

372835

西双版纳橡胶人工群落径流的初步研究

刘文杰¹ 李红梅¹ 张克映² 刘玉洪²

(1 中国科学院西双版纳热带生态站, 云南勐腊 666303)

(2 中国科学院昆明生态研究所, 昆明 650223)

摘要 本文对橡胶人工群落集水区径流进行定量定性分析。确定了稳定入渗率 F_c , 将地表径流与地下径流及其系数从总径流中分开, 分析了变化特征。结果表明: 雨季的 6—7 月是水土流失最严重期, 而干季土壤水分严重不足。并分析了径流与其相关因素的关系。

关键词 橡胶人工群落, 径流, 稳定入渗率

径流是由降水落到地面从地面和地下汇流, 并沿河槽下泄的水流, 它是水文循环和水量平衡的基本要素, 也是气候、植被、地理和地质等因素相互作用的综合结果^[1]。因为地表径流的快速流失, 缓慢的地下径流成了控制土壤水分变化的主导因子。区分地表与地下径流及其系数的关键是如何确定稳定入渗率 F_c ^[2], 进而研究土壤水的补给与流失规律。

一、自然概况和观测方法

我们以西双版纳热带生态实验站(101° 15'E, 21° 56'N)橡胶(*Hevea brasiliensis*)—咖啡(*Coffea arabica* L.)人工群落的试验区内选一地形完整闭合基本不漏水的小流域(面积 10ha), 主要为约 15° 的西南向及东北向坡, 海拔约 600m(图 1), 地处澜沧江水系主要支流补

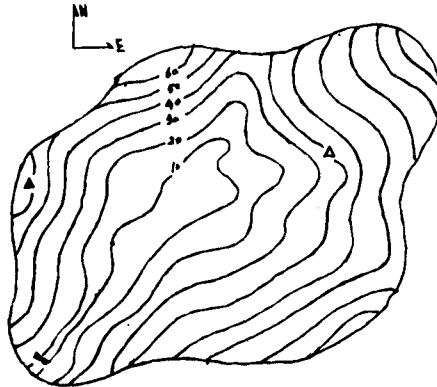


图 1 集水区示意图

▲雨量测点 △气象测站 ■水文测点 ——等高线

Fig. 1 Watershed adumbration

▲Precipitation station △Meteorological station

■Hydrometric station ——Level line

远江流域。该区为热带北缘西南季风气候控制区,年降水量 1500—1600mm,干雨季分明,干季降水(11—4月)17.6%,雨季降水(5—10月)82.4%,年均温 21.3℃,年相对湿度 86%,干燥度 1.01,年均径流量 764mm。

在集水区沟洼常年地下水出口处建一测水堰,堰为直角三角堰加矩形堰,用重庆水文仪器厂日记水位自记仪自记水位。东北坡顶平地设有雨量测点,以虹吸雨量计自记降雨。西南坡中部设有气象测站,观测项目有温度、湿度、蒸发、日照、降雨量。观测均从 1993 年 5 月开始,资料收集止于 1994 年 12 月。

集水区区内橡胶于 1989 年定植在环坡 1.5m 宽的稍上倾台地上,行距 5m,其间间种咖啡。

二、观测结果及分析

(一)总径流与气象因子的变化

集水区 20 个月的月总径流量、月平均水位与气象因子变化如图 2。可看出,在雨季 5—10 月间,总径流量 93 年为 358mm,94 年为 466.1mm,分别占全年的 90.2%和 89.5%,远大于干季 11—4 月间相应总径流 38.8mm(9.8%)和 54.8mm(10.5%)。说明雨季集水区蓄水量在降水补给最多(93 年 1094.9mm,94 年 1315.9mm)的同时,失水也最多。尤以 7 月份最多,93 年为 153.0mm,94 年为 171.5mm,分别占全年的 38.5%和 32.9%,相当于相应年干季总径流的 3 倍之多。但降雨量最大峰值均在 6 月(93 年 287.2mm,94 年 418.3mm),说明径流量峰值 7 月较降水量峰值落后 1 个月。径流量最小值均在 5 月分别为 9.0mm 和 0.1mm,但此月降水量(93 年 195.9mm,94 年 119.4mm)远大于相应年内月最小降水量的 1 月(93 年 1.7mm,94 年 1.7mm),这说明径流随降水变化的滞后性在干季更加明显,其大小不仅决定于降水量,还与降水强度、频度及其他因子有关。

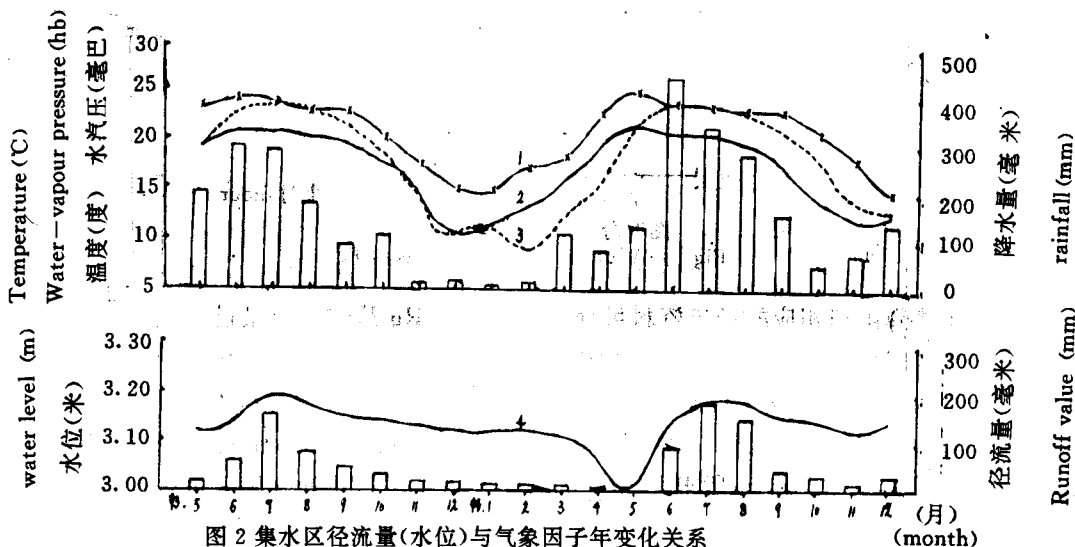


图 2 集水区径流量(水位)与气象因子年变化关系

1. 土温 2. 气温 3. 水汽压 4. 水位 5. 降水量或径流量

Fig. 2 Correlation between runoff value and meteorological factor in watershed

1. soil temperature 2. Air temperature 3. Water-vapour pressure

4. water level 5. Rainfall or runoff value

从图2中还可看出,月平均气温、水汽压、5cm地中温度均较好相关于月径流总量及水位。高温高湿的雨季对应大的径流量,凉爽少雨的干季在少量雨水补给下,缓慢流失着雨季蓄存下来的潜水(后面统计论述其关系)。

(二)地下径流与地表径流的划分及其特征

1. F_c (稳定入渗率)的确定

集水区径流由地表径流与地下径流两部分组成,显然这两种水源的汇流特征是不同的,在计算中应分别处理。对降雨形成的径流而言,其稳定下渗部分形成地下径流,超过稳定下渗率 F_c 部分为地表径流,所以划分这两种水源关键在于确定 F_c ^[1]。

我们以1994年7月14日的一次暴雨过程(132.7mm)为例计算 F_c 。如图3可看出, F_c 的计算式为^[2]:

$$F_c = (R_g - \Delta R_g) / (t - \Delta t)$$

式中 t ——净雨历时(小时)

R_g ——降雨过程中的地下径流(mm)

Δt 、 ΔR_g 分别为净雨强度小于 f_c 的历时(小时)和净雨量(mm)

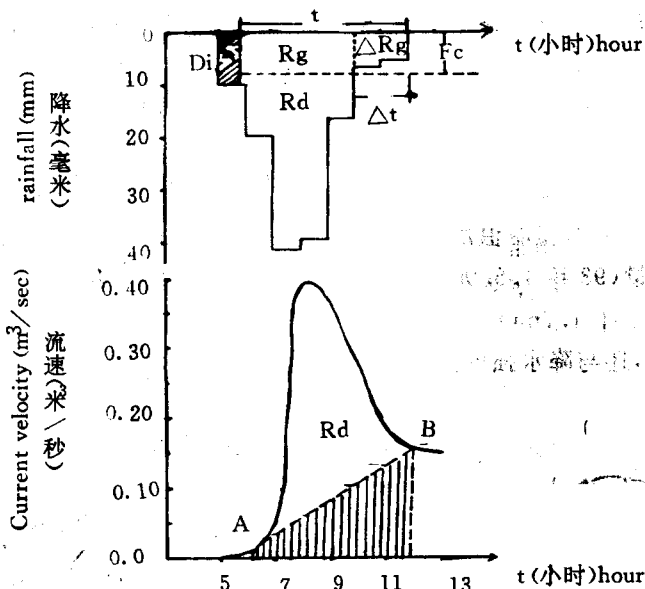


图3分析示意图(94.7.14)

Fig. 3 Adumbration of analysis of F_c

根据实测降雨和相应的径流资料可分析确定 F_c 。 R_g 从实测流量过程线上采用水文图分割法中的斜线分割法^[2]分割而得。如图上所示,从起涨点 A 到地表径流终止点 B(雨强小于 F_c)连直线,其下部为地下径流。 t 、 Δt 、 ΔR_g 从降水及水文自记资料中统计出,也与 F_c 有关。所以求 F_c 时要试算。表1是分析计算 F_c 的示例。本例实际总径流 49.1mm,地表径流 33.4mm,地下径流 15.7mm,所求 $F_c = 2.80\text{mm/小时}$ 。(图中 D_i 表示流量过程线起涨时刻前的降雨量,它主要包括植物截留、土壤储存、填注量和雨期蒸散发量等)。

F_c 确定,则此次降雨形成的总径流过程就可分解,如图4为总径流、地表径流与地下径流过程线变化图。可看出,在降雨的前期,少的降水量透过地表渗入土壤,形成土壤水,随着

土壤湿度的增大,下渗能力迅速减小,趋近 F_c ,此时土壤含水量趋于田间持水量,地表径流形成,反映在总径流线上则有一个明显的起涨(时间 6:40)。止时刻 7:50 左右,下渗力等于 F_c ,地下径流稳定。超过 F_c 部分全部形成地表径流,直至降雨结束。

表 1 F_c 计算表Table 1 Calculating table of F_c

date 日期 year month day time 年 月 日 时	rainfall (mm) 降水量 p (mm)	total runoff (mm) 总径流量 R (mm)	net rainfall duration t(h) 净雨历时 (小时)	$F_c=2.80\text{mm/h}$	
				underground runoff value(mm) 地下径流 $R_g(\text{mm})$	surface runoff value(mm) 地表径流 $R_d(\text{mm})$
1994 7 14 5	9.7	0.3	0.9	0.3	0.0
6	19.5	1.4	1.0	1.4	0.0
7	40.5	9.8	1.0	2.8	7.0
8	39.5	16.8	1.0	2.8	14.0
9	16.8	14.0	1.0	2.8	11.2
10	3.7	3.7	1.0	2.8	0.9
11	3.1	3.1	1.0	2.8	0.3
total 累计	132.7	49.1	6.9	15.7	33.4

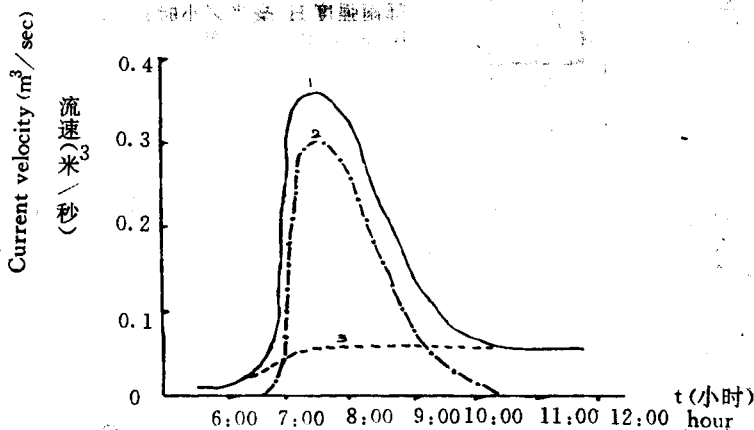


图 4. 径流过程示意图(1994.07.14)

1. 总径流 2. 地表径流 3. 地下径流

Fig. 4 Adumbration of runoff hydrograph (94.07.14)

1. total runoff 2. surface runoff 3. underground runoff

同理,对 20 个月内每次大降雨(可引起流量线陡涨)进行分析求各月 F_c 。月内所求的 F_c 取平均代表当月稳定入渗率,月内无大降雨则取距该月较近月的 F_c 代替,计算结果如表 2。

表 2 各月稳定入渗率 $F_c(\text{mm}/\text{小时})$ Table 2 The monthly stable permeability coefficient $F_c(\text{mm}/\text{h})$

month 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	average 平均
F_c	2.84	2.84	2.82	2.81	2.81	2.78	2.80	2.79	2.82	2.84	2.84	2.84	2.82

2. 稳定入渗率的特征

湿润地区的计算资料表明,对不同雨强,在同一流域内, F_c 并非常数,其变化与降水强度(净雨强度 H :mm/小时)关系密切,一般 F_c 随 H 的增长而渐趋稳定^[3]。

选雨日(≥ 20.0 mm),用上述方法求各级别降水强度下的 F_c 值点绘图 5 中;对 H 取值 0—10,拟合曲线为 $F_c = \frac{1}{5}H$ ($P < 0.001, r = 0.9724$);对 H 取大于 10,拟合曲线为 $F_c = 0.45H / (1 + 0.125H)$ ($P < 0.001, r = 0.9611$)。

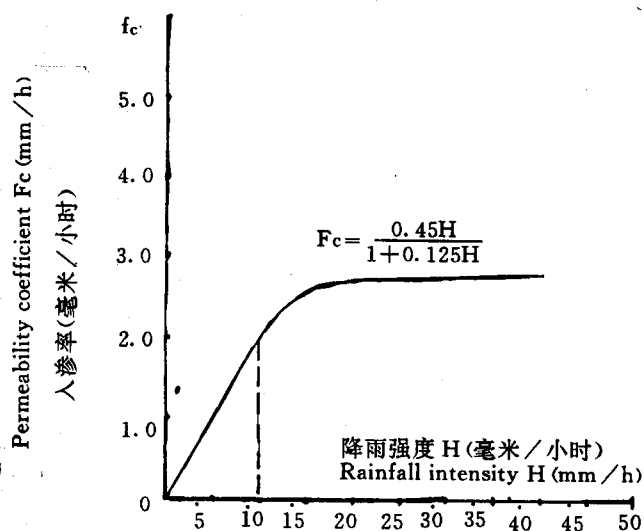


图 5. 降雨强度与稳定入渗率关系
Fig. 5 Correlation between rainfall intensity and stable permeability coefficient

由此可看出, H 取值(0,10), F_c 直线增长,随雨强而增大。当超过 10 时, F_c 变化缓慢,按双曲线形式减缓,随趋于稳定 2.81mm/小时。这说明一次降雨的下渗率在雨强多变的情况下也是变化的,精确的计算不能取常数。但相对尺度为年、月的计算,视一次降雨或连续降雨期的 F_c 为常数,计算精度也够了。

3. 地表径流与地下径流及水文系数

由表 2 所示各月平均下渗率 F_c ,将各月内的每次降雨期间的总径流分成地表与地下径流二部分。参照每次降雨期间总径流,陡涨点以后的地下径流强度等于 F_c ,直至降雨强度小于 F_c 时刻,相应剩下的径流为地表径流。统计各月的总值列表 3 中。

水文系数计算。平均径流系数计算式 $a = R/P$ 。式中: a 为径流系数; R 为年平均径流深(mm); P 为年平均降水量(mm)。给水度表征从 $1m^3$ 含水层中所能排出的重力水的体积,其计算式 $S = F_c * t_b / \Delta H$ ^[2],式中: S 为给水度; F_c 为稳定入渗率; t_b 为一次降雨(已形成地表层径流)的净雨历时; ΔH 为降雨引起的水位变幅,对各次大雨分析即可求得平均给水度 S 。降雨下渗补给系数 a_i 是指降雨下渗补给地下水的力量,计算式为 $a_i = \Delta R/P$,式中: ΔR 为时段降雨下渗补给地下水的量,对此集水区应为时段降水量扣除相应期总径流量; P 为时段降水量。因 a_i 对每次降雨是不同的,所以分别求各月内 a_i 值求平均。

以上各量计算结果列表 3 中。

表 3 地表径流与地下径流年分配及系数
Table 3 Annual distribution of surface and underground runoff, and their coefficient

m 目	time 时间	1993												1994												average 平均
		5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12					
surface runoff 地表径流	value (mm) 量(毫米)	4.3	37.6	52.1	19.4	1.8	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	27.1	82.1	48.4	3.1	1.2	0.5	0.3	14.2				
	coefficient 系数	0.10																								
underground runoff 地下径流	value (mm) 量(毫米)	4.7	19.3	100.9	58.4	35.9	18.1	12.1	10.6	7.2	5.0	3.4	0.2	0.1	57.1	99.4	98.0	30.6	29.0	8.7	23.1	30.6				
	coefficient 系数	0.23																								
compensation coefficient of rainfall percolation 降雨下渗补给系数	value	0.95	0.80	0.44	0.55	0.53	0.77	1.00	0.98	1.00	1.00	0.97	0.99	1.00	0.80	0.46	0.47	0.76	0.77	0.84	0.83	0.80				
	coefficient	0.089																								
water supply coefficient 给水度	value	0.089																								

从表3可看出,地下与地表月径流量峰值均出现在7月(93年为100.9mm和52.1mm,94年为99.4mm和82.1mm)。尽管月降水量峰值均在6月,但雨季7月降水强度大于6月,如93年7月 $\geq 10.0\text{mm}/\text{日}$ 的日数为11日,94年为17日,相应6月仅为5日和10日,7月形成的地表径流量自然较多。而7月地下径流量多的原因一是该月降水多,二是最多降水的6月增加土壤蓄水后滞影响。干季11—4月,地表径流基本上没有,此时期降水量少强度小,加之土壤干燥,所有的降水多用于补充上层土壤缺水及植物的截留蒸发,地下径流仅有38.5mm,占全年的11%。这说明水土流失侧重在雨季的6、7月,如6、7月总径流209.9mm,占全年总径流(398.0mm)的52.8%,地表径流(89.7mm)占年总地表径流(121.6mm)的73.8%。

表中可看出,地下径流系数0.23,地表径流系数0.10,其和为总径流系数0.33,小于本区补远江流域的 $a=0.40^{[4]}$ 。原因是集水区坡面上有梯田形环坡稍上倾台地(用以定植橡胶),积水而减缓径流之故。

从表中还可看出,降雨下渗补给系数 a_i 月分布,雨季 a_i 小于干季 a_i ,这说明雨季雨水对土壤、植被的有效性不如干季。因雨季阴天多,土壤、植物蒸散量小,过多的雨水只能引起土壤养分的流失,而干季土壤、植物蒸散旺盛,雨水量远不够需求,呈现缺水。这种雨水、土壤水分配状况决定了热带植物生长及物候。

表中所示给水度 $S=0.089$,与文献^[2]所示粉沙土(0.08)相近。 S 是土壤结构和质地状况的综合反应,一般情况下为常数。

(三)径流相关分析及预报

由前面分析知,径流量与降水、气温、蒸发等气象因素均有关。我们选各月降水量 X_1 、蒸发量 X_2 、气温 X_3 、水分饱和差 X_4 、5cm地中温度 X_5 、 $>1.0\text{mm}$ 降雨日数 X_6 、 $>10.0\text{mm}$ 降雨日数 X_7 、最长连续降水日数 X_8 和风速 X_9 等9个因子与月总径流量 y 进行相关分析及多元线性回归,如表4。可看出除蒸发 X_2 相关较差(-0.2659),与其他因子均有较好的相关。回归结果如表示,可看出选 X_5 、 X_7 、 X_8 、 X_9 四因子即能计算月总径流量,说明降雨日数和强度、地温、风是决定径流的主导因素。

表4 月径流回归分析结果

Table 4 The result of regression analysis of monthly runoff value

correction factor 相关因子	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8	X_9
correction coefficient 相关系数	0.7560	-0.2659	0.5196	0.6690	0.4917	0.7529	0.7748	0.3615	0.5593
regression equation 回归方程	$y=43.6757-4.0871 * X_5+4.7248 * X_7$ $+83.7703 * X_8+7.9320 * X_9$ $(P=0.8786, n=20, F=1)$								

上月水位与下月水位的相关。我们将上一月水位 X 对应下月水位 y 点绘在图6上,据其相关绘出拟合曲线 $y=5x/6+1.2(p<0.001, r=0.9014)$,如图知上月水位可查下月水位,从而计算下月平均总径流量。

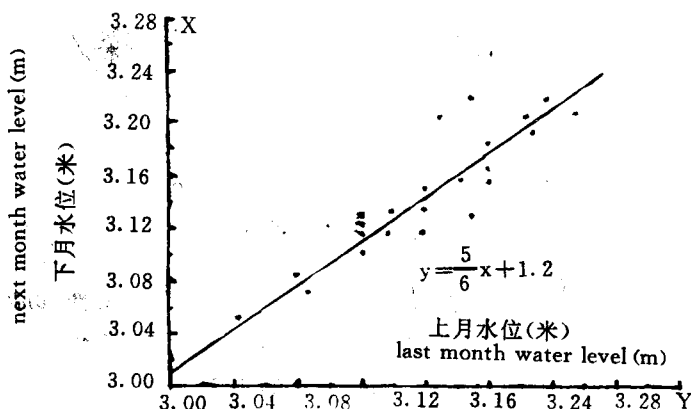


图 6 上月和下月水位关系

Fig. 6 Correlation of water level between last month and next month

三、结论

1. 降水是引起径流的主导因素。雨季 5—10 月的径流远大于干季 11—4 月的径流, 尤以 7 月径流最多。但最大降水量在 6 月, 说明径流滞后于降水。

2. 区分地下与地表径流的关键是确定稳定入渗率 F_c 。各月 F_c 不同, 但趋近 2.80mm/小时, 平均 2.82mm/小时。而 F_c 在降雨过程中是随雨强 H 而变化的, 其值随 H 的增大而趋于常数 2.81mm/小时。

3. 地下与地表径流的峰值均在 7 月, 尽管最大降水量在 6 月, 但 7 月降雨强度较大, 加之 6 月的最多降水增加土壤水后滞影响, 7 月地下与地表径流自然最多。

4. 集水区内地表稍上倾台地致使径流系数 (0.33) 略小于本区的 a 值 (0.40)。降雨下渗补给系数呈现干季大于雨季的值, 表明雨季降水有效性不如干季。干季缺水, 雨季水土流失多, 尤以 6、7 月最甚, 此时期应注重排水保土。

参考文献

- [1] M. E. 阿利托夫斯基等著, 檀宝山等译. 地下水动态研究方法指南. 北京: 地质出版社 1957: 46—80
- [2] 施成熙等编. 农业水文学. 北京: 农业出版社 1984: 129—260
- [3] 长江流域规划办公室汇编. 一九八一年全国水文预报学术讨论会水文预报文选集. 北京: 水力出版社 1985: 113—120
- [4] 西双版纳傣族自治州水文站编. 云南省西双版纳州水文手册. 昆明: 云南省测绘局 1987: 74—110