

红松林和采伐迹地的水量平衡分析*

朱劲伟 崔启武 史继德 王维华 王大铎

(中国科学院林业土壤研究所)

森林水量平衡是研究森林植被中水分的运动规律,对水分的收入和支出系统进行定量分析。水是森林生态系统中能量和物质循环的主要载体,也是影响森林生产力的重要的生态因子。研究森林水量平衡可以比较全面地认识水的分配状况,以揭示水在运动中所具有的各种形式之间的内在联系,从而使森林生态环境朝着人们所期待的方向转化。

森林水量平衡国内外很多学者曾进行过广泛的研究(William等,1967;中野秀章,1976;马雪华,1963;崔启武等,1980),多半偏重于对各分量的单因子分析,对于森林水文总体效应的定量研究,由于森林结构和组成比较复杂,一些分量的测定(如蒸发散、地下迳流量)尚存在不少问题,这方面的研究仍处于探索阶段。为了研究森林和采伐迹地水量平衡中各分量的数量关系,中国科学院林业土壤研究所、黑龙江省林业科学院和黑龙江省水文总站等单位于1962年在小兴安岭五营林区丽林实验林场管辖内,建立了红松林和采伐迹地水量平衡场,开展此项研究工作。试验区位于小兴安岭南坡北部,北纬 $47^{\circ}51'$,东经 $129^{\circ}52'$,本区为温带半湿润气候。冬季最低气温达 -40°C — -45°C ,夏季最高气温为 32°C ,年平均气温为零下 1°C 左右。年降水量700—800毫米,尤以7—8月份最多。本区的植物属东亚针阔叶混交林区小兴安岭亚区,处于寒带针叶林和温带阔叶林的过渡地带,具有寒温带针阔混交林的特色。阔叶红松混交林的森林植被是本区的典型植被,约占50—80%。此外,尚有鱼鳞松、臭松、落叶松、水曲柳和黄菠萝等。

本区成土母质以岩浆岩及变质岩为主的斑状花岗岩。土壤可分三种基本类型:在陡坡、斜坡和缓坡等山地主要分布原积和坡积花岗岩母质上发育的棕色森林土类;谷地主要分布为沼泽土类;在叠石山由于近代植物生长作用的结果而形成厚薄不等的腐殖质层,为残积花岗岩发育的腐殖质土类。

本区水系属松花江水系,丽林河为本试验区内的主要干流,在本区内约25公里,常年流水,河的两侧有不少的中、小溪流贯穿于试验区内。

两个水量平衡场位于本区下游,丽林河右岸约一公里左右的榛子蕨类红松林区,除上层乔木不同以外,两个水量平衡场自然条件几乎完全相似,相距约300米左右。两个场地的自然概况为:

1) 红松林水量平衡场 上层乔木为10龄级的红松,高达30余米,郁闭度为0.7,地面主要为蕨类和沙草科植物,盖度为1.0,场地面积1,076平方米,坡向 $N_{10}W$,坡度 $5^{\circ}42'$,土壤为灰化棕色森林土。

* 本文承王战、王正非两位先生热情指导和支持;文中引用的资料,系中国科学院林业土壤研究所、黑龙江省林业科学院和黑龙江省水文总站联合组成的五营森林水文气象站观测所得。在撰写过程中,与朱廷曜、裴铁凡和迟振文等同志多次进行有益讨论,谨此致谢。

2) 采伐迹地水量平衡场 上层乔木1959年伐去,地面残留和新生长的植物主要有杨树、桦树、酢浆草和小叶芹等,盖度为1.0,蕨类植物已逐渐减少。场地面积1,001平方米,坡向N₂₀E,坡度5°31',土壤为灰化棕色森林土。

两个水量平衡场平行的观测项目有:

