

青藏高原土壤-植被在气候变化 中反馈作用的探讨*

李英年 赵新全 曹广民

(中国科学院西北高原生物研究所, 西宁, 810001)

摘 要

依地面有效辐射、净辐射, 以及水热平衡方程为出发点, 联系青藏高原土壤-植被有关物理性质, 探讨了土壤-植被在气候变化中的反馈作用。如果土壤-植被反射率减小, 土壤吸收热量增多, 下垫面温度得以提高; 植被存在较大的覆盖度, 可使土壤维持较强的持水能力, 对气候变化的平稳性有利, 气候异常现象减弱; 尽管径流量减少使土壤变得较湿, 下垫面温度有降低的趋势, 但远小于反射率减小所造成的增温效应, 地表温度仍将得到提高。

关键词: 青藏高原; 土壤-植被; 气候变化; 反馈作用

气候变化及其对陆地生态系统和人类生存环境的影响, 已成为举世关注的重大研究课题, 对此不同学科的研究工作者作了大量的研究报道(周广胜等, 1996a; 王绍武等, 1995; IPCC, 1996; 李英年等, 1999; 赵名茶, 1997)。然而气候变化在作用于生态系统发生变化的同时, 其土壤-植被又反馈于气候变化, 对气候产生新的影响(刘永强等, 1992; 周广胜等, 1996b; 李晓东等, 1997)。

青藏高原作为陆地生态系统特殊的地理单元, 在陆地生态系统中占有重要位置。由于该类型区域环境条件严酷, 地域上又隶属于地球第三极, 有着自身的特殊性和脆弱性。其土壤-植被系统一旦发生改变, 对生物圈内的稳定, 以及维护全球生命支持系统中的功能等有着举足轻重的作用。本文就青藏高原植被-土壤对气候变化过程中所起的影响作用给予探讨。

土壤-植被在气候变化中的作用

作为描述大气运动状态的气候, 它表征了一定区域内时间和空间上的基本环境特征。

* 国家基础研究规划项目(1998040800)和中国科学院知识创新工程项目(KS(X)-01-07)以及中科院北海高寒草甸生态系统定位站基金资助。

同时,一定的气候类型基本上决定了该地土壤-植被的分布类型状况。形成土壤-植被-大气统一的连续系统体,三者间存在有相互依存、相互影响的内部机制规律,表现出下垫面性质的改变,区域内气候也随之发生改变。例如:过去水草丰盛的罗布泊地区,现在却干燥少雨;美国西部在20世纪60年代大量开垦原生植被,下垫面性质改变后,沙风暴增多等(张家诚,1987)。可见,土壤-植被遭受破坏,造成一定区域的气候改变后,必将波及人类生存环境条件的恶化。

土壤-植被性质的改变受多方面的因素影响,其中有气候因素,也有人为因素。人们对食物的需求要进行垦殖,在其他方面还进行着薪炭、放牧等超负载的索取。势必使植被遭受破坏,植被变的稀疏,草地次生裸地替代原生植被,农业植被(包括裸地)替代自然植被,最终对自然生态平衡带来诸多不利。

气候趋势的发展也是不可忽视的一面,如果降水不变或降水增加不多的情景下气候持续趋暖化,将造成土壤植被的蒸散量加大,土壤湿度降低,气候变得更为干旱。相反土壤-植被对气候变化的作用也是明显的。因为,较好的植被可提高土壤贮存水分的能力,减少地表水径流,降低水土流失;较高的土壤水分及较大的植被覆盖度分布区域,地面粗糙度加大,可减少近地层温度的垂直梯度和干静力稳定度,空气水汽含量增多,地-气的水分和热量率加大,降水也相应丰富。在增大地面粗糙度的同时,可减小近地面水平风速;与裸地相比,土壤-植被存在有较大湿度,区域热容量大,可导致温度日较差、年较差降低,气候变化平稳;另外植被的存在,可使地表对太阳辐射的反射率降低,可调节大气温度等物理过程。总之,不同的土壤-植被的性质,可调节一地气候系统的能量分配及再分配,以及水分收支,从而导致气温、降水等一系列气候因子向新的平衡态发展。

