

二维动力-物理气候模式的建立和发展

李维亮 龚 威

(中国气象科学研究院)

王维强

(美国大气和环境研究公司)

摘要 叙述了二维动力-物理气候模式的形成和发展,并用其作了两种敏感性试验。讨论了两种辐射计算方案的结果差别对纬向环流变化的作用,以及研究经向涡动动量通量在东亚季风形成过程中的作用。

关键词 动力-物理气候模式,敏感性试验,东亚季风

近几年来,国内外气象学家发展了大量的气候模式(有一维的和三维的),即从纬向变化的热力能量平衡模式和全球平均辐射-对流模式到三维大气环流模式(GCMs)。相比之下,较少发展二维模式。实际上,纬向平均二维模式包含了较多的相互作用,如纬向和垂直结构、纬向与垂直通量之间的相互作用,它们在决定气候敏感性方面又都十分重要。另外,二维模式比三维模式更节省计算时间(平均约快两个量级)。所以有可能用二维模式,对重要气候过程中的参数化问题进行研究,这就是本文研究的主要内容。

1 模式的描述

在我们的模式中,用了垂直方向—— σ 坐标,水平方向——球坐标中的原始方程,用“—”表示对纬向的平均,“'”表示对纬向平均的偏差。假定地面气压项中 $\overline{\pi' u' v'}$ 等为三级小量可以略去,就能把方程写成通量形式。

连续性方程

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \bar{p}}{\partial t} + \bar{\pi} \bar{\sigma} \right) - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} m) = 0 \quad (1)$$

运动方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{u}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{u}}{\partial \sigma} + \left(f + \frac{n}{a} \bar{u} \right) \bar{\pi} \bar{v} \\ & + \bar{F}_r - \left(\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u}' \bar{v}' m) + \frac{\partial \bar{\pi} \bar{u}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \right) + \frac{n \bar{\pi}}{a} \bar{u}' \bar{v}' \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{v}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{v}}{\partial \sigma} - \left(f + \frac{n}{a} \bar{u} \right) \bar{\pi} \bar{u} \\ & + \bar{F}_r - \left(\bar{\pi} \frac{\partial \bar{\Phi}}{a \partial \varphi} + \bar{\pi} R \bar{T} \frac{\partial m \bar{p}}{a \partial \varphi} \right) - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v}' \bar{v}' m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma}' \bar{v}'}{\partial \sigma} - \frac{n}{a} \bar{\pi} \bar{u}' \bar{u}' \end{aligned} \quad (3)$$

热力学方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{T}}{\partial t} = & -\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{T} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{T}}{\partial \sigma} + \frac{\bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{\alpha}}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \varphi} + \frac{\bar{\pi} \bar{\sigma}}{\sigma} \right) \\ & + \bar{F}_\tau + \frac{\bar{\pi} \bar{Q}}{c_p} - \left(\frac{\partial \bar{\pi} \bar{T}' \bar{v}' m}{am \partial \varphi} + \frac{\partial \bar{\pi} \bar{T}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

地面气压的倾向方程

$$\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial t} + \frac{1}{am} \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} m) d\sigma = 0 \quad (5)$$

水汽守恒方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{q}}{\partial t} = & -\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{q} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{q}}{\partial \sigma} + \bar{F}_q + \bar{\pi} (\bar{Q}_1 + \bar{Q}_c) \\ & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{q}' \bar{v}' m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{q}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (6)$$

静力学方程

$$\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \sigma} = -\frac{\bar{\pi} \bar{\alpha}}{\bar{\rho}} \quad (7)$$

状态方程

$$\alpha = \frac{1}{\bar{\rho}} = \frac{R \bar{T}}{\bar{p}} \quad (8)$$

1.1 没有涡动项的基本方程

在(1)–(8)方程中,忽略涡动项和取消“—”符号,就能得到平均预告方程(不另写出)。

在垂直方向上有五层 σ 层,边界条件当 $\sigma=0.1$ 时 $\dot{\sigma}=0$,在(2)、(3)、(4)、(6)方程中分别保留 $\bar{F}_v - g \frac{\partial \bar{\tau}_v}{\partial \sigma}$, $\bar{F}_v - g \frac{\partial \bar{\tau}_v}{\partial \sigma}$, $\bar{F}_\tau + \frac{\partial \bar{\tau}_\tau}{\partial \sigma}$ 和 $\bar{F}_q - g \frac{\partial \bar{\tau}_q}{\partial \sigma}$ 等项。对于 τ 项简写成

$$\bar{\tau}_v = -\frac{g \rho^2}{\pi} K_v \frac{\partial \bar{V}}{\partial \sigma} \quad \text{在大气中} \quad (9)$$

$$\bar{\tau}_v = C_D \rho_s |\bar{V}_s| \bar{V}_s \quad \text{在地面} \quad (10)$$

同样,对于通过湍流的水汽垂直混合亦能写成

$$\bar{\tau}_q = \frac{g \rho^2}{\pi} K_v \frac{\partial \bar{q}}{\partial \sigma} \quad \text{在大气中} \quad (11)$$

$$\bar{\tau}_q = \frac{2g}{\Delta \sigma} \rho_s C_D |\bar{V}_s| (\bar{q}_s - q_s) \quad \text{在地面} \quad (12)$$

