中 国 科 学
1992年2月 B 辑 第2期

干旱地区大面积灌溉中尺度气候效应的初步研究

叶卓佳 贾新媛

（中国科学院大气物理研究所，北京 100029）

摘 要

本文使用土壤-大气相互作用的中尺度模式研究在干旱的中纬度地区大面积灌溉对中尺度气候的调整. 研究表明，在干旱地区大面积灌溉可导致由于热力强迫作用产生一个在性质上非常类似于海风环流的潮湿土壤风环流. 在该环流的作用下，使该地区从干旱气候向类似于沿海气候的方向调整. 文中还讨论了地转风对这个中尺度环流的影响.

关键词：中尺度气候，土壤-大气相互作用，大气边界层物理，中尺度模式

在过去的10年中，人类越来越关心由于人类生产活动或自然灾害引起地球陆面特征变化对未来气候变化的可能影响. 在中纬度干旱地区大面积灌溉，以求提高单位面积的农作物产量，就是人类活动引起地表特征变化的一个典型例子. 灌溉以后，土壤含水量从饱和状态较快地降低到土壤的储水能力. 这时水在土壤中的分体积（η_w）约为土壤空隙分体积（η_p）的一半左右. 即 $\eta_w \simeq 0.5$, $\eta_p \approx 0.25$, 它随土壤类型而变化. 而它周围未灌溉的干旱地区的 η_w 一般为 $\eta_w < 0.05$. 贾新媛和叶卓佳[1, 2]研究了土壤湿度变化对太阳能转化为显热通量（H_s）、潜热通量（LE）和土壤的热导通量（G），以及对大气边界层（混合层）的湍流和扩散特征的影响. 这两个研究指出：热量、水汽的地气交换过程明显地受土壤湿度条件的制约，使大气边界层内的大气温度和大气湿度发生明显的变化. 可以预料，由于灌溉区域和非灌溉区域大气被显热通量加热的程度不同，可导致热力强迫的中尺度大气环流的生成，引起这些地区风场、温度和湿度场改变，造成中尺度气候发生变化. 研究灌溉引起的土壤湿度变化对中尺度气候影响的实验研究，由于需花费巨额资金变得相当困难. 很幸运，我国目前正执行着一个由叶笃正教授领导着的关于我国西北地区黑河河谷大面积灌溉对气候影响的野外实验计划. 本研究目的是从理论上研究由于在干旱地区大面积灌溉对中尺度气候的影响.

一、模 式 描 述

为实施本研究目的而设计了一个土壤-大气相互作用模式. 该模式由两个子模式构成：大气子模式和描述热和水在土壤中传输扩散的土壤模式. 这两个子模式在地气交界处由地面

本文1991年3月30日收到，1991年8月31日收到修改稿.

能量和水汽平衡方程相互偶合．描述大气运动的子模式是采用Colorado州立大学大气科学系的中尺度大气模式，该模式是Pielke[3]教授于1974年为研究南Florida海风环流而研制，并于1977[4]和1981年[5]做了重要改进．参考这些文章可详细获得关于这个模式细节，因而不再在本文重复了．下面将着重介绍我们研究的土壤子模式．

土壤热和湿度预报方程为

$$\frac{\partial T_s}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(D_h\frac{\partial T_s}{\partial z}\right), \tag{1}$$

$$\rho_w\frac{\partial \eta_w}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(K_w\frac{\partial \psi}{\partial z}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_v C_v'\frac{\partial h_v}{\partial z}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\eta_* D_v h_r S\frac{\partial T_s}{\partial z}\right)-g\frac{\partial K_w}{\partial z}, \tag{2}$$

$$D_h=\frac{\lambda}{C_h}, \tag{3}$$

其中 T_s 为土壤温度，λ 为土壤热导系数，

$$\lambda=\lambda_s+\lambda_v, \tag{4}$$

λ_s 是由土壤结构类型决定的，λ_v 是考虑了水汽在土壤孔隙内移动对热传导的贡献，由下式计算[6]：

$$\lambda_s=A+B\eta_w-(A-D)\exp[-(C\eta_w)^4], \tag{5}$$

$$\lambda_v=D_v h_r S\eta_* L, \tag{6}$$

$$A=(0.57+1.73\eta_q+0.93\eta_m)/(1-0.74\eta_q-0.49\eta_m)-2.8\eta_s(1-\eta_s), \tag{7}$$

$$B=1.06\rho_b\eta_w, \tag{8}$$

$$C=1+2.6\,m_c^{-1/2}, \tag{9}$$

$$D=0.03+0.7\eta_s, \tag{10}$$

其中 $\eta_s=\eta_m+\eta_q$，η_q 和 η_m 为土壤中石英和其它矿物的分体积，m_c 为粘土的质量分数，ρ_b 和 ρ_q 分别为土壤和石英的密度，D_v 是土壤中水汽扩散系数，它是土壤湿度(M)和温度、大气压力的函数：

