

# 黄土高原旱区浅层黄土水分场的数值分析

李彦龙, 王铁行, 王娟娟

(西安建筑科技大学 土木工程学院, 陕西 西安 710055)

**摘要:** [目的] 研究黄土高原浅层土体水分场在春季连续干旱条件下的动态变化。[方法] 通过非饱和黄土二维非稳态流有限元控制方程对黄土高原浅层土体水分场在不同气象条件下的动态变化进行数值计算。[结果] 在连续干旱条件下水分场的计算结果与实测结果较为一致, 受蒸发影响的土层最大厚度为 1.8 m, 连续 3 个月的干旱使其平均含水率降低至 7.9%, 土壤蒸发强度随着含水率的减小而减小。强度较小且分散的降雨对于缓解连续干旱期黄土高原土壤干旱基本无效, 大强度集中降雨只能在短时间内缓解土壤旱情。[结论] 数值计算结果可为实际工程中植被类型的选择以及灌溉时间的把握所参考。

**关键词:** 连续干旱期; 黄土高原; 水分场; 数值分析

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2015)01-0148-05

中图分类号: TU441

DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2015.01.028

## Numerical Simulation of Moisture Field in Shallow Loess of Loess Plateau During Continous Drought

LI Yanlong, WANG Tiehang, WANG Juanjuan

(School of Civil Engineering, Xi'an University of Architecture & Technology, Xi'an, Shaanxi 710055, China)

**Abstract:** [Objective] To analyze the dynamic change characteristics of moisture field in shallow loess of Loess Plateau during the continuous drought. [Methods] The dynamic changes of moisture field in shallow loess were calculated numerically by the unsaturated loess unsteady flow 2 dimension finite element control equation under the three different meteorological conditions. [Results] The calculation results were consistent with the measured results during the continuous drought, the thickness of loess affected by the evaporation was 0~1.8 m. Three consecutive months of drought makes its average moisture content dropped to 7.9%, the evaporation intensity of the loess decreased with the decrease of moisture content. The scattered and low intensity rainfall for alleviating continuous drought is invalid basically. The concentrated and intensive rainfall can alleviate soil drought only in a short period. [Conclusion] The results of numerical calculation can provide references for the choice of vegetation types and irrigation time.

**Keywords:** continuous drought; Loess Plateau; moisture field; numerical simulation

黄土高原路基、市政等工程领域的植物防护及绿化工程规模随着西部大开发战略的实施而日益增大<sup>[1]</sup>。以干旱、半干旱地区为主的黄土高原,作为植物生长和防护工程载体的浅层黄土,其土壤水资源是植被承载力的关键因素<sup>[2-4]</sup>。黄土高原水分循环以上行蒸发和降雨入渗为主,大气环流特征使其降水量在年内分布极不均匀,冬干春旱,夏秋季降雨集中<sup>[5]</sup>。对植被建设以及植物防护工程而言,春季连续干旱气象条件下最容易导致植被萎蔫死亡。对黄土高原浅层土体水分场在春季连续干旱气候条件下的动态变化进行研究,可以为实际工程中植被类型选择和灌溉时间的把握上提供相关资料。

浅层土体水分场在气象条件下的动态变化是 SPAC 系统土壤水动力学的一部分,同时也是岩土工程、环境科学、水利工程、地学和土壤学等学科的交叉研究课题,以土壤学为基础的单一过程的裸地蒸发<sup>[6-8]</sup>和降雨入渗<sup>[9-11]</sup>已有较多的研究,包括经验法和机理法。经验法在使用过程中具有区域局限性,其虽然可以计算累计入渗或蒸发量,但是不能计算土体内任一点的水头;以土壤学为代表的机理法主要为 IRE 方法<sup>[12]</sup>和以 SWMS-2D 为代表的有限元方法。

