

平原地区降雨入渗补给地下水的 模拟试验研究方法

任鸿遵 杨克定

(中国科学院地理研究所)

提 要

降雨入渗补给量在平原地区约占地下水总补给量的50~80%。本文采用人工降雨模拟试验的方法,从分析降雨入渗水分运动特点着手,寻求在不同的土壤和地下水埋深的条件下,入渗总量与降雨量、降雨强度以及土壤前期含水量等要素的关系,并根据蓄满入渗补给的原理,计算入渗总量中补给地下水的部分,同时,又将上述方法得出的结果与其它方法计算的结果及地下水动态资料进行了对比。

我国东部广阔的平原区是全国文化经济发达的地区之一,其对水资源的需求量大,保证性强,地下水资源是这些地区重要的水资源。地下水的来源是多方面的,根据华北平原和京津渤地区的初步计算,降雨入渗补给量约占总补给量的50~80%。可见平原地区地下水资源的评价中,降雨入渗补给量的计算具有重要意义。

前人在这方面的研究方法概括起来主要有:1. 动态资料分析法;2. 地中渗透仪测定法;3. 水量平衡法。1,3,两种方法是利用观测得到的降水、径流、蒸发或地下水动态资料,经分析计算得出降雨入渗补给地下水量。目前,由于各自计算的前提和资料精度不一,所以计算结果差异较大。如无外界干扰,则动态分析法被认为是简易而可靠的方法。渗透仪法则是一种试验研究的方法,它考虑了土壤性质、地下水埋藏深度以及降雨量等因素的影响,且直接观测到入渗补给量的大小,是目前国内外研究平原地区土壤水分运动的重要手段,但由于观测筒条件与实地条件相差较大,同时试验设施费用大,观测周期长,目前全国仅有数处,资料多在1—3年之间,所以不能尽快地满足生产的需要。

为此,本文提出利用人工降雨模拟试验的方法,从分析降雨入渗水分运动特点着手,寻求降雨入渗补给量与其影响要素的关系。通过黑龙江省中和大甸子、河北省南宫、山东省禹城等地区的试验,取得了一定的效果。

一、试验原理与方法

对一次降雨来说,其主要出路是产生地面径流和入渗进入土壤两项,即

$$P = Y + F \quad \text{则} \quad F = P - Y$$

式中 P ——降雨量; Y ——地面径流量; F ——降雨入渗量。

根据这一原理, 我们可以在研究区内, 采用人工降雨的方法来模拟天然降雨的雨型、强度和降水量的大小, 并测出相应的地表径流量, 通过式 $F = P - Y$ 即可算出入渗量。由于入渗到土壤中的水分又有两个出路, 一是满足土壤中亏缺水分的需要, 另一是补给地下水。所以, 入渗过程中, 土壤水分不断发生变化, 土壤水分的变化又影响土壤水分的运动, 因此, 在试验中还必须对土壤水分进行监测。

我们所使用的人工降雨器* 及场地布置如图 1 所示。整个仪器重量约 20 公斤 (电动机除外), 模拟试验面积为 2 平方米。

试验中应注意以下几点:

1. 首先应对计算区的地貌、土壤、地下水等条件进行勘测, 根据所得资料进行分区, 然后选定试验点, 为了使试验结果较为理想, 往往需要布设数个或数十个试验点^[1]。

2. 平原区土壤水分以一维运动为主^[2], 故在试验中要消除侧渗的影响。试验地块布设时, 可用油毡或塑料布围住上体, 其深度应取到地下水毛管活动层上限为好, 如能将上体底部封死, 并模拟天然地下水位的状况, 那就更为理想, 但天然状态下大面积的试验中, 土体全部封死是很困难的, 故本试验假定每场试验的地下水位是个常数。

3. 试验取得以下数据: 降雨量、径流量、负压计读数以及土壤含水量的变化资料 (一般为试验前、试验中及试验结束各取土一次)。

4. 当求一个较大面积的入渗补给时, 各个分区的关系式是不一样的, 所以应先分区进行计算, 然后将各分区的数值累加即得全区的数值。

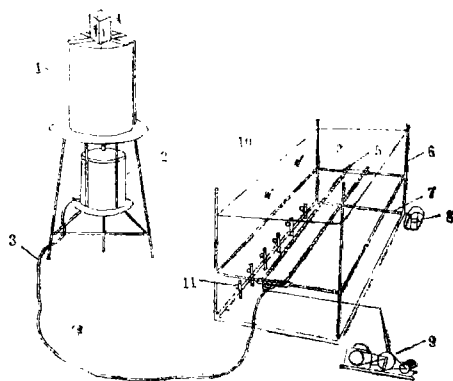


图 1 人工降雨器及场地布置示意图

- | | | |
|------------|----------|---------|
| 1. 供水桶; | 2. 稳压箱; | 3. 输水管; |
| 4. 跟踪式水位计; | 5. 喷水管; | 6. 支架; |
| 7. 测流槽; | 8. 截水桶; | 9. 电动机; |
| 10. 风挡; | 11. 负压计; | |