$$D_v=D_{v_0}(T_s/T_{s_0})^2(P_0/P)\eta_p(1-M)b, \tag{11}$$

其中 $T_{s_0}=273.16\,\mathrm{K}$，$P_0=1013\,\mathrm{mb}$，$D_{v_0}$ 为在标准大气状态($T_s=T_{s_0}$，$P=P_0$)的水汽扩散系数．M 定义为

$$M=\eta_w/\eta_p, \tag{12}$$

η_p 为土壤孔隙度．当土壤孔隙都充满水时，$\eta_w=\eta_w^{sat}=\eta_p$，所以 $M=1$；当土壤完全干燥时，$\eta_w=M=0$．b 为依赖于土壤结构类型的常数，由(17)式给出．η_* 为修正常数，用来给出一个正确的水汽通量，可由(5)式计算，并令 $A=9.5$，$B=6$ 和 $D=1$．

(3)式中 C_h 为土壤体积比热，由下式计算：

$$C_h=\eta_m C_m+\eta_w C_w+\eta_o C_o+\eta_a C_a, \tag{13}$$

其中下标 m, w, o 和 a 分别表示矿物、水、有机物和空气. η_φ 为土壤成分 φ 占的分体积, C_φ 为成分 φ 的体积比热.

(2)式中 ψ 是水位势,可表示为

$$\psi=\psi_e\ M^{-b}, \tag{14}$$

ψ_e 是 $M=1$ 时 ψ 的值. ψ_e 和 b 为土壤结构类型的函数[6]:

$$\psi_e=\psi_{es}(\rho_b/\rho_{bs})^{\frac{b}{1.5}}\ , \tag{15}$$

$$\psi_{es}=-0.5\,d_g^{-1/2}, \tag{16}$$

$$b=-2\psi_{es}+0.2\sigma_g\ , \tag{17}$$

$$d_g=\exp(a_d), \tag{18}$$

$$\sigma_g=\exp(a_\sigma), \tag{19}$$

$$a_d=m_c\ln(d_c)+m_{st}\ln(d_{st})+m_{sd}\ln(d_{sd}), \tag{20}$$

$$a_\sigma=[m_c(\ln d_c)^2+m_{st}(\ln d_{st})^2+m_{sd}(\ln d_{sd})^2-a_d^2]^{1/2}\ , \tag{21}$$

其中 m_i 和 d_i 是成分 i 的质量分数和粒子的算术平均直径. 下标 c, st 和 sd 分别表示粘土、淤泥和砂.

(2)式中的 K_w, C_v', h_r 和 S 分别为导冰系数、饱和水汽浓度、空气相对湿度和 C_v' 的温度变化斜率. 它们分别定义为

$$K_w=K_w^{sat}\ M^{2b+3}\ [7,8], \tag{22}$$

$$C_v'=[\exp(31.3716-6014.79/T_s-0.00792495\,T_s)]/T_s\ , \tag{23}$$

$$h_r=\exp(M_w\psi/(RT_s))\ , \tag{24}$$

其中 K_w^{sat} 为 $M=1$ 时 K_w 的值,表示为

$$K_w^{sat}=C^*\exp[-(6.9m_c+3.7m_{st})]\ [9]\ , \tag{25}$$

$$C^*=0.004(\rho_{bs}/\rho_b)^{1.36}\ , \tag{26}$$

0.004 是标准土壤密度时 C^* 的值(标准土壤密度 $\rho_{bs}=1.3\,Mg/m^3$), M_w 是一摩尔水的质量, R 是气体普适常数.

二、数值模式模拟结果

为研究干旱地区大面积灌溉对中尺度气候的影响,我们计算了三种情况(表 1). 为了节省机时,我们使用二维模式,它适合于长条形土地灌溉情况,于是在 y 方向可视为均匀分布. 模式模拟水平范围 580 km,土地灌溉尺度为 80 km(图1—3 横坐标加黑线段表示). 模式垂直方向共分 24 层,从地面到 12 km 高空. 土壤分 9 层,从地面到 142 cm 深. 模式各层高度和初始位

表1　数值实验描述

例1	$u_g=0$	$v_g=0.5$ m/s	无地转风影响
例2	$u_g=2$ m/s	$v_g=0.0$	地转风与中尺度环流相互作用
例3	$u_g=0$	$v_g=6$ m/s	地转风与中尺度环流相互作用

表2　大气中位温、比湿的初值和各网格点的高度；土壤各网格点深度和各层的初值温度

Z(m)	θ(K)	q(g/kg)	Z(m)	θ(K)	q(g/kg)	Z(cm)	T(K)
12	299.3	8.9	3250	310.6	2.5	−0.5	294.7
33.5	299.4	8.8	3750	312.3	1.9	−2.5	297.5
75	299.5	8.7	4250	314.1	1.4	−7	299
200	299.9	8.5	4750	315.8	1.1	−15	301.5
400	300.6	8.1	5250	317.6	0.8	−27.5	303.5
600	301.3	7.7	5750	319.3	0.6	−45.5	299.5
800	302	7.3	6250	321.1	0.4	−70	293.8
1050	302.9	6.8	6750	322.8	0.3	−102	293.6
1350	303.9	6.2	7250	324.6	0.3	−142	293.6
1750	305.3	5.4	8000	327.2	0.2		
2250	307.1	4.4	10250	335.1	0.1		
2750	308.8	3.3	12000	341.2	0.1		

