

# 冬季亚洲大陆冷高压形成和发展过程的数值模拟

夏友龙 朱抱真 黄伯银  
(北京气象学院) (中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文利用一个包括辐射、陆地的热量平衡,雪量的变化以及对流凝结和大地形的作用的两层球谱模式,模拟了冬季亚洲大陆冷高压的形成和发展过程。文中给出了大陆冷高压在源地形成、南侵和入海变性三个阶段的海平面气压场,对流层中部的温度场结构和垂直运动场特征,其结果与观测事实相一致。并模拟出冷高压发展所引起的副热带和热带行星尺度环流的变化。

## 一、引 言

冬季,全球大气环流的一个活动中心是亚洲大陆冷高压,作为一个半永久性系统,它的形成强度、位置、发展过程对全球的天气过程及行星尺度环流,特别是对东亚寒潮有重要影响。在天气过程分析和诊断分析方面,国内外气象工作者作了很多研究。李宪之<sup>[1]</sup>,陶诗言<sup>[2]</sup>曾对冷高压的源地及移动路径作了研究。丁一汇和 Krishnamurti(1986)研究了西伯利亚高压的热量收支,指出下沉运动及感热作用、辐射冷却的重要性。Nitta 和 So<sup>[3]</sup>研究了大陆高压的入海变性过程。Chang 和 Lau<sup>[4],[5]</sup>,Lau<sup>[6]</sup>着重研究了冷高压发展引起的热带大气环流变化。但是,通过数值模式研究大陆冷高压的发展过程方面的工作较少。我们试图通过自己设计的两层 GCM 谱模式,模拟大陆冷高压的形成、发展及入海变性过程,大陆冷高压发展与热带大气环流的关系,为能够更准确的预报亚洲大陆冷高压的生成及活动提供途径。同时,也验证了我们的 GCM 谱模式的模拟能力。

## 二、模式简介

### 1. 模式基本方程组

采用陈嘉宾、纪立人和吴万里的二层球谱干模式<sup>[7]</sup>,我们考虑了水汽方程并加入了 OSU 模式的物理过程,为了与我们的干模式相匹配,并对 OSU 的方案进行了适当调整,构成了一个初步的大气环流谱模式。

在我们的 GCM 模式中,大气运动方程组同文献<sup>[7]</sup>。由于大气上层的水汽较少,可以忽略。因此,把水汽方程只写在低层上:

$$\frac{\partial Q_2}{\partial t} = -\vec{V}_2 \cdot \nabla Q_2 + p_* (E - C) + p_0 \quad (1)$$

其中,  $E$  是水汽蒸发率,  $C$  是水汽的凝结率,  $Q = p_* q$ ,  $p_*$  是地面气压,  $p_0$  是水汽扩散项。与大陆陆地过程有关的三个预报方程, 分别是地温, 土壤湿度, 雪量方程。

$$\begin{aligned} i \cdot \frac{\partial T_g}{\partial t} &= S_4 - R_4 - LE_s - H_s - Q_d \\ w \frac{\partial w}{\partial t} &= p_r + s_m - E_s' - R \\ \frac{\partial s}{\partial t} &= p_s - s_m - E_s^* \quad E_s' = E_s - E_s^* \end{aligned} \quad (2)$$

上式中,  $T_g$  是地面温度,  $s$  是雪量,  $w$  是地表土壤湿度,  $S_4$  是地面吸收的太阳短波辐射,  $R_4$  是地面的净长波辐射,  $LE_s$  是地面的潜热通量,  $Q_d$  是热传导作用,  $p_r$  是降水率,  $s_m$  是雪融率,  $E_s^*$  是升华率,  $E_s'$  是蒸发率,  $R$  是径流率,  $p_s$  是降雪量。

本模式的物理过程, 包括干对流调整, 海洋上的稳定性降水过程, 积云对流降水, 太阳的短波辐射和地表面及大气的长波辐射过程。地表面的蒸发过程及感热传输过程, 地表状况的影响,  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_3$  及云对辐射过程的影响等。除在积云对流参数化时采用 Gates 等(1971)的物理方案外, 其余各过程均采用 Gates(1982)的物理方案。但由于模式的层次与 Gates 的模式层次不同, 各参数化过程都作了相应变动。模式方案见文献[8]。

