

一个包含土壤和植被的区域气候模式 及其性能检验

张耀存 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

提 要

本文研制了一个三维地气耦合的区域气候模式, 该模式由大气、土壤和植被三个子模式组成, 各子模式间通过动量、能量和水份交换过程进行相互作用。在大气子模式中提出用 $z-z^*$ 混合坐标系处理地形的新方法, 并把诊断分析中的散度修订方案引入数值模式, 使其在物理依据上更加合理。此外, 模式中较为详细地考虑了影响区域气候形成和变化的物理过程。简单的数值试验表明, 区域气候模式比较真实地模拟了土壤和植被冠层的温度日变化, 对区域气候平均态也有一定的模拟能力, 可较好地处理大地形, 具有良好的稳定性能, 并对下垫面热力非均匀性的响应也是敏感的。

关键词: 区域气候模式; $z-z^*$ 混合坐标系; 模式性能检验。

一、引 言

自从 Phillips 建立第一个大气环流模式的 40 多年以来, 大气环流模式已有了很大的改进, 现在利用大气环流模式进行气候数值模拟已成为研究气候形成原因和变化机制的一种重要手段。目前国内外气候数值模拟的重点集中在大尺度或全球尺度气候和小尺度气候方面, 前者研究全球气候形成和变化规律, 后者研究很小区域的气候现象, 而介于两者之间的中间尺度的区域气候问题研究得不多。随着大尺度和小尺度气候变化过程的研究不断取得进展, 区域性气候变化的研究日益引起气候学家和政府部门的重视, 这一方面是因为气候系统本身十分复杂, 其中包含着不同尺度的子系统, 各种不同尺度系统之间又相互影响, 相互作用, 因此研究大尺度或小尺度气候变化规律的同时, 必然要对区域尺度气候变化机制进行研究; 另一方面, 近年来世界各地不断出现引人注目的气候异常现象, 这些气候异常往往带有区域性特征, 它们虽然与大尺度气候变化有着一定的关系, 但可能与区域尺度的气候形成和变化关系更加密切, 因为这些地区的气候环境十分脆弱, 对外界强迫的响应非常敏感, 使得这些地区成为气候异常的多发区。因而开展区域气候形成和变化机制的研究, 不仅具有重要的气候学理论意义, 而且对于合理开发和利用有限的自然资源、改善人类生存环境、预测气候异常给国民经济和社会发展带来不利影响有着重要的现实意义。我国地域辽阔, 气候类型复杂, 各地气候差异很大,

1992年10月3日收到, 1993年6月10日收到再改稿。

且处在世界上气候变率大的地区之中,气候灾害出现频率很高,造成的损失甚为严重,因此在我国开展区域气候的研究显得十分必要。

目前由于缺乏系统的区域尺度气候观测资料,开展区域气候研究无疑是困难的,而通过建立一个合理的数值模式采用数值方法研究区域气候问题便成为一种行之有效的办法。70年代以来许多学者利用大气环流模式研究陆地下垫面物理性质变化对气候的影响,并进行了一系列敏感性试验^[1-3],同时也建立起较为真实的陆面过程模式^[4-6]。这些结果基本上是在大尺度气候研究中得到的,所用气候模式分辨率不够精细,物理过程的考虑不够全面,尤其对地表过程的考虑过于简单。而在一些小气候模式中,尽管对陆面过程的考虑较为详细,但多数是二维的,因而不能用于研究更加广泛的气候问题。鉴于上述工作的不足,本文设计了一个三维包含土壤和植被的区域气候模式,其中较为详细地考虑了影响区域气候的物理过程。简单的数值试验表明,该模式能够较好地处理大地形,较为真实地描述了土壤和植被冠层内的能量和物质交换过程,具有良好的稳定性,并对下垫面非均匀性的响应也是敏感的。