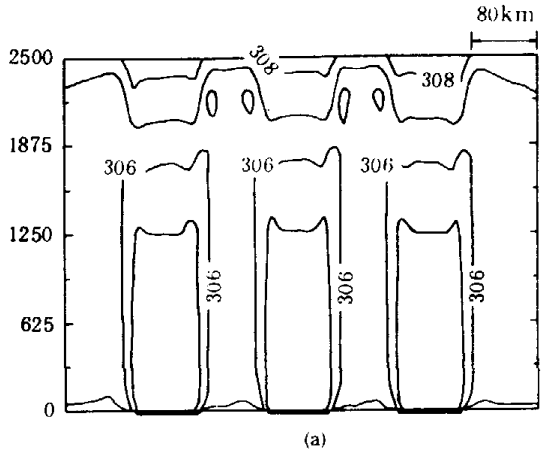
温和湿度、土壤各层温度和深度列于表2. 初始土壤为垂直均匀分布的湿度状态. 取干旱地区土壤$M=0.05$, 灌溉后土壤$M=0.4$, 这数值代表灌溉后土壤平均湿度(即土壤储水能力). 表2中大气位温和比湿的初值代表了中纬度晚夏早秋季节的典型情况. 模拟计算从8月14日早晨0600地方时(LST)开始,模式输入参数列于表3.

表3　数值模拟输入的各参数值

参数数值	地面粗糙度	地面反射率	纬　度	水平网格距	时间步长	孔隙度
	0.04 m	0.31—0.17 M	38°	5 km	90 s	0.476
	所占土壤的体积分数			比热参数 ($\times 4.2$ J·cm^{-3}·K^{-1})		
	有机质	粘土	砂	C_m	C_w	C_o	C_a
	0.024	0.16	0.175	0.45	1.0	0.6	0.0003

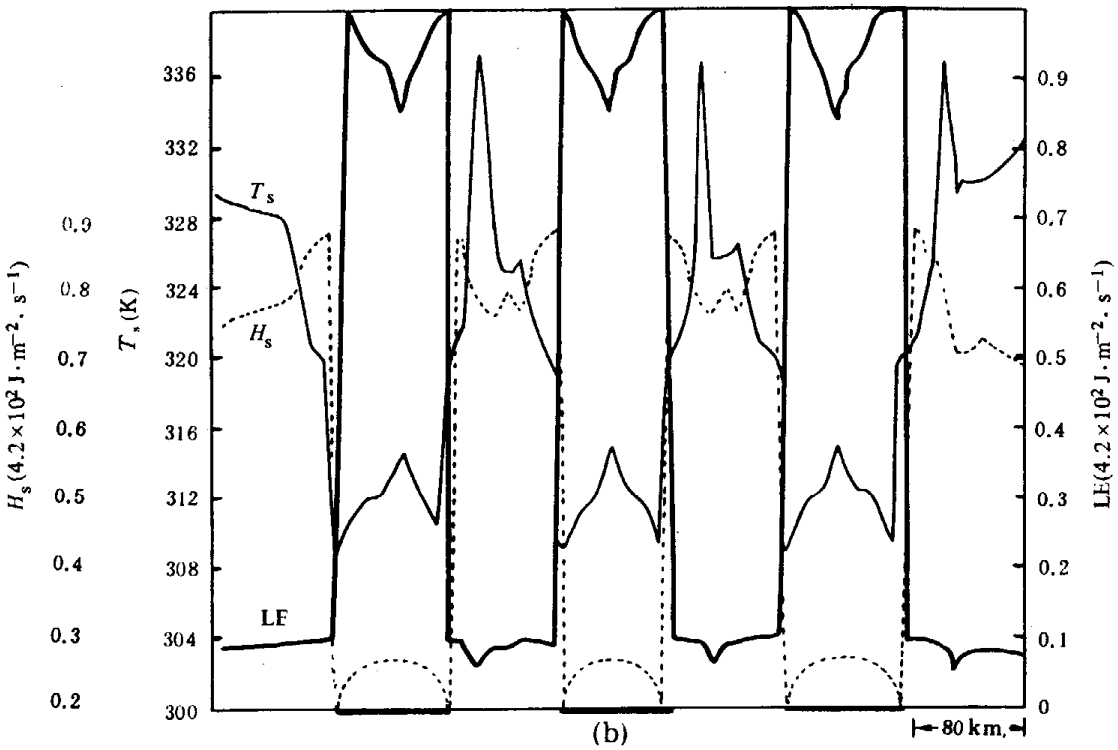
1. 地转风速为零情况(例1)

