

陕西省神木县六道沟流域水平衡解析

王立坤¹, 黄金柏¹, 王斌¹, 郑继勇², 桧谷治³

(1. 东北农业大学 水利与建筑学院, 黑龙江 哈尔滨 150030; 2. 中国科学院 水利部 水土保持研究所, 陕西 杨陵 712100; 3. 鸟取大学 大学院工学研究科, 日本 鸟取 680-8552)

摘要: 选取处于黄土高原北部水蚀风蚀交错地带的六道沟流域为研究区, 基于水平衡方程确定了陕北小流域水资源组成结构的各个分量。通过对水文数据和径流计算结果的分析, 推求了流域水量收支的各个成分。考虑到人为因素的影响, 居民的生活用水量和农业灌溉用水量因素被加入到水平衡公式中。结果表明, 年蒸发量和径流量分别占年总来水量的 74.5% 和 21.5%, 年蓄水量变化接近于 0, 居民的生活用水量和灌溉用水量分别占年总来水量的 2.8% 和 1.2%。研究结果可为水资源相对缺乏的黄土高原北部地区的水资源可持续开发和利用提供基础数据。

关键词: 六道沟流域; 年水平衡; 水资源

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2012)04-0139-04

中图分类号: TV11, TV123

Water Budget of Liudaogou Basin in Shenmu County of Shaanxi Province

WANG Li-kun¹, HUANG Jin-bai¹, WANG Bin¹, ZHENG Ji-yong², HINOKIDANI Osamu³

(1. Department of Water Conservancy and Architecture of Northeast Agricultural University, Harbin, Heilongjiang 150030, China; 2. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resource, Yangling, Shaanxi 712100, China; 3. Faculty of Engineering of Tottori University, Tottori 680-8550, Japan)

Abstract: The objective of this study was to estimate each component of water resources based on water budget formula for a small basin in Northern Shaanxi Province. Liudaogou basin, which is located at wind-water erosion crisscross region in the Northern Loess Plateau, was chosen as the study area. Each component of the annual water budget was estimated through analysis of observed hydrological data and numerical result of surface runoff. Daily water consumption and irrigation water were added into the water budget in order to consider the contribution of human activity. The results indicate that evapotranspiration, runoff, change of water storage accounted for 74.5%, 21.5%, and 0% of the total water budget, respectively, and daily water consumption and irrigation water accounted for 2.8% and 1.2%, respectively. The results of this study could provide a basis for sustainable water development and utilization in Northern Loess Plateau, where water resources are extremely limited.

Keywords: Liudaogou Basin; annual water budget; water resources

黄土高原是一个广阔的半干旱区, 其土地沙漠化问题受到国内外学者的广泛关注。在土地沙漠化进程中, 自 17 世纪开始, 黄土高原发生了严重的水土流失^[1-2], 由于长期受到水蚀风蚀交错作用的影响, 黄土高原北部的土地沙漠化趋势较南部地区更加严峻, 该地区年平均降雨量约为 430 mm, 且季节性分布不均, 从而导致季节性可利用水资源相对缺乏^[3]。受可

用水资源的限制, 农业生产的可持续发展难以得到保证。地表的水平衡是一个动态变化的复杂系统, 包括水分在大气、地表、土壤、植物以及地下水中的运动及其相互作用, 其水文循环的主要成分包括降雨、径流、入渗、蒸发^[4-6]。水平衡分析是实现流域水资源科学评估和合理分配的基础^[7], 所以, 对于季节性水资源相对缺乏的黄土高原北部地区, 探明年水平衡不但是

收稿日期: 2012-03-19

修回日期: 2012-04-01

资助项目: 中国博士后科学基金海外学人项目“流域水文循环数值解析方法的研究与应用”(87328); 国家自然科学基金项目(51009026); 中组部, 中科院西部之光项目(2006YB04); 黑龙江省教育厅科研基金海外学人项目(1251H017); 中日合作科研项目“中国内陆沙漠化防止及开发利用”

作者简介: 王立坤(1971—), 男(汉族), 黑龙江省密山市人, 硕士, 副教授, 主要从事流域水资源、节水灌溉等方面的研究。E-mail: wanglk71@hotmail.com。

通信作者: 黄金柏(1974—), 男(汉族), 黑龙江省桦南县人, 博士, 副教授, 主要从事流域水文水资源、干旱地环境方面的研究。E-mail: huangjinbai@hotmail.com。

