第9卷第2期 气 候 与 环 境 研 究 Vol. 9 No. 2
2004 年 6 月 Climatic and Environmental Research June 2004

一个简单陆气耦合模式中的绿洲-荒漠化效应*

吴凌云[1,2) 巢纪平[3)

1)（中国科学院大气物理研究所东亚区域气候—环境重点实验室，全球变化东亚区域研究中心，北京 100029）

2)（中国科学院研究生院，北京 100039）

3)（国家海洋环境预报研究中心，北京 100081）

摘 要 发展了一个简单的地气相互作用模式，讨论了不同气候和植被条件对绿洲消长的影响。结果表明，能使绿洲扩大的主要条件是低纬度、小尺度，并具有低水汽、较高温度的环境以及较小气孔阻力的植被。这一简单的理论分析对发展复杂的数值模式和对观测的布局有参考意义，对治理荒漠也有一定的启示。

关键词：绿洲；荒漠；距平温度；延伸效应

文章编号 1006-9895（2004）02-0350-11 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

1 引言

Charney[1]是地气相互作用研究领域的开创者，早在 1975 年就提出，在一个地气耦合系统中通过反照率的正反馈作用，可造成沙漠的扩大化，从而使降水减少，温度升高。在他之后，Dickinson 等[2~4]又进一步考虑植被生态过程在地气耦合系统中能量交换的重要作用。由 Charney[1]的工作可得到启示，当绿洲和荒漠连接并存时，绿洲和荒漠的温度，尤其是它们交界处的温度是非常重要的。事实上，绿洲与荒漠的交界地带是绿洲与荒漠互相转化最剧烈的地方，也是气象特征复杂的地区。研究表明，绿洲-荒漠交界处的蒸发、地表热量平衡、辐射平衡、大气的逆温、大气边界层结构及陆面均有其独特的特征[5~10]，因而绿洲-荒漠交错带不是一个稳定的地带。最近的理论分析表明，在局地能量平衡的模式中，以绿洲、沙漠共存系统中的蒸散率为判断标准，则在一定的气候环境和生态条件下，绿洲的面积可以向扩大的方向发展[11]。

如今由于盲目的人类活动使绿洲面临着消亡和退化，尤其在我国的北方[12]。研究表明，要恢复一个在 1～3 年退化的绿洲大约需要 15～20 年治理时间[13]。因此，研究绿洲的消长原因就尤为重要。绿洲和荒漠相互转化的程度不论在理论上还是实践上都是很重要的问题，潘晓玲和巢纪平[14]的工作虽然试图研究这一问题，但在他们的模式中只考虑了系统中的能量平衡，没有把大气运动的主导作用考虑进去。本文试图在考虑了边界层大气运动和下垫面相互作用的简单模式中来初步分析绿洲和荒漠的相互转化程度。

2004-04-08 收到，2004-04-13 收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1999043400 和 G1999043500 资助

万方数据

2　模型的简单介绍

最近 Wu 和 Chao[15]建立了一个简单的陆气耦合模式，此模式是在太阳短波辐射通量、长波辐射通量、潜热和感热通量平衡下，按潘晓玲和巢纪平[14]的局地能量平衡可建立绿洲和荒漠覆盖区域的下边界条件。对于绿洲，参与热量平衡的各项有：太阳辐射$(1-\alpha_l)Q_a$，向上长波辐射 $\varepsilon\sigma T_l^4$，感热通量 $[\rho_a\, c_p(T_l'-T')]/r_E$，潜热通量 $\rho_a L_v\,[q_{sat}(T_l)-rq_{sat}(T)]/(r_E+r_C)$，由此有能量平衡：

$$(1-\alpha_l)Q_a-\varepsilon\sigma T_l^4=\frac{\rho_a c_p(T_l'-T')}{r_E}+\frac{\rho_a L_v[q_{sat}(T_l)-rq_{sat}(T)]}{(r_E+r_C)},\tag{1}$$

考虑到

$$q_{sat}(T_l)=q(\overline{T}_l)_{sat}+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T_l',$$

$$q_{sat}(T)=q_{sat}(\overline{T})+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T',$$

$$T^4=\overline{T}^4+4\overline{T}^3T',$$

有

$$T_l'=\frac{C_l^{*(1)}}{A_l}+\frac{C_l^{*(2)}}{A_l}T',\tag{2}$$

式中

$$A_l=\frac{\rho_a c_p}{r_E}+4\varepsilon\sigma\overline{T}_l^3+\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat},$$

$$C_l^{*(1)}=(1-\alpha_l)Q_a-\varepsilon\sigma\overline{T}_l^4-\frac{\rho_a L_v[q_{sat}(\overline{T}_l)-rq_{sat}(\overline{T}_a)]}{(r_E+r_C)},$$

$$C_l^{*(2)}=\frac{\rho_a c_p}{r_E}-\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}.$$

其中，α_2 为植被反照率，Q_a 为太阳辐射，ε 为灰体辐射系数，δ 为 Stefan-Boltzmann 常数，ρ_a 为空气密度，c_p 为定压比热，T_l、T 分别为植被温度和空气温度，有“′”者为其距平值，$r_E=1/C_dV$，C_d 为拖曳系数，V 为地表风速，L_v 为蒸发潜热，q_{sat}为水汽密度，r_C 为冠层阻抗，$r_C=r_v/I_{LA}$，r_C 为气孔阻力，I_{LA}为叶面积指数，r 为地表空气的相对湿度。

以上是潘文所考虑的绿洲在水平方向的能量平衡，另一方面，绿洲与其上的大气之间还有热量交换。设在株冠高度接收到的太阳辐射将和长波辐射、感热和蒸发潜热相平衡，于是有

$$\rho_a c_p K_l\frac{\partial T'}{\partial z}=(1-\alpha_l)Q_a-\varepsilon\sigma\overline{T}_l^4-4\varepsilon\sigma\overline{T}_l^3T_l'$$

$$-\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left\{\left[q_{sat}(\overline{T}_l)+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T_l'\right]-rq(\overline{T}_{sat})-r\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T'\right\},\tag{3}$$