人类活动及气候长期趋势发展,可使一地土壤-植被等发生变化,同时也给一地的气候现象带来新的演变,这种特征在土壤-植被与气候间的反馈作用是分不开的。为此有必要(至少在理论上)对此过程有初步的了解。

土壤-植被对气候影响的物理过程

Namias(1959)认为,降水较少时,土壤较干,消耗于土壤水分蒸发的热量较少,从而加强了地表向大气的感热通量输送,高层大气反气旋环流得以加剧,导致降水较少的天气形势容易维持。在土壤较湿的情景下,降水形势与之相反。他还发现,美国相邻月或相邻季之间同一类型天气异常的可能性形势易得到维持。20世纪70年代以来,大气环流模式及其地-气耦合模式、地-气相互作用的数值模拟实验结果表明(刘永强等,1992),土壤水分、植被类型的改变,将会导致气候发生明显的变化,其土壤湿度的变动会给地区气候带来持续性波动或异常。本文试图以地球表面的能量和水热平衡方程来解释青藏高原土壤-植被与气候变化间的相互关系。

1. 地表面有效辐射的改变

下垫面性质不同,有效辐射亦不同。而地面有效辐射(F)是地面放射辐射(E)与地面吸收大气逆辐射(SG)的差。即:

$$F = E - SG \quad (1)$$

其中, S 为下垫面相对辐射系数或称灰体系数; G 为大气逆辐射。翁笃鸣等(1991)发现, 在晴天状况下, 地面长波辐射与大气逆辐射之间存在有相关系数高达 0.97 以上的线性关系。所表现的关系有: $SG = k(E + d)$, k, d 为经验系数。即(1)式可表示为:

$$F = E - k(E + d) = E(1 - k) - kd = k_0E + d_0 \quad (2)$$

这里由于 $1 - k, kd$ 仍然是常数项, 故令 $k_0 = (1 - k)$ 和 $d_0 = -kd$ 。将不失一般性。

对于一定活动面, 当气候发生改变后, 土壤温度则发生相应变化。因而对于气候变化前后的地面有效辐射差异可表示为:

$$\Delta F = F_1 - F_2 = \Delta E - S\Delta G \quad (3)$$

其中角下标 1 和 2 为气候变化前后的表示, 由于有关系数在气候变化前后并不发生改变(或变化极为微弱), 从而依(2)和(3)式有:

$$\Delta F = k_0\Delta E \quad (4)$$

表明, 气候变化前后的地面有效辐射主要取决于前后活动面长波辐射的差异。根据斯蒂芬-波尔兹曼定理(翁笃鸣等, 1991)有:

$$E = S\delta\theta_\omega^4$$

δ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, 相当于 $0.817 \times 10^{-10} \text{ k} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{分}^{-1} \cdot \text{度}^{-4}$; 对于相对辐射系数可取 0.98; θ_ω^4 为下垫面温度。即变化前后有效辐射差可写为:

$$\Delta F = k_0\Delta E = k_0S(\delta\theta_{\omega 1}^4 - \delta\theta_{\omega 2}^4) \approx 4k_0S\delta\theta_\omega^3\Delta\theta_\omega \quad (5)$$

