

降雨径流过程驱动因子的室内模拟实验研究*

张士锋^{①**} 刘昌明^① 夏 军^① 谈 戈^① 李 林^①
刘彩堂^① 周长青^① 郭 磊^②

(①中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; ②武汉大学水利水电学院, 武汉 430072)

摘要 降雨径流过程的驱动作用可以归结为两个方面: 第一是降雨过程的影响, 第二是下垫面变化的影响. 通过 179 场室内降雨径流模拟实验发现, 无论是降雨历时还是降雨强度都会影响汇流的滞时, 这与传统的假设有明显的矛盾. 尤其是在降雨历时小于全面汇流时间和较小的降雨强度下这种非线性关系的影响十分明显. 由此可以推定, 单位线用于南方湿润地区的降雨径流过程模拟更为合理, 而在北方的干旱、半干旱地区, 由于降雨强度变化快, 降雨历时短, 所以使用时要特别注意降水条件. 这也说明了过去的水文模型在北方地区的产汇流效果不好的原因. 降水历时较小时, 流域的汇流特性有较为剧烈的变化, 因为此时流域未达到全流域汇流, 这反映了实际北方降雨径流情况, 因此单位线使用时必须进行适当的非线性校正. 当降雨历时大于流域的全面汇流时间以后整个流域达到蓄泄平衡, 适用于南方长时间降雨径流关系和产汇流的基础理论研究. 在充分降雨条件下, 洪峰流量、降雨强度呈线性关系, 而与下垫面无关, 降雨强度与峰现时间成负线性关系. 流域的调蓄量与降雨强度和洪峰流量呈线性关系, 受下垫面影响和作物截留作用十分明显, 而与作物截留的位置关系不大.

关键词 降雨径流 驱动因子 室内模拟 实验

流域的降雨径流过程, 受到的驱动作用多种多样. 无论是人类活动, 还是气候变化, 对于径流过程的影响可以归结为两个方面: 第一是降雨过程的影响, 第二是下垫面变化的影响. 弄清楚这两个要素对于水文循环的影响是科学水文学对于水文循环机理研究的基础.

迄今为止, 所有对水文现象和水文过程认识的进展, 几乎无不来源于以水文观测和水文实验为基础的工作^[1,2]. 由于野外实验的可重复性差, 进行控制试验时一般集中在水量的测验, 对过程的控制的实验只能够在室内进行, 室内实验可以不受自然因素的影响. 到目前为止, 室内的实验在产流上有较多

2003-03-14 收稿

* 国家重点基础研究发展规划项目资助(批准号: G1999043601)

** E-mail: tianhu@mail.hf.ah.cn

的室内研究^[1,3]; 在汇流研究方面^[4~9], 早期进行的一些降雨径流实验¹⁾, 取得了一些成果^[10,11]. 由于当时缺乏先进的数据采集和数据处理手段, 无法进行系统的降雨径流驱动因子的研究与实验. 对于降雨因子和下垫面因子对径流过程的驱动作用, 未能说明其内在原因, 因而也缺乏系统的有说服力的结论. 然而, 在实验室内对降雨径流过程的模拟, 揭示降雨雨型以及下垫面对径流的驱动过程, 不仅有重要的理论意义, 为今后的径流过程的研究提供科学依据, 而且对于流域的实际洪水预报, 也有重要的参考价值.

1 实验场地

实验在中国科学院地理科学与资源研究所室内径流实验室进行. 整个实验场地分为流域下垫面系统、降雨系统和数据采集系统三个部分. 下垫面经过改造, 使整个活动槽调整到一个与实验条件、实验手段和实验要求基本适应的状态. 活动槽宽 3 m, 长 8 m. 固定坡度为 5.87%. 槽内设有羽毛型流域, 最大长度 7.7 m, 最大宽度 2.39 m, 面积 16.31 m². 活动槽经过调节后, 实际坡度为 4.94%, 投影面积 16.3 m², 模拟流域下垫面用塑料草坪作为标准下垫面(见图 1).

降水系统分为上水、下水和降水三个部分. 水源系统由稳定高程的水塔供水, 保证水压的稳定, 降水系统由 1200 个降雨喷头组成, 可以变化上下游区间控制降水区域和降水强度, 范围为 0.4~1.8 mm/min. 由于降雨喷头多, 平均喷头的密度为 50 个/m², 空间高度达到 5 m 以上, 而且采用向上喷水后自由散落, 实验过程中摇动连杆均匀摆动, 所以, 整个模拟流域内的降雨强度十分均匀.

数据采集系统采用数据采集板和微机控制, 流量过程测验通过本所改进的电子测流槽来测定^[12,13]. 所有的径流总量用新增加的水量平衡计量设施测定, 径流总量由标定的水尺人工读数, 因此降水总量控制得以实现. 降雨出流采集采用浮子流量计. 本项实验开始之前, 数据采集系统重新设立了中央控制台, 使实验操作可以在完全自动控制的条件下进行.



图1 实验系统示意图

实验于 2001 年 7 月到 2002 年 5 月进行. 经实验测定, 流域在标准下垫面条件和不同的降雨强度下, 开始时的汇流速度为 4.3~5.6 cm/s, 流域内的一般汇流速度为 6~6.8 cm/s; 在水泥地面条件下, 开始的汇流速度是 8~17 cm/s, 流域内的一般汇流速度为 15~22 cm/s. 因此, 在下垫面为草坪和水泥地面时, 根据降雨强度的变化, 流域达到全面汇流的时间分别为 120~130 和 60~80 s.

