

长江源区高寒草甸植被覆盖变化对蒸散过程的影响

范晓梅¹, 刘光生², 王一博^{1,3}, 任东兴¹, 王根绪^{1,2}

(1. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041; 3. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 为了研究长江源区植被盖度变化对高寒草甸蒸散过程的影响, 在长江源区选择坡向、坡型和坡度趋于一致, 植被盖度分别为92%, 65%和30%的高寒草甸建立天然观测场, 采用小型蒸渗仪称重法观测计算不同覆盖条件下的高寒草甸蒸散量, 分析了不同时期蒸散的动态变化特征和主要驱动因子。研究结果表明, 在生长前期, 随着植被盖度降低, 高寒草甸蒸散量呈增加趋势; 而在生长期、生长后期和冻结期, 随着植被盖度降低, 高寒草甸蒸散量呈减小趋势, 且盖度变化对生长期蒸散量的影响尤为显著。不同时期主导蒸散变化的因子存在差异, 热量因子在生长前、后期起主导作用, 而在生长期起主导作用的是水分因子。

关键词: 长江源区; 高寒草甸; 植被盖度; 蒸散; 驱动因子

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2010)06-0017-05

中图分类号: P332.2

Influence of Vegetation Coverage on Evapotranspiration of Alpine Meadow in Headwaters of the Yangtze River

FAN Xiao-mei¹, LIU Guang-sheng², WAN Yi-bo^{1,3}, REN Dong-xing¹, WANG Gen-xu^{1,2}

(1. School of Resources and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou

Gansu 730000, China; 2. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu

Sichuan 610041, China; 3. Statekey Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions

Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: To investigate actual evapotranspiration (ET) under different degrees of vegetation coverage, three plots of alpine meadow were established on the places where the topography was of the same slope, direction, and shape and where the degrees of vegetation coverage were 92%, 65%, and 30% in the headwaters of the Yangtze River. The lysimeter method was used to calculate ET of alpine meadow under different degrees of vegetation coverage. The characteristics of ET and the dominating factors in four periods were analyzed. Results show that ET increased with the reduction in vegetation coverage in the pre-growth period, while ET decreased with the reduction in vegetation coverage in the growth period, post-growth period, and the frozen period. The change of vegetation coverage influenced ET in the growth period very obviously. The dominating factors varied with different periods. Heat played a leading role in the pre-growth period and the post-growth period and moisture played a leading role in the growth period.

Keywords: headwaters of Yangtze River; alpine meadow; vegetation coverage; evapotranspiration; influencing factor

蒸散是陆地生态系统水文循环的重要组成部分, 同时又是能量交换的重要因子^[1-2], 在很大程度上影响着—个区域的水热平衡^[3-4]。蒸散是区域水分耗散的主要途径, 约2/3的降水以自然蒸散形式回归到大气中^[5]。有效的估算蒸散, 不仅在陆气相互作用和气候

变化的研究方面有重要的意义, 而且在流域的农业生产、水资源的规划管理、干旱监测等方面具有重要的应用价值^[6]。以往对于蒸散的研究, 在农林业领域中较为系统和深入, 且研究成果较多^[7-8], 而由于观测手段等客观因素的限制, 蒸散一直是水文学领域水文

收稿日期: 2010-04-19

修回日期: 2010-05-11

资助项目: 国家自然科学基金(973)计划项目课题“江河源区冻土积雪变化及其生态效应”(2007CB411504); 国家自然科学基金项目(40730634; 90511003); 寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室开放基金试验(SKLFSE200804)

作者简介: 范晓梅(1986—), 女(汉族), 甘肃省张掖市人, 硕士研究生, 主要从事寒区生态水文过程的研究。E-mail: fanxm08@lzu.cn.

通信作者: 王根绪(1965—), 男(汉族), 甘肃省天水市人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事生态水文学和区域环境变化方面的研究。E-mail: wanggx@imde.ac.cn.