## 2. 计算格式

预报方程采用的格式同文献[7], 包括水汽方程(1)。但是与物理过程有关的三个方程(2)时间上采用显式格式, 空间上采用格点上的值计算。

为了防止小尺度地形所引起的虚假能量输入, 采用乌元康(1986)谱系数的平滑方法:

$$Z_{mn}^{sm} = Z_{mn} e^{-n(n+1)R}$$

这里,  $Z_{mn}^{sm}$  与  $Z_{mn}$  分别代表平滑后和平滑前的地形谱系数。  $R=0.0052$ , 平滑后的最高地形为 2750m, 负地形小于 -20m。

## 3. 初始资料

初始资料采用 GFDL 多年(1958—1973)平均冬季纬向气候资料, 共 11 个层次, 5 个物理场, 包括速度  $u$ 、 $v$ , 温度  $T$ , 高度  $\Phi$  及比湿  $q$ 。冰雪及海温资料取自 Gates(1972)的工作, 地温  $T_g$  令其等于地表面的气温, 地形资料取自 Gates 和 Nelson(1975)的工作。

## 三、数值模拟结果

### 1. 海平面气压场和对流层 500hPa 温压场的演变

我们采用上述球谱模式, 进行 15 天的连续积分, 根据大陆冷高压中心的移动路径(图 1), 从中选出分别代表高压发展过程的三个不同阶段。以 1—5 天作为大陆高压的形成阶段, 6—8 天为大陆冷高压的南侵阶段, 9—11 天为大陆高压的变性阶段。下面分别讨论代表大陆高压的形成阶段, 南侵阶段和变性阶段的第 5、8 和 11 天的海平面气压场和 500hPa 温压场的分布。

(1)大陆高压的形成阶段

图 2a 给出了第 5 天的海平面气压场,由图可见,整个亚洲大陆被冷高压所控制,中心在我国西北部,强度为 1032hPa。高压中心的东北部是强度为 994hPa 的阿留申低压。从地表面气温分布可见,有一强大的冷舌从极区沿 90°E 经圈向南延伸到高压区(图略)。