但是通过有限元方法并针对黄土高原浅层土体水分场在气象条件下的动态变化却少有研究。因此,本文拟通过岩土工程中的二维非稳态流有限元控制

方程并结合实测资料对黄土高原浅层土体水分场在连续春旱条件下的水分场进行分析,并通过数值计算来探明不同条件下的降雨对缓解春旱的效用。

## 1 研究区概况

实测场地为陕北米脂县杨家沟镇何家岔,地理坐标为东经  $109^{\circ}49'$ — $110^{\circ}29'$ ,北纬  $37^{\circ}39'$ — $38^{\circ}05'$ ,土壤以黄绵土为主;年平均温度为  $8.9^{\circ}\text{C}$ ,日照时数为  $2\ 716\ \text{h}$ ,年平均降雨量为  $420.2\ \text{mm}$ ,无霜期  $160\sim 170\ \text{d}$ ;海拔  $951\sim 1\ 029\ \text{m}$ ,由于长期粗放式经营导致该区自然植被稀少。实测时间为 2013 年 3—5 月(共 12 周),期间该地区累计降雨为  $10\ \text{d}$ ,累计降雨量为  $45\ \text{mm}$ 。其中,有效降雨为  $5\ \text{d}$ ,有效日均降雨量  $9\ \text{mm/d}$ 。因此,实测期间的气象状况基本可以满足连续干旱的条件。

土壤水的受力状况决定了它并不能完全被植物吸收和利用,只有介于萎蔫湿度和田间持水量之间的土壤水分才能被植物根系吸收和利用。介于该区间的土壤水又可分为难效水(萎蔫湿度到生长阻滞含水率,小于田间持水量的  $60\%$ ),中效水(田间持水量的  $60\%\sim 80\%$ )和易效水(田间持水量的  $80\%\sim 100\%$ ),低于凋萎湿度的土壤水则为无效水。陕北米脂地区土壤难效水( $6.8\%\sim 9.1\%$ ),中效水( $9.1\%\sim 12.4\%$ )和易效水( $12.4\%\sim 15.2\%$ )<sup>[13]</sup>。用土钻在标准地内取样测定裸地的天然含水率,分别在 3 月 1 号,3 月 28 号,4 月 28 号,5 月 28 号取一次样,取样深度为  $6\ \text{m}$ , $0\sim 1\ \text{m}$  土层以  $0.1\ \text{m}$  为一个层次, $1\sim 6\ \text{m}$  土层每  $0.2\ \text{m}$  为一个层次,共计 35 个层次,通过烘干法测含水率。

## 2 计算模型及参数选取

### 2.1 计算模型

连续干旱条件下,浅层黄土水分场中任一点的水头和渗透系数均随着随时间而变化,因此浅层黄土中的水分场为非稳态流,其控制方程为<sup>[14]</sup>:

$$[D]\{h\} + [E]\left\{\frac{\partial h}{\partial t}\right\} = [F] \quad (1)$$

式中:  $[D]$ ——刚度矩阵;  $[E]$ ——容量矩阵;  $[F]$ ——流量列阵;  $\{h\}$ ——水头列阵。

采用向后差分格式,式(1)即为:

$$\left([D] + \frac{[E]}{\Delta t}\right)\{h\}_{t+\Delta t} = \frac{[E]}{\Delta t}\{h\}_t + [F] \quad (2)$$

式中:  $\Delta t$ ——时间步长;  $[D]$ ——元素为节点坐标和渗透系数  $k_w$  的函数;  $[E]$ ——元素是单元面积和系数  $m_2^w$  的函数;  $m_2^w$ ——与基质吸力有关的液相体积

变化系数。

基质吸力模型采用 van Genuchten 模型,其表达式如下:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (3)$$

式中:  $\theta$ ——体积含水率;  $\theta_s$ ——饱和含水率;  $\theta_r$ ——残余含水率;  $h$ ——吸力水头(m);  $\alpha, m, n$ ——系数,  $m = 1 - 1/n$ 。

对黄土而言,式(3)中相关参数可按参考文献[15]确定:

$$\theta_r = -0.38 + 0.36\rho_d \quad (4)$$

$$\theta_s = 1 - 0.38\rho_d \quad (5)$$

$$\alpha = \exp[(8.98 - 0.08T) + (-9.36 + 0.07T)\rho_d] \quad (6)$$

$$n = (10.51 - 0.78T + 0.015T^2) + (-14 + 1.14T - 0.022T^2)\rho_d + (5.56 - 0.41T + 0.008T^2)\rho_d^2 \quad (7)$$

$$(5.56 - 0.41T + 0.008T^2)\rho_d^2$$

水体积变化系数  $m_2^w$  可由式(8)确定:

$$m_2^w = -\frac{d\theta}{d(u_a - u_w)} = -\frac{1}{\rho_w g} \frac{d\theta}{dh} \quad (8)$$

将公式(3)带到式(8)中可得:

$$m_2^w = mn(\theta_s - \theta_r)\alpha \frac{|\alpha h|^{n-1}}{\rho_w g (1 + |\alpha h|^n)^{m+1}} \quad (9)$$

