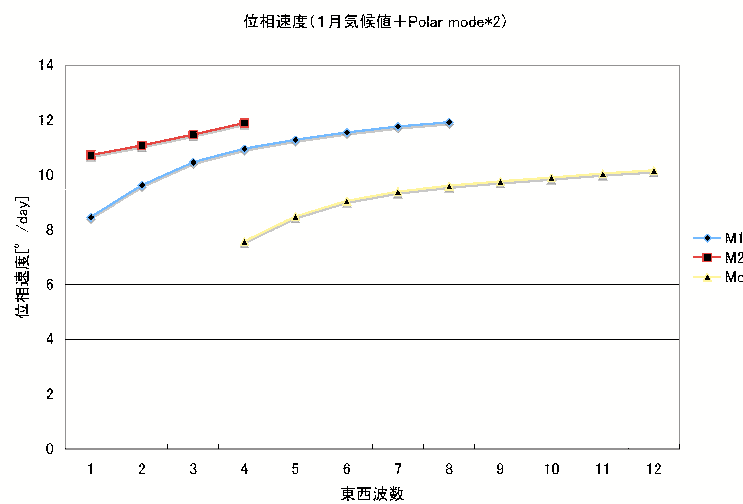


図 53: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの位相速度

Amplitude

(M?, N=5, 1, January clim + Polar mode*2)

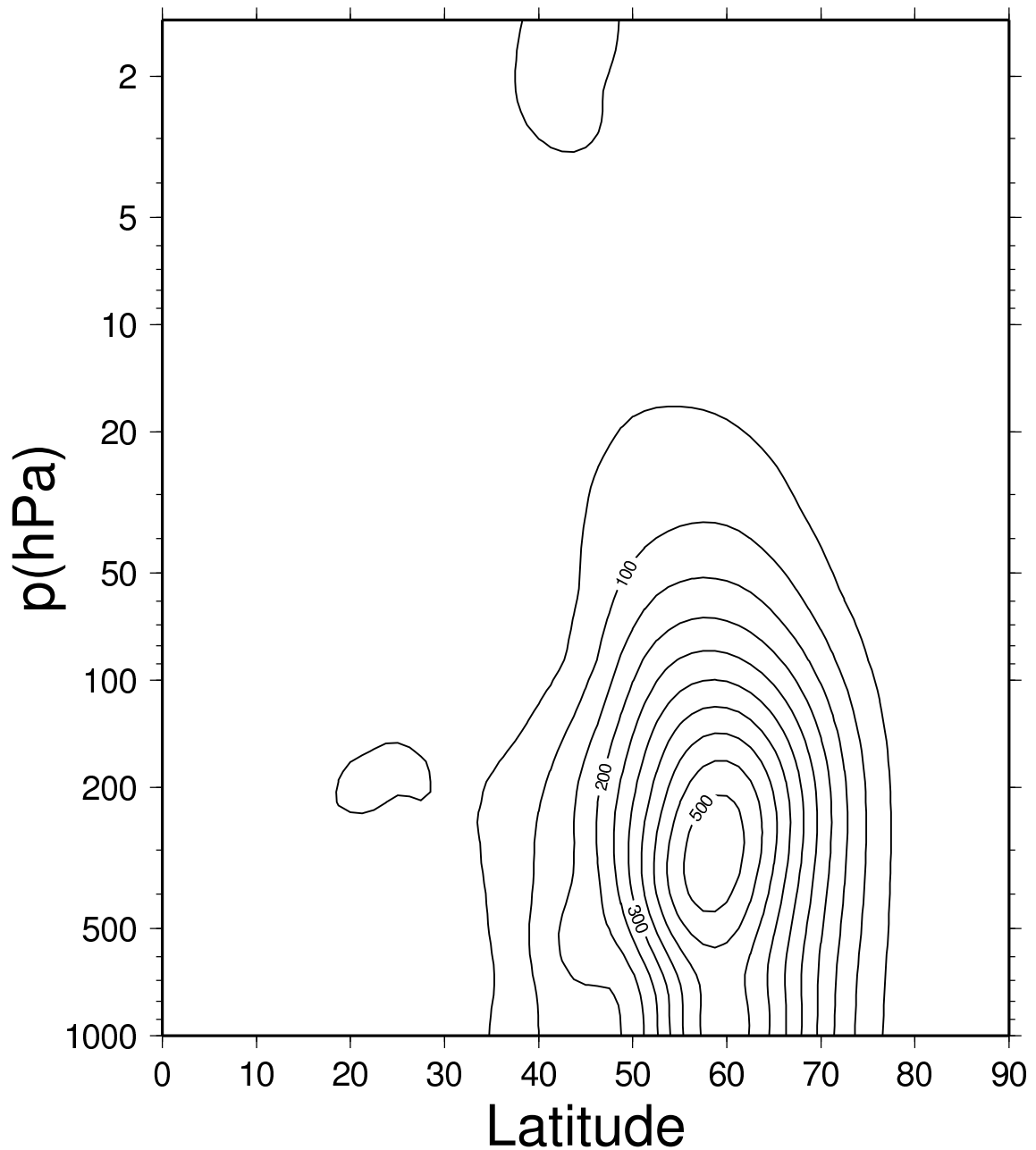


図 54: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=5, 1, January climate + Polar mode*2)

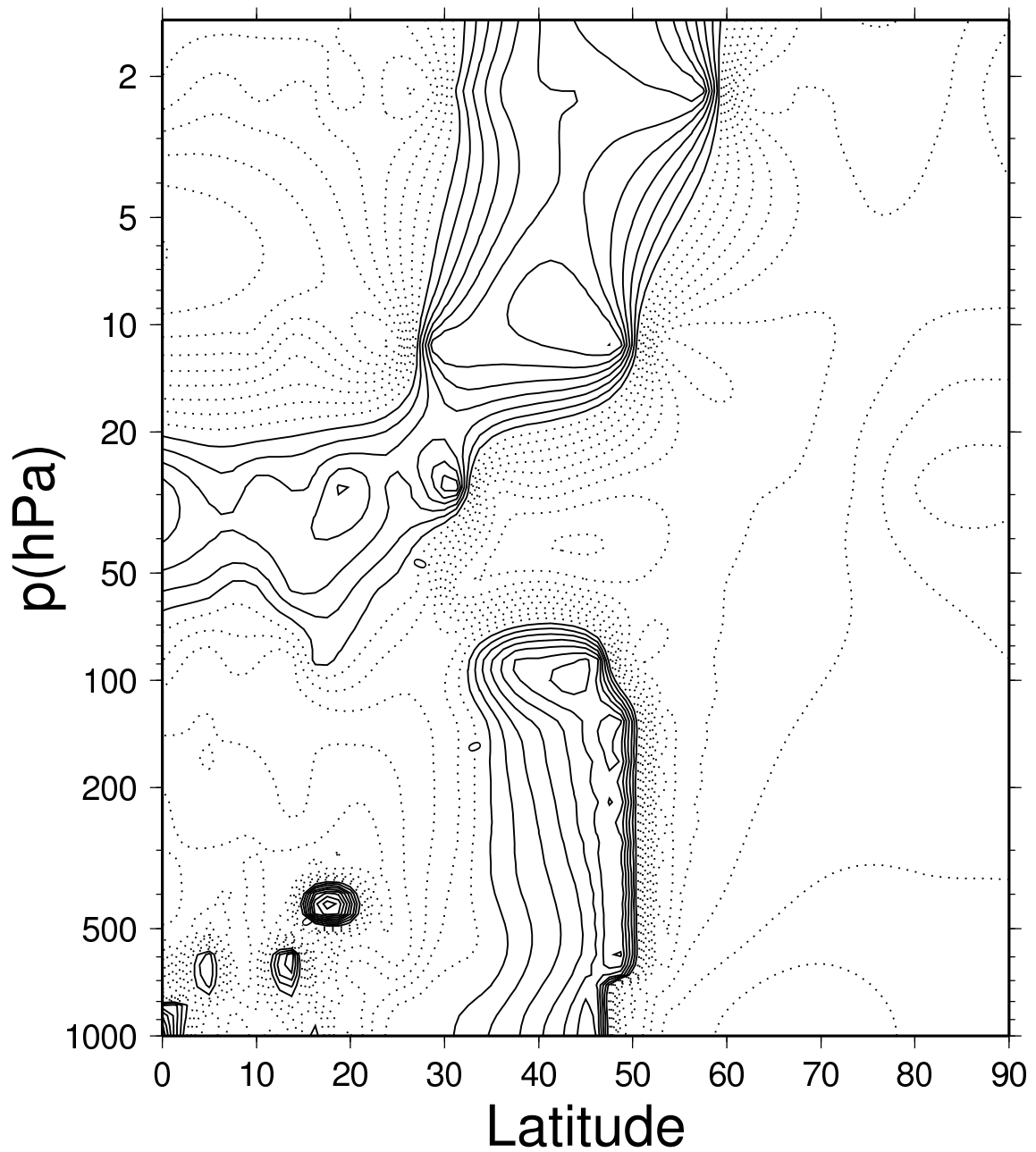
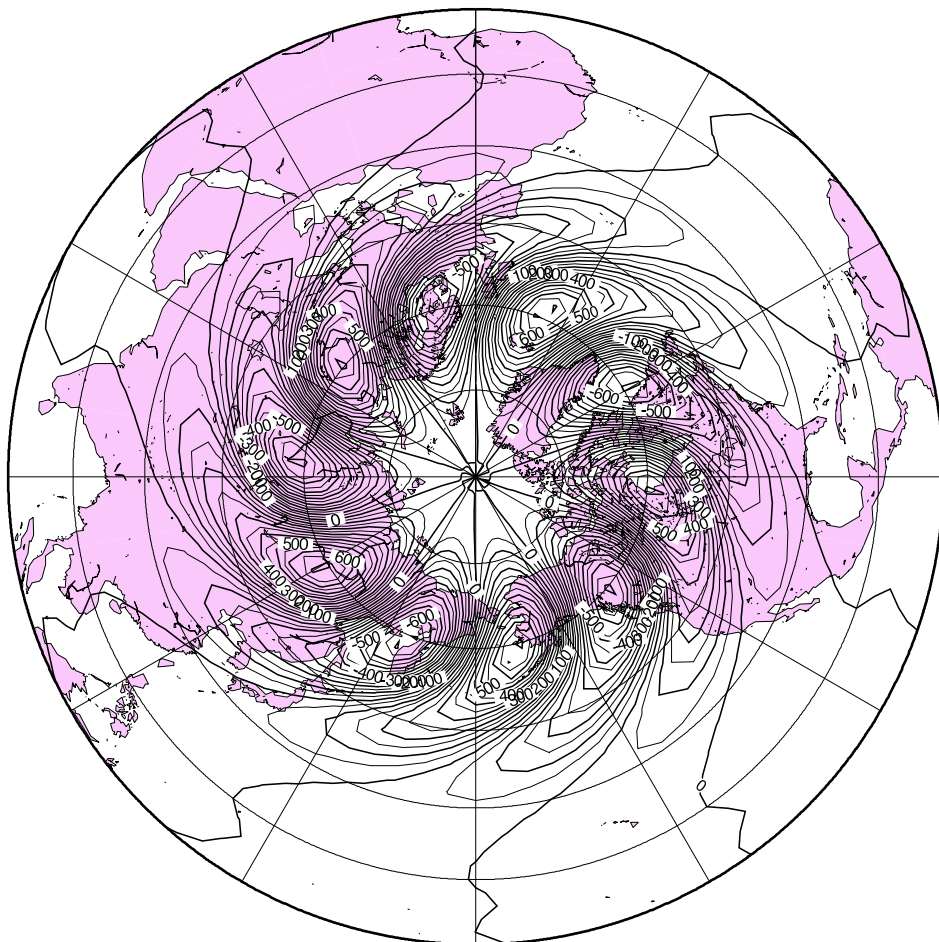