把（2）式代入（3）式，得到

$$-\rho_a c_p K_l\frac{\partial T'}{\partial z}+\left[4\varepsilon\sigma\overline{T}_l^3\frac{C_l^{*(2)}}{A_l}+\rho_a L_v(r_E+r_C)^{-1}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\frac{C_l^{*(2)}}{A_l}-r\frac{\rho_a L_v}{r_E+r_C}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\right]T'$$

万方数据

$$= (1-\alpha_l)Q_a - \varepsilon\sigma\overline{T}_l^4 + 4\varepsilon\sigma\overline{T}_l^3\frac{C_l^{*(1)}}{A_l} + \frac{\rho_a L_v\left[q_{sat}(\overline{T}_l) + \left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\frac{C_l^{*(1)}}{A_l} - rq_{sat}(\overline{T})\right]}{r_E + r_C}, \quad (4)$$

其中 K_l 为植被地表湍流交换系数，此式将作为下垫面为绿洲时大气运动的下边界条件。这样在一定程度上考虑了气候系统和下面生态系统之间的相互作用。

对于以裸地为特征的沙漠，与绿洲不同者是潜热通量，如引进 Bowen 比 B_e，则为

$$\frac{\rho_a c_p(T_s' - T_a')}{r_E B_e},$$

于是能量平衡为

$$(1-\alpha_s)Q_a - \varepsilon\sigma T_s^4 = \frac{\rho_a c_p(T_s' - T_a')}{r_E} + \frac{\rho_a c_p(T_s' - T_a')}{r_E B_e}, \quad (5)$$

最后类似地可得到

$$A_s T_s' = C_s, \quad (6)$$

其中

$$A_s = \frac{\rho_a c_p}{r_E} + 4\varepsilon\sigma\overline{T}_s^3 + \rho_a c_p r_E^{-1} B_e^{-1},$$

$$C_s = (1-\alpha_s)Q_a - \varepsilon\sigma\overline{T}_s^4 + \frac{(\rho_a c_p + \rho_a c_p B_e^{-1})}{r_E}T' = C_s^{*(1)} + C_s^{*(2)}T',$$

或写成

$$T_s' = \frac{C_s^{*(1)}}{A_s} + \frac{C_s^{*(2)}}{A_s}T', \quad (7)$$

于是类似地有，当 $z \approx 0$ 时，

$$\rho_a c_p K_s\frac{\partial T'}{\partial z} + \left(\frac{\rho_a c_p B_e^{-1}}{r_E} - 4\varepsilon\sigma\overline{T}_s^3\frac{C_s^{*(2)}}{A_s} - \frac{\rho_a c_p B_e^{-1}}{r_E}\frac{C_s^{*(2)}}{A_s}\right)T'$$

$$= -(1-\alpha_s)Q_a + \varepsilon\sigma\overline{T}_s^4 + 4\varepsilon\sigma\overline{T}_s^3\frac{C_s^{*(1)}}{A_s} + \frac{\rho_a c_p B_e^{-1}}{r_E}\frac{C_s^{*(1)}}{A_s}, \quad (8)$$

这将作为下垫面为荒漠时大气运动的下边界条件。式中 α_s 为裸土反照率，B_e 为波文比，K_s 为裸土地表湍流交换系数。

在（x，z）剖面上大气运动方程为

$$fu = K_v\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (9)$$

$$f\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{\overline{T}}\frac{\partial T'}{\partial x}, \quad (10)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (11)$$

由（11）式给出

$$w = \frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad u = -\frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad (12)$$

代入（9）式

$$f\frac{\partial \Psi}{\partial z} = -K_v\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (13)$$

取条件

万方数据

$$z \to \infty, \quad \Psi \to 0, \quad K_v \frac{\partial v}{\partial z} \to 0, \tag{14}$$

由此有

$$f\Psi = -K_v \frac{\partial v}{\partial z}, \tag{15}$$

由此有

$$f^2\Psi = -K_v \frac{g}{\overline{T}} \frac{\partial T}{\partial x}, \tag{16}$$

$$u = K_v \frac{g}{f^2\overline{T}} \frac{\partial^2 T'}{\partial x \partial z}, \tag{17}$$

$$w = -K_v \frac{g}{f^2\overline{T}} \frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}. \tag{18}$$

式中，f 为科氏系数，$f=2\Omega\sin\varphi$，Ω 为地转角速度，φ 为纬度，g 为重力加速度，K_v 为水平方向热量交换系数。上面将大气运动的流场用距平温度 T' 表示，因此需要建立一个决定 T' 的控制方程。在这里我们注意到应用郭晓岚[16]以及巢纪平和陈英仪[17]的辐射能传递方案可建立所需的方程。在辐射能传递、感热垂直输送和垂直运动相平衡下，有热量平衡方程为

$$\left(N^2 \frac{\overline{T}}{g}\right)w = K_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \sum_j \alpha_j' \rho_c (A_j + B_j - 2E_j) + \alpha'' \rho_c Q_a, \tag{19}$$

式中 A_j、B_j 是某一波长向上和向下的长波辐射，E_j 是黑体辐射，α_j 和 α'' 分别是密度为 ρ_c 的介质对长波和短波辐射的吸收系数，N 是 Brunt-Väisälä 频率，K_T 是对热量的垂直交换系数。按他们的方案处理长波辐射通量过程后（19）式的最终形式为

$$\left(\frac{N}{f}\right)^2 K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + K_T \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + \frac{8\sigma r^* \overline{T}^3}{\alpha_s' \rho_s} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - 2(1-r^*)\alpha_w' \sigma \rho_c T^4 + \alpha'' \rho_s Q_a + C_0 + C_1 z = 0. \tag{20}$$

