

水土保持田间工程的研究

中国科学院
西北农业生物研究所 方正三

黄河水利委员会水土保持试验研究训练班讲义之七

1958年4月

水土保持田间工程

第一章 雨水的冲刷作用，见“水土保持”科学出版社
1958，第二章，第25—43页。

第二章 梯田，见“水土保持”科学出版社1958
第五章，第111—221页。

附 录 1.简单水准器，见“水土保持”科学出版社，
1958附录1.第360—365页。
2.沟道内最大许可平均流速，见“水土保持”
科学出版社1958附录2，第366页。
3.梯田调查表，见“水土保持”科学出版社，
1958附录3.第367—368页。

水土保持田间工程——补充材料一

严重的水土流失主要由暴雨所引起，在进行各项水土保持工程的设计时应特别注意暴雨的性质。

雨降至地后如能很快地渗入土中，就可使径流量减少；反之，径流量就会变大。因此土壤的渗透性对于水土保持工作亦是十分重要的。

本文就现有的黄土高原暴雨记录以及由作者等在野外实测的渗透资料，加以分析。因限于资料的数量与质量，这个报告还是相当初步的，请读者给以批评和指正。

一. 暴雨

黄河中游的黄土高原地区属于半干燥气候区，年降水量一般自东南向西北逐渐减少。东南部大部在400~600公厘之间，西北则在200~400公厘之间。各季雨量分配极不均匀。一般而论是冬季干燥，夏季多雨。夏季之降雨总量占年降雨量的60%以上。夏季气温亦高，系秋作（小米、高粱、糜子、豆类等）的主要生长季节，故而夏雨充沛对农作物来说是有利的。但可惜夏季多暴雨，易引起水土流失，而降水亦不能被作物充分利用。

暴雨的标准，根据陇东南及晋陕北部的暴雨性质，并参照苏联的暴雨标准（一），拟定如表1。

表1 黄土高原的暴雨标准

历时 (分)	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
强度 (公厘/分)	0.50	0.33	0.33	0.30	0.27	0.27	0.26	0.24	0.23	0.22
历时 (分)	60	70	80	90	100	110	120	240	320	1040
强度 (公厘/分)	0.20	0.19	0.18	0.17	0.16	0.15	0.14	0.11	0.063	0.042

凡不同历时长内降雨强度超过表1所列数值者，均认为是暴雨。

关于暴雨的性质，应考虑四个因素，即：范围、强度、历时与频率。欲研究暴雨的范围，必须相当稠密的雨量站，目前此方资料，甚感缺乏。仅能引述绥德1956年8月8日的一次暴雨资料以作示例。该暴雨的总历时为275分，雨量分布如图一所示。自图一可知，暴雨中心位于三角坪附近，而向西北及东南方向逐

渐递减。赵家窪距离三角坪只有4.5公里左右，而前者降雨量（14公厘）仅为后者（57公厘）的 $\frac{1}{4}$ ，换句话说，相差了四倍。这说明暴雨量的变异梯度是相当大的。在暴雨中心处的降雨平均深度最大，随着面积的增大，降雨平均深度也逐渐减小，其降雨平均深度与面积之关系，如表2所示。

表2 1956年8月8日菲国沟暴雨深度与面积的关系

面积(平方公里)	加权平均的降雨深度(公厘)	面积(平方公里)	加权平均的降雨深度(公厘)
2.2	63.1	56.5	45.0
16.3	56.0	67.0	41.9
38.7	49.6	70.1	40.9

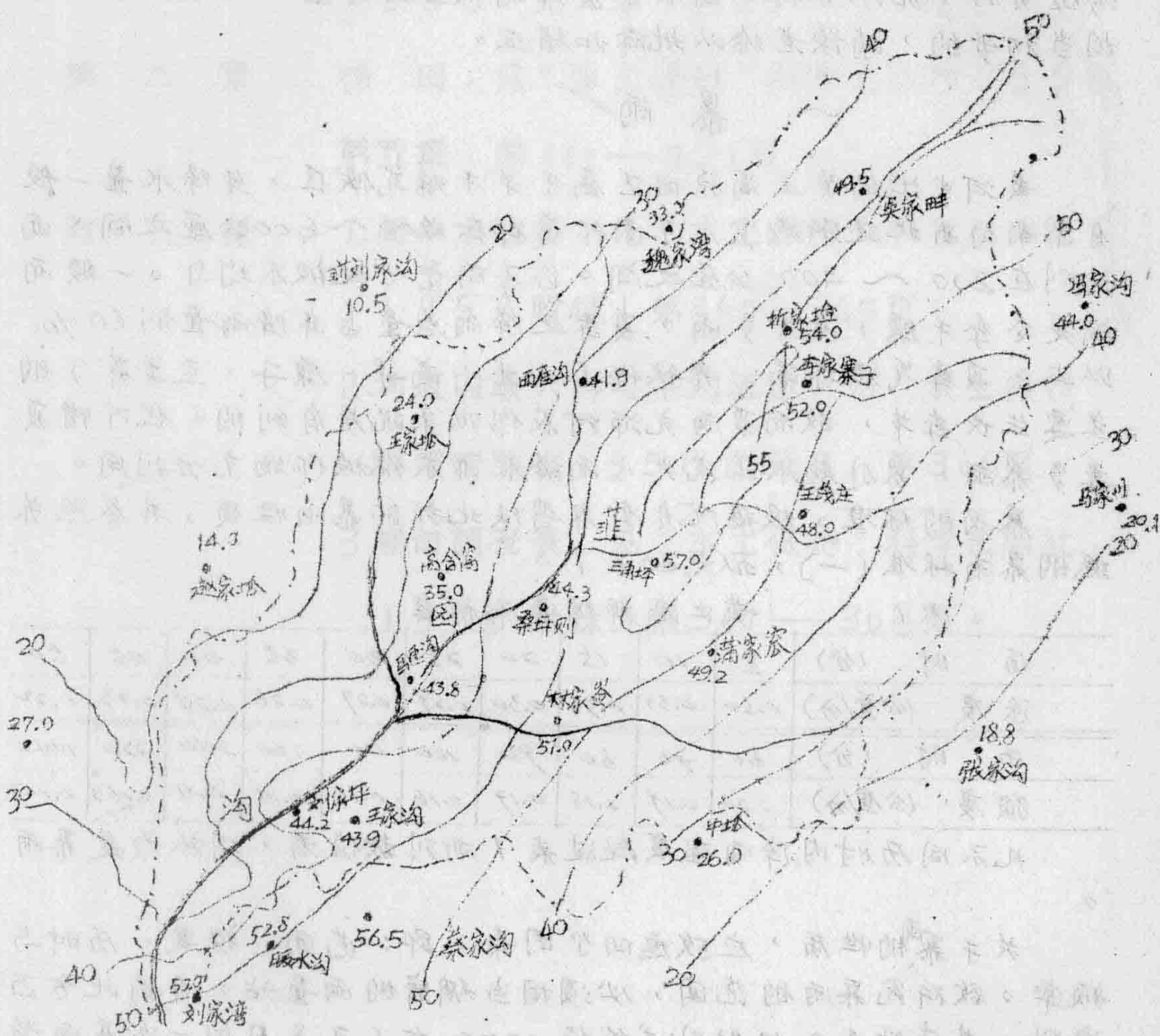


图1. 绥德菲国沟流域1956年8月8日暴雨线

关于暴雨的历时与强度之间的关系，一般说来历时愈长，平均强度愈小，可用双曲线来表示。此项关系式的推求，最好能有较长期的自记雨量计记录，方能得到较满意的结果。而目前黄土高原内，除天水一地外，皆缺这样的记录。下先就天水资料加以分析，而后再分析其他地区的资料。