图1(a)为下午2点的位温垂直剖面图. 图中表明,位于潮湿土壤上空的大气行星边界层的厚度约为1.25 km,然而位于干燥土壤上空的行星边界层厚度可达2.4 km. 在大气行星边界层内潮湿土壤上空气温比干燥土壤上空低2°. 计算表明,在干旱地区灌溉将导致白天混合层厚度(即行星边界层厚度)和气温较明显降低. 图1(b)表明,在干燥地面上的显热通量约为潮湿地面上的3—4倍. 根据叶卓佳等[10]给出的(4)式可近似估算在干燥土壤上的混合层高度h约为潮湿土壤上的1.7—2倍($h\propto[\int_0^\tau H_s\,dt]^{1/2}$; $h_{干}/h_{湿}=(H_{s干}/H_{s湿})^{1/2}=(3-4)^{1/2}=$1.7—2). 图1(b)还表明,潮湿土壤上空的潜热通量(LE)比干燥土壤上空约大一个数量级.



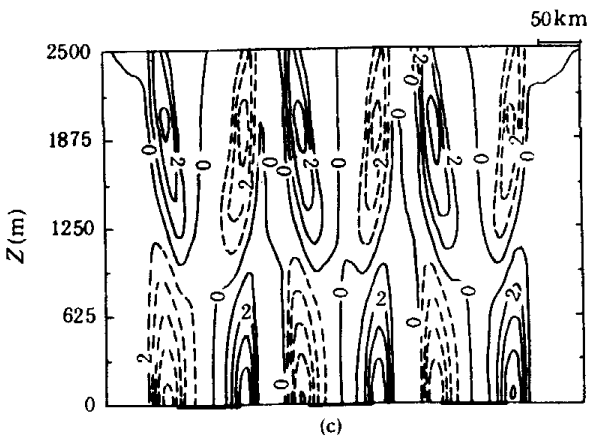
(a)

(a)例1数值模拟的1400 LST的位温垂直剖面图在初始土壤湿度对比为 $M=0.4$（图中加黑线的横坐标）和 $M=0.05$



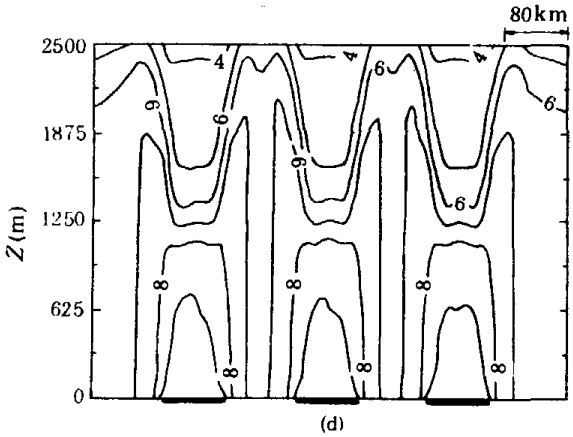
(b)

(b)例1数值计算的1400 LST的 H_s、LE和 T_s 的水平分布



(c)

(c) u 分量剖面图（单位 m/s，其它说明同(a)）



(d)

(d)比湿剖面图（单位 g/kg，其它说明同(a)）

图1 例1情况

造成 H_s 和 LE 在干燥土壤和潮湿土壤上明显差别的原因是由于表征太阳能相对流向的 Bowen 常数是土壤含水量的函数[2]. 图 1(b)还表明，地面温度(T_s)在潮湿地面比干燥土壤低 12℃. 值得注意的结果是，在相同的土壤湿度对比情况下，与文献[2] 的结果比较，本文的 H_s，LE 和 T_s 的变化比文献[2] 更强烈. 其物理原因在本文后面讨论.

图 1(c)为 1400 LST 的 u 分量垂直剖面图. 在热力强迫下，空气从潮湿土壤上方向两侧干燥土壤上方流动，风速可达 5 m/s. 在最大风速核的前方和后方分别为辐合辐散区，辐合区较强而辐散区较弱. 与这对辐合辐散区相对应的分别是强度为 20 cm/s 和 −14 cm/s 的上升运动区和下沉运动区(图略). 图 1(d)为 1400 LST 的比湿垂直剖面图. 图中表明，在潮湿土壤上方的比湿约比干燥土壤上方大 3 g/kg. 由于潮湿土壤上方为辐散下沉区，干燥空气从上向下输送，使位于潮湿土壤上空混合层顶附近的等比湿线向下凹陷. 以上分析表明，灌溉后的潮湿土壤与非灌区干燥土壤具有不同的调节太阳能流向能力，它使潮湿土壤上方混合层内的气温低于干燥土壤上方空气 2℃，比湿增大 3 g/kg. 白天，一个在强度和结构上类似于海风环流的中尺度环流，在热力强迫下产生并发展，环流运动方向是从相对潮湿土壤向相对干燥土壤上方流动. 该环流有一明显的锋区，在锋区两侧存在着风速、气温和比湿不连续现象. 这是一个非标准的中尺度环流，称为湿土壤风环流.