考虑到 $z \to \infty$ 时，物理量有限，因此 $C_1=0$，另外如令 $T=\overline{T}+T'$，$T^4 \approx \overline{T}^4 + 4\overline{T}^3 T'$，而 C_0 与平均量相平衡，于是对于距平量有方程

$$\left(\frac{N}{f}\right)^2 K_v \frac{\partial^2 T'}{\partial x^2} + \left(K_T + \frac{8\sigma r^* \overline{T}^3}{a_s' \rho_s}\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2} - 8(1-r^*)\alpha_w' \sigma \rho_c \overline{T}^3 T' + \alpha'' \rho_s Q_a' = 0, \tag{21}$$

式中 r^* 为强辐射占辐射的比例。此为动力辐射耦合模式的基本方程，它的下边界条件即为（8）式，上边界条件为

$$z \to \infty, \quad T' \to 0. \tag{22}$$

在这个模式中显然存在气候系统和生态系统（包括绿洲和裸地）的相互作用，亦即它们组成一个简单的耦合系统。

引进光学厚度

$$\xi = \frac{\alpha''}{\alpha_s' \xi_0} \int_z^\infty \alpha_s' \rho_c \mathrm{d}z, \qquad \xi_0 = \frac{\alpha''}{\alpha_s'} \int \alpha_s' \rho_c \mathrm{d}z, \tag{23}$$

考虑到

$$\frac{\partial}{\partial z} = -\left(\frac{\alpha'' \rho_c}{\xi_0}\right)\frac{\partial}{\partial \xi}, \quad \frac{\partial^2}{\partial z^2} = -\left(\frac{\alpha'' \rho_c}{\xi_0}\right)\frac{\partial^2}{\partial \xi^2}, \tag{24}$$

万方数据

于是方程（24）为

$$M_1 \frac{\partial^2 T'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T'}{\partial \xi^2} - M_2 T' + M_3 e^{-\xi_0 \xi} = 0, \tag{25}$$

式中

$$\begin{cases} M_1 = \dfrac{\left(\dfrac{N}{f}\right)^2 K_v}{C^*}, \\ M_2 = \dfrac{8(1-r^*)\alpha_w' \sigma \overline{T}^3}{C^*}, \\ M_3 = \dfrac{\alpha'' \rho_s Q_a^0}{C^*}, \end{cases} \tag{26}$$

而

$$C^* = \left(K_T + \frac{8 r^* \sigma \overline{T}^3}{\alpha_s' \rho_s}\right)\left(\frac{\alpha'' \rho_c}{\xi_0}\right)^2. \tag{27}$$

在另一方面，(4)、(8) 式为

$$\xi = \xi_0,$$

$$\frac{\partial T'}{\partial \xi} - N_{1,l,s} T' = - N_{2,l,s} + N_{3,l,s}, \tag{28}$$

式中

$$N_{1,s} = (-4 \varepsilon \sigma \overline{T}^3 + \rho_a c_p r_E^{-1} B_e^{-1}) \frac{C_s^{*(2)}}{A_s} + \frac{\rho_a c_p r_E^{-1} B_e^{-1}}{D_s^*}, \tag{29}$$

$$N_{2,s} = (4 \varepsilon \sigma \overline{T}^3 + \rho_a c_p r_E B_e^{-1}) \frac{C_s^{*(2)}}{A_s} + \frac{\varepsilon \sigma \overline{T}^4}{D_s^*}, \tag{30}$$

$$N_{3,s} = \frac{(1-\alpha_s) Q_a e^{-\xi_0}}{D_s^*}, \tag{31}$$

$$N_{1,l} = \frac{\left[-4 \varepsilon \sigma \overline{T}^3 + \rho_a L_v (r_E + r_C)^{-1} \left(\dfrac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\right] \dfrac{C_l^{*(2)}}{A_l} - r \dfrac{\rho_a L_v}{r_E + r_C} \left(\dfrac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}}{D_l^*}, \tag{32}$$

$$N_{2,l} = \frac{\left[4 \varepsilon \sigma \overline{T}^3 - \rho_a L_v (r_E + r_C)^{-1} \left(\dfrac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\right] \dfrac{C_l^{*(1)}}{A_l} - \dfrac{\rho_a L_v}{r_E + r_C} \left[\left(\dfrac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat} - r q_{sat}(T)\right]}{D_l^*}, \tag{33}$$

$$N_{3,l} = \frac{(1-\alpha_l) Q_a e^{-\xi_0}}{D_l^*}, \tag{34}$$

$$D_{l,s}^* = \frac{\alpha'' \rho_c}{\xi_0} (\rho_a c_p k_{l,s}), \tag{35}$$

另一个边界条件为

$$\xi \to 0, \quad T' \to 0, \quad \text{或者} \quad \frac{\partial T'}{\partial \xi} \to 0. \tag{36}$$

定义垂直平均量

$$T'^* = \frac{1}{\xi_0} \int_\xi^0 T' d\xi, \tag{37}$$

对方程（25）取垂直积分，考虑条件（36），给出

$$-M_1 \frac{\partial^2 T'^*}{\partial x^2} + M_2 T'^* = -\left(\frac{\partial T'}{\partial \xi}\right)_{\xi=\xi_0} - M_3 \frac{1}{\xi_0^2}(1 - e^{-\xi_0^2}), \tag{38}$$

万方数据

应用条件（28）式，并设 $T'_{\xi=\xi_0}=aT'^*$，（38）式为

$$-M_1\frac{\partial^2 T'^*}{\partial x^2}+(M_2+\frac{aN_{1,l,s}}{\xi_0})T'^* =\frac{1}{\xi_0}(N_{2,l,s}-N_{3,l,s})-M_3\frac{1}{\xi_0{}^2}(1-\mathrm{e}^{-\xi_0{}^2})=F(x). \tag{39}$$