1. 有自记雨量计记录的暴雨分析（根据天水11年记录）

在分析中凡不同历时长内降雨强度超过表1所列的标准者，均认为是暴雨。并采用下列形式的双曲线公式：

$$i = \frac{B}{t^a} \quad (1)$$

式中， i ——降雨强度，以公厘/分计；

t ——降雨历时，以分计；

B 及 a ——常数，由分析有记雨量计资料决定。

首先由天水11年（1945—1956年，其中缺1951年）的自记雨量计的记录，找出历时为5分、10分、15分、20分、25分、30分、35分、40分、45分、50分、60分、70分、80分、90分、100分、110分、120分及240分的暴雨强度，点在“不同历时的暴雨出现次数”图上（图2）。在图2中以暴雨强度为纵座标，而以历时为横座标。

由图2可知，当历时为120分，强度等于或大于0.2公厘/分的暴雨，在11年中发生5次，而其频率为5/11次/年，即等于0.465次/年；而当历时为100分时，等于或大于0.2公厘/分的暴雨共发生7次，其频率则为7/11次/年，即等于0.636次/年。以同法可求得其余历时下暴雨强度等于或大于0.2公厘/分的频率值，将其绘在图3中，并通过这些点绘一光滑曲线。图3中的其余各条不同值的频率曲线，亦是以同法作出的。在图3中是以每年发生的频率为纵座标，而以历时为横座标作出的。

由图3容易看出，如画一条通过某一频率值而平行于横座标的线，则该线与各条曲线相交的点即表示各条曲线所表示的暴雨强度在该频率值下的不同历时值。于是根据这些点的座标，可在图4中作出该频率下的暴雨强度与历时的关系曲线。同样地，再画一通过另一频率值而平行于横座标的直线使与各曲线相交，则得到另一组交点，又可作出另一频率值下的暴雨强度与历时的关系曲线。图4的7根曲线均系用此法作出的。