上述各方程的符号表示如下:

m	$\cos \varphi$	u	纬向风速
n	$\operatorname{tg} \varphi$	v	经向风速
p	气压	T	温度
σ	$(p - p_i) / (p_s - p_i)$	q	比湿
p_s	地面气压	f	科里奥力参数
p_i	在大气顶固定气压(假定为10hPa)	Φ	位势
π	$p_s - p_i$	R	气体常数
φ	纬度	c_p	常压下的比热
a	地球半径	$\dot{\sigma}$	$\frac{d\sigma}{dt}$
t	时间	Q	每单位质量加热率

α	(密度) $^{-1}$		
F_u	水平扩散项	τ_u	地面摩擦或通过湍 流动量、温度、水汽的 垂直混合
F_v		τ_v	
F_T		τ_T	
F_q		τ_q	
$Q_1 + Q_c$	水汽的源和汇	q_s	地面上空气比湿
$\vec{V}_s$	边界层顶速度,假定等于地面风速	K	动量湍流输送系数,取 $7.5 \text{ m}^2/\text{s}$
ρ_s	地面空气密度	C_D	地面摩擦拖曳系数
q_s	地面饱和比湿	$C_D = 0.0015$	海面地区
		$C_D = 0.003$	平原地区
		$C_D = 0.004$	高原地区

F_A 为通过湍流对 A 要素的水平扩散,为简化起见,取 $F_A = \nabla^2 K \pi A$ 其中 ∇^2 是 Laplace 算子, K 是扩散系数(取 $K = 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$)。模式的水平方向用 Arakawa 跳点差分格式,水平格距为 2.5° 纬度, u 和 v 定义在 $88.75^\circ\text{N}, 86.75^\circ\text{N}, 83.75^\circ\text{N}, 81.75^\circ\text{N}, \dots, 81.75^\circ\text{S}, 83.75^\circ\text{S}, 86.75^\circ\text{S}, 88.75^\circ\text{S}$, T , q 和其他要素定义在 $90^\circ\text{N}, 87.5^\circ\text{N}, 85^\circ\text{N}, 82.5^\circ\text{N}, \dots, 82.5^\circ\text{S}, 85^\circ\text{S}, 87.5^\circ\text{S}, 90^\circ\text{S}$ 。所以对 u 和 v 有 72 个格点,对 T , q 等要素有 73 格点。

大气分成 5 层, u, v, t, q 定义在 $\sigma = 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9$ 等层上, p 和 σ 被定义在 $\sigma = 0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0$ 等层上。用在数值模拟上的地形,最大高度为 4000 m ,地形南边的平均坡度假定为 $1 \text{ km}/275 \text{ km}$ 。在整个积分期间,时间差分用欧拉(Euler)后差方案,积分的时间步长为 6 min ,其源项的计算是每小时加进计算一次。对于水平边界,其极点是格点的延伸,这些点的物理值等于对称于极点的值,如温度 $T_{92.5^\circ\text{N}} = T_{87.5^\circ\text{N}}$ 。

1.2 物理参数化

(1) 辐射加热 辐射加热在大气环流形成中是主要因子之一。在模式中用了文献[1]的方案,每小时计算一次辐射,并考虑了辐射的日内变化。

(2) 凝结加热 凝结加热是影响平均经向环流的一个主要因素,对时间尺度较长的试验应予以考虑。凝结加热可分两种,其中一种是大气稳定层结中通过大尺度运动所引起,在模式中使用大家熟知的饱和凝结法计算大尺度降水及加热率。对于积云对流加热,采用 Kuo(1974)^[2] 方案(计算容易且较近似于实况)。

(3) 空气和地面之间的潜热和可感热输送 海洋对大气环流的影响是人所共知的,尤其对气候变化更是如此。在数值试验中,我们把海洋和陆地分开考虑,用海水表面温度 T_s 的气候平均值,海陆分界为 7.5°N (考虑 90°E 的情况),陆面温度 T_g 用(13)式求得

$$\Gamma \frac{\partial T_g}{\partial t} = S - L - H_s - H_1 - H_c \quad (13)$$

其中 Γ 为地面体热容量; S 为地面吸收的太阳辐射通量密度; L 为长波有效辐射通量密度; H_s 为可感热通量; H_1 为潜热通量, H_L 为土壤的热传导。陆面感热通量向上输送 $H_s = \rho_s C_D V_s (T_g - T_s) K_1$ (对于海面也有类似公式)。陆面的潜热通量 $H_1 = \rho_s C_D V_s L (q_s - q_g) K_2$ (海面的也取类似公式)。其中 T_s 是地面空气温度, ρ_s 是地面空气密度, V_s 是地面的标量风速, K_1 和 K_2 是系数, L 是蒸发热常数。在 H_s 和 H_1 的计算中, V_s 假定不大于 2.0 m/s 。

(4) 输入的初始资料 用 3 月份的纬向风气候资料作为初值。初始经向速度 V 分量和垂直速度 w 为零。输入的初值还有 1—12 月海平面温度的气候值, 1、4、7、10 月的月平均地面反照率