Fig. 1 Diagram of artificial rainfall instrument and experiment arrangement.

二、入渗补给地下水的基本特点

通过试验, 我们观测到降雨入渗补给地下水的特点为:

1. 入渗率与时间的关系 单位时间内入渗到土壤中的水量为入渗率 (f_p), 在降雨入渗过程中, 入渗率随时间而递减, 最终达到稳定, 这就是通常所说的入渗曲线 (图 2), 进入到稳定入渗阶段时, 便形成对地下水的补给。

地下水补给速度 (q) 等于稳定入渗率 (f), 其大小与土壤前期含水率 关系不大 (图

* 由地理所刘昌明、洪宝鑫同志设计。

2)，而与降雨强度成正比（图3）

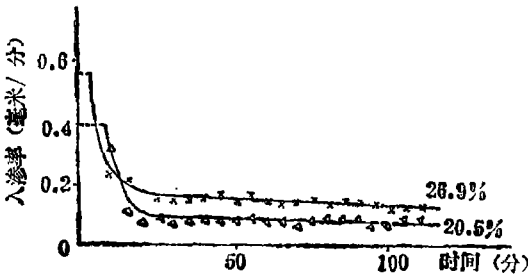


图 2 入渗曲线（禹城）

Fig.2 Scheme of infiltration (Yu Cheng)

2. 降雨强度与入渗补给的关系 在入渗过程中降雨强度与不同的入渗率的组合可以形成土壤水分入渗补给的不同特点（图4）

（1）当 $A < f_s$ （ A ：雨强），降雨全部入渗，不产生地表径流，待土壤层全部饱和后，即补给地下水，此时： $q = A < f_s$ 、

（2）当 $f_p \geq A > f_s$ 时，降雨全部入渗，不产生地表径流，但近地面土壤层水分增加，逐步形成地表饱和层。此时 f_p 值由接近于无限大逐步减小。

（3）当 $A > f_p > f_s$ 时，入渗能力继续减少，减少到降雨量中的一部分渗入土壤，另一部分形成地表径流。

（4）当 $A \geq f_p = f_s$ ，入渗能力减小至 f_s ，土壤全部饱和，地下水的补给强度 $q = f_s$ 。实际上，在降雨强度为常量的情况下（ $A > f_s$ ），则（2）（3）（4）过程往往先后出现，叠加起来就是一个完整的曲线，（2）（3）（4）过程则分别代表了入渗三个阶段。

3. 负压力与时间的关系 在非饱和带，土壤水分的压力为负压力。入渗水分主要在负压力和重力作用下呈锋面形式向下运动。我们知道，负压力与土壤含水量成反比，随着入渗水分的向下运动，土壤层中不同位置的土壤含水量逐步增加，其负压相应减小，形成负压随时间递减的规律（图5）。由图可看出，每一根曲线都有两个转折点，第一个点是锋面到达的时间，此时土壤含水量接近田间持水量；第二个点则是土壤水分达到饱和的时间，以后负压值趋近于稳定。由此，我们可以认为，在降雨入渗的过程中，土壤水分由上至下逐步饱和，当达到地下水中毛管活动层上限时，土壤全部饱和，负压消失，重力起主导作用，开始补给

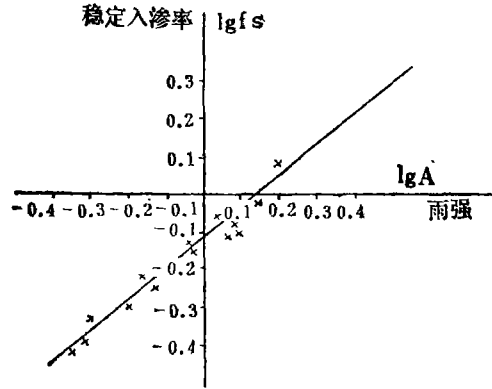


图 3 稳定入渗率~雨强关系曲线（中和甸子地）

Fig.3 Relationship between the rate of steady infiltration and the rate of pricipitation (Zhong He Dien Tze -Land)