对于地表来讲, 地表性质(植被盖度、土壤湿度等)不同, 其热量差额将不同, 终久造成温度变化的差异性。即有:

$$Q = R_0 - P - LE_0 - B' \quad (6)$$

Q 为热量差额; R_0 为地面辐射差额; P 为乱流输送; LE_0 为蒸发耗热或凝结释放热(L 为汽化潜热; E_0 为蒸发量); B 为地表与下层的热交换。全球变化前后的差值有:

$$\Delta Q = \Delta R_0 - \Delta P - \Delta LE_0 - \Delta B' \quad (7)$$

这说明, 一地的热量差额不仅与地面辐射差额有关, 而且与蒸发耗热关系很大。不同植被类型的分布或土壤形态的差异其蒸发量差异较大, 从而可使地区热量差额发生改变。

2. 辐射平衡的改变

对于一地的辐射平衡, 可有方程(Jose P 等, 1995):

$$B = Q(1 - A) - F \quad (8)$$

B 为辐射平衡(或称辐射收支、辐射差额、净辐射); Q 为太阳总辐射; A 为地表反射率; F 为大气辐射。

对全球变化前后(分别以角标 1 和 2 表示), 辐射平衡方程有:

$$B_1 = Q_1(1 - A_1) - F_1$$

$$B_2 = Q_2(1 - A_2) - F_2 \quad (9)$$

于是有:

$$\Delta B = B_1 - B_2 = Q_2(1 - A_2) - Q_1(1 - A_1) - (F_2 - F_1)$$

$$= \Delta Q(1 - A) - Q\Delta A - \Delta F \quad (10)$$

$\Delta B, \Delta Q, \Delta A, \Delta F$ 分别为相应要素在变化前后的差值, 即当全球变化后, 引起辐射平衡差

异的因素是总辐射、地表反射辐射等差异所造成。对某一地而言,假设气候变化前后所获得的总辐射是基本相同的,即 $Q_1 = Q_2 = Q = 0, \Delta Q = 0$ 。从而有:

$$\Delta B = -Q\Delta A - \Delta F = -Q\Delta A - 4kS\delta\theta_{\omega}^3\Delta\theta_{\omega} \quad (11)$$

表现出对于某一地点,辐射平衡差异取决于气候变化前后地表反射率和下垫面温度状况。当植被-土壤形状发生改变后,可引起地表反射率的变化,下垫面温度随之有变化,最终造成辐射平衡的改变。正是植被自然分布的特殊性,如下垫面的颜色、水分含量、形状等,将导致植被层及局地辐射平衡的改变,终久影响气候的变化。

3. 水热平衡的变化

将大气-土壤-植被作为一个整体考虑,由地球表面存在的两个平衡方程,即能量和水平衡方程有(Jose P 等,1995):

$$B = P + LE_0 + H \quad (12)$$

$$r = f + E_0 + W \quad (13)$$

H 为地表与下层土壤间的热交换; P 为地面与大气间的热交换; r 为降水量; f 为径流量(地下地上); W 为土壤蓄水量变化(包括积雪、水库储水、土壤含水)。

对于一定时间尺度长的时期来讲,热量平衡中的 H 值较 B, P, LE_0 要小 $10^2 \sim 10^4$ 量级,因而热平衡方程可简写为:

$$B = P + LE_0 \quad (14)$$

而对于水量平衡中, W 的变化量较 r, f, E 小得多,故可略去 W 的影响。即有:

$$r = f + E_0 \quad (15)$$

由(14)和(15)有:

$$f = (Lr - B + P)/L \quad (16)$$

对于全球变化前后的径流量有:

$$\Delta f = f_1 - f_2 = (L\Delta r - \Delta B + \Delta P)/L \quad (17)$$

由前面知: $B = Q(1 - A) - F$ 。

$$\Delta F = S(\delta\theta_{\omega 1}^4 - \delta\theta_{\omega 2}^4) \approx 4S\delta\theta_{\omega}^3\Delta\theta_{\omega}$$