図 55: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=5, 1, January clim + Polar mode*2



GMT 2007 Oct 26 12:27:17 JMA/GPV

図 56: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

Amplitude

(M?, N=5, 2, January clim + Polar mode*2)

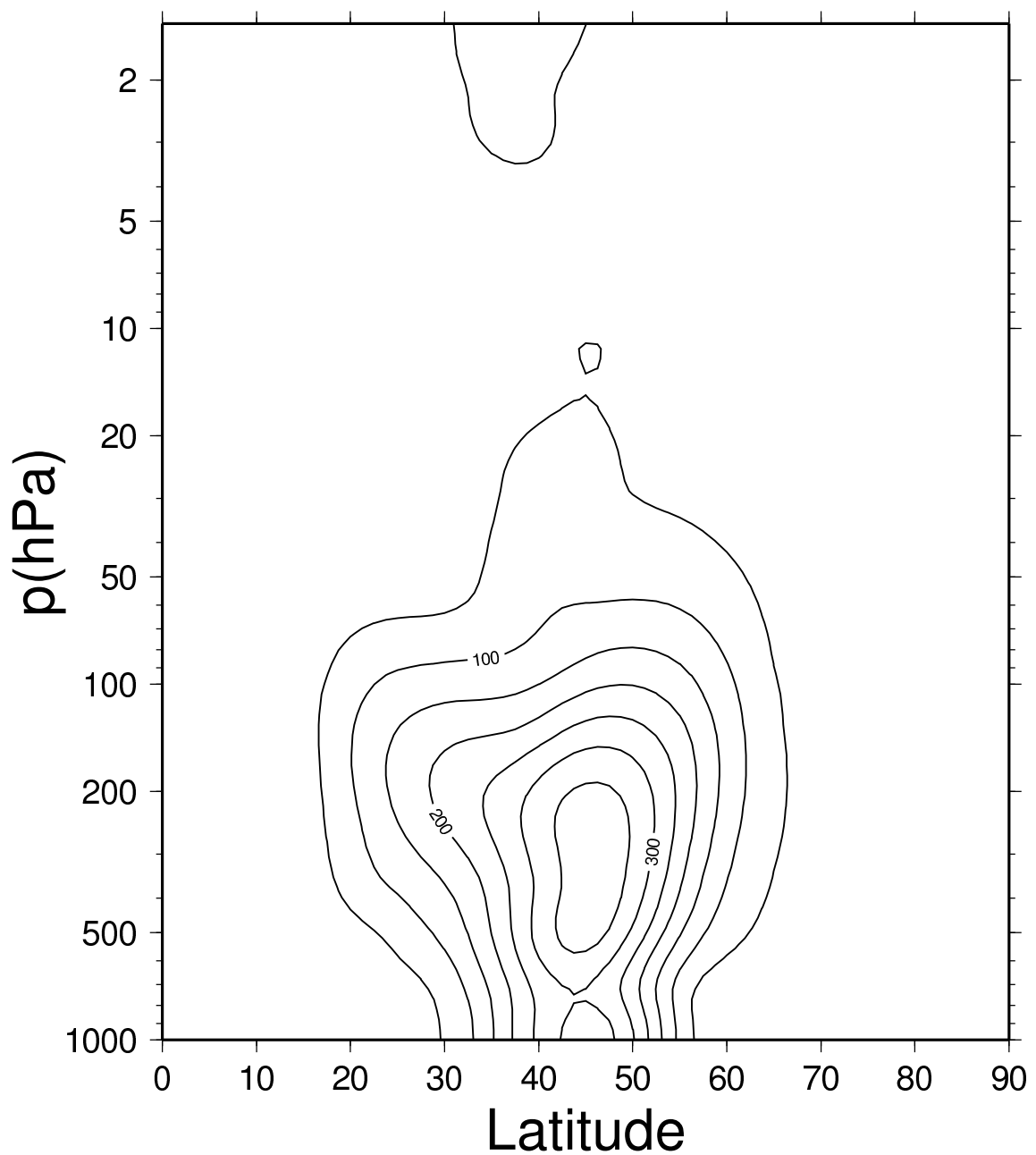


図 57: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=5, 2, January climate + Polar mode*2)