前面已指出，在相同的土壤湿度对比条件下，本文计算的 H_s，LE，T_s 和 h 的变化比文献[1, 2] 要强烈得多. 其原因简述如下：文献[1, 2] 是研究土壤湿度均匀的情况. 地面蒸发主要由土壤湿度决定，而不受水汽水平和垂直输送的影响. 当土壤湿度水平不均匀分布时，蒸发除受土壤湿度影响外，热力强迫产生的潮湿土壤风环流是另一个影响潮湿和干燥土壤蒸发量的重要因素. 如前面所指出的，在潮湿土壤上方，由于湿空气向外平流和干空气从混合层顶向下输送，使潮湿土壤上方的空气相对湿度减少，土壤与大气湿度差增大，从而有利于蒸发. 相反的过程在干燥土壤上出现，使在干燥地区蒸发减弱.

在潮湿土壤风环流的作用下，从干湿地面蒸发的水汽在该环流的组织下输送到锋区辐合带而辐合上升. 若这是个干过程，这些在干燥土壤上方被抬升的水汽由回流带到潮湿土壤区上空，再由那里存在的辐散下沉运动带回地面；若是个湿过程，这些被抬升水汽在合适条件下凝结为对流云，使该地区对流性降水现象增大. 我们打算用积云参数化模式在以后研究这个问题. 总之，不管是干或湿过程，这个热力强迫环流的存在有利于局地水汽循环.

表 4 列举了这些热力强迫的环流(包括水平风速、环流的水平和垂直尺度)的时间变化，表中环流序号为图 1 中从西向东排列. 表 4 说明，在 1400 LST 之前，环流迅速发展，表现为风速迅速增大，水平和垂直尺度扩展较快. 在 1400 LST 以后，这些热力强迫的环流已发展到近乎

表 4　数值模拟计算的潮湿土壤风环流的时间变化

时　间 (LST)	最大风速	环流水平尺度		环流的垂直尺度	
		1 和 6	2—5	1 和 6	2—5
0800	1 (m/s)	9 (km)	9 (km)	190 (m)	160 (m)
1000	2	25	22	500	470
1200	3—4	44	34	890	780
1400	4—5	56	38	1200	970
1600	5	66	47	1360	1070
1800	6	75	69	1360	1070

定常状态，那时水平风速达到 5—6 m/s，垂直到水平伸展达 1.1— 1.4 km 和 70—75 km. 由于这些环流的相互阻寒作用，环流 2— 5的水平尺度要比环流 1 和 6 小些.

下面，我们将简略地讨论本文中灌溉后土壤湿度为$M=0.4$的代表性问题. 在生长季节，灌溉目的是使土壤湿度保持在土壤的凋萎湿度以上. 土壤凋萎湿度随土壤类型而变化. 纯砂土为 0.0677，而泥炭土可达 0.3947. 其它类型土壤的凋萎湿度介于两者之间. 本文使用的土壤凋萎湿度为$M=0.19$. 也就是说，灌溉区土壤湿度应在$M=0.2$—1.0区间内变化. 根据文献[2]的研究结果表明，白天地面净辐射通量转化为 H_s，在 $M=0.2$, 0.4 和 1.0 分别为 0.23, 0.4 和 0.54（请看文献[2] 中的图 2）. 因此，本模拟使用 $M=0.4$ 代表了在相邻两次灌溉之间地面净辐射转化为H_s的平均情况. 可以预料，当灌溉区的土壤湿度 $M>0.4$ 时，干燥和潮湿土壤之间的大气热力对比要比本文计算的结果更显著. 于是由此热力梯度强迫产生的潮湿土壤风中尺度环流要比本研究提供的结果更强盛. 当土壤湿度减小到 $M<0.4$ 时，相反的情况将要出现. 以上讨论表明，在灌溉地区，取 $M=0.4$ 所计算得到的结果能合理地代表在干旱地区灌溉所引起的气候变化.

2. 地转风对湿土壤风环流的影响

例 2 是用来研究与湿土壤风环流移动方向同向和反向地转风对该环流的影响. 图 2(a)