计算中我们假设两边为环境温度，用到的参数值取：$Q_a=500$ W m^{-2}，$V=2.4$ m s^{-1}，$C_d=2.75\times10^{-3}$，$\sigma=5.673\times10^{-8}$ J s^{-1}m^{-2}k^{-4}，$\rho_a=1.293$ kg m^{-3}，$c_p=1004$ J kg k^{-1}，$L_v=2.5\times10^5$ J kg^{-1}，$r_C=150$，$\alpha_l=0.15$，$\alpha_s=0.2$，$K_T=50.53\times4.1868\times10^2$，$\varepsilon=0.95$，$r=0.5$，$B_e=1$，$K_l=1$，$K_s=1.5$，$\alpha_s'=10$，$\alpha_w=0.125$，$\alpha''=0.025$，$r_E=1/C_dV$，$\xi_0=0.4$，$f=2\Omega\sin\varphi$，$K_v=3\times4.1868\times10^8$，$\varphi=45°=45\pi/180$，$q_{sat}=0.622\times6.11\times10^{-3}\exp[7.45t/(237.3+t)]$，$g=9.8$ m s^{-2}，$\Omega=7.292\times10^{-5}$，$T=273.15+t$，$N=1.16\times10^{-2}$，$\rho_c=6\times10^{-3}$，$r^*=0.5$，$Q_a^0=1370/4$.

3　结果分析

在数值分析方面许多学者都做了分析，如张强等[18]指出了维持绿洲“冷岛效应”的下垫面物理因素，通过对陆面特征水平空间分布的模拟，得出绿洲对其下游沙漠陆面特征的影响程度和范围。我们通过动力学分析计算显示，一般结果在绿洲上空相对环境温度来讲是负距平，而荒漠上空是正距平，为讨论绿洲范围的进退，我们将以距平零值的变化来定义绿洲尺度的变化，当然这只是一种参考标准，也可以采用其他的标准。

3.1　纬度的影响

考虑到不同纬度带的气候环境条件和植被条件均有差异，因此对不同纬度带分别给出试验。根据张强等[18]给出的绿洲类型，这里定义 3 个试验区，1 区环境温度为 5 ℃，相当于 50°N 附近的寒温带；2 区环境温度为 12 ℃，相当于 40°N 附近的温带，3 区为 20 ℃，相当于 30°N 附近的亚热带。

图 1 是计算所得这 3 个区的距平温度，从图中可以看出，无论在什么区，绿洲上空并不全是负的距平温度，而荒漠上空也不全是正的距平温度。如上所定义的若以距平温度 0 ℃为区域中绿洲和荒漠的分界，则绿洲有延伸和退缩的效应，而这种效应向哪个方向发展与初始绿洲的尺度有关。在绿洲占 30%时，3 个区的差别并不明显，当绿洲占 50%，3 区的绿洲效应明显大于其他两个区，而 2 区也大于 1 区。当绿洲占 70%，3 区完全演化为绿洲，并且负的距平温度达到了−2 ℃，比一区要低 1 ℃。由此得到与常识一致的结果，即绿洲的延伸效应，是随着纬度增加和环境温度减小而减弱，也就是在其他条件相同时南方的绿洲效应大于北方，或者也可以说，荒漠化易出现在北方。当然这没有考虑其他环境条件所起的作用。

3.2　尺度的影响

绿洲和荒漠共存区域的大小因地理环境条件而异，如盆地、河域等。下面来分析这种尺度对绿洲延伸或退缩的效应。由于我国大部分绿洲与荒漠共存的地带一般位于 40°N 左右，故可以 2 区为敏感性的试验区。