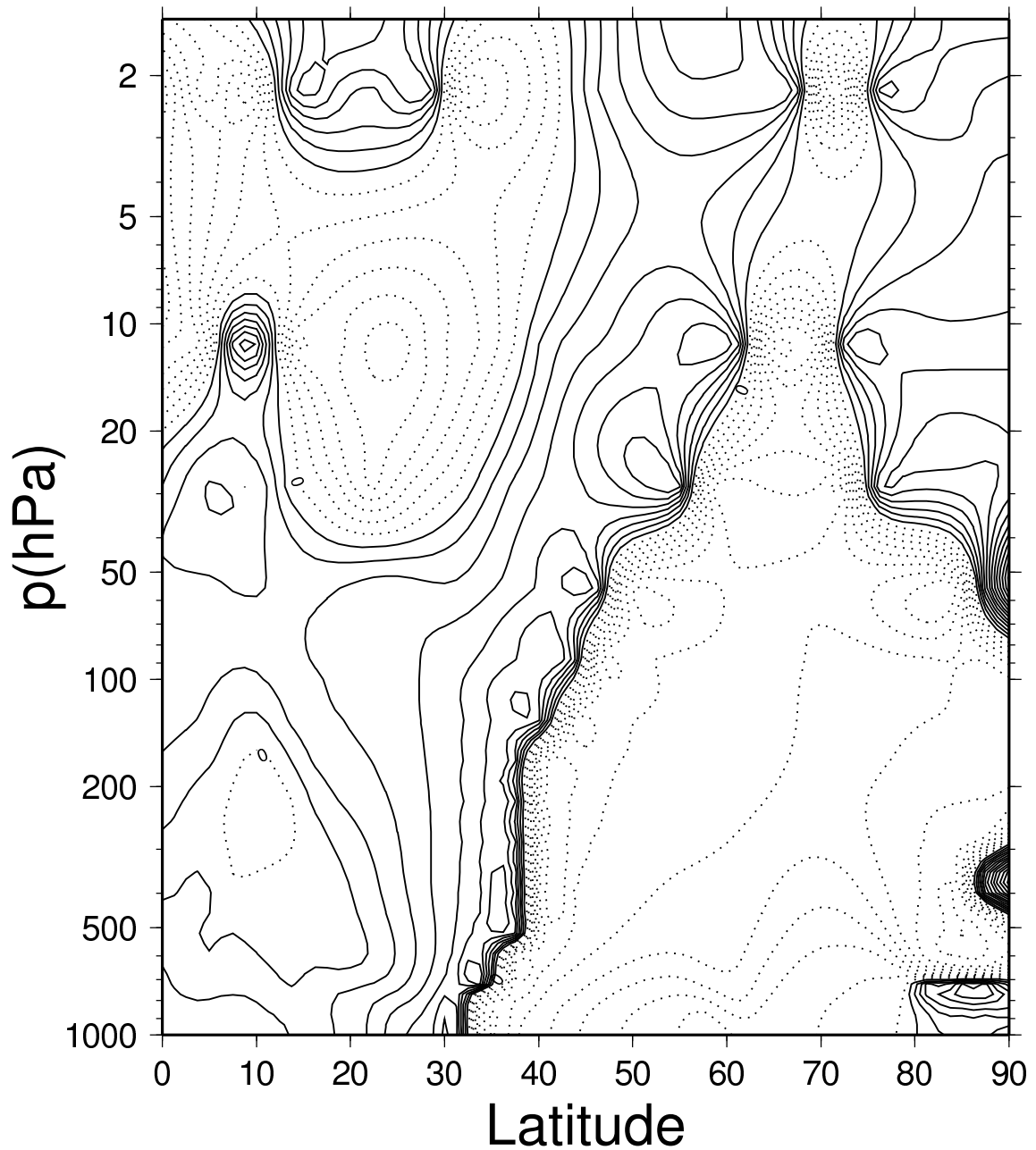
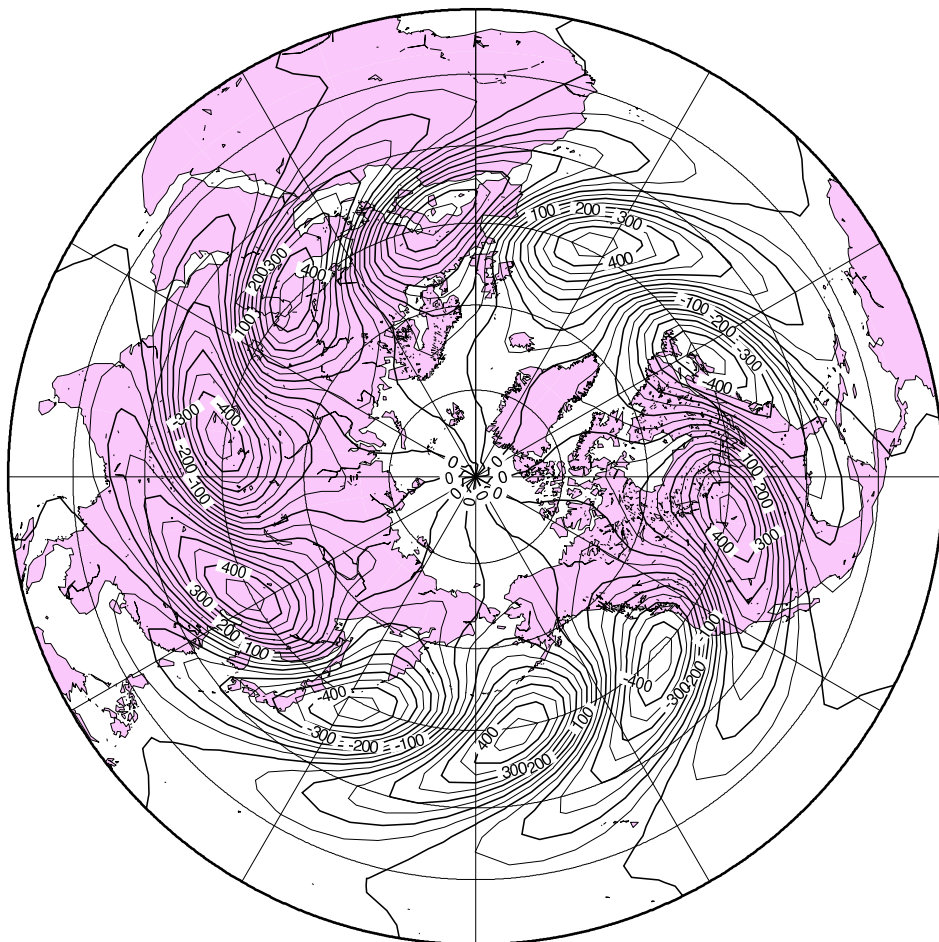


図 58: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=5, 2, January clim + Polar mode*2



GMT 2007 Oct 26 12:26:52 JMA/GPV

図 59: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=3, 2, January clim + Polar mode*2)

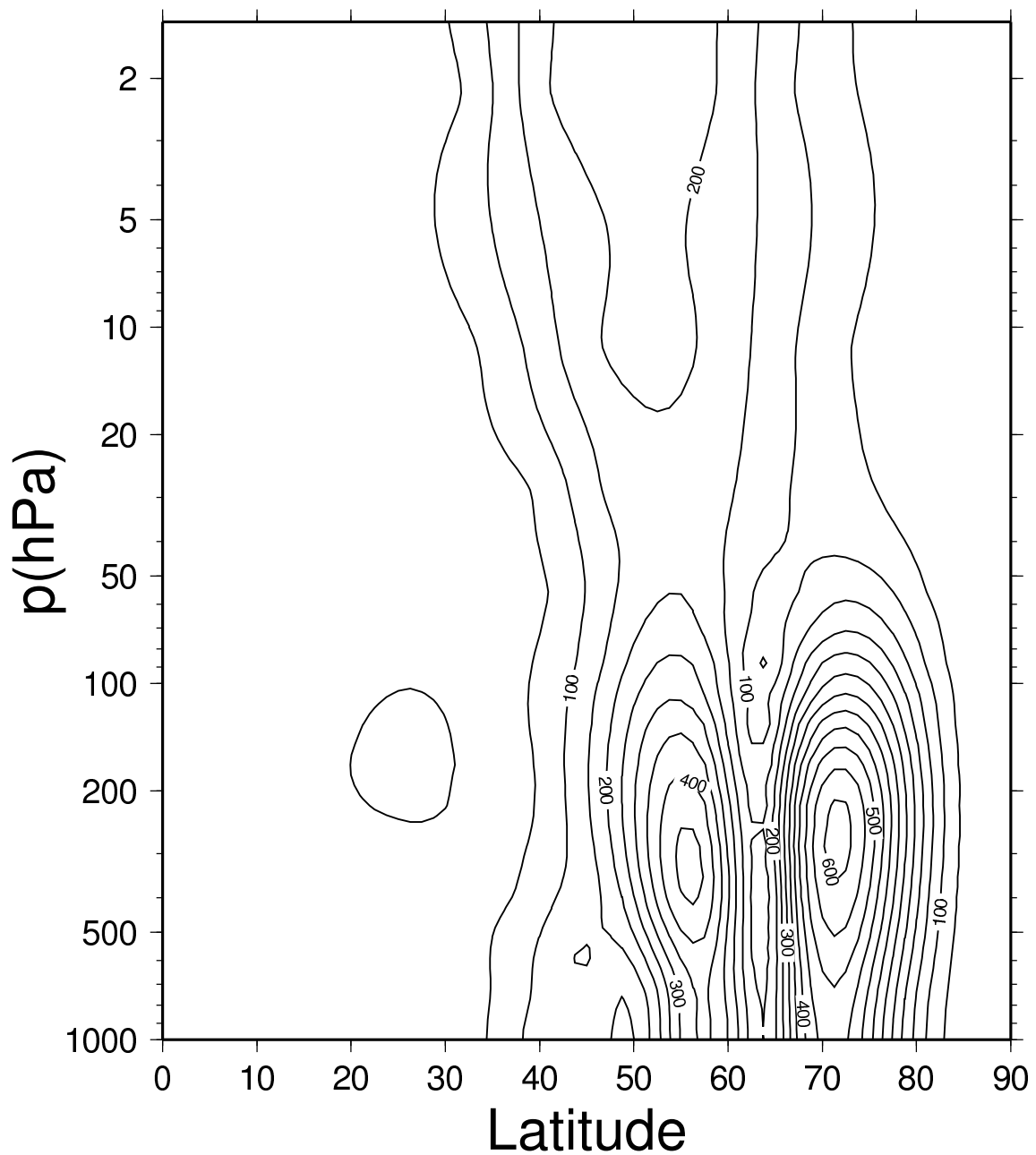


図 60: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

(M?, N=3, 2, January climate + Polar mode*2)