2 内容与方法

降雨径流的汇流公式是:

$$Q(t) = \int_0^t a(t-\tau) \left(\frac{\partial A}{\partial \tau} \right) d\tau. \quad (1)$$

径流过程 $Q(t)$ 由净雨过程 $a(t-\tau)$ 和汇流曲线 $(\partial A / \partial \tau)$ 决定. 在控制降雨条件以后, 径流过程就由汇流曲线来决定. 实验的内容是模拟不同降雨强度和降雨历时的降雨过程对径流的驱动和不同下垫面

1) 周文德. 实验室流域实验系统(内部资料), 1980

条件对于径流的影响. 在给定的不透水下垫面下的降水过程就是净雨过程, 实测的径流过程得到后, 可以求得每一场洪水过程的汇流曲线. 根据洪水过程和汇流曲线的特征, 可以揭示驱动因子的影响作用.

对于模拟不同降雨强度对径流的驱动, 雨型以均匀降水为主. 下垫面对径流过程的驱动作用显而易见. 设计的实验考虑了三种不同的下垫面状态: 一种是常规状态, 以塑料草坪作为背景值; 第二种情况是在草坪上放上若干浅盘, 模拟作物截留和鱼鳞坑等因素的影响; 第三种情况是没有草垫的水泥板, 模拟城市水文的过程.

在进行流域内均匀降雨时, 模拟 7 种强度从 0.6~1.6 mm/min 的降雨过程, 降水历时分别为 30, 60, 90, 120, 150, 180 和 240 s, 每一种强度的实验重复两次, 保证实验的准确性. 下垫面变化的研究方法是以草坪为基础, 分别在草坪上放置浅盘和以水泥地面为汇流下垫面, 考虑下垫面变化时降雨强度变化范围为 0.4~1.6 mm/min, 降水历时为 3 min. 各种降雨强度分别重复两次.

在实验所测得的降雨径流过程数据的基础上, 进行汇流特征分析. 首先把所有的径流过程的洪峰流量、峰现时间等特征值摘录出来, 根据降雨历时、径流总量计算降雨强度、降雨形心、径流形心、调蓄

量(本文中指调蓄能力), 并利用单纯形优化技术把汇流单位线的滞时(nk)优选出来. 根据确定性系数判断拟合的优劣. 用以上方法可以得到降雨径流过程的特征值(表 1, 表 2)作为实验分析的基础.

3 结果分析

通过对降雨径流过程特征值和径流调蓄变化规律的分析, 可以得到降水过程和下垫面对径流过程的影响的有关结果. 主要的特征值包括降雨过程和径流过程的形心位置(t_P 和 t_R)、径流峰值(Q_m)和峰现时间(t_m)、降雨历时(T)、降雨强度(a)、径流过程的滞时(单位线滞时表示为 T_l , 实测洪水滞时表示为 T_L)、调蓄量(W)等. 一次典型降雨径流过程见图 2. 实验结果证明, 在不同的下垫面条件下, 降雨过程的历时、强度对洪水过程的滞时、洪峰、峰现时间、调蓄量都有明显的驱动作用.

3.1 降雨历时与滞时的关系

传统的理论认为降雨历时与汇流滞时没有关系. 无论是经验单位线还是具有一定物理机制的瞬时单位线都有这样的假设条件^[14~21]. 但是, 实验发现, 降雨的历时与滞时有强烈的非线性关系. 从图 3 中可以

表 1 下垫面为塑料草坪的降雨径流实验特征值表^{a)}

降雨强度 /mm · min ⁻¹	降雨历时/s	径流量/L	峰现时间/s	洪峰流量 /L · min ⁻¹	单位线滞时/s	确定性系数	径流形心 位置/s	洪水滞时 /s	调蓄能力 /L
1.67	60	27.2	93	13.8	93.7	0.926	165.9	135.9	
1.66	120	54.3	111	21.9	79.8	0.97	156.6	96.6	
1.64	150	66.7	111	22.7	84.4	0.969	168.6	93.6	34.4
1.63	180	79.6	108	23.7	75.5	0.979	168.6	78.6	30.9
1.30	60	21.1	99	9.4	107.5	0.922	185.4	155.4	
1.43	90	34.9	111	15.4	101.3	0.951	178.8	133.8	
1.38	120	45.1	126	18.3	92.7	0.953	180	120	
1.37	150	56.0	114	17.5	94.0	0.966	187.2	112.2	31.0
1.24	180	60.7	117	17.4	92.7	0.964	192.3	102.3	28.1
1.31	240	85.2	117	18.3	91.1	0.975	213.9	93.9	28.3
0.64	60	10.4	135	3.0	189.1	0.646	319.8	289.8	
0.60	90	14.7	129	5.9	137.3	0.868	244.8	199.8	
0.63	120	20.7	138	7.6	132.5	0.896	243.3	183.3	
0.60	150	24.6	135	7.3	127.2	0.902	255	180	
0.61	180	30.0	135	7.9	125.8	0.941	241.8	151.8	18.7
0.62	240	40.5	135	8.3	118.2	0.96	253.2	133.2	17.8

