中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 8 期: 1060 ~ 1067
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

热力学和动力学耦合的二维能量平衡模式中荒漠化气候的演变

巢纪平[①②], 李耀锟[③④*]

① 国家海洋环境预报中心, 北京 100081;
② 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;
③ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;
④ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: lyknq@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2010-02-02; 接受日期: 2010-05-30
国家海洋局海洋领域海洋应对气候变化业务资助

摘要 利用考虑了辐射能量传播的热力学过程和边界层运动的动力学过程相耦合的全球纬向平均的二维能量平衡模式, 半解析地研究了反照率的变化和对于荒漠演化的关系. 先根据目前反照率的纬向分布, 模拟出包括温度、纬向风、经向风和垂直运动在内的气候状态, 然后分析以反照率的大小和分布表征的荒漠带的分布, 研究气候对不同反照率的响应, 以此来分析荒漠气候的演变. 有意思的是, 这一简单的气候模式可模拟出三圈经圈环流; 另一个有意思的结果是, 当荒漠和植被交界处的温度值高到某一临界值后, 气候会对应着两个平衡状态, 一个是反照率增加荒漠带南移(北半球), 对应着现在的气候状态变化趋势, 另一个则是当反照率增加, 植被带北扩, 荒漠带变窄. 这种双平衡气候态是否存在需要用具备更多物理过程的模式来验证.

关键词
二维能量平衡模式
荒漠化
双平衡态

陆面植被覆盖区和荒漠区的反照率差异很大, 它们覆盖面积的相对大小直接影响地-气之间局地的或总的辐射能交换和平衡, 因此反照率的大小和分布是影响区域和全球气候的一个重要物理因子[1]. 近几十年来, 我国北方地区的干旱有加剧的趋势[2], 干旱和半干旱带正在向东和向南扩展[3]. 因此荒漠化的成因和演变趋势已成为气候变化中一个重要的研究问题.

最早用解析方法研究沙漠化形成的是 Charney[4], 他指出下垫面反照率的增加会导致沙漠边缘降水减少, 促使沙漠扩张. 在这之后, 有不少学者探讨过地表属性的变化对气候变化的影响, 例如 Dickinson[5] 考虑了陆面生态过程对气候的影响. 同时, 许多数值模式也被用以研究这一复杂的过程, 国内外已有许多代表性的陆面模式, 诸如 Sellers 等[6]提出的 SiB 方案和 Dai 等[7]发展的 IAP94 模式. 近 10 年来, 陆面模式有了新的发展, 如 Sellers 等[8]在 SiB 基础上改进得到的 SiB2 模式, Dai 等[9]发展的新一代通用的陆面模式 CLM(Common Land Model)以及 Oleson 等[10]发展的 NCAR CLM 模式. 虽然如今用于模拟陆面过程影响

引用格式: Chao J P, Li Y K. Evolution of desertification in a two-dimensional energy balance model coupled with thermodynamics and dynamics. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4032-x

气候变化的模式已有很大进展, 对陆面过程的模拟能力也在不断提高, 但是陆面模式也仍存在一定的不足[11]. 其中困难之一是由于气候模式包括了多种物理过程, 且模式又是高度非线性的, 因此往往难以识别陆面过程是如何影响气候的. 即使在气候和陆面模式高度发展的今天, 通过发展一些有反馈过程的简单模式, 在理论上分析若干下垫面因子的作用, 会对陆-气之间能量平衡的改变如何影响气候变化有更为深刻的认识. 因此, 这类研究仍有它的必要性和意义.

巢纪平和陈英仪[12]曾发展了一个纬圈平均后的二维(纬度和高度)能量平衡模式. 它考虑了垂直方向辐射能的传输过程, 通过引入极冰反照率的影响, 用解析解讨论了小冰期气候出现的可能性. 本文试图在这个能量平衡模式的基础上, 通过引入与垂直运动成正比的位能, 将它和行星边界层运动联接起来, 构成一个新的能量平衡模式, 并应用这一发展后的理论模型来讨论荒漠化气候演变的问题.

需要指出的是, Wu 等[13]、巢纪平和周德刚[14]曾在f平面上分析过绿洲和荒漠区尺度对比对局地气候的影响. 但本文是在纬向平均后的全球尺度上分析反照率分布的改变对气候演变的影响, 目的和处理的方法均不与前两文相同.

1　模型的建立

在巢纪平和陈英仪[12]考虑了辐射能量和湍流热量输送过程的基础上, 考虑垂直运动对位能的影响, 热力学方程及辐射能传输方程分别为

$$\bar{\rho}c_p\tilde{N}^2\frac{\bar{T}}{g}w=\frac{K}{a^2}\frac{\partial}{\partial x}(1-x^2)\frac{\partial T}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_t\frac{\partial T}{\partial z}\right)+\sum_j\alpha_j'\rho_c(A_j+B_j-2E_j)+\alpha''\rho_cQ, \tag{1}$$

$$\frac{\partial A_j}{\partial z}=\alpha_j'\rho_c(A_j-E_j), \tag{2}$$

$$\frac{\partial B_j}{\partial z}=\alpha_j'\rho_c(E_j-B_j), \tag{3}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial z}=\alpha_j''\rho_cQ, \tag{4}$$