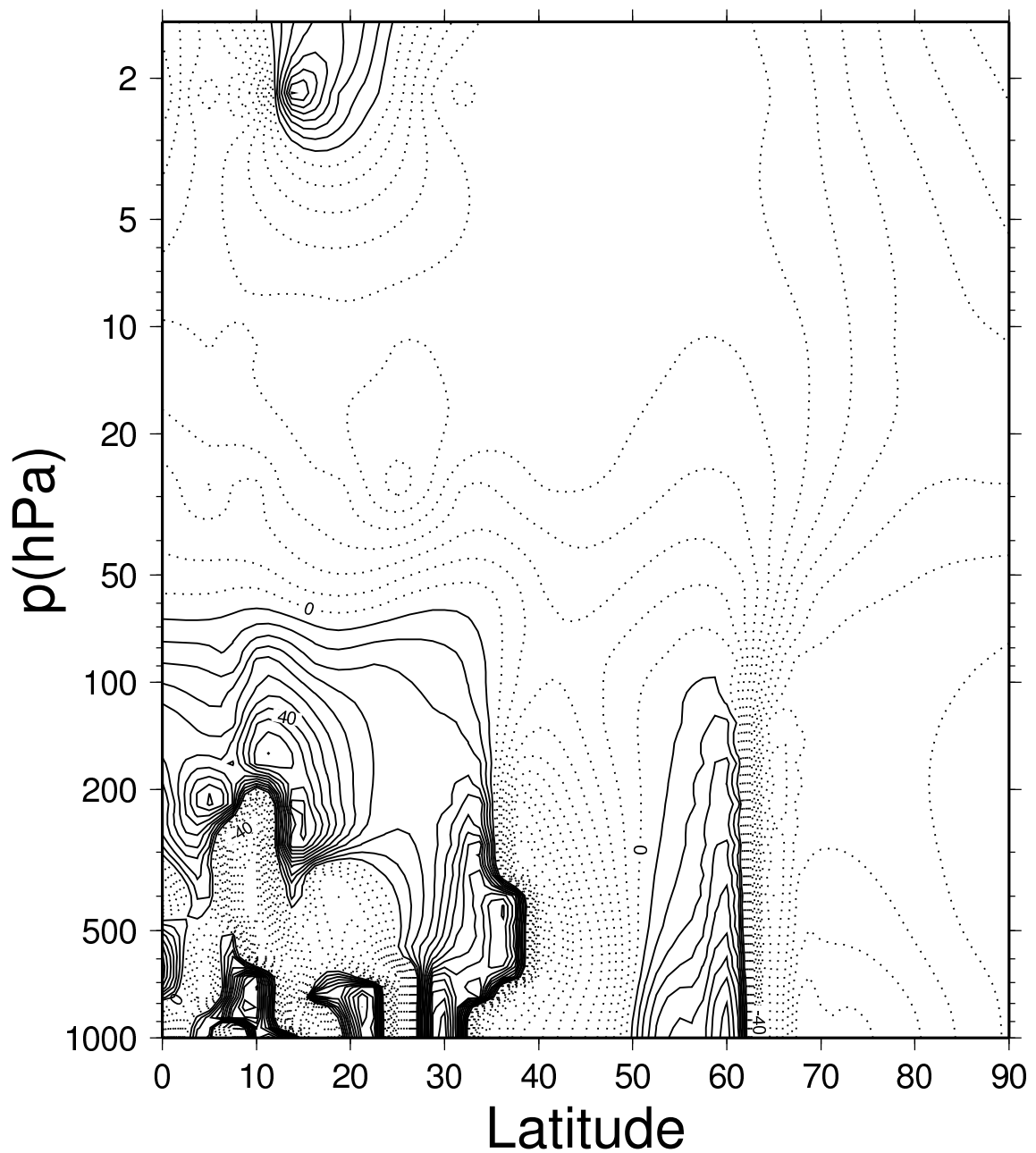
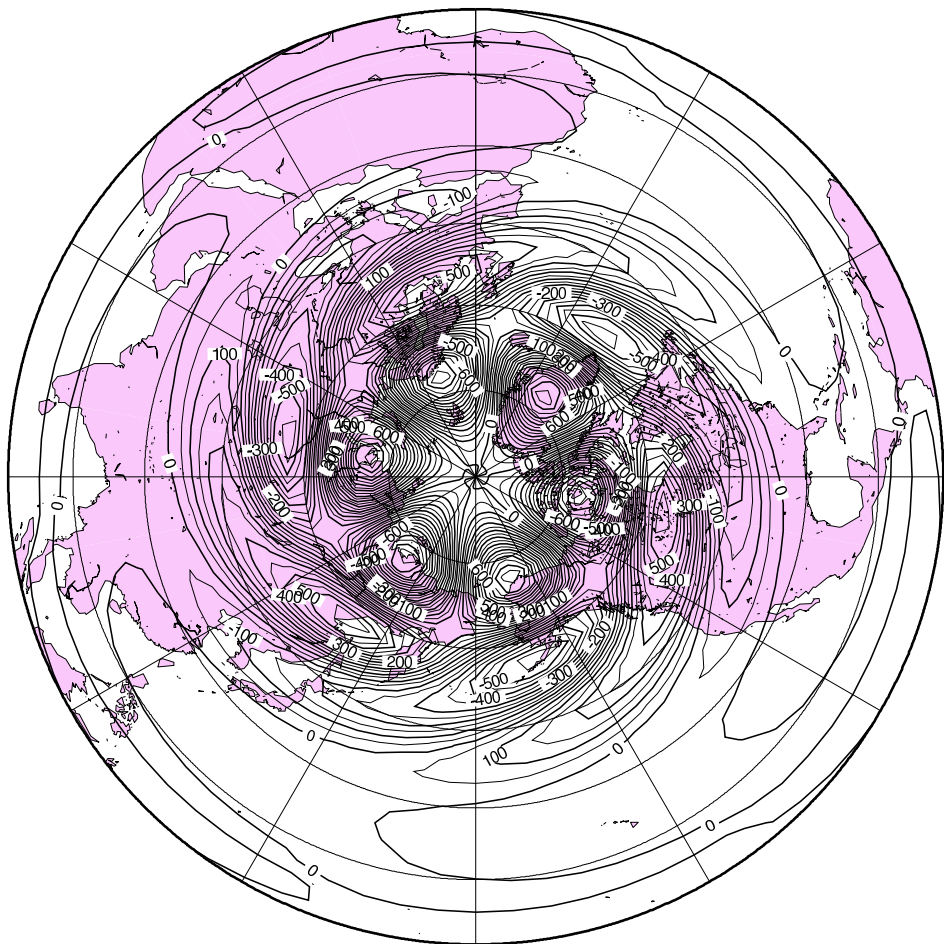


図 61: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乘せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 2, January clim + Polar mode*2



GMT 2007 Oct 26 12:25:37 JMA/GPV

図 62: AOI に回帰した東西風を 2 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Zonal Mean U (Polar mode-5)

U (m/s)

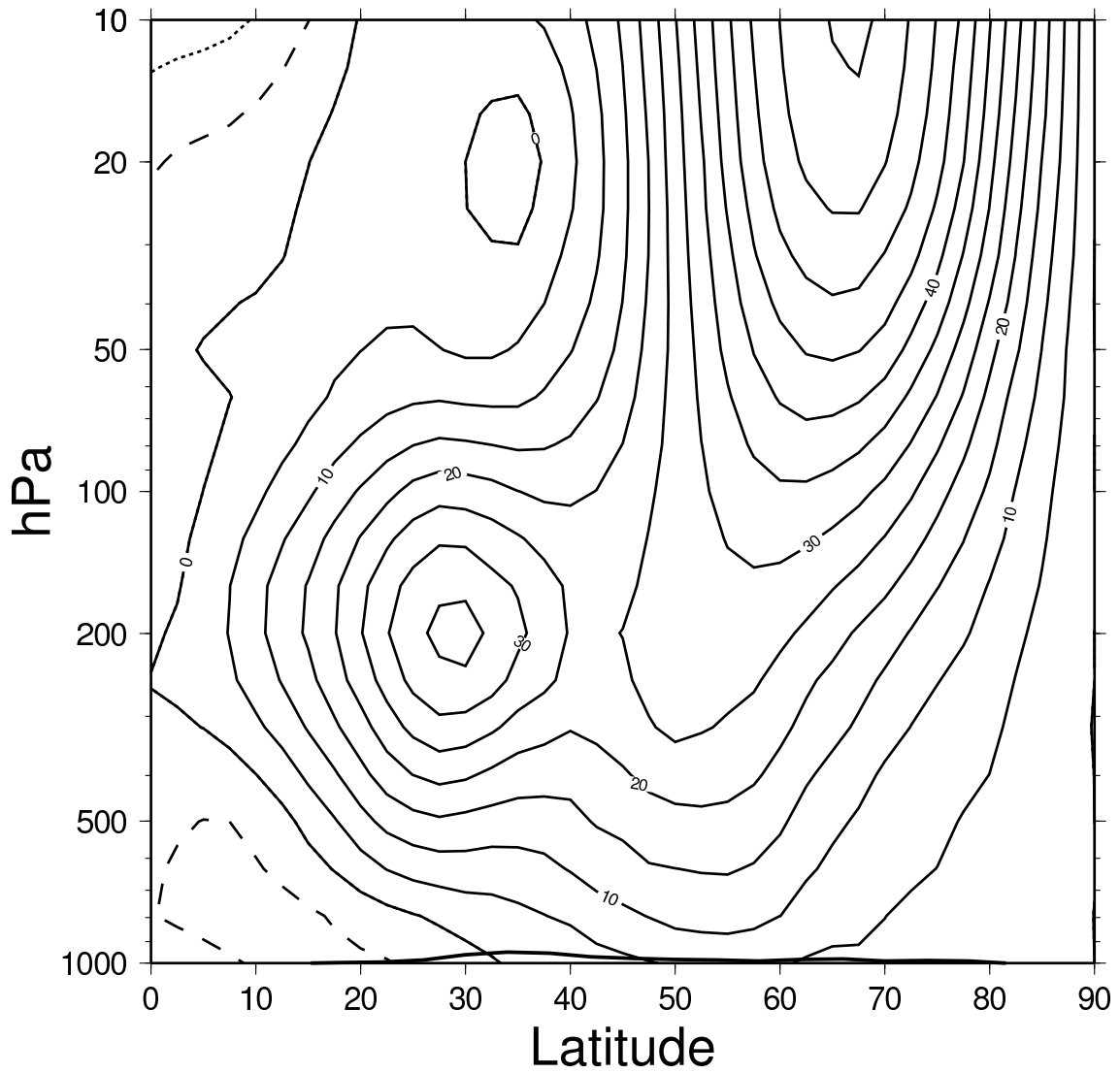


図 63: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における帯状平均風速度場。等値線間隔は 5 m/s で、実線が西風、破線が東風。