a) 实验共 115 场, 限于篇幅, 在此摘录的是 3 个降雨强度的部分特征值

表 2 不同下垫面条件下的降雨径流实验特征值表

下垫面 状态	降雨强度 /mm · min ⁻¹	峰现时间/s	洪峰流量 /L · min ⁻¹	洪水滞时/s	调蓄能力/L	下垫面 状态	降雨强度 /mm · min ⁻¹	峰现时间/s	洪峰流量 /L · min ⁻¹	洪水滞时/s	调蓄能力 /L
全流域截留	1.30	195	12.7	140.7	46.8	下游截留	1.30	198	15.7	134.1	41.2
	1.32	201	12.8	141.6	47.0		1.32	186	16.2	135.6	42.2
	1.05	198	10.0	153.3	39.5		1.07	195	12.2	159.9	36.8
	1.03	186	9.7	152.1	40.1		1.09	189	12.9	152.1	35.8
	1.06	192	9.8	156.6	41.2		0.85	192	9.9	171	29.9
	0.81	201	7.4	182.4	33.0		0.87	195	10.0	167.4	31.3
	0.79	198	7.2	179.1	32.2		0.52	198	5.6	225.9	21.1
	0.72	258	5.0	230.1	28.0		0.54	201	5.8	210.3	21.4
	0.54	210	4.3	229.5	22.9		1.39	192	17.4	123.3	43.2
	0.48	219	3.6	233.1	20.5		1.41	192	17.0	121.2	43.5
上游截留	0.50	201	3.9	228	22.1	水泥地	1.09	189	13.7	141.3	37.5
	0.93	162	8.8	154.5	39.6		1.09	192	12.6	138	36.2
	1.40	192	17.3	118.2	40.4		0.80	180	9.4	153.9	30.0
	1.43	192	17.0	113.1	41.0		0.89	186	10.2	147.9	31.3
	1.12	192	13.2	128.7	34.6		0.85	192	8.5	208.2	31.6
	1.11	198	13.0	131.4	33.4		0.86	186	9.2	191.1	32.9
	0.79	195	9.4	151.2	26.9		1.24	54	17.8	60	
	0.86	192	9.6	143.4	28.7		1.23	54	17.9	55.8	
	0.64	198	7.4	180.3	23.0		1.07	63	16.6	56.1	
	0.56	198	6.3	177.6	20.4		1.12	60	16.6	55.8	
中游截留	1.39	192	16.2	125.4	41.5	全流域草坪	0.90	69	13.2	63.9	
	1.36	192	16.1	128.7	41.3		0.89	69	13.0	62.7	
	1.13	189	12.4	142.5	37.1		0.53	84	7.9	81	
	1.11	177	12.5	146.1	38.7		0.54	84	8.3	79.5	
	0.83	180	9.3	165	30.4		1.28	180	18.3	115.2	34.6
	0.86	192	9.7	164.1	29.1		1.30	183	18.3	114.6	35.5
	0.48	192	4.2	227.4	19.6		0.95	189	13.9	133.5	28.7
	0.48	195	4.9	227.4	19.0		0.99	192	14.0	132	30.1
	0.53	192	5.5	221.4	21.0		1.01	180	14.3	131.7	30.0
	0.59	186	6.2	201.9	22.8		0.76	186	11.0	150.6	24.2
	0.51	195	5.3	211.5	19.4		0.75	177	10.7	153	23.9
							0.53	183	7.6	179.7	18.7
							0.55	189	7.8	180.9	19.8

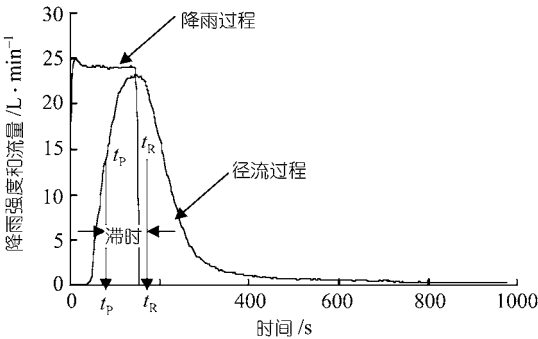


图 2 一个典型的降雨径流过程

看出，随着降雨历时的增加，单位线滞时有变小的趋势，并逐步趋于稳定。无论降雨强度是大还是小，这

种关系都明显存在。这与我们传统上理解的产汇流过程与降雨强度有非线性关系而与降雨历时无关的看法明显不同。原因在于，过去认为两相邻时段净雨各自在出口断面形成的地面径流过程线彼此互不影响，这一点并不完全符合实际情况。只有当降雨历时较长时，尤其是当净雨历时大于流域汇流时间时，这个假定才近似成立。研究显示，无论降雨强度多大，降雨历时与滞时呈负幂指数关系。影响降雨历时与滞时关系的一个重要参数是流域的全面汇流时间(T_c ，约为 120~130 s)，当降雨历时小于全面汇流时间，这种非线性关系比较强烈(图 3)，而在超过全面汇流时间以后，降雨历时对滞时的影响减弱。因此，过去对