值。太阳常数取值为 $1365\text{W}/\text{m}^2$ 。

2 模式检验

在 Caryx-mp 巨型机上,共积分了69个月。从第一个模式年的4月1日积到第6个模式年的12月底。头24小时的积分中,在无热源状态下进行了初值处理,主要是使风场和气压场之间进行调整,而以后的整个积分过程,都加入非绝热项。

图1为地表温度的年变化情况。由图可见,地表温度随季节的变化而改变。在 10°N 以南的赤道地区,因海表温度 SST 变化相对较小,故地面温度变化也不大,若两年之间不发生非绝热加热的异常情况,则地面温度可呈准周期性变化,意味着年际变化较小,这种情况也同样反映在第二模式年之后的风场、温度场和湿度场上(图略)。

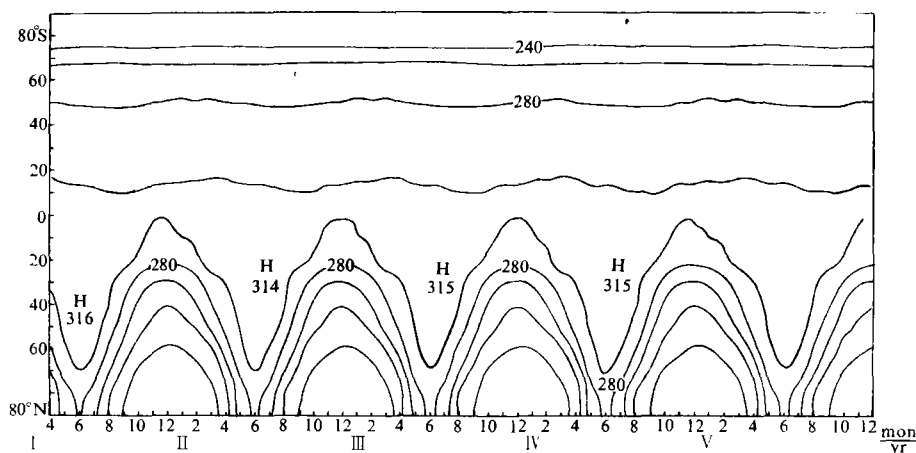


图1 地表温度的年变化

图2a、b 分别表示1、7月的纬向月平均 u 分量的经向剖面图,由图可看到如下几个特点:

(1)1月份在南、北两半球各有一个和观测实况相似的西风中心,在北半球因地形的影响,在西风带出现了两个急流中心,一个位于 20°N 上空,另一个中心位置十分接近观测值,但计算的强度比实况要强,这两个中心的出现,表明地形在冬季有强机制的强迫作用。

(2)7月份的环流,最明显的特点是:在北半球高层有一强东风带,东风急流中心位于 20°N 上空,强度可达 30m/s 以上,东风北推到大约 40°N ,这正是夏季对流层高层反气旋中心的位置。这时的北半球西风急流中心从 40°N 后撤到 60°N ,强度比观测的要弱(见图2b);在高原南面对流层低层西风带中,南亚西南季风有明显的增长,这说明本模式能十分好地模拟季节变化。从冬到夏最重要的变化,表现为东风急流向北推进和高原南面对流层低层西南季风的出现。从1和7月份的经向风分布(图略),也可看出上述的季节性变化,在赤道上空从对流层低层到高层经向风出现反向。同样,平均温度场和平均湿度场的模拟结果,与观测事实对比,也表明模拟得十分成功。值得注意的是,从模拟的月平均湿度时间变化(图略),可看到水汽密度增加很快。这与5月(恰是南亚季风爆发时期)以后观测到的索马里跨赤道气流向北移动,来自赤道的空气携带丰富的水汽到达印度和东南亚次大陆,造成季风系中的大量降水,使赤道以北地区在夏季对流层中、下层水汽大量增加有关。