式中 T 为空气温度; a 为地球半径; K 和 k_t 分别为水平和垂直湍流交换系数; ρ_c 是吸收介质的密度; A_j 和 B_j 分别是在波长为$\Delta\lambda_j$ 区间内向下和向上的长波辐射通量, E_j 为在这个波段内的黑体辐射; Q 为太阳辐射通量; $\tilde{N}=\left(\frac{g}{\bar{\theta}}\frac{\mathrm{d}\bar{\theta}}{\mathrm{d}z}\right)^{\frac{1}{2}}$ 为 Brunt-Väsälä 频率; w 为垂直速度; α_j'和α_j''分别为对波长为λ_j 的长波辐射吸收系数以及对太阳辐射的吸收系数; z 是垂直坐标; $x=\sin\theta$, θ是纬度; 其他符号的定义同文献[12].

在球面上大气行星边界层的运动方程可以这样写出, 取柯利奥利力与垂直湍流交换相平衡, 即

$$-2\Omega\sin\theta(\bar{\rho}v)=\frac{\partial}{\partial z}\left(\mu\frac{\partial u}{\partial z}\right). \tag{5}$$

纬向风是地转的, 即有

$$2\Omega\sin\theta(\bar{\rho}u)=-\frac{\partial p}{a\partial\theta}. \tag{6}$$

运动是静力平衡的

$$0=-\frac{\partial p}{\partial z}-\rho g, \tag{7}$$

连续方程为

$$\frac{1}{a\cos\theta}\frac{\partial(\cos\theta\bar{\rho}v)}{\partial\theta}+\frac{\partial\bar{\rho}w}{\partial z}=0. \tag{8}$$

由连续方程引入流函数

$$\bar{\rho}v=-\frac{1}{\cos\theta}\frac{\partial\psi}{\partial z},\quad \bar{\rho}w=\frac{1}{a\cos\theta}\frac{\partial\psi}{\partial\theta}, \tag{9}$$

假定在推导中略去与柯氏参数变化的项, 由方程(5)~(9)可以得到

$$\bar{\rho}w=-\frac{\mu g}{a^2\bar{f}^2\bar{T}}\frac{\partial}{\partial x}(1-x^2)\frac{\partial T}{\partial x}. \tag{10}$$

将(10)代入到方程(1)中, 并利用 Kuo[15]提出的长波辐射传输的简化方案来计算长波辐射通量(参见文献[12]), 最后得到

$$D\frac{\partial}{\partial x}(1-x^2)\frac{\partial E}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial\xi}(k_t+k_r)\frac{\partial E}{\partial\xi}-N^2E=-\tilde{S}\xi_0Q+\tilde{S}\bar{Q}_0\left[r\left(1+\frac{\alpha''}{\alpha_w}\right)-\mathrm{e}^{-\xi_0}\int_0^1\Gamma S(x)\mathrm{d}x\right], \tag{11}$$

其中

$$\frac{\partial T}{\partial z}\approx\frac{1}{4\sigma\bar{T}^3}\frac{\partial E}{\partial z},\quad \xi=\frac{\alpha''}{\alpha_s\xi_0}\int_z^\infty\alpha_s\rho_c\mathrm{d}z,$$

$$\xi_0=\frac{\alpha''}{\alpha_s}\int_0^\infty\alpha_s\rho_c\mathrm{d}z,$$

$$D=\frac{\xi_0^2K}{(\alpha''\rho_c)^2a^2}+\frac{\xi_0^2K_w}{(\alpha''\rho_c)^2a^2},\quad k_r=\frac{8r\sigma\bar{T}^3}{\alpha_s\rho_c},$$

$$\tilde{S}=\frac{4\xi_0\sigma\bar{T}^3}{\alpha''\rho_c},\quad N^2=\frac{8(1-r)\alpha_w\rho_c\xi_0^2\sigma\bar{T}^3}{\left(\alpha''\rho_c\right)^2}.$$

式中ξ为光学厚度; ξ_0为整层大气的光学厚度; Γ为地表反照率; 与 k_t 相比, k_r 可以称为辐射交换系数, 而 N^2 则可称为牛顿辐射冷却系数; r 表示在强吸收区中物质的辐射能量占总辐射能量的部分; σ 是史蒂芬-波尔兹曼常数; $\bar{T}$ 为地球的平均温度, α_s 和α_w 分别为强吸收区和弱吸收区的吸收系数; Q_0 为大气上界的太阳辐射通量, 定义:

$$Q_0(x)=\bar{Q}_0S(x),\ \int_0^1 S(x)\,\mathrm{d}x=1, \tag{12}$$

其中 $\bar{Q}_0$ 为大气上界太阳辐射通量的平均值.

由方程(11)可以看出, 加入和垂直运动有关的动力过程后, 相当于加大了水平湍流的作用.