图 2为水平尺度不同时的绿洲效应，从图中可以看出区域尺度增大时，距平温度

万方数据

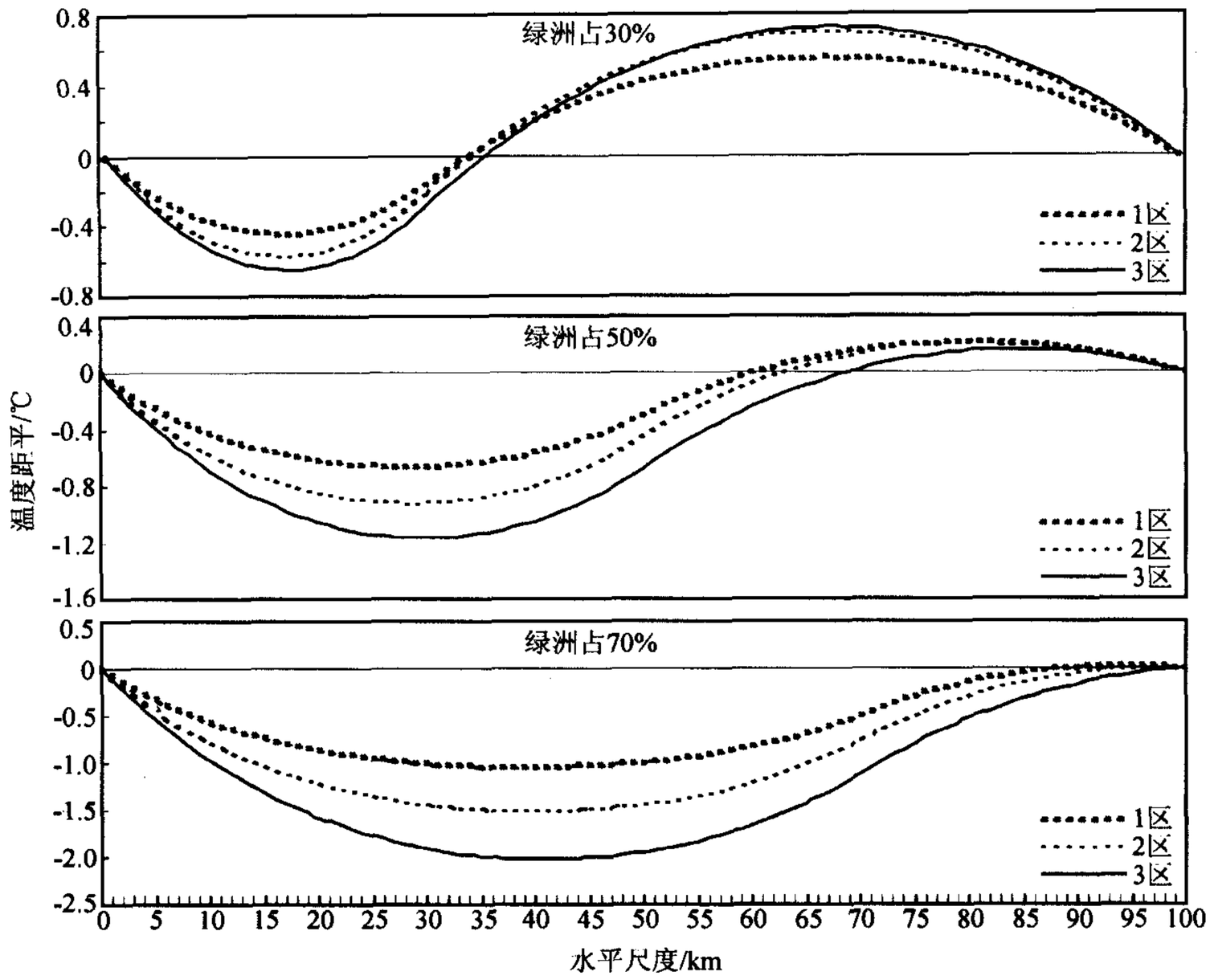

图 1 不同区域与温度距平的关系

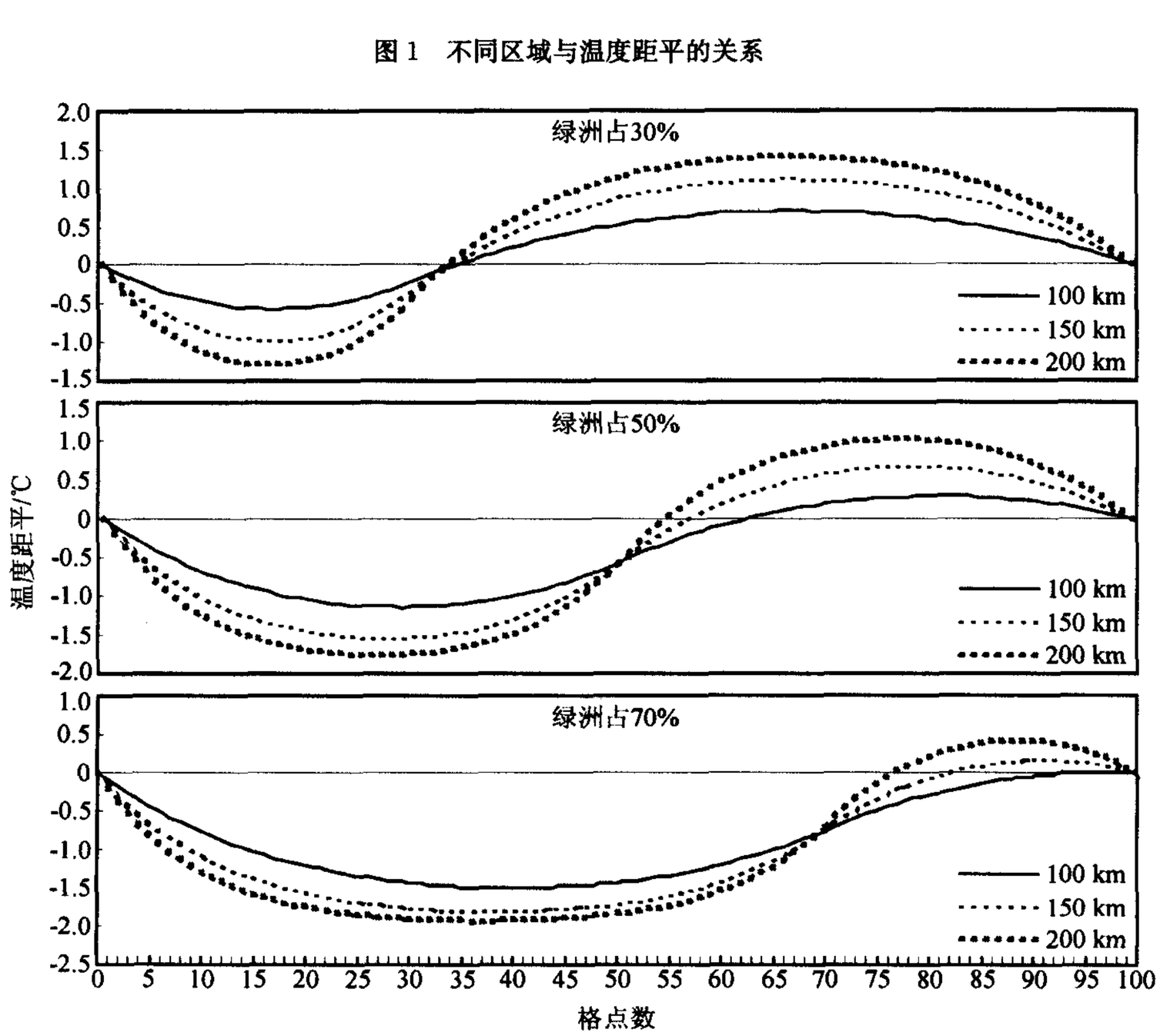

图 2 不同水平尺度与温度距平的关系

万方数据

绝对值虽有所增大，但是绿洲效应却减弱了。也就是说当小区域中绿洲与荒漠共存时，更有利于绿洲的发展。这一结果具有启示性，从人工调控的角度看，要在一个大的范围内种植植被以控制荒漠化需花费大的财力和人力，但在小范围实施这类调控是易行的，可取得积极的效果。