将图4中的曲线进行直线化，以便求得暴雨强度与历时的关

系式。其法即将图4中的资料移植于双对数格纸上，而得到图5

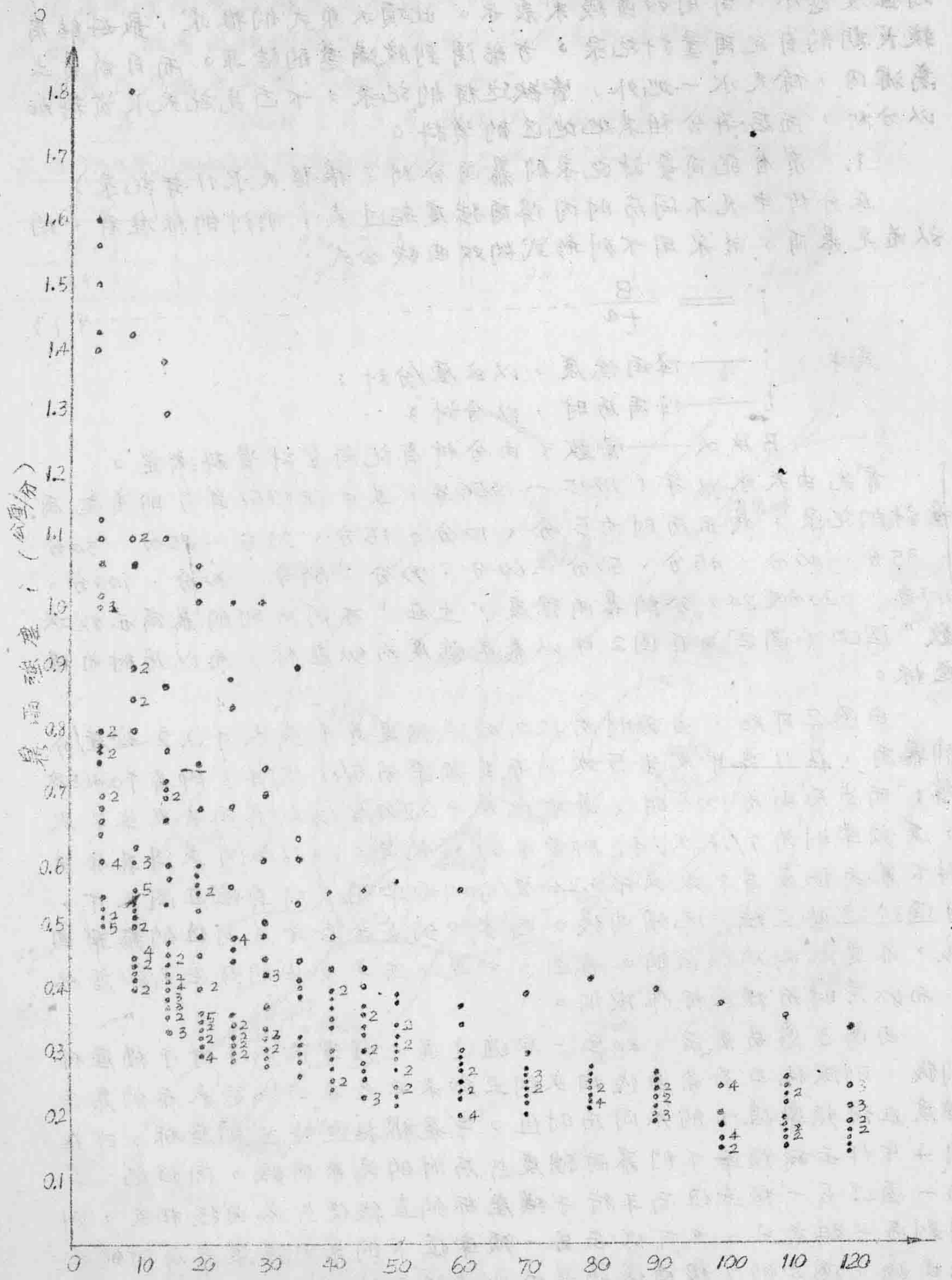


图2. 不同历时暴雨出现次数

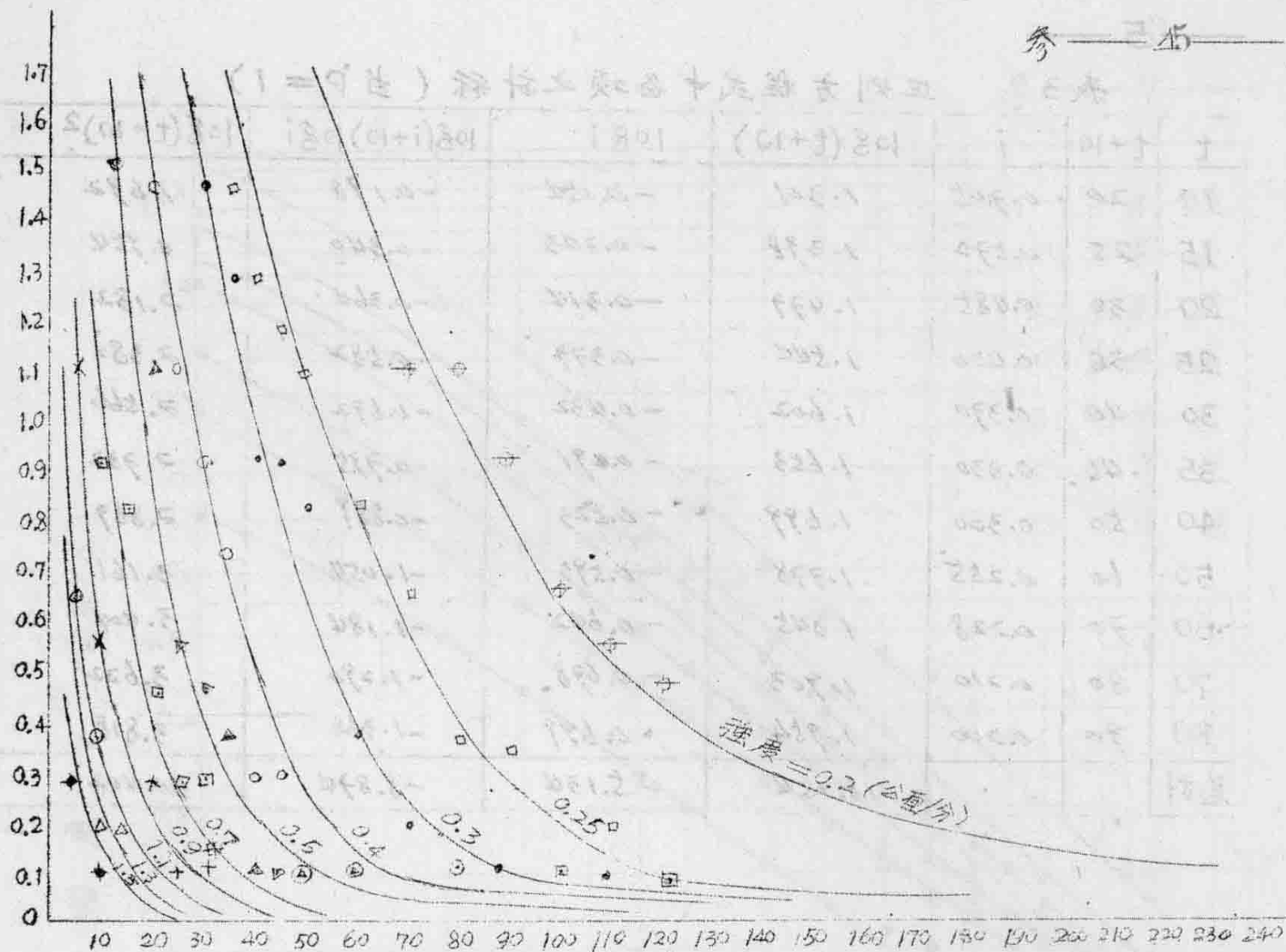


图 3. 暴雨频率曲线 历时 t (分)

若图 5 中的各条线均是直线，则各线可符合下列方程式：

$$i = \frac{B}{t^{\alpha}}$$

取对数，

$$\log i = \log B - \alpha \log t$$

上式中符号意义同前。但是图 5 中各线实际上并非直线，故上式不能直接应用。经试验结果，发现若以常数 10 加至每一时间 t 值中，则重绘点而得之曲线将更接近直线。因此，上式应改作：

$$i = \frac{B}{(t+10)^{\alpha}} \quad (2)$$

取对数，

$$\log i = \log B - \alpha \log(t+10)$$

而上式中 B 与 α 则应用最小二乘法求之。即

$\sum (\log i - \log B + \alpha \log(t+10))^2 = \sum X^2$ 须为最小值。因此令

$$\frac{\delta(\sum X^2)}{\delta \log B} = 2 \sum (\log i - \log B + \alpha \log(t+10))$$

等于零，并移项，则得：(如下页)

表3 正则方程式中各项之计算 (当 $P=1$)

t	t+10	i	$\log(t+10)$	$\log i$	$\log(i+10) - \log i$	$\log(t+10)^2$
10	20	0.705	1.301	-0.154	-0.198	1.692
15	25	0.572	1.398	-0.243	-0.340	2.754
20	30	0.485	1.477	-0.314	-0.364	2.182
25	35	0.420	1.544	-0.377	-0.582	2.384
30	40	0.370	1.602	-0.432	-0.692	2.566
35	45	0.330	1.653	-0.491	-0.795	2.732
40	50	0.300	1.699	-0.523	-0.889	2.867
50	60	0.255	1.778	-0.593	-1.054	3.161
60	70	0.228	1.845	-0.642	-1.184	3.404
70	80	0.210	1.903	-0.698	-1.290	3.622
80	90	0.200	1.954	-0.699	-1.366	3.818
总计			18.154	-5.134	-8.874	32.402