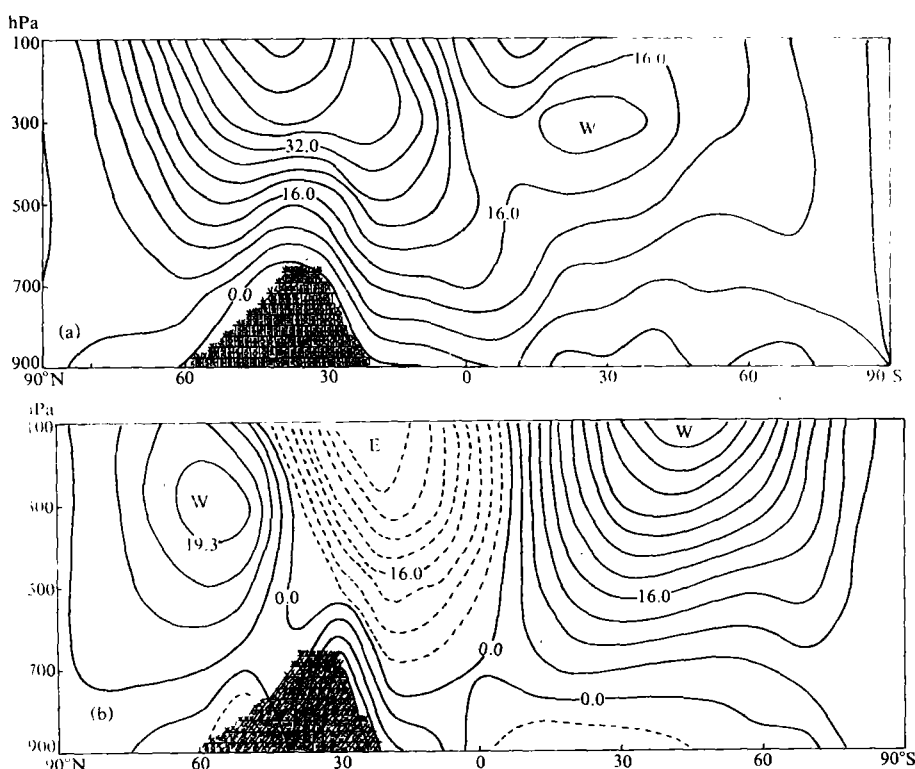


图2 月平均 u 分量经向剖面 a. 1月 b. 7月

3 两种辐射计算方案的结果在环流变化中的作用

辐射问题在动力气候研究中是一个重要问题。至今,在大气环流模式中有不同的辐射参数化方案,但并没有研究不同的辐射参数化方案所得结果的差异,对环流影响究竟如何。为此,本模式引进由 Wang(1983)^[3]发展的辐射计算方案,因计算量太大,对这两种辐射计算方案各自只积分20天,仅讨论结果在中期环流变化上的影响。

3.1 辐射方案的简述

RA 辐射参数化方案的详情可参阅文献[1]。对于 RB 参数化方案,太阳辐射通量到达大气顶的值是用 RA 方案计算的结果,正如文献[4]所描述的,除了用频率积分方案计算总的太阳通量外,还包含了由于痕量气体(CO_2 , O_3 , NO_2 , O_2)等的吸收效应和由于分子(Rayleigh 散射)及云颗粒的多次散射的耦合辐射过程。热力辐射参数化用窄带相关 K 分布法求得(这方法可在均匀大气中由于气体和质点吸收及多次散射的耦合辐射过程作精确处理)。参数化中的27个窄谱间隔被用来计算 H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CH_4 和 CFCs 的非灰色气体的吸收。

3.2 比较试验

3.2.1 风场、温度场和水汽场的特征

在其他条件都不改变的情况下,用两种辐射参数化方案各自积分20天。风场、温度场和湿度场在积分开始两天(图略)的分布特征基本相似。现讨论第20天的风、温、湿情况。

风场的主要差别(见图3和图4)表现为:(1)在北半球西风急流的强度,RA 的计算结果大于

RB 的结果。(2)近赤道地区东风急流的强度,*RB* 的结果大于 *RA* 的结果,但对流层高层到低层东风带扩展范围,是 *RA* 的结果大于 *RB* 的结果。(3)北半球高原南面对流层中、下层的西风带强度,*RB* 的结果大于 *RA* 的结果。(4)南半球对流层中、上层的西风急流中心强度,*RA* 的结果近似等于 *RB* 的结果。但 *RA* 计算的急流中心位置比 *RB* 计算的向南极方向移了约5个纬距。