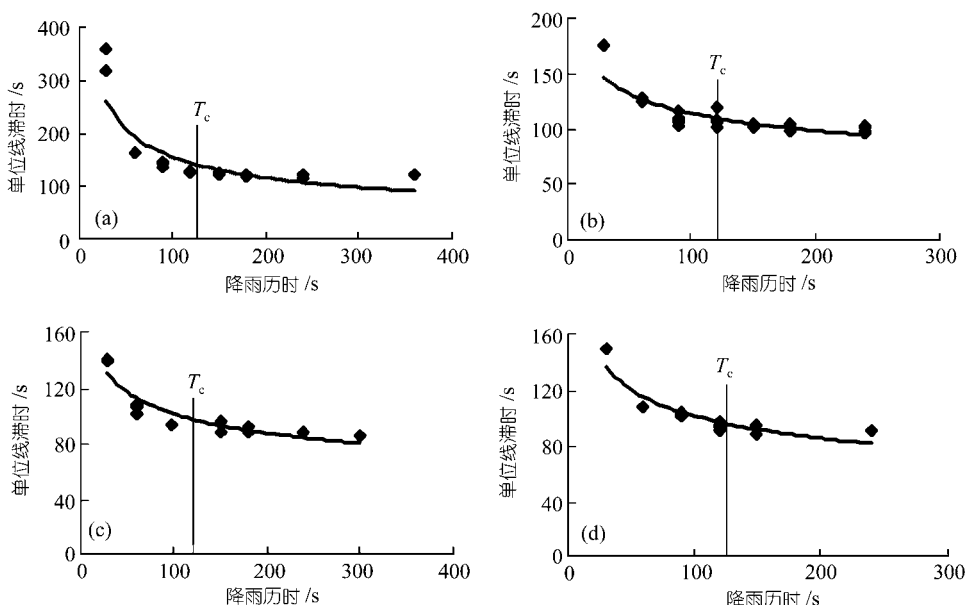


图 3 不同降雨强度下降雨历时与滞时的关系

于降雨历时对调蓄作用的忽视, 应该进行进一步修正. 也就是说, 降雨历时对洪水的滞时(调蓄作用)都是有明显影响的, 尤其是在降雨历时小于全面汇流的情况下, 而这种情况正是一般北方流域降雨的最为普遍的方式. 结果显示, 在不同的降雨强度下, 降雨历时与汇流滞时的关系式如下:

$a = 0.6 \text{ mm/min}$ 时,

$$T_l = 1122t^{-0.4259}, r^2 = 0.7902; \quad (2)$$

$a = 1.0 \text{ mm/min}$ 时,

$$T_l = 299.9t^{-0.2086}, r^2 = 0.7673; \quad (3)$$

$a = 1.2 \text{ mm/min}$ 时,

$$T_l = 269.48t^{-0.2109}, r^2 = 0.8834; \quad (4)$$

$a = 1.35 \text{ mm/min}$ 时,

$$T_l = 303.75t^{-0.2397}, r^2 = 0.8455. \quad (5)$$

以上拟合关系式的另一个特点是, 在降雨强度较小时($a = 0.6 \text{ mm/min}$), 这种非线性关系的特点最为明显, 这一点从曲线的陡缓程度和拟合方程的系数可以看出. 随着降雨强度的增加, 这种关系也逐渐稳定, 变化不再像小强度时那么剧烈. 可见, 这种降雨历时与汇流滞时之间的关系与降雨强度也密切相关, 在小降雨强度时更为明显. 这一点在实际洪水预报过程中必须加以考虑.

3.2 降雨强度与滞时的关系

对比图 3(a)与图 3(b)~(d)可以发现, 降雨强度较小时的单位线滞时与降雨历时的关系与降雨强度较大时的关系有明显的不同. 这也揭示降雨强度与滞时的非线性关系. 图 4(a)~(c)表明, 实验结果中降雨强度和滞时呈负幂指数关系. 用瞬时单位线的角度分析单位线滞时:

$$T_l = nk. \quad (6)$$

一个流域的 n 值比较稳定, 相对于 n , 参数 k 的变化就会根据降雨的强度和历时而变化. 瞬时单位线的一阶原点矩 m_1 也就是 nk , 单位线滞时与降雨强度有较好的关系, 一般为

$$m_1 = \beta(a)^{-\lambda}, \quad (7)$$

式中 β 和 λ 是反映流域特征的系数和非线性指数, 通过相关分析可以求得^[22]. 指数 λ 是反映流域非线性的特征值, 它是由流域面积、坡度、长度等流域特征决定的. 图 4(a)所示的是降雨强度和单位线滞时的关系特征.

把图 4(a)中所有的降雨强度滞时关系按照降雨的时间划分, 得到表 3 的关系系数. 从表 3 可以看出, 当降雨历时较长时, 反映流域非线性的指数 λ 比较稳定, 基本趋于一个常数. 降雨历时较长时的 λ 值比

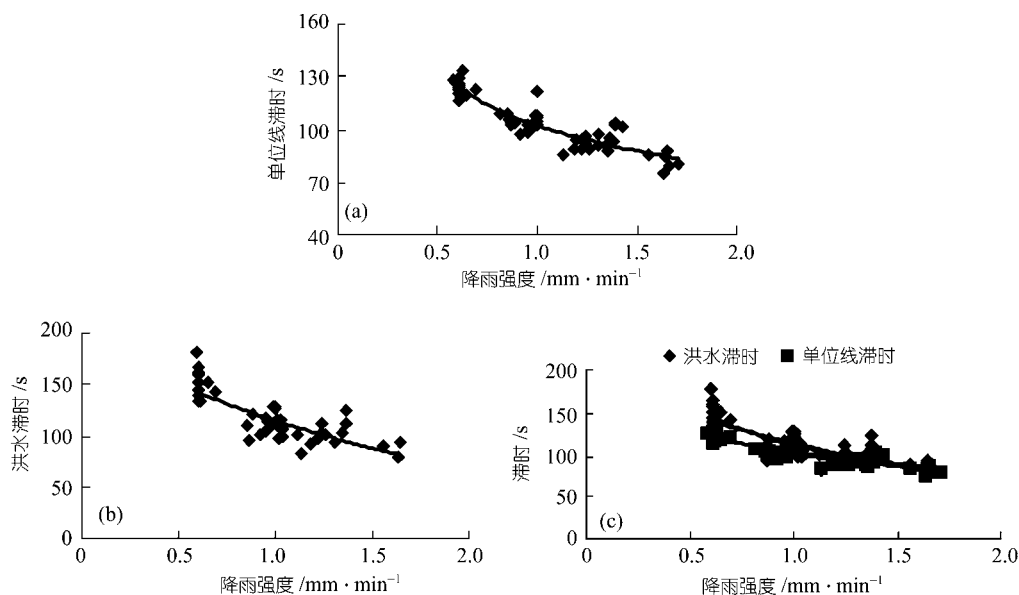


图 4 降雨强度和滞时的关系
(a)单位线滞时, (b)实际洪水滞时, (c) (a)和(b)的叠加比较

表 3 降雨强度和滞时的相关分析

降雨历时/s	240	180	150	120	90	60	30
β	97.111	98.071	102.842	105.833	109.739	130.539	213.825
λ	0.4113	0.4453	0.411	0.4229	0.4405	0.6613	0.9857
负相关系数 r	-0.9623	-0.9740	-0.9827	-0.9304	-0.8821	-0.9431	-0.9376