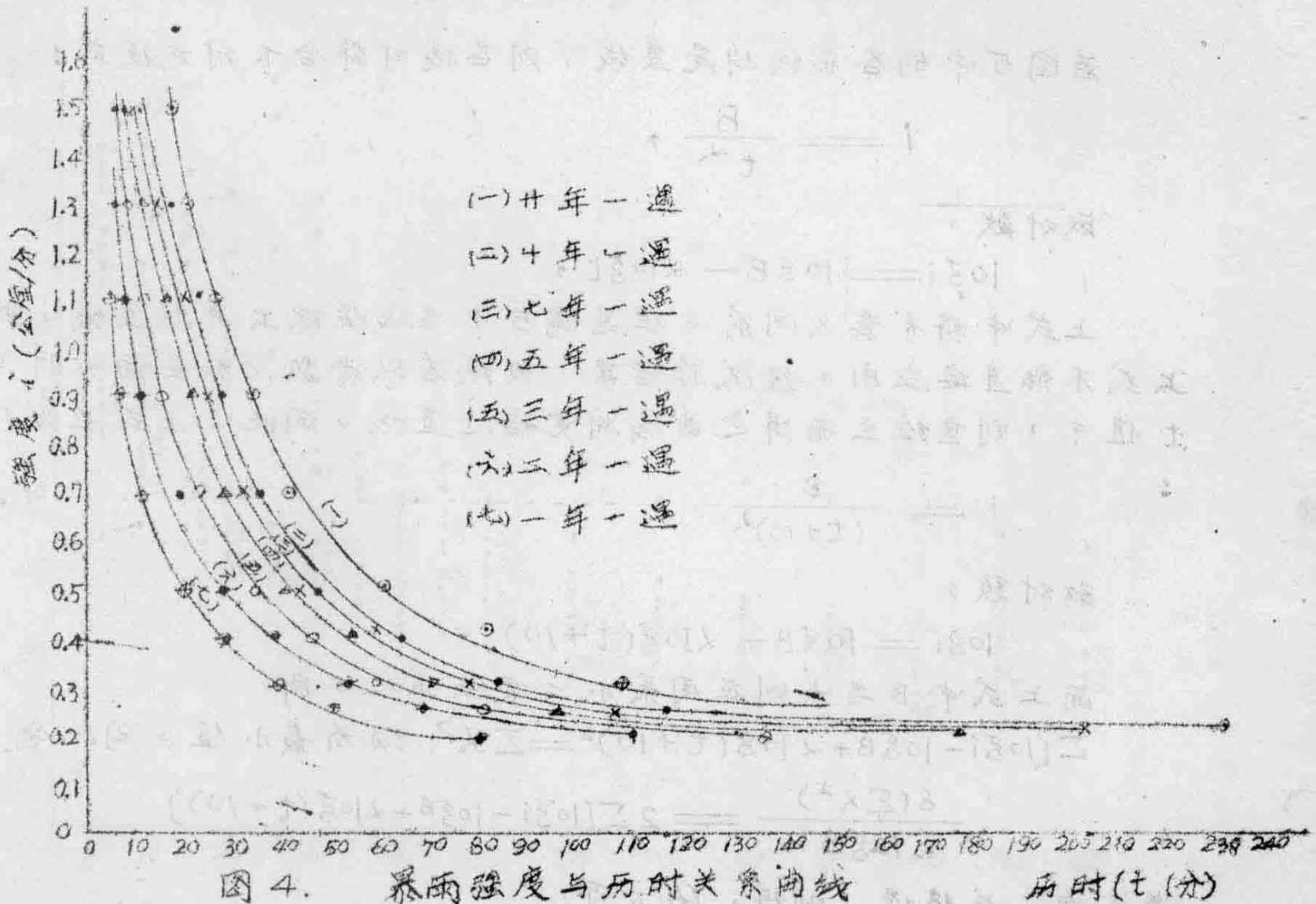


图4. 暴雨强度与历时关系曲线

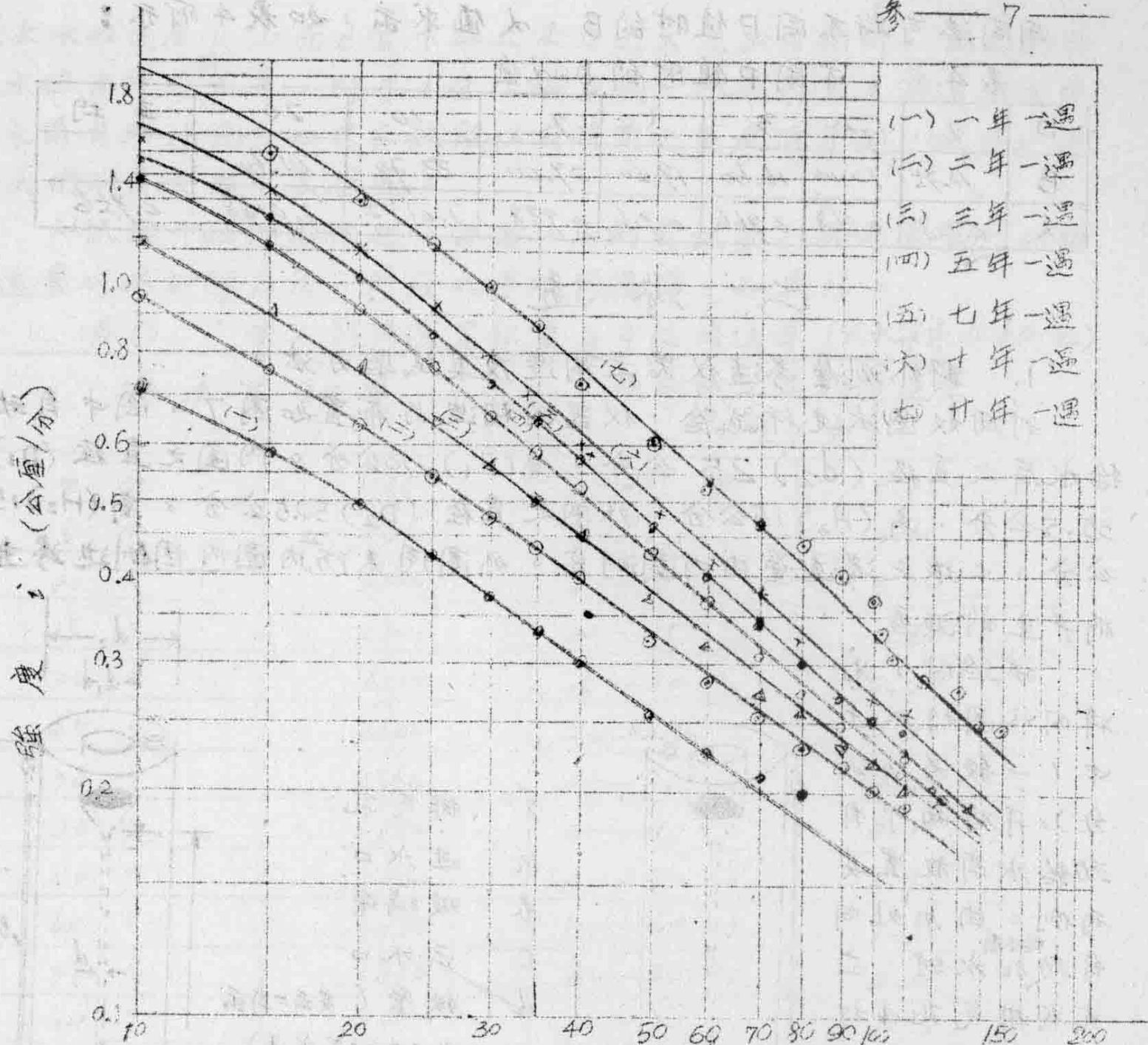


图5. 暴雨强度与历时关系曲线 历时t(分)

$$\sum I \log i = n \log B - \alpha \sum \log(t+10) \quad (3)$$

上式为第一正则方程式，其中n代表观测次数。同法令

$$\frac{\delta(\sum x^2)}{\delta \alpha} = 2 \sum \{ [\log i - \log B + \alpha \log(t+10)] \log(t+10) \} \text{ 等于}$$

零，并移项，则得：

$$\sum [\log i \times \log(t+10)] = \log B \times \sum \log(t+10) - \alpha \sum (\log(t+10))^2 \quad (4)$$

上式为第二正则方程式。

当P=1(一年一遇)时的具体计算如表3。将表中计算结果代入上述正则方程式，而得

$$11 \log B - 18.154 \alpha = -5.134$$

$$18.154 \log B - 30.402 \alpha = -8.874$$

解上两联立方程式，得 $B = 11.75$ ，

$$\alpha = 0.908。$$

用同法可将不同P值时的B、 α 值求出，如表4所示：

表4 不同P值时的B、 α 值

P	1	2	3	5	7	10	20	平均
B	11.75	12.00	16.60	19.40	29.00	33.70	41.60	
α	0.908	0.868	0.966	0.916	0.978	1.0182	1.0188	0.956

二. 渗透

1. 野外测量渗透仪器之构造及其试验方法。

利用双圈法进行试验，仪器的构造与布置如图7，图中自动给水筒之直径(d_2)25公分，高(H_1)100公分。内圈之直径(D_1)35.5公分，高(H_2)15公分。外圈之直径(D_2)50.5公分，高(H_2)15公分。土壤之渗透量由内圈测定。外圈用来防止内圈内因侧边渗透所产生的误差。

试验时，先将内外圈打入土中(一般为10公分)，再将两个自动给水筒放置其两侧。由m处向自动加水筒加水时，应先将排气孔a打开，并捏住(或用夹子夹住)橡皮管e。水应加至玻璃管b后而达读尺最高刻度零点以上。灌足水后将a盖紧，使它毫不漏气。其后，由橡皮管e放去d管内之水，并使水到达