过程研究中较难处理,因而被许多研究者简单化甚至忽略的因子,因此蒸散的研究迄今仍然是陆面水文水循环研究中的薄弱点^[9]。

多年冻土及高寒草甸生态系统是长江源区高寒下垫面的主要特征^[10],其对全球变化和人为扰动的响应显著^[11]。自 20 世纪 80 年代中后期以来,在全球气候变化背景下,长江源区冻土环境和高寒生态系统发生了显著变化^[12],该区域的水文循环过程也随之发生显著改变^[13]。高寒地区冻土生态水文循环中最核心的问题是冻土及其高寒草甸生态系统格局变化对区域降水、蒸散、入渗、径流等过程的影响^[14]。同时该区域因复杂多样的生态组成和特殊的环境条件,使得水文过程有着显著的地域特色,不仅在很大程度上受冻土环境的制约,而且与该区域特殊的陆面生态系统关系密切^[15]。高寒草甸生态环境变化中,土壤和草甸的蒸散过程是参与多年冻土区水分循环的重要因子^[16],对高寒草甸生态水文过程的研究具有极其重要的意义。但由于环境的限制和试验的困难性,对青藏高原尤其是长江源区蒸散的研究还较为薄弱。因此,研究长江源区不同植被盖度下高寒草甸的蒸散动态特征,不仅有助于探索高寒草甸群落植被覆盖变化对源区内地气之间水分交换的影响,进而对认识区域植被退化对流域水文平衡可能产生影响和源区生态系统的水源涵养功能变化具有重要的理论意义。基于上述目的,本研究选择位于青藏高原长江源区的风火山流域,根据已有的蒸散、气象与土壤水热资料,对研究区蒸散变化特征进行分析,为合理开发利用寒区水资源以及预测未来环境变化趋势提供科学依据。

1 研究区概况及研究方法

1.1 研究区概况

选择位于长江源区多年冻土和高寒草甸比较典型的风火山地区作为蒸散试验研究区,风火山试验区地处青藏高原腹地,隶属青海省玉树藏族自治州曲麻莱县境,海拔 4 600~4 800 m,相对高差 200~300

m。山顶基岩裸露,山梁较平缓,自然山坡上陡下缓,山间沟谷发育,剥蚀作用强烈。总的地貌特征为:顶平坡缓,谷宽沟短。风火山及北麓河各支流域成土母质多为第四纪沉积物,及变质岩、中性侵入岩等岩石风化的坡、残积物,砂砾石、碎石土基亚黏土夹碎石。多年冻土大片分布,厚层地下冰发育,多年冻土类型以富冰、饱冰冻土和含土冰层为主,在风火山冻土观测站附近的厚层地下冰厚度可达 5 m,冻土厚度 60~120 m,天然地面多年冻土上限 1.3~2.5 m,在河沟岸和滩地上限较深,可达 4.0 m 以上。植被类型从山顶向沟底依次分布有高山寒漠、高山草原、高寒沼泽草甸、高寒草甸等,其中高寒草甸草地最为典型,局部退化严重^[17]。

试验观测场建在敦宰加陇与左冒西孔曲汇流处的坡面上,海拔高度 4 745 m,地理坐标为 34°45'N, 92°54'E,年平均气温为-5.2℃,相对湿度 57%,年均降水量 328.9 mm,水面蒸发为 1 316.9 mm。试验场位于流域下游,坡地类型为中山迎风坡地,坡度 30°,坡向为半阴坡。场地土壤为高山草甸土,土层厚度在 30~80 cm。其植被盖度分别为 92%,65%,30%,分别代表未退化、中度退化、严重退化的高寒草甸。

1.2 研究区 3 种不同盖度植被的概况

高寒草甸生态系统是以寒冷中生多年生草本植物组成的植被群落为基础,具有适中水分条件的生态系统。高寒草甸是长江源地区主要的植被类型之一,面积占源区总面积的近 60%,是分布面积最大也最重要的生态体系(表 1)。