二、坐标系的选择和模式垂直结构

地形在局地 and 区域乃至全球尺度的气候形成和变化中起着重要的作用,利用数值模式研究地形效应是目前广为采用的方法。但是当数值模式中加入地形后会产生无地形模式不曾遇到的一些问题,对这些问题的妥善处理则是有地形模式成败的关键。经过几十年不断努力,有地形模式中较为重要的问题正在日益完善地得到解决,对此文献[7]进行了系统而全面的论述。

为了将地形引入数值模式,我们希望找到一种计算误差小又处理方便的方法。最早的有地形大尺度数值模式选用气压 p 作为垂直坐标,但很快人们就发现 p 坐标在地形处理上显示出极大的麻烦,并在地形区带来严重的计算误差^[8]。1957年Phillips^[9]提出了处理地形的 σ 坐标系,在这种坐标系中由于定义 $\sigma = p/p_s$ (p_s 为地面气压),使地形面自然地成为一个坐标面,从而解决了计算上的困难。但是 σ 坐标系虽然给地形引入数值模式带来方便,却使运动方程中最重要气压梯度力变成了两大项的小差,因而计算不准,致使在地形陡坡附近产生很大误差。1975年钱永甫等在设计数值模式时考虑对 p 坐标和 σ 坐标各自的优点和存在的问题,提出用 p - σ 混合坐标系处理地形的新方法^[10],该方法不仅可以使气压梯度力的计算精度在大气上层得到充分保证,而且又使地形引起的误差被限制在大气低层。受这一思想的启发,本文在设计区域气候模式时垂直方向采用直角坐标(以 z 表示)和变形直角坐标(以 z^* 表示)相结合的混合坐标系,在靠近地面的低层大气中采用地形坐标系,从而使地形面成为一个坐标面,避免因地形面与坐标面切割而造成的计算困难。在模式大气上层采用直角坐标系,以保持明确的物理意义和较高的计算精度,避免地形坐标系中的垂直插值和截断误差。采用这种混合坐标系可使连续方程形式简单,同时也使边界层参数化方案易于实现。图1为区域气候模式的垂直结构,模式大气在垂直方向分为两部分,第一部分从平流层底部附近(取16 km)到高度 $H=5$ km,取4个模式层,用直角坐标系描述大气运动规律,第二部分从5

km 到地面, 取 5 个模式层, 采用地形坐标系描述大气运动规律, 垂直坐标为

$$z^* = H(z - z_G) / (H - z_G), \quad (1)$$

式中 z_G 为地形高度。然后通过一定的条件把 z 坐标系和 z^* 坐标系在垂直方向衔接起来, 详情将在后面给出。这种混合坐标系既克服了直角坐标系中下边界的处理困难, 又使地形坐标系中气压梯度力不易算准和插值误差较大的缺点尽可能地限制在紧靠地面的低层大气中。

三、模式控制方程组

由于区域气候模式采用 $z - z^*$ 混合坐标系, 因此控制方程组应分别在 z 坐标系和 z^* 坐标系中写出。通过尺度分析和坐标变换可得两种坐标系中的控制方程组。为简单计, 这里只给出 z^* 坐标系中经过适当改写的模式控制方程组, z 坐标系中的控制方程可令 $z_G = 0$ 得到。

$$\begin{cases} \frac{d\bar{v}}{dt} = -p_G - f\bar{k} \times \bar{v} + D_{\bar{v}}, \\ \frac{d\theta}{dt} = S_\theta + D_\theta, \\ \frac{dq}{dt} = S_q + D_q, \\ \nabla \cdot \rho \bar{v} + \frac{\partial \rho w^*}{\partial z^*} = 0, \\ \frac{\partial \pi}{\partial z^*} = -\frac{H - z_G}{H} \frac{g}{\theta}, \end{cases} \quad (2)$$