准确评估可利用水资源的基础,也可为以流域为单元的水资源可持续开发利用提供基础数据。为推求黄土高原北部小流域的年间水平衡,选取具有黄土高原水蚀风蚀交错区典型气象和水文特征的陕北六道沟小流域为研究区,基于对观测水文数据和地表径流数值计算结果的分析,推求水资源的组成结构。

1 材料与方 法

1.1 研究区概况

六道沟流域位于陕西省神木县以西 12 km 处(东经 $110^{\circ}21'$ — $110^{\circ}23'$, 北纬 $38^{\circ}46'$ — $38^{\circ}51'$, 面积为 6.89 km^2), 海拔 $1\ 094\sim 1\ 274 \text{ m}$, 多年平均降雨量约为 430 mm , 年内降雨分布很不均匀, 70% 以上的降雨集中在 6—9 月, 年潜在蒸发量超过 $1\ 000 \text{ mm}$, 年可利用水资源相对缺乏^[8-9]。剧烈的水蚀与风蚀导致生态环境严重退化, 土地沙漠化风险增高。据实际调查, 六道沟流域 2007 年有居民 533 人并在近年保持相对稳定的状态, 流域内可灌溉耕地面积为 20.6 hm^2 。

1.2 水平衡分析方法

年水平衡各成分推求的方法采用数据分析, 基础数据如降雨量、地下水位、土壤水分、地下水出流量等来自水文观测, 地表径流量利用数值模型计算得到。为了评价年用水量, 将居民的生活用水量和农田灌溉用水量加入到传统的水平衡公式中。

$$P=R+\Delta W+ET+U+I \quad (1)$$

式中: P ——年降雨量; R ——径流量, 包括地表径流量和地下水出流量; ΔW ——流域蓄水量的变化, 为土壤水分变化和地下水变动之和, 多年平均值为 0; ET ——蒸散发量; U ——居民的生活用水量; I ——灌溉用水量。

从流域水文循环整个过程来看, 在六道沟流域, 居民的生活用水来自地下水, 这部分水量可以看作是地下水出流量的一部分。因为农业灌溉期间的蒸散发量较大, 灌溉用水主要通过植物蒸散和土壤蒸发进入大气中, 所以灌溉用水量可以看作是蒸散发的一部分, 因此, 研究区的年水平衡各成分的关系可由图 1 直观地表示。

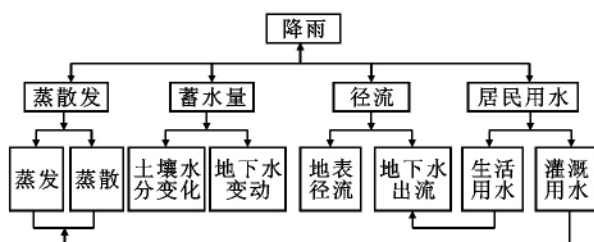


图 1 研究区水平衡示意图

在自然条件下, 一个流域的水资源保持可持续状态和动态的平衡, 但是, 人为活动对水资源的开发利用常会破坏流域的水平衡状态, 如过量开采地下水进行农业灌溉, 会导致流域蓄水量的变化, 从而导致 ΔW 处于负值^[10-11]。

2 结果与讨论

2.1 降雨量

对于一个闭合流域来说, 其年总来水量为年降雨量, 因为研究区的多年平均降雨量为 430 mm , 把该值作为年总来水量。

2.2 径流量

径流量包括地表径流量和地下水出流量。

2.2.1 地表径流量 六道沟流域地表径流量利用数值模型进行推求, 该数值计算模型根据运动波理论结合河网构建, 适用于分布式流域“降雨—径流”过程的计算, 其在六道沟流域的适用性已通过观测地表径流量的数值模拟得到验证^[12], 利用该模型模拟的地表径流结果如图 2 所示, 其模拟精度为误差小于 3% 。