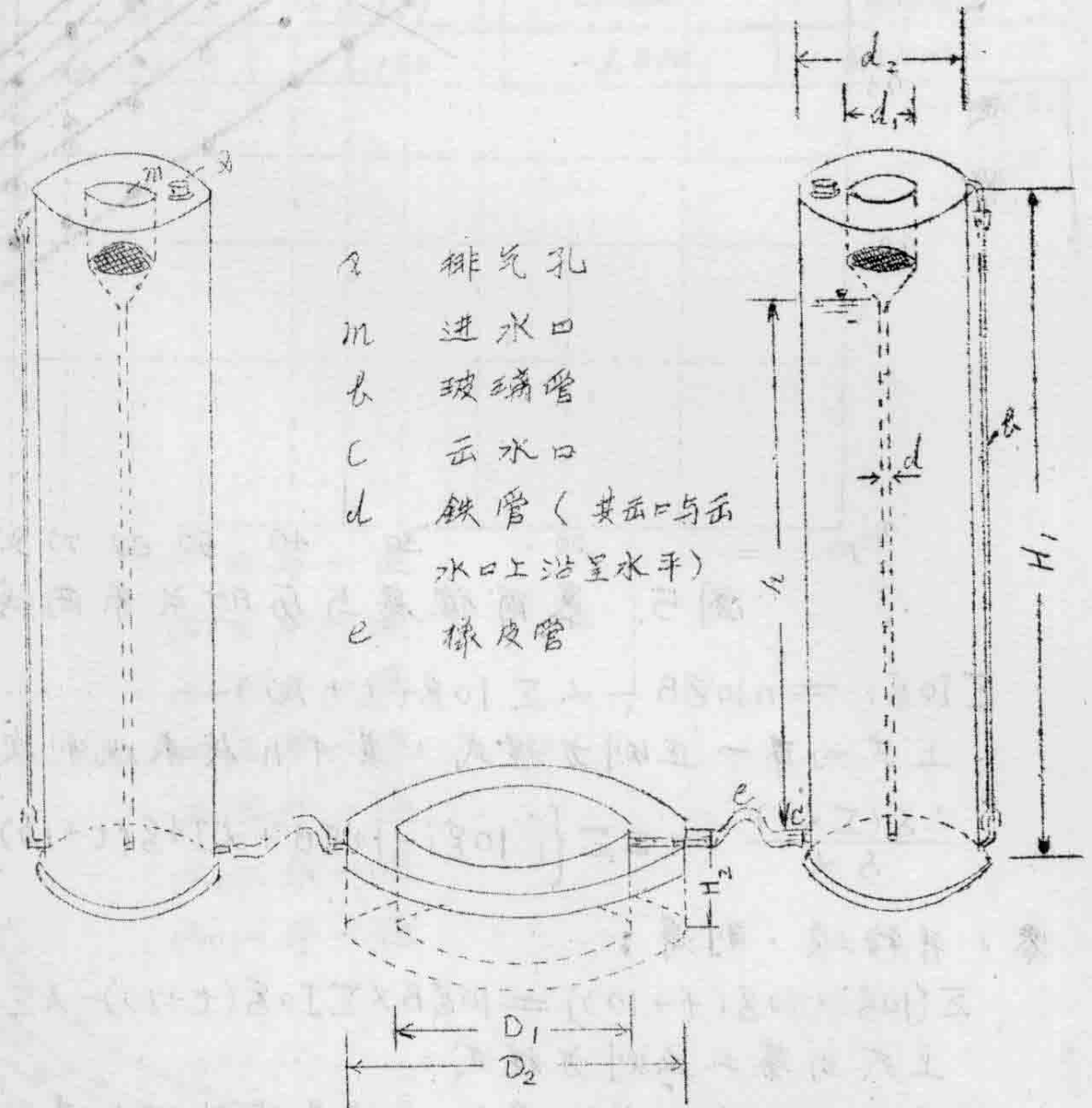


图7. 野外渗透试验仪器示意图。

到读尺零点。于是，将橡皮管e连接到外圈的阻管上。左侧自动给水筒内的水流入外圈，而右侧的则流入内圈。

接着放水，给水筒之上部形成半真空(压力等于一个大气压)

减去水柱高度 h ，而 d 管下端之压力与大气压力相同。因之管内之水位亦可维持不变，即于 d 管下端在同一水平面上。渗透水量由给水筒自动补充。如果在试验以前将筒之高度调节好，就可以得到我们所要求的水层深度。

从试验开始的瞬间起，每隔一定时间记录一次渗透量，根据渗透量可以计算出每一时段之平均渗透率，如表 13。

表 13 黄土的渗透累积量与平均渗透率 (天水梁原坪休闲地)

渗透累积量 (公分 ³)		每时段之平均渗透率 (公分/分)	
2 分	1350	0—2 分	6.75
5 分	2400	2—5 分	3.50
10 分	4000	5—10 分	3.20
15 分	5300	10—15 分	2.60
20 分	6500	15—20 分	2.40
25 分	7700	20—25 分	2.40
30 分	8860	25—30 分	2.20
40 分	10950	30—40 分	2.15
50 分	12900	40—50 分	1.95
60 分	14850	50—60 分	1.95
70 分	16850	60—70 分	2.00
80 分	18700	70—80 分	1.95

根据上表计算之结果，以时间为横轴，而以各时段之平均渗透率为纵轴，可以绘出渗透率与时间之关系曲线如图 8。

2. 渗透率与时间的关系

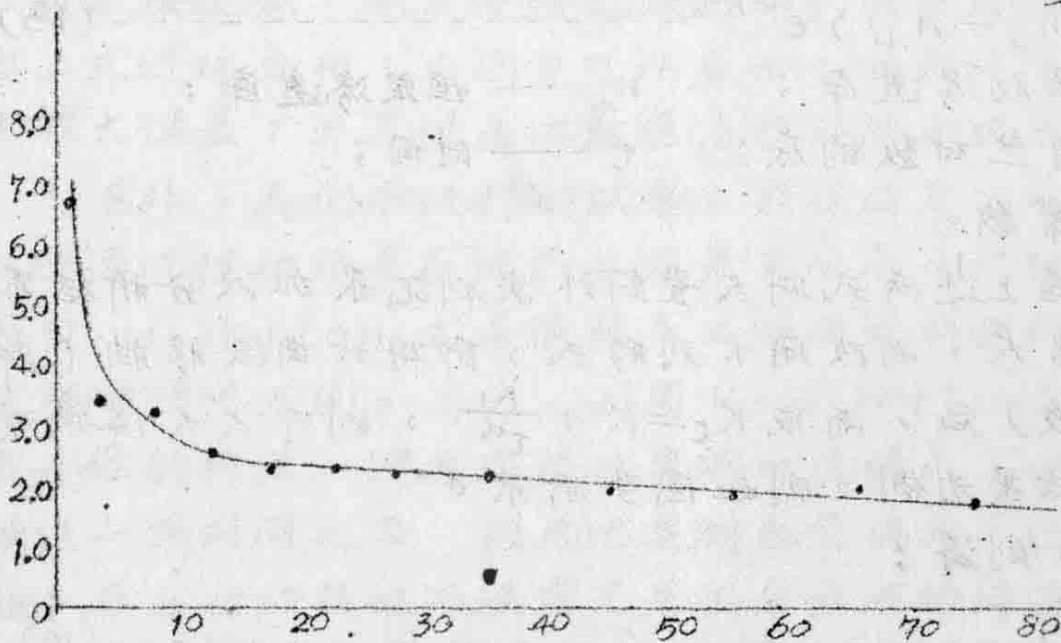


图 8. 土壤渗透曲线 时间 [分]

由图 8 可以看出渗透率随时间而变化，多次试验指出：在开始时渗透率最大，随着时间的增加，渗透率就降低下来，而其降低的速度，亦是开始大，到后来变小，一直到渗透率几达

于恒定为止。渗透过程的这种特征，可解释为主要受到下列两个因素的影响。

(1) 渗透压力比降的降低。渗透压力的比降可用下式表示，

即：
$$J = \frac{h+a}{a} \quad (11)$$

式中 h ——地西的水层深度；

a ——产生渗透的土层深度。

在渗透开始时， a 接近于零，以后 a 随时间而增加，因之渗透压力比降渐次减小。当 a 增至很大时 $J \approx 1$ 。水之渗透率 $w = kJa$ (根据 A. H. КОСТЯКОВ (三))，故当 $J \approx 1$ 时， $w = k$ (式中 k 为渗透系数)，即渗透率随时间渐次减小，最后接近一常数。

(2) 土壤受外力作用时，尤其是经过水浸以后，各颗粒间产生位移，使土壤孔隙率减小，同时土壤中的胶体遇水后膨胀亦能使空隙率减小，因而减小了土壤的透水性及渗透率。

渗透率与时间之关系，得用一定公式来表示。根据 A. H. КОСТЯКОВ (四)，两者间存在着双曲线关系，即：

$$K_t = \frac{k_1}{t^\alpha} \quad (12)$$

式中 K_t ——时间 t 的瞬时渗透率；

k_1 ——第一个单位时间的瞬时渗透率；

α ——常数。

根据 R. H. Horton (五)，两者间存在着逆指数 (Inverse exponential) 曲线关系，即：

$$n = n_u + (n_0 - n_u) e^{-kt} \quad (13)$$

式中 n_0 ——最初渗透率； n_u ——恒定渗透率；

e ——自然对数的底； t ——时间；

k ——常数。

但作者等分别根据上述两式将大量野外实测记录加以分析结果，发现其误差都相当大，而改用下列形式，即将双曲线移轴 (即在等号右侧加一常数) 后，而成 $K_t = k + \frac{k_1}{t^\alpha}$ ，则可大大降低误差。今以缙德试验结果为例，则如图 9 所示。