1) 地表和土壤迳流 其中地表迳流槽安设在入土0—10厘米的土壤表层。土壤迳流槽最深在土层1.9—2.0米处,迳流量汇入堰箱内,用水位计自记求出水量。

2) 降水量和截留量 在林内外安设12个雨量筒(其中有一台自记雨量计),测量林内外平均降水量的办法而求得,雨量筒在场地上按典型抽样方法布设。

3) 土壤湿度 在两个水量平衡场上、中、下部位各取土柱,每隔5厘米深度取一样品,用烘干法测定之。

4) 土壤渗透率 用同心环分别在地表和深层土壤内测定。由于入渗水量与渗透系数成正比(达西定律)已知地表入渗量和地表渗透系数与深层渗透系数之比,则深层土壤的入渗量可以求得。地表入渗量由降水减去地表迳流即可得出;地表层和深层土壤的渗透系数可通过同心环的测定求得。入渗量(或地下迳流量)的计算,考虑到水量平衡场解冻到2米以下的深度在7月中下旬,在解冻以前和10月份结冻以后入渗量为零,可以只计算每年8—9月的入渗量。

5) 总蒸发散量 林地和采伐迹地的计算采用两种方法:(1)根据水量平衡场观测资料,用水量平衡公式余项法求得;(2)用水热联系方程——布德科公式(M. N. 布德科,1960):

$$E = \sqrt{\frac{Rr}{L} \operatorname{th} \frac{rL}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{rL} + \operatorname{sh} \frac{R}{rL} \right)} \quad (1)$$

式中: E 为年平均蒸发散量; R 为年辐射平衡; r 为年降水量; L 为蒸发潜热; th 为双曲线正切函数; ch 为双曲线余弦函数; sh 为双曲线正弦函数。

此外,还进行一般气象要素观测和土壤理化性质的测定。

一、基本概念和森林水量平衡方程

森林水量平衡是指大气降水到达森林作用面后再分配状况。降水到达林冠表面,一部分被冠层所截留,直接消耗于蒸发,其余部分透过冠层或沿树干下落到林地成为林内降水。林内降水有一部分沿地表和通过地中而流出,沿地表流出的部分为地表迳流,地中流出的为土壤迳流。林内降水中还有一部分渗透到深层中去,变成地下水的成分之一,这部分地下水在切割深度比较大的河道中流出称为地下迳流,在坡地则以入渗到土壤深层的形式出现称为深层入渗水量。林内降水中还有一部分被土壤蒸发到大气中,或由乔灌木、草本植物的根系所吸收,其结果也是通过植物蒸腾而到达大气中,总称为蒸发散。林内降水中的其余部分,则储存在土壤中,储存在土壤中水量增加为正,减少为负,总称为土壤储水量的变化。

森林地区的水量平衡包括水和水汽的转换。林内水的储存量的变化,类似热量平衡模型,若水平方向无水分交换,水的收入和支出系统如图所示:

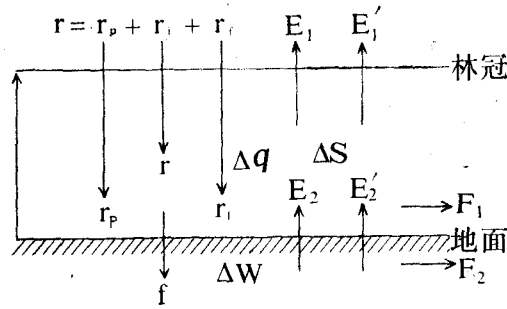


图 1 森林水量平衡(水的收支)示意图

r ——大气降水量; r_f ——树干迳流量; r_i ——林冠截留降水量; r_p ——透过林冠降水量(林内降水量);
 E_1 ——林冠的物理蒸发量; E_1' ——林冠的蒸腾量; E_2 ——地表的物理蒸发量; E_2' ——地表植物的蒸腾量;
 F_1 ——地表迳流量; F_2 ——土壤迳流量; f ——深层入渗量(或地下迳流量); Δw ——土壤储水量的变化;
 Δs ——植物体含水量的变化; Δq ——冠层空气中水汽量的变化

水汽降水到达林冠后,在某一时段内,林内的储存水的一部分以水汽的形式散发到大气中,另一部分仍以液体水的形式从林内流出,这种水的收支数量上的平衡关系,常常以水量平衡方程表示,其形式如下:

林冠层水量平衡方程:

$$r + Q = (E_1 + E_1') + r_f + r_p + \Delta s + \Delta q \quad (2)$$

式中: Q 为乔灌木根系的吸水量。

林冠下林地(以下简称林地)水量平衡方程:

$$r_f + r_p = (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f + Q + \Delta w \quad (3)$$

森林(包括林冠层和林地)水量平衡方程:

$$r = (E_1 + E_1') + (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f + \Delta s + \Delta q + \Delta w \quad (4)$$

采伐迹地水量平衡方程:

$$r = (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f + \Delta w \quad (5)$$

在上述方程中,土壤储水量的变化 Δw , 对于多年平均值可视为零。林内空气中水汽含量 q , 根据观测资料估算,小兴安岭红松林内夏季的 q 值为 0.4—1.2 毫米,而采伐迹地为 5×10^{-3} — 2×10^{-2} 毫米,与水量平衡其它各分量相比其值很小。冠层空气中水汽含量的变化 Δq 更小,可忽略不计。红松林水量平衡场内植物体含水量的变化 Δs 与林木生长量和季节有关,它与生长量成正比,其值约为 1—5 毫米,同降水量比很小。因此,(2)–(5)式可简化为:

$$r + Q = (E_1 + E_1') + r_f + r_p \quad (\text{林冠层}) \quad (6)$$

$$r_f + r_p = (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f + Q \quad (\text{林地}) \quad (7)$$

$$r = (E_1 + E_1') + (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f \quad (\text{森林}) \quad (8)$$

$$r = (E_2 + E_2') + (F_1 + F_2) + f \quad (\text{采伐迹地}) \quad (9)$$

降水项 r 也可以看作是人工降水(灌溉水),其平衡关系同样适用于上述各式。

二、红松林和采伐迹地水量平衡各分量的分配关系

根据1962—1965年的观测资料,红松林和采伐迹地水量平衡场中各分量的统计计算结果如表 1—2 所示,表中降水、坡地迳流、入渗和土壤储水量的变化均为实测值,蒸发散根据水量平衡场观测资料,用水量平衡公式余项法求得。计算时段按水文年度截取,每年的10月1日至第二年的9月30日为一个水文年度,这是考虑到10月1日前后迳流基本截止,便于分割两个年度。

表 1 红松林水量平衡表*

毫米(%)

年度	项目 降 水	蒸 发 散			坡 地 迳 流			入 渗	土壤储水量 变 化	观测订正
		林 冠	林 下	总 计	地 表	土 壤	总 计			
1962—1963	792.8(100)	433.2(54.6)	209.0(26.4)	642.2(81.0)	—	—	27.5(3.5)	65.0(8.2)	37.4(4.7)	20.7(2.6)
1963—1964	643.2(100)	378.3(58.8)	181.3(28.2)	559.6(87.0)	2.7(0.4)	3.2(0.5)	5.9(0.9)	68.5(10.6)	54.8(8.5)	-45.6(-7.0)
1964—1965	712.0(100)	414.6(58.2)	190.6(26.8)	605.2(85.0)	1.0(0.1)	4.9(0.7)	5.9(0.8)	105.2(14.8)	-27.3(-3.8)	23.0(3.2)

* 蒸发散采用水热联系方程——布德科公式计算得到。其它各要素均为实测值。

表 2 采伐迹地水量平衡表

毫米(%)

年 分	项目 降 水	蒸 发 散	坡 地 迳 流			入 渗	土壤储水量 量 变化	观测订正
			地 表	土 壤	总 计			
1962—1963	792.8(100)	539.1(68.0)	—	—	112.7(14.2)	65.2(8.2)	64.9(8.2)	10.9(1.4)
1963—1964	643.2(100)	482.4(75.0)	4.3(0.7)	47.7(7.4)	52.0(8.1)	69.0(10.7)	135.8(21.1)	-96.0(-14.9)
1964—1965	712.0(100)	512.6(72.0)	6.6(0.9)	95.2(13.4)	101.8(14.3)	105.3(14.8)	-60.3(-8.5)	52.7(7.4)