参考文献[16]给出了非饱和黄土水分扩散率与含水率之间的关系:

$$D = \exp(a\theta^2 + b\theta + c) \quad (10)$$

式中:  $D$ ——非饱和黄土的水分扩散率;  $a, b, c$ ——系数,其中,  $a = 84.5\rho_d - 57.1$ ,  $b = -56\rho_d + 61.8$ ,  $c = 5.7\rho_d - 12$ 。

非饱和黄土比水容  $C$  式(11)表示:

$$C = -\frac{d\theta}{dh} = \rho_w g \cdot m_2^w \quad (11)$$

式中:  $\rho_w$ ——水的密度;  $g$ ——重力加速度。

非饱和土的渗透系数与扩散率和比水容有如下关系:

$$k_w = D \times C \quad (12)$$

将公式(10), (11)带入式(12)可得:

$$k_w = \rho_w g \cdot m_2^w \cdot \exp(a\theta^2 + b\theta + c) \quad (13)$$

由于  $k_w$  和  $m_2^w$  均为含水率(吸力水头)的函数,因此非稳态流有限元控制方程(2)为非线性。因此,需要通过迭代法求解水头。第一次近似计算时,用初始水头计算渗透系数,以此可算出各个节点处的水头;第二次计算时,取初始水头与第一次计算所得水头的平均值作为第二次计算时的初始水头,并由此计算渗透系数,以此类推,直到各个节点在相继两次迭代中,其水头和渗透系数之差均小于容许值  $1\%$ 。为了保证迭代的收敛性,松弛因子应随着迭代次数的增加而减小。

### 2.2 水头的确定

土体中的水头通常可以表达为：

$$h = h_g + h_m + h_p + h_s + h_T \quad (14)$$

式中： $h$ ——总水头； $h_g$ ——重力水头； $h_m$ ——基质吸力水头； $h_p$ ——压力水头； $h_s$ ——渗透水头； $h_T$ ——温度水头。

温度水头和溶质水头通常可以忽略,对非饱和土中的水分迁移而言,认为土体所有孔隙与大气是联通的,因此压力水头为零。因此只需考虑重力水头和基质吸力水头,式(14)可以简化为：

$$h = h_g + h_m \quad (15)$$

其中,重力水头按位置确定,吸力水头由 VG 模型确定。

### 2.3 有限元模型

计算深度为 6.0 m,所采用的三节点三角形单元均为直角三角形,共计划分 60 层,0—1.0 m 深度内,每层 0.05 m;1.0—3.0 m 深度内,每层 0.1 m,3—6 m 深度内,每层 0.15 m;模型宽 0.35 m,共计 7 列,每列 0.05 m。该模型共计 840 个单元,488 个节点。为了减小计算误差,取每层各个节点的算术平均值作为最终计算结果。

### 2.4 计算方案及边界条件

土体干密度统一取 1.4 g/cm<sup>3</sup>,根据 3 月 1 号实测土层含水率,计算时初始含水率取 12.4%(中效水上限),计算深度内土体温度统一取 15 °C<sup>[17]</sup>。

3 种计算方案如下：

(1) 1~12 周连续干旱。

(2) 第 5 周连续降雨,日均降雨量 25.0 mm/d,其他时间段内连续干旱。

(3) 第 5 周连续降雨,日均降雨量 50.0 mm/d,其他时间段内连续干旱。

上述 3 种计算方案均采用流量边界(Neumann type)。降雨入渗时,流量为正,其流量即为日均降雨量,认为所有雨水全被入渗土壤中,忽略地表径流的影响;蒸发时,流量为负,其流量可按式(16)确定<sup>[18]</sup>：

$$E/E_0 = 0.058\bar{\omega} + 0.0087\Gamma - 0.21 \quad (16)$$

式中： $E$ ——土体的蒸发强度(mm/d)； $E_0$ ——水面蒸发强度(mm/d)； $\bar{\omega}$ ——地表 0—0.08 m 含水率； $\Gamma$ ——浅层土(0—2.0 m)含水率梯度。结合当地气象资料,3—5 月的平均水面蒸发量  $E_0$  分为 3.0,3.5 和 4.0 mm/d。通过 Fortran 语言编制程序实现上述计算过程,程序的可靠性通过计算文献[19]中土坝渗流来验证。

## 3 计算结果

图 1(a—c)为方案 1 的计算结果。(1) 连续干旱条件下,土层实测结果与数值计算结果较为一致。受蒸发影响的土层深度为 0—1.8 m。这一计算结果与陕北米脂地区土壤蒸发规律相吻合,即蒸发影响深度为 2.0 m,2.0 m 以下的土层为相对稳定层。