如将上式移项，则得：

$$K_t - k = \frac{k_1}{t^\alpha} \quad (14)$$

令 $K_T = K_t - k$ ，并取对数值，则得： $\log K_T = \log k_1 - \alpha \log t$ 。

于是将 K_T 及 t 值绘于双对数格座标上应为一^{并假定 K 可以表示 K_T} 直线。根据这种特性即可求得关系式之常数。即由实测之 K_T 将 K_T 与相应之 t 值绘于双对数格座标纸上（以时间为横轴， K_T 为纵轴）可得出许多座标点。用不同的 K 值计算，则座标点之位置亦发生变化，直到这些座标点接近于一条直线为止，则此时之 K 值即为所需求者。上式中常数 α 与 K 可由绘图法亦可由最小二乘法求得。

至于实测资料较适用于上述公式之要求，初步认为与黄土的性质有关。根据公式 $W \approx K t^\alpha$ ，当渗透继续到相当长的时间后，渗透压力比降接近于 1，此时渗透率 $W \approx K$ 。试验结果指出这一点是正确的，如表 14 所示。

表 14 陕北黄土的最后恒定渗透率与渗透系数 α

试验地点	土质	水层深度 (公分)	最后恒定渗透率 W (公厘/分)	原状土的渗透系数 K (公厘/分)
绥德	黄土	2	1.06	1.15
"	"	2	0.70	0.97
"	"	2	0.60	0.84
榆林	"	2	0.98	0.88
"	砂土	2	2.50	2.52

注：表中渗透系数是取高为 10 公分，直径 11.3 公分的原状土，利用北京地质学院的携带式渗透仪测的，水头差为 2 公分。

但按公式 $K_t = \frac{K}{t^\alpha}$ ，随时间 t 的变大，渗透率 K_t 就变^小起来，最后接近零，而实际情况渗透率到最后趋近于一常数。同时，按上式进行分析，由图 9 可以看出：曲线之后半段与实测数值发生较大误差，并且误差之数值有随时间之延长而增大的趋势。

另外，我们所进行的试验一般保持有 2 公分水层的深度，所以渗透过程始终是在地西上有着充分水分供给的条件下进行的。而 R. H. Horton 式是根据人工降雨资料进行分析而得，与我们试验的情况不同。因之，利用 R. H. Horton 公式进行分析，在渗透开始的阶段，渗透率总比实测数值偏小，此从图 9 可以看出。经过一段时间之后，则反比实测数值偏大。这是因为人工降雨试验，在开始阶段地西没有充足的水分供给渗透，也就是水分的供给小于土壤的渗透能力；而当地西有充足的水分供给渗透时，因需要补充前一阶段渗透之差额，所以此时的渗透率就会偏大；至

于曲线的后段，与实测数值还是符合的。

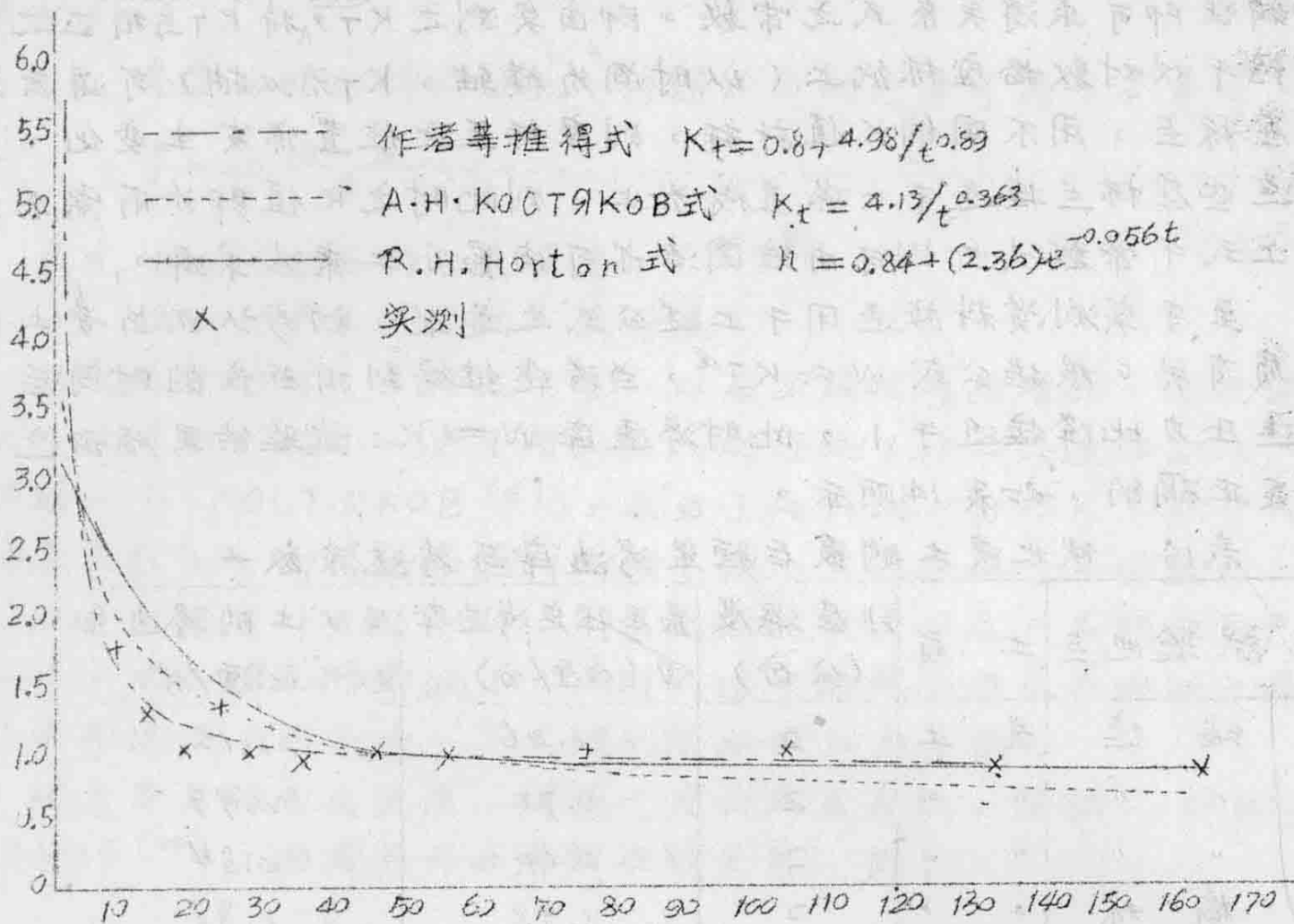


图9 土壤渗透曲线(各种分析方法之比较) 时间 t(分)