从表 1—2 看出:红松林水量平衡各分量的分配:降水100%;蒸发散84.3%;坡地迳流(包括地表和土壤迳流)1.7%;入渗11.2%;土壤储水量变化3.1%;观测订正值-0.3%左右。

采伐迹地水量平衡各分量的分配:降水100%;蒸发散71.7%;坡地迳流12.2%;入渗11.2%;土壤储水量变化6.9%;观测订正值-2.0%。

观测资料表明:红松林土壤迳流显著地小于采伐迹地,其原因是红松林蒸腾水量是通过根系吸收土壤中水分,水量平衡场是闭合系统,林木吸收土壤中水分通过枝叶蒸发散到大气中,林地土壤迳流大大减少。对于地表迳流来说,由于采伐迹地1959年采伐,地表面枯枝落叶层很厚与红松林地相差何几,树根纵横分布、地面粗糙度很大,因而地表迳流两地的差异小于土壤迳流。坡地迳流采伐迹地比红松林大7倍左右,说明森林具有很大的涵养水源的功能。不合理实行采伐,乱砍滥伐,毁林开荒,一旦森林遭到破坏,林冠层的调节性能完全消失、林地的调节性能随着土壤植被和枯枝落叶层的变化也逐渐消失,迳流量成倍增加,就会出现严重的水土流失,造成河水猛涨陡落、水源枯竭的现象,导致生态环境恶化,必须引起高度重视。从表中还可看出:水量平衡各分量的百分率逐年变化不大,同一分量各年间的

差异远小于同一年内各分量之间的差异, 表明降水量在该区自然特征所形成的再分配过程具有一定的规律性, 而且比较稳定, 基本上反映了这一地区的气候——水文特征。

林冠层和林地水量平衡各分量的组成是不同的, 见表3—4。

表 3 红松林林冠层水量平衡表*

毫米(%)

年 度	项 目	降 水	蒸 发 散	透 过 林 冠 水	由根系吸入水	备 注
1962—1963		792.8(100)	433.2(54.6)	521.5(65.8)	161.9(20.4)	由根系吸入水量非独立计算, 故订正值为零
1963—1964		643.2(100)	378.3(58.8)	443.6(69.0)	178.7(27.8)	
1964—1965		712.0(100)	414.6(58.2)	516.8(72.6)	219.4(30.8)	

* 降水+由根系吸入水=蒸发散+透过林冠水。由根系吸入水即为林冠蒸腾, 林冠物理蒸发即为林冠截留。由根系吸入水可由水量平衡公式余项法求得。

表 4 红松林林地水量平衡表

毫米(%)

年 度	项 目	林内降水	蒸 发 散	坡 地 迳 流			被根系吸走的水	入 渗	土壤储水量变化	观测订正
				地 表	土 壤	总 计				
1962—1963		521.5(100)	209.0(40.1)	—	—	27.5(5.2)	161.9(31.1)	65.0(12.4)	37.4(7.2)	20.7(4.0)
1963—1964		443.6(100)	181.3(40.9)	2.7(0.6)	3.2(0.7)	5.9(1.3)	178.7(40.3)	68.5(15.4)	54.8(12.4)	-45.6(-10.3)
1964—1965		516.8(100)	190.6(36.9)	1.0(0.2)	4.9(0.9)	5.9(1.1)	219.4(42.5)	105.2(20.3)	-27.3(-5.3)	23.0(4.5)