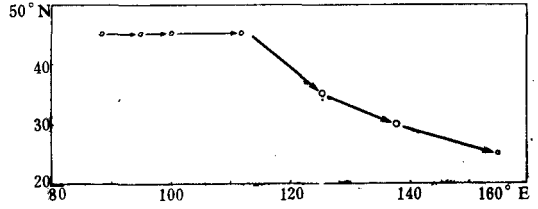


图 1 大陆冷高压的移动路径

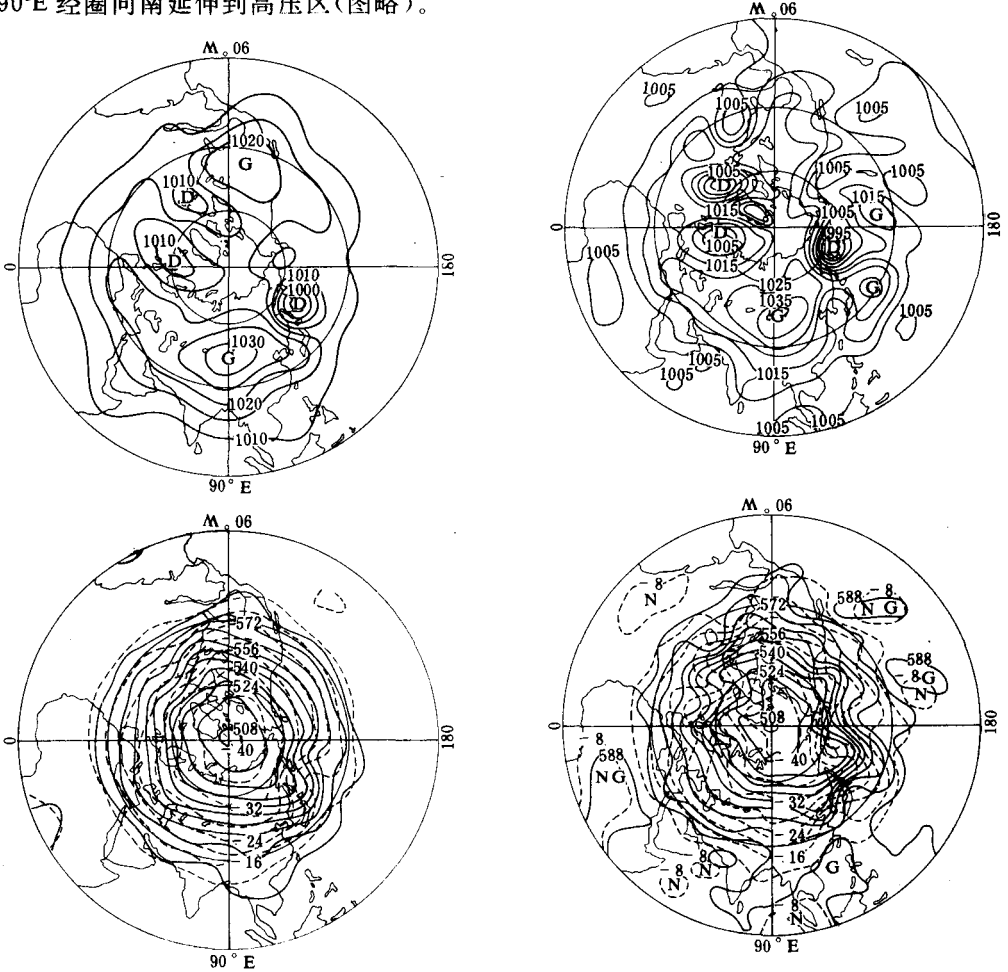


图 2a 第 5 天的海平面气压场(间隔为 5hPa)

图 2b 第 5 天的 500hPa 温压场(实线为等高线,虚线为等温线)

图 3a 第 8 天的海平面气压场(间隔为 5hPa)

图 3b 第 8 天的 500hPa 温压场(说明同图 2b)

和上述海平面气压场相配合的第5天的500hPa高度和温度场,即图2b。从图可见,高压中心的上空是一反气旋式环流,高压中心的东部是一个高空低槽。且温度槽明显地落后于高度槽。脊前槽后是强烈的冷平流,正有利于地面冷高压的发展。

### (2) 大陆高压的南侵阶段

在第6天,大陆冷高压分裂出一个小冷高压,向东南方向移动,小冷高压移动异常迅速,8日已越过日本。这时,大陆高压的主体位置仍位于我国西北部,强度继续加强,中心强度已达1035hPa(图3a)。在大陆高压和入海高压之间有一个倒槽在我国东海岸形成。

图3b是第8天的500hPa高度和温度场。与图2b比较可见,原来的东亚低槽东移并加强,一个新生的低槽又在大陆东岸形成。且温度槽仍落后于高度槽,但落后的程度比第5天小,冷平流及负涡度平流也相应减弱。另外,极涡范围扩大。

### (3) 大陆冷高压的变性阶段

第11天的海平面气压场代表大陆高压入海变性阶段(图略)。位于我国西北部的冷高压分裂成两个中心,一个位于伊朗—阿富汗北部,强度为1034hPa;另一个中心位于蒙古东部,强度为1030hPa。原来分裂入海的小冷高压,由于受海面感热的作用,冷平流及负涡度平流减小等共同作用的影响,小冷高压变性消失。其后,大陆冷高压又分裂出一个小冷高压,高压脊线由日本伸向菲律宾。我国山东半岛有一倒槽形成。

第11天的500hPa的温压场(图略)。和图3b比较,原来的东亚大槽,减弱东移到西太平洋上。同时,另一个低槽由西向东移,在大陆沿岸代替了原来的东亚大槽。这时东亚地区,等高线与等温线接近平行,冷平流及负涡度平流强度都很小。