1.3 研究方法

在试验观测场内选择最能代表风火山流域不同草甸状况的未退化、中度退化、严重退化高寒草甸作为研究对象,其植被盖度分别为 92%,65%,30%。在每个盖度上分别设置 3 个蒸渗仪(lysimeter),采用称重法观测蒸散,取平均值。小型蒸渗仪精度为±0.013 mm,每天 20:00 定时称重。分析资料主要是 2007 年全年的观测数据,蒸散计算式依据蒸渗仪水量平衡原理获得。

表 1 研究区不同盖度下高寒草甸植被特征

盖度/%	退化程度	建群种	优势种	土壤状况
92	未退化	以矮嵩草为主的多种物种混合生长的草甸。	矮嵩草、藏嵩草、短穗兔儿草、兰花棘豆、冷地早熟禾、红景天。	草甸无裸露、剥落现象。
65	中度退化	建群种的优势明显下降,中生杂类草增多。	藏嵩草、紫花龙胆、垫状点地梅、火绒草等。	草甸有剥落现象,秃斑地 3.6%,分布不均匀。
30	严重退化	由草甸种和草原种共同组成。	垫状点地梅、火绒草、青藏野青茅等。	草甸呈现秃板块分布,秃斑地占 38.2%,水土流失严重。

$$E = (G_1 - G_2) \times 10 / (\rho_w A) + P - I_f$$

式中: E ——蒸散量(mm); G_1, G_2 ——分别为前后两次测得的蒸渗仪重量(g); ρ_w ——水的密度(g/cm^3); A ——蒸渗仪内筒表面积(cm^2); P ——降水量(mm); I_f ——下渗量(mm)。

为了观测气象因子,建立了自动气象观测站,观测项目主要有气温、风速、空气湿度、降雨等,采集频率为15 min,计算得到日均值气象资料。土壤水分的观测采用荷兰Eijkelamp公司生产的FDR水份观测仪,其观测精度为 $\pm 2\%$ 。2007年4—10月,在8:00—20:00,每隔2 h测定一次土壤水分;1—3月和11—12月,每隔6 h测定一次土壤水分,均取日平均值进行计算。同时在实际观测之前,对FDR进行率定。采用Excel和SPSS 13.0统计软件对试验数据进行处理分析。

2 分析与讨论

2.1 不同时期高寒草甸实际蒸散变化

根据植被生长状况及土壤水热过程把整个生长季节分为4个阶段:冻结期(2007年1月初至4月上旬、10月中旬至12月底)、生长前期(2007年4月中旬至5月中旬)、生长期(2007年5月下旬至8月中

旬)和生长后期(2007年8月下旬至10月上旬)^[19]。

高寒草甸在不同时期日均蒸散量变化剧烈(表2),盖度为92%,65%和30%高寒草甸的年内总蒸散量分别为314.71,289.48和246.22 mm。从表中可以明显看出在不同盖度下高寒草甸的实际蒸散量均表现为:生长期>生长后期>生长前期>冻结期,而且生长期的蒸散量要远大于其它时期。在生长初期,92%,65%和30%盖度下蒸散量分别达到0.49,0.53和0.56 mm/d,总体表现为随着植被盖度降低,日均蒸散量和总蒸散量均呈现逐渐增大的趋势。在生长期,不同盖度下高寒草甸蒸散发均达到一年中的最大值,蒸散量分别为2.35,2.19和1.81 mm/d,该时期蒸散量占到全年总蒸散量的68%以上。总体上看,在这一时期,随着植被盖度的降低,日均蒸散量和总蒸散量呈现逐渐减小的趋势。

在生长后期,92%,65%和30%盖度下蒸散量分别为1.13,0.98和0.85 mm/d,表现为随着植被盖度降低,日均蒸散量、总蒸散量呈现逐渐减小的趋势。在冻结期,尽管这一时段历时较长,但蒸散量在蒸散总量中所占比例很小,仅为6%左右,表现为随着植被盖度降低,日均蒸散量、总蒸散量均呈现逐渐减小的趋势。