林冠层水量平衡包括降水、蒸发散、透过林冠水(包括树干迳流)和由根系吸入水; 林地水量平衡则有林内降水、蒸发散、被根系吸走的水、坡地迳流、入渗和土壤储水量变化六个部分组成, 而且各分量的分配比例差异很大。观测资料表明: 林冠层的总蒸发散占大气降水的 57.2%, 林地的总蒸发散(包括由根系吸走的水)为林内降水的 77.3%, 其中草本植物的蒸发散为 39.3%, 乔木树种的蒸腾为 38.0% (均指占林内降水的百分率)。实际上, 林地消耗水较多, 为大气降水的 53.5%, 而林冠层只有大气降水的 30.9% 的林冠截留量, 以物理蒸发的形式将水分散发到大气中去。不难看出, 水量平衡各分量之间的关系, 主要取决于下垫面结构特征, 只要改变它的结构性质, 使水量平衡和水分循环朝着人们所期望的方向变化, 如在水土流失比较严重的地区, 通过生物措施, 提高森林覆被率, 一定能有效地改变这一地区的水分状况, 从而可以造成一个有利于人类生息活动和促进国民经济发展的生态环境。在不同的立地类型上, 大力开展绿化工作, 迅速恢复森林植被, 对于生产力低下的森林生态系统给予妥善经营和改造, 这是我们森林生态工作者的任务。

三、森林对水分循环的影响

森林对于水分循环和水量平衡影响的实质, 是在于森林有着特殊的结构特征, 它由庞大的林冠和茂密的枝叶组成, 可以延缓和保护林地免受外界冲击的作用。森林自调能力很强, 对降水存在着两次再分配的作用, 主要通过林冠对降水的截留来实现。冠层的存在, 树干和枝叶的截留, 对降水形成了第一次分配, 见表 5。

表 5 红松林对降水的第一次分配形式

毫米(%)

年 度	项 目	大 气 降 水	林 下 降 水	树 冠 截 留
1962—1963		792.8(100)	521.5(65.8)	271.3(34.2)
1963—1964		643.2(100)	443.6(69.0)	199.6(31.0)
1964—1965		712.0(100)	516.8(72.6)	195.2(27.4)

从表中看出：大气降水到达林冠作用面后，有 69.1% 的降水下落到林地，其余被林冠所截留，又以物理蒸发的形式返回到大气中，这种分配形式比较简单。当大气降水一部分到达林地成为林内降水，于是对降水又形成了第二次分配，见表 4。这里从大气—植物—土壤系统的内在联系来讨论林内降水再分配的规律，由于林冠的存在，减少了 30.9% 的降水对林地的冲击，雨滴经过枝叶的碰撞和阻截，林内降水的强度有明显减弱，林地受降水的冲击力远小于无林地，对避免土壤冲刷有很大作用。同时，林内有枯枝落叶层覆盖，乔灌木和草本植物根系发达，土壤结构疏松，又能滞缓坡地迳流速度。观测资料表明：林内降水主要用于林地总蒸发散（包括被根系吸走的水），占林内降水的 77.3%，入渗占 16.1%，地表和土壤迳流只占 2.5%，可见森林对减少坡地迳流的作用是相当大的。由林木根系吸走的水占 38.0%，通过林冠蒸腾散发到大气中，这就意味着本来以迳流方式流失的水量中的一部分变成了蒸腾水汽。众所周知，以迳流形式流失的水量是无效的损耗，而蒸腾的水汽促使森林地区变得更加湿润，对改善生态环境，促进地方性降水的形成都是十分有利的。

四、林冠蒸发散的组成和测定方法的讨论

林冠蒸发散是由林冠的物理蒸发和生理蒸腾两部分组成。观测资料表明：红松林林冠总蒸发散占大气降水的 57.2%，其中有一半左右（降水量的 26.3%）系由根系吸收土壤中水分，通过叶面蒸腾散发到林冠上空，有一半以上（占降水量的 30.9%）系林冠截留水的直接物理蒸发，也就是说，在林冠蒸发散中，生理蒸腾和物理蒸发两者的数量相当。可见，任何只测定生理蒸腾和物理蒸发两者之中的一种方法，却不能代表林冠总蒸发散量。在林业和植物生理学研究中，常常采用 Potometer（覃世等，1964）方法，推算植株甚至整个林分蒸发散量，不管其方法本身的精度如何，其测定值只测得生理蒸腾部分，被林冠截留水的直接物理蒸发并没有考虑。因此，利用这种方法求其蒸发散量是有问题的。在森林蒸发散的测定中，多半采用热量平衡（朱劲伟，1980、1964）和水量平衡法，物理概念清楚，测得的量包括物理蒸发和生理蒸腾的总水量，比较符合实际情况，我们在上面的水量平衡方程中，曾采用水热平衡气候计算法——布德科公式（M. N. 布德科，1960）来计算红松林总蒸发散量，这是一种适用于长年气候计算的半经验半理论方法，下面用水量平衡场观测资料进行校核，见表 6。