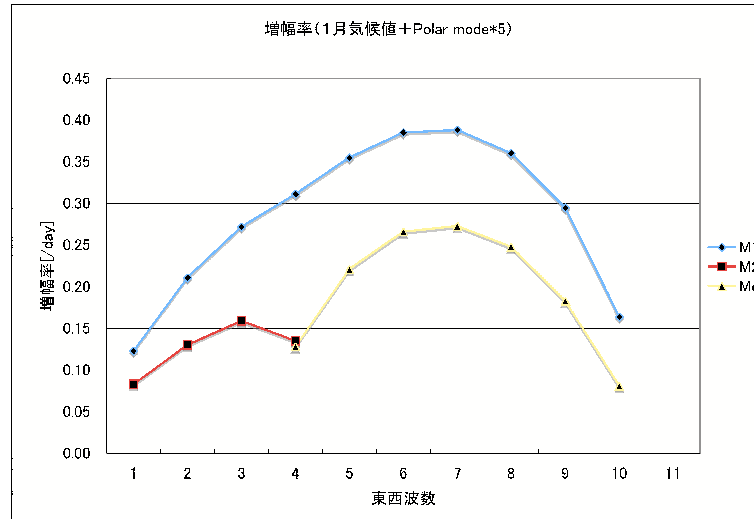


図 64: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの増幅率

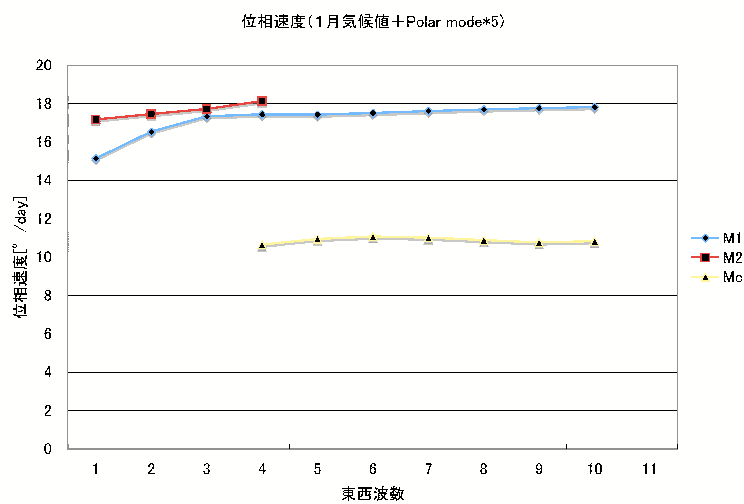


図 65: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における不安定モードの位相速度

Amplitude

(M?, N=3, 1, January clim + Polar mode*5)

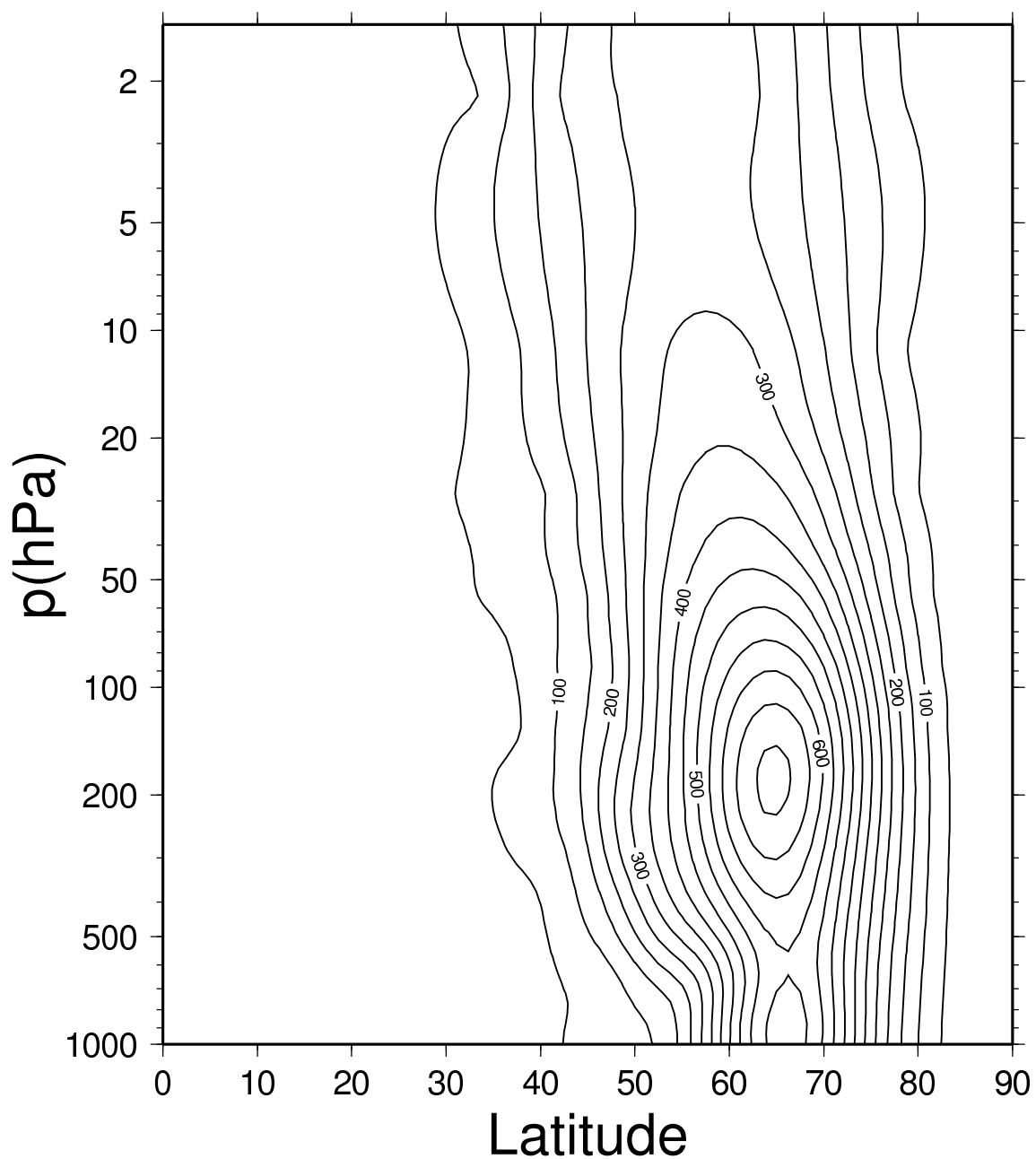


図 66: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=3, 1, January climate + Polar mode*5)