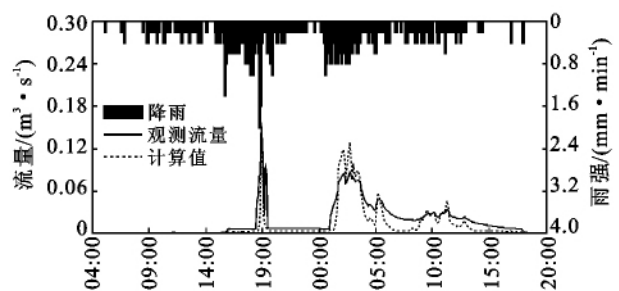


图 2 地表径流数值模拟结果

利用观测的降雨数据对研究区 2004—2009 年的地表径流进行了数值计算, 可以得到研究区 5 a 内径流系数为 $0.10\sim 0.15$, 因 2005—2009 年这 5 a 的平均降雨量为 439 mm , 与多年平均值接近, 所以, 取 5 a 径流系数的平均水平并舍去小数部分, 采用 0.12 为研究区的年径流系数, 以此结果计算的年径流量相当于降雨量 51.6 mm 。

2.2.2 地下水出流量 地下水的出流发生在砂岩层之上, 并且出流量自观测点开始向下游方向均匀增加。观测采用流量计在观测点所在断面上直接测量流速, 而后根据断面面积与流速算出流量。通过不定期观测, 得知地下水的出流量保持相对稳定, 除每年冬季(12 月、1 月、2 月)被冻结外, 其它时间流量没有显著的变化(表 1)。测量结果如表 1 所示, 观测点的平均流量为 $1.80 \times 10^3 \text{ cm}^3/\text{s}$ 。

表 1 研究区地下水出流量观测结果

观测时间	20050809	20051103	20060807	20061108	20070522	20070813	20080513	20080927	20090512	20091010
流量/(cm ³ ·s ⁻¹)	1 784	1 834	1 420	1 563	1 612	1 943	1 857	1 861	1 924	1 786

基于六道沟流域的地理特点,在构建水力学模型时将其处理为均质模型^[13],所以,地下水的出流量可以看作是均匀地来自各支流。因为至地下水出流观测点位置的集水面积为 1.04 km²,其年出流量为 4.28×10⁴ m³,相当于降雨量 41.0 mm。

2.3 蓄水量

根据在研究区的实际调查结果,在沟壑内,深层地下水位于地面以下数十米,在黄土坡面上,其深度超过 100 m。此外,年降雨量主要集中在雨季,由于雨季气温较高,强烈的蒸散发消耗了大部分的土壤水分,深层地下水得不到雨水的有效补给^[14],因此,年蓄水量的变化主要表现为土壤水分的变化和浅层地下水(潜水)的变动。

2.3.1 土壤水分的变化 对土壤水分变化进行分析时,利用在观测点得到的数据并结合在同一研究区开展同类研究的成果^[15]。研究区蒸散发对渗透的影响可达到地面以下 1 m,在该深度以下,土壤水分保持相对稳定的状态^[14]。土壤水分的观测深度为 4,10,26,34,42,50,58 和 66 cm,最大深度为 100 cm。由图 3 可知,土壤含水量在各年初和年末保持相同的水平,如 2005,2006 和 2007 年 1 月 1 日的各观测深度土壤含水量平均值分别为 0.076 1, 0.075 4 和 0.076 4 cm³/cm³,大致相同,即年土壤含水量的变化趋于 0。

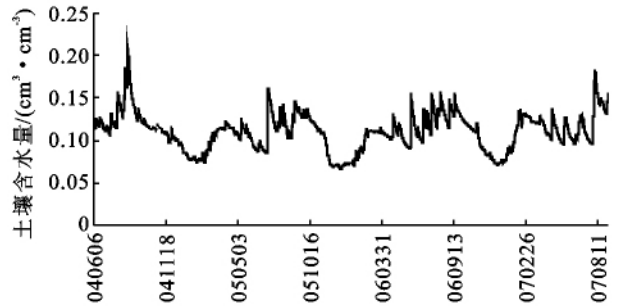
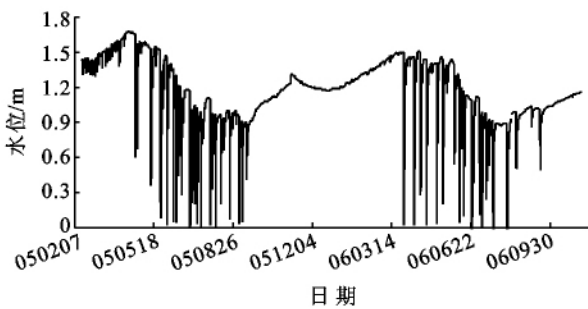