3.3　不同气候区水汽条件的影响

虽然上面已根据纬度和环境温度进行了分区，但由于不同气候区的湿度条件不同，感热和潜热的相对重要性也不同，因此对绿洲消长的影响亦不同。下面对此问题进行分析。

图 3 是不同相对湿度条件下绿洲延伸情况。从图中我们可以看出湿度越大反而越不利于绿洲的发展，在绿洲占 30%时出现了荒漠效应，在绿洲占 50%和 70%时，相对湿度为 0.4 要比 0.6 的负距平温度低 1℃多，这是由于高的湿度条件使潜热通量减小，从而使温度增高。但是，绿洲和荒漠并存的情况一般出现在副热带高压盘距的纬度带，那里的相对湿度一般不大，这表明在那些纬度带，湿度条件反而不是绿洲消退的主要条件。当然，我们已强调过，对绿洲的消长在模式中可以用不同的指标来判定，现在只是从温度的变化来判定，因此这只是参考性结果。

3.4　不同植被的影响

绿洲可以起到延伸的作用，这和覆盖的植物有关，由于各种植物的反照率和气孔阻力不同，因此造成的热量平衡状态不同，从而改变了温度。现根据气孔阻力选 3 种植被来做试验，第 1 类植被的气孔阻力为 120，反照率为 0.18，相当于农作物和短草