表2 不同时期高寒草甸的实际蒸散量统计特征值

时期	植被盖度 92% 样地				植被盖度 65% 样地				植被盖度 30% 样地			
	日均蒸散/ ($mm \cdot d^{-1}$)	总蒸散/ mm	标准 差	变异 系数	日均蒸散/ ($mm \cdot d^{-1}$)	总蒸散/ mm	标准 差	变异 系数	日均蒸散/ ($mm \cdot d^{-1}$)	总蒸散/ mm	标准 差	变异 系数
生长前期	0.49	20.09	0.32	0.06	0.53	21.73	0.36	0.07	0.56	23.78	0.39	0.08
生长期	2.35	215.28	1.17	0.11	2.19	201.48	1.20	0.12	1.81	166.52	1.25	0.14
生长后期	1.13	57.62	0.65	0.07	0.98	49.98	0.68	0.08	0.85	43.35	0.74	0.10
冻结期	0.12	21.72	0.15	0.02	0.09	16.29	0.14	0.01	0.07	12.57	0.12	0.01
合计	1.02	314.71	0.57	0.07	0.95	289.48	0.60	0.07	0.82	246.22	0.63	0.08

2.2 高寒草甸实际蒸散的月变化和水分盈亏

图1为3种不同盖度下的高寒草甸蒸散量和水分盈亏状况的月变化。从图1a中可以看出,2007年1—3月蒸散量维持在一个很低的水平,蒸散量平均仅为0.10,0.09和0.07 mm/d。4—5月蒸散值呈现增加趋势,6月草甸蒸散量大幅度增加,从5月的0.69,0.72和0.74 mm/d增至1.73,1.68和1.29 mm/d。7月蒸散量达到最大,分别为2.58,2.55和2.31 mm/d,是研究区主要的水分支出月。8月蒸散量有所减小,9月草甸进入生长后期,蒸散量急剧减小,从8月的2.25,2.11和1.77 mm/d减小至9月份的1.05,0.97和0.82 mm/d。此后,10—12月蒸

散量进一步减小,蒸散量平均仅为0.23,0.21和0.19 mm/d。3种不同盖度下蒸散量的最大差别出现在6—8月这一时段,主要原因是植被进入了生长旺盛期,不同盖度下的高寒草甸地上和地下生物量的差异进一步显著,从而使得太阳辐射、气温等气象因子和土壤水分状况对高寒草甸的影响有所不同,从而加剧了不同盖度下蒸散量的差异。1—3月和11—12月,3种不同盖度下高寒草甸的月蒸散波动幅度很小,4—5月和9—10月的波动幅度有所增加,6—8月的波动幅度较大,其中7月和8月波动幅度尤为明显。