在另一方面, 由行星边界层方程容易求得流函数和温度场的关系为

$$\frac{(1-x^2)}{a^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}+\left(\frac{\alpha''\rho_c}{\xi_0}\right)^2\frac{\partial^2\psi}{\partial\xi^2}=-\left(\frac{\mu g}{\bar{f}^2\bar{T}}\right)\frac{1-x^2}{a}\left[\frac{1}{a^2}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial}{\partial x}\left(1-x^2\right)\frac{\partial T}{\partial x}\right)+\left(\frac{\alpha''\rho_c}{\xi_0}\right)^2\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial^2T}{\partial\xi^2}\right)\right]. \tag{13}$$

2 解法

方程(11)是写在球面上的, 可以利用勒让德多项式求得它的半解析解, 设解的形式为

$$E(x,\xi)=E^{(0)}(\xi)P_0(x)+E^{(2)}\left(\xi\right)P_2(x)+\cdots, \tag{14}$$

代入方程(11)中, 不难求得各项系数随高度ξ的变化, 在计算温度时选取的是整层大气, 即ξ从 1 取到 0. 由此可以计算得到温度分布. 计算得到温度分布后, 再利用差分迭代方法来求解方程(13), 即能得到流函数. 边界条件取为在边界处流函数的值均为零. 由于主要考虑对流层中的流场分布, 因此在计算中, 上边界取在对流层顶大约 10 km 高度处. 计算得到流函数后, 就可以根据(9)式求得流场分布.

为了研究地表反照率分布对气候的影响, 取

$$\Gamma(x,x_s,x_v)=\begin{cases}\Gamma_1, & x>x_s,\\ \Gamma_2, & x_s>x>x_v,\\ \Gamma_3, & x<x_v,\end{cases} \tag{15}$$

即将北半球划分为三个带, 北面是冰雪带, 中间是荒漠带, 南边是植被带. 式(15)中, Γ_1 是冰雪区的反照率, Γ_2 是荒漠区的反照率, Γ_3 是植被区的反照率, 令 $x_s=\sin\theta_s$, $x_v=\sin\theta_v$. 其中, θ_s 和θ_v 分别是雪线和荒漠交界的纬度、植被带和荒漠交界的纬度. 在下面的讨论中, 使用 x_s 和 x_v 作为雪线纬度和植被纬度.

参照 Budyko[16]选取Γ_1=0.62; 植被的反照率较低, 不同的植被反照率也不尽相同, 根据刘飞和巢纪平[17], 一般情况下植被反照率取Γ_3=0.1, 并对不同的植被反照率进行敏感性试验. 刘辉志等[18]对半干旱区不同下垫面地表反照率变化特征进行了研究, 半干旱区的反照率大约在 0.25 左右. 在本文的计算中, Γ_2 的大小可以调整, 用以表征荒漠化的程度.

在求解时用了展开式(14)的低阶模. 为此先对不同截断模的展开精度进行比较, 图 1 是不同截断模时算得的荒漠带的南界纬度, 可以看到多项式从 P_4 到 P_{16}, 在Γ_2<0.4 时解的变化很小. 现将解展开到 P_{16} 用以作本文的分析和讨论.

3 模式计算结果及分析

考虑一种简单的情况, 假定雪线的纬度是固定的, 维持在现在的状态上, 即 x_s = 0.9511. 利用上述确定的参数, 先计算求得了温度分布, 然后通过(13)式可以计算得到流函数分布. 这样得到了一个气候态, 在这个气候态下, 全球平均温度为 15℃, 植被和荒漠的交界纬度在 30°N 附近, 这个模拟的气候与目前观测的气候场在结构上是较为一致的.