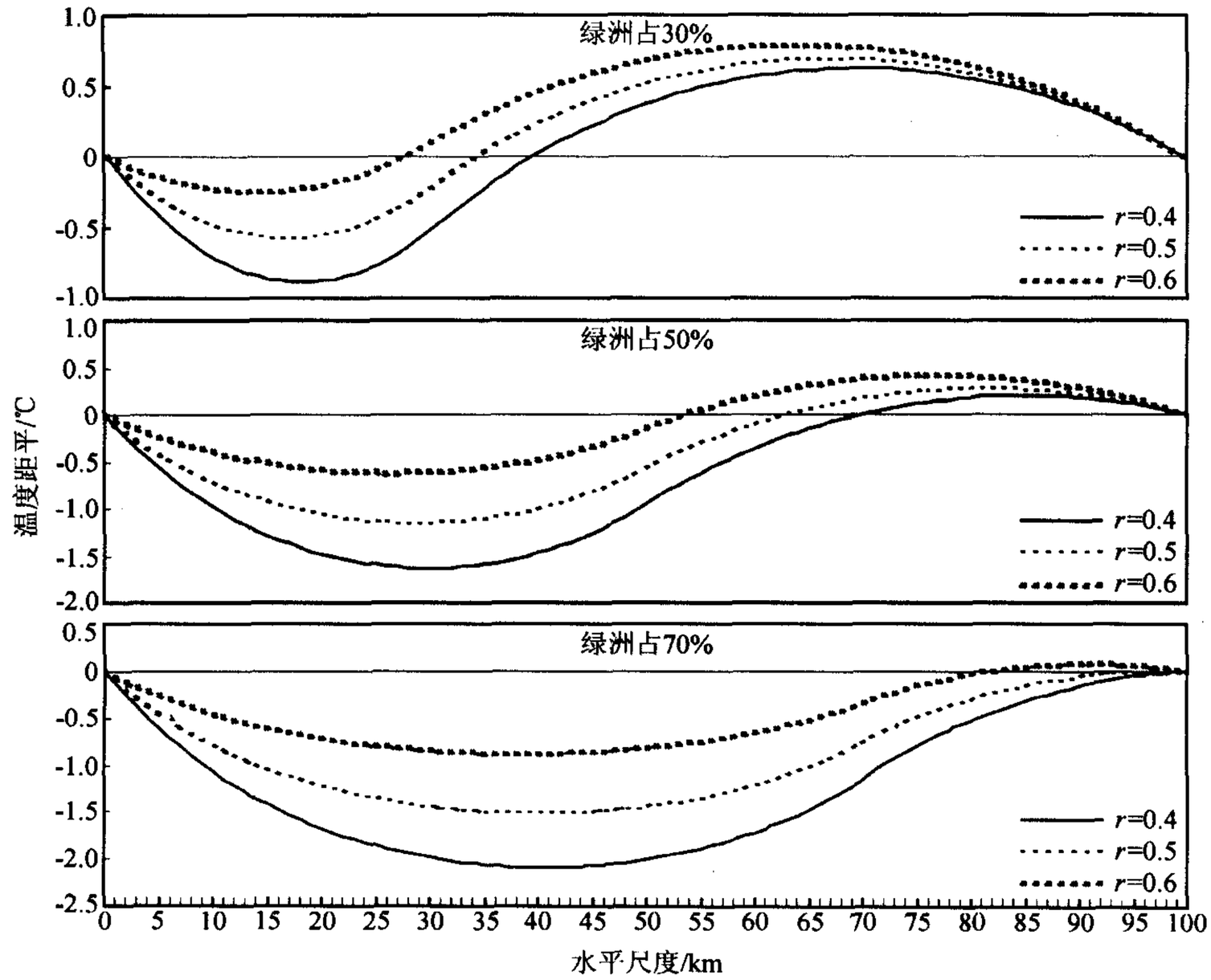

图 3　不同相对湿度与温度距平的关系

万方数据

地；第2类植被的气孔阻力为150，反照率为0.15，相当于阔叶林野生草本植物；第3类植被的气孔阻力为200，反照率为0.12，相当于针叶林。

从图4中可以看出，当绿洲占30%时第1类植被的绿洲效应效果最为明显，最低负距平温度达到了－1.8 ℃，第2类植被次之，第3类植被虽然荒漠上空的距平温度很

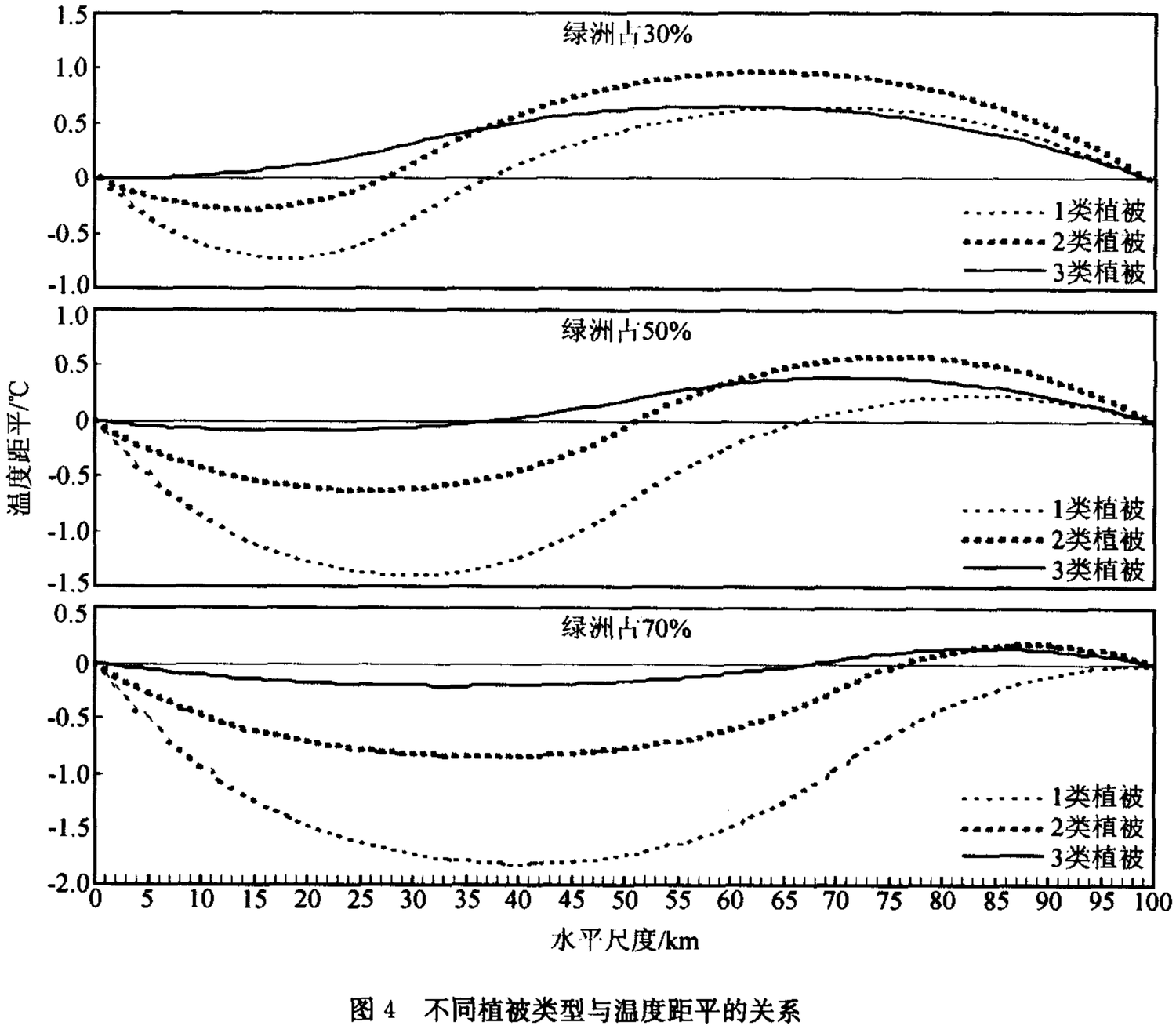

图4 不同植被类型与温度距平的关系

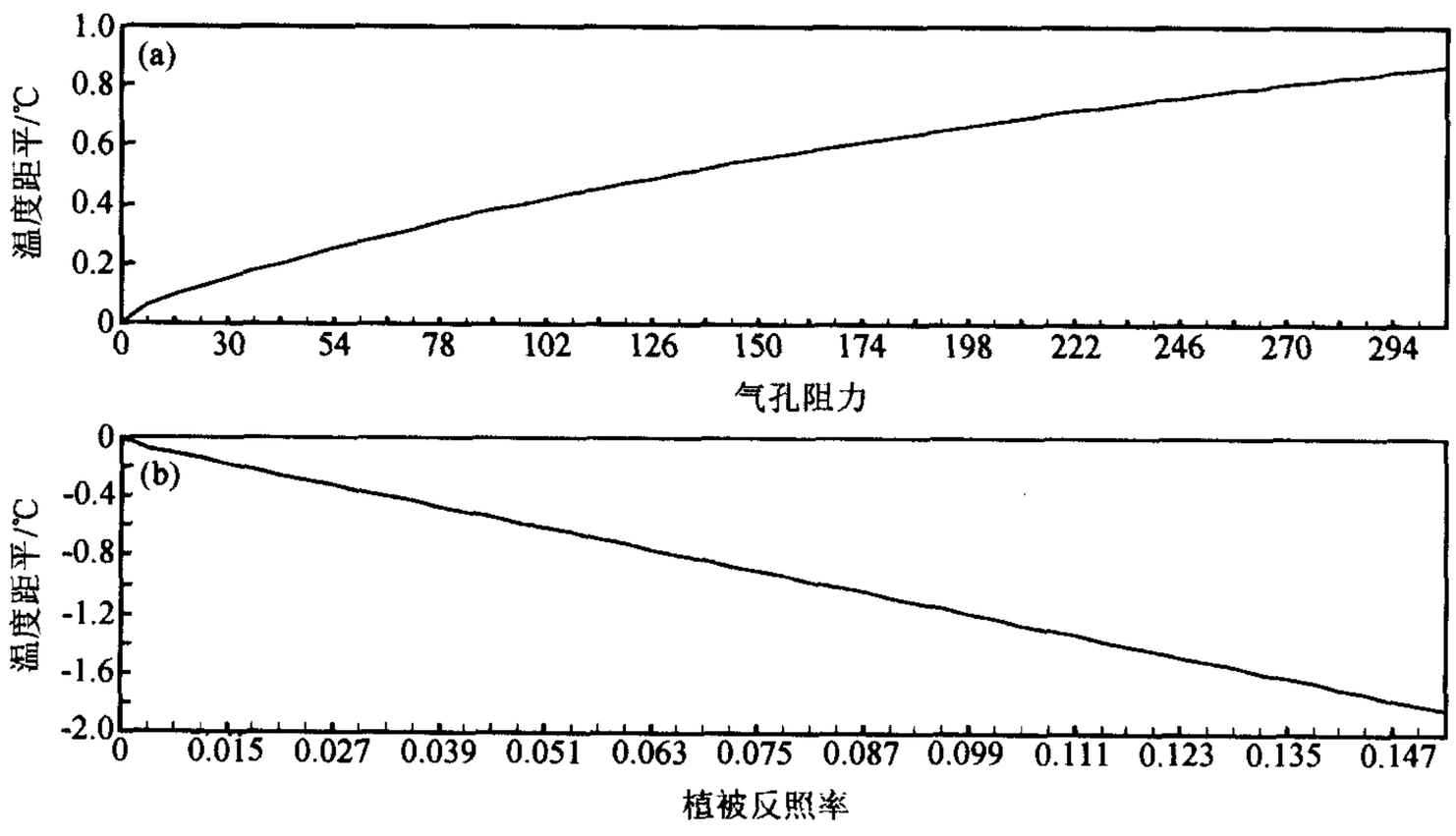

图5 气孔阻力（a）和植被反照率（b）与温度距平的关系

万方数据

低，但是在绿洲占 30%和 50%时已经出现了荒漠效应。出现这种现象，可以通过图 5 来解释，

图 5 是气孔阻力、反照率与距平温度的关系。从图中不难看出，当气孔阻力越大，反照率越小时，距平温度向正的方向增大。这表明，为了扩大绿洲效应，在一定的气候条件下应选择所种植的植被，这在治理荒漠时十分重要。

4 结　论

当绿洲和荒漠共存时，在考虑下垫面热量平衡的条件下，进一步计算低层大气的动力过程对下垫面热量平衡的影响，在这基础上发展了一个简单的地气耦合模式。应用这个模式研究了不同气候带的环境条件和植被条件对绿洲消长的影响，得到一些有意义的结果：绿洲的延伸效应是随着纬度增加和环境温度减小而减弱，也就是在其他条件相同时南方的绿洲效应大于北方，或者也可以说，荒漠化易出现在北方。当然这没有考虑其他环境条件所起的作用。小区域中绿洲与荒漠共存时，更有利于绿洲的发展。气孔阻力越大，反照率越小时，距平温度向正的方向增大。

这些结果虽然是极初步的，但对发展复杂的数值模式和对观测的设计会有参考价值，对人工治理荒漠也会有启发，是值得进一步研究的交叉学科问题。

参　考　文　献

1　Charney, J. G., Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1975, **101**, 193～202.

2　Dickison, R. E., Modelling evapotranspiration for three-dimensinal global climate model, *Geophys. Monograph*, 1984, **29**, 58～72.

3　Dickison, R. E., A. Henderson-Seuers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the community climate model, National Center for Atmosphere, Boulder, Co., Tech. Note/TN-275STR, 1986, 69pp.

4　Dickinson, R. E., Impacts on regional climate of amazon deforestation, *Geophysical Research Letters*, 1992, **19** (19), 1947～1950.

5　李彦、黄妙芬，绿洲-荒漠交界处蒸发与地表热量平衡分析，干旱区地理，1996，**19** (3)，80～87.

6　黄妙芬，荒漠-绿洲交界处辐射差异对比分析，干旱区地理，1996，**19** (3) 72～79.

7　文军、王介民，绿洲边缘内外近地面辐射收支分析，高原气象，1997，**16** (4)，359～366.

8　张强、赵鸣，绿洲附近荒漠大气逆湿的外场观测和数值模拟，气象学报，1999，**57** (6)，729～740.

9　张强、胡隐樵、赵鸣，绿洲与荒漠相互作用影响下大气边界层特征的模拟，1998，**21** (1)，104～113.

10　张强、赵鸣，干旱区绿洲与荒漠相互作用下陆面特征的数值模拟，高原气象，1998，**17** (4)，335～346.