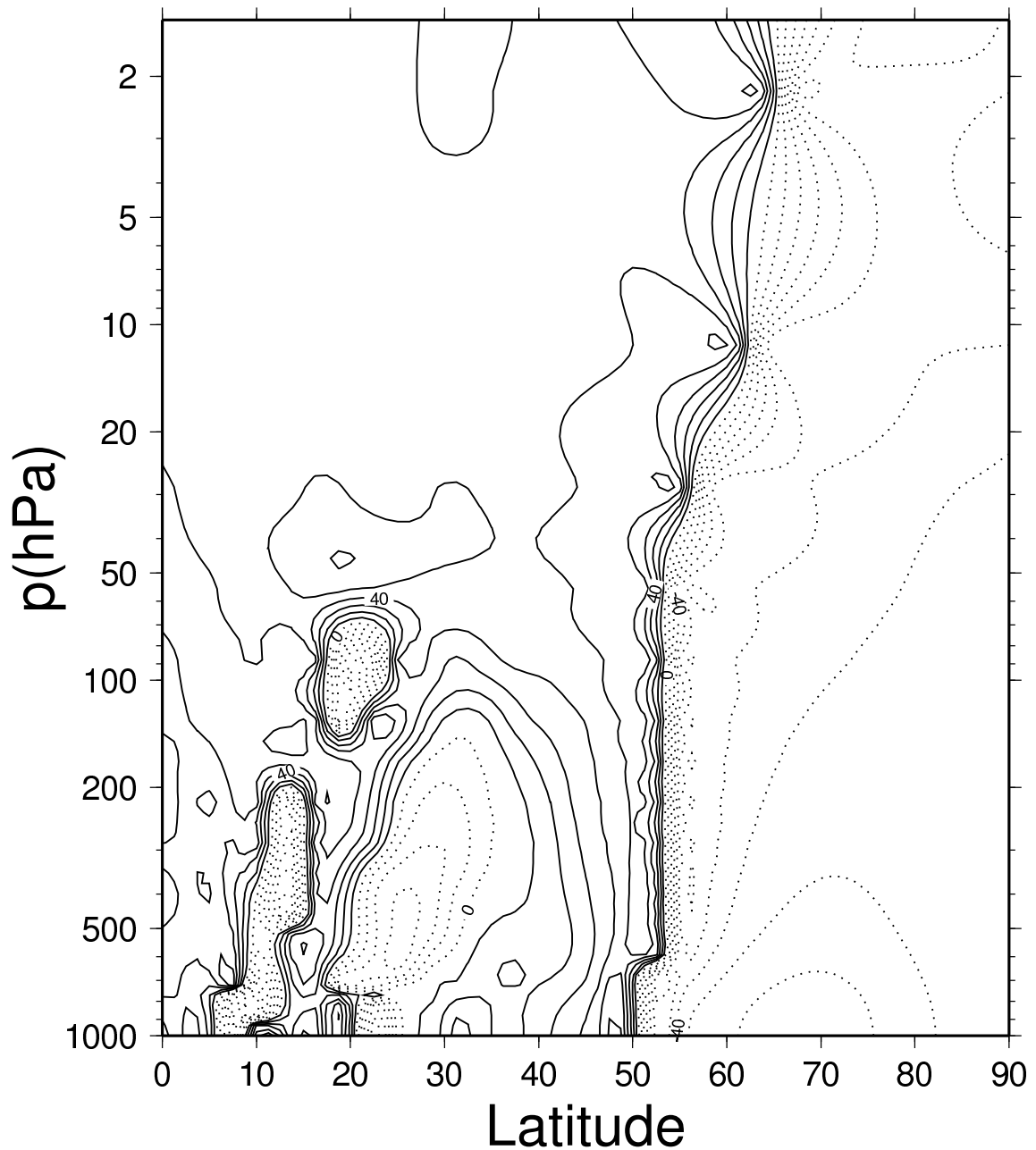
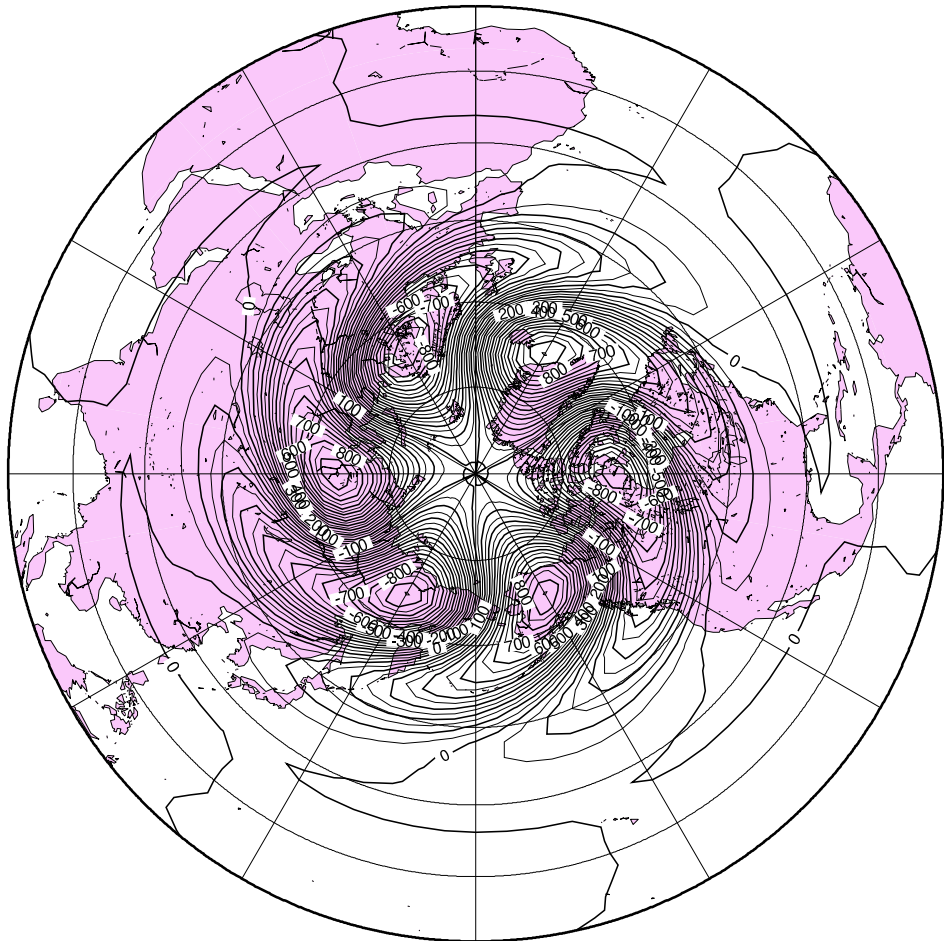


図 67: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 1, January clim + Polar mode*5



GMT 2007 Oct 26 14:16:40 JMA/GPV

図 68: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Polar モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m_0 。

Amplitude

(M?, N=5, 2, January clim + Polar mode*5)

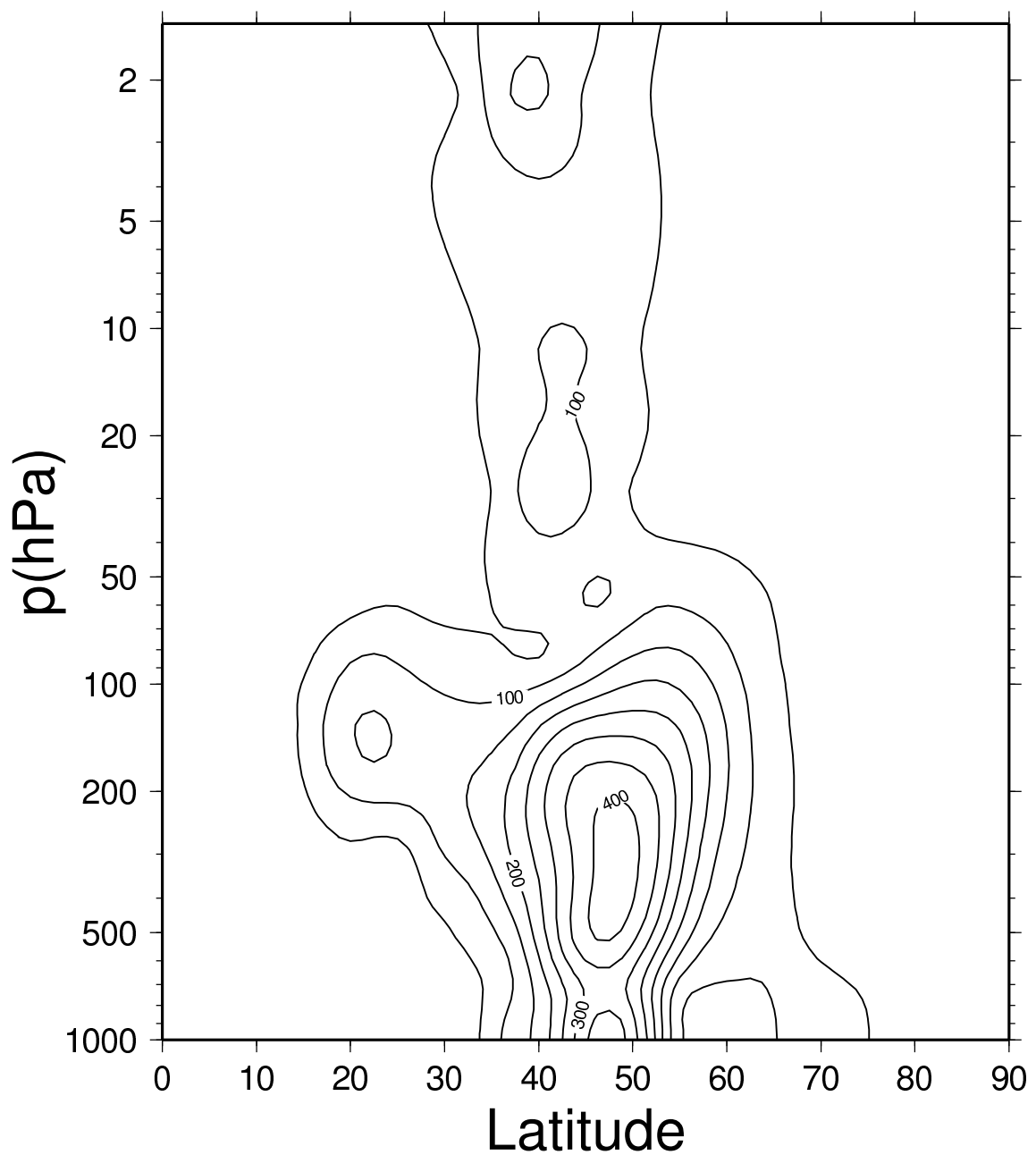


図 69: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=5, 2, January climate + Polar mode*5)