降雨历时较短时的 λ 值更小, 这说明其非线性表现得不是很强烈, 这也可以从降雨强度与滞时的关系图(图 4(a))中看出. 系数 β 随着降雨历时的减少而有递增的趋势(虽然趋势比较平缓). 而当降雨历时逐渐增大, 参数 n 和 k 就没有明显的变化了, 系数 β 也趋向于稳定. 这也反映了降雨历时、降雨强度与汇流滞时之间存在复合关系.

从综合降雨历时大于 90 s 的 84 场次中得到 $\beta = 102.155$, $\lambda = 0.4241$, 负相关系数 $r = -0.8867$. 用不同降雨历时分别计算降雨强度、滞时的相关关系式, 相关系数 r 都较大, 表明点据的相关性也较明显. 而用不同降雨历时的所有点据一起求得的相关系数也就相对较小了, 这说明降雨历时对于流域汇流也是有影响的.

当单位线方法用于生产实践时, 一般一个中小流域只用一条单位线, 也即假定了降雨强度与洪水量成线性关系. 但是条件是, 当流域的非线性特征

表现不明显时, 单位线方法才可以采用. 否则, 只能对一个流域不同降雨强度采用不同单位线的方法来模拟径流过程.

实际洪水滞时的定义很多^[23-25], 这里是指洪水过程线的形心 t_R 与降雨过程形心 t_p (见图 2)之差, 即 $T_L = (t_R - t_p)$. 洪水过程线的形心 t_R 的公式为

$$t_R = \frac{\sum (Q_i \times dt \times a)}{\sum (Q_i \times dt)}. \quad (8)$$

图 4(b)为降雨强度和洪水滞时(T_L)的相关关系图. 从中可以看出, 总的趋势是随着降雨强度的增大, 洪水滞时减小. 但是, 当降雨强度大到一定程度(如 0.8 mm/min)后, 这种趋势就变得不明显了. 当降雨强度从 0 逐渐增大, 影响流量增加的因素不仅包括水深的增加, 而且也包括流域汇流速度的增大. 但是, 当降雨强度增大到一定程度(一个阈值)以后, 随着降雨强度的增加洪水滞时缩短的趋势并不明显. 这说明降

雨强度的继续增大,主要是导致了流域水深的增加,进而引起流量的增加,而此时的流域汇流速度将趋于稳定.可以认为,汇流速度的变化是引起洪水过程坦化的主导因素,也是引起非线性变化的因素.而纳西单位线的提出是建立在线性基础上的.我们可以得出结论,当流域内空间均匀降雨而降雨强度又较大时,即使降雨强度在前后时段有较大的变化(例如南方夏季暴雨),运用单位线理论计算汇流过程,结果仍会比较理想,因为洪水的非线性特性表现不会很突出.而当降雨强度较小、而且降雨时间不均匀,可能导致汇流结果出现较大偏差.实验数据处理过程中,由于实际洪水滞时采用 95%径流过程得到,还不能完全克服测量误差,所以精度比拟合的单位线参数要差,但是图 4(b)反映出的规律特征与图 4(a)则是相同的.

图 4(c)是图 4(a)和(b)的迭加,意义在于把计算的单位线滞时与实际洪水滞时进行比较.结果显示,在相同的降雨强度下,实际滞时大于计算的滞时,尤其是降雨强度较小时,这种差别还比较明显.这一方面有实验的误差,另一方面单位线假定的问题也是最为根本的原因.当降雨强度较大时,两条曲线逐渐重合.

在对每场降雨试验用优选方法优选瞬时单位线参数 n 和 k 时,如降雨强度较大,拟合的确定性系数一般较大,误差较小.随着降雨强度的减小,确定性系数也随之变小,即所求得的参数 n 和 k 代表性较差,误差较大.所以我们可以看到,当降雨强度较小时,实际滞时与计算滞时分叉较大.事实上,单位线滞时从理论上和数量上反映了洪水滞时的大小, T_I 与 T_L 的物

理意义应该是一致的.

3.3 不同下垫面和作物截留对降雨强度与滞时关系的影响

在不同的下垫面条件下,降雨强度与滞时的关系会发生显著的变化,图 5(a)就是对不同下垫面洪水滞时的比较.三组实验各不相同,模拟不同的水文现象.当下垫面为水泥面时,洪水滞时明显较小,说明流域汇流速度很快,对于研究城市不透水面积的增加而改变城市汇流特性有较大的意义.当下垫面为在水泥面上铺了一层塑料草时,汇流速度下降,滞时增加,这充分体现植被对于涵养水源、消减洪峰、延长洪水历时的作用.此外,我国北方的植被破坏较严重,极大地改变了当地的洪水过程.但在恢复生态的努力中,在很多降雨量不足以让树木生长的地方,可以通过种草达到涵养水源、减少洪水灾害的目的,而且改善生态的周期较短.当下垫面有作物截留作用时,截留后的净雨发生的时间后移,洪水滞时就有一个增加值.也就是说,截留首先影响洪水发生进而滞时增大.因此,从降雨强度-滞时关系的图形规律上看是两条几乎平行的负幂指数曲线.