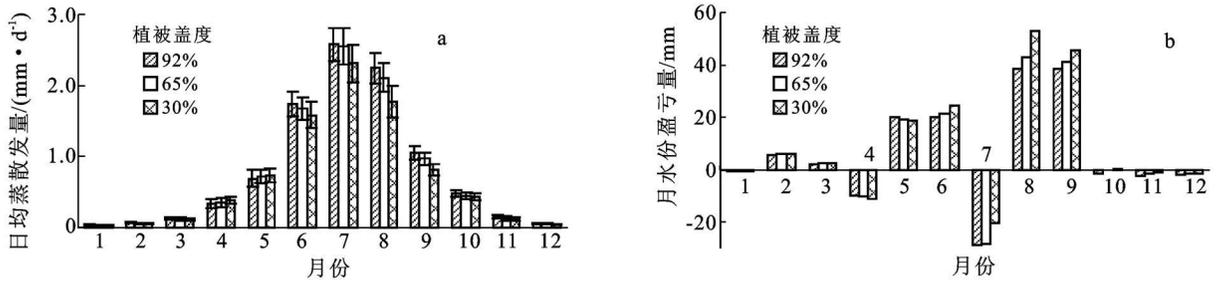


图 1 高寒草甸蒸散(a)和水分盈亏(b)的月变化过程

注: 图 b 中水分盈亏 = $P - ET$, P 为月大气降水量, ET 为月蒸散量, 其中“+”表示盈余, “-”表示亏损。

长江源区的降水集中在 5—9 月份, 在这种独特的生态环境中, 导致了高寒草甸生态系统蒸散的特殊性。因此准确把握该生态系统的水分收支状况对于揭示高寒草甸生态系统的水分循环和能量平衡有着极为重要的意义。以月降水量和月蒸散量的差值作为水分收支状况, 对高寒草甸的水分盈亏进行讨论。从图 1b 可以看出, 2—3 月、5—6 月和 8—9 月高寒草甸蒸散量小于同期的大气降水, 呈现出水分盈余状态, 其中 8 月水分盈余最多。1 月和 10 月的高寒草甸水分收支相抵, 11 月和 12 月草甸蒸散量略大于同期的大气降水量, 呈较轻度的水分亏缺状态。在一个完整的年度内, 高寒草甸的累积水分盈余分别为 37.09, 62.32 和 105.58 mm, 这种高寒草甸蒸散量小于大气降水量而产生水分盈余现象, 与其小流域径流产流的变化是相符合的^[20]。

2.3 影响高寒草甸蒸散的气象因子分析

蒸散过程通常受到能量供给条件、水汽输送条件等物理因素的影响。其能量供给条件主要源于太阳净辐射, 水汽输送条件取决于相对湿度及风速的大小。由上述分析可知, 影响蒸散的主要气候因子有净辐射、气温、相对湿度和风速等^[21]。

为了了解蒸散与气象因素的关系, 对蒸散与各气象因素间的相关性进行了分析(表 3), 3 个盖度下的蒸散量与大部分气象因子存在较好的相关性。不同时期高寒草甸蒸散对净辐射、平均气温和降水均有良好地响应, 相对湿度只在生长期有较好的响应, 且呈现负相关。说明蒸散与以上气象因子的综合变化关系密切, 是高寒草甸小气候的综合反映。只是风速对各个时期蒸散的影响并不显著。

表 3 不同盖度下高寒草甸蒸散量与气象因子的相关性

气象因子	生长前期			生长期			生长后期		
	92%	65%	30%	92%	65%	30%	92%	65%	30%
净辐射/ $(W \cdot m^{-2})$	0.70*	0.73*	0.75*	0.76*	0.74*	0.71*	0.79*	0.77*	0.74*
平均气温/ $^{\circ}C$	0.75*	0.79*	0.81*	0.79*	0.76*	0.71*	0.83*	0.80*	0.75*
降雨量/mm	0.89*	0.92*	0.87*	0.79*	0.77*	0.73*	0.79*	0.78*	0.76*
相对湿度/%	-0.56	-0.57	-0.54	-0.71*	-0.73*	-0.74*	-0.61	-0.59	-0.54
平均风速/ $(m \cdot s^{-2})$	0.48	0.49	0.46	0.55	0.54	0.51	0.51	0.49	0.45

注: *表示数据在 0.05 水平上差异显著。

2.4 土壤水分变化对高寒草甸蒸散的影响

不同植被覆盖对陆面蒸散发状况具有重大影响, 关于植被对蒸散过程的影响也是水循环的生物圈作用研究(BAHC)计划的主要研究内容之一。不同植被类型的土壤具有不同的水分平衡关系, 土壤湿度依赖于植被类型和土壤特性, 但反过来是决定不同植被蒸散量的关键因素^[22]。

对不同植被盖度的蒸散量与 0—40 cm 土层的土壤含水量的相关分析结果表明, 3 种不同盖度的高寒草甸的蒸散量与土壤表层 0—20 cm 的土壤含水量显著相关, 回归分析显示蒸散量与该层土壤含水量显著