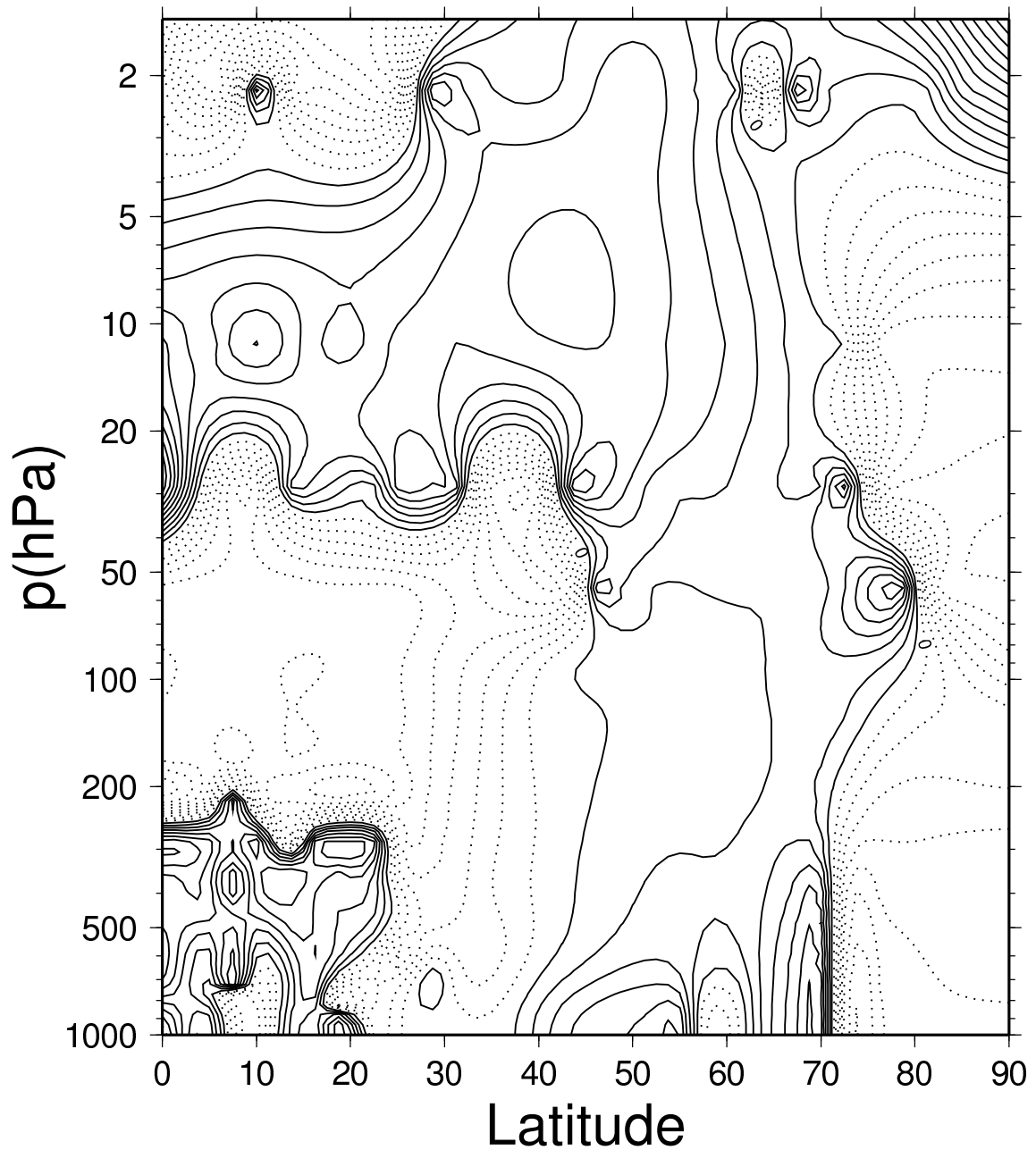
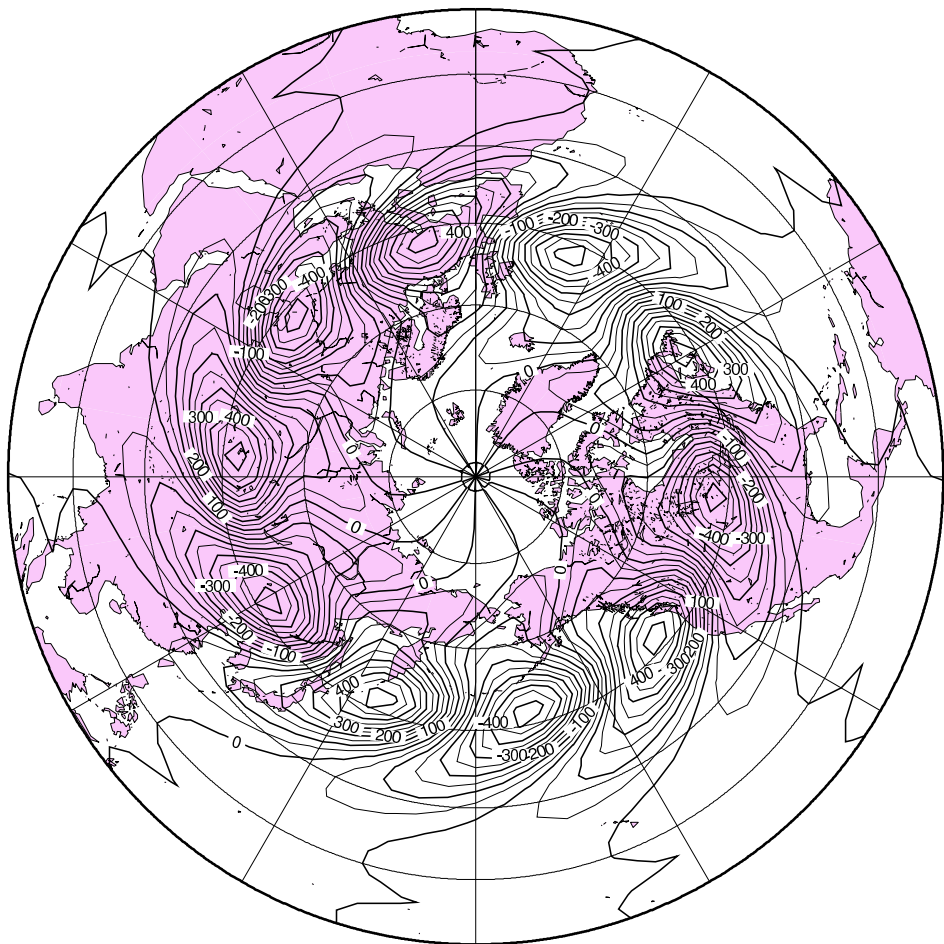


図 70: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=5, 2, January clim + Polar mode*5



GMT 2007 Oct 26 14:15:31 JMA/GPV

図 71: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気における Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。

Amplitude

(M?, N=3, 2, January clim + Polar mode*5)