在流域的不同位置的作物截留对滞时有一定的影响.图 5(b)为分别模拟流域上游、中游、下游有作物截留损失时,不同降雨强度所对应的径流滞时的比较.由于降雨历时相同,滞时的比较可以通过径流形心出现的时间关系得到.上游有截留损失,即净雨中心发生在下游,径流过程形心出现时间较早.当暴雨中心离流域出口较远时,径流过程形心出现时间就较晚.

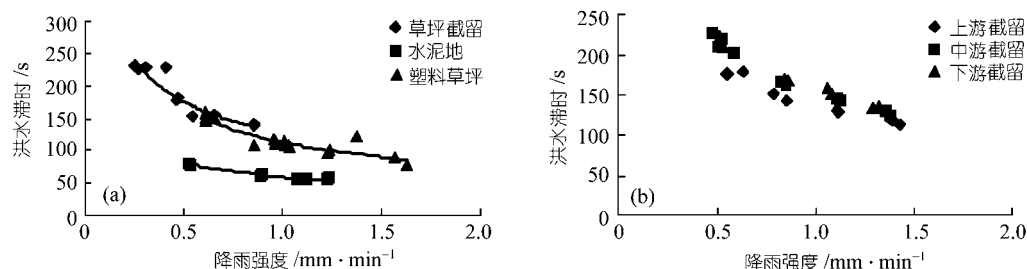


图 5 降雨强度和滞时的关系

(a) 不同下垫面, (b) 不同的截留位置

3.4 降雨强度与洪峰流量及峰现时间的定量关系

在充分降水条件下，降雨强度与洪峰流量的关系呈线性关系。图 6 中下垫面分别为水泥和草坪，降雨历时都是 3 分钟。从图中看出，不同下垫面条件下降雨强度与洪峰流量呈同一线性关系。原因是降雨历时较长，调蓄过程已经达到了平衡状态，流域的蓄水量不再增加。以后时段的降水量都从出口流出，径流量在数值上已经等于降水量。故不同下垫面条件下降雨强度与洪峰流量成同一线性关系。在降雨历时大于流域的全面汇流时间以后，洪峰流量的大小几乎只与降雨强度有关，而与下垫面没有关系。无论对于草坪还是水泥地，在不同下垫面条件下降雨强度(a)与洪峰流量(Q_m)的关系是：

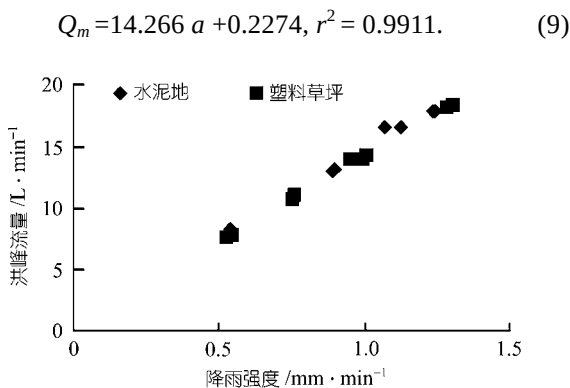


图 6 不同下垫面条件下降雨强度与洪峰流量的关系

在降雨径流过程中，洪峰流量出现的时间(t_m)与降雨的强度也有密切的联系。在一个固定的流域内，设计相同降雨历时和不同强度的降雨，发现洪峰出现的时间与降雨强度呈负线性关系。降雨强度愈大，洪峰出现得愈快；降雨强度愈小，洪峰出现愈慢。对于不同的降雨历时，其线性关系的系数不同(见表 4)。结果说明，除了降雨时间较小(30 和 60 s)时的负线性关系由于受到系统干扰有所影响外，其他的情况下峰现时间与降雨强度的线性关系是比较稳定的负线性关系。

3.5 调蓄量、降雨强度和洪峰流量的关系

流域的调蓄量是流域的重要参数之一。每次降水过程都有一定的调蓄量。但是，一个流域的最大调

蓄量或者说调蓄能力与降雨强度的关系如何？实验研究表明，降雨强度与调蓄量 W 呈线性关系，无论是什么样的下垫面，都符合这个规律，但是其关系系数有不同。在相同的降雨强度下，调蓄能力相差很大(图 7)，草坪的调蓄能力大大高于水泥地面。

表 4 降雨强度与峰现时间之间的关系

降雨历时/s	关系式	r^2	实验场次
30	$t_m = -43.32 a + 165.88$	0.8222	12
60	$t_m = -38.824 a + 153.56$	0.8422	16
90	$t_m = -27.78 a + 144.18$	0.6466	15
120	$t_m = -23.429 a + 154.94$	0.6893	19
150	$t_m = -25.013 a + 149.37$	0.887	16
180	$t_m = -23.512 a + 147.03$	0.6688	17
240	$t_m = -28.472 a + 151.66$	0.8564	14