## 2. 垂直运动场

图4给出了 $\sigma = 1/2$ 层的 $\omega$ 场分布,近似代表对流层平均垂直运动场。从图4可见,在第5天大陆高压中心位置下沉运动较弱。下沉运动的较大区域位于高压中心的东南部。大陆高压的西部有一较强的上升运动区,可能是青藏高原地形效应。在第8天 $\sigma = 1/2$ 的 $\omega$ 场上,大陆高压主体的下沉运动变弱。在日本岛的东部沿海也有一个下沉区,这是入海的大陆高压在垂直运动场上的反映(图略)。第11天的垂直运动场(图略)与第8天的相比较,位于中国境内下沉运动更为减弱,范围缩小。下沉运动的减小,正与大陆冷高压出现分裂、强度减弱相联系。

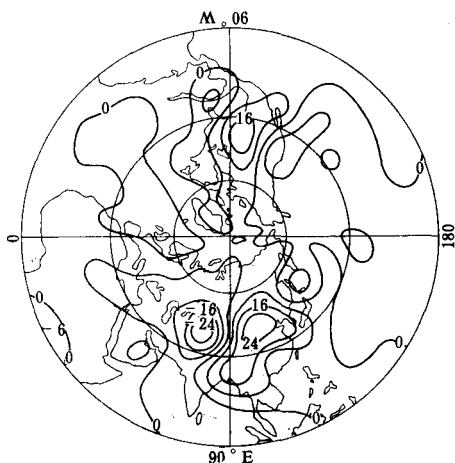


图4 第5天 $\sigma = 1/2$ 的 $\omega$ 场分布(单位: $10^{-6}\text{s}^{-1}$ )

### 3. 冷高压活动与低纬度环流的关系

关于冷空气南侵与热带降水及行星尺度系统的关系,Chang 和 Lau(1981)曾作过诊断研究。参考他们的分析,定义下面几个量所代表的物理概念:

$V_N$  用 700 hPa 区域( $20^{\circ}$ — $25^{\circ}$  N,  $90^{\circ}$ — $160^{\circ}$  E)平均经向风场代表东亚的局地的 Hadley 环流。

$U_S$  东亚急流的指标量,用 300hPa 平均纬向风表示( $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  N,  $90^{\circ}$ — $160^{\circ}$  E)。

$U_I$  西亚急流的指标量,用 300hPa 平均纬向风表示( $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  N,  $50^{\circ}$ — $90^{\circ}$  E)。

$U_E$  东部的 Walker 环流,用 300hPa 纬向风表示( $10^{\circ}$  S— $10^{\circ}$  N,  $170^{\circ}$  E— $140^{\circ}$  W)。

$U_W$  西部的 Walker 环流,用 300hPa 纬向风表示( $5^{\circ}$  S— $5^{\circ}$  N,  $40^{\circ}$ — $90^{\circ}$  E)。

上面的各量均是取区域平均的值。下面我们将说明,随着大陆高压的南侵,近赤道地区对流性降水加强,东亚局地的 Hadley 环流迅速加强,赤道印度洋和赤道太平洋上的 Walker 环流亦同时加强。随着冷高压南侵的结束,对流性降水、东亚局地 Hadley 环流、印度洋上的 Walker 环流和太平洋上的 Walker 环流均减弱。

图 5 给出低纬区域平均的对流性降水随时间的变化。我们所取区域是  $0^{\circ}$ — $20^{\circ}$  N,  $115^{\circ}$ — $160^{\circ}$  E。从图上可见,随着高压的南侵,对流性降水逐渐加强。到第 8 天,对流性降水达到最强。同时地表面的感热输送和蒸发作用亦随之增强(图略)。到第 8 天,其值达到最大,混合边界层的湍流活动达到最强,海气活动异常剧烈。到第 10 天之后,对流活动和混合边界层的湍流活动减弱。

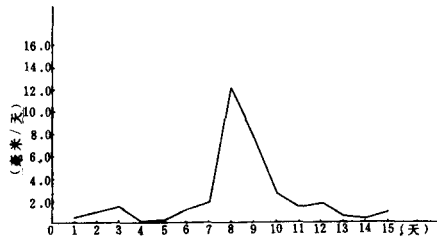


图 5 低纬区域平均的对流性降水随时间的变化

700hPa 区域平均( $20^{\circ}$ — $25^{\circ}$  N,  $90^{\circ}$ — $160^{\circ}$  E)的经向风随时间的变化,如图 6a 所示。可以表示东亚的局地 Hadley 环流。在对流降水达到最强时, Hadley 环流亦达到最强。从第 5 天开始,北风迅速增强,第 6 天稍弱,到第 8 天达到整个时段的最大值。随着冷高压南侵过程的结束,北风迅速减小,并将变成南风。