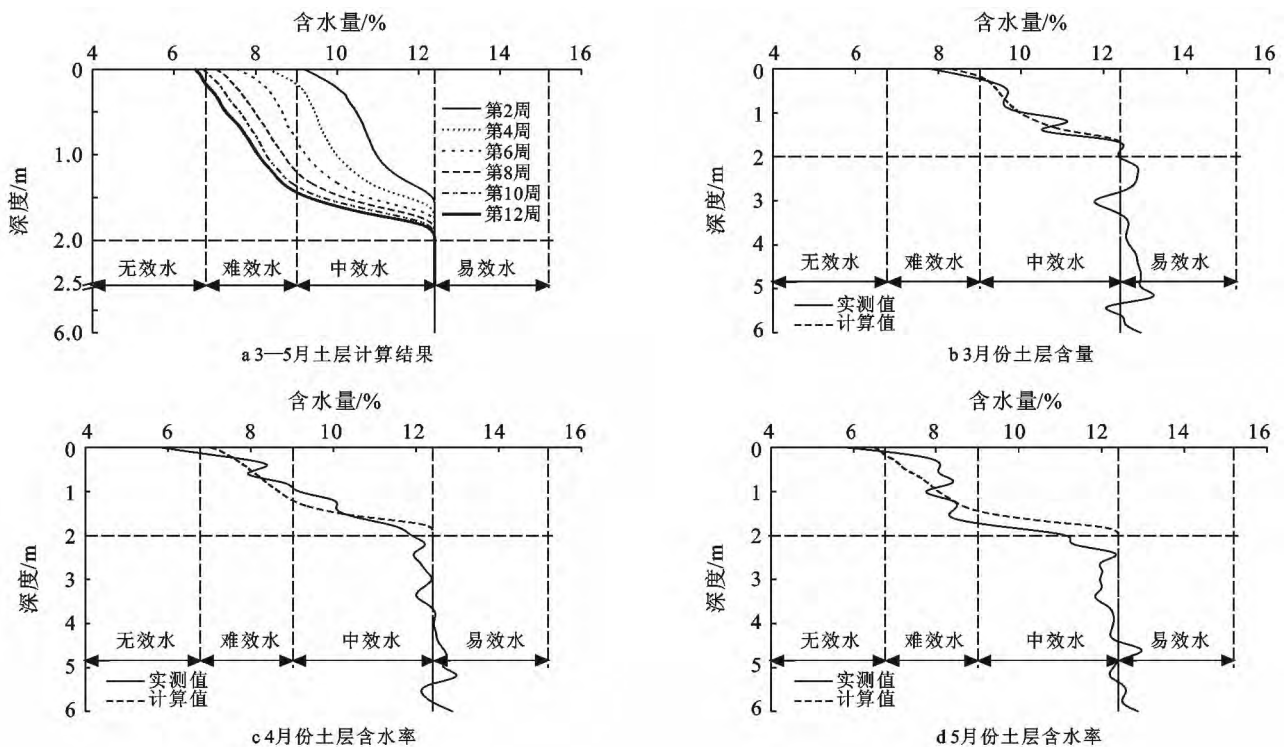


图 1 3—5 月土层含水率计算方案 1 的计算值

同时植被根系也广泛地分布在 0—2.0 m 土层中,因此 0—2.0 m 土层的含水率分布情况对植物的生长起到至关重要的作用。拟合得到了蒸发影响深度与随时间的变化关系:

$$z = 1.82 - 0.74 \cdot e^{-t/3.43} \quad (17)$$

式中:  $z$ ——影响深度(m);  $t$ ——蒸发时间(周)。

(2) 0—1.8 m 土层的含水率随着蒸发的不断进行而减小,其中 0—1.0 m 土层的含水率变化最为显著。连续 3 个月的干旱蒸发使土壤 0—1.8 m 平均含水率从蒸发初期的 12.4% 下降到蒸发末期的 7.9%。当蒸发进行到第 6 周(4 月中旬)时,0—0.85 m 土层已经进入难效水的区间。此时已形成轻度干层,对于根系发育较浅的植被而言,其生长开始受到阻碍。当蒸发进行到第 8 周时,进入难效水的土层厚度为 0—1.2 m。当蒸发进行到第 10 周时,0—1.4 m 的土层水分为难效水。拟合得到 0~1.8 m 平均含水率随时间的变化关系:

$$\bar{\omega} = 8.78 + 3.61 \cdot e^{-t/3.68} \quad (18)$$

式中: $\bar{\omega}$ ——0—1.8 m 平均含水率(%);  $t$ ——蒸发时间(周)。

(3) 蒸发强度随着土壤含水率的下降而减小,同时其蒸发强度也随着蒸发时间的增长而减小。主要原因是土壤中含水率随着土壤中水分的不断蒸发而下降,毛管水开始变的不连续,同时在表层 0—0.1 m 形成干层。当表层形成干层后,土壤表层导水率接近 0,此时水分只能在干土层以下的表面气化,并以气态水的方式向周围大气中扩散。

图 2 为方案 2 的计算结果。雨水入渗深度为 0.55 m;降雨后 1 周内(第 6 周)土壤入渗深度内的水分大量蒸发,当蒸发进行到第 7 周(雨后 2 周)时,0—1.8 m 土层平均含水率为 9.2% 已经小于降雨前(第 4 周)的 9.9%。

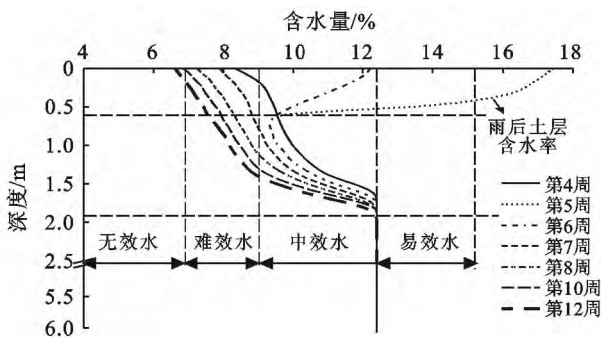


图 2 3—5 月土层含水率计算方案 2 的计算值

由此表明,上述次降雨条件下裸地土壤水分只能得到短暂的补给,对缓解深层土壤的干旱基本无效,

大部分入渗雨水将很快消耗于蒸发过程中,计算结果表明该蒸发消耗过程不超过 1.5 周。然而在以米脂县为代表的黄土高原旱区,其春季实际累计平均降雨量只有 45 mm(29 a 统计结果)远小于数值计算中所采用的 175 mm 降雨量,且其有效降雨时间比较分散,如此气象条件下,本就稀少的降雨会很快地被蒸发消耗殆尽,对于缓解黄土高原旱区春季旱情效果甚微。

图 3 为方案 3 的计算结果。从图 3 中可以看出,雨水的入渗深度为 1.1 m;雨后 2 周(第 7 周)土层 0—1 m 含水率仍处于中效水;雨后 3 周(第 8 周)土壤 0—1.8 m 平均含水率为 10.1% 仍高于雨前的 9.8%;表明此种类型的降雨条件可以有效地缓解浅层土壤的干旱,尤其对于植被根系广泛分布于 0—1 m 土层。

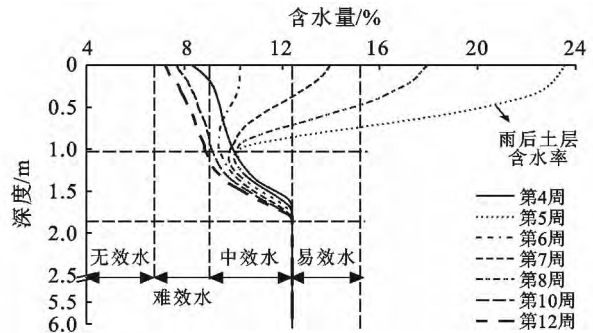


图 3 3—5 月土层含水率计算方案 3 的计算值

## 4 结论

根据非饱和黄土二维非稳态流有限元控制方程,对连续干旱条件下以及不同强度降雨条件下黄土高原旱区的水分场进行了数值计算。主要结论如下:对植被生长而言其最不利水分场为连续干旱条件下;对于黄土高原旱区而言,强度较小的降雨对于缓解土壤干旱基本无效;大强度集中降雨只能在一段时间内缓解土壤旱情。上述结论是基于裸地蒸发和降雨入渗,对于有植被覆盖的黄土高原浅层黄土而言,需要进一步研究;针对大强度集中降雨时有地表径流和地表积水的情况也仍需进一步研究。计算时所采用的边界条件是基于陕北米脂地区,对于黄土高原其他地区的裸地蒸发和降雨入渗,可以根据该地区的实际气象条件来确定边界条件。

### [参 考 文 献]

[1] 杨光,孙保平,赵廷宁,等.黄土丘陵沟壑区退耕还林工程植被恢复效益初步研究[J].干旱区资源与环境,2006,20(2):165-170.