地气之间热交换 P 可表示为(周广胜等,1996b):

$$P = \rho C_p D(\theta_{\omega} - \theta) \quad (18)$$

θ_{ω} 表示地表温度; θ 为 2 米高度处的气温; ρ 为水汽密度; C_p 定压比热; D 为乱流扩散系数。全球变化前后的地气热交换量有:

$$\Delta P = \rho C_p D(\Delta\theta_{\omega} - \Delta\theta) \quad (19)$$

根据周广胜等(1996b)研究指出, $\Delta\theta_{\omega} = 18\Delta\theta$, 即下垫面变化对地表温度的影响等于其对空气温度影响的 18 倍。于是下垫面在全球变化前后的径流量变化可表示如下:

$$\Delta f = (L\Delta r + Q\Delta A + \beta\Delta\theta_{\omega})/L \quad (20)$$

$$\beta = 4S\delta\theta_{\omega}^3 + \rho C_p D \quad (21)$$

β 取决于空气的乱流交换系数,一般为 $0.071\text{J}/(\text{min}\cdot\text{K})$ (周广胜等,1996b)。由此有:

$$\Delta\theta_{\omega} = (L\Delta f - L\Delta r - Q\Delta A)/\beta \quad (22)$$

这样可由下垫面变化前后的径流量、降水及反射率已知,就可确定一地下垫面温度。事实上 Δf 的变化也可由变化前后的水量平衡方程来确定:

$$\Delta f = \Delta r - \Delta E \quad (23)$$

表明径流量变化取决于降水和蒸散量变化,对蒸散量计算方法很多,这些方法中大多用到实时的净辐射、温度及降水等气象要素值,而其温度是可预测的。于是看到,一地的径流量可通过降水及净辐射的变化来体现,由此可解释土壤-植被对一地的降水、温度等气候因素影响的作用过程。

结果和讨论

通过上述分析表明,如果一地土壤-植被的反射率减小,即 $\Delta A < 0$,在其他条件不变的情景下,土壤吸收热量多,下垫面温度得以提高,土壤-植被的蒸散量增大,局部地区空气水汽含量增多,利于降水的产生。表明较高的土壤水分和良好的植被覆盖度可使降水、温度有所增加的可能;同时植被的存在(或保持较大的覆盖度)将使降水增加的状况下,土壤-植被存在较强的持水能力,会导致地表径流的减少,得以提高土壤水分含量,进而对气候变化的平稳性有利,气候异常现象减弱,表明土壤植被具有调节气候的能力,植被覆盖度和土壤湿度越大,初始扰动导致系统异常维持的时间越短,因而系统回到正常平衡状态的速度也就越快。尽管径流量减少使得土壤-植被变得较湿,使下垫面温度有降低的趋势,但远小于反射率减小所造成的增温效应,地表温度仍将会得到提高。从而证实地-气系统异常的持续性特征与土壤和植被状况有一定的联系。

由(22)式可知,当降水不发生变化时,有: $\Delta \theta_w = (L\Delta f - Q\Delta A) / \beta$,即表明,一地径流量不变,反射率减小,温度将升高;当反射率不变,径流量加大,会使地表由于水分的降温作用减轻,而使温度升高。在青藏高原大部为天然放牧草地,地表反射率一般为 0.20 ~ 0.35,甚至更高,而且冬半年大于夏半年(季国良等,1996),我们于 1998 ~ 1999 年在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站的观测结果也是如此,暖季的 5 ~ 9 月平均达 0.25 (李英年,未发表)。假如植被遭受破坏,如超载过牧,气候干旱,“黑土滩”面积扩大,草场退化等,反射率将会明显提高。假设青藏高原太阳总辐射为太阳常数,即 $1360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (事实上观测结果有时往往超过此值),对植被变化后反射率增加或减少 5%,统计地表温度及气温的变化幅度,同时不考虑径流变化。则利用 $\Delta \theta_w = (L\Delta f - L\Delta r - Q\Delta A) / \beta$ 可粗略估算得出 $\Delta \theta_w = 15.96 \text{ K} = 0.06^\circ \text{C}$,表明,当反射率增加或减少 5% 时,下垫面温度降低或升高 0.06°C 左右,相应气温将较低或升高约 1.1°C 。这比周广胜等(1996b)对我国黄土高原地区的讨论结果要低。当然以上计算时没考虑地表径流及降水量的变化,由于过程的复杂性,其他方面工作有待进一步探讨。