3. 影响渗透的因子

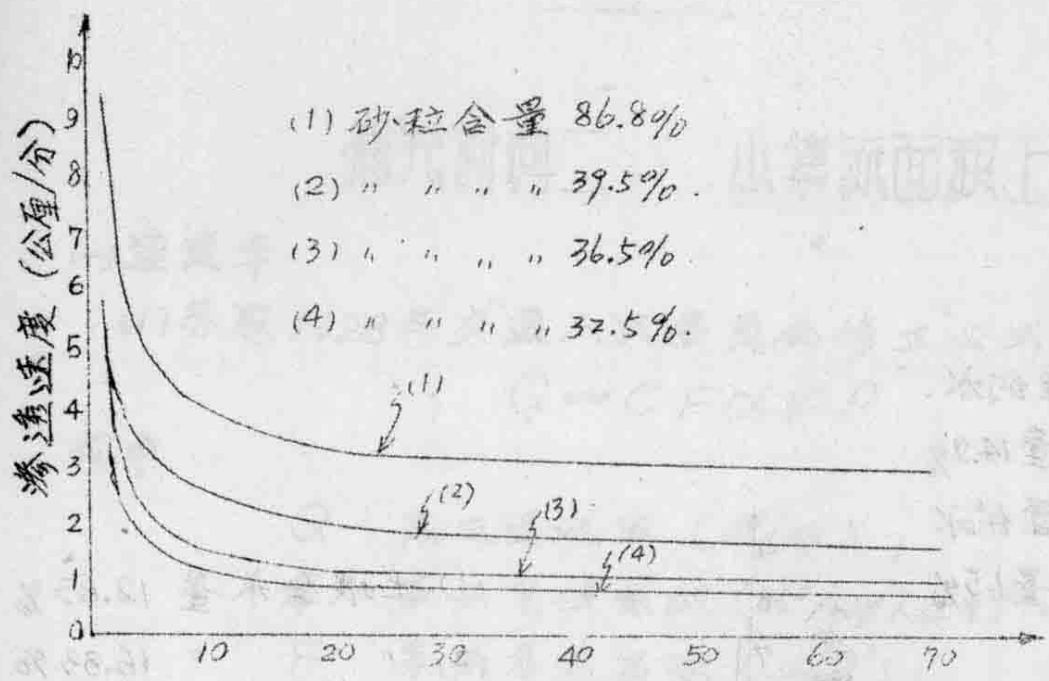
土壤渗透受一系列因子的影响。根据我们野外试验的结果，就其中较为重要者，分别讨论如下：

(1) 土壤的机械组成对渗透的影响，根据试验的结果看出，在土壤含水量和空隙率近似的情况下，土壤含砂粒(粒径0.5~0.05公厘)的百分数愈高，则土壤的渗透率愈大，如表15所示。渗透率与时间关系曲线如图10。

表15. 土壤的机械组成对渗透的影响

砂粒含量 %	渗透与时间关系式	*首30分钟平均渗透率(公厘/分)	最后恒定渗透率(公厘/分)
86.5	$K_t = 2.5 + \frac{7.28}{t^{0.742}}$	4.76	2.5
39.5	$K_t = 1.0 + \frac{4.6}{t^{0.513}}$	2.64	1.0
36.5	$K_t = 0.8 + \frac{4.98}{t^{0.89}}$	1.89	0.8
32.5	$K_t = 0.6 + \frac{2.66}{t^{0.661}}$	1.42	0.6

*注：平均渗透率 $K_{cp} = k + \frac{1}{t} \int_0^t \frac{k_1}{t^x} dt = k + \frac{k_1}{1-x} \left(\frac{1}{t^x} \right)$



(2) 团粒结构对渗透的影响，试验结果指出，土壤中含团粒较多时，则土壤渗透能力亦较强。在天水含水稳性团粒为14.9%的农地上，前30分钟的平均渗透率为2.51公厘/分（三次试验的平均值），而在绥德因土壤结构较差（团粒含量仅1.5%），所以在前30分钟土壤的平均渗透率只有1.65公厘/分（四次试验之平均值）。参阅图11及表16。

图10. 土壤渗透曲线(不同机械组成)

表16 团粒结构对土壤渗透的影响

土壤团粒含量%	渗透率与时间关系式	前30分钟平均渗透率(公厘/分)	最后恒定渗透率(公厘/分)	备注
14.9	$K_t = 0.80 + \frac{4.72}{t^{0.798}}$	2.335	0.8	天水
14.9	$K_t = 0.60 + \frac{6.34}{t^{0.775}}$	2.610	0.6	"
14.9	$K_t = 0.70 + \frac{5.76}{t^{0.797}}$	2.575	0.7	"
1.5	$K_t = 0.80 + \frac{4.98}{t^{0.89}}$	1.89	0.8	绥德
1.5	$K_t = 0.80 + \frac{2.35}{t^{0.437}}$	1.743	0.8	"
1.5	$K_t = 0.70 + \frac{2.66}{t^{0.517}}$	1.647	0.7	"
1.5	$K_t = 0.60 + \frac{2.66}{t^{0.669}}$	1.423	0.6	"

(3) 土壤的含水量对渗透的影响在其他条件近似的情况下，土壤的湿度愈大、土壤的吸水能力愈小。因此，土壤的渗透能力随土壤的含水量之增加而减小。如图12、表17所示。

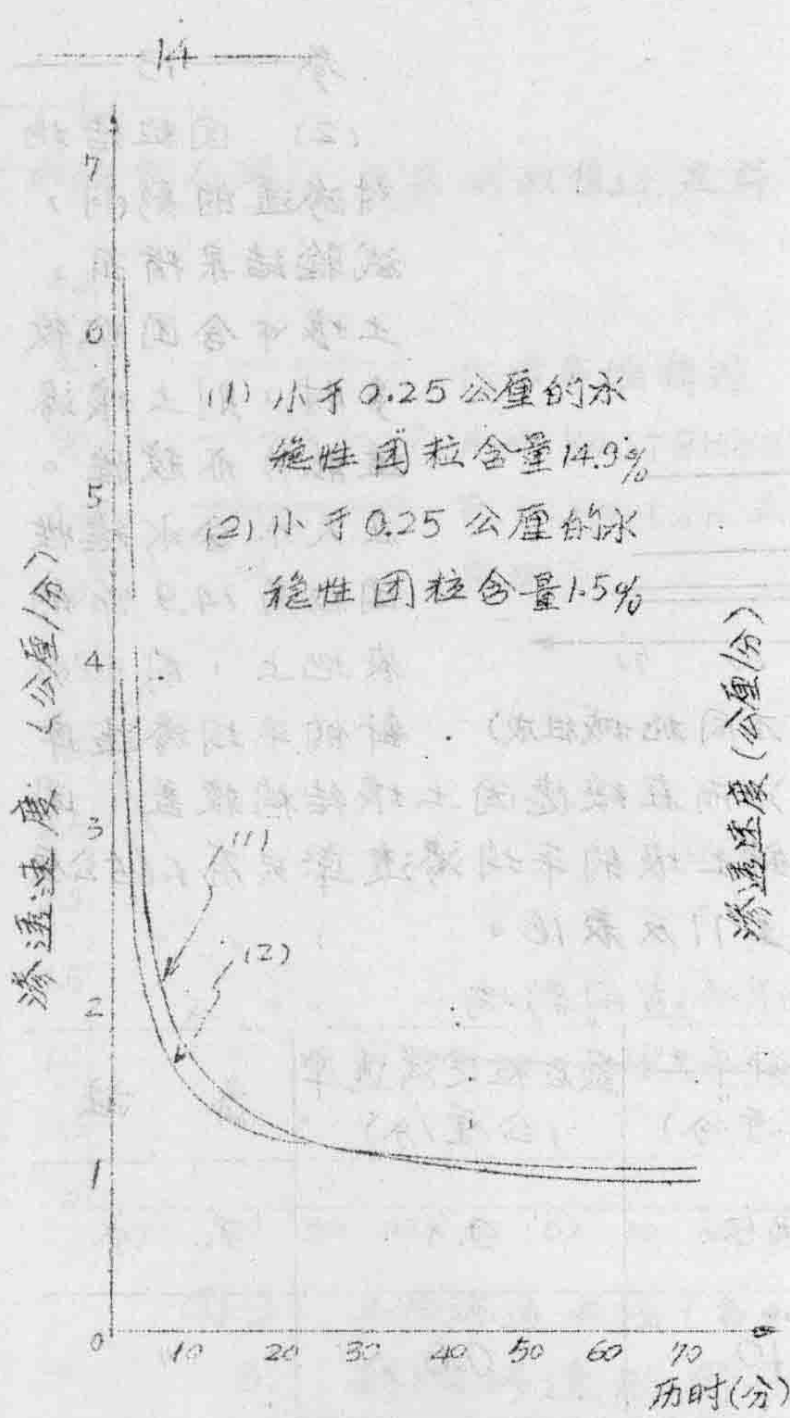


图 11. 土壤渗透曲线 (不同团粒含量)