在冷高压的南侵过程中,东亚局地的 Hadley 环流是加强的。而冷高压南侵结束, Hadley 环流迅速减弱。这与 C-P Chang 和 K. M. Lau(1981)的结论相一致。

由以上分析可得到,冷高压南侵,近赤道对流降水的加强及东亚局地的 Hadley 环流的变化,在时间的对应关系上,具有很好的一致性。

图 6b 是 300hPa  $10^{\circ}$  S— $10^{\circ}$  N,  $170^{\circ}$  E— $140^{\circ}$  W 区域平均的纬向风  $U_E$  随时间的演变(实线);以及  $5^{\circ}$  S— $5^{\circ}$  N,  $40^{\circ}$ — $90^{\circ}$  E 区域平均的纬向风  $U_W$  随时间的演变(虚线)。由图可见,在冷高压南侵的过程中,赤道东太平洋上的 Walker 环流逐渐加强,到第 10 天,该环流达到

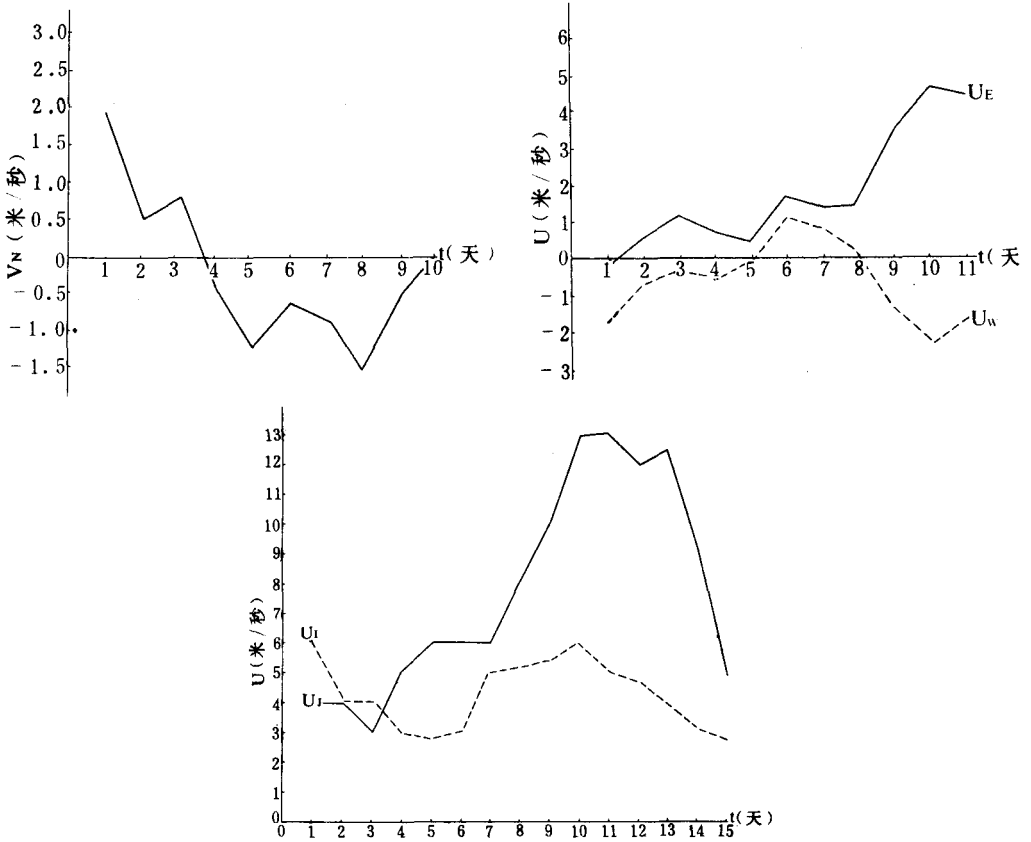


图 6a 700hPa 区域平均经向风  $V_N$  随时间的变化

图 6b 300hPa 区域平均的纬向风  $U_E$ (实线)和  $U_W$ (虚线)随时间的变化

图 6c 300hPa 区域平均的纬向风  $U_I$ (实线)和  $U_r$ (虚线)随时间的变化

最强,以后逐渐减弱。而在西太平洋上,第 6 天(即南侵开始)后,西风逐渐减小,第 8 天由西风变为东风。随后东风迅速加强。第 11 天后,东风迅速减弱。

通过上面分析得出,在冷高压南侵过程中,近赤道太平洋上的 Walker 环流加强,而印度洋上的反 Walker 环流先有一个减弱过程(5—6 天),然后迅速加强。

图 6c 是 300hPa 区域平均(30°—40°N, 90°—160°E)的纬向风  $U_I$  随时间演变曲线(实线),它反映了东亚地区急流随时间的变化;以及 300hPa 区域平均(20°—30°N, 50°—90°E)的纬向风  $U_r$  随时间的演变曲线(虚线),它反映了西亚地区急流随时间的变化。由图可见,在冷高压南侵的过程中,东亚地区急流迅速加强,而西亚地区的急流也在加强而不是减弱,显然加强的程度不如东亚地区快。另外,东亚地区急流的减弱,滞后南侵过程结束 5—6 天。而印度洋上的 Walker 环流在冷高压南侵结束后 3 天达到最强,然后减弱。赤道太平洋上的 Walker 环流,在冷高压南侵结束后,有一个迅速加强的过程。

综上所述,在大陆高压南侵时,近赤道对流性降水加强。同时,东亚局地的 Hadley 环流加强;东亚和西亚的急流、近赤道太平洋上 Walker 环流均迅速加强。第 6 天,近赤道印度洋上的 Walker 环流加强。当大陆高压南侵结束时,东亚的局地 Hadley 环流迅速减弱。而

其它各环流均继续加强。第 10 天后,赤道太平洋上的 Walker 环流及西亚急流将减弱。而东亚急流及印度洋上的 Walker 环流仍继续加强。第 12 天后,这两个环流出现减弱趋势。

### 参 考 文 献

- [1] 李宪之,东亚寒潮侵袭的研究,中国近代科学论著丛刊——气象学(1919—1949),科学出版社,35—117,1935年。
- [2] 陶诗言,东亚冬半年冷空气活动的经验研究,中央气象台油印本,1955年。
- [3] Nitta, T. S., and S. S. So, Structure and heat, moisture and momentum budgets of a convective mixed layer during AMTEX'75, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **58**, 375—393, 1980.