相关。其次, 92% 和 65% 盖度的高寒草甸蒸散量对 20—40 cm 土层的土壤含水量影响也达到显著水平, 这主要是因为该土层是大量根系集中分布的主要层次、植物根系吸水以及植物生长发育的利用所造成。植被盖度越高的草地类型, 蒸散量与土壤含水量的相关性越低, 即盖度愈高, 土壤含水量对蒸散量的影响愈小, 反之亦然。

2.5 蒸散发与主要环境因子的回归分析

单因子相关分析可以判断某个因子对蒸散的作用性质, 但每个因子不是独立作用的。为了更准确地分析环境因子与蒸散的关系, 需要进行多元逐步回

归分析。以生长前期、生长期和生长后期为例, 对高寒草甸蒸散和环境因子进行回归分析。逐步回归分析表明: (1) 影响生长前期不同覆盖条件下高寒草甸蒸散的主要因子有: 气温、净辐射和表层土壤水分, 复相关系数在 0.707 以上, F 检验 ($F \leq 0.05$) 达显著水平。对于生长前期来说, 由于多年冻土活动层的融化, 土壤水分是充足的, 含水量达到 10.18% 以上, 而该时期气温仅接近 0 °C, 可供高寒草甸蒸散的热量有限。可见, 在生长前期热量因子对高寒草甸蒸散有着重要的影响。(2) 影响生长期高寒草甸蒸散的主要因子有: 气温、净辐射、相对湿度、降水和土壤水分, 复相关系数在 0.562 以上, F 检验 ($F \leq 0.05$) 达显著水平。在生长期高寒草甸进入生长高峰期, 此时也是植物生理需水的高峰时期。研究区降水主要集中在该时期, 达到全年降水量的 70%, 活动层土壤融化深度不断加深, 土壤含水量增大, 二者为高寒草甸蒸散发过程提供良好的水分条件。净辐射和气温在该时期均达到了全年最高, 给蒸散提供了充足的热量条件, 此时降水与活动层土壤含水量的多少决定着蒸散量。综上所述, 水分因子对生长期蒸散起着至关重要的作用。(3) 影响生长后期高寒草甸蒸散的主要因子有: 气温、净辐射、降水和表层土壤水分, 复相关系数为 0.573 以上, F 检验 ($F \leq 0.05$) 达显著水平。研究区在 9 月上旬气温明显下降, 9 月上旬或 10 月上旬活动层从土壤表层开始冻结, 减缓了土壤水分与大气的交换, 抑制了表层土壤水分的蒸发。气温和活动层地温成为该时期蒸散量的主控因素该时期影响因子与生长前期相近, 作用原理相似, 水分充分, 而热量不足。可见, 热量是影响高寒草甸草地生长后期蒸散的控制性因子。

逐步回归分析表明, 在生长前期和后期, 气温和净辐射是最主要的影响因子, 影响程度大于其它环境因子。因此, 热量是生长前期和后期影响高寒草甸蒸散的控制性因子, 而水分因子是生长期蒸散的主导影响因子和驱动力。

3 结论

(1) 生长前期, 高寒草甸蒸散量随植被盖度降低呈增加趋势; 而在生长期、生长后期和冻结期, 高寒草甸蒸散量随植被盖度降低呈减小趋势, 且盖度变化对生长期蒸散量的影响尤为显著。高寒草甸蒸散还呈现出明显的月变化趋势, 从 4 月中旬开始, 蒸散量逐渐增大, 6 月蒸散量增加幅度最大, 7 月达到最大, 随后逐步减小, 9 月减小幅度最大, 在 10 月中旬随着冻结期的开始, 蒸散量降至年最低值。由于植被盖度的