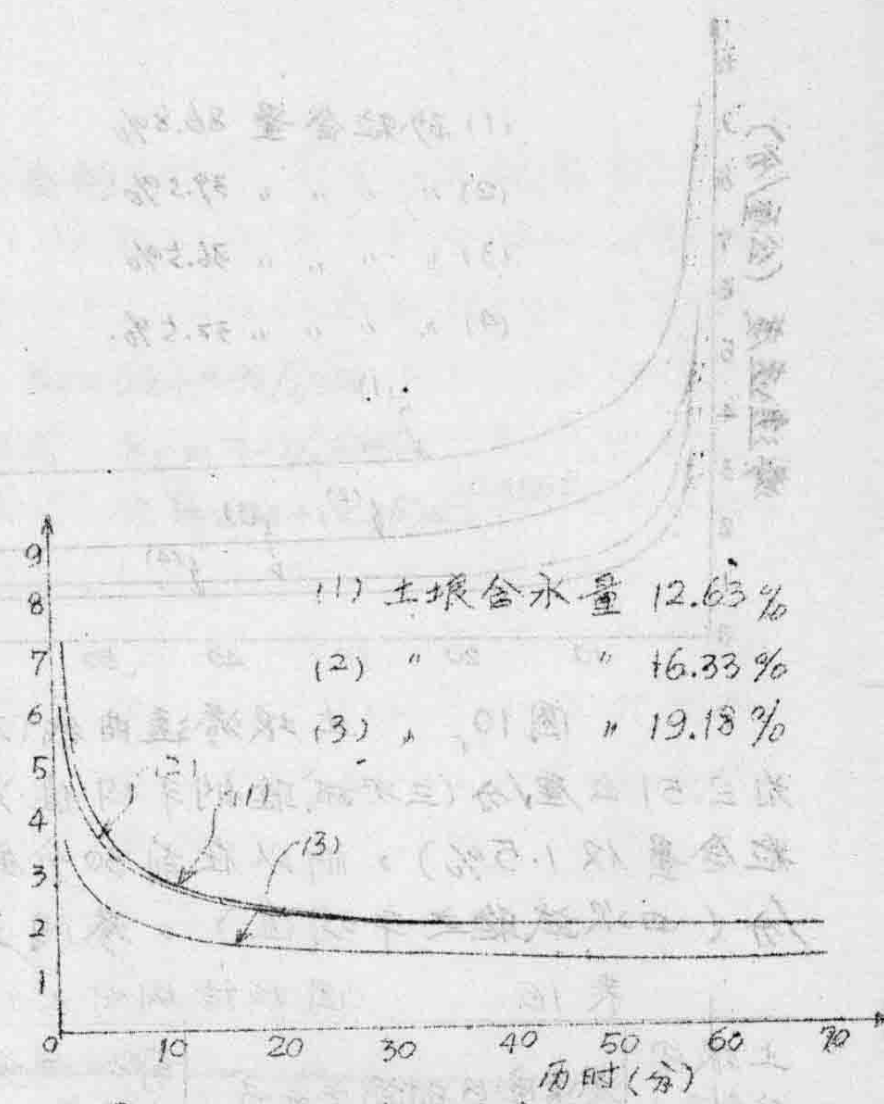


图 12. 土壤渗透曲线 (不同土壤含水量)

表 17 土壤含水量对渗透的影响

土壤含水量 %	渗透率与时间关系式	首30分钟平均渗透率 (公厘/分)	最后恒定渗透率 (公厘/分)
12.46	$K_t = 1.30 + \frac{6.12}{t^{0.624}}$	3.24	1.30
16.33	$K_t = 1.25 + \frac{4.82}{t^{0.544}}$	2.82	1.25
19.18	$K_t = 0.85 + \frac{3.08}{t^{0.523}}$	1.935	0.85

参考文献:

(一) В.В. ЛЕБЕДЕВ, 青岛工学院水能利教研组译: 水文学及水文测验学习题集, 第247页。
 (二) I. A. 查克著, 屠人俊译: 雨水沟渠合理的设计和计算, 第13页。
 (三) A. H. РОСТЯКОВ著, 水利部专家工作室译: 土壤改良原理, 第131页。
 (四) 同上书, 第133页。
 (五) R. E. Horton: Analysis of run-off plot experiments with varying infiltration capacity, trans. amer. geophys. union, 1939, pp. 693-711.

补充材料二 小集流面积上径流的估计

(一) 径流率

(1) 苏联 1928 年交通人民委员会修正公式：

$$Q = C F \alpha \psi \rho$$

式中

Q 表示径流率 (米³/秒)；

C 表示气候系数 (米³/秒 × 公里² = 3.6 毫米/小时)；

F 表示集水面积 (公里²)；

α 表示随集水面积的长和坡度而变的系数；

ψ 表示随土壤和植被性质而变的系数；

ρ 表示随机率而变的改换系数。气候系数 C 可由历时

1 小时的暴雨另换得而得，如河南西部山地历时 1 小时的暴雨另为 55 毫米，则气候系数为 $55 \div 3.6 = 15.3$ 米³/秒 × 公里²。

随集水面积的长和坡度而变的系数 α 值，可由表 1.2 查得。

当 $C < 12$ 时系数 α 值

表 1

流域长度 (公里)	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.008	0.010	0.015	0.020	0.050	0.100
0	0.2	0.25	0.3	0.4	0.5	0.6	0.8	1.0	1.1	1.15	1.2	1.25
1	0.18	0.225	0.27	0.36	0.45	0.54	0.72	0.9	0.99	1.035	1.08	1.125
2	0.15	0.188	0.225	0.3	0.375	0.45	0.6	0.75	0.825	0.863	0.9	0.938
3	0.11	0.138	0.165	0.22	0.275	0.33	0.44	0.55	0.605	0.633	0.66	0.688
4	0.083	0.104	0.135	0.18	0.225	0.27	0.36	0.45	0.495	0.518	0.54	0.563
5	0.066	0.083	0.108	0.144	0.185	0.222	0.296	0.37	0.407	0.426	0.444	0.463
6	0.055	0.069	0.09	0.12	0.154	0.185	0.254	0.317	0.349	0.365	0.38	0.396
7	0.047	0.059	0.077	0.103	0.132	0.159	0.218	0.272	0.308	0.322	0.336	0.35
8	0.041	0.052	0.068	0.09	0.116	0.139	0.191	0.238	0.27	0.282	0.3	0.313
10	0.033	0.041	0.054	0.072	0.093	0.11	0.152	0.19	0.216	0.225	0.24	0.25
12	0.028	0.035	0.045	0.06	0.077	0.093	0.127	0.15	0.18	0.188	0.2	0.209
14	0.024	0.03	0.039	0.051	0.066	0.079	0.109	0.136	0.154	0.161	0.171	0.179
16	0.021	0.026	0.034	0.045	0.058	0.069	0.095	0.119	0.135	0.141	0.15	0.157
18	0.018	0.023	0.03	0.04	0.051	0.062	0.085	0.106	0.12	0.125	0.133	0.139
20	0.017	0.021	0.027	0.036	0.046	0.056	0.076	0.095	0.108	0.113	0.12	0.125