计算结果表明：利用水热平衡气候计算法和水量平衡法测得的结果非常接近，采用水热联系方程测定森林蒸发散是一种比较好的方法。但是，由于水量平衡法亦有误差，上述结果并不表明水热平衡气候计算法的真正误差，它不过是两种方法的相互比较而已。

表 6 水量平衡法和热水平衡气候算法测定蒸发散量的比较

测定方法	时 间	采 伐 迹 地	林 冠	林 地	红松林总计
由热水平衡气候算法 (布德科公式) 求得的蒸 发散量 (占降水的%)	1962—1963	68.0	—	26.4	81.0
	1963—1964	75.0	—	28.2	87.0
	1964—1965	72.0	—	26.8	85.0
	平 均	71.1		27.1	84.3
由水量平衡场 (水量平 衡公式余项法) 求得的蒸 发散量 (占降水的%)	1962—1963	69.4	54.6	29.0	83.6
	1963—1964	60.1	58.8	21.2	80.0
	1964—1965	79.4	58.2	30.0	88.2
	平 均	69.6	57.2	26.7	83.9

另外, 在森林蒸发散的研究中, 有一种颇为盛行的观点, 认为植物的蒸腾量主要取决于它的特性, 尤其是植物的叶面积系数, 对于同一种植物来说, 叶面积系数相差很多倍, 植物蒸腾量也应相差很多倍, 快速称重和 Potometer 法以此为依据推算植物蒸腾量, 这种观点似有问题。同一种植物的蒸腾量, 如果叶面积系数成倍增加, 蒸腾量亦能相应增大, 但不是线性关系, 因为植物的蒸腾量更主要受当地的水热条件 (气候因子) 所制约, 植物的叶面积系数增大, 由于水分和热量是限制性因子, 单位面积的蒸腾强度相应地要减小, 在一定的气候条件下, 植物蒸腾量大体维持在一个相对水平上。我们观测得到: 林冠总蒸发散为降水的 57%, 其中林冠的生理蒸腾占 26% 左右, 林地草本植物的蒸发散 (包括草本植物物理蒸发) 约为 31%, 高大的乔木和低矮的草本植物相比, 叶面积系数相差很大, 但各自的蒸腾量大体相等, 由于它们共处于同一的气候条件下, 蒸腾量仍然维持在同一的水平上。制约植物蒸腾的第一位因子是气候因子, 植物特性的不同, 也能对蒸腾施加影响, 这是第二位的。

五、森林对河川迳流的影响

坡地迳流不等于河川迳流, 所谓河川迳流是指从地上或地下汇至河川后排出的全部水量, 除了在切割深度较大的河道中, 能够汇集到一部分地下迳流, 一般不包括土壤入渗水量。谈到森林对迳流的影响, 人们关注的是森林对河川迳流的影响, 观测资料表明: 森林可以大大减少坡地迳流, 减弱迳流速度和延长迳流时间, 对河川洪峰的削弱都起着良好的调节作用。但是, 从一般水文站测得的资料, 有时不容易看出森林对坡地迳流所施加的作用。因此, 研究森林对河川迳流影响也必须从坡地迳流研究开始。

森林对迳流影响的实质, 在于森林有多大的持水能力和蒸发散能力。持水能力大, 类似于水库可以调控迳流量, 使河道中的迳流不至猛涨陡落, 削弱洪峰, 增加枯水迳流; 蒸发散能力大, 可以减少水分的支出部分从河道中流出, 通过林冠的蒸腾, 将根系从土壤中吸收的水分蒸发到大气中, 以湿润森林地区的大气, 森林的持水和蒸发散的能力, 均可通过实际观测得到。为了方便起见, 森林对河川迳流的影响分两方面讨论。