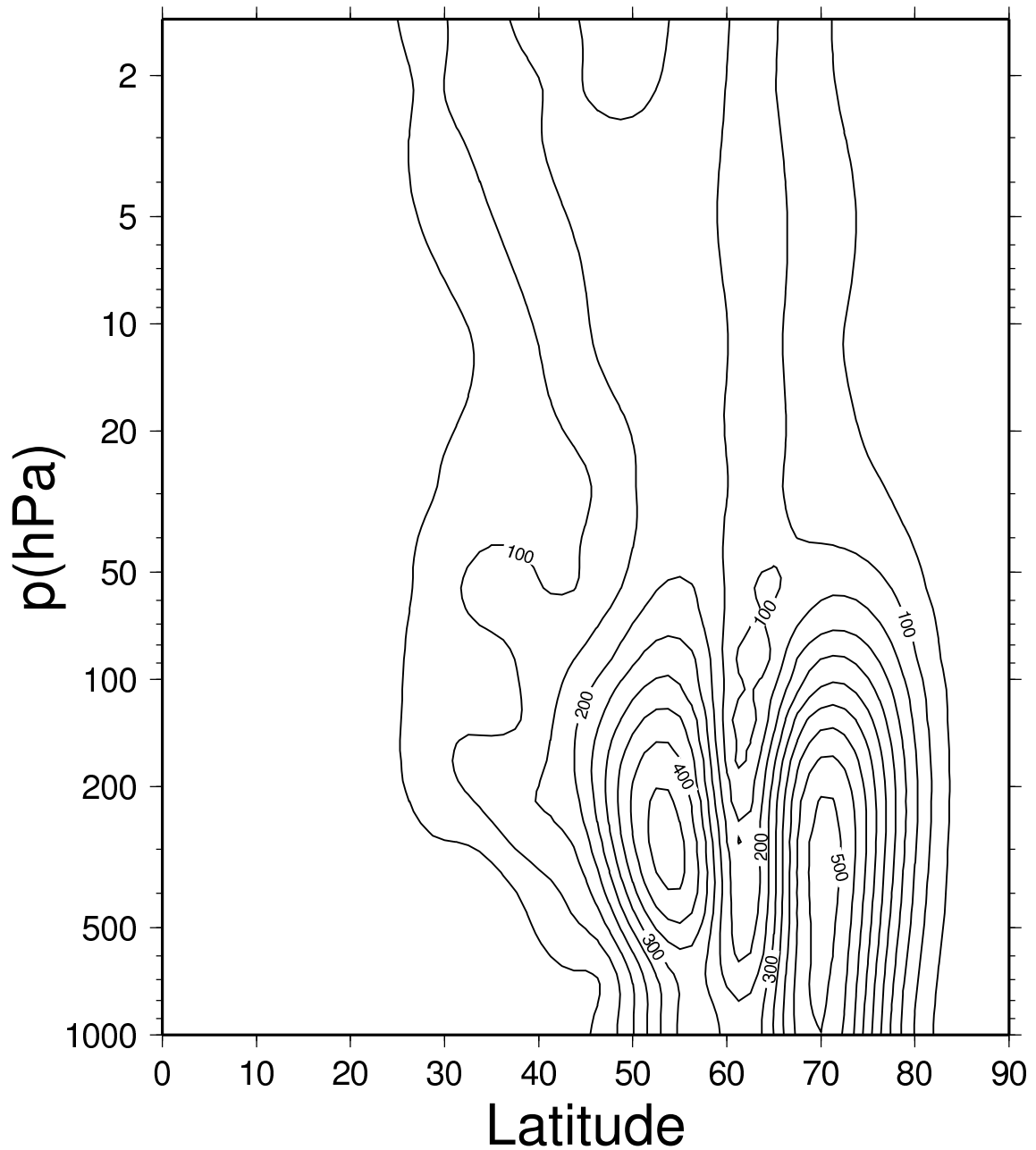


図 72: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の振幅 m 。

Phase

(M?, N=3, 2, January climate + Polar mode*5)

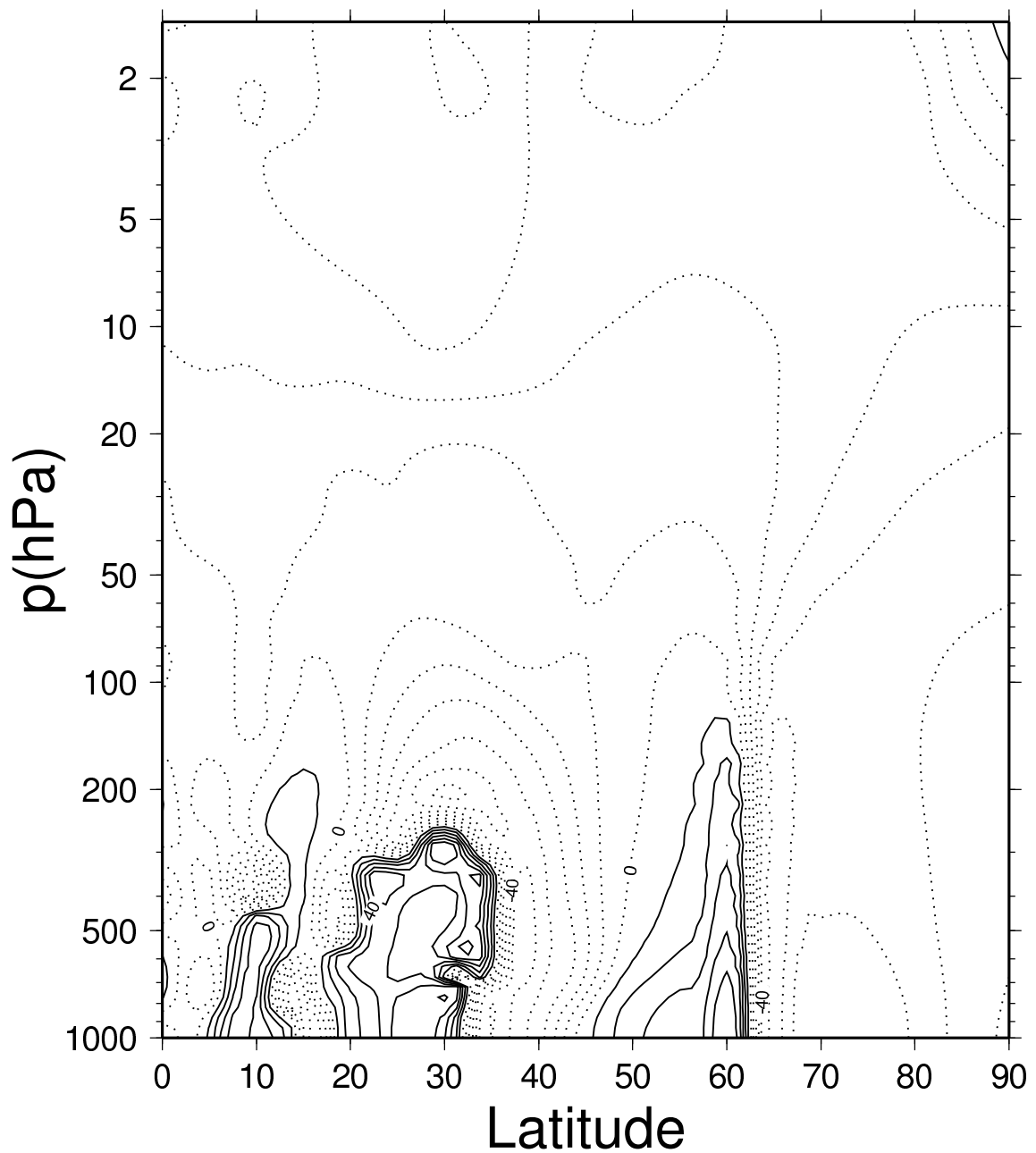
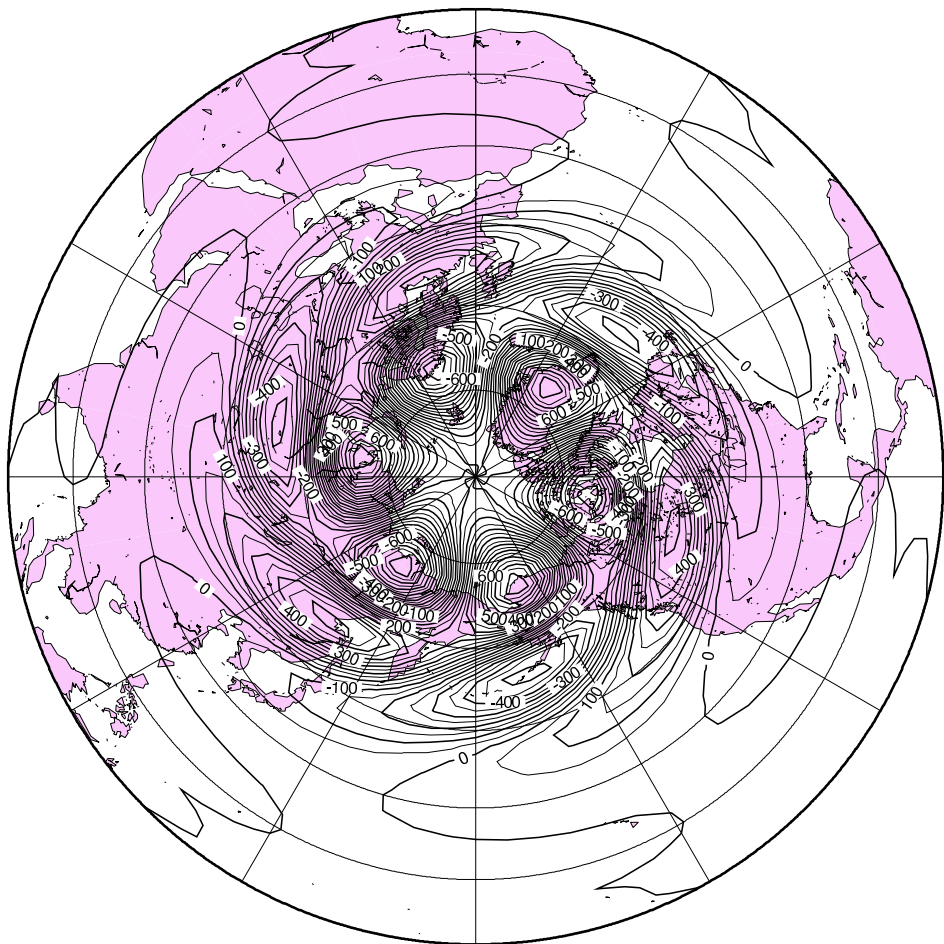


図 73: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の位相 $^{\circ}$ 。

Barotropic Height

M?, N=3, 2, January clim + Polar mode*5



GMT 2007 Oct 26 14:16:05 JMA/GPV

図 74: AOI に回帰した東西風を 5 倍したものを気候値に上乗せした仮想大気におけるダイポール Charney モードの不安定構造。ジオポテンシャル高度の順圧高度場における振幅 m 。