式中 p_G 为水平气压梯度力, $D_{\bar{v}}$ 、 D_θ 和 D_q 分别是动量、位温和比湿的涡动扩散项, S_θ 为非绝热加热率, 包括太阳短波辐射和长波辐射以及大气中水汽相变产生的加热或冷却率, S_q 为水汽的源汇项, π 为 Exner 函数, 定义为

$$\pi = c_p (p / p_0)^{R/c_p}, \quad (3)$$

式中 p 为某一高度的气压, $p_0 = 1000$ hPa, 其他符号为常用, 不再说明。

为了将模式大气中的两套方程组联合使用, 必须给出两种坐标系连接处的衔接条件。由垂直速度 w^* 的定义, 将其在 z^* 坐标系中展开, 则可求得在两套坐标系的连接处有

$$w^* = \frac{H}{H - z_G} w, \quad (4)$$

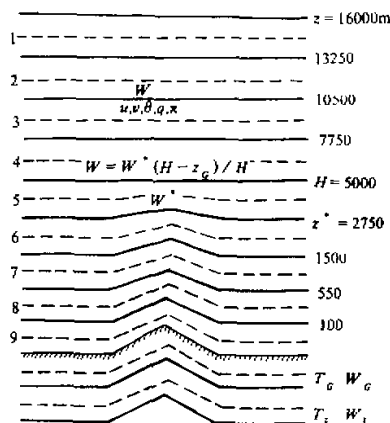


图 1 区域气候模式垂直结构示意

由此即可对模式控制方程组联合进行求解。

四、物理过程参数化

本文设计的区域气候模式主要考虑了太阳短波辐射、地气系统的长波辐射、水汽凝结（大尺度凝结和积云对流凝结）以及行星边界层等物理过程，有关这些物理过程的参数化方案文献[7]、[11]中已有详细介绍，这里不再赘述。

为了更好地描述地气耦合系统的相互作用，区域气候模式考虑了发生在土壤和植被冠层内的能量、动量和水汽等物理量的交换过程，相应地建立了土壤和植被子模式，并与大气模式进行耦合。土壤子模式由两个模式层构成，分别对应着温度日变化和年变化所能达到的深度，各层温湿变化方程根据热量平衡和水份平衡原理推导得到^[12,13]。植被子模式中假定植被为覆盖土壤的一个均匀层，在此均匀的植被层中考虑两类物理过程，一类是能量传输过程，另一类为水份运动过程，相应地基于热量和水份平衡原理即可建立植被冠层温湿计算模式^[14]，有关的参数化方案文献中有详细介绍，这里不再给出。

五、模式中的一些技术处理

1. z^* 坐标系气压梯度力计算方案

z^* 坐标系的最大优点是将地形面变成一个坐标面，因此下边界是齐次的，使地形的处理显得自然和方便。但在将运动方程变为 z^* 坐标系中的运动方程后，原来 z 坐标系中只有一项的气压梯度力变成了量级相同而符号相反的两个大项之余差，尤其在陡峭地形附近计算误差很大，因此在考虑地形的区域气候模式中必须对气压梯度力的计算进行改进。

根据大气各向异性特点及差微差相一致的观点，推导出一般坐标变换公式^[7]，把它用于 z^* 坐标系气压梯度力项的变换，可得 z^* 坐标系气压梯度力的计算方案

$$\left(\frac{\partial \pi}{\partial x}\right)_{z^*} = \left(\frac{\partial \pi}{\partial x}\right)_z - \frac{\partial}{\partial x} \left[(z - z_0) \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) \right]_z. \quad (5)$$

上式仅给出 x 方向的计算公式， y 方向的计算式与此相似。

上述计算方案在推导时已考虑到大气温压分布的各向异性对差分格式的限制，经过数值试验证明效果是比较好的，而且在数值积分的开始阶段可把地形直接放入模式中进行数值积分，不必让地形随着积分时间的增加而逐渐增高，直至某一时刻达到最大高度^[15,16]，避免了由此带来的温压场之间的不协调。

2. 时间积分方案和空间差分格式

关于时间积分方法过去已有不少专题讨论，一般认为，中央差格式虽然简单而且较为精确，但存在一些问题，如动能不守恒、长时间积分若不用平滑控制将产生非线性不稳定，另外，相邻步长解的不相关联也是它的一个致命弱点。Lilly 认为^[18]，若时间步长取得充分小，对于线性扰动中央差是稳定的，而对于非线性扰动则使相邻步长的解变得