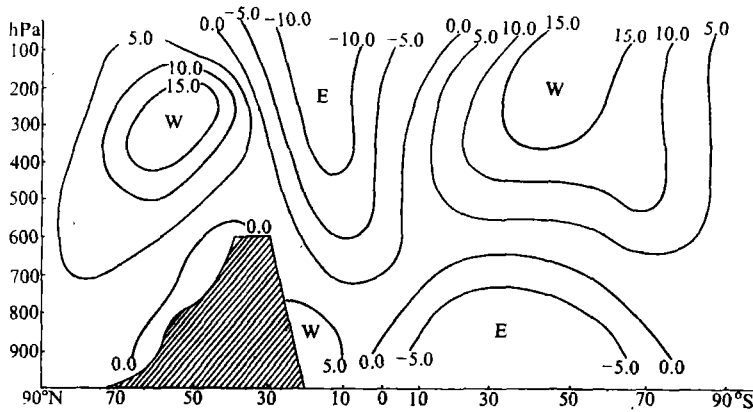


图3 *RA* 方案积分第20天的 *u* 分量

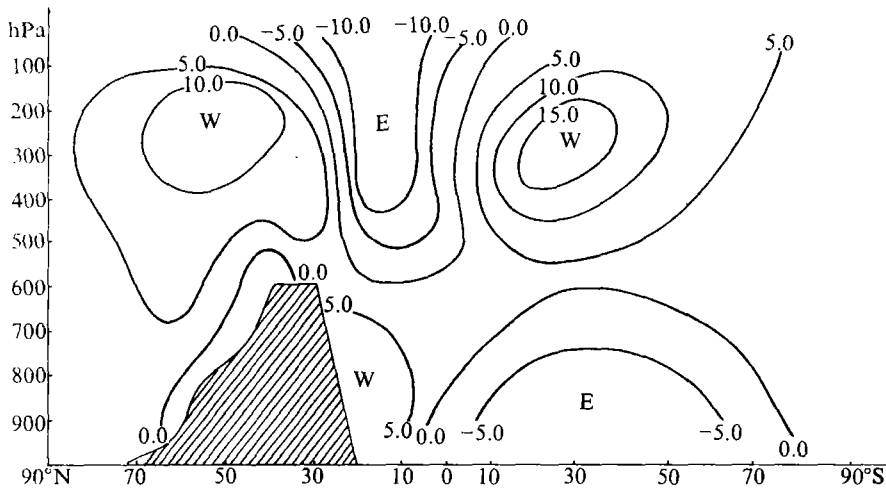


图4 *RB* 方案积分第20天的 *u* 分量

图5a、b和图6a、b分别为用两种方案计算的温度场和湿度场的分布情况。由图5a、b可见,*RA* 计算结果在南极对流层中层有一低温区。在北极和南极的900hPa温度,*RA* 计算的结果小于 *RB* 计算的结果,温度可降低 5°C 。图6a、b主要反映水气的垂直分布,用 *RB* 方案算得的水汽值在700hPa减小至 0.14g/kg ,在个别地区(如赤道上空)减小至近于零。*RA* 方案算得的水汽值,在700hPa减小至 1.78g/kg 。