图 2 给出温度场的分布, 图 3 给出了观测的温度场. 为了便于比较, 已将观测资料中气压层次用光学

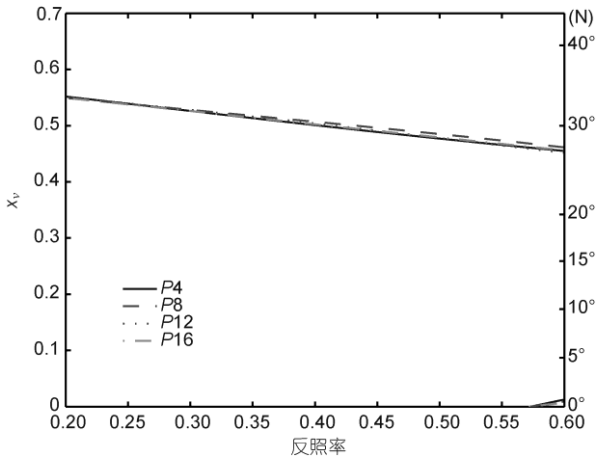


图 1 不同截断模时荒漠带的南界纬度

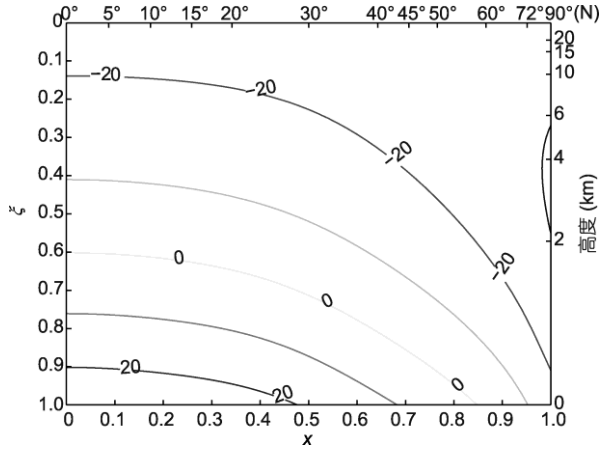


图 2　计算所得的气候态的温度分布

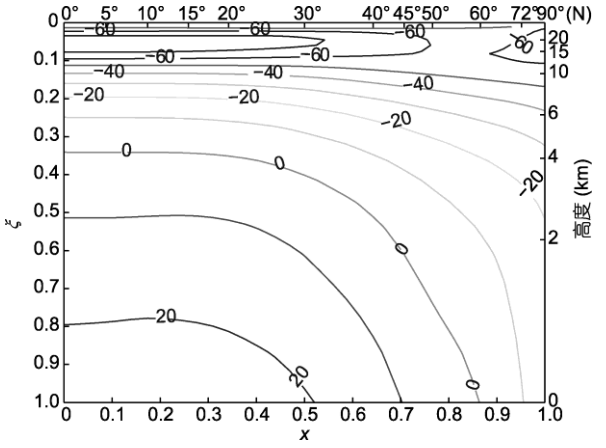


图 3　观测的平均温度分布

厚度来表达. 由图 2 和 3 可以看出, 计算比较好地模拟出了实际的温度场的结构. 但是在对流层高层 10 km 以上, 模式与实际的差别比较大. 因此, 计算流函数时将上边界取在对流层顶约 10 km 高度处, 只利用到 10 km 以下的温度场来计算, 即主要研究对流层中的流场分布.

图 4 给出了由图 3 计算得到的气候态的流函数场、水平速度场和垂直速度场. 从图中可以看出, 平均经圈环流在 10°N 和 35°N 附近为上升气流, 25°N 和 65°N 附近为下沉气流, 上升及下沉速度大约为每秒毫米量级. 在上升下沉气流的中间地面依次为北风、南风和北风, 高空依次为南风、北风和南风, 速度大约为 0.2 m/s. 由模拟的流函数的分布, 可以看到模拟得到了三圈环流, 但是中间的费雷尔环流比较弱, 垂直位置明显偏低, 由于太弱, 且标度也不一样, 在垂直运动图上无法标出.

以纬圈风表征的西风急流约在 45°N 的对流层顶, 强度约为 15 m/s, 比实际观测值小, 这可能与计算得到的温度梯度较小有关.

以上的计算表明模式虽然在对流层高层的误差较大, 并且模拟得到的费雷尔环流强度偏弱, 位置偏低, 但是考虑到这是一个简单的模式, 不可能再现出真实的气候状态. 而且, 能够通过这一简单的模式模拟得到和实际一致的温度分布, 能够计算得到三圈环流, 这说明模式中包括了实际气候形成的重要因子. 因此, 下面就以上面得到的结论作为基准的气候状态, 通过改变反照率的大小来计算荒漠带的变迁, 以及由此给气候带来的影响.

图 5 给出了植被纬度随着不同的植被荒漠交界温度 T_v 的变化曲线.

若取 T_v = 297 K, 从图 5 中可以看到这是一个双平衡态解. 北支解随着 Γ_2 的增加, 植被纬度会向南缓慢退却, 即荒漠带变宽; 而南支解随着 Γ_2 的增加, 植被纬度北移, 即荒漠带变窄, 植被带变宽. 当 Γ_2 达到一定的数值后, 两支解合一, Γ_2 超过这一临界值后无解. 无解, 在这里应理解成在能量平衡下, 不存在定常的平衡态气候, 即并不排斥可以出现随时间变化的变动型气候.

从图 5 可以看到, 当植被和荒漠交界处的温度不断升高时, 即在全球温度升高的过程中, 特别是低纬温度增暖, 将有利于植被带北移, 荒漠带变窄, 这会使全球平均气候向好的方向变迁. 当然这只是从反照率的改变分析, 若在模式中考虑其他过程, 如水分循环过程, 气候态将如何变迁, 尚需进一步研究.

由图 5 也可以看到, T_v 的取值变小时, 出现分岔解的临界 Γ_2 值增大. 例如当取 T_v = 297 K 时, 两支解合一的反照率将达到 0.47 左右; 当取 T_v = 293 K 时, 两解合一的临界 Γ_2 值超过 0.6, 即达到甚至超过冰面的反照率, 这显然是难以接受的. 因此在一般条件下只存在北支解, 这是目前共识的气候变化趋势, 即反照率增大, 荒漠带变宽. 而南支解似乎更适合人类的生活, 但它的存在目前难以确定, 需进一步研究.

为了验证其他参数对于解的影响, 针对不同的 Γ_3 和 Γ_1 进行了敏感性试验. 计算结果表明, Γ_3 和 Γ_1 对于解的影响是不大的, 即解对于这两个参数的选取是不敏感的.