1. 森林对河川迳流总量的影响

森林对比较长的时段 (一年或一年以上) 的河川迳流总量的影响, 主要决定于森林与无

林地蒸发散之间的差异。当降水相同时,蒸发散大的流域,迳流就小;反之,流域迳流则大。我们从五营林区测得森林的总蒸发散比无林地大 70—100 毫米,约占年降水的 11%,这就意味着森林减少河川总迳流量大体也是这个数字。

但是,森林对短时段的迳流,特别对于一次降水的影响,它的变化过程比较复杂,不能单纯地从蒸发散这一因子来考虑,它与森林结构和组成、下垫面性质、热量状况和土壤结构特征有关。当土壤含水量远小于它的最大持水能力时,少量的降水不管林地还是无林地,都不能产生迳流;土壤含水量处于适度状态或含水量较小但降水强度很大时,森林对减少迳流的作用是很大的;当林地含水量接近于最大持水能力时,森林的涵养水源的功能,相应地也就不很明显。讨论森林对于短时段迳流的影响时,在不同条件下要进行具体分析,不能笼统地得出一般性结论,这方面的研究,作者另文专题叙述。

2. 森林对洪水影响的数学模式

洪水是指特大的迳流,发生在一个比较短的时段内的一种水文现象,在一个流域内,遇到暴雨的侵袭,当降水量不能被基本河床所容纳,超过流域中蓄水量的最大容积,就有可能产生洪水的危险,引起巨大的灾害。洪水的发生取决于两个因子:(1)暴雨的强度和持续的时间;(2)流域的最大蓄水能力。森林对于洪水的作用,主要表现在森林能否增加流域的最大蓄水能力,根据水量平衡场观测资料,森林对洪水影响的程度可以定量估算。

对于无林地的最大蓄水能力 R_a 可表示为:

$$R_a = W_a + D + (E_a + E_a')t \quad (10)$$

式中: W_a 为无林地的持水量; D 为地形起伏不平(集水区)引起的积水量; $E_a + E_a'$ 为无林地的蒸发散强度; t 为暴雨开始以后的时间。

对于森林来说,可用林冠层和林地的最大蓄水能力之和来表示。

林冠层的最大蓄水能力 R_b' 为:

$$R_b' = W_b' + E_b't \quad (11)$$

式中: W_b' 为枝叶持水量; E_b' 为林冠物理蒸发强度。

林地的最大蓄水能力 R_b'' 为:

$$R_b'' = W_b'' + D + (E_c + E_c')t \quad (12)$$

式中: W_b'' 为林地持水量; $E_c + E_c'$ 为林地蒸发散强度。

森林的蓄水能力 R_b 为:

$$R_b = R_b' + R_b'' = (W_b' + W_b'') + D + (E_b + E_c + E_c')t \quad (13)$$

森林对于蓄水能力的增加可用下式表示:

$$\varphi = \frac{R_b - R_a}{R_a} = \frac{(W_b' + W_b'' - W_a) + (E_b + E_c + E_c' - E_a - E_a')t}{W_a + (E_a + E_a')t} \quad (14)$$

上式实际上是表示森林对洪水影响的定量估计,(14)式中持水量和蒸发散强度都可通过实测得到。由于 $W_b' + W_b'' - W_a$ 、 $E_b + E_c + E_c' - E_a - E_a'$ 均大于零,故 φ 恒为正值,表示森林可减弱洪水。根据水量平衡场蒸发散强度和持水量的观测资料得到:当 $t \rightarrow 0$ 时, φ 的数值 $\rightarrow 0.34W_a$; 当 $t \rightarrow \infty$ 时, φ 的数值 $\rightarrow 0.17(E_a + E_a')$, 它的变化范围在 $0.17(E_a + E_a') - 0.34W_a$ 之间。也就是说森林蓄水能力增加量的最大值等于无林地持水量的 34%; 当森林与无林地的持水量接近饱和状态,而暴雨历时很长时,则森林蓄水能力的增值仅为无林地蒸发散量的 17%,