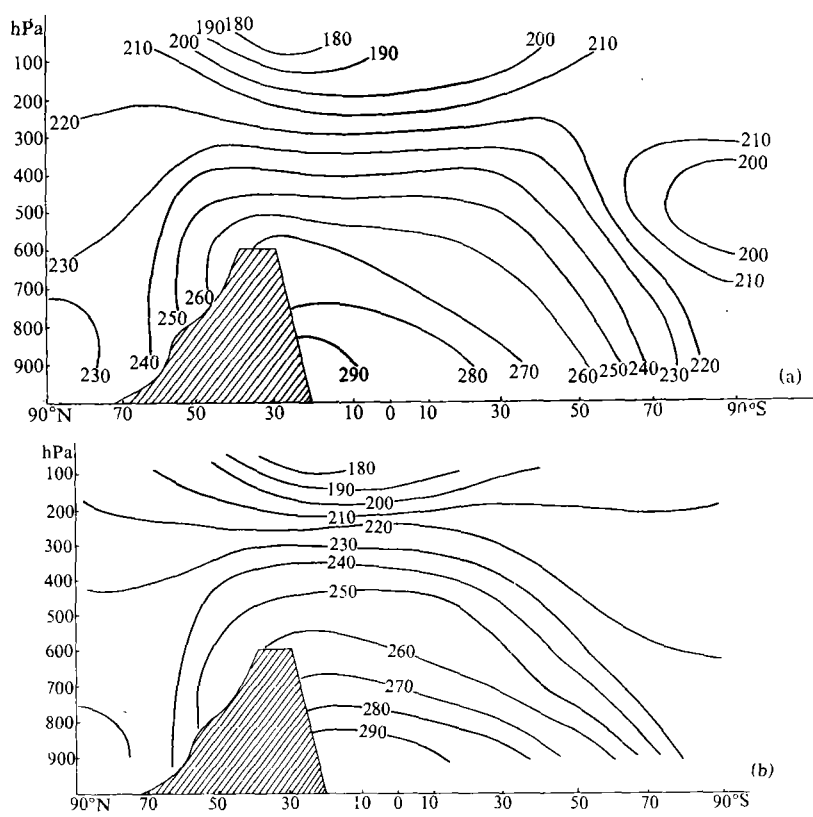


图5 两方案计算的温度场分布 a. RA 方案 b. RB 方案

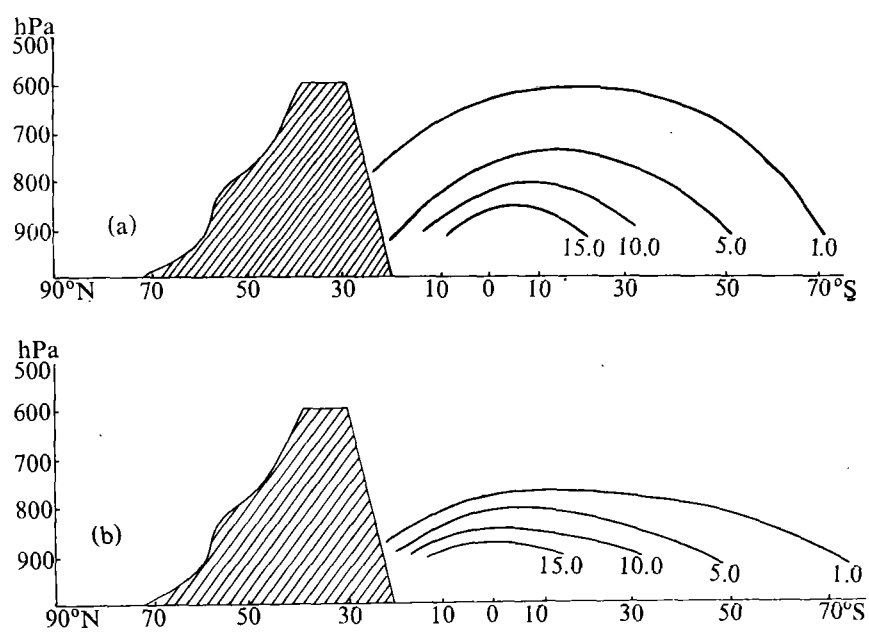


图6 两方案计算的湿度场分布

3. 2. 2 大气辐射场的特点

图7和图8分别为用两方案计算的大气净辐射收支剖面图。比较两图可以看到,两方案算得的大气净辐射的差别较大,现分述如下。

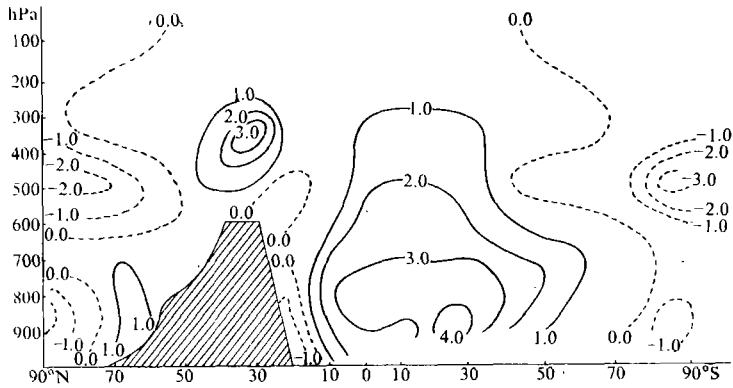


图7 RA 方案计算的第20天的辐射收支

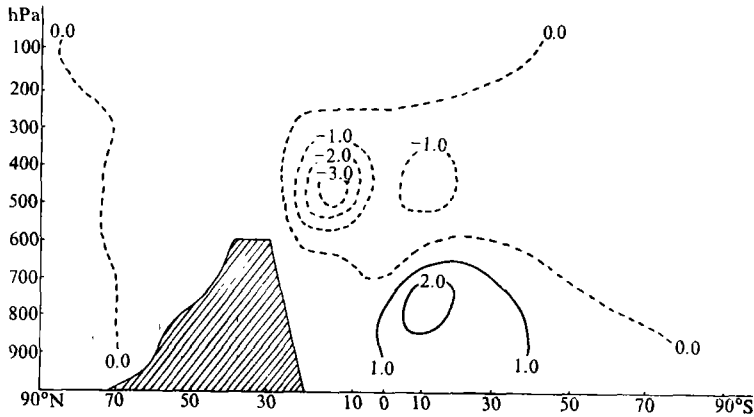


图8 RB 方案计算的第20天的辐射收支

1. RA 方案结果的特点

- 1)在南、北半球极区的900hPa 和500hPa,存在大气净辐射负收支的极值中心。
- 2)对流层的大气净辐射正收支位于10°N—60°S,极值在30°N 的对流层下层的900hPa 处。
- 3)在高原上空400hPa 处,有一个大气净辐射正收支的较强极值。

2. RB 方案结果的特点

- 1)从高原以南到50°S 左右,在对流层600hPa 以下有一片大气净辐射的正收支,强度不强,极值中心位于700—800hPa 处。
- 2)大气净辐射负收支位于600hPa 以上,极值中心在4月1日位于赤道上空,后来位于10°N 上空的500—400hPa 之间。

总之,用两种方案计算的大气净辐射收支,在水平和垂直分布上都表现出很大的不同。

4 经向涡动动量通量在东亚季风形成过程中的作用

以上是忽略了涡动动量通量、涡动热和水汽通量等项的二维动力—物理气候模式计算的

结果。近几年来,一些气象学家考虑瞬时斜压波的输送机制在模拟气候状态下的重要作用^[5-7],特别是 Stone 和 Mao Lurg Yao(1987)^[8]发展了湿过程的经向涡动动量通量参数化,并对大气环流的作用,作了敏感性试验,进一步取得了经向涡动动量通量在大气环流形成中的重要作用。因此,在发展二维全球动力-物理气候模式时,首先考虑经向涡动动量通量项的作用(见方程(2)和(3)),现讨论该项在东亚季风形成过程中的作用。

4.1 经向涡动动量通量参数化

根据 Stone 的敏感性试验,垂直涡动动量通量和涡旋风协方差等项对大气环流的影响可以忽略,因此,仅用了 Stone 和 Yao 给出的包括水汽过程的经向涡动动量通量的参数化方案,于是方程(2)可改写为

$$\frac{\partial \bar{\pi} \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u} \bar{v} \bar{m}) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\delta} \bar{u}}{\partial \sigma} + (f + \frac{n}{a} \bar{u}) \bar{\pi} \bar{v} + \bar{F}_v - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u}' \bar{v}' \bar{m}) \quad (16)$$

其中, $\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u}' \bar{v}' \bar{m})$ 即为经向涡动动量通量项,对其进行适当运算,分成两项。略去另一项,只对 $\frac{\bar{\pi}}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \bar{u}' \bar{v}'$ 一项进行计算。

对照文献[8]有积分 $\int_0^1 \frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}' \bar{v}') dp$ 转换 (x, y, p) 坐标系的积分上、下限为 $(\lambda, \varphi, \sigma)$ 坐标系的积分上、下限,取

$$\int_0^1 \frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}' \bar{v}') dp = \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{u}' \bar{v}') \pi d\sigma$$