不协调, 并渐渐失去其合理性或者变得极其不稳定。欧拉后差格式优点是能有效地阻尼高频波, 但精度较差, 因此在计算过程中人们往往相间使用不同的时间差分格式。本文的区域气候模式采用欧拉后差和中央差交替进行的时间积分方案, 起步时刻利用欧拉后差方案积分一段时间, 然后再利用中央差方案, 每隔一定时间间隔重复上述步骤。

模式水平网格系统为 A 型非跳点格式, 空间差分采用中央差。这不仅使差分方程形式简单, 保证了差分精度, 而且也使得边界处理方便。

3. 水平侧边界条件的确定

区域气候模式的水平侧边界条件采用固定边界条件并作适当变化, 首先把区域最外圈格点值取为固定的数值, 然后对靠近边界的内两圈进行五点迭代平滑, 目的在于消除固定边界所造成的反射波。五点平滑公式为^[7]

$$\bar{A}_{ij} = (1 - 4s)A_{ij} + s(A_{ij-1} + A_{ij+1} + A_{i-1j} + A_{i+1j}), \quad (6)$$

式中 A 代表任意物理量, s 为平滑系数。

为了避免地形在平滑中的虚假影响, 在边界平滑中先把各量进行正平滑, 然后再进行反平滑。采用这种方法对于边界包括地形的情况效果较好。

4. 垂直速度的修订

在本文的区域气候模式中, 由于模式顶位于 16 km 处, 因而上边界可取 $w_1 = 0$, 但根据连续方程由下向上积分往往不能保证 $w_1 = 0$, 因而产生矛盾。另外, 模式方程组中的连续方程是一阶偏微分方程, 只能给定一个边界条件, 但通常都给出上下边界条件, 造成超定问题。本文则提出了修正辐散量的方法, 可以给定连续方程两个边界条件, 使计算更加合理。

在区域气候模式的设计中, 我们只对上部大气中的垂直速度进行修订, 这主要是考虑到高层风观测误差较大的原因。由连续方程可得

$$w_k = w_{k+1} - D_k \cdot \Delta z_k \quad (k = 1, 2, 3, 4), \quad (7)$$

式中 D_k 为第 k 层的散度, Δz_k 为第 k 层的厚度。通常 $w_1 \neq 0$, 现在通过对垂直速度修订以保证模式上边界垂直速度 $w_1 = 0$ 。

由于垂直速度的计算误差主要是由散度计算误差带来的, 因此在对垂直速度进行修订时必须对散度进行修订。与(7)式类似, 可有

$$w'_k = w'_{k+1} - D'_k \cdot \Delta z_k \quad (k = 1, 2, 3, 4), \quad (8)$$

式中 D'_k 为修订后的散度, w'_k 为修订后的垂直速度。把上式累加, 可得

$$w_1 = \sum_{k=1}^4 (w'_{k+1} - D'_k \cdot \Delta z_k) = w_5 + \sum_{k=1}^4 (-D'_k \cdot \Delta z_k). \quad (9)$$

令 $D'_k = D_k - \varepsilon(k)$, 则有

$$\sum_{k=1}^4 \varepsilon(k) \Delta z_k = -[w_5 + \sum_{k=1}^4 (-D_k \cdot \Delta z_k)] = -w_1. \quad (10)$$

如果修订项 $\varepsilon(k)$ 从低层到高层线性增大, 则可设

$$\varepsilon(k) = \frac{N1-k}{N} \varepsilon^* \quad (k=1, 2, 3, 4) \quad (N1 = N+1), \quad (11)$$

式中 ε^* 为常数, 且等于 $-w_1 / \sum_{k=1}^4 \frac{N1-k}{N} \cdot \Delta z_k$, N 为所要修订的总层数, 因此,

$$\varepsilon(k) = -w_1(N1-k) / \sum_{k=1}^4 (N1-k) \Delta z_k \quad (k=1, 2, 3, 4), \quad (12)$$