- [2] 何永涛,李文华,李贵才,等.黄土高原地区森林植被生态需水研究[J].环境科学,2004,25(3):35-39.
- [3] 许炯心.黄土高原植被—降水关系的临界现象及其在植被建设中的意义[J].生态学报,2005,25(6):1233-1239.
- [4] 张建兴,马孝义,赵文举,等.黄土高原地区水资源承载力动态变化分析:以山西、陕西、宁夏、甘肃 4 省为例[J].干旱区研究,2009,26(1):115-119.
- [5] 邵明安,郭忠升,夏永秋,等.黄土高原土壤水分植被承载力研究[M].北京:科学出版社,2010.
- [6] Campbell G S. Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems[M]. Elsevier, 1985.
- [7] Yanful E K, Mousavi S M. Estimating falling rate evaporation from finite soil columns[J]. Science of the Total Environment, 2003,313(1):141-152.
- [8] Han H, Felker P. Estimation of daily soil water evaporation using an artificial neural network[J]. Journal of Arid Environments, 1997,37(2):251-260.
- [9] Ma Ying, Feng Shaoyuan, Su Dongyuan, et al. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D [J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2010,71(S): 40-47.
- [10] Rao M D, Raghuwanshi N S, Singh R. Development of a physically based 1D-infiltration model for irrigated soils [J]. Agricultural water management, 2006, 85 (1):165-174.
- [11] Gencoglan C, Gencoglan S, Merdun H, et al. Determination of ponding time and number of on-off cycles for sprinkler irrigation applications[J]. Agricultural Water Management, 2005,72(1):47-58.
- [12] Lee D H, Abriola L M. Use of the Richards equation in land surface parameterizations[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984—2012), 1999, 104(D22):27519-27526.
- [13] 杨文治,邵明安.黄土高原土壤水分研究[M].北京:科学出版社,2000.
- [14] Ng C W W, Menzies B. Advanced unsaturated soil mechanics and engineering[M]. CRC Press, 2007.
- [15] 王铁行,卢靖,岳彩坤.考虑温度和密度影响的非饱和黄土土—水特征曲线研究[J].岩土力学,2008,29(1): 1-5.
- [16] 卢靖.非饱和黄土水分迁移问题的试验研究[D].西安:西安建筑科技大学,2006.
- [17] 王铁行,刘自成,岳彩坤.浅层黄土温度场数值分析[J].西安建筑科技大学学报:自然科学版,2007,39 (4):463-467.
- [18] 王铁行,陈晶晶,李彦龙.非饱和黄土地表蒸发的试验研究[J].干旱区研究,2014,31(6):985-990.
- [19] Fredlund D G, Rahardjo H. Soil Mechanics for Unsaturated Soils[M]. John Wiley & Sons, 1993.

(上接第 147 页)

- [4] Senbel M, McDaniels T, Dowlatabadi H. The ecological footprint: A non-monetary metric of human consumption applied to North America[J]. Global Environmental Change, 2003,13(2):83-100.
- [5] Ediger V S, Akar S, Ugurlu B. Forecasting production of fossil fuel sources in Turkey using a comparative regression and ARIMA model[J]. Energy Policy, 2006, 34(18):3836-3846.
- [6] 岳东霞,李白珍,惠苍.甘肃省生态足迹和生态承载力发展趋势研究[J].西北植物学报,2004,24(3):454-463.
- [7] 徐中民,程国栋,张志强.生态足迹方法:可持续性定量研究的新方法:以张掖地区 1995 年的生态足迹计算为例[J].生态学报,2001,21(9):1484-1493.
- [8] 郑少智,杨卫欣.基于 ARIMA 模型的我国国内生产总值的分析与预测[J].中国市场,2010(48):24-28.
- [9] 邱大雄.能源规划与系统分析[M].北京:清华大学出版社,1995.
- [10] 潘省初.计量经济学[M].北京:中国人民大学出版社,2002.
- [11] 王燕.应用时间序列分析[M].北京:中国人民大学出版社,2005.
- [12] 池启水.中国石油消费量增长趋势分析:基于 ARIMA 模型的预测与分析[J].资源科学,2007,29(5):69-73.