- [4] Chang, C. P., and K. M. Lau, Northeastly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part I; Planetary-scale aspect, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298—312, 1980.
- [5] Chang, C. P. and K. M. Lau, Planetary-scale motions of winter monsoons during cold surge and break periods, GARP, International Conference on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of its Monsoon Experiments, 4—12, 1981.
- [6] Lau, K. M., Equatorial response to northeastly cold surges as inferred from satellite cloud imagery, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1306—1313, 1982.
- [7] Chen Jiabian, Ji Liren, and Wu Wanli, Design and test of an improved scheme for global spectral model with reduced truncation error. *Adv. Atmos. Sci.* **4**, 156—168, 1987.
- [8] 黄伯银、夏友龙、朱抱真,一个二层大气环流谱模式的设计,待发表。

## THE NUMERICAL SIMULATION ON THE FORMATION AND EVOLUTION PROCESS OF THE ASIAN CONTINENTAL HIGH IN WINTER

Xia Youlong

(Beijing Institute of Meteorology)

Zhu Baozhen

Huang Boyin

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

Using the two-layer spectral model involving radiation parameterization, continental heat equilibrium, convective parameterization and topography, we simulated the formation and evolution process of the Asian continental cold high in winter. The distributions of sea-level pressure, temperature and vertical velocity in the mid-troposphere in the three development stages, i. e. formation, southward movement and transformation of the cold high, are given in this paper. The results correspond with the observational facts. In addition, we simulated the variation of subtropical and tropical planetary circulation caused by the evolution process of continental cold high.