由于 $\sum_{k=1}^4 (N1-k) \cdot \Delta z_k$ 对于确定的模式每一格点为一常数, 因而可令

$$C_{xy} = \sum_{k=1}^4 (N1-k) \cdot \Delta z_k, \quad (13)$$

于是

$$\varepsilon(k) = -w_1(N1-k) / C_{xy} \quad (k=1, 2, 3, 4), \quad (14)$$

代入 D'_k 中, 则有

$$D'_k = D_k + (N1-k)w_1 / C_{xy} \quad (k=1, 2, 3, 4), \quad (15)$$

由此即可求得各层修订后的散度, 它满足上边界条件 $w_1 = 0$, 下边界的齐次条件仍然成立。

六、模式性能检验

由于本文设计的是包含土壤和植被的地气耦合的区域气候模式, 利用该模式进行陆气相互作用的数值研究之前, 有必要对模式在地形处理方面的性能、土壤和植被温度的模拟能力、对下垫面非均匀性的敏感程度以及区域气候模拟能力等方面进行检验。

1. 土壤温度日变化的模拟

为了检验模式对土壤温度日变化的模拟能力, 我们把下垫面土壤类型取为沙土、粘土和泥炭土并进行计算, 积分 48 h, 时间步长 90 s, 相应的热力参数按文献[11]取值, 图 2 为沙土下垫面土壤温度日变化曲线。由图可见, 土壤表层温度日变化最为明显, 而第一土壤层最高和最低温度的出现时间较表层土壤有位相落后, 深层土壤温度没有明显的日变化。另外, 从土壤极端温度的出现及各层之间的位相差上来看, 与实际情况也较为一致^[19]。对于粘土和泥炭土, 结果也是类似的。因此本文建立的土壤温度计算模式是合理的, 计算省时简单。

2. 植被冠层温度日变化的模拟

为了检验模式对植被冠层温度日变化的模拟能力, 我们分别取不同的植被覆盖度对植被冠层温度进行了计算, 图 3 为 $\sigma_c = 0.85$ 时土壤表层温度 T_s 、植被冠层温度 T_c 和冠层内气温 T_{ac} 的时间变化曲线。对于不同的植被覆盖状况, T_s 、 T_c 和 T_{ac} 都有明显的日变化, 白天植被冠层温度较高, 土壤表层温度较低。夜间的情况相反, 植被冠层温度较

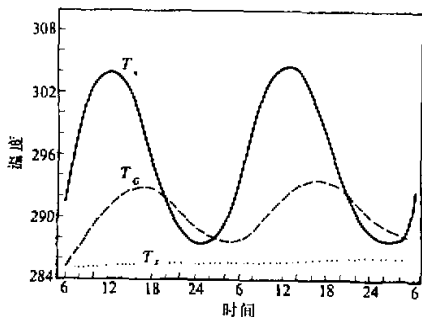


图2 沙土下垫面上 T_s 、 T_G 、 T_z 的日变化曲线

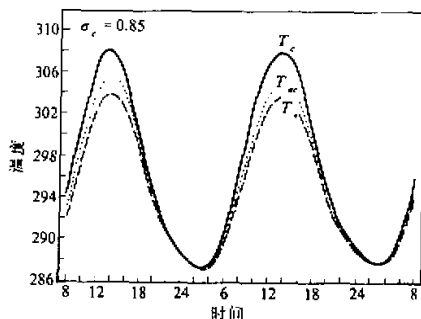


图3 T_c 、 T_{ac} 、 T_s 的日变化曲线

低,而土壤表层温度较高。这种变化特征在植被覆盖度较小时最为明显,随着植被覆盖度增大, T_s 、 T_c 和 T_{ac} 的日变化幅度变小。这些结果与观测事实基本是一致的^[14]。