青藏高原由于植物根系发达,盘根错节,土壤及土壤表层具有很多的植物残体,由于低温度的限制,土壤微生物活动并不旺盛,土壤呼吸强度微弱,特别是灌丛草甸土及沼泽土地带,地下植物残体和死根以半分解及未分解的形式留存与土壤,土壤有机质及腐殖质大部聚集在表层和亚表层,一旦发生温度略有升高,土壤呼吸强度则明显加大,如不考虑植物生理方面发生变化,从而可释放大量的 CO_2 、 CH_4 等痕量气体,这样可能产生较大的温室效应,造成土壤-植被为一个“热源”作用,进而也在气候变化中起到正反馈的机制,关

于这点有待作更深入的研究。

参 考 文 献

- 王绍武,叶瑾琳,1995.近百年全球气候变暖的分析.大气科学,19(4):549~553.
- 刘永强,叶笃正,季劲钧,1992.土壤湿度和植被对气候的影响.中国科学(B辑),4:41~48.
- 李英年,王启基,1999.气候变暖对青海农牧业生产格局的影响.西北农业学报,8(2):102~107.
- 李晓东,赵宗慈,1997.人类活动对未来东亚地区气候变化的影响.中国的气候变化与气候影响研究(丁一汇、石广玉主编).气象出版社:380~382.
- 季国良,1997.青藏高原地区辐射能收支的观测研究,中国的气候变化与气候影响研究.气象出版社:124~131.
- 张家诚,1987.气候干旱化问题,干旱气象文集.气象出版社:4~22.
- 周广胜,张新时,1996a.全球变化的中国气候-植被分类研究.植物学报,38(1):8~17.
- 周广胜,张新时,1996b.植被对于气候的反馈作用.植物学报,38(1):1~7.
- 赵名茶,1995.全球CO₂倍增对我国自然地域分异及农业生产的影响的预测.自然资源学报,10(2):148~157.
- 翁笃鸣,陈万隆,沈觉成,高家表,1991.小气候和农田小气候.农业出版社:7~20.
- Jose P. Peixoto and Abraham H. Oort (吴国雄,刘辉等译校),1995.气候物理学.气象出版社:72~103;172~190;213~242.
- IPCC, 1996. Climate change. The science of climate change. Houghton J T, LGM Filho, B A Callander, N Harris, A Kattenberg, K Maskell eds. Cambridge: Cambridge University Press: 572.
- Namias, J., 1959. Rossby memorial Vohume, Oxford Uni. Press, New York, 240~248.

THE FEEDBACK OF SOIL-VEGETATION SYSTEM TO THE CLIMATE CHANGES IN QING-ZANG PLATEAU

Li Yingnian Zhao Xinquan Cao Guangmin

(Northwest Plateau Institute of Biology, the Chinese Academy of Sciences, Xining, 810001)

Abstract

The feedback of soil-vegetation system to climate change in Qing-Zang plateau was studied using PAR, net radiation and the water-thermal balance equations, and relating the physical characteristics of soil-vegetation system. The results indicated that if albedo of soil-vegetation will be reduced, the soil thermal absorption will increase, consequently, the temperature of underlying surface will rise. Constant the annual precipitation keep and reducing stream of soil surface will be advantage for increasing vegetation coverage, and increase the ability of water holding of soil-vegetation system which will contribute to stabilize the climate changes and reduce unnatural changes in climate. Although reducing stream of soil surface could make soil-vegetation system more humid, and reduce the soil temperature. However, this effective will be far less than albedo depress, therefore, the soil surface temperature will be increased.

Key words: Qing-Zang plateau; Soil-vegetation system; Climate change; Feedback mechanism