

基于降水气候强迫的一种地表径流估计方法*

刘晶淼

一裕国

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

(南京气象学院, 南京, 210044)

周秀骥

李 云

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

文中从地表水分平衡的物理机制出发, 引进降水概率统计分布理论, 推导出一种由降水气候强迫形成的次网格尺度非均匀径流率计算方法。应用于 mosaic 方案, 可进一步计算区域平均径流及产流和汇流。试验证明, 对于不同物理性质的地表而言, 由于其土壤入渗能力的差异, 相同降水气候强迫所能生成的径流量及其相对比值是不同的, 例如干旱区与湿润区就有很大差异。

同时, 不同空间分布概率的降水量, 不同站点的地表性质、土壤水力学条件等物理因素的千变万化, 可使径流特征的空间分布具有很大变异性。因上述各种因素的综合影响, 由降水气候强迫所形成的地表径流具有特定的非均匀分布是必然的。文中用实测资料验证了其可靠性与可行性。

关键词: 陆面过程, 水文过程, 次网格尺度, 非均匀分布, 概率分布密度。

1 引 言

地表水分平衡直接影响地表热量平衡各分量, 从而影响着整个陆-气之间的一系列能量、动量、物质的交换过程, 因此, 研究陆面水文通量参数化, 具有重要的理论和应用价值。迄今为止, 关于非均匀地表陆面水分循环过程(包括降水、径流、蒸发、土壤含水量等)的区域描述, 仍然是困扰陆面过程模拟的一个挑战性难题。常用的非均匀地表通量计算方法之一是将模式网格区分成若干次网格区逐一计算其动量、水分和能量通量, 由此, 再计算网格区平均通量, 这就是 mosaic 方法。换言之, mosaic 方法是将网格区内具有空间变率的地表通量以“拼图”的方法加以描述, 把大尺度网格区细分为若干次网格区(点)或按照不同下垫面(即 Patch)分块计算出其各自的通量, 从而最终求得其区域平均通量。虽然这类方法仍有一定的缺点, 但它毕竟能较为真实地描述和估计网格区平均通量。

地表径流是地表水分平衡的一个关键分量, 它在很大程度上是一地降水、蒸发与土壤水力学性质

的函数。如何有效地估计降水、土壤湿度和径流, 这一论题不仅对于大气科学具有重要意义, 而且对于水文学、水利水电工程、农业用水、水土保持和土壤学等许多应用领域也都具有重要意义。鉴于陆面水文过程本身的复杂性, 关于地表径流的估算, 一直是具有重要价值的难题。地表径流的瞬间过程是一种强烈依赖于大气降水、地面蒸发与下渗以及土壤水力学特性的非线性过程, 由于地表自然状态的随机复杂性, 如土壤孔隙的渗入和渗出、土壤类型、结构、质地、透水性、坡度、高度和土壤含水量等等, 使得地表径流往往在地表面呈非均匀分布。一般说来, 土壤水分的入渗能力是随土壤水分含量而变化的, 水分的垂直入渗过程又与水流下渗时所受作用力有关, 主要有重力、毛细管作用力等^[1~3]。因此, 通常将单点入渗归纳为某些经验公式, 如 Horton 方程, Green 和 Ampt 公式等^[4]。到目前为止, 关于土壤入渗过程的数学描述, 仍然是一个难题。考虑到数学描述与物理解释的一致性, 大多数研究者都是引入多孔介质的垂直水分势方程, 根据 Darcy 定律, 由水分通量方程推导出水分入渗公式。Eagleson 等^[3]从

* 初稿时间: 2003 年 2 月 26 日; 修改稿时间: 2004 年 2 月 10 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40275030)与国家重大基础研究项目(G1998040911)。

描述土壤水分和降水空间概率分布的 PDF 出发, 提出估计区域平均径流率公式。Liu^[5] 从陆面水文过程的物理机制出发, 引进概率统计分布理论, 推导出一种由非均匀土壤含水量及降水气候强迫所形成的次网格尺度非均匀径流率计算公式, 用于估计区域平均径流率。本文的研究思路在于, 将任一单点(即网格点)所代表的次网格区域瞬间径流率考虑为降水在地表的分配与地表(土壤)层水分吸收过程的余项。根据降水量的理论概率分布函数, 利用实测资料拟合其 PDF, 结合土壤入渗过程的数学描述及其经验公式, 首先精确估计出地表水分的土壤吸收率, 在此基础上建立降水气候强迫下的地表径流率估计公式。这一工作的意义在于, 将任一地点的地表径流率表征为当地降水的 PDF 参数及地表土壤物理特性参数的多元函数, 若将其纳入陆面水文模式, 则从理论上可由此进行各种外部强迫下的地表径流率敏感性试验。由于各地降水量记录(如逐日 24 h 降水量)目前已较完整, 从这一途径实现这一目标的可行性较高。