11　贾宝全、闫顺，绿洲-荒漠生态系统交错带环境演变过程初步研究，干旱区资源与环境，1995，**9** (3)，58～64.

12　符淙斌、温刚，中国北方干旱化的几个问题，气候与环境研究，2002，**7** (1)，22～29.

13　程国栋、肖笃宁、王根绪，论干旱区景观生态特征与景观生态建设，地球科学进展，1999，**14** (1)，11～15.

14　Pan Xiaoling, and Chao jiping, The Effects of climate on development of Ecosystem in Oasis, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, **18** (1), 42～52.

15　Wu Lingyun, Chao Jiping, Fu Congbin, and Pan Xiaoling, On a simple dynamics model of interaction between oasis and climate, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, **20** (5), 775～780.

16　Kuo, H. L., On a simplified radiative-conductive heat transfer equation, *Pageoph*, 1973, **109** (8), 1870～

万方数据

1876.

17 巢纪平 、陈英仪，二维能量平衡模式中极冰一反照率的反馈对气候的影响，中国科学，1979，**12**，1198～1207.

18 张强、胡隐樵，绿洲地理特征及其气候效应，地球科学进展，2002，**17** (8)，477～486.

The Oasis and Desert Effect in a Simple Dynamics Model of Interaction between Oasis and Climate

Wu Lingyun [1,2)], and Chao Jiping [3)]

1) (*Key Laboratory of Regional Climate-Environment for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences; START Regional Center for Temperate East Asia, Beijing* 100029)

2) (*Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039)

3) (*National Research Center for Marine Environment Forecasts, Beijing* 100081)

Abstract In this paper, we construct a coupled system of oasis and atmosphere based on an oasis evolvement model by adding atmospheric motion to discuss how different climate and vegetation type have the effect on oasis. The results indicate: lower latitude, smaller horizontal scale, lower humidity and some vegetation with small stoma resistance are good to develop oasis. The simple conclusions are helpful to develop complex number model and deal with desert.

Key words: oasis; desert; anomaly temperature; enlarge effect

万方数据