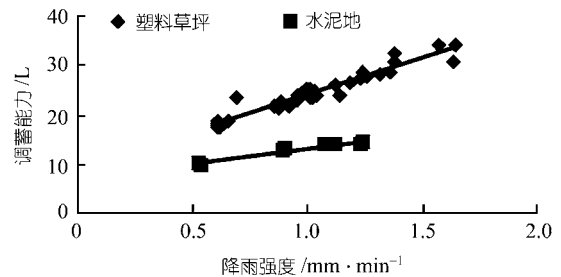


图 7 不同下垫面条件下的降雨强度与调蓄能力

在草坪，调蓄量与降雨强度的关系为

$$W = 14.952 a + 9.3826, r^2 = 0.9238; \quad (10)$$

在水泥地面，该关系为

$$W = 6.303 a + 7.0099, r^2 = 0.9268. \quad (11)$$

同样地，调蓄量与洪峰流量也存在类似的线性关系(图 8)。三种图例分别表示水泥下垫面、塑料草坪、全流域草坪并有截留作用(截留损失不计入调蓄量)。从图中我们能得出结论，植被调蓄对洪水的作用非常显著。在水泥下垫面下，随着降雨强度的增大，洪峰流量迅速提高，流域内因为几乎没有蓄水和下渗，坡面漫流很快发生，从而使流量过程线陡涨陡落，洪峰增高。在特征值表中(表 2)，纳西单位线方法计算所得到的参数比较小，流域滞时 $T_l(nk)$ 也很小，正好证实了这个结果。在城市流域中，由于城市化使流域蓄水容量减少，迅速形成了大量径流，也与这种下垫面下的实验结果相符合。当实验流域下垫面换成塑料草坪后，流域调蓄能力就明显增大。这让我们充

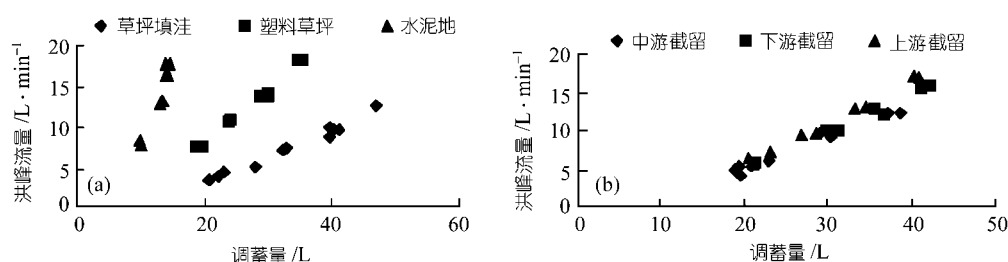


图 8 不同下垫面 and 不同截留状态下洪峰流量与调蓄量之间的关系

(a) 不同下垫面, (b) 流域不同截留位置

分认识到植被对于消减洪峰流量所起的作用. 在增加作物截留作用后, 调蓄作用进一步增强, 洪峰进一步下降. 在不同下垫面条件下的洪峰流量与调蓄量的关系如下:

水泥地:

$$Q_m = 2.1177 W - 13.499, r^2 = 0.9316; \quad (12)$$

塑料草坪:

$$Q_m = 0.6545 W - 4.9764, r^2 = 0.9898; \quad (13)$$

草坪截留:

$$Q_m = 0.3431 W - 3.8686, r^2 = 0.9758. \quad (14)$$

但是当降雨历时较长, 大于汇流时间时(图 8(b)所示), 上、中、下游不同位置的作物截留作用对洪峰流量与调蓄量的关系并不显著. 所有洪峰流量与调蓄量的关系都是线性的.

3.6 降水因子对汇流影响的动力机制分析

降雨径流关系变化的根本原因是系统的动力作用的变化. 水的运动规律与其所受的作用力有关. 具体地说, 降水质点在流域上所受到的各种作用力依次有重力、张力、粘滞力和弹性力等^[4]. 这些作用力的共同作用改变水质点的运动惯性. 然而, 以上各种作用力随着降水强度和降水历时的变化而有明显的变化. 一般情况下, 我们的汇流过程中只考虑了重力的作用, 而张力、粘滞力和弹性力的作用没有考虑, 从动力机制上分析, 这也是传统汇流曲线的不足之处. 在降水强度较小和降水历时较短时, 土壤表层未达到充分饱和, 此时的土壤空隙之间存在张力作用. 这种张力作用会因为降水量的增加使下垫面饱和而消失. 但是在实际模拟过程中, 只考虑重力而不考虑

张力作用是对客观现象的简化. 在降水强度较小和降水历时较短条件下, 如果忽略张力的作用, 会使改变惯性的作用力下降. 反之, 如果考虑张力作用, 惯性力作用减弱, 流速下降, 汇流时间拉长, 汇流的滞时就会增加.

另一方面, 在降水过程中由于大气物质的作用, 还有下垫面冠层的作物截留等等, 水体会变为不同种化学物质溶混化合的复杂液体. 如果这种流体的粘滞力(流体的内摩擦力)大于理想的纯净水的粘滞力, 那么把它近似为纯净水就会使力减小, 汇流速度加快, 滞时也会因此而减少. 反之, 如果回到实际的流体, 尤其是降水强度相对较小(惯性力较小), 考虑粘滞力作用就会减少水质点的运动惯性, 使汇流的时间延长, 滞时增加.

弹性力的作用取决于水质点的温度变化. 如果在降水初期水质点的温度和下垫面表层有一定的温度差异, 水体热胀冷缩, 表现出流体的压缩性, 这时候弹性力就会存在. 同样, 弹性力的作用也会改变汇流的特性.