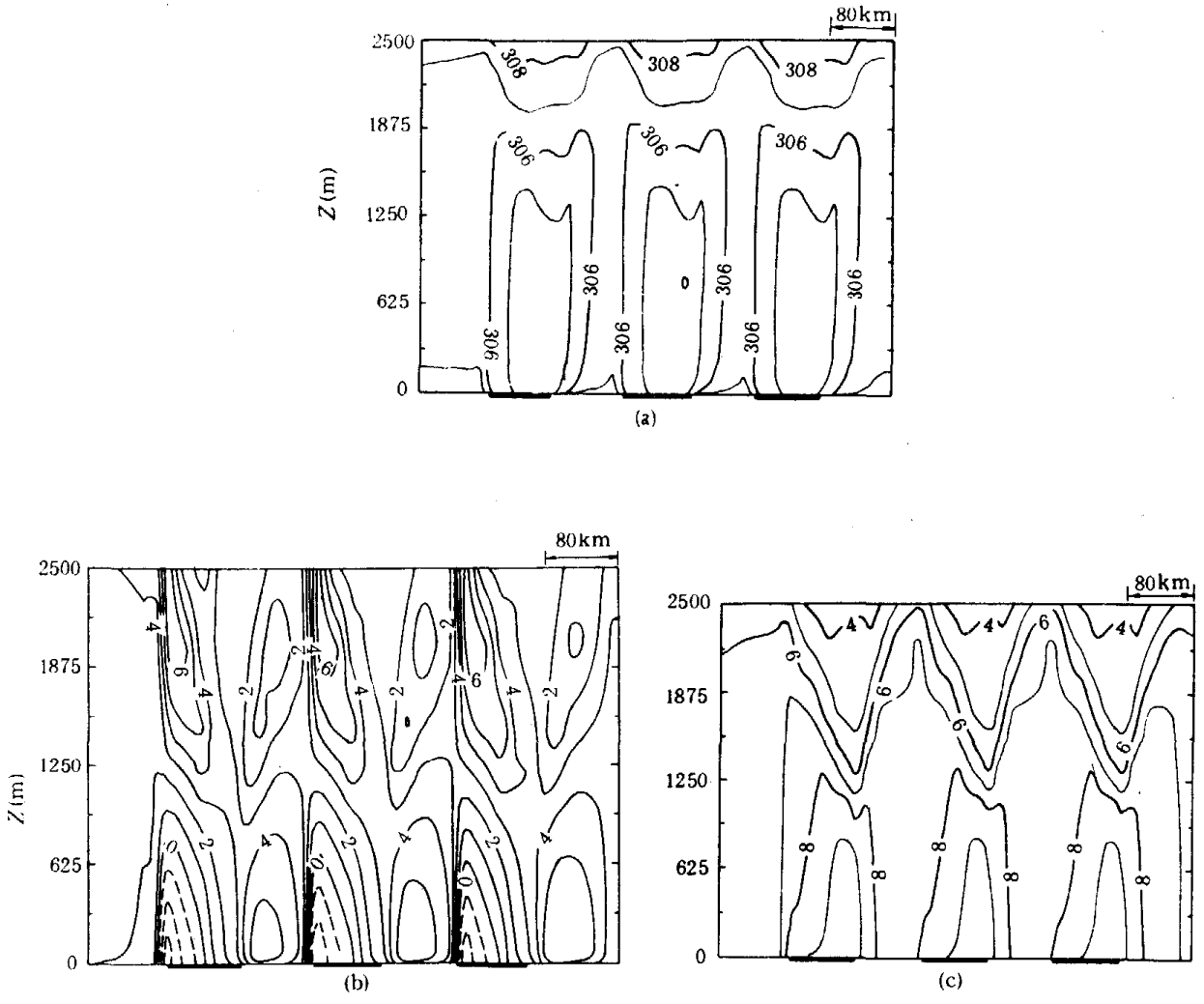


图 2 例2情况（说明分别同图 1(a), (c), (d)）

为1400 LST的垂直位温剖面．图2(a)与图1(a)比较表明，两者的混合层厚度、干、湿土壤上气温对比等都大致相同．唯一不同的是：在没有地转风时，湿土壤上方的冷空气堆是以湿土壤中心成轴对称分布(图1(a))，而当u分量地转风不等于0时，由于地转平流作用，该冷空气堆向其下风方向移动，其移动距离与地转风速强度有关．由于地转风与热力强迫的局地中尺度环流相互作用，当湿土壤风环流与地转风同向(如图2(b)中环流2，4和6)，这些中尺度环流强度加大，向下游移动加快；当局地中尺度环流与地转风方向相反时，由于地转风的抵消作用，环流强度减弱，又由于地转风的阻塞作用使环流移动速度减慢．环流的辐散辐合带和上升下沉运动区也相应地向地转风下游方向漂移(图略)．图2(c)为1400 LST的比湿垂直剖面图．与图1(d)相比较，除湿气堆向潮湿土壤下风方向漂移外，混合层内比湿差从例1时的3 g/kg减少到2 g/kg．其原因可解释如下：当水汽在锋区前辐合上升后，由于在例2中混合层回流消失，向上输送水汽不能像例1那样全部由回流带到潮湿土壤上方下沉，而是向下游输送．在下游辐散下沉区，一部分水汽被输送到地面，而余下部分则继续向下游平流．所以地转风的存在使水汽局地循环系统受到不同程度破坏．