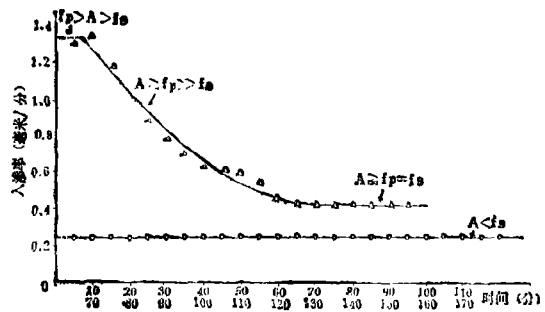


图 4 降雨强度与入渗补给关系图（南宫）

Fig.4 Relationship between the rate of precipitation and the supply of infiltration (Nan Gong)

地下水，我们把这一过程简称为“地下蓄满补给过程”。

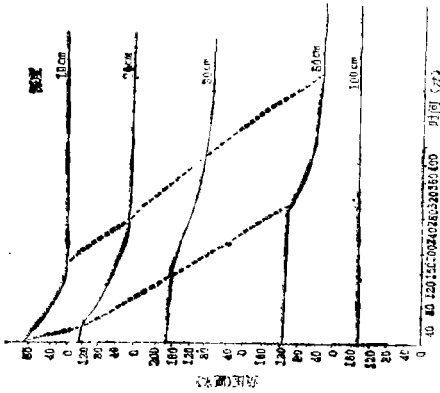


图 5 不同深度的负压变化过程线 (禹城)

Fig.5 Diagram of water potential in different depths (Yu Cheng)

三、降雨入渗补给地下水计算公式的分析

根据以上对土壤水分入渗过程的分析，可以把土壤水分剖面变化概化为以下图形^[3] (图

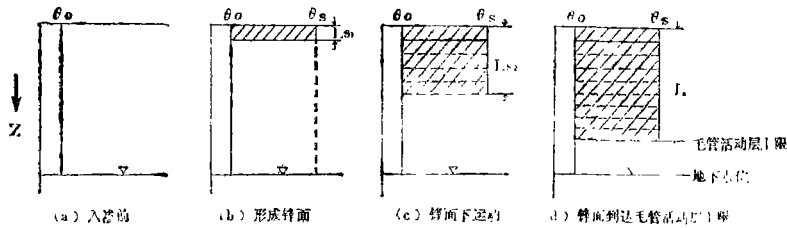


图 6 土壤水分剖面变化示意图

θ_o —初始含水量； θ_s —饱和含水量

Fig.6 Diagram of soil moisture profile

θ_o —initial moisture θ_s —saturated moisture

6)，图 6 中 (b) 表明径流产生前的入渗剖面，此时入渗量 (F_{L_1}) 为：

$$F_{L_1} = (\theta_s - \theta_o) L_{s1} \quad (1)$$

又根据达西定律：

$$q = f_p = -K(\theta) (\phi_2 - \phi_1) / Z_2 - Z_1 \quad (2)$$

式中 $K(\theta)$ ：非饱和水传导系数； ϕ ——总水头； Z ——地面以下距离； $Z_2 - Z_1 = L_s$ ，我们定地表水头 $\phi_1 = 0$ ，则 $\phi_2 = -(L_{s1} + h)$ ； h 为湿润锋面处的负压力。又知，地表未产生径流时， $f_p = A$ ，则式 (2) 可写为：

$$A = K_s (h + L_{s1}) / L_{s1} \quad (3)$$

将 (1) 中 $L_{s1} = \frac{F_{L_1}}{(\theta_s - \theta_o)}$ 代入 (3) 中得：

$$F_s = h \cdot (\theta_s - \theta_0) / A / K_s^{-1} \quad (1)$$

$$\text{于是径流开始时间 } T = \frac{F_s}{A} \quad (5)$$

由于 K_s (饱和水传导系数)、 θ_s 等均是与土壤性质有关的常数, θ_0 与 A 可以实测, 故利用式(4)和(5), 即可得出地表径流开始前的入渗总量和地表产流开始时间。