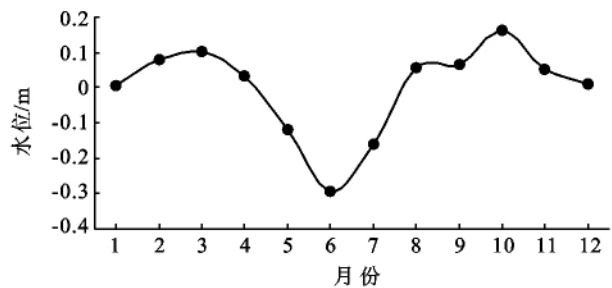
图 3 研究区土壤含水量年内变化

2.3.2 地下水变动 在观测期内,浅层地下水(潜水)变动和地下水月平均变化量分别如图 4a 和图 4b 所示。由图 4a 可知,地下水位在隔年对应的时间点保持相同的水平,如 2005 年 3 月 16 日地下水位平均值为 1.465 m,2006 年对应日期的均值为 1.467 m,近似相等。由于观测数据在 2006 年 12 月后有长时间的缺失,所以图 4a 中只给出 2005 年 2 月至 2006 年 11 月的数据。

由地下水月变动(图 4b)的分析结果可知,地下水的变化在年初和年末趋于 0,所以,年间地下水变动保持平衡。因此,根据对土壤含水量变化和地下水变动的分析结果可知,研究区的年蓄水量变化趋于 0。



a 观测井水位变化



b 地下水水位月变动

图 4 研究区地下水水位变化和月变化

2.4 用水量分析

该区用水包括居民的生活用水和农业灌溉用水。

2.4.1 灌溉用水量 农业灌溉用水来自流域上游的两个蓄水池,一个规模较大(大蓄水池)而另一个较小(小蓄水池)。据调查,大蓄水池提供年灌溉用水量的 70% 而小蓄水池提供 30%。灌溉方式为根据作物的生长需要随机灌溉,每年的灌溉期自 4 月下旬至 9

月末,几乎覆盖了整个作物生长期。灌溉用水量是通过两个蓄水池灌溉期间的水位变化来推求。大蓄水池水位在每年灌溉取水集中的时期,水位明显下降。以对大蓄水池水位变化的分析为例,灌溉用水量的推求方法可结合图 5 说明,每次灌溉取水量可根据蓄水池水位下降的高度和蓄水池的面积求得,该水位下降包含灌溉取水期间浅层地下水的流入量。由

图 6 可知,自 2006—2008 年,各年的灌溉过程和灌溉用水量相近。用同样的方法可以推得小蓄水池的灌溉取水量为 $1.00 \times 10^4 \text{ m}^3$ (2006 和 2007 年), $1.06 \times 10^4 \text{ m}^3$ (2008 年)。根据大、小两个蓄水池 2006—2008 年灌溉取水量的推求结果,可以得出年均灌溉用水量为 $3.50 \times 10^4 \text{ m}^3$,换算的降雨量为 5.1 mm。

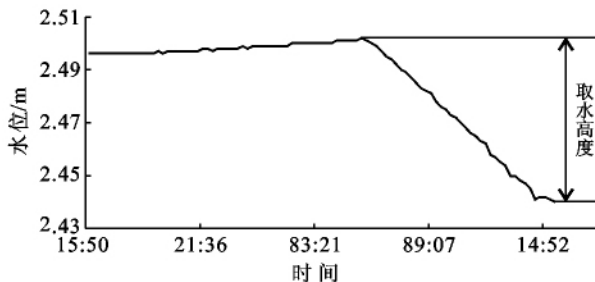


图 5 一次灌溉取水示意图(大蓄水池 2006 年 6 月 17—18 日)