3. 山谷风环流的数值模拟

为了检验区域气候模式对下垫面非均匀性的敏感程度,在此将利用该模式模拟因下垫面受热不均而形成的山谷风环流,以检验模式的模拟能力,并为其推广应用奠定基础。

模式初始场为一纬向均匀的经向梯度很小的气压场(以保证环境风场微弱),在模式区域的中间一带假设有一高斯函数形式的理想地形,经向和纬向宽度约10个格距,最大地形高度取为2000 m,各网格点的地形高度由下式求出:

$$z_G = H_{\max} \exp \left[-\frac{(x-x_0)^2}{\alpha^2} - \frac{(y-y_0)^2}{\beta^2} \right], \quad (15)$$

式中 z_G 为地形高度, x_0 和 y_0 表示地形最高点对应的格点位置, α 、 β 为调节地形坡度的常数, $H_{\max}$ 为地形最大高度。模式从地方时零时开始,共积分38 h,空间格距为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,时间步长90 s。由于模式在积分12 h后已能模拟出要素场的基本特征,在以后的时间积分过程中只有缓慢变化,因此本文以前12 h作为模式调整阶段,后26 h作为结果用来分析山谷风环流的日变化。

分析积分结果可以发现,夜间由于山坡及其附近的空气比位于同高度的自由大气冷却迅速,形成水平方向的气压梯度,使山顶附近的冷空气沿山坡向谷底流动,形成山风。日落后1 h左右山风开始出现并随着近地层空气逐渐变冷,风速逐渐增强,到夜间2时左右风速达到最大,此后基本上维持这种环流形势直至次日早晨。图4为02时 $z^* = 2125$ m和 $z^* = 50$ m高度处的水平风场。山风强度在低层较强,高层较弱,最大山风强度位于模式最底层,风速为4.0 m/s。日出后在太阳辐射作用下,山坡和山顶附近的空气受热增温剧烈,比同高度自由大气温度高,形成与夜间相反的水平气压梯度,造成山顶附近的暖空气上升,谷底的冷空气沿山坡向上流动而形成谷风。日出后1小时左右开始出现谷风,随着太阳辐射增强风速也逐渐增强,到午后14时左右强度达到最大,此后谷风开始减弱,直至日落以后形成山风,从而完成昼夜之间的风向转换。图5