当地表产流后图6(c)和6(d), 也可用与上类似的方法进行求解, 并可得出

$$f_p = K(\theta) \left[1 + \frac{h(\theta_s - \theta_0)}{F} \right] \quad (6)$$

并利用 $\frac{dF}{dt} = f_p$ 的关系式, 分离变量后进行积分, 可得出累计入渗量(F)。但由于式(6)

中 K 与 h 是土壤性质及含水量有关的较复杂的函数, 所以上式应用于大面积的入渗计算十分繁琐, 有时甚至无法做到。故以下采用另一简化方法分析之:

$$\text{由图6(c)与6(d)可得 } F = (\theta_s - \theta_0) L + K_s \cdot t \quad (7)$$

式中 t 为地下水开始补给的时间。(7)就一定的土壤和地下水位而言, θ_s , L , K_s 均是常量, θ_0 是一个变量, 而 t 取决于降雨量、降雨强度以及 θ_0 值, 由上分析可将式(7)写成如下函数形式:

$$F = f(P, A, \theta_0) \quad (8)$$

根据试验, 对于沙性土壤而言, 由于重力作用较强, 毛细作用较弱, 故每次雨前的 θ_0 值相差不大, 也不是一个主要影响因素, 则式(8)又可简化为:

$$F = f(P, A) \quad (9)$$

对(9)进行复相关分析, 并假定该函数关系为线性关系, 可写成:

$$F = a + bP + cA \quad (10)$$

式中 a 、 b 、 c 为待定的系数, 根据最小二乘方的原理, 利用南宫的实测资料可计算出 $b = 0.60$; $c = -25.17$ 则 $a = F - bP - cA = 20.36$ 将 a 、 b 、 c 代入(10) 则

$$F = 20.36 + 0.60P - 25.17A \quad (11)$$

以上复相关分析的相关系数为0.89。该式的几何图形系一平面, 即以 F 为纵坐标, P 为横坐标, A 为参数的一组直线(图7), 该组直线的上限为45°线, 当 $A \leq f_s$ 时, 均符合45°线的规律, 即降水全部入渗。直线与横坐标的支点表明某一雨强下, 不产生入渗补给的雨量值。

对于不同的地下水埋深情况, 可得出不同的数学关系式。就粘性土而言, 由于毛细作用

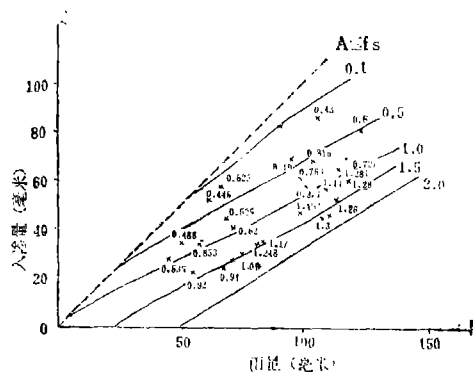


图7 降雨量~入渗量~雨强关系图(南宫)

Fig.7 Relationship between precipitation and infiltration under various conditions of the rain rate(Nan Gong)

较强, 故每次雨前的 θ_0 值相差也较大, 可考虑四要素的复相关分析。但在实际计算中, 往往由于次要因素考虑太多, 反而影响计算精度, 故粘性土壤可将 θ_0 代替 A 进行分析。由于分析方法大体一致, 不再累叙。

有了入渗量, 即可由式 $F - (\theta_s - \theta_0) L = F_g$ 得出补给地下水量。但由于饱和层中的重力水在雨停后仍要补给地下水, 所以上式实际应写为:

$$F_g = F - (\theta_{田} - \theta_0) L \quad (12)$$

如用土壤含水率表示则

$$F_g = F - (\rho_{田} - \rho_0) \cdot r \cdot L / 10 \quad (13)$$

式中 $\theta_{田}$ = 田间持水量; F_g = 降雨入渗补给地下水量; $\rho_{田}$ = 田间持水率; ρ_0 = 土壤初始含水率; r = 土壤容重〔4〕。

四、计算结果及其分析

我们在三处进行的试验, 并经分析计算得出如下结果: 1. 黑龙江省中和大甸子, 土壤为黑色亚粘土, 地下水位1—1.5米, 得降雨入渗补给系数(入渗补给地下水量与降水量之比) $\alpha = 0.1$; 2. 山东禹城试验区, 土壤为亚砂土, 地下水位2.5—3.0米, 得 $\alpha = 0.25$; 3. 河北南宫地下水库, 土壤为粉细砂, 地下水位4—5米, 得 $\alpha = 0.31$ 。从以上 α 值随土壤颗粒的粗细而变化的规律来看是合理的。