图 6 给出了在 T_v = 291 K 时植被纬度和全球平均温度随反照率的变化. 图中横坐标是荒漠的反照率,

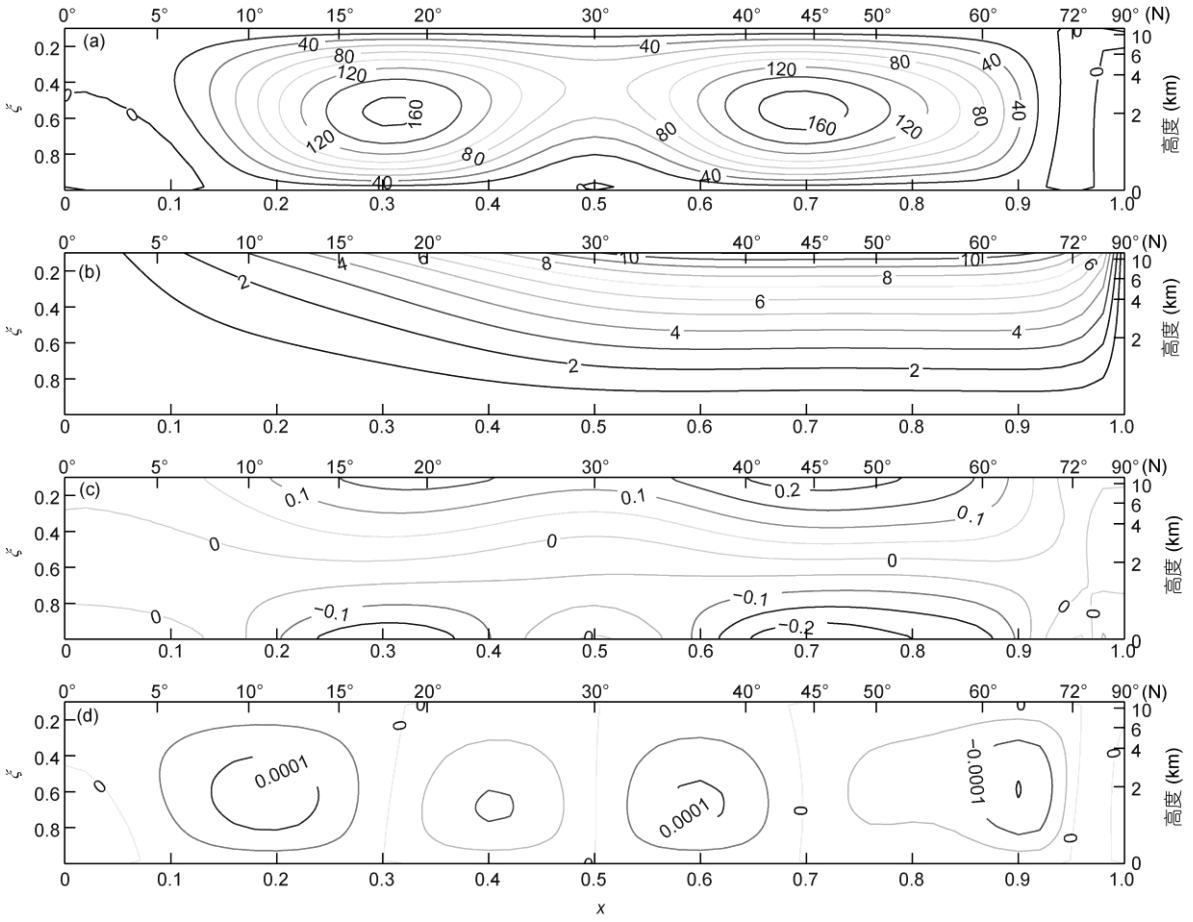


图 4　给定的气候态

(a) 流函数, 单位: kg/(m·s); (b) 纬向风速; (c) 经向风速; (d) 垂直速度. (b)~(d) 单位: m/s

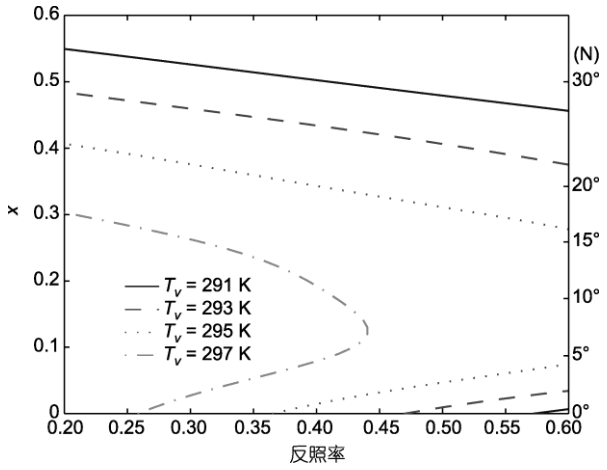


图 5　不同荒漠植被交界温度下植被纬度的变化

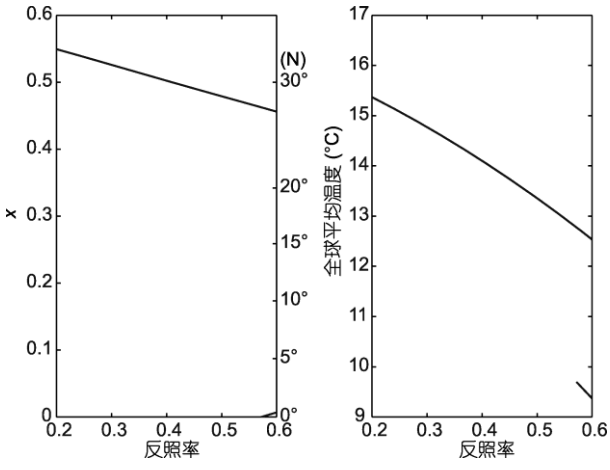


图 6　荒漠植被交界纬度 x_v 和全球平均温度随 Γ_2 的变化

左图纵坐标是植被带纬度及其正弦值; 右图纵坐标是全球平均温度.

由图 6 可以看出, 当反照率增加时, 全球平均温度会下降, 这是因为反照率的增加会反射更多的太阳辐射, 使得到达地面的太阳辐射减少, 从而导致全球平均温度的降低. 从图 6 还可以看出, 随着荒漠反照率从 0.2 增加到 0.6, 荒漠的南边界大约向南推进了 5 个纬度, 全球平均温度大约会下降 2.5°C.

图 7 给出不同反照率分布下地面温度的距平分布. 在荒漠的反照率增加后, 中高纬度温度将会降低, 低纬度温度将有所升高, 大约以 20°N 分界. 可见尽管全球平均温度在降低, 中高纬度和低纬度的温度对比却在增加, 即斜压性加大, 有利于中纬度扰动的发展.

下面给出了在不同的荒漠反照率下气候和给定的气候态的距平场, 依次来分析反照率改变之后气候的变迁. 下面的讨论均是相对于图 4 的变化情况. 图 8 和 9 分别是$\Gamma_2 = 0.2$ 和$\Gamma_2 = 0.5$ 时的气候相对于图 4 的变化.