变化, 高寒草甸在 6—8 月蒸散量差异显著。

(2) 单因子相关分析表明, 高寒草甸蒸散与气温、净辐射、相对湿度、降水和土壤含水量等环境因素的变化都有很好地响应。蒸散量和土壤含水量的相关性分析表明, 表层土壤水分含量与蒸散量的相关性高于深层土壤水分含量, 并且随着植被盖度的减小, 高寒草甸蒸散对土壤水分的依赖越明显。

(3) 逐步回归分析表明, 高寒草甸不同时期影响因子的入选因素不同, 生长前期和后期主要有: 气温、净辐射和表层土壤水分; 生长期主要有: 气温、净辐射、相对湿度、降水和土壤水分。气象条件在生长前期和后期很大程度上制约着蒸散的变化, 而下垫面条件则在生长期对蒸散有着重要的影响。

[参 考 文 献]

- [1] Parasuraman K, Elshorbagy A, Carey S K. Modelling the dynamics of the evapotranspiration process using genetic programming[J]. *Hydrological Sciences Journal; Journal Des Sciences Hydrologiques*, 2007, 52(3): 563-578.
- [2] Lafleur P M. Connecting atmosphere and wetland: Energy and water vapour exchange[J]. *Geography Compass*, 2008, 2: 1027-1057.
- [3] Sánchez C S, Angeler D G, Sanchez A R, et al. Evapotranspiration in semi-arid wetlands: Relationships between inundation and the macrophyte cover; Open-water ratio[J]. *Advances in Water Resources*, 2004, 27(6): 643-655.
- [4] Kellner E. Surface energy fluxes and controls of evapotranspiration from a Swedish Sphagnum mire[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 110(2): 101-123.
- [5] Rosenberg N J, Blad B L, Verma S B. *Micoclimate; The Biological Environment of Plants*[M]. New York: John Wiley & Sons, 1983.
- [6] 周剑, 程国栋, 李新, 等. 应用遥感技术反演流域尺度的蒸散发[J]. *水利学报*, 2009, 40(6): 679-687.
- [7] Gong D Z, Kang S Z, Yao L M, et al. Estimation of evapotranspiration and its components from an apple orchard in northwest China using sap flow and water balance methods[J]. *Hydrological Processes*, 2007, 21: 931-938.
- [8] Kenichi D, Shigeaki H, Aiko D, et al. Influence of evaporation from the forest floor on evapotranspiration from the dry canopy[J]. *Hydrological Processes*, 2008, 28: 4083-4096.
- [9] 刘苏峡, 莫兴国. 水文循环研究中亟待加强的薄弱环节[J]. *中国科学基金*, 2000(4): 229-232.
- [10] 王根绪, 程国栋, 沈永平, 等. 江河源的生态环境变化及其综合保护研究[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 2001: 11-107.

都不一样,应采用多阶不等概抽样。

(3) 在干旱、半干旱的华北地区和西北地区,退耕还林工程中营造的灌木林占 36.36%,但是总体质量差^[12]。要充分认识到大力发展灌木林是干旱半干旱地区增加森林覆盖率、改善生态环境、增加农民收入的重要途径,避免重乔轻灌。在灌木林培育与利用上,遵循林业生态建设的自然规律和经济规律,坚持以生态效益为主、兼顾经济效益和社会效益的原则,推动退耕还林取得更好的效果。

[参 考 文 献]