其二, 当不受人工开采等外界条件干扰时, 地下水动态分析法所计算的结果可作为比较对象(表1)

表 1 成果比较表
Tab.1 Comparson of the results comparison

| 地 点 | α | 方 法 | 试 验 法 | 动 态 分 析 法 |
|---------|----------|-------|-----------|-------------------------|
| 山 东 禹 城 | 0.25 | 北京地理所 | 0.24 | 山东鲁北工程局在类似地区分析 北京地理所 |
| 河 北 南 宫 | 0.31 | 北京地理所 | 0.32—0.33 | 河北地理所 |

表 2 计算补给量与地下水位抬升值比较表
Tab.2 Comparison of the results by our calculation with
the rise of groundwater level

| 地 点 | 南 宫 | | | 禹 城 | | | |
|-------------|---------|----------|---------|----------|----------|---------|----------|
| 时 间 | 79年7月2日 | 79年7月17日 | 80年6月6日 | 80年6月29日 | 80年8月15日 | 80年9月4日 | 80年11月1日 |
| 降雨入渗补给值(毫米) | 43.83 | 6.03 | 9.4 | 49.4 | 20.0 | 24.4 | 13.2 |
| 地下水位抬升值(米) | 0.6 | 0.1 | 0.4 | 1.3 | 0.5 | 0.5 | 0.4 |

由表1可以看出, 利用人工降雨模拟试验的方法与常用的地下水动态分析法所得结果十分接近。

其三, 由于降雨入渗补给量是平原地区地下水补给的主要来源, 因此, 计算所得的入渗补给量应与实际观测的地下水的抬升是相互一致的, 而且计算的入渗补给量越大, 地下水的抬升值也应越高, 表2, 就上述问题给出了较满意的结果:

结 语

利用人工降雨模拟试验的方法来研究降雨入渗土壤水分运动及补给地下水的计算是一个新的尝试, 其优点主要是:

1. 由于是在实地进行的试验, 所以试验条件更接近于天然状况。
2. 以土壤水分运动的特点作为基础, 所以计算较好地反映了入渗的物理过程。
3. 不受天然降水变化的影响, 可在短期内获取大量资料。
4. 投资少, 野外应用方便。

虽然我们在三个不同地点的试验中取得了较为满意的结果, 但由于野外条件十分复杂, 我们尚未针对各种条件的不同组合进行试验, 不但资料需要进一步积累, 同时理论上和方法上也有待于进一步的完善和提高。

参 考 文 献

- (1) 魏忠义、任鸿遵: 南宫地下水降雨入渗土壤水分运动及对地下水补给量的计算, 水文地质工程地质, (1) 1981年。
- (2) 刘昌明: 南水北调水量平衡变化的几点分析, 地理科学, 2 (2) 1982年。
- (3) R.G.Mein, C.L.Larson, Modeling infiltration during a steady rain, "Water Resources Research", 9 (2), 1973.
- (4) A.A.罗杰: 土壤水分状况的研究方法, 中国工业出版社, 1965年。

AN EXPERIMENTAL STUDY OF THE RECHARGE OF GROUNDWATER BY RAIN INFILTRATION IN THE PLAINS

Ren Hongzun Yang Keding

(Institute of Geographpy, Academia Sinica)

Abstract

Rain Infiltration is the main source to recharge groundwater in the plain regions, and 50%—80% of the total recharge come from it. Much research work about this has been done by many authors, and abundant information has been obtained. The major methods for this subject are 1. Trend analysis, 2. Lysimeter and, 3. Water balance analysis. Each of them has its own advantage and disadvantage.

In order to improve the above methods, the simulation method for rain infiltration was adopted in this paper, The function of $F=f(P, A)$ was established through experiments, then groundwater recharge from the infiltration of rain was calculated from the equation $F_g = F - \Delta\varphi \cdot r \cdot H/10$

There, F = amount of infiltration

P = amount of pricipitaion

A = rate of precipitaion

F_g = groundwater recharge from the infiltration of rain

$\Delta\varphi$ = deficit of soil moisture

r = weight in cubic units

H = depth of deficit of soil moisture.

The comparison of the results by our method with actual observation shows good agreement.

Method and steps of experiments was also introduced in this paper.