说明森林对洪水的影响, 与蒸发散强度、持水量、暴雨强度和持续的时间有关。

将(14)式对时间 t 偏微商:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{(E_b + E_c + E_c' - E_a - E_a') [W_a + (E_a + E_a')t] - (E_a + E_a') [W_b' + W_b'' - W_a] + (E_b + E_c + E_c' - E_a - E_a')t}{[W_a + (E_a + E_a')t]^2} \quad (15)$$

根据观测资料得到:

$$\left. \begin{aligned} E_b + E_c + E_c' - E_a - E_a' &\doteq 0.17 (E_a + E_a') \\ W_b' + W_b'' - E_a &\doteq 0.34 W_a \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

将(16)式代入(15)式得:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{-0.17 (E_a + E_a') W_a}{[W_a + (E_a + E_a')t]^2} < 0 \quad (17)$$

上式表明: 森林对洪水的影响是随着暴雨(降水)开始以后的时间 t 的推移而逐渐减小, 在暴雨历时短的时段内, $t \rightarrow 0$, φ 数的数值 $\rightarrow 0.34 W_a$, 森林的这种作用很大, 森林减少总迳流为无林地持水量的34%; 当暴雨强度很大历时很长时, $t \rightarrow \infty$, φ 的数值 $\rightarrow 0.17 (E_a + E_a')$, 森林对总迳流的减少量仅为无林地蒸发散的17%, 森林的这种作用就很不明显了。

参 考 文 献

- 马雪华 1963 川西高山暗针叶林区的采伐与水土保持, 林业科学 8(2).
- M. N. 布德科 1960 地表面热量平衡, 科学出版社.
- 朱劲伟 1964 利用热量平衡法对甘肃省子午岭林区山杨林与辽东栎林的总蒸发散进行测定的初步报告. 中国科学院林业土壤研究所集刊, 第一集, 科学出版社.
- 朱劲伟 1980 波文比在研究森林蒸发散中的作用及其处理. 林业科学 16(1).
- 崔启武等 1980 林冠对降水的截留作用. 林业科学 16(2).
- 覃世、齐济桑 1964 利用 Potometer 法对甘肃省子午岭林区山杨林与辽东栎林的总蒸发散进行测定的初步报告. 中国科学院林业土壤研究所集刊, 第一集, 科学出版社.
- William E. Sopper, Howard W. Lull 1967 International Symposium on forest hydrology, Pergamon Press.
- 中野秀章 1976 森林水文学. 共立出版, 东京.

ANALYSIS OF WATER BALANCE IN KOREAN PINE FOREST AND FELLING GROUND

Zhu Jinwei Cui Qiwu Shi Jide Wang Weihun Wang Daduo

(Institute of Forestry and Pedology, Academia Sinica)

According to the data obtained from water Balance observation site in forest, a quantitative analysis for the components of water Balance in Korean Pine forest and on a cutover are made. The distributions of the components are as follows:

Korean Pine forest;

Rainfall 100%; Evapotranspiration 84.3%;

Slope run-off (above surface run-off and soil run-off) 1.7%;

Permeance 11.2%; Change of holding water in soil 3.1%;

Correction value of observation - 0.3%.

On cutover;

Rainfall 100%; Evapotranspiration 71.7%;

Slope run-off 12.2%; Permeance 11.2%;

Change of holding water in soil 6.9%;

Correction value of observation - 2.0%.

The methods of test for the composition of canopy evapotranspiration are discussed. The paper shows that the primary factors affecting transpiration of the vegetation are climatic factors and the second are the characteristics of plants. The mathematic models for the effect of forest on run-off are established. The observed data show that within a short duration of rain gush, the increase of water-holding capacity in forest is 34% of the holding water on barren ground. In case of long duration of intensive rain gush, the increase of forest water holding capacities is only 17% of evapotranspiration on barren land.