综上所述, 降水强度和降水历时对于汇流非线性作用的根本原因都是水质点所受到的作用力的驱动. 降水强度较小和降水历时较短时, 忽略水质点受到的张力作用、粘滞力和弹性力的作用, 会给实际的汇流过程的理解和模拟带来一定的误差, 因此产生了汇流曲线的非线性问题. 因此, 把降水强度和降水历时作为影响因子对汇流曲线进行非线性校正具有理论依据的. 当降水强度增大, 降水历时增加, 弹性力和张力消失, 降水质点所受到的作用力只有稳定的重力和粘滞力. 这时候, 流域的汇流特征就与降

水强度和降水历时没有任何关系, 其非线性作用也逐渐消失。

4 结论与讨论

实验以降雨强度和降雨历时的变化, 在不同下垫面条件下进行。结果分析中以洪峰流量和流域滞时等作为汇流过程的主要参数。通过以上研究, 可以获得以下结论:

(1) 降雨因子对径流的驱动作用之一是降雨历时对径流过程的洪水滞时有显著的作用。在降水的历时小于流域全面汇流时间时, 它对汇流过程的影响最为明显, 随着降雨历时的增加, 直至达到或超过流域全面汇流时间, 这种影响逐渐减弱。

(2) 降雨因子对径流的驱动作用之二是降雨强度对径流过程的洪水滞时有显著的作用。在降雨强度较小时, 降雨强度对汇流过程的影响很明显, 随着降雨强度增大, 这种作用逐渐减弱。无论降雨历时还是降雨强度都与汇流滞时存在负幂指数关系。

在实际应用中, 基于单位线的假设, 单位线用于南方湿润地区的降雨径流过程模拟更为合理。而在北方的干旱-半干旱地区, 由于降雨强度变化快, 降雨历时短, 所以使用时要注意特别的降水条件。这也正是为什么过去的水文模型在北方地区的产汇流效果不好的原因^[26,27]。在我们实际应用单位线计算汇流时, 应该只用于降雨强度大和降雨历时长降雨径流过程模拟和预报。从结论上说, 降雨历时在小于全面汇流时间时流域的汇流特征有较为剧烈的变化, 单位线的使用必须进行降水历时非线性校正。降雨历时在大于汇流时间以后整个流域达到蓄泄平衡, 所以单位线适用于南方长时间降雨径流关系研究和产汇流的基础理论研究。

(3) 降雨强度和下垫面作为共同驱动因子对径流的影响是, 在汇流滞时和降雨强度呈负幂指数关系的前提下, 下垫面作用影响巨大, 但是植物截留的影响不大。

(4) 在充分降雨条件下, 降雨强度、洪峰流量呈线性关系, 而与下垫面无关。降雨强度与洪峰现时间成负线性关系。流域的调蓄量与降雨强度和洪峰流量呈线性关系, 但是下垫面影响和截留作用十分明

显, 而与截留的位置关系不大。

参 考 文 献

- 1 沈 晋, 王文焰, 沈 冰. 动力水文实验研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1991. 1~5
- 2 Eagleson P S. Dynamic Hydrology. Now York: McGraw-Hill, 1970. 1~462
- 3 杨文治, 邵明安, 彭新德, 等. 黄土高原环境旱化与黄土中的水分关系. 中国科学, D 辑, 1998, 28(4): 357~365
- 4 夏 军. 水文非线性系统理论与方法. 武汉: 武汉大学出版社, 2002. 12~25
- 5 Rogers W F. A practical model for linear and nonlinear runoff. Journal of Hydrology, 1980, 46(1): 51~78[DOI]
- 6 Amorocho J. The nonlinear prediction problems in the study of the runoff cycle. Water Resource Research, 1967, 3(3): 861~880
- 7 Amorocho J, Brandstetter A. Determination of nonlinear functional response functions in rainfall-runoff process. Water Resources Research, 1971, 7(5): 1087~1101
- 8 Diskin M H. Nonlinear hydrologic models. In: Singh V P, ed. Rainfall-runoff Relationship. Water Resources Publications, Colorado, 1982. 127~146
- 9 Izzard C F. A mathematical model for nonlinear hydrologic systems. Journal of Geophysical Research, 1966, 71(20): 4811~4824
- 10 朱 咸, 温灼如. 利用水文模型检验单位线法的基本假定. 水利学报, 1959(3): 42~52
- 11 Hillsolpe M J. Hydrology. New York: John Wiley & Sons, 1978. 1~389
- 12 方 向. 降雨径流模拟实验中流量电测方法的研究. 地理研究, 1982, 1(2): 70~77
- 13 Wu Kai, Liu Changming. Three instruments used in rainfall-runoff simulation experiments. Hydrological Process, 1988, 2: 151~154
- 14 冯 焱. 论变动等流时线. 水利学报, 1981, (4): 1~7
- 15 华士乾, 文 康. 论流域汇流的数学模型(第一部分线性模型). 水利学报, 1980, 5: 1~12
- 16 华士乾, 文 康. 论流域汇流的数学模型(第二部分非线性模型). 水利学报, 1980, (6): 1~13
- 17 华士乾. 等流时线单位线方法概论. 水利水电技术, 1963, (11): 10~16
- 18 李久昌. 介绍纳西瞬时单位线法. 水利水电技术, 1963, (4): 18~25
- 19 华士乾. 单位线的研究. 中国水利, 1957, (10): 15~21
- 20 Ding J Y. Variable unit hydrograph. Journal of Hydrology, 1974, 22: 53~69
- 21 文 康, 李 琪. 汇流计算中若干问题的评述. 水科学进展, 1991, 2(1): 58~65
- 22 张恭肃, 黄守信, 贺伟程, 等. 小流域单位线的非线性分析. 水利学报, 1981, (3): 1~9
- 23 长江水利委员会主编. 水文预报方法. 北京: 水利电力出版社, 1993. 144~145
- 24 赵卫民, 戴 东, 王 玲, 译. 水文系统降雨径流模拟. 郑州: 黄河水利出版社, 1999. 140~146
- 25 Gill M A. Time lag solution of the Muskingum flood routing equation. Nordic Hydrology, 1980, 15: 145~154
- 26 李 琪. 全国水文预报技术竞赛流域水文模型分析. 水科学进展, 1998, 9(2): 187~194
- 27 王厥谋. 水文情报预报文集. 郑州: 黄河水利出版社, 2000. 148~154