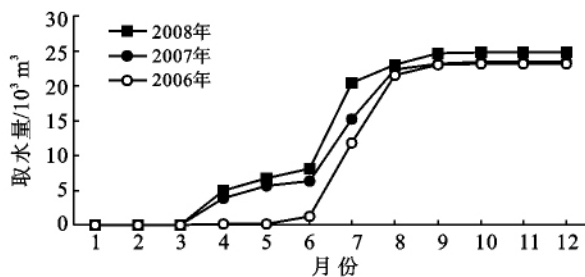


图 6 大蓄水池月灌溉取水量累计值

2.4.2 居民生活用水 居民生活用水主要指居民和家畜的日常用水,由实际调查可知,生活用水来自流域上游的观测井,该水井为潜水自流井。根据对实际

观测结果的分析得出,日生活用水量相对稳定,约为 $200 \text{ m}^3/\text{d}$,但在夏季的 7—9 月取水量有所增加,达到 $300 \text{ m}^3/\text{d}$,由于观测数据存在多处缺失,此结果通过对流域内居民的实际调查得以验证,即调查结果与对观测数据分析的结果之间没有较大的误差,因此,可近似推得年生活用水量相当于降雨量 12.0 mm。

2.5 蒸散发

蒸散发主要包括土壤蒸发和植物蒸散。因研究区内地貌非常复杂,植被多样且分布不均,实际蒸散发量的推求非常困难,考虑到研究区的年蓄水量变化趋于 0 的,年蒸散发量可由年水平衡公式(公式 1)求得,即自年降雨量减去各支出量如径流量、年用水量的结果为年蒸发量,其值为 320.3 mm。

2.6 讨论

水平衡各成分的推求结果如表 2 所示,由分析结果可知,年总径流量(地表径流量与地下出流量之和)占总降雨量的 21.5%,其中地表径流量占 12%,地下水出流量占 9.5%;生活用水和农业灌溉用水分别占年降雨量的 2.8% 和 1.2%;因为年土壤水分变化以及地下水变动量均趋于 0,所以年蓄水量变化为 0,这与闭合流域多年蓄水量变化为 0 的概念相一致;而年蒸散发量占年总来水量的比例达到 74.5%,在年水平衡中处于主导地位。从流域整个水文循环的视角来看,年灌溉用水量可以看作是年蒸散发的一部分,则年蒸散发占年总降雨量的百分比达到 75.7%;生活用水量可看作是地下水出流量的一部分,则年径流量占年降雨量的百分比为 24.3%。

表 2 六道沟流域水平衡分析结果

水平衡成分	降雨 P	蒸散发 ET	径流 R		生活用水 U	灌溉 I	蓄水量变化 ΔW
			地表	地下出流			
量值/mm	430	320.3	51.6	41.0	12.0	5.1	0
比例/%	100	74.5	12.0	9.5	2.8	1.2	0

3 结论

利用观测的水文数据和地表径流数值计算结果,对黄土高原北部六道沟流域的年水平衡进行了量化分析。结果表明,在维持研究区现有水平衡和水利用条件下,地表径流和地下水出流为可开发利用的水资源,地表径流集中在雨季且流量不稳定,相对而言,地下水出流处于较稳定的状态,更容易开发和利用。

[参 考 文 献]

[1] Wu Bo. Land change and desertification development in the Mu—Us Sand land, North China [J]. Journal of Arid Environments, 2002, 50(3): 429-444.

[2] Wang Qinxue, Takahashi H. A land surface water deficit model for an arid and semiarid region: Impact of desertification on the water deficit status in the Loess Plateau, China [J]. Journal of Climate, 1999, 12(1): 244-257.

[3] Huang Jinbai, Hinokidani O, Kajikawa Y, et al. Analysis of annual available water resource of a representative basin in upper Loess Plateau [C]. Japan and IAHR: Nagoya State University, Proceeding of The 8th International Conference on Hydro-Science and Engineering, 2008:129-130.

[4] Kazmann R G. Modern Hydrology [M]. New York: Harper & Row, 1965:3-9.

(下转第 146 页)

3 结论

(1) 沂南县域土壤中有有机质呈现中等强度的空间相关性,受随机性因素和结构性因素的共同作用,有机质的空间自相关距为 8 610 m,有很好的空间连续性。

(2) 减小采样密度即增大采样间距对模型的拟合度、变异的有效变程及空间相关性均没有必然影响。也就是说在县域尺度一定时,有机质主要受大尺度上的结构性影响素(地形、土壤类型)的影响,沂南县地形、土壤类型分布集中,呈大块状分布,增大采样间距并没有显著减小影响土壤养分变异的因素。但是在小尺度是否也会出现同样的规律需要进一步研究。