- [1] 杨存建,刘纪远,张增祥,等.遥感和 GIS 支持下的中国退耕还林还草决策分析[J].遥感学报 2002, 6(5): 207-210.
- [2] 保家有,李晓松,吴波.基于沙地植被指数的荒漠化评价方法[J].东北林业大学学报, 2008, 36(1): 69-72.
- [3] 黎颖卿,黄宁辉.浅谈遥感在我国森林资源监测中的应用现状[J].防护林科技, 2006(7): 61-64.
- [4] 张会儒,张鸿文.建设我国退耕还林工程信息管理和监测系统的可行方案[J].林业科技管理, 2002(2): 28-31.
- [5] 史京京,雷渊才,赵天忠.森林资源抽样调查技术方法研究进展[J].林业科学研究, 2009, 22(1): 101-108.
- [6] 刘京会,刘巧芹,丁疆辉.河北省坝上地区沙化背景分析及景观生态对策:以沽源县为例[J].国土资源科技管理, 2003(5): 58-61.
- [7] 何宇华,谢俊奇,刘顺喜.ALOS 卫星遥感数据影像特征分析及应用精度评价[J].地理与地理信息科学 2008, 24(2): 23-26.
- [8] Franz R, Thomas W, Adam L et al. A strip adjustment approach for precise georeferencing of ALOS optical imagery[J]. Geoscience and Remote Sensing, 2009, 12: 4083-4091.
- [9] 党安荣,王晓栋,陈晓峰.ERDAS IMAGINE 遥感图像处理方法[M].北京:清华大学出版社, 2003: 1-101.
- [10] 尹业彪,李霞,石瑞花.基于 ALOS 数据 3 种插值方法对比分析[J].新疆农业大学学报, 2008, 31(6): 46-49.
- [11] 赵明范.论灌木林在“三北”防护林建设中的作用[J].中国沙漠, 1993(3): 53-57.
- [12] 张鸿文,杜纪山,汪飞跃,等.退耕还林工程灌木林培育与利用探讨[J].林业经济, 2008(11): 26-30.
- [13] 顾祝军,曾志远.遥感植被盖度研究[J].水土保持研究, 2005, 12(2): 18-21.
- [14] 刘弘,姚连芳,马杰.GM-101 型 GPS 面积测量与精度评价[J].河南科技学院学报, 2008, 36(3): 33-35.
- [15] 国家林业局.京津风沙源治理工程及工程区沙化土地监测技术规程(试行)[S].国家林业局公报, 2002.
- [16] 宋新民,李金良.抽样调查技术[M].北京:中国林业出版社, 2007: 186-197.
- (上接第 21 页)
- [11] Zhao L, Chen G C, Cheng G D, et al. Permafrost: status, variation and impacts[M] //Zheng D, Zhang Q S, Shao H. Mountain Geocology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2000: 113-137.
- [12] Wu Q B, Zhu Y L, Liu Y Z. Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under human activity[J]. Cold Regions Science and Technology, 2002, 34: 19, 30.
- [13] Foley J A, Prentice I C, Ramankutty N, et al. An integrated biosphere model of land surface process, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1996, 10(4): 603-628.
- [14] 王根绪,刘桂民,常娟.流域尺度生态水文研究评述[J].生态学报, 2005, 25(4): 892-903.
- [15] 周幼吾,郭东信,丘国庆,等.中国冻土[M].北京:科学出版社, 2000.
- [16] Zhang Y S, Ohata T, Kang E, et al. Observation and estimation of evaporation from the ground surface of the cryosphere in eastern Asia[J]. Hydrological Processes, 2003, 17: 1135-1147.
- [17] 李元寿,王根绪,沈永平,等.长江源区不同植被覆盖下产流产沙效应初步研究[J].冰川冻土, 2005, 27(6): 869-875.
- [18] 宋克超,康尔泗,金博文,等.两种小型蒸散仪在黑河流域山区植被带的应用研究[J].冰川冻土, 2004, 26(5): 617-623.
- [19] Song G, Yan H T. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 129(3/4): 175-185.
- [20] 李太兵,王根绪,胡宏昌,等.长江源多年冻土区典型小流域水文过程特征研究[J].冰川冻土, 2009, 31(1): 82-88.
- [21] 李林,张过胜,汪青春,等.黄河上游流域蒸散量及其影响因子研究[J].地球科学进展, 2000, 15(3): 256-259.
- [22] Rodriguez I. Ecohydrology: A hydrological perspective of climate-soil-vegetation dynamics[J]. Water Resour. Res., 2000, 36(1): 3-9.