从图 8 和 9 可以看到, 随着反照率的增加, 平均经圈环流的强度整体上都有所加强. 这和图 7 得到的

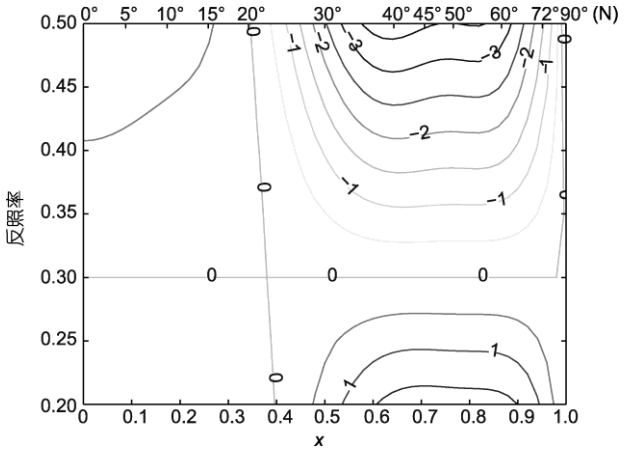


图 7　不同反照率下地面温度相对于$\Gamma_2 = 0.3$ 时地面温度的距平

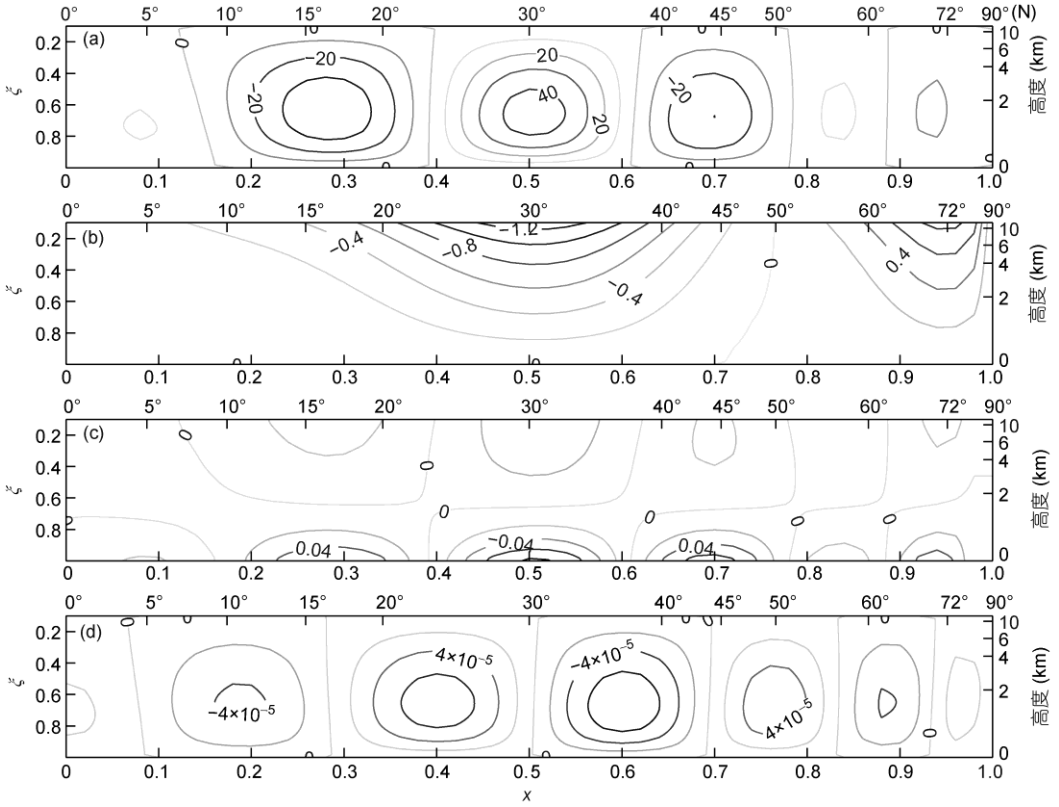


图 8　$\Gamma_2 = 0.2$ 时与给定气候场的距平场

说明同图 4

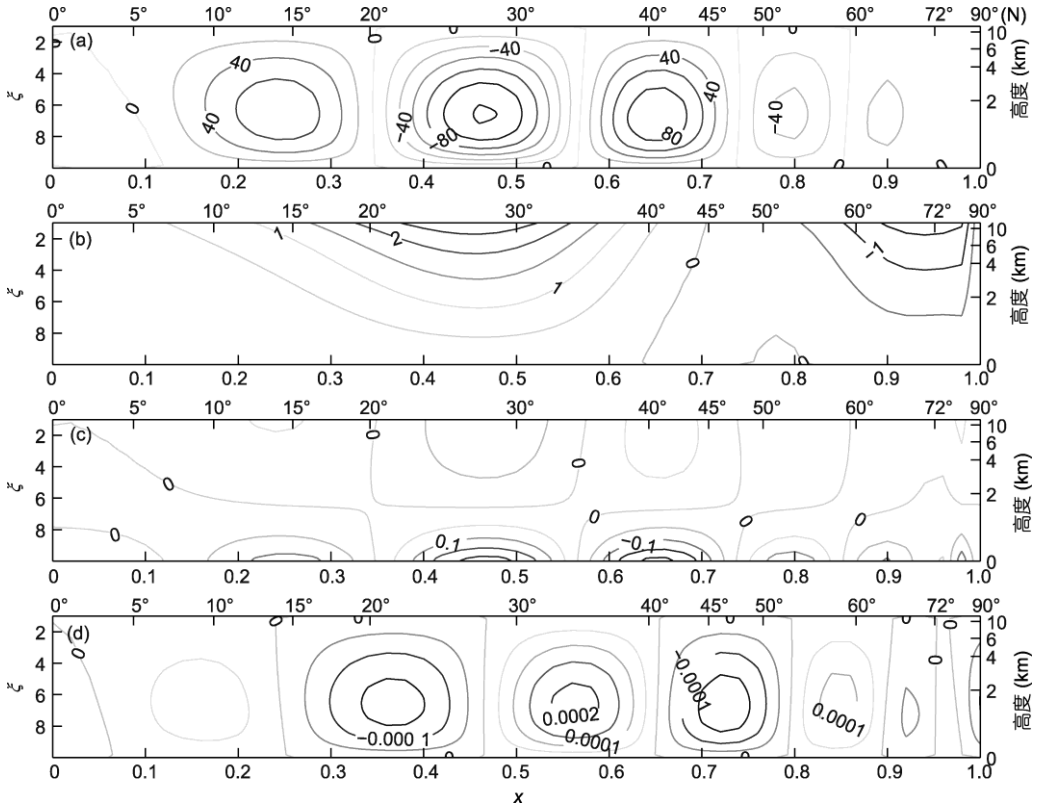


图 9　Γ_2 = 0.5 时与给定气候场的距平场

说明同图 4

结论是一致的, 充分说明了高纬度和低纬度之间温度对比的增加将有利于大气的斜压性的增强, 这是有利于平均经圈环流增强的. 反照率增加的越大, 平均经圈环流强度增加越大, 这在运动场上也可以得到明显体现. 西风环流的强度也在增加, 这也是容易理解的结论.

不同反照率分布下地表经向风的分布如图 10 所示. 在荒漠的反照率增加后, 地表的经向风则表现为随着反照率的增加将导致原有的北风和南风加强, 反照率增加越多, 风速增加越大. 北风和南风整体的位置也略有南移. 在南北风的幅合区, 风速增加将会导致垂直速度的增加, 这在图 8 和 9 中垂直速度场的变化上也可以看出来, 上升运动的增加会为降雨提供条件, 而在南北风的辐散区, 将会不利于降水. 从整体来说, 幅合区和辐散区的位置都是随着反照率的增加向南移动的, 因此在其他条件不变的情况下, 降水带的位置也应该会随着反照率的增加逐步向南移动.