因此,在湿空气条件下(包含凝结效应),在 $(\lambda, \varphi, \sigma)$ 坐标系中参数化的相似形式为

$$\int_0^1 \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{u}' \bar{v}') \pi d\sigma = \int_0^1 \left\{ K_{\eta} \left(\beta - \frac{\partial^2 [\bar{u}]}{a^2 \partial \varphi^2} \right) - \frac{(1+M)f^2 p_0^k}{R\sigma, p^{k-1}} \frac{1}{\pi^2} \frac{\partial [\bar{u}]}{\partial \sigma} \frac{\partial K_{\eta}}{\partial \sigma} \pi \right\} d\sigma$$

这里

$$M = \frac{L_r}{c_p} r \frac{\partial S}{\partial T} \quad (\text{仅是气压的函数})$$

$$\sigma_* = \frac{1}{\pi} \frac{d}{d\sigma} \left(\frac{p_0}{p} \right)^k T_* + \frac{L_r}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^k \frac{1}{\pi} \frac{dq_*}{d\sigma}$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

$$\text{令 } K_{\eta} = K_{bc} + K_{NL}$$

其中, $K_{bc} = \frac{1}{\sqrt{2}} \left\langle \frac{\partial u}{\partial z} \right\rangle \frac{\langle N \rangle}{f} d^2 e^{-\frac{z}{d}}$, “ $\langle \rangle$ ”表示垂直平均。

$$\langle X \rangle = \int_0^\infty X e^{-\frac{z}{d}} dz / \int_0^\infty e^{-\frac{z}{d}} dz$$

d 是湿不稳定斜压波深度尺度, r 是对 β 效应的无因次量度,公式中所有的量都随纬度而变。

对于 K_{NL} 的经向变化的参数化,求助于波传播理论,在只有西风带的均匀气流中,向东移动的波能够经向地传播。因此,模拟初始状态波结构的扩散时,假定波在经向方向传播只在西风带区域内,所以有近似表达式

$$K_{NL} = \begin{cases} K_0, [\bar{u}] > 0 \\ K_0 e^{-Y_0/L}, [\bar{u}] < 0 \end{cases}$$

K_0 是常数, “ $-$ ”指垂直平均, Y_0 是从 $[\bar{u}] = 0$ 处到东风带之间的距离, L 是在损耗区之间的特征衰减尺度(依赖于波的相速度,一般小于变形半径)。

$$[\bar{u}] = \frac{1}{p_s} \int_0^{p_s} [u] dp$$

为对该尺度作一可靠的初始估计,选择 $e^{-\Delta/L} = \frac{1}{4}$, Δ 为模式 (275km) 的经向分辨率,相应的 L 为 198km, K_0 的选择是保证动量在全球守恒,在试验中,北半球的 K_0 取 $1.3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 南半球取 $1.2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

4.2 敏感性试验

前面的数值试验结果,表明积分到第二模式年之后,每一个气象要素出现了准周期稳态,表明已建立稳态气候。再把第二模式年3月底作为敏感性试验的初值,积分5个月,共积分两次(一次是加进经向涡动动量通量项;一次是不包括经向涡动动量),然后进行比较,就能看到经向涡动动量通量项在南亚季风形成过程中所起的作用。

图9和图10分别表示4—8月在有和没有经向涡动动量通量作用下的平均纬向 $\bar{u}$ 图。比较两图,其显著差别表现在

(1) 在北半球近赤道地区东风急流,在没有经向涡动动量通量时强度要强,与文献[8]一致。

(2) 高原南部,对流层中、下层的西风,有经向涡动动量通量作用时比较强,且垂直厚度较厚。

(3) 在北半球高空西风急流南边的强度,也是有经向涡动动量通量时来得强,而北边的强度恰相反。

(4) 南半球高空西风急流中心强度,有经向涡动动量通量作用后变弱。

(5) 在南、北半球对流层中、下层的东风带中心强度,有涡动动量通量作用后加强,且中心位置南移4个纬距。

为进一步研究经向涡动动量通量对夏季季风形成的作用,又作了一系列的分析(图略),可以看到,在南半球对流层上层西风急流中心强度的变化很明显。从4—8月,有经向涡动动量通量作用的,西风急流中心的强度减小。而对流层中、下层东风带的强度约平均增加5m/s。在北半球靠近高原南面对流层中、下层的西风带强度增加不大。

由于季风爆发一般在6月初,故可将4、5两月看作爆发的早期,6、7两月看成盛行期,8月看成撤退期。上述各时段经向涡动动量通量的作用和5个月平均情况比较有很大的不同。