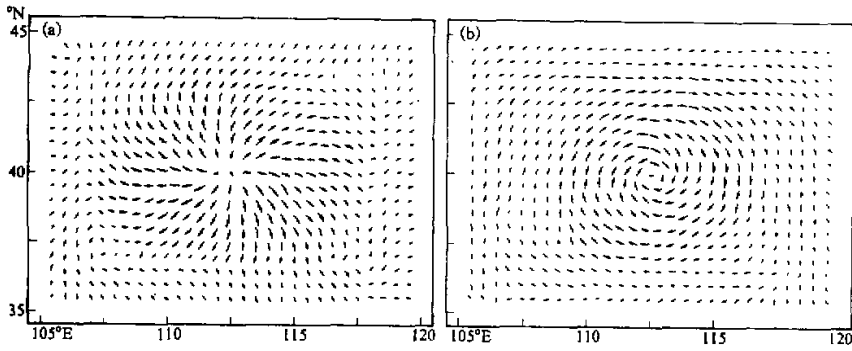


图 4 02 时的水平风场
(a) $z^* = 50 \text{ m}$; (b) $z^* = 2125 \text{ m}$

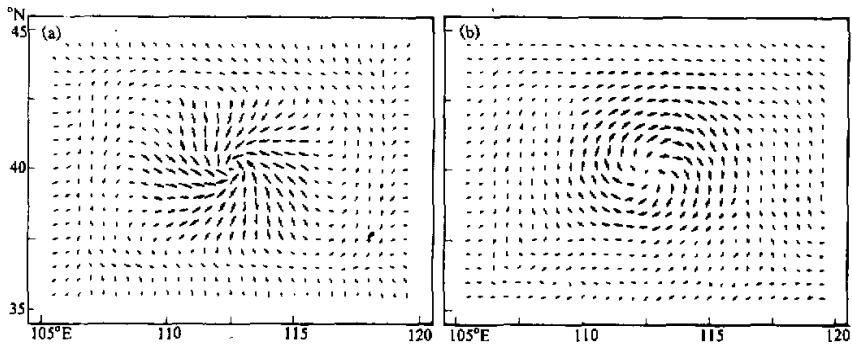


图 5 14 时的水平风场
(a) $z^* = 50 \text{ m}$; (b) $z^* = 2125 \text{ m}$

为 14 时 $z^* = 2125 \text{ m}$ 和 $z^* = 50 \text{ m}$ 高度处的水平风场。如同山风一样, 谷风在低层表现明显, 高层较弱, 最大谷风强度出现在模式下面两层, 最大风速为 5.2 m/s 。比较两图发现, 谷风强度比山风强度大。从剖面图(图略)可以看到, 谷风达到的高度也比山风的高。另外, 地形最大高度分别取 1000 m 和 3000 m 进行同样的数值积分发现, 当地形最大高度取高时, 山风和谷风强度都要比地形最大高度取低时强, 而且山风和谷风所达到的高度也高。

4. 区域气候平均态的数值模拟

为检验模式对区域气候的模拟能力, 本文以 $35\text{--}45^\circ\text{N}$ 、 $105\text{--}120^\circ\text{E}$ 为模拟区域, 该区域为气候敏感区, 包括了我国华北大部分地区, 以此为研究区域具有一定的现实意义。模式采用经纬度网格, 格距为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 地形资料由 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点资料插值求得。初始场取自《全球大气环流时间平均统计图集》中的 6 月份纬向平均位势高度场, 以 6 月 15 日为试验日期, 积分 60 h , 时间步长 90 s 。图 6 为模拟的后面 48 h 平均海平面气

场, 分析发现, 模拟区域的气压系统比较复杂, 地形较高的地区对应着低压系统, 地形较低的地区对应着气压高值区, 这一特征主要是在地形热力作用下形成的。从大尺度气候的观点看, 这些气压系统也是大陆热低压的组成部分。从近地层气温分布形势上(图7)也可发现, 地形对温度分布影响十分明显, 地形较高的地区温度较低, 而地形较低的地区温度较高。由此可知区域气候平均态的基本特征已被模拟出来, 但由于模式边界固定, 通过边界的水汽输送过程无法体现, 因而降水的区域平均状态模拟效果较差, 有待与大尺度气候模式嵌套来改进。