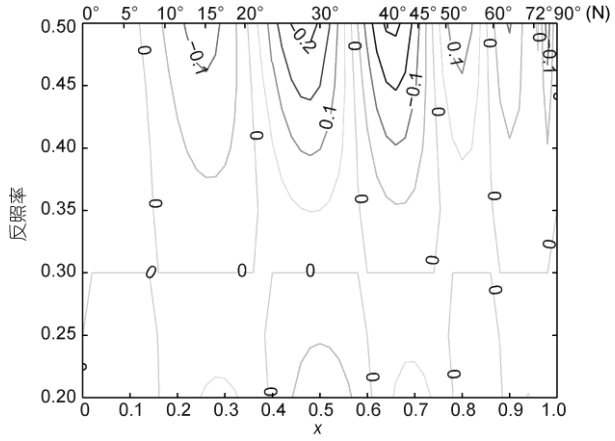


图 10　不同反照率下地面 V 风场相对于Γ_2 = 0.3 时地面 V 风场的距平

从图 10 也可以看到, 随着反照率的增加, 气候系统的变化并不是非常显著的, 环流的位置和强度变化均不大. 但是当Γ_2>0.45 以后, 气候变化的幅度将变大.

计算中也考虑了 x_s 和 x_v 均可以变化的情况, 参数的选择和前面类似. 通过计算可以看出(图略), 结果与固定 x_s 的情况下相比较, 并没有太大的差异. 气候同样会出现与前面相似的两个平衡态. 另外随着荒漠反照率的增加, 雪线纬度和植被荒漠交界处纬度都会向南移动, 全球平均温度也会降低, 中纬度将会降温, 低纬度将会增温.

4 结论

本文设计了一个考虑热力学能量传输和边界层动力学过程的全球纬向平均的二维能量平衡模式, 简化了反照率的纬向分布, 模拟出的气候状态与实际情形相比, 在环流型上是相似的; 并且通过改变荒漠地区反照率的大小, 计算得到了荒漠带演化和反照率变化之间的联系, 据此分析了气候对不同反照率的响应. 本文设计的模式虽然较为简单, 但是根据计算, 模式能够模拟得到实际中的三圈环流, 只是费雷尔环流的强度偏弱, 这似乎是由于没有引入平流项造成的; 当荒漠和植被交界处的温度值大于某一临界值后, 存在着两个不同的气候状态, 一个对应着荒漠将随着反照率的增加向低纬度移动, 另一个则对应着植被向高纬度扩张, 荒漠带相应变窄. 现实中是否存在这样两个平衡状态, 需要通过多种途径来验证.

由于本文重在考察反照率的影响, 并没有考虑水汽和其他物理过程的影响, 因此所得的结果虽然是定量的, 但严格地讲只能为更复杂的气候模式做数值模拟时定性参考. 就能量平衡模式来讲, 也需要不断改进.

致谢 审稿人提出修改建议, 特此致谢.

参考文献

1 李巧萍, 丁一汇. 植被覆盖变化对区域气候影响的研究进展. 南京气象学院学报, 2004, 27: 131—140
2 符淙斌, 马柱国. 全球变化与区域干旱化. 大气科学, 2008, 32: 752—760
3 马柱国, 符淙斌. 中国干旱和半干旱带的 10 年际演变特征. 地球物理学报, 2005, 48: 519—525
4 Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Q J R Meteorol Soc, 1975, 101: 193—202
5 Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen J E, Takahashi T, eds. Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys Monogr Ser, 1984, 29: 58—72
6 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within GCMs. J Atmos Sci, 1986, 43: 505—531
7 Dai Y J, Zeng Q C. A land surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formulation and validation in off-line experiments. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 433—460
8 Sellers P J, Collatz G J, Randall D A, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. J Clim, 1996, 9: 676—705
9 Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. The common land model. Bull Am Meteorol Soc, 2003, 84: 1013—1023
10 Oleson K W, Dai Y J, Bonan G. Technical Description of the Community Land Model (CLM). Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, NCAR/TN-459STR, 2004
11 林朝晖, 刘辉志, 谢正辉, 等. 陆面水文过程研究进展. 大气科学, 2008, 32: 935—949
12 巢纪平, 陈英仪. 二维能量平衡模式中极冰-反照率的反馈对气候的影响. 中国科学, 1979, 12: 1198—1207
13 Wu L Y, Chao J P, Fu C B, et al. On a simple dynamics model of interaction between oasis and climate. Adv Atmos Sci, 2003, 20: 775—780
14 巢纪平, 周德刚. 大气边界层动力学和植被生态过程耦合的一个简单解析理论. 大气科学, 2005, 29: 37—46
15 Kuo H L. On a simplified radiative-conductive heat transfer equation. Pure Appl Geophys, 1973, 109: 1870—1876
16 Budyko M I. The effect of solar radiation variation on the climate of the earth. Tellus, 1969, 21: 611—619
17 刘飞, 巢纪平. 全球植被分布对陆面气温影响的半解析分析. 科学通报, 2009, 54: 1761—1766
18 刘辉志, 涂钢, 董文杰. 半干旱区不同下垫面地表反照率变化特征. 科学通报, 2008, 53: 1220—1227