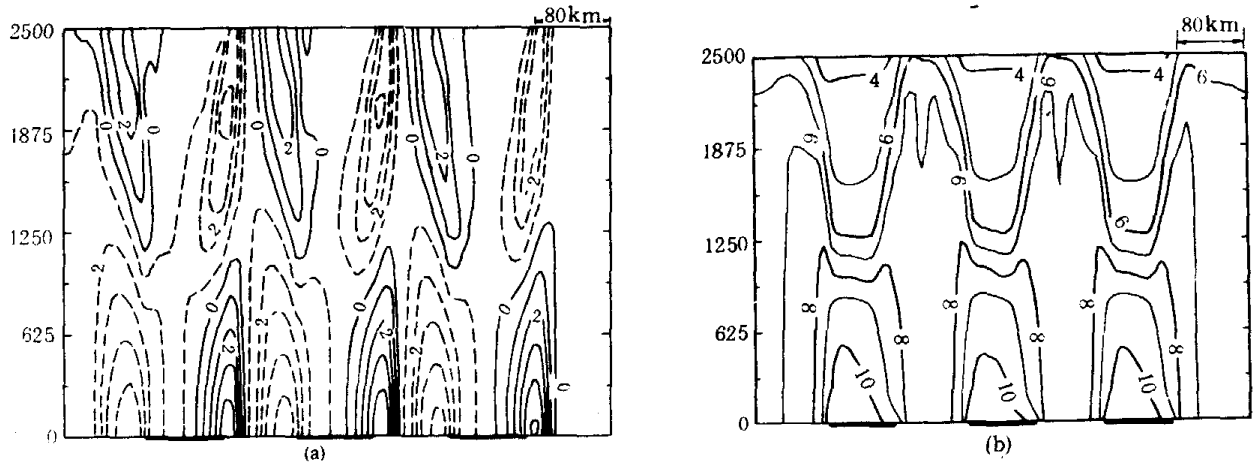


图3　例3情况(说明分别同图1(c)，(d))

例3是研究地转风v_g对潮湿土壤风环流的影响．在地转科氏力的作用下，向西移动的环流1，3，5略有加强，移行速度加快；而向东移动的环流2，4和6做作相反变化，如图3(a)所示．1400 LST的比湿垂直剖面图(图3(b))和位温垂直剖面图(图略)与图1(a)和(d)的比较表明了与风速类似的变化．这些事实说明，地转科氏力对湿土壤风环流的影响是很有限的．

三、结　论

本文使用土壤-大气相互作用模式研究有、无地转风的天气条件下，在中纬度干旱地区、晚夏时期，由于大面积灌溉导致土壤湿度中尺度水平不均匀分布对中尺度气候的影响．文中介绍的土壤模式的优点是：它只要输入较容易测量的表征土壤结构参数就可计算ψ_e，K_w^{sat}和λ．主要结论如下：

(1)在土壤初值湿度对比为$M=0.05$和$M=0.4$的条件下，一个在性质上类似于海风环流的潮湿土壤风环流在热力强迫下产生，其水平风速可达5—6m/s，垂直尺度可达1.1—1.3 km(不包括回流)，水平尺度可达70—80 km．在该中尺度环流的前部有一温度、比湿和风速不连续区——锋区．穿越锋区，在混合层内气温降低、比湿增大，风力增强，混合层高度降低．

(2)在这个中尺度环流的作用下,从土壤表面蒸发的水汽在该环流的有机组织起来向锋区输送,并在锋前辐合带上升. 这个过程有利于对流云的生成和发展,增加对流性降水机会,并有利于水资源的循环.

结论(1)和(2)说明,在干旱地区大面积灌溉将使该地区原属干旱气候在不同程度上向沿海性气候转变.

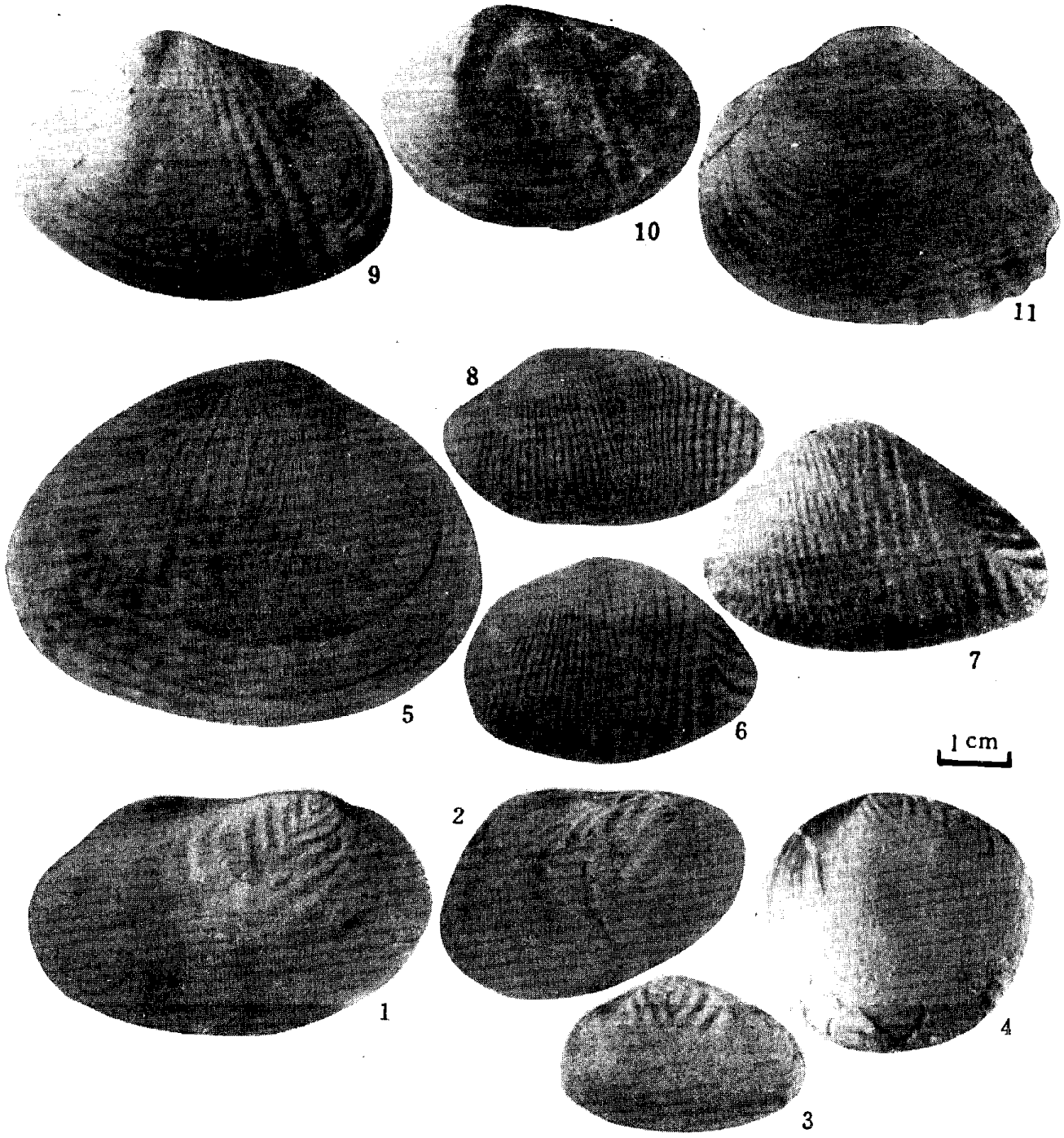
(3)土壤湿度中尺度不均匀分布引起显热通量和混合层内气温的水平变化,并由此热力地强迫产生湿土壤风中尺度环流. 这个中尺度环流的存在又以正反馈的形式增强土壤湿度不均匀分布的热力效应.

(4)在天气尺度系统的作用下,当地转风与中尺度环流同向时,中尺度环流风力增大,移速增快; 当中尺度环流与地转风反向时,情况相反; 当地转风与环流运动方向垂直时,地转风对环流的影响是很有限的.

该研究得到 LASG 的支持,在此表示感谢.

参 考 文 献

[1] Jia Xinyan & Ye Zhuojia, *Advances in Atmospheric Sciences*, **17**(1990), 441—452.
[2] Ye Zhuojia & Jia Xinyuan, *ibid.*, **8**(1991), 339—350.
[3] Pielke, R.A., *Mon. Wea. Rev.*, **102**(1974), 115—139.
[4] Mahier, Y. & Pielke, R.A., *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**(1977), 213—218.
[5] McNider, R.T. & Pielke, R.A., *J. Atmos. Sci.*, **38**(1981), 2198—2212.
[6] Campbell, G. S., *Soil Physics with Basic*, Elsevier Science Publishers B.V., 1985, 150.
[7] Campbell, G. S., *Soil Sci.*, **117**(1974), 311—314.
[8] Clapp, R. & Hornberger, G., *Water Resour Res.*, **14**(1978), 601—604.
[9] Campbell, G. S. & Campbell, M. D., *Advances in irrigation*, **1**(1982), 25—42.
[10] Ye, Z. J., Segal, M. & Pielke, R.A., *J. Atmos. Sci.*, **44**(1987), 3341—3354.



类三角蚌类系统演化过程中壳饰的周期性变化 Neocomian 期半光滑壳：

1.*Eonppononaia promaeva* Guo et Zhang, ×3;2. *Danlengiconcha intermedia*(Guo),×3;3.*Cyotrigonioides yunnanensis* Guo, ×3;4. *Cyotrigonioides orbicularis* Guo, ×3; Aptian-Albian 期富脊壳：5. *Trigonioides kodairai* Kobayashi et Suzuki, ×1.5 ; 6, 7. *Trigonioides tetoriensis* Maeda ×1.5; 8. *Nippononaia ryosekiana* Suzuki, ×1.5 ; Cenomanian-Coniacian 期的后半光滑壳：9.*Hoffetrigonia*(*Kumamotoa*) *mifunensis* (Tamura), ×0.9;10. *Hoffetrigonia* (*Kumamotoa*) *paucisulcata* (Suzuki), ×1; 11. *Pseudohyria*(*Liotrigonioides*) *levis* Guo, ×1.