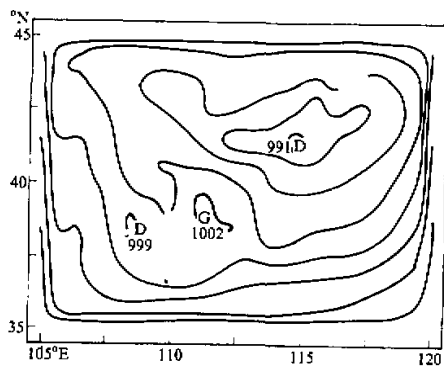


图6 模拟的2天平均海平面气压场

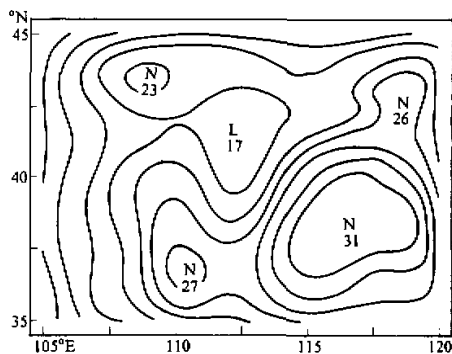


图7 模拟的2天平均近地层气温场

七、结 语

本文研制了一个包含土壤和植被的三维地气耦合的区域气候模式, 该模式由大气、土壤和植被三个子模式组成, 各子模式间通过动量、能量和水分交换过程进行相互作用。在大气子模式中提出了用 $z-z^*$ 混合坐标系处理地形的新方法, 并把诊断分析中的散度修订方案引入数值模式, 使垂直速度在物理依据和计算上更加合理。此外模式中较为详细地考虑了影响区域气候形成和变化的物理过程。通过对模式某些性能进行检验知道, 该模式较为真实地模拟了土壤和植被冠层的温度日变化, 因而本文采用的土壤和植被温湿计算模式性能良好, 计算也较为简单。山谷风环流的数值试验和区域气候平均态的模拟试验表明, 区域气候模式对下垫面非均匀性的响应是敏感的, 可较好地处理大地形, 能够模拟得到区域气候平均态的基本特征, 并且稳定性能良好。此外, 我们利用该模式进行了一系列数值试验, 主要研究了我国华北及西北部分地区陆地下垫面物理性质变化对区域气候要素场的影响, 结果将另文讨论。最后值得指出的是, 模式边界处理方法还不够完善, 有待与大尺度气候模式嵌套来改进, 此工作正在进行中。

参 考 文 献

- [1] Houghton, J.T., 1984, *The Global Climate*, Cambrige University Press.
- [2] Charney, J.G. et al., 1977, A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366-1385.

- [3] Wilson, W.F. et al., 1987, Sensitivity of the biosphere transfer scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics, *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 341–362.
- [4] Deardorff, J.W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **20**, 1883–1903.
- [5] Dickinson, R.E., 1984, Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models, climate processes and climate sensitivity, *Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*, **29**, 58–72.
- [6] Sellers, R.J. et al., 1986, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- [7] 钱永甫等, 1988, 行星大气中地形效应的数值研究, 科学出版社, 1–72.
- [8] Akamura, Y., 1976, Numerical experiments of orographic effect on the large-scale motion of atmosphere, *Papers in Meteor. and Geo.*, **27**, 1–27.
- [9] Phillips, N.A., 1957, A coordinate system having special advantages for numerical forecasting, *J. Meteor.*, **14**, 164–185.
- [10] 钱永甫等, 1978, 一个有大地形影响的初始方程数值预报模式, 大气科学, **2**, 91–102.
- [11] Pielke, R.A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press.
- [12] 钱永甫, 1988, 地表热平衡温度的一种计算方法, 气象科学, **8**, 14–27.
- [13] Qian Yongfu, 1991, Numerical experiments of the effects of initial desert moisture on the climate change, *Adv. Atmos. Sci.*, **8**, 459–470.
- [14] Ji Jinjun et al., 1989, A simple land surface process model for use in climate study, *Acta Meteor. Sinica*, **3**, 342–351.
- [15] Deaven, D.G., 1976, A solution for boundary problems in isentropic coordinate model, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1702–1713.
- [16] Klemp, J. D. et al., 1978, Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78–107.
- [17] 哈廷纳, G.J., 1975, 数值天气预报, 科学出版社, 254–284.
- [18] Lilly, D. K., 1975, On computational stability of numerical solution of time-dependent nonlinear geophysical fluid dynamics problems, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 11–26.
- [19] 翁笃鸣等, 1981, 小气候和农田小气候, 农业出版社, 30.

A Regional Climate Model with Soil and Vegetation and Model Validation

Zhang Yaocun and Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract

In this paper, a regional climate model is developed. The regional climate model consists of three submodels, i.e., soil submodel, vegetation submodel and atmospheric submodel. Soil, vegetation and atmosphere are linked in a coupled system through transfer and exchange of heat, water and momentum. In order to deal with the influences of topography on the regional climate, the mixed vertical coordinate systems in which combines the rectangular coordinate system with the terrain-following coordinate system are adopted in the atmosphere. Divergence modification scheme is used in the model so that the physical basis of the model is rational. In addition, important physics processes are included. By carrying out simple numerical experiments it is shown that the regional climate model can simulate temperature diurnal variation of soil and canopy and treat topography well. The model is also very stable and sensitive to the inhomogeneities of underlying surface conditions.

Key words: regional climate model; $z - z^*$ mixed coordinate; model validation.