(1) 在季风盛行期,两半球的西风带和东风带强度,有经向涡度动量通量项作用后减小,但对流层中、下层南半球的东风带和北半球高原南部的西风带强度增加。

(2) 有涡动动量通量项作用后,在季风爆发的早期阶段,对流层上层的东风带强度增加,在

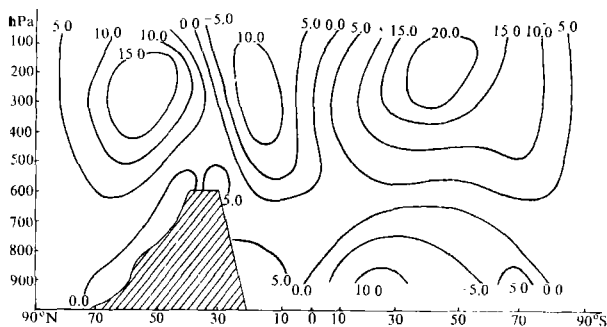


图9 4—8月在有经向涡动动量通量作用下的平均纬向 $\bar{u}$

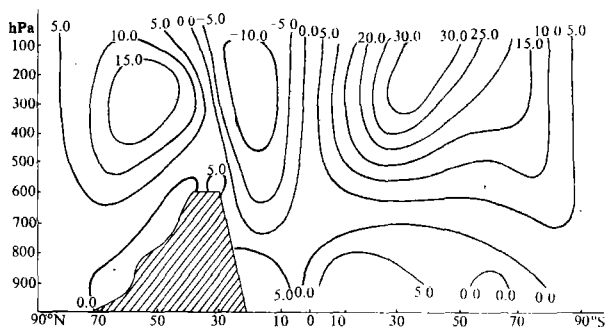


图10 4—8月无经向涡动动量通量作用下的平均纬向 $\bar{u}$

撤退阶段,北半球对流层上空的西风急流中心强度亦是增加。

同样,在平均经向环流上也能反映出经向涡动动量通量的作用,比较4—8月的平均经向环流图(图略),可以看到在有和没有经向涡动动量通量作用之间,平均季风环流圈(上升支于山脉的南坡、下沉支于 $10^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{S}$ 之间)的垂直速度和南、北风分量有着不同的强度。表1是有或无经向涡动动量通量时,4—8月平均经向环流的某些统计特征。值得注意的是:①仅对季风环流圈而言,上升支和下沉支的强度,在考虑经向涡动动量通量项后都增强。②在900hPa附近,有了经向涡动动量通量项后,经向速度加大(由3.8m/s增至4.3m/s),与文献[8]结果一致。

表1 季风环流圈(有涡动动量通量项和没有涡动动量通量项)的某些统计特征

变 量 名 称	$\sigma(\text{s}^{-1})$ (垂直速度)	$V(\text{ms}^{-1})$ (经向速度)	$\sigma(\text{s}^{-1})$ (垂直速度)	$V(\text{ms}^{-1})$ (经向速度)
区域平均范围 (水平范围)	20—30°N	20°N—20°S	10—30°N	10°N—20°S
区域平均范围 (垂直范围)	900—100hPa	900hPa	300—900hPa	300—700hPa
有经向涡动动量 通量项作用下的值	-41.0	4.3	9.0	-1.1
没有经向涡动 动量通量项作用下的值	-46.0	3.8	13.0	-1.0

最后通过6—8月份平均纬向风模拟结果和实况(6—8三个月的平均情况)比较,指出有经向涡动动量通量项后模拟的结果更接近实况。

5 小 结

通过上面讨论,有以下几点结论

(1)有地形存在的情况下,第6模式年的月平均情况的模拟是成功的,并较成功地模拟出环流的季节变化。

(2)由于不同的辐射参数化方案结果的差别,明显表现在大气净辐射收支的水平和垂直分布上,从而进一步影响风、温、湿场的变化的不同,乃至引起中期环流的变化。

(3)在动量方程中,加进经向涡动动量通量项之后,对季风形成过程中的作用是很明显的,其影响可表示为西风和东风急流中心强度减小,南半球西风急流中心的位置更远离赤道,高原南面的西风急流和南半球对流层中、下层的东风带的强度都加强。

(4)在季风形成过程的各个阶段,经向涡动动量通量在风场上的作用不同,在盛行期作用更明显。这可能与季风盛行期斜压扰动的不稳定有关。

参 考 文 献

- 1 Chen LX, Li WL. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1985; 2(4): 485—497
- 2 Kuo HL. *J Atmos Sci*, 1974; 31: 1222—1240
- 3 Wang WC. DOE/ER60023-1, U. S. Department of Energy, pp41
- 4 Wang WC, Ryan PB. *Tellus*, 1974; 26: 81—91
- 5 Stone PH. *J Atmos Sci*, 1972; 29: 405—418
- 6 Branscome LE. *J Atmos Sci*, 1983; 40: 2508—2521
- 7 Schneider EK. *J Atmos Sci*, 1984; 41: 1093—1115
- 8 Stone PH, Yao MS. *J Atmos Sci*, 1987; 44: 3769—3786

ESTABLISHMENT AND DEVELOPMENT OF THE TWO DIMENSIONAL DYNAMIC-PHYSICAL CLIMATIC MODEL

Li Weiliang Gong Wei

(Chinese Meteorological Science Research Institute)

Wang Weiqiang

(American Atmospheric and Environmental Research Company)

Abstract This paper gives a brief description of the formation and development of a two dimensional dynamic-physical climatic model, with which two sensitivity experiments are conducted. The influence is studied of the difference between the two radiation calculation scheme results on zonal circulation changes, together with the effect of meridional eddy momentum flux on the establishment of East Asian Monsoon.

Key words dynamic-physical climatic model, sensitivity experiment, East Asian Monsoon