(3) 以沂南县为例利用地统计分析和克里格内插对有机质进行了合理采样数量的研究,有机质合理采样数保证在 400 个以上。沂南县土地总面积为 67 372.67 hm²,本研究对于相近尺度范围的其他县域地区有一定的借鉴意义,但适用程度需要进一步的研究。

[参 考 文 献]

- [1] De Gruijter J J, BRUS D J, BIERKENS M F P, et al. Sampling for Natural Resource Monitoring[M]. Berlin: Springer, 2006.
- [2] Webster R. Quantitative spatial analysis of soil in the field[J]. Adv. Soil Sci., 1985(3):1-70.
- [3] Gascuel O C, Boivin P. Variability of variograms and spatial estimates due to soil sampling: A case study[J]. Geoderma, 1994, 62(1/3):165-182.
- [4] Mueller T G, Pierce F J. Soil carbon maps: Enhancing spatial estimates with simple terrain attributes at multiple scales[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 2003, 67(1):258-267.
- [5] 姚荣江, 杨劲松, 姜龙. 黄河三角洲土壤盐分空间变异与合理采样数研究[J]. 水土保持学报, 2006, 20(6):84-94.
- [6] 王志刚, 赵永存. 采样点数量对长三角典型地区土壤肥力指标空间变异解析的影响[J]. 土壤, 2010, 42(3):421-428.
- [7] 阎波杰, 潘瑜春. 区域土壤重金属空间变异及合理采样数确定[J]. 农业工程学报, 2008, 24(S2):260-264.
- [8] 史舟, 李艳. 地统计学在土壤学中的应用[M]. 中国农业出版社, 2006:40-41.
- [9] 李艳, 史舟, 徐建明, 等. 地统计学在土壤科学中的应用及展望[J]. 水土保持学报, 2003, 17(1):178-182.
- [10] Cambardella C A, Moorman T B, Novak J M, et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1994, 58(5):1501-1511.
- [11] 王珂, 沈掌泉, Johns B, 等. 精确农业田间土壤空间变异与采样方式研究[J]. 农业工程学报, 2001, 17(2):33-36.
- [12] 孙义祥, 吴传洲, 朱克保, 等. 插值方法与样点数对县域土壤有效磷空间变异特征评价的影响[J]. 应用生态学报, 2009, 20(3):673-678.
- [5] Eagleson P. Dynamic Hydrology[M]. New York: McGraw Hill, 1970: 5-10.
- [6] Huang Mingbin, Shao Mingan, Li Yushan. Comparison of a modified statistical-dynamic water balance model with the numerical model WAVES and field measurements[J]. Agricultural Water Management, 2001, 48(1): 21-35.
- [7] 朱新军, 王中根, 夏军, 等. 基于分布式模拟的流域水平衡分析研究[J]. 地理科学进展, 2008, 27(4):23-27.
- [8] 姜娜, 邵明安, 雷廷武, 等. 黄土高原六道沟小流域坡面土壤入渗的空间变异研究[J]. 水土保持学报, 2005, 19(1):14-17.
- [9] 樊军, 邵明安, 王全九. 陕北水蚀风蚀交错区苜蓿地土壤水分过耗与恢复[J]. 草地学报, 2006, 14(3):261-264.
- [10] Todd D K, Mays L W. Groundwater Hydrology[M]. Hoboken: John Wiley & Sons, 2005: 15-27.
- [11] 于伟东. 海河流域水平衡与水资源可持续开发利用分析与建议[J]. 水文, 2008, 28(3):79-82.
- [12] 黄金柏, 栓谷治, 梶川勇树, 等. 分步型流域“降雨—流出”过程数值模拟方法的研究[J]. 水土保持学报, 2008, 22(4):52-55.
- [13] 郑纪勇, 邵明安, 李世清, 等. 水蚀风蚀交错带土壤剖面水力学性质变异[J]. 农业工程学报, 2005, 21(11):64-66.
- [14] 樊军. 水蚀风蚀交错带土壤水分运动与数值模拟研究[D]. 陕西, 杨凌: 中国科学院 水利部 水土保持研究所, 2005.
- [15] Kimura R, Fan Jun, Zhang Xingchang, et al. Evapotranspiration over the grassland field in the Liudaogou Basin of the Loess Plateau, China[J]. Acta Oecologica, 2005, 29(1): 45-53.

(上接第 142 页)