2 瞬时降水强度的 PDF 及土壤吸收率估计公式

众所周知, 地表径流过程乃是地面水分平衡的一个子过程, 无论是瞬时或长时段的径流, 其产流过程归根结底是与大气降水的气候强迫息息相关的。假设在 GCM 网格区内某个格点上, 其雨量强度 P 服从 Weibull 分布, 并有概率密度函数(PDF)

$$f_P(x) = \left[\frac{\beta}{\alpha} \right] \left[\frac{x}{\alpha} \right]^{\beta-1} \exp[-(x/\alpha)^\beta] \quad (1)$$

式中 β 为形状参数, α 为尺度参数。现假定一日(24 h)的降水强度 P 符合上述分布, 根据 Weibull 分布, 利用极大似然估计理论, 可以证明其参数具有下列关系

$$\mu = \alpha G(1 + 1/\beta) \quad (2)$$

式中 μ 为平均降水强度(变量 P 的总体均值), G 为 Gamma 函数。研究表明, 对于连续逐日降水过程, 第 k 日的总降水量, 其分布仍为 Weibull 分布, 但其参数则为 (α_k, β) 并有相应的 PDF

$$f_{P_k}(x) = \left[\frac{\beta}{\alpha_k} \right] \left[\frac{x}{\alpha_k} \right]^{\beta-1} \exp[-(x/\alpha_k)^\beta] \quad (3)$$

其参数估计式为

$$\mu_k = \alpha_k G(1 + 1/\beta) \quad (4)$$

或写为

$$\alpha_k = \frac{\mu_k}{\Gamma(1 + 1/\beta)} \quad (5)$$

值得指出的是, 本文以 Weibull 分布拟合雨量强度 P , 而不用通常人们熟悉的 Gamma 分布。其原因在于, 用 Weibull 分布拟合短历时降水量不但其参数估计精度高, 且较 Gamma 分布更易计算, 而其拟合效果非常好, 该分布型的适应性也特别强。丁裕国^[1] 曾利用 Gamma 分布的特例(负指数分布)及 Weibull 分布分别拟合中国范围内各站逐日降水概率分布, 发现大部分区域内虽然逐日降水量可用负指数分布拟合, 但有些测站为左偏单峰型, 如改用 Weibull 分布来拟合, 其效果更好, 可见逐日降水量的分布型用 Weibull 分布更具广泛性。从理论上可以证明, 当 $\beta=1$ 时, Weibull 分布可简化为负指数分布, 当 $\beta=3.6$ 时, Weibull 分布可化为正态分布, 因此, Weibull 分布是一种广义分布型。而通常短历时降水量(如日降水或数小时降水量), 绝大多数都符合负指数分布或 Gamma 分布^[6,7], 当然也完全可拟合 Weibull 分布。上述这些优良特性, 正是选用该分布型推求地表径流的基础。

根据 Horton 和 Dunne 径流理论^[2,3], 径流产生于两种相容的可能机制: (1) 降水强度超过土壤入渗(吸收)率, 但土壤为未饱和状态而产生径流; (2) 土壤为过饱和状态, 但入渗(吸收)率较小或趋于零, 降水几乎完全转变为径流(例如降水落在不透水或饱和和地面上)。综合上述两方面因素, 可从另一角度来考虑径流产流的问题。

令 P_m 为土壤可能吸收的最大降水比率(mm/d), 则地表径流率为零的概率可写为

$$D_f = \int_0^{P_m} f_P(x) dx \quad (6)$$

式(6)等价于地表层土壤达到最大吸收率的可能性(即最大可能广义下渗率)。根据式(1), 积分式(6), 不难得到

$$D_0 = \int_0^{P_m} f_P(x) dx = 1 - \exp[-(P_m/\alpha)^\beta] \quad (7)$$

由上可知, 某地任一日中, 当 $x < P_m$ 时, 地表水分的土壤吸收率的统计平均(理论值)应为

$$S_0 = \frac{1}{D_f} \int_0^{P_m} x f_P(x) dx = \frac{\beta}{1 - \exp[-(P_m/\alpha)^\beta]} \cdot \int_0^{P_m} \left[\frac{x}{\alpha} \right]^\beta \exp[-(x/\alpha)^\beta] dx \quad (8)$$

另一方面, 当 $x \geq P_m$ 时, 地表土壤水分零吸收率(即降水完全生成径流)的概率应为

$$D_r = \int_{P_m}^{\infty} f_p(x) dx = \exp\left[-\left(P_m/\alpha\right)^\beta\right] \quad (9)$$

则相应的地表吸收率应取极限值

$$S_r = P_m \quad (10)$$

因此, 对于某地任意一日由降水造成的平均吸收率可写为

$$S = D_0 S_0 + D_r S_r = \beta \int_0^{P_m} \left[\frac{x}{\alpha}\right]^\beta \exp\left[-(x/\alpha)^\beta\right] dx + P_m \exp\left[-\left(P_m/\alpha\right)^\beta\right] \quad (11)$$

式(11)表明, 地表土壤对于大气降水的吸收可视为两部分吸收率的加权平均: (1)当地表层未达饱和时($x < P_m$), 土壤可最大限度地吸收地表水(下渗过程); (2)当地表层达到饱和时($x \geq P_m$), 土壤基本上不可能吸收地表水(已成径流)。显然, 对于任一地点的任何一次(某日)降水过程而言, 平均的吸收率应是这两部分的加权平均值。

3 网格点瞬时径流率估计计算

文献[8]中指出, 对于任一地点而言, 其瞬时地表径流应满足水分平衡, 并有

$$dR = P(t)dt - dI - dE - S(t)dt \quad (12)$$

式中, P 为降水; I 为地表截留水; E 为地表蒸发; S 为(地表吸收)下渗; R 为地表径流。对于某一固定地点而言, 日降水量或连续数日总降水量 P 大到一定程度时, 其总截留为常数, 经过一段时间可达到饱和, 因此有 $dI = 0$, 而通常因降雨过程中蒸发很少, 可令 $dE \rightarrow 0$, 故近似地有^[1]

$$dR \approx P(t)dt - S(t)dt \quad (13)$$

对于时段 $t = t_2 - t_1$, 应有

$$R \approx \int_{t_1}^{t_2} [P(t) - S(t)] dt \quad (14)$$

上式表明, 某一地点在 $t = t_2 - t_1$ 时段内, 地表径流近似等于降水量 P 与地表土壤层水分吸收量(即下渗量) S 之差值。

从理论上说, 据式(14), 并结合式(11)即可计算地表径流。但事实上, 在式(6)~(11)中, 并未给出积分限 P_m 。文献[9]中指出, 土壤向大气的水分输送过程(即地表水蒸发过程)往往是首先满足植被表层覆盖需水(截留水)和地表蒸发需水, 其所剩余的

水分形成土壤层水分储存。而大气降水向地表层输送水分的过程则是, 首先满足植被表层覆盖需水(截留水)和地表层土壤入渗需水以外, 其多余的降水量形成地表径流。因此, 无论是蒸发或径流过程, 其中都有一个重要环节即地表(土壤)层需水量问题。这就是土壤相对饱和度的参数化问题。

4 土壤层相对饱和度的参数化

根据土壤水质输送理论, 可导出土壤水分通量方程^[10]:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K_\eta + D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial Z} \right] \quad (15)$$

这里 $D_\eta = K_\eta \frac{\partial \Psi}{\partial \eta}$ 为土壤水分扩散率, K_η 为水力传导率, Ψ 为水分势。假定初始和边界条件为

$$S(Z, 0) = \eta_0 / \eta_{\text{sat}} = S_0 \quad (16)$$

$$S(0, t) = \eta_l / \eta_{\text{sat}} = S_1 \quad (17)$$

根据式(15)~(17), 当 $S_1 \ll S_0$, 可得方程(15)的近似解, 其中所得的土壤入渗率与时间 $t^{-\frac{1}{2}}$ 成比例。表达式可写为^[4]

$$f_e = \frac{1}{2} S_e t^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} K(S_0) \quad (18)$$

这里 f_e 为入渗率, 它是土壤毛细管吸附力和重力的函数。而 S_e 为土壤毛细管吸附率, $K(S_0)$ 为与土壤初始水分含量有关的水力学传导率。显然, 在积分时间 T 内, 土壤水分的平均入渗率为^[4]

$$\bar{f}_e = S_e T^{-\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} K(S_0) \quad (19)$$

根据 Parlange 等^[11]提出的土壤吸附水分和释放水分的解吸附率(即入渗率) S_e 的经验公式

$$S_e = \left[\frac{8 \eta_s K_s \Psi_s}{3(1+3m)(1+4m)} \right]^{\frac{1}{2}} S_0^{\frac{1}{m+2}} \quad (20)$$

将其代入式(18), 即可得土壤层顶部水分向下的平均入渗率公式

$$\bar{f}_e = K_s \Omega S_0^{\frac{1}{m+2}} - K_s S_0^{\frac{2}{m+3}} \quad (21)$$

上式表明, 水分由土壤层顶部被向下吸收的数量多少, 取决于平均入渗率 \bar{f}_e 。在给定的土壤(或下垫面)条件下, 它是土壤水力学参数(如 K_s , η_s , Ψ_s , m)及初始土壤湿度 S_0 的函数。这里, 无量纲参数

$$\Omega = \left[\frac{8 \eta_s \Psi_s}{3 K_s T (1+3m)(1+4m)} \right]^{1/2} \quad (22)$$

就陆面水分循环的物理过程而言, 地表入渗现象是在一定的下垫面特性基础上, 由一定的水分供应源

而形成的。为了确定平均入渗率,必须首先确定初始土壤湿度 S_0 。为此不妨从地表土壤水分的蒸发散过程来考查,通常土壤水分的蒸发散过程由两部分加权平均构成:(1)土壤未达饱和和临界值 S^* 时($S < S^*$),由土壤解吸力(desorption)的大小所控制的土壤蒸发作用(即土壤控制蒸发);(2)土壤达到临界饱和值 S^* 以上时 $S \geq S^*$,由土壤水分蒸发力大小控制的土壤蒸发作用(即气候控制蒸发)。研究表明,当土壤层内含水量超过临界饱和值 S^* 时($S \geq S^*$),地表空气湿度达 100%,此时土壤“蒸发力”与水面蒸发近似或稍大,一般它与土壤中含水量的大小无关。而当土壤层内含水量低于临界饱和值 S^* 时,土壤蒸发量大小就与土壤层内含水量密切相关,一般当土壤层内含水量很低时,土壤蒸发量大小取决于土壤底层向表层输送水分的能力。与此过程相反,地表水的入渗过程正好相伴而行,当土壤中含水量未达到临界饱和值 S^* 时,就有相应的入渗,一般当土壤层内含水量很低时,土壤蒸发量大小取决于土壤底层向表层输送水分的能力,同时入渗也会加大。通常地表层最大蒸发率 E_p 是不依赖于土壤内部物理特性(湿度)的独立变量。它本质上可根据 Penman 公式来计算(当然也可由其他途径给出)。根据式(21),当 $f_e = E_p$ 时即可由下式确定 S^*

$$E_p = K_s \Omega S^* \frac{1}{2m^2} - \frac{1}{2} K_s S^* \frac{2}{m^2+3} \quad (23)$$

若已知 E_p 的情况下,就可反求 S^* 。利用文献[12]的 mosaic 方法求得区域各格点蒸发量,结合土壤参数,大致可估算不同土壤的 S^* 取值。例如,数值试验结果表明,粘土的 S^* 最大,一般为 0.60~0.85;沃土的 S^* 取值在 0.35 左右,一般取 0.38~0.65;沙土的 S^* 最小,一般为 0.3~0.55,最小可达 0.2 以下。由此再结合各种土壤特性推算其降水深度,即可达到原式的要求。

将上述结果代入式(11),就可解得土壤水分平均吸收率 S 。于是有

$$\begin{aligned} R &= \int_0^{\infty} x f_P(x) dx - \beta \int_0^P \left[\frac{x}{\alpha} \right]^\beta \exp[-(x/\alpha)^\beta] dx - \\ &\quad P_m \exp[-(P_m/\alpha)^\beta] \\ &= \beta \int_0^{\infty} \left[\frac{x}{\alpha} \right]^\beta \exp[-(x/\alpha)^\beta] dx + \\ &\quad P_m \exp[-(P_m/\alpha)^\beta] \end{aligned} \quad (24)$$

5 实例计算与数值试验

5.1 雨日平均径流估计试验

分别选取长江三角洲地区(以南京站为代表)、淮河流域(以梅山站为代表)和黑河地区(以瓦坊城为代表)作为不同下垫面及不同季节降水强迫下的典型地表径流率的试验对象。表 1 列出各自相应的资料说明。

表 1 逐日降水资料起止时段

Table 1 Start-stop period of time of daily rainfall data for Nanjing, Meishan and Wafangcheng station

站点(地区)	资料
南京(长江三角洲地区)	秋季(1951~2000年9月)
梅山(淮河流域)	夏季(1998年5月1日~9月15日)
瓦坊城(黑河地区)	全年雨日(1990~1991年)

由于地表层最大蒸发率 E_p 各月取值不同,计算出的 S^* 也不同,它们随着 E_p 而变。但 S^* 有一个变化的区间,且夏季大,冬季小。为此,首先据式(23)估计 S^* ,其中 K_s, m 为土壤参数(K_s 单位为 cm/s , m 为无量纲参数)。为了使试验更接近实际,式中的 E_p 分别采用:(1)用文献[12]的 mosaic 方法所计算的长江三角洲逐月蒸发量换算为日蒸发量(南京),单位为 mm/d ; (2)用实际观测的土壤日蒸发量(淮河、黑河地区)。而土壤参数则根据文献[10]所给。

如前所述,粘土的 S^* 取值为 0.60~0.85; 沃土为 0.38~0.65; 沙土取值为 0.3~0.55。参考上述试验值,结合本文的具体试验,几种典型土壤的 S^* 取值如表 2 所列。表 3 则是计算结果。由于每一个站及各月的降水资料不同,计算出的 Weibull 分布参数不同,另外蒸发通量的值也影响 S^* 的取值,使得平均入渗率可能也不同, P, S, R 及各部分比例都会有所变化。

表 2 由各地蒸发量推算的土壤平均水分最大吸收率(mm/d)

Table 2 Estimated maximal absorptivity of soil moisture for various soil types(mm/d)

土壤种类	最大吸收率(mm/d)	土壤饱和度	S^*
粘土	3.332	0.69~0.98	0.700
沃土	2.706	0.50~0.85	0.600
沙土	1.876	0.35~0.69	0.475

表 3 各代表站点平均径流率计算结果

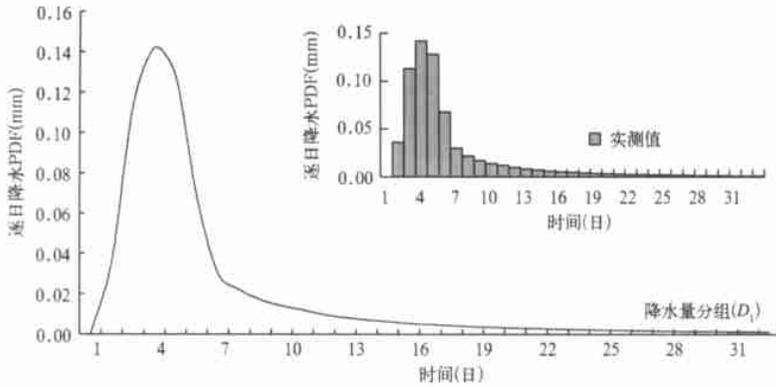
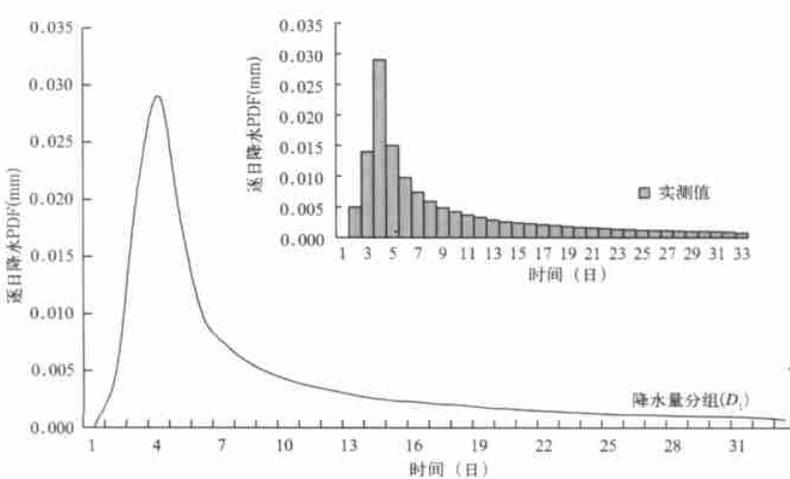
Table 3 Estimated averaged runoff rate at Nanjing, Meishan And Wafancheng stations

区(站名)	β	α	P (mm)	S (mm)	R (mm)	R/P (%)	S/P (%)
南京	0.566	5.127	8.37	2.059	6.311	75.38	24.62
淮河	0.844	17.736	19.38	2.426	16.95	87.50	12.50
黑河	0.883	2.288	2.43	0.892	1.54	63.36	36.64

图 1 为用瓦坊城逐日降水资料拟合的 Weibull 分布 PDF ($\beta=0.883, \alpha=2.288$); 图 2 为用梅山逐日降水资料拟合 Weibull 分布 PDF ($\beta=0.844, \alpha=17.736$)。图 3 为所计算的南京各月平均雨日土壤下渗量和雨日平均径流率及其相关的年内变化曲线。由图可见, 南京各月平均雨日降水及其径流都存在明显的年变化, 这是与实际观测相符的。

为了验证计算方法与结果的合理性和可行性。本文做了如下的数值试验: 1) 对于干旱区, 以瓦坊

城为例, 其雨日平均降水量仅有 2.4 mm/d, 方差为 7.444 mm/d 平均情况下由蒸发量推算的土壤最大水分吸收率仅为 1.876 mm/d, 大于 6.0 mm/d 的降水量出现机率仅为 0.48% 左右, 即使出现地表最大径流, 其量也仅有 5.0~6.0 mm/d。2) 但对于湿润区, 以淮河流域(梅山)为例, 平均降水量为 19.0 mm/d, 其形状参数 $\beta=0.8444$, 而尺度参数 $\alpha=17.7362$ 。图 4 为各级降水量出现概率, 当土壤最大水分吸收率一旦给定时, 即可估计出现各种径流量

图 1 黑河瓦坊城逐日降水 PDF ($\beta=0.883, \alpha=2.288$)Fig. 1 Probability Density Function(PDF) of Daily rainfall at Wafangcheng in Heihe region, Northwest of China ($\beta=0.883, \alpha=2.288$)图 2 淮河梅山逐日降水 PDF ($\beta=0.844, \alpha=17.736$)Fig. 2 Probability density function(PDF) of daily rainfall at Meishan, Huaihe region, Anhui Province of China ($\beta=0.844, \alpha=17.736$)

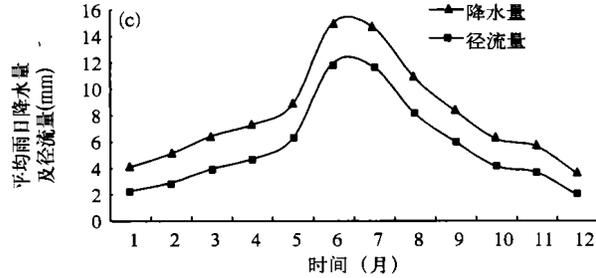
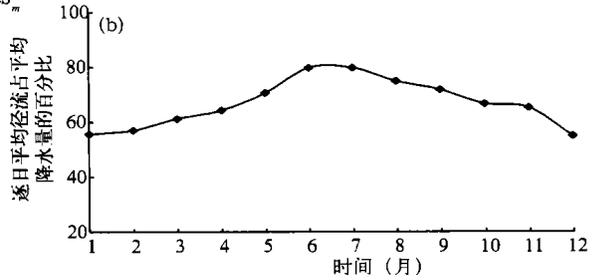
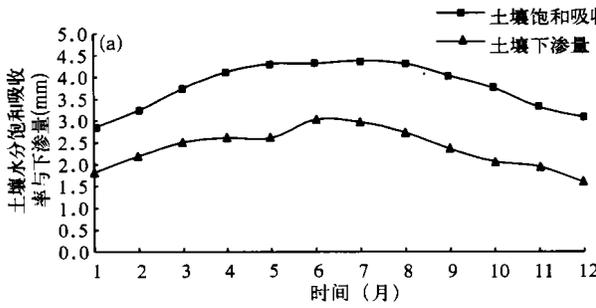


图3 南京各月平均水文参量的年变化

(a. 土壤水分饱和和吸收率与下渗量, b. 逐日平均径流占平均降水的百分比, c. 平均雨日降水量及径流量)

Fig. 3 Annual variation of various hydrological parameters at Nanjing station

(a. absorptivity and penetrability for saturated soil, b. daily averaged ratio of runoff and rainfall in percentage, c. monthly averaged rainfall and runoff at rainy day)

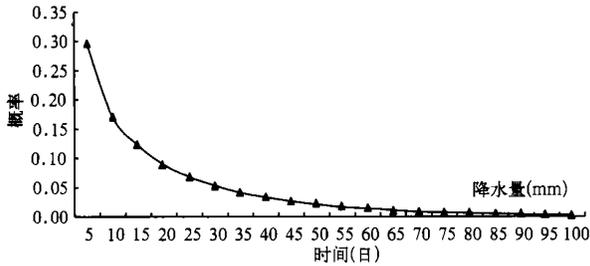


图4 淮河流域(梅山)夏季各级日降水量出现概率

Fig. 4 Probability distribution of daily rainfall in summer at Meishan station in Anhui Province

表4 淮河流域(梅山)夏季地表各级径流量及其概率

Table 4 Probability distribution of daily rainfall and runoff at Meishan station (unit: mm/d)

降水量 (mm/d)	径流量 (mm/d)	相应概率 (%)
0.0~ 3.0	0.0	20.2
3.1~ 10.0	0.6~ 7.6	26.3
10.1~ 15.0	7.7~ 12.6	12.2
15.1~ 20.0	12.7~ 17.6	8.9
20.1~ 25.0	17.7~ 22.6	6.8
25.1~ 30.0	22.7~ 27.6	5.3
30.1~ 35.0	27.7~ 32.6	4.1
35.1~ 40.0	32.7~ 37.6	3.3
40.1~ 45.0	37.7~ 42.6	2.6
45.1~ 50.0	42.7~ 47.6	2.1
50.1~ 70.0	47.7~ 67.6	4.9
70.1~ 90.0	67.7~ 87.6	2.2
90.1~ 100.0	87.7~ 97.6	0.6

的概率大小。表4即为各级径流量出现概率。由上述试验结果可见,不同概率降水量对应于不同的径流量,而由于季节不同或站点地理位置及地表性质、

土壤水力学条件等物理因素的千变万化,可使各地径流特征具有很大变异性,因此,对于一个给定的网格区来说,即使在同一种天气气候条件下,由于上述各种因素的综合影响,由降水气候强迫所形成的地表径流必然具有一定的非均匀分布。

5.2 降水量与土壤吸收量的随机组合试验

上述结果仅为平均状况的模拟试验,在一般情况下,任意一日降水,所能产生的径流,必然是各种随机因素综合作用的结果。为此,特做下列随机试验:

由式(14)可知,在降水气候强迫下,地表径流的瞬时值,主要取决于瞬时降水量与瞬时土壤水分吸收量两者的差值。假如已知两者在时间上的分布律,即可求得相应的地表径流分布律,由此可作各种随机模拟试验。如前所述,Weibull分布可以较好地拟合各站降水量,同样,本文已用实测资料证明,土壤饱和度的PDF湿润区为Beta分布,干旱区为Gamma分布。根据分布函数理论^[13~16],地表径流的分布(PDF),对干旱区而言,假定日降水量为负指数分布(Weibull分布的特例),土壤水分饱和度的分布为Gamma分布,则可以证明,当地逐日地表径流的PDF为(推导见附录A)。

$$f(R) = \frac{\beta \lambda^\alpha}{(\beta + \lambda)^\alpha} \exp(-\beta R) \quad (25)$$

式中 β 为降水量(负指数分布)的统计分布参数; α , λ 为土壤饱和度(Gamma分布)的统计参数。对湿润区而言,假定日降水量为负指数分布(Weibull分布的特例),土壤水分饱和度的分布为Beta分布,则

可以证明, 当地逐日地表径流的 PDF 近似地可表为 (推导见附录 A)

$$f(R) = \frac{\Gamma(\alpha)}{B(\alpha, \lambda)\beta^{\alpha-1}} \left[1 - (\lambda - 1) \frac{\alpha}{\beta} \right] \exp(-\beta R) \quad (26)$$

式中 β 为降水量 (负指数分布) 的统计分布参数; α , λ 为土壤饱和度 (Beta 分布) 的统计参数。其中 $B(*, *)$ 为完全 Beta 函数, $\Gamma(\alpha)$ 为完全 Gamma 函数。

式(25)和(26)表明, 在干旱区与湿润区, 假定已知降水和土壤饱和度的统计分布, 就可间接求得当地逐日地表径流的 PDF, 它们分别是同期降水量及土壤饱和度统计参数的函数。利用这种分布模式即可做各种统计数值试验。表 5 列出干旱区日平均径流率的统计模拟数值试验结果。由表可见, 在一定的样本量及其稳定的参数条件下, 降水量及其土壤饱和度的统计平均基本保持稳定, 则其相应的地表径流也较为稳定。

表 5 干旱区统计模拟数值试验结果(日平均径流率)

Table 5 Numerical simulation results of daily averaged runoff rate in percent at Wafancheng station

试验序号	样本量	β	α	P (mm)	S (mm)	R (mm)	R/P (%)
1	1000	0.4463	0.8010	2.238	0.818	1.423	63.6
	5000			2.522	0.809	1.713	67.9
	10000			2.492	0.813	1.679	67.4
2	1000	0.4488	0.8310	2.262	0.784	1.479	65.4
	5000			2.606	0.858	1.748	67.1
	10000			2.379	0.821	1.558	65.5
3	1000	0.4456	0.8528	2.411	0.834	1.577	65.4
	5000			2.525	0.862	1.663	65.9
	10000			2.502	0.825	1.679	67.1
4	1000	0.4510	0.8429	2.489	0.803	0.686	67.7
	5000			2.556	0.852	1.704	66.7
	10000			2.488	0.837	1.651	66.4
平均		0.4480	0.832	2.456	0.826	1.547	66.3
方差				0.012	0.0005	0.076	1.406

6 结 论

(1) 从地表水分平衡的物理机制出发, 引进降水概率统计分布理论, 导出一种由降水气候强迫形成单个网格点径流率的计算方法。由此可用于 mosaic 方案, 进一步计算出非均匀地表区域内的平均径流及区域产流和汇流。

(2) 对于不同物理性质的地表而言, 由于当地土壤入渗能力的差异, 降水气候强迫不同所能生成

的径流量及其相对比值也不完全相同。例如干旱区与湿润区就有很大差异。

(3) 不同概率的降水量对应于不同的径流量, 由于季节不同或站点地理位置及地表性质、土壤水力学条件等等物理因素的千变万化, 可使各地径流特征具有很大变异性, 因此, 对于一个给定的网格区来说, 即使在同一种天气气候条件下, 由于上述各种因素的综合影响, 由降水气候强迫所形成的地表径流具有特定的非均匀分布是必然的。

参考文献

- 1 Giorgi P. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models part I: Theoretical framework. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 1885~ 1899
- 2 Avissar R. Conceptual aspects of a statistical+dynamical approach to represent landscape subgrid-scale heterogeneities in atmospheric models. *J Geophys Res*, 1992, 97: 2729~ 2742
- 3 Dunne T, Black R D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour Res*, 1970, 6(5): 1296~ 1311
- 4 Entekhabi D, Eagleson P S. Land surface hydrology parameterization for AGCM including subgrid scale spatial variability. *J Climate*, 1989, 2: 816~ 830

- 5 Liu Jinmiao, Ding Yuguo, Zhou Xiuji, et al. Land surface hydrology parameterization over heterogeneous surface for the study of regional mean runoff ratio with its simulations. *A A S*, 2002, 19(1): 89~ 102
- 6 张学文, 马力. 熵气象学. 北京: 气象出版社, 1992. 53~ 158
- 7 丁裕国. 降水量分布模式普适性的研究. *大气科学*, 1994, 18(5): 552~ 560
- 8 邓孺孺, 陈晓翔, 胡细凤等. 遥感和 GIS 支持下的平原河网区暴雨产流模型研究. *水文*, 1999, 3: 19~ 24
- 9 王馥棠等. 农业气象预报概论. 北京: 农业出版社, 1991. 374~ 383
- 10 Pielke R A. 中尺度气象模拟. 张杏珍, 杨长新译, 程麟生, 丑纪范校. 北京: 气象出版社, 1990. 422~ 426
- 11 Parlange J-Y, Vauclin M, Haverkamp R, et al. The relation between desorptivity and soil-water diffusivity. *Soil Science*. 1985, 139: 458~ 461.
- 12 刘晶淼, 余锦华, 周秀骥等. 长江三角洲地表水和热通量时空变化特征. *气象学报*, 2002, 60(2): 139~ 145
- 13 Olkin I, Gleser L T J, Derman C. Probability models and applications. New York: Macmillan Publishing, 1980. 259~ 298
- 14 么枕生. 气候统计学基础. 北京: 科学出版社, 1984. 1~ 120
- 15 丁裕国. 降水量概率分布的一种间接模式. *南京气象学院学报*, 1987, 10(4): 407~ 415
- 16 谢志清, 丁裕国, 刘晶淼. 几种典型下垫面土壤含水量时空变化特征的对比分析. *南京气象学院学报*, 2002, 25(5): 625~ 632

A ESTIMATION METHOD OF SURFACE RUNOFF RATIO BASED ON CLIMATIC FORCING OF PRECIPITATION

Liu Jinmiao

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Ding Yuguo

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Zhou Xiuji

Li Yun

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081) (Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

A calculation method of subgrid scale runoff ratio over the heterogeneous surface is derived using the distribution theory of probability statistics on the basis of physics mechanism of water balance over land surface. The mean runoff and its out-growth and confluence over a grid region may be calculated when this method is used in mosaic scheme. It is demonstrated by test that due to difference of soil penetrability, even if the rainfall force is same for different soil types, the runoff characteristic are also different. For any special scale, the surface heterogeneity of soil characteristic, land cover and climatic force are all exert influence on the heterogeneity of runoff. In this paper, the dependability and availability of this calculation method are verified from some example using actual observation data.

The significance of this study is that the runoff ratio at any region or point may be expressed as multi-variables function of soil characteristics and PDF parameters of rainfall distribution. The multi-variables function may be combined into land surface hydrological model, and some forced experimentation of land surface runoff on rainfall and soil characteristics parameters can be carry out. The availability of rainfall and soil moisture data makes the forced experimentation to be implemented easy.

Key words: Land-surface process, Hydrological process, Sub-grid scale, Surface heterogeneous, Probability density function.

附录: 单个网格点(局地)径流率 PDF 的推证

设任一地点, 降水量(日, 时, 分)为 P , 径流量为 R , 土壤含水量(或饱和度)为 S , 根据文中证明, 近似地有关系式

$$R = P - S \quad (\text{A1})$$

利用二元随机变量函数的分布式, 可证, 对于 P 和 S , 应有

$$f(R) = \int_0^{\infty} g(S, R + S) dS \quad S \geq 0 \quad (\text{A2})$$

假定 P 与 S 近似相互独立(研究表明, 虽然前期降水对于后期土壤湿度有一定的影响, 但从更长的时间后延考察, 其影响并不很大, 大范围降水对于单点土壤湿度的影响及其反馈, 都有较大的不确定性), 因而可认为单站降水与土壤湿度近似相互独立, 于是有

$$f(R) = \int_0^{\infty} g_1(S) g_2(R + S) dS \quad S \geq 0 \quad (\text{A3})$$

研究表明, 在干旱区, S 的 PDF 可假定为 Gamma 分布, 但降水 P , 无论在干旱或湿润区都为负指数分布, 所以, 在干旱区可以有

$$f(R) = \int_0^{\infty} \frac{\gamma^\alpha}{\Gamma(\alpha)} S^{\alpha-1} e^{-\gamma S} \beta e^{-\beta(R+S)} dS \quad (\text{A4})$$

对上式积分后, 经整理化简, 得到

$$f(R) = \frac{\beta \gamma^\alpha}{(\beta + \gamma)^\alpha} e^{-\beta R} \quad (\text{A5})$$

显然, 在干旱区, 径流 R 的 PDF 仍为负指数分布。

其分布密度所确定的概率, 实际上, 降水 P 的统计参数 β , 以及土壤含水量 S 的统计参数 α, λ 的函数。

而在湿润区, 研究表明, 其 S 的 PDF 最适为 Beta 分布, 所以, 式(A3)可具体写为

$$f(R) = \int_0^{\infty} \frac{1}{B(\alpha, \lambda)} S^{\alpha-1} (1-S)^{\lambda-1} \beta e^{-\beta(R+S)} dS \quad (\text{A6})$$

进一步, 又可写为

$$f(R) = \int_0^{\infty} \frac{\beta}{B(\alpha, \lambda)} S^{\alpha-1} e^{-\beta S} (1-S)^{\lambda-1} e^{-\beta R} dS \quad (\text{A7})$$

为了方便, 对式中 $(1-S)^{\lambda-1}$ 的取一阶近似, 就有

$$(1-S)^{\lambda-1} \approx 1 - (\lambda-1)S \quad (S \leq 1) \quad (\text{A8})$$

由此, 式(A7)简化为

$$\begin{aligned} f(R) &= \int_0^1 \frac{\beta}{B(\alpha, \lambda)} S^{\alpha-1} e^{-\beta R} [1 - (\lambda-1)S] e^{-\beta S} dS \\ &= \frac{\beta e^{-\beta R}}{B(\alpha, \lambda)} \int_0^1 S^{\alpha-1} (1 - \lambda S + S) e^{-\beta S} dS \quad (\text{A9}) \end{aligned}$$

利用分项积分, 经化简整理后, 可得

$$f(R) = \frac{\Gamma(\alpha)}{B(\alpha, \lambda) \beta^{\alpha-1}} [1 - (\lambda-1) \frac{\alpha}{\beta}] e^{-\beta R} \quad (\text{A10})$$

由上可见, 在一阶近似意义上, 湿润区径流 R 的 PDF 仍为负指数分布型。其分布密度所确定的概率, 实际上是降水 P 的统计参数 β , 以及土壤含水量 S 的统计参数 α, λ 的函数。