中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 3 期: 305 ~ 317
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

孤立绿洲系统演化的动力学理论研究

李耀锟[①*], 巢纪平[②]

① 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875;
② 国家海洋环境预报中心, 北京 100081
* E-mail: liyaokun@bnu.edu.cn

收稿日期: 2014-07-14; 接受日期: 2014-11-03; 网络版发表日期: 2015-02-11
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2014CB953903)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: 2013YB45)资助

摘要 假定绿洲和荒漠组成一个与周围环境无物质和能量交换的孤立系统, 在能量守恒的条件下分析绿洲的分布和演变特征, 结果表明, 绿洲的演变会出现多平衡态分布的特征. 在初始面积较小时, 第一个平衡态表征了绿洲面积增加的解, 此时荒漠地表-冠层温差较大, 绿洲和荒漠之间存在较强的能量交换, 绿洲通过降温增加面积而荒漠升温导致面积减小; 第二个平衡态表征了绿洲面积减小的解, 荒漠地表-冠层温差较为合适. 若迁移后绿洲面积增加, 则平衡态不稳定, 能量迁移趋向于零, 绿洲和荒漠能量各自达到平衡, 绿洲面积最终等于初始面积. 进一步分析表明, 两个平衡态的性质完全不同, 在绿洲面积有较大增加的平衡态中, 绿洲和荒漠的反照率差异越小、水分差异越大, 绿洲和荒漠间的能量交换越强, 能量迁移后绿洲面积增加越多, 而绿洲面积减小的平衡态则相反, 绿洲和荒漠的反照率差异越大、水分差异越小, 能量迁移后绿洲越容易维持在初始面积上. 初值向平衡点的演化分析表明, 荒漠地表温度较高的初值点更容易向绿洲面积增加的平衡态收敛.

关键词
能量守恒
绿洲
荒漠
双平衡态

绿洲是干旱区典型的自然景观. 绿洲生态系统的维持和稳定为干旱区居民提供了赖以生存和发展的条件(张强和胡隐樵, 2002). 我国西北地处干旱区, 占国土面积 4%的绿洲聚集着 95%以上的人口和 90%以上的社会财富(韩德林, 1999; 张强和胡隐樵, 2002), 而近 50 年来, 西北地区绿洲化与沙漠化并存, 植被覆盖总体有所退化(黄荣辉等, 2011), 这无疑对西北地区社会经济的可持续发展构成了严峻的挑战. 绿洲的稳定与调控成为应对荒漠化的重要手段, 绿洲演变的研究有着重要的理论和应用价值.

Charney(1975)最早从理论上将生物通过反照率变化的反馈机制引入到 Sahel 地区的干旱研究中, 他指出由于植被破坏导致反照率增加, 会进一步导致干旱的加剧和植被的减少. Dickinson(1984)开创性地将植被的蒸腾作用引入到大气模式中. 此后陆面模式得到了较大发展, 绿洲研究也逐步呈兴旺之势, 然而现有研究主要集中在绿洲灌溉农业、绿洲土壤与土地利用、绿洲与荒漠过渡带的生物、气候等方面, 有关绿洲基本理论研究则十分薄弱(王亚俊和曾凡江, 2010). 为数不多的工作有, Pan 等(2001)考虑绿洲地区的能量平衡分析了蒸发率的分岔解和绿洲面积突变的条件. 在此基础上, 吴凌云等(2003, 2004)将绿

中文引用格式: 李耀锟, 巢纪平. 2015. 孤立绿洲系统演化的动力学理论研究. 中国科学: 地球科学, 45: 305–317
英文引用格式: Li Y K, Chao J P. 2015. The dynamical evolution theory of the isolated oasis system. Science China: Earth Sciences, 58: 436−447, doi: 10.1007/s11430-014-4941-1

洲的能量平衡与边界层大气运动相耦合, 从理论上分析了绿洲的气候效应, 巢纪平等(2005)进一步利用该理论模型分析了反照率和冠层阻抗对大气运动的影响. 张强等(2003)将绿洲系统近似为一个定态、开放的热力学系统, 分析了绿洲系统各种内外因素对熵流的影响. 这些工作提高了对绿洲的理论认识水平, 对生产实践活动也具有一定的科学指导意义. 因此, 进一步加强绿洲的理论研究, 有助于进一步完善绿洲研究, 使绿洲研究更加系统化; 有助于进一步总结各种经验和规律, 为西部大开发深入开展提供更为科学合理的指导意见.

影响绿洲演变的因素非常多, 从其他角度对绿洲演变的研究还有: 樊自立(1993)按照塔里木盆地绿洲的形成历史将其演变分为古绿洲、旧绿洲和新绿洲, 分析了自然因素与人为因素对古代绿洲衰亡的影响. 穆桂金等(2000)将绿洲演变分为三种类型: 人为干扰型、气候波动型及构造活动型.

本文在 Pan 等(2001)工作的基础上, 将绿洲与其荒漠背景看作是一个孤立系统, 利用下垫面的能量平衡, 在系统能量守恒的条件下, 引入绿洲和荒漠的能量交换分析绿洲的演变, 得到了一系列有意义的结论.

1 绿洲的能量平衡

绿洲一词有多种定义, 经过学术界的讨论, 目前取得一些共识, 如绿洲存在于干旱区、半干旱区的荒漠背景条件下; 有水源保证或者稳定的水资源; 适于植被繁茂生长等(高华君, 1987; 沈玉凌, 1994; 韩德林, 1999). 为了简化分析, 本文的"绿洲"在满足以上的特征的基础上, 定义成完全为繁茂的植被所覆盖的区域.

绿洲植被冠层的净辐射能量为

$$R_{\mathrm{c}}=\left(1-\alpha_{\mathrm{c}}\right)Q_{\mathrm{a}}+\varepsilon_{\mathrm{a}}\sigma T_{\mathrm{a}}^{4}-\varepsilon_{\mathrm{c}}\sigma T_{\mathrm{c}}^{4}, \tag{1}$$

式中, 下标c表示冠层, α_{c}为植被的反照率, Q_{a}为到达冠层顶部的太阳辐射, $\varepsilon_{\mathrm{a}}\sigma T_{\mathrm{a}}^{4}$为大气向下的长波辐射, $\varepsilon_{\mathrm{c}}\sigma T_{\mathrm{c}}^{4}$为冠层向上的长波辐射. ε_{a}, ε_{c}为相应的比辐射率, σ为斯蒂芬-波尔兹曼常数, T_{a}为冠层顶部的大气温度, T_{c}为植被冠层温度. T_{a}, T_{c}为绝对温度. 利用

$$T_{\mathrm{c}}^{4}=(T_{\mathrm{a}}+T_{\mathrm{c}}-T_{\mathrm{a}})^{4}\approx T_{\mathrm{a}}^{4}+4T_{\mathrm{a}}^{3}(T_{\mathrm{c}}-T_{\mathrm{a}}), \tag{2}$$

可将冠层净辐射能(1)式近似写成

$$R_{\mathrm{c}}=\left(1-\alpha_{\mathrm{c}}\right)Q_{\mathrm{a}}+\left(\varepsilon_{\mathrm{a}}-\varepsilon_{\mathrm{c}}\right)\sigma T_{\mathrm{a}}^{4}+4\varepsilon_{\mathrm{c}}\sigma T_{\mathrm{a}}^{3}\left(T_{\mathrm{a}}-T_{\mathrm{c}}\right), \tag{3}$$

式中, $(\varepsilon_{\mathrm{a}}-\varepsilon_{\mathrm{c}})\sigma T_{\mathrm{a}}^{4}$可称为等温净长波辐射(Monteith, 1981).

植被冠层和周围空气间的感热通量, 本质上是湍流扩散过程, 用空气动力学的参数化方案来计算感热通量

$$H_{\mathrm{c}}=\frac{\rho_{\mathrm{a}}C_{\mathrm{p}}\left(T_{\mathrm{c}}-T_{\mathrm{a}}\right)}{r_{\mathrm{a}}}, \tag{4}$$

式中, ρ_{a}为空气密度, C_{p}为空气的定压比热, $r_{\mathrm{a}}=(C_{\mathrm{d}}\overline{V})^{-1}$为空气阻抗, C_{d}为空气的拖曳系数, $\overline{V}$为冠层风速的参考值.

潜热通量来自空气中水分的蒸发和叶面的蒸腾, 可近似写成

$$E_{\mathrm{c}}=\frac{\rho_{\mathrm{a}}L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}+r_{\mathrm{c}}}\left[q^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{c}}\right)-rq^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)\right], \tag{5}$$

式中, L_{v}为相变潜热, r_{c}为冠层阻抗, $q^{\mathrm{s}}(T)$为温度 T 时的饱和比湿, r 为空气的相对湿度. 由于蒸腾, 叶面附近空气中水分充分, 已达到饱和, 故取饱和比湿 $q^{\mathrm{s}}(T_{\mathrm{c}})$, 而大气未达到饱和, 利用相对湿度将其写为 $rq^{\mathrm{s}}(T_{\mathrm{a}})$. 将饱和比湿在 T=T_{a} 处展开

$$q^{\mathrm{s}}\left(T\right)=q^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)+\left.\frac{\partial q^{\mathrm{s}}}{\partial T}\right|_{T=T_{\mathrm{a}}}\left(T-T_{\mathrm{a}}\right). \tag{6}$$

于是潜热通量写成

$$E_{\mathrm{c}}=\frac{\rho_{\mathrm{a}}L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}+r_{\mathrm{c}}}\left[\left(1-r\right)q^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)+\Delta\left(T_{\mathrm{c}}-T_{\mathrm{a}}\right)\right], \tag{7}$$

式中, 已令 $\Delta=\left.\frac{\partial q^{\mathrm{s}}}{\partial T}\right|_{T=T_{\mathrm{a}}}$. 潜热通量(5)式实际上是把单片叶子的气孔阻抗(Penman, 1948)推广到了植被冠层表面. 单层模型很难区分植物蒸腾和土壤蒸发, 因此在计算地面完全为低矮植被覆盖时效果较好(陈曦, 2012).

根据(3), (4)和(7)式, 绿洲植被冠层的能量平衡为

$$T_{\mathrm{c}}=T_{\mathrm{a}}+n_{\mathrm{c}}\equiv f_{\mathrm{c}}\left(T_{\mathrm{a}}\right), \tag{8}$$

式中

$$n_{\mathrm{c}}=\frac{\left(1-\alpha_{\mathrm{c}}\right)Q_{\mathrm{a}}-\left(\varepsilon_{\mathrm{c}}-\varepsilon_{\mathrm{a}}\right)\sigma T_{\mathrm{a}}^{4}-\frac{\rho_{\mathrm{a}}L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}+r_{\mathrm{c}}}\left(1-r\right)q^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)}{4\varepsilon_{\mathrm{c}}\sigma T_{\mathrm{a}}^{3}+\frac{\rho_{\mathrm{a}}C_{\mathrm{p}}}{r_{\mathrm{a}}}+\Delta\frac{\rho_{\mathrm{a}}L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}+r_{\mathrm{c}}}}.$$

上面(8)式给出了能量平衡条件下植被冠层温度与大气温度的制约关系. 根据相关研究(张强和胡隐樵, 2002; 黄荣辉等, 2011; 陈曦, 2012), 取 T_{a}=10℃,

Q_a=180 W m^{-2}, α_c=0.15, C_d=2.5×10^{-3}, $\overline{V}$ = 2 m s^{-1}, r_c=150 s m^{-1}, r=0.3, ε_a=0.83, ε_c=0.96 给出冠层温度与其上空气温度之差(冠-气温差)随各个参数的变化(图 1). 图中一个参数变化时, 其他参数均固定在给定的参考值上.

阻抗增大不利于冠层和大气之间的能量交换, 因此, 冠-气温差随空气动力学阻抗和冠层阻抗的增加而增加(图 1(a)和(b)). 植被的反照率的增加导致更多的能量被反射, 冠层温度会下降(图 1(c)). 相对湿度表征了冠层上方空气的湿润程度, 空气相对湿度增大时, 冠层蒸发减小温度升高, 导致冠-气温差随相对湿度的增大而增大(图 1(d)).

应当指出, 以上分析的各个参数均存在复杂的变化特征, 且不同参数间还存在着相互关联. 陆面模式物理过程更为细致, 各个参量的取值较为复杂, 依赖的参数非常之多(Dickinson 等, 1993; Dai 等, 2001), 本文中能量平衡与陆面模式是基本一致的, 不同之处在于为了便于理论分析, 只是给出了各参量的参考气候态分布. 这么做虽然比较粗糙, 但是却也能抓住陆面过程的物理本质, 便于从理论上分析其整体效应.

2　荒漠的能量平衡

本文中荒漠是指绿洲周围地表完全无植被覆盖的区域, 与绿洲类似, 荒漠的净辐射能量可以写为

$$R_s = (1-\alpha_s)Q_a + \varepsilon_a\sigma T_a^4 - \varepsilon_s\sigma T_s^4, \tag{9}$$

式中, 下标 s 表示荒漠属性. α_s 为荒漠的地表反照率, T_s 为地表温度, ε_s 为地表的比辐射率.

感热、潜热通量分别写为

$$H_s = \frac{\rho_a C_p (T_s - T_a)}{r_a}, \tag{10}$$

$$E_s = \frac{\rho_a L_v}{r_a}\left[\alpha q^s(T_s) - r q^s(T_a)\right]. \tag{11}$$

潜热通量的计算采用了α法, α表示在土壤表层空气的相对湿度, 可用土壤近表层的含水量 w_s(单位体积土壤中含有水的体积)来表示(Barton, 1979)

$$\alpha = \begin{cases} \dfrac{1.8w_s}{w_s + 0.3}, & w_s < 0.375; \\ 1, & w_s \geqslant 0.375, \end{cases} \tag{12}$$

式中, 0.375 可视为土壤的饱和持水量, α还有其他类似的参数化方法(Yasuda 和 Toya, 1981; Noilhan 和 Planton, 1989). 采用与绿洲类似的处理方法, 最终可

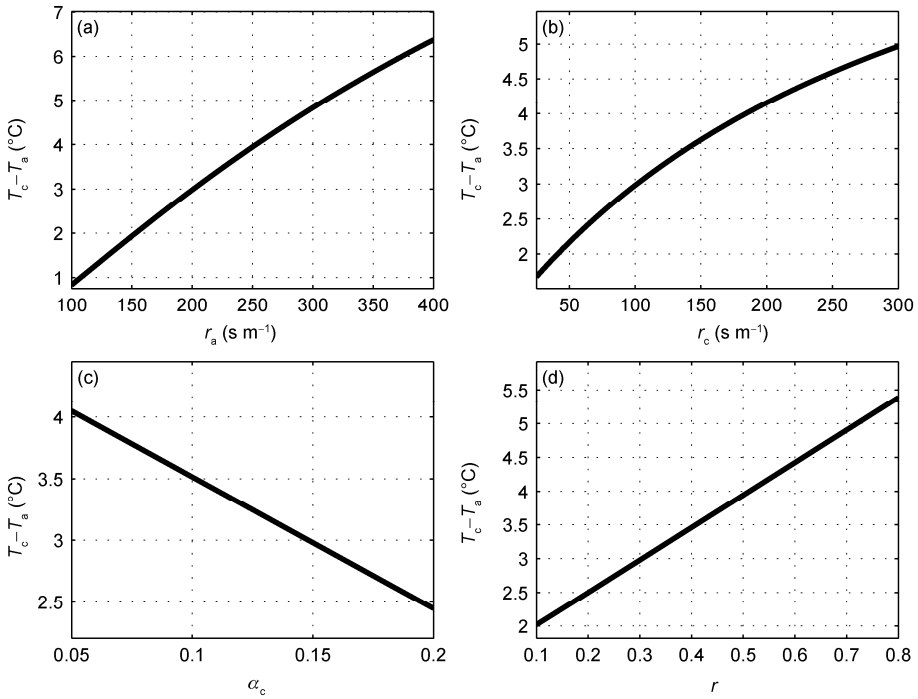

图 1　冠-气温差随空气动力学阻抗(a)、冠层阻抗(b)、植被反照率(c)及相对湿度(d)的变化图

将荒漠地表的能量平衡归纳为

$$T_{\mathrm{s}} = T_{\mathrm{a}} + n_{\mathrm{s}} \equiv f_{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right), \tag{13}$$

式中

$$n_{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right) = \frac{\left(1-\alpha_{\mathrm{s}}\right)Q_{\mathrm{a}} - \left(\varepsilon_{\mathrm{s}} - \varepsilon_{\mathrm{a}}\right)\sigma T_{\mathrm{a}}^{4} - \left(\alpha - r\right)\dfrac{\rho_{\mathrm{a}} L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}} q^{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)}{4\varepsilon_{\mathrm{s}}\sigma T_{\mathrm{a}}^{3} + \dfrac{\rho_{\mathrm{a}} C_{\mathrm{pa}}}{r_{\mathrm{a}}} + \alpha\Delta\dfrac{\rho_{\mathrm{a}} L_{\mathrm{v}}}{r_{\mathrm{a}}}}.$$

取地表反照率α_{s}=0.25, 土壤含水量 w_{s}=0.1, 分别计算荒漠地表土壤与大气的温差(地-气温差)随各参数的变化(图 2). 土壤湿润会增加土壤中水分的蒸发量, 降低土壤温度, 减小地-气温差(图 2(b)). 其他参数不再具体分析, 可参见图 1.

3 能量守恒

以上分析中绿洲和荒漠各自达到了能量平衡, 彼此间没有能量交换, 本节进一步讨论能量可以在绿洲与荒漠间互相迁移时绿洲的演变特征. 令绿洲与其周围的荒漠与外界没有能量交换, 为一孤立系统, 则绿洲与荒漠的总能量守恒.

设初始时绿洲的面积为 a_0, 则系统的总能量可以写为

$$E_0 = a_0 C_{\mathrm{c}} T_{\mathrm{c},0} + \left(1-a_0\right) C_{\mathrm{s}} T_{\mathrm{s},0}, \tag{14}$$

式中, C_{c} 为植被冠层的热容量, C_{s} 为土壤的热容量, $T_{\mathrm{c},0}$, $T_{\mathrm{s},0}$ 分别为植被和荒漠各自能量平衡关系式(8)和(13)式对应的温度, 写为

$$T_{\mathrm{c},0} = f_{\mathrm{c}}\left(T_{\mathrm{a}}\right), \tag{15}$$

$$T_{\mathrm{s},0} = f_{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right). \tag{16}$$

则在给定初始面积给定的条件下, (14)式为一已知量.

能量迁移时绿洲的面积相应发生改变, 令迁移时绿洲的面积为 a, 植被温度为 T_{c}, 地表温度为 T_{s}, 于是迁移时系统的总能量为

$$E = aC_{\mathrm{c}}T_{\mathrm{c}} + \left(1-a\right)C_{\mathrm{s}}T_{\mathrm{s}}. \tag{17}$$

由于假定系统与外界没有能量交换, 系统的能量守恒, 即可得到

$$aC_{\mathrm{c}}T_{\mathrm{c}} + \left(1-a\right)C_{\mathrm{s}}T_{\mathrm{s}} = E_0. \tag{18}$$

式(18)给出了在能量守恒条件下绿洲面积与绿洲植被温度、荒漠地表温度所满足的约束关系.

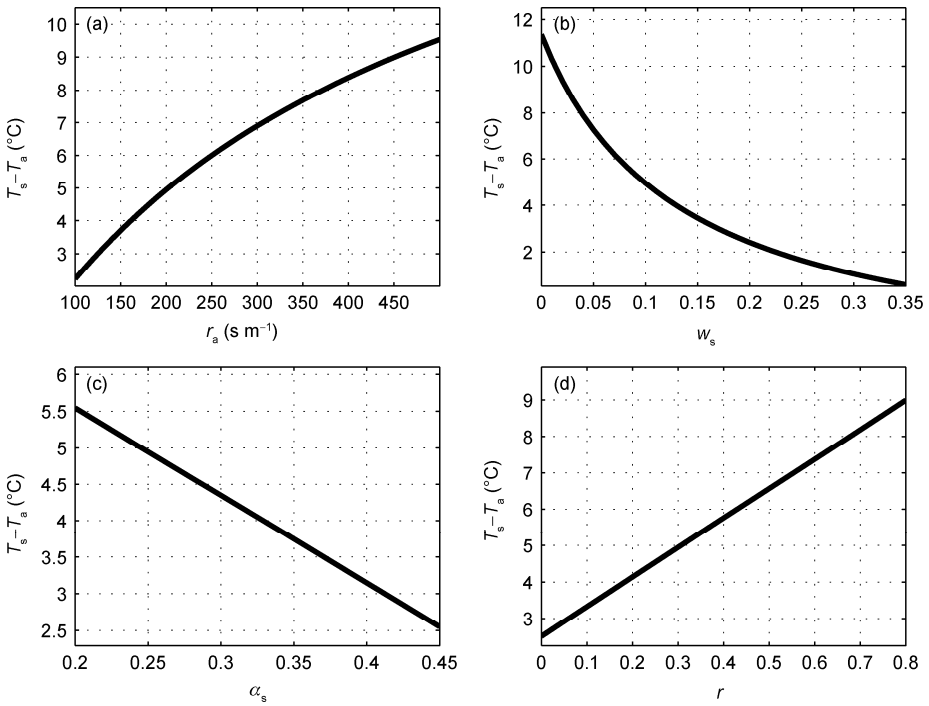

图 2 地-气温差随空气动力学阻抗(a)、土壤含水量(b)、土壤反照率(c)及空气相对湿度(d)的变化

4　动力系统及其平衡态

能量迁移时绿洲植被和荒漠各自的能量平衡关系(15)和(16)两式均不再满足, 其温度方程可写为

$$\tau_{\mathrm{c}}\frac{\mathrm{d}T_{\mathrm{c}}}{\mathrm{d}t}=\left(1-q_{\mathrm{c}}\right)\varphi_{\mathrm{c}}+\frac{1-a}{a}q_{\mathrm{s}}\varphi_{\mathrm{s}}\equiv F\left(T_{\mathrm{c}},T_{\mathrm{s}}\right), \tag{19}$$

$$\tau_{\mathrm{s}}\frac{\mathrm{d}T_{\mathrm{s}}}{\mathrm{d}t}=\left(1-q_{\mathrm{s}}\right)\varphi_{\mathrm{s}}+\frac{a}{1-a}q_{\mathrm{c}}\varphi_{\mathrm{c}}\equiv G\left(T_{\mathrm{c}},T_{\mathrm{s}}\right), \tag{20}$$

式中

$$\varphi_{\mathrm{c}}=f_{\mathrm{c}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)-T_{\mathrm{c}}, \tag{21}$$

$$\varphi_{\mathrm{s}}=f_{\mathrm{s}}\left(T_{\mathrm{a}}\right)-T_{\mathrm{s}}. \tag{22}$$

τ_{c}, τ_{s}表示能量迁移的时间尺度. q_{c}, q_{s}分别为植被向荒漠、荒漠向绿洲的能量迁移, 设其可写为

$$q_{\mathrm{c}}=\eta a\left(T_{\mathrm{c}}-T_{\mathrm{s}}\right), \tag{23}$$

$$q_{\mathrm{s}}=\eta\left(1-a\right)\left(T_{\mathrm{s}}-T_{\mathrm{c}}\right), \tag{24}$$

式中, η为比例系数, 称为能量迁移系数.

动力系统(19)和(20)式的平衡点满足

$$F\left(T_{\mathrm{c}}^{*},T_{\mathrm{s}}^{*}\right)=0, \tag{25}$$

$$G\left(T_{\mathrm{c}}^{*},T_{\mathrm{s}}^{*}\right)=0. \tag{26}$$

(25)和(26)两式相加可得

$$a^{*}\varphi_{\mathrm{c}}^{*}+\left(1-a^{*}\right)\varphi_{\mathrm{s}}^{*}=0. \tag{27}$$

将(27)式代入(25)式

$$\eta\left(T_{\mathrm{c}}^{*}-T_{\mathrm{s}}^{*}\right)\left(2a^{*}-1\right)=1. \tag{28}$$

将(28)式代入(23)和(24)两式, 可得达到平衡态时的能量迁移为

$$q_{\mathrm{c}}^{*}=\frac{a^{*}}{2a^{*}-1}, \tag{29}$$

$$q_{\mathrm{s}}^{*}=-\frac{1-a^{*}}{2a^{*}-1}. \tag{30}$$

由(27), (29)和(30)式可知, 当系统达到平衡态时, 系统总的剩余能量为零, 能量迁移分别只与绿洲和荒漠的平衡态面积有关.

令 $X=\dfrac{a^{*}}{1-a^{*}}$, 根据(18), (27)和(28)三式消去 T_{c}, T_{s}可得到变量 X 的一个一元三次方程(推导见附录)

$$\alpha X^{3}+\beta X^{2}+\chi X+\delta=0, \tag{31}$$

$$\alpha=\pi_{1},$$

$$\beta=\left(C_{\mathrm{s}}-C_{\mathrm{c}}\right)\left[\frac{1}{\eta}+\left(T_{\mathrm{s},0}-T_{\mathrm{c},0}\right)\right]\left(1+X_{0}\right)-\pi_{1}X_{0},$$

$$\chi=\left(C_{\mathrm{s}}-C_{\mathrm{c}}\right)\left[\frac{1}{\eta}-\left(T_{\mathrm{s},0}-T_{\mathrm{c},0}\right)\right]\left(1+X_{0}\right)-\pi_{1}, \tag{32}$$

$$\delta=\pi_{1}X_{0},$$

式中, $X_{0}=\dfrac{a_{0}}{1-a_{0}}$, $\pi_{1}=C_{\mathrm{s}}T_{\mathrm{s},0}-C_{\mathrm{c}}T_{\mathrm{c},0}$. 当 $\pi_{1}=0$ 时, 有 $E_{0}=C_{\mathrm{c}}T_{\mathrm{c},0}=C_{\mathrm{s}}T_{\mathrm{s},0}$, 此时(31)式退化为二次方程, 其两个根为 $X=0$, $X=-\chi/\beta$, 即 $a=0$, $a=\dfrac{1}{2}-\dfrac{1}{2\eta\left(T_{\mathrm{s},0}-T_{\mathrm{c},0}\right)}$, 即能量迁移后绿洲植被面积要么变为 0, 要么在 0.5 附近, 这表明荒漠地表-冠层温差和迁移系数的加大均有利于绿洲和荒漠之间的能量交换, 较强的能量交换将使绿洲和荒漠各自占据 50%的面积, 而无论绿洲的初始面积有多大或者多小. 一般而言, $\pi_{1}>0$, 因此(31)式为三次方程. 利用三次方程的判别(A6)式, 即可讨论三次方程的根在不同参数下的变化特征.

平衡点 $(T_{\mathrm{c}}^{*}, T_{\mathrm{s}}^{*})$ 处的 Jacobi 矩阵为

$$\boldsymbol{J}=\left[\begin{array}{cc}\dfrac{\partial F}{\partial T_{c}} & \dfrac{\partial F}{\partial T_{\mathrm{s}}}\\ \dfrac{\partial G}{\partial T_{\mathrm{c}}} & \dfrac{\partial G}{\partial T_{\mathrm{s}}}\end{array}\right]_{\left(T_{\mathrm{c}}^{*},T_{\mathrm{s}}^{*}\right)}, \tag{33}$$

其特征值λ满足

$$\left|\begin{array}{cc}\dfrac{\partial F}{\partial T_{\mathrm{c}}}-\lambda & \dfrac{\partial F}{\partial T_{\mathrm{s}}}\\ \dfrac{\partial G}{\partial T_{\mathrm{c}}} & \dfrac{\partial G}{\partial T_{\mathrm{s}}}-\lambda\end{array}\right|_{\left(T_{\mathrm{c}}^{*},T_{\mathrm{s}}^{*}\right)}=0. \tag{34}$$

若对某平衡点而言, 若特征值的实部全部是非零的, 即 $\mathrm{Re}\lambda\neq0$, 则系统称为双曲的. 若所有特征值 $\mathrm{Re}\lambda<0$, 则该平衡点是稳定的; 若至少有一个特征值 $\mathrm{Re}\lambda>0$, 则该平衡点是不稳定的(刘式适和刘式达, 2011).

5　平衡态随参数的变化

根据戴永久等(1997)、黄荣辉等(2011), 植被冠层、土壤的体积热容量分别取为 $C_{\mathrm{c}}=4.23\times10^{3}$ J m^{-3} K^{-1}, $C_{\mathrm{s}}=1.12\times10^{6}$ J m^{-3} K^{-1}. 推导过程引入了初始面积 a_{0}, 迁移系数η两个参数, 分析解随这两个参数的分布特征(图 3 和 4). 图中斜线阴影围住的区域表示三次方程(31)判别式大于 0, 此时方程只有一个实数解, 该实数解绿洲面积不在 0 到 1 之间, 是无物理意

义的计算解, 已在图中舍去. 斜线阴影区域以外, (31)式有三个实数解, 其中一个无物理意义, 也已舍去, 因此方程(31)式存在两个有物理意义的实数解, 即动力系统存在着两个平衡态. 利用(34)式计算平衡点的Jacobi 矩阵的特征值λ, 计算结果表明, 在竖阴影线围住的区域, 所有特征值均满足 Reλ<0, 即平衡态是稳定的, 在无阴影区域, 至少有一个 Reλ>0, 平衡点是不稳定的.

斜阴影区将解分成为两个部分, 左边的一段绿洲初始面积较小(小于 0.5), 而右边的一段绿洲初始面积较大(大于 0.5). 根据第一个平衡态(图 3), 当绿洲初始面积小于 0.5 时, 能量迁移后绿洲面积会增加到接近 0.5, 相比初始面积有了较大的增加, 但是荒漠地表-冠层温差较大, 可达 10℃以上, 较大的温差有利于绿洲和荒漠之间维持较强的能量交换. 稳定性分析表明, 此时平衡态是稳定的. 而当绿洲初始面积大于 0.5 时, 能量迁移后绿洲面积会减小, 荒漠地表-冠层温差为负数, 即冠层温度要高于荒漠地表温度, 此时平衡态不稳定, 即稍有扰动, 绿洲面积将演化到初始面积上, 绿洲和荒漠各自达到能量平衡, 能量交换最终为 0.

第二个平衡态(图 4)表明, 在绿洲初始面积较小(小于 0.5)时, 能量迁移后绿洲面积略有减小, 荒漠地表-冠层温差不大, 绿洲和荒漠之间的能量交换较弱, 当迁移系数较小时, 绿洲面积甚至可以增加. 稳定性分析表明, 以绿洲初始面积为界, 若迁移后绿洲面积小于初始面积, 则平衡态是稳定的(图 4 中左端竖线阴影区), 若迁移后绿洲面积增加, 则平衡态是不稳定的. 当绿洲初始面积大于 0.5 时, 迁移后绿洲面积减小到接近 0.5, 同时, 荒漠地表-冠层温差为负数, 且较大. 在该段内, 平衡态是稳定的.

以上分析也可以从(28)式中得到, 当 a^*<0.5 时, 有 T_c^*<T_s^*, 即荒漠地表-冠层温差为正数, 在η固定时, a^*越接近于 0.5, 则 $T_c^*-T_s^*$越大. 当 a^*>0.5 时, 有 T_c^*>T_s^*, 即荒漠地表-冠层温差为负数, a^*越接近于 0.5, 则 $T_c^*-T_s^*$越大. 稳定性分析表明, 与初始面积相比, 第一个平衡态绿洲面积增加是稳定的, 而第二个平衡态绿洲面积减小是稳定的. 一般而言, 绿洲面积要远远小于荒漠面积, 且荒漠地表温度要高于植被冠层的温度, 因此, 下文中只分析绿洲初始面积小于 0.5 时的情形.

两个平衡态表明绿洲演化存在着两个完全不同

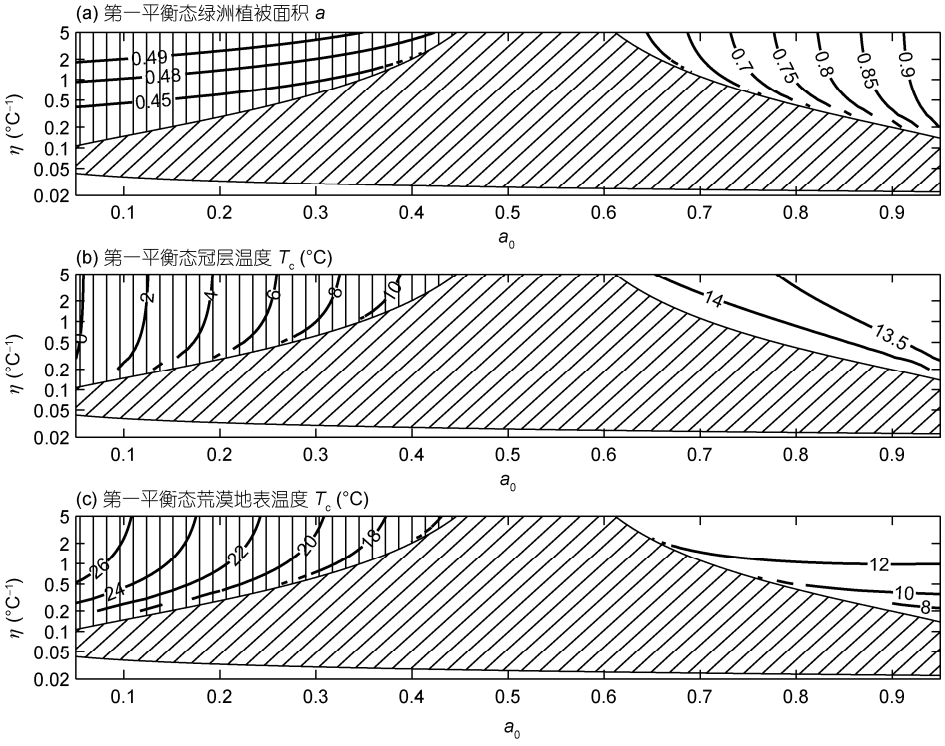

图 3　第一平衡态在参数空间(η, a_0)内的分布

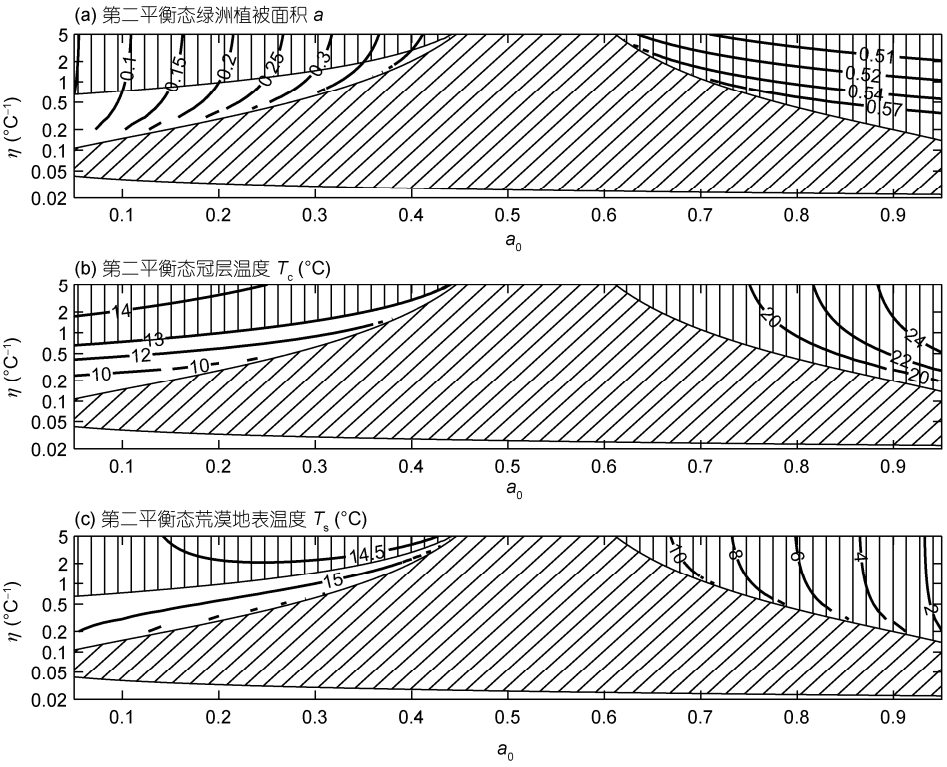

图 4　第二平衡态在参数(η, a_0)空间内的分布

的轨迹, 第一个平衡态是绿洲面积增加的解, 即能量迁移将使绿洲面积扩张, 对西北干旱区绿洲的保持和发展无疑是有利的, 但是该平衡态荒漠地表-冠层温差较大, 此时绿洲和荒漠之间存在着较为强烈的能量交换. 第二平衡态是绿洲面积减小或维持的解, 即能量迁移不利于绿洲面积的增加, 这似乎跟实际情况更为接近一些.

根据以上分析, 取η=1℃$^{-1}$, a_0=0.2, 分析平衡态在不同植被反照率α_c, 叶面阻抗 r_c下的分布特征, 如图 5 和 6 所示, 图中竖线阴影围住的区域表示平衡态是稳定的.

第一个平衡态(图 5)表明, 迁移后绿洲面积由初始值 0.2 增加到 0.4 以上, 增加了 1 倍以上. α_c越大、r_c 越小, 冠层温度越低而荒漠地表温度越高, 绿洲和荒漠间的能量交换就越强, 绿洲面积增加越多, 这一平衡态中, 能量迁移后荒漠地表-冠层温差可达 10℃以上, 冠层温度甚至会低于大气温度. 第一个平衡态在所取的参数空间内均是稳定的. 第二个平衡态(图 6)表明, 与初始面积相比, 迁移后绿洲面积变化幅度不大, 均在 0.2 附近浮动. 与第一个平衡态相反, α_c越大、r_c 越小, 迁移后绿洲面积越小, 甚至会低于初始面积, 造成绿洲面积缩减. 冠层温度和荒漠地表温度均随α_c增加、r_c减小而降低, 荒漠地表-冠层温差也在逐步减小, 不过变化幅度不大, 约在 3~4℃. 迁移后绿洲面积减小, 平衡态是稳定的, 绿洲面积增加对应的平衡态是不稳定的.

对于第一个平衡态而言, 无论绿洲中是何种植被类型, 能量迁移后绿洲面积均有较大幅度的增加, 根据前文理论分析可知, 为了维持孤立系统的能量守恒, 绿洲通过增加面积来弥补温度降低造成的能量损失. 绿洲中植被对水分需求越大(叶面阻抗越小)、反照率越大绿洲面积增加的幅度越大. Zuo 等(2011)分析观测资料后指出植被增加会减小表面的加热作用, 其作用类似一个异常的冷源, 这从观测的角度说明了理论分析结果的合理性, 虽然观测可能未必完全符合理论分析所需要的条件. 第二个平衡态则相反, 无论绿洲中植被种类如何, 能量迁移后绿洲面积会比初始面积有所减小(增加时不稳定, 最终回到初始面积), 但是减小的程度非常小, 此时植被蒸腾消耗的水分越少越有利于绿洲面积维持或略有

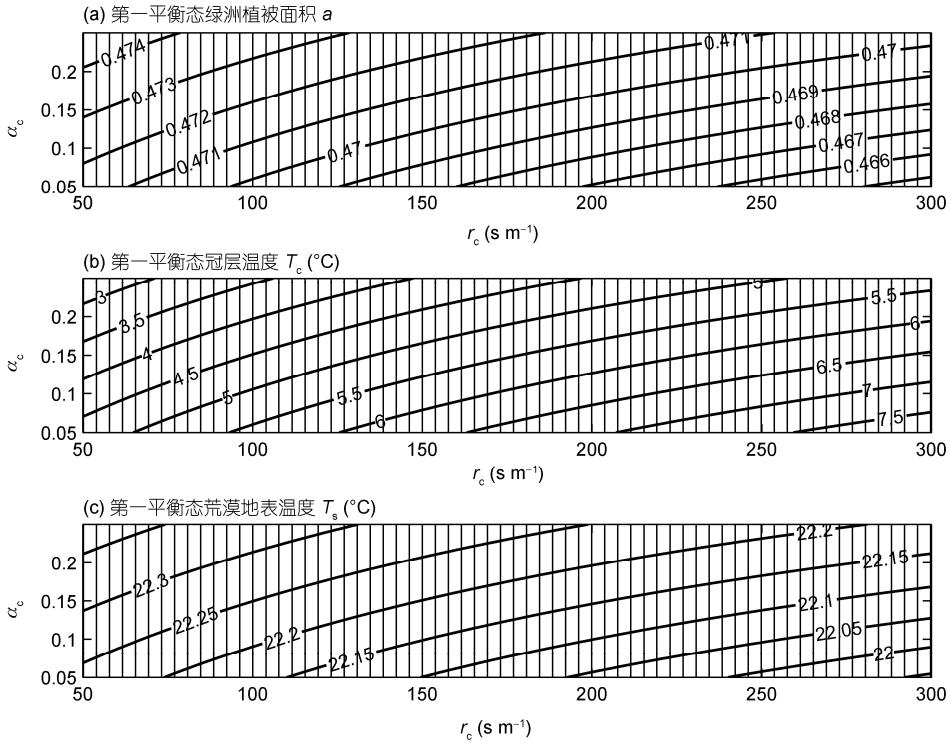

图 5　第一平衡态在参数(r_c, α_c)空间内的分布

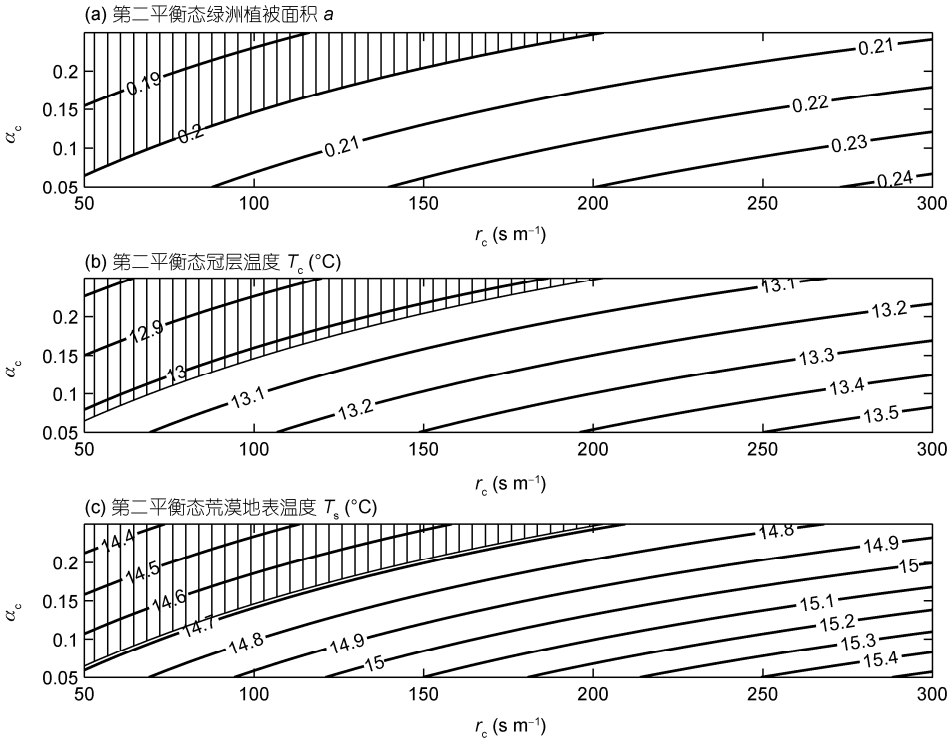

图 6　第二平衡态在参数(r_c, α_c)空间内的分布

减小, 即在缺水地区种植耐旱的植被更为合理一些.

图 7 和 8 给出了平衡态随荒漠反照率α_s、土壤含水量 w_s 的分布特征. 与前类似, 斜线阴影围住的区域表明在该参数范围内三次方程只有一个实数解, 为无物理意义的计算解. 剩余区域内三次方程有三个实数解, 其中一个无物理意义. 由图可知当地表反照率α_s、土壤含水量 w_s 太大时无平衡态解对应. 竖线阴影围住的区域表示平衡态是稳定的.

第一个平衡态(图 7)表明, 与初始面积相比, 能量迁移后绿洲面积增加了 1 倍左右. 地表反照率越小, 土壤含水量越小, 冠层温度越低而荒漠地表温度则越高(荒漠地表-冠层温差最大可达 30℃以上), 绿洲和荒漠之间的能量交换越强, 绿洲面积越容易增加. 在给定参数域中, 第一个平衡态是稳定的. 一般而言, 荒漠地表反照率要更大一些, 这一平衡态意味着荒漠与绿洲在反照率上的差异越小, 能量迁移后绿洲面积越大, 同时, 荒漠与绿洲在湿度上的差异越显著, 也越有利于绿洲面积增加. 第二个平衡态(图 8)表明, 迁移后绿洲面积变化不大, 基本能维持在初始面积附近. 与第一个平衡态相反, 地表反照率越大, 土壤越湿润, 绿洲面积越容易增加, 而冠层温度和荒漠地表温度也越低. 荒漠地表-冠层温差的变化范围不大, 在 2℃附近. 第二个平衡态当绿洲面积减小时是稳定的. 这一平衡态中荒漠和绿洲反照率差异较大、荒漠土壤较为湿润均有利于绿洲维持在初始面积上. 虽然实际中很难找到完全符合理论分析的例子, 但是根据观测资料分析找到一些可以类比的例子, 如春季长江中下游到华北地区异常偏湿的土壤会增加水分的蒸发, 最终导致长江中下游地区夏季降水增加(Zhang 和 Zuo, 2011), 降水增加有利于植被维持在其原有的面积上.

综上所述, 考虑能量迁移后绿洲演变会出现三个平衡态, 舍去一个没有物理意义的计算解, 剩余两个平衡态显示了绿洲演变截然不同的两个特征. 在给定初始面积和迁移系数的条件下, 第一个平衡态表明能量迁移后绿洲面积有较大的增加, 面积甚至可以增加 1 倍以上, 但对应的荒漠地表-冠层温差则较大, 可达 10℃以上. 绿洲和荒漠反照率差异越小

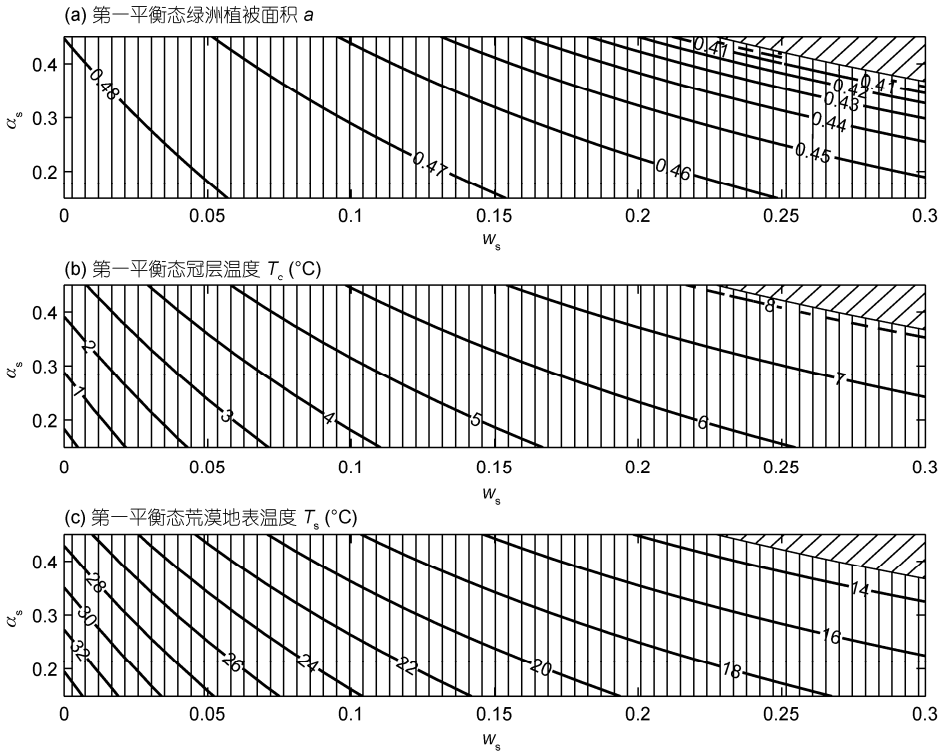

图 7　第一平衡态在参数(w_s, α_s)空间内的分布

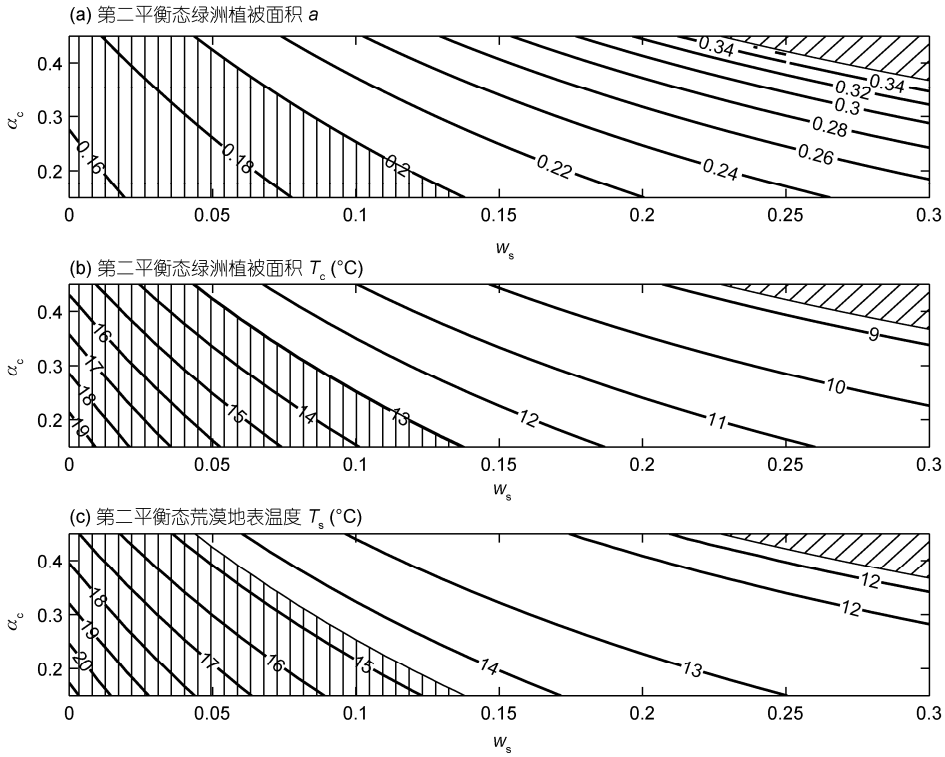

图 8　第二平衡态在参数(w_s, α_s)空间内的分布

(植被反照率增加而荒漠地表反照率减小)、水汽差异越大(较小的叶面阻抗意味着植被蒸腾作用较为旺盛, 需要较多的水分供应, 较低的土壤湿度意味着土壤含水量少, 较为干燥)二者之间的能量交换就越强烈, 绿洲面积增加的也越多. 第二个平衡态表明迁移后绿洲面积不会有明显变化, 这一平衡态要求的荒漠地表-冠层温差在较为合适的范围. 绿洲和荒漠反照率差异越大(植被反照率较小而荒漠地表反照率较大)、水汽差异越小(叶面阻抗较大的植被蒸腾作用较弱, 更为耐旱, 而荒漠土壤水分含量增加使二者水分差异减小)绿洲越容易维持在初始面积上. 阻抗稳定性分析则表明, 第一个平衡态中绿洲面积增加是稳定的, 而第二个平衡态中绿洲面积减小是稳定的.

从能量守恒的观点来看, 绿洲较为稳定, 不容易发生绿洲面积大幅减小的情况, 这对绿洲的发展无疑是有利的, 但是这并不意味着人类活动不应该受到任何限制. 对于人类生产生活而言, 绿洲面积增加更为有利, 但第一个平衡态出现的可能性似乎较低, 实际中较难找到合适的例子, 如何让绿洲向着人类有利的方向演变无疑是一个非常有意义的研究课题.

6　不同初值在相空间内的轨迹

考察动力系统的时间积分在相空间中的轨迹. 注意到对张弛时间τ_c, τ_s 的大小没有给出确切的定义, 计算表明它们的大小并不会对平衡点的位置, 但却影响达到平衡点所需的时间及不同初值点在相空间内的轨迹. 如果令$\tau_c=\tau_s=r_a\cdot K$, 其中 K 为热量的湍流交换系数, r_a为空气的动力学阻抗, 若取K=10^6 W m^{-1} K^{-1}, 可计算得到特征时间$t=K\cdot r_a^2\Big/\left(\rho\cdot C_p\right)$约在 1 年左右.

选取(η=1, a_0=0.2)计算平衡态解在相空间内的轨迹(图 9). 图中 A, B 两点分别表示迁移后的两个平衡点. 通过 A, B 点的虚线分别为各自的分型线. 实线表示不同的初值随时间的演变过程.

由图 9 可知, 迁移后平衡点 A 对应着绿洲面积有较大增加的解, 而平衡点 B 则对应着绿洲面积略有减小的解, 此时面积减小的程度非常小, 基本仍维持在初始面积上. 时间积分表明, 两个平衡点都是稳定

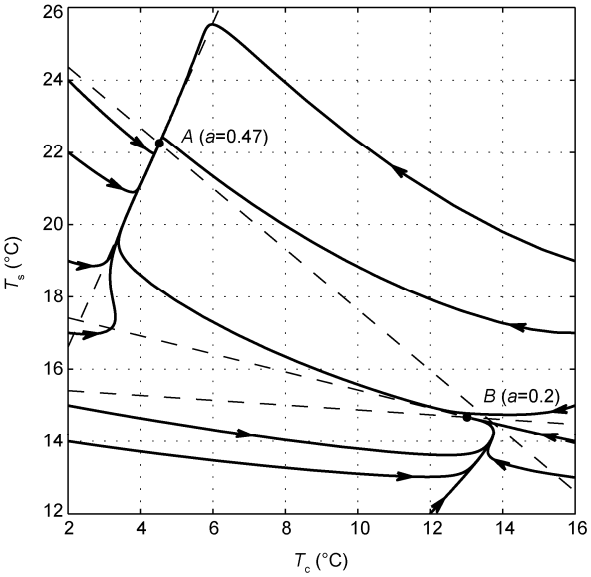

图 9　(η=1, a_0=0.2)时不同初值在相空间内的轨迹

的, 这与前文的分析是一致的. 当平衡点 B 的对应的绿洲面积大于初始面积时, 平衡点 B 是不稳定的, 其附近的初值点会向($T_{c,0}$, $T_{s,0}$)点收敛, 该点表示绿洲和荒漠之间没有能量交换(图略). 由此可见, 对于第二个平衡点而言, 若绿洲面积增加, 则绿洲和荒漠间的能量迁移最终将趋于 0, 能量各自达到平衡, 绿洲面积最终将回归到初始面积上.

初值收敛到哪一个平衡点是取决于其与分型线在相平面上的相对位置. 平衡点 A 附近的初值, 最终沿其分型线达到 A 点. 平衡点 B 附近的初值, 或沿着 A 点的分型线向 A 点收敛、或沿着 B 点分型线向 B 点收敛. 通过计算可以发现, B 点斜率(绝对值)较小的分型线决定的不同初值的收敛方向, 当初值点在该分型线之上时, 即使此时初值更靠近平衡点 B, 初值仍将向平衡点 A 收敛; 同理, 当初值点在该分型线下方时, 即使此时初值更靠近平衡点 A, 初值仍将向平衡点 B 收敛; 当初值恰好在该分型线上时, 初值将向平衡点 B 收敛. 以上分析表明, 初值对荒漠地表温度更为敏感, 分型线附近很小的荒漠地表温度差别都会让初值收敛到不同的平衡点上, 温度增加, 特别是荒漠地表温度增加, 对初值向绿洲面积增加的平衡点 A 演化十分有利, 这似乎是使绿洲面积有较大增加的一个有效途径. 当然, 其中涉及到具体的物理过程仍有待于进一步分析讨论.

7　结论

本文首先分别考虑绿洲和荒漠地区的能量平衡, 给出了冠-气温差, 地-气温差随各参数的变化, 进一步引入绿洲和荒漠能量交换的概念, 将绿洲演变归结为一个动力系统, 分析了动力系统平衡态随参数的分布及其稳定性.

绿洲演变存在三个平衡态, 其中一个无物理意义, 已舍去. 在给定参数的条件下, 第一个平衡态是绿洲面积增加的解. 植被反照率增加、叶面阻抗减小、土壤湿度减小、地表反照率减小均有利于绿洲面积的增加. 这一平衡态要求荒漠地表-冠层温差较大, 甚至可达 10℃以上, 较大的温差有利于绿洲和荒漠之间维持较强的能量交换. 绿洲和荒漠间能量交换达到动态的平衡, 平衡态也是稳定的. 实际中很难找到天然绿洲面积大幅增加的例子, 这表明绿洲面积增加的平衡态需要满足较多的条件, 在自然状态下不容易发生.

第二个平衡态是绿洲面积减小的解. 以初始面积为界, 当能量迁移后绿洲面积增加时, 平衡态是不稳定的, 此时绿洲和荒漠能量交换将趋向于零, 最终各自达到能量平衡, 而绿洲面积回到初始面积上. 当迁移后绿洲面积减小时, 平衡态是稳定的, 此时绿洲面积虽不会增加, 但是也不会有太大的减小, 基本可以维持在初始面积附近. 与第一个平衡态不同, 植被反照率减小、叶面阻抗增加、土壤湿度增加、地表反照率增加均有利于绿洲面积的维持甚至增加(增加时平衡态不稳定). 这一平衡态要求的荒漠地表-冠层温差在较为合适的范围之内, 似乎更符合惯常理解下的气候状态.

不同初值在相空间内的演变表明, 平衡点 B 斜率(绝对值)较小的分型线起着至关重要的作用, 当初值在该分型线上方时, 不同的初值最终都沿着平衡点 A 的分型线向其收敛, 绿洲面积有较大增加; 而当初值在该分型线下方时, 初值最终沿着平衡点 B 的分型线向其收敛, 绿洲面积则略有减小.

由于绿洲的演变极为复杂, 受到多种因素的影响, 本文假定绿洲和荒漠为一孤立系统, 且没有考虑水源等影响绿洲演变的重要因子, 所得的结果只适用于绿洲和荒漠能量存在交换的情景, 即使在此种情况下, 绿洲演变仍然会出现两个平衡态, 其演变性质完全不同, 仍有必要进一步对其分析研究.

附录

由(27)式可得

$$\varphi_{\mathrm{s}} = -X\varphi_{\mathrm{c}}\,, \tag{A1}$$

将(A1)式代入(28)式可得

$$T_{\mathrm{s}} = T_{\mathrm{c}} + \frac{1}{\eta}\cdot\frac{1+X}{1-X}\,. \tag{A2}$$

(A2)式代入(18)式中, 消去 T_{s} 后得到

$$\left(C_{\mathrm{s}} + XC_{\mathrm{c}}\right)T_{\mathrm{c}} = \left(1+X\right)E_0 - C_{\mathrm{s}}\frac{1}{\eta}\cdot\frac{1+X}{1-X}\,. \tag{A3}$$

(A2)式代入(A1)式中消去 T_{s}

$$\left(1+X\right)T_{\mathrm{c}} = T_{\mathrm{s},0} + XT_{\mathrm{c},0} - \frac{1}{\eta}\cdot\frac{1+X}{1-X}\,. \tag{A4}$$

(A3), (A4)两式消去 T_{c}, 即可得到关于 X 的单变量方程

$$\alpha X^3 + \beta X^2 + \chi X + \delta = 0\,, \tag{A5}$$

而

$$\begin{aligned}
&\alpha = \pi_1,\\
&\beta = \left(C_{\mathrm{s}} - C_{\mathrm{c}}\right)\left[\frac{1}{\eta} + \left(T_{\mathrm{s},0} - T_{\mathrm{c},0}\right)\right]\left(1+X_0\right) - \pi_1 X_0,\\
&\chi = \left(C_{\mathrm{s}} - C_{\mathrm{c}}\right)\left[\frac{1}{\eta} - \left(T_{\mathrm{s},0} - T_{\mathrm{c},0}\right)\right]\left(1+X_0\right) - \pi_1,\\
&\delta = \pi_1 X_0,
\end{aligned}$$

式中, $X_0 = \dfrac{a_0}{1-a_0}$, $\pi_1 = C_{\mathrm{s}}T_{\mathrm{s},0} - C_{\mathrm{c}}T_{\mathrm{c},0}$.

方程(A5)是变量 X 的一元三次方程, 求解方程即可得到面积 a 的分布. 方程(A5)的判别式(范盛金, 1989)写为

$$\Delta = B^2 - 4AC, \tag{A6}$$

式中

$$\begin{aligned}
&A = \beta^2 - 3\alpha\chi,\\
&B = \beta\chi - 9\alpha\delta,\\
&C = \chi^2 - 3\beta\delta.
\end{aligned}$$

当 $\Delta < 0$ 时, 方程(A5)有三个实数根, 当 $\Delta > 0$ 时, 方程有一个实数解和一对共轭虚根.

致谢 本文写作得到了董文杰教授的大力支持以及三位评审专家富有建设性的意见, 特此致谢.

参考文献

巢纪平, 周德刚. 2005. 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, 29: 37–46

陈曦. 2012. 亚洲中部干旱区蒸散发研究. 北京: 气象出版社. 7–9, 21–24

戴永久, 曾庆存, 王斌. 1997. 一个简单的陆面过程模式. 大气科学, 21: 705–716

樊自立. 1993. 塔里木盆地绿洲形成与演变. 地理学报, 48: 421–427
范盛金. 1989. 一元三次方程的新求根公式与新判别法. 海南师范学院学报: 自然科学版, 2: 91–98
高华君. 1987. 我国绿洲的分布和类型. 干旱区地理, 10: 23–29
韩德林. 1999. 中国绿洲研究之进展. 地理科学, 19: 313–319
黄荣辉, 陈文, 马耀明, 等. 2011. 中国西北干旱区陆-气相互作用及其对东亚气候变化的影响. 北京: 气象出版社. 7–27
刘式适, 刘式达. 2011. 大气动力学. 第 2 版. 北京: 北京大学出版社. 548
穆桂金, 刘嘉麒. 2000. 绿洲演变及其调控因素初析. 第四纪研究, 20: 539–547
沈玉凌. 1994. “绿洲”概念小议. 干旱区地理, 17: 70–74
王亚俊, 曾凡江. 2010. 中国绿洲研究文献分析及研究进展. 干旱区研究, 27: 501–506
吴凌云, 巢纪平. 2004. 一个简单陆气耦合模式中的绿洲荒漠化效应. 气候与环境研究, 2: 350–360
张强, 胡隐樵. 2002. 绿洲地理特征及其气候效应. 地球科学进展, 17: 477–486
张强, 胡隐樵, 侯平. 2003. 绿洲系统维持机制的非线性热力学分析. 中国沙漠, 23: 174–181
Barton I J. 1979. A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. J Appl Meteorol, 18: 43–47
Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Q J R Meteorol Soc, 101: 193–202
Dai Y, Zeng X, Dickinson R E. 2001. Common Land Model (CLM). CLM technical documentation and user's guide
Dickinson R E. 1984. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. Geophys Monogr Ser, 29: 58–72
Dickinson R E, Henderson A H, Kennedy P J, et al. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to community climate model. NCAR Technical Note. Boulder, CO: National Center For Atmo-spheric Research
Monteith J L. 1981. Evaporation and surface temperature. Q J R Meteorol Soc, 107: 1–27
Noilhan J, Planton S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Mon Weather Rev, 117: 536–549
Pan X L, Chao J P. 2001. The effects of climate on development of ecosystem in oasis. Adv Atmos Sci, 18: 42–52
Penman H L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc R Soc A-Math Phys Eng Sci, 193: 120–145
Wu L, Chao J, Fu C, et al. 2003. On a simple dynamics model of interaction between oasis and climate. Adv Atmos Sci, 20: 775–780
Yasuda N, Toya T. 1981. Evaporation from non-saturated surface and surface moisture availability. Pap Meteor Geophys, 32: 89–98
Zhang R, Zuo Z. 2011. Impact of spring soil moisture on surface energy balance and summer monsoon circulation over East Asia and precipitation in East China. J Clim, 24: 3309–3322
Zuo Z, Zhang R, Zhao P. 2011. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer. Clim